

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第62号

NJ-54-35-6

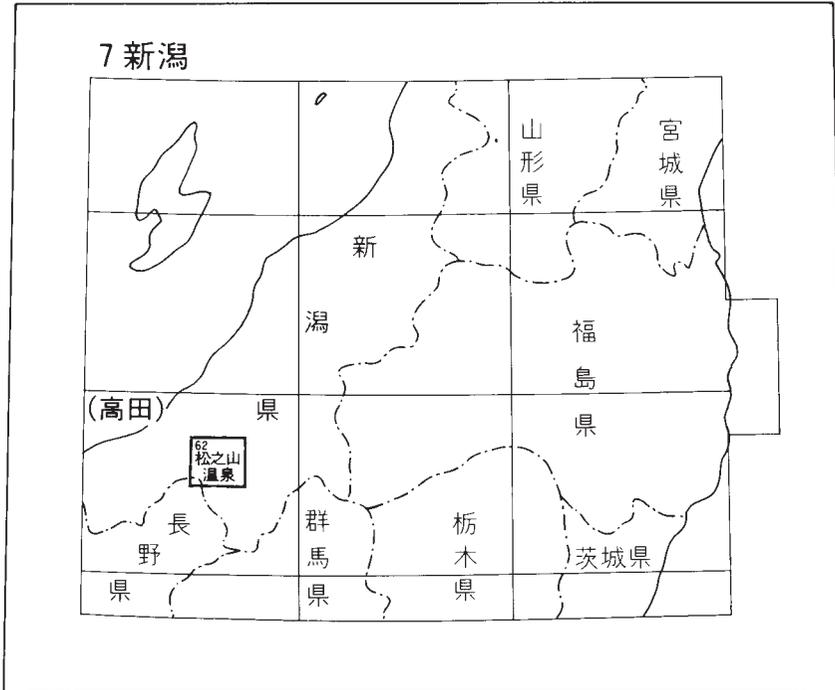
松 之 山 温 泉 地 域 の 地 質

竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝

平成12年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

7-48 柿崎 Kakizaki NJ-54-35-9 (1996)	7-49 岡野町 Okanomachi NJ-54-35-5 (1989)	7-50 小千谷 Ojiya NJ-54-35-1 (1986)
7-61 高田東部 Takada-Tōbu NJ-54-35-10 (1994)	7-62 松之山温泉 Matsunoyama Onsen NJ-54-35-6 (2000)	7-63 十日町 Tōkamachi NJ-54-35-2 (1985)
7-73 飯山 Iiyama NJ-54-35-11 (未刊行, unpublished)	7-74 苗場山 Naebasan NJ-54-35-7 (1993)	7-75 越後湯沢 Echigo-Yuzawa NJ-54-35-3 (1981)

目 次

I. 地 形	(竹内圭史) 1
II. 地質概説	(竹内圭史・吉川敏之) 3
II. 1 層序	5
II. 2 中新統-下部更新統の地質時代	9
III. 中新統-下部更新統	(吉川敏之・竹内圭史) 14
III. 1 松之山層	14
III. 2 樽田層	16
III. 3 須川層	17
III. 4 田麦川層	19
III. 5 東川層	22
III. 6 西田尻層	25
III. 7 魚沼層	26
IV. 中部更新統-完新統	(釜井俊孝・竹内圭史) 42
IV. 1 段丘堆積物	42
IV. 1. 1 谷上段丘堆積物	45
IV. 1. 2 米原段丘堆積物	45
IV. 1. 3 卯ノ木段丘堆積物	45
IV. 1. 4 朴ノ木坂段丘堆積物	45
IV. 1. 5 貝坂段丘堆積物	46
IV. 1. 6 正面段丘堆積物	46
IV. 1. 7 大割野段丘堆積物	46
IV. 2 古期崩壊堆積物	47
IV. 2. 1 古期崩壊堆積物	47
IV. 2. 2 上野大規模崩壊堆積物	48
IV. 2. 3 菖蒲土石流堆積物	49
IV. 2. 4 中原土石流堆積物	49
IV. 3 信濃川ローム層	49
IV. 4 古期地すべり堆積物	50
IV. 5 扇状地堆積物	50
IV. 6 新时期地すべり堆積物	50
IV. 7 現河床堆積物	51
IV. 8 人工改変地	51

V. 地質構造	(竹内圭史・吉川敏之)	51
V. 1 褶曲		51
V. 2 断層		53
V. 3 活断層		53
VI. 応用地質	(釜井俊孝・竹内圭史)	54
VI. 1 石油・天然ガス		54
VI. 2 亜炭		55
VI. 3 地すべりと斜面崩壊		56
VI. 3. 1 地すべり		56
VI. 3. 2 斜面崩壊		58
VI. 3. 3 トンネル		58
VI. 4 温泉		59
VII. 資料	(竹内圭史・吉川敏之)	59
VII. 1 フィッション・トラック年代		59
VII. 2 凝灰岩鍵層		62
文献		65
Abstract		72

図・表目次

第1図 松之山温泉図幅地域の地形区分図	2
第2図 松之山温泉図幅地域周辺の地質概略図	4
第3図 松之山温泉図幅地域の層序総括図	6
第4図 中新統-下部更新統の地質柱状図	7
第5図 中斷統-下部更新統の地質時代	13
第6図 松之山層のデイサイト軽石凝灰岩	15
第7図 松之山層の斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩	16
第8図 東頸城地域の地質図	18
第9図 樽田層の砂岩泥岩互層	19
第10図 田麦川層の砂岩優勢互層	21
第11図 田麦川層のシルト岩優勢互層	22
第12図 田麦川層の砂岩シルト岩互層と上岡凝灰岩	23
第13図 東川層の砂質シルト岩砂岩互層	24
第14図 東川層のチャンネル構造	24
第15図 東川層中の生痕化石	25
第16図 松之山温泉図幅地域の魚沼層の総括図	27

第17図	魚沼層の海成中粒砂	29
第18図	魚沼層基底部のシルト・砂互層	30
第19図	魚沼層の海成シルト	30
第20図	魚沼層のシルト・砂互層	31
第21図	魚沼層の礫相	32
第22図	魚沼層の安山岩塊状溶岩	33
第23図	魚沼層の安山岩火砕岩	34
第24図	魚沼層の珪長質火山灰層(SK100)	35
第25図	信濃川左岸地域における魚沼層の層序の例	36
第26図	魚沼層海成砂相にみられる生痕化石	41
第27図	津南地域の段丘模式断面図	42
第28図	ローム層の層序と段丘堆積物との関係	43
第29図	段丘面区分図	44
第30図	古期崩壊堆積物	47
第31図	古期崩壊堆積物とローム層	48
第32図	松之山温泉図幅地域周辺の地質構造図	52
第33図	松之山地すべり概括図	57
第34図	鍋立山トンネルの地質構造図	58
第35図	凝灰岩鍵層の柱状図	60
第1表	層序区分の比較表	5
第2表	須川層・田麦川層産の有孔虫化石	10
第3表	中新統-下部更新統のフィッシュン・トラック年代	12
第4表	凝灰岩のフィッシュン・トラック年代	12
第5表	松之山温泉図幅地域から産出した脊椎動物化石	17
第6表	松之山温泉図幅地域の坑井一覧	55
Fig.1	Summary of geology of the Matsunoyama Onsen district	73

松之山温泉地域の地質

竹内圭史*・吉川敏之*・釜井俊孝**

本図幅の研究は、地震予知研究のために指定された8つの特定観測地域のひとつである「新潟県南西部・長野県北部」地域における特定地質図幅の研究の一環として実施されたもので、野外地質調査は平成8-10年度に実施された。

報告書の執筆にあたっては、中新統-下部更新統の樽田層-東川層と中部-上部更新統を竹山が、中新統-下部更新統のうち松之山層・西田尻層・魚沼層を吉川が、崩壊堆積物・地すべり堆積物を釜井が分担し、全体のとりまとめを竹内が行った。

新潟大学理学部小林巖雄教授には凝灰岩鍵層について野外でご教示いただいた。同立石雅昭教授には魚沼層の地質についてご教示いただいた。記して感謝する。

また、地質標本館柳沢幸夫技官より本図幅東部地域の未公表資料の提供を受けた。地震地質部栗田泰夫技官には活断層について有益な助言を受けた。岩石薄片は北海道支所佐藤卓見技官により作製された。

I. 地 形

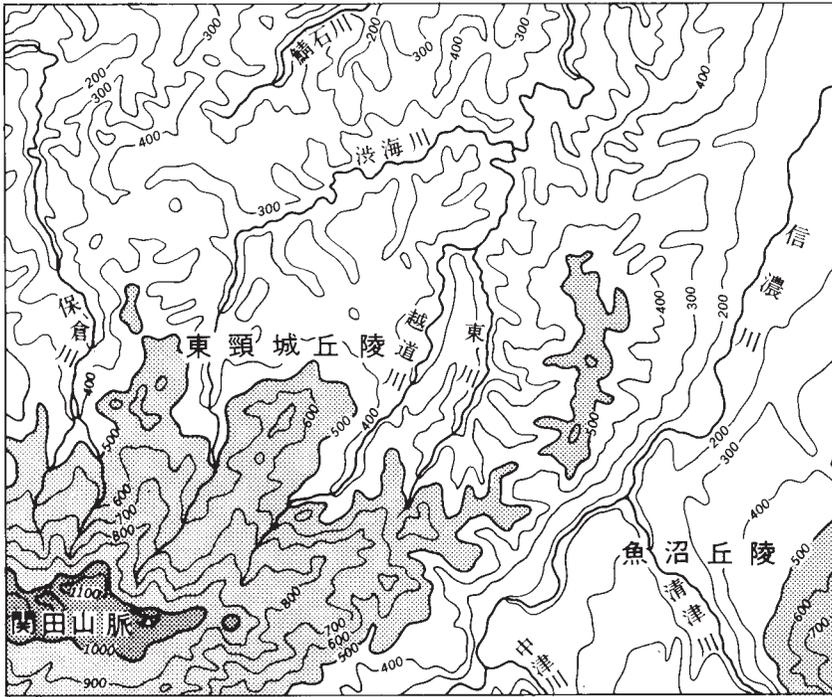
(竹内圭史)

松之山温泉図幅地域は、北緯 $37^{\circ} 0' - 37^{\circ} 10'$ 、東経 $138^{\circ} 30' - 138^{\circ} 45'$ の範囲であり、主に新潟県南部に位置し、南西部は長野県にかかっている。行政区分としては、新潟県十日町市、東頸城郡松之山町・松代町・大島村・安塚町、中魚沼郡津南町・中里村・川西町、刈羽郡高柳町、及び長野県飯山市・下水内郡栄村を含む。

本図幅地域の地形は、東部を流れる信濃川を境に、西側の東頸城丘陵と東側の魚沼丘陵の2つの地域に大きく区分される(第I図)。

*地質部 **日本大学

Keywords : areal geology, geological sheet map, 1:50,000, Niigata, Nagano, Matsunoyama Onsen, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Higashikubiki Hills, Uonuma Hills, Sekida Mountains, Shinanogawa River, Oil Tertiary, Teradomari Formation, Matsunoyama Formation, Taruda Formation, Sugawa Formation, Tamugigawa Formation, Higashigawa Formation, Nishitajiri Formation, Uonuma Formation, terrace deposits, colluvial deposits, landslide deposits, active fault



第1図 松之山温泉図幅地域の地形区分図

東頸城丘陵は本地域の大部分を占め、北隣「岡野町」・西隣「高田東部」図幅地域にかけて広がっている。本図幅地域内の東頸城丘陵は標高300-700mの起伏に富む丘陵であり、澁海川・保倉川など丘陵内の主な河川の現河床面は標高150-400mである。一方、西部の鍋立山・正面倉山では標高550m、中央部の大松山で標高700mに達する。歌代ほか（1976）・松代町史編さん委員会（1989）は東頸城丘陵の地形の形成過程について考察し、東頸城丘陵が急激な浸食作用の動的平衡により形成されたとしている。

東頸城丘陵の南縁には、新潟県と長野県の県境にもなっている標高千m以上の尾根が連なっており、関田山脈と呼ばれている。本図幅地域には三方岳・天水山など関田山脈の東端部が位置している。この尾根は天水山より東へは急激に高度を下げ、標高600m前後で北東へ続いているが、もはや東頸城丘陵との地形的区別はなくなっている。これらの尾根には深坂峠・豊原峠など多数の峠があり東頸城丘陵内部と信濃川流域との交通路となっている。関田山脈稜線の北側斜面には大規模な滑落崖が見られ、南北両山麓には崩壊堆積物のつくる地形面が各所に見られる。

魚沼丘陵は東隣「十日町」から北東隣「小千谷」図幅地域にかけて広がっており、高野武男（1989）は魚沼丘陵の地形について研究している。本図幅地域には魚沼丘陵の西縁部の標高800m以下の部分が位置し、その大部分は標高500m以下の平坦な河岸段丘の地形である。

本地域の主な河川としては、信濃川水系と澁海川水系・保倉川水系がある。信濃川は本図幅地域の東部を北東へ流れ、支流には中津川・清津川のほか魚沼丘陵・東頸城丘陵から多数の支流が合流してい

る。信濃川両岸に沿っては日本でも有数の9面に及ぶ河岸段丘群が広く発達している。渋海川は本図幅地域南西部の関田山脈に源を發し、松之山町を北流し、松代町地域に入ると北東へ流れる。渋海川の主な支流は越道川・東川である・松代町の渋海川沿いには江戸時代末から明治時代初期に人工的に流路を改変した瀬替えが数箇所で見られる。保倉川は関田山脈に源を發し、本図幅地域の西部の大島村地域を北へ流れる。

東頸城丘陵・関田山脈の地形は地層を構成する岩種及び褶曲構造を明瞭に反映している。風化浸食されやすく地すべりが多い須川層の泥岩の分布する地域は、低く緩やかな地形になっており、地すべり地形がいたるところで見られる。一方、田麦川層のターピダイトや東川層などの堅い地層の分布する地域、たとえば鍋立山や正面倉山では比較的急な地形をしており、堅い地層の傾斜に対応した非対称な一種のケスタ地形も認められる。関田山脈から北東へ有倉山を経て薬師峠へ続く稜線においても、北-西側が傾斜、南-東側が緩傾斜となっており、これは稜線を構成する魚沼層が南-東傾斜した固い火山岩であることに対応している(妙高村史編纂委員会, 1994)。このほか、山伏山・貝立山は堅硬な安山岩貫入岩からなるため突出した地形を作っている。

本図幅地域には松之山背斜をはじめとする多数の褶曲構造が存在するが、これらの地形の特徴を地形図上で読み取ることにより、地層の連続的な分布を追うことがかなりの程度可能である。

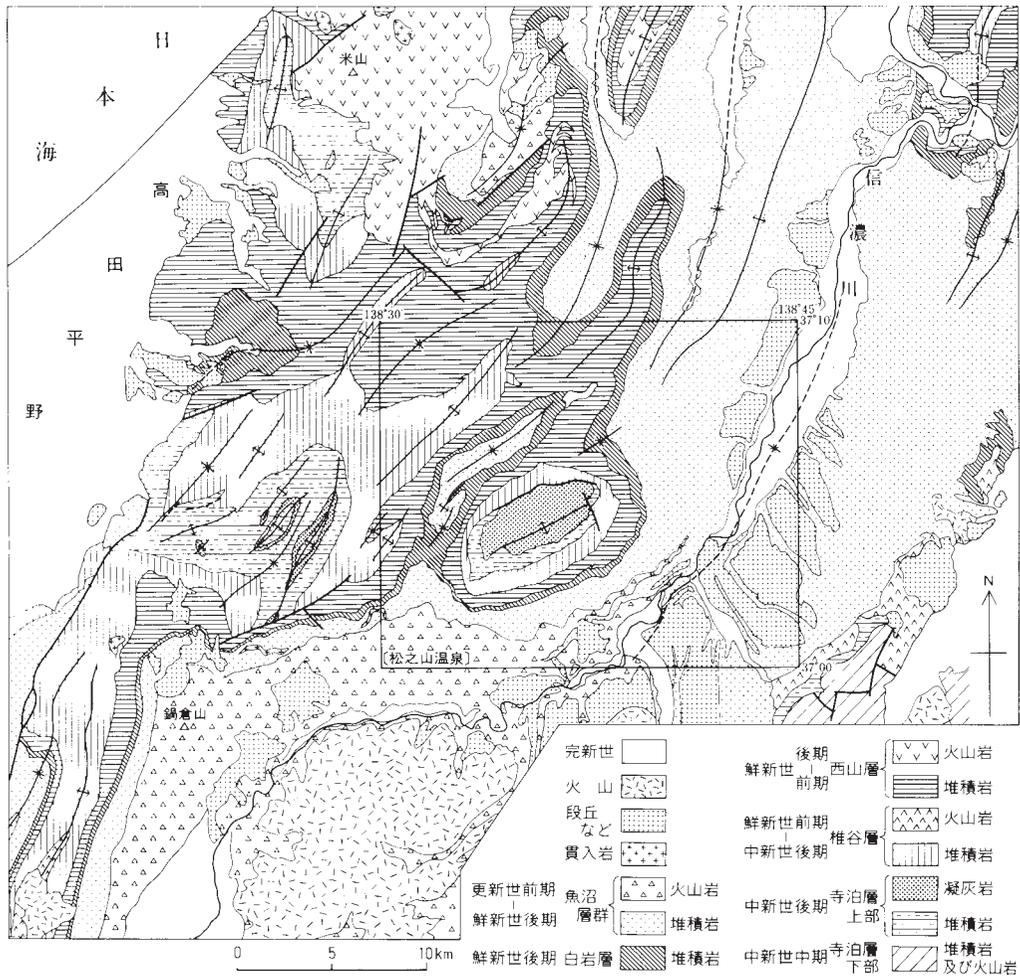
II. 地 質 概 説

(竹内圭史・吉川敏之)

本図幅地域は、新第三系-第四系が広く分布する新潟堆積盆地の南部に位置する(第2図)。新潟堆積盆地は秋田地域とともにいわゆるグリーンタフ地域の主要な部分であり、石油調査のため明治時代から多数の調査研究が行われてきた。

新潟堆積盆地の新生界は、堆積岩を主とする中部中新統-下部更新統からなる。これらの地層は堆積盆地の縁辺部を除き一連整合であり、全層厚は5,000m以上に達する。基底部と最上部の魚沼層とが陸成である他は海成層からなる。新潟堆積盆地を通じて一般的にあてはまる層序区分が認められており、新潟標準層序と呼ばれている(新潟県, 1989)。地質構造はいわゆる新潟方向と呼ばれるNNE-SSW方向の褶曲構造が発達している。新潟堆積盆地の基盤については、一部の坑井で中生代付加コンプレックス及び花崗岩に達しており、これらを中部中新統が不整合に覆うものと考えられている。中部中新統には石油・天然ガスが胚胎する。

本図幅地域に分布する中新統-下部更新統の層序は、新潟標準層序と基本的に一致しており、地表には上部中新統以上が分布する。東頸城丘陵の地質構造は、軸の長い褶曲構造のほかに松之山背斜などの



第2図 松之山温泉図幅地域周辺の地質概略図
 竹内ほか（1994）を簡略化・一部修正。実線枠内が松之山温泉図幅地域。

ドーム・ベースン構造が存在する点で、西山地域などの新潟堆積盆地の主部とは相違が見られる。松之山背斜には本図幅地域周辺で最も下位の地層が地表に露出するが、そこでの深度3,000mの坑井でも中新統の基盤には通しておらず、基盤は一般的には地下4,000m以深にあるものと考えられる。

本図幅地域周辺における地質図を主とした地域地質の研究としては、地質調査所発行の5万分の1地質図幅として、東隣「十日町」（柳沢ほか、1985）、北隣「岡野町」（小林ほか、1989）、南隣「苗場山」（島津・立石、1993）、及び西隣「高田東部」（竹内・加藤、1994）などがある。また、新潟県発行の5万分の1土地分類基本調査は「松之山温泉」（新潟県農地部農村総合整備課、1987）のほか、「十日町」・「高田東部」・「岡野町」（新潟県農地部農村総合整備課、1978・1980・1988）がある。魚沼丘陵の地質図として、日本油田・ガス田図「魚沼」（宮下ほか、1970）がある。

より広域の地質図としては、20万分の1地質図幅「高田」（竹内ほか、1994）、20万分の1新潟県地質図（新潟県、1977・1989）、及び20万分の1活構造図（加藤・山崎、1979）がある。

市町村史の一部として地形・地質について刊行されたものに、津南町史（同部、1985）、中里村史（中里村史専門委員会、1988）、松代町史（松代町史編纂委員会、1989）、松之山町史（松之山町史編さん委員会、1991）、大島村史（大島村教育委員会、1991）、十日町市史（中村ほか、1992）がある。このほか地域地質の案内書として菅野・天野（1990）がある。

II. 1 層 序

中新統-下部更新統

本報告の層序区分は、主に新潟大学東頸城地域地質調査グループ（1987）の区分によった（第1表）。本図幅地域に分布する中新統-下部更新統は下位より、松之山層、樽田層、須川層、田麦川層、東川層及び魚沼層に区分される（第3・4図）。これらのほか本図幅地域南東隅に西田尻層が分布する。

松之山層は本図幅地域中央部の松之山背斜に分布し、本地域の地表に分布する最下位の地層である。松之山層は変質したデイサイト凝灰岩を主とし、単斜輝石斜方輝石安山岩を伴う。デイサイト凝灰岩は主に水中火砕流堆積物からなり、単斜輝石斜方輝石安山岩は水冷破砕構造を呈する溶岩である。層厚は地表では250m以上で下限は不明であるが、坑井資料によれば層厚は300-350mである。

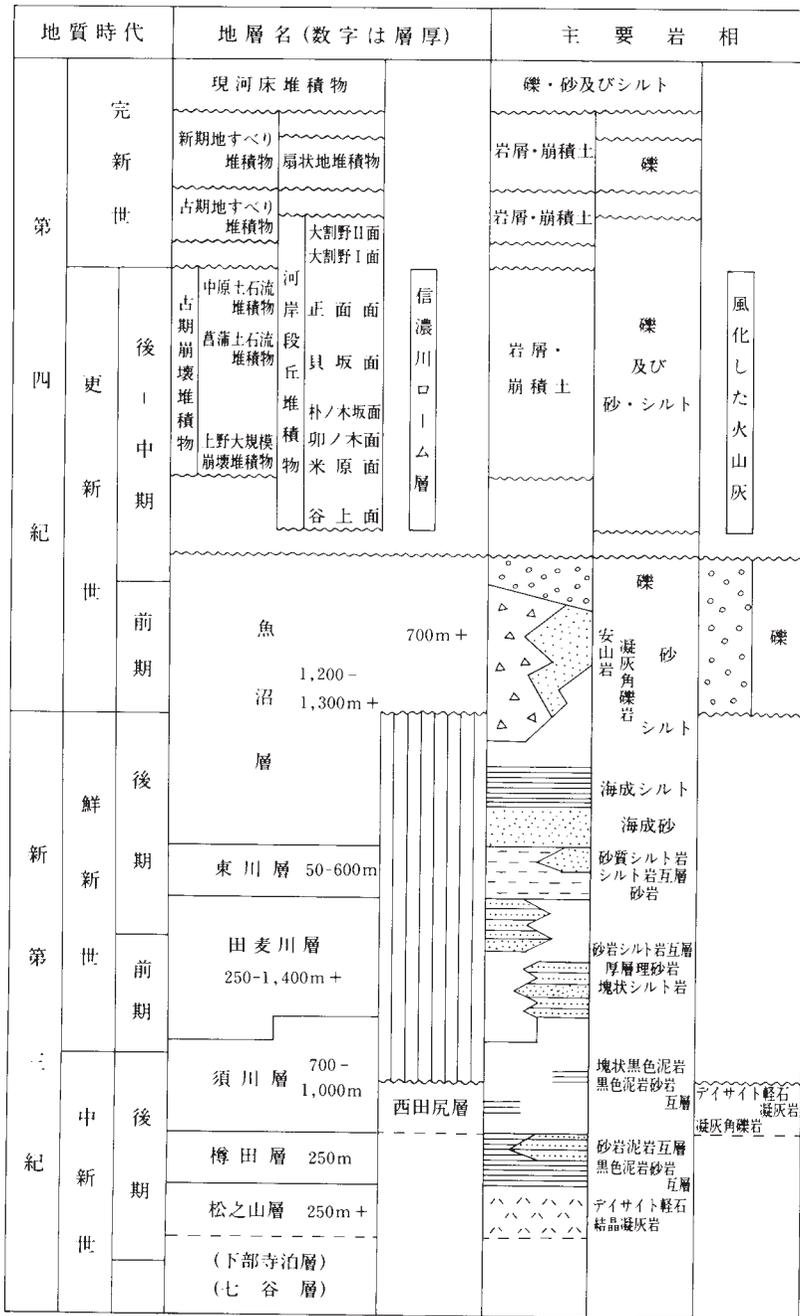
樽田層は松之山層をとりまいて分布する。黒色泥岩砂岩互層からなり、一部は砂岩が優勢の砂岩泥岩互層となる。層厚は250mである。

須川層は松之山背斜周辺と北西部地域に広く分布する。塊状黒色泥岩からなり一部に黒色泥岩砂岩互層を挟む。層厚は700-1,000mである。

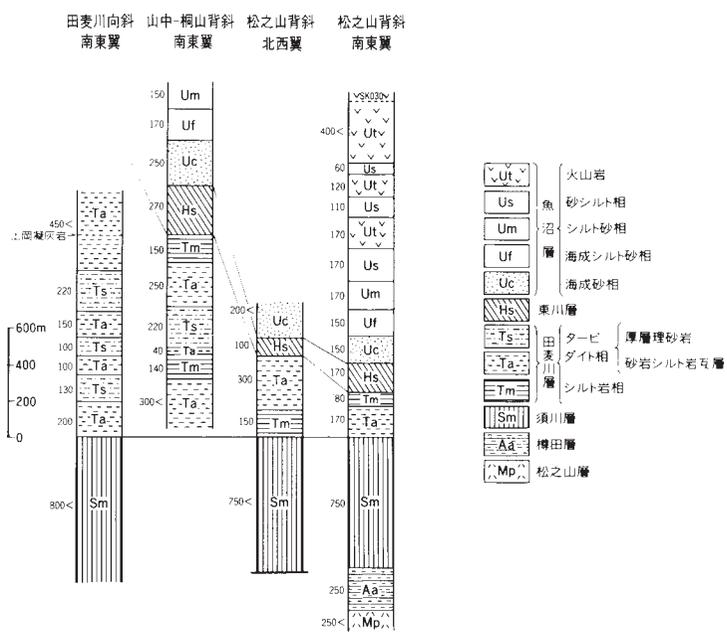
田麦川層はタービダイト相とシルト岩相に区分でき、両者は同時異相関係にある。タービダイト相は砂岩シルト岩互層からなり一部は厚層理砂岩となる。主に本地域北西部-北部と松之山背斜南東翼に広

第1表 層序区分の比較表

伊木(1907)	Noda(1962)	歌代ほか(1976)	魚沼丘陵団地 研究グループ(1983)	新潟大学東頸城地域 地質調査グループ (1987)	新潟県農地部 農村総合整備課(1987)	新潟有孔虫グループ (1983) 松代町史編纂委員会 (1985)	松之山町史 編さん委員会(1991)	本 報 告
中 - 西部	中 - 西部	松之山町	東 部	西 部	全 域	松 代 町	松之山町	全 域
上 部	粘土質頁岩及 砂岩ノ互層 砂 岩 奈良立層	赤坂層	魚沼層群	奈良立累層	魚沼層群	天伏層	有倉山層 池ノ沢川層	魚沼層 海成砂相
			上部層 中部層 下部層 最下部層					
中 部	凝灰質頁岩	東川層	福島層	八王子累層	東川累層	東川層	水梨層	東川層
	黒色頁岩及 砂岩ノ互層 黒色頁岩 岩倉層	新田層	小谷層	菅沼累層	田麦川累層	田麦川層	田沢層 小瓶ノ層 大平層	田麦川層
				八石山累層	須川累層	須川層	本和田原層	
黒色頁岩及 砂岩ノ互層 凝灰質頁岩	岩倉層	田麦立層	樽田累層	樽田層	須川層	須川層	黒倉層	須川層
下 部	凝灰岩	松之山層	松之山層	松之山累層	松之山層	松之山層	松之山層	樽田層 松之山層



第3図 松之山温泉図幅地域の層序総括図



第4図 中新統-下部更新統の地質柱状図

く分布する。シルト岩相は主に塊状シルト岩からなりシルト岩砂岩互層を挟む。南西部にまとまって分布するほかタービダイト相と指交して分布する。田麦川層の層厚は地域的に変化し、北西部で1,400m以上と厚く、松之山背斜南東翼では250mと薄くなる。

東川層は本図幅地域北部から中央部を経て南西部にかけて細長く分布するほか奈良立向斜の周辺に分布する。砂質シルト岩シルト岩互層からなり一部で砂岩を挟む。層厚は50-600mである。大桑・万願寺動物群に属する浅海性の貝化石を多産する。

魚沼層は、本図幅地域の北東部から南西部にかけての信濃川兩岸地域及び奈良立向斜地域に、本地域の半ばを占めて広く分布する。東頸城丘陵では東川層を整合に覆い、魚沼丘陵では西田尻層を不整合に覆う。本図幅地域の魚沼層は上部鮮新統から下部更新統で、層厚は700-1,300mに達する。

魚沼層の岩相は、海成の砂・シルト、非海成の砂・シルト・礫、凝灰岩、凝灰角礫岩・溶岩などからなり、各岩相は複雑に指交しており層準及び地域による変化が著しい。大局的には時間とともに海成層を主とする層相から非海成層を主とする層相への海退相を示し、またシルトや砂の優勢相から礫相への上方粗粒化傾向を示している。非火山性の堆積物は、海成砂相、海成シルト砂相、シルト砂相、砂シルト相、礫相に区分され、火山性の堆積物は、安山岩火山岩類と珪長質火山灰層とに区分される。海成砂相は淘汰のよい砂を主とし、本層の最下部に発達する。シルト砂相は魚沼層分布域の広い範囲を占め、北部地域では海成シルト砂相と、南部地域では砂シルト相や安山岩火山岩類と指交する。礫相は本層最上部を占め、また信濃川右岸地域に広く分布する。安山岩火山岩類は本図幅南西部地域に厚く分布し、北東方に向かって非火山性堆積物と指交しながら尖滅する。その一部は鍵層として隣接図幅地域まで追

跡できる。珪長質火山灰層は、通常10m未満の厚さでしかないが、鍵層として広域に追跡できるものが多い。

有孔虫・貝などの化石及び岩相から、松之山層は水中火砕岩、樽田層・須川層・田麦川層はやや深い海に堆積した海成層、東川層は浅海成層と考えられている。魚沼層下-中部は河川成を主とし汽水成層を挟在し、上部の火山岩は陸上噴出である。これらの地層は一連の海退層序を示している。

新潟標準層序（新潟県，1989）との対応では、松之山層・樽田層は寺泊層の上部に、須川層は椎谷層に、田麦川層は西山層に、東川層は東山丘陵の白岩層に、それぞれ対比される（第5図）。

坑井資料によれば松之山層の下位には中期中新世の七谷層・寺泊層下部が累垂している（第6表、地質断面図参照）。七谷層は凝灰岩からなり層厚900m以上、寺泊層下部は砂岩泥岩互層・泥岩砂岩互層・泥岩からなり凝灰岩を挟み、層厚2,000mである。石油・天然ガスは寺泊層下部に胚胎している。

西田尻層は本図幅地域南東端にわずかに分布する。主体は「苗場山」・「十日町」・「越後湯沢」各図幅地域に分布する。西田尻層は水中堆積と考えられるデイサイト軽石凝灰岩・凝灰角礫岩を主とする。模式地の中里村西田尻（苗場山図幅内）より南方では安山岩溶岩も報告されている。

中部更新統-完新統

本図幅地域の中部更新統-完新統は、大きく分けて河岸段丘堆積物・古期崩壊堆積物・ローム層・地すべり堆積物・扇状地堆積物及び現河床堆積物がある。

河岸段丘堆積物は、本図幅地域南部-東部の信濃川及びその支流沿いに広く分布するほか、渋海川沿いにも小規模な分布がある。段丘面を覆うテフラ（ローム層）と現河床からの比高により、高位から順に谷上、米頂、卯ノ木、朴ノ木坂、貝坂、正面、大割野Ⅰ・Ⅱの8面に区分される。これらの地質時代は最高位の谷上段丘堆積物が約30万年前と推定されており、以下正面段丘堆積物までが後期更新世、テフラが載っていない大割野Ⅰ・Ⅱ段丘堆積物が完新世である。

崩壊堆積物は本図幅地域南西部の関田山脈の北麓・南麓に分布する。小起伏面をもちローム層の載る崩壊堆積物が各所に分布しており、これらを古期崩壊堆積物として区分した。古期崩壊堆積物には上野大規模崩壊堆積物・菖蒲土石流堆積物・中原土石流堆積物などがある。

ローム層は河岸段丘堆積物・古期崩壊堆積物の堆積面を覆って分布している。全層厚11mに及ぶ降下テフラからなり広域テフラの存在も報告されている。全体は信濃川ローム層と呼ばれ、下位より谷上ローム層・米原ローム層・貝坂ローム層に3区分される。テフラの給源は西方の妙高山・黒姫山などと推定されている。

地すべり堆積物は、古期地すべり堆積物と完新世の新期地すべり堆積物とがある。古期地すべり堆積物は関田山脈の北側に小規模に分布する。新期地すべり堆積物は最近まで活動していた、ないし現在活動中の地すべりで、東頸城丘陵のいたるところに分布が見られる。

扇状地堆積物は段丘面上に小規模に分布するのみである。現河床堆積物は信濃川とその支流沿いに広く分布するほか、渋海川・保倉川沿いに小規模に分布する。

II. 2 中新統-下部更新統の地質時代

本図幅地域周辺の中新統-下部更新統の地質時代については、Matsunaga (1963)・渡辺 (1976)・小林ほか (1989) による有孔虫化石層序の研究と、新潟大学東頸城地域地質調査グループ (1987)・小林ほか (1989) などによるフィッション・トラック年代がある。

有孔虫層序

新潟堆積盆地の時代区分は、特に坑井における有用性が理由で、浮遊性有孔虫層序 (米谷, 1978) が基準として用いられている (第5図)。

Matsunaga (1963) は東北北日本の新第三系について底生有孔虫化石層序を検討し、松之山地域では七谷層-牛が首層 (本報告の松之山層-田麦川層) を3つの化石帯に区分した。

渡辺 (1976) は西隣「高田東部」図幅地域で底生及び浮遊性有孔虫化石層序を検討した。それによると、須川層は大部分が寺泊階で上部のみが椎谷階である。須川層と田麦川層の境界は椎谷階と西山階の境界に一致する。田麦川層下部からは指標種である浮遊性有孔虫 *Globorotalia inflata* が産出する。

本研究では須川層・田麦川層の泥岩・シルト岩について、有孔虫化石の抽出を行った。試料は、松之山背斜南東翼の松之山町天水越の南の沢で須川層上部から田麦川層最下部にかけて7試料、西部地域の田麦川層のシルト岩から7試料を採取した。処理の結果、6試料から地質時代の決定に有効な浮遊性有孔虫化石及び底生有孔虫化石が産出した (第2表)。これらの産出地点は地質図に示してある。有孔虫化石の鑑定はパリノ・サーヴェイ (株) に依頼した。産出した有孔虫化石による地質時代・堆積環境の推定結果を第2表に示す。

これらの結果を浮遊性有孔虫層序 (米谷, 1978) を基本に底生有孔虫層序を加味して検討する。

須川層は浮遊性有孔虫 *Orbulina universa* 及び底生有孔虫 *Miliammina echigoensis* が産出し、*Globorotalia ikebei/Orbulina universa zone* にあたる。

田麦川層は西部-西隣地域で下部から *Globorotalia inflata* (s.l.) が産出している。これは *Globorotalia inflata* bed no.3 にあたり、*Globigerina pachyderma* (dextral)/*Globorotalia orientalis zone* の下部にあたる。また、北隣「岡野町」図幅地域では田麦川層上部に対比される黒姫層に *Globorotalia inflata* bed no.3 がある (小林ほか, 1989)。

フィッション・トラック年代

本図幅地域周辺の凝灰岩のフィッション・トラック年代は、新潟大学東頸城地域地質調査グループ (1987)・松之山町史編さん委員会 (1991)・小林ほか (1989) により、第3表の年代値が報告されている。本研究では松之山層 (松之山凝灰岩)・松之山背斜南東翼の田麦川層最下部の^{しもえびけ}下鰈池凝灰岩の年代を測定した (第4表)。

松之山層は $8.4 \pm 0.6\text{Ma}$ 、 $9.8 \pm 0.9\text{Ma}$ の年代値が報告されており (新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987; 竹内・加藤, 1994)、本研究でも $8.7 \pm 0.9\text{Ma}$ が得られた。

第2表 須川層・田麦川層産の有孔虫化石

地層	試料番号	地 点	特徴的な種・群集	浮遊性種の帯区分 (米谷, 1978)	底生種の帯区分 (Matsunaga, 1963)	底生種による占環境
田 麦 川 層	Ma 1	松之山町 小谷	<i>Neogloboquadrina</i> cf. <i>kagaensis</i> 石灰質殻群集	<i>G. pachyderma</i> (dex.)/ <i>G. orientalis</i> zone	<i>Uvigerina</i> <i>subperegrina</i> zone	半深海
	Ta 352	大島村 掘切川	<i>Orbulina universa</i> 石灰質殻群集	<i>Globorotalia ikebei</i> / <i>O. universa</i> zone	"	"
	Ta 354	安塚町 上船倉	<i>Globorotalia inflata</i> <i>Miliammina echigoensis</i>	<i>G. inflata</i> bed (No.3)	<i>M. echigoensis</i> zone	" 好氣的
須 川 層	Ma 18	松之山町 天水越	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (dex.) <i>N. cf. himiensis</i> 石灰質殻群集	<i>G. pachyderma</i> (dex.)/ <i>G. orientalis</i> zone	<i>Uvigerina</i> <i>subperegrina</i> zone	半深海
	Ma 16	"	"	"	"	"
	Ma 17	"	<i>N. cf. kagaensis</i> 石灰質殻群集	"	"	"

地質時代・堆積環境の推定結果と，産出した有孔虫化石の一覧表．試料採取地点は地質図に記入されている．

第2表 つづく

属科番号	Ta354		Ta352		Ma1	Ma17	Ma16	Ma18
	A	C	A	C	A	C	C	
浮遊性種比 (%)	9	15	4	19	7	21		
浮遊性種								
<i>Globigerina bullides</i>	29	7	15	30	1	13		
<i>G. falconensis</i>	3							
<i>G. cf. falconensis</i>							1	
<i>G. praebullides</i>	1	4						
<i>G. quinqueloba</i>	28	1						
<i>G. umbilicata</i>			1					
<i>G. sonoli</i>	1	1						
<i>G. spp.</i>	6	4	5	12				
<i>Globigerinita glutinata</i>	2							
<i>Globolobulimina altispina</i>	1							
<i>Orbulina univerrsa</i>		5		1	1			
<i>Sphaerulinella debilis</i>	1							
<i>Neoglobolobulimina asanoi</i>			3					
<i>N. cf. asanoi</i>	2				1			
<i>N. blowi</i>	2	8						
<i>N. datervei</i>	4							
<i>N. cf. himensis</i>							20	
<i>N. hamerona</i>	1							
<i>N. incompta</i>	2							
<i>N. cf. kagaensis</i>			35	16				
<i>N. pachyderma</i> dext.	20	5	33	20	2	8		
<i>N. p.</i> sinist.	5	3	1					
<i>N. aff. neostaenisi</i>							2	
<i>N. spp.</i>	5	33	4	1	8			
<i>Globorotalia inflata</i>	10							
<i>G. cf. inflata</i>	1							
<i>G. praeflata</i>	5							
<i>G. orientalis</i>							1	
<i>G. cf. orientalis</i>	2	2						
<i>G. scitula</i>	1							
<i>G. spp.</i>	5	7						
浮遊性種 合計	137	79	98	80	6	53		
底生種								
<i>Cribrosammina</i> cf. <i>subglobosum</i>			2		1	1		
<i>C. sp.</i>		1	2		3	3		
<i>Cyclammina</i> sp.						1	1	
<i>Discammina</i> sp.							1	
<i>Gauleyna</i> sp.			1					
<i>Hopliphragmonides</i> sp.	7							
<i>Karreriella japonica</i>	1							
<i>Murisonettella</i> sp.					1	2		
<i>Milammina echigensis</i>	1							
<i>Saccammina</i> sp.			1					
<i>Trochammina</i> sp.							6	
Genus indet.	3	1	2				10	
<i>Pergo maerhina</i>		1						
<i>P. sp.</i>		1						
<i>Quinquelobulima</i> sp.			1	1				

<i>Sigmontopsis</i> sp.							5	
<i>Sporobulimina</i> sp.				1				
<i>Trochulima trisarinata</i>						1		
<i>Alatomina</i> ? sp.							1	
<i>Ammonia</i> sp.		1						
<i>Raggiana tosumensis</i>					1			
<i>R. sp.</i>		2			1			
<i>Bulimina decussata</i>		1			3	1	4	
<i>B. pacifica</i>		2	1					
<i>B. sp.</i>		1	1					
<i>Bolivinita quadrilata</i>				1		7	9	
<i>Buccella marginata</i>				9	3			
<i>B. sp.</i>				2				
<i>Bulimina striata</i>				1			1	
<i>B. tenuata</i>		1	1					
<i>B. sp.</i>		1					1	
<i>Cassidulina japonica</i>				1	1		1	
<i>C. norcrossi</i>		8	37					
<i>C. norvangi</i>				24	46	10	10	
<i>C. sagamiensis</i>		1						
<i>C. sp.</i>		1	3	1	3			
<i>Chilostomella ovula</i>							1	
<i>Cibicides akitaensis</i>		1	3	2	1	2		
<i>C. pseudoungerianus</i>		1				1	3	
<i>C. sp.</i>			1		6		3	
<i>Cibicides</i> sp.				2				
<i>Cobrommonium clavatum</i>				7				
<i>C. sp.</i>		1	1	3	1			
<i>Discorbis</i> sp.							1	
<i>Eulobella nipponica</i>		21	13					
<i>E. rotunda</i>				1				
<i>Elphidium</i> sp.		1		1				
<i>Epistominella exigua</i>				1	9	2	1	
<i>E. levicula</i>				22	27	9	2	
<i>E. naraensis</i>		1	4		1			
<i>E. pulchella</i>		59	44	45	35	46	20	
<i>E. sp.</i>		1	1	5		4	1	
<i>Eponides</i> sp.			4					
<i>Farrusina marginata</i>				2			1	
<i>F. sp.</i>				1			2	
<i>Farrusenkona complanata</i>		2	4	4	2			
<i>F. sp.</i>							1	2
<i>Gavelinopsis cf. peregrina</i>					1			
<i>Gilodulina</i> sp.							1	
<i>Gilobulimina auriculata</i>			6					
<i>G. cf. auriculata</i>						1	5	4
<i>G. sp.</i>		2	1			1	2	2
<i>Gilobucarcadulina depressa</i>			1		2			
<i>G. subglobosa</i>		1		2	2	1	1	
<i>G. sp.</i>				1		3		
<i>Gaullina</i> sp.								3
<i>Gerrondina solidata</i>				1				

<i>Islandiella norcrossi</i>				6	14	14	26	
<i>I. norvangi</i>	23	32						
<i>I. cf. sublimbata</i>							2	
<i>I. cf. yabei</i>				1	1		1	
<i>I. sp.</i>	3			5	1	7		
<i>Legena obsoleta</i>			1					
<i>L. sp.</i>					1		1	
<i>Lenticulina</i> sp.		2						
<i>Isostoma bradyi</i>		1						
<i>Melonis nicobarensis</i>			1					
<i>M. cf. nicobarensis</i>			1	2	3	3		
<i>M. pomplioides</i>		2			1	2		
<i>M. sp.</i>		1					1	
<i>Nosina</i> sp.					5			
<i>Nosinella</i> sp.		1		5	1	1	1	
<i>Nosinellina labradricum</i>		4		9				
<i>N. sp.</i>				2				
<i>Obolima hexagona</i>								1
<i>Ordosialis tenerus</i>			4					
<i>O. umbonatus</i>		2			3	1	2	
<i>Pseudoparrella takayanagi</i>					20	2	1	
<i>Pullenia aperta</i>				3	4	2	5	
<i>P. bulloides</i>				3				
<i>P. sp.</i>		3	1	3		1	2	
<i>Rosalina</i> sp.								
<i>Sphaerulina bullides</i>		5	12		5	3	5	
<i>S. cf. japonica</i>								4
<i>S. sp.</i>					1			
<i>Trifarina cf. angulata</i>				3				
<i>T. kokurakuensis</i>		15		7	4	23	4	
<i>T. sp.</i>		1	3					
<i>Uvigerina akitaensis</i>		13		8	4	23	31	
<i>Uvigerina cf. akitaensis</i>			12		9	3	3	
<i>U. sp.</i>		10	2					
<i>Valsuinaella</i> sp.							1	
<i>Valsuinaella sadonica</i>		9			2			
Total 附着質種		12	2	8	2	6	23	
Total 陥器質種		0	4	0	2	0	5	
Total 石灰質種		205	199	206	214	168	176	
浮遊性種 合計		217	205	214	218	174	204	

集積頻度: A=abundant, C=common, R=rare

第3表 中新統-下部更新統のフィッション・トラック年代

層 準	凝灰岩層	年代値及び誤差 (Ma)	文 献	
魚沼層	Isg-pum	3.0±0.2	2	
東川層	千年凝灰岩	2.9±0.2	1	
	赤倉凝灰岩	3.3	3	
田 麦 川 層	上 部	Isg-h	3.2±0.2	2
		Isg-g	3.3±0.2	2
		Isg-f	3.3±0.2	2
	中 部	板山凝灰岩	4.1±0.3	1
		Isg-e	4.2±0.2	2
		上岡凝灰岩	4.4±0.3	1
	下 部	小貫凝灰岩	4.7±0.4	1
		Isg-c	5.4±0.3	2
		米山凝灰岩	4.9±0.3	5
下鰻池凝灰岩		2.6±0.2	6	
須 川 層	上部			
	下部	木和田原凝灰岩	6.2±0.4	1
		天水越凝灰岩	5.1	3
樽田層				
松之山層		8.7±0.9	6	
		8.4±0.6	1	
		9.8±0.9	4	

文献 1: 新潟大学東頸城地域地質調査グループ (1987), 2: 小林ほか (1989), 3: 松之山町史編さん委員会 (1991), 4: 竹内・加藤 (1994), 5: 竹内ほか (1996), 6: 本報告

第4表 凝灰岩のフィッション・トラック年代

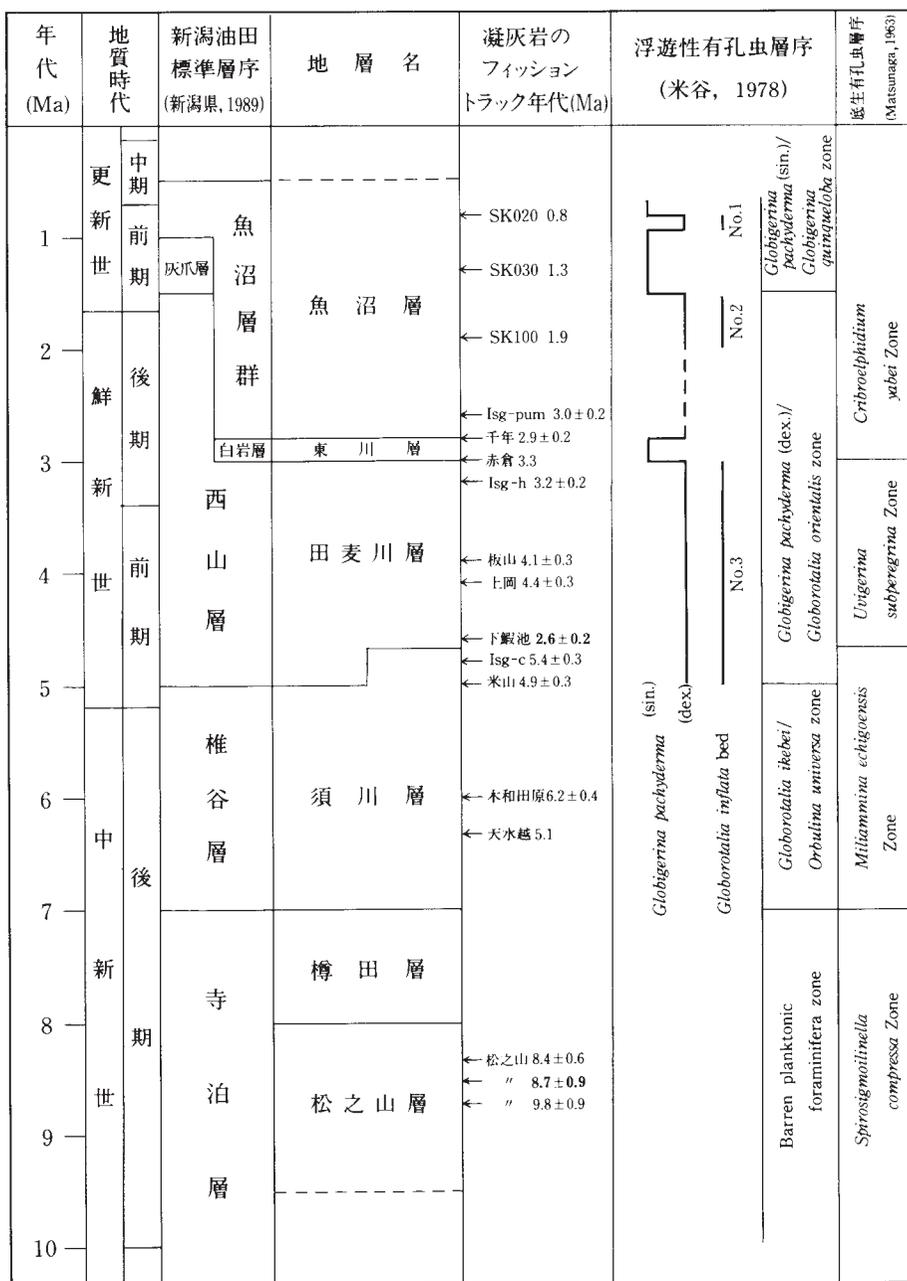
凝灰岩名	試料番号 (地質調査所 標本登録番号)	鉱物名	粒子数	自発核分裂飛跡 密度 ρ_s ($10^5 \times \text{cm}^{-2}$)	総数 N_s	誘発核分裂飛跡 密度 ρ_i ($10^8 \times \text{cm}^{-2}$)	総数 N_i	χ^2 検定 $P(\chi^2)$ (%)	熱中性子線量 密度 ρ_d ($10^4 \times \text{cm}^{-2}$)	総数 N_d	$\rho_s - \rho_i$ 相関係数 r	ウラン濃度 U (ppm)	年代値±1 σ (Ma)	手法
下鰻池凝灰岩	Ma15 (GSJ R68207)	シリコン	30	3.16	250	3.63	2871	32	7.981	2452	0.325	370	2.6±0.2	ED2
松之山凝灰岩	MT21 (GSJ R68199)	シリコン	30	3.06	126	1.05	431	62	7.983	2452	0.605	110	8.7±0.9	ED2

測定者: 東京都フィッション・トラック 檀原 徹
熱中性子線量測定方法: NBS-SRM612標準ガラス+白雲母
ゼータ値 $\xi = 372 \pm 5$

照射原子炉: 立教大学TRIGA MARK II 回転試料棚
エッチング条件: KOH:NaOH=1:1 エッチャント 225°C 35時間
 $P(\chi^2)$: χ^2 値の自由度n-1の χ^2 分布における上側確率

田麦川層は各層準から約5-3Maの年代値が報告されている。本研究では下鰻池凝灰岩の年代として2.6±0.2Maが得られた。しかしこの値は、背斜の両翼で地層境界の時代が異なる可能性を考慮してもなお、田麦川層などの年代資料より大幅に若く、下鰻池凝灰岩の正しい地質時代を示しているとは考えにくい。

これらの年代値から、松之山層上部は約9Ma、須川層は約6-5Ma、田麦川層は5-3Ma、東川層は約3Ma、魚沼層は3Ma以後ということになる。



第5図 中新統-下部更新統の地質時代

以上の微化石層序とフィッシュン・トラック年代は第5図のようにまとめられ、松之山層・樽田層・須川層は後期中新世、田麦川層は前期-後期鮮新世、東川層は後期鮮新世、魚沼層は後期鮮新世-前期更新世である。

Ⅲ. 中新統-下部更新統

(吉川敏之・竹内圭史)

Ⅲ. 1 松之山層 (Mp, Mv)

地層名 Noda (1962) 命名. 池辺 (1940) は松之山温泉周辺の地層を松之山凝灰岩と呼んだ. その後, Noda (1962) により松之山層と命名された.

模式地 松之山町松之山温泉周辺.

層序関係 本地域の地表に分布する最下位の地層である. 下限は不明であるが, 坑井資料によれば下部寺泊層に重なる.

分布・層厚 松之山町大松山を中心とした丘陵に分布する. 分布の中心よりやや南寄りにENE-WSW方向の背斜軸があり, 分布形態は東西に長い楕円状を呈する. 層厚は地表調査からは約200-250m以上である. 坑井松之山N-1の資料(新妻, 1982: 第6表・地質断面図参照)によると深度約160mまでが松之山層と考えられ, 全層厚はおおよそ300-350mと見られる.

岩相 松之山層はデイサイト凝灰岩を主とし, 単斜輝石斜方輝石安山岩を伴う. また, デイサイト凝灰岩は泥岩を挟在することがある.

デイサイト凝灰岩は5-20cm程度に成層した軽石結晶凝灰岩と, 粗粒の軽石を含む塊状の軽石凝灰岩の2種類の岩相からなる. 緑褐色-青灰褐色を呈する. 一般に変質が進んでおり, 新鮮な部分は少ない. 2種類の岩相は厚さ数m-十数m単位で互層し, 下部に塊状部, 上部に成層凝灰岩という水中火砕流堆積物ユニットに特徴的な岩相を示す(第6図). いずれも軽石片を主要な構成物としている. また細粒火山灰成分に乏しく, 相対的に結晶片や細粒石質岩片に富む. しばしば10-数十cm大の泥岩ブロックを含む. 上位の樽田層との境界近くでは, 軽石凝灰岩と泥岩の数十cm単位の互層が多く見られる.

単斜輝石斜方輝石安山岩は松之山町三方峠北方の1露頭でのみ確認された. 暗褐色-黒色を呈する溶岩で, 角礫岩化しており, 一部では泥岩や軽石凝灰岩と混合したペペライトの産状を示す(第7図). 下限は不明であるが, 上位は軽石凝灰岩に覆われている. 上部のブロックは一般によく発泡しており, 気泡はカルセドニーが充填している.

岩石記載

デイサイト軽石凝灰岩 (GSJ R 68199)

産地・産状: 松之山町坂下^{さかのした}に産する水中火砕流堆積物.

結晶: 斜長石, 石英, 不透明鉱物, 斜方輝石.



第6図 松之山層のデイサイト軽石凝灰岩
下部に塊状部、上部に成層凝灰岩という水中火砕流堆積物ユニットの岩相を示す。
松之山町湯本。

基質：ガラス片，微小な結晶片。

岩片：変質した火山岩。

結晶はいずれも破碎されており，細粒な結晶の一部に自形の形態をとどめる。斜長石は長径1.5mm以下，それ以外の結晶は長径1mm以下で，石英の一部には融食形が見られる。ガラスは脱ガラス化しているが，もとの繊維状の構造を残している。石質岩片の量は少ない。ビトロクラスティック組織を示す。

単斜輝石斜方輝石安山岩（GSJ R 68193）

産地・産状：松之山町三方峠北方の農道脇に露出する溶岩もしくは浅所貫入岩。

斑晶：斜長石，斜方輝石，単斜輝石，不透明鉱物。

斜長石は長径2mm以下の長-短柱状で，中性長石に属する。斜方輝石・単斜輝石は長径1mm以下で，長-短柱状を呈する。不透明鉱物は径0.5mm以下の粒状である。ときに集斑状を呈する。

石基：斜長石，ガラス，不透明鉱物，単斜輝石，斜方輝石

ガラスはやや脱ガラス化している。斜長石は長径0.1mm以下，その他の結晶は微細で，ハ



第7図 松之山層の斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩
ペペライト化しており，白色の基質中に暗色の不定形安山岩ブロックが含まれる．松之山町三方峠北方．

イアロピリティック組織を示す．ほぼ球形の気泡が見られる．
モード組成：斜長石=27.5%，単斜輝石=4.0%，不透明鉱物=0.7%，石基=67.8%

また，歌代ほか（1976）は松之山町北浦田で松之山層を貫く角閃石ひん岩の岩脈を報告している．

化石 松之山町湯本・^{うさぎぐち}兎口の本層に挟在する珪質頁岩よりニシン科などの魚類化石・植物化石が産した（松之山町史編さん委員会，1991；天野，1994；第5表）．

地質時代 松之山町坂下に露出する軽石凝灰岩のジルコンのフィッション・トラック年代は 8.7 ± 0.9 Maであった（第4表）．松之山町浦田の渋海川に露出する本層のフィッション・トラック年代は， 8.4 ± 0.6 Maと報告されており（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987），両者の年代値はよく一致している．また，西隣「高田東部」地域の本層のフィッション・トラック年代として 9.8 ± 0.9 Maが報告されており（竹内・加藤，1994），これも誤差の範囲で一致している．したがって，本層は後期中新世に形成された地層である（Ⅱ.2参照）．

対比 松之山凝灰岩は新潟堆積盆地の坑井における鍵層であるQタフすなわち寺泊層の模式地の^{のづみ}野積凝灰岩に対比されている（猪間，1976）．

Ⅲ. 2 ^{たるだ}樽田層（Aa, As）

地層名 新潟大学東頸城地域地質調査グループ（1987）命名．

模式地 西隣「高田東部」図幅地域内の安塚町樽田の小黒川（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，

第5表 松之山温泉図幅地域から産出した脊椎動物化石

地層名	産出地点	種類	化石	文献
東川層	松之山町小谷	ヒゲクジラ	前肢骨	松之山町史編さん委員会(1991)
田麦川層	松代町田沢	イノシシ科(?)	上腕骨	松代町史編纂委員会(1989)
〃	〃 上達	セイウチ亜科	頭蓋骨	堀川ほか(1994)
〃	松之山町黒倉	ヒゲクジラ	脊椎骨	松之山町史編さん委員会(1991)
須川層	〃 兎口	魚類		〃
松之山層	〃 松之山温泉	ニシン科魚類	全身・脊椎骨	〃

産出地点は地質図に記入されている。

1987；第8図）。

層序関係 松之山層に整合に重なる。

分布 松之山背斜の南東翼から西部にかけて分布するほか、松之山町坂下・^{あらやま}新山にも小分布がある。松之山背斜の北西翼では樽田層が分布しない。

層厚 250m.

岩相 主に泥岩優勢の黒色泥岩砂岩互層からなり、一部は砂岩優勢互層となる。泥岩砂岩互層は厚さ5-10cmの黒色泥岩と5mm-1cmの砂岩薄層との互層である。砂岩は細粒-極細粒凝灰質砂岩であり、級化成層を示す。泥岩には粘土鉱物の配列によると思われる層理に平行な鱗片状葉理が認められる。

松之山町田麦立周辺には砂岩優勢の砂岩黒色泥岩互層が分布する。田麦立では互層の岩相が良く観察でき、砂岩は厚さ2-3mの粗粒砂岩で、上位へ砂岩優勢互層を経て泥岩優勢互層に至る層厚8-10m程度の上細粒化・薄層化層序を示す（第9図）。樽田層は一般に泥岩優勢互層が卓越し、この砂岩優勢互層は「高田東部」地域を含めて樽田層ではまれな岩相である。

化石 大型化石は未発見。底生有孔虫化が産出する。

地質時代 後期中新世（Ⅱ. 2参照）。

対比 歌代ほか（1976）の田麦立層にあたる。松之山町史編さん委員会（1991）・天野（1994）は樽田層・須川層・田麦川層及び菖蒲層を一括して黒倉層としている。松之山町史編さん委員会（1991）は黒倉層の各地から35種の貝化石を報告し、堆積環境を水深200-500mの半深海上部と推定している。

Ⅲ. 3 須川層（Sm, Ss）^{すがわ}

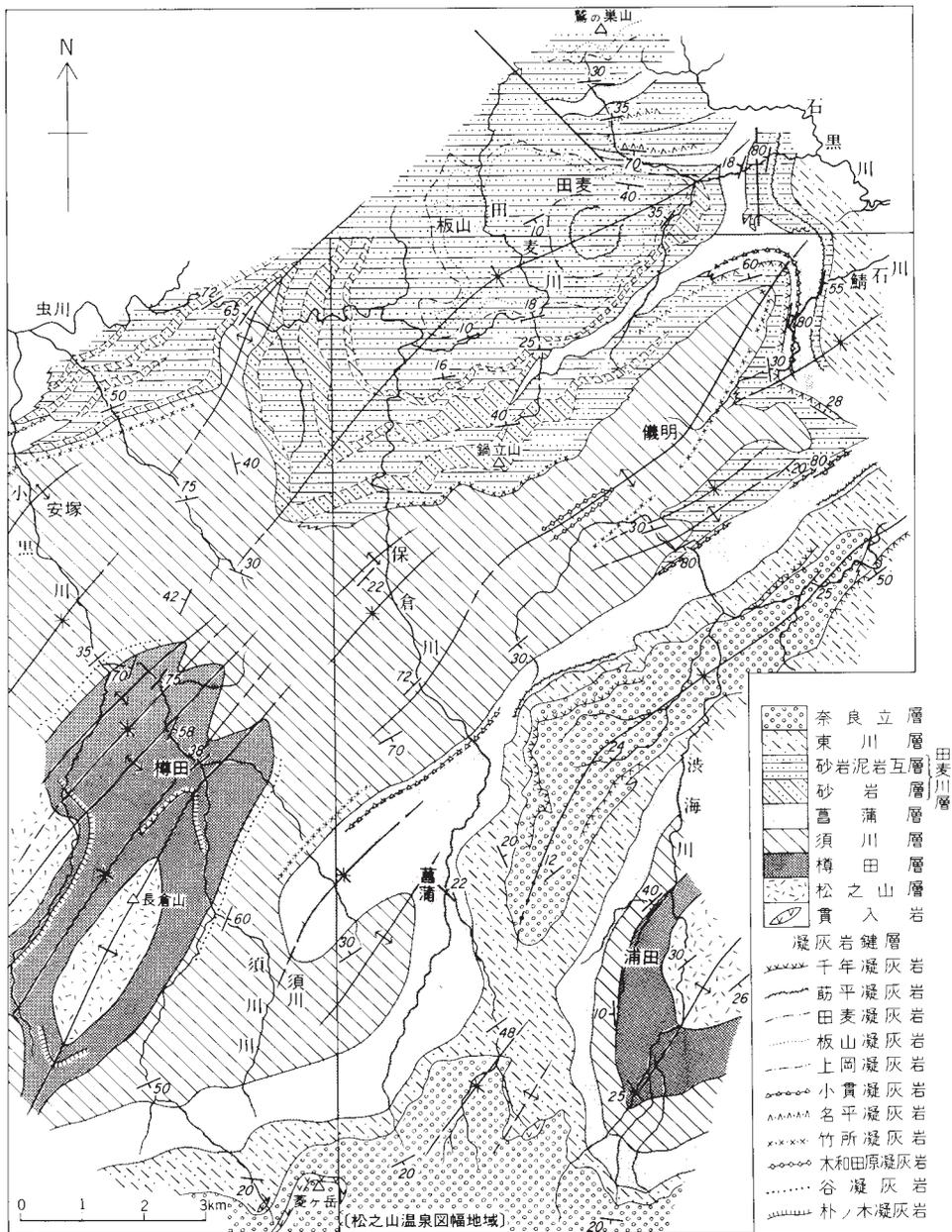
地層名 新潟大学東頸城地域地質調査グループ（1987）の須川累層による。

模式地 「高田東部」図幅地域内の安塚町信濃坂から須川にかけての須川川（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987）。

層序関係 樽田層に整合漸移に重なる。

分布 松之山背斜周辺と西部の保倉川流域に広く分布する。

層厚 ^{ぎみょう}儀明背斜周辺で1,000m、松之山背斜周辺で700m。



第8図 東頸城地域の地質図 (新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987に加筆)

岩相 塊状の黒色-暗灰色泥岩からなり、一部で泥岩砂岩互層を挟む。泥岩は樽田層のものと異なり層理や鱗片状葉理をもたず、しばしば走向傾斜を判定することが困難となる。泥岩は径数-十数cmの石灰質団塊を含む。上位に田麦川層のシルト岩相が重なる地域では、上位になるにつれて色調が灰色になり粒度もやや粗粒化して田麦川層のシルト岩に漸移する。松代町儀明では局所的に砂岩優勢砂岩泥岩互



第9図 樽田層の砂岩泥岩互層
厚さ2mの粗粒砂岩から上方へ細粒化・薄層化して黒色泥岩砂岩互層に至る岩相層序が繰り返す。スケールは1m。松之山町田麦立。

層・厚層理粗粒砂岩が挟在する。

松之山背斜周辺では下部に天^{あまみず}越凝灰岩（松之山町史編さん委員会，1991）が挟在し，西部地域では下部に木和田原凝灰岩，上部に竹所^{たかとこ}凝灰岩が挟在する（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987）。

化石 松之山町黒倉からヒゲクジラの脊椎骨が産出した（第5表）。大島村地域から貝化石 *Conchocele bisecta*, *Mizuhopecten yokoyamai*, *Mya* sp., ウニ（大島村教育委員会，1991），松之山町松口からシロウリガイ化石（松之山町史編さん委員会，1991）が産出した。底生有孔虫化石を産する。海綿骨針 *Makiyama chitanii* が産する（新潟県，1966）。

地質時代 樽田層・田麦川層下部のフィッション・トラック年代などから，中新世後期である（Ⅱ. 2参照）。

対比 松代町における松代町史編纂委員会（1989）の木和田原層は本報告の須川層にあたる。

Ⅲ. 4 田麦川層（Tm, Ta, Ts） たむぎがわ

田麦川層はタービダイトの一例として以前より研究されてきた。本座（1965a, b）は本図幅地域北西部の田麦川層の砂岩について貯留岩としての性質を検討した。立石（1987）・新潟大学東頸城地域地質調

査グループ（1987）・高野（1990）は本図幅地域北半部の田麦川層について詳しい地質図を示すとともに堆積学的な研究を行い、田麦川層がトラフ充填タービダイトであることを明らかにした。El Habab *et al.* (1991)・立石ほか（1992）は田麦川層の砂岩組成について検討している。

なお、本研究では大島村鍋立山の北の沢は砂防工事のため調査できなかったため、新潟県農地部農村総合整備課（1987）・高野（1990）の地質図により補った。

田麦川層は岩相により大きくタービダイト相とシルト岩相に区分でき、両者は同時異相関係にある。

地層名 新潟大学東頸城地域地質調査グループ（1987）の田麦川累層による。

模式地 北隣「岡野町」図幅地域内の大島村板山の田麦川（新潟大学東頸城地域地質調査グループ、1987）

層序関係 基本的には須川層に整合に重なる。須川層に田麦川層のシルト岩相が重なる地域では整合漸移であるが、両者の境界は定めがたいことが多い。須川層に田麦川層のタービダイト相が重なる場合でも、境界の層準は地域によって多少異なるように思われ、両者は一部指交関係にあると考えられる。

分布 須川層の分布域を取り巻く形で広く分布する。タービダイト相は本図幅地域北内部、北部-中央部、松之山背斜南東翼に分布し、シルト岩相はタービダイト相に伴って各地に分布するほか、南西部地域では田麦川層の全層準がシルト岩相からなる。

層厚 田麦川向斜で1,400m以上、山中-桐山背斜で1,100m以上、奈良立向斜では400-500m、松之山背斜南東翼では250-400m。

岩相 タービダイト相（Ta）はフリッシュ型の砂岩シルト岩互層からなる。北西部地域のタービダイト相は砂岩優勢で（第10図）、最下部と中部には厚層理粗粒砂岩（Ts）が卓越する。南部の松之山背斜周辺のタービダイト相は等量ないしシルト岩優勢互層であり一部は塊状シルト岩が卓越する。シルト岩相（Tm）は暗灰色-灰色塊状のシルト岩からなり、まれに厚さ数十cm以下の細粒砂岩や凝灰岩薄層を挟む。しばしば塊状無層理でたまねぎ状風化を示す。タービダイト相・シルト岩相とも、最上部では褐鉄鉱質の小結核が散在・配列するようになり上位の東川層に漸移する。

松之山町東川では、須川層の塊状泥岩の上位に本層最下部の径20-30cmの石灰質団塊を含む塊状-厚層理砂岩が重なる。この砂岩は側方へ急激に砂岩シルト岩互層へと岩相変化する。松之山背斜南東翼ではタービダイト相の下部に下鰐池凝灰岩（天野，1994）が挟在する。

松代町田沢の洪海川では厚層理粗粒砂岩・タービダイト相からシルト岩相に至る細粒化・薄層化が3回認められる（第11図）。その下位にあたる大荒戸背斜の軸部には砂岩優勢のタービダイト相が分在し、一部は厚層理粗粒砂岩となる（地質図では細分していない）。

松代町筋平の鯖石川では、タービダイト相中に厚さおよそ60mの厚層理粗粒砂岩が挟在する。その最下部15mは礫岩砂岩互層であり石灰質団塊や掃き寄せ状の貝化石密集層が含まれている。この厚層理粗粒砂岩は東方へ松代町田沢の砂岩の層準に連続するようと思われる。

北西部の松代町-大島村地域では、下部に入山川凝灰岩（高野，1990）・名平凝灰岩・小貫凝灰岩、中部に板山凝灰岩・上岡凝灰岩（第12図）、上部に筋平ホルンブレンド凝灰岩が挟在する（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987）。黒川・金子（1992）は板山・上岡両凝灰岩の北方・西方への対比を検討しており、黒川ほか（1998）は板山凝灰岩を東海・氷見両地域の凝灰岩層に対比している。なお、黒



第10図 田麦川層の砂岩優勢互層
露頭の高さはおよそ10m. 大島村下達の保倉川.

川ほか（1994）は入山川凝灰岩を、北西隣「柿崎」図幅地域北部の小萱層中に挟在する小萱パミス質凝灰岩（竹内ほか（1996）の松留凝灰岩）に対比しているが、小萱パミス質凝灰岩は「柿崎」図幅地域南東部で田麦川層の基底よりはるかに下位の層準に挟在しており、入山川凝灰岩に対比されるとは考えられない。

化石 脊椎動物化石は、大島村^{かみたて}上達でセイウチ亜科の化石（堀川ほか，1994），松代町田沢からイノシシ科？の化石（松代町史編纂委員会，1989）が産出した。

貝化石は*Anadara* sp., *Ostrea* sp., *Paphia* sp., *Cardium* sp., *Balanus* sp.（新潟県，1966）や，*Glycymeris yessoensis*, *Mercenaria* sp., *Buccinum* sp., 海綿骨針 *Makiyama chitanii*（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987）を産する。大島村菖蒲から *Rapana thomasi*, 赤倉沢から *Glycymeris yessoensis*, *Anadara amacula*, *Akebiconcha kawamurai*, 岡からサメの歯（大島村教育委員会，1991），松代町蒲生からシロウリガイ化石（松之山町史編纂委員会，1991）が報告されている。

松代町松代・田沢・太平から貝化石が産し，それらの生息深度から海の深度は200-500mと推定され，底生有孔虫化石からは深度150mと推定される（松代町史編纂委員会，1989）。

地質時代 浮遊性有孔虫・フィッション・トラック年代により，鮮新世前期である（Ⅱ.2参照）。

対比 本地城南東部の新潟大学東頸城地域地質調査グループ（1987）の^{しょうぶ}菖蒲累層は本報告のシルト岩相にあたる。魚沼丘陵団体研究グループ（1983）の八石山累層・菅沼累層，松代町太平の渋海川での歌代ほか（1976）・新潟有孔虫研究グループ（1983）・松代町史編纂委員会（1989）の太平層・小荒戸層・田沢層は本報告の田麦川層にあたる。松代町における松代町史編纂委員会（1989）の鍋立山層は本報告



第11図 田麦川層のシルト岩優勢互層
厚層理砂岩から上位へ急激に移化したシルト岩優勢互層。松代町田沢の渋海川。

の田麦川層のタービダイト相にあたる。松代町北部における高野 修（1989）の菖蒲泥岩部層は本報告の田麦川層のシルト岩相にあたる。

III. 5 ^{ひがしがわ}東川層 (Hs)

地層名 Noda (1962) 命名。

模式地 松之山町赤倉の東川 (Noda, 1962)。

層序関係 田麦川層に整合漸移に重なる。

分布 田麦川層分布域を取り巻いて、関田山脈から松之山町南部から東部を経て松代町東部から北部、ならびに奈良立向斜周辺に広く分布する。

層厚 鯖石川向斜では600mと厚く、山中-桐山背斜東翼で300m、奈良立向斜では50-100m、松之山背斜南東翼で150m。

岩相 主に灰白色の砂質シルト岩シルト岩互層からなり一部は極細粒砂岩である。砂質シルト岩は不淘汰で炭質物の細片を含み、褐鉄鉱質の小結核（通称コブタン）が層状に配列する（第13図）。模式地の松之山町赤倉では下半部は砂質シルト岩とシルト岩の不明瞭な互層で、上半部は砂質シルト岩と極細粒砂岩のより明瞭な互層となり炭質物の葉理も見られるようになる。赤倉の北では上部の互層中にチャ



第12図 田麦川層の砂岩シルト岩互層と上岡凝灰岩
崖の上部に上岡凝灰岩が挟在し、その下位はシルト岩優勢互層で、上位は砂岩優勢互層となる。大島村大平。

ンネル構造が観察される（第14図）。松代町池之畑には東川層の上部が分布しており、ここでは砂質シルト岩に淘汰の良い細粒砂岩層を挟み、上位の魚沼層の海成砂相と指交している。一部では砂岩により砂質シルト岩が削り込まれて偽礫密集層を生じている。

松之山背斜の南東翼では砂質シルト岩と細粒砂岩の明瞭な互層が主となる。上部に赤倉凝灰岩が挟在する（松之山町史編さん委員会，1991）。松之山町天水島の南の国道沿いでは砂質シルト岩・砂質シルト岩シルト岩互層の中に、魚沼層の海成砂相と同じ岩相で厚さ5m前後の砂岩が挟在している。

奈良立向斜周辺では砂質シルト岩シルト岩互層及び塊状砂質シルト岩からなり、一部で魚沼層の海成砂相と指交する。高野（1995）は奈良立向斜地域で堆積学的研究を行った。最上部には千年凝灰岩（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987）が挟在する。

化石 松之山町水梨からヒゲクジラの前肢骨が産出した（松之山町史編さん委員会，1991）。松之山町の38地点から47種の貝化石及びウニ化石が産出しており、それらは大桑・万願寺動物群の特徴種が多く、寒流系の下部浅海域を示す（松之山町史編さん委員会，1991；天野，1994）。松代町室野・千年・田沢・蒔平から貝化石・有孔虫化石が産し、水深50-200mと推定される（松代町史編纂委員会，1989）。大島村菖蒲放牧場から貝化石 *Tectonatica janthostomoides*, *Macoma* sp. が産した（大島村教育委員会，1991）。各地でミョウガ型生痕が見られる（第15図）。

対比 歌代ほか（1976）の松之山地域の福島層，松代町渋梅川の歌代ほか（1976）・新潟有孔虫研究グループ（1983）・松代町史編纂委員会（1989）の水梨層，魚沼丘陵団体研究グループ（1983）・風岡（1988）



第13図 東川層の砂質シルト岩砂岩互層

模式地よりも明瞭な互層の岩相で、灰色の砂質シルト岩と灰褐色の極細粒砂岩の互層で褐鉄鉱質の小結核が配列している。松代町池尻。



第14図 東川層のチャンネル構造

東川層上部の砂質シルト岩シルト岩互層に見られるチャンネル構造。下位にはスランプにより乱された互層も見られる。松之山町赤倉の北の道路沿い。



第15図 東川層中の生痕化石
小ミョウガ型生痕（生痕研究グループ，1983）が密集している。松之山町天水島の南の農道。

の八王子累層は本研究の東川層にあたる。

地質時代 東川層・魚沼層最下部のフィッション・トラック年代 $3.3 \cdot 3.0 \cdot 2.9\text{Ma}$ （新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987；小林ほか，1989；松之山町史編さん委員会，1991）から，東川層の地質時代は後期鮮新世である（Ⅱ.2参照）。

Ⅲ. 6 ^{にしたじり}西田尻層（Ns）

地層名 茅原ほか（1981）命名。茅原ほか（1981），島津・立石（1993）は主に安山岩火山岩類からなる本層を西田尻層と呼んだ。柳沢ほか（1985）では安山岩火山岩類に碎屑岩相を加えて一村尾層と呼んでいる。

模式地 中里村西田尻付近（「苗場山」図幅地域内）。

層序関係 本図幅地域では下限は不明である。隣接地域では，「苗場山」図幅地域で下位の^{むぐらざわ}葎沢層を整合に覆うほかは，一般に下位層を不整合に覆う（茅原ほか，1981；柳沢ほか，1985；島津・立石，1993）。上位は魚沼層に不整合に覆われる。

分布・層厚 本図幅地域では南東端のごくわずかな地域に分布する。露頭は確認していない。本図幅地域より東方から南方では、魚沼層の下位に広く分布している。

岩相 西田尻層は、火山岩の岩質によって下・中・上部層に区分されている（島津・立石，1993）。このうち本図幅地域に分布するのは上部層と推定される。模式地における西田尻層上部層は、デイサイト軽石凝灰岩、凝灰角礫岩を主とする。西田尻層からは安山岩枕状溶岩、ハイアロクラスタイトなどが報告されており、水中噴出火山活動により形成されたと考えられている（島津ほか，1983・1985）。

地質時代 島津・立石（1993）は「苗場山」図幅地域の本層からK-Ar年代を報告している。それによると、下部層の安山岩溶岩が $6.8 \pm 0.3\text{Ma}$ 、中部層の安山岩溶岩が $6.3 \pm 0.6\text{Ma}$ である。したがって、本層の形成年代は後期中新世である。

III. 7 ^{うおぬま}魚沼層 (Uc, Uf, Um, Us, Ug, Uv, U)

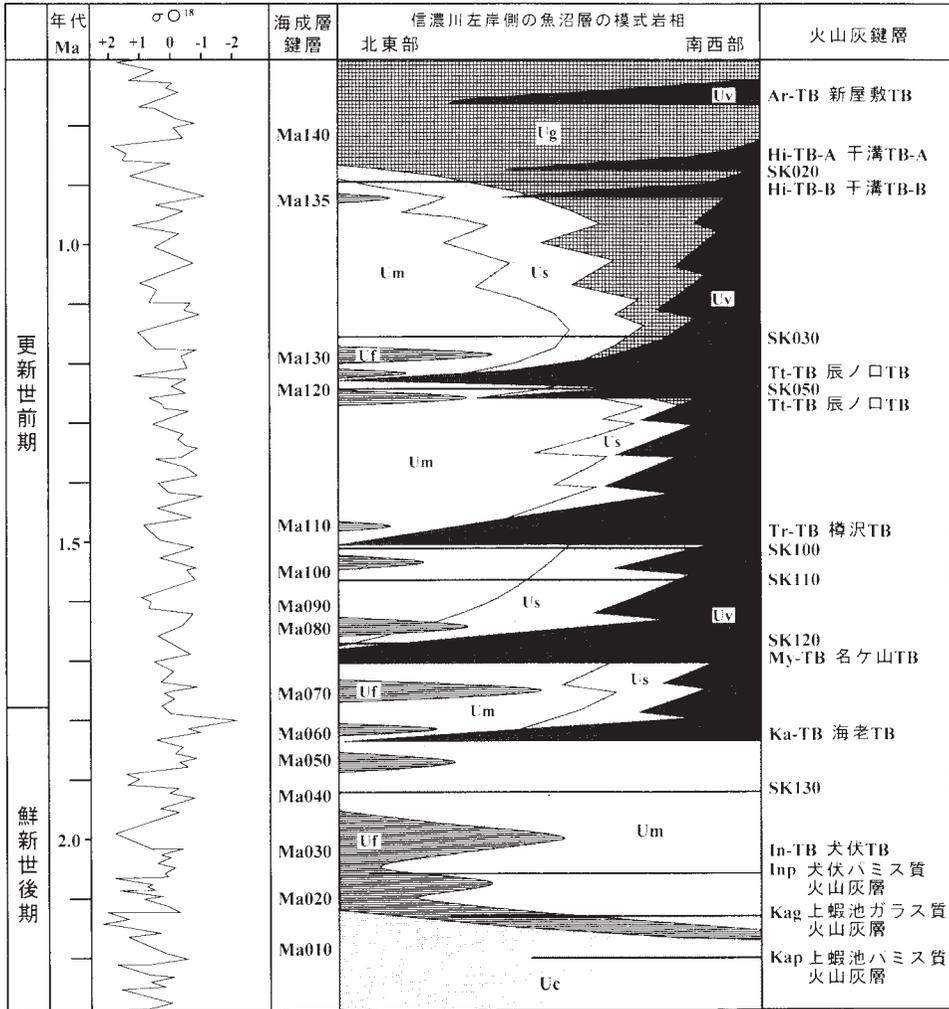
概要 魚沼層は新潟県南部地域に広く分布する地層である。新潟堆積盆地全体として見れば、下位の東川層から続く海退期の一連の堆積物で、松之山温泉地域はこの堆積盆の最も内陸側に位置している。

魚沼層の岩相は、海成の砂・シルト、非海成の砂・シルト・礫、凝灰岩、凝灰角礫岩などからなる。これらの岩相が指交しており、層準及び地域による岩相の変化が著しい。本図幅地域の魚沼層は、時間を基準にすると大局的には海成層から非海成層への海退相を示し、またシルトや砂の優勢相から礫相への上方粗粒化傾向を示している。一方、地域的な変化を見ると、本地域北部の魚沼層では非火山性の碎屑層が主体で、珪長質火山灰層と安山岩火山岩類（主に火山泥流堆積物）が挟在するのに対し、本地域南部では非火山性の碎屑層の上に安山岩火山岩類が厚く重なり、溶岩・貫入岩も見られる（第16図）。

本層の呼称については従来より「魚沼層」と「魚沼層群」とが併用され、近年でも統一されていない。これらの諸問題は柳沢ほか（1985）が詳しく議論している。本図幅では柳沢ほか（1985）の議論に従い、本層を岩相による区分で記載し、本層を魚沼層と呼ぶことにする。また、本地域周辺の魚沼層は従来、最下部、下部、中部、上部と区分されてきた（小林ほか，1989など）。ただし、従来の区分は火山灰鍵層を境に区分するなど、あくまでも便宜的なものであることが多い。本図幅では、下部・上部などの用語はあくまでも魚沼層の中の相対的な位置を示すためのみに用い、特定の定義はつけないものとする。なお、珪長質火山灰層と安山岩火山岩類の多くには火山灰鍵層として固有の名前がつけられている。これらには層序の確立の過程で混乱も見られ、命名上ふさわしくないものも含まれているが、既に定着しているものも多く、層序区分上重要なものもあるので本図幅では主要なものを地質図に記し、その名称は風岡（1988）・小林ほか（1989）に従う。

研究史 魚沼層は、これまで多くの研究者によって研究されている。その研究史については宮下ほか（1972）、魚沼丘陵団体研究グループ（1983a）がまとめている。

本層の層序学的研究は伊木（1910）によって開始され、その後多くの研究がなされてきた。大村（1930）は新潟油田（越後石油地）の第三系を、下位より頸城統、中越統、魚沼統に区分した。千谷（1930）はこの大村（1930）の区分をこの地域のスタンダードとすることを提唱した。1960年代までは、主に本層から石油が産出しないことから本層の研究はあまり盛んではなかったが、1960年代後半以降、火山灰



□ 珩長質火山灰鍵層 □ Uv 安山岩火山岩類 □ Ug 礫相
 □ Us 砂シルト相 □ Um シルト砂相 □ Uf 海成シルト砂相 □ Ue 海成砂相

火山灰鍵層の名称は風岡(1988), 小林ほか(1989)による。
 酸素同位体比曲線, 海成層及び火山灰鍵層の年代はト部(1999), 里口ほか(1999)に基づく。

第16図 松之山温泉図幅地域の魚沼層の総括図

層序法による研究が始まってからは、本層の層序学的研究は急速に進展し、詳しい層序や古環境に関する報告が相次いだ。また本層の地質年代についても、種々の化石や古地磁気層序及びフィッシュントラック年代などによって詳しく検討され、本層が鮮新世から中期更新世にわたることが明らかにされた。また火山灰鍵層の対比によって、下位の灰爪層・西山層と本層の一部が同時異相にあることが明らかにされた(菊地ほか, 1984)。

1980年代後半以降、柳沢ほか(1985・1986), 風岡ほか(1986), 風岡(1988)により、魚沼層の本格

的な堆積学的な研究が進展した。そして、それは更に1990年代に入って、魚沼層におけるシーケンス層序学的解析の導入（卜部ほか，1995；卜部，1999；高野，1995など）へとつながっている。

また、同じく1980年代から本図幅南部を含む長野・新潟県境付近に分布する安山岩火山体の本格的な研究が進められてきた（島津ほか，1983；金子ほか，1989；志久見川団体研究グループ，1991；島津・立石，1993など）。本図幅地域には明瞭に山体を残す火山は存在しないが、隣接地域の毛無山、鳥^{とりかぼと}甲山、苗場山の研究の進展に伴い、それらと同時代の本地域の火山岩についても、次第にその性格が明らかになりつつある。魚沼層に挟在する珪長質火山灰層については、広域型テフラについての火山学・鉱物学的研究の進展により、その給源の議論が進められてきている（黒川ほか，1994；中村・新井，1998など）。その結果、魚沼層の珪長質火山灰層は、長野県や群馬県などからもたらされたことが次第に明らかになってきている。また、本州各地に分布する同時代の地層との対比も急速に進展しつつある（吉川ほか，1994・1996；里口ほか，1999など）。火山灰層の運搬・堆積過程についても研究されている（Kurokawa and Hirata, 1986；長瀬・黒川，1992）。

魚沼層の下部-最下部には浅海成の砂を主とした地層が広く分布するので、これを魚沼層から切り離し、和南津層とする考えもある（柳沢ほか，1986など）が、本報告ではこれも魚沼層に含める。また、松代町奈良立付近に分布する本層は、他の魚沼層の分布からは孤立しており、従来は奈良立層（Noda, 1962）と呼ばれていた。奈良立層は岩相的に魚沼層と共通であり、その最下部に相当するため、本報告では魚沼層の一部とし、奈良立層の地層名は用いないことにする。

地層名 千谷（1930）・大村（1930）の「魚沼統」に由来する。

模式地 北隣の岡野町図幅地域内の刈羽郡小国町猿橋から芝ノ又に至る芝ノ又川沿い（新潟平野団体研究グループ，1970；魚沼丘陵団体研究グループ，1983b）。

層序関係 下位の東川層を整合に覆う。本図幅南東部地域では西田尻層を不整合に覆う。

分布・層厚 本図幅地域の魚沼層は、北東部から南西部にかけて信濃川の両岸に広く分布する。層厚は信濃川左岸側で1,200-1,300m、右岸側で700m以上である。また、地域北西部の松代町奈良立付近にも向斜部の最上部層として分布し、層厚は120m以上である。

岩相 本図幅地域の魚沼層は非火山性の碎屑物と火山性の堆積物の互層からなる。ただし、上述のようにこれらは層準及び地域による岩相の変化が著しい。したがって、まず地質図に区分した各岩相別に記載し、更に地域的な岩相の特徴及びその時間的な変化と地質構造について述べる。

本報告では非火山性の地層を、

- 海成砂相 (Uc)
- 海成シルト砂相 (Uf)
- シルト砂相 (Um)
- 砂シルト相 (Us)
- 礫相 (Ug)

の5つに区分した。また、火山性の堆積物は、安山岩質のものと珪長質なものに分けられる。以下、各岩相について記載する。

非火山性の碎屑物

海成砂相 (Uc) は、淘汰の良い中粒砂を主体とし、礫層、シルト層を挟有する。魚沼層最下部にのみ見られ、魚沼丘陵の和南津層 (柳沢ほか, 1985・1986) に相当する。信濃川左岸側では、北隣「岡野町」図幅地域から西隣「高田東部」図幅地域まで、本図幅地域内に連続して分布している。また、松代町奈良立付近の向斜部にも分布する。砂は塊状または不明瞭な成層構造を示し、ときに斜交葉理が認められることがある。また、生痕化石が普遍的に含まれ、ときに貝化石を含むことがある。また、やや偏平かつ円磨度の高い礫を散点的に含むことがある (第17図)。

下位の東川層とは漸移的に変わり、魚沼層基底部は多くの場合、成層構造の明瞭な細粒砂からなる (第18図)。これから淘汰の良い塊状の中粒砂に漸移し、更に上位では砂・シルト互層が主体となる。

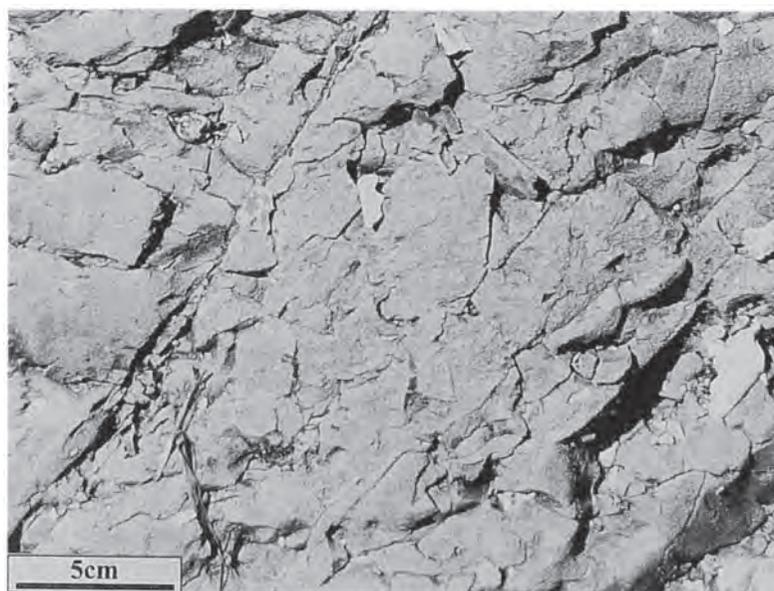
海成シルト砂相 (Uf) は、塊状のシルト層 (第19図) を主体とし、海成砂層を挟在することがある。信濃川左岸側で主にシルト砂相と指交して分布し、図幅地域北部ほど厚くなる。ほとんどの地域では層厚数十mを越えることはなく、魚沼層の中の鍵層として有用である (柳沢ほか, 1985; 風岡, 1988)。風岡 (1988) は本地域周辺の魚沼層から15層の海成層を見だし、下位よりMa010-Ma140と呼んでいるが、Ma030より上位が海成シルト砂相に相当する。ただし、地質図ではすべてを表現できないので、層厚の薄いものは省略している。塊状シルトは細片状に風化し、風化面に硫化物が粉状に付着する。一般に暗青灰色-灰褐色を呈し、しばしば貝化石を多産する。名ヶ山TBの上、SK120の直上の海成層 (Ma080) は魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ (1983) のヌマコダキガイ化石層に対比され、「岡野町」図幅地域では海成砂と海成シルトからなるが、本図幅地域では海成シルトが主で海成砂は少ない。樽沢TBの下位でSK050を挟む海成層 (Ma120) と、SK030直下の海成層 (Ma130) は、比較的良好に連続す



第17図 魚沼層の海成中粒砂
細礫・貝化石を含む。松代町正面倉山南東方。



第18図 魚沼層底部のシルト・砂互層
松之山町上蝦池。



第19図 魚沼層の海成シルト
小型の二枚貝化石を多産する。十日町市樽沢西方。

る海成シルトからなる。

シルト砂相 (Um) は、シルト・砂互層及び塊状シルト層からなる(第20図)。信濃川左岸側の魚沼層分布域の広い範囲を占め、図幅地域北部ほど厚い。シルトは青緑灰色-暗緑灰色または淡灰褐色を呈し、ブロック状に風化する。塊状シルトは植物化石片に富むことがある。砂は細粒-中粒砂からなり、淘汰はやや良-やや不良程度である。トラフ型の斜交葉理が見られることがある。互層の単位層厚は、多くの場合20-80cm、厚くても1.5m程度である。ときに礫層、亜炭層を挟在することがあり、亜炭層にはまれに立木の株の形態が残るものが見られる。

砂シルト相 (Us) は、主にやや淘汰の悪い中粒-粗粒砂からなる。シルト層と互層ないしそれを挟有することがあり、ときに礫層が挟在する。主に図幅南部の安山岩火山岩優勢分布域に、それらと指交して分布する。また、図幅北部地域では魚沼層中部のシルト砂相及び礫相中に挟在して分布する。特に安山岩火砕岩の上位にそれから漸移して重なる。魚沼層上部では、魚沼層全体の層相が粗粒化するのともなう、シルト砂相と礫相の間に発達している。

礫相 (Ug) は、塊状ときに成層構造やインブリケーションを呈する礫層を主とし、砂礫互層、シルト層を伴う(第21図)。ときにトラフ型斜交層理を示す。礫は円礫が多く、最大径30-50cmのことが多い。一般に基質は乏しく、基質支持-礫支持である。魚沼層の上部に出現し、信濃川向斜部付近と信濃川右岸側に広く分布する。信濃川右岸には広大な河岸段丘が発達するが、魚沼層の礫層と段丘礫層との区別がつきにくいことも少なくない。両者を比べた場合、段丘礫層の方が一般的に礫径が大きい。

火山性の堆積物

本図幅地域の魚沼層の火山性堆積物には、図幅南部に発達する安山岩火山岩類と、それとは分布形態



第20図 魚沼層のシルト・砂互層
中央に珪長質火山灰層(矢印)を挟む。津南町田沢川。



第21図 魚沼層の礫相
十日町市北盤坂。

の異なるより珪長質な火山灰層とがある。

安山岩火山岩類は、単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩及び貫入岩 (Uv) と、安山岩凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、礫及び砂層 (Ut) からなる。

単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩及び貫入岩は、図幅南西部に見られる (第22図)。野々海峠-深坂峠付近にはよく連続する溶岩が認められ、深坂峠東方の溶岩の一部は、枕状溶岩である (志久見川団体研究グループ, 1991)。また、野々海峠北方の安山岩溶岩にも、一部に *pillow breccia* が含まれている。一方、中条川に分布する安山岩貫入岩は、側方に溶岩に移化していると考えられる (志久見川団体研究グループ, 1991)。同様の産状は図幅南西部の野々海池西方の林道沿いでも見られ、ここでは粗粒な斜長石斑晶に富む安山岩の岩床が溶岩に移化していると考えられる。このほか、図幅南西部地域で独立峰をなす菱ヶ岳、貝立山、山伏山は貫入岩からなる。

本図幅地域の火山岩を分析した報告はごく少ないが、隣接する「苗場山」・「飯山」図幅地域内に分布する火山岩については、詳しい地球化学的な性質が報告されている (五十嵐ほか, 1984; Shimazu *et al.*, 1985; 金子, 1988; 島津・立石, 1993)。それによると、魚沼層相当の安山岩類は大部分がソレアイト質で、一部 (無斑晶安山岩) はアイスランドイト質 (ソレアイト岩系の安山岩の中でも特にFeO/MgO比の大きいもの) である。

安山岩凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、礫及び砂の分布はほぼ信濃川左岸側に限られ、本図幅地域内では南西部ほど厚く、北東方に向かうにつれて薄くなる。また凝灰角礫岩など粗粒かつ本質噴出物を主とする岩相 (第23図A) は特に本地城南西部に多く、北東方に向かって次第に細粒化し、火山砂-礫に岩相を変えてゆく。図幅南西端から津南町足滝川付近までは非火山性の岩相はほとんど挟在せず、溶岩及び



第22図 魚沼層の安山岩塊状溶岩
柴村天水山南方.

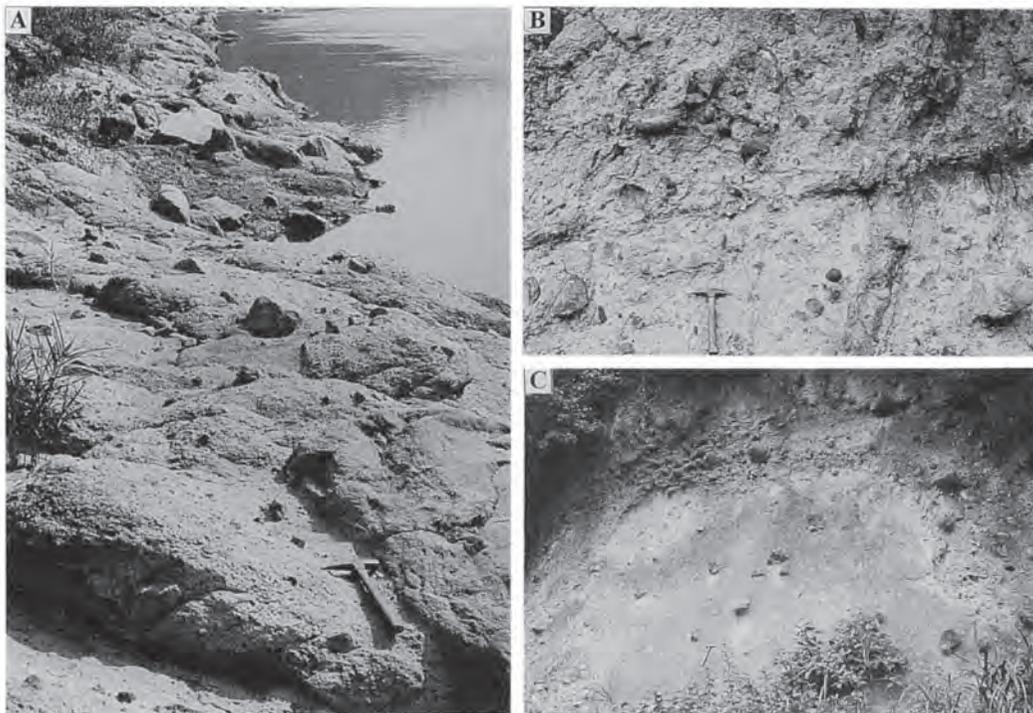
貫入岩を伴っている。足滝川より北東方では主に砂シルト相と指交し、多くの安山岩凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩は津南町外丸付近で尖滅する。これらの地域で主体となる岩相は凝灰角礫岩及び礫で、厚さ数十m単位で互層し、火山礫凝灰岩、砂を挟有する。凝灰角礫岩及び礫を構成するブロック及び礫は溶岩及び貫入岩と同質の単斜輝石斜方輝石安山岩が多いが、魚沼層上部になると無斑晶安山岩など岩質の異なる安山岩が含まれる。このことについては後述する。またしばしば円磨のよい礫を含む（第23図B）。

安山岩火砕岩の中には例外的に本図幅北東部地域まで連続するものがあり、その一部は「岡野町」及び「十日町」図幅地域まで連続している。これらには本地城北から隣接地域を模式地として鍵層として名前がつけられている（名ヶ山TB、辰ノ口TBなど）。このようによい連続性を示す安山岩鍵層の図幅南部地域での岩相は、厚さ10-数十mの淘汰の悪い凝灰角礫岩で、ときに数m大以上の安山岩メガブロックを含む（第23図C）。一方、これらの本図幅北東部地域での岩相は凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩及び礫で、層厚も北部に向かって減少し、非火山性の碎屑相中に挟在する。本図幅中央-北東部では、各安山岩鍵層はスコリア-軽石層を伴うことがあるが、その一部は明瞭な正級化構造を示し、淘汰もよい。

なお、名ヶ山TB、辰ノ口TBなどの鍵層は、本地城南西部においては他の安山岩火山岩類に挟在あるいは尖滅し、個々の鍵層を区分することは困難である。したがって、以下ではこれら安山岩鍵層固有の名称は、本地城中央-北部での記載に限り用いることにする。

岩石記載

単斜輝石斜方輝石安山岩（GSJ R 68204）



第23図 魚沼層の安山岩火砕岩

- A. 安山岩凝灰角礫岩（火砕流堆積物）．津南町田中。
 B. 安山岩凝灰角礫岩（ラハール堆積物）．津南町外丸。
 C. 安山岩凝灰角礫岩中の安山岩メガブロック．平滑に見える部分がメガブロック．十日町市安養寺。

産地・産状：長野県栄村天水山南方の林道に露出する溶岩もしくは浅所貫入岩。

斑晶：斜長石，斜方輝石，単斜輝石，不透明鉱物。

斜長石は長径2.5mm以下の長-短柱状で，斑晶量の大部分を占める．中性長石に属し，アルバイト双晶が目立つ．斜方輝石・単斜輝石は長径1mm以下で，長-短柱状を呈する．不透明鉱物は径0.6mm以下の粒状である。

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，不透明鉱物，ガラス

ガラスはやや脱ガラス化している．斜長石は長径0.25mm以下，単斜輝石，斜方輝石は長径0.2mm以下，不透明鉱物は0.05mm以下で，ガラスはごく少ない，インターサタル-ハイアロピリティック組織を示す。

モード組成：斜長石=41.2%，斜方輝石=0.2%，単斜輝石=0.2%，不透明鉱物=0.1%，石基=58.3%

珪長質火山灰層は，新潟県南部の魚沼層分布域全体に認められるような広域分布型のものが多い．これらは鍵層として重要であり，新潟火山灰グループ（1983），柳沢ほか（1985），風岡（1988），小林ほか（1989）などによって総括されている。

本図幅地域の魚沼層の珪長質火山灰層は，ガラス，結晶（斜長石，黒雲母，普通角閃石，斜方輝石，単斜輝石など），軽石片などからなり，多くはトラフ型斜交層理を呈する（第24図）．多くは淡黄白色-白色を呈する．層厚は多くの場合1-5m程度で，10mを越えることはまれである．これらの中には魚沼



第24図 魚沼層の珪長質火山灰層 (SK 100)
トラフ型斜交稜理を呈する。中里村宮中西方。

層の分布する広範な地域で極めてよく連続するものがあり、フィールドネームで呼ばれている (SK 130, SK100など)、一方、本図幅地域内に特徴的に認められる珪長質火山灰層もある (Kap, Kagなど; 風岡, 1988)。ただし、本地域の珪長質火山灰層はしばしば側方への層厚・岩相の変化が著しく、対比の困難な場合もある。特に地域南西部の安山岩火山岩卓越地域と、魚沼層上部の礫相及び砂シルト相分布域での火山灰鍵層の連続性はあまりよくない。

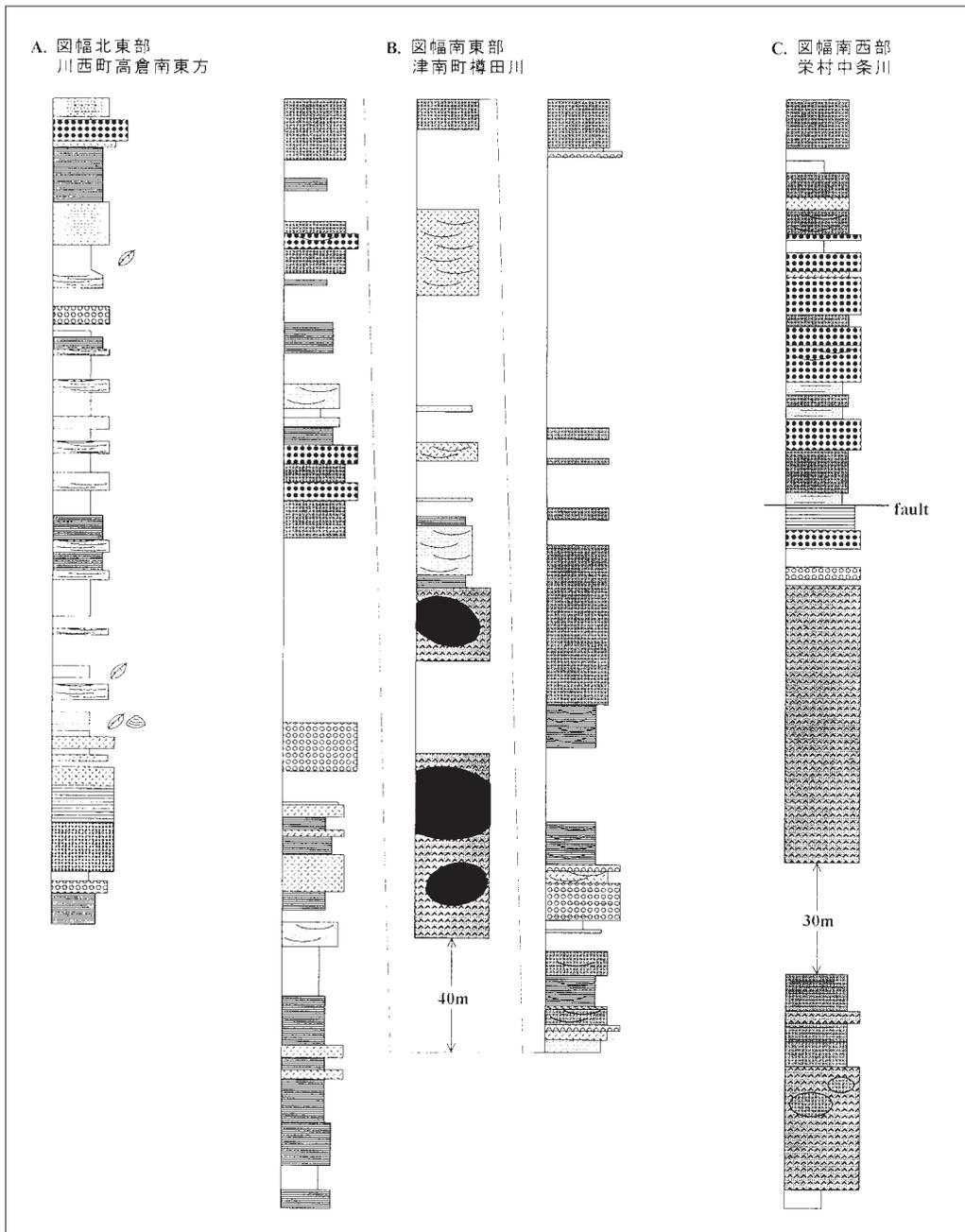
魚沼層の地域的な岩相の特徴及びその時間的な変化と地質構造

本図幅地域の魚沼層は、地域北東部から南西部にかけて信濃川の両岸及び地域北西部の松代町奈良立付近に分布する。このうち、信濃川沿いに分布する魚沼層は、ほぼ信濃川に沿った向斜構造 (信濃川向斜) をなしているが、両翼の地質構造と岩相の特徴は大きく異なっている、また、特に信濃川左岸地域における本層の層相変化は複雑で、時間及び地域によって特徴が見られる。以下には、信濃川左岸地域、右岸地域、松代町奈良立付近に分けて、魚沼層の岩相の特徴及びその時間的な変化と地質構造について述べる。

信濃川左岸地域

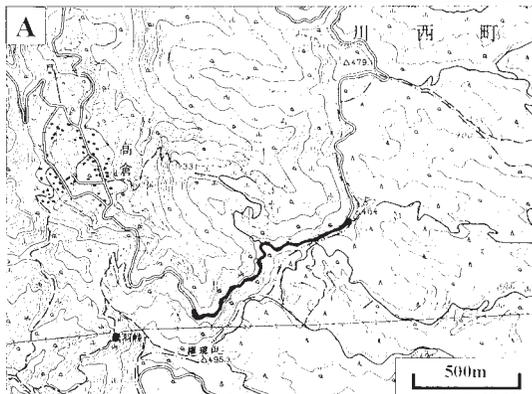
信濃川左岸側の魚沼層は下位の東川層を整合に覆い、最下部は魚沼層分布全域で海成砂相からなる。その上位では海成シルト砂相及びシルト砂相が指交するが、安山岩火山岩類の出現とともに、本地城南部と北部で大きく岩相が違ってくる (第25図)。

図幅南部地域では安山岩火山岩類が厚く発達する。特に南西端部ではほぼすべて火山性の堆積物からなり、貫入岩も認められる。

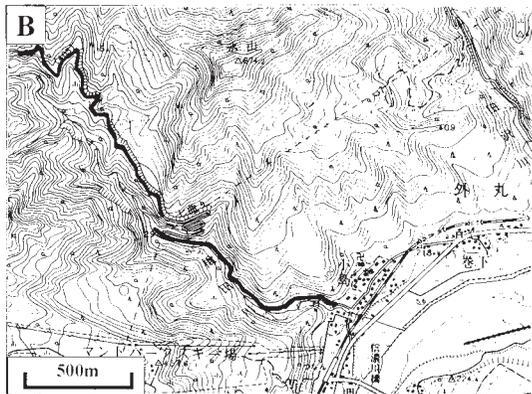


第25図 信濃川左岸地域における魚沼層の層序の例

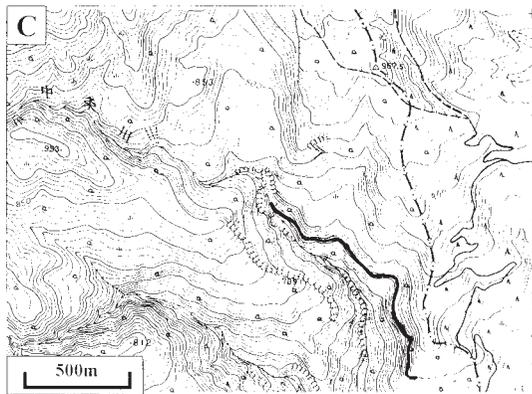
-  珪長質
火山灰層
 -  安山岩溶岩
 -  安山岩
火山角礫岩
 -  安山岩凝灰岩
- 凝灰角礫岩
 -  安山岩火山礫
 -  礫
 -  礫・砂互層
 -  砂・礫互層
 -  砂
 -  砂・シルト互層
 -  シルト・砂互層
 -  シルト
 -  平行葉理
 -  斜交葉理
 -  海棲貝化石
 -  植物化石
- [10m]



国土地理院発行2万5千分の1地形図「千手」を使用



国土地理院発行2万5千分の1地形図「大割野」を使用



国土地理院発行2万5千分の1地形図「松之山温泉」を使用

本図幅地域内の魚沼層における安山岩火山岩類は、まず塊状の凝灰角礫岩（海老TB）から始まり、その上位に本地城南西部では溶岩をはじめ、凝灰角礫岩、礫などが厚く重なる。北東部では非火山性の砕屑相を挟んで凝伏角礫岩-火山礫凝灰岩が重なる（名ヶ山TB）。その上位は本地城南西部では更に凝灰角礫岩-礫が重なり、北東部では樽沢TB及び辰ノ口TBが非火山性の砕屑相中に挟在する。名ヶ山TB及び樽沢TBは北方までよく連続し、その分布は北隣「岡野町」図幅地域まで及んでいる。辰ノ口TBは数m大に及ぶようなメガブロックは含まず、また無斑晶安山岩の岩塊を含むという特徴があり、岩相・岩質上からは名ヶ山及び樽沢TBとは区別される。辰ノ口TBの層厚は津南町上郷上田付近では厚いが、北方へ急速に薄くなり、大型の岩塊を含む凝灰角礫岩が認められるのは十日町市姿付近までで、それより北部では火山礫凝灰岩-凝灰質粗粒砂・礫へと移化する。

本地域の魚沼層最上部には数層の凝灰角礫岩-礫が挟在する（干溝TB-A及び-B、新屋敷TBなど）。なお、多くの安山岩凝灰岩の分布が信濃川左岸側に限られるのに対し、干溝TB、新屋敷TBは信濃川右岸側にも分布している。

本図幅北部地域では安山岩火山岩類は非火山性の堆積物中に挟在することとまる。指交する海成シルト砂相及びシルト砂相は、海成シルト砂相の比率が次第に少なくなり、非海成層主体となってゆく。更に魚沼層上部になると礫層がしばしば見られるなど粗粒化し、砂シルト相が挟在ようになる。信濃川向斜近くの最上部付近では礫相が主となる。

信濃川右岸地域

信濃川右岸側の魚沼層は、ほとんどが礫相からなる。南隣「苗場山」図幅地域内で、下位の西田尻層を不整合に覆う（島津・立石、1993）。左岸側に頻繁に挟在する火山性の堆積物はほとんど認められず、また礫種も大部分は魚沼層より下位の地層起源のものである。信濃川付近の最上部では左岸側と同じ安山岩火山岩類が出現し、礫種にも安山岩が含まれるようになる。

なお、信濃川流域の魚沼層は信濃川の河岸段丘堆積物に広く覆われて地表への露出が悪い。また、その岩相も塊状の火砕流・火山泥流堆積物や礫などが主となることなどから信濃川向斜の軸の位置はあまり明確でない。しかし、軸部付近の魚沼層の走向、傾斜や鍵層の露出などからみて、複向斜構造をなしているものと考えられる。地質図では信濃川向斜軸は、小規模な向斜・背斜を無視し、魚沼層全体の構造の軸として示した。

松代町奈良立付近

松代町奈良立付近に分布する魚沼層は、向斜部の最上部層として下位の東川層に整合に重なる。本地域の魚沼層を構成するのは海成砂相で、淘汰の良い細粒-中粒砂を主体とし、礫層やシルト層を挟有する。下部では砂・礫互層が多く見られる。砂及びシルトには貝化石が含まれることがある。高野（1995）は本地域の東川層から魚沼層の堆積相を詳細に解析し、これらが北東-北北東方向へ前進するデルタにより形成されたこと、相対的海水準変動によると考えられるサイクルを記録していることを示した。

魚沼層の火山性の堆積物の起源及び火山活動史

本図幅地域に分布する安山岩火山岩類は、図幅南西部地域で厚く、北東部地域へ向かって薄くなる。また、図幅南内部地域では非火山性の堆積物がほとんど見られないのに対し、北東部地域では非火山性の堆積物と指交あるいはその中に挟在している。

図幅南西部で厚く堆積している安山岩火砕岩は、岩相から判断して多くが火砕流堆積物及びラハール堆積物である。またその一部は、岩相及び分布形態から岩屑なだれ堆積物-ラハール堆積物と考えられ、図幅北東部までよい連続性を示す。ただし、その岩相は側方変化し、図幅北東部地域ではタービダイトあるいは再堆積物で、層厚も減少する。

このような分布及び岩相変化の特徴から、安山岩火山岩類は本地城南西部を噴出中心とした火山体を形成していたと考えられ、その山体縁は津南町外丸付近までであったものと推定される。また、ときに山体崩壊を伴うような大規模なイベントがあり、北方の堆積盆にまで火砕物を供給したものと考えられる。ただし、火山体の中央火口と考えられるような構造は本図幅内では特定できていない。

本図幅北東部及び隣接地域で鍵層として認定されている安山岩火砕岩のうち、名ヶ山及び樽沢TBは上述の岩屑なだれ堆積物-ラハール堆積物に相当する。両者は分布の特徴もよく似ており、同じ火山体を起源とするものと考えられる。一方、辰ノ口TBは岩塊に無斑晶安山岩を含み、岩相・岩質上からは名ヶ山及び樽沢TBとは区別される。また、分布も名ヶ山及び樽沢TBほど北方までは連続しない。

無斑晶安山岩は南隣の「苗場山」図幅内に溶岩として産する。また、魚沼層堆積時期には本地域の南西方で毛無山火山が活動を開始しているが、その最下部（ステージ I）にも無斑晶質安山岩溶岩があることが分かっている（金子，1988）。岩質での対比からはこれらのいずれかが辰ノ口TBに相当する可能性が大きい。ただし、金子ほか（1989）は毛無山火山ステージ I の安山岩溶岩の全岩K-Ar年代を $1.58 \pm 0.09\text{Ma}$ （2試料の平均）と報告しており、後述の魚沼層の形成年代から推定される辰ノ口TBの年代（約 1.2Ma ）と対照するとやや古い年代値を示している。ステージ I の噴出中心は毛無山北方の池の沢川上流部と考えられている（金子，1988）が、現在は毛無山のより新期の噴出物にほぼ完全に覆われている。また、金子（1988）は毛無山火山より下位の火山岩については、関田火山噴出物として毛無山火山とは区別している。

ただし、名ヶ山及び樽沢TBと辰ノ口TBの分布の特徴の違いは、堆積盆の縮小（水域の後退）と関係している可能性もある。また、本図幅中央-北東部で辰ノ口TBに伴うスコリア-軽石層はその岩相から降下堆積物と考えられ、火口が陸上にあったことを示唆する。

魚沼層上部の安山岩鍵層のうち、干溝TBは鳥山火山の噴出物と認定されており（志久見川団体研究グループ，1991），南隣の苗場山図幅内の厚い火山泥流堆積物（^{くつそ}屈岨層：志久見川団体研究グループ，1991）へ連続する。屈岨層は苗場山図幅内で鳥甲火山の布岩山溶岩に覆われる。また、干溝TBより上位の凝灰角礫岩-礫も鳥甲山火山と関係が深いと考えられている（新潟火山灰グループ，1983）。したがって、これらの凝灰角礫岩-礫の分布は鳥甲山を中心とした分布形態を示すものと考えられ、干溝TBより下位の安山岩凝灰角礫岩-礫とは本図幅内での分布の特徴が異なっている可能性が高い。ただし、本図幅最上部の新屋敷TBは、向斜部に相当する信濃川周辺の数露頭を確認したにすぎず、詳しい分布形態や岩相・層厚変化は不明である。

なお、金子ほか（1989）は信越地域の第三紀末から第四紀の火山の全岩K-Ar年代を測定している。この中で、関田火山の溶岩の全岩K-Ar年代として、 $1.68 \pm 0.11\text{Ma}$ （栄村小滝）， $1.55 \pm 0.07\text{Ma}$ （飯山市野々海川標高約500m）， $1.16 \pm 0.06\text{Ma}$ （飯山市岡山，出川の採石場）を報告している。また、鳥甲山火山の溶岩の全岩K-Ar年代として、 $3.22 \pm 0.12\text{Ma}$ （栄村屋敷の前倉溶岩）， $0.85 \pm 0.05\text{Ma}$ （鳥甲山北部の

高山沢・鬼沢火砕岩の下位の溶岩), $0.77 \pm 0.07\text{Ma}$ (鳥甲山南東部の白くら溶岩) を報告している。これらの年代値は, 鳥甲山火山最下部の前倉溶岩を除けば, 本地域の魚沼層の層序や推定年代と矛盾はない。

本図幅地域の魚沼層の珪長質火山灰層は, 岩相から考えて一部には火砕流堆積物と考えられるものも見られるが, 多くは再堆積物である。また, 上述したように側方への連続性はあまりよくない。本図幅地域は魚沼層分布域でも最も内陸側に位置するとともに, 山体を形成するような安山岩火山活動が起こっている。したがって, 他の地域と比べるとより早い時期から堆積盆の陸化と削剝が進んでいたことがその原因と考えられる。

珪長質火山灰層の多くは本図幅地域外を給源とする広域型火山灰層と考えられ, その噴出源は必ずしも明らかではない。黒川ほか (1994) は, 魚沼層に挟在する火山灰層の給源をまとめている。それによると, 小木火山灰 (Og: 本図幅地域には分布しない) が中部九州の猪牟田カルデラ起源, 上越火山灰 (SK 030の一部) が群馬県北部の火山起源, SK 020が鳥甲山付近の起源としている。また, 黒川ほか (1994) は新潟地域に分布する金谷凝灰岩を, 長野県長野市西部に分布する裾花凝灰岩に対比している。中村・新井 (1998) は, 群馬県中央部から上越火山灰に対比される含堇青石テフラを新たに報告し, それが榛名山付近から噴出したものと推定した。すなわち, SK 030の一部は榛名山付近起源と考えられる。吉川ほか (1994) は, 魚沼層の辻又川火山灰層 (Tzc) を大阪層群の福田火山灰層と対比しているが, 福田火山灰層の給源は岐阜・長野地域と推定されている (藤本ほか, 1989)。黒川ほか (1994) は, このほかの魚沼層の多くの火山灰層が長野県北部起源であると推定している。

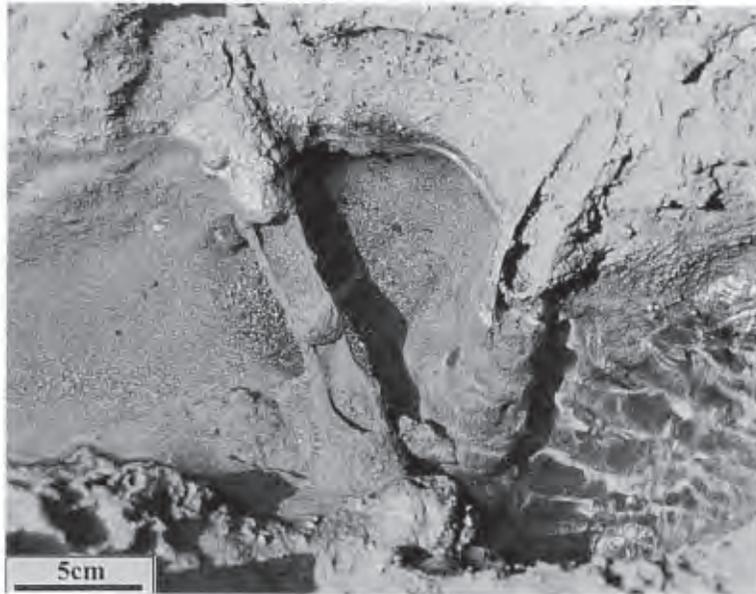
化石 魚沼層からは多くの化石が報告されている。それらは, 魚沼丘陵団研哺乳類グループ (1983), 魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ (1983), 新潟有孔虫研究グループ (1983), 新潟古植物グループ・新潟花粉グループ (1983), 新潟珪藻グループ (1983), 生痕研究グループ (1983), 小林ほか (1989), 松之山町史編さん委員会 (1991) などがまとめている。これらのうち, 哺乳類化石については本地域内からの化石の産出報告はない。

本地域の魚沼層からは, しばしば貝類化石が産する。魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ (1983) は魚沼層中部に *Potamocorbula amurensis* を特徴的に含む化石層 (ヌマコダキガイ化石層) を報告し, これが広域に連続することを示した。この化石層は本地域北部では名ヶ山TBのやや上位に認められるが, 南部地域では確認できない。その南限は十日町市中平付近と推定される。また, 松代町犬伏にはカキ化石層が見られる (小林, 1994)。

本地域の魚沼層シルト砂相にはしばしば植物化石が含まれる。また, 特に下部層準のシルト砂相は亜炭を挟有することがあり, ときに立木の株の形態が認められることもある。一部の亜炭層はかつて採掘されたこともあるが, 現在は本地域内に採掘されている箇所はない。

生痕化石は海成砂相に多い (第26図)。塊状の海成砂は, ときに著しい生物擾乱をうけていることもある。

地質時代 本図幅地域からの魚沼層の年代値の報告はない。しかし, 他地域の魚沼層からは火山灰層のフィッション・トラック年代, 微化石, 古地磁気層序などの報告があり, その年代が推定されている。ただし, これらについても必ずしも一致した結果が得られているわけではない (たとえば小林ほか, 1989; 卜部ほか, 1995)。



第26図 魚沼層海成砂相にみられる生痕化石
川西町片桐山.

1990年代になると広域火山灰鍵層のテフロクロノロジーに関する研究が進み、魚沼層と大阪層群、上総層群などとの対比が精力的に進められた。これによって魚沼層から直接年代を求める方法のほかに、広域火山灰鍵層により魚沼層に対比される各地の地層の年代値を用いて魚沼層の年代を推定することが可能になった。最近の研究によれば、魚沼層の形成年代はおおよそ2.1-0.8Maにわたることが示されている（里口ほか，1999；卜部，1999など）。

なお、従来の魚沼層火山灰鍵層の多くのフィッション・トラック年代値（村松，1983など）は広域火山灰鍵層から推定される年代よりも古い値を示す。村松（1983）のフィッション・トラック測定はジルコン粒子をポピュレーション法で測定しているが、ジルコンはウランの分布が均一でないので一般にポピュレーション法にはあまり適していないといわれる。また、試料の多くは水底堆積火山灰層と考えられ、異質ジルコン混入の確率も大きくなるものと推定される。

松代町奈良立付近に分布する魚沼層（従来の奈良立層）最下部-東川層最上部に挟在する千年凝灰岩からは、ジルコンのフィッション・トラック年代として $2.9 \pm 0.2\text{Ma}$ が報告されている（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987）。

IV. 中部更新統-完新統

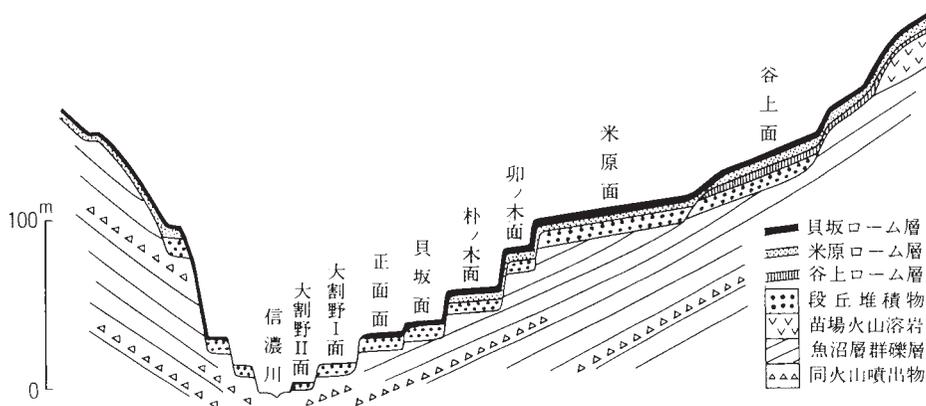
(釜井俊孝・竹内圭史)

中部更新統-完新統は下位より順に、段丘堆積物、古期崩壊堆積物、信濃川ローム層、古期地すべり堆積物、扇状地堆積物、所期地すべり堆積物、及び現河床堆積物からなる。

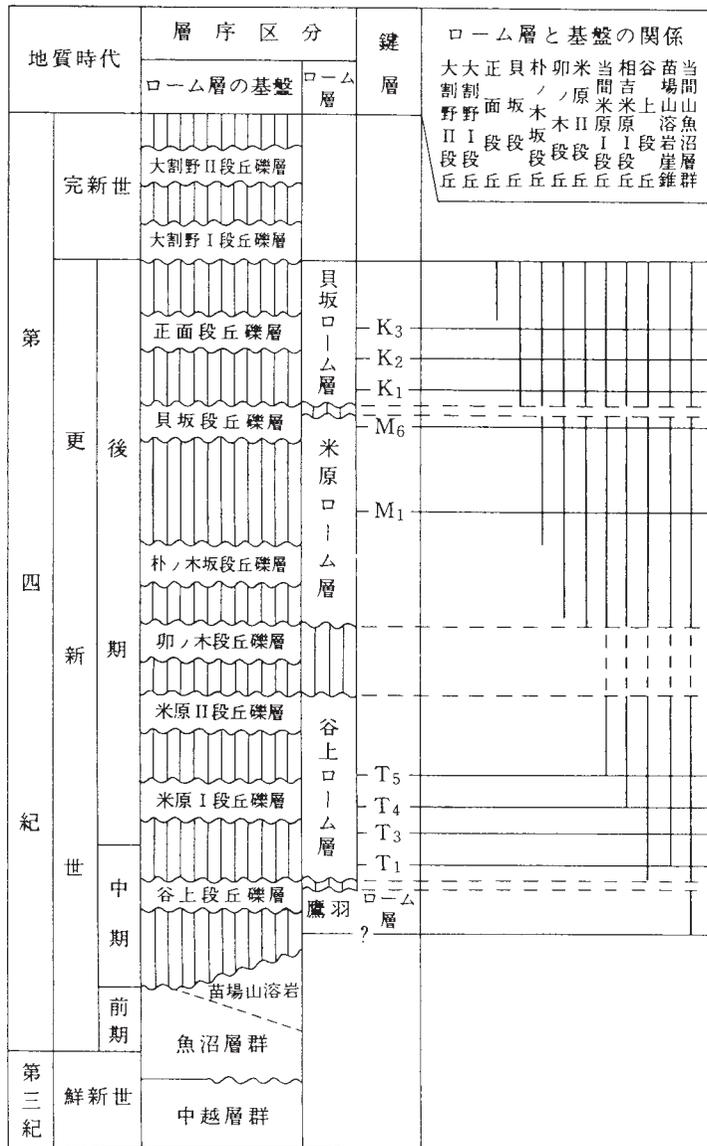
IV. 1 段丘堆積物

津南町から十日町市を経て小千谷市に至る信濃川沿いと、信濃川の支流の中津川・清津川などの流域には、ローム層を載せた河岸段丘が非常に良く発達しており、多くの研究により詳しく研究されてきた(井上, 1961; 内藤, 1965; 信濃川段丘グループ, 1968; 新潟第四紀団体研究グループ, 1969; 豊野層団地研究グループ, 1969; 町田・池田, 1969; 信濃川段丘研究グループ, 1970; 新潟平野団地研究グループ, 1972; 新潟火山灰グループ, 1981; 早津・新井, 1981; 新潟県農地部農村総合整備課, 1987; 中村ほか, 1992)。

本報告では、もっともよく段丘面が発達し研究もされている、信濃川と中津川の合流点周辺の津南町地域の段丘面区分(信濃川段丘グループ, 1968; 新潟平野団地研究グループ, 1972)を基準とした(第27・28・29図)。それによれば、段丘面は高位から順に谷上、米原 I・II、卯ノ木、朴ノ木坂、貝坂、正面、大割野 I・II の9面に区分されている。本報告では米原 I・II面を一括して8面に区分した。一方、



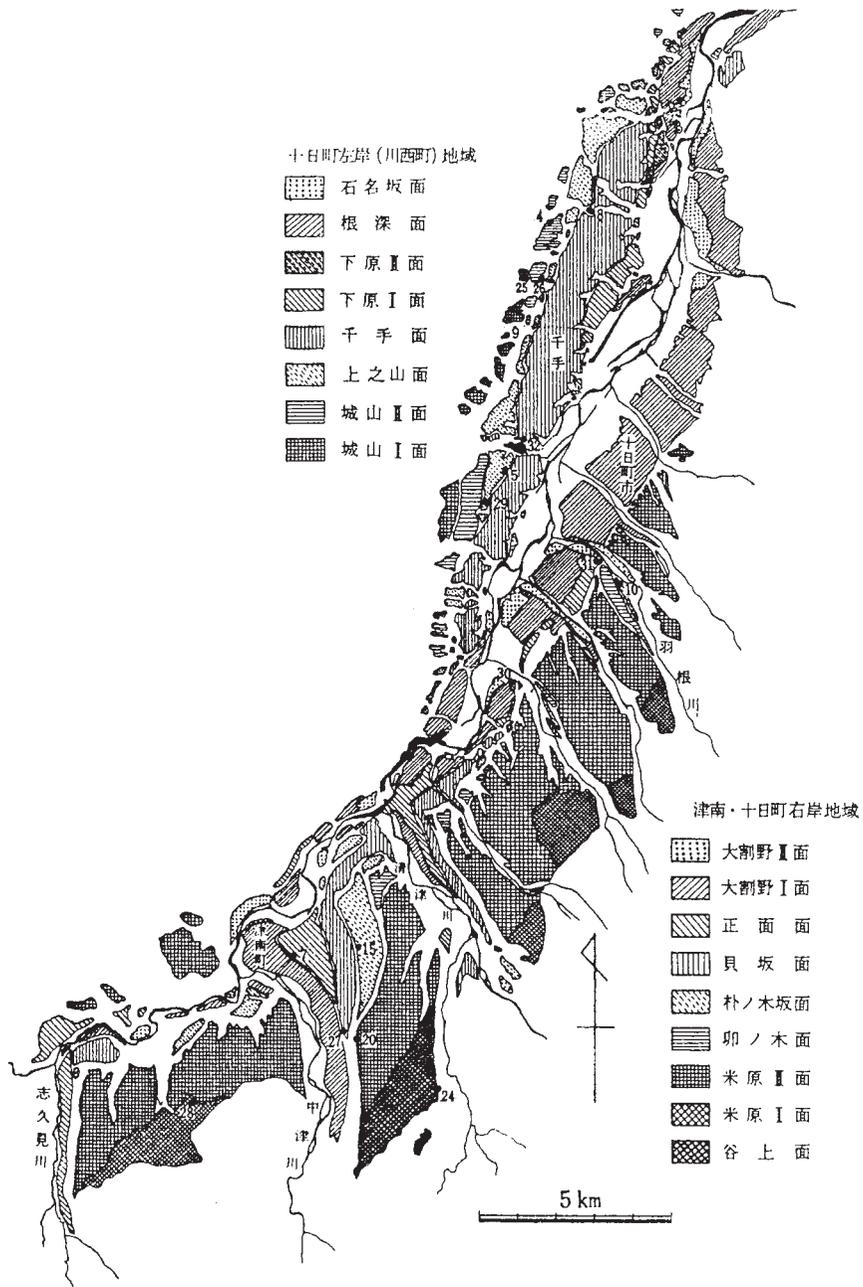
第27図 津南地域の段丘模式断面図(信濃川段丘研究グループ, 1968)



第28図 ローム層の層序と段丘堆積物との関係 (新潟火山灰グループ, 1981)

十日町地域の段丘面は信濃川段丘研究グループ (1970) により、高位から順に城山 I、城山 II、上之山、千手、下原 I、下原 II、根深、石名坂の8面に区分されており、本図幅地域には千手面以上の4面が分布する。これら是对比により津南町地域の段丘面区分に統合した。津南町地域とほかの地域との対比にあたっては新潟県農地部農村総合整備課 (1987) なども参考にした。

これらの段丘堆積物は一般に厚さ5-10mの礫層からなり、多くの段丘堆積物でところにより上部に



第29図 段丘面区分図 新潟平野団体研究グループ(1972)の第1図の一部。

砂・シルト層が重なる(信濃川段丘グループ, 1968)。礫は主に径15-50cm, 最大径1mの安山岩礫からなり, 礫の最大径を指標として魚沼層の礫層と識別することができる。

IV. 1. 1 谷上段丘堆積物 (tt)

谷上段丘の模式地は南隣「苗場山」図幅地域内にあり、本図幅地域では南東隅の中里村鷹羽周辺から東隣「十日町」図幅地域にかけて分布する。新潟県農地部農村総合整備課（1987）のGt. I面にあたる。本研究では谷上段丘の堆積物は観察されず鷹羽でテフラが観察されたのみである。「十日町」図幅地域では段丘堆積物は厚さ5m以下の礫層からなる（柳沢ほか，1985）。谷上面の清津川からの比高は鷹羽で約300mで、町田・池田（1969）が指摘したように段丘面の変位が顕著である。早津・新井（1981）は谷上面の形成を約30万年前と推定している。

IV. 1. 2 米原段丘堆積物 (tm)

本報告では新潟平野団体研究グループ（1972）の米原 I 段丘と米原 II 段丘を一括して米原段丘とした。米原段丘面は新潟県農地部農村総合整備課（1987）のGt. II面，十日町市地域の信濃川段丘研究グループ（1970）・新潟平野団体研究グループ（1972）・中村ほか（1992）の城山 I 面にあたる。

米原段丘は模式地の津南町米原から中里村を経て十日町市に至る信濃川右岸に非常に広く分布する。十日町市地域の信濃川左岸，津南町上郷上田にも分布する。米原面末端部の現河床面からの比高は清津川で140mである。信濃川向斜の構造運動に伴う二次的傾斜の増大が明瞭である（新潟平野団体研究グループ，1972）。

堆積物は層厚数m-15mで礫を主とするが十日町市地域では上部に赤色上化したシルトが発達する（新潟平野団体研究グループ，1972）。中里村如来寺では厚さ7mの礫層の上位に2.5mのローム層が載る。礫は径15-60cmの安山岩が主で、インプリケーションは南からの流向を示す。

早津・新井（1981）は朴の木坂スコリア層と既知のテフラの年代との関係から米原段丘面の形成を約30万年前から10万年前の間と推定している。

IV. 1. 3 卯ノ木段丘堆積物 (tu)

卯ノ木段丘は模式地の津南町卯ノ木南東のほか，中里村如来寺・津南町上郷上田に分布する。卯ノ木段丘面は十日町市地域の信濃川段丘研究グループ（1970）の城山 II 面，町田・池田（1969）の第3段丘面，新潟県農地部農村総合整備課（1987）のGt. III面にあたる。現河床面からの比高は清津川で110mである。

IV. 1. 4 朴ノ木坂段丘堆積物 (th)

朴ノ木坂段丘は模式地の津南町朴ノ木坂から卯ノ木にかけてのほか各地に小分布がある。十日町市地域の上之山面は従来より朴ノ木坂面に対比されている（信濃川段丘研究グループ，1970；新潟平野団体研究グループ，1972；中村ほか，1992）。新潟県農地部農村総合整備課（1987）のGt. IV面にあたる。

津南町での信濃川現河床面からの比高は100mである。津南町卯ノ木では緩傾斜の地形が広がっているが，朴ノ木坂段丘堆積物の分布は標高260m以上に限られ，それ以下の小起伏面では魚沼層を直接ローム層が覆っている。

十日町市上之山では上之山面（朴ノ木坂面に対比）と千手面（貝坂面に対比）との間に標高210-220m

の小規模な段丘面があり厚さ数mの段丘礫層が観察される。この段丘面は従来の研究では区分されておらず、本報告では便宜的に朴ノ木坂面に含めた。

早津・新井（1981）は朴の木坂スコリア層と既知のテフラの年代との関係から朴ノ木坂面の形成を約10万年以上前と推定している。

IV. 1. 5 ^{かいさか} 貝坂段丘堆積物 (tk)

貝坂段丘は模式地の津南町貝坂から中里村地域のほか、十日町市地域の信濃川左岸に広く分布する。新潟県農地部農村総合整備課（1987）のGt.V面、十日町市地域の信濃川段丘研究グループ（1970）・新潟平野団体研究グループ（1972）・中村ほか（1992）の千手面にあたる。津南町での信濃川現河床面からの比高は70mである。

津南町駒返では魚沼層を厚さ7mの礫層が覆っている。十日町市浅河原周辺では魚沼層の上位に厚さ8mの礫層が重なり、礫径は20-60cmでインプリケーションは南からの流向を示す。

早津・新井（1981）は、貝坂面の直上に大山倉吉軽石層（約4.5-4.7万年前）が載ることから貝坂段丘面の形成を約5万年前としている。

IV. 1. 6 ^{しょうめん} 正面段丘堆積物 (ts)

正面段丘は模式地の津南町正面周辺と中里村干溝周辺の信濃川両岸・清津川沿いに分布する。新潟県農地部農村総合整備課（1987）のGt.VI面、十日町市地域の新潟平野団体研究グループ（1972）・中村ほか（1992）の下原I面にあたる。津南町での信濃川現河床面からの比高は60mである。

堆積物は津南町辰ノ口では礫層の厚さ15m、中里村芋川新田では礫層の厚さ5mである。津南町芦ヶ崎では礫層の上位に厚さ3.5mの砂・シルト・小礫が重なる。

正面段丘堆積物中の木片の¹⁴C年代として十日町市大黒沢で11,700±200YBP、馬場で12,160±260YBPが報告されている（信濃川段丘グループ、1968）。早津・新井（1981）はテフラの年代との関係から正面段丘面の形成を約2-2.5万年前と推定している。

IV. 1. 7 ^{おおりの} 大割野段丘堆積物 (to, to₂)

大割野段丘は大割野I段丘 (to) と大割野II段丘 (to₂) に細分される。大割野I面は模式地の津南町大割野と周辺の信濃川沿い、十日町市地域の信濃川右岸沿いに広く分布する。新潟県農地部農村総合整備課（1987）のGt.VII面、十日町市地域では新潟平野団体研究グループ（1972）・中村ほか（1992）の根深面にあたる。津南町での信濃川現河床面からの比高は30mである。

始良Tn火山灰層（約2.1-2.2万年前）が載っていないことから大割野I面の形成はそれ以後である（早津・新井，1981）。

大割野II面は信濃川と支流沿いに小規模に分布する。新潟県農地部農村総合整備課（1987）のGt.VIII面にあたる。信濃川現河床面からの比高は20mである。

また、松代町地域の渋海川沿いの段丘堆積物は、5面（歌代ほか，1976）ないし8面（松代町史編纂委員会，1989）に区分されている。松代町史編纂委員会（1989）によれば、分布地域別に松代1面-8面と

室野1面-4面に細分される。堆積物は厚さ2-7mの礫・砂・シルトからなる。いずれもローム層は載せていざ大割野面に対比される。¹⁴C年代は室野の室野1面が13,760±150YBP, 松代3面に相当する室野4面が10,270±230YBP, 松代6面が3,500±170・3,210±120YBPである。本報告では便宜的に、松代4面以上を大割野I段丘に、松代5面以下を大割野II段丘に対比した。

IV. 2 古期崩壊堆積物

関田山脈の周辺地域には、小起伏面をもちローム層の載る崩壊堆積物が各所に分布しており、これらを古期崩壊堆積物として区分した。そのうち大規模な上野大規模崩壊堆積物・菖蒲土石流堆積物・中原土石流堆積物については個別に記載する。

IV. 2. 1 古期崩壊堆積物 (c₁)

古期崩壊堆積物は、数十cm-1m大の輝石安山岩の岩塊と、同質の崩積土からなる不淘汰な堆積物である(第30図)。平坦面を作って谷埋め状に堆積していること、関田山脈稜線に大規模な滑落崖が認め



第30図 古期崩壊堆積物

高さ約20mの崖に2ユニットが観察され、下半部は比較的基質が多く上半部は安山岩角礫が多い。松之山町大蔵寺原牧場の東側。



第31図 古期崩壊堆積物とローム層

末端のため古期崩壊堆積物は薄く、上位に2m以上のローム層が載っている。基盤の田麦川層中には下飯池凝灰岩があり、低角なすべり面に切られている。松之山町大巖寺原牧場の西。

られることから、古期崩壊堆積物は関田山脈稜線の崩壊により生じた土石流堆積物であると考えられる。

松之山町鼻毛峠の古期崩壊堆積物は、鼻毛峠から南へ関田山脈に至る尾根がまだ浸食が進んでいず連続した斜面だった時代に、関田山脈よりもたらされたものと考えられ、古期崩壊堆積物の中でも最も古いものと思われる。ローム層が載るが詳細は未検討である。

松之山町大巖寺原牧場の古期崩壊堆積物には厚さ4m（歌代ほか，1976）ないし約2.5m（新潟重鉱物グループ，1976）のローム層が載っている（第31図）。その東の古期崩壊堆積物ではローム層は厚さ2mである。

飯山市北部から栄村にかけての関田山脈の南側にも数箇所に古期崩壊堆積物が分布する。滑落崖は浸食され不明瞭であるが、緩斜面を形成している。「飯山」図幅地域の柄山崩壊堆積物に対比される。層厚は不明で、安山岩の径5cm-1mの不淘汰な角礫ないし亜角礫からなる。礫間をローム及び細粒の砂が充填している。固結度は低い。厚さ2m以上のローム層によって覆われる。野々海池では米原ローム層以上のローム層が見られる（大島村教育委員会，1991）。

大島村菖蒲放牧場では、菖蒲放牧場南の平坦面にはM4ローム層以上が載っているが、菖蒲放牧場の平坦面にはローム層を載せていない（大島村教育委員会，1991）。

IV. 2. 2 上野大規模崩壊堆積物 (cu)

地層名 新称.

模式地 津南町上郷上野周辺

層序関係 魚沼層を不整合に覆い、厚さ2m以上のローム層に覆われる。本図幅地域内の千曲川左岸

に分布する大規模崩壊堆積物としては最も新しい。

分布 崩壊源はマントパークスキー場上部斜面で、落差約70mの明瞭な滑落崖が発達している。滑落崖直下の崩壊源には崩壊ブロックの一部が残留しており、滑落崖の後退による二次的な崩壊堆積物に覆われている。滑落崖の一部は新期の地すべりによって浸食されている。上野集落から千曲川にかけては堆積域で、堆積物は千曲川沿いの長さ約2km、幅約500mの範囲に広がっている。上野大規模崩壊堆積物は崩壊後の千曲川の浸食によって段丘化し、米原面に相当する標高 370-450mの段丘面を形成している。

層厚 崩壊源では50-100m。堆積域では10-30m。

岩相 約10個の流れ山（碎屑丘）が認められる。魚沼層起源の凝灰角礫岩や安山岩の巨大なブロック（直径5-10m）が積み重なり、その間を礫混じりローム、シルトが充填している。

IV. 2. 3 菖蒲土石流堆積物 (cs)

地層名 新称

模式地 大島村菖蒲周辺

分布 菖蒲集落から堀切川沿いに約4km連続する。傾斜約20度の緩斜面を形成する。上流部には、明瞭な滑落崖が認められない。

層厚 場所によって異なる。10-30m。

岩相 不淘汰の基盤岩の風化岩片と細粒ローム質の充填物からなる。約1mのローム層に覆われる。堀切川沿いの地表部には、大礫が点在している。数次にわたる土石流によって形成された堆積物である。堀切川沿いでは、少なくとも2枚の埋没土壌が認められる。

IV. 2. 4 中原土石流堆積物 (cn)

地層名 新称

模式地 松之山町中原周辺

分布 中原集落を中心として、渋海川沿いに緩斜面を形成している。

層厚 場所によって異なる。10-30m。

岩相 不淘汰の基盤岩の風化岩片と細粒ローム質の充填物からなる。部分的に厚さ1m以下のロームに覆われる。地形面の保存状態は良好であり、菖蒲土石流堆積物よりも新しい。

IV. 3 信濃川ローム層

本図幅地域には層厚10m以上に達する降下テフラ層（ローム層）が分布する。ローム層は河岸段丘面区分との関連から、信濃川段丘グループ（1968）、新潟第四紀団体研究グループ（1969）、新潟平野団体研究グループ（1972）、新潟火山灰グループ（1981・1995）、早津・新井（1981）により詳しく研究されている。

ローム層は、信濃川ローム層（新潟火山灰グループ、1981）ないし信濃川テフラ層（早津・新井、1981）

と総称され、下位より谷上ローム層、米原ローム層、貝坂ローム層に区分される（新潟平野団体研究グループ、1972）。新潟火山灰グループ（1981）は谷上ローム層の下位に鷹羽ローム層を見出したが、その詳細はまだ明らかでない。

早津・新井（1981）によれば、ローム層は津南町地域で全層厚11mである。米原ローム層以下は高社^{こうしゃ}火山起源、上半部は主に妙高火山群起源の火山灰層からなる。谷上ローム層下部の美穂軽石層は大町APm層（約30万年前）に対比される。米原ローム層は美穂軽石層（約30万年前）以降で赤沢軽石層（約10万年前）以前である。朴ノ木坂面以上に相吉スコリア層、貝坂面以上に貝坂スコリア層（約2.5万年前）・大山倉吉軽石層（約4.5-4.7万年前）、正面面以上に始良Tn火山灰層（約2.1-2.2万年前）が載っている。

新潟火山灰グループ（1981）は谷上ローム層に9つ、米原ローム層に7つ、貝坂ローム層に3つの鍵層を認定した。

新潟火山灰グループ（1995）は米原ローム層を7つ、貝坂ローム層を6つの部層に区分した。米原ローム層上部に阿蘇4火山灰（Aso-4）を識別した。ローム層の給源を、米原ローム層の下部は飯縄火山、中部は黒姫火山、上部は主に妙高火山、貝坂ローム層の下部は黒姫・妙高火山と推定している。

IV. 4 古期地すべり堆積物 (c₂)

新期地すべり発生以前の地すべり堆積物を古期地すべり堆積物として一括した。

分布 新期地すべりより上部の斜面に位置する。各地に分布するが、野々海峠西の菱ヶ岳ゴンドラ山頂停留所付近に典型的に発達する。滑落崖は一部分後退しているが明瞭である。

層厚 新期地すべりに比べて大規模であるが、層厚は場所によって異なる。菱ヶ岳ゴンドラ山頂停留所付近では50m以上。

岩相 大規模な岩盤すべりであり、すべり面付近を除いて基盤岩の構造の乱れは少ない。ただし、地すべり活動のため、移動ブロック内部の走向傾斜等の地質構造は大きく変化している。

IV. 5 扇状地堆積物 (f)

十日町地域^{とちのまち}の3箇所、河川が段丘崖から段丘面上に流れ出す所に小規模な扇状地が形成されている。

IV. 6 新期地すべり堆積物

現在活動中か最近まで活動していたと考えられる地すべりの堆積物を一括した。

分布 図幅地域内に数多く分布する。特に、須川層の泥岩上と松之山層の凝灰岩上ですべる場合が多く、“地すべり地帯”を形成している。滑落崖は明瞭で地すべり移動体も良く保存されている。しばしば複数の地すべり移動体が密集し、相互に関連し合いながら下方に移動している。河谷が地すべり堆積物

で理積される例もしばしば認められる。地表部は棚田として利用されていることが多い。

層厚 場所によって異なるが、10-50m.

岩相 不淘汰の基盤岩の風化岩片と細粒の充填物からなる。

IV. 7 現河床堆積物 (a)

現河床堆積物は信濃川沿いに大規模に分布するほか渋海川などの河川沿いに小規模に分布する。これらは厚さ数mの礫・砂及びシルトからなる。

IV. 8 人工改変地 (r)

松代町蒲生にはかつて蒲生が池が存在し江戸時代に干拓された。蒲生が池は約12,000年前に東川層の地すべり地塊が池尻川をせき止めてできた堰止湖であった（松代町史編纂委員会，1989）。

十日町市北鏡坂には浅河原調整池建設にともなう盛土がある。

V. 地質構造

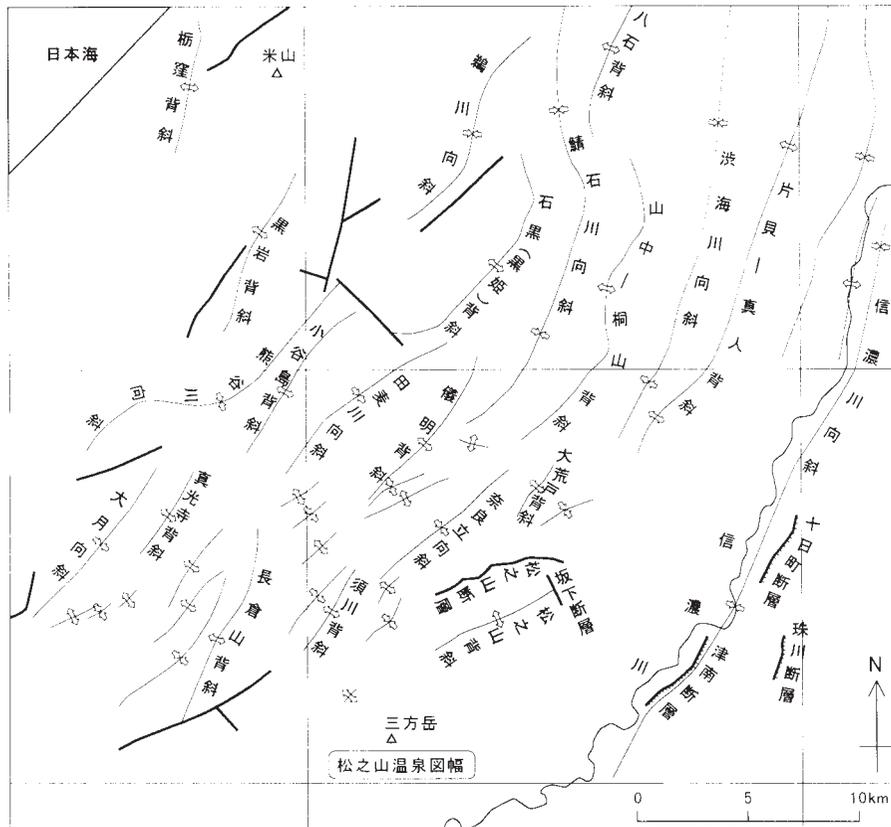
(竹内圭史・吉川敏之)

本図幅地域には NNE-SSW ないし NE-SW 方向のいわゆる新潟方向の褶曲群が発達している（第32図）。なかでも信濃川向斜・松之山背斜・儀明背斜が規模の大きな褶曲であり、信濃川向斜は活褶曲である。断層は松之山背斜で少数存在するほか、信濃川沿いに活断層系がある。

V. 1 褶曲

たむぎがわ
田麦川向斜（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987） 下達向斜（伊木，1907）・田麦向斜（本座，1965a）・細越向斜（新潟県農地部農村総合整備課，1987）とも呼ばれる。「岡野町」図幅地域から本図幅地域北西部を経て「高田東部」図幅地域にかけて位置する長さ約10kmの盆状の向斜である。向斜周辺には田麦川層が広く分布する。

ぎみょう
儀明背斜（伊木，1907） 奴奈川背斜（鯨岡，1962；本座，1965a）とも呼ばれる。本図幅地域北西部に位置する長さ約8kmの閉じた背斜であり、南東側に一对の向斜・背斜をもつ複背斜構造をなす。更に南西の背斜に連続する可能性もある。須川層が広く分布する。



第32図 松之山温泉図幅地域周辺の地質構造図

まついでいしかわ
鯖石川向斜（渡辺，1938）「岡野町」図幅地域から本図幅地域北部にかけて位置する長さ約20kmの盆状の向斜である。本図幅地域には南端部約4kmが位置し，東川層が分布する。

山中-桐山背斜（渡辺，1938）会沢背斜（伊木，1907）・松代背斜（地質調査所，1957）とも呼ばれる。「岡野町」図幅地域から本図幅地域北部にかけて位置する総延長約15kmの背斜である。本図幅地域には南端部約4kmが位置し，田麦川層が分布する。

しほみがわ
洪海川向斜（渡辺，1938）洪海向斜（松代町史編纂委員会，1989）とも呼ばれる。本地域北方の越路町から「岡野町」図幅地域を経て長さ約20kmに及ぶ向斜である。本図幅地域には南端部約4kmが位置し，魚沼層の下部が分布する。

まっと
片貝-真人背斜（宮下ほか，1972）道見背斜（渡辺，1938）・時水背斜とも呼ばれる。長岡市片貝越路原から延長30kmに及ぶ緩やかな背斜である。本図幅地域にはその南端部5kmが位置し，魚沼層が分布する。

ならだて
奈良立向斜（Noda，1962）室野向斜（伊木，1907）・赤坂向斜（歌代ほか，1976）とも呼ばれる。松代町に位置する長さ約10kmの向斜である。軸部には魚沼層の下部が分布する。南西端には雁行して一対の背斜・向斜が存在する。

大荒戸背斜（伊木，1907） 松代町松代の南に位置する長さ約3kmの閉じた背斜である。軸部には田麦川層のタービダイト相が分布する。

松之山背斜（歌代ほか，1976） 松之山ドーム（伊木，1907）・松之山ドーム状背斜（松代町史編纂委員会，1989）とも呼ばれる。長さ約6kmのドーム状の背斜であり，中心部に広く分布する松之山層は本図幅地域周辺で地表に露出する最下位の地層である。松之山背斜の背斜軸は両端で急激にブランチしているが，中央部分の構造は水平に近く，2つの極隆構造をもつ（地質調査所，1957）。

須川背斜（大和ほか，1959） 西隣「高田東部」図幅地域にかけて位置する長さ5kmの背斜で，本地域にはその北東部が位置する。須川層及び田麦川層のシルト岩相が分布する。

信濃川向斜（宮下ほか，1972） 信濃川に沿って位置する長さ少なくとも約17kmの緩い向斜である。より南西へも延長しているものと考えられるが向斜軸の位置は明確でない（島津・立石，1993）。段丘群の形成期間を通じて変位が進行しており（内藤，1965；町田・池田，1969），活褶曲である。飯川（1983・1991）は信濃川向斜を含めた信濃川流域の中位段丘面（本地域では米原面）の傾斜率について検討している。

V. 2 断層

さかのした
坂下断層（新称） 松之山層の東を画する断層であり，新山断層（歌代ほか，1976）の一部にあたる。松之山町坂下の越道川で断層面が観察されている（伊木，1907；歌代ほか，1976）。

松之山断層 新潟県農地農地建設課（1984）で松之山地すべりの北限を限る松之山逆断層として報告されている。松之山町松之山から松口にかけて，おおよそ光間川に沿って延びている。

松之山背斜の北西翼では樽田層の泥岩砂岩互層が欠如して，松之山層と泥岩からなる須川層が隣接している。地すべり地域であり露頭がわずかしら観察されないため，この欠如が断層によるものか岩相の側方変化によるものか判断し難い。本報告では，断層によるものとみなし，松之山層の北縁に沿って松之山断層が西へ延長するものと推定した。

松之山町黒倉の修業者断層・大荒戸背斜南東翼の大荒戸断層（歌代ほか，1976）は本研究の調査では確認できなかった。

V. 3 活断層

十日町市から津南町にかけての信濃川右岸には，NE-SW 方向に延びる延長11kmの断層帯が発達している。断層帯には十日町断層・津南断層など雁行する大小4本の活断層が存在しており，西上がりの逆断層系をなしている。これらの断層は，いずれも後期更新世の段丘堆積物に累積的な変位を与えており，活断層とされている（加藤・山崎，1979；活断層研究会，1991）。

十日町断層（活断層研究会，1980） 十日町市大黒から水掘にかけて NE-SW に延びる，長さ3.5km，北西側上がりの断層である。町田・池田（1969）により貝坂面・大割野面を変位させていることが指摘された。伊達付近では大割野 I 面に<5m，水掘付近では正面面に>10mの変位を与えており，平均変位

速度 $>0.2-0.5\text{m}\pm/\text{ky}$ の活断層とされている(活断層研究会, 1991)。十日町市宮栗でのトレンチ調査により, 貝坂面の垂直変位が約4mで, 9,500年前以降も活動していることが判明した(太田, 1998)。なお, 活断層研究会(1991)は, 本断層が更に南西方の馬場付近まで延びるとし, その長さを6kmとしている。しかし, 馬場付近の段丘面には顕著な変位は認められないので, 本報告では変位が明瞭な範囲に限った。

津南断層 (活断層研究会, 1980) 中里村干溝から津南町卯ノ木にかけて延びる, 延長4km余, 北西側上がりの断層である。町田・池田(1969)により朴ノ木坂面・正面面を変位させていることが指摘された。活断層研究会(1991)は, 本断層が北東方へ信濃川左岸の堀之内まで延び, また南西へも延びるとし総延長を8kmとしているが, 本報告では変位が明瞭な中央部に限った。活動度BのW側上がりの活断層である(活断層研究会, 1991)。

珠川断層 米原面を変位させている。延長3km, 活動度 B-C の西側上がりの活断層である(活断層研究会, 1991)。

十日町市水沢の活断層 米原Ⅱ面を凹地状に変位させている(鈴木, 1983)。活断層研究会(1991)の細尾-如来寺断層に雁行する断層である。

なお, 東上がりの活断層系の存在を指摘する見解も出されている(太田, 1998)。

VI. 応用地質

(釜井俊孝・竹内圭史)

VI. 1 石油・天然ガス

本図幅地域は新潟油田地域の一面にあり, 古くより石油調査が行われていた。伊木(1907)は, 松之山背斜周辺の松之山町坂下・新山・田麦立, 大荒戸, 松代町会沢・蓬平, 諏訪峠・寺田・名平・蒲生, 儀明・木和田原, 室野における石油の産出・試掘の状況を詳しく報告している。

松之山油田 松之山背斜の松之山層及び樽田層分布域に位置する。地質調査所(1957)によれば, 松之山油田では1870年-1898年(明治3年-31年)頃ならびに1915年-1925年(大正4年-14年)頃に, 上総式・手掘式による産油が行われていた。その後1950年-1952年(昭和25年-27年)に1,000-1,500mの試掘が行われた。深度600m前後の寺泊層中に挟在する数層の砂岩層から, 少量の良質の原油が産出した。しかし松之山油田の累計産油量は2社台合わせでも500klに満たない。天然ガスは, 松之山町兎口で1坑井から温泉とともに産出しており, 1975・1977年の天然ガスの産出量は各15,000 m^3 であった(松之山町史編さん委員会, 1991; 新潟県, 1977・1989)。松之山町周辺の各所で油徴が見られ, 松之山町とないみょう藤内名では1955年頃まで自然湧出の石油井があったほか, 天然ガスの自然湧出がある(松之山町史編

第6表 松之山温泉図幅地域の坑井一覧

坑井名	位置	緯度経度	実施者	掘削深度(m)	到達層位	岩質	開坑日	掘止日	
儀明 SK-1	松代町木和田原	N37°07'36" E138°32'28"	石油資源開発	4,100	火打山層	砂質凝灰岩	S48.6.1	S48.10.13	
松代 R3	" 会沢		帝国石油	1,706	松之山層	凝灰角礫岩 凝灰質砂岩・泥岩	S27		
中子 SK-1	" 犬伏		石油資源開発	3,303	上部寺泊層	灰色凝灰岩 褐色泥岩	S43.11.12		S44.2.6
大荒戸SK-1	" 大荒戸背斜		"	1,818	松之山層		S34		
松之山N-1	松之山町兎口	N37°04'23" E138°35'47"	新潟県	3,002	火打山層	凝灰岩・砂岩・泥岩	S51.5.17	S52.7.7	
松之山R1~5	"		帝国石油	1,000-1,500	寺泊層		S25-27		

新潟県（1989）・新妻（1982）及び地質調査所（1957）・鯨岡（1962）による。

さん委員会，1991）。

地質調査所（1957）によれば，山中-桐山背斜が位置し田麦川層の分布する松代町会沢では，各所で油徴が見られ江戸時代の1800年頃から露頭の原油が採取されていた。江戸時代末と大正初期の2度の掘削不成功の後，1951年から3坑の掘削が試みられた。

松代町室野・蒲生・寺田で須川層から少量の天然ガス・石油が産出している（東頸城郡松代町教育委員会，1982）。

坑井 本図幅地域には6つの主な坑井群が掘削されている（第6表）。これらのほかにも，明治後期にはすでに松之山町兎口に1,176m，大荒戸に1,536mの石油井が掘られていた（伊木，1907）。

鯨岡（1962）によれば，松之山背斜では計6坑あり，深度1,500m以深まで凝灰岩・凝灰角礫岩に泥岩を挟む松之山層（本報告では寺泊層）が続く。猪間（1976）・新妻（1982）の資料から，松之山背斜では深度約900mに鍵層Sタフ，深度約1,300mに鍵層Tタフが挟在すると考えられる。

儀明SK-1では深度約1,800-2,000mに松之山層があり，その下位の深度約2,100-2,300mに層渾の指標となる特徴的な底生有孔虫群集が認められる（渡辺，1976）。

大荒戸SK-1では深度1,500m以深が灰緑色凝灰岩主体で泥岩を挟む松之山層である（鯨岡，1962）。

VI. 2 亜炭

本図幅地域ではかつて3地域の魚沼層から亜炭が稼行されていた。

津南町樽田とまるの外丸炭田で1942年（昭和17年）頃から魚沼層中の亜炭が稼行されていた。炭層の厚さは50-60cmで，新潟県では有数の亜炭鉱であった（岡部，1985）。炭質は日本工業規格の褐炭で，灰分18.56%・発熱量4,070Kcal/kgと比較的良質である。1959年度の生産量11,487tであったがすでに休止した（新潟県，1977）。

松代町犬伏にも魚沼層下部に新城炭鉱があったが休止している（新潟県，1989）。松之山町田麦立の南西の魚沼層下部には亜炭の坑跡が残っている（松之山町史編さん委員会，1991）。

VI. 3 地すべりと斜面崩壊

VI. 3. 1 地すべり

東頸城丘陵は日本有数の地すべり多発地域であり、新第三系分布面積のうち3分の1が地すべり地である。地すべりについては以下の報告がある。大和ほか（1959）は本地域から西隣地域にかけての東頸城丘陵の地すべりの分布について報告した。新潟県農林水産部治山課（1980）は松之山町・松代町ほかの9つの地すべり、東頸城郡松代町教育委員会（1982）は松代町の4つの地すべり、新潟県農地部農地建設課（1984）は松之山町の水梨地すべりについて報告した。津南町樽田では1914年（大正3年）に山崩れで死者2名、1957年（昭和32年）に地すべりで死者19名を出した（岡部，1985）。新潟県農地部農地建設課（1993）は地すべり防止地域についてまとめている。

分布 本図幅地域の西部の関田山脈から東頸城丘陵にかけての山地内部には多くの地すべり堆積物が残留している。これらの地すべりの分布は、松之山層と須川層の泥岩の分布に規制されている。泥岩分布域に発達する地すべりは、緩慢な運動をする粘質土すべりが多い。

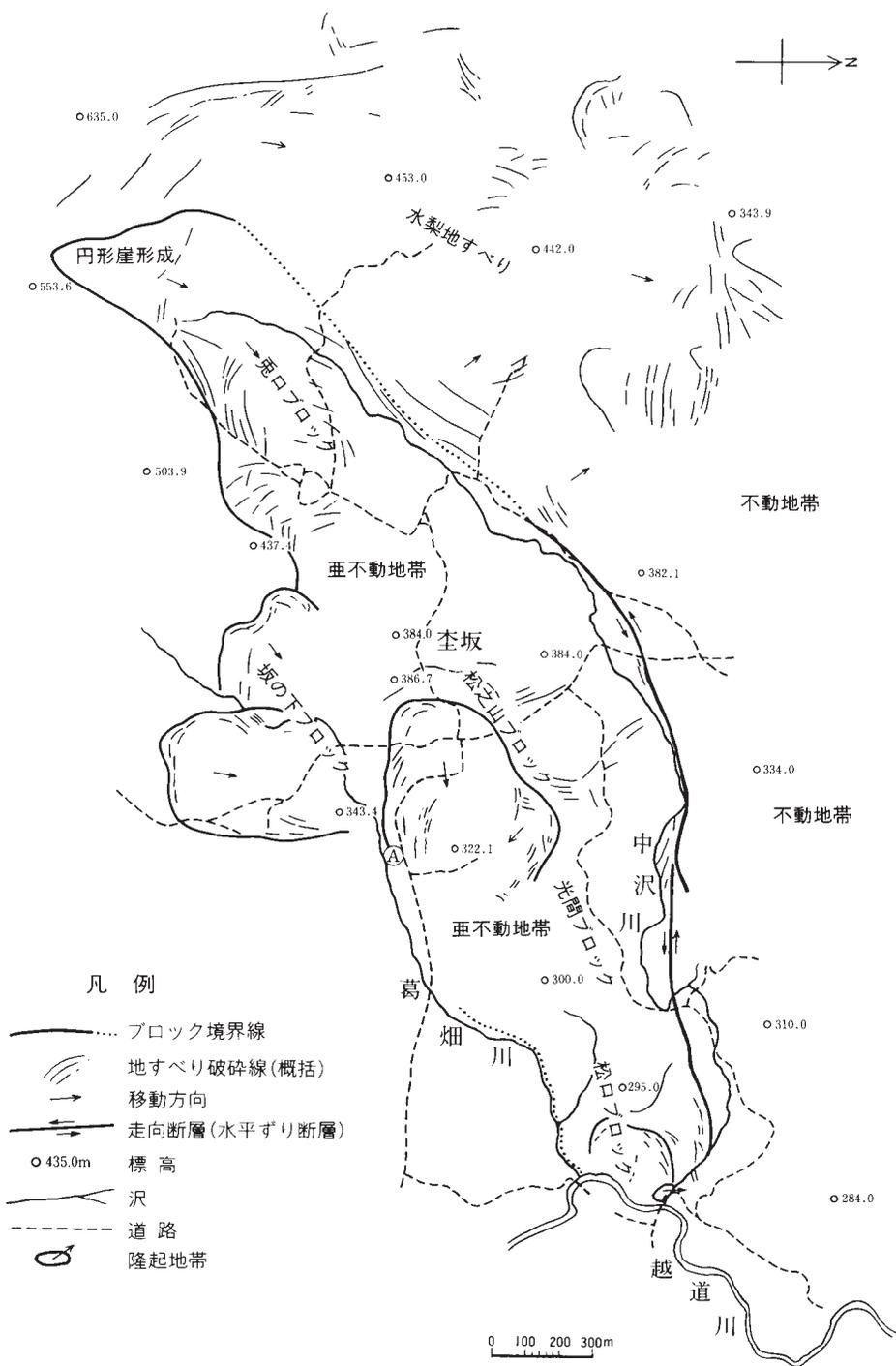
山地内部の比較的平坦な場所は、ほとんど地すべりであるため、集落の多くは地すべり上に立地しており、水田の分布と地すべりの分布はほぼ一致する。地すべり堆積物の上に作られた水田は緩慢に移動する例が多く、特有の棚田地形を形成している。

また、図幅地域内には松代町海老の牛池や池尻の蒲生が池（江戸時代に干拓）等、地すべりによる堰き止めや埋積地形が随所に認められる。

発生原因 本地域における地すべりの発生原因としては、有効応力の減少によるせん断抵抗力の低下と河川の浸食等によるバランスの悪化が主な要因としてあげられる。前者による場合は融雪や梅雨、台風等の降水量の急激な増加をもたらす気象条件により、地下水位の上昇及び間隙水圧の増加が起こることが原因の一つである。気象条件と地すべりの関係は複雑であるため、降水・降雪量と地すべりの定量的関係は単純ではないが、地すべりの発生は3-4月の融雪期、7月の梅雨後期、11-12月の降雨（しぐれ）期に多く、特に融雪期に顕著である。

代表的な地すべり災害 本図幅地域内には多数の活動的で顕著な地すべりが分布している。これらの地すべりは須川層の泥質岩中に発達しており、いわゆる黒色泥岩地帯の地すべりとして知られている。黒色泥岩はきわめて容易にスレーキングし粘土化するため、これらの地すべりの大半は粘質土すべりであり、活動を繰り返す再活動型の地すべりである。したがって地すべり災害が毎年のように繰り返し発生している。更に、図幅中央部の松之山層の凝灰岩分布域には大規模な地すべりが発達し、しばしば大災害が発生している。ここでは、戦後顕著な災害をもたらした松之山地すべりの例を取り上げる。

松之山地すべり 松之山地すべりは、大規模なことで、活動が激しいことで著名な地すべりである。1962年（昭和37年）の活動では、松之山町中心部の市街地を含む約850haの広大な地域が地すべりによって被災した（新潟県農地部農地建設課，1984）。地すべりは大松山北方山麓の滑落崖から越道川に向かう、平均傾斜約5°の緩斜面上に発生し、長さ3,600m、平均の幅2,400mに達する。この地域はほぼ松之山背斜の北半分に相当する。すべり面の深さは地表から4-30mであり、地すべり土塊の大半は松之山



第33図 松之地すべり概括図 (新潟県農地部農地建設課, 1984)

層の凝灰岩の風化層である。この地すべりは、兎口、松之山、光間、松口、坂の下の5ブロックに区分される。これらのブロックは互いに関連しあいながら移動している（第33図）。

兎口ブロックは大松山の滑落崖から杵坂にかけての地域である。このブロックでは地下水位が高く、風化層が厚い（40m以上）。そのため古来から地すべり活動が活発である。杵坂という地名も江戸時代、地すべりを鎮めるために自ら犠牲になった杵兵衛に因んでいる。松之山地すべりにおける昭和37年の活動も、4月の融雪期に兎口地すべりから開始された。この兎口地すべりの活動によって、多量の地下水が下部の松之山ブロック等に供給され、10月にはほぼ全域が不安定化し、大規模な地すべり災害に発展した。

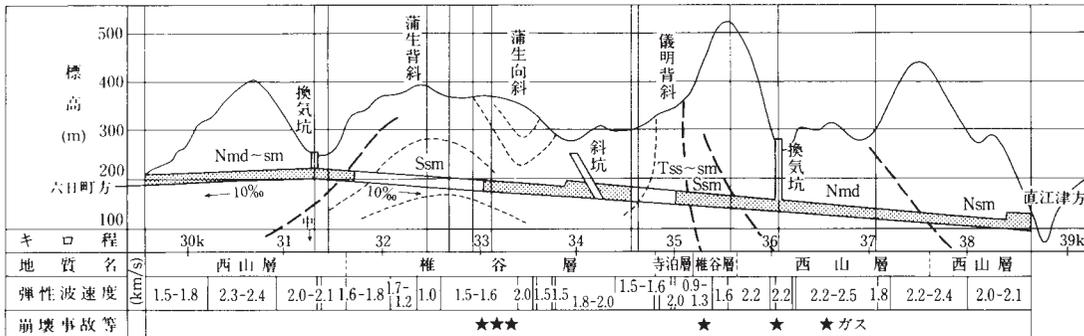
松之山地すべりの土塊そのものは、過去の地すべり移動層や風化層である。しかし、地表のクラックや地溝帯、二次滑落崖の分布は、断層等の基盤岩中の構造を反映している。例えば、顕著なクラック群が発生した松之山地すべり北縁部は、松之山背斜北部の断層に規制されている。

VI. 3. 2 斜面崩壊

関田山脈の尾根の北側は大規模な滑落崖になっており、とくに雪解け期には土砂崩れでしばしば道路が通行止めになる。古期崩壊堆積物の堆積面の末端は各所で滑落崖となっており、堆積物が崩落する危険がある。信濃川の河岸段丘崖や丘陵内部の砂質岩の分布域で表層崩壊が発生している。

VI. 3. 3 トンネル

本図幅地域内には、北越急行ほくほく線の建設や国道改修工事等において、多数の大規模なトンネルが掘削されている。これらのトンネルの多くは、膨張性地圧が作用するトンネル（膨圧トンネル）であり、掘削工事や保守上問題を生じている。特に北越急行ほくほく線の鍋立山トンネルは全長9,117mの長大トンネルであり、掘削においては膨圧、可燃性ガス、石油湧出等に悩まされた。鍋立山トンネルにおいて最も膨圧が著しいのは、蒲生背斜から蒲生向斜にかけての区間である（第34図）。この区間は土被りが厚く地山（本報告の須川層）がもめており、地表部では地すべりが顕著に発達している。この部分の地山強度比（一軸圧縮強度/土被り圧）は0.06と極めて小さく、トンネルとして自立するための強度



第34図 鍋立山トンネルの地質構造図
井上ほか（1978）より抜粋。地層区分は原典のまま。

が不足していた。そのため掘削による応力解放により切り羽の崩壊や内空断面の減少が発生し、難工事となった。

VI. 4 温 泉

松之山図幅地域には日本三名湯の一つにも挙げられている松之山温泉をはじめいくつかの温泉がある。

松之山温泉 松之山町の松之山温泉は、深度170-440mの坑井4本など未利用1を含む8つの源泉があり、泉温98℃・湯量365 l/分の Na-Cl 泉である（新潟県，1977；北陸地方土木地質図編纂委員会，1990；金原，1992）。

松之山温泉の北方に位置する^{うまぎでち}兎口温泉は明治40年に開湯し、その後石油目的の廃坑井から天然ガスとともに温泉が湧出するに至った、37℃・35 l/分の温泉である（新潟県，1977）。兎口の西の庚申ノ湯は35℃・13 l/分の Na-Cl 泉である（金原，1992）。松之山町浦田にも温泉がある（新潟県，1989）。

津南町・中里村地域では、津南町の鹿渡温泉は27℃の単純温泉、辰ノ口温泉は26℃・16 l/分の NaHCO₃泉、芦ヶ崎の段野温泉は自噴で36℃・150 l/分の Na-Cl・HCO₃泉、田中温泉は自噴で30℃・18 l/分の Na-HCO₃泉である（新潟県，1989；北陸地方土木地質図編纂委員会，1990；金原，1992）。ほかに25℃以下の重曹泉である十日町市新宮温泉（金原，1992）や中里村田沢の瀬戸温泉（新潟県，1989）がある。

大島村儀明峠の大山温泉は、13℃・3 l/分の Na-HCO₃泉である（北陸地方土木地質図編纂委員会，1990；金原，1992）。

VII. 資 料

（竹内圭史・吉川敏之）

VII. 1 フィッション・トラック年代

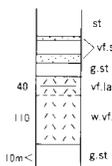
松之山凝灰岩・下鰻池凝灰岩のフィッション・トラック年代測定を行った。測定は京都フィッション・トラック（株）に依頼した。試料採取地点は地質図に記入されている。

松之山凝灰岩

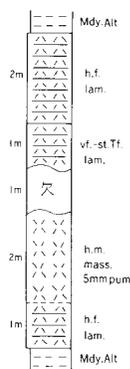
採取地 松之山町坂下の国道沿いの露頭。

試料番号 MT21（GSJR 68199）

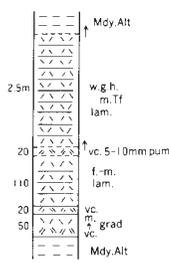
小貫凝灰岩
(田麦川層下部)
h
松代町筋平



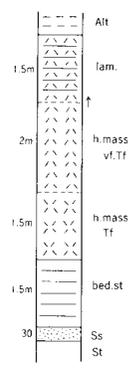
上岡凝灰岩
(田麦川層上部)
i
大島村足谷



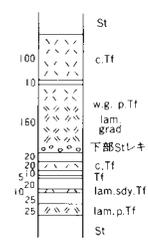
板山凝灰岩
(田麦川層上部)
j
大島村足谷



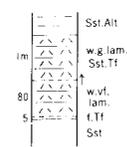
(田麦川層上部)
l
松代町鱒石川



(田麦川層上部)
m
松代町鱒石川



千年凝灰岩
(東川層上部)
o
松代町室野



凡 例

- 凝灰岩
 - Tf : 終石
 - p : 極粗粒
 - vc : 極粗粒
 - c : 粗粒
 - m : 中粒
 - f : 細粒
 - vf : 極細粒
 - st : シルト粒
 - Md : 泥岩
 - St : シルト岩
 - Sst : 砂質シルト岩
 - Ss : 砂岩
 - Alt : 泥岩砂岩互層
 - Mdy.Alt : 泥岩優勢互層
- tf : 凝灰質
- sdv : 砂質
- mass : 塊状
- lam : 平行層理
- cr.lam : 斜交層理
- grad : 炭化成層
- 泥岩ブロック

- w : 白色
 - y : 黄白色
 - g : 灰色
 - b : 帯青色
 - l : 明色
 - d : 暗色
 - pum : 軽石粒
 - HM : 重鉱物粒
 - Hb : 普通角閃石
 - Sco : スコリア
 - h : 固結度高い
 - mtx : 基質
- 柱状図左の数字は層厚 (cm)

灰緑色塊状の固結した中粒結晶質軽石凝灰岩。ジルコン本質結晶含有率98%。

測定結果 試料は自形ジルコン結晶を豊富に含み、自形でない少数のジルコン結晶を異質とみなし除外した。ウラン濃度が低いため粒子データがばらつくものの χ^2 検定には合格するので、測定した30粒子を同一起源のものとみなし、年代値 $8.7 \pm 0.9\text{Ma}$ が得られた (第4表)。

下鰈池凝灰岩

採取地 松之山町天水越の南の沢、崖中腹の凝灰岩露頭の下の転石。

試料番号 Ma15 (GSJ R 68207)

白色塊状の固結した中粒結晶質軽石凝灰岩。ジルコン本質結晶含有率100%。

測定結果 試料は自形ジルコン結晶を豊富に含み、良好な試料条件を備えている。粒子データのまともは良く χ^2 検定にも合格するので、測定した30粒子を同一起源のものとみなし、年代値 $2.6 \pm 0.2\text{Ma}$ が得られた (第4表)。

VII. 2 凝灰岩鍵層

本図幅地域では須川層から魚沼層にかけての各層準に多数の凝灰岩鍵層が挟在する。すでに新潟火山灰グループ (1983) や新潟大学東頸城地域地質調査グループ (1987) などにより記載されたものが多いが、本研究で観察された主な凝灰岩について簡単に記載する。凝灰岩露頭の位置は地質図に記入してある。

須川層

あまみずこし

天水越凝灰岩 (松之山町史編さん委員会, 1991) 松之山町天水島の山道では厚さ5m以上の細礫径の軽石凝床岩である。天水越の西の道路沿いでは全層厚18mにわたって、厚さそれぞれ4m・2m・2mの3枚の粗-細粒凝灰岩が挟在する。三桶では層厚4m以上で全体として級化成層を示し、泥岩偽礫を多く含む軽石凝灰岩である。大蔵寺原の北では全層厚10m以上である (第35図a)。松之山背斜北西翼では以下の3箇所凝灰岩の上部が観察され、上位は泥岩が重なる。曾根の大坪川では厚さ6m以上で、下部には2-5cmの安山岩礫を含み、上部2mは級化成層を示す。黒倉では厚さ5m以上で上部は不明瞭な層理と級化成層を示す。デイサイト角礫・泥岩偽礫を含む。その西では凝灰岩の直上に砂岩が重なる。

たかとこ

竹所凝灰岩 (新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987) 松代町木和田原の濁川では、泥岩中に挟在する厚さ2mで不明瞭な葉理をもつ灰白色細粒凝灰岩である。儀明では厚さ215cmの白色中粒凝灰岩である (第35図b)。筋平では葉理が発達する厚さ1mの極細粒凝灰岩である。

松代町鍋立山の南では須川層最上部の泥岩中に全層厚約3mの細粒-シルト粒凝灰岩が挟在する (第35図c)。

田麦川層

しもえいけい

下鰈池凝灰岩 (松之山町史編さん委員会, 1991) 本研究では松之山町史編さん委員会 (1991) の報告より西の地域で追跡された。松之山背斜南東翼の田麦川層下部のシルト岩優勢互層中に挟在する。松之

山町天水島の松之山温泉スキー場では厚さ1.5mである（第35図d）。天水島の南の崖では厚さ約7mと最も厚く（第35図e），大巖寺原牧場の東で約4mである。大巖寺原牧場の内では全層厚4.5m中に50-20cmの凝灰岩が4枚挟在する（第35図f）。

いりやまがわ
入山川凝灰岩（高野，1990） 大島村鍋立山西の沢では，厚層理粗粒砂岩の下位に挟在する全層厚11m以上の軽石凝灰岩である（第35図g）。

なびろ
名平凝灰岩（新潟大学東頸城地域地質研究グループ，1987） 松代町名平の模式地では，シルト岩優勢互層中に挟在する厚さ2m以上の白色細粒-極細粒凝灰岩である。下半部は不明瞭な葉理をもち，上半部は緻密でやや固い。周辺の農道沿いの数箇所で露頭が観察され，層厚は最大6m以上である。

こつなぎ
小貫凝灰岩（新潟大学東頸城地域地質研究グループ，1987） 松代町小貫の模式地では，シルト岩優勢互層中に挟在する厚さ70cmの黄白色極細粒凝灰岩である。蒔平の道路沿いでは厚さ150cmの極細粒凝灰岩である（第35図h）。室野では塊状シルト岩中の厚さ50cmの細粒凝灰岩である。室野の西では塊状シルト岩中の厚さ100cmの細粒凝灰岩で，上部30cmは級化層を示す。大島村正面倉山の北では塊状シルト岩中の厚さ75cmの細粒凝灰岩で径5-10mmの軽石を含む。

かみおが
上岡凝灰岩（新潟大学東頸城地域地質研究グループ，1987） 模式地の大島村上岡ではタービダイト相中に挟在する（第12図）。足谷ではシルト岩優勢互層中に全層厚7mで挟在する（第35図i）。

いたやま
板山凝灰岩（新潟大学東頸城地域地質研究グループ，1987） 大島村足谷では，シルト岩優勢後互層中の全層厚約4.5mの細礫径-細粒凝灰岩である（第35図j）。

よもぎひら
蒔平ホルンブレンド凝灰岩（新潟大学東頸城地域地質研究グループ，1987） 模式地の松代町蒔平では，層厚25mの間に11枚の凝灰岩・火山礫凝灰岩層が挟在する（第35図k）。小荒戸では厚層理砂岩の下位のシルト岩中に，厚さ8cmとその1m上位に厚さ10cmの火山礫凝灰岩が挟在する。

このほか，松代町蒔平の鯖石川では厚層理粗粒砂岩の下位に厚さ5mの凝灰岩が挟在し（第35図l），清水でも厚層理粗粒砂岩の下位のシルト岩中に厚さ8m以上の粗粒-中粒凝灰岩が挟在する。松代町蒔平の鯖石川では厚層理粗粒砂岩の上位に全層厚4mで挟在する（第35図m）。松代町池尻の北では塊状シルト岩中に厚さ約70cmの黄白色中粒凝灰岩が挟在する。鉱物は斜長石・石英・黒雲母を含む。

東川層

かみえびいけ
上蝦池凝灰岩（松之山町史編さん委員会，1991） 松之山町赤倉の道路沿いで，層厚50cm以上にわたり径2mmの軽石が密集している。その南の東山の道路沿いでは厚さ3m以上の粗粒凝灰岩で，鉱物は斜長石・石英・黒雲母を含む。

ちとせ
千年凝灰岩（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987） 模式地の松代町千年では全層厚9mに及ぶ軽石凝灰岩群である（第35図n）。千年の東では，全層厚4m以上にわたって，厚さ10-30cmの細礫径軽石の密集層と厚さ5-10cmのシルト層の互層となっている。このほか田沢の北の沢では，厚さ2mの灰色粗粒凝灰岩で径5mmの軽石を含み，下部50cmにはシルト偽礫を含む。室野の渋海川では，厚さ約2mの細粒-極細粒凝灰岩である（第35図o）。

松代町小屋丸では，指交する東川層最上部-魚沼層海成砂相の中に厚さ5m以上でトラフ型斜交層理の発達する灰白色粗粒凝灰岩が挟在する。

また，松之山町水梨の北では東川層最下部の砂質シルト中に，厚さ120cmの白色で中粒-シルト粒の

級化成層を示す凝灰岩が挟在する。

魚沼層

上鰈池パミス質火山灰層 (Kap) (風岡, 1988) 魚沼層の最下部の層準に挟在し、図幅ほぼ中央部に連続して分布する。松之山町上鰈池の林道では層厚約3mで淡黄褐色を呈し、黒雲母を多く含む。下部にはやや不明瞭なトラフ型斜交葉理が見られ、上部にはほぼ平行な葉理が発達する。

上鰈池ガラス質火山灰層 (Kag) (風岡, 1988) 魚沼層の下部の層準に挟在し、図幅南部から南西部に連続して分布する。松之山町上鰈池の林道では層厚約2mで、軽石を主体とするが、上部に斜方輝石を多く含む。ほぼ平行（一部トラフ状）の葉理が見られ、また5-10cm厚の火山灰層が挟在する。

犬伏パミス質火山灰層 (Inp) (風岡, 1988) 魚沼層の下部の層準に挟在し、図幅ほぼ中央部に連続して分布する。松代町犬伏では層厚約2mで、淡灰色を呈する。粗粒砂-細礫サイズの軽石を主体とし、ときに1cm大以上のものも含む。

SK130 (新潟平野団体研究グループ, 1970) 魚沼層の下部の層準に挟在し、図幅内の魚沼層分布域に広く分布する。ただし、本図幅地域周辺のSK130は、層相・層厚の変化が著しい(風岡, 1988)。松代町犬伏では層厚約1.8mで、下部はほぼ塊状、上部には葉理が見られる。下部では1cm程度の細礫サイズの軽石にやや富む。

海老TB (Ka - TB) (新潟火山灰グループ, 1983) 魚沼層の下-中部の層準に挟在し、図幅南部から東部にかけて連続して分布する。塊状の凝灰角礫岩で、層厚は通常10m未満である。図幅南部地域では軽石も含むが、北東部ではまれである。シルトの不定形礫を含むほか、図幅北東部では円礫を含む。海老TBは単層として識別可能なのは山伏山東方の尾根より東側の地域で、足滝川以西では他の安山岩火山岩類と一体化しているか、もしくは分布しない。

名ヶ山TB (My-TB) (新潟火山灰グループ, 1983) 魚沼層の下-中部の層準に挟在し、図幅南部から東部を経て、北隣「岡野町」図幅地域まで連続している。名ヶ山TBは岩相から岩屑なだれ堆積物-ラハール堆積物と考えられ、津南町樽田川では12m大以上の安山岩メガブロックが認められる。本地域の安山岩質鏈層のうちでは層厚が最も大きく、分布も最も広い。名ヶ山TBは単層として識別可能なのは樽田川より北東側の地域で、それ以西では成因から考えて尖滅してゆくものと思われる。

SK110 (新潟平野団体研究グループ, 1970) 魚沼層の中部の層準に挟在し、図幅東部地域に連続して分布している。ただし、本地域内で確認できた露頭は多くない。層厚2m以下で、中粒砂-細礫サイズの軽石・岩片からなる。

SK100 (新潟、平野団体研究グループ, 1970) 魚沼層の中部の層準に挟在し、図幅東部地域に連続して分布している。50cm-2m程度の堆積ユニットが組み合わさっていることが多く、シルトを挟有することがある。一般に、平行葉理またはトラフ型斜交葉理が認められ、ときにコンボルート葉理が発達する。中里村宮中西方では層厚約9mで、細-粗粒砂サイズの軽石・ガラスを主体とし、粒度及び葉理構造の異なる5つの堆積ユニットからなる。

樽沢TB (Tr-TB) (新潟火山灰グループ, 1983) 魚沼層の中部の層準に挟在し、図幅南部から東部を経て、北隣「岡野町」図幅地域まで連続している。SK100との間隙はほとんどなく、しばしば樽沢TBがSK100を直接覆っている。樽沢TBにも中里村宮中西方や十日町市安養寺では10m大の安山岩メガ

ブロックが認められ、岩屑なだれ起源の堆積物と考えられる。図幅北東部では普遍的に円礫を含み、ラハール堆積物と考えられる。

SK050 (新潟平野団体研究グループ, 1970) 魚沼層の中-上部の層準に挟在し、図幅南部から東部を経て、北隣「岡野町」図幅地域まで連続している。層相・層厚の変化が著しいが、一般に細-粗粒砂サイズの円磨された軽石片からなり、トラフ型斜交葉理が発達することが多い。また、通常有色鉱物に富む層準が認められる。

辰ノ口TB (Tt-TB) (新潟火山灰グループ, 1983) 魚沼層の中-上部の層準に挟在し、図幅南部から東部地域に連続して分布する。図幅南部では数枚の凝灰角礫岩からなり、下部のユニットは円礫を含む。また、ときに1mを越える大型の岩塊を含むことがあるほか、岩塊に無斑晶安山岩を含むという特徴がある。図幅北部では火山礫凝灰岩-凝灰質粗粒砂・礫からなり、北隣「岡野町」図幅との境界付近まで連続している。

SK030 (新潟平野団体研究グループ, 1970) 魚沼層の上部の層準に挟在し、図幅南部から東部を経て、北隣「岡野町」図幅地域まで連続している。SK030は魚沼層分布域に広く認められる鍵層で、層相はいくつかの岩相の組み合わせからなるが(小林ほか, 1989)、本地域南部の安山岩火山岩類卓越地域では完全な組み合わせは見られない。十日町市樽沢では層厚約10mに及び、多様な色を呈する軽石-スコリアに富む。

干溝TB (Hi-TB) (新潟火山灰グループ, 1983) 魚沼層の上部の層準に挟在し、図幅東部の一部地域に分布が確認できる。塊状の凝灰角礫岩で、円礫を含み、ラハール堆積物と考えられる。干溝TBは鳥甲山火山の噴出物と認定されている(志久見川団体研究グループ, 1991)。

新屋敷TB (Ar-TB) (新潟火山灰グループ, 1983) 魚沼層の最上部の層準に挟在し、図幅東部地域の信濃川沿いに分布している。ただし、この地域は魚沼層の露出が不連続で、新屋敷TBと他の鍵層との関係がわかりにくく、干溝TBや外丸本村TB(新潟火山灰グループ, 1983)との判別が難しい。塊状の凝灰角礫岩で、礫・砂を挟有することがある。最大層厚は20m以上に達する。新屋敷TBは鳥甲山火山起源の可能性があると考えられている(新潟火山灰グループ, 1983)。

文 献

天野和孝(1994) 新潟県松之山町の鮮新統産貝化石群と古環境. 地学雑, Vol.103, p.653-673.

茅原一也・小松正幸・島津光夫・久保田喜裕・塩川 智(1981) 越後湯沢地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 108p.

El Habab, A.A.A., Tateishi, M. and Shimazu, M. (1991) Textural and mineralogical properties of turbidite sandstone of Upper Miocene to Pliocene Tamugigawa Formation in the Niigata Basin. *Jour. Japan. Assoc. Petrol. Technol.*, vol. 56, p. 123-134.

藤本純一・吉川周作・水野清秀(1989) 福田火山灰層の岩相について(演旨). 日本第四紀学会講演要旨集, no. 19, p. 58-59.

千谷好之助(1930) 本邦油田第三紀層の分類と其名稱とに就きて. 地質雑, vol. 37, p. 262-269.

- 地質調査所（1957） 20 松之山油田. 日本鉱産誌V-b, 主として燃料となる鉱石, I 石油, I. 10 わが国の油田・試掘地, p.234-253.
- 早津賢二・新井房夫（1981） 信濃川中流域におけるテフラ層と段丘形成年代. 地質雑, vol.87, p.791-805.
- 東頸城群松代町教育委員会（1982） 3. 地質. 松代町理科資料, p.95-102.
- 北陸地方土木地質図編纂委員会（1990） 13. 温泉・鉱泉. 第8編 資料編, 北陸地方土木地質図解説書, p.781-793.
- 本座栄一（1965a） 新潟県東頸城郡北部地域の椎谷期—西山期の砂岩の発達およびその石油地質学的考察 その1. 砂岩体の geometry, 堆積環境およびその成因. 石油技誌, vol.30, p.86-93.
- 本座栄一（1965b） 新潟県東頸城郡北部地域の椎谷期—西山期の砂岩の発達およびその石油地質学的考察 その2. 砂岩の貯留岩としての性質. 石油技誌, vol.30, p.1-7.
- 堀川秀夫・米山正次・渡辺其久男（1994） 新潟県東頸城郡大島村で発見された後期中新世～前期鮮新世のセイウチ亜科の新標本について. 地球科学, vol.48, p.565-570.
- 五十嵐 聡・高橋尚靖・大橋 克・喜多孝行・島津光夫（1984） 新潟, 長野県境付近の津南—志賀地域の鮮新—更新世の火山岩類. 地質学論集, no.24, p.3-20.
- 飯川健勝（1983） 14 魚沼地域の水準点変動と地形・地質構造の関係について. 魚沼層群, 地団研専報, no.26, p.151-158.
- 飯川健勝（1991） (4) “中位段丘”の変位と水準点変動. 本州中央部の測地学的変動の研究, 地団研専報, no.39, p.15-21.
- 池辺展生（1940） 新潟県各油田の地層の對比. 石油技誌, vol.8, p.363-372.
- 伊木常誠（1907） 大日本帝國油田第六區地質及地形説明書. 地質調査所, 64p.
- 伊木常誠（1910） 大日本帝國油田第十區地質及地形図説明書. 地質調査所, 29p.
- 猪間明俊（1976） 上・中越地域の層序対比—特に寺泊階・七谷階について—. 新潟大地鉱研究報告, no.4, 西田彰一教授退官記念論文集, p.137-144.
- 井上春雄（1961） 信濃川河系にそう礫層堆積地形とその意義—その1—. 信大教育学部紀要, no.11, p.215-228.
- 井上俊隆・川原敏明・宮林秀次（1978） 強大な地圧に挑む(1). トンネルと地下, vol.9, p.231-238.
- 金子隆之（1988） 志賀高原北部, 毛無火山の地質と岩石. 地質雑, vol.94, p.75-89.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸（1989） K-Ar年代から見た信越高原地域の火山活動. 岩鉱, vol.84, p.211-225.
- 管野三郎・天野和孝（1990） 新潟県地学のガイド（上）—新潟県西部の地質と化石をめぐって—. 地学のガイシリーズ20, コロナ社, 東京, 259p.
- 加藤碩一・山崎晴雄（1979） 信越地域活構造図（1:200,000）. 構造図 5, 地質調査所.
- 活断層研究会編（1980） 58 高田. 日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 東京, p.162-164.
- 活断層研究会編（1991） 58 高田. [新編] 日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 東京, p.192-195.

- 風岡 修 (1988) 新潟県東頸城丘陵東部の魚沼層群の層序と層相. 地球科学, vol.42, p.61-83.
- 風岡 修・立石雅昭・小林巖雄 (1986) 新潟県魚沼地域の魚沼層群の層序と層相. 地質雑, vol.92, p.829-853.
- 菊地かおる・黒川勝己・丸山直子・落合浩代・小林巖雄 (1984) 新潟油田地域, 灰爪層・西山層と魚沼層群の火山灰層による対比. 地質雑, vol.90, p.101-115.
- 金原啓司 (1992) 52 高田. 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧, 地質調査所, p.138-141.
- 小林巖雄 (1994) 松代町犬伏のカキ貝殻層. 続・新潟のすぐれた自然, 新潟県自然環境保全資料策定調査書, 地形・地質編, p.137-139.
- 小林巖雄・立石雅昭・黒川勝己・吉村尚久・加藤碩一 (1989) 岡野町地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 112p.
- 鯨岡 明 (1962) 荒谷相の意味するもの. 石油技誌, vol.27, p.309-346.
- Kurokawa, K. and Hirata, I. (1986) Grain-Size characteristics of the Joetsu Ash (Unit I), a subaqueous ash flow turbidite of Early Pleistocene, Central Japan. *Memoirs of the Faculty of Education, Niigata University*, vol.28, p.15-24.
- 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—. 新潟大地理鉱研究報告, 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示標—. 新潟大学教育学部紀要, 自然科学編, vol.35, p.155-178.
- 黒川勝己・富田裕子・金子 顕 (1998) 新潟地域の板山—Nym火山灰層, 氷見層群のYT3火山灰層および東海層群の佐布里火山灰層の対比: 中央日本における鮮新世の広域火山灰層の検出. 地球科学, vol.52, p.292-300.
- 黒川勝己・富田裕子・青木豊樹・三浦光代・松倉妙子 (1994) 新潟地域の中新世後期～更新世前期火山灰の給源の予測. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, p.223.
- 町田 貞・池田 宏 (1969) 信濃川中流地域における段丘面の変位. 地理評, vol.42, p.623-631.
- 米谷盛壽郎 (1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集), p.35-60.
- 松代町史編纂委員会編 (1989) 第一章 地形・地質. 松代町史, 第一部 自然, p.3-88.
- Matsunaga, T. (1963) Benthonic Foraminifera from the oil Fields of Northern Japan. p.67-107.
- 松之山町史編さん委員会 (1991) 第一節 地形・地質. 松之山町史, 第一章 自然, p.7-76.
- 宮下美智夫・三梨 昂・鈴木尉元・島田忠夫・影山邦夫・樋口茂生 (1972) 魚沼地質説明書. 日本油田・ガス田図 7, 地質調査所, 36p.
- 宮下美智夫・鈴木尉元・島田忠夫・三梨 昂・影山邦夫・樋口茂生 (1970) 魚沼. 日本油田・ガス田図 7, 地質調査所.
- 村松敏雄 (1983) 7 魚沼層群のフィッショントラック年代. 魚沼層群, 地団研専報, no.26, p.63-66.
- 妙高村史編纂委員会編 (1994) 二 隆起する関田山脈. 第一節 地形の成り立ち, 第1章地形・地質,

- 妙高村史 自然編, p.4-13.
- 長瀬美香子・黒川勝己 (1992) 古地形の指示者としての水底流走火山灰—魚沼層群のSK110およびSK100火山床の例—。地質学論集, no.37, p.261-275.
- 内藤博夫 (1965) 新潟県十日町市付近の地形—魚沼地方の地形発達史についての若干の考察—。地理評, vol.38, p.613-629.
- 中村正巳・堀川秀夫・佐藤文男・田中 力 (1992) 第1章 十日町の大地。十日町市史編さん委員会編, 十日町市史, 資料編 1 自然, p.1-78.
- 中村正芳・新井房夫 (1998) 群馬県中部で発見された前期更新世の含堇青石テフラについて。地球科学, vol.52, p.153-157.
- 中里村史専門委員会編 (1988) 第一章 位置と地形・第二章 地質。中里村史, 通史編上巻, 第一編 中里の自然, p.3-25.
- 新潟大学東頸城地域地質調査グループ (1987) 新潟県東頸城地域の中新-更新統の層序。地球科学, vol.41, p.165-181.
- 新潟第四紀団体研究グループ (1969) 新潟県の第四系。日本の第四系, 地団研専報, no.15, p.127-160.
- 新潟平野団体研究グループ (1970) 新潟県刈羽郡小国地域の魚沼層群 新潟の第四系 そのXII。新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no.15, p.263-301.
- 新潟平野団体研究グループ (1972) 十日町盆地の河岸段丘。地質学論集, no.7, p.267-283.
- 新潟重鉱物グループ (1976) 新潟県上越(頸城)地方のローム層。新潟大地鉱研究報告, no.4, 西田彰一教授退官記念論文集, p.17-23.
- 新潟火山灰グループ (1981) 新潟県下のローム層について, その I—信濃川ローム層について—。地球科学, vol.35, p.294-311.
- 新潟火山灰グループ (1983) 3魚沼層群中の火山性堆積物。魚沼層群, 地団研専報, no.26, p.23-31.
- 新潟火山灰グループ (1995) 新潟県下のローム層 その II—信濃川ローム層の層序—。地球科学, vol.49, p.188-202.
- 新潟珪藻グループ (1983) 12 魚沼層群の化石珪藻群集。地団研専報, no.26, p.127-135.
- 新潟古植物グループ・新潟花粉グループ (1983) 11 魚沼層群産出の大型植物化石と花粉化石。地団研専報, no.26, p.103-126.
- 新潟県 (1966) 応用地質。新潟県上越地方総合地質調査報告書 (その三), p.14-18.
- 新潟県 (1977) 20万分の1新潟県地質図及び同説明書。493p.
- 新潟県 (1989) 20万分の1新潟県地質図 (改版) 及び同説明書。128p.
- 新潟県農地部農地建設課編 (1984) 松之山地すべり・水梨地すべり。新潟の地すべり, p.75-109.
- 新潟県農地部農地建設課 (1993) 地すべり防止区域指定地区及び事業一覧表。
- 新潟県農地部農村総合整備課編 (1978) 十日町。5万分の1土地分類基本調査, 68p.
- 新潟県農地部農村総合整備課編 (1980) 高田東部。5万分の1土地分類基本調査, 86p.
- 新潟県農地部農村総合整備課編 (1987) 松之山温泉。5万分の1土地分類基本調査, 86p.
- 新潟県農地部農村総合整備課編 (1988) 岡野町。5万分の1土地分類基本調査, 86p.

- 新潟県農林水産部治山課（1980）地すべり調査総括書Ⅲ—中頸城地域・東頸城地域 ② 編一. 171p.
- 新潟県生活環境部（1982）新潟県の温泉. 149p.
- 新潟有孔虫研究グループ（1983）10 魚沼地域における鮮新統～下部更新統産の有孔虫化石. 魚沼層群, 地団研専報, no.26, p.91-102.
- 新妻信明編（1982）松之山N-1, 儀明SK-1. 文部省科学研究費補助金総合研究報告書, 既存ボーリング資料集, 三創, 静岡市, p.511-512, 516-518.
- Noda, H. (1962) The geology and paleontology of the environs of Matsunoyama, Niigata Prefecture, with reference to the so-called black shale. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 2*, vol. 34, p.199-236.
- 岡部牧夫（1985）第一節 歴史をささえる大地. 津南町史編さん委員会編, 津南町史, 通史編 上巻, 自然編, 津南町の自然環境, p.3-17.
- 大村一蔵（1930）越後油田の地質及鑛床. 地質雑, vol.37, p.775-792.
- 大島村教育委員会（1991）第一章 地形・地質. 大島村史, 自然編, p.13-34.
- 太田陽子（1998）庄内平野および十日町盆地東縁における活断層の発見およびトレンチ調査による古地震の検討. 月刊地球, vol.20, p.454-459.
- 大和栄次郎・安藤 武・太田 一（1959）新潟県東頸城郡地すべり調査報告. 地調月報, vol.10, p. 451-472.
- 里口保文・長橋良隆・黒川勝己・吉川周作（1999）本州中央部に分布する鮮新—下部更新統の火山灰層序. 地球科学, vol.53, p.275-290.
- 生痕研究グループ（1983）魚沼層群の生痕化石. 魚沼層群, 地団研専報, no.26, p.137-150.
- 志久見川団体研究グループ（1991）新潟-長野県境地域の魚沼層群の層序と火山活動. 地球科学, vol. 45, p.345-362.
- 島津光夫・五十嵐 聡・喜多孝行・門馬直一・滝沢松雄（1983）5 千曲川および中津川流域の鮮新-更新世火山岩類. 魚沼層群, 地団研専報, no.26, p.47-56.
- Shimazu, M., Igarashi, S. and Ohashi, M. (1985) Tholeiitic andesite and dacite of early Pleistocene age in Shikumi area, Niigata Prefecture, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.80, p.119-127.
- 島津光夫・五十嵐 聡・高橋尚靖（1985）北部フォッサ・マグナ, 津南—志賀地域の第三系の新第三系の地質構造と鮮新—更新世火山. 新潟大理地鉱研究報告, no.5, p.79-90.
- 島津光夫・立石雅昭（1993）苗場山地域の地質・地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 90p.
- 信濃川段丘グループ（1968）新潟県津南地域の第四系. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no.13, p. 175-203.
- 信濃川段丘研究グループ（1970）新潟県十日町附近の河岸段丘について. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no.15, p.303-320.
- 鈴木郁夫（1983）信濃川右岸の活断層. 新潟のすぐれた自然, 新潟県, p.87-89.

- 高浜信行・中里裕臣・加藤正明・渡辺文雄（1994） 松之山地すべり壱坂地区の約6-7千年前の地すべり活動の記録. 地球科学, vol.48, p.259-262.
- 高野 修（1989） 新潟県東頸城地域北部の中新・鮮新統の層序と年代. 石油技誌, vol.54, p.269-280.
- 高野 修（1990） 北部フォッサマグナ新第三系田麦川層のトラフ充填タービダイトの形成過程. 地質雑, vol.96, p.1-17.
- 高野 修（1995） 北部フォッサマグナ堆積盆浅海相前進ステージにおけるデルタ～陸棚システムと堆積シーケンス—東頸城地域鮮新統東川累層・奈良立累層の例—. 地質学論集, no.45, p.170-188.
- 高野武男（1989） 新潟県魚沼地方の地形からみた地殻運動と六日町盆地の形成過程. 地球科学, vol.43, p.366-391.
- 竹内圭史・加藤碩一（1994） 高田東部地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 67p.
- 竹内圭史・加藤碩一・柳沢幸夫・広島俊男（1994） 20万分の1地質図「高田」. 地質調査所.
- 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, 48p.
- 立石雅昭（1987） 砂岩貯留岩の堆積相について—新潟油田第三系タービダイト貯留岩の例—. 石油技誌, vol.52, p.38-47.
- 立石雅昭・アデル エル ハバブ・島津光夫（1992） 北部フォッサマグナ頸城地域の中新・鮮新統タービダイト砂岩の原岩. 地質学論集, no.38, p.181-190.
- 豊野層団研究グループ（1969） 信濃川流域の第四系. 日本の第四系, 地団研専報, no.15, p.201-216.
- 魚沼丘陵団研哺乳類グループ（1983） 魚沼地域およびその周辺より産出した脊椎動物化石. 魚沼層群, 地団研専報, no.26, p.67-72.
- 魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ（1983） 9 魚沼層群から産出する軟体動物化石. 地団研専報, no.26, p.73-89.
- 魚沼丘陵団研究グループ（1983a） 1 まえがき—研究のあゆみ—. 魚沼層群, 地団研専報, no.26, p.1-5.
- 魚沼丘陵団研究グループ（1983b） 2 魚沼層群の地質. 魚沼層群, 地団研専報, no.26, p.5-21.
- 卜部厚志（1999） 鮮新—更新統に認められる相対的海水準変動とその対比—大阪・掛川・魚沼・上総層群を例として—. 地球科学, vol.53, p.247-257.
- 卜部厚志・立石雅昭・風岡 修（1995） 魚沼層群にみられる海成層の堆積サイクルと相対的海水準変動. 地質学論集, no.45, p.140-153.
- 歌代 勤・高野武男・長谷川 正・小林忠夫・外山正樹・西川 誠・藤田 剛・里方正俊（1976） 松代・松之山の地形と地質. 新潟県教育委員会, 新潟県文化財調査年報, no.14, 松代・松之山, p.2-53.
- 渡辺其久男（1976） 新潟県頸城地域の含油新第三系の有孔虫化石層序. 新潟大地鉦研究報告, no.4, p.179-190.

- 渡辺久吉（1938）新潟縣岡野町油田（大日本帝国油田第36区）地形及地質図説明書．地質調査所，38 p.
- 柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎・加藤碩一（1985）十日町地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，104p.
- 柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤碩一（1986）小千谷地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，177p.
- 吉川周作・立石雅昭・風岡 修（1994）大阪層群の福田火山灰層と魚沼層群の辻又川火山灰層の対比．地質雑， vol.100, p.486-494.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆（1996）第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層—福田・辻又川・Kd 38火山灰層—．地質雑， vol.102, p.258-270.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Niigata (7) No. 62

GEOLOGY

OF THE

MATSUNOYAMA ONSEN DISTRICT

By

Keiji TAKEUCHI, Toshiyuki YOSHIKAWA and Toshitaka KAMAI

(Written in 1999)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Matsunoyama Onsen district is situated in the southern part of Niigata Prefecture, central Honshu. The district includes the southeastern part of the Higashikubiki Hills and western margin of the Uonuma Hills. The Sekida Mountains is on the southwestern margin of the Higashikubiki Hills. The Shinanogawa River runs from the southern area to eastern area of the district.

The Matsunoyama Onsen district belongs to the southern part of the Late Cenozoic Niigata sedimentary basin, which is filled mainly with Middle Miocene to Early Pleistocene upward-shallowing sequence. The Middle Miocene to Pliocene sequence, which is marine to non-marine sediments, is divided into five stages : Tsugawa, Nanatani, Teradomari, Shiiya, and Nishiyama. The Middle to Late Miocene formations contain oil and natural gas. The Mesozoic sedimentary complex and granite are known as the basement of the Neogene rocks from the deep drill hole

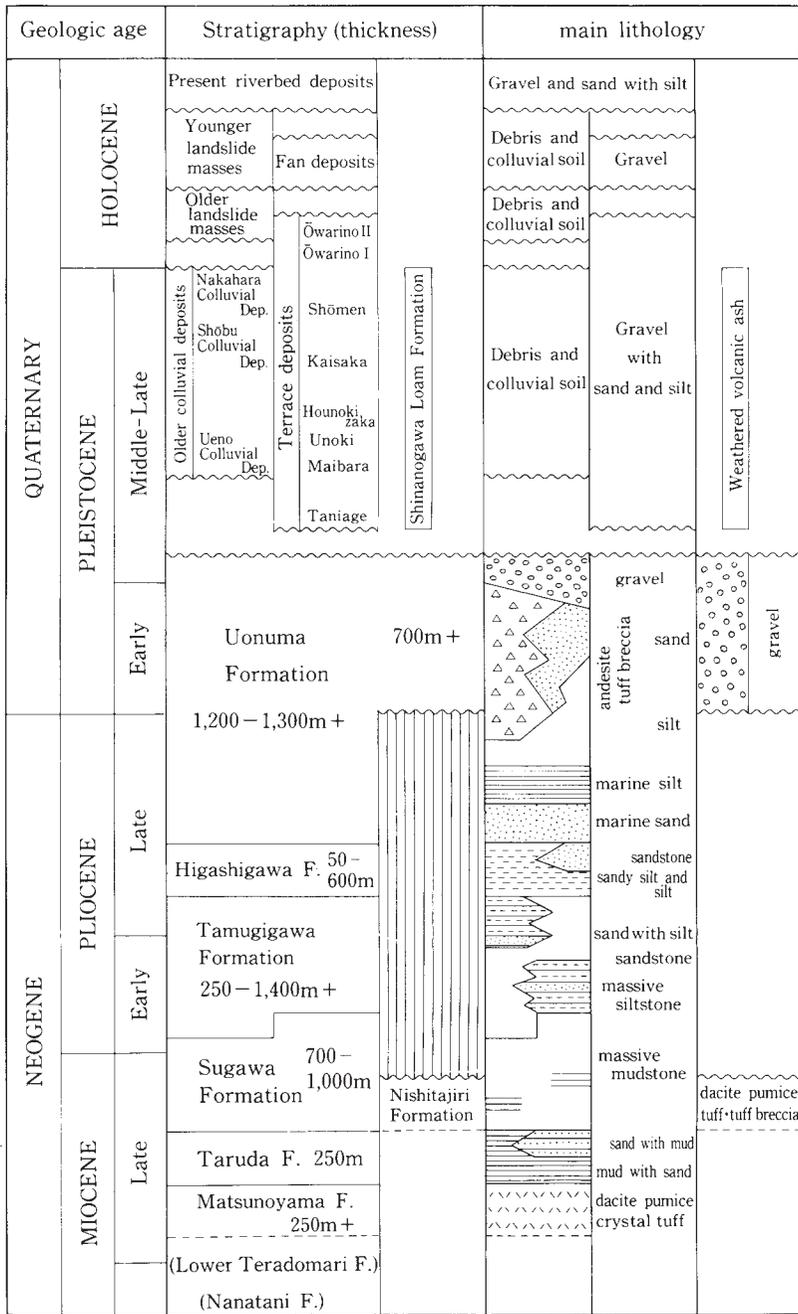


Fig.1 Summary of geology of the Matsunoyama Onsen district

data.

In the Matsunoyama Onsen district, Late Miocene to Early Pleistocene sedimentary and volcanic rocks are distributed throughout the whole district. Quaternary terrace deposits are distributed along the Shinanogawa River. Colluvial and landslide deposits are widely distributed.

MIOCENE TO LOWER PLEISTOCENE

The Late Miocene to Early Pleistocene sequence of the district is divided into mainly six formations : Matsunoyama, Taruda, Sugawa, Tamugigawa, Higashigawa, and Uonuma, in ascending order. Middle to Late Miocene sedimentary rocks underlie the Matsunoyama Formation according to the data of several deep drill holes. The Late Miocene to Pleistocene formations are mostly composed of sedimentary rocks and exceed 4,000 meters in total thickness. The Late Miocene Nishitajiri Formation is distributed in the southeastern corner of the district.

According to the planktonic foraminiferal biostratigraphy and fission track dates, the geologic age of each formation is as follows : the Matsunoyama and Taruda Formations are Late Miocene and estimated to be 10-8Ma and 8-7Ma, respectively. The Sugawa Formation is Late Miocene to Early Pliocene (7-5Ma). The Tamugigawa Formation is Early to Late Pliocene (5-3Ma). The Higashigawa Formation is Late Pliocene (3-2.8Ma). The Uonuma Formation is Late Pliocene to Early Pleistocene (2.8-0.7 Ma). These formations of the Matsunoyama Onsen district are correlated to the formations of the Niigata Standard Stratigraphy as follows :

Matsunoyama district	Niigata Standard Stratigraphy
Uonuma Formation	Uonuma Group (including the Wanazu Formation)
Higashigawa Formation	Shiroiwa Formation
Tamugigawa Formation	Nishiyama Formation
Sugawa Formation	Shiia Formation
Taruda Formation	Upper Teradomari Formation
Matsunoyama Formation	Upper Teradomari Formation

The Matsunoyama Formation is distributed in the central area and the lowest stratigraphic unit of the district. This formation forms a domal anticline structure with NE-SW trend axis. The Matsunoyama Formation is 200-250m thick at the surface but elsewhere about 350m thick according to the drilling data. The formation is composed of dacite pumice crystal tuff and a small quantity of clinopyroxene-orthopyroxene andesite lava. Dacite tuff is mainly a subaqueous pyroclastic flow deposit. Andesite lava outcrops the only one locality and shows water-chilled structure.

The Taruda Formation is distributed on the Matsunoyama Formation. It is composed of turbidite of interbedded black mudstone and sandstone, which become partly sandstone-dominated. The thickness of this formation is 250m.

The Sugawa Formation conformably overlies the Taruda Formation. It is mainly composed of black massive mudstone and has a thickness of 700-1,000m.

The Tamugigawa Formation conformably overlies and partly interfingers with the Sugawa Formation. It comprises two lithofacies ; turbidite and siltstone facies, which interfinger with each other. Its thickness varies from 250 m to more than 1,400 m. The turbidite facies is composed of interbedded sandstone and siltstone, and distributed in the northern to northwestern area and around the Matsunoyama anticline. Thick-bedded sandstones are intercalated in the northern to northwestern area. The siltstone facies is composed of massive siltstone, distributed mainly in the southwestern area and widespread interfingering the turbidite facies.

The Higashigawa Formation is widely distributed and conformably overlying the Tamugigawa Formation. It is composed of interbedded sandy siltstone and siltstone, massive sandy siltstone, and intercalated sandstone. It is 50 to 600 m thick. A few molluscan fossils from the formation belong to the Omma-Manganji Fauna showing a shallow marine environment.

The Nishitajiri Formation has quite limited distribution area in the southeastern corner of the district. In the adjacent area, this formation consists of dacite pumice tuff, tuff breccia and lava.

The Uonuma Formation is widely distributed in the eastern half and southwestern part of the district and shows synclinal structure. Additionally it is deposited in the middle to western part of the district (Naradate Syncline Area). The formation overlies the Higashigawa Formation conformably, whereas it overlies unconformably the Nishitajiri Formation in the southeastern end of the district.

The Uonuma Formation ranges from the Upper Pliocene to Lower Pleistocene and is more than 1,300m thick. This formation is composed of marine and fluvial clastic sediments intercalating with volcanic rocks of andesitic to rhyolitic composition. Clastic sediments are divided into five facies : marine sand (Uc), marine silt (Uf), silt and sand (Um), sand and silt (Us), and gravel (Ug). Marine sand facies is developed in the lowest part of the formation. Silt and sand facies occupies an expansive area and intercalates with marine silt facies in the northern area, and sand and silt facies in the southern area. Gravel facies is observed in the upper part of the formation and widespread on the eastern side of the Shinanogawa River. Andesite volcanic rocks (Uv) consist of lava and intrusive rocks, and volcanoclastic rocks (Ut) that mainly originated from debris avalanche, lahar, and pyroclastic flow, of which distal facies roles as marker beds. Andesite volcanic beds are quite thick in the southwestern area of the district where the effusive center may be situated. Though felsic volcanic ash layers are usually less than 10 m thick, they are important as marker beds and named practically as SK 130, SK 110, SK 100, SK 050 and SK 030, in ascending order.

QUATERNARY

Middle Pleistocene to Holocene terrace deposits are widely developed along the Shinanogawa River. They are divided into eight units : Taniage, Maibara, Unoki Hōnoki, Kaisaka, Shōmen, and Ōwarino I and Ōwarino II terrace deposits. They are mainly composed of andesite boulders with minor sand and silt, and covered with the

Shinanogawa Loam Formation (a composite bedded weathered volcanic ash). The age of intercalated key tephra of the highest terrace deposits is estimated at 0.3Ma.

The older colluvial deposits, including the Ueno, Shōbu, and Nakahara colluvial deposits, are distributed around the Sekida Mountains. They are composed of andesite debris and colluvial soil and make depositional surfaces which are covered with tephra. Its thickness reaches several tens of meters. The younger landslide masses commonly occur in the Higashikubiki Hills with few older landslide masses.

Few fan deposits are developed on the terrace deposits. Recent fluvial deposits are widely distributed mainly along the Shinanogawa River.

GEOLOGIC STRUCTURES

The geologic structure of the Niigata Sedimentary Basin is characterized by the NNE-SSW trending folds. NE-SW trending dome and basin structures, for example the Matsunoyama Anticline, are also common in the Higashikubiki Hills of the Matsunoyama Onsen district. The Shinanogawa Syncline is an active fold.

There are few faults in the Higashikubiki Hills. The Matsunoyama Fault is on the northern side of the Matsunoyama Anticline. The active fault system along the Shinanogawa River includes the Tokamachi and Tsunan Faults.

ECONOMIC GEOLOGY

The Matsunoyama Oil field is located in the central area of the Matsunoyama Anticline. It was developed at the end of 1870's and test drillings were made in the 1950's. Though the oil survey was not successful, the Matsunoyama Oil field yielded natural gas 15,000 m³ per year in the 1970's. The reservoir is in the Middle Miocene lower Teradomari Formation.

文献引用例

竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝（2000）松之山温泉地域の地質．地域地質研究報告（5
万分の1地質図幅），地質調査所，76p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Takeuchi, K., Yoshikawa, T. and Kamai, T. (2000) *Geology of the Matsunoyama
Onsen District*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan,
76p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成12年2月24日 印刷

平成12年2月29日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒 305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 木村篤義

印刷所 創文印刷工業(株)

東京都荒川区西尾久 7-12-16

© 2000 Geological Survey of Japan