

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第42号

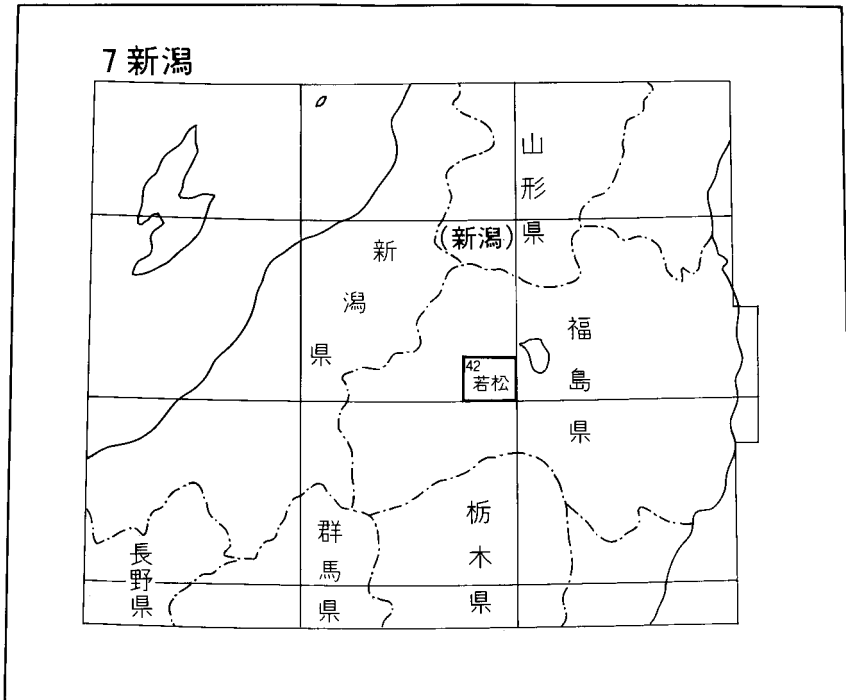
若松地域の地質

山元孝広・吉岡敏和

平成4年

地質調査所

位置図



()は1:200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(吉岡敏和)1
I. 1 山地・丘陵の地形	2
I. 2 河川・平野の地形	3
II. 地質概説	(山元孝広・吉岡敏和)4
II. 1 層序	5
II. 2 後期新生代の火山活動の変遷とテクトニクス	8
III. ジュラ-白亜系	(山元孝広)10
III. 1 大戸層	10
III. 2 白亜紀後期深成岩類	11
IV. 前期-中期中新世の堆積岩及び火山岩	(山元孝広)11
IV. 1 關川層	11
IV. 2 東尾岐層	13
IV. 3 前期-中期中新世岩脈群	21
IV. 4 二の沢層	22
IV. 5 讓峠層	26
IV. 6 塩坪層	27
IV. 7 中期中新世貫入岩類	28
V. 後期中新世-鮮新世のカルデラ火山群	(山元孝広)30
V. 1 入山沢層	30
V. 2 高川層	30
V. 3 桧和田層	37
VI. 後期中新世-中期更新世の河川及び火砕流堆積物	(山元孝広)40
VI. 1 藤峠層	40
VI. 2 和泉層	44
VI. 3 七折坂層	47
VI. 4 塔寺層	50
VII. 中部更新統-完新統	(吉岡敏和・山元孝広)51
VII. 1 段丘堆積物	51
VII. 1. 1 高位段丘堆積物	52
VII. 1. 2 中位段丘堆積物	52
VII. 1. 3 低位段丘堆積物	53
VII. 2 地すべり堆積物	55
VII. 3 崖錐及び崩積堆積物	55

VII. 4 沼沢湖火砕堆積物	55
VII. 5 沖積層	57
VIII. 活構造	(吉岡敏和)57
VIII. 1 盆地東縁部の活構造	57
VIII. 2 盆地西縁部の活構造	60
IX. 応用地質	(山元孝広・吉岡敏和)60
IX. 1 地下資源	60
IX. 1. 1 金・銀鉱床	60
IX. 1. 2 銅・鉛・亜鉛鉱床	60
IX. 1. 3 マンガン鉱床	61
IX. 1. 4 陶石・陶土鉱床	61
IX. 1. 5 石膏鉱床	61
IX. 1. 6 碎石・石材	61
IX. 1. 7 亜炭	62
IX. 2 温泉	62
IX. 3 地下水	62
文献	64
Abstract	69

図・表目次

第 1 図 会津盆地周辺の接峰面図	2
第 2 図 「若松」図幅の地質概略及び重力図	4
第 3 図 前期 - 中期中新世の岩脈群の卓越方位	8
第 4 図 会津盆地周辺の後期中新世 - 完新世火山の分布	9
第 5 図 關川層の柱状図	12
第 6 図 關川層の安山岩溶岩の顕微鏡写真	13
第 7 図 東尾岐層のボーリング柱状図	14
第 8 図 東尾岐層の岩相	15
第 9 図 東尾岐層の正級化構造を持つ流紋岩火山礫凝灰岩	16
第 10 図 東尾岐層の平行層理を持つ流紋岩凝灰角礫岩	17
第 11 図 東尾岐層の流紋岩溶岩の顕微鏡写真	19
第 12 図 東尾岐層の流紋岩溶岩の顕微鏡写真	19
第 13 図 東尾岐層の玄武岩スコリアの顕微鏡写真	20
第 14 図 ジュラ - 白亜系に貫入する前期 - 中期中新世岩脈群	21
第 15 図 前期 - 中期中新世岩脈群の貫入面の極の下半球投影	22

第 16 図	二の沢層と譲峠層の柱状図	23
第 17 図	二の沢層の平行層理を持つ火山砂岩・火山礫岩互層	24
第 18 図	二の沢層の安山岩溶岩の顕微鏡写真	25
第 19 図	二の沢層の砂岩・シルト岩を整合に覆う譲峠層	27
第 20 図	中期中新世貫入岩類の貫入面の極の下半球投影	28
第 21 図	中期中新世の安山岩貫入岩の顕微鏡写真	29
第 22 図	高川層カルデラ形成期の岩屑なだれ堆積物	32
第 23 図	高川層後カルデラ期の湖成堆積物	33
第 24 図	高川層後カルデラ期の Tk2 火砕流堆積物	34
第 25 図	溶岩ドームの浅所貫入により変形を受けた高川層の湖成堆積物	35
第 26 図	高川層後カルテラ期安山岩溶岩の顕微鏡写真	36
第 27 図	高川層後カルデラ期火砕岩中の安山岩岩片の顕微鏡写真	36
第 28 図	高川層後カルデラ期デイサイト浅所貫入岩の顕微鏡写真	37
第 29 図	桧和田層後カルデラ期の細粒トータル岩	38
第 30 図	桧和田層後カルデラ期の細粒トータル岩の顕微鏡写真	39
第 31 図	藤峠層の柱状図	41
第 32 図	藤峠層の火砕流堆積物	42
第 33 図	藤峠層 Fj4 火砕流基底のグラウンドサージ堆積物	43
第 34 図	和泉層の柱状図	45
第 35 図	和泉層 Iz1 火砕流堆積物の非溶結部	46
第 36 図	和泉層の河川堆積物	47
第 37 図	七折坂層の柱状図	49
第 38 図	中位Ⅱ段丘堆積物の礫層及び砂層	52
第 39 図	低位Ⅰ段丘堆積物の礫層	53
第 40 図	和泉層 Iz1 火砕流堆積物の表層地すべり地形	54
第 41 図	沼沢湖火砕流堆積物	56
第 42 図	会津盆地南東部の沖積面地形分類図	58
第 43 図	中位Ⅰ段丘面を限る低崖	59
第 44 図	会津盆地南部の井戸の分布	63
第 1 表	「若松」図幅の地質総括表	6
第 2 表	下部 - 中期中新統の層序区分の対応関係	7
第 3 表	会津盆地周辺の下部 - 中期中新統の対比	7
第 4 表	二の沢層産の有孔虫化石	26
第 5 表	段丘堆積物・段丘面の対比表	51

付図 A-1 柱状図の位置	67
付表 A-1 「若松」 図幅の K-Ar 年代値	68
付表 A-2 「若松」 図幅のフィッショントラック年代値	68
Table 1 Summary of geology in the Wakamatsu district	70

若松地域の地質

山元孝広*・吉岡敏和*

「若松」図幅地域の現地調査は、昭利 62-平成 2 年度に実施された。現地調査に当たっては、段丘・沖積層・活構造を吉岡が、それ以外を山元が担当した。

本図幅地域の調査研究に際し、植物化石の同定について尾上 亨技官の協力を得た。また、本研究に使用した薄片は、故宮本昭正(元所員)及び阿部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・佐藤卓見の各技官の製作による。

I. 地 形

(吉岡敏和)

「若松」図幅地域は、東経 139° 45' -140° 0', 北緯 37° 20' -37° 30' の範囲に相当し、行政的には福島県の会津若松市、河沼郡、大沼郡、北会津郡及び南会津郡に属する。

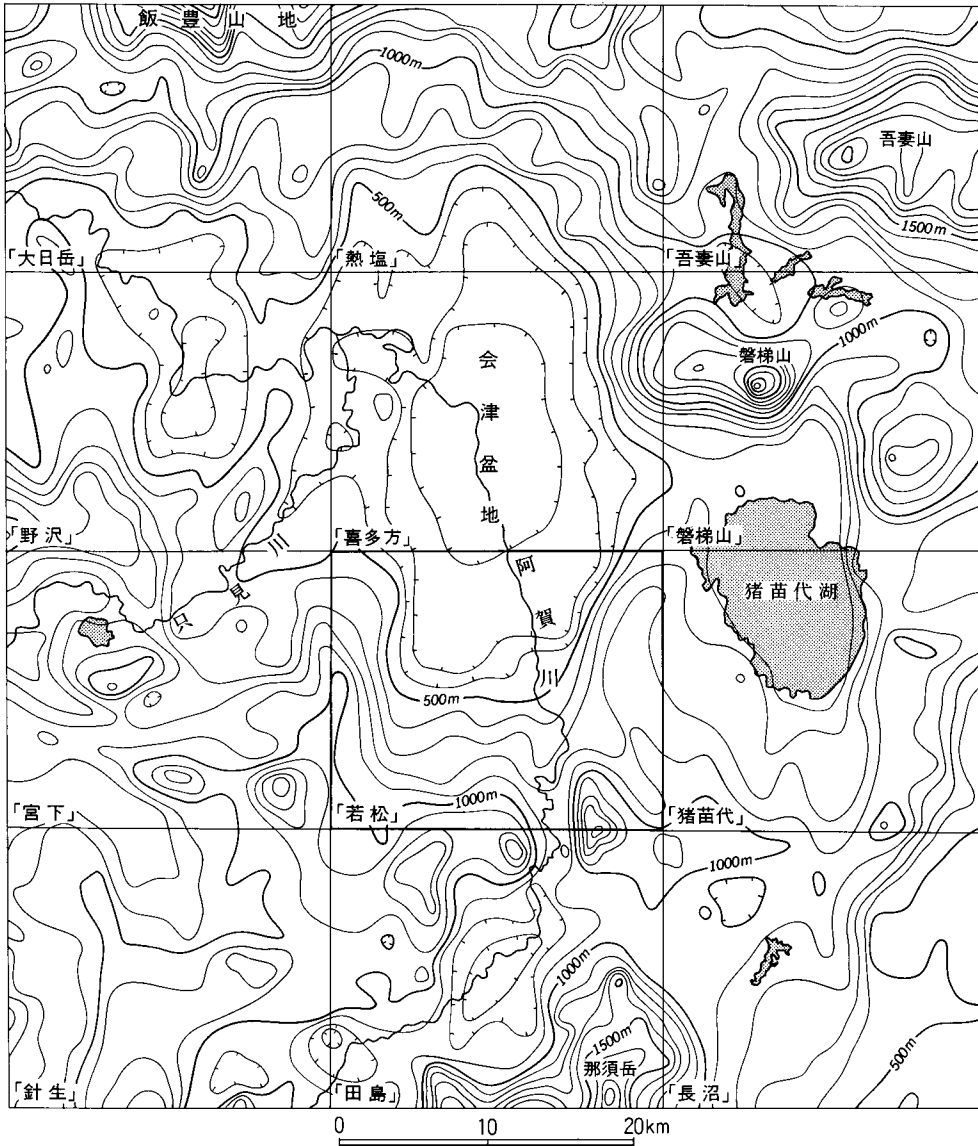
本図幅地域は東北脊梁山地の南端部に当り、標高 1,000 m 前後の山地とそれに囲まれた会津盆地からなる。本図幅地域の周辺には、北東方に吾妻山・磐梯山、北西方に飯豊山地、南方に那須岳と、標高 2,000 m 級の山々が位置する。また本地域の東方には猪苗代湖を抱えた猪苗代盆地が位置する(第 1 図)。会津盆地は南北約 30 km、東西約 12 km の構造的な盆地で、西縁は南北方向の断層で境されている。盆地の東縁南部は北北東-南南西方向の断層に限られるが、北部は猫魔火山に覆われて断層は確認できない。盆地に流れ込む河川はすべて阿賀川に合流し、盆地の西北部で西縁の断層を横切って流れ出ている。

* 地質部

Keywords: geologic map, 1:50,000, Wakamatsu, Fukushima, Aizu Basin, Mesozoic, Neogene, Quaternary, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Oto Formation, Kurakawa Formation, Higashiomata Formation, Ninosawa Formation, Yuzuritoge Formation, Shiotsubo Formation, Iriyamazawa Formation, Takagawa Formation, Hiwada Formation, Fujitoge Formation, Izumi Formation, Nanaorezaka Formation, Toder Formation, Numazawako Pyroclastic Deposit, caldera, pyroclastic flow, active fault.

I. 1 山地・丘陵の地形

本図幅地域の山地は、東南端の大戸岳(1,415.9m)を最高峰に、会津盆地に向かって北に低くなる傾向をもっている。山地内の中小河川はこの傾向に対応してほとんどが北流する。会津盆地の西縁は標高400-600mの丘陵で、南縁及び東縁に比べて起伏が小さい。これらの山地・丘陵と会津盆地との境界は、東縁及び西縁は直線状の斜面が連なるが、南縁は複雑に谷が入り組んだ形状を示す。これは、盆地の東西



第1図 会津盆地周辺の接峰面図
等高線は2kmメッシュの接峰面を示す。間隔は100m

両縁部には活断層が伏在しており、それらの断層の活動によって盆地が沈降しているためと考えられる。

本図幅地域の地質は、主として新第三紀の堆積岩及び火山岩からなるが、東南部の大戸山(1,273.6m)周辺は中生界の貫入岩類と熱変成を受けた堆積岩類からなり、周囲の山地より100-400m高くなっている。これは、岩石の侵食に対する抵抗性が強いためと、会津盆地東縁の断層系によって相対的に隆起した結果と考えられる。本図幅地域東部の山地には、菅野山(860m)、^{たかつぶり}高嬴山(933.1m)、思案岳(874.2m)などのドーム状の山体をもつ山が分布するが、これらは後期中新世の高川層の溶岩ドームが残存して形成された組織地形である。本図幅地域の東縁部や南縁部には標高800-1,000mに高原状の小起伏面が広がっており、下部更新統の七折坂層の溶結した火砕流堆積物で構成されている。特に北東部の背あぶり高原では平坦面がよく残存しており、台地状の地形を呈している。この火砕流堆積物は、大戸山周辺以外の山地頂部や盆地西縁丘陵、さらには盆地の地下にも分布することが確認されており、この火砕流堆積物の堆積時には本地域は現在より起伏の小さい状態にあったことが推定される。一方、盆地西縁の丘陵は鮮新世-中期更新世の堆積物からなり、中期更新世以降に古会津盆地から分化して隆起、丘陵化した地域である。会津高田町八木沢西方の丘陵頂部には標高450-500mの小起伏面が認められ、やはり七折坂層の溶結した火砕流堆積物が分布する。しかし、火砕流堆積物は上位の地層に整合に覆われており、この小起伏面は剥離面と考えられる。小起伏面上には排水路のない閉塞沼である蓋沼があり、浮島が見られる。このほかにも山地内にはしばしば緩斜面が見られるが、これらの緩斜面には、上部に馬蹄形の崖を伴う地すべりによる斜面と、谷を埋積した土石流によるもの、急崖の崩落によるものがある。

I. 2 河川・平野の地形

本図幅地域の東部を北流する阿賀川(大川)は、本地域南方の山地に源を發し、会津盆地から北西に流れ、阿賀野川として新潟市で日本海に注ぐ、東北地方有数の河川である。その他の中小河川もほとんどが北流し、会津盆地で阿賀川に合流する。ただし、西北隅の柳津町内を流れる河川は、只見川に合流した後、盆地より下流で阿賀川と合流している。阿賀川は、会津若松市上小塩以南の中生界が分布する地域では波長数100mで蛇行しながら深い峡谷を形成しているが、以北ではやや谷幅が広がり、直線状の流路となって会津盆地に流入する。盆地内では網状河川の形態をとり、低水路に囲まれた流路州が発達する、また周辺の沖積面上には旧流路州と考えられる微高地が数多く認められる。

本地域の段丘は高位・中位・低位に大きく3分され、それぞれさらに2-5面に細分される。高位及び中位の段丘は阿賀川沿いではよく発達するが、その他の河川では広い分布は見られない。会津盆地に分布する段丘は、ほとんどが扇状地面が離水して形成されたものであり、各河川が盆地に流入する地点を中心に広がっている。特に宮川が盆地に流れ出る盆地南西部では低位Ⅱ段丘面が広がるが、この堆積物は軽石を多く含み、西隣の「宮下」図幅地域内の沼沢火山起源の火山砕屑物が一時的に供給されたために形成されたと考えられる。また、本図幅地域北部の北会津村佐布川付近には低位Ⅴ段丘面が分布するが、沖積面との比高が小さく、旧自然堤防などの微高地が段丘として認められるに過ぎない。

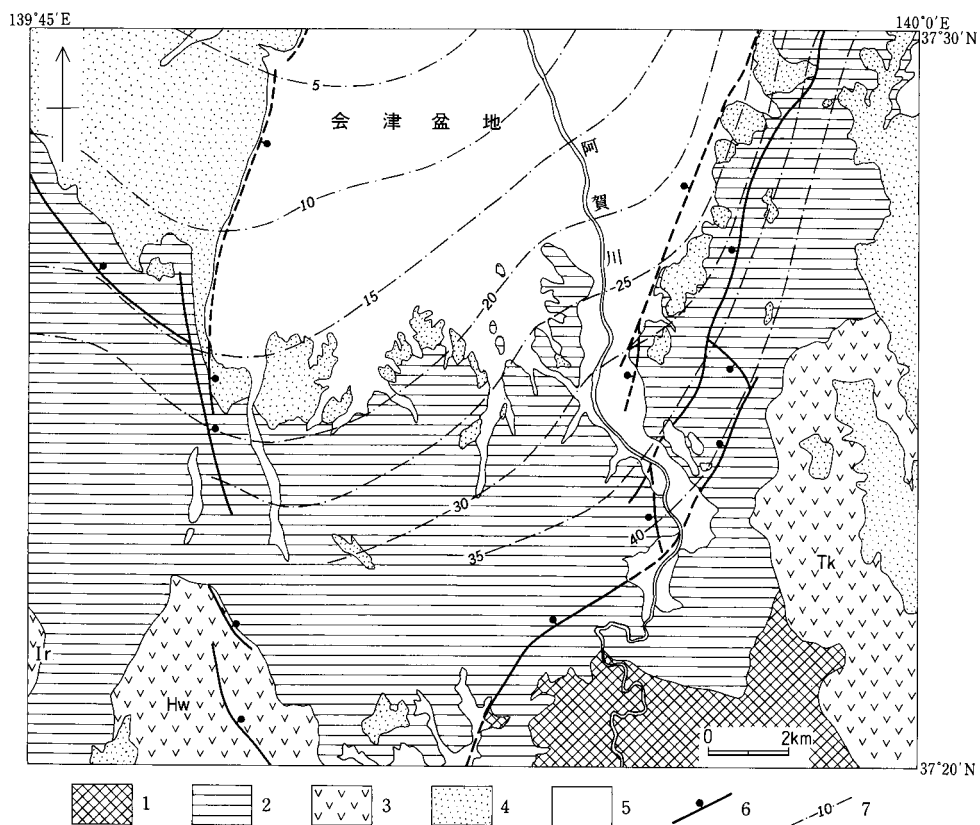
なお、阿賀川は、天文5年(1536年)6月28日の大洪水以前は本郷町付近より北西に流れ、現在の宮川の流路を通して北流していたことが知られている(平山, 1969)。本郷町周辺には、その名残を示すと思

われる中州状の微高地とそれに挟まれた旧河道が認められる。

II. 地 質 概 説

(山元孝広・吉岡敏和)

「若松」図幅地域は、東北本州弧南部の会津地域の東に位置する。当地域では中新世以降、火山活動が活発であった。また、本図幅地域は、構造的な内陸盆地である会津盆地の南に位置しており、その地質



第2図 「若松」図幅の地質概略及び重力図

1: ジュラ-白亜系; 2: 前期-中期中新統; 3: 後期中新世-鮮新世のカルデラ火山群(Ir=入山沢層, Tk=高川層, Hw=桧和田層); 4: 後期中新世-中期更新世の河川及び火砕流堆積物; 5: 中期更新統-完新統; 6: 断層(ボールは落下側を示す); 7: 等重力線(仮定密度=2.0 g/cm³, 5ミリガル間隔)等重力線は、1/20万地質図「新潟」(地質調査所, 1984)による

構造は盆地東西両縁部の逆断層系に支配されている(第2図)。すなわち、後期更新-完新統で現在埋積されている会津盆地に対し、東西の両丘陵・山地が相対的に隆起する構造が卓越している。盆地を取り囲む丘陵及び山地には、ジュラ-白亜系・下部-中部中新統・後期中新世-鮮新世のカルデラ火山群・上部中新世-中部更新世の河川及び火砕流堆積物が分布している(第2図)。

II. 1 層 序

会津盆地周辺の地質層序は、鈴木敬治らの初期の研究(鈴木, 1951; 1964; 鈴木・吉田, 1956)や金属鉱業事業団の広域地質調査「東会津」(通産省, 1971, 1972, 1973, 1974)、福島県の地質図幅調査(鈴木ほか, 1968; 1972; 1973)を通じてその大枠が明らかにされてきた。その後、八幡(1982)の独自の研究があるが、本報では鈴木らによって確立された層序を基本的に踏襲している(第1表)。上記以外の「若松」図幅地域の主な地質の研究には、ジュラ-白亜系の層序と化石を扱った福島県立博物館の調査報告(福島県教育委員会, 1985)、新第三系の変質を扱った萩原(1979)、前期-中期中新世の珪長質火山岩の岩石学を扱った八幡ほか(1984)、後期新生代の発達史をまとめた鈴木ほか(1977a, 1977b)、第四紀の植物化石群をまとめた鈴木ほか(1990)、後期新生代層の古地磁気を扱ったManabe(1980)、真鍋・芳賀(1982)、真鍋ほか(1987)、後期中新世-鮮新世のカルデラ火山群を扱った山元(1991b, 1992a)がある。

本図幅地域のジュラ-白亜系は盆地南東の山中に分布し、大戸層と呼ばれている(鈴木, 1964)。本層は主に砂岩・泥岩からなる厚い単調な地層で、放散虫化石から八溝・足尾山地のジュラ-白亜系に対比されている(福島県教育委員会, 1985)。また、本層は白亜紀後期の花崗閃緑岩の貫入を受けており、全体に熱変成を被っている。

ジュラ-白亜系を不整合に覆う下部-中部中新統は、下位から^{くらかわ}閼川層・^{ひがしおまた}東尾岐層・^{ゆずりとうげ}二の沢層・^{やまがし}譲峠層・塩坪層に区分される(第1表)。これらの地層は鈴木(1964)の門田層群に相当し、盆地の東縁山地から南縁山地にかけて広く分布する。本報の地層区分と従来のものとの対応関係は第2表に示した。また、周辺地域との対比は第3表に示した。閼川層は、安山岩の溶岩及び火砕岩を主とする陸成層である。東尾岐層(新称)は流紋岩の溶岩及び火砕岩を主とし砂岩・シルト岩・玄武岩火砕岩を伴う海成層である。二の沢層は、砂岩及びシルト岩・流紋岩火砕岩・安山岩火砕岩及び溶岩からなる海成層である。譲峠層は、シルト岩及び流紋岩火砕岩の互層からなり、海進が最も進んだ時期の堆積物である。塩坪層は、礫岩・砂岩・シルト岩の互層からなる海退期の粗粒海成層である。

後期中新世-鮮新世の入山沢層・高川層・桧和田層は、会津盆地南縁山地内の陸上の大型カルデラ群を埋積する地層である(山元, 1991b; 山元, 1992a)。いずれも基盤に対して高角でアバットし、共通した層序を持つ。すなわち、各層は、カルデラ形成期の膨大な(100km³以上)デイサイト火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物と、後カルデラ期の湖成堆積物・溶岩・火砕岩・貫入岩で構成されている。カルデラから流出した火砕流堆積物は、盆地縁辺部の陸成層(藤峠層・和泉層)中に存在する。

後期中新世-中期更新世の藤峠層・和泉層・七折坂層・塔寺層(鈴木(1964)の山都層群)は、河川及びデイサイト-流紋岩火砕流堆積物からなる陸成層である(山元, 1992a)。会津盆地周辺からは合計20枚弱の火砕流堆積物が見いだされ、これらは全て盆地を取り巻くカルデラ火山群から供給されている。この

第1表 「若松」図幅の地質総括表

地質時代		地質区分		火成活動とテクトニクス				
第四紀	完新世	沖積層	沼沢湖火砕流	東西短縮場	逆断層の活動			
	更新世	後期	段丘堆積物			低位		
		中期	塔寺層			中位		
	前期	七折坂層	Nn1,2,4 火砕流			高位		
新第三紀	鮮新世	和泉層	Iz1 火砕流	北東—南西短縮場	北東—南西短縮場			
	後期	藤峠層	Fj3 火砕流			桧和田層	カルデラ火山群	
						高川層		
	中新世	中期	海成堆積岩及び火山岩			塩坪層	東尾岐層	海退
						讓峠層		
						二の沢層		
前期	非海成火山岩	關川層	入山沢層	海進				
古第三紀				北西—南東伸張場	中性火山活動			
白亜紀			深成岩類		珪長・苦鉄質単成火山活動			
ジュラ紀		付加堆積岩コンプレックス	大戸層		付加帯の形成			

内、七折坂層の火砕流堆積物群は、福島県白河市周辺のいわゆる“白河火砕流”(吉田・高橋, 1991)と同一の堆積物である。

塔寺層以外の中部更新統-完新統としては、会津盆地内及び主要河川沿いに段丘堆積物及び沖積層が広く分布する。これらはいずれも河川堆積物である。また緩斜面や段丘面上には沼沢火山(第4図)を噴出源とする沼沢湖火砕堆積物が分布する。

第2表 下部-中部中新統の層序区分の対応関係

西部地域		東部地域	
鈴木ほか(1972)	八幡(1982)	本報告	鈴木(1964)
塩坪層	塩坪層	塩坪層	
漆窪層	二岐川層	讓峠層	
荻野層		二の沢層	
田中層	荻野層	東尾岐層	面川層
観音層	観音層		上三寄層
	牧場層		
		關川層	關川層

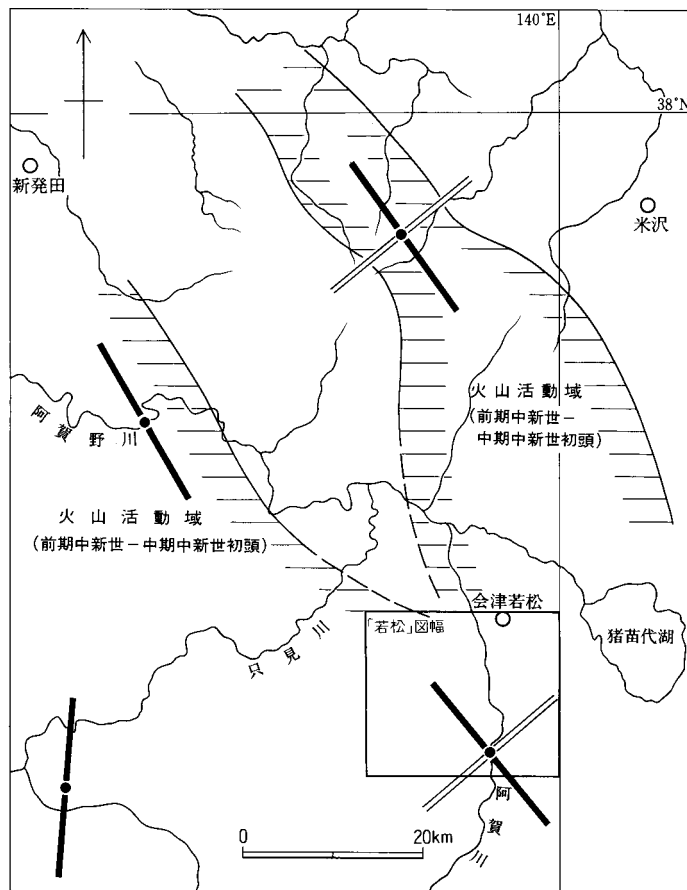
第3表 会津盆地周辺の下部-中部中新統の対比

Ma	「只見」地域	「野沢」地域	「熱塩」地域	「若松」地域	「猪苗代」地域
	島田・伊沢(1969)	鈴木ほか(1968)	鈴木(1964)	本報告	北村ほか(1965)
10	松坂峠層	塩坪層	塩坪層	塩坪層	白石層
12	布沢層	讓峠層	讓峠層	讓峠層	堀口層
		二の沢層	二の沢層	二の沢層	
14	小川沢層	荻野層	五枚沢層	東尾岐層	大久保層
	大塩層	利田層			
16	滝沢川層		黒岩層		岩上山層
18			大塩沢層	關川層	
20	↓?				

II. 2 後期新生代の火山活動の変遷とテクトニクス

本図幅地域の火山活動は、前期中新世-中期中新世初頭(關川層・東尾岐層)、中期中新世中期-中期中新世末期(二の沢層・譲峠層・塩坪層)と後期中新世以降でそれぞれ様相が異なる。

前期中新世の火山活動は、陸上での安山岩の大量流出に始まり、浅海底での膨大な流紋岩と少量の玄武岩の火山活動がこれに引き続いた。流紋岩の溶岩ドームから成る噴出中心は本図幅地域全体に一樣に分布しており、その供給岩脈は顕著な平行岩脈群を構成している。従って、この時期の火山体は、伸張応力場での単成火山活動で形成されたと判断できる。火山活動域は会津地方のほぼ全域に広がっており(第3図)、噴出物の最大層厚は2,000mに達している。しかし、火山活動をもたらした平行岩脈群の卓越方位は、会津地域全体でやや分散傾向にあり、地域毎に異なる方位を持つ(第3図)。従って、岩脈が



第3図 前期-中期中新世の岩脈群の卓越方位

黒太線は、前期中新世-中期中新世初頭の岩脈群を、白太線は中期中新世中期-末期の岩脈群を示す(山元, 1991 aに一部加筆)

示す会津地域の伸張場は、非常に強い一定方向の水平差応力を表現しているわけではない(山元, 1991 a).

中期中新世の火山活動は、安山岩-流紋岩質の複成火山体の形成で特徴づけられる。この時期の噴出中心は会津盆地の南西山地(「宮下」図幅地域の東北部)と北東山地(「熱塩」図幅地域の南東部)に集中し、噴出物は顕著な火山体を形成している。供給岩脈の卓越方位は北東-南西で下位のそれとほぼ直交し(第3図)、重要な応力場の変化が中期中新世初期にあったことを示唆している(山元, 1991a)。

後期中新世以降の火山活動は、陸上で大規模珪長質カルデラ火山活動で特徴づけられる(山元, 1992



第4図 会津盆地周辺の後期中新世-完新世火山の分布(山元, 1992 aに一部加筆)
 Bn=磐梯火山; Nk=猫魔火山; Nm=沼沢火山; Uw=上井草カルデラ; Sn=砂子原カルデラ; Ir=入山沢カルデラ; Hk=博士山火山; Hw=桧和田カルデラ; Tn=塔ノ窟カルデラ; Tk=高川カルデラ; Ft=二岐火山; Os=大白森火山; Ks=甲子火山

a), この火山活動は, 中期中新世末期に始まった脊梁山地地域の隆起の軸部に集中し, その結果, 盆地南縁上にはカルデラ火山群が出現した(第4図). 一方, 後期中新世以降, 現在の会津盆地の西側を中心に堆積盆地が形成され, 周辺山地の隆起による碎屑物の供給と大規模火砕流の噴出によって, 藤峠層, 和泉層, 七折坂層, 塔寺層が堆積した. この堆積盆地は徐々に縮小しながら沈降域を東に移し, 塔寺層の堆積時には会津盆地西縁の断層系が活発化し, その西側は南北性の褶曲を伴って隆起した. この断層活動は現在もなお継続している.

III. ジュラ-白亜系

(山元孝広)

III. 1 大戸層(Ot, Oc)

地層名 鈴木(1964), 鈴木ほか(1972)の「大戸層」による.

模式地 福島県会津若松市大川ダム下流の阿賀川流域.

分布・構造 会津若松市南方の大戸岳周辺から大川ダム周辺をへて, 下郷町大内ダムに至る地域に分布する. 本層の一般走向は北北東-南南西で, 東あるいは西に傾斜している.

層序関係 新第三系に不整合に覆われる. また, 白亜紀後期深成岩類, 及び前期-中期中新世の岩脈群に貫かれる.

岩相 本層は, 主に砂岩・砂岩泥岩互層・無層理泥岩からなり, 稀にチャートを伴っている. これらの岩石は深成岩類の貫入によりほとんど全てホルンフェルス化している. 厚層理の砂岩は中-細粒で正級化の発達したものが多い. また, 細-極細粒の砂岩には平行-低角斜交層理が認められる. チャートは層状で, 本層分布域の西縁に発達している. 碎屑岩の走向方向への連続性は良く, 多種の岩塊が大規模に混在した岩相は認められない. ただし, チャートとその上下の碎屑岩との関係は野外で確認していない.

岩石記載 砂質ホルンフェルスは再結晶した石英・斜長石の等粒状結晶からなり, 基質に黒雲母・緑泥石・白雲母・マイクロクリンを生じている. 泥質ホルンフェルスも, 変成鉱物として基質に石英・斜長石・マイクロクリン・黒雲母・緑泥石・白雲母を生じており, 変成度の著しいものは董青石の斑状変晶を生じている. 董青石はほとんどが変質してピナイト化している. チャートも再結晶した石英の等粒状結晶からなり, 他に斜長石・白雲母・緑泥石を生じている.

化石 福島県南会津郡下郷町の小野川沿い(南隣「田島」図幅地域内)の比較的変成度の低い泥岩より, ジュラ-白亜紀を示す保存不良の放散虫化石群が報告されている(福島県教育委員会, 1985).

対比 足尾山地・八溝山地のジュラ系(Sashida et al., 1982)や, 飯豊山地のジュラ系(Mizutani et al., 1984)に対比される.

Ⅲ. 2 白亜紀後期深成岩類(Cp)

分布 会津若松市南方の大戸岳北東斜面に一岩体が、大川ダム下流の阿賀川沿いに小岩体が一つ分布する。

層序関係 大戸層に貫入し、新第三系に不整合に覆われる。また、前期-中期中新世の岩脈群に貫かれる。

岩相・岩石記載 本岩類は均質な中-細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩である。岩質は二つの岩体とも共通するが、岩脈群に貫かれる大川ダム下流部の小岩体では特に変質が著しい。また、新第三系の不整合面の直下の岩石は、カタクラサイト化が著しい。

細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩(GSJ R 58254)

産地：会津若松市大川ダム下流500mの阿賀川沿い。

鏡下の特徴：斜長石(<1.4mm)・石英(<1.0mm)・カリ長石(<1.4mm)・角閃石(<5.0mm)・黒雲母(<2.0mm)鉄鉱からなる。斜長石は半自形で、中心部がセリサイト化したものが多い。石英及びカリ長石は他形及びブール状で、共に微文象構造をなす。角閃石は半自形で、弓引開面に沿って方解石や緑れん石を生じているものが多い。黒雲母は全て緑泥石・緑れん石に置換されている。鉄鉱は細粒粒状で量は少なく、黒雲母に伴われている。薄片中には緑れん石脈や方解石脈が多い。

年代・対比 本岩類からは直接年代を示す資料は得られていない。しかし、南隣の「田島」図幅地域では、大戸層を貫く黒雲母アダメロ岩から66 Maの黒雲母K-Ar年代値が報告されている(河野・植田, 1966)。地質の状況から判断すると、八溝山地のジュラ系を貫く花崗岩類(柴田ほか, 1973)や飯豊山地のジュラ系を貫く花崗岩類(河野・植田, 1966)と同様に、本岩類も白亜紀後期の火成活動の産物であると考えられる。

Ⅳ. 前期-中期中新世の堆積岩及び火山岩

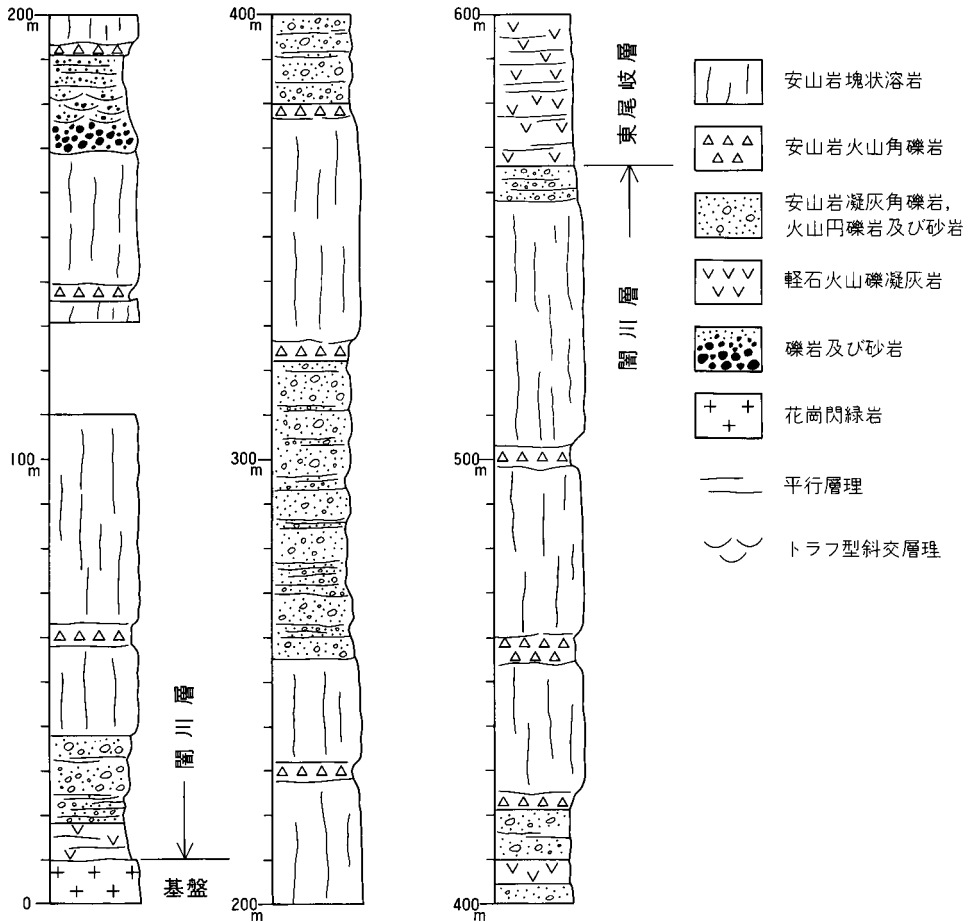
(山元孝広)

Ⅳ. 1 閼川層(Kr)

地層名 鈴木(1964)の「閼川層」による。

模式地 福島県会津若松市の閼川中流域。

分布・構造 閼川中流域から芦ノ牧温泉周辺をへて大内ダムに至る地域に分布する。本層の走向は東北東-西南西から東西で、北に傾斜している。



第5図 関川層(Kr)の柱状図
会津若松市高川西方の関川中流域

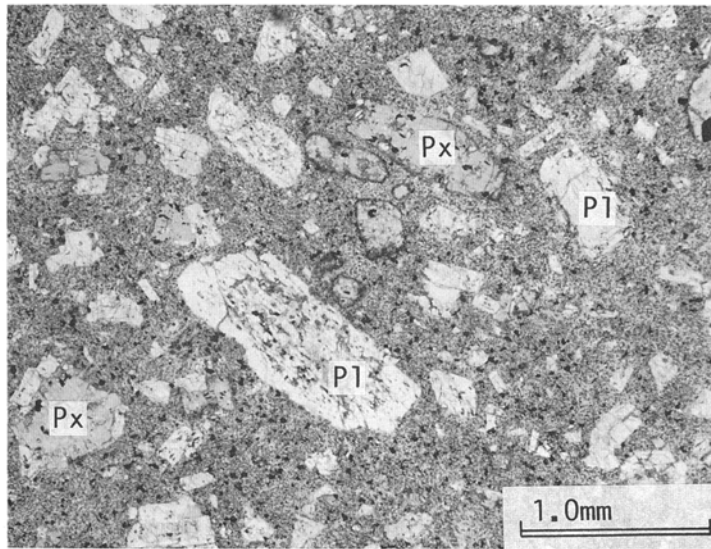
層序関係 ジュラー-白亜系を不整合に覆う。上位の東尾岐層に整合に覆われる。

層厚 500-600m.

岩相 本層は主に安山岩の溶岩及び火砕岩からなり、流紋岩火砕岩・礫岩を挟んでいる(第5図)。安山岩溶岩の大部分は、塊状で厚い(10-50m)。安山岩火砕岩は、厚層理で淘汰の良い火山円礫岩・平行層理を持つ火山砂岩・塊状でマトリックス支持の凝灰角礫岩からなる。これらはいずれも、多種の安山岩岩片に富んでいる。流紋岩火砕岩は軽石に富む火山礫凝灰岩で、斜長石・石英の結晶片の多い基質を持つ。非火山性の碎屑岩は、塊状で淘汰の良い円礫岩・トラフ型斜交層理を持つ円礫岩及び粗粒砂岩・平行層理を持つ中粒砂岩からなる。礫種は、ホルンフェルス・花崗閃緑岩・安山岩で、古流向は東を向く。

木層は上記の層相から、陸成であると判断される

岩石記載 安山岩溶岩及び火砕岩の岩質は、単斜輝石安山岩と斜方輝石単斜輝石安山岩である。いずれの岩石も変質が著しく、緑泥石や緑れん石を生じている。



第6図 関川層(kr)の安山岩溶岩の顕微鏡写真(GSJ R 58255)
Pl=斜長石; Px=緑泥石で置換された輝石 下方ポラー

単斜輝石安山岩(GSJ R58255; 第6図)

産地: 会津若松市高川の西北西2kmの関川沿い。

産状: 塊状溶岩。

鏡下の特徴: 斑晶は多量の斜長石(<2.0mm)と少量の単斜輝石(<1.6mm)からなる。一部は集斑状組織を構成する。斜長石の一部はセリサイトに置換されている。単斜輝石の大部分は緑泥石で置換されている。石基はインターサタル組織を持ち、斜長石・緑泥石・鉄鉱からなる。

年代・対比 後述する東尾岐層(前期中新世後半-中期中新世初頭)に整合に覆われることから、前期中新世と考えられる。本層と同様な安山岩火山岩に富む地層は、会津盆地周辺の新第三系の基底部に認められる。すなわち「熱塩」図幅地域の大桧沢層(鈴木, 1964)の上部や東隣「猪苗代」図幅地域の岩上山層(北村ほか, 1965)は本層と類似した層相を持ち、いずれもほぼ同時期の火山活動の産物であると判断される(第3表)。

IV. 2 東尾岐層(Hs, Hr, Hv, Hb)

地層名 新称。鈴木・吉田(1956)の観音層・荻野層, 鈴木(1964)の荻野層・上三寄層・面川層, 鈴木ほか(1972)の観音層の一部・田中層・荻野層・面川層・本郷層, 八幡(1982)の牧場層の一部・観音層・荻野層・二岐川層の一部を合わせたものに相当する。第2表に示したように、本層は会津盆地の東側と西側で異なる層序区分と地層名が従来使用されていたが、地域や層準による岩相変化が著しく、本報では全て一括した。

模式地 福島県大沼郡会津高田町東尾岐周辺から勝負沢源流にいたる地域。

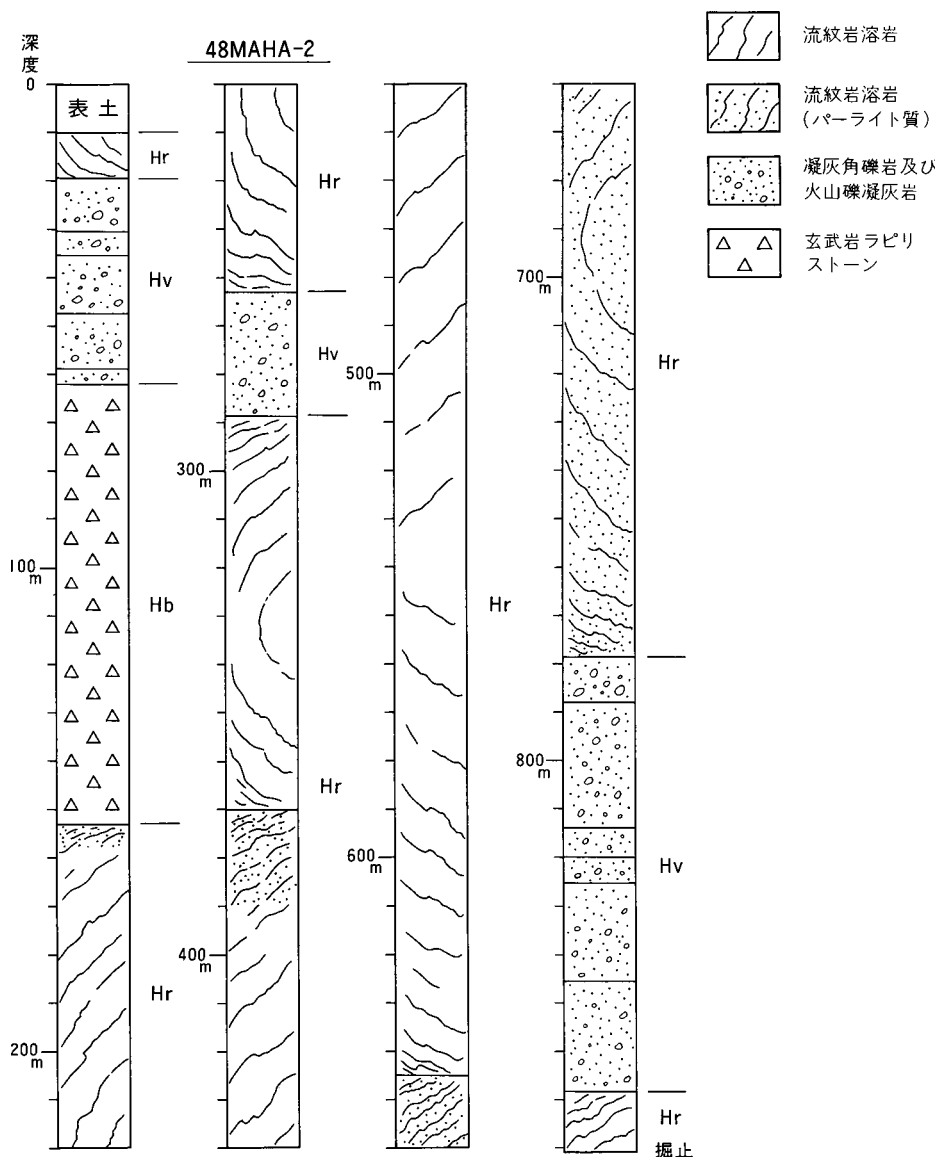
分布・構造 盆地を取り巻く南縁山地や盆地東縁山地に広く分布する。本層の走向は盆地の輪郭にほ

ほぼ平行で、盆地側に傾斜する場所が多い。

層序関係 閘川層を整合に覆う。上位の二の沢層に整合に覆われる。

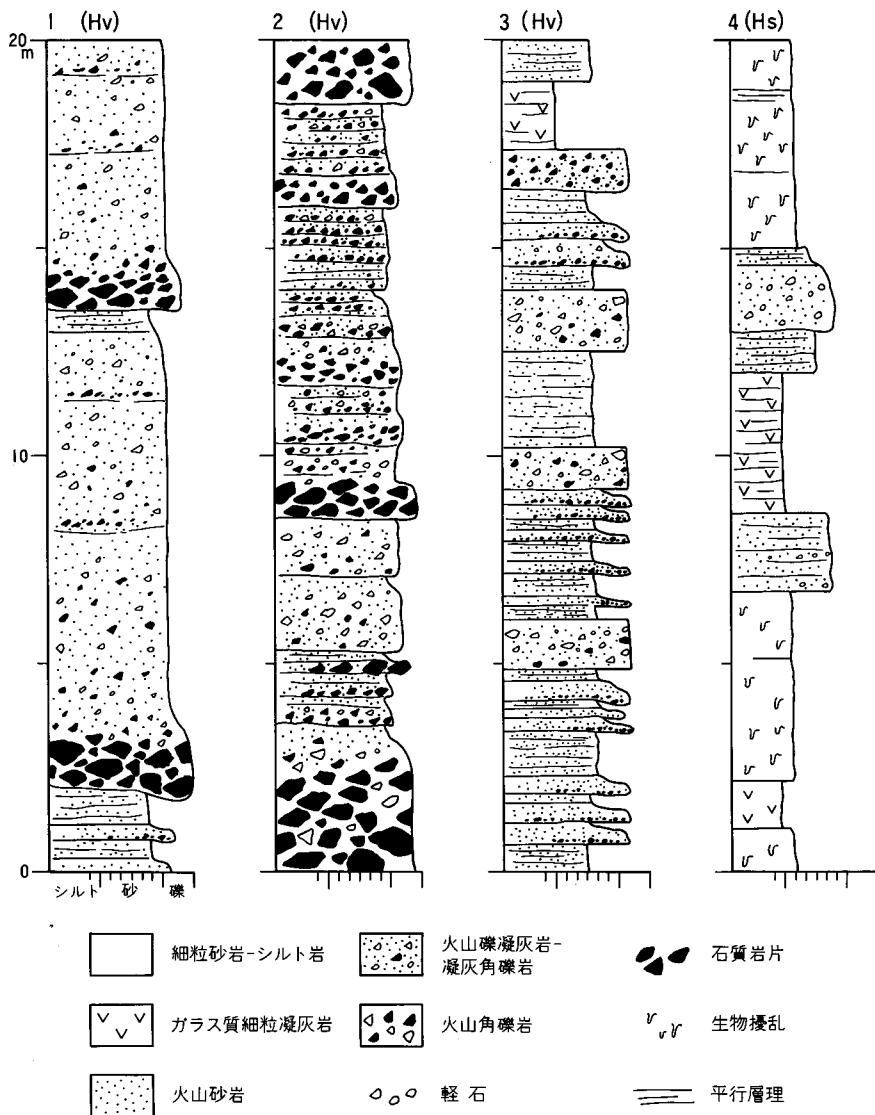
層厚 最大1,500m。

岩相 本層は主に流紋岩の溶岩(Hr)及び火砕岩(Hv)からなり、細粒砂岩・シルト岩・火砕岩互層(Hs)及び玄武岩火砕岩(Hb)を伴う。岩相の側方変化が著しく、図幅地域内に追跡可能な鍵層は見いだせなかった。模式地の東尾岐では広域調査の試錐(48 MAHA-2)が実施されており、本層の垂直岩相変化を見事に示している(第7図)。本層は海棲化石の産出から、ほとんど全て海成であると判断される。



第7図 東尾岐層のボーリング柱状図
大沼郡会津高田町東尾岐(48 MAHA-2; 通産省, 1974 に加筆)

流紋岩溶岩(Hr)は、径数100m-数kmのドーム状の塊状溶岩岩体を構成する。ただし、大型の岩体内部では岩質の異なる部分や貫入関係があるので、正確には溶岩ドーム群と呼ぶべきであろう。一部の岩体では、塊状溶岩から自破碎溶岩を経て、成層した火砕岩に覆われるのが観察される。しかし、大部分の岩体は、周辺の火砕岩や碎屑岩に対し非調和に貫入している。その場合も、各岩体の縁辺部はガラス質の自破碎溶岩に移化しており、未固結の母岩に対して溶岩ドームが浅所貫入したものと判断される。本溶岩ドーム群は、当時の珪長質火山活動の噴出中心相に相当する。

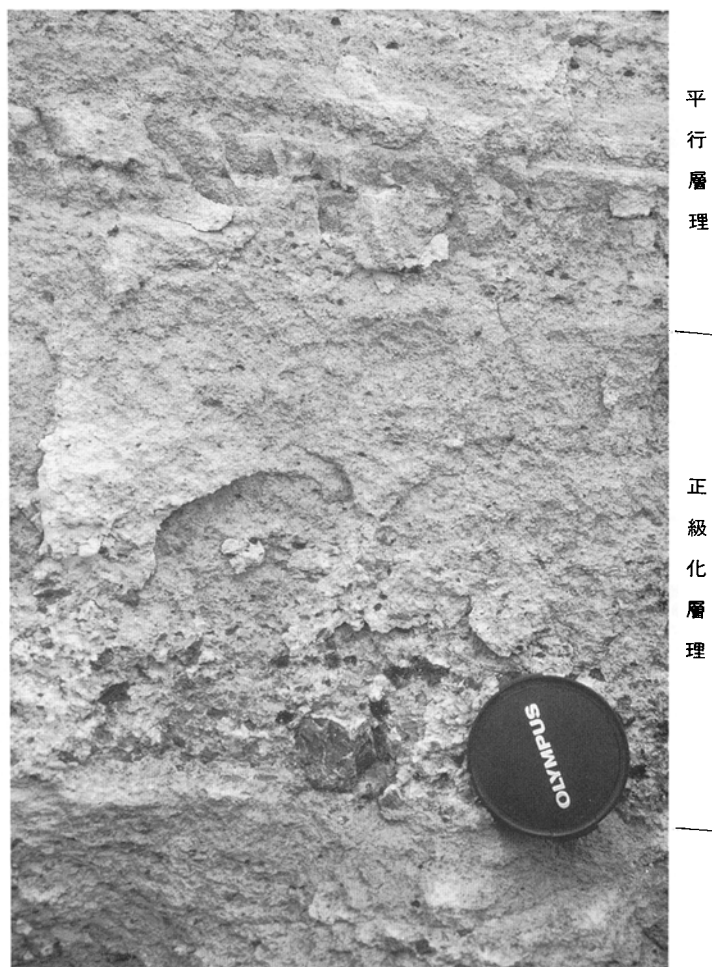


第8図 東尾岐層の岩相

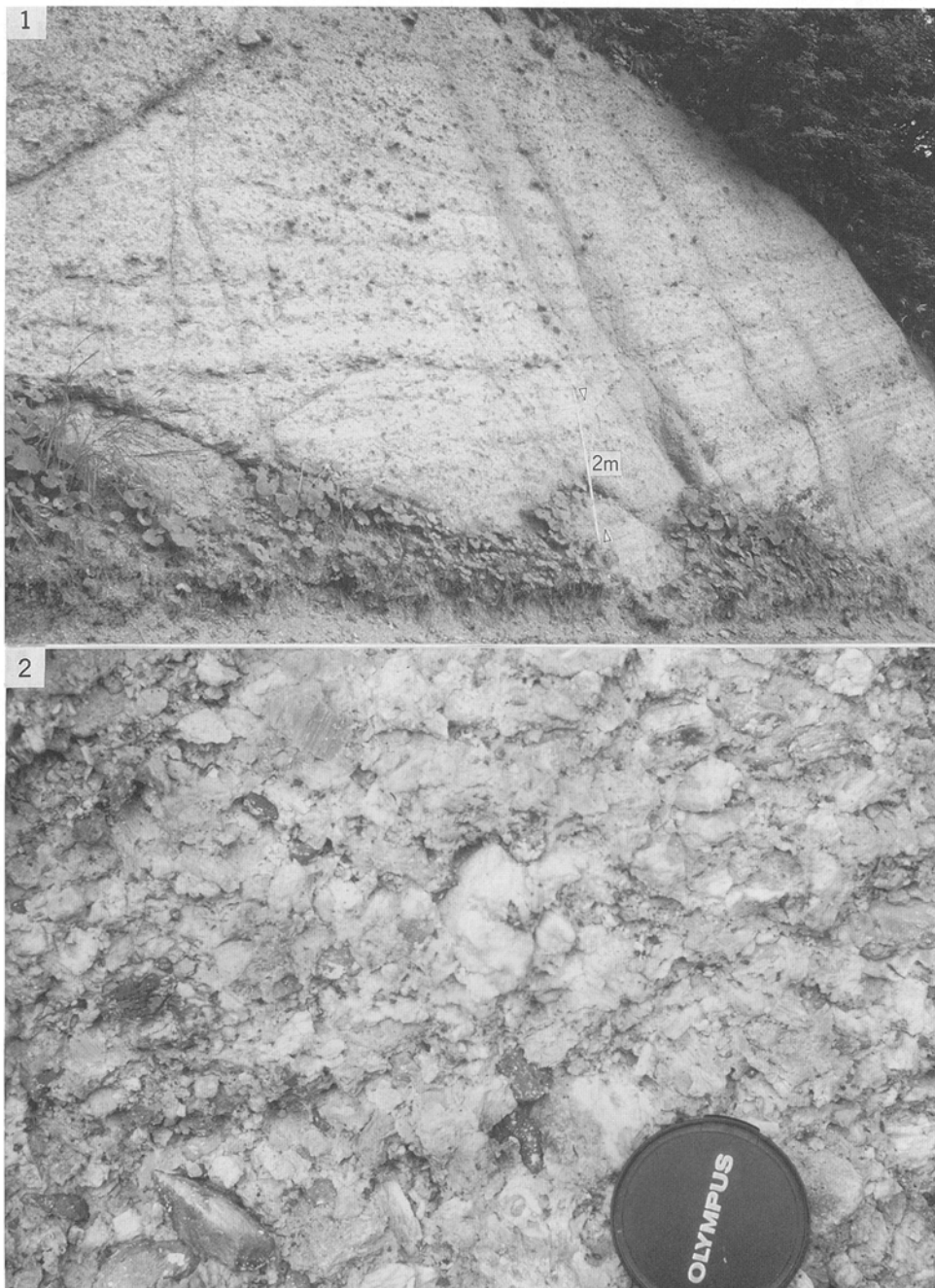
1.大沼都会津高田町西本 2.大沼都会津高田町旭寺入南方の水鳥沢(第10図) 3.大沼郡本郷町栃沢(第9図) 4.会津若松市面川南東方の沢川 Hv=流紋岩火砕岩, Hs=流紋岩火砕岩・細粒砂岩・シルト岩互層

流紋岩火砕岩(Hv)は、火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる(第8図)。これらの火砕岩は、正級化構造を持つもの(第9図)、塊状で基質支持のもの、塊状で岩片支持のもの、平行層理を持つもの(第10図)など多様であるが、いずれの構造も重力流堆積物であることを示している。ただし、稀に火山豆石凝灰岩が見いだされ、一部には降下火砕堆積物も存在する。正級化構造を持つ厚い軽石火山礫凝灰岩(第8図の1)は、本質岩片(流紋岩軽石)に富み水底火砕流堆積物と判断される。その基質は石英・長石片に富み、細粒物に乏しい。また、軽石の大部分は、ガラスが粘土鉱物や沸石で、もしくは緑泥石で置換されレンズ状に潰れている。単源でガラス質の流紋岩角礫からなる、塊状で岩片支持の火山角礫岩は、しばしば溶岩ドームの縁辺の自破砕溶岩に移化している。平行層理を持つ火山砂岩は、ごく稀に貝化石を含んでいる。

細粒砂岩・シルト岩・火砕岩互層(Hs)は、東山温泉付近・上三寄付近・海老山付近の三地域に分布す



第9図 東尾岐層の正級化構造を持つ流紋岩火山礫凝灰岩(Hv)
大沼郡本郷町柗沢(第8図の3) 本火砕岩は軽石片・結晶片・火山ガラス片に富み、流紋岩石質岩片を伴う。淘汰はやや不良である



第10図 東尾岐層の平行層理を持つ流紋岩凝灰角礫岩(Hv)
大沼郡会津高田町旭寺入南方の水鳥沢(第8図の2) 本火砕岩は多種の流紋岩角礫と軽石片からなり、細粒物に乏しく淘汰が良い(2)。1のスケールは2m

る。前二者と海老山付近のものとは、明らかに別層準である。細粒砂岩・シルト岩には、生物擾乱が著しく塊状で淘汰の悪い岩相と、平行層理を持つ淘汰の良い岩相の二つがあり、両者はしばしば互層する。また、前者は貝化石を含んでいる。非火山性の碎屑岩と互層する火砕岩は、塊状の軽石火山礫凝灰岩・平行層理を持つ流紋岩及び玄武岩火山砂岩・塊状及び平行層理を持つガラス質細粒凝灰岩からなる。

玄武岩火砕岩(Hb)は、スコリアラピリストーン・火山豆石凝灰岩・平行層理を持つ火山砂岩からなり、小規模な同質の玄武岩貫入岩体(シル)を伴う場合がある。スコリアラピリストーンは塊状で、平滑な破断面で囲まれた多面体形のスコリアと少量の流紋岩異質角礫からなり、細粒物を欠く。火山豆石凝灰岩は、アッシュサイズの火山ガラス片と斜長石片からなる基質中に、細粒火山灰からなる外殻を持つ径2mm-1cmの火山豆石を多量に含んでいる。これらの特徴は、この火砕岩が浅い水底(数100m以浅)で起きたマグマ水蒸気噴火の降下火砕堆積物であることを示している。火砕岩に貫入するシルは発泡の良いものが多く、浅所貫入相であることは明かである。会津高田町市野付近の火山砂岩は、貝化石を含んでいる。

岩石記載 本層の火山岩は流紋岩と玄武岩からなり、量的には前者が圧倒的に多い。

流紋岩には、斜長石・石英斑晶に富み、鉄鉍以外の苦鉄質鉍物を欠くか微量の黒雲母か角閃石斑晶を伴うタイプと、斜長石・石英斑晶と斜方輝石・単斜輝石斑晶を含むタイプがある。溶岩には両者が存在するが、火砕岩中の軽石はほとんどが前者に属している。また、溶岩の石基も、前者が溶岩ドームの急冷縁を省いてマイクロフェルリティック-マイクロフェルシティック組織を持つのに対して、後者は溶岩ドームの内部でもガラス質-ハイアロピリティック組織を持つ。第7図の試錐中の厚いパーライト溶岩は、後者の典型である。この様な石基組織、すなわち結晶核密度の違いは、火道中での脱ガスによる過冷却度の違いを反映しているとするとよく説明できる(佐藤, 1991)。軽石が主に前者からなることを重視すると、前者の溶岩ほど噴出前の脱ガス量が多かったことになる。

玄武岩は斑晶にかんらん石・単斜輝石・斜長石を持つものと無斑晶質のものからなる。いずれも変質が著しい。

流紋岩(GSJ R 58256 ; 第11図)

産地：大沼郡会津高田町東尾岐、烏帽子岳北北東2.5kmの沢。
産状：塊状溶岩。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<3.0mm)と石英(<2.0mm)からなる。斜長石の一部は集斑状組織をなす。石英は半自形で、融食形のものも認められる。石基はマイクロフェルリティック組織を持ち、クリスタライト・鉄鉍・ジルコン・ガラスからなる。

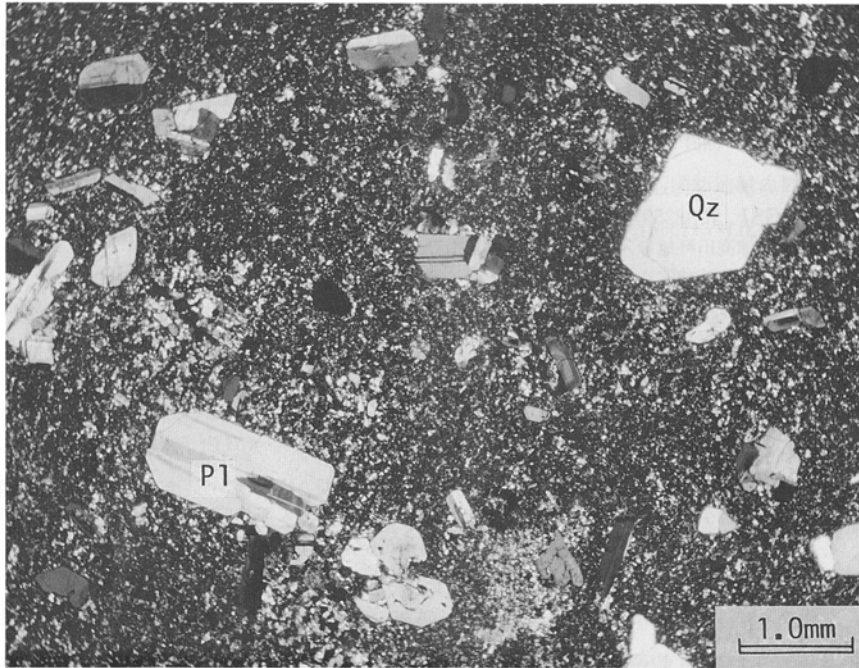
黒雲母流紋岩(GSJ R 58257)

産地：大沼郡木郷町本郷南東1.5kmの道路沿い
産状：浅所貫入した塊状溶岩。

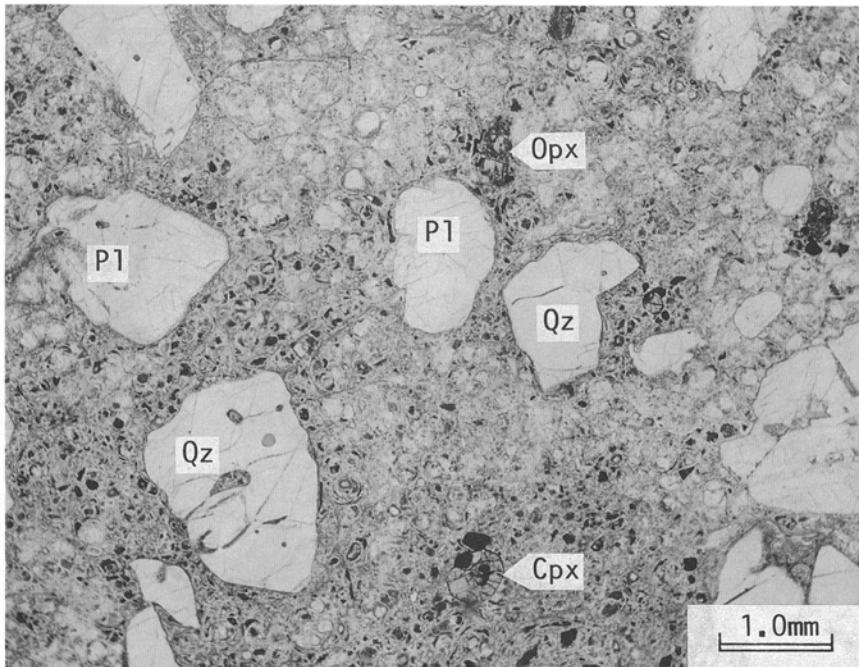
鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<2.5mm)・石英(<3.0mm)とごく少量の黒雲母(<0.8mm)からなる。斜長石の大部分はセリサイトで置換されている。石英は自形-半自形で、融食形のものも認められる。黒雲母も完全にセリサイトで置換されている。石基はマイクロフェルシティック組織を持ち、鉄鉍とジルコンを伴う。

単斜輝石斜方輝石流紋岩(GSJ R 58258 ; 第12図)

産地：大沼郡会津高田町市野、市野峠の北700mの林道沿い。



第 11 図 東尾岐層の流紋岩溶岩(Hr)の顕微鏡写真(GSJ R 58256)
 Qz=石英; P1=斜長石 直交ポラー



第 12 図 東尾岐層の流紋岩溶岩(Hr)の顕微鏡写真(GSJ R 58258)
 Qz=石英; P1=斜長石; Cpx=単斜輝石; Opx=斜方輝石 下方ポラー

産状：塊状溶岩。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(< 3.4mm)・石英(< 2.0mm)と少量の斜方輝石(< 1.6mm)・単斜輝石(< 1.6mm)からなる。一部に集斑状組織が認められる。石英は半自形で、融食形のものも認められる。石基はガラス質で、僅かに発泡している。クリスタライト・鉄鉱・ジルコンを少量伴う。パーリティック割れ目の発達が良い。石基ガラスは割れ目沿いにパラゴナイト化している。

無斑晶流紋岩(GSJ R 58259)

産地：大沼郡会津高田町旭寺入南方1kmの林道沿い。

産状：浅所貫入した塊状溶岩。

鏡下の特徴：新鮮なガラスからなり、ごく少量の斜長石斑晶とジルコンを伴う。クリスタライトの量も微量で、ガラスの色の濃淡からなる流状組織を持つ。パーリティック割れ目の発達がよい。

かんらん石玄武岩(GSJ R 58260)

産地：大沼郡会津高田町宮川、松倉川の林道沿い。

産状：浅所貫入岩体。

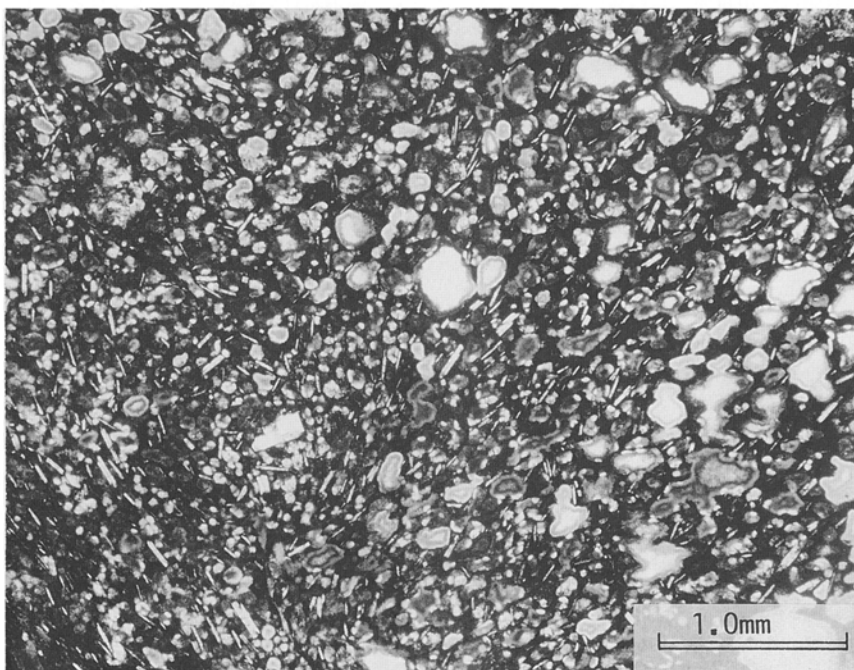
鏡下の特徴：斑晶は少量のかんらん石(< 1.5mm)からなる。かんらん石は完全に緑泥石で置換されている。石基はインターサタル組織を持ち、斜長石(< 0.6mm)・鉄鉱・緑泥石からなる。

無斑晶玄武岩スコリア(GSJ R 58261; 第13図)

産地：大沼郡会津高田町東尾岐の東尾岐川河床。

産状：降下火砕堆積物(スコリアラピリストーン)中の本質岩片。

鏡下の特徴：発泡の良い石基のみからなる。石基はハイロピリティック組織を持ち、斜長石(< 0.2mm)・鉄鉱・パラゴナイト化したガラスからなる。気泡は鉄サポナイトで充填されている。



第13図 東尾岐層の玄武岩スコリアの顕微鏡写真(GSJ R 58261)
下方ポラー

化石 本層の多くの層準から、散在的に海棲貝化石を産出する。北西隣「野沢」図幅地域の相当層(利田層上部)からはBlow(1969)のN. 8帯の有孔虫化石群が(鈴木ほか, 1968), 西隣「宮下」図幅地域の相当層(宮下泥岩部層)からはN. 8及びN. 9帯の有孔虫化石群(鈴木ほか, 1986b)が報告されている。

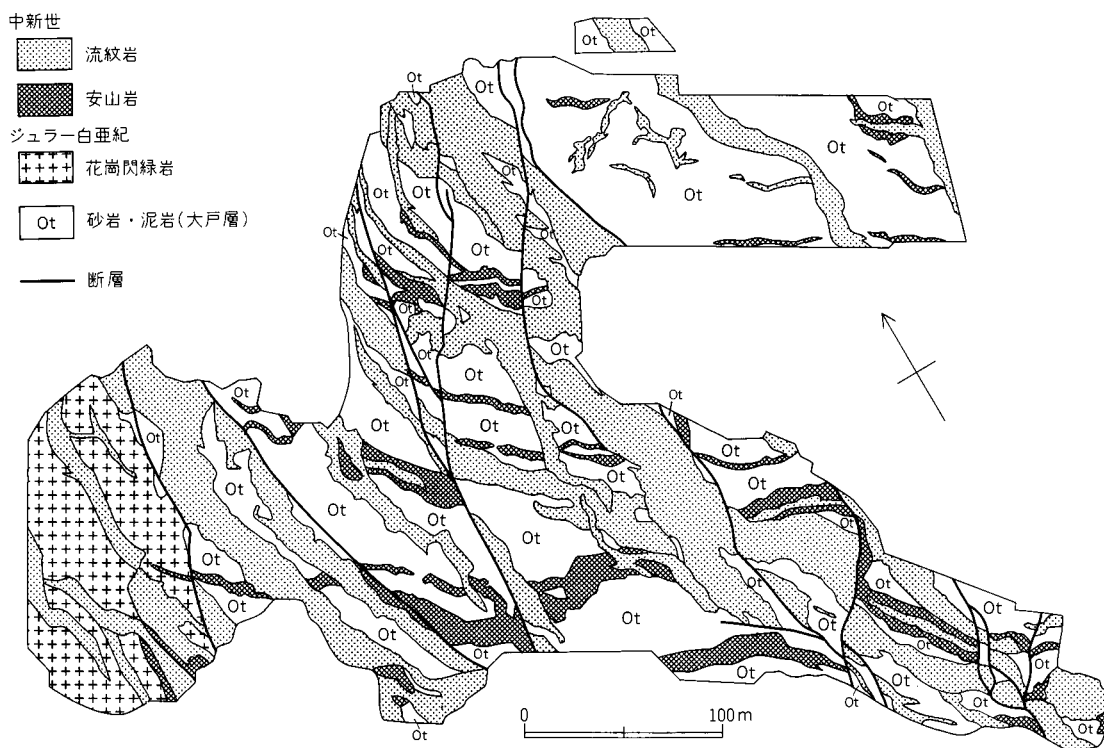
年代・対比 本層の年代は産出化石から前期中新世後半-中期中新世初頭と判断できる。また、本層は「只見」図幅地域の滝沢川層・大塩層・小川沢層(島田・伊沢, 1969), 「熱塩」図幅地域の黒岩層・五枚沢層(鈴木, 1964), 東隣「猪苗代」図幅地域の桧山層・大久保層(北村ほか, 1965)に対比される(第3図)。

IV. 3 前期-中期中新世岩脈群(R)

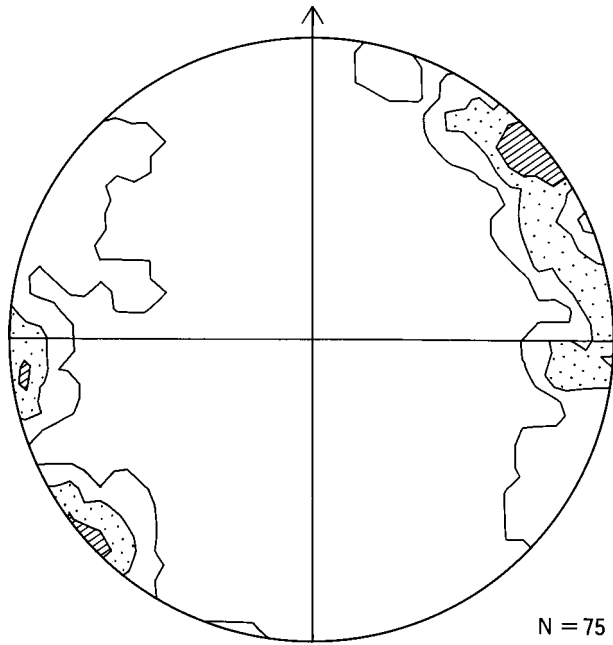
分布・構造 会津若松市南方の大川ダム周辺に、顕著な平行岩脈群が分布する(第14図)。岩脈の卓越方位は北東-南西である(第15図)。

層序関係 ジュラ-白亜系・閼川層・東尾岐層に貫入する。

岩相・岩石記載 本岩脈群は流紋岩を主体とし、変質輝石安山岩と玄武岩を伴う。変質輝石安山岩はジュラ-白亜系に貫入し、流紋岩に貫入される。ただし、両者に系統的な貫入方位の違いはない。安山岩岩脈の幅は、数10cm-10mである。流紋岩は、石英・斜長石斑晶に富むものと、石英・斜長石・斜方輝石・単斜輝石斑晶を持つものがある。流紋岩岩脈の幅は、数m-30mである。玄武岩岩脈は幅数10cm



第14図 ジュラ-白亜系に貫入する前期-中期中新世岩脈群(R)
会津若松市大川ダムのダム基盤地質平面図(建設省, 1988)を簡略化



第 15 図 前期-中期中新世岩脈群(R)の貫入面の極の下半球投影
 コンターは 1, 5, 10%

で、流紋岩に貫入し、かつ、貫入される。その量は少ない。

輝石流紋岩(GSJ R 58262)

産地：会津若松市大川ダム下流 500m の阿賀川沿い。

産状：岩脈。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(< 2.0mm)・石英(< 1.5mm)・輝石(< 1.3mm)からなる。一部は集斑状組織を構成する。斜長石は部分的にセリサイトで置換されている。輝石は全て緑泥石で置換されている。石基はピロタキシティック組織を持ち、斜長石・鉄鉱・緑泥石からなる。

年代・対比 層序関係及び岩質から、安山岩岩脈は闇川層の火山岩の供給岩脈、流紋岩・玄武岩岩脈は東尾岐層の火山岩の供給岩脈であったと判断される。

IV. 4 二の沢層(Ns, Nv, Na)

地層名 鈴木(1964), 鈴木ほか(1986a)の「二の沢層」による。鈴木ほか(1972)の漆窪層下部・明神ヶ岳安山岩部層, 八幡(1982)の松沢砂岩泥岩部層・明神ヶ岳安山岩部層を合わせたものに相当し, 鈴木(1964), 鈴木ほか(1968)の戸中凝灰岩を挟在する。

模式地 福島県耶麻郡山都町沼ノ平付近の二ノ沢川沿い(「熱塩」図幅地域内)。

分布・構造 盆地西縁丘陵の二岐川から松沢にかけて分布する。二岐川付近では北西—南東走向で北東に急傾斜(一部逆転)する。松沢付近では南北走向で東の盆地側に急傾斜する。

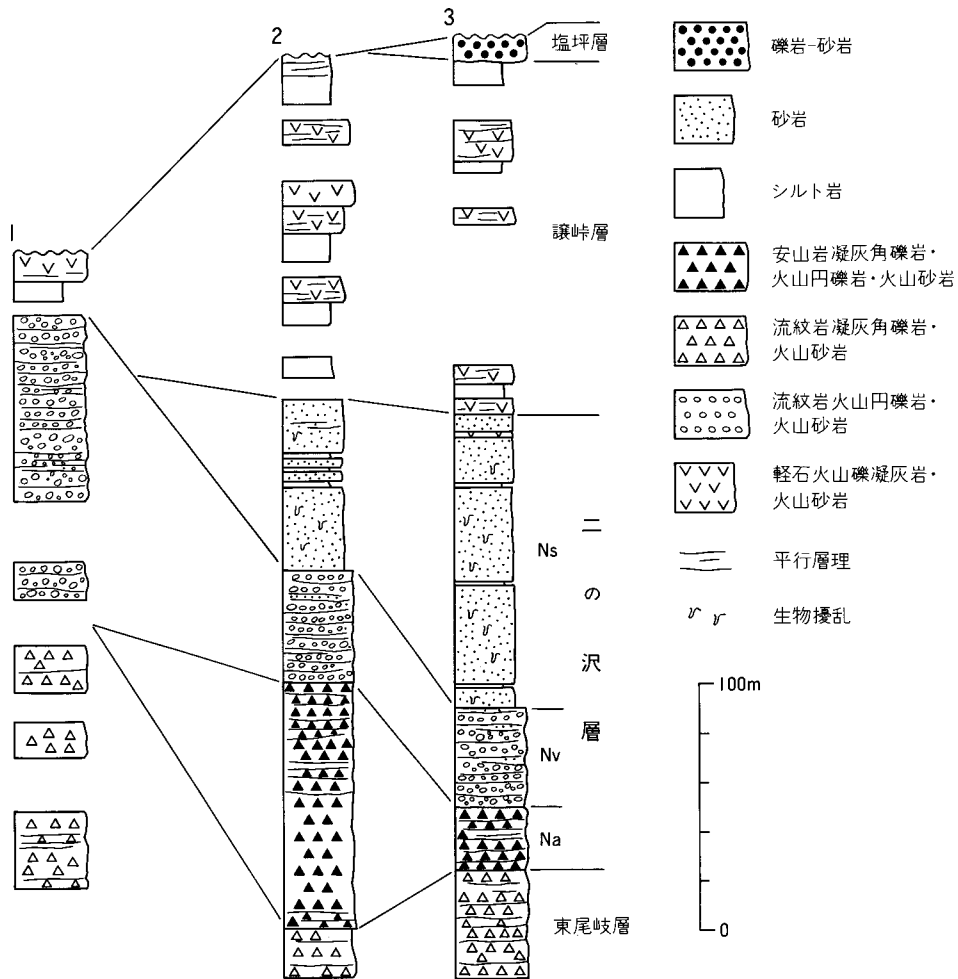
層序関係 下位の東尾岐層を整合に覆う。

層厚 二岐川付近で約200m。

岩相 二の沢層は、下位から安山岩火砕岩及び溶岩(Ha)・流紋岩火砕岩(Hv)・砂岩及びシルト岩の順で構成される(第16図)。

安山岩火砕岩は、基底部に逆級化構造を持つ塊状で基質支持の凝灰角礫岩・逆-正級化構造を持つ岩片支持の火山円礫岩・平行-低角斜交層理を持つ火山円礫岩及び火山砂岩からなる。溶岩の大部分は自破碎構造が顕著で、多面体形の安山岩角礫からなる単源の火山角礫岩に移化する。これらの火山岩は東川流域で最も厚く、北東へ尖滅する。また、会津高田町旭寺入付近にも、これとは独立した分布がある。火山砂岩は稀にフジツボ・貝化石を含んでいる。

流紋岩火砕岩は、平行-低角斜交層理を持つ淘汰の良い火山円礫岩・火山砂岩互層からなる(第17図)。



第16図 二の沢層(Na, Nv, Ns)と譲峠層(Yz)の柱状図

1.河沼郡柳津町大峯(「宮下」図幅) 2.大沼郡新鶴村上平南方の西ノ沢 3.大沼郡会津高田町松沢西方の松沢林道 柱状図の位置は付図A-1を参照



第 17 図 二の沢層の平行層理を持つ火山砂岩・火山礫岩互層(Nv)
河沼郡柳津町大峯(「宮下」図幅) 本火砕岩は発泡度の多様な流紋岩の垂角-円礫に富み、細粒
物に乏しく淘汰が良い(2)

礫種は、黒雲母流紋岩と角閃石流紋岩を主とし、安山岩を伴う。西隣の「宮下」図幅地域で最も厚く、東へ尖滅する。また、「宮下」図幅地域では、本火山岩にガラス質流紋岩がいくつか貫入しており、本火砕岩の噴出中心相とみられる。火山砂岩は稀にフジツボ・貝化石を含んでいる。

本層上部を構成する砂岩及びシルト岩は、火山岩の高まりに対してオーバーラップする。これらは生物擾乱の著しい塊状で淘汰不良の細-中粒砂岩からなり、シルト岩の薄層を挟在する。塊状砂岩中には流紋岩・軽石小礫のレンズが挟まれる。貝化石を多産する。

岩石記載 本層の安山岩火砕岩及び溶岩は、すべて斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。下位層の火山岩と比較すると、変質の程度は極めて低い。

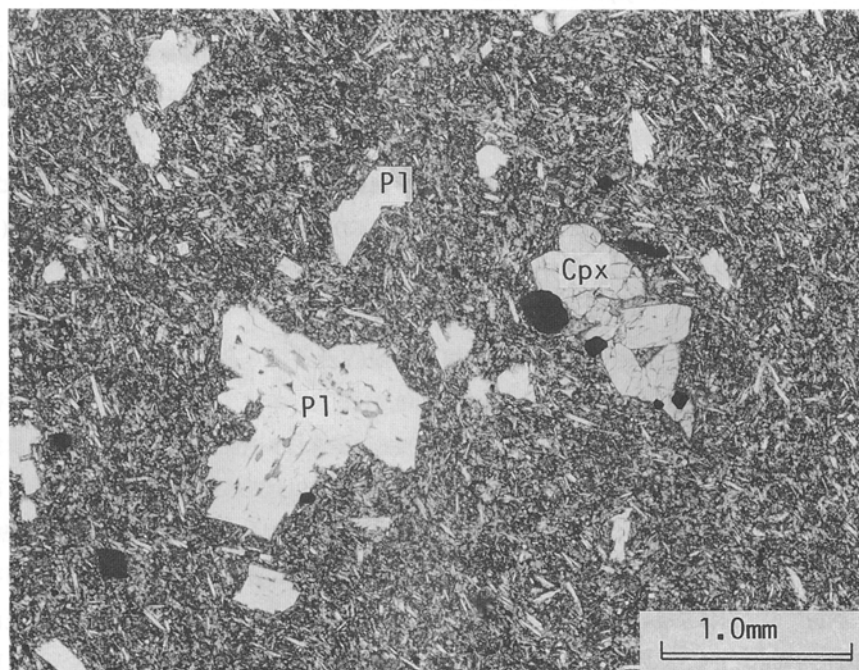
斜方輝石単斜輝石安山岩(GSJ R 58263 ; 第18図)

産地：大沼郡会津高田町旭寺入。

産状：自破砕溶岩。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<0.8mm)・単斜輝石(<0.5mm)・斜方輝石(<0.4mm)・鉄鈦(<0.4mm)からなる。集斑状組織が著しい。斜方輝石の一部は単斜輝石のリムを持つ。汚濁帯を持つ斜長石が存在する。石基はインターサタル組織を持ち、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈦・ガラスからなる。変質は認められない。

化石 本図幅地域の本層からは海棲貝化石とBlow(1969)のN.10-12帯の有孔虫化石群が報告されている(第4表；鈴木ほか, 1972 ; 1986b)。また、模式地付近のボーリングコアからはBlowのN.9-10下部の有孔虫化石群(通産省, 1972)が、耶麻郡北塩原村大塩付近(北隣「喜多方」図幅地域内)からはOkada



第18図 二の沢層の安山岩溶岩(Na)の顕微鏡写真(GSJ R 58263)

Pl=斜長石；Cpx=単斜輝石 下方ボーラー

第 4 表 二の沢層産の有孔虫化石(鈴木ほか, 1986 b)

<i>Globigerina praebulloides</i> Blow
<i>Globigerina woodi</i> Jenkins
<i>Globigerinoides immaturus</i> LeRoy
<i>Globoquadrina dehiscens</i> (Chapman, Parr and Collins)
<i>Globolotalia (Turbolotalia) scitula praescitula</i> Blow
<i>Orbulina suturalis</i> Bronnimann
<i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)
<i>Amphicoryna scalaris</i> (Batsch)
<i>Baggina notoensis</i> Asano
<i>Bolivina robusta</i> Brady
<i>Cassidulina carinata</i> Silvestri
<i>Cibicides psedoungerianus</i> (Cushman)
<i>Cibicides malloryi</i> Matsunaga
<i>Elphidium sendaiense</i> Takayanagi
<i>Frondicularia notoensis</i> Asano
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady)
<i>Islandiella japonica</i> (Asano and Nakamura)
<i>Lenticulina nikobarensis</i> (Schwager)
<i>Lenticulina pseudorotulata</i> (Asano)
<i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel and Moll)
<i>Nodosaria longiscata</i> d'Orbigny
<i>Pelectofrondicularia interrupta</i> (Karrer)
<i>Pullenia quinqueloba</i> (Reuss)
<i>Sigmomorphina notoensis</i> Asano
<i>Trifarina kokozuraensis</i> (Asano)
<i>Nonion japonicus</i> Asano

and Barkry (1980) の CN 4 帯と CN 5 A 帯の石灰質ナノ化石群(鈴木ほか, 1986a) がそれぞれ報告されている。

年代・対比 本層の年代はその微化石層序から中期中新世の前半(14-12 Ma) と判断できる。また、本層は西隣「宮下」図幅地域の布沢層下部・中部(北村ほか, 1968), 東隣「猪苗代」図幅地域の堀口層(北村ほか, 1965)に対比される。

IV. 5 譲峠層(Yz)

地層名 鈴木・吉田(1956)の「譲峠泥岩層」、鈴木(1964)、鈴木ほか(1968)の「譲峠層」による。鈴木ほか(1972)の漆窪層上部、八幡(1982)の西ノ沢泥岩層に相当する。

模式地 福島県耶麻郡高郷村漆窪の阿賀野川沿い、及び西会津町別ノ茶屋東の国道 49 号線切割り(共に北東隣「野沢」図幅地域内)。

分布・構造 盆地西縁丘陵の二岐川から松沢にかけて分布する。二岐川付近では北西-南東走向で北東に急傾斜(一部逆転)する。松沢付近では南北走向で東の盆地側に急傾斜する。

層序関係 下位の二の沢層の砂岩・シルト岩を整合に覆い(第 19 図)、かつ、下位の火山岩に対してオーバーラップする(第 16 図)。



第19図 二の沢層の砂岩・シルト岩(Ns)を整合に覆う譲峠層(Yz)
大沼郡会津高田町松沢の南南西1kmの沢

層厚 約150m.

岩相 本層は、シルト岩と流紋岩火砕岩の互層からなる(第16図)。シルト岩は硬質で、塊状のものが多く。流紋岩火砕岩は、塊状の軽石火山礫凝灰岩と平行層理を持つ軽石火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる。

化石 模式地付近の本層最上部からは海棲貝化石の報告がある(福島県教育委員会, 1983)。しかし、本図幅地域では化石の産出はなかった。また、山都町相川の本層上限より30m下位の地点(「熱塩」図幅地域内)からはCN6-7A帯の石灰質ナノ化石群の報告がある(鈴木ほか, 1986a)。

年代・対比 本層の年代は、本層及び下位層の微化石層序から中期中新世の後半(12-10 Ma)と判断できる。また、本層は西隣「宮下」図幅地域の布沢層上部(北村ほか, 1968)に対比される。

IV. 6 塩坪層(So)

地層名 鈴木(1951, 1964), 鈴木・吉田(1956), 鈴木ほか(1968, 1972, 1977a)の「塩坪層」による。

模式地 福島県耶麻郡高郷村塩坪付近の阿賀野川沿い(北西隣「野沢」図幅地域内)。

分布・構造 盆地西縁丘陵の二岐川から松沢にかけて分布する。二岐川付近では北西-南東走向で北東に急傾斜する。

層序関係 下位の譲峠層を整合に覆う。藤峠層に不整合で覆われるため、模式地での上部層(生物擾乱の著しい塊状砂岩)が欠如している。

層厚 最大約50m.

岩相 本層は、礫岩・砂岩・シルト岩からなる。逆-正級化構造を持つ岩片支持の円礫岩・平行-低角斜交層理を持つ円礫岩及び粗粒砂岩・平行-リップル斜交層理を持つ細粒砂岩及びシルト岩が認められ

る。碎屑物は、ガラス質流紋岩及び安山岩円礫と石英及び長石の結晶片などの火砕物が卓越している。しかし、本質物と認定できるものはなく、全て再堆積したものである。これらの碎屑物は、下位層の海底火山体から供給されたものであろう。

化石 模式地付近の本層からは豊富な海棲貝類化石の報告がある(福島県教育委員会, 1983)。しかし、本図幅地域では化石の産出はなかった。

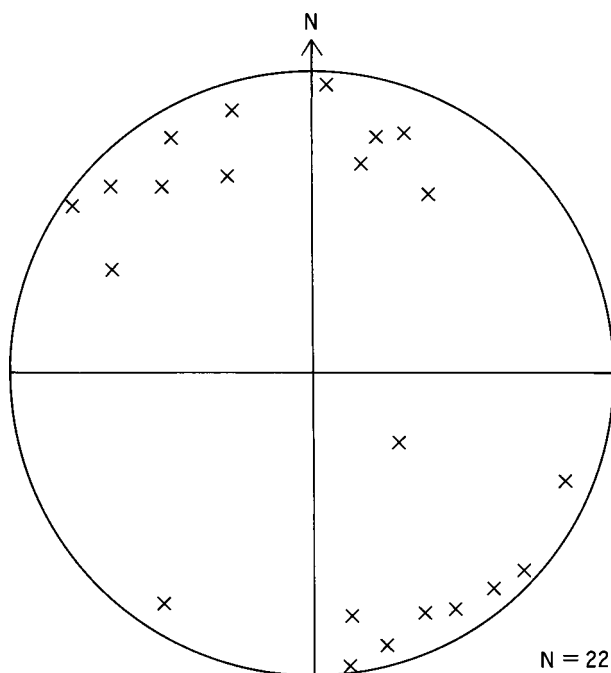
年代・対比 本層の年代は、藤峠層の放射年代値と譲峠層の微化石年代から、中期中新世最末期(10-9 Ma)と推定されている(山元, 1992a)。また、本層は西隣「宮下」図幅地域の松坂峠層(北村ほか, 1968)に対比される。

IV. 7 中期中新世貫入岩類(A)

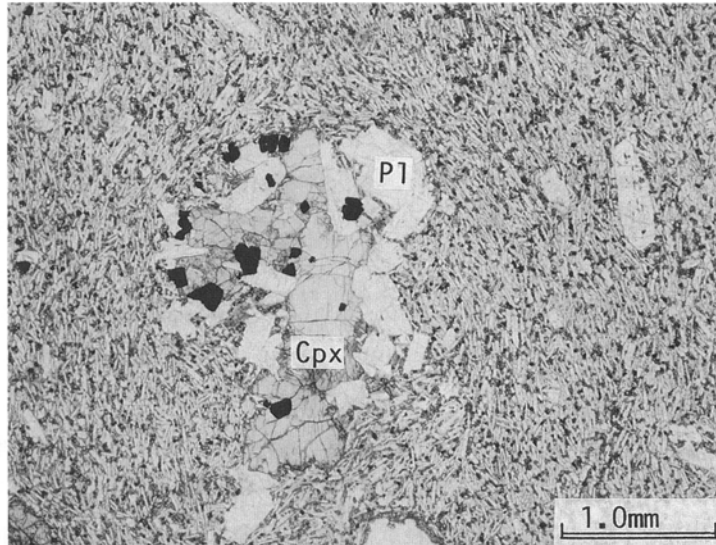
分布・構造 会津若松市東山温泉付近と会津高田町の明神ヶ岳周辺にシル状の大型の安山岩貫入岩体が分布する。同岩質の岩脈は、図幅地域内の各地に分布する。岩脈の卓越方位は北東-南西である(第20図)。

層序関係 東尾岐層・二の沢層・譲峠層に貫入する。一部の岩体は藤峠層に不整合で覆われる。

岩相・岩石記載 本岩類は全て、斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。一部の岩体は輝石が緑泥石で置換されているが、下位の火山岩と比較すると変質の程度は弱い。会津高田町の宮川沿い及び二岐川上流の岩脈は、母岩の東尾岐層の流紋岩火砕岩を溶結させている。岩脈の幅は数mである。



第 20 図 中期中新世貫入岩類(A)の貫入面の極の下半球投影



第 21 図 中期中新世の安山岩貫入岩(A)の顕微鏡写真(GSJ R 58264)
Pl=斜長石；Cpx=単斜輝石 下方ボーラー

斜方輝石単斜輝石安山岩(GSJ R 58264；第21図)

産地：大沼郡会津高田町上平。

産状：貫入岩。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(< 2.2mm)・単斜輝石(< 1.3mm)・斜方輝石(< 1.5mm)・鉄鉱(< 0.4mm)からなる。集斑状組織が著しい。斜方輝石は単斜輝石の反応縁を持つ。汚濁帯を持つ斜長石あり。石基はインターグラニュラー組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱からなる。

年代・対比 本岩類の多くは、これと岩質の共通する二の沢層の安山岩の供給岩脈であったと考えられる。しかし、本岩類の一部は讓峠層にも貫入しており、安山岩の活動期間は長い。東山ダム下流の安山岩岩脈からは10.1-10.5MaのK-Ar年代値が報告されている(Tsunakawa et al., 1983；原著では岩質は流紋岩となっている)。この放射年代値は讓峠層と塩坪層の境界の時代にほぼ一致する。

V. 後期中新世-鮮新世のカルデラ火山群

(山元孝広)

V. 1 入山沢層(Ir1)

地層名 山元(1992a)が再定義した「入山沢層」による。北村ほか(1968)の入山沢凝灰岩とこれを整合に覆う下中津川層にほぼ相当する。

模式地 福島県大沼郡三島町大谷川上流浅岐から南にはいる支流入山沢(西隣「宮下」図幅地域内)。

分布・構造 盆地の南西山地内の径20×15kmの大型カルデラを、ほぼ水平に埋積している。本図幅地域内には、カルデラの東縁が僅かにかかる程度にしか分布しない(第4図)。

層序関係 東尾岐層にアバットする。

層厚 西隣「宮下」図幅地域内の試錐では1,000mを越える(通産省, 1970)。

岩相 カルデラ形成期のIr1火砕流堆積物は弱溶結ないし非溶結で、塊状の軽石火山礫凝灰岩よりなる。その体積は200km³以上である。堆積物中の石質岩片の含有量は地域により大きく変動し、西隣「宮下」図幅地域では岩屑なだれ堆積物と指交する。石質岩片は流紋岩・流紋岩火砕岩・玄武岩火山礫凝灰岩からなる。

岩石記載 Ir1火砕流堆積物(GSJ R 57404)

岩石名：角閃石デイサイト火山礫凝灰岩。

産地：河沼郡柳津町大谷峠東南東800mの沢(西隣「宮下」図幅地域内)。

鏡下の特徴：斜長石(<2.3mm)・石英(<1.5mm)・角閃石(<1.6mm)・鉄鉱(<0.2mm)・ガラス片・異質岩片からなる。非常に弱いユータキシティック組織を示し、僅かに脱ガラス化作用を受けている。異質岩片として変質流紋岩・凝灰岩を少量含む。火山ガラスと角閃石の一部が、緑泥石に置換されている。

モード組成：石英=2.1%、斜長石=13.3%、苦鉄質鉱物=1.0%、基質=83.6%。

年代・対比 Ir1火砕流堆積物(GSJ R 57404)からは7.1±1.0MaのFT年代値が報告されている(山元, 1992a)。本層は藤峠層に対比される。

V. 2 高川層(Tk1, Tkd, Tk1, Tk2, Tkv, Tki)

地層名 山元(1991b)が再定義した「高川層」による。鈴木ほか(1972)、藤田ほか(1974)の高川層と黒森層を合わせたものに相当する。

模式地 福島県会津若松市の閼川上流域。

分布・構造 盆地の南東山地内の径16×10kmの大型のカルデラをほぼ水平に埋積している(第4図)。

層序関係 ジュラ-白亜系・閩川層・東尾岐層にアバットする。

層厚 下限は不明であるが、地表に露出する限りで約700mの層厚を持つ。

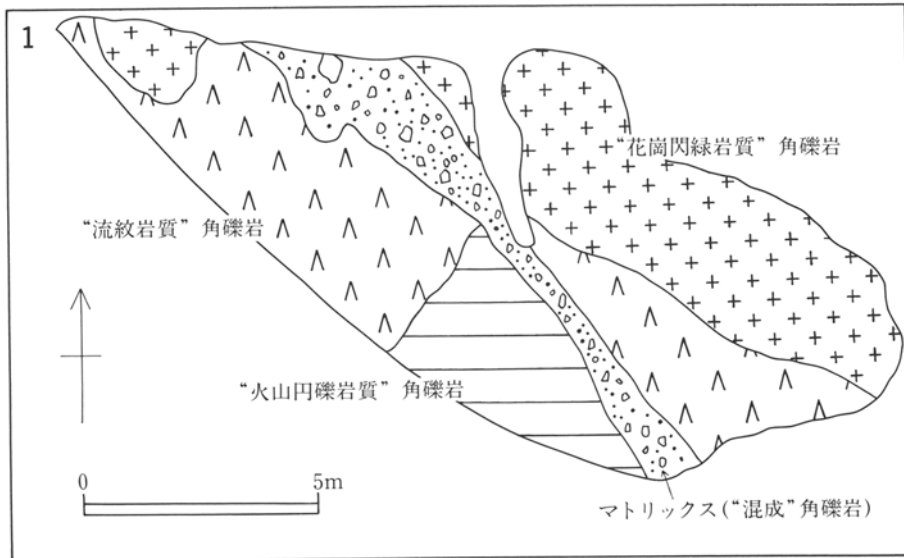
岩相 本層は、カルデラ形成期のTk1火砕流堆積物(Tk1)・岩屑なだれ堆積物(Tkd)と、後カルデラ期の湖成堆積物(Tk1)・Tk2火砕流堆積物(Tk2)・安山岩火砕岩及び溶岩(Tkv)・貫入岩類(Tki)で構成される。

カルデラ形成期のTk1火砕流堆積物と岩屑なだれ堆積物は現在露出する最下位の堆積物である。両者は指交関係にあり、火砕流堆積物はカルデラの内側に向かって厚くなる。その地表分布はカルデラの西縁部に限定されているが、地下には膨大な量が伏在していると期待される。地表に露出するTk1火砕流堆積物は強く溶結しており、均質で径5cm以下の石質岩片を数%含有している。岩屑なだれ堆積物はカルデラ壁の基盤由来の岩片からなる角礫岩で、岩塊相とこれを包むマトリックス相からなる(山元, 1991b)。岩塊相は、露頭において、単一岩種からなる角礫岩として認定できる。特に大戸層のホルンフェルス、花崗閃緑岩、閩川層の安山岩や東尾岐層の流紋岩のように緻密で塊状の岩石に由来する場合、岩塊相は平滑な破断面で囲まれた径30cm以下の多面体形の角礫で構成されている(第22図)。破碎岩片相互の変位量がごく小さく、岩塊相中では初生的な基盤の内部構造が破碎後も保存されている(第22図)。マトリックス相は、岩塊相の間を埋めた種々の岩片・細粒物の混合物で、露頭では基質支持の淘汰の悪い角礫岩として認定できる。堆積物の内部では混合作用は必ずしも完全ではなく、特定の岩種が局部的に濃集したり、母材の異なる細粒物がつくる縞状構造の発達した不均質なマトリックス相もしばしば認められる。鏡下では本相の凝灰角礫岩の基質から石英・斜長石・角閃石・単斜輝石の自形結晶が見いだされ、これらは指交する火砕流堆積物中のものと共通している。

後カルデラ期の湖成堆積物は、厚さ数cm-数mで正もしくは逆-正級化構造の発達した砂岩・礫岩と植物化石に富む平行葉理の発達したシルト岩の互層からなる(第23図)。その層厚は100-250mで、カルデラの北側ほど厚い。碎屑物のほとんどは基盤岩に由来しているが、稀に、黒曜石細角礫のみから成る礫岩や火山豆石凝灰岩を挟んでいる。砂岩・礫岩の単層の多くは下位層を削り込み、シルト岩の同時侵食礫を含んでいる。また、礫岩は淘汰が悪く、粗粒-中粒砂の基質を持つものが多い。

Tk2火砕流堆積物は、非溶結で均質な軽石火山礫凝灰岩からなり、フローユニット境界はほとんど認められない(第24図-1)。層厚は約200mである。堆積物は基底部を除き石質岩片に乏しく、基質はほとんどバブル形火山ガラス片・軽石片のみからなる。堆積物の基底部では、軽石火山礫凝灰岩質の基質中に、デイサイトや湖成堆積物に由来する砂岩・シルト岩の岩塊(最大径10m)がまばらに含まれている(第24図-2)。シルト岩岩片の一部には塑性変形を受けたものが見いだされ、この岩片が未固結状態で火砕流に取り込まれたことを示唆している。

本層最上位の安山岩火砕岩及び溶岩は、再堆積した火砕岩と自破碎構造の著しい溶岩からなる。現在の分布はカルデラの南部に限られており、大半が南東隣「長沼」図幅地域内に分布する。本図幅地域内では安山岩火砕岩が僅かに分布するに過ぎない。層厚は現存する限りで100m弱である。火砕岩は厚さ数mの単層を持ち、淘汰が悪く、粗砂サイズの基質中に円磨の良い最大径1m程度の安山岩礫をまばらに



第 22 図 高川層カルデラ形成期の岩屑なだれ堆積物(Tkd)
 会津若松市高川の関川川床 1.岩屑なだれ堆積物は破碎前の基盤の内部構造を保存した単源の
 角礫岩岩塊相とこれを包む基質支持の混成角礫岩(マトリックス相)で構成される。2.花崗閃緑
 岩の多面体形角礫のみからなる岩塊相 破碎岩片相互の変位量はごく小さい



第 23 図 高川層後カルデラ期の湖成堆積物(TK1)
会津若松市高川南東方 4 km の瀧川上流部 逆-正級化層理を持つ淘汰不良の礫岩・砂岩と平行
葉理を持つシルト岩の互層からなる

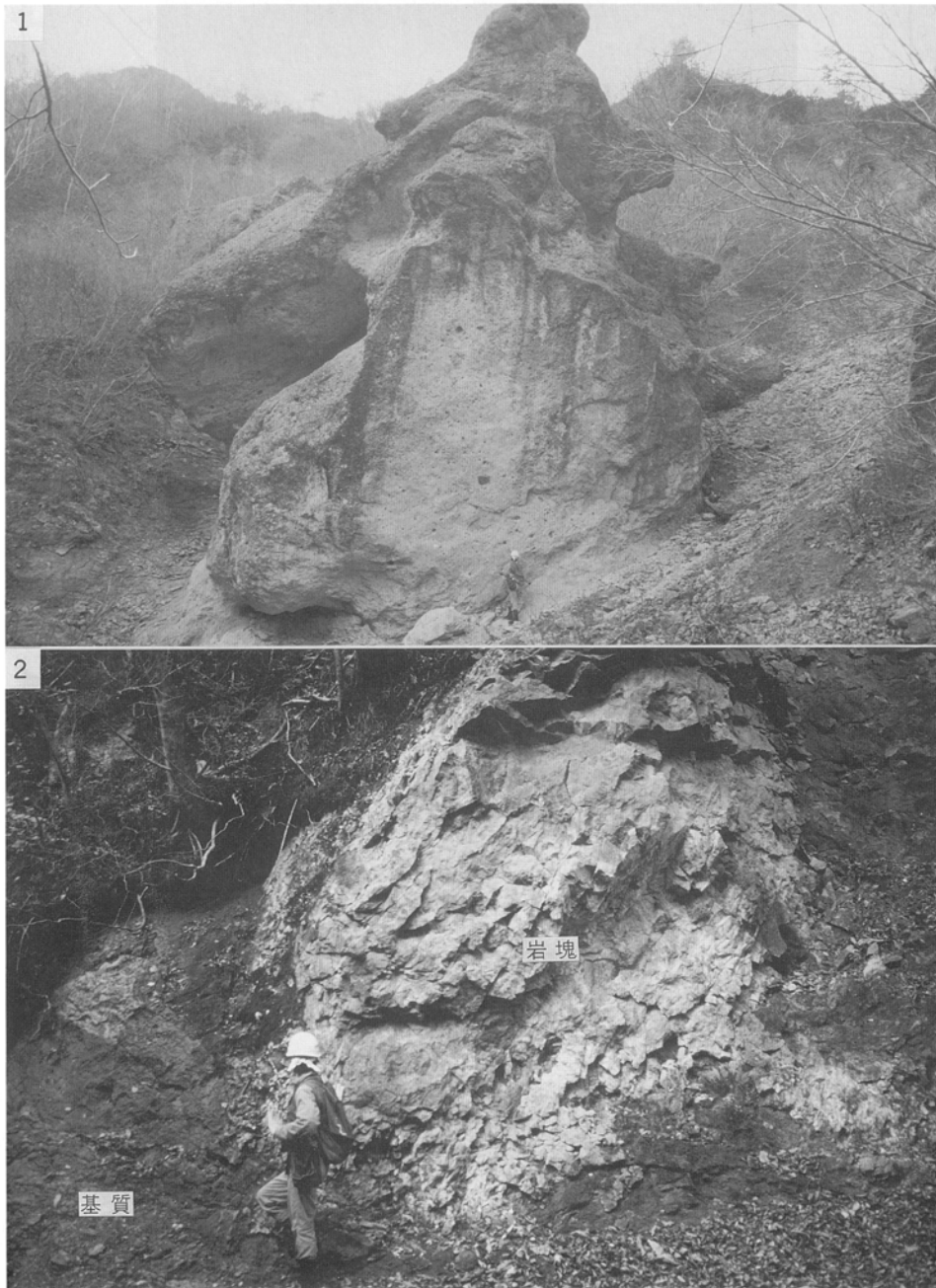
含んでいる。

後カルデラ期の貫入岩は、デイサイトの岩脈・浅所貫入した溶岩ドーム及び安山岩・玄武岩岩脈からなる。浅所貫入した溶岩ドームは、一部自破砕した厚いガラス質の急冷縁を持ち、近傍の母岩(特に湖成堆積物)に著しいスランプ褶曲を与えている(第 25 図)。また、これらの貫入岩体はカルデラ壁(アバット面)の内側 1-2km に沿って環状配列しており、伏在する断裂に沿って貫入したことを暗示している(山元, 1991b)。

岩石記載 Tk1 火砕流堆積物は単斜輝石角閃石デイサイト質で、Tk2 火砕流堆積物は角閃石デイサイト質である。後カルデラ期の溶岩及び火砕岩は、斜方輝石単斜輝石デイサイト・角閃石デイサイト・斜方輝石単斜輝石安山岩・単斜輝石玄武岩からなる。

Tk1 火砕流堆積物(GSJ R 56957)

岩石名：単斜輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩。



第 24 図 高川層後カルデラ期のTk2 火砕流堆積物(Tk2)
 会津若松市南東方 5.5 km の関川上流部(「長沼」図幅内) 1.本火砕流堆積物の中-上部は非溶結で均質な軽石火山礫凝灰岩からなり、フローユニット境界は認められない。2.基底部に含まれる砂岩・シルト岩岩塊(中央白色部；径 5 m 以上) 基質(暗色部)は軽石火山礫凝灰岩



第 25 図 溶岩ドームの浅所貫入により変形を受けた高川層の湖成堆積物(Tk1)
会津若松市黒森南東 800 m

産地：会津若松市高川北方 1km の沢。

鏡下の特徴：斜長石 (< 2.0mm)・石英 (< 4.3mm)・角閃石 (< 1.2mm)・単斜輝石 (< 0.5mm)・鉄鉱 (< 0.2mm)・ガラス片・石質岩片からなる。ユータキシティック組織を持ち、脱ガラス化作用を受けている。異質岩片は変質凝灰岩・安山岩・ホルンフェルスである。一部の輝石が緑泥石に置換されているが、他はおおむね新鮮である。

モード組成：石英 = 14.0%，斜長石 = 20.6%，苦鉄質鉱物 = 1.8%，基質 = 63.5%。

Tk2 火砕流堆積物 (GSJ R 58265)

岩石名：角閃石デイサイト火山礫凝灰岩。

産地：会津若松市高川南東方 5km の閼川上流部 (南東隣「長沼」図幅地域内)。

鏡下の特徴：斜長石 (< 1.5mm)・石英 (< 2.0mm)・角閃石 (< 0.4mm)・鉄鉱 (< 0.2mm)・ガラス片・石質岩片からなる。ピトロクラスティック組織を持つ。異質岩片は凝灰岩・安山岩である。

モード組成：石英 = 5.6%，斜長石 = 6.9%，苦鉄質鉱物 = 0.3%，基質 = 87.3%。

斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R 58266；第 26 図)

産地：会津若松市高川南東方 6km の閼川上流部 (南東隣「長沼」図幅地域内)。

産状：後カルデラ期の自破砕溶岩。

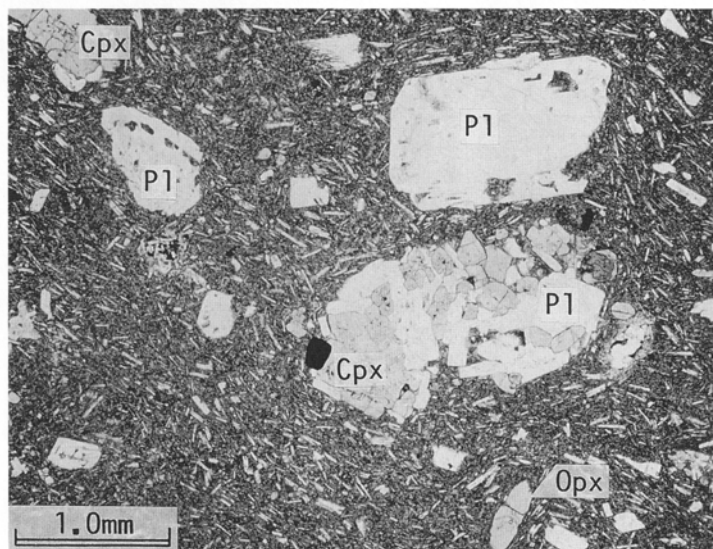
鏡下の特徴：斑晶は斜長石 (< 2.6mm)・単斜輝石 (< 1.2mm)・斜方輝石 (< 2.2mm)・鉄鉱 (< 0.5mm) からなる。集斑状組織が著しい。一部の斜長石は汚濁帯や蜂の巣構造を持つ。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・ガラスからなる。

斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R 58267；第 27 図)

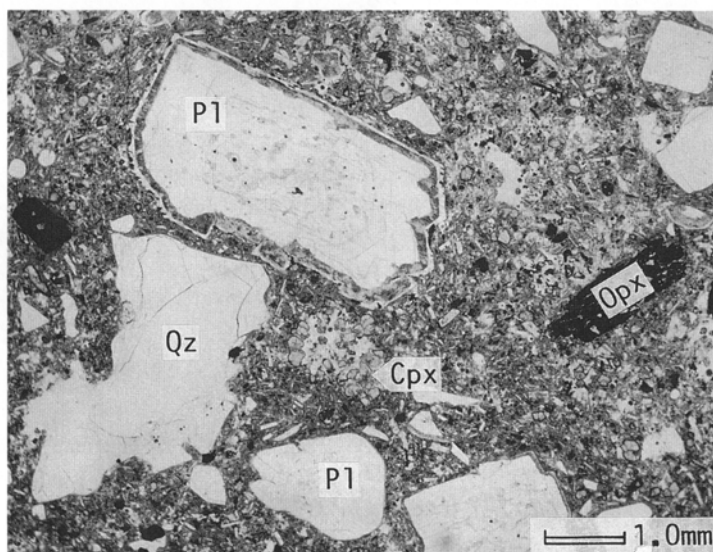
産地：会津若松市高川南東方 6km の閼川上流部 (南東隣「長沼」図幅地域内)。

産状：後カルデラ期の安山岩火砕岩中の岩片。

鏡下の特徴：斑晶は大量の斜長石(< 4.6mm)・石英(< 4.5mm)・斜方輝石(< 2.0mm)・単斜輝石(< 1.0mm)・鉄鉱(< 0.4mm)からなる。清楚な斜長石と輝石からなる集斑状組織を持つ。単独で存在する斜長石の巨晶は、汚濁帯や蜂の巣構造を持つ。石英は他形で、融食を受けている。石基はインターサタル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・ガラスからなる。



第 26 図 高川層後カルデラ期安山岩溶岩(Tkv)の顕微鏡写真(GSJ R 58266)
Pl=斜長石；Cpx=単斜輝石；Opx=斜方輝石 下方ボーラー



第 27 図 高川層後カルデラ期火砕岩中の安山岩岩片(Tkv)の顕微鏡写真(GSJ R 58267)
Qz=石英；Pl=斜長石；Cpx=単斜輝石；Opx=斜方輝石 下方ボーラー

斜方輝石単斜輝石デイサイト(GSJ R 58268 ; 第28 図)

産地：会津若松市黒森.

産状：後カルデラ期の浅所貫入した溶岩ドーム.

鏡下の特徴：斑晶は少量の斜長石(<2.4mm)・石英(<1.6mm)・単斜輝石(<1.4mm)・斜方輝石(<1.6mm)と微量の鉄鈹(<0.4mm)・ジルコンからなる. 一部の斜長石は集斑状組織を構成する. 石英は他形で, 融食を受けている. 輝石の大半は粘土鈹物に置換されている. 石基はガラス質で, パーリティック割れ目が発達している.

単斜輝石玄武岩(GSJ R 58269)

産地：会津若松市高川南東方4kmの關川上流部.

産状：後カルデラ期の岩脈.

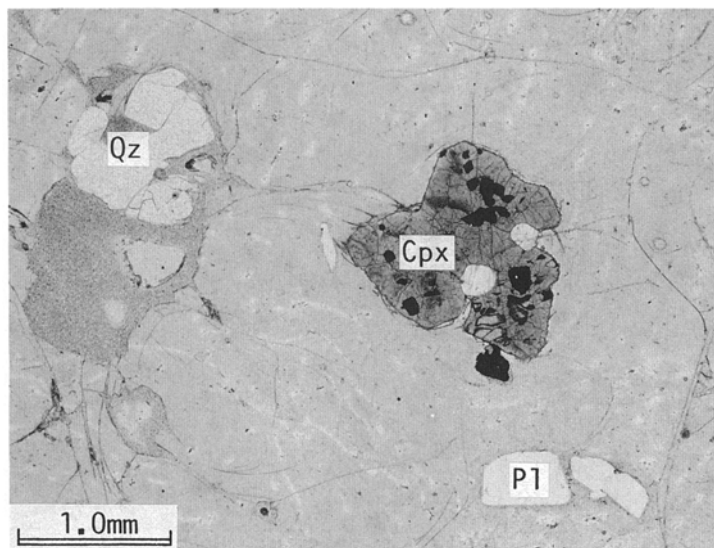
鏡下の特徴：無斑晶質でごく少量の斜長石(<2.2mm)・単斜輝石(<1.0mm)斑晶を持つ. 石基はインターサータル組織を持ち, 斜長石(<0.5mm)・単斜輝石・鉄鈹・ガラスからなる. ガラスは緑色の粘土鈹物で置換されている.

化石 後カルデラ期の湖成層から豊富な植物化石を産出する. その詳細は鈴木ほか(1972)に記載されている.

年代・対比 T k1 火砕流堆積物(GSJ R 56957)からは 6.3 ± 0.4 Ma の F T 年代値が報告されている. 藤峠層中の F j3 火砕流堆積物は本カルデラ起源と考えられている(山元, 1992a).

V. 3 桧和田層(Hw1, Hwd, Hwl, Hwt, Hwr)

地層名 山元(1992a)の「桧和田層」による. 鈴木ほか(1972)の観音層桧和田礫岩部層, 増田ほか(1974)



第28 図 高川層後カルデラ期デイサイト浅所貫入岩(Tki)の顕微鏡写真(GSJ R 58268)
Qz=石英; Pl=斜長石; Cpx=単斜輝石 下方ボーラー

の大岩層の一部とこれを覆う三喰沢層，八幡(1982)の牧場層の東半分とこれを覆う観音層中屋敷砂岩泥岩礫岩部層に相当する。

模式地 福島県大沼郡会津高田町桧和田付近の東尾岐川上流域。

分布・構造 盆地南縁山地内の径18×10kmの大型のカルデラを埋積する。本層は中央部がドーム状に隆起した構造を持ち，その北東，南西両翼で著しい撓曲が認められる。

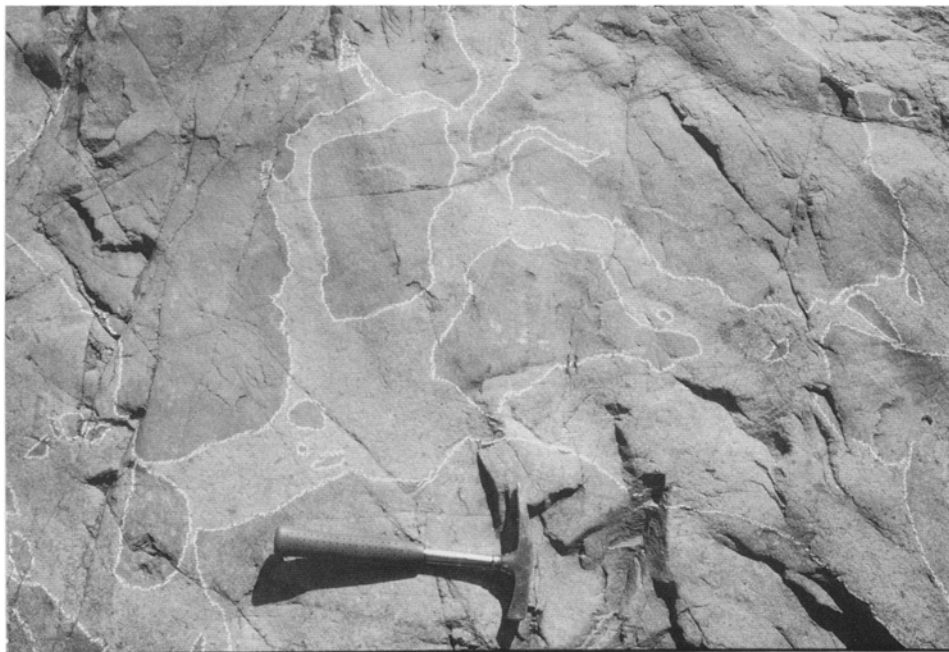
層序関係 東尾岐層にアバットする。

層厚 地表に露出する限りで1,500mを越える。

岩相 本層はカルデラ形成期のHw1火砕流堆積物(Hw1)・岩屑なだれ堆積物(Hwd)と，後カルデラ期の湖成堆積物(Hw1)・貫入岩類(Hwt, Hwr)で構成される。

カルデラ形成期のHw1火砕流堆積物と岩屑なだれ堆積物は，本層の最下位の堆積物で両者は指交関係にある。その体積は150km³以上である。Hw1火砕流堆積物は強溶結で，本質レンズは目立たない。岩屑なだれ堆積物は，周辺の前期中新統に由来する緑色凝灰角礫岩・流紋岩・玄武岩・泥岩の角礫からなり，高川層のもの(Tkd)と同様な物質の攪拌の乏しい岩塊相とこれを包むマトリックス相が認められる。また，岩屑なだれ堆積物は，カルデラの縁辺部や上部に見いだされる。

後カルデラ期の湖成堆積物は，厚さ数cm-数mで正もしくは逆-正級化構造の発達した砂岩・礫岩と植物化石に富む平行葉理の発達したシルト岩の互層からなる。その層厚は最大で350m程度である。碎屑物のほとんどは基盤岩に由来している。砂岩・礫岩の単層の多くは下位層を削り込み，シルト岩の同



第29図 桧和田層後カルデラ期の細粒トータル岩(Hwt)
大沼郡会津高田町松坂 細粒で均質のトータル岩(暗色部)を斜長石・石英の他形結晶を含む斑状トータル岩(白色部)が網状に貫いている(貫入面はチョークで線取っている)

時侵食礫を含んでいる。また、礫岩は淘汰が悪く、粗粒-中粒砂の基質を持つものが多い。

後カルデラ期貫入岩類は、細粒トーナル岩(Hwt)とこれを貫く流紋岩・閃緑斑岩・花崗閃緑斑岩(Hwr)からなる。トーナル岩には、細粒で均質な部分と、他形で汚濁帯を持つ斜長石・石英の巨晶(<6mm)を含む部分があり、後者が前者を網状に貫いている(第29図)。多くの貫入岩に緑れん石・緑泥石・セリサイト・炭酸塩鉱物が認められ、変質が著しい。また、一部の岩石は完全に粘土化している。

岩石記載 Hw1 火砕流堆積物は、斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト質である。また、後カルデラ期貫入岩類は、黒雲母角閃石トーナル岩・黒雲母角閃石閃緑斑岩・黒雲母花崗閃緑斑岩・流紋岩からなる。

Hw1 火砕流堆積物(GSJ R 57402)

岩石名：斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩。

産地：大沼郡会津高田町大平南方1,800mの沢。

鏡下の特徴：斜長石(<1.7mm)・石英(<4.2mm)・角閃石(<2.2mm)・単斜輝石(<0.8mm)・斜方輝石(<0.8mm)・鉄鉱(<0.6mm)・ガラス片・異質岩片からなる。ユータキシティック組織を示し、ガラスは脱ガラス化作用を受けてシリカ鉱物などに変わっている。異質岩片は変質流紋岩・凝灰岩である。ほとんどの輝石と角閃石の一部が、緑泥石と緑れん石に置換されている。

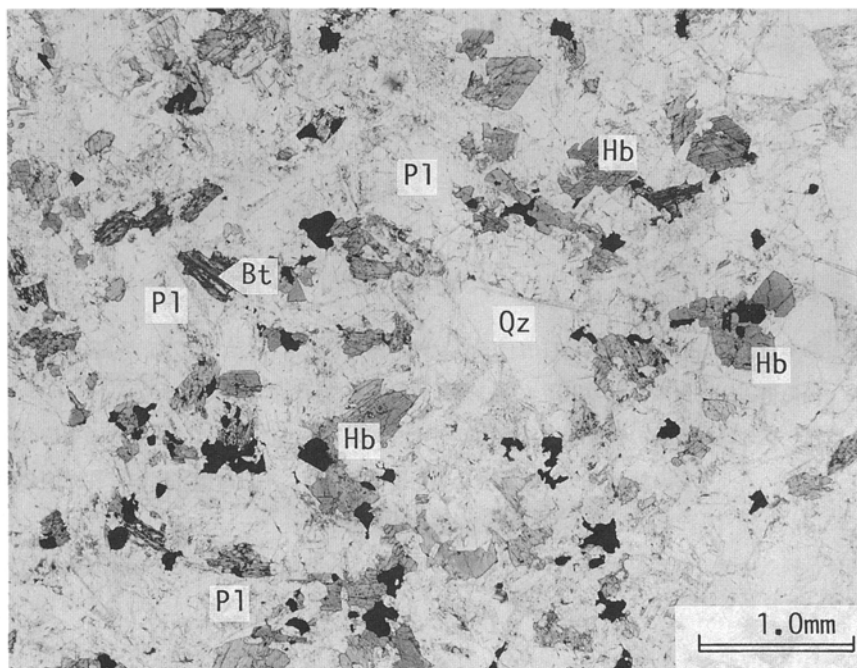
モード組成：石英=12.0%、斜長石=26.2%、鉄質鉱物=9.3%、基質=52.5%。

細粒黒雲母角閃石トーナル岩(GSJ R 57403；第30図)

産地：大沼郡会津高田町松坂。

産状：後カルデラ期貫入岩。

鏡下の特徴：斜長石(<1.5mm)・石英(<2.2mm)・カリ長石・角閃石(<2.7mm)・黒雲母(<0.8mm)・



第30図 桧和田層後カルデラ期の細粒トーナル岩(Hwt)の顕微鏡写真(GSJ R 57403)
Qz=石英；Pl=斜長石；Hb=角閃石；Bt=黒雲母 下方ボーラー

鉄鉱 (< 0.4mm) からなる。斜長石は自形 - 半自形の清楚な短冊状結晶を主とし、汚濁帯を持つ半自形巨晶 (< 4.0mm) を伴う。角閃石と黒雲母は自形で、石英とカリ長石は他形をなす。黒雲母の一部が緑泥石化し、緑れん石・方解石脈が貫いている。

黒雲母花崗閃緑斑岩 (GSJ R 58270)

産地：大沼郡会津高田町松坂。

産状：後カルデラ期貫入岩。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石 (< 6.0mm)・石英 (< 6.3mm)・黒雲母 (< 1.8mm)・鉄鉱 (< 0.5mm) からなる。一部の斜長石は集斑状組織を造る。石英は融食が著しい。石基はグラノフェルシク組織を持ち、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母からなる。黒雲母の一部が緑泥石化し、斜長石の一部もセリサイト化している。

化石 後カルデラ期の湖成堆積物から次の植物化石を産出した。*Rhus protoambigua* Suzuki, *Cladras-tis aniensis* Fuzioka, *Ostrya* cfr. *aizuana* Suzuki, *Berchemia miofloribunda* Hu and Chaney (尾上 亨 鑑定; GSJ F 13930-13933)。

年代・対比 Hw1 火砕流堆積物 (GSJ R 57402) からは 2.64 ± 0.20 Ma の K-Ar 年代値が、トータル岩 (GSJ R 57403) からは 3.5 ± 0.5 Ma の K-Ar 年代値が報告されている (山元, 1992a)。ただし、鮮新世を示す後者の値は地質関係と矛盾し、分析値自体の誤差も大きく、目安を与える程度にすぎない。和泉層の I z1 火砕流堆積物は本カルデラ起源であると考えられている (山元, 1992a)。

VI. 後期中新世-中期更新世の河川及び火砕流堆積物

(山元孝広)

VI. 1 藤 峠 層 (Fj)

地層名 鈴木 (1951, 1964), 鈴木・吉田 (1956), 鈴木ほか (1968, 1972, 1977a) の「藤峠層」による。

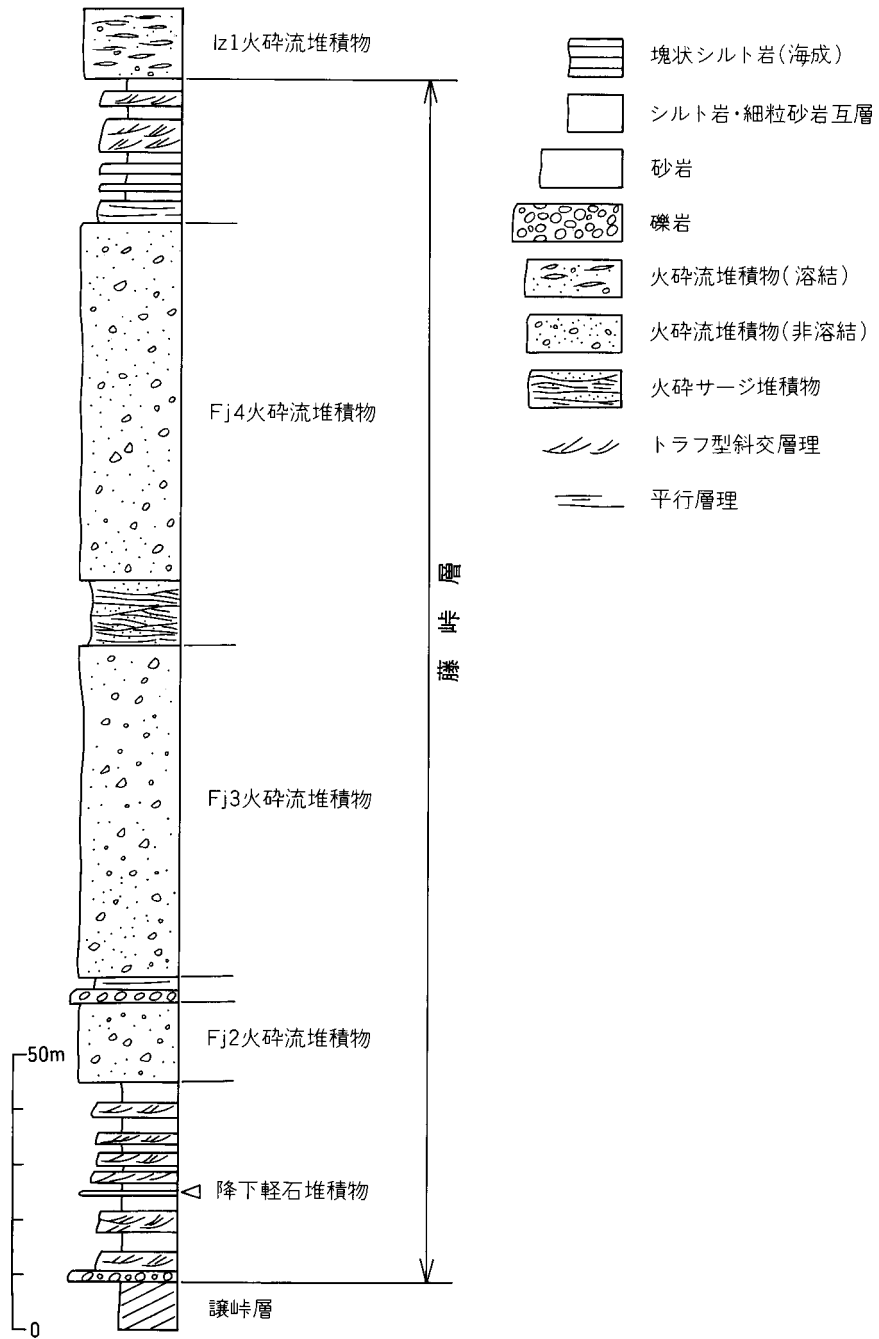
模式地 福島県河沼郡藤峠付近の国道 49 号線沿い (北西隣「野沢」図幅地域内)。

分布・構造 盆地西縁丘陵の佐賀瀬川付近に分布する。佐賀瀬川付近では、南北に軸を持つゆるい小褶曲が発達している。なお、盆地縁では撓曲構造が発達しており、本層は南北走向で盆地側に傾斜している。

層序関係 模式地付近では下位の塩坪層を整合に覆うが、本図幅地域では顕著な侵食面を持って下位層を傾斜不整合に覆う。

層厚 佐賀瀬川付近で最大約 240m である。

岩相 本層は多数のデイサイト - 流紋岩火砕流堆積物と礫岩・砂岩・シルト岩の互層からなる (第 31 図)。地質図の火山灰鍵層は、Fj4 火砕流のグラウンドサージ堆積物である。



大沼郡新鶴村上平南方の西ノ沢 柱状図の位置は付図A-1を参照

Fj2 火砕流堆積物は斜方輝石単斜輝石デイサイト質で、径30cm以下の軽石に富んだ塊状、非溶結の凝灰角礫岩からなる。最大層厚は約20mである。フローユニット境界は不明瞭で、脱ガスパイプが認められる。堆積物の上面は侵食されており、アッシュクラウド堆積物は認められない。また、堆積物の下位から降下火砕物は見いだせなかった。

Fj3 火砕流堆積物は単斜輝石角閃石デイサイト質で、径15cm以下の軽石に富んだ塊状、非溶結の凝灰角礫岩からなる。最大層厚は約60mである。数m-6m厚のフローユニットが認められる。基底部には脱ガスパイプが多い。堆積物の上面は赤色風化が著しい(第32図)。また、堆積物の下位から降下火砕物は見いだせなかった。

Fj4 火砕流堆積物は、最下部のグラウンドサージ堆積物(層厚15m以下)とこれを覆う火砕流本体(最大層厚65m)からなる。本体は径15cm以下の軽石に富んだ塊状、非溶結の凝灰角礫岩からなる。本体下部は角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト軽石に、上部は黒雲母流紋岩軽石に富む。フローユニット境界は不明瞭である。グラウンドサージ堆積物は、成層したガラス質テイサイトの細粒凝灰岩からなり、火山豆石に富む(第33図)。デューン層理・平行層理・逆-正級化層理が発達し、古流向は火砕物が西方から供給されたことを示している。堆積物の上面は侵食されており、アッシュクラウド堆積物は認められない。

本層の河川堆積物は、トラフ型斜交層理を持つ粗粒-中粒砂岩・リップラミナや平行層理を持つ細粒砂岩-シルト岩・塊状シルト岩・平行層理を持つ淘汰不良の礫混じり粗粒砂岩・塊状でインプリケーション



第32図 藤峠層(Fj)の火砕流堆積物
河沼郡柳津町軽井沢 赤色風化帯を挟んで、非溶結のFj3火砕流堆積物をFj4火砕流基底のグラウンドサージ堆積物が覆う

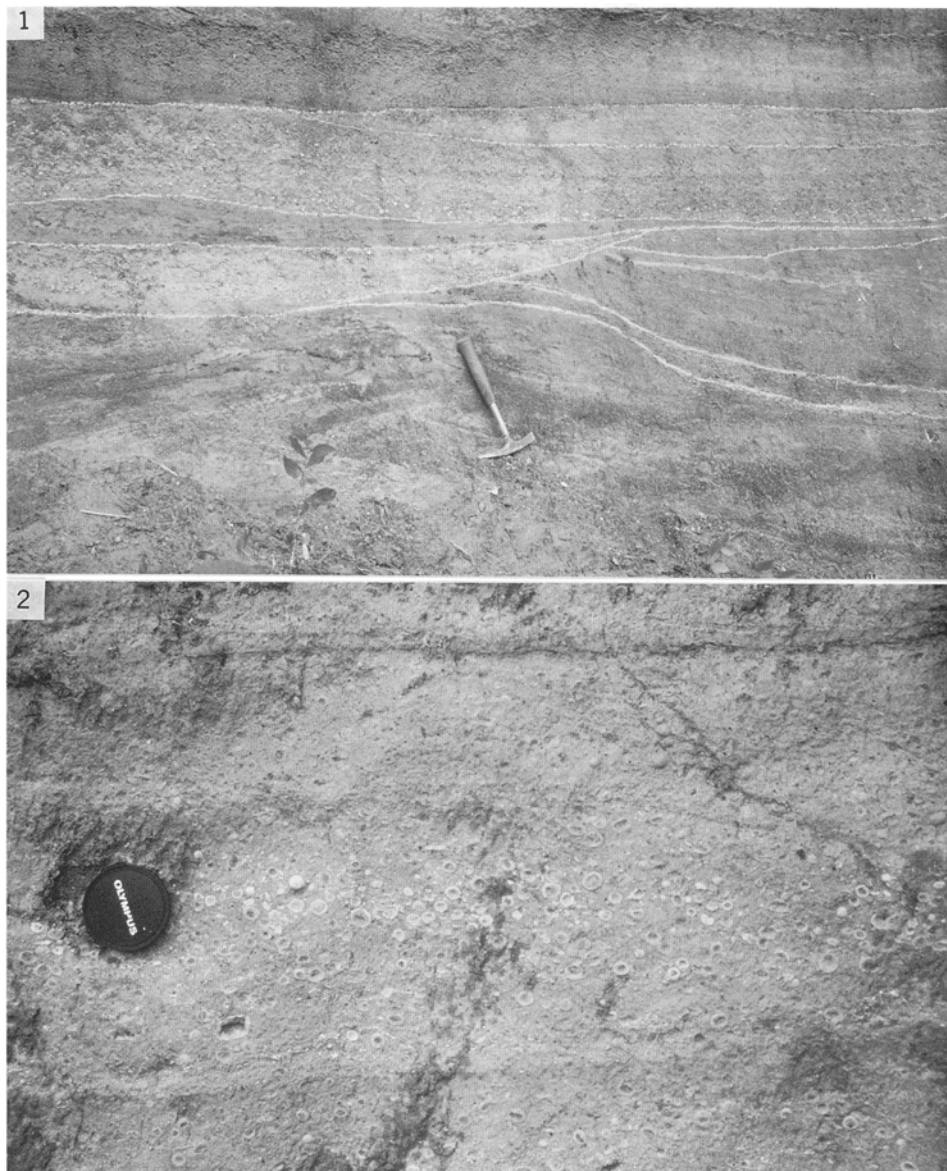
ンの顕著な岩片支持の礫岩からなる。塊状シルト岩中には、リグナイトがしばしば含まれる。

岩石記載 Fj2 火砕流堆積物(GSJ R 58271)

岩石名：斜方輝石単斜輝石デイサイト凝灰角礫岩。

産地：河沼郡柳津町軽井沢。

鏡下の特徴：斜長石(< 2.2mm)・石英(< 1.5mm)・単斜輝石(< 0.6mm)・斜方輝石(< 0.8mm)・鉄鉱(< 0.4mm)・ガラス片・異質岩片からなる。ピトロクラスティック組織を示す。異質岩片は変質流



第33図 藤峠層 Fj4 火砕流基底のグラウンドサージ堆積物
大沼郡新鶴村逆瀬川南方の二岐川 1.本堆積物は、10-30 cm 厚で逆-正級化層理を持つ火山礫凝灰岩と、デューン層理を持つガラス質凝灰岩からなる(層理面はチョークで線取っている)、
2.本堆積物中の火山豆石

紋岩・変質凝灰岩である。鏡下での変質は認められない。

モード組成：石英＝8.5%，斜長石＝19.2%，苦鉄質鉱物＝1.1%，基質＝71.4%。

Fj3 火砕流堆積物(GSJ R 56954)

岩石名：単斜輝石角閃石デイサイト火山礫凝灰岩。

産地：河沼郡柳津町軽井沢。

鏡下の特徴：斜長石(<2.0mm)・石英(<1.8mm)・角閃石(<0.7mm)・単斜輝石(<0.6mm)・鉄鉱(<0.2mm)・ガラス片・異質岩片からなる。ピトロクラスティック組織を示す。異質岩片は変質凝灰岩・安山岩・ホルンフェルスである。鏡下での変質は認められない。

モード組成：石英＝2.8%，斜長石＝6.9%，苦鉄質鉱物＝1.1%，基質＝89.2%。

Fj4 火砕流堆積物(GSJ R 56953)

岩石名：黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩。

産地：大沼郡新鶴村西ノ沢。

鏡下の特徴：斜長石(<3.5mm)・石英(<4.2mm)・黒雲母(<1.5mm)・鉄鉱(<0.4mm)・ガラス片・異質岩片からなる。ピトロクラスティック組織を示す。異質岩片は変質凝灰岩・安山岩・ホルンフェルスである。鏡下での変質は認められない。

モード組成：石英＝14.8%，斜長石＝11.9%，苦鉄質鉱物＝1.8%，基質＝71.5%。

化石 豊富な植物化石を産出する。その詳細は鈴木ほか(1972)に記載されている。

年代・対比 Fj4 火砕流堆積物(GSJ R 56954)からは 4.1 ± 0.3 Ma の FT 年代値が、Fj3 火砕流堆積物(GSJ R 56953)からは 6.5 ± 0.6 Ma の FT 年代値が報告されている(山元, 1992a)。また、本層最下部の Fj1 火砕流堆積物(北西隣「野沢」図幅地域内)からは 8.9 ± 0.8 Ma の FT 年代値が報告されている(山元, 1992a)。上位層の放射年代値も考慮すると、本層の年代は後期中新世 - 前期鮮新世(9-3 Ma)と判断できる。本層は、入山沢層及び高川層に対比される。特に、Fj3 火砕流の給源は高川カルデラ、Fj4 火砕流の給源は上井草カルデラと考えられている(山元, 1992a)。

VI. 2 和泉層(Iz, Iz 1)

地層名 鈴木(1951, 1964)、鈴木ほか(1972, 1973, 1977a)の「和泉層」による。

模式地 福島県河沼郡会津坂下町和泉の只見川沿い(北隣「喜多方」図幅地域内)。

分布・構造 盆地西縁丘陵の佐賀瀬川付近に分布する。佐賀瀬川付近では、南北に軸を持つゆるい小褶曲が発達している。なお、盆地縁では撓曲構造が発達しており、本層は南北走向で盆地側に傾斜している。

層序関係 模式地付近では下位の藤峠層を整合に覆うが、本図幅地域では顕著な侵食面を持って下位層を傾斜不整合に覆う。

層厚 佐賀瀬川付近で約 150m である。

岩相 本層は Iz 1 火砕流堆積物(Iz 1)と礫岩・砂岩・シルト岩の互層及び Iz 2 火砕流堆積物(Iz)からなる(第 34 図)。

Iz 1 火砕流堆積物は斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト質で、最大層厚は 100m 以上である。中下部

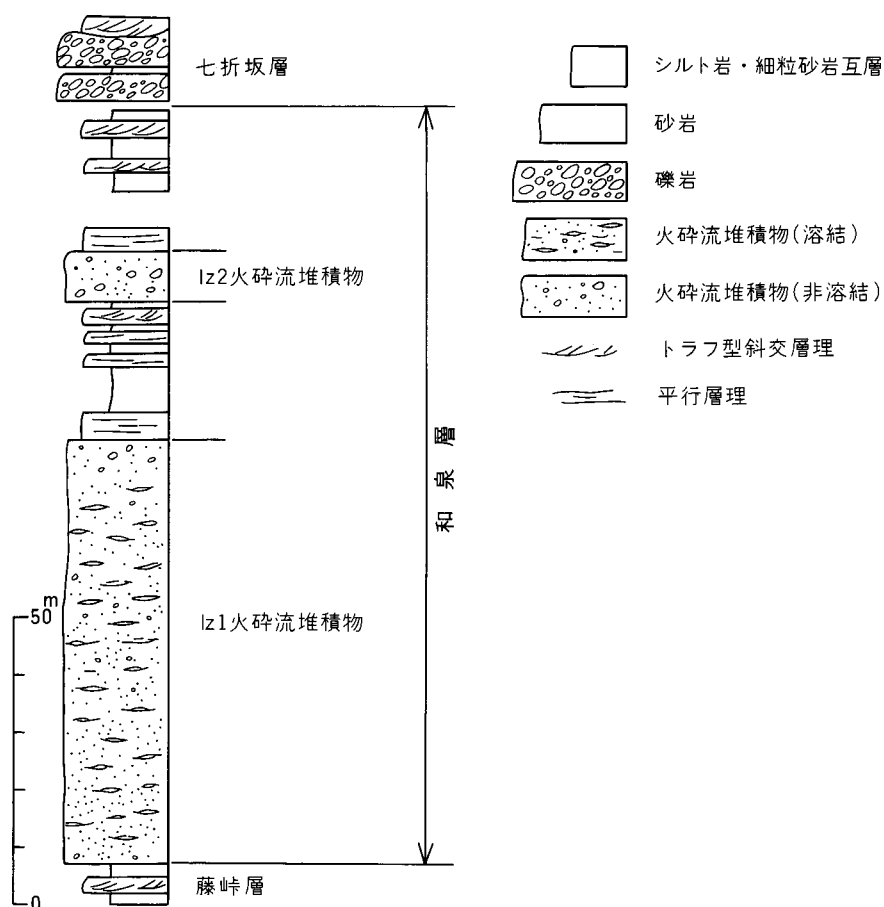
は強溶結で、上部は径20cm以下の軽石に富んだ弱-非溶結の凝灰角礫岩からなる(第35図)。非溶結部は多数のフローユニットからなり、ユニット間には稀にアッシュクラウドサージ堆積物が見いだされる。強溶結部の割合は北に向かって減少する。堆積物の下位から降下火砕物は見いだせなかった。

Iz 2火砕流堆積物は角閃石含有斜方輝石単斜輝石デイサイト質で、径10cm以下の軽石に富んだ塊状、非溶結の凝灰角礫岩からなる。その層厚は15-20mである。フローユニット境界は不明瞭で、上部に脱ガスパイプが多い。堆積物の上面は侵食されており、アッシュクラウド堆積物は認められない。また、堆積物の基底部は比較的細粒物に乏しく、下位からはぎ取ったシルト岩片を含む。

本層の河川堆積物(第36図)は、トラフ型斜交層理を持つ粗粒-中粒砂岩・リップルラミナや平行層理を持つ細粒砂岩-シルト岩・塊状シルト岩・平行層理を持つ淘汰不良の礫混じり粗粒砂岩・塊状でインブ리케이션の顕著な岩片支持の礫岩からなる。塊状シルト岩中には、リグナイトがしばしば含まれる。

岩石記載 Iz 1火砕流堆積物(GSJ R 56952)

岩石名：斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩。



第34図 和泉層(Iz, Iz1)の柱状図
大沼郡会津高田町赤留峠 柱状図の位置は付図A-1を参照

産地：大沼郡新鶴村赤留峠.

鏡下の特徴：斜長石(<1.6mm)・石英(<2.0mm)・角閃石(<2.0mm)・単斜輝石(<0.4mm)・斜方輝石(<1.2mm)・鉄鉱(<0.6mm)・ガラス片・異質岩片からなる。ユータキシティック組織を示し、僅かに脱ガラス化作用を受けている。異質岩片は変質流紋岩・凝灰岩である。鏡下での変質は認められない。

モード組成：石英=11.7%，斜長石=21.1%，苦鉄質鉱物=6.6%，基質=60.7%。

Iz 2 火砕流堆積物(GSJ R 58272)

岩石名：角閃石含有斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩。

産地：耶麻郡高郷村窪倉の只見川沿い(北隣「喜多方」国幅地域内)。

鏡下の特徴：斜長石(<1.4mm)・石英(<1.5mm)・単斜輝石(<0.8mm)・斜方輝石(<0.9mm)・角閃石・鉄鉱(<0.4mm)・ガラス片・異質岩片からなる。ピイトロクラスティック組織を示す。異質岩片は緑れん石に富む変質凝灰岩である。鏡下での変質は認められない。

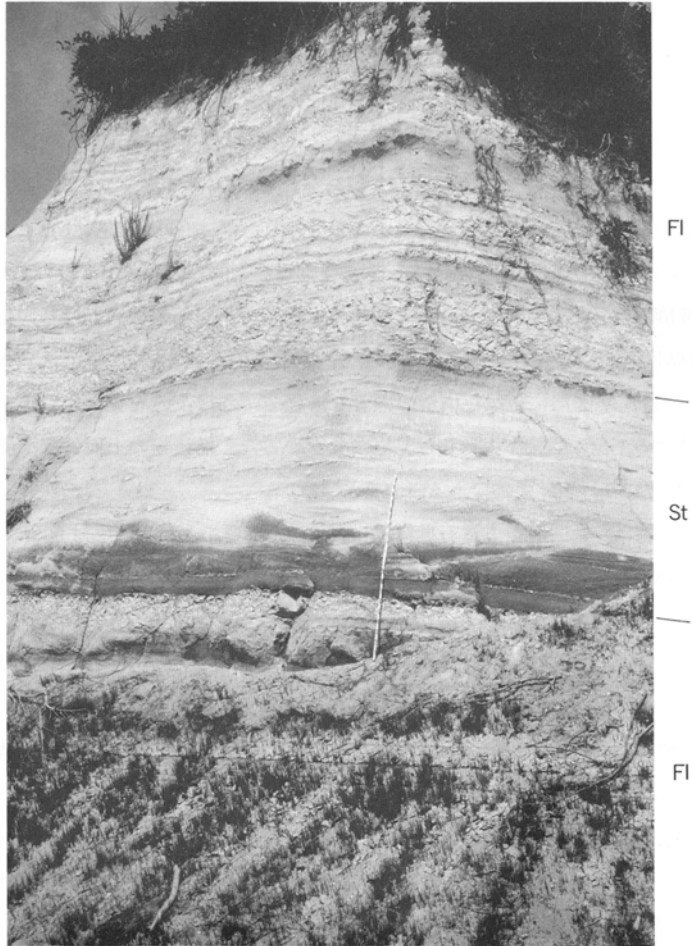
モード組成：石英=1.4%，斜長石=2.8%，苦鉄質鉱物=0.9%，基質=94.9%。

化石 豊富な植物化石を産出する。その詳細は鈴木ほか(1972)に記載されている。また、佐賀瀬川沿いの本層下部からは淡水棲貝化石が報告されている(鈴木ほか, 1972)。

年代・対比 本層基底部のIz 1 火砕流堆積物(GSJ R 56952)からは 2.94 ± 0.15 MaのK-Ar年代値が報告されている(山元, 1992a)。また、本層の古地磁気層序はガウスエポックから松山エポックの下部に相当する(Manabe, 1980)。本層の年代は後期鮮新世(3-2 Ma)と判断できる。Iz1 火砕流の給源は桧和田カルデラと考えられている(山元, 1992a)。



第 35 図 和泉層 Iz 1 火砕流堆積物(Iz 1)の非溶結部
大沼郡新鶴村逆瀬川 本堆積物は多数のフローユニットからなり、ユニット間には低角斜交層理を持つ薄いアッシュクラウドサージ堆積物(AS)が挟まれる



第 36 図 和泉層の河川堆積物(Iz)

大沼郡新鶴村松坂 本堆積物はトラフ型斜交層理を持つ粗粒-中粒砂岩(St)と、平行層理を持つ粗粒砂岩-シルト岩・級化層理を持つ粗粒-中粒砂岩互層(FI)からなる スケールは 2m

VI. 3 七折坂層(Nnl, Nn1, Nnu)

地層名 鈴木(1951), 鈴木ほか(1972, 1973, 1977a)の「七折坂層」による。本報告では盆地東縁丘陵の背^せ中^あ炙^{ぶり}山^{やま}層(鈴木, 1964; 真鍋・芳賀, 1982)も本層に含めた。

模式地 福島県河沼郡会津坂下町和泉の大手沢及び七折坂付近(北隣「喜多方」図幅地域内)。

分布・構造 盆地西縁丘陵と東縁丘陵に広く分布するほか、盆地南縁山地の稜線上にも分布が点在している。西縁丘陵の本層は北東に緩く傾斜し、東縁丘陵の本層はほぼ水平である。なお、両丘陵とも盆地縁では撓曲構造が発達しており、本層は南北走向で盆地側に傾斜している。

層序関係 盆地西縁丘陵の佐賀瀬川付近では下位の和泉層を整合に覆う。しかし、これよりも南及び東の地域では下位層を不整合に覆う。

層厚 西縁丘陵の佐賀瀬川付近で約200m, 東縁丘陵の背あぶり高原で約150mである。

岩相 本層は中-大礫層を主とする下部(Nn1)と, Nn1 火砕流堆積物(Nn1)及びNn2・Nn4 火砕流堆積物からなる上部(Nnu)で構成される(第37図)。Nn3 火砕流堆積物は, 模式地周辺の北隣「喜多方」図幅地域に分布し, 本図幅地域内には分布しない。

下部は, 塊状で岩片支持の, インプリケーションの発達した中-大礫層と, トラフ型斜交層理の発達した中礫-粗粒砂層が卓越する。これらは平行ラミナの発達した中-細砂層・シルト層の薄層を挟在し, 上方細粒化シーケンスが顕著である。すなわち, 本層下部は典型的な網状河川堆積物であると判断される。

Nn1 火砕流堆積物は, 斜方輝石単斜輝石デイサイト質で, 本図幅地域内では基底部を除き強溶結している。最大層厚は本図幅地域南縁で150mを越え, 北にその厚さを減ずる。また, 本図幅地域南西縁の下谷ヶ地南方では, 基底部に逆級化構造の顕著な, 径20cm以下の石質岩片濃集相(非溶結)を伴う(第37図)。堆積物の下位から降下火砕物は見いだせなかった。堆積物の上面には, 風化帯を挟んで3枚の降下火砕物が重なり, 広く追跡できる。

Nn2 火砕流堆積物は, 角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト質で, 最大層厚は60m程度である。本図幅地域南東縁から東隣「猪苗代」図幅地域の会津布引山に至る地域で強溶結となるが, 会津盆地周辺では概ね非溶結である。非溶結部は径30cm以下の軽石に富む塊状凝灰角礫岩で, 稀に径1m以下のパン皮状火山弾を含んでいる。堆積物の上面は侵食されており, アッシュクラウド堆積物は認められない。また, 堆積物の下位から降下火砕物は見いだせなかった。

Nn4 火砕流堆積物は, 斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト質で, 最大層厚は80m程度である。本図幅地域東縁の背あぶり高原で強溶結となるが, 盆地西縁丘陵では非溶結である。非溶結部は径10cm以下の軽石に富む塊状凝灰角礫岩で, フローユニット境界は不明瞭である。堆積物の下部には, 結晶片に富む淘汰の比較的良好, 厚さ20cm以下のグラウンドサージ堆積物が見いだされる。また, 堆積物の上面は侵食されており, アッシュクラウド堆積物は認められない。

岩石記載 Nn1 火砕流堆積物(GSJ R56951)

岩石名: 斜方輝石単斜輝石デイサイト溶結凝灰岩。

産地: 大沼郡会津高田町高橋。

鏡下の特徴: 斜長石(<3.6mm)・石英(<2.0mm)・単斜輝石(<0.9mm)・斜方輝石(<1.6mm)・鉄鉱(<0.5mm)・ガラス片からなる。ユータキシティック組織を示し, 僅かに脱ガラス化作用を受けている。薄片内には異質岩片は認められない。鏡下での変質は認められない。

モード組成: 石英=10.3%, 斜長石=26.8%, 苦鉄質鉄物=4.5%, 基質=58.4%。

Nn2 火砕流堆積物(GSJ R 58273)

岩石名: 角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト溶結凝灰岩。

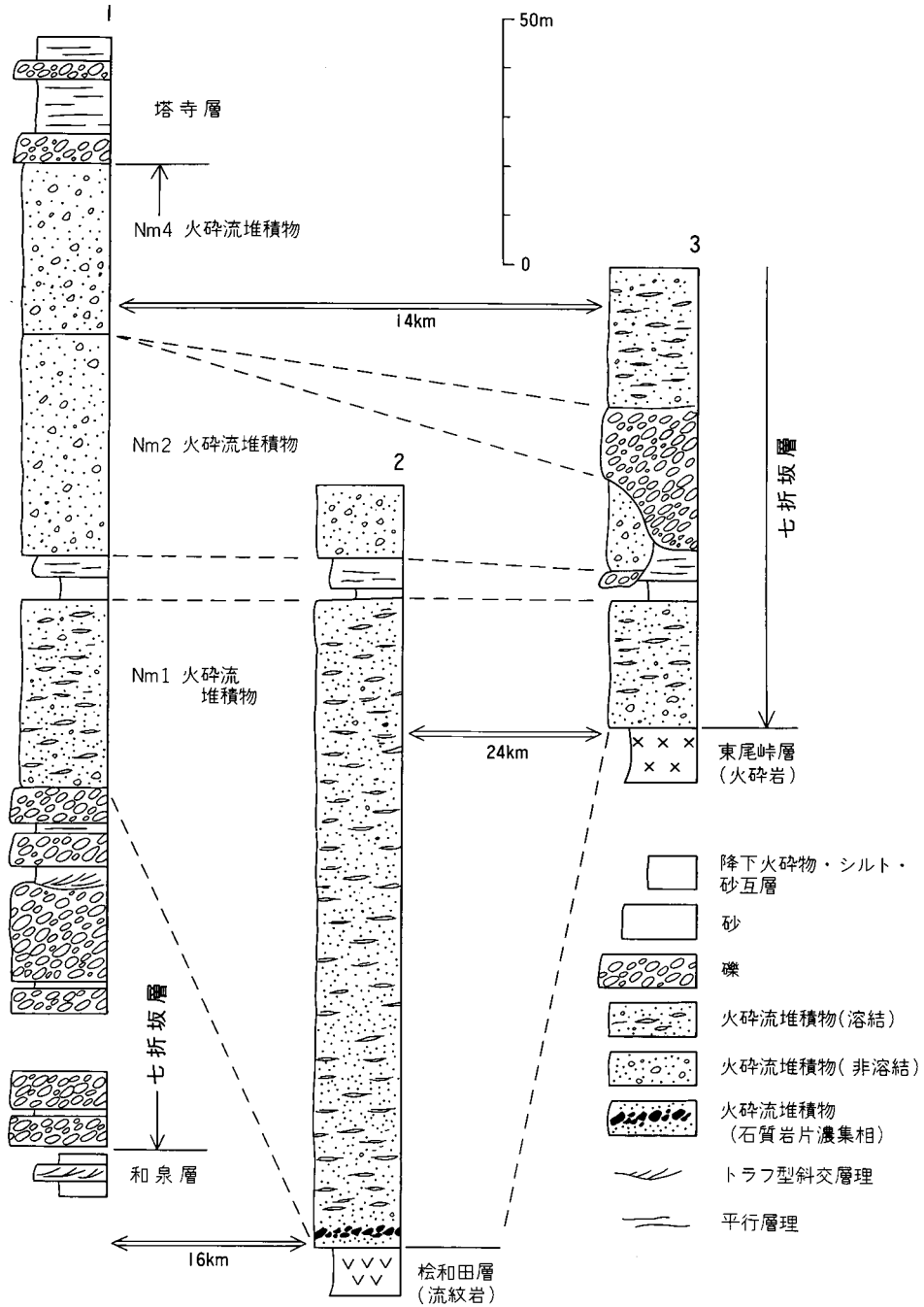
産地: 会津若松市赤井(北隣「喜多方」図幅地域内)。

鏡下の特徴: 斜長石(<1.6mm)・石英(<1.2mm)・単斜輝石(<0.8mm)・斜方輝石(<2.9mm)・角閃石(<0.5mm)・鉄鉱(<0.8mm)・ガラス片・異質岩片からなる。弱いユータキシティック組織を示す。異質岩片はシルト岩・変質凝灰岩である。鏡下での変質は認められない。

モード組成: 石英=2.5%, 斜長石=12.6%, 苦鉄質鉄物=2.9%, 基質=82.0%。

Nn4 火砕流堆積物(GSJ R 58274)

岩石名: 斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩。



第 37 図 七折坂層(Nn1, Nn1, Nnu)の柱状図

1. 大沼郡会津高田町八木沢西方の八木沢林道
2. 大沼郡会津高田町松坂南方 2.5 km の林道
3. 会津若松市慶山北方 2 km 1 の位置は付図A-1を参照

産地：会津若松市背あぶり高原。

鏡下の特徴：斜長石(<3.2mm)・石英(<4.8mm)・角閃石(<1.6mm)・単斜輝石(<0.8mm)・斜方輝石(<0.6mm)・鉄鈦(<0.8mm)・ガラス片・異質岩片からなる。ユータキシティック組織を示す。異質岩片は流紋岩・変質凝灰岩・ホルンフェルスである。鏡下での変質は認められない。モード組成：石英=11.3%，斜長石=26.8%，苦鉄質鈦物=4.9%，基質=57.1%。

化石 豊富な植物化石を産出する。その詳細は鈴木ほか(1972)に記載されている。

年代・対比 N n1 火砕流堆積物(GSJ R 56951)からは 1.3 ± 0.3 MaのK-Ar年代値が報告されている(山元, 1992a)。また、本層の古地磁気層序は松山エポックの上部に相当し、本層の基底がオールドバイイベントの基底にほぼ一致する(Manabe, 1980)。したがって本層の年代は前期更新世である。なお、本層のN n1・N n2・N n4 火砕流堆積物は、猪苗代湖南西地域の吉ヶ平・田代・黒森峠凝灰岩(真鍋ほか, 1987)及び白河地域の隈戸・芦野・西郷火砕流堆積物(吉田・高橋, 1991)にそれぞれ対比される。

VI. 4 塔寺層(Td)

地層名 鈴木ほか(1972, 1973, 1977a)の「塔寺層」による。

模式地 福島県河沼郡会津坂下町塔寺(北隣「喜多方」図幅地域内)。

分布・構造 盆地の西縁沿いにはほぼ南北の走向で、東に傾斜して分布する。

層序 関係軽微な侵食面を持って下位の七折坂層を覆う。

層厚 約80m。

岩相 本層は主に粗粒砂層と礫層の繰り返しからなり、中-細粒砂層・シルト層を挟んでいる。粗粒砂層は石英・長石等の結晶片に富み、低角斜交層理やスコアフィル層理が発達している。また、細-中礫層をレンズ状に挟む場合が多い。礫層は塊状で、インプリケーションの発達した岩片支持の中-大礫層からなる。中-細粒砂層・シルト層には平行-リップル層理が発達しており、植物化石を含んでいる。北隣「喜多方」図幅地域の本層基底部にはTd1 火砕流堆積物(角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト質で最大層厚15m)、最上部にはTd2 火砕流堆積物(黒雲母流紋岩質で最大層厚5m)があるが、本図幅地域では欠落している。

堆積相の解釈から、本層は砂子原カルデラ(第4図)の火山麓氾濫原堆積物と考えられている(山元, 1992b)。

化石 豊富な植物化石を産出する。その詳細は鈴木ほか(1972, 1990)に記載されている。

年代・対比 本層最上部のTd2 火砕流堆積物(北隣「喜多方」図幅地域内)からは 0.29 ± 0.03 MaのFT年代値が報告されている(山元, 1992b)。また、本層の古地磁気層序はブリュンヌエポックの下部に相当する(Manabe, 1980)。したがって本層の年代は中期更新世である。なお、本層は西隣「宮下」図幅地域の砂子原層(小室, 1978; 鈴木ほか, 1986b)に対比される。

VII. 中部更新統-完新統

(吉岡敏和・山元孝広)

VII. 1 段丘堆積物

本報告では河成段丘を高位段丘，中位段丘，低位段丘の3つに区分し，さらに地形面の高度やテフラ層との関係から，高位をⅠ・Ⅱ，中位をⅠ・Ⅱ，低位をⅠからⅤ段丘に細分した．このうち低位Ⅲ段丘及び低位Ⅳ段．丘は北隣「喜多方」図幅地域にのみ分布する．従来の段丘区分との対比を第5表に示す．

第5表 段丘堆積物・段丘面の対比表
AT：始良 Tn 火山灰，NP：沼沢湖降下軽石

鈴木ほか(1972)		柳田(1979)	本報告	テフラ
会津盆地南東縁	会津盆地西縁			
		青木面	低位Ⅴ段丘	NP AT
		山都面群	低位Ⅳ段丘*	
			低位Ⅲ段丘*	
		三津合面	低位Ⅱ段丘	
坂下面				
	立石田層	野沢面	低位Ⅰ段丘	
院内層	入田沢層	徳沢面	中位Ⅱ段丘	
		柴崎面	中位Ⅰ段丘	
南原層		西平面	高位Ⅱ段丘	
			高位Ⅰ段丘	

*本図幅地域には分布しない。

Ⅶ. 1. 1 高位段丘堆積物 (t_{h1} , t_{h2})

本図幅地域の高位段丘は阿賀川上流部沿いのみに分布し、段丘面の高度から高位Ⅰ段丘及び高位Ⅱ段丘に区分できる。会津若松市南原付近で比較的広い分布を示し、標高360mに高位Ⅰ段丘面が、標高340mに高位Ⅱ段丘面が分布する。現河床との比高は、高位Ⅰ段丘面が約100m、高位Ⅱ段丘面が約80mである。堆積物は、巨礫を含む中礫-大礫大の円礫からなり、礫種は花崗岩類及び中生界の堆積岩が主体である。同市上雨屋の余松沢川沿いの高位Ⅱ段丘堆積物は、不整合面の上に阿賀川本流の河道堆積物と考えられる厚さ6-7mの円礫層が載り、その上に谷壁から供給されたと見られる新第三系礫を含む淘汰不良の岩屑層が重なる。本段丘の形成年代は明らかでないが、段丘面の開析状態や堆積物の風化度から考えて、更新世の中期に形成されたと推定される。

Ⅶ. 1. 2 中位段丘堆積物 (t_{m1} , t_{m2})

本図幅地域の中位段丘は阿賀川沿い及びそれに連続する会津盆地東縁部に広く分布するほか、図幅地域西北部の佐賀瀬川沿いにも分布する。中位段丘も段丘面の高度から2面に区分でき、それぞれ中位Ⅰ段丘、中位Ⅱ段丘とする。現河床との比高は、中位Ⅰ段丘面が40-50m、中位Ⅱ段丘面が30-40mである。会津若松市上雨屋では中位Ⅱ段丘堆積物の露頭が見られ、下部の約5mは阿賀川本流によって形成された円礫層、上部の約2mは角礫を含む砂層からなる(第38図)。円礫層は主に花崗岩類及び中生界堆積岩類の大礫-巨礫からなり、上部に含まれる角礫は支流から供給された新第三系礫である。会津盆地東縁の会津若松市御山、堤沢及び面川では山麓に中位Ⅱ段丘が分布するが、段丘面は山地からの支流の出口を中心に盆地に向かって傾斜しており、支流の扇状地として形成されたものである。この堆積物



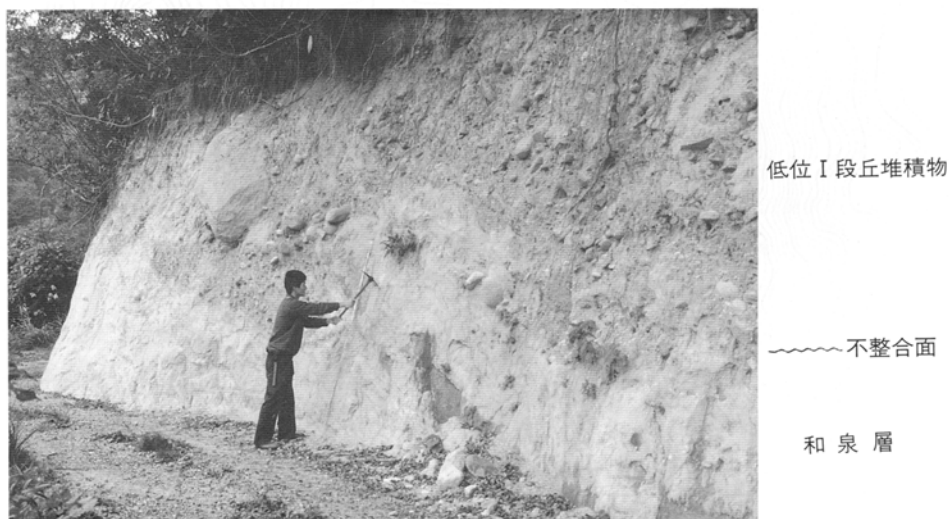
第38図 中位Ⅱ段丘堆積物(t_{m2})の礫層及び砂層
会津若松市下雨屋 スケールは2m

は七折坂層の溶結凝灰岩礫を主とする砂礫層からなる。本段丘の形成年代についても積極的な根拠はないが、上下の段丘との関係から更新世後期の最終間氷期のうちのいずれかの時期に形成された可能性が高い。

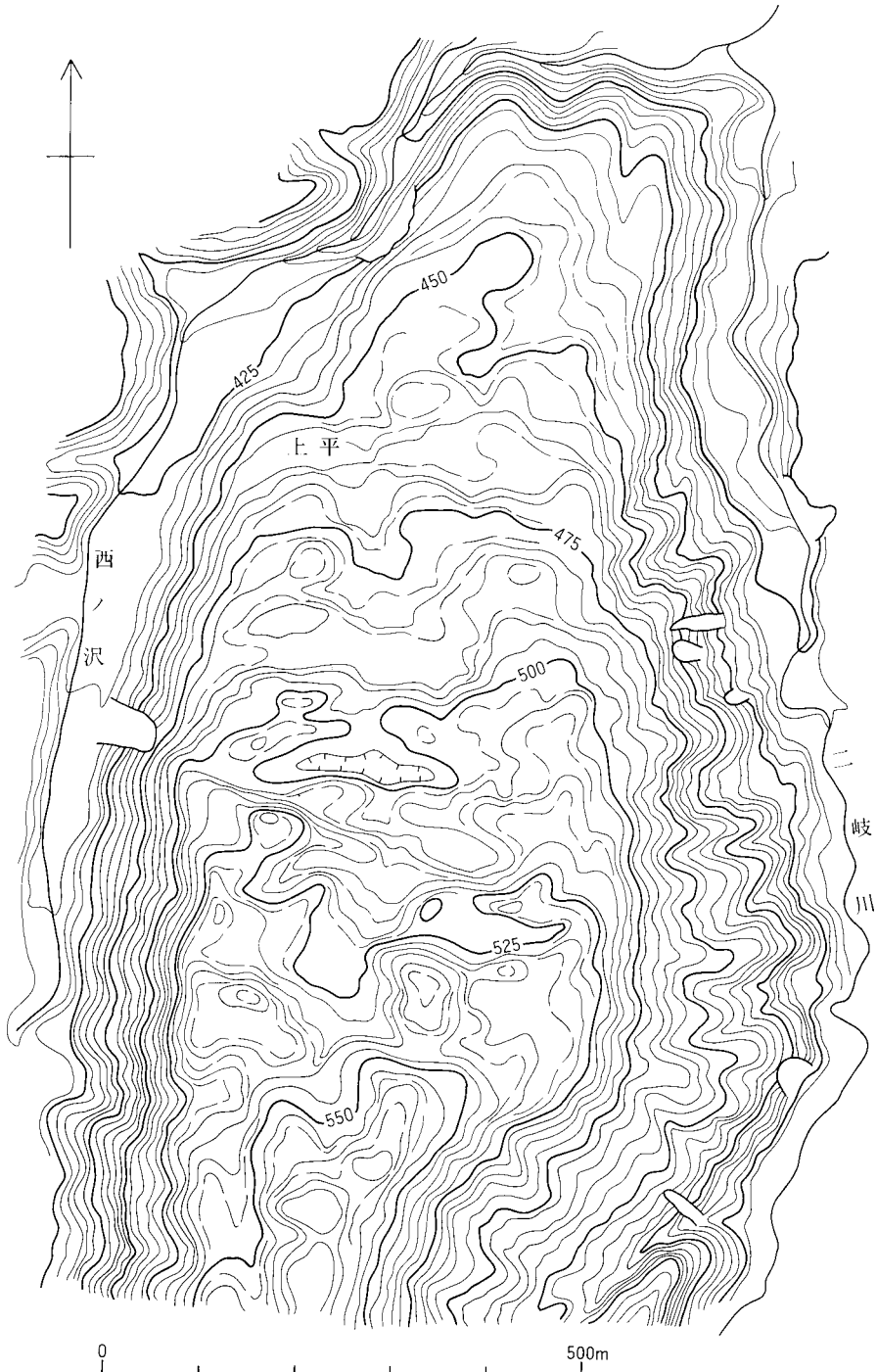
Ⅶ. 1. 3 低位段丘堆積物(t_{11} , t_{12} , t_{15})

本図幅地域の低位段丘は、阿賀川やその他の主要河川沿いに分布するほか、会津盆地にも広く分布する。低位Ⅰ段丘は、現河床との比高が20m以下で、下流に向かって比高が小さくなる傾向がある。会津盆地東部、会津若松市市街地をのせる低位Ⅰ段丘は、湯川の扇状地として形成されたものである。市街地付近でのボーリング資料では約50mの深さまで礫層からなる(小貫, 1972)が、これには本堆積物とより高位の段丘堆積物に相当するものが含まれていると考えられる。図幅地域西北部の佐賀瀬川沿いの新鶴村松坂では、段丘面の地形は不明瞭であるが、巨礫を伴う角礫層が分布し(第39図)、低位Ⅰ段丘堆積物に対比される。鈴木ほか(1972)はこの堆積物に挟まれる泥炭層から *Pinus koraiensis* S. and Z., *Tsuga diversifolia* (Maxim.) Mast., *Abies veitchii* Ldl., *Picea* sp. ほかの植物化石を報告し、木片から $17,900 \pm 600$ 年 B. P. の ^{14}C 年代を得ている。また、会津高田町周辺では低位Ⅰ段丘面は分布しないが、柳田(1981)は会津高田町寺崎で堆積物中から約2.2万年前に噴出したA T(始良T n火山灰)の火山ガラスを検出しており、この堆積物は低位Ⅱ段丘に埋没した低位Ⅰ段丘堆積物に相当すると考えられる。図幅地域西南部の宮川及び東尾岐川沿いでは比較的広い範囲で低位Ⅰ段丘が分布するが、堆積物は厚さ1-2mの円-亜円礫層が見られるのみである。

盆地西南部の会津高田町高田周辺では、宮川の扇状地として形成された低位Ⅱ段丘が広く分布する。堆積物は沼沢湖火砕堆積物起源の再堆積の軽石を多く含む砂礫層で、厚さは確認できない。低位Ⅴ段丘は、隣接する喜多方図幅地域で広い分布を示すが、本図幅地域では沖積面上の微高地として認められる



第39図 低位Ⅰ段丘堆積物(t_{11})の礫層
大沼郡新鶴村松坂



第40図 和泉層Iz1火砕流堆積物(Iz1)の表層地すべり地形
 大沼郡新鶴村上平付近 福島県発行1/5,000森林基本図より等高線(間隔5m)を抽出

のみで、堆積物を露頭で確認することはできない。

低位Ⅰ段丘の形成年代については、分布形態や¹⁴C年代から更新世後期の最終氷期極相期に形成されたと考えられる。また、低位Ⅱ段丘は沼沢火山の最新期活動(約5,000年前)の直後に、低位Ⅴ段丘はさらに新期に形成されたと考えられ、ともに完新世の段丘である。

Ⅶ. 2 地すべり堆積物(1s)

本図幅地域の山地には地すべりによって形成された緩斜面が分布する。これらの緩斜面は、その後背の山地を形成する主として七折坂層・和泉層の溶結凝灰岩や二の沢層の安山岩火砕岩・溶岩由米の岩屑から構成され、地質図では地すべり堆積物とした。これらの地すべりは、固結度の高い塊状の岩石が変質した凝灰岩・風化帯・固結度の低い碎屑岩などの上部を覆うことにより、初生的に不安定な成層構造をなし、発生したものと解釈できる。また、図幅地域西北部の新鶴村上平では、和泉層の溶結凝灰岩(Iz1火砕流)が不整合面で地すべりを起こした結果、北向きの緩斜面に東西方向の高まりと窪みが平行に並んだ地すべり地形を生じている(第40図)。しかしこの地すべりは崩落を伴わない表層の滑動に過ぎないと考えられるため、地質図では省略した。

Ⅶ. 3 崖錐及び崩積堆積物(ta)

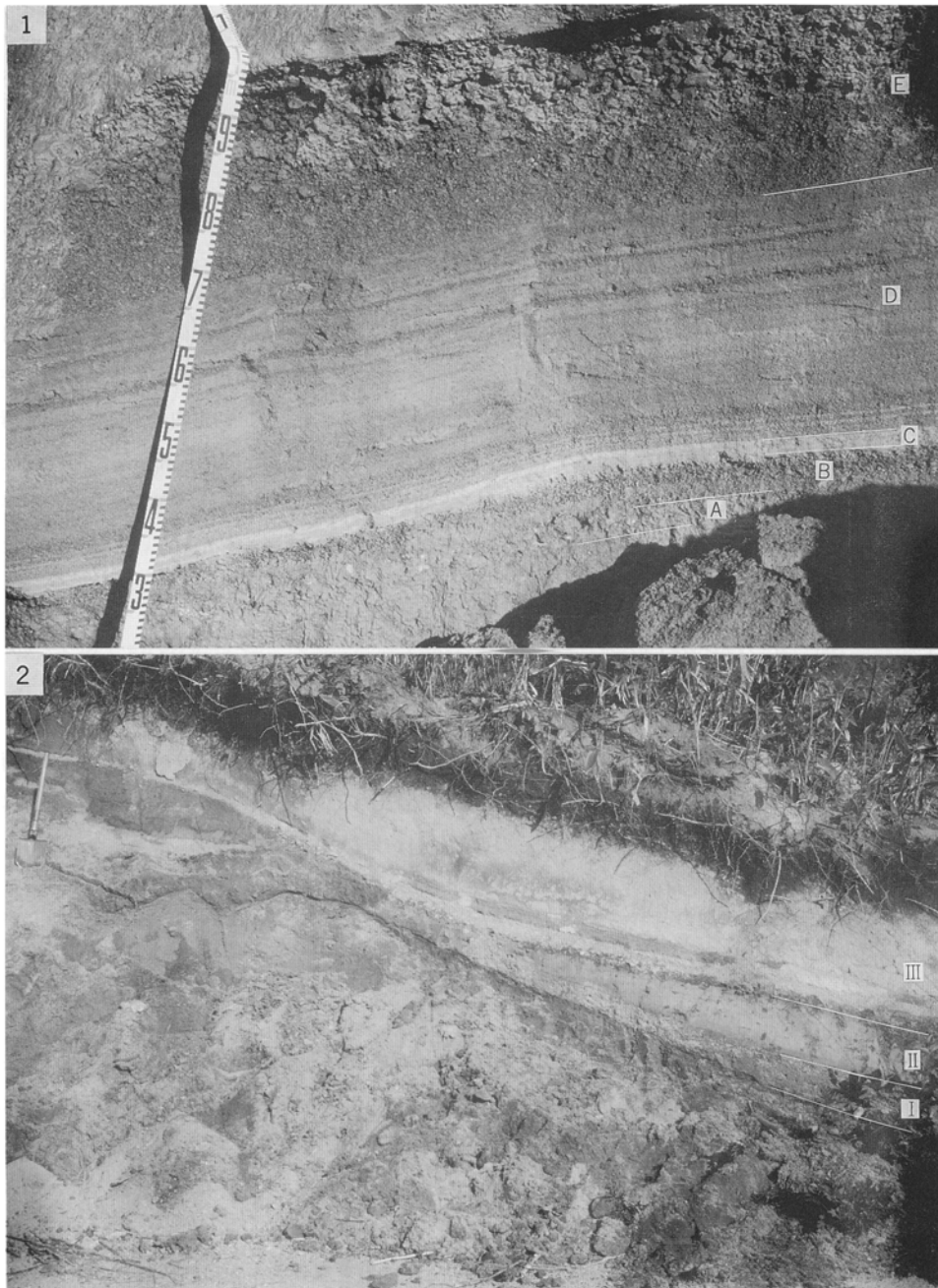
会津盆地の西縁や阿賀川沿い、下郷町の小野川流域などには、山麓の基部にやや扇形をした緩斜面が見られる。緩斜面の傾斜は10°前後で、表面には角礫が散乱しており、主として上部斜面からの崩落によって形成されたものと考えられる。しかし、斜面の傾斜が角礫の安息角よりはるかに小さいため、土石流によって運搬・堆積した可能性もある。

Ⅶ. 4 沼沢湖火砕堆積物(地質図では省略)

本堆積物は西隣「宮下」図幅地域の沼沢火山(第4図のNm)の最新期の噴出物である。沼沢火山中央部の沼沢湖はこの噴火で形成されたカルデラで、多数のフローユニットからなる沼沢湖火砕流堆積物は、西隣「宮下」図幅地域の只見川河谷を厚く埋積している(高橋・菅原, 1985)。本質物は角閃石斜方輝石デイサイトである。また、火砕流中の炭化木片からはほぼ5,000年B. P. の¹⁴C年代値が報告されている(只見川第四紀研究グループ, 1966; 通産省, 1978)。

本図幅地域には沼沢湖火砕流中の火砕サージ堆積物と、これを覆う降下火砕堆積物のみが分布する(第41図)。前者は標高700m以下の盆地西縁丘陵上に薄く分布し、後者は図幅地域全体の緩斜面と段丘上を覆っている。降下火砕堆積物は、多数の降下ユニットからなる(第41図-1)。

本図幅地域中の火砕サージ堆積物は1フローユニットからなり、斜面をマントルベッドする。その量大厚層は2mで、通常は40cm以下である。本堆積物は細礫-粗粒砂サイズの軽石・石質岩片からなる淘汰の良い下部(第41図-2のⅠ)と、これを覆う中粒砂-シルトサイズの火山灰からなる上部(第41図-2



第 41 図 沼沢湖火砕堆積物

1. 降火火砕堆積物 A：径 5 cm 以下の軽石層；B：細礫サイズの軽石層；C：細粒火山灰層；D：多数の降下ユニットからなる粗粒砂・細粒砂サイズの火山灰層；E：逆級層理を持つ軽石層（最大径 3 cm） 大沼郡新鶴村上平 スケールの数字の単位は 10 cm
2. 火砕サージ堆積物（I：下部；II：上部）とこれを覆う降下堆積物（III） 大沼郡会津高田町二岐川 シャベルの長さは 60 cm

のⅡ)で構成される。上部には低角斜交層理がしばしば認められデューンを形成する。

Ⅶ. 5 沖積層(a, af)

本報告では、現在の河川の氾濫原及びそれと一連の地形面を構成する堆積物を沖積層とする。したがって、完新世の堆積物のうち、段丘を構成するものは沖積層に含めない。

地質図では沖積層のうち、盆地の縁辺に発達する扇状地堆積物(af)を特に区分して示した。扇状地堆積物は会津盆地の東西の縁辺部によく発達し、西縁部の新鶴村米沢では中礫-大礫からなる円礫層と黒色土壌が数10cm毎に互層し、上部に沼沢湖火砕堆積物の降下軽石層を挟んでいるのが観察された。阿賀川沿いの低地を構成する沖積層は、氾濫原堆積物、流路州堆積物、自然堤防堆積物などからなると考えられるが、堆積物を露頭で確認できないため地質図では一括した。しかし、地形がよく保存されている地域については、第42図の地形分類図に示したように、中州状の微高地と旧低水路と考えられる浅い谷地形が広い範囲に認められる。小貫(1972)は本図幅地域の沖積層の基底深度を北部の阿賀川沿いで最大約115mとしたが、阿賀川の盆地からの出口の河床には新第三系が露出しており、盆地西縁の活断層の変位を考慮してもこの深度は考えられない。したがって小貫が沖積層とした堆積物には本報告の段丘堆積物に相当するものも含まれると考えられる。

Ⅷ. 活構造

(吉岡敏和)

本図幅地域では会津盆地の東西両縁部に活構造が発達する。いずれの構造も盆地を沈降させる方向の変位を有しており、盆地の形成に大きく関与したと考えられるが、東縁の活構造は盆地の縁辺のみにとどまらず、さらに南隣の「田島」図幅地域まで連続する。

Ⅷ. 1 盆地東縁部の活構造

会津盆地の東縁部には北北東-南南西方向の直線上の崖線が連続する。崖の比高は300-600mであるが、開析が進んでおり、三角末端面は認められない。崖を形成した断層は露頭では確認できないが、この崖に沿って七折坂層の火砕流堆積物が西に高度を下げながら分布しており、断層は崖の基部に伏在しているものと考えられる。崖の基部には新期の扇状地が発達するため顕著な変位地形は認められないが、

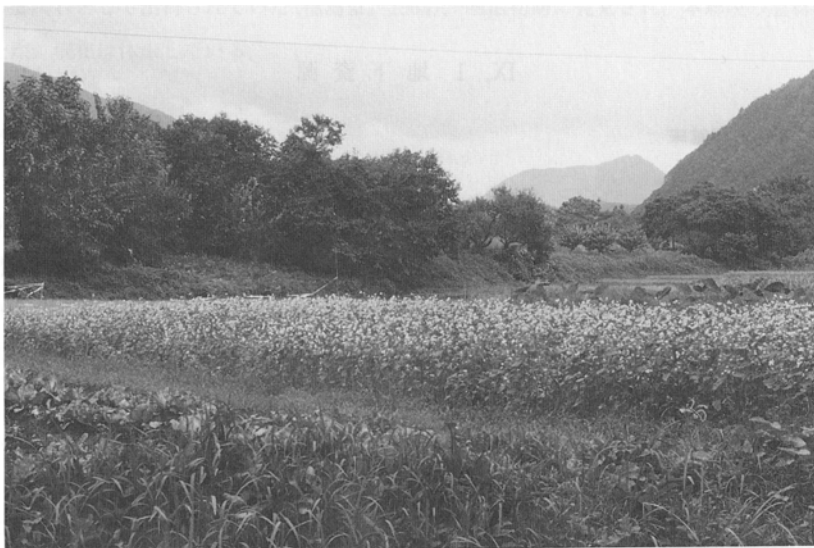


- | | | | | | |
|-----|------------|--------------|------------|------------|----|
| | | | | | |
| 現河道 | 中州状
微高地 | 自然堤防状
微高地 | 低位Ⅴ
段丘面 | 低位Ⅱ
段丘面 | 山地 |

第42図 会津盆地南東部の沖積面地形分類図
 現河道は昭和57,60年発行の1/50,000地形図による

会津若松市小田山北方では中位Ⅱ段丘面には不明瞭ではあるが比高約 5m の段差が認められ、低断層崖もしくは撓曲崖と考えられる。また、同市慶山では七折坂層上部の火砕流堆積物とその上位の砂礫層が 40-70° 西に傾斜している露頭が見られる。この砂礫層は七折坂層火砕流堆積物の溶結凝灰岩の巨礫を含む亜角礫層と、同じく火砕流堆積物起源と推定される石英粒を多く含む砂層からなり、七折坂層より新期の堆積物の可能性がある。七折坂層は断層の低下側で地下に埋没しているが、その分布高度から 600 m 以上の垂直変位が推定される。また最終間氷期に形成された中位Ⅱ段丘が約 5m 変位しており、これらのことから盆地東縁の活構造は第四紀に累積的に変位していると考えられ、その平均変位速度は $0.05\text{m} / 10^3$ 年以上と推定できる。

さらに南方では、阿賀川沿い及び下郷町大内付近に活構造の可能性のある地形が見られる。阿賀川沿いの本郷町馬越では、阿賀川の右岸の段丘面に南北方向西向きの小崖が見られる(活断層研究会, 1980 ; 1991 に記載)。崖の比高は約 10m で、上部は中位Ⅱ段丘面、下部は低位Ⅰ段丘面である。崖の基部に崖を形成するような河川はなく、河食崖の可能性は小さい。この崖の南方延長には地質境界と一致する鞍部が連続し、断層地形の可能性があるが、地すべりによって生じた可能性もある。また、その南の会津若松市小谷でも同じく阿賀川の右岸に北西向き的小崖が見られる(第 43 図)。崖の比高は 2-5m であり、上部は中位Ⅰ及びⅡ段丘面で、下部は沖積面である。この崖は阿賀川支流の河食崖の可能性はあるが、崖の位置は地質断層と一致しており、低断層崖の可能性が高い。一方、本図幅地域南端の下郷町大内から南隣「田島」図幅地域内にかけては、ほぼ南北方向に幅の広い谷地形と鞍部が連続し、谷の東斜面には三角末端面が発達する。活断層研究会(1980, 1991)は、斜面基部の扇状地上に低断層崖や小地溝を認めており、北部では東側隆起、南部では西側隆起の活断層としている。



第 43 図 中位Ⅰ段丘面を限る低崖
会津若松市小谷 阿賀川とは逆方向で低断層崖の可能性が高い

VIII. 2 盆地西縁部の活構造

会津盆地の西縁には会津盆地西縁北部断層及び会津盆地西縁南部断層が分布する(活断層研究会, 1980, 1991). このうち本図幅地域には南部断層のみが位置する. 盆地の西縁にはやや盆地側に張り出した形で湾曲した崖線が連なり, 崖の比高は200-250mである. 断層は露頭では認められないが, 崖を構成する七折坂層及び塔寺層は崖とほぼ平行に最大40°傾斜しており, 断層はその基部に伏在しているものと考えられる. また, この断層の北部(北隣「喜多方」図幅地域内)では中位I段丘面が撓曲変形を受け, 北東に傾斜しているのが認められる(柳田, 1979). 撓曲による垂直変位量は, 中部更新統の塔寺層で100m以上, 最終間氷期に形成されたと考えられる中位I段丘で20m以上であり, この値から $0.2\text{m}/10^3$ 年以上という平均変位速度が得られる. この断層は塔寺層を撓曲変形させることから, 更新世中期以降に活動を活発化したものと考えられる. なお, 慶長16年(1611年)の会津地震はこの断層を含む会津盆地西縁の断層系が活動したものと考えられている(寒川, 1987).

IX. 応用地質

(山元孝広・吉岡敏和)

IX. 1 地下資源

IX. 1.1 金・銀鉱床

朝日鉱山

会津若松市門田町の門田駅東方に位置し, 朝日石膏鉱山の鉱区に属す. 東尾岐層の流紋岩火砕岩に胚胎する. 鉱床は幅0.5-1.0mの石英脈からなり, 金は $2-5\text{g}/\text{t}$, 銀は $20-30\text{g}/\text{t}$ である(福島県, 1964). 鉱山は慶長年間に最も栄え, 近年では昭和16-18年に採掘されたが, 現在は廃鉱となっている.

IX. 1.2 銅・鉛・亜鉛鉱床

旭無量鉱山

大沼郡会津高田町旭寺入南方の水鳥沢右岸に位置し, 東尾岐層の流紋岩火砕岩に胚胎する. 鉱床は東西走向の銅・鉛・亜鉛鉱脈からなる(福島県, 1964). 鉱山は現在廃鉱となっている. 鉱床の周辺には東西走向の安山岩岩脈が多い.

大戸鉱山

会津若松市高川南方500mに位置し、高川層と白亜紀後期深成岩類の境界付近に胚胎する。文化-万延年間に採掘されたが、現在は廃鉱となっている(福島県, 1964)。

IX. 1. 3 マンガン鉱床

玉路鉱山

大沼郡本郷町関山に位置し、東尾岐層の流紋岩火砕岩に胚胎する。鉱床は一種の裂隙充填鉱床で、酸化マンガン鉱が火砕岩の岩片間を充填している。鉱石は「おいらんマンガン」とこの種の二酸化鉱が火砕岩に鉱染したものからなる(福島県, 1964)。昭和14年に発見され、昭和26年まで稼行したが、その後休山している。

IX. 1. 4 陶石・陶土鉱床

青土鉱山

大沼郡会津高田町海老山に位置し、東尾岐層の流紋岩溶岩に胚胎している。流紋岩は珪化作用に続きセリサイト化を被っており、セリサイト化の著しい部分を露天掘りにより採掘していた(通産省, 1973)。明治初期に発見され、昭和47年当時は月産60tの出荷があったが、現在は休山している。また、本鉱山北北西方の二岐川上流部の左岸でも、セリサイト化した東尾岐層の流紋岩火砕岩が一時採掘されていたが、現在は休山している(通産省, 1973)。

大久保鉱山

大沼郡本郷町本郷に位置し、東尾岐層の流紋岩に胚胎している。流紋岩は珪化とセリサイト化を受けしており、本郷陶石として出荷されていた(福島県, 1964)。明治初期に発見され、本郷焼の原材料に利用されていたが、現在は休山している。

IX. 1. 5 石膏鉱床

朝日鉱山

会津若松市門田町雨屋の薬師堂を中心とする、南北2km、東西1kmの範囲に位置する。東尾岐層の流紋岩火砕岩及び溶岩に胚胎する。薬師堂の宝珠鉱床は走向N 20° W、傾斜50-70° Wの塊状鉱床で、南北延長200m、幅30-50m、深さ70mあり、鉱床の東西両側に銅・鉛・亜鉛などの金属鉱床を伴う、また、宝珠鉱床南方約300mの大三宝鉱床は走向N 30° E、傾斜50-70° Wの塊状鉱床で、南北延長350m、幅100m、深さ60mあり、銅・鉛・亜鉛を伴う(武司, 1963; 福島県, 1964)。本鉱山はもともと金山として江戸時代に栄えたがその後寂れ、昭和初期になって石膏を対象とした採掘が再開された。埋蔵量は470万tで、昭和36年当時は年間4万tの出荷があったが、現在は休山している。

IX. 1. 6 砕石・石材

砕石資源として現在稼行中の砕石場は、大沼郡会津高田町大平南方2kmの1地域である。ここでは桧和田層の溶結凝灰岩(Hw1火砕流堆積物)を稼行対象にしている。

建築用石材資源として現在稼行中の砕石場は本図幅地域にない。ただし、会津若松市東方の石山周辺に分布する七折坂層の溶結凝灰岩はかつて石材として利用され、会津若松市の鶴ヶ城の城壁に用いられた。この凝灰岩は、福島県白河市周辺の「白河石」と同一の堆積物である。

IX. 1.7 亜炭

藤峠層最上部と和泉層上部の河川堆積物中の亜炭が、大沼郡新鶴村の逆瀬川沿いで昭和の終戦数年間に採掘されていた。昭和21年下半期は月産200tの出荷があったが、現在は休山している(福島県, 1964)。本地域の亜炭は会津の陶磁器工業の燃料として利用されていた。

IX. 2 温泉

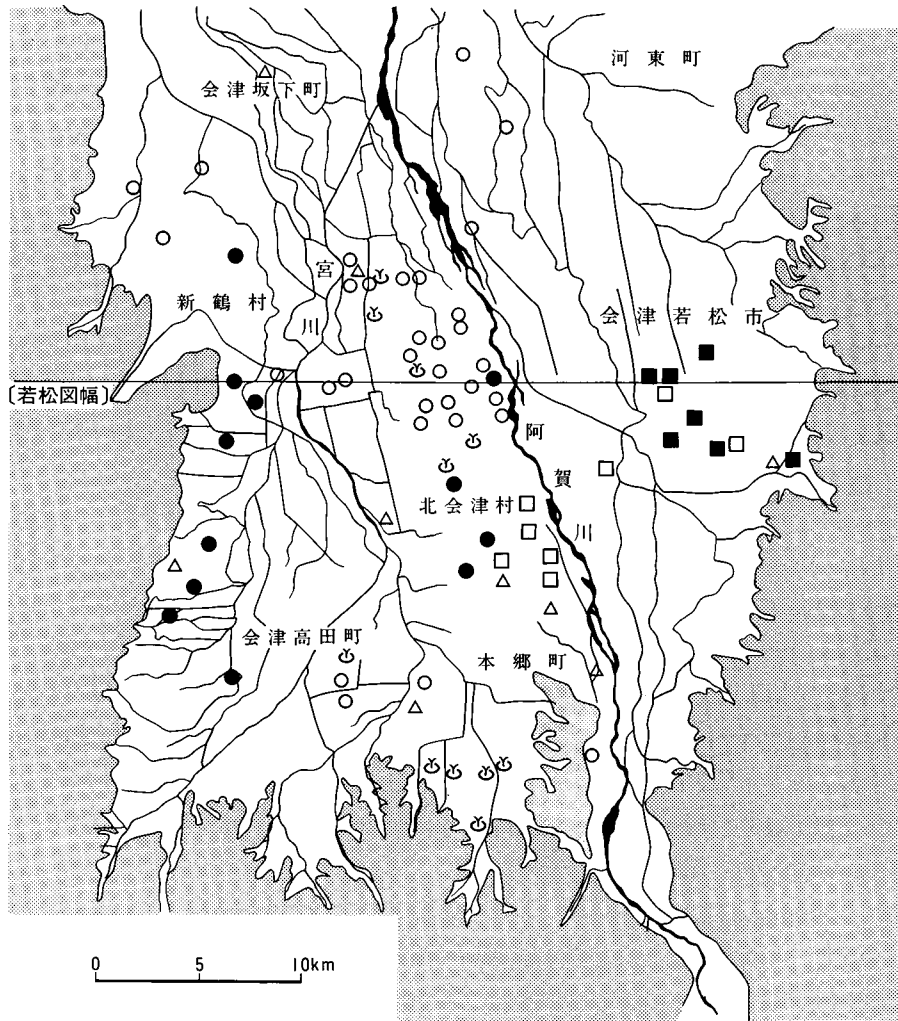
本図幅地域の温泉には東山温泉と芦ノ牧温泉がある。東山温泉は会津若松市の市街地の東方、湯川の溪谷沿いに位置し、貫入岩体の節理や小断層に沿って湧出している。泉質は含芒硝弱食塩泉または含食塩石膏泉である。1977年の調査では、休止中の2カ所を含めて21カ所の源泉が存在し、泉温は22℃から59.5℃、湧出量は最大で434 l/分である(福島県, 1978)。

芦ノ牧温泉は会津若松市南部、阿賀川沿いに位置し、關川層の安山岩類を貫く岩脈の節理及び小断層に沿って湧出している。泉質は含食塩石膏泉ないし石膏泉で、泉温は38℃から73℃、湧出量は最大で400 l/分である(福島県, 1978)。

IX. 3 地下水

本図幅地域では、会津盆地において地下水の採取が盛んである。第44図に会津盆地南部における井戸の分布を示す。農業用の井戸は盆地の中央部から西縁部にかけて多く分布し、特に西縁部では深さ100m以上の深井戸がほとんどを占める。工業用の井戸は会津若松市市街地及び本郷町付近に分布し、会津若松市では深井戸が主体である。

本地域の自由地下水の帯水層は沖積層の氾濫原堆積物や扇状地堆積物で、地下水位は浅く、自山地下水を対象とする井戸の深度は1-4m台、自然堤防上や扇状地上などで5-6m台である(東北農政局計画部, 1965)。被圧地下水の帯水層は七折坂層及び和泉層が主体で、盆地西縁部の深井戸は和泉層から水を得ている。



		農業用	工業用	上水道用
凡	浅井戸	○	□	△
例	深井戸	●	■	
	湧水	♁		

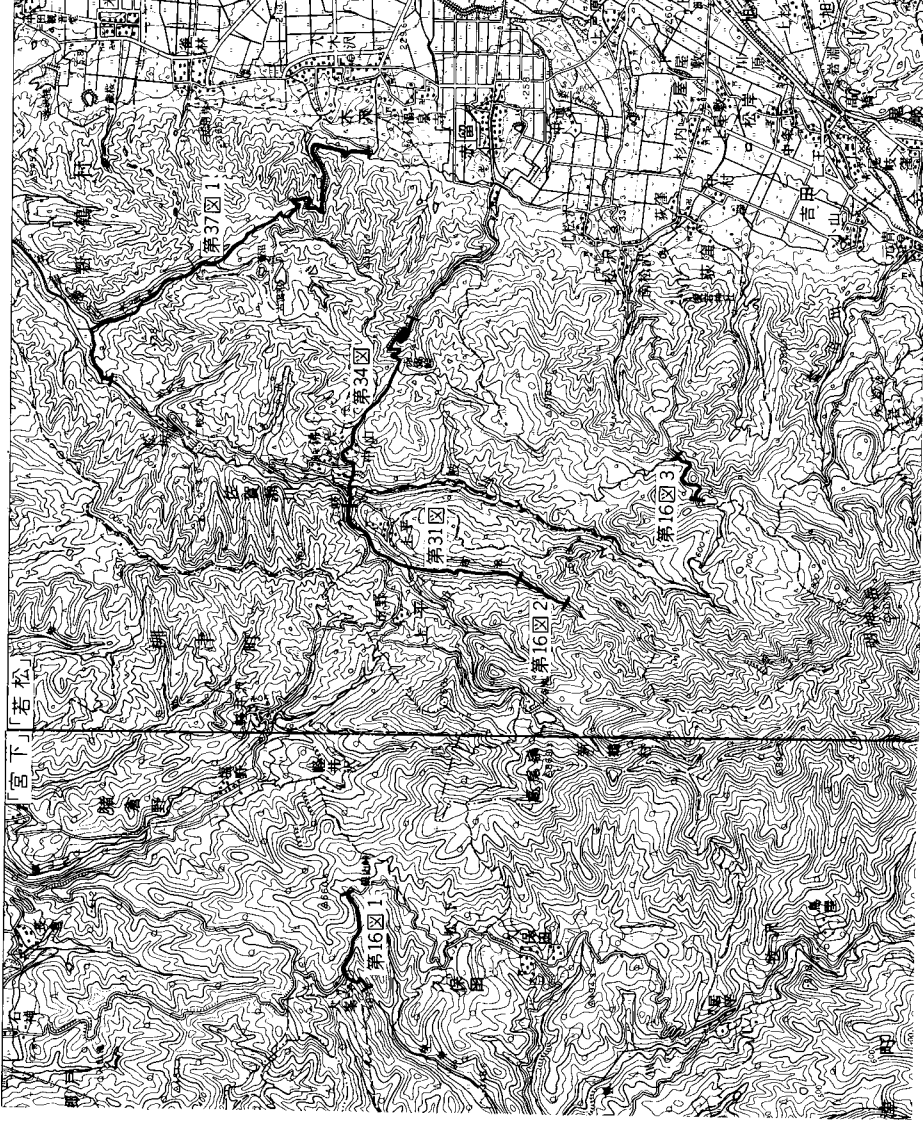
第 44 図 会津盆地南部の井戸の分布
東北農政局計画部(1978)による

文 献

- Blow, W. H. (1969) Late middle Eocene to recent planktonic foraminifera biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H., eds.: First Internat Conf. Plank. Microfossils. Geneva, 1967. Proc., 1, p.199-422.
- 藤田至則・萩原 茂・鈴木敬治・八島隆一・真鍋健一(1974) 新生代後期の造構力の場の復元. 海洋科学, vol., p.24-29.
- 福島県(1964)福島県産誌. 福島県企画開発部, 296p.
- (1978)福島県の温泉. 94p.
- 福島県教育委員会(1983) 会津盆地西縁山地より産する化石調査報告—特に耶麻動物群について—. 福島県立博物館調査報告, no.2, 21p.
- (1985) 会津盆地南縁山地の基盤岩類調査報告. 福島県立博物館調査報告, no.9, 43p.
- 萩原 茂(1979) 会津盆地南縁山地の新第三系の変質. 地質雑, vol.85, p.659-667.
- 平山光衛(1969) 会津盆地地形分類図説明書. 東北農政局計画部, 16p.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 363p.
- (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦火成岩のK-Ar dating (IV)—東北日本の花岡岩類—. 岩鉱, vol.56, p.41-55.
- 北村 信・菅原祐輔・鈴木養身・藤井敬三・伊藤 修・高橋清治(1968) 福島県地質調査報告, 宮下地域の地質. 21p., 福島県.
- ・鈴木敬治・小泉 格・小林良明・和久紀生・大山広喜・新妻信明・白田推朗・小原繁夫(1965) 福島県5万分の1地質図幅, 猪苗代湖東方地域. 66p., 福島県.
- 建設省北陸地方建設局阿賀野川工事事務所(1988) 阿賀野川水系大川ダム. 1468p.
- 小室裕明(1978) 会津柳津地方における後期中新世陥没盆地の形成について. 地球科学, vol.32, p.68-83.
- 小貫義男(1972) 土地分類基本調査「若松」Ⅱ表層地質図. 国土調査, p.21-24.
- Manabe, K. (1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan (II). Sci. Rep. Fukushima Univ., no.30, p.49-71.
- 真鍋健一・芳賀喜代次(1982) 猪苗代盆地南西部に分布する背中表炙山層の層序と古地磁気. 福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no.3, p.33-43.
- ・——・川口 洋・伊佐津大介(1987) 東北地方南部の火砕流堆積物の古地磁気学的研究. 福島大学理科報告, no.39, p.15-29.
- 増田孝一郎・柴田豊吉・阿久津純・中川義二郎(1974) 福島県地質調査報告, 田島地域の地質. 33p, 福島県.
- Mizutani, S., Uemura, T. and Yamamoto, H. (1984) Jurassic radiolarians from the Tsugawa area,

- Niigata Prefecture, Japan. Earth. Science (Chikyu Kagaku). vol.38, p.352-358.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction on code numbers to the low-latitude cocolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973 ; 1975). Marine Microplaeonology, vol.5, p.321-325.
- 寒川 旭(1987) 慶長16年(1611年)会津地震による地変と地震断層. 地震, vol.40, p.235-245.
- Sashida, K., Igo, H., Takizawa, S. and Hisada, K. (1982) On the occurrence of Jurassic radiolarians from the Kanto Region and Hida Mountains, central Japan. Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, vol.8, p.74-77.
- 佐藤博明(1991) 噴火機構と岩石組織. 月刊地球, vol.13, p.372-379.
- 柴田 賢・蜂須紀夫・内海 茂(1973) 八溝山地の花崗岩類のK-Ar年代. 地調月報, vol.24, p.513-518.
- 島田昱郎・伊沢寿昭(1969) 福島県地質調査報告書, 只見地域の地質, 福島県, 39p.
- 鈴木敬治(1951) 会津盆地西方地域の地質(I中央地区). 地質雑, vol.57, p.379-386, p.449-456.
- (1964) 福島県5万分の1地質図幅会津地方. 57p., 福島県.
- ・藤田至則・八島隆一・吉田 義・真鍋健一・箱崎高衛・萩原 茂・周藤賢治・角田史雄(1972) 福島県地質調査報告, 若松地域の地質. 62p, 福島県.
- ・真鍋健一・吉田 義(1977a) 会津盆地における後期新生代層の層序学的研究と会津盆地の発達史. 地質学論集, no.14, p.17-44.
- ・島津光夫・島田昱郎・真鍋健一(1986b) 北村信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻, 島弧横断ルートno.28(柏崎—守門岳—只見—会津若松—郡山), 地質図・地質横断図及び同説明書, 宝文堂.
- ・相馬寛吉・野中俊夫(1990) 会津盆地西縁地域における更新世塔寺層・七折坂層上部の層位的・古植物学的研究. 福島大理科報告, no.45, p.1-49.
- ・八島隆一・吉田 義・西村新六・真鍋健一・小林昭二(1968) 福島県地質調査報告, 野沢地域の地質. 33p, 福島県.
- ・吉田 義(1956) 会津盆地西南縁山地の第三系・第四系について: 会津盆地西方地域の地質学的研究(II). 地質雑, vol.62, p.161-176.
- ・———・真鍋健一(1977b) 東北地方南部地域における内陸盆地の発達史について. 地質学論集, no.14, p.45-64.
- ・———・———・馬場千児(1973) 福島県地質調査報告, 喜多方地域の地質. 50p, 福島県.
- ・吉村尚久・島津光夫・岡田尚武(1986a) 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻, 島弧横断ルートno.27(佐渡・弥彦—津川—喜多方—吾妻山—福島), 地質図・地質横断図及び同説明書, 宝文堂.
- 只見川第四紀研究グループ(1966) 只見川・阿賀野川流域の第四系の編年—とくに沼沢浮石層の層位的諸問題について—. 第四紀, no.4, p.76-79.

- 高橋正樹・菅原 宏(1985) 沼沢火山の活動史(要旨). 火山, 第2集, vol.30, p.125-126.
- 武司秀夫(1963) 福島県会津若松市石ヶ森鉱山および朝日鉱山の石膏鉱床. 地調月報, vol.14, p.39-62.
- 東北農政局計画部(1965) 農業用地下水調査報告書会津盆地地区. 294p.
- (1978) 福島県水文地質図集. 農業用地下水調査山形・福島地区調査報告書, 48p.
- Tsunakawa, H., Takeuchi, A. and Amano, K. (1983) K-Ar ages of dikes in Northeast Japan. *Geochem. Jour.*, vol.17, p.269-27Jr..
- 通商産業省(1970) 昭和44年度広域調査報告書, 西会津地域. 31p.
- (1971) 昭和45年度広域調査報告書, 東会津地域. 27p.
- (1972) 昭和46年度広域調査報告書, 東会津地域. 35p.
- (1973) 昭和47年度広域調査報告書, 東会津地域. 30p.
- (1974) 昭和48年度広域調査報告書, 東会津地域. 40p.
- (1978) 地熱開発基礎調査報告書, 「西山」その1. 103p.
- 八幡正弘(1982) 会津地域南西部の第三系—中期中新世の造構史. 地質雑, vol.88, p.819-834.
- ・深沢 光・雁沢好博・吉村尚久(1984) 東北日本南部における中期中新世の酸性火山岩類. 地質学論集, no.24, p.131-144.
- 山元孝広(1991a) 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, vol.142, p.131-148.
- (1991b) カルデラ陥没に伴う大規模斜面崩壊: 会津若松南方の後期中新世高川カルデラの内部構造. 火山, vol.36, p.1-10.
- (1992a) 会津地域の後期中新世—更新世カルデラ火山群. 地質雑, vol.98, p.21-38.
- (1992b) 会津盆地, 塔寺層の火山性碎屑物堆積相から見た砂子原カルデラ火山の中期更新世火山活動. 地質雑, vol.98, p.855-866.
- 吉田英人・高橋正樹(1991) 白河火砕流東部地域の地質. 地質雑, vol.97, p.231-249.
- 柳田 誠(1979) 阿賀野川中流域の地形発達史. 地理評, vol.52, p.689-705
- (1981) 阿賀野川の河岸段丘. 駒沢地理, no.17, p.29-56.



付図A-1 柱状図の位置
同上地理院、1/50,000地形図「若松」「宮下」使用

付表A-1 「若松」図幅のK-Ar年代値
試料採取地点は表中の番号を地質図に示した

No	地層名	試量番号	岩石	試料	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ scc/gm)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代 (Ma)
1	七折坂層 Nn1 火砕流堆積物	GSJ R56951	デイサイト溶結凝灰岩	全岩	1.38	0.006(3)	7.1	1.3 ±0.3
					1.39	0.007(3)	15.4	
2	和泉層 Iz1 火砕流堆積物	GSJ R56952	デイサイト溶結凝灰岩	石基	1.98	0.023	38.7	2.94±0.15
					1.95	0.022	46.5	
3	藤峠層 Fj4 火砕流堆積物	GSJ R56953	流紋岩火山礫凝灰岩	石基	4.67	0.060	7.1	3.4 ±1.0
					4.64	0.062	6.2	
4	桧和田層 Hw1 火砕流堆積物	GSJ R57402	デイサイト溶結凝灰岩	石基	1.75	0.018	20.4	2.64±0.20
					1.76	0.018	24.3	
5	桧和田層 貫入岩体	GSJ R57403	トータル岩	全岩	1.09	0.015	13.3	3.5 ±0.5
					1.09	0.015	15.6	

$\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$ $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/y$ $^{40}K/K=1.167 \times 10^{-2} \text{ atm}\%$

付表A-2 「若松」図幅のフィッシュトラック年代値
対象鉱物は全てジルコン 試料採取地点は表中の番号を地質図に示した

No	地層名	試料番号	自発核分裂飛跡 総数 密度 10 ⁴ /cm ²		誘導核分裂飛跡 総数 密度 10 ⁴ /cm ²		熱中性子フルエンス ρd 熱中性子線量 総数 10 ¹⁷ /cm ² 10 ¹⁷ /cm ²			年代値 Ma	結晶数	相関 係数	ウラン 濃度 ppm
3	藤峠層 Fj4 火砕流堆積物	GSJ R56953	314	5.87	2304	4.31	1207	8.16	5.08	4.1±0.3	30	0.491	424
6	藤峠層 Fj3 火砕流堆積物	GSJ R56954	158	4.03	648	1.65	1066	7.20	4.49	6.5±0.6	27	0.552	184
7	高川層 Tk1 火砕流堆積物	GSJ R56957	327	4.18	1380	1.76	1064	7.19	4.48	6.3±0.4	30	0.751	197

ρd =標準ガラスの誘導核分裂トラック濃度
 $\lambda_f=7.03 \times 10^{-17}/y$ B 値= 6.23×10^9
 ζ 値=371 標準ガラス=NBS-SRM612

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Niigata(7) N0.42



GEOLOGY

OF THE

WAKAMATSU DISTRICT

By

Takahiro YAMAMOTO and Toshikazu YOSHIOKA

(Written in 1992)

ABSTRACT

OUTLINE

The Wakamatsu district is located on the southern part of the Aizu Basin behind the Northeast Honshu volcanic front. This district is characterized by the voluminous Late Cenozoic volcanic products and the active reverse faults cutting the eastern and western margins of the basin.

The district includes parts of five major geologic units: (1) Jurassic to Cretaceous rocks; (2) Early to Middle Miocene volcanic and sedimentary rocks; (3) Late Miocene to Pliocene caldera volcanoes; (4) Late Miocene to Middle Pleistocene fluvial and pyroclastic flow deposits; (5) Middle Pleistocene to Holocene terrace and alluvial deposits. The geology of the district is summarized in Table 1.

JURASSIC AND CRETACEOUS

The Jurassic to Cretaceous Oto Formation and the Late Cretaceous plutonic rocks are exposed in the southeastern part of the district.

The Oto Formation is very thick marine strata made up mainly of thick-bedded normal-graded sandstone, finely parallel-bedded fine-grained sandstone, and massive thick mudstone with

minor amounts of bedded chert. This formation makes the part of the Ashio accretionary sediments complex.

The plutonic rocks are fine- to medium-grained biotite-hornblende granodiorite. These rocks intruded into the Oto Formation with a contact metamorphic effect.

NEOGENE AND QUATERNARY

Early to Middle Miocene volcanic and sedimentary rocks

The Kurakawa Formation is an Early Miocene nonmarine sequence composed mainly of thick andesite lava flows and volcanoclastic rocks. This formation is 500 to 600m thick and rests

Table 1 Summary of geology in the Wakamatsu district.

Geologic Age		Stratigraphy		Volcanism and tectonics			
Quaternary	Holocene	Alluvium	Numazawako Pyroclastic Deposits	E-W compressional tectonics	Reverse faulting		
	Pleistocene	Terrace deposits	Lower Middle Higher				
Neogene	Pliocene	Todera Formation		E-W compressional tectonics	Felsic caldera-forming volcanism		
		Nanaorezaka Formation	Nn1, Nn2, Nn4 PFD				
	Late Miocene	Izumi Formation	Iz1 PFD			Caldera volcanoes	
		Fujitoge Formation	Fj3 PFD				
	Middle Miocene	Shiotsubo Formation					NE-SW compressional tectonics
		Yuzuritoge Formation					
Ninosawa Formation							
Early Miocene	Marine sedimentary rocks and volcanics	Higashiomata Formation		NW-SE extensional tectonics	Intermediate polygenic volcanism		
		Nonmarine volcanics	Kurakawa Formation			Transgression	Felsic and mafic monogenic volcanism
Paleogene					Intermediate volcanism		
	Jurassic-Cretaceous	Accretionary sediments complex	Oto Formation			Arc volcanism	
			Plutonic rocks		Formation of accretionary complex.		

unconformably upon the Jurassic to Cretaceous rocks.

The Higashiomata Formation is an Early to Middle Miocene marine sequence of rhyolite volcanics with minor amount of basalt volcanoclastic rocks and non-volcanic sandstone and siltstone. The igneous activity of this formation is characterized by rhyolite and basalt monogenic volcanism and northwest-southeast trending parallel dike swarms. Extrusive or shallow intrusive rhyolite lava domes were commonly formed at many eruptive centers, and their volcanoclastic debris were thickly deposited around the eruptive centers as sediment gravity flows. This formation is 1,500m thick and rests conformably upon the Kurakawa Formation.

The Ninosawa Formation is a Middle Miocene marine sequence composed of andesite lava flows and volcanoclastic rocks, rhyolite volcanoclastic rocks, and alternating sandstone and siltstone in ascending order. Andesite and rhyolite volcanics formed submarine highs in places, and their volcanoclastic debris thin out from the eruptive centers. Sandstone is mostly bioturbated and massive. This formation is 200m and rests conformably upon the Higashiomata Formation.

The Yuzuritoge Formation is a Middle Miocene marine sequence composed of alternating massive siltstone and rhyolite volcanoclastic rocks, and is 150m thick. It rests conformably upon the Ninosawa Formation.

The Shiotsubo Formation is a Middle Miocene marine sequence composed of reverse to normal graded conglomerate, parallel- or low-angle cross-bedded conglomerate and coarse-grained sandstone, and parallel- or ripple-laminated fine-grained sandstone and siltstone. It is 50m thick and rests conformably upon the Yuzuritoge Formation.

Late Miocene to Pliocene caldera volcanoes

The Iriyamazawa Formation is filling a quadrangular large caldera measuring 20 by 15km, whose eastern margin is located in the western part of this district. The intracaldera lrl pyroclastic flow deposit is hornblende dacitic and was formed at about 7.1Ma.

The Takagawa Formation is filling an elliptical large caldera measuring 15 by 10km, which is located in the eastern part of this district. The caldera-forming stage deposits consists of the Tkl pyroclastic flow deposit, which is clinopyroxene-hornblende dacitic, and intercalated debris avalanche deposits comprising breccia of basement rocks. It is > 100km³ volume and was formed at about 6.3-6.5Ma. The post-caldera stage deposits, which rests on the caldera-forming stage deposits without significant erosion, consists of caldera-lake sediments, the Tk2 pyroclastic flow deposit, andesite lava flows and resedimented volcanoclastic rocks in ascending order; the volcanism of this stage is characterized by discontinuous ring of intrusive lava domes and dikes.

The Hiwada Formation is filling an elliptical large caldera measuring 18 by 10km, which is located in the southwestern part of this district. The caldera-forming stage deposits consists of the Hwl pyroclastic flow deposit, which is orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende dacitic, and intercalated debris avalanche deposits. It is > 150km³ volume and was formed at about 2.6-2.9Ma. The post-caldera stage deposits consists of caldera-lake sediments which is 350m thick. And the post-caldera stage plutonic rocks, which is fine-grained biotite-hornblende tonalite, and dikes intruded in the western part of this caldera; resurgent updoming is strongly developed.

Late Miocene to Middle Pleistocene fluvial and pyroclastic flow deposits

The Fujitoge Formation is a Late Miocene to Early Pliocene nonmarine sequence composed mainly of dacite to rhyolite pyroclastic flow deposits with a minor amount of fluvial sediments, which consist of trough cross-bedded coarse-grained sandstone, parallel- or ripple-laminated fine-grained sandstone and siltstone, and massive siltstone. The Fj2 pyroclastic flow deposit is

orthopyroxene-clinopyroxene dacitic and 20m in maximum thickness. The Fj3 pyroclastic flow deposit is clinopyroxene-hornblende dacitic and 60m in maximum thickness; this is presumed to be fed from the Takagawa caldera at about 6.3-6.5Ma. The Fj4 pyroclastic flow deposit is hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene dacitic in the lower part, but biotite rhyolitic in the upper part. This is 65m in maximum thickness, and presumed to be fed from the Uwaigusa caldera 15km west of this district at about 4.1Ma. The tephra key bed in the geologic map is the ground surge deposits of the Fj4 pyroclastic flow. This formation is 240m thick and rests unconformably upon underlying tilted formations.

The Izumi Formation is a Late Pliocene nonmarine sequence composed of dacite pyroclastic flow deposits and fluvial sediments, which consist of trough cross-bedded coarse-grained sandstone, parallel- or ripple-laminated fine-grained sandstone and siltstone, and massive siltstone. The Iz1 pyroclastic flow deposit is orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende dacitic and its thickness exceeds 100m; this is presumed to be fed from the Hiwada caldera at about 2.6-2.9Ma. The Iz2 pyroclastic flow deposit is hornblende-bearing orthopyroxene-clinopyroxene dacitic and 15-20m thick. This formation is 150m thick and rests unconformably upon underlying formations.

The Nanaorezaka Formation is an Early Pleistocene nonmarine sequence composed of gravely fluvial sediments and dacite pyroclastic flow deposits in ascending order. The fluvial sediments consist mainly of clast-supported imbricated massive gravel, and trough cross-bedded gravel and coarse-grained sand. The Nn1 pyroclastic flow deposit is orthopyroxene-clinopyroxene dacitic and its thickness exceeds 150m. The Nn2 pyroclastic flow deposit is hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene dacitic and 60m in maximum thickness. The Nn4 pyroclastic flow deposit is orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende dacitic and 80m in maximum thickness. These flows are presumed to be fed from the Hatori caldera 10km southeast of this district. This formation is 200m thick and rests conformably upon the Izumi Formation in the northeastern part of this district, but unconformably upon underlying formations in other part.

The Todera Formation is a Middle Pleistocene nonmarine sequence composed mainly of parallel- or scour-fill cross-bedded coarse-grained sand and intercalated clast-supported imbricated massive gravel. This is 80m thick and rests on the Nanaorezaka Formation with major erosional surface.

Terrace and alluvial deposits

Terrace and alluvial deposits are distributed along main rivers and in the Aizu Basin. They consist of gravel, sand, and mud. The terrace deposits are divided into the Middle Pleistocene Higher I and Higher II, the Late Pleistocene Middle I, Middle II, and Lower I, and the Holocene Lower II and Lower IV.

The Numazawako Pyroclastic Deposit was fed from Numazawa volcano 15km west of this district at about 5,000 years B.P. This deposit is 1 flow-united pyroclastic surge deposits and overlying multi-united pyroclastic fall deposits. They consist of hornblende-orthopyroxene dacite pumice lapilli and ash.

ECONOMIC GEOLOGY

Valuable resources in this district are metallic mineral deposits, non-metallic mineral deposits, and hot springs. But, all of mines are now closed.

The Asahi mine in the south of Aizuwakamatsu once produced a large amount of vein-type

gold ore deposits and massive gypsum ore deposits embedded in rhyolite volcanoclastic rocks of the Higashiomata Formation. There are several minor vein-type copper-lead-zinc ore deposits embedded in rhyolite volcanoclastic rocks of the Higashiomata Formation and in breccia of the Takagawa Formation. And, there is a minor manganese ore deposits embedded in rhyolite volcanoclastic rocks of the Higashiomata Formation in the south of Hongo.

Ceramic clay and pottery stone embedded in meta-rhyolite lava of the Higashiomata Formation, were once dug for raw materials of Hongo china at the Kabutodo mine in the southwest of Aizutakada and at the Okubo mine in Hongo.

There are two hot springs, the Higashiyama and the Ashinomaki hot springs, along faults in the east of Aizu Basin.

文献引用例

山元孝広・吉岡敏和(1992) 若松地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 73 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Yamamoto, T. and Yoshioka, T. (1992) *Geology of the Wakamatsu district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 73p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成 4 年 10 月 9 日 印刷

平成 4 年 10 月 14 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 和田 信 一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都北区西が丘 2-9-13

© 1992 Geological Survey of Japan