

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第85号

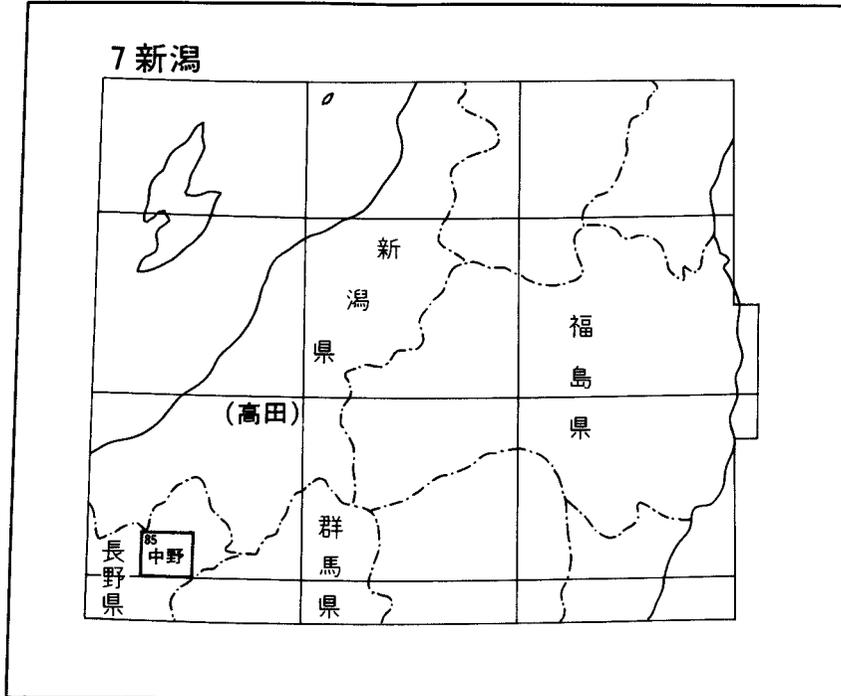
中野地域の地質

赤羽貞幸・加藤碩一
富樫茂子・金原啓司

平成4年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(赤羽貞幸)	1
II. 地質概説	(赤羽貞幸)	10
III. 新第三系	(赤羽貞幸)	14
III. 1 志賀綠色火山岩類		15
III. 2 高井頁岩層		15
III. 3 貫入岩類		18
III. 3. 1 閃綠斑岩		19
III. 3. 2 石英閃綠岩		20
III. 3. 3 石英斑岩		20
III. 4 笠越火砕岩類		20
III. 5 小川層・裾花凝灰岩部層		22
III. 6 高井火山岩類		22
III. 7 長沢層		24
III. 8 大川層		26
III. 9 雁田山火山岩類		26
III. 9. 1 雁田山下部溶岩		27
III. 9. 2 雁田山中部溶岩		29
III. 9. 3 雁田山上部溶岩		30
III. 9. 4 屠屋場山溶岩		30
III. 9. 5 飯繩山溶岩		31
III. 9. 6 朝日山溶岩		31
III. 10 箱山火山岩類		31
III. 11 神池火山岩類		32
IV. 第四系	(赤羽貞幸・富樫茂子)	33
IV. 1 水内層		33
IV. 2 屋敷層		35
IV. 3 川谷泥岩層		38
IV. 4 笠岳火山岩類		38
IV. 5 虚空蔵火山岩類		39
IV. 6 平穩火山岩類		40
IV. 7 竜王火山岩類		41
IV. 8 鳥居川火砕岩類		41
IV. 9 斑尾火山岩類		42

IV. 9. 1	斑尾下部溶岩	43
IV. 9. 2	釜石溶岩	43
IV. 9. 3	荒瀬原火砕岩類	43
IV. 9. 4	大明神溶岩	44
IV. 9. 5	斑尾上部溶岩	44
IV. 9. 6	月夜棚溶岩	45
IV. 10	豊野層	45
IV. 10. 1	高丘砂シルト部層	45
IV. 10. 2	観音山シルト部層	47
IV. 10. 3	平出砂礫部層	50
IV. 11	髻山火山岩類	50
IV. 12	倉井層	51
IV. 13	清水平火山岩類	51
IV. 14	高標火山岩類	52
IV. 14. 1	カヤノ平火砕流堆積物	52
IV. 14. 2	高標山溶岩	53
IV. 15	滝の沢火山岩類	53
IV. 16	高社火山岩類	53
IV. 16. 1	高社主火山体溶岩	54
IV. 16. 2	高社石質火砕流堆積物	55
IV. 16. 3	三ッ子山溶岩	56
IV. 16. 4	高社軽石流堆積物	57
IV. 16. 5	飯盛山溶岩	57
IV. 17	落合湖成層	58
IV. 18	赤坂層	58
IV. 19	志賀山火山岩類	60
IV. 19. 1	硯川火山岩類	60
IV. 19. 2	志賀山古期火山岩類	60
IV. 19. 3	志賀山新期火山岩類	61
IV. 20	志賀湖成層	63
IV. 21	横湯川湖成層	65
IV. 22	北信ローム層	66
IV. 23	南郷層	68
IV. 24	新期湖成層	69
IV. 25	土石流堆積物	69
IV. 25. 1	古期土石流堆積物	70

IV. 25. 2 新期土石流堆積物	70
IV. 26 扇狀地堆積物	71
IV. 26. 1 古期扇狀地堆積物	71
IV. 26. 2 新期扇狀地堆積物	72
IV. 26. 3 火山麓扇狀地堆積物	73
IV. 27 段丘堆積物	73
IV. 28 崩積堆積物	73
IV. 29 氾濫原堆積物	74
IV. 29. 1 後背濕地堆積物	74
IV. 29. 2 自然堤防堆積物	74
IV. 29. 3 谷底平野堆積物	75
IV. 29. 4 濕地堆積物	75
IV. 30 現河床堆積物	75
V. 地質構造 (赤羽貞幸・加藤碩一)	75
V. 1 概要	75
V. 2 褶曲	79
V. 2. 1 南善寺背斜	79
V. 2. 2 長丘背斜	79
V. 2. 3 高丘背斜	80
V. 2. 4 蟹沢向斜	80
V. 2. 5 豊野背斜	80
V. 2. 6 神宮寺背斜	81
V. 2. 7 南郷背斜	81
V. 3 断層	81
V. 3. 1 永江断層	82
V. 3. 2 赤坂断層	82
V. 3. 3 奥手山断層	83
V. 3. 4 替佐断層	83
V. 3. 5 毛野川断層	83
V. 3. 6 米山断層	83
V. 3. 7 本沢断層	84
V. 3. 8 上今井断層	84
V. 3. 9 長丘断層	85
V. 3. 10 大倉断層	85
V. 3. 11 上浅野断層	85
V. 3. 12 豊野断層	86

V. 3. 13 手子塚断層	86
V. 3. 14 入石断層	86
V. 3. 15 南郷断層	86
VI. 応用地質	87 (金原啓司・赤羽貞幸)
VI. 1 非金属鉱床	87
VI. 1. 1 金倉鉱山	87
VI. 1. 2 穂波鉱山	87
VI. 1. 3 佐野鉱山	87
VI. 2 採石	88
VI. 3 石油	88
VI. 4 垂炭・泥炭	89
VI. 5 温泉・鉱泉	89
VI. 5. 1 山ノ内温泉群	89
VI. 5. 2 湯ノ入温泉	91
VI. 5. 3 蕨温泉	92
VI. 5. 4 小布施温泉	92
VI. 6 地すべり	92
VI. 6. 1 七面山地すべり	93
VI. 6. 2 落合地すべり	93
VI. 7 変質作用	95
VI. 7. 1 先第四系中の変質帯	95
VI. 7. 2 第四系中の変質帯	95
文献	95
Abstract	100

図・表・図版目次

第1図 中野地域の切峰面図	2
第2図 中野地域の地形区分図	3
第3図 滝の沢山とその山麓に広がる火山麓扇状地	5
第4図 豊野丘陵から長野盆地北部の氾濫原と百々川扇状地を望む	6
第5図 長丘丘陵から夜間瀬川の新时期扇状地を望む	8
第6図 志賀草津道路から夜間瀬川下流域を望む	9
第7図 中野地域における地質総括図	12
第8図 志賀緑色火山岩類の凝灰岩層に重なる高井火山岩類の溶岩	16
第9図 層状構造を示す志賀緑色火山岩類の凝灰岩層	17

第 10 図	高井頁岩層の頁岩層	17
第 11 図	中央隆起帯における深成岩類の分布の概要	18
第 12 図	変質した閃緑斑岩を不整合に覆う高井火山岩類の溶岩	19
第 13 図	笠越火砕岩類の火砕岩と層状凝灰岩層	21
第 14 図	高井火山岩類の基底部の標高	23
第 15 図	志賀高原幕岩の高井火山岩類に見られる柱状節理	23
第 16 図	金倉林道において高井火山岩類に見られる柱状節理	24
第 17 図	飯山市富倉から豊田村にかけての新第三系の柱状図	27
第 18 図	大川層の礫層	28
第 19 図	雁田山火山岩類の溶岩	29
第 20 図	信濃天然ガス株式会社豊野 R-1 号井地質柱状図	34
第 21 図	鳥居川左岸における水内層の礫層	35
第 22 図	豊野町向原付近の水内層に挟まれる珪長質火砕岩層の柱状図	36
第 23 図	屋敷層中部のシルト層・砂層・礫層を切る小断層	37
第 24 図	奥手山丘陵東側地域に見られる屋敷層中部の岩相	38
第 25 図	志賀高原田・原湿原から見た笠ヶ岳	40
第 26 図	川谷泥岩層と鳥居川火砕岩類との不整合	42
第 27 図	豊野層の柱状図	46
第 28 図	豊野層の高丘砂シルト部層	47
第 29 図	豊野層観音山シルト部層	48
第 30 図	豊野層化石産出地の地質柱状図	49
第 31 図	豊野層平出砂礫部層中の中粒砂層	50
第 32 図	三水村倉井におけるボーリング柱状図	52
第 33 図	高社山南斜面に見られる高社石質火砕流堆積物	55
第 34 図	山ノ内町須賀川山ノ内北小学校における落合湖成層のボーリング柱状図	58
第 35 図	赤坂南部に見られた赤坂断層付近のスケッチ	59
第 36 図	赤坂北東の砂採取場に見られた赤坂層と北信ローム層の赤塩ローム層上部との関係	59
第 37 図	志賀山古期火山岩類の溶岩	61
第 38 図	坊寺山からみる志賀山新期火山岩類がつくる溶岩台地	62
第 39 図	志賀山新期火山岩類における塊状溶岩の大ブロック	62
第 40 図	石・湯付近に分布する志賀湖成層の柱状図	64
第 41 図	志賀山古期火山岩類にアバットする志賀湖成層の基底部	65
第 42 図	北信ローム層に属する赤塩ローム層と三水ローム層の層序	66
第 43 図	赤塩ローム層下部の火山礫層	67
第 44 図	赤塩ローム層中の軽石層と細粒火山灰層	68
第 45 図	豊野層を不整合に覆う南郷層	69

第 46 図	段丘化した古期扇状地	71
第 47 図	湯田中温泉付近の地下断面	72
第 48 図	中野市江部浄化センターにおけるボーリング柱状図	74
第 49 図	中野幅地域の地質構造	76
第 50 図	北部フォッサ・マグナ地域の構造線	77
第 51 図	千曲川周辺の小地形区分図	78
第 52 図	豊野付近地質断面図	80
第 53 図	豊野層の観音山シルト部層からなる神宮寺背斜の横断面	81
第 54 図	豊野付近の地質図	82
第 55 図	上今井断層通過部の大川層中の小断層	84
第 56 図	山ノ内温泉群の主要な温泉地及び源泉（群）	91
第 57 図	天然記念物に指定されている地獄谷の噴泉	92
第 58 図	金倉林道からみた落合地すべり地	94
第 1 表	中野地域の層序と火成活動	11
第 2 表	高井火山岩類の化学組成	25
第 3 表	雁田山火山岩類の化学組成	31
第 4 表	箱山火山岩類の化学組成	32
第 5 表	笠岳火山岩類の化学組成	39
第 6 表	虚空蔵火山岩類の化学組成	39
第 7 表	平穏火山岩類の化学組成	41
第 8 表	髻山火山岩類の化学組成	51
第 9 表	カヤノ平火砕流堆積物の化学組成	54
第 10 表	滝の沢火山岩類の化学組成	54
第 11 表	高社火山岩類の化学組成	56
第 12 表	志賀山古期火山岩類の化学組成	61
第 13 表	志賀山新期火山岩類の化学組成	63
第 14 表	温泉一覧表	90
Table 1	Stratigraphic succession and igneous activities in the Nakano district	101
第 I 図版	火山岩の顕微鏡写真	105
	1. 高井火山岩類	
	2. 雁田山中部溶岩	

第Ⅱ図版 火山岩の顕微鏡写真	106
1. カヤノ平火砕流堆積物中のブロック	
2. 高社主火山体溶岩	

中野地域の地質

赤羽貞幸*・加藤碩一**

富樫茂子***・金原啓司†

中野図幅地域の地質調査は、昭和 62-63 年度及び平成元年度の特定地質図幅の研究として行われたものである。研究の分担は、I・II・III 章と IV 章の高社火山岩類を除く部分を赤羽（ただし、河東山地の火山岩類の化学分析及び鏡下での観察は富樫による）、高社火山岩類を富樫、V 章地質構造を赤羽と加藤、VI 章応用地質を金原と赤羽が分担し、全体のとりまとめは赤羽と加藤とで行った。

本報告の作成に当たっては、今回の調査のみならず、筆者らの長年の調査及び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は、多くの方々にご協力いただいた。これらすべての方々を明記して謝辞を述べることはできないが、特に本図幅地域を長年調査している元信州大学教授齋藤 豊氏並びに豊野層研究グループの関係各位には、厚く感謝申し上げる。

岩石薄片作成は地質調査所地質標本館試料調製課、佐藤芳治・野神貴嗣・木村 朗の各技官が担当した。

I. 地 形

(赤羽貞幸)

本図幅地域は、長野県北部に位置する長野盆地の北部から飯山盆地にかけての地域である。この地域は地形的に、中央部の盆地を挟んでその西側の西部山地と東側の東部山地との 3 地域に区分される（第 1 図）。この西部山地は、長野盆地の西に広がる犀川丘陵の北端部と、飯山盆地の西に広がる関田山地の南端部とが接する境界部に当たり、標高 900m 以下の丘陵状の山地である。東部山地は、長野・群馬の県境の一部をなす三国山脈の南端部に当たり最高所は 2,000m を超える。この地方では、この山地が千曲

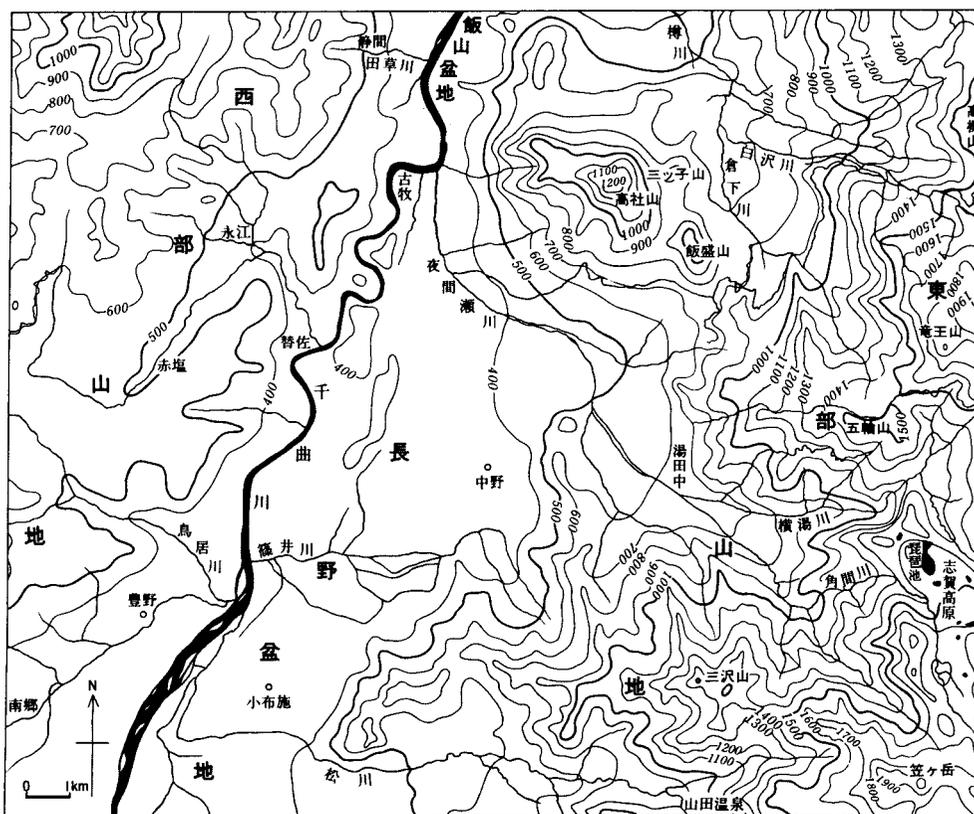
* 信州大学教育学部(昭和 62- 平成 3 年度 地質調査所併任) ** 地質部 *** 地殻化学部 † 地殻熱部

Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Nakano, Nagano, Kato Mountains, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Nagasawa, Ōgawa Formation, Minochi Formation, Yashiki, Toriigawa, Toyono, Madarao, Akasaka Formation, Kurai Formation, Motodoriyama, Minamigo, Shiga Green Volcanic Rocks, Takai Shale Member, Kasagoshi, Takai, Karitasan, Hakoyama, Kamiike, Kasadake, Kokuzō Volcanic Rocks, Hirao Volcanic Rocks, Shimizudaira Volcanic Rocks, Takappyo, Takinosawa Volcanic Rocks, Kōsho, Yokoyugawa, Ryūō Volcanic Rocks, Shigayama Volcanic Rocks, Shiga Lake Deposits, Ochiai Lake Deposits, quartz diorite, diorite porphyry, Omine Eroded Surface, active fault, active fold, green tuff.

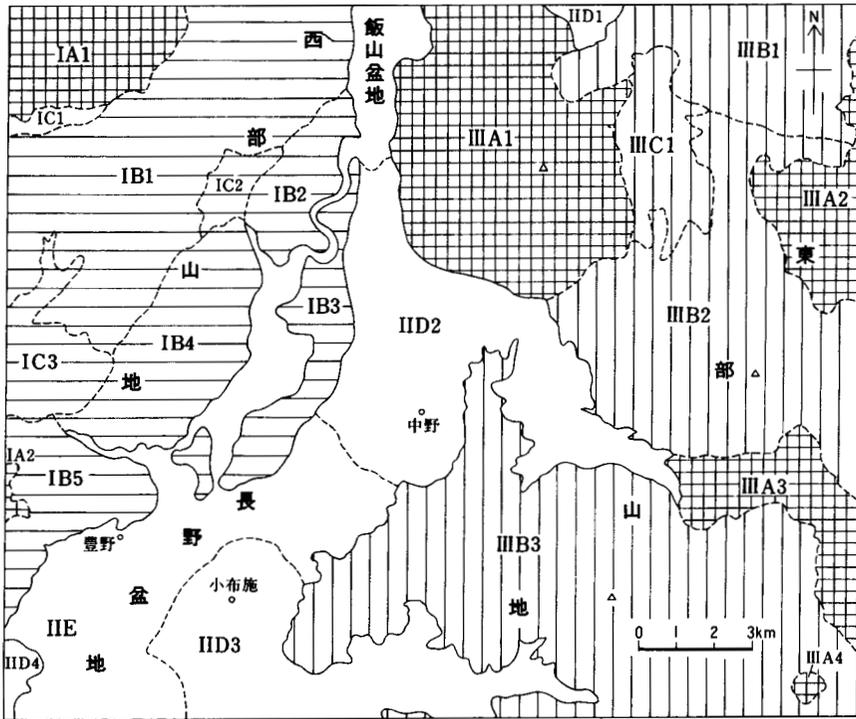
川の東側に位置することから河東山地と呼んでいる。盆地の低地部は、長野盆地の北部と飯山盆地の南端部とをつなぐ地域に当たり、千曲川はほぼ直線的にSSWからNNEに向かって流れ、これに東西の山地から流入する河川が合流する。これらの3地域は、地形的特徴によって更に第2図のように細分することができ、各地形区は地形だけでなく地質及び地質構造の上でもそれぞれ特徴を持っている。この第2図では、山地を大きく火山山地と非火山山地とに分け、非火山山地を山地と丘陵とに区分した。一方、盆地部は氾濫原と扇状地とに区分した。

西部山地は、千曲川・鳥居川・斑尾川などの河川を境にして、斑尾火山山地・豊田・三水山地・髷山火山山地・奥手山丘陵・赤塩丘陵・長丘丘陵・豊野丘陵などに区分され、これらの山地や丘陵の境には荒瀬原低地や永江・牟礼の小盆地が発達する。

斑尾火山山地は、斑尾火山岩類から構成される山地で、その南半部が本図幅地域の北西部に位置している。山頂部は長野県と新潟県との境界に当たっている。最高所の斑尾山(1,381.8m)は本図幅地域からわずかにはずれるが、標高700-1,300mの山地で、西部山地の中では最も高い山地である。火山体は開析が進み、溶岩流などがのる原地形をほとんど認めることができない。開析が進んでいるため山頂部からは四方に大きな谷が延びている。しかし、これらの谷の多くは崖錐堆積物・扇状地堆積物・土石流堆



第1図 中野地域の切峰面図(埋谷幅は500m)



西部山地

- IA1 斑尾火山山地
- IA2 髷山火山山地
- IB1 豊田-三水山地
- IB2 奥手山丘陵
- IB3 長丘丘陵
- IB4 赤塩丘陵

長野・飯山盆地

- IID1 樽川扇状地
- IID2 夜間瀬川扇状地
- IID3 松川扇状地
- IID4 浅川扇状地
- IIE 千曲川氾濫原

東部山地

- IIIA1 高社火山山地
- IIIA2 竜王-高標火山山地
- IIIA3 志賀山火山山地
- IIIA4 笠岳火山山地
- IIIB1 木島山地
- IIIB2 五輪山地
- IIIB3 三沢山地
- IIIC1 須賀川盆地



第2図 中野地域の地形区分図

積物などによって埋積が進んでいる。特に南麓から東麓にかけての地域には、緩やかな斜面が発達する。

髷山火山山地は本図幅地域の西端から西隣の戸隠図幅地域にかけて広がる小規模な火山山地で、髷山(744.5m)はドーム状の小火山体である。

豊田-三水山地は、斑尾火山山地を取り巻くように広がる標高500-800mの主として鮮新世の堆積岩類から構成される山地である。この山地は、飯山盆地の西部に位置する関田山地の南端部に当たる。この山地の特徴は、谷も発達するが地形の起伏が比較的少なく、尾根部の標高がそろっていることである。したがって、全体として山頂部が平坦な山地である。この平坦な地形から復元される古い地形面は、更新世中期初めに形成された鼻見面(大峰面)と呼ばれる浸食平坦面である(豊野層団研究グループ, 1969)。谷の発達には、この山地の延びの方向であるNE-SW方向と、これに直交するNW-SE方向の二種類が顕著である。

奥手山丘陵は、千曲川と永江盆地とに挟まれた標高350-500mの小さな丘陵である。この丘陵は第四

紀初めの堆積岩類で構成される丘陵で、ほぼ南北方向に延び、山頂部には標高500m前後の平坦な地形面が広がっている。この丘陵には厚い風化火山灰層（北信ローム層）が分布している。丘陵の千曲川に面した東側斜面は急で、北西側にはたいへん緩やかな斜面が発達する。

赤塩丘陵は、千曲川・斑尾川・鳥居川とに囲まれた、標高400-600mの丘陵である。丘陵はNE-SW方向に延びるが、北西側斜面は緩く傾き、南東側斜面には谷がよく発達している。丘陵は主として碎屑岩類からなる鮮新統や下部更新統から構成され、平坦な尾根には厚い北信ロームが堆積している。赤塩丘陵の東西の縁は、断層で切られている。

長丘丘陵は千曲川の右岸側に沿って細長く延びる標高330-460mの丘陵で、北部を長丘、南部を高丘と地元で呼んでいる。この丘陵は、碎屑岩類を主とする下部更新統や中部更新統から構成される。長丘の西側には、千曲川に削られた急な浸食崖が見られる。長丘丘陵の東縁は、北の壁田から南の草間にかけて急な直線的な斜面が連続し、東側の夜間瀬川扇状地と明瞭な境をなしている。この急な斜面は断層崖である。

豊野丘陵は鳥居川の南に位置し、長野盆地の西縁をなす標高340-580mの丘陵である。東西に延びる丘陵の軸部には比較的平坦な地形面が広がり、その南及び北側には急な斜面と小さな谷が発達する。丘陵の主部は碎屑岩類からなる下部更新統であるが、丘陵の表層部は中部更新統の湖成堆積物で覆われている。

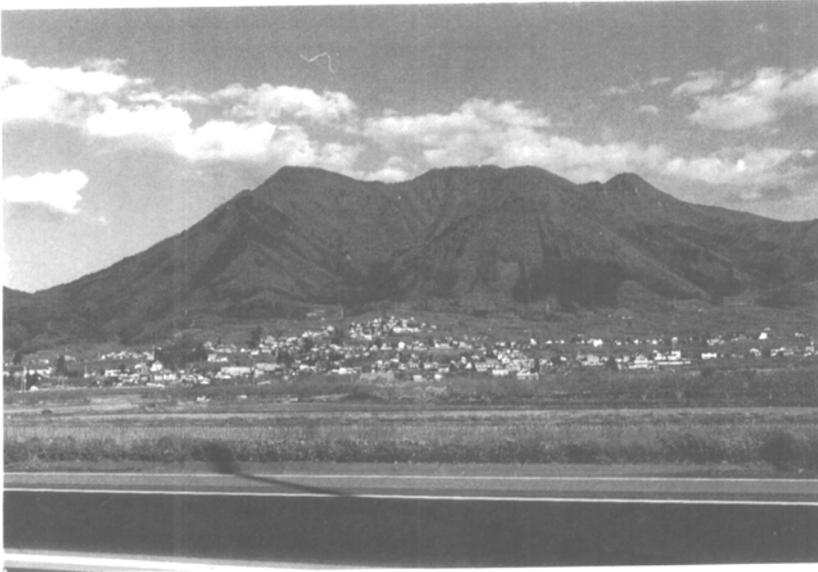
荒瀬原低地は、斑尾火山山地と豊田-三水山地との境に沿って、信濃町土橋付近から古間にかけて発達する谷底平野である。永江盆地は四方を山地に囲まれた山間の小盆地で、豊田村北永江から南永江にかけて湖成堆積物がつくる平坦面が広がる。牟礼盆地は本図幅地域の西縁に位置する。牟礼盆地の中心部は戸隠図幅地域に入り、本図幅地域は牟礼盆地の東部に当たっている。

東部山地は、樽川と夜間瀬川を境にして山地が分かれ、樽川以北は木島山地、樽川と夜間瀬川との間の地域は高社火山山地・竜王-高標火山山地・五輪山地・志賀山火山山地、夜間瀬川以南は三沢山地と笠岳火山山地に区分される。この東部山地の北部には、山間盆地として須賀川盆地がある。

木島山地は樽川以北に位置する、第四紀前期の火山岩類から構成される山地である。山地は開析が進み、噴出当時の火山地形を全く残していない。山地斜面は全体として南西に傾き、本沢川・日向入川・中沢などの深い谷が発達する。これらの谷に挟まれる尾根は、西側が急斜面からなるやせた長い尾根となっている。

高社火山山地は、ちょうど長野盆地と飯山盆地の境に位置する火山山地である。この山地は、下部更新統の虚空蔵火山岩類からなる虚空蔵山、中部更新統の滝の沢火山岩類からなる滝の沢山(第4図)、高社火山岩類からなる高社山から構成されている。高社山(1,351.5m)は成層型の火山体で「高井富士」とも呼ばれ、山麓には火砕流堆積物や火山麓扇状地堆積物が形成したなだらかな斜面が発達する(第3図)。南麓部の斜面下部には、この火山麓扇状地が広がる。夜間瀬川に浸食されてきた長さ1.5kmに及ぶチョウゲンボウの繁殖地として有名な「十三崖」は、この堆積物からなる。東麓には三ツ子山(982m)・飯盛山(1,064.1m)の溶岩円頂丘が見られる。虚空蔵山は開析が進んでいる。

竜王-高標火山山地は、竜王火山と高標火山の火山岩類で構成される火山山地である。竜王火山は下部更新統の溶岩からなり、西縁には急崖が発達する。竜王山(1,900.1m)の北部には溶岩流地形が残存



第3図 滝の沢山とその山麓に広がる火山麓扇状地(中野市壁田から滝の沢山を望む)

している。高標火山の西側はほとんど浸食されているが、東側には溶結凝灰岩がつくるカヤの平の台地
が広がっている。

五輪山地は夜間瀬川の北側に位置し、五輪山(1,620.2m)を最高所とする山地で、尾根は東西に延び
ている。斜面は北西側へ緩く傾くものと横湯川側へ急角度で傾くものことからなる。北西側へ傾く斜面に
は深い谷が発達しないが、横湯川側の斜面には北東から南西方向に深い谷が発達する。山地は鮮新統-
下部更新統の火山岩類や貫入岩類から構成され、熱水変質した貫入岩類からなる横湯川に面した斜面に
は、崩壊斜面がめだつ。

志賀山火山山地は志賀高原の志賀山火山(2,035.5m)から噴出した溶岩流がつくる山地で、夜間瀬川
支流の横湯川と角間川とに挟まれた地域である。この山地の南及び北の縁には、横湯川と角間川との下
刻作用によって形成されたV字谷が連続する。両河川に挟まれた山地は、溶岩流出時に形成された
凹凸に富んだ溶岩流地形をそのまま残し、凹地部は琵琶池・蓮池などの湖沼や湿原となっている。

笠ヶ岳火山山地は、本図幅地域の南東端の山ノ内町と高山村との境界部に位置する。笠ヶ岳(2,075.8
m)はドーム状の小火山体で、山頂部から志賀山の火山地形がよく展望できる。山頂部には溶岩が露出
し、南東斜面には大規模な崩壊地が認められる。

三沢山地は三沢山(1,504.6m)を中心にした夜間瀬川以南の山地で、大部分は新第三系の深成岩類や
火砕岩類・火山岩類から構成されている。この山地には夜間瀬川の支流に当たる伊沢川・三沢川・本
沢、松川の支流に当たる淵ノ沢川・鎌田川などが発達し、深い谷を形成している。

須賀川盆地は、高社火山山地・木島山地・五輪山地とに取り囲まれた山間盆地である。盆地の中心部
には湖成堆積物がつくる平坦地が広がり、その東側には白沢川や倉下川がつくった扇状地斜面が発達す
る。



第4図 豊野丘陵から長野盆地北部の氾濫原と百々川扇状地(写真左端, 南隣須坂地域)を望む

東西両山地に挟まれた低地部は、千曲川とその支流によって形成されたものであり、大きく氾濫原と扇状地に分けられる。氾濫原は千曲川沿いによく発達し、長野盆地北部、豊野町中島から飯山市蓮にかけての地域、飯山盆地の南端部へと連続している。山地から流れ下る河川は下流部に扇状地を形成し、それらは盆地平坦部の縁部を構成している。これら扇状地の主なものには、北から樽川扇状地、夜間瀬川扇状地、松川扇状地、浅川扇状地がある。西部山地から流れる鳥居川は、大きな河川にもかかわらずその下流域に明瞭な扇状地を形成していない。

長野盆地北部の氾濫原は、比較的大きな自然堤防と後背湿地からなる(第4図)。千曲川の左岸には、長野市長沼から豊野町中島にかけて6-7kmに及ぶ長野盆地で最も大きい自然堤防が発達する。この西側には広い後背湿地が発達し、ここを浅川が流れている。一方、千曲川の右岸側にも須坂市村山から中野市草間にかけて7-8kmに及ぶ幅の狭い自然堤防が発達する。この自然堤防の背後には、須坂市相之島と小布施町都住から中野市延徳えんとくにかけて大きな後背湿地が広がる。特に後者は長野盆地内で最も標高が低く(329m)、古くから延徳低地と呼ばれ、千曲川の洪水のたびに水害を受け遊水池としての役割を果たしていた場所である。

豊野町中島から飯山市蓮にかけての千曲川は、丘陵の中を穿入蛇行しながら流れる。蛇行して流れる千曲川の滑走斜面側には、小規模な段丘・扇状地・自然堤防・後背湿地が発達する。上今井と大俣の間を流れる千曲川は、かつて大きく曲流し、長丘よりの現在の後背湿地部を流れていたが明治初期に人工的に掘削して現流路をつくった。この工事は、洪水時に延徳低地をはじめとする長野盆地内の水をより吐き出しやすくするために行われたものである。したがって、牧山から大俣へ続く湿地は、千曲川の旧河道である。

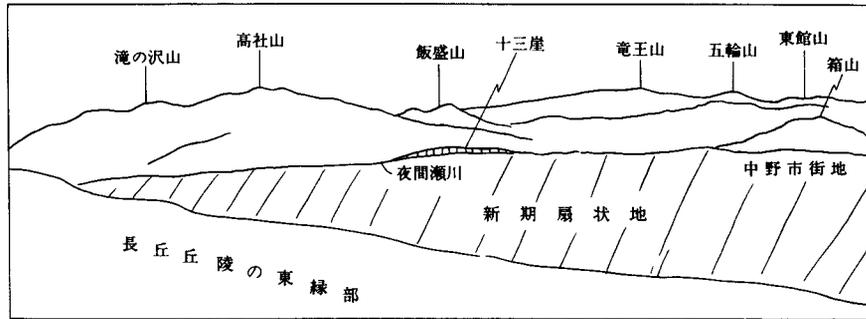
飯山盆地の南端部に当たる中野市古牧付近で、千曲川に夜間瀬川が合流して谷が広がり、千曲川の流れはより自由蛇行に近い形で流れるようになる。したがって、川沿いの氾濫原には自然堤防と後背湿地が発達する。中野市岩井付近の地形は、この典型的な例である。

樽川扇状地は、飯山盆地に流入する樽川が樽滝付近から下流域に形成した扇状地である。本図幅地域ではこの扇状地の扇頂部が分布する。

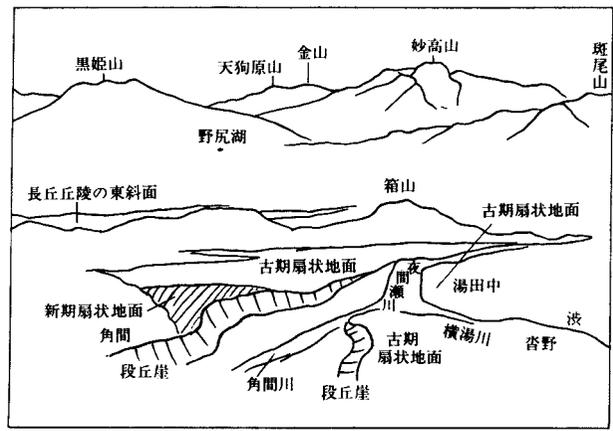
夜間瀬川扇状地は本図幅地域の中央部に位置し、東部山地から流下する夜間瀬川が形成した扇状地である(第5図)。この扇状地は松川扇状地などとともに、長野盆地の東縁部に発達する代表的な扇状地の一つである。夜間瀬川扇状地は、新旧二つの扇状地に区分される。古期扇状地は山ノ内町の杓野から夜間瀬橋にかけて広がる扇状地である。この扇状地面はその後の夜間瀬川の浸食により、段丘化している(第6図)。新期扇状地は夜間瀬橋から下流の中野市街地にかけて発達する。

松川扇状地は三沢山地から流れる松川が形成した扇状地で、夜間瀬川扇状地と同様に新旧二つの扇状地に区分される。古期扇状地は山田温泉から雁田山の南付近まで広がり、この扇状地面も段丘化している。新期扇状地は、雁田山の南から下流域に発達し、小布施の街はこの扇状地上にある。

浅川扇状地は西部山地から流れる浅川が形成した扇状地で、中心部は隣接する戸隠及び長野図幅地域中に位置するが、本図幅地域にはその北東端がわずかにかかっている。



第5図 長丘丘陵から夜間瀬川の新时期扇状地を望む



第6図 志賀草津道路(標高約1,100m付近)から夜間瀬川下流域を望む

II. 地質概説

(赤羽貞幸)

中野図幅地域は、北部フォッサ・マグナ地域に位置する長野盆地の北端部周辺域を占め、盆地域を境にしてその西側の山地と東側の山地とで地質及び地質構造に大きな差異が認められる。西側の西部山地は、鮮新世から完新世にかけての碎屑岩類や火砕岩類からなり、極めて複雑な地質構造を示す地域である。東側の東部山地は、主として中新世から更新世にかけての火砕岩類や深成岩類からなる。両者に挟まれる長野盆地地域には、第四紀末の碎屑堆積物が広く分布する。このような地質特性から、本図幅地域は大きく長野盆地とその両側の西部山地及び東部山地に区分される。これらの地域を構成する地質系統を総括すると、第1表と第7図とに示すようになる。

西部山地は、新第三系と第四系からなる。新第三系は海成-汽水成の碎屑岩類から構成され、鮮新統の長沢層と大川層おおがわとに区分される。第四系は碎屑岩類と火砕岩類から構成され、下部更新統みのちは水内層・屋敷層かわたに・川谷泥岩層・鳥居川火砕岩類・斑尾火山岩類・中部更新統や上部更新統は豊野層・髻山火山岩類・倉井層・赤坂層・南郷層みなみごうに区分される。

長沢層（下部鮮新統）は、泥岩・砂岩からなる海成層で多くの貝化石を産し、西部山地で最も古い地層である。斑尾火山の南東側に帯状に分布し、地層の傾斜は、ほとんどの場所で垂直あるいは逆転を示している。大川層（上部鮮新統）は砂岩・礫岩・泥岩からなる海退期の堆積物で、堆積環境は上部に向けて海成から汽水成・淡水成へと変化し、岩相は上部ほど粗粒化し、北アルプスの中・古生界に起源を持つ古期岩類の礫を含む礫岩層の挟みが多くなる。また、本層はたくさんのデイサイト-流紋岩質凝灰岩層や亜炭層を挟んでいる。本層は長野盆地西部に分布する猿丸層に対比される。

水内層（下部更新統）は、古期岩類礫を含む礫層を主体とする陸成層で泥流堆積物を挟み、上部には“くさり礫”が認められる。北部ほど泥流堆積物や火砕岩類の挟みが多くなる。下位層との関係を確認することができないが、大川層に整合に重なりと推定される。屋敷層（下部更新統）は安山岩質の火砕岩類を主体とする陸成層で、西部山地北部に広く分布する。屋敷層は水内層と同時異相の関係にあり、大川層に整合に重なり新第三系とともに褶曲運動を受けている。川谷泥岩層（下部更新統）は泥岩・砂質頁岩・岩礫泥岩からなる堆積物である。本層からは海生の珪藻、有孔虫及び貝化石を産出する。鳥居川火砕岩類（下部更新統）は、鳥居川の流域を広く覆う安山岩質の火砕岩類である。斑尾火山岩類（下部更新統）は、新第三系を基盤岩類として噴出した斑尾火山を構成し、安山岩質の溶岩や火砕岩類からなる。

中部更新統の豊野層と赤坂層は湖成堆積物である。豊野層は砂やシルトからなり、長野盆地に堆積した初期の湖成堆積物で、長野盆地に堆積した湖成層の中では最も広域に分布する地層である。本図幅地域では、豊野丘陵周辺や高丘・長丘丘陵に広く分布する。赤坂層は、更新世中期末に形成された砂やシ

第 1 表 中野地域の層序と火成活動

地質時代		西部山地	長野盆地	東部山地	火成活動		
新 生 紀	完 新 世	現河床堆積物			火 山 岩 層		
		湿地堆積物 谷底平野堆積物 火山麓扇状地堆積物・新期土石流堆積物・段丘堆積物					
	第 四 新 世	後 期	新期湖成層	古期扇状地堆積物		志賀山新期火山岩類	安山岩
			古期土石流堆積物	南郷層		落合湖成層	志賀山火山岩類
		中 期	赤坂層	高社火山岩類		横湯川湖成層	安山岩
			倉井層	豐野層		志賀湖成層	安山岩
		前 期	鬻山火山岩類	滝の沢火山岩類		志賀山古期火山岩類	安山岩
			斑尾火山岩類	高標火山岩類		碓氷川火山岩類	安山岩
			鳥居川火砕岩類	清水平火山岩類		竜王火山岩類	安山岩
			川谷泥岩層	平穩火山岩類		竜王火山岩類	安山岩
			水内層	虚空蔵火山岩類		笠岳火山岩類	安山岩
			屋敷層	笠岳火山岩類		笠岳火山岩類	安山岩
第 三 新 世	鮮 新 世	大川層	神池火山岩類	安山岩			
		長沢層	箱山火山岩類	安山岩			
	中 期	裾花凝灰岩部層	雁田山火山岩類	安山岩			
		高井火山岩類	高井火山岩類	安山岩-玄武岩			
		笠越火砕岩類	笠越火砕岩類	安山岩			
高井頁岩層	高井頁岩層	石英斑岩 石英閃緑岩 閃緑斑岩					
志賀緑色火山岩類	志賀緑色火山岩類	安山岩					

地質時代		地層名		模式柱状図	層厚(m)	岩相		化石・火成活動		
新 鮮 代	第 四 紀	完 新 世	現河床堆積物			1-5	礫・砂・泥			
			新期土石流堆積物	新期扇状地堆積物		10-100	礫(亜角礫-亜円礫)・砂・シルト・火山灰質 シルト・泥炭質シルト・泥炭・火山灰			
			新期湖成層	古期扇状地堆積物			20	シルト・砂礫・泥炭・火山灰		安山岩角礫・火山礫・スコリア・軽石
			志賀山新期火山岩類	北信ローム層・古期土石流堆積物		200	礫・砂・シルト			
			南郷層			100	輝石安山岩の塊状溶岩			
			赤坂層			40	礫・砂・シルト			
		中 新 世	落合湖成層		30	中粒-粗粒砂・シルト・火山円礫岩		高社火山		
			高社火山岩類		30	砂シルトの互層・シルト・砂礫				
			高社火山岩類		90	輝石安山岩溶岩・火砕岩・軽石流堆積物				
			高社火山岩類		500+					
			横湯川湖成層	志賀湖成層	100	55	砂礫・シルト		砂礫・火山灰質シルト・火山灰	
			志賀山古期火山岩類		150	輝石安山岩溶岩・火砕岩				
	前 新 世	倉井層	硯川火山岩	50	150	泥流堆積物・シルト・砂礫	輝石安山岩溶岩	斑尾火山 古飯縄火山活動		
		滝の沢火山岩類		500	輝石安山岩溶岩・火砕岩					
		高標火山岩類		400	下部はテイスサイト質の火砕流堆積物・上部は安山岩溶岩					
		磐山火山岩類	清水平火山岩類	100	100	角閃石安山岩溶岩	輝石安山岩溶岩		淡水生 貝化石	
		豊野層		100	砂シルトの互層・シルト・砂・砂礫・火山灰					
		斑尾火山岩類		500	輝石安山岩溶岩・火砕岩					
		鳥居川火砕岩類		100	輝石安山岩質の火砕岩・泥流堆積物・軽石流堆積物					
		竜王火山岩類		200	輝石安山岩溶岩・火砕岩					
		平穏火山岩類		300	輝石安山岩溶岩(鉄平石型)・火砕岩					
		虚空蔵火山岩類		400	火砕岩・輝石安山岩溶岩		海生 貝化石			
	第 三 紀	新 鮮 世	川谷泥岩層	笠ヶ岳火山岩類	50	200	泥岩・砂質泥岩・含礫泥岩	輝石テイスサイト・輝石安山岩溶岩	中性火山活動	
			水内層	屋敷層	300	400	上部は礫岩(くさり礫)・砂質シルト・凝灰角礫岩・泥流堆積物。下部は礫岩・砂岩	凝灰角礫岩・凝灰岩・火山礫凝灰岩・火山円礫岩・泥岩・砂岩・礫岩		
			大川層	神池火山岩類	1500	150	砂岩・礫岩・泥岩・凝灰岩を挟む。			ガラス質輝石安山岩溶岩
				箱山火山岩類		200+	白色軽石質凝灰岩や垂炭層を挟む。上部			輝石安山岩溶岩・火砕岩
		雁田山火山岩類		400+	ほど礫岩優勢。		輝石安山岩溶岩・一部に火砕岩			
		長沢層	高井火山岩類	700	400	泥岩・砂岩・礫岩・凝灰岩を挟む	柱状節理の発達する輝石安山岩溶岩。一部に火砕岩	熱水変質 海生 貝化石 中-塩基性 火山活動		
中 新 世		小川層	樺花凝灰岩部層	200	凝灰岩。泥岩・砂岩を挟む		(半)深成作用 魚鱗化石			
		笠越火砕岩類		300	淡緑色の玄武岩質-安山岩溶岩・火砕岩					
		高井頁岩層		100+	黒色頁岩(葉理発達)					
		志賀緑色火山岩類		400+	緑色をおびた火砕岩・安山岩溶岩 凝灰質の砂岩泥岩を挟む			中性火山活動		

第7図 中野地域における地質総括図

ルトからなる地層で、一連の水域に堆積した堆積物が斑尾川沿いにも分布する。倉井層は高位浸食平坦面の大峰面上を覆う、厚い泥流堆積物を主とする堆積物である。髻山火山岩類は長野盆地西縁部に小分布する含エジリン輝石捕獲岩を含む安山岩である。南郷層は砂や砂礫からなる更新世後期の湖成層で、西部山地と盆地との境界部に分布し、一部は段丘化している。北永江や蓮にも、シルトからなる上部更新統の湖成層が分布する。

長野盆地以東の東部山地は、新第三系と第四系とからなる。新第三系は海成の砕屑岩類や陸成の火砕岩類・深成岩類から構成され、中新統は志賀緑色火山岩類・高井頁岩層^{かきごし}・笠越火砕岩類・貫入岩類とに区分され、鮮新統は高井火山岩類^{かりた}・雁田山火山岩類^{かみいけ}・箱山火山岩類・神池火山岩類に区分される。第四系の下部更新統は、火山岩類からなる笠岳火山岩^{こくぞう}・虚空蔵火山岩類^{ひらお}・平穏火山岩類・竜王火山岩類に区分される。中部-上部更新統は火山岩類からなる清水平火山岩類・高標火山岩類・滝の沢火山岩類^{すずりかわ}・硯川火山岩類・志賀山古期火山岩類・高社火山岩類・志賀山新期火山岩類と、湖成堆積物からなる横湯川湖成層・志賀湖成層・落合湖成層とに区分される。

志賀緑色火山岩類（下部中新統）は、いわゆる“グリーンタフ”で綠色変質した火砕岩類・溶岩や砕屑岩よりなり、本図幅地域で最も古い地層である。分布域は限られるが、どこでも深成岩類に取り囲まれるようにして、東部山地内に点々と分布する。この火山岩類は、河東山地南部の内村層に対比される。

高井頁岩層（中部中新統）は、志賀緑色火山岩類の上位に重なる黒色頁岩層である。この頁岩の分布は三沢山北西部に集中するが、いずれの分布地も貫入岩類に取り囲まれている。これらの小さな岩体は熱変成作用を受け、地層は硬質になっている。この頁岩層は、岩相的に河東山地南部の別所層に対比される。

志賀緑色火山岩類や高井頁岩層を貫く貫入岩類（中部-上部中新統）は、夜間瀬川と松川の流域に広域に分布する。これらの岩質は、一部に石英閃緑岩・石英斑岩が認められるが、ほとんどの地域では閃緑斑岩である。また、この岩体は、熱水変質を受けているところが多く、石英閃緑岩や志賀緑色火山岩類と区別が困難なことが多い。

笠越火砕岩類（上部中新統）は、笠ヶ岳の周辺にのみ分布する淡綠色に変質した火砕岩類である。変質の程度は志賀緑色火山岩類より弱く、層位的にも最も新しいグリーンタフに対比される。

鮮新世後期には陸化した東部山地で、火山活動が盛んに行われ大量の火山岩類が噴出した。高井火山岩類（上部鮮新統）は中でも最も規模の大きい噴出物で、河東山地の菅平から野沢温泉にかけての広い範囲に分布する。岩質は玄武岩質の安山岩を主体とする溶岩からなる。雁田山火山岩類（上部鮮新統）は、雁田山を構成する安山岩溶岩で、雁田山下部溶岩・雁田山中部溶岩・雁田山上部溶岩・屠屋場山溶岩・飯縄山溶岩・朝日山溶岩とに区分される。箱山火山岩類（上部鮮新統）は、箱山を構成する安山岩溶岩や火砕岩類である。神池火山岩類（上部鮮新統）は、山田牧場北部の山地を構成する黒色緻密なガラス質安山岩溶岩である。雁田山下部溶岩・神池火山岩類・箱山火山岩類の下部層は、岩相が高井火山岩類に類似しており、層位的にも近い位置を占めることから高井火山岩類に属する可能性が強い。

更新世前期には、笠ヶ岳の溶岩円頂丘を構成する笠岳火山岩類、高社山北西部の虚空蔵山をつくる虚空蔵火山岩類、高社山の東側山地を構成する平穏火山岩類、竜王火山を構成する竜王火山岩類が噴出し

た。虚空蔵山を構成する火砕岩類や安山岩溶岩は、全体に風化が著しく、山体の開析が進んでいる。平穩火山岩類から構成される山地も開析が進み、この火山岩類がどこから噴出したものか決めがたい。

更新世中期には、八剣山方面から流下した清水平火山岩類、カヤの平の溶岩台地を構成する高標火山岩類、高社山西部の山地を構成する滝の沢火山岩類、志賀高原中心部の溶岩台地を構成する硯川火山岩類や志賀山古期火山岩類、高社山を構成する高社火山岩類が噴出した。志賀山古期火山岩類や高社火山岩類の噴出に伴って形成された堰止め湖には、横湯川湖成層・志賀湖成層・落合湖成層が堆積した。

更新世後期には、志賀山周辺の溶岩台地を形成した志賀山新期火山岩類が噴出し、夜間瀬川や松川は、盆地との境界部に古期扇状地堆積物を厚く堆積した。

東西両山地に挟まれる長野盆地から飯山盆地にかけての低地には、盆地誕生以来堆積した更新世中期以降の厚い碎屑物が堆積している。これらの堆積物は、長野盆地に流れ込んだ河川による扇状地堆積物や湖成堆積物からなり、その厚さは500m以上に達すると推定されるが、盆地地下の堆積物の詳しいことはまだ分かっていない。しかし、これらの一部分は盆地西縁部のところどころに露出している。盆地内やその縁には、更新世後期から完新世にかけての扇状地堆積物、段丘堆積物、崩積堆積物、土石流堆積物、火山麓扇状地堆積物や氾濫原堆積物などが広く分布する。

扇状地堆積物は、盆地に流入する河川の下流域に分布するが、東側山地から流下する夜間瀬川と松川の下流域に大きな分布を占めている。これらには新旧二つの扇状地堆積物が識別され、新期のものほど下流側に分布する。段丘堆積物は、豊野から飯山にかけての千曲川沿い、松川や鳥居川沿いなどに分布するが、いずれも小規模な堆積物である。崩積堆積物は、長丘丘陵の東縁部に認められる。

土石流堆積物は、山地と盆地との境に当たる地域に分布する。東部山地の尾根と尾根との間には、この種の堆積物がよく見られる。火山麓扇状地堆積物は、火山の山麓に発達する土石流堆積物で、高社火山や斑尾火山の山麓に分布する。氾濫原堆積物は自然堤防堆積物と後背湿地堆積物とからなり、千曲川沿いに広く分布する。

なお、東西両山地には、更新世中期から後期にかけての古い土石流堆積物や火山灰層が分布する。古期土石流堆積物の分布域は、斑尾火山山地の周辺部、五輪山地の周辺部などである。北信ローム層は西部山地では豊野丘陵以北の多くの地域に厚く分布する。東部山地では高社山など火山の山麓に分布する。

Ⅲ. 新 第 三 系

(赤羽貞幸)

本図幅地域での新第三系の分布域は、東部山地の南部と斑尾山の南東部に限られる。東部山地には、火砕岩類や碎屑岩類からなる下部-中部中新統の志賀緑色火山岩類や高井頁岩層が分布し、これらを閃緑斑岩・石英閃緑岩・石英斑岩などが貫入している。この貫入岩類は、新第三系分布域で最も広い面積

を占めている。これらを覆って上部中新統の笠越火砕岩類や鮮新統の高井火山岩類・雁田山火山岩類・箱山火山岩類・神池火山岩類が分布する。

一方、西部山地には中新世の地層や岩体は分布しない。新第三系としては、海成ないし汽水成の碎屑岩類からなる鮮新統の長沢層と大川層が、斑尾火山を取り巻くように分布する。

III. 1 志賀緑色火山岩類 (Sh)

命名 赤羽 (1980b). 赤羽 (1974, 1976) の緑色火山岩類に相当する。

模式地 下高井郡山ノ内町志賀高原^{ほっほ}発哺温泉付近 (東隣岩菅山図幅内)。

分布 志賀高原の横湯川流域・雑魚川流域や須坂図幅地域には広く分布する。本図幅地域では、志賀高原の蓮池の北方から乙見沢にかけての地域、五輪山の北・坊寺山西の安南平・暮岩・中野市の北大熊・高山村の奥山田から高井にかけてなどの地域に、狭い分布を示す。これらの多くの分布地は、比較的標高の高い山地部に位置し、周囲を貫入岩体を取り囲んでいる。

層序 本層は本図幅地域で最も古い地層であるが、下限は不明である。周囲に分布する貫入岩類に貫かれ、鮮新世以降の火山岩類には不整合に覆われる。本層内の層序は、分布地が点在し、しかもそれぞれの地質構造が複雑なため相互の関係を含めて不明である。

層厚 確認されている部分で300-400mである。

岩相 全体に緑色を帯びた火砕岩や溶岩からなるが、溶岩は少ない (第8図)。火砕岩層は、一部に凝灰質の薄い泥岩・砂岩を挟み、本岩類が水成堆積物であることを示している。多くの場所では凝灰岩と凝灰角礫岩とからなり、北大熊や発哺では層理が明瞭で成層構造が確認される (第9図)。山田温泉高井橋付近の松川左岸の遊歩道沿いには良い露頭が連続し、火砕岩層や溶岩層が重なりそれらは盆地側に緩く傾いている。周辺に分布する貫入岩類が変質すると本層との区別が極めて困難になるため、これまでの研究では、ひん岩類として扱われていることが多かった。

地質構造 多くの岩体では、走向がNE-SW、傾斜がNWを示すものが多い。

対比 岩相や分布域からみて、須坂図幅 (太田・片田, 1955) の須坂安山岩類の凝灰角礫岩に対比され、更に南部に分布する中新世初期のグリーンタフ層に相当する (加藤・赤羽, 1986) 内村層に対比される。

III. 2 高井頁岩層 (Ts)

命名 新称。

模式地 中野市高遠。

分布 中野市^{さらしな}更科、高遠、高山村三沢山の西部、山ノ内町^{さむさわ}佐野、寒沢、菅峠と小池峠の間、^{かんばやし}上林北の横湯川など三沢山地に点々と分布する。いずれも分布域は狭く、それらの構造も異なっている。

層序 分布状況に見られるように、いずれの分布地でも周囲を貫入岩類が取り囲み、強い熱変成を受けているところが多い。志賀緑色火山岩類との直接的な関係は確認できないが、分布域や岩相から見て



第8図 志賀緑色火山岩類の凝灰岩層に重なる高井火山岩類の溶岩(志賀高原, 幕岩)
高井火山岩類には、幅30-40cmの柱状節理が規則的に発達する。

本層の方が上位層であると考えられる。

層厚 正確な層厚は確認できないが、100m以上と推定される。

岩相 黒色の頁岩層で、ところによっては葉理が認められる(第10図)。どこでも熱変成を受けているため硬質である。中野市更科では葉理の発達した灰色-白色のホルンフェルス化した頁岩が見られる。横湯川の谷底に見られる岩相も、全体に熱変成を受け、一見縞状のチャートかと思えるほど硬質で葉理の発達した頁岩である。

化石 隣接する志賀高原の発哺温泉付近からは、魚鱗化石を産出する(飯島, 1956)。

対比 南に隣接する須坂図幅や南西方の長野図幅の松代周辺には、別所層の黒色頁岩層が分布する(沢村ほか, 1967; 加藤・赤羽, 1986)。本層は層位的な位置や岩相・分布状況から見て、別所層に対比される黒色頁岩層と考えるのが妥当である。



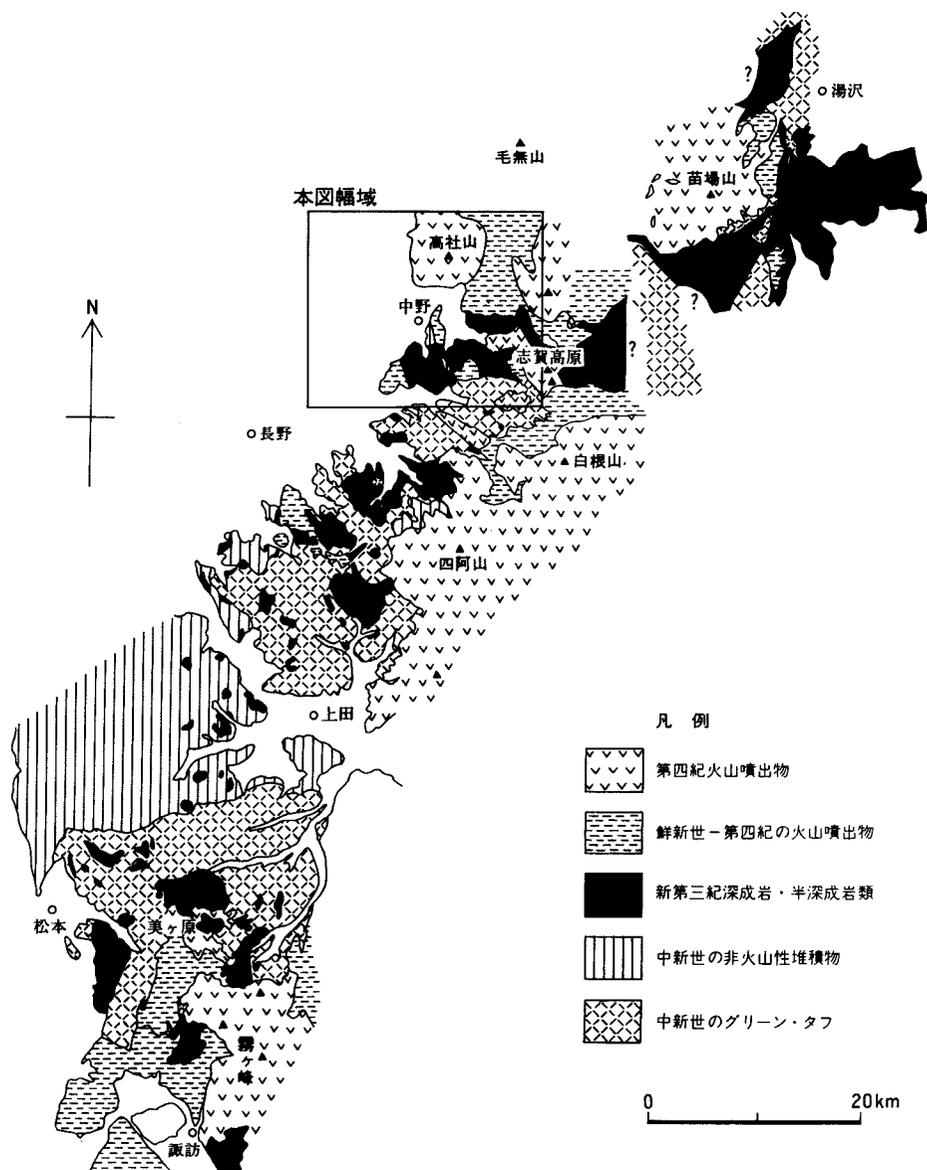
第9図 層状構造を示す志賀緑色火山岩類の凝灰岩層(中野市篠井, 長野電鉄線延徳駅東)



第10図 高井頁岩層の頁岩層(志賀高原蓮池北方, 河原小屋入口)

III. 3 貫入岩類

本図幅地域における貫入岩類は、東部山地の南部に広く分布し、これらは中央隆起帯に分布する新第三紀花崗岩類の仲間である（第11図）。特に夜間瀬川と松川とに挟まれた山地は、貫入岩類が広い面積を占めている。これらの貫入岩類を、閃緑斑岩・石英閃緑岩・石英斑岩とに区分した。



第11図 中央隆起帯における深成岩類の分布の概要 (赤羽, 1974)

Ⅲ. 3. 1 閃緑斑岩 (Dp)

分布 湯田中から発噴温泉にかけての横湯川の右岸側山地、坊寺山周辺、三沢山周辺、中野市間山周辺など貫入岩の中では最も広い分布を占める。本地域の貫入岩類は強い変質を受け原岩が不明な場合もあり、かつ露出も悪いので、産状・分布は不明であった。本報告では、これまでひん岩とされていた地域中でも、変質した安山岩溶岩や火砕岩を識別し、志賀緑色火山岩類（赤羽，1980a）に対比した。しかし、検鏡の結果では、安山岩と判定されるものが認められるが、産状が不明なものは、閃緑斑岩に含めた。

層序 志賀緑色火山岩類や高井頁岩層を貫き、笠越火砕岩類や鮮新統の火山岩類に不整合に覆われる（第12図）。

産状 下部-中部中新統に貫入し、東部山地の基盤を構成している。この岩体には節理が発達する。山ノ内町地獄谷付近では、この節理から温泉が自然湧出し、渋温泉や上林温泉の泉源となっている。

岩相 青灰色を帯び明瞭な斑状構造を示す。斑晶は主として白色の斜長石からなる。熱水変質を受け、全体が白色-黄灰色・淡緑色を示し粘土化している場所も多い。このような場所では黄鉄鉱の結晶が顕著である。

鏡下では、斑状組織をもつ。斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱からなり普通角閃石を含む場合もある。斜長石、斜方輝石、普通角閃石は著しく変質し、緑泥石・アクチノ閃石・緑れん石・方解石などの変質鉱物を生じている。

石基は変質が著しく、再結晶をしているが、火山岩の石基の構造が認められる場合がある。構成鉱物は斜長石・シリカ鉱物・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱及び緑泥石などの変質鉱物からなる。



第12図 変質した閃緑斑岩（白色部）を不整合に覆う高井火山岩類の溶岩（志賀高原，金倉林地）

Ⅲ. 3. 2 石英閃緑岩 (Qd)

分布 山ノ内町地獄谷温泉から上流の横湯川沿い、山ノ内町安南平付近の谷底を中心に分布する。

層序 志賀緑色火山岩類を貫き、第四紀の志賀山火山岩類に不整合に覆われる。

産状 閃緑斑岩体の中に取り込まれるような形で、谷底の深い場所に露出する。周りの閃緑斑岩体との境界は不明瞭である。地下深部では閃緑斑岩体とともに、大きな底盤をなしていると推定される。横湯川河床には、国の天然記念物に指定されている噴泉が見られる (第57図)。

岩相 淡緑色を帯びた中粒-粗粒の斑状構造を示し、斜長石・石英・普通角閃石・輝石などからなる。飯島 (1953) はこの地域の石英閃緑岩の特徴を次のように記した。半自形粒状構造を示し、斜長石は自形で双晶をなし累帯構造を示す。正長石は少ない。石英は常に他形で斜長石や有色鉱物の間を充填する。普通角閃石は柱状または卓状で有色鉱物の中では最も多い。普通輝石や黒雲母は少ない。副成分鉱物としては磁鉄鉱・黄鉄鉱・燐灰石・チタン石が認められる。

横湯川沿いで採取した岩石は、普通角閃石花崗閃緑岩で普通角閃石・斜長石・カリ長石・石英・鉄鉱物よりなる。普通角閃石は変質して緑泥石などの粘土鉱物・緑れん石・アクチノ閃石・鉄鉱物などに置換されている。

Ⅲ. 3. 3 石英斑岩 (Q)

分布 下高井郡山ノ内町と上高井郡高山村との境に位置する三沢山の山頂部にのみ分布する。

層序 閃緑斑岩体に貫入したもの (飯島, 1953) とされているが、良い露出がなく周辺岩体との関係は不明である。

岩相 青灰色を帯び石英と斜長石の斑晶がめだつ貫入岩である。鏡下では飯島 (1953) によると、斑晶は石英・斜長石・普通角閃石からなる。石英は0.6-4.0mmで丸く融食された他形を示すが、ときには六角の自形を示す。斜長石は石英より少なく、自形や柱状で、ときには完全にソシユール石化し、ゆうれん石・方解石・曹長石などに変化している。石基は等粒質で、主として斜長石・二次的緑泥石・石英・方解石・ゆうれん石・磁鉄鉱・黄鉄鉱などよりなる。

Ⅲ. 4 笠越火砕岩類 (Ks)

命名 新称。

模式地 下高井郡山ノ内町と上高井郡高山村の境に位置し、笠ヶ岳と横手山とを結ぶ松尾根。

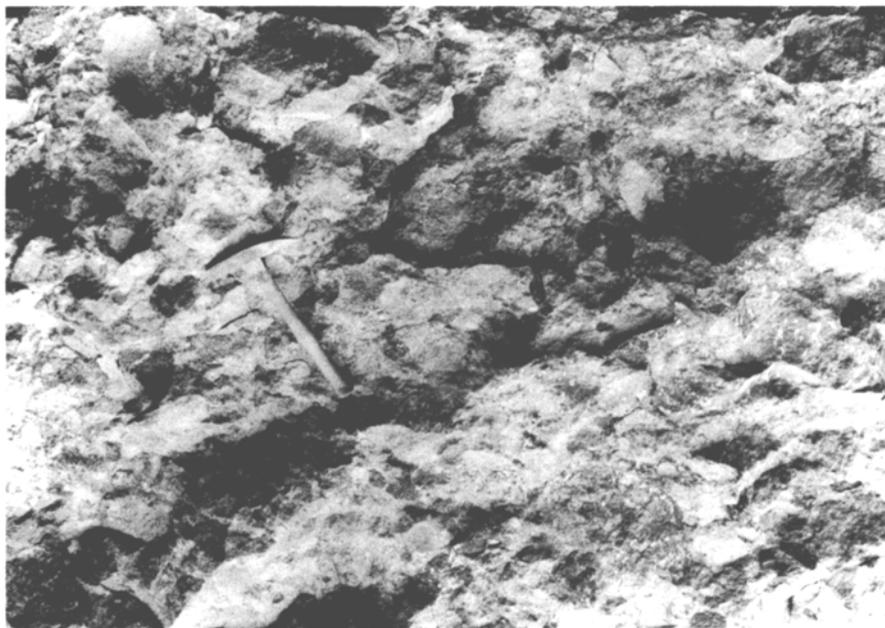
分布 山田牧場から熊・湯にかけての笠ヶ岳周辺域に分布する。

層序 ひん岩類を不整合に覆い、神池火山岩類に不整合に覆われる。笠ヶ岳火山岩はこの火砕岩類を貫いて噴出した。

層厚 およそ300m。

岩相 全体に淡緑色を帯びた玄武岩質-安山岩質の溶岩や火砕岩類からなる (第13図)。志賀緑色火山岩類に比較すると、色が薄く固結度が低い。砕屑岩類には、径5cm以下の角礫からなる厚い凝灰角礫岩と粗粒の凝灰岩がある。凝灰岩には葉理や層理が発達し、級化構造も見られる。

対比 赤羽（1974， 1976， 1980a）では志賀緑色火山岩類に含めていたが，岩相や変質の程度，固結度などから判断して，志賀緑色火山岩類と区分した．神池火山岩類などとの関係から，中新世後期の噴出物と考えられる．



第13図 笠越火砕岩類の火砕岩（上）と層状凝灰岩層（下）（志賀高原笠越林道）

Ⅲ. 5 小川層・裾花凝灰岩部層 (Su)

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 (Saito, 1961 ; 加藤・赤羽, 1986).

分布 本図幅域には露出しない。しかし、本部層は豊野丘陵付近の地下に分布することがボーリングの結果わかっている (第20, 52 図)。

層序 信濃天然ガス株式会社豊野 R-1 号井地質柱状図 (第20 図) によれば、下限は不明であるが、上位には泥岩層 (長野図幅の論地泥岩部層) が重なる。

層厚 215m 以上。

岩相 信濃天然ガス株式会社豊野 R-1 号井では本部層の下部は凝灰岩層、中部は砂岩層や泥岩層を挟む凝灰岩層や凝灰角礫岩層、上部は泥岩層・凝灰岩層・凝灰角礫岩層から構成されている。

Ⅲ. 6 高井火山岩類 (Ta)

命名 八木 (1941) の高井溶岩に基づく。飯島 (1956) は基底溶岩と呼び、赤羽 (1976) は高井火山岩類と名付けた。

模式地 本図幅地域では五輪山南の金倉林道沿いを模式地とする。

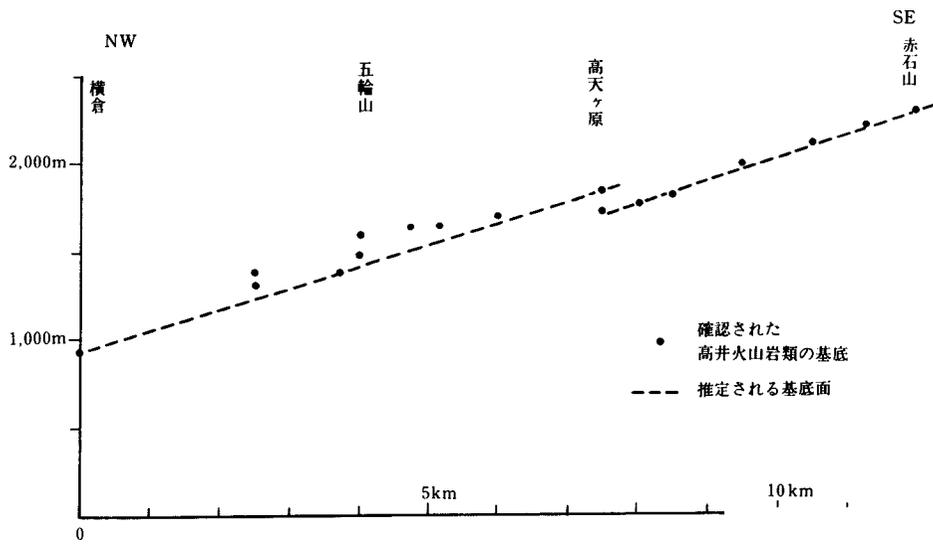
分布 本図幅地域では竜王火山の基底部から五輪山周辺域に広く分布し、そのほか竜王山と高標山との鞍部や坊寺山周辺にも分布する。本図幅地域南東部から、隣接する岩菅山・草津・須坂図幅地域など河東山地の各所に広く分布し、その分布高度も 2,300m の岩菅山山頂部から 700m の山麓部まで分布している。このような極めて広域分布を示す火山岩類は、北部フォッサマグナ地域ではほかに例がない。また、赤羽 (1976) はこの高井火山岩類基底の標高に注目し、河東山地の延びの方向 (岩菅山図幅) に直交する五輪山-赤石山方向の断面に、基底部の標高をプロットするときれいな直線上に載り、この高井火山岩類が西北西の方向に 7° - 8° 傾く地形面上を覆っていることを指摘した (第14 図)。

層序 志賀緑色火山岩類や貫入岩類を不整合に覆い、第四紀の火山岩類に不整合に覆われる火山岩類である。

層厚 300-400m。

岩相 大部分は柱状節理の良く発達する溶岩で、まれに火砕岩類を挟む (第15 図, 第16 図)。岩質は、黒色緻密な紫蘇輝石普通輝石安山岩 (第2 表, Taka 1) で、石英を含むものもある。風化すると斜長石の大きな斑晶が目立ってくる。少量のかんらん石を含む場合 (第2 表, Taka 2) もあるが、これらは完全に変質して、緑泥石などに置換されている。斜長石は包有物を多く含むものがある。石基はガラスに富むハイアロオフィチック- 填間状組織を示す。

飯島 (1953) によると、鏡下では斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなり、斜長石は柱状または卓状で 20mm 内外、自形でアルバイト双晶や累帯構造が認められる。紫蘇輝石は 0.5-1.5mm の柱状で普



第14図 高井火山岩類の基底部の標高 (赤羽, 1976)



第15図 志賀高原幕岩の高井火山岩類に見られる柱状節理
崖の高さは約100m



第16図 金倉林道において高井火山岩類に見られる柱状節理(山ノ内町五輪山南)

通輝石と平行連晶をなすものがある。普通輝石は半自形で柱状または方形で2.3mm以下である。双晶をなすものもある。石基はハイアロピリチック組織を示す。

この安山岩の化学組成を、第2表に示す。

年代 倉沢ほか(1985)は草津白根火山及びその基盤岩類について計36個のK-Ar年代値を測定し、高井火山岩類の絶対年代をおよそ1.4-2.1Maと報告している。今回、志賀高原小幕岩の高井火山岩類をK-Ar法によって測定した結果、 $1.75 \pm 0.20\text{Ma}$ の値を得た。

Ⅲ. 7 長 沢 層 (Na)

命名 赤羽(1980a)、八木・八木(1958)では梨久保砂岩層に、斎藤ほか(1962)では一の瀬層・濁池層・堰口層を併せたものに当たる。

模式地 新潟県新井市長沢を模式地とする。本図幅地域では下水内郡豊田村親川付近の斑川沿いに好露出する。

分布 斑尾火山南東部の外側を、飯山市堀越・豊田村郷露・親川・梨久保・三水村日向・堀越と帯状に連続分布する。

第2表 高井火山岩類の化学組成
(飯島, 1963; 富樫・赤羽, 1991*)

	1	2	3	4
SiO ₂	58.44	57.54	60.39	60.16
TiO ₂	0.42	0.68	0.64	0.65
Al ₂ O ₃	16.25	15.81	16.61	16.15
Fe ₂ O ₃	4.67	4.10	7.58	8.03
FeO	3.65	4.17		
MnO	0.09	0.19	0.12	0.15
MgO	3.43	3.27	3.17	3.40
CaO	6.23	6.61	6.84	6.96
Na ₂ O	2.15	2.49	2.62	2.38
K ₂ O	1.41	1.30	1.86	1.96
H ₂ O +	2.06	2.54		
H ₂ O -	1.10	0.77		
P ₂ O ₅	0.10	0.19	0.16	0.16
Total	100.00	99.66		
分析者	飯島	飯島	富樫	富樫

1: 志賀高原発晴温泉南西300m

2: 志賀高原熊の湯南方500m

3: 志賀高原小暮岩 (Taka 1, GSJ R56732)

4: 志賀高原暮岩 (Taka 2, GSJ R56733)

* 以下の表において富樫・赤羽, 1991にもとづく
分析値は全鉄をFe₂O₃とし, 水を除いてTotalを
100%に再計算したものを示す

層序 下限は斑尾火山岩類や古期土石流堆積物・火山麓扇状地堆積物に覆われるため不明, 上位には大川層が整合に重なる.

層厚 600-700m.

岩相 全体に泥岩層を主体とするが, 中部には砂岩層が発達する. 下部の泥岩層は暗灰色で細粒-中粒の砂岩層と互層する. 中部は暗灰色の塊状の泥岩層からなり, 中粒の砂岩層や薄い軽石質凝灰岩層を挟む. 南部へ行くにつれ砂岩層優勢となる. 上部は灰色の泥岩層・中粒砂岩層からなり円磨された細礫からなる礫岩層を挟む. 全体に泥岩層に富むため地すべりが多く, 良い露出が見られない.

化石 三水村日向の本層中部から富沢 (1958) は, 次のような貝化石を報告している.

Cardium sp., *Clementia sp.*, *Cyclina sp.*, *Glycymeris nipponica* (YOKOYAMA), *G. sp.*, *Mya japonica* (JAY), *Myadora sp.*, *Serripes sp.*, *Spisula cf. voyi* (GABB) *Siliqua sp.*, *Polinices sp.*, *Solen sp.*, *Yoldia notabilis*.

斎藤ほか (1962) は, 次のような貝化石を報告している.

Cardium sp., *Clementia sp.*, *Glycymeris nipponica*, *Mya japonica*, *Serripes sp.*, *Polinices sp.*, *Spisula cf. voyi*, *Solen sp.*, *Yoldia notabilis*.

地質構造 走向は斑尾火山を取り巻くように, NNE-SSW 方向からしだいにENE-WSW 方向に

変化する。傾斜は垂直ないし $70^{\circ}-80^{\circ}$ 西へ逆転傾斜し、本層は大きな逆転帯を形成している。北隣飯山図幅域をNNZ-SSWに延びる富倉背斜東翼延長部に当たる。

Ⅲ. 8 大川層 (0g)

命名 森島 (1941)、八木・八木 (1958) の親川砂岩礫岩層に当たる。

模式地 飯山市大川から硫黄にかけての地域。本図幅地域では北永江から親川にかけての斑川沿いに好露出する。

分布 長沢層の外側を取り巻くように、飯山市柳久保・豊田村美沢・日向沢・三水村芋川・鼻見城山と帯状に広域に分布する。更に、断層に接して千曲川沿いの替佐・上今井・ニッ石地域、上赤塩から米山の南にかけての地域などにも分布する。

層序 長沢層に整合に重なり、屋敷層の安山岩質凝灰角礫岩層に整合に覆われる。

層厚 およそ1,500m。

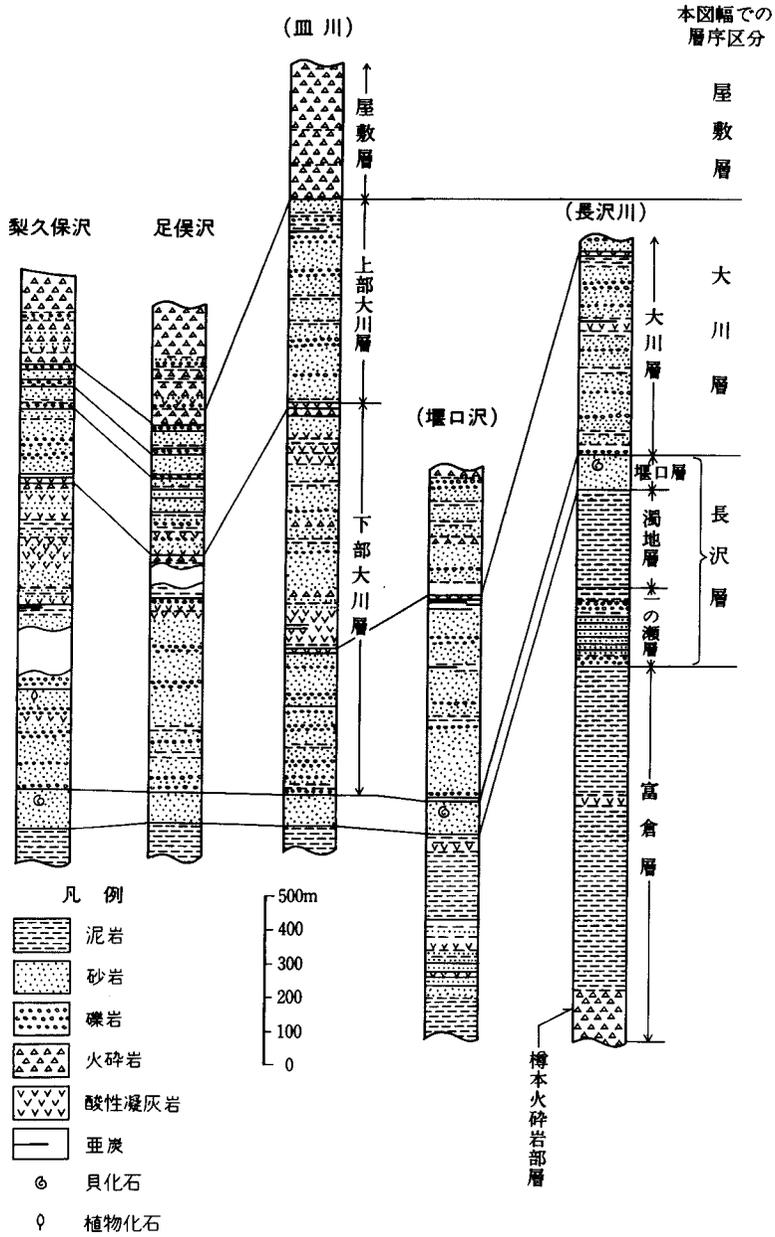
岩相 全体に砂岩層を主体とするが凝灰岩層・礫岩層や泥岩層を挟み、全体に凝灰質である (第17図)。礫岩層や砂岩層は横への岩相変化が大きい。全体に軽石質でデイサイト質の凝灰岩層が数多く挟まれるのが本層の特徴である。この凝灰岩層は、層厚が50m以上に及ぶものもあり、南方ほど厚くなる。これらのうち黒雲母を含む白色凝灰岩層は、連続性に富み鍵層として有効である。地質図には、中部に挟まれる連続性の良い凝灰岩層を2層記入した。大川層上部は泥岩層と砂岩層かからなり、厚い凝灰岩層を挟まない。厚い凝灰岩層が良く観察されるルートは、柳久保から堀越にかけての道路、斑川沿い、日向沢沿い、替佐から米山にかけての道路などである。大川層中の砂岩層は細粒-中粒で軽石粒を含み斜交葉理が認められる。礫岩層は上部ほど優勢で、円磨されたチャート・粘板岩などの古期岩類や安山岩・閃緑岩などの細礫ないし中礫からなる (第18図)。泥岩層は南部ほど優勢で、層厚50cm以下の亜炭層を多く挟んでいる。親川や若宮ではかつてこの亜炭層が採掘されていた。

化石 上赤塩の東に当たる本沢上流には、メタセコイアの株・枝・葉・球果などが産出する。また、亜炭層の近くの層準からも、メタセコイアなどの植物化石を多産する。

対比 本層は多数の酸性凝灰岩層を挟み、岩相的にも層位的にも長野盆地西部の猿丸層に対比される。

Ⅲ. 9 雁田山火山岩類

雁田山は上高井郡小布施町と高山村との境界部に位置し、山頂の標高750m、周辺扇状地面との比高350mの山である。八木 (1941) は雁田山を成層火山とし雁田山溶岩と呼んだが、島田 (1964) は雁田山周辺域に分布する火山岩類を、雁田山下部溶岩・雁田山中部溶岩・雁田山上部溶岩・屋場山溶岩・飯縄山溶岩・朝日山溶岩とに区分した。本図幅では島田 (1964) の区分に従い、雁田山周辺に分布する火山岩類を雁田山火山岩類と呼ぶ。



第17図 飯山市富倉から豊田村にかけての新第三系の柱状図(斎藤ほか, 1962)
 ()の地点は飯山図幅地域内

III. 9. 1 雁田山下部溶岩 (K1)

命名 島田 (1964).

模式地 上高井郡高山村駒場.



第18図 大川層の礫層（豊田村親川）

分布 雁田山の東部に当たる駒場から舛形，大熊峠，大熊，北大熊にかけてほぼ南北方向をとり，帯状に分布する。

層序 下位の志賀緑色火山岩類や深成岩類を不整合に覆い，雁田山中部溶岩に覆われる。

層厚 およそ150m。

岩相 黒色で緻密な輝石安山岩溶岩である。肉眼で見られる顕著な斑晶は少ない。風化が著しい露頭が多い。島田（1964）によれば，鏡下では斜長石・紫蘇輝石・普通輝石の斑晶からなり，斜長石は曹灰長石に属し，柱状または卓状を示す。紫蘇輝石は長柱状で多色性がみられ，緑泥石化しているところもある。石基は毛せん状組織を示し，一部ガラス質のところもある。

対比 この溶岩は岩相・岩質ともに高井火山岩類の安山岩に似ている。また，この火山岩の層位的な位置は，中新統の深成岩類と第四紀火山岩類との間に挟まれる。箱山火山岩類の下部にも本溶岩に類似な火山岩類が分布する。このようなことから本溶岩は，高井火山岩類に含められる可能性が高い。島田（1964）も同様な可能性を指摘している。

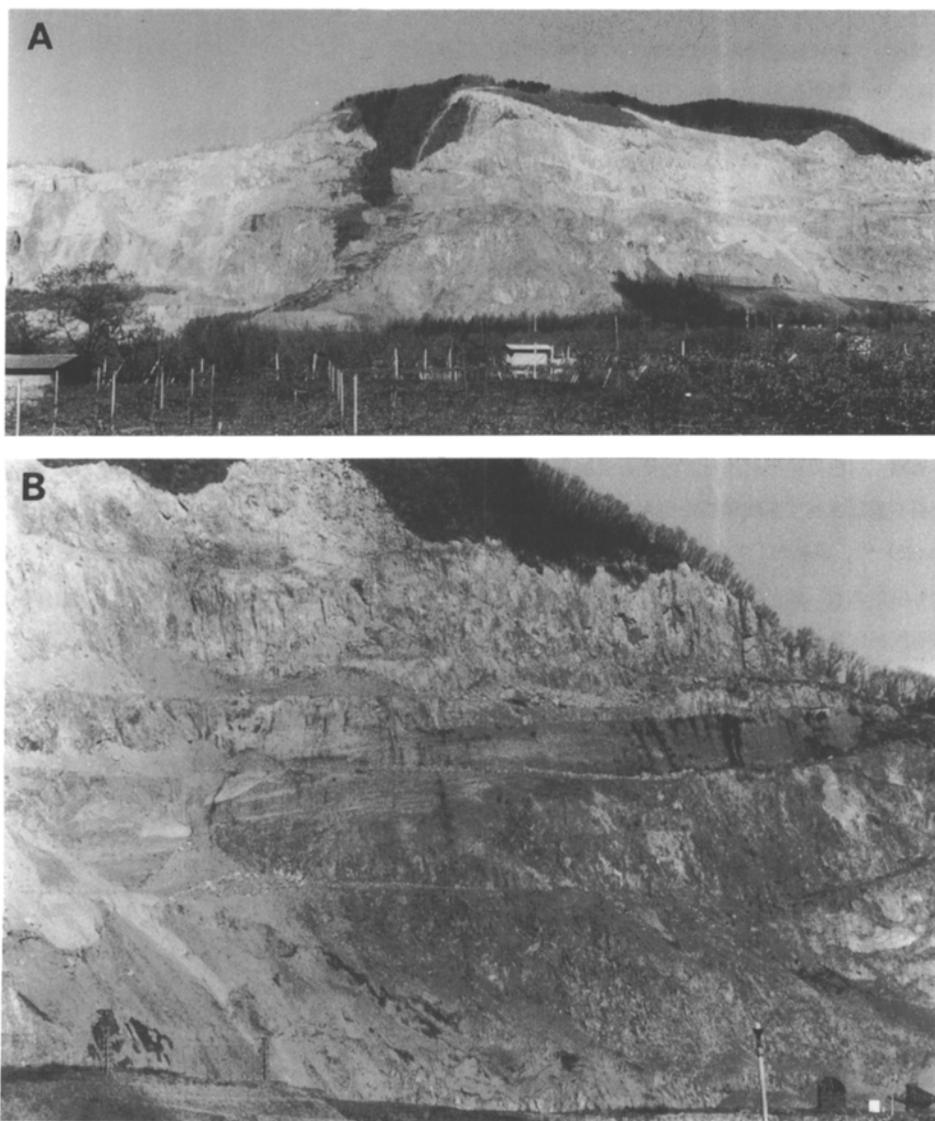
Ⅲ. 9. 2 雁田山中部溶岩 (Km)

命名 島田 (1964).

模式地 上高井郡高山村雁田山採石場 (第19図).

分布 雁田山の南斜面から東斜面, 駒場の北から桜沢にかけて雁田山を取り巻くように帯状に分布する.

層序 下位の雁田山下部溶岩と上位の雁田山上部溶岩とに挟まれている.



第19図 雁田山火山岩類の溶岩(雁田山南部の採石場)
Aは全景, Bは中部溶岩と上部溶岩の境界付近 (BはAの右端部)

層厚 およそ150m.

岩相 灰黒色で柱状節理の著しい輝石安山岩溶岩からなる。中部に観察されるクリンカーを境に、上下に二分される。下位の溶岩（第3表, Kar23）はガラス質で斑晶として、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含んでいる。斜長石は包有物を多く含むものがある。斜方輝石は一部変質して粘土鉱物に置換されている。石基はハイアロピリチック組織を持つ。上位の溶岩（第3表, Kar22）は完晶質で斑晶として、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・石英・鉄鉱物を含んでいる。斑晶の量は少ない。斜長石は包有物を多く含むものがある。斜方輝石には単斜輝石縁を持つものがある。石英には輝石反応縁を持つものがある。石基は完晶質で、粗粒のピロタキシチック構造を示す。上位の溶岩の最上部には、黄褐色や赤褐色のめのうを含む変質帯がほぼ水平に連続して認められる。

模式地における安山岩溶岩の化学組成を、第3表に示す。

年代 この溶岩をK-Ar法によって測定した結果、 2.77 ± 0.14 Ma という値を得た。

Ⅲ. 9. 3 雁田山上部溶岩 (Ku)

命名 島田 (1964)。

模式地 上高井郡高山村雁田山採石場。

分布 雁田山の山頂部、小布施町水上から雁田、桜沢にかけての雁田山の西斜面に広く分布する。

層序 雁田山中中部溶岩を覆うが、屠屋場山溶岩に覆われる。

層厚 およそ100m.

岩相 白色の縞部を挟む流理構造の顕著な輝石安山岩溶岩である。白色の部分は、本層の上部では強く引き延ばされて縞状構造を呈し、下底部では角礫状をなす。溶岩の基質は輝石安山岩（第3表, Kar20）で、斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含んでいる。斜長石は包有物を多く含むものがある。斜方輝石には単斜輝石縁を持つものがある。白色部が多く含まれる部分では、融食された石英が含まれることがある。

白色岩片（第3表, Kar21）は、石英を多く含む輝石デイサイトである。斑晶としては、斜長石・石英・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱物を含んでいる。石英は波動消光を示し、融食されている。斑晶はしばしば破碎されている。石基は再結晶している。模式地の安山岩溶岩及び外来白色岩片の化学組成を第3表に示す。

Ⅲ. 9. 4 屠屋場山溶岩 (Kt)

命名 島田 (1964)。

模式地 上高井郡小布施町と高山村との境に位置する屠屋場山山頂。

分布 屠屋場山の山頂部周辺と、桜沢の長野電鉄線の切通し付近に比較的広く分布し、この両地域の間の山地斜面にも小分布する。

層序 雁田山上部溶岩を覆うが、ここで噴出したものか、ほかから流れてきたものかはっきりしない。

層厚 およそ50m.

第3表 雁田山火山岩類の化学組成
(富樫・赤羽, 1991)

	1	2	3	4
SiO ₂	59.24	63.49	53.31	61.41
TiO ₂	0.72	0.58	0.84	0.66
Al ₂ O ₃	16.72	15.49	17.34	15.45
Fe ₂ O ₃	8.33	6.71	10.75	7.78
MnO	0.14	0.11	0.17	0.12
MgO	3.07	2.73	4.54	3.26
CaO	7.11	5.59	9.46	6.35
Na ₂ O	2.91	2.83	2.59	2.59
K ₂ O	1.57	2.35	0.79	2.23
P ₂ O ₅	0.18	0.12	0.20	0.15
分析者	富樫	富樫	富樫	富樫

- 1: 高山村雁田山南採石場, 上部溶岩
(Kar 20, GSJ R56724)
2: 高山村雁田山南採石場, 上部溶岩中の白色岩片
(Kar 21, GSJ R56725)
3: 高山村雁田山南採石場, 中部溶岩上位溶岩
(Kar 22, GSJ R56726)
4: 高山村雁田山南採石場, 中部溶岩下位溶岩
(Kar 23, GSJ R56727)

点状を示す輝石安山岩溶岩である。斑晶は、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなり、斜長石には累帯構造が著しい。紫蘇輝石は長柱状、普通輝石は柱状である。石基は毛せん状組織を示す、斜長石などの微細な結晶からなる(島田, 1964)。

Ⅲ. 9. 6 朝日山溶岩 (Ka)

命名 島田 (1964)。

模式地 上高井郡高山村駒場と樹形との間にある飯縄山の南に位置する朝日山。

分布 飯縄山南部の朝日山と雁田山の南東部に小分布する。

層序 溶岩円頂丘で、周りの扇状地堆積物に覆われる。

層厚 70m 以上。

岩相 黒色緻密な輝石安山岩溶岩で、みごとな柱状節理が発達する。斜長石は風化して淡い黄色を示す。

Ⅲ. 10 箱山火山岩類 (Ha)

命名 八木 (1941) の箱山溶岩による。

模式地 中野市箱山東の採石場。

分布 中野市と下高井郡山ノ内町との境界をなす夜間瀬橋から更科峠にかけての箱山山地に分布する。

層序 更科峠の周辺では、貫入岩類や高井泥岩部層を不整合に覆う。箱山の北部では山麓部が扇状地堆積物に覆われ、下位層との関係は不明。中村 (1981) は、箱山を構成する溶岩を下部・中部・上部に

岩相 一般に粗鬆で斜長石に富む特徴的な安山岩溶岩で、斜長石の斑晶には1cmを超えるような大きなものが見られる。八木 (1941) は、この大きな斜長石が灰長石であることを報告した。

Ⅲ. 9. 5 飯縄山溶岩 (Ki)

命名 島田 (1964)。

模式地 上高井郡高山村駒場と樹形との間にある飯縄山。

分布 高山村駒場東の飯縄山。

層序 雁田山下部溶岩を貫く、溶岩円頂丘。

層厚 150m 以上。

岩相 灰青色で輝石が密に集まり黒い斑

第4表 箱山火山岩類の化学組成
(富樫・赤羽, 1991)

	1	2
SiO ₂	58.60	59.21
TiO ₂	0.68	0.65
Al ₂ O ₃	16.57	16.41
Fe ₂ O ₃	8.18	7.96
MnO	0.13	0.13
MgO	3.96	3.91
CaO	7.55	7.29
Na ₂ O	2.70	2.73
K ₂ O	1.50	1.58
P ₂ O ₅	0.14	0.14
分析者	富樫	富樫

1: 中野市箱山採石場 (Hak 18, GSJ R56722)

2: 中野市箱山採石場 (Hak 19, GSJ R56723)

分布する。これらは北部に分布する安山岩より下位の溶岩である。

火砕岩類は、箱山山頂の南、夜間瀬橋の左岸、箱山峠付近に分布する。それらの岩質は溶岩と同質の輝石安山岩である。

模式地における火山岩類の化学組成を、第4表に示す。

対比 模式地の安山岩溶岩のK-Ar年代測定の結果、 2.1 ± 0.12 Maの値を得た。

III. 11 神池火山岩類 (Kv)

命名 八木 (1941) の神池溶岩による。八木 (1941) や島田 (1964) は、本図幅での笠越火砕岩類と神池火山岩類を合わせたものを神池火山とし、島田 (1964) は立壁溶岩とソウシ平溶岩とに分けた。本火山岩類は、この立壁溶岩に当たる。

模式地 上高井郡高山村山田牧場の北東部山地の道路沿い。

分布 山田牧場と笠ヶ岳との間にそびえる山地に分布する。

層序 貫入岩類や笠越火砕岩類を不整合に覆う。

層厚 100-150m。

岩相 肉眼的には黒色で緻密なガラス質の輝石安山岩溶岩である。八木 (1941) は横手下部溶岩 (本図幅地域の高井火山岩類) との区別は容易でないと述べ、鏡下では斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・石英を認める。斜長石は自形で卓状または柱状、累帯構造は著しくない。普通輝石には累帯構造や砂時計構造を示すものがある。紫蘇輝石は長柱状で多色性が顕著である。両輝石の平行連晶も見られる。石英は他形で多くは輝石粒よりなる反応縁に取り囲まれている。石基はハイアロピリチック組織を示す。

対比 この火山岩類は岩質や層位的位置からみて、高井火山岩類に属する可能性もある。

分け、箱山南隣の鴨が岳を構成する火山岩類と区別している。

層厚 200m+。

岩相 輝石安山岩の溶岩を主とし一部に火砕岩を挟む。模式地の溶岩は節理の発達した灰青色の安山岩で、斑晶として斜長石や小さな輝石がめだつ。ここでは淡灰色の外來片や外來レンズを含んでいる。鏡下 (第4表, Hak18) では、斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱物を含み、斜長石には包有物を多く含むものがある。斜方輝石には単斜輝石縁を持つものがある。外來片の多い部分では融食された石英が含まれることがあり (第4表, Hak19), これらは外來片に由来すると考えられる。石基は填間状組織を示す。箱山山頂部の安山岩も採石場と似た岩相を持つ。分布域南部の箱山峠西のトンネル跡付近から東山団地周辺・更科峠付近にかけては、柱状節理の発達する黒色緻密な輝石安山岩が分

IV. 第四系

(赤羽貞幸・富樫茂子)

本図幅地域の第四系は、西部山地一帯、東部山地の東部から北部、長野盆地を広く覆って分布する。これらの第四系は、大きく陸水成層と火山噴出物とからなる。陸水成層は、河川成の堆積物と湖沼成の堆積物とに区分され、前者は現在の長野盆地や盆地へ流れ込む河川沿いに分布する。後者の湖沼成堆積物は、長野盆地の西縁に発達する丘陵部に分布する。

西部山地の第四系は、北西部に斑尾火山噴出物、西部山地の中心部に火山噴出物を主体とする下部更新統の水内層・屋敷層や鳥居川火砕岩類が分布し、西部山地の南東縁には湖沼成堆積物からなる中部-上部更新統の豊野層・赤坂層・南郷層などが分布する。

東部山地の第四系は、ほとんど火山噴出物からなり、一部山間部に湖沼成堆積物が分布する。大きな面積を占める火山噴出物には、下部更新統の平穩火山岩類・竜王火山岩類、中部更新統の志賀山古期火山岩類・高社火山岩類などがある。湖沼成堆積物は、志賀高原の角間川上流、横湯川中流、須賀川の落合付近に見られ、いずれも志賀火山や高社火山による噴出物によって堰止められてできた湖に堆積したものである。

長野盆地地域の第四系は、盆地に流入する河川の下流部に分布する扇状地堆積物と、千曲川沿いに分布する自然堤防堆積物や後背湿地堆積物が広い面積を占めている。これらは、更新世後期から完新世に形成された堆積物で、本図幅地域では最も新しい時代の堆積物である。

IV. 1 水内層 (Mi)

命名 赤羽 (1980a). 斎藤 (1955a) が川谷泥岩砂岩礫岩層と呼んだものの下部-中部に相当する。

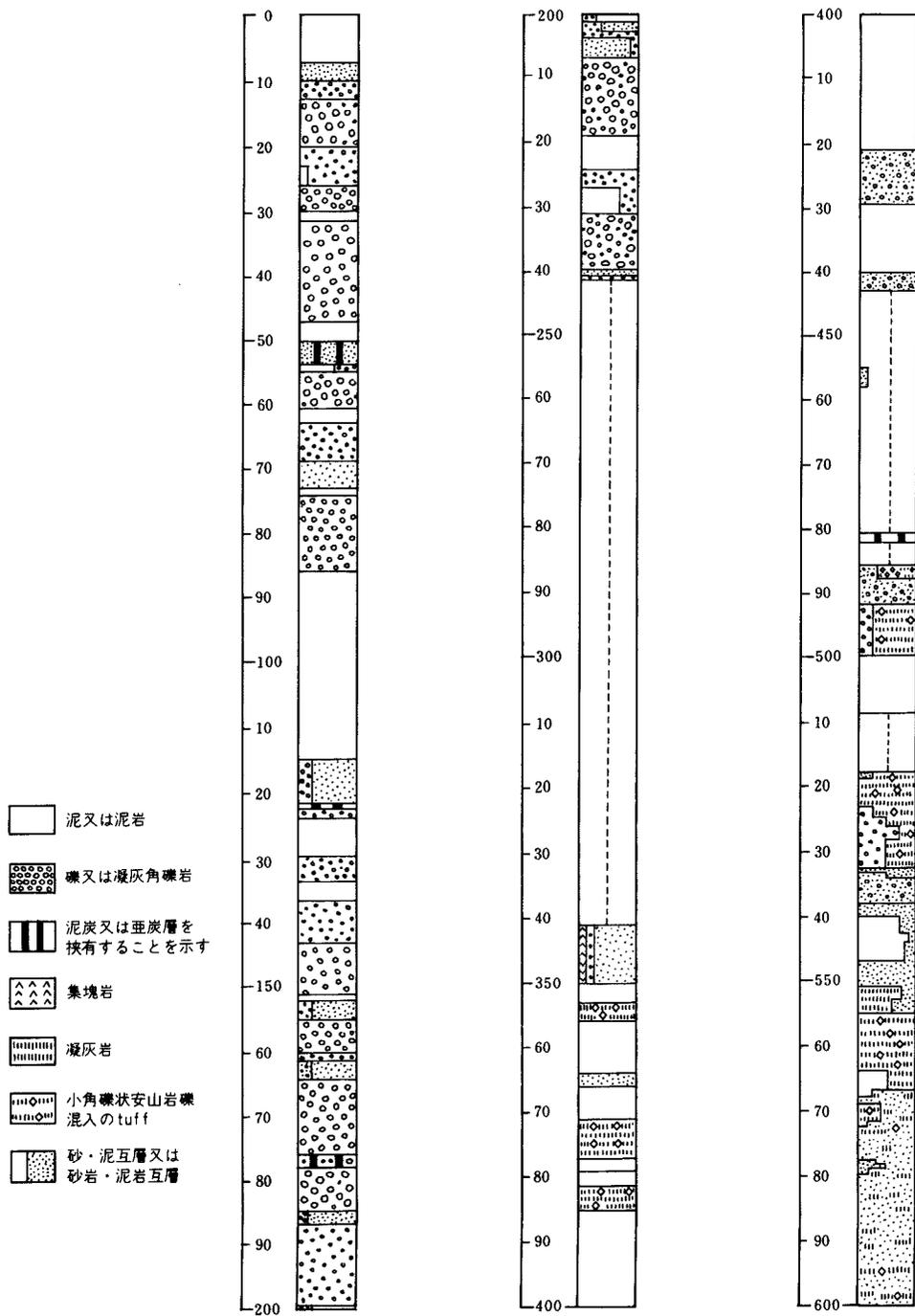
模式地 上水内郡豊野町大倉付近。

分布 豊野丘陵の周辺部、鳥居川沿い、大倉から替佐にかけての山地、高丘丘陵の南西部などに分布する。

層序 野外で下限を確認できる場所はないが、豊野丘陵及びその周辺における試掘井の資料 (第20図) から、水内層の下部には砂礫層・泥岩層・凝灰岩層などの鮮新統や中新統が分布していることが分かっている (井島, 1960)。上位には鳥居川火砕岩類や豊野層などの中部-上部更新統が不整合に重なる。屋敷層とは同時異相の関係にあり、礫岩砂岩を主体とする地層が水内層である。

層厚 250-300m。

岩相 礫岩と砂岩からなる下半部と、礫岩・砂質シルト・凝灰角礫岩・泥流堆積物からなる上半部とに分けられる。礫岩は径10-20cmの円礫が多く、比較的粗い礫からなる。礫種は安山岩や閃緑岩類が多



第20図 信濃天然ガス株式会社豊野R-1号井地質柱状図(井島, 1960)
 豊野町東部浅川沿い、場所は地質図に表示

く、河東山地の高井火山岩類が多く混じる。チャート・粘板岩・花崗岩類などの古期岩類は非常に少ない。また、安山岩や閃緑岩類の礫は大きく、ときには人頭大のものもあるが、古期岩類はいずれも径5 cm以下と小さい(第21図)。上半部の礫層には、かなり風化が進みハンマーで簡単に崩れる程度のくさり礫層が見られる。くさり礫層は、大倉の北部の東山周辺、豊野丘陵北東部や油沢などに分布する。この礫層には、軽石質の黒雲母凝灰岩層(層厚20cm)が挟まれている。凝灰角礫岩層や泥流堆積物は、東山から北部の道光寺にかけて分布する。豊野丘陵の北東端の向原では、本層の上部に竹内・竹下(1965)が向山火砕岩層と呼んだ火砕岩類を挟んでいる(第22図)。

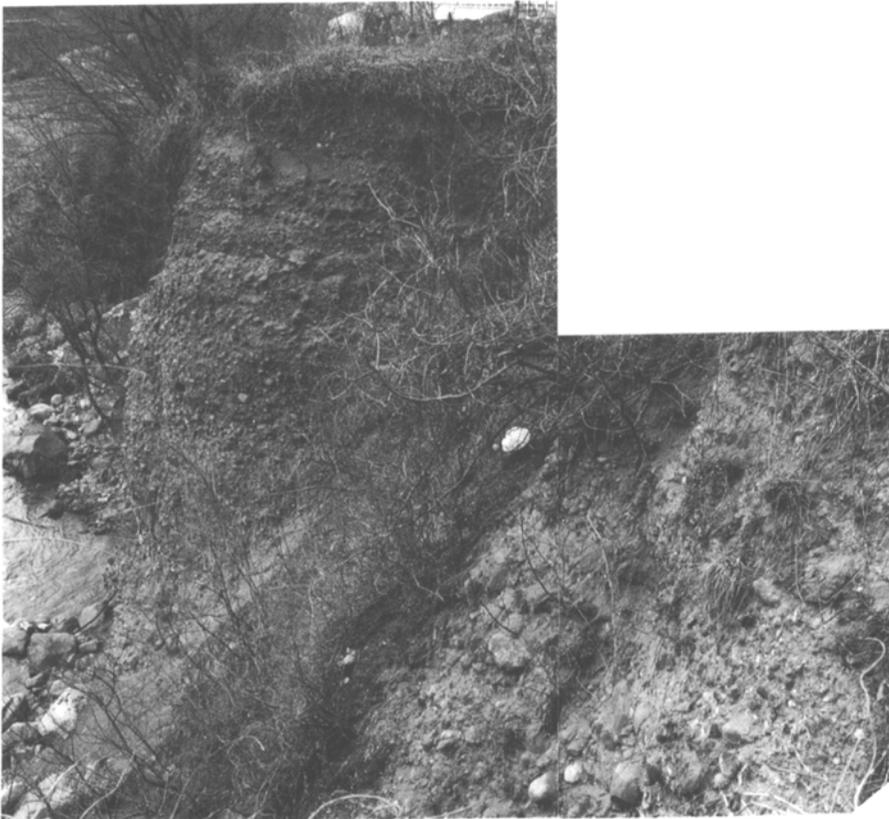
対比 長野盆地西部分布する猿丸層の t_4 凝灰岩層より上位の地層に対比される。

IV. 2 屋敷層 (Ya)

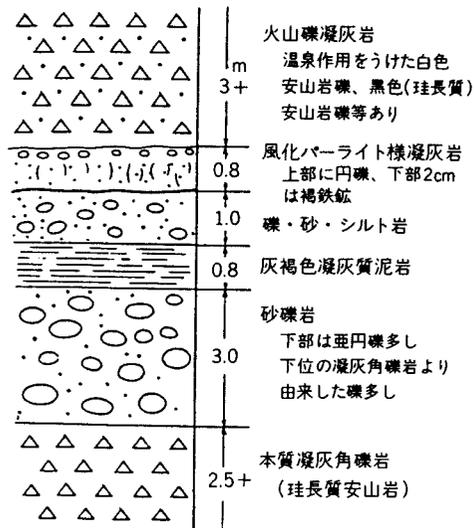
命名 藤本ほか(1946)。

模式地 飯山市屋敷沢。

分布 飯山市の静間地域の山地、豊田村北永江から三水村赤塩にかけての地域、蓮から上今井にかけ



第21図 鳥居川左岸における水内層の礫層(川谷の南東)最大礫径50cm



第22図 豊野町向原付近の水内層に挟まれる珪長質火砕岩層の柱状図
(竹内・竹下, 1965)

ての千曲川沿い地域に分布し、それぞれ丘陵状の山地を構成している。飯山市新田から南善寺にかけてのルート、北永江から親川にかけてのルートには、良く露出する。

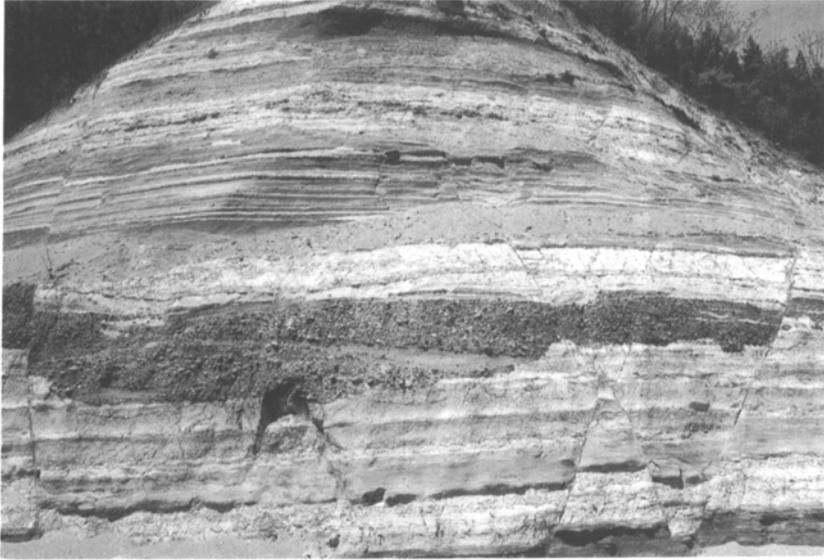
層序 鮮新統の大川層に整合に重なり、中部-上部更新統に不整合に覆われる。水内層とは同時異相の関係にある。北部に分布し、火砕岩類を主体とする地層が屋敷層である。

層厚 300-400m。

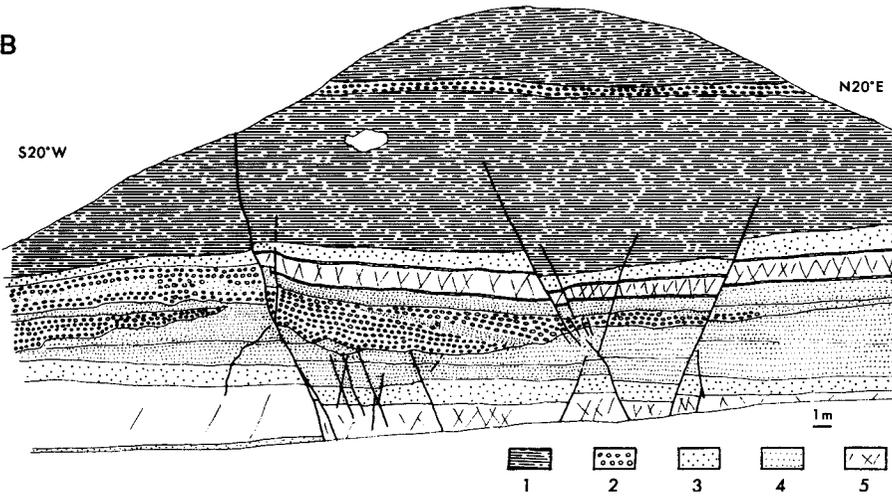
岩相 凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩や火山角礫岩からなる火砕岩類を主体とするが、火山円礫岩層・泥岩層・砂岩層・礫岩層を挟んでいる。飯山市の模式地付近では上部ほど火山性の物質が多く、下部ほど砂岩や礫岩が優勢である。ときには軽石層や細粒の凝灰岩層を挟む。砂礫層や火山円礫岩層には、しばしば層理が発達し、級化構造や斜交層理も顕著で、これらの地層が水中堆積層であることを示している。火砕岩類は、輝石安山岩や普通角閃石安山岩からなり、南部ほど火山性の物質が少なくなる傾向が認められる。

分布域の南部に当たる豊田村豊津の奥手山丘陵付近では、岩相の差異によって下部・中部・上部に区分される。下部は千曲川河床にのみ分布する、斜長石がめだつ輝石安山岩からなる凝灰角礫岩層（層厚20m以上）である。角礫の径は20-200cmに及ぶが基質の量が多い。角礫に異質含片が混じることは少ない。中部は層厚およそ100mで、シルト層・砂層・礫層などの碎屑岩類を主体とする（第23図）。これらの碎屑岩類は、火山及び火山岩類に由来するものであるが、礫層には必ずチャートや粘板岩の細-小礫が混じっている。シルト層や砂層には、層厚数mの火山円礫岩層や白色軽石層が挟まれている（第24図）。上部は層厚60-70mで、火山角礫岩層・凝灰角礫岩層や火山性の泥流堆積物からなる。上位になるにつれ、降下火砕物の挟みが増える。

A

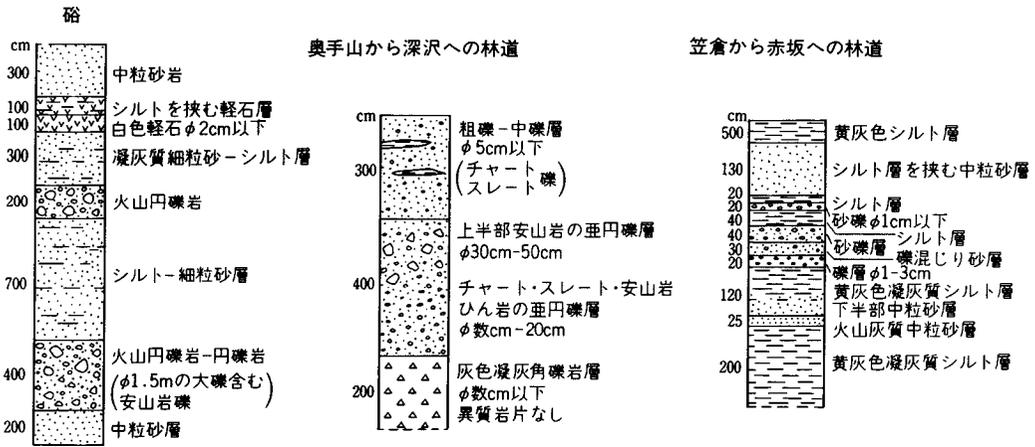


B



第23図 A 屋敷層中部のシルト層・砂層・礫層を切る小断層(豊田村笠倉)

B 同スケッチ (1: 砂岩泥岩互層, 2: 礫層, 3: 粗粒砂層, 4: 中-細粒砂層, 5: シルト層)



第24図 奥手山丘陵東側地域に見られる屋敷層中部の岩相

IV. 3 川谷泥岩層 (Kw)

命名 新称. 斎藤 (1955a) の泥岩砂岩礫岩層の最上部, 赤羽 (1980a) の水内層最上部の泥岩層に当たる.

模式地 上水内郡豊野町川谷.

分布 豊野町川谷の鳥居川を挟んで北と南の斜面に小露出する. 良く露出するのは, 川谷集落の用水沿い, 川谷の南で上神代に延びる谷, 鳥居川から番匠への谷などである. 川谷以西では地表に露出するところは少ないが, ボーリング資料などによれば, 牟礼から信濃町にかけての地下に広く分布することが分かっている.

層序 模式地付近では水内層に整合に重なり, 鳥居川火砕岩類に不整合に覆われる.

層厚 40-50m.

岩相 黒灰色で塊状の泥岩や砂質泥岩を主体とし, 層理は認められない. ところどころに礫質部や含礫泥岩層を挟む. 礫はチャートや粘板岩からなる細礫である.

化石 海生の珪藻や有孔虫のほか, 材化石や二枚貝・巻貝などを産出する. 模式地の泥岩には, 炭化した植物遺体が多く, 樹木花粉の出現率が高く, 草本花粉やシダ類胞子は少ない. 花粉としては, *Pinus* が高率に出現し, *Fagus*, *Ulmus-Zelkova*, *Carpinus-Ostrya* が比較的高率に, *Abies*, *Tsuga*, *Carya*, *Betula*, *Alnus*, *Liquidambar*などを伴う.

IV. 4 笠岳火山岩類 (Kd)

命名 八木 (1941) の笠岳溶岩による. 八木 (1941) や飯島 (1953) は, 笠岳火山を神池火山の肩に

噴出した神池火山の溶岩円頂丘と見なしている。

模式地 上高井郡高山村と下高井郡山ノ内町との境に位置する笠ヶ岳。

分布 ドーム状の笠ヶ岳を構成する(第25図)。良い露出は、山頂部周辺と登山道沿い。

層序 笠越火砕岩類を貫いているが、ほかの火山岩類との関係は不明である。

層厚 地表部に露出するドーム状をなす山体の高さは、およそ200m。

岩相 黄灰色-淡灰色の輝石デイサイト-輝石安山岩で、輝石の斑晶がめだつ。登山道沿いや山頂部付近に見られる溶岩には、柱状節理や板状節理がよく発達する。鏡下では斑晶としては、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含み、斑晶鉱物の量が多いのが特徴である。斜方輝石の一部は、緑泥石などの変質鉱物に置換されていることが多い。石基は本来ガラスであるが、脱玻璃作用により微細な結晶の集合体となっている。飯島(1953)によれば、鏡下で石英を含むものがあり、その場合他形で割れ目が多く、ときに黒雲母を包有する。本溶岩の化学組成を第5表に示す。

対比 笠越火砕岩類を貫くが、噴出年代は不明である。

IV. 5 虚空蔵火山岩類 (Ko)

命名 斎藤(1955b)の虚空蔵溶岩による。

模式地 飯山市・下高井郡木島平村・中野市の境に位置する虚空蔵山。

分布 岩井の東方およそ2kmの虚空蔵山塊と岩井北東部千曲川よりの山塊を構成している。

層厚 下限は不明であるが、上位には滝の沢火山岩類や高社火山岩類が不整合に重なる。斎藤(1955b)は本岩類を下部溶岩と上部溶岩とに区分したが、内部の層序は露出条件が悪くはっきりしない。八木(1922)は、高社火山群の中で最も古い火山とした。火山地形の開析程度・岩石の風化度・上位に重なる火山岩類などとの関係から、本火山岩類は下部更新統の平穏火山岩類に近い時期の噴出物と考えられる。

第5表 笠ヶ岳火山岩類の化学組成
(富樫・赤羽, 1991)

	1
SiO ₂	61.28
TiO ₂	0.69
Al ₂ O ₃	16.10
Fe ₂ O ₃	7.61
MnO	0.12
MgO	3.17
CaO	6.33
Na ₂ O	2.68
K ₂ O	1.90
P ₂ O ₅	0.12
分析者	富樫

1: 下高井郡笠ヶ岳 円頂丘溶岩
(Kasa 2, GSJ R56731)

第6表 虚空蔵火山岩類の化学組成
(富樫・赤羽, 1991)

	1	2
SiO ₂	57.06	57.94
TiO ₂	0.72	0.66
Al ₂ O ₃	17.72	17.72
Fe ₂ O ₃	8.89	8.72
MnO	0.17	0.17
MgO	3.90	3.22
CaO	7.56	7.32
Na ₂ O	2.84	2.98
K ₂ O	0.94	1.06
P ₂ O ₅	0.20	0.21
分析者	富樫	富樫

1: 中野市岩井(Kok 15, GSJ R56718)
2: 中野市岩井(Kok 16, GSJ R56719)



第25図 志賀高原田ノ原湿原からみた笠ヶ岳

層厚 300-400m.

岩相 発砲のよい本質岩片を含む火砕岩類を主体とし、溶岩を伴う。岩石は全体に、風化変質が著しい。岩質は輝石安山岩（第6表, K0k15, 16）で、斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含んでいる。石基は填間状組織を示す。本火山岩類の化学組成を、第5表に示す。

IV. 6 平穏火山岩類 (Hi)

命名 赤羽（1976）、飯島（1956）の東館山型溶岩、太田（1957）の横手山溶岩は、本火山岩類に含まれる。

模式地 下高井郡山ノ内町志賀高原の東館山（岩菅山図幅）。

分布 夜間瀬川以北から樽川流域にかけて分布するが火山としての地形は失われている。

層序 志賀高原周辺に分布し、高井火山岩類を不整合に覆う。火山体を明瞭に残す更新世中期以降の新期火山岩類に覆われる火山岩類である。本火山岩類からなる山地は、かつての火山体が浸食で取り残された部分に当たる。

層厚 200-300m.

岩相 板状節理の発達する灰色の輝石安山岩溶岩や火砕岩類の互層からなる。溶岩は新鮮であるが、火砕岩類は風化しているところが多い。溶岩はいわゆる“鉄平石型”の輝石安山岩で、斜長石や輝石の斑晶が目立つ、やや緻密な岩石である。流理構造も認められる。斑晶として、斜長石・斜方輝石・単斜

第7表 平穏火山岩類の化学組成
(飯島, 1963; 富樫・赤羽, 1991)

	1	2	3	4
SiO ₂	58.21	61.79	58.67	57.86
TiO ₂	0.57	0.66	0.72	0.61
Al ₂ O ₃	16.01	16.38	17.37	17.30
Fe ₂ O ₃	3.60	7.64	8.62	8.30
FeO	4.10			
MnO	0.12	0.12	0.18	0.16
MgO	4.56	3.01	2.95	3.32
CaO	6.92	5.86	7.11	7.66
Na ₂ O	2.49	2.51	2.97	2.87
K ₂ O	1.58	1.88	1.14	1.68
H ₂ O +	0.80			
H ₂ O -	0.80			
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.25	0.24
Total	99.88			
分析者	飯島	富樫	富樫	富樫

- 1: 志賀高原東館山南山麓
 2: 山ノ内町須賀川苗間の南(Hirao, GSJ R56734)
 3: 木島平村樽滝(Tar 17, GSJ R56720)
 4: 木島平村池の平東(Och 7, GSJ R56721)

模式地 下高井郡山ノ内町の竜王山.

分布 竜王山の北部及び北東部にかけての標高1,100-1,900mの地域.

層序 高井火山岩類や平穏火山岩類を覆っているが, 下位層との著しい不整合関係は認められない. 分布域には溶岩流などの火山地形をかなり残している.

層厚 150-200m.

岩相 灰色でやや緻密なもの, 粗鬆なものなどからなる輝石安山岩溶岩や火砕岩である. 多くは0.5 mm以上の斜長石や輝石の斑晶がめだつ安山岩である. 鏡下では, 斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含み, まれに石英やかんらん石を含むものも認められる. 石英は融食されている. かんらん石は完全に変質し, 粘土鉱物に置換されている. 斜方輝石は単斜輝石縁を持つ. 石基は間粒状または填間状組織を示している.

年代 金子ほか(1989)は竜王山北斜面の溶岩のK-Ar年代を測定し, 1.07 ± 0.10 Ma, 0.88 ± 0.13 Maの値を報告した.

IV. 8 鳥居川火砕岩類 (To)

命名 赤羽(1980a). 斎藤(1955a)の牟礼火山碎屑岩層, 八木・八木(1958)の飯縄凝灰角礫岩層, 斎藤ほか(1960)の飯綱火砕岩層は本層に相当する.

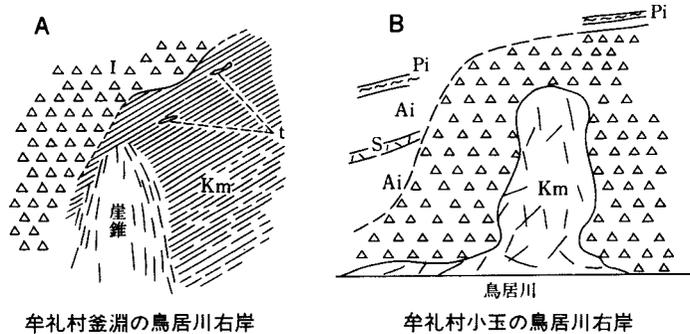
模式地 上水内郡豊野町川谷から牟礼村牟礼にかけての鳥居川の両岸.

輝石・鉄鉱物を含んでいる(第7表). かんらん石や石英を含む場合がある. かんらん石は変質している. 石英斑晶は, 融食され丸みを帯びている. 斜方輝石の一部は, 緑泥石などの変質鉱物に置換されていることが多い. 石基は填間状組織を示す. 本火山岩類の化学組成を, 第6表に示す.

年代 金子ほか(1989)は本火山岩類に対比される白沢川の溶岩や東館山の溶岩のK-Ar年代を測定し, それぞれ 1.14 ± 0.08 Ma, 0.87 ± 0.05 Maの値を報告している.

IV. 7 竜王火山岩類 (Ry)

命名 新称. 飯島(1953)は竜王山周辺に分布する火山岩類を竜王溶岩と呼び, R₁からR₆までに区分した. 本火山岩類はこのR₃, R₅, R₆に当たる.



第26図 川谷泥岩層と鳥居川火砕岩類との不整合
 (スケッチは竹内・竹下, 1965に基づき, 地層名は本図幅の区分に合わせて変更)
 A 牟礼村釜淵の鳥居川右岸 B 牟礼村小玉の鳥居川右岸
 Ai: 飯綱火山灰層, Pi: 飯綱火山軽石質凝灰石層
 S: 飯綱火山砂層, I: 鳥居川火砕岩類
 Km: 川谷泥岩層, t: 珪長質凝灰岩層 (t₁またはt₂凝灰岩)

分布 鳥居川の兩岸地域, 豊野丘陵の周り, 番匠から福井にかけて, 三水村の斑尾川沿い, 鼻見城山から荒瀬原にかけてなどの地域に分布する. 本岩類は長野盆地域には厚く堆積していない.

層序 大川層・屋敷層・水内層・川谷泥岩層に不整合に重なり (第26図), 中部更新統の豊野層・倉井層や北信ロームに覆われる.

層厚 50-100m. 鳥居川沿いでは牟礼に近づくほど厚くなる.

岩相 青灰色-黒灰色で輝石斑晶の多い安山岩からなる火砕岩類や泥流堆積物を主とするが, 一部には軽石流堆積物を挟んでいる (第26図). これらは陸上での堆積物である. この火砕岩類には, 径数mに及ぶ塊状溶岩の塊や水内層・川谷泥岩層の大きなブロックを取り込んでいる. 安山岩は粗鬆またはやや多孔質で斜方輝石の多い輝石安山岩である. 斑晶としては斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含み, 石基は発砲してガラス質である. 火砕岩類の中には, 層厚10mほどの軽石流堆積物が挟まれる.

対比 戸隠図幅域における鈴木 (1938) の飯縄凝灰岩, 斎藤ほか (1960) の飯綱火砕岩層, 竹内 (1970) の飯縄凝灰角礫岩層に相当する. 本岩類は西隣戸隠図幅域域に中心がある飯縄火山の初期噴出物である (早津, 1985).

IV. 9 斑尾火山岩類

斑尾火山は開析の進んだ成層火山であるが, 谷は浸食された碎屑物で厚く埋積され, 尾根や斜面は厚い火山灰層に覆われている. そのため山体には良い露頭が少なく, 火山体の全貌を解明するのがなかなか困難な火山である. 本火山に関する研究は, これまで山崎 (1896), 八木 (1926), 山田 (1929), 八木・八木 (1958), 竹内 (1970), 早津 (1985) などによってなされている.

八木・八木 (1958) は, 斑尾山本体を構成する火山岩類を, 斑尾下部溶岩・釜石溶岩・大平溶岩・大明神溶岩・斑尾上部溶岩・貉倉溶岩とに区分し, 周辺に分布する溶岩円頂丘の溶岩をもみガ崎溶岩・月夜棚溶岩・舟岳溶岩・袴岳溶岩とに区分した.

本図幅地域は, 斑尾火山の南西部を占めている. 本図幅地域ではこの地域に分布する火山岩類を

斑尾火山岩類と呼び、これらを八木・八木（1958）及び早津（1985）の区分に基づき、斑尾下部溶岩・釜石溶岩・荒瀬原火砕岩類・大明神溶岩・斑尾上部溶岩・月夜棚溶岩とに区分した。

IV. 9. 1 斑尾下部溶岩 (M1)

命名 八木・八木（1958）.

模式地 信濃町荒瀬原入ノ沢.

分布 本図幅地域では荒瀬原の入ノ沢沿いに小分布するのみであるが、本図幅地域外の斑尾山北東部に当たる貉倉山の東の中ノ沢、西の花ガ入沢にも分布する。どこでも上位の溶岩に覆われるため、露出域はいずれも狭い。

層序 斑尾山体付近に露出する溶岩では最下部に当たり、斑尾火山の初期の噴出物である。

層厚 下限が不明であるが、50m 以上。

岩相 暗黒色で斑晶のめだたない、緻密な硬い溶岩で、ときには凝灰角礫岩を挟む。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩で、河東山地の高井火山岩類に似ている。八木・八木（1958）によれば、鏡下では結晶度が高く、斑晶と石基との区別があまり著しくない。斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱からなる。斜長石は卓状または柱状で、ときに累帯構造が発達する。普通輝石には双晶が多い。紫蘇輝石は柱状で多色性が強い。石基は斜長石と輝石からなる。

IV. 9. 2 釜石溶岩 (Mk)

命名 八木・八木（1958）.

模式地 長野県上水内郡信濃町野尻湖の竜宮崎南の紫岩（戸隠図幅地域）.

分布 斑尾火山南西部から、野尻湖東岸地域にかけて分布する。

層序 釜石山を構成する溶岩で、大明神溶岩より古い溶岩である。

層厚 およそ 100m.

岩相 本溶岩は紫紅色や赤褐色を帯びた粗鬆な溶岩で、斑晶には斜長石・輝石が見られる。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩である。八木・八木（1958）によれば、鏡下で斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱が認められ、斜長石は包有物が少なく、累帯構造が良く発達する。紫蘇輝石は柱状で酸化し、褐色を帯び多色性は強い。普通輝石はあまり酸化しない。両輝石の平行連晶がしばしば認められる。石基はハイアロピリチック組織を示す。

IV. 9. 3 荒瀬原火砕岩類 (Ma)

命名 早津（1985）の荒瀬原火砕流堆積物による。早津（1985）は大平山の周辺に分布する火砕岩類を、荒瀬原火砕流堆積物と七曲り火砕流堆積物とに区分したが、本図幅では一緒にして取り扱った。

模式地 長野県信濃町土橋から斑尾山への林道沿い。

分布 上荒瀬原の大平山の周辺、涌井の北などに分布する。

層序 斑尾上部溶岩に覆われるが、ほかの火山岩類との関係は不明。

層厚 50-100m.

岩相 岩相を観察できるのは、林道沿いのみであるが、全体にかなり風化が進んでいる。火砕岩類の岩質は、紫蘇輝石普通輝石安山岩からなり早津（1985）によれば、最大長径4cmの普通角閃石を含む。

年代 早津（1985）によれば、本岩類は桶見軽石層（OK）に覆われている。

IV. 9. 4 大明神溶岩（Md）

命名 八木・八木（1958）。

模式地 長野県上水内郡信濃町荒瀬原の北に当たる土橋から斑尾山の西側中腹を走る林道沿い。

分布 斑尾山山頂から南西へ延びる尾根に位置する大明神岳周辺から北西側の菅川にかけて分布する。

層序 斑尾下部溶岩を覆うが、斑尾上部溶岩には覆われる。

層厚 100-200m。

岩相 安山岩溶岩と火砕岩類の互層からなる。大明神岳の南西尾根をつくる溶岩は、林道沿いに好露出し、全体に新鮮な灰青色の普通輝石紫蘇輝石安山岩である。この溶岩の下位には、灰色の普通角閃石が目立つ輝石安山岩からなる溶岩や火砕岩類が認められる。大明神岳の北西尾根は、溶岩と火砕岩類との互層からなる。火砕岩類はいずれも風化が進んでいる。八木・八木（1958）によれば、鏡下では斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱が見られ、ときにはこれらの集斑状集合体が認められる。斜長石には累帯構造があまり認められない。普通輝石は、卓状で双晶が多い。紫蘇輝石は柱状で多色性が強い。石基はハイアロピリチック組織である。

IV. 9. 5 斑尾上部溶岩（Mu）

命名 八木・八木（1958）。

模式地 斑尾山山頂（1,381m）付近の尾根。

分布 万坂峠から斑尾山山頂を通り涌井に至る南北の主稜の両側に分布し、斑尾山の東半分を広く覆う。分布域は山頂の東側では狭く、山頂の北側と南側に広い。

層序 本層は大明神溶岩・斑尾下部溶岩・荒瀬原火砕流堆積物を覆い、斑尾火山の旧火口付近に広く分布し、最も高所に分布することから、斑尾火山本体では最も新しい溶岩である。

層厚 100-200m。

岩相 溶岩と火砕岩類の互層からなる。岩石は淡灰色-青灰色で斑状構造が明瞭な緻密な紫蘇輝石普通輝石安山岩である。中には普通角閃石を含むものもある。八木・八木（1958）によれば、鏡下で斜長石はガラス包有物のために蜂の巣構造を示す。普通輝石は双晶が多く、やや酸化してオパサイト縁をつくり、全体として褐色のものが多い。紫蘇輝石はかなり強く酸化され褐色を帯びている。石基は、無色ガラスに富みハイアロピリチック組織を示す。

年代 早津（1985）によれば、本層に対比される斑尾山溶岩層のK-Ar年代は、 $1.1 \pm 0.9\text{Ma}$ を示すという。また、金子ほか（1989）は、南東斜面中腹の溶岩が $0.81 \pm 0.12\text{Ma}$ 、山頂部の溶岩が $0.71 \pm 0.12\text{Ma}$ というK-Ar年代値を報告している。

IV. 9. 6 月夜棚溶岩 (Mt)

命名 八木・八木 (1958).

模式地 親川から大池へ行く谷を流れる斑川上流の左岸.

分布 斑川と郷露との間のNE-SW方向に延びる小さな山地を構成する. この山地は周りを急な斜面で取り囲まれ, 台地状の地形を示している.

層序 周りの地層との明瞭な関係を見ることはできないが, この岩体の産状や分布から見て, 周りに分布する新第三系に貫入した溶岩円頂丘である. この小火山体は, 斑尾火山の活動に関連して形成されたものと推定されるが, 斑尾火山の噴出物との関係は不明である.

層厚 周辺に分布する新第三系と山頂部との比高は約150m.

岩相 肌色-灰色の粗鬆な普通角閃石紫蘇輝石安山岩である. 八木・八木 (1958) によれば, 鏡下では斑晶として斜長石・紫蘇輝石・普通角閃石・磁鉄鉱が認められ, 斜長石は0.2-1.5mmで不規則な割れ目が多く, 周辺部にのみ累帯構造がみられる. 紫蘇輝石は0.2-1.2mmの柱状で強く酸化され, 最外部は磁鉄鉱・赤鉄鉱集合体になっている. 普通角閃石は完全にオパサイト化している.

IV. 10 豊野層 (Ty)

鈴木 (1938) は豊野丘陵に分布する地層を豊野頁岩砂岩蛮岩層と呼んだが, 富沢 (1954) はこれを豊野層と呼び上部・下部に区分した. 斎藤 (1955a) は富沢 (1954) の豊野上部層を, 豊野砂・シルト層と平出砂礫・粘土層とに区分した. これ以降, 豊野丘陵において火砕岩層の上位に重なる水成層を豊野層と呼ぶようになった. 豊野層は長野盆地に堆積した最初の湖成堆積物である. この堆積時期を確定する資料に乏しいが, 周辺地域の地形発達史から見て高位浸食平坦面の大峰面形成後に当たる更新世中期初めと考えられている (赤羽, 1981b).

豊野層団体研究グループ (1977) は中野市高丘丘陵の調査から豊野層を, 下位から高丘砂シルト部層・観音山シルト部層・平出砂礫部層との3部層に細分した (第27図). 本図幅の説明ではこの区分を用いることにしたが, 地質図では豊野層として一括して表現した.

IV. 10. 1 高丘砂シルト部層

命名 豊野層団体研究グループ (1977).

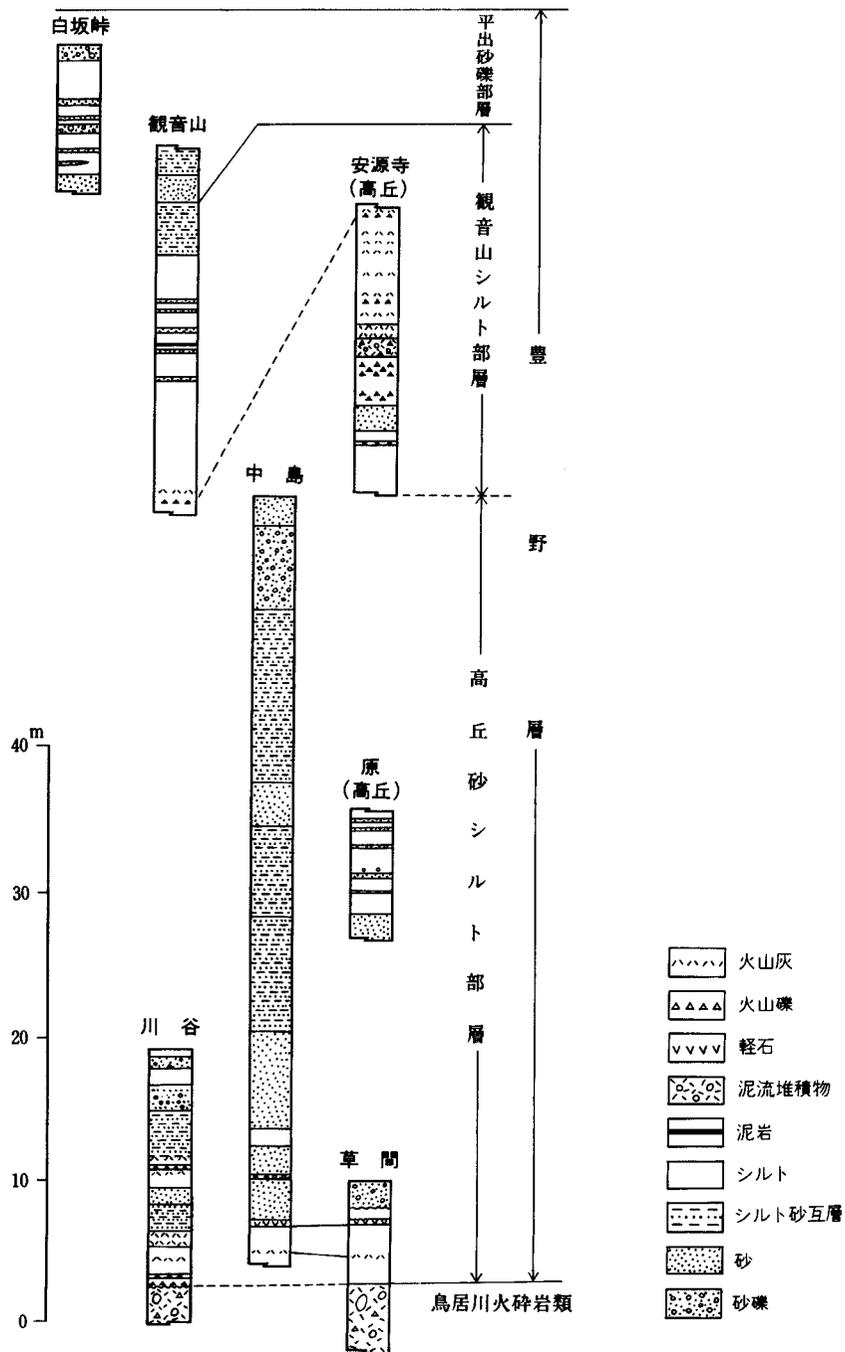
模式地 中野市高丘丘陵の原付近.

分布 中野市高丘丘陵から長丘丘陵にかけて分布する. 西部山地よりの豊野丘陵から長野市北部にかけては, 南郷など一部の地域にのみ分布する.

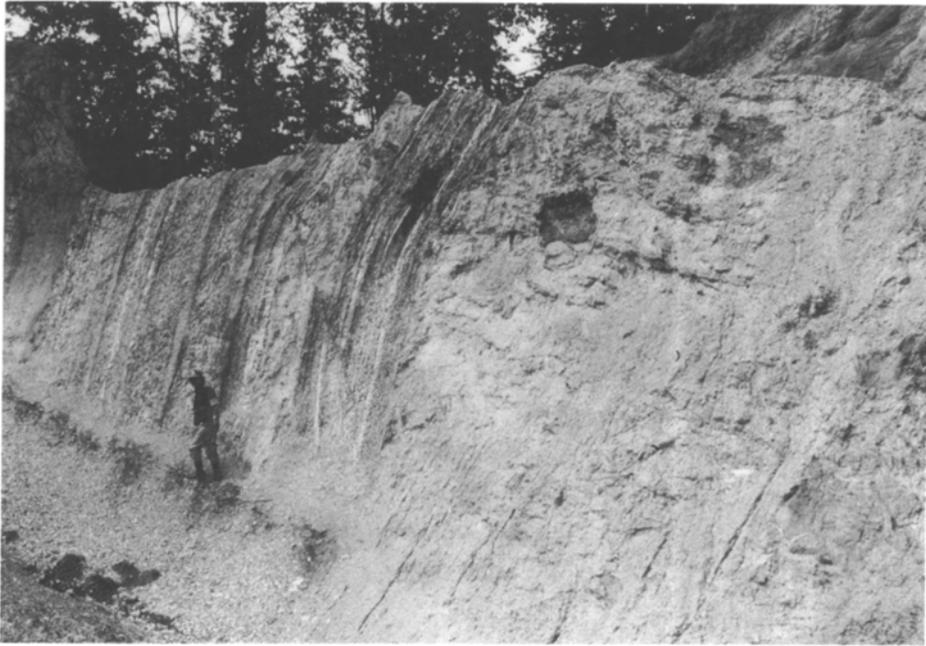
層序 水内層や屋敷層を不整合に覆い, 観音山シルト部層に整合に覆われる.

層厚 40-50m.

岩相 灰色シルト層を挟む塊状の中粒-粗粒の砂層や砂層とシルト層との互層を主体とし, まれに中礫層を挟んでいる (第28図). 本層の最下部には紫灰色細粒火山灰層や黄白色軽石層を挟んでいる. 砂層は比較的淘汰の良い砂からなる.



第27図 豊野層の柱状図 (豊野層団体研究グループ, 1977)



第28図 豊野層の高丘砂シルト部層(中野市高丘草間)
写真左側が上位層

化石 模式地のシルトからは、花粉化石や孢子化石は検出されなかった。

IV. 10. 2 観音山シルト部層

命名 豊野層団体研究グループ(1977)。

模式地 上水内郡豊野町観音山。

分布 豊野層の部層中最も広域に分布する。本図幅地域でも北部の蓮の腰巻橋北、大俣、長丘、高丘、蟹沢、中島、豊野丘陵、石、南郷と長野盆地の縁にそって分布し、中でも豊野丘陵周辺は最も広く分布する地域である。

層序 高丘砂シルト部層に整合に重なり、平出砂礫部層に整合に覆われる。豊野丘陵では、下位の鳥居川火砕岩類にオーバーラップしている。本部層の岩相は、豊野層を代表する岩相で、これまでに長野盆地縁辺部で豊野層と呼ばれた多くの地層は、本部層と類似の岩相を示している。

層厚 20-30m。

岩相 下部は葉理の発達する灰白-灰色のシルト層、上部は細粒砂層の挟みがしだいに多くなりシルト層と砂層の互層となる(第29図)。下部のシルト層は、薄い火山礫凝灰岩層・スコリア凝灰岩層・紫灰色細粒火山灰層などを挟み、火山性物質に富んでいる。上部の互層部は、数cm-10cmのシルト層と5-20cmの砂層からなる。

化石 富沢(1954)は、上水内郡豊野町観音山の模式地から淡水生貝化石の *Cristaria* cf. *plicata* (Leach), *Corbicula atrata* (Reinhardt) var., 植物化石 *Fagus* sp. を採取した。

松岡・清水（1988）は、本部層下部に当たる上水内郡牟礼村番匠の2か所から、次のような淡水生貝類化石などの化石を報告している（第30図）。

上水内郡牟礼村番匠の加古沢橋の東方20m（第30図のLoc. 1）

<i>Cipangopaludina japonica</i> （オオタニシ）	<i>C. chinensis</i> （マルタニシ）
<i>Inversidens japonensis</i> （マツカサガイ）	<i>Anodonta</i> (<i>Sinanodonta</i>) <i>lauta</i> （ヌマガイ）
<i>Cristaria</i> sp.（カラスガイ属の一種）	<i>Corbicula leana</i> （マシジミ）

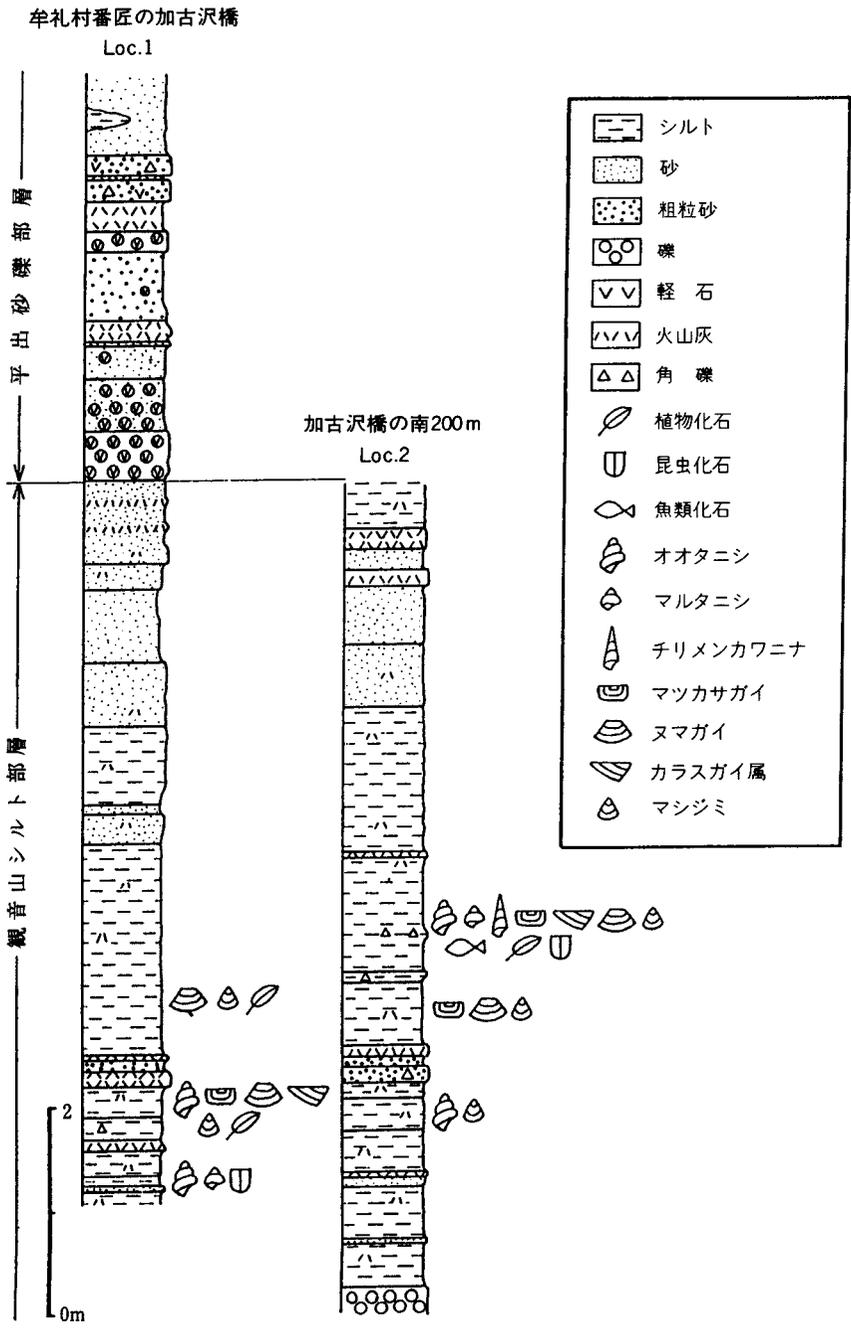
上水内郡牟礼村番匠の加古沢橋の南方200m（第37図のLoc. 2）

<i>Cipangopaludina japonica</i>	<i>C. chinensis</i>
<i>Semisulcospira</i> (<i>Semisulcospira</i>) <i>reiniana</i> （チリメンカワニナ）	
<i>Inversidens japonensis</i>	<i>Anodonta</i> (<i>Sinanodonta</i>) <i>lauta</i>
<i>Cristaria</i> sp.	<i>Corbicula leana</i>
植物葉片	<i>Juglans sieboldiana</i> の球果
コイ科魚類の鰓蓋骨	オサムシ科の羽化石

中野市高丘に分布するシルトは炭化した植物遺体が多く、花粉化石は樹木花粉の出現率が高く、草本花粉やシダ類孢子は少ない。花粉は *Fagus* が高率で、*Tsuga*, *Alunus*, *Quercus* subgen, *Lepidobalanus* が比較的高率に出現し、*Abies*, *Pinus*, *Pterocarya*, *Carpinus-Ostrya*, *Betula*, *Tilia*などを伴う。



第29図 豊野層観音山シルト部層（豊野町観音山）



第30図 豊野層化石産出地の地質柱状図(松岡・清水, 1988)

対比 豊野丘陵や高丘丘陵では、火山灰層を鍵層にして本部層相当層の対比が可能であるが、他の地域では火山灰層を挟まないため、模式地との詳細な対比は困難である。

IV. 10. 3 平出砂礫部層

命名 豊野層団体研究グループ（1977）。

模式地 上水内郡豊野町豊野丘陵の白坂峠付近。

分布 豊野丘陵の頂上部の白坂峠から平出にかけての地域、丘陵東部の小瀬から向原にかけての地域、高丘丘陵などに分布する。白坂峠の南東部や向原には、良い露頭がある。

層序 観音山シルト部層に整合に重なり、北信ロームに覆われる。

層厚 およそ20m。

岩相 黄褐色の中粒～粗粒の砂層を主体とし、砂礫層、塊状粘土層などよりなる（第31図）。礫層はチャート・粘板岩・安山岩の円礫よりなる細礫を含み、水磨した軽石やシルト岩片を含んでいる。最上部には紫灰色の細粒火山灰層や泥炭質シルト層を挟む。

化石 模式地のシルト質砂からは、花粉化石や胞子化石がほとんど検出されなかった。

IV. 11 髻山火山岩類（Mo）

命名 八木・八木（1958）の髻溶岩による。

模式地 上水内郡牟礼村平出髻山採石場（西隣戸隠図幅地域）。

分布 長野市と牟礼村との境に位置する髻山の周辺部だけに分布するが、一部は北国街道を横切って豊野町兎見沢にも分布する。しかし、地表部の風化が進み碎屑物で厚く覆われているため、まわりの地層との明瞭な境界は確認することができない。



第31図 豊野層平出砂礫部層中の中粒砂層（豊野町白坂峠）

第8表 髷山火山岩の化学組成
(八木・八木, 1958)

	1
SiO ₂	56.27
TiO ₂	0.72
Al ₂ O ₃	18.30
Fe ₂ O ₃	3.71
FeO	4.46
MnO	0.18
MgO	3.48
CaO	7.52
Na ₂ O	2.82
K ₂ O	1.08
K ₂ O +	0.42
H ₂ O -	0.84
P ₂ O ₅	0.24
Total	100.04
分析者	松本

1: 長野市髷山採石場

層序 髷山は、新第三系の裾花凝灰岩部層の地表部での分布が急に途切れる位置に噴出した小火山体である。周りに分布する水内層や鳥居川火砕岩層の構造や分布から、これらを買いて噴出した小火山体と推定される。豊野層との関係は確かでないが、本図幅では豊野層より古いものとして取り扱った。

層厚 周囲の地表とドームとの比高は95m。

岩相 岩石は灰青色-灰色の全体に極めて細粒の普通角閃石安山岩溶岩で、ときに捕獲岩片を含んでいる。八木・八木(1958)によれば、鏡下では斜長石・紫蘇輝石・普通角閃石・普通輝石・磁鉄鉱からなり、紫蘇輝石は長柱状で多色性が強い。普通角閃石はほとんどオバサイト化がしている。石基は結晶度が高く、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・磁鉄鉱・クリストバライト・燐灰石などよりなり、ピロタキシチック組織を示す。また、捕獲岩片には、ざくろ石・エジリン輝石・方沸石・斜長石を含むものが報告されている。本火山岩類の化学組成を、第8表に示す。

IV. 12 倉井層 (Kr)

命名 新称。

模式地 上水内郡三水村倉井大久保の東方の谷。

分布 鳥居川左岸側の豊野町大倉から牟礼にかけての地域から、更に上赤塩にかけて広がる平坦面を構成する。

層序 鳥居川火砕岩類を不整合に覆い、北信ロームに覆われている。

層厚 40-50m。

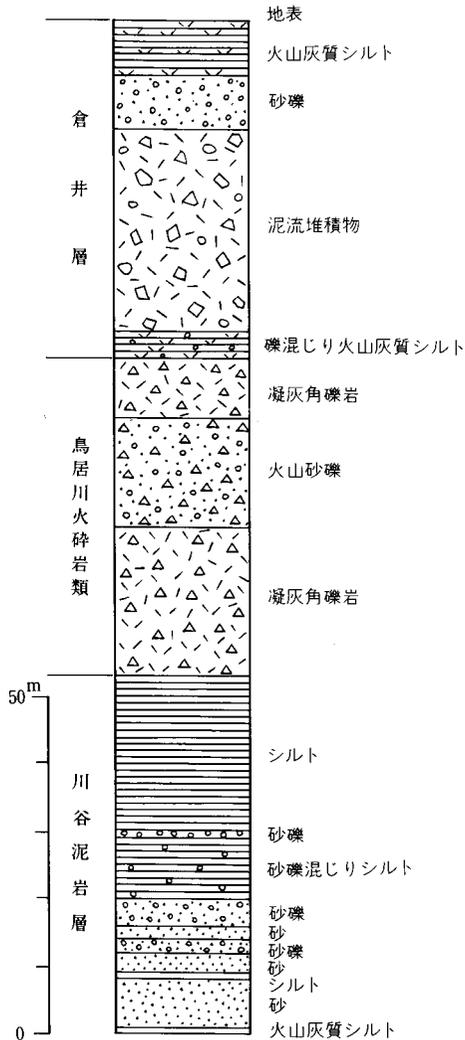
岩相 泥流堆積物を主体とするが、火山灰質シルト層や砂礫層を挟んでいる(第32図)。泥流堆積物は、礫として灰色の輝石安山岩を主にチャートやひん岩などを含み、基質は灰色-紫灰色の火山灰質の泥で、この中には輝石や普通角閃石・石英などの鉱物を含んでいる。安山岩の礫には、径が数mに及ぶものもある。砂礫層は最上部に発達し、輝石安山岩の礫からなり、砂は礫と同質の砂粒からなる。層理や葉理が見られる。

化石 材化石を含んでいる。

年代 鳥居川火砕岩類が浸食されてできた平坦な地形面上を覆うことから、本層の堆積時期は大峰面形成後に当たる。

IV. 13 清水平火山岩類 (Sz)

命名 赤羽(1980a)、中村(1980)の城蔵上部型溶岩、五十嵐ほか(1984)の八剣山溶岩に相当す



第32図 三水村倉井におけるボーリング柱状図

る。

模式地 長野県木島平村糠塚からカヤの平へ通じる清水平林道沿い。

分布 城蔵山（飯山図幅地域）の山頂付近から南西に延びる、中沢と本沢川とに挟まれた尾根の上部に広く分布する。清水平林道は、この緩やかな斜面を持つ溶岩の上につけられ、ところどころに露頭が見られる。

層序 下位の平穏火山岩類を覆い、溶岩流の原地形をかなり残している。本層の上位には数mの厚さの風化火山灰層が載る。

層厚 およそ50-100m。

岩相 灰黒色で多孔質の紫蘇輝石普通輝石安山岩である。五十嵐ほか（1984）は、かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩、紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩、石英含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩の存在を指摘している。

IV. 14 高標火山岩類

高標山やカヤの平の台地を構成する火山岩類を、高標火山岩類（赤羽，1980a）と呼ぶ。この火山岩類は、カヤの平を構成するカヤノ平火砕流堆積物と、これを覆い高標山山頂部を構成する高標山溶岩とに区分される。

IV. 14. 1 カヤノ平火砕流堆積物 (Tk)

命名 五十嵐ほか（1984）、赤羽（1980a）の高標火山岩類の下部層に当たる。

模式地 本図幅の東隣の下高井郡木島平村カヤの平の満水川沿い。

分布 本図幅地域では、高標山の南と北に小分布するが、東隣の岩菅山図幅地域では雑魚川と満水川とに挟まれた地域に広く分布する。

層序 志賀緑色火山岩類・高井火山岩類や平穏火山岩類を不整合に覆い、高標山溶岩に覆われる。

層厚 200-250m。

岩相 灰色-灰白色のデイサイト質の火砕流堆積物で、下半部の多くは溶結し柱状節理が発達する。満水川や雑魚川沿いでは、溶結部が良く見られる。溶結部には、灰黒色のレンズを多く含んでいる。上半部は無層理であるが、満水川沿いでは層理が見られる場所もある。岩石は輝石デイサイト（第9表、

Kaya) で、斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石・石英・鉄鉱物を含み、斑晶の石英は融食されている。石基は、スフェルライト組織を示す。本火山岩類の化学組成を、第9表に示す。

IV. 14. 2 高標山溶岩 (Tt)

命名 五十嵐ほか (1984)、赤羽 (1980a) の高標火山岩類の上部層に当たる。

模式地 下高井郡木島平村高標山山頂付近。

分布 カヤの平の高標山付近にのみ分布する。

層序 カヤノ平火砕流堆積物を覆う。

層厚 150-200m。

岩相 板状節理の発達する灰黒色の輝石安山岩溶岩である。

年代 金子ほか (1989) は、本溶岩の K-Ar 年代を測定し、 $0.67 \pm 0.04\text{Ma}$ の値を得た。

IV. 15 滝の沢火山岩類 (Tw)

命名 斎藤 (1955b) の滝ノ沢溶岩による。八木 (1922) は、高社火山群のひとつで成層火山であると述べた。

模式地 中野市柳沢滝の沢の不動滝付近。

分布 高社山の西部で柳沢の東に位置する 1,140m の山頂を最高点とする山地で、滝の沢の上流を中心に、天狗岩・大岩・夫婦岩などからなる山体を構成する (第5図)。

層序 虚空蔵火山岩類を覆い、高社火山岩類に覆われる。

層厚 400-500m。

岩相 灰色の輝石安山岩溶岩や火砕岩類からなる。滝の沢では、ほぼ水平に重なる5枚以上の厚い輝石安山岩質の溶岩を主体とする。不動滝ではこれらの溶岩の下位に、やや変質した輝石安山岩質の溶結したスパターが認められる。鏡下では (第9表, Tas13, 14)、斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含んでいる。石基は楕円状-ハイアロオフィチック組織を示す。本火山岩類の化学組成を、第10表に示す。

IV. 16 高社火山岩類

高社山は高井富士または高社 (たかやしろ) とも呼ばれ、信越高原地域の北部の火山群に属する安山岩質の小火山である (金子ほか, 1989)。妙高、黒姫、飯縄、斑尾の各火山の東側、千曲川のほとりに位置する。斎藤 (1955b) 以来長い間、高社火山の地質学的な報告はなかった。最近、金子ほか (1989) が K-Ar 年代を測定し、高社火山の活動年代は約 0.2-0.3Ma であり、活動期間の短い火山であることが明らかとなった。この年代は、早津・新井 (1985) による高社火山起源のテフラの層序とも調和的である。更に、富樫・赤羽 (1991) が本火山の形成と浸食過程を明らかにした。

高社火山の火山体の規模は、底径約 6km、比高約 1,000m で、山頂の標高は 1,351.5m である。高社火

第9表 カヤノ平火砕流堆積物の化学組成
(富樫・赤羽, 1991)

	1
SiO ₂	64.01
TiO ₂	0.59
Al ₂ O ₃	16.12
Fe ₂ O ₃	6.45
MnO	0.11
MgO	2.63
CaO	5.14
Na ₂ O	2.73
K ₂ O	2.08
P ₂ O ₅	0.13
分析者	富樫

1: 高標山山頂の東 火砕流中の角礫
(Kaya 1, GSJ R56730)

第10表 滝の沢火山岩類の化学組成
(富樫・赤羽, 1991)

	1	2
SiO ₂	60.88	59.39
TiO ₂	0.60	0.63
Al ₂ O ₃	16.81	17.63
Fe ₂ O ₃	7.86	8.19
MnO	0.16	0.19
MgO	2.72	2.82
CaO	6.43	6.55
Na ₂ O	3.04	3.19
K ₂ O	1.31	1.11
P ₂ O ₅	0.19	0.30
分析者	富樫	富樫

1: 中野市柳沢滝の沢不動滝 (Tas 13, GSJ R56716)
2: 中野市柳沢滝の沢不動滝 (Tas 14, GSJ R56717)

山は短寿命で化学組成変化に乏しいにもかかわらず、溶岩流、石質火砕流、降下軽石、軽石流、溶岩円頂丘など変化に富む噴出形態をとっている。活動は前期と後期に大別され、前期の噴出物は高社主火山体溶岩、後期のそれは高社石質火砕流堆積物、三ツ子山溶岩、高社軽石流堆積物（降下軽石を伴う）、飯盛山溶岩からなる。高社火山の各噴出物の化学組成を第11表に示した。

高社火山は約20万年前以降、新しい火山活動の噴出物にわずかしこ覆われず、その浸食過程が明瞭に観察される。山体は、開析が進み、山頂付近の火口は失われているが、火山岩類及び岩脈が認められる。山腹では浸食谷が接合し、稜線の一部には、ナイフリッジが発達する。北及び南の山麓には、浸食谷から供給された土石流堆積物による火山麓扇状地堆積物や崖錐から構成されるが、一部には溶岩地形面も浸食されずに残存している。

IV. 16.1 高社主火山体溶岩 (Kh)

命名 富樫・赤羽 (1991)。

模式地 中野市と下高井郡の境界、高社山頂。

分布 高社山を中心に半径約2km以内に円錐状の山体をなして分布し、山頂部では地表付近に、裾野では深沢や赤岩の沢沿いに露出する。浸食のため、山頂部に火口は残存せず、山頂付近のドーム状の地形は岩頸である。山頂の南にある大黒岩は、火道からの放射岩脈の一部である。

層序 高社石質火砕流堆積物に覆われる。

層厚 900m以下

岩相 安山岩の厚い溶岩流から構成され、岩脈を伴う。岩石はほとんどが灰色で輝石斑晶のめだつ岩相のよく似た輝石安山岩（第11表, TK3, 4, 5, 6）で、深沢の中流では、普通角閃石含有輝石安山岩（第11表TK2）を伴う。斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含み、少量の普通角閃石を含むことがある。石基は填間状組織を示す。

対比・年代 模式地の岩石（第11表TK3に相当）の金子ほか（1989）によるK-Ar年代は0.19 ± 0.03Maである。

IV. 16.2 高社石質火砕流堆積物 (Kp)

命名 富樫・赤羽（1991）.

模式地 下高井郡山ノ内町宇木の北北西約1.5km、深沢堰（用水路）に沿ってその30m上部にある林道沿い.

分布 高社山の南部と北部の中腹から裾野に15°-20°の傾斜の斜面を形成し分布する．山頂を中心とした円を描くと半径1kmから約4kmの間に分布している．

層序 高社主火山体溶岩を覆い，本火砕流堆積物の最上部に土壌を形成する程度の時間間隙の後に，高社軽石流堆積物の前駆である降下軽石に覆われる．

層厚 120m以下

岩相 本火砕流堆積物は，発泡していない輝石安山岩の石質岩片（第11表TKb1, 10, 11, 12）と火山灰を本質物質とする．石質岩片はわずかに角のとれた角礫で，数mに及ぶものもあり，大きさは揃わない（第33図）．基質の火山灰は，新鮮な露頭では淡紫色を呈す．本火砕流堆積物は1フローユニットの厚さが数m程度の薄い火砕流堆積物の重なりからなる．ユニットの上部に土壌が形成されている場合もある．土壌の発達するユニットに重なるユニットの基底部に笹の炭化物が観察され，そのユニットの石質岩片20個の磁化方位をフラックスゲート磁力計で測定したところ，そのうち8個が現在の偏角・伏角と一致した（試料採取位置は第11表TKb10-12と同じ）．このことは，本火砕流堆積時にその一部がキュ



第33図 高社山南斜面見られる高社石質火砕流堆積物

第11表 高社火山岩類の化学組成
(富樫・赤羽, 1991)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	TK2	TK3	TK4	TK5	TK6	TK8	TK9	TKb1	TKb10	TKb11	TKb12
SiO ₂	59.48	59.54	62.43	60.32	57.80	59.60	61.48	58.17	58.08	62.38	60.18
TiO ₂	0.66	0.61	0.56	0.58	0.70	0.65	0.60	0.67	0.70	0.56	0.67
Al ₂ O ₃	17.59	17.51	16.83	17.19	18.37	17.01	16.79	18.19	19.08	17.19	17.38
Fe ₂ O ₃	8.38	8.12	7.04	7.77	8.93	8.32	7.38	8.49	8.81	7.02	8.32
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.18	0.17	0.16	0.17	0.19	0.15	0.18
MgO	3.09	3.03	2.60	2.82	3.33	3.16	2.73	3.13	3.27	2.36	3.22
CaO	6.43	6.78	5.62	6.61	6.69	6.63	6.20	7.19	5.99	5.63	5.59
Na ₂ O	2.89	2.90	3.24	3.06	2.88	3.19	3.22	2.82	2.85	3.22	2.86
K ₂ O	1.11	1.13	1.31	1.29	0.90	1.08	1.25	0.98	0.79	1.32	1.38
P ₂ O ₅	0.20	0.21	0.19	0.20	0.21	0.19	0.18	0.18	0.24	0.17	0.23
分析者	富樫	◇	◇	◇	◇	◇	◇	◇	◇	◇	◇

- 1: 高社主火山体溶岩, 深沢の北東約1600m, 林道沿 (TK 2, GSJ R56705)
 2: ◇ 高社山頂の北400m, 林道沿 (TK 3, GSJ R56706)
 3: ◇ 高社山頂の北西700m, スキー場脇 (TK 4, GSJ R56707)
 4: ◇ 高社山頂の西500m, 天狗岩 (TK 5, GSJ R56708)
 5: 高社石質火砕流を貫く岩脈, 高社山頂の西1300m, 登山道 (TK 6, GSJ R56709)
 6: 三ツ子山頂丘溶岩, 三ツ子山の北東山麓 (TK 8, GSJ R56710)
 7: 飯盛山頂丘溶岩, 飯盛山の南山麓 (TK 9, GSJ R56711)
 8: 高社石質火砕流のブロック, 赤岩の東1300m (TKb 1, GSJ R56712)
 9: ◇ 宇木の北西1500m (TKb 10, GSJ R56713)
 10: ◇ ◇ (TKb 11, GSJ R56714)
 11: ◇ ◇ (TKb 12, GSJ R56715)

り一点を超える高温であったことを示す。一方、北方の中野市田上の東約1kmの地点では付近の本火砕流堆積物の石質岩片は20個が全く異なる磁化方位を示し、ここではキュリー点以下に冷却されていたことになる。山腹では本火砕流堆積物を貫く輝石安山岩の岩脈(第11表TK6)が認められる。

対比 高社主火山体溶岩を覆い、高社軽石流堆積物に覆われる。

IV. 16.3. 三ツ子山溶岩 (Kg)

命名 斎藤(1955b)の三ツ子山寄生火山による。

模式地 下高井郡山ノ内町と木島平村の境界, 三ツ子山。

分布 三ツ子山の比高300m, 底径900mのドームを形成して分布する。頂部は名の通り, 三つに割れている。

層序 周囲を崖錐に覆われる。

層厚 300m以上。

岩相 輝石安山岩溶岩(第11表TK8)からなり, 岩石は斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹物を含む。石基は填間状組織を示す。

対比 ほかの噴出物と孤立しているが, 岩相, 化学組成は高社主火山体溶岩や高社石質火砕流堆積物中の石質岩片と区別がつかない。

IV. 16.4 高社軽石流堆積物 (Kf)

命名 富樫・赤羽 (1991).

模式地 下高井郡山ノ内町宇木の北北西約1.5km, 深沢堰(水路)に沿ってその30m上部にある林道沿い.

分布 高社火山の山腹から裾野の斜面と更にその周囲の低地に普遍的に分布する. 山頂を中心とした円を描くと半径約1kmから約6kmの間に分布し, 最も遠方では, 千曲川の西岸, 中野市奥手山でも確認された(富樫・赤羽, 1991). しかし, 本図幅では, 分布を図示しない. 最下部に降下軽石層を密接に伴い, その層厚と軽石片の大きさは, 北東方向の最大の軸をもち, 高社山の東方の飯盛山からの距離に応じて変化し, 高社軽石流堆積物より広い範囲に分布する. 後述する岩相と, 層位及び分布から, 飯盛山付近が噴出口であると考えるのが最も合理的である.

層序 高社石質火砕流堆積物を覆い, 火山麓扇状地堆積物や, 北信ロームに覆われる.

層厚 0.3-1.8m.

岩相 軽石流堆積物は風化により黄褐色を帯びた3cm以下の軽石片と, 褐色火山灰からなる. 北方の中野市田上東方約1kmの地点では, 15cmの層厚の火山灰のみが堆積している. 最下部の降下軽石は, 最大粒径7cmに及ぶ. 岩石は普通角閃石と斜方輝石を多く含むことを特徴とする. 斑晶として, 斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含み, 石基は風化したガラスである. 普通角閃石を多く含む岩石は, 他の時期の高社火山噴出物の中では, 開析され下部まで露出している山頂付近の高社主火山区の岩石としても, 高社石質火砕流堆積物中の岩片としても見いだせず, 後述の飯盛山溶岩にのみに存在する.

対比・年代 早津(1985)は野沢周辺地域で顕著な何枚かの降下軽石を一括して野沢軽石層グループと呼んだ. 本図幅の研究により, そのうちのNP-eが高社軽石流堆積物最下部の降下軽石に相当することが明らかとなった. 早津(1985)は, 野沢軽石層のほとんどは高社火山起源であるとし, その記載を行っているが, NP-e以外は噴出源を確認できなかった. なお, 野沢軽石層グループは, 妙高火山群テフラ地域では米原軽石層と呼ばれているものに対比され, 米原軽石層は, 大町APmに対比される桶海軽石層の上位にある. 大町APmは町田(1977a, b)により, 約30万年前と推定されていることから, 高社火山の活動は約30万年前より後と推定されており(早津, 1985), 金子ほか(1989)の約20万年前という高社火山のK-Ar年代と矛盾しない.

IV. 16.5 飯盛山溶岩 (Ky)

命名 斎藤(1955b)の飯盛山寄生火山による.

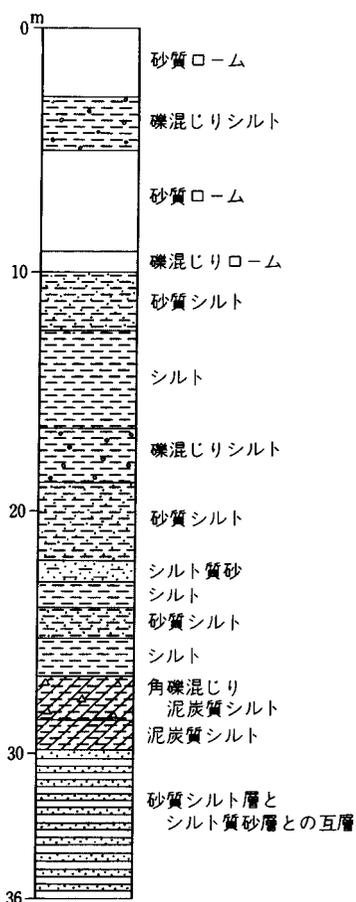
模式地 下高井郡山ノ内町, 飯盛山西, 志賀高原ゴルフ場への道路沿い.

分布 本溶岩円頂丘は比高260mと240mの二つのドームが接合し, 飯盛山として分布する. 底径は, 長径1,000m, 短径700mである.

層序 周囲を崖錐に覆われる.

層厚 260m以上.

岩相 斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩溶岩(第11表TK9)からなり, 斑晶として斜長石・



第34図 山ノ内町須賀川山ノ内北小学校における落合湖成層のボーリング柱状図

層厚 およそ90m.

岩相 灰褐色の中-粗粒の砂層とシルト層との互層であるが、落合の下白沢橋付近には斜交葉理の発達する砂礫層と級化構造の認められる火砕流堆積物との互層が見られる。上部はシルト層を主体とするが、砂や礫を挟んでいる。

化石 シルト層には植物の破片を含んでいる。

年代 富樫・赤羽(1991)は高社火山岩類との関係から、この湖成層の形成を高社火山前期噴出物による堰止めと考えた。

閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物を含む。3mmに達する普通角閃石を多く含むことを特徴とする。石基は填間状組織を示す。

対比・年代 ほかの噴出物と孤立しているが、高社軽石流堆積物とこれに密接に伴う降下軽石の分布の中心部にあること、その岩相が普通角閃石を多く含み、相互に良く似ていることから、飯盛山溶岩円頂丘は、高社軽石流の噴火後にその火口に形成されたと考えられる。模式地の岩石の金子ほか(1989)によるK-Ar年代は $0.25 \pm 0.05\text{Ma}$ である。

IV. 17 落合湖成層(01)

命名 新称。八木(1922)は、本層が高社火山の堰止めによって形成された堆積物であることを、初めて指摘した。

模式地 下高井郡山ノ内町須賀川落合。

分布 須賀川の落合から下須賀川にかけての標高680m以下の地域及びび池の平周辺地域。下須賀川の山ノ内北小学校におけるボーリングでは、標高680mより下に層厚26mのシルト層が確認されている(第34図)。

層序 平穏火山岩類や高社火山岩類を不整合に覆い、更新世後期以降の堆積物に覆われる。

IV. 18 赤坂層(Ak)

命名 新称。花岡・豊野層団研究グループ(1985)が毛野層と呼んだものに相当する。

模式地 下水内郡豊田村赤坂付近。

分布 豊田村赤坂の赤坂断層以西に最も広く分布するが、そのほか穴田の南東，毛野川，三水村奈良本，毛野などにも小分布する。

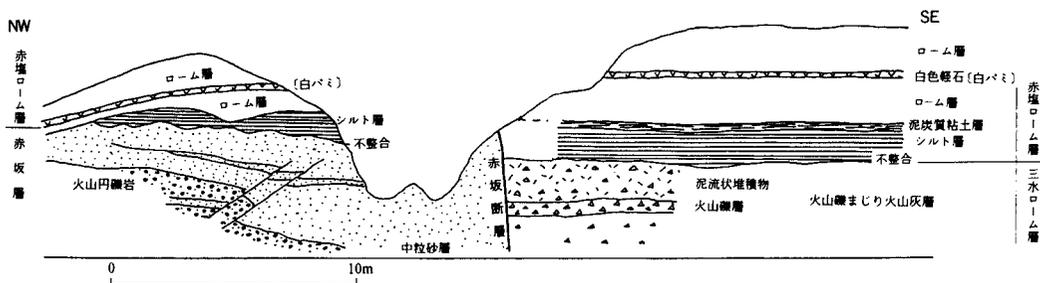
層序 屋敷層を不整合に覆い，更新世後期以降の火山灰層に覆われる。

層厚 20-30m.

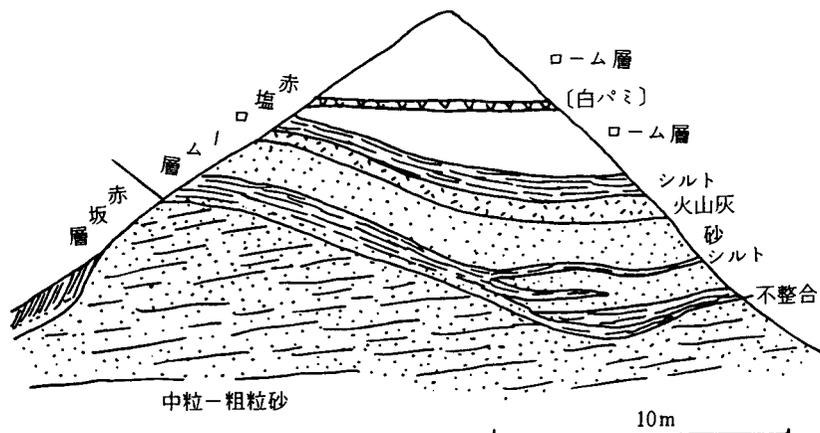
岩相 主に中-粗粒の砂層とシルト層からなるが，場所により岩相が異なる。模式地では，砂層とこれに挟まる火山円礫岩層からなる（第35図，第36図）。砂層は全体が白-灰色を示し，長石や石英に富み，黒雲母の含有量が多い，花崗岩起源の砂層である。また，この砂層は淘汰が良く，さらさらして固結度が低く，葉理が発達する。斑尾川沿いの分布域では，シルト層や泥炭質シルト層が主体で砂層や礫層を挟む。

化石 本層には保存の良い花粉や胞子の化石が見られる。樹木花粉は，*Picea* が非常に高い出現率を示し，*Abies*, *Tsuga*, *Larix*, *Alunus*などを伴う。草本花粉は *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Thalictrum* などが見られる。

対比 花粉化石や火山灰層序から，本層の堆積時期は更新世中期の後期の寒冷期と考えられる。本層の最上部には，赤塩ローム層の白色軽石層の鍵層“白パミ”を挟むことから，本層はほぼ赤塩ローム層



第35図 赤坂南部に見られた赤坂断層付近のスケッチ，現在はゴルフ場建設のため露頭はなくなった



第36図 赤坂北東の砂採取場に見られた赤坂層と北信ローム層の赤塩ローム層上部との関係

上部のⅠとⅡに対比されている（花岡・豊野層団研究グループ，1985）。

IV. 19 志賀山火山岩類

志賀山火山岩類は，志賀高原中央部の志賀山（東隣菅山図幅地域）付近から噴出した火山岩類である。この火山岩類は，層位的あるいは地形的な特徴から，古期の硯川火山岩類と志賀山古期火山岩類，新期の志賀山新期火山岩類とに区分される。

IV. 19. 1 硯川火山岩類（Ss）

命名 新称，赤羽・赤井（1975）のC溶岩に当たる。

模式地 下高井郡山ノ内町志賀高原硯川北部の台地。

分布 硯川の前山スキー場から木戸池にかけての標高1,700-1,800mの台地状の地形を構成する。

層序 硯川付近では第三紀の貫入岩類を覆い，鉢山火山岩類や志賀山新期火山岩類に覆われる。

層厚 100-150m。

岩相 青灰色のやや緻密な輝石安山岩溶岩であるが，一部には粗鬆な部分も認められる。溶岩は塊状溶岩である。岩石は斜長石や輝石がめだつ。安山岩ブロックの間を埋める火山灰は，風化して黄褐色を示す。

年代 志賀古期火山岩類とは，分布や風化の度合などにより同じ頃の噴出物と推定される。

IV. 19. 2 志賀山古期火山岩類（So）

命名 新称，飯島（1953）の旭山溶岩に当たる。赤羽・赤井（1975）が志賀湖成層周辺の火山岩類を分類したA火砕岩とB火砕岩に当たる。

模式地 下高井郡山ノ内町仏岩及び幕岩の対岸。

分布 志賀高原の横湯川と角間川とに挟まれた地域で，西縁は上林温泉付近である。

層序 第三紀の貫入岩類や志賀緑色火山岩類を不整合に覆い，志賀山新期火山岩類に不整合に覆われる。

層厚 100-150m。

岩相 横湯川左岸の仏岩付近では何層もの緻密な輝石安山岩溶岩からなる。蓮池から上林にかけての地表面は凹凸のある溶岩流地形を形成し，溶岩流の表層部は塊状溶岩の産状を示し，安山岩岩塊は多孔質で一部には軽石状を示すものもある（第37図）。一部には，火砕岩類を挟んでいる。岩石は，灰色-青灰色のかんらん石含有輝石安山岩（第12表，Sigal, 2）で，斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱物を含んでいる。かんらん石はミルメカイト組織を示す。斜長石は包有物を多く含むものがある。石基は填間状ガラス組織を示す。本火山岩類の化学組成を，第12表に示す。

年代 金子ほか（1989）は旭山西方約1kmに露出する溶岩のK-Ar年代を測定し， $0.24 \pm 0.06\text{Ma}$ の値を報告した。



第37図 志賀山古期火山岩類の溶岩(横場川沿いの仏岩下)

第12表 志賀山古期火山岩類の化学組成
(飯島, 1963 ; 富樫・赤羽, 1991)

	1	2	3
SiO ₂	63.64	62.22	61.35
TiO ₂	0.61	0.61	0.62
Al ₂ O ₃	15.47	15.69	15.72
Fe ₂ O ₃	3.70	7.12	7.46
FeO	3.14		
MnO	0.10	0.12	0.12
MgO	2.84	3.12	3.42
CaO	5.12	6.12	6.48
Na ₂ O	2.81	2.76	2.66
K ₂ O	2.09	2.11	2.02
H ₂ O +	0.35		
H ₂ O -	0.07		
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.14
分析者	飯島	富樫	富樫

- 1: 志賀高原旭山山頂
 2: 志賀高原仏岩 (Sigal, GSJ R56728)
 3: 志賀高原三角池 (Sigal2, GSJ R 56729)

IV. 19. 3 志賀山新期火山岩類 (Sy)

命名 新称. 飯島 (1953) の志賀溶岩に当たる.

模式地 下高井郡山ノ内町志賀高原志賀山西山麓
 のおたの申す平.

分布 本岩類の分布域は岩菅山図幅域の志賀山の
 北西部や北東部を中心に, 北は横湯川, 西は三角
 池, 東は大沼池, 南は鉢山に取り囲まれた地域に分
 布する. 本図幅域の本火山岩類は, おたの申す平
 を構成する溶岩台地の西の端に当たる (第38図).

層序 志賀山古期火山岩類を覆う.

層厚 50-100m.

岩相 志賀山付近から流出し, 溶岩流地形を良く
 残す塊状溶岩である. 長池南部の信州大学志賀自然
 教育研究施設の園内には径10mにも及ぶブロックが
 見られる (第39図). 岩石はやや多孔質な輝石安山
 岩で流理構造が観察され, 斑晶として斜長石・単斜
 輝石・斜方輝石・鉄鉱物を含んでいる. 斜長石は包



第38図 坊寺山からみる志賀山新期火山岩類がつくる溶岩台地
中央部がおたの申す平, その背後に志賀山



第39図 志賀山新期火山岩類における塊状溶岩の大ブロック(志賀高原, 信州大学志賀自然教育園内)

第13表 志賀山新期火山岩類の化学組成
(飯島, 1963)

	1
SiO ₂	58.97
TiO ₂	0.86
Al ₂ O ₃	15.60
Fe ₂ O ₃	2.89
FeO	5.03
MnO	0.09
MgO	3.92
CaO	7.39
Na ₂ O	2.45
K ₂ O	1.54
H ₂ O +	0.78
H ₂ O -	0.14
P ₂ O ₅	0.13
Total	99.79
分析者	飯島

1: 志賀高原志賀山山頂

分布する湖沼性堆積物に志賀湖成層の名を与えたが、本図幅では赤羽・赤井(1975)に基づき、角間川上流域の湖成層のみに用いる。

模式地 下高井郡山ノ内町志賀高原石ノ湯の西方。

分布 志賀高原石ノ湯・田ノ原から熊ノ湯にかけての平坦地は、この湖成層の堆積面で、平床周辺の平坦地はその代表である。この堆積面の標高は、1,610-1,660mである。

層序 湖成層の基盤岩類である高井火山岩類・貫入岩類・硯川火山岩類・志賀山古期火山岩類には、いずれもアバットしている。赤羽・赤井(1975)は、この湖成層を詳しく調査し下部・中部・上部に区分し、この湖成層が2回の堰止めによって形成されたことを明らかにした(第40図, 第41図)。

層厚 石ノ湯で最も厚く55m, 上流部の平床では20m以下である。

岩相 下部層(層厚25m)は、石ノ湯を中心に幕岩から鳴洞滝にかけてのみ分布する。岩相は数cm以下の安山岩礫や砂からなる砂礫層が良く発達し、上位になるにつれて火山灰質のシルトや砂の挟みが多くなる。中部層(層厚12m)は、下部層と同じ範囲に分布し、湖成層全体の中では最も細粒の堆積物である(第40図)。岩相は白-灰青色の葉理が発達する火山灰質シルトを主体にし、細粒火山灰層やシルトと砂の互層を挟んでいる。上部層(20m)は、全体に中部層より粗粒になり砂礫層と火山灰層とからなる。場所により岩相が異なり、どこでも上位ほど粗粒の堆積物となる。これらは上位ほど河川性の堆積相を示す。礫種組成も場所により供給地を反映している。笠越スキー場入口では風化の著しい安山岩や閃緑岩、平床では横手山方面からの供給される安山岩礫からなる。上部層の中部には、細粒の火山灰層が数枚挟まれている。志賀湖成層はほとんど水平に近い構造を示している。

化石 下部の泥炭層付近の層準からは、径30cmの材化石を産出する。

年代 この湖成層は志賀山古期火山岩類によって、旧角間川が堰止められ形成されたものである。したがって、横湯川湖成層や河原小屋付近の湖成層と同じ時期に形成されたものである。

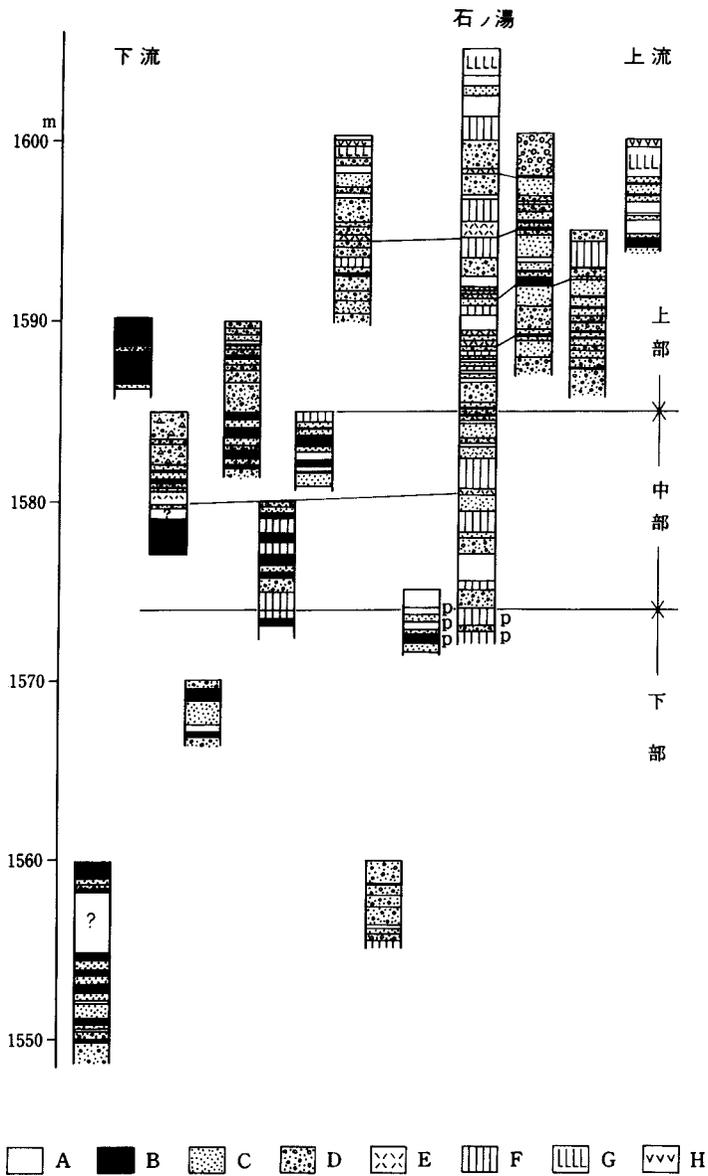
有物を多く含むものがある。石基は填間状組織を示す。

本火山岩類の化学組成を、第13表に示す。

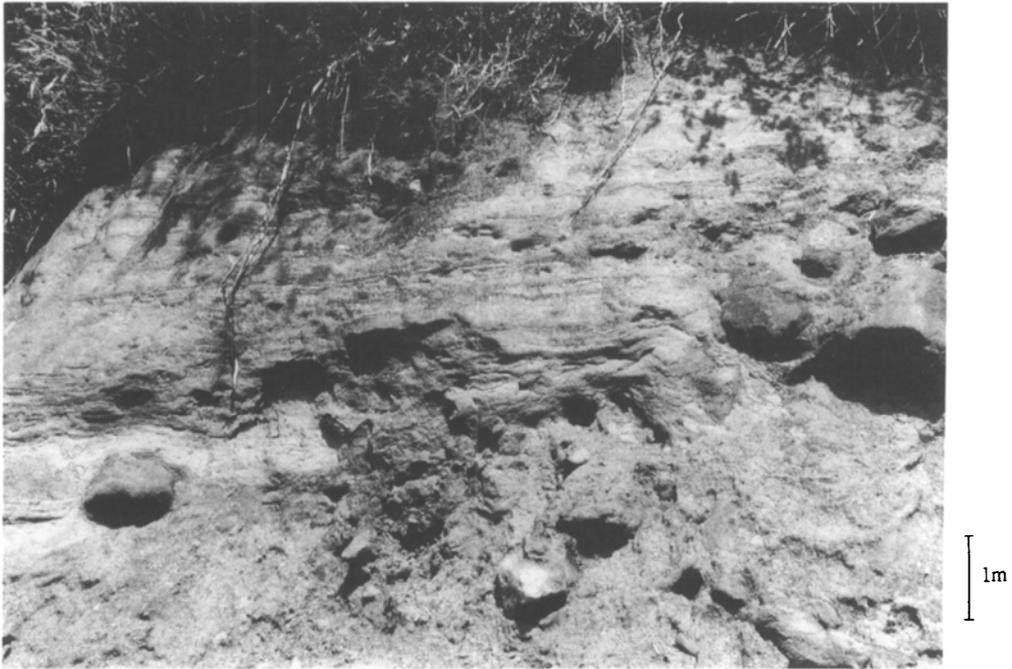
年代 本火山岩類の絶対年代値はないが、ほぼ同じ頃と考えられる熊ノ湯南東約1kmに露出する鉢山火山岩類(赤羽, 1980a)の溶岩のK-Ar年代を、金子ほか(1989)は3個測定し、 0.05 ± 0.03 Ma, 0.12 ± 0.03 Ma, 0.05 ± 0.02 Maの値を報告している。

IV. 20 志賀湖成層 (S1)

命名 飯島(1956)、八木(1922)は初めて、本層の堆積が志賀山の噴出物による堰止めによるものであることを指摘した。飯島(1956)は志賀山周辺に



第40図 石ノ湯付近に分布する志賀湖成層の柱状図(赤羽・赤井, 1975)
 A : シルト及び泥岩層 B : 凝灰質シルト層 C : 砂層 D : 砂礫層 E : 凝灰岩層
 F : シルトと砂礫の互層 G : ローム層 H : 軽石層 p : ビート層



第41図 志賀山古期火山岩類にアバットする志賀湖成層の基底部(志賀高原, 石ノ湯)

IV. 21 横湯川湖成層 (Yd)

命名 新称.

模式地 下高井郡山ノ内町蓮池の北方2.5kmの文六地域.

分布 山ノ内町横湯川中流域の竜王沢と横湯川とに挟まれた, 標高1,100-1,400mの地域に分布する. 分布域が地すべり地のため, 露出は竜王沢や乙見沢沿いに限られる.

層序 志賀緑色火山岩類や貫入岩類を不整合に覆い, 周辺部ではこれらや志賀山古期火山岩類にアバットする.

層厚 50-100m.

岩相 安山岩の礫を多量に取り込んだ砂礫層やシルト層からなる. 本層の大部分は, 地すべりによる堆積物の移動が繰り返されたため大規模な崩積土となっている. このため, もとものの岩相を詳細に観察するのは困難であるが, 崩積土に見られる一部の岩相から推察すると, 周辺山地の高井火山岩類・平穏火山岩類・志賀緑色火山岩類・ひん岩類などの礫を含む岩石からなる砂礫層や崖錐堆積物から構成されている.

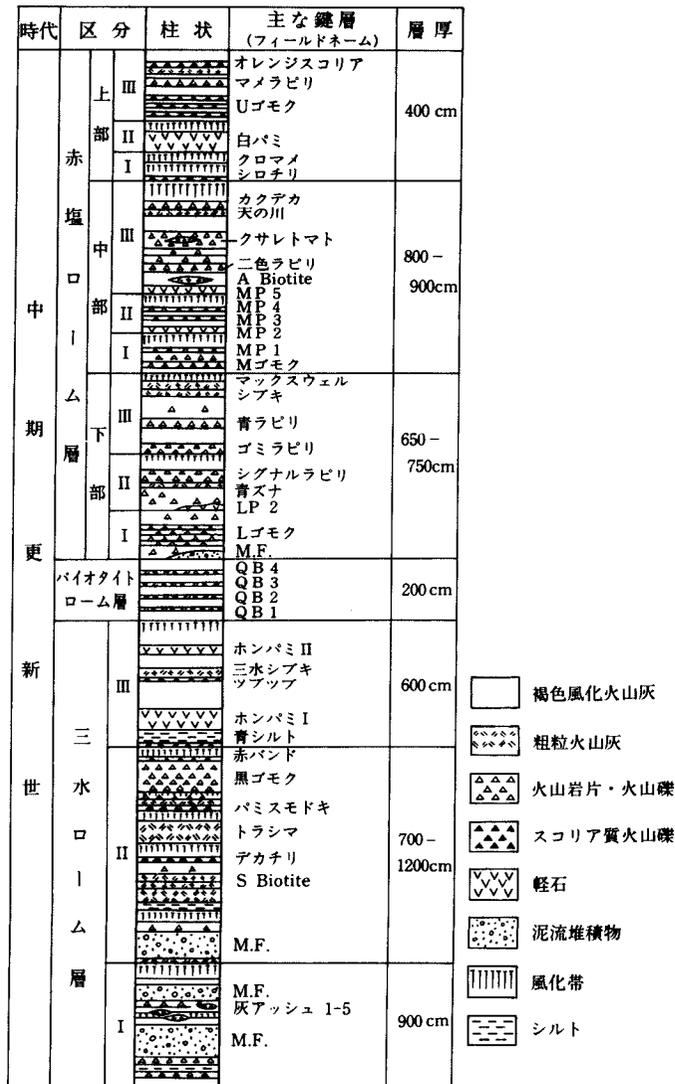
対比 志賀山古期火山岩類の噴出によって堰止められ形成された堆積物で, 志賀湖成層と同時期の堆積物である.

IV. 22 北信ローム層

命名 新称. Saito (1962a) が飯縄火山灰層・野尻火山灰層とに区分し, 豊野層団体研究グループ (1969) が古期ローム・新期ロームと区分したローム層に相当する.

模式地 上水内郡三水村赤塩から下水内郡豊田村赤坂にかけての地域.

分布 長野盆地以西の豊野丘陵から斑尾山麓にかけての丘陵性山地を広く覆っている. 高社火山の山麓にも分布する.



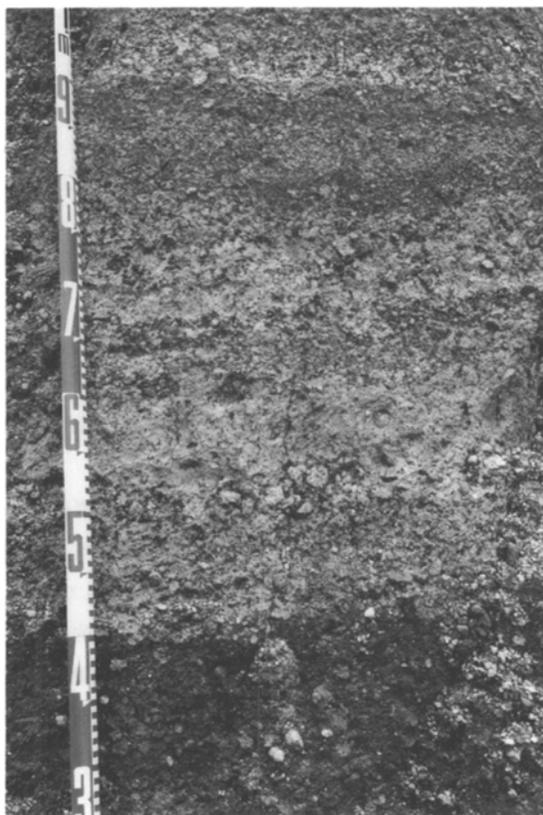
第42図 北信ローム層に属する赤塩ローム層と三水ローム層の層序 (花岡・豊野層団体研究グループ, 1985)

層序 模式地周辺の火山灰層序は、花岡・豊野層団研究グループ（1985）によって詳しく研究され、下位から三水ローム層・パイオタイトローム層・赤塩ローム層・神山ローム層・野尻ローム層に区分され、更に三水ローム層はⅠ・Ⅱ・Ⅲに、赤塩ローム層は下部・中部・上部がそれぞれⅠ・Ⅱ・Ⅲに細分されている（第42図）。

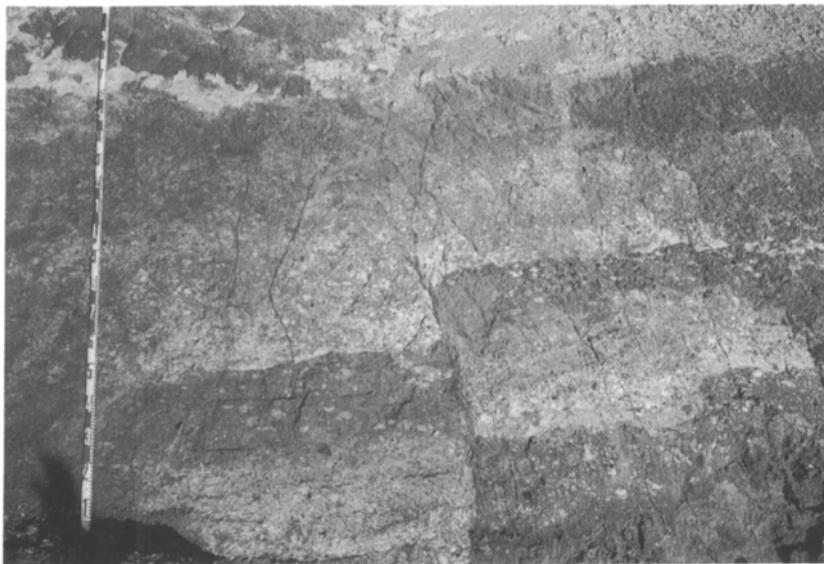
層厚 20-30m.

岩相 ローム層はいずれも黄褐色に風化した火山灰層を主体とする。三水ローム層Ⅰはくされ礫を含む泥流堆積物が厚く、それらの間に風化した暗褐色の火山灰層を挟み、最上位の風化帯は赤褐色を示す。Ⅱは黒雲母を含む粗粒火山灰層を挟み、最上位の風化帯は赤色を示す。Ⅲは軽石質の火山灰層を挟む。パイオタイトローム層は、暗褐色の風化火山灰層で、黒雲母や高温型石英を含む4枚の結晶質火山灰層を挟んでいる。赤塩ローム層の下部は、風化の進んだ火山礫層と火山灰層との互層を主体とする（第43図）。中部は風化火山礫層と軽石質火山灰層とからなる（第44図）。上部は軽石層と風化火山礫層とからなる。神山ローム層・野尻ローム層は、褐色の火山灰層であるが、本地域では薄くあまり特徴的な火山灰層を挟んでいない。

対比 神山ローム層と野尻ローム層は、野尻湖発掘調査団（1975）によって、野尻湖地域を模式地と層序区分されたローム層である。パイオタイトローム層は、松本盆地団研究グループ（1972）のクリスタル・アッシュに対比される。



第43図 赤塩ローム層下部の火山礫層(三水村奈良本)



第44図 赤塩ローム層中の軽石層（白色部）と細粒火山灰層（三水村奈良本）

IV. 23 南 郷 層 (Mg)

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.

分布 高丘陵の原付近, 長丘陵の浜津ヶ池付近, 豊野丘陵の小瀬付近, 南郷の北西など, 長野盆地西縁部に分布する丘陵の背面に当たる位置に分布する.

層序 豊野層を不整合に覆う湖沼性堆積物である (第45図). 本層中には, 対比に有効な火山灰鍵層を挟んでいないので, 各地の地層の正確な対比はできない. また現在は, 長野盆地の縁に分布する豊野層を不整合に覆っている地層を一括して本層に含めている. 今後は, この細分が課題である.

層厚 およそ40m.

岩相 模式地では基底に中新世後期裾花凝灰岩部層起源の角礫や安山岩亜角礫を含む礫層が見られ, その上位に褐-灰黄色の葉理の発達する砂層やシルト層が重なる. 砂層やシルト層には, 数枚の泥炭層やチャート・粘板岩・ガラス質安山岩などを礫とする細-小礫層が挟まれている. 本層は場所による岩相の差異が大きい. 模式地以南では裾花凝灰岩部層由来の碎屑物が圧倒的に多いのに対して, 以北の豊野町神宮寺池・中野市高丘などでは, 小豆大の輝石斑晶を多量に含む飯縄型の安山岩 (八木・八木, 1958) やチャート・粘板岩などの小礫が優勢である. また, 岩相は一般的に盆地側ほど細粒堆積物が発達し, 西縁の山地よりでは粗大な崖錐堆積物に移化する. 本層の多くは盆地側へ傾き, 30°-40°の傾斜を示すところもある. しかし, 豊野層と比べると地層の変形の程度は弱い.



第45図 豊野層を不整合に覆う南郷層(中野市高丘草間)

IV. 24 新期湖成層 (Y1)

飯山市蓮新田の南東部や豊田村北永江から南永江にかけての地域には、更新世後期の湖沼堆積物が分布する。これらを新期湖成層と呼ぶことにする。この湖成層はシルト層を主体とする細粒の堆積物で、砂礫層・泥炭層・泥炭質シルト層・火山灰層などを挟んでいる。層厚は10-20mである。地形的には平坦な堆積面を残している。現在の河川は、これらの堆積面を5m以上削り込んで流れている。周辺部は新期土石流堆積物に覆われている

IV. 25 土石流堆積物

土石流堆積物は、いろいろな地質時代に形成されているが、これらにはこの土石流堆積物の堆積面がほとんど開析されずにそのまま現地形を形成しているものと、開析が進んで堆積面を残さないものがある。前者を新期土石流堆積物、後者を古期土石流堆積物として区分した。なお、高社火山や斑尾火山の山麓にも土石流堆積物が広く分布するが、これらは火山麓扇状地堆積物として分類し、扇状地堆積物の項で記載する。

IV. 25. 1 古期土石流堆積物 (O)

命名 新称.

模式地 飯山市静間荒舟・飯駒・新田地域.

分布 主な分布地は、飯山市の静間地域、斑尾山山麓の飯山市堀越北部や土橋付近、山ノ内町須賀川の倉下川上流域、山ノ内町上林付近などである。これらの地域での堆積物は、周りの地形より一段高い地形を形成している。また、新期土石流堆積物の分布域の下位には、古期土石流堆積物が堆積しているところもある。

層序 各種の基盤岩類を不整合に覆い、更新世中期-後期の火山灰層に覆われる。

層厚 50-60m.

岩相 場所により岩相は大きく異なるが、全体として火山性の堆積物が二次移動したもので、土石流堆積物を主とし、泥流堆積物・崖錐堆積物などを含んでいる。いずれも安山岩の礫を主にし、基質は火山灰質の泥や砂からなる。

対比 分布地ごとの堆積期を明らかにするのは困難である。これらの中には中期更新世中期に形成されたものも含まれるが、多くは中期更新世後期から後期更新世の前期までの堆積物と推定される。

IV. 25. 2 新期土石流堆積物 (Y)

命名 新称.

模式地 中野市間山や山ノ内町寒沢.

分布 千曲川以西では、飯山市蓮から豊田村永江にかけての地域、豊田村替佐から豊野町大倉にかけての地域、豊野町の長野盆地西縁部など、断層が発達する地質構造の複雑な地域に多く発達する。千曲川以東では、三沢山地の周辺部、山ノ内町横倉から竜王にかけての山麓に発達する谷を埋めて堆積している。

層序 周辺に分布する各種の基盤岩類を不整合に覆う。

層厚 西部山地では5-20m、東部山地では谷を埋めているため10-50mと厚い。

岩相 古期土石流堆積物と同様に場所により岩相は大きく異なる。ほとんど背後の山地を構成する物質が風化や崩壊した後に二次移動したもので、土石流堆積物を主とし、泥流堆積物・崖錐堆積物などを含んでいる。いずれも安山岩やひん岩の礫を主とする砂礫層、礫混じりの火山灰質の泥や砂からなる。古期土石流堆積物に比べ、固結度が弱い。

化石 中野市東山団地では、本堆積物に属する崖錐性堆積物の下部からナウマンゾウの臼歯が2個発見されている(古象団体研究会, 1973; 富沢, 1979, 1981)。

対比 町田(1963)は崖錐と扇状地との中間の性格を持つ地形を、押し出し地形と呼んだが、この地形を構成する堆積物は、本報告での新期土石流堆積物に当たる。これらの堆積物は現在も形成されつつあるが、表層部は完新世に堆積したものである。これらの堆積がいつから始まったのかを示すはっきりした資料はない。しかし、中野市のナウマンゾウ化石を含む泥炭層の年代は、 $31,700 \pm 3,500$ (-2,400), $19,350 \pm 600$ y. B. P. を示すことから(古象団体研究会, 1973)、おそらくこれらの堆積時期は、更新世後期末頃からと推定される。

IV. 26 扇状地堆積物

本図幅地域には、扇状地が広く発達する。これらには、山地から流れ出す河川の下流域に発達するものと、火山の山麓に発達するものがある。前者は更に新旧二つの扇状地堆積物に区分される。本図幅では、これらを古期扇状地堆積物・新期扇状地堆積物・火山麓扇状地堆積物とに区分した。

IV. 26. 1 古期扇状地堆積物 (F)

命名 赤羽 (1985)、町田 (1963) が上位扇状地と呼んだ扇状地を構成する堆積物にほぼ相当する。

模式地 下高井郡山ノ内町沓野の角間川右岸。

分布 山ノ内町上林から夜間瀬橋にかけての夜間瀬川兩岸地域 (第46図)、高山村奥山田から駒場にかけての松川兩岸地域に広く分布し、山ノ内町落合、木島平村糠塚にも小範囲に分布する。

層序 湯田中付近では貫入岩類やその上位に重なる火山泥流堆積物を不整合に覆い、風化火山灰層に覆われる (赤羽, 1985)。

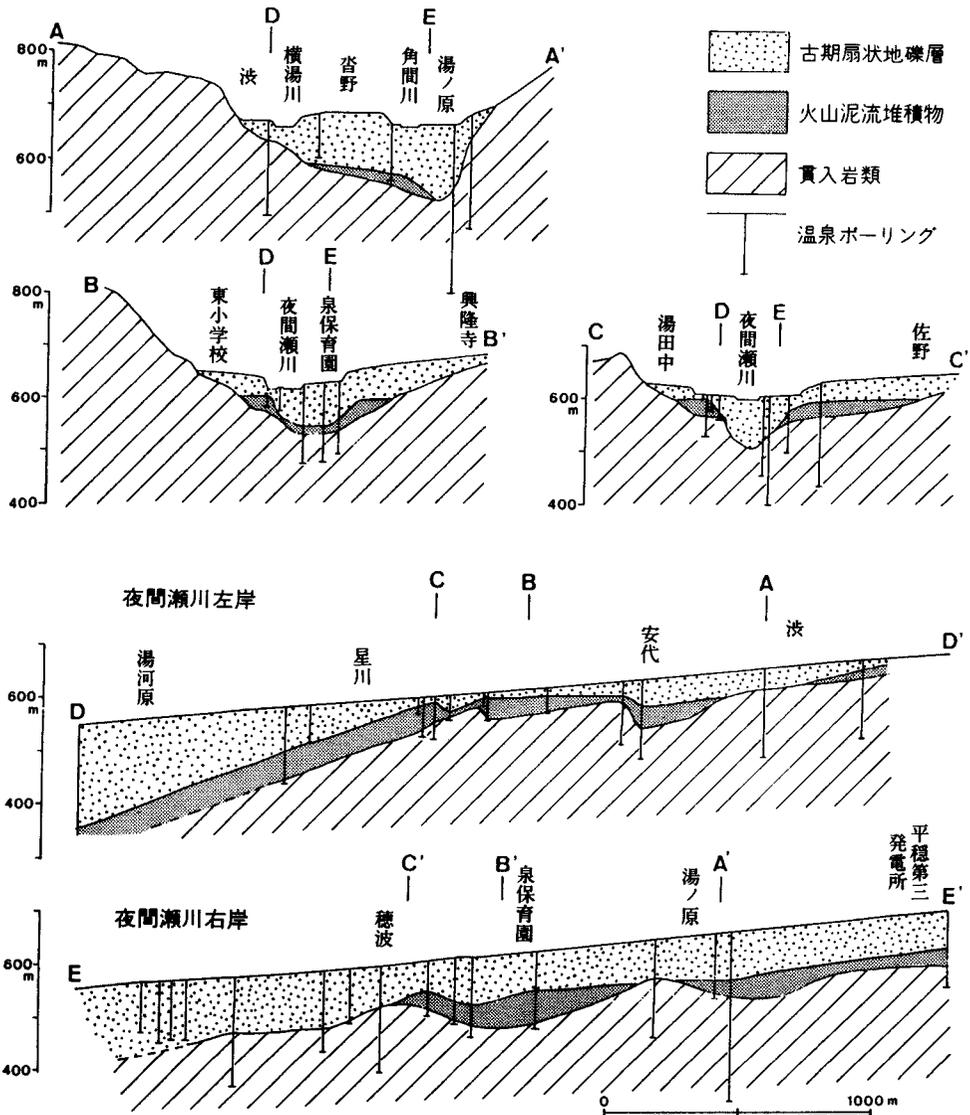
層厚 湯田中の星川西方では最も厚く、200mに達する (第47図)。

岩相 砂層や泥層をレンズ状に挟む淘汰の悪い砂礫層である。礫は径10-30cmの安山岩類や閃緑斑岩類の亜角礫-亜円礫を主とするが、ときには30cmを超える礫も混じる。これらの礫は、各河川の後背地に露出する火山噴出物に由来するものが多い。砂礫層は、新期扇状地堆積物に比べて固結度が高い。

年代 堆積の時期は、更新世後期と推定される。



第46図 段丘化した古期扇状地 (山ノ内町沓野)



第47図 湯田中温泉付近の地下断面(赤羽, 1985)

IV. 26. 2 新期扇状地堆積物 (f)

命名 赤羽(1985)、町田(1963)が下位扇状地と呼んだ扇状地を構成する堆積物にほぼ相当する。

模式地 夜間瀬川の下流域に当たる中野市街地及び松川下流域の小布施市街地。

分布 夜間瀬川と松川の下流域に広がる中野扇状地と小布施扇状地に分布し、山ノ内町須賀川、樽川下流域、飯山市静間、豊田村替佐・上今井、長野市古里などの地域にも小分布する。

層序 模式地では古期扇状地堆積物を不整合に覆い、他の地域では周辺の基盤岩類を不整合に覆う。

中野扇状地の竹原では、表層を褐色の風化火山灰層が一部覆っている。

層厚 下限が確認できないが、中野扇状地や小布施扇状地では厚く100m以上と推定される。

岩相 どこでも砂層や泥層をレンズ状に挟む淘汰の悪い砂礫層である。東部山地からの扇状地礫は、径10-20cmの安山岩類やひん岩類の亜角-亜円礫を主とするが、ときには20cmを超えるような礫も混じる。千曲川沿いの扇状地では、安山岩類の礫にチャートや粘板岩の礫が混じる。

年代 堆積の時期は、更新世後期末から完新世である。

IV. 26. 3 火山麓扇状地堆積物 (d)

命名 守屋 (1975)。

模式地 中野市深沢夜間瀬川右岸の十三崖。

分布 高社火山や斑尾火山の山麓に発達する。特に、高社火山南麓の深沢、西麓の赤岩、北麓の木島平スキー場などには、典型的な火山麓扇状地堆積物が広く分布する。深沢夜間瀬川右岸の十三崖には扇端部の岩相が露出している。斑尾火山での分布はやや小規模である。

層序 火山体を構成する火山岩類を不整合に覆う。

層厚 100m以下。

岩相 火山体を構成する安火山岩類起源の亜角-亜円礫と、砂・火山灰・砂質シルトなどの基質からなる堆積物で、一部には葉理や成層構造が認められる。これらは成因的には土石流及び河川による堆積物が主体である。扇頂部では亜角礫を主とし、砂や火山灰の基質からなるが淘汰が悪く、弱い成層構造が見られる。ときには風成のローム層を挟んでいる。扇端部では亜角礫が多く分級が良くなり、砂質や泥質の薄層を挟み、葉理や成層構造が顕著に発達する。インプリケーションも認められる。

年代 形成時期は更新世後期から完新世にかけてである。

IV. 27 段丘堆積物 (t)

本図幅地域内には、扇状地面が段丘化した段丘と河成段丘が認められる。前者は夜間瀬川・松川などの河川沿いに発達する。河成段丘は千曲川沿いに限って発達する。本報告では、河成段丘の堆積物を段丘堆積物として図示した。これらの河成段丘は堆積物は極めて薄い砂礫層からなる。

IV. 28 崩積堆積物 (c)

地すべりや崩壊による堆積物及び崖錐性の堆積物で規模の大きいものを、崩積堆積物として一括した。このような堆積物は、横湯川の落合東部、地獄谷西部、長丘丘陵の片塩と七瀬、鳥居川の川谷南部などに分布する。いずれも完新世に形成された堆積物であり、地形的に周辺の堆積物と区別することができる。横湯川落合東部の崩積堆積物は、現在もなお移動し形成されつつある堆積物である。

IV. 29 氾濫原堆積物

氾濫原は現在の河川沿いに広がり、そこには砂・礫・シルトなどが堆積している。これらの堆積物を堆積物と地形との特徴から、長野・飯山盆地内では自然堤防堆積物と後背湿地堆積物、山地内部の河川沿いでは湿地堆積物と谷底平野堆積物とに区分した。

IV. 29. 1 後背湿地堆積物 (b)

後背湿地は、千曲川沿いに発達する自然堤防の背後に見られる。長野盆地内には、延徳の低地、相之島の低地、浅川下流の低地など比較的大きな規模の後背湿地が発達する。一方、立ヶ花橋から飯山盆地にかけての千曲川沿いには、上今井・大俣・蓮・岩井などにやや規模の小さい後背湿地が分布する。また、

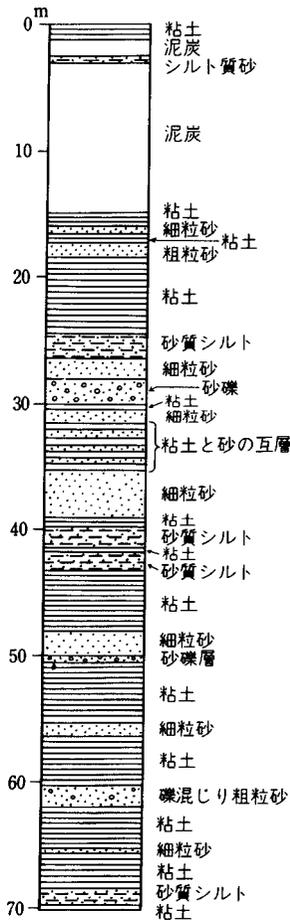
小布施扇状地の北部に当たる山王島から押羽にかけて、長丘陵西側の牧山から大俣にかけては、旧河道跡が見られる。これらの後背湿地には、シルト・粘土・泥炭質シルトなどを主とし、一部に細粒の砂層を挟む細粒堆積物が厚く堆積している。

延徳の低地は、中野扇状地と小布施扇状地とに挟まれる位置に広がる本図幅の中では最も広い後背湿地で、長野盆地内の代表的な後背湿地である。この低地は、地元では延徳田んぼと呼び、古くは遠洞湖とも呼ばれていた。ここは長野盆地の中でも最も標高が低く、千曲川の洪水時には常に氾濫や浸水を繰り返す、大きな水害を受けていた地域である。中野市南部の江部浄化センターにおけるボーリング資料によれば、腐植物が多量に混じるシルトや粘土を主体にし、ところどころに細粒の砂層を挟む岩相が、地下70.5mまで確認されている(第48図)。

相之島の低地は、自然堤防と小布施扇状地・須坂扇状地とに挟まれた後背湿地であり、更に南部の須坂図幅に続く。浅川沿いの低地は、浅野から南郷の東方付近まで続くが、更に南部は浅川扇状地と長沼の自然堤防とに挟まれる地域に連続して行く。

IV. 29. 2 自然堤防堆積物 (n)

千曲川沿いに分布する。特に、長野盆地北部を流れる千曲川の両岸の長野市長沼・赤沼から豊野町中



第48図 中野市江部浄化センターにおけるボーリング柱状図(日本下水道事業団, 1979)

島にかけて、須坂市相之島、小布施町押羽の北部などには、規模の大きい自然堤防堆積物が発達する。これらの地域では、水の便が良くないのでリングなどの果樹園として土地利用されている。これら自然堤防堆積物は、砂層や砂礫層を主体に構成されている。自然堤防堆積物は、最も新しい地質時代に形成されたものである。

IV. 29. 3 谷底平野堆積物 (k)

夜間瀬川の下流や湯田中から上流、樽川の落合付近、斑尾川の下流、斑尾山の南部の荒瀬原、三水村の斑尾川沿い、鳥居川沿いなどには、幅 50-500m の谷底平野が発達する。夜間瀬川の谷底平野は、砂礫層からなる粗粒な堆積物で構成されているが、ほかの谷底平野はシルト層・砂層・砂礫層などから構成されている。斑尾川沿いの谷底平野は、特に細粒の堆積物が堆積し、毛野では泥炭層が発達している。

IV. 29. 4 湿地堆積物 (m)

河川の影響を受けないで形成された湿地に堆積したシルトや泥炭・泥炭質シルトからなる堆積物を、湿地堆積物として区分した。これらは、五輪山北部のアワラ湿原や三日月池、山ノ内町須賀川苗間西部などに分布する。これらのほか、小さな湿原に堆積した堆積物は、志賀高原などの湖沼の縁や溶岩台地上などに多い。しかし、規模が小さいのでそれらの分布は、地質図に表記していない。

IV. 30 現河床堆積物 (a)

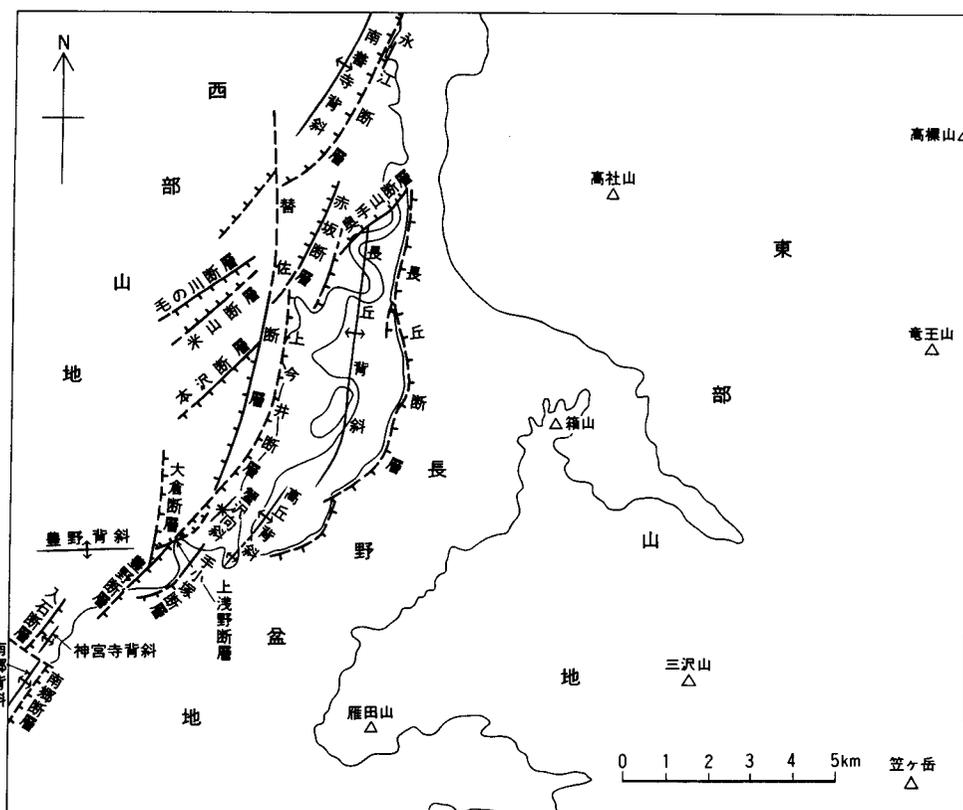
千曲川・夜間瀬川・松川・鳥居川などは、洪水のたびに上流から土砂を運んでいる。千曲川は本図幅内を南から北に向かって 20km 流れるが、その間の河床の標高はわずかに 20m 下がるのみで河床勾配が緩やかである。したがって、あまり粗粒な堆積物は運搬していない。一方、夜間瀬川や松川は河川勾配が急なため、洪水時には極めて粗粒な堆積物を運搬する。このような河川勾配の差異は、現在の河原に分布する河床礫の大きさに明瞭に反映されている。

V. 地 質 構 造

(赤羽貞幸・加藤碩一)

V. 1 概 要

本図幅地域の地質構造は、長野盆地の低地を境にしてその西側と東側とで大きな差異が認められる(第 49 図)。盆地の西側に分布する鮮新統や下部-中部更新統には、褶曲や断層が数多く発達し、複雑な地質構造をなしている。一方、東部山地を構成する中新統・鮮新統・更新統の火山岩類には、あまり明

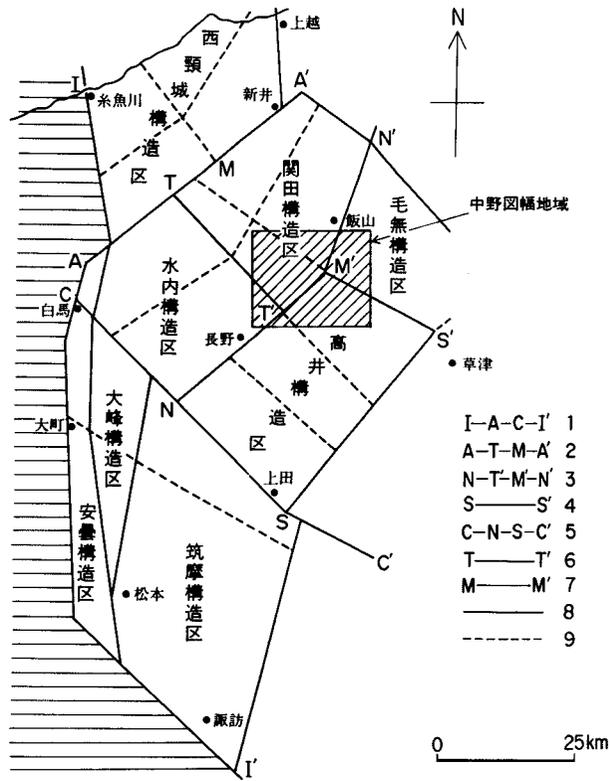


第49図 中野図幅地域の地質構造

瞭な褶曲や断層は認められない。このような両地域の構造的な差異については、本間（1931）が北部フォッサ・マグナ地域を褶曲区と無褶曲区に区分して論じた。このような差異は、更に北の飯山盆地の東西両地域においても認められる。

北部フォッサ・マグナ地域の地質構造・堆積作用・火成活動などを総合して、構造発達史的な側面から検討した赤羽（1981a, b, 1982）は、この地域を第50図のように構造区分し、これらの構造区は各時期の堆積盆地にほぼ一致し、堆積盆地の沈降や隆起運動がこの構造区内では同様な様式で起こることを指摘した。この区分によれば、長野盆地の西縁部から飯山盆地にかけては、長野盆地西縁構造線が走り、これが大きな構造区の境をなし、本図幅地域はちょうど水内・関田・高井・毛無の構造区の境に当たっている（第50図）。

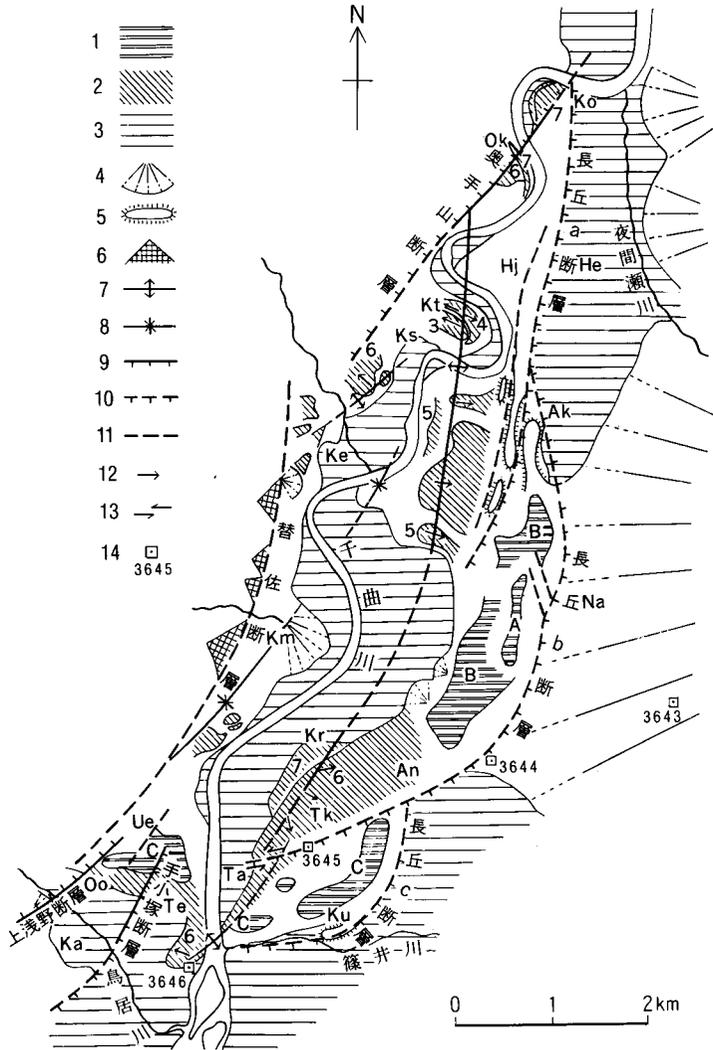
西部山地は、本間（1931）の褶曲区に属し、千曲川沿いの地質構造の複雑な地域は赤羽（1981a）が区分した水内構造区と高井構造区との境界に当たる。図幅北西部の斑尾火山の周辺域は、富倉背斜の東翼南端部に当たり、幅広い逆転帯を形成している。この東翼部を構成する逆転帯は、鮮新統の長沢層や大川層からなり飯山市涌井・大川付近から三水村芋川にかけて、幅2km長さ12-13kmの規模を持っている。この大きな富倉背斜の東翼部と長野盆地とに挟まれる地域には、中規模の断層や褶曲が多数発達す



第50図 北部フォッサ・マグナ地域の構造線 (赤羽, 1981aに加筆)
 1:糸魚川-静岡構造線 2:新井-小谷構造線 3:長野盆地西縁構造線 4:白根-上田構造線
 5:千曲川構造線 6:笹ヶ峰-豊野構造線 7:妙高-中野構造線 8:第1級構造線 9:第2級構造線

る。これらの断層によってこの地域を構成する鮮新統や下部更新統は、一辺が5km前後のブロックに切られ、この地域は全体としてブロック化されている。断層は数kmから10kmの規模で、NE-SW方向のものが多く、これらは雁行して分布する。これらの断層には、北から永江断層、赤坂断層、替佐断層、毛野川断層、米山断層、本沢断層、上今井断層、大倉断層、豊野断層、入石断層、南郷断層などがある。背斜は断層によってブロック化されたより大きいブロック内に発達する。これらには、南善寺背斜、長丘背斜、高丘背斜、豊野背斜、南郷背斜などがある。

東部山地は、本間 (1931) の無褶曲区に当たり、飯島 (1962, 1963) はこの地域を中央隆起帯と呼んだ。この地域の大部分は、中新世から第四紀にかけての火山岩類や貫入岩類から構成され、中新統の一部に碎屑岩類を挟んでいる。したがって、詳細な地質構造は分かりにくい。これまでの調査では、本地質図幅に表現されるような確かな褶曲や断層は確認されていない。この地域の地質構造で注目すべきことは、中新統の志賀緑色火山岩類や高井頁岩層が示す構造と、鮮新統の高井火山岩類の構造の違いである。前者は各地に点在するが、それらの多くの場所では走向がNE-SWでNWへ15°-30°傾く構造を示している。後者の高井火山岩類の基底部の標高を検討した赤羽 (1976) は、この火山岩類の基底面が、WNW方向へ7°-8°傾いていることを明らかにした (第14図)。更に、これら両者とも類似の方向へ傾



第51図 千曲川周辺の小地形区分図 (小林・斎藤, 1982)

1: 第I面群 (A, B, C) 2: 第II面群 (1-7) 3: 沖積面 4: 扇状地 5: 小地壘 6: 三角末端面 7: 活背斜
 8: 向斜 9: 活断層 (確実度I) 10: 活断層 (確実度II) 11: 活断層 (確実度III) 12: 傾動の方向 13: 横ずれ 14: 水準点と標石番号
 Ko: 古牧 Ok: 奥手山 He: 壁田 Hj: 壁田城山 Ks: 笠倉 Ak: 厚貝 Ke: 替佐 Kt: 替佐峠 Na: 七瀬 Km: 上今井 Kr: 栗林 An: 安源寺 Tk: 高丘 Ta: 立々花 Te: 手子塚 Ku: 草間 Ka: 上浅野 Oo: 大方 Ue: 上原

き、新しい時代の堆積物ほど傾きが緩くなることと、現在の地形的な特徴とも考え合わせると、それらの傾きは高井構造区を構成するブロックがNW方向へ傾動運動を行った結果であるとした。

千曲川沿いに帯状に発達する活構造地域は、従来長野盆地西縁活断層系 (仁科ほか, 1985) とか長野盆地西縁構造線 (豊野層団研究グループ, 1977) と称されてきたものの延長部に当たり、以下のような特徴を示す。

- 1) 本地域は単に活断層のみが発達するのではなくそれと関連する活褶曲の発達も著しいこと。
- 2) 活断層系はおおむね西上がり東落ちの逆断層であるが (逆センスの活断層は副次的な antithetic

faults と解される), 長野盆地主部で明らかなように深部では少なくとも鮮新世以前は西落ち東上がり, 正断層であったとみなされ, 複雑な構造発達史を持っていること (加藤・赤羽, 1986).

3) 西部山地と長野盆地の地形, 地質構造境界をなし, 同時に西部山地の関東への傾動と南東側の中央隆起帯 (東部山地) の北西への傾動に対応し, 地形・地質構造境界をなすこと.

4) 善光寺地震とその地震断層の発達, 及び現在における微小地震の集中発生地域であり, 水準測量結果からも推定される継続的な地殻変動の活発さなどから内陸地域における第一級の活構造動地域であるとして把握できる.

これらの活構造は, 新第三紀以降の地質構造と一部重複するものを除いて地質図には示していない (例えば長丘断層) が, 第49図に加筆してある.

活構造の認定に当たっては, それが変形を与える地形面の区分と各形成時期を示す必要があるので, 本図幅地域千曲川流域の浸食段丘面について, 主に小林・斎藤 (1982) の区分の概要をまとめておく (第51図).

第I面群は, やや開析の進んだより旧期の浸食地形面群で, 主に長丘陵東縁及び南縁部に分布し, 北信ローム層に覆われる. 最高位のA面は, 中野市七瀬西方で標高440-450mに位置し, 南及び北方で下位のB面に漸移し, 区分は不明瞭となる. B面は標高400-420mに位置し, 面上に旧河道地形を残存することがある. C面は, 中野市草間で標高370-390mに位置し, 南郷層を切って発達する. B面と同時面である可能性があるが, 活断層によって分布が隔てられているため暫定的に分けられた.

第II面群は, 原面の保存がよくローム層を載せていないより新期の地形面群で, 比高から7つに細区分されているが, 直接対比する根拠に乏しく厳密な対比は検討の余地がある. しかし, より高位すなわちより古い面ほど傾斜が急で活断層による変位の累積を示している.

V. 2 褶曲

本地域に発達する褶曲群は, 鮮新世後期-更新世の地層を変形させ, 特に断層群に挟まれて発達する褶曲 (長丘背斜・高丘背斜・蟹沢向斜・豊野背斜・神宮寺背斜・南郷背斜) は活褶曲の性格が強い.

V. 2. 1 南善寺背斜

赤羽 (1981a) の命名. 背斜軸は飯山市田草川の北から南善寺の南にかけて, NE-SW 方向に延び, 軸が北部ではNEへ南部ではSWへ沈み込むドーム状構造を示す. 背斜軸の長さは, およそ3kmである. 軸面は西に傾き, 両翼が非対称な褶曲である. 西翼に比べて東翼は急な 70° - 80° の傾斜を示す. この背斜構造には, 屋敷層が参加している.

V. 2. 2 長丘背斜

Saito (1962b) の命名. 長丘背斜は, 千曲川沿いの豊田村奥手山から中野市牧山にかけて, ほぼN-S方向に延びる. 背斜軸の長さは, およそ6kmである. 軸面はやや西に傾き, 両翼が非対称な褶曲で, 西翼に比べて東翼が急傾斜を示す. 西翼の傾斜は 20° 以下であるが, 東翼は軸から離れるにつれて急にな

り、長丘断層近傍では60°前後の傾きを示し一部逆転する。千曲川はこの背斜軸部を蛇行しながら北へ流れる。この背斜構造には屋敷層と豊野層が参加している。

V. 2. 3 高丘背斜

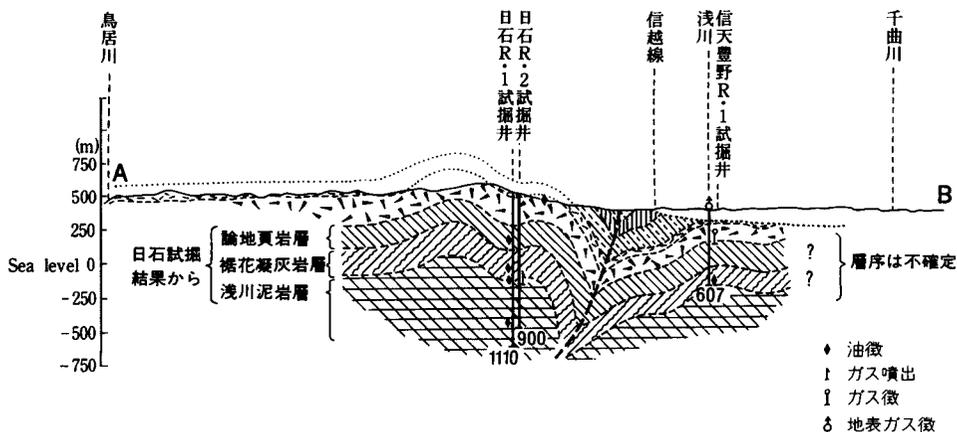
赤羽 (1981b) の命名。中野市高丘の原付近から豊野町中島にかけて追跡される。背斜軸はNE-SW方向に延び、その長さはおよそ2.5kmである。軸面はほぼ垂直で、両翼が対称な背斜である。この褶曲には水内層・豊野層が参加している。立ヶ花橋の南では、この背斜軸を切って千曲川が流れている。

V. 2. 4 蟹沢向斜

新称。豊野町蟹沢付近に、高丘背斜と並行してNE-SW方向に延び、向斜軸の長さ1kmほどの小規模な構造である。両翼はほぼ20°-30°の傾斜を持つ対称的な向斜で、この構造には豊野層が参加している。

V. 2. 5 豊野背斜

鈴木 (1938) 及び斎藤 (1955a) の命名。斎藤 (1955a) は豊野ドーム状背斜と呼んだ。しかし、斎藤 (1955a) は、背斜の位置を豊野丘陵の南側斜面に引いている。井島 (1960) は豊野丘陵の頂部と南斜面とに並行する2本の背斜軸を引き、北側背斜と南側背斜と命名した (第52図)。本報告で引いた背斜軸は、この北側背斜軸の位置にほぼ一致する。豊野背斜は、全体として長円状のドーム状背斜で、背斜軸はN-W方向に延びる。背斜軸の北側はほとんど水平に近く、南翼は30°前後の傾きを示す。南斜面に分布する豊野層には、豊野層の模式地である観音山のように、急傾斜の地層や小さな褶曲が発達するが、これらは地すべりや断層による引きずりによって形成されたものと考えられる。豊野背斜を構成する地層は、水内層・鳥居川火砕岩類・豊野層である。



第52図 豊野付近地質断面図 (井島, 1960)
断面位置は第54図に示す

V. 2. 6 神宮寺背斜

豊野層団体研究グループ（1977）の命名。豊野町神宮寺池の南から三念沢にかけてNE-SW方向におよそ1kmほど続く背斜構造である。神宮寺池北の旧土砂採取場には、ちょうどこの背斜軸部の横断面が見られる（第53図）。軸面はやや西に傾き、南東翼が急な非対称な褶曲である。この構造は、南部では隈取川付近でNW-SE方向の断層に切られ、北部は三念沢付近ではっきりした構造を示さなくなる。褶曲しているのは豊野層である。

V. 2. 7 南郷背斜

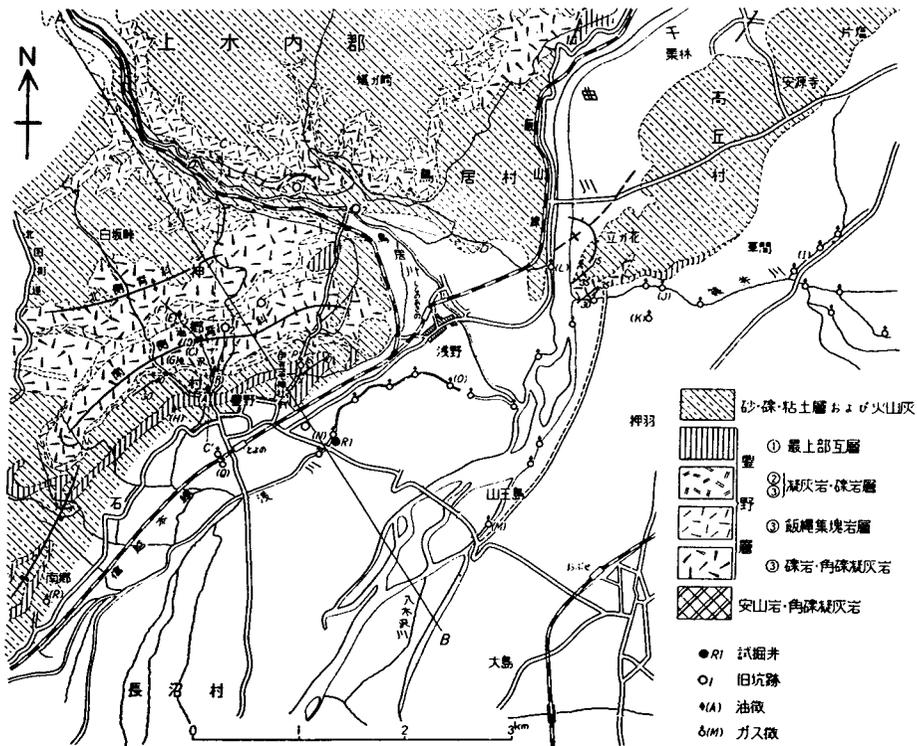
豊野層団体研究グループ（1977）の命名。豊野町南郷の西をNNE-SSW方向に2kmほど延びる背斜である。南郷の西には、比高30-40mの小さな丘陵がNNE-SSW方向に連続的に分布し、これらの頂部をこの南郷背斜軸が通る。軸面は高角で少し北西に傾き、翼の傾きは南東翼の方が急な傾き（80°）を示す。褶曲しているのは豊野層である。南郷断層の活動に伴う引きずり褶曲と解釈され、現在も長野盆地の沈降に対応する山地側の隆起を示唆する証拠のひとつとみなされた（斎藤，1956）。

V. 3 断 層

本地域の断層群は鮮新世後期以降に活動したものが大部分で、また、その多くは活断層でもある。地質学的断層と地表の地形の変位から推定された活断層は厳密には一致しないが、成因的には関係し、また名称も共通している場合が多いので、以下のようにあえて区別せず記載する。このほか、高社山南東麓などに短い活断層が指摘されている（活断層研究会，1991）。



第53図 豊野層の観音山シルト部層からなる神宮寺背斜の横断面（豊野町石神宮寺池）



第54図 豊野付近の地質図 (井島, 1960)

V. 3. 1 永江断層

Saito (1962b) の命名。飯山市の奈良沢付近からNNE-SSW方向に北畑・荒舟・新田・境沢と延び、北永江の東で替佐断層に切られるが更に南永江まで連続する。断層線の長さはおよそ9kmで、替佐断層とともにこの地域では最も規模の大きい断層である。この断層は、地形的にも明瞭な断層地形を形成し、北部では古期土石流堆積物を切っている。特に静間付近では逆向き断層崖状を呈し、沖積扇状地を変位させる。永江付近では長さ2km、幅1km弱の小盆地の北西縁を画し、やや明瞭な断層崖を呈する。断層面は高角で、西上がり東落ちの逆断層である。その落差は数100mと推定される。地質学的な断層としては、北西側が南東側にのし上がる逆断層とされるが (Saito, 1962a), 活断層としては、南東側が上がり、北西側が下がっている (永江付近で20-30m, 活断層研究会, 1980, 1991)。佃ほか (1990) のトレンチ発掘調査によれば、約1万年前以降6個の断層活動イベントが認められている。

V. 3. 2 赤坂断層

新称。豊田村の深沢から赤坂・穴田へとNNE-SSW方向に延びる断層で、屋敷層や赤坂層を明瞭に切っている (第35図)。断層はゴルフ場建設前に、赤坂の土砂採取場で観察された。断層は高角の東上がり西落ちの断層で、その落差は50m以内である。

V. 3. 3 奥手山断層

小林・斎藤（1982）の命名。中野市古牧付近で長丘断層から見かけ上南西方向に分岐し、豊田村奥手山を経て豊津南西方に達し長丘背斜の北端を切る位置にある。長さ約4kmである。

奥手山付近では第Ⅱ面群6面を7m、同7面を5.5m北西落ちに変位させる低断層崖をなし、古牧付近でも小規模な開析の進んだ面を約14m北西落ちさせている（小林・斎藤，1982）。

本断層は、確実度の高い活断層であるが、中央部の^{はさま}碓西方では、断層近傍での地層の傾斜は 20° - 30° Wと緩い。

小林・斎藤（1982）は、替佐峠から北西に通ずる林道で $N30^{\circ}E$ 、 $50^{\circ}SE$ の断層面をもつ最上部猿丸層（本図幅の屋敷層）を切る断層を報告している。長丘背斜西翼で奥手山断層東下盤側に位置する露頭（第23図）には小断層が発達する。小断層群はほとんど正断層で断層面は開離しており、数mm-1cmの断層粘土ないし、数cm幅の破碎帯を伴う。見かけ落差は1m以下である。地層の走向はほぼ南北で、 10° - 20° 西に緩傾斜している。これらの小断層群は露頭中部の礫層に上端を切られているものとそれを切るものがあるが両者の走向傾斜や変位のセンスなどは極めて類似している。このことは、地層堆積時から同様のセンスの断層活動が間欠的に継続していたことを示唆する。また、その幾何学的配置関係や形成時期などから奥手山断層の antithetic な小断層群と解釈される。

V. 3. 4 替佐断層

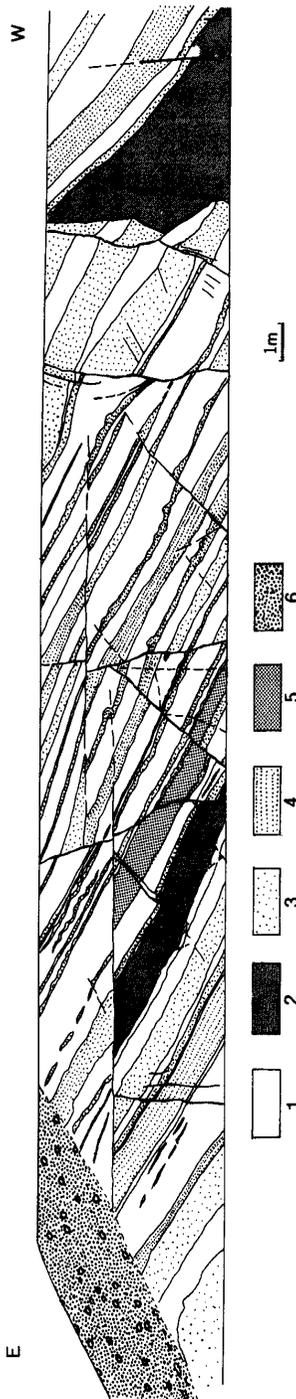
Saito (1962b) の命名。豊田村北永江の北から穴田・道光寺・豊野町中新田までのおよそ9kmの距離を走り、上今井断層を切る。断層線は北部ではN-S方向、南部になるにつれNNE-SSW方向を示す。断層は北部では西上がり東落ちの高角の逆断層、南部では東上がり西落ちの高角の正断層である。道光寺以南では、この断層を境にして西側には水内層、東側には大川層が分布する。水内層は 30° 以下の比較的緩い傾斜を示すが、大川層は 50° 以上の高角度をもち一部では逆転を示すところもある。本断層に切られる地層は、大川層・屋敷層・水内層である。

V. 3. 5 毛野川断層

新称。豊田村穴田付近から毛野川を通り三水村柳沢の北まで、NE-SW方向に延びる断層である。斑尾川はほぼこの断層沿いを流れる。この川を境にしてその両側で地質構造が異なり、斑尾川沿いには多数の小断層が発達し複雑な地質構造を示す。したがって、この斑尾川沿いの構造を正確に表現することは困難であるが、本図幅では毛野川断層と米山断層とで代表させ表現した。断層面は高角で北西上がり南東落ちの逆断層で、断層は屋敷層を切っている。

V. 3. 6 米山断層

新称。豊田村米山の北から三水村赤塩にかけて、ほぼ毛野川断層と並行して同じNE-SW方向に延びる断層である。断層面は高角で、南東上がり北西落ちである。この落ち込んだ北西側の地帯は、多数の断層に切れ、走向や傾斜がまちまちの複雑な地質構造を示している。米山断層の南東側に当たる本沢断層との間に分布する地層は、NWへ 20° - 30° 傾く単斜構造を示す。本断層が切る地層は屋敷層や



第55図 上今井断層通過部の大川層中の小断層 (替佐西方温泉公園)
 (1:シルト層, 2:葉理の発達したシルト層, 3:中粒砂岩, 4:葉理の発達した砂岩, 5:砂勝ち互層, 6:砂礫層)

第55図 上今井断層通過部の大川層中の小断層 (替佐西方温泉公園)
 (1:シルト層, 2:葉理の発達したシルト層, 3:中粒砂岩, 4:葉理の発達した砂岩, 5:砂勝ち互層, 6:砂礫層)

鳥居川火砕岩類である。

V. 3. 7 本沢断層

新称. 本沢の上流域から替佐の西部にかけてNE-SW方向に走り, 北部では替佐断層に切られる. 断層線の長さはおよそ2.5km, 北西上がり南東落ちの高角の逆断層である. この断層を境にして, 両側の地層や構造には大きな差異が認められる. 断層は本沢上流で上赤塩の南東部に当たる道路脇や替佐西部沢沿いで確認することができる. 断層に切られる地層は, 大川層と水内層である.

V. 3. 8 上今井断層

新称. Saito (1962a), 豊野層団研究グループ (1974, 1977), 赤羽 (1980b) などでは, 長野盆地北東方の丘陵部に発達する確実度の高い部分を南西方の長野盆地内に推定延長し, この全体を替佐断層と名付けている. また, 活断層研究会 (1980) は替佐断層を a, b, c の三つのセグメントに区分しているが, 替差 a 断層が本断層に相当する. 替佐 b 断層は, 本報告の手子塚断層, 替佐 c 断層は, 南郷断層に相当する. 上今井断層は, 替佐北部の伊予岡付近から荒山・上今井・牡丹沢・中新田・上原・大方へと追跡される. 断層線は北部ではN-S方向を取るが, しだいに南部になるにつれNE-SW方向を取るようになる. この断層は, 地形的に山地と低地の境を走り, 多くの場所は新期土石流堆積物に覆われている. したがって, 明瞭な断層位置を確認できる場所が少ない. しかし, 上今井や替佐付近では, 断層面を観察することができる. 上今井西方の沢沿いの露頭では, 大川層中に幅50cmの破砕帯が観察される. 破砕帯両側の断層面はN25°-35°E, 86°-88°Wの走向傾斜を示す. 破砕帯内部は褐色の断層粘土中に破砕された大川層の凝灰岩のレンズ状岩片が含まれる. 替佐西方の温泉公園の露頭 (第55図) でも数多くの小断層が発達する. 南北性で見かけ上,

正断層が卓越する。主断層は西上がり東落ちの高角の逆断層で、断層付近の地層は 70° - 90° の高角の傾斜を示し、一部には逆転しているところもある。本断層南西端部の豊野町大方北方の小尾根の麓をまく山道沿いの露頭では、水内層の礫岩砂岩互層を切る $N60^{\circ}E$, $60^{\circ}S$ の見かけ上正断層が観察される。変位量は明らかではないが数10cm以上であり、断層面は開離してやや波打っている。これは位置関係や変位のセンスからみて本断層の antithetic fault とみなされる。断層は大川層と屋敷層を切っている。

V. 3. 9 長丘断層

Saito (1962a) 及び赤羽 (1980b) の善光寺断層に相当。本図幅地域で最も発達の良い活断層で長丘丘陵の東縁を画し、中野市古牧付近から南に延び厚貝付近から東方に弧状に張り出し、安源寺から立ヶ花南方付近まで続く。長さは約10kmである。小林・斎藤 (1982) は、中野市厚貝西方付近で断層を分岐させ、北部を長丘 a 断層、南部を長丘 b 断層とした。更に安源寺西方で草間にかけて同様に東方に弧状に張り出す長丘 c 断層が分岐する。いずれも西に逆転する高角逆断層である。その西方には、これとほぼ並走する背斜軸があり、ともに丘陵の形成に関与している。豊野層団体研究グループ (1974) によれば、南郷層まで切る。

長岡断層近傍の厚貝付近の露頭で、豊野層の著しい変形が認められる。すなわち厚貝北西方では豊野層の礫岩・凝灰角礫岩・泥岩が互層状を呈し、全体としてほぼ南北ないし北北東-南南西の走向で東に 50° 程度の傾斜を示すが、断層に近い東側では、更に急傾斜となり、垂直ないし一部 $78^{\circ}W$ 程度の逆転を示す。各単層内にも葉理面の乱れや落差数cmほどの見かけ正断層が発達するが、礫の著しい破断は見られない。また、厚貝西方では明灰色凝灰岩-凝灰質泥岩と黄褐色凝灰質泥岩-泥岩が互層状を呈し、全体として走向はほぼ南北で東に 45° 程度の傾斜をなすが、長岡断層に近づくにつれてやや急傾斜(60°)となり、断層近傍では一部逆転し、複雑な変形をする。また、一部に逆小断層($N10^{\circ}W$, $80^{\circ}E$, 落差25cm)が発達する。

V. 3. 10 大倉断層

新称。豊野町蟻ヶ崎から小日向・向原・泉平と、ほぼN-S方向に延び、南端は豊野断層に切られる。主として水内層と豊野層を切る高角の西上がり東落ちの断層である。落差は100-200mの範囲である。

V. 3. 11 上浅野断層

小林・斎藤 (1982) の命名で、長さ1kmあまりの短いセグメントである。豊野町上浅野の段丘地面上に崖高1.5m(北西落ち)の崖が北東方向に走る(小林・斎藤, 1982)。この崖は鳥居川とはほぼ直交し、かつその上流側が落ちているので鳥居川の側方浸食によるものとは考えにくい。したがってこれは活断層による低断層崖とみなされる。この変位をもたらした活断層を上浅野断層とよぶ。この鳥居川対岸への北東延長部の豊野町大方付近で、C面上に神社が建っている小丘があり、その急傾斜の西側斜面に続く可能性が指摘されている(小林・斎藤, 1982)。ここで工事に伴って露出したC面段丘堆積物は、主として安山岩からなる数cm大の亜円礫-亜角礫を含み茶色の中粒砂が卓越する堆積物とその上位のローム性表土からなるが、いずれもルーズなため礫の破断や小断層の発達は見られない。

V. 3. 12 豊野断層

新称. 豊野断層は、豊野丘陵の東の端に位置し、上浅野の北から泉平を通り豊野へと、NE-SW 方向に走る断層である。断層沿いは、地形的に鞍部となっている。明瞭な断層を直接観察することはできないが、豊野層の分布や地質構造の違いなどからこの断層が推定される。断層は北北上がり南東落ちの高角の逆断層で、その落差は100-200mである。本断層は断層の性格・方向や位置から見ると、上今井断層の南への延長部と考えることができるが、見かけ上、上浅野断層に斜断されるので区別しておく。この断層の更に南への延長は、盆地の縁をほぼ JR 信越線沿いに走ると推定される。

V. 3. 13 手子塚断層

小林・斎藤（1982）の命名。活断層研究会（1980）の替佐断層 b、栗田ほか（1987）の浅野断層に相当。

JR 飯山線立ヶ花駅西方より手子塚を通って南西方向に延び、鳥居川を横切って JR 飯山線信濃浅野駅東方付近から南南西方向に向きを変え、全体として南東に張り出した孤状を描いて信越本線豊野駅南方の小凹地部付近まで続く。長さ約 4km。

豊野町手子塚付近では、段丘の第 I 面群 C に東落ち 9m、第 II 面群 6 に同 8m、沖積面に同 7m の累積変位を与える低断層崖が発達し、また、信濃浅野駅東方にも東落ち約 6m の急斜面が存在する（小林・斎藤，1982）。断層線の形状と変位方向から、断層面は西傾斜の高角逆断層と推定される。平均変位速度は、0.3m/100年（活断層研究会，1980）以上で、活動度は B 級である。最新活動時期は過去数千年以内の完新世である。

V. 3. 14 入石断層

新称. 豊野町石付近では、南郷断層の西に発達する。この小さな褶曲は神宮寺背斜（豊野層団体研究グループ，1977）のすぐ西に明瞭な断層が走る。これを入石断層と呼ぶ。この断層は入石から NE 方向に、鷲寺の北までおよそ 2km にわたって延びる。断層面は高角でやや西に傾く北北上がり南東落ちの逆断層である。

V. 3. 15 南郷断層

新称. 南郷断層は、本図幅の南西隅に当たる豊野町南郷から石にかけて延びる断層で活断層研究会（1980）の替佐断層 c に相当する。地表部を新期の土石流堆積物で覆い隠されている。JR 信越本線の三才駅北から南郷にかけては、地形的にも断層地形を示している。この断層は南へ延び、駒沢新町付近まで追跡され、それ以南では浅川や駒沢川の扇状地堆積物に覆われるが、浅川支流隅取川のつくる小扇状地を变形させる。北部へは南石付近で NW-SE 方向の断層に切られるが、北石付近まで追跡される。断層面は高角でやや西へ傾く、北北上がり南東落ちの逆断層で 100m 以上の垂直落差を持つ（活断層研究会，1980）。

VI. 応用地質

(金原啓司・赤羽貞幸)

VI. 1 非金属鉱床

本地域内には、かつて、金倉、穂波、佐野のろう石鉱山が存在していたが、現在はいずれも休廃止鉱山である。以下、各鉱山の概要を文献に基づいて述べる。

VI. 1. 1 金倉鉱山(岩生・大島, 1951; 藤井・井上, 1971)

位置 下高井郡山ノ内町金倉

鉱山の概要 大正8年(1919年)に、東亜耐火工業(株)が採掘を始めたろう石鉱山であり、昭和17年(1942年)からは金倉鉱山(株)の所有となった。昭和20年(1945年)以前は紡績用粘土原料として、またそれ以降は耐火物用原料として400-500t/月採掘していたが、昭和29年(1954年)に休山となった。

地質 母岩である安山岩質溶岩がE-W, NE-SW 方向に鉱化作用を受けて生成した塊状交代鉱床である。鉱床は第1-第4鉱床までであるが、開発によって形状の確認された第2鉱床は径約25×20m、深さ約70mの筒状型を呈している。

変質 パイロフィライト、ダイアスポア、ズニイトからなるろう石帯を中心にして、珪化帯または含硫化青ろう帯、母岩の累帯配列が認められている。変質・鉱石鉱物としては、以上のほかにナクライト、ディッカイト、電気石、燐灰石、螢石、石膏、閃亜鉛鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱、混合層粘土鉱物が報告されている。

VI. 1. 2 穂波鉱山(上野, 1966; 藤井・井上, 1971)

位置 下高井郡山ノ内町佐野

鉱山の概要 本鉱山では、昭和28年(1953年)から昭和43年(1968年)頃にかけて、日本蠟滑石(株)が300t/月程度の鉱石を出産していた。

地質 新第三紀中新世の変質安山岩を母岩とする熱水性塊状交代鉱床であり、その形状は長径50-80m、短径20-40m、深さ40m以上の円筒状を呈する。

変質 鉱体はパイロフィライトを主とし、これに石英、スメクタイト、セリサイト、緑泥石を伴い、その周辺には幅3-10mの粘土化変質帯(鉱体と同じ鉱物組成)、母岩が配列している。

VI. 1. 3 佐野鉱山(井上, 1963; 藤井・井上, 1971)

位置 下高井郡山ノ内町佐野

鉱山の概要 鉱床は昭和5年（1930年）に発見され、昭和16年（1941年）に個人により採掘が開始された。昭和20年（1945年）からは美濃原料(株)の所有となり、耐火煉瓦原料として150t/月が、その後（1970年頃）50t/月程度の採掘が行われていた。

地質 閃緑斑岩を母岩とし、流理構造に沿って上昇してきた熱水溶液により交代作用を受けた、径35×25m、深さ約30mで、上部が開いた円錐状の塊状鉱床である。

変質 パイロフィライト、石英を主とし、ダイアスポア、セリサイトを伴うろう化石帯を中心にして、幅10-20mの弱ろう化石帯、母岩が累帯配列する。この累帯配列を切るNE方向の珪化帯は鉱床生成後の変質作用によって生じたものと考えられている。

VI. 2 採 石

本図幅地域で採石の対象となっているのは、新第三紀末から第四紀初めにかけての比較的規模の小さい火山体を構成する安山岩である。現在、採石を生産しているのは、中野市の箱山と高山村の雁田山の2地域である。この2地域はかなり大規模に採石を行っている。特に雁田山は、長野県下でも有数の採石場である。

箱山では、箱山の北部と西部の2か所で採石が行われている。採石している岩石は、箱山を構成する安山岩からなる箱山火山岩類のうち溶岩の部分である。昭和53年度（1978）の調査では、採掘面積が100,000m²、生産量が52,500tで道路用の砕石として利用されていた（松井ほか、1979）。

雁田山でも二つの業者が雁田山南部の西と東で採石を行っている。採石している岩石は、雁田山を構成する輝石安山岩からなる雁田山中部溶岩と雁田山上部溶岩である。昭和53年度（1978年度）の調査では、二つの採石場を合わせると採掘面積が255,705m²、生産量が753,190tで道路用・コンクリート用・鉄道道床用・砂などとして利用されていた（松井ほか、1979）。この生産量は、この年の長野県下の総生産量350万tのうち、20%強を占めている。

かつては隣接地の木島平村東部山地や牟礼村の髻山でも採石が行われていた。木島平村の岩石は、平穩火山岩類の板状節理が良く発達する輝石安山岩溶岩を採石していた。髻山では髻山を構成する普通角閃石紫蘇輝石安山岩を採石し、碑石や間知石に使われていた。

VI. 3 石 油

本図幅地域で石油やガスを生産している場所はないが、油徴及びガス徴が確認されている地域は、西部山地と長野盆地にある。油徴は西部山地の豊野丘陵、ガス徴は浅川・千曲川・篠井川沿いの地域に集中している（第54図）。

豊野丘陵の油徴は、油沢付近に集中している。油沢の油徴は、沢の名前にもなっていることから古くから人々に知られていた。したがって、明治5-6年（1872-3年）ごろ、昭和15-16年（1940-1年、旧日本石油株式会社）、昭和33年（1958年、信濃天然ガス株式会社）には、豊野丘陵付近で試掘井が掘られている。この油沢では、水面に油膜が浮遊したり、砂礫が油の浸染を受けているのが観察される。油沢の油

徴の様子や豊野から中野にかけての長野盆地域のガス徴については、井島（1960）が詳しく述べている。

VI. 4 亜炭・泥炭

現在採掘されている亜炭・泥炭はないが、過去にはいろいろな場所で掘られていた。亜炭は、大川層や水内層に挟まれるもので、三水村若宮・日向・豊田村梨久保・親川などで第二次大戦中に採掘された。八木・八木（1958）によれば宇佐美沢の上流の砂岩泥岩に挟まれる亜炭層も、第二次大戦中に採掘されたと言う。泥炭は三水村上赤塩の本沢や毛見などで採掘されたことがある。

VI. 5 温泉・鉱泉

志賀高原に端を発する角間川、横湯川は湯田中付近で合流して夜間瀬川となるが、これらの川沿いには熊ノ湯、木戸池、地獄谷、上林、杓野、角間、渋、安代、湯田中、星川、穂波、新湯田中、上条、戸狩などの温泉が密集しており、山ノ内温泉群と呼ばれている（第56図）。これらの温泉については、これまでに地質学的、地球化学的観点からの諸研究がなされてきている（中村、1953；野口ほか、1964；佐藤、1966；長野県衛生部、1985）。また、近年温泉ボーリングにより上高井郡高山村（蕨温泉）、同郡小布施町（小布施温泉、仮称）、下水内郡豊田村（湯・入温泉）にも新たに温泉が開発されている。

本図幅内に見られる温泉は一括して第14表に示すが、以下各温泉の概要について述べる。なお本図幅と須坂図幅の境界付近に見られる高山村の山田温泉は、これより上流（南東）約1kmの松川、同村の奥山田温泉は七味温泉（いずれも須坂図幅内）にそれぞれ源泉があり、また中野市の中野温泉は山ノ内町の穂波温泉からの引き湯であるので、これらの温泉については、ここでは触れない。

VI. 5. 1 山ノ内温泉群（下高井郡山ノ内町）

温泉地質 湯田中などの温泉地周辺は段丘堆積物に覆われているために、湧出母岩などの地質状況を直接確認することはできない。しかしながら、このような温泉地では多数の温泉ボーリングが実施されており、星川周辺では厚さ約30mの段丘礫層の下位に火山岩類（安山岩、凝灰岩）、石英閃緑岩・閃緑斑岩が確認されている（佐藤、1966）。この石英閃緑岩・閃緑斑岩（以下「貫入岩体」と呼ぶ）は夜間瀬川・横湯川・角間川の北と南に広く分布している。本貫入岩体は、既に述べた金倉・穂波・佐野の鉱化作用と密接な関係があり、かつ山ノ内温泉群の主要な湧出母岩（熱源岩の可能性も否定できない）にもなっているものと考えられる。なお木戸池、熊ノ湯温泉は第四紀湖成堆積物に覆われているために、その湧出母岩は不明である。

湧出機構 山ノ内温泉周辺で掘削された多数の温泉ボーリングによって貫入岩体の出現深度が求められており、夜間瀬川・角間川の左岸は右岸よりも50m以上浅く、その深度は100-150mである（長野県衛生部、1985）。このような事実から、夜間瀬川・角間川に沿って貫入岩体中にNW-SE方向の階段状の断層（破碎帯）の存在が推定されており、温泉はこの破碎帯（裂罅）に沿って湧出し、その上位の第四

第14表 温泉一覽表

温 泉 地	代表的源泉名	採水年月日	湧出量 (L/min)	温度 (℃)	pH	化 学 組 成 (mg / l)						泉質分類	文 献 (ページ)	湧 出 母 岩				
						Na	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄				HCO ₃	SiO ₂	TSM	
山ノ内温泉群	熊ノ湯 Kumanoyu	熊ノ湯	1969. 9.10	758*	65.0	7.8	83	4.096	2.551	215.7	31.58	388.6	281.3	88.17	1204	Ca-SO ₄ -HCO ₃	1 (p.500)	閃緑斑岩・石英閃緑岩
	木戸池 Kidoike	木戸池1号	1954.11.15	884*	42.3	7.2	57.62	15.94	36.95	62.42	26.27	40.09	439.3	126.6	871.1	単純温泉 (Ca-Mg-HCO ₃)	1 (p.499)	"
	地獄谷 Jigokudani	野天風呂	1958. 3.29	3385	76	7.9	339.3	4.921	27.49	73.02	417.9	350.1	57.36	130.6	1482	Na-Cl・SO ₄	1 (p.501)	"
	上林 Kambayashi	地獄谷から引湯		59**	65											Na-Cl	3 (p.34)	"
	青野 Kutsuno	金具屋	1959. 6.14	91*	97.0	8.2	342	35	1.4	110	489	332				Na-Cl・SO ₄	3 (p.18)	"
	表 Shibu	かじか泉		1507*	97.4	7.4	568.9	0.859	2.039	87.92	806.7	250.9	91.50	129.9	2005	Na-Cl	1 (p.501)	"
	安代 Andai	島崎	1969.12.25	1129*	97.3	8.3	471.4	15.98	1.603	57.55	647.6	206.5	46.44	136.8	1749	Na-Cl	1 (p.510)	"
	角間 Kakuma	薬師の湯	1972. 3.10	690*	81	7.0	391.5	43.95	2.227	72.16	567.1	235.7	61.62	131.7	1548	Na-Cl	1 (p.517)	"
	湯田中 Yudanaka	よろづや旅館		111*	97.5	8.2	430.1	179.2	0.184	68.21	842.4	93.1	47.04	175.1	2056	Na-Cl		"
	新湯田中 Shinyudanaka	1号	1973.10. 6		84.5	8.2	305.7	32.56	0.536	76.08	357.9	305.2	55.61	99.47	1399	Na-Cl・SO ₄	1 (p.513)	"
星川 Hoshikawa			1421*	98											Na-Cl	3 (p.42)	"	
群 穂波 Honami	古幡1	1963. 1.30	1368*	94.5	7.1	513.0	59.20	9.360	69.59	808.0	156.1	115.0	148.0	1990	Na-Cl	1 (p.520)	"	
	湯本	1963. 8. 5		76.5	7.9	441.1	41.17	8.828	79.84	735.7	180.0	50.94	96.16	1690	Na-Cl	1 (p.522)	"	
	戸狩 Togari	穂波より引湯		210**	48.5										単純温泉	2 (p.38)	"	
	上条 Kamijo	2号	1959. 6.11	284*	98.0	8.2	440	46	4.9	76.8	631	283			Na-Cl	3 (p.18)	"	
湯ノ入 Yunoiri			1987.12. 4	160*	32.5	7.9	103.4	9.4	3.7	11.7	80.9	2.8	192.0	474	単純温泉 (Na-HCO ₃ -Cl)	4	大川層(泥岩礫灰岩五層)	
蔵 Warabi			1988. 1. 6	250**	46.5	7.5	595.4	45.0	3.1	685.5	1384	1008	54.0	3897	Ca-Na-Cl・SO ₄	5	閃緑斑岩・石英閃緑岩	
小布施 Obuse			1989. 6.20	390**	40.8	8.8	189.8	5.6	0.4	262.5	325.4	566.2	3.9	1372	Ca-Na-SO ₄ -Cl	6		

文献 1.比留川 貴・安藤直行・角 清愛(1977) 日本の主要地熱地域の熱水の化学組成. 地調報告, no.257,934p.

2.塚本忠之(1982) 昭和55年度全国温泉利用状況一覽. 温泉工学会誌, vol.16,p.1-65.

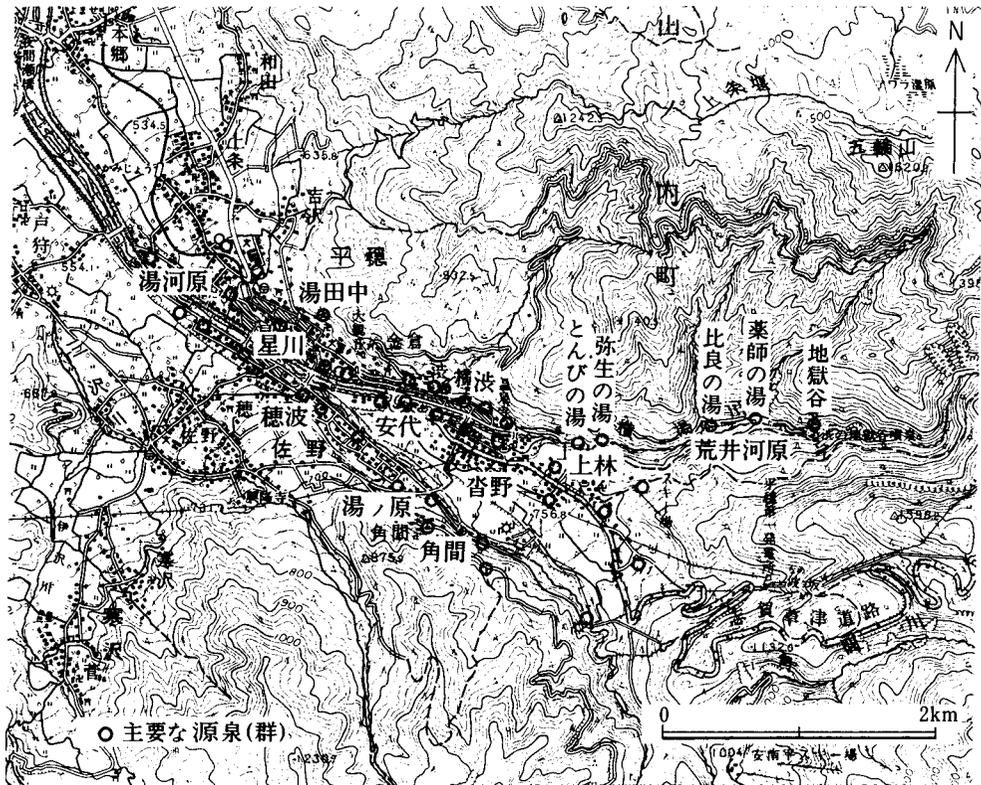
3.長野県衛生部(1985) 温泉保護調査事業報告-山ノ内温泉郷の温泉地質調査-. 58p.

4.豊田村役場湯ノ入り温泉調査資料 (未公表)

5.高山村役場蔵温泉調査資料 (未公表)

6.雄井亮一氏資料 (未公表)

湧出量は湯ノ入, 蔵, 小布施以外は文献2による (無印: 自噴, *: 自噴+動力, **: 動力)



第56図 山ノ内温泉群の主要な温泉地及び源泉(群)
国土地理院発行の5万分の1地形図「中野」の一部を使用

紀層中に貯留されているものと解釈されている(佐藤, 1966; 長野県衛生部, 1985)。なお、湯田中温泉で実測された深度15mの地温分布に見られる高温帯はNW-SE方向に延びており(中村, 1962)、上記の推測と調和的である。

貫入岩体と温泉湧出の関係は横湯川沿いで直接観察でき、昭和2年(1927年)に天然記念物に指定された地獄谷噴泉(第57図)付近では、貫入岩体中のN-S方向の裂隙に沿って温泉が湧出している(中村, 1953)。

湧出量・泉温・泉質 環境庁自然保護局の昭和55年度の統計(塚本, 1982)によれば、山ノ内温泉群(温泉地数, 14)の源泉総数は155で、その総湧出量は11,897//分(自噴6,951, 動力4,946//分)である(第14表)。なお、源泉と温泉地(引湯先)の関係は、複雑である。

泉温は掘削泉で高く、沸騰泉で96℃以上、動力揚湯泉で47-95℃である。これに対して手堀りの自然湧泉は低く、38-61℃である(佐藤, 1966)。

泉質は、第14表に示すように、Na, Clを主成分とし、これにCa, SO₄が続く。その溶存物質総量(TSM)は1,000-2,000mg/lで、泉質はNa-Cl型もしくはNa-Cl・SO₄型である。

VI. 5. 2 湯ノ入温泉(下水内郡豊田村大字豊津字八重成)

本地点付近では、古くより低温の鉱泉湧出が知られていた。昭和40年(1965年)以降、本格的な温泉



第57図 天然記念物に指定されている地獄谷の噴泉(山ノ内町地獄谷)

開発を目指して各種の調査がなされ、昭和62年(1987年)豊田村により深度301mの温泉開発ボーリングが実施された。その結果、大川層(泥岩凝灰岩互層)より32.5℃の単純泉が湧出した。現在、これを約700m東の温泉公園に引湯し、重油加熱して利用している。

VI. 5. 3 蕨温泉(上高井郡高山村大字奥山田字返目)

昭和62年(1987年)、高山村が奥山田の松川沿いで実施した深度500mのボーリングによって、閃緑斑岩・石英閃緑岩中の裂隙より、46.5℃のCa・Na-Cl・SO₄型の温泉が湧出した。現在、これを約1.3km下流(西)の蕨平まで引湯して利用している。

VI. 5. 4 小布施温泉(仮称)(上高井郡小布施町大字雁田字観音下)

平成元年(1989年)、小布施町の雁田山西麓で、個人が掘削した深度610mの温泉井の坑底付近より湧出した、40.8℃、Ca・Na-SO₄・Cl型の温泉である。調査時点(1989年9月5日)は揚湯試験中(390l/分)であり、正式な温泉としての認可はされていなかった。

VI. 6 地すべり

本図幅地域は、他の長野県下の第三紀層分布域に比べるとそれほど地すべりが顕著ではない。しか

し、新第三紀層や第四紀層の分布域や熱水変質地帯に地すべりが見られ、中には大規模なものもある。

第三紀層の地すべりは、西部山地に分布する長沢層や大川層の分布域に見られるが、規模の小さいものが多い。これらは岩相が泥岩の地域で、飯山市堀越から豊田村親川・梨久保にかけての地域で、地すべり防止区域に指定されている。

第四紀層分布域の地すべりは、盆地の縁に沿って分布する豊野層の分布域に集中している。シルト層を主体とする観音山シルト部層が分布する豊野丘陵南部、高丘丘陵南東部、大俣などの地域には、地すべりが数多く分布する。中でも豊野町神田から盆地の縁に沿って長野市吉の東部にかけては、豊野層の地すべりが多い。また、長丘丘陵東部の七瀬と片塩には、過去に大きく滑った地すべり堆積物と地すべり地形が認められる。

熱水変質帯に関係する地すべりは、山ノ内町の渋と地獄谷温泉との間の地域、横湯川上流の落合に見られる。中でも落合の地すべりは、規模が極めて大きいこと、地すべり発生の素因として単に基盤岩類の熱水変質だけでなく、グリーンタフ変質の岩石や半固結の湖成層の分布などの問題を含んでいることなどから、防災や地すべり研究の面から注目すべき地すべりである。

以下に本図幅地域で注目すべき地すべりについて述べる。

VI. 6. 1 七面山地すべり

位置 豊野町川谷の南東部に当たる鳥居川右岸の斜面。

歴史 この地すべりは、俗に“川谷の大崩壊”と呼ばれ、明治以前からの地すべりとされている。八木・八木（1958）は、明治以降のこの地すべりの沿革について詳しく触れている。それによれば、大きな滑りとして古くは明治14年（1881年）山腹の地盤が陥没、明治39年（1906年）地すべりのため列車2日間不通、大正13年（1924年）線路1.5m沈下、昭和2年（1927年）線路0.9m沈下、昭和5年（1930年）地盤変動のため法面や用水が破壊、昭和7-8年（1932-3年）滑る、昭和9年（1934年）地盤変動、昭和25年地盤変動大などの滑りがあり、大正9年（1929年）から昭和9年（1934年）にかけては毎年なんらかの地盤変動が記録された。

・**概要** 国道側からもよく分かる馬蹄形の地すべり地形を示し、その間口はおよそ300m、奥行きおよそ500mの規模を持つ。滑り面はおよそ50mの深さと推定されている。

地質 地すべり地付近では、下位から水内層の砂岩礫岩層、川谷泥岩層、鳥居川火砕岩類、豊野層と重なっている。滑り面は川谷泥岩層と鳥居川火砕岩類との境界部付近に当たり、川谷泥岩層がこの地すべりで大きな役割を果たしていると推定される。

VI. 6. 2 落合地すべり

位置 山ノ内町志賀高原の横湯川中流域で、乙見沢・横湯川・金倉林道とに挟まれた文六地域（第58図）。

歴史 横湯川に面した文六の地すべりがいつごろから始まったのか、正確な資料はない。明治時代から落合では砂防工事が行われ堰堤が築かれていたようである。八木（1922）は文六に崩壊地があり、大雨の時は注意が必要であることを指摘している。赤羽（1976）は、文六地域が大規模な地すべりを起こ

しており、上流の金倉林道の西側には、過去の大規模な地すべり地形が存在することを述べた。また、この地すべり地域には、志賀山の火山噴出物によって堰止められてできた湖成堆積物が分布し、地すべりと深い関係があることを指摘した。

概要 地すべり地の規模は、長さおよそ5km、幅2kmに及ぶ大規模な地すべりである。地すべり地の標高は、最も高いところが1650m、最も低いところが落合の横湯川河床で1,100mで、その比高は550mである。この地すべり地内の地形は、2万5千分の1地形図にも特徴が表現されている。ここには地表面の不規則な等高線と凹凸、点々と分布する池や湿地、馬蹄形の滑落崖などが見られる。この地すべり地は、いくつかのブロックに分かれて動いているが、最も動きの顕著な部分は南の縁である。ここは長さ4km、幅500mの規模を持ち、現在も動いている。滑り面は深く地表下30-50mと推定される。

地質 地すべり地付近には、横湯川湖成層・志賀緑色火山岩類・閃緑斑岩類が分布する。閃緑斑岩類は熱水変質を受けている。地すべりを起こしている地層は、横湯川湖成層だけでなく、基盤のグリーンタフの志賀緑色火山岩類や閃緑斑岩類も参加しており、かなり複雑な関係を示している。地すべりの先端部では、落合の大堰堤があるために横湯川による下刻が進まない。このため、今のところは大きな崩れを防いでいるが、地すべり地の上部からの地すべり堆積物が大量に移動すれば、横湯川を堰止めることになり、横湯川の下流域に大きな災害を起こしかねない。地すべりそのものの被害は少ないが、二次的災害に十分な注意が必要である。



第58図 金倉林道からみた落合地すべり地(中央部の緩やかな斜面)

VI. 7 変質作用

山ノ内温泉群及びその周辺地域に分布する岩石類，特に閃緑斑岩，石英閃緑岩などの貫入岩体は，広域的及び局所的な変質作用を受けている．地質調査所（1976）では，「全国地熱基礎調査」の変質帯調査の一環として，本地域に分布する変質帯を地熱活動との関連で調査し，その結果の一部は金原・阪口（1989）にも紹介されている．以下同調査の結果を引用する形で，本地域に見られる変質帯について記述する．なお，本地域の変質帯は，その生成時期から，先第四系中の広域的なもの，第四系中の局所的なものに二分できる．

VI. 7. 1 先第四系中の変質帯

この種の変質帯は，先第四系の安山岩・火砕岩類及びこれらを貫く閃緑斑岩・石英閃緑岩分布地域に広く認められる．これらの変質帯では，酸性変質作用によりミョウバン石，カオリン，パイロフィライト，セリサイト，スメクタイト，混合層粘土鉱物などの変質鉱物が生成している．なお，VI. 1 で述べた非金属鉱床に関連する変質帯もこの種の変質帯に相当する．本変質帯は横湯川右岸地域，角間川左岸地域及び篠井川上流地域に広く分布する．

地獄谷噴泉や熊・湯付近において先第四系を覆う湖成層中にその下位層からもたらされた安山岩，閃緑斑岩などの変質礫が含まれていることから，変質作用の時期は湖成層堆積前である．

VI. 7. 2 第四系中の変質帯

この種の変質帯は，地獄谷噴泉，熊・湯，木戸池温泉などの周辺に局部的に分布する先第四系を覆う湖成堆積物中に認められる．変質帯の分布状況から，現在の温泉・地熱活動によって生成したものと思われる．X線回折によれば，これらの変質岩はスメクタイトに富み，セリサイトが少ないことから，変質作用の程度は先第四系のそれに比較して低く，また規模も小さい．

文 献

- 赤羽貞幸（1974） 志賀高原周辺の第四紀火山の基盤岩類と構造．信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績，no. 12，p. 120-131.
- （1976） 志賀高原周辺の地質．信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績，no. 15，p. 21-30.
- （1980a） 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史（I）．信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績，no. 18，p. 1-23.
- （1980b） 長野盆地西縁部における後期新生代の構造運動．総研〔島弧変動〕研究報告，no. 2，p. 49-54.
- （1981a） 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史（III）．信州大学

- 教育学部紀要, no. 46, p. 273-282.
- 赤羽貞幸 (1981b) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (IV). 信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績, no. 19, p. 1-17.
- (1982) 長野盆地西縁部における地質構造と丘陵の形成過程. 地学団体研究会専報, vol. 24, p. 169-179.
- (1985) 夜間瀬川下流域の埋没谷. 信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績, no. 22, p. 1-6.
- ・赤井靖彦 (1975) 志賀高原角間川上流域の湖成層. 信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績, no. 14, p. 1-13.
- 栗田泰夫・奥村晃史・佃 栄吉 (1987) 善光寺地震断層系に関する史料と地震断層の現況. 歴史地震, no. 3, p. 166-174.
- 地質調査所 (1976) 全国地熱基礎調査報告書, No. 26, 白根北部. p. 1-66.
- 藤井紀之・井上秀雄 (1971) 北信地方のろう石鉱床の特徴と分類. 鉱山地質, vol. 21, p. 407-417.
- 藤本治義・河田喜代助・牛来正夫・鹿股信雄・関利一郎・川端三郎 (1946) 長野油田の地質. 地質雑, vol. 52, no. 613-615, p. 48-55.
- 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.
- 早津賢二 (1985) 妙高火山群-その地質と活動史-. 第一法規, 344p.
- ・新井房夫 (1985) 妙高火山群地域のテフラ層. 早津賢二著, 妙高火山群-その地質と活動史一, 第一法規, p. 253-505.
- 比留川 貴・安藤直行・角 清愛 (1977) 日本の主要地熱地域の熱水の化学組成. 地調報告, no. 257, 934p.
- 本間不二男 (1931) 信濃中部地質誌. 古今書院, 331p.
- 五十嵐 聡・高橋尚靖・大橋 克・喜多孝行・島津光夫 (1984) 新潟, 長野県境の津南-志賀地域の鮮新世-更新世の火山岩類. 地質学論集, no. 24, p. 3-20.
- 飯島南海夫 (1953) 志賀火山群の岩石学地質学的研究. 信州大学教育学部研究論集, no. 3, p. 105-118.
- (1956) 志賀カルデラの地質. 信州大学教育学部研究論集, no. 6, p. 217-223.
- (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). 信州大学教育学部紀要, no. 12, p. 1-48.
- (1963) 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2). 信州大学教育学部研究論集, no. 14, p. 49-80.
- 井島信五郎 (1960) 長野県上水内郡豊野町試掘地付近の地質. 地質調査所月報, 第11巻, 第4号, p. 15-30.
- 井上秀雄 (1963) 長野県下高井郡山の内町佐野鉱山の葉蠟石鉱床. 長野県地下資源調査報告, 1963, p. 11-18.

- 岩生周一・大島敬義（1951）長野県下高井郡金倉鉦山蠟石鉦床調査報告．地調月報，vol. 2，p. 307-317.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸（1989）K-Ar年代から見た信越高原地域の火山活動．岩鉦，vol. 84，p. 211-225.
- 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，120p.
- 活断層研究会（1980）日本の活断層．東京大学出版会，p. 162-164.
- （1991）〔新編〕日本の活断層．東京大学出版会，p. 192-195.
- 金原啓司・阪口圭一（1989）日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布．地調報告，no. 270，482p.
- 小林博美・斎藤 豊（1982）長野盆地北西縁部長丘陵の変動地形．信州大学志賀自然教育研究施設研究業績，vol. 20，p. 55-65.
- 古象団体研究会（1973）長野県中野市から産出したナウマン象化石について．第四紀，no. 18，p. 48-49.
- 倉沢辰巳・佐藤 明・木崎喜雄（1985）草津白根火山およびその基盤岩類の地質年代．地熱，vol. 22，no. 4，p. 72-80.
- 町田 洋（1977a）示標テフラ層の層序・編年．日本第四紀学会編，日本の第四紀研究，東京大学出版会，東京，p. 373-374.
- （1977b）関東以西諸地域の示標テフラのカタログ．日本第四紀学会編，東京大学出版会，東京，p. 373-374.
- 町田 貞（1963）河岸段丘－その地形学的研究－．古今書院，244p.
- 松井和典・鈴木康輔・山田敬一（1979）長野市周辺の碎石資源．昭和53年度碎石資源調査報告書，通産省生活産業局工業技術院地質調査所，p. 19-37.
- 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.
- 松岡敬二・清水岩夫（1988）長野県豊野層の淡水生貝類化石．瑞浪市化石博物館研究報告，no. 14，p. 89-102.
- 森島正夫（1941）信越国境富倉油田の層序．石油技術協会誌，vol. 9，no. 1，p. 21-26.
- 守屋以智雄（1975）火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層．駒沢大北海道教養部紀要，no. 9-10，p. 107-126.
- 長野県衛生部（1985）温泉保護調査事業報告書－山ノ内温泉郷の温泉地質調査．58p.
- 中村久由（1953）長野県（下高井郡）平穏温泉調査報告．地調月報，vol. 4，p. 147-156.
- （1962）本邦諸温泉の地質学的研究．地調報告，no. 192，126p.
- 中村二郎（1980）地質．木島平村誌，木島平村誌刊行会，p. 26-42.
- （1981）地形・地質．中野市誌（自然編），中野市，p. 21-79.
- 日本下水道事業団（1979）中野市公共下水道事業中野市終末処理場実施計画に伴う地質調査報告書，

p. 13-26.

- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄（1985） 長野県の活断層－活断層分布図と資料．信州大学理学部紀要，vol. 20，p. 171-198.
- 野口喜三雄・掛川一夫・村上悠紀雄・後藤達夫・一国雅巳（1964） 長野県山ノ内温泉群の研究．温泉科学，vol. 14，p. 14-25.
- 野尻湖発掘調査団（1975） 野尻湖の発掘 1962-1973．共立出版，278p.
- 太田良平（1957） 5万分の1地質図幅「草津」及び同説明書．地質調査所，75p.
- ・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.
- 斎藤 豊（1955a） 長野県上水内郡豊野村付近の地質．信州大学教育学部研究論集，no. 5，p. 89-95.
- （1955b） 下高井郡南西地域の地質．長野県地質調査報告書，長野県，p. 23-28.
- （1956） 長野市付近の新第三系．信州大学教育学部研究論集，no. 8，p. 181-193.
- Saito, Y. (1961) 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.
- 斎藤 豊・上条 静・服部正志・水上寿英・福島 宏・堀越 忠・百瀬秀夫（1962） 富倉油田の層序と地質構造．長野県の地質Ⅳ，p. 83-105.
- ・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.
- 佐藤幸二（1966） 長野県湯田中温泉－沸騰泉の一例として－．地質雑，vol. 72，p. 455-467.
- 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.
- 島田春生（1964） 地形・地質．長野県上高井誌（自然編），上高井教育会，p. 21-100.
- 鈴木達夫（1938） 長野県長野油田地形及地質図ならびに同説明書．地質調査所，46p.
- 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・マグナの下部最新統火山岩類－．地球科学，no. 78，p. 1-9.
- （1970） 上水内地方の火山．長野県上水内郡誌（自然編），p. 102-142.
- 富樫茂子・赤羽貞幸（1991） 長野県高社火山の地質－安山岩質小火山の形成と浸食－．地調月報，vol. 42，no. 8，p. 409-420.
- 富沢恒雄（1954） 長野油田豊野層の層序と化石．地質雑，vol. 60，p. 357.
- （1958） 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）．藤本教授還暦論集，p. 251-266.
- （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，p. 258-260.

- 富沢恒雄（1981） 信州の象化石を探る．信濃教育会出版部，191p.
- 豊野層団体研究グループ（1969） 信濃川流域の第四系．日本の第四系，地団研専報，no. 15，p. 201-216.
- （1974） 長野盆地西縁部の第四系．第四紀総合研究会連絡紙，第四紀，no. 20，p. 38-49.
- （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.
- 塚本忠之（1982） 昭和55年度全国温泉利用状況一覧．温泉工学会誌，vol. 19，p. 1-65.
- 佃 栄吉・栗田泰夫・奥村晃史（1990） 長野断層系荒舟断層の発掘調査．地震学会講演予稿集，（1），p. 13.
- 上野三義（1966） 穂波鉱山．国内鉄鋼原料調査，第5報，通商産業省，p. 262-266.
- 八木貞助（1922） 地質．下高井郡誌，長野県下高井郡役所，p. 591-666.
- （1926） 野尻湖及び其付近の地貌及び地質．野尻湖の研究，p. 3-22.
- （1941） 上高井郡地質誌．上高井教育会，230p.
- ・八木健三（1958） 上水内郡地質誌．長野県上水内教育会・古今書院，480p.
- 山田節三（1929） 信濃斑尾火山の岩石学的研究，其一・其二．地質雑，vol. 36，p. 419-435，465-478.
- 山崎直方（1896） 妙高火山彙地質調査報文．震災予防調査会報告，no. 8，p. 23-86.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Niigata(7)No.85



GEOLOGY

OF THE

NAKANO DISTRICT

By

Sadayuki AKAHANE, Hirokazu KATO,
Shigeko TOGASHI and Keiji KIMBARA

(Written in 1991)

(Abstract)

The Nakano District is situated in longitude $138^{\circ} 15' - 138^{\circ} 30' E$ and latitude $36^{\circ} 0' - 36^{\circ} 50'$, and can be classified into three geomorphological regions; the Western Mountains, the Nagano and Iiyama Basins, and the Kato Mountains from the west to the east, respectively.

The Western Mountains consist of the Pliocene clastic rocks and the Quaternary clastic and pyroclastic rocks, which are complexly folded and faulted.

The Nagasawa Formation of Early Pliocene age, the oldest formation in the Western Mountains, is marine in origin. It is composed of sandstone and mudstone yielding abundant fossils. It has a vertical dip and is often overturned.

The Ōgawa Formation of late Pliocene clastic rocks consists of sandstone, conglomerate and mudstone with frequent intercalations of dacite-rhyolite tuff and lignite layers. This formation was deposited during regression. It changed in sedimentary environment from marine origin to fresh water origin and the lithofacies shows upward coarsening. It is correlative with the Sarumaru Formation in the western part of the Nagano Basin.

Table 1 Stratigraphic succession and igneous activities in the Nakano district

Geologic Age		S t r a t i g r a p h y		Igneous rocks		
C E N O Z O I C	Q U A T E R N A R Y	Holocene	Present riverbed deposits			
			Marsh deposits Valley plain deposits Volcanic foot fan deposits	Natural levee deposits Back marsh deposits Younger debris-flow deposits	Younger fan deposits Colluvial deposits Terrace deposits	
		Late Pleistocene	Younger lake deposits	Older fan deposits		
			Minamigō Formation	Shigayama Younger Volcanic Rocks		Andesite
		Middle Pleistocene	Older debris-flow deposits	Akasaka Formation	Ochiai Lake Deposits Kōsha Volcanic Rocks	Andesite
					Yokoyugawa Lake Deposits Shiga Lake Deposits	Andesite
		Early Pleistocene	Kurai Formation	Shigayama Older Volcanic Rocks		Andesite
			Motodoriyama Volcanic Rocks	Suzurikawa Volcanic Rocks		Andesite
			Toyono Formation	Takinosawa Volcanic Rocks		Andesite-Dacite
			Madarao Volcanic Rocks	Takappyo Volcanic Rocks		Andesite
	Toriigawa Pyroclastic Rocks		Shimizudaira Volcanic Rocks		Andesite	
			Ryūō Volcanic Rocks		Andesite	
			Hirao Volcanic Rocks		Andesite	
			Kokuzō Volcanic Rocks		Andesite	
	NEOGENE	Pliocene	Kawatani Mudstone Formation		Andesite	
			Minochi Formation	Yashiki Formation	Kasadake Volcanic Rocks	Andesite
			Ōgawa Formation		Kamiike Volcanic Rocks Hakoyama Volcanic Rocks	Andesite
		Miocene	Nagasawa Formation		Karitayama Volcanic Rocks	Andesite
			Takai Volcanic Rocks			Andesite-Basalt
			Susobana Tuff Member			
Kasagoshi Pyroclastic Rocks				Andesite Quartz porphyry Quartz diorite Diorite porphyry		
	Takai Shale Member			Andesite		
	Shiga Green Volcanic Rocks					

The Minochi Formation of early Pleistocene age is composed of conglomerates with intercalations of debris deposits of continental origin. Gravels of the upper part of the formation are well weathered. It is inferred to overlie the Ōgawa Formation conformably.

The Yashiki Formation of Early Pleistocene age mainly consists of andesitic pyroclastic rocks of continental origin and is widely distributed in the northern part of the Western Mountains. This formation has contemporaneous heterotopic facies with the Minochi Formation and also overlies the Ōgawa Formation conformably. Both the Yashiki Formation and the underlying Tertiary rocks are folded. The Kawatani Mudstone Formation of Early Pleistocene age yields marine fossils. The Toriigawa Pyroclastic Rocks and the Madarao Volcanic Rocks Early Pleistocene age are andesitic. The latter forms of the Madarao Volcano and is composed of pyroclastics and lava.

The Toyono and the Akasaka Formations of middle Pleistocene age are lake deposits. The Toyono Formation consists of sand and silt, and was deposited widely in

the Nagano Basin during early stage of basin subsidence. The Akasaka Formation of uppermost Middle Pleistocene age is also composed of sand and silt.

The Kurai Formation of Middle Pleistocene age overlies the Omine Eroded Surface and mainly consists of debris deposits.

The Motodoriyama Volcanic Rocks forms a small volcano and is andesite with xenolith including aegirine. The Minamigo Formation of late Pleistocene age is lake deposits consisting of sand and gravel. It is distributed along the eastern margin of the Western Mountains.

The Eastern Mountains, named the Kato Mountains consists of Neogene and Quaternary rocks. Miocene rocks are divided into the Shiga Green Volcanic Rocks, the Takai Shale Formation, the Kasagoshi Pyroclastic Rocks and intrusive rocks. Pliocene rocks are divided into the Takai Volcanic Rocks, the Karitasan Volcanic Rocks, the Hakoyama Volcanic Rocks and the Kamiike Volcanic Rocks.

The Shiga Green Volcanic Rocks of early Miocene are the oldest rock in this mapped area and are commonly called "Green Tuff". It consists of largely altered pyroclastic rocks, lava and clastic rocks and correlated with the Uchimura Formation in the southern part of the Kato Mountains.

The Takai Shale Formation of middle Miocene age overlies the upper part of the Shiga Green Volcanic Rocks and is partly taken place by low-grade metamorphism. It is correlated with the Bessho Formation in the southern part of the Kato Mountains.

Intrusive rocks of middle to late Miocene age are widely distributed along the Yomase and Matsu Rivers. Their lithology is mostly diorite porphyry subjected to hydrothermal alteration.

The Kasagoshi Pyroclastic Rocks of late Miocene age are pale green-colored, slightly altered pyroclastic rocks and are the youngest Green Tuff.

In this Eastern Mountains, on land volcanic activity was vigorous in Late Pliocene age as follows. The Takai Volcanic Rocks of Late Pliocene age consists of basalt-andesite lava and most widely distributed. The Karitasan Volcanic Rocks consist of andesite lava and is divided into five groups. The Hakoyama Volcanic Rocks consist of andesite lava and pyroclastic rocks. The Kamiike Volcanic Rocks consist of glassy andesite lava. The Karitasan Lower Lava, the Kamiike and the Hakoyama Volcanic Rocks are considered to be correlative with the Takai Volcanic Rocks.

The Kasadake Volcanic Rocks, Kokuzo Volcanic Rocks, Hirao Volcanic Rocks and Ryuo Volcanic Rocks of early Pleistocene consist of Eoell weathered andesite pyroclastic rocks and lava. In the Middle Pleistocene, many volcanoes erupted lava and pyroclastic rocks, that is the Shimizudaira Volcanic Rocks, the Takappyo Volcanic Rocks, the Takinosawa Volcanic Rocks, the Suzurikawa Volcanic Rocks, the Shigayama Older Volcanic Rocks, and the Kosha Volcanic Rocks. In dammed lakes resulted from the eruptions of the latter two volcanic rocks, the Yokoyugawa, the Shiga Lake and the Ochiai Lake lacustrines were deposited.

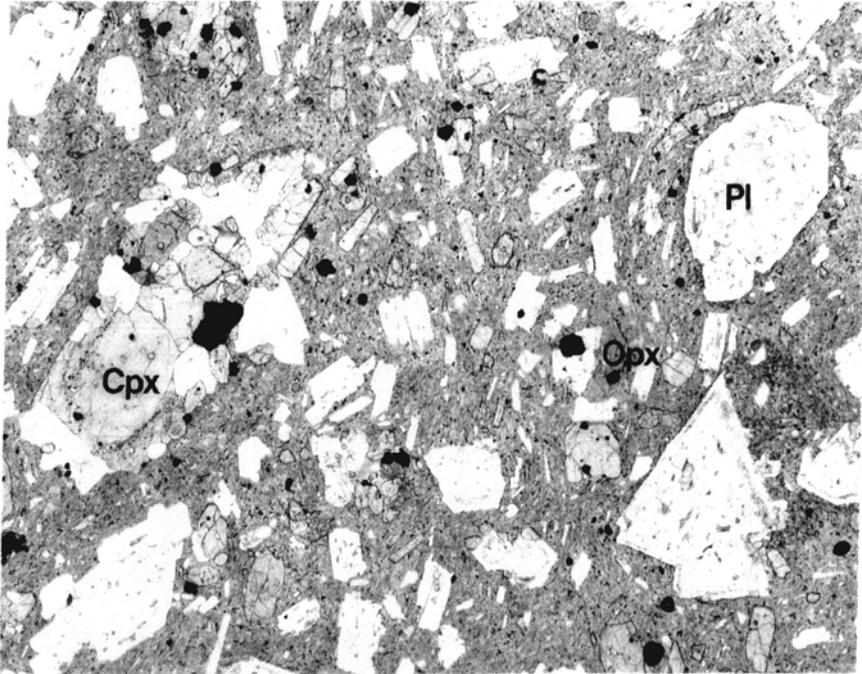
In the Late Pleistocene the Shigayama Younger Volcanic Rocks consisting the lava plateau around Mt. Shiga erupted. The Yomase and Matsu Rivers deposited older fan deposits at the margin of the basin.

In the low land from the Nagano Basin to the Iiyama Basin surrounded by the

eastern and western basins, thick clastic sediments have been deposited since the middle Pleistocene when the basins began to be formed. The total thickness is estimated to 800 meters. In and around basins fan deposits, terrace deposits, colluvial volcanic fan deposits and flood plain deposits are widely distributed.

The Pliocene and Lower Pleistocene formations distributed in the Western Mountains are faulted and folded. As a result of such faults which mostly trend NE-SW, the Western Mountains are composed of several deformed blocks. Particularly around Madarao Volcano in the northwestern part of this mapped area, the overturned zone whose width is 2 km and length is 12–13 km develops. Several geologic structures of them along the western margin of the Western Mountains are active in the Quaternary.

These active faults mostly imply to be high-angle reverse faults whose west side is up. On the contrary, to Kato Mountains are little deformed. They belong to the Central Upheaval Zone (Iijima, 1962), which has risen up since middle Miocene and tilted northwest ward.



1

1mm



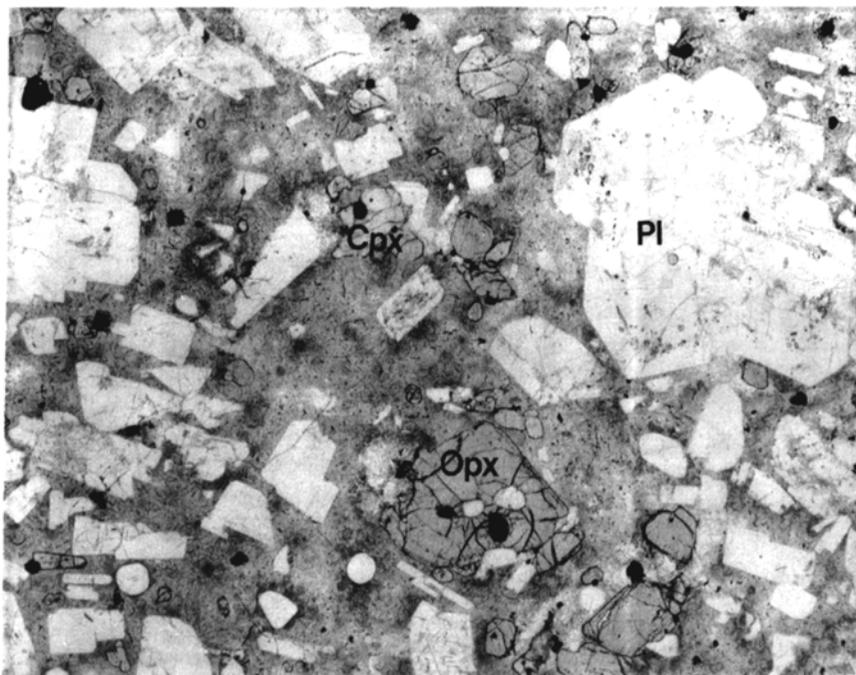
2

1mm

第I図版 火山岩の顕微鏡写真

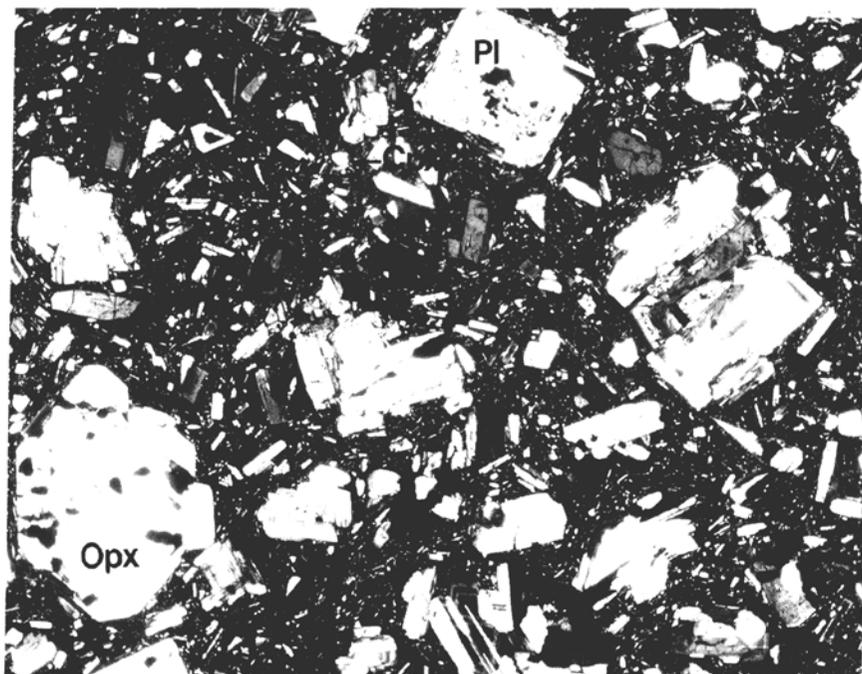
1. 高井火山岩類 (かんらん石含有斜方輝石-単斜輝石安山岩, GSJ R56733) 下方ポーラのみ
2. 雁田山中中部溶岩 (単斜輝石-斜方輝石安山岩, GSJ R56726) 直交ポーラ

Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石, Opx: 斜方輝石



1

1mm



2

1mm

第II図版 火山岩の顕微鏡写真

1. カヤノ平火砕流堆積物中のブロック（単斜輝石-斜方輝石デイサイト, GSJ R56730）下方ポーラのみ
 2. 高社主火山体溶岩（単斜輝石-斜方輝石安山岩, GSJ R56706）直交ポーラ
- 1, 2とも下方ポーラのみ, Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石, Opx: 斜方輝石

文献引用例

赤羽貞幸・加藤碩一・富樫茂子・金原啓司(1992) 中野地域の地質。地域地質研究報告
(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 106p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Akahane, S., Kato, H., Togashi, S. and Kimbara, K. (1992) *Geology of the Nakano district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 106p. (in Japanese with English abstract 4p.).

平成4年2月3日 印刷

平成4年2月6日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 福田 紘 晴

印刷所 フクダ工芸(株)

東京都中央区新川1-3-2

©1992 Geological Survey of Japan