

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
金沢(10)第14号
NJ-53-5-2

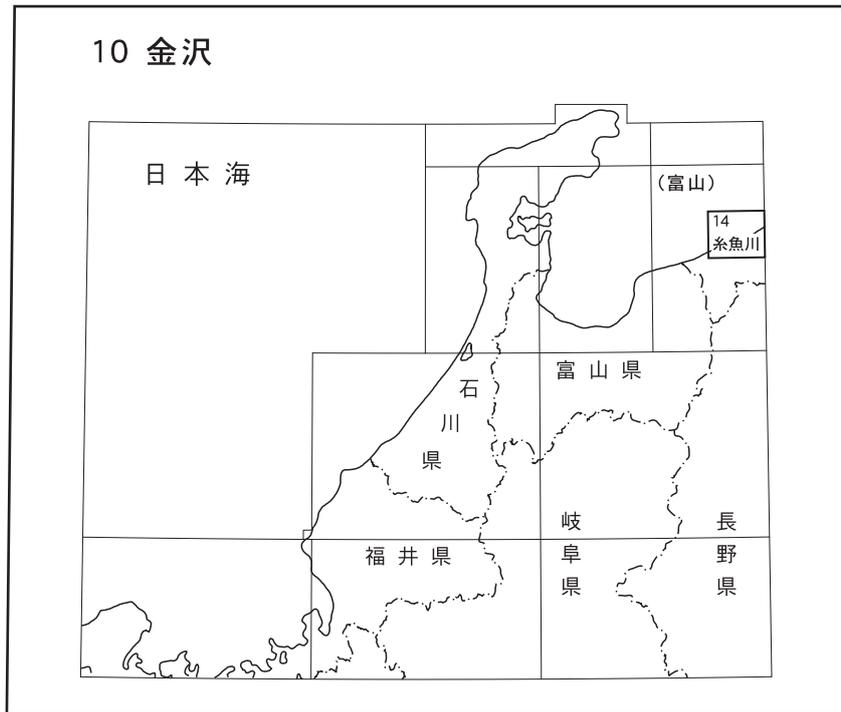
糸魚川地域の地質

長森英明・古川竜太・竹内 誠・中澤 努

平成 30 年

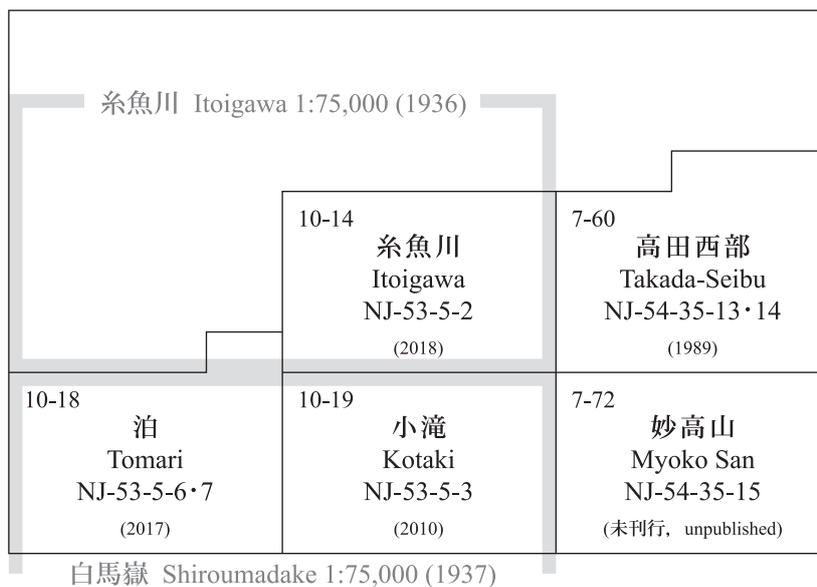
国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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



糸魚川地域の地質

長森英明*・古川竜太**・竹内 誠***・中澤 努*

地質調査総合センターは明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成、出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図の一つであり、基本的な地質情報が網羅されている。糸魚川地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行われたものである。

糸魚川地域の地質図幅の作成は、平成24-26年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。調査執筆にあたっては、地形を中澤が、古生界を竹内が、白亜系-古第三系を古川と竹内が、中新統-中部更新統を長森(堆積物)、古川(火山岩類)及び竹内(岩脈)が、上部更新統-完新統を中澤(段丘堆積物、完新統)、長森(地すべり堆積物及び崩壊堆積物)及び古川(新潟焼山火山噴出物)が、地質構造を長森と竹内が、応用地質を長森及び竹内が担当し、それぞれが研究報告を執筆した。本報告全体の調整と取りまとめは長森が行った。岩石薄片は、大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸、平林恵理(地質標本館)の制作による。

本図幅地域の地質調査を行うに際し、デンカ株式会社青海工場資源部原石課には調査の便宜をはかっていただいた。元電気化学工業株式会社の故小野 健氏、及びフォッサマグナミュージアムの竹之内耕氏からは糸魚川地域の地質について様々なご教示をいただいた。糸魚川市には美山公園でのボーリング調査の便宜をはかっていただくとともに市内の土質ボーリングデータを提供していただいた。独立行政法人鉄道建設・運輸施設整備支援機構糸魚川鉄道建設所には土質ボーリングデータを提供していただいた。地質情報研究部門の坂田健太郎氏には現地調査及びテフラ粒子の屈折率測定についてご協力いただいた。以上の方々に深謝の意を表する。

(平成29年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門

** 活断層・火山研究部門

*** 名古屋大学

Keywords: Paleozoic, Mesozoic, Neogene, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Yokokawa Fault, Maizuru Belt, Akiyoshi Belt, Fossa Magna, Itoigawa City, Global Geopark, Miocene, Pleistocene, Quaternary, Niigata-Yakeyama Volcano

目 次

第1章 地 形	1
1.1 概説	1
1.2 山地	1
1.3 段丘	2
1.3.1 高位面	2
1.3.2 中位面	2
1.3.3 低位面	3
1.3.4 段丘面の勾配	4
1.4 低地	4
1.5 海底地形	5
第2章 地質概説	6
2.1 古生界	6
2.2 白亜系－古第三系火成岩類	7
2.3 中新統－中部更新統	9
2.4 上部更新統－完新統	9
2.5 地質構造	9
第3章 古生界	10
3.1 研究史及び概要	10
3.2 舞鶴帯構成岩類	12
3.2.1 倉谷変成岩類・琴沢火成岩類	12
3.2.2 虫川層	13
3.3 秋吉帯構成岩類	13
3.3.1 青海コンプレックス	13
3.3.2 姫川コンプレックス	15
第4章 白亜系－古第三系	19
4.1 研究史	19
4.2 青海花崗岩	19
4.3 石坂層	19
第5章 中新統－中部更新統	21
5.1 研究史	21
5.2 層序概説	24
5.3 山本層	27
5.4 今井層	27
5.5 仙翁沢層	28
5.6 鰐口層	30
5.7 根知層	31
5.8 海川層	36

5.9	谷根層	36
5.10	名立層	36
5.11	岩脈	38
5.12	猿倉層	39
5.13	江星山層	40
5.14	梶屋敷層	41
5.15	高峰層	45
第6章	上部更新統 – 完新統	46
6.1	ローム層及び段丘堆積物	46
6.1.1	ローム層	46
6.1.2	段丘堆積物	47
6.2	地すべり堆積物及び崩壊堆積物	56
6.3	低地の堆積物	57
6.3.1	扇状地及び谷底低地堆積物	57
6.3.2	沖積錐堆積物	57
6.3.3	海浜堆積物	59
6.3.4	砂丘堆積物	59
6.3.5	低湿地堆積物	59
6.3.6	堰き止め堆積物	60
6.4	新潟焼山火山噴出物	60
6.4.1	研究史及び概要	60
6.4.2	前川土石流堆積物	60
6.4.3	早川火砕流堆積物	60
6.5	埋土及び盛土	61
第7章	地質構造	62
7.1	古生界の地質構造	62
7.2	新生界の地質構造	62
7.2.1	断層	62
7.2.2	褶曲	64
7.3	海域の地質構造	64
第8章	応用地質	66
8.1	天然ガス	66
8.2	酸性白土	66
8.3	温泉・鉱泉	66
8.4	採石	66
8.5	石灰石	66
8.6	その他	66
文 献		67
付図・付表		72
Abstract		73

図・表・図版目次

第 1. 1 図	糸魚川図幅地域の地形	1
第 1. 2 図	姫川沿い及び海川沿いの段丘区分	3
第 1. 3 図	能生川沿いの段丘区分	4
第 1. 4 図	段丘及び現河床（低地面）の標高分布	4
第 1. 5 図	姫川河口域及びその周辺の低地の微地形	5
第 1. 6 図	糸魚川市（旧青海町）須沢の礫浜	5
第 2. 1 図	糸魚川図幅地域の地質概略図	6
第 2. 2 図	糸魚川図幅地域の地質総括図	7
第 2. 3 図	糸魚川図幅地域及びその周辺地域の中・古生界概略図	8
第 3. 1 図	秋吉帯付加コンプレックス分布図	10
第 3. 2 図	青海石灰岩の層序	11
第 3. 3 図	舞鶴帯分布図	13
第 3. 4 図	斑れい岩の岩相	14
第 3. 5 図	青海コンプレックスの岩相	15
第 3. 6 図	青海コンプレックス中の玄武岩の研磨写真と偏光顕微鏡写真	16
第 3. 7 図	姫川コンプレックスの産状を示すルートマップ	17
第 3. 8 図	姫川コンプレックスの岩相	17
第 4. 1 図	青海花崗岩の岩相	20
第 4. 2 図	青海花崗岩のジルコン U-Pb 年代	20
第 5. 1 図	従来の西頸城山地の地質図	21
第 5. 2 図	糸魚川図幅西部地域の中新統 - 中部更新統の層序比較	22
第 5. 3 図	頸城山地西部地域の地質図変遷	23
第 5. 4 図	糸魚川図幅地域の新生界地質概略図	24
第 5. 5 図	糸魚川図幅地域の中新世 - 中期更新世の地質層序	25
第 5. 6 図	姫川右岸で掘削された深坑井の柱状対比図	26
第 5. 7 図	今井層の産状	29
第 5. 8 図	糸魚川図幅地域の新生界火山岩化学組成	29
第 5. 9 図	小滝、糸魚川及び高田西部図幅地域の主要テフラ	30
第 5.10 図	糸魚川温泉付近の鱈口層	31
第 5.11 図	根知層の泥岩相及び砂岩相の岩相	32
第 5.12 図	根知層砂岩相に挟在する軽石質火山碎屑岩層	34
第 5.13 図	根知層火山碎屑岩相の産状	35
第 5.14 図	根知層泥岩相に挟在する軽石質火山碎屑岩層	35
第 5.15 図	根知層及び名立層の岩相分布図	37
第 5.16 図	名立層の岩相	38
第 5.17 図	岩脈の産状と岩相	39
第 5.18 図	猿倉層の産状	40

第 5.19 図	江星山層の産状	41
第 5.20 図	梶屋敷層に含まれる先新第三系の礫分布	42
第 5.21 図	梶屋敷層の柱状対比図	43
第 5.22 図	梶屋敷層の岩相 (1)	43
第 5.23 図	梶屋敷層の岩相 (2)	44
第 5.24 図	高峰層の産状	45
第 6. 1 図	ローム層の模式柱状図と挟在するテフラ・段丘の離水層準及び年代の関係	46
第 6. 2 図	テフラ粒子の顕微鏡写真	47
第 6. 3 図	姫川沿い及び海川沿いの段丘堆積物の分布と礫のインプリケーションが示す古流向	49
第 6. 4 図	能生川沿いの段丘堆積物の分布	50
第 6. 5 図	高位 I 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図	50
第 6. 6 図	糸魚川市美山公園で掘削採取された GS-IT-1 コア (半断面)	51
第 6. 7 図	未区分高位の段丘堆積物	52
第 6. 8 図	中位 I 段丘堆積物	52
第 6. 9 図	姫川沿いの糸魚川市西川原及び大野付近の中位 I ~ III 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図	53
第 6.10 図	姫川沿いの糸魚川市上刈付近の中位 I ~ II 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図	53
第 6.11 図	中位 II 段丘堆積物	54
第 6.12 図	道路工事で露出した中位 II 段丘堆積物	54
第 6.13 図	海川沿いの糸魚川市大和川, 厚田, 及び水保川沿いの中位 II 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図	55
第 6.14 図	能生川沿いの中位 II 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図	55
第 6.15 図	新第三系根知層の泥岩を不整合で覆う中位 III 段丘堆積物	56
第 6.16 図	海川沿いの糸魚川市成沢及び厚田の中位 III 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図	56
第 6.17 図	糸魚川市谷根の地すべり堆積物	57
第 6.18 図	姫川河口域及びその周辺の低地の堆積物分布	58
第 6.19 図	糸魚川市市街地付近の扇状地から低湿地にかけてのボーリング柱状図	58
第 6.20 図	糸魚川市横町 (Loc. 39) 及び寺町 (Loc. 40) の砂丘堆積物及び海浜堆積物のボーリング柱状図	59
第 6.21 図	古川河口付近の堰き止め堆積物	60
第 6.22 図	新潟焼山火山噴出物	61
第 7. 1 図	地質構造概略図	64
第 7. 2 図	横川断層の東域の地質構造	65
第 5. 1 表	根知層に挟在する軽石質火山碎屑岩のフィッショントラック年代値	30
第 6. 1 表	テフラの記載岩石学的特徴	48
付表 1	全岩化学組成分析値及び試料採取地点一覧	72

第1章 地 形

(中澤 努)

1.1 概 説

糸魚川^{いといがわ}図幅地域は、新潟県西部に位置し、北緯 37° 00' 10.9" ~ 37° 10' 10.9", 東経 137° 44' 48.8" ~ 137° 59' 48.8" の範囲に相当する(第 1.1 図)。本図幅地域は、全域が新潟県糸魚川市(旧青海町、旧能生町の^{おのみ}う)を含む)である。

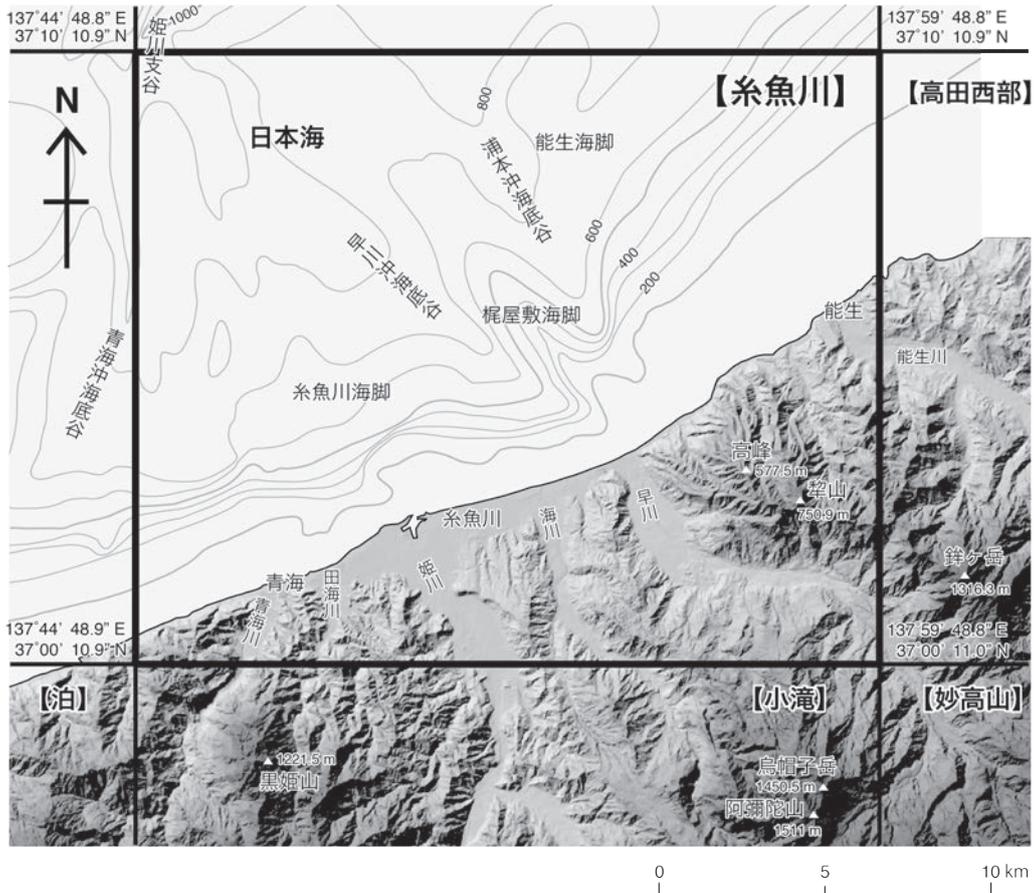
本図幅地域の北部・中央部は海域で占められ、陸域は図幅南東部にみられる。陸域の多くは山地からなる。本図幅地域内の最高地点は約 750.9 m(図幅南東部の^{からすき}の) 犂山)であり、本図幅地域内の陸域だけでも海水準から標高差約 750 m に及ぶ起伏がある(第 1.1 図)。また陸域と海域を含めると高度差は 1,700 m に達する。

山地は一部で急斜面を呈するが、姫川以東の山地では

地すべり地形が多く発達し、それに起因する緩傾斜地が各所にみられる。また、姫川や海川、能生川などの河川沿いには段丘が認められる。低地は山間の河川沿い及び海岸沿いにみられるが概して狭い。

1.2 山 地

本図幅地域の山地のうち、東部の犂山(標高 750.9 m)や高峰^{たかのみね}(標高 577.5 m)は、更新世の火山岩類からなる。これらの山々は山頂及び尾根付近は比較的緩やかな傾斜であるが、谷の開析は著しく、谷沿いに急崖が形成されることが多い。一方、それらを取りまく、新第三紀堆積層からなる山々には、大規模な地すべり地形が多く見受



第 1.1 図 糸魚川図幅地域の地形

陸域の陰影図は国土地理院基盤地図情報数値標高モデル 10 m メッシュを利用して作図。海域の等水深線(単位 m)は昭和 45 年海上保安庁発行海底地形図「能登半島東方」「佐渡島南方」を基に作図。海底地形名は桜井ほか(1972)に基づく。

けられ、緩斜面が形成されており、一部の火山岩類が形成する急斜面と著しく異なる斜面形態を呈している。また新第三紀火山岩類からなる本地域南東方の烏帽子岳の北斜面には、本図幅地域内まで広がる、大規模な地すべり・崩壊地形が見受けられる。

姫川より西側の山地は、飛騨山脈主軸部から北東方向に延びる尾根群の末端に相当する。ペルム紀付加体である秋吉帯石灰岩からなる黒姫山の北斜面やその周辺の秋吉帯岩石類及び舞鶴帯岩石類が分布する地域は一部急崖を形成するが、姫川沿いの平野部に近い山々は古第三紀～新第三紀の火山岩・凝灰岩類等からなり、比較的緩やかな斜面を形成している。

1.3 段丘

本図幅地域には河川沿いに段丘が発達する(第1.2図; 第1.3図)。これらの段丘面は現在の海岸線にほぼ直交する方向、すなわち北～北北西方向に緩く傾斜する。また段丘面はそれぞれの相対的な位置関係から、高位面、中位面、低位面に分けることができる。このうち高位面はさらに高位I面、高位II面に、中位面は中位I面、中位II面、中位III面に細分することができる。以下にそれぞれの段丘面の特徴を記述する。なお、段丘被覆層(ローム層)の層序及び形成年代は第6章を参照された。

1.3.1 高位面

高位I面

姫川右岸の千丈が岳付近から糸魚川市街地南縁付近までの地域に分布する(第1.2図)。本図幅地域では最も広く発達する段丘面である。本段丘面に相当すると考えられる平坦面は糸魚川市(旧能生町)鬼伏付近の標高220～160m付近にも認められる。本段丘面は他の段丘に比べ開析が進んでおり、段丘面を開析する谷地形が多く発達している。段丘面は北～北北西傾斜で、糸魚川市街地付近の段丘は標高が最も高い千丈が岳山頂で246m、山頂から約3km北方の糸魚川市街地南縁付近で標高約35mまで高度を下げる(第1.4図)。勾配は約70%である。本段丘面の詳細な形成年代は不明であるが、第6章に後述するように、段丘被覆層であるローム層の基底から約3m上位にTt-Dテフラが認められることから、形成年代はMIS 5cよりはかなり古いと考えられる。

高位II面

姫川右岸の糸魚川市美山公園付近から糸魚川市街地南縁付近までの地域に分布する(第1.2図)。前述の高位I面に隣接する。段丘面は北～北北西傾斜で、標高が最も高い美山公園付近で約100m、そこから約1.2km北

方の糸魚川市街地に接する段丘北縁付近で標高約30mまで高度を下げる(第1.4図)。勾配は約60%である。本段丘面の形成年代は不明であるが、高位I面と標高及び勾配が大きくは変わらないことから、高位I面とほぼ同様かそれよりやや新しい形成年代が考えられる。

1.3.2 中位面

中位I面

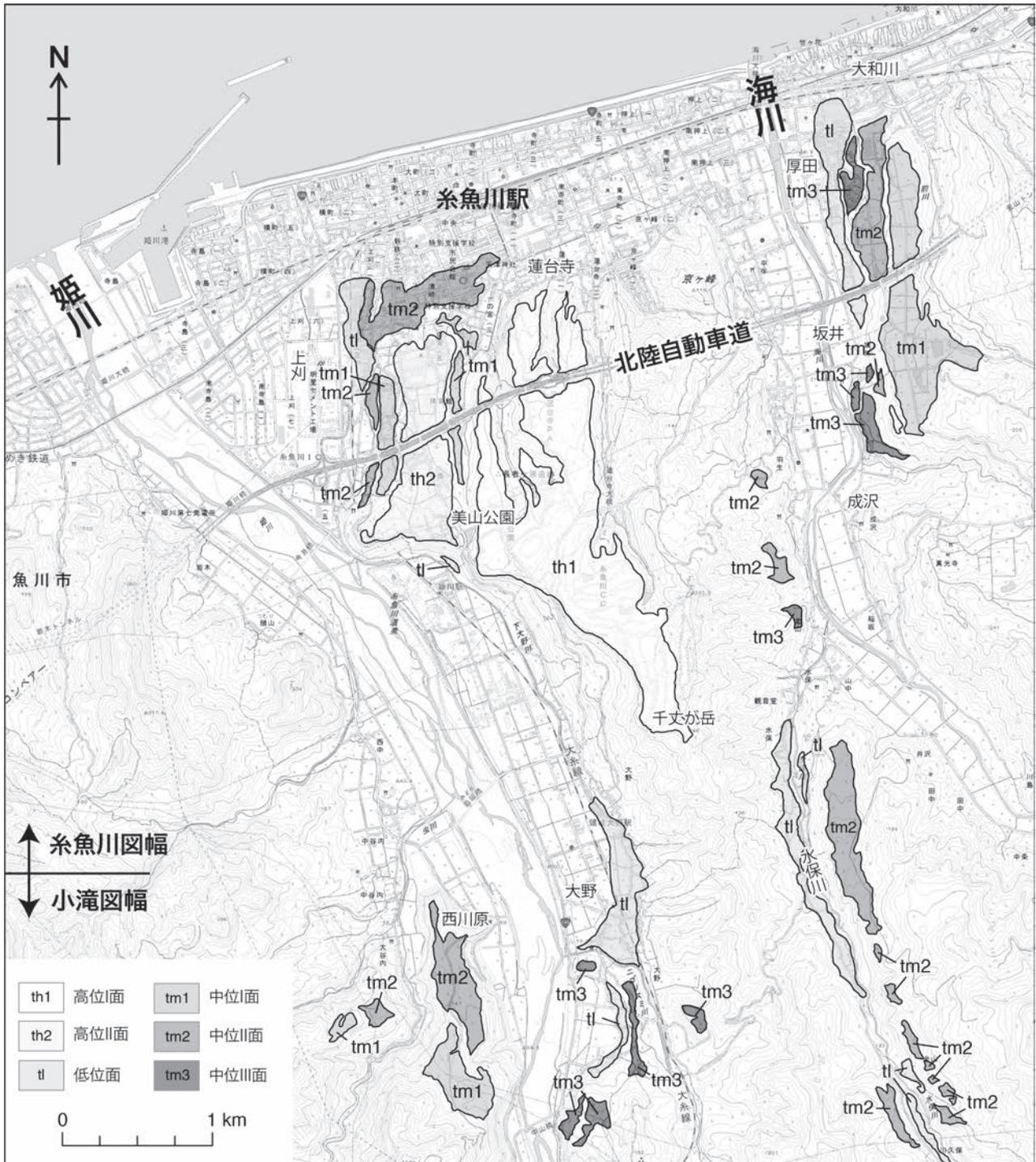
姫川沿い、海川沿い、能生川沿いに分布する。姫川沿いの本段丘面は姫川右岸の糸魚川市上刈付近に高位II面に隣接して南北に細長く分布するほか、姫川左岸の糸魚川市西川原付近(南に隣接する小滝図幅地域内)に点在して分布する(第1.2図)。段丘面の標高は西川原付近で約200m、糸魚川市上刈付近の段丘北縁で標高約30mまで高度を下げる(第1.4図)。姫川沿いの本段丘面の勾配は約40%。一方、海川沿いの本段丘面は、海川右岸の糸魚川市坂井付近から糸魚川市大和川付近までの地域に南北に細長く分布する(第1.2図)。標高は南端の坂井付近で約110m、北端の大和川付近で約35mまで高度を下げる(第1.4図)。海川沿いの本段丘面の勾配は約40%。能生川沿いでは、能生川河口付近の左岸に分布が認められる(第1.3図)。標高は南端で約100m、北端で約70mまで高度を下げる。被覆ローム層の層序から本段丘はMIS 5c頃に形成されたと考えられる。

中位II面

姫川沿い、海川沿い、能生川沿いに分布する。姫川沿いの本段丘面は姫川右岸の糸魚川市上刈付近に中位I面に隣接して分布するほか、姫川左岸の糸魚川市西川原付近(南に隣接する小滝図幅地域内)にも分布が認められる(第1.2図)。段丘面の標高は西川原付近で約150mであるが、糸魚川市街地に近い段丘北縁で標高約10mまで高度を下げる(第1.4図)。勾配は約25%。一方、海川沿いの本段丘面は、海川右岸の糸魚川市厚田から大和川付近に南北に細長く分布するほか、海川左岸に注ぐ支流の水保川沿いにも南北に細長く分布が認められる(第1.2図)。標高は南端の水保川沿いで約180m、北端の大和川付近で約30mまで高度を下げる(第1.4図)。勾配は約30%。能生川沿いの本段丘面は、能生川河口付近の左岸に中位I面に隣接してわずかに分布が認められる(第1.3図)。標高は約45mである。本段丘の被覆ローム層の層序から本段丘はMIS 5a頃に形成されたと考えられる。

中位III面

姫川沿い、海川沿い、能生川沿いに分布する。姫川沿いの本段丘面は姫川右岸の糸魚川市大野付近(南に隣接する小滝図幅地域内)に分布が認められる(第1.2図)。



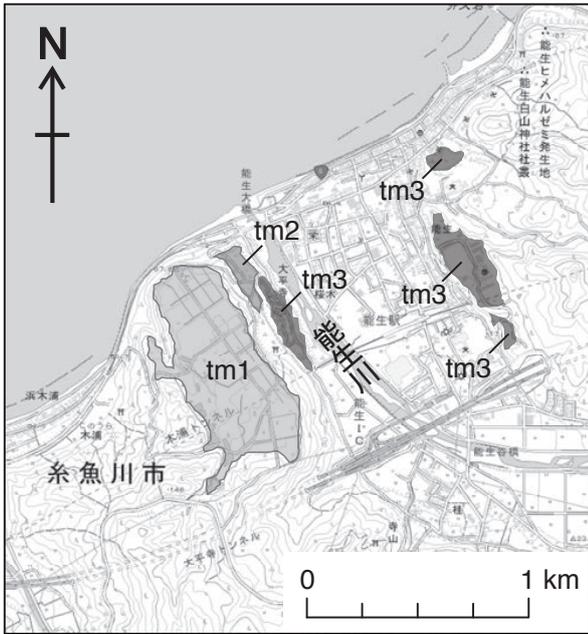
第 1. 2 図 姫川及び海川沿いの段丘区分
基図は地理院地図を使用。

標高 70 ~ 120 m に点在し、連続が悪いことから (第 1. 4 図), 複数の段丘面からなると考えられる。海川沿いの本段丘面は、海川右岸の糸魚川市坂井付近と厚田付近に認められるほか、海川左岸の水保川合流点付近にもわずかに分布が認められる (第 1. 2 図)。標高は南端の水保川合流点付近で約 80 m, 北端の厚田付近で約 20 m まで高度を下げる (第 1. 4 図)。能生川沿いの本段丘面は、能生川河口付近の左岸、糸魚川市 (旧能生町) 太平寺に

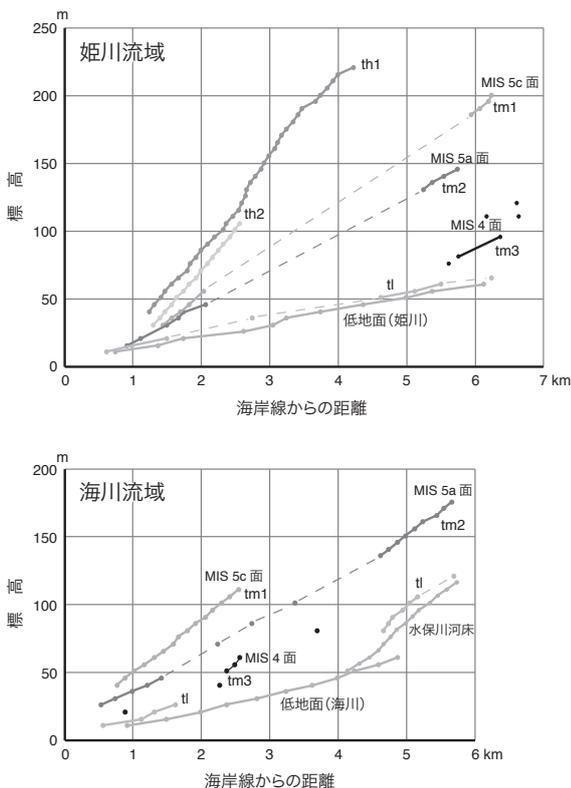
中位 I 面や中位 II 面に隣接してわずかに分布が認められるほか、能生川右岸の糸魚川市 (旧能生町) 能生付近にも点在する (第 1. 3 図)。標高は約 35 ~ 40 m である。本段丘の被覆ローム層の層序から本段丘は MIS 4 頃に形成されたと考えられる。

1. 3. 3 低位面

姫川、海川の現河床沿いに狭く分布する (第 1. 2 図)。



第 1. 3 図 能生川沿いの段丘区分
基図は地理院地図を使用。



第 1. 4 図 段丘及び現河床（低地面）の標高分布
th1：高位 I 面，th2：高位 II 面，tm1：中位 I 面，
tm2：中位 II 面，tm3：中位 III 面，tl：低位面

本図幅地域内では現河床面との標高差は数 m 以下で現河床とほぼ同じ傾斜（姫川沿いで約 10 %）で下流に高度を下げる（第 1. 4 図）。後述するように段丘面の被覆層は耕作土のみでローム層が認められないため、本段丘の形成年代は完新世と考えられる。

1. 3. 4 段丘面の勾配

本図幅地域内の段丘面は現河川と同様に北方、つまり海側に向かって一様に傾斜する。しかしその勾配は段丘ごとに異なり、高位 I 面は約 70%，高位 II 面は約 60%，中位 I 面は約 40%，中位 II 面は約 25～30%，低位段丘は約 10%，そして現河床は低位段丘とほぼ同じ約 10%である。すなわち、勾配は高位 I 面で最も大きく、高位 II 面から中位 I 面，II 面，III 面，低位段丘へと小さくなる（第 1. 4 図）。このような段丘面ごとの勾配の変化は、本図幅地域の地層が北側（海側）に連続的に傾動することで、古い段丘面ほど形成当時の河床勾配よりも大きく傾いていると考えられる。

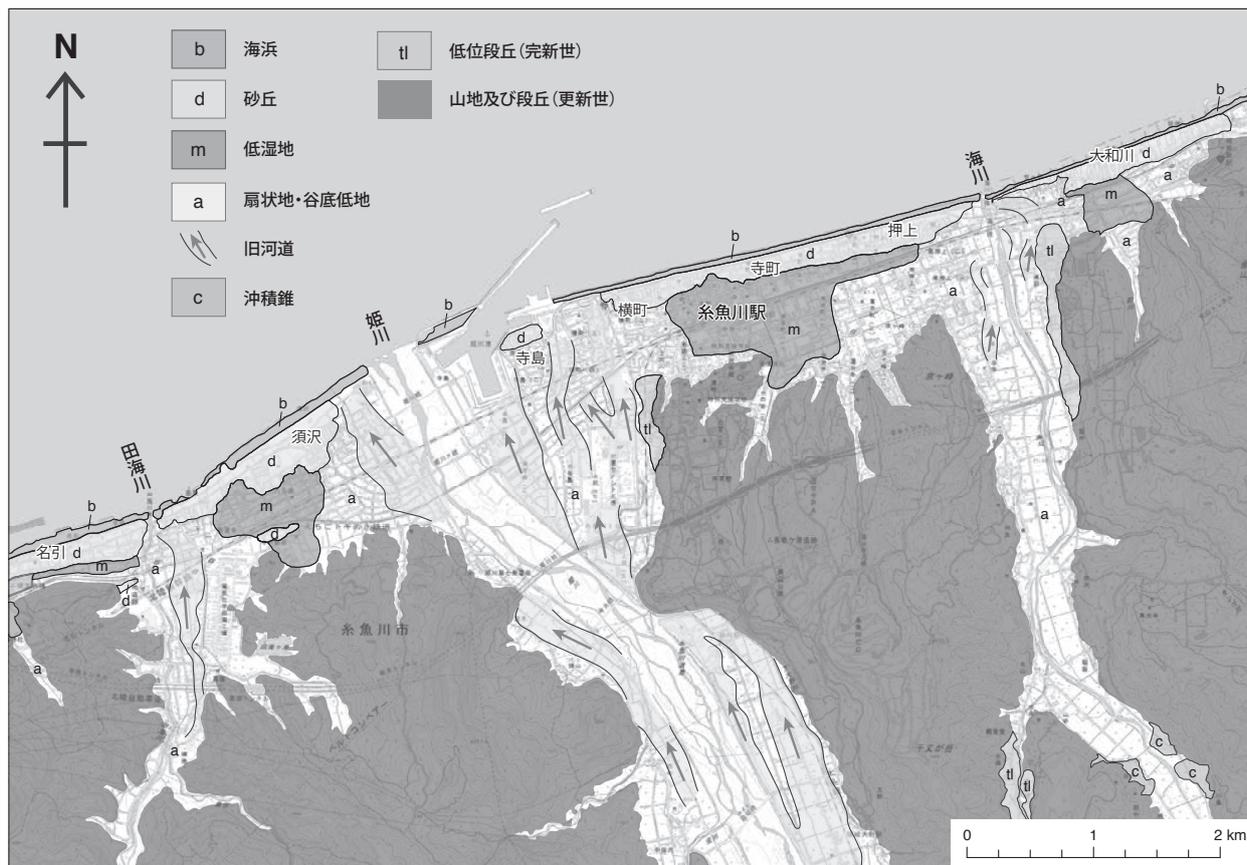
1. 4 低地

糸魚川図幅地域では、低地は河川沿いと海岸沿いに発達する（第 1. 1 図；第 1. 5 図）。

河川沿いの低地は、西より青海川、田海川、姫川、海川、早川、能生川などの扇状地性の網状河川が形成する（第 1. 1 図）。河口付近はファンデルタを形成し、河床がやや広がるが、河口から山地の末端までは 1 km 未満であり、山間部では一般に河床は狭い。河川沿いの低地面には、現在は圃場整備によりほぼ消滅しているが、過去の空中写真（例えば 1947 年米軍撮影空中写真など）では無数の旧河道が周囲に比べてやや低い微地形として確認できる（第 1. 5 図）。河床勾配は河口から数 km 以内の糸魚川図幅地域内でも、姫川で約 10%，海川で約 13%と、一般的な河川に比べるとかなり急勾配である（第 1. 4 図）。また、海川や早川などには、小河川との合流点付近に小河川により運搬されてきた堆積物により小規模な扇状地（沖積錐）が形成されていることがある（第 1. 5 図）。そのような沖積錐は、多くの場合、本流河川により末端が侵食されている。

海岸沿いの低地は、海浜、砂丘、及びそれらの背後の低湿地に分けられる（第 1. 5 図）。本図幅地域における海岸線は山地が海に面している箇所では岩礁となっているが、それ以外の地域ではやや急傾斜の礫浜（第 1. 6 図）が形成されている。糸魚川市域の海浜は、現在は浸食により海岸線が後退しており（宇多・野口，1993；白井，2000），その対策工事が行われている。

海浜の背後には砂丘が発達していることが多い（第 1. 5 図）。特に糸魚川市押上から横町、そして寺島、糸魚川市（旧青海町）須沢から名引にかけての海岸線に沿



第 1. 5 図 姫川河口域及びその周辺の低地の微地形
基図は地理院地図を使用。



第 1. 6 図 糸魚川市（旧青海町）須沢の礫浜

う地域では砂丘の発達が顕著であり、砂丘の上に古くからの市街地が発達している。糸魚川市（旧青海町）須沢の砂丘は、現在は人工改変され標高 10 m 程度であるが、昭和 30 年頃までの旧版地形図によると標高 15.9 m に及ぶ砂丘が発達していた。砂丘の発達の良い地域では、砂丘の背後（山側）に低湿地が発達している（第 1. 5 図）。例えば糸魚川市中央（糸魚川駅周辺）では、北側を砂丘、東側を海川の扇状地、西側を姫川の扇状地、背後（南側）を段丘で囲まれた低標高の地域に低湿地が発達する。また糸魚川市（旧青海町）須沢では、同じく北側を海浜・

砂丘、東側を姫川の扇状地、西側を田海川の扇状地、背後（南側）を山地で囲まれた地域に低湿地が発達している。これらの低湿地は、水田として利用されてきたが、最近では市街地化・宅地化がすすんでいる。

1. 5 海底地形

本図幅地域は海域の地形も変化に富んでいる。糸魚川市の沖合には、早川沖海底谷、青海沖海底谷などがみられる（第 1. 1 図）。これらの谷は本図幅地域の北西端付近で合流し、姫川支谷と呼ばれる比較的大きな海底谷となり、さらに北方で富山深海長谷に合流する（桜井ほか、1972）。また姫川沖には、現在の姫川河口よりもやや東の姫川港の沖に、姫川のファンデルタと考えられる扇状の突出がみられ、さらに沖合には水深 800 m 程度までつづく糸魚川海脚と呼ばれる高まりがある（第 1. 1 図）。

一方、早川の沖合にあたる早川海底谷の東側には、陸域の高峰から北西方向に尾根状に連続する梶屋敷海脚と呼ばれる高まりがみられる（第 1. 1 図）。また、能生沖は水深 600 m 付近までは海岸にほぼ平行な地形がみられるが、さらに沖合には能生海脚と呼ばれる高まりがある（第 1. 1 図）。

第2章 地質概説

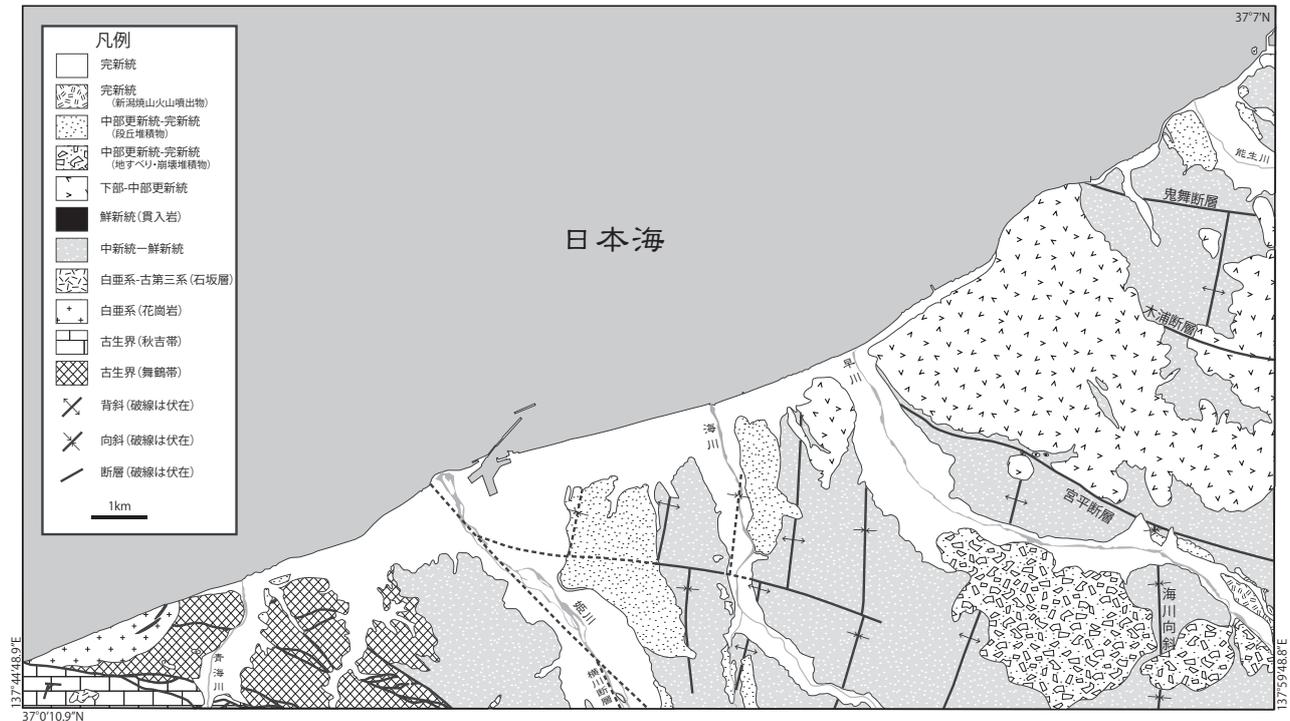
(長森英明・古川竜太・竹内 誠・中澤 努)

日本を代表する地質構造線の1つとして、本州中央部を南北に走る糸魚川－静岡構造線がある。糸魚川図幅地域は、構造線の北端に位置することから、その地域名が構造線の名称に用いられている。このため、日本の地質学に関する地名の中でも最も有名な地域の一つに挙げられるほか、世界ジオパークとして「糸魚川ジオパーク」が日本国内からは初めて認定されている。

本図幅地域の姫川沿いに位置する糸魚川－静岡構造線に相当する横川断層を境にして、西側の西南日本と東側の東北日本に区分される。西側には中・古生界が主に分布し、東側には北部フォッサ・マグナ地域に堆積した中新統から下部更新統が分布する(第2.1図)。北部フォッサ・マグナ地域に堆積した中新統の一部は、西側に越境して分布している。中部更新統から完新統の堆積物として、段丘堆積物、低地の堆積物、地すべり堆積物、新潟焼山火山噴出物などが、下位層を不整合で覆い分布する。本図幅地域に分布する地質の総括図を第2.2図に示す。

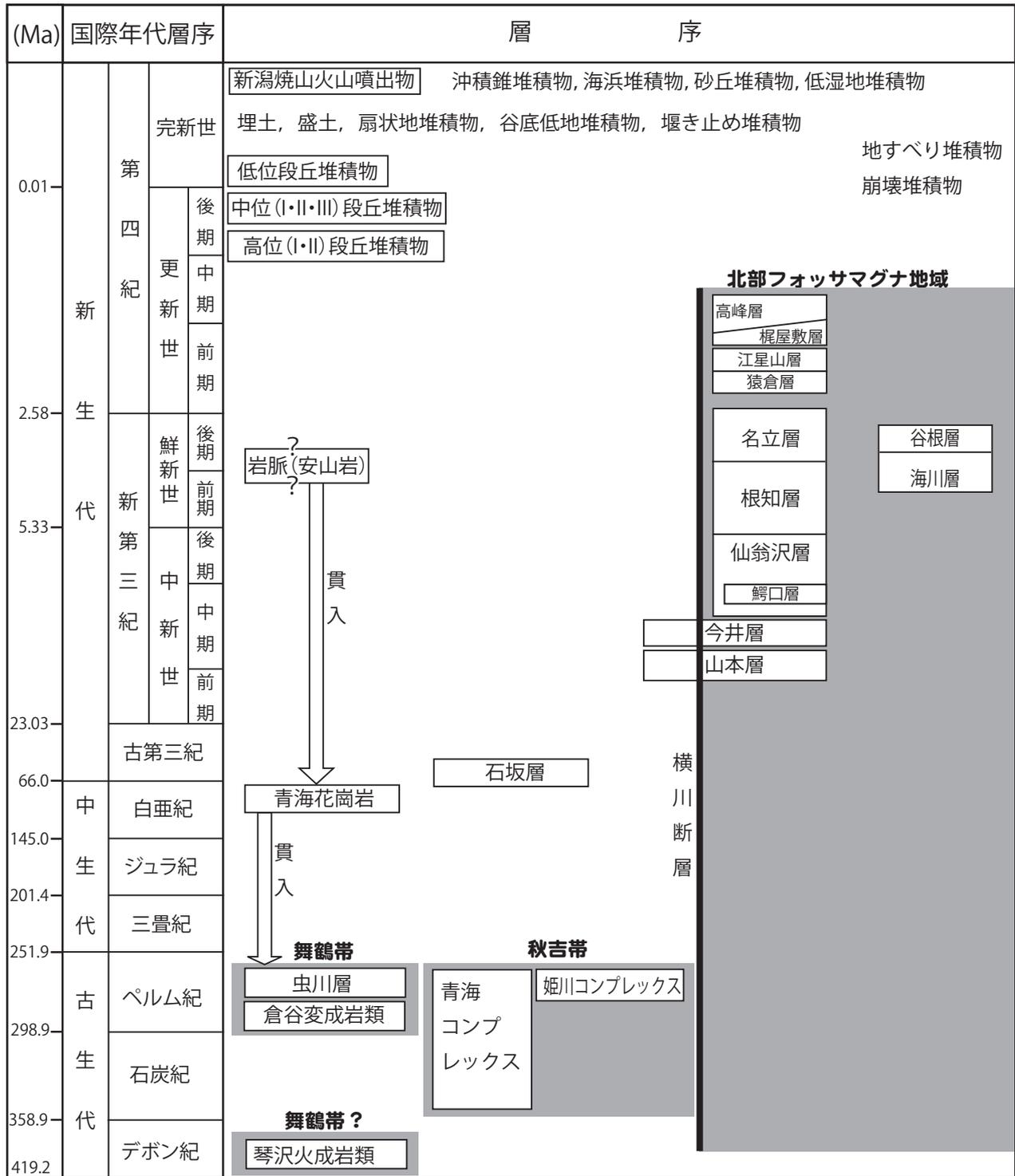
2.1 古生界

西南日本内帯の構成要素のうち、本図幅地域には、ペルム紀付加体からなる秋吉帯構成岩類とペルム紀島弧－背弧海盆系の舞鶴帯構成岩類が分布する(第2.3図)。秋吉帯構成岩類と舞鶴帯構成岩類は、小滝図幅地域では西北西－東南東方向の左横ずれ断層で接する(竹内ほか, 2010)が本図幅地域では確認できていない。舞鶴帯は、斑れい岩を主とする琴沢火成岩類、角閃石片岩を主とする倉谷変成岩類、泥岩と角礫岩からなるペルム系虫川層が分布する。琴沢火成岩類、倉谷変成岩類、虫川層はそれぞれ断層関係である。秋吉帯は、本図幅地域では、玄武岩と石炭紀～ペルム紀の石灰岩からなる青海コンプレックス、及びペルム紀のチャート、珪質泥岩、泥岩、砂岩などからなる混在岩を主とする姫川コンプレックスに区分される。



第2.1図 糸魚川図幅地域の地質概略図

本図の範囲は、糸魚川図幅地域の北部海域の一部を省略した。走向傾斜は省略した。



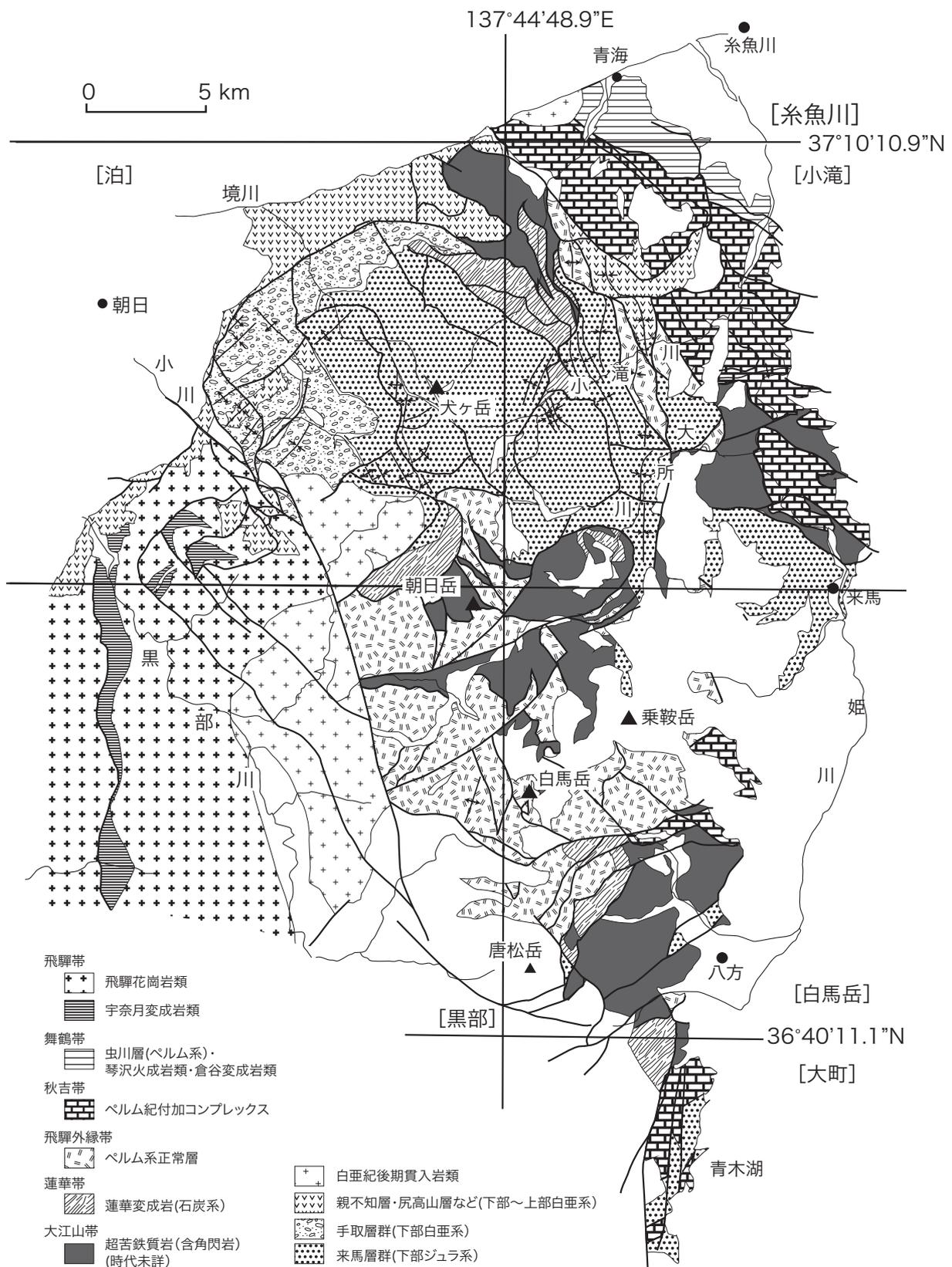
第 2. 2 図 糸魚川図幅地域の地質総括図
 各地層の横方向の配列は、実際の地質の配列を反映していない。また、各層の整合及び不整合関係は図示していない。年代値は、Ogg *et al.* (2016) に従った。「?」は年代が確定していないことを示す。

2. 2 白亜系 - 古第三系火成岩類

本図幅地域の西端には後期白亜紀の青海花崗岩が分布し、舞鶴帯構成岩類に貫入する。中粒～粗粒の黒雲母花

崗岩である。ジルコンのフィッション・トラック年代で 92.7 ± 5.9 Ma (石橋, 1986), ジルコンの U-Pb 年代で 90.8 ± 1.1 Ma が得られている。

本図幅南西地域には、流紋岩からなる古第三系石坂層 (長森ほか, 2010) が、青海石灰岩を不整合に覆って小



第2.3図 糸魚川図幅地域及びその周辺地域の中・古生界概略図

規模に分布する (Chihara, *et al.*, 1979; 長谷川・後藤, 1990 など).

2.3 中新統 – 中部更新統

本図幅地域に分布する中新統 – 中部更新統の大半は、横川断層以東の北部フォッサ・マグナ地域に分布する。中新統から下部更新統は下位より、山本層、今井層、仙翁沢層、根知層、名立層に区分される (第 2.2 図)。さらに、それらと同時異相の関係にある鱈口層、海川層、谷根層が認められる。山本層、今井層、仙翁沢層はそれぞれ下位層を不整合で覆う。根知層、名立層は下位層を整合で覆う。仙翁沢層と鱈口層は同時異相の関係にある。海川層は、根知層下部を傾斜不整合で覆い、根知層中部から名立層の下部と同時異相の関係にある。谷根層は海川層を整合ないしオーバーラップで覆い、名立層と同層準である。これらの地層のうち、山本層と今井層は横川断層より西側にも分布し、下位層を不整合で覆う。いずれの地層も海成層である。山本層は無斑晶質安山岩の火山碎屑岩からなる。今井層は流紋岩火山噴出物からなる。仙翁沢層は暗灰色の塊状砂質泥岩からなる。根知層は主に灰色の塊状砂質泥岩からなる泥岩相、安山岩の火山碎屑岩相、砂岩相から構成される。名立層は、主に塊状砂質泥岩から構成され、砂岩の薄層や凝灰質砂岩を伴う。海川層は、安山岩火山碎屑岩からなる。谷根層は主に砂質泥岩からなる。鱈口層は玄武岩の火山碎屑岩からなる。このほか、青海花崗岩に貫入した岩脈が分布する。

下部 – 中部更新統は主に火山碎屑岩類で構成される地層からなり、下位より猿倉層、江星山層、梶屋敷層、高峰層に区分され、下位層の根知層及び名立層を不整合で覆う。猿倉層は、安山岩の火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる。梶屋敷層は、安山岩の礫を主体とする火山碎屑岩からなり、泥岩、砂岩、礫岩を伴う。江星山層は、安山岩 – デイサイトの火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる。高峰層は、安山岩の火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる。

2.4 上部更新統 – 完新統

後期更新世 – 完新世の堆積物は、ローム層及び段丘堆積物、地すべり堆積物及び崩壊堆積物、低地の堆積物、新潟焼山火山噴出物からなる。

段丘堆積物は、主に礫層からなり、姫川、海川、能生川沿いを中心に分布する。段丘堆積物は、高位 I 段丘堆積物、高位 II 段丘堆積物、中位 I 段丘堆積物、中位 II 段丘堆積物、中位 III 段丘堆積物、低位段丘堆積物に細分される。被覆ローム層に挟在する指標テフラにより、中位段丘堆積物は MIS 5c ~ 4、低位段丘堆積物は完新世に形成されたと考えられる。高位段丘堆積物は MIS

5c より古い年代が考えられるが、詳細は不明である。主要河川沿いの段丘面はどの面も北側 (下流側) に傾斜するが、古い段丘ほど傾斜が大きく、累積的な傾動が示唆される。

低地の堆積物は、扇状地及び谷底低地堆積物、沖積錐堆積物、海浜堆積物、砂丘堆積物、低湿地堆積物、堰き止め堆積物に細分される。このうち山間部を中心に発達する扇状地及び谷底低地堆積物、沖積錐堆積物は主に礫層からなる。また海岸線に分布する海浜堆積物も礫を主体とし、砂丘堆積物は砂層あるいは礫混じり砂層からなる。低湿地堆積物は砂丘堆積物の背後 (山側) に分布し、軟質の有機質泥層あるいは砂質泥層からなり、一部に腐植層がみられる。堰き止め堆積物は糸魚川市鬼伏の古川沿いにみられ、主に泥炭質の粘土層からなる。

新潟焼山火山噴出物は、前川土石流堆積物と早川火砕流堆積物が分布する。前川土石流堆積物は、安山岩火山礫及び同質の基質からなる。堆積物中の非炭化の立ち木より 3,160 – 2,830 yBP cal. (2σ) の放射性炭素年代が得られている (早津, 2008)。また早川火砕流堆積物は安山岩 – デイサイト火山岩塊と同質の基質からなる。堆積物中の非炭化材から 1,050 – 790 yBP cal. (2σ) の放射性炭素年代、また炭化木から 725 – 706 yBP cal (2σ) の放射性炭素ウイグルマッチング年代が得られている (早津, 2008; 早川ほか, 2011)。

2.5 地質構造

本図幅地域における地質構造は、糸魚川 – 静岡構造線に相当する横川断層の西側の西南日本内帯と東側の北部フォッサ・マグナ地域で大きく異なる。横川断層は、北西 – 南東方向の断層群により変位を受け、相対的に北東ないし北側が下がる。横川断層の活動時期は、中期中新世末までに終了していたと推定される。

西南日本内帯において、東西性の一般走向を示す地層・岩体から構成される秋吉帯・舞鶴帯は東西方向に伸長した帯状配列をなしており、秋吉帯が舞鶴帯の北側に位置する。しかしながら、糸魚川図幅地域から南隣の小滝図幅地域にかけては中国地方や近畿地方と異なり、両帯は西北西 – 東南東から北西 – 南東の走向を示し、秋吉帯が舞鶴帯の南側に位置している。このことは、帯状配列をなす両帯が反時計回りに回転したためであると言える。

秋吉帯と舞鶴帯の境界付近や各地質体内の外来岩塊には、カタクレーサイトが形成されており、外来岩塊の配列は右横ずれによって形成されたことを示している。

北部フォッサ・マグナ地域に分布する中新統から下部更新統は、北北東 – 南南西方向の海川向斜などの褶曲群と、西北西 – 東南東方向の木浦断層、宮平断層により分布を規制される。

第3章 古生界

(竹内 誠)

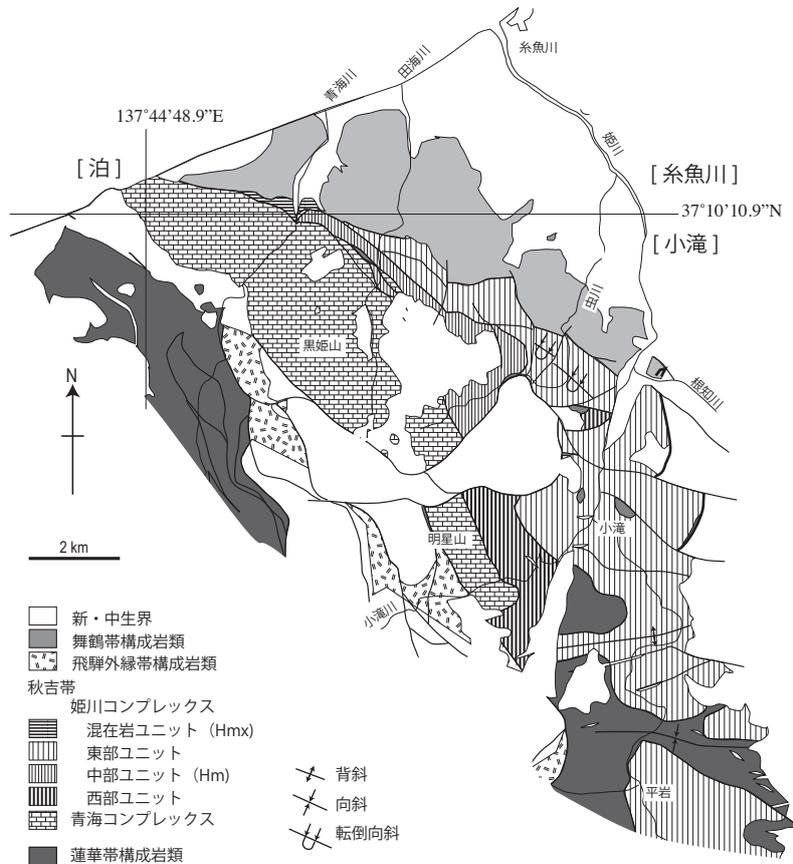
3.1 研究史及び概要

本図幅地域及び隣接する小滝図幅地域及び泊図幅地域の古生界は、秋吉帯構成岩類と舞鶴帯構成岩類である。

秋吉帯構成岩類は石炭-ペルム系青海石灰岩と玄武岩類からなる青海コンプレックスと、チャート-砕屑岩の海洋プレート層序をもつ姫川コンプレックスからなる(長森ほか, 2010) (第3.1図)。青海コンプレックスと姫川コンプレックスは、衝上断層で接し、青海コンプレックスが構造的上位に位置するが、小滝及び糸魚川図幅地域の田海川上流部では高角度断層で接する。本図幅地域では、南西端に青海コンプレックスと姫川コンプレックスがわずかに分布するのみである。

本図幅地域の古生界の研究は大型化石を産した青海石灰岩の早坂(1918)に始まり、ひすい輝石に関して河野(1939)の初めての記載からはじまった。古生界全体を対象としたものは、菌部(1936)の7万5千分の1地質図幅「糸魚川」で、それによると、本図幅地域の古生界を二疊石炭系とし、今日の秋吉帯構成岩類と舞鶴帯構成岩類の区別はなかった。その後、長谷川ほか(1969), Chihara *et al.* (1979)なども一つの地質帯として扱っている。また、長谷川ほか(1982)では、これらの古生界を石炭系からジュラ系の可能性を有する地層とし、小松ほか(1982)では地質概念図で非石灰岩層を美濃帯堆積岩類としている。

青海石灰岩の研究は、長森ほか(2010)や竹内ほか



第3.1図 秋吉帯付加コンプレックス分布図
長森ほか(2010), 竹内ほか(2017)及び本研究結果より編集。

(2015b)によると、早坂(1918)以降精力的に研究がなされ、層序あるいは一般的な地質の研究(たとえば、長谷川ほか, 1969, 1982など)や多岐にわたる分類群の古生物学的研究が行われている。一方、堆積学的及び堆積岩石学的研究が行われるようになったのは比較的最近になってからであり、狩野・吉田(1994)、中澤(1997, 1998, 1999, 2001)、Nakazawa(2001)、早川ほか(2008)による詳細な微岩相解析により、礁の発達過程などが明らかにされてきた。

青海コンプレックスの石灰岩体は周囲の岩石や地層と断層で接した孤立した岩体であるが、下位の玄武岩類とは一部漸移関係にある。石灰岩は層厚約1,000 m(長谷川・小松, 1988)で、*Endothyra* 帯, *Eostaffella-Millerella* 帯, *Profusulinella* 帯, *Fusulina-Fusulinella* 帯, *Triticites* 帯, *Pseudoschwagerina* 帯, *Pseudofusulina* 帯, *Parafusulina* 帯, *Neoschwagerina-Colania* 帯, *Yabeina-Lepidolina* 帯の10化石帯に分帯される(長谷川・後藤, 1990; 第3.2図)。これらの石灰岩は下部石炭系(ミシシピアン亜系)のビゼーアン階から中部ペルム系(グアダルピアン統)のキャピタニアン階である。青海石灰岩は海洋島の礁複合体として形成されたものであり、礁斜面の重力流堆積物、礁中核部の堆積物、背礁の砂浜-礁湖の堆積物などがみ

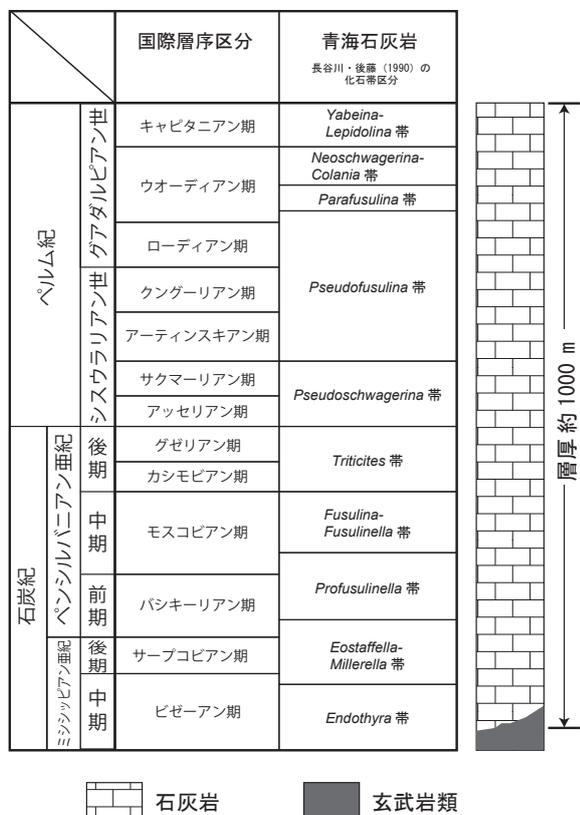
られる(中澤, 1997; Nakazawa, 2001)。

また、姫川コンプレックスについては、小滝図幅地域を中心に研究がなされ、その研究史は長森ほか(2010)に詳しく説明されている。それによると、田沢ほか(1984)が泥質岩や珪質頁岩より放散虫化石を報告し、石灰岩以外で中部ペルム系が存在することをはじめて明らかにした。その後、宇次原(1985)は岩相に基づき、青海地域の堆積岩類を西側から小滝オリストストローム層、石灰岩体及び東側のオリストストローム層、姫川層群、虫川層に区分し、虫川層からはじめて中期ペルム紀放散虫を報告した。また宇次原(1985)は姫川層群を、塊状砂岩を主とする下部層、下位より砂岩・オリストストローム層・砂岩泥岩互層・チャート層が重なる中部層、下位より砂岩・チャート・珪質頁岩・オリストストローム層・珪質頁岩・砂岩泥岩互層・塊状砂岩が重なる上部層に区分した。河合・竹内(2001)は宇次原(1985)の姫川層群中・上部をペルム系のチャート-碎屑岩シーケンスが繰り返し分布するものと考え、姫川層群上・中・下部の区分を破棄し、姫川層群中-上部を姫川コンプレックスと呼び、砂岩が卓越する姫川層群下部については中-上部と岩相及び地質構造に相違があるので菅沼コンプレックスと呼んだ。また、河合・竹内(2001)は姫川層群中-上部及び虫川層の数地点から中期ペルム紀放散虫化石を報告した。田沢ほか(2002)は菅沼コンプレックスを姫川コンプレックスに含めている。Takeuchi *et al.* (2008)は菅沼コンプレックスは姫川コンプレックスが褶曲構造をなして分布しているものと考え、菅沼コンプレックスを破棄し、姫川コンプレックスに含めた。長森ほか(2010)は、層序と地質構造から姫川コンプレックスを西部・中部・東部の3つのユニットに区分した。

本図幅地域及び小滝図幅地域の古生界のうち、青海石灰岩は西南日本内帯秋吉帯の秋吉石灰岩や帝釈石灰岩に対比され(長谷川・後藤, 1990など)、姫川コンプレックスは秋吉帯付加コンプレックスの碎屑岩相(例えば芳井層群や錦層群)に対比されている(宇次原, 1985; 河合・竹内, 2001)。

一方、宇次原(1985)は、小滝図幅地域の姫川コンプレックスの北東に分布する地質体を虫川層と姫川変成岩に区分し、虫川層から初めて中期ペルム紀放散虫を報告し、これらの地質が舞鶴帯の構成岩類に対比されるとした。虫川層の研究は主として小滝図幅地域にて行われ、その研究史は長森ほか(2010)に詳細に記されているので、それに基づいて以下に記す。

虫川層は頁岩中に変苦鉄質岩-片麻岩複合体(長森ほか(2010)の琴沢火成岩類と倉谷変成岩類)のブロックを含み、稀にチャート、砂岩、石灰岩角礫岩のブロックなどを伴っているオリストストローム層とされ(宇次原, 1985)、小松ほか(1985)によって虫川オリスト



第3.2図 青海石灰岩の層序
長森ほか(2010)による。

ストロームと呼ばれた。さらに宇次原 (1985) はブロックとして含まれる変成岩類が西南日本内帯舞鶴帯の河守変成岩 (加納ほか, 1959) に酷似すること、また頁岩よりペルム紀放射虫化石が産出することから、虫川層は舞鶴帯に属する地層としている。一方、河合・竹内 (2001) は虫川層の数地点から中期ペルム紀放射虫化石を報告し、虫川層の層序が不明なことと変成岩などの岩塊を含むことから虫川コンプレックスと呼んだ。さらに虫川コンプレックスの堆積岩を岩相の類似性と放射虫化石から舞鶴層群下部層から中部層下部に対比した。

虫川コンプレックスについては、河合・竹内 (2001) でも指摘しているように、層序の復元がなされておらず、地層対比を行う上で、課題として残されていた。また舞鶴帯には特異な角礫岩が存在し、それが堆積性か構造性かにおいて議論がある。長森ほか (2010) は、従来オリストストロームと考えられていた虫川コンプレックスの一部に整然層を見出し、層序の復元を行った。そして堆積性角礫岩と堆積後の変形によるカタクレサイトや断層角礫岩の存在を認めた。さらに、長森ほか (2010) は堆積岩類の層序が明らかになったこと、変成岩や火成岩岩塊は断層に沿って構造的に挟み込まれたものであることから、堆積岩類を正常堆積層とし、虫川層として再定義し、変成岩や火成岩を倉谷変成岩類及び琴沢火成岩類と命名した。

3. 2 舞鶴帯構成岩類

3. 2. 1 倉谷変成岩類 (M)・琴沢火成岩類 (Mg)

名称及び定義 宇次原 (1985) は小滝図幅地域に分布する変成岩類を姫川変成岩類と命名したが、小滝図幅地域には姫川コンプレックスが分布し、地層命名規約上同じ地理名を複数の地質体で使用する事は避けるべきとあること、また玄武岩・ドレライト・斑れい岩などの火成岩類のみからなる部分は変成岩類と分布が区別できるため、長森ほか (2010) は玄武岩・ドレライト・斑れい岩及び変斑れい岩を琴沢火成岩類と命名し、火成岩を伴う変成岩類を倉谷変成岩類とした。

模式地 倉谷変成岩類は新潟県糸魚川市根小屋の姫川左岸、琴沢火成岩類は糸魚川市大谷内の西方の琴沢採石場 (長森ほか, 2010)。いずれも小滝図幅地域内。

分布 倉谷変成岩類は本図幅地域南西部の大沢の東南東及び西方で、姫川コンプレックスとの境界付近の舞鶴帯南縁に沿って分布する。琴沢火成岩類は舞鶴帯構成岩類分布域の北部に点々と虫川層中に断層で挟み込まれた岩塊として分布する (第 3. 3 図)。

産状及び岩相 小滝図幅地域の倉谷変成岩類は、角閃石片岩を主とし、黒雲母片岩、斑れい岩、トータル岩及び石英閃緑岩を伴い、変成深成コンプレックスをなすとされるが (長森ほか, 2010)、本図幅地域では角閃石片

岩と斑れい岩からなる。露頭の露出状況がよくないため、両者の関係は不明である。角閃石片岩は、肉眼で黒色 - 暗緑色を呈し弱い片理を呈する。長森ほか (2010) によると、主に径 0.5 - 1.5 mm 程度の青緑色から緑褐色普通角閃石と他形の斜長石からなり、普通角閃石のコアには褐色普通角閃石や単斜輝石が含まれることがある。随伴鉱物として燐灰石、チタン石、不透明鉱物を含む。斑れい岩は普通角閃石、斜長石からなり、黒雲母、アパタイト、不透明鉱物を含む。

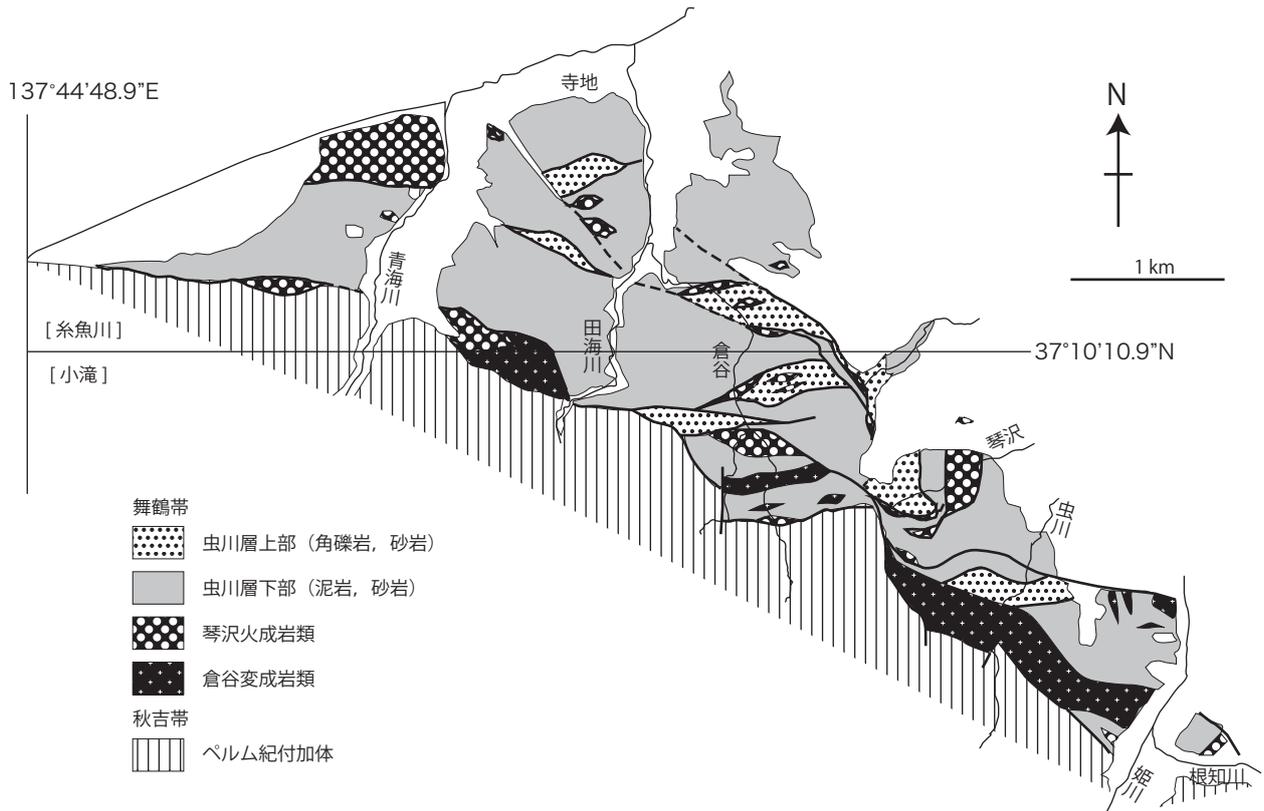
琴沢火成岩類は、玄武岩、ドレライト及び斑れい岩からなる。青海川河口付近の西側及び東側の岩体は約 1 km 程度の本図幅地域内では大きめの岩体であるが、全体的に細粒で、東側の岩体は玄武岩、西側の岩体は玄武岩とドレライトからなる。田海川流域の岩体は、長径は 300 m 程度だが、細長い小規模岩体で、細粒から中粒の斑れい岩からなる。

細粒から中粒の斑れい岩とドレライトは、主に緑色を呈し、1.0 - 1.5 mm 程度の柱状の斜長石と緑褐色から褐色の普通角閃石、不透明鉱物からなる (第 3. 4 図 A, B, C)。稀に単斜輝石を含む (第 3. 4 図 D, E)。基本的には、柱状の斜長石の結晶間を他形の普通角閃石が埋めている間粒状組織を示し、一部の普通角閃石はコアからリムへ、褐色から緑色の累帯構造を示す。

これらは、カタクレサイト化を被り、幅 1 mm 程度のシアバンドが認められる (第 3. 4 図 A)。このシアバンドとともにこの岩石は準緑色片岩相の変成作用を被っており、アクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、チタン石が形成されている。また斜長石はソーシュライト化している。不透明鉱物はリュウコキシンになっている。これらの変成鉱物による定向配列は認められない。また、シアバンドに沿って、ぶどう石脈が形成されている (第 3. 4 図 D, E)。

玄武岩は灰緑色 - 緑色を呈し、ガラス質石基と樹枝状斜長石からなる。ガラスは脱ガラス化が進んでいる。弱変成作用を被っており、パンペリー石と緑泥石が形成されている (長森ほか, 2010)。

放射年代 糸魚川図幅地域における火成岩や変成岩の年代に関する報告は無い。小滝図幅地域に分布する倉谷変成岩類の角閃石片岩中の角閃石からは 274 ± 14 Ma (前期ペルム紀) の K-Ar 年代が、また琴沢火成岩類の斑れい岩中の角閃石からは 165 ± 8 Ma の K-Ar 年代が、長森ほか (2010) によって報告されている。しかしながら、琴沢火成岩類の斑れい岩からの K-Ar 年代値については、 K_2O 含有量が 0.10 w% と極少量のため、この値の信頼度は極めて低い。一方、小滝図幅地域内の琴沢採石場内での琴沢火成岩類の斑れい岩からは、 416.0 ± 9.3 Ma (前期デボン紀) の SHRIMP ジルコン U-Pb 年代が報告されている (隅田ほか, 2010)。このような古い値は、舞鶴帯の構成岩類としては知られていないので、琴沢火成岩



第 3. 3 図 舞鶴帯分布図
長森ほか (2010) 及び本研究成果より編集.

類を舞鶴帯に含めることが妥当かどうかの問題はあるが、本報告では年代値として $416.0 \pm 9.3 \text{ Ma}$ (隅田ほか, 2010) を採用し、暫定的に舞鶴帯構成岩類に位置付けておく。

3. 2. 2 虫川層 (Mm, Mbr)

地層名及び定義 宇次原 (1985) の虫川層とほぼ一致し、本図幅地域に分布する泥岩、石質砂岩を挟む泥岩、砂岩、角礫岩からなるペルム系である (長森ほか, 2010)。

分布 本図幅地域の南西端に分布。

層序 虫川層は石質砂岩を挟む泥岩からなる下部層 (Mm) と、苦鉄質岩の礫を主とする角礫岩や砂岩からなる上部層 (Mbr) に区分されている (長森ほか, 2010)。琴沢火成岩類及び倉谷変成岩類とは断層で接する。層厚は少なくとも 600 m とされている (長森ほか, 2010) が、本図幅地域では、層序を復元できるルートはない。

岩相 本層の下部層を構成するとされる黒色泥岩はやや砂質で、まれに石質砂岩を挟む。石質砂岩は細粒 - 中粒で白色 - 灰色を呈し、単層厚 1 - 10 cm で黒色泥岩中に単層として分布したり、数枚の砂岩が泥岩と互層をなしたりする。

本層上部層をなす角礫岩は、青海の東の山中から倉谷付近に分布し、断層によって囲まれ、琴沢火成岩類を伴いながら、レンズ状岩体として分布する。

角礫岩は角礫が 20 cm のものを最大として、細礫まで変化し、粗粒砂岩の部分もある。また礫種は、玄武岩礫が優勢で、泥岩礫、チャート礫や結晶片岩礫を含むものがある。

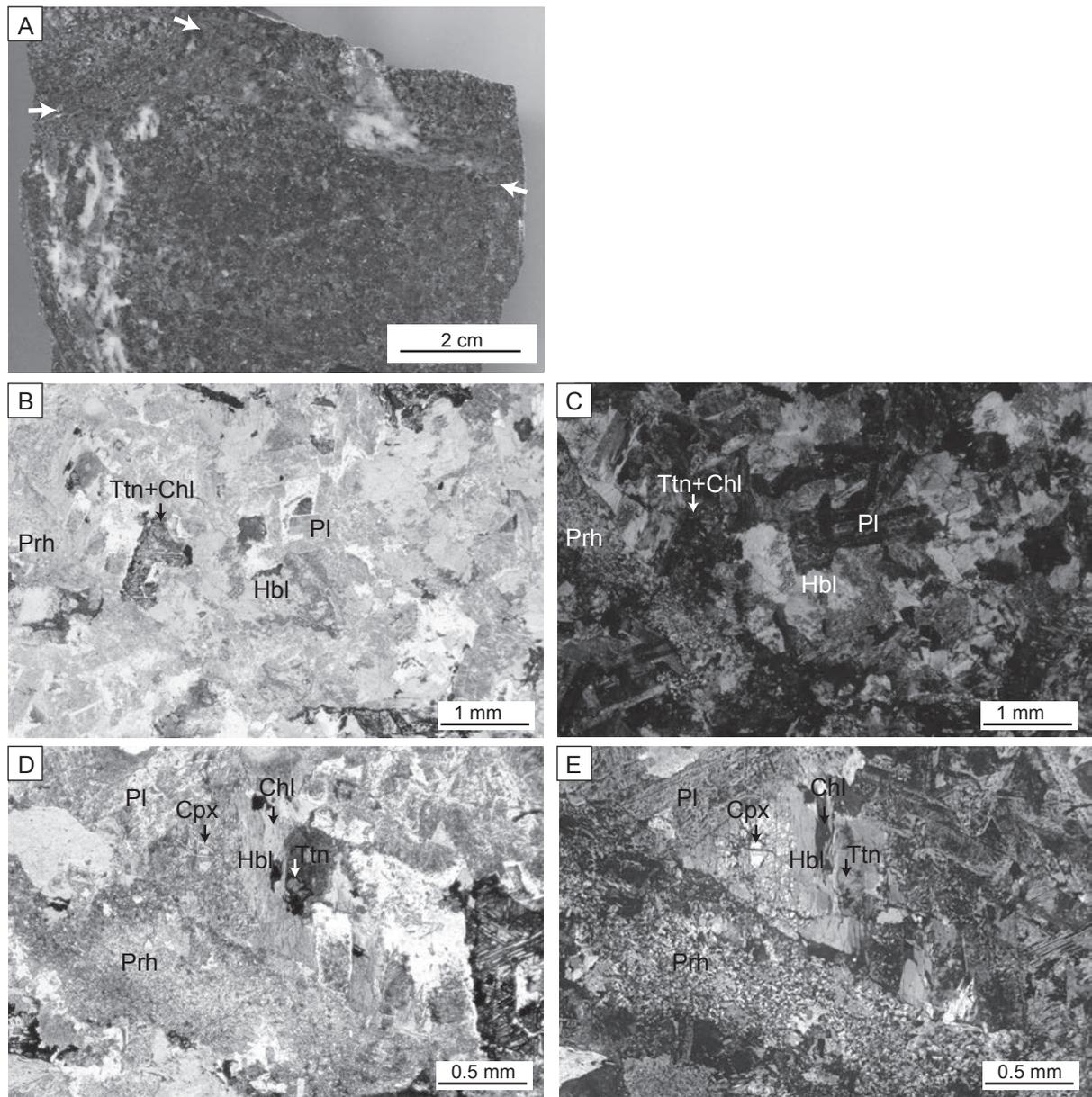
本層上部層・下部層共に断層近傍では破碎が進み、断層角礫岩となっている部分がある。

化石 本図幅地域から年代決定に利用できる化石の報告はない。小滝図幅地域の下部層の泥岩からは、放射虫化石として、*Albaillella asymmetrica*, *Pseudoalbaillella aff. longicornis*, *Ps. fusiformis*, *Ps. longtanensis*, *Ps. sp. A* が報告されている (宇次原, 1985; 河合・竹内, 2001)。これらの放射虫化石の示す年代は、Ishiga (1990) の *Ps. longtanensis* 群集帯 - *Ps. globosa* 群集帯に相当し、中期ペルム紀の前期を示している。上部層から化石は産しない。

3. 3 秋吉帯構成岩類

3. 3. 1 青海コンプレックス (L, Lb)

名称及び定義 「青海石灰岩」という名称は、旧青海

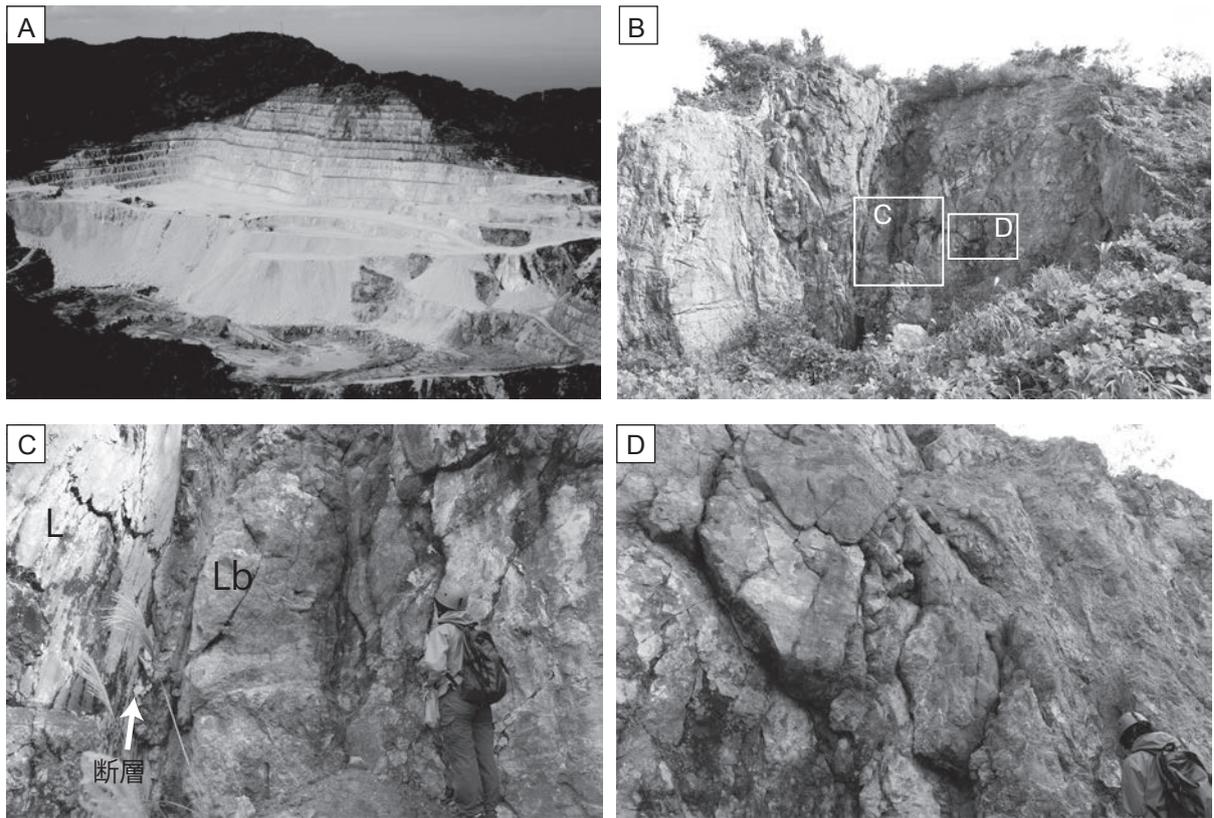


第3.4図 斑れい岩の岩相

A：斑れい岩の研磨試料。試料上部にシアバンドが見られる（矢印）。倉谷の標高35 m付近で採取。B：上記試料の偏光顕微鏡写真。普通角閃石斑れい岩。左上から中央下のシアバンドに沿って、ぶどう石脈がある。単ポーラー。C：同上。直交ポーラー。D：普通角閃石のコアには単斜輝石がふくまれることがある。また、シアバンドに形成されたぶどう石脈が左から右下にみられる。単ポーラー。E：同上。直交ポーラー。Prh：ぶどう石，Ttn：チタン石，Chl：緑泥石，Hbl：普通角閃石，Pl：斜長石，Cpx：単斜輝石。

村（現糸魚川市）に分布する石灰岩に対して早坂（1921）が最初に使用した。長谷川ほか（1969）などは、この地域の石灰岩体を下位の玄武岩類とあわせて青海石灰岩層群と命名したが、長森ほか（2010）は、層群を構成する層が定義されていないこと、そして岩相名+層群との表記が地層命名規約に反することから、石灰岩体に対してのみ「青海石灰岩」との名称を与え、青海石灰岩下部の玄武岩類を含めて青海コンプレックスとした。

層序・岩相及び地質構造 石灰岩体は周囲の地質と断層で接した孤立した岩体である。本図幅地域南西端の権現山の西方の信越鉱山跡地で、石灰岩中に断層で囲まれた枕状玄武岩が分布する（第3.5図B-D）。そのほかにも断層沿いに玄武岩が挟まれて分布する（長谷川・後藤，1990）。小滝図幅地域では、石灰岩は下位の玄武岩と一部漸移関係にあるが、本図幅地域では両者の関係は断層関係であり、本来の層序関係は不明である。石灰岩



第3.5図 青海コンプレックスの岩相

A：青海鉞山西山切羽の青海石灰岩。B：糸魚川図幅地域北西端部の採石場跡に見られる石灰岩と玄武岩。白枠は本図の写真C及びDの撮影位置を示す。C：断層で接する石灰岩（L）と玄武岩（Lb）。D：枕状を呈する玄武岩

は、岩体全体としての層厚は約1,000 m（長谷川・小松, 1988）で、本図幅地域に分布する石灰岩は *Endothyra* 帯から *Pseudofusulina* 帯の部分分布とされている（長谷川・後藤, 1990）。

石灰岩は塊状で灰-灰白色を呈する。権現山当方の西山切羽付近（第3.5図A）では、石灰質粒子と方解石セメントからなる粗粒な *rudstone* が分布し、多様な造礁生物群集からなる *boundstone* を伴う（長森ほか, 2010）。青海川を挟んで東側の東山切羽（小滝図幅地域）の記載によると、*rudstone* の構成粒子は *intraclast* やウミユリ、コケムシ、腕足類、四射サンゴ類などの生物遺骸片からなり、円磨度及び淘汰度は低いものが多い（長森ほか, 2010）。

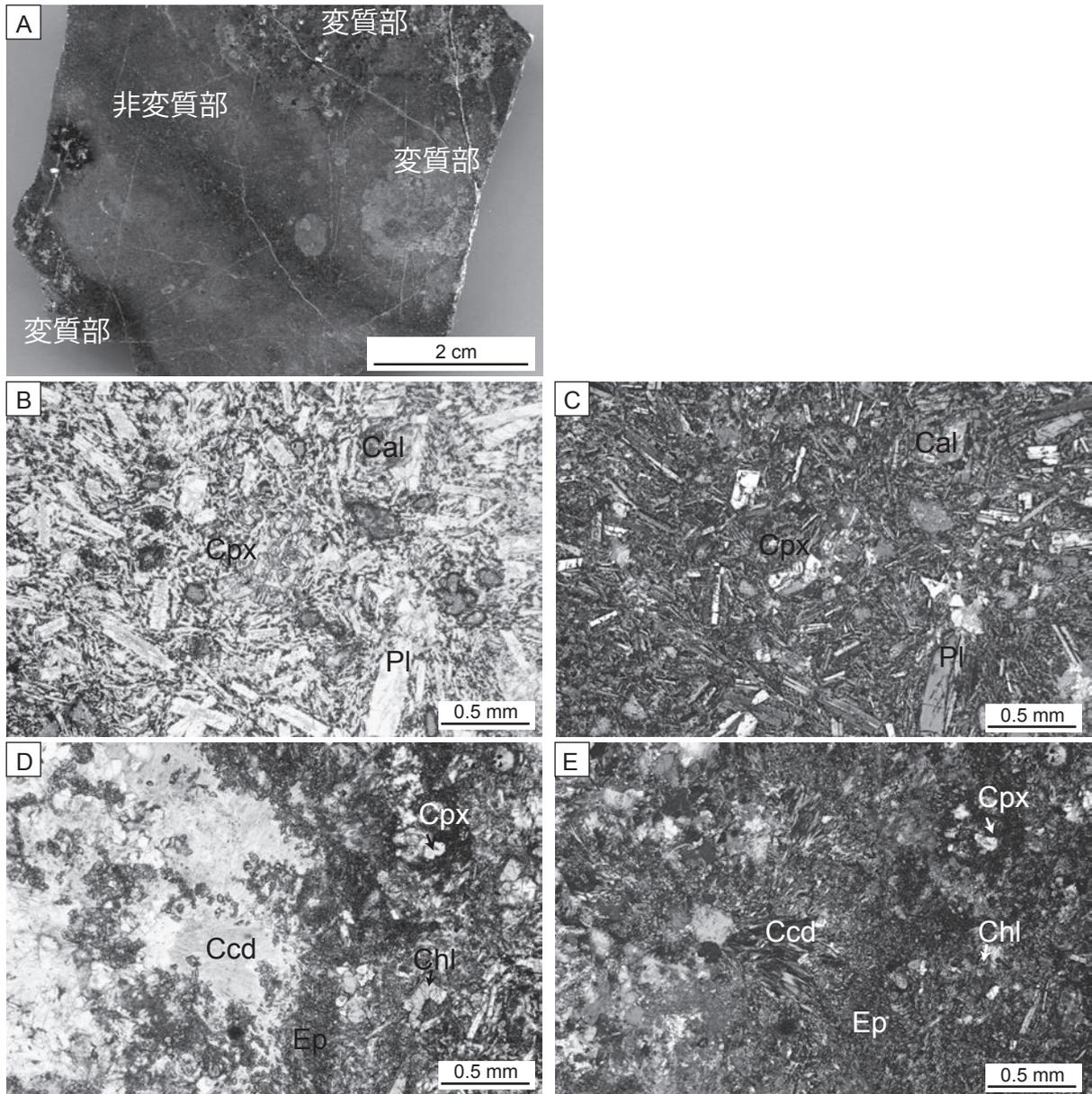
長谷川・後藤（1990）らは青海石灰岩の生層序分帯を基に岩体内部の地質構造は全体として南西傾斜で、北東部に石炭系が、南西部にペルム系が主に分布している。長谷川らの地質図にも数本の断層が描かれているが、権現山西方の採石場跡地でも石灰岩中に断層が発達し、玄武岩が挟まれることが確認されており、実際には小規模な断層が数多く存在し、地質構造はかなり複雑である（長森ほか, 2010）。

玄武岩は、石灰岩と断層で接するが、枕状溶岩として産する。枕状溶岩の長径は約50 cm～1 mである（第3.5図D）。玄武岩は、単斜輝石と斜長石の自形結晶とそれらを埋めるガラスからなり、方解石を少量含む（第3.6図B, C）。単斜輝石と斜長石ともに0.5 mm以下で、肉眼で斑晶は見られない。変質を受けており、濃緑色の緑泥石や白色のカルセドニーなどが形成されている（第3.6図A, D, E）。

年代 玄武岩の年代は得られていない。石灰岩は糸魚川図幅地域では、*Endothyra* 帯、*Eostaffella-Millerella* 帯、*Profusulinella* 帯、*Fusulina-Fusulinella* 帯、*Triticites* 帯、*Pseudoschwagerina* 帯、*Pseudofusulina* 帯が分布するとされ（長谷川・後藤, 1990）、下部石炭系～中部ペルム系である。

3.3.2 姫川コンプレックス (Hmx, Hm)

名称及び定義 中部ペルム系の珪質岩及び碎屑岩からなる付加コンプレックス。姫川層群（宇治原, 1985）は、珪質岩から粗粒碎屑岩への海洋プレート層序を呈することから、正常層を対象とした層群という区分が不適切であるため、河合・竹内（2001）はこれらを姫川コンプレックス



第3.6図 青海コンプレックス中の玄武岩の研磨写真と偏光顕微鏡写真

A: 玄武岩の研磨写真。変質部と非変質部からなる。B: 非変質部の玄武岩の偏光顕微鏡写真。単斜輝石，斜長石を主とする。単ポーラー。C: 同上。直交ポーラー。D: 変質部の玄武岩の偏光顕微鏡写真。緑れん石，緑泥石，カルセドニーなどの二次鉱物からなる。単ポーラー。E: 同上。直交ポーラー。Cpx: 単斜輝石，Cal: 方解石，Pl: 斜長石，Ccd: カルセドニー，Ep: 緑れん石，Chl: 緑泥石。

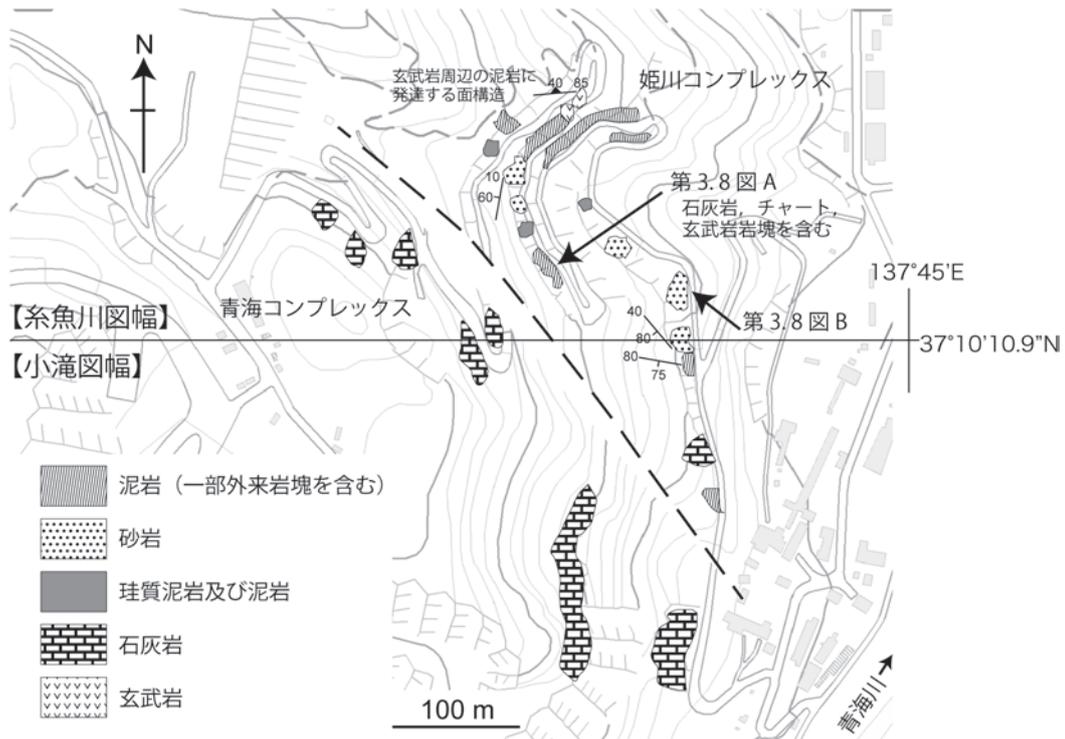
クスと呼んだ。

層序 小滝図幅地域に主に分布する本コンプレックスは層序と地質構造から，東部，中部，西部の3つのユニットに区分された（長森ほか，2010）。本図幅地域の姫川コンプレックスは混在岩相を呈しており，比較的整然相からなる小滝図幅地域のユニットと対比は困難である。

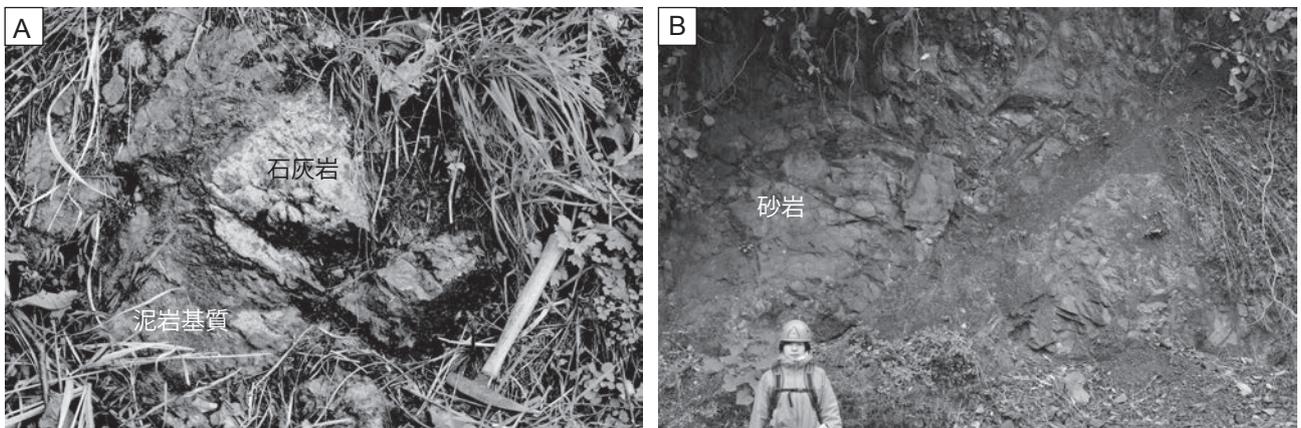
岩相 本図幅地域の姫川コンプレックスは，泥岩中に玄武岩，石灰岩，チャート，珪質泥岩，砂岩岩塊を含む泥質混在岩（Hmx）（第3.7図：第3.8図）と比較的

然相を示す珪質凝灰岩を挟む泥岩（Hm）からなる。

泥質混在岩（Hmx）の基質となる泥岩は剪断変形を被っており，面構造が発達しており，角礫化している。砂岩岩塊はレンズ状を呈し，長径は数十 cm である。珪質泥岩は灰色を呈し，黒色泥岩と互層をなす部分とレンズ状になっている部分がある。チャート岩塊は長径約 1 m である。石灰岩は長径数十 cm - 1 m で白色である。玄武岩岩塊は数 m の大きさを示し，青海川左岸では 100 m 以上の岩塊が見られる。小滝図幅地域の姫川コンプレ



第 3.7 図 姫川コンプレックスの産状を示すルートマップ
 青海鉱山西山切羽への道路。基図として、地理院地図（電子国土 Web）を使用した。



第 3.8 図 姫川コンプレックスの岩相

A：泥岩中に石灰岩岩塊を含む姫川コンプレックス。青海鉱山西山切羽への道路沿い。B：剪断変形を被った砂岩。右上から左下へ断層が存在する。青海鉱山西山切羽への道路沿い。

クスには玄武岩は含まれず、かつ青海コンプレックスと接する地域なので、これらの玄武岩は青海コンプレックスの玄武岩が付加後の断層運動により、姫川コンプレックスの中に取り込まれたものと判断した。同様に、青海石灰岩岩体に近いところでは、青海石灰岩起源と考えられる石灰岩岩塊も含まれる。

整然相を示す地層（泥岩：Hm）は、小滝図幅地域から連続するもので、青海川右岸にわずかに分布する。黒色泥岩中に珪質泥岩部がやや粗粒になった珪質凝灰岩を挟む。珪質凝灰岩は淡緑色を呈し、層厚 20～30 cm で

ある。

地質構造 本図幅地域の姫川コンプレックスはメランジュをなし、その面構造は西北西－東南東走向で南に急傾斜している。姫川コンプレックスは、構造的低位の北側では砂岩岩塊が多いが、構造的上位になるにつれて、玄武岩や珪質泥岩、チャートなどの岩塊が増え、最も上位の青海コンプレックスの石灰岩と接する部分では石灰岩や玄武岩岩塊が主となる。この様子は青海鉱山の事務所から西山切羽への構内道路沿いにて観察される（第 3.7 図）。

構造的上位の青海コンプレックスとは、小滝図幅地域では衝上断層を介して接している（長森ほか，2010）。本図幅地域では両者が直接接する露頭は確認できていない。しかし、上記のように、これまで小滝図幅地域では認められていなかった玄武岩や石灰岩が姫川コンプレックス中に岩塊として含まれることから、これらの岩塊は青海コンプレックスと姫川コンプレックス間の断層運動により、青海コンプレックス中の玄武岩や石灰岩が姫川コンプレックス中に構造的に取り込まれたものと推定できる。

年代 本図幅地域からは年代を示す化石は報告されていない。小滝図幅地域のチャート-碎屑岩シーケンスの赤色チャートや黒色珪質泥岩、マンガン炭酸塩スフェリユールより中期ペルム紀前期から後期を示す *Pseudoalbaillella longtanensis ongtanensis* 群集帯-*Follicucullus monacanthus* 群集帯（Ishiga, 1990）の放散虫化石が報告されている（田沢ほか，1984；宇次原，1985；河合・竹内，2001）。よって、姫川コンプレックスは中期ペルム紀以降に付加した付加体である。

第4章 白亜系 – 古第三系

(古川竜太・竹内 誠)

4.1 研究史

青海花崗岩に関する研究は少ない。菌部(1936)によって初めて記載され、東側の両雲母花崗岩と西側の黒雲母花崗岩に分けられているが、両者は漸移するとされている。その後の、長谷川ほか(1969), Chihara *et al.* (1979) などにおいても、花崗岩とされているだけである。石橋(1986)はジルコンのフィッシュン・トラック年代測定を行い、 92.7 ± 5.9 Maを報告し、この岩体を青海花崗岩と呼んでいる。詳細な記載はない。

本図幅地域における古第三系の火成岩類は、古生界を覆う流紋岩が小規模に分布することが記載されていた(Hayasaka, 1924; 藤田, 1954, 1958; 長谷川ほか, 1969; 新潟県, 1977, 1982a)。藤田(1958)はこれを新第三紀の被覆層、新潟県(1982a)は新第三紀の貫入岩として、東方の姫川左岸地域に分布する今井層の流紋岩に対比した。南側に隣接する小滝及び白馬岳図幅地域では、笹倉(1932), 石井(1937), 小林(1948)らによって流紋岩の分布が報告されており、富沢・北原(1967)は新第三系中土層群最下部の石坂流紋岩質溶岩として定義した。小滝図幅地域の流紋岩は宮下(1968), 斎藤(1968), 斎藤ほか(1972), 石橋(1986)らの放射年代測定により、古第三系であることが示された。長森ほか(2010)は中・古生界を覆う流紋岩溶結凝灰岩を、その岩質とフィッシュン・トラック年代から古第三系石坂層、新第三系戸倉山層、鮮新統跡杉山層に区分した。西隣の泊図幅地域では古第三系の流紋岩溶結凝灰岩を主体とする烏帽子山層が中・古生界を覆って分布しており(藤井, 1959; 吉村・足立, 1976; 石橋, 1986; 山田ほか, 2001; 竹内ほか, 2017), その岩相・岩質・放射年代は石坂層と共通する。

4.2 青海花崗岩 (Gk)

命名 石橋(1986)が青海花崗岩と命名。

分布 本図幅地域の南西部の海岸沿いに分布し、また、きわめて小さい岩体が青海川左岸に分布する。

岩相 中粒から粗粒の花崗岩からなる。黒雲母を含み、白雲母を若干含む(第4.1図)。石英は変形を被りサブグレイン化して波動消光を示す。斜長石は光学的累帯構造が認められ、中央部はややセリサイト化を受けている。カリ長石はマイクロクリン構造やパーサイト構造を呈す

る。肉眼では桃色である。黒雲母は変質を受け、緑泥石化をしている部分が多い。そのほかにジルコン、アパタイト、不透明鉱物を含む。

青海花崗岩と周辺地質との直接の関係を示す露頭は観察していないが、分布から判断すると青海花崗岩は舞鶴帯構成岩類のみに貫入している。周辺の地質への接触変成作用については確認できなかった。

年代・対比 石橋(1986)はジルコンのフィッシュン・トラック年代測定を行い、 92.7 ± 5.9 Maを報告した。

また、名古屋大学大学院環境学研究科のレーザー・アブレーション誘導結合プラズマ質量分析装置(Agilent 7700及びNd-YA($\lambda = 213$ nm)レーザーシステム)を用い、青海川河口の西方約1.4 kmに分布する青海花崗岩中のジルコンのU-Pb年代を測定した(地質図の年代測定試料採取地点1)。本測定条件は、高地ほか(2015)に従った。測定点は112個であるが、コンコーディア曲線にのるデータは42個である。 ^{238}U - ^{206}Pb 年代確率分布曲線はいくつかのピークを作り、複数の年代のジルコンが混合していることがわかる。そこで、Isoplot 4.15のUnmix ageルーティンを用い、5つのガウス曲線の混合で近似した。その結果、最も若い年代ピークは 90.8 ± 1.1 Maを示すことがわかった。その他に 94.8 ± 0.8 Ma, 100.5 ± 0.7 Ma, 108.2 ± 1.2 Ma, 114.0 ± 1.6 Maの年代ピークが検出された(第4.2図)。この最も若い年代値は石橋(1986)の年代と誤差の範囲で一致する。

4.3 石坂層 (Izw)

命名 南方の白馬岳図幅地域で富沢・北原(1967)が石坂流紋岩質溶岩として、長森ほか(2010)が石坂層と再定義したものの北方延長にあたる。

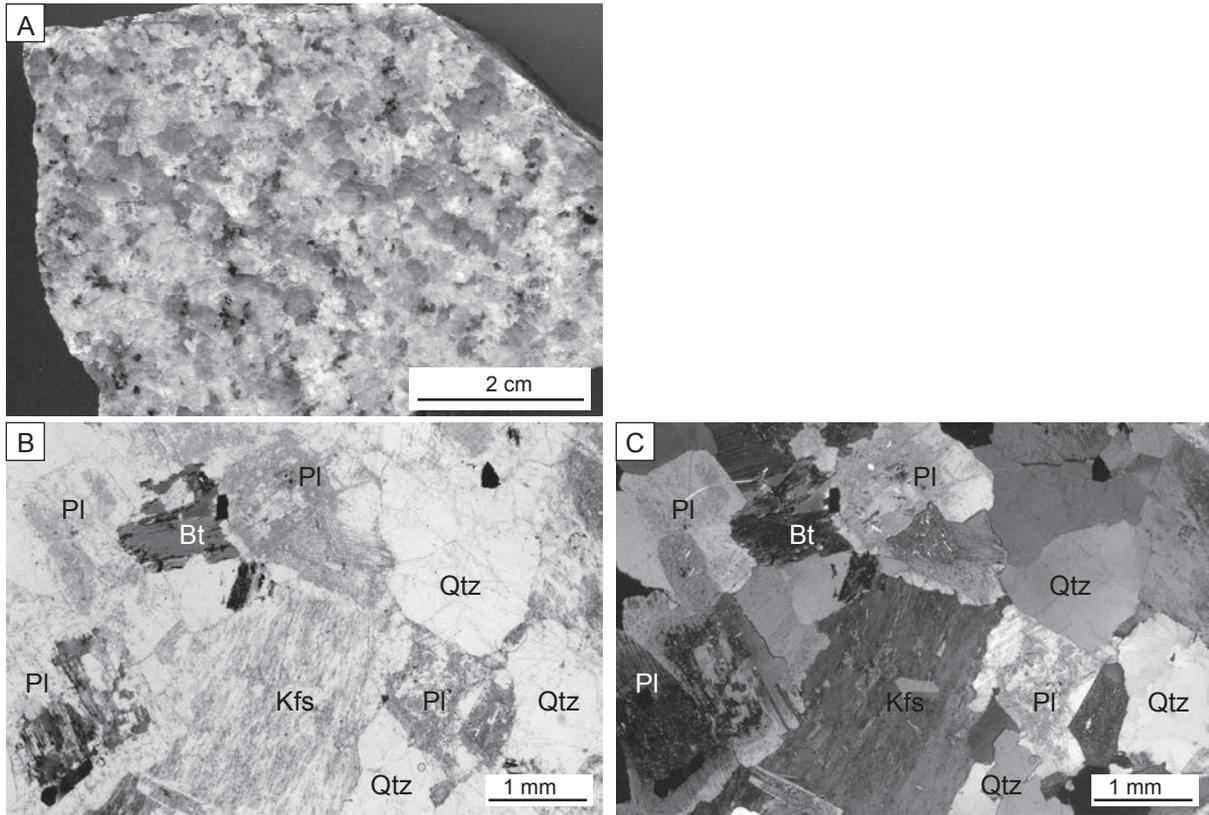
模式地 白馬岳図幅地域の姫川沿い、石坂付近(富沢・北原, 1967)。

分布 小滝及び白馬岳図幅地域で南北に細長く分布する石坂層の北方延長として、古生界を覆って浸食残丘上に小規模に分布する。

本図幅地域では権現山南東に狭小に分布する。

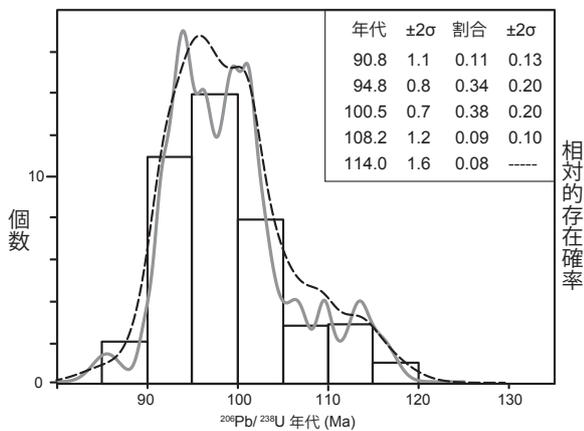
層厚 転石でのみ認められるため、不明。

層序 本層は権現山南東で青海石灰岩を不整合で覆う、と推定される。下位層との堆積年代がかけ離れていること、陸成の溶結火山礫凝灰岩からなる石坂層が古生界の海成層を覆っていることから、石坂層は下位層を不



第 4. 1 図 青海花崗岩の岩相

A：青海花崗岩の研磨試料。灰色部がカリ長石。青海川河口の約 1.4 km 西方の海岸。 B：上記試料の偏光顕微鏡写真。単ポーラー。 C：同上。直交ポーラー。Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Bt：黒雲母。



第 4. 2 図 青海花崗岩のジルコン U-Pb 年代

青海花崗岩中のジルコンの ^{238}U - ^{206}Pb 年代のヒストグラムと確率分布曲線（灰色実線）。また、この確率分布曲線をガウス分布で近似した結果、5つのガウス分布により近似できた（破線）。それらの中心値及び寄与率とそれぞれの誤差（ 2σ ）をグラフ中に示した。

整合で覆うと判断する。

ITG-1 の坑井資料（糸魚川市，2016）によれば、深度 1,000 m 付近に流紋岩が認められる（第 5. 6 図）。詳細は不明なものの、層位からこの流紋岩を石坂層に対比し

て、地質断面図 C-D に図示した。ただし、小滝図幅地域に分布する中新統下部の戸倉山層である可能性もある。

岩相 黒雲母及び石英班晶を多く含む溶結火山礫凝灰岩を主体とする地層である（中野ほか，2002；長森ほか，2010 など）。

年代と対比 南隣の小滝及び白馬岳図幅地域の石坂層については、フィッシュン・トラック年代及び K-Ar 年代から 58 - 54 Ma の値が得られている（石橋，1986；原山，2006 など）。また西隣の泊図幅地域では岩石学的特徴の一致する溶結火山礫凝灰岩からなる烏帽子山層では 67 - 54 Ma のフィッシュン・トラック年代及び K-Ar 年代が得られている（金子，2001；石橋，1986；竹内ほか，2017）。これらは異なる年代測定手法で測定されており、同時期の堆積物と見なすことが可能である。石坂層及び烏帽子山層中には長い時間間隙を示す堆積物や大規模な不整合面は観察されない。原山（2006）は、噴火直後には飛騨山脈北部から富山県南東部を広く覆っていた火砕流堆積物が、鮮新世以降の隆起などによって現在の狭長な分布のみが残されたとしている。

第5章 中新統 – 中部更新統

(長森英明・古川竜太・竹内 誠)

5.1 研究史

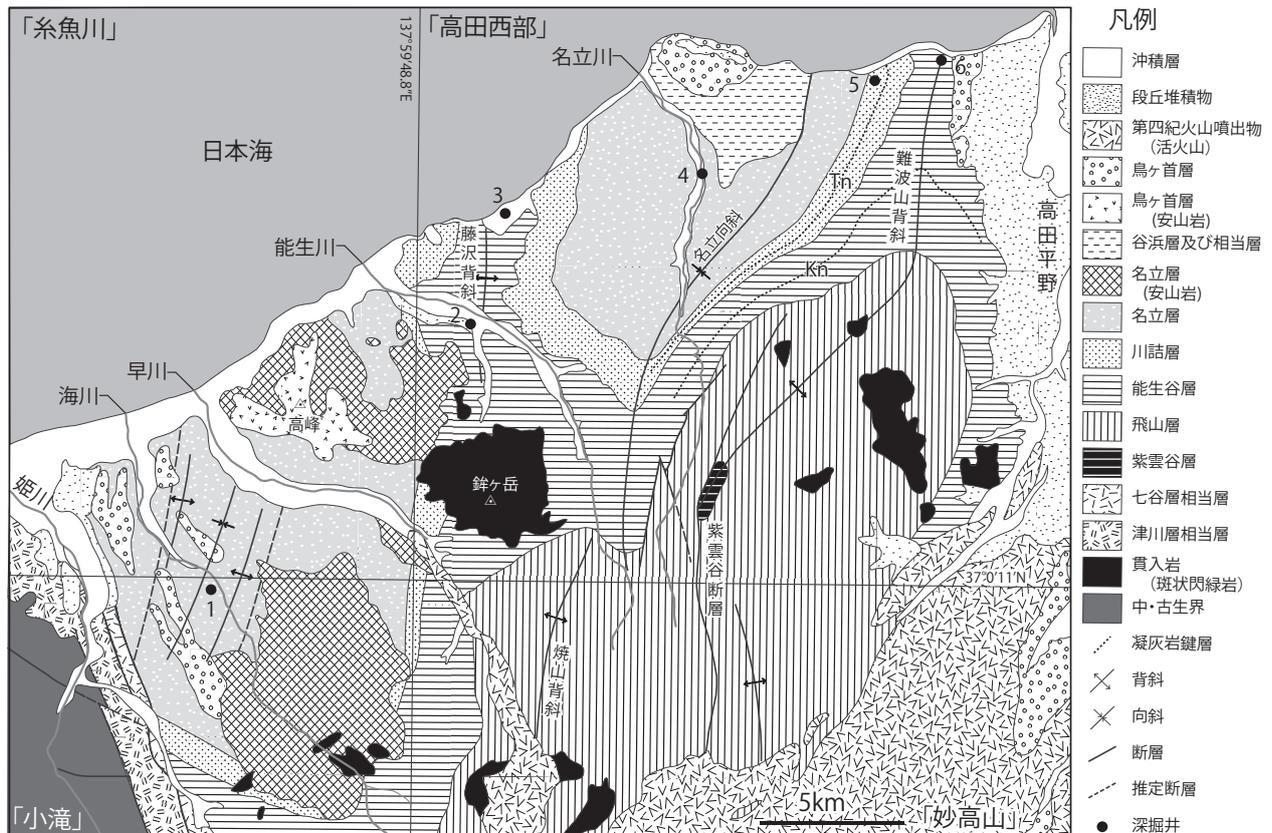
にしくびき
西頸城山地（高田平野から姫川の間に広がる山地，第5.1図）の西部，北部フォッサ・マグナ地域の北西端に位置する糸魚川図幅地域の中新統から中部更新統の地質学的な研究は，Naumann（1885，1886，1887，1893）によって地溝帯としてのフォッサ・マグナの概念が提唱されたことに始まる．その後，フォッサ・マグナの西縁断層は，糸魚川静岡地溝線として提唱され（矢部，1918），現在は糸魚川 – 静岡構造線と呼ばれている（山下，1995など）．

本図幅地域の新第三系に関する黎明期の研究は，笹倉（1932），中村（1934），藪部（1936）などによってな

された．これらの研究により，本図幅地域における新生界の分布概略が明らかにされた．藪部（1936）は本図幅地域の新生界を頸城統，中越統，更新統，現世統に区分した．しかし，この段階では地層名は名付けられていない．

1950年代に入り，森下ほか（1950），藤本ほか（1951）は，本図幅地域を含む西頸城山地に分布する新生界の層序を確立し，新潟堆積盆や富山堆積盆の層序への対比を試みている．その層序は，下位より難波山層，能生谷層，川詰層，名立層に区分され，西頸城山地における新生界の標準的な層序として用いられている．

1960年代から1980年代前半にかけて，未踏査地域を含めた調査が行われ，藤本ほか（1951）によって構



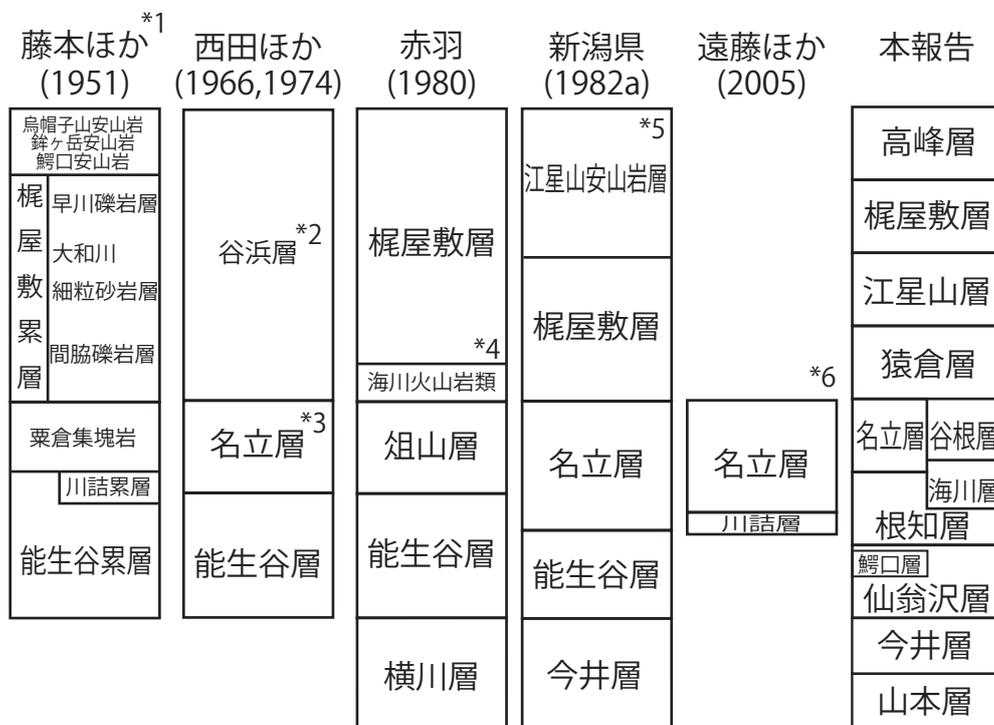
第5.1図 従来の西頸城山地の地質図

本図は，新潟県（2000）に基づき編纂した．なお，小規模分布の地層及び活構造は省略した．本図は，長森ほか（2010）の小滝図幅及び本報告の地質図とは解釈が異なる．地質構造の名称は赤羽・加藤（1989）に従った．「」で示された名称は，1/5万地質図幅名を示す．Tn，Kn：凝灰岩鍵層（Tn：綱子凝灰岩，Kn：金谷凝灰岩）．深掘井を示す●印の脇の数字（1：釜沢-1，2：基礎試錐西頸城，3：西頸城N-1，4：名立-1，5：谷浜N-1，6：郷津R-135）．

築された層序が洗練されるとともに、層序区分の細分化が進んだ（西田ほか、1966、1974；赤羽、1979、1980、1981a、b；新潟県、1982a；第2図；第3図）。

基本的な層序が確立された後は、研究の主眼となる対象が絞られ、様々な分野の研究が行われるようになる。新第三系の火山岩類に主眼をおいた研究は、茅原（1974a、b）、島津ほか（1976）、鈴木ほか（1985）など、主に南隣小滝図幅地域の山岳地帯に広く分布する火山岩類を対象として行われており、それらの分布は糸魚川－静岡構造線の東側にあるとされた。西頸城山地の火山岩類については、茅原（1974b）、茅原ほか（1984）によって総括されている。吉村・石橋（1979）、石橋・吉村（1979）は、断層で接しているとされた古生界と新第三紀の火山岩類が、不整合関係であることを明らかにした。茅原ほか（1984）は頸城山地に分布する貫入岩体と周囲の火

山岩に共通点を見出し、大場（1999）らは高田西部図幅地域に分布する貫入岩体の放射年代が第四紀初頭であることを示した。古川・長森（2018）は、糸魚川図幅地域西部に分布する第四紀火山岩類の層序及び年代について報告した。糸魚川－静岡構造線に関連する地質構造の位置や特性については、島津（1974）、茅原（1979、1982）や白石（2003）によって議論がなされている。池田・田中（1967）は糸魚川－直江津間の鉄道用トンネル工事に伴う地質調査の結果を報告した。遠藤ほか（2005）は軟体動物化石を用いた古環境推定のほか、珪藻化石層序の検討を行った。村松（1989a、b）は、糸魚川市西部地域の凝灰岩層のフィッシュン・トラック年代値を報告した。天野・大鷹（1989）は、糸魚川市梶屋敷付近の層序と古環境を報告した。湯原・木島（1994）、白石（2003）、糸魚川市（2016）は糸魚川－静岡構造線付近で1,000 m



第5.2図 糸魚川図幅西部地域の中新統－中部更新統の層序比較

本報告の地質図を基準に各研究の層序及び地層名を比較した。なお、区分の基準や地質構造の解釈が異なるために、厳密な対比ではない。特に、火山岩類の区分や年代論が本報告とは大きく異なることから、本図では、本報告の海川層、猿倉層、江星山層、高峰層と既存文献の区分とは正確な対比がなされていない。

*1: 本報告の海川層を“粟倉集塊岩”と“烏帽子山安山岩”の2つに、梶屋敷層を“間脇礫岩層”、“大和川細粒砂岩層”、“早川礫岩層”の3つに区分している。“粟倉集塊岩”は名立層に相当するとした。“梶屋敷累層”は谷浜層に対比された。“烏帽子山安山岩”、“鉢ヶ岳安山岩”（本報告の猿倉層、江星山層、高峰層に相当）及び“鱒口安山岩”（本報告の鱒口層に相当）は、梶屋敷累層を不整合で覆う火山岩類とした。

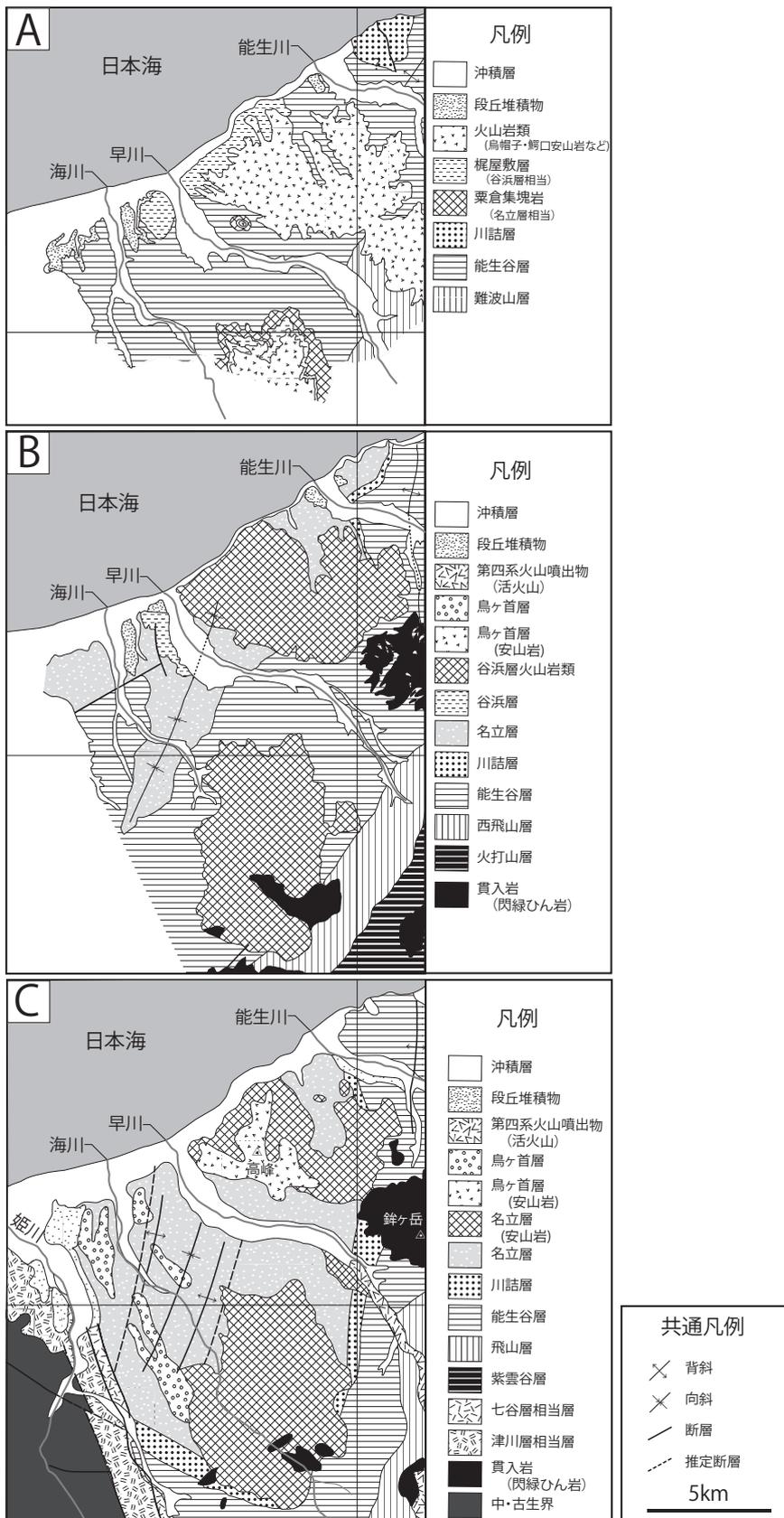
*2: 本報告の海川層、猿倉層、江星山層、梶屋敷層及び高峰層を谷浜層に含めている。

*3: 海川及び早川流域において川詰層は分布しないため、名立層は能生谷層を直接覆っているとした。

*4: “海川火山岩類”（本報告の海川層、猿倉層、江星山層）は、“俎山層”と梶屋敷層の間の層準としている。

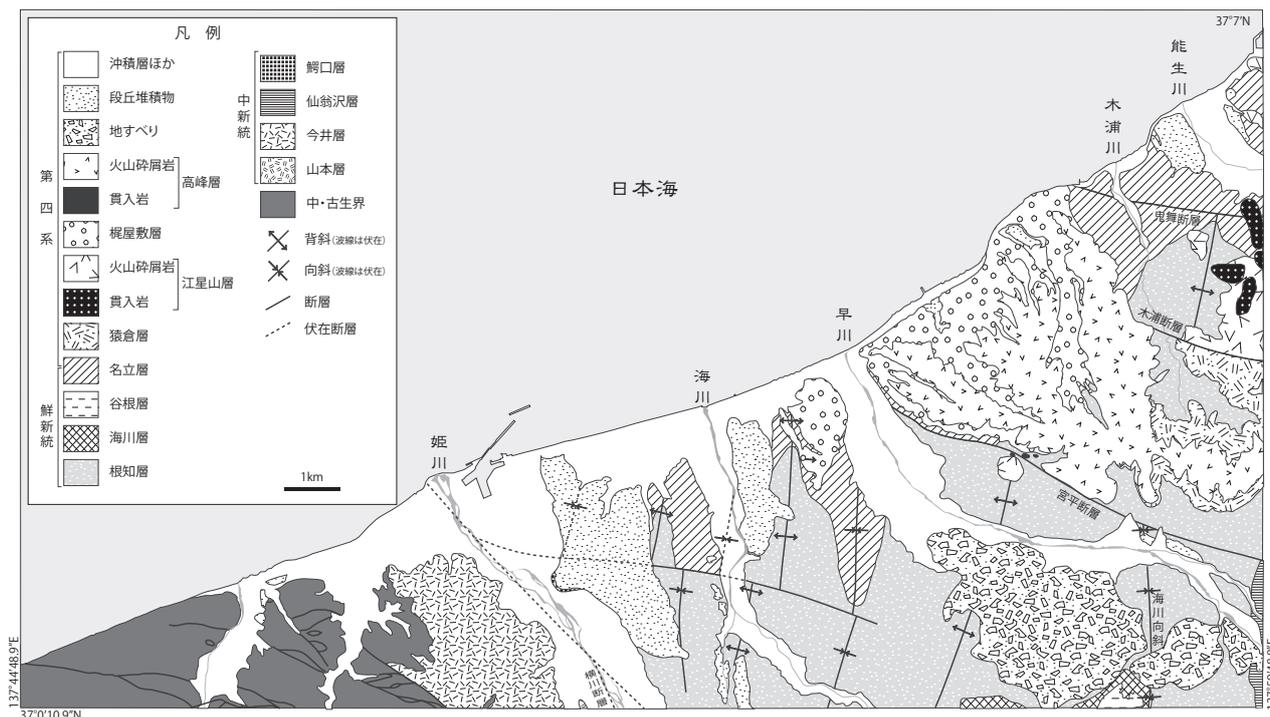
*5: 地質図に示された分布域から判断すると、“江星山安山岩層”は本報告の海川層、猿倉層、江星山層及び高峰層の火山岩類を一括している。

*6: 海川層の層位は明確に示されていない。



第 5.3 図 頸城山地西部地域の地質図変遷

A：藤本ほか (1951)，B：西田ほか (1966)，C：新潟県 (2000)。各地質図において、小規模分布の地層、走向傾斜などは省略した。図中の緯度経度線 (37° 0' 11' N, 137° 59' 48.8" E)。



第5.4図 糸魚川図幅地域の新生界地質概略図
 本図の範囲は、「糸魚川」地域の北部海域の一部を省略した。

以上の深度まで掘削されたボーリングの地質について報告した。Takano (2002a, b) は、本図幅地域を含む北部フォッサ・マグナ地域の新潟-信越における堆積盆の堆積システムの変遷をまとめた。西頸城地域の新生界層序を含めて広域対比を試みた研究として、赤羽 (1979, 1980, 1981a, b), 正谷・市村 (1970), 影山・鈴木 (1974) などがある。長森・渡辺 (2018) は岩相及び珪藻化石の検討により、従来の地質図及び層序を改訂した。

本図幅地域の糸魚川-静岡構造線以西における岩脈に関する報告は少ない。菌部 (1936) の7万5千分の1地質図幅「糸魚川」では、青海花崗岩中に粗粒安山岩脈が、また、青海石灰岩より北側に分布する古生界にひん岩脈が記載されている。

本図幅地域を含む広範囲の小縮尺な地質図として、新潟県 (1955, 1962, 1964, 1977, 1989, 2000), 北陸地方土木地質図編纂委員会 (1990), 原山ほか (1996) などがある。

糸魚川図幅の近隣地域の深掘坑井として、釜沢-1 (2,706.6 m), 西頸城 N-1 (3,306 m), 基礎試錐西頸城 (6,005 m), 糸魚川 R-4 (900 m) などが掘削されている (第5.1図) が、その詳細は公表されていない (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992; 岩崎, 1982; 茅原ほか, 1984; 岩野ほか, 1999)。

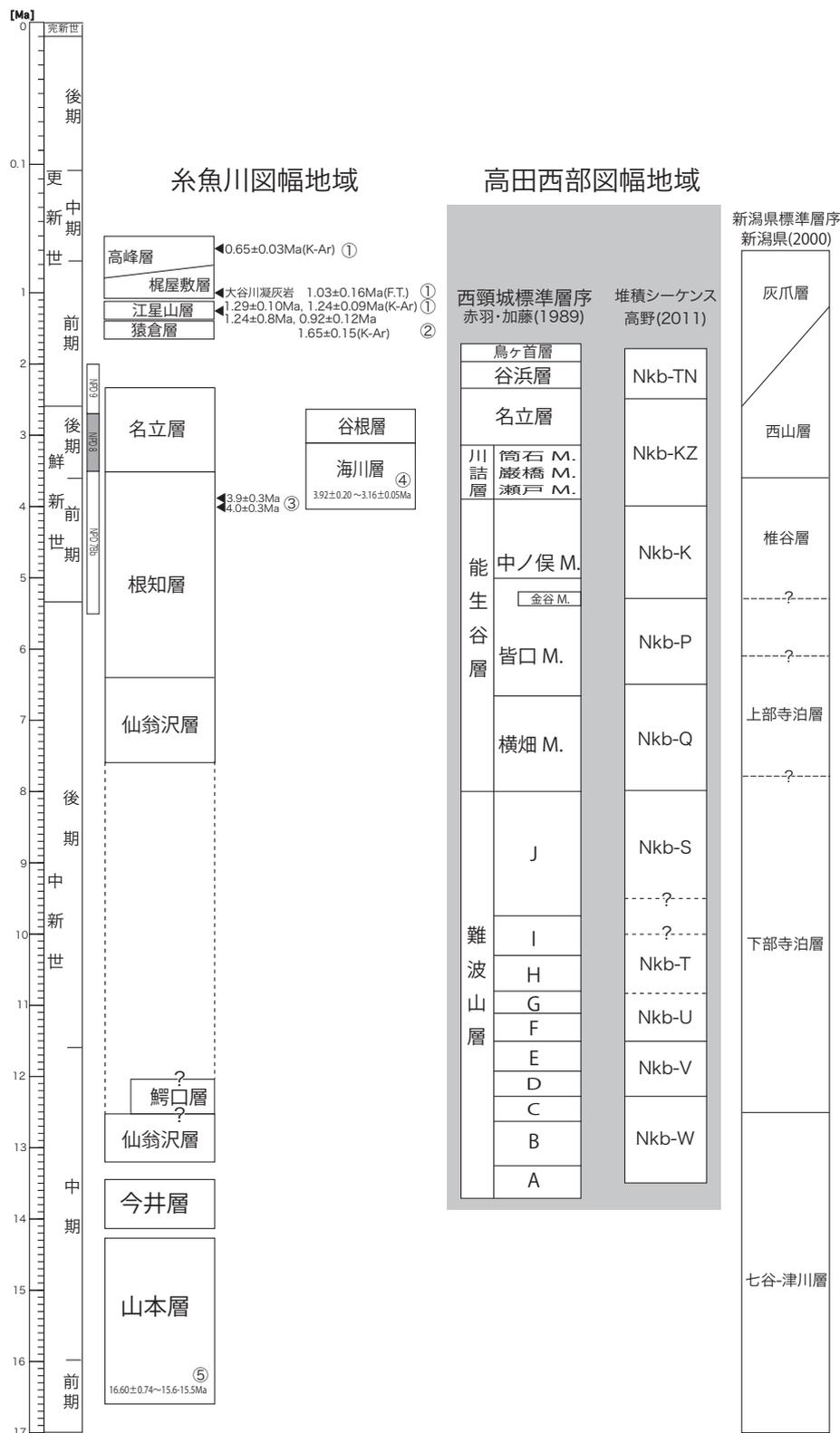
以上のように様々な視点から糸魚川図幅地域の地質についての研究がなされてきた。しかしながら、本図幅地

域の層序や年代論は研究者によって見解が異なり、明確な層序体系が確立したとは言えない状況であった (第5.2図; 第5.3図)。

5.2 層序概説

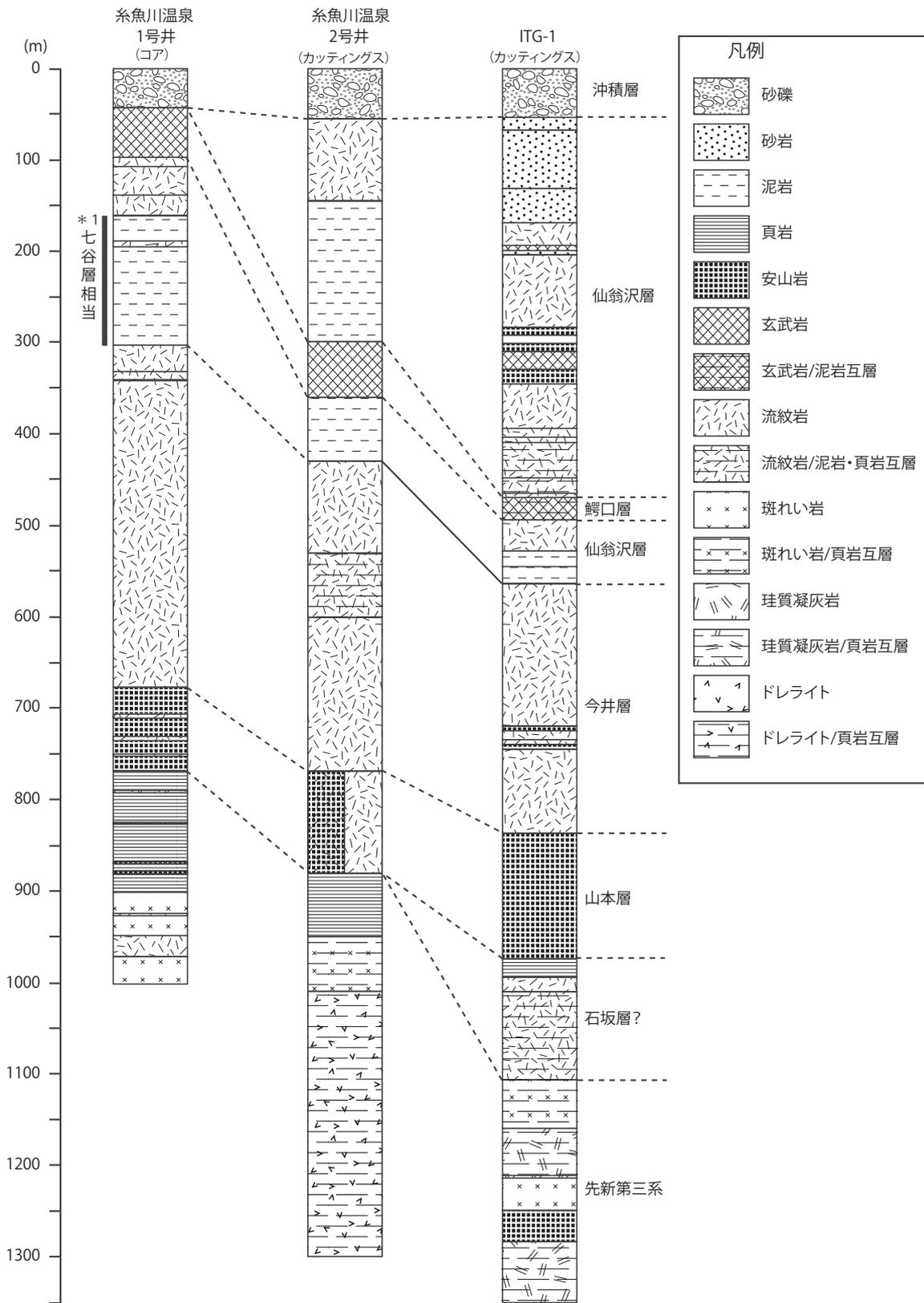
糸魚川図幅地域における新生界の分布域は西頸城山地の西端、北部フォッサ・マグナ地域の北西端に位置している。西頸城山地は、妙高山図幅地域の火打山に分布する中新統が2,000 m以上の高度に分布しており、西頸城隆起帯と呼ばれている (正谷・市村, 1970; 茅原ほか, 1974a)。

糸魚川図幅地域に分布する中新統から中部更新統は、下位より、山本層, 今井層, 仙翁沢層, 鱧口層, 根知層, 名立層, 猿倉層, 江星山層, 梶屋敷層, 高峰層に区分される。これらの地層の大半は、北部フォッサ・マグナ地域に位置し、糸魚川-静岡構造線に相当する断層である横川断層の東側に分布する (第5.4図)。山本層, 今井層などの一部の地層は横川断層を越境して西側にも分布する (第5.4図)。西頸城山地に分布する新生界は、模式的な層序として、下位より難波山層, 能生谷層, 川詰層, 名立層, 谷浜層, 烏ヶ首層に区分されている (藤本ほか, 1951; 赤羽・加藤, 1989 など; 第5.5図)。これらの地層の模式地が設定されている能生川や名立川流域は、主に砂岩層の出現頻度を基準として層序区分が



第 5.5 図 糸魚川図幅地域の中新世 - 中期更新世の地質層序

西頸城の標準的な層序は赤羽・加藤 (1989), 年代は柳沢・天野 (2003) 「?」及び破線で示された地層境界の年代は、暫定であることを示す。名立層と根知層の珪藻化石帯は、遠藤ほか (2005), 長森・渡辺 (2018) による。NPD で示される珪藻化石層序分帯は Yanagisawa and Akiba (1998) による。年代値①: 古川・長森 (2018), 年代値②: 大場 (2006, 2009), 五十嵐 (2010) 年代値③: 本報告, 年代値④: 早津・河内 (1997), 山本ほか (1998), 年代値⑤: 竹之内・宮島 (2001), 子安ほか (2007)。



第5.6図 姫川右岸で掘削された深坑井の柱状対比図

本柱状図は、糸魚川温泉1号井及び2号井を湯原・木島(1994)、白石(2003)、ITG-1を糸魚川市(2016)の坑井資料に基づいて作成し、本報告の層序に対比した。ITG-1深部の石坂層は小滝図幅地域に分布する下部中新統の戸倉山層の可能性もある。1*：白石(2003)の有孔虫化石による対比。

なされている。北部フォッサ・マグナ地域内の西頸城山地において露出する最も古い地層は中部中新統の山本層であり、先新第三系の地層は分布していない。また、西頸城山地付近では深さ1,000 mを越えるボーリングが複数実施されているが、先新第三系には達していない（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会，1992；岩崎，1982；茅原ほか，1984；第5.1図）。しかし、新潟焼山火山の噴出物中に砂岩などの堆積岩、ホルンフェルスなどの変成岩、玄武岩・ドレライト（変輝緑岩）・変斑れい岩などの岩石などを含むことから、地下深部に先新第三系の存在が推定されている（小松・茅原，1976）。

高田西部図幅地域内の能生川や名立川流域に分布する難波山層、能生谷層及び川詰層には、海底扇状地のタービダイトに由来する粗粒堆積物が発達する（遠藤・立石，1985，1990；高野，2011）。その一方、糸魚川から小滝図幅地域にかけての地域における中新統及び鮮新統は、粗粒堆積物の発達が極めて乏しい。このことは、これらの地域において粗粒堆積物を供給する海底扇状地が発達していなかったことを示す（Takano，2002a，b）。さらに、能生川や名立川流域で認められる、能生谷層の金谷凝灰岩部層や、川詰層の瀬戸凝灰岩部層などの主要な鍵層は、西域の糸魚川図幅地域に近づくにつれて厚さを減じて消滅していること（赤羽・加藤，1989）から、同一時間面の設定が困難である。加えて、糸魚川図幅地域では地すべりが発達し、新第三系の露頭が極めて乏しいことが再三にわたって指摘されてきた（中村，1934；菌部，1936；森下ほか，1950，藤本ほか，1951など）。これらのことから、本図幅地域において西頸城地域の標準的な層序をそのまま導入することは困難である。以上のことを踏まえ、本報告の中新統から鮮新統の層序は長森ほか（2010）によって整理された小滝図幅地域における岩相に基づいた層序に従う。本報告の層序は、下位より山本層、今井層、仙翁沢層、根知層、名立層、猿倉層、江星山層、梶屋敷層、高峰層に区分される（第5.4図；第5.5図）。このほか、仙翁沢層に相当する鰐口層、根知層上部及び名立層下部に相当する海川層、名立層に相当する谷根層、青海花崗岩に貫入した岩脈が分布する。山本層、今井層、仙翁沢層はそれぞれ下位層を不整合で覆う。根知層、名立層は下位層を整合で覆う。海川層は、根知層下部を傾斜不整合で覆い、根知層中部から名立層の下部と同時異相の関係にある。谷根層は海川層を整合しないシオーバーラップで覆い、名立層と同層準である。

小滝図幅地域北部で掘削された釜沢-1号井において、“椎谷層”の基底に不整合が存在し、下位の地層に対する傾斜不整合が西方に顕著になると考えられている（岩崎，1982，茅原ほか，1984）。しかし、釜沢-1号井の詳細が不明であり本図幅地域の層序との対比ができないことと、地表において明らかな傾斜不整合はこれまでに報告されていない。このため、本報告の地質断面図は、

地表のデータに基づき作成した。

5.3 山本層（Ya）

命名 吉村・石橋（1979）が糸魚川市山本付近の姫川沿いに分布する安山岩に対して命名した。その後、長森ほか（2010）が姫川沿いに南北に断続的に分布する安山岩及び玄武岩で同層準のものをまとめて再定義した。

模式地 南隣小滝図幅地域の姫川下流、山本橋から中山橋にかけての姫川沿い（小安ほか，2007）。

分布 姫川と虫川下流域に挟まれた尾根を構成していたが、採石により現在は平地となっている（第5.4図）。糸魚川温泉周辺の抗井（第5.6図）では山本層に対比される安山岩層が伏在しており、山本層の分布が北に伸びている可能性を示唆する（湯原・木島，1994；白石，2003；糸魚川市，2016）。

層厚 地域内では露頭消失により地質構造は不明であるが、南隣小滝図幅地域の模式地付近では約300 m。糸魚川温泉付近の抗井（第5.6図）では山本層相当の安山岩層が90–140 mの見かけ層厚で伏在する（湯原・木島，1994；白石，2003；糸魚川市，2016）。

層序 地域内における層序関係は不明である。小滝図幅地域では古生界及び下部中新統の戸倉山層を不整合に覆う（長森ほか，2010）。糸魚川温泉付近の抗井（第5.6図）では中生界の頁岩を覆う（湯原・木島，1994；白石，2003；糸魚川市，2016）。

岩相 南隣小滝図幅地域では安山岩溶岩及び玄武岩質安山岩の溶岩及び火山砕屑岩と、玄武岩溶岩及び火山砕屑岩からなり、いずれも少量の堆積岩を挟有する（長森ほか，2010）。本図幅地域では西川原の用水路沿いに、強風化した無斑晶質安山岩からなる火山砕屑岩が小規模に露出する。

年代及び対比 小滝図幅地域の姫川下流左岸における本層の無斑晶状安山岩のK-Ar年代は16.0–15.8 Ma（小安ほか，2007；測定偏差は非表記）、姫川下流右岸の玄武岩質安山岩の石基K-Ar年代が 16.49 ± 0.78 Ma、 16.60 ± 0.74 Maである（竹之内・宮島，2001）。本図幅地域の糸魚川温泉付近における抗井（第5.6図）では深度700–800 m以深に出現する安山岩溶岩及び凝灰岩が山本層に対比されている（湯原・木島，1994；白石，2003；糸魚川市，2016）。本層の堆積した時期は、年代値から前期中新世から中期中新世の前半と考えられる。

5.4 今井層（Ir）

命名 吉村・石橋（1979）命名。ここでは長森ほか（2010）が吉村・石橋（1979）及び石橋・吉村（1979）の今井層に加えて、富沢・北原（1967）の白井沢層、

斎藤ほか(1972)の横川層の一部を含めて再定義したものに従う。

模式地 糸魚川市中谷内から岩木にかけての旧今井村地域(長森ほか, 2010)。

分布 本図幅地域では, 模式地を含む姫川左岸に広く分布する。姫川右岸の糸魚川温泉付近での坑井(第5.6図)では, 今井層相当の流紋岩層が伏在しており, 今井層の地下における分布が東に続くことを示す(湯原・木島, 1994; 白石, 2003; 糸魚川市, 2016)。

地質断面図C-Dの水保川と谷根川の間に位置する背斜の地下に表現した今井層の上面深度は, 小滝図幅地域北部の釜沢-1坑井で確認されている緑色凝灰岩の上面から推定した(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992)。坑井の詳細な岩相は公表されていないため, 暫定的に緑色岩類の最上部のみを今井層として表現した。なお, 南方へプランジする背斜を考慮して, その深度を求めた。なお, 背斜は南方へプランジしているため, 地質断面図C-Dにおける今井層の上面深度は釜沢-1坑井(第5.1図)よりも100m程度浅いと考えられる。

層厚 西中^{にしなか}西方の山地でみかけ層厚300m以上。糸魚川温泉付近の坑井(第5.6図)では270-380mとされた(湯原・木島, 1994; 白石, 2003; 糸魚川市, 2016)。

層序 西中^{としな}西方の沢沿い, 及び田海ヶ池^{とうみ}付近でペルム系の虫川層を不整合に覆う。山本層を不整合で覆う(長森ほか, 2010)。

岩相 流紋岩の火山噴出物からなる。塊状溶岩, 軽石火山礫凝灰岩, 凝灰岩からなる。西中^{いひな}から岩木にかけては流理構造の発達する流紋岩溶岩(第5.7図A)が比高200-300mの小丘を構成している。斑晶は少量の斜長石, 普通角閃石及び鉄鉱であるが, 前二者は変質により骸晶となっている。融蝕形の石英を稀に含む(第5.7図B)。本層の流紋岩溶岩は全岩化学組成では $\text{SiO}_2=76-79\text{ wt.}\%$, K_2O が6-8 wt.%で, 高カリウム系列の延長領域にある(第5.8図)。糸魚川温泉付近の坑井(第5.6図)では流紋岩溶岩と同質な角礫岩~凝灰岩の互層が観察されている(湯原・木島, 1994; 白石, 2003; 糸魚川市, 2016)。

年代及び対比 吉村・石橋(1979)は中谷内の流紋岩凝灰岩から, 6種の軟体動物化石を報告したが, 明確な示準化石は含まれていない。白石(2003)は糸魚川温泉の1号井(第5.6図)において, 今井層相当層を覆う仙翁沢相当層の泥岩から七谷層層準を示す底棲及び浮游性有孔虫化石を報告している。下位の今井層が前期中新世から中期中新世, 後述の仙翁沢層下部が中期中新世に堆積したと考えられることから, 今井層は中期中新世の中葉に堆積したと推定される。

5.5 仙翁沢層(Sn)

命名 本層は宮下(1968)によって命名され, 長森ほか(2010)によって, 主に暗灰色砂質泥岩からなる地層として再定義された。

模式地 小滝図幅地域内に流れる横川河床の仙翁沢出合い付近(宮下, 1968)。

分布 小滝図幅地域内の中土断層と横川断層に挟まれた地域に分布する。本図幅地域では南東端に分布する(第5.4図)。

層厚 本層の層厚は小滝図幅地域内の小谷村横川流域で最も厚く, 900m以上である。姫川沿いの坑井では, 地下に仙翁沢層が分布する(第5.6図)。

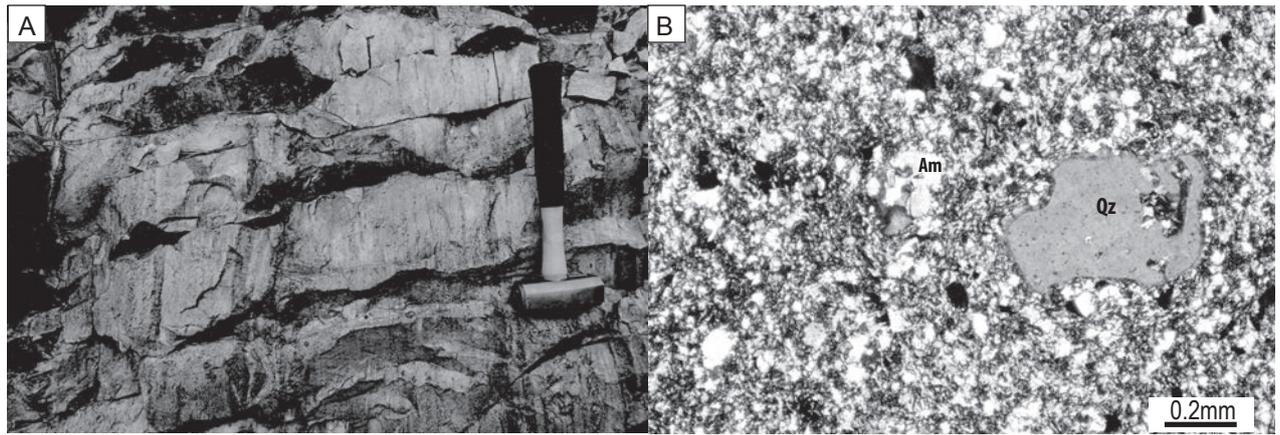
層序 本層は, 山本層を不整合で覆う(長森ほか, 2010)。今井層とは走向傾斜が不調和なことから不整合関係が推測されるが, 詳細は不明である(長森ほか, 2010)。

層序比較 本図幅地域に分布する仙翁沢層最上部は, 赤羽・加藤(1989)の能生谷層の部層である皆口砂岩泥岩互層に相当する。

岩相 小滝図幅地域では泥岩を主体とする泥岩相と砂岩を主体とする砂岩相が認められる(長森ほか, 2010)。糸魚川図幅地域では泥岩相のみが分布し, 暗灰色の塊状砂質泥岩が認められる。糸魚川温泉1号井(第5.6図)の深度160mから303.1mでは, 暗灰色塊状泥岩が認められている(白石, 2003)。

化石 糸魚川温泉1号井の深度160.00から302.10mの泥岩から, 浮游性及び底棲有孔虫が産出する(白石, 2003; 第5.6図)。地表に分布する仙翁沢層から化石の報告はない。

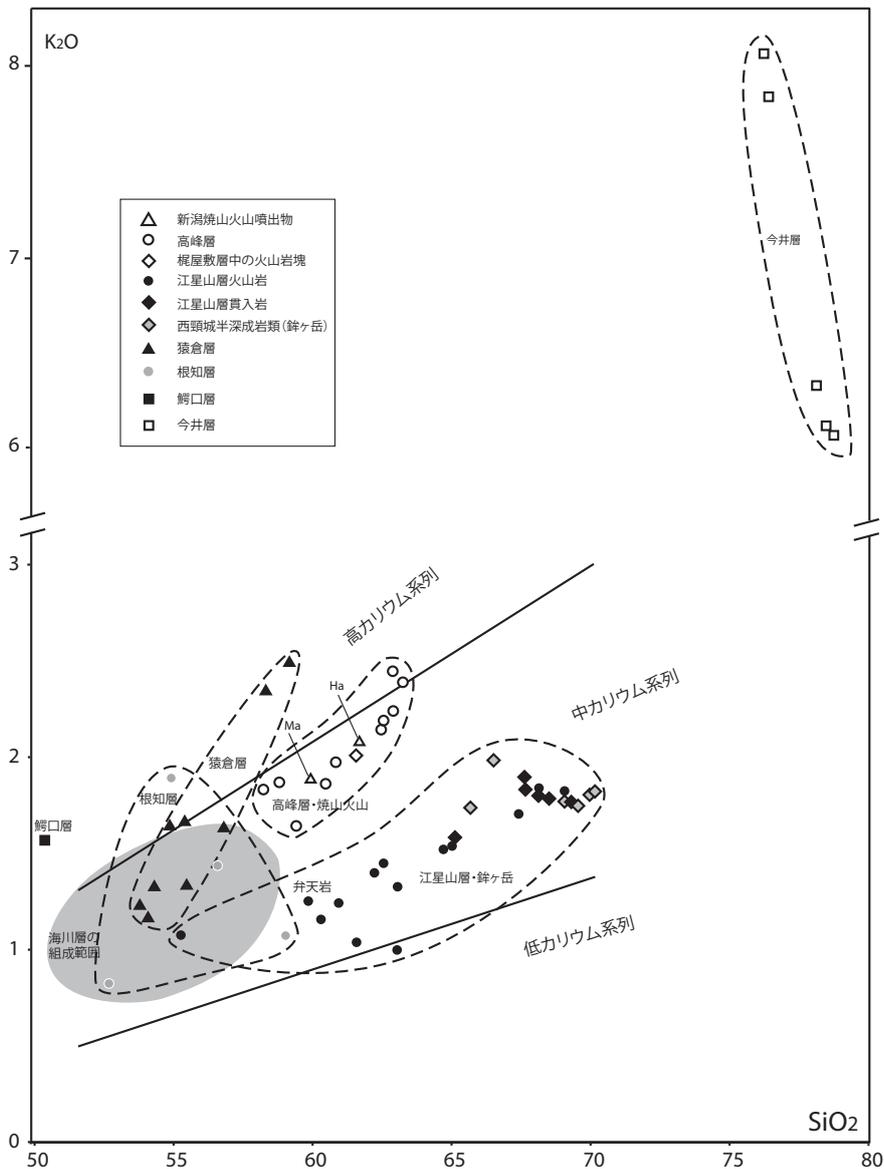
年代及び対比 本図幅地域の南端に分布する仙翁沢層の上面は, 赤羽・加藤(1989)の能生谷層の上面と一致する。このことから, 仙翁沢層の最上部と能生谷層の皆口砂岩泥岩互層の上部は同じ層準と判断される。高田西部図幅地域に分布する皆口砂岩泥岩互層の中部に金谷凝灰岩部層が挟まれているが, 糸魚川及び小滝図幅地域では確認されていない(第5.9図)。金谷凝灰岩部層は, 新潟県中越地域の夏戸バミス質凝灰岩(Ndp), 新潟県米山地域の小萱バミス質凝灰岩(Ogp), 長野県北信地域の裾花凝灰岩(裾花層:長森ほか, 2003)へ対比される(黒川ほか, 1994; 黒川, 1999)。これらのフィッシュン・トラック年代値として, Ndpから $7.6 \pm 0.5\text{ Ma}$ (花方ほか, 2001)が, Ogpから $7.7 \pm 0.4\text{ Ma}$ (竹内ほか, 1996)が, 裾花凝灰岩から $6.1 \pm 0.4\text{ Ma}$ (加藤, 1983), $6.3 \pm 0.3\text{ Ma}$ (松本, 1999)が報告されている。ただし, これらの年代値は, 微化石が示す年代値(5.4-5.2 Ma)よりも古いことから, 供給源である長野県北部の裾花凝灰岩が再堆積した結果と考えられている(花方ほか, 2001)。このほか, 高田西部図幅地域内の綱子川沿いの皆口砂岩泥岩互層最上部から中ノ俣泥岩部層に認められる堆積シーケンス「Nkb-P」の堆積年代は6.5から5.3



第 5. 7 図 今井層の産状

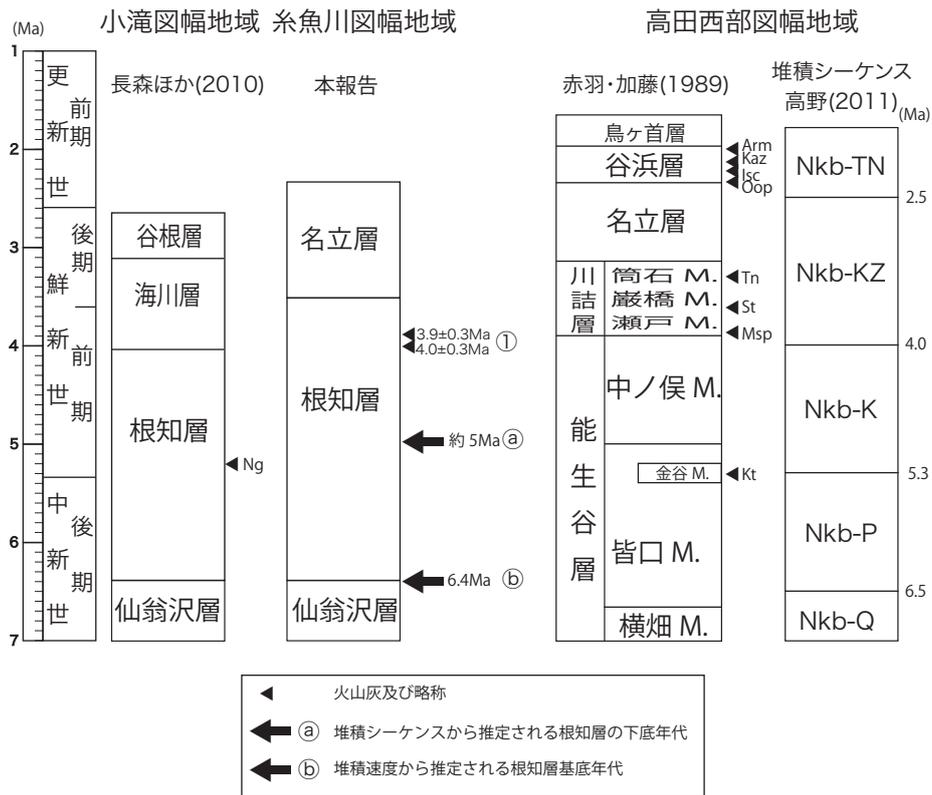
A：流理構造の発達する流紋岩溶岩。緻密な優白質部分と、微発泡で、気泡中に褐鉄鉱が生じて褐色を示す部分が流理構造を示す。糸魚川市西中西方の山地（37° 01′ 18″N, E137° 51′ 22″E）

B：流紋岩溶岩の偏光顕微鏡写真（A の露頭）。珪長岩質組織を示す石英基中に融蝕他形の石英斑晶（Qz）、孔隙を埋める杏仁状石英（Am）が見られる。直交ポーラー



第 5. 8 図 糸魚川図幅地域の新生界火山岩化学組成

主成分 9 元素の合計を 100% に規格化した値のうち、 SiO_2 及び K_2O (重量%) を図化。産業技術総合研究所の蛍光エックス線分析装置 PW1404 で測定。図中の黒実線はカリウム系列の境界 (Gibson and Le Maitre, 2002)。層序で識別されるグループを破線で囲んでいる。灰色は海川層火山岩の組成範囲 (鈴木ほか, 1985)。Ma：前川土石流堆積物，Ha：早川火砕流堆積物 (共に新潟焼山火山噴出物)。



第 5. 9 図 小滝, 糸魚川及び高田西部図幅地域の主要テフラ

①: 木浦川流域の根知層に挟まれる軽石質火山礫凝灰岩層のフィッシュン・トラック年代値 (第 5. 1 表). 火山灰の名称は黒川 (1999), 長森ほか (2010) に基づく (Arm: 有間川ガラス質結晶質火山灰, Kaz: 桑取川含アラナイト火山灰ゾーン, Isc: いさざ川ガラス質結晶質火山灰, Oop: 大菅パミス質火山灰, Tn: 綱子凝灰岩, St: 瀬戸凝灰岩, Msp: 虫生岩戸パミス, Kt: 金谷凝灰岩, Ng: ニゴリ川凝灰岩部層). 火山灰の層位的な位置は柳沢・天野 (2003), 長森ほか (2010) に従った.

第 5. 1 表 根知層に挟在する軽石質火山砕屑岩のフィッシュン・トラック年代値

地層名	岩石名	採集場所	地質図 地点番号	含有結晶量 (個/kg)	測定方法	測定ジル コン結晶数	自発核分裂飛跡		U総計数		Uスタンダード計数		相関係数 r	χ ² 検定 Pr(x) (%)	ウラン 濃度 (ppm)	フィッシュン トラック年代 Age±1σ (Ma)
							ρ _s (cm ⁻²)	N _s	ρ _u (cm ⁻²)	N _u	ρ _{ustd} (×10 ⁶ cm ⁻²)	N _{ustd}				
根知層	軽石質火山砕屑岩	木浦川支流	2	800/0.30	ES	30	4.63×10 ⁵	238	6.51×10 ⁸	335108	1518	74467	0.643	70	400	4.0±0.3
根知層	軽石質火山砕屑岩	木浦川支流	3	5000/0.30	ES	28	3.29×10 ⁵	244	2.16×10 ⁸	16801	64.86	11457	0.719	0	310	3.9±0.3

・測定: 株式会社 京都フィッシュントラック
 ・測定方法: LS-ICP-MS-FT (外側面: ES)
 ・²³⁸Uの全壊変定数: 1.55125 × 10⁻¹⁰yr⁻¹
 ・レーザービーム径: 15μm
 ・Ns, Nu: 自発, 線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック数
 ・r: ρ_sとρ_uフィッシュン・トラック密度の相関係数
 ・Pr(x): χ²値の自由度(n-1)のχ²分布における上側確率
 ・測定鉱物: ジルコン
 ・標準試料: Nancy91500

Ma と推定され, 皆口砂岩泥岩互層と中ノ俣泥岩部層の境界は約 5 Ma とされている (高野, 2011; 第 5. 5 図; 第 5. 9 図).

小滝図幅地域の仙翁沢層の分布域では, 津川・七谷層相当の有孔虫化石が報告されている (米谷ほか, 1986; 長森ほか, 2010). 糸魚川温泉 1号井の深度 160.00 から 302.10 m の泥岩は, 七谷層に対比される浮游性及び底棲有孔虫が産出しており (白石, 2003), 仙翁沢層に対比される (第 5. 6 図).

以上のことから, 本図幅地域の南東端に分布する最上部の仙翁沢層は, 中期から後期中新世に堆積したと考えられる.

5. 6 鱈口層 (Wn)

命名 藤本ほか (1951) の鱈口安山岩に由来する. 分析の結果, 玄武岩であり, 周囲の火山岩とは区別されることから鱈口層として再定義する.

模式地 姫川右岸, 糸魚川温泉から今井橋にかけての国道沿い.

分布 模式地及びその周辺の河岸に露出する (第 5. 4 図). 地質図では小規模な分布は省略した. 糸魚川温泉の坑井では 40 m 以深に出現する (白石, 2003).

層厚 模式地で 70 m 以上. 糸魚川温泉の坑井では 50

-60 m 以上で、上面は削剥されている（白石，2003）。

層序 地表での層序関係は不明。糸魚川温泉の坑井では本層に対比される玄武岩凝灰角礫岩が七谷層相当の泥岩を覆う（白石，2003）。

岩相 斑晶として斜長石，単斜輝石，鉄鉍を含む玄武岩の火山礫-火山岩塊を主体とする凝灰角礫岩である（第 5. 10 図）。玄武岩は場所により変質が進んでおり，気泡を方解石及び沸石が埋めている。模式地で採取した玄武岩角礫の全岩化学組成は灼熱減量が 5 重量 % あることから参考値であるが， $\text{SiO}_2=50 \text{ wt. \%}$ ， $\text{K}_2\text{O}=1.6 \text{ wt. \%}$ である（第 5. 8 図）。

年代及び対比 年代値は得られていない。藤本ほか（1951）は能生谷層より若い貫入岩と解釈し，西田ほか（1974）は名立層の一部とした。糸魚川温泉の坑井では，1 号井の地下 41 m から 97 m に出現する玄武岩凝灰角礫岩は鱈口層に対比され，下位の泥岩から七谷層に対比される有孔虫化石が産出する（白石，2003；第 5. 6 図）。このことから，鱈口層は仙翁沢層と同時異相の関係である可能性が高い。

5. 7 根知層 (Nm, Ns, Nc)

命名 鈴木ほか（1985）が，信州大学の未公表資料（卒業論文）に基づいて根知層の名称を初めて用いた。

模式地 根知川中流と北ノ沢合流付近の露頭（鈴木ほか，1985）。

分布 小滝図幅地域から糸魚川図幅地域にかけて，横川断層の東側に分布する。泥岩相 (Nm) は根知層の分布域の大半を占める。砂岩相 (Ns) は海川の上流側のみに分布し，泥岩相の中にレンズ状に分布する。砂岩相

は 2 km 程度以下の規模で連続する。火山碎屑岩相 (Nc) は鬼舞断層と宮平断層に挟まれた地域のみに限られ，泥岩相と指交する。

層厚 根知層の全層準が連続して露出するルートはないことと，広域に認められる鍵層が欠如していることから，正確な地層全体の層厚は不明である。小滝図幅地域では，ニゴリ川流域において海川層より下位の根知層下部の層厚は約 500 m である（長森ほか，2010）。

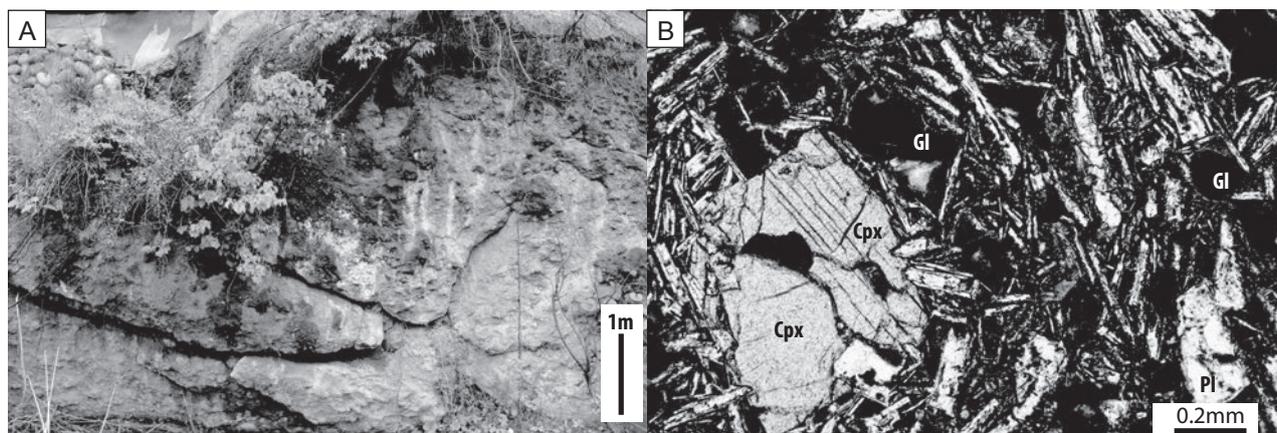
鬼舞断層と宮平断層に挟まれた地域では，泥岩相と火山碎屑岩相を合わせて約 1,500 m 以上の厚さを示す。火山碎屑岩相と泥岩相が指交しており，北東側では火山碎屑岩相が，南西側で泥岩相が厚くなる。火山碎屑岩相は，木浦川において最大 550 m の層厚を示し，側方への層厚変化が大きい。古川や不動山の北側において，火山碎屑岩層の層厚は 1 m 以下となる。

層序 仙翁沢層を整合に覆う。根知層の上部は年代から海川層と同時異相の関係にあると推定される（第 5. 2 図；第 5. 5 図）。

層序比較 本層は能生谷層の中ノ俣泥岩部層（赤羽，1975，赤羽・加藤，1989），遠藤ほか（2005）の“名立層”下部に相当する（第 5. 2 図；第 5. 5 図）。

岩相 本層は主に泥岩相 (Nm) から構成され，砂岩相 (Ns) 及び火山碎屑岩相 (Nc) を伴う。

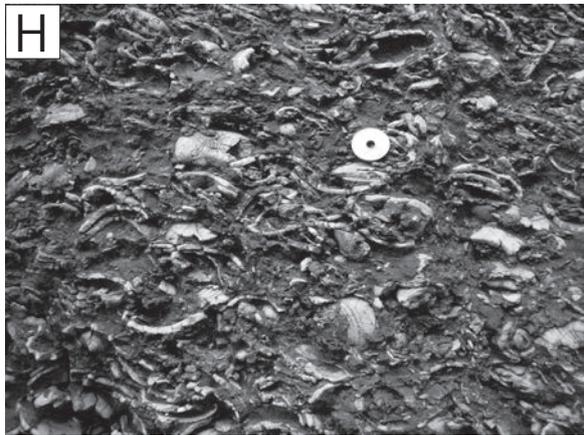
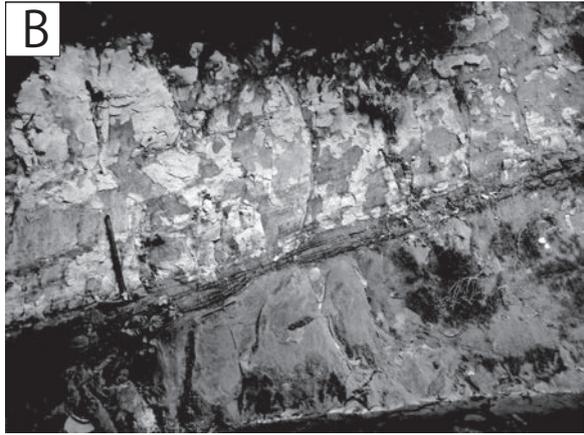
泥岩相 (Nm) は，主に塊状の無層理な砂質泥岩からなり，一部は泥質砂岩を伴う（第 5. 11 図 A, B）。不明瞭な小型の生痕化石が極めて多く，強度の生物擾乱により初成的な堆積構造はほとんど認められない。砂質泥岩は主に灰色であるが，希に暗灰色を呈する。灰色の明度は下位から上位に向かって明るくなる傾向があるものの，明確な境界は引くことができない。微細な植物化石



第 5. 10 図 糸魚川温泉付近の鱈口層

A：玄武岩溶岩の単源岩種からなる凝灰角礫岩。糸魚川市大野の国道 148 号線下 ($37^{\circ} 01' 18'' \text{ N}$, $137^{\circ} 51' 22'' \text{ E}$)

B：火山角礫岩を構成する玄武岩溶岩塊の偏光顕微鏡写真（単ポラーラ）。斑晶として斜長石（最大長径 2 mm），単斜輝石（Cpx：最大長径 1 mm），鉄鉍を含む。石基は填間状組織で，長柱状斜長石（Pl），半自形単斜輝石，それらの隙間を埋める茶色ガラス（Gl）及び鉄鉍物からなる。



片が低い頻度で混入する。極希に円磨された軽石礫が認められる。小滝図幅地域に分布する根知層には、大きさが5 cm程度の小型のノジュールが頻繁に認められるが、糸魚川図幅地域ではほとんど産出しない。鬼舞断層と宮平断層に挟まれる地域では、泥岩相は火山碎屑岩相と交互に重なり、砂岩層（第5.11図C、D）や火山碎屑物層をよく挟む。火山碎屑岩相に近接する層準では、火山礫（角礫から亜円礫）を含む凝灰質な泥岩がしばしば認められる（第5.11図E）。希に厚さ数十cm以下の軽石質火山碎屑岩の薄層を挟む。木浦川中流域の糸魚川市中尾では、厚さ20 mの厚い珪長質軽石質火山碎屑岩層が挟まれる（第5.12図）。

砂岩相（Ns）は主に塊状の灰色細粒砂岩からなり、泥質砂岩を伴う。砂岩の淘汰は悪く、不均質である（第5.11図F）。しばしば生痕化石、植物の微細片が散る。砂岩層にはトラフ型斜交層理や平行葉理などの堆積物が認められるが、波浪の影響を示す堆積構造は認められない。植物片や材木片の化石が多く産出することがある。

火山碎屑岩相（Nc）は、暗灰色の玄武岩質安山岩－安山岩溶岩の火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる（第5.13図A）。希に泥岩層、砂岩層を挟む。本質火山岩塊は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱の斑晶を含み（第5.13図B）、酸化度の異なる火山岩塊が混入することがある。円磨度は亜円礫－亜角礫まで変化する。火山岩塊はほとんどが1 m以下であるが、最大径10 mに達する。粗粒な火山岩塊はしばしば放射状節理やジグソー接合する破断面を持つ。本層火山岩の全岩化学組成は中～高カリウム系列の玄武岩質安山岩及び安山岩で、小滝図幅地域の海川層（鈴木ほか、1985）及び後述の猿倉層と重複する組成範囲を示す（第5.8図）。

化石 遠藤ほか（2005）は、糸魚川図幅地域の鮮新統産の軟体動物化石を報告した。遠藤ほか（2005）の層序及び地質図は本報告のものとは異なるため、各化石産地の産出層準を本報告の層序にあてはめて整理すると、根知層からは、*Acila nakazimai*, *Nuculana onoyamai*, *Yabepecten tokunagai*, *Turritella saishuensis motidukii*, *T. saishuensis saishuensis* などの大桑－万願寺動物群（Otuka,

1939）の特徴種を含む軟体動物化石が産出する（遠藤ほか、2005）。

遠藤ほか（2005）は *Conchocele - Solemya* 群集, *Acila - Lucinoma* 群集, *Macoma - Axinopsida* 群集, *Acila* 群集, *Portlandia* 群集などの軟体動物化石群集を認定し、上部漸深海帯から下部浅海帯の生息深度を推定した。*Makiyama chitanii* が希に産出する。

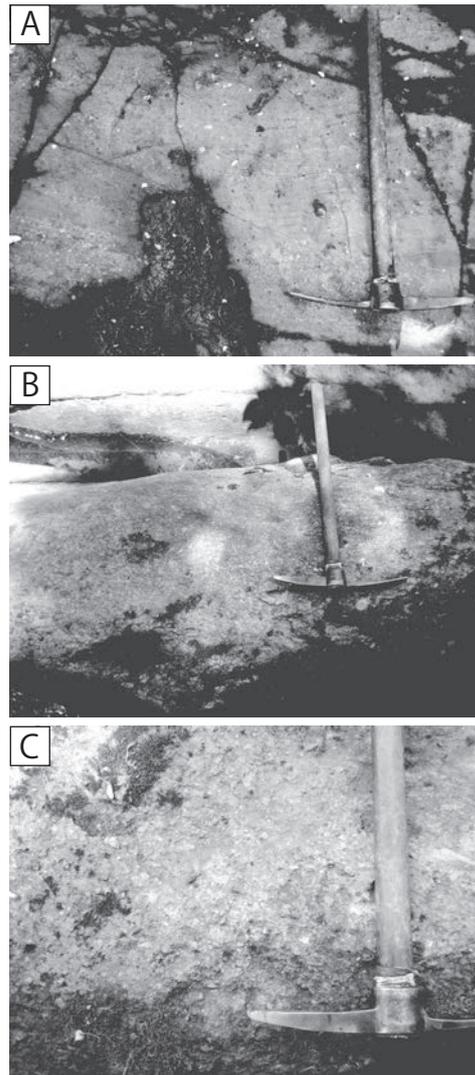
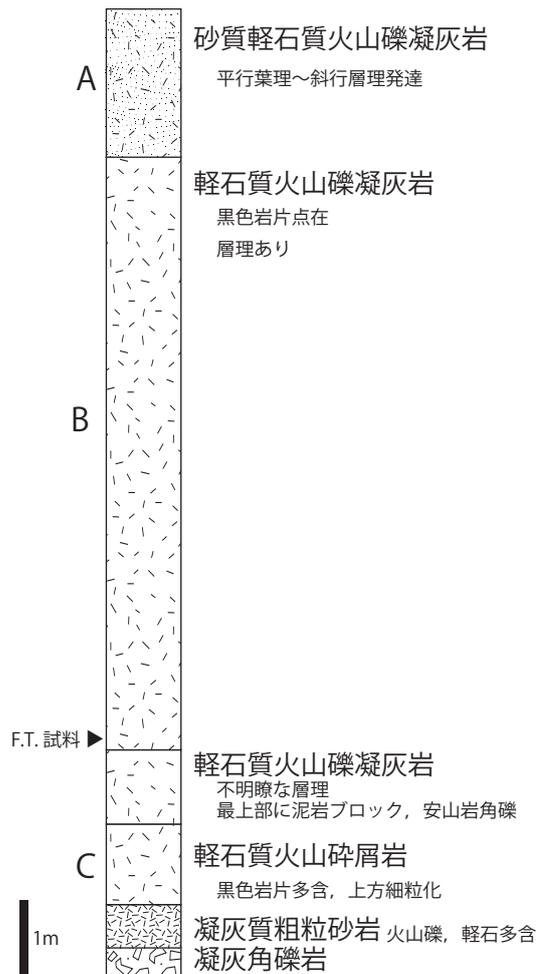
本調査では、自生的な産状を示す *Conchocele bisecta* 群集が複数の地点で確認されたほか（第5.11図G）、三峯の北側の地点より、ほとんどが *Glycymeris yessoensis* から構成される軟体動物化石密集層（第5.11図H）、粒子の大半が棘皮動物の破片からなる石灰質な砂岩層（第5.11図D）、木浦川中流域より硬骨魚類の椎骨の化石が産出した。その他、本層の最上部から珪藻化石が産出する（遠藤ほか、2005、長森・渡辺、2018）。

年代及び対比 本図幅地域の東南域において根知層の下底は、赤羽・加藤（1989）の高田西部図幅地域における能生谷層の部層である皆口砂岩泥岩互層と中ノ俣泥岩部層との境界にほぼ連続する。このことから、本層は中ノ俣泥岩部層に相当する。これまでに、高田西部図幅地域に分布する中ノ俣泥岩部層の年代値に関する報告はないが、堆積シーケンスの解析と坑井試料との対比により堆積年代が推定されている（高野、2011）。高野（2011）によると、高田西部図幅地域内の綱子川沿いの皆口砂岩泥岩互層最上部から中ノ俣泥岩部層にかけて認められる堆積シーケンス「Nkb-K」は、約550 mの厚さであり、その堆積年代は5.3から4.0 Maと推定されている（第5.5図；第5.9図）。堆積シーケンス「Nkb-K」から推計される平均堆積速度（423 m / 1 Ma）を、根知層に当てはめると次のようになる。小滝図幅地域における根知層のニゴリ川凝灰岩部層（5.2 ± 0.3 Ma：ジルコンのフィッシュン・トラック年代値）と根知層下底間の層厚は約500 mである（長森ほか、2010）。根知層の下底の堆積年代は、前述の平均堆積速度から算出すると、約6.4 Maとなる。この年代は、高野（2011）の堆積シーケンス「Nkb-P」（堆積年代：6.5－5.3 Ma、皆口砂岩泥岩互層に相当）の堆積年代の下限に近い（第5.5図；第5.9

←第5.11図 根知層の泥岩相及び砂岩相の岩相

A, B, C, D, E: スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは60 cm。F: スケールの棒の幅3 cm。H: スケールの5円硬貨の直径2.2 cm。

A: 泥岩相: 灰色塊状砂質泥岩。 (37° 3' 15.9" N, 137° 59' 11.5" E)。 B: 泥岩相: 灰色砂質泥岩。 露頭上部は砂岩の薄層を挟み、不明瞭な層理が認められる。 (37° 3' 16.3" N, 137° 57' 38.8" E)。 C: 泥岩相: 塊状不淘汰細粒砂岩。 ノジュール化した *Rosseria isp.* の偽礫が点在する。 (37° 3' 37.9" N, 137° 58' 43.1" E)。 D: 泥岩相: 粗粒－極粗粒砂岩。 平行葉理が発達する。 構成粒子は、棘皮動物の破片が大半を占め、泥の偽礫を伴う。 (37° 3' 25.3" N, 137° 58' 42.8" E)。 E: 泥岩相: 含礫泥岩－砂岩。 礫は火山岩からなり、円磨を受けている。 (37° 3' 39.1" N, 137° 58' 40.7" E)。 F: 砂岩相: 塊状砂岩。 生物擾乱を受け、植物化石の破片を含む。 (36° 59' 55.2" N, 137° 54' 37.9" E, 小滝図幅地域北部域)。 G: 泥岩相: 灰色塊状泥岩。 合併の *Conchocele bisecta* が散在し、石灰質ノジュールを伴う。 (37° 4' 10.5" N, 137° 58' 56" E)。 H: 泥岩相: ほとんどが *Glycymeris yessoensis* から構成される化石層。 異地性の産状を示す。 (37° 4' 32.7" N, 137° 59' 40.7" E)。



第 5. 12 図 根知層砂岩相に挟在する軽石質火山碎屑岩層

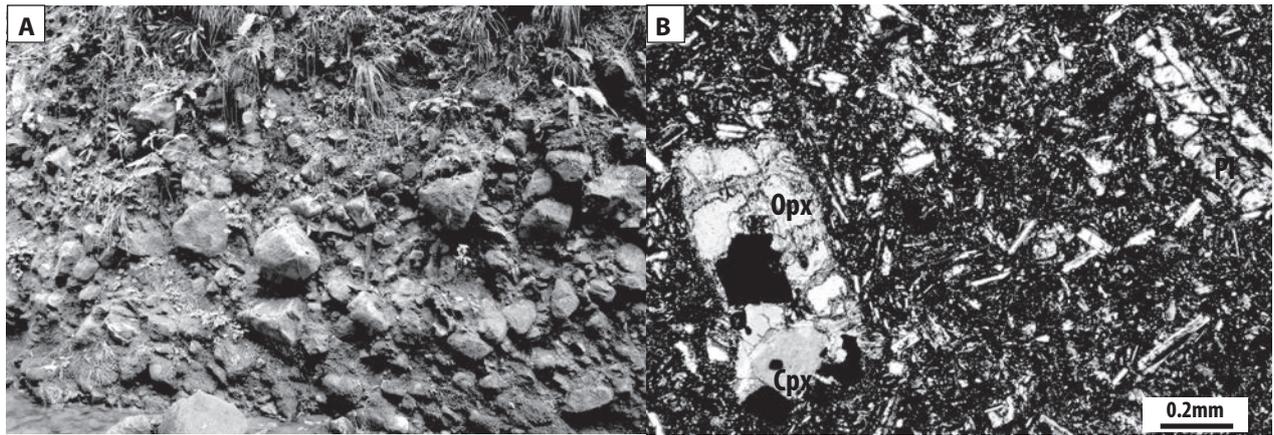
各写真の位置は，柱状図脇に示す。F.T. 試料：フィッシュン・トラック年代測定用試料採集層準。斑晶として黒雲母，普通角閃石，ジルコン，高温石英が含まれる。黒色及び赤色の岩片を少量含む。地質図における年代測定試料採集場所は，地点 2 である。の試料中のジルコン粒子のフィッシュン・トラック年代として $4.0 \pm 0.3 \text{ Ma}$ の値が得られた。 ($37^\circ 4' 20.8'' \text{ N}$, $137^\circ 58' 48.3'' \text{ E}$).

図). 平均堆積速度から求めた小滝図幅地域の根知層下底の推定年代の 6.4 Ma と，高田西部図幅地域内の綱子川沿いの中ノ俣泥岩層（根知層相当層）下底の推定年代の 5 Ma （高野，2011）とは大きな隔たりがある。このことから，地域間の堆積速度の違い，岩相層序，同時間面の追跡などの問題点が残されていると考えられる。根知層のニゴリ川凝灰岩部層の年代値 ($5.2 \pm 0.3 \text{ Ma}$) から判断すると，小滝及び糸魚川図幅における根知層基底の堆積年代はニゴリ川凝灰岩部層の年代値よりも古い。本報告では，根知層基底の年代を暫定的に平均堆積速度から求めた推定年代の 6.4 Ma とする（第 5. 9 図）。

糸魚川市羽生及び前川中流域に分布する根知層の最上部より，NPD7Bb 亜帯 ($5.5 - (3.9 - 3.5) \text{ Ma}$: Yanagisawa and Akiba, 1998)，上位の名立層最下部より NPD8 (3.9

$- 3.5) - (2.7 - 2.6) \text{ Ma}$: Yanagisawa and Akiba, 1998) を示す珪藻化石群集が産出する（遠藤ほか，2005；長森・渡辺，2018；第 5. 12 図）。このことから，根知層の上限は $3.9 - 3.5 \text{ Ma}$ 頃と推定される。

鬼舞断層と宮平断層の間に分布する根知層の帰属は，これまでの研究では解釈が異なっており，能生谷層（藤本ほか，1951），川詰層（新潟県，1982a），名立層（西田ほか，1966，1974；赤羽，1980；新潟県，1989，2000）と見解が分かれていた。本報告では新たに木浦川流域の根知層から確認された軽石質火山碎屑岩に含まれるジルコン粒子によるフィッシュン・トラック年代値として $4.0 \pm 0.3 \text{ Ma}$ ， $3.9 \pm 0.3 \text{ Ma}$ の値が得られた（第 5. 1 表；第 5. 12 図；第 5. 14 図）。この値により，木浦川中・上流域に分布する地層（本報告の根知層）は下部鮮新統



第 5. 13 図 根知層火山碎屑岩相の産状

A：玄武岩質安山岩の単源岩種からなる火山角礫岩。スケールのハンマー長さ 34 cm。木浦川中流 (37° 03' 30" N, 137° 58' 50" E)。

B：A 地点の玄武岩質安山岩岩塊の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー)。外縁が変質鉱物に置換された斜方輝石 (Opx)、単斜輝石 (Cpx)、斜長石 (Pl) 及び鉄鉱を斑晶として含む。石基はハイアロオフィティック組織を示す。

であり、年代的には高田西部図幅地域の能生谷層の中ノ俣泥岩部層に相当することが明らかとなった (第 5. 5 図)。鬼舞断層と宮平断層の間に分布する根知層の火山碎屑岩相から年代に関する報告はない。火山岩相中の火山岩の全岩化学組成は分散しており (第 5. 8 図)、複数の起源を持つ火成活動を包含している可能性がある。

前述の木浦川流域の約 4 Ma 前後のフィッション・トラック年代値を示す根知層に挟在する軽石質火山碎屑岩は、西頸城山地で認められている凝灰岩 (第 5. 9 図) に対比される可能性が高い。西頸城山地において 4 Ma 前後の年代値を示す凝灰岩として虫生岩戸パミス (青木・黒川, 1996) と瀬戸凝灰岩 (赤羽, 1975; 遠藤・立石, 1985) が報告されている。虫生岩戸パミスは珪藻化石層序から 3.9 Ma (柳沢・天野, 2003)、瀬戸凝灰岩は広域テフラの対比から 3.6 Ma (黒川, 1999) の年代が推定されている。虫生岩戸パミスは斑晶に普通角閃石、黒雲母が、瀬戸凝灰岩は斑晶鉱物として、黒雲母、鉄鉱物、普通角閃石、ジルコン、ざくろ石、アパタイト、アラナイト、白雲母が含まれる (黒川・金子, 1992)。これらの結晶組み合わせは、根知層の 4 Ma 前後の年代値を示す軽石質火山碎屑岩のもの (第 5. 12 図; 第 5. 14 図) とは異なっている。このため、本報告で認められた軽石質火山碎屑岩に対比されうる記載されたテフラはないことになる。

本図幅地域においても、ニゴリ川凝灰岩部層と同層準の地層が存在することが予想されるが、これまでに同部層に対比されるテフラは確認されていない。本層の上部層準と同時異相の関係にあると考えられる海川層の年代として、約 3.9 から 3.3 Ma の年代値が報告されている (第 5. 8 節参照)。



第 5. 14 図 根知層泥岩相に挟在する軽石質火山碎屑岩層

本軽石質火山碎屑岩層は、泥岩相の砂質泥岩にレンズ状に挟まれる。最大層厚は 70 cm を示し、露頭内で尖滅する。黒色岩片が多く、灰色及び白色岩片も認められる。斑晶として、石英、長石類、黒雲母、ジルコン、ざくろ石が含まれる。この軽石質火山碎屑岩層を採取し、試料中のジルコン粒子のフィッション・トラック年代として 3.9 ± 0.3 Ma の値が得られた。地質図における年代測定試料採集場所は、地点 3 である。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。(木浦川支流: 37° 3' 11" N, 137° 58' 45.8" E)。

以上のことから、根知層は中新世末期から後期鮮新世初頭に堆積したと判断される。また、年代から判断すると、本層は新潟県の標準層序の椎谷層から上部寺泊層から椎谷層に対比される (第 5. 5 図)。

5. 8 海川層 (Um)

命名 地層名は、島津ほか (1976) の海川火山岩類に由来する。藤本ほか (1951) の栗倉集塊岩及び烏帽子山安山岩、島津ほか (1976) 及び鈴木ほか (1985) の海川火山岩類を長森ほか (2010) が海川層として再定義した。

模式地 南隣小滝図幅地域の海川中流域 (鈴木ほか, 1985)。

分布 本層は、小滝-糸魚川図幅地域にまたがって分布する。主に小滝図幅地域に分布し、本図幅地域では南東部の谷根川上流でわずかに分布する (第 5. 4 図)。

層厚 模式地の海川沿いで層厚 800 m 以上 (長森ほか, 2010)、本図幅地域内では谷根川上流で約 100 m である。

層序 小滝図幅地域で根知層下部を部分不整合で覆う (長森ほか, 2010)。谷根川上流で根知層下部を不整合に覆う。根知層上部及び名立層下部と同時異相の関係にある。

岩相 小滝図幅地域から連続して、安山岩溶岩を母材とする火山砕屑岩が露出する。火山岩塊及び火山礫は斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、及び鉄鉱を含み、稀に普通角閃石を含む。火山岩塊及び火山礫は暗灰色から灰色で、表面が赤褐色化したものは少量である。亜角礫から亜円礫が混在し、冷却節理や破碎組織から水底堆積であることが推定されている (長森ほか, 2010)。

年代及び対比 小滝図幅地域の海川層から 3.45 ± 0.27 Ma, 3.31 ± 0.27 Ma の K-Ar 年代 (早津・河内, 1997), 3.43 ± 0.10 Ma, 3.16 ± 0.05 Ma の K-Ar 年代 (山本ほか, 1998) が報告されている。

周辺地域における同時期の火山活動として、戸隠図幅地域 (長森ほか, 2003 など)、米山地域 (佐藤・米山団体研究グループ, 1975) があり、いずれも水底で堆積した安山岩火山砕屑岩が卓越する点で共通している。

5. 9 谷根層 (Tn)

命名 長森ほか (2010)。

模式地 糸魚川市を流れる谷根川上流域 (長森ほか, 2010)。

分布 本層の主要な分布域は小滝図幅地域内であり、谷根川上流域の比較的緩斜面な地域及び阿彌陀山西方にある標高 1,090.8 m の独立峰の周辺である。糸魚川図幅地域では、南東端の中央部に小規模に分布する (第 5. 4 図)。

層厚 本層の層厚は 100 m 以上である。上部が削剥されているため、最大層厚は不明。

層序 海川層によって形成された凹凸に富む地形的な高まりに対して整合ないし、オーバーラップで覆う (長

森ほか, 2010)。本層は名立層と同時異相の関係にある。

層序比較 石井 (1937) の椎谷層の^{ほん}岩質砂岩及び凝灰質頁岩、藤本ほか (1951) の梶屋敷累層の大和川細粒砂岩部層の一部に相当する。

岩相 本層は主に灰色の砂質泥岩及び泥質砂岩からなる。数 mm 以下の微細な植物片及び黒雲母粒子が多く含まれる。小滝図幅地域では砂岩層や軽石質火山砕屑岩の薄層が認められる (長森ほか, 2010) が、本図幅地域では分布しない。

化石 *Makiyama chitani* が産出する。その産状は点在していることが多いが、密集することもある。

年代及び対比 本層からの年代値や生層序に有効な微化石の報告はない。海川層の上位に位置することから、本層の堆積した時代は後期鮮新世と推定され、名立層に相当する。

5. 10 名立層 (Nd)

命名 藤本ほか (1951)。

模式地 糸魚川市仙納 (旧西頸城郡磯部村, 旧能生町) 付近 (藤本ほか, 1951)。

分布 本層は主に高田西部図幅地域の名立向斜両翼に分布する (第 5. 1 図)。本図幅地域では、糸魚川市京ヶ峰、西谷内及び寺山付近に分布する。このほか、木浦断層と宮平断層に挟まれた地区の西域において分布するが、梶屋敷層に覆われているため、本層の露出する範囲は狭い (第 5. 4 図)。

層厚 名立向斜地域 (高田西部図幅地域内) では 300-500 m の層厚を示す (赤羽・加藤, 1989)。

層序 名立層は、高田西部図幅地域の名立向斜から藤崎背斜にかけて川詰層を整合で覆う (第 5. 1 図)。本図幅地域において本層は根知層を整合で覆う (第 5. 5 図)。本図幅地域に分布する名立層の下部は、川詰層と同時異相の関係にある。砂岩層の薄層と凝灰質砂岩を伴う (第 5. 15 図) ことで、下位の根知層と区別した。本層の下部は海川層と同時異相と推定される (第 5. 5 図; 第 5. 9 図)。

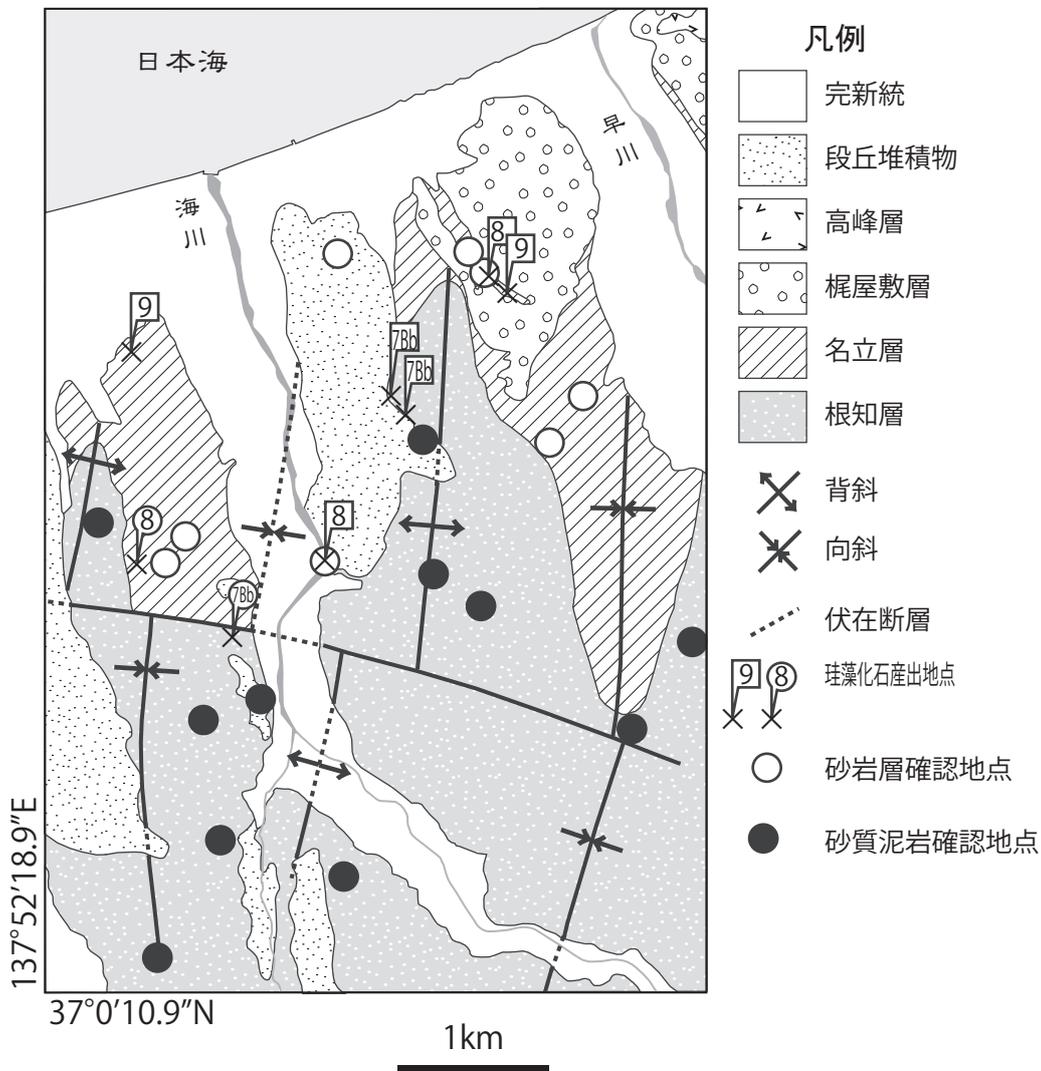
岩相 主に塊状砂質泥岩からなり、砂岩層の薄層及び凝灰質砂岩を伴う (第 5. 16 図)。色は一般的に灰色で、若干緑色を帯びることがあり、風化すると白色を呈する (第 5. 16 図 A)。微細な生痕化石が発達し、生物擾乱によって初生的な堆積構造はほとんど認められない。本層の塊状砂質泥岩は、下位の根知層の塊状砂質泥岩との区別がほぼできない。しばしば砂質泥岩中に摩耗を受けた軽石の粒子が散る。砂岩層は、細-中粒砂岩からなり、その粒子は角が残り摩耗は軽微である。砂岩層は、20 cm 程度の厚さで明灰色を呈し、淘汰は比較的良い (第 5. 16 図 B, C, D)。凝灰質砂岩は、塊状中粒砂岩からなり、砂粒大の軽石片が大量に含まれる。

化石 軟体動物化石群集として下部浅海帯に生息すると推定される *Ophiodermella-Turritella* 群集が報告されている(遠藤ほか, 2005)。その群集中には、大桑-万願寺動物群(Otuka, 1939)の特徴種として *Turritella saishuensis saishuensis* と *Ophiodermella ogurana* が含まれている。その他、珪藻化石が産出する(遠藤ほか, 2005, 長森・渡辺, 2018)。

年代及び対比 糸魚川図幅地域に分布する鮮新統は、岩相層序、年代論の検討が進んでいないことから層序の見解(藤本ほか, 1951; 西田ほか, 1966, 1974; 赤羽, 1980; 新潟県, 1982a, 2000; 遠藤ほか, 2005 など)が様々であり、混乱している状況にあった。その中で、長森・渡辺(2018)は、塊状泥岩が卓越する鮮新統を、砂岩の薄層及び凝灰質砂岩を伴う層準を基準にして根知層と名

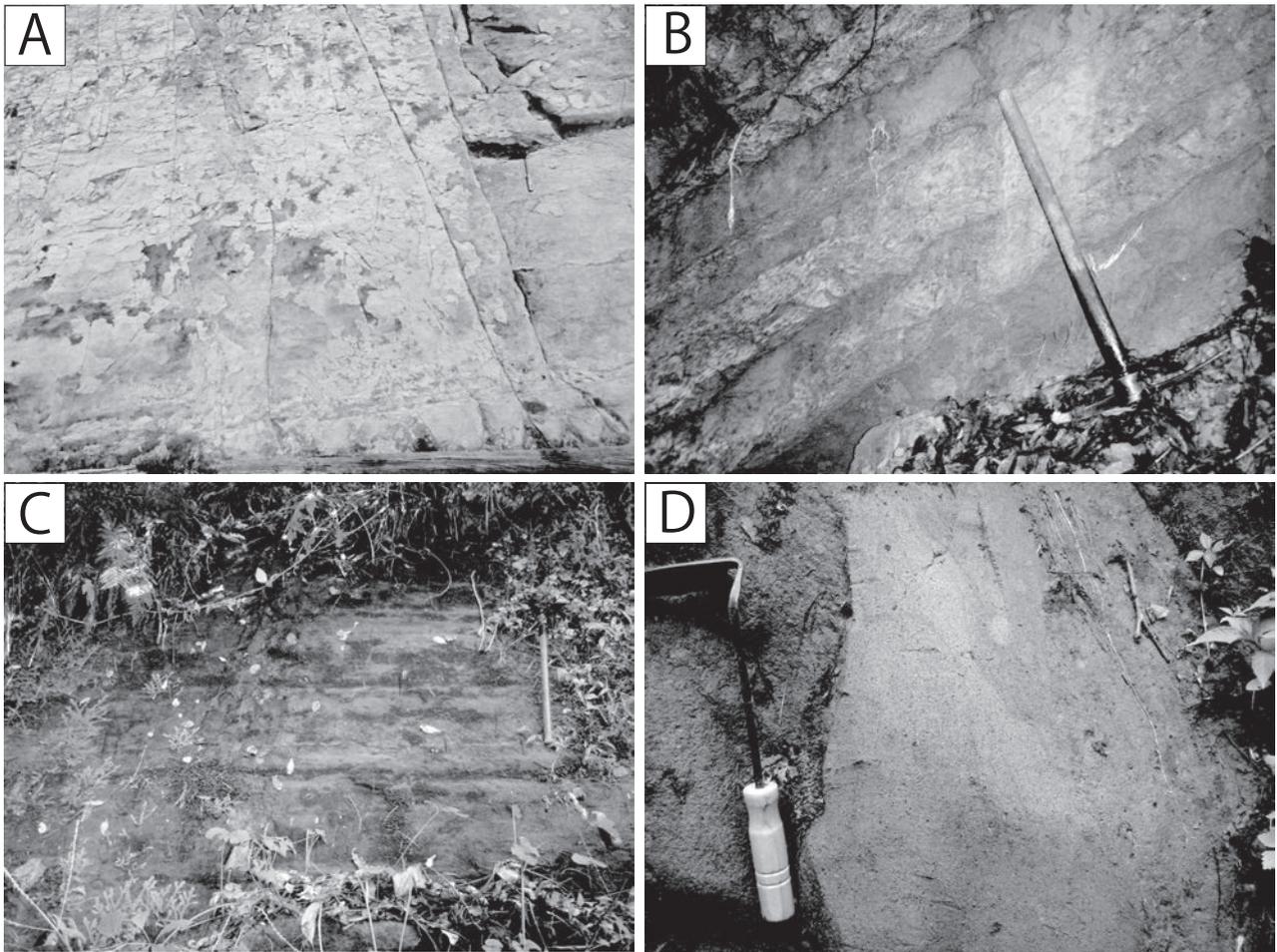
立層を区分した(第5.12図)。

遠藤ほか(2005)、長森・渡辺(2018)による珪藻化石層序によれば、砂岩層を挟む層準の下底付近は、NPD7Bb 亜帯(5.6–(3.9–3.5) Ma: Yanagisawa and Akiba, 1998)と NPD8 帯((3.9–3.5)–(2.7) Ma: Yanagisawa and Akiba, 1998)の境界付近に位置する(第5.5図; 第5.15図)。このことから、本図幅地域における名立層の下底の堆積年代は3.9–3.5 Ma 頃と推定される。なお、遠藤ほか(2005)は、“名立層”から NPD7Bb 亜帯に相当する珪藻化石群集も報告しているが、それらの産出層準は本報告の根知層に相当する。珪藻化石層序から推定される年代に基づくと、本図幅地域の名立層は、高田西部図幅地域の名立向斜地域に分布する川詰層及び名立層に相当する(第5.5図; 第5.9図)。



第5.15図 根知層及び名立層の岩相分布図

珪藻化石産出地点の記号内には、Yanagisawa and Akiba (1998) による珪藻化石帯(NPD)を示す。根知層の最上部より NPD7Bb, 名立層より NPD8 及び NPD9 を示す珪藻化石が産出した。なお、○印は長森・渡辺(2018)により報告されたことを示す。段丘堆積物の分布域内の「砂岩層確認地点」は、小規模に名立層が分布している地点である。



第 5. 16 図 名立層の岩相

スケール：A, D (鎌の全長 28 cm), B, C (魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm)。

A：灰色塊状砂質泥岩。風化色は、明灰色から白色を呈する。強度の生物擾乱を受ける。生物擾乱の程度が軽い箇所では、不明瞭な層理が認められる。糸魚川市京ヶ峰 (37° 02′ 29.87″ N, 137° 52′ 43.12″ E)。B：砂岩砂質泥岩互層。糸魚川市羽生 (37° 01′ 50.53″ N, 137° 52′ 59.18″ E)。C：砂質泥岩砂岩互層。糸魚川市田伏 (37° 03′ 1.68″ N, 137° 54′ 8.01″ E)。D：淘汰の良い細粒砂岩。糸魚川市西谷内 (37° 02′ 23.15″ N, 137° 54′ 48.30″ E)。

名立層の模式地を含む高田西部図幅地域内の名立向斜地域では、名立層と谷浜層の境界はおよそ 2.4 Ma と推定されている (柳沢・天野, 2003)。本図幅地域の名立層では、2.7–2.6 から 2.0 Ma の年代を示す NPD9 帯 (Yanagisawa and Akiba, 1998) が確認されている (遠藤ほか, 2005)。このため、本図幅地域の名立層は、谷浜層の層準を含む可能性が残されている。しかし、明確な岩相変化やテフラなどの鍵層が認められていないことから、本図幅地域では谷浜層は分布しないと判断した。

以上のことから、本図幅地域に分布する名立層は、鮮新世後期にあたる約 3.5 Ma から前期更新世にかけて堆積したと考えられる。

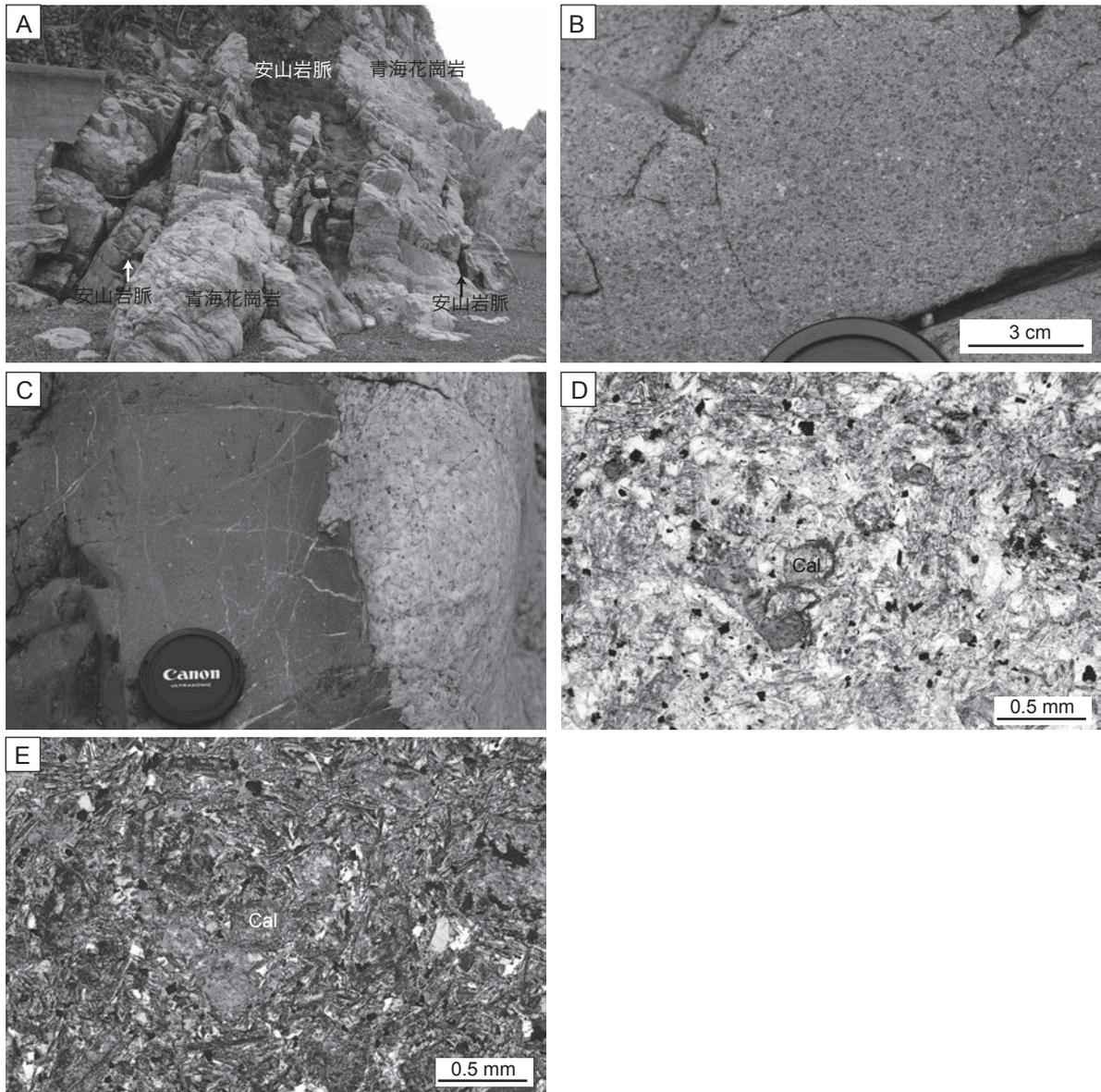
5. 11 岩脈 (A)

分布 青海川河口の西方約 1.4 km の海岸や勝山への登山道の標高 230 ~ 240 m 付近に安山岩脈が分布する。

貫入関係 本図幅地域内では、青海花崗岩に貫入する。

岩相 安山岩脈は幅 30–80 cm で、貫入面は N65° E, 50 ~ 70° S である。北部の海岸では平行に 3 枚の岩脈が貫入している (第 5. 17 図 A)。安山岩は、全体として灰色で、褐色の有色鉱物の斑晶と白色の斜長石の斑晶が認められる (第 5. 17 図 B)。共に 5 mm 以下である。また、青海花崗岩との接触部には急冷縁が認められ、濃緑色で、緻密な岩石となっている (第 5. 17 図 C)。有色鉱物の斑晶は、短柱状だが、方解石、アクチノ閃石、緑泥石で置換されている (第 5. 17 図 D, E)。また、石基にもアクチノ閃石が形成されている。

年代及び対比 本図幅地域の岩脈からは年代は得られていない。青海花崗岩に貫入しているので、後期白亜紀



第5.17図 岩脈の産状と岩相

A: 青海花崗岩に貫入した安山岩脈。分岐をしたりするが、ほぼ平行に3つの岩脈が認められる。青海川河口の約1.4 km 西方の海岸。B: 安山岩脈の中央部の岩相。Aの露頭内。C: 安山岩脈と青海花崗岩の接触部。急冷縁が認められる。Aの露頭内。D: 安山岩脈の偏光顕微鏡写真。単ポーラー。E: 同上。直交ポーラー。Cal: 方解石。

以降といえる。また、安山岩脈は、泊図幅地域の単斜輝石含有普通角閃石安山岩（竹内ほか, 2017）に類似する。この安山岩は鮮新世とされているので、この青海花崗岩に貫入する安山岩も鮮新世としておく。

西隣の泊図幅地域では、石橋（1986）は境川沿いでざくろ石ひん岩を見だし、 62.2 ± 3.5 Maのジルコンフィッシュトラック年代を報告した。竹内ほか（2015a）は、この岩石より、約109 MaのジルコンU-Pb年代を報告した。また、竹内ほか（2017）は、泊図幅地域内の岩脈を、上述の前期白亜紀のざくろ石デイサイトを貫入岩（I）に、黒雲母流紋岩や優白質流紋岩を中新世の貫入岩（II）に、複数の安山岩や閃緑岩からなる複合岩体

を鮮新世の貫入岩（III）に区分した。これらは、原山ほか（2010）による黒部川流域における火成岩類の区分のG100, F20, G3とV2-1に対比される。

5.12 猿倉層（Sr）

命名 古川・長森（2018）によって、早川右岸の猿倉^{この}周辺から外山^{そとやま}（高田西部図幅地域内）にかけて、及び木浦川^{この}上流部に分布する玄武岩質安山岩-安山岩火山碎屑岩を猿倉層と命名、定義される。

模式地 早川右岸、糸魚川市猿倉から高田西部図幅内の島道に至る峠道沿い。

分布 早川右岸，テング沢から東側，外山（東隣高田西部図幅地域内）にかけての範囲と木浦川上流部（第5.4図）。

層厚 模式地において約100 m，木浦川上流で約150 m。

層序 本層は下位の根知層を傾斜不整合で覆う。

岩相 暗灰色の玄武岩質安山岩－安山岩の火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる（第5.18図）。軽石火山礫及び泥岩偽礫を局所的に多く含む。火山岩塊及び火山礫は斑晶として斜長石，斜方輝石，単斜輝石，及び鉄鉍を含む。直径1 m以上の円磨度の高い火山岩塊を含むことがある。火山岩塊はしばしば放射状節理やジグソー接合する破断面を持つ。本層の全岩化学組成は中－高カリウム系列の玄武岩質安山岩及び安山岩で，根知層の火山岩とは重複した組成範囲にあり，後述の江星山層及び高峰層とは異なる組成範囲にある（第5.8図）。

年代及び対比 本層の年代はこれまでに得られていない。茅原（1974b）の江星山火山岩層，赤羽・加藤（1989）の江星山火山岩部層のそれぞれ下部に相当する。後述の江星山層とは層序関係と岩石学的性質が異なることから区分した（第5.8図）。

下位の名立層が鮮新世後期から更新世前期，上位の江星山層が前期更新世であることから，本層は前期更新世の堆積物と考えられる。

5.13 江星山層（Ev, Ed）

命名 地層名は茅原（1974b）の江星山火山岩層に由来する。デイサイト－安山岩火山碎屑岩及び同質な貫入岩からなり，猿倉層を覆う火山岩類を江星山層として古

川・長森（2018）により再定義された。

模式地 東隣，高田西部図幅地域の江星山周辺。本図幅地域では木浦川支流の上流。

分布 高田西部図幅地域の江星山周辺から連続して，木浦川支流の上流の外山にかけて分布する（第5.4図）。弁天岩及びその周辺，早川右岸の不動山に隔離して分布する。

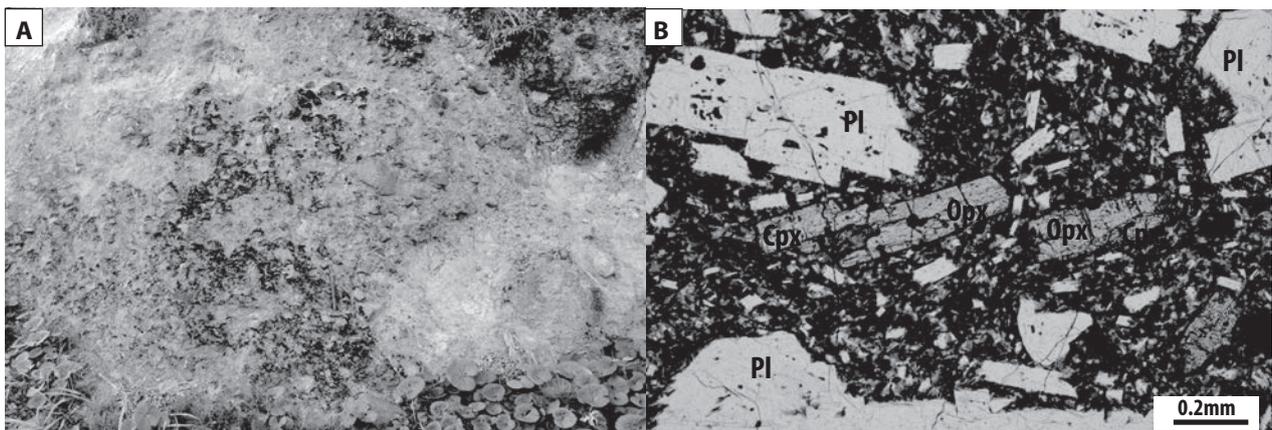
層厚 江星山周辺で約300 m，木浦川支流では約150 m。

層序 木浦川支流の上流で根知層及び猿倉層を不整合で覆う。

層序比較 茅原（1974b）の江星山火山岩層，赤羽・加藤（1989）の江星山火山岩部層の一部に相当する。

岩相 火山碎屑岩（Ev）は帯緑灰色のデイサイト～安山岩火山の礫～火山岩塊を主体とする火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる。本質火山岩塊及び火山礫は斑晶に斜長石，普通角閃石，斜方輝石，及び鉄鉍を多く含み，単斜輝石及び石英斑晶を少量含む。木浦川支流では高温酸化を示す火砕流堆積物の岩相を示す（第5.19図A）。弁天岩及び不動山には水中堆積を示す破碎組織の発達した火山角礫岩～凝灰角礫岩が露出する。本質岩塊は斑晶に斜長石，斜方輝石，単斜輝石，及び鉄鉍を含む暗灰色の安山岩－玄武岩質安山岩で，急冷縁を持つことが多い。

貫入岩（Ed）は三峰北西，鶉石及び周辺の小丘を構成する岩株状貫入岩体で，東隣高田西部図幅地域の神道山及び553 m峰も岩質の似た貫入岩体である。根知層に貫入し，根知層泥岩に接触熱変成作用を与えている。斑晶は斜長石，普通角閃石，及び鉄鉍で，わずかに斜方輝石を含む。石基は細粒珪長岩組織を示す（第5.19図B）。全岩化学組成は火山碎屑岩と貫入岩共に，ほぼ中カリ



第5.18図 猿倉層の産状

A：色調及び円磨度の異なる安山岩火山礫－火山岩塊が混在する多源岩種の凝灰角礫岩。凝灰質シルトの偽礫を含む。ハンマー長さ34 cm。早川右岸，猿倉集落上方の林道切割（37° 02' 10" N，137° 59' 16" E）

B：A地点で採取した安山岩火山礫の偏光顕微鏡写真（単ポラーラ）。斜長石（Pl），斜方輝石（Opx），斜方輝石と平行連晶する単斜輝石（Cpx），鉄鉍が含まれる。石基はハイアロオフィティック組織を示し，新鮮なガラス，不定形の気泡（v）を含む。

ウム系列の低カリウム側にある（第5. 8図）。貫入岩はデイサイト組成で、東隣高田西部地域の鉾ヶ岳を構成する貫入岩体と重複する組成範囲を示す。

年代及び対比 木浦川支流上流のデイサイト凝灰角礫岩は 1.29 ± 0.10 Ma, 外山のデイサイト火山角礫岩は 1.24 ± 0.09 Ma の K-Ar 年代を示す（古川・長森, 2018）。本層から大場（2009）は 0.92 ± 0.12 Ma, 五十嵐（2010）は 1.65 ± 0.15 Ma の K-Ar 年代を報告している。試料採取地点が不明であることから、詳細な検討は出来ないが、江星山層の活動年代が幅広いものである可能性がある。弁天岩からは 1.24 ± 0.8 Ma の年代が報告されており（大場, 2006）、偏差は大きいものの江星山層に含めても矛盾はない。高田西部図幅地域の鉾ヶ岳は西頸城半深成岩類（赤羽, 1975）を構成し、 1.35 ± 0.21 Ma, 1.2 ± 0.4 Ma の K-Ar 年代が報告されている（大場, 2009）。江星山層火山碎屑岩と鉾ヶ岳貫入岩体の活動時期及び全岩化学組成が共通することは、茅原ほか（1984）の hypabyssal-extrusive association（貫入岩体と噴出岩の随伴）説で予想されていた。

5. 14 梶屋敷層 (Kj)

命名 藤本ほか（1951）。

模式地 西頸城郡大和川村（現糸魚川市）梶屋敷（藤本ほか, 1951）。

分布 高峰の山麓及び梶屋敷付近に分布する（第5. 4図；第5. 20図）。

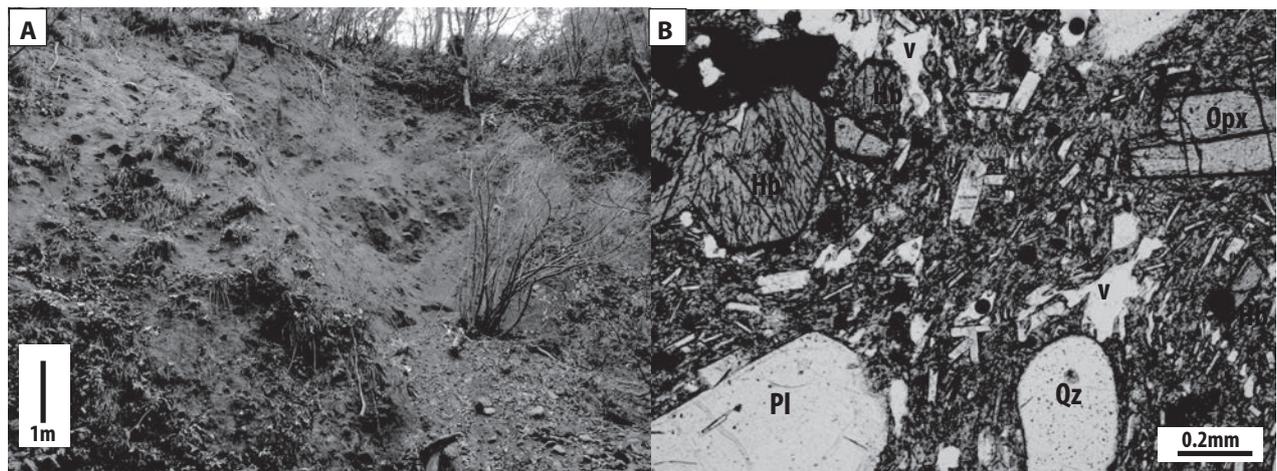
層厚 中央川流域で最も厚く、約 400 m である。全体的な層厚は、海岸沿いで厚く、南東に向かい減じ、犂山付近で尖滅する。

層序 下位の根知層及び名立層を不整合で覆う（第5. 5図）。梶屋敷層は、猿倉層及び江星山層よりも上位の層準に位置するが、両層とは分布域が異なるため接しない。本層は北西に傾斜しており、下位の根知層や名立層の走向傾斜と不調和である。また、本層は根知層及び名立層に変位を与えた褶曲構造によって変形していないことから、褶曲構造が形成された後に傾斜不整合で梶屋敷層が下位層を覆ったと推定される。本層と高峰層は同時異相の関係にあると推定される（第5. 15節参照）。本層は、チャートなどの飛騨山脈に露出する先新第三系の礫が含まれることで特徴づけられる（第5. 20図；第5. 21図）。

層序比較 藤本ほか（1951）は本層を“間脇礫岩部層”、“大和川砂岩部層”、“早川礫岩部層”の3つの部層に細分した。本層は岩相の側方変化に富み、明確に区分できないことから、本報告では部層として細分しない。池田・田中（1967）は、本層に対して“鬼伏層”の名称を用いた。

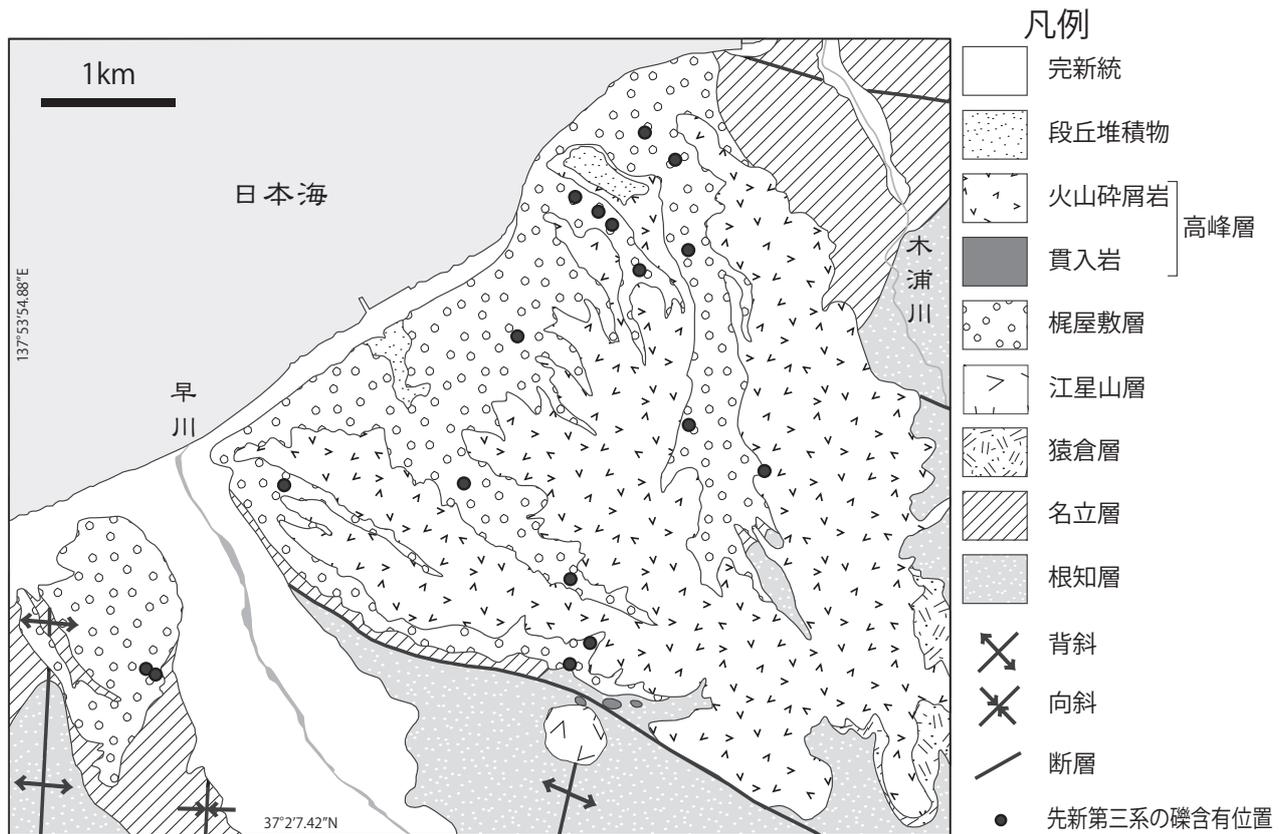
岩相 本層は、主に火山碎屑岩からなり、泥岩、凝灰岩、礫岩などを伴う。これらの固結度は弱く、軟質である。各岩相は側方への連続性が悪い（第5. 21図）。

火山碎屑岩層は、安山岩の亜角～亜円礫及び火山岩塊を含む。（第5. 22図）。基質は凝灰質砂岩からなり、主に基質支持であるが、礫支持の場合も認められる。火山碎屑岩層に含まれる礫種は、単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩を主体とする（第5. 23図 A, B）。灰白色軽石、チャート、珪長岩、頁岩、軟質泥岩の偽礫などが含まれるが、含有量は僅かである。チャートなどの礫は円磨度が高い。安山岩溶岩由来の火山礫－岩塊の大きさは 3 m 以下であるが、10 m を越す火山岩塊が 1 箇所確認された。安



第5. 19図 江星山層の産状

A：帯赤灰色を呈する微発泡のデイサイト火山礫～火山岩塊と同質な火山灰からなる火砕流堆積物。木浦川支流（ $37^{\circ} 03' 48''$ N, $137^{\circ} 59' 21''$ E） B：A 地点の火山岩塊の偏光顕微鏡写真（単ポーラー）。斜長石（Pl）、普通角閃石（Hb）、斜方輝石（Opx）、単斜輝石、鉄鈦、及び石英（Qz）の斑晶を含む。石基はハイアロピリティック組織を示し、新鮮なガラス、不定形の気泡（v）を含む。



第5. 20図 梶屋敷層に含まれる先新第三系礫の分布

礫岩層中に先新第三系の礫（チャート，頁岩，蛇紋岩，流紋岩など）を含む露頭位置を示す。先新第三系の礫は，梶屋敷層のみに認められる。

山岩溶岩由来の火山礫－火山岩塊は色調，円磨度，発泡度の異なるものが混在しており，土石流堆積物の層相を示す。しばしば平行層理を示す，細～粗粒の凝灰質砂岩層を挟む（第5. 19図 A， C）。この砂岩層の厚さはほとんどが数 m 以下である。

泥岩は中部及び上部層準に認められる（第5. 21図）。泥岩は塊状，砂質であり，無層理で，灰色を呈する（第5. 23図 D）。希に火山岩の礫を含む。

礫岩層は，直径 50 cm 以下の円礫から構成される（第5. 23図 C， E， F）。主要な礫の大きさは数 cm である。基質が粗粒砂岩からなる基質支持の場合が多く，平行層理が発達する。シルト岩と細粒砂岩の細互層を伴うことがある。礫種は，安山岩類が最も多く，チャート，頁岩，流紋岩，硬質砂岩，蛇紋岩，花崗岩類などの飛騨山脈起源と推定される先新第三系の礫も多く含まれる（第5. 20図）。安山岩の円礫も多く含まれ，他の礫種よりも径が大きい。主に飛騨山脈由来の礫種で構成される礫岩層は，本層中部から上部層準に認められ，西側に厚くなる傾向にある（第5. 21図）。

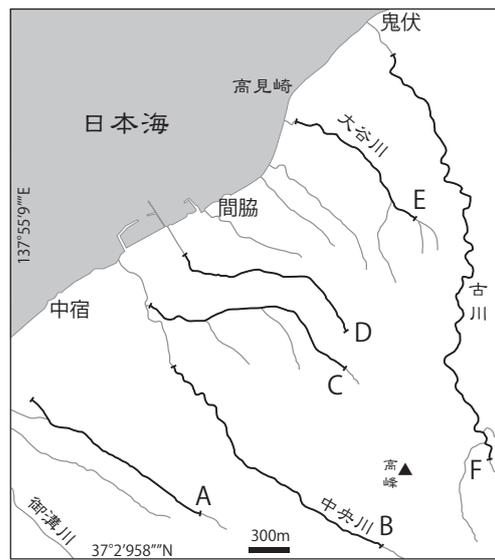
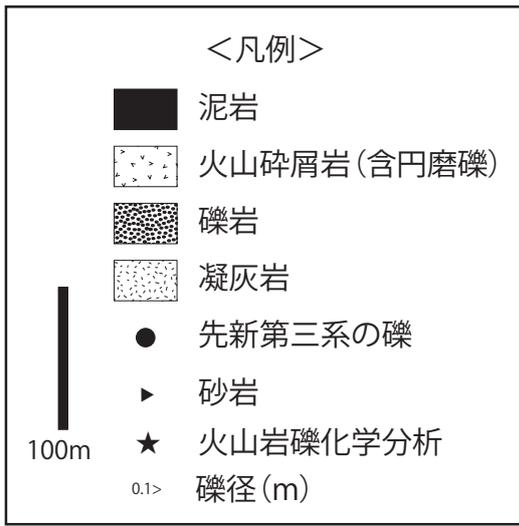
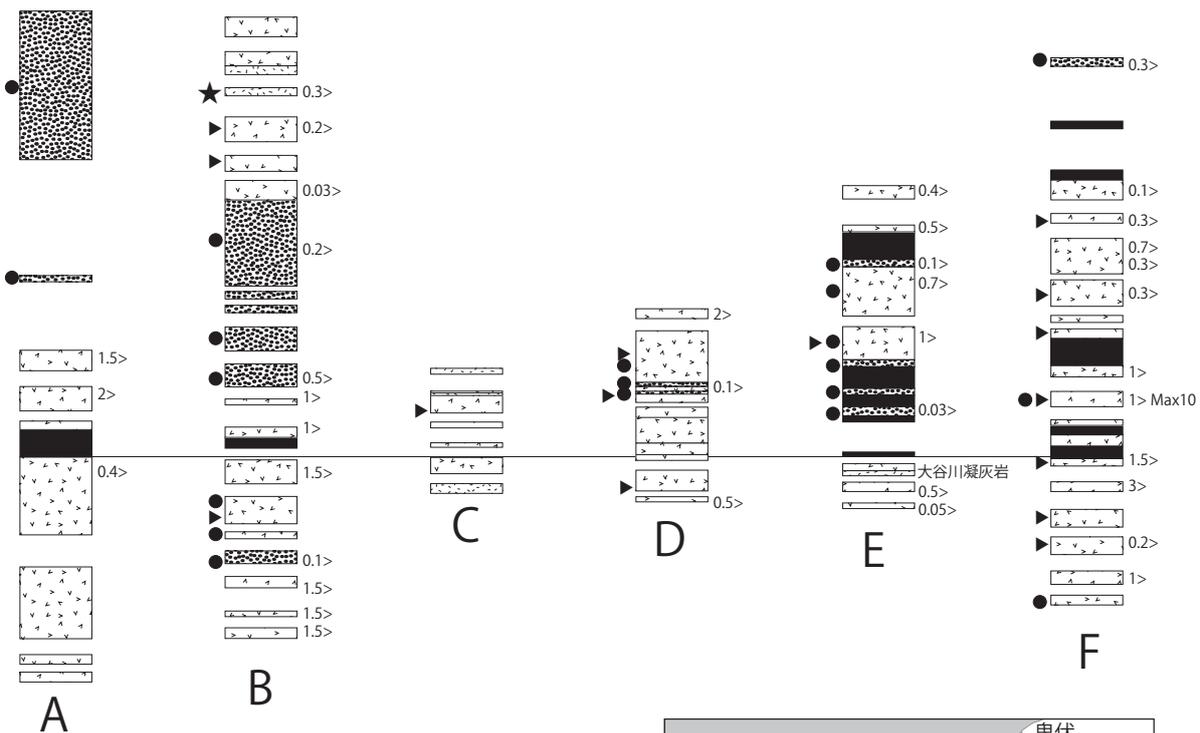
古川沿いに分布する梶屋敷層の上部層準の礫層中に挟まれるシルト岩と細粒砂岩の細互層に認められるリップルマークの示す古流向はほぼ南から北を示す。

高峰層と化学組成が一致する安山岩礫（第5. 15節参照）主体の礫岩層と先新第三系の礫を主体とする礫岩層が存在することから，近隣の高峰層を形成した火山を後背地とする河川と，飛騨山脈を後背地とする長い河川の存在が示唆される。

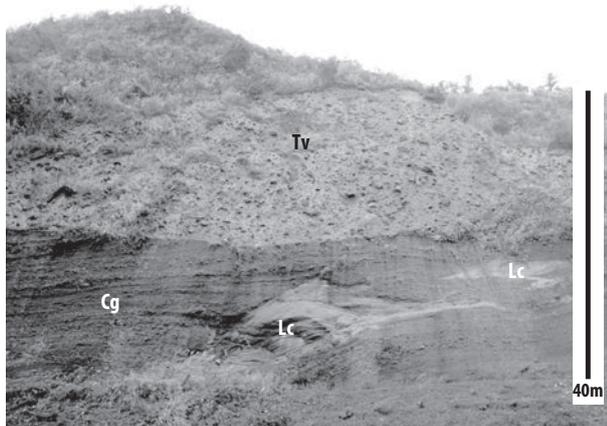
化石 微細な生痕化石の他に，化石は認められていない。

テフラ 大谷川凝灰岩（村松，1989a）。梶屋敷層下部に挟まれ，大谷川のみで認められる。厚さは6 m以上である。軽石質火山礫凝灰岩からなり，一部凝灰質砂岩を挟み不明瞭な層理が認められる。斑晶鉱物として，多い順に斜長石，斜方輝石，鉄鉱物，単車輝石，ジルコンを含む。

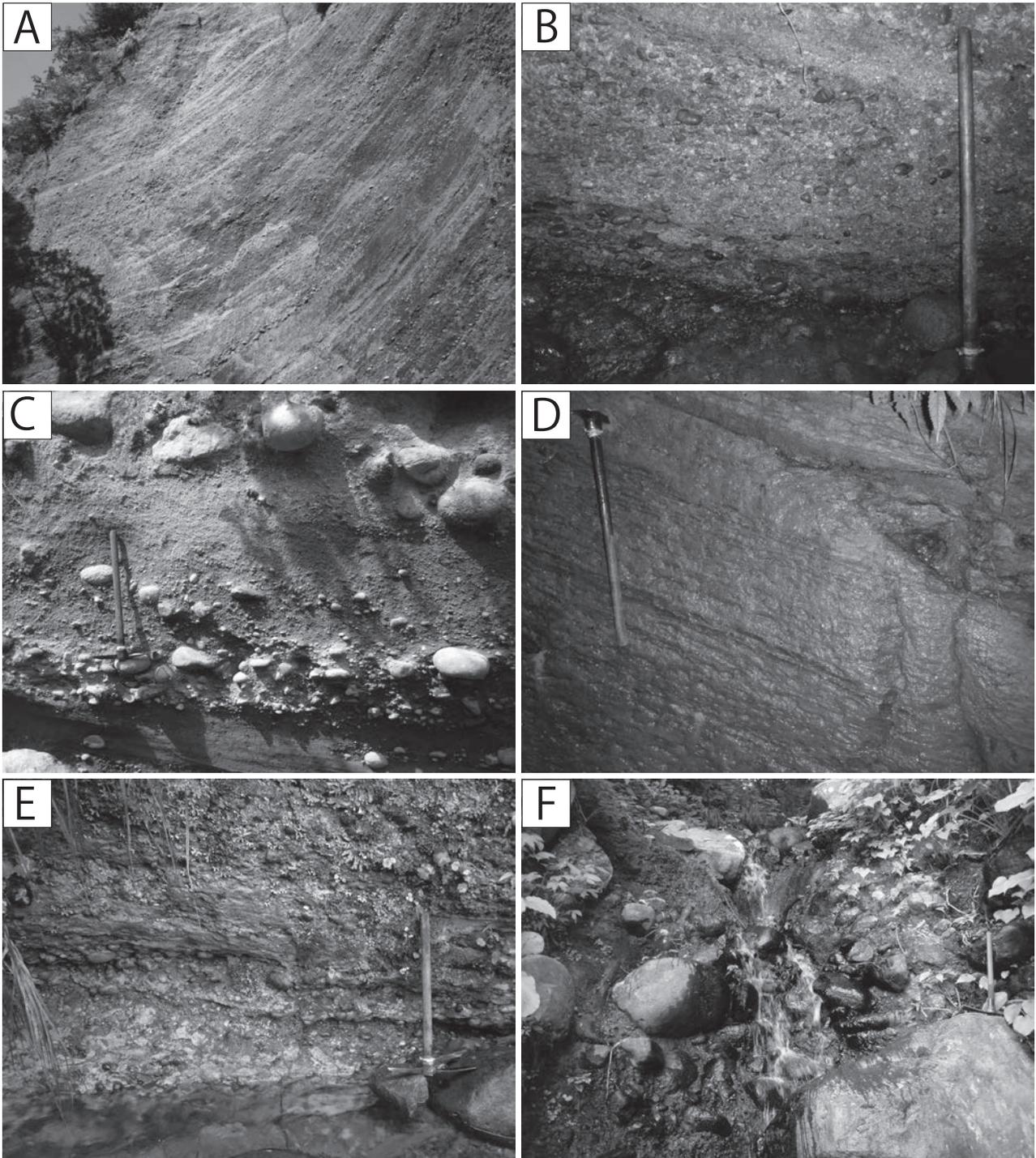
年代及び対比 梶屋敷層に挟まれる火山礫凝灰岩のフィッション・トラック年代として，大谷川凝灰岩の 1.76 ± 0.19 Ma と古川凝灰岩の 1.42 ± 0.14 Ma の値が報告されている（村松，1989a， b）。なお，本報告では古川凝灰岩は確認できなかった。露頭が現存する大谷川凝灰岩に含まれるジルコンのフィッション・トラック年代として 1.03 ± 0.16 Ma の値が得られている（古川・長森，2018）。村松（1989a， b）の年代値はフィッション・トラック年代測定の標準化の勧告（Hurford，1990）の前に測



第 5. 21 図 梶屋敷層の柱状対比図



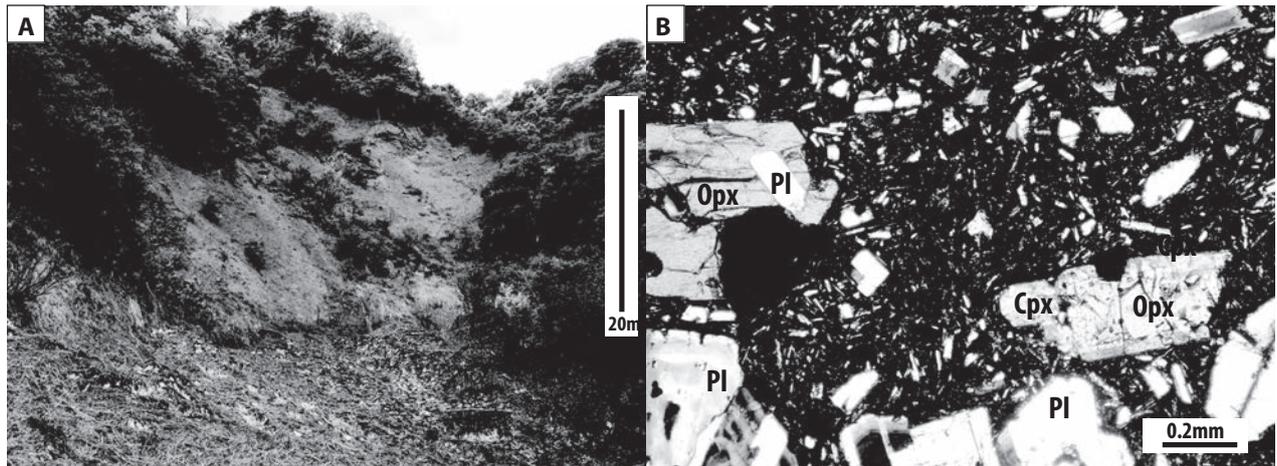
第 5. 22 図 梶屋敷層の岩相 (1)
 高峰層 (Tv) の灰色火山角礫堆積物に不整合に覆われる梶屋敷層. 円礫粗粒砂互層 (Cg) 中に凝灰質シルト層の偽礫 (Lc) が含まれる. 早川右岸 (37° 03' 36"N, 137° 55' 17"E).



第 5. 23 図 梶屋敷層の岩相 (2)

スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm.

A : 安山岩と先新第三系起源の円礫から構成される礫岩層. 崖の高さは 10 m 程度 (中央川 : $37^{\circ} 3' 26.4''$ N, $137^{\circ} 56' 16.7''$ E). B : 先新第三系の礫と安山岩の円礫から構成される礫岩層. 礫支持で不明瞭な層理を示す. (中央川 : $37^{\circ} 3' 29.6''$ N, $137^{\circ} 56' 14.6''$ E). C : 不淘汰な平行葉理を持つ砂岩と亜角-円礫の火山礫からなる礫層の互層. (古川 : $37^{\circ} 3' 47''$ N, $137^{\circ} 57' 20.6''$ E). D : 砂質泥岩. 不明瞭な層理を示す. (鬼伏西の沢 : $37^{\circ} 4' 31.3''$ N, $137^{\circ} 57' \sim 1.3''$ E). E : 先新第三系の礫を多く含む円礫岩層と平行葉理のみられる弱固結シルト岩層の互層. (鬼伏西の沢 : $37^{\circ} 4' 41.6''$ N, $137^{\circ} 56' 45.2''$ E). F : 亜角-亜円の火山礫岩層. 最大径 3 m に達する. (不動山の北の沢 : $37^{\circ} 2' 53.6''$ N, $137^{\circ} 56' 52.5''$ E).



第 5. 24 図 高峰層の産状

A：弱固結した凝灰角礫岩。御溝川上流（37° 02′ 42″ N, 137° 57′ 56″ E）

B：御溝川上流の凝灰角礫岩から採取した安山岩火山岩塊の偏光顕微鏡写真（直交ポーラー）。斜長石（Pl），粗粒で半自形の斜方輝石（Opx），細粒で半自形の単斜輝石（Cpx），及び鉄鈷を含む。斜方輝石の外縁に平行連晶する単斜輝石が見られる。石基はハイアロオフィティック組織を呈する。

定されているため、本報告では（古川・長森, 2018）の値を採択する。後述のように、上位の高峰層上部の火山角礫岩から 0.65 ± 0.03 Ma の K-Ar 年代が得られており、大谷川凝灰岩の年代値は層序関係と矛盾しない。年代値から本層の堆積した時代は更新世前期の後半と考えられる。本層は、西田ほか（1974）などでは谷浜層として扱われてきた（第 5. 3 図）が、より上位の層準であることが明らかになった。

高峰層は梶屋敷層を不整合で覆うように分布する。しかしながら、梶屋敷層には安山岩の火山礫－火山岩塊が豊富に含まれており、全岩化学組成が高峰層と類似するものを含む（第 5. 8 図）。このことから、梶屋敷層の堆積時には高峰層の火山活動が開始されており、同層の安山岩火山砕屑物が礫として供給されたと推定される。よって、両層は一部指交関係にあると推定される。

5. 15 ^{たかのみね} 高峰層（Tk）

命名 古川・長森（2018）によって、高峰^{からすき}及び犁山付近を中心に尾根地形を作っている火山岩層及び貫入岩を高峰層として命名、定義された。藤本ほか（1951）は木浦川左岸の烏帽子山を模式地として本層を烏帽子山安山岩と命名したが、詳細は記載されていない。五十嵐ほか（2012）は高峰火山噴出物と命名したが、地質図などの詳細は公表されていない。なお、高峰の読み方は、地域で用いられている「たかのみね」を採択した。

模式地 高峰及び犁山付近。

分布 火山砕屑物が犁山及び高峰を中心とする山稜の上部を構成して分布する。本層の基底は、犁山付近で最

も高く、東西及び北に向かって高度を下げる。貫入岩は不動山の北麓、御溝川沿いに露出する。

層厚 犁山付近で 350 m、高峰付近で 200 m。

層序 犁山より東側で猿倉層を不整合で覆う。犁山より西では谷沿いで根知層及び梶屋敷層を不整合で覆い、梶屋敷層とは指交関係にある。

岩相 暗灰色安山岩溶岩の火山礫－火山岩塊を主体とする火山砕屑堆積物である（第 5. 24 図 A）。低発泡の褐色－褐色軽石火山礫を多く含むことがある。暗灰色の安山岩火山礫及び火山岩塊は斑晶に斜長石、斜方輝石、単斜輝石、及び鉄鈷を含み（第 5. 24 図 B）、褐色－褐色軽石火山礫はそれに加えて普通角閃石斑晶を含む。不動山北麓の貫入岩は普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石及び鉄鈷を斑晶に含み、完晶質石基を呈する。普通角閃石は変質して骸晶となっているものが多い。全岩化学組成は中カリウム系列の高カリウム側から高カリウム系列の領域にまたがる安山岩－玄武岩質安山岩である。

年代及び対比 犁山付近の本層から 0.65 ± 0.03 Ma の K-Ar 年代値が報告されている（古川・長森, 2018）。本層と一部指交関係（同時異相）にある梶屋敷層中に挟在する大谷川凝灰岩のフィッシュン・トラック年代は 1.03 ± 0.16 Ma であること、梶屋敷層中の火山岩礫が本層の火山噴出物と岩石学的特徴が同じであることから、本層は 1 Ma 以前に火山活動を開始していた可能性が高い。活動の後期には火山体の成長に伴い、裾野が北側に広がり、梶屋敷層を覆ったものと解釈できる。以上から、高峰層の活動期間は少なくともカラブリアン後期から中期更新世の前期にわたると推定できる。

第6章 上部更新統 – 完新統

(中澤 努・長森英明・古川竜太)

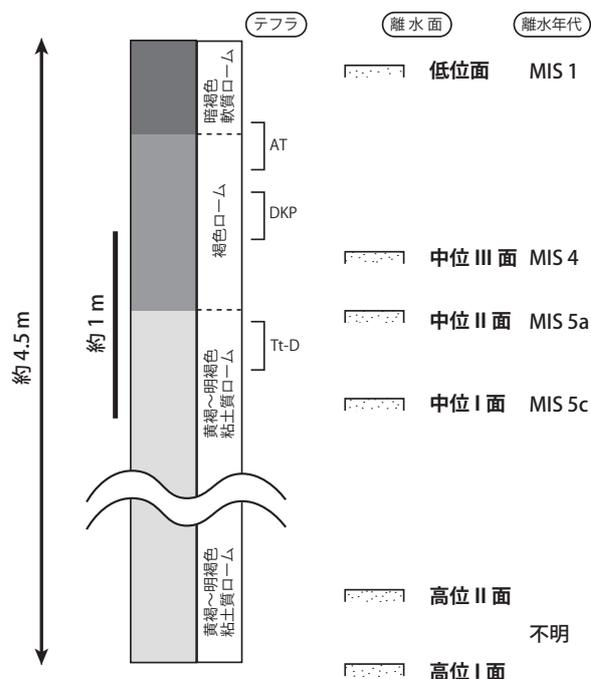
本図幅地域の上部更新統 – 完新統は、ローム層及び段丘堆積物、地すべり堆積物及び崩壊堆積物、低地の堆積物、新潟焼山火山噴出物、盛土及び埋土からなる。以下にそれぞれの堆積物について記載する。なお高位段丘堆積物の形成年代は中期更新世にさかのぼる可能性もあるが、他の段丘堆積物とともに本章に記載する。

6.1 ローム層及び段丘堆積物

本図幅地域には、河川沿いを中心に段丘が発達する。この地域の段丘堆積物に関する研究としては、能生地すべり団体研究グループ(1989)や新潟火山灰グループ(1994)がある。能生地すべり団体研究グループ(1989)は、小滝図幅地域北部から糸魚川図幅地域にかけての地域において段丘面の区分と段丘堆積物の記載をした。また、新潟火山灰グループ(1994)は糸魚川市美山においてローム層の砂粒組成及びテフラの検出・同定を行った。しかし、これらの地域において、これまでテフラに基づく系統的で広域的な段丘の編年は行われていない。長森ほか(2010)では南に隣接する小滝図幅北部域においてテフラに基づく段丘の編年を行った。本調査においても、長森ほか(2010)と同様に、段丘堆積物とそれを被覆するローム層の露頭観察及びハンドオーガー、機械式ボーリングによる調査を行い、ローム層から指標テフラを見いだすとともに、新たに段丘堆積物の区分と編年を試みた。なお、ローム層は地質図では図示しない。

6.1.1 ローム層

本図幅地域の段丘面上には風成のレス堆積物であるローム層が比較的厚く分布する。ローム層は、野外での色調及び定性的な粘性度により、下位より、黄褐～明褐色(L*40～50; a*5～15; b*17～30)の粘土質ローム、褐色(L*35～40; a*10～15; b*20～30)のローム、暗褐色(L*28～32; a*5～10; b*10～20)の軟質ローム、のおよそ3ユニットに区分することができる(第6.1図)。このうち下部の黄褐～明褐色粘土質ロームの最上部付近には後述の立山D(Tt-D)テフラが、中部の褐色粘土質ロームには大山倉吉(DKP)テフラが、同じく褐色粘土質ローム上部から暗褐色軟質ローム最下部にかけての層準には始良Tn(AT)テフラが認められる。ただしローム層の色調は露頭条件や試料の条件によっても多少変化する。また、下部の黄褐～明褐色粘土質ロームの層準は、ローム質の粘土層として観察されることもあり、



第6.1図 ローム層の模式柱状図と挟在するテフラ・段丘の離水層準及び年代の関係

一部に風成でない層準も含まれる可能性がある。

ローム層に挟在する指標テフラ

本図幅地域に分布するローム層には、野外で肉眼では確認できないが、採取した試料から泥分を除去することにより、重鉍物や火山ガラスの濃集帯として、立山D(Tt-D)テフラ、大山倉吉(DKP)テフラ、始良Tn(AT)テフラの降灰層準を特定することができる(第6.1図)。また、DKPテフラの層準はその上下に比較し帯磁率が相対的にやや高い値を示すことから、露頭での帯磁率測定により野外でも降灰層準を推定できる可能性がある。なお、新潟火山灰グループ(1994)は、糸魚川図幅地域でローム層から鬼界葛原(K-Tz)テフラや阿蘇4(Aso-4)テフラに対比される可能性のある火山ガラス及び斜方輝石を検出したとしているが、本調査では確認することはできなかった。

立山D(Tt-D)テフラ

信州研究グループ(1969)の「D浮石層」や中谷(1972)の「Dpm」をもとに町田・新井(1992)が命名。本図幅

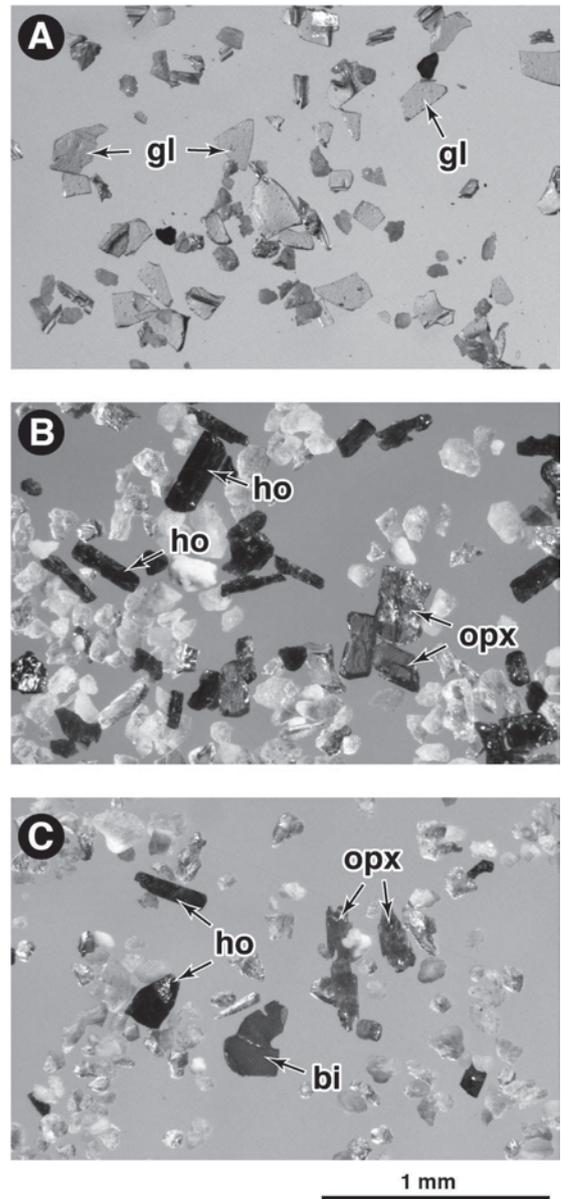
地域の Tt-D テフラは、ローム層に斜方輝石、普通角閃石、黒雲母の濃集帯として認められる(第 6. 2 図 C)。このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.707–1.719 (1.714–1.715, 括弧内はモード値, 以下同様), 普通角閃石の屈折率 (n_2) は 1.679–1.683 (1.680–1.682) で、重鉍物組成、屈折率ともに Tt-D テフラの特徴(町田・新井, 2003) とほぼ一致する。よって本テフラは Tt-D テフラに同定される。ただし Loc. 6 の No. 10 試料については、普通角閃石の屈折率 (n_2) が 1.684–1.693 (1.688–1.690) とやや高い値を示すことから(第 6. 1 表)、他のテフラが混入している可能性もある。なお、町田・新井(2003)は Tt-D テフラの降灰年代を 130 ~ 120 ka としているが、長橋ほか(2007)は長野県の高野層での Aso-3, Aso-4 など指標テフラとの層位関係及び堆積速度から Tt-D テフラの降灰年代を 99.2 ka と算出している。

大山倉吉 (DKP) テフラ

山陰第四紀研究グループ(1969)の「倉吉浮石層」をもとに Machida (1976) が命名。本図幅地域における DKP テフラは、Tt-D テフラの約 50 ~ 100 cm 上位のローム層中に、普通角閃石と斜方輝石の濃集帯として認められる(第 6. 2 図 B)。このうち斜方輝石は、透明度が高く、(100) 面が広く発達することを特徴とする。斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.700–1.709 (1.703–1.704), 普通角閃石の屈折率 (n_2) は 1.670–1.681 (1.677–1.679) であり(第 6. 1 表)、重鉍物組成、屈折率、Tt-D・AT テフラとの層位関係において、DKP テフラの特徴(町田・新井, 2003) とほぼ一致する。よって本テフラは DKP テフラに同定される。DKP テフラの層準はその上下に比較し帯磁率が相対的にやや高い値を示すことから、露頭での帯磁率測定により野外でも降灰層準を推定できる可能性がある。なお、DKP テフラの降灰年代は、町田・新井(2003)は約 55 ka あるいはそれより古い可能性を指摘し、MIS 4 ~ 3 に相当するとしている。また、高野層において DKP の可能性があるテフラの降灰年代について、入谷ほか(2005)は MIS 4 最後の約 59 ~ 58 ka あるいはそれより古い年代、長橋ほか(2007)は 62 ka と算出している。

始良 Tn (AT) テフラ

町田・新井(1976)が命名。本図幅地域では、AT テフラは DKP テフラの直上から約 50 cm 上位の範囲のローム層中にバブルウォール型の薄い火山ガラスの濃集帯として認められる(第 6. 2 図 A)。火山ガラスの屈折率は 1.497–1.501 (1.499) で(第 6. 1 表)、ガラスの形態、屈折率、DKP テフラとの層位関係において、AT テフラの特徴(町田・新井, 2003) にほぼ一致する。よって本テフラは AT テフラに同定される。なお、AT テフラ



第 6. 2 図 テフラ粒子の顕微鏡写真

A: 始良 Tn (AT) テフラ。糸魚川市美山公園, 第 6. 5 図の GS-IT-1 ボーリング柱状図の試料番号 2。B: 大山倉吉 (DKP) テフラ。糸魚川市美山公園, 第 6. 5 図の GS-IT-1 ボーリング柱状図の試料番号 7。C: 立山 D (Tt-D) テフラ。糸魚川市西河原, 第 6. 9 図の Loc.6 柱状図の試料番号 10。gl: 火山ガラス, ho: 普通角閃石, opx: 斜方輝石, bi: 黒雲母。

の降灰年代は、Smith *et al.* (2013) に基づけば 30 ~ 29 ka の MIS 3 ~ 2 境界付近である。

6. 1. 2 段丘堆積物

本図幅地域には、第 1 章で述べた段丘面、すなわち高位 I 面、高位 II 面、中位 I 面、中位 II 面、中位 III 面、低位面(第 6. 3 図; 第 6. 4 図)を構成する段丘堆積物

第 6. 1 表 テフラの記載岩石学的特徴

サンプル番号	火山ガラスの形態	重鉱物組成	屈折率 括弧内数値はモード値			同定
			火山ガラス (n)	斜方輝石 (γ)	角閃石 (n ₂)	
Loc. 6 No. 1	bw	-	1.498-1.500 (1.499)	-	-	AT
Loc. 6 No. 2	bw	-	1.497-1.501 (1.499)	-	-	
Loc. 7 No. 3	bw	-	1.497-1.500 (1.498-1.499)	-	-	
Loc. 10 No. 11	bw	-	1.497-1.501	-	-	
Loc. 15 No. 4	bw	-	1.497-1.500 (1.499)	-	-	
Loc. 15 No. 6	bw	-	1.496-1.501 (1.499)	-	-	
Loc. 15 No. 9	bw	-	1.497-1.500 (1.499)	-	-	
Loc. 16 No. 1	bw	-	1.497-1.500 (1.499)	-	-	
Loc. 18 No. 5	bw	-	1.498-1.500 (1.499)	-	-	
Loc. 20 No. 1	bw	-	1.497-1.500 (1.498)	-	-	
Loc. 20 No. 3	bw	-	1.497-1.500 (1.499)	-	-	
GS-IT-1 No. 2	bw	-	1.498-1.501 (1.500)	-	-	
GS-IT-1 No. 3	bw	-	1.499-1.502 (1.500)	-	-	
Loc. 6 No. 4	-	ho > opx	-	1.700-1.709 (1.703)	1.670-1.681 (1.677)	DKP
Loc. 6 No. 5	-	ho > opx	-	1.701-1.709 (1.704)	1.674-1.681 (1.678)	
Loc. 7 No. 8	-	ho > opx	-	1.700-1.705 (1.702-1.703)	1.676-1.681 (1.680)	
Loc. 10 No. 16	-	ho > opx	-	1.700-1.707	1.677-1.681 (1.679)	
Loc. 15 No. 12	-	ho > opx	-	1.702-1.708 (1.703-1.704)	1.673-1.682 (1.681)	
Loc. 15 No. 16	-	ho > opx	-	1.703-1.708 (1.704)	1.676-1.681 (1.680-1.681)	
Loc. 15 No. 19	-	ho > opx	-	1.702-1.708 (1.706)	1.678-1.682 (1.679)	
Loc. 16 No. 11	-	opx, ho	-	1.702-1.708 (1.704)	1.678-1.682 (1.680)	
Loc. 16 No. 12	-	opx, ho	-	1.702-1.708 (1.704)	1.672-1.674, 1.678-1.682 (1.680)	
Loc. 17 No. 27	-	ho > opx	-	1.701-1.708 (1.703)	1.673, 1.677-1.682 (1.680-1.681)	
Loc. 18 No. 10	-	opx, ho	-	1.701-1.707 (1.703)	1.676-1.682 (1.679)	
Loc. 18 No. 12	-	opx, ho	-	1.703-1.708 (1.704, 1.707)	1.676-1.682 (1.680)	
Loc. 18 No. 14	-	ho > opx	-	1.702-1.709 (1.703-1.704)	1.676-1.681 (1.680-1.681)	
Loc. 20 No. 6	-	ho, opx	-	1.702-1.707 (1.703)	1.677-1.683 (1.681)	
Loc. 20 No. 9	-	ho > opx	-	1.700-1.709 (1.704-1.705)	1.676-1.682 (1.680)	
Loc. 20 No. 11	-	ho, opx	-	1.702-1.707 (1.704)	1.678-1.683 (1.680-1.681)	
GS-IT-1 No. 5	-	ho, opx	-	1.701-1.711 (1.704-1.705)	1.675-1.681 (1.680-1.681)	
GS-IT-1 No. 6	-	ho, opx	-	1.702-1.709 (1.704-1.705, 1.708-1.709)	1.677-1.684 (1.681)	
GS-IT-1 No. 7	-	ho, opx	-	1.702-1.709 (1.704)	1.675-1.683 (1.681)	
GS-IT-1 No. 8	-	ho, opx	-	1.703-1.709 (1.704-1.707)	1.677-1.682 (1.679-1.681)	
Loc. 6 No. 9	-	opx > ho, bi	-	1.710-1.718 (1.714)	1.679-1.683 (1.680-1.682)	Ti-D
Loc. 6 No. 10	-	opx > ho, bi	-	1.707-1.719 (1.714-1.715)	1.684-1.693 (1.688-1.690)	
GS-IT-1 No. 11	-	opx > ho, bi	-	1.708-1.719 (1.716)	1.677-1.696	

火山ガラスの形態 bw : バブルウォール型 重鉱物 ho : 角閃石 opx : 斜方輝石 bi : 黒雲母

が分布する。これらの段丘堆積物は現在の河川沿いに分布し、礫層を主体とすることから、河川成の堆積物と考えられる。以下にそれぞれの段丘堆積物について記述する。

高位 I 段丘堆積物 (th1)

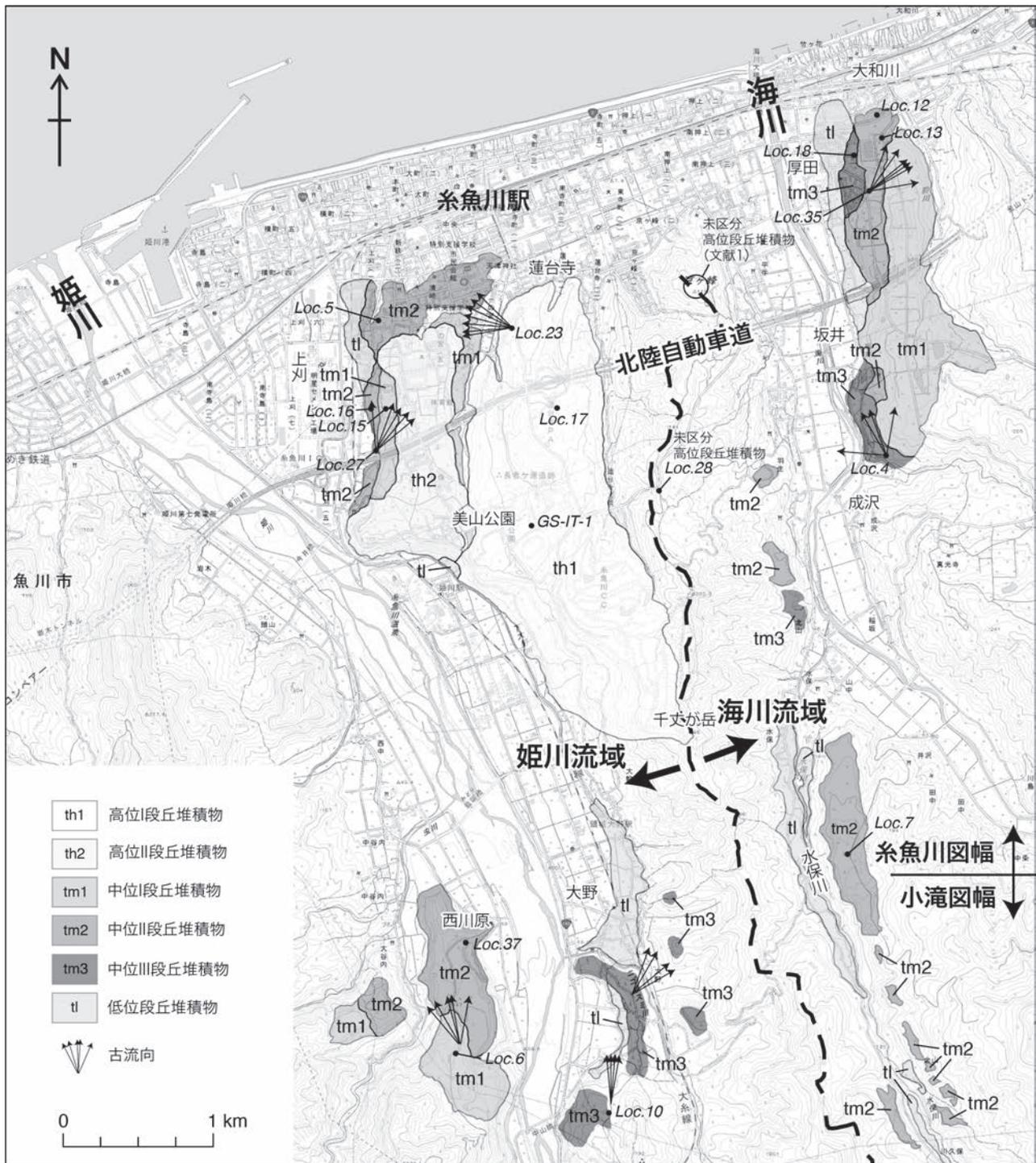
分布 高位 I 面に相当する姫川右岸の千丈が岳付近から、北方へ糸魚川市美山公園を経て、糸魚川市蓮台寺付近までの地域に分布する (第 6. 3 図)。また、堆積物は観察できていないが糸魚川市 (旧能生町) 鬼伏付近の高位 I 面相当地域にも本段丘堆積物が分布すると考えられる。新第三系を主とする下位の地層を不整合で覆うと考えられるが、露頭では観察されていない。

層厚 詳細な層厚は不明であるが、姫川右岸の糸魚川市大野の段丘崖で沖積面付近まで礫層の分布が確認できることから、層厚は最大で 100 m 以上に達すると考えられる。

層相 礫層からなる。礫種は安山岩が多く、頁岩やチャートなどを含む。風化がすすみ、礫層全体が褐色を

呈するとともに、風化殻が形成されている礫が多く見受けられる。糸魚川市蓮台寺付近 (Loc. 23 ; 第 6. 3 図) では本堆積物の最上部約 6 m が観察された。ここでは 40 cm 径に及ぶ礫も含むが、多くは 5 ~ 15 cm 径の円~ 亜円礫からなり、マトリックス部分は中粒~ 極粗粒砂からなる。一方、美山公園内で実施したボーリング調査 (GS-IT-1 ボーリング ; 掘進長 10 m) では、段丘礫層の上部約 5 m が観察された (第 6. 5 図)。このボーリングコアでは、コア径 (約 10 cm) 以上の円~ 亜円礫を主体とし、マトリックス部分はシルト質の粗粒砂からなる (第 6. 6 図)。礫は全体として風化がかなり進み、風化殻を伴う“くさり礫”状を呈するものが多い (第 6. 6 図)。姫川沿いの段丘崖には最大径 60 cm に達する礫が観察される。なお、蓮台寺付近に露出する礫層 (Loc. 23 ; 第 6. 3 図) の礫のインプリケーションが示す古流向は、西~ 北西方向である。ただし、この地点以外で古流向を測定できていないため、必ずしもこれが本段丘堆積物の古流向を代表しているとは限らない。最上部は砂質となりローム層に漸移する。

層位及び年代 美山公園内で実施したボーリング調査



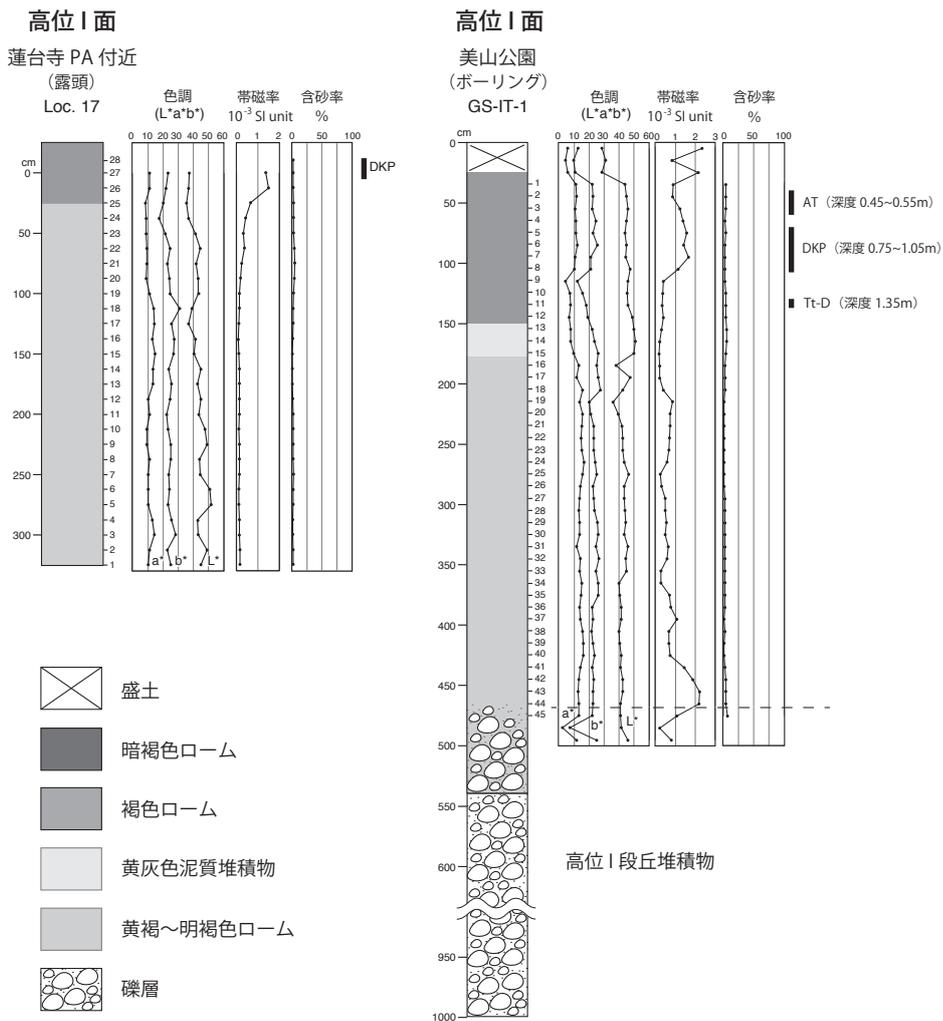
第 6. 3 図 姫川沿い及び海川沿いの段丘堆積物の分布と礫のインプリケーションが示す古流向
 文献 1：能生地すべり団体研究グループ（1989）。基図は地理院地図を使用。

(GS-IT-1 ボーリング) では、段丘被覆層の層厚は約 4.7 m で、下位より、深度 4.70–1.75 m は黄褐～明褐色粘土質ローム、深度 1.75–1.45 m は黄灰色粘土層、深度 1.45–0.25 m は褐色粘土質ローム層が観察された。このうち黄灰色粘土層は風成ローム層とは異なるもので、風成ローム層堆積の一時中断があった可能性がある。上部の褐色

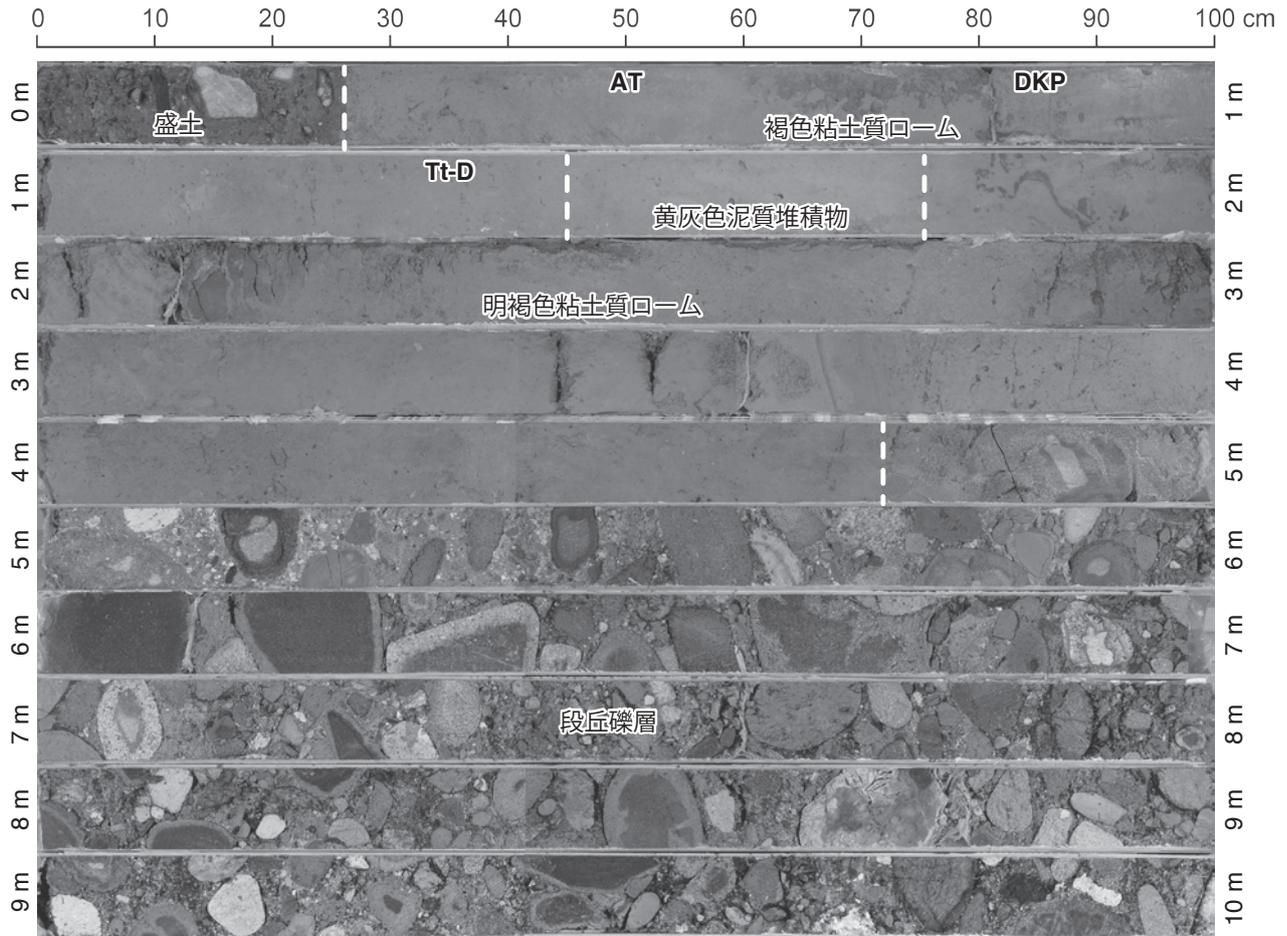
粘土質ローム層には Tt-D テフラ、DKP テフラ、AT テフラの挟在が認められるため、本段丘堆積物の離水年代は Tt-D テフラの降灰年代よりは古いと考えられるが、詳細な離水年代は不明である。後述する Tt-D テフラ降灰年代頃 (MIS 5c) に離水した中位 I 面よりも段丘面の標高はかなり高く、開析がすすんでいること、そして礫



第 6. 4 図 能生川沿いの段丘堆積物の分布
基図は地理院地図を使用.
凡例は第 6. 3 図参照



第 6. 5 図 高位 I 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図
柱状図の位置は第 6. 3 図参照.



第 6. 6 図 糸魚川市美山公園で掘削採取された GS-IT-1 コア (半剖面)
左右脇のメートル表示は深度を示す。

の風化がすすんでいることから、中位 I 段丘堆積物よりもかなり古く、中期更新世にさかのぼる可能性がある。

高位 II 段丘堆積物 (th2)

分布 姫川右岸の糸魚川市美山公園から糸魚川市上刈付近までの地域に、高位 I 段丘堆積物に隣接して分布する (第 6. 3 図)。高位 I 段丘堆積物を含む下位層を不整合で覆うと考えられるが、露頭で観察されてはいない。

層厚 姫川右岸の段丘崖では沖積面付近まで礫層の分布が確認できることから、段丘面下の礫層の層厚は 100 m 以上と考えられるが、高位 I 段丘堆積物と癒着している可能性がある。

層相 礫層からなる。糸魚川市上刈の糸魚川中学校工事のボーリングデータ (糸魚川市提供；掘進長約 15 m) によると、本段丘堆積物は最大径 40 cm、径 20 cm 未満の礫を主体とし、粘土分を含む。全体に茶褐色で風化礫を多量に含む。また、姫川沿いの糸魚川市大野の段丘崖には最大径 60 cm に達する礫が観察される。

層位及び年代 糸魚川中学校のボーリングデータによれば、礫層を層厚 3.5 ~ 4.0 m 程度の白色あるいは褐色

の粘土層が覆う。これは美山公園のボーリングコアにみられた粘土層に類似するものと思われ、層厚も類似する。また第 1 章で述べたように高位 I 面と高位 II 面は標高差が小さく傾斜もほぼ同じことから、高位 I 面と高位 II 面の段丘堆積物と形成年代には大きな差はないと推測される。

未区分高位の段丘堆積物

分布 海川左岸の千丈が岳から京ヶ峰に至る、標高 150 ~ 100 m の山地の尾根付近に礫層が断片的に確認されるため、高位 I 面よりもさらに高位の段丘を形成していた礫層がこの地域に残丘状に点在すると考えられる。これらを未区分高位の段丘堆積物として記載する。ただし広がりを確認することが難しいため、地質図に図示はしない。

層厚 不明

層相 礫層からなる。糸魚川市美山公園東方の Loc. 28 (第 6. 3 図) では、礫の最大径約 60 cm、5 ~ 10 cm の礫を主体とする。礫は安山岩が多く、新第三系起源の泥岩礫も含まれる。礫は風化がかなりすすみ、礫層全体

が褐色を呈するとともに、風化殻が形成され、鎌で削れるほど脆くなっている礫が多く見受けられる。(第6.7図)。

層位及び年代 年代は不明であるが、礫層が分布する尾根は高位I面よりも標高が高く、また段丘面が確認できないほど開析がすすんでいることから、高位I面を構成する段丘堆積物よりもさらに古い年代が推定される。

中位I段丘堆積物 (tm1)

分布 姫川右岸の糸魚川市上刈付近、海川右岸の糸魚川市厚田付近、能生川河口付近の左岸などに分布する(第6.3図;第6.4図)。隣接する小滝図幅内の糸魚川市西川原付近にも分布が認められる(第6.3図)。新第三系や高位I、II段丘堆積物を含む下位層を不整合で覆うと考えられるが、露頭で観察されてはいない。

層厚 詳細は不明であるが、能生川左岸の本段丘堆積物は段丘面下から少なくとも沖積面の標高まで観察されることから、層厚は65m以上に及ぶと考えられている(高浜, 1980)。同様に姫川右岸の糸魚川市上刈でも少なくとも沖積面付近まで礫層が観察され、礫層の層厚は25m以上に達すると考えられる。ただし姫川右岸の本段丘堆積物は前述の高位I、II段丘堆積物の分布と接することから、これらの段丘堆積物と癒着している可能性もある。

層相 礫層からなる。姫川沿いの糸魚川市上刈 (Loc. 27) では、本段丘堆積物は最大径50cmで5~20cmを主体とした円~亜円礫からなる(第6.8図)。マトリックスはシルト質で小礫混じりの粗粒~極粗粒砂からなる。礫種は安山岩が多く、そのほか流紋岩やチャート、砂岩などを含む。礫のインプリケーションが示す古流向は北~北東である。同じく姫川沿いの糸魚川市西川原 (Loc. 6; 小滝図幅地域内) では、礫層を構成する礫は円~亜円礫で、径100cmに及ぶものもあるが、概ね20cm以下のサイズが多く、礫間のマトリックスとして粗粒~極粗粒砂を含む。最上部は上方に細粒化し、含礫泥質砂層となっていることが多い。礫は砂岩、流紋岩、安山岩などからなる。能生川沿いの糸魚川市能生 (Loc. 31) では、礫は最大径100cmで5~20cmを主体とした円~亜円礫からなる。マトリックスはシルト質で小礫混じりの粗粒~極粗粒砂からなる。礫種は、安山岩が多く、そのほか新第三系起源の泥岩や砂岩を含む。最上部は砂質となりローム層に漸移する。

層位及び年代 糸魚川市西川原 (Loc. 6; 小滝図幅内) では、段丘堆積物を被覆するローム層の基底付近にTt-Dテフラが、基底から80~100cm上位にDKPテフラが認められる(第6.9図)。このうちローム層基底付近のTt-Dテフラの降灰年代は99.2kaとされることから(長橋ほか, 2007)、本段丘堆積物はMIS5c頃に形成・離水したものと考えられる。西川原以外の地域では

Tt-Dテフラを見いだしていないが、たとえば糸魚川市上刈 (Loc. 15) では、被覆するローム層の基底から約100cm上位にDKPテフラが挟在することから(第6.10図)、西川原の本段丘堆積物と同様の形成・離水年代が考えられる。

中位II段丘堆積物 (tm2)

分布 姫川、海川、能生川沿いに分布する(第6.3図;第6.4図)。中位I面に隣接して分布することが多い。下位層を不整合で覆うと考えられるが、能生川沿いの地域において上位面に相当する段丘堆積物を不整合で覆うことが報告されているものの(高浜, 1980)、それ以外の地域では下位層との関係を観察できた露頭はない。

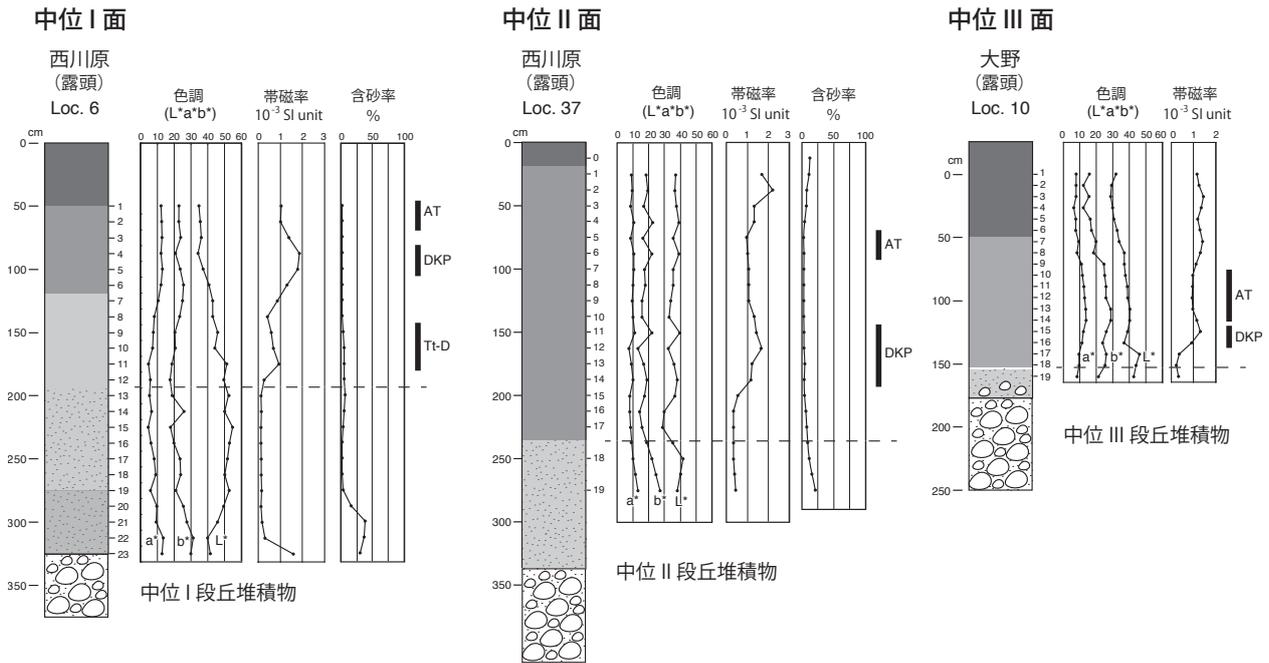
層厚 詳細は不明であるが、糸魚川市上刈付近では礫層が段丘面下から少なくとも沖積面の標高まで観察され



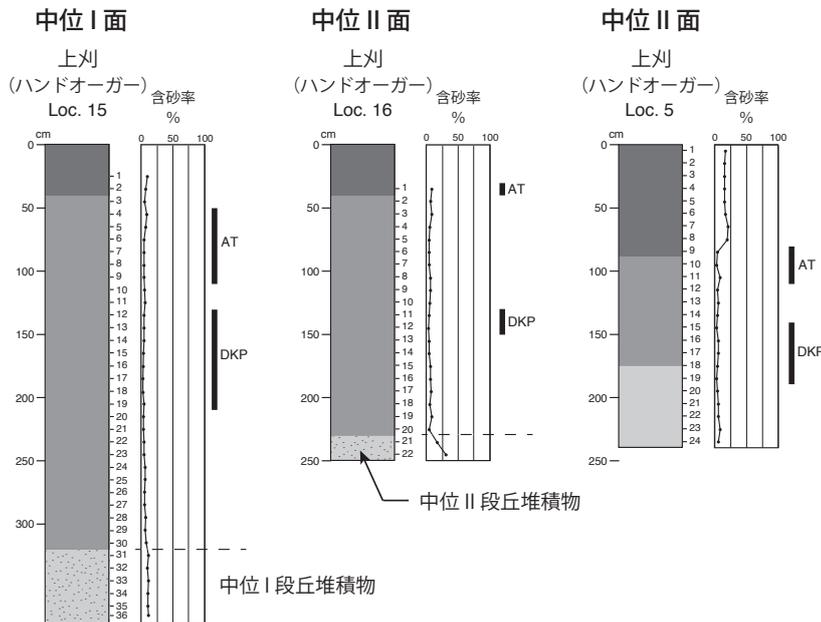
第6.7図 未区分高位の段丘堆積物
風化がすすんでいる礫層からなる。糸魚川市美山公園東方 (Loc. 28)。位置は第6.3図参照。鎌は全長30cm。



第6.8図 中位I段丘堆積物
糸魚川市上刈 (Loc. 27)。位置は第6.3図参照。鎌は全長30cm。



第 6. 9 図 姫川沿いの糸魚川市西川原及び大野付近の中位 I ~ III 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図
柱状図の位置は第 6. 3 図参照. 柱状図の凡例は第 6. 5 図参照.



第 6. 10 図 姫川沿いの糸魚川市上刈付近の中位 I ~ II 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図
柱状図の位置は第 6. 3 図参照. 柱状図の凡例は第 6. 5 図参照.

ることから、礫層の層厚は 20 m 以上に及ぶと考えられる。糸魚川市西川原付近（小滝図幅地域内）では礫層が段丘面下から沖積面付近まで観察され、礫層の層厚は 60 m 程度と考えられる。ただしこれらの礫層は、より古い段丘堆積物（例えば高位段丘堆積物や中位 I 面段丘堆積物）と癒着している可能性がある。能生川左岸では

本段丘は高浜（1980）の II 面に相当するが、高浜（1980）によれば本段丘堆積物は I 面の段丘堆積物（本報告の中位 I 面段丘堆積物）を浸食して分布しているとされ、層厚は 4.4 m としている。高浜（1980）は道路工事に際して良好な露頭状況のもと観察しているため、癒着する礫層の浸食関係を確認することができたが、他の分布箇

所でもこのようにより古い段丘堆積物を浸食し癒着している可能性が高い。

層相 主に礫層からなる。海川沿いの糸魚川市厚田 (Loc. 35) では、本段丘堆積物は最大径 30 cm で 5～20 cm を主体とした円～亜円礫からなる (第 6. 11 図)。マトリックス部分はシルト質で小礫混じりの粗粒～極粗粒砂からなる。礫種はほとんどが安山岩である。フォアセットラミナを呈する層厚 80 cm 程度の小礫混じりの粗粒～極粗粒砂層を挟在する。礫のインプリケーションが示す古流向は北東方向であり、挟在する砂層のフォアセットラミナが示す古流向も同様に北東方向である。同じく海川沿いの糸魚川市大和川 (Locs. 12, 13) では、本段丘堆積物は最大径 35 cm で 3～10 cm を主体とした円～亜円礫からなる。マトリックス部分はシルト質の強い中粒



第 6. 11 図 中位 II 段丘堆積物
糸魚川市厚田 (Loc. 35)。位置は第 6. 3 図参照。
鎌は全長 30 cm。

～粗粒砂からなる。礫種は安山岩がほとんどで、泥岩や凝灰岩を少量含む。礫層中にも礫層から上方に細粒化し、層厚約 1 m 程度の砂質シルト層に変化するのが観察された (第 6. 12 図)。能生川沿いの糸魚川市能生 (Loc. 32) では、本段丘堆積物は最大径 60 cm で 5～20 cm を主体とした円～亜円礫からなる。マトリックス部分はシルト質で小礫混じりの粗粒～極粗粒砂からなる。礫種は、安山岩が多く、そのほか泥岩や砂岩を含む。最上部は砂質となり、上位のローム層に漸移する。

層位及び年代 姫川沿いの糸魚川市西河原 (第 6. 9 図) 及び上刈 (第 6. 10 図)、海川沿いの糸魚川市大和川、厚田及び水保川沿い (第 6. 13 図)、及び能生川沿い (第 6. 14 図) の中位 II 面では本段丘堆積物を覆うローム層の基底からおよそ 40～70 cm 上位に DKP テフラが認められるが、Tt-D テフラは認められない。そのため本段丘堆積物は中位 I 段丘堆積物 (MIS 5c) よりも新しく、DKP テフラの降灰時期 (62 ka; 長橋ほか, 2007) よりも古い、MIS 5a 頃に形成・離水したものと考えられる。

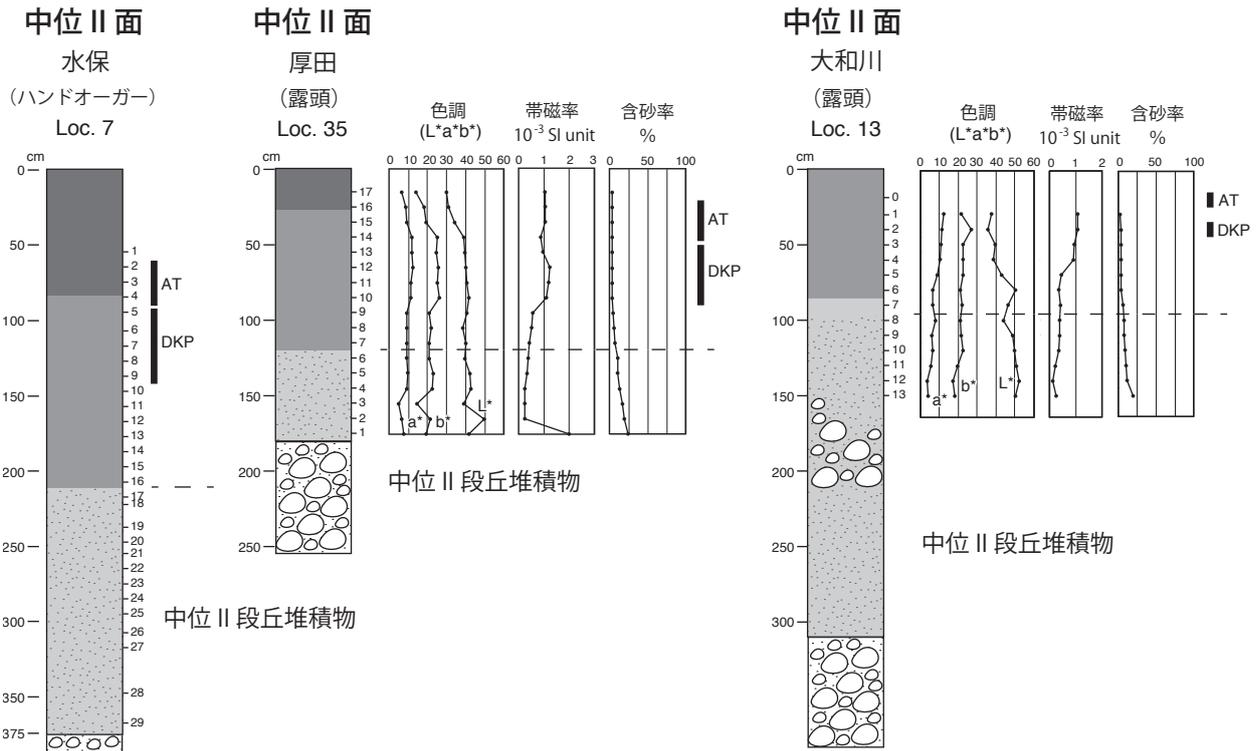
中位 III 段丘堆積物 (tm3)

分布 海川右岸の糸魚川市厚田から坂井、成沢にかけての地域 (第 6. 3 図)、能生川河口付近の両岸 (第 6. 4 図) などに模式的に分布する。中位 I 面や中位 II 面に隣接して分布することが多い。下位層を不整合で覆うと考えられる。

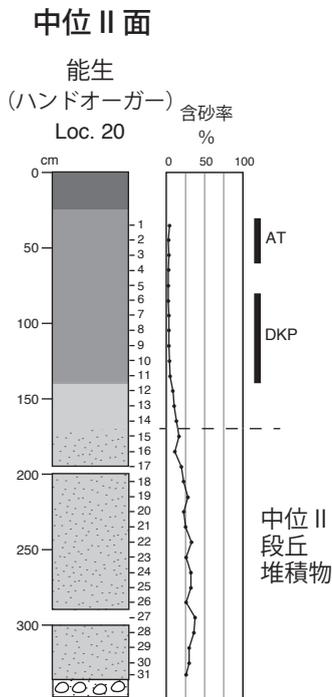
層厚 海川右岸の糸魚川市成沢の露頭 (Loc. 4) では新第三系を不整合で覆う層厚 15 m 程度の礫層が観察されたが (第 6. 15 図)、より古い段丘堆積物と癒着している可能性もある。



第 6. 12 図 道路工事で露出した中位 II 段丘堆積物
礫層に層厚約 1 m の砂質泥層が挟まる。糸魚川市大和川 (Loc. 12)。位置は第 6. 3 図参照



第 6. 13 図 海川沿いの糸魚川市大和川，厚田，及び水保川沿いの中位 II 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図
柱状図の位置は第 6. 3 図参照。柱状図の凡例は第 6. 5 図参照。



第 6. 14 図 能生川沿いの中位 II 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図
柱状図の位置は第 6. 4 図参照。柱状図の凡例は第 6. 5 図参照。

層相 主に礫層からなる。海川沿いの糸魚川市成沢 (Loc. 4) では、本段丘堆積物は最大径 80 cm で 5 ~ 20 cm を主体とした円~亜円礫からなる (第 6. 15 図)。マトリックス部分はシルト質で小礫混じりの中粒~極粗粒砂からなる。礫種はほとんどが安山岩からなる。礫のインプリケーションが示す古流向は北~北西方向である。姫川沿いの糸魚川市大野 (Loc. 10；小滝図幅地域内) では、礫層を構成する礫は径 100 cm 以下で、特に 20 cm 以下のサイズが多く、礫のマトリックスとして粗粒~極粗粒砂を含む。礫は、流紋岩、安山岩、砂岩、泥岩、変成岩などからなる。大野付近の礫のインプリケーションが示す古流向は北~西北西方向である。最上部は砂質となり、上位のローム層に漸移する。

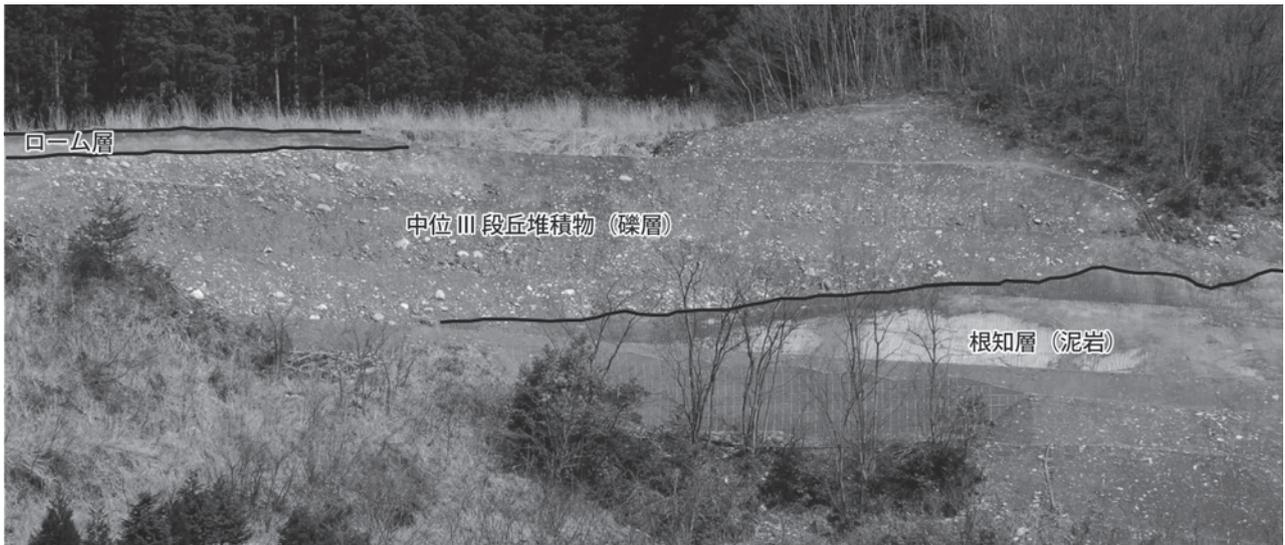
層位及び年代 糸魚川市成沢 (第 6. 16 図) や糸魚川市大野付近 (第 6. 9 図) の中位 III 面では、段丘堆積物を被覆するローム層の基底付近に DKP テフラを含むことから、62 ka あるいはそれよりやや古い、MIS 4 後期頃に形成・離水したものと考えられる。

低位段丘堆積物 (tl)

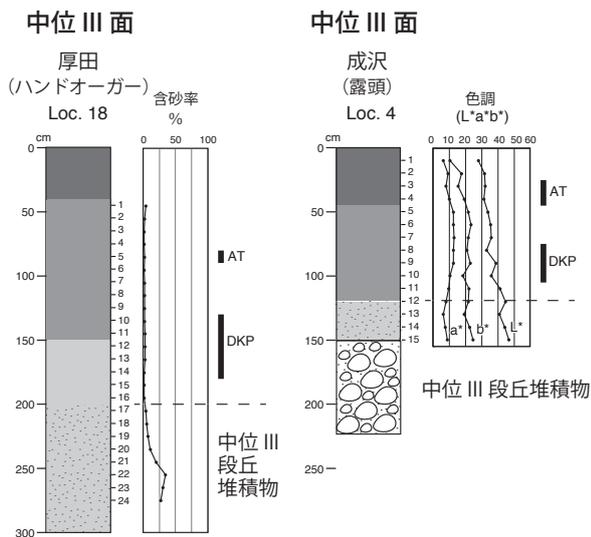
分布 姫川，海川，水保川，早川など，各河川沿いに分布する (第 6. 3 図)。

層厚 不明。

層相 主に礫層からなるが，河川下流域では一部は砂層となる。後述する低地の堆積物 (扇状地及び谷底低地



第 6. 15 図 新第三系根知層の泥岩を不整合で覆う中位 III 段丘堆積物
礫層の厚さが約 15 m. 糸魚川市成沢 (Loc. 4). 位置は第 6. 3 図参照.



第 6. 16 図 海川沿いの糸魚川市成沢及び厚田の中位 III 段丘堆積物と被覆するローム層の柱状図
柱状図の位置は第 6. 3 図参照. 柱状図の凡例は第 6. 5 図参照.

堆積物) とほぼ同様の堆積物が段丘化したものと考えられ, 近傍の低地の堆積物と類似の層相であることが推測される. 地質図には段丘地形が明瞭な箇所の堆積物を低位段丘堆積物として区別し図示した.

層位及び年代 低地面 (現河床) と勾配がほぼ同じで低地面との比高が小さいこと, 本段丘堆積物の被覆層は薄い耕作土のみでローム層が認められないことから, 完新世に段丘化したものと思われる.

6. 2 地すべり堆積物及び崩壊堆積物 (Is)

糸魚川図幅地域における地すべり堆積物及び崩壊堆積物に関する報告は中村 (1934), 黒田・岡 (1964), 池田・田中 (1967), 西田ほか (1975), 茅原ほか (1978), 西田・岩松 (1976), 青木 (1976) 青木ほか (1979), 高浜 (1980), 植村・飯野 (1981), 古谷 (1982), 茅原ほか (1979), 西田・寺川 (1978:1979a, b) 植村 (1981), 新潟県 (1982b), 清水ほか (2000) などがある.

本図幅地域の地すべりは, 主に鮮新統の根知層の分布域に発達している. 特に海川層, 江星山層, 高峰層などの火山碎屑物から構成される地層の周囲に比較的規模の大きい地すべりが認められる. これらの地すべりによって形成された地すべり堆積物は, 各地すべりが分布する地質を反映した移動岩屑によって構成される. 本図幅地域において最も規模の大きい地すべりは, 糸魚川市高谷根に認められる (第 6. 17 図 A). この地すべりは東西方向に 8 km, 南北方向に 2 km の範囲にわたる大規模地すべりであり, 2 次的, 3 次的な地すべりによる再移動が認められる. しばしば凹地が生じている. 月不見池は凹地に生じた湧水によって池をなしている (第 6. 17 図 B). 地すべり地塊の中には, 海川層起源の大きさが 10 m を遙かに越える巨大な火山岩塊が多数点在する. なお, 地質図には特に大規模に分布する地すべり堆積物及び崩壊堆積物についてのみ図示した. その他のものについては, 清水ほか (2000) による地すべり分布に基づき, 一部改変して地質図上に青破線で示した.

西田・寺田 (1979a, b) は, 糸魚川市高谷根の大規模地すべりの成因を, 火山岩 (海川層) の下位の泥岩の粘土化によって形成されたクリーブ帯が滑り面となり, 火山岩体の巨大岩塊が長距離を滑動したと解釈した.

早津 (2008) によれば, 糸魚川市砂場付近には崩壊堆積物が分布している. 早津 (2008) は, この堆積物を西



第 6. 17 図 糸魚川市谷根の地すべり堆積物

A: 地蔵山山頂付近から西方を見た風景。早川及び低地の向こう側に糸魚川市谷根の大規模な地すべり堆積物が分布する。
B: 月不見池。巨大な地すべり堆積物の末端付近に生じた凹地に湧水が生じて形成された池である。水は一年中涸れない。

尾野川流域に分布する西尾野川岩屑なだれ堆積物に含めている。ただし、妙高山図幅地域内の西尾野川流域の一連の堆積物か、ニゴリ川流域の崩壊堆積物であるかは不明としている。なお、西尾野川岩屑なだれ堆積物から得られた木片から、 $1,710 \pm 60\text{yBP}$ 、 $1,780 \pm 50\text{yBP}$ の ^{14}C の年代値（暦年代較値）が報告されている。

6. 3 低地の堆積物

本図幅地域の低地には完新世の堆積物が分布する。今回、低地でボーリング調査を実施していないことから、公共工事等の既存のボーリングデータ及び地表に露出する堆積物の観察に基づき、低地の堆積物の記載を行った。本図幅地域地域の低地の地下 10 m 程度までの堆積物は、扇状地及び谷底低地堆積物、沖積錐堆積物、海浜堆積物、砂丘堆積物、低湿地堆積物に区分される（第 6. 18 図）。以下にそれぞれの堆積物について記述する。

6. 3. 1 扇状地及び谷底低地堆積物 (a)

分布 現在の河川沿いに分布する。山間部の谷底に狭く分布することが多いが、青海川、田海川、姫川、海川、早川、能生川など、比較的大きな河川沿いではやや広く、また河口付近では扇状にさらに広い分布を示す（第 6. 18 図）。

層厚 場所により層厚は大きく変化することが推測され詳細は不明であるが、たとえば河口から約 3 km の姫川沿いのボーリングデータ（白石，2003；糸魚川市，2016）では基盤岩上位に層厚 41 ～ 56 m の礫層が認められている。ただしこの礫層の年代測定は行われていないため、すべてが完新統とは限らず、一部更新統の可能性もある。

層相 主に礫からなる（第 6. 19 図）。小谷沿いでは角礫や亜角礫もみられるが、多くの河川では円～亜円礫が多い。礫サイズは場所によりさまざまであるが、巨礫以上のサイズの礫も多く含まれる。礫間は砂が埋めるか、あるいは空隙のままとなっている。砂の層をはさむこともある（第 6. 19 図）。礫種は、姫川よりも東側の河川沿いでは主に安山岩礫を主体とするが、新第三系の堆積岩分布域を集水域とする小谷では軟質の泥岩などの礫からなり、一部は風化して粒子が分離し、軟質の砂泥となって堆積していることもある。一方、姫川及びそれよりも西側の河川沿いには、砂岩、頁岩、チャート、変成岩、火山岩類など、主に硬岩のさまざまな岩種の礫からなる。

N 値 礫層では 50 以上となることが多い（第 6. 19 図）。砂層では 20 以下となることが多い（第 6. 19 図）。

6. 3. 2 沖積錐堆積物 (c)

分布 本図幅地域内では海川、早川、能生川の支流の小谷出口付近、及び糸魚川市鬼伏の海岸線付近に扇状に幅 200 ～ 1,500 m 程度の規模で分布する。

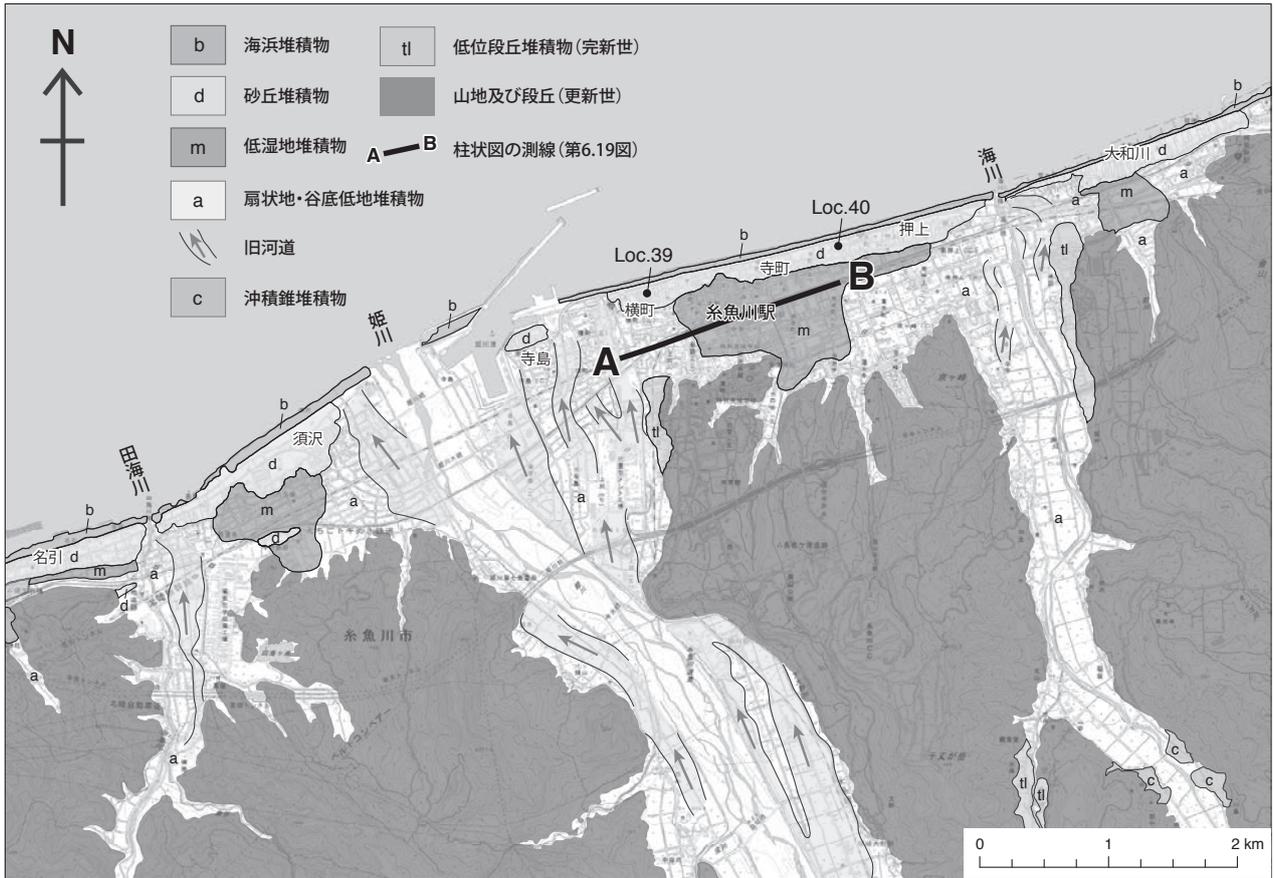
層厚 不明。

層相 背後の地層由来と考えられるが、詳細は不明である。糸魚川市鬼伏では、泥質砂～砂質泥のマトリックスを持つ不淘汰な角礫層（角礫の最大径は 100 cm 程度）が観察される。

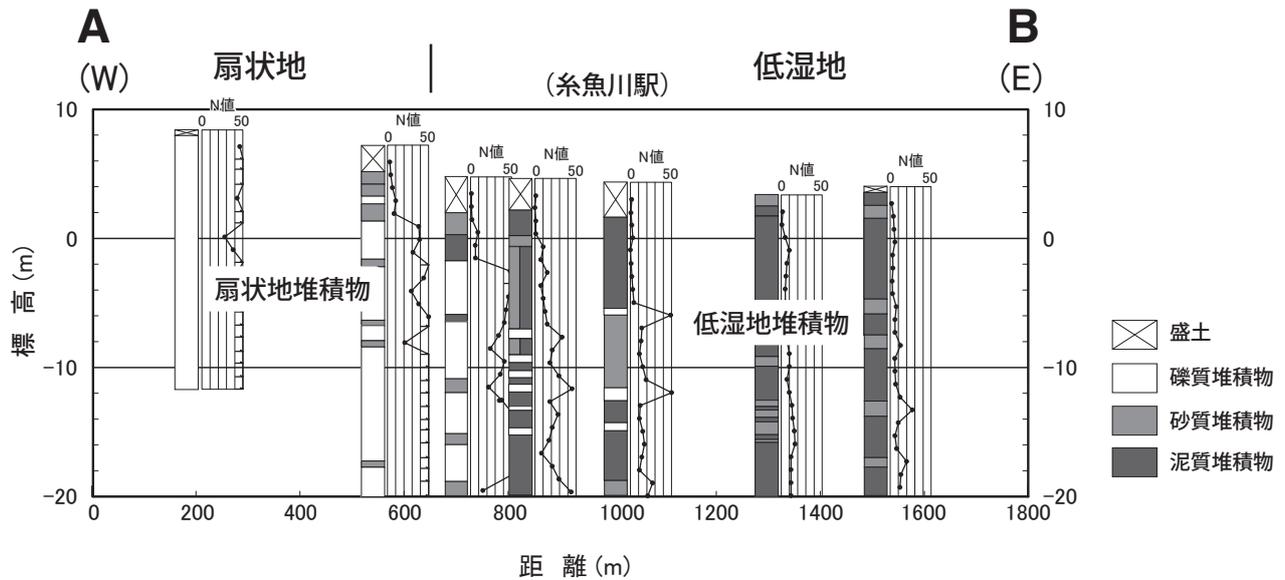
N 値 不明。礫が主体の場合は N 値 50 以上になると推定される。

6. 3. 3 海浜堆積物 (b)

分布 糸魚川市名引から浦本にかけての海岸線、及び糸魚川市木浦、能生の海岸線に分布する（第 6. 18 図）。後述するように、砂丘堆積物の下位にも海浜堆積物と考



第 6. 18 図 姫川河口域及びその周辺の低地の堆積物分布
基図は地理院地図を使用。



第 6. 19 図 糸魚川市市街地付近の扇状地から低湿地にかけてのボーリング柱状図
独) 鉄道建設・運輸施設整備支援機構 糸魚川鉄道建設所提供のボーリングデータに基づく。測線位置 (A-B) は第 6. 18 図参照。

えられる礫層が分布する（第 6. 20 図）。

層厚 後述する糸魚川市寺町（第 6. 20 図 Loc. 40）の砂丘堆積物の下位の海浜堆積物と考えられる礫層は層厚 6～7 m. ただし層厚は側方に変化すると考えられる。

層相 礫からなる（第 1. 6 図）。礫径は場所により異なるが、中礫サイズ以上の円礫からなることが多く、礫間は砂が埋めるか、あるいは空隙のままとなっている。礫は砂岩、頁岩、チャート、変成岩、火山岩類などのさまざまな岩種の礫からなる。

N 値 詳細は不明であるが、砂丘堆積物の下位にみられる海浜堆積物と考えられる礫層は N 値 50 に達する（第 6. 20 図）。

6. 3. 4 砂丘堆積物 (d)

分布 糸魚川市名引から大和川にかけての海岸線付近に、地形的な高まりを形成し分布する（第 6. 18 図）。糸魚川市木浦や能生にも発達が悪いが分布する。海浜堆積物と考えられる礫層の上に累重する（第 6. 20 図）。

層厚 砂丘の発達の良い糸魚川市横町（第 6. 20 図 Loc. 39）で層厚 10 m 以上。糸魚川市寺町（第 6. 20 図 Loc. 40）では層厚 6～7 m. 層厚は場所により大きく異なる。

層相 主に砂からなる。糸魚川市横町のボーリングデータでは、本堆積物は粗粒～中粒砂からなり、下部には礫が混じる（第 6. 20 図）。同様に糸魚川市寺町では、細礫混じりの粗粒砂からなる（第 6. 20 図）。

N 値 10～50. 上部は小さく、下部ほど値が大きくなる。

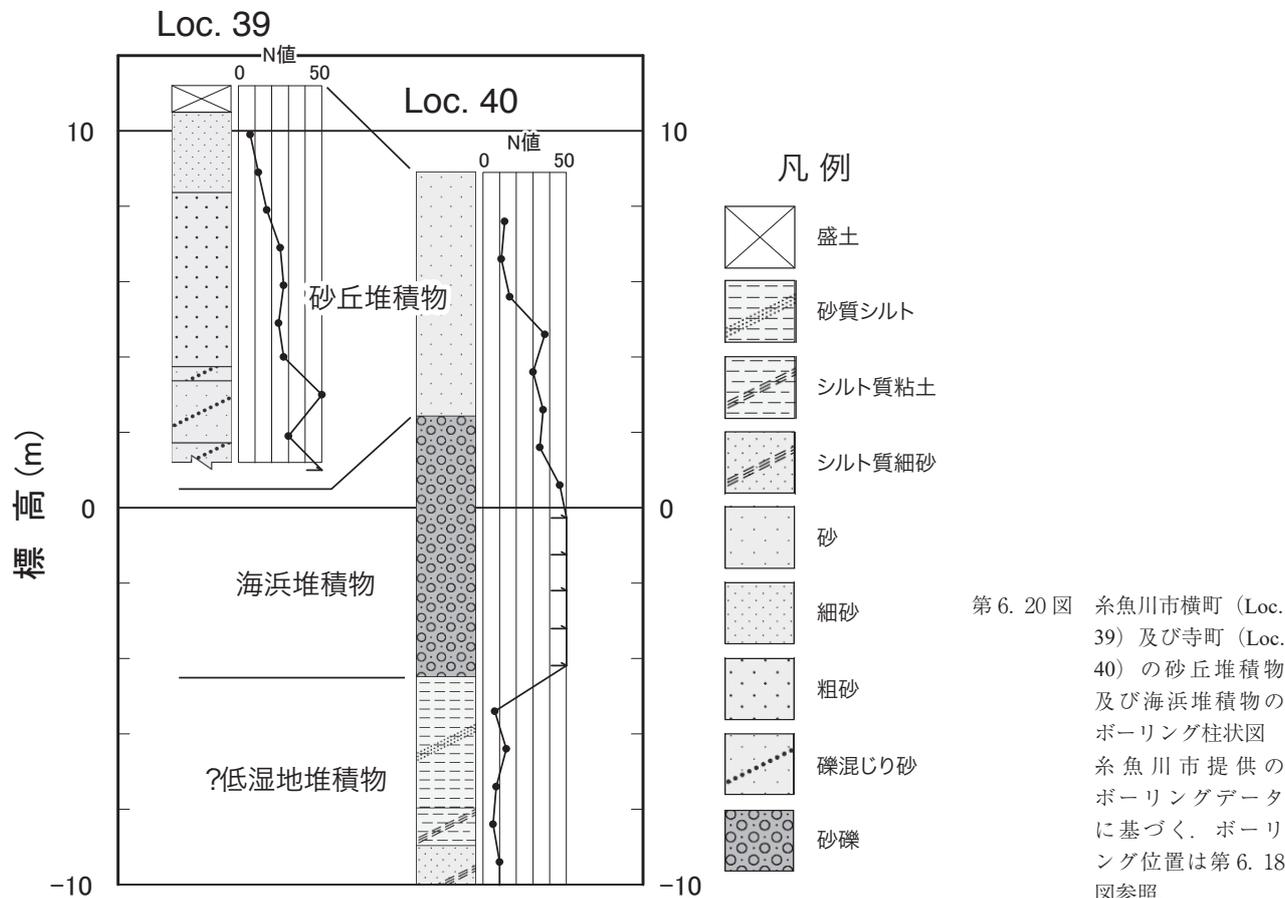
6. 3. 5 低湿地堆積物 (m)

分布 糸魚川市田海、中央、大和川など、砂丘の背後（陸側）に位置し、砂丘、扇状地、山地等に囲まれた地域に分布する（第 6. 18 図）。

層厚 糸魚川市中央付近など、厚いところで層厚 10 m 以上。ボーリングデータに基づけば、それより下位にも泥層が連続する箇所もあるが（第 6. 19 図）、どこまでが表層の低湿地堆積物に連続する完新世の堆積物であるかは不明である。

層相 主に有機質の泥あるいは砂質泥からなる（第 6. 19 図）。一部に腐植層も認められる。泥質砂層と互層する場合もある。また河川に近い箇所では扇状地堆積物の礫層をしばしば挟むようになり、厚い礫層からなる扇状地堆積物へと側方に漸移する（第 6. 19 図）。

N 値 標高 -10 m 付近までは N 値 10 以下であるこ





第 6. 21 図 古川河口付近の堰き止め堆積物
泥炭質泥及び粘土質泥。泥炭質泥は暗灰色ないし焦茶色を呈する。スケールの棒の幅は 3 cm。(古川下流：37° 4' 51.9" N, 137° 57' 11" E)。

とが多い。糸魚川市中央では N 値 0～3 程度の泥層が層厚 10 m 程度認められる箇所もある。

6. 3. 6 堰き止め堆積物 (dm)

分布 糸魚川市鬼伏の古川沿いに堰き止め堆積物と見られる弱固結堆積物が小規模に分布する。

層厚 厚さは約 160 cm である。

層相 灰色の粘土と黒色から暗茶色の泥炭質粘土の細互層、泥炭質で不淘汰な塊状泥層からなる(第 6. 21 図)。上下に砂礫層が認められる。指で押すとへこむ程度の弱固結である。

成因 古川下流の左岸側に顕著な地すべりが認められ、河口域に沖積錐堆積物が分布することから、地すべりによって発生した小規模な堰き止め湖の堆積物と推定される。堆積年代は不明であるが、分布高度が現河床付近であること、固結度が低いことなどから完新世に形成された可能性が高い。

6. 4 新潟焼山火山噴出物 (Ma, Ha)

6. 4. 1 研究史及び概要

新潟焼山火山は山崎 (1896) が初めて火山として記載し、北山麓に火砕流堆積物があることを指摘した。小川ほか (1968), 茅原 (1975), 荒牧ほか (1975), 早津 (1972, 1985, 1987, 1994, 2008), 国土地理院 (2014) などによって地質及び噴火史が明らかにされ、安山岩-デイサイトの厚い溶岩流からなる山体上部、山体下部から山麓に伸びる火砕流堆積物及び土石流堆積物、複数の水蒸気噴火による降下火砕堆積物の存在などが指摘された。もっとも古い噴火の証拠は約 3000 年前の前川土石流堆積物で、火山活動はそれ以前から始まっていた可能性があるが、

正確な活動開始年代は明らかでない。

本地域に分布する新潟焼山火山噴出物は前川土石流堆積物 (Ma) と早川火砕流堆積物 (Ha) である。東隣の高田西部及び妙高山地域から連続して分布する。

6. 4. 2 前川土石流堆積物 (Ma)

命名 早津 (1985)。本図幅地域の南東端から東隣高田西部地域に続く中川原台地 (早津, 1985) の下部を構成するラハール堆積物 (泥流及び土石流堆積物) 及び河成礫層の総称として定義された。

模式地 土倉から岩倉に通じる道路付近の前川左岸、中川原台地の段丘崖沿い (早津, 1985)。

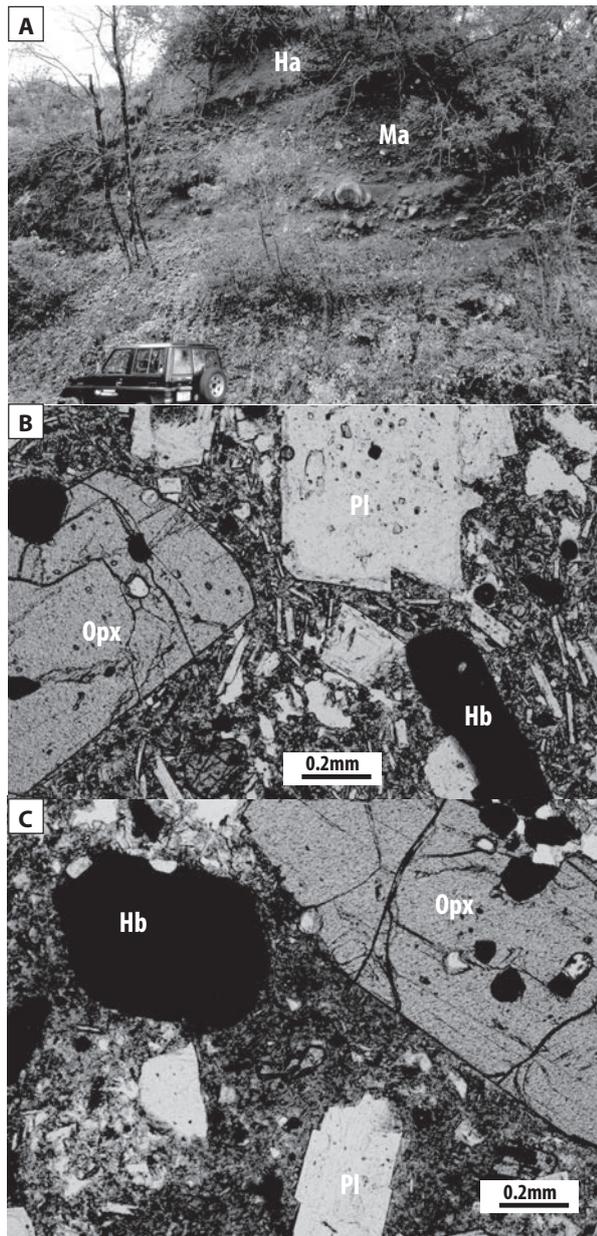
分布 本地域南東端から東隣高田西部地域に続く中川原台地の段丘を構成する。また、早川左岸、前川右岸では新第三系にアバットする本層が小規模に分布する。早津 (1985, 2008) では前川右岸で早川火砕流堆積物の作る中川原台地より低い平坦面 (湯川内面：早津, 1985) を形成する大谷火砕流堆積物が分布することが示されているが、確認できなかった。早川下流左岸、田屋の立ノ内遺跡では、前川土石流堆積物と大谷火砕流堆積物 (I) が分布することが報告されている (早津, 1987, 1994; 高橋編, 1988)。

層厚 本地域内の前川土石流堆積物は中川原台地を作る段丘の下部を構成しており、下限は不明であるが、層厚 10 m 以上である。

層序 中川原台地では下位層が観察できないが、早川左岸、前川右岸で新第三系にアバットする。

岩相 安山岩-デイサイトの火山岩塊、亜角礫-亜円礫と同質な細粒基質からなる淘汰の悪い堆積物である。安山岩の火山礫は緻密で、褐灰色、暗灰色及び茶褐色のものが混在する。火山礫は細粒なほど円磨度が低く、粗粒な火山岩塊は円磨されている。基質支持であるが、基質の量は大きく変化する (第 6. 22 図 A)。特徴的に含まれる岩塊は暗灰色のガラス光沢を示す安山岩で、斑晶は斜長石、普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石、及び鉄鉱で、少量のかんらん石と石英を含む (第 6. 22 図 B)。全岩化学組成では中カリウム系列の高カリウム系列側にある (第 5. 8 図)。分析点数は少ないが、前川土石流堆積物中の岩塊は早川火砕流堆積物の本質岩塊より苦鉄質な組成を持つ。また、更新世の高峰層と同じ組成領域にあるが、本堆積物は普通角閃石斑晶を普遍的に含む点でも異なる。

年代及び対比 早津 (2008) は前川土石流堆積物中の非炭化のブナの立ち木から 3,160–2,830 yBP cal. (2σ) の較正年代を報告した。それ以前に測定された放射性炭素年代もほとんど差がないことから、本堆積物の堆積年代はおおよそ 3 千年前と判断できる。早津 (2008) は本堆積物が噴火発生当時には日本海まで到達したと推定して、防災対策の必要性を指摘した。



第 6. 22 図 新潟焼山火山噴出物

A：中川原面の段丘崖に露出する前川土石流堆積物 (Ma) 及び早川火砕流堆積物 (Ha)。前川左岸，寒谷の対岸 (37°01'06" N, 137°59'41" E)。

B：前川土石流堆積物 (Ma) 中の暗灰色安山岩溶岩本質岩塊の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー)。斜長石 (Pl)，普通角閃石 (Hb)，斜方輝石 (Opx)，単斜輝石 (Cpx)，鉄鉱，かんらん石，及び石英を含む。石基はハイロオフィティック組織で，わずかに発泡している。

C：早川火砕流堆積物 (Ha) 中の明灰色本質火山岩塊の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー)。斑晶組み合わせは前川土石流堆積物と同様で，普通角閃石 (Hb) はオパサイト化しており，斜長石鉄鉱の微粒集合体に置換しているものもある。石基はハイロオフィティック組織で，茶褐色のガラスを含む。

6. 4. 3 早川火砕流堆積物 (Ha)

命名 早津 (1985)。中川原台地上部を構成し，前川土石流堆積物を覆う火砕流堆積物として定義された。

模式地 中川原新田から土倉に至る橋付近の前川左岸 (早津, 1985)。東隣高田西部地域内である。

分布 本図幅地域では中川原台地の段丘上面に分布する。早川左岸，前川右岸には新第三系にアバットする早川火砕流堆積物が小規模に分布する。

層厚 本地域内では 5 m 以下。

層序 音坂付近では本堆積物が前川土石流堆積物を直接覆う。早津 (1985, 2008) は上流で両者の境界に層厚 20 cm の黒土層を見い出しており，その他の地点では早川火砕流堆積物が前川土石流堆積物の上面を削り込んでいる可能性がある。

岩相 明灰色の微発泡安山岩火山礫及び火山岩塊と同質な細粒基質からなる。円磨度は亜円礫程度である。発泡度及び石基組織の違いによる縞状組織を示す岩塊が多い。本質岩塊は斑晶に斜長石，普通角閃石，斜方輝石，単斜輝石，及び鉄鉱を多く含み，少量のかんらん石と石英を含む (第 6. 22 図 C)。普通角閃石はオパサイト化している。全岩化学組成は前川土石流堆積物と似るが，やや珪長質である (第 5. 8 図)。

年代及び対比 早川火砕流堆積物中の非炭化のブナ材から 1,050–790 yBP cal. (2 σ) の放射性炭素暦年較正年代が得られている (早津, 2008)。早川ほか (2011) は旧上早川小学校で早川火砕流堆積物から産出した炭化木の放射性炭素年代測定を行い，ウイグルマッチングにより 725–706 yBP cal (2 σ) を噴火年代とした。早津 (2008) は本堆積物についても噴火発生当時には日本海まで到達したと推定して，防災対策の必要性を指摘している。

6. 5 埋土及び盛土 (r)

本図幅地域の北陸自動車道は，谷地形の部分では盛土することにより建設された箇所がある。また港湾のうち海域の埋立などによってつくられている箇所がある。これらのうち比較的規模の大きい箇所については地質図に示した。

一方，姫川をはじめとする河川沿いの低地は過去に砂利採取が行われた箇所も多いと考えられる。砂利採取後は他地域より運搬された残土により埋土されることが多いが，このような埋土の詳細な分布は確認できなかったため地質図に示していない。

第7章 地質構造

(長森英明・竹内 誠)

本図幅地域の地質構造のうち、横川断層を切る断層及びそれが変位を与える地質構造については、本地域の構造発達史を考える上で重要であることから、地質図に伏在断層として示した。それ以外の地質構造の伏在箇所については、図示しない。

7.1 古生界の地質構造

秋吉帯・舞鶴帯を含む西南日本内帯のジュラ紀以前の地層・岩体は一般に東西性の走向を示し同方向の帯状配列をなしている。しかしながら糸魚川図幅地域では、秋吉帯・舞鶴帯は北西-南東方向に伸長した帯状配列をなすことから、中国地方や近畿地方における一般走向とは異なる。

秋吉帯と舞鶴帯の境界は、小滝図幅地域では横ずれ断層とされているが(竹内ほか, 2010)、本図幅地域では確認できていない。また、秋吉帯の姫川コンプレックスと青海コンプレックスは小滝図幅地域では衝上断層で接するとされているが(長森ほか, 2010)、本図幅地域では、高角度の面構造をもった剪断帯で接する。本図幅地域の姫川コンプレックスは剪断変形を被った泥質岩中にチャート、珪質泥岩、砂岩などの姫川コンプレックス構成岩類に加えて、青海コンプレックス起源の石灰岩や玄武岩を岩塊として含む混在岩となっている。また、舞鶴帯中でも、倉谷変成岩類や琴沢火成岩類岩塊も、倉谷から青海川河口付近への北西-南東方向の地帯に集中して配列している。これらの断層や岩塊にはカタクレサイトが形成されている。これらの変形は右横ずれが関係しているとされている(長森ほか, 2010)。

7.2 新生界の地質構造

7.2.1 断層

横川断層 斎藤ほか(1972)によって命名された。長森ほか(2010)により、姫川中-下流域において糸魚川-静岡構造線に相当する先新第三系と新第三系の境界断層に対して横川断層の名称が用いられた。

【研究史】 ここで、糸魚川図幅地域における糸魚川-静岡構造線に相当する断層の研究史及び解釈について整理する。矢部(1918)によってフォッサ・マグナの西縁断層として糸魚川-静岡構造線が命名されたことで、相当する断層が糸魚川図幅地域に存在することは確実であると考えられてきた(山下, 1995)。小滝図幅地域内の

糸魚川市仁王堂で行われた掘削調査では、糸魚川-静岡構造線に相当する断層が確認されている(茅原ほか, 1991)ものの、糸魚川図幅地域におけるはっきりとした位置については不確定であった。笹倉(1932)の“姫川線”は、糸魚川静岡地溝線(矢部, 1918)に相当する断層として先新第三系と新第三系との境界に対して命名された。その際、糸魚川図幅地域内における“姫川線”の位置は、新第三系の分布域の西側の田海川沿いに設定された。その後、姫川と田海川の間分布する新第三系と基盤岩類との関係が断層で接するのではなく、不整合関係であることが確認され、糸魚川-静岡構造線は姫川沿いに存在すると考えられるようになった(吉村・石橋, 1979)。鰐口層の分布域の東側に糸魚川-静岡構造線の相当断層を設定する考え方として、菌部(1936)、茅原(1979)の“水崎-大野断層”、石橋・吉村(1979)、赤羽(1981a)などの報告がある。これらの見解は鰐口層を山本層に対比していたことから判断されたと考えられる。鰐口層は、糸魚川温泉1号井(第5.4図)において、山本層に重なる七谷層相当の泥岩の上位に位置する(白石, 2003)。このことから、鰐口層の層準は山本層よりも上位の仙翁沢層相当であると考えられる。このため、鰐口層の東側に糸魚川-静岡構造線に相当する断層を想定する必然性はない。しかしながら、西頸城山地では、1,000 mを越えるボーリングが複数実施されている(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992; 岩崎, 1982; 茅原ほか, 1984; 第5.1図)にもかかわらず、姫川左岸域に分布する先新第三系は認められていない。このことは、先新第三系の分布高度は、姫川左岸域と西頸城山地の間に大きな落差があることを示している。茅原(1979)が“糸静線新期断層群”として提唱したように、糸魚川-静岡構造線に相当する伏在した断層が複数存在する可能性もある。

【特徴】 横川断層は、白馬岳図幅地域の中土断層以北に認められ、その延長は約25 kmである(長森ほか, 2010)。本図幅地域における横川断層は、先新第三系、山本層、今井層に変位を与えている。横川断層を境にして、一般的には西側に先新第三系、東側に新第三系が分布する。しかし、小滝から糸魚川図幅地域にかけては、新第三系の山本層、今井層及び仙翁沢層上部が横川断層の西側にも分布し、先新第三系を不整合で覆っている。小滝図幅地域において本断層は仙翁沢層に被覆される(長森ほか, 2010)ことから、中期中新世末までにはそ

の活動は終了していたと推定される。小滝図幅地域の最北部における横川断層の両側に山本層が分布している(第7.2図)ことから、横川断層の垂直変位量は少ないと推定される。

【位置】糸魚川市西中付近で後述のA断層に切られる。A断層以北域における横川断層は、伏在している上に、地質情報が少ないために位置などの詳細は不明確である。そこで、現状で得られている地質情報に基づき、A断層以北の横川断層の位置を検証する。

鱈口層の露出地点、ボーリング地点1,2,3(第7.2図;第5.6図)における地下の地層分布から判断すると見かけ上南東側に10-15°の傾斜を示し、今井層から仙翁沢層が重なる。これらの地点は軸部に根知層が分布するc向斜(後述)の西翼に位置し、傾斜及び層序関係は調和的である。このことから、鱈口層の露出地点とc向斜間に断層がある可能性は低い。

A断層、B断層(後述)及び鱈口層の露出地点に囲まれた区域(第7.2図)は、浅部に先新第三系が伏在するならば、横川断層が想定される。しかし、伏在する地層が不明なため、横川断層の存在は検証できない。地質断面図A-Bでは、本区域に横川断層が存在しないことを前提にして作成した。

A及びB断層以北の区域では、検証するための地下の地質の情報はないため、横川断層の位置、特徴は不詳である。なお、後述のB断層の垂直変位が500m以上であることから、B断層以北の区域では横川断層は500m以上の深度で伏在していると考えられる。

鬼舞断層 新称。本図幅地域内における本断層は、糸魚川市鬼舞を通り、東西に近い方向に約3kmに渡り延びる。東方への延長部は未確認である。根知層及び名立層に変位を与え、江星山層のデイサイトの貫入岩に貫かれる。断層を境にして、北側では西方から南方に傾斜する単斜構造、南側では、背斜構造を示す。断層の水平及び垂直方向への変位量は不明であるが、見かけ上北側落ちの断層である。

木浦断層 新称。本断層は、西北西-東南東方向に延び、西側を糸魚川市木浦付近において梶屋敷層及び高峰層に被覆される。本図幅地域内において、木浦断層は4kmに渡り確認される。本断層の東方延長には、東隣の高田西部図幅地域内の島道付近において、石油徴候の認められる破碎帯が報告されている(金原・石和田,1950)。本断層を挟み地質構造が異なる。すなわち、南側では根知層は西方に傾斜を持つ単斜構造を示すが、北側では根知層は背斜構造を示している。本断層は、根知層、猿倉層及び江星山層に変位を与え、梶屋敷層及び高峰層に変位を与えていない。本断層の垂直変位は、江星山層の基底を基準に判断すると、見かけ上北側が約150m落ちている。水平変位量は不明である。

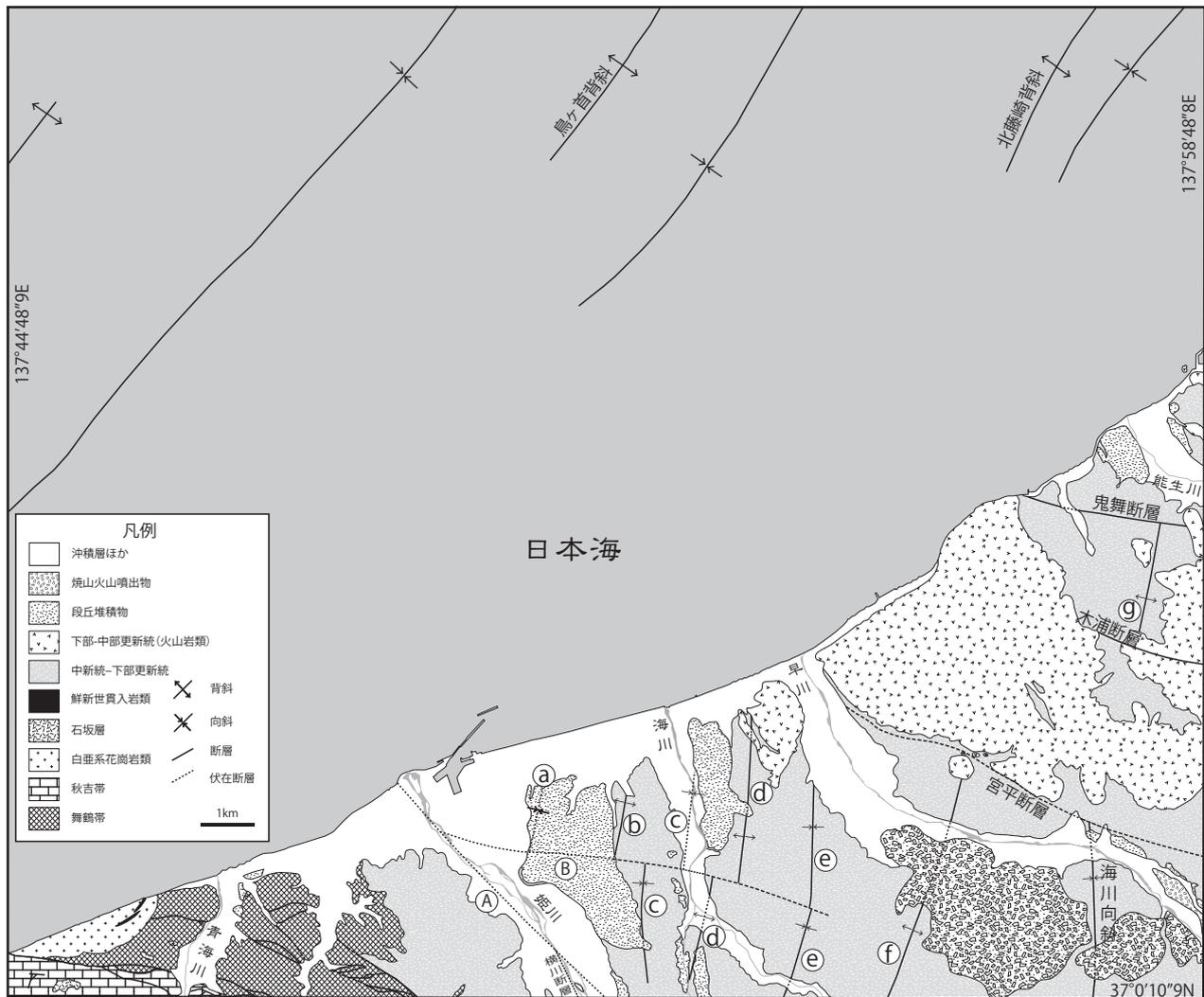
宮平断層 新称。本断層は、高峰層の主要分布域の

南西側に位置し、糸魚川市東海から大平に渡って約6kmに延びる。北西端は谷底低地堆積物に被覆される。本断層の南西側では複数の背斜及び向斜構造が発達し、北東側では西側傾斜の単斜構造を示す。本断層は、根知層、名立層及び高峰層に変位を与える。糸魚川市東海付近では、本断層の南側に根知層、北側に名立層が分布する。名立層の下底を基準として判断すると、垂直方向の変位量は600m以上、北側落ちと推定される。水平方向の変位量は不明である。本断層は糸魚川市宮平付近で高峰層を切り、断層崖を形成する。高峰層に変位を与えていることから、活動の終了した時期は約65万年以降と推定される。

その他の断層 A断層(第7.1図のA断層)は、糸魚川温泉の1号井、2号井(湯原・木島,1994;白石,2003)、ITG-1(糸魚川市,2016)のボーリング資料と周囲の山本層と今井層の分布から、北西-南東方向の断層が推定される(第7.2図)。この断層は横川断層を切る。A断層は谷底低地堆積物及び段丘堆積物によって覆われ、伏在する。山本層上面を基準にして第7.2図のA地点と地点3の深層ボーリング(ITG-1)の深度835m以深に認められる山本層を基準にすると、両地点の間に約800mの相対的な落差が存在する。このことから、本断層の見かけ上の垂直変位量は約800mで、北東側落ちである。変位量が大いことから本断層は南東方へ延長すると推定されるが、南東域(小滝図幅地域)では岩相が単調であることと、露頭条件が悪いことから南東延長部分は未確認である。なお、横川断層の胴切り断層は、南隣の小滝図幅地域において複数確認されている(長森ほか,2010)。それらの断層のうち、大渚山より北側の地域では、すべての断層が相対的に北落ちとなり、左横ずれのセンスを示している。本断層の横ずれ変位は不明であるが、大渚山以北の胴切り断層群の特徴と同じである可能性がある。

B断層(第7.1図のB断層)は、姫川河口付近から糸魚川市真光寺付近まで、東北東-西南西方向に約5km延びる。西田ほか(1966)は、本断層に近接する位置に北落ちの断層を設定している。ただし、断層を想定する上の根拠は記述されていない。長森・渡辺(2018)は、根知層及び名立層の岩相分布及び珪藻化石帯が不連続であることから、本断層を報告した。B断層はA断層の派生断層と考えられる。褶曲軸のずれから判断すると、見かけ上の水平方向の変位量は約500mで、右横ずれである。名立層の基底を基準とすると、見かけ上の垂直変位は、500m以上で、北落ちである。B断層は、a, c, e向斜、b, d背斜軸を変位させる。また、B断層を境にして各褶曲軸のプランジの方向が変化する(第7.2図)

糸魚川-静岡構造線に相当する横川断層を切る断層の存在は、これまでに白石(2003)や糸魚川市(2016)によって推定されているものの、地質図上で図示はされて



第 7.1 図 地質構造概略図

海域の地質構造は岡村ほか (1994) 及び岡村 (2002a) を参照した。また、海域の地質構造の名称は、Okamura (2003) に基づく。A-B:断層, C-I:褶曲。新生界に変位を与える、伏在する断層及び褶曲は、存在が確実な箇所のみを图示した。

いない。白石 (2003) は、糸魚川温泉付近の地層を水平であると仮定し、糸魚川温泉の 1 号井と 2 号井の間に存在する地層の分布高度から糸魚川 - 静岡構造線を切る南落ちの胴切り断層を推定した。鱈口層に重なる泥岩の走向傾斜は $N80^{\circ} 30-40^{\circ} S$, $N10^{\circ} E40^{\circ} S$ (中村, 1934) であり、鱈口層の地表、1 号井及び 2 号井の分布高度の違いは地層の傾斜で説明可能である。

7.2.2 褶曲

海川向斜 命名は長森ほか (2010) による。本向斜は小滝岡幅地域内の雨飾山の北側から早川付近まで延びる。北端は宮平断層に切られる。全体として北北東 - 南南西方向の軸を持ち、本図幅地域における最北部では南北方向を示す。本向斜により、根知層、海川層及び谷根層が変位を受けている。

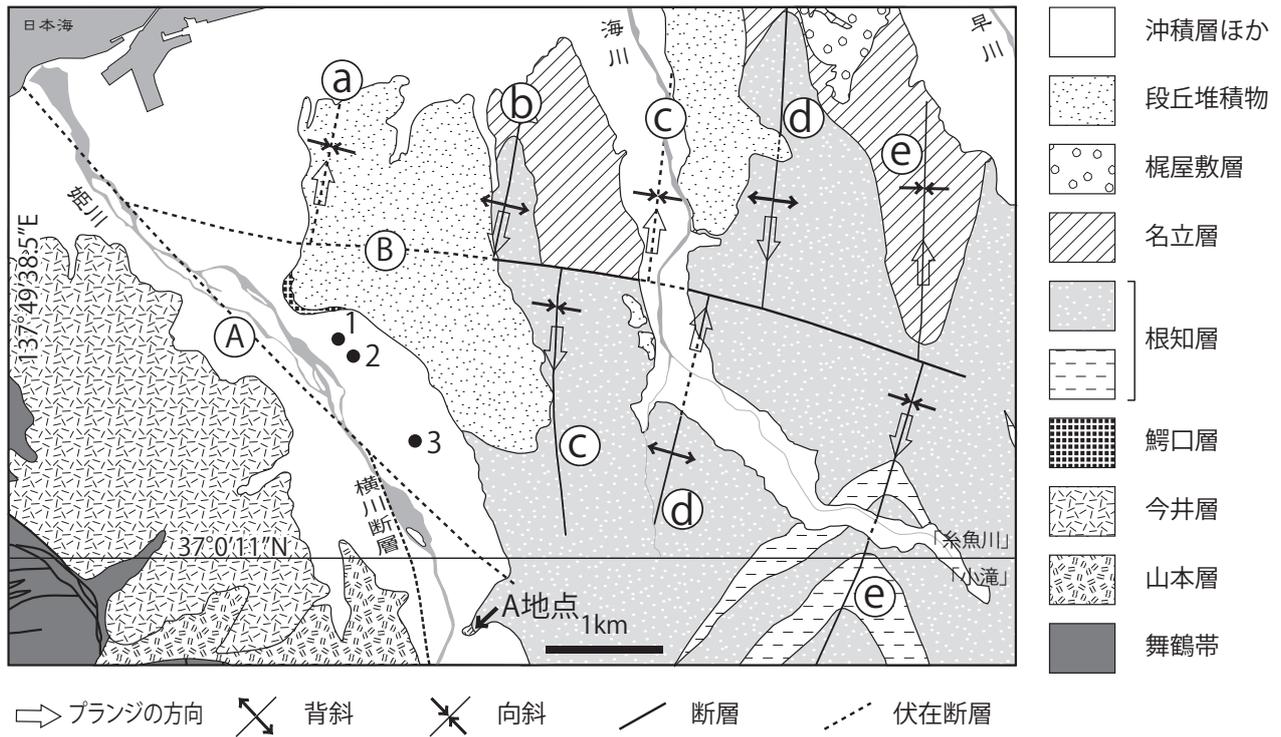
その他の褶曲 本図幅地域における褶曲構造は、横川

断層と宮平断層に挟まれた地域に多く認められる。この範囲に海川向斜のほかにも多数の褶曲構造 (a, c, e 向斜, b, d, f 背斜) が認められることは、新潟県 (1982a), 遠藤ほか (2005) などによりすでに指摘されている。この他、鬼舞断層と木浦断層の間の地域には 1 つの背斜構造 (g 背斜) が認められる。

a, c, e 向斜, b, d 背斜は B 断層を境にして褶曲軸のプランジの方向が変化する (第 7.2 図)。

7.3 海域の地質構造

陸域と海域の地質構造の対比は、沿岸域のデータが乏しいため現状では困難である。本図幅地域における海底の地質図は、岡村ほか (1994), 岡村 (2002a) により報告されている。本図幅地域の海域における地下の層序は、上部中新統 - 鮮新統の上越沖層群、第四系の高田沖層群



第7.2図 横川断層の東域の地質構造

A-B: 断層. a-e: 褶曲. 1-3: 深井戸地点 (1: 糸魚川温泉1号井, 2: 糸魚川温泉2号井, 3: ITG-1). A地点: 山本層の分布最東地点.

ないし富山湾層群及び海底谷堆積物に区分されている (岡村ほか, 1994; 岡村, 2002a). 本図幅地域の海域は日本海東縁部変動帯に位置し, これらの地層は, 褶曲及び断層により変位を受けている. 岡村 (2002b), Okamura (2003) は, 北藤崎背斜と鳥ヶ首背斜 (第7.1図) は北西側に衝上するスラストの上盤に形成された背斜構造であるとし, 両背斜軸の北西側に断層を推定した. また, これらの構造は, 糸魚川-静岡構造線の北方延長付近を境にして認められなくなるとしている. なお, 横川断層の海域における相当断層は, 物理探査による調査がなされているがこれまでに確認されていない (小川・石和田, 1976; 石田, 1991 など).

日本海東縁新生プレート境界説 (中村, 1983; 小林, 1983) 以降, 日本海東縁変動帯と糸魚川-静岡構造線をつなげてユーラシアプレートと北米プレートの境界と解釈する事例が多い. しかしながら, 糸魚川-静岡構造線沿いの活断層などの活構造は, 白馬岳図幅地域の神城断層よりも北側ではみとめられていない (中野ほか, 2002; 長森ほか, 2010 など). さらに, 糸魚川-静岡構造線に相当する横川断層は, 複数の断層によって変位を受け, 寸断されている. 活断層研究会編 (1980) は海岸線と平行に2条の活断層を設定しているが, 具体的な根拠は示されておらず, 本報告では活断層として扱わない.

第8章 応用地質

(長森英明・古川竜太)

8.1 天然ガス

糸魚川市一の宮、鱒口、大和川などで、ガス徴が認められる(新潟県, 1964)。なお、これらの天然ガスは商業的には利用されていない。

8.2 酸性白土

姫川下流左岸地域で今井層の流紋岩火山砕屑物中に胚胎する。粘土化した部分を対象に、酸性白土として露天掘り採掘され、平成9年の時点で、本図幅地域の須沢鉱山で9,000t強、頭山で2,000t、南隣小滝地域の西山北で2,000tの生産量である(新潟県, 2000)。須沢の採掘地点近傍では源岩の流紋岩軽石質凝灰角礫岩が観察される。主要構成物は白色～灰色の軽石火山礫で、低発泡度で円磨されていないことから、弱く発泡した流紋岩溶岩の破碎部と解釈できる。吉村ほか(1979)はこの露頭の北東側至近に流紋岩溶岩があることを記載している。鉱体の粘土層はモンモリロナイト、ハロイサイト、クリストバル石等からなり、地表面近傍では褐色～白色、下位側に向かって黄色、緑灰色に変化し、pHは酸性からアルカリ性に変化する(光田, 1960; 新潟県, 1977; 吉村ほか, 1979)。本図幅地域では流紋岩の変質に伴って、黄鉄鉱、セリサイト、銅、鉛、亜鉛の硫化鉱物の産出が報告されている(村岡・高橋, 1955)。よって今井層の流紋岩火山噴出物は熱水変質作用を受けてモンモリロナイトを生成し、その後の風化作用でハロイサイトを生じたと考えられる(新潟県, 1977; 吉村ほか, 1979; 渡辺ほか, 1989)。

8.3 温泉・鉱泉

本図幅地域における温泉は、糸魚川温泉がある。本温泉は糸魚川市大野に位置する。本温泉は、ホテル用の温泉を得るために開発され、その詳細は湯原・木島(1994)によって報告されている。以下にその概要を以下にまとめる。

孔井は深度1,001.4 mの1号井と1300.25 mの2号井が掘削された。揚湯試験により1号井は150L/分、82℃の温泉が噴出した。2号井は自噴し、大気圧時において、自噴量851L/分、97.0℃である。泉質はいずれもナトリウム-カルシウム塩化物泉であり、メタン系の天然ガスを伴う。

このほか、鉱泉として、木浦川中流域の糸魚川市中尾に位置する中尾北湧水(長者温泉)がある。その泉質はメタケイ酸、湯温は12℃である(新潟県, 2000)。源泉の詳細な位置は不明である。

8.4 採石

糸魚川市中宿において梶屋敷層及び高峰層の火山砕屑岩を対象とした採石が行われている。糸魚川市西川原において山本層の火山砕屑岩を対象とした採石が行われていた。青海川左岸に分布する虫川層の泥岩が採石され、セメントの副原料として利用されていた。このほか、糸魚川市谷根付近の地すべり及び崩壊堆積物の分布域に存在する膨大な量の海川層起源の火山岩礫は、庭石として利用され、「谷根石」と呼ばれている。

8.5 石灰石

本図幅地域の南西端に位置する権現山付近に分布する青海コンプレックスの石灰岩体を対象にして、信越鉱山において石灰石の採掘が行われていたが、現在は休止している(蓮見・小野, 1983, 新潟県, 1989)。

8.6 その他

海浜堆積物中に含まれる「ひすい」や「薬石」などが観光客などによって選択的に採取されている。姫川河口域の海岸における礫浜には微量のひすいが認められ、ひすい海岸と命名されている。風化して茶色の縞模様を呈する流紋岩が「薬石」と呼称され、少量採取されている。入浴時に風呂に入れて利用されているほか、湯飲み等に加工されて販売されている例もある。

文 献

- 赤羽貞幸 (1975) 新潟県上越市西部山地における新第三系の層序と地質構造. 地質学雑誌, vol. 81, p. 737–754.
- 赤羽貞幸 (1979) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (I). 信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績, no. 18, p. 1–23.
- 赤羽貞幸 (1980) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (IV). 信州大学教育学部志賀自然教育施設研究業績, no. 19, p. 1–17.
- 赤羽貞幸 (1981a) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (II). 信州大学教育学部紀要, no. 44, p. 191–200.
- 赤羽貞幸 (1981b) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (III). 信州大学教育学部紀要, no. 45, p. 273–282.
- 赤羽貞幸・加藤碩一 (1989) 高田西部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89 P.
- 天野和孝・大鷹義裕 (1989) 新潟県糸魚川市梶屋敷周辺の上部新生界の層序と古環境. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 226.
- 青木 茂 (1976) 初生斜面崩壊の発生期と発生原因に関する一考察. 昭和50年度文部省科学研究費・自然災害特別研究2, フォッサマグナ北部地域における崩壊の発生機構と予測に関する研究, p. 37–44.
- 青木 滋・藤田至則・高浜信行・小林巖雄・鈴木幸治 (1979) 新潟県西頸城郡能生町越地すべり地の地質. 新潟大災害研年報, no. 1, p. 69–74.
- 青木富樹・黒川勝己 (1996) 新潟県西頸城地域の鮮新統～下部更新統の火山灰層とその対比. 地球科学, vol. 50, p. 341–361.
- 青木富樹・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. 地質学雑誌, vol. 105, p. 473–479.
- 荒牧重雄・茅原一也・山崎正男・小川義厚 (1975) 新潟焼山の地質と岩石. 火山, 第2集, vol. 19, p. 166.
- 茅原一也 (1974a) 新潟積成盆地の新第三系火山層序—構造区と火山岩区—. 石油技術協会誌, vol. 39, p. 201–215.
- 茅原一也 (1974b) 新潟地区の火山層序について. 地質調査所報告, vol. 250–1, p. 183–234.
- 茅原一也 (1975) 焼山火山活動史. 新潟県焼山火山の1974年活動に関する緊急調査研究報告. 昭和49年度文部省科学研究費自然災害特別研究2, p. 15–18.
- 茅原一也 (1979) 島弧変動と糸魚川—静岡線の挙動. 総研 [島弧変動] 研究報告, no. 1, p. 15–19.
- Chihara, K., Komatsu, M., Uemura, T., Hasegawa, Y., Shiraiishi, S., Yoshimura, T. and Nakamizu, M. (1979) Geology and tectonics of the Omi – Renge and Joetsu Tectonic Belts (5) : Geology and tectonics of the Omi – Renge Tectonic Belt. *Sci. Rept.* Niigata Univ., Ser. E, no. 5, p. 1–60.
- 茅原一也 (1982) 糸魚川—静岡構造線の日本海への延長. 日本海の地質, 星野道平・柴崎達雄編, 東海大学出版会, p. 107–130.
- 茅原一也・青木 滋・高浜信行・鈴木幸治 (1978) 新潟県西頸城郡能生町長畑地すべり地の地質. 新潟大学地盤災害研年報, no. 4, p. 53–58.
- 茅原一也・青木 滋・鈴木幸治 (1979) 新潟県西頸城郡能生町芳山地すべり地の地質. 新潟大学災害研年報, no. 1, p. 75–84.
- 茅原一也・周藤賢治・北脇裕士・鈴木雅彦 (1984) 難波山堆積・構造区における火成活動, 特に Hypabyssal – extrusive association について. 地質学論集, no. 24, p. 31–44.
- 茅原一也・原 則和・中山輝也・安井茂則 (1991) 糸魚川—静岡構造線掘さく調査 (フォッサ・マグナ西縁断層). (財) 産業地質科学研究所研究年報, no. 2, p. 55–69.
- 遠藤正孝・立石雅昭 (1985) 西頸城北東部の新第三系上部層—特に綱子礫岩の堆積環境について—. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 5, p. 33–48.
- 遠藤正孝・立石雅昭 (1990) 北部フォッサマグナ, 中新世の難波山海底扇状地の復元. 地質学雑誌, vol. 96, p. 193–209.
- 遠藤満久・天野和孝・柳沢幸夫 (2005) 新潟県糸魚川市海川周辺地域に分布する鮮新統産軟体動物化石群集と古環境. 地質調査研究報告, vol. 56, p. 411–424.
- 藤井昭二 (1959) 富山県朝日町東部の新生代層. 富山県の地理学的研究, vol. 3, p. 121–126.
- 藤本信治・藤田和夫・駒谷郁夫・森下 晶・澤井 清・隅田 實 (1951) 新潟県西頸城郡下の新生代層について. 地学, no. 3, p. 23–30.
- 藤田博志 (1954) 新潟県青海石灰岩の地質. 地質学雑誌, vol. 60, p. 313.
- 藤田博志 (1958) 新潟県西頸城郡古生代青海石灰岩及びその周辺地域の地質. 東北大学地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 48, p. 1–60.
- 古川竜太・長森英明 (2018) 糸魚川東部地域の更新世火山岩類地質調査研究報告, vol. 69, p. 115–124.
- 古谷尊彦 (1982) 姫川下流地方の地すべり分布について. 千葉大学教養部研究報告, B–15, p. 85–91.
- 花方 聡・本山 功・平松 力・渡邊和恵・辻隆 司 (2001) 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. 地質学雑誌, vol. 107, p. 565–584.
- 原山 智 (2006) 古第三紀太美山層群. 中部地方, 日本地方地質誌4, 日本地質学会編, 朝倉書店, p. 282–283.
- 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒沢正夫・広島俊男 (1996) 1:200,000 地質図「富山」. 地質調査所.
- 原山 智・高橋正明・宿輪隆太・板谷徹丸・八木公史 (2010) 黒部川沿いの高温泉と第四紀黒部川花崗岩. 日本地質学会

- 第 117 年学術大会見学旅行案内書. 地質学雑誌, vol. 116, 補遺, p. 63–81.
- 長谷川美行・後藤道治 (1990) 青海地方の古生界・中生界. 日本地質学会第 97 年学術大会見学旅行案内書, p. 227–260.
- 長谷川美行・早川忠一・小沢 清・高野 修・安藤 廉 (1969) 新潟県青海地方の古生層. 日本地質学会第 76 年学術大会地質見学案内書, 新潟県青海地方の古生層と超塩基性岩, p. 1–23.
- 長谷川美行・田沢純一・新川 公 (1982) 青海の地質 A 青海石灰岩および周辺の古期岩層. 新潟の地質, 日本地質学会第 89 年学術大会巡検案内書, p. 3–23.
- 長谷川美行・小松正幸 (1988) 2. 2 飛騨外縁帯 (2) 古生界. 日本の地質「中部地方 I」編集委員会編, 日本の地質 4 中部地方 I, 共立出版, p. 7–10.
- 蓮見光雄・小野 健 (1983) 青海鈹床. 日本の石灰石, 石灰石鈹業協会, p. 352–356.
- 早川直樹・中澤 努・上野勝美 (2008) 新潟県青海石灰岩の中部バラム系にみられる陸上露出層準と干潟堆積物. 福岡大学理学集報, vol. 38, p. 59–73.
- 早川由紀夫・藤根 久・伊藤 茂・Zaur L.・尾寄大真・小林紘一・中村賢太郎・黒沼保子・宮島 宏・竹之内 耕 (2011) 新潟焼山早川火砕流噴火の炭素 14 ウィグママッチング年代. 地学雑誌, vol. 120, p. 536–546.
- 早坂一郎 (1918) 新潟県西頸城郡青海村地方に産したる古生代腕足類の或者について. 地質学雑誌, vol. 25, p. 304–310.
- 早坂一郎 (1921) 越後国青海村の石灰岩. 地学雑誌, vol. 33, no. 392, p. 431–444.
- Hayasaka, I. (1924) On the fauna of the Anthracolitic limestone of Omi – mura in the western part of Echigo. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., II Ser.*, vol. 8, p. 1–83.
- 早津賢二 (1972) 新潟焼山火山・早川火砕流の ^{14}C 年代 — 日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (79) —. 地球科学, vol. 26, p. 262–263.
- 早津賢二 (1985) 妙高火山群. 第一法規出版 (株), 東京, 344 p.
- 早津賢二 (1987) 新潟焼山火山の中世における火砕流噴火. 火山, 第 2 集, vol. 32, p. 77–80.
- 早津賢二 (1994) 新潟焼山火山の活動と年代 — 歴史時代のマグマ噴火を中心として —. 地学雑誌, vol. 103, p. 149–165.
- 早津賢二 (2008) 妙高火山群 — 多世代火山のライフヒストリー —. 実業公報社, 東京, 424 p.
- 早津賢二・河内晋平 (1997) 妙高火山群とその周辺の火山岩の K-Ar 年代. 信州大教育紀要, no. 92, p. 117–128.
- 北陸地方土木地質図編纂委員会 (1990) 北陸地方土木地質図及び北陸地方土木地質図解説書. 国土開発技術研究センター, 799 p.
- Gibson, S, and Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks*, Cambridge University Press, 236 p.
- Hurford, A.J. (1990) Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the fission track working group the I.U.G.S. subcommission on geochronology. *Chem. Geol.*, vol. 80, p. 171–178.
- 五十嵐 聡 (2010) 北部フォッサ・マグナ地域, 後期更新世～前期更新世火成岩類の岩石学的検討. 科研費実績報告書, 科学研究費助成事業データベース, <https://kaken.nii.ac.jp/ja/grant/KAKENHI-PROJECT-22916001/> (2017. 6. 20 閲覧).
- 五十嵐 聡・竹之内 耕・江星山火山岩団体研究グループ (2012) 糸魚川東方, “江星山火山岩類” の層序・年代・岩石. 地学団体研究会第 66 回総会講演要旨集・巡検案内書, p. 77.
- 池田和彦・田中敏夫 (1967) 北陸本線糸魚川 – 直江津間の地質調査と施工上の問題点. 応用地質, vol. 8, p. 9–29.
- 入谷 剛・北川陽一・大井信夫・古澤 明・宮脇理一郎 (2005) 長野県北部, 上部更新統高野層のテフラと花粉分析に基づく環境変遷. 第四紀研究, vol. 44, p. 323–338.
- 石橋英一 (1986) 後期白亜紀～古第三紀火山岩類の層序およびフィッション・トラック年代 — 新潟県姫川下流域を例として —. 地球科学, vol. 40, p. 1–17.
- 石橋英一・吉村尚久 (1979) 新潟県糸魚川市姫川河口域の新第三系. 日本地質学会第 86 年学術大会講演要旨, p. 110.
- 石田 聖 (1991) 富山湾～新潟頸城沖の地質構造 — 特に“糸魚川 – 静岡構造線” の北方延長について. 日本地質学会第 98 年学術大会講演要旨, p. 309.
- Ishiga, H. (1990) Paleozoic radiolarians. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., Pre – Cretaceous terranes of Japan. *Publication of IGCP Project*, no. 224, p. 285–295.
- 石井清彦 (1937) 白馬嶽 7 万 5 千分の 1 地質図第 136 号地質説明書. 商工省地質調査所, 東京, 東京地学協会, 図面 1 葉, 説明書 78 p.
- 糸魚川市 (2016) 糸魚川地域地熱資源調査事業. 糸魚川市 HP, <http://www.city.itoigawa.lg.jp/item/18058.htm> (2017. 4. 3 閲覧)
- 岩野英樹・吉岡 哲・檀原 徹・荒戸裕之 (1999) 基礎誌「西頸城」カッティングス試料のフィッション・トラック解析 (演旨). フィッション・トラックニューズレター, no. 12, p. 78–80.
- 岩崎哲治 (1982) 糸魚川周辺の地下地質について. 石油技術協会誌, vol. 47, p. 243.
- 影山邦夫・鈴木尉元 (1974) 信越地向斜の古流系と古地理について. 地質調査所報告, no. 250–1, p. 285–306.
- 金原均二・石和田靖章 (1950) 新潟県西頸城郡能谷村石油徴候地. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 83–86.
- 金子一夫 (2001) 富山県東部に分布する中新世火山岩 – 火山碎屑岩の層序と造構造史. 地質学雑誌, vol. 107, p. 729–748.
- 狩野彰宏・吉田 靖 (1994) 秋吉帯石炭系石灰岩の不連続的堆積. 地質学雑誌, vol. 100, p. 731–742.
- 加納 博・中沢圭二・志岐常正 (1959) 夜久野進入岩類に伴う高度変成岩類について. 地質学雑誌, vol. 65, p. 267–271.
- 加藤碩一 (1983) 松本盆地北東部の断層について. 日本地質学会第 90 年学術大会講演要旨, p. 477.

- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層 - 分布図と資料. 東京大学出版会, 363 p.
- 河合政岐・竹内 誠 (2001) 飛騨外縁帯青海地域から産出するペルム紀放射虫化石. 大阪微化石研究会特別号, no. 12, p. 23-32.
- 河野義礼 (1939) 本邦における翡翠の新産出及び其化学的性質. 岩鉱, vol. 22, p. 195-201.
- 小林國夫 (1948) 姫川中流に於ける糸魚川・静岡地質構造線. 地質学雑誌, vol. 54, p. 171.
- 小林洋二 (1983) プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, vol. 5, p. 510-518.
- 国土地理院 (2014) 1:25,000 火山土地条件図「新潟焼山」. 国土地理院技術資料, D2-No. 62, 19 p.
- 小松正幸・茅原一也 (1976) 1975年焼山火山噴出物中の基盤岩片について. 新潟大学地質研究報告, no. 4, p. 254-262.
- 小松正幸・岡田昌治・松本謙一・茅原一也 (1982) 青海の地質 B 青海メラングジュの構成岩類. 日本地質学会学術大会巡検案内書, p. 25-28.
- 小松正幸・宇次原 雅之・茅原一也 (1985) 北部フォッサマグナ周辺の基盤構造. 新潟大学理学部地質研究報告, no. 5, p. 133-148.
- 高地吉一・折橋裕二・小原北士・藤本辰弥・春田泰宏・山本鋼志 (2015) 213 nm Nd: YAG レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計を用いたジルコンの U-Pb 年代測定: Pb/U 分別補正に NIST SRM 610 を用いるための分析条件最適化. 地球化学, vol. 49, p. 19-35.
- 小安孝幸・西戸裕嗣・大河内誠・齊藤高浩・渋谷典幸・寺崎紘一・吉村尚久. 新潟姫川団体研究グループ (2007) 北部フォッサマグナ地域, 糸魚川 - 静岡構造線の西側に分布する中新統山本層安山岩の K-Ar 年代. 地球科学, vol. 61, p. 149-153.
- 黒田和男・岡 重文 (1964) 氷見市と能生町の地すべり. 地質ニュース, no. 122, p. 20-27.
- 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. 石油技術協会誌, vol. 64, p. 80-93.
- 黒川勝己・金子 顕 (1992) 新潟地域における上岡凝灰岩および板山凝灰岩の対比について - 上越地域から下越地域まで 海底を流走した火山灰の検証 -. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 7, p. 57-72.
- 黒川勝己・潤間新一・佐藤正隆・吉田裕介・島田律子・富田裕子 (1994) 新潟地域における金谷凝灰岩の対比 - 西頸城地域から中越地域にわたる寺泊層最上部層準の指標 -. 新潟大学教養部紀要, vol. 35, p. 155-178.
- Machida, H. (1976) Stratigraphy and chronology of late Quaternary marker-tephras in Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, no. 11, p. 109-132.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰 - 始良 Tn 火山灰の発見とその意義 -. 科学, vol. 46, p. 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス - 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 276 p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス - 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336 p.
- 米谷盛壽郎・一ノ関鉄郎・栗田裕司・加藤邦弘・武富 宏・木幡信弘 (1986) 北部フォッサマグナ西頸城 - 小谷・姫川地域に分布する新第三系の有孔虫層序と新潟県標準層序の対比について. 石油技術協会誌, vol. 51, p. 346.
- 正谷 清・市村隆三 (1970) フォッサマグナ地域北部の石油地質. 石油技術協会誌, vol. 35, p. 1-12.
- 松本佐知子 (1999) 裾花凝灰岩層下部層の諸岩. 志賀自然教育研究施設研究業績, no. 36, p. 13-21.
- 森下 晶・藤本信治・藤田和夫・駒谷郁夫・澤田 清・隅田 實 (1950) 新潟堆積盆地西縁の地質学的諸問題. 地質学雑誌, vol. 56, no. 656, p. 303.
- 光田 武 (1960) 糸魚川産酸性白土の粘土鉱物ならびにクリストバル石について. 鉱物学雑誌, vol. 4, p. 335-362.
- 宮下 忠 (1968) 長野県北安曇郡小谷村横川地域の地質. 信州大学科研究室教育学部分室研究報告, no. 5, p. 107-116.
- 村松敏雄 (1989a) 新潟県上越~西頸城地域の第三系~第四系のフィッシュントラック年代. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 228.
- 村松敏雄 (1989b) 上越地域の第三系~第四系のフィッシュン・トラック年代. 新潟県地学教育研究会誌, no. 23, p. 52-55.
- 村岡 誠・高橋 博 (1955) 新潟県糸魚川絹雲母鉱床調査報告. 地質調査所月報, vol. 6, p. 481-484.
- 長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫 (2007) 長野県, 高野層ボーリングコア (TKN-2004) に挟在する広域テフラ層の層序と編年. 第四紀研究, vol. 46, p. 305-325.
- 長森英明・古川竜太・早津賢二 (2003) 戸隠地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 109 p.
- 長森英明・竹内 誠・古川竜太・中澤 努・中野 俊 (2010) 小滝地域の地質. 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, 134 p.
- 長森英明・渡辺真人 (2018) 糸魚川地域の鮮新統層序. 新潟県西頸城山地西部に分布する海成鮮新統の岩相層序と珪藻化石年代. 地質調査研究報告, vol. 69, p. 141-151.
- 中村一明 (1983) 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究所彙報, vol. 58, p. 711-722.
- 中村慶三郎 (1934) 地沓りの調査 (1). 地質学雑誌, vol. 41, no. 484, p. 1-8.
- 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・荻谷愛彦・奥村晃史・田口雄作 (2002) 白馬岳地域の地質. 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, 105 p.
- 中谷 進 (1972) 大町テフラ層とテフロクロノロジー. 第四紀研究, vol. 11, p. 305-317.
- 中澤 努 (1997) 青海石灰岩層群石炭系の堆積環境と造礁生物. 地質学雑誌, vol. 103, p. 849-868.
- 中澤 努 (1998) 青海石灰岩 - 秋吉帯海山型石灰岩の例として -. 地質ニュース, no. 531, p. 1-4.
- 中澤 努 (1999) 海山型石灰岩に記録された石炭紀の生物礁進

- 化. 地質ニュース, no. 544, p. 53–60.
- 中澤 努 (2001) 秋吉帯海山型石灰岩の堆積学的特徴 — 新潟県青海石灰岩の石炭系を例に —. 石灰石, no. 314, p. 27–32.
- Nakazawa, T. (2001) Carboniferous reef succession of the Panthalassan open-ocean setting: Example from Omi Limestone, central Japan. *Facies*, vol. 44, p. 183–210.
- Naumann, E. (1885) *Über den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln*. R. Friedländer und U. Sohn, Berlin, 91p.
- Naumann, E. (1886) Über meine topographische und geologische landesaufnahme Japans. *Verhandlungen des Sechsten Deutschen Geographentages zu Dresden*, p. 14–28.
- Naumann, E. (1887) Die japanische Inselwelt, eine geographisch-geologische Skizze. *Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien*, vol. 31, p. 129–138, 201–212.
- Naumann, E. (1893) Die Fossa magna. In “Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans”. *Ergänzungsheft No. 108 zu Petermanns Geographische Mitteilungen*, p. 16–36.
- 新潟県 (1955) 20 万分の 1 新潟県地質図.
- 新潟県 (1962) 20 万分の 1 新潟県地質図及び同説明書, 29 p.
- 新潟県 (1964) 新潟県上越地方総合地質調査報告書 (其の一). 30 p.
- 新潟県 (1977) 10 万分の 1 新潟県地質図及び同説明書. 新潟県商工労働部, 493 p.
- 新潟県 (1982a) 土地分類基本調査「糸魚川」. 土地分類基本調査, 1:50000, 65 p.
- 新潟県 (1982b) 空中写真による地すべり地形判読図, 糸魚川土木事務所管内. 新潟県.
- 新潟県 (1989) 新潟県地質図 (1:200,000) 及び同説明書. 新潟県商工労働部, 128 p.
- 新潟県 (2000) 新潟県地質図 (1:200,000) 及び同説明書 (2000 年版). 新潟, 200 p.
- 新潟火山灰グループ (1994) 新潟県糸魚川市地域と南蒲原群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, no. 26, p. 39–43.
- 西田彰一・青木 滋・小林巖雄・湊元光春・鈴木幸治 (1975) 新潟県西頸城郡能生町小見地すべり地の地質. 新潟大学地盤災害研年報, no. 1, p. 77–88.
- 西田彰一・岩松 暉 (1976) 北部フォッサマグナ地域の地すべり. 昭和 50 年度文部省科学研究費・自然災害特別研究 2, フォッサマグナ北部地域における崩災の発生機構と予測に関する研究, p. 23–36
- 西田彰一・寺川俊浩 (1978) 地すべり運動像にみられる 2 つのタイプ (予報). 新潟大地盤災害研年報, no. 4, p. 97–104.
- 西田彰一・寺川俊浩 (1979a) 日本とチェコスロバキアとの地すべり運動像に関する比較論. 日本大学工学部紀要, 分類 A, vol. 20, p. 17–21.
- 西田彰一・寺川俊浩 (1979b) 地すべりの運動像とその背景. 第 16 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 文部省, 科学研究費自然災害特別研究, 自然災害科学総合研究班, p. 325–326.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三 (1966) フォッサマグナ最北部の新第三系 — いわゆる難波山層に関する研究 (その 1) —. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 1, p. 1–14.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三 (1974) フォッサマグナ最北部の新第三系 (その 1) — いわゆる難波山層に関する研究 —. 地質調査所報告, no. 250–1, p. 155–168.
- 能生地すべり団体研究グループ (1989) 糸魚川市北部の段丘について. 新潟県地学教育研究会誌, no. 23, p. 38–51.
- Ogg, J. G., Ogg, G. M. and Gradstein, F. M. (2016) *A concise geologic time scale 2016*. Elsevier, 234 p.
- 小川克郎・石和田 靖章 (1976) 大陸棚におけるフォッサ・マグナの延長. 海洋科学, vol. 8, p. 47–54.
- 小川義厚・山崎正男・中西信弘 (1968) 新潟焼山火山について. 火山, 第 2 集, no. 13, p. 45–46.
- 岡村行信 (2002a) 能登半島東方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図シリーズ, no. 59 (CD), 産業技術総合研究所.
- 岡村行信 (2002b) 北部フォッサマグナ北西縁 — 西頸城山地から直江津沖海域 — の断層関連褶曲とスラストテクトニクス. 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, p. 11.
- Okamura, Y. (2003) Fault-related folds and an imbricate thrust system on the northwestern margin of the northern Fossa Magna region, central Japan. *The Island Arc*, vol. 12, p. 61–73.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1994) 佐渡島南方海底地質図および説明書 1:200,000, 海洋地質図, no. 43, 地質調査所, 25 p.
- 大場孝信 (1999) 新潟県西頸城郡銚ヶ岳の K-Ar 年代と岩石化学的研究 (演旨) 日本鉱物学会年会, 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集, p. 155.
- 大場孝信 (2006) 北部フォッサマグナ, 新潟県銚ヶ岳の火山岩類の K-Ar 年代と岩石化学 (O-205) (演旨). 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨, O-205, p. 145.
- 大場孝信 (2009) 北部フォッサ・マグナに位置する銚ヶ岳半深成岩と江星山火山岩類の K-Ar 年代と岩石科学的研究. 日本鉱物科学会 2009 年学術大会講演要旨集, p. 75.
- Otuka, Y. (1939) Mollusca from the Cainozoic system of eastern Aomori Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 44, p. 23–31.
- 斎藤 豊 (1968) 長野地域の第三系に関する 2, 3 の新事実. フォッサ・マグナ, 日本地質学会第 75 年秋季学術大会総合討論会資料, p. 15–20.
- 斎藤 豊・宮下 忠・堀内 義・堀内信雄・今井文明・赤羽貞幸・市野史明 (1972) 糸魚川 — 静岡構造線にそぐ姫川中流地域の地質概報. 岩井淳一教授記念論文集, p. 403–410.
- 桜井 操・佐藤任弘・田口 広・永野真男・内田摩利夫・浜本文隆 (1972) 富山湾北方海域の地質構造と海底谷. 地質学雑誌, vol. 78, p. 475–484.
- 山陰第四紀研究グループ (1969) 山陰海岸地域の第四系. 地団研専報, no. 15, 354–376.
- 笹倉正夫 (1932) 姫川中, 下流沿岸の地質並びに姫川溪谷の地質構造的意義. 地球, vol. 17, p. 405–420.
- 佐藤隆春・米山団体研究グループ (1975) 新潟県米山地域の火山岩類. 地球科学, vol. 29, p. 211–226.

- 島津光夫 (1974) 糸魚川 — 静岡構造先の北端について (予報). GDP 連絡紙, II-1-(1), 構造地質, no. 2, p. 99-102.
- 島津光夫・滝沢松雄・高野正樹 (1976) 新潟地区及びその周辺の新生代火山活動についての最近の知見. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 4 (西田彰一教授退官記念論文集), p. 225-233.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2000) 地すべり地形分布図 第 11 集「富山・高山」, 解説と読図の手引き. 防災科学技術研究所研究資料, no. 200, 12 p.
- 信州研究グループ (1969) 中部地方山間盆地の第四系. 地団研専報, no. 15, p. 217-262.
- 白井 亨 (2000) 新潟県糸魚川海岸の堆積過程と海岸侵食 — 特に礫組成による堆積過程の検討 —. (財) 環境地質科学研究所研究年報, no. 11, p. 91-103.
- 白石秀一 (2003) 糸魚川温泉井戸の地質と糸魚川 — 静岡構造線. フォッサマグナミュージアム研究報告, no. 2, p. 1-13.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T., Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, vol. 67, p. 121-137.
- 藪部龍一 (1936) 7万5千分の1地質図幅「糸魚川」. 地質調査所, 31 p.
- 隅田祥光・竹内 誠・木村光佑・早坂康隆 (2010) 新潟県青海地域, 虫川コンプレックスに産する変斑れい岩の SHRIMP ジルコン U-Pb 年代. 日本地質学会第 117 年学術大会講演要旨, p. 145.
- 鈴木雅彦・北脇裕士・周藤賢治・茅原一也 (1985) フォッサマグナ西北部の海川火山岩類, 海川貫入岩類および雨飾山貫入岩類. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, vol. 5, p. 49-77.
- 高浜信行 (1980) 北部フォッサ・マグナ能生海岸の段丘形成史と鬼舞地すべりの発達史. 新潟大災害研年報, no. 2, p. 51-61.
- 高橋 保編 (1988) 立ノ内遺跡 — 北陸自動車道糸魚川地区発掘調査報告書 III —. 新潟県教育委員会, 第 49 集, 68 p.
- Takano, O. (2002a) Changes in depositional systems and sequences in response to basin evolution in a rifted and inverted basin: an example from the Neogene Niigata-Shin'etsu basin, Northern Fossa Magna, central Japan. *Sedimentary Geology*, vol. 152, p. 79-97.
- Takano, O. (2002b) Tectonostratigraphy and changes in depositional architecture through rifting and basin inversion in the Neogene Niigata-Shin'etsu basin, Northern Fossa Magna, central Japan: implications for tectonic history of the Japan Sea marginal regions. Development of Tertiary Sedimentary Basins around Japan Sea (East Sea) — Proceedings of the Japan - Korea Joint Workshop in Niigata, Japan, August, 2001, Department of Geology, Faculty of Science, Niigata University, p. 157-181.
- 高野 修 (2011) 北部フォッサマグナ新潟～信越堆積盆地頸城地域の上部新第三系難波山層～名立層層準のシーケンス層序とタービダイトシーケンス. 地質学雑誌, vol. 117, p. 238-258.
- 竹之内 耕・宮島 宏 (2001) 糸魚川 — 静岡構造線の断層岩類. 日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, p. 256.
- 竹内圭史・吉村尚久・加藤碩一 (1996) 柿崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 48 p.
- 竹内 誠・古川竜太・長森英明・及川輝樹 (2017) 泊地域の地質. 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, 121 p.
- Takeuchi, M., Kawai, M. and Matsuzawa, N. (2008) Detrital garnet and chromian spinel chemistry of Permian clastics in the Renge area, central Japan: implications for the paleogeography of the East Asian continental margin. *Sediment. Geol.*, vol. 212, p. 25-39.
- 竹内 誠・竹ノ内 耕・中澤 努 (2010) 糸魚川ジオパークの地質巡り. 日本地質学会第 117 年学術大会見学旅行案内書, 地質学雑誌, vol. 116, 補遺, p. 123-142.
- 竹内 誠・大川真弘・川原健太郎・富田 覚・横田秀晴・常盤哲也・古川竜太 (2015a) ジルコン U-Pb 年代からみた富山県北東部白亜系陸成層の再定義. 地質学雑誌, vol. 121, p. 1-17.
- 竹内 誠・竹之内 耕・常盤哲也 (2015b) 蓮華変成岩類と中生代陸成層. 地質学雑誌, vol. 121, p. 193-216.
- 田沢純一・相田吉昭・結城智也・大槻憲四郎 (1984) 青海の“非石灰岩古生層”よりペルム紀放射虫化石の発見. 地球科学, vol. 38, p. 264-267.
- 田沢純一・新川 公・茨木洋介・長谷川美行 (2002) 青海石灰岩と周辺の中・古生界. 日本地質学会第 109 年学術大会見学旅行案内書, p. 27-39.
- 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. 520 p.
- 富沢恒雄・北原 勇 (1967) 長野県北安曇郡小谷村姫川中流地域の地質. 地質学雑誌, vol. 73, p. 163-170.
- 植村 武 (1981) 糸魚川市早川左岸の特異な化石地すべり. 第 18 回自然災害科学総合シンポジウム講演要旨集, 文部省科学研究費自然災害特別研究, 自然災害科学総合研究班, p. 193.
- 植村 武・飯野芳則 (1981) 糸魚川市早川左岸の特異な化石地すべり (演旨), 自然災害科学総合シンポジウム講演要旨集 (第 18 回), 文部省, p. 193.
- 宇次原雅之 (1985) 飛騨外縁帯北東部姫川流域のペルム紀オリストストロームと碎屑岩類. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, p. 159-168.
- 宇多高明・野口賢二 (1993) 糸魚川・青海海岸における海浜変形. 土木技術資料, vol. 35-7, p. 31-36.
- 渡辺 隆・澤田順子・佐藤 努・大場孝信 (1989) 新潟県糸魚川酸性白土鉱床におけるモンモリロナイトの風化過程. 上越教育大学研究紀要, vol. 8, p. 27-38.
- 矢部長克 (1918) 糸魚川静岡地溝線. 現代之科学, vol. 6, p. 147-150.

Geology of the Itoigawa District

By

Hideaki NAGAMORI*, Ryuta FURUKAWA**, Makoto TAKEUCHI*** and Tsutomu NAKAZAWA*

(Written in 2017)

(ABSTRACT)

The Itoigawa District is a quadrangle of latitude 37°00'10.9"N to 37°10'10.9" N and longitude 137°44'48.8" E to 137°59'48.8" E (JGD 2000), and located at the westernmost region of Niigata Prefecture. The Itoigawa region is known as the northernmost area of Itoigawa - Shizuoka Tectonic Line (ISL) which is one of the largest subaerial tectonic line in Japan. Geological suites from Carboniferous to Holocene occur in this quadrangle. Paleozoic and Mesozoic strata belong to the Inner Zone of Southwest Japan and Cretaceous to Paleogene igneous rocks occur at western side of the Yokokawa Fault which is a chief constituent of the ISL in this area. Neogene to middle Pleistocene strata of northern "Fossa-magna" occur at eastern side of the ISL. Regionally Neogene strata unconformably overlie the Mesozoic and Paleozoic at the western side of the ISL. Quaternary volcanic eruptives, terrace, low-land and landslides deposits unconformably overlie Paleozoic, Mesozoic and Neogene to lower Pleistocene strata. Summary of this quadrangle is shown in Fig. 1. Topography of the land area is mostly represented by mountainous region rising up to ca. 750 meters from the shore and summing up to ca. 1,700 meters from sea floor. Mountain area comprise of frequent gentle slopes originated from landslides with minor amount of erosive steep slopes. Terraces appear along the large rivers of the Himekawa, Umikawa and No coincided with small lowlands along with river mouths and coastline.

Paleozoic to Mesozoic basement rocks

The constituent rocks of the Akiyoshi Belt and the Maizuru Belt are distributed in the Itoigawa district (Fig. 1). Paleozoic to Mesozoic basement rocks are not exposed in the east of Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, because the basement rocks have been depressed in Miocene time.

The Akiyoshi Belt is occupied by the two Permian accretionary complexes, the Omi Complex and the Himekawa Complex. The Omi Complex is distributed in the southwestern area of the Itoigawa district, and is composed of an accreted seamount comprising the Lower Carboniferous to Middle Permian limestone on basalt. The Himekawa Complex is distributed along the north side of the Omi Complex in narrow belt, and is composed of mixed rocks which is sheared mudstone matrix and blocks of chert, siliceous mudstone and sandstone from the Himekawa Complex in addition to blocks of basalt and limestone from the Omi Complex.

The Maizuru Belt is distributed in the north of the Himekawa Complex, and is composed of the Permian Mushikawa Formation, Kotozawa Igneous Rocks and Kuratani Metamorphic Rocks. The Mushikawa Formation is divided into the lower mudstone with sandstone and felsic tuff and the upper breccia with basaltic clasts. The Kotozawa Igneous Rocks in the Itoigawa district are gabbro, dolerite and basalt, and the Kuratani Metamorphic Rocks are composed of amphibole schist and gabbro. The Kotozawa Igneous Rocks and the Kuratani Metamorphic Rocks are distributed as exotic blocks in shear zone of the Mushikawa Formation.

Cretaceous to Paleogene Igneous Rocks

Omi Granite is medium- to coarse-grained biotite granite and distributed as a small stock body 3 km in diameter in the westernmost of the Itoigawa district. The Omi Granite has been intruded into the constituents of the Maizuru Belt, and is in fault contact with the constituents of the Akiyoshi Belt. Fission track age and U-Pb age of zircon from the Omi Granite are 92.7 ± 5.9 Ma (Ishibashi, 1986) and 90.8 ± 1.1 Ma.

* Research Institute of Geology and Geoinformation.

** Research Institute of Earthquake and Volcano Geology.

*** Nagoya University (Visiting Researcher).

The Ishizaka Formation is Paleogene welded rhyolitic pyroclastic flow deposits reported to occur in this quadrangle (Chihara *et al.*, 1979; Hasegawa and Goto, 1990).

Miocene to middle Pleistocene

Miocene to middle Pleistocene sedimentary and volcanic rocks appear along the Yokokawa Fault which belongs to ISL in northern Fossa-magna region. From Miocene to middle Pleistocene there are Yamamoto, Imai, Sennozawa, Nechi and Nadachi Formations in ascending order. The Sennozawa and Waniguchi Formations, upper part of the Nechi, lower part of Nadachi and Umikawa Formations, and Nadachi and Tanne Formations are contemporaneous heterotopic facies respectively. The Yamamoto and Imai Formations are subaqueous volcanic deposits and appear both sides of the Yokokawa Faults unconformably overlying lower strata. The Yamamoto Formation is composed of andesite volcanoclastic deposits. The Imai Formation consists of rhyolitic lava and volcanoclastic deposits. The Sennozawa Formation is dark-gray massive sandy mudstone. The Nechi Formation consists of gray massive sandstone and intercalating volcanoclastic deposits. The Nechi Formation dominantly comprises of massive sandy mudstone with subordinate thin sandstone lens and tuffaceous sandstone. The Umikawa Formation is andesite volcanoclastics. The Waniguchi Formation is basaltic tuff breccia.

Lower to middle Pleistocene volcanoclastic deposits are classified into the Sarukura, Eboshiyama, Kajiyashiki and Takanomine Formations in ascending order. Each formation unconformably overlies lower strata. The Sarukura Formation is basaltic andesite volcanoclastic deposit. The Kajiyashiki Formation is conglomerate of andesite accompanying mudstone and sandstone. The Eboshiyama Formation is dacite volcanoclastic deposit and intrusives. The Takanomine Formation is andesite volcanoclastic deposit and intrusives.

Upper Pleistocene to Holocene

Upper Pleistocene–Holocene deposits are composed of loam (loess) and terrace deposits, landslide–slope failure deposits, lowland deposits, together with the volcanic ejecta from the Niigata-Yakeyama Volcano. Of them, the terrace deposits, consisting mainly of gravels, are distributed along the Himekawa, Umikawa, and No rivers. The terrace deposits are subdivided into the higher I and II terrace deposits, the middle I, II and III terrace deposits, and the lower terrace deposits. Based on the marker tephra layers intercalated in the overlying loam (loess) deposits, the middle terrace deposits are considered to have been formed during MIS 5c – 4, and the lower terrace deposits during the Holocene. The higher terrace deposits were formed in pre-MIS 5c although the detailed age is unknown. These terraces generally represent the northward inclination, and older terraces exhibit larger gradients. They indicate the cumulative northward tilting in this area at least since the Late Pleistocene onward.

The lowland deposits are subdivided into alluvial fan, valley floor, alluvial cone, beach, dune, marsh, and landslide-dammed lake deposits. The alluvial fan, valley floor, and alluvial cone deposits are composed mainly of gravels. The beach deposits in this area are also gravels. The dune deposits along the shoreline consists of sand, and the marsh deposits behind the dune are dominated by peaty muddy sediments. The landslide-dammed lake deposits are also peaty muddy sediments with scattered gravels. These lowland deposits were formed during the Holocene.

The Maekawa Debris Flow Deposits and the Hayakawa Pyroclastic Flow Deposits derived from the Niigata-Yakeyama Volcano are recognized along the Hayakawa River. The Maekawa Debris Flow Deposits represent subangular to subrounded andesite lapilli and blocks with matrix. The radiocarbon age of 3,160 – 2,830 yBP cal. (2σ) was obtained from wood within the deposits (Hayatsu, 2008). The Hayakawa Pyroclastic Flow Deposits are composed of subrounded andesite lapilli and blocks with matrix. The radiocarbon ages of 1,050 – 790 yBP cal. (2σ) and 725 – 706 yBP cal. (2σ) (wiggle-matching method) were obtained from charcoals within the deposits (Hayatsu, 2008; Hayakawa, 2011).

Geological Structure

The Yokokawa Fault extends to NW-SE direction showing left-lateral and relatively northward dipping displacement. The fault divides the Inner Zone of the Southwest Japan at western side and northern end region of "Fossa-Magna" at eastern side of the fault respectively. The constituents of the Akiyoshi Belt are in right-lateral fault contact with those of the Maizuru Belt associated with cataclasis. The tectonic movement caused formation of mixed rocks which are sheared mudstone matrix and exotic blocks of chert, siliceous mudstone, sandstone, basalt and limestone in the Akiyoshi Belt, and block-in-matrix structure that the blocks of the Kuratani Metamorphic Rocks and the Kotozawa Igneous Rocks are included in the Mushikawa Formation. These blocks and strata were also suffered from cataclastic deformation. Neogene strata belonging to northern part of the Fossa-Magna region show NNE-SSW oriented fold system and are confined by the transverse fault system cutting the Konoura, Miyadaira and Yokokawa Faults respectively.

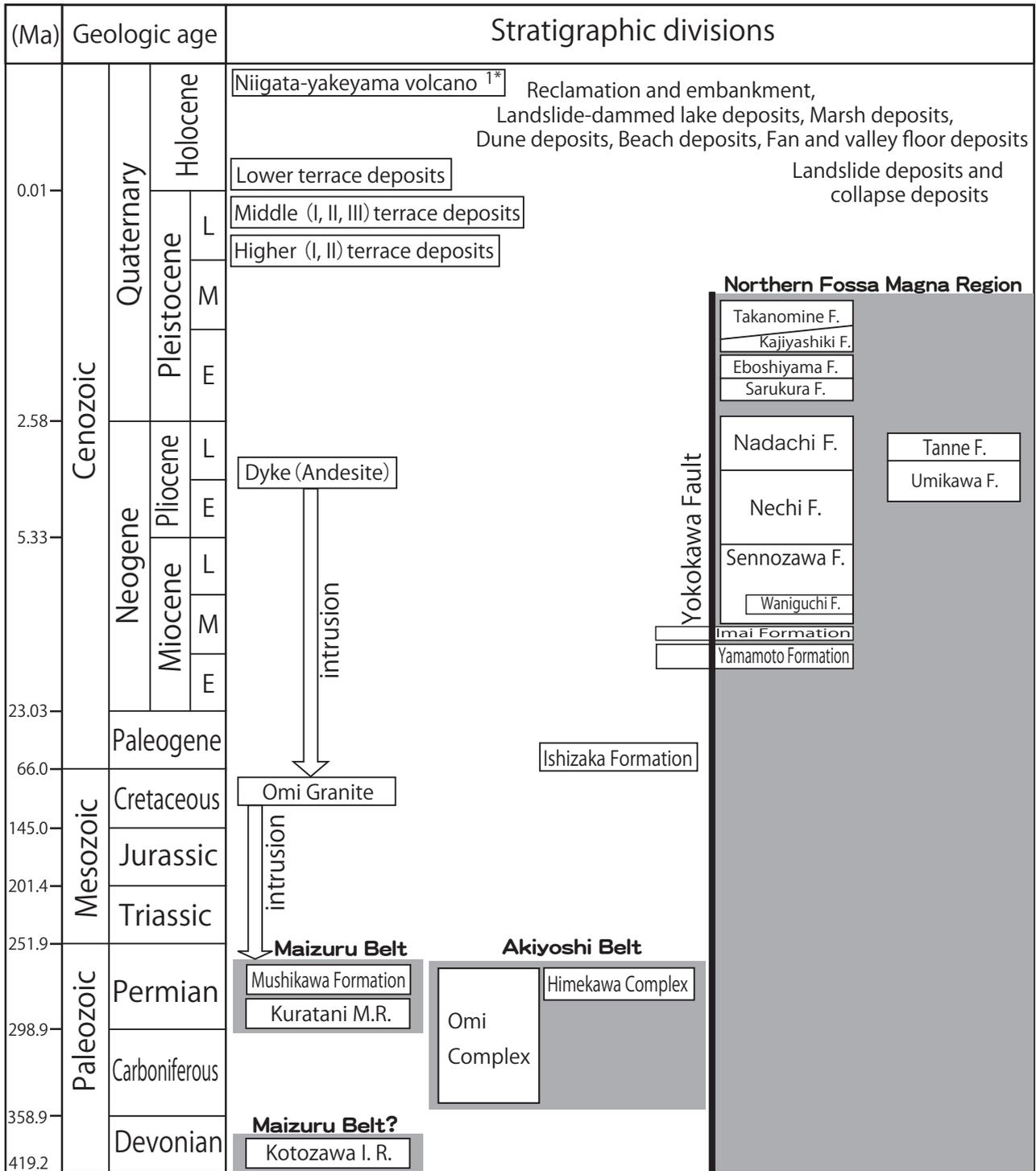


Fig. 1 Summary of geology in the Itoigawa district.

M.R. : Metamorphic rocks

I.R. : Igneous Rocks

F. : Formation

^{1*} : Maekawa Debris Flow Deposit and Hayakawa Pyroclastic Flow Deposit.

執筆分担

第1章 地形	中澤 努
第2章 地質概説	長森英明・竜太・竹内 誠・中澤 努
第3章 古生界	竹内 誠
第4章 白亜系 – 古第三系	古川竜太・竹内 誠
第5章 中新統 – 中部更新統	長森英明・古川竜太・竹内 誠
第6章 上部更新統 – 完新統	中澤 努・長森英明・古川竜太
第7章 地質構造	長森英明・竹内 誠
第8章 応用地質	長森英明・古川竜太

文献引用例

長森英明・古川竜太・竹内 誠・中澤 努 (2018) 糸魚川地域の地質. 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, 75p.

章単位での引用例

中澤 努 (2018) 糸魚川地域の地質, 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.1-5.

Bibliographic reference

Nagamori, H., Furukawa, R., Takeuchi, M. and Nakazawa, T. (2018) Geology of the Itoigawa district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 75p. (in Japanese with English abstract 3 p.

Bibliographic reference of each chapter

Nakazawa, T.(2018) Geology of the Itoigawa district, 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-5.

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

糸魚川地域の地質

平成30年8月29日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

Geology of the Itoigawa District. Quadrangle Series,1:50,000

Published on August 29, 2018

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd