

55 (521.41) (084.32 M50) (083)

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
新潟(7)第50号

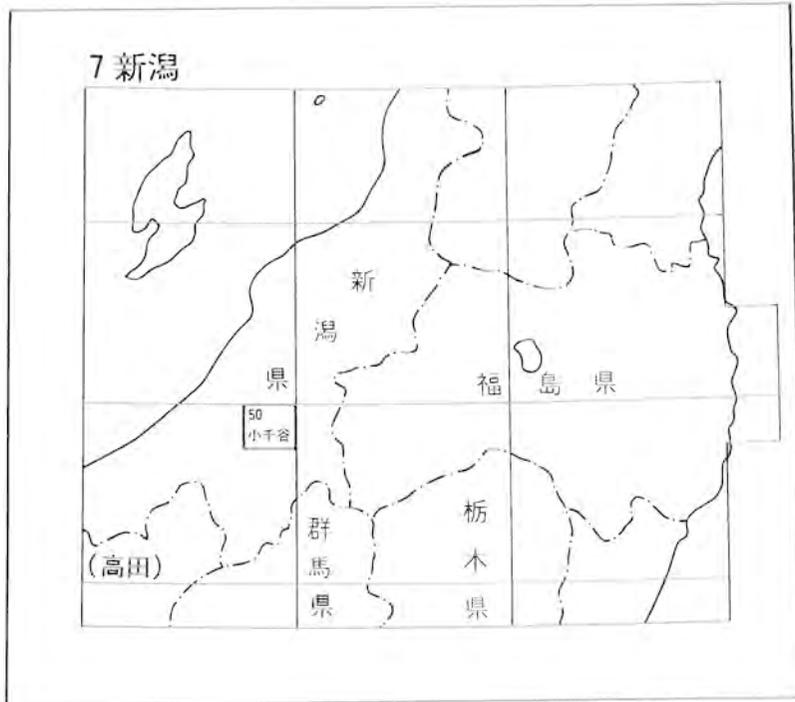
小千谷地域の地質

柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史
立石雅昭・茅原一也・加藤碩一

昭和61年

地質調査所

位置図



() は1:200,000図幅名

目次

I. 地形	2
I. 1 地形区	3
I. 2 水系	5
II. 地質概説	7
II. 1 層序	7
II. 2 地質構造	13
II. 3 新第三系-下部更新統の地質年代	14
III. 中生界	22
III. 1 上権現堂山層群	23
III. 1. 1 大桑原層	23
III. 1. 2 羽根川層	24
III. 1. 3 干溝層	27
III. 1. 4 茗荷沢層	29
III. 2 岩脈類	29
IV. 新第三系-下部更新統	30
IV. 1 城内層群	30
IV. 2 清本層	32
IV. 3 西名層	32
IV. 4 ひん岩岩脈	34
IV. 5 鳥屋ガ峰層	34
IV. 6 一村尾層	38
IV. 7 荒谷層	39
IV. 8 川口層	41
IV. 9 牛ヶ首層	47
IV. 10 白岩層	50
IV. 11 和南津層	58
IV. 12 魚沼層	62
V. 第四系	70
V. 1 更新世段丘堆積物	70
V. 2 末区分段丘堆積物	75
V. 3 更新世地すべり堆積物	75
V. 4 ローム層	80
V. 5 完新世段丘堆積物	82

V. 6	扇状地堆積物	83
V. 7	崖錐及び沖積錐堆積物	83
V. 8	氾濫原堆積物	83
VI.	地質構造	84
VI. 1	褶曲	84
VI. 2	撓曲	88
VI. 3	断層	88
VII.	活構造	90
VII. 1	活褶曲	90
VII. 2	活断層	93
VIII.	応用地質	93
VIII. 1	石油及び天然ガス地質	93
VIII. 2	亜炭	97
VIII. 3	鑄物砂	97
VIII. 4	鉱泉	97
VIII. 5	水資源	97
VIII. 6	地すべり	98
VIII. 7	トンネル地質	103
IX.	資料	103
IX. 1	テフラ鍵層(荒谷層-和南津層)	103
IX. 2	テフラ鍵層(和南津層-魚沼層)	125
IX. 3	K-Ar年代測定	138
IX. 4	フィッシュントラック年代測定	141
文 献		158
Abstract		172

図・表・付表・図版目次

第 1 図	魚沼地域の地形	2
第 2 図	小千谷図幅地域の地形区	3
第 3 図	小千谷図幅地域の河川	6
第 4 図	小千谷地域の新第三系-下部更新統の総括図	9
第 5 図	小千谷地域北部における荒谷層-魚沼層の柱状図	11
第 6 図	小千谷地域北部における東西方向の荒谷層-魚沼層の層相図	12
第 7 図	小千谷地域における新第三系-下部更新統の地質時代の総括図	15

第 8 図	野辺川・朝日川ルートにおける荒谷層-和南津層のフィッシュントラック年代値と K-Ar 年代値	17
第 9 図	小千谷地域のナンノ化石及び有孔虫化石の産出	18
第 10 図	小出東方地域地質図	20, 21
第 11 図	上権現堂山層群の模式地	23
第 12 図	大桑原層のチャート層	24
第 13 図	羽根川層中のチャートブロック	25
第 14 図	干満層上部層の黒色頁岩中のアブライト質花崗岩のブロック	28
第 15 図	干溝層上部層のオリストストローム相の黒色頁岩中のチャートブロック	28
第 16 図	城内層群基底部の砂岩シルト岩互層と、これを覆うデイサイト質凝灰角礫岩	31
第 17 図	模式地の西名層の岩相	33
第 18 図	柱状節理の発達した鳥屋ガ峰層のデイサイト溶岩	35
第 19 図	鳥屋ガ峰層のデイサイト溶岩	35
第 20 図	鳥屋ガ峰層最上部の火山角礫岩	36
第 21 図	福山川沿いの鳥屋ガ峰層ルートマップ	37
第 22 図	荒谷層の成層泥岩	40
第 23 図	川口層の基底部と荒谷層最上部	41
第 24 図	川口層上部の砂岩泥岩互層の岩相	42
第 25 図	川口層上部の砂岩泥岩互層	43
第 26 図	川口層上部の climbing ripple の発達した砂岩層	43
第 27 図	フルートマークによって求めた砂岩層の流向	44
第 28 図	川口層中の球状団塊	44
第 29 図	川口層の砂質泥岩勝ちの砂岩砂質泥岩互層 (Ku ₂)	46
第 30 図	牛ヶ首層の塊状泥岩	49
第 31 図	白岩層模式地の露頭	51
第 32 図	小千谷市野辺川ルートの柱状図	52
第 33 図	東山丘陵東縁における鳥屋ガ峰層と白岩層・和南津層の層序関係	53
第 34 図	白岩層と鳥屋ガ峰層の境界付近の白岩層下底部に含まれる巨礫	54
第 35 図	白岩層下部の露頭	55
第 36 図	層理に平行な団塊列を含む白岩層下部の砂質泥岩の露頭	55
第 37 図	和南津層の模式地の露頭	59
第 38 図	小千谷図幅地域の魚沼層の分布図	62
第 39 図	和南津層及び魚沼層のテフラ鍵層と海成シルト砂層	63
第 40 図	魚沼層の層相変化	64
第 41 図	魚沼層中の礫シルト相 (U ₁) の露頭	64
第 42 図	魚沼層中の海成シルト砂相 (U ₃) 中の葉理のあるシルト層	65

第 43 図	魚沼層中のテフラ鍵層仙之沢火山灰層の露頭	67
第 44 図	小屋柄川向斜によって変形した上原高原及び道光高原をつくる T1 段丘面	73
第 45 図	破間川西岸地すべり群を示す表層地質図	76
第 46 図	信濃川ローム層とテフラ鍵層及び段丘面との関係	78, 79
第 47 図	破間川流域ローム層模式柱状図	81
第 48 図	六日町盆地の東西断面図	84
第 49 図	小千谷図幅地域の地質構造	85
第 50 図	浦佐トンネルにおける施工面の地質平面図	89
第 51 図-(1)	小千谷地域における活断層及び新発田-小出線位置図	92
第 51 図-(2)	山本山断層及び片貝断層の拡大位置図	92
第 52 図	田麦山油田地下構造図	95
第 53 図	田麦山油田の地下断面図	95
第 54 図	田麦山油田の層序	96
第 55 図	田麦山油田生産量	97
第 56 図	新潟県後期新生代地殻運動図	99
第 57 図	地すべりと地質との関係	100
第 58 図	小千谷図幅地域の地すべりと県立公園指定地	101
第 59 図	広神村水沢新田の地すべり地形	102
第 60 図	十日町市慶地の地すべり地形	102
第 61 図	野辺川・朝日川における荒谷層-和南津層の柱状図	113
第 62 図	テフラ鍵層 NA2-NA8 の間の柱状図	114
第 63 図	テフラ鍵層 NA13-NA46 の間の柱状図	115
第 64 図	野辺川ルートマップ	116
第 65 図	朝日川ルートマップ	117
第 66 図	テフラ鍵層の柱状図凡例	118
第 67 図	テフラ鍵層 NA86-43 の柱状図	119
第 68 図	テフラ鍵層 NA42-33 の柱状図	120
第 69 図	テフラ鍵層 NA32-24 の柱状図	121
第 70 図	テフラ鍵層 NA23-16 の柱状図	122
第 71 図	テフラ鍵層 NA15-11 の柱状図	123
第 72 図	テフラ鍵層 NA10-2 及び和南津沢火山灰層の柱状図	124
第 73 図	和南津層・魚沼層のテフラ鍵層の柱状図作成位置図①	130
第 74 図	和南津層・魚沼層のテフラ鍵層の柱状図作成位置図②	131
第 75 図	和南津層・魚沼層のテフラ鍵層の柱状図作成位置図③	131
第 76 図	魚沼層のテフラ鍵層の柱状図①	132
第 77 図	魚沼層のテフラ鍵層の柱状図②	133

第 78 図	魚沼層のテフラ鍵層の柱状図③	134
第 79 図	魚沼層のテフラ鍵層の柱状図④	135
第 80 図	魚沼層のテフラ鍵層の柱状図⑤	136
第 81 図	魚沼層のテフラ鍵層の柱状図⑥	137
第 82 図	魚沼層のテフラ鍵層の柱状図⑦	138
第 83 図	一村尾層安山岩 GSJ R33350 (K-Ar 年代測定試料) の採取位置	140
第 84 図	テフラ鍵層 NA75(GSJ R33356) のフィッシュントラック年代測定結果	146
第 85 図	テフラ鍵層 NA28(GSJ R33372) のフィッシュントラック年代測定結果	148
第 86 図	テフラ鍵層 NA13C(GSJ R33388) のフィッシュントラック年代測定結果	150
第 87 図	テフラ鍵層 NA9(GSJ R33392) のフィッシュントラック年代測定結果	152
第 88 図	テフラ鍵層 NA7(GSJ R33393) のフィッシュントラック年代測定結果	154
第 89 図	和南津沢火山灰層 (GSJ R33398) のフィッシュントラック年代測定結果	156
第 1 表	小千谷図幅及び周辺地域の地形区分と地質との関係	4
第 2 表	小千谷図幅地域の層序総括表	8
第 3 表	川口層産軟体動物化石	47
第 4 表	野辺川ルート産底生有孔虫化石	48
第 5 表	牛ヶ首層産軟体動物化石	50
第 6 表	白岩層産軟体動物化石	57
第 7 表	和南津層産軟体動物化石	61
第 8 表	魚沼層産軟体動物化石	69
第 9 表	小千谷図幅地域及びその周辺地域の段丘面の対比表	71
第 10 表	破間川西岸地域マス・ムーブメント堆積物分類表	77
第 11 表	小千谷図幅地域内の主要坑井一覧	94
第 12 表	テフラの分類	104
第 13 表	和南津層・魚沼層中のテフラ鍵層の命名者と模式地	125
第 14 表	小千谷図幅地域の火山岩の全岩 K-Ar 年代測定結果	139
第 15 表	K-Ar 年代測定試料の化学分析値	139
第 16 表	テフラ鍵層のフィッシュントラック年代値	145
第 17 表	テフラ鍵層 NA75 のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表	147
第 18 表	テフラ鍵層 NA28 のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表	149
第 19 表	テフラ鍵層 NA13C のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表	151
第 20 表	テフラ鍵層 NA9 のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表	153
第 21 表	テフラ鍵層 NA7 のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表	155
第 22 表	和南津沢火山灰層のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表	157

付表第1表	珪藻化石産出表	168, 169
付表第2表	ナノ化石産出表	170
付表第3表	浮遊性有孔虫産出表	170
付表第4表	底生有孔虫産出表	171

第I図版

- 1, 2 : 城内層群の変質安山岩
- 3, 4 : 城内層群のデイサイト質凝灰岩
- 5, 6 : 城内層群のデイサイト質火山礫凝灰岩

第II図版

- 7, 8 : 茗荷沢層の黒色頁岩
- 9, 10 : 羽根川層の珪質頁岩頁岩細互層
- 11, 12 : 干溝層下部層の珪質頁岩頁岩細互層

第III図版

- 13, 14 : 茗荷沢層の石灰質頁岩
- 15, 16 : 茗荷沢層の石灰質頁岩
- 17, 18 : 羽根川層の赤色チャート

第IV図版

- 1 : 鳥屋ガ峰層の普通輝石紫蘇輝石普通角閃石デイサイト
- 2 : 一村尾層の普通輝石紫蘇輝石安山岩
- 3 : 川口層下部の火山角礫岩中の紫蘇輝石普通輝石普通角閃石デイサイト
- 4 : 川口層下部の火山角礫岩中の黒雲母普通角閃石デイサイト

小千谷地域の地質

柳沢幸夫*・小林巖雄**・竹内圭史*

立石雅昭**・茅原一也**・加藤碩一*

本図幅の研究は特定地質図幅の研究の一環として行われたもので、現地野外調査は昭和58年度及び59年度に実施された。調査に当たっては、図幅地域東部の越後山脈地域を茅原一也が、東山丘陵地域は西部を小林巖雄・立石雅昭が、東部を柳沢幸夫・竹内圭史がそれぞれ主に調査した。また魚沼丘陵地域は竹内圭史・柳沢幸夫・小林巖雄・立石雅昭が、更に丸山丘陵地域は立石雅昭が担当した。活構造の調査は加藤碩一が行った。

報告書のとりまとめに当たっては、中生界・城内層群・清本層を茅原が、西名層を柳沢が、鳥屋ガ峰層・一村尾層を竹内が分担し、荒谷層・川口層・牛ヶ首層については主に立石が、白岩層・和南津層は小林が、また魚沼層については柳沢・竹内・立石が執筆した。また活構造は加藤が、石油天然ガス地質は小林が、資料の項は竹内がそれぞれ分担した。その他の項の執筆並びに全体のとりまとめは柳沢・竹内が行った。

調査研究に際し多くの方々に御協力いただいたが、特に現地調査に御協力いただき、更にそれぞれ魚沼層と鮮新統について未公表の貴重な調査資料を提供いただいた大阪市立大学の風岡 修氏、及び石油公団石油開発技術センターの徳橋秀一博士には深く感謝する次第である。

また研究の過程で、有孔虫化石は石油資源開発株式会社長岡鉱業所の渡辺其久男氏に、ナンノ化石は山形大学の岡田尚武助教授に同定をしていただき、併せて専門的な立場から御指導いただいた。新潟大学の植村 式教授並びに竹之内 耕氏には越後山脈地域の中生界の調査に際し御協力いただいた。また新潟大学藤田至則教授、青木 滋教授及び高浜信行助教授には当地域の地質及び地すべりについて御教示いただいた。新潟大学黒川勝巳助教授及び岩本広志氏には野外調査に協力していただいた。更に石油資源開発株式会社技術研究所の米谷盛壽郎博士からは新潟地域の微化石層序及び坑井に関して御教示いただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

更に一部未公表の資料を含む坑井資料を提供いただいた石油資源開発株式会社長岡鉱業所・帝国石油株式会社新潟鉱業所、及び地すべりに関する資料を送っていただいた新潟県土木部砂防課の関係各位に厚く御礼申し上げます。

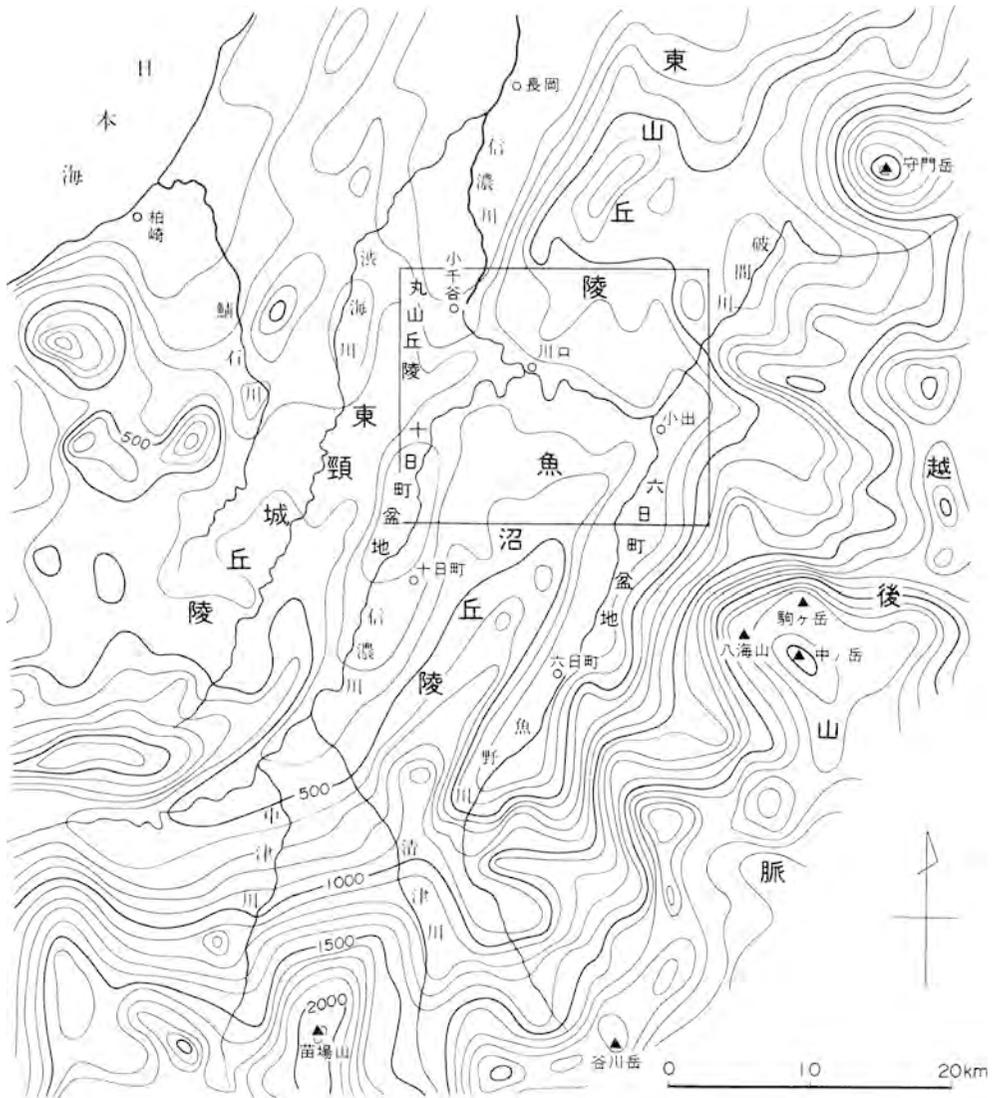
なお地すべりについては地質調査所環境地質部の黒田和男技官に、また新潟地域の地質全般については同所燃料部鈴木尉元技官及び新潟第四紀研究グループに御教示いただいた。またフィッシュトラック年代及びK-Ar年代の解釈に関してはそれぞれ新エネルギー総合開発機構の玉生志郎博士、地質調査所技術部の柴田 賢技官に御討論いただいた。火山岩の蛍光エックス線分析では同所地質部の中野 俊技官に御協力いただき、同所地質部の尾上 亨技官には植物化石を鑑定していただいた。火山灰層の分類については同所地質部の三村弘二、土谷信之両技官に相談にのっていただいた。また同所地質部の滝沢文教技官には野外調査の指導をしていただいた。更に同所地質部吉田史郎技官には有孔虫産出リスト作成に御協力いただいた。

本研究に用いた岩石薄片は新潟大学の山田行雄氏及び地質調査所技術部の宮本昭正、安部正治、佐藤芳治、野上貴嗣、木村 朗の5技官によって作成された。

I. 地 形

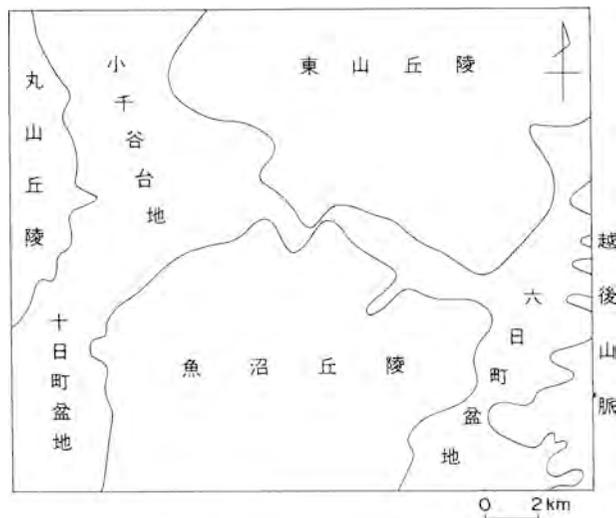
「小千谷」図幅地域は、北緯 $37^{\circ}10' - 37^{\circ}20'$ 、東経 $138^{\circ}45' - 139^{\circ}00'$ の範囲にあり、新潟県中央部の東縁に位置する。行政的には、小千谷市、古志郡山古志村、北魚沼郡守門村・広神村・小出町・湯之谷村・堀之内町・川口町、南魚沼郡大和町、十日町市、中魚沼郡川西町の一部又は全部を含むほか、長岡市、三島郡越路町、刈羽郡小国町の一部を含んでいる。

本地域及びその周辺の地形を概観してみると幾つかの特徴を認めることができる(第1図)。一つは、



第1図 魚沼地域の地形 枠は「小千谷」図幅の範囲を示す(内藤, 1960に基づく)

魚野川・^{あがるま}破間川を境界にして東西の地形が全く異なっていることである。すなわち、ここを境界として東側は標高1,500-2,000mの急峻な山岳地域(越後山脈)であるのに対し、これより西方では対照的に魚沼丘陵・東山丘陵・東頸城丘陵などの低平な丘陵とその間の盆地状の低地によって構成されている。この直線的で極めて明瞭な境界は地質学的には新発田-小出線(山下, 1970)と呼ばれ、新生代の信越地域堆積盆の東縁を規制する重要な断層の一つである。



第2図 小千谷圏輻地域の地形区

本地域の地形のもう一つの特徴は、丘陵の稜線、盆地の形状などの地形要素が、いわゆる“新潟方向”と呼ばれる北北東-南南西の顕著な方向性を示すことである。

例えば、魚沼丘陵や東山丘陵は北北東方向に極めて明瞭な直線的な稜線を持ち、また六日町盆地や十日町盆地もその長軸が北北東方向の細長い形を呈している。このような方向性を持った地形の配列は、それを作る地質の構造や地殻変動の結果を強く反映したものである。

I. 1 地形区

本地域の地形は第2図に示すように、北北東-南南西方向に伸びた5つの地形区—すなわち東から越後山脈、六日町盆地、魚沼・東山丘陵、十日町盆地・小千谷台地、そして、丸山丘陵にはっきりと区分することができる。これらの地形区は、それぞれ一つの“地質構造区”に対応しており、その関係は第1表のようにまとめることができる。

越後山脈 この山脈は標高1,500-2,000mの壮年期地形を示す起伏に富む山脈で、駒ヶ岳(2,003m)・中ノ岳(2,085m)・八海山(1,775m)のいわゆる越後三山(第1図)を擁し、上越国境の谷川連峰にかけて全体として北北東-南南西方向に主稜線を連ねている。これらの山岳地帯には変成岩・中生代堆積岩類・斑れい岩・花崗岩及び下部中新統の城内層群などの堅硬な岩石が複雑に分布し、険しい地形を作りあげている。このような急峻な地形は、この地域の第四紀以降の大きな隆起運動とそれに伴う激しい浸食作用によって作られたと考えられている(歌代・高野, 1977)。越後山脈の主稜線からは西方に漸次標高を減ずる支脈が幾つか伸びており、そのうちの駒ヶ岳から笠倉山に伸びる支脈と、明神山から上権現堂山に連なる支脈の先端部が、本地域の東縁部に達している。

六日町盆地 越後山脈の西側には、最大幅5km、長さ約40kmの六日町盆地が北北東方向に細長く分布している。この盆地の軸に沿って南から魚野川が、また北から破間川が流下し、小出付近で合流し

第1表 小千谷図幅及び周辺地域の地形区分と地質との関係

地形区	地質構造	地表付近の主な構成岩石・地層
越後山脈	隆起帯	変成岩・中生代堆積岩類 斑れい岩・花崗岩類 城内層群（下部中新統）
六日町盆地	断層角盆地	沖積層 (扇状地堆積物) (氾濫原堆積物)
魚沼丘陵 東山丘陵	複背斜帯 (東縁は断層)	中新統-鮮新統 魚沼層(鮮新-更新統)
十日町盆地 小千谷台地	複向斜帯	段丘堆積物 沖積層
丸山丘陵	背斜帯	魚沼層(鮮新-更新統)

ている。この盆地は西縁を新発田-小出線によって画された断層角盆地であり、盆地の西縁は断層に沿って直線的であるのに対し、東側の越後山脈の山麓との境界は屈曲に富んでいる。盆地内は100mを越す厚い礫層によって埋積され(歌代・高野, 1977)、地表では魚野川・破間川の氾濫原堆積物や、東方の越後山脈や西方の魚沼丘陵から流れ込む数多くの支流が作る扇状地性堆積物に覆われている。この盆地の大きな特徴は、このように厚い礫層が盆地内に発達するにもかかわらず、本地域西部の十日町盆地とは対照的に更新世の段丘がほとんど分布しないことである。これはこの盆地が中期更新世末以降、新発田-小出線の活動に伴って継続的な沈降運動を行い、他の内陸盆地とは異なった特殊な形成過程を経てきているためと考えられている(歌代・高野, 1977)。本図幅地域にはこの盆地の北部が含まれ、小出町虫野付近を境界として、南方の六日町に連続する低地と、北部の小出を中心とする2つの低地からなっている。

魚沼丘陵・東山丘陵¹⁾ 六日町盆地の西側には、北北東-南南西方向に連続する魚沼丘陵・東山丘陵が存在する。この丘陵地帯は標高300-400mで、地質構造的には、東縁を新発田-小出線によって画された複背斜帯に相当し(第1表)、中期更新世以降現在に至る隆起帯に当たっている。丘陵中央部を信濃川の支流である魚野川が小出から川口にかけて横断し、この丘陵地帯を南の魚沼丘陵と北の東山丘陵に分けている。

魚沼丘陵は、標高700m以下で北方に漸次低くなっている。一般に分水界は東側に著しく片寄っており、東西の山麓が非対称となっている。丘陵の大部分は鮮新-更新統の魚沼層からなるが、丘陵の東縁及び北西端には鮮新統及び中新統がわずかに分布している。

東山丘陵は魚沼丘陵の北方延長に当たり、北北東に延びている。標高は300-450mであるが、丘陵東部には本図幅地域で最も標高の高い鳥屋ガ峰(681m)がある。丘陵の大部分は中新統-鮮新統からなり、魚沼層は丘陵の東南部や東部の丘陵頂部に分布するのみであって、この点で魚沼丘陵とは異なっ

1) 国土地理院発行1/20万地勢図「高田」及び「長岡」や白井(1967)、鈴木(1977)などでは、本報告で「東山丘陵」と呼んでいる部分も含めて、これらの丘陵地帯全体を「魚沼丘陵」としている。しかし、本報告では、記載の都合なども考慮して、魚野川以南の部分のみを「魚沼丘陵」とし、魚野川以北は「東山丘陵」と呼んでおくことにする。

いる。

十日町盆地・小千谷台地 魚沼・東山丘陵地帯の西には、十日町から小千谷に至る段丘性の低地帯があり、その長軸に沿って、信濃川が南から北に蛇行しながら流下している。この低地帯は地質構造的には、信濃川に沿った複向斜帯に当たる(第1表)。十日町-小千谷低地帯には数段の段丘が模式的に発達しており、この点で東方の六日町盆地とは対照的である。また、河床付近の沖積層も一般には極めて薄く、この点でも厚い沖積層の発達する六日町盆地とは異なっている。十日町-小千谷低地帯は、川口西方の山本山の丘陵によって南の十日町盆地と北の小千谷台地に分けられる。十日町盆地は北北東-南南西方向に細長く伸びた段丘性の盆地で、南隣「十日町」図幅地域内に主体があり、本図幅地域にはこの盆地の北部が含まれている。一方、小千谷台地は小千谷市街をのせる広い段丘面を中心とする台地であって、北方の長岡から新潟に至る広い新潟平野の南端の位置を占めている。

丸山丘陵 本地域の西端には稜線が350m以下の丘陵が延びている。この丘陵は、長野・新潟県境の関田山地から北方に広がる東頸城丘陵の東端に当たる部分であるが、これまで一定した名称がなかった。そこで、本報告では記載の都合上、鈴木(1977)の「丸山山地」に従って丸山丘陵と呼ぶことにする。丸山丘陵は信濃川と渋海川の間を占め、関田山地から直接連続する丘陵支脈のほぼ北端に当たり、北方へ標高を減じながら長岡市南部にまで達している。地質構造的には大きな背斜部に当たり、主として魚沼層のシルト・砂からなっている。

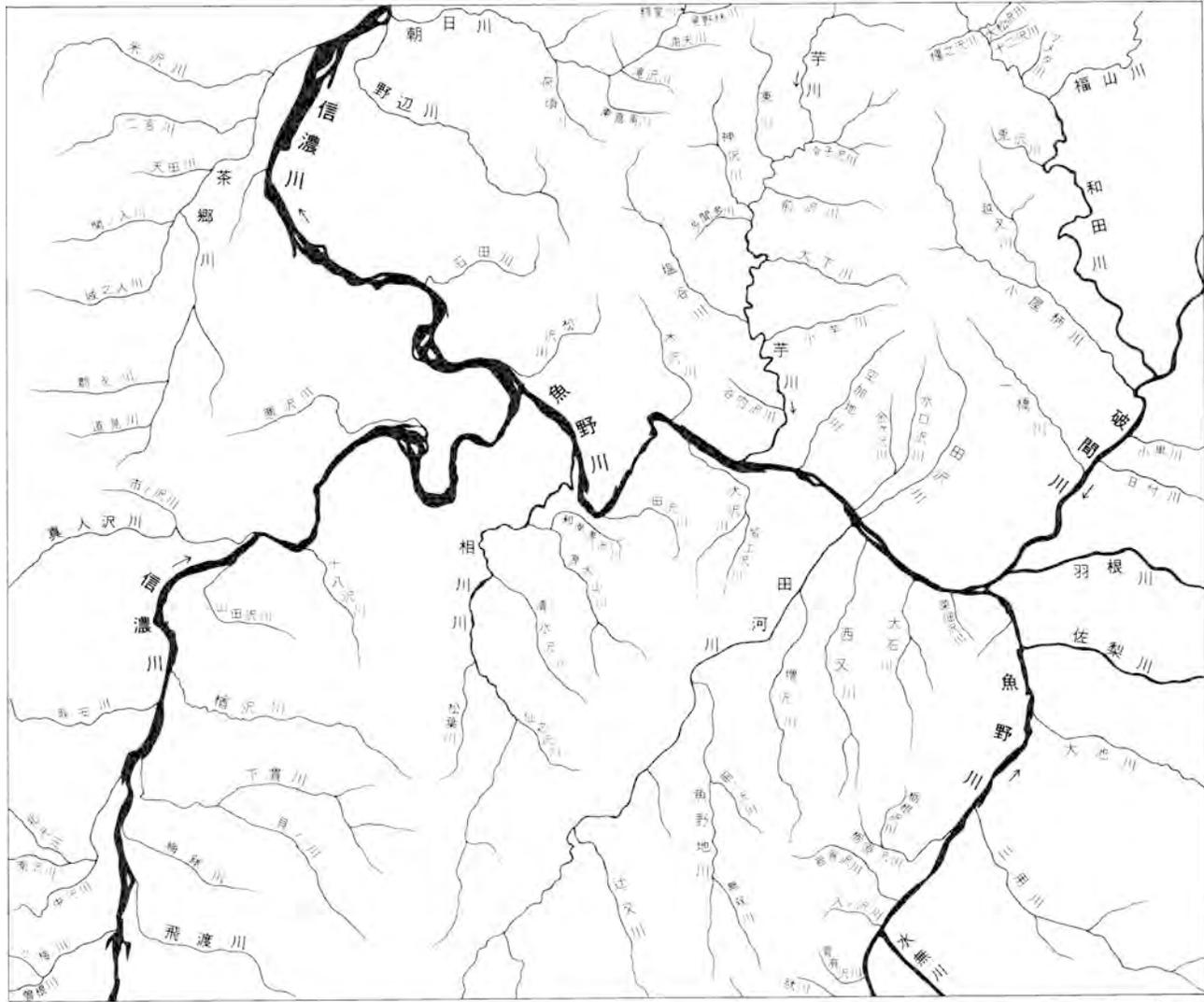
以上述べて来たように、本地域の地形は、地質構造によく対応しており、地質構造的に高い部分は丘陵や山脈に、逆に低い部分は盆地や低地となっている。このような地質構造は、比較的最近一少なくとも魚沼層堆積以後の大きな地殻変動によって形成され、そのうちの幾つかは活構造であって、現在もなお変形が進行しつつあると考えられている。

I. 2 水 系

本図幅地域の主な河川は信濃川、魚野川及び破間川である(第3図)。信濃川は十日町盆地から小千谷台地にかけての低地帯を蛇行しながら北流する。一方六日町盆地を北流してきた魚野川は、小出付近で南流してきた破間川と合流し、向きを西に変えて魚沼丘陵及び東山丘陵の丘陵帯を横切って、川口付近で信濃川に合流する。

六日町盆地の魚野川及び破間川の支流としては、越後山脈から流れ込む^{みずなし}水無川・^{きなし}佐梨川及び羽根川などがある。これらはいずれも明瞭な扇状地を伴っている。一方破間川には東山丘陵東部を流れる和田川(支流として福山川を含む)^{こやがら}及び小屋柄川が合流する。

魚野川が魚沼・東山丘陵を横切って横谷を作っている部分では、南の魚沼丘陵からは多くの支流を持つ天河川及び相川が、また北の東山丘陵からは芋川が流れ込んでいる。一方信濃川に流れ込む支流としては、^{とびたり}飛渡川、^{まっ と ざわ}真人沢川、茶郷川、野辺川及び朝日川がある。



第3図 小千谷圏幅地域の河川 河川名は新潟県土木部砂防課(1982)による

0 1 2 3 4km

II. 地質概説

II. 1 層序

小千谷図幅及びその周辺を構成する地質系統は第2表のようにまとめられる。これらの地質系統は地質構造発達史的にみて、中生界、新第三系-下部更新統及び第四系に区分される。

中生界

本図幅地域の東端部、六日町盆地の東側に分布する先新第三系は、足尾帯の北西部に相当する地層群の一部に当たる上権現堂山層群である。

上権現堂山層群は、チャート・黒色頁岩・砂岩などからなり、大桑原層、羽根川層、毛の又沢川層(本地域内には分布しない)、干溝層、茗荷沢層に区分される。このうち下部の大桑原層及び羽根川層の岩相はチャートが卓越するのに対し、上部の毛の又沢川層、干溝層、茗荷沢層は頁岩が主体で、チャート・緑色岩・石灰岩などのブロックを含むオリストストローム相を含んでいる。時代はコノドント化石から中-後期三畳紀であり、上部はジュラ紀に及ぶ可能性がある。

大桑原層は本層群の最下位を占め、主に成層したチャートからなり、頁岩と砂岩の薄層を挟んでいる。コノドント化石から下部三畳系(?)と推定される。

羽根川層は大桑原層を整合に覆い、頁岩と塊状チャートを主とし、頁岩砂岩層を少し伴っている。

干溝層は羽根川層とは同時異相である。本層はいわゆるオリストストローム相によって特徴づけられ、岩相により下部層と上部層に二分される。下部層はチャート、緑色岩及び石灰岩のブロックを多量に含む黒色頁岩からなる。これに対し上部層は葉理の発達した黒色頁岩からなり、また異地性ブロックの量は下部層に比べ少ない。

茗荷沢層は干溝層を整合に覆い、黒色頁岩と砂岩の薄互層からなる。またまれに砂岩、チャート及び緑色岩のブロックを含んでいる。

新第三系-下部更新統

新生代新潟堆積盆地を構成する新第三系-下部更新統は、本図幅地域内の大部分を占めて広く分布している。新潟堆積盆は南西の北部フォッサマグナ地域に連続し、全体として信越地向斜とも呼ばれる大規模な堆積盆をなしている。この堆積盆には北北東-南南西のいわゆる新潟方向の褶曲構造が発達して、日本でも有数の油田・ガス田地帯となっている。

本図幅地域は新潟堆積盆地の南東縁部に当たり、この堆積盆の東縁を規制する新発田-小出構造線が図幅の東部を北北東-南南西方向に走っている。このため堆積物は、堆積盆の縁辺相的な特徴をそなえている。

本図幅地域及びその周辺の新第三系-下部更新統は、下位より城内層群(大倉層・八海山層)、清本層、西^{にしみよう}名層、貫木層^{つなぎ}、鳥屋ガ峰層^{とやがみね}・一村尾層^{ひとむらお}、荒谷層、川口層、牛ヶ首層^{しろいわ}、白岩層、和南津層及び魚沼層

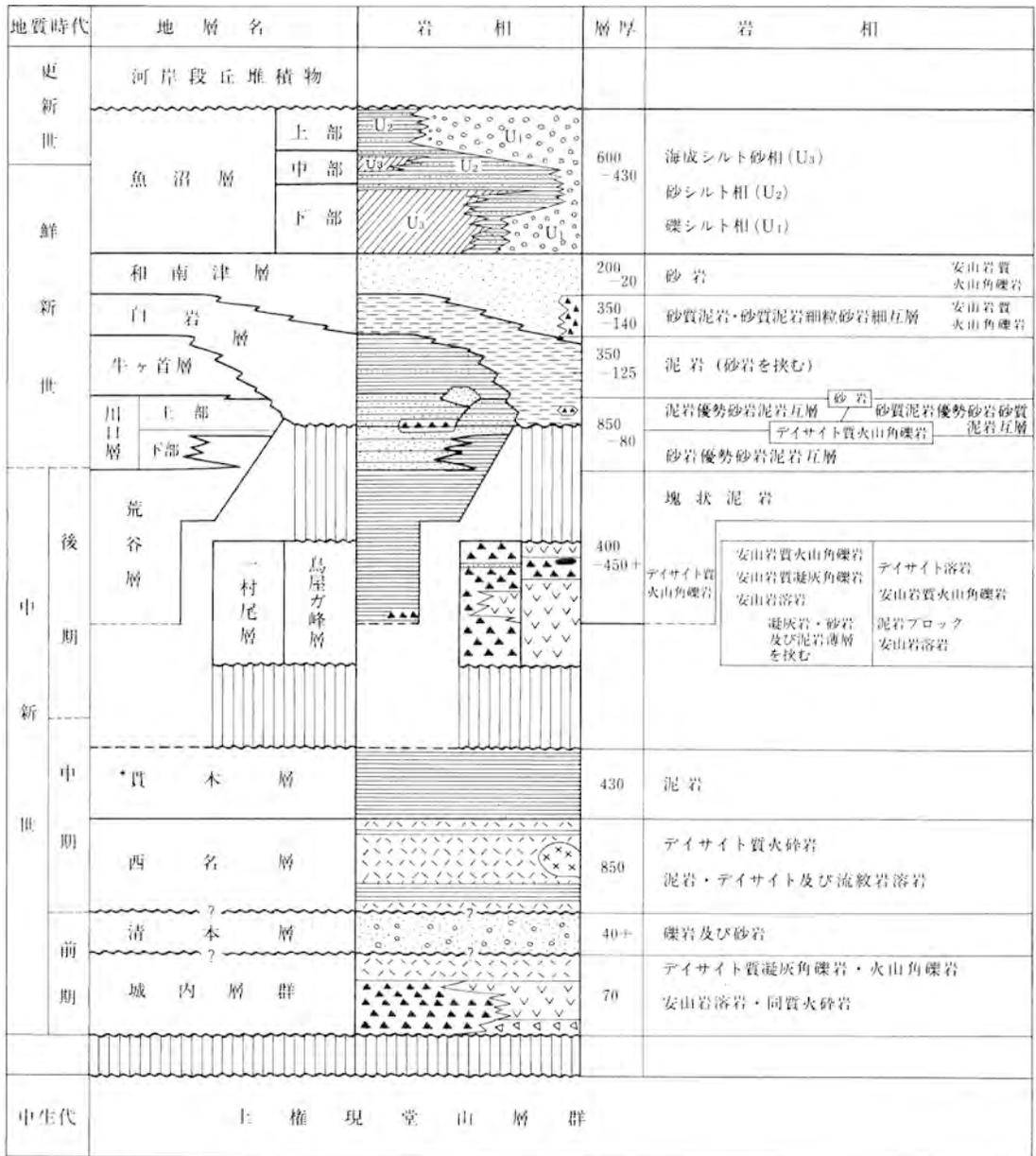
第2表 小千谷図幅地域の層序総括表

地質時代		地 層 名		火山活動			
新 紀	第 四 世	河 岸 段 丘 堆 積 物	T ₁₀ T ₉ T ₈	氾濫原堆積物 岸錐及び沖積錐堆積物 扇状地堆積物			
			T ₇ T ₆ T ₅ T ₄ T ₃ T ₂ T ₁ T ₀	ローム層 更新世地すべり 堆積物			
	第 三 世	新 世	魚 沼 層			デイサイト	
			和 南 津 層				
			白 岩 層				
			牛ヶ首層				
		中 期	川 口 層	荒谷層		村尾層 鳥屋カ崎層	安山岩・デイサイト
			* 貫 木 層			岩脈・ひん岩	
			西 名 層			デイサイト・流紋岩	
			清 本 層			デイサイト 安山岩	
古 第 三 紀	城 内 層 群		岩脈 { 石英斑岩 安山岩				
	白 垂 紀						
	中 生 代	ジュラ紀	上権現堂山層群	茗荷沢層			
下溝層			羽根川層	*毛の又 沢川層			
三疊紀	大桑原層						

*本図幅地域内には分布しない。

からなっている(第4図)。これらの地層は大局的にみれば、陸成→海成→陸成と変化する一つの大サイクルをなす一連の堆積物とみなすことができる。しかし、城内層群内の八海山層の基底、西名層の基底、鳥屋ガ峰層・一村尾層の基底にはそれぞれ不整合が認められる。

城内層群は、新生代新潟堆積盆地の最下部を占める地層群であって、六日町盆地以東の越後山脈の山稜や山麓部に比較的緩やかな傾斜で分布している。本層群は、不整合によって、下部の安山岩・デイサ



第4図 小千谷地域の新第三系-下部更新統の総括図 *) 貫木層は本地域には分布しない

イトなどの火山性堆積物を主とする大倉層と、上部の礫岩・シルト岩・砂岩などの非火山性堆積物からなる八海山層に区分される。いずれも堅硬で、越後山脈の急峻な山稜をつくっている。両層とも海棲化石の報告はなく大部分は陸成層であると考えられる。本図幅地域には、下位の大倉層に相当する地層のみが分布する。

清本層は砂岩及び礫岩よりなり、中生界を不整合に覆う。城内層群との関係は不明だが、岩相から城内層群より上位にあるものと考えられる。

西名層は、流紋岩ないしデイサイト質の火砕岩と、それと指交する泥岩からなる海成層である。本層は本図幅地域外の入広瀬地域では、酸性火砕岩を主体とし陸成ないし一部海成と考えられる穴沢層から整合関係で漸移するが、本図幅地域近傍では城内層群又は上権現堂山層群に直接アバットする。

貫木層は、西名層から整合漸移する塊状の珪藻質泥岩からなる地層であるが、本図幅地域内には分布していない。

鳥屋ガ峰層及び**一村尾層**は前者はデイサイト・安山岩の、後者は安山岩の溶岩及びその火砕岩で、時代的にも後期中新世で同時期のものである。鳥屋ガ峰層は小千谷図幅北東部の東山丘陵東縁部に分布し、本図幅内最高峰の鳥屋ガ峰(681m)を作る。一方一村尾層は、本図幅地域の南部魚沼丘陵の東縁に沿って南隣の十日町図幅地域にかけて分布する。いずれも下位の貫木層を欠いて西名層を不整合に覆っている。この不整合は小林・渡辺(1985)によって指摘された新潟油田東縁帯に広く認められる中新-鮮新世の不整合に相当する。

荒谷層から魚沼層までは、堆積盆が浅海化していく過程の一連の堆積物であり、全体として岩相境界が時間面と大きく斜交し、各層が同時異相の関係にあることが大きな特徴である。

荒谷層は主として暗灰色ないし黒色の塊状泥岩からなる地層で、いわゆる椎谷層の荒谷相(鯨岡, 1962)の模式地層である。本層は、東山背斜の軸部に分布するため、本図幅地域内では下限は明らかでないが、露出する限りの本層の最下部にはデイサイト質火山角礫岩が挟まれている。

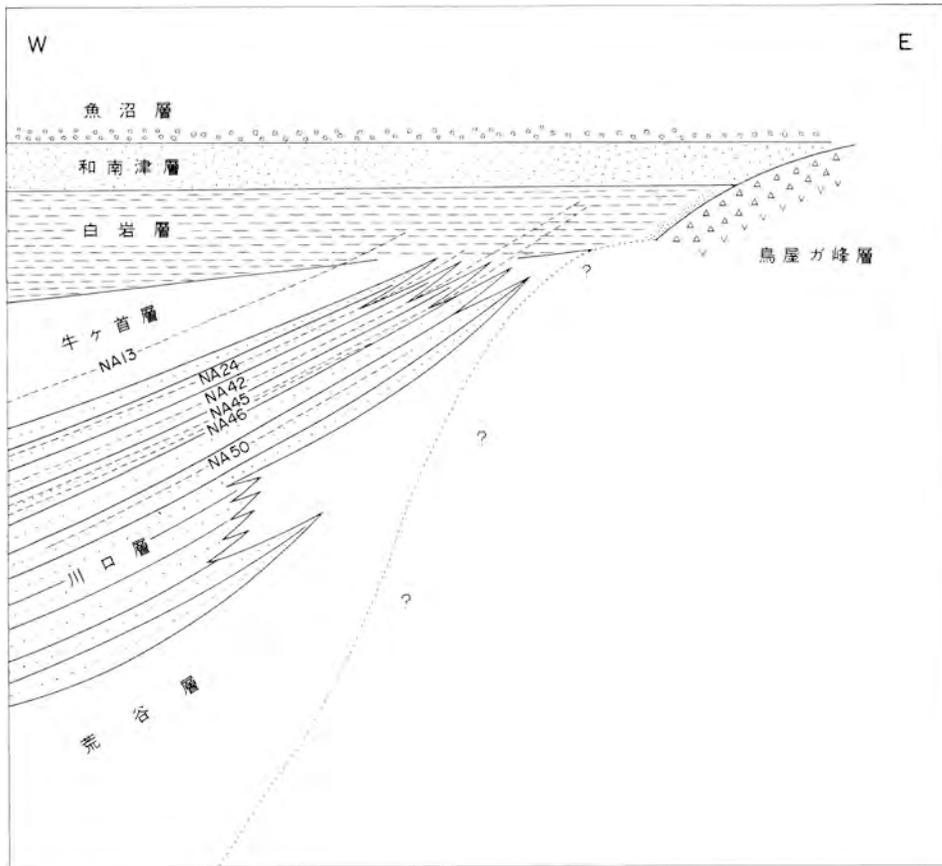
川口層は荒谷層から整合に漸移し、いわゆるフレッシュ型砂岩泥岩互層によって特徴づけられる。砂岩層は地域及び層準によって激しく変化するが、全体としてみると本層下部は砂岩優勢の互層から、上部は泥岩優勢の互層からなっている。なお東山背斜西翼では本層の中部にデイサイト質火山角礫岩が挟まれ、北方に次第に厚くなっている。

牛ヶ首層は暗灰色-青灰色の塊状泥岩からなり、一部に薄い砂岩ないし砂岩泥岩互層を挟んでいる。下位の川口層とは整合である。

白岩層は牛ヶ首層から漸移し主に塊状の砂質泥岩よりなる。最上部には、砂質泥岩と細粒砂岩の薄互層が発達し、上位の和南津層に移化する。塊状砂質泥岩にはしばしば不定型の団塊(通称“コブタン”)がみられ、また生物擾乱が発達することも本層の特徴である。なお本層は東部では鳥屋ガ峰層及び一村尾層を不整合に覆っている。

和南津層は白岩層を整合に覆う細粒-粗粒砂岩からなる浅海性堆積物である。一部泥質砂岩からなり、生物擾乱が発達するほか、生痕が多くみられる。

以上の荒谷層から和南津層までの層準にはテフラが数多く挟まれ、鍵層として有効である(徳橋, 1985)。特に模式地の川口層上部から牛ヶ首層にかけての層準にはテフラが密集して挟在し、良好な鍵



第6図 小千谷地域北部における東西方向の荒谷層-魚沼層の層相図

層となっている。これらの鍵層の追跡の結果、第5図及び第6図に示すように、荒谷層から和南津層までは東西方向に大きく同時異相の関係にあることが明らかとなった。すなわち、川口層下部の砂岩優勢砂岩泥岩互層中の砂岩は東山背斜東翼以東では下部から急速に尖滅し、荒谷層と同質の塊状の泥岩に移化する。したがって川口層の下部と荒谷層は一部同時異相である。一方川口層上部の泥岩優勢砂岩泥岩互層中のタービダイト砂岩は東方に向かって急速に薄化消滅するとともに、川口層上部及び牛ヶ首層の泥岩自体も粗粒化して白岩層の砂質泥岩に上位から順次移化してしまう。したがって、東山背斜以西では上下関係にある川口層・牛ヶ首層及び白岩層は東山背斜以東では同時異相の関係にあることは確実である。また、和南津層とした砂岩も東山背斜以東では牛ヶ首・川口層・白岩層と同時異相である可能性がある。このように本図幅地域では、地層の境界は同時面と大きく斜交し、全体として層相が東方に向かって浅い層相に変化しているといえる。

なお、以上のことから分かるように、本図幅地域東部で、鳥屋ガ峰層あるいは一村尾層を不整合に覆う砂質泥岩(白岩層)は、実際には模式地の川口層又はそれ以上の層準に相当しており、これは後述するように、各層の年代論とも矛盾しない。

魚沼層は堆積盆を最終的に埋積した堆積層であって下位の海成層とは異なり、陸成(河成)ないし内湾性の礫・砂・シルトなどからなる。厚さは最大層厚部で3,000mにも達し(宮下ほか, 1972), 河成(淡水性)堆積物と、内湾海成堆積物が周期的に繰り返す複雑な層相を有している。このうち、海成堆積物は計14枚あり(風岡ほか, 投稿中)、本層中に数多く挟在するテフラとともに良い鍵層となっている。本層の層相は地域の変化が著しいが、全体としてみれば、西方に細粒化している。これは本地域の魚沼層を構成する堆積物の多くが東方の越後山脈から供給されたためである。また垂直的には、最上部で全域的に扇状地性の礫層となって堆積が終了している。

第四系

本地域の第四系は河岸段丘堆積物、更新世地すべり堆積物、ローム層、扇状地堆積物、崖錐及び沖積錐堆積物、及び氾濫原堆積物からなる。

河岸段丘は本地域内では T_0 - T_{10} の計11段が識別される。このうち T_0 から T_7 はローム層に被覆され、その中に挟在するテフラ鍵層の年代から更新統と考えられる。一方これより新期の T_8 - T_{10} はローム層を欠くことから、完新統と推定される。いずれの段丘の堆積物も未固結の礫層を主体とし、砂及びシルトを伴う。信濃川沿いの十日町盆地及び小千谷台地、魚野川沿いの田河川地域及び根古屋地域に良好に発達する。また破間川本流及びその支流の沿岸にも発達するが、六日町盆地では最新期の段丘を除いて、河岸段丘はほとんど分布していない。

更新世地すべり堆積物は、魚沼・東山丘陵の東縁部の破間川西岸、小出西方及び岩山に分布している。いずれも付近の岩石を起源とする崩積土からなる。

ローム層は本地域の丘陵及び段丘面上に広く分布する。特に十日町盆地では厚く発達し、テフラ鍵層を多く挟んでいるが、それ以外の地域では比較的薄くなっている。

扇状地堆積物は六日町盆地東部の水無川流域に分布する。また崖錐・沖積錐堆積物は主として越後山脈の山麓部に発達する。

氾濫原堆積物は信濃川・魚野川・破間川及びその支流沿いの低地に分布する。特に六日町盆地では厚さ50-100mの沖積層が発達している。

II. 2 地質構造

本地域の地質構造は新潟方向と呼ばれるNNE-SSW方向の構造に支配されており、主な構造要素はすべてこの方向に配列している。これらの構造のうち、最も大規模でかつ重要な構造は、東山・魚沼丘陵の東縁に位置する新発田-小出線である。この構造線は、新第三紀-第四紀の新潟堆積盆地の東縁を規制した第一級の断層であり、東側の基盤岩地域と、西側の堆積地域とをはっきりと分けている。

東側の基盤岩地域—すなわち越後山脈地域には中生界の上権現堂山層群と、下部中新統の城内層群及び清本層のみが分布し、これより上位の新第三系は分布しない。

この地域の地質構造は全体としては西に緩く傾く同斜構造によって特徴づけられる。すなわち上権現堂山層群は幾つかのうねりを伴いながら全体として西に30-60°で傾き、城内層群及び清本層は更に緩い

10°以下の傾斜でこれを不整合に覆っている。

新発田-小出線と越後山脈に挟まれた六日町盆地は、区分上は基盤岩地域に属するが、ここは、中期更新世以降急速に沈降し、厚さ50-100mにも及ぶと推定される厚い礫層が分布する特異な断層角盆地となっている。

新発田-小出線以西の堆積区には、中部中新統以上が分布し、著しい変形作用を被ってNNE-SSW方向の典型的な褶曲構造が発達している。変形は褶曲が主で、地質図に示すような規模の断層は一部を除いてほとんど発達しない。褶曲構造はさまざまな規模のものがあるが、このうち、骨格となる第一級の背斜は頂部の傾斜が緩く、翼部が急傾斜するいわゆる箱型背斜であるのに対し、向斜はいずれも従属的な平底向斜である。褶曲の分布は複雑であるが、地層の分布等を考慮すれば、第49図のような大区分が可能であろう。

魚沼丘陵の東縁部一すなわち新発田-小出線に近接した部分は、南隣の十日町図幅地域から連続する一つの複背斜の一部に当たっており、中部中新統の西名層と上部中新統の一村尾層が分布している。この北方延長の東山丘陵東縁にも西名層と上部中新統の鳥屋ガ峰層が分布するが、背斜構造ははっきりしない。

堀之内複向斜は堀之内町を中心とするベーン状の複向斜で、東山・魚沼両丘陵にまたがっている。西縁は撓曲によって画され、向斜中心部には主として魚沼層が分布している。

東山複背斜は、東山丘陵の骨格を作る大規模な構造で東山背斜とその南に接続する田麦山背斜及び付随する小規模の褶曲から構成される。東山背斜の核に上部中新統の荒谷層が露出し、これを取り巻いて鮮新統の川口層・牛ヶ首層・白岩層・和南津層が順に分布している。

小千谷向斜は信濃川が北流する十日町-小千谷低地帯を作っており、ここに分布する魚沼層及び段丘堆積物を変形させている。

時水背斜は丸山丘陵の稜線にほぼ一致しており、軸部には魚沼層が分布している。

これらの褶曲のうちには新第三系ばかりでなく、更新世段丘及び完新世段丘をも変形させ、活構造と推定されるものがかなり見受けられる。

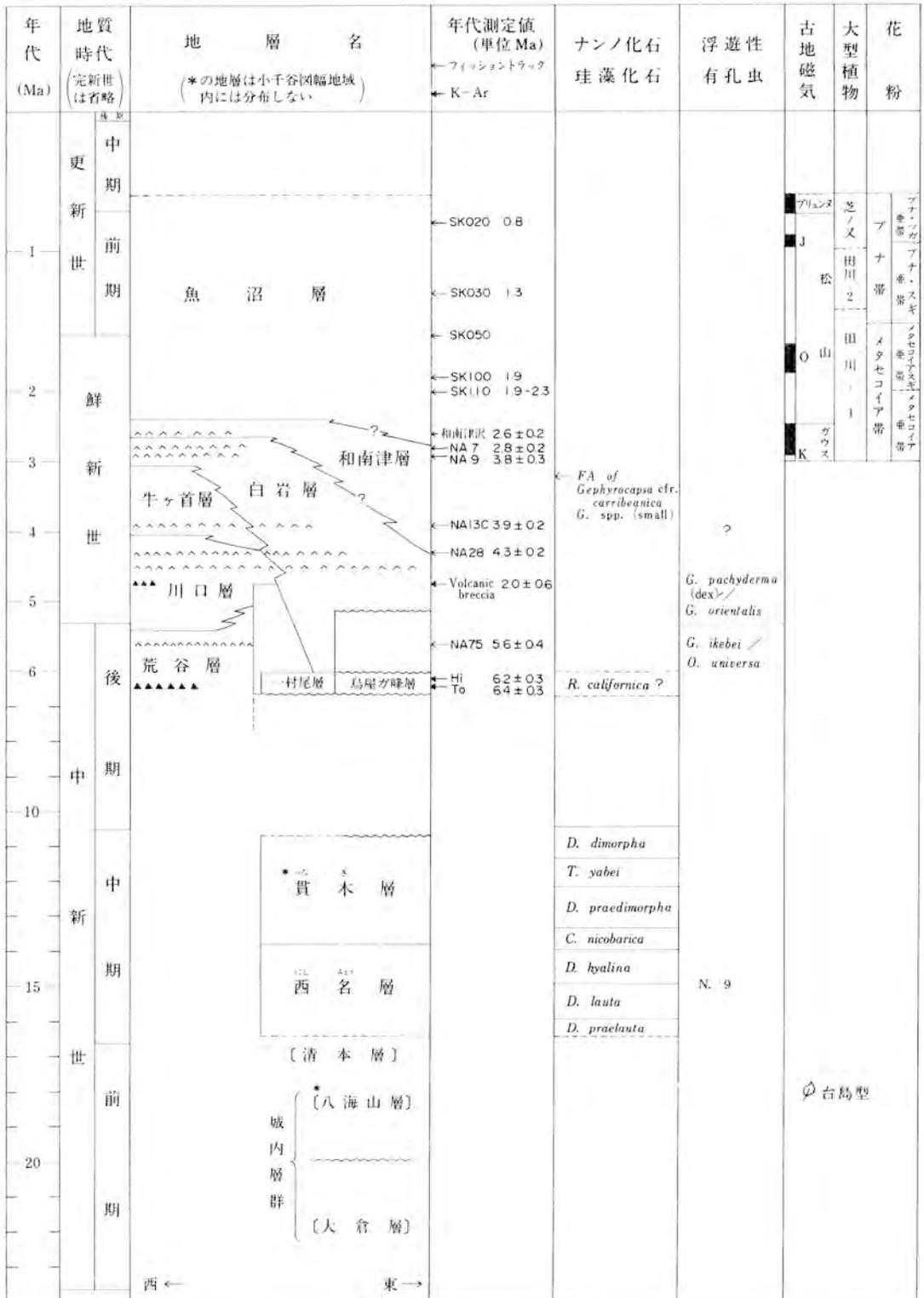
II. 3 新第三系-下部更新統の地質年代

新第三系-下部更新統については種々のデータから地質年代を推定できる(第7図)。

城内層群を構成する二層のうち下位の大倉層については時代を推定するデータが今のところ存在しない。しかし上位の八海山層からは、台島型フローラに属する植物化石群集が発見され(米谷盛壽郎, 1985 私信)、本層がほぼ前期中新世末-中期中新世初期に相当することが明らかとなっている。

清本層については地質時代を示すデータは全くないが、岩相からみて城内層群と西名層の間に位置するものと推定される。

西名層及び貫木層からは豊富な珪藻化石が産出する(付表第1表)。西名層はAKIBA (1984)及びKOIZUMI(1985)の*Denticulopsis praelauta* Zone から *Denticulopsis hyalina* Zone に、また貫木層は *Crucidentacula* (= *Denticulopsis*) *nicobarica* Zone-D. *dimorpha* Zone に相当し、両層の境界はほぼ *D. hyalina* Zone と *D.*



第7図 小千谷地域における新第三系-下部更新統の地質時代の総括図 * は本地域には分布しない

nicobarica Zone の境界にあたる(柳沢, 準備中). したがって両層は中期中新世に相当する.

なお西名層中部からは Blow (1969) の N9 に相当する浮遊性有孔虫が産出している(島津, 1973). これは, 珪藻化石の結果とは調和的である.

デイサイト溶岩及び安山岩質火砕岩を主とする鳥屋ガ峰層と安山岩質火砕岩及び溶岩を主とする一村尾層については, それぞれ $6.4 \pm 0.3\text{Ma}$, $6.2 \pm 0.3\text{Ma}$ という全岩 K-Ar 年代値が得られた(第 IX 章). また南隣十日町図幅地域内の一村尾層に挟まれるシルト層中からは *Rouxia californica Zone* に相当すると考えてもよい珪藻化石群集が産出した(柳沢, 準備中). これは, 上記の全岩 K-Ar 年代と矛盾しない. したがって, 両層の時代は $6.5\text{--}6\text{Ma}$ 前後, すなわち後期中新世後期である.

なお, 両層は, いわゆる“灰爪層”的な砂質シルト岩(本報告の白岩層)に不整合に覆われることから, 従来新潟標準層序の西山階(有孔虫層序では鮮新世後期-更新世)と考えられて来た(新潟県, 1977; 正井・高浜, 1981).

荒谷層から和南津層の層準では, 6 枚のテフラ鍵層のフィッシュトラック年代の測定が行われた(第 IX 章). その結果, 第 8 図に示すように NA75 が $5.6 \pm 0.4\text{Ma}$, NA28 が $4.3 \pm 0.2\text{Ma}$, NA13C が $3.9 \pm 0.2\text{Ma}$, NA9 が $3.8 \pm 0.3\text{Ma}$, NA7 が $2.8 \pm 0.2\text{Ma}$ 及び和南津沢火山灰が $2.6 \pm 0.2\text{Ma}$ の値が得られた. これらの値は NA9 以外は各粒子ごとの年代値のバラツキも非常に少なく, また自発核分裂飛跡数と誘導核分裂飛跡数の相関も極めて良好である. したがってこれらの測定値は信頼し得ると判断される.

川口層中部のデイサイト質火山角礫岩は $2.0 \pm 0.6\text{Ma}$ という全岩 K-Ar 年代値が得られた. しかし, この測定値は, 大気アルゴンの混入率が著しく高いため, 誤差が大きく信頼しうる値とはいえない. 測定した試料が風化していること, フィッシュトラック年代に比べ著しく若い年代であること(第 8 図)などを考慮すれば, この値は噴出年代よりも若い年代を示していると判断される.

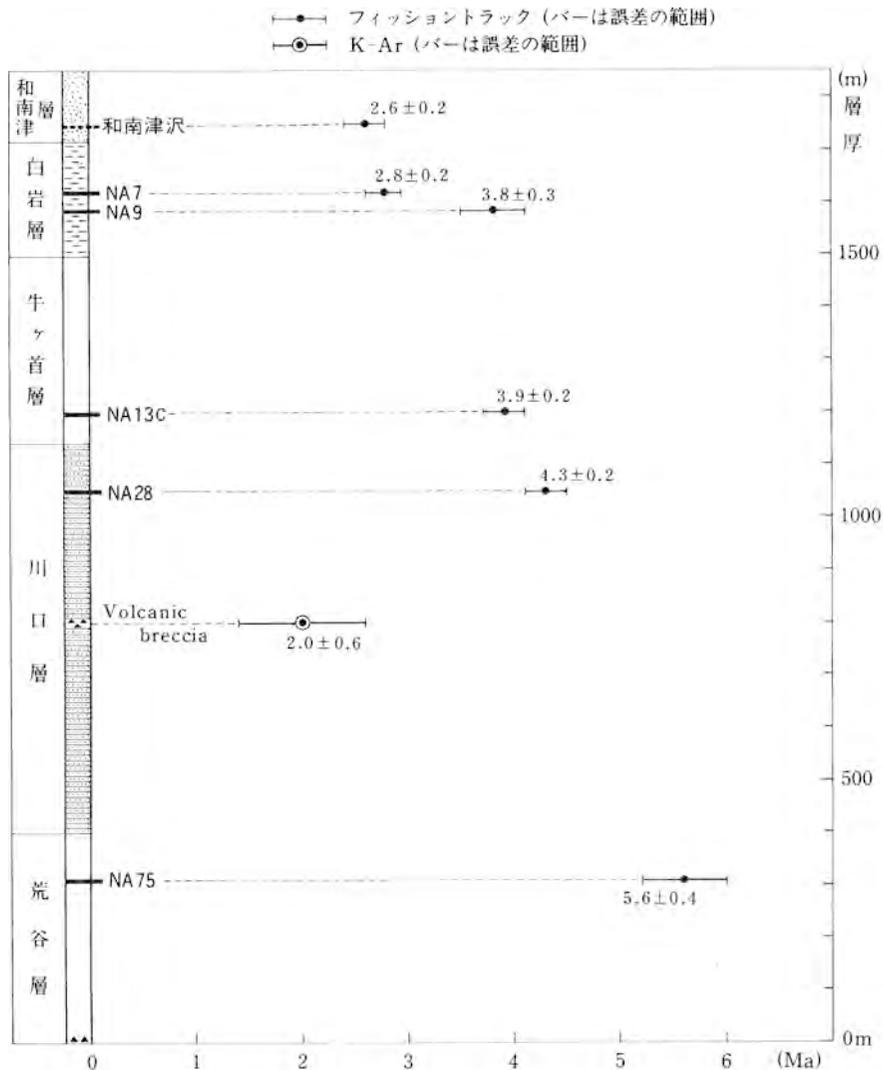
以上の年代値から時代を推定すれば, 野辺川及び朝日川ルートにおける荒谷層は後期中新世, 川口層から和南津層はすべて鮮新世となる.

荒谷層から和南津層にかけては更に珪藻・ナノ化石及び有孔虫の分析が行われた(第 9 図). しかし珪藻化石は破片がわずかに検出されたのみで, 時代決定に有効なデータは得られなかった.

ナノ化石は全体として産出が不良であり(付表第 2 表), これによって詳細な時代を論ずることはできないが, 少なくとも次のような推定は可能である.

(1) まず *Gephyrocapsa* 属の産出を中心に, 鮮新世-更新世境界について考察する. 鮮新世-更新世境界の模式層のある南イタリアでは *Gephyrocapsa* spp. は鮮新世後期, 約 2.3Ma に初めて出現し, 更に *G. caribbeanica*, *G. oceanica* は $1.6\text{--}1.7\text{Ma}$, すなわち古地磁気層序の Olduvai event の中にその初出現がある(HAQ et al., 1977). また最近 *G. caribbeanica* の初出現は 1.67Ma と詳しい年代が明らかとなっている(HAQ, 1983). ところで, 鮮新世-更新世境界は上述の Olduvai event の直上, 1.6Ma とされている(TAUXE et al., 1983)ので, *G. caribbeanica*, *G. oceanica* の初産出は, 鮮新世-更新世境界の直下にあるということになる.

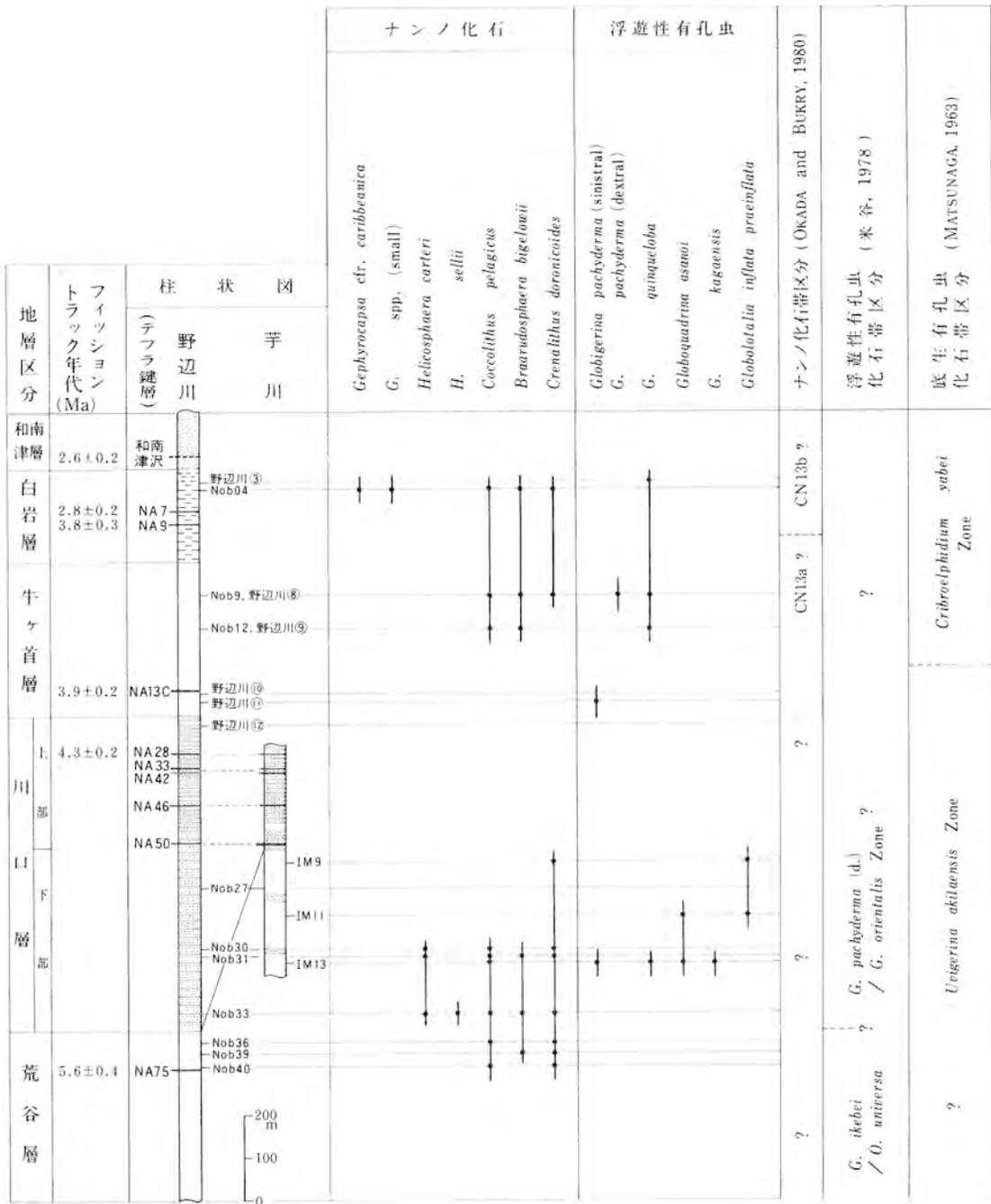
新潟地域では古津・新長坑井においてこの層準のナノ化石の層序が明らかにされ(佐藤・富沢, 1979; 佐藤, 1981), *Gephyrocapsa* 属の層序が時代決定に有効なことが実証されている. またこのほかに



第8図 野辺川・朝日川ルートにおける荒谷層-和南津層のフィッシュントラック年代値と K-Ar 年代値 (和南津沢火山灰層の層準は推定)。岩相区分の凡例は第5図と同じ

G. oceanica の上位にある *Helicosphaera sellii* の終産出 Datum も有効なことが示されている。

本地域では *Gephyrocapsa* spp. (small) 及び *G. cfr. caribbeanica* が白岩層上部の Nob04 から検出された。しかしこの下位の Nob09 及びそれ以下からは *Gephyrocapsa* 属は検出されなかった。この部分では試料間隔が粗く、また *Gephyrocapsa* 属が産出したのがわずか1試料であるので速断はできないが、一応 *G. spp.* (small) の初出現 (2.3Ma) 及び *G. caribbeanica* の初出現 (1.67Ma) は Nob04 と Nob09 の間と考えられる。これだけでは、鮮新世-更新世境界 (1.6Ma) の層準は明らかでないが、Nob09 と Nob04 の間の層厚と、



第9図 小千谷地域のナンノ化石及び有孔虫化石の産出 岩相区分の凡例は第5図に同じ

推定される年代(2.3-1.67Ma)を考慮すれば、境界はNob04の層準からそれほど遠く離れているとは考えられない。したがって、ナンノ化石から推定される鮮新世-更新世境界は白岩層から和南津層にかけての層準と考えておくのが最も妥当であろう。しかし、この推定はフィッシュントラック年代よりも約100万年以上若くなっている。なお、*Helicosphaera sellii*は産出がまれで、その終産出Datumは時代決定に用いることができなかった。

(2) 鮮新世のナンノ化石帯は*Discoaster*の産出に基づいているが、本地域ではこれが全く産出しなため、鮮新統についてはナンノ化石からは時代を判定することはできない。

次に浮遊性有孔虫について検討する。新潟油田を含む東北日本油田の上部新生界の浮遊性有孔虫層序はMAIYA *et al.* (1976)、米谷(1978)によって総括され広く適用されている(渡辺, 1983)。それによれば鮮新世-更新世にかけては3つの化石帯が区分されるほか、*Globoquadrina asanoi*グループ、特に*G. asanoi*の消滅層準、*Globigerina pachyderma*の殻の巻きが変化する層準、更に従来から知られていた*Globorotalia inflata*グループの3つの産出層準、すなわちNo. 1-No. 3の*G. inflata bed*などが有効なDatumになることが示されている。

本地域では、浮遊性有孔虫の産出は非常に少なく、わずかに川口層の下部及び牛ヶ首層から白岩層にかけて散点的に産出するに留まった(付表第3表及び第9図)。このため浮遊性有孔虫だけでは詳細な時代を推定することはできないが、得られた限りのデータから言えることは次のとおりである。

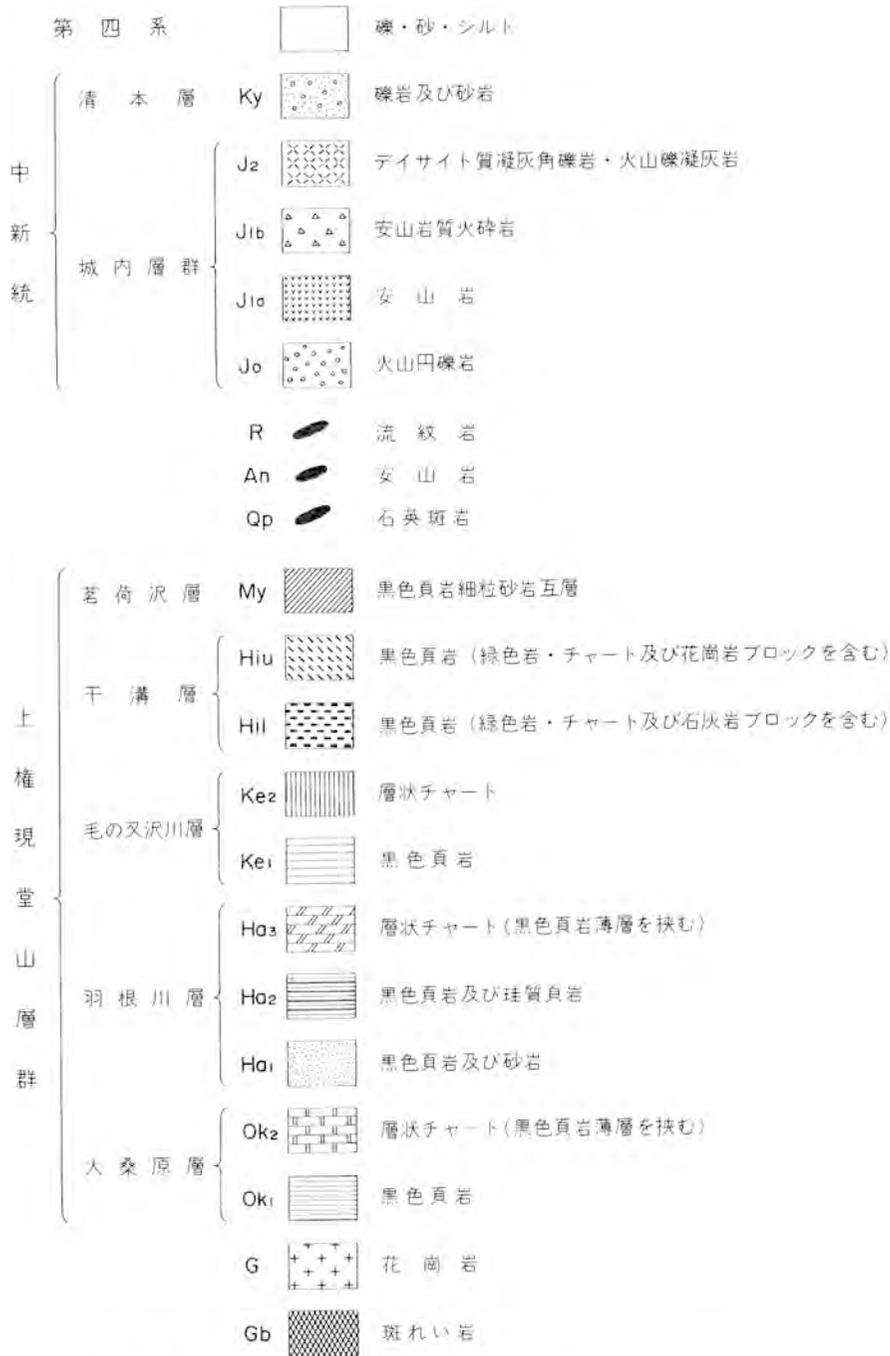
(1) 米谷(1978)は荒谷層の坑井の中で、後期中新世稚谷階を定義する*Globorotalia ikebei*/*Orbulina universona* Zoneの模式を定めている。したがって荒谷層の少なくとも下部はこのZoneに相当する。

(2) 川口層下部からは*Globorotalia inflata*グループの1つである*G. inflata Praeinflata*が産出し、それに伴って*Globoquadrina asanoi*及び*G. kagaensis*が産出している。*G. inflata bed*のうち*G. asanoi*と*G. kagaensis*が共産するのはNo. 3 *G. inflata bed*のみなので(米谷, 1978; 佐藤・富沢, 1979; 佐藤, 1981)、川口層下部はNo. 3 *G. inflata bed*すなわち米谷(1978)の*Globigerina pachyderma* (dext.)/*Globorotalia orientalis* Zoneの下部に相当することはほぼ間違いないと考えられる。したがって米谷(1978)の時代論に従えば川口層下部は鮮新世前期に当たる。

(3) 牛ヶ首層から白岩層にかけては産出が少なく、時代の判定は難しい。ただ、*Globoquadrina asanoi*が産出していないことが確かであるならば、この層準は*G. asanoi*の消滅層準より上位ということになる。米谷(1978)によれば*G. asanoi*はOlduvai eventの最下部で消滅していることから、少なくとも牛ヶ首層から白岩層はOlduvai eventの最下部より上位ということになる。この推論は、ナンノ化石の*Gephyrocapsa*属の産出をもとにした推定とそれほど大きく矛盾しないが、これだけのデータだけでは断定は無理であろう。

底生有孔虫化石は浮遊性有孔虫に比べ比較的多く産出した(付表第4表)。東北日本上部新生界ではMATSUNAGA (1963)の底生有孔虫化石帯区分が若干の修正を加えて用いられている(渡辺, 1983)。本地域の底生有孔虫群集は彼の区分に従えば牛ヶ首層中部より下位が*Uvigerina akitaensis* Zoneに、牛ヶ首層中部より上位は*Criboelphidium yabei* Zoneに相当する。

なお、牛ヶ首層及び白岩層からは新潟油田で西山階下部(鮮新世)を特徴づける底生有孔虫*Molonis nicobarensis*が産出している。



第10図 小出東方地域地質図 植村・高島(1985), 茅原(MS.), 竹之内(MS.)より編図

以上述べた石灰質微化石による推定時代はフィッシュントラック年代に比べいづれも若く出る傾向がある。特に鮮新世-更新世境界(1.6Ma)についてはフィッシュントラック年代とナンノ化石時代のくい違いが大きく、両者で100万年以上の差がある。いづれが正しいか、現状ではにわかには判断できないが、上位の魚沼層下部の年代が鮮新世にかかっているというデータが多い(後述)ことや、層序全体の整合性も考慮して、本報告ではフィッシュントラック年代値による時代論を採用しておくことにする。

魚沼層についてはフィッシュントラック年代(SUZUKI and YAMANOI, 1970; 村松, 1976, 1983), 古地磁気層序(新戸部・山野井, 1970; 新戸部・新妻, 1971; 吉越, 1983), 大型植物化石(山野井ほか, 1970; 新潟古植物グループ・新潟花粉グループ, 1983)及び花粉化石(山野井, 1970; 山野井ほか, 1970; 新潟古植物グループ・新潟花粉グループ, 1983)など数多くのデータがある。

魚沼層のテフラ鍵層のうち本図幅地域にも分布するテフラ鍵層のフィッシュントラック年代値(村松, 1983)を第7図に示す。吉越(1983)の古地磁気の測定によれば、ガウス正磁極期と松山逆磁極期の境界(2.48Ma)は和南津層²⁾中に、松山逆磁極期とブリュヌ正磁極期の境界(0.73Ma)は本層上部のSK010³⁾の上位にある。更にOlduvai event(1.87-1.67Ma)はSK100とSK050の間に、またJaramillo event(0.97-0.90Ma)はSK030とSK020の間にある。一方大型植物化石群集はメタセコイアなどの第三紀型植物を含む田川-1化石群集から、漸移的な田川-2化石群集を経て、現代型の芝ノ又化石群集に変化しており、その変化は本層のSK030前後の層準で起こっている(新潟古植物グループ・新潟花粉グループ, 1983)。同様に花粉層序でも、第三紀型のメタセコイア帯と現代型のブナ帯の境界はSK050とSK030の間にある(新潟古植物グループ・新潟花粉グループ, 1983)。山野井ほか(1970)、山野井(1970)もほぼ同様の結論に達している。

以上のデータから魚沼層の時代は鮮新世の後期から中期更新世初期にわたること、そして鮮新世・更新世境界(1.6Ma)はSK050の前後の層準に、また前期更新世と中期更新世の境界(0.7Ma)は本層最上部のSK010の上位にあると推定できる(専報「魚沼層群」編集委員会, 1983)。

III. 中生界

本図幅地域の東部に分布する基盤岩は、足尾帯の西部を構成する地層群の一部である。この地層群は植村・高島(1985)により上権現堂山層群と命名され、下部層と上部層とに2分された。同層群は大略南北走向で西側に傾斜しているが、権現堂山断層を初めとするNW-SEもしくはE-W方向の断層によって分断されている。

上権現堂山層群は下位より、大桑原・羽根川・毛の又沢川・干溝・茗荷沢^{ひみぞ みょうがざわ}の各層に区分される。本層群下半の大桑原・羽根川及び毛の又沢川層はチャートが卓越し頁岩を伴うのに対し、上半の干溝層及び茗荷沢層は頁岩主体で、チャート・緑色岩・石灰岩等のブロックを少量含むオリストストローム相を含んでいる。

2) 本報告の和南津層は吉越(1983)あるいは魚沼団体研究グループ(1983b)の魚沼層群最下部にほぼ相当する。

3) 魚沼層模式地の芝ノ又ルート(西隣「岡野町」図幅地域内)においてSK020の上位60mにあるテフラ鍵層であって、小千谷図幅地域内には分布していない。

大桑原層からは、前期三畳紀のコノドント化石(佐藤, 1980MS.), 毛の又沢川層からは中-後期三畳紀の時代を示すコノドント化石(高島, 1981MS. ; 植村・高島, 1985)がそれぞれ発見されている。一方, 上権現堂山層群分布域の東方数-10kmの末沢川及び破間川流域(入広瀬村)に分布する足尾帯西部の未詳中生界に属する地層からは、最近, 多量のジュラ紀放射虫化石が発見されており(山田・黒川, 1985; 黒川ほか, 1985; 佐久間ほか, 1985), 上権現堂山層群からも, 将来ジュラ紀を指示する化石が発見される可能性は残されている。更に本地域北方の東蒲原郡三川村や津川地方などの足尾帯西部の未詳中生界からも, 西南日本の美濃丹波帯と同様にジュラ紀化石が豊富に産出する(とくにオリストストローム相では)ことを勘案すると, 同層群の上限がジュラ紀に及ぶ可能性は十分あり得る。

III. 1 上権現堂山層群

地層名 植村・高島(1985)による。

模式地 北魚沼郡守門村毛の又沢川流域(東隣須原図幅地域内)。

層序関係 東部は花崗岩(只見川花崗岩類)の貫入を受け, 接触部はホルンフェルス化している。南端部は八海山図幅地域内で水無川変成岩類とNE方向の断層で接している。中新統の城内層群によって不整合に被覆される。

III. 1. 1 大桑原層(OK₁, OK₂)

地層名 新称。

模式地 南魚沼郡大和町大桑原東方の沢沿い(東隣須原図幅地域内)。

分布 本図幅地域内の干溝東方から大池川上流部にかけて広く分布している。大桑原層の北方延長は, 佐梨川及び羽根川上流で花崗岩によって貫入されるため分布域が断たれるが, 権現堂山付近まで分布している。

層厚 1,100m+



第11図 上権現堂山層群の模式地。遠景は権現堂山(大桑原層), 近景は羽根川層からなる山地(広瀬村田中から南方を望む)



第12図 大桑原層のチャート層（大桑原東方）

層序関係 分布域東端は只見川花崗岩類こ貫入されている。また北部の上権現堂山北麓では毛の又沢川層と断層で接する。

岩相 佐梨川以南では層状チャートを主体とし(第12図)、2-3cm オーダーで間に頁岩の薄層をフィルム状に挟む。また、しばしば黒色頁岩層を挟んでいる。砂岩のレンズを挟み、しばしば不規則な波曲構造を呈する。所によりスランプ構造が発達している。権現堂山付近に分布するものも同様である。

地質構造 権現堂山付近では、走向NNWで西方へ30-40°傾斜する同斜構造をなしている。

化石・時代 大和町大桑原東方に露出する層状チャートから、佐藤(1980, MS.)は、*Neospathodus*, *Anchignathodus*, *Diplodolella*, *Prioniodina* (*Cypridodella*), *Hindeodella* 属のコノドント化石を検出し、その時代を三疊紀前期(?)とした。

Ⅲ. 1. 2 羽根川層(Ha₁, Ha₂, Ha₃)

地層名 新称。

模式地 羽根川右岸地域。

分布 佐梨川・羽根川・目付川中下流部の山地を構成して分布している。

層厚 2,400m

層序関係 下位の大桑原層の上に整合的に重なっている。上位は城内層群の安山岩や火砕岩によって不整合に覆われる。

岩相 一般に頁岩優勢で、層状及び塊状チャートと黒色頁岩からなるが、一部に黒色頁岩・砂岩の互層が発達し、下部層に比較してかなり砂岩の量が多い。チャートは優白質ないし縞状を呈し、層状チャートは本沢付近(守門村松川東方、東隣須原図幅地域内)に一分布するに過ぎない。また、チャートと



第13図 羽根川層中のチャートブロック（栗駒山東方、東隣須原図幅地域内）

頁岩とが細かく不規則に互層するところがある。黒色頁岩は南部で珪質となり、また、所により細粒砂岩を挟み、一部では黄褐色細粒砂岩と互層する。羽根川流域では、黒色頁岩の一部は千枚岩様になっているところがあり、花崗岩体との接触部近くでは破碎されていることもある。全体を通じ、かなりの程度にスランプレッチャやオリストリスが観察される(第13図)。これらは黒色頁岩中のチャート・砂岩・砂質泥岩などの大きささまざまな岩塊で、その大きさは、スランプレッチャ状のもので径数 cm-10 cm 程度、オリストリス状の異地性岩塊では、径 20-30cm から 2-3m に達するものもある。湯之谷村吉田東方に露出する珪質頁岩・黒色頁岩の細互層は 1mm オーダーの葉理構造を示している。鏡下では珪質部は主として石英集合体からなり緑泥石を混じえている。泥質岩の葉理は波曲状を示し、主としてイライトの微細片からなる。この中にはチャートレンズを含み、また石英細脈が多い。

同地域のチャートのうち、灰色緻密のものは細粒石英からなり絹雲母のシームを挟んでいる。二次的な石英細脈が多い。赤色チャートは細粒の石英集合体が主で、石英細脈が多い。更に波曲状を呈する塵埃状粘土鉱物の極薄層を少量伴っている。

地質構造 植村・高島(1985)によれば羽根川以北に分布する本層群の地質構造は以下のとおりである。全体として NW-SE の走向を持ち、南西へ 30-40° (一部で 70-80° の急傾斜部がある) の傾斜を示す一つの同斜体である。層厚は上部は南方へ激増し、傾斜も多少緩くなるが、それほど大きな変化はない。砂岩の級化層理や層状チャートのフッ酸処理により判明した級化構造からみて、地層の大規模な逆転、したがって等斜褶曲構造は存在しないものと判断される。花崗岩体との境界部には、NW-SE 方向に 3 本ほどの大きな断層があり、幅 10cm 前後の破碎帯を伴っている。これらは固結していて、カタクラサイト状の部分もある。

須原図幅地域内の中子沢の林道などに露出する褶曲は黒色頁岩中の淡色チャート・淡色砂岩などが半

波長 50m ほどで 200-300m にわたって褶曲を繰り返しているもので、両翼の傾斜は 45-55° 程度の正立型のものである(局部的に 80° ほどの急傾斜部もある)。この 150m ほど東方には花崗岩体が貫入していることや、ここだけにしか発達していないことを考えると、この褶曲は恐らく花崗岩の貫入によって形成されたものと考えられる。

変形小構造としての明瞭なブーディナージュはほとんどみられないが、長さ 10cm 以下のかかなり延びたチャート・砂岩などのレンズ岩体が黒色頁岩中にみられることがある。これらは岩石の未固結時において変形した可能性が高い。

節理系はかなり良好な発達を示し、上権現堂山層群の一般構造に対し、縦走方向・横断方向・斜交方向の 3 系統に大別される。これらの新旧関係は不明であるが、面の性質などからみてほぼ同時期で、また花崗岩体との境界断層が縦走節理と同方向であることから、これも同じ頃に形成されたものと思われる。

羽根川以南に分布する上権現堂山層群上部層の大局的構造は、西方にプランジする軸を持つ緩い向斜構造の繰り返しで特徴づけられる。

佐梨川両岸地域においては、羽根川以北で NW 走向を示していたものが NE ~ ENE 方向に転じ、NW に 40° 程度の傾斜を示す。

化石 未発見。

対比 本層は岩相からみて権現堂山断層の北東側に分布している後述の毛の又沢川層に対比される。また、南方に広く分布する干溝層とは同時異相の関係にあるものと思われる。

毛の又沢川層

地層名 新称。

模式地 北魚沼郡守門村毛の又沢川沿いの露頭。

層厚 1,500m+

分布 権現堂山断層の北東側、毛の又沢川流域(東隣須原図幅地域内)に広く分布するが、本図幅地域内には分布しない。

層序関係 北側は中新統の城内層群と断層で接し、南西側は大桑原層、東側は花崗岩と断層で接する。

岩相 一般に薄いチャートと黒色頁岩からなり、所により砂岩を挟有する。チャートは白色あるいは暗灰色で無層理塊状のものを主とし、最下部に層状チャートがみられるが、連続性に乏しい。小規模な褶曲としてはチャートの層間褶曲がある。毛の又沢川などでは、厚さ 80cm ほどのゾーンに限って 3-5cm の厚さの地層が激しく褶曲しているのがみられる。

化石・時代 本層下部の層状チャートからは小貫木沢下流の 2 地点でコノドント化石を産出し、*Gondolella* sp., *Paragondolella navicula navicula* (HUCKRIEDE) が同定された(植村・高島, 1985)。後者は中-後期三畳紀の示準化石となっているもので、その産出層準が最下部に近いことを考えると、本層の上部はジュラ系をも含む可能性があるかと推測される。

対比 植村・高島(1985)による上権現堂山層群下部層と同一のものである。岩相及び化石からみて、

羽根川層に対比される。

Ⅲ. 1. 3 干溝層 (Hil, Hiu, c, g, l)

地層名 新称.

模式地 北魚沼郡小出町干溝南方. 更に良好な露出は南魚沼郡大和町湯谷東方の林道脇にある.

分布 本図幅地域の南東部, 干溝付近から大桑原南東方にわたり広く分布している.

層厚 約 850m +.

層序関係 下位の大桑原層とは全体として整合関係にあるものと考えられるが, 詳細は不明な点が多い. 羽根川層とは同時異相の関係にあるものと考えられる. 上位の茗荷沢層とは NW 方向の大桑原断層で接する.

岩相 オリストリスの含有状態と構造から上下に2分することができる.

下部層 (Hil) は主として黒色頁岩からなり, 層状チャート・石灰岩・緑色岩などのブロック (2m ~ 十数 m) を含むオリストストローム相である. 黒色頁岩はラミナ構造が顕著に認められる. 部分的に珪質岩のレンズ状薄層を挟んでいる. やや千枚岩質のものを鏡下で観察すると, 緑色の珪質部と黒色泥質部とが細かく互層している. 泥質部は主として顕著な方向性をもつイライトの鱗片状細粒結晶の集合体からなり, 石英・斜長石の角ばった細片が散点している. ところどころに緑泥石を混じえる石英細片からなるチャート質部分が小礫あるいはレンズ状に挟まれている. 緑色珪質部は石英・斜長石の細片が多く, 緑泥石及び少量のイライトがその間を充填している.

層状チャートのブロックは, 数十 m のものから 1-2m のものまで大きさは種々で, 下部層全体を通じて含まれている. 不規則塊状のものや層状のものまで形状も変化に富む. 一部には層状チャートもあるが, 大部分は塊状で粗粒な外観を呈する.

緑色岩ブロックは本層下部層のうちでも特にその最下部(湯谷東方, 大桑原北東方)に多い. これらは 1-数 m の小岩体として含まれる. 岩質は緑色細粒岩で変玄武岩質である.

石灰岩ブロックは, 同様に下部層のうちでも特に最下部(湯谷東方)に多く含まれている. 大きさは数 m 前後のものが多い. 色は淡灰-灰白色を呈し結晶質で, 化石は産出しない.

上部層 (Miu) は, 一般にラミナ構造のよく発達した黒色頁岩から構成されている. 剝理性が顕著なところが多い. 下部層に比べて異地性ブロックは少ないが, チャート・珪質頁岩・緑色岩ブロックを少量含んでいる.

黒色頁岩には, しばしばスランプ構造が認められ, 一部(板木南方)では砂岩と互層するところがある. ラミナ構造の著しい頁岩(板木東方)は, 鏡下では泥質部と珪質部との薄互層からなり, 前者が卓越している. このうち珪質部は厚さ 1mm 以下で, 主として石英の粒状集合体からなり, 少量の斜長石と緑泥石が存在する. 一方泥質部は主としてイライトの微細片の集合体からなり, 石英の細片が少量散在している. またイライト-緑泥石がすじ状に散在している.

板木南方の頁岩層は全体としてスランプ構造を示し, チャート・珪質頁岩の 1m 前後のブロックを含んでいる. 更にアブライト質花崗岩のブロック (30-50cm) が少量含まれているのが注目される (第 14 図). 鏡下では珪質部と泥質部の極薄層の互層をなす. 全体としては波曲状を示す微スランプ構造があ



第14図 下溝層上部層の黒色頁岩中のアプライト質花崗岩のブロック（小出町板来西方）



第15図 下溝層上部層のオリストストローム相の黒色頁岩中のチャートブロック（板本北方）

る。珪質部は0.25mm以下の厚さで、主に石英からなり緑泥石の微片を伴う。一方泥質部は主にイライトの集合体で緑泥石を少量混じえており、石英・斜長石の細片が散点している。

ブロックとしては、チャートのほかに、緑泥石珪質岩・緑色岩・砂岩などがある(第15図)。緑色岩は変玄武岩(15cm-1m)(雷土北方、虫野北方)、変斑れい岩、超塩基性岩(虫野東方)などが少量含まれている。

地質構造 下溝層下部層は全体として西方に開く向斜構造を示している。すなわち、北半部では

NW 方向の走向を示し、南半部では NNE 方向に変わっている。

地層の傾斜からみると、下部層のうち東半部は 30° 以下で、 $15-20^\circ$ の緩傾斜を示すものが多いが、西半部(干溝-湯谷間)は急傾斜帯となり $40-50^\circ$ 西の傾斜をもっている。更に上部層になると、再び緩傾斜となり 20° 前後西へ緩傾斜している。大桑原南東地域(八海山図幅地域)では、下部層は次第に走向が東西方向から北東方向に変わり、南あるいは南東方向に傾斜している。本図幅地域では上部の茗荷沢層とは全体として NW 方向の断層(大桑原断層)によって接している。小構造については特に特徴はないが、上部層の一部にはキンク褶曲が認められる。

化石 未発見である。

Ⅲ. 1. 4 ^{みょうがざわ}茗荷沢層(My)

地層名 新称。

模式地 南魚沼郡大和町茗荷沢付近(南隣十日町図幅地域内)

分布 本図幅地域の南部で、大桑原断層の南西側に分布し、更に南東では水無川以北に分布するが、かなりの部分は中新統の城内層群によって覆われている。

層厚 800m +

層序関係 本図幅地域内では下位の干溝層とは NW 方向の断層(大桑原断層)で接するが、南東隣八海山図幅地域内の水無川支流高石沢上流では干溝層の上位に整合に重なっている。中新統城内層群に不整合に覆われる。

岩相 黒色頁岩の薄層と 1-2cm の細粒砂岩との細互層を主体としている。一般に剝理性が顕著であって板状に割れ易い。一部は千枚岩質となり、破面は強い光沢を持つ。塊状砂岩・チャート・緑色岩の小ブロックをまれに含んでいる。

茗荷沢付近の黒色頁岩は、肉眼的には黒色千枚岩質頁岩が主で片理様構造がよく発達している。厚さ 4mm 以下の石灰質層と頁岩層とが細かい互層を形成している。片理面は強い黒色光沢を持つ。鏡下では、泥質部は結晶度のよいイライト片の集合層とイライト・緑泥石からなる層との細互層からなり、いずれもよい定方位配列を示す。石灰質部は再結晶した方解石粒集合体からなる。

地質構造 一般走向は NW から NE に転じ、西または南方に傾斜している。本図幅地域内では、西部は NW、東部では NE 方向の走向を示し、西あるいは北西に $20-50^\circ$ の傾斜を有している。小構造として特記することはないが、水無川に近いところでは変形が強くなる傾向を示している。

化石 未発見である。

Ⅲ. 2 岩脈類

安山岩(An)

干溝東方の大桑原層、山田北方の羽根川層及び山田南方の御岳山付近の羽根川層中に岩脈として産する。

石英斑岩 (Qp)

板木南方の干溝層上部層中に NNE 方向の小岩脈として産する。

このほか東隣須原図幅地域内では中生界を貫く岩脈として安山岩・石英斑岩のほか、花崗岩・花崗斑岩・流紋岩・玄武岩及び輝緑岩などがある。このうち流紋岩岩脈は破間川東側地域のほぼ全域に分布するが、特に権現堂山稜線より北部に多い。

IV. 新第三系 - 下部更新統

IV. 1 城内層群 (J₁, J₂)

城内層群は新第三系の最下部を占める地層で、先新第三系を不整合に覆っている。南隣十日町図幅地域では、本層群は主として火山性堆積物からなる下部の大倉層と、礫岩・砂岩・頁岩などの非火山性碎屑岩から構成される上部の八海山層に 2 分される (柳沢ほか, 1985)。本図幅地域内に分布するのはこのうちの下部の大倉層に相当する地層である。

地層名 金原 (1948MS.) の「城内層群」による⁴⁾。

模式地 金原 (1948MS.) に模式地の指定はない。しかし記述から判断すると本層群の模式地は南隣十日町図幅地域内の南魚沼郡六日町宇田沢川流域 (旧城内村) であると考えられる。

分布 佐梨川と羽根川、及び羽根川と日付川との中間の稜線地帯に分布する。更に北方の破間川左岸平地東方山麓の小地域にも分布する。なお東隣須原図幅地域内でも佐梨川と羽根川の稜線を中心に広い範囲に散在して分布するほか、北方の松川流域には本層群のまとまった分布域がある (第 10 図)。

層厚 本地域内では 70m + である。東隣須原図幅地域内の松川流域では 800m と推定される。

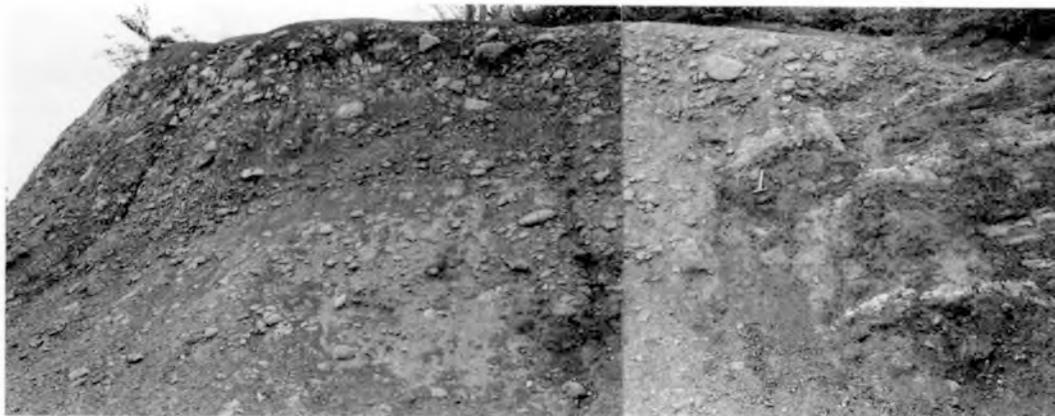
層序関係 基盤の上権現堂山層群を不整合に覆っている。佐梨川北側では、一部で不淘汰角礫岩が基盤を覆うところがあるが、安山岩あるいは火砕岩が直後基盤を覆っているところが多い。

岩相 佐梨川北方山地に分布するものは安山岩溶岩、同質火砕岩・デイサイト質凝灰岩類である。安山岩溶岩は帯紫灰色を呈し緻密な無斑晶質粗面岩質安山岩である。同質火砕岩は火山礫凝灰岩が主である。本図幅地域内では羽根川南斜面及び羽根川北の稜線上にわずかに分布するにすぎない。

この上位には酸性火砕岩が重なりやや広く分布している。これらは雑色の凝灰角礫岩及び緑色パッチを含む火山礫凝灰岩が主である。薬師山東方の凝灰岩を鏡下で見ると、結晶破片として輝石 (緑泥石化, 0.7mm 以下), 緑れん石集合体 (0.7mm 以下), 斜長石 (1mm 以下), 石英 (1.7mm 以下, 融食形を示す), 及び少量の不透明鉱物を含み、基質はガラス片 (粘土化) の集合体からなる。岩質は輝石デイサイト質の vitroclastite と考えられる。

七日市新田東の凝灰岩は、肉眼的に帯黄灰白色を呈し、1cm 以下の緑色パッチを含んでいる。鏡下では、石英片 (融食形を示す) を多数含み、少量の斜長石 (0.5mm 以下) 破片を混じえる。軽石破片は 0.7mm 程度の伸長した形を示し、混合層粘土鉱物に変質している。基質はガラスからなり緑泥石化し

4) ただしこれは手記であって、本層群が出版物中で言及されたのは金原 (1950a, b) の「城内層」が最初である。なお茅原ほか (1981)、柳沢ほか (1985) は本層群の命名者を池辺 (1953) としているが、これは誤りである。



第16図 城内層群基底部の砂岩シルト岩互層と、これを覆うデイサイト質凝灰角礫岩（湯之谷村大沢，東隣須原
[同幅地域内]）

ている。岩質はデイサイト質ガラス質凝灰岩である。

稜線東端のものは変質デイサイト質凝灰岩であって、肉眼的に帯黄灰色を呈し、緑色パッチ（変質軽石片）を含む。鏡下では、多孔質ガラス片（粘土化）、チャート片などの岩片、斜長石片を含み、褐色スメクタイト及び緑泥石化したガラス片集合体によって埋められている。

なお湯之谷村大沢（東隣須原同幅地域内）の本層基底部には砂岩シルト岩互層が局所的に発達する（第16図）。

安山岩に関連する小岩脈が吉田北方で基盤を貫いている。緑れん石を伴う緑灰色緻密な安山岩で、鏡下では、斑晶として斜長石（自形、中心部は緑れん石化、0.7-1.5mm）を多く含み、輝石（0.8mm以下）を少量含む。石基は填間状組織を呈し、拍子木状斜長石の間を緑泥石及び不透明鉱物が充填している。表層部は風化により赤褐色粘土化している。

隣接の須原同幅内の松川地域では、下部は火山円礫岩、上部は変質玄武岩とこれに指交関係の玄武岩質火山角礫岩からなる。

地質構造 佐梨川北側では、東西方向の軸をもつ極めて緩い向斜構造をもち、西方へ10°程度の緩傾斜を示している。羽根川北の稜線上に分布している安山岩は小区域に分布しているのみであるので構造は明らかでないが、同様に緩い傾斜で存在しているものであろう。破間川左岸、平地集落東側に分布する安山岩は緩く西南方へ傾斜しているものと思われる。

化石 本同幅地域内では未発見。なお、本層群の上部の礫岩層中の泥岩からは台島フローラに属する植物化石を産する（米谷盛壽郎，1985 私信）。また十日町同幅地域内の金城山南西山腹では石炭（無煙炭）を産する（青柳，1953MS.）。

対比 本同幅地域内の城内層群は、火山性堆積物を主とするその岩質構成からみて、南隣十日町同幅地域内の城内層群下部累層の大倉層（柳沢ほか，1985）に相当する。また東隣須原同幅地域の北魚沼郡守門村松川流域を模式地として設定された松川層（新堀ほか，1950）又は松川層群（新潟県，1963；高島，1981MS.）に相当する。

IV. 2 清 本 層 (Ky)

清本層は砂岩と細礫岩からなる地層で、新潟標準層序の津川層に対比される可能性がある。

地層名 新称.

模式地 北魚沼郡広神村清本東方浅見沢下流(東隣須原図幅地域内).

分布 本図幅地域内では田中東方、清本北東の浅見沢下流において小範囲に分布し、隣接の須原図幅地域では三淵沢南方及び須川南方の破間川左岸に小分布をしている。分布域は城内層群と分離している。

層厚 40m +

層序関係 上権現堂山層群を不整合に覆うと考えられる。上位層との関係は不明である。

岩相 黄褐色-淡青灰色中-粗粒砂岩を主体とし、細礫(1-5mm)を多く伴う。細礫は頁岩・砂岩が主である。下部はやや凝灰質で頁岩の角礫を含む。流紋岩の小岩脈がある。

地質構造 田中東方の浅見沢下流の砂岩礫岩層はNNW方向の走向を示し、西方に30°前後傾斜している。

化石 未発見。

対比 この砂岩礫岩層は城内層群(松川層群)から分離して分布しており城内層群との関係は不明である。高島(1981MS.)はこれを松川層群の中を含めたが、本層は流紋岩岩脈によって貫かれており、酸性凝灰岩を混じえることからみると、新潟標準層序の津川層の最下部に相当する可能性もある。

IV. 3 西 名 層 (N)

西名層はデイサイト質火砕岩と泥岩からなる地層で新潟標準層序の七谷層に対比される。

地層名 新潟県(1963).

模式地 北魚沼郡守門村西名付近(北東隣守門岳図幅地域内).

分布 東山・魚沼丘陵の東縁一すなわち新発田-小出線の西側に沿って、北より鳥屋ガ峰東麓、下倉付近及び小出西方の3地域に分かれて分布する。いずれの地域でも一般走向はNNE-SSWで、西方に20-40°傾斜する。

層厚 模式地の西名付近で約850mである。

層序関係 本地域東方の入広瀬地域では、新潟標準層序の津川層に対比される穴沢層を整合に覆う(新潟県, 1963; 島津, 1973)。しかし須原付近(東隣須原図幅地域内)では穴沢層を欠いて城内層群に直接し、また西名付近では基盤の上権現堂山層群及び花崗岩にアバットしている(井島, 1974)。

上位の貫木層とは整合に漸移する。しかし本地域内では不整合によって貫木層は欠如し、本層は鳥屋ガ峰層・一村尾層又は魚沼層に不整合に被覆される。また、鳥屋ガ峰東麓ではひん岩岩脈に貫かれる。なお本層は、鳥屋ガ峰東麓では破間川西岸地すべり堆積物に、小出西方でも更新世地すべり堆積物に広く覆われている。

岩相 デイサイト質火砕岩とこれと指交する泥岩からなる。また流紋岩・デイサイト溶岩を伴う。

デイサイト質火砕岩は凝灰角礫岩、軽石凝灰岩及び粗-細粒凝灰岩からなる。凝灰角礫岩は白色ないし青灰色塊状で、デイサイト・真珠岩角礫を含む。軽石凝灰岩は白色塊状で発泡の良好な軽石を含み、一部真珠岩角礫を伴う。粗-細粒凝灰岩は白色で平行葉理が発達することが多い。

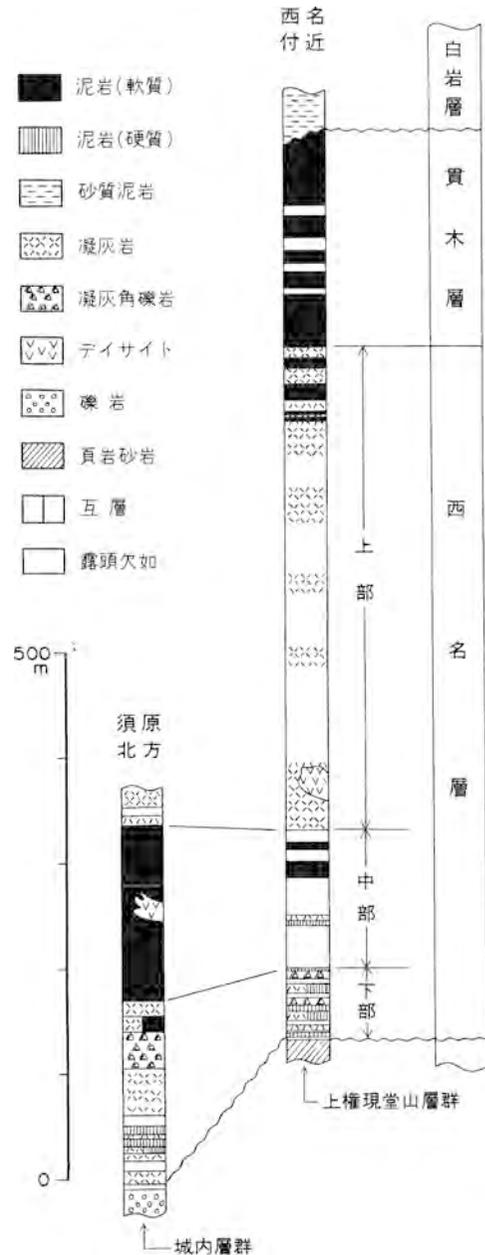
これらの火砕岩は通常幾つかの岩相が組み合わさって一つのユニットをなして挟在する。すなわち各ユニットは下位より、凝灰角礫岩又は角礫の多い軽石凝灰岩→軽石凝灰岩→葉理の発達した粗-細粒凝灰岩という組み合わせとなっていることが多く、その厚さは普通数-数十mである。このような特徴からみて、本層中の火砕岩の多くは水中火砕流堆積物であると推定される。

火砕岩と指交する泥岩は青灰色塊状で軟質のものが多く、本層の下位の層準に挟在するものは、硬質で暗灰色を呈し、不明瞭な板状層理を示す。

流紋岩溶岩は斑晶として斜長石・黒雲母・石英・普通角閃石・褐れん石を含み、石基は真珠状構造を示すガラスである。下倉付近で見られる。

デイサイト溶岩は斑晶として斜長石・石英・紫蘇輝石・普通角閃石・鉄鈹を含む。その多くは真珠岩化し、デイサイト質火砕岩及び泥岩中に貫入岩体として産する。

本層は岩相の変化が激しく、分布域全体にわたる細分は難しい。しかし模式地の西名付近では火砕岩と泥岩の割合から、火砕岩の多い下部、ほとんど泥岩からなる中部、及び大部分厚い火砕岩によって占



第17図 模式地の西名層の岩相(守門村西名)

められる上部の3つの部分に分けることができる(第17図)。

本図幅地域内に分布する西名層のうち、南部の小出西方及び下倉付近に分布するものは、地質構造及び産出する珪藻化石(*Denticulopsis praelauta Zone*に属する)から、上述の本層下部に相当する。ここでは全体として火砕岩が卓越し泥岩の割合も比較的多い。泥岩は硬質であるが、最上部では軟質で珪藻化石を多産する。

一方本図幅地域北東部の鳥屋ガ峰東麓に分布するものは、本層の中部から上部に相当する部分である。ほとんどが火砕岩からなるが、露出状況が不良で正確な岩相は掴むことはできない。

化石 本層の軟質の泥岩からは豊富な海生珪藻化石が産出する(附表第1表;柳沢,準備中)。しかし硬質の泥岩中には珪藻化石は含まれていない。

産出する珪藻化石群集は、外洋性浮遊性種に富み、沿岸底生種や淡水生種の割合は極めて小さい。また群集中には、*Coscinodiscus lewisianus*, *Craspedodiscus coscinodiscus*, *Rossiella paleacea*, *Cestodiscus peplum*などの熱帯地域に多く産する浮遊性種が含まれる。

本層中部の泥岩中からは、*Orbulina suturalis*, *Globigerina praebulloides*, *Globorotalia scicula praescitula*, *Globotrifarina venezuelana* 及び *Hopkinsina shinboi* が産出している(島津, 1973)。

時代 産出する珪藻化石から、本層の下部はAKIBA(1984)及びKOIZUMI(1985)の*Denticulopsis praelauta Zone*に、中部から上部にかけては*D. lauta Zone*に、そして最上部は*D. hyalina Zone*に相当する。これを、AKIBA(1984)又はKOIZUMI(1985)の年代値に当てはめると本層の時代は、およそ16.4-14Ma又は16-14Maと考えることができる。また本層中部の泥岩は、産出する浮遊性有孔虫化石からBlow(1969)のN9とされる(島津, 1973)。これは珪藻化石層序とよく一致する。

対比 下倉付近に分布する本層は金原(1940, 1941)の下倉凝灰角礫岩に相当する。なお、宮下ほか(1970)は小出西方の本層を西山-椎谷層としているがこれは誤りである。本層は岩相及び有孔虫化石により、模式地の七谷-大谷川地域の七谷層に対比される(島津, 1973)⁵⁾。

IV. 4 ひん岩岩脈

鳥屋ガ峰東方の西名層中には幅数十mのひん岩岩脈が3か所で貫入している。これらはいずれも同質である。これらと西名層との境界部及び急冷縁の有無は確認できなかった。

岩質 ひん岩岩脈。暗青灰色・細粒緻密である。自形の斜長石の間を普通輝石・鉄鉱・紫蘇輝石・粘土鉱物が充填している。

IV. 5 鳥屋ガ峰層(Tv)

鳥屋ガ峰層は、デイサイト⁶⁾溶岩及び安山岩質火山角礫岩・安山岩溶岩からなり、シルト岩を挟有す

5) ここでいう七谷層は、三梨・宮下(1970, 1974)の七谷層のうち、最下部層(Na 1)及び下部層(Na 2)に限定し、上部層(Na 3)は除く。

6) 従来安山岩とされていたが、化学組成(IX.3 第15表)や色指数によりデイサイトに分類した。ただし、上部層準には安山岩が多い。



第18図 柱状節理の発達した鳥屋ガ峰層のデイサイト溶岩（広神村小平尾西方の和田川沿い）



第19図 鳥屋ガ峰層のデイサイト溶岩（広神村小平尾西方）

る。従来は西山層に含められてきた。

地層名 金原(1940)の鳥屋ガ峰安山岩に由来。

模式地 北魚沼郡広神村小平尾から外山までの和田川沿い。

分布 東山丘陵東部の鳥屋ガ峰一帯に分布する。また、吉原背斜の軸部をなす。

層厚 500m +



第20図 鳥屋ガ峰層最上部の火山角礫岩（広神村高之又大滝付近）

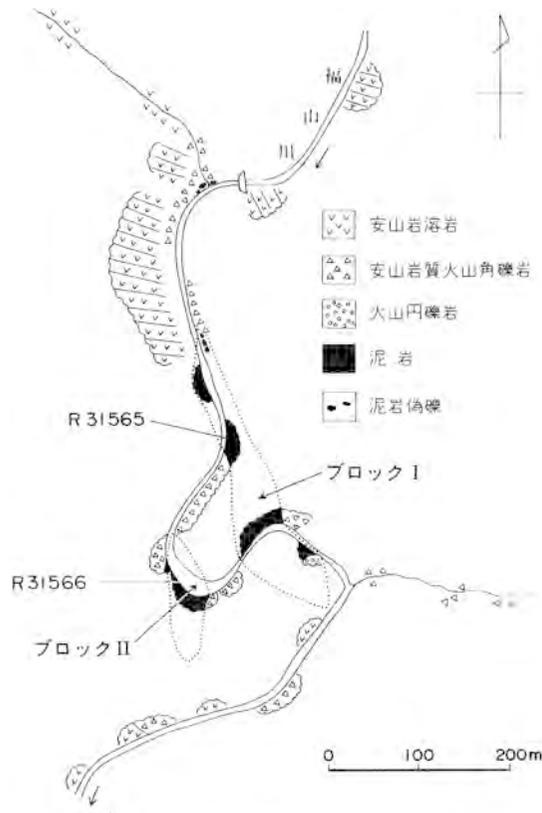
層序関係 下位の中部中新統西名層を不整合に覆う。上位は白岩層及び和南津層によって不整合に覆われる(第4図)。

岩相 本層は普通輝石紫蘇輝石普通角閃石デイサイト溶岩からなり、上部約40mは普通輝石紫蘇輝石安山岩質火山角礫岩及び安山岩溶岩が卓越する。また、上部に塊状泥岩をレンズ状に挟有する。

普通輝石紫蘇輝石普通角閃石デイサイトは、野外では普通角閃石斑晶の目立つ灰色のデイサイトで、大部分は塊状の溶岩として産する。和田川沿いでは峡谷をつくり、一部では明瞭な柱状節理が発達する(第18図及び第19図)。ときに石英斑晶を含み、鳥屋ガ峰以北の上部層準ではかんらん石斑晶を含む。普通角閃石斑晶は広神村小平尾^{おびろう}で最も粗粒かつモード比が大きく、上位の層準では細粒かつ少量となる傾向が認められる。数cm大の黄緑色の同源捕獲岩が小平尾付近で観察される。この捕獲岩は斑状組織を示し、斑晶鉱物の種類は同じであるがより細粒である。石基によく緑泥石が生じている。和田川支流の福山川沿いでも、数cm大の同源捕獲岩を含むことがある。この捕獲岩は暗灰色・等粒状で、自形の斜長石や半自形状の紫蘇輝石・普通輝石の間を他形のオパサイト化した普通角閃石が占めている。また、福山川下流では脈状に変質している部分が数箇所存在する。溶岩が灰白色化してもろくなっており、輝石は完全に方解石化し、石基にも緑泥石等の二次鉱物を生じている。

本層最上部の普通輝石紫蘇輝石安山岩質火山角礫岩は、野外では暗灰色で斜長石斑晶がやや目立ち、下位の角閃石デイサイトとははっきりと区別される。大部分は火山角礫岩として産し、福山川沿いで良く観察できる(第20図)。また一部で泥岩ブロックを含む。

福山川中流では、この上位に更に厚さ60-70mの暗灰色塊状で柱状節理の発達した石英含有普通輝石紫蘇輝石普通角閃石安山岩溶岩が分布する。しかし、これより南方には分布しない。この安山岩は、普通角閃石・本質捕獲岩の性状など、下部の角閃石デイサイトと同一の特徴をもっている。



第21図 福山川沿いの鳥屋ガ峰層ルートマップ

泥岩は本層上部の輝石安山岩質火山角礫岩中に外来ブロックとして含まれる。福山川沿いには、長さ100-300mの2個のブロックが認められる(第21図)。ブロックIは珪藻質泥岩からなるが一部は硬質頁岩となっており、岩相は貫木層とよく似ている。周囲の火山角礫岩との境界部付近では泥岩中にデイサイト礫がめりこんでいる。またブロックの長軸方向延長に当たる部分では火山角礫岩中に泥岩礫が散在するが、これらはいわゆる軟泥礫としての産状を呈し、角礫の間を充填している。このような産状は、この泥岩ブロックがまだ完全に固結しないうちに火山角礫岩中に取り込まれたことを示唆している。一方ブロックIIはIより少し小さく、同様に珪藻質泥岩からなるが、わずかながら厚さ20-30cm以下の酸性軽石凝灰岩の薄層を挟んでいる。いずれのブロックからも珪藻化石が産出し、Iは *Crucidenticula nicobarica* Zone に、IIは *Denticulopsis praedimorpha* Zone に属する。この化石帯は下位の貫木層に認められる Zone であって、後述する本層の K-Ar 年代 ($6.4 \pm 0.3\text{Ma}$) に比べ、著しく古い年代を示している。以上のことから、この2つの泥岩体は、外来性のブロックであること、そして岩相及び珪藻化石から下位の貫木層から由来したものであると結論できる。恐らく、鳥屋ガ峰層の火山活動によって、下位の貫木層からなる地塊が崩壊し、その一部が火山噴出物中に取り込まれたのであろう。このような大きな珪藻質泥岩のブロックが火山砕屑岩中に取り込まれている例としては、例えば HANNA(1970)の報告したべ

ーリング海 Pribilof 島の例がある。

このほか、和田川沿いの兎畑付近の曲流部にもレンズ状の泥岩ブロックが挟在する。この岩体は見掛けの厚さ 30m ほどで、暗灰色のやや固い泥岩からなる。下部の角閃石デイサイト溶岩と上部の輝石安山岩質火山角礫岩の境界部に挟在する。

岩石記載

普通輝石紫蘇輝石普通角閃石デイサイト (GSJ R33347)⁷⁾, (IX. 3 参照)。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (GSJ R33349)

産状・産地：火山角礫岩・広神村兎畑。

肉眼では青灰色で、1mm 程度の斜長石・輝石斑晶がやや目につく。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹。

斜長石は 3.5mm 以下、紫蘇輝石・普通輝石は 2mm 以下である。斑晶がやや多く、集斑状組織がみられる。

石基：斜長石・鉄鈹・ガラス。

不定形の孔隙がみられる。

IV. 6 一 村 尾 層 (Hv)

一村尾層は、安山岩質火山角礫岩及び溶岩を主とし、魚沼丘陵東縁部に分布する。

地層名 柳沢ほか(1985)による。

模式地 南魚沼郡大和町一村尾から西方へ向かう道路沿い(南隣十日町図幅地域内)。

分布 本図幅地域内には魚沼丘陵東部の小出町青島付近から大和町浦佐付近まで分布する。

層厚 浦佐西方で 400m +。

層序関係 青島付近では下位の中部中新統西名層を不整合に覆うと推定されるが、更新世地すべり堆積物に覆われていて直接確認することはできない。浦佐付近では下限が露出しないために不明である。上位層とは、浦佐西方の本図幅地域南縁部以南では白岩層と整合であり、それ以北では、浦佐付近では和南津層に、青島付近では魚沼層に不整合に覆われる。

岩相 安山岩質火山角礫岩・凝灰角礫岩・安山岩溶岩を主とし、凝灰岩・砂岩・泥岩薄層をレンズ状に挟有する。青島付近では溶岩が、浦佐付近では火山角礫岩が卓越する。

火山角礫岩は、赤茶色・塊状で、安山岩角礫は数 cm のものが多く最大 50cm に達する。基質は黄色軽石を含む赤色中粒火山灰である。下部では基質が少なく礫径も 20cm 以下であるが、上部では基質が多くなり凝灰角礫岩となり、礫径も 50cm に達する。

安山岩溶岩は暗青灰色緻密-灰白色の、斑晶の目立たない紫蘇輝石普通輝石安山岩ないし普通輝石紫蘇輝石安山岩で普通角閃石を含有するものもある。一部は長さ数 mm の長円形の孔隙が発達する。青島付近では一部が暗青灰色安山岩からなるほかは風化の著しい灰白色安山岩が卓越する。浦佐付近では暗青灰色安山岩が厚さ数 m-十数 m で火山角礫岩と互層しており、下部に多く上部にはわずかである。

7) 地質調査所の GEMS 登録番号

凝灰岩は本層下部に数 cm-3m 厚のレンズ状に挟在する。緑色の細粒凝灰岩及び 1-10cm 大の安山岩礫が散在する緑色火山礫凝灰岩である。

砂岩は数十 cm-10m 厚の灰色極細粒-中粒砂である。しばしば平行層理が発達し、ときに泥岩薄層を挟有する。浦佐付近の本層下部に挟在し、大和町五箇の入沢川では 3 層準に認められる。

泥岩はやはり浦佐付近の本層下部に数 cm のレンズ状及び砂岩に伴われて挟在し、入沢川では凝灰岩と互層し凝灰質泥岩となっているものもある。

岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (GSJ R33350)

(IX.3 参照)

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (GSJ R33351)

産状・産地：火山角礫岩・小出町青島の林道。

肉眼では暗灰色・緻密で班晶は目立たない。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈦。

斜長石は 2mm 以下、輝石類は 1.2mm 以下で、これらの柱状結晶は定向配列をなす。紫蘇輝石は割れ目に沿って変質している。

石基：斜長石・鉄鈦・珪長質鈦物

填間状組織を示す。

化石

時代 本層の安山岩溶岩について全岩 K-Ar 年代 $6.2 \pm 0.3\text{Ma}$ が得られている(本報告 IX.3)。珪藻化石では *R. californica* Zone (柳沢, 準備中)に当たり、後期中新世である。

対比 宮下ほか(1970, 1972), 新潟県(1977), 正井・高浜(1981)の西山層に当たる。

IV. 7 荒 谷 層 (A, Av)

荒谷層は暗灰色ないし黒色の塊状泥岩からなり、新潟油田標準層序の椎谷層に対比される。荒谷層の新潟油田地域における層序学的・地史学的意義については鯨岡(1962)によって詳細に論じられている。

地層名 大村(1928)による。

模式地 北魚沼郡川口町荒谷の野辺川

分布 東山背斜の軸部をなして山古志村竹沢から小千谷市南荷頃を経て川口町相川にかけて分布する。

層厚 背斜軸部をなして分布するため下限は不明であるが、400-450m 以上である。全域的にあまり変化しない。

層序関係 本図幅地域内では背斜軸部にのみ分布するため下位層との関係は不明である。上位の川口層とは整合漸移であるが、一部同時異相の関係にある。

岩相 暗灰色ないし黒色の塊状泥岩を主とし、砂岩薄層、火砕岩薄層を挟む。全域的に一様な岩相を呈するが、上部になるにつれ砂岩薄層の挟みが多くなる傾向が認められる(第 22 図)。



第22図 荒谷層の成層泥岩 (川口町荒谷)

泥岩は風化すると細裂割れを呈し，砂岩や火砕岩の薄層を挟む以外は大部分塊状無層理で走向傾斜が測定しにくい場合も多い．石灰質団塊や時に形の良くない玄能石を産する．挟在する砂岩薄層は数-10 cm，時に 30cm の厚さを有する灰色ないし黄灰色の細粒ないし中粒砂岩が多いが，まれに火山岩片の多い暗灰色の粗粒砂岩も認められる．塊状を呈するが，まれにパーティング・リニエーションも観察される．

朝日川上流では下部に**デイサイト質火山角礫岩 (Av)** が 2 層挟まれる．下位のものは朝日川沿いで最も厚く 8m 以上，上位のものはその東の北北西への支沢で最も厚く 9m に達するが，いずれも東山背斜東翼では認められない．背斜西翼の朝日川沿いではその上位に徳橋(1985)によるテフラ鍵層 (NA80, NA75)をはじめ，数層準にテフラが認められるが，NA80を除く他のテフラは特徴に乏しく連続性が確認されない．

化石 大型化石，微化石ともに未発見である．荒谷 1 号井からは有孔虫化石が検出され，米谷(1978)によって椎谷階を定義する *Globorotalia ikebei* / *Orbulina universa* Zone の模式が坑井の中に定められている．

時代と対比 テフラ鍵層 NA75 の F.T.年代は $5.6 \pm 0.4\text{Ma}$ の値が得られ，中新世最末期を示した (IX. 4)．鯨岡(1962)は生層序関係から椎谷層に対比し，フリッシュ型砂岩泥岩互層からなる椎谷相に対し，泥岩からなる本層を代表として荒谷相を設定した．米谷(1978)による浮遊性有孔虫による生層序学的研究によっても，椎谷層への対比が支持されるが，地表部の本層は一部，西山階下部に組み込まれる可能性もある．

IV. 8 川口層(Kl, Kv, Ks, Ku₁, Ku₂)

川口層は砂岩優勢砂岩泥岩互層と暗灰色ないし黒色泥岩層との交互層からなり、いわゆるフリッシュ型砂岩泥岩互層の発達によって特徴づけられる。岩相上、砂岩泥岩互層優勢の下部と泥岩優勢の上部に2分される。新潟油田標準層序の西山層下部に対比される。

地層名 金原(1940)による。

模式地 北魚沼郡川口町西倉の信濃川左岸の崖で、その層相が最も良く観察されるので、模式地としてここを設定する。ただし上・下位層との関係、層相の垂直的変化等は野辺川沿いで良く観察される。

分布 東山背斜の翼部をなして、西翼は小千谷市小栗山から野辺川中流、川口町天納を経て、川口町西倉へ、東翼は山古志村桂谷から小千谷市荷頃南東を経て、川口町大島にかけて分布する。

層序関係 下位の荒谷層とは野辺川で岩相的な漸移がみられ、また、広域的には岩相の変化が激しいが、テフラ鍵層の連続性からみても下位の削剝はみられず、整合一連である。東山背斜西翼の野辺川ルートでは砂岩優勢砂岩泥岩互層の始まりをもって基底とする(第23図)。朝日川ルートでは厚い塊状



第23図 川口層の基底部と荒谷層最上部(川口町荒谷)

砂岩層をもって基底とする(第66図・第67図)。

一方、東山背斜東翼の武道窪^{ぶどうぼ}撓曲以東の地域では、本層下部の砂岩優勢互層中の砂岩層は最上部のNA50とNA46の間の層準を除いてほとんど尖滅し、川口層下部層準は薄い砂岩層を散発的に挟むだけの厚い泥岩層に稚化している(第5図)。この泥岩層は岩相上下位の荒谷層に含められる。したがって、川口層下部は荒谷層と同時異相の関係にある。

層厚 850-400m。東山背斜の西翼で厚く、東翼で薄い。西翼では朝日川沿いで約850m、野辺川沿いで約750m、信濃川流域で約650mと南へ薄くなる。一方東翼では野辺川上流で約400m、朝日川上流では約50mと薄い。

岩相 砂岩優勢のフリッシュ型砂岩泥岩互層と暗灰色ないし黒色泥岩層との交互層からなり、その発



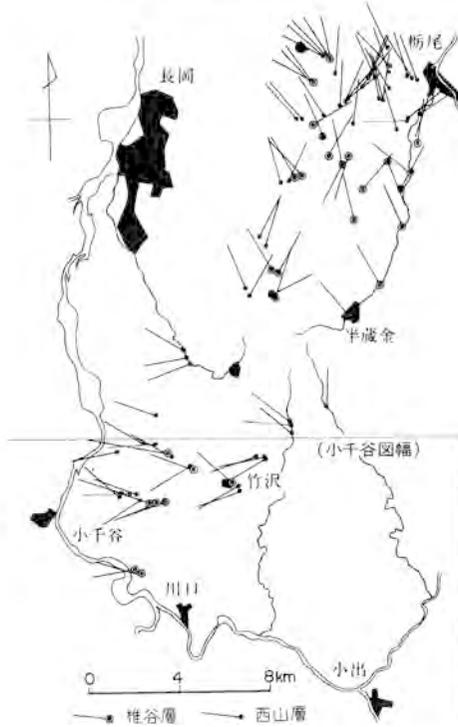
第25図 川口層上部の砂岩泥岩互層 下部は砂勝ち、上部は泥勝ちである(川口町西倉)



第26図 川口層上部の climbing ripple の発達した砂岩層 (堀之内町羊川支流ぬい)

達の程度に基づいて、以下の通りに区分される.

- 上部……
 - 砂岩(Ks)
 - 砂質泥岩優勢砂岩砂質泥岩互層(Ku₂)…東部
 - 泥岩優勢砂岩泥岩互層(Ku₁)…西部
- 下部…… 砂岩優勢砂岩泥岩互層(Kl)



第27図 フルートマークによって求めた砂岩層の流向(佐々木・半島, 1966, fig. 5より一部修正加筆)



第28図 川口層中の球状固塊(川口町西倉)

本層下部は砂岩優勢の互層(KI)によって特徴づけられる。一方上部は一般に泥岩優勢の互層からなるが、地域的な変化が大きく、西部地域では泥岩優勢の砂岩泥岩互層(Ku₁)から、東部地域では砂質泥岩優勢砂岩砂質泥岩互層(Ku₂)からなっている。また東部地域の池谷付近では最上部に厚い砂岩(Ks)が局所的に発達している。朝日川では下部と上部の境界にデイサイト質火山角礫岩(Kv)が挟在している。

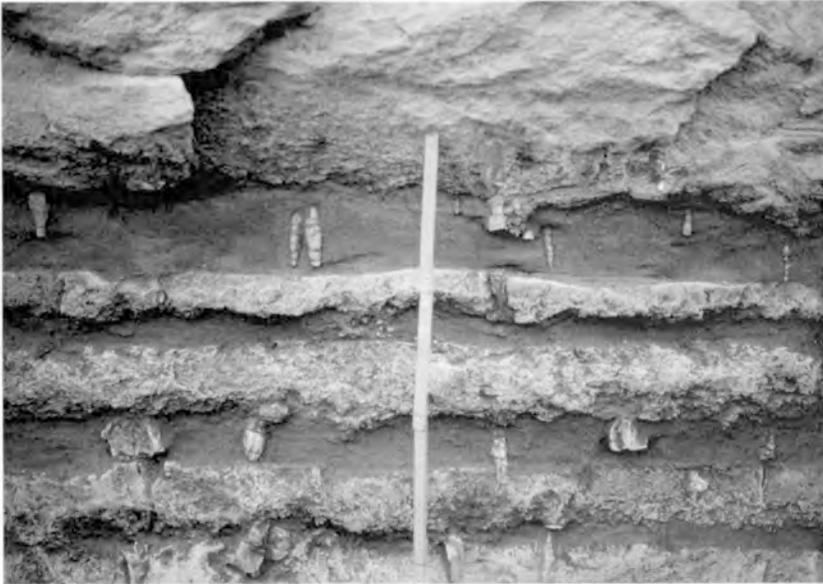
本報告で採用した上・下部の境界は徳橋(1985)のそれよりやや下位に置かれる。野辺川では下部が約450m、上部が約300mである。上・下部の区分は荒谷背斜西翼の朝日川、野辺川沿いでは比較的明瞭であるが、信濃川流域では上部層でも砂岩泥岩互層がよく発達し、岩相だけではその区分は困難である。本報告ではテフラ鍵層の層準を考慮して境界を設定した。西翼における上部の岩相変化を第24図に示す(徳橋, 1985)。本層には、礫岩・スランプ性堆積物を伴い、更に本層の上部にはテフラ薄層が頻繁に挟在し、良好な鍵層となっている。

本層下部の砂岩優勢砂岩泥岩互層(KI)及び上部の泥岩優勢砂岩泥岩互層(Ku₁)を作る砂岩泥岩互層は一般に数mないし20m前後の厚さを有する一組の互層体をなし、この互層体が塊状の成層泥岩中に挟在し、もしくはそれと互層をなす形で産する(第25図)。砂岩泥岩互層を構成する砂岩は明灰色ないし青灰色の中粒ないし細粒砂からなり、単層厚数cmから30cm前後が最も多いが、しばしば50-100cm、時に3-10m以上の厚層をなす。薄いものでは内部堆積構造の発達が悪く、塊状を呈するものが多い。厚くなると級化構造や平行葉理・斜交葉理(第26図)が観察される。葉理にはしばしば炭質物が含まれる。層理面の堆積構造としてはフルート・マークやリップル・マークなどの流痕がときに観察される。佐々木・牛島(1966)、徳橋(1985)は主としてこれらの流痕によって、朝日川、野辺川、信濃川沿いで東から西への古流系を復元している(第27図)。砂岩にはまれに生物擾乱構造が観察される。球形ないし楕円球状の団塊がしばしば観察される(第28図)が、これらが層状に配列する場合もある。互層をなす泥岩は層厚数cm-50cmで、大部分暗灰色ないし黒色のシルト質泥岩であるが、しばしば灰色の砂質シルト岩が砂岩層の直上に伴われる。徳橋(1985)は前者を半遠洋性泥岩、後者をタービダイト性泥岩と呼んでいる。野外でこれらを識別するのは困難な場合が多い。砂岩泥岩互層には、薄い砂岩層(一般に15cm以下の厚さ)と泥岩層(大部分タービダイト性泥岩)からなる縞状細互層(徳橋, 1985)も普遍的にみられる。徳橋(1985)はこれら砂岩泥岩互層を堆積舌状体(depositional tongue)として記述し、その形成機構、堆積環境を論じた。

砂岩泥岩互層と交互層をなす塊状の成層泥岩は、単層厚40-120cmで、全体で数m-10m前後の厚さのまとまった泥岩極優勢の層をなす。凝灰岩や細粒砂岩の薄層を挟む。

本層上部の砂質泥岩優勢砂岩砂質泥岩互層(Ku₂)は東部の芋川及びその東側の支流に分布する。野辺川・朝日川などの西部地域に分布する泥岩優勢砂岩泥岩互層(Ku₁)に比較して、泥岩が粗粒・砂質で、生物擾乱構造が発達し、特に白岩層中によくみられる管状の生痕を泥岩中に含んでいる(第29図)。したがって、Ku₂はKu₁に比べより浅い環境で堆積したものと考えられる。Ku₁からKu₂の変化は漸移的であるが、特に梶金向斜を挟んで層相が変化しているようにみえる。

砂岩(Ks)は梶金向斜北部の池谷から東翼の樽ノ木付近に局所的に発達する岩相で、層準的には本層の最上部に位置する。淘汰の良好な細-中粒砂からなり、泥岩ないし砂質泥岩を挟んでいる。厚さは池谷付近で40-50mあるが、分布は限られ、急速に消滅する。



第29図 川口層の砂質泥岩勝ちの砂岩砂質泥岩互層(Ku₂) 砂岩層の上面から砂岩中に管状の生痕が伸びている (広神村芋川)

本層中に挟在する礫岩は厚い砂岩層の下部ないし基底に密集して産し、大小の泥岩同時浸食礫を伴うことが多い。またこれら礫岩層には貝殻片が密集して産する。礫は中礫ないし大礫で、円礫もしくは亜円礫であり、中・古生界堆積岩類と第三系火山岩類の礫からなる。相伴う貝化石は、*Glycymeris yessoensis-Turritella saishuensis* 群集からなり、浅海性要素を示す。これらの礫岩は大部分南部の信濃川流域に分布するが、朝日川沿いの小千谷市朝日やその上流の山古志村由夫川源流部にも貝殻片を伴う中礫岩が分布する。

小千谷市上村の信濃川沿いでは本層最上部付近に、スランプ堆積物が伴われる。本スランプ堆積物は流状シルト岩の下部に礫の密集部がレンズ状に含まれ、上部にいくにつれ、礫がシルト岩中に散在する含礫泥岩となる。

本層中には厚さ数cmから30cmのテフラ層が頻繁に挟まれるが、これらはほぼ全域にわたる有効な鍵層となっている(徳橋, 1985)。その分布から東山背斜を挟んで両翼で層相が著しく変化することが確認される(第5図)。すなわち、西翼で川口層上部の泥岩優勢砂岩泥岩互層(Ku₁)に挟在するテフラ鍵層NA42, 46は梶金向斜東翼の池谷東方では上部の砂質シルト岩優勢の互層中に、また更に東の滝之又では白岩層中に挟在する。また鍵層間の層厚も東翼では薄くなる。

デイサイト質火山角礫岩(Kv) 朝日川沿いでは本層中部に厚さ約120mの紫蘇輝石普通輝石普通角閃石デイサイト質の火山角礫岩が挟在するが、南へ急激に尖滅する。野辺川沿いでも中部の泥岩中に、厚さ30cm-1mの角閃石斑晶の目立つデイサイト質凝灰角礫岩が3層挟在する。朝日川沿いのものとほぼ同じ層準であるが、その連続性は確認されない。

川口層の堆積環境は東方に近接して存在した陸棚斜面の麓に発達した複合海底扇状地群ないしはマイ

第3表 川口層産軟体動物化石

PELECYPODA
<i>Acila insignis</i> (GOULD)
<i>Nuculana</i> sp.
<i>Megayoldia thraciaeformis</i> (STORER)
<i>Anadara amicula elongata</i> NODA
<i>Glycymeris</i> cf. <i>nakamurai</i> MAKIYAMA
<i>G.</i> <i>yessoensis</i> (SOWERBY)
<i>Lucinoma annulata</i> (REEVE)
<i>Felaniella usta</i> (GOULD)
<i>Mercenaria yokoyamai</i> (MAKIYAMA)
GASTROPODA
<i>Umbonium akitanum</i> SUZUKI
<i>Turritella saishuensis motizukii</i> OTUKA
<i>Cryptonatica janthostomoides</i> (KURODA and HABE)

クロコンチネンタルライズと考えられている(徳橋, 1985)。砕屑物を供給した斜面上の供給通路は本図幅地域内でも複数想定されている。また、前進的堆積作用(progradation)の進行によって、上部になるにつれ、斜面麓ないしは斜面の堆積物が広がることとなったと考えられている。

化石 保存良好な軟体動物化石が含礫砂岩層、塊状暗灰色泥岩層から産出する。特にNA33の上位に発達する含礫砂岩ないし礫岩層に多産する。川口町西倉、小千谷市朝日では*Glycymeris yessoensis*, *G. nakamurai* (cf. *alborineata*), *Acila insignis*, *Anadara amicula elongata*, *Umbonium akitanum*, *Turritella saishuensis motidukii*, *Neptunea* sp. などの*Glycymeris yessoensis*-*Turritella saishuensis* 群集を産する(第3表)。これらは浅海要素の強いものである。

泥岩層からは*Uvigerina*, *Trifarina* などの有孔虫化石を多産する(第4表・付表第4表)。また*Globigerina bulloides*, *G. pachyderma* (dextral) などの浮遊性有孔虫が多数検出されている(付表第3表)。

時代と対比 テフラ鍵層NA28のF.T.年代として $4.3 \pm 0.2\text{Ma}$ の値が得られ(IX.4)、鮮新世前期を示唆している。岩相・層序関係からは椎谷層に対比されているが、浮遊性有孔虫の分帯からは、西山層下部の特徴をもつフォーナが認められる。

IV. 9 牛ヶ首層(Us)

牛ヶ首層は灰色ないし暗灰色の泥岩からなり、砂岩、テフラの薄層を挟在する。本層は新潟油田標準層序の西山層下部に対比される。

地層名 大村(1927)による。

模式地 小千谷市蕨生の野辺川沿いの崖

分布 東山背斜の両翼ならびに梶金向斜の西翼をなして、東山丘陵の南部に広く分布する。すなわち東山背斜の西翼では小千谷市浦柄^{うらがら}東方から野辺川中流を経て、信濃川沿いの小千谷市上村・内ヶ巻にか

第4表 野辺川ルート産底生有孔虫化石 新島有孔虫グループ, 1983に基づいて作成。
A: Abundant, C: Common, R: Rare

48

種名	白岩層	牛ヶ首層	川口層(上部)
<i>Bulminella elegantissima</i> (D'ORBIGNY)	C		
<i>Elphidium clavatum</i> CUSHMAN	C		C
<i>E. etigoense</i> HUSEZIMA and MARUHASI	C		
<i>Buccella frigida</i> (CUSHMAN)	C	R	
<i>Bulmina marginata</i> D'ORBIGNY	A		
<i>B. elongata subulata</i> CUSHMAN and PARKER	R		
<i>Criboelphidium yabei</i> (ASANO)	R		
<i>Quinqueloculina lamarciana</i> D'ORBIGNY	R		
<i>Cassidulina yabei</i> ASANO and NAKAMURA	C		
<i>C. sublimbata</i> ASANO and NAKAMURA		C	
<i>Cibicides aknerianus</i> (D'ORBIGNY)	R	C	R
<i>Uvigerina excellens</i> TODD		C	C
<i>Globobulmina perversa</i> (CUSHMAN)		C	C
<i>Haplophragmoides cf. emaciatum</i> (BRADY)		C	C
<i>H. compressum</i> LEROY		C	C
<i>Cyclammina japonica</i> ASANO		A	R
<i>Haplophragmoides trullissatum</i> (BRADY)		A	C
<i>Trochammina nobensis</i> ASANO		R	
<i>Pullenia aperta</i> CUSHMAN			C
<i>Trifarina kokozuwaensis</i> (ASANO)			C
<i>Cibicides cf. tenuimargo</i> BRADY			C
<i>Cassidulina novcrossi</i> CUSHMAN	R		C
<i>Globocassidulina subglobosa depressa</i> (ASANO and NAKAMURA)		R	R
<i>Protonina compressa</i> CUSHMAN and Mc' CULLOCH			R
<i>Ammonia cuneolatus</i> CUSHMAN and Mc' CULLOCH			R
<i>Haplophragmoides</i> sp.			R
<i>Uvigerina</i> sp.		R	A
<i>U. nitidula</i> SCHWAGER		R	C
<i>U. akheriensis</i> ASANO			C
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (BRADY)			C
<i>Islandiella japonica</i> (ASANO and NAKAMURA)			C
<i>Uvigerina yabei</i> ASANO			C
<i>Guttulina yabei</i> CUSHMAN and OZAWA	R		
<i>Signomorphina cf. ozawai</i> (HADA)	R		R
<i>S. semilecta terquemiana</i> (FORNASINI)	R		
<i>Elphidium</i> spp.	R	R	R
<i>Melonis nicobarense</i> (CUSHMAN)	R		
<i>Eponides cf. orientalis</i> ASANO	R		
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA and MARUHASI		R	R
<i>Trifarina hughesi</i> (GALLOWAY and WISSLER)		R	R
<i>Trochammina</i> sp.		R	
<i>Cibicides pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)			R
<i>Uvigerina subpergrina</i> CUSHMAN and KLEINPELL		R	R
<i>Adecoctryma glomerata</i> (BRADY)			
<i>Elphidium advenum</i> (CUSHMAN)	R		
<i>E. subincertum</i> ASANO	R		
<i>Ammonia japonica</i> (HADA)	R		
<i>A. beccarii</i> (LINNÉ)	R		
<i>Nonion japonicum</i> ASANO	R		
<i>Pseudononion japonicum</i> ASANO	R		
<i>Reussella aculeata</i> CUSHMAN	R		
<i>Fissurina marginata</i> (MOSTAGU)	R		
<i>Guttulina lactea</i> (WALKER and JACOB)	R		
<i>Buccella nipponica</i> (HUSEZIMA and MARUHASI)	R		
<i>Fissurina</i> spp.	R	R	R
<i>F. biconica</i> (SILVESTRI)	R		
<i>Epistominella navaensis</i> (KILWANG)	R		
<i>Pullenia salisburyi</i> R.E. & K.C. STEWART	R		
<i>Fiorilus grateloupi</i> (D'ORBIGNY)	R		
<i>Brizalina decussata</i> (BRADY)		R	
<i>Fissurina echigoensis</i> (ASANO and INOMATA)		R	
<i>Oolina melo</i> D'ORBIGNY		R	
<i>Quinqueloculina seminula</i> (LINNÉ)		R	
<i>Discorbis australis</i> PARR		R	
<i>Buccella</i> sp.		R	
<i>Milammina echigoensis</i> ASANO and INOMATA		R	R
<i>Cyclammina</i> sp.		R	
<i>Textularia</i> sp.		R	
<i>Elphidium cf. ozawai</i> UCHIO			R
<i>Bolivina</i> sp.			R
<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER and JACOB)			R
<i>Globocassidulina</i> spp.			R
<i>Epistominella cf. japonica</i> (ASANO)			R
<i>Uvigerina asanoi</i> MATSUNAGA			R
<i>Nonion pompilioides</i> (FICHTEL and MOLL)			R
<i>Valculinera sadonica</i> ASANO			R
<i>Quinqueloculina subagglutinata</i> ASANO			R
<i>Q. vulgaris</i> D'ORBIGNY			R
<i>Q.</i> spp.			R
<i>Gaudryina robusta</i> CUSHMAN			R
<i>Gaudryinella hanzaui</i> ASANO			R
<i>Globobulmina auriculata</i> (BAILEY)			R
<i>Nonion nakosoense</i> ASANO			R
<i>Pseudononion</i> sp.			R
<i>Eponides umbonatus</i> (REUSS)			R



第30図 牛ヶ首層の塊状泥岩（小千谷市野辺川沿い）

けて分布し、東山背斜東翼・梶金向斜西翼部では山古志村大久保南方から川口町峠を経て、川口町竹田にかけて分布する。

層厚 東山背斜西翼では朝日川沿いで350m、野辺川沿いで280m、信濃川沿いで300mである。東山背斜東翼では木沢尻川で350mであるが、土留川上流で125mと薄くなる。

層序関係 模式地を含む東山背斜両翼地域では、下位の川口層と岩相的に漸移し、整合関係にある。また上位の白岩層とも整合の関係である。しかしこれより東方の梶金向斜地域では、上位の白岩層と一部同時異相の関係にある。

岩相 東山背斜を挟んで岩相をやや異にする。背斜西翼では主として灰色ないし暗灰色の塊状泥岩からなり、砂岩やテフラの薄層を挟む。模式ルート野辺川沿いではその下部で0.5-1mおき、あるいは数mおきに数cm-30cm、時に70cmに達する塊状で青灰色もしくは灰色の細粒砂岩を頻繁に挟在し、泥岩優勢の砂岩泥岩互層状を呈する。またこの下部には角閃石結晶の目立つテフラが頻繁に挟まれる。上部にいくにつれ、これらの挟みは少なくなり、成層泥岩から塊状泥岩(第30図)へと移化する⁸⁾。

朝日川沿いでも下部に頻繁に砂岩の挟みが見られ、泥岩優勢の砂岩泥岩互層となる。信濃川沿いの小千谷市上村の崖でも川口層最上位の厚層砂岩の上位に約8mの泥岩優勢砂岩泥岩互層がみられる。これらの地点でもその上位は成層した塊状泥岩からなる。いずれも下部に頻繁に角閃石安山岩質のテフラを挟む。それらのテフラのうち、特にNA13が特徴的であり良く連続する。

東山背斜の東翼では全体として砂岩泥岩互層が優勢で成層泥岩を伴う。木沢尻川では砂岩泥岩互層部と塊状でやや砂質の泥岩の交互層である。砂層は5-20cm、時に60cm-2mの厚さに達する青灰色の細

8) 泥岩は風化すると貝殻状に細裂割れを生じ、灰白色となる。

粒ないし中粒砂からなり、泥岩優勢の層準が多いが一部砂岩優勢の互層となる。礫岩層が2層認められる。土留川でみられる本層は、淘汰が良く葉理の発達した5-20cm、時に50cmの細粒砂層を泥岩中に頻りに挟み、互層状を呈する。一部厚く成層した塊状泥岩を伴う。角閃石安山岩質のテフラを頻りに挟在するが、東山背斜西翼で川口層上部に挟在していたNA24やNA33の鍵層は東翼では本層中に挟在する。また西翼で本層中に挟在したNA13は、東翼では上位の白岩層中に挟在する(第5図)。

西翼の本層は、海底扇状地を形成して堆積した川口層よりやや浅い陸棚斜面下部に堆積したものと考えられる。一方東翼の本層は陸棚斜面下部の海底扇状地堆積物と考えられる。

化石 東山背斜西翼の塊状泥岩層からは大型化石が産出しない。東翼の木沢尻川ではNA13の低位にある砂礫岩層から *Anadara amicula elongata*, *Glycymeris yessoensis*, *Lucinoma annulata* など浅海棲の2枚貝を産出する(第5表)。

西翼の泥岩層からは有孔虫を多産し、*Cassidulina*, *Uvigerina*, *Trifarina*, *Cyclamina*, *Haplophragmoides* など石灰質、砂質有孔虫を産する(第4表・付表第4表)。低位の川口層と似た群集で、浅海下部から半深海棲の要素からなる。浮遊性有孔虫では、本層最上部に *Globigerina pachyderma* (sinistral), *G. quinqueloba* の多産する層準があるほか、下部には *G. pachyderma* (dextral) の産出する層準もある(付表第3表)。

時代と対比 テフラ鍵層NA13のF.T.年代として3.9 ± 0.2Maの値が得られ、鮮新世前期を示す(IX. 4)。有孔虫の *Melonis nicobarensis*?, *Globigerina pachyderma* (dextral) などの産出から、西山層下部に対比されるであろう。

第5表 牛ヶ首層産軟体動物化石

PELECYPODA
<i>Anadara amicula elongata</i> NODA
<i>Glycymeris yessoensis</i> (SOWERBY)
<i>Lucinoma annulata</i> (REEVE)
<i>Felaniella usta</i> (GOULD)
<i>Solen</i> sp.
<i>Mercenaria stimpsoni</i> (GOULD)

IV. 10 白岩層(S, Sv)

地層名 佐川(1902)が東山油田層序において“新頁岩”として記載した地層に相当し、その後これに対して白岩砂質頁岩の名称がWATANABE(1926)によって与えられ、更に大村(1927, 1930)がこの砂質頁岩を白岩層と命名した。

模式地 長岡市白岩における、信濃川右岸と国道17号線沿いの露頭(第31図)。本層がほぼ連続して露出する小千谷市野辺川ルートを模式ルートとして定める。

分布 東山背斜の両翼、梶金向斜の両翼に分布し、更に東方の小松倉背斜から福山川流域の滝之又にかけて広く分布する。また田麦山背斜の軸に沿って窓状に露出するほか、浦佐背斜の西翼にも分布する。

層厚 模式ルートの野辺川で約350m、信濃川左岸吉平ルートで300m、田麦山背斜で250m以上、



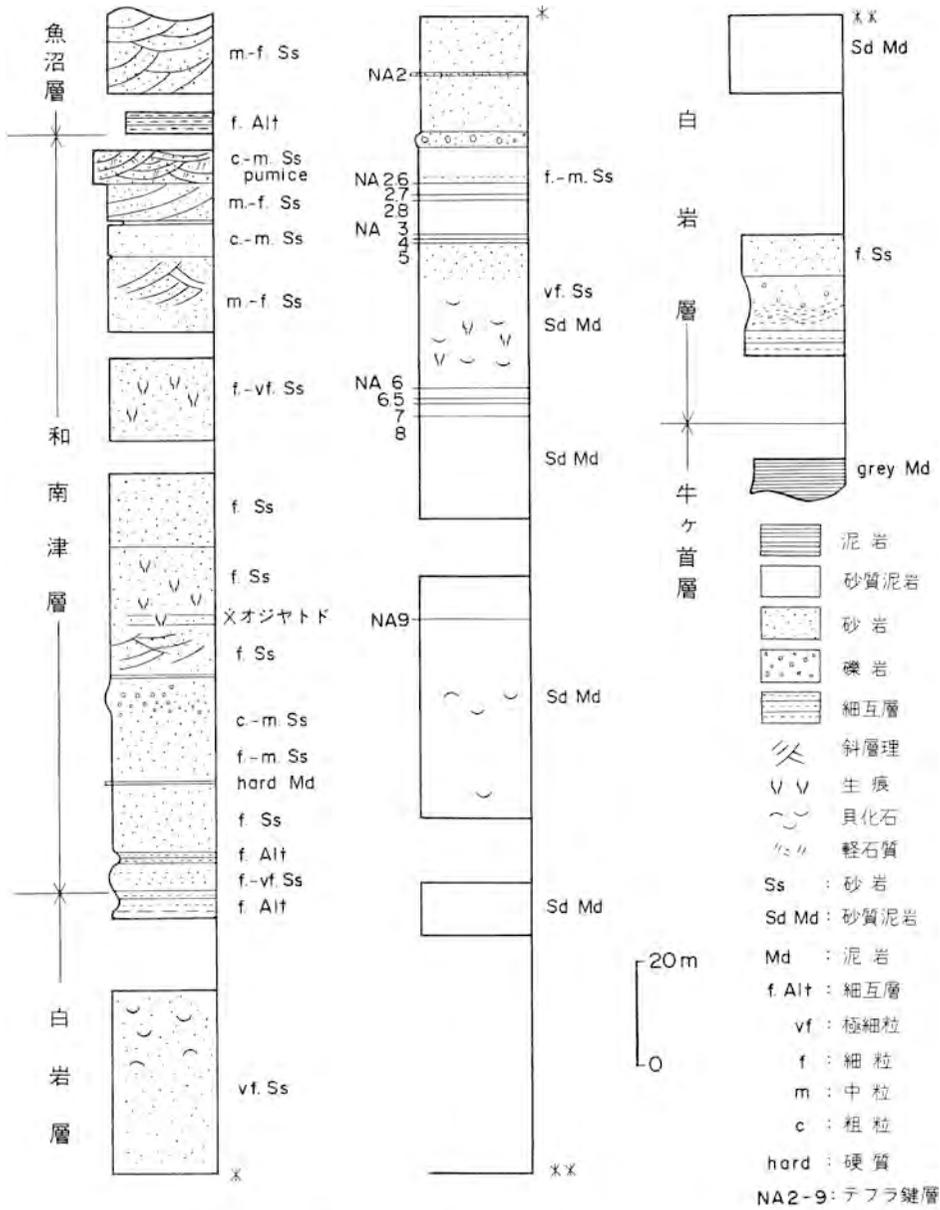
第31図 白岩層模式地の露頭(長岡市白岩の信濃川右岸国道17号線沿い)

塩谷川ルートで140mであり、東山背斜の東翼側で薄層化する傾向がある。

層序関係 東山背斜西翼では牛ヶ首層に整合漸移の関係で重なる。東山背斜東翼以東では、下位の牛ヶ首層及び川口層上部と一部同時異相の関係にある。また東山丘陵東縁では鳥屋ガ峰層を不整合に覆う。魚沼丘陵東縁では一村尾層を整合に覆う。宮下ほか(1972)は“砂岩の挟みが少なくなり、塊状のシルト岩となり、その粒度もより細くなる付近の層準”に、灰爪層(白岩層に相当する)の下限を置いているが、本報告での境界ともほぼ一致する(第32図)。

白岩層の下限は、模式ルートで暗灰色塊状泥岩層の上位に重なる層厚2m以上の砂岩泥岩互層の基底(欠層で見られない)に置き、この層の上に泥岩の礫を含むスランプ構造の発達する粗-中粒砂層が重なる。朝日川ルートでは、下位の塊状泥岩層の中に中-細粒砂岩層を次第に多く挟むようになる。この互層中の顕著な砂岩層の始まりをもって下限とする。東山背斜が南へブランチする高場山から川口町中山にかけては、境界部に顕著な砂岩層の挟みが認められず、塊状泥岩から砂質泥岩へと漸移している。川口町牛ヶ首では、境界付近に挟在する厚さ約25mの砂岩泥岩互層をもって本層の下限とする。

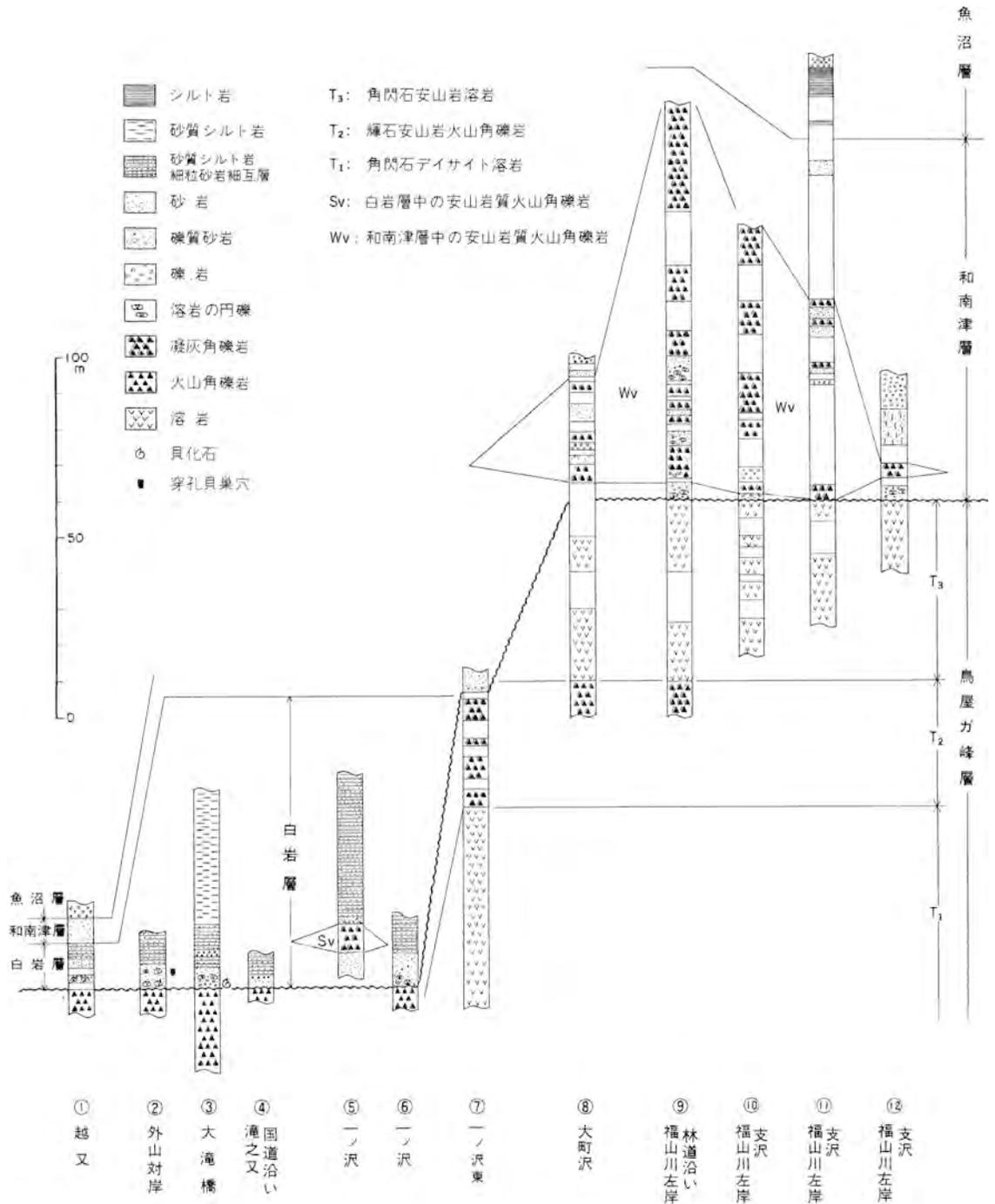
鳥屋ガ峰層との関係は広神村越又、外山の対岸、大滝橋、滝之又の国道沿い及び一ノ沢で確認される(第33図①-⑦)。いずれの地点でも境界面は多少凹凸があり、また上下の岩相の差は明瞭である。白岩層の基底は良く円磨された中礫を含む淘汰の良い砂岩(厚さは数m以下)からなり、上方に急激に砂質泥岩細粒砂岩の細互層へと移化する。基底の砂岩中には鳥屋ガ峰層と同質のデイサイトからなる非常に良く円磨された巨礫が含まれており、白岩層基底の砂岩の堆積前又は堆積中に鳥屋ガ峰層の一部が侵食されたことを示す。また外山の対岸の露頭ではこのデイサイトの巨礫のうちの幾つかに穿孔貝の巢穴化石が認められる(第34図)。増田・松島(1969)、増田(1972, 1977)によれば、穿孔貝は外洋性の岩礁海岸の平均海面と干潮線の間という限られた環境にのみ生息し、その巢穴化石はそうした環境を示す良い示相化石であるという。この露頭にみられる穿孔貝巢穴化石をもつデイサイト巨礫は産状からみてそれ



第32図 小千谷市野辺川ルートの柱状図

ほど遠方から運ばれて来たとは考えられないので、近傍に当時岩礫性海岸があり、海水の浸食作用によってデイサイト礫が生成されていたと考えてよいと思われる。更に滝之又では基底砂岩中にカサ貝の破片が認められ、これも上述の推測を裏付けている。

このように東山丘陵東部における白岩層と鳥屋ガ峰層の境界面では、白岩層堆積前に鳥屋ガ峰層が少なくとも海水面付近か又はそれ以上の環境にあつて浸食を受けたことを示す証拠があるため、本報告で



第33図 東山丘陵東縁における鳥屋ガ峰層と白岩層・和南津層の層序関係



第34図 白岩層と鳥屋ガ峰層の境界付近の白岩層下底部に含まれる巨礫。穿孔具の葉化石がある(広神村外山の対岸, 第33図②)

は両層の関係を一応不整合と考えておきたい。ただし、一ノ沢(第33図⑥)では、本層基底の砂岩直上に厚さ約8mの鳥屋ガ峰層とほぼ同質の安山岩質火山角礫岩⁹⁾が挟在しており、両層が指交関係にある可能性も否定できない。

岩相 主として、青灰色で塊状-薄葉理の発達した砂質泥岩ないし、泥質細粒砂岩からなる地層で、極細粒砂岩の薄層が挟まれる。このほか、最下部に砂岩泥岩互層が発達している地域がある。また、東山丘陵東部の滝之又付近では本層基底部にデイサイト質火山角礫岩が挟在する。多くの凝灰岩層が下部-中部層準に挟在し、また径数mmの軽石や炭質物を多く含む部分もある。径数cm-十数cmの団塊が並び、それらが風化面では独特な表面形態を形成している。砂質泥岩の風化面は白岩の由来にもなったように灰白色を呈し、その堅固な岩石は大崖やケスタ地形を形成している。岩石中の節理面に沿って大きく崩壊しやすい。

模式地では、青灰色(風化面は灰白色)塊状ないし葉理がわずかに発達した砂質泥岩層である。層厚10-15cmの白色細粒テフラを数枚挟み、径数十cmの団塊や棲管化石を伴っている。白岩層の中部層準に対比される。

野辺川の模式ルートでは(第32図)、最下部に約4m以上の砂岩泥岩互層、その上位にスランブ構造をもつ層厚15mの礫質粗粒-中粒砂岩層が重なり、上部へ向かってシルト-細粒砂質になる。その上位に層厚約100mの塊状シルト質泥岩層が重なる。更に上位は層厚45mの砂質泥岩層からなり、団塊が層理に平行に並ぶ部分もある。軟体動物化石を産出すると共に、テフラ(NA9)を挟んでいる。このテフラは小千谷市木津のバイパス新道の崖にも露出する。その上位約10mの地層の露出を欠いたのち、

9) この火山角礫岩は連続性が悪く、また角礫の間には僅かであるが外来の円礫が混入しているため、火山活動に直接由来する堆積物ではなく、二次的な堆積物である可能性もある。

層厚 22m の塊状砂質泥岩が重なり、大型の団塊列を伴っている。更に、層厚 6m の砂質泥岩層が重なり、白色テフラを 4 枚 (NA8-NA6) 挟んでいる。その上位には層厚 27m の砂質泥岩、泥質極細粒砂岩層が重なり、炭質物や径 5-10cm の不規則な形の団塊が含まれるほか、虫喰状棲管など生物擾乱構造が認められる。軟体動物化石を比較的多く産出する。その上位には、層厚 20m の砂質泥岩層が重なり、それぞれが層厚数 cm からなる 7 枚のガラス質細粒-泥質テフラ (NA5-NA2.6) が挟在する。テフラは棲管によって乱されていることが多い。また、その最上部には中礫-細礫を多量に含んでいる層厚 3m の細粒-粗粒砂岩層が挟まる。礫の多くは安山岩で、亜角-亜円礫である。その上位には、層厚 60m の塊状ないし葉理がわずかに発達した泥質細粒砂岩、極細粒砂岩層が重なる。それらは風化すると赤褐



第35図 白岩層下部の露頭 露頭中央部の暗色の層はテフラ層 NA8 (小千谷市野辺川ルート)



第36図 崩理に平行な団塊列を含む白岩層下部の砂質泥岩の露頭 (小千谷市野辺川ルート、テフラ層 NA9 の下位)

色を呈する表面に変わり、炭化物細片や径数 mm の軽石粒を含んでいる。その下部に層厚 5-10cm の白色細粒テフラ (NA2) を挟んでいる。その上部からは軟体動物化石がかなり多く産出する。その上位で約 15m の露頭欠如ののち、層厚約 15m の細粒砂岩泥岩互層が白岩層の最上部を占め、特に上限付近では厚さ数 cm- 十数 cm の細互層が発達する。

朝日川ルートでは、最下部に層厚約 125m の中粒-細粒砂岩泥岩互層があり、その上位に砂質泥岩層が重なる。浦柄橋脇には中部層準に挟まれるテフラが数枚、軟体動物化石層が 1 枚露出している。

田山背斜では、その中軸部に露出し、本層の下限は不明である。坑井資料によれば(第 55 図)、下位層との境界は深度 520m 付近にあるらしい。地表部では、下位より塊状砂質泥岩層、砂岩泥岩互層、塊状砂質泥岩層ないしシルト岩層、極細粒砂岩泥岩細互層の順に重なる。この細互層部では川口町南部で著しい斜交層理が発達している。

川口町和南津では、層厚数十 cm の細粒砂岩層を挟む塊状砂質泥岩層、砂質シルト-極細粒砂岩層の順に重なる。

東山背斜の東翼では、最下部に層厚約 25m の砂岩泥岩互層部があり、その上位に塊状砂質泥岩層、極細粒-シルト質砂岩層や細互層が重なる。

安山岩質火山角礫岩 (Sv) が、本図幅地域北東隅の福山川支流一ノ沢に分布する。厚さは約 10m で、鳥屋ガ峰層の上に不整合にのる白岩層の基底から 10-15m の層準に挟在する(第 33 図⑤)。側方への連続悪く急速に尖滅する。安山岩角礫は、暗灰色のかんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩であり、斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鋳・かんらん石・黒雲母で、集斑状組織が目につき、黒雲母はその内部に僅かに含まれる。石基は斜長石・鉄鋳・普通輝石・珪長質鋳物で塊間状組織を示す。

化石

脊椎動物化石：魚沼団研哺乳類グループ(1983)により次のような化石が報告されている。

鯨類(Cetacea)

部位：肋骨 産出地：北魚沼郡広神村滝之又 発見者：栗田義隆 報文：栗田(1975)

長さ 30cm 程度のかかなり風化の進んだ骨片である。リモナイトでかなり汚染されているが、骨の組織が大きいことなどから鯨化石と推定できる。

サメ類(Lamniformes)

部位：歯

産出地：北魚沼郡広神村滝之又 報文：栗田(1975)

報文の写真でみると、全長約 50mm で鋸歯がはっきり見られる。

軟体動物化石：保存良好な化石が諸層準に散在、あるいは層状に密集して産出する。小千谷市浦柄、野辺川産の種類は第 6 表のとおりである。特徴種としては、*Acila insignis*, *Nuculana yokoyamai*, *Anadara amacula elongata*, *Glycymeris yessoensis*, *Mizuhopecten yessoensis yokoyamai*, *Pandora pulchella*, *Turritella saishuensis motidukii*, *T. s. saishuensis*, *Cryptonatica janthostomoides*, *Antiplanes contraria* など、砂質-砂質泥底の浅海に生息する種類で、大桑-万願寺動物群の構成種からなる。

YOKOYAMA (1928) は小千谷市浦柄の砂質頁岩から 23 属 28 種の軟体動物化石を報告している。

有孔虫化石：

第6表 白岩層産軟体動物化石

PELECYPODA

- Acila insignis* (GOULD)
Nuculana yokoyamai KURODA
Saccella confusa (HANLEY)
Yoldia notabilis YOKOYAMA
Megayoldia thraciaeformis (STORER)
Arca boucardi JOUSSEAUME
Anadara amacula elongata NODA
Limopsis cumingii (A. ADAMS)
Modiolus difficilis KURODA and HABE
Mizuhopecten tokyoensis subsp. indet.
M. *yessoensis yokoyamae* (MASUDA)
Lucinoma annulata (REEVE)
Cyclocardia ferruginea (GLESSIN)
Tridonta borealis SCHUMACHER
Indocrassatella oblongata (YOKOYAMA)
Clinocardium sp.
Macoma praetexta (MARTENS)
Mya japonica JAY
Cryptomya busoensis YOKOYAMA
Pandora pulchella YOKOYAMA
Myadora japonica HABE

GASTROPODA

- Umbonium akitanum* SUZUKI
Turritella saishuensis motizukii OTUKA
T. *saishuensis saishuensis* YOKOYAMA
Cryptonatica janthostomoides KURODA and HABE
Antiplanes contraria (YOKOYAMA)
Tritia japonica (A. ADAMS)

全層準にわたって石灰質底生有孔虫が多産し、浮遊性有孔虫も含まれる。新潟有孔虫研究グループ(1983)は野辺川ルートの有孔虫を調査しているが、これを本報告の地層区分に当てはめると、第4表ようになる。今回の調査結果は付表第4表に示されている。主要底生有孔虫は、*Criboelphidium yabei*, *Bulimina marginata*, *Elphidium clavatum*, *E. etigoense*, *Baggina totomiensis*, *Bucella frigida* である。化石群集は、外洋水の影響を受ける水深50-150mの浅海下部の堆積物からなること、また上部では浮遊性種の割合が数-十数%に減少し、*Ammonia* も含まれるので、内湾の影響もあることを示唆している(新潟有孔虫研究グループ, 1983)。

このほか、相川川においては、*Baggina* cf. *totomiensis*, *Florilus japonica*, *Elphidium* cf. *subincertum*, *Islandiella asanoi* の浅海性底生有孔虫を産出している。

浮遊性有孔虫の産出量は牛ヶ首層に比べて著しく減少する。野辺川ルートでは、*Globigerina quin-*

queloba, *G. bulloides*, また相川川ルートでは, *Globigerina quinqueloba*, *G. foliata* が検出されている(付表第3表).

田麦山油田の坑井では(第52図), 深度520mまでの層準が *Criboelphidium yabei* Zone で, 白岩層に対比される.

ナノ化石:

保存良好な化石を産する. *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus neohelis*, *C. pelagicus*, *Helicosphaera carteri* のほか, *Gephyrocapsa* cfr. *caribbeanica*, *G. spp.* が産出する(付表第2表).

生痕化石:

径2-3cmの円筒型の棲管化石及び径数mmの虫喰状, 曲管状棲管化石が本層の中部に多産する.

対比 佐川(1902)の“新頁岩”, 伊木(1908)の“灰色砂質頁岩”, Iki(1922)の“sandy shale”, 白岩の地名が地層名に冠された渡辺(1928)の“白岩砂質頁岩”, 大村(1927, 1930)の“白岩層”に相当する.

最近の研究では, 宮下ほか(1972)が灰爪層とした地層, 魚沼丘陵団体研究グループ(1983b)が八王子累層及び魚沼層群最下部累層(下部)とした地層に相当する.

他地域との対比では, 岩相の類似と層序関係とから灰爪層に対比されてきた. しかし, 模式地の灰爪層が魚沼層(群)の上・中部累層との同時異相になることが明らかにされたので(安井ほか, 1983; 菊池ほか, 1984), 魚沼層(群)の下位にくる白岩層は, 灰爪層に対比されるのではなく, 模式地周辺の西山層に対比されることになる. 八石油帯の八王子層(安井ほか, 1983), および柏崎市阿相島の阿相島層(歌代, 1957), 東頸城の東川層(NODA, 1962)も白岩層にそれぞれ対比される.

地質時代 浮遊性有孔虫の資料は鮮新世-更新世前期を指示している. また, 底生有孔虫の *Melonis nicobarensis* の産出は, 西山階下部を示唆している. テフラ鍵層のフィッシュントラック年代は, NA9で $3.8 \pm 0.3\text{Ma}$, NA7で $2.8 \pm 0.2\text{Ma}$ であって, 鮮新世を指示している(IX. 4). 一方, *Gephyrocapsa* の産出は更新世を指示するものであるが, 日本海側における初出現の層準については十分な情報が得られていない状態なので, 問題を残している.

IV. 11 和南津層(W, Wv)

地層名 Iki(1922)の“Wanadzu sand”に由来し, その後大村(1930)が越後油田において和南津層を提唱した. 金原(1940)はこれらを和南沢層と和南津層に2分した. 和南津層については, 魚沼層(群)の最下部累層に含める考え方(魚沼丘陵団体研究グループ, 1983b; 安井ほか, 1983)と, 魚沼層(群)には含めないという考え方(宮下ほか, 1972)がある. 本報告では, 後者の考え方をとっている.

模式地 北魚沼郡川口町和南津. 和南津隧道付近旧国道17号線沿い及び魚野川左岸の崖(第37図).

分布 東山背斜の両翼, 田麦山背斜の両翼, 梶金向斜の両翼, 更に小松倉背斜から福山川流域にかけて広く分布する. また, 浦佐背斜の西翼にも分布する.

層厚 野辺川ルートで175m, 信濃川吉平ルートで200m, 田麦山背斜周辺で200-20mである.

層序関係 下位の白岩層に整合関係で重なる.

本層の下限は厚い塊状の極細粒砂-中粒砂層の始まりとし, 上限は層厚数m以上の砂礫層ないし泥層



第37図 和南津層の模式地の露頭（川口町和南津の魚野川左岸）

の基底とする。

岩相 本層は青灰色無層理の細粒-極細粒砂を主体としている。炭質物微細粒片、雲母、ときに軽石粒が含まれ、上部では斜交葉理や平行葉理がよく発達している。風化すると酸化鉄により黄褐色を呈し、しばしば急崖がつくられる。数枚の軽石質テフラを挟んでいる。

野辺川ルートでは、最下部に層厚25mの塊状細粒砂層があり、その中部に層厚40cmの灰白色泥岩層を挟んでいる。更に上位には層厚7mの平円形の中礫や細礫を含む中-粗粒砂層、そして層厚10mの細粒砂層が順次重なる。その上位には層厚16mのシルト質細粒砂-細粒砂層が重なり、その下部に薄葉理の発達したシルト層を挟んでいる。この地層から鱗脚類の骨格が発見された(堀川, 1981)。また、棲管化石が多産し、二枚貝の印象化石も残存している。その上位には、層厚約35mの固結度が低い塊状細粒砂層が重なる。これより露頭が断続するため、正確な層厚は分からないが、約80mの塊状-薄葉理の発達した砂層が重なり、その中に著しい斜交葉理の発達する20mの軽石質火山灰ないし含軽石砂層(小和北火山灰層Koに対比)が挟在している(ただし、野辺川ルートでは現在観察できない)。

川口町和南津の模式地では、下位から1)小団塊や*Glycymeris yessoensis*がレンズ状に密集している部分を含む青灰色極細粒砂質シルト岩ないしシルト質極細粒砂層、そしてその上位に2)淡褐色砂質シルト岩-極細粒砂層が重なる。これは淘汰不良の堆積物で、炭質物細片や雲母が多く、虫喰状の生痕など生物擾乱構造が著しく発達している。軟体動物化石の*Lucinoma annulata*, *Glycymeris yessoensis*がレンズ状に密集している。その上位には、3)青灰色極細粒砂-細粒砂層が重なる。火山灰質で、軽石、雲母、炭質物細片を含み、径2cmの棲管化石とともに生物擾乱構造が発達している。その上には4)中礫層やシルト薄層を挟む灰褐色塊状細粒砂層が重なる。

小高向斜、田麦山背斜では、最下部に塊状ないし葉理の発達した中粒-細粒砂、あるいはシルト質細粒砂がある。薄い礫層のほか、葉理の発達した1-2枚の軽石質砂層が挟在する。軟体動物化石が中礫と

ともにレンズ状に密集している。

信濃川左岸の小千谷市吉平ルートでは、最下部に棲管化石を多産する塊状の細粒 - 極細粒砂層 (25 m)、棲管化石層や *Glycymeris yessoensis* を主体とする薄い化石層を数枚伴う平行葉理の発達した細粒砂層 (30m)、平行・斜交葉理が著しく発達した細粒砂層 (30m)、扇状地性堆積相とみられる中礫層 (4枚) と斜交葉理の発達した中粒 - 細粒砂層との互層 (4m)、葉理の発達したシルト質細粒砂と平行葉理の発達したシルト質泥層からなる層 (20m)、灰白色砂質シルト (10m)、細粒砂 - 砂質シルト層 (3m)、斜交葉理が発達した細粒砂層 (3m)、斜交葉理が発達した、団塊を含む中粒 - 細粒砂層 (50m)、棲管化石を含む砂質シルト層 (5m)、斜交葉理が発達した粗粒 - 細粒砂層 (20m) の諸層が順次重なる。

安山岩質火山角礫岩 (Wv) が本図幅地域北東隅の福山川沿いの本層中に挟在する。福山川左岸の林道沿いで最も露出がよく、ここでは見掛け上 100m あまりの厚さを有するが、側方に急速に尖滅する (第 33 図⑧ - ⑩)。安山岩質火山角礫岩と中 - 粗粒砂ないし細礫岩が互層状をなしている。火山角礫には 2 種類あり、暗灰色の普通輝石紫蘇輝石普通角閃石安山岩及び紫蘇輝石普通輝石安山岩である。前者は、斑晶は斜長石・普通角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱・かんらん石、石基は斜長石・紫蘇輝石・鉄鉱・燐灰石からなり、普通角閃石のオパサイト化の状態など、鳥屋ガ峰層の角閃石デイサイトに類似する。後者は、斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・かんらん石、石基は斜長石・紫蘇輝石・鉄鉱からなり、やや変質しているが、これも鳥屋ガ峰層の輝石安山岩に似ている。

この火山角礫岩は、正井・高浜 (1981) によって松坂峠火砕岩層とされたものに等しい。彼らは、福山川左岸の林道沿いのルートマップを用いて、この松坂峠火砕岩層が、魚沼層の砂礫岩層を埋谷状の不整合で覆うことを示し、これを守門火山の旧期噴出物に対比した。しかしこの火山角礫岩は、和南津層の砂岩と指交関係にあり、和南津層中に挟在しているとみるのが妥当である。

化石

脊椎動物化石：野辺川ルートと和南津層中部から食肉目の鰭脚類、*Eumetopias ojiyaensis* HORIKAWA (和名オジャトド) の化石が産出した (堀川, 1981)。犬歯, 臼歯, 骨など 64 点からなる 1 頭分の化石である。このほか魚沼団研哺乳類グループ (1983) によって次のような化石が報告されている。

鯨類 (Cetacea)

部位：肋骨 産出地：北魚沼郡堀之内町竜光 発見者：笹栗真理子 報文：未記載 標本所在地：新潟大学理学部地質学鉱物学教室

肋骨は部分であり長さ 283mm、断面は楕円形で保存は良い。肋骨の大きさから推定して、シロナガスクジラに近い大きさの鯨と考えられる。

鯨類 (Cetacea)

部位：骨片 産出地：小千谷市浦柄 発見者：水落清二 報文：未記載 標本所在地：水落清二 (小千谷市天竺町)

軟体動物化石：小高向斜, 田麦山背斜, 和南津周辺に分布する和南津層下部の塊状中粒 - 粗粒砂層からかなり多量に産出する。それらの産出は中礫 - 細礫とともにレンズ状 - 層状に堆積した“はき寄せ型”の密集タイプが多く、原地性のものは少ない。

主要な種類は *Acila insignis*, *Glycymeris yessoensis*, *Lucinoma annulata*, *L. actilineata*, *Anodonta stearnsiana*,

第7表 和南津層産軟体動物化石

PELECYPODA

- Acila insignis* (GOULD)
Anadara amacula (YOKOYAMA)
Glycymeris jessoensis (SOWERBY)
Mizuhopecten sp.
Lucinoma utilineata (CONRAD)
L. annulata (REEVE)
Anodontia stearnsiana OYAMA
Felaniella usta (GOULD)
Pseudocardium sachalinensis (SCHRENCK)
Clinocardium sp.
Peronidia sp.
Macoma tokyoensis MAKIYAMA
Solen strictus GOULD
Siliqua alta (BRODERIP and SOWERBY)
Mercenaria stimpsoni (GOULD)
Protohaca jodoensis (LISCHKE)
Dosinia japonicum (REEVE)
Saxidomus purpuratus (SOWERBY)
Mya japonica JAY
Myadora japonica HABE

GASTROPODA

- Umbonium akitanum* SUZUKI
Turritella saishuensis motidukii OTUKA
Cryptonatica janthostomoides (KURODA and HABE)
C. russia (GOULD)
Antiplanes contraria (YOKOYAMA)
Ophiidermella ogurana (YOKOYAMA)

Felaniella usta, *Mercenaria stimpsoni*, *Mya japonica*, *Umbonium akitanum*, *Turritella saishuensis motidukii*, *Cryptonatica janthostomoides*, *Antiplanes contraria* などで(第7表), 浅海の群集からなる.

このほか, 棲管化石や生物擾乱構造が諸層準に存在する.

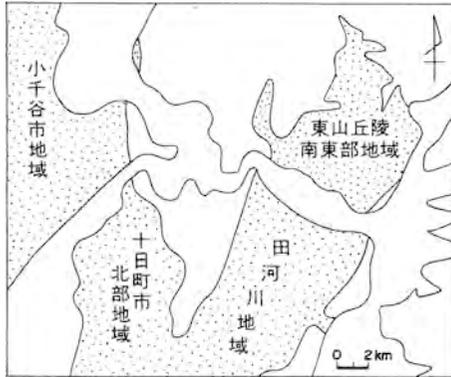
対比 伊木(1910)の上部砂岩, 新潟県(1963), 宮下ほか(1972)の和南津層にほぼ一致し, 魚沼丘陵団体研究グループ(1983)の魚沼層群最下部累層にほぼ対比される.

地質時代 浮遊性有孔虫や珪藻化石が検出されないため, 生層序年代は不明である. 軟体動物化石としては, 大桑-万願寺動物群の構成種が特徴的に産出している.

和南津層下部に挟在する和南津沢火山灰層のフィッシュントラック年代は $2.6 \pm 0.2\text{Ma}$ である(IX. 4). 本層に対比される魚沼層群最下部累層の基底付近に挟まる SK130 火山灰のフィッシュントラック年代は小国町芝ノ又沢で $2.9 \pm 0.3\text{Ma}$ (村松, 1976), 小国町渋海川で $2.82 \pm 0.37\text{Ma}$ (松村, 1983)の値を示している.

IV. 12 魚 沼 層(U1, U2, U3)

魚沼層は新生代新潟堆積盆地を最終的に埋積した堆積物で、陸成の河川成堆積物と内湾性海成堆積物が周期的に繰り返す複雑な堆積相から構成されている。



(小千谷図幅の範囲)

第38図 小千谷図幅地域の魚沼層の分布図
打点部が魚沼層の分布範囲

本層全般に関する研究史については既に宮下ほか(1972), 魚沼丘陵団体研究グループ(1983a)及び柳沢ほか(1985)にまとめられているのでここでは詳しくは触れない。本図幅地域内の魚沼層については主なものとして伊木(1910), 金原(1942), 宮下ほか(1970, 1972), 魚沼丘陵団体研究グループ(1978, 1983b), 正井・高浜(1981)及び風岡ほか(投稿中)などの研究がある。

地層名 千谷(1930)及び大村(1930)の「魚沼統」に由来する。

模式地 猿橋から芝ノ又に至る芝ノ又川沿い(宮下ほか, 1972; 安井ほか, 1983; 魚沼

丘陵団体研究グループ, 1983b)で、西隣岡野町図幅地域内にある。

分布 本層は新発田-小出線以西の丘陵の大部分の地域に広く分布する。本報告では記載の都合上、以下のような四つの分布地域を定義しておく(第38図)。

田河川流域: 魚沼丘陵東部の田河川流域で、ここでは本層は鍛屋敷向斜を中心とする大きな複向斜構造を作って分布する。

十日町市北部地域: 田麦山背斜の西側の魚沼丘陵西部に当たり、本層は西に20-30°傾斜する同斜構造をなして分布する。

小千谷市地域: 信濃川以西の地域全域にあたる。本層は時水背斜及び小千谷向斜を形成して広く分布する。

東山丘陵南東部地域: この地域は構造的には魚野川以南の田河川地域の北方延長にあたり、本層は小屋柄川向斜を骨格とする複向斜構造を作って分布している。なおこれより北方の丘陵の頂部や西方の梶金向斜軸部にも本層が露出する。

層厚 田河川地域では源太山川で580m, 十日町北部地域では約600m, 芋川で550m, 小芋川で520m, 小松倉上流で430mの層厚を持つ。

層序関係 下位の和南津層とは整合である。境界は和南津層の砂岩から急速に礫質となるところとする。魚沼丘陵及び東山丘陵の東縁部では和南津層を欠いて本層が直接下位の西名層及び一村尾層を不整合に覆う。上位の各段丘堆積物に不整合に被覆される。

層相 魚沼層は陸成層と海成層が複雑に入り混ざっているため、統一的な岩相層序区分を設定するこ

層序		海成 シルト砂層	テフラ鍵層	
魚沼層	上部		SK020 (020)	
			SK030 (030) 猿倉ゴマシオ火山灰層 西又川火山灰層 (Ns)	
			SK050 (050) 明神火山灰層 (Ma)	
	中部	Ma-130		
		Ma-120		
		Ma-110		法末火山灰層 (Ha) 貝ノ川火山灰層 (Ka)
		Ma-100		SK100 (100) SK110 (110)
		Ma-090		津池ゴマシオ火山灰層 (Tg)
	下部	Ma-080		嘉勝火山灰層、辻又川火山灰層 (Kk) (Tz)
		Ma-070		紅白パミス火山灰層 (RW)
		Ma-060		
		Ma-050		
		Ma-040		
		Ma-030		仙之沢火山灰層 (Se)
		Ma-020		大池 I 火山灰層 (Ok1) 越又火山灰層 (Ks)
	Ma-010		小和北火山灰層 (Ko)	
和南津層			和南津沢火山灰層 (Wz)	
白岩層				

第39図 和南津層及び魚沼層のテフラ鍵層と海成シルト砂層

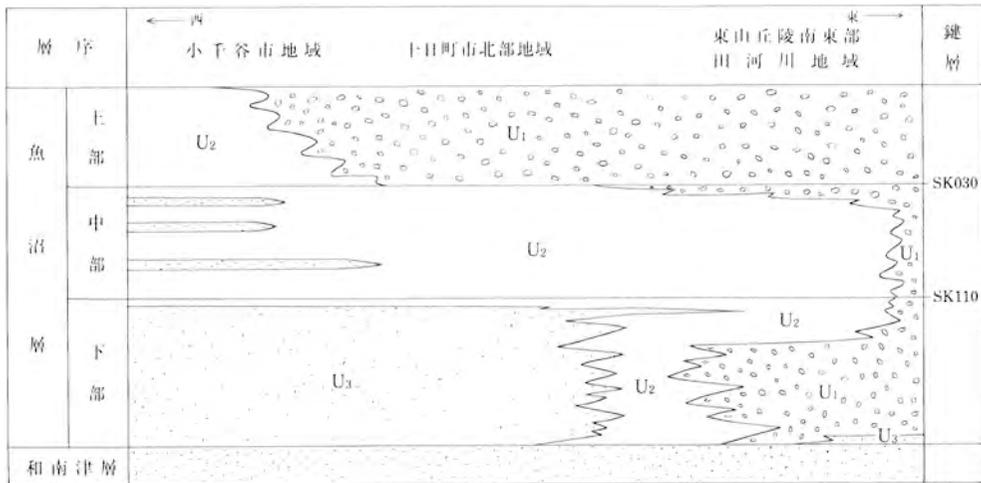
とは極めて難しい。そこで本報告では、魚沼丘陵団体研究グループ(1983b)及び風岡ほか(投稿中)をほぼ踏襲して、本層を顕著なテフラ鍵層を境界として下部、中部及び上部に分けることにする(第39図・第40図)。しかしこの区分では実際に本層の複雑な層相を地質図に表現することはできず、5万分の1地質図幅に適さない。このため、本報告では本層を次のような層相(facies)に区分して表示した。

- ┌ 礫シルト相(U₁)
- ├ 砂シルト相(U₂)
- └ 海成シルト砂相(U₃)

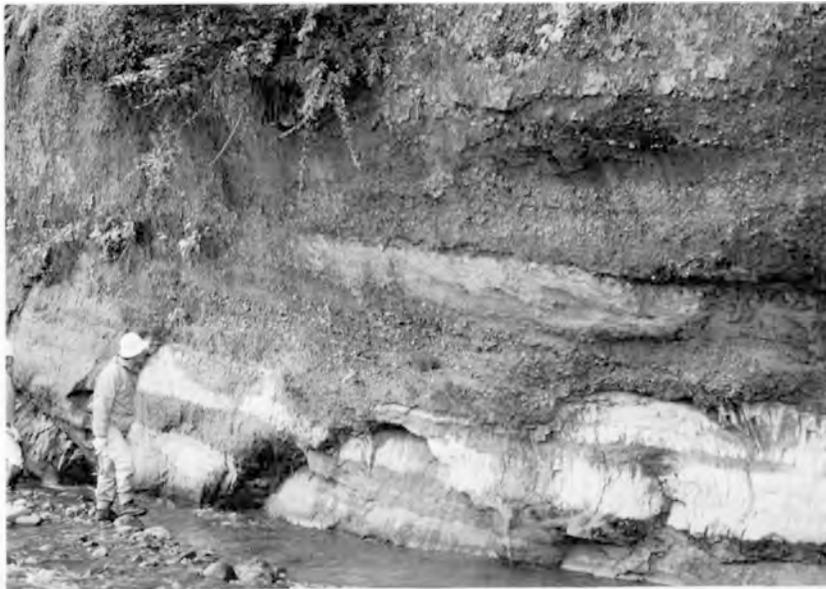
まずこれらの層相について記載する。

礫シルト相(U₁)

本相は礫層とシルト砂互層の周期的な繰り返しから構成される(第41図)。柳沢ほか(1985)の礫シルト



第40図 魚沼層の層相変化 U₁: 礫シルト相(河成), U₂: 砂シルト相(河成), U₃: 海成シルト砂相



第41図 魚沼層中の礫シルト相(U₁)の露頭(十日町市飛渡川)

相(U_c)に等しい。礫層は5-10m単位で、塊状及び斜交成層礫層からなる。塊状礫層はインプリケーションの発達した中礫層で、レンズ状の砂層を挟んでいる。一方斜交成層礫層は大型の平板型斜交葉理の発達した砂礫層で、礫径は塊状礫層より小さく、普通小-細礫からなる。この2つのタイプの礫層は通常数単位重なりあって1つの厚い礫層をつくる。

シルト砂互層はシルト又は砂質シルト層と薄い砂層との互層で、亜炭層を伴う。シルト層ないし砂質シルト層は青灰色塊状で、しばしば植物片に富み亜炭質となる。また淡水性珪藻化石を含んでいる。シ



第42図 魚沼層中の海成シルト砂相(U₃)中の葉理のあるシルト層 (川口町和南津南方の沢)

ルト層中に挟まる薄い砂層は数十 cm 以下で、粗-細粒砂からなる。

砂シルト相 (U₂)

本相は厚い砂層とシルト砂互層との周期的な繰り返しからなり、一部礫層を伴っている。柳沢ほか(1985)の砂シルト相 (Ud) と同じである。

厚い砂層は厚さ 1-4m で、基底面がチャンネル状の浸食面となっている。全体として上方に細粒化する。すなわち下位より、シルトの層内礫を含む薄い礫層、大型のトラフ型又は平板型斜交葉理のある粗粒砂、小型のトラフ型斜交葉理のある中-細粒砂の順に重なり、最上部の極細粒砂とシルトの不規則な波状層理細互層を経て、砂質シルトないしシルト層に移化する。

シルト砂互層はシルト又は砂質シルトとその間に挟在する薄い砂層からなる。

礫層は塊状のインプリケーションの発達した礫層と斜交成層した砂礫層からなり、厚さは 5m 以下である。

海成シルト砂相 (U₃)

本相は海成のシルト層・砂シルト互層・砂層及び砂礫層からなる。柳沢ほか(1985)の海成シルト砂相 (Ue) 及び砂礫相 (Ua) に相当する。

シルト層には縞状の細かな平行層理の発達したシルト層(第 42 図)と、無層理塊状のシルト層とがあり、いずれも新鮮面で暗青灰色を呈し、風化すると細角に割れ表面が赤褐色ないし黄褐色となって黄粉をふくという共通した性質がある。このため前述の礫シルト相及び砂シルト相を構成する淡水性のシルト層とは容易に区別できる。またまれに石灰質団塊が含まれる。

砂層は斜交成層した砂層と塊状の砂層からなる。斜交成層した砂層は淘汰のよい細-粗粒砂からなり、

トラフ型及び平板型斜交葉理が発達する。また一部では波状リップル葉理がみられる。塊状砂層は淘汰の悪いシルト質中-細粒砂からなる。生物擾乱作用が著しく、しばしばパイプ状の生痕が認められ、和南津層の砂層と酷似した岩相を示す。

シルト砂互層としては20-30cm単位の中-粗粒砂とシルト層の互層と、フレーザー層理の発達した細互層がある。砂礫層はよく円磨された小-中礫からなり、平行に成層するか、又は淘汰のよい中-粗粒砂と互層する。

海成シルト相は本層中に今のところMa010-Ma140まで14枚あることが分かっており(風岡ほか、投稿中)、テフラ鍵層とともによい鍵層となる。ただし、本図幅地域中に分布するのはその一部である。

層序区分及び層相変化 本報告では魚沼丘陵団地研究グループ(1983b)及び風岡ほか(投稿中)と同様に、テフラ鍵層によって、本層を下部、中部及び上部に区分した上で、上述の各層相の分布を記述する。ただし、テフラ鍵層による分層は岩相による区分ではないので、本報告ではこれらを部層(member)とは呼称しないことにする。また、本図幅地域東部では各部分の境界を規定するテフラ鍵層が分布しないことが多いため、この地域では厳密に各部分を定義することは不可能である。

魚沼層下部

定義 本層の下限からテフラ鍵層SK110の上面まで。

対比 魚沼丘陵団地研究グループ(1983b)及び風岡ほか(投稿中)の下部累層にほぼ相当するが、下限の定義は異なる。宮下ほか(1972)の塚山層下部及び中部にほぼ相当し、正井・高浜(1981)の魚沼層下部層の一部に当たる。

層相 田河川地域東部では魚沼層下部はその下半部が礫シルト相から、上半部は砂シルト相からなり、全層準が陸成のしかも粗粒な層相によって構成される。しかし田河川を越えて西側では、層相が急速に細粒化し、下半部の礫シルト相は全面的に砂シルト相に移化し、更に数枚の海成シルト砂相を挟むようになる。

この西方に連続する十日町市北部では、本層下部は砂シルト相を主とし、海成シルト砂相を挟むが、北西方に次第に海成シルト砂相の挟みが多くなり、また各海成シルト砂相の厚さが増し、信濃川を越えるについに大部分が海成シルト砂相によって占められるようになる。

更にこれより西方の小千谷市地域の時水背斜軸部でも同様に魚沼層下部は大部分海成シルト砂相からなっている。

一方北東部の東山丘陵南東部地域では田河川地域と同様、小屋柄川向斜の東側では礫シルト相と砂シルト相からなるが、西側では細粒化して下半部は海成シルト相、上半部は河川成の砂シルト相に変化している。

このように魚沼層下部は層相の地域的な変化が著しいが、その変化は全般的にみると分布域の東部では陸成の粗粒な層相が発達し、それが西方に向かって急速に細粒化し、次第に海成の層相へと変化しているととらえることができる(第40図)。

鍵層 魚沼層下部には、テフラ鍵層として下位より越又火山灰層、大池I火山灰層、仙之沢火山灰層(第43図)、紅白パミス火山灰層、辻又火山灰層、津池ゴマシオ火山灰層、SK110火山灰層が含まれる。



第43図 魚沼層中のテフラ鍵層仙之沢火山灰層の露頭(川口町小高)。トラフ型斜層理の発達した軽石片混じりの砂からなる。一部に層理に垂直の管状の生痕が見られる(写真右上)。

また海成シルト砂相 Ma010 から Ma090 が含まれる。

魚沼層中部

定義 テフラ鍵層 SK110 の上面より SK030 の上面まで。

対比 魚沼丘陵団体研究グループ(1983b)及び風岡ほか(投稿中)の中部累層に等しい。多少境界はずれが、宮下ほか(1972)の区分による塚山層上部及び小国層下部を合わせた部分に相当する。また正井・高浜(1981)の魚沼層中部層の上部に当たる。

層相 魚沼層中部は全域にわたって下部及び上部より細粒な層相が卓越する(第40図)。

田河川地域の東部では陸成層からなり、主に砂シルト相によって占められるが、礫層の挟みが多く、最上部は礫が多くなって礫シルト相よりなる。一方田河川地域西部でも砂シルト相よりなるが、礫層の挟みは少なくなっている。

十日町市北部地域でも礫シルト相からなるが、礫層の挟みは更に少なくなり、SK030の下位に3枚挟在するのみである。

小千谷市地域では更に細粒となり、礫層はほとんど含まれず、かわって^{ほうすえ}法末火山灰層及びSK030の下位にそれぞれ海成シルト砂相が挟まれるようになる。

東山丘陵南東部地域では田河川地域と同様魚沼層中部は陸成の砂シルト相よりなるが、東部ほど礫層の挟みが多くなり、下倉付近では全般的に礫シルト相に移化し、下部及び上部との分層は困難となる。

以上のように魚沼層中部はほぼ全域で細粒の砂シルト相からなるが、東部ほど礫層の挟みが多く、逆に西部では海成シルト砂相が挟在する。このように中部も下部と同様、東に粗く西に細かいという一般

的な層相変化の傾向は明らかである。ただし、本層中部は全般的には細粒であるが、海成シルト砂相の挟みは西部の小千谷市地域に限られ、この時期の海の侵入は本層下部に比べ小規模であったことが分かる。

鍵層 テフラ鍵層 SK100, 貝ノ川火山灰層, 法末火山灰層, 明神火山灰層, SK050, 西又川火山灰層, 猿倉ゴマシオ火山灰層, SK030 が挟在する。海成シルト砂相として Ma110, 120, 130 が挟まれるが、分布は小千谷市地域に限定される。

魚沼層上部

定義 テフラ鍵層 SK030 の上面から本層の上限まで。

対比 魚沼丘陵団地研究グループ(1983b), 風岡ほか(投稿中)の上部累層に等しい。宮下ほか(1972)の小国層中部及び上部層にほぼ相当するが、境界はややずれる。また正井・高浜(1981)の魚沼層上部層にほぼ相当する。

層相 東部の田河川地域では、礫シルト相からなる非常に粗粒な層相からなる。特に田河川以東ではシルト相はほとんど挟在せず、厚い礫層のみから構成される(第40図)。

十日町市地域でも礫シルト相からなる。またより西方の小千谷市地域では細粒化して砂シルト相からなっている。

一方東山丘陵南東部地域では田河川地域と同様、全層準が礫シルト相で占められている。

以上のように魚沼層上部は全域的に粗粒な層相により特徴づけられ、分布域の大部分の地域で陸成の礫シルト相からなっている。本層上部の海成層は本図幅地域内には分布していない。

鍵層 テフラ鍵層 SK020 が挟在する。

テフラ 本層中には多くのテフラが挟在しており、いずれも良好な鍵層となっている。新潟火山灰グループ(1983)はこれらのテフラを岩相によって8タイプに分類し、その分布・層厚・岩相変化などの特徴をまとめている。それによれば、本層中のテフラは火山灰層と凝灰角礫岩の2つに大別される。

火山灰層にはデイサイト質ないし流紋岩質のものと、輝石安山岩質のものがある。デイサイト質-流紋岩質の火山灰層は、白ザラ、葉理状パミス、ゴマシオ、ホワイトグラッシー、ピンクグラッシーの5タイプに、また輝石安山岩質火山灰層は雑色パミス石質ラピリと黒ズナの2タイプに分類される。黒川ほか(1983)はこれらの火山灰層を記載岩石学的に検討し、火山灰層の岩相による区分と鉱物組成との間にはかなりの対応関係があることを示している。

凝灰角礫岩は輝石安山岩の角礫を含む火砕流又は泥流堆積物であると推定されているが、本図幅地域内には分布していない。

鍵層 本層中には第39図に示すようなテフラが鍵層として追跡可能である。なお詳しい記載は第IX章にゆずる。

化石

①脊椎動物化石：魚沼丘陵団地研哺乳類グループ(1983)によって、本地域の魚沼層からは以下の化石が報告されている。

カタクチイワシ科? (Engraulidae?)

第8表 魚沼層産軟体動物化石

PELECYPODA
<i>Scapharca subcrenata</i> (LISCHKE)
<i>Crassostrea gigas</i> (THUNBERG)
<i>Anodontia stearnsiana</i> OYAMA
<i>Raetellops pulchella</i> (A. ADAMS and REEVE)
<i>Solen</i> sp.
<i>Macoma incongrua</i> (MARTENS)
<i>M. tokyoensis</i> MAKIYAMA
<i>Theora fragilis</i> A. ADAMS
<i>Corbicula</i> sp.
<i>Clementia vatheleti</i> MABILLE
<i>Potamocorbula amurensis</i> (SCHRENCK)
GASTROPODA
<i>Nassarius</i> sp.

部位：骨格後半部 産出地：小千谷市岩沢貝ノ川沿いの崖 発見者：栗田義隆 標本所在地：栗田義隆(南魚沼郡六日町)

硬骨魚類(Osteichthyes)

部位：脊椎骨 産出地：^{とびたり}飛渡川ルート 発見者：山田武雄 報文：山田(1968)

山田(1968)によれば、海生と考えられる貝化石の近くより産出している。

②軟体動物化石：魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ(1983)は魚沼層から産出する軟体動物化石を詳細に研究し、それらが5つの化石集団に分類できること、そしてこれらの化石集団がいずれも沿岸部の影響を強く受けた内湾の浅海-潮間帯に棲む種類から構成されることを明らかにした。また本層中部の津池ゴマシオ火山灰層と名ヶ山TBの間に*Potamocorbula amurensis*(ヌマコダギガイ)を特徴的に含む化石層(ヌマコダギガイ化石層)が挟在し、これが広範囲にわたって分布することを示した。

同グループ(1983)の報告した化石のうち、本図幅地域内及びその近傍から産出したものは第8表のとおりである。

③大型植物化石：本層からは大型植物の葉及び種子又は果実の化石が全層準から産出する。これまでに山野井ほか(1970)及び新潟古植物グループ・新潟花粉グループ(1983)の報告があり、第7図に示すような化石帯を識別している。また、川口町小高西方の本層基底付近から、*Fagus crenata* BLUME, *Quercus mongolica* var. *grosseserrata* (BLUME) REHD. and WILSON, *Morus bombycis* KOIDZUMI, *Wisteria floribunda* (WILLD.) DC., *Smilax china* L., *Ulmus* sp. を産した。

④花粉化石：新潟古植物グループ・新潟花粉グループ(1983)は本層の花粉分析を行い、第7図のような花粉層序を明らかにしている。また、山野井(1970)、山野井・新戸部(1970)もほぼ同様の結果を得ている。

⑤珪藻化石：新潟珪藻グループ(1983)は南隣十日町図幅地域内の田川ルートにおいて本層の珪藻化石を分析している。それによればほとんど全層準から淡水性種のみが産出するが、例外的に津池ゴマシオ

火山灰層の上位の層準の一試料からは汽水-海水性の種が産出する。

年代値 魚沼層の主なテフラ鍵層についてはSUZUKI and YAMANOI (1970), 及び村松(1976, 1983)によってフィッショントラック年代値が報告されている。村松(1983)によれば本地域にも分布するテフラ鍵層の値としては, SK110の $1.87 \pm 0.35\text{Ma}$, $2.0 \pm 0.2\text{Ma}$, $2.31 \pm 0.30\text{Ma}$, SK030の $1.3 \pm 0.2\text{Ma}$, $1.32 \pm 0.17\text{Ma}$, $1.34 \pm 0.16\text{Ma}$, SK020の $0.81 \pm 0.12\text{Ma}$ などがある(第7図)。

古地磁気層序 本層の古地磁気層序については, 新戸部・山野井(1970), 新戸部・新妻(1971)及び吉越(1983)の報告がある。吉越(1983)によれば, 本層は, ガウス正磁極期の後期からブリュンス正磁極期の最初期に及んでいるとされる(第7図)。

菊池ほか(1984)によれば, テフラ鍵層の対応関係から, 本層は, 西山・中央油帯地域の西山層, 灰爪層及び西越層に対比される。

V. 第四系

V. 1 更新世段丘堆積物

小千谷図幅地域及びその周辺地域の信濃川とその支流の沿岸には数段の河岸段丘が非常に良く発達している。これらの河岸段丘に関する先駆的な研究としては, 高橋(1959), 井上(1961, 1962, 1963), 内藤(1965)などの報告がある。また信濃川本流沿いの段丘面については団体研究が継続的に行われ(新潟平野団体研究グループ, 1967, 1972a; 信濃川段丘研究グループ, 1968, 1970), その成果は新潟平野団体研究グループ(1972b)及び新潟第四紀グループ(1977)に総括されている。歌代・稲葉(1977)はこの成果を踏まえて, 新潟県各地の段丘面との対比を行っている。また鈴木(1977, 1978)は小千谷図幅及び十日町図幅内のすべての段丘面について統一的な対比分類を行い, 更に詳細な検討を加えている。一方, 本地域の段丘面は活褶曲によって変位していることが早くから注目され(池辺, 1942), 地盤変動との関連から段丘面の分類対比が行われた(白井, 1967; 中村, 1966; 中村・太田, 1968; 町田, 1965; 町田・池田, 1969; Ota, 1969; Ota *et al.*, 1973; 太田・鈴木, 1979)。また段丘とローム層との関係は新潟火山灰グループ(1981)によってまとめられ, 更に早津・新井(1981・1982b)はテフラ層の年代からこれらの段丘面の形成年代を推定している。このほか, 正井・高浜(1981), 高浜(1981)は堀之内町から破間川にかけての段丘群をマスマーブメントとの関連性において検討している。

以上のように魚沼地域の段丘については数多くの研究があるものの, 活褶曲による段丘面の変位が大きいため, 段丘面の識別に最も有効な標高と比高による識別法に限界があり, 全域にわたる分類・対比は現在のところ完成していない。特に, 信濃川本流沿いの段丘群と魚野川・破間川流域の段丘群との対比は不十分であって, 今後にも多くの問題が残されている。

本図幅地域内においても信濃川と魚野川沿いの段丘群との対比は明確ではない。このため各地域ごとに段丘の名称が異なっているが, 本報告では最も包括的に本図幅地域の段丘群を扱っている鈴木(1977)の分類に原則として従うことにする。分類・対比に当たっては高度・比高のほか, 連続性・面の解析度

第9表 小千谷図幅地域及びその周辺地域の段丘面の対比表

新潟平野団体研究グループ (1972b)				内 藤 (1965)	O T A (1969)	白 井 (1967)	鈴 木 (1977)	鈴 木 (1978)	正井・高浜 (1981)	本 報 告 (柳沢ほか, 1986)	
信濃川段丘 グループ (1968)	信濃川段丘 グループ (1970)	新潟平野団体 研究グループ (1972a)	新潟平野団体 研究グループ (1967)								
津 南 十日町右岸	十日町左岸	小千谷南部	小千谷・越路	十 日 町	十 日 町 小 千 谷 長 谷 岡	魚 野 川 破間川下流	小千谷図幅	十日町図幅	破 間 川 魚 野 川	小千谷図幅	
・大割野II面 ・大割野I面	・石名坂面 ・根 深 面	・元中子面 ・小千谷面	・米迎寺面	・下 原 IV ・下 原 III	・ H 面 ・ G 面	・第8段丘面	・Gt. X面 ・Gt. IX面 ・Gt. VIII面	・Gt. X面 ・Gt. IX面 ・Gt. VIII面	} IV 群	・T10 面 ・T9 面 ・T8 面	完 新 世 段 丘
・正 面 面 ・貝 坂 面 ・朴ノ木坂面 ・卯ノ木面 ・米原II面 ・米原I面 ・谷 上 面	(下原II面) ・下原I面 ・千 手 面 ・上之山面 ・城山II面 ・城山I面	・塩 殿 面 ↑ ・船岡山面 ・市民の家面 ・(山本山II面) ↓ ・山本山I面	・潮音寺面 ・船岡山面 ・小栗田原面 越路原IV面 越路原III面 越路原II面 ・越路原I面	・下原II面 ・下原I面 ・千 手 面	・ F 面 ・ E 面 ・ D 面 ・ C 面 ・ B 面 ・ A 面	・第7段丘面 ・第6段丘面 ・第5段丘面 ・第4段丘面 ・第3段丘面 ・第2段丘面 ・第1段丘面	・Gt. VII面 ・Gt. VI面 ・Gt. V面 ・Gt. IV面 ・Gt. III面 ・Gt. II面 ・Gt. I面群	・Gt. VII面 ・Gt. VI面 ・Gt. V面 ・Gt. IV面 ・Gt. III面 ・Gt. II面 ・Gt. I-2面 ・Gt. I-1面		} III 群 } II 群 } I 群	
			・伊達原面 ・大谷内面								

・堆積物・ロームの有無と厚さなどを基準にした。なお、従来の研究との比較を第9表に示す。

段丘面は信濃川・魚野川・破間川及びこれらの河川に注ぐ比較的大きな支流の沿岸に発達している。信濃川沿いでは、南から十日町盆地、小千谷南部・川口地域(田麦山地区を含む)及び小千谷台地地域に段丘がよく発達する。ここでは段丘は原則的には信濃川に並行に発達するが、川口周辺では曲流現象によって段丘の分布が錯綜しており、特に田麦山や石田川付近には過去の信濃川の曲流部の河道の跡が数段の段丘として丘陵中に保存されている。

一方魚野川沿いでは、堀之内町周辺の田河川流域及びその北方の根小屋牧場地域に広く段丘が発達する。また破間川本流とその支流の和田川・小屋柄川地域にも段丘が分布する。

鈴木(1977)は小千谷図幅地域の段丘面を下位より、Gt. I面群からGt. X面群までの10面に区分している。本報告でもこれに従ってT₁段丘からT₁₀段丘を区分し、更に正井・高浜(1981)のI群に対応する段丘としてT₀段丘を識別した(第9表)。このうち、T₀-T₇段丘までが更新世段丘であり、それより新期のT₈-T₁₀段丘は完新世段丘である。

T₀段丘(t₀) T₀段丘は正井・高浜(1981)のI群に相当する段丘である。東山丘陵東部の丘陵頂部に分布し、その標高は310-500mである。段丘面は解析が著しく、面として認識することは非常に難しい。堆積物は厚さ40-50mの礫層からなるが、これはマスマーブメント堆積物である(正井・高浜, 1981)。礫層の上位は厚さ7-8mのローム層に被覆される。この段丘は津南地域の谷上段丘(信濃川段丘研究グループ, 1968)に対比される(正井・高浜, 1981)。

T₁段丘(t₁) T₁段丘は小千谷台地の^{こしじっぽら}越路原・山本山付近、田河川地域の両岸及び根小屋放牧場付近に比較的大く分布する。各地域とも段丘面形成後の変形が著しく、比高・標高は変化が激しいが、段丘面は比較的明瞭に残っている。

小千谷台地北部のT₁段丘は新潟平野団体研究グループ(1967)の越路原I面に相当する。比高は150-75mで、時水背斜の構造に従って北北東に緩く傾斜する。堆積物は約10mの礫層と砂層・シルト層からなり、上位に1.3mのローム層が重なっている(新潟平野団体研究グループ, 1972b)。

山本山付近のT₁面は山本山I面(新潟平野団体研究グループ, 1972a)と呼ばれ、現河床から200-290mの比高を有する。386.1mの三角点のある西側の面は、65-66%の急な角度で西に傾くが、これは小千谷向斜を形成した構造運動による変形と考えられる。一方東側の一段低い面は、新潟平野団体研究グループ(1972a)によって山本山II面とされたものであるが、本来一連の段丘面であったものが、南北方向の断層によって高度が異なっている疑いがある(OTA, 1969)ため、鈴木(1977)に従ってT₁面に含めた。段丘堆積物は、砂礫層と最上部のシルト・砂層からなり、この上に3mのローム層をのせている(新潟平野団体研究グループ, 1972a)。

田河川地域のT₁段丘は白井(1967)の第1段丘に相当し、増沢付近及び和南津南方の丘陵頂部に分布する。標高は増沢付近で260-280mないし300-325m、和南津南方で280-290mと変化が激しい。

根小屋牧場付近には、道光高原・上原高原を作ってT₁段丘が広く分布している。標高は230-380mと変化が大きいが、これは向斜軸に沿って段丘面が大きく変形しているためである(第44図)。堆積物は3-15mの礫層と4mほどのローム層からなり、礫のオリエンテーションはSW方向が卓越していることから、この段丘面の形成はかつての破間川によってなされたと考えられている(白井, 1967)。



第44図 小屋柄川向斜によって変形した上原高原及び道光高原をつくるT₁段丘面（鳥屋ガ峰から泉沢新田方向を望む）

T₂段丘(t₂) T₂段丘は津南地域の卯ノ木段丘に対比される段丘で、十日町盆地北部信濃川左岸の真人付近に比較的連続して分布するほかは、田河川地域の下島南西及び栃原南方にわずかに分布するのみである。

信濃川左岸の真人付近に分布するT₂段丘は信濃川段丘研究グループ(1970)の城山Ⅱ面に相当する。段丘面の解析は相当進んでおり、わずかに平坦面が丘陵稜線に残っているにすぎない。比高は150-185mで、信濃川に向かって傾斜している。堆積物は下部の安山岩礫を主とする砂礫層と上部のシルト層・砂層からなり(層厚13-14m)、上位に厚さ1.8m以下の貝坂・米原ローム層が重なっている(信濃川段丘研究グループ, 1970)。

田河川流域のT₂段丘は白井(1967)の第2段丘にあたる。下島南西では、標高220-250mで、10mの礫層・2mの細粒砂層及び1mの褐色ローム層をのせている(鈴木, 1977)。栃原南方のものは標高が230-250mである。

T₃段丘(t₃) T₃段丘は本図幅地域内に分布する段丘面のうち最も広く、かつ広範囲に分布する段丘の一つで、津南地域の朴ノ木坂段丘に対比される。

十日町盆地左岸のT₃段丘は信濃川段丘研究グループ(1970)の上之山段丘に相当し、比高は栗山付近で100-120mである。栗山付近では段丘堆積物は約6mの砂礫層からなり、貝坂・米原ローム層に覆われている。

小千谷南部川口付近ではT₃段丘は市民の家段丘に当たる。信濃川左岸では山本山を取り巻くようにT₃段丘が発達し、このうち地中新田のある面が特に広く発達している。標高は130-170m、比高は80-120mで、地中新田ではT₃面は北西に40‰傾斜している。堆積物は10-20mの砂礫層を主とし70-120cmのローム層に被覆される(信濃川段丘研究グループ, 1970)。

このほか信濃川右岸の田麦山及び石田川の曲流の跡の部分にT₃段丘が分布している。

小千谷台地のT₃段丘は小栗田原段丘(新潟平野団体研究グループ, 1967)に相当し、小千谷図幅地域北部から北方にかけて広がっている。比高は75mで北方に向かって低くなる。段丘面は南北に延びる

小千谷向斜の影響を受け、向斜軸部がわずかに凹になっている。段丘堆積物は南部で10-12m、中部で30mで、電気探査の結果によれば向斜軸付近で最も厚くなっている（新潟平野団体研究グループ、1972a）。

田河川地域のT₃段丘は白井(1967)の第3段丘に相当する。田河川からの比高は80-90m、堆積物の厚さは3-5mで約0.8mのローム層をのせている（鈴木、1977）。

このほか、破間川支流の和田川沿いの外山付近の高位の段丘と、小屋柄川流域の越又付近に孤立して分布する広い段丘もT₃段丘に対比できる。

T₄段丘(t₄) この段丘はT₃とT₅の中間の性質をもつ段丘で田河川沿いでのみ識別される。白井(1967)の第4段丘に当たり、T₃面とは10-15mの崖で画される。田河川からの比高は約70mで、4-18mの礫層と0.5-0.8mのローム層がのっている（鈴木、1977）。

T₅段丘(t₅) この段丘は面積は狭いが、ほぼ全域にわたって分布する。津南地域の貝坂段丘に対比される。

十日町盆地左岸では千手段丘と呼ばれ（信濃川段丘研究グループ、1970）、この地域では最も広い段丘面を作っている。段丘面は平坦であるが、野口付近ではT₅面を解析する小谷から段丘面上に沖積錐が発達し、多少の凹凸が認められる。二次的な変形はほとんどみられない。比高は約85mである。段丘堆積物は7.5-25mで、砂礫層と最上部のシルト・砂層からなり、1.1m以下のローム層が重なっている（信濃川段丘研究グループ、1970）。

小千谷・川口地域のT₅面は船岡山段丘（新潟平野団体研究グループ、1972a）に相当し、山本山周辺のT₃面の下位に点在して分布するほか、小千谷台地の船岡山の孤立した丘陵の頂部に分布する。比高は岩山で60-90mで、下流に向かって低くなり、船岡山では40-55mである。堆積物は約4mの砂礫層からなり、1.2m程度のロームに覆われている（新潟平野団体研究グループ、1972a）。

このほか田麦山ではかつての信濃川の曲流の跡に沿ってT₅段丘が分布する。段丘面はこの曲流跡の中央を北東-南西に横切る小高向斜の軸部に向かって傾斜し、向斜軸付近で最も標高が低くなっている。小和北付近では、厚さ1.5m以上の礫層と1.5mの砂層及び0.5mのローム層からなっている（鈴木、1977）。なお石田川の曲流跡にもT₅段丘に対比される面が存在する。

田河川地域のT₅段丘は白井(1967)の第5段丘にあたる。比高は80mで、3-5mの砂礫層と0.2-0.85mのローム層よりなる。なお和南津の東方にもこれに対比される平坦な段丘面が分布する。また魚野川を挟んで対岸にもT₅段丘が点在して分布する。

破間川沿いでは、小平尾付近に広く発達する段丘群のうち、最上位の面がT₅段丘に対比される。また和田川流域の外山東方の上から2番目の段丘も、高度及び面の性質からみて、T₅段丘であると判断される。

T₆段丘(t₆) この段丘はT₅とT₇段丘の中間的な性格を有するもので、発達は局所的である。

田河川左岸の和田付近に狭長に分布するものは白井(1967)の第6段丘に相当し、T₅段丘とは5-6mの低い崖によって隔てられているのみである。6mの礫層と0.3mのローム層よりなっている（鈴木、1977）。このほか、川口地域の石田川曲流部にこの段丘に相当する面が発達するがそれ以外の地域には分布していない。

T₇ 段丘 (t₇) T₇ 段丘は更新世段丘のうち最新期の段丘で、各河川沿いに比較的連続して広く分布している。津南地域の正面段丘に相当する。段丘面は比較的広く、また顕著な2次的な変形は認められない。堆積物は数mの礫層からなり、ローム層は20-30cmの水成ローム層が認められるだけである。

十日町盆地左岸ではT₇段丘は信濃川段丘研究グループ(1970)の下原I段丘と下原II段丘にあたり、数mの崖で2段に別れている。内縁部の比高は50-60mで、数mの礫層からなり、20-30cmの水成ロームをのせている(新潟平野団体研究グループ, 1972b)。

小千谷南部地域では塩殿段丘(新潟平野団体研究グループ, 1972a)がT₇に当たる。山本山付近では芋坂・塩殿に広く分布し、対岸の岩沢・内ヶ巻にも広い段丘がある。また川口北方の石田川の曲流の跡から北方の木津にかけて連続的に分布する。比高は南で60-70mで北に向かって減少し、小千谷市街では20-25mである。堆積物は薄い礫層からなり、ローム層は数十cmにすぎない(新潟平野団体研究グループ, 1972b)。

田河川地域のT₇段丘は白井(1967)の第7段丘に相当する。比高は20-30mで、数mの礫層があるが、はっきりしたローム層は認められない(鈴木, 1977)。

破間川と支流の和田川の合流点付近にはT₇面が破間川の両岸に発達する。また下倉付近の東山丘陵東縁部にもわずかにT₇面が認められる。

化石 新潟平野団体研究グループ(1972a, b)によれば、本報告のT₁, T₂, T₃, T₅, T₇段丘に対比される段丘堆積物中のシルト層及び泥炭層の花粉分析の結果、いずれも針葉樹種の花粉粒が多産し、これらの段丘堆積物堆積期には寒冷というよりはむしろ冷涼な気候であったという。

年代 本報告のT₂, T₃, T₅及びT₇段丘に対比される段丘堆積物中の材化石について、¹⁴C年代が報告されている(第46図; 新潟平野団体研究グループ, 1972a, b)。一方、早津・新井(1981)はテフラ層の年代と段丘面の被覆関係から、第46図に示すような段丘の年代を推定している。しかし、上記2つの年代値は大きくかけ離れている。とくに¹⁴C年代については検討の余地が大きい。

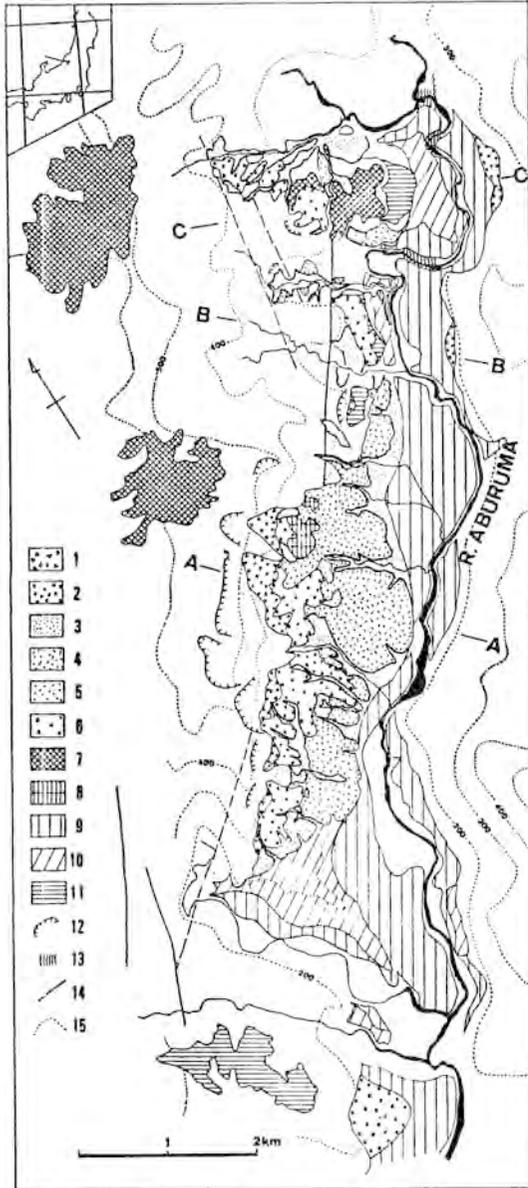
V. 2 未区分段丘堆積物(t)

田河川上流・芋川及び和田川中流沿いに分布する段丘は、他の段丘との対比が困難なため未区分段丘堆積物として一括した。いずれも数mの礫層からなり砂層・シルト層をわずかに伴っている。

V. 3 更新世地すべり堆積物

本報告で更新世地すべり堆積物としたのは、中期更新世から後期更新世にかけて発生し現在に至っている大規模な地すべりによる堆積物で、いずれも東山・魚沼丘陵の東縁に分布している。これらの地すべりは中期更新世から後期更新世に起こった東山・魚沼丘陵の急激な隆起運動に伴って発生したと推定される。小千谷幅地域内では、破間川西岸地すべり群・小出西方の地すべり・大和町岩山の地すべりがこれに相当する。

なおこれ以外の本図幅地域内に多数分布する地すべりも過去の地すべりの再移動であるものが多いの



第45図 破間川西岸地すべり群を示す表層地質図(高浜, 1982aによる)

1: 崖錐堆積物(F1), 2: 沖積錐堆積物(F2), 3-7: 地すべり別崩積土, 3: D, 4: C₁, 5: C₂, 6: B, 7: A(T₀ 段丘堆積物), 8: 巨大移動ブロック(G), 9-11: 段丘堆積物, 12: 滑落崖, 13: 破砕帯, 14: 断層, 15: 接峰面等高線

で, その初生的な発生は更新世まで遡る可能性が十分にある(青木, 1983). しかし, 具体的な発生の時期がまだ明らかにされていないので, 本報告ではこれらは更新世地すべりには含めないことにする.

破間川西岸地すべり群堆積物

この地すべり群は東山丘陵東縁鳥屋が峰の東麓の破間川西岸にある延長約8 kmの大規模な地すべり群である. 本図幅地域内にはこのうち南端部の大倉・三淵沢・栗山の地すべりが含まれる. 高浜(1981, 1982a, b, 1983)及び高浜・正井(1983)は, この地すべり群を第四紀地史学の見地から検討し, 次のような堆積物の層序と発達史を明らかにした.

地すべりによって形成された崩積土は第45図及び第10表に示すように, 崩積土A, B, C₁+C₂, D, F1, F2及びG¹⁰⁾に区分される. そして周囲の段丘及び被覆ローム層との関係から, 崩積土Aは中期更新世, BとGは最終間氷期頃, C₁とC₂は最終氷期頃, D, F1及びF2は完新世に形成されたと推測される.

崩積土Aは東山丘陵の頂部に分布するもので, 段丘状平坦面を作って分布する. B以下の崩積土とは直接関係はないとされる.

崩積土Bは最終間氷期に発生した大規模な一次地すべりによって形成された堆積物であり, 崩積土Gはこのとき生じた巨大移動ブロックである. この一次地すべりの直接の原因は東山・魚沼丘陵

の隆起に伴う破間川凹地の形成と, 破間川西岸の断層活動であると推定される.

10) 高浜(1983)ではこれらをAc I (=A), Ac II (=B + G), Ac III (=C₁ + C₂), Ac IV (=D + F1 + F2)と区分している.

第10表 破間川西岸地域マス・ムーブメント堆積物分類表(高沢, 1981)

マスムーブメント堆積物	崩積物層序・構成	地 形	発 生 期	備 考
F _l	最新期崩落, 崖錐堆積物, 崩積土	崖錐, 崩壊地形	段 丘 IV 期	活動的
F _n	花崗岩の崩壊物, 極粗粒砂, 礫は少	小規模扇状地(沖積錐)		水田
D	崩積土Ⅲ, ローム被ふくせず	水系に沿って線状に発達 小規模		「やや活動的」
C ₂	崩積土Ⅲ 褐色ローム 崩積土Ⅱ	舌状押し出し地形	段 丘 III 後 期	「安定」
C ₁	ローム層 崩積土 段丘Ⅲ礫層	地すべり地中部 "平坦面" "丘陵状"	段 丘 III 初 期	「安定」
B	崩積土Ⅲ 褐色ローム 崩積土Ⅱ 赤色ローム 崩積土Ⅰ 段丘Ⅱ礫層	地すべり地上部 "平坦面" "丘陵状"	段 丘 II 期	「安定」
A (段丘Ⅰ層)	褐色ローム 安山岩巨礫含 赤色ローム 全体層厚 50m+ 崩積土0 ローム層(7~8m)	丘陵地形 丘陵頂面~側面に分布 開析進行	段 丘 I 期	「安定」 畑地
G	"弧立基盤岩類" 破碎	"はなれ山"	段 丘 II 期	

↑ "大規模" 耕地整備
↓ 主要部水田利用

一方崩積土 C₁ と C₂ はその後の下刻によって不安定化した崩積土 B が最終氷期頃再活動した 2 次地すべり堆積物である。D も同様に完新世に生じた局所的な 2 次地すべり堆積物であり, F_l, F_n は各々完新世の崖錐堆積物及び沖積堆積物である。

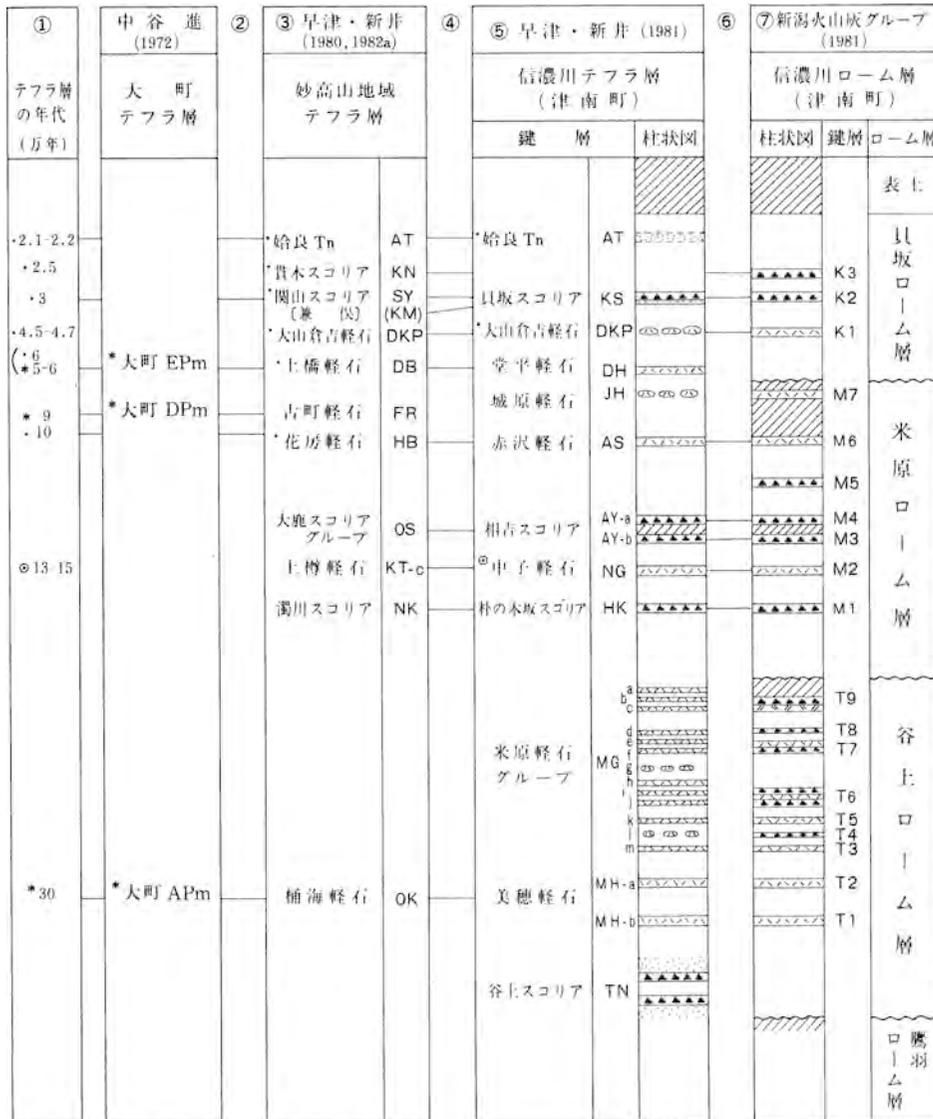
これらの崩積土のうち, 本報告で更新世すべり堆積物と表現したのは, B, G, C₁+C₂ である¹¹⁾。

小出西方の地すべり地

この地すべり地は小出駅西方の小出スキー場を中心とする長さ約 1.7km の地すべり地である。その北端の四日町地区で 1976 年に新期の地すべりが発生したため, ボーリング調査などの詳しい調査が行われ, その結果この地すべりの初生的な発生が後期更新世に遡ることが明らかとなった。山野井(1976, 1979)によればその詳細は以下のとおりである。

地すべり堆積物は凝灰質の砂・粘土を基質とする礫質堆積物であって, 魚沼層と西名層から由来している。堆積物は下位の還元層と上位の酸化層に分けられる。両層の境界には厚さ約 10cm の泥炭層が挟在しており, 両層の違いは堆積の順序を示している。この泥炭層は亜高山帯性の気候を示す花粉化石を産出し, 更に¹⁴C法で 17,960 ± 540B.P. という年代を示すことから, ウルム氷期最盛期に形成されたと

11) A は T₀ 段丘堆積物(t₀), D, F_n 及び F_l は崖錐及び沖積錐堆積物(f)と表現している。



第46図 信濃川ローム層とテフラ鍵層及び段丘面との関係

①テフラ層の年代は●は町田・新井(1976, 1979), *は早津・新井(1980, 1981), ●は早津・新井(1982)による

②対比は早津・新井(1980, 1981, 1982)による

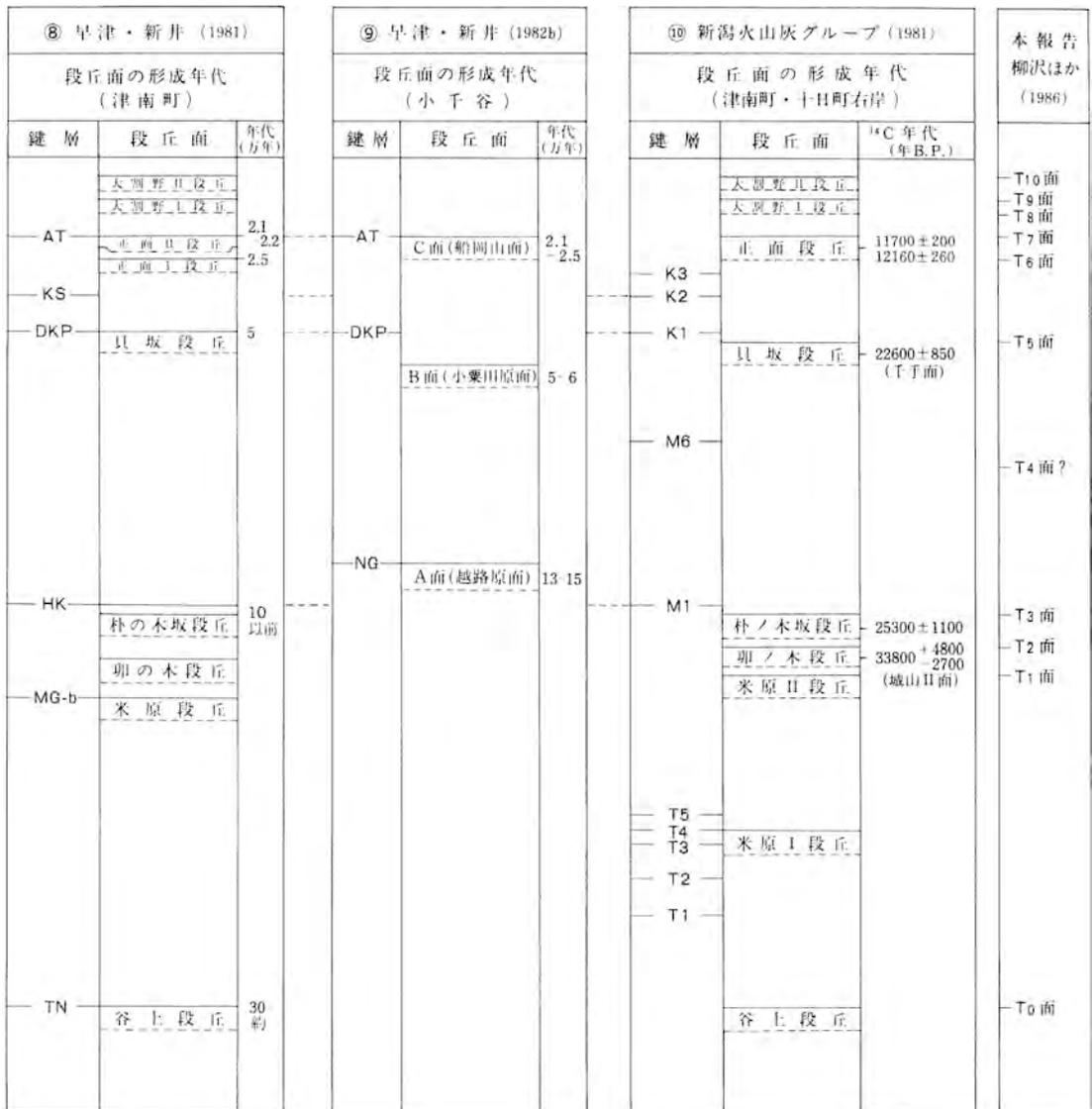
③数多くのテフラ層のうち津南地域に対比されるもののみを抜粋

④対比は早津・新井(1981, 1982)による

⑤早津・新井(1981)の第2図と記述から作成

⑥新潟火山灰グループ(1981)は津南地域の火山灰層を早津・新井(1980)の妙高山地域のテフラ層に対比しており、ここでは、それを早津・新井(1981)によって間接的に対比した

⑦新潟火山灰グループ(1981)の表-2及び記述から作成



⑧早津・新井(1981)の記述から作成

⑨早津・新井(1982)の記述から作成。なお津南町地域と小千谷地域の段丘面の対比は、新潟平野団体研究グループ(1972b)に比べ、小千谷地域が一段づつ若くなる

⑩図-2から作成。¹⁴C年代値は新潟平野団体研究グループ(1972b)による

推定される。従って泥炭層以下の還元層となっている堆積物は、それ以前すなわち更新世後期に発生した大規模な地すべりによって形成されたと考えられる。

岩山の地すべり

この地すべりは大和町五箇の岩山から町屋西方にあり、小河川によって2つの分布域に分かれている。鉄建公団新潟新幹線建設局(1980)のボーリング調査によれば、2つの地すべり分布地のうち、南側のものは最大層厚30m、北側のものは最大層厚が100m以上あり、いずれも礫・砂質土・粘土など、主として一村尾層起源の2次堆積物から構成されている。この地すべりによる堆積物は、岩山付近で本報告でT₇段丘とした段丘堆積物に覆われているようにみえることから、地すべりの発生がT₇段丘形成前、すなわち更新世であると考えられる。

V. 4 ローム層

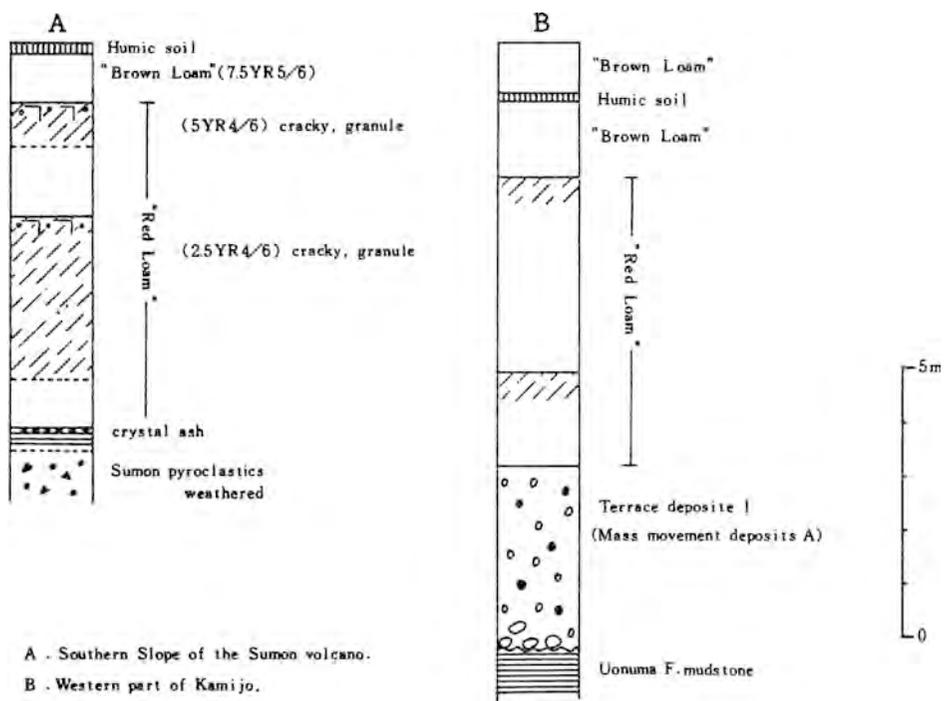
岩相及び分布 小千谷図幅地域内の丘陵や段丘面上には火山灰が風化したローム層が広く分布している(第46図)。このうち信濃川沿いに分布する信濃川ローム層は、南方の津南町地域に模式的に発達し、ローム層中の顕著な暗色帯を境界として、下位より、鷹羽ローム層、谷上ローム層、米原ローム層及び貝坂ローム層に区分される(信濃川段丘研究グループ、1968；新潟火山灰グループ、1981)。また各ローム層中には軽石やスコリアからなるテフラ鍵層が数多く挟在している(新潟火山灰グループ、1981；早津・新井、1981)。

新潟火山灰グループ(1981)によれば各ローム層の岩相は以下のとおりである。最下部の鷹羽ローム層は層厚1.4mで粘土化の著しい暗赤褐色のローム層である。谷上ローム層は模式地での層厚4.9mの黄土色を帯びた褐色の粘土質細粒火山灰層で、スコリアと火山岩片が散在する。米原ローム層は模式地での層厚は3.2mで、褐色の粘土質細粒火山灰層を主体としている。最上部の貝坂ローム層は層厚1.75mで、褐色粉状の粘土質細粒火山灰層を主体とする。

これらのローム層のうち、谷上ローム層以上の層準は、その多くは妙高山・黒姫山及び飯縄山などの妙高火山群が供給源であると推定されている(新潟火山灰グループ、1981；早津・新井、1981)。一方、谷上ローム層又はその下部は、飯土火山起源(新潟火山灰グループ、1981)又は高社火山起源(早津・新井、1981)と考えられている。

小千谷図幅地域内のローム層は上記の供給源火山からは遠く離れているため、全体に層厚が薄く、またテフラ鍵層もほとんど含まれていない。このため、模式地の津南地域との対比は大変難しい。しかし、信濃川の downstream に向かって次第に層厚が薄くなること、更にこれに伴ってテフラ鍵層が漸次少なくなることからみて、本図幅地域のローム層は津南地域のローム層の延長部であり、他の火山からの混入は少ないとみられる(早津・新井、1981)。

小千谷図幅地域に含まれる十日町盆地北部の段丘面上に分布するローム層は最大層厚が1.8mと薄いが、基本的には津南地域と同様である。ここでは谷上ローム層を欠き、米原・貝坂ローム層のみが分布する(信濃川段丘研究グループ、1970)。



第47図 破間川流域ローム層模式柱状図(高浜, 1981, 図-3を複製使用)

一方これより北方の小千谷台地の段丘面上に分布するローム層は、新潟平野団体研究グループ(1967)によれば、下位よりⅠ・Ⅱ・Ⅲに区分される。ローム層Ⅰは層厚0.5mの黄褐色-褐色ロームでスコリアを含む。その上部のローム層Ⅱは層厚0.6mでスコリアが点在する赤褐色ロームである。最上部のローム層Ⅲは表土を含めて層厚0.6mで、土壌化していない部分では褐色で多孔質である。これらのローム層中には明瞭なテフラ鍵層が挟在しないため、津南地域の信濃川ローム層との正確な対比は行われていない。

小千谷谷幅地域東部の魚野川流域の堀之内地域及び破間川流域の広神地域に分布する段丘面上にも最大7-8mのローム層が広く分布する。正井・高浜(1981)及び高浜(1981)によれば、入広瀬北方の守門山麓では、ローム層は最下部の10cmほどの結晶質火山灰層とその上位の層厚約7mのロームからなり、2枚の赤色土壌を挟んでいる(第47図)。この結晶質火山灰層はある程度広域的に対比できる可能性はあるとされるが、それ以外には顕著なテフラ鍵層はなく、信濃川ローム層との対比は今後の課題として残されている。

時代 早津・新井(1981, 1982b)は信濃川ローム層(テフラ層)中のテフラ鍵層を西方の妙高山地域のテフラ層(早津・新井, 1980, 1982a)及び大町テフラ層(中谷, 1972)に対比し、更に、いわゆる広域テフラ層(町田・新井, 1976, 1979, 1983; 町田, 1977a, b)との対比を行うことによって、いくつかのテフラ鍵層の年代を推定している(第46図)。その結果は以下のとおりである。

始良 Tn 火山灰層 [AT]

2.1-2.2 万年前

貫木スコリア層 [KN]=K3	2.5 万年前
貝坂スコリア層 [KS]=K2	3 万年前
大山倉吉軽石層 [DK]=K1	4.5-4.7 万年前
堂平軽石層 [DH]	6 又は 5-6 万年前
赤沢軽石層 [AS]=M6	約 10 万年前
美徳軽石層 [MH-a, b]=T1, T2	約 30 万年前

しかし、この年代値は対応する段丘面を構成する堆積物の¹⁴C年代(新潟平野団体研究グループ, 1972; 本報告の第46図⑩)よりもかなり古く、両者の値は全く一致していない。したがって信濃川ローム層の年代については更に検討が必要であろう。

V. 5 完新世段丘堆積物

小千谷図幅地域の河岸段丘のうち、完新世に形成されたと考えられるのは、 T_8 , T_9 , T_{10} 段丘である。これらは現在の河川沿いに比較的連続して分布している。いずれもローム層を欠いている。

T_8 段丘 (t_8) この段丘は信濃川沿いの十日町盆地兩岸及び小千谷台地に分布する。これより新期の T_9 段丘とは数-十数 m の崖か、またはわずかな傾斜変換点で画されるだけである。したがって T_9 段丘に含めて考えてよいかもしれない。

十日町盆地の T_8 段丘は根深面(信濃川段丘研究グループ, 1970)の上部にほぼ相当する。このうち右岸の段丘面は扇状地性で起伏が大きく、かつ信濃川方向に傾斜している。またこの段丘とほぼ同じ比高の段丘が信濃川支流の飛渡川沿いに点在している。一方左岸の段丘面は平坦で、比高は30-35m、堆積物の礫層の厚さは5-10mである。ローム層は認められない。

小千谷南部では西川口付近に広く分布する。また小千谷台地で T_8 段丘としたのは新潟平野団体研究グループ(1967)の小千谷段丘のうち西側の山麓部の扇状地的な部分に相当する。

なお、破間川右岸にもこの段丘に対比される段丘がある。

T_9 段丘 (t_9) この段丘は信濃川、魚野川、破間川及びこれらの支流に沿って連続して分布する。ローム層は欠如する。

十日町盆地では信濃川の兩岸に狭小に分布する。信濃川段丘グループ(1970)の根深段丘の下部に相当し、数 m の礫層からなる。

小千谷台地では T_9 段丘は小千谷段丘(新潟平野団体研究グループ, 1967)の主部に当たる。小千谷南部では比高20-30mで北に向かって減少する。一方小千谷市街をのせる広い段丘面では比高は25mで、北方に更に減じて数 m 以下となっている。堆積物は数 m の礫層からなる。

破間川では兩岸に T_9 段丘が分布するが、特に右岸で発達が良い。また支流の和田川の沿岸にも分布する。

魚野川右岸の小出付近には東方の越後山脈に発する佐梨川や羽根川などの支流のつくる扇状地が発達する。これらの扇状地は現河床近傍を除くと残りは段丘化しており、このうち高位の面は比高から判断して T_9 段丘と考えられる。

T₁₀ 段丘 (t₁₀) この段丘はこの地域の最下位の段丘である。現河床からの比高は 15m 以下で、分布は散点的である。ローム層は分布していない。

十日町盆地では信濃川段丘研究グループ(1970)の石名坂段丘に当たる。石名坂の両岸に分布するほか、北方の川口付近まで断片的に分布する。比高は 15m 以下で、段丘面は平坦で、数 m の礫層からなっている。

小千谷台地では、元中子段丘(新潟平野団体研究グループ, 1967)に当たる。比高 5-10m で、礫層を主とする数 m の堆積物からなる。

破間川地域では T₁₀ 段丘は両岸に発達するが、分布は限られている。

小出付近では段丘化した扇状地のうち下位の面が T₁₀ 段丘面に比定される。また南の水無川扇状地でわずかに段丘化している部分が、この段丘に相当すると考えられる。

V. 6 扇状地堆積物 (f₁, f₂)

魚野川沿いの六日町盆地では東西の支流のつくる大規模な扇状地の発達が著しい。本図幅地域にはこのうち図幅地域南東部に水無川のつくる扇状地(八色原)の北部が含まれる。扇頂部は南隣十日町図幅地域内の大倉付近にあり、そこから北西方向に扇状地が展開し、扇端部は魚野川沿いの氾濫原に対して比高 1-2m の扇端崖を形成している。この扇状地は比高 3-4m の崖によって新旧 2 面 (f₁ 及び f₂) に分けられる。このうち f₁ は、完新世段丘の T₁₀ 段丘に相当する。堆積物は中-巨礫を主としている。また、魚野川左岸の浦佐付近にも一部扇状地堆積物が分布する。

なお小出東方に分布する T₉, T₁₀ 段丘堆積物ももともとは佐梨川・羽根川の扇状地堆積物である。

V. 7 崖錐及び沖積錐堆積物 (f)

図幅地域東部の越後山脈地域の山麓では、平坦面から山地に入り込んだ沢や緩斜面には崖錐堆積物あるいは崖錐起源の堆積物がほとんど例外なく存在する。このうち緩斜面を覆っているのは崖錐堆積物であるが、谷を埋め沢口で広がっているのは崖錐扇状地ないし沖積錐を形成するものが多く、その堆積物は土石流堆積物からなることが多い。

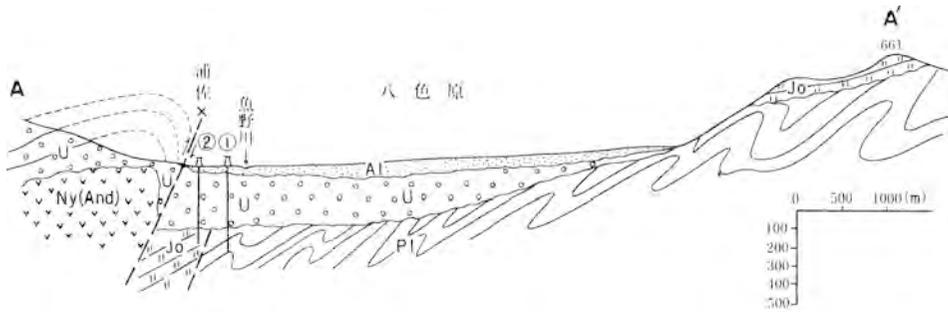
鳥屋ガ峰東側の急崖部には、更新世地すべり堆積物を覆って崖錐ないし新期の地すべり堆積物が発達している。

このほか、魚野川以西の丘陵の脚部や段丘面上に小規模な沖積錐が多く分布する。

なお、以上の崖錐及び沖積錐堆積物の中には、その堆積が更新世に遡るものも多いと考えられるが、本報告では一括して示した。

V. 8 氾濫原堆積物 (a)

信濃川・魚野川・破間川及びその支流沿いには氾濫原堆積物が分布する。これらは礫・砂及びシルト



第48図 六日町盆地の東西断面図（浦佐付近；青木ほか，1978，図-4 AA' による）

Pl：中生界，Jo：城内層群，Ny(And)：一村尾層，U：魚沼層，Al：沖積層，①②：ボーリング

からなる。地表の形態では，旧河道・自然堤防・谷底低地及び現河床に分けられる。

十日町盆地では信濃川の氾濫原の沖積砂礫層は電気探査などから深度 15-20m と推定される（北陸農政局計画部資源課，1978）。

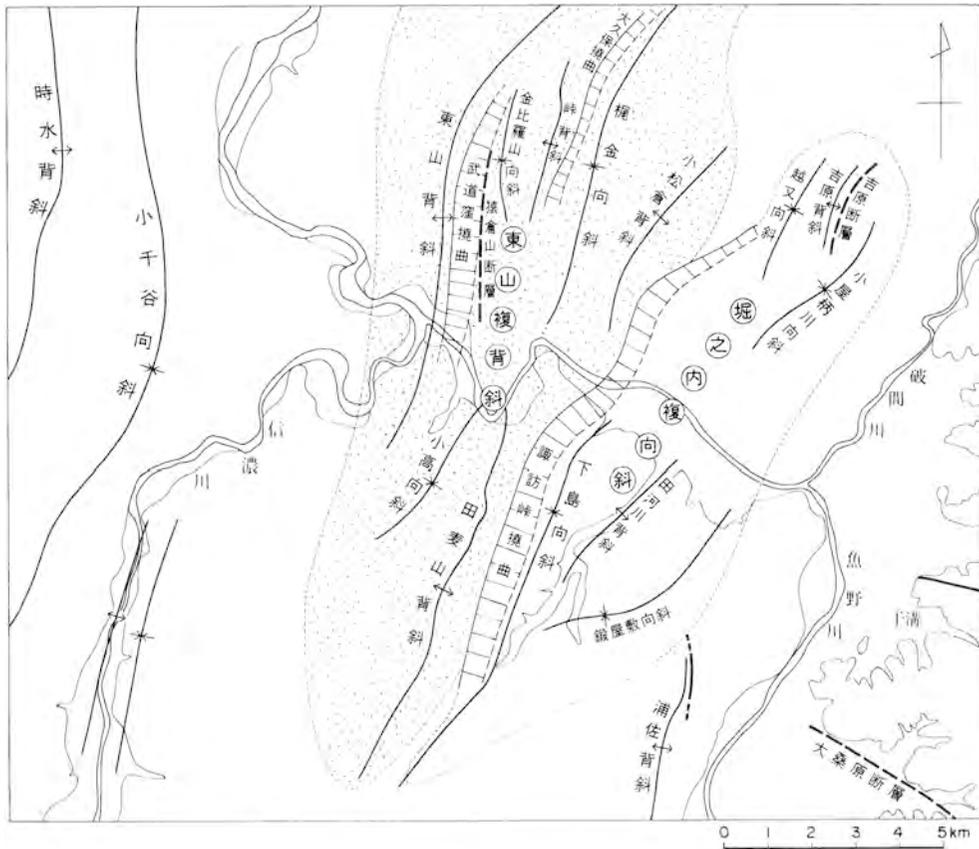
小千谷市千谷東方の深井戸のボーリングでは氾濫原堆積物は 13-18m である（北陸農政局計画部資源課，1979）。また掘之内付近の魚野川氾濫原でも，沖積礫層は 10-18m で，田河川合流地点で最も厚く 20m 前後になり，山側に向かって薄くなっている（北陸農政局計画部資源課，1978）。このことから十日町盆地・小千谷地域の信濃川沿い及び小出以西の魚野川沿岸の氾濫原堆積物はおおむね 10-20m 程度と推定される。

これに対して六日町盆地では，下位の砂礫層と区別することが困難だが，いわゆる沖積層は厚さが 50m（青木ほか，1978）又は 100m（新潟県，1970）もあるとされ（第 48 図），十日町・小千谷地域に比べ著しく厚くなっている。これは同盆地の継続的な沈降運動の結果と推定される。なお六日町盆地の現在の地盤沈下については国土地理院（1985）の調査がある。

VI. 地 質 構 造

VI. 1 褶 曲

本図幅地域内には東山背斜を初め NNE-SSW 方向の多くの褶曲が発達する。鈴木ほか（1971，1974）は本図幅地域を含む新潟堆積盆の褶曲を形態的に分類し，そのうち盆地の骨格を作る第一級の背斜は頂部の傾斜が緩く翼部が急傾斜するいわゆる箱型背斜であるのに対し，向斜はいずれも従属的な平底向斜であることを示した。そしてこれらの第一級の背斜の形態は基盤のブロックの昇降運動によって形成されたいわゆる曲げ褶曲と考えることにより，火山活動や地震活動などの一連の現象を統一的に説明できることを明らかにした。更に小玉・樋口（1974）は東山背斜の断層系の解析により，また小玉ほか（1974）は東山背斜をモデルとしたスケールモデル実験により，箱型褶曲が基盤ブロックの昇降運動によって形



第49図 小千谷圏幅地域の地質構造

成されたことを裏づけた。

これに対し、新潟油田地域の褶曲が座屈褶曲で説明できるという見解(小松・渡辺, 1968 ; 植村, 1970 ; UEMURA and SHIMOHATA, 1972)もある。

本図幅地域内には次のような褶曲が分布する(第49図)。

時水背斜

片貝-真人背斜(宮下ほか, 1972)又は道見背斜(渡辺, 1938 ; 津田ほか, 1977)とも呼ばれる。北は片貝(北隣長岡圏幅地域内)から川西町(南西隣松之山図幅地域内)に達する南北約35kmの長さの背斜である。本図幅地域内にはその中部が含まれ、北は薬師峠東方から南は道見峠付近に延びている。本背斜は東翼の傾斜は 10° 前後なのに対し、西翼は 60° 以上で、背斜軸面が東に倒れた非対称な構造を持っている。しかし本図幅地域以北では逆に東翼が急傾斜し軸面が西に倒れた非対称な背斜となっている(宮下ほか, 1972)。

小千谷向斜

牛坂向斜(渡辺, 1938)とも呼ばれる。小千谷市こわだ小栗田西方から高畑を通り野田付近まで延びる。向斜

軸は北部ではNS方向であるが、高畑付近を境にそれ以南ではNNE-SSW方向である。両翼とも傾斜 10° 以下の底の広いU字型の開いた向斜構造である。

この向斜は活褶曲であって山本山を作る T_1 段丘面や、小栗田原面を作る T_3 段丘面は明らかにこの褶曲によって変形している。また飯川・堀川(1985)によれば沖積段丘の T_9 段丘面(小千谷面)も小千谷向斜を作る構造運動の影響を受けている。

なお、この向斜の南部ではその東側に一對の向斜・背斜が信濃川沿いに並走している。このうち背斜はちょうど信濃川の現河床に位置するものと推定される。一方向斜は、その背斜の東側800mに位置する。いずれも両翼の傾斜は 10° 以下で南にブランジする。

東山背斜

荒谷背斜(金原, 1940, 1941)とも呼ばれる。この背斜は東山複背斜構造の骨格を作る第一級の背斜で、総延長は約35kmにも及ぶ。本図幅地域にはその南端部が存在し、本図幅北端の山中付近から荷頃・荒谷を経て内ヶ巻付近に達している。荷頃以北ではNE-SW方向であるが、荷頃付近から南ではNNE-SSW方向に変わり、川口以南では再びNE-SW方向に変化する。荷頃以南では非対称褶曲で西翼は $30-40^{\circ}$ の傾斜であるのに対し、東翼は $60-90^{\circ}$ ないし一部逆転する急傾斜帯(武道窪撓曲)となっている。しかしこの背斜全体としては西翼の方が急傾斜な片面箱型の背斜である(鈴木ほか, 1971, 1974)。

この背斜は川口付近で急に南にブランジし、内ヶ巻南方で不明瞭となって消失する。

金比羅山向斜(金原, 1940, 1941)

猿倉山断層の東側にある南に大きく開いた不明瞭な小規模向斜で、向田付近から二子山(金比羅山)付近までNNE-SSW方向に延びている。両翼とも傾斜は 15° 以下である。この向斜は次に述べる峠背斜とともに、東山背斜に付随する構造とみなすことができる。

峠背斜(金原, 1940, 1941)

竹沢背斜(津田ほか, 1977)ともいう。油夫から峠に至るNNE-SSW方向の背斜で、北に開き南にブランジする半ドームないしノーズ状の構造を持つ。ただし油夫付近では軸の位置がはっきりしなくなる。背斜の東翼では $50-80^{\circ}$ の急傾斜帯(大久保撓曲)となっているが西翼では $10-15^{\circ}$ 以下である。この背斜は東山背斜の一分枝とみなすことができる。

梶金向斜(金原, 1940, 1941)

東竹沢向斜(津田ほか, 1977)ともいう。池谷付近から梶金を経て新道島西方に至る延長約8kmの向斜である。向斜軸は梶金以北ではNE-SW方向、梶金以南ではNNE-SSW方向で、ほぼ東山背斜と平行している。西翼は $50-80^{\circ}$ の急傾斜であるが、東翼は $10-20^{\circ}$ 以下で、全体として南に開いている。

小松倉背斜(津田ほか, 1977)

金原(1940, 1941)の小松倉半穹窿構造に相当する。

小松倉から新道島に至る半ドームないしノーズ状の背斜で、南西に沈下している。芋川以南では軸の位置は明瞭であるが、芋川以北では次第に軸がはっきりしなくなる。両翼の傾斜はいずれも 20° 以下である。

越又向斜(金原, 1940, 1941)

この向斜は越又から南西に延びる向斜である。軸の位置も全体の形も極めて不明瞭であるが、南に大

きく開き、茂沢以南でははっきりしなくなる。

吉原背斜(金原, 1940, 1941)

吉原北東をNE-SW方向に延びる長さ約2kmの背斜で、中心部には鳥屋ガ峰層の安山岩が分布している。背斜の形態は南に沈下する西縁東急の非対称褶曲で、東翼は吉原断層に切られ急傾斜帯となっている。

小屋柄川向斜(新称)

金原(1940, 1941)の小屋柄川半向心構造に相当する。小平尾^{おひろう}の西方からNE-SW方向に伸びる。両翼とも傾斜 10° 以下の底の平坦なベースン状の向斜構造である。向斜部には魚沼層が分布するが、これを覆うT1段丘堆積物もこの向斜によって大きく変形しており、活褶曲と考えられている(白井, 1967; 鈴木, 1977)。

小高向斜(金原, 1940, 1942)

相川口から小高にかけてNE-SW方向に伸びる小規模な向斜である。両翼とも傾斜は $10-20^{\circ}$ 以下で、幅の広い平らな底部を持ち、南西に大きく開いて、小高以西では不明瞭となる。大形付近では向斜軸部にT₃段丘及びT₅段丘が分布し、いずれも向斜軸に向かって傾斜変形している。このことからこの向斜は活褶曲の疑いがある。

田麦山背斜

和南津西方から相川川最上流に至る延長約9km(軸部が明瞭な部分は約6km)の中規模の背斜である。背斜軸は全体としてNNE-SSW方向であるが、一部軸が屈曲している。形態は西翼が緩傾斜($20-35^{\circ}$)、東翼が急傾斜($60-80^{\circ}$ 、諏訪峠撓曲)の非対称背斜である。なおこの背斜には田麦山油田が胚胎されている。

下島向斜(新称)

下島から田代西方を経て上稲倉に至る向斜で、方向はNNE-SSW、形態は西急東緩の非対称型である。

田河川背斜(宮下ほか, 1972)

堀之内北西から田河川下流沿いに中村付近に至るNE-SW方向の不明瞭な背斜で、両翼とも傾斜は 10° 以下、南西に沈下する。

鍛屋敷向斜(宮下ほか, 1972)

堀之内南東から魚野地に至るNE-SWないしNNE-SW方向の向斜である。全体として大きく北に開いた形態を持つ。両翼とも傾斜 10° 以下の底の広い構造となっている。なお堀之内南東部の鍛屋敷向斜東翼では、T₃、T₄及びT₅段丘面が向斜軸に向かって緩く傾いている。

浦佐背斜(宮下ほか, 1972)

この背斜は魚沼丘陵東縁の複背斜帯の一部を占める。栃原峠から浦佐西方を経て一村尾(南隣十日町図幅地域内)に至る南北性のドーム状背斜である。背斜軸部には層理の不明瞭な一村尾層の安山岩溶岩及び同質火山角礫岩が分布するため構造の詳細な形態は不明であるが、背斜北端部では急速に北に沈下し、軸部に破砕帯を伴っている(第50図, 日本鉄道建設公団, 1980)。また背斜東翼部には高角の逆断層が存在する。

なお青島西方の一村尾層も NNE-SSW 方向のドーム状背斜構造を作って分布している可能性が高いが、層理が不明瞭なため詳細は不明である。

VI. 2 撓曲

武道窪撓曲(新称)

東山背斜の東翼に沿って、荷頃東方から川口付近まで追跡できる。幅は約 500-600m で地層の傾斜は 50° 以上である。特に荒谷南東で傾斜が急で、一部では地層が逆転している。これより北方及び南方では次第に地層の傾斜を減ずる。東縁は猿倉山断層に断たれる。

大久保撓曲(新称)

峠背斜の東翼に位置し、池谷から峠東方まで続く。幅は約 250-350m で、傾斜は梶金西方で最も大きく 80° 以上となるが、それより北方及び南方へは傾斜が緩くなり、50-60° 程度である。

諏訪峠撓曲(新称)

田麦山背斜の東翼に位置する撓曲で、下島付近から上稲倉まで急傾斜帯が連続している。幅は約 600-700m、傾斜は諏訪峠付近で最大 80-90° に達するが、北方及び南方へ次第に緩くなる。なおこの撓曲は傾斜が 30-40° と小さくなりながらも魚野川を越えて北方の竜光^{りゅうこう}から茂沢付近まで連続するものとみられ、全体として堀之内複向斜の西縁を画している。

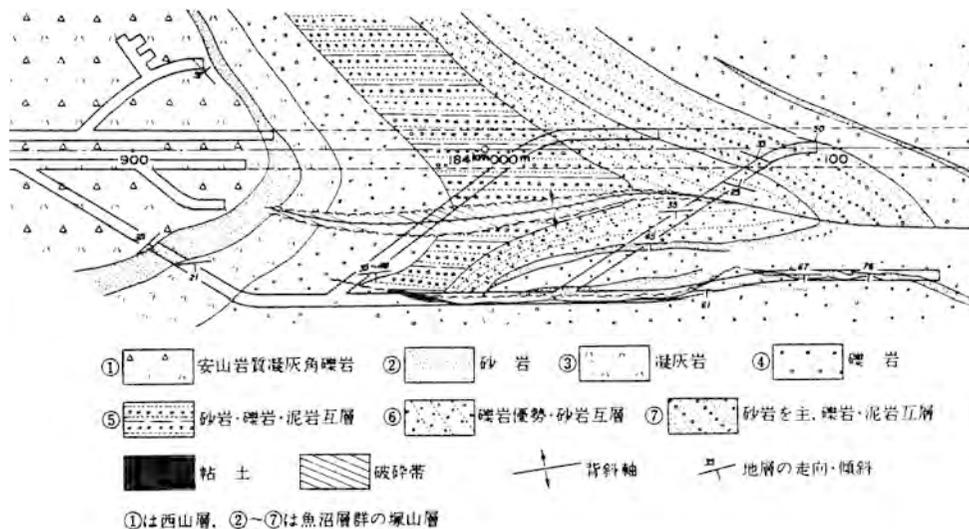
VI. 3 断層

本図幅地域には新潟新第三系堆積盆地の東縁を画する新発田-小出構造線のほか、東側の中生界分布域では大桑原断層、干溝北方の断層、また西側の新第三系分布域では猿倉山断層、吉原断層及び浦佐背斜北端の断層が存在する。

新発田-小出構造線(山下, 1970)

新潟県新発田市南部-北魚沼郡小出町にいたる N20° E-S20° W 方向に延びる地形的に明瞭な線構造は地質及び地質構造の境界でもあり、山下(1970)によって新発田-小出構造線と命名された(第 51 図)。その後、主に新潟平野東縁地域に関して多くの調査が進められ(小泉, 1971; SASADA, 1975; 通産省資源エネルギー庁, 1978; 笹神団研グループ, 1977, 1980; 丸山ほか, 1981 など)、西側の新第三系-第四系からなる新潟堆積盆地と東側の下部中新統以下の古期岩類からなる五頭^{ごす}山地-越後山脈との境界に本構造線が存在することが確かになってきた。小出町南西方についても地形、ボーリング及び地球科学的資料の検討によってその延長が追跡され、六日町盆地北西縁構造線に続く^つと推定された(青木ほか, 1978; 加藤・山崎, 1979; 柳沢ほか, 1985)。

一方、本図幅地域内の新発田-小出構造線存在推定位置を含む破間川沿いの地域については、井島(1974)及び山下ほか(1979, 1982)によって報告されている。井島(1974)によれば、この地域では本構造線の断層部は新第三系に覆われて地表では見ることはできないが、基盤岩中には一部で本構造線の形成に伴って形成されたと思われる破砕帯が存在するという。一方、山下ほか(1979, 1982)は、間接的な根



第50図 浦佐トンネルにおける施工面の地質平面図（浦佐トンネル中工区）（日本鉄道建設公団，1980）

拠から本構造線の西落垂直落差が6,000mに達すること、その運動は白亜紀花崗岩類貫入後、中新世下部層堆積前に始まり現在まで何回もの活動期があったことを指摘している。また、本構造線西側に幅数kmで新第三系-第四系下部に幾つもの不整合が存在すること、本構造線は幅数kmほどの間で何本かの断層が並行して発達し東から西へ次第に落ち込む階段断層の性格を持つことなどを明らかにしている。

大桑原断層（新称）

本図幅地域南東部の中野南方から大桑原を経て南隣十日町図幅地域へと続く南落ちの推定伏在断層で、この断層によって干溝層と茗ヶ沢層が接している。

干溝北方の断層

NNW-SSE方向の南落ちの断層である。

猿倉山断層（金原，1940，1941）

東山背斜の東翼、武道窪撓曲の東縁を画する南北性の断層で、川口の北方の沢で牛ヶ首層中のテフラ鍵層が欠如することからその存在が推定される。西上がりの逆断層と推定される。

吉原断層（金原，1940，1941）

吉原背斜の東翼にあり、地層の分布と構造からその存在が推定される。断層の西側は急傾斜帯となっている。断層面の性質は明らかでないが、周囲の地質構造からみて西上がりの逆断層と推定され（金原，1940）、その落差は最大でも200mを越えない。

浦佐背斜東翼の断層

この断層は上越新幹線浦佐トンネル工事の際の調査によって明らかになったもので、地表では全く確認できない。日本鉄道建設公団(1980)によれば、西上がりの逆断層で、一村尾層と魚沼層が接する部分では幅約15mの破碎帯が、また魚沼層中では幅約20mの断層粘土が発達している(第50図)。

VII. 活 構 造

VII. 1 活 褶 曲

小千谷図幅地域はわが国における活褶曲研究発祥の地の一つであり多くの研究が行われてきた。本図幅地域に関するその主なものは次のとおりである。

OTUKA(1941)、大塚(1942)は、彼のいう瑞穂・フォッサマグナ褶曲帯に活褶曲が存在することを提唱し、褶曲運動と一等水準点の垂直運動の対応例の一つとして小千谷南東地域を示した。

また池辺(1942)も小千谷-片貝間において信濃川西岸に発達する段丘面の傾動から、同地域の魚沼層の向斜部に沈降運動が起こっていること、すなわち活褶曲の可能性を指摘した。

NAKAMURA(1957MS.)¹²⁾は以上の点を踏まえて小千谷周辺の地形・地質調査を行い魚沼層の構造と調和的に古い方がより大きく変化した河成段丘を5か所で確認し、水準測量の結果も含めて小千谷向斜の東翼の少なくとも幅数km、南北10km以上の地域が魚沼層上半部堆積以来 $n \times 10^{-7}$ 年の割合で西に傾き続けて現在の褶曲構造をつくっていると解釈した。

太田ほか(1965)及びOTA(1969)は信濃川中・下流部の河岸段丘を調査し、小千谷付近では第5段丘以上が特に段丘の横断面勾配が大きく、小栗田原-雪峠付近では段丘面が山側へ向かって逆傾斜していることを明かにした。そして段丘面の傾斜は基盤の魚沼層と同方向に傾斜し、古い段丘面ほど変位量が大きいことなどを明らかにした。

その後、太田・鈴木(1979)はOTA(1969)の調査以後現われた好露頭について記載し、段丘面の変形と変位した段丘礫層・魚沼層とがかなり調和していることを確認した。

新潟平野団体研究グループ(1967)は小千谷市南部と川口町を中心に地形地質調査を行い、詳細な検討は今後の課題としつつも、小千谷市周辺の段丘の基盤は雁行状に配列する数本の背斜・向斜軸をもち、魚沼層の構造運動は段丘面の変形に影響を与えて、その段丘面の形態は基盤の構造とよく一致していることを指摘した。特に、小栗田原上で実施した電気探査の結果から、小栗田原段丘礫層の厚さは基盤の魚沼層の向斜軸部付近で最も厚く、これは向斜構造の形成の進行に伴う地表の曲降が礫層の堆積に反映したためと解釈した。

早津・新井(1982b)は小千谷付近のテフラ累層(ローム層)と段丘堆積物の中から、年代の判明している3層の指標テフラを検出して各段丘面の形成年代を推定し、その年代と段丘面の変位量とから、A面(本報告のT₁段丘面)とB面(本報告のT₃段丘面)の変位速度を計算した。その結果得られた北方への傾動変形と小千谷向斜を作る造向斜運動の変形速度は、各々A面で0.15-0.17mm/km・年、 0.4×10^{-3} 年、B面で0.13-0.16mm/km・年、 $0.4-0.5 \times 10^{-3}$ 年となって両面とも同程度の値となり、更に傾動運動の変形速度は溝上ほか(1980)が求めた現在の傾動速度ともほぼ合致することから、彼らはこの2種類の

12) 中村・太田(1968)による。

変形運動が面形成以後現在までほぼ一定の速度で継続して来たと考えた。

一方飯川・堀川(1985)は早津・新井(1982b)が扱わなかった沖積段丘面の変形を、小千谷面(本報告のT₉面)を例にして検討し、その結果北北東方向への傾動運動が 10^{-7} - 10^{-6} /年オーダー、小千谷向斜の両翼の成長速度が 10^{-6} /年オーダーとなって、水準点変動に見られる現在の変形の速度とほぼ一致することを明らかにした。すなわち現在の水準点変動は少なくとも沖積段丘形成以後の平均的変動速度の延長上にあるものであり、この活褶曲が現在も引き続き進行中であることを示した。

以上のように、まだ問題点は残すものの本地域における活褶曲の存在は地形地質学的には確認されたといつてよい。

さて、地質学的現在における活褶曲運動の実証には水準点変動の解析が有効であり、OTUKA(1941)の指摘以降も多くの測量・検討が行われてきた。白井(1967)は、小千谷市南東の六日町盆地と十日町盆地をつなぐ魚野川下流域堀ノ内町を中心とした地域の段丘地形を調査し、魚沼層を堆積させ変形させるような造盆地運動を推測し、この向斜的運動が段丘地形形成中のみならず形成後も引き続いたこと、更に全体として1894-1943年(一部-1927年)にわたる一等水準点の変動量と地質構造が平行関係にあることを指摘した。

宮村ほか(1968)及び溝上(1968)は、1957年以来、小千谷水準点網の整備と改測を実施し、明瞭な褶曲構造の成長を示した。特に、1958-1967年にかけての変動で、最も褶曲構造を強調する方向では、その傾斜速度は 10^{-6} /年(1mm/km・年)であることを明らかにした。溝上ほか(1980)は更に、小千谷地域に設置した水準点網の1978年10月の改測結果から、その後10年間の変動を報告している。すなわち活構造

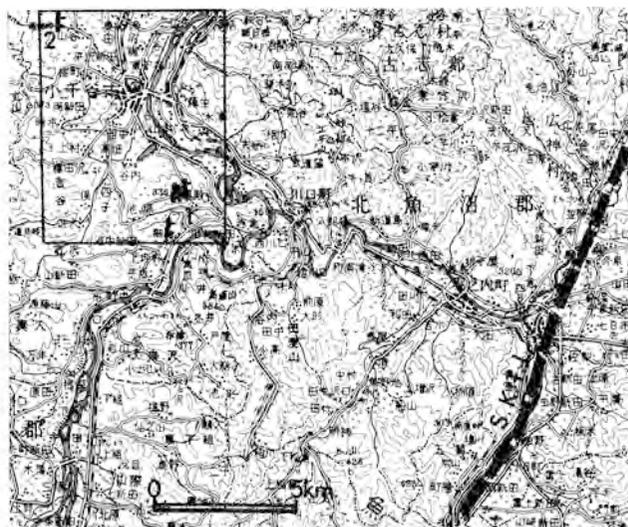
運動としては、小千谷地域全体としての北方への活傾動運動(傾動速度0.194-0.195mm/km・年)と活褶曲運動の2種類の運動があり、隆起・沈降軸は褶曲軸と地理的に良く一致することが明らかとなった。

一方、小玉ほか(1974)は、小出-小千谷間の1894-1965年にわたる一等水準点の変動を調べ、その変位が背斜・向斜構造と極めて密接な正の関係にあることを指摘した。すなわち、背斜軸部が向斜軸部に対して年平均0.20mm/年-0.75mm/年上昇していることを示した。しかし、中越地区においてはこのように水準点変動と地質構造が調和的であっても、上越地帯では必ずしも調和的ではなく、また中越地区においても海岸線を軸としたより大きなブロック運動が認められることから、一般的には現世の地殻変動は第三紀からそのまま引き継がれたものではないとしている。

また、飯川・鈴木(1976)及び飯川(1983)は、魚沼層の主たる分布域に敷設されているすべての水準点の変動解析を行い、小千谷南部の山本山周辺の水準点変動はドーム状隆起を行い、これは段丘面の傾斜とは調和的であるが、魚沼層の褶曲構造とは調和しないことを指摘し、他地域の例と併せて検討した結果、全域的には北方へ傾動しつつ、地域的には魚沼層の褶曲形成時期とは異なった新しい構造的な条件下におかれていると考えた。

魚沼層及びその下位の基盤中の褶曲構造がその運動を継続しているか否か、及び活褶曲と地震活動との関係などは今後更に検討を要する問題である。

第51図



(1) 小千谷地域における活断層及び新発田-小出線位置図
 1: 山本山断層, 2: 片貝断層, S.K.T.L.: 新発田-小出構造線(実線棒は2の位置)
 国土地理院発行1/20万地勢図「高田」の一部を使用



(2) 山本山断層及び片貝断層の拡大位置図
 国土地理院発行1/5万「小千谷」の一部を使用

Ⅶ. 2 活断層

1) 山本山断層

小千谷市山本山東方及び塩殿西方に分布し、ほぼ南北にのびる活断層及びリニアメント群を山本山断層と称する(第51図)。前者の山本山東方に分布する活断層群は、OTA(1969)によれば3本、中村・太田(1968)及び加藤ほか(1984)によれば2本存在するが、最も確実なのは一番西に位置する断層で、見掛け約400mの長さを有し、東落ちである。この断層は、山本山東方に分布する T_1 段丘面を変位させて低断層崖をなし、10m以上の落差をもつと推定される。次に確からしいのは最も東に位置する断層で、やはり東落ちで数mの落差をもつと推定される。中央の断層は最も変位量も小さくやや疑わしい。山本山南方、塩殿西方の地中新田をのせるより低位の T_3 段丘面を変位させる断層は、山本山付近で最も西に位置する断層の延長と思われ、加藤・山崎(1979)、活断層研究会(1980)及び加藤ほか(1984)では連続させて1本の活断層として表示されている。この断層は約700mの長さを持ち、ほぼ南北に伸びている。東落ちで5m前後の落差が推定される。

山本山断層の平均変位速度は、活断層研究会(1980)によれば0.2-0.3m/1,000年で活動度はBクラスである。

2) 片貝断層

本断層は、小千谷北西の丘陵東斜面を撓曲崖をなしてほぼ南北に多数のセグメントが並走する片貝断層群(OTA, 1969; 活断層研究会, 1980)の一部又はその延長に相当するが、本図幅地域では南端のごく一部が分布するにすぎず、大半は北隣する長岡図幅内に位置する。東落ちで総変位量は80-100mと推定されている。

Ⅷ. 応用地質

Ⅷ. 1 石油及び天然ガス地質

本図幅地域内には、田麦山油田がある。また図幅地域西北部の時水背斜(片貝-真人背斜)の北方延長部(北隣長岡図幅地域内)には片貝・小千谷ガス田が位置する。なお、本図幅地域内で石油・天然ガスの探鉱を目的として掘削された主な試掘井は第11表のとおりである。

田麦山油田¹³⁾

本油田は新潟県北魚沼郡川口町南部で、上越線越後川口駅より南約6kmの相川川上流の丘陵地に位置する。

本油田の開発は大正時代に遡り、構造の存在が地表調査によって知られていた田麦山背斜を探鉱の対

13) 新潟県(1977)、石油資源開発株式会社(1967)により記述。

第11表 小千谷図幅地域内の主要坑井一覧

坑井名	実施者	掘削深度	到達層位
新道島SK-1D	石油資源	3,002. m	七谷層
竹沢 R-1	日本石油	867.5	椎谷層?
竹沢 R-2	日本石油	1,110.0	七谷層
塩谷 R-1	日本石油	822.39	西山層
荒谷 SK-1	石油資源	1,200.	椎谷層
荒谷 N-1	新潟県, 石油資源	3,208.	七谷層
内ヶ巻 R-1	帝国石油	1,105.53	椎谷層
内ヶ巻 SK-1	石油資源	3,400.	七谷層
田麦山 SK-1	石油資源	1,506.	椎谷層
田麦山 SK-24	石油資源	3,471.	寺泊層
新田麦山 SK-1D	石油資源, 国, 新潟県補助井	4,500.	七谷層
上ノ島 SK-1	石油資源	2,800.	椎谷層
小千谷 SK-1	石油資源	2,020.	椎谷層
小千谷 SK-2	石油資源	1,299.5	西山層
小千谷 SK-3	石油資源	4,469.5	寺泊層
桜町 SK-1D	石油資源	5,301.0	七谷層

象として始められた。宝田石油ほうでんは大正6年(1917年)3月から2年2か月をかけて、網堀井によって深度910.9mまで掘削したが、わずかなガス徴と油気を認めるにとどまり、廃坑にされた。

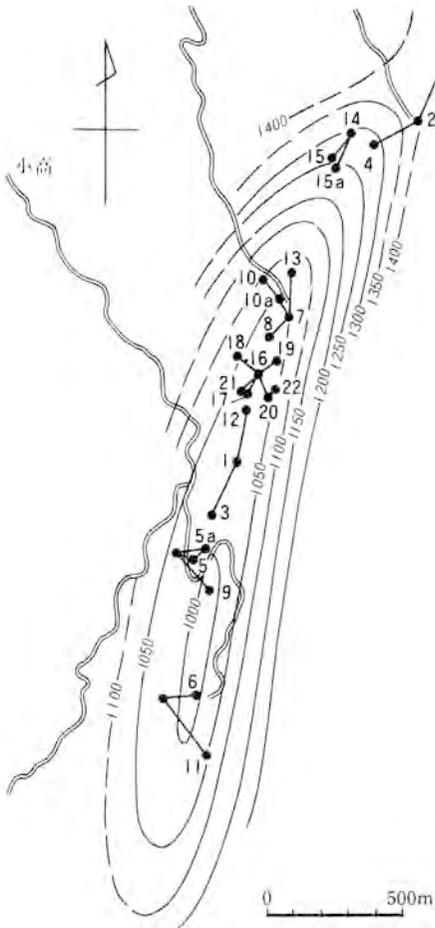
戦前・戦後、地表地質調査が地質調査所や帝国石油によって続けられ、有望な試掘候補地として認められるようになり、昭和31年(1956年)7月24日には田麦山SK-1号が石油資源開発株の試掘井として開坑され、田麦山油田の本格的な開発のきっかけになった。本井では荒谷層の中の1,206-1,357mに、層厚1m以上の油層を10枚、合計39.7mの油層(田麦山A層)を発見し、昭和31年11月9日に1,506.8mで掘り止めされた。試油の結果、最上部の層(1,231-1,250m)から原油日産31.75klの採油をみた。昭和32年には、田麦山背斜の北部にSK-2号・SK-4号、南部にSK-6号、中部にSK-7号の坑井が掘削され、B層・I層の油層が更に発見され、その後昭和36年までにSK-22号井まで掘られた。

田麦山油田の主たる産油範囲はSK-7号井からSK-9D号井までの南北約1,300m、東西約300mの細長い地域である。

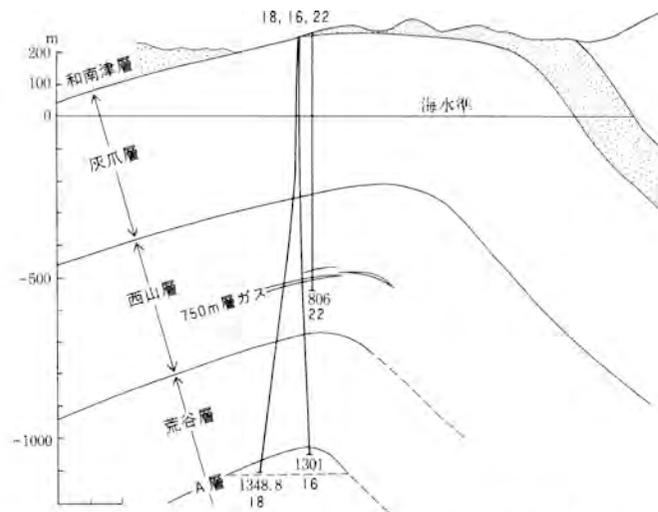
本油田が廃山になる直前の昭和43-44年にSK-23号・SK-24D号の両井が七谷層の緑色凝灰岩層を目的として試掘されたが、凝灰岩層の発達が悪く廃坑にされた。その後、昭和57年9月には新田麦山SK-1D号井が再び七谷層を対象として深度4,500mまで掘削された。

本油田の地質構造は南北約6kmの軸で、東側で急傾斜、西側で緩傾斜の翼部をもつ非対称背斜構造である(第52図・第53図)。東翼の傾斜は北部ほど急になり、この急斜帯は地表で見られる諏訪峠撓曲帯に相当する。一方、SK-6号井より南の地表では、対称的な構造に変わる。

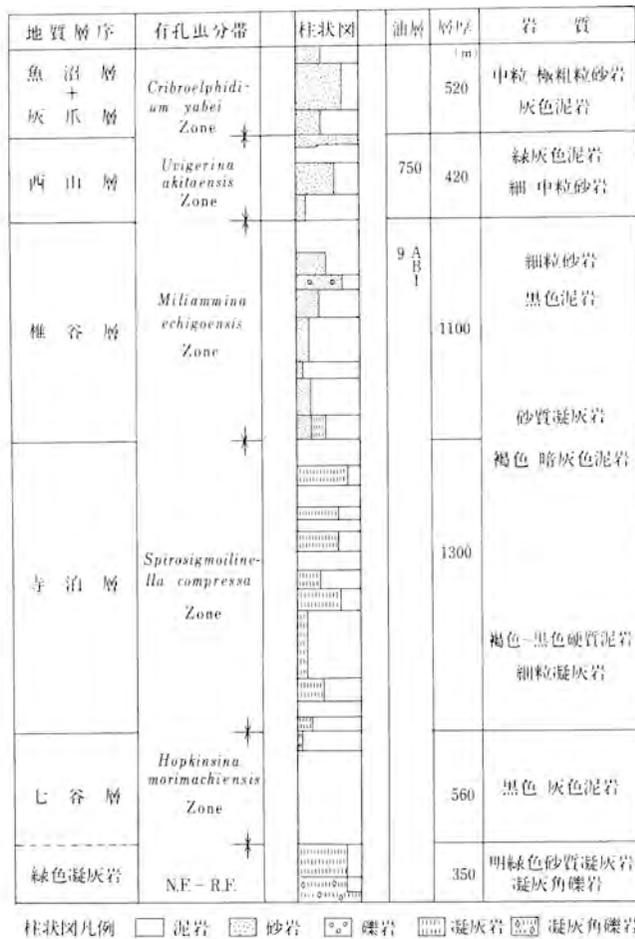
本油田の標準層序を第54図に示す。油田内の各坑井は本報告でいう和南津層ないし白岩層(西山層下部に対比される)から掘り始められている。この表の灰爪層は白岩層に、西山層・椎谷層が牛ヶ首・川口層に、椎谷層が荒谷層中部以下にほぼ対比されるものと考えている。



第52図 田麦山油田地下構造図(石油資源開発, 1967)。等深線はA層の上限による(単位m)
黒丸は坑井の位置
数字は坑井の番号を示す



第53図 田麦山油田の地下断面図(石油資源開発, 1967)。18, 16, 22は坑井の番号を示す。断面線は北西-南東方向



第54図 田麦山油田の層序(新潟県, 1977を石油資源開発株式会社未公表資料により改訂)。この表の魚沼層は本報告の和南津層に、灰爪層は白岩層に、西山層から椎谷層にかけては牛ヶ首層及び川口層に、そして椎谷層の主体は荒谷層に対比される。寺泊層は小千谷岡崎地域内では地表に露出しない。七谷層及び緑色凝灰岩は本報告の西名層に相当する。

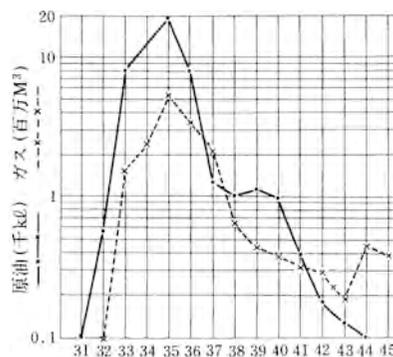
新田麦山SK-1D号井¹⁴⁾では西山層(*Globorotalia inflata* bed No. 3の基底1,060mまで)が地表から1,002mまでで、本報告の白岩層・牛ヶ首層・川口層・荒谷層の上部の地層に相当し、椎谷層(*Miliamina echigoensis* Zone)が~2,217m, 寺泊層(*Spirasigmoilinella compressa* Zone)が~3,575m, 七谷層(*Hopkinsina morimachiensis* Zone)がそれ以下の地層で、その内4,160-4,500mの間には流紋岩質凝灰岩及び凝灰角礫岩が分布している。

油貯留層はA, B, I層と命名され椎谷層に介在し、また、ガス層が西山層中にある。

14) 石油資源開発の未公表資料による。

A層はSK-7号井を中心に良く発達し、これより構造が下がるSK-1号井付近では薄化している。油・ガス層は田麦山背斜の極隆部よりもやや北側に寄って分布している。油田のタイプは層位封塞と背斜構造の組み合わせによるトラップである。

現在までに合計25坑井が掘られている。生産量は第55図に示されるように、原油日産120klに達した昭和35年を最盛期としてその後減退した。昭和45年に廃山にされた。



第55図 田麦山油田生産量 (新潟県, 1977)

VIII. 2 亜炭

小千谷図幅地域内の十数か所で、魚沼層中の亜炭層が採掘稼行されていた(新潟県, 1963)が、現在は全く稼行されていない。

VIII. 3 鑄物砂

和南津層の中で小千谷市北東部の蕨生付近及び同市南東部の山本-西向集落周辺に分布する褐色を呈する無層理塊状の砂層は鑄物砂として利用できる(吉村, 1977)。

VIII. 4 鉱泉

大和町字五箇に五箇鉱泉がある。新潟県(1977)によれば、坑井深度800m、自噴、泉温18.2℃、湧出量4.3l/min.で泉質は含塩化土類弱食塩泉である。また小千谷市木津の木津鉱泉は湧出量90l/min.で、泉質は硫化水素泉である(地質調査所, 1957)。

VIII. 5 水資源

本図幅地域では、大小河川の表層水及び沖積層・段丘堆積物及び魚沼層中に胚胎する地下水が広く利用されている。

地表水は、河川の河床勾配が比較的急であるため、河床を堰上げて沿岸の水田に導入する取水方法によって農業用に利用されている。また自然導水が困難なところではポンプによる揚水が行われている。更に比高の高い段丘面では大規模な揚水によって稲作を行っているところもある。

一方地下水の利用は、地表水の確保が困難な台地や段丘面上で行われており、特に最近深井戸による地下水の開発が盛んになっている。石橋(1977)によれば、本図幅地域内における地下水の状況は以下の

とおりである。

小千谷台地では、段丘堆積物及び魚沼層に胚胎する地下水を利用している。特に小千谷市街地を中心とする地域は魚沼層から取水しており、停滞型の地下水である。

十日町盆地には現河川氾濫原堆積物、段丘堆積物下に魚沼層が分布しており、帯水層として利用する粗粒堆積物は200m以上である。このうち信濃川向斜部の魚沼層の地下水はいずれも被圧されている。

小出を中心とする盆地においては最大層厚100mの砂礫層が広く発達するが、このうち透水性の良好な地域は現河川氾濫原に限定され、その帯水層の厚さは約20mである。これより西方の堀之内町周辺では魚沼層が下位に分布し、帯水層として利用できる深度は150m以上となる。

虫野以南の六日町盆地では利用可能な砂礫層は深度100m以上の地域も多く、水質も一部を除き良好である。

なお、本図幅地域を含む魚沼地方の地下水については、農業用水としての利用を目的に北陸農政局によって調査が継続的に行われ、その結果は北陸農政局(1963)、北陸農政局計画部資源課(1978, 1979)に詳しくまとめられている。

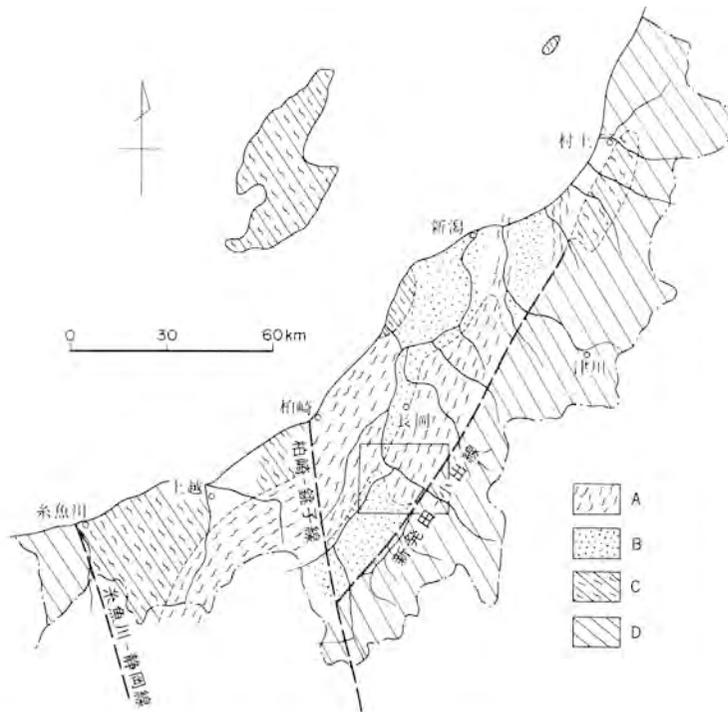
VIII. 6 地 す べ り

新潟県は日本でも有数の地すべり多発地帯である。県内の地すべりの分布と各地すべりについては、新潟県農林水産部治山課(1978, 1981)、新潟県土木部砂防課(1982)、新潟県農地部農地建設課(1984)に詳しくまとめられている。また地すべりと地質との関係は、山野井ほか(1974)、山野井(1977, 1983)、岩永(1974, 1975, 1983)、岩永・野崎(1983a, b)、福本(1980, 1981)及び植村(1981b, 1982, 1983)等が総括している。

植村(1981b)によれば、地すべり発生地域は地質構造区によく対応しており、新潟県内ではA-Dの4つの地域区分が可能である(第56図)。小千谷図幅は新発田-小出線をまたいでおり、これより東方の越後山脈地域は先第三系又はグリーンタフ層の分布するD地域に属し、地すべり無発地帯である。これに対して、西方の魚沼・東山丘陵、丸山丘陵地域は新第三系又は魚沼層の分布するA又はB地域に含まれ、地すべり多発又は貧-中発地域となっている。

この地域の地すべりは、基岩の岩質によって、泥岩を基岩とする泥質岩系列(七谷層、寺泊・椎谷層、西山層、灰爪層)の地すべりと、砂礫岩分布地に発生する砂礫岩系列(魚沼層、和南津層)の地すべりに大別される(植村, 1981b, 1983)¹⁵⁾。二つのタイプの地すべりは多くの点で性質が異なっている(第57図)。泥質岩系列の地すべりは、クリープ性の地すべりであって(植村, 1981b)、1か所で地すべりが発生すると隣接する地域に拡大して連鎖的に地すべりが広がり、全体として地すべりが密集して存在するという特徴がある(山野井, 1983)。これに対して、砂礫岩系列の地すべりは、Slide型の地すべりであって、流れ盤すべりが圧倒的に多い(植村, 1981b)。また大規模な地すべりが発生した後、内部に二

15) これは布施(1974)の粘土系列と砂礫系列、山野井(1977, 1983)の泥質系と礫質系にそれぞれ相当する。



第56図 新潟県後期新生代地殻運動図(植村, 1976, 1981a, b)に加筆複製

地域A: 最も著しい地すべり分布地域。地形的には丘陵, 地質的には泥質岩優勢の第三系(泥質系列)。更新世中期に褶曲

地域C: 地域Aに次ぐ地すべり多発地域。地形的にはかなり高い山地。地質的には泥質岩優勢の第三系が主体(泥質系)。鮮新世中期頃褶曲, 更新世以後山地形成運動

地域B: 地すべり貧乏中発地域。地形的には低い丘陵及び低平地。地質的には魚沼層群及びそれ以前の地層。更新世中期以後, 非褶曲性の降起・沈降運動

地域D: 一部を除き地すべり無発地域。地形的には山地と内陸盆地。地質的には中・古生層, 花崗岩類, グリニタフ岩類。褶曲は微弱で更新世中期以後, 山地形成の地塊運動。

四角の枠は小千谷同福地域の範囲を示す。

次三次の規模の小さい地すべりが発生しつつ消滅して行くという過程をたどる(山野井, 1977, 1983)。

また地すべりは褶曲構造に関係し, 特に泥質岩系列では地すべり数は背斜の軸長と強い正の相関があるとされる(岩松, 1975)。しかし, 福本・本田(1982)によれば, 局部的に背斜構造との関係は認められるものの, 大局的には地すべりは岩質規制によるという。このほか, 新潟県の地すべりの発生時期は3-4月に最も多く全体の約40%を占め, 融雪水に誘発されて発生する地すべりが多いことが分かっている(山野井ほか, 1974)。

本図幅地域では, 第58図に示すような地すべり防止区域が指定されている(藤巻, 1977; 新潟県土木部砂防課, 1982; 新潟県農地部農地建設課, 1984)。このうち, 近年発生して被害を出した地すべりとしては, 泥質岩系の亀亀地すべり, 砂礫岩系の水沢新田地すべり及び四日市地すべりがある。また大きな地すべり跡を残した地すべりとしては, 砂礫岩系列の慶地地すべり, 芋川地すべり(IWANAGA *et al.*,

地すべり系列	地層	地すべり ⁴⁾ 占有率%	運動方向 ⁵⁾	運動型式 ^{1) 2)}	物質変化 ^{1) 2)}	形態変化 ²⁾	地域区分 ⁶⁾	小千谷圏輻地域 内の地すべり
泥質岩系列 ¹⁾ (泥質系 ²⁾ (粘土系 ³⁾)	七谷層 ^{*1)}	3.6		Creep 型	泥岩 ↓ 粘土	一箇所に生じた地すべりが、周囲に拡大し更に付近一帯に連鎖的に広がってゆく。	A 又は C	虫 亀 地すべり
	寺泊・椎谷層 ^{*2)}	34.7						
	西山層 ^{*3)}	28.3						
	灰爪層 ^{*4)}	10.5						
砂礫岩系列 ¹⁾ (礫質系 ²⁾ (砂礫系 ³⁾)	魚沼層 ^{*5)}	14.6	受け盤すべり 走向すべり 流れ盤すべり	Slide 型	砂礫岩 ↓ 砂 礫	大規模な初生すべりが生じた後、2次・3次の小規模な地すべりが内部に発生し、次第に河川によって開析され安定化する	B	水沢新田 地すべり 慶地 地すべり 四日町 地すべり

第57図 地すべりと地質との関係

1)植村(1981, 1983), 2)山野井(1977, 1983), 3)布施(1974), 4)山野井ほか(1974), 5)新潟県農林水産部治山課(1978), 6)植村(1981)による。柳沢ほか(1986, 本報告)第56図参照。

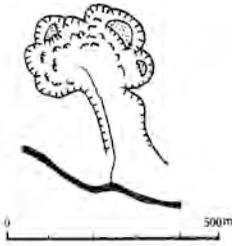
*1)西山層に相当, *2)貫木層及び荒谷層に相当, *3)川口層・牛ヶ首層に相当, *4)白岩層に相当, *5)和南津層を含む



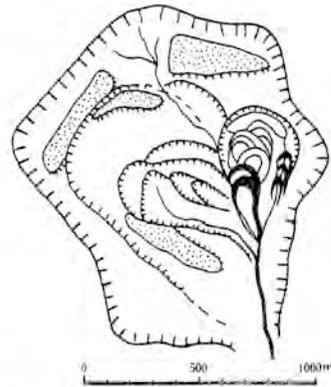
第58図 小千谷図幅地域の地すべりと県立公園指定地

1977)などがある。このほかに高場山トンネルの崩壊がある(第58図)。

虫亀地すべりについては藤田ほか(1981)及び新潟県農地部農地建設課(1984)に詳しい記載がある。それらによればこの地すべりは、本図幅地域中央北端、朝日川支流の滝野林川(第58図)流域の古志郡山古志村虫亀地内で発生した。ここには荒谷層の暗灰色塊状の泥岩が分布しており、地すべりは荒谷層の風化した泥岩とこれを覆う旧崩積土を基岩とする泥質岩系列の地すべりである。発生は昭和55年4月9日午前4時頃(ないし4時5-10分頃)で、落差約50mに及ぶ滑落崖が発生し、その規模は幅約200m、長さ1.5km(うち泥流埋積0.5km)、面積25万 m^2 に達した。この長大な地すべり地域は、上部、中部、下部及び末端部に分かれ、末端部は泥流埋積域となっている。発生の契機は、風化の進行によりもろくなっていた地質状況と冠頭部に以前から存在していた正断層群及び融雪水の浸透と推定される。現在は防止対策工事が行われ安定化している。なお、佐藤(1981)、佐藤ほか(1983, 1984)は虫亀地すべり地の陸水の水質を調べ、その特徴と各イオンの起源について考察を行っている。



第59図 広神村水沢新田の地すべり地形(山野井, 1983)



第60図 十日町市慶地の地すべり地形(山野井, 1983)

また藤田・青木(1982)は虫亀地すべりの冠頭部に存在する古い正断層(平行正断層)が地すべりに伴って滑落崖に転化したことを指摘した。そして、このような正断層によるとみられる凹地・地溝凹地の分布から、虫亀地すべり地周辺の地域の地すべり予測を行っている。

水沢新田地すべりは、魚沼層中に発生した砂礫岩系の地すべりとしては近年最も大規模なものである(新潟県農地部農地建設課, 1984; 青木 滋・高浜信行, 1977; 山野井, 1983など)。この地すべり地は、破間川の支流小屋柄川上流の広神村水沢新田北東部の左岸の支沢に位置している。発生は昭和44年4月26日午前7時頃で、まず沢頭で地すべりが発生し、頭部では滑落崖が形成され、下部では土砂が泥流状に流下して小屋柄川をせきとめ、更に人家10戸を押しつぶした。したがってこの地すべりは厳密には崩壊性岩層なだけである。全延長は600m、平均幅は140m、高低差約90m、平均傾斜 8.5° 、総土量は約84万 m^3 である。地すべり地の主地すべり地帯は上部の陥没地帯と下部の泥流地帯からなり、更に陥没地帯の上流側に、傾動地塊部からなる従属地すべり地帯が付随している(第59図)。地すべり地には、本報告の和南津層-魚沼層の下部層準の海成シルト・砂層を挟む部分が分布するが、地すべり地の最上部には旧期崩積土と考えられる礫・砂・シルトが分布している(青木・高浜, 1977)。地すべりはこれらを母体として、直接的には融雪水の浸透によって引き起こされたと推定されている。なお、地すべり土中からは、過去の山崩れを物語る埋木(巨木)が産出し、 ^{14}C による年代測定の結果、 $1,370 \pm 40$ 年B.P.という値が出ている(林・山口, 1971)。

四日町地すべり地は上越線小出町東方220mの小出町四日町権現山中腹にあり、山野井(1976, 1979)の報告によれば、その状況は以下のとおりである。昭和51年4月18日正午頃亀裂が発見されたため、応急工事及び本格的な防止工事が施行されて、その後地すべりは安定した。この地すべりは、七谷層(本報告の西名層)の上の二次的な堆積物が基盤の上面を下方にスライドしたもので、移動土塊の形態はL字型をしている。基岩に対する関係は受け盤地すべり型である。移動土塊のもととなった二次堆積物は、挟在する泥炭層の花粉化石及び ^{14}C 法の年代測定($17,960 \pm 540$ 年B.P.)からウルム氷期最盛期に発生した大規模な地すべりで形成されたと推定され、今回の地すべりはその先端部に生じた副次的地すべりであると考えられる。

慶地の地すべり地形は、信濃川支流の貝ノ川最奥部十日町市慶地集落に位置する(山野井, 1983)。こ

ここでは直径約1km内外のクレーター状の大地すべり崖が最も外側に残り、その内部に2次-5次までの地すべり地形が認められる(第60図)。しかし、現在は内側の5次ブロックが動いているだけである。こうした形態は砂礫岩系の地すべりの典型的な形態を示しており、地すべりの発展段階では後期に属するものである。なお、このほかにこの地すべり地周辺の信濃川右岸には大規模な地すべり地形が数多く存在する。

高場山トンネルは、飯山線越後岩沢・内ヶ巻間の高場山の北麓にあり、昭和45年1月22日午前1時24分に地すべりが発生してトンネル延長の約半分が崩壊した(山田ほか, 1971)。この地域には、牛ヶ首層上部が分布しており、前年の豪雪と大雪が直接的な原因となって地すべりが起こったものと推定されている。

VIII. 7 トンネル地質

本図幅地域内には上越新幹線が浦佐から朝日川にかけて北西-南東に斜めに横断している。ほとんどがトンネル区間で、南から浦佐トンネル、堀之内トンネル及び魚沼トンネルからなり、その間にまばたき区間が挟まっている。この工事施工に伴って実施されたボーリングなどによる地質調査の記録などは、日本鉄道建設公団(1980)に詳しく総括されている。

IX. 資 料

本章では荒谷層-和南津層及び魚沼層中に挟在するテフラ鍵層の記載を行うとともに、K-Ar及びフィッシュトラック年代測定結果を記述する。なお、これらを資料としてまとめたのは、地層の境界がテフラ鍵層と大きく斜交するため、これらのテフラ鍵層の記載及び年代測定の結果を各地層の項に含めることができないという理由による。

IX. 1 テフラ鍵層(荒谷層-和南津層)

本図幅地域の新第三系中には連続性の良いテフラ鍵層が多数挟在する。野辺川・朝日川ルートにおける荒谷層-白岩層では安山岩質テフラが主で流紋岩質-デイサイト質テフラを伴う。白岩層-和南津層では流紋岩質テフラが主である。

徳橋(1985)は小千谷市野辺川及び朝日川の一部を模式ルートとし、番号と野外名でテフラ鍵層を命名した(第61図-第65図)。一方、新潟火山灰グループ(1983)は魚沼層中のテフラ鍵層のタイプ分類を行っている(IV.12)。これらを考慮して本地域内に分布するテフラ鍵層のタイプを分類すると第12表のとおりである。

これらは岩質により大きく酸性(流紋岩質ないしデイサイト質)のものと安山岩質のものに区別される。

酸性のテフラは、シルト-極粗粒¹⁶⁾ガラス質火山灰、細-粗粒ガラス質火山灰、軽石火山灰、ガラス質

16) 本報告では砕屑物の粒度スケールにならってテフラの粒度を記載する。

第12表 テフラの分類

タイプ	色	粒度	層厚 (cm)	堆積構造	岩質・岩相
シルト・極細粒 ガラス質火山灰	白色 灰白色 桃灰色	シルト 極細	5 100	塊状・平行葉理・コンポリュート葉理, しばしば上方へシルト岩に漸移する.	流紋岩質・デイサイト質, 発泡の良いガラスが主で, 結晶・岩片はわずか.
粗細粒 ガラス質火山灰	白色 灰白色	細 粗	20 500	斜交葉理・塊状・平行葉理, 塊状部は弱い級化層理を示す, 下位層を浸食する場合がある.	流紋岩質・デイサイト質, 発泡の良いガラスが主で, 斜長石を数-20%, 重鉱物(黒雲母が主)を約1%含むものが多い.
軽石火山灰	灰白色	極粗 中礫	 300	斜交葉理・平行葉理, 砂層と互層・漸移する場合が多い.	デイサイト質, 円磨した発泡の良い軽石が主で, 斜長石を10-20%, 重鉱物(輝石が主)を約5%含むものが多い.
ガラス質結晶火山灰 (ゴマシオ)	灰白色	細 粗	20 400	塊状.	デイサイト質, 発泡の良いガラスが主で, 斜長石・重鉱物(普通角閃石・輝石が主)をかなり含み, いわゆるゴマシオ状を呈する.
A ₁ (チャーハン)	灰色 緑灰色	中 小礫	 20	顕著な級化層理を示す, 分級は悪い.	安山岩質, 石質で, 粗粒な普通角閃石・安山岩片・灰白色“パミス”が目立ち, いわゆるチャーハン状を呈する.
A ₂ (ハイゴマ) (パミスコ)	〃	細 粗	 20	級化層理を示す.	安山岩質, 石質で, 灰白色“パミス”・緑灰色“スコリア”が目立ち, いわゆるハイゴマないしパミスコに相当する.
A ₃ (“スコリア”)	〃	細 粗	 20	級化層理を示す.	安山岩質, 石質で, 緑灰色“スコリア”が主である, 斜長石・普通角閃石・安山岩片を含む.
スコリア ₁ (雑色軽石)	灰色	シルト 中礫	20 200	塊状・平行葉理, シルト岩と互層する場合がある.	安山岩質, シルト粒火山灰が主で, 灰白色・暗灰色などの軽石を多く含む.
スコリア ₂ (黒ズナ)	黒色	細 極細	10 350	塊状・平行葉理.	安山岩質, 発泡の良いガラスが主で, 斜長石・重鉱物(輝石が主)・火山岩片をかなり含む.

結晶火山灰の4つに分類できる。また、安山岩質のテフラは、 A_1 - A_3 、スコリア₁、スコリア₂の5つに分類できる。以下各タイプについて述べる。

シルト粒-極細粒ガラス質火山灰 白色-灰白色-桃灰色のシルト粒-極細粒ガラス質火山灰である。層厚は数cmから1m程度で、連続性は一般に良くないがSK020は広域に分布する。塊状のものが多く、ときに平行葉理・コンポリュート葉理を示し、しばしば凝灰質シルト岩に移行する。流紋岩質-デイサイト質で発泡の良い火山ガラスからなり結晶・岩片はわずかである。和南津層・魚沼層中に挟在し、特に魚沼層の中部層準に多い。仙之沢火山灰層の上部4層、SK020のピンク部・ピソライト部がこのタイプである。

細-粗粒ガラス質火山灰 白色-灰白色の粗-細粒ガラス質火山灰である。層厚は一般に0.5-1m程度で最大5mに達し、連続性の良いものが多い。斜交葉理・塊状・平行葉理が発達し、塊状部は級化層理を示す。流紋岩質-デイサイト質で、発泡の良い火山ガラスが主である。斜長石を数-20%程度、重鉍物を約1%含み、黒雲母を主とするものが多いが、黒雲母を含まないものも少なくない。荒谷層-和南津層中にはまれに、魚沼層中には多く挟在する。NA75・NA28・NA13C・NA9・NA7・和南津沢・小和北・大地I・仙之沢(下部)・紅白パミス・嘉勝・辻又川・SK110・SK100・貝ノ川・法末・西又川・SK030等がこのタイプである。

軽石火山灰 灰白色の中礫-極粗粒の砂質軽石火山灰である。層厚は葉理程度~3mで、連続性は悪い。斜交葉理・平行葉理が発達し、砂層と互層・漸移する。デイサイト質でよく円磨した軽石が主で斜長石・重鉍物(輝石)を含む。魚沼層のSK050とSK030の間の層準に数層挟在する。

ガラス質結晶火山灰 灰白色の細粒-粗粒ガラス質結晶火山灰である。層厚は30cm以下だが明神火山灰層は4mに達する。岩相・層厚の変化が少なく連続性が良い。塊状無層理で上下の境界面は明瞭である。デイサイト質で発泡の良い火山ガラスが主で斜長石を10-50%、角閃石・輝石を10-30%含みいわゆるゴマシオ状の見かけを呈することが特徴である。魚沼層の中-上部層準に挟在するほか、川口層中の A_1 - A_3 タイプに伴われてまれに見られる。津池ゴマシオ・明神・SK050・猿倉ゴマシオ・SK020ゴマ部がこのタイプである。

A_1 (チャーハン) 灰色-緑灰色の中粒-小礫大の石質火山灰である。層厚は20cm以下で連続性が良い。級化層理が顕著で分級は悪い。岩質は安山岩質で1-5mm程度の灰白色の“パミス”¹⁶⁾、普通角閃石、安山岩片及び基質からなり、粗粒で色調の異なる“パミス”・角閃石・岩片が混在していわゆるチャーハン状を呈する。川口層中に挟在し、NA29・NA24などがこのタイプである。

A_2 (ハイゴマ, パミスコ) 灰色-緑灰色の粗-細粒石質火山灰である。層厚は20cm以下で連続性が良く、級化層理を示す。岩質は安山岩質で、灰白色の“パミス”、緑灰色の“スコリア”¹⁷⁾が主で普通角閃石を含む。角閃石が比較的多いとハイゴマ, “スコリア”・“パミス”が多く角閃石が少ないとパミスコと呼んでいる。荒谷層-牛ヶ首層中に挟在し、NA80・NA46, NA44-NA40, NA32・NA16などがこのタイプである。

17) 検鏡の結果, “パミス” “スコリア” は発泡していない場合が多かった(各テフラの記載を参照)。しかし, 野外で発泡の有無を区別することは困難なので, これらの語を “ ” 付きで岩石学的意味を持たせず用いることにする。

A₃(“スコリア”) 灰色-緑灰色の細-粗粒石質火山灰である。層厚は20cm以下で連続性が良い、級化層理を示す。岩質は安山岩質で、緑灰色“スコリア”が主で斜長石・普通角閃石・安山岩片を含む。“バミス”・角閃石は少なく目立たない。川口層中に挟在し、NA45・NA39・NA38・NA35-NA33などがこのタイプである。

なお、A₁-A₃のタイプの中間的なものも多い。また、風化・変質の程度により外見が異なる。

スコリア₁(雑色軽石) 灰色のシルト粒-中礫大の軽石火山灰である。層厚は20cm-2mで連続性が良い。塊状・平行葉理を示し、ときにシルト岩と互層する。岩質は安山岩質で、灰白色・暗灰色・赤灰色などの軽石を多く含み、基質はシルト粒火山灰である。魚沼層中に挟在し、SK030雑色部がこのタイプである。

スコリア₂(黒ズナ) 黒色の細-極細粒ガラス質火山灰である。層厚は10-350cmで、連続性は一般に良くないがSK030は広く連続する。塊状・平行葉理を示し、岩相・層厚変化がやや大きい。岩質は安山岩質で、黒色・黄褐色の発泡の良い火山ガラスが主で、斜長石・輝石などの重鉱物・安山岩片を多く含む。魚沼層中-上部層準にまれに挟在し、SK030黒ズナ部・黒ズナ火山礫部がこのタイプである。

以下、荒谷層-和南津層の主なテフラ鍵層を下位より順に記載する。なお、鍵層名は徳橋(1985)に従った。テフラ鍵層の柱状図を第66図-第72図に示す。

NA80(黒アゲハ) (第67図)

暗灰色のハイゴマタイプの凝灰岩層で葉理が発達する。層厚は朝日川で60-80cm、野辺川で20-30cmである。シルト岩礫を含み、上位10cmにハイゴマタイプの凝灰岩層を伴うことが特徴である。

岩質 安山岩質石質中粒凝灰岩。1mm以下の不発泡の緑灰色火山灰が主で、1mm以下の斜長石・普通角閃石を含む。

NA75(白鳥) (第67図)

塊状中粒凝灰岩で層厚18cm。新鮮面で明青灰色であるが、風化面では黄褐色となる。朝日川のみで確認されるが、野辺川及び石田川ルートでもほぼ同一層準に類似した凝灰岩が挟在する。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒凝灰岩 (IX.4.1参照)。

NA60(はぐれぐも) (第67図)

下位の10cmの細粒凝灰岩と上位の2-3cmの凝灰岩の組層である。新鮮面では明灰白色であるが風化面は黒色で目につきにくい。野辺川でのみ確認されるが、石田川のほぼ同層準に露出する凝灰岩がこれに対比される可能性がある。

岩質(下位のもの) 安山岩質石質細粒凝灰岩・不発泡の淡緑灰色極細粒火山灰が主で、0.5mm程度の斜長石・シルト岩片・安山岩片・普通角閃石・鉄鉱・黒雲母を含む。

NA50(白クマ) (第67図)

層厚約90cmの比較的厚いテフラで、下部は灰白色の細粒凝灰岩、上部は白色の極細粒凝灰岩である。本図幅地域内では野辺川のみで確認されるが、北隣長岡図幅地域内の芋川ルートにも分布する。

岩質 流紋岩質ガラス質細粒凝灰岩。ガラスは変質が進んで緑灰色化している。細粒の斜長石・黒雲母・鉄鉱をわずかに含む。

NA46(バーミューダ) (第67図)

下部の帯紫暗灰色中粒凝灰岩と上部の黄褐色中粒“ハイゴマ”凝灰岩とからなり、その特徴的な色調の組み合わせのため良好な鍵層となる。また、東部では帯紫暗灰色凝灰岩層の中部にゴマシオ凝灰岩の薄層が挟在する。野辺川のほか朝日川・芋川周辺に分布する。

岩質 安山岩質石質中粒凝灰岩。1mm程度の黄灰色火山灰が主で、1mm程度の暗青灰色泥岩片・斜長石・安山岩片・普通角閃石を含む。

NA45(スコレット) (第67図)

厚さ3-7cmの3枚の“スコリア”ないしパミスコ凝灰岩の組層である。上2枚の凝灰岩の間隔が常に狭いことが特徴で、この点でNA43と区別できる。野辺川・朝日川のほか、芋川及び滝之又地域に広く分布する。

NA44(ドンキホーテ・下僕) (第67図)

2枚のハイゴマタイプの凝灰岩の組層である。

岩質 安山岩質中粒凝灰岩。1mm程度の灰色火山灰が主で、1mm以下の斜長石・安山岩片を多く含むほか、普通角閃石を含む。

NA43(ゴマレット) (第67図)

厚さ2-4cmの3枚のゴマシオ-ハイゴマ凝灰岩からなる。NA45とは逆に、下2枚の凝灰岩層の間隔が狭いことが特徴である。

NA42(金とき) (第68図)

厚さ11-13cmで下部は粗粒のハイゴマ凝灰岩、上部は火山礫を含む細礫粒の“スコリア”凝灰岩からなる。二層構造をもつこと、黒色の火山礫を含むことが特徴である。野辺川・朝日川・信濃川のほか、芋川及び滝之又地域に広く分布する。なお、本鍵層から上位のNA37までは近接して挟在し、全体として鍵層となる。

岩質 安山岩質石質火山礫凝灰岩。緑灰色の極細粒火山灰が主で、1mm程度の斜長石、3mm程度1cm以下の暗青灰色シルト岩角礫、4mm程度の安山岩片、普通角閃石を含む。

NA41(みぞれ) (第68図)

下部は細-中粒ハイゴマ凝灰岩、上部は極粗粒-中粒の級化層理を示すパミスコないしハイゴマ凝灰岩である。厚さは14-8cmで、二層構造と級化層理が特徴である。

岩質 安山岩質石質粗粒凝灰岩。1.5mm程度の不発泡の灰色火山灰が主で、1mm程度の斜長石、普通角閃石、3mm以下の安山岩片を含む。

NA40(ゲンゴロウ) (第68図)

NA41の上位60-50cmにある厚さ5-8cmの粗-極粗粒ハイゴマ凝灰岩で、NA41とともに良く連続する。

NA39(糸トンボ) (第68図)

NA40の上位120cmにあり、厚さ1-2cmの2枚の黒色中粒“スコリア”凝灰岩である。下位40cmには中粒“スコリア”凝灰岩(NA39.5)、上位60cmには中-粗粒ゴマシオ凝灰岩(NA38.5)が挟在する。いずれも分布は野辺川周辺に限られる。

NA38(橋の下) (第68図)

厚さ 10-3cm の黒色の中-極粗粒“スコリア”凝灰岩である。野辺川・朝日川及び芋川流域に分布する。

NA37(アラカルト) (第 68 図)

模式他の野辺川では 6 枚の種々の色調の凝灰岩層からなる組層である。このうち NA37C は連続性が良く、暗灰色の安山岩質凝灰岩が大部分であるこの付近の層準にあって一枚だけ明灰色であるため良い鍵層となる。野辺川・芋川及び滝之又に分布するが、東部地域では NA37C 以外は次第に尖滅して分布しなくなる。

NA35(赤と黒) (第 68 図)

主に 3 枚のテフラからなる。最下位のテフラは 2 枚の“スコリア”ないしハイゴマ凝灰岩からなり、上位のものがやや粗粒である。中位のテフラは粗-極粗粒のハイゴマ“スコリア”凝灰岩である。最上位のテフラは、下部は赤褐色の粗-極粗粒パミスコ凝灰岩、上部は黒褐色の中-粗粒“スコリア”凝灰岩からなり、この 2 層の色調の組み合わせと上部がより細粒であることが特徴である。なおこの上位に 2 枚の軽石凝灰岩層がレンズ状に挟在するが連続性は悪い。

野辺川・朝日川・芋川及び滝之又に広く分布する。

NA34(スタンダード) (第 68 図)

厚さ 10cm の“スコリア”凝灰岩である。なお本鍵層と上位の NA33 の間約 8m には厚さ 10cm 以下の“スコリア”凝灰岩が 4 枚挟在するが、一枚一枚を特定することは難しい。

NA33(スコリア五人衆) (第 68 図)

NA33 は 5 ないし 6 つの安山岩質凝灰岩からなり、最も良好なテフラ鍵層のひとつである。野辺川・朝日川・芋川周辺に分布するほか、広神村滝之又東方の白岩層中に挟在する。

NA33F

岩質 安山岩質含火山礫石質凝灰岩。2-3mm 程度の黄灰色火山灰及び灰色のシルト粒火山灰が主で、5mm 以下の安山岩片、0.5mm 程度の斜長石、普通角閃石を含む。

NA33E

岩質 安山岩質石質中粒凝灰岩。1-2mm 程度及びシルト粒の緑灰色火山灰が主で、1mm 程度の斜長石・普通角閃石・安山岩片を含む。

NA33D

岩質 安山岩質石質粗粒凝灰岩。2mm 程度の不発泡の緑灰色火山灰が主で、1mm 以下の斜長石、1mm 程度の普通角閃石、安山岩片を含む。

NA33C

岩質 安山岩質石質中粒凝灰岩。1mm 程度の不発泡の緑灰色火山灰が主で、0.5-1mm 程度の斜長石・安山岩片・普通角閃石・普通輝石・紫蘇輝石を含む。

NA33B

岩質 安山岩質石質粗粒凝灰岩。1-2mm 程度の不発泡の緑灰色火山灰が主で、1mm 以下の斜長石・普通角閃石・安山岩片を含む。

NA33A

岩質 安山岩質石質粗粒凝灰岩。2mm程度の不発泡の緑灰色火山灰が主で、1mm程度の斜長石・安山岩片・普通角閃石を含む。

NA32(枕木) (第69図)

粗-極粗粒のパミスコ-チャーハン凝灰岩で、上位に1cm以下の軽石が散在する。

岩質 安山岩質凝灰岩。灰色のシルト粒火山灰と8mm以下の発泡の悪い軽石が主で、1mm程度の普通角閃石・斜長石・安山岩片を含む。

NA31(レール) (第69図)

NA32の上位1.5mにあるNA31は、10-14cmのシルトを挟んだ2つの安山岩質凝灰岩からなる。

NA31B

岩質 安山岩質石質極細粒凝灰岩。灰色のシルト粒火山灰が主で、2mm以下の発泡の悪い白色軽石・1mm程度の斜長石・普通角閃石を含む。

NA31A

岩質 安山岩質石質中粒凝灰岩。1mm以下の不発泡の緑灰色火山灰が主で、2-4mm以下の安山岩片、0.5mm程度の斜長石・普通角閃石を含む。

NA30(クラゲ) (第69図)

層厚7cmで2cm以下の軽石と岩片の密集層からなる。約60cm上位にも軽石片の散在する層がある。

NA29(サカサ) (第69図)

層厚18-20cmのいわゆるチャーハン凝灰岩で上部に1-2cm大の軽石片が濃集していることが特徴。上位60cmに軽石片の散在する層がある。野辺川・朝日川・芋川に分布する。

岩質 安山岩質石質中粒凝灰岩。1mm程度の不発泡の緑灰色火山灰が主で、1mm程度の斜長石、1-4mm以下の普通角閃石、4mm程度の安山岩片を含む。

NA28(銀河) (第69図)

暗灰色のテフラが多いなかで、NA28は明灰色であるため極めて良好な鍵層となる。灰白色-白色のガラス質凝灰岩で、野辺川では変質して緑灰色を呈する。層厚は10cmで塊状であるが上部数cmにはときに葉理がみられる。上位20-30cm及び下位50-100cmに軽石が密集又は散在する層がある。野辺川・朝日川・塩谷・芋川周辺に分布し、これ以东では生物擾乱により識別が困難となる。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒凝灰岩(IX.4.2参照)。

NA27(第69図)

20cm厚のシルト層を挟む2枚の安山岩質凝灰岩からなる。

NA27B(ひかり)

岩質 安山岩質石質中粒凝灰岩。1mm程度の不発泡の緑灰色火山灰が主で、1mm程度の斜長石・普通角閃石、1-3mm程度の安山岩片を含む。

NA27A(こだま)

岩質 安山岩質極細粒凝灰岩。灰色のシルト粒火山灰が主で、0.5mm程度の斜長石・普通角閃石を多く含む。

NA26(第 69 図)

3枚の安山岩質凝灰岩からなる。

NA26C(お駒)

岩質 安山岩質石質細粒凝灰岩。1mm以下の不発泡の緑灰色火山灰が主で、0.5mm程度の斜長石・普通角閃石・安山岩片を含む。

NA26A(お春)

岩質 安山岩質石質細粒凝灰岩。黄灰色細粒火山灰・灰色シルト粒火山灰が主で、1-2mmの斜長石・普通角閃石・安山岩片を含む。

NA25(次郎長) (第 69 図)

NA24の下位数mにあるが連続性は悪い。

岩質 安山岩質細粒凝灰岩。1mm以下の白色軽石と灰色のシルト粒火山灰が主で、1mm程度の斜長石、2mm以下の普通角閃石・安山岩片を多く含む。

NA24(第 69 図)

NA24は最も良好なテフラ鍵層のひとつで、主に4つの凝灰岩からなる。いずれも普通角閃石を含むチャーハン凝灰岩で、最下位の凝灰岩層は下底に中粒のゴマシオ凝灰岩の薄層(NA24E)を伴っていることが大きな特徴である。ただし、NA24Eは連続性が悪く、欠如している場合がある。芋川付近ではNA24Aの上位1-3mに白色のシルト粒凝灰岩の薄層(羽衣)が挟在する。

NA24C(大政)

岩質 安山岩質石質極粗粒凝灰岩。2-3mm程度の不発泡の緑灰色火山灰が主で、2mm程度の安山岩片、1mm程度の斜長石・普通角閃石を含む。

NA24B(小政)

岩質 安山岩質石質粗粒凝灰岩。1-2mm程度の不発泡の緑灰色火山灰が主で、1-1.5mm程度の斜長石、1-3mmの普通角閃石、2mm程度の安山岩片を含む。

NA24A(石松)

岩質 安山岩質石質粗粒凝灰岩。2mm程度の不発泡の灰白色火山灰と緑灰色シルト粒火山灰が主で、安山岩片、2mm以下の斜長石・普通角閃石を含む。

NA23(白雪) (第 70 図)

白色-灰白色流紋岩質凝灰岩である。厚さ・岩相変化が激しく、野辺川では厚さ5cmの極細粒凝灰岩であるが、塩谷付近では厚さ25cmで中粒凝灰岩とシルト粒凝灰岩よりなる。下位の羽衣とよく似ているが、本鍵層の上限のシルト粒凝灰岩ないし凝灰質シルト岩の部分に径数mmの虫くい状の生痕が多数みられることが特徴である。

NA22A(シマヘビ) (第 70 図)

岩質 安山岩質粗粒凝灰岩。2mm程度の発泡の悪い灰白色軽石とシルト粒火山灰が主で、安山岩片・斜長石・普通角閃石を含む。

NA21B(カキゴオリ) (第 70 図)

岩質 安山岩質石質中粒凝灰岩。2mm程度及びシルト粒の不発泡の灰色火山灰が主で、0.5-2mm

以下の斜長石，1-3mmの普通角閃石，1-2mm程度の白色軽石・安山岩片・石英を含む。

NA19(帯どめ) (第70図)

岩質 デイサイト質中粒凝灰岩。黄灰色の0.5-1mm程度の火山灰が主で，0.5mm以下の斜長石・普通角閃石を含む。

NA18(しぐれ) (第70図)

岩質 安山岩質石質細粒凝灰岩。緑灰色の細粒火山灰が主で，0.5mm程度の斜長石・普通角閃石，1-8mm程度の発泡の悪い軽石を含む。

NA16(父母) (第70図)

2枚の安山岩質凝灰岩よりなる。上位のNA16A(父)は普通角閃石を多く含み，いわゆるハイゴマないしゴマシオ状を呈することが特徴である。

NA16B(母)

岩質 安山岩質石質粗粒凝灰岩。1-2mm程度の緑灰色火山灰が主で，1mm程度の斜長石，2mm以下の普通角閃石，3mm以下の安山岩片を含む。

NA14(プラスコ) (第71図)

岩質 安山岩質石質中粒凝灰岩。1mm程度の不発泡の灰色-白色火山灰が主で，0.5mm程度の斜長石・普通角閃石を含む。

NA13(兄弟) (第71図)

NA13はNA13Cを主体とする4つのテフラからなり，最も有効な鍵層のひとつである。野辺川・朝日川・峠及び芋川周辺に広く分布する。

NA13D(太郎)

灰白色のデイサイト質凝灰岩である。上位のNA13Cとの間には1cm大の白色軽石が濃集したシルト層がある。また下位にはしばしば数cm以下の細粒砂岩を伴う。NA13Dは野辺川・朝日川に分布するが，峠・芋川周辺では欠如する。しかしその上位の含軽石シルト層は広く分布する。

岩質 デイサイト質ガラス質結晶中粒凝灰岩。黄白色の1mm程度の軽石が主で，1.5mm以下の普通角閃石・斜長石を含む。

NA13C(次郎)

厚さ30-40cmの葉理の発達した灰白色-白色の中粒凝灰岩である。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒凝灰岩(IX.4.3参照)。

NA12.8(未っ子) (第71図)

岩質 デイサイト質極細粒凝灰岩。黄灰色の極細粒火山灰が主で，0.5mm程度の斜長石・普通角閃石を多く含む。

NA12(シャープ) (第71図)

灰色の塊状細粒火山灰で，上部に黒色の薄層を伴う。厚さは8-9cmで分布は野辺川に限られる。

岩質 流紋岩質ガラス質細粒火山灰。灰白色の発泡の良い細粒ガラスが主で，斜長石・黒雲母・普通角閃石・火山岩片を少量含む。

NA11(かげろう) (第71図)

3層の明灰色-暗灰色の細-極細粒火山灰で、上位に白色軽石片の散在する凝灰質シルト岩層を伴う。厚さ約9cmで分布は野辺川に限られる。

NA10(しろへび) (第72図)

下部は中-細粒、上部は極細粒-シルト粒の火山灰層である。厚さは7cmで分布は野辺川に限られる。

岩質 流紋岩質ガラス質細粒火山灰。黄灰色のガラスは変質が進んでいる。細粒の斜長石・黒雲母をわずかに含む。

NA9(のっぺり) (第72図)

灰色のガラス質粗粒火山灰である。下部20-30cmは塊状で、上部は4-5cmのシルト層を挟み葉理がみられる。上位1-2mには軽石片が砂質シルト中に散在する。分布は野辺川に限られる。

岩質 流紋岩質ガラス質粗粒火山灰 (IX.4.4参照)。

NA7(フグ) (第72図)

下部は明灰色-暗灰色の細粒-粗粒火山灰、上部は明灰色の極細粒火山灰である。厚さは40cmで分布は野辺川に限られる。なお、NA7の下位2.5mにはNA8が、上位1.5m、3.5mにはNA6.5、NA6が挟在する。いずれも流紋岩質の火山灰層で、連続性に乏しく分布は野辺川周辺に限られる。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒火山灰 (IX.4.5参照)。

NA4.2・NA4・NA3(野辺三枚組) (第72図)

3枚の流紋岩質火山灰層からなる組層である。分布は野辺川に限られる。

NA4.2

岩質 流紋岩質ガラス質極細粒火山灰。白色の極細粒ガラスが主で、斜長石・重鉍物をごくわずかに含む。

NA4

岩質 流紋岩質ガラス質中粒火山灰。0.5mm程度の灰白色ガラスが主で、斜長石・黒雲母をわずかに含む。

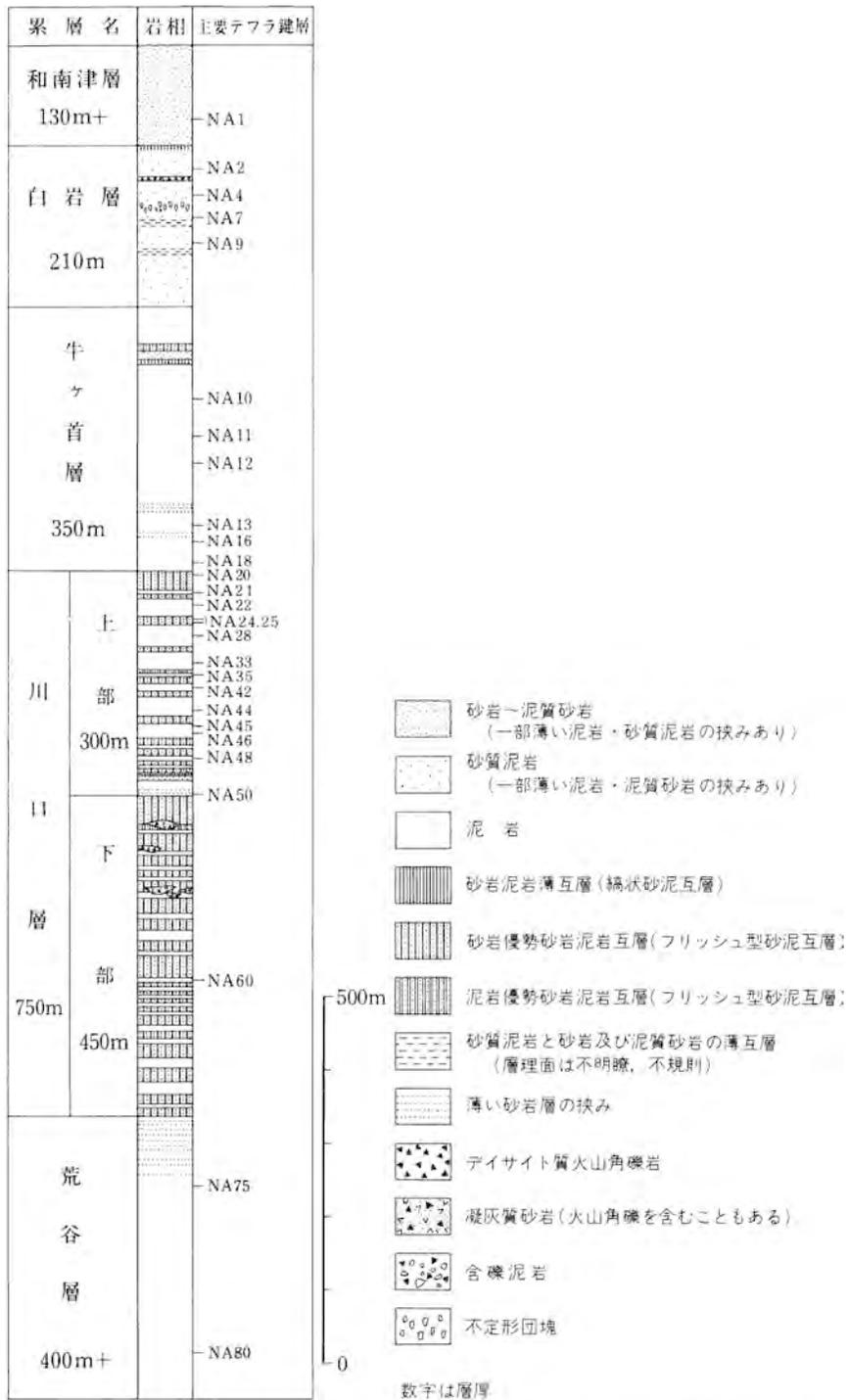
NA3

岩質 流紋岩質ガラス質中粒火山灰。0.5mm程度の灰白色ガラスが主で、斜長石・黒雲母をわずかに含む。

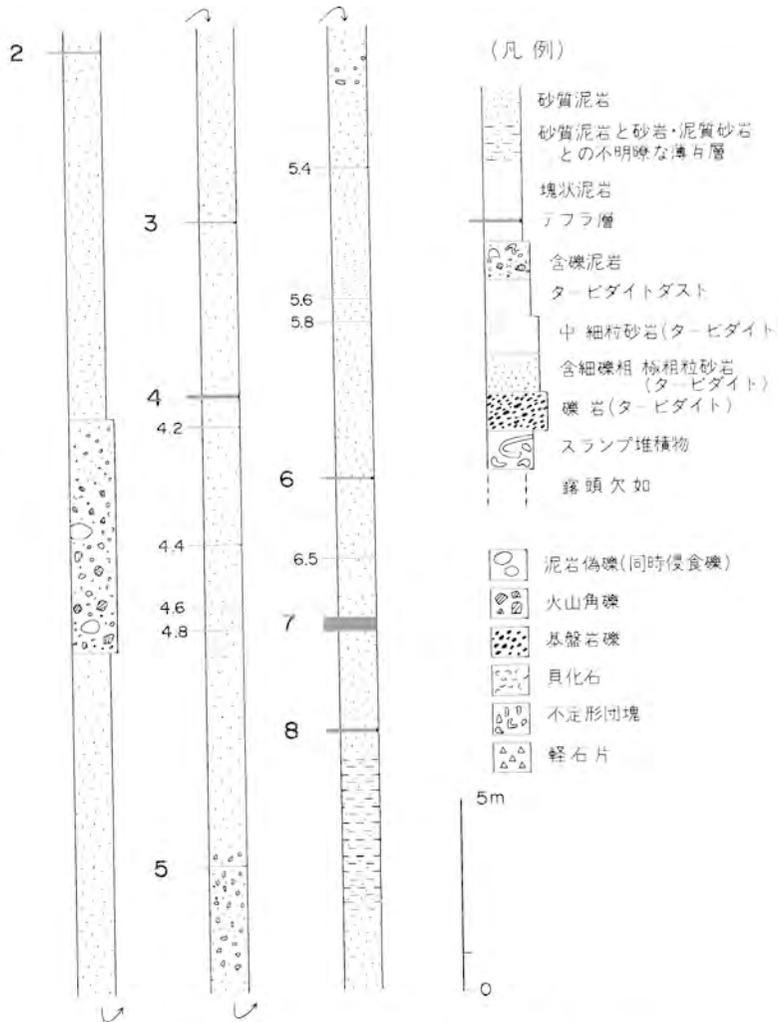
NA2(白タスキ) (第72図)

白色細粒-シルト粒火山灰である。層厚は8cmで分布は野辺川に限られる。

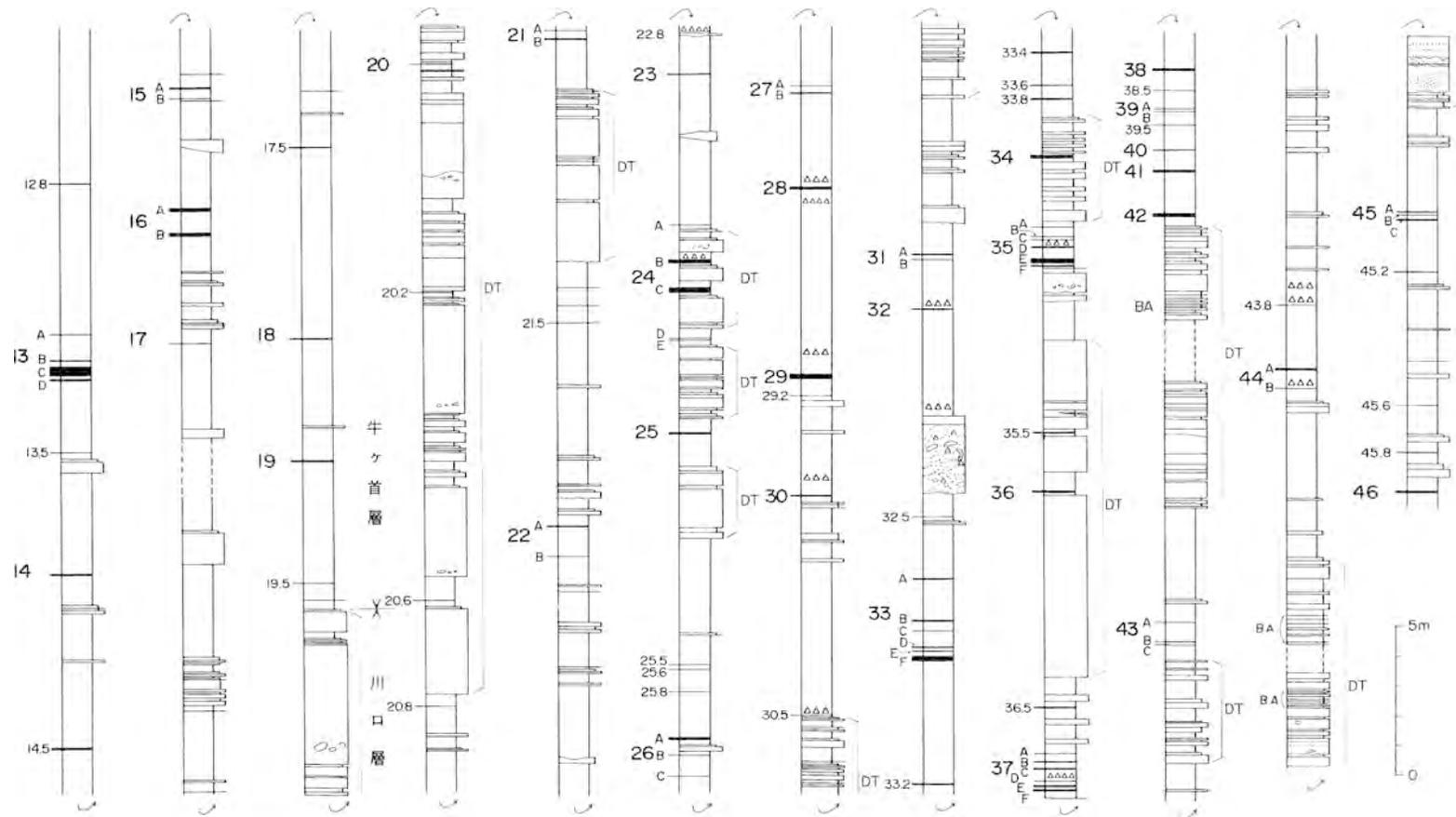
岩質 流紋岩質ガラス質シルト粒火山灰。白色のシルト粒ガラスが主であり、結晶は極めてわずかである。



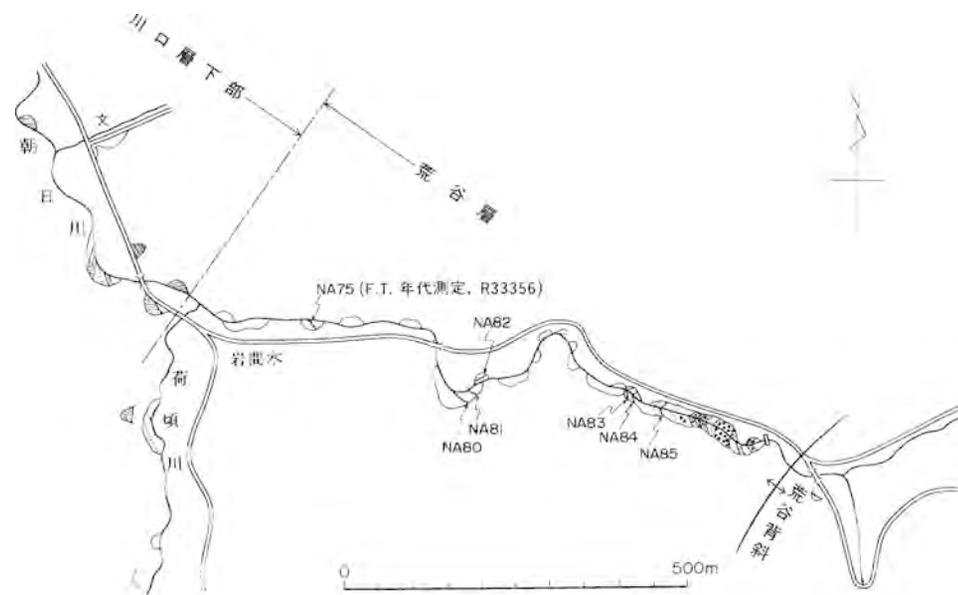
第61図 野辺川・朝日川における荒谷層-和南津層の柱状図(徳橋, 1985を一部改変)



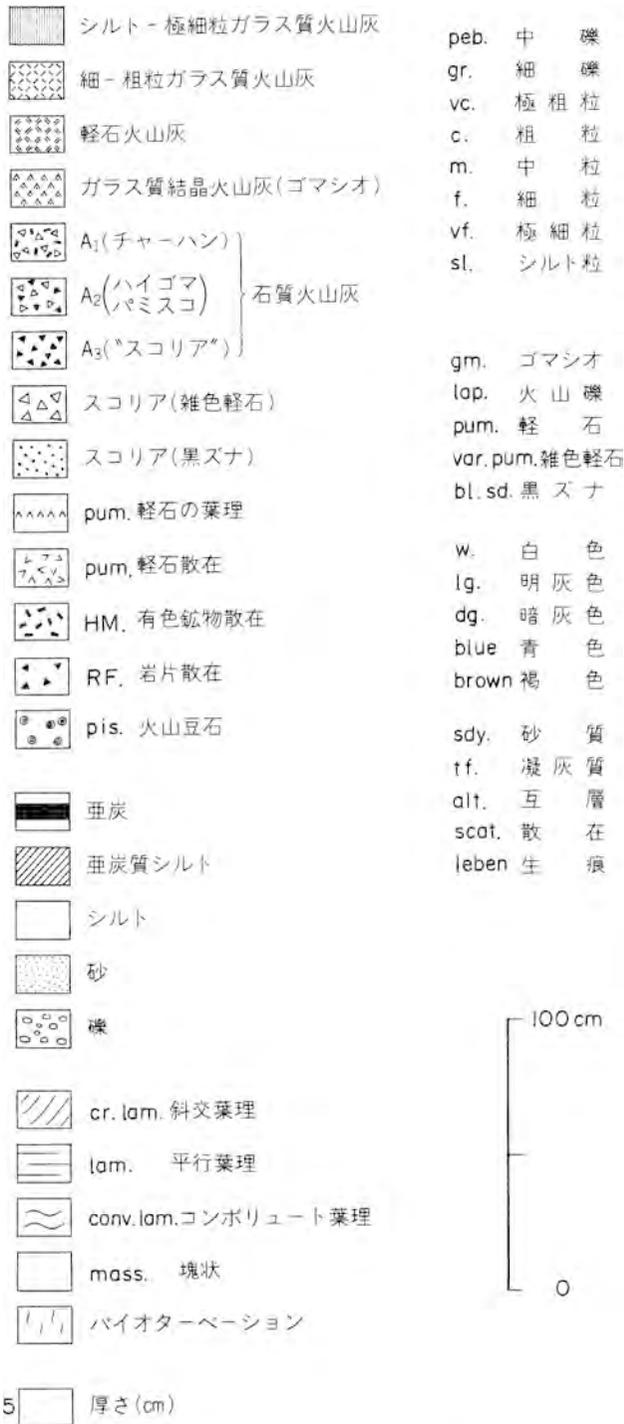
第62図 テフラ鍵層 NA2 NA8 の間の柱状図 (野辺川) (徳橋, 1985)



第63図 テブラ鍵層 NA13-NA46 の間の柱状図 (野辺川) (徳橋, 1985) 凡例は第62図と共通

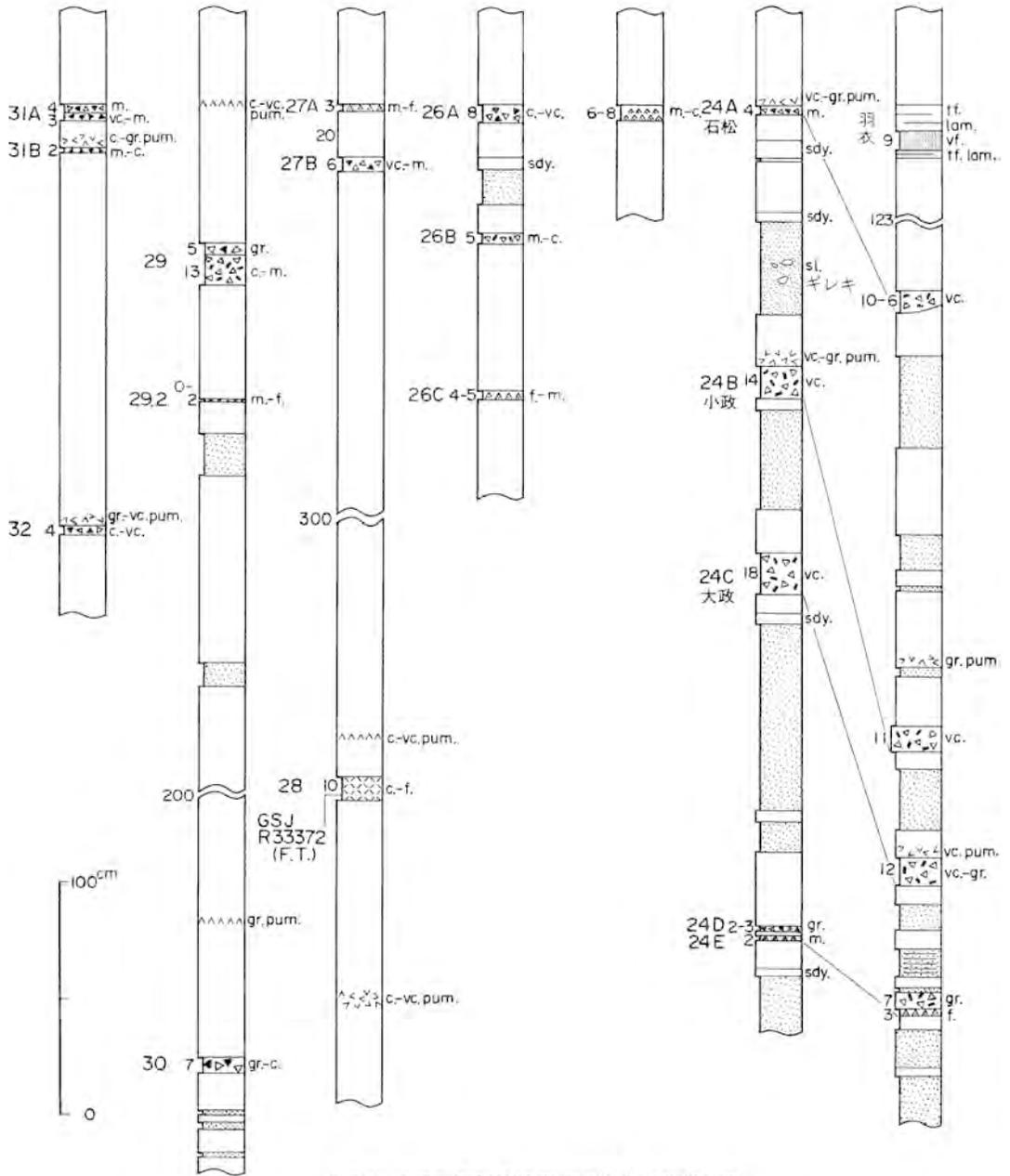


第65図 朝日川ルートマップ (徳義, 1985に加筆) 凡例は第64図と同一



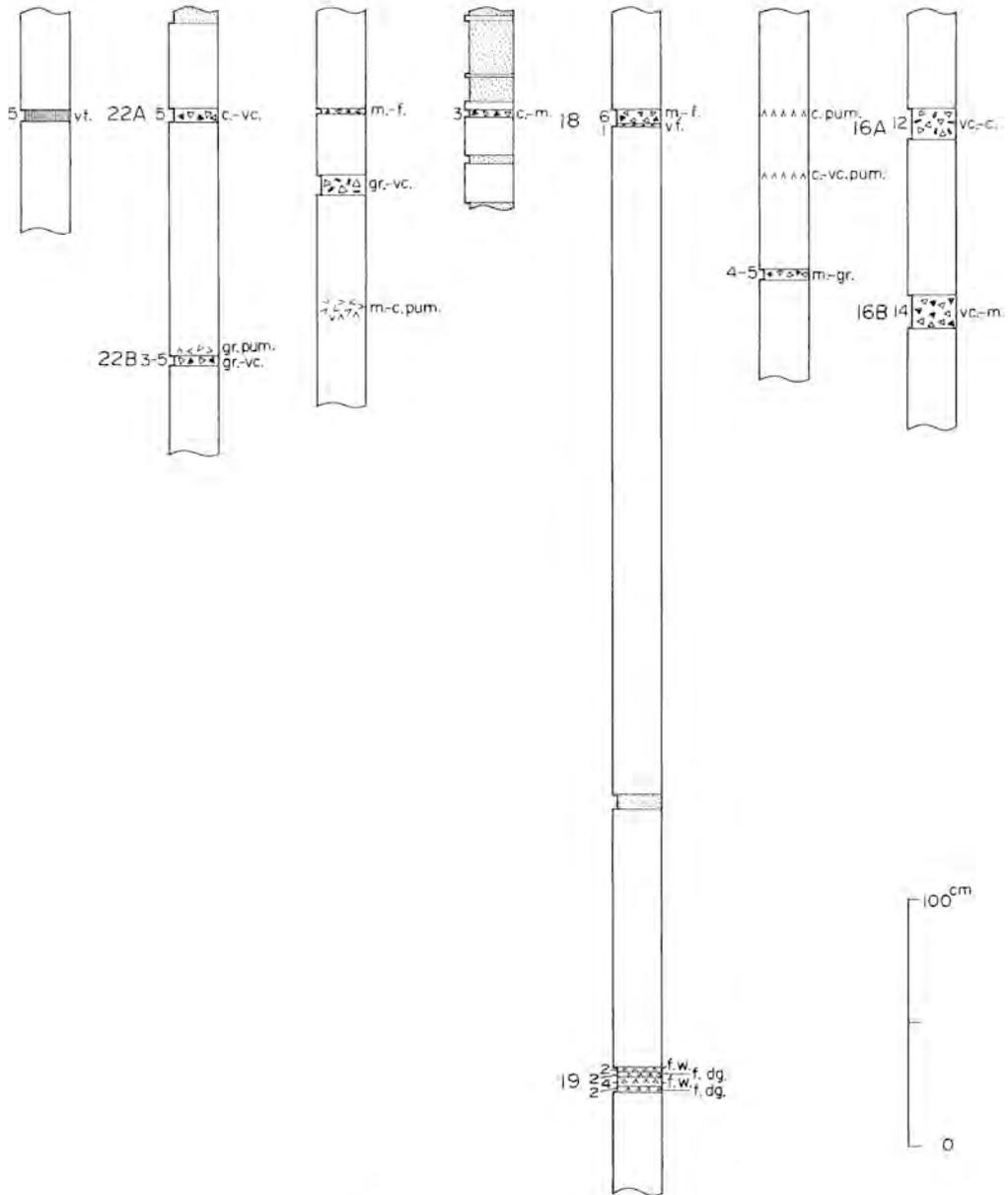
第66図 テフラ鍵層の柱状図凡例

NA31-NA32	NA29-NA30	NA27-NA28	NA26	NA25	NA24	NA24・羽衣
レール・枕木	サカサ・クラゲ	ひかり・銀河 こだま	お春・お秋・お駒	次郎長	石松・小政・大政	
[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[芋川]



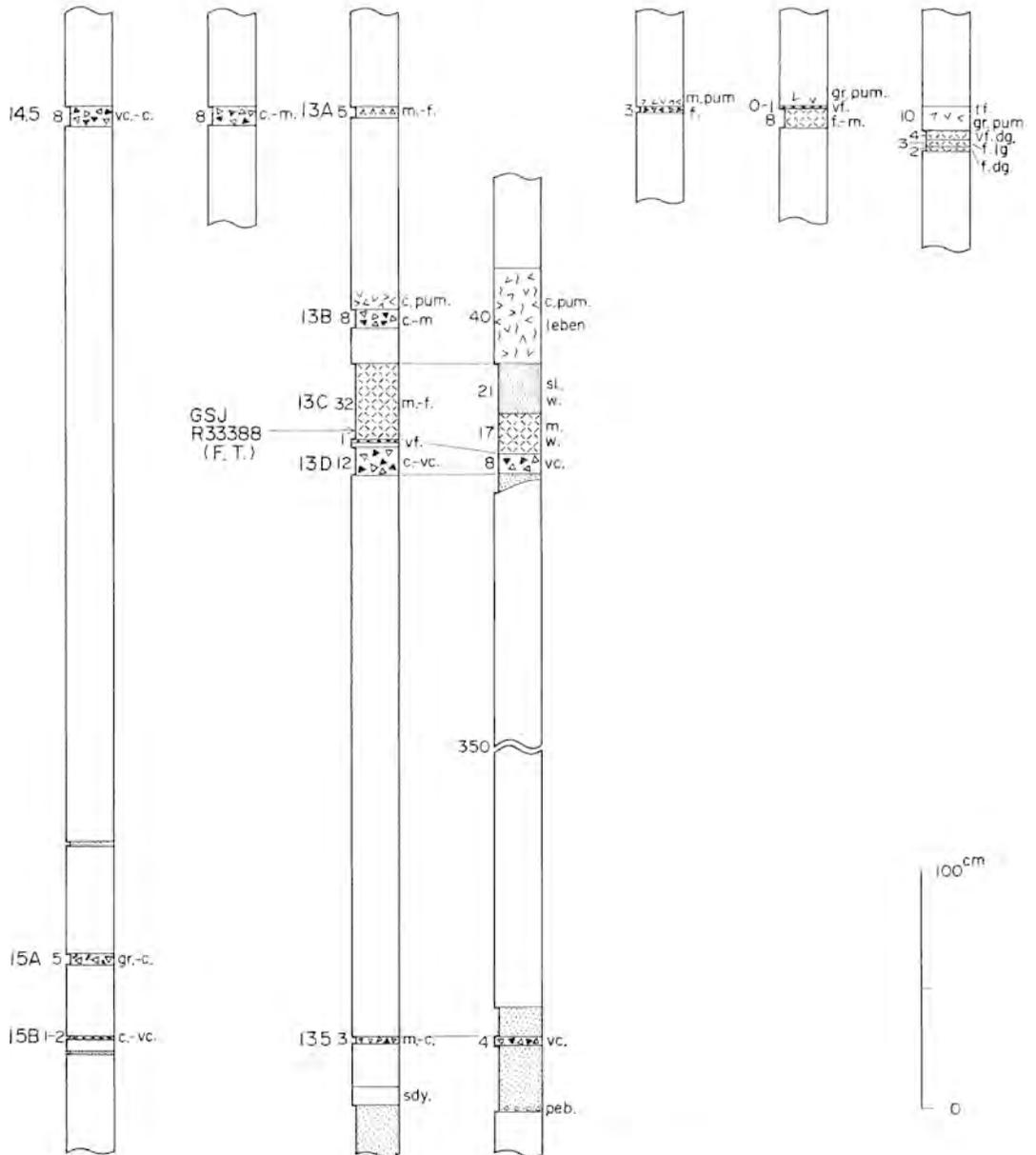
第69図 テフラ鍵層 NA32-24 の柱状図 凡例は第66図

NA23	NA22	NA21	NA20	NA19-NA18	NA17.5	NA16
白雪	シマヘビ	カキゴオリ	一羽鳥	帯どめ・しぐれ	はとこ	父・母
[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]

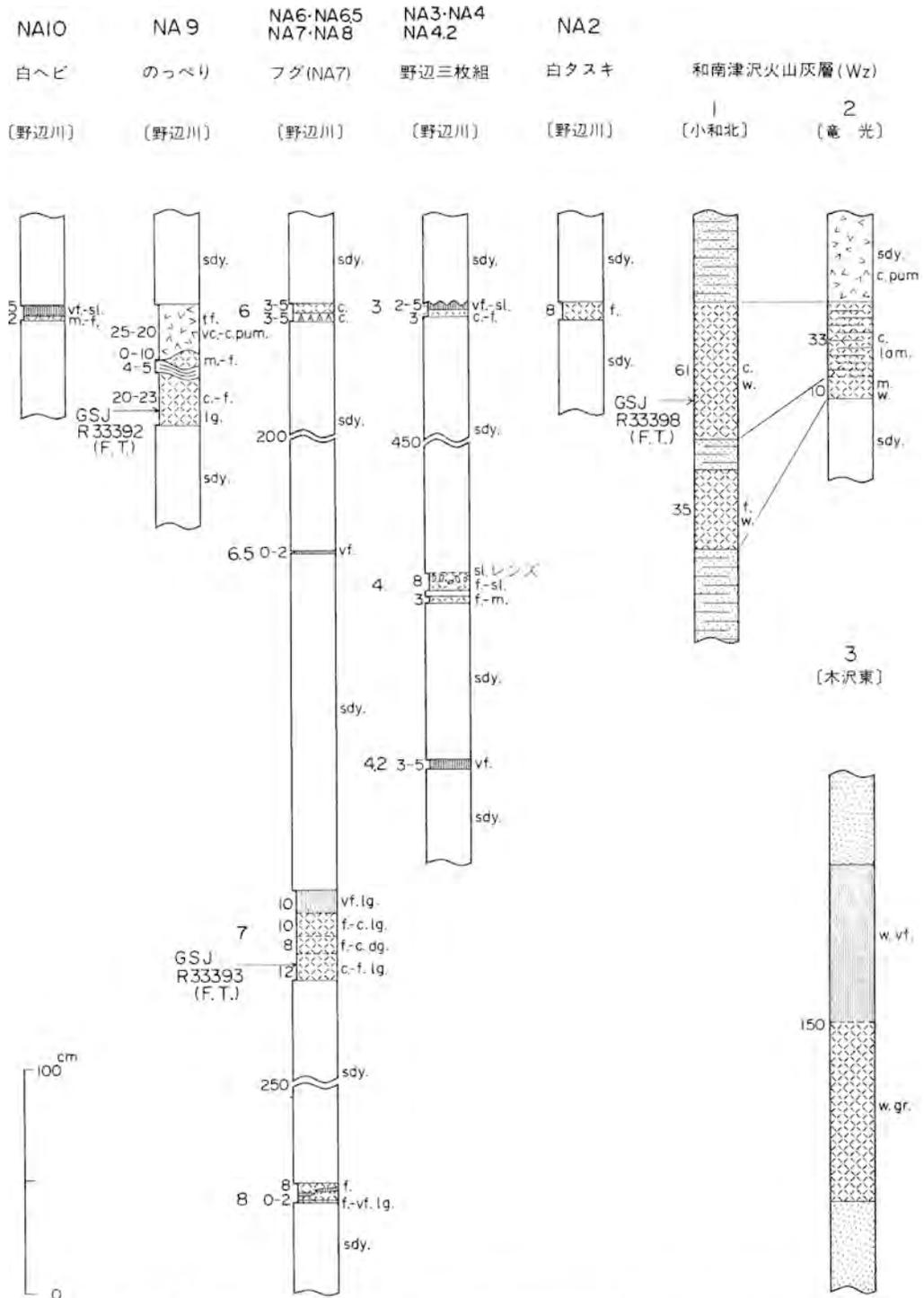


第70図 テフラ鍵層 NA23-16 の柱状図 凡例は第66図

NAI5-NAI4.5	NAI4	NAI3-NAI3.5	NAI2.8	NAI2	NAI1
姉・いとこ	プラスコ	四郎 兄弟 三郎 次郎 太郎	末っ子	シャープ	かげろう
[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]	[野辺川]



第71図 テフラ鍵層 NAI5-11 の柱状図 凡例は第66図



第72図 テフラ層 NA10-2 及び和南津沢火山灰層の柱状図 凡例は第66図、和南津沢火山灰層の位置は第73図及び第75図に示す。

IX. 2 テフラ鍵層 (和南津層 - 魚沼層)

本図幅地域の和南津層から魚沼層中には主に酸性のテフラが多数挟在し、鍵層となるものが少なくなく(三梨ほか, 1970; 正井・高浜, 1981), 筆者らは19のテフラ鍵層を識別した(第39図).

以下これらを下位より順に記載する. テフラ鍵層の命名者と模式地を第13表に, 柱状図作成位置を第73図-第75図に, 柱状図を第72図-第82図にそれぞれ示す.

和南津沢火山灰層(第72図)

模式地 川口町小和北東方の和南津沢.

分布 模式地のほか, 竜光西方・木沢東方で確認される.

岩質 流紋岩質ガラス質粗粒火山灰(IX.4.6参照).

小和北火山灰層

和南津層上部に挟在する白色細粒火山灰層で, 淘汰の良い砂と混交して斜交層理が発達する. 層厚は2-6m程度で, 相川川流域から芋川流域にかけて広く分布する.

岩質 流紋岩質ガラス質細粒火山灰. 発泡の良いガラスが主で, 少量の斜長石・重鉱物を含む. 重鉱物は黒雲母が主である.

越又火山灰層(第76図)

4mm程度の普通角閃石が散る灰白色細粒-シルト粒火山灰. 魚沼層基底から数m上位に挟在し, 芋

第13表 和南津層・魚沼層中のテフラ鍵層の命名者と模式地

テフラ鍵層名		命名者	模 式 地
SK020	020	新潟平野団体研究グループ(1970)	小国町芝ノ又ルート 岡野町図幅内
SK030	030	"	"
猿倉ゴマシオ		新潟火山灰グループ(1983)	十日町市田川ルート 十日町図幅内
西又川	Ns	新称	堀之内町西又川ルート 第73図
SK050	050	新潟平野団体研究グループ(1970)	小国町芝ノ又ルート 岡野町図幅内
明神	Mo	新称	堀之内町魚野地川ルート 第73図
法末	Ho	風岡ほか(投稿中)	小国町小国沢ルート 岡野町図幅内
貝ノ川	Ka	柳沢ほか(1985)	十日町市貝ノ川ルート 第73図
SK100	100	新潟平野団体研究グループ(1970)	小国町芝ノ又ルート 岡野町図幅内
SK110	110	"	"
津池ゴマシオ	Tg	新潟火山灰グループ(1983)	十日町田川ルート 十日町図幅内
辻又川	Tz	風岡ほか(投稿中)	堀之内町辻又川ルート 第73図
嘉勝	Kk	柳沢ほか(1985)	十日町市嘉勝の沢 十日町図幅内
紅白パミス	RW	風岡ほか(投稿中)	十日町市田川ルート "
仙之沢	Se	"	川口町仙之沢支流 第73図
大池 I	OK I	柳沢ほか(1985)	十日町市田川ルート 十日町図幅内
越又	Ks	新称	広神村兎畑 第75図
小和北	Ko	風岡ほか(投稿中)	川口町小和北の沢 第73図
和南津沢	Wz	新称	" 第73図

川集落から越又にかけて分布する。層厚は50-110cmで、しばしば砂層・亜炭層を挟み、上部は凝灰質シルトに漸移する場合もあり、岩相変化が大きい。また、約7m上位に層厚約20cmの灰白色シルト粒-細粒火山灰層が挟在する。

大池 I 火山灰層 (第76図)

白色のシルト-中粒火山灰で、下部は塊状、上部は斜交層理が発達する。上方粗粒化が顕著である。南隣「十日町」図幅地域内の田川上流から飛渡川上流に分布するが、本図幅地域内では堀之内町小芋川でのみ確認された。層厚は54cm。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒火山灰。発泡の良いガラスが主で、透明感のある繊維状ガラスを多く含むことが特徴。斜長石を2-4%、重鉱物を1-2%含む。重鉱物は黒雲母が主で、普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鉱・普通輝石・ジルコンを含む。

仙之沢火山灰層

斜層理の発達する白色中粒火山灰と4枚の白色極細粒-シルト粒火山灰からなる組層である(風岡ほか、投稿中)。相川川流域から和南津にかけて分布する。下位の中粒火山灰は和南津で層厚約10mで、西方へ次第に薄くかつ砂質になり、相川川の西方では淘汰の良い砂層中に斜層理として認められる程度となる。上位の4枚の火山灰は砂シルト互層約6-10m中に各々0.2-0.7mの層厚で挟在するが、相川川上流の山ノ相川周辺にのみ分布し和南津・小高西方では欠如する。いずれも白色のシルト-極細粒火山灰でときに層理が発達する。

風岡ほか(投稿中)によれば、柳沢ほか(1985)の大地Ⅲに対比される。

岩質(下部) 流紋岩質ガラス質中粒火山灰。発泡の良いガラスが主で、重鉱物として普通角閃石・紫蘇輝石・ジルコン・酸化角閃石・褐れん石を含む(風岡ほか、投稿中)。

紅白パミス火山灰層(第76図)

風岡ほか(投稿中)によれば、5mm程度の白色-灰色-ピンク色の発泡の悪い軽石が密集した火山灰層である。層厚は約20cmで十日町地域から田河川流域に広く分布する。亜炭層ないし亜炭質シルト層を伴い、しばしばこれらを基質とする。

嘉勝^{かしょう}火山灰層(第77図)

2枚の灰白色シルト粒-粗粒火山灰からなる組層である(柳沢ほか、1985)。層厚は1.8-2.5mで、上位の火山灰は粗粒軽石が密集していて基質の量はわずかである。本図幅地域内には飛渡川・貝ノ川に分布する。ただし、田河川流域に分布する辻又川火山灰層が本火山灰層に対比される。

岩質 いずれも流紋岩質ガラス質火山灰。発泡の良いガラスが主で、斜長石を十数%、重鉱物を約5%含む。重鉱物は普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鉱・普通輝石のほか燐灰石を含む。

辻又川火山灰層(第77図)

下位より斜層理の発達する白色中-粗粒火山灰、淡紅-アズキ色細粒火山灰、斜層理の発達する白色中粒火山灰の3つからなる組層である(風岡ほか、投稿中)。なお、この数十cm上位には基質のほとんどない灰白色中粒火山灰(厚さ5-10cm)が挟在する。田河川流域に分布し、層厚は0.6-1.0mである。柳沢ほか(1985)の嘉勝火山灰層に対比される。

岩質(下部) 流紋岩質ガラス質中-粗粒火山灰。重鉱物は普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鉱・普通輝石の

ほか、ジルコンを含む(風岡ほか, 投稿中).

津池ゴマシオ火山灰層(第77図)

塊状の黄白色中粒火山灰で、重鉱物が目立つためいわゆるゴマシオ状を呈する。層厚は16-30cmで、魚沼丘陵全域のほか、南西隣「松之山温泉」図幅地域内の中里町・津南町地域にも分布する(新潟火山灰グループ, 1983)。

岩質 デイサイト質ガラス質結晶中粒火山灰。発泡の良いガラスが多く、分級が良い。斜長石のほか、十数%の重鉱物を含む。重鉱物は普通角閃石・鉄鉱・紫蘇輝石のほか普通輝石・燐灰石を含み、黒雲母を含まない。

SK110(第78図)

SK110は3つの部分からなる。下位より、塊状の灰褐色シルト粒火山灰、塊状灰白色中粒火山灰、層理が発達する灰白色細粒火山灰である。層厚は1.2mである。本火山灰層は魚沼丘陵西部・東頸城丘陵に広く分布する最も良好なテフラ鍵層のひとつであり、本図幅地域内では丸山丘陵一帯のほか下貫川北方の塩野で確認された。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒火山灰。発泡の良い7mm以下のガラスが主で、透明感のある繊維状ガラスを多く含むことが特徴。斜長石を約3%、重鉱物を約1%、岩片をわずかに含む。重鉱物は黒雲母が主で、鉄鉱・紫蘇輝石・ジルコン・普通角閃石・普通輝石・燐灰石を含む。

SK100(第78図)

白色の細-中粒火山灰で、下部は塊状、上部は層理が発達する。層厚は0.8-2.2mである。十日町図幅地域北縁の嘉勝から本図幅地域内樽沢川まで及び辻又川のほか、小千谷市時水に分布する。その特徴的な鉱物組成により、最も良好なテフラ鍵層のひとつであり(新潟火山灰グループ, 1983; 安井ほか, 1983)、中央油帯の西山層上部・西山油帯の灰爪層最下部に挟在する出雲崎火山灰層(Iz)に対比されている(菊池ほか, 1984)。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒火山灰。発泡の良いガラスが主で、分級が良い。斜長石を数-十数%、重鉱物を約1%含む。重鉱物は黒雲母が主で、紫蘇輝石・鉄鉱・普通輝石・普通角閃石・ジルコン・褐れん石・燐灰石・ざくろ石を含む。

貝ノ川火山灰層(第79図)

白色の中-粗粒火山灰で、しばしばシルト粒火山灰を挟有する。層厚は1-1.5mである。南隣十日町図幅地域内の川治川から本図幅地域内の樽沢川にかけて及び辻又川に分布する。SK100の約7m上位にある。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒火山灰。発泡の良いガラスが主で、分級が良い。微小な柱状の気泡を有するガラスを含むことが特徴(柳沢ほか, 1985)。斜長石を数-十数%、重鉱物を約1%含む。重鉱物は黒雲母が主で、紫蘇輝石・鉄鉱・普通角閃石・普通輝石・ジルコンを含む。

法末^{ほうすえ}火山灰層(第79図)

白色の極粗粒-シルト粒火山灰で、しばしば斜交層理が発達する。層厚は2-12mである。丸山丘陵から十日町丘陵にかけて広く分布する(風岡ほか, 投稿中)。

岩質 流紋岩質ガラス質火山灰。発泡の良いガラスが主で、斜長石・少量の重鉱物・岩片を含む。重

鉱物は鉄鉱・普通角閃石・紫蘇輝石のほかジルコンを含む。

明神火山灰層(第80図)

灰白色-アズキ色の中粒火山灰であり、田河川流域に分布する。層厚は1-4mである。中部に多数の炭化木を取り込んでいる。

岩質 デイサイト質結晶質-ガラス質結晶中粒火山灰。重鉱物が極めて多く、いわゆるゴマシオ状を呈する。重鉱物は普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鉱が多い。

SK050

白色軽石層(パミス部)・中粒ゴマシオ火山灰(ゴマ部)及び白色中粒火山灰の3つからなる組層である(新潟火山灰グループ, 1983)。ゴマ部は重鉱物が上部に濃集することが特徴である。本図幅地域内には、北西隅の小国町桐沢峠西方に分布する。

岩質(ゴマ部) デイサイト質結晶質火山灰。重鉱物を10-50%含む。普通角閃石・紫蘇輝石が多く、鉄鉱・普通輝石・燐灰石を含む(黒川ほか, 1983)。

西又川火山灰層(第80図)

下位の中粒火山灰と上位の白色中粒火山灰との組層である。層厚は各々15cmと1mで、田河川本流と魚野地川以東に分布する。風岡ほか(投稿中)はこれをSK050に対比しているが、ここでは別のものとしておく。

岩質(下部) デイサイト質ガラス質結晶中粒火山灰。普通角閃石・紫蘇輝石が目立ち、いわゆるゴマシオ状を呈する。

岩質(上部) 流紋岩質ガラス質中粒火山灰。発泡の良いガラスが主で、少量の斜長石のほか、重鉱物をわずかに含む。

猿倉ゴマシオ火山灰層(第81図)

黄白色の中粒火山灰層で、いわゆるゴマシオ状を呈する。SK030の白ザラ部の数m下位にあり、層厚は4-7cmである。田河川流域に断続的に分布する。

岩質 デイサイト質結晶質-ガラス質結晶中粒火山灰。発泡の良いガラスのほか、斜長石を10-50%、重鉱物を15-30%含む。重鉱物は普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鉱のほか普通輝石・ジルコンを含む。

SK030(第81図)

SK030は下位より、板状シルト部・黒ズナ火山礫部・白ザラ部・黒ズナ部・雑色部の5つの組層である(柳沢ほか, 1985)。層厚は2.1-8mで、うち白ザラ部は0.9-5.7mである。十日町図幅地域南西部から本図幅地域内の貝ノ川北方までの魚沼丘陵西部では上記の順に重なるが、東部の田河川周辺及び小千谷市山本山西方では黒ズナ火山礫部・白ザラ部のみとなる。最も良好なテフラ鍵層のひとつであり(新潟火山灰グループ, 1983; 安井ほか, 1983)、白ザラ部は中央油帯・西山油帯の灰爪層中部の常楽寺火山灰層(Zr)に対比されている(菊池ほか, 1984)。

黒ズナ部・黒ズナ火山礫部

岩質 安山岩質極粗粒火山灰。円磨した暗灰色スコリアが主で、火山岩片を多く含む。重鉱物は普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鉱・普通輝石・黒雲母を含む。

白ザラ部

下部約 1m は塊状の白色粗粒火山灰，上部は斜交層理が発達する白色極粗粒 - 中粒火山灰である。層厚は 0.9-5.7m。粒度分布の相違から，下部と上部は別のユニットである可能性がある。

岩質 流紋岩質ガラス質(一部はガラス質結晶)粗粒火山灰。7mm 以下の発泡の良いガラスが主で，斜長石を 10-40%，重鈹物・軽鈹物(堇青石・石英)・岩片を各々約 1% 含む。重鈹物は黒雲母が主で，鉄鈹・紫蘇輝石・普通角閃石・普通輝石・燐灰石・カミングトン閃石・ジルコンを含む。破片状の淡紫色堇青石とカミングトン閃石を含むことが大きな特徴である。

雑色部

岩質 安山岩質ガラス質スコリア火山灰。発泡の良い 1-3cm 大のやや円磨した灰色 - 暗灰色スコリアと，基質をなす極細粒火山灰が主である。斜長石・重鈹物を各数% 含む，重鈹物は鉄鈹・紫蘇輝石・普通輝石のほか燐灰石・酸化角閃石・黒雲母・ジルコンである。

SK020(第 82 図)

SK020 は 3 つの部分からなる。下位より，塊状の桃色極細粒火山灰(ピンク部)，塊状の灰白色中粒火山灰(ゴマ部)，火山豆石を含み層理をもつ灰白色極細粒火山灰(ピソライト部)である。連続性がよく，最も良好なテフラ鍵層のひとつである(新潟火山灰グループ，1983)。

ピンク部

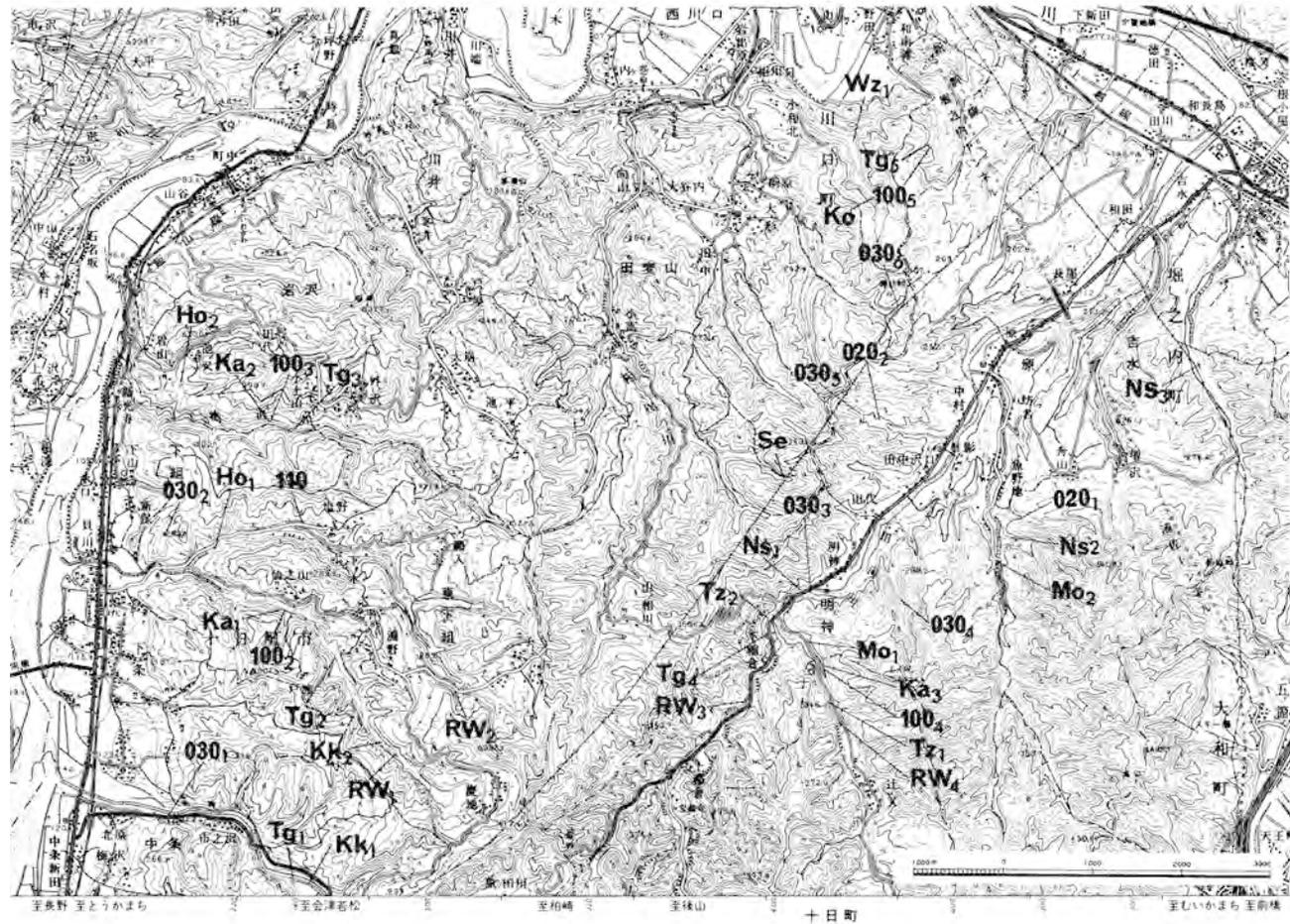
岩質 流紋岩質ガラス質火山灰。1mm 以下の発泡の良いガラスが主で，斜長石を 3%，重鈹物を 1% 含む。重鈹物は普通角閃石・鉄鈹・紫蘇輝石・黒雲母・燐灰石を含む。

ゴマ部

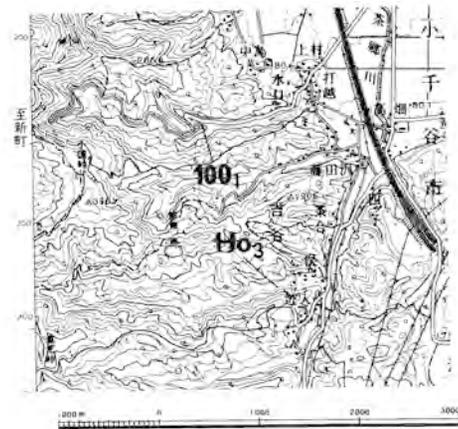
岩質 デイサイト質ガラス質結晶火山灰。発泡の良いガラスが主で，斜長石を 10-30%，重鈹物を 3-10% 含む，いわゆるゴマシオ状を呈する。重鈹物は普通角閃石・鉄鈹・紫蘇輝石・普通輝石のほか燐灰石を含む。

ピソライト部

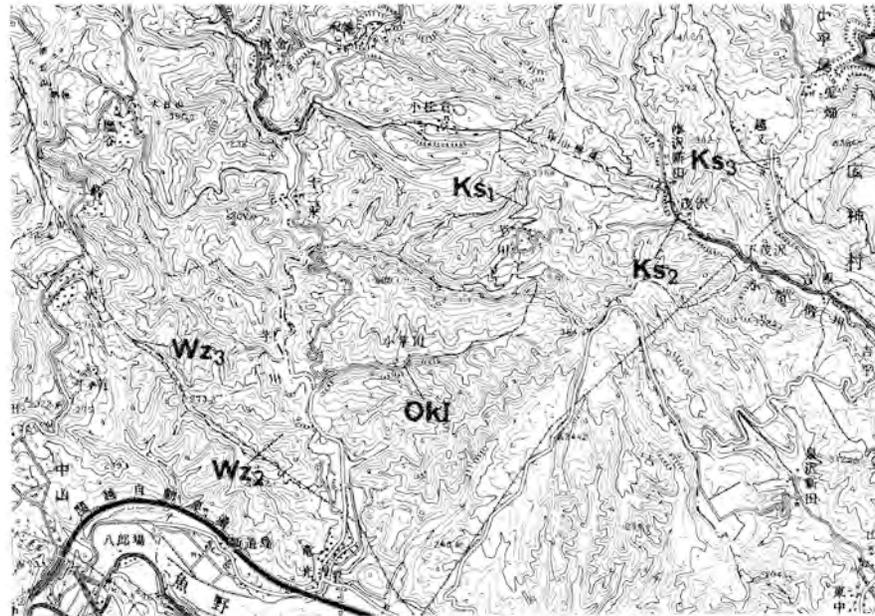
岩質 流紋岩質ガラス質極細粒火山灰。発泡の良いガラスが主で，1cm 程度の同質の火山豆石が散在する。斜長石を 3%，重鈹物を 1% 含む，重鈹物は鉄鈹・普通角閃石・紫蘇輝石・普通輝石を含む。



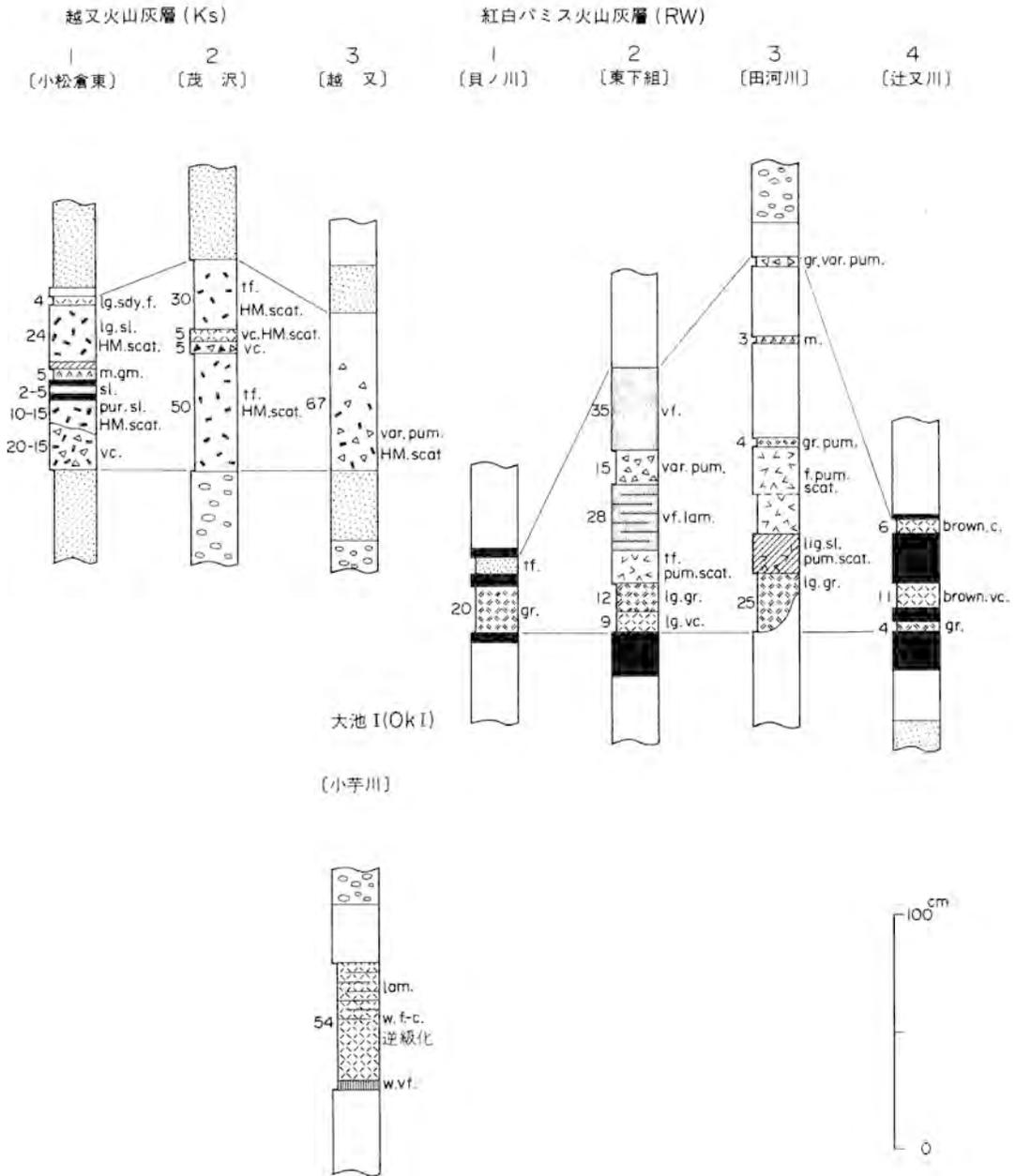
第73図 和南津層・魚沼層のテフラ鍵層の柱状図作成位置図① 魚沼丘陵。火山灰層の略号は地質図に同じ。
 Wz: 和南津沢火山灰層, Ks: 越又火山灰層, Okf: 大池I火山灰層, RW: 紅白バミス火山灰層, Tz: 辻又川火山灰層, Kk: 嘉勝火山灰層, Tg: 津池ゴマシオ火山灰層, 110: SK110, 100: SK100, Ka: 貝ノ川火山灰層, Ho: 法末火山灰層, Mo: 明神火山灰層, Ns: 西又川火山灰層, 030: SK030, 020: SK020
 略号は第76図-第82図の柱状図番号に対応。国土地理院発行の1/5万地形図「小千谷」の一部を使用。



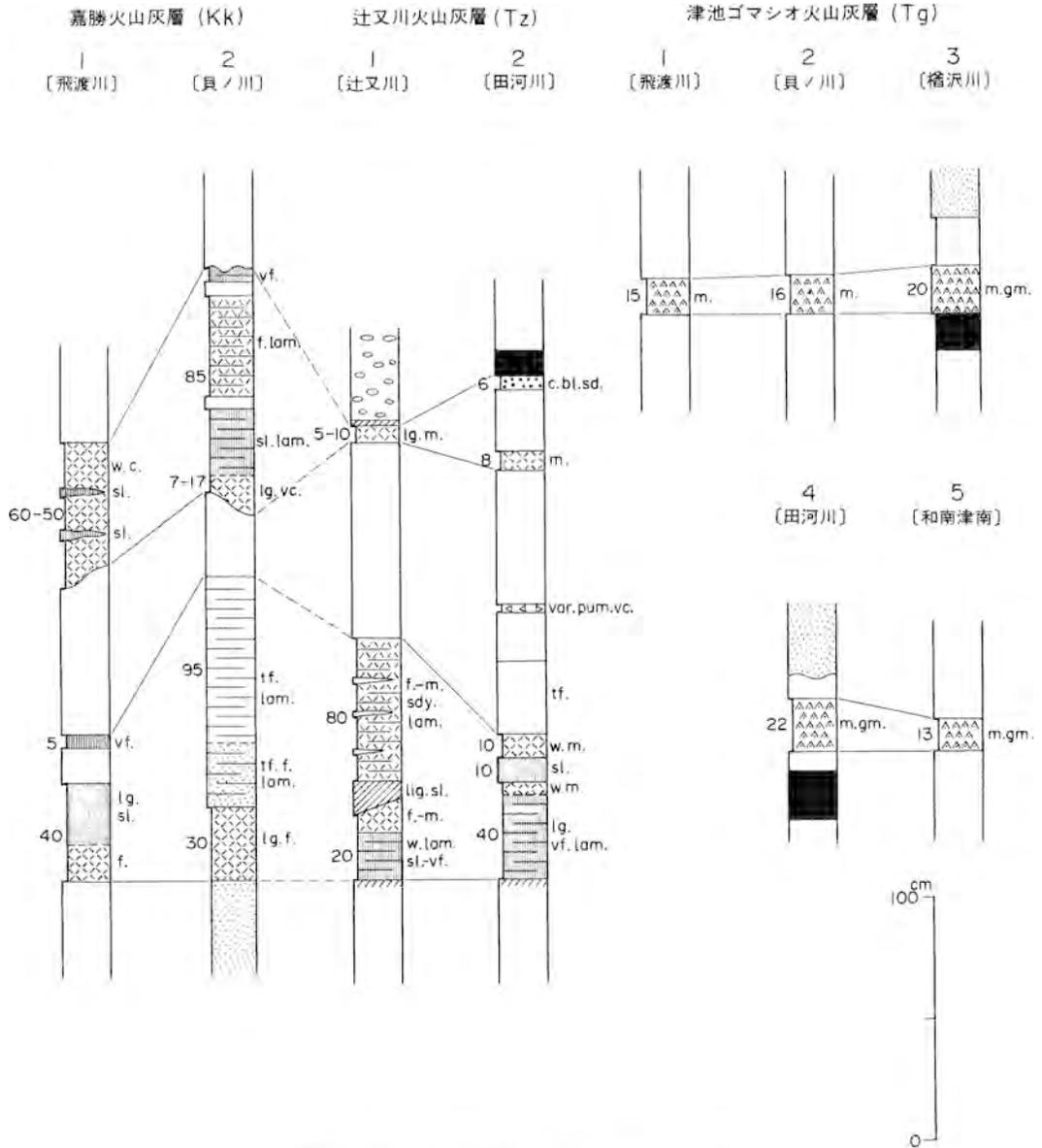
第74図 和南津層・魚沼層のテフラ層の柱状図作成位置図
 ② 丸山丘陵。凡例は第73図と同じ。国土地理院発行1/5万地形図「小千谷」の一部を使用



第75図 和南津層・魚沼層のテフラ層の柱状図作成位置図③ 東山丘陵。凡例は第73図と共通
 国土地理院発行1/5万地形図「小千谷」の一部を使用



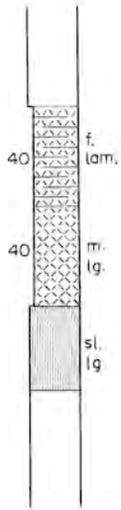
第76図 魚沼層のテフラ鍵層の柱状図① 凡例は第66図
 位置は第73・第75図に示す



第77図 魚沼層のテフラ鍵層の柱状図② 凡例は第66図、位置は第73図に示す

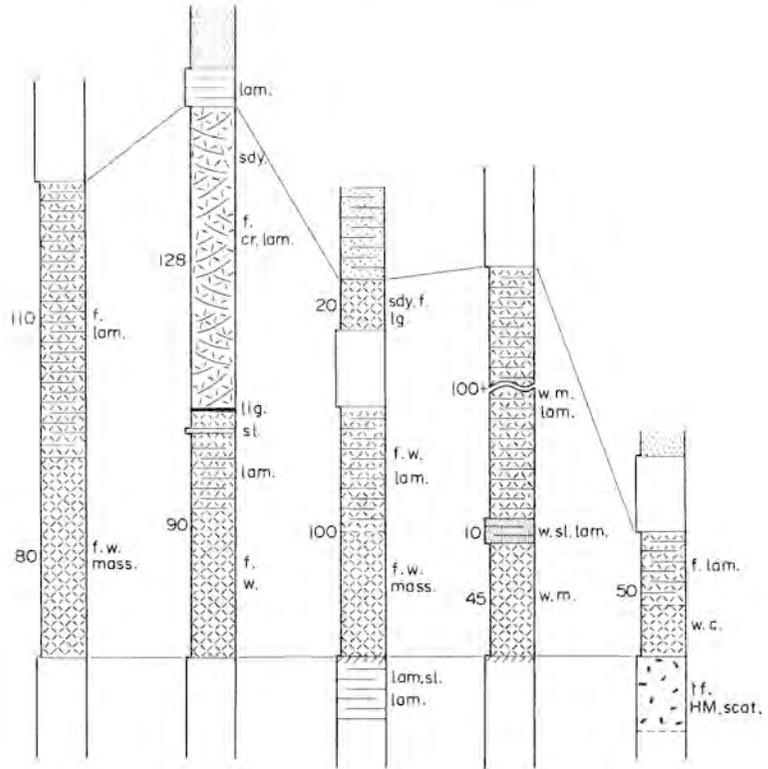
SK110(110)

[塩野]



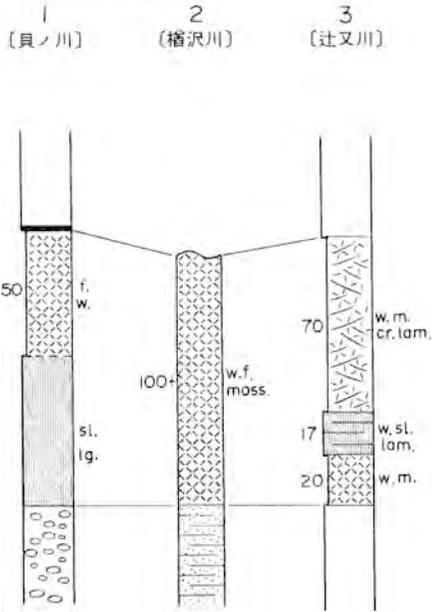
SK100(100)

1 [水戸] 2 [貝ノ川] 3 [橋沢川] 4 [辻又川] 5 [和南津南]

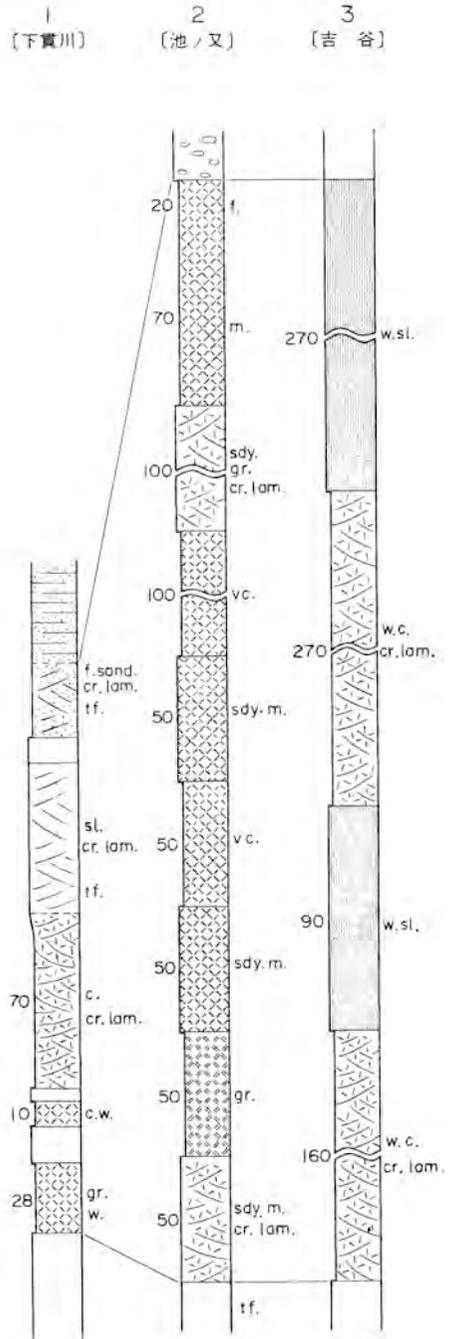


第78回 魚沼層のテフラ鍍層の柱状図③ 凡例は第66回。位置は第73回・第74回に示す

貝ノ川火山灰層 (Ka)

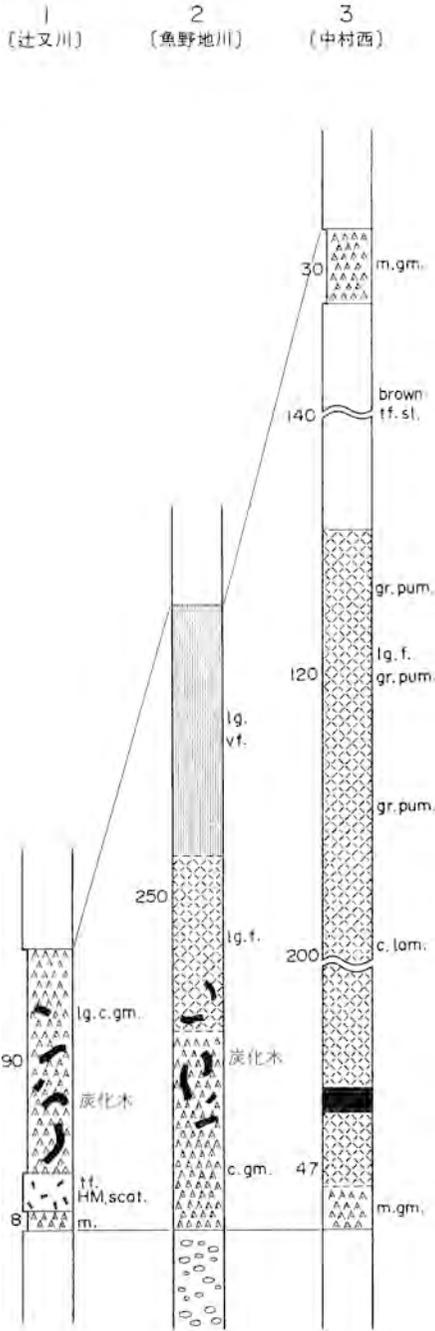


法末火山灰層 (Ho)

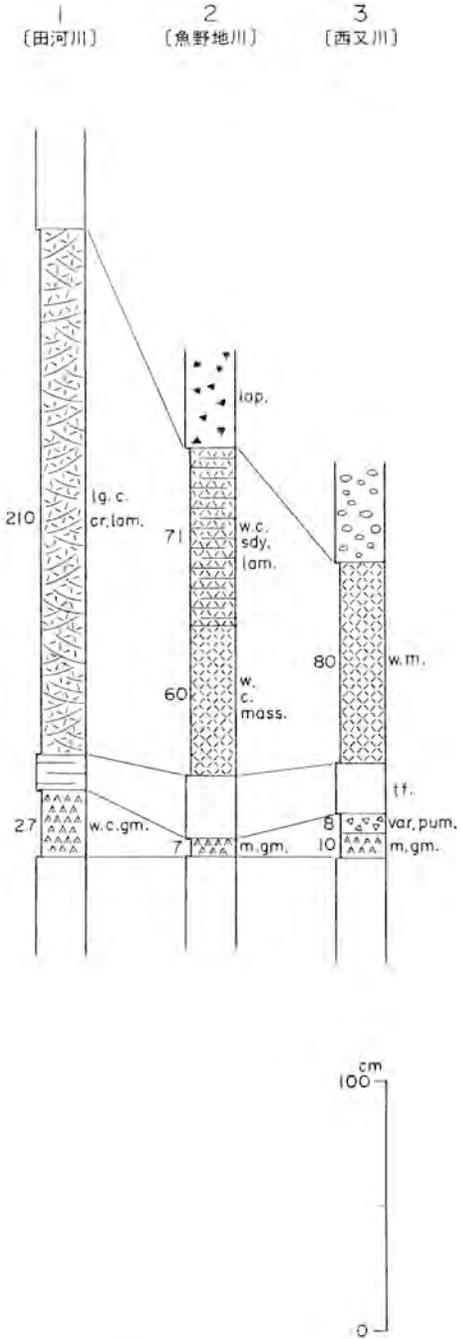


第79図 魚沼層のテフラ鍵層の柱状図④ 凡例は第66図。位置は第73図・第74図に示す

明神火山灰層 (Mo)

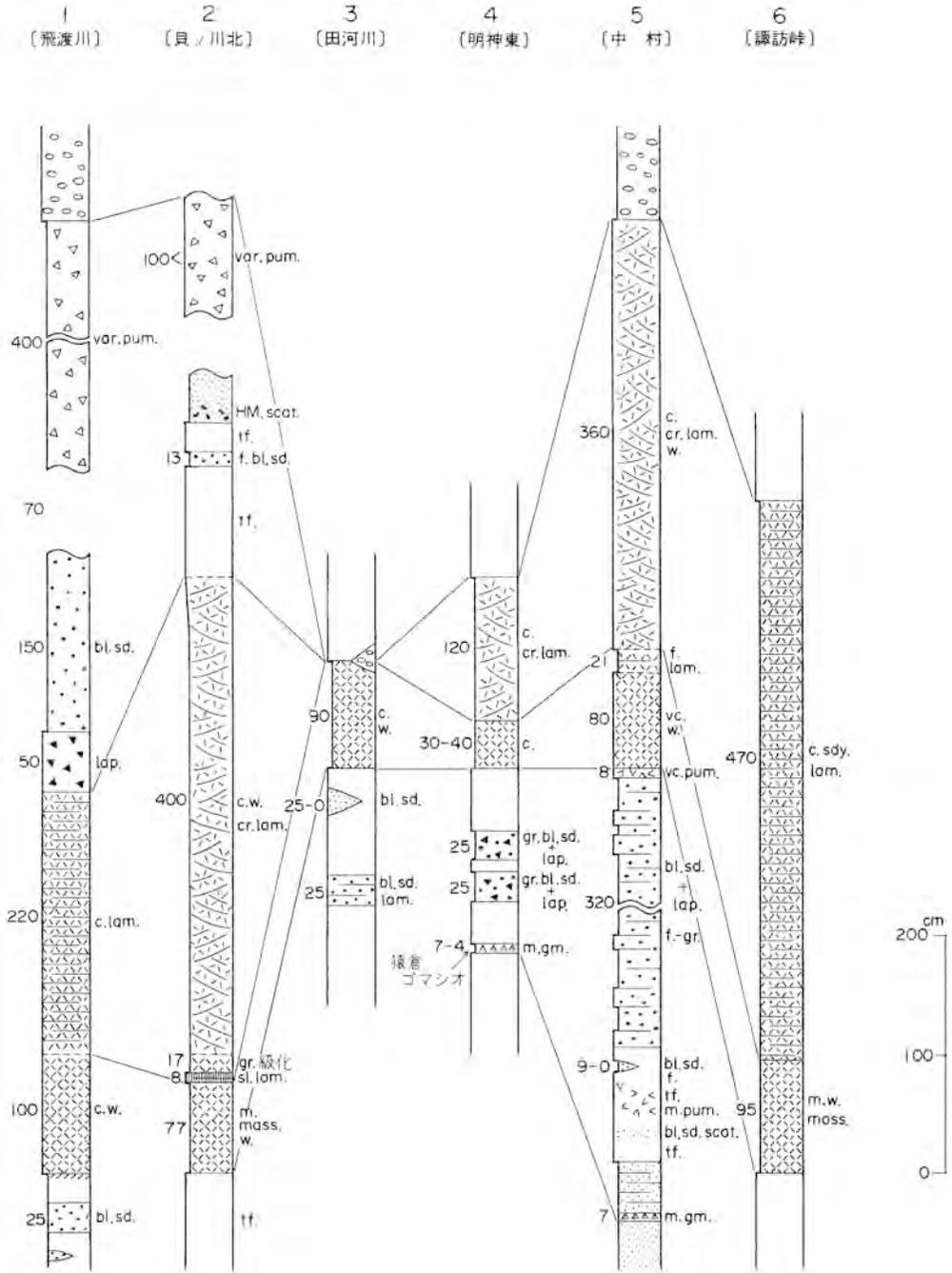


西又川火山灰層 (Ns)



第80図 魚沼層のテフラ鍵層の柱状図⑤ 凡例は第66図。位置は第73図に示す。

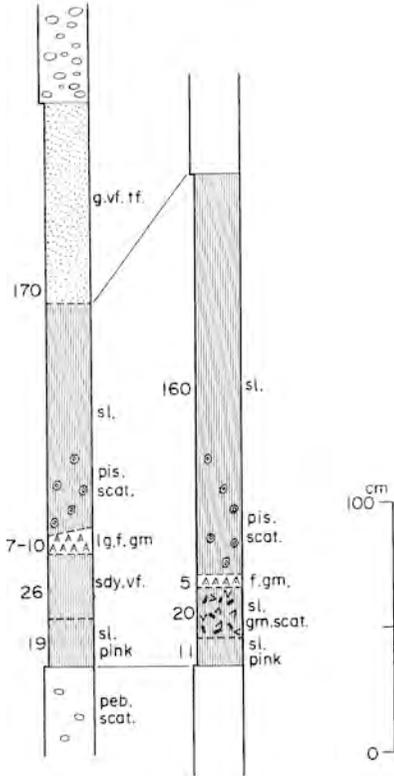
SK030(O30) 及び猿倉ゴマシオ火山灰層



第81図 魚沼層のテフラ鍵層の柱状図⑥ 凡例は第66図。位置は第73図に示す

SKO20(O20)

1 [魚野地川] 2 [中 村]



第82図 魚沼層のテフラ鍵層の柱状図⑦ 凡例は第66図。位置は第73図に示す

IX. 3 K-Ar年代測定

本研究では以下の3つの火山岩試料についてK-Ar年代測定を行った。測定は米国Teledyne Isotopes社に依頼した。

測定結果を第14表に示す。年代計算に用いた定数は $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$ 、 $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/y$ 、 $^{40}K/K=1.167 \times 10^{-4}atm\%$ 、 $^{40}Ar/^{36}Ar \text{ atmosphere}=295.5$ である(STEIGER and JÄGER, 1977¹⁸)。また測定誤差は、COX and DALRYMPLE (1967)¹⁹に従って 1σ で表示している。なお、誤差の見積りには次の値を用いている： $\sigma_K=0.018$ 、 $\sigma_x=0.03$ 、 $\sigma_{^{40}Ar/^{36}Ar}=0.0024$ 、 $\sigma_{^{36}Ar}=0.03$ 。各試料とも2回の測定を行い、これらの平均値を各々の年代値としている。

18) STEIGER, R. H. and JÄGER, E. (1977) subcommission on geochronology : convention on the use of decay constants in geo. and cosmochronology. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 359-362.

19) COX, A. and DALRYMPLE, G. B. (1967) Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 72, p. 2603-2614.

第14表 小千谷岡幅地域の火山岩の全岩 K-Ar 年代測定結果

GEMS No. (GSJ)	試料番号	地層名	岩石	試料	K (%)	⁴⁰ Ar* (<i>scc/gm</i> × 10 ⁻³)	Atm. ⁴⁰ Ar (%)	Age (Ma)	平均
R33353	Oj-322	川口層	デイサイト質 火山角礫岩	全岩	1.98	0.015	94.3	1.9 ± 1.0	2.0 ± 0.6
					1.99	0.016	91.1	2.1 ± 0.6	
R33350	Oj-317	一村尾層	安山岩 溶岩	全岩	1.60	0.038	66.8	6.1 ± 0.4	6.2 ± 0.3
					1.61	0.039	64.4	6.2 ± 0.4	
R33347	Oj-361	鳥屋ガ峰層	デイサイト 溶岩	全岩	2.12	0.053	37.6	6.4 ± 0.3	6.4 ± 0.3
					2.13	0.053	43.0	6.4 ± 0.3	

$\lambda_{\beta} = 4.96 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-4}$ atom% (測定 Teledyne Isotopes 社)

第15表 K-Ar 年代測定試料の化学分析値

	(1)	(2)	(3)	
SiO ₂	62.83	57.50	64.56	(1) 普通輝石紫蘇輝石普通角閃石デイサイト 鳥屋ガ峰層 広神村小平尾 (GSJ R33347)
TiO ₂	0.63	0.88	0.58	(2) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 一村尾層 大和町一村尾 (GSJ R33350)
Al ₂ O ₃	15.92	17.18	17.05	(3) 紫蘇輝石普通輝石普通角閃石デイサイト 川口層 小千谷市朝日 (GSJ R33353)
Fe ₂ O ₃	6.19	7.90	4.76	蛍光 X 線法により、全 Fe を Fe ₂ O ₃ として求めた。 灼熱減量は (1) 2.53, (2) 1.06, (3) 1.45% である
MnO	0.12	0.17	0.04	
MgO	3.06	2.53	0.66	
CaO	4.93	7.07	6.32	
Na ₂ O	2.83	2.99	2.66	
K ₂ O	2.46	1.96	2.45	
P ₂ O ₅	0.18	0.34	0.20	
Total	99.15	98.52	99.28	wt. %

1. 鳥屋ガ峰層のデイサイト (GSJ R33347)

採取地 新潟県北魚沼郡小平尾(地質図参照)

産状 測定試料は鳥屋ガ峰層の下部の塊状のデイサイトからのものである。採取地では防雪工事のため大きく山腹が削り取られており、試料は削り取られた大きな岩塊から採取された。試料は灰色で外見上たいへん新鮮であった。

岩質 普通輝石紫蘇輝石普通角閃石デイサイト。化学組成を第15表(1)に示す。肉眼では灰色で、長さ3mm程度の普通角閃石斑晶が目につく。

斑晶：斜長石・普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鈹・普通輝石(第IV図版1)

斜長石は1mm程度4mm以下で、30モード%を占め、やや変質している。普通角閃石は1mm程度、6mm以下で、6%を占める。X=黄緑色で、ポイキリティックな自形結晶が多く、周辺部は約0.1mm幅で分解している。紫蘇輝石は1mm程度、1.5mm以下である。

石基：ガラス・鉄鈹・紫蘇輝石。

ガラスは脱ガラス化して石英・斜長石・燐灰石を生じている。

年代値 全岩年代値として6.4 ± 0.3Maが得られた。測定では2回ともほぼ同じ値が得られ、また大気アルゴンの混入率も37.6又は43.0%と低く、信頼性の高い値と言える。

2. 一村尾層の安山岩 (GSJ R33350)

採取地 新潟県南魚沼郡大和町一村尾。一村尾から西へ向かう道路沿いの橋の下(南隣十日町区幅地域内, 第83図)。

産状 測定試料は本層の上部に位置する安山岩溶岩から採取した。安山岩溶岩は暗灰色塊状で, 柱状節理及び不明瞭な板状節理が発達する。試料は道路改修に伴ってできた比較的新しい露頭から採取され, 外見上新鮮である。

岩質 普通輝石紫蘇輝石安山岩。化学組成を第15表(2)に示す。肉眼では暗灰色で, 長さ1mmの斜長石斑晶がやや目につく。

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹(第IV図版2)。斜長石は1mm程度4mm以下で, 33モード%を占める。紫蘇輝石は0.8mm程度, 2mm以下で, 7%を占める。普通輝石は0.6mm程度, 2mm以下である。輝石類は一部緑泥石化している。

石基: 斜長石・鉄鈹・普通輝石・斑長質鈹物。填間状組織を示す。

年代値 全岩年代値として $6.2 \pm 0.3\text{Ma}$ が得られた。大気アルゴンの混入率は66.8又は64.4%と比較的低く, 信頼性の高い値と言える。



第83図 一村尾層安山岩GSJ R33350(K-Ar年代測定試料)の採取位置。国土地理院発行5万分の1地形図「十日町」を使用。

3. 川口層のデイサイト質火山角礫岩 (GSJ R33353)

採取地 新潟県小千谷市朝日川国道沿いの露頭(地質図参照)。

層準 朝日川ルートにおける川口層下部

産状 測定試料は火山角礫岩中の直径20cm大の角礫である。採取地の道路脇の露頭は作られてからかなりの時間が経過したものとみられ, 露頭表面は風化が相当進んでいた。採取した角礫も表面から1-2cmは肉眼的にも風化しているのがはっきりしていたため, 年代測定には角礫の中心部のできるだけ風化していない部分を用いた。

岩質 紫蘇輝石普通輝石普通角閃石デイサイト。化学組成を第15表(3)に示す。肉眼では暗灰色で, 長さ2mm程度の斜長石・普通角閃石斑晶がやや目につく。

斑晶: 斜長石・普通角閃石・普通輝石・鉄鈹・紫蘇輝石・石英(第IV図版3)。

斜長石は1mm程度4mm以下で, 30モード%を占める。普通角閃石は1mm程度, 4mm以下で9%を占める。X=淡褐色で, 大部分は分解している。紫蘇輝石は0.6mm以下で, 完全に変質している。

石基: 斜長石・鉄鈹・普通輝石・珪長質鈹物。

填間状組織を示し, 緑泥石・沸石によって充填された小孔隙が見られる。

年代値 全岩年代値として $2.0 \pm 0.6\text{Ma}$ という値が算定されたが, 大気アルゴンの混入率が94.3及び91.1%と高く, その結果測定誤差が52%及び29%と著しく大きくなっている。したがって, この測定値はあまり信頼しうる値とは言えない。

IX. 4 フィッショントラック年代測定

本研究では荒谷層から和南津層の層準の6つのテフラのフィッショントラック年代の測定を行った。測定は株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。

年代測定を行った6試料の産地を第64図・第65図及び第73図に示す。試料は各地点から約10kgを採取し、このうち3.2-4.1kgを処理してジルコン結晶粒を抽出し測定に供した。

フィッショントラックの測定は自発トラック密度の低いGSJ R33356(NA75), GSJ R33392(NA9), GSJ R33393 (NA7), 及びGSJ R33398(和南津沢火山灰層)の4つの試料についてはGrain by Grain+Re-etch法を用いて行われたが、残りの2試料GSJ R33372 (NA28), GSJ R33388 (NA13C)については平均自発密度が $\bar{\rho}_s=8-9 \times 10^5$ 個/cm²と高くRe-etch法の適用が困難なため、GLEADOW *et al.* (1976)²⁰⁾の外部ディテクター法(ED2)を適用して測定が行われた。エッチングはHF:H₂SO₄=1:1のエッチャントを用いて220°C, 3時間又は3時間10分の条件で行われた。ジルコン結晶粒に照射した熱中性子量の測定はNBS-SRM612ガラスと白雲母を添えて行われた。

ジルコン粒は原則として1試料につき36個が用いられた。この際、自発トラック密度が著しく高いとか結晶の表面状態が悪いなどの場合を除き、結晶の大きさや自形度の良否による結晶粒子の選別は原則として行われていない。

年代値及び誤差の算定はGREEN(1981)²¹⁾に従った。誤差は1 σ で表示している。²³⁸Uの自発核分裂の壊変定数としては $\lambda_1=7.03 \times 10^{-17}/y$ を用いた。なお外部ディテクター法で厳密に年代値を求めるためには、異方性効果によって生ずる自発トラック数測定効率の低下を補正しなければならないが、今回この方法を用いて測定が行われた2試料のように自発トラック密度が10⁶個/cm²程度以上の場合には、雁沢(1983)²²⁾の指摘する異方性についての補正は実際には必要ないとされる(GLEADOW, 1978²³⁾; SUZUKI, 1984²⁴⁾)ので、今回は補正は行っていない。

測定結果を第16表及び第84図-第89図に示す。またジルコン結晶1粒ごとの年代を第17表-第22表に示す。以下各テフラの測定結果について述べる。なお年代値についての記述は主に株式会社京都フィッション・トラックの檀原 徹氏のコメントに基づいている。

1. NA75 (GSJ R33356)

採取地 新潟県小千谷市岩間木朝日川河岸の露頭(第65図)。

層準 荒谷層上部

-
- 20) GLEADOW, A. J. W., HURFORD, A. J. and QUARF, R. D. (1976) Fission track dating of zircon: improved etching techniques. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.33, p.273-276.
- 21) GREEN, P. F. (1981) A new look at statistics in fission-track dating. *Nucl. Tracks.*, vol. 5, p. 77-86.
- 22) 雁沢好博(1983) フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分。その2—富山県太美山地域一。地質雑, vol. 89, p. 271-286.
- 23) GLEADOW, A. J. W. (1978) Anisotropic and variable track etching characteristics in natural sphenes. *Nucl. Track Detection*, vol. 2, p. 105-117.
- 24) SUZUKI, M. (1984) Discussion on terminology, anisotropy and interprocedural cross-checks of fission track ages of zircon. 地質雑, vol. 90, p. 551-563.

産状 採取地では層厚約 18cm で、塊状である。試料は中部から採取した(第 67 図)。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒凝灰岩。新鮮面では青灰色、風化すると黄褐色を呈する。斜長石を 20%、重鉱物・火山岩片を 1% 含む。重鉱物は、黒雲母の他、鉄鉱・普通輝石・磷灰石・普通角閃石・ジルコンを含む。

年代値 $5.6 \pm 0.4\text{Ma}$ 。本試料の平均自発トラック数は $N_s=6.89$ と小さいが、平均誘導トラック数が $N_i=40.5$ と大きいため、粒子年代は比較的良好とまり(第 84 図 A)、 N_s-N_i 相関性も $r=0.695$ と比較的良好(第 84 図 D)。本試料のジルコン結晶の含有率は高く、粒子の自形性も良好で、見掛け上結晶の均一性は高いと判断される。従って、測定全粒子 36 個は同一起源に属するものと考え $\Sigma N_s / \Sigma N_i$ 比から年代値 $T=5.6 \pm 0.4\text{Ma}$ を算出した。

2. NA28 (GSJ R33372)

採取地 新潟県小千谷市野辺川河床(第 64 図)。

層準 川口層上部。

産状 厚さは約 10cm。塊状で、上方に細粒化する。試料は下部の部分から採取した(第 69 図)。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒凝灰岩。緑色であるが、白色凝灰岩が変質したものである。斜長石を 15%、重鉱物・火山岩片を 1% 含む。重鉱物は、黒雲母を 75%、鉄鉱を 20%、他に普通角閃石・普通輝石・磷灰石・ジルコンを含む。

年代値 $4.3 \pm 0.2\text{Ma}$ 。本試料中には、群色・自形性・晶癖等のみかけ上の差異から、3 種類以上の異種起源粒子集団が混在しているものと判断される。このうち全体の 5% を占める結晶は紫色を呈し、極めて高い自発トラック密度をもつため、測定対象から除外した。

測定可能な 35 粒子の年代分布から、2-6Ma 間に集中するグループと、40-90Ma に散在する 5 粒子が識別される(第 85 図 A)。このうち古い粒子年代をもつ 5 粒子を含めて N_s-N_i や $\rho_s-\rho_i$ 相関性をみると、全粒子間の相関性は極めて低いことが明らかである(第 85 図 D, E)。しかしこの 5 粒子を除くと、粒子年代のまとまりや、 N_s-N_i の相関性は非常に良好となる(第 85 図 A', D')。従って、これら 5 粒子を除く全 30 粒子は同一起源に属するものと考えられ、 $\Sigma N_s / \Sigma N_i$ 比から年代値 $T=4.3 \pm 0.2\text{Ma}$ を算出した。

なお本試料中のジルコン結晶は、後述の NA13C と同様 590ppm という高いみかけウラン濃度をもち火山灰中の結晶としては特異な性格をもつ(第 16 表)。ただし NA13C と異なる点は ρ_i 値のばらつきが大きいこと(第 85 図 C)で、これは結晶中の累帯構造が顕著であることと関係しているものと考えられる。

3. NA13C (GSJ R33388)

採取地 新潟県小千谷市野辺川河床(第 64 図)。

層準 牛ヶ首層下部。

産状 NA13 は 4 枚のテフラの組み合わせからなり、このうち測定を行ったのは NA13C である(第 74 図)。NA13C は採取地では約 32cm の厚さで、下部 10cm は塊状であるが、上部 22cm には平行葉

理が発達する。測定用試料は下部の塊状の部分から採取した。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒凝灰岩。緑灰色であるが、白色凝灰岩が変質したものである。重鉱物を2%、斜長石をわずかに含む。重鉱物は、黒雲母を55%、鉄鉱・普通角閃石を各20%、他に紫蘇輝石・普通輝石・ジルコンを含む。

年代値 $3.9 \pm 0.2\text{Ma}$ 。本試料では ρs 値が高いため、前述のように、外部ディテクター法(ED2)により測定が行われた。自発及び誘導平均トラック数は $\overline{Ns}=27.3$ 、 $\overline{Ni}=244.9$ と大きいため、 $Ns-Ni$ や $\rho s-\rho i$ 相関性は極めて良好で(第86図D)、粒子年代Tのまとまりも良い(第86図A)。本試料のジルコン結晶含有率は高く、粒子の自形性も良好で、みかけ上の均一性は高いと判断される。したがって、測定全粒子36個は同一起源に属するものと考えられ、 $\Sigma Ns/\Sigma Ni$ 比から年代値 $T=3.9 \pm 0.2\text{Ma}$ を算出した。この値は上述の諸特徴からみて、非常に信頼性の高い値と言える。なお本試料中のジルコン結晶は、火山灰中の結晶としては特異的に高い平均見掛けウラン濃度529ppmを持つ(第16表)。

4. NA9 (GSJ R33392)

採取地 新潟県小千谷市野辺川の道路沿いの露頭(第64図)。

層準 白岩層中部。

産状 採取地では25-35cmの厚さで、試料は下部の塊状無層理の部分から採取した(第72図)。

岩質 流紋岩質ガラス質粗粒火山灰。灰白色の発泡の良い粗粒ガラスが主で、斜長石を6%、重鉱物・火山岩片を1%含む。重鉱物は、紫蘇輝石を80%、鉄鉱を15%、他に普通角閃石・普通輝石・ジルコンを含む。

年代値 $3.8 \pm 0.3\text{Ma}$ 。本試料の自発及び誘導の平均トラック数は小さく($\overline{Ns}=4.47$ 、 $\overline{Ni}=38.1$)、 $Ns-Ni$ 相関も $r=0.497$ と低くなり(第87図D)、結果として粒子年代Tのばらつきも大きい(第87図A)。しかし ρi のまとまりは良く(第87図C)、粒子ごとの測定面積のばらつきも比較的小さい。このため1粒子あたりの自発トラック出現頻度はほぼポアソン分布に従い(第87図F, G)、粒子集団が同一起源に属する可能性を示唆する。加えて本試料のジルコン結晶含有率は高く、粒子の自形性も良好なため、みかけ上結晶の均一性は高いと判断される。したがって、測定全粒子36個は同一起源に属するものと考えられ、 $\Sigma Ns/\Sigma Ni$ 比から年代値 $T=3.8 \pm 0.3\text{Ma}$ を算出した。

5. NA7 (GSJ R33393)

採取地 新潟県小千谷市野辺川河床(第64図)。

層準 白岩層中部

産状 試料採取地では厚さは約40cmで、上方に向かって級化が認められるほかは顕著な堆積構造はなく、塊状無層理である。試料は最下部の最も粗粒な部分から採取した(第72図)。

岩質 流紋岩質ガラス質中粒火山灰。白色中粒の発泡の良いガラスが主で、斜長石を8%、重鉱物・火山岩片をわずかに含む。重鉱物は、鉄鉱を75%、紫蘇輝石を15%、他に普通角閃石・黒雲母・普通輝石・ジルコンを含む。

年代値 $2.8 \pm 0.2\text{Ma}$ 。本試料では平均自発トラック数は $\overline{Ns}=5.89$ と小さいが、平均誘導トラック数

は $\overline{Ni}=68.3$ と大きいため、粒子年代は比較的良くまとまる(第88図A)。 $Ns-Ni$ 相関性も $r=0.720$ とかなり高く(第88図D)、 ρ_i のまとまりも良い(第88図C)。本試料のジルコン結晶含有率は高く、粒子の自形性も良好で、見掛け上結晶の均一性は高いと判断される。したがって、測定全粒子36個は同一起源に属するものと考えられ、 $\Sigma Ns/\Sigma Ni$ 比から年代値 $T=2.8 \pm 0.2Ma$ を算出した。

6. 和南津沢火山灰層 (GSJ R33398)

採取地 新潟県川口町小和北の南東、沢の分かれ目の道路沿いの露頭(第73図Wz1)

層準 和南津層下部

産状 採取地の柱状図は第72図のとおりである。厚さ35cmの白色中粒火山灰と、厚さ61cmの白色粗粒火山灰の2層からなる。試料は上位の粗粒火山灰層の中部から採取した。

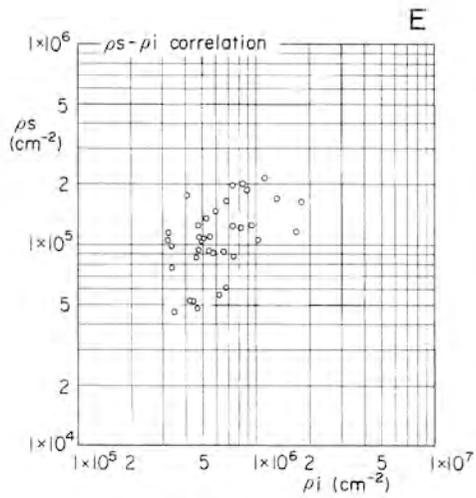
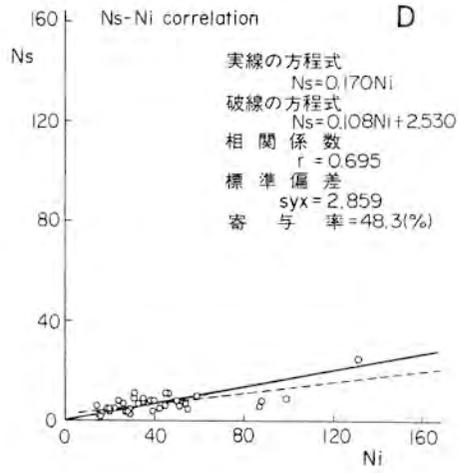
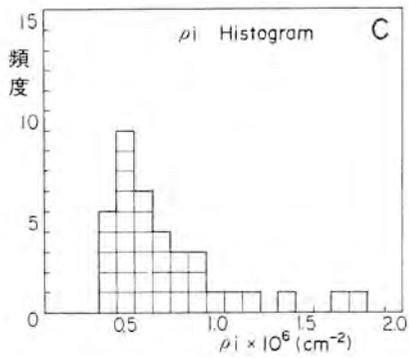
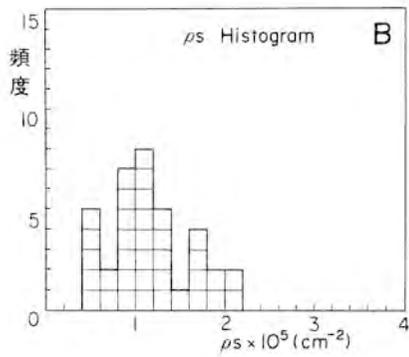
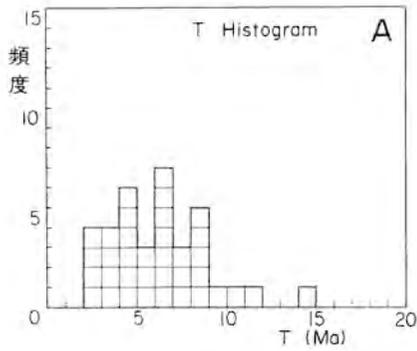
岩質 流紋岩質ガラス質粗粒火山灰。発の良い白色軽石の粒径は2mm程度で最大8mmに達する。斜長石を4%、重鋳物をわずかに含む。重鋳物は、黒雲母を60%、紫蘇輝石を25%、他に鉄鋳・普通角閃石・普通輝石・ジルコンを含む。

年代値 $2.6 \pm 0.2Ma$ 。この試料の1粒子当たりの平均自発トラック数は $\overline{Ns}=6.31$ と小さいが、平均誘導トラック数は $\overline{Ns}=79.5$ と大きいため、 Ns/Ni 比から計算される粒子年代は比較的良くまとまる(第89図A)。これは $Ns-Ni$ 相関(第89図D)が、相関係数 $r=0.655$ と比較的高い値を示すことにも表れている。加えて、ウラン濃度と比例関係にあり均質試料では対数正規分布をするとされている粒子ごとの ρ_i 値もよくまとまり(第89図C)、測定値の上にも粒子の均一性がうかがえる。本試料のジルコン結晶含有率は高く、粒子の自形性も良好で、見掛け上結晶の均一性は高いと判断される。したがって、測定全粒子36個は同一起源に属するものと考えられ、 $\Sigma Ns/\Sigma Ni$ 比から年代値 $T=2.6 \pm 0.2Ma$ を算出した。

第16表 テフラ層のフィッシュョンラック年代値

テフラ層	試料番号		鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		フラックス		年代値 (tD) T (Ma)	誤差 (tD)		結晶数 n (粒)	結晶面積 S (cm ²)	ウラン濃度 (tD) U (ppm)
	GEMS GSJ	原番号		総数 $\sum N_s$ (t)	密度 ρ_s $=\sum N_s / \sum S$ (t/cm ²)	総数 $\sum N_i$ (t)	密度 ρ_i $=\sum N_i / \sum S$ (t/cm ²)	総数 $\sum N\phi$ (n)	熱中性子線量 ϕ (n/cm ²)		$\pm \epsilon \cdot T$ (Ma)	$\pm \epsilon$ (%)			
和南津沢	R33398	28-1	Zircon	227	7.88×10^4	2863	9.94×10^5	1288	5.42×10^{14}	2.6	0.2	7.4	36	2.88×10^{-3}	92
NA 7	R33393	Oj 385	Zircon	212	9.65×10^4	2458	1.12×10^6	1294	5.45×10^{14}	2.8	0.2	7.7	36	2.20×10^{-3}	103
NA 9	R33392	Oj 323	Zircon	161	8.60×10^4	1370	7.31×10^5	1301	5.48×10^{14}	3.8	0.3	8.8	36	1.87×10^{-3}	67
NA13C	R33388	Oj 324	Zircon	981	7.74×10^5	8817	6.95×10^6	1396	5.87×10^{14}	3.9	0.2	4.3	36	1.27×10^{-3}	592
NA28	R33372	Oj 325	Zircon	613	8.53×10^5	4866	6.77×10^6	1363	5.74×10^{14}	4.3	0.2	5.1	30	7.18×10^{-4}	590
NA75	R33356	Oj 334	Zircon	248	1.12×10^5	1458	6.57×10^5	1307	5.50×10^{14}	5.6	0.4	7.4	36	2.22×10^{-3}	60

注1. $T = 5.96 \times 10^{-4} \phi \times \sum N_s / \sum N_i$ 注2. $\epsilon = [(1/\sqrt{\sum N_s})^2 + (1/\sqrt{\sum N_i})^2 + (1/\sqrt{\sum N\phi})^2]^{1/2}$ 注3. $U = 5 \times 10^{10} \times \rho_i / \phi$ (但し, ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を12 μm と仮定する)



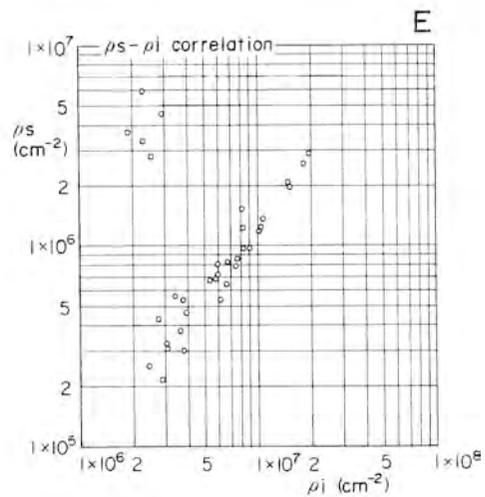
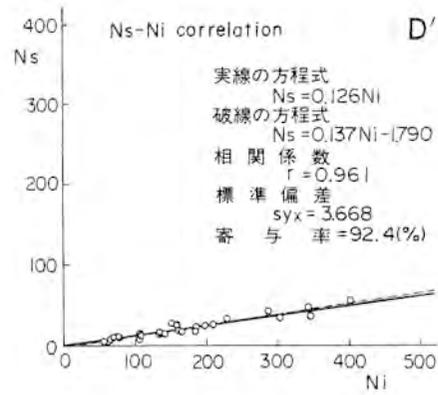
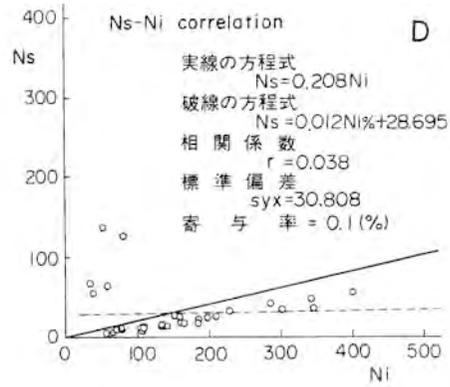
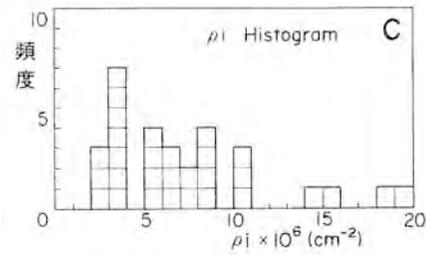
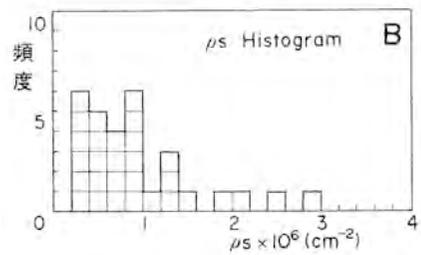
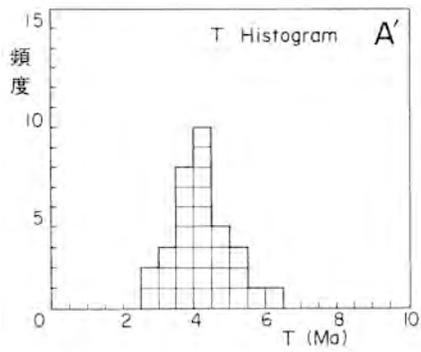
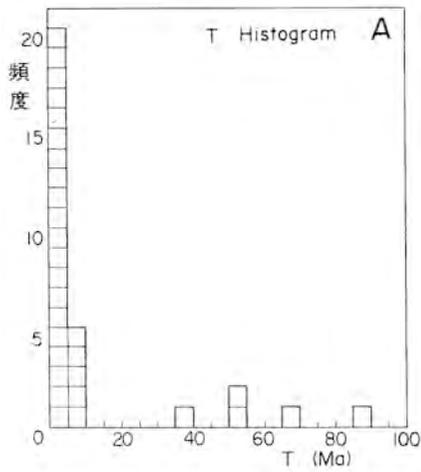
第84図 テフラ鍵層 NA75(GSJ R 33356)のフィッシュトラック年代測定結果。記号は第16表と同じ。

第17表 テフラ鍵網 NA 75のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表

Neutron dose Φ 5.50×10^{14} (cm^{-2})

No.	Ns	Ni	$S \times 10^{-5}$ (cm^2)	$\rho_s \times 10^4$ (cm^{-2})	$\rho_i \times 10^5$ (cm^{-2})	T (Ma)
1	4	19	3.84	10.42	4.95	6.90
2	7	26	3.55	19.72	7.32	8.83
3	2	15	4.32	4.63	3.47	4.37
4	3	16	3.47	8.65	4.61	6.15
5	8	35	7.33	10.91	4.77	7.49
6	5	42	9.48	5.27	4.43	3.90
7	8	50	8.74	9.15	5.72	5.24
8	7	33	6.52	10.74	5.06	6.95
9	6	14	3.41	17.60	4.11	14.05
10	11	46	5.48	20.07	8.39	7.84
11	8	24	7.55	10.60	3.18	10.93
12	5	29	5.33	9.38	5.44	5.65
13	9	31	9.18	9.80	3.38	9.52
14	3	29	6.22	4.82	4.66	3.39
15	5	19	4.00	12.50	4.75	8.63
16	8	38	4.28	18.69	8.88	6.90
17	4	20	3.63	11.02	5.51	6.56
18	11	45	6.67	16.49	6.75	8.01
19	9	99	14.67	6.13	6.75	2.98
20	5	55	8.89	5.62	6.19	2.98
21	4	27	3.28	12.20	8.23	4.86
22	7	54	4.15	16.87	13.01	4.25
23	4	39	3.79	10.55	10.29	3.36
24	5	20	3.41	14.66	5.87	8.19
25	8	88	4.89	16.36	18.00	2.98
26	6	87	5.18	11.58	16.80	2.26
27	11	31	9.63	11.42	3.22	11.63
28	6	45	4.80	12.50	9.38	4.37
29	6	51	6.81	8.81	7.49	3.86
30	9	35	6.67	13.49	5.25	8.43
31	2	16	3.79	5.28	4.22	4.10
32	8	40	8.44	9.48	4.74	6.56
33	5	22	6.52	7.67	3.37	7.45
34	25	131	11.67	21.42	11.23	6.26
35	4	28	4.30	9.30	6.51	4.68
36	10	59	8.00	12.50	7.38	5.56

No.:結晶番号 Ns:自発トラック数 Ni:誘導トラック数 T:結晶1粒ごとのみかけ年代 S:結晶面積
 ρ_s :自発トラック密度 ρ_i :誘導トラック密度

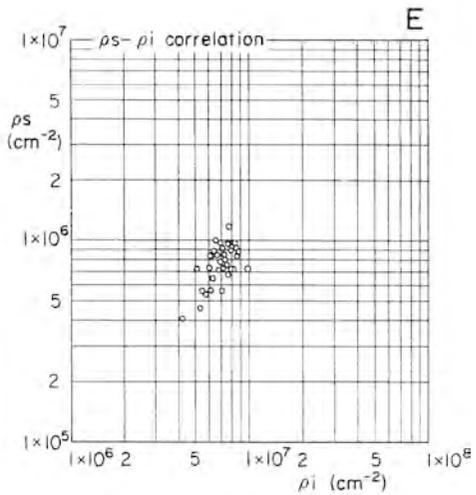
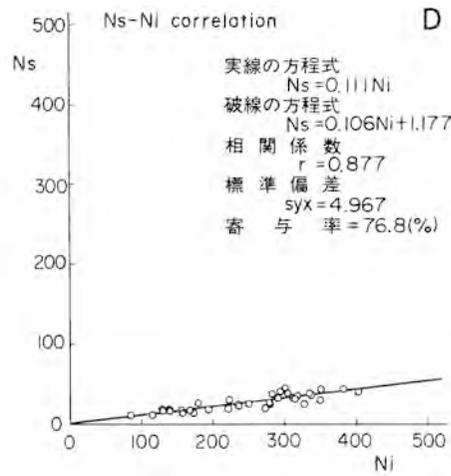
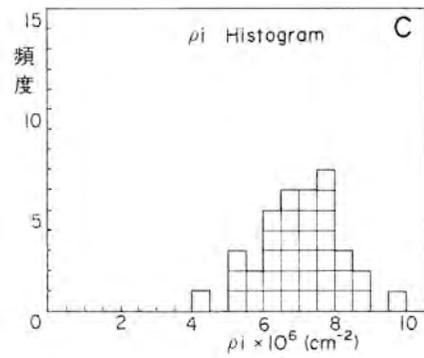
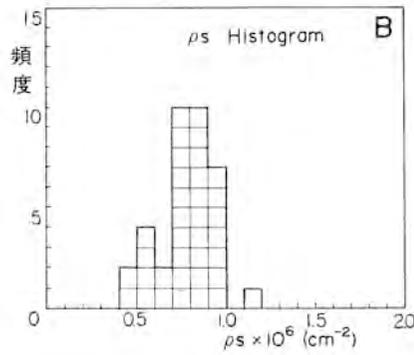
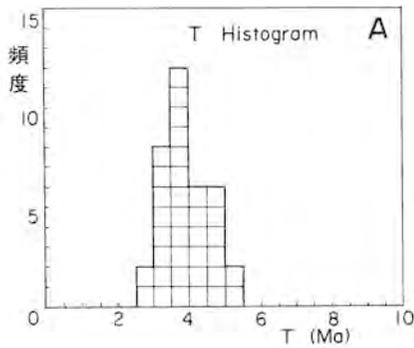


第85図 テフラ鍍層 NA28(GSJ R 33372)のフィッシュトラック年代測定結果、記号は第16表と同じ

第18表 テフラ鍵層 NA28 のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表
 (凡例は第17表と同じ)

Neutron dose Φ 5.74×10^{14} (cm^{-2})

No.	Ns	Ni	$S \times 10^{-5}$ (cm^2)	$\rho_s \times 10^5$ (cm^{-2})	$\rho_i \times 10^6$ (cm^{-2})	T (Ma)
1	8	107	3.69	2.17	2.90	2.56
2	27	210	1.38	19.57	15.22	4.40
3	35	303	2.95	11.86	10.27	3.95
4	127	81	2.77	45.85	2.92	53.64
5	28	152	1.84	15.22	8.26	6.30
6	7	68	2.77	2.53	2.45	3.52
7	12	106	1.38	8.70	7.68	3.87
8	43	287	1.48	29.05	19.39	5.13
9	56	38	1.66	33.73	2.29	50.42
10	15	109	1.84	8.15	5.92	4.71
11	23	186	2.77	8.30	6.71	4.23
12	37	346	4.61	8.03	7.51	3.66
13	6	60	1.94	3.09	3.09	3.42
14	34	229	2.77	12.27	8.27	5.08
15	19	160	2.77	6.86	5.78	4.06
16	14	134	3.69	3.79	3.63	3.57
17	16	135	1.29	12.40	10.47	4.05
18	13	109	2.77	4.69	3.94	4.08
19	25	198	1.84	13.59	10.76	4.32
20	10	79	1.48	6.76	5.34	4.33
21	65	59	2.31	28.14	2.55	37.69
22	12	77	2.77	4.33	2.78	5.33
23	18	185	2.77	6.50	6.68	3.33
24	5	63	1.66	3.01	3.80	2.72
25	138	53	2.31	59.74	2.29	89.08
26	15	141	4.61	3.25	3.06	3.64
27	48	343	2.31	20.78	14.85	4.79
28	26	159	4.61	5.64	3.45	5.59
29	5	57	0.92	5.43	6.20	3.00
30	8	66	1.11	7.21	5.95	4.15
31	34	状態不良	1.48	22.97		
32	10	70	1.84	5.43	3.80	4.89
33	19	161	1.94	9.79	8.30	4.04
34	18	165	1.84	9.78	8.97	3.73
35	68	35	1.84	36.96	1.90	66.47
36	57	401	2.21	25.79	18.14	4.86



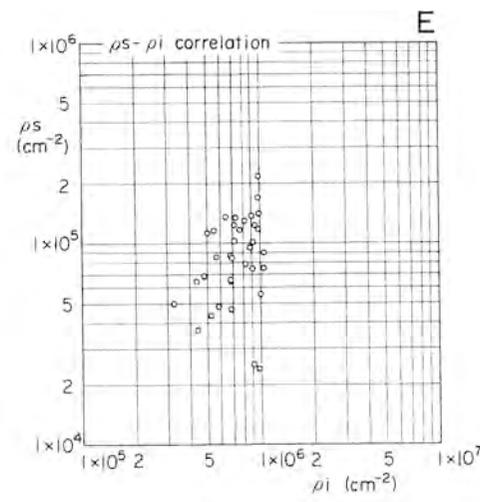
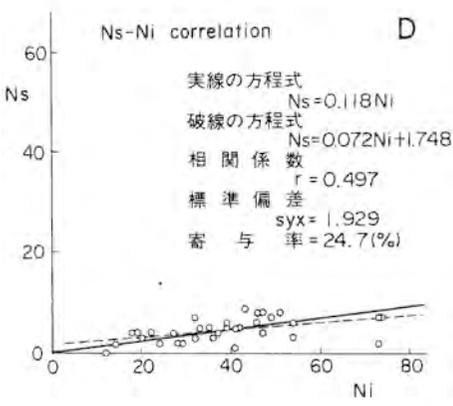
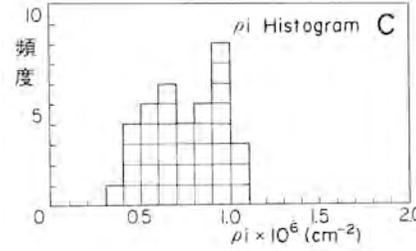
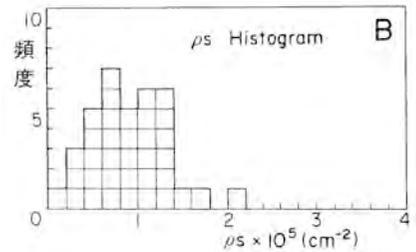
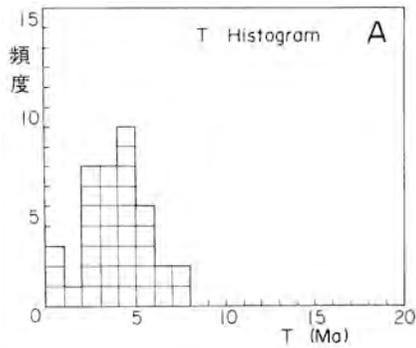
第86図 テフラ鍵層 NA13C(GSJ R 33388)のフィッシュトラック年代測定結果。記号は第16表と同じ。

第19表 テフラ鍍層 NA13C のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表

(凡例は第17表と同じ)

Neutron dose Φ 5.87×10^{14} (cm^{-2})

No.	Ns	Ni	$S \times 10^{-3}$ (cm^2)	$\rho_s \times 10^9$ (cm^{-2})	$\rho_i \times 10^6$ (cm^{-2})	T (Ma)
1	41	294	4.61	8.89	6.38	4.88
2	46	301	4.61	9.98	6.53	5.35
3	12	115	1.84	6.52	6.25	3.65
4	26	327	4.61	5.64	7.09	2.78
5	33	290	3.69	8.94	7.86	3.98
6	41	402	4.61	8.89	8.72	3.57
7	17	156	1.84	9.24	8.48	3.81
8	31	349	4.61	6.72	7.57	3.11
9	26	250	4.61	5.64	5.42	3.64
10	19	193	4.61	4.12	4.19	3.44
11	15	157	2.77	5.42	5.67	3.34
12	12	85	1.66	7.23	5.12	4.94
13	27	179	2.31	11.69	7.75	5.28
14	18	140	1.84	9.78	7.61	4.50
15	15	172	3.23	4.64	5.33	3.05
16	19	133	1.94	9.79	6.86	5.00
17	26	234	3.23	8.05	7.24	3.89
18	23	236	2.77	8.30	8.52	3.41
19	45	382	4.61	9.76	8.29	4.12
20	14	158	1.94	7.22	8.14	3.10
21	26	281	4.61	5.64	6.10	3.24
22	39	305	4.61	8.46	6.62	4.47
23	33	311	4.61	7.16	6.75	3.71
24	36	317	4.61	7.81	6.88	3.97
25	44	351	4.61	9.54	7.61	4.39
26	37	338	4.61	8.03	7.33	3.83
27	28	279	3.69	7.59	7.56	3.51
28	39	335	4.61	8.46	7.27	4.07
29	33	314	4.61	7.16	6.81	3.68
30	38	283	4.61	8.24	6.14	4.70
31	17	138	2.31	7.36	5.97	4.31
32	17	130	1.84	9.24	7.07	4.57
33	20	221	2.77	7.22	7.98	3.17
34	31	222	3.69	8.40	6.02	4.89
35	20	272	2.77	7.22	9.82	2.57
36	17	167	2.31	7.36	7.23	3.56



Ns Histogram

Tracks	Grains	Histogram	* = 1 (grains)
0	1	*	
1	1	*	
2	6	*****	
3	5	*****	
4	6	*****	
5	6	*****	
6	3	***	
7	4	****	
8	3	***	
9	1	*	
10			

Poisson 検定

m = 4.472

n	Kn	Kn / ΣKn	fm(n)	fm(n) × ΣKn
0	1	0.028	0.011	0.4
1	1	0.028	0.051	1.8
2	6	0.167	0.114	4.1
3	5	0.139	0.170	6.1
4	6	0.167	0.190	6.9
5	6	0.167	0.170	6.1
6	3	0.083	0.127	4.6
7	4	0.111	0.081	2.9
8	3	0.083	0.045	1.6
9	1	0.028	0.039	1.4
10				

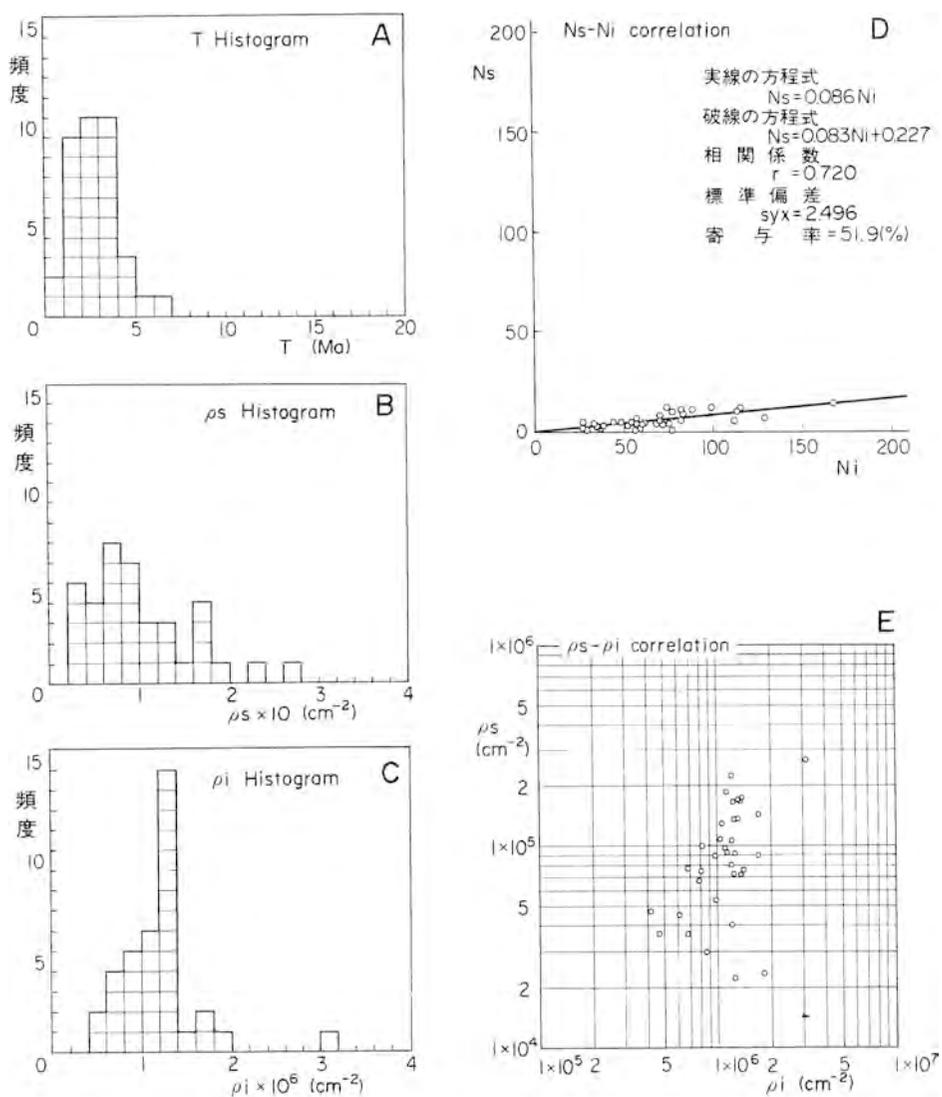
飛跡数 n 個の結晶出現頻度 (理論値) : $fm(n) = (m^n / n!) \times e^{-m}$
 平均飛跡数 : $m = \Sigma Ns / \Sigma Kn$ 全飛跡数 : $\Sigma Ns = 161$
 1 粒子当りの飛跡出現数 : n 平均値/分散 : $m / \sigma_{n-1}^2 = 0.905$
 n 個の飛跡をもつ結晶数 : Kn 自由度 : $\nu = 8$
 全結晶数 : $\Sigma Kn = 36$ χ^2 値 : $\chi^2 = 4.612$
 χ^2 検定による有意水準 : 75.0 - 80.0%

第87図 テフラ鍍層 NA9(GSJ R 33392)のフィッシュントラック年代測定結果. 記号は第16表と同じ.

第20表 テフラ鍵層 NA 9 のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表
 (凡例は第17表と同じ)

Neutron dose Φ 5.48×10^{14} (cm^{-2})

No.	Ns	Ni	$S \times 10^{-5}$ (cm^2)	$\rho_s \times 10^4$ (cm^{-2})	$\rho_i \times 10^5$ (cm^{-2})	T (Ma)
1	2	28	2.67	7.49	10.49	2.33
2	5	42	4.27	11.71	9.84	3.89
3	5	33	3.68	13.59	8.97	4.95
4	8	46	4.74	16.88	9.70	5.68
5	1	41	4.16	2.40	9.86	0.80
6	8	51	6.22	12.86	8.20	5.12
7	9	43	6.67	13.49	6.45	6.84
8	2	24	4.59	4.36	5.23	2.72
9	4	18	3.57	11.20	5.04	7.26
10	0	12	2.99	0.00	4.01	0.00
11	2	73	8.00	2.50	9.13	0.89
12	7	32	3.25	21.54	9.85	7.14
13	3	36	4.00	7.50	9.00	2.72
14	3	54	5.33	5.63	10.13	1.81
15	6	46	4.89	12.27	9.41	4.26
16	5	33	4.30	11.63	7.67	4.95
17	7	49	4.98	14.06	9.84	4.67
18	4	47	4.44	9.01	10.59	2.78
19	5	35	4.89	10.22	7.16	4.67
20	7	74	8.89	7.87	8.32	3.09
21	6	54	5.92	10.14	9.12	3.63
22	3	32	4.67	6.42	6.85	3.06
23	3	20	3.52	8.52	5.68	4.90
24	2	14	2.93	6.83	4.78	4.67
25	3	36	6.22	4.82	5.79	2.72
26	5	39	5.78	8.65	6.75	4.19
27	4	37	4.21	9.50	8.79	3.53
28	4	19	3.47	11.53	5.48	6.88
29	2	29	4.30	4.65	6.74	2.25
30	4	22	2.99	13.38	7.36	5.94
31	2	24	5.44	3.68	4.41	2.72
32	4	27	6.22	6.43	4.34	4.84
33	8	47	6.52	12.27	7.21	5.56
34	6	39	12.00	5.00	3.25	5.02
35	5	41	5.92	8.45	6.93	3.98
36	7	73	10.67	6.56	6.84	3.13

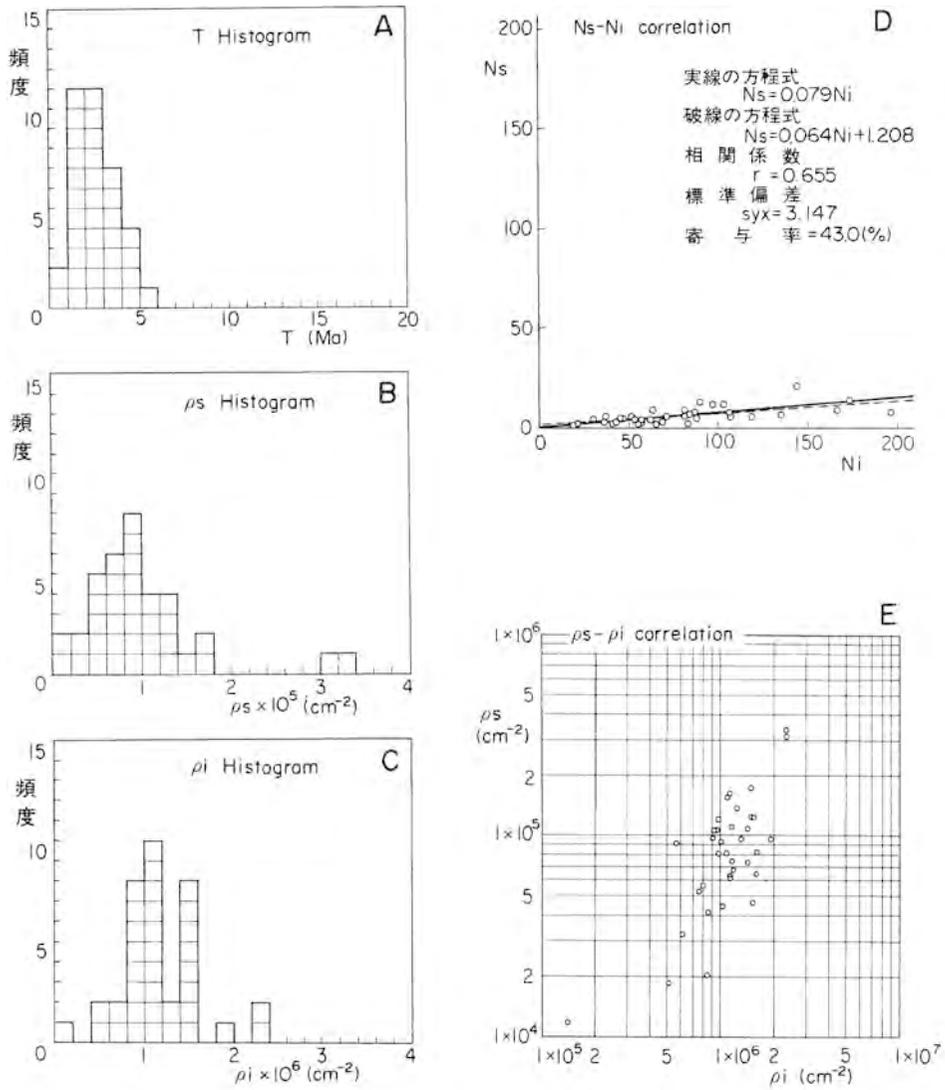


第88図 テフラ鍵層 NA7(GSJ R 33393)のフィッシュントラック年代測定結果。記号は第16表と同じ

第21表 テフラ鍵層 NA7 のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表
 (凡例は第17表と同じ)

Neutron dose Φ 5.45×10^{18} (cm^{-2})

No.	Ns	Ni	$S \times 10^{-5}$ (cm^2)	$\rho_s \times 10^4$ (cm^{-2})	$\rho_i \times 10^5$ (cm^{-2})	T (Ma)
1	7	129	9.18	7.63	14.05	1.76
2	3	34	2.92	10.27	11.64	2.87
3	1	29	3.36	2.98	8.63	1.12
4	14	167	9.78	14.31	17.08	2.72
5	2	59	4.89	4.09	12.07	1.10
6	2	37	5.48	3.65	6.75	1.76
7	3	35	4.44	6.76	7.88	2.78
8	4	72	7.41	5.40	9.72	1.80
9	2	27	4.44	4.50	6.08	2.41
10	12	115	11.11	10.80	10.35	3.39
11	3	52	4.16	7.21	12.50	1.87
12	1	77	4.27	2.34	18.03	0.42
13	5	61	5.39	9.28	11.32	2.66
14	5	54	5.60	8.93	9.64	3.01
15	4	68	5.48	7.30	12.41	1.91
16	5	27	2.24	22.32	12.05	6.02
17	6	112	6.67	9.00	16.79	1.74
18	1	56	4.52	2.21	12.39	0.58
19	9	83	6.67	13.49	12.44	3.52
20	4	60	4.96	8.06	12.10	2.17
21	4	75	5.55	7.21	13.51	1.73
22	10	113	10.22	9.78	11.06	2.87
23	6	82	6.52	9.20	12.58	2.38
24	7	57	4.21	16.63	13.54	3.99
25	5	54	6.67	7.50	8.10	3.01
26	8	70	10.34	7.74	6.77	3.71
27	6	70	2.24	26.79	31.25	2.78
28	12	74	6.52	18.40	11.35	5.27
29	4	33	4.00	10.00	8.25	3.94
30	3	38	8.15	3.68	4.66	2.56
31	5	48	3.68	13.59	13.04	3.38
32	5	44	10.52	4.75	4.18	3.69
33	11	82	6.67	16.49	12.29	4.36
34	12	99	9.33	12.86	10.61	3.94
35	11	88	6.37	17.27	13.81	4.06
36	10	77	5.92	16.89	13.01	4.22



第89図 和南津沢火山灰層(GSJ R 33398)のフィッシュトラック年代測定結果。記号は第16表と同じ

第22表 和南津沢火山灰層のジルコン結晶一粒ごとの年代一覧表

(凡例は第17表と同じ)

Neutron dose Φ 5.42×10^{14} (cm^{-2})

No.	Ns	Ni	$S \times 10^{-3}$ (cm^2)	$\rho_s \times 10^4$ (cm^{-2})	$\rho_i \times 10^5$ (cm^{-2})	T (Ma)
1	5	47	5.17	9.67	9.09	3.44
2	7	135	8.44	8.29	16.00	1.67
3	6	107	9.48	6.33	11.29	1.81
4	4	62	5.33	7.50	11.63	2.08
5	21	144	6.22	33.76	23.15	4.71
6	4	30	1.28	31.25	23.44	4.31
7	6	81	6.22	9.65	13.02	2.39
8	12	103	6.96	17.24	14.80	3.76
9	13	90	8.00	16.25	11.25	4.67
10	8	106	7.41	10.80	14.30	2.44
11	8	196	12.34	6.48	15.88	1.32
12	3	57	4.05	7.41	14.07	1.70
13	9	81	8.44	10.66	9.60	3.59
14	5	88	7.41	6.75	11.88	1.84
15	7	84	5.63	12.43	14.92	2.69
16	6	52	5.63	10.66	9.24	3.73
17	9	63	5.78	15.57	10.90	4.61
18	5	45	3.63	13.77	12.40	3.59
19	8	87	8.59	9.31	10.13	2.97
20	4	53	4.89	8.18	10.84	2.44
21	2	21	1.81	11.05	11.60	3.08
22	14	173	11.34	12.35	15.26	2.61
23	2	83	9.78	2.04	8.49	0.78
24	6	119	6.22	9.65	19.13	1.63
25	3	69	6.67	4.50	10.34	1.40
26	4	57	7.11	5.63	8.02	2.27
27	2	41	4.80	4.17	8.54	1.58
28	1	19	3.09	3.24	6.15	1.70
29	9	166	14.66	6.14	11.32	1.75
30	6	71	50.67	1.18	1.40	2.73
31	2	55	10.67	1.87	5.15	1.17
32	6	37	6.55	9.16	5.65	5.24
33	3	36	3.70	8.11	9.73	2.69
34	3	43	5.65	5.31	7.61	2.25
35	2	65	4.30	4.65	15.12	0.99
36	12	97	10.00	12.00	9.70	4.00

文 献

- AKIBA, F. (1984) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 87 in the Nankai Trough and Japan Trench, Deep Sea Drilling Project, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle- to high-latitudes of the North Pacific—Part 1. biostratigraphy. *Research Report Central Technical Laboratory, Japan Petroleum Exploration Co., Ltd.*, p. 1-44.
- 青木 滋(1983) マスムーブメントの第四紀地質学的考察. マスムーブメントに関する諸問題(災害シンポジウム資料集), 地学団体研究会, p. 41-42.
- ・茅原一也・寺川俊浩・藤田至則(1978) 新潟県六日町盆地の地下地質. 新潟大地盤災害研年報, no. 4, p. 81-86.
- ・高浜信行(1977) 新潟県における初生斜面崩壊の発生期と発生原因に関する一考察—地すべり地の履歴に関する研究(その2)—. 新潟大地盤災害研年報, no. 3, p. 19-29.
- 青柳信義(1953) 新潟県南魚沼含炭地上越無煙地区調査報告. 地質調査所受託調査資料, no. 527(MS.).
- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, in BRONNIMANN, P. and RENZ, H. H. eds., *Inter. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva (1967), Proc.*, 1, p. 199-422.
- 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.
- 地質調査所編(1957) 日本鉱産誌 B IV -a 水および地熱—地熱および温泉・鉱泉—. 地質調査所.
- 千谷好之助(1930) 本邦油田第三紀層の分類と其名称とに就きて. 地質雑, vol. 37, p. 262-269.
- 藤巻邦彦(1977) IV. 開発規制図. 5万分の1土地分類基本調査「小千谷」, 新潟県, p. 61-63.
- 藤田至則・青木 滋(1982) 地すべり予測に関する基礎的研究. 新潟大災害研年報, no. 4, p. 51-64.
- ・茅原一也・青木 滋・鈴木幸治(1981) 新潟県古志郡山古志村における虫亀地すべりの形態とその形成過程. 新潟大災害研年報, no. 3, p. 1-21.
- 福本安正(1980) 新潟県の地すべりと地質および地質構造の関係(1). 地すべり, vol. 17, no.3, p. 1-11.
- (1981) 新潟県の地すべりと地質および地質構造の関係(2). 地すべり, vol. 17, no.4, p. 28-35.
- ・本田康夫(1982) 新潟県中頸城・東頸城・刈羽および三島地域の地すべりと地質構造および岩質の関係について. 地すべり, vol. 18, no. 3, p. 31-41.
- 布施 弘(1974) 新潟県の黒色泥岩地域にみられる地すべりの発生と発展について. 新潟応用地質研究会誌, no. 21, 22, p. 42-49.
- HANNA, G. D. (1970) Fossil diatoms from the Pribilof Islands, Bering Sea, Alaska. *Proc. California Acad. Sci. 4th series*, vol. 37, p. 167-234.

- HAQ, B. U. (1983) *Nannofossil biostratigraphy*. Hutchinson Ross Publish. Co., Stroudsburg, Pa., 386p.
- , BERGGREN, W. A. and Van COUVERING, J. A. (1977) Corrected age of the Pliocene/Pleistocene boundary. *Nature*, vol. 269, p. 483-488.
- 林 徳煌・山口真一(1971) 地すべり地中の埋木の年代測定と地すべりの周期について. 地すべり, vol. 7, no. 3, p. 1-6.
- 早津賢二・新井房夫(1980) 妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層—示標テフラの記載および火山活動との関係—. 地質雑, vol. 86, p. 243-263.
- ・———(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. 791-825.
- ・———(1982a) 妙高火山群テフラ地域南部の最新世テフラ層—示標テフラ層の記載とそれに関係した2・3の問題—. 第四紀研究, vol. 21, p. 1-13.
- ・———(1982b) 信濃川下流地域(新潟県小千谷市付近)における河成段丘群の形成年代と段丘面の変位速度. 地理評, vol. 55, p. 130-138.
- 北陸農政局(1963) 開拓大規模「魚野川沿岸」. 昭和37年度地質・地下水調査報告書, no. 1, p. 215-221.
- 北陸農政局計画部資源課(1978) 農業用地下水開発調査報告書—魚沼地方の地下水—その1. 北陸農政局, 146p.
- (1979) 農業用地下水開発調査報告書—魚沼地方の地下水—その2. 北陸農政局, 168p.
- 堀川秀夫(1981) 新潟県小千谷市の魚沼層群(鮮新-更新統)より発見された新種トドについて. 地球科学, vol. 35, p. 159-178.
- 飯川健勝(1983) 魚沼地域の水準点変動と地形; 地質構造の関係について. 地団研専報, no. 26, p. 151-158.
- ・堀川秀夫(1985) 新潟県小千谷市周辺の沖積段丘面の変形について. 地球科学, vol. 39, p. 296-298.
- ・鈴木尉元(1976) 新潟県小千谷市周辺の地形と水準点変動との関係について. 新潟大理学部地鉱教室研究報告, no. 4, p. 58-64.
- 井島信五郎(1974) 新潟県信濃川水系破間川中流域における中新世中期の不整合の形態について. 地調報告, no. 250-1, p. 145-154.
- 池辺 穰(1953) 最近の探鉱成果, 新潟・長野地区. 石油技誌, vol. 18, p. 146-157.
- 池辺展生(1942) 越後油田褶曲運動の現世まで行はれてゐることに就いて. 石油技誌, vol. 10, p. 184-185.
- 伊木常誠(1908) 越後国刈羽郡岡野町付近産油地調査報文. 地調報告, no. 6.
- ・(1910) 大日本帝国油田第十区(越後国魚沼油田)地質及び地形図, 及び同説明書. 地質調査所, 29p.
- IKI, T. (1922) Some studies on the stratigraphy of the Tertiary formation in the Echigo oil-fields. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 1, p. 9-29.

- 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). 信州大教育学部紀要, no. 11, p. 215-228.
- (1962) 信濃川河系にそう礫層堆積地形とその意義(その2). 信州大教育学部研究論集, no. 13, p. 89-100.
- (1963) 信濃川河系にそう礫層堆積地形とその意義(その4). 信州大教育学部研究論集, no. 14, p. 149-164.
- 石橋輝樹(1977) 4・2地下水. 新潟県地質図説明書, 新潟県, p. 371-390.
- 岩松 暉(1975) 新潟県下の地すべりとしゅう曲作用. 新潟大地盤災害研年報, no. 1, p. 19-27.
- 岩永 伸(1974) 新潟県下に分布する魚沼層群の地すべりと地質構造との関係について(1). 地すべり, vol. 11, no. 3, p. 1-10.
- (1975) 新潟県下に分布する魚沼層群の地すべりと地質構造との関係について(2). 地すべり, vol. 11, no. 4, p. 26-34.
- (1983) 地すべりの地質条件—新潟県の地すべりを例として—. マスムーブメントに関する諸問題(災害シンポジウム資料集), 地団研, p. 43-50.
- IWANAGA, S., NAGATA, S., TUDA, K. and YAMANOI, T. (1977) The Imokawa landslide—An example of geohistorical study of ancient landslide—. 地すべり, vol. 14, no. 1, p. 15-21.
- 岩永 伸・野崎 保(1983a) 新潟県下の地すべり多発地域の土質について(1). 地すべり, vol. 20, no. 1, p. 28-38.
- ・———(1983b) 新潟県下の地すべり多発地域の土質について(2). 地すべり, vol. 20, no. 2, p. 6-14.
- 加藤碩一・栗田泰夫・下川浩一(1984) 50万分の1活構造図「新潟」. 地質調査所.
- ・山崎晴雄(1979) 20万分の1信越地域活構造図, 構造図 5. 地質調査所.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, 東京, 363p.
- 風岡 修・立石雅昭・小林巖雄 新潟県南部魚沼地域の魚沼層群—その1 火山灰層海成層鍵層による層序学的研究—(地質雑, 投稿中).
- 菊池かおる・黒川勝巳・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.
- 金原均二(1940) 新潟県川口油田(大日本帝国油田第四十三区)地形及び地質図説明書. 地質調査所, 71p.
- (1941) 新潟県竹沢油田(大日本帝国油田第四十三区其二)地形及び地質図. 地質調査所.
- (1942) 新潟県川口油田(大日本帝国油田第四十三区)地形及び地質図. 地質調査所.
- (1948) 新潟県南魚沼郡塩沢町付近の地質. 地質調査所受託調査資料, no. 347(MS.).
- (1950a) 新潟油田の地質. 石油技誌, vol. 15, p. 19-32.
- (1950b) 新潟油田の地質(続). 石油技誌, vol. 15, p. 62-83.
- 小林巖雄・渡辺其久男(1985) 新潟油田東縁帯における新第三紀の地史的イベント—とくに, 中新-鮮新世の不整合について—. 新潟大理学部地鉱教室研究報告, no. 5, p. 91-103.

- 小玉喜三郎・樋口茂生(1974) 東山背斜翼部の断層系. 地調報告, no. 250-2, p. 23-36.
- ・鈴木尉元・宮下美智夫・相馬庸三(1974) 上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関. 地調報告, no. 250-2, p. 37-51.
- ・————・小川銀三・丸田美幸(1974) 箱型褶曲の内部構造について—スケールモデル実験による研究—. 地調報告, no. 250-2, p. 121-143.
- KOIZUMI, I. (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p. 195-211.
- 小泉武栄(1971) 新潟平野東縁の断層地形(演旨). 地理評, vol. 44, p. 99.
- 国土地理院(1985) 地盤沈下関連調査資料集(魚沼地区), 80p. および5万分の1地盤高図「魚沼」.
- 小松直幹・渡辺 亨(1968) 小断層より解析した西山油田の地質構造(予報). 石油技誌, vol. 33, p. 157-162.
- 鯨岡 明(1962) 荒谷相の意味するもの. 石油技誌, vol. 27, p. 520-556.
- 栗田義隆(1975) 破間川流域の地質と生い立ち. p. 1-42.
- 黒川勝巳・落合浩代・丸山直子・新潟火山灰グループ(1983) 魚沼層群の火山灰層の記載岩石学的検討. 地団研専報, no. 26, p. 33-46.
- ・山田裕之・佐久間洲彦・高橋克哉・矢島祐介(1985) 新潟県入込瀬村大白川東方の足尾帯. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, p. 11-16.
- 町田 洋(1977a) 示標テフラの層序・編年. 日本第四紀学会編, 日本の第四紀研究, 東大出版会, p. 373-374.
- (1977b) 関東以西諸地域の示標テフラ層のカタログ. 日本第四紀学会編, 日本の第四紀研究, 東大出版会, p. 378-391.
- ・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.
- ・————(1979) 大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑, vol. 88, p. 313-330.
- ・————(1983) 論評に関する原著者の回答. 第四紀研究, vol. 22, p. 160-163.
- 町田 貞(1965) 信濃川中・下流沿岸地域の段丘地形と地盤運動. UMP 地質構造部門 B-Zone 連絡誌, no. 2, p. 23-24.
- ・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化石層序. 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), p. 35-60.
- MAIYA, S., SAITO, T. and SATO, T. (1976) Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of Northwest Pacific sedimentary sequences, in TAKAYANAGI, Y. and SAITO, T., eds., *Prof. Asano Commemorative Volume*, Amer. Mus. Nat. Hist., p. 395-422.
- 丸山孝彦・大坪友平・国安 稔・高浜信行・田中 保(1981) 重力異常からみた新潟平野東縁部の新発田—小出構造線. 地球科学, vol. 35, p. 274-293.

- 正井信雄・高浜信行(1981) 新潟堆積盆地東縁, 魚沼丘陵北部の第四系, その1, 地質層序. 地球科学, vol. 35, p. 71-86.
- 増田孝一郎(1972) 硬質岩中の巢穴化石とその地質学的意義. 岩井淳一教授記念論文集, p. 691-696.
- (1977) 硬質岩中のカモメガイ属の巢穴化石. 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 355-364.
- ・松島義章(1969) 神奈川県真鶴岬産の火山岩に穿孔する二枚貝類について. *Venus*, vol. 28, p. 101-108.
- MATSUNAGA, T. (1963) Benthonic smaller foraminifera from the oil field of northern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.)*, vol. 35, p. 67-122.
- 三梨 昂・宮下美智夫(1970) 日本油田・ガス田図, 9, 七谷. 地質調査所.
- ・———(1974) 七谷・大谷川流域地区の層序および構造. 地調報告, no. 250-1, p. 25-50.
- 宮村攝三・溝上 恵・中村一明・岡田 惇・杉村 新(1968) 水準点新設による活褶曲の研究. 文部省特定研究災害科学総合研究班, 第五回災害科学総合シンポジウム, p. 169-171.
- 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) 日本油田ガス田図7, 魚沼地質説明書. 地質調査所, 36p.
- ・鈴木尉元・島田忠夫・三梨 昂・影山邦夫・樋口茂生(1970) 日本油田ガス田図7, 魚沼地質調査所.
- 溝上 恵(1968) 水準測量により検出された地殻変動. 地質学論集, no. 2, p. 9-14.
- ・中村一明・井筒屋貞勝(1980) 精密水準改測による小千谷地域の活褶曲の検出. 震研彙報, vol. 55, p. 199-224.
- 村松敏雄(1976) 魚沼層群に含まれる凝灰岩層のフィッシュトラック法による絶対年代の測定. 新潟県地学教育研究会誌, 松崎庚一教授追悼論文集, p. 41-44.
- (1983) 魚沼層群のフィッシュトラック年代. 地団研専報, no. 26, p. 63-66.
- 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一. 地理評, vol. 38, p. 613-629.
- NAKAMURA, K. (1957) On the deformation of river terraces developing near the City of Ojiya, Niigata Prefecture. Master thesis Univ. Tokyo (MS.).
- 中村一明(1966) 河成段丘の一つのでき方—信濃川の例—. 第四紀研究, vol. 5, p. 13-17.
- ・太田陽子(1968) 活褶曲—研究史と問題点—. 第四紀研究, vol. 7, p. 200-211.
- 中谷 進(1972) 大町テフラ層とテフロクロロジー. 第四紀研究, vol. 11, p. 305-317.
- 日本鉄道建設公団新潟新幹線建設局(1980) 上越新幹線(水上・新潟間)地質図. 260p.
- 新潟第四紀グループ(1977) 新潟県の内陸盆地について. 地質学論集, no. 14, p. 65-77.
- 新潟平野団体研究グループ(1967) 新潟県小千谷市周辺および長岡市西方の第四系. 新潟大教育学部高田分校紀要, vol. 12, p. 139-160.
- (1972a) 十日町盆地の河岸段丘. 地質学論集, no. 7, p. 261-283.
- (1972b) 新潟県小千谷市周辺の第四系—新潟県の第四系 そのXVI—. 新潟大教育学部高田分校紀要, vol. 17, p. 251-277.

- 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1—信濃川ローム層について—, 地球科学, vol. 35, p. 294-311.
- (1983) 魚沼層群中の火山性堆積物. 地団研専報, no. 26, p. 23-31.
- 新潟珪藻グループ(1983) 魚沼層群の化石珪藻群集. 地団研専報, no. 26, p. 127-135.
- 新潟県(1963) 新潟県魚沼地域総合地質調査報告(その2). 13p.
- (1970) 魚野川流域地下水調査報告書.
- (1977) 新潟県地質図(1:200,000)及び同説明書. 493p.
- 新潟県土木部砂防課(1982) 空中写真による地すべり地形判読図. 新潟県.
- 新潟県農地部農地建設課(編)(1984) 新潟の地すべり. 212p.
- 新潟県農林水産部治山課(1978) 地すべり調査総括書Ⅰ—地すべりと地質及び地質構造の関係—, 80p.
- (1981) 地すべり調査総括書—魚沼地域・中越地域編—, 423p.
- 新潟古植物グループ・新潟花粉グループ(1983) 魚沼層群産出の大型植物化石と花粉化石. 地団研専報, no. 26, p. 103-126.
- 新潟有孔虫研究グループ(1983) 魚沼地域における鮮新統—下部更新統産の有孔虫. 地団研専報, no. 26, p. 91-101.
- 新堀友行・富田晋高・杉村 新(1950) 新潟県東山油田東南方における油田第三系の縁辺部について [演旨]. 地質雑, vol. 56, p. 303.
- 新戸部 隆・新妻信明(1971) 魚沼層群の古地磁気層序および花粉層序. 第四紀研究, vol. 10, p. 38-39.
- ・山野井 徹(1970) 魚沼層群の古地磁気測定. 日本地質学会第77年学術大会講演要旨, p. 121.
- 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., 2nd. Ser. (Geol.)*, vol. 34, p. 199-236.
- OKADA, H. and BURKY, D. (1980) Supplementary modification of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (BURKY, 1973, 1975). *Marine Micropal.*, vol. 5, p. 321-325.
- 大村一蔵(1927) 石油地質学概要(14). 地球, vol. 8, p. 295-304.
- (1928) 石油地質学概要(16). 地球, vol. 9, p. 70-78.
- (1930) 越後油田の地質及鉱床. 地質雑, vol. 37, p. 775-792.
- OTA, Y. (1969) Crustal movements in the late Quaternary considered from the deformed terrace plains in northeastern Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 40, p. 41-61.
- , MACHIDA, T., IKEDA, H., SHIRAI, T. and SUZUKI, T. (1973) Active folding of the fluvial terraces along the Shinano River, central Japan. *The crust and upper mantle of the Japanese area, Part II, Geology and Geochemistry*, Geological Survey of Japan, p. 121-129.
- 太田陽子・町田 貞・白井哲之・鈴木隆介・池田 宏(1965) 信濃川中・下流部の河岸段丘と地殻変動—十日町—長岡間の段丘の変位を中心として—. 地理評, vol. 38, p. 380.
- ・鈴木郁夫(1979) 信濃川下流地域における活褶曲の資料. 地理評, vol. 52, p. 592-601.

- OTUKA, Y. (1941) Active rock folding in Japan. *Proc. Imp. Acad. Japan*, vol. 17, p. 518-522.
- 大塚彌之助(1942) 活動している皺曲構造. 地震, vol. 14, p. 46-63.
- 佐川栄次郎(1902) 大日本帝国油田第一区越後国東山油田・地質調査所, 24p.
- 佐久間洲彦・山田裕之・黒川勝己(1985) 新潟県入広瀬村末沢川源流部の地質. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, p. 17-25.
- SASADA, M. (1975) Petrological study of the Gozu granitic mass, Niigata Pref., central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 81, p. 407-422.
- 笹神団体研究グループ(1977) 笹神地域の地質. 地団研高田支部シンポジウム「新発田小出線にまつわる諸問題」討論資料.
- (1980) 新潟平野東縁部・笹神地域の地質. 地球科学, vol. 34, p. 119-137.
- 佐々木清隆・牛島信義(1966) 新潟県東山油帯の椎谷層および西山層に発達する級化砂岩の堆積学的研究. 岩鉱, vol. 56, p. 162-163.
- 佐藤 修(1981) 地すべり地の陸水の水質 1, 虫亀, 高倉地すべり. 新潟大災害研年報, no. 3, p. 47-58.
- ・青木 滋・鈴木幸治(1983) 虫亀地すべり地の地下水のアニオンの起源—地すべり地の陸水の水質 3—. 新潟大災害研年報, no. 5, p. 33-42.
- ・————・矢沢茂伸・鈴木幸治(1984) 虫亀地すべり地周辺の湧水の水質—地すべり地の陸水の水質 4—. 新潟大災害研年報, no. 6, p. 63-72.
- 佐藤時事(1981) 新潟地域(3)—古津・新長坑井—. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料, p. 61-63.
- ・富沢昭文(1979) 新潟油田地域, 古津 1 号井における石灰質ナンノ化石及び鮮新統・更新統境界について. 石油技誌, vol. 44, p. 372-376.
- 佐藤 裕(1980) 新潟県南魚沼郡大和町水無川付近の先第三系基盤岩. 新潟大学教育学部卒業論文(MS.).
- 石油資源開発株式会社(1967) 石油資源開発株式会社 10 年史.
- 専報「魚沼層群」編集委員会(1983) 魚沼層群の形成史. 地団研専報, no. 26, p. 159-174.
- 島津光夫(1973) 東北日本グリーンタフ地域における津川—会津区. 地質学論集, no.9, p. 25-38.
- 信濃川段丘研究グループ(1968) 新潟県津南地域の第四系—新潟県の第四系・そのIX—. 新潟大教育学部高田分校紀要, vol. 13, p. 175-204.
- ・(1970) 新潟県十日町付近の河岸段丘について. 新潟大教育学部高田分校紀要, vol. 15, p. 303-320.
- 白井哲之(1967) 魚野川下流地域の段丘地形からみた地盤運動について. 東京教育大地理学研究報告, vol. 11, p. 23-35.
- 鈴木郁夫(1977) I 地形分類図. 土地分類基本調査 5 万分の 1 「小千谷」. 新潟県, p.11-27.
- (1978) I 地形分類図. 土地分類基本調査 5 万分の 1 「十日町」. 新潟県, p.11-25.
- SUZUKI, M. and YAMANOI, T. (1970) Fission track dating of the Uonuma Group. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.

76, p. 317-318.

鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎(1971) 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質雑, vol. 77, p. 301-315.

—————(1974) 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地調報告, no. 250-2, p. 53-78.

高浜信行(1981) 新潟堆積盆地東縁部・破間川西岸地域のマスムーブメント発達史と構造運動. 新潟大災害研年報, no. 3, p. 31-45.

—————(1982a) 新潟新生代堆積盆地の東縁地域における地形形成史とマスムーブメントの変遷. 地団研専報, no. 24, p. 321-336.

—————(1982b) 新潟平野周辺地域における最終氷期最盛期頃の河床下刻作用と地盤隆起運動. 新潟大災害研年報, no. 4, p. 65-75.

—————(1983) 新潟堆積盆地東縁地域のマスムーブメント—破間川地すべりの成因と魚沼丘陵の隆起運動—. 災害シンポジウム資料集 マスムーブメントに関する諸問題, p. 25-30.

—————・正井信雄(1983) 新潟堆積盆地東縁・魚沼丘陵北部の第四系 その2 構造運動. 地球科学, vol. 37, p. 136-146.

高橋正五(1959) 信濃川の流路と更新世堆積盆地. 第四紀研究, vol. 1, p. 125-129.

高島 司(1981) 新潟県北魚沼郡破間川中流域の地質と構造. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文 (MS.).

TAUXE, L., OPDYKE, N., PASINI, G. and ELMI, C. (1983) Age of the Plio-Pleistocene boundary in the Vrica section, southern Italy. *Nature*, vol. 304, p. 125-129.

徳橋秀一(1985) 新潟県東山油帯南部に分布するタービダイト砂岩の予察的研究. 地調月報, vol. 36, p. 611-635.

津田禾粒・白井健裕・長谷川美行(1977) II 表層地質図 土地分類基本調査 5万分の1「小千谷」. 新潟県, p. 28-38.

通商産業省資源エネルギー庁(1978) 昭和53年度広域調査報告書,「蒲原地域」.

植村 武(1970) 褶曲の中立面について. 地質雑, vol.76, p. 104-105.

—————(1976) 越後第三系の褶曲区分. 新潟大地鉦研究報告, no. 4, p. 151-157.

—————(1981a) 後魚沼期の地殻運動. 新潟平野(新潟第四紀グループ連絡紙), no. 28, p. 46-47.

—————(1981b) 新潟県下地すべりの地質学的考察. 地すべり, vol. 18, no. 4, p. 39-43.

—————(1982) 地すべりをどう観るか. アーバンクボタ, no. 20, 特集地すべり, 久保田鉄工, p. 52-55.

—————(1983) 新潟県下の地すべりと後期新生代地殻変動. マスムーブメントに関する諸問題(災害シンポジウム資料集), 地学団体研究会, p. 56-59.

UEMURA, T. and SHIMOHATA, I. (1972) Neutral surface of a fold and its bearing on folding. *Proc. 24th Intern. Geol. Congr.*, vol. 3, p. 599-603.

植村 武・高島 司(1985) 魚沼山塊中部上権現堂山地域の古期堆積岩類. 総合研究「上越帯・足尾帯」

- 研究報告, no. 2, p. 41-45.
- 魚沼丘陵団体研究グループ(1978) 新潟県十日町市-南魚沼郡六日町地域の魚沼層群—新潟県の第四系.
そのXXII—. 新潟大学教育学部高田分校紀要, vol. 23, p. 155-162.
- (1983a) まえがき—研究のあゆみ—. 地団研専報, no. 26, p. 1-4.
- (1983b) 魚沼層群の地質. 地団研専報, no. 26, p. 5-21.
- 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生した脊椎動物化石. 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) 魚沼層群から産出する軟体動物化石. 地団研専報, no.
26, p. 73-90.
- 歌代 勤(1957) 新潟県刈羽郡黒姫山の地質(その1). 教育科学, vol. 7, p. 1-6.
- ・稲葉 明(1977) 3・2更新統(洪積統). 新潟県地質図説明書, 新潟県, p. 128-137.
- ・高野武男(1977) 1 陸上地形. 新潟県地質図説明書, 新潟県, p. 1-12.
- WATANABE, K. (1926) Tertiary System. *Geol. & Min. Resour. Japan. Emp., Geol. Surv. Japan*, p. 34-67.
- 渡辺久吉(1938) 新潟県岡野町油田(大日本帝国油田第三十六区)地形及び地質図及び同説明書. 地質調
査所, 38p.
- 渡辺其久男(1983) 東北裏日本油田地域の年代層序の現状. 石油技誌, vol. 48, p. 88-92.
- 山田剛二・小橋澄治・草野国重(1971) 高場山トンネルの地すべりによる崩壊. 地すべり, vol. 8, no.
1, p. 11-24.
- 山田裕之・黒川勝己(1985) 新潟県入広瀬村大白川のチャート層からジュラ紀放射虫化石の発見. 総合
研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, p. 5-9.
- 山田武雄(1968) 十日町飛渡地区における魚沼層のメタセコイヤと花粉分析について. 新潟県地学教育
研究会誌, vol. 5, p. 54-61.
- 山野井 徹(1970) 魚沼層群の花粉層序学的研究—その1—十日町市東部地域. 新潟大学理学部地鉱教
室研究報告, no. 3, p. 89-100.
- (1976) 新潟県小出町四日町地すべりについて. 地すべり, vol. 13, no. 1, p. 43-45.
- (1977) 崩壊災害と地質. 新潟県地質図説明書, 新潟県, p. 211-221.
- (1979) 新潟県小出町四日町地すべりの発達史. 地すべり, vol. 16, no. 1, p. 29-38.
- (1983) 地すべりの地質と防止対策. 山形応用地質, no. 3, p. 1-8.
- ・石黒重美・布施 弘・神田 章(1974) 新潟県の地すべりとその環境. 地すべり, vol. 11,
no. 2, p. 3-14.
- ・上野三良・新戸部 隆(1970) 魚沼層群に関する諸問題. 第四紀研究, vol. 9, p. 134-138.
- 山下 昇(1970) 柏崎-銚子線の提唱. 島弧と海洋, 東大出版会, p. 179-191.
- ・小坂共栄・石垣和明(1979) 小出北方の新発田-小出構造線. 島弧変動研究報告, no. 1, p.
33-40.
- ・————・————(1982) 小出北方の新発田-小出構造線. 地団研専報, no. 24, p. 199-207.
- 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.

安井 賢・小林巖雄・立石雅昭(1983) 新潟県八石油帯・中央油帯南部に分布する魚沼累層の層序. 地球科学, vol. 37, p. 22-37.

YOKOYAMA, M. (1928) Neogene Shells from the Oil-Field of Higashiyama, Echigo. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. II, part 7, p. 351-362.

吉越正勝(1983) 魚沼層群の古地磁気層序—新潟県刈羽郡小国町芝ノ又ルートについて—. 地団研専報, no. 26, p. 57-62.

吉村尚久(1977) 3. 非金属および工業原料資源. 新潟県地質図説明書, 新潟県, p. 347-356.

付表第1表-1 珪藻化石産出表 (同定柳沢幸夫)

地 層 名	層 名						鳥屋ヶ峰層
	西 名						
試料番号 (GSJ)	R 31462	R 31463	R 31464	R 31496	R 31498	R 31499	R 31565
Diatom species	R	R	R	R	R	R	R
<i>Actinocyclus ellipticus</i> GRUN.							*
<i>A. cfr. ellipticus</i> GRUN.				*			*
<i>A. ingens</i> var. <i>ingens</i> RATTRAY	9	34	17	18	39	58	13 7
<i>A. ingens</i> var. <i>nodus</i> BALDAUF				*	15	17	
<i>A. moromensis</i> DEBY				1			
<i>A. octonarius</i> EHR.	1	4	1	*	*		4
<i>Actinoptychus senarius</i> (EHR.) EHR.	11	20	4	1	7	9	2 8
<i>A. splendens</i> (SHABOLT) RALFS							*
<i>Arachnoidiscus</i> sp.					*		
<i>Cestodiscus pepulum</i> BRUN					*		
<i>Clavicula polymorpha</i> GRUN. et PANT.			1	*	1		
<i>Cocconeis californica</i> GRUN.							* *
<i>C. scutellum</i> EHR.			1				
<i>C. vitrea</i> BRUN.				1			* 1
<i>C. spp.</i>	*			*			1
<i>Coscinodiscus endoi</i> KANAYA	9	4	1	2			3
<i>C. cfr. endoi</i> KANAYA			1	3			
<i>C. lewisianus</i> GREV.			*	*	*	1	
<i>C. marginatus</i> EHR.	3	2	2	*	14	25	5
<i>C. perforatus</i> EHR.	*			*			*
<i>C. praenodulifer</i> BARRON	*			*	*	*	
<i>C. radiatus</i> EHR.	*			*	*	*	
<i>C. vetustissimus</i> PANT.	*	*	*	2	*		1
<i>C. spp.</i>				*	*		
<i>Crucidenticula ikebei</i> AKIBA et YANAGISAWA				*		*	
<i>C. nicobarica</i> (GRUN.) AKIBA et YANAGISAWA							9 *
<i>C. punctata</i> (SCHRADER) AKIBA et YANAGISAWA							* 2
<i>C. sp. B</i>				4			
<i>C. sp. C</i>				*	1	*	
<i>Cyclotella striata</i> (KÜTZ.) GRUN.							1
<i>Cymatosira aff. loreziana</i> GRUN.	*	1		*			* 1
<i>Diplomeis cfr. smithii</i> (BREB.) CL.					*		
<i>Delphineis penelliptica</i> ANDREWS	3	2	*				
<i>D. surirella</i> (EHR.) ANDREWS				*			
" <i>Denticula</i> " <i>norvegica</i> SCHRADER	*	3	1				
<i>Denticulopsis hustedtii</i> (SIM. et KANAYA) SIMONSEN							18 7
<i>D. hyalina</i> (SCHRADER) SIMONSEN					48	11	1
<i>D. cfr. hyalina</i> (SCHRADER) SIMONSEN				3			
<i>D. lauta</i> (BAILEY) SIMONSEN				22	9	1	
<i>D. praedimorpha</i> AKIBA ex BARRON							17
<i>D. praelauta</i> AKIBA et KOZUMI	10	5	12				
<i>Grammatophora</i> spp.	1			*	1	1	*
<i>Goniothecium odontella</i> EHR.							
<i>Hemiaulus polymorphus</i> GRUN.		1	1	*	*		
<i>Hyalodiscus</i> spp.							1
<i>Ikebea tenuis</i> (BRUN) AKIBA							1
<i>Kisseleviella carina</i> SHESHUK.	1	1					
<i>Liradiscus bipolaris</i> LOHMAN	*	*		1	*		
<i>Mediaria splendida</i> SHESHUK.	*	*	1	*	*		1
<i>Melosira scopos</i> MANN	*	*	*				

付表第1表-2 珪藻化石産出表 (同定柳沢幸夫)

地 層 名	層 名						鳥屋ヶ峰層
	西						
試料番号 (GSJ)	R 31462	R 31463	R 31464	R 31496	R 31498	R 31499	R 31565
Diatom species	R	R	R	R	R	R	R
<i>Melosira sol</i> (EHR.) KÜTZ.	2		3		2	2	*
<i>Navicula</i> sp.							5
<i>Neodelphimeis pelagica</i> TAKANO							1
<i>Nitzschia challengerii</i> SCHRADER		1					2
<i>N.</i> spp.							1
<i>Odontella aurita</i> (LYNGBYE) AGARDH	*						
<i>Paralia sulcata</i> (EHR.) CL.	3	1	2	4	4	3	2
<i>Plagiogramma</i> sp.							1
<i>Planifolia tibranchiata</i> ERNISSE			*	3	*	*	
<i>Porosira gracilis</i> (GRUN.) JØRG.			*				
<i>Pseudodimerogramma elongata</i> SCHRADER		1	*				
<i>P.</i> <i>filiformis</i> SCHRADER			2				
<i>Rhaphidodiscus marylandicus</i> CHRISTIAN.	2		*				
<i>Rhaphoneis amphicerus</i> (EHR.) EHR.							
<i>R.</i> <i>gemifera</i> EHR.			*		1	*	
<i>R.</i> <i>miocenica</i> SCHRADER	2	1	3		1		
<i>R.</i> <i>parvula</i> HANNA				*	1	1	
<i>Rhizosolenia interposita</i> HAJÓS			*	*	2		
<i>R.</i> spp.	2	*	*	*	1		*
<i>Rouxia californica</i> M. PERAG.							*
<i>R.</i> <i>naviculoides</i> SCHRADER		*					
<i>R.</i> <i>peragalli</i> BRUN et HERIBAUD						1	*
<i>Rosella mediopunctata</i> (HAJÓS) GERSONDE et SCHRADER							1
<i>R.</i> <i>paleacea</i> DESIKACHARY et MAHESHWARI				*			
<i>Rutiralia epsilon</i> var. <i>longicornis</i> (TEMP. et BRUN) A.S.	*						
<i>Sawamuraia quadriseriata</i> KOMURA	1						
<i>Stephanodiscus</i> sp.	1						
<i>Stephanogoa hanzawae</i> KANAYA						2	
<i>Stephanopyxis turris</i> (GREV. et ARN) RALFS	2		*	10	6		1
<i>S.</i> spp.		*					
<i>Symbolophora</i> spp.	1	1	*				2
<i>Synedra jouseana</i> f. <i>jouseana</i> SHESHUK.	*		2	2	3		
<i>S.</i> <i>jouseana</i> f. <i>linealis</i> SHESHUK.			1				
<i>S.</i> <i>jouseana</i> v. I				*			
<i>S.</i> cf. <i>jouseana</i> SHESHUK.				3	*	2	
<i>Thalassionema hirosakiensis</i> KANAYA							21
<i>T.</i> <i>nitzschiioides</i> (GRUN.) H. et M. PERAG.	10	14	24	26	18	29	37
<i>T.</i> sp.		4	2	2	1	22	
<i>Thalassiosira grunowii</i> ARIBA et YANAGISAWA							1
<i>T.</i> <i>leptopus</i> (GRUN.) HASLE et FRYXELL	*		*	*	*	*	
<i>T.</i> spp.	2		*		*	*	
<i>Thalassiothrix longissima</i> CL. et GRUN.	4	1	2	3	5	4	1
<i>T.</i> <i>miocenica</i> SCHRADER		*					
<i>Triceratium arcticum</i> BRIGHT.				*	*	*	
<i>T.</i> <i>condecorum</i> BRIGHT.	*	*	1	*		*	
<i>Trochosira spinosa</i> KITTON	13	*	2				
<i>Zircoceros</i> sp.	1		3	*		1	
MISCELLANEOUS	5	1	5	2	4		6
Total number of valves counted	200						

付表第4表 既生有孔虫産出表(同定邊其久男)

Benthonic foraminifera	試料番号									
	IM-13	IM-11	IM-9	野辺川12	野辺川11	野辺川10	野辺川9	野辺川8	野辺川3	相川川5
<i>Milammina echigoensis</i> ASANO and INOMATA				2	1					
<i>Cribristomoides</i> cf. <i>renzi</i> (ASANO)					2					
<i>C.</i> cf. <i>evoluta</i> (NATLAND)					1	3				
<i>C.</i> sp.					3					
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>contorta</i> D'ORBIGNY							1			
<i>Q. elongata</i> NATLAND							1			
<i>Q. seminulum</i> (LINNAEUS)							1			
<i>Q.</i> sp.							1			
<i>Pergo</i> cf. <i>depressa</i> (D'ORBIGNY)		1								
<i>Dentalina hyugaensis</i> ISHIZAKI								1		
<i>D.</i> sp.	1	1						1		
<i>Polymorphina</i> cf. <i>charlottensis</i> CUSHMAN								1		
<i>Gattulina</i> cf. <i>kishinoyvi</i> CUSHMAN and OZAWA								1		
<i>G. yabei</i> CUSHMAN and OZAWA								1		
<i>Fissulina echigoensis</i> (ASANO and INOMATA)	1									
<i>Buliminella elegantissima</i> (D'ORBIGNY)								1		
<i>Spheroidina</i> cf. <i>compacta</i> CUSHMAN and TODD	1	2		2						
<i>Bolivina robusta</i> BRADY								1	4	
<i>B.</i> sp.							1	5		
<i>Rectobolivina</i> sp.								1		
<i>Islandiella asanoi</i> (UCHIO)										4
<i>Bulimina aculeata</i> D'ORBIGNY									40	
<i>B. marginata</i> D'ORBIGNY								1	2	
<i>B. nojimaensis</i> ASANO							1	1		
<i>Uvigerina akitaensis</i> ASANO	50	35	23	11		5	8			
<i>U.</i> cf. <i>akitaensis</i> ASANO		20		40						
<i>U. wakimotoensis</i> ASANO	1									
<i>Trochammina hughesi</i> (GALLOWAY and WISSLER)		6		5						
<i>T. kokozuraensis</i> (ASANO)	3	3	27	25						
<i>T. kokozuraensis?</i> (ASANO)				3						
<i>Buccella frigida</i> (CUSHMAN)							10	5	10	
<i>B. frigida calida</i> (CUSHMAN and COLE)							1	1		
<i>Discopulvinulina bertheloti</i> (D'ORBIGNY)	1									
<i>D.</i> cf. <i>isabelleana</i> (D'ORBIGNY)							1			
<i>D.</i> sp.								2		
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA and MARUHASHI					1					
<i>E. pulchella?</i> HUSEZIMA and MARUHASHI				10						
<i>Buggina totomiensis</i> MAKIYAMA									13	
<i>B.</i> cf. <i>totomiensis</i> MAKIYAMA										4
<i>Valvulineria sadonica</i> ASANO	2	1	2							
<i>Ammonia</i> cf. <i>ketienjensis</i> (ISHIZAKI)								5		
<i>Elphidium</i> cf. <i>subincertum</i> ASANO										7
<i>E.</i> sp.				7		5	2	8		
<i>E.?</i> sp.					5					
<i>Criboelphidium yabei</i> (ASANO)									3	
<i>Cribronionion clavatum</i> (CUSHMAN)							17	2		
<i>C.</i> sp.								2		
<i>Eponides</i> sp.									1	
<i>Planulina</i> sp.								2		
<i>Cibicides aknenianus</i> (D'ORBIGNY)	5							5		
<i>C.</i> cf. <i>aknenianus</i> (D'ORBIGNY)				7						
<i>C. pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)				4	3					
<i>C.</i> sp.		1		5	3			3		
<i>Laxostoma</i> sp.	1									
<i>Cassidulina</i> cf. <i>margareta</i> (KARRER)					1					
<i>C. norcrossi</i> CUSHMAN	9	2	2	2	2		7			
<i>C. yabei</i> ASANO and NAKAMURA								15		
<i>Globocassidulina depressa</i> (ASANO and NAKAMURA)						2				
<i>G. subglobosa</i> (BRADY)				2	3	2	1			
<i>Florilus japonica</i> (ASANO)								1	2	7
<i>F. manpukujiense</i> (OTUKA)									1	
<i>Nonionella</i> cf. <i>miocenica stella</i> CUSHMAN and MOYER								1		
<i>Pullenia aperta</i> CUSHMAN	4			5						
<i>Oridorsalis umbonatus</i> (REUSS)	5	2	1				4			
<i>Melonis nikobarensis</i> (CUSHMAN)			1							
<i>M. nikobarensis?</i> (CUSHMAN)	3			4						
<i>M. pompilioides</i> (FICHEL and MOLL)	5									
<i>M.</i> cf. <i>pompilioides</i> (FICHEL and MOLL)									1	
<i>M. pompilioides?</i> (FICHEL and MOLL)						8				
<i>Gen. et sp. indet.</i>						15				

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Niigata (7) No. 50**GEOLOGY****OF THE****OJIYA DISTRICT**

By

Yukio YANAGISAWA, Iwao KOBAYASHI, Keiji TAKEUCHI
Masaaki TATEISHI, Kazuya CHIHARA and Hirokazu KATO

(Written in 1985)

(ABSTRACT)

The Ojiya district is located in the eastern part of Niigata Prefecture, covering the area from lat. $37^{\circ} 10' N$ to $37^{\circ} 20'$, from long. $138^{\circ} 45' E$ to $139^{\circ} 00'$.

In the eastern margin of the district where is the slope of the Echigo Mountains, Mesozoic and lower Miocene rocks stretch in the NNE direction. The whole areas other than the eastern margin of the district, are occupied by low hills such as the Uonuma, Higashiyama and Maruyama Hills and basins such as the Muikamachi, Tōkamachi and Ojiya Basins. These hills are made up of strongly folded Neogene and lower Pleistocene sediments with Pleistocene terrace deposits, while the basins are filled with alluvial plane deposits.

GEOLOGY

The district is underlain by Mesozoic rocks of the Ashio Belt and a thick sequence of Miocene to lower Pleistocene sediments with well-developed terrace and Holocene deposits as shown in Figure 1.

Fig. 1 Geologic succession in the Ojiya district

Geologic age		Stratigraphic unit	Volcanic activity	Fossil		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvial plane deposits Talus and alluvial cone deposits Fan deposits Terrace deposits (Holocene)			
		Pleistocene	Pleistocene land slide deposits Loom Terrace deposits (Pleistocene)			
	Neogene	Pliocene	Uonuma Formation		Foraminifera Nannofossil Diatom	
			Wanazu Formation			
			Shiroiwa Formation			
			Ushigakubi Formation			
			Kawaguchi Formation	Dacite		
		Miocene	Late	Araya Formation		
				Hitomurao Formation Toyagamine Formation	Andesite Dacite	
			Middle	* Tsunagi Formation		
				Nishimiyō Formation	Dacite Rhyolite	
				Kiyomoto Formation		
	Early	Jōnai Group	Dacite Andesite	Daishima flora		
		Paleogene		Dike		
	Mesozoic	Cretaceous		Dike		
Jurassic		Kamigondō-yama Group				
		Myōgazawa Formation Himizo Formation Hanegawa Formation				
Triassic		Ōkuwabara Formation		Conodont		

* not exposed in the Ojiya district

Mesozoic

The Mesozoic Kamigongendōyama Group in the eastern margin of the district is represented by chert-dominant sedimentary facies at its lower part, whereas by olistostrome facies associated with chert, greenstone and limestone blocks at the upper part. Conodont fossils obtained from the lower part indicate Triassic age. However, radiolarian fossil evidence from the neighbouring areas in the Ashio Belt suggests that the upper part may range up to Jurassic age.

The group is lithologically divided into four units, that is, the Ōkuwabara, Hanegawa, Himizo and Myōgazawa Formations in ascending order.

The Ōkuwabara Formation consists mainly of bedded chert and intercalating thin black shale and sandstone, measuring 1100 meters thick. The formation is inferred to be of early Triassic (?) based on conodont fossils.

The Hanegawa Formation conformably overlies the Ōkuwabara Formation and consists of shale and massive chert with some interbedded shale and sandstone. Its estimated thickness is 2400 meters.

The Himizo Formation, conformably underlain by the Ōkuwabara Formation, is characterized by olistostrome facies and is divided into the lower and upper members on the basis of lithofacies. The lower member is made of black shale containing numerous large blocks of bedded chert, greenstone and limestone, whereas the upper member is made of laminated black shale with less amount of allochthonous blocks. The formation is about 850 meters thick.

The Myōgazawa Formation, about 800 meters thick, rests on underlying Himizo Formation and consists of thinly bedded black shale and sandstone with rare blocks of sandstone, chert and greenstone.

Neogene and lower Pleistocene

The Ojija district is located in the eastern margin of the Niigata Oil Field where the Neogene and lower Pleistocene sediments are developed. Therefore the sediments are characterized by shallower marginal sedimentary facies.

The Neogene and lower Pleistocene in the district comprise the Jōnai Group, and the Kiyomoto, Nishimyō, Tsunagi, Toyagamine, Hitomuraō, Araya, Kawaguchi, Ushigakubi, Shiroya, Wanazu and Uonuma Formations in ascending order.

The Jōnai Group is the earliest Miocene sequence of probably non-marine deposits. It overlies Mesozoic rocks and is widely distributed in the Echigo Mountains. The group to the south in the Tōkamachi district is divided by a unconformity into the Ōkura and Hakkaisan Formations (YANAGISAWA *et al.*, 1985). The Ōkura Formation is predominated by volcanoclastic rocks of andesite, dacite and basalt, whereas the Hakkaisan Formation is composed of mainly of non-volcanoclastic sediments such as conglomerate, sandstone and siltstone. Only the Ōkura Formation is exposed in the Ojija district with 70 meters in thickness. The Daishima Flora reported in the group suggests early Miocene age of the group.

The Kiyomoto Formation consists of sandstone and granule conglomerate. It crops out isolatedly in the small area of the eastern margin of the district, overlying the Mesozoic rocks un-

conformably. Although its stratigraphic relation to other Neogene formations has not been clarified, the formation is considered to be positioned between the Jōnai Group and Nishimyō Formation because of lithological similarities.

The Nishimyō Formation is composed of marine acidic pyroclastic rocks and mudstone. Acidic pyroclastic rocks which are dominant in the lower and upper parts are presumed to be subaqueous pyroclastic flow deposits. Dacite and rhyolite lavas are associated with these pyroclastics. The middle part of the formation is occupied mainly by bluish grey poorly stratified mudstone which contains abundant well-preserved marine diatoms, including several tropical species. These diatom fossils, together with planktonic foraminifers, show clearly that the formation is of early middle Miocene in age and correlative with the Nanatani Stage which is one of the standard stages in the Niigata Oil Field. The thickness of the formation is about 850 meters at the type section.

The Tsunagi Formation conformably overlying the Nishimyō Formation is composed of poorly stratified marine mudstone and a small amount of pyroclastics but not exposed in the district.

The Toyagamine Formation, which covers unconformably the Nishimyō Formation, is the late Miocene volcanic sequence composed of dacite lavas and associated andesitic volcanic breccia with occasional exotic siltstone blocks. It is exposed along the eastern edge of the Higashiyama Hills and forms Mt. Toyagamine (681 meters above sea level) that is the highest mountain in the district. The formation is dated 6.4 Ma by the K-Ar whole rock method.

The Hitomurao Formation is also the late Miocene andesitic volcanic formation unconformably overlying the Nishimyō Formation, and is confined in the eastern margin of the Uonuma Hills. The age of the formation determined by the K-Ar whole-rock method is 6.2 Ma.

The Araya Formation is made of dark grey or black mudstone rarely with intercalating thin layers of sandstone and tuff, and is exposed in the axial part of the Higashiyama Anticline. Fission track dating and reported foraminifers indicate that this formation was deposited during latest late Miocene time. Although the base of the formation is not exposed in this district, the formation is estimated more than 400-450 meters in thickness.

The Kawaguchi Formation overlies conformably the underlying Araya Formation but it interfingers with upper part of the Araya Formation in the eastern wing of the Higashiyama Anticline. The formation is represented by submarine fan deposits composed of turbidite sandstone interbedded with mudstone and can be subdivided into lower and upper parts on the basis of lithology. The lower part is composed of sandstone and interbedded mudstone, while the upper part is characterized by mudstone-dominant facies. The upper part in the western area consists of mudstone and interbedded sandstone but to the east it becomes coarser grained gradually and changes into the sandy mudstone dominant facies. Numerous widely distributed tuff layers are interbedded in the upper part. In the Asahi River dacitic volcanic breccia occurs at the horizon between the lower and the upper part. The age determined by the fission-track method for tuff layers in the upper part indicates early Pliocene. The thickness exceeds 850 meters in the western wing of the Higashiyama Anticline but thins in the eastern wing.

The Ushigakubi Formations is late Pliocene sequences overlying conformably the Kawaguchi Formation. It is predominated by poorly stratified mudstone in the western wing of the Higashiyama Anticline but grades eastward into interbedded mudstone and sandstone with subordinate bedded mudstone. Both lithofacies and foraminiferal assemblages indicate that this formation was deposited in lower part of continental slope. The age of the formation is con-

sidered to be late Pliocene based on fission track dating. The thickness is 350-125 meters.

The Shiroiwa Formation is sandy mudstone which has been called "Haizume" facies in the Niigata Oil Field. The formation conformably rests on the Ushigakubi Formation. In the eastern area in the district, however, it interfingers with the Ushigakubi Formation and upper part of the Kawaguchi Formation and overlies unconformably the Toyagamine Formation. The main part of this formation is made up of massive bioturbated sandy mudstone although thin bedded sandy mudstone and fine grained sandstone are developed in the uppermost part. Neritic molluscan fossil assemblages known as "Onma-Manganjian Fauna" are obtained. The age given by planktonic foraminifera and nannofossil evidence suggests Pliocene to early Pleistocene, whereas the age by fission track dating denotes late Pliocene. The formation is estimated to be about 350-125 meters but thins eastward from the Higashiyama Anticline.

The Wanazu Formation overlies conformably the Shiroiwa Formation but has interfingering relationship to the Shiroiwa Formation in part. It consists of poorly stratified fine- to very fine-grained sandstone containing mica and pumice fragments. Neritic molluscan fossils such as *Glycymeris yessoensis* which are components of Pliocene "Onma-Manganjian Fauna" are contained in the lower part of this formation at many localities. The thickness is 200-20 meters.

The Uonuma Formation is a thick accumulation of fluvial and marine deposits of Pliocene to lower Pleistocene in age. It overlies conformably the Wanazu Formation but unconformably abuts the Toyagamine and Hitomura Formation in the eastern borders of the Higashiyama and Uonuma Hills. The formation comprises three main lithofacies, namely gravel and silt facies (U_1), sand and silt facies (U_2) and marine silt and sand facies (U_3). The gravel and silt facies (U_1) is a thick sequence of gravel and silt with sand and presumed to be alluvial fan deposits. Sand and silt facies (U_2) is fluvial deposits composed of silt and channelized thick sand. Marine silt and sand facies (U_3) is made up of lagoonal or bay sediments and barrier sands. The Uonuma formation includes 14 marine beds which are important as key beds.

This thick and complex sequence is divided into three parts, lower, middle and upper parts by using distinct key ash layers. The lower part is made up of gravel and silt facies (U_1) in the east area and marine silt and sand facies (U_3) in the west area. On the contrary the middle part is represented by sand and silt facies (U_2) all over the mapped area although gravel and silt facies (U_1) and marine silt and sand facies (U_3) are partly developed. Gravel and silt facies (U_1) occupies the upper part of this formation except for the western margin of the district where sand and silt facies (U_2) is developed. The formation includes more than thirty volcanic ash layers and nineteen of which can be widely traceable as key beds. There have been reported various fossils such as mammals, fishes, plants, pollens and diatoms in this formation. Fission track dating and paleomagnetic data indicate that this formation ranges from late Pliocene to earliest middle Pleistocene and that the Pliocene-Pleistocene boundary exists around the horizon of volcanic ash layer SK050 in this formation.

QUATERNARY

The Quaternary deposits in this district include Pleistocene and Holocene fluvial terrace deposits, Pleistocene landslide deposits, loam, fan deposits, talus and alluvial cone deposits and alluvial plane deposits.

Terrace deposits in the district are divided into eleven unit, T_0 - T_{10} , of which T_0 - T_7 terrace

deposits are inferred to be of middle to late Pleistocene in age, because they are covered with loam and tephra of Pleistocene age. The rest of them, T₈-T₁₀ terrace which lack loam are probably of Holocene age. They are all composed of unconsolidated gravel with sand and silt and distributed along the Shinano River in the Tōkamachi and Ojiya Basins, and also along the Uono and Aburuma Rivers.

Pleistocene landslide deposits are distributed along the eastern edge of the Higashiyama Hills, composed of colluvial soils derived from underlying bedrocks. The stratigraphic relations to terrace deposits and pollen fossils reveal that the landslide occurred in late Pleistocene time.

Loam (weathered volcanic ash) covers the hilly land surface and Pleistocene terrace deposits. It contains some wide-distributed tephtras such as Daisen-Kurayoshi Pumice and Aira-Tn Ash and numerous key tephtras derived from Myōkō Volcano and neighboring volcanoes.

Fan deposits composed of gravels widely spread along the Mizunashi River.

Talus and alluvial cone deposits are mainly distributed on the gentle shape and small valleys at the foot of the Echigo Mountains.

Alluvial plane deposits are distributed along the Shinano, Uono and Aburuma Rivers.

GEOLOGIC STRUCTURE

The mapped district is characterized by prevalence of NNE-SSW trending folds and faults. The most important structure of them is the Shibata-Koide Fault running along the eastern margin of the Higashiyama and Uonuma Hills. This fault is located at the eastern boundary of the Niigata sedimentary basin and divides the basin from the eastern basement province.

The basement province (Echigo Mountains) is made up of the Mesozoic Kamigondōyama Group and the overlying early Miocene Jōnai Group and the Kiyomoto Formation. The province is characterized by monoclinic structure dipping westward gently.

On the contrary, in the basin area thick sequences of Neogene to Quaternary sediments are distributed. They have been subjected to strong deformational stress resulting in NNE-SSW trending folding. Although some of these folds might begin to grow before early Pleistocene, most of them are inferred to be formed after deposition of the early Pleistocene Uonuma Formation, some of which still being active at present.

Along the edge of the Uonuma Hills, there is a anticlinorium composed of several NNE-SSW trending minor dome-shaped anticlines, bounded in the east by the Shibata-Koide Fault.

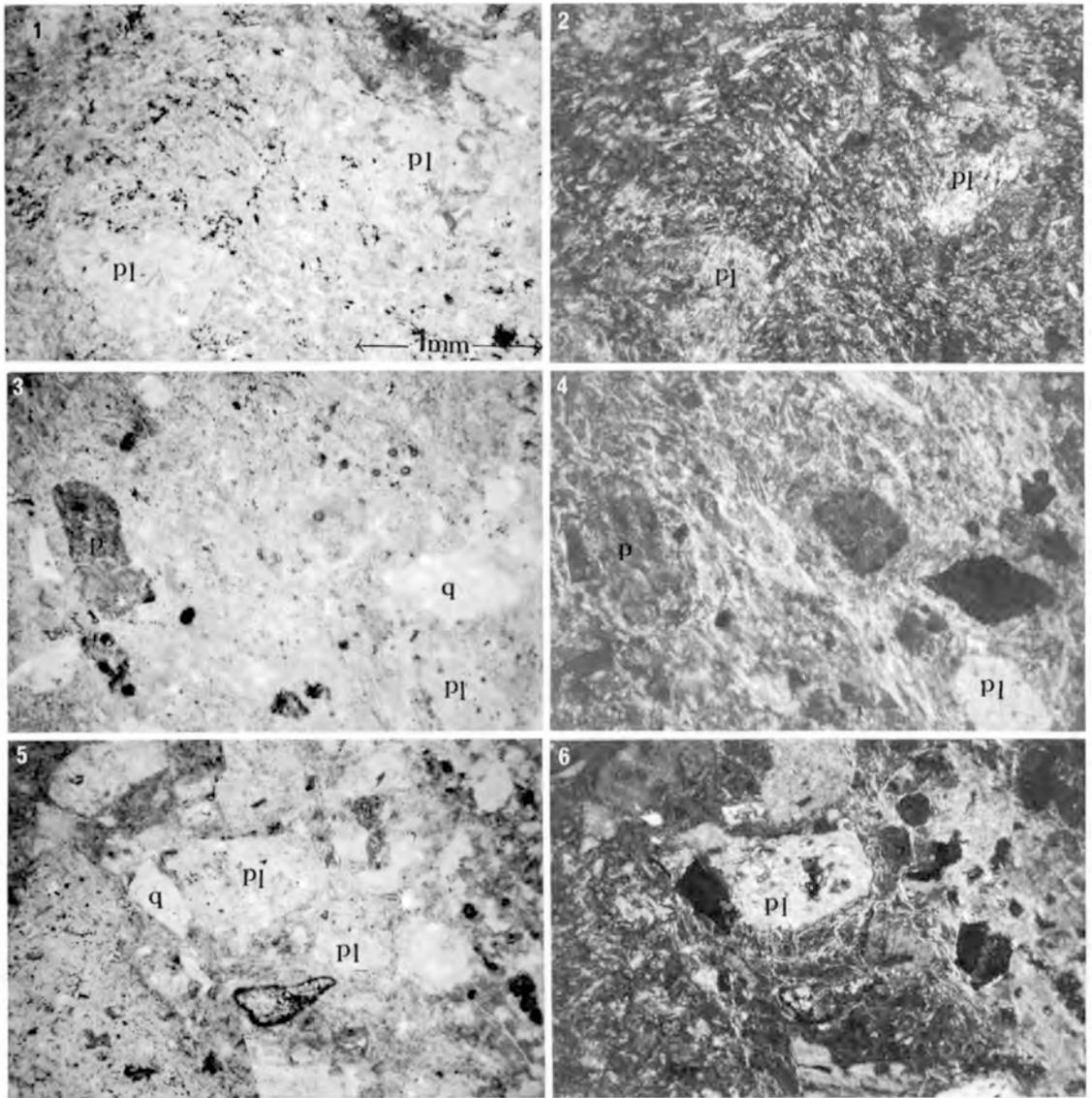
The Horinouchi Synclinorium is a large basin-shaped synclinorium made up of Koyagaragawa syncline, Kajiyashiki syncline and other minor folds. Its western wing is steeply inclined, whereas the eastern wing is gentle. It is underlain mainly by the Uonuma Formation.

The Higashiyama Anticlinorium is composed of Higashiyama anticline and associated minor folds. The Higashiyama anticline is a typical box-shaped asymmetrical anticline with the eastern wing steeply inclined. The Araya Formation occupies the axial area of the anticline and other Pliocene Formations are distributed along both wings.

The Ojiya Syncline strikes nearly along the low land of the Shinano River except for the Kawaguchi area where the river meanders extensively eastward. This syncline deforms not only the early Pleistocene Uonuma Formation but also Pleistocene and Holocene terrace deposits, and therefore this structure is presumed to be an active fold.

The Tokimizu Anticline is an asymmetrical anticline running along the summits of the Maruyama Hills which are made of the middle to upper part of the Uonuma Formation.

第 I 図版



1, 2; 城内層群の変質安山岩 吉田北方

1; 下方ポーラーのみ, 2; 1の直交ポーラー Plは斜長石

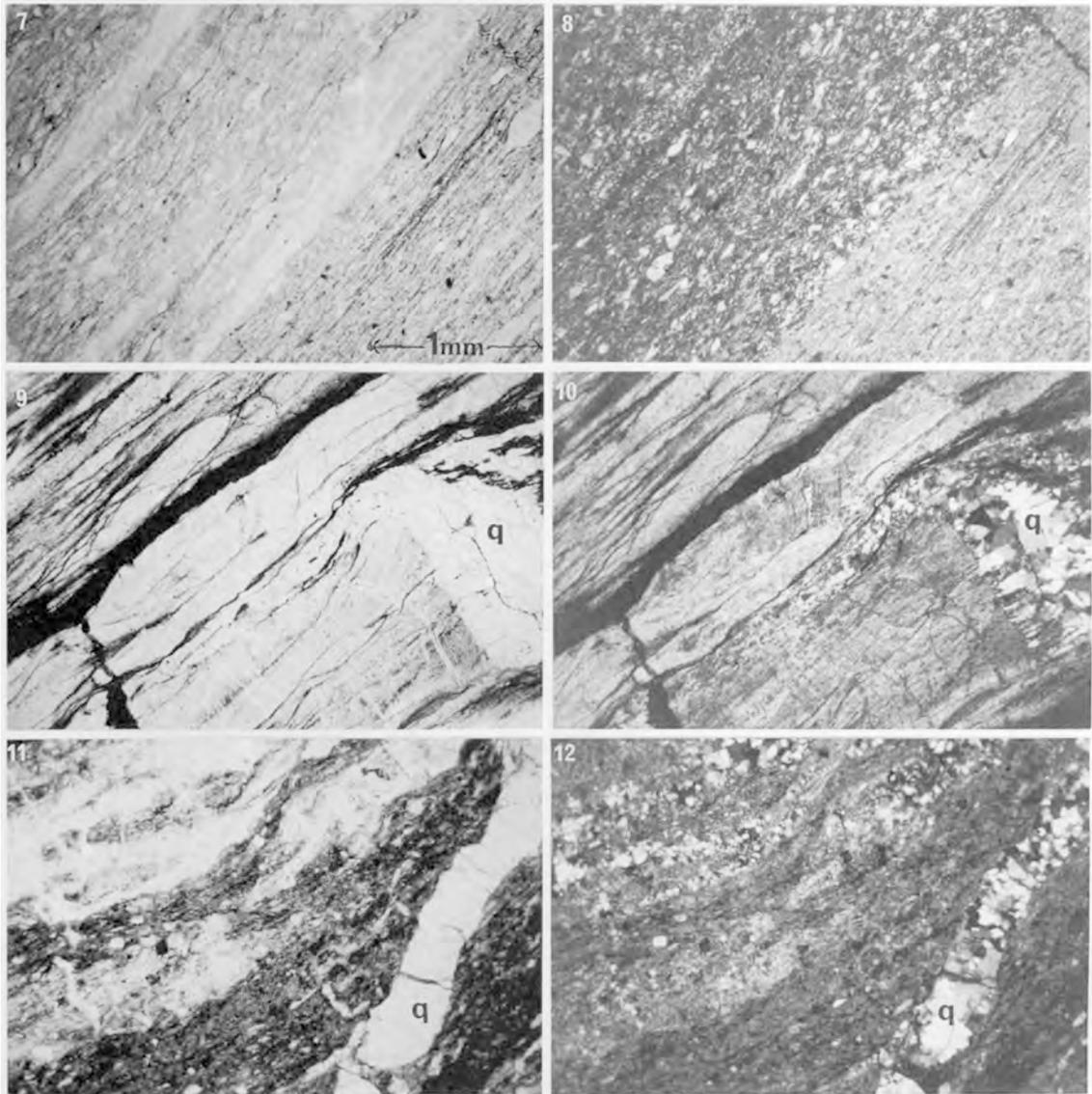
3, 4; 城内層群のデイサイト質凝灰岩 吉田北東

3; 下方ポーラーのみ, 4; 3の直交ポーラー Pは輝石, qは石英, Plは斜長石

5, 6; 城内層群のデイサイト質火山礫凝灰岩 吉田北方

5; 下方ポーラーのみ, 6; 5の直交ポーラー, Plは斜長石, qは石英

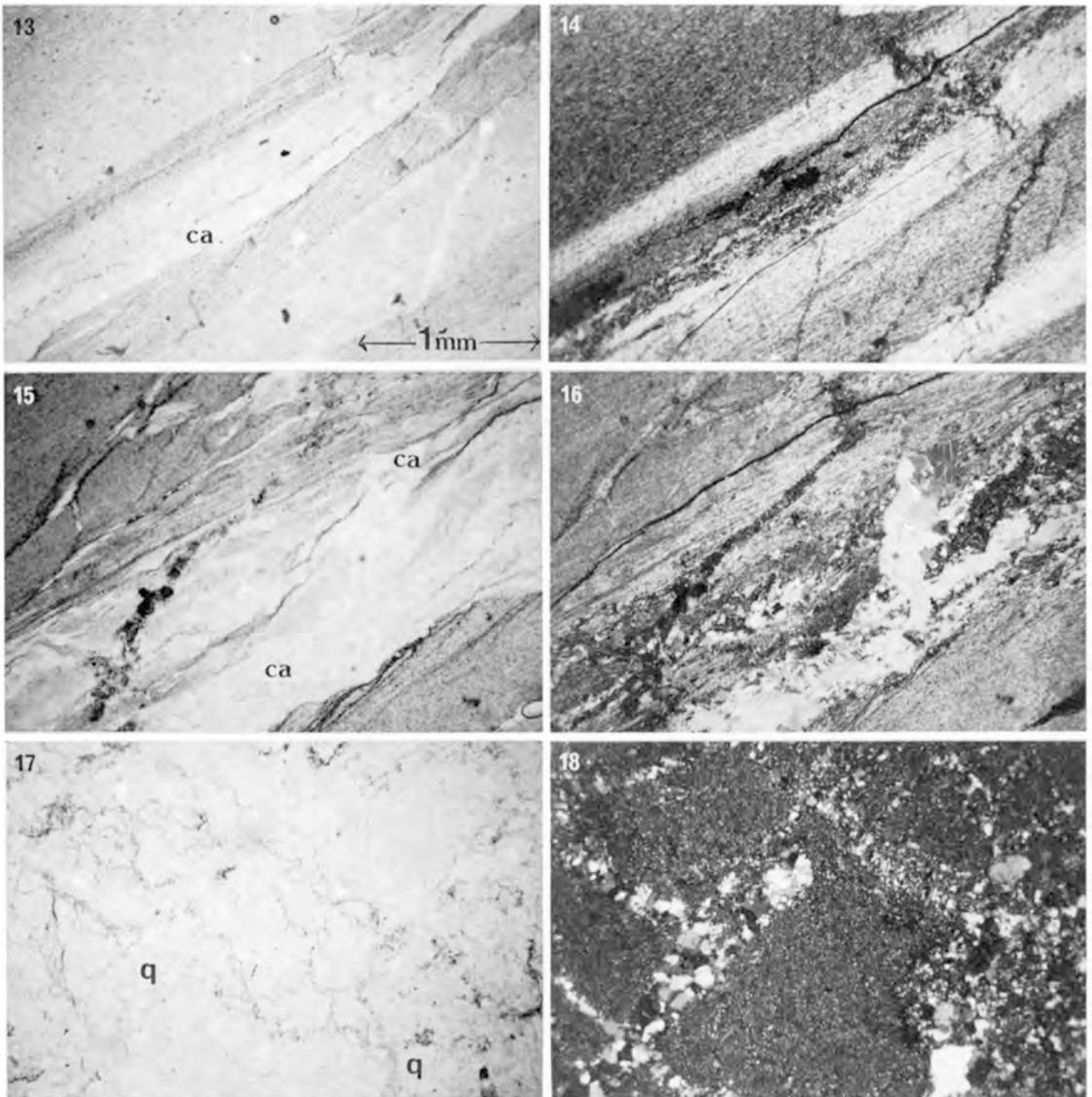
第II図版



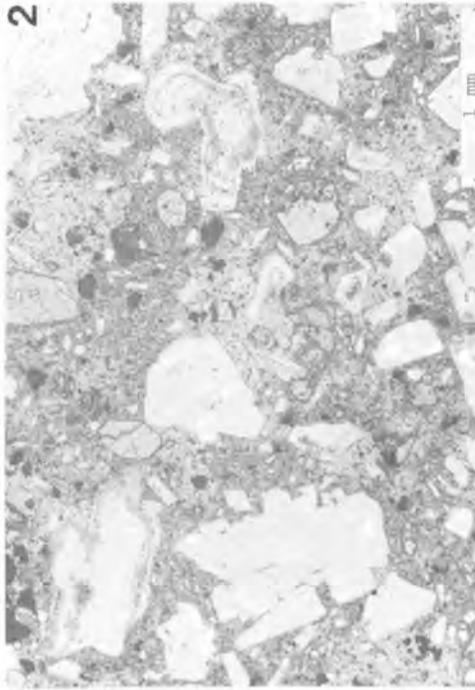
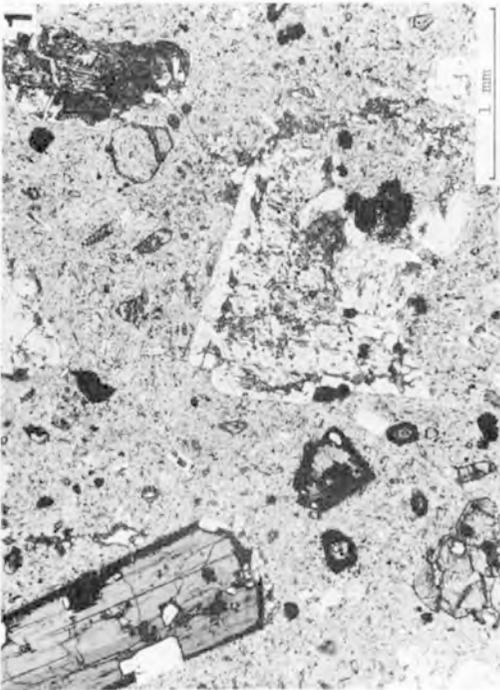
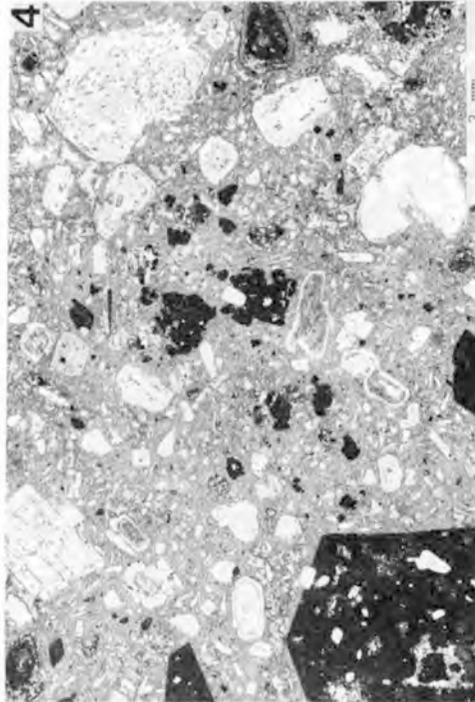
7, 8; 茗荷沢層の黑色頁岩 茗荷沢
7; 下方ポーラーのみ, 8; 7の直交ポーラー

9, 10; 羽根川層の珪質頁岩頁岩細互層 大沢北
9; 下方ポーラーのみ, 10; 9の直交ポーラー, qは石英

11, 12; 干溝層下部層の珪質頁岩頁岩細互層 板木南方
11; 下方ポーラーのみ, 11; 12の直交ポーラー



13, 14; 茗荷沢層の石灰質頁岩 茗荷沢
 13; 下方ポーラーのみ, 14; 13の直交ポーラー, caは方解石
 15, 16; 茗荷沢層の石灰質頁岩 茗荷沢
 15; 下方ポーラーのみ, 16; 15の直交ポーラー, caは方解石
 17, 18; 羽根川層の赤色チャート 大沢北
 17; 下方ポーラーのみ, 18; 17の直交ポーラー, qは石英



1: 鳥屋ガ峰層の普通輝石紫蘇輝石普通角閃石デイサイト (GSJ R 33347) 広神村小平尾集落北
 2: 一村尾層の普通輝石紫蘇輝石安山岩 (GSJ R 33350) 大和町一
 村尾
 3: 川口層下部の火山角礫岩中の紫蘇輝石普通角閃石デイサイト (GSJ R 33353) 小千谷市朝日川
 4: 川口層下部の火山角礫岩中の黒雲母普
 通角閃石デイサイト (GSJ R 33354) 小千谷市朝日川
 いずれも下方ポラーのみ

文献引用例

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, 177 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

YANAGISAWA, Y., KOBAYASHI, I., TAKEUCHI, K., TATEISHI, M., CHIHARA, K. and KATO, H.
(1986) *Geology of the Ojiya district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 177 p. (in Japanese with English abstract 6 p.).

昭和 61 年 3 月 20 日 印 刷
昭和 61 年 3 月 24 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄
印刷所 小 宮 山 印 刷 工 業(株)
東京都新宿区天神町78

©1986 Geological Survey of Japan