

55(521.52)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第96号

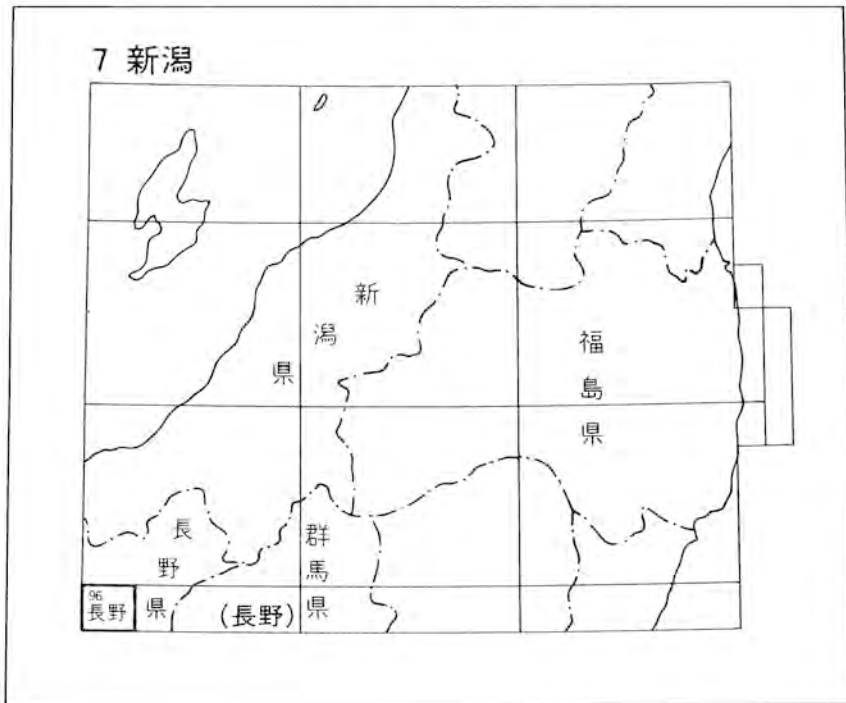
## 長野地域の地質

加藤碩一・赤羽貞幸

昭和61年

地質調査所

位置図



( ) は1:200,000図幅名

## 目 次

I. 地 形 .....	1
II. 地質概説 .....	6
III. 新第三系 .....	11
III. 1 内村層 .....	12
III. 1. 1 横尾部層 .....	12
III. 1. 2 豊栄部層 .....	12
III. 1. 3 森部層 .....	13
III. 2 別所層 .....	14
III. 3 プロピライト .....	15
III. 4 青木層 .....	16
III. 4. 1 一重山部層 .....	16
III. 4. 2 浅川部層 .....	16
III. 5 中新世貫入岩類 .....	17
III. 6 小川層 .....	18
III. 6. 1 裾花凝灰岩部層 .....	18
III. 6. 2 論地泥岩部層 .....	26
III. 7 桑原火山岩 .....	34
III. 8 聖山火山岩 .....	35
III. 8. 1 聖山安山岩 .....	35
III. 8. 2 横原山安山岩 .....	36
III. 9 牧内安山岩 .....	37
III. 10 保基谷岳火山岩 .....	37
III. 11 奇妙山火山岩 .....	38
III. 11. 1 清滝火山岩 .....	38
III. 11. 2 東条火山岩 .....	39
III. 11. 3 尼巖山火山岩 .....	40
III. 11. 4 柴石火山岩 .....	40
III. 11. 5 奇妙火山岩 .....	41
III. 12 柵 層 .....	42
III. 12. 1 大久保砂岩泥岩部層 .....	42
III. 12. 2 久米路火砕岩部層 .....	44
III. 12. 3 城下砂岩礫岩部層 .....	46

III. 12. 4	広瀬泥岩部層	49
III. 12. 5	荒倉山火砕岩部層	49
III. 12. 6	荻久保砂質泥岩部層	53
III. 13	猿丸層	57
III. 13. 1	猿丸下部砂岩礫岩部層	57
III. 13. 2	猿丸上部砂岩礫岩部層	57
III. 14	赤田層	58
III. 15	篠山火山岩	58
III. 16	貫入岩類	59
III. 17	滝本層	61
IV.	第四系	61
IV. 1	灰原層	62
IV. 2	西河原層	64
IV. 3	豊野層	65
IV. 4	四野宮湖成層	67
IV. 5	皆神山火山岩	68
IV. 6	古期崩積堆積物	69
IV. 6. 1	大岡土石流堆積物	69
IV. 6. 2	柳沢土石流堆積物	70
IV. 6. 3	古期姨捨土石流堆積物	71
IV. 7	大町テフラ層	71
IV. 8	高野層	73
IV. 9	南郷層	73
IV. 10	段丘堆積物	76
IV. 11	扇状地堆積物	77
IV. 12	新期崩積堆積物	77
IV. 12. 1	新期姨捨土石流堆積物	78
IV. 12. 2	虚空藏山崩壊堆積物	78
IV. 12. 3	崖錐性堆積物	79
IV. 13	自然堤防堆積物	80
IV. 14	後背湿地堆積物	80
IV. 15	湿地堆積物	81
IV. 16	現河床堆積物	81
V.	地質構造	82
V. 1	概要	82
V. 2	褶曲	83

V. 2. 1	住良木背斜	83
V. 2. 2	城下向斜	84
V. 2. 3	小田切背斜	84
V. 2. 4	七二会向斜	84
V. 2. 5	神田背斜	85
V. 2. 6	折橋向斜	85
V. 2. 7	千曲川以西に発達するその他の褶曲	85
V. 3	断層	85
V. 3. 1	長野盆地北西縁構造線	85
V. 3. 2	長野盆地南東縁断層	87
V. 3. 3	河東山地北西-南東性断層群	87
V. 3. 4	中条断層	87
V. 3. 5	犀川断層	88
V. 3. 6	梨久保断層	88
V. 3. 7	中尾山断層	88
V. 3. 8	千曲川以西に発達するその他の断層	88
V. 4	中央隆起帯	89
V. 5	地下構造	89
VI.	応用地質	94
VI. 1	非金属鉱床	94
VI. 1. 1	梵天山ろう石鉱山	94
VI. 1. 2	矢崎山陶石鉱山	95
VI. 2	採石・石材	95
VI. 3	白土	95
VI. 4	亜炭	95
VI. 5	石油	96
VI. 6	鉱泉・温泉	96
VI. 7	地すべり	97
VI. 7. 1	茶白山地すべり	100
VI. 7. 2	倉並地すべり	102
VI. 7. 3	鬼無里地すべり(萩之峰地すべり)	103
VI. 8	地震	103
VI. 8. 1	善光寺地震	103
VI. 8. 2	松代群発地震	105
	参考文献	107
	Abstract	116

## 図・表・図版目次

第 1 図	長野地域の地形分類図	2
第 2 図	長野地域の地形区分図	2
第 3 図	長野地域の切峰面図	3
第 4 図	虫倉山と山麓の地すべり地形	3
第 5 図	陣場平山山麓(七二会中尾)から南西方に広がる大峰面群	4
第 6 図	裾花凝灰岩層に発達する悪地形	5
第 7 図	長野地域における地質総括図	10
第 8 図	長野地域における層序断面図	11
第 9 図	長野市小市から中尾山にかけての小川層裾花凝灰岩部層の細分	20
第 10 図	長野盆地南西縁における模式地質柱状図	21
第 11 図	小川層裾花凝灰岩部層の地質柱状図	21
第 12 図	裾花凝灰岩部層下部層の中の小松原層状凝灰岩層	22
第 13 図	柱状節理が発達する裾花凝灰岩部層下部層の中の中尾山流紋岩溶岩	22
第 14 図	裾花凝灰岩部層下部層の滝沢サイト質凝灰岩層に発達する(a)球状体と(b)礫層	23
第 15 図	裾花凝灰岩部層上部層の中の塊状軽石凝灰岩	25
第 16 図	裾花凝灰岩部層上部層の層状火山礫凝灰岩	26
第 17 図	論地泥岩部層と大久保砂岩泥岩部層の岩相変化	27
第 18 図	論地泥岩部層の下部に発達する泥岩優勢の砂岩泥岩互層	28
第 19 図	論地泥岩部層の最上部に発達する砂岩優勢の砂岩泥岩互層	28
第 20 図	大野(SK-1)及び保高(SK-2)試掘井の地質柱状図	32
第 21 図	保高(SK-2)試掘井における主要有孔虫化石	33
第 22 図	柱状節理の発達する聖山安山岩	35
第 23 図	大久保砂岩泥岩部層に挟在する亜炭層	43
第 24 図	大久保砂岩泥岩部層の下部に発達する砂岩泥岩互層	43
第 25 図	城下砂岩礫岩部層の砂岩層	46
第 26 図	城下砂岩礫岩部層の細礫層	47
第 27 図	城下砂岩礫岩部層上部のカキ層	47
第 28 図	荒倉山火砕岩部層の下部層	50
第 29 図	荒倉山火砕岩部層の岩相区分図	51
第 30 図	戸隠村川下における荻久保砂質泥岩部層の模式露頭	53
第 31 図	篠山火山岩の溶岩	59
第 32 図	城下砂岩礫岩部層を貫くひん岩	60
第 33 図	灰原層下部のくさり礫層	62

第 34 図	溶結凝灰岩層の上位に重なる火山灰層に発達する小断層	63
第 35 図	西河原層の礫岩層	64
第 36 図	西河原層の模式柱状図	64
第 37 図	安茂里住沢地すべり地における西河原層の地質構造	65
第 38 図	シルトと極細粒砂の薄互層からなる豊野層	66
第 39 図	長野市平柴権現沢における豊野層のルートマップ	66
第 40 図	豊野層下部の岩相変化を示す柱状図	67
第 41 図	四野宮湖成層の柱状図	67
第 42 図	皆神山北西麓におけるボーリング柱状図	68-69
第 43 図	大岡土石流堆積物の産状	70
第 44 図	大岡土石流堆積物を覆う大町テフラ層	72
第 45 図	高野盆地と高野層堆積面	74
第 46 図	千曲川の旧河床跡	74
第 47 図	西河原層を不整合に覆う南郷層	75
第 48 図	裾花川下流右岸“白岩”付近の模式地質断面図	75
第 49 図	蛇行する犀川と段丘	76
第 50 図	善光寺地震によって生じた虚空蔵山の崩壊地	79
第 51 図	虚空蔵山崩壊堆積物の産状	79
第 52 図	聖川の谷底平野	81
第 53 図	長野地域の地質構造図	82
第 54 図	北部フォッサ・マグナ地域の構造線	83
第 55 図	長野盆地周辺地域の地下構造	86
第 56 図	松代町における防災科学技術センターによる深層ボーリング柱状図	90
第 57 図	松代地域のプーゲー異常図	92
第 58 図	松代地域電気構造断面図	93
第 59 図	長野県中・北部地すべり分布図	97
第 60 図	長野市七会地区地すべり分布図	98
第 61 図	犀川左岸の地すべり地形	98
第 62 図	大久保砂岩泥岩部層の地すべり	99
第 63 図	大久保砂岩泥岩部層の地すべり	99
第 64 図	茶臼山地すべり平面図	101
第 65 図	善光寺地震による地すべりで倒れた臥雲の三本杉	104
第 66 図	地表部における松代地震断層の裂か帯の分布	105
第 67 図	松代における日別有感地震回数	106
第 1 表 -1	長野地域における地質層序区分の変遷（西部山地）	6-7

第 1 表 -2	長野地域における地質層序区分の変遷 (河東山地)	7
第 2 表	長野地域の層序及び火成活動	8
第 3 表	別所層産の有孔虫化石	15
第 4 表	裾花凝灰岩部層の流紋岩の化学組成	24
第 5 表	論地泥岩部層産の動物化石	29
第 6 表	論地泥岩部層産の植物化石	30
第 7 表	聖山安山岩の化学組成	36
第 8 表	清滝火山岩のかんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩の化学組成	39
第 9 表	大久保砂岩泥岩部層産の軟体動物化石	44
第 10 表	久米路火砕岩部層の玄武岩の化学組成	45
第 11 表	城下砂岩礫岩部層産の軟体動物化石	48
第 12 表	荒倉山火砕岩部層最下部の飯縄山玄武岩の化学組成	50
第 13 表	荒倉山火砕岩部層最下部の火山岩の化学組成	52
第 14 表	荻久保砂質泥岩部層産の化石	54
第 15 表	荻久保砂質泥岩部層産の化石	55
第 16 表	篠山火山岩の玄武岩の化学組成	59
第 17 表	皆神山火山岩の化学組成	69

#### 第 I 図版 火山岩類の偏光顕微鏡写真

1. 桑原火山岩
2. 久米路火砕岩部層の角礫
3. 聖山火山岩
4. 篠山火山岩

#### 第 II 図版 火山岩類の偏光顕微鏡写真

1. 清滝火山岩
2. 柴石火山岩



## 長野地域の地質

加藤碩一\*・赤羽貞幸\*\*

長野図幅地域の地質調査は、昭和58年度及び59年度の特定地質図幅の研究として行われたものである。本地域東部、千曲川以東の河東山地の新第三系-第四系は加藤碩一が担当し、千曲川以西地域の新第三系-第四系は赤羽貞幸が主に担当し、全体のとりまとめは加藤が行った。

本報告の作成に当たっては、今回の調査のみならず、著者らの長年の調査・研究資料の集成の上にてまとめられたものである。

本研究を進める過程において、御協力いただいたすべての方々を明記して謝辞を述べる余裕はないが、特に本図幅地域に関する未公表資料を含む地質資料の提供や御教示をいただいた信州大学斎藤 豊助教授に深く感謝する次第である。同じく広島大学矢野孝雄氏には荒倉山火砕岩部層、大阪市立大学木村純一氏には、篠山や信更丘陵に関する資料の提供を受けた。ここに両氏に厚く御礼申し上げる。

更に、一部未公表を含むボーリング資料等を提供された石油資源株式会社及び同技術研究所と豊野層団研究グループの関係各位に厚く感謝申し上げます次第である。

また、岩石薄片作成に当たっては地質調査所技術部野神貴嗣、 $\alpha$ トラック法のフィルム処理は同環境地質部の加藤 完の各技官をお願いした。

### I. 地 形

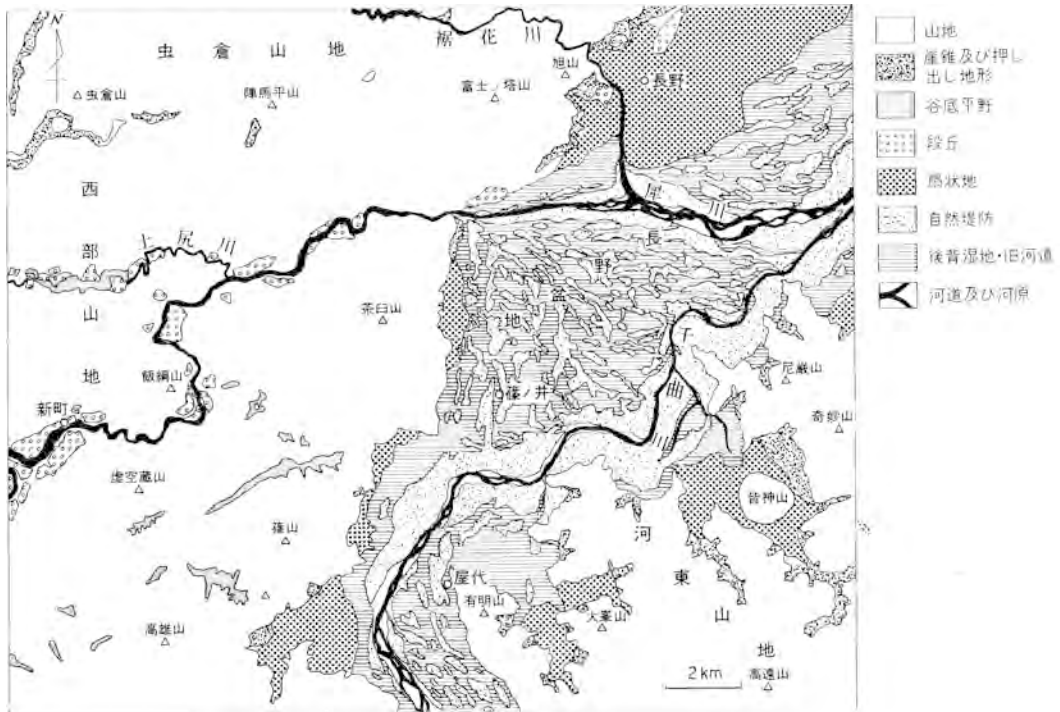
本図幅地域は北部フォッサ・マグナ地域の中に位置し、地形的には長野盆地とその両側地域とに明瞭に3分される。すなわち、それらは西側の西部山地、長野盆地及び東側の河東山地である(第1図)。これらの地域は更に第2図のように細分することができ、各地形区はそれぞれ地質及び地質構造の差異を良く反映している。

長野盆地南東縁、すなわち、河東山地北西山麓線の屈曲は著しく(第3図)、北方より、川田、牧島、<sup>まつしろ</sup>松代、<sup>あめのみや</sup>清野及び雨宮-森を中心に湾状の沖積低地が半島状山稜部によって区分されている。これらの低地内には千曲川の旧河川跡が残存しており、また歴史記録からも流路の変更があったことが知られている。松代や森の沖積低地から河東山地山麓部にかけて、藤沢川、蛭川や沢山川などによってかなり急傾斜の扇状地が発達するが、崖錐堆積物の供給が多く扇状地堆積物と混在して崖錐扇状地を形成している。

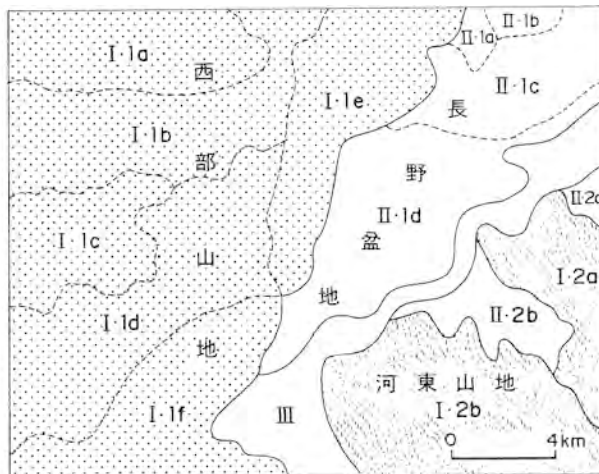
松代町南東方に周囲の山稜から孤立して位置する皆神山は標高659m、比高約250mに達する更新世中期の溶岩円頂丘である。

本図幅地域の河東山地主部は、北西-南東方向に山稜部が樹枝状に伸び、壮年期の浸食地形を呈し北から奇妙山(1099.5m)、ノロシ山(843.9m)、高遠山(1221m)、大峯山(841.4m)及び有明山(651.7m)が高所をなす。いわゆる中央隆起帯(飯島、1962)の一部を占め、中新世中期以降の隆起帯ないし非沈降

\* 地 質 部 \*\* 信州大学(昭和58-59年度併任)

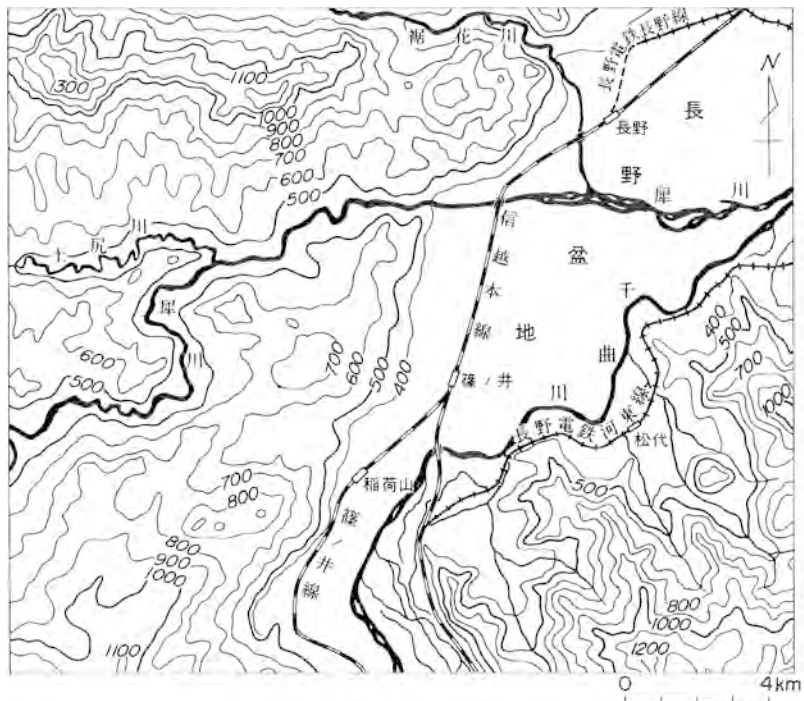


第1図 長野地域の地形分類図



第2図 長野地域の地形区分図(中村・小林, 1974に加筆)

西部山地—I-1a 虫倉山地, I-1b 七二会丘陵地, I-1c 新町丘陵地, I-1d 信更丘陵地, I-1e 富士/塔・茶臼山山地, I-1f 高雄山山地。  
 長野盆地—II-1a 湯福川扇状地, II-1b 浅川扇状地, II-1c 裾花川扇状地, II-1d 犀川扇状地, II-2a 若穂扇状地, II-2b 松代扇状地, III 千曲川氾らん原。  
 河東山地—I-2a 奇妙山山地, I-2b 高遠山山地。



第3図 長野地域の切峰面図(谷幅が500 m以下の谷を埋める)



第4図 虫倉山と山麓の地すべり地形(礫層の荒倉山火砕岩部層, 中条村御山里)



第5図 陣馬平山山麓(七二会中尾)から南西方に広がる大峰面群(左端は聖山、後方は北アノブス、右後方は後立山連峰、右前方は虫倉山山麓、手前の沢が栗沢)

帯で現在は北西方向に隆起傾動している。長野盆地との境界地下では、松代群発地震時に実施された各種の地質物理探査結果によれば北東-南西方向の数本の並走する断層群が発達する(森本ほか, 1966; 瀬谷, 1967a, b; 小野, 1967 及び ASANO *et al.*, 1969)。

西部山地は、犀川及び土尻川を境にして標高の差異によって虫倉山地・七二会丘陵地・新町丘陵地・信更丘陵地・富士ノ塔-茶臼山山地・高雄山山地とに区分できる(第2図)。虫倉山地は、虫倉山(1,378.1m)や陣馬平山(1,257.5m)を中心とする標高900-1,300m台の山地で、本図幅地域で最も高峻な起伏量の大きい山塊である。山体は鮮新統の溶岩や凝灰角礫岩を主体とするため、更新世前期末の浸食平坦面(大峰面群)形成時に残丘として存在していたものである。この山地の縁には急斜面が連続し、七二会丘陵地との境は明瞭である。両地形区の境には規模の大きい崖錐が発達する(後出, 第8図)。1847年(弘化4年)の善光寺地震(M7.4)は、この虫倉山地の地下を震源地として発生した。この時大規模な山崩れが虫倉山に多数発生したが、その多くがこの崖錐分布域付近に発生した。

七二会丘陵地は、虫倉山地と土尻川・犀川とに挟まれる地域で、標高600-800mの丘陵地を北から南へ流れる多数の河川が谷深く削り込んでいる。この地域は新第三系の泥岩が広く分布し、地質構造の複雑さと相まって地すべり多発地域となっている(第4図)。この地域には、富士ノ塔上位面(900m以上)、富士ノ塔下位面(800-900m)、地附山面(670-730

m), 640m ±面(620-680m)に区分される大峰面群が発達する(仁科, 1972). 第5図は, 陣場平山山麓の中尾から南西方へ連続する大峰面群を示す.

新町丘陵地は, 犀川と土尻川に囲まれた本図幅地域で最も低い丘陵地(標高500-700m)である.

信更丘陵地は, 犀川, 茶臼山山塊の西縁, 聖川とに囲まれた地域である. この地域は川中島ゴルフ場から北西の犀川へ緩く傾く斜面, 湧池-三水-虚空蔵山(872.9m)へかけて犀川側に急傾斜地が発達する地域, 赤田-田野口-高野-田沢-中牧-甲と平坦な地形が連続する地域との3地域に区分される. 北の緩やかな斜面は, 地すべり地形が顕著な地域である. 犀川に面した急傾斜地は, 犀川の穿入蛇行によって生じた地形である. 氷熊-浅野-三水地域は, 八木(1943)によって示摘されたように犀川の河道跡を残している. 赤田から南東へ連続する平坦な地形面は, 大峰面群に当たり600-650mの面, 750-850mの面, 900m前後の面が識別される.

富士ノ塔・茶臼山山地は, 長野市街地の西方富士ノ塔山(992m)の山塊と川中島西方の茶臼山(730m)山塊を連ねた地域である. 両山塊は中新統の裾花凝灰岩部層から構成され, 至る所でその白い崖を露出している. 特に, 盆地の縁に当たる小市・小松原・中尾山などで目立つ白い崖は, 凝灰岩が風化してベントナイト化し浸食を受け裸地となり, そこには悪地形(第6図)が発達する. 茶臼山山塊の西縁には, 地すべりが多発している. 南端の茶臼山地すべりは, 延長2,000m, 幅130-430m, 面積約46haと規模の大きい地すべりである.

高雄山山地は, 聖川の東側に位置する篠山(907.7m)山塊と高雄山(1,166.4m)山塊とからなる. 両山塊とも鮮新世の火山岩類から構成され, 地層は北西側へ緩く傾く構造を示している. このため, 両山塊とも北西側へ流れる沢が数多く発達し, 北西側斜面が緩く南東側斜面が急傾斜をなしている. 聖川や佐野川が流れる方向は, 篠山と高雄山を結ぶ方向と一致し, 二つの川の支流は本流に直交する方向を示す. これはこの地域の河川の流れる方向が, 地質構造に強く支配されていることを示唆している.

本図幅地域には, 長野盆地の南半分が分布する. 盆地内には浅川・湯福川・裾花川・犀川・佐野川・若穂・松代の各扇状地(第2図)が発達し, 犀川と千曲川沿いには広い氾濫原が発達する. 盆地の南端に



第6図 裾花凝灰岩層に発達する悪地形(新橋の西, 犀川の左岸, 犀川小田切ダム)

当たる更<sup>こうしょく</sup>埴市屋代以南は、本間(1931)によって坂城広谷と呼ばれた幅広い横谷で、長野盆地と上田盆地を結んでいる。

浅川扇状地は本図幅地域の北を流れる浅川の標高435m付近を扇頂とし、その南部が長野市城山の東に広がる。扇頂側では浅川が扇状地面を開析し、扇端側では天井川を形成している。裾花川扇状地との境は、長野電鉄善光寺下駅と東和田とを結ぶ線である。

湯福川扇状地は、善光寺の北西、箱清水の湯福神社を扇頂とし、急勾配である。裾花川の古い扇状地面を覆う新しい扇状地である。

裾花川扇状地は、旭山北西の新諏訪町付近(標高400m)を扇頂として南東方向に広がり、その上に長野市街地の中心部が発達する。裾花川が長野県庁付近で方向を南に変え犀川へ流れるのは、江戸時代になって人工的に新川開削が行われてからのことである。それ以前は、県庁付近から東へ流れ千曲川に注いでいた。市街地を流れる北八幡川・南八幡川・古川・計湯川などは、扇状地を流れた裾花川の分流である。

犀川扇状地は、標高370mの犀口を扇頂として南東方向に広がり、扇端が千曲川と接する。この扇状地は、長野盆地内でも最も大きい扇状地であるとともに、勾配が4/1,000程度と極めて緩い。このため千曲川氾濫原との間に明瞭な境が引けない。しかし、扇状地面には微小な起伏が認められ、これらの分布が扇状地の傾斜方向に放射状に配列する。この微高地は、犀川の網状流路に沿って形成された自然堤防や旧河道の砂堆・中州などである。一方微低地は、後背湿地や旧河道跡の地形を示している。扇状地面には犀川から引いた用水路(堰)が古くから発達している。集落は微高地に立地し、丹波島、青木島、真島などの地名が、かつての中州状の地形を今に伝えている。

佐野川扇状地は、聖高原の北東斜面を流れる佐野川・中沢川・中村川によって形成されたもので、扇端部は千曲川氾濫原と明瞭な境をもって接する。

河東山地山麓部には松代扇状地及び若穂扇状地の一部が発達する。

千曲川氾濫原は、長野盆地内でかなりの面積を占めている。氾濫原の微地形は、自然堤防や旧河道の砂堆や中州などの微高地と、旧河道や後背湿地などの微低地とから構成されている。現千曲川は堤防にしきられ、河道と河原に区分することができる。千曲川沿いの横田-塩崎-稲荷山、雨宮の北、岩野-中島道-西寺尾、東寺尾-小島田-大室、東福寺-杵淵、大豆島などには、規模の大きい自然堤防が発達する。一方これらの自然堤防の背後には、規模の大きい後背湿地が発達する。

## II. 地質概説

本図幅地域の地質及び地質構造は、NNE-SSW～NE-SW方向の長野盆地北西縁構造線を境として、その東西の両域において極めて顕著な差異があり、前章で述べたように地形的にも明瞭な差違が見られる。本地域を構成する地質系統及び火成岩類を地域別に総括して第1表、第2表、第3表、第7図及び第8図に示してある。

千曲川以東の河東山地には、本地域最下位の内村層上部(中新世前-中期)が分布する。内村層は、いわゆるグリーンタフの一員で、下位より、横尾部層、豊栄部層及び森部層(後二者は同時異相)と区別さ



第1表-2 長野地域における地質層序区分の変遷（河東山地）

地質時代	本間 (1931)	森本ほか (1966)	松田 (1967)	沢村ほか (1967)	飯島・齋藤 (1968)	加藤・赤羽 (1986)		
第四紀	更新世	沖積層	沖積層及び洪積層	沖積層	現世堆積物	沖積層	沖積層	
	更新世	田河床礫層	皆神山溶岩円頂丘	皆神山円頂丘溶岩	皆神山溶岩円頂丘	皆神山火山岩	皆神山火山岩	
		塩川層	滝本層	牧内火山角礫岩層				
			滝本層			滝本層	滝本層	滝本層
第三紀	鮮新世	柵層	奇妙山火山岩類	奇妙山火山岩類	奇妙山火山岩類	奇妙山火山岩類	奇妙山火山岩	
			保基谷岳火山岩類	滝本層	保基谷岳火山岩類		保基谷岳火山岩類	保基谷岳火山岩
				保基谷岳火山岩類	保基谷岳火山岩類	牧内安山岩	牧内安山岩	
	中新世後期	小川層						
	中新世中期	青木層	青木層	中信層群	IV 累層	一重山層	青木層	一重山部層
					III 累層	清野層	別所層	
					II 累層	西条層		
	中新世前期	内村層	内村層		I 累層	森層	豊栄層	内村層
				横尾層		横尾層	豊栄部層	

れる。綠色凝灰岩、凝灰角礫岩などの火山碎屑岩と黑色頁岩や砂岩などの堆積岩からなり、各部層ごとに両者の占める割合が異なる。各部層の境界は挟有されるデイサイト凝灰岩による。

別所層(中新世中期)は、内村層に整合で重なり、一般に黑色頁岩が卓越するが、最下部及び中・上部は、綠色凝灰岩を主とする火山(碎屑)岩相が優勢となる。緩いドーム-箱型褶曲を呈する。

青木層(中新世中期)は、河東山地では、一重山部層と称され、分布が局在するため上位層との関係は不明である。砂岩及び泥岩を主とし、数枚の安山岩岩床を挟む。

上述の中新世層に多くの石英閃緑岩、(閃緑)ひん岩及び石英斑岩の貫入岩体が見られ、また、プロピライトの岩床も分布する。これらは主に中新世中-後期に形成されたと推定されている。

河東山地には小川層(中新世後期)は分布せず、鮮新世の火山岩類が奇妙山付近を中心に分布する。下位より牧内安山岩、保基谷岳火山岩及び奇妙山火山岩に区別され、それぞれ下位層を軽微な不整合に覆う。安山岩溶岩及び凝灰角礫岩を主とする。

滝本層(鮮新-更新世)は滝本集落付近に局在する碎屑岩で、局所的に生じた陸水成堆積物である。

松代群発地震の震源域に当たる皆神山には、溶岩円頂丘をなし、安山岩質の皆神山火山岩(K-Ar年



第2表 長野地域の層序及び火成活動

地質時代		西部山地	長野盆地	河東山地	全域	火山岩・ 半深成岩		
新 紀	第 四 世	現河床堆積物			大町テフラ層			
		湿地堆積物	後背湿地堆積物 自然堤防堆積物	新期崩積堆積物				
		新期崩積堆積物						
		段丘堆積物	扇状地堆積物					
	新 中 世	後 期	高野層	南郷層				
		中 期	古期崩積堆積物	古期残捨土石流堆積物 柳沢土石流堆積物 大岡土石流堆積物				
	新 前 世	前 期	豊野層 四野宮層				皆神山火山岩	
			灰原層 西河原層	滝本層				
	生 代	第 三 紀	鮮 新 世	篠山火山岩				安山岩
			赤田層				安山岩	
猿丸層 猿丸上部砂岩礫岩部層 猿丸下部砂岩礫岩部層				安山岩				
荻久保砂質泥岩部層				安山岩				
中 新 世		欄 層	広瀬泥岩部層	荒倉山火砕岩部層 城下砂岩礫岩部層 聖山火山岩	奇妙山火山岩	安山岩		
		大久保砂岩泥岩部層	桑原火山岩		安山岩			
新 世		小川層	論地泥岩部層			流紋岩		
		裾花凝灰岩部層						
		青木層	浅川部層					
		別所層		一重山部層	ひん岩・ 石英閃緑岩			
内 村 層	内村層		別所層					
			森部層 豊栄部層	安山岩				
			横尾部層	安山岩				

代 35 万年前)が分布する。

山麓部には崖錐性堆積物が発達し、入り組んだ山脚部には扇状地堆積物が広く分布する。

長野盆地には、第四系が広く分布する。時代がより新しいものほど広範囲に分布し、扇状地堆積物、自然堤防堆積物、湿地堆積物などの完新統の泥、砂及び礫が山脚部から盆地中央平坦地を覆う。

西部山地を構成する最下位の地層は、青木層の浅川部層である。長野盆地西縁に局所的に狭い分布をなす海成の泥岩からなる。

この上位に重なる小川層は、本地域では、裾花凝灰岩部層及び論地泥岩部層に区分され、南隣の「坂城」図幅地域に分布する裾花凝灰岩部層より下位の差切部層及び重部層<sup>しげ</sup>を欠く。裾花凝灰岩部層は、主に酸性火山活動の産物である流紋岩溶岩、火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなり、挟在される碎屑性堆積物を境として上下に大別される。下位層ほど浅海相を呈し、一部陸成相を示す。この火山活動を境に、河東山地側はより隆起を強め、西側の海は深くなる傾向を示す。論地泥岩部層は、全般に上方細粒化を呈するが、地域的にも岩相及び層厚の変化が著しい。すなわち、長野盆地西縁部(茶臼山)付近では半かん半淡水の堆積環境を示すが、西方では海は深く、また層厚も著しく増大する。南西側ほど粗粒で北東側ほど細粒になる傾向も見られ、茶臼山植物化石群及び善光寺温泉化石動物群を含む。

柵層(鮮新世)は、大久保砂岩泥岩部層、久米路火砕岩部層、城下砂岩礫岩部層、広瀬泥岩部層、荒倉山火砕岩部層及び荻久保砂質泥岩部層に細分される。

大久保砂岩泥岩部層の堆積環境は、論地泥岩部層に類似し、下部ほど及び南西部ほど粗粒になる。城下砂岩礫岩部層は層厚 1,000m 以上に達する浅海相を示す砂礫主体の粗粒な地層で聖山火山岩及び荒倉山火砕岩部層起源の火山性物質を挟有し、また、久米路火砕岩部層を挟有する。久米路火砕岩部層は塩基性安山岩 - 玄武岩の火山碎屑岩 - 溶岩からなり、荒倉山の先駆的活動をなす。広瀬泥岩部層は、城下砂岩礫岩部層の北東方に分布し、やや深い海の堆積相を示す泥岩を主とし、火山性砂層を挟有する。荒倉山火砕岩部層は全層厚約 1,900m に達する安山岩質の海底火山噴出物からなり、下部は、岩相や層厚変化が著しいが上部は比較的単調である。城下、広瀬及び荒倉山の各部層は同時異相の関係にある。荻久保砂質泥岩部層は浅海・寒流系を示唆する下楡木化石動物群を含む。

中新世末から鮮新世にかけて、論地 - 大久保部層堆積期に、東方の陸上では火山活動が生じ、桑原火山岩を噴出した。安山岩質溶岩及び火山角礫岩からなる本岩は、全体が熱水変質を受け、ろう石鉱床を伴う。また、鮮新世前期には、聖山(南隣の「坂城」図幅内)、高雄山及び篠山東方を中心に分布する安山岩質(-玄武岩質)の聖山火山岩の活動があった。

猿丸層(鮮新世)は、上部ほど浅海化し粗粒化する砂岩・礫岩からなり、デイサイト - 流紋岩質凝灰岩を挟有する。

猿丸層の南方には、下位の城下礫岩砂岩部層を不整合で覆い半かん半淡水の堆積相を示す、凝灰岩を挟有する礫岩・砂岩及びシルト岩からなる赤田層が分布する。

篠山を中心に活動した陸上火山の噴出物である篠山火山岩(鮮新世後期)は安山岩溶岩及び火山角礫岩からなる。

上述した新第三紀層は、著しい断層褶曲変形を受けており、また安山岩及びひん岩の小岩体の貫入を受けている。

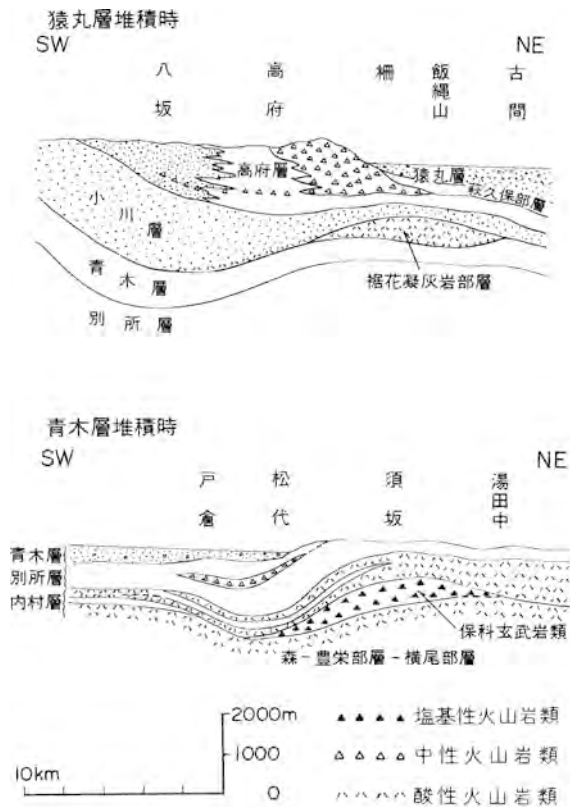
地質時代		地層名	模式柱状図	層厚 (m)	岩相		化石・火成活動		
第四紀	完新世	沖積層		100+	礫・砂・泥・泥炭質シルト				
		扇状地・段丘堆積物		100+	礫・砂・泥				
	後期更新世	南郷層		30	礫・砂・泥			火山灰	
		高野層			安山岩角礫・砂・粘土・火山灰				
	中期更新世	古期崩積堆積物		7					
		菅神山火山岩			400	角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩			
	前期更新世	豊野層		50+	泥・砂・礫・砂泥互層				
		西河原層			100+	クサレ火山円礫・砂礫・砂・シルト・酸性火山灰 (上部に溶結凝灰岩を挟む)			
	第三紀	鮮新世	滝本層		50	泥岩・砂岩・礫岩			
			藤山火山岩		200+	かんらん石輝石安山岩溶岩・凝灰角礫岩		ひん岩の貫入	
		新世	赤田層		75+	礫岩・砂岩・シルト岩 (軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩を挟む)			
			猿丸層		200	礫岩・砂岩・凝灰岩		酸性火山活動 猿丸化石動物群	
		漸新世	猿丸層		250	砂岩・礫岩 (下底に酸性凝灰岩を挟む)			
			久保砂質泥岩部層		250	泥岩・砂岩		下輪木化石 動物群	
橋層			荒倉山火砕岩部層		1900	200	かんらん石普通輝石安山岩・普通輝石安山岩の溶岩及び火山角礫岩・凝灰角礫岩	紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩及び火山角礫岩	
			広瀬泥岩部層						
			城下砂岩礫岩部層						
聖山火山岩				400+			カキ化石床 中性-塩基性火山活動		
奇妙山火山岩			1000+			Stegolophodon shinshuensis			
久保砂岩部層			1200	泥岩・砂岩・泥岩砂岩互層		安山岩溶岩及び火山角礫岩			
中新世		桑原火山岩		250					
		論地泥岩部層		2000	泥岩・砂岩・泥岩砂岩互層		茶白山植物化石 善光寺温泉化石動物群		
新紀	後期	花部層		700+	流紋岩火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩 (下底に砂岩礫岩)		酸性火山活動		
		凝灰岩部層		1100	流紋岩溶岩・凝灰岩・凝灰角礫岩				
	中期	浅川部層		100+	泥岩 (砂岩薄層を伴う)		(半)深成活動		
		一重山部層		330+	砂岩・礫岩及び砂質泥岩				
	前期	別所層		1300+	黒色頁岩・凝灰岩・凝灰質砂岩及び砂岩・緑色凝灰岩・輝石安山岩質溶岩		中-塩基性火山活動		
		森部層		700+	黒色頁岩・頁岩砂岩互層・凝灰質砂岩及び緑色凝灰岩・テイスイト凝灰岩・凝灰角礫岩及び安山岩質溶岩				
横尾部層		600+	緑色凝灰岩・凝灰角礫岩・黒色頁岩及び凝灰質砂岩						

第7図 長野地域における地質総括図

西側山地における第四紀層の最下位は、灰原層及び西河原層(前期更新世)で、溶結凝灰岩や酸性凝灰岩を挟有する主に安山岩のくさり礫からなる。

この後、西部山地から一部河東山地にかけて、海水準付近まで浸食平坦化され大峰面群が形成された。

豊野層(中期更新世)は、この大峰面上の凹地に生じた湖の堆積物で、長野盆地形成の初期に褶曲や断層変形を受け、全体として盆地側に傾き、現在も、盆地北西縁部の西上りの逆断層運動による変形が進



第8図 長野地域における層序断面図(赤羽, 1980に加筆)

犀川流域や、西部山地の大峰面上に散在する。

### Ⅲ. 新第三系

河東山地には、火山碎屑岩類及び堆積岩類からなる(前～)中期中新世の内村層、別所層及び青木層が主に分布し、ひん岩、石英閃緑岩及び石英斑岩などが貫入し、またプロピライトの岩床も分布する。

奇妙山付近には鮮新世の安山岩類からなる牧内安山岩、保基谷岳火山岩及び奇妙山火山岩が分布する。奇妙山山麓部には陸水成堆積物である滝本層の小分布が見られる。

西部山地には、長野盆地西縁に青木層の小分布が知られ、その上位に、後期中新世の小川層、後期中新世-鮮新世の柵層、鮮新世の猿丸層及び赤田層が重なる。また、鮮新世の桑原火山岩、聖山火山岩及び篠山火山岩が南部に分布する。また、ひん岩や安山岩の貫入岩の小岩体も散在する。

行している。

四野宮層も豊野層より少し新しいが、同様の湖成堆積物である。

古期崩積堆積物は、聖山火山岩起源の大岡土石流堆積物、風化の著しい聖山火山岩と論地泥岩部層起源の柳沢土石流堆積物、及び三峯山(「坂城」図幅内)の崩積土の2次堆積物である古期姨捨土石流堆積物を一括している。

大町テフラ層の起源はまだ分からないが、下位よりAPm, BSc, CPm, DPm, 及びEPmと称される軽石及びスコリア質の鍵層を挟有する火山灰層である。

高野層は千曲川の旧河川跡に生じた湖の堆積物で、大町テフラ層のDPm及びEPm軽石層を挟有することから、約8万-5万年前に堆積したと推定される。

南郷層は、長野盆地の湖成層で砂礫を主体とし、盆地側へ傾き、一部段丘化している。

新期崩積堆積物や湿地堆積物からなる完新統の堆積物は、楯花川、土尻川及び

### III. 1 内村層

**命名** 本間(1931).

**模式地** 長野市松代町赤柴から新地藏峠を経て小県郡沼入へ至る道路沿い。本来の模式地は、和田図幅地域内であり、本図幅地域内には、内村層の上部のみが分布する。

**分布** 本図幅地域南東端部、河東山地主部を占める。

**層序** 本図幅地域に分布する地層の最下位をなし、下位より、横尾部層、豊栄部層及び森部層に区分されるが後二者は同時異相の関係にある。

**層厚** 本図幅地域には一部しか分布しないので全層厚は不明。

**岩相** いわゆるグリーンタフと称される緑色凝灰岩-凝灰角礫岩及びデイサイト凝灰岩などの火山砕屑岩と黒色頁岩、凝灰質砂岩、頁岩砂岩互層及び砂質泥岩などの堆積岩、及び安山岩質溶岩などからなる。

#### III. 1. 1 横尾部層

**命名** 山岸(1964)。

**模式地** 小県郡真田町沼入付近(本来の模式地は真田町洗馬川流域傍陽-畑山南方, 山岸, 1964)。

**分布** 本図幅地域南東端高遠山付近を東西に細長く分布する。

**層序** 本図幅地域の最下位の地層で下位層との関係は本図幅地域では不明であるが、上位の森部層最下部の $t_1$ デイサイト凝灰岩に整合に覆われる。

**層厚** 本図幅地域では、その一部しか分布していないため不明。

**岩相** 主に緑色凝灰岩、凝灰角礫岩、黒色頁岩及び凝灰質砂岩からなる。模式地付近では安山岩質凝灰角礫岩及び同質の凝灰岩からなり、白色凝灰岩の薄層を挟む。角礫は5-10cm大のものが多く安山岩-デイサイトである。西部では硬質無層理の黒色頁岩の挟みが多くなり、坂城図幅地域の別所層黒色頁岩と肉眼的には区別しにくい。沢村ほか(1967)によれば本部層分布域西端部付近に大型の石英斑晶を持つ連続性の悪い流紋岩溶岩が挟まれる。

**化石** 黒色頁岩から植物化石片を産出したが鑑定不能である。

**対比** 本図幅地域の横尾部層は、山岸(1964)の横尾層の上部に相当する。

#### III. 1. 2 <sup>とよさか</sup>豊栄部層

**命名** 大田・片田(1955)の豊栄安山岩類及び飯島・斎藤(1968)の豊栄層による。

**模式地** 長野市松代町桐山沢沿い桐宮林道。

**分布** 松代町豊栄-赤柴付近の北東及び南西山腹に分布し、南西方で断層に断たれるが更に、稲葉南方を通過して西方に続き森部層中に尖滅する。

**層序** 本図幅地域では下限は不明だが横尾層に整合に重なり、森部層と同時異相をなして、別所層に整合に覆われる。

**層厚** 約600m.

**岩相** 森部層と同様に主に緑色凝灰岩(火山岩相)と黒色泥岩(碎屑岩相)からなるが、森部層に比べて火山岩相がやや優勢である。火山岩相は主に淡緑-帯青緑色凝灰岩-凝灰角礫岩-火山角礫岩で、黒色頁岩の不規則塊(50cm-2m大)を含むこともあり、数m厚の安山岩質溶岩を挟む。

碎屑岩相は主に無層理の黒色頁岩で、部分的に上部付近は砂岩又は凝灰質砂岩との有律互層となる。

**化石** 少量の小型貝化石や有孔虫を産出するとの報告があるが(飯島・斎藤, 1968), 詳細は不明であり, 本図幅調査では発見されなかった。

**対比** 飯島・斎藤(1968)の豊栄層上部に相当し, 森部層と同時異相である。

### III. 1. 3 森部層

**命名** 飯島・斎藤(1968)。

**模式地** 更埴市森の沢山川上流(本図幅地域南端部)。

**分布** 本図幅南東端地蔵峠付近から西方へ高遠山北方及び稲葉付近へ延び, 更に更埴市倉科周辺-大峰山周辺-森の沢山川周辺に掛けて分布する。

**層序** 下位の横尾部層とは $t_1$  デイサイト凝灰岩を境にして整合にのり, 豊栄部層と同時異相の関係にある。上位の別所部層とは $t_3$  デイサイト凝灰岩を境として整合に覆われる。

**層厚** 700m以上。

**岩相** 全般に黒色頁岩の卓越した碎屑岩相を示し, 頁岩砂岩互層や凝灰岩質砂岩層・シルト岩層を挟むが, 部分的に緑色凝灰岩が優勢となる。 $t_1$ - $t_3$  デイサイト凝灰岩を初め数枚の同質凝灰岩及び頁岩との互層も挟む。

黒色頁岩は新鮮な部分はかなり硬質であるが, 別所層や豊栄部層の黒色頁岩とは本質的には同じで肉眼的にもまた鏡下でも判別し難い。部分的に熱水変質を受けて珪化し黄鉄鉱を晶出している場合もある。

緑色凝灰岩は最大で十数mの層厚をもち, 部分的に黒色頁岩と薄互層をなす。

比較的連続性の良いデイサイト凝灰岩は下位より $t_1$ ,  $t_2$ ( $t_{2b}$ ,  $t_{2a}$ ),  $t_3$ の4枚あり鍵層として有効であるが, 各凝灰岩は肉眼及び顕微鏡的特徴は類似しており個々の識別は困難である。水中火砕堆積物である。

$t_1$  デイサイト凝灰岩は, 一部断層に切られるが, 沢山川上流の林道鏡台線や大木場線で良く観察され, ほぼ東西に小県郡真田町沼入北方付近まで横尾部層と森部層の境界をなして延びる。淡緑-淡褐色で, 硬質な部分は野外では石英斑岩状を呈する場合もある。見掛けの最大層厚は20m以上あるが, 黒色頁岩層を挟む。また, 径20cm以下の黒色頁岩の不規則塊-角礫を含む。肉眼的には径3mm以下の石英, 長石の斑晶が目立ち, 長径2mm以下の金色-褐色に風化した黒雲母も認められる。鏡下では, 1mm前後の破片状の石英や長石の斑晶が卓越する。これらは, 一部融食されている。比較的大きな石英斑晶はいずれも不規則な割れ目が入っている。有色鉱物は少なく, 黒雲母は細粒化している。飯島・斎藤(1968)によれば, 緑れん石に置換された角閃石がまれに含まれる。石基は部分的に不明瞭で微細なモザイク組織を呈し, 結晶凝灰岩である。

$t_2$  デイサイト凝灰岩は、更埴市森付近から長野市稲葉付近まで断続的に分布し、主に上下2枚あるが、このほかにも極めて連続性の悪い同質凝灰岩の薄層が森部層中に散在する。最大10m+の厚さで、部分的に凝灰岩(30-40cm厚)が優勢な黒色頁岩(10-20cm厚)との互層をなす。上部層は下部層に比べてやや粗粒で淡緑-暗緑色を呈する。下部層は、やや灰色がかった淡緑-淡褐色を呈する。 $t_1$ 凝灰岩とはほぼ同様であるが石英斑晶はやや大きく(最大径4mm)、鏡下では黒雲母の量が比較的多い。

$t_3$  デイサイト凝灰岩は、更埴市森付近から倉科北方を通り長野市入組南方付近まで森部層と別所層の境をなして分布する。層厚は2-10m位である。 $t_1$ 、 $t_2$ 凝灰岩と似た岩相を示すが $t_2$ にやや似る。

**化石** 二枚貝、魚鱗及びび有孔虫が認められ、松代町地藏峠西北斜面から *Cyclamina ezoensis* (ASANO)・*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA)・*Palliolam peckhami* (GABB)などの産出が報告されている(飯島・斎藤, 1968)。

### III. 2 別所層

**命名** 本間(1931)。

**模式地** 更埴市森將軍塚付近採石場。本来の模式地は南隣の坂城図幅地域内にある(加藤, 1980)。

**分布** 主に河東山地から長野盆地へ鋸歯状に突出した尾根部を占める。このほか、松代町豊栄付近を初め、山間部に狭く散在する。

**層序** 下位の内村層に整合で重なる。

**層厚** 1,300m+。

**岩相** 主に黒色頁岩からなる砕屑岩相、緑色凝灰岩又は安山岩質凝灰岩や溶岩からなる火山岩相がある。本地域で別所層が最も広く分布する松代町松代南方の日影沢-稲葉西-三滝にかけて本層の最下位を占める緑色凝灰岩相( $B_1$ )が分布する。細粒緻密な緑色凝灰岩層は数cm-数m厚で黒色頁岩と互層状を呈し、西方に薄くなり尖滅する。

主要部を占める砕屑岩相( $B_2$ )は、主に黒色頁岩からなり、砂岩、凝灰岩、砂質泥岩、凝灰質泥岩、礫質砂岩、及び砂岩頁岩互層を挟む。黒色頁岩は硬質で無層理塊状を呈するものから、砂岩又は凝灰質砂岩と有律互層をなすものまで南隣の坂城図幅地域の別所層に比べてやや層相変化に富む。互層部は一部スランブ構造を呈し50cm-2m大の不規則な塊状をなす部分もある。石英閃緑岩等の貫入岩に接する部分では接触-熱水変質を受けて白色化し、一部白色-灰白色の斑点をなし村雨石と俗称されている。この斑点は曹長石や緑泥石からなり、岩石はずり石として利用される。また、黄鉄鉱が点状-脈状に晶出するのが著しい部分もある。

この砕屑岩相中に変質の著しい淡緑-黄灰色-暗青色安山岩質凝灰岩や溶岩からなる火山岩相( $B_3$ )がある。斑晶は主に紫蘇輝石からなり普通輝石も含む。飯島・斎藤(1968)によれば、鳥打峠林道の塵埃焼却場付近の凝灰岩中に細粒の黒雲母がまれに認められる。

**化石** 本層は、一般に多くの化石を産出するが(TANAKA, 1962)、本地域においては鑑定不可能な植物片以外に肉眼的に目ぼしい化石は発見できなかった。有孔虫については、第3表に示したように飯島・斎藤(1968)の報告がある。

対比 本報告で別所層としたものは、沢村ほか(1967), 沢村・垣見(1967)のⅡ及びⅢ累層, 飯島・斎藤(1968)の西条層及び清野層に相当する。坂城図幅地域の別所層との厳密な対比には検討の余地が残されている。

第3表 別所層産の有孔虫化石(飯島・斎藤, 1968による)

Loc. 1	<i>Cyclammina cancellata</i> BRADY <i>C. incisa</i> (STACHE) <i>C. japonica</i> ASANO <i>C. pacifica</i> BECK <i>C. pucilla</i> BRADY	<i>Cyclammina pucilla</i> BRADY
Loc. 2	<i>Cyclammina japonica</i> ASANO	Loc. 7 <i>Cyclammina pucilla</i> BRADY
Loc. 3	<i>Cyclammina japonica</i> ASANO <i>C. pucilla</i> BRADY	Loc. 8 <i>Cyclammina incisa</i> STACHE <i>C. japonica</i> ASANO
Loc. 4	<i>Cyclammina pucilla</i> BRADY	Loc. 9 <i>Cyclammina japonica</i> ASANO
Loc. 5	<i>Cyclammina japonica</i> ASANO <i>C. pucilla</i> BRADY <i>Haplophragmoides renzi</i> ASANO	Loc. 10 <i>Cyclammina japonica</i> ASANO
Loc. 6	<i>Cyclammina japonica</i> ASANO <i>C. orbicularis</i> BRADY	Loc. 11 <i>Cyclammina incisa</i> (STACHE) <i>C. sp.</i>
		Loc. 12 <i>Cyclammina japonica</i> ASANO
		Loc. 13 <i>Cyclammina incisa</i> (STACHE) <i>C. japonica</i> ASANO <i>C. pucilla</i> BRADY

(産地) Loc.1:松代町清野大村 Loc.2:更埴市寂時 Loc.3:松代町清野大村丹後山中腹 Loc.4:可候峠西南の尾根 Loc.5:戸倉町柏王ノ北ノ沢 Loc.6:松代町東寺尾 Loc.7:戸倉町柏王神社北 Loc.8:戸倉町柏王神社南 Loc.9:地震観測所トンネル北口 Loc.10:更埴市植生東南端 Loc.11:象山水源地登口 Loc.12:東条天王山 Loc.13:象山水源地付近

### Ⅲ. 3 プロピライト

本図幅地域南東端を一部断層に断たれるが約6kmにわたってほぼ東西に大規模な岩床状を呈して分布する。また、高遠山周辺及び北方に小岩体が散在する。主に内村層中に分布するが、ごく小規模な岩体が別所層中にも分布する。西部では安山岩質であるが、東部では粗粒で閃緑岩質となる。淡緑色-帯緑灰色で固く黄鉄鉱微晶の鉱染も見られ、板状節理の発達する部分もある。鏡下では、脱ガラス化で輪郭が不明瞭となった粒状の曹長石と緑泥石の石基中に、曹長石化した斜長石と緑泥石化した輝石斑晶が見られる。



### Ⅲ. 4 青木層

**命名** 本間(1931).

**模式地** 長野盆地南東縁では更埴市屋代一重山(一重山部層)及び長野盆地北西縁では長野市浅川真光寺から浅川東条(浅川部層)(本来の模式地は南隣の坂城図幅地域内の青木村木戸付近から修那羅峠に至る道路沿い).

**分布** 長野盆地北西及び南東縁で狭く露出しているが長野盆地底に連続して広く伏在する.

**層序** 下位の別所層を整合に覆い, 上位の裾花凝灰岩部層に整合に覆われる. 孤立した分布を示すが, 下部を<sup>ひとえやま</sup>一重山部層, 上部を浅川部層とする. 両部層の関係は整合と推定される.

#### Ⅲ. 4. 1 一重山部層

**命名** 飯島・斎藤(1968).

**模式地** 更埴市屋代一重山.

**分布** 更埴市一重山付近及び長野市松代町薬師山-妻女山付近.

**層序** 別所層に整合に重なるが上限は沖積層に覆われて不明.

**層厚** 一重山では330m+(飯島・斎藤, 1968), だが, 長野盆地底に続くので実際は更に厚い.

**岩相** 一重山付近では, 灰色中-粗粒砂岩及び黒色泥岩層が卓越する. 砂岩は, 細-小礫(最大径4cm)を含み一部平行葉理が発達する. 礫は先新第三系のチャートや頁岩が多い. 厚さ0.5-5mの安山岩質岩床が数枚進入し, 径10cm程度の泥岩塊を含む. 泥岩中には部分的に40cm大の細-小礫の団塊や白色凝灰岩のパッチが散在する. 薬師山-妻女山付近では, 主として粗粒-礫質の灰色塊状砂岩からなり, 一部灰色-黒色泥岩を挟む.

**化石** 未発見.

**対比** 南隣「坂城」図幅地域に分布する青木層との岩相の類似から青木相当層(飯島・斎藤, 1968も同様)としたが確証はない.

#### Ⅲ. 4. 2 浅川部層

**命名** 鈴木(1938). 山田(1934)は真光寺層と命名し, 鈴木(1938)は浅川頁岩層と命名した. しかし, 斎藤(1957)以後は浅川泥岩層が一般に使用されている.

**模式地** 長野市浅川真光寺から浅川東条.

**分布** 長野市犀口の犀川左岸から滝沢の出口に小分布.

**層序** 長野盆地西縁部の最下位層で, 下限は完新統に覆われ不明である. 上位の裾花凝灰岩部層とは整合関係を示す.

**層厚** 50m以上(下限不明).

**岩相** 暗灰色の泥岩を主とし, 細粒-中粒の砂岩薄層を挟んでいる. 泥岩は小葉片状に割れやすく, しばしば泥灰岩質の団塊を含む. 模式地では, 流紋岩質の淡黄色砂質凝灰岩層を挟むが, 犀口付近には

認められない。

**化石** 本層の模式地からは、鯨の脊椎骨、貝化石片、植物化石片（広葉樹の葉）、有孔虫の *Haplophragmoides* sp. (最多), *Uvigerinella* (多), *Plectina* sp., *Dorothia* sp. などの産出が報告されている（八木・八木, 1958 ; 正谷・市村, 1970）。

**対比** 有孔虫によって、模式地の本層上位は *Dorothia* sp.-*Haplophragmoides* sp. Zonule, 下位は *Haplophragmoides* sp.-*Epistominella* sp. Zonule に分帯され、前者は青木層に後者は別所層に対比されている（正谷・市村, 1970）。

なお、石油資源開発株式会社によって住良木背斜で掘られた試掘井の資料によれば、深度 2,426-3,300m が浅川部層に対比されている（未公表資料）。

### III. 5 中新世貫入岩類

ここで取り扱う中央隆起帯の貫入岩類は、中期中新世の別所層堆積後、いわゆる「別所フェーズ」の運動（小林, 1957）を契機として中央隆起帯の上昇に伴って後期中新世までに貫入してきた深成-半深成岩（石英閃緑岩類-ひん岩類）である。

石英閃緑岩は、地表部では円-楕円形状をなす小岩体をなして分布し、松代温泉におけるボーリング結果（第 56 図）では、沖積層下深度 1,680m 以深（～1,933m）に分布する。重力探査結果（瀬谷, 1969）から、石英閃緑岩を含め貫入岩類は長野盆地底には分布しないことが知られている。本岩類は長野県内村地域から東北東ないし北東方向に、新潟県十日町地域に続く中央隆起帯中の石英閃緑岩帯に位置するいわゆる新第三紀花崗岩類の一員である。本地域では、中新世内村層-青木層まで貫入し鮮新世の奇妙山火山岩に著しい不整合で覆われている。河野・植田（1966）によれば東隣「須坂」図幅地域に位置する同種の中粒角閃石石英閃緑岩（長野県上高井郡東村仙仁南 1km）中の角閃石の K-Ar 年代測定の結果は 2,100 万年である。この値はやや古いように思われるが、いずれにしても中-後期中新世に何回かにわたって貫入したものである。石英閃緑岩の貫入に伴って生じた熱変成作用は局部的である。赤柴東方や鳥打峠東方に産出するいわゆる「むらさめ石」は黒色頁岩に曹長石や緑泥石からなる白色点紋が生じたものでこの一例である。

石英斑岩及びひん岩類（角閃ひん岩-閃緑ひん岩）は、横尾部層-別所層中に貫入し、小規模な岩体が多く岩床-岩脈状を呈する。前者は、河東山地西部の有明山南東方に多い。白色-灰白色で少量の大型石英斑晶が見られる。鏡下では完晶質斑状構造を呈し 2mm 以下の融食された自形-半自形の石英と絹雲母化した斜長石斑晶がみられるが有色鉱物に乏しい。石基は石英・斜長石・磁鉄鉱からなる（塩野入, 1970）。後者は、皆神山周辺に多く分布し一般に熱変質をうけ一部では肉眼で斑状組織が認められないほどである。

一部閃緑岩質となる。斑晶は、石英、斜長石、角閃石、普通輝石、紫蘇輝石などであるが、紫蘇輝石は緑泥石化していることが多い。石基は斜長石・石英・緑泥石・磁鉄鉱の微晶からなる。

### Ⅲ. 6 小 川 層

**命名** 本間(1931).

**模式地** 本間(1931)は上水内郡小川村を模式地としたが、本図幅地域では、裾花川に沿う長野市南長野から善光寺温泉にかけての地域、及び犀川に沿う長野市小市から七二会瀬脇にかけての地域を模式地とする。

**分布** 長野盆地の西縁部に沿って帯状に分布するとともに、本図幅地域西縁の中条村住良木、信州新町山穂刈地域にも分布する。千曲川以東には分布しない。

**層序** 本層は、下位の青木層浅川部層に整合に重なり、上位の柵層に整合に覆われる。しかし、青木層との関係については、今後の検討が必要である。本層はまた、下位より裾花凝灰岩部層と論地泥岩部層との2部層から構成される。

**層厚** 長野盆地西縁部は、1,500mを越す厚い裾花凝灰岩部層からなるが、西縁から西へ行くにつれ急激に薄くなる。一方、上位の論地泥岩部層は西縁から西へ行くにつれ急激に厚くなり、住良木付近で2,000mを越す。

**岩相** 裾花凝灰岩部層は、酸性の凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩・火山礫凝灰岩などの火砕岩類を主体とし、時々流紋岩溶岩層や砂層・礫層などの碎屑岩類を挟有する。論地泥岩部層は、泥岩と砂岩を主体とする海成層である。

**化石** 論地泥岩部層からは、動物化石や植物化石を多産し、動物化石は善光寺温泉化石動物群(富沢, 1958)と呼ばれている。

#### Ⅲ. 6. 1 裾花凝灰岩部層

**命名** 山崎(1896).

**模式地** 長野市小市から保玉にかけての犀川左岸及び南長野から善光寺温泉にかけての裾花川兩岸。

**分布** 長野盆地の北西縁に沿って広く分布する。本図幅の長野盆地北西縁に当たる茂菅から茶白山にかけての地域は、本層分布域の中でも最も幅広く分布する。茶白山以南の盆地西縁部では、石川、四野宮から小坂にかけての地域、佐野、郡、峰、姨捨などに断続的に分布する。

**層序** 模式地では浅川部層に整合に重なり、論地泥岩層に整合に覆われる。しかし、富士ノ塔山から茶白山にかけての地域では、芥川(1951)や鈴木(1976)が指摘するように、上位層との間に部分的不整合が認められる。石川以南における本層の下限は第四系に覆われるため不明、上限は桑原火山岩や聖山安山岩と不整合に接する。本部層の中位には、砂岩・礫岩・泥岩からなる地層が発達し、火山活動の休止期を示している。したがって、本部層では、この碎屑性堆積物の上限を境に、本層を上部層と下部層とに区分した。

**層厚** 下部層は、模式地の犀川沿岸から茶白山にかけて厚く1,000-1,100mの層厚を示す。上部層は、裾花川沿岸から富士ノ塔山にかけて厚く、最大700-800mを示す。

**岩相** 火山碎屑性堆積物を主体とするが、一部に溶岩や碎屑性堆積物を挟む。火山碎屑性堆積物は、

流紋岩-デイサイト質の凝灰岩を主とし、同質の火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩を一部に挟む。凝灰岩は、軽石凝灰岩やガラス質凝灰岩からなる。溶岩は限られた層準及び地域に分布し、層厚も薄い。溶岩の岩質は、全てガラス質流紋岩の黒曜岩・真珠岩・松脂岩などからなる。

砂岩・礫岩・泥岩からなる碎屑性堆積物は、裾花凝灰岩部層のほぼ中位(上部層下部)に層厚50-80mで発達するほか、下部層の最下部や中部にも挟まれる。

裾花凝灰岩部層全体の岩質について TAKESHITA(1974)は、下部の真珠岩には灰曹長石やサニディンを含み、中部から上部になるにつれ斜長石が中性長石となり、岩質はデイサイト質に変化し、最上部ではカミングトナイトが見つかる述べている。

**対比と年代** 裾花凝灰岩部層は、南隣の「坂城」図幅(加藤, 1980)や南西隣の「信濃池田」図幅(加藤・佐藤, 1983)の裾花層に対比される。また、両地域に分布する小川層の差切部層や重部層は、本図幅地域に分布しない。このことは、浅川部層と裾花凝灰岩部層との関係が不整合でないかとの問題を提起する。

最近の放射年代測定によれば、長野市茂菅の裾花川河岸に露出する裾花凝灰岩のフィッシュントラック年代は7.5Ma(山岸ほか, 1984)、裾花凝灰岩に対比される麻績村高桑における高桑凝灰岩の全岩 K-Ar 年代は6.1 ± 0.4Ma(加藤, 1983)などの年代値が報告されている。

## 下部層

**命名** 鈴木(1976)。

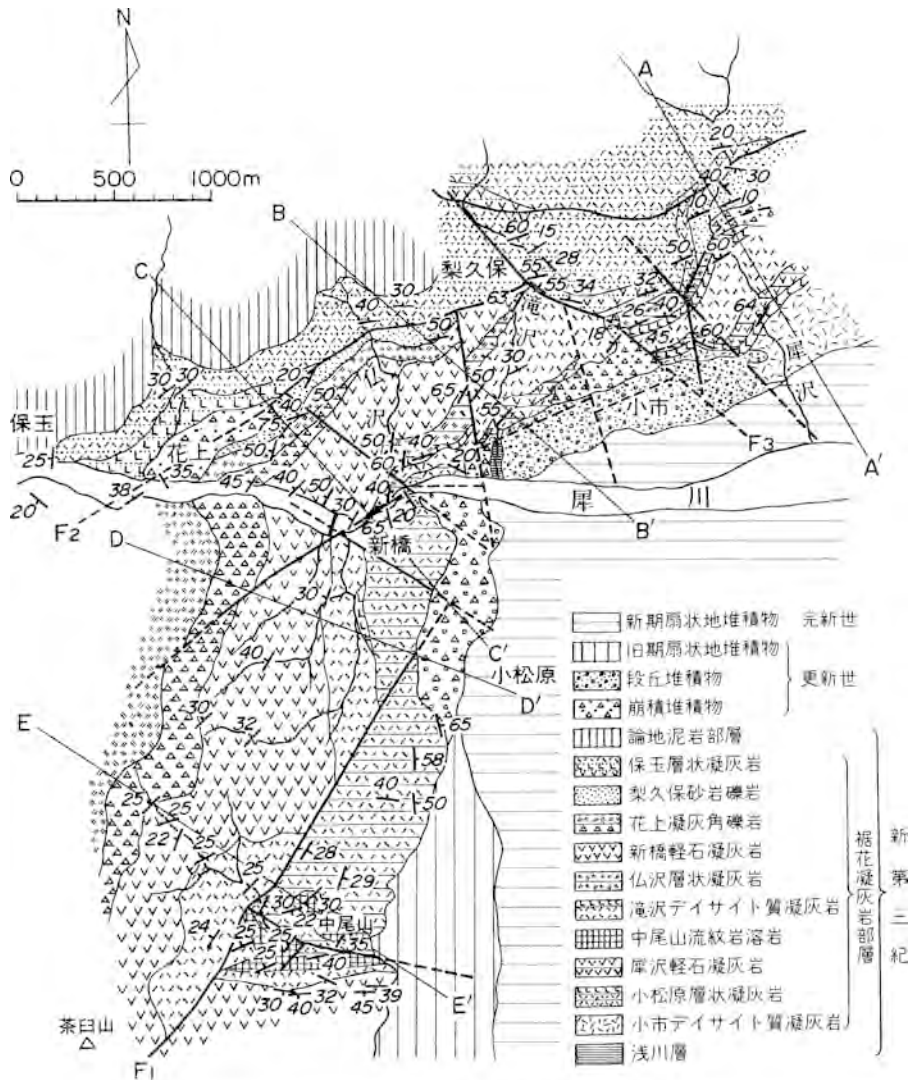
**模式地** 長野市小市から保玉にかけての犀川左岸。

**分布** 小田切ダムから茶臼山にかけて広く分布し、北部になるに従い分布域を狭め、旭山の東の裾花川右岸(通称「白岩」)まで分布する。一方、茶臼山以南では盆地の西縁に沿って、石川の川柳將軍塚古墳周辺域、四野宮から長谷・小坂山・荏沢川にかけての地域、佐野川の不動滝より下流域、郡の矢崎山・大雲寺、峰の神社、姨捨の姨捨駅などに断続的に分布する。これまでの多くの研究(八木, 1943; 長野県地学会, 1962; 飯島・斎藤, 1968; 国土庁, 1984)では、石川以南の盆地縁に沿って裾花凝灰岩部層が連続的に分布するとされていた。これは、上位に不整合で重なる熱水変質した桑原火山岩を、裾花凝灰岩としていたためである。

**層序** 小市滝沢や犀川左岸に露出する浅川部層と本下部層との境界部を、直接観察することができない。しかし、両層とも類似の構造を示すことから、本下部層は浅川泥岩層を整合に覆うと推定する。上位の上部層には、整合に覆われる。

AKAHANE(1980a)は、本部層を岩相の差異によって9部層に細分し、小市から中尾山地域の詳細な地質を公表した(第9, 10, 11図)。

**層厚** 模式地の犀川沿いから茶臼山にかけて厚く、1,000-1,100mの層厚を示すが、犀川以北では次第に薄くなる。茶臼山以南の地域は、不整合に重なる上位層が堆積するまでの間に、どれほどの浸食を受けたのか明確でないが、模式地に比べると岩相の種類も乏しく、それぞれの岩相を示す地層の厚さも薄いことなどから、下部層全体が薄かった可能性が高い。また、下部層の中でも各岩相の層厚は異なり、第11図のような変化を示している(AKAHANE, 1980a)。



第9図 長野市小市から中尾山にかけての小川層裾花凝灰岩部層の細分(AKAHANE, 1980aを一部改変)

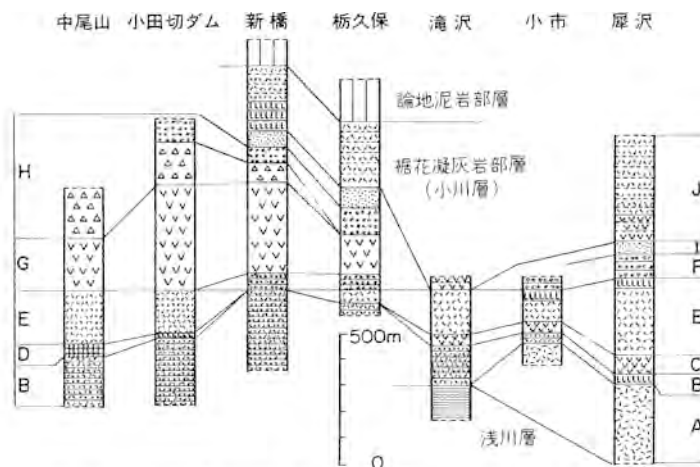
**岩相** 第9図における小市デイサイト凝灰岩から梨久保砂岩礫岩までが、本報告の裾花凝灰岩部層下部層に当たる。AKAHANE(1980a)の層序区分に基づき、下位層よりその岩相を以下に記述する。

**小市デイサイト凝灰岩層**：小市の北犀沢の下流域及び長野県庁西の“白岩”に分布する。これは、白色流紋岩・白色や灰色で縞模様のある流紋岩・灰色軽石質流紋岩などの岩片を含む細粒のデイサイト質凝灰岩や火山礫凝灰岩である。これには黒雲母がまれに含まれる。

**小松原層状凝灰岩層**：小市から中尾山にかけて分布する。最上部に流紋岩溶岩が発達する。層理が著しく発達した層状の流紋岩質細粒凝灰岩・火山礫凝灰岩である(第12図)。凝灰角礫岩の部分もある。全体に黒雲母を含む。犀沢の溶岩は、暗灰色の黒曜岩・暗緑色の松脂岩・灰色の真珠岩などからなる。

時代	地層名	模式柱状図	層厚 (m)	岩相
完新世	現世堆積物			砂・礫及び粘土
更新世	崖錐・扇状地及び段丘堆積物		50+	礫・角礫・砂及び粘土
中新世	裾花凝灰岩部層		200+	塊状砂岩・塊状泥岩及び礫岩
	保玉層状凝灰岩		250+	層状流紋岩質凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・流紋岩溶岩及び軽石凝灰岩
	梨久保砂岩礫		50~80	塊状砂岩・礫岩及びシルト岩
	花上凝灰角礫岩		100~250	流紋岩質層状凝灰岩・火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩・流紋岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩及び溶岩
	新橋軽石凝灰岩		150~350	軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩
	仏沢層状凝灰岩		50~60	層状凝灰岩・火山礫凝灰岩及び火山礫岩
	滝沢テイスait質凝灰岩		50~250	ガラス質流紋岩溶岩・凝灰岩・テイスait質凝灰岩・火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩
	中尾山流紋岩溶岩		20~50	ガラス質流紋岩溶岩
	厚沢軽石凝灰岩		20~70	ガラス質凝灰岩及び軽石凝灰岩
	小松原層状凝灰岩		40~300	層状流紋岩質凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩及び溶岩
	小市テイスait質凝灰岩		100~300+	テイスait質凝灰岩・テイスait質火山礫凝灰岩・細粒凝灰岩及び軽石質凝灰岩
浅川部層		150+	塊状泥岩	

第10図 長野盆地南西縁における模式地質柱状図(AKAHANE, 1980a を一部改変)



第11図 小川層裾花凝灰岩部層の地質柱状図(AKAHANE, 1980a を一部改変)

A: 小市テイスait質凝灰岩, B: 小松原層状凝灰岩, C: 厚沢軽石凝灰岩, D: 中尾山流紋岩溶岩, E: 滝沢テイスait質凝灰岩, F: 仏沢層状凝灰岩, G: 新橋軽石凝灰岩, H: 花上凝灰角礫岩, I: 梨久保砂岩礫岩, J: 保玉層状凝灰岩



第12図 裾花凝灰岩部層下部層の中の小松原層状凝灰岩層(長野市新橋)



第13図 柱状節理が発達する裾花凝灰岩部層下部層の中の中尾山流紋岩溶岩(長野市中尾山)



(a)球状体(“葡萄石”)



(b)礫層(長野市中尾山)

第14図 桜花凝灰岩部層下部層の滝沢デイスイト質凝灰岩層に発達する(a)球状体と(b)礫層



犀沢軽石凝灰岩層：犀沢のみに分布する多量に黒雲母を含む，黄色軽石凝灰岩や灰色ガラス質凝灰岩である。

中尾山流紋岩溶岩：中尾山に分布する真珠岩・松脂岩・黒曜岩溶岩である。これらのガラス質溶岩は，黒雲母を含まないが，まれに角閃石を含む(第13図)。

滝沢デイサイト質凝灰岩層：流紋岩や軽石質流紋岩の岩片を含む，デイサイト質の白色凝灰岩・火山礫凝灰岩・角礫凝灰岩・軽石凝灰岩などからなる。岩片はまれに黒雲母を含む。新橋の東では最上部にガラス質の真珠岩が発達し，ここには俗に“葡萄石”又は“仏頭石”と呼ばれる球状体(第14図a，第4表)が見られる。また，中尾山では本層に第14図bのような礫層が挟在する。

仏沢層状凝灰岩層：層状の凝灰岩・火山礫凝灰岩や火山円礫岩からなる。

新橋軽石凝灰岩層：所々に火山礫凝灰岩層や凝灰角礫岩層を挟在する黄色の軽石凝灰岩層である。軽石や岩片は黒雲母を含む。本層は浸食に弱く悪地形を形成する(第6図)。

花上凝灰角礫岩層：下部はガラス質流紋岩を挟在する流紋岩質の凝灰角礫岩や火山角礫岩からなり，上部は流紋岩質の層状凝灰岩・火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩などから構成される。これらは全体に黒雲母を含む(第4表)。

梨久保砂岩礫岩層：塊状砂岩・礫岩・シルト岩からなり，基底付近には小礫-中礫の流紋岩・ひん岩・石英閃緑岩・安山岩・玄武岩・チャート・粘板岩などから構成される礫層が発達する。この礫層は固結度は高いが，淘汰は悪い。

以上述べた下部層模式地付近の岩相区分に基づいて，茶白山以南に分布する裾花凝灰岩部層を検討してみることとする。

第4表 裾花凝灰岩部層の流紋岩の化学組成(八木・八木, 1958)

	1	2
(wt.%)		
SiO <sub>2</sub>	69.41	76.30
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.19	13.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.26
FeO	0.71	0.67
MnO	0.05	0.03
MgO	0.32	0.26
CaO	0.91	0.27
Na <sub>2</sub> O	2.40	3.49
K <sub>2</sub> O	3.73	3.59
H <sub>2</sub> O+	5.23	1.08
H <sub>2</sub> O-	3.25	0.79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06
Total	100.37	99.92
分析者	松本幡郎	松本幡郎

1:長野市花上の黒雲母流紋岩  
2:長野市小市の黒雲母流紋岩中の球状体

篠ノ井石川の川柳將軍塚古墳周辺の本部層は、下位より灰白色-灰黒色の真珠岩溶岩、層状の細粒凝灰岩、中部に凝灰角礫岩層を挟在する細粒-粗粒凝灰岩層、真珠岩溶岩、黒雲母を多含する軽石凝灰岩層が重なる。この最上部の軽石凝灰岩層は、四野宮から長谷寺にかけても分布する。稲荷山西部の小坂山周辺には、黒雲母と石英の目立つ流紋岩溶岩が分布する。稲荷山小学校西には、黒雲母をほとんど含まない石英の目立つ流紋岩が分布する。これは、姨捨地域の峰や姨捨駅の北などにも分布する。佐野川の不動滝より下流も熱水変質しているが、同じ溶岩である。一方、更埴市小坂の西、郡、大雲寺池南などの岩石は、ほとんど熱水変質して白色化しているが、新鮮な部分は灰青色の有色鉱物を含まない流紋岩である。茶臼山以南に分布するこれらの岩相は、裾花凝灰岩部層下部の岩相を示す。

**化石** 滝沢デイサイト質凝灰岩層からは、クリカシ属の珪化木 *Castanopsis makinoi* OGURA の樹幹が地層面に直立した産状で産出する(OGURA, 1949; 富沢, 1956)。

**対比** 南隣の「坂城」図幅(加藤, 1980)の裾花層に対比される。

### 上部層

**命名** 鈴木(1976)。

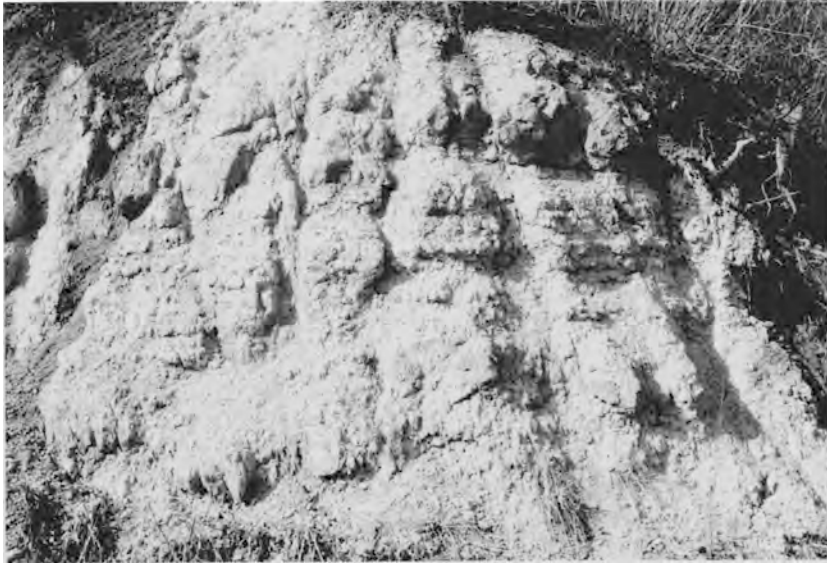
**模式地** 長野市南長野旭山の北から裾花川に沿って善光寺温泉に至る地域。

**分布** 長野市街地の西方富士ノ塔山の山塊を中心に、裾花川以北、長野市塩生保玉沢の下流域と中流域。

**層序** 下位の裾花凝灰岩部層下部層とは、断層で接するため詳細不明。上位は論地泥岩部層に整合に覆われる。富士ノ塔山山塊の盆地側は、地質構造が複雑なため上部層の下部についての層序がたてにくい。このため下部層と同様な精度での上部層全体の層序は、まだ完成していない。



第15図 裾花凝灰岩部層上部層の中の塊状軽石凝灰岩(長野市旭山)



第16図 裾花凝灰岩部層上部層の層状火山礫凝灰岩(長野市富士ノ塔山)

**層厚** 700m 以上.

**岩相** 主体をなす岩相は淡緑色-黄灰色の凝灰角礫岩・火山角礫岩・火山礫凝灰岩である。下部には軽石凝灰岩(第15図)や溶岩が、上部には層状の粗粒凝灰岩が発達する。

富士ノ塔山の南麓では、最下部には黄色の黒雲母を多含する軽石凝灰岩、淡緑色の流紋岩溶岩が発達し、その上位に厚い層状を示す流紋岩質の凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩が重なる。旭山周辺にも同様な岩相が発達する。旭山北斜面には、凝灰角礫岩層-粗粒凝灰岩層の上位に、黒雲母が点在する石英の目立つ流紋岩溶岩が重なり、山頂部には珪化して硬い黒雲母を含む粗粒凝灰岩層が重なる。山頂部は一見溶岩を思わせるが、黒色泥岩の岩片などを取り込んでいる。これらの上位には、旭山北西の不動滝をつくる凝灰角礫岩層が重なる。不動滝は全体に緑色を帯び、径数 cm 以下の角礫からなる火山角礫岩-凝灰角礫岩で基質は珪化し、軽石の部分が濃い緑色を示す。有色鉱物は見られない。上位に向かって粒径が小さく、黒雲母を含み、角閃石が少し含まれるようになり、層理が発達する部分と塊状の部分が層厚 10m 位で互層する。これらの上位には、富士ノ塔山の山頂部をつくる層厚 20-100cm で成層する粗粒凝灰岩層が発達する(第16図)。この地層は、全体に淡緑色を帯び黒雲母より角閃石が多い。最上部層が分布する善光寺温泉の東には、薄い成層状の凝灰岩層が発達する。

### Ⅲ. 6. 2 <sup>ろんじ</sup> 論地泥岩部層

**命名** 鈴木(1938)は論地頁岩層と命名したが、八木・八木(1958)以後は論地泥岩層が一般に使用されている。

**模式地** 長野市論地の保玉沢。

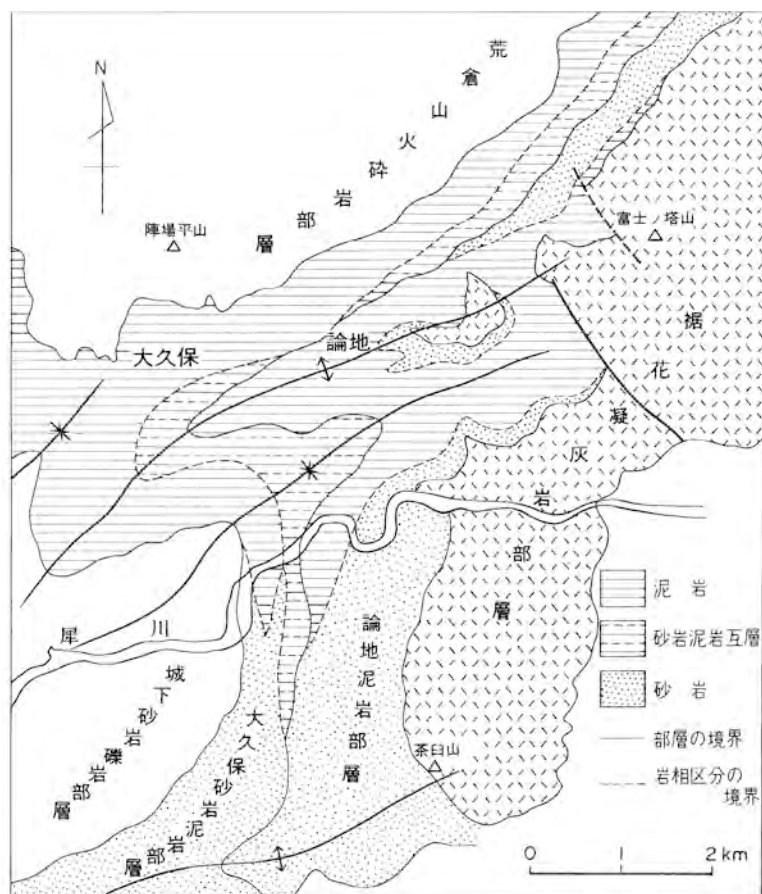
**分布** 長野市西部山地の善光寺温泉・国見・川後・草崎・五十平・埴生・飯森・若林・有旅などの地

域に帯状に分布するほか、本図幅の西端の中条村住良木、信州新町の山上条・山穂刈などの地域にも分布する。

**層序** 裾花凝灰岩部層と荒倉山火砕岩部層とに挟まれる地層は、泥岩砂岩を主体とし岩相変化も大きく、これまで第2表に示すように、様々な区分が試みられてきた。そして、その名称もそれぞれの研究地域に合った名称が使用されてきた。本図幅ではこれまでの多くの研究成果を参考にして、犀川流域を中心においた層序区分を試みた。その結果、裾花凝灰岩部層と荒倉山火砕岩部層との間の地層を、論地泥岩部層と大久保砂岩泥岩部層とに区分した。論地泥岩部層は裾花凝灰岩部層に整合に重なり、大久保砂岩泥岩部層に整合に覆われる。

**層厚** 全体に西側地域ほど厚くなる。裾花川沿いの善光寺温泉付近では300m、模式地から南の地域では600-700mを示す。一方、西端の住良木大野におけるボーリング資料第21図(米谷, 1982)によれば、2,000mを越えている。

**岩相** 全体としては泥岩と砂岩を主体とする海成層であるが、場所による岩相変化が大きい。第17図に岩相分布の概要を示す。岩相は裾花川地域、模式地周辺、犀川より南の地域で大きく異なる。北の裾



第17図 論地泥岩部層と大久保砂岩泥岩部層の岩相変化



第18図 論地泥岩部層の下部に発達する泥岩優勢の砂岩泥岩互層(信州新町山徳列)



第19図 論地泥岩部層の最上部に発達する砂岩優勢の砂岩泥岩互層(信州新町山上条伎管)

花川に面した地域は、褐色-灰褐色の細粒-中粒砂岩あるいは砂質泥岩からなり、塊状を示す。この岩相は、善光寺温泉から国見、松ノ木まで連続し、小田切枇杷付近では礫岩砂岩の互層もみられる。本部層模式地の論地周辺は、最下部に当たる小淵・仏工伝付近に砂岩・礫岩や砂岩泥岩互層、その上位に本部層を代表する塊状あるいは層理のある暗灰色泥岩が発達する。この泥岩は、乾くと容易に小片状に破碎して崩れやすい。一方、水を含むと粘性に富み粘土状となって地すべりを起しやすい。泥岩中には石灰

質団塊を含んでいる。犀川の南，茶臼山の西側地域は，細粒-粗粒砂岩を主体とし，所々に泥岩を挟んでいる。この砂岩層は，数 mm 以下の高温型石英と黒雲母を多量に含むアルコース砂岩層である。また，下部あるいは基底部には，裾花凝灰岩部層起源の流紋岩礫からなる礫層が発達する。したがって，本部層の大部分は，裾花凝灰岩部層起源の物質から構成されていると考えることができる。茶臼山の南に位置する茶臼山地すべり地の最上部には，本部層の最下部が露出する。岩相は灰色-青灰色の細粒-粗粒砂岩を主体とするが，灰色の凝灰質泥岩や亜炭層を挟んでいる。砂岩は淘汰が悪く，粒子が角ばり，

第5表 論地泥岩部層産の動物化石

長野市善光寺温泉 (富沢, 1958; KANNO <i>et al.</i> , 1959)	
<i>Serripes makiyama</i> (YOKOYAMA)	<i>Dosinia</i> ( <i>Kaneharzia</i> ) <i>haneharai</i> YOKOYAMA
<i>Spisula sachalinensis</i> (SCHRENCK)	<i>S.</i> cf. <i>voyi</i> GABB
<i>Macoma</i> sp.	<i>Mya japonica</i> JAY
<i>Buccinum shinanoense</i> MAKIYAMA	<i>Nassarius nakamurai</i> KURODA
カニ化石 <i>Neptunus ozawai</i> GIAESSNER	
ウニ化石 <i>Echinarachnius</i> sp.	
その他 蘇虫類, 魚骨, 有孔虫	
長野市飯森 (富沢, 1958)	
<i>Glycymeris yamasakii</i> (YOKOYAMA)	<i>Mytilus grayanus</i> DUNKER
<i>Volsella difficilis</i> KURODA and HABE	<i>Mercenaria chitaniana</i> (YOKOYAMA)
<i>M. yokoyamai</i> MAKIYAMA	<i>M.</i> sp.
<i>Dosinia japonica troscheli</i> LISCHKE	<i>Mya donaciaeformis</i> KURODA
<i>M. japonica</i> JAY	<i>Panope japonica</i> (A. ADAMS)
<i>Spisula sachalinensis</i> (SCHRENCK)	<i>Saxidomus purpuratus</i> (SOWERBY)
<i>Fusitriton oregonensis</i> (REDFIELD)	鯨類の脊椎骨
長野市保玉の北 (富沢, 1958; 犀川団研, 1965)	
<i>Mytilus grayanus</i> DUNKER	<i>Serripes</i> sp.
<i>Lucinoma mochizuki</i> KURODA	<i>Schizothaerus keenae</i> KURODA and HABE
<i>Eunaticina festiva</i> (YOKOYAMA)	<i>Ostrea gigas</i> (THUNBERG)
<i>Mya japonica</i> (JAY)	<i>Turritella saishuensis</i> (YOKOYAMA)
<i>Tectonatica janthostomoides</i> (KURODA and HABE)	<i>Nassarius nakamurai</i> (KURODA)
ウニ化石 <i>Echinarachnius microthyroide</i> (NISHIYAMA)	
長野市蓮 (犀川団研, 1964)	
<i>Glycymeris yamasakii</i> (YOKOYAMA)	<i>Spisula sachalinensis</i> (SCHRENCK)
<i>Perondia</i> sp.	<i>Panope</i> sp.
長野市茶臼山 (富沢, 1962a)	
<i>Corbicula</i> sp.	<i>Anodonta</i> sp.
<i>Cristaria</i> ? sp.	
長野市遊谷 (富沢, 1962a)	
<i>Ostrea gigas</i> THUNBERG	<i>Glycymeris yamasakii</i> (YOKOYAMA)
<i>Macoma tokyoensis</i> MAKIYAMA	<i>Corbicula</i> cf. <i>sandaiformis</i> YOKOYAMA
長野市小田切湯沢 (IMAZUMI, R., 1957)	
カニ化石 <i>Callinassa yagii</i> IMAIZUMI	
長野市七二会論地及び市場 (MORISHITA, 1953)	
ウニ化石 <i>Echinarachnius naganoensis</i> MORISHITA	
長野市七二会塩 (MORISHITA, 1953)	

第6表 論地泥岩部層産の植物化石(富沢, 1962a)

		大田繁則 (1950)	遠藤誠道 (1948)	遠藤誠道 (1961)
1	<i>Acer</i> cfr. <i>diabolicum</i> ? BL.	○		
2	<i>Acer polymorphum</i> S. & Z.	○		
3	<i>Acer polymorphum miocenum</i> MENZEL.	○	○	○
4	<i>Acer rufigerum</i> S. & Z.			○
5	<i>Acer rubrum</i> L.	○		
6	<i>Acer sinense</i> PAX.	○		
7	<i>Acer</i> sp.	○	○	○
8	<i>Acer trilobatum</i> HEER	○		
9	<i>Alnus japonica</i> S. & Z.	○	○	
10	<i>Alnus</i> sp.	○		○
11	<i>Bambusium yadakeoides</i> KONNO	○		
12	<i>Betula Brongniarti</i> ETTINGSHAUSEN	○	○	●
13	<i>Betula</i> sp.	○	○	◎
14	<i>Carpinus</i> sp.	○		
15	<i>Camellia</i> sp.			○
16	<i>Castanea Ungerii</i> HEER	○		
17	<i>Celtis</i> cfr. <i>mississippiensis</i> BOSC.	○	○	
18	<i>Celtis</i> sp.			○
19	<i>Cephalotaxus</i> sp.			○
20	<i>Cinnamomum</i> sp. (cfr. <i>C. polymorphum</i> A. BRAUN)	○	○	
21	<i>Cinnamomum</i> sp.	○		○
22	<i>Cyperites</i> sp.	○	○	●
23	<i>Dicksonia</i> sp. (cfr. <i>Microlepidia Wilfordii</i> MOORE)	○	○	
24	<i>Diospyros</i> ? sp.			○
25	<i>Dryophyllum</i> (?) sp.			○
26	<i>Equisetum</i> sp.	○		○
27	<i>Euonymus japonicus</i> THUNB.	○		
28	<i>Fagus americana</i> SWEET	○		◎
29	<i>Fagus</i> sp. (Bud scale)	○		○
30	<i>Fatsia</i> sp.	○		○
31	<i>Ficus tiliacifolia</i> HEER	○		◎
32	<i>Ficus truncata</i> HEER		○	○
33	<i>Ficus</i> sp.			○
34	<i>Fraxinus</i> sp.			○
35	<i>Glyptostrobus europaeus</i> HEER	○	○	○
36	<i>Glyptostrobus</i> sp.			○
37	<i>Hedera</i> sp.			○
38	<i>Laurus</i> sp.	○		○
39	<i>Meliosma</i> sp.		○	
40	<i>Myrica lignitum</i> STUL.	○		
41	<i>Myrica</i> sp.	○	○	
42	<i>Nephrodium</i> cfr. <i>Krameri</i> DIELS			○
43	<i>Nephrodium</i> sp. ( <i>Dicksonia</i> ?)			○
44	<i>Onoclea sensibilis</i> L.	○	○	
45	<i>Osmunda</i> sp. ( <i>O. lignitum</i> STUR)	○		○
46	<i>Oyperites</i> sp.	○		

○ 普通 ◎ 多 ● 最多

第6表つづき

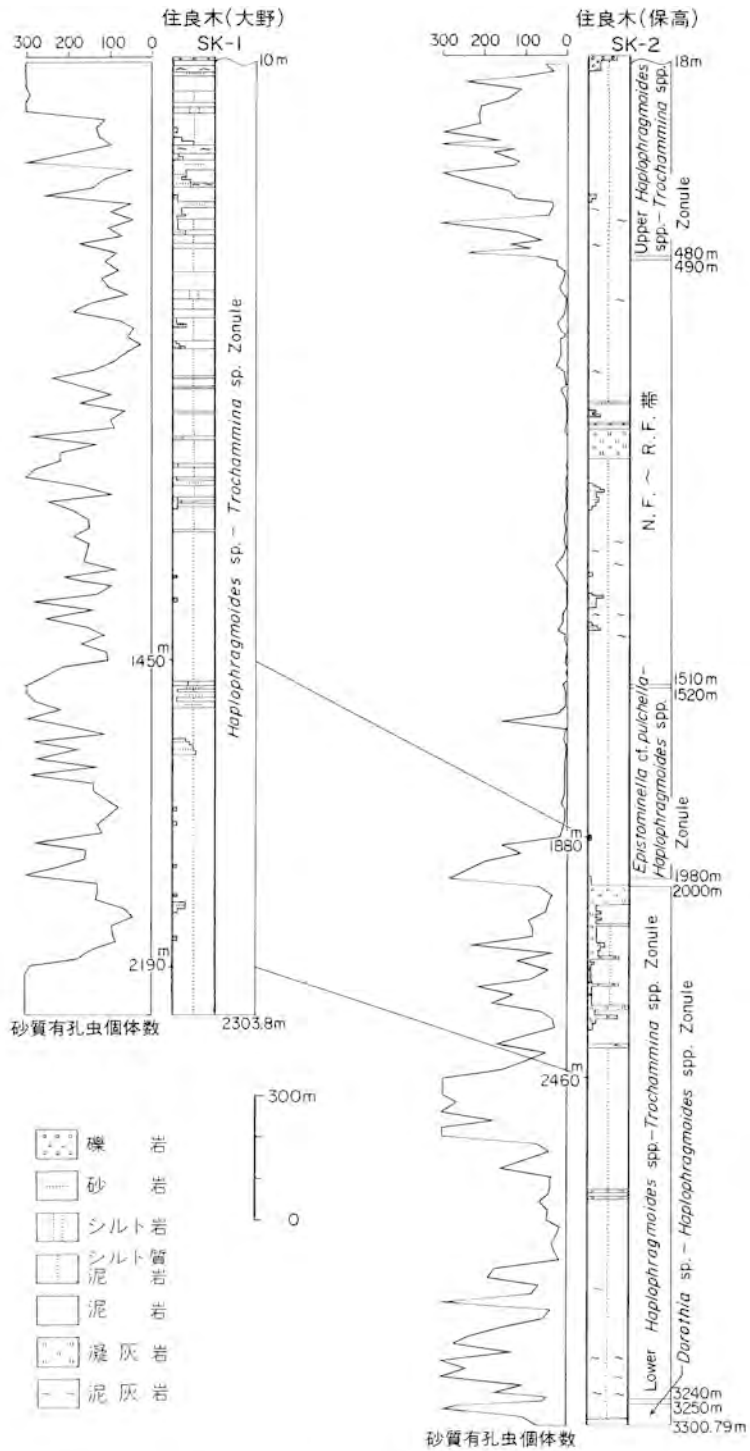
		大田繁則 (1950)	遠藤誠道 (1948)	遠藤誠道 (1961)
47	<i>Phyllites</i> sp.			○
48	<i>Planera Unger</i> KONYATS	○		
49	<i>Populus balsamoides</i> GOEPPERT	○		
50	<i>Prunus</i> sp.	○		○
51	<i>Pteridium aquilinum</i> KÜHN	○		
52	<i>Pterocarya japonica</i> ENDO	○		○
53	<i>Quercus dentata</i> THUNB.	○		
54	<i>Quercus</i> sp.	○	○	○
55	<i>Rhododendron dilatatum</i> MIQ.	○		
56	<i>Rhododendron</i> sp.	○		○
57	<i>Rhus</i> sp.	○		
58	<i>Rosa</i> sp.	○		
59	<i>Salix</i> sp.	○		○
60	<i>Sasa</i> sp. (cfr. <i>Bambusium yadakeides</i> KONNO)	○	○	●
61	<i>Sequoia</i> cfr. <i>sempervirens</i> ENDL.	○	○	◎
62	<i>Sequoia</i> sp.			○
63	<i>Sequoia</i> sp.			○
64	<i>Smilax</i> sp.			○
65	<i>Taxodium distichum miocenium</i> HEER	○		
66	<i>Trachycarpus</i> n.sp.	○		
67	<i>Ulmus longifolia</i> ? UNGER	○		
68	<i>Ulmus</i> sp.	○		○
69	<i>Zelkova</i> sp.	○		

石英や黒雲母を多く含むため、一見凝灰岩と見間違ふほどである。凝灰質泥岩は植物化石を多く産し、石膏の針状結晶が認められる。亜炭層は茶臼山の南西部に発達し、最大層厚50cmを示すものがある。茶臼山地すべりは、裾花凝灰岩部層を整合に覆う本部層最下位の茶褐色泥岩や炭質泥岩を主すべり面として、上位の本部層が地すべりを起している。

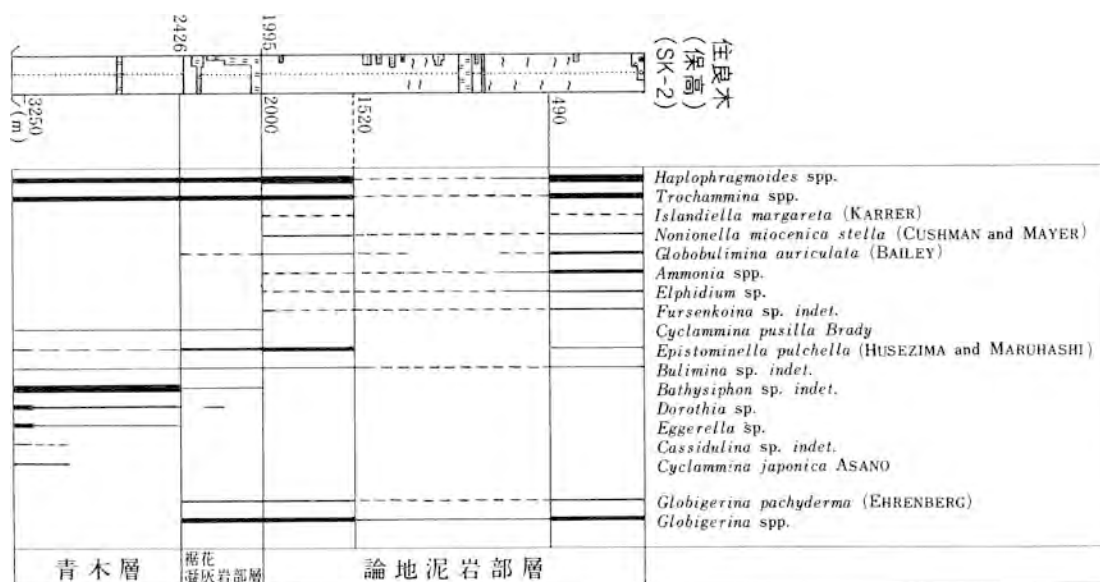
本図幅地域西端の住良木背斜地域から山穂刈に分布する本部層は、塊状泥岩と泥岩優勢の砂岩泥岩互層が広く発達する(第18図)。住良木背斜の西翼、鳥々見から刈場にかけて砂岩優勢の所が見られるが、背斜域の北部ほど泥岩優勢となる。背斜の南部山上条や山穂刈地域は、泥岩優勢の砂岩泥岩互層がよく発達し、南部ほど砂岩の発達がよい(第19図)。

第20図は、石油資源開発株式会社が住良木背斜軸に近い大野(SK-1)と保高(SK-2)で行った試掘資料である。これは、地下3,300mに達する深掘り資料であり、本図幅地域の地下構造を推定する重要な資料となっている。保高(SK-2)における試掘井のデータによれば、深度0-18mが沖積層、18-1,995mが論地頁岩層(本図幅の論地泥岩部層)、1,995-2,426mが裾花凝灰岩層(本図幅の裾花凝灰岩部層)、2,426-3,300mが青木層(本図幅の浅川部層)に区分されている。この論地頁岩層は、褐暗灰色のシルト質泥岩を主体とし、石灰質のシルト質泥岩や泥灰岩を挟在する。また、826-969m間に白灰色細粒-中粒の砂質凝灰岩、1,017-1,477m間に白灰色-灰色の極細粒-細粒砂岩の薄層を挟在する。





第20図 大野(SK-1)及び保高(SK-2)試掘井の地質柱状図(石油資源開発株式会社未公表資料による)



第21図 保高(SK-2)試掘井における主要有孔虫化石(米谷, 1982)

**化石** 本部層は各地から軟体動物化石を産する。富沢(1958)はこれらの化石動物群を、善光寺温泉化石動物群と命名した。第5表は、各地から産出する動物化石を示す。一方、茶白山の本部層下部からは第6表に示すとおり植物化石を多産する(遠藤, 1948, 1961; 大田, 1950; 富沢, 1962)。

**古環境** 本部層は岩相変化が大きく、化石を各地から産出するため、当時の古気候や堆積環境を復元するのに適した条件を備えている。

茶白山の植物化石群は、温暖性-亜熱帯を示す構成要素がやや優勢で、現在の気候より温暖だったと推定されている(富沢, 1962)。

堆積環境は場所によって大きな差異が認められる。茶白山の南西域は、裾花凝灰岩部層起源の粗粒堆積物が *Corbicula* sp. や *Anodonta* sp. などが住む半かん半淡水性の場所を埋め、植物化石や亜炭層を形成した。海は茶白山の北西方に位置し、犀川以北は海域となっていた。堆積物は北西側ほど厚く、住良木背斜付近では長野盆地よりの地域に較べて4-7倍の厚さとなる。また、堆積物は北西側ほど細粒となり、岩相も砂岩礫岩相→砂岩泥岩互層→泥岩相への変化を示している。

保高(SK-2)の試掘井における有孔虫の微化石層序は、第20, 21図に示すように4 Zonules 及び1 N.F.-R.F. 帯に区分されている。本部層は、3つの有孔虫化石帯に区分され、次のような堆積環境が推測されている(石油資源開発株式会社未公表資料)。

1. Upper *Haplophragmoides* spp.—*Trochammina* spp. Zonule (18-480m)

砂質種を多産し、半深海-深海水性石灰質種を随伴する。上部(50-160m)には浅海水性石灰質種を比較的多産する浮遊性種は *Globigerina pachyderma* (sinistral) が連続して産し、*Globigerina incompta*, *G. cf. woodi* などを伴う。

これらの群集から本 Zonule は、寒冷な水塊の支配下にある半深海-深海の堆積環境を示唆する。

## 2. N.F.-R.F. 帯(490-1, 510m)

底生種と浮遊性種ともに産出頻度が低下するため、堆積環境の推測が困難であるが、浮遊性種が多少増加する下半部は、寒冷な水塊の支配下にある外洋性の堆積環境を示唆する。

3. *Fpistominella* cf. *pulchella*—*Haplophragmoides* spp. Zonule (1, 520-1, 980m)

石灰質種の *Epistominella* cf. *pulchella* を多産し、砂質種は少ない。浮遊性種は、*Globigerina pachyderma* (*sinistral*) が連続的に産出する。これらの群集から本 Zonule は、寒冷な水塊の支配下にある半深海-深海の堆積環境を示唆する。

**対比と年代** 善光寺温泉化石動物群は、耶摩化石動物群の内容にほぼ類似する。また、裾花凝灰岩部層を整合に覆うことから、本部層の年代を中新世後期と考えることができる。

## III. 7 桑原火山岩

**命名** 斎藤(1982)。斎藤(1982)は姨捨地区の新第三系を、下位の裾花層と上位の桑原層とに区分した。

**模式地** 更埴市桑原小坂から大田原にかけての地域

**分布** 更埴市千曲川以西の篠山や高雄山の南東山麓、聖高原北の佐野川・中沢川・中村川下流域に連続して分布する。

**層序** 下位の裾花凝灰岩部層を不整合に覆い、聖山安山岩に不整合に覆われる。

**層厚** 200m.

**岩相** 黒色緻密なガラス質の輝石安山岩からなる溶岩で、柱状節理が発達する。しかし、どこでも全体に熱水変質を受け、白色-灰色の岩石や黄鉄鉱を多量に含む暗灰色の岩石に変化し、源岩が分かる部分が少ない。この変質によって溶岩の部分が凝灰角礫岩のように角礫状を示す部分も認められる。変質は節理にそって特に著しい。

模式地における新鮮な本火山岩の鏡下における特徴を以下に述べる(第 I 図版 1)。斑晶は主に斜長石と普通輝石からなる。斜長石は変質により斑晶の輪郭が不鮮明のものが多く集斑状を示すものもある。累帯構造をもつものはまれで、アルバイト双晶が多い。普通輝石は自形で大きく、双晶しているものが多い。石基は斜長石と普通輝石が間粒状組織をなす。

更埴市八幡の梵天鉱床は、桑原火山岩中にろう石鉱床が胚胎している。藤井(1967)によれば、梵天山付近の火山岩は、下部安山岩類と上部安山岩類に分けられ、下部安山岩類は角閃石安山岩と石英安山岩、上部安山岩類は複輝石安山岩から構成されている。これらはいずれも強い熱水変質作用を受けているが、下部安山岩類には粘土化作用が顕著で絹雲母、パイロフィライト、カオリン鉱物が認められ、上部安山岩類には珪化作用が顕著であるという。このような変質は、佐野川・中沢川・中村川流域だけでなく、模式地周辺のうちでも田原坂付近で著しい。

**対比** 藤井(1967)の下部安山岩類と上部安山岩類は、本火山岩に相当する。これまで多くの研究者は、本火山岩を裾花凝灰岩部層の一部として取り扱っていた。これは本火山岩が著しい熱水変質を受け白色化しているため、一見凝灰岩との区別がつかなかったことによると考えられる。

### Ⅲ. 8 聖山火山岩

聖山を中心に西の横原山や北の高雄山などを構成する火山岩類を、八木(1943)は聖山火山群と呼び、聖山下部溶岩・聖山上部溶岩・俵山下部溶岩・俵山上部溶岩・浅刈山溶岩・高雄山溶岩とに区分した。加藤(1980)は、聖山と横原山地域の火山岩類を、聖山安山岩・聖山玄武岩・横原山安山岩とに区分した。本図幅では加藤(1980)の区分に基づき、聖山の北方の火山岩類を、聖山安山岩と横原山安山岩とに区分した。

#### Ⅲ. 8. 1 聖山安山岩

**命名** 加藤(1980)。

**模式地** 本図幅地域では高雄山南東斜面及び猪平溜池から篠山への林道。

**分布** 聖山から北へ延びる尾根、高雄山山塊、篠山の南東斜面から鳥坂峠・上石川にかけての地域。有旅大池の周辺などに分布する。

**層序** 篠山や高雄山地域では、下位の桑原火山岩や裾花凝灰岩部層を不整合に覆い、篠山火山岩に不整合に覆われる。有旅では論地泥岩部層を不整合に覆い、赤田層に不整合に覆われる。

**層厚** 高雄山でおよそ300mと最も厚く、他地域では100-200m、北東部では薄くなる。

**岩相** 一般に露頭条件が悪く、下部から上部にかけての一連の層序をたてにくい。溶岩を主体にし時に凝灰角礫岩を挟有する。下部は黒色緻密な輝石や斜長石の目立つ玄武岩質の安山岩で板状節理が発達する。鏡下ではかんらん石が認められる。上部には板状節理のよく発達する“鉄平石型”の輝石安山岩溶岩が発達する。名知不池な しらすの北や上石川の西には、板状節理が発達し斜長石と輝石がめだつ灰青色の



第22図 板状節理の発達する聖山安山岩(長野市藤ノ井上石川)

第7表 聖山安山岩の化学組成  
(TAKESHITA and Oji, 1968; TAKESHITA, 1975)

	1	2
wt. %		
SiO <sub>2</sub>	57.25	59.27
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.84	16.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.61	4.69
FeO	3.47	2.51
MnO	0.14	0.13
MgO	3.25	2.64
CaO	6.94	6.13
Na <sub>2</sub> O	2.56	3.04
K <sub>2</sub> O	2.21	2.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.16
H <sub>2</sub> O+	0.94	1.17
H <sub>2</sub> O-	0.56	0.38
Total	99.79	100.01
分析者	応地善雄	石橋 澄

1: 聖峠の紫蘇輝石普通輝石安山岩  
2: 麓ノ井上石川産の普通輝石紫蘇輝石安山岩

輝石安山岩溶岩が比較的新鮮な状態で分布している(第22図)。一方、佐野川上流や高雄山・篠山南東斜面に分布する岩石は風化著しい。なかでも佐野川上流域における桑原火山岩との境界部付近の本岩は、熱水変質を受け白色化している。名知不池北の輝石安山岩は鏡下で次のような特徴を示す(第I図版3)。全体に斑晶が多く、主に斜長石と普通輝石からなる。斜長石は自形、短冊状-卓状を示し、累帯構造が発達する。普通輝石は大きく双晶が多い。自形のものや粒状のもの、なかには砂時計構造が認められるものがある。そのほか紫蘇輝石も大きく自形-半自形、粒状を示す。かんらん石は小さく粒状である。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石が集斑状をなし、全体として完晶質の部分が多い。石基は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石が間粒状組織を構成している。

TAKESHITA(1974)によれば、聖山安山岩の岩質は、カルク・アルカリ質の紫蘇輝石安山岩が主体で、ソレアイト質の紫蘇輝石普通輝石安山岩を挟有する(第7表)。

**対比と年代** 八木(1943)の聖山下部溶岩・高雄山溶岩・浅刈山溶岩・菓山溶岩・赤田溶岩の一部及びTAKESHITA(1974)の聖山火山岩類の下半部は、本安山岩に相当する。また、横原山西方の本安山岩最下部付近の溶岩は、全岩 K-Ar 年代で  $5.4 \pm 0.3\text{Ma}$  の値を示している(加藤, 1983)。本火山岩の下部層が岩質的に久米路火砕岩部層に類似し対比されることから、鮮新世前期を示すこの値は、妥当なものと判断することができる。

### Ⅲ. 8. 2 檜原山安山岩

**命名** 加藤(1980)。

**模式地** 聖山西方の檜原山。

**分布** 原山周辺に広く分布するが、本図幅地域では南西端の樋口沢に小分布する。

**層序** 聖山火山岩の一部。

**岩相** 径1cm前後の普通輝石斑晶を多量に含む青灰色の玄武岩質安山岩である。鏡下では、斑晶として斜長石、普通輝石の他に少量のかんらん石や紫蘇輝石を含む。

### III. 9 牧内安山岩

**命名** 沢村ほか(1967)。

**模式地** 長野市松代町滝本南の沢。

**分布** 滝本南の683.9m山及び745m山付近に分布するが、土石流堆積物や崖錐性堆積物(地質図上では省略)に覆われ断片的に散在する。

**層序** 下位の別所層や石英閃緑岩を不整合に覆い、上位の保基谷岳火山岩及び滝本層に不整合に覆われる。

**層厚** 不明。

**岩相** 黒色-帯青黒色の中性輝石安山岩溶岩である。極めて部分的に存在するのみで、その火山活動の実体は不明である。斑晶としては、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石が多く、ときにかんらん石を含有する。沢村ほか(1967)及び沢村・垣見(1967)によれば奇妙山初期の溶岩に似るが、常に軽微な変質作用を受け方解石細脈などを生じている点で奇妙山火山岩と区別され得る。

**対比** 飯島・斎藤(1968)の奇妙第一火山岩類下部に相当し、沢村ほか(1967)及び沢村・垣見(1967)の牧内安山岩に対応するが、ここでは後者に従い奇妙火山岩とは区別する。鮮新世初期の活動と推定される。

### III. 10 保基谷岳火山岩

**命名** 太田・片田(1955)の保基谷溶岩及び森本ほか(1966)の保基谷火山岩類による。

**模式地** 本来の模式地は、東隣の「須坂」図幅地域内の保基谷岳山頂であるが、本図幅では便宜的に松代町滝本南東方林道東豊線沿いとする。

**分布** 松代町滝本南東の平坦な尾根部に狭く分布するが東限は滝本東断層によって断たれる。崖錐性堆積物に覆われて極めて露出は悪い。

**層序** 下位の牧内安山岩を不整合に覆い、上位の滝本層に整合に覆われる。滝本東断層によって石英閃緑岩体と接する。

**層厚** 不明。

**岩相** 太田・片田(1955)、森本ほか(1966)、松田(1967)、沢村ほか(1967)及び飯島・斎藤(1968)によれば、保基谷岳周辺(東隣の須坂図幅内)では黒色緻密なソレライト質かんらん石玄武岩-塩基性輝石安山岩溶岩を主とし、径1cm(5-8mm大が多い)に達する斜長石斑晶が軽微な変質作用を被っている。また、凝灰角礫岩などを挟む。鏡下では、斑晶の斜長石、紫蘇輝石、普通輝石かんらん石は、自形-半自形をなす。斜長石は曹灰長石に属し、大形のもの以外に2mm以下の大きさのものが比較的密に散在する。紫蘇輝石は弱い多色性を示し、磁鉄鉱やガラスを含有する。小さな単斜輝石の反応縁をもつことが

ある。かんらん石は丸味を帯びて1mm以下のものが多く一部緑泥石化している。石基は主としてガラス・斜長石・普通輝石・ピジョオン輝石・磁鉄鉱からなり、柱状斜長石の間にアノーソクレースとクリストバル石が認められる、という。

本図幅地域では、本溶岩の末端部が分布しているのみで、岩質は保基谷岳周辺と同様であるが、かんらん石斑晶の変質がやや強い。

### III. 11 奇妙山火山岩

**命名** 森本ほか(1966)、松田(1967)、沢村ほか(1967)、飯島・斎藤(1968)らの奇妙山火山岩類による。

**模式地** 長野市松代町清滝から奇妙山山頂への沢。

**分布** 奇妙山周辺からその北西麓にかけて分布する。そのほかに松代町東寺尾及び大室付近に断層によって隔てられた小分布がある。森本ほか(1966)によれば、松代町北東1kmの加賀井付近では沖積面下10-30mに本火山岩が分布する(松代町役場保管、1号井ボーリング資料)。

**層序** 下位の石英閃緑岩や別所層に不整合に重なり、下位から清滝火山岩、東条火山岩、尼厳山火山岩及び奇妙火山岩に分けられる。千曲川岸近くに本火山岩類に含まれる柴石火山岩が断層関係で孤立して分布する。清滝火山岩と東条火山岩の間に顕著な不整合があるが、他の火山岩間にも軽微な不整合が存在する。

本火山岩に関しては、松代群発地震時に多くの調査研究が行われ、互いに対立する見解があるが、その主なものは森本ほか(1966)、沢村ほか(1967)と飯島・斎藤(1968)などである。

筆者の見解は、飯島・斎藤(1968)にほぼ準じている。森本ほか(1966)は、本火山岩類を下位の奇妙溶岩類(本図幅の清滝火山岩、東条火山岩及び尼厳山火山岩にほぼ相当)と上位の柴火砕流堆積物(本図幅の奇妙火山岩及び柴石火山岩にほぼ相当)に二分し、両者間を不整合とした。柴石火山岩の層序的位置関係についてはいずれもその分布状況から直接の証拠はなく、尼厳山火山岩と奇妙火山岩のいずれに属するかは検討の余地があるが、基本的には、筆者らの見解と一致する。松田(1967)も同様である。著しく異なるのは沢村ほか(1967)及び沢村・垣見(1967)の見解である。彼らは、本火山岩を初期と本体に区分し、筆者らの柴石火山岩と尼厳山周辺の清滝火山岩、東条火山岩及び尼厳山火山岩の一部を前者に含めている。しかし、連続性のよい尼厳山火山岩最下部の凝灰角礫岩の分布からみて、既述したように柴石火山岩の問題は残るものの、基本的には飯島・斎藤(1968)の見解を支持する。

**層厚** 約400m以上。

**岩相** 柴石火山岩は見掛けがやや異質で、レンズ状のシュリーレンを多数含むが、全般に普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩と同質凝灰角礫岩からなる。

#### III. 11. 1 清滝火山岩

**命名** 新称。

**模式地** 長野市松代町清滝及びその上流の沢(標高750m付近まで)。

**分布** 奇妙山南西麓から、尼巖山南麓に帯状に分布する。

**層厚** 約100m(噴出前の原谷地形を埋めたため層厚変化は著しい)

**層序** 下位の別所層や石英閃緑岩を不整合に覆う。

**岩相** 一般に新鮮で柱状節理の発達する硬質の黒色緻密な含かんらん石普通輝石安山岩溶岩で、部分的にガラス質(清滝付近など)となる。尼巖山南麓の南東方向への尾根部では最下部付近は淘汰の悪い火山角礫岩状を呈するが連続性は悪くすぐ東方の岩沢北方では見られない。森本ほか(1966)は agglutinate(溶岩噴泉の堆積物)を奇妙山南斜面の東豊林道沿いで見だし、奇妙山火山岩類の噴出地点の少なくとも一部は奇妙山付近にあったと推定した。

清滝の安山岩溶岩は鏡下では、主要な構成鉱物は、多い順に斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱、かんらん石で、このほか、石基に多量のガラスを含む。斜長石は、0.2-0.5mm 大が多いが最大約3mm 程度である。自形をなし、卓状ないし柱状が多く累帯構造が良く発達する。紫蘇輝石は最大長2.8mm に達するが、一般には1mm 以下のものが多い。自形-半自形の柱状でやや多色性が強い。普通輝石は1mm 以下で短柱-柱状で、双晶が多く斜長石や磁鉄鉱の微晶を包有することもある。紫蘇輝石と普通輝石は時々平行連晶をなす。若干変質した微小なかんらん石が存在する。石基は主としてガラスで、微細な針状の斜長石や粒状の輝石を含む。化学組成を第8表に引用する。

飯島・斎藤(1968)によれば、ガラス質でない他地域の本火山岩もほぼ同様な鉱物組成を示すが、石基中に0.2-0.8mm 大の基盤岩に由来する外来石英を含む球状パッチが見られる。

**対比** 森本ほか(1966)の奇妙溶岩類下部、松田(1967)の①溶岩、飯島・斎藤(1968)の奇妙第二火山岩類、沢村ほか(1967)の  $K_{1a}$  及び  $K_{2v}$  溶岩類の一部に相当するが、厳密には対応しない。

飯島・斎藤(1968)によれば、本溶岩の全岩 K-Ar 年代測定値は540万年±50万年で鮮新世初期を示す。

第8表 清滝火山岩のかんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩の化学組成(森本ほか, 1966; 今野 弘分析)

清滝溶岩 (奇妙山火山岩類の下部)	
SiO <sub>2</sub>	58.44 wt. %
TiO <sub>2</sub>	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.91
FeO	5.26
MnO	0.14
MgO	3.65
CaO	6.86
Na <sub>2</sub> O	2.39
K <sub>2</sub> O	1.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18
H <sub>2</sub> O+	1.13
H <sub>2</sub> O-	0.39
Total	99.51

### III. 11. 2 <sup>ひがしじょう</sup>東条火山岩

**命名** 新称。

**模式地** 長野市松代町清滝上流の沢(標高750-850m 付近まで)。

**分布** 奇妙山南麓及び尼巖山南-西-北西麓を取り巻くように分布する。

**層序** 飯島・斎藤(1968)は、彼らの奇妙第二火山岩類(本図幅の清滝火山岩に相当)と同第三火山岩類(本図幅の東条火山岩にほぼ相当)との関係を、前者は長野堆積区の猿丸層中に礫岩として供給されているが、後者は供給されておらず、洪積統の屋敷層、同志賀湖成層によくみられることから、両者間に大きな浸食期間があると推定し、不整合とした。本岩の分布から見て、これに従っておく。上位は、尼巖山火山岩最下部の凝灰角礫岩に整合-一部軽微な不整合(?)で覆われる。



**層厚** 約80m.

**岩相** 灰白色-灰色粗しょうの紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩が主で、板状節理が発達し流理構造を示す部分が多いが、上位では部分的に塊状となる。岩沢北方の沢では凝灰礫岩質の部分が10-15m厚で本岩下部を占めるが連続性に乏しい。構成鉱物は、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱が主であるが、部分的に石基が異なることが飯島・斎藤(1968)によって指摘されている。すなわち、岩沢北方の本岩石基中には清滝火山岩石基中に認められたと同様な石英パッチがあるが、清滝上流の本岩石基中には見られず、クリストバル石に富む。

**対比** 松田(1967)の②溶岩、飯島・斎藤(1968)の奇妙第三火山岩類にほぼ相当するが、厳密には一致しない。

### III. 11. 3 <sup>あまかざりやま</sup> 尼 巖 山火山岩

**命名** 新称.

**模式地** 長野市松代町清滝上流の沢(標高850m付近から920m付近まで).

**分布** 奇妙山中腹部を取り巻くように分布し、特にその北西麓に広がる。

**層序** 下位の清滝火山岩及び東条火山岩に整合、一部軽微な不整合で重なり、上位の奇妙火山岩に軽微な不整合で覆われる。

**層厚** 模式地で約60m、全体として150m以上。

**岩相** 下部に比較的よく連続する凝灰角礫岩がみられるが、大部分普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩からなる。清滝上流の沢では、厚さ約20mの軟質の凝灰角礫岩の上に灰色の数cm幅に発達した板状節理をもつ厚さ約40mの安山岩溶岩が重なる。これは、山頂付近より現地形に沿って北北西にほぼ同じ傾斜で流れ下っているので分布が広く見える。北麓の信濃川田付近では、下部は20-30m厚の10-30cm大(最大50cm)の安山岩角礫を有する凝灰角礫岩で、風化して赤紫色を呈する部分が多い。その上は灰色-暗灰色の板状節理の発達した安山岩溶岩で、斜長石や輝石の斑晶が目立つ。松田(1967)は尼巖山西方で凝灰角礫岩中にひん岩礫を発見している。鏡下では、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石・磁鉄鉱が認められる。斜長石は1.5mm以下がほとんどであるが、0.1mm程度の針状微晶とそれより大きく自形を示すがやや破片状を呈するものに分かれる。紫蘇輝石はやや多色性が強く1mm前後以下で普通輝石と平行連晶をなす場合もある。飯島・斎藤(1968)によれば、清滝上流の本溶岩の石基には中央部に0.03mm大の黒雲母を含む0.3mm大の石英パッチが認められる。

**対比** 松田(1967)の③凝灰角礫岩、④塊状溶岩、⑤溶岩流に対応し、飯島・斎藤(1968)の奇妙山第四火山岩類に大部分相当する。

### III. 11. 4 柴石火山岩

**命名** 飯島・斎藤(1968).

**模式地** 長野市松代町金井山の石切場。

**分布** 松代町柴-金井山、同大室付近の丘陵先端部及び長野電鉄河東線大室駅南西500mのトンネル付近に孤立又は断層で下位層と境されて分布する。大室南東沢奥では類似した岩質の巨大転石が多く近

くの尾根部に分布する可能性がある。

**層序** 別所層や尼巖火山岩とは断層で接しており、また、沖積層中に孤立して分布するため直接の層序関係は不明であるが、岩相や分布状況及び断層の落差などから奇妙火山岩類に相当し、尼巖火山岩に暫定的に含めておく。

**層厚** 100m 以上。

**岩相** 含石英普通輝石紫蘇輝石安山岩である。大室付近のものは凝灰角礫岩であるが、金井山付近の柴石と俗称されるものは溶岩を含む火砕流堆積物(森本ほか(1966)は厚さ数mのflow unitの集合した一つのクーリングユニットと考えている)で、硬軟の差により層状を呈し、柱状-板状節理が発達する。肉眼では灰白色-淡灰色の地に青灰色-灰色の「あざ」と俗称されるレンズ状-長楕円形状のシュリーレンが流理に沿って平行に発達する。大きさは、数mm-数cmのものが多いが、時々数10-1mに達するものもある。斜長石や輝石の斑晶が見られ、泥岩と思われる異質岩片も認められる。鏡下では斑晶として多い順に、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石があるが、まれに石英が認められる。斜長石は破片状を呈する0.1-0.3mm程度の微斑晶と0.5-3mm程度の自形をなすものが多い。自形の斜長石も割れ目が多く、しばしば破片状を呈する。紫蘇輝石は0.2-2mmで自形-半自形である。普通輝石は1mm以下の半自形が多い。紫蘇輝石を内核にして、普通輝石の反応縁が取り巻く場合もある。石英は0.1-0.2mmでほぼ円形をなす。石基は主にガラスからなるが、脱ガラス化が進んでおり、クリストパル石、斜長石、磁鉄鉱などが散在する。

**対比** 飯島・斎藤(1968)の柴石火山岩類に相当し、森本ほか(1966)の柴火砕流堆積物の一部及び沢村ほか(1967)の初期奇妙山火山岩類の一部に対応する。

### III. 11. 5 奇妙火山岩

**命名** 新称。

**模式地** 東豊林道より奇妙山山頂への尾根沿い(標高約1,000m付近から山頂部まで)。

**分布** 奇妙山周辺から北西尾根付近、奇妙山南東では標高約1,000m、同北西では約800m付近まで分布する。

**層序** 下位の尼巖山火山岩を軽微な不整合で覆う。

**層厚** 約70m以上。

**岩相** 標高約1,000m付近の下部は凝灰角礫岩を主とする火砕流堆積物であるが、山頂付近はガラス質の紫蘇輝石普通輝石安山岩である。後者は、灰色(風化して淡褐色)の地に黒色-暗灰色安山岩岩片のレンズ状シュリーレンが発達し、柴石火山岩と類似するが、沢村ほか(1967)が報告しているように、斑晶普通輝石の縁辺あるいは石基に細粒の緑褐色角閃石を生じており、また、石基にアルカリ長石が豊富なことなどから、鏡下での識別は可能である。

**対比** 森本ほか(1966)の柴火砕流堆積物の一部、松田(1967)の⑥火砕流堆積物、飯島・斎藤(1968)の奇妙第五火山岩類にほぼ相当する。

### III. 12 <sup>しがらみ</sup> 柵 層

**命名** 信濃中部の第三紀層最上部に対して本間(1931)が命名。

**模式地** 裾花川沿いの長野市小鍋から戸隠村土合にかけての地域、及び長野市笹平から土尻川沿いに中条までの地域。

**分布** 本図幅地域の北西部に当たる犀川・土尻川・裾花川の流域に広く分布する。

**層序** 下位の小川層に整合に重なり、上位の猿丸層に一部不整合に覆われる。本層は大久保砂岩泥岩部層・広瀬泥岩部層・荒倉山火砕岩部層・城下砂岩礫岩部層・久米路火砕岩部層・荻久保砂質泥岩部層の6部層から構成される。荒倉山火砕岩部層と広瀬泥岩部層は指交関係を示し、これらと城下砂岩礫岩部層とは同時異相の関係にある。久米路火砕岩部層は、城下砂岩礫岩部層に挟在する。上位の荻久保砂質泥岩部層及び猿丸層と荒倉山火砕岩部層との関係についてはこれまで、①荒倉山火砕岩部層と荻久保砂質泥岩部層は、東部で整合、西部で指交関係を示す(鈴木, 1938)。②荒倉山火砕岩部層は荻久保砂質泥岩部層や猿丸層と指交関係にある(竹下ほか, 1960; Saito, 1961b; 富沢, 1962)。③荒倉山火砕岩部層は荻久保砂質泥岩部層と不整合関係にあり、猿丸層とも不整合に接する(矢野・村山, 1976; 矢野, 1981a), という三つの考え方が出されている。本図幅ではこれらの考え方を検討した結果、③の考えが最も野外の事実合うとの結論を得た。したがって、本図幅の荒倉山火砕岩部層・荻久保砂質泥岩部層及び猿丸層分布域の地質図は、矢野(1981b)の成果を引用した。

**岩相** 下部の大久保砂岩泥岩部層は、泥岩・砂岩及び泥岩砂岩互層からなる。荒倉山火砕岩部層は、安山岩溶岩と同質の火砕岩類からなる。広瀬泥岩部層は、安山岩質の凝灰岩を含む泥岩からなる。荻久保砂質泥岩部層は砂岩や礫岩を伴う砂質泥岩である。城下砂岩礫岩部層は、玄武岩質安山岩の火砕岩層である久米路火砕岩部層を挟在し、砂岩や礫岩からなる。

**対比** 本層は化石によって、ほぼ中新世後期から鮮新世前期にかけての地層であることが裏付けられている。

#### III. 12. 1 大久保砂岩泥岩部層

**命名** 鈴木(1938)の大久保砂岩頁岩層に基づく。

**模式地** 長野市七二会除沢上-中流。

**分布** 長野市下小鍋から陣馬平山麓のニツ石・滝屋・倉並・平出・大久保、七二会の市場・小坂・塩・瀬脇、犀川南の遊谷・山布施・桜井・氷熊と帯状に連続分布する。一方、本図幅地域西部では住良木背斜の両翼に当たる虫倉山山麓の御山里や中条から日下野にかけての地域、犀川東の竹房・牧野島・中牧地域に分布する。

**層序** 本部層は論地泥岩部層に整合に重なり、城下砂岩礫岩部層・広瀬泥岩部層・荒倉山火砕岩部層に整合に覆われる。論地泥岩部層との境は、砂岩などの粗粒堆積物の出現をもって境界を引いた。

**層厚** 全体に北西側地域ほど厚くなる。裾花川沿いの地域で400m、模式地付近で600m、山布施や桜井で400m、南西部の竹房で900m、一方北西部の住良木背斜域では1,000-1,200mと急激に厚くな



第23図 大久保砂岩泥岩部層に扶在する垂炭層(松州町直路)



第24図 大久保砂岩泥岩部層の下部に発達する砂岩泥岩互層(長野市七二会遠見)

る。この傾向は、論地泥岩部層の場合と同様である。

**岩相** 全体としては泥岩と砂岩とからなるが、水平的な岩相変化が大きい。水平的には分布域の南西部ほど粗粒堆積物、北部-北東部ほど細粒堆積物となる。また垂直的にはどこでも下部ほど粗粒、上部ほど細粒といった傾向が認められる。第17図は模式地周辺に分布する本部層の岩相変化を示している。模式地付近では、下半部に砂岩泥岩互層、上半部に泥岩層が発達する。砂岩泥岩互層は、除沢上流の大

第9表 大久保砂岩泥岩部層産の軟体動物化石

長野市七二会笹平の北東 (犀川団研, 1965)	
<i>Anadara amicula</i> (YOKOYAMA)	<i>Patinopecten yessoensis</i> (JAY)
<i>Ostrea gigas</i> (THUNBERG)	<i>Corbicula</i> sp.
<i>Conchocela nipponica</i> (YABE and NOMURA)	<i>Peronidia</i> sp.
<i>Corbula</i> sp.	<i>Mya japonica</i> (JAY)
<i>Turritella saishuensis</i> (YOKOYAMA)	<i>Linthia nipponica</i> (YOSHIWARA)
長野市信更町桜井 (富沢, 1962a)	
<i>Mercenaria sigaramiensis</i> MAKIYAMA	<i>M.</i> cf. <i>sigaramiensis</i> MAKIYAMA
<i>Conchocela bisecta</i> (CONRAD)	
長野市信更町上尾 (富沢, 1962a)	
<i>Mercenaria yokoyamai</i> (MAKIYAMA)	<i>Mercenaria</i> sp.
<i>Dosinia</i> ? sp.	<i>Conchocela bisecta</i> (CONRAD)
<i>Mya (Arenomya) japonica</i> JAY	

久保沢と橋詰沢の合流点付近に模式的に発達するが、北東部の平出付近で泥岩に移化する。互層中には層厚10mに達する中粒-粗粒の砂岩層も発達するが、泥岩は薄い。小鍋から山田にかけての地域でも、下半部に砂岩泥岩互層、上半部に暗灰色塊状の泥岩が発達する。茶臼山西方の小布施から桜井にかけては、細粒-粗粒砂岩が発達し、他地域に比べて全体に粗粒となる。この砂岩は固化して褐色を示し、団塊を含んでいる。新町南の竹房や牧田中では、灰色-褐色の中粒-粗粒砂岩を主体とする。砂岩は有機物に富む所が多く、層厚10cm以下の亜炭層を挟有する(第23図)。

一方、北西部の住良木背斜の西翼では、稗田・辻・佐峰と連続して砂岩層優勢部が発達し、それより上位は塊状泥岩を主体とし一部に砂岩泥岩互層を挟む。背斜の東翼及び中条向斜域に当たる刈宿沢下流域・清水沢下流域・青木・長谷鳥・宮・し尿処理場周辺域には、灰色の塊状中粒砂岩が良く発達する。この砂岩層は本部層の下部であり、中条の北月夜棚や大塩では砂岩泥岩互層、更に北東部の梅木川中流域では塊状泥岩となる急激な岩相変化を示している。また、住良木背斜の北東部に当たる日下野の大崩・青木平・中尾・遠見においても、下部に塊状中粒砂岩層や砂岩泥岩互層(第24図)が発達し、上部に塊状泥岩が発達する。

**化石** 模式地付近において互層をなす下部層中の泥岩には植物片や植物の葉化石、砂岩にはサンドパイプを産出する。桜井の砂岩にもサンドパイプが見られる。本部層からは、これまで第9表の軟体動物化石が報告されている。

### III. 12. 2 久米路火砕岩部層

**命名** SAITO (1961).

**模式地** 信州新町久米路橋。

**分布** 模式地の南西部では、神田背斜やそれと並行する向斜や背斜の軸が沈み込む。したがって、本部層は複雑な分布形態を示す。吉原の南東にある虚空蔵山から上三水にかけて急崖をなして広く分布し、この南への分布は塩本の東付近から数枚の地層に分かれ、高萩・平清水・中原・池田へと連続する。模式地から北への分布は、神田背斜の北翼に沿って飯綱山・水篠橋まで連続するが、その北東部は

湧池地域の地すべりによって跡絶える。虚空蔵山の北東から再び分布し、笹平ダム・除沢下流・芦沼・上五十里と連続分布する。

**層序** 本部層は、城下砂岩礫岩部層の中位に挟在される。信州新町竹房以南では、二つ以上の層準に類似の火砕岩層が発達する。したがって、虚空蔵山付近の厚い部分は、一回の噴出によるものでなく、何回もの噴出によって形成されたものである。

**層厚** 模式地で100m、虚空蔵山付近で最も厚く350m、南西部に分布するものはいずれも10-25mの層厚を示す。一方、北東部に分布する本部層は水篠橋付近で30m、除沢と小沢の出合付近で10m、上五十里付近で15mの層厚を示す。これらのことから、虚空蔵山付近を最大厚にして、ここから離れるほど薄くなる傾向が認められる。

**岩相** 模式地付近では、中礫-大礫の黒色緻密な安山岩角礫からなる火山角礫岩や凝灰角礫岩である。南西側に分布する火砕岩層は、牧田中から中牧にかけての南沢地域に、少なくとも4層確認される。最下位のものは、大久保・中原・大月と連続し、青灰色で緻密なひん岩に近い安山岩溶岩である。全体に節理の発達が顕著である。この上位に層厚10mほどの凝灰角礫岩層が発達するが、平清水の北西のみで確認される。下位より3番目は、高萩・平清水・池田の北と連続する黒色緻密なガラス質の安山岩溶岩である。自破碎溶岩を示すところもある。最上位のものは、平清水から池田に連続する黒色緻密な安山岩溶岩で、風化すると径0.5cmもある斜長石が目立つ。これら4層は、溶岩状をなすことが多く、一部に凝灰角礫岩が認められるだけである。

一方、模式地から北東側へ連続する本部層の岩相には、溶岩が認められない。水篠橋付近では、下位より火山角礫岩(層厚5m+)、火山円礫岩(2m)、泥流状堆積物(2m)、火山円礫岩(1m)、泥岩(50cm)、凝灰角礫岩(5m+)と変化する層序を示し、何回もの火山活動によって形成されたことを示して

第10表 久米路火砕岩部層の玄武岩の化学組成(TAKESHITA, 1975)

	1	2	3
wt. %			
SiO <sub>2</sub>	47.99	47.47	46.65
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.71	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.51	17.09	19.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.78	1.32	4.38
FeO	6.05	7.31	7.33
MnO	0.19	0.24	0.12
MgO	4.18	11.31	4.01
CaO	11.02	9.15	11.13
Na <sub>2</sub> O	2.13	1.51	2.13
K <sub>2</sub> O	0.88	0.60	0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.18	0.20
H <sub>2</sub> O+	1.05	2.56	1.30
H <sub>2</sub> O-	0.20	0.64	1.88
Total	100.04	100.09	99.43
分析者	石橋 澄	松本幡郎	NURUYU Katsusuke

1:カリウムに富む高アルミナ玄武岩(久米路橋)  
2:灰長石含有ビクタイト質玄武岩(湧池)  
3:カリウムに富む高アルミナ玄武岩(虚空蔵山)

いる。角礫はいずれも黒色緻密な安山岩である。最も北に分布する除沢と小沢の合流部近くでは、5mほどの火山性中粒-粗粒砂岩の上位に最大径60cmの亜角礫からなる凝灰角礫岩が発達する。

本部層を構成する安山岩は、塩基性の安山岩-玄武岩である。水篠橋付近の本部層中の角礫を鏡下で観察すると次のような特徴がある(第I図版2)。斑晶は斜長石が多く他の鉱物が少ない。斜長石は新鮮で自形を示し、アルバイト双晶が多く、累帯構造はまれである。集斑状をなすものもある。普通輝石は新鮮であるが少ない。かんらん石は緑泥石化している。石基は短冊状-針状の斜長石がガラス基流晶質の組織を構成する。普通輝石は粒状である。

本部層を構成する岩石の岩質について TAKESHITA(1975)は、第10表のような化学組成を示し、これらはカリウムに富む高アルミナ玄武岩であり、初源的なカリウムに富む高アルミナ玄武岩マグマの早期における結晶分化の産物であると推定した。なかでも、湧池の灰長石含有ピクライト質玄武岩の存在は、早期に灰長石とかんらん石が分離することによって急速にアルカリに富んでいったことを示し、これはアルカリ玄武岩マグマの分化経路に似ていると考えた。

**対比** 本図幅では、地層の連続性と岩相岩質の類似性を基に、犀川右岸地域の虚空蔵山や牧田中に分布する火砕岩層を同一の岩層として扱った。本部層は聖山火山の初期活動に伴う噴出物と考えることができる。一方、北部の虫倉山西部の飯縄山など荒倉火砕岩部層の初期活動も、時期的に同じ頃と推定される。

### III. 12. 3 <sup>じょうした</sup>城下砂岩礫岩部層

**命名** 八木・八木(1958)。

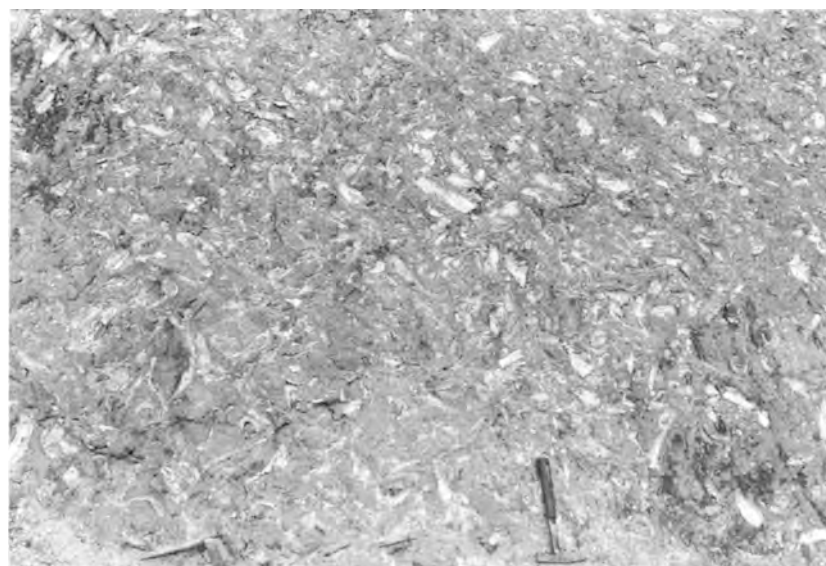
**模式地** 信州新町城下から長野市笹平にかけての地域。



第25図 城下砂岩礫岩部層の砂岩層(信州新町本内穴平)



第26図 城下砂岩礫岩部層の細砂層(大岡村聖川汲)



第27図 城下砂岩礫岩部層上部のカキ層(中条村日高百瀬)

**分布** 模式地周辺の土尻川下流域，長野市笹平から新町にかけての犀川両岸地域，信州新町竹房から大岡村甲にかけての地域に分布する。

**層序** 大久保砂岩泥岩部に整合に重なり，赤田層や大岡土石流堆積物によって不整合に覆われる。分布域における大久保砂岩泥岩部層との境界は，火山起源の砂粒を多量に含む粗粒堆積物の出現をもって本部層の下限とした。久米路火砕岩部層は，本部層に挟在し広域にわたって分布するため，良い鍵層と



第11表 城下砂岩礫岩部層産の軟体動物化石(富沢, 1962b)

中条村五十里分校跡付近	
<i>Anadara amacula</i> (YOKOYAMA)	<i>Glycymeris yamasakii</i> (YOKOYAMA)
<i>G. minochiensis</i> (YOKOYAMA)	<i>Patinopecten yessoensis</i> JAY
<i>P. yamasakii</i> YOKOYAMA	<i>Cardium ciliatum</i> FABRICIUS
<i>Dosinia japonica troscheli</i> LISCHKE	<i>Conchocele nipponica</i> (YABE and NOMURA)
<i>Mercenaria</i> sp.	<i>Mactra</i> sp.
<i>Saxidomus purpuratus</i> (SOWERBY)	<i>Spisula sachalinensis</i> (SCHRENCK)
<i>Mya donaciformis</i> KURODA	<i>Turritella saishuensis</i> (YOKOYAMA)
<i>Neptunea modesta</i> KURODA	<i>Ancistrolepis fragilis</i> KURODA
<i>Lunatia</i> sp.	<i>Suavodrillia</i> (?) sp.
<i>Linthia nipponica</i> YOSHIWARA	<i>Echinarachnius naganensis</i> MORISHITA
中条村市之瀬北の裏の沢	
<i>Anadara amacula</i> (YOKOYAMA)	<i>Glycymeris yamasakii</i> (YOKOYAMA)
<i>G. minochiensis</i> (YOKOYAMA)	<i>Patinopecten yamasakii</i> (YOKOYAMA)
<i>P. yessoensis</i> (JAY)	<i>Ostrea gigas</i> THUNBERG
<i>Mercenaria chitaniana</i> (YOKOYAMA)	<i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD)
<i>Conchocele nipponica</i> (YABE and NOMURA)	<i>Chinocardium ciliatum</i> (FABRICIUS)
<i>Dosinia</i> sp.	<i>Natica</i> sp.
<i>Linthia nipponica</i> YOSHIWARA	<i>Echinarachnius naganensis</i> MORISHITA

なっている。

**層厚** 笹平から犀川に沿って新町に至る地域が最も厚く1,000m, 犀川以東では急激に薄くなり, 長野盆地の西縁には分布しない。

**岩相** 一般に中粒-粗粒の塊状砂岩層と礫岩層からなる(第25図)。下部は砂岩層が優勢で, 風化して黄褐色を示す。この砂岩層には, サンドパイプやカキの化石層, 団塊状の貝化石密集部などが良く発達する。また除沢下流には, 層厚40-50cm以下の亜炭層が数枚挟まれる。この亜炭層の層準は, 花倉にも発達し, かつて炭坑として採掘していた(八木・八木, 1958)。下部の砂岩層のもう一つの特徴は, 久米路火砕岩部層を挟有する層準を中心にして, 火山性起源の砂粒あるいは砂層が良く発達することである。この砂層は, 黒色細粒-中粒の塊状砂層で, 径0.2-0.5mmの丸味を帯びた普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・スコリア質の黒色岩片などを主体に構成され, 石英や長石の粒子が少ない結晶質の安山岩質火山灰を主体とした砂層である。チャートや粘板岩などからなる細礫-中礫層は, 下部の所々に挟在し, 南西部の信州新町牧田中や中牧では礫層が優勢の部分も見られる。

上部は礫層の発達が良い(第26図)。細礫-中礫の円礫層は, チャート・粘板岩・砂岩・安山岩・ひん岩などの礫と, 中粒-粗粒の砂岩の基質から構成され, 固結度が比較的良好。また, 上部にはカキ層の発達が良好。城下から百瀬にかけての城下向斜の両翼に沿って, カキ層が連続する。百瀬の西では, 層厚1-3mのカキ層が7枚確認される(第27図)。

**化石** 本部層下部は, 一般に軟体動物化石が豊富であり, 第11表のような化石が報告されている(富沢, 1962b)。上部はカキ化石を多産する。また, 土尻川支流の裏沢の本層下部からステゴロホドン象化石の新種(*Stegolophodon shinshuensis* n. sp.)が発見されている(Fossil Elephant Research Group, 1979)。

**対比** 本部層に挟在する久米路火砕岩部層は、荒倉山火砕岩部層の下部及び聖山安山岩に対比される。したがって、本部層は荒倉山火砕岩部層や広瀬泥岩部層の同時異相と考える。八木・八木(1958)や富沢(1962a, b)の五十里砂岩層と城下砂岩礫岩層の両層を合わせたものが、本部層に相当する。富沢(1962b)は、城下砂岩礫岩層を猿丸層に対比している。

### III. 12. 4 広瀬泥岩部層

**命名** 矢野・村山(1976)。

**模式地** 長野市広瀬の達橋下流250mから上ヶ屋隠滝に至る達橋沢を模式地とするが、本図幅地域では裾花大橋西。

**分布** 長野市山田中東繁から滝屋にかけての地域、裾花大橋から栃ノ木・小野平・陣場平山・舟谷の北にかけての地域、戸隠村坪山から積沢の南にかけての地域。

**層序** 下位の久保砂岩泥岩部層を整合に覆い、上位の荻久保砂質泥岩部層に整合に覆われる。本部層は荒倉山火砕岩部層と指交関係の碎屑岩類で、本図幅地域は指交する地域に当たる。したがって、荒倉山火砕岩部層の下部に挟在する部分、荒倉山火砕岩部層の下部層と上部層との間に挟在する部分、荒倉山火砕岩部層の上部層に挟在する部分との3層準に本部層が発達する。本図幅ではこれらを仮りに、下位より下部層・中部層・上部層と呼ぶことにする。

**層厚** 下部層200m、中部層200-250m、上部層50m。

**岩相** 暗灰色泥岩や暗青灰色凝灰質砂質泥岩を主体とするが、しばしば安山岩質凝灰岩層・火山礫凝灰岩層・凝灰角礫岩層・火山円礫岩層を挟有している。中部層は裾花ダムから陣場平山西方まで良く連続して分布することから、荒倉山火砕岩部層の下部層と上部層との間に火山活動の休止期があったことを示している。

**化石** 山田中栃ノ木における本部層の下部層から、次の化石が報告されている(矢野, 1981b)。

*Anadara amicula* (YOKOYAMA)

*Anadara* sp.

*Chlamys* sp.

*Lucinoma annulata* (REEVE)

*Mercenaria chitaniana* (YOKOYAMA)

*M.?* sp.

**対比** 本部層は荒倉山火砕岩部層と指交関係にあり、城下砂岩礫岩部層に対比される。また、鈴木(1938)の柵砂岩礫岩層、八木・八木(1958)や斎藤ほか(1960)の荻久保砂岩泥岩層の下半部、SAITO(1961)の高府層上半部は、本部層に相当する。

### III. 12. 5 荒倉山火砕岩部層

**命名** 竹下ほか(1960)。鈴木(1938)は柵集塊岩層と呼んだ。

**模式地** 長野市小鍋下小鍋から荻久保入口までの県道沿い地域及び裾花ダムの両岸。

**分布** 本図幅の北西部を占める陣場平山と虫倉山の山塊に広く分布する。

**層序** 下位の久保砂岩泥岩部層を整合に覆い、上位の荻久保砂質泥岩部層・猿丸下部砂岩礫岩部層・猿丸上部砂岩礫岩部層とはアバット関係を示す。矢野・村山(1976)は、陣場平山南西方から虫倉山・荒倉山にかけて下位層を不整合に覆うと結論した。



第28図 荒倉山火砕岩部層の下部層(長野市下小鍋)

本部層は、構成岩石の種類や岩相の差異に基づき、下部層と上部層に区分される(矢野, 1981b)。

**層厚** 下部層は350-900 mを示し虫倉山北東部で最厚となり、ここから離れるにつれ薄くなる。上部層は450-1,100 mを示し、戸隠村蔵が川付近で最厚となる。

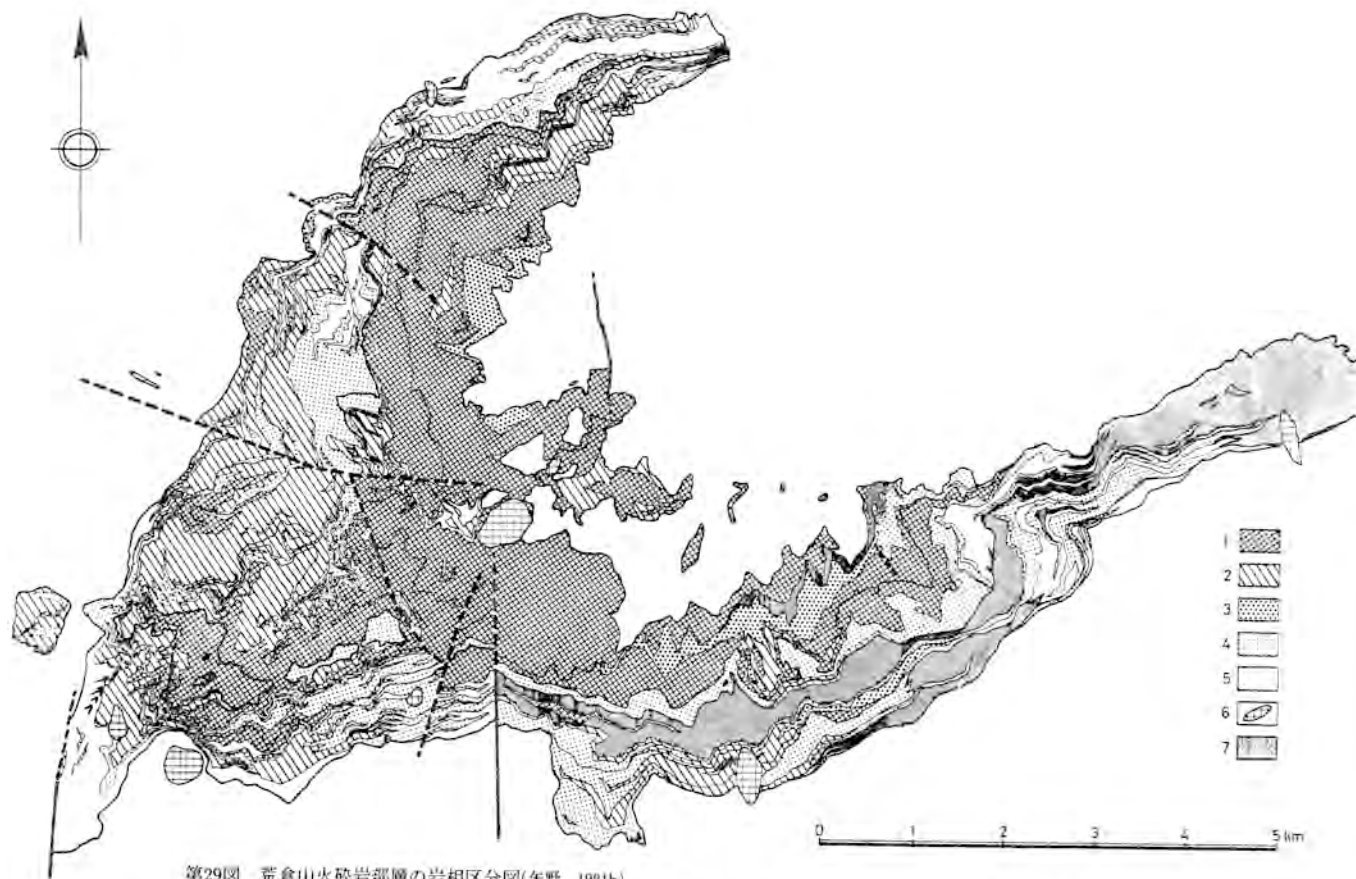
**岩相** 本部層は、大量の安山岩溶岩と同質の火砕岩からなり、虫倉山と陣場平山の両山塊を構成する(第28図)。第29図は矢野(1981b)によって公表された本部層の詳細な岩相区分図である。これによっても下部層が岩相や層厚など複雑で変化に富むのに対して、上部層は岩相や層厚変化が比較的単調であることが分かる。以下、矢野(1981b)の成果に基づいて記述する。

下部層は、塊状溶岩・自破砕溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩など多様な岩相からなるが、自破砕溶岩や凝灰角礫岩などが大部分を占め、下部層を特徴づける。虫倉山から鬼無里村親沢付近はほとんど溶岩で構成され、ここから周辺部に向かって火砕岩が発達する。これらを構成する岩石は、かんらん石普通輝石安山岩と普通輝石安山岩からなり、一部に紫蘇輝石普通角閃石普通輝石安山岩・紫蘇輝石普通輝石普通角閃石安山岩・普通輝石普通角閃石安山岩・普通角閃石安山岩・紫蘇輝石普通輝石安山岩・普通角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩をレンズ状に挟有する。また、包有物として含斜方輝石単斜輝石斑れい岩・単斜輝石角閃石斑れい岩・かんらん石単斜輝石角閃石斑れい岩・角閃石斑れい岩・角閃石や斜長石の巨晶などが、紫蘇輝石普通輝石普通角閃石安山岩・紫蘇輝石普通角閃石普通輝石安山岩・普通輝石

第12表 荒倉山火砕岩部層最下部の飯縄山玄武岩の化学組成(八木・八木, 1958)

	1
wt. %	
SiO <sub>2</sub>	49.21
TiO <sub>2</sub>	0.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.74
FeO	4.66
MnO	0.28
MgO	3.54
CaO	10.54
Na <sub>2</sub> O	3.34
K <sub>2</sub> O	1.06
H <sub>2</sub> O+	1.15
H <sub>2</sub> O-	0.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37
Total	100.19
分析者	松本幡郎

1: 普通輝石かんらん石玄武岩(小川村飯縄山中腹)



第29図 荒倉山火砕岩部層の岩相区分図(矢野, 1981b)

1:塊状溶岩, 2:自破砕溶岩, 3:火山角礫岩, 4:凝灰角礫岩, 5:火山礫凝灰岩・凝灰岩, 6:貫入岩類, 7:礫層岩類。

模様部の中の太めの実線は荒倉山火砕岩層下部層と上部層との境界を示す。

第13表 荒倉山火砕岩部層最下部の火山岩の化学組成 (TAKESHITA and OJI, 1968; TAKESHITA, 1975)

	1	2	3	4	5	6	7
wt. %							
SiO <sub>2</sub>	51.90	55.80	54.24	47.32	39.92	43.74	52.85
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.83	0.57	0.73	1.86	1.11	1.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.25	18.88	18.70	19.79	17.37	20.33	17.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.65	3.78	3.66	5.21	7.31	4.66	5.19
FeO	3.39	3.52	3.68	3.67	6.17	6.30	3.94
MnO	0.07	0.13	0.15	0.11	0.11	0.21	0.16
MgO	3.06	3.12	3.46	4.51	8.93	6.26	4.71
CaO	8.99	7.63	7.14	11.19	15.69	12.51	8.21
Na <sub>2</sub> O	3.03	2.62	2.75	2.19	1.18	1.59	2.14
K <sub>2</sub> O	1.80	1.96	2.40	1.05	0.38	0.40	1.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.26	0.24	0.22	tr.	0.32	0.23
H <sub>2</sub> O+	2.06	1.26	1.91	2.87	0.54	1.38	1.52
H <sub>2</sub> O-	2.70	0.54	1.02	1.54	0.88	0.82	0.86
Total	99.81	100.33	99.92	100.40	100.34	99.63	100.00
分析者	NURUYU Katsusuke	応地善雄	応地善雄	応地善雄	応地善雄	応地善雄	応地善雄

- 1:長野市七二会流尾の角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩(下部層)  
 2:戸隠村平出沢のカルクアルカリ質安山岩(上部層)  
 3:戸隠村土合の紫蘇輝石普通輝石安山岩(上部層)  
 4:長野市七二会流尾における不均質溶岩中のドレライト質のシュリーレン  
 5:長野市小鍋近くの安山岩質凝灰岩中に噴出物として存在する優黒質角閃石斑れい岩  
 6:陣場平山地蔵峠の安山岩質凝灰岩中に噴出物として存在する優白質角閃石斑れい岩  
 7:戸隠村土合の3の溶岩に包有物として存在する普通輝石角閃石ひん岩

普通角閃石安山岩・普通角閃石安山岩にしばしば含まれる。

上部層は、塊状溶岩が大部分を占め、自破砕溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩などを伴う。溶岩は戸隠村蔵が川から追通付近に発達し、周辺には火砕岩が発達する。これらの岩石は、主に紫蘇輝石普通輝石安山岩と普通角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩の繰り返しからなる。包有物として、角閃石斑れい岩や角閃石巨晶(最大3cm)が含まれる。

第12表は本部層の最下部に当たる小川村飯縄山玄武岩の化学組成である(八木・八木, 1958)。また、荒倉山火砕岩部層を構成する岩石とそれに含まれる包有物の化学組成を第13表に示す(TAKESHITA and OJI, 1968; TAKESHITA, 1975)。

化石 虫倉山西部における下部層の火山礫凝灰岩から次の化石が報告されている(矢野, 1981b)。

<i>Haliotis</i> sp.	<i>Notoacmaea asperulata</i> (YOKOYAMA)
<i>N.</i> sp.	<i>Calyptrea</i> sp.
<i>Glycymeris</i> cf. <i>yamasakii</i> (YOKOYAMA)	
<i>Chlamys</i> (s. s.) cf. <i>hatai</i> (MASUDA and AKUTSU)	
<i>C.</i> sp.	<i>Monia</i> sp.
<i>Mercenaria</i> cf. <i>chitamiana</i> (YOKOYAMA)	<i>Callista chinensis</i> (HOLTEN)
<i>Balanus</i> sp.	Bryozoa

### Ⅲ. 12. 6 荻久保砂質泥岩部層

**命名** 鈴木(1938)の荻久保砂質頁岩層に基づく。

**模式地** 長野市と戸隠村の境界にあたる裾花川支流大沢下流域。第30図に示す川下の西の大露頭は模式露頭である。

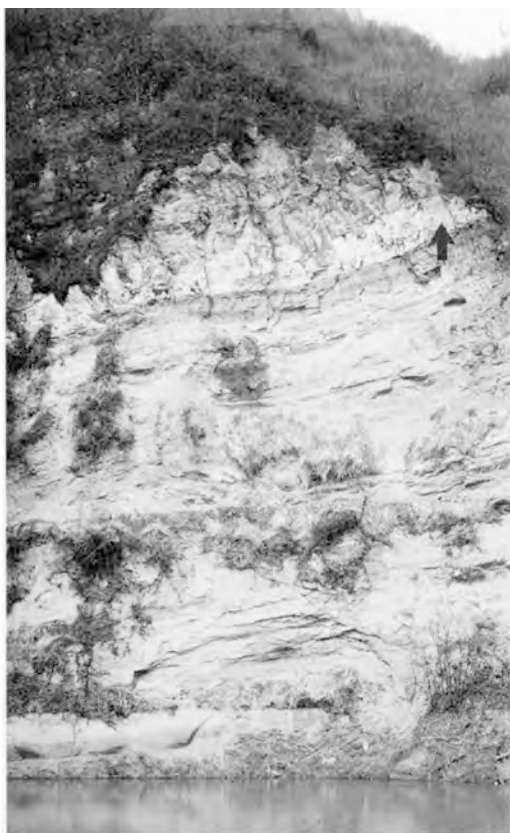
**分布** 陣場平山の北斜面に当たる戸隠村祖山中組・積沢・九竜・平出付近に分布。

**層序** 分布域の北東部では、広瀬泥岩部層に整合、上位の猿丸下部砂岩礫岩部層に整合に覆われる。南西部では下位の荒倉山火砕岩部層にアバットする。

**層厚** 約250m.

**岩相** 暗灰色-暗青灰色の砂質泥岩層を主体とし、砂岩層や礫岩層を伴う。砂質泥岩層は塊状を示し、上部ほど砂質となる。上部には軽石質凝灰岩層や凝灰質シルト層を挟有し、軽石や黒雲母を含んでいる。荒倉山火砕岩部層に近い部分には、淘汰の悪い安山岩の歪角礫-亜円礫からなる巨礫岩層が発達する。この巨礫岩は、径数m以下の荒倉山火砕岩部層の上部層起源の礫から構成されている。この巨礫岩とその意義については、矢野(1981a)が詳しく論じている。

**化石** 本部層は豊富な動物化石を産出し、これらは下楡木化石動物群(富沢, 1958)と呼ばれている。富沢(1962)は第14表、矢野(1981a)は第15表のような化石をそれぞれの場所から報告している。そして、



第30図 戸隠村川下における荻久保砂質泥岩部層の模式露頭(上部の白い地層が猿丸下部層の下底に当たる凝灰岩(矢印)。これより下位が荻久保砂質泥岩部層)

第14表 萩久保砂質泥岩部層産の化石 (富沢, 1962b)

下榆木東方の中粒砂岩	
<i>Patinopecten tryblium</i> (YOKOYAMA)	<i>Chlamys</i> sp. KURODA (1931)
<i>Mya japonica</i> JAY	<i>Panope japonica</i> A. ADAMS
<i>Acmaea sigaramiensis</i> MAKIYAMA	<i>Polinices (Glossaulax)</i> sp.
<i>Solen</i> sp.	
下榆木西方の灰色粗粒砂岩	
<i>Patinopecten tryblium</i> (YOKOYAMA)	<i>Modiola difficilis</i> (KURODA and HABE)
<i>Acmaea sigaramiensis</i> MAKIYAMA	
蘇虫類・エビの触角・ウニの棘	
川下の西の砂質泥岩と細粒砂岩	
<i>Glycymeris yamasakii</i> (YOKOYAMA)	<i>Anadara amicula</i> (YOKOYAMA)
<i>Dosinia angulosa</i> (PHILIPPI)	<i>Patinopecten tryblium</i> (YOKOYAMA)
<i>P. yamasakii</i> (YOKOYAMA)	<i>Chlamys cosibensis</i> (YOKOYAMA)
<i>C. swiftii etchegoini</i> (ANDERSON)	<i>C. sp.</i> KURODA (1931)
<i>Solen grandis</i> DUNKER	<i>Tectulla pallida</i> (GOULD)
<i>Mercenaria sigaramiensis</i> (MAKIYAMA)	<i>Crenella formicata</i> YOKOYAMA
<i>Tugalia gigas</i> (MARTENS)	<i>Periploma</i> sp.
<i>Turritella saishuensis</i> YOKOYAMA	<i>Natica severa</i> GOULD
<i>Haliotis kamschatkana koyamai</i> MAKIYAMA	<i>Echinarachnius microthyroides</i> NISHIYAMA
フジツボ類の破片, エビの触角, 植物化石片	
下祖山中組の県道傍	
<i>Patinopecten tryblium</i> (YOKOYAMA)	<i>P. yamasakii</i> (YOKOYAMA)
<i>Mercenaria chitaniana</i> (YOKOYAMA)	<i>M. sigaramiensis</i> YOKOYAMA
<i>Clinocardium ciliatum</i> (FABRICIUS)	<i>C. sp.</i>
<i>Dosinia japonica troscheli</i> LISCHKE	<i>Anadara amicula</i> (YOKOYAMA)
<i>Glycymeris yamasakii</i> (YOKOYAMA)	<i>Sanguinolaria olivacea</i> (JAY)
<i>Macome</i> sp.	<i>Chlamys</i> sp. KURODA (1931)
<i>Turritella</i> sp.	

荒倉山火砕岩部層との不整合面に近い部分から化石を多産すると同時に *Haliotis*, *Littorina*, *Serpulorbis*, *Hydroides*, *Modiolus*, *Anomia*, *Monia*, *Coptothyris*, *Terebratella*, *Balanus* などの岩礁固着性生物種が豊富であることを指摘している (矢野, 1981a).

**対比と年代** 下榆木化石動物群は大桑-万願寺化石動物群にほぼ相当する (富沢, 1958). したがって, 本部層の年代は鮮新世前期である.

第15表 萩久保砂質泥岩部層産の化石(矢野, 1981a)

	1	2	3	4	5	6	7
Gastropoda							
<i>Haliotis</i> aff. <i>varia</i> (LINNÉ)						○	
<i>H.</i> sp.	○		○			○	
<i>Puncturella</i> (s.s) <i>noblis</i> A. ADAMS	○						○
<i>P.</i> sp.						○	
<i>Notoacmaea</i> sp.							○
<i>Calliostoma</i> sp.						○	
<i>Enida japonica</i> A. ADAMS						○	
<i>Homalopoma sangarensis</i> (SCHRENCK)							○
<i>Littorina</i> ( <i>Littorioaga</i> ) cf. <i>brevicula</i> (PHILLIP)				◎			
<i>Turritella saishuensis</i> YOKOYAMA	○						
<i>Serpulorbis shinanoensis</i> (YOKOYAMA)						○	
<i>Hydroides defrenatus</i> (YOKOYAMA)						○	○
<i>H.</i> sp.	○						
<i>Bittium</i> sp.				○			
<i>Cryptonatica janthostomoides</i> (KURODA and HABE)						○	
<i>Ancistrolepis trochooides</i> DALL	○						
<i>Neptunea</i> ( <i>Barbitonia</i> ) cf. <i>arthritica</i> (BERNARDI)				○			
<i>Neverita</i> sp.				○			
<i>Siphonaria</i> sp.	○						
<i>Tectura</i> cf. <i>asimiformis</i> (YOKOYAMA)	○						
Pelecypoda							
<i>Nucula</i> ? sp.							○
<i>Anadara amacula</i> (YOKOYAMA)					○	○	○
<i>Pseudogrammatodon dalli</i> (SMITH)							○
<i>Glycymeris yamasakii</i> (YOKOYAMA)						○	
<i>G.</i> cf. <i>yamasakii</i> (YOKOYAMA)						○	
<i>Modiolus difficilis</i> (KURODA and HABE)							◎
<i>Crenella</i> ? sp.				○			
<i>Chlamys</i> (s.s) <i>jousseaumei</i> BAVAY							○
<i>C.</i> (s.s) cf. <i>jousseaumei</i> BAVAY							○
<i>C.</i> (s.s) cf. <i>nipponensis</i> KURODA			○				
<i>C.</i> (s.s) cf. <i>sendaiensis</i> MASUDA			○				
<i>C.</i> (s.s) <i>tamurae</i> MASUDA and SAWADA			○				○
<i>C.</i> (s.s) <i>tanakai</i> AKIYAMA			○				
<i>C.</i> (s.s.) cf. <i>tanakai</i> AKIYAMA			○			○	○
<i>C.</i> ( <i>Mimachlomys</i> ) <i>nobilis</i> (REEVE)			○			○	○
<i>C.</i> sp.		○	◎			○	○
<i>Placopecten</i> (s.s) cf. <i>setanaensis</i> (KUBOTA)	○						
<i>Patinopecten</i> ( <i>Kotorapecten</i> ) <i>yamasakii yamasakii</i> (YOKOYAMA)						◎	○
<i>P.</i> ( <i>K.</i> ) cf. <i>yamasakii yamasakii</i> (YOKOYAMA)			○				
<i>P.</i> sp.							○
<i>Anomia cytaeum</i> GRAY						○	
<i>Monia</i> cf. <i>macrochisma</i> (DESHAYES)							○
<i>M.</i> <i>unbonata</i> (GOULD)							○
<i>M.</i> sp.							○
<i>Ostrea</i> ( <i>Crassostrea</i> ) <i>gravitesta</i> YOKOYAMA	○			◎			

1:中之地の北 2:母袋 3:田頭の北 4:九竜の北 5:積沢 6:積沢の北 7:中組

◎:abundant



第15表つづき

	1	2	3	4	5	6	7
<i>Lucinoma</i> aff. <i>acutilineata</i> (CONRAD)							○
<i>L.</i> <i>annulata</i> (REEVE)						○	
<i>L.</i> cf. <i>annulata</i> (REEVE)	○						
<i>L.</i> sp.		○					
<i>Conchocele bisectoides</i> KURODA	○	○					
<i>Cycladichama</i> ? <i>cumingi</i> (HANLEY)							○
<i>Montacuta</i> sp.							○
<i>Venericardia</i> sp.					○		
<i>Cardium</i> sp.		○					
<i>Laevicardium angustum</i> (YOKOYAMA)							○
<i>Clinocardium</i> cf. <i>ciliatum</i> (FABRICIUS)							○
<i>Maclromeris</i> sp.				○			
<i>Peronidia venulosa</i> (SCHRENCK)							○
<i>Macoma praetexta</i> (v. MARTENS)					○		
<i>Heteromacoma irus</i> (HANLEY)				○			
<i>Saletellina minoensis</i> (YOKOYAMA)						○	
<i>S.</i> ( <i>Nuttallia</i> ) <i>petri commoda</i> (YOKOYAMA)			○				
<i>Solen grandis</i> DUNKER							○
<i>S.</i> sp.						○	
<i>Trapezium</i> sp.							○
<i>Mercenaria</i> cf. <i>chitoniana</i> (YOKOYAMA)							○
<i>M.</i> cf. <i>yokoyamai</i> (MAKIYAMA)	○						○
<i>M.</i> sp.							○
<i>Paphia</i> sp.				○			○
<i>Dosinia</i> ( <i>Phacosoma</i> ) <i>japonica</i> REEVE						○	
<i>Callista chinensis</i> (HOLTEN)							○
<i>Cyclina</i> (s.s.) <i>sinensis</i> GMELIN				○			
<i>Mya</i> ( <i>Arenomya</i> ) <i>grewingki</i> var. <i>elongata</i> NAGAO and INOUE					◎		
<i>M. japonica</i> JAY				◎			
<i>Panope japonica</i> A. ADAMS						○	
<i>Pandora</i> ? sp.						○	
<i>Thracia hitosaoensis</i> NOMURA						○	
<i>T.</i> <i>komayashikiensis</i> HATAI						○	
<i>T.</i> sp.							○
Brachiopoda							
<i>Coptothyris grayi</i> (DAVIDSON)						○	◎
<i>C.</i> cf. <i>grayi</i> (DAVIDSON)			○				
<i>C.</i> ? <i>grayi</i> (DAVIDSON)		○					
<i>C.</i> sp.							○
<i>Terebratella</i> sp.							○
Cirripedia							
<i>Balanus</i> cf. <i>amphitrite communis</i> DARWIN	○						
<i>B.</i> cf. <i>rostratus</i> HOEK							○
Bryozoa	○						○
Echinoidea						○	○

### III. 13 猿丸層

猿丸層は本図幅地域の北西部に小分布し、新第三系の最上部を占めている。本来の分布域は、北隣の「戸隠」図幅地域内であり、分布域の南西端が本図幅にかかっている。猿丸層は本間(1931)以来、柵層の一部層として扱われてきたが、富沢(1962)以後累層として柵層から独立させる研究者が多くなった。猿丸層は、下位より猿丸下部砂岩礫岩部層と猿丸上部砂岩礫岩部層の2部層から構成される。

#### III. 13. 1 猿丸下部砂岩礫岩部層

**命名** 八木・八木(1958)。猿丸層の名称は鈴木(1938)によるが、下部・上部に区分したのは八木・八木(1958)に始まる。

**模式地** 長野市と戸隠村の境界に当たる大沢及び荻久保から猿丸へかけての道路沿い。

**分布** 戸隠村祖山中組から上組の南にかけての地域。

**層序** 下位の荻久保砂質泥岩部層に整合に重なり、上位の猿丸上部砂岩礫岩部層に整合に覆われる。しかし、分布域の南西端では、荒倉山火砕岩部層にアバットする。本図幅地域では、 $t_1$ 凝灰岩層(斎藤, 1957)下底から $t_2$ 凝灰岩層(斎藤, 1957)下底までを、猿丸下部砂岩礫岩部層とする。

**層厚** 100-150m。

**岩相** 暗青灰色-黄褐色の細粒-中粒砂岩層を主体とし、細礫-中礫の礫層や酸性凝灰岩層を挟有する。下位の荒倉山火砕岩部層に近い場所には、荻久保砂質泥岩部層と同様の巨礫岩層が発達する。最下部の $t_1$ 凝灰岩層は、層理の発達する軽石質の細粒凝灰岩層で、厚さ数m-5mを示す。砂岩層に挟在する礫岩層は、チャート・粘板岩・砂岩などの古期岩類を主体とする。上部になるほど粗粒となり、礫混じりあるいは礫岩層を挟有するようになる。

**化石** 本図幅地域からの化石産出は少ない。富沢(1962)は、戸隠村土合の東から *Mya japonica* (JAY), *Macoma incongruus* (MARTENS), *Tellina* (*Moerella*) sp., *Nitica* sp. を報告している。

#### III. 13. 2 猿丸上部砂岩礫岩部層

**命名** 八木・八木(1958)。

**模式地** 長野市と戸隠村の境界に当たる大沢及び荻久保から猿丸へかけての道路沿い。

**分布** 戸隠村祖山上組付近。

**層序** 本図幅地域では、下位の荒倉山火砕岩部層にアバットする $t_2$ 凝灰岩層より上位層を、猿丸上部砂岩礫岩部層とする。

**層厚** 100-150m。

**岩相** 中粒砂岩層や礫混じり砂岩層を主とし、下位の荒倉山火砕岩部層に近い部分には、巨礫岩層が発達する。下底の $t_2$ 凝灰岩層は大きな軽石を含む白色の軽石質凝灰岩層で層厚5-10mと厚く、土合や上組の南東に分布する。

**化石** 本図幅地域からは化石が産出していない。

**対比** 本図幅地域には、猿丸上部砂岩礫岩部層の下半部が分布し、上半部は分布しない。

### III. 14 赤 田 層

**命名** 新称.

**模式地** 長野市赤田鹿の入池から名知不池にかけての道路わき及び信更町仙石の北.

**分布** 赤田の名知不山(ゴルフ場)周辺の鹿の入池から名知不池・犬石・小山田池・松山にかけての地域. 信更町目洗石から虚空蔵山へかけての山地斜面.

**層序** 分布域北東部では、下位の裾花凝灰岩部層・論地泥岩部層・大久保砂岩泥岩部層・聖山安山岩を不整合に覆っている。南西部では、下位の久米路火砕岩部層と断層又は不整合関係で接し、上位の灰原層に不整合に覆われる。

**層厚** 80-100m.

**岩相** 全体としてはシルト層・砂層・礫層が主体をなすが、下部には火砕岩類が発達する。仙石の北では径5-20cmの安山岩円礫層の上に層厚80m以上の凝灰岩層が発達する。この凝灰岩層は、下部50mほどが紫灰色の粗粒軽石凝灰岩層でデイサイト-流紋岩の角礫や径数cmの花崗岩質の礫を含み、上部30mは肌色-黄褐色の軽石凝灰岩層で径数cmの軽石やデイサイト礫を多含する。目洗石では、著しく風化した凝灰角礫岩層や火山礫凝灰岩層が層厚20mほど発達する。一方、分布域の北東部には上部が露出する。鹿の入池の北の道路沿いには、シルト層・砂質シルト層・凝灰質シルト層・砂礫層が層厚30m以上発達し、安山岩質の粗粒の火山灰などを挟有する。有旅大池の南には、礫岩層・砂岩層・シルト層が分布する。礫は径10cm以下のものが多く新鮮で、礫種は安山岩・流紋岩・凝灰岩が多く、径の小さいものとしてチャートや粘板岩などの古期岩類が混じる。砂層は石英や黒雲母が多く、裾花凝灰岩部層起源と推定される。以上のように、本部層の岩相は、場所によって岩相に大きな差異が認められる。

**対比** 聖山安山岩と篠山火山岩とに挟まれるので、ほぼ猿丸層に対比される地層と考える。

### III. 15 篠 山 火 山 岩

**命名** 八木(1943)の篠山溶岩に基づく。

**模式地** 篠山北斜面の篠山林道及び高雄山北西斜面の林道.

**分布** 篠山の北西斜面を中心に、南は高雄山の北西斜面、北は名知不山周辺に分布する。

**層序** 篠山や高雄山では下位の聖山安山岩を不整合に覆い、北部の赤田では赤田層を不整合に覆う。そして灰原層や大岡土石流堆積物に覆われる。

**層厚** 篠山付近で最も厚く250m.

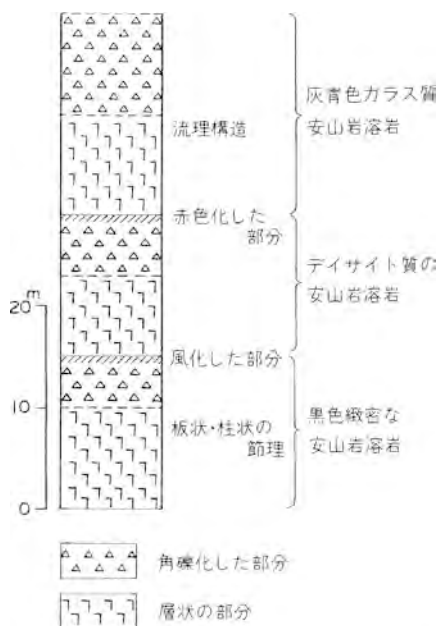
**岩相** 輝石安山岩の溶岩と同質の凝灰角礫岩・火山角礫岩からなる。岩質はデイサイト質の安山岩から玄武岩質の安山岩まで各種あるが、黒色細粒の緻密な玄武岩質安山岩が広く分布する。篠山林道の黒色安山岩を、鏡下(第I図版4)で観察すると斜長石以外の斑晶が少ない。斜長石は自形、柱状-卓状を

第16表 篠山火山岩の玄武岩の化学組成 (TAKESHITA, 1975)

	1	2
wt. %		
SiO <sub>2</sub>	48.96	45.71
TiO <sub>2</sub>	0.94	1.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.55	22.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.63	4.10
FeO	6.22	4.48
MnO	0.22	0.21
MgO	4.35	3.98
CaO	10.48	11.14
Na <sub>2</sub> O	2.18	2.20
K <sub>2</sub> O	0.50	0.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.23
H <sub>2</sub> O+	2.22	3.38
H <sub>2</sub> O-	0.41	0.37
Total	99.89	99.75
分析者	石橋 澄	石橋 澄

1: 篠山山頂の西の紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石玄武岩  
2: 篠ノ井有旅犬石の斜長岩質玄武岩

示し、アルバイト双晶が多く累帯構造を示すものは少ない。普通輝石は自形-半自形で、集斑状をなすものがある。紫蘇輝石は認められない。かんらん石は小さく粒状を示している。石基は結晶度が高く短冊状の斜長石と粒状の普通輝石が、ピロタキシティック組織を示す。TAKESHITA(1975)は、第16表の篠山火山岩の化学組成を公表している。



第31図 篠山火山岩の溶岩(高雄山北西の林道)

高雄山北西斜面の林道では、溶岩流の表面が著しく風化し赤色を呈していて第31図のような層序が観察される。聖川沿いの大森と小田原の間では、下位に凝灰角礫岩層(層厚5m+)上位に径0.5cm大の輝石を多含する灰黒色の安山岩溶岩(層厚20m+)が重なる。

対比 八木(1943)の篠山溶岩及び赤田溶岩は、本火山岩に相当する。

### III. 16 貫入岩類

千曲川以西地域には、上部中新統及び鮮新統を貫く貫入岩類が小分布し、岩質からこれらはひん岩と安山岩に区分できる。

#### ひん岩

本図幅地域の南西部の更埴市桑原荏沢川・中区霊静山・大岡村中牧小沢及び北西部の戸隠村宮浦の4



第32図 城下砂岩礫岩部層を貫くひん岩(信州新町中牧小沢の採石場)

箇所分布する。

桑原窪沢川と中区に露出する岩体は、ともに裾花凝灰岩部層と桑原火山岩との境界に貫入している。窪沢川の岩体は、一部変質しているが全体に新鮮である。霊諍山の岩体は、寺山側にかつての石切場があり、淡緑色の新鮮なひん岩が露出するが、他の場所では茶褐色に変質し源岩が分からないほどである。旧石切場のひん岩は、径0.5-1cmの斜長石、角閃石、石英を含んでいる。

大岡村小沢の岩体は、城下砂岩礫岩部層を貫いている。第32図に示すように板状節理が発達する暗青色のひん岩である。

戸隠村宮浦の岩体は、猿丸上部砂岩礫岩部層と荒倉山火砕岩部層の上部層との境界部に貫入する。岩体は柱状節理が発達し、岩質は普通角閃石紫蘇輝石普通輝石ひん岩(矢野, 1981a)である。この貫入岩体と熱水変質帯について矢野(1981a)は詳しく論じている。

### 安山岩

長野市西長野郷路山と虫倉山及び陣場平山には、安山岩質の貫入岩体が分布する。

郷路山の岩体は、裾花凝灰岩部層を貫いている。灰紫色で大きな斑晶が目立たない含普通輝石角閃石紫蘇輝石安山岩で、柱状節理が発達し、岩体の周りを崖錐が覆っている。鏡下では斜長石・紫蘇輝石・酸化角閃石・普通輝石・磁鉄鉱の斑晶が認められ、石基はハイアロピリティック組織を示し、クリストバル石・隣灰石・ソーダ輝石を含んでいる(八木・八木, 1958)。

虫倉山や陣場平山に分布する岩体は、いずれも荒倉山火砕岩部層の下部層を貫く岩体である。矢野(1982b)によれば、中条村御山里の丸山、梅木の北東、長野市七二会平出の採石場などの岩石は普通角閃石安山岩、小川村味大豆東方の沢口採石場の岩石は、含紫蘇輝石含普通輝石普通角閃石安山岩である。

### III. 17 滝本層

**命名** 森本ほか(1966).

**模式地** 長野市松代町滝本南，林道東豊線沿いの露頭.

**分布** 模式地周辺に断片的に分布するのみ.

**層序** 広義の保基谷岳火山岩類に不整合に重なる.

**層厚** 50m 以下(模式地では約5m).

**岩相** 見掛け上最下位に灰色-灰褐色泥岩があり，順次，中粒砂層，砂礫層と重なり上方粗粒化の岩相を呈する．砂層及び砂礫層中に含まれる礫は，保基谷岳火山岩の一部に相当する玄武岩，ひん岩及び黒色泥岩の角礫が主である．局所的に生じた陸水成堆積物である．一部急傾斜を示すが，沢村ほか(1967)の指摘にあるように堆積時の偽傾斜を示すと考えられる．

**化石** 最下位泥岩層から以下の植物化石(葉片)が報告されている(鈴木敬治同定，森本ほか，1966).

*Fagus crenata* BLUME, *Quercus* cf. *scrata* THUNBERG, *Q.* (*Cyclobalanopsis*) sp.

**対比** 森本ほか(1966)は，植物化石群が指示する気候はやや温和で，時代は第四紀の多摩期よりは確実に古く，第四紀初期か，中新世後期-鮮新世初期のいずれかの可能性が大きいこと，岩相が豊野層(上水内郡北部，長野盆地北西線に分布する当時第四紀初期と考えられていた湖成層)に類似すること，及び下位層との不整合関係から，奇妙山の浸食がかなり進んだ洪積世初期頃と推定した．斎藤(1970)も岩相から豊野層に対比している．一方，沢村ほか(1967)は，豊野層は飯縄火山活動期に堆積したもの(斎藤ほか，1960)なので，滝本層はこれより古く鮮新世であると考えた．松田(1967)も，保基谷岳火山岩類(鮮新世)噴出に伴って生じた凹所に堆積した鮮新世の陸水成堆積物と推定した．

## IV. 第四系

本図幅地域における第四系は，千曲川や犀川の流れる長野盆地内及び盆地の縁に広く分布する．一方，西側山地や河東山地では，河川沿いや山地斜面の所々に第四系が小分布する．また，この第四系は，時代が新しいものほど広く分布し，完新統が長野盆地内の平坦地を広域に覆っている．

これらの第四系は，下部更新統，中部更新統，上部更新及び完新統に区分される．下部更新統には，長野市信更町に広く分布する灰原層，長野市安茂里に小分布する西河原層，長野市松代滝本に小分布する滝本層(?)がある．灰原層と西河原層は，長野盆地の西縁付近に分布し，くさり礫層や溶結凝灰岩層を挟有する特異な地層である．

中部更新統には，豊野層・四野宮層・皆神山火山岩及び古期崩積堆積物や大町テフラ層の一部が含まれる．豊野層や四野宮層は，大峰面形成後における長野盆地の形成初期に，長野盆地の西縁部を中心に発達した湖成層である．皆神山火山岩は，35 万年前の溶岩円頂丘である．古期崩積堆積物は，大岡土石流堆積物が最も古く，大町テフラ層に覆われるが，柳沢土石流堆積物や古期姨捨土石流堆積物は，更新世中期末から後期にかけて形成されたものである．大町テフラ層の下部テフラ層は，約40-50 万年前の

降下火砕堆積物で、黒雲母を多含する鍵層(APm)を挟在するため、この地域の更新世中期の中頃を示す指標となっている。

上部更新統には、南郷層・高野層及び扇状地・段丘堆積物の一部が含まれる。南郷層は長野盆地内に形成された湖成堆積物で、盆地西縁に沿って分布する。高野層は、長野市信更町の高野盆地に分布する湖成層で、大町テフラ層の上部テフラ層の鍵層を挟在する。扇状地や段丘を構成する堆積物の多くは、更新世後期から完新世にかけて堆積したものである。

更新世中期の段丘・扇状地堆積物もあるはずであるが、古い段丘は保存が悪く、古い扇状地は盆地下に沈みまだ確認されていない。

完新統は、新期崩積堆積物・自然堤防堆積物・後背湿地堆積物・湿地堆積物・現河床堆積物などに区分される。新期崩積堆積物には、新期姨捨土石流堆積物や善光寺地震(1847年)によって生じた虚空蔵山崩壊堆積物、茶臼山地すべり・倉並地すべり・鬼無里地すべりなどの地すべり堆積物、崖錐性堆積物などが含まれる。自然堤防堆積物や後背湿地堆積物は、長野盆地内の千曲川や犀川沿岸に広く発達する。湿地堆積物は、谷底平野の堆積物で聖川や土尻川沿いに分布する。

#### IV. 1 灰 原 層

**命名** SAITO(1961).

**模式地** 長野市信更町東原市場周辺。

**分布** 信更町聖川以北の東原市場、田野口、灰原、高野、軽井沢周辺に分布する。

**層序** 下位の篠山火山岩、聖山安山岩、赤田層、久米路火砕岩部層を不整合に覆い、大岡土石流堆積



第33図 灰原層下部のくさり礫層(長野市信更町東原市場)

物や大町テフラ層に覆われる。

**層厚** 150-200m.

**岩相** 強風化した安山岩のくさり礫層を主体に、砂層やシルト層から構成され、間に酸性凝灰岩層や溶結凝灰岩層を挟有する。岩相や分布の差異によって、下部・中部・上部に3分することができる。下部層は、北東部の東原市場周辺に露出する、強風化した不淘汰の安山岩くさり礫層である(第33図)。くさり礫は、径5-20cmの円礫-垂円礫で、礫の形を残すがハンマーやスコップで簡単に破砕あるいは削ることができる。礫の色は赤黄紫青など様々な色を呈し、源岩の判定が困難である。このくさり礫層は、白色軽石質凝灰岩層や黒雲母を含む粗粒凝灰岩層などを数枚挟有する。中部層は、田野口の北西域を中心に分布する。岩相は不淘汰の安山岩礫層、中粒砂層、シルト層などからなり、上位ほど細粒となる。これらの間にも黒雲母を含む粗粒凝灰岩層や軽石質凝灰岩層を、数枚以上挟有する。上部層は、ホンダセーフティパーク付近、灰原周辺、高野盆地周辺など本層分布域の南西部を広く覆っている。下部や中部に比べて全体に細粒となり、砂層やシルト層が発達する。礫層は中礫以下で安山岩礫のほか、チャートや粘板岩などの古期岩類を多く含んでいる。全体に風化の程度は弱い。また、上部層を特徴づけるのは、溶結凝灰岩層を挟有することである。この溶結凝灰岩層は、東原市場-灰原間の県道沿い、信更中学校南西、田野口平林の北、小日向、高野の西などに分布し、層厚10-20mを示す。岩相は淡褐色で黒雲母、輝石、弱い溶結を示す軽石などを含む、よく固結したガラス質凝灰岩層である。本層が溶結を示さない部分も、各地に分布する。溶結凝灰岩層の上位には、第34図に示すような風化帯の発達する風成の火山灰層が重なる。これらの火山灰層の間には、凝灰質のシルト層などを挟有するが、碎屑性の堆積物を挟有しない。

**対比と年代** 礫層の発達、溶結凝灰岩の挟在、下位層との関係を考えると、長野市安茂里に分布する



第34図 溶結凝灰岩層の上位に重なる火山灰層に発達する小漸層(長野市信更町土区麻)





第35図 西河原層の礫岩層(長野県庁西の“白岩”)

西河原層によく類似している。また、本図幅地域の北に当たる戸隠村に分布する最上部猿丸層の溶結凝灰岩層のフィッシュントラック年代は、1.6-1.7Maを示している(鈴木・宮下, 1985)。

#### IV. 2 西河原層

**命名** 新称。

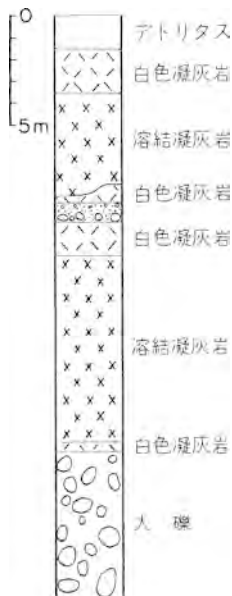
**模式地** 長野市安茂里西河原。

**分布** 長野市安茂里西河原西部山地の標高370-470mにかけての地域、長野県庁西の裾花川右岸“白岩”の2箇所の小分布する。

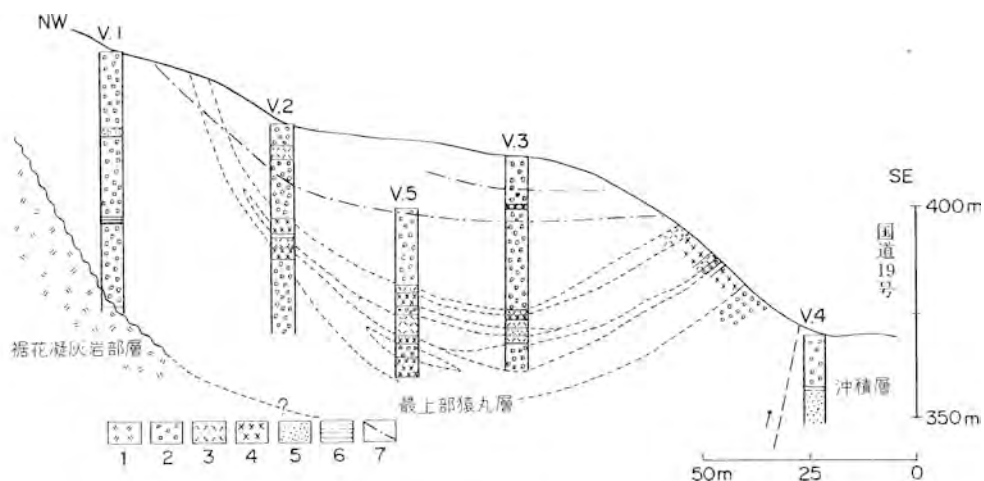
**層序** 裾花凝灰岩部層にアバットし、上位に豊野層が不整合で重なる。“白岩”では、裾花凝灰岩部層と断層で接する。

**層厚** 70-80m以上。上限下限が不明。

**岩相** 溶結凝灰岩層を数枚挟有する礫岩層である(第35, 36図)。礫岩は、古期岩類の粘板岩・チャートと黒色の安山岩を主体とし、ひん岩・花崗岩・流紋岩・凝灰岩・砂岩を含んでいる。分級の悪い亜円礫-円礫からなる中礫-大礫層である(第36図)。裾花凝灰岩部層起源の流紋岩は、角礫である。この層中には、数枚の溶結凝灰岩と白色ガラス質の凝灰岩層が挟在する。溶結凝灰岩は、淡黄灰色で黒雲母が目立ち、軽石やガラスが扁平に引き延ばされている。風化面は暗褐色を示し、節理がよく



第36図 西河原層の模式柱状図(安茂里西河原, 豊野層研究会研究グループ未公表資料)



第37図 安茂里住沢地すべり地における西河原層の地質構造(豊野層団体研究グループ未公表資料)

1: 凝灰岩, 2: 礫岩, 3: 白色凝灰岩, 4: 溶結凝灰岩, 5: 砂岩, 6: 泥岩, 7: すべり面, v. 1-5: ボーリング地点  
(最上部猿丸層は本報告の西河原層に相当する)。

発達する。

**構造** 西河原の住沢地すべり地では、第37図のような向斜構造がボーリング資料によって確認されている。「白岩」では、山地側へ $50^\circ$ 傾く構造を示している。

**対比** 礫層中に溶結凝灰岩を挟有する地層は、本図幅地域では灰原層、周辺域では戸隠村の最上部猿丸層などがある。これらはいずれも岩相や堆積した環境が類似するとともに、堆積した時代も同じ頃と推定することができる。しかし、両地域から離れているため、同じ地層かどうかについては今後の検討が必要である。

#### IV. 3 豊野層

**命名** 鈴木(1938)は豊野頁岩砂岩蛮岩層と命名した。

**模式地** 上水内郡豊野町豊野丘陵。本図幅地域では、安茂里平柴権現沢及び城山掘切沢。

**分布** 長野盆地の西縁部に沿って北から、長野市城山、西長野住生寺浄水場、安茂里平柴権現沢、安茂里杏花台寺沢、安茂里西河原などに小分布する。いずれの地域も上部を新しい時期の堆積物が覆うので、沢筋にのみ露出する。

**層序** 下位層との関係を直接観察できる所はないが、周辺の地質を考え合わせると裾花凝灰岩部層又は西河原層を不整合に覆い、山地よりではアバットする関係が考えられる。上位には南郷層・扇状地堆積物・崩積堆積物が不整合に重なる。

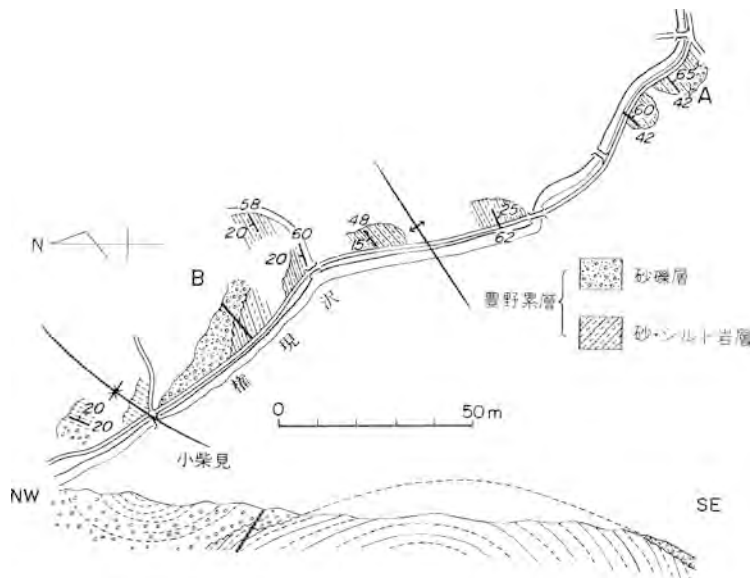
**層厚** 約50m。

**岩相** 中粒砂層や細粒砂層とシルト層との薄互層を主体とする湖成層であるが、中粒砂層や葉理の発達するシルト層などが優勢の所もある(第38図)。上部は粗粒となり砂層や礫層が発達する。

城山では掘切沢から丘陵の東縁に沿って城山小学校の南東崖まで分布し、褐色中粒砂層と灰白色シル

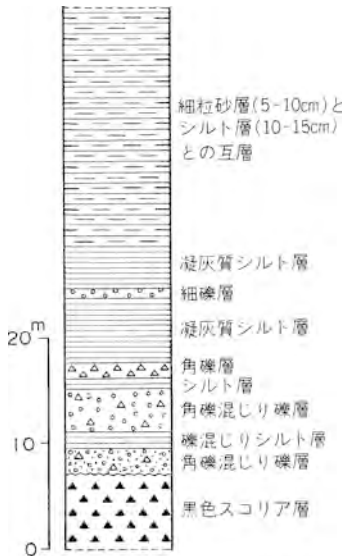


第38図 シルトと極細粒砂の薄互層からなる豊野層(長野市安茂里西河原)

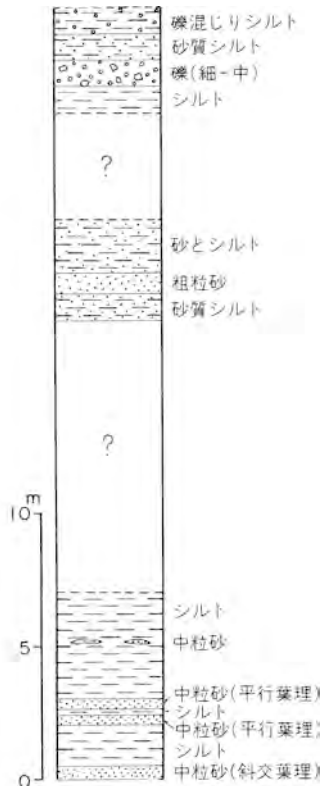


第39図 長野市平柴権現沢における豊野層のルートマップ(斎藤, 1960)

トが薄互層する。薄互層は1組の互層の厚さが数cm-10cmを示す。互層の間に砂層や礫層を挟有する。平柴権現沢は露出状態が良く、第39図のようなルート・マップが書かれている(斎藤, 1960)。権現沢では下部に中粒砂岩層とシルト層との互層が30mほど発達し、上部に礫層やシルト層が20mほど発達する。この両岩相の間には、小柴見不整合(斎藤, 1960)と名付けられた豊野層中の部分不整合が存在



第40図 豊野層下部の岩相変化を示す柱状図(長野市安茂里西河原)



第41図 四野宮湖成層の柱状図(四野宮)

する。西河原では豊野層下部の岩相を観察できる(第40図)。ここでは層位不明の7mほどの黒色スコリア層を不整合に覆って、裾花凝灰岩部層起源の角礫混じりの崖錐性礫層が3層準に発達する。この礫層には、チャート・粘板岩などの古期岩類の礫も含まれ基質が著しく泥質である。上部の互層は、豊野層の観音山シルト部層(豊野団研, 1977)の典型的な岩相そのものである。往生寺浄水場や杏花台寺沢にもシルト層を主体とする岩相が発達する。

**化石** 長野市城山の灰色泥岩層より次の珪藻化石が報告されている(富沢, 1954)。

*Amphora veneta* (KÜTZ) HUTS, *Melosira islandica* O. MÜLL subsp., *helfevica* O. MÜLL, *Navicula placentula* (EHR.) fo. *rosfrata* A. MAYER, *Synedra ulna* (NITZSCH) EHR.

これらの大半は淡水性を示すものである。

**対比** 豊野層研究グループ(1977)は、豊野丘陵から高丘丘陵に分布する豊野層を、岩相によって下位より高丘砂シルト部層、観音山シルト部層、平出砂礫部層に区分した。本図幅地域の豊野層がこのどれに対比されるのかについては確かな証拠がない。しかし、岩相だけから見ると観音山シルト部層に似た岩相であると言える。

**構造** 豊野層は盆地の西縁部に発達する丘陵を構成している。地層は褶曲し、緩い背斜や向斜が発達する。褶曲軸はどこでもほぼ盆地西縁部に平行する方向に延びている。城山丘陵には背斜、平柴には背斜と向斜、杏花台には背斜、西河原には向斜が発達し、両翼の最大傾斜が20-30°を示す。しかし、盆地縁に分布する地層は、権現沢のように60°前後の傾きを示す。

#### IV. 4 四野宮湖成層

**命名** 新称。

**模式地** 長野市篠ノ井塩崎四野宮。

**分布** 国鉄篠ノ井線稲荷山駅の西北西500mの尾根における標高400m以下の地域、四野宮北の河越溜池北の小丘、長谷寺の北東などに小分布する。

**層序** 下位の裾花凝灰岩部層にアバットする。

**層厚** 模式地では30-40mを示す。

**岩相** シルトと砂を主体とする堆積物である(第41図)。粗粒の部分には、細礫や中礫を含んでいる。これらの礫や砂粒は、背後の裾花凝灰岩部層起源のものが、その大半を占めている。砂層には斜交葉理や平行葉理が発達する。

**構造** 水平あるいは盆地側(東側)へ緩く傾く。

**対比** 長野盆地南部の西縁に分布し、盆地平坦部との比高が15-20m、裾花凝灰岩部層にアバットするといった特徴などからみて、豊野層に相当する地層あるいは豊野層よりやや新しい時期に長野盆地内に堆積した湖成層である。灰原の南西に分布する地層も中期更新世の湖成層である。

#### IV. 5 皆神山火山岩

**命名** 飯島・斎藤(1968)。

**模式地** 長野県松代町皆神山南西麓石切場跡。

**分布** 皆神山溶岩円頂丘を構成する。円頂丘は海拔659m、沖積面からの比高約250mで底部の直径は約1.2kmである。山頂部は600m前後の小起伏面をなし、北東部(659m)と南西部(642.2m)に頂部をもつ。皆神山北西麓大日堂におけるボーリング結果によれば地表下約150mまで分布する(高橋ほか, 1967)。

**層序** 皆神山山体下部では、地表下164m以深に分布する別所層と推定される中新世泥岩及びびん岩上にの厚さ約14mの湖成堆積物(時代未詳、地表部には分布しない)上に重なる(高橋ほか, 1967)。山頂部は風化土壌に覆われるが、飯島・斎藤(1968)によれば、この下位にローム混じり黒土(115cm厚)及びローム層が分布し、更に下位に皆神山火山岩岩片を伴う風化物がくる。山麓部では、沖積世の扇状地性堆積物に不整合に覆われる。

**層厚** 見掛け約400m(地上部約250m、地下部約150m)。

**岩相** 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩である。肉眼的に淡桃-淡紫-赤紫-赤褐色の部分と、灰白色-淡青灰色の部分があり、同一露頭においても比較的緻密な部分と粗雑で見掛け比重の小さい部分が混在するが、同一岩体の部分的差違にすぎないと思われる。一般に新鮮な部分は淡青灰色で帯紫-帯赤色の部分は酸化され風化の程度が大きい。

主に安山岩溶岩からなり、斑晶としては斜長石が最も多く、普通輝石及び紫蘇輝石も含む。更に少量の角閃石(酸化角閃石、森本ほか, 1966)や磁鉄鉱を含有する。斜長石は最大4mm位であるが2mm以下が卓越する。自形をなしアルバイト式双晶が多く、累帯構造が著しい。塩野入(1970)によれば曹灰長石である。紫蘇輝石は自形で柱状をなし、2mm以下が多い。普通輝石は1mm以下で半自形をなす。輝石類の一部は不透明鉱物(磁鉄鉱?)で縁どられている。角閃石は多色性が強く不透明鉱物(磁鉄鉱、森本ほか, 1969)の縁を持つ。石基はガラス質で斜長石、輝石の粒状結晶、磁鉄鉱などが目立つ。沢村ほか(1967)によれば、クリストバル石が豊富でアルカリ長石に乏しく奇妙山初期の溶岩と似るが角閃石斑晶の存在で明らかに異なるとしている。

国立防災科学技術センターによって実施された皆神山北西麓におけるボーリングコア鑑定結果を次に要約する(第42図、星野一男鑑定、高橋ほか, 1967)。



第17表 皆神山火山岩の化学組成 (皆神山火山岩石切場産)

	(1)森本ほか (1966)	(2)飯島・斎藤 (1967)
SiO <sub>2</sub>	63.74wt. %	63.30wt. %
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.45	16.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.57	2.19
FeO	2.78	2.65
MnO	0.12	0.16
MgO	2.24	2.69
CaO	5.76	5.81
Na <sub>2</sub> O	3.38	3.29
K <sub>2</sub> O	1.15	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.10
H <sub>2</sub> O+	0.59	0.93
H <sub>2</sub> O-	0.24	0.70
Total	99.93	99.75

1:角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 (帯青灰色部), 皆神山山頂部南縁, 海拔約610 m の旧石切場採集 分析者: 今野 弘  
2:角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 (赤紫色部), 分析者: 倉沢 一

深度 40m 付近より 98m 付近までは主に赤色の角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩で全般に多孔質粗雑であるが緻密で孔隙の少ない部分もある。一部脈状をなす黒色鉄鉱物も多く、1-3cm 大の黒灰色粒状の捕獲岩も緻密な部分に良く観察される。30-60°の傾斜を持つ流理構造も良く見られる。全般に亀裂や角礫状の部分が多く、後期に集塊岩質の噴出が多かったと推定している。

深度 98m より灰褐色ないし灰色に変化するが、鉱物組成はあまり変わらない。緻密・均質な部分が多くなるが捕獲岩や流理構造も依然同様に存在する。溶岩の底部 10m ほどは灰色で、最後の 2m ほどは角礫状-塊状となり黄褐色がかかった汚れが目立つ。野外及び室内での弾性波速度測定結果は 3.07-3.1 km/s (高橋ほか, 1967; 星野・南雲, 1967) である。

皆神山安山岩の化学組成を第 17 表に引用する。

年代 森本ほか(1966)によれば、第 17 表(1)の安山岩溶岩の全岩 K-Ar 年代は約 35 万年前となっている (測定 河野義礼・植田良夫)。

#### IV. 6 古期崩積堆積物

更新世における大規模な地すべりや土石流によって形成された崩積堆積物を、古期崩積堆積物とした。古期崩積堆積物には、古い順に大岡土石流堆積物、柳沢土石流堆積物、古期姨捨土石流堆積物の三つがある。

##### IV. 6. 1 大岡土石流堆積物

命名 新称。八木(1943)は火山岩屑及びロームとして分類した。

模式地 更級郡大岡村米田及び小花見池。



第43図 大岡土石流堆積物の莖状(小花見池)

**分布** 大岡村聖川沢から北方の芦沼池・小花見池・大花見池周辺域の標高820m以上に広く分布する。

**層序** 聖山火山岩・篠山火山岩・城下砂岩礫岩部層・灰原層を不整合に覆い、大町テフラ層に覆われる。

**層厚** 150-200m. 北部ほど薄くなる。

**岩相** 下部には火山灰質の基質からなる、かなり固結した泥流堆積物が発達する。上部には聖山火山岩の不淘汰礫を多量に含み、泥質の基質からなる泥流堆積物が発達する。下部層は、米田和の東、外花見などに分布する。上部層は北部に広く分布する。小花見池北には、径20-50cmの安山岩不淘汰礫からなる泥流堆積物が露出し、中には径1.5-2mの巨礫が混じっている(第43図)。これらの礫はすべて聖山火山岩であり、風化してくさり礫化しているものが多い。

**対比と年代** 分布域全体に露頭が少なく、詳しい層序は不明である。聖川沢上流域から流下し、標高820-840mの地形面を覆い、灰原層をも覆うことから、更新世前期末-中期にかけての大峰面形成期の土石流堆積物と考えることができる。

#### IV. 6. 2 柳沢土石流堆積物

**命名** 八木(1943)は、柳沢付近を覆う泥流を柳沢泥流と命名し、名知不火山の噴出によるものと考えた。

**模式地** 長野市篠ノ井柳沢周辺。

**分布** 有旅・岡田・瀬原田・下石川に囲まれ、東へ緩く傾斜する斜面に分布する。

**層序** 下位の裾花凝灰岩部層や論地泥岩部層及び聖山安山岩を不整合に覆っている。茶白山地すべりは、本堆積物の上をすべっている。

**層厚** 約20m.



**岩相** 亜円礫混じりの泥流状及び地すべり性の堆積物である。柳沢周辺に分布する堆積物は、すべて地すべり等によって二次的移動をしているため、種々のものが混じり合っている。したがって、元の地層がどのようなものであったのか分かりにくい。本図幅では、この二次的移動をしている範囲を、本堆積物分布域に含めた。

柳沢地域の畑に露出した礫は、径30-40cm以下の円礫が多い。これらの礫種には次の5種類が認められる。

- (1) 黒色-灰黒色の緻密な安山岩で板状節理が発達—聖山安山岩起源。
- (2) 灰色の角閃石安山岩。
- (3) 褐色中粒砂岩(団塊状)—新第三系(論地泥岩部層か大久保砂岩泥岩部層)起源。
- (4) 黒雲母流紋岩—裾花凝灰岩部層起源。
- (5) 粘板岩などの古期岩類の小礫(径5cm以下多い)。

**対比と年代** 本堆積物は、現在に至るまで何回も地すべりを起こしてきたものであるが、地形的な特徴からみて、更新世中期末-後期に大規模な土石流堆積物が形成されたと推定される。

#### IV. 6. 3 古期姨捨土石流堆積物

**命名** 新称。これまでの研究では八木(1943)の姨捨泥流の一部に当たるが、崖錐・岩屑や押し出し堆積物として分類されることが多かった(飯島ほか, 1968; 斎藤, 1982)。

**模式地** 更埴市八幡姨捨から峰にかけての地域。

**分布** 八幡郡から南へ延びた尾根と姨捨との間に広がる斜面に分布し、北端は佐野川扇状地に接する。姨捨東部の新期姨捨土石流堆積物の下位にも分布する。

**層序** 桑原火山岩や裾花凝灰岩部層を不整合に覆い、佐野川扇状地堆積物や新期姨捨土石流堆積物に覆われる。

**層厚** 10-20m。

**岩相** 三峯火山岩や桑原火山岩の不淘汰礫を多含し、基質が泥からなる土石流堆積物である。この堆積物分布域には、地すべりが多く、各所で土石流堆積物が二次移動している。斎藤(1982)は、姨捨土石流堆積物をボーリング資料等に基づき、上部と下部とに区分した。上部堆積物と下部堆積物との間には、黄茶褐色砂質シルト-暗茶褐色粘土層(層厚1-1.5m)を広域に挟有し、N値では、上部堆積物がN=20-70、下部堆積物がN>60-70と差異が認められることから、この両者の間には時間的な間隙が存在することを予想した。

**対比と年代** 本堆積物は、斎藤(1982)の下部堆積物に当たる。この堆積物から採取した木片(地下35.5m)の<sup>14</sup>C年代は、13,550±460Y.B.P.という値を示す(斎藤, 1982)。

#### IV. 7 大町テフラ層

**命名** 小林ほか(1969)。中谷(1972)は、下部・中部・上部に区分した。

**模式地** 長野市信更町小花見池から軽井沢、小田原にかけての地域。本図幅南西部に隣接する大岡村

樺平や高峯寺付近は、聖山周辺地域で最も厚く大町テフラ層が発達する代表的な模式地となっている。

**分布** 本テフラ層がよく分布するのは、千曲川以西では聖川以北の灰原層及び大岡土石流堆積物の分布域に限られる。まれには高雄山や篠山などの緩い山地斜面にも分布する。河東山地では、稲葉集落や新地蔵峠周辺を始めとする山麓緩斜面上に分布する。

**層序** 下位の灰原層や大岡土石流堆積物を不整合に覆う。信更町付近に分布するテフラ層は、中に発達する風化帯を境に、下部テフラ層と上部テフラ層とに区分できる。

**層厚** 模式地付近では全体で2-3m。下部テフラ層が1m前後、上部テフラ層が1-3mである。

**岩相** 下部テフラ層は、下位層を不整合に切る安山岩礫の混じる崖錐性堆積物の風化帯上に重なり、全体に粘土化の進んだ茶褐色の風化火山灰層である。この茶褐色部分には、金色の黒雲母や石英・斜長石が密集する。密集する部分は、1-3層存在するが境界は不明瞭である。最上部には、チョコレート色の風化帯が発達する(第44図)。

上部テフラ層は、下部テフラ層を場所によって削りこみ堆積した黄褐色-褐色の風化火山灰層である。下部には黄白色-黄褐色の軽石層を挟有する。この軽石層は層厚20-50cmであり、中に灰白色の細粒火山砂層を挟み2層に区分される。下位の軽石層は、粒径0.5-1cmを示し、上部ほど粒径が大きい。上位の軽石層は、黄白色で直上に青灰色の細粒火山砂が重なる。

**対比と年代** 信更町付近に分布する下部テフラ層の黒雲母密集の火山灰層は、大町テフラ層のAPm層に、上部テフラ層下位の軽石層はDPm層に対比できる。したがって、前述した下部テフラ層と上部テフラ層は、それぞれ大町テフラ層の下部テフラ層、上部テフラ層(中谷, 1972)に対比される。このAPm層は、松本盆地の梨ノ木ローム層に挟在する3枚のクリスタル・アッシュのC<sub>1</sub>、C<sub>2</sub>、C<sub>3</sub>(松本盆地団研グループ, 1972; 仁科, 1982)や佐久地方のB<sub>1</sub>、B<sub>2</sub>、B<sub>3</sub>(塩川団研グループ, 1968)、長野盆地北部の三水村に分布するQB<sub>1</sub>-QB<sub>4</sub>(花岡ほか, 1985)に対比され、更に東方の新潟県信濃川の谷上ローム層の最下部まで追跡することができる。このAPm層の年代は、ジルコンのフィッシュトラック年代が



第44図 大岡土石流堆積物を覆う大町テフラ層(小花見池入口)

B<sub>1</sub>—60 万年前, B<sub>2</sub>—50-45 万年前, B<sub>3</sub>—30 万年前を示している(塩川団研グループ, 1970). この年代については今後の検討が必要であるが, この鍵層が更新世中期中頃の広域火山灰として, 今後の本州中部の第四紀研究に, ますます重要な役割を果たすに違いない.

#### IV. 8 高野層

**命名** 木村(1985). 八木(1943)は, 高野盆地が旧犀川河床であり, ここに湛水した化石湖であることを図示した.

**模式地** 長野市信更町高野の高野川上流.

**分布** 高野盆地の標高 700m から 770m の地域と上灰原に分布する(第 45, 46 図).

**層序** 灰原層を不整合に覆う. 木村(1985)は, 軽微な不整合を境にして下部, 中部, 上部, 最上部に区分した.

**層厚** 20-30m.

**岩相** 下部に礫層が発達するほかは, ほとんど灰色のシルト及び極細粒砂からなる. 礫層は篠山火山岩や聖山火山岩起源の亜円礫からなる中礫-大礫層で, わずかにチャートや粘板岩など古期岩類の細礫を含む. これらの礫は, 周辺に分布する下位層に由来するものである. シルト層には塊状の部分, 葉理の発達する部分, 極細粒砂との互層部分などが認められる. また, 本層には特徴的な火山灰層をたくさん挟有する. 木村(1985)は, 中部層の下底に大町テフラ層(中谷, 1972)の“DPm”, 上部層の下底に大町テフラ層の“EPm”, 上部層の中位に野尻ローム層(野尻湖地質グループ, 1984)の“黄ゴマ”が挟有することを明らかにした.

**対比と年代** 上述したように大町テフラの“DPm”“EPm”野尻ローム層の“黄ゴマ”を挟有することから更新世後期中頃(約 8 万年前から 5 万年前)に堆積した地層である.

#### IV. 9 南郷層

**命名** 豊野層団体研究グループ(1977).

**模式地** 上水内郡豊野町南郷の田子沢を模式地とするが, 本図幅地域では長野市城山及び安茂里平柴を模式地とする.

**分布** 城山丘陵, 新諏訪町, 平柴及び“白岩”から上流の裾花川右岸, 金山沢, 中尾山温泉入口付近など長野盆地の西縁部に小分布する.

**層序** 下位の豊野層を不整合に覆い, 扇状地堆積物や崩積堆積物に不整合に覆われる.

**層厚** 約 40m.

**岩相** 粗粒堆積物を主体とし, 間に細粒堆積物を挟有する. 粗粒堆積物は, 裾花凝灰岩部層起源の礫や砂を多量に含む礫層で亜円礫-亜角礫からなる. 砂層も凝灰質である. 細粒堆積物は, 灰色シルトや粘土からなり, 一部に泥炭層を挟有する. これらにも裾花凝灰岩部層起源の砂や礫が混じる. 城山に分布する本層は, 全体として砂礫層で下部ほど礫層が優勢である. 礫種は亜円礫の安山岩, 凝灰岩, 円礫



第45図 高野盆地と高野層堆積面(長野市信更町日影から高野を望む)

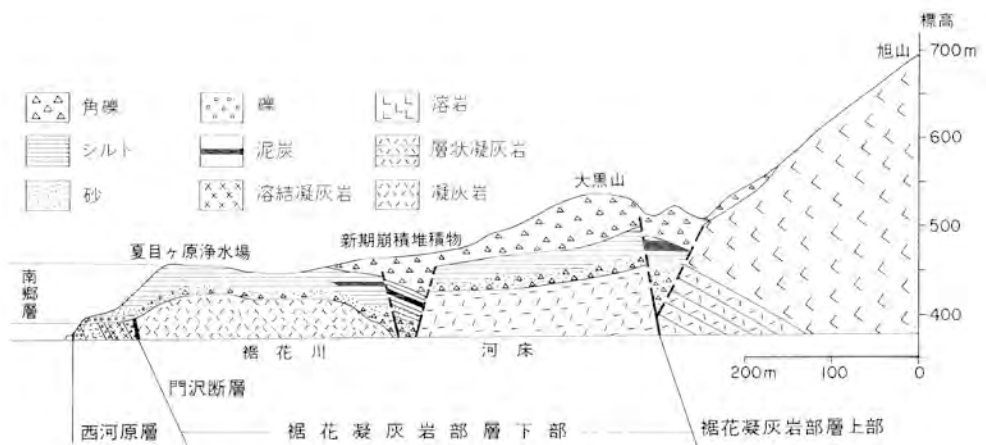


第46図 千曲川の旧河床跡(長野市信更町上灰原)

のチャートや粘板岩などの古期岩類からなり、礫径は大礫以下のものから構成される。新諏訪の裾花川左岸には、厚さ30mを越す礫層が発達し、下位の裾花凝灰岩部層にアバットする。この礫層の下部22mほどは、裾花凝灰岩部層起源の角礫-亜角礫と安山岩やチャートの礫から構成され、礫径最大60cmに達するものも含まれる。上部8mほどは、厚さ1-2mの砂層と1mの泥層が互層するが、境界に3-4枚の薄い(層厚10-30cm)泥炭層を挟有する。旭山東から“白岩”にかけての裾花川右岸には、裾花凝



第47図 西河原層を不整合に覆う南郷層(長野市裾花川右岸“白岩”)



第48図 裾花川下流右岸“白岩”付近の模式地質断面図

灰岩部層や西河原層が露出し、これらを本層が不整合に覆っている(第47, 48図)。ここでは下部に砂礫層、上部に礫混じりシルト層や泥炭層が発達する。下部の砂礫層は、裾花凝灰岩部層起源の角礫-亜角礫を多量に含んでいる。断層付近の地層は、岩相変化が大きく構造も複雑である。本層は全体に岩相変化が大きいという特徴をもつと同時に、西側山地に近くなるにつれ裾花凝灰岩部層起源の礫を多量に取り込む傾向が強い。

**化石** 旭山東の裾花川右岸における本層中の泥炭層からは、*Juglans sieboldiana* MAX. が報告されている(KODAIRA, 1921a,b)。また同じ場所から富沢(1979)は、次の淡水性の珪藻化石と花粉化石を報告した。

*Navicula* sp., *Melosira* sp., *Synedra* sp., *Epithemia* sp., *Abies*, *Pinus*, *Inaperturopoll* (無孔型針葉樹で, *Glyptostrobus* その他), *Alnus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Quercus* (殼斗科のもの若干含む?), *Fagus*, *Aquifoliaceae*, *Ericaceae*, *Compositae*, *Palmae*.

これらの花粉は、量的に *Abies* と *Pinus* が約半分を占め、*Ericaceae* など混じえ、亜高山帯に近い寒冷型の花粉構成を示すことを明らかにした。

新諏訪の裾花川左岸の河床より約2m上の砂礫層より下平真樹は *Palaeoloxodon naumanni* (MAk.) と推定される臼歯片を発見した(富沢, 1979)。

**対比と年代** 本層は、八木(1928)が旭山層と呼んだ地層に相当する。本層形成の年代は、花粉化石が寒冷を示すこと、どこでも上部に泥炭層が発達すること、*Palaeoloxodon naumanni* (MAk.) を産出すること、本層堆積面と盆地との比高が50-80mを示すことなどから、更新世中期末-後期にかけての寒冷期と推定する。

#### IV. 10 段丘堆積物

本図幅地域で河岸段丘が発達するのは、犀川沿いと土尻川沿い及び裾花川下流域である。

犀川沿い発達する顕著な河岸段丘としては、犀川との比高10-30m, 50-80m, 80-110mの三つの段丘である。比高10-30mの段丘が最も多く、新町付近、平、安庭、大安寺、村山などで広い面積を占めている。この段丘には、第49図に示すように厚さ5m前後の段丘砂礫層が発達する。比高が大きいほど段丘面の発達が悪く、比高120m以上の面は開析が進み堆積物も確認しにくい。

土尻川沿いにも犀川と同様の比高10-30mと50-90mの顕著な段丘が発達する。



第49図 蛇行する犀川と段丘(信州新町牧野島)

裾花川下流域の県庁から新諏訪町にかけては、裾花川扇状地面が段丘化した比高10-30mの4-5段の段丘が発達する。

これら比高100m以下の段丘は、砂礫層をのせているが、顕著なテフラ層をのせていない。したがって、これらの形成期は、更新世後期以降と推定する。

#### IV. 11 扇状地堆積物

長野盆地西縁や東縁には、更新世-完新世にかけて形成された扇状地が多数発達する。これらの扇状地は、裾花川や犀川の大河川、浅川・湯福川・金山沢・佐野川・赤野田川・蛭川などの小中河川によって形成されたものである。扇状地はどこでも粗粒の堆積物から構成され、裾花川と犀川を除けば、いずれも長野盆地縁辺の山地から供給されたものである。したがって、小規模な扇状地の堆積物は、それぞれ後背地を反映した特異な岩石から構成されている。例えば、長野盆地西縁の金山沢は、裾花凝灰岩部層から構成される旭山の南西を流下するため、ほとんど裾花凝灰岩部層起源の礫を押し出し、扇状地をつくっている。

一方、裾花川や犀川の扇状地堆積物は、広い後背地を反映して多種の岩石から構成される。裾花川扇状地は新第三系、犀川扇状地は新第三系と北アルプスの古期岩類からなる。これらの大きい扇状地では、全体として扇頂部付近ほど粗粒な堆積物、扇端部ほど細粒な堆積物となるが、扇状地面を流れた河川は網状の様々な流れを繰り返しているため、実際の堆積物は極めて複雑な分布を示している。また、裾花川扇状地の扇頂部は、後背地が次第に隆起してきたので、古い扇状地の扇頂部を浸食してその前方へ新しい扇状地を形成してきた。扇状地の扇端部は、後背湿地へ連続移化する。裾花川や犀川の扇状地がいつ頃から形成され始めたのか不明である。恐らくその時期は、豊野層堆積後で南郷層堆積前まで溯る。それ以降長野盆地を埋めた扇状地堆積物の厚さは、山王小学校付近のボーリング(長野県建築士会、1973)で97mまでしか確認されていないが、数100m以上に達すると予想される。

河東山地には、松代扇状地及び穂穂扇状地が発達する。前者は、藤沢川・蛭川及び神田川によって形成された複合扇状地である。扇頂部は、いずれも崖錐及び押し出し地形と接している。扇央部には天井川が発達している。菅間・竹原・瀬関などの集落が立地する扇状地などで国立防災科学技術センターによって13本以上のボーリングが実施されたが(飯島、1969)、扇央部及び扇端部の深度70-80mのボーリングでは、いずれも基盤岩に達せず、未固結堆積物の厚さは数十-百数十mを越えると推定されている。

後者は、保科川と赤野田川によって形成された扇状地であるが、本図幅地域ではその西端部が分布するにすぎない。

#### IV. 12 新期崩積堆積物

完新世における規模の大きい地すべり堆積物や土石流堆積物及び崖錐を、新期崩積堆積物としてまとめた。このなかには、新期姨捨土石流堆積物、虚空蔵山崩壊堆積物、茶臼山地すべり堆積物、倉並地す

べり堆積物及び鬼無里地すべり堆積物が含まれる。

茶臼山・倉並・鬼無里の各地すべりについては、地すべりの項で述べることにし、ここでは新期姨捨土石流堆積物、虚空蔵山崩壊堆積物及び崖錐について述べる。

#### IV. 12. 1 新期姨捨土石流堆積物

**命名** 新称. 八木(1943)は三峯火山の爆発に伴う泥流と考え姨捨泥流と呼んだ. 飯島・斎藤(1968)は、三峯山体の地すべり性崩壊によって生じた土石流で、姨捨土石流と呼んだ。

**模式地** 更埴市八幡姨捨東部地域。

**分布** 姨捨東部の北斜面が、千曲川の後背湿地と接する辻・上町・代まで分布する。本図幅地域には、分布域の北半分がかかっている。

**層序** 古期姨捨土石流堆積物を覆う。

**層厚** 10-20m.

**岩相** 淘汰の悪い安山岩の亜角礫-亜円礫を多量に含み、砂質の泥や粘土を基質とする土石流堆積物である。安山岩礫は、径10cm以下で三峯火山岩よりなる。斎藤(1982)によれば、この堆積物のN値は20-70を示し、本層の下位に分布する土石流堆積物と大きな差異が認められ、分布も千曲高原面を開析している谷頭を頂点として、北東方向に扇状の広がりを示している。したがって、本堆積物は三峯山の火山泥流などではなく、千曲高原面をつくっている旧崩積土(約10万年前)の再移動によって形成されたものであることを指摘した(斎藤, 1982)。

**対比と年代** 本堆積物から採取された木片の<sup>14</sup>C年代は、 $3,250 \pm 260$  Y.B.P.の値を示している(斎藤, 1982)。

#### IV. 12. 2 虚空蔵山崩壊堆積物

**命名** 新称.

**模式地** 長野市安庭水篠橋付近の犀川右岸。

**分布** 虚空蔵山(764m)南西の湧池から犀川右岸にかけての地域(第50図)。

**層序** 久米路火砕岩部層を挟有する城下砂岩礫岩部層から構成される虚空蔵山(岩蔵山・岩倉山とも言う。信州新町南東の虚空蔵山。標高872.9mとは異なる)の南西斜面が崩壊し、南西側へ崩れ落ちた。

**崩壊の時期** 1847年5月8日(弘化4年3月24日)虫倉山直下に生じた善光寺地震(M7.4)は、この地域を震度6以上の激震で襲った。この地震動によって虚空蔵山が大崩壊した。

**崩壊地の規模** 崩壊地の幅は、上部で380m下部で880m、崩壊地の長さ1,400m、崩壊地の上下の標高差350m、滑落崖の高さ50m。

**岩相** 崩壊堆積物は、水篠橋付近に露出する。水篠橋より下流の右岸は、久米路火砕岩部層が崩壊し二次移動した姿を示している(第51図)。上流の右岸には城下砂岩礫岩部層が崩壊して押し出されている。小さなブロックに破砕された部分もあるが、径10m以上のブロックのまま落下した部分も認められる。これらの堆積物は、山地の急斜面が地震動によって急激に崩れ落ちた大規模な山崩れ堆積物である。





第50図 善光寺地震によって生じた虚空蔵山の大崩壊地(正面後方:虚空蔵山, その手前:湧池, 点線内:崩壊地)



第51図 虚空蔵山崩壊堆積物の産状(水簾橋近く)。犀川左岸(写真向かって左側)に城下砂岩礫岩部層, 右岸に虚空蔵山大崩壊による久米路火砕岩部層の岩塊

#### IV. 12. 3 崖錐性堆積物

規模の大きい崖錐性堆積物は、虫倉山や陣場平山両山塊の周辺、長野市信更町虚空蔵山の北山麓、長野盆地西縁部、河東山地の山麓斜面など限られた場所に発達する。

虫倉山や陣場平山両山塊の周辺域は、山塊をつくる荒倉山火砕岩部層と下位層の大久保砂岩泥岩部層

との境界部に当たり、岩相の差異を反映した差別浸食の結果、荒倉山火砕岩部層の急崖が連続する。特に、虫倉山周辺には急崖が発達する。このため、これらの崖下には規模の大きい崖錐が発達している。1847年の善光寺地震は、この両山塊の地下を震源として発生したため山塊の急崖は、大規模な崩壊を起した。

虚空蔵山の北山麓には、犀川に浸食されてできた虚空蔵山をつくる久米路火砕岩部層の急崖が発達する。

長野盆地西縁部を構成する裾花凝灰岩部層が、盆地の平坦地と接する付近に大きな崖錐が発達する。これも裾花凝灰岩部層がつくる急崖の下に位置するが、この急崖は差別浸食によるものでなく、断層によって形成された急崖である。長野盆地西縁部を形成した西上がり東落ちの断層が多数発達する長野市街地の西部には、この種の崖錐が良く発達する。

河東山地の山麓に発達する崖錐は、小河川の上流域に発達する押し出し地形をつくる堆積物である。松代東条には、奇妙山火山岩からなる規模の大きい崖錐性堆積物が発達する。

#### IV. 13 自然堤防堆積物

長野盆地内を流れる千曲川・犀川及び裾花川は、洪水のたびに流れを変えた。この洪水によって氾濫原の微地形は形成されたもので、まわりよりやや高い微高地が自然堤防である。本図幅では、旧河道の砂堆や中州などの微高地も、この自然堤防に含めた。

長野盆地内の千曲川と犀川の両岸及び犀川扇状地に、自然堤防は分布する。規模の大きいものは、稲荷山-塩崎-横田、雨宮の北、東福寺-杵淵、岩野-中道島-西寺尾、東寺尾-小島田-大室、町川田-牛島、青木島、川合、裾花川河口、大豆島などに分布する。一方、長野市街地の南東の低地、犀川扇状地、坂城広谷などには、小規模なものが集中して分布する。これは大小いずれも、長軸が規則的な方向を示し、この方向が土地の傾斜の方向であるとともに洪水の流れの方向でもあることを示す。まわりの後背湿地との比高は、数m以内のものがほとんどである。自然堤防を構成する物質は、一般に砂を主体としているが、場所によって差異が認められる。千曲川沿いの規模の大きい自然堤防は、砂及び砂質シルトを主体とするのに対して、犀川扇状地及び犀川沿岸の自然堤防は、礫や砂からなり粗粒の堆積物によって構成されている。自然堤防は水利に恵まれないため、畑地や果樹園として利用されるとともに、水害を受けにくい条件を生かし古くから集落が発達する。

#### IV. 14 後背湿地堆積物

氾濫原の微低地には、後背湿地や旧河道跡などがあるが、本図幅ではこれらを一括して取り扱った。

千曲川の左岸沿いには、稲荷山-塩崎の北-御幣川、東福寺、長野市街地の東、右岸沿いでは雨宮の南などの地域に、規模の大きい後背湿地が発達する。犀川扇状地の両翼にも後背湿地が発達する。小市南-伊勢宮地域、四ツ谷-内後-今里-今井-篠ノ井市街地と続く自然堤防の西側地域である。長野市街地と千曲川との間に広がる後背湿地は、裾花扇状地面を流れた裾花川の分流や犀川分流の河道に沿って発達

したものである。同様に、犀川扇状地の後背湿地は犀川の分流、坂城広谷の後背湿地は千曲川の分流に沿って発達する。これら後背湿地の分布形態を考察すれば、洪水のたびに流路を変え、流路が固定していなかったことが分かる(八木, 1941, 1943; 小林, 1967; 小林, 1973)。後背湿地は、粘土・シルト・砂などの細粒堆積物から構成され、時には腐植物を含み泥炭質となる。どこでも水利に恵まれ水田として利用されている。

#### IV. 15 湿地堆積物

谷底平野は谷幅 1-2km 以下の狭長な谷間の平地で、沖積低地の一種である。本図幅で湿地堆積物としたものは、谷底平野を構成する堆積物である。

分布域が比較的大きい聖川流域の田野口(第 52 図)、大田原、土尻川の中条以西の 3 箇所を、本図幅に記入した。分布域の狭い湿地は、大岡村、中牧、甲などの地域に残る大峰面群に分布する湖沼周辺や、大規模な地すべり地にも多数発達する。これらの堆積物は、周辺の地形地質によって異なり、砂礫・砂・泥・泥炭など様々なものから構成されている。

#### IV. 16 現河床堆積物

本図幅地域を流れる主要な河川には、千曲川と犀川の 2 大河川のほかに、裾花川と土尻川がある。千曲川の勾配は 1-1.5/1,000 と緩やかで、ゆっくり蛇行しながら流れている。上流からの土砂の運搬も少なく、堆積物は細粒物質を主体とする。河原に見られる礫も、犀川に比べると小さい。したがって、河原は草本類などの植生に覆われている。一方、千曲川と対照的な犀川は、2.5/1,000 の勾配をもち、長



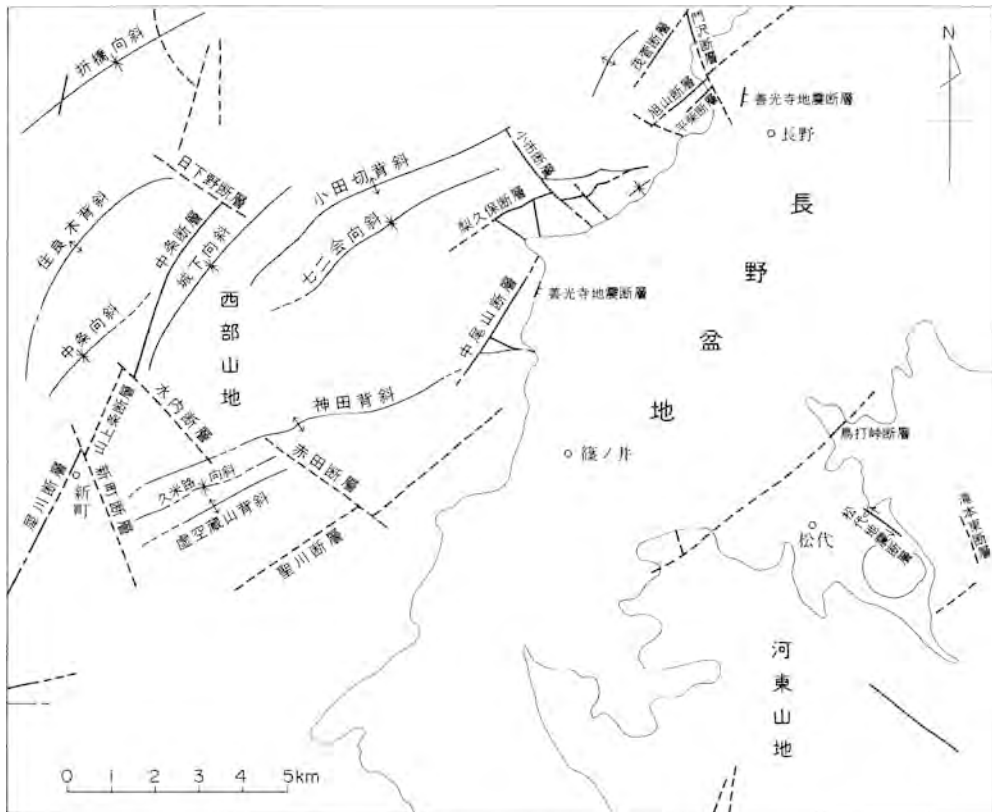
第52図 聖川の谷底平野(長野市信更町田野口)

野盆地に入ると河幅を急に広げ、砂や礫からなる粗粒の堆積物を河床に堆積する。粗粒堆積物は上流域の北アルプスの地質を強く反映した花崗岩類起源の長石・石英・黒雲母からなる砂や新第三系の砂岩、チャートや粘板岩などの古期岩類などからなる礫から構成されている。裾花川は新第三系の中を流れるが、裾花ダムによって土砂の運搬が遮ぎられ、長野盆地への堆積物の供給は少ない。土尻川も新第三系の中を蛇行して流れ、泥や砂を犀川へ供給している。

## V. 地質構造

### V. 1 概要

本図幅地域の地質構造は、長野盆地を境に東と西とで大きな差異が認められる(第53図)。盆地の西側に分布する中新統及び鮮新統には、褶曲が著しく発達する。一方、盆地の東側に分布する中新統には明瞭で直線的な褶曲軸をもつ褶曲の発達が見られない。この両地域の差異については、本間(1931)が指摘し、北部フォッサ・マグナを褶曲区と無褶曲区とに分けて以後も、多くの研究者によってその意義が述



第53図 長野地域の地質構造図

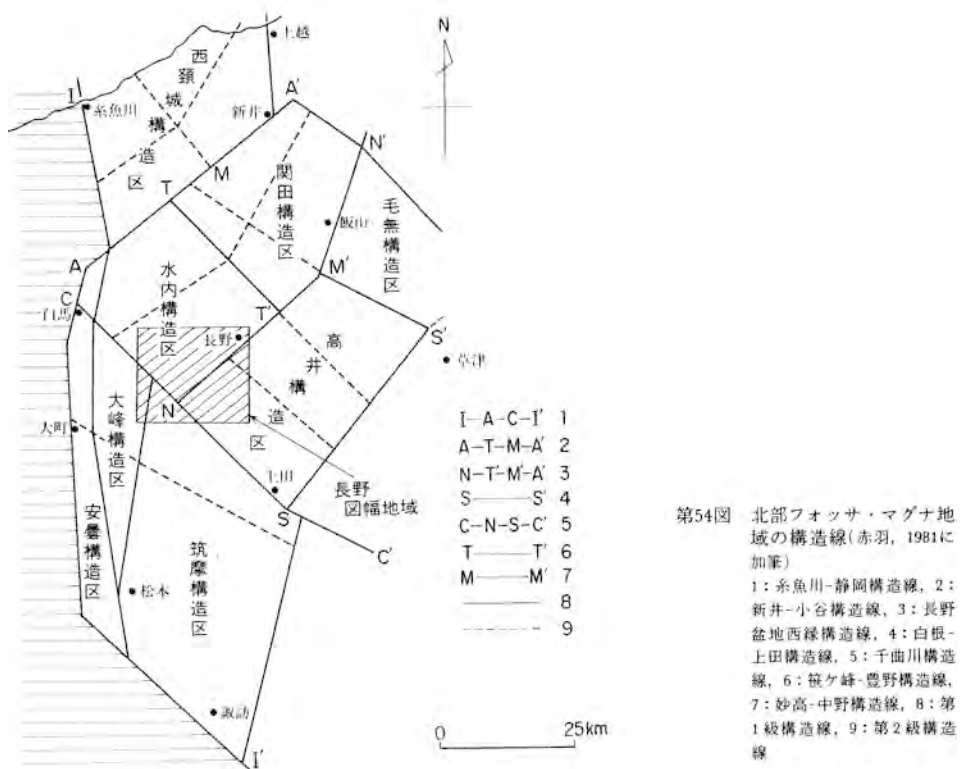
べられてきた。平林(1969a, b)は、地層の走向傾斜や地質構造の検討に基づき、この両地区の境を松本-会田-聖山西側-茶臼山-長野を結ぶ線と考え、この構造線を松本-長野線と呼んだ。

北部フォッサ・マグナ地域を地質構造・堆積作用・火成活動などを総合し、構造発達史的な側面から検討した赤羽(1981a, b, c)は、大きな差異が認められる場所に構造線を推定し、この構造線によって第54図のような構造区分を試みた。各構造区は、一辺が20-30kmの規模を持ち、各時期の堆積盆地の規模とも一致し、堆積盆地の沈降や隆起運動も構造区の範囲内では同一の様式で起ることを指摘した。本図幅地域の西部は水内・高井・大峰・筑摩の4構造区が接する場所となっている。高井構造区に相当するのがいわゆる中央隆起帯(V. 4参照)で、これと水内構造区の境が長野盆地北西縁構造線である。

## V. 2 褶 曲

### V. 2. 1 <sup>すめらぎ</sup> 住良木背斜

八木・八木(1958)の命名による住良木背斜は、本図幅地域の西端に位置し、背斜軸は信州新町越道上屋・中条村住良木大野持畔・根踏・田ノ入・新井付近を走る。軸の長さは約5km、軸の方向は北部でNE-SW、南部でN-S方向を示し北西側へ凸部を向け湾曲する。軸は北部で北東方向へ、南部では南へプランジし、全体としてはドーム状の構造を示す。軸面は高角で南東側へ傾き、北西翼で45-60°、南東



翼は住良木付近で幅700-800mの逆転帯を伴い、その北東側では70-80°の高角を示す。土尻川から南では、両翼とも50°以下と緩やかとなる。背斜頂部の構造は鋭角を示し軸部がつぶれ、全体として両翼が非対称の背斜である。この背斜構造は、地下3,000mの青木層でも確認されている規模の大きい構造で、早くから石油資源調査の対象となり、試掘井が掘られている。

### V. 2. 2 城下向斜

Saito(1962)の命名による城下向斜は、八木・八木(1958)の日高向斜に相当し、中条断層の東側に並行して発達する。軸は長野市七二会遠見・上戸倉・中条村城・城下・西松の木・上長井・信州新町水内寺尾を走る。軸の長さ約5km、軸の方向は北部でNE-SW、南部でNNE-SSW方向をとり、北西側へ凸部を向けて湾曲している。軸の北東端の構造は明瞭でなく、南端は水内断層に切られる。軸面は、垂直あるいはやや北西側へ高角で傾く。梅木川下流域から中条の南にかけての西翼は、70-80°の高角を示し、東翼は北部で緩く南部ほど高角となる。軸部付近の構造は、城下付近で良く観察される。ここでは軸部に水平な部分が発達し、西翼で急に高傾斜になるのに対して、東翼は20-30°の傾きを示している。全体として両翼非対称の向斜である。

この向斜構造に参加している地層は、大久保砂岩泥岩部層と城下砂岩礫岩部層しか確認できないが、周辺の構造からみて、裾花凝灰岩部層までこの変形が及んでいると推定できる。

### V. 2. 3 小田切背斜

鈴木(1938)によって命名された小田切背斜は、その北端部を裾花川まで延ばしてある。しかし、裾花凝灰岩部層内の構造が解明されたことにより、富士ノ塔山付近にはこの背斜軸がないことが明らかとなった。軸は長野市山田中川後・小淵・草崎・五十平・七二会市場・小坂・中条村芦沼を通り、その長さ約7kmと本図幅地域では長い背斜軸である。軸の方向は、北部でENE-WSW、南部でNE-SW方向をとる。軸の北端部は小市断層の影響を受け消滅し、南端部は土尻川下流の五十里付近で南西へ20-30°の角度でプランジする。軸面はほぼ垂直、両翼は急傾斜の所で40-50°を示している。背斜頂部は、北東部に露出する下位層ほど急傾斜を示し、南西部ほど緩い傾斜を示す。これは軸が南西側へプランジするためであり、この背斜は地下深所の軸部ほど両翼が急傾斜を示し、浅い所ほど緩い傾斜を示していることを示唆している。全体としてこの背斜は、両翼が対称である。

この背斜構造に参加している地層は、青木層より上位の地層である。

### V. 2. 4 <sup>なにあい</sup>七二会向斜

八木・八木(1958)によって命名された七二会向斜は、鈴木(1938)によっても指摘され図示されている。小田切背斜の南側に並行して発達するこの向斜軸は、長野市塩生吉野・久保・赤坂・古間・善福寺・大安寺を通り、その長さ約6.5kmである。軸の方向は全体としてENE-WSW方向を示すが、保玉沢・赤坂・矢沢・古間・善福寺付近で方向を変える。軸の北東端は小市断層の影響を受け北東側へプランジし、保玉沢以南では緩く南西側へ全体としてプランジし、南西端は日高江見付近で消滅する。軸部両翼の構造は、小田切背斜と全く類似で、北東部の下位層ほど急傾斜を示し、南西部の上位層ほど緩やか

な傾斜を示している。両翼は一般に30-40°の傾きを示す。

この向斜には、青木層から城下砂岩礫岩部層までが変形に参加している。

### V. 2. 5 神田背斜

八木・八木(1958)によって命名された神田背斜は、その北端及び南端部をどこに決めるか幾つかの考えが出されている(SARTO, 1962; 富沢, 1962b; 犀川団研, 1965; 鈴木, 1976)。軸は長野市篠ノ井茶臼山付近から有旅・十二の北・氷熊・信州新町神田・風越・吉原の北を通り、その長さ約8kmと本図幅地域で最も長い褶曲軸である。軸の方向は、全体としてSNE-WSW方向をとるが直線ではなく一部で湾曲する。軸の北東端は、中尾山断層に切られ、南西端は新町断層の影響を受け南西へ20-30°の傾きをもってプランジする。軸は一般に南西方向へ緩くプランジしている。両翼の傾きは一般に30-50°を示し対称的であるが、傾きは北東部ほど全体に緩く南西部ほどきつくなる。

この背斜には、裾花凝灰岩部層から城下砂岩礫岩部層までの地層が変形に参加している。

### V. 2. 6 折橋向斜

富沢(1953)によって命名された折橋向斜は、高府向斜(八木・八木, 1958)の北東延長部とも考えられていた。本図幅地域の北西端に、折橋向斜の南西端部が位置する。この地域の構造は、矢野(1981b)によって詳細が明らかとなった。ここでは軸が東北東へプランジした舟底型の構造を示し、両翼の傾きは30-50°を示している。

### V. 2. 7 千曲川以西に発達するその他の褶曲

以上述べた本図幅地域で比較的規模の大きい褶曲のほかにも次の褶曲が発達する。

中条向斜：住良木背斜と中条断層との間に位置する。NE-SW方向の軸をもち、北東へプランジする半盆状構造を示している。

矢ノ尻向斜：信州新町の上条から矢ノ尻にかけて、神田背斜と並行する向斜である。

久米路向斜：久米路橋付近を神田背斜に並行して走る向斜である。

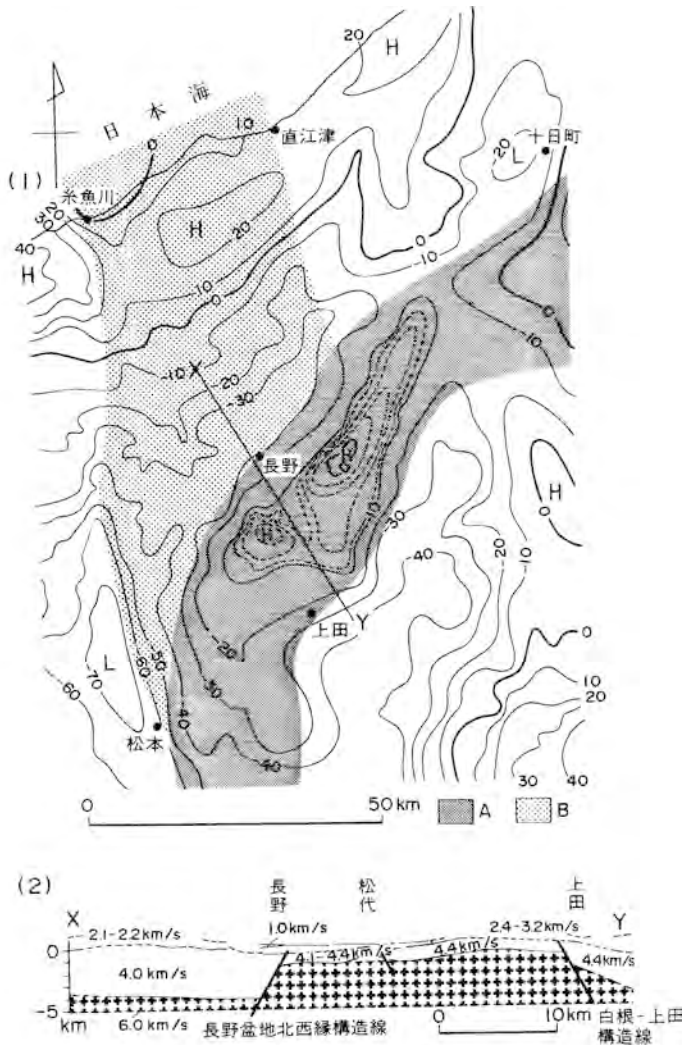
虚空蔵山背斜：久米路向斜の南に並行して発達する。

## V. 3 断層

### V. 3. 1 長野盆地北西縁構造線

長野盆地北西縁部は、水内・高井両構造区の境に当たり、長野盆地北西縁構造線が推定されている(赤羽, 1981b)。この地域には、田子断層(北隣の戸隠図幅地域内)をはじめ西縁に沿う活断層が数多く発達する。これらはいずれも西上がり東落ちの高角逆断層で、西縁に沿う各断層の落差の総計が1,000-2,000mに達する。地形的にも盆地の平坦部と山地との明瞭な境は、N-S方向とNE-SW方向の2種類の直線によって示されている。また、この両構造区の境では、過去に善光寺地震などの第1級の内陸直下型地震が発生している。この構造線の存在は、松代群発地震の際行われた爆破地震動観測(ASANO *et*

al., 1969)によっても確かめられた(第55図)。この結果で注目すべき点は、4.0km/s層が盆地西縁部を境にして、西側地域がその東側地域の3-4倍の厚さを示していることである。この4.0km/s層は、周辺の地質からみてほぼ小川層を中心にした中新統に相当する。これは、小川層堆積時に盆地西縁部を境にして、相対的な西側(水内構造区)の沈降、東側(高井構造区)の隆起を生じるような断層運動があったことを示している。長野盆地西縁部に沿って厚く分布する裾花凝灰岩部層は、この断層運動に伴って噴出したものと思われる。長野盆地の西縁部を形成した活断層は、この古い断裂の再活動の現われとみな



第55図 長野盆地周辺地域の地下構造

(1)北信地域の重力異常図

A: 中央隆起帯, B: 西頸城-大峰地域

(KONO *et al.*, 1982 Fig. 6の一部を簡略化して加筆)

(2)爆破地震動観測による地下速度構造図(ASANO *et al.*, 1969に加筆)



されるが、中新世の運動とは全く逆に、いずれも西上がり東落ちを示している。

水内・高井・大峰・筑摩の4構造区が接する信州新町から中条にかけての地域は、極めて複雑な地質構造を示している。

### V. 3. 2 長野盆地南東縁断層

長野盆地と河東山地境界付近を大略千曲川に沿って北東-南西方向に並走する推定断層群を長野盆地南東縁断層と称する(地質図には示していない)。

この断層は鳥打峠断層(森本ほか, 1966)を除いて沖積面に没しており, 各種の物理探査(V.5 地下構造の章参照)によってその存在が推定されたものである。この断層を境として北西側の長野盆地部では, 重力の局部異常もなく中期中新世以降の貫入岩類の分布は見られないが, 一方南東側の河東山地部では複雑な重力異常分布を示し明らかに地質構造区分の境界をなす。爆破地震動観測の結果でも2.1 km/s-4km/s層がこの断層を境に層厚変化(いずれも盆地側に厚い)を示している。また, 電気探査結果でも, 千曲川上の川中島橋付近において明瞭な電気基盤形状及び比抵抗値の不連続が示されている。鳥打峠断層は森本ほか(1966)によればN40°E, 85°NWで奇妙山火山岩と別所層の境をなし, 北西に約150m以上落ちていると推定され, 更に松代町の北方を南西方向に推定延長されている。これらの個々の断層ないし, 推定断層は必ずしも一連のものではなくその通過位置も厳密には一致しないが, 並走して階段状に長野盆地側が下降する高角断層群であり, 長野盆地の形成に関与したと考えられる。ただし, 第四紀後期に活動した証拠は見いだせない。

### V. 3. 3 河東山地北西-南東性断層群

滝本東断層は, 松田(1967)によって, 火山岩類の分布から推定された断層で, 滝本東方から東隣の須坂図幅内に延び保基谷岳北西に達する。長さ約3kmで南西に約200m落ち, 奇妙山火山岩に覆われることから鮮新世中期以降は活動していないと考えられている。

菅間・竹原・瀬関及び牧内地区の扇状地-山麓部で防災科学技術センターによって実施された13本のボーリング調査によって菅間及び牧内付近で基盤(新第三紀層)が, 約100m盆地側に落ち込んでいることが明らかになった(飯島, 1969)。これらの基盤の落ち込みは菅間では北西-南東方向, 牧内では南北方向であり断層の可能性がある。また, 東寺尾付近にも北西-南東方向に小断層が存在し(沢村ほか, 1967), いずれも松代地域を相対的に沈降させるセンスを持つ。重力調査結果からも松代地域の湾入状低地は顕著な低重力地域であり, 山地との北西-南東方向の境界部基盤に断層が伏在する可能性がある。

このほか, 稲葉北方から新地蔵峠地方付近まで延びる北東落ちの断層があり, 横尾-森-別所層及びプロピライトを切る。

### V. 3. 4 中条断層

新称。鈴木(1938)や鈴木(1976)もほぼ似た場所に断層の存在を指摘し図示している。断層線は, 中条村日下野中内・専納の北・田越・町・手洗を通り, その長さ約9kmである。北端と南端は, 日下野断層及び水内断層に切られる。断層線は田越以北でNE-SW, 以南でNNE-SSW方向を示す。断層面は

垂直ないしやや北西へ高角で傾く。この断層は、西上がりの逆断層である。その落差は、断層の両側の地層が高角度を示すため正確な値を出せないが、南部ほど落差が大きく500mを越えると推定される。

この断層は、断層のセンスや方向からみて、犀川断層の北への延長部に相当するものである。この断層の北及び南にも類似の性格をもつ断層が推定される。

### V. 3. 5 犀川断層

八木・八木(1958)の命名。犀川断層は、犀川沿いに30km以上も連続する。この北端部が本図幅地域の西端に位置する。この断層付近は、構造が複雑で全体として背斜状の構造を示すことからこれまで、様々な見解が述べられてきた。これらの見解については加藤・佐藤(1983)が詳しく述べている。断層の北端は新町断層に切られる。断層の西側は60-70°の高角で西へ傾き安定しているが、東側の断層に近い地域は、70-80°の高角となり一部が逆転して西へ傾く部分も認められる。全体としては断層の西側地域が東側地域へ押し上げる逆断層である。断層面は60-70°西へ傾き、断層面付近には破砕帯が発達する。

斎藤(1980)は、新町小学校改築のための造成地において古い地すべり崩土が、西上がり東落ちの断層によって切られている事実から、これはこの地を走る犀川断層の新しい時期における活動であり、犀川断層は活断層であると述べた。

### V. 3. 6 梨久保断層

AKAHANE(1980)の命名。梨久保断層は、長野市塩生の滝沢から梨久保・吉窪・花上と走る断層である。これは裾花凝灰岩部層の下部層と上部層との境をなしている。断層線の長さは西側で約2.5kmであるが、小市断層に切られた東部が平林の東から安茂里へ連続し、全体の長さは約6kmを示す。断層面は高角で北へ傾き、北側が南側へ押し上げる逆断層である。この落差は200m以上と推定される。

### V. 3. 7 中尾山断層

AKAHANE(1980)の命名。中尾山断層は、長野市川中島犀口付近から小松原の西・中尾山・茶白山の南と走る。断層線の長さ約3.5kmでNNE-SSW方向に直線状に延び、断層面は高角で南東に傾く、東上がり西落ちの逆断層である。落差は数100mと推定される。中尾山の断層面付近には破砕帯が発達し、この境から鉱泉が湧出している。北端部は小松原の西に当たり厚い崖錐性堆積物に覆われる。南端部は、茶白山地すべり地の上部に位置するが、それより以南への延長はつかめていない。

### V. 3. 8 千曲川以西に発達するその他の断層

以上述べた比較的規模の大きい断層は、いずれも長野盆地北西縁構造線に類似の方向を示している。これらの他にも茂菅付近を走る茂菅断層、旭山の南東に位置する平柴断層、犀川断層と中条断層との間の山上条断層、聖川沿いに走る聖川断層、小山田池から岡田にかけての断層などが確認又は推定される。

一方、これらに直交するNW-SE方向の断層も数多く発達するが、NE-SW方向の断層に比べてその存在がはっきりしないものが多い。このNW-SE方向の断層の特徴は、垂直変位量に比べて水平変位量が大きいことである。この種の断層には、長野市西長野を走る門沢断層(斎藤, 1957)、小市から深沢

に走る小市断層(AKAHANE, 1980), 滝沢の西を走る滝沢断層(AKAHANE, 1980), 中条村日下野の日下野断層, 信州新町神田から茂菅へ走る水内断層, 信更町水熊から西山田へ走る赤田断層, 信州新町の新町から信更町高野へ走る新町断層(SAITO, 1962)などがある。

#### V. 4 中央隆起帯

飯島(1962)は, 信州内村地方から上越水上地方にかけて, 大略, 北東-南西方向に延びる中新世初期のグリーン・タフ火成活動を伴う地帯を広義の中央隆起帯と呼んだ。これには, 彼のいう小諸堆積区, 吾妻堆積区, 狭義の中央隆起帯及び荒船隆起区を含んでいる。この隆起帯は中新世中期に(半)深成岩体の侵入を伴い, 鮮新世には深成岩体に沿った外側の地域に陸成層(小諸層群など)を堆積して溶結凝灰岩の活動を伴うことで特徴づけられる。特に, 中新世に貫入した石英閃緑岩-ひん岩類及び鮮新世-第四紀の火山岩類の分布する隆起の顕著な帯状の地域は狭義の中央隆起帯と称される。本図幅地域南東部の千曲川以東の山地(いわゆる河東山地)は, この狭義の中央隆起帯の一部をなす。

中央隆起帯は全般に中期中新世以降, 北東-南西方向に帯状に隆起してきたと考えられるが, 全域にわたって一様に隆起してきたわけではない(KATO, 1979)。本地域においても, 沢村ほか(1967)が指摘するように更埴市森を中心に北西-南東方向を長軸とし幅7km, 長さ10km以上に達する半ドーム状の箱型隆起が知られ, 更に北東方の若穂町を中心とする同様のドーム状隆起も推定される。したがって, 両者に挟まれた松代区域は相対的な沈降区である。すなわち, 中央隆起帯は全体として北西方向に傾動し隆起しつつも, 隆起帯内部では隆起の程度に差違があり, ブロック化され相対的な上昇沈降域が生じていたといえよう。

#### V. 5 地下構造

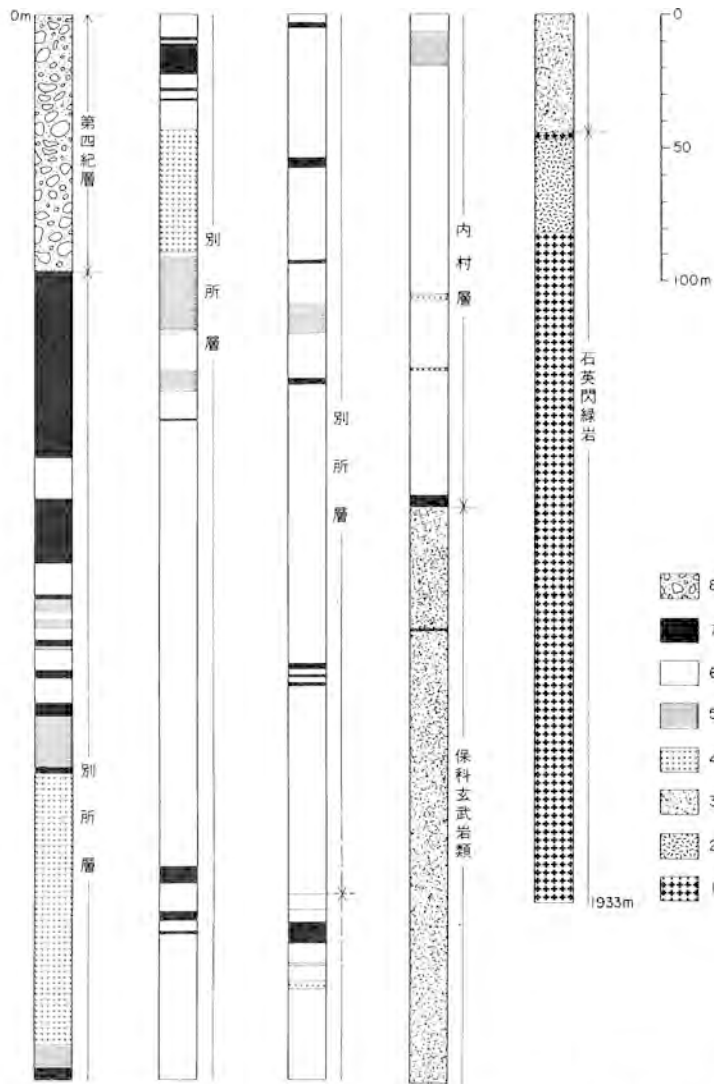
松代群発地震を契機として, 本地域で実施された種々の物理探査や試錐調査結果を要約し, 地質調査結果と合わせて検討を加え, 本地域の地下構造を明らかにする。

はじめに ASANO *et al.* (1969a, b)による爆破地震動観測結果である A, B(第55図(1)X-Y)両側線における速度構造断面図(第55図(2))をもとに地質学的解釈を試みる。

中央隆起帯の地表下約1km前後の浅所まで6km/s層が存在することが注目される。

防災科学技術センターによる国民宿舎松代荘における深層ボーリングの結果(高橋, 1970; 長野県建築士会, 1973など)(第56図)によれば, 深度約1,680m以深(標高1,300m以深)は石英閃緑岩で, この位置は6.0km/s層の最上部とされるから, 少なくとも中央隆起帯の松代付近地下の6.0km/s層は地表で観察されるのと同様の中期中新世以降に貫入した石英閃緑岩-ひん岩類である。しかし, 5.9-6.0km/s層のすべてがこの貫入岩類とは考えられない。また, 星野・南雲(1967)によれば, 松代町白石で別所層を貫く閃緑岩の湿潤P波速度は5.13km/secである(井波和夫測定)。特に, B測線における長野以北のそれは, 斎藤(1970)の指摘にもあるように先新第三系の基盤岩である可能性が高い。

また, 中央隆起帯部においても, 森本ほか(1966)は証拠を示していないが, 古生代の堆積岩及び(又



第56図 松代町における防災科学技術センターによる深層ボーリング柱状図(高橋, 1970; 斎藤, 1970及び長野県建築士会, 1973から作図)

は)中生代の花崗岩類であろうと推定している。沢村ほか(1967)は、新第三系の石英安山岩質凝灰岩(内村層)中に千枚岩岩片を発見し凝灰岩の噴出源に變成した古生層(中国地方の三郡變成岩に当たる?)の伏在を推定した。

一方、中山断層以西に分布する最上部鮮新世の大峰累層中の溶結凝灰岩には角礫状の硬砂岩や頁岩、濃飛流紋岩類、亜円礫状の白亜紀花崗岩が多数捕獲されるが、中山断層以東に分布する後期中新世の裾花凝灰岩部層中の溶岩-凝灰岩中の捕獲岩片には角礫状のチャートや黒色頁岩及び円礫状の綠色岩が多く、花崗岩は見当たらない(加藤, 1980; 加藤・佐藤, 1983; 佐藤・加藤, 1984)。

また、星野・南雲(1967)によれば、若穂町窪山南の沢で採取した守屋層に属する玄武岩の湿潤P波速度は6.43km/sである。

以上から、本地域の6km/s層は中央隆起帯地域で一部初期中新世の火山岩類を含む可能性はあるものの、一般に先新第三系の堆積岩(一部変成岩)とそれを貫く中新世の貫入岩類からなる可能性が強い。

中央隆起帯における4km/s層は、地表調査結果から得られた地質断面図、深層ボーリングの結果から中期中新世の内村層及び別所層に相当する。星野・南雲(1967)によれば、松代町西条南で採取した別所層の黒色頁岩の湿潤P波速度は4.81km/sであり、山田(1968)及び山田ほか(1976)による安曇平における人工地震探査結果からも糸魚川-静岡構造線以東の3.8-4.2km/s層は、内村-別所-青木層に相当すると解釈され、上述したことを支持している。高橋(1970)によって示された深層ボーリング結果の解釈による深度1,386-1,643mに分布する保科玄武岩類がこの層に含まれるか否か検討の余地がある。また、長野盆地底で後期中新世層が分布するにしても、大部分中期中新世と思われる。斎藤(1970)は証拠を提示していないが、恐らく岩相から、内村層と別所層の境界を深度1,100m付近に推定している。

一方、長野盆地以北の4km/s層は、地表調査結果から得られた地質断面図及びボーリングから、青木層-小川層(裾花層を含む)に相当し、大部分中-後期中新世層であり、内村層が伏在する可能性は少ない。

A測線における3.3-3.5km/s層及びB測線における3.2km/s層は、地表地質と対応させると内村-別所-青木-小川層である。南雲ほか(1967)による松代の気象庁地震観測所坑内における弾性波速度測定によれば、黒色頁岩は3.2km/sである。したがってこの3km/s層も地質学的には4km/s層に含まれ中-後期中新世層として一括されよう。

中央隆起帯北西縁部の長野盆地底における2.1km/s層は、斎藤(1970)の指摘にあるように豊野層及び最上部猿丸層に相当し、更新世層である。安曇平においても、2.6km/s層は洪積砂礫岩(山田, 1968: 山田ほか, 1976)であることもこれを支持する。

長野盆地北西側山地では、地表部の2.1km/s層は主に柵層-猿丸層とそれに伴う火砕岩類に相当し、鮮新世である。しかし、地質断面図とはその下底部は一致しない。すなわち、ここでは、弾性波速度のみでは、地層境界を識別し得ない。

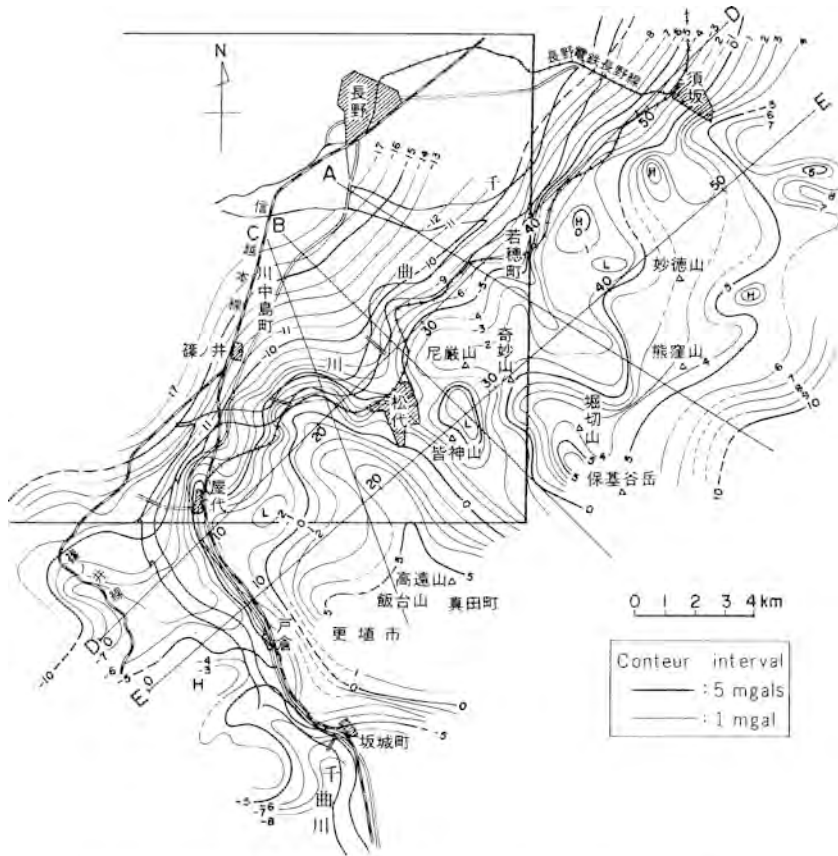
中央隆起帯最上部の1.2km/s以下の層は大部分完新世の崩積堆積物-扇状地堆積物-湿地堆積物等であり、安曇平においても1.2-1.5km/sは沖積層に相当するが、2.1km/s層との境界が厳密に完新世-更新世の境界であるか否かは検討の余地がある。

中央隆起帯地域の重力調査結果については、瀬谷(1966, 1967a,b及び1969)の報告に基づいて以下に要約する(第57図)。

重力値は、一般に南東に高く北西に低く、重力値の変化は長野盆地部ではほぼ一様で単調であるが、河東山地部では北西-南東方向に高重力域と低重力域が交互に配列している。また、局部異常も山地部で顕著でやはり北西-南東方向の配列がみられ、これは、第三系及び貫入岩類の分布と対応する。更に、皆神山付近で顕著な低重力域が存在することが注目される。

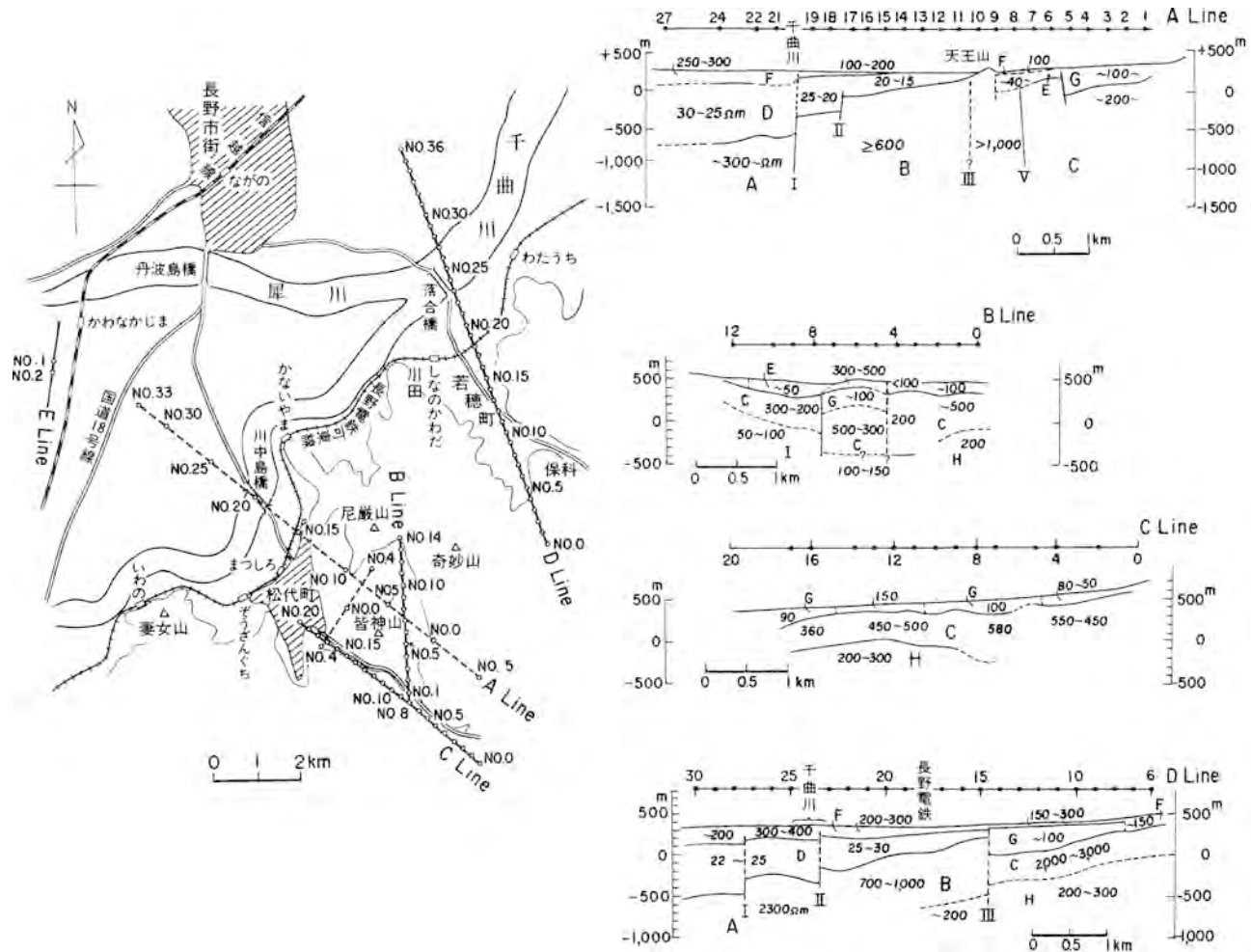
重力分布の様相が異なる千曲川沿いに北東-南西方向に断層の存在が推定される。

本地域及び隣接地域において実施された電気探査結果(小野, 1967, 1969; 瀬谷, 1967b)を要約する。



第57図 松代地域のブーゲー異常図( $\rho=2.3$  C.G.S.) (瀬谷, 1969) (枠内が長野国轄地域)

第58図に示されるように幾本かの断層状不連続線があるが、特にA測線で千曲川を横切る点を通る不連続線は、他の物理探査結果や地質調査結果と合わせて検討すると最も断層の可能性が高い。また、B測線の結果から皆神山付近で陥没状構造が推定されるが、他の不連続線と合わせて今後更に検討が要される。



第58図 松代地域電気構造断面図(小野, 1967, 1969)

## VI. 応用地質

### VI. 1 非金属鉱床

主なものとしては、以下に述べるように梵天山ろう石鉱山と矢崎山陶石鉱山がある。これらのほか、長野市篠ノ井上石川では裾花凝灰岩部層中の真球岩溶岩を珪石として小規模に採取している。

#### VI. 1. 1 梵天山ろう石鉱山

**位置** 更埴市八幡中原梵天山。

**鉱山の概況** 株式会社勝光山鉱業所の経営下にある長野鉱業所が稼行中である。

当鉱山が開発されたのは、昭和17年に耐火物原料として小規模な採掘が始められた。本格的な採掘は、昭和36年頃から始まり、当時の出鉱量は月産約300t、屋代の工場で水簸精製された後製紙用コーティングクレアの原料として出荷していた。現在は、月産ろう石20t、珪石200-300tを採掘し、ろう石は耐火物原料、けい石は農薬の原料として出荷している。

**地質** 本鉱床は、本図幅の桑原火山岩中に胚胎する。鉱山付近の地質は、下部安山岩類とこれを不整合に覆う塩基性安山岩類からなる(藤井, 1967)。

**変質** 藤井(1967)によれば、下部安山岩類に一般に見られる変質作用は、粘土化作用で常に黄鉄鉱化作用を伴っている。生成されている粘土鉱物は、絹雲母・パイロフィライト・カオリン鉱物などである。塩基性安山岩類中には、顕著な珪化帯が認められる。梵天山ではけい化帯と錯綜してろう石化帯が賦存する。

#### 梵天山鉱床

この鉱床を詳しく調べた藤井(1967)は次のように述べている。珪化帯は変質帯の骨格を形成し、梵天山の尾根を中心に広く分布する。珪化帯は一般に黒灰色-暗灰色を示し、通常微粒の石英が集合した径1-3mmの顆粒状の粒塊が膠結されたような外観を有す。また、個々の粒塊が角礫状を呈したり、軟質で微粒の磨き砂に類似するところも認められる。ろう石化帯は、珪化帯の中に数か所に分れて分布し、南・北・中央及び東鉱体と呼ばれている。これらは不規則な塊状、層状、円筒状などの形態を示し、深部で相互に関連している可能性が強い。ろう石化帯は、灰白色・白色・淡黄色などを示し、緻密で土状を呈する。ろう石鉱石は、一般のろう石に見られるようなろう感やじん性が全く認められず、一見カオリン質粘土のような外観を示す特異なろう石である。鏡下では、基地はごく微粒のパイロフィライトからなり、組成鉱物としては他に明ばん石・金紅石・ダイアスポアが認められる。当鉱山のろう石の特異性の一つは、パイロフィライトの粒度が径 $2\mu\text{m}$ 以下と細かい点である。

梵天山鉱床は、複輝石安山岩を原岩とし、地表にごく近い浅い所で生成されたものと考えられる。恐らく高温の噴気作用などにより安山岩中に不規則な形態の多孔質帯が形成され、これを中心に変質が行われたと推定される。



## VI. 1. 2 矢崎山陶石鉱山

**位置** 更埴市八幡郡矢崎山.

**鉱山の概況** 現在稼行されていないが、昭和42年頃年産約2,500tを出荷していた。小泉・向井(1967)によれば、この鉱山は裾花凝灰岩部層の流紋岩が熱水変質して形成されたものであり、陶石は極めて均一な変質を受けている。鉱石は鉱物組成によって(1)石英+ハロイサイト+長石、(2)石英+絹雲母、(3)石英+絹雲母+カオリナイト、(4)絹雲母の4つに区分され、(2)の組み合わせが量的に多い。これらは、耐火物の原料として利用された。当時の推定鉱量は、約55万tであった。

## VI. 2 採石・石材

千曲川以西地域で採石の対象となっているのは、新第三系を貫くひん岩や安山岩、荒倉山火砕岩部層中の安山岩溶岩、裾花凝灰岩部層のガラス質溶岩などである。

貫入岩類のひん岩や安山岩及び溶岩は、建築用骨材として採石されている。戸隠村祖山第一・長野市小鍋千木の西・七二会平出の北・小川村味大豆の東・信州新町中牧小沢などはこの種の採石場である。長野市西長野の郷路山でもかつて石材として採石していた。また、更埴市稻荷山の湯の崎では、かつて裾花凝灰岩部層の溶岩を、湯の崎石として採石し石材に利用されていた。

河東山地においては、中新世貫入岩類(例えば、更埴市生萱付近のひん岩)や、既述したように、柴石と称される鮮新世の奇妙山火山岩の一部が石材として利用されている。また、ムラサメ石と称される変水変質を受けた頁岩が硯石等に利用されている。

## VI. 3 白土

長野盆地西縁部に分布する裾花凝灰岩部層中のデイサイト質凝灰岩層は、古くから白土(酸性白土)として採取されていた。これまで採取されていた主な場所は、長野市安茂里境沢・犀沢・小田切滝沢山・新橋の南・共和濁沢・中尾山などである。昭和40年頃は、これらの場所で14社ほど採掘していたが、現在は犀沢と滝沢とで2社が月産120-130t採掘しているにすぎない。用途は70%が工業用クレンザーの原料として利用されている。白土中の珪砂は、農業に使われている。

採掘している層準は、いずれも裾花凝灰岩部層の下部層の小市デイサイト質凝灰岩層と滝沢デイサイト質凝灰岩層である。

## VI. 4 亜炭

本図幅地域には優良な炭鉱はなく、現在採掘している炭鉱もない。しかし、かつて信州新町牧田中の高萩や中原、水内の花倉などでは、城下砂岩礫岩部層の亜炭層を採掘した時期があった。長野市安茂里でも採掘されたことがある(八木・八木, 1958)。

## VI. 5 石 油

本図幅地域で石油に関して特記すべきものはないが、長野市小田切小淵と論地との間に当たる小田切背斜軸部において、大正11-12年頃日本石油株式会社が網掘で2井を試掘した。1号井は論地泥岩部層を180m掘下すと裾花凝灰岩部層に達し、この間115mでガスの噴出、195mでガス及び油気、228-309mでガスの噴出、以下570mまで掘進したが石油の徴候なく掘止めとなった。2号井は495m掘進した(八木・八木, 1958)。

その他の地域では、長野市茂菅の裾花川河床に石油やガスの徴候が認められているのみである。

## VI. 6 鉱 泉 ・ 温 泉

千曲川以西地域には、温泉は少なく善光寺温泉のみであるが、鉱泉は多数ある。善光寺温泉は、長野市西方の裾花川河床から湧出するガスを含む温泉であり、裾花凝灰岩部層と論地泥岩部層との境界付近から湧出する。温泉の温度は、坑底で32°C、表面で26°C、pH7.6、固形物は総量1.627g/l、そのうちNaCl0.979g/lでアルカリ性の硫黄泉である(八木・八木, 1958)。

鉱泉は次の2種類に区分できる(八木・八木, 1958)。

(1) 硫化水素ガスを発散する鉱泉：硫化水素を発散し、硫黄芝を形成し、下底に黒色泥を沈殿する。

長野市山ノ神—pH7.2, 9-12°C, 硫黄泉, 裾花凝灰岩部層中より湧出。

長野市茂菅ブス沢—pH9.2, 13°C, Cl 540mg/l, 硫黄泉で硫化水素臭が著しい。裾花凝灰岩部層より湧出。

長野市安茂里小市仏沢—pH8.4, 16°C, 硫化水素が多い。裾花凝灰岩部層より湧出。

長野市小田切保玉—pH8.0, 18.7°C. 裾花凝灰岩部層より湧出。

長野市西長野竜宮淵—裾花川河床より湧出。

長野市共和中尾山—pH6.2, 硫化水素臭著しい。裾花凝灰岩部層中の中尾山断層より湧出。

更埴市稲荷山—23.1°C, 源泉は山麓にあるが、千曲川河岸に引湯し利用。

(2) メタンガスを伴う鉱泉

長野市西長野塩ノ湯—pH6.8, 22°C, 塩分を含み Cl 300mg/l, 硫黄泉, 郷路山下の裾花凝灰岩部層より湧出。

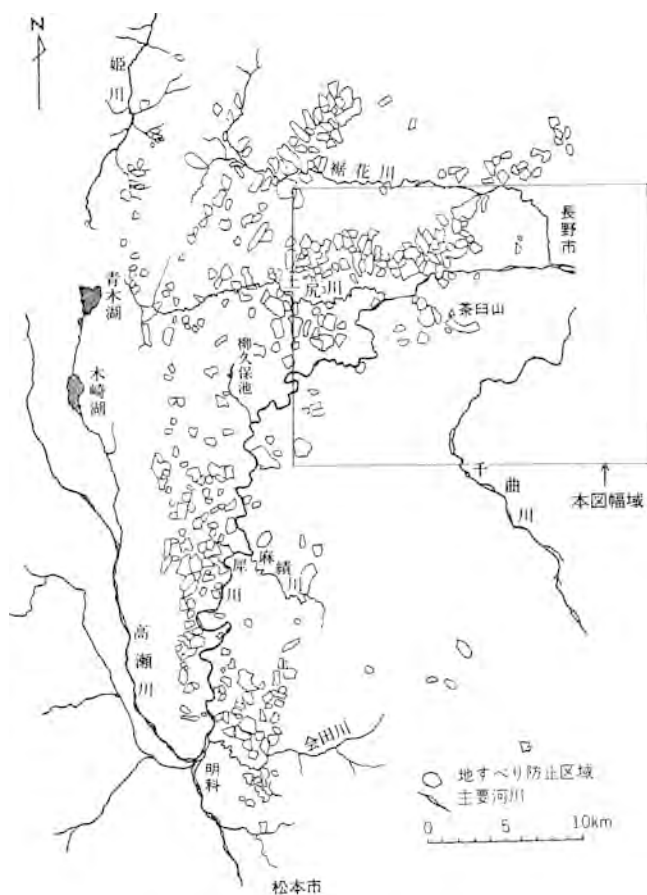
長野市往生寺塩沢—pH6.8-7.2, 20-22°C, 塩分多く Cl 654mg/l, 裾花凝灰岩部層より湧出。

以上、千曲川以西の温泉や鉱泉は、いずれも裾花凝灰岩部層より湧出し、長野盆地西縁構造線との深い関係を示唆している。河東山地では一般に、隣接図幅(須坂及び坂城)地域の温(鉱)泉と合わせ検討すると、中央隆起帯における温泉の分布密度及び泉温が他地域より高い傾向があり、地質構造区分と良い対応をなすことが特徴的である。特に松代地域の温泉(例えば、加賀井温泉など)はその湧出量や化学組成が松代群発地震の消長と関連して変化したことが報告されている(中村ほか, 1967; 飯島・斎藤, 1968; 野口ほか, 1969)。このほか、更埴市の岡地、石杭及び稲荷山からも鉱(温)泉の湧出が知られている(角, 1975)。

## VI. 7 地すべり

長野県には昭和60年3月現在、地すべり防止区域が480箇所指定されている。第59図は、犀川流域の地すべり分布を示している(望月, 1971)。犀川流域は、日本でも有数の第三紀層地すべり分布域であるが、その中でも本図幅地域の北西部は、最も地すべりの集中分布する地域である。国土庁では、この地すべり分布密度の高い犀川中流域を対象に、地すべり災害地の土地保全図(縮尺5万分の1)及び付属説明書を作成し、第三紀層地すべりの対策に関する「土地保全調査手法書」を作成しようとしている(国土庁, 1984)。

本図幅地域の地すべりは、虫倉山や陣場平山の南麓、土尻川の下流域に集中分布する(第59図, 第60図)。この虫倉山・陣場平山の南麓に発達する地すべりについて望月(1971, 1983)は、次のような特徴



第59図 長野県中・北部地すべり分布図(望月, 1971)



第60図 長野市七二会地区地すべり分布図(望月, 1971)



第61図 犀川左岸の地すべり地形(中条村日高江見)



第62図 大久保砂岩泥岩部層の地すべり  
(小川村佐峰)



第63図 大久保砂岩泥岩部層の地すべり(中条村御山里沢尻)

を述べている。

- 1) 地すべり地は、第60図に示すように特定地区に集中している。この地区は泥質岩地帯である。地すべり地分布を規制する最も大きな要素は、地質的に岩質である。背斜軸付近に地すべり地が多い傾向が認められるが、同じ背斜軸上でも砂質岩分布地に地すべりは少ない。
- 2) 地形は地すべりの発生に対して、それほど強い影響を与えていない。浸食の進んだ溪流沿いに地すべりが特に多いという傾向もなく、また谷頭部に多発する傾向も地質条件と合致した場合はじめて現れている。
- 3) 火砕岩層周辺部からの湧出地下水は、水田の分布を規制するが、地すべり地の分布とは密接な関係を持たない。しかし、平坦面上を伏流する場合には、地すべりの一原因となっている。
- 4) 地すべりは地すべり面の浅い浅層型と深い地塊型に分けられ、浅層型がこの地域に多い。
- 5) 火砕岩層(荒倉山火砕岩部層)からなる山腹は、急激な崩壊を起すが、徐動性の地すべりを起し難い。しかし、泥質岩を混在する時は規模の大きな地すべりを起す傾向がある。

一方、斎藤(1982)も長野県北部の第三紀地すべりの発生状況について、分布、地形、地質、地質構造との関係を検討し、地形的には標高600-900mの範囲に、地質的には泥質岩の優勢な地層の分布域に、構造発達史の見地からは造構歪の集中地帯に多く発生している。しかし、これらの地すべりの大半は、旧史地すべりの再活動であると指摘している。

以下では、本図幅域に発生した大規模地すべりである茶臼山地すべり、倉並地すべり、鬼無里地すべりの概要を記す。

#### VI. 7. 1 茶臼山地すべり

**位置** 長野盆地の西縁部に当たる長野市篠ノ井西方の茶臼山(730.0m)南東麓。

**歴史** 1830年頃茶臼山南峰の一部に崩壊、1847年善光寺地震により南峰山体に亀裂が発生、1884年頃から山頂部の亀裂拡大が始まった。1898年頃頂上から不動島上方にかけて緩慢な地盤変動により不動島上方に隆起現象が認められる。1911年頃隆起現象の生じた地域の土塊が緩慢な下方移動を始めた。1930年梅雨期の長雨後、滑動が急に速くなり滝沢川沿いに山新田集落上方へ押し出す。1932-1943年滝沢川沿いの土塊流下ももっとも激しく、先端部の速度93m/年に達し、その後次第に緩慢となる。1944年4月より下流への押し出しが活発となり、下部では土塊が岡田集落へせまるとともに扇状に拡大した。滑動は1959年をピークにその後次第に緩慢となり1964年頃までこの傾向が続いた。1965年以後たまたま発生した松代群発地震と歩調を合わせるようにして、再び全域で移動が活発となったが、1966年をピークにその後動きが急減し今日に至っている。これらの経過を整理した望月(1977)は、茶臼山地すべりの発達過程を次の5段階に区分した。第1期(準備期)1847-1883年、第2期(地すべり発生地帯における変動期)1884-1929年、第3期(第1回目の下流への著しい滑動期)1930-1943年、第4期(第2回目の下流への著しい滑動期)1944-1964年、第5期(安定期)1965-現在。

**概要** 形態は第64図に示すように、延長2,000m、幅130-430m、面積約46ha、滑動層の深さ平均20m、移動土塊量約900万m<sup>3</sup>と見積られている。地すべりは、はじめ上方部800mの間で発生し、その土塊がここにあった滝沢川の流路沿いに滑動して現在の形になった。したがって、上方部800mを地すべり発生地帯、下方部1,200mを二次的地すべり地帯と呼んでいる(長野県土木部、1982)。

**地すべり地の地質** 地すべり発生地の茶臼山南部は、裾花凝灰岩部層に論地泥岩部層が整合に重なる



境界部に位置している。地すべり面は、この論地泥岩部層最下部の泥岩層中に存在する。また、茶臼山付近をNE-SW方向に延びる神田背斜軸が走り、この軸は南西側へプランジしている。この背斜の南西翼に地すべり地が位置している。

**地すべり機構** 長野県土木部(1982)によれば、茶臼山地すべり発生地帯は明らかに岩盤地すべりとしての性格をもち、主すべり面は裾花凝灰岩部層直上部の炭質泥岩層内に形成され、泥岩層の走向・傾斜に規制され、移動の主方向も同様に泥岩層の構造に規制されている。地すべり発生地帯における地すべり規模は、発生当初から現況に近い規模をもち、地すべり面の深度は現況地盤面から最深部で40m(地すべり発生前斜面から80m)に達する深層すべりである。しかし、地すべり発生地帯最上部では、段階的にブロック状の地域拡大がみられ、これによって茶臼山南峰頂上の南西側山腹の一部も滑落するに至った。下方への土塊移動は、活発化する時期と次第に安定化する時期が交互に現われるが、活発な時期はブロック状に拡大した上部岩塊が横移動を起してきた時期と一致する。山体の異状は善光寺地震を契機にして発生しており、地すべり地右岸側境界をなす崖(側面滑落崖)は、地震時に形成されたと見られる内在的な亀裂に規制されている。

## VI. 7. 2 倉並地すべり

**位置** 陣場平山の南東麓に当たる長野市七二会倉並の矢沢上流域。

**歴史** 1847年の善光寺地震によって倉並北西部の山地が大崩壊し、当時の倉並部落を崩土が覆い、矢沢川の上流を埋積した。この埋積崩土は15-45mの厚さに堆積した。1887年頃より地すべり地の南端の変動が認められ、1908年1月部落中部に亀裂が生じ、それより南側地域が徐々に沈下を始めた。この土塊の滑動は、緩慢なものであり、横方向への移動も著しくなかったため、人家の倒壊などはなかった。上流域の地すべりブロックの変動も間欠的に起っているが、急激な滑動は認められず明確な記録もない(望月, 1983)。

**概要** 矢沢川上流の南に面した緩斜面上にあり、標高540-910m、延長1,450m、最大幅600m、地すべり防止区域面積61.9haの規模をもつ。上部に馬蹄形状の急傾斜山腹(滑落崖)が2箇所認められ、これより下位が地すべり地である。地すべり地は、現在の滑動状況から大きく4つのブロックに区分されている(望月, 1972)。

**地すべり地の地質** 地すべり発生地は、大久保砂岩泥岩部層と荒倉山火砕岩部層との境界部付近に位置している。上部の滑落崖は荒倉山火砕岩部層の最下部に当たり、その下位には一部に火砕岩類を挟在する泥岩からなる大久保砂岩泥岩部層が分布する。現在すべっている倉並集落より南側の基盤には、論地泥岩部層が分布する。これらの新第三系を浸食してできた矢沢川の上流部を地すべり崩土が厚く埋積している。地すべり地内の崩土には、荒倉山火砕岩部層の岩塊を多量に含んでいる。

**地すべりの機構** 本地すべりは、泥岩と火砕岩層が複雑に混じり合った地下構造をもつ上に、過去に崩壊あるいは地すべりを行った崩積土が厚く分布し、これが集落上方で埋没谷を形成している。キャップウォーターとして湧出した地下水が埋没谷内を通過する伏流水となり、この一部が浅層地下水となり集落下方に湧出、一部が深層地下水となって地すべり地に流入している。このような機構と関連して岩盤地すべりの性格をもつ地盤変動を発生していると見られるが、その動きは極めて緩慢な場所と急激な



場所に分れ、両者が多年にわたりその運動を続けている(望月, 1983).

### VI. 7. 3 鬼無里地すべり(萩之峰地すべり)

**位置** 虫倉山の北西に当たる小川村の飯縄山北斜面から鬼無里村萩之峰にかけての地域.

**概要** 昭和48年4月18日12時40分頃、萩之峰集落南方の飯縄山(標高1,220m)の山頂部に近い北側山腹が大音響を伴って崩壊し、崩壊土石流が山腹の宮沢と和奈出沢の二つの沢に分流して、沢沿いに北方へ流下した。その延長約2km、末端は裾花川岸の平地にまで到達した。上部滑落崖は和奈出沢と宮沢の間をまたいで大きな馬蹄形状をなし、その落差約20m、延長450mに達した。流出した土石流は沢に沿ってそれぞれ幅50-200m、厚さ5-10m程度とみられる。土石流の速さは崩壊発生直後はかなり速く、上部滑落崖から県道下方までの約1,000mを30分程度で押し出し、その後徐々に速度が落ち、流動は19日の明け方まで続いた(望月・斎藤, 1976)。

## VI. 8 地震

長野県内に発生した地震の多くは、北信地方に集中して起っている。本図幅地域に震源をもつ著名な地震に、善光寺地震と松代群発地震がある。以下にこの両地震の概要を記す。

### VI. 8. 1 善光寺地震

**発生日時** 1847年5月8日(弘化4年3月24日)午後10時頃(夜四ツ時)

**震源** 長野市西方(詳しい位置不明)。

**マグニチュード** 7.4(東京天文台, 1984)。

**震度分布** 佐山・河角(1973)は、国際12階級震度階を使用して震度分布図を作製した。これによれば、震度10以上(気象庁震度階VI-VII)の地域が、長野盆地や飯山盆地及び長野市西方の山地に多い。

**被害の概要** 1) 死傷者 死者総数10,000人前後(佐山・河角, 1973)。  
2) 家屋の被害 潰家34,000戸前後。  
3) 地変 善光寺地震の特色の一つに地盤変動がある。この地変には、山崩れや地すべり(第65図)のほか、地震断層や地割れの発生、これらに伴う河川の堰止めが生じた。

山崩れや地すべりは、古文書で「山抜け」と称されるものである。規模の大きい山抜けは、虚空蔵山(岩倉山)、虫倉山、陣場平山、真神山、旭山、髻山、吉山などで生じ、これらの地域では現在も山崩れが続いている。これらの地域の多くは、本図幅地域に含まれている。虚空蔵山の崩壊については、新时期崩積堆積物の項で述べた。虫倉山や陣場平山の南麓では、この山崩れによって多数の家が埋没し多数の死者を生じた。それは旧日里村の伊折・太田・上及下・中・高巾寺・新井・横道・地京地・藤沢・梅ノ木・城之腰・蔵本・親沢・念仏寺・平沢、七二会では倉並・坪根、小田切では山田中・吉久保などの集落であり、現存しない部落も多い。山崩れは河川の堰止めをいたる所で生じた。最も大規模な堰止めは、虚空蔵山の崩れによる犀川の堰止めである。弘化4年3月24日に堰止められた犀川上流域は、日に5-6寸ずつ水位が上がり深さ70m、長さ23kmの大きな湖を形成し、19日後の4月13日午後4時頃決壊

し、下流域を鉄砲水が襲った。この洪水は長野盆地の平坦部を広く覆い、この洪水の高さが小市で6.5丈(21m)、千曲川で2丈(6m)、松代で2丈、川田で5尺、飯山で1.3丈、長岡で5尺に達し、24時間後の14日午後4時に新潟の日本海へ流れ込んだという(武者, 1943)。このほかにも土尻川や裾花川で堰止めが生じた。

地変のもう一つの特色は、地震断層が2箇所が生じたことである。一つは、長野県庁の南から旧議事堂、旧刑務所内を通して信州大学教育学部を横切り立町辺に至る $N10^{\circ}E$ を示す長さ1kmの断層で、県庁付近で7-8尺落差を生じた西上がり東落ちの断層であった。もう一つは、川中島小松原から段ノ原にかけて、ほぼ $N10-15^{\circ}E$ 方向をとって、約1.5kmにわたって生じた。この断層も西上がり東落ちで落差6-7尺に達した(武者, 1943)。

4) 地下水の変化 川中島でほとんどの井戸水が止まった。温泉も温度や温量に変化がみられた(佐山・河角, 1973)。

このほかに、地鳴りや発光現象が記録されている。余震は、3月24日夜の大地震以後25日にかけて大小80回ほどあり、4月20日頃まで頻繁に続き、それ以後は少なくなった(佐山・河角, 1973)。



第65図 善光寺地震による地すべりで倒れた臥雲の三本杉(中条村日下野臥雲)

## VI. 8. 2 松代群発地震

長野市松代町皆神山付近を中心に、1965年8月3日から数年間にわたって発生した多数の微小-小地震群(1970年末までに有感地震総計62,821回、全地震数711,341回)を松代群発地震と称する。

地震活動の経過は概略次のとおりである(相原, 1967; 気象庁, 1968など)(第67図)。

第1期(1965年8月-1966年2月)。

皆神山を中心とする半径約5kmの範囲内に震源が集中した。この時期の最大地震はM5.0ないしM5.1で震度Vに及んだ。

第2期(1966年3月-7月)。

震源域は北東-南西方向に拡大し、地震活動・地殻変動は最も活発で湧水・地割なども生じ始めた。

第3期(1966年8月-12月)。

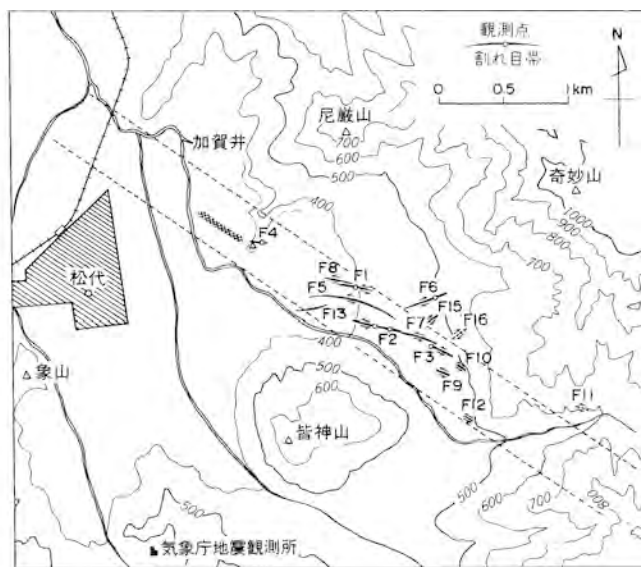
皆神山周辺の地震活動は減少したが、震源域は更に拡大した。ほぼこの時期(1966年7月-12月)に皆神山は約90cm隆起したが、以後、旧に復しつつある。牧内地区では湧水を起因とする大規模な地すべりが発生した。

第4期(1967年1月-5月)。

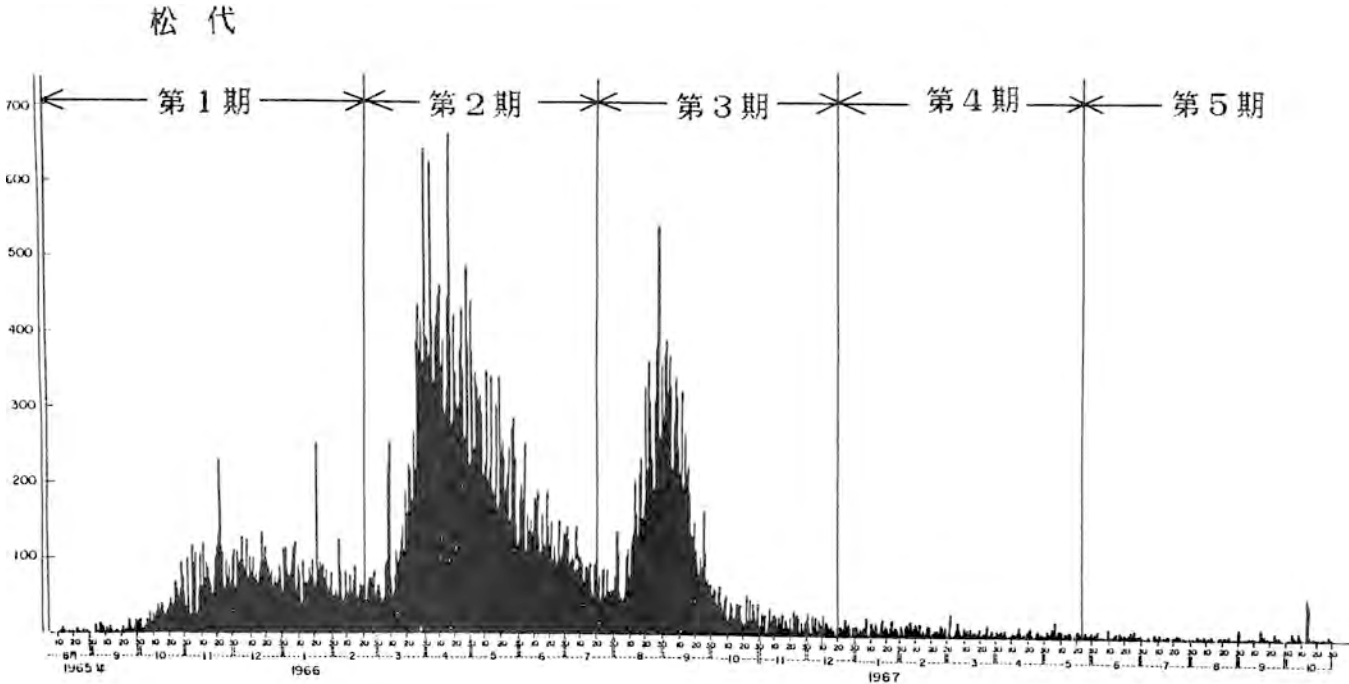
活動は減少傾向にあったが、震源域は更に拡大し、北東-南西約34km、北西-南東約18kmの範囲となる。

第5期(1967年6月-)。

活動は減衰し、震源域は第4期より縮少し、1970年末頃までに主要な活動を終了したと考えられる。涌井(1976)によれば、更に1974年末頃までも散発的に発生し、発生以来の放出地震波エネルギー総量は $2.6 \times 10^{21}$ エルグで、M6.4の地震1個に相当する。この間の最大地震はM5.4であった。また、地震初動



第66図 地表部における松代地震断層の裂か帯の分布(TSUNEBISHI and NAKAMURA, 1970)



第67図 松代における日別有感地震回数(気象庁, 1968に加筆)

の押し引き分布や皆神山を中心とした距離変化の観測から、震源域には東西方向に圧縮力、南北方向に引張力が加わっていることが明らかとなった。また、断裂系統の調査から、松代地域では地質時代から現在まで応力系の転換が何回かあったが、主応力軸は一貫して東西、南北及び鉛直の三方向を示していた(星野・村井, 1967; 村井, 1967)。

断層運動による地割れ帯が第2期に皆神山北東方に4本発生し、第3期に10数本となった(第66図)。NAKAMURA and TSUNEISHI (1966, 1967), 恒石(1968)及びTSUNEISHI and NAKAMURA (1970)によれば、松代地震断層は、地表部では雁行配列した地割れの集合あるいは人工構造物の系統的な変形として表現される。北西-南東方向に延びる幅500mほどの狭い带状地帯に雁行配列する地割れ群は、左ずれを示し、带状地帯の北東に分布する地割れ群は右ずれを示す。これらは基盤に生じた左ずれ地震断層に対応すると考える。この地震断層の走向はN55°W、傾斜はほぼ垂直で長さは約5km(～7km)、深さは5kmにまで達し、変位量は左横ずれ50cm、断層に沿う開口量30cm、北落ちの鉛直変位15cmと推定された。

また彼らによって行われた地割れの幾つかについての変位観測の結果、次のことが明らかとなった。すなわち、時期は異なるものの各割れ目帯の変位の方向の変化は開口→横ずれ→閉塞の順に起こること、各割れ目帯の変位は互いに似ており地震活動の消長とも時期的に一致して進行することなどが明らかとなった。

これら地表部の割れ目群を含む地震断層の重要な地震地質学的特性は、松田(1967)の指摘にあるように、既存の地質断層(活断層を含む)が存在しない場所に、ある意味で新たに生じたという点である。既存の大断層と地震断層との密接な対応関係がみられないことが群発型地震の一般的な特徴であるか否かは、今後検討されるべきであろう。

更に、松代群発地震に伴い多量の湧水が見られたことは特徴的である。即ち、地震活動第2期の1966年4月頃から松代町竹原地籍を初め各所で湧水が認められた。5月には皆神山北東方で湧水が始まり、7月には須坂地方の平坦地にも湧出し、第3期になると、8月には南は屋地から北は東寺尾までの平坦地一帯から菅間扇状地、及び若穂町に広がり9月には牧内-加賀井間の各所で水を吹き出すようになった。この湧水のため牧内地区では大規模な地すべりが生じた(更級埴科地方誌, 1968)。

湧水の性質については、野口(1967)、細野(1967)、野口ほか(1970)、及びYOSHIOKA *et al.* (1970)、ガスの性質については、永田・伊藤(1967)及び野口ほか(1969)を参照されたい。

## 参 考 文 献

- 相原奎二(1967) 地震の経過. 地質ニュース, no. 149, p. 12-16.
- AKAHANE, S. (1980a) Stratigraphy and Geologic Structure of the Susobana Tuff Formation on the Southwestern Marginal Area of the Nagano Basin, Central Japan. *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.*, no. 42, p. 119-130.
- 赤羽貞幸(1980b) 長野盆地西縁部における後期新生代の構造運動. 島弧変動研究報告, no. 2, p. 49-53.
- (1980c) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(I). 信州大学教

- 育志賀自然教育研究施設研究業績, no. 18, p. 1-23.
- 赤羽貞幸(1981a,b) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(Ⅱ)・(Ⅲ). 信州大教育紀要, no. 44・45, p. 191-200・273-282.
- (1981c) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(Ⅳ). 信州大学教育志賀自然教育研究施設研究業績, no. 19, p. 1-17.
- 芥川真知(1951) 長野県茶臼山付近の地汜りに関する研究(2). 建設省土木研究所報告, no. 81, p. 1-11.
- ASANO, S., ICHIKAWA, K., OKADA, H., KUBOTA, S., SUZUKI, H., NOGOSHI, M., WATANABE, H., SEYA, K., NORITOMI, K. and TAZIME, K. (1969) Explosion Seismic Studies of the Matsushiro Swarm Area Part I. Explosion Seismic Observations in the Matsushiro Earthquake Swarm Area. *Special Report, Geol. Surv. Japan*, no. 5, p. 1-162.
- , KUBOTA, S., OKADA, H., NOGOSHI, M., SUZUKI, H., ICHIKAWA, K. and WATANABE, H. (1969) Explosion Seismic Studies of the Matsushiro Earthquake Swarm Area Part II. Underground Structure in the Matsushiro Earthquake Swarm Area as Derived from Explosion Seismic Data. *Special Report, Geol. Surv. Japan*, no. 5, p. 163-203.
- 遠藤誠道(1948) 長野県更級郡茶臼山産化石植物(演旨). 地質雑, no. 54, p. 132-133.
- Fossil Elephant Research Group (1979) New species of *Stegolophodon* found from the Shigarami Formation, northern part of Nagano Prefecture, Central Japan. *Earth Sci.*, vol. 33, p. 11-25.
- 藤井紀之(1967) 長野県梵天山ろう石鉱床の産状とその形成過程に関する考察. 鉱山地質, vol. 17, no. 85, p. 11-21.
- 花岡邦明・豊野層団研究グループ(1985) 長野盆地北部における中部更新統. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 15, p. 104-105.
- 平林照雄(1969a) 北部フォッサ・マグナの松本—長野線と小谷隆起帯について. グリーンタフに関する諸問題(日本地質学会第76学術大会総合討論会資料), p. 117-122.
- (1969b) 北部フォッサ・マグナ地域の地質構造・長野県教育センター研究報告, no. 3, p. 33-44.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976) 北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆. 地質学論集, no. 3, p. 117-131.
- 本間不二男(1931) 信濃中部地質誌. 古今書院, 331p.
- 堀 実(1967) 松代群発地震とその周辺の地震活動. 地震研究所彙報, vol. 45, p. 489-503.
- 星野一男・村井 勇(1967) 松代町周辺の断裂系統. 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 37-40.
- ・南雲昭三郎(1967) 松代産岩石の高圧変形実験(第I報). 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 41-47.
- 細野義純(1967) 松代群発地震に際し観察された地下水位の異状と水質の変化について. 地質雑, vol. 74, p. 569-581.
- 飯島 弘(1969) 松代周辺の表層地質と地盤災害. 防災科学技術総合研究報告, no. 18, p. 103-115.
- 飯島南海夫(1962) フォッサマグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究(その1). 信大教育学部

- 紀要, no. 12, p. 86-133.
- 飯島南海夫・斎藤 豊(1968) 更級埴科地方誌. vol. 1, 自然編, 更級埴科地方誌刊行会, 737p.
- ・山岸いくま・甲田三男・石和一夫(1963) 上田小県誌. vol. 4, 自然編, p. 61-252.
- 今野円蔵(1930) 信州における新第三紀別所及び麻績両植物群について. 地質雑, vol. 37, p. 306-310.
- (1931) 信濃中部に産する新生代化石植物群. 信濃中部地質誌, 第四編, p. 141-156.
- 井上秀雄(1968) 長野県冠着鉦山のろう石および陶石鉦床について. 耐火物誌, vol. 20, p. 239-246.
- KASAHARA, K., OKADA, A., SHIBANO, M., SASAKI, K. and MATSUMOTO, S. (1967) Electro-Optical Measurement of Horizontal Strains Accumulating in the Swarn Earthquake Area (3). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 45, p. 225-239.
- KATO, H. (1979) Folds of Miocene Formations in Higashi-Chikuma District, Nagano Prefecture, Central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 30, p. 71-130.
- 加藤碩一(1980) 坂城地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 57p.
- (1983) 松本盆地北東部の断層について. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 477.
- ・佐藤岱生(1983) 信濃池田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, p. 182-185.
- 木村純一(1985) 中部地方における上部更新統一とくに火山灰層序について. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 15, p. 5-8.
- 気象庁(1968) 松代群発地震調査報告. 1965. 8-1967. 12, 気象庁技術報告, no. 62.
- 小林 詢(1973) 地形. 長野市地盤図, 長野市建築士会, p. 3-11.
- 小林博美(1967) 千曲川の旧河道に関する研究—坂城底谷・長野盆地を中心に—. 信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績, no. 6, p. 77-84.
- 小林国夫(1957) フォッサ・マグナ地域の構造発達史. 地団研松本支部, 44p.
- (1968) フォッサ・マグナ地域内陸部の第四紀地殻変動. 地質学論集, no. 2, p. 33-38.
- ・清水英樹・北沢和夫(1969) 信州ロームと第四紀後期編年. 日本の第四系, 地団研専報, no. 15, p. 224-236.
- KODAIRA, R. (1921a,b) Fossil nut-shells of *Juglans Sieboldiana*, near Nagano City, Province of Shinano. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 28, p. 19-24, 25-28.
- 小泉久直・向井清人(1967) 長野県矢崎山鉦山の陶石鉦床について. 地下資源調査報告(1967), 長野県商工部, p. 13-23.
- 国土庁(1984) 土地保全図「長野市西方地域」及び説明書. 125p.
- KONO, Y., HIBA, T., KUBO, M., MICHIGAMI, O., SHIBUYA, K., SUNAMI, M., SUZUKI, K. and FURUSE, N. (1982) Gravity Anomaly over the Northern Part of the Central Japan. (1). *Sci. Rept. Kanazawa Univ.*, vol. 27, p. 71-83.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-A dating (IV). 岩石鉦物鉦床学会誌, vol. 56, no. 2, p. 41-55.

- 米谷盛寿郎(1982) 新潟・長野地域の層序概説. 日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, p. 151-173.
- 正谷 清・市村隆三(1970) フォッサ・マグナ地域北部の石油地質. 石油技術協会誌, vol. 35, p. 1-12.
- 松田時彦(1967) 松代地震断層の地質学的性質. 地震研究所彙報, vol. 45, p. 537-550.
- 松本盆地団体研究グループ(1972) 松本盆地の第四紀地質の概観—松本盆地の形成過程に関する研究(1) —. 地質学論集, no. 7, p. 297-304.
- 三雲 健・大塚道男・宇津徳治・寺島 敦・岡田 淳(1961) 爆波地震観測による日本中部の地殻構造. 地震, vol. 14, no. 3, p. 168-188.
- 望月巧一(1971a) 長野県北部, 犀川, 姫川沿川山地の地すべり. (1) 犀川沿川山地の地すべりの一般性. 地すべり, vol. 7, p. 7-14.
- (1971b) 長野県北部, 犀川, 姫川沿川山地の地すべり. (2) 一長野市七二会地区の地すべり —. 地すべり, vol. 8, p. 25-31.
- (1972) 地すべりによる地形変形の様相—長野市倉並地すべり地の例—. 東北地理, vol. 24, p. 10-18.
- (1983) 倉並地すべり. 土尻川砂防事務所, 31p.
- ・斎藤 豊(1976) 萩之峰地すべり. 日本地質学会第83年学術大会巡検パンフレット「北部フォッサ・マグナ地域の第三系と主要地すべり」, p. 36-39.
- 森本良平・村井 勇・松田時彦・中村一彦・恒石幸正・吉田鎮男(1966) 松代群発地震地域とその周辺地方の地質. 震研彙報, vol. 44, p. 423-445.
- 森下 晶・小黒謙司・沢井 清・田中邦雄・田中茂門・宇治基宣(1975) 長野県下の新第三系. 日本地方地質誌中部日本(改訂版). 朝倉書店, p. 175-199.
- 村井 勇(1967) 松代群発地震地域のわかれめ系解析. 震研彙報, vol. 45, p. 505-536.
- 武者金吉(1943) 増訂大日本地震資料. vol. 3, p. 457-789.
- 長野県土木部(1982) 茶臼山地すべり. 16p.
- 長野県建築士会(1973) 長野市地盤図. p. 211-214.
- 永田松三・伊藤司郎(1967) 松代地震地域における地化学探査. 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 29-35.
- 南雲昭三郎・高橋 博・長谷川 淳(1967) 気象庁地震観測所坑内における弾性波速度測定. 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 49-55.
- 中村久由・前田憲二郎・山田隆基・山田當三(1967) 温泉と地すべり. 地質ニュース, no. 149, p. 28-31.
- NAKAMURA, K. and TSUNEISHI, Y. (1966) Ground Cracks at Matsushiro Probably of Underlying Strike-slip Fault Origin, I-Preliminary Report. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, vol. 44, p. 1371-1384.
- and ———(1967) Ground Cracks at matsushiro Probably of Underlying Strike-slip Fault Origin, II-The Matsushiro Earthquake Fault. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, vol. 45, p.



- 417-471.
- 中谷 進(1972) 大野テフラ層とテフロクロノロジー. 第四紀研究, vol. 11, p. 305-317.
- 仁科良夫(1972) 大峰面の形成過程. 地質学論集, no. 7, p. 305-316.
- (1973) 大峰変動について. 信濃教育, no. 1040, p. 51-64.
- (1982) クリスタル・アッシュの分布と起源をもとめて. 信濃教育, no. 1144, p.1-9.
- 野口喜三雄(1967) 松代地震と温泉. 化学と工業, vol. 20, p. 113-116.
- ・上野精一・西戸敏夫(1969) 松代群発地震にともなう温泉の変化に関する地球化学的研究. 温泉科学, vol. 20, no. 2, p. 67-93.
- ・————・相川嘉正・国友香子(1970) 松代群発地震にともなう温泉水の変化に関する地球化学的研究 第2報. 温泉科学, vol. 21, p. 134-144.
- 野尻湖地質グループ(1984) 神山ローム層と野尻ローム層の層序—野尻湖発掘地とその周辺の地質 その4(1979-1983)—. 地団研専報, no. 27, p. 23-44.
- OGURA, K. (1949) A fossil wood of castanops's-type from the Tertiary of Nagano Prefecture. *Jour. Jap. Bot.*, vol. 24, no. 5, p. 1-12.
- 小野吉彦(1967) 松代地域の電気探査(Ⅰ). 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 23-27.
- (1969) 松代地域の電気探査(Ⅱ). 防災科学技術総合研究報告, no. 18, p. 23-29.
- 大田良平・片田正人(1955) 5万分の1地質図幅「須坂」及び同説明書. 地質調査所, 54p.
- 太田繁則(1950) 茶臼山産化石植物. 採集と飼育, vol. 12, p. 74-81.
- Party for Seismographic Observation of Matsushiro Earthquakes and the Seismometrical Section (1966) Matsushiro Earthquakes Observed with a Temporary Seismographic Network. part 2. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, vol. 44, p. 1689-1714.
- 犀川団体研究グループ(1966) 犀川流域の地質構造 犀川流域の地質(その4). 地団研専報, no. 12, p. 95-102.
- 斎藤 豊(1957) 長野市付近の新第三系. 信大教育学部研究論集, no. 8, p. 181-194.
- SAITO, Y. (1961a) A Preliminary note on structure system of the Tertiary Formation in the northern part of the Fossa Magna. *Bull. Fac. Shinshu Univ.*, no. 12, p. 99-108.
- (1961b) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 1). *Jour. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 11, p.179-200.
- (1962a) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 2). *Jour. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 12, p. 134-160.
- (1962b) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 3). *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 13, p. 23-54.
- (1963) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 4). *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 14, p. 123-142.
- 斎藤 豊(1970) 長野盆地形成史の再検討に関する諸問題. 第四紀, no. 15, p. 4-8.
- (1977) 北部フォッサ・マグナ研究グループの論文「北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系

- の堆積盆」に対する批判. 信大教育学部紀要, no. 37, p. 147-162.
- 斉藤 豊(1980) 犀川断層についての覚書. 信大教育学部紀要, no. 43, p. 235-240.
- (1982a) 長野県の娵捨土石流堆積物の成因とその形成期. 地すべり, vol. 19, no. 2, p. 1-5.
- (1982b) 長野県北部の第三紀層地すべりの発生状況. 信大教育学部紀要, no. 47, p. 237-247.
- ・望月巧一・赤羽貞幸(1976) 北部フォッサマグナ地域の第三系と主要地すべり, 地質見学案内書, 45p.
- ・竹下 寿・立木省治・金箱好雄・仁科良夫・百瀬善水・北原 勇・水上寿英・福島 宏(1960) 長野市北東部の新生代層. 地球科学, no. 46, p. 19-29.
- 沢村孝之助・垣見俊弘・曾我部正敏・小林 勇・長谷紘和(1967) 松代震源域の地質と地質構造. 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 3-11.
- ・————(1967) 松代群発地震地域をさぐる. 地質ニュース, no. 149, p. 1-11.
- 佐山 守・河角 広(1973) 古記録による歴史的大地震の調査(第一報)(弘化四年三月二十四日善光寺地震). 東京大学地震研究所研究速報, 第10号, 第2冊, p. 1-50.
- 瀬谷 清(1966) 松代群発地震および松代区域の重力調査の結果について. 地質ニュース, no. 144, p. 1-11.
- (1967a) 松代群発地震地域における重力調査概報. 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 13-23.
- (1967b) 物理探査の結果について. 地質ニュース, no. 149, p. 17-27.
- (1969) 松代群発地震地域における重力異常について. 防災科学技術総合研究報告, no. 18, p. 9-21.
- 信州研究グループ(1968) 中部地方山間盆地の第四系. 日本の第四系, 地団研専報, no. 15, p. 217-262.
- 塩川団研グループ(1970) 八ヶ岳東麓のローム層. 第24回地団研総会討論会資料集, p. 51-56.
- 塩野入忠雄(1970) 信州更埴地方地質スケッチとその岩石. 97p.
- ・吉沢 孝・近藤信男・清水岩夫(1977) 1/25,000 坂城町地質図. 坂城町誌刊行会.
- 測地部(1967) 松代地震に伴う測地測量報告. 国土地理院時報, 33, p. 1-11.
- 角 清愛(1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, 134p.
- SUZUKI, K. (1982) sedimentological analysis of the Neogene Basins in the central part of the northern Fossa Magna Region, Central Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto Univ., Series of Geol. and Mineral.* vol. XLVIII, p. 1-42.
- 鈴木一久(1976) 長野県犀川下流域の新第三系. 地質学論集, no. 13, p. 145-157.
- 鈴木正男・宮下 忠(1985) 北部フォッサ・マグナ猿丸層のフィッシュントラック年代について. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 15, p. 80-81.
- 鈴木達夫(1938) 長野県長野油田地形及地質図並びに同説明書. 地質調査所, 46p.
- 鈴木尉元・三梨 昂(1974) 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について. 地調報告, no. 250-2, p. 79-91.

- 高橋 博(1967) 松代群発地震と地下構造—あとがきにかえて—. 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 83-89.
- (1970) 松代の深層ボーリングその後と水の圧入実験. 防災科学技術, no. 13, p. 10-11.
- ・高橋末男・鈴木宏芳(1967) 試錘による松代群発地震地域の地下構造調査. 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 57-69.
- 高橋末男・高橋 博・鈴木宏芳(1967) 試錘内観測装置. 防災科学技術総合研究速報, no. 5, p. 71-81.
- 竹下 寿(1969) 長野県北部のフォッサ・マグナ地域の酸性火山作用と塩基性火山作用. 日本地質学会第76年学術大会総合討論資料, グリーンタフに関する諸問題, p. 179-189.
- (1974) Petrological studies on the volcanic rocks of the Northern Fossa Magna region, Central Japan. *Pacific Geology*, no. 7, p. 65-92.
- (1975) Petrological studies on the volcanic rocks of the Northern Fossa Magna region, Central Japan (Part 2). *Pacific Geology*, no. 10, p. 1-32.
- TAKESHITA, H. and OJI, V. (1968) Hornblende gabbroic inclusion the calc-alkaline andesites from the northern district of Nagano Prefecture, Japan, I & II. *Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 60, p. 1-26, 57-73.
- 竹下 寿・斎藤 豊・百瀬寛一(1960) 古地磁気学からみた柵累層の火山地質. 地球科学, no. 49, p. 26-36.
- 竹内 章(1977) 長野県北部における新第三紀以降の応力場と造構過程. 地質雑, vol. 83, p. 679-691.
- TAKEUCHI, A. (1978) The Pliocene Stress Field and Tectonism in the Shin-Etsu Region, Central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 21, p. 37-52.
- (1980) Tertiary stress field and Tectonic development of the southern part of the northeast Honshu Arc Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 1-64.
- 竹内 章・中村一明・小林洋二・堀 清彦(1979) 岩脈群からみた本州中部の新生代応力場—古応力学序説—. 月刊地球, vol. 1, p. 447-452.
- ・坂本 満(1975) いわゆる犀川優乱帯の構造. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨集, p. 319.
- ・——— (1976) 長野県北部, 犀川中流地域に分布する新第三系の層序と構造. 地質学論集, no. 13, p. 187-201.
- 竹内順治・竹下 寿(1965) 後期猿丸階における火山活動, 特に古飯縄火山活動について—北部フォッサ・マグナの下部最新銃火山岩類—. 地球科学, no. 78, p. 1-9.
- TANAKA, K. (1962) Studies on the Molluscan fossils from Central Shinano, Nagano Prefecture, Japan (Part 7)—Stratigraphical and Palaeontological Studies—. *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 13, p. 41-79.
- 田中邦雄・福島 宏・原田哲朗・岩崎祐章・上条 静・百瀬博美・森下 晶・野村 哲・小黒譲司・太田守夫・沢井 清・竹淵修二・田中茂門・宇治基宣(1961) 犀川流域の地質(その1). 槇山次郎教授記念論文集, p. 97-106.

- 田中邦雄・平林照雄(1964) 犀川流域の地質(その2). 信大教育学部研究論集, no. 15, p. 21-36.
- 東京天文台編(1984) 理科年表(昭和59年). 丸善.
- 富沢恒雄(1953) 長野県北部裾花川流域の層序と地質構造. 地質雑, vol. 59, no. 699, p. 552-560.
- (1954) 長野油田豊野層の層序と化石. 地質雑, vol. 60, p. 357.
- (1956) 長野市付近産 *Castanopsis* (クリカシ属) 化石について. 地質雑, vol. 62, p. 717-718.
- (1958a) 長野油田北西部の地質—フォッサ・マグナ北部地域の地史的研究—. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 251-266
- (1958b) 化石の研究. 上水内郡地質誌, 古今書院, p. 317-348.
- (1962a) 長野県篠ノ井茶臼山付近の新第三系について. 地質雑, vol. 68, p. 53-64.
- (1962b) 信州北部地方の新第三系の地質学的研究—層序編—. 長野県地学会, 51p.
- (1964) 長野県犀川中流地域における第三系の地質構造. 地質雑, vol. 70, p. 531-595.
- (1979) 長野盆地周縁のナウマンゾウ化石産出層について. 地質雑, vol. 85, no. 5, p. 258-260.
- 豊野層団研究グループ(1977) 長野盆地西縁部の第四系—長野盆地の形成史に関する研究—. 地質学論集, no. 14, p. 79-92.
- 恒石幸正(1968) 松代地震断層の最近の変位. 第5回災害科学総合シンポジウム, p. 173-175.
- TSUNEISHI, Y. and NAKAMURA, K. (1970) Faulting Associated with the Matsushiro Swarm Earthquakes. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, vol. 48, p. 29-51.
- 涌井仙一郎(1976) その後の松代群発地震の活動について—1968-1974年の活動状況—. 験震時報, vol. 41, no. 1-2, p. 21-30.
- 八木貞助(1928) 信州南佐久郡畑八村産象化石と基地層について. 地質学, vol. 40, p. 308-322.
- (1941) 上高井郡地質誌. 上高井郡教育会, 230p.
- (1943) 更埴地質誌. 更埴教育会, 289p.
- ・八木健三(1958) 上水内郡地質誌. 古今書院, 東京, 480p.
- 山田節三(1934) 飯綱, 黒姫火山. 震研専報, no. 12, p. 96-148.
- 山田哲雄(1968) 松本市北方の地震探査によって探られた糸魚川—静岡線. フォッサ・マグナ, 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料, p. 41-44.
- ・藤田至則・武内俊昭(1976) 松本市北方安曇平における地震探査. 地質学論集, no. 13, p. 51-60.
- 山岸猪久馬(1958) 長野県上田市北方の緑色凝灰岩類について. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 245-250.
- (1964) 長野町上田市北方の地質—とくに緑色凝灰岩類について—. 地質雑, vol. 70, p. 315-338.
- ・興水達司・横山 裕(1984) 北部フォッサマグナ新第三系のフィッシュトラック年代(そのI). 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 148.
- 山崎直方(1896) 妙高火山専報地質調査報文. 震災予防調査会報告, no. 8, p. 23-86.
- 矢野孝雄(1981a) 長野県北部柵地域の鮮新統にみられる部分不整合. 地質雑, vol. 87, p. 35-46.

矢野孝雄(1981b) 長野県北部荒倉山周辺における鮮新世の火山活動. 地質雑, vol. 87, p. 103-120.

———・村山 進(1976) 長野県北部荒倉山周辺の地質. 地質学論集, no. 13, p. 159-173.

YOSHIOKA, R., OKUDA, S. and KITANO, Y. (1970) Calcium chloride type water discharged from the Matsushiro area in connection with swarm earthquakes. *Geochem. Jour.*, 4, p. 61-74.

**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1 : 50,000

**Niigata (7) No. 96****GEOLOGY**  
**OF THE**  
**NAGANO DISTRICT**

By

Hirokazu KATO and Sadayuki AKAHANE

(Written in 1985)

---

**(ABSTRACT)****GEOLOGY**

The Nagano District is situated in longitude  $138^{\circ}$ - $138^{\circ}15'$  E and latitude  $36^{\circ}30'$ - $36^{\circ}40'$ , and is geologically composed of the early Miocene to late Miocene formations, the Miocene intrusive rocks, Pliocene to Pleistocene deposits, and Pliocene to Pleistocene volcanics. In this mapped district, the tectonic movement and volcanic activity were vigorous since middle Miocene, and are still active even at the present time. The present landforms in the mapped district are influenced by the tectonic movement and volcanic activity, and can be easily classified into three geomorphological categories; the Kato Mountains, the Nagano Basin and the Western Mountains from the east to the west, respectively. Each category is bordered by large faults which strike about  $N 45^{\circ} E$ .

The Kato Mountains form a part of "the Median belt of uplift", where the oldest formation in this district, the called Green Tuff, which is products of submarine volcanic activity in early to middle Miocene and is composed of andesite lava, tuff breccia, dacite tuff, black shale, alter-

Table 1 Stratigraphic succession and igneous activities in the Nagano district.

Geologic Age		Stratigraphy					Igneous rocks
CENOZOIC	QUATERNARY	HOLOCENE	Alluvium	Present riverbed deposits	Fan deposits	Younger colluvial deposits	
				Back marsh deposits			
				Natural levee deposits			
		TERRACENE	Terrace deposits	Marsh deposits	Takano Formation	Ōmachi Tephra Formation	
				Minamigo Formation			
				Older colluvial deposits			
	PLEISTOCENE	Middle	Older Obasute Mudflow Deposits	Yanagisawa Mudflow Deposits	Yooka Mudflow Deposits		
			Minakamiyama Volcanics				
	NEOGENE	PLIOCENE	Sarumaruru F.	Toyono Formation (Shinomiya Lake deposits)			Andesite
				Haibara Formation	Nishigawara Formation	Takimoto Formation	
				Shinoyama Volcanics			
		MIOCENE	Aoki Form.	Akada Formation			Porphyrite
Sarumaruru Upper Member							
Sarumaruru Lower Member							
NEOGENE	Ogawa F.	Ogikubo Member			Andesite Basalt		
		Arakurayama Pyroclastics	Hirose Member	Jōshita Member		Hijiri-yama V.	Kimyō-san V.
		Ōkubo Member				Kuwabara Volcanics	
	Uchi-mura F.	Ronji Member			Andesite		
		Susobana Tuff Member					
		Asakawa Member					
MIOCENE	Bessho Form.	Hitoyama Member			Porphyrite Quartz Diorite		
		Mori Member					
		Toyosaka Member					
MIOCENE	Uchi-mura F.	Yokoo Member			Andesite		

nation of shale and sand stone, tuffaceous sandstone, and sandy mudstone. The Uchimura Formation is subdivided into three members, that is, Yokoo, Toyosaka and Mori Members by intercalated decite tuff ( $t_1$ ,  $t_{21}$ ,  $t_{2n}$  and  $t_3$ ). The Toyosaka Member and the Mori Member are contemporaneous heterotopic facies and volcanic facies is more abundant in the Toyosaka Member.

The Bessho Formation conformably overlies the Uchimura Formation. The Bessho Formation is mostly made of black shale, but in this district it includes green tuff and pyroxene andesite lava. Propylite is distributed in the Uchimura and Bessho Formations like sheets. The propylite in the western part is andesitic but the eastern part is dioritic. The so-called "Bessho Phase Movement" took place in middle Miocene and Upheaval of "the Median belt of uplift" began.

The Aoki Formation also conformably overlies the Bessho Formation, and is composed of san-

dy mudstone, sandstone, and conglomerate. Though the Aoki Formation which is divided into the Hitoeyama and Asakawa Members, is narrowly exposed at the surface, it is widely distributed under the Quaternary Formations of the Nagano Basin. Some kinds of intrusive rocks, that is quartz diorite, diorite porphyrite, porphyrite and quartz porphyry, intruded into the Uchimura, Bessho and Aoki Formations and are unconformably overlain by Pliocene Volcanics.

Volcanic rocks of Pliocene age are the Makiuchi Andesite, Hokiyadake Volcanics and Kimyōsan Volcanics in the Kato Mountains. The Makiuchi Andesite which is slightly altered olivine-bearing andesite lava exposed narrowly because of the erosion before the Kimyōsan Volcanic activity.

The Hokiyadake Volcanics which unconformably overlies the Makiuchi Andesite, is olivine basalt. The main volcanism of this volcanics took place around the Mt. Hokiyadake in the east neighbouring Suzaka District.

The Kimyōsan Volcanics is subdivided into five volcanics, that is the Kiyotaki, Higashijo, Amakazari, Shibaishi and Kimyo Volcanics which are mainly composed of andesite lava and tuff breccia made by terrestrial volcanism. This volcanics unconformably overlies the Bessho Formation and intrusive rocks. The K-Ar age of the Kiyotaki Member is about 5.4Ma (MORIMOTO *et al.*, 1966).

The Takimoto Formation composed of the fresh water deposits, that is mudstone, sandstone and conglomerate, conformably overlies the Hokiyadake Volcanics.

The Minakamiyama Volcanics whose K-Ar age is about 0.35 Ma (MORIMOTO *et al.*, 1966) is made of hornblende-bearing augite-hypersthene andesite lava. According to the drilling data, this volcanics overlies the thin lake deposits on the Bessho Formation at the depth of 150 m under the surface.

In the Western Mountains, the lowest member is the Asakawa Member of the Aoki Formation of middle Miocene age, which is made of mudstone of marine origin.

The Ogawa Formation of late Miocene age is subdivided to two members in this district, that is the Susobana Tuff Member and the Ronji Mudstone Member.

The Susobana Tuff Member is a product of acidic volcanism which took place on a large scale at the border area between the land and the sea. Since this volcanic activity, the Katō Mountains including the Nagano Basin area has been uplifting, and the Western Mountain area subsiding deeper.

The Ronji Mudstone Member is composed of mudstone and sandstone. The lithofacies and thickness of this member remarkably change laterally. This member includes the Chausuyama fossil flora and the Zenkōji Spa fossil fauna.

Terrestrial volcanism producing the Kuwabara Volcanics took place from latest Miocene to early Pliocene time. The whole rock was subjected to hydrothermal alteration and accompanied with pyrophyllite ore deposits.

The Shigarami Formation of the Pliocene age is subdivided to six members, that is, the Ōkubo Mudstone and Sandstone Member, the Kumeji Pyroclastics, the Jōshita Sandstone and Conglomerate Member, the Hirose Mudstone Member, the Arakurayama Pyroclastics and the Ogikubo Sandy Mudstone Member.

The Hijiriyama Volcanics unconformably overlies the Kuwabara Volcanics and is subdivided to the Hijiriyama Andesite and the Tararayama Andesite, which are composed of lava and



volcanic breccia.

The Shigarami Formation overlies the Ogawa Formation conformably.

The lower part of the Okubo Member comprises coarse-grained sandstone and the upper part of this member is mainly made of mudstone. Each shows a southwestward increase in grain size.

The Jōshita Member containing the Kumeji Pyroclastics, the Hirose Member and the Arakurayama Pyroclastics, are contemporaneous heterotopic facies. The Jōshita Member is mainly composed of coarse-grained sandstone and conglomerate, and frequently contains volcanic materials partly derived from the Arakurayama and Hijiriyama Volcanics. Though the total thickness exceeds 1,000 m, the Jōshita member is believed to have accumulated in relatively shallow waters on the basis of its lithology and contained fossils. The Kumeji Pyroclastics composed of basic andesite to basalt is a part of the Hijiriyama Volcanics.

The Hirose Member is composed of mudstone and interbedded volcanic sand.

The Arakurayama Pyroclastics is a product of submarine volcanism. The total thickness is about 1,900 m. This member is subdivided to two parts on the basis of its lithology.

The lower part whose thickness is about 900 m is mainly made of olivine-bearing augite andesite, but this rock is complex with a wide variety of lithofacies. The upper part whose thickness is about 1,000 m is mainly composed of hypersthene-augite andesite and augite-hypersthene andesite, and shows rather monotonous lithofacies. Lava of this part frequently encloses lithic fragments of hornblende gabbro and large crystals of hornblende and plagioclase.

The Ogikubo Member contains the Shimonireki fossil fauna suggests a decrease in water depth on the basis of its lithology and fossils.

The Sarumaru Formation conformably overlies the Ogikubo Member. The lower part of this formation is mainly composed of sandstone and intercalated conglomerate and dacite-rhyolite tuff beds. The upper part mainly comprises conglomerate and is unconformably overlain by the Akada Formation. These formations described above in the Western Mountains are complexly folded and faulted by so-called "the Sarumaru Phase Movement".

The Akada Formation is composed of conglomerate, sandstone and siltstone, and contains interbedded tuff. This formation has no evidence of marine origin. The Shinoyama Volcanics of late Pliocene age is a product of terrestrial volcanism, and is composed of olivine-bearing pyroxene andesite lava and tuff breccia.

The lowest formations of Quaternary in the Western Mountains are the Haibara Formation and the Nishigawara Formation. These are composed of well weathered conglomerate and interbedded welded tuff and acid tuff.

In middle Pleistocene, the Western Mountains was eroded severely, and the Ōmine Surface, that is a nearly level plain was formed.

The Toyono Formation is present along the western margin of the Nagano Basin and is composed of the lake deposits. The Shinomiya Lake Deposits is a little younger than the Toyono Formation.

The older colluvial deposits of middle to late Pleistocene age unconformably overlie the underlying rocks and is divided to the Ōoka Mudflow Deposits, Yanagisawa Mudflow Deposits and the Older Obasute Mudflow Deposits. The Ōoka Mudflow Deposits whose thickness is about 150 to 200 m is derived from the Hijiriyama Volcanics and is overlain by the lower part of the Ōmachi Tephra Formation. The Yanagisawa Mudflow Deposits is derived from the Hi-

jiriyama Volcanics and the Ronji Member. The Older Obasute Mudflow Deposits is derived from the colluvial soil of the Mitsumineyama Volcanics which is found in the Sakaki District.

The Takano Formation whose thickness is about 20 to 30 m is lake deposit and contains intercalated key pumice beds, that is DPm and EPm of the Ōmachi Tephra Formation. The Minamigo Formation is also lake deposits composed of sand and gravel, and dips toward the Nagano Basin. The Ōmachi Tephra Formation is so-called loam of middle to late Pleistocene and contains interbedded five key pumice or scoria beds, that is, APm, BSc, CPm, DPm and EPm in ascending order.

Many kinds of soft sediments of latest Pleistocene and Holocene ages as shown in Table 1 are widespread in especially the Nagano Basin. After entering late Pleistocene to Holocene, rapid tilting upheaval began not only in the Kato Mountains but also in the Western Mountains. Some faults are still active.

## ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

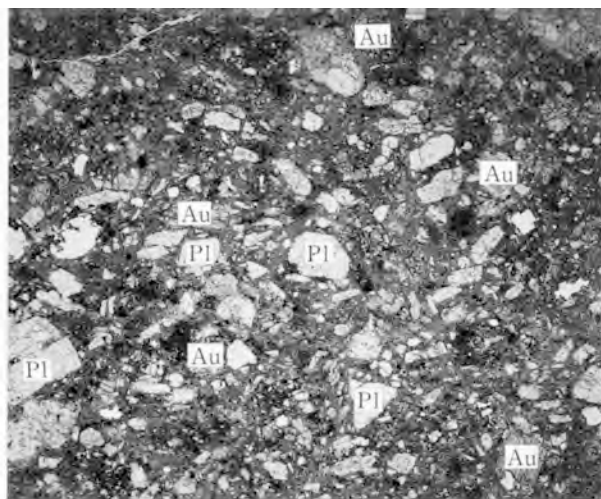
Small pyrophyllite ore deposits are sporadically found in the Ogawa Formation.

The Shibaishi Volcanics, which is a member of the Kimyosan Volcanics of Pliocene age, and some intrusive rocks of Miocene age, such as porphyrite and quartz diorite are quarried for building stone at many places, but on a small scale for local use.

Dacite tuffin the Susobana Tuff Member is quarried as raw material of industrial cleanser. Oil indication and lignite were found in a few places, but they are not worked at present time.

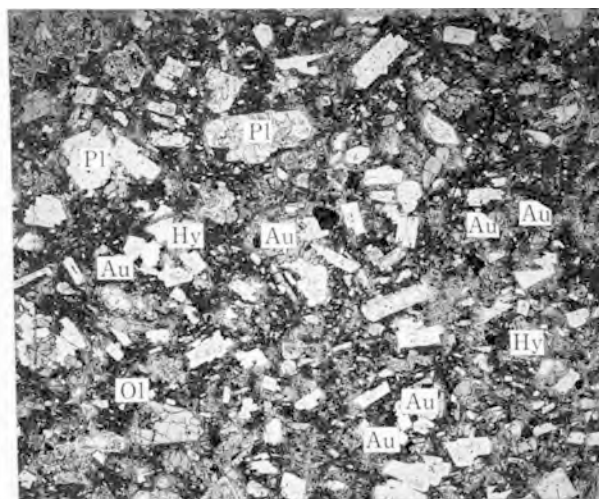
In the Katō Mountains which is a part of the Median belt of uplift, there are many hot springs. On the contrary, there is little hot spring except Zenkoji Spa to the west of the Chikuma River.

Many landslides on various scales have frequently occurred in this mapped district, and still now occur in many places. Earthquakes also have frequently occurred, for example the Zenkoji Earthquake and the Matsushiro Earthquake Swarm, which gave much damage.



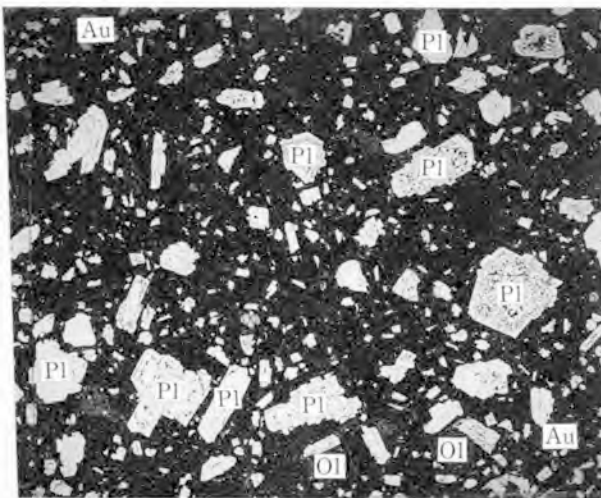
1

1mm



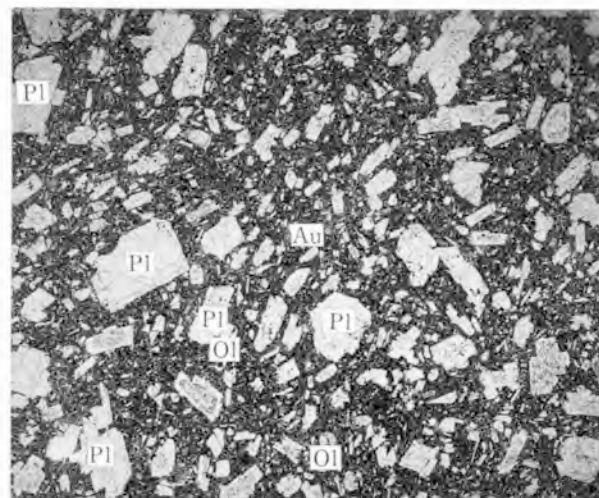
3

1mm



2

1mm

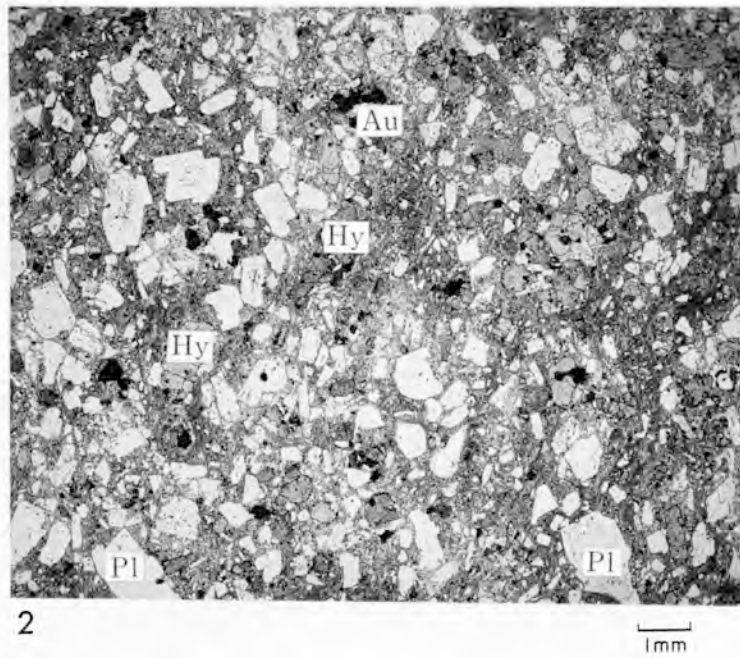
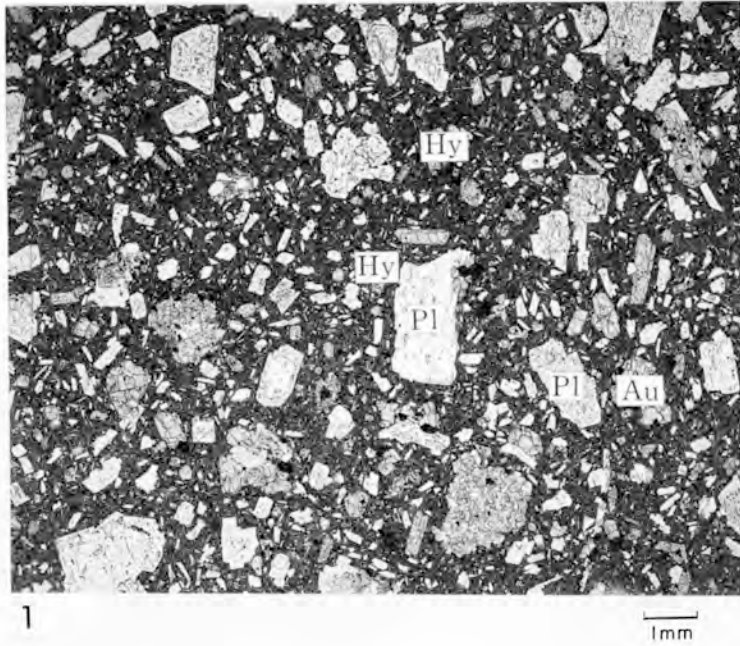


4

1mm

火山岩類の偏光顕微鏡写真  
(いずれも直交ポーラ, Pl:斜長石, Au:普通輝石, Hy:紫蘇輝石, Ol:かんらん石)

1. 桑原火山岩 大田原東(GSJ R33542)
2. 久米路火砕岩部層の角礫 水線橋(GSJ R33543)
3. 聖山火山岩 名知不池の北(GSJ R33544)
4. 篠山火山岩 篠山林道(GSJ R33545)



火山岩類の偏光顕微鏡写真(いずれも直交ポーラ, Pl:斜長石, Au:普通輝石, Hy:紫蘇輝石)

1. 清滝火山岩 清滝(GSJ R33546)

2. 柴石火山岩 松代町金井山石切場(GSJ R33547)

文献引用例

加藤碩一・赤羽貞幸 (1986) 長野地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅),  
地質調査所, 120 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KATO, H. and AKAHANE, S. (1986) *Geology of the Nagano district*. With Geological Sheet Map  
at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 120 p. (in Japanese with English abstract 5 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 ㈱

東京都新宿区天神町78

---

---

©1986 Geological Survey of Japan