

長野県中央部美ヶ原高原南西部の地質

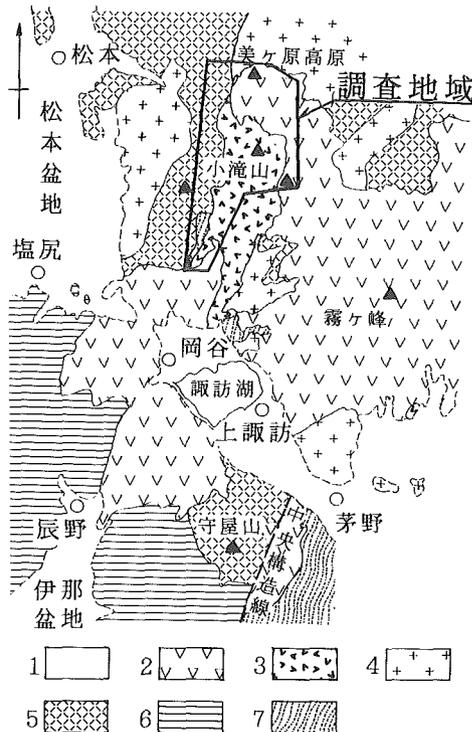
美ヶ原団体研究グループ*

(1991年1月10日受理)

I はじめに

調査地域は、長野県松本市の東方約12km、^{うつくしがはら}美ヶ原高原の南西部に位置する(第1図)。地質学的には北部フォッサ・マグナ地域の南西縁部にあたり、新第三紀～更新世前期の火山岩類を主体とした地層が分布する。

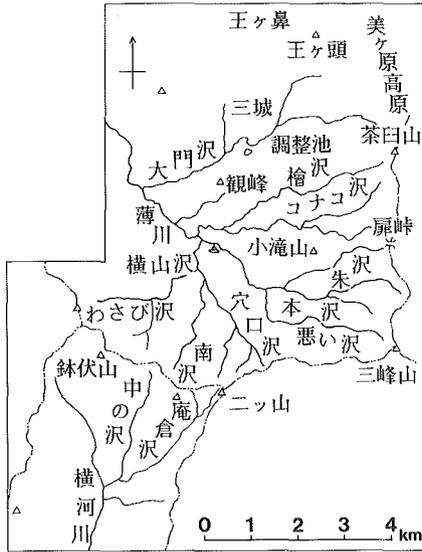
1959年、本地域北西部の^{だいもんざわ}大門沢(第2図)において、当時信州大学の学生などであった岡本らにより植物化石がシルト岩層中から発見された。その後の研究により、この植物化石は中新世後期の茶臼山植物化石群と共通する種が多いことから、青木累層上部ないし小川累層下部に対比された。また、野外での層序関係は確認されなかったが、岩相の違いから下部中新統・内村累層とは異なり、内村累層を不整合に覆う上部中新統の存在が示唆さ



第1図 長野県中央部の地質概略図

- 1 : 中部更新～完新統
- 2 : 上部鮮新～下部更新統
- 3 : 上部中新～下部鮮新統
- 4 : 第三紀深成岩類
- 5 : 下部中新統
- 6 : 美濃帯・領家帯
- 7 : 三波川帯・横河川変成岩類・守屋変成岩類

* 事務局：〒340 草加市原町2-7-1 草加西高等学校 加藤禎夫気付



第2図 地名図

域を調査した団研メンバーの個人研究の成果も踏まえて、地質層序と構造発達史の概要について報告する。

れた(岡本, 1961)。

その後、田中・平林(1963)は、三城周辺から美ヶ原、扉峠にかけての地域を調査し、内村累層より上位の地層を三城累層と呼び、上部中新統～鮮新統に対比した。

これらの成果を引き継ぐ形で、美ヶ原団体研究グループ(以下美ヶ原団研と略す)は、「美ヶ原の生い立ちを探る」ことを目的に、信州大学理学部地質学科の学生が主体となって1970年に結成され、この地域の新第三系を調査した。その結果、内村累層を高角の不整合で覆う地層を確認した(美ヶ原団研, 1977)。本稿では、その後の調査結果をふまえ、地質層序の一部を改め、この地層を上部中新統の小滝山層群と命名する。そして小滝山層群を不整合に覆う更新統を塩嶺累層に対比する。団研の成果に加え、卒業研究などで関連地

II 地形・地質概要

調査地は、北部フォッサ・マグナ南西縁に位置し、糸魚川-静岡構造線が南北方向から北西-南東方向に方向を変える屈曲部から北東に約12~15kmのところの位置する。

本地域は、地形的には太平洋に注ぐ天竜川水系と日本海に注ぐ信濃川水系の分水界にあたる。山稜・水系の方向は、松本側では薄川に代表される北西-南東方向、諏訪盆地側では南北方向が卓越する。地形は、海拔700~2000mの山地地形を呈し、河谷による開析が進み急峻な地形を示す。山地の頂上部付近には、構成する地質や高度差のちがいにより、いくつかの地形面が認められることが特徴である。このうち、調査地北東部に位置する美ヶ原高原は、海拔2000mの平坦な台地地形を呈する。

調査地南方の諏訪盆地周辺は、東西日本の地質的な境界部にあたり、糸魚川-静岡構造線と中央構造線が交叉する地域でもある(第1図)。糸魚川-静岡構造線の南西部にあたる湖南地域には北西部より、美濃帯、領家帯、三波川帯、秩父帯が分布する。これらのうち、三波川帯と、中央構造線のフォッサ・マグナ内への延長と考えられる断層が、横河川流域に分布する(河内ほか, 1966)。また、北部フォッサ・マグナにおける最下位の地層である前期中新世の守屋累層は、糸魚川-静岡構造線を越えて南側に分布し(本間, 1931)、横河川流域に分布する内村累層は、守屋累層の上部に相当する(本間, 1931; 吉野, 1982)。

本調査地域には下部中新統の内村累層とそれを貫く石英閃緑岩類および、横河川変成岩類を基盤として陥没性の堆積盆を埋積する小滝山層群が分布する。小滝山層群は、火山岩を主体とするため化石の産出は乏しいが、大門沢から産出する植物化石(第2表)、およ

び火成活動等からみて、上部中新統～下部鮮新統と考えられる。

小滝山層群の堆積盆地の規模は北縁・東縁および南縁で塩嶺累層に覆われているため不明な部分が多いが、少なくとも南北12km、東西5 kmの規模を有する。また、堆積盆地西縁部は、直線状を呈し、この位置は、中央構造線のフォッサ・マグナ内への延長と考えられる横河川断層の延長線上に相当する。

これらの地層を不整合に覆って、鮮新世末期～更新世前期の塩嶺累層が広く分布している。

調査地域の地質図、地質断面図、層序表をそれぞれ第3図、第4図、第1表に示す。

第1表 美ヶ原高原南西部の地質層序表

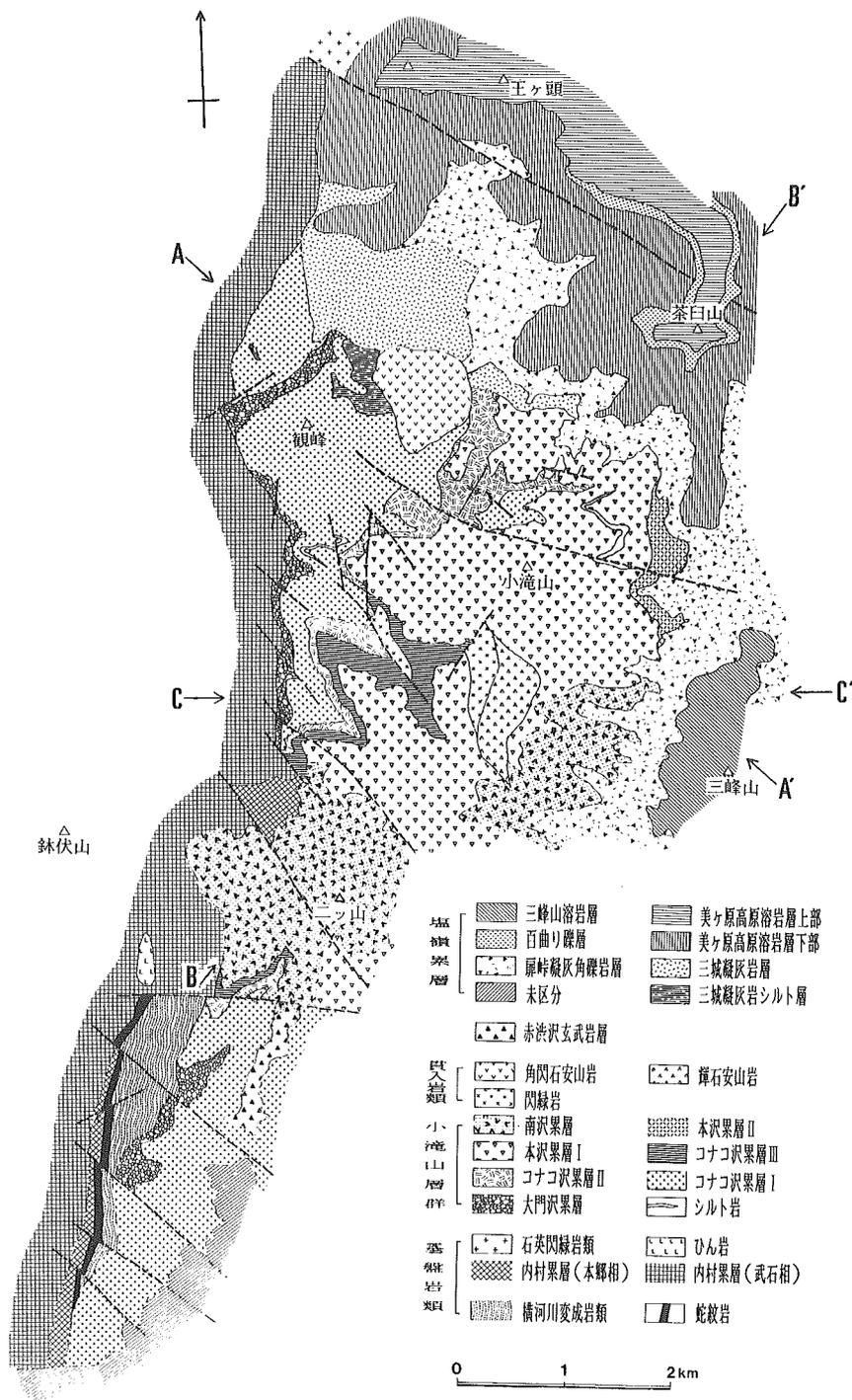
時 代		北部フォッサ・マグナ標準層序	地 層 名			層 厚 (m)			
			地 域	美ヶ原周辺				三峰山周辺	
第 四 紀	更 新 世 前 期	?	塩 嶺 累 層	上 部	美ヶ原高原溶岩層	三峰山溶岩層	最大 280+	200+	
				下 部					
				下 部	扉峠凝灰角礫岩層		最大 200+		
					三城凝灰岩層		200		
新 第 三 紀	鮮新世	猿丸階	小 滝 山 層 群	貫 入 岩 類					
		?							
	柵階								
	後 中 新 世	?		?	南 沢 累 層	IV	200+		
						III	最大 130		
						II	最大 30		
						I	最大 50		
						本 沢 累 層	II	150+	
							I	最大 400	
						コナコ沢累層	III	170	
							II	最大 180	
							I	200	
						大 門 沢 累 層	III	80	
	II	100							
I	最大 50								
中 期 前 期			基 盤 岩 類	深 成 岩 類					
				内 村 累 層					
先新第三紀			横 河 川 変 成 岩 類						

第2表 美ヶ原化石植物群リスト

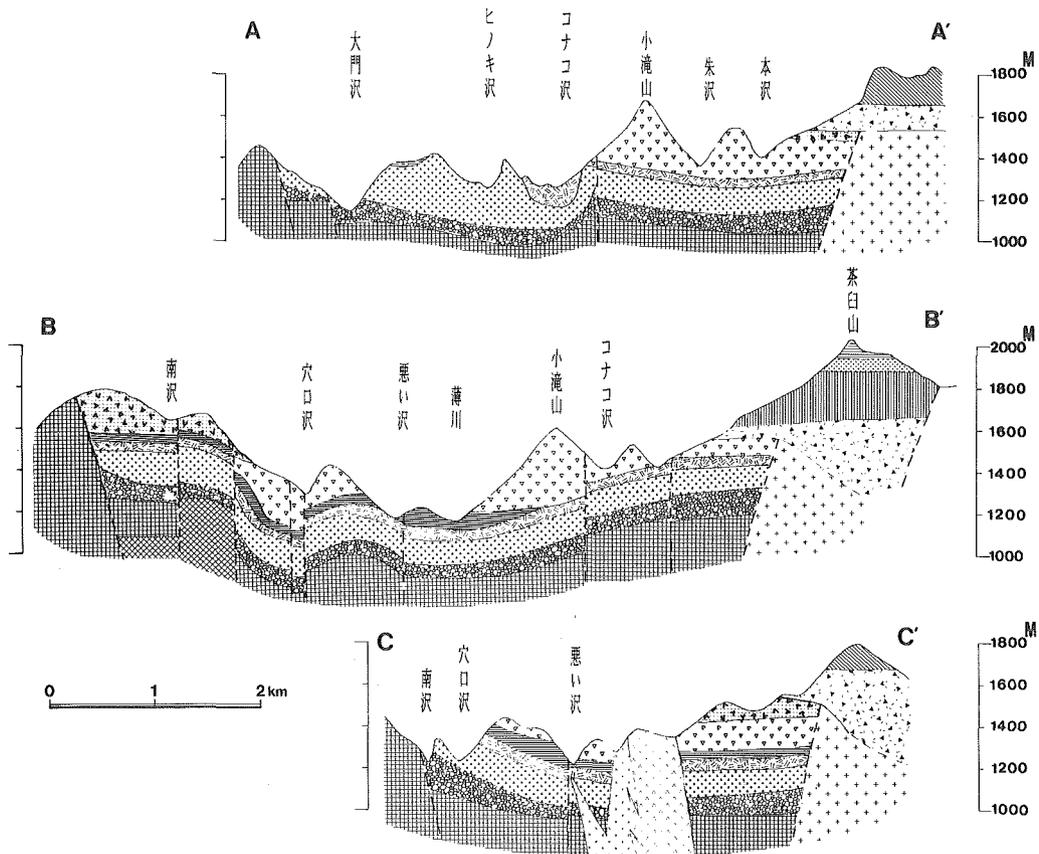
(岡本, 1961)

化石種	近似現生種	分布	生存地	個体数
1 <i>Fagus palaeocrenata</i> Okutsu	<i>Fagus crenata</i> Blume	H, Nh, Ch, S, K	丘陵南側→山腹→山頂	A
2 <i>Fagus oblongus</i> Suzuki	<i>Fagus americana</i> Sweet	北アメリカ大陸		R
3 <i>Quercus protocepsula</i> Suzuki (M. S.)	<i>Quercus protoceis</i>	樺太, 千島列島	丘陵	R
4 <i>Zelkova ungeri</i> (Ettingshausen)	<i>Zelkova serrata</i> (Thunb.) Makino	H, Nh, Ch, Sh, K, Ko	低地, 山腹低部	A
5 <i>Ulmus kuromoriensis</i> Suzuki (M. S.)		北アメリカ大陸		C
6 <i>Acer subpictum</i> Saporta	<i>Acer pictum</i> Thunb.	日本全体, Ko, C	山腹→山頂	C
7 cfr. <i>Acer japonicum</i> Thunb.		Nh, Ko	山腹→山頂	R
8 <i>Glyptostrobus europaeus</i> Heer	<i>Glyptostrobus pensilis</i> (Stout.) Koch	Nh, Ch, Sh, K	湿地	R
9 <i>Metasequoia japonica</i> Miki	<i>Metasequoia glyptostoroboides</i> Hu et Cheng	中国大陸南部 (Sc)	丘陵, 山腹	R
10 <i>Pterocarya</i> sp.				R
11 cfr. <i>Alnus firma</i> Sieb. et Zucc.	<i>Alnus firma</i> Sieb. et Zucc.	H, Sh	山腹の谷間	C
12 <i>Alnus</i> sp.				C
13 <i>Betula miomaximowicziana</i> Endo	<i>Betula miomoxwicziana</i>	北海道 (H)	山腹→山頂	A
14 <i>Betula</i> sp.				R
15 <i>Carpinus erosa</i> Blume		日本全体	谷間	C
16 <i>Carpinus</i> sp.				R
17 <i>Ostrya</i> sp.				R
18 cfr. <i>Corylus sieboldiana</i> Blume	<i>Corylus sieboldiana</i> Blume	中国大陸 (C)		C
19 <i>Clethra barbinervis</i> Sieb. et Zucc.	<i>Clethra barbinervis</i> Sieb. et Zucc.	日本全体, 朝鮮半島	山腹	C
20 <i>Sophora japonica</i> Linn.			山腹	R
21 cfr. <i>Sapium japonicum</i> Pax et Hoffm.		本州西南部 (Sh)		R
22 <i>Tilia kounui</i> Suzuki (M. S.)				C

H: 北海道 Nh: 東北日本 Ch: 本州中央部 SH: 本州西南部 S: 四国 K: 九州 Ko: 朝鮮半島 C: 中国大陸 Sc: 中国大陸南部
A: abundant R: rare C: common



第3図 地 質 図



第4図 地質断面図（凡例は地質図と同じ）

III 地質各説

調査地に分布する地層を基盤岩類、小滝山層群、貫入岩および塩嶺累層に分けて説明する。

A 基盤岩類

小滝山層群の基盤は、調査地北部では、内村累層とそれを貫く石英閃緑岩・花崗閃緑岩類であり、南部では横河川変成岩類である。

1) 横河川変成岩類（沢村・大和，1953）

諏訪湖北方の岡谷市横河川中流～上流部に南北3 kmにわたって帯状に分布する。黒色片岩、緑色片岩よりなり、結晶片岩の西側には蛇紋岩が分布する。両者は、一般に断層関係で接するが、中の沢上流では蛇紋岩が緑色片岩中に貫入する。本岩体は、三波川変成帯の糸魚川—静岡構造線以東の延長部と考えられている（河内ほか，1966）。

2) 内村累層 (本間, 1931)

本地域に分布する内村累層は、緑色変質した火山岩類と、砂岩・泥岩などの碎屑岩とに二分され、前者は内村団研(1953)の武石相たけしそうに相当し、暗緑色～緑色を呈する緻密な変質火山岩・火砕岩よりなる。調査地では、大部分が暗緑色～緑灰色を呈する緻密な変質火山岩よりなり、火山礫凝灰岩や、一部には自破碎構造を示す溶岩がみられる。しかし、肉眼での岩石種の判定は、変質が著しいため困難なことが多く、火山岩と火砕岩の判別も不明瞭なことが多い。特に、薄川沿いでは断層や、これにともなう変質帯が集中し、珪化作用等によりいっそう岩石種の判定を困難にしている。鏡下では、初生的な有色鉱物は認められず、緑泥石、緑れん石、オパールなどの変質鉱物が多く見出される。鏡下の観察によると原岩は安山岩～玄武岩質の火砕岩が主体を成すと考えられる。

後者は、内村団研(1953)の本郷相ほんごうそうに相当する。南沢上流では、前述の武石相の下位層であり、両者は整合関係にある。下部は塊状の砂質泥岩が卓越し、次第に砂岩層を挟み、塊状砂岩層へ移行する。最上部では、凝灰質となり、細礫や泥岩の偽礫を含む。本層は、層序や岩相から吉野(1982)の柵小場黒色泥岩層・横河川礫岩層に対比される。

3) 深成岩類

美ヶ原高原～霧ヶ峰高原周辺、鉢伏山～高ボッチ山西麓に分布する。中新世中期～後期の花崗閃緑岩・石英閃緑石で、その放射年代は7.0, 7.3Ma K-Arと報告されている(柴田ほか, 1976)。また、興水・山岸(1987)によれば、11.8～13.5Ma FTである。

B 小滝山層群 (新称)

基盤岩類を不整合に覆い、塩嶺累層に不整合に覆われる火山岩、火砕岩を主体とする地層を小滝山層群と新称する。層相や岩質、構造等により、下位より大門沢累層、コナコ沢累層、本沢累層、南沢累層に四分される。本層は、田中・平林(1963)の三城累層の一部に、また、諏訪教育会(1975)の二ツ山累層の一部に相当する。第5図に小滝山層群の地質柱状対比図を示す。

1) 大門沢累層 (新称)

[定義] 内村累層を不整合に覆い、下位より角礫岩、凝灰角礫岩・溶岩、シルト岩・砂岩・礫岩よりなる地層。

[模式地] 横山沢下流右岸～横山沢支流の穴口沢下流部

[分布] 大門沢中流、コナコ沢下流、扉鉦泉周辺、横山沢、庵倉沢など堆積盆地西縁部に分布。

[層厚] 最大230m。

[層相] 本層は、層相や火山活動の有無により下位より大門沢累層Ⅰ部層、Ⅱ部層、Ⅲ部層に三分される。なお、地質図では一括して示す。大門沢累層Ⅰ・Ⅱ部層は、諏訪教育会(1975)の二ツ山累層坊主岩れき岩層に、Ⅲ部層は二ツ山累層奈良落合砂岩泥岩層に対比される。またⅢ部層は、田中・平林(1963)の三城累層大門沢砂岩砂質泥岩層に相当する。

i) 大門沢累層Ⅰ部層：本部層は基盤岩起源の礫を多量に含む不淘汰角礫岩からなる。礫は、角礫～亜角礫が多いが、横山沢とわさび沢の合流点を中心に亜円礫が認められる。礫

径は、数 cm～50cm のものが多いが、級化構造は認められず、かつ不淘汰で、最大2.5m の巨礫を含む。礫種は、調査地北部では内村累層の緑色変質岩を主体とし、まれに砂岩・泥岩、石英閃緑石、変成岩類・蛇紋岩の礫も含む。横河川周辺では変成岩類・蛇紋岩の礫を主体とする。基質は、礫と同質のシルト混じりの砂からなり、礫の比率が高く、火山活動の兆候は認められない。固結度は比較的 low、礫が取り出せることが多い。本層は、高度の低い河床部に分布することが多いが、高度の高い所でも基盤岩に接して分布することから、崖錐性の基底礫岩と判断される。

ii) 大門沢累層Ⅱ部層：本部層は、調査地北部では複輝石安山岩の凝灰角礫岩を主体とする火砕岩からなり、大門沢では層厚20mの同質の溶岩が挟在される。一方、南部の横河川周辺では複輝石安山岩質溶岩が主体である。異質礫として基盤岩に由来する角～亜角礫を含む。その含有量は、下部から上部に向かって、また堆積盆縁辺から中央部に向かって次第に少なくなる。下部は、大門沢累層Ⅰ部層から漸移して、次第に凝灰質となる。上部では砂岩、シルト岩などの細粒碎屑岩類の薄層を挟在する。

iii) 大門沢累層Ⅲ部層：本部層は、大門沢では砂岩シルト岩互層、扉鉾泉付近では細礫～中礫岩層を挟む砂岩およびシルト岩、横山沢ではシルト岩を主体とし、層相変化が激しい。凝灰質な部分も認められる。色調は、凝灰質の部分では淡緑灰色～明灰色、他は黄灰色～灰褐色を呈する。層理が発達し、一部で級化構造が認められる。安山岩質凝灰岩層が、南沢および日向沢^{ひなたざわ}で分布する。横河川地域では本部層は分布しない。

[化石] 大門沢において、Ⅲ部層中のシルト岩より第2表に示す17属22種の植物化石が報告され、中新世後期の茶白山植物化石群に対比される(岡本, 1961)。

[構造] 本累層の構造は、Ⅲ部層でのみ確認される。走向傾斜は穴口沢では N10°～15°E38°～45°E、南沢では N32°E60°E、扉鉾泉付近では N 4°W～12°E30°E であり、ほぼ南北～北北東-南南西方向の走向で、基本的に盆地中央部に向かって傾斜する。大門沢では、スランプ褶曲やスランプ過褶曲、逆転構造、層内断層などの構造が認められるが、基本的に大門沢の方向に一致した N61°～82°E の走向で、42°～71°南へ傾斜する。

[下位層との関係] 基盤岩類を、ほぼ直線状の高角なアバット不整合で覆う。

2) コナコ沢累層(新称)

[定義] 大門沢累層を不整合に覆い、角閃石安山岩質溶岩および軽石凝灰岩～火山礫凝灰岩を主体とする地層。

[模式地] コナコ沢下流～中流部

[分布] 大門沢北方、観峰^{かんぼう}周辺、日向沢、檜沢^{ひのみざわ}、コナコ沢、および扉鉾泉南方など堆積盆地西部～中央部に分布。

[層厚] 最大550m。

[層相] 本累層は下位よりコナコ沢累層Ⅰ部層、Ⅱ部層、Ⅲ部層に三分される。

i) コナコ沢累層Ⅰ部層：本部層は、淡緑色～明灰色の角閃石安山岩質溶岩からなり、まれに凝灰質シルト岩層を挟在する。溶岩は節理が発達し、自破砕構造を示すものもある。本部層は、変質して角閃石の仮像を示す長柱状10mm以下の緑泥石を多量に含むことが特徴である。一方、調査地南部では同質の火山礫凝灰岩が優勢となる。

ii) コナコ沢累層Ⅱ部層：本部層は、角閃石安山岩～角閃石デイサイト質の軽石凝灰岩

～火山礫凝灰岩を主体とし、同質の凝灰角礫岩や凝灰岩、およびシルト岩・砂岩を挟在する。軽石凝灰岩～火山礫凝灰岩層は、変質して緑色～明灰色の斑状を呈し、明瞭な鍵層（鍵層名：みどりまだら）となっている。火砕岩類は、互いに漸移的に岩相変化し、野外で明瞭に区分することは難しい。本部層には、しばしば内村累層起源の緑色変質岩、石英閃緑岩、変成岩類・蛇紋岩の中礫が含まれる。本部層の一部は水成相を示す。

iii) コナコ沢累層Ⅲ部層：本部層は、岩質的にはコナコ沢累層Ⅰ部層に酷似した角閃石安山岩～角閃石デイサイト質溶岩からなる。上部になるに従い、デイサイトが優勢となる。

〔化石〕コナコ沢支流の本久保沢支流において、Ⅱ部層中のシルト岩より植物化石片を産出する。

〔構造〕本累層の構造は、Ⅱ部層で確認されるのみである。本累層はその分布からみると、全体的に構造はほぼ水平に近いと考えられる。しかし、コナコ沢支流の研沢付近に北北東―南南西方向の軸を持つ向斜構造があり、その西翼での走向傾斜は、 $N 5^{\circ} \sim 23^{\circ} E 50^{\circ} \sim 75^{\circ} E$ 、一方東翼では $N 37^{\circ} \sim 57^{\circ} E 24^{\circ} \sim 42^{\circ} NW$ となっている。また、穴口沢では、東～南東へ $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 傾斜している。

〔下位層との関係〕大門沢や扉鉾泉付近では、大門沢累層Ⅱ部層およびⅢ部層をアバット不整合に覆う。また、大門沢北方では、地層の分布から基盤岩類を直接不整合で覆っていると考えられる。

3) 本沢累層（新称）

〔定義〕コナコ沢累層を不整合に覆い、黒雲母角閃石安山岩～デイサイト質溶岩・凝灰角礫岩、礫岩からなる地層。

〔模式地〕本沢上流部

〔分布〕コナコ沢上流部を北限とし、小滝山周辺、本沢、朱沢、穴口沢上流部など堆積盆地の中央部～東部に分布する。悪い沢では、北西―南東方向（薄川方向）に珪化帯が存在し、本層の確認が困難となっている。

〔層厚〕最大550m。

〔層相〕本累層は層相の違いにより大きく二分され、下位より本沢累層Ⅰ部層、Ⅱ部層と呼ぶ。

i) 本沢累層Ⅰ部層：本部層は、黒雲母を含む角閃石安山岩～デイサイト質の溶岩および同質の凝灰角礫岩を主体とし、下部は溶岩が卓越し、上部ほど凝灰角礫岩が多くなる。本部層中には薄いシルト岩を局所的に挟在する。本沢上流部では赤褐色や暗灰色を呈する固結した凝灰角礫岩を主体とし、同質の溶岩が挟在される。また、これに伴い、シルト岩層など水成相の挟在も多くなり、朱沢上流では層厚数mの暗灰色シルト岩をはさむ。黒雲母を含む角閃石安山岩は、穴口沢上流部で顕著に認められる。本部層は、層相変化が大きく、コナコ沢累層に比べると変質の程度は弱い。本沢上流部や悪い沢では貫入岩による珪化作用を受けて、岩相の判然としない部分がある。

ii) 本沢累層Ⅱ部層：本部層は、黒雲母を含む角閃石安山岩～デイサイトの礫を主体とした礫岩からなる。礫は、数cm～20cmの垂円礫を主体とし、まれに1mに達する礫を含む。基質は礫と同質の火山砕屑物である。全体的に褐色～赤褐色を呈し、暗灰色の礫も含まれる。層理はほとんど認められず、層相変化が少ない。

[構造] 本累層は、I部層の構造が小滝山を境に北側と南側で大きく異なる。北側ではほぼ水平に近いが、南側では東へ20°～30°の傾斜である。本部層は、ニツ山付近で層厚を大きく変えることから、東西方向の軸をもつ下方撓曲が推定される(第4図B-B')。II部層の構造は地層の分布から見てほぼ水平に近いと考えられる。

[下位層との関係] コナコ沢上流部において、向斜構造を示すコナコ沢累層を傾斜不整合で覆う。

4) 南沢累層(新称)

[定義] 本沢累層を不整合に覆い、下位より礫岩、砂岩・泥岩、溶岩・火砕岩よりなる地層。

[模式地] 横山沢支流の南沢～ニツ山山頂付近

[分布] ニツ山周辺および悪い沢上流。

[層厚] 最大410m。

[層相] 本累層は、岩質および層相からI～IVの4部層に区分される。なお、地質図では一括して示す。

i) 南沢累層I部層：本部層は、下位より基底礫岩、砂岩・泥岩からなる。礫岩には、基盤の変成岩類、蛇紋岩、緑色変質岩および、本累層より下位の小滝山層群の礫が含まれる。礫は、垂円礫を主体とした中礫である。基質は凝灰質の砂～シルトである。凝灰角礫岩に似た岩相を示す部分もある。一部の地域では礫岩が欠如する。砂岩・泥岩層は、成層構造を示し、一部で級化構造も認められる。側方への層相変化が激しい。

ii) 南沢累層II部層：本部層は変質した細粒輝石安山岩質溶岩からなる。色調は暗青灰色を呈し、節理や不規則な割れ目が発達する。

iii) 南沢累層III部層：本部層は、白色軽石凝灰岩～角閃石安山岩質火山礫凝灰岩を主体とし、同質の薄い溶岩を挟在する。まれにシルト岩を挟在する。溶岩は変質して淡緑灰色を呈する。特に基底部に位置する溶岩は、変質により角閃石が緑泥石に変化している。火砕岩類は斑状に変質している。新鮮な部分では淡緑青色～淡紫灰色であるが、風化すると軽石および火山礫が白紫色と淡緑色の斑状を呈する。

iv) 南沢累層IV部層：本部層は、角閃石安山岩質溶岩を主体として火砕岩を挟在し、一部でシルト岩層を挟在する。溶岩は、角閃石の班晶が目立つ角閃石安山岩を主体とするが、一部はデイサイトや流紋岩質溶岩である。変質の程度は弱い。

[構造] I部層は、分布から推定すると水平に近いと考えられる。しかし、南沢では砂岩泥岩層がN40°～50°E、30°SEの走向傾斜を示し、ニツ山に向かって傾斜している。III部層・IV部層は、ほぼ水平である。

[下位層との関係] 南沢では内村累層を傾斜不整合に覆い、ニツ山周辺では、コナコ沢累層II部層～本沢累層I部層を傾斜不整合で覆う。ニツ山西方では、その分布から内村累層をアバット不整合で覆っていると推定される。

C 貫入岩類

小滝山層群を貫く岩体は、閃緑岩、複輝石安山岩、角閃石安山岩の3種類ある。閃緑岩体は、扉鉢泉南東方および、朱沢下流部～本沢下流部に分布する。複輝石安山岩体は、本

沢中流部～悪い沢上流部に分布する。角閃石安山岩体は三城南方に分布する。

D 塩嶺累層

本地域の北縁，東縁，南縁には，小滝山層群を不整合に覆う鮮新世末期～更新世前期の塩嶺累層（Momose *et al.*, 1959）が分布する。岩質や分布等により，本累層は三城凝灰岩層，扉峠凝灰角礫岩層，美ヶ原高原溶岩層・三峰山溶岩層に区分される。これらの地層は，田中・平林（1963）が上部中新統～鮮新統とした三城累層の大部分に相当する（第3表）。このうち，三城凝灰岩層と扉峠凝灰角礫岩層は，以下の理由により層序関係や時代が異なるため再定義する。①三城凝灰岩層は，下位の小滝山層群をアバット不整合に覆い，一連整合とした見解と異なること。②第4表に示すように三城凝灰岩層は逆帯磁を示すが，本層の下位にオールドヴァイ事件に相当する正帯磁した地層が分布し（中田，1981MS），古地磁気および，放射年代からもこれらの地層が下部更新統に対比されること。

なお，塩嶺累層は第1図に示すように広範囲にわたって分布する。隣接地域を含めた塩嶺累層の層序を第4表に示す。

1) 三城凝灰岩層（再定義）

[定義] 小滝山層群をアバット不整合で覆う，白色角閃石安山岩質凝灰岩およびシルト岩。

[模式地] 大門沢上流の^{おおいわばし}大岩橋～^{しらすなばし}白砂橋間。

[分布] 三城を中心に大門沢上流域，林道ヨモギ^{こぼ}小場線沿いに分布する。

[層厚] 最大で約200m。

[層相] 最下部は，礫岩を挟在するシルト岩からなるが，大部分は白色～黄白色の角閃石安山岩質凝灰岩からなる。凝灰岩層の下部は塊状無層理であるが，上部になるにつれ軽石凝灰岩やシルト岩が挟在され，層理が明瞭となる。本層は，長柱状の角閃石を多量に含むことが特徴であり，重鉱物分析の結果は角閃石が93%を占め，しそ輝石3%，磁鉄鉱2%，ジルコン1%，アパタイト1%である。また，三城牧場付近では，ピソライトが認められる。

第3表 調査地周辺の地質対比表

本 研 究		諏訪教育会（1975）		田中・平林（1963）	
塩嶺累層	三峰山溶岩層・美ヶ原高原溶岩層	三峰山火山岩		三城累層	
	扉峠凝灰角礫岩層	ニッ山層	・扉峠凝灰角れき岩層		・美ヶ原凝灰角礫岩溶岩層
	三城凝灰岩層		・ニッ山安山岩質凝灰角れき岩層		・扉峠凝灰角礫岩層
小滝山層群	・南沢累層	山層	・砥沢緑色凝灰角れき岩層	・三城凝灰岩層	
	・本沢累層		・奈良落合砂岩泥岩層	・大門沢砂岩砂質泥岩層	
	・コナコ沢累層		・坊主岩れき岩層	・小滝山火砕岩層	
	・大門沢累層				
基盤岩類		基盤岩類		基盤岩類	

[化石] 三城南方の調整池付近に分布する本層最下部のシルト岩層中から、植物化石が産出する。

[構造] 分布の西縁部では、N70°Wの走向で20°~30°北に傾斜する。その他の地域では、現地形にはほぼ平行に南西へ緩く(10°~15°)傾斜する構造を示す。

[下位層との関係] 大岩橋下流の大門沢支流において小滝山層群をアバット不整合に覆う。

[その他] 磁化方位は、逆帯磁東偏を示す(田中・平林, 1963)。

2) 扉峠凝灰角礫岩層(再定義)

[定義] 三城凝灰岩層を整合に覆う凝灰角礫岩や火山角礫岩を主体とする地層。

[模式地] 扉峠付近

[分布] 扉峠から林道ヨモギ小場線沿い、および扉峠東方のヤテイ倉沢^{ツラ}上流部、および三峰山北西麓に分布。

[層厚] 扉峠周辺で約180m。三峰山北西麓で約200m。

[層相] 角閃石安山岩質の凝灰角礫岩や火山角礫岩を主体とし、溶岩やシルト岩層・砂礫層を挟在する。ヤテイ倉沢では、2枚の白色凝灰岩、および、3枚の角閃石安山岩質溶岩、角閃石安山岩質の溶結凝灰岩を挟在する。三峰山北西麓では、下位より角閃石安山岩質凝灰角礫岩および同質溶岩、角閃石しそ輝石安山岩質凝灰角礫岩および多孔質の同質溶岩からなり、後者には薄いシルト岩、軽石凝灰岩が挟在される。

[構造] ほぼ水平。三峰山北西麓では東に向かって緩く傾斜している。

[下位層との関係] 扉峠~三峰山北西麓では小滝山層群をアバット不整合に覆い、三城~扉峠北西では三城凝灰岩層を整合に覆う。

3) 美ヶ原高原溶岩層(再定義)

[定義] 美ヶ原高原に分布する扉峠凝灰角礫岩層を整合に覆う溶岩を主体とする地層。

[模式地] 美ヶ原高原南西部

[分布] 美ヶ原高原から茶白山、扉峠北方にかけて広く分布する。

[層厚] 最大約530m。

[層相] 板状節理が発達した斜長石の斑晶の目立つややガラス質の複輝石安山岩~含かんらん石複輝石安山岩質溶岩と礫層・シルト層などからなる。本層中に水成相は2層確認されており、下位のものはダチ河原砂礫層、上位のものは百曲り礫層と呼ばれている。百曲り礫層により本層は上部層と下部層に二分される。上部層の溶岩はいわゆる“flat lava”である。

[構造] ほぼ水平。

[下位層との関係] 扉峠凝灰角礫岩層を整合に覆う。

[その他] 磁化方位は逆帯磁東偏を示し(Momose *et al.*, 1959), 上部層の放射年代として、1.25Ma K-Ar (Mankinen & Dalrymple, 1979) が報告されている。

4) 三峰山溶岩層(石田, 1976MS)

[模式地] 三峰山西側

[分布] 三峰山山頂付近に分布

[層厚] 約200m。

[層相] 板状節理が発達し、斜長石の斑晶が目立つややガラス質の複輝石安山岩～含かんらん石複輝石安山岩質溶岩からなる。

[構造] 分布からみて、ほぼ水平。

[他層との関係] 扉峠凝灰角礫岩層を不整合に覆う。また、層相や磁化方位などからみて、美ヶ原高原溶岩層上部層に対比される。

[その他] 磁化方位は逆帯磁東偏を示す (Momose *et al.*, 1959)。

IV 地 質 構 造

A 基盤岩の構造

横河川西方に分布する内村累層は、ほぼ南北方向の構造をもっている。内村累層は、二ツ山北斜面―三峰山を結ぶ線を境に急激に東側に分布を広げ、調査地の東～北東側には武石相が分布する。二ツ山北西に分布する本郷相は、東西走向で北側に30°～50°傾斜し、横河川西方の構造と比較すると屈曲が認められる。

B 小滝山層群の構造

小滝山層群は火山岩、火砕岩を主体とするが、挟在される碎屑岩によりいくつかの層準で構造を知ることができる。それらの構造を要約すると以下ようになる。

大門沢累層：基本的に、走向がほぼ堆積盆地の西縁と平行な南北ないし北北東―南南西方向であり、盆地中央部に向かって傾斜している。

コナコ沢累層：コナコ沢流域に向斜構造が認められるが、全体的な構造はほぼ水平である。

本沢累層：I部層は、小滝山の北側でほぼ水平である。小滝山の南側では東へ20°～30°傾斜する。II部層の構造はほぼ水平である。

南沢累層：本累層は、ほぼ水平である。

C 塩嶺累層の構造

塩嶺累層は、挟在される碎屑岩や分布から見て、ほぼ水平であるが、三城凝灰岩層は現地形にはほぼ平行に南西へ緩く傾斜する。

D 断層系

本調査地域において認められる断層の方向は、次の4方向に大別される。

1) 南北ないし北北東―南南西方向の断層

横河川断層に代表される断層系で、小滝山層群の堆積盆地の西縁を形成し、三城凝灰岩の分布を規制している。

2) 北西―南東方向の断層

薄川断層 (仁科ほか, 1985) に代表される断層系である。この断層系は小滝山層群の分布を規制しない。塩嶺累層の分布を規制し、塩嶺累層を変位させる。この方向は、糸魚川―静岡構造線 (塩尻―韭崎線) と平行である。調査地域で最も多く認められる断層である。

3) 東西方向の断層

荷直峠断層帯(吉野, 1982)に代表される断層系である。小滝山層群の堆積盆地の南縁を規制していると考えられる。

4) 北東-南西方向の断層

この方向性の断層は比較的少なく、規模も小さい。

V 対 比

A 小滝山層群の時代

小滝山層群は、①大門沢累層Ⅲ部層から産出する植物化石群が、青木期後期~小川期前期の茶臼山植物化石群に対比されること。②小滝山層群の基盤岩である深成岩類は、小川期には地表に露出したと考えられていること(輿水・山岸, 1987)。以上二点により、小滝山層群は小川期の堆積物と考えられる。

第4表 美ヶ原-霧ヶ峰地域における塩嶺累層の層序

時代	地層名	岩質など	放射年代(Ma)		磁化方位		
			K-Ar	FT			
更新世前期	塩嶺部	車山 lv 上部, 大門峠 lv など	溶岩円頂丘		逆帯	松山逆転期	
		鷲ヶ峰 lv, 車山 lv 下部 池のくすみ lv など	horn. Andesite~Dacite 一部溶岩円頂丘				
		池の平 lv, カシガリ山 lv 八子ヶ峰火山岩類など	horn. two pyx.~ horn. Andesite				
		★三峰山 lv 上部 福沢山 lv など	two pyx. Andesite. 鉄平石型 flat lava				
		和田峠流紋岩	garnet br. Rhyolite 一部黒曜岩				0.85, 0.82~ 1.15*2 0.87*1
		★美ヶ原高原 lv, 屏風岩 lv ★三峰山 lv 下部など	two pyx. Andesite 鉄平石型溶岩				1.25*3
		★三城 tuff, ★扉峠 Tb 八丁倉沢 Tb 東俣沢 Tb など	horn. Andesite~Dacite ~Rhyolite 一部黒曜岩				1.12*2 1.29~ 1.34*2
鮮新世後期	層部	仏岩 Tb 観音沢 Tb など	augite Andesite		正帯磁	オールド ツァイ 事件	
		三沢泥岩層, 四沢砂礫層など	湖成堆積物, メタセコイア植物群産出		逆帯磁		
						?	

★ を付した地層は、本調査地域に分布する地層。

船山 (1978MS), Momose, et al. (1959), 中田 (1981MS) を編集。

放射年代は*1鈴木 (1970), *2Kaneoka & Suzuki (1970), *3Mankinen & Dalrymple (1979) による。

B 塩嶺累層の時代

塩嶺累層の時代は、従来前期更新世と考えられていた（小林，1967）。第4表に示すように、その後の古地磁気、放射年代などの研究成果によると、塩嶺累層下部の観音沢凝灰角礫岩層の中部から東俣沢凝灰角礫岩層の下部にかけての層準で正帯磁した溶岩が認められ（中田，1981MS）、放射年代からみてオールドヴァイ事件に相当すると考えられる。このことから、塩嶺累層の堆積は鮮新世から始まると考えられ、鮮新—更新統とすることが妥当である。

本地域における塩嶺累層の最下部層である三城凝灰岩層は、霧ヶ峰地域における東俣沢凝灰角礫岩層上部に対比される。したがって、三城凝灰岩層は、オールドヴァイ事件後の逆転磁極期に堆積が始まると考えられる。また、美ヶ原高原溶岩層上部では、1.25Ma K-Ar（Mankinen & Dalrymple, 1979）の放射年代が報告されており、これらの点より本地域の塩嶺累層は下部更新統と判断される。

VI 構造発達史

A 小滝山層群の構造発達史

小滝山層群の堆積盆地の規模は北縁・東縁および南縁で塩嶺累層に覆われているため不明な部分が多いが、少なくとも南北約12km、東西約5 kmであると考えられる。西縁は、ほぼ南北～北北東—南南西方向の直線状を呈し、かつ崖錐性の不淘汰基底礫岩が分布することから、藤田（1973）がいう陥没性の堆積盆地と考えられる。

本堆積盆における最初の火成活動は、大門沢累層Ⅱ部層堆積期であり、その火山活動は複輝石安山岩質である。大門沢累層Ⅲ部層堆積期は全体的に碎屑岩類が多く火山活動の休止期となった。大門沢累層は盆地中央部に向かって傾斜し、かつ、コナコ沢累層が大門沢累層にアバットしていることから、大門沢累層Ⅲ部層の堆積後、コナコ沢累層堆積以前に盆地中央部が沈降したと考えられる。

コナコ沢累層は観峰付近で溶岩層が厚く分布するが、南部では凝灰角礫岩や火山凝灰岩が優勢になる。このことから観峰付近が火山活動の中心であったと考えられる。また、本累層では、向斜構造が認められ、本沢累層に傾斜不整合で覆われることから、コナコ沢累層堆積後隆起削剝があったと考えられる。

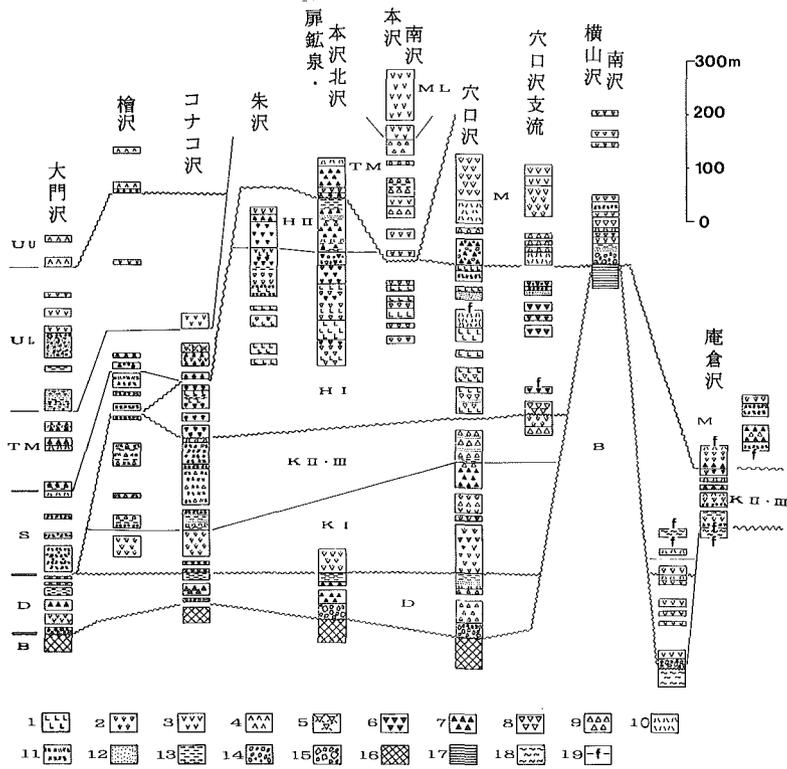
本沢累層Ⅰ部層では、盆地縁辺部に凝灰角礫岩はみられるが溶岩や貫入岩の分布が確認されていない。したがって、本部層の火山活動の中心は、堆積盆地中心部にあったと考えられる。本沢累層Ⅱ部層堆積期は、火山活動が休止した。

南沢累層は基底礫岩層の構成礫に、基盤岩類および本累層より下位の小滝山層群起源の礫があることから、本沢累層堆積後、全般的な隆起削剝があったと考えられる。

小滝山層群堆積後、第5図に示すように大門沢では大門沢累層Ⅲ部層に達する削剝があり、本地域が隆起削剝の場にあったと考えられる。

B 塩嶺累層の構造発達史

本地域において、三城凝灰岩層は最下部にシルト岩・礫岩を伴い、小滝山層群を高角なアバット不整合で覆う。このことから、小滝山層群堆積後、断裂によって陥没が起こり塩



第5図 地質柱状対比図

凡例

- 1: 黒雲母角閃石安山岩～デイサイト質溶岩
- 2: 角閃石安山岩質溶岩
- 3: 輝石安山岩質溶岩
- 4: 含かんらん石輝石安山岩質溶岩
- 5: 火山角礫岩
- 6: 黒雲母角閃石安山岩質凝灰角礫岩
- 7: 角閃石安山岩～輝石安山岩質凝灰角礫岩
- 8: 含黒雲母角閃石安山岩質火山礫凝灰岩
- 9: 角閃石安山岩～輝石安山岩質火山礫凝灰岩
- 10: 凝灰岩
- 11: 軽石凝灰岩
- 12: 砂岩
- 13: シルト岩
- 14: 礫岩
- 15: 不淘汰角礫岩
- 16: 内村累層 (武石相)
- 17: 内村累層 (本郷相)
- 18: 横河川変成岩類
- 19: 断層

地質区分凡例

- ML: 三峰山溶岩層
- U₀: 美ヶ原高原溶岩層上部
- U_L: 美ヶ原高原溶岩層下部
- TM: 扉鉦凝灰角礫岩層
- S: 三城凝灰岩層
- M: 南沢累層
- H II: 本沢累層 II 部層
- H I: 本沢累層 I 部層
- K II・III: コナコ沢累層 II・III 部層
- K I: コナコ沢累層 I 部層
- D: 大門沢累層
- B: 基盤岩類

嶺累層が堆積したと考えられる。この断裂は小滝山層群を変位させ、塩嶺累層の分布を規制する北西-南東方向の断裂である。この方向の構造運動は塩嶺累層堆積直前に始まったと考えられる (関口, 1981MS)。

塩嶺累層は調査地の北部～東部～南部と広く分布するが、これらはひとつの堆積盆地に堆積したと推定される。地層の分布高度からみると、塩尻峠周辺と比較して美ヶ原高原で

は分布高度が600~1200m高く、更新世前期以降も本地域は隆起の場にあったと考えられる。

Ⅶ ま と め

- ① 美ヶ原高原南西部には、下部中新統の内村累層を、高角のアバット不整合で覆う上部中新統が分布し、これを小滝山層群と新称する。
- ② 小滝山層群の堆積盆地は、西縁が直線状であり、かつ最下部には崖錐性不淘汰角礫岩が存在することから、陥没性の堆積盆地であると考えられる。
- ③ 小滝山層群は不整合によって、大門沢累層、コナコ沢累層、本沢累層、南沢累層の4累層に区分される。
- ④ 本地域は、小滝山層群堆積後、隆起削剝の場となった。
- ⑤ 小滝山層群を不整合で覆って、鮮新世末期~更新世前期の塩嶺累層が分布する。
- ⑥ 本地域の塩嶺累層は、岩相や分布によって下位より、三城凝灰岩層、扉峠凝灰角礫岩層、美ヶ原高原溶岩層・三峰山溶岩層に区分される。
- ⑦ 塩嶺累層は、それ以前の構造とは異なり北西-南東方向の断裂により規制された陥没盆地に堆積した。
- ⑧ 塩嶺累層の分布を規制する北西-南東方向の断裂は、糸魚川-静岡構造線(塩尻-韭崎線)方向であり、鮮新世後期に発生した。
- ⑨ 美ヶ原高原付近は、更新世前期以降も隆起の場にあった。

Ⅷ あとがき

本稿では、美ヶ原高原南西部~横河川上流域の地質層序と構造発達史の概要について述べた。本地域に隣接する下諏訪町砥沢流域に、小滝山層群と同様の岩相を示すグリーンタフ層・砥沢累層(石田, 1976MS)が分布し、小滝山層群と同一の堆積盆地に堆積したと考えられる。この地域は、現在砥沢団体研究グループが調査を進めており、その調査結果を待って、小滝山層群の構造発達史について改めて検討したい。

また、塩嶺累層の地質層序と地質構造については別途報告する予定である。

調査・研究を進めるにあたって、信州大学理学部地質学教室の皆さん、および同学部付属諏訪臨湖実験所の皆さんには大変お世話になった。前同学部教授百瀬寛一博士には、塩嶺累層の古地磁気について御教示をいただいた。また、地学団体研究会松本支部の皆さんには研究を進めるうえでさまざまな御指導・御協力をいただいた。山岸猪久馬博士にはフィールドで討論をしていただき、隣接地域を調査している砥沢団体研究グループの方々にはフィールドを案内していただいた。埼玉大学角田史雄教授には、粗稿を校閲していただき、御教示をうけた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

最後に、本団研参加者はその大部分が信州大学理学部の教職員および卒業生によって占められるが、そのうち郷原保真教授が在職中に、小菅範昭、都築康高、鈴木 剛の諸氏が在学中に逝去された。ここに謹んでそれぞれの方のご冥福をお祈りする。

文 献

- 藤田至則 (1973) 日本列島の成立. 257p, 築地書館, 東京.
- 船山満也 (1978MS) 長野県中部～東部地域に分布する小諸層群・塩嶺累層の層序および構造の特徴. 信州大学大学院修士論文.
- 本間不二夫 (1931) 信濃中部地質誌. 331p, 古今書院, 東京.
- 石田 聖 (1976MS) 長野県諏訪湖北方砥川流域の地質. 信州大学理学部卒業論文.
- Kaneoka, I. and M. Suzuki (1970) K-Ar and Fission Track Age of Some Obsidians from Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **76**, 309-313.
- 河内洋祐・山田哲雄・横田勇治 (1966) 諏訪湖北方横河川上流の結晶片岩 (横河川変成岩). 岩鉱, **56**, 21-29.
- 小林国夫 (1967) 信州ロームと第四紀研究の現状. 第四紀総合研究会連絡誌 第四紀, **11**, 3-14.
- 興水達司・山岸猪久馬 (1987) 北部フォッサ・マグナ新第三紀貫入岩類のフィッション・トラック年代. 地質雑, **93**, 773-776.
- Mankinen, E. A. and G. B. Dalrymple (1979) Revised Geomagnetic Polarity Time Scale for the Interval 0-5 m. y. B. P.. *Jour. Geoph. Res.*, **84**, 615-626.
- Momose, K., K. Kobayashi and T. Yamada (1959) Palaeomagnetic and Geologic Researches for the Volcanic Rocks around Lake Suwa —Palaeomagnetic Reserches for the Pliocene Volcanic Rocks in Central Japan (2) —. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **37**, 433-481.
- 中田貴文 (1981MS) 霧ヶ峰周辺の塩嶺累層の地質学的・古地磁気学的研究. 信州大学理学部卒業論文.
- 日本の地質「中部地方 I」編集委員会編 (1988) 日本の地質 4 中部地方 I. 333p, 共立出版, 東京.
- 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, **20**, 171-198.
- 岡本 正 (1961) 美ヶ原大門沢より化石植物の発見. 地学団体研究会松本支部, モレーン, **12**, 3-6.
- 沢村孝之助・大和栄次郎 (1953) 5万分の1地質図幅「諏訪」および同説明書, 地質調査所.
- 関口尚志 (1981MS) 長野県塩尻市付近の塩嶺累層の地質と地下水. 信州大学大学院修士論文.
- 柴田 賢・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫 (1976) 長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のベグマタイトと K-Ar 年代. 地調月報, **27**, 509-516.
- 鈴木正男 (1970) フィッショントラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度測定 (第 II 報). 第四紀研究, **9**, 1-6.
- 諏訪教育会編 (1975) 諏訪の自然誌 地質編. 諏訪教育会. 531p.
- 高木郁生 (1986MS) 長野県諏訪湖北方の二ツ山地域の地質. 信州大学理学部卒業論文.
- 田中邦雄・平林照雄 (1963) 美ヶ原・三城付近の地質. 信州大学教育学部紀要, **13**, 63-75.
- 谷口和良 (1976MS) 長野県小県郡和田村の第三紀～第四紀地質. 信州大学理学部卒業論文.
- 内村団体研究グループ (1953) 内村地域の団体研究. 地球科学, **14**, 3-8.
- 美ヶ原団研グループ (1977) 長野県美ヶ原地域にみられる中新世末期のグリーンタフ堆積盆について. 陥没総研連絡誌 かんぼつ, **3**, 15-21.
- 山田正三 (1976MS) 長野県中部, 美ヶ原高原周辺の第四紀地質. 信州大学理学部卒業論文.
- 吉野博厚 (1982) 長野県諏訪湖周辺の新第三系. 地球科学, **36**, 128-149.

団体研究参加者

遠藤正孝(松本蟻ヶ崎高校), 小松宏昭(明科高校), 篠田繁幸(国際航業㈱), *柴 正博(東海大学), 巽好幸(京都大学), 長谷中利昭(東北大学), 吉村敬司, (茨木東高校), 郷戸令之, 山本実雄

以下は信州大学理学部に在籍したメンバー

教職員 上條(飯島)ゆり子, 熊井久雄, 小坂共栄, (故)郷原保真

昭和43年入学 石井久夫, 伊藤和彦, 加藤芳郎, 沢村 寛, 浜口正博, 本間岳史

昭和44年入学 下野正博, 新海正博, 下野(菅沼)美江子, 上村(関口)照子, 西川達男, 福中儀明, 水野 学, 村山 進, 矢野孝雄, 吉野博厚

昭和45年入学 阿高康行, 遠藤 輝, 岡部孝次, 柴田憲一, 杉山 茂, 田中俊廣, 松本正紀, 三上進, 三谷 豊, 田辺芳宏

昭和46年入学 浅川行雄, 阿部 卓, 阿部誠昭, ○石田 聖, 衣川友康, 谷口和良, 林(山田)正三, 山田俊夫, 吉田充夫

昭和47年入学 石田啓祐, 伊藤 孝, 大橋宏之, 岡本正也, 鬼頭一博, (故)小菅範昭, 篠原邦雄, ◎関口尚志, 林田守生, 藤本勝彦, *船山満也, 水口和彦, 三輪孝夫

昭和48年入学 新井健司, 石垣和明, 榎並信行, 大久保晃, 山口(会)由美子, 久保田副司, 斎藤義則, 角谷邦明, 中島豊志, 中西一裕, 中村由克, 山谷昌永

昭和49年入学 山内健一, 柳沢文孝, 伊藤 誠, 内田 克, 森田(織田)聡子, 真砂(高橋)恵子, 武田尚幸, 田崎正和, 河村(原)洋之, 松本俊幸, 村松利夫, 安井敏夫, 川岸美德

昭和50年入学 石沢一吉, 大塚 勉, 狩谷 康, 菅野 匡, 近藤洋一, 斎藤尚人, 塩野敏昭, 清水勇一, 須藤 宏, 隅田耕治, 趙 哲済, 長津 聡, 村田史之, 森本 興, 山田泰生, 山本裕之

昭和51年入学 奥田述夫, ○島本敏充

昭和52年入学 *伊東徳治, 浮島久幸, 日下部寧, 讃岐利夫, 関 保幸, 高木信彦, (故)都築康高, 飛田健二, 中尾俊二, 中嶋雄一, ○中田貴文, 林 義隆, ○備前信之, 中原知子

昭和53年入学 内山 高, 近藤(小浦)和子, 高橋博美, 田辺政貴, 千村正純, 富樫 均, 桶田(徳弘)利加, 堀田 亨

昭和54年入学 大村昭三, ○岡野裕一, 小林雅弘, 柴崎直明, 竹内 健, 西尾 顕

昭和55年入学 今井高之, 大島 浩, ○加藤禎夫, 坂内 淳, (故)鈴木 剛, 竹内富二夫, 竹村健一, 中平啓二, 吉成明夫

昭和56年入学 上田 光, 大沢 匡, 小川 勇, 上加世田聡, 黒川広志, 榊原孝雄, *高木郁生, 西田哲也, 三尾克幸, 森 幹尋

昭和57年入学 亀山正義, 北爪 牧, 小林和宏, 高澤加奈子, 鷹野智由, 寺尾真純

昭和57年入学(大学院) 木村純一

◎印 執筆責任者, ○印 執筆者, *印 執筆協力者

Geology of south western part of Utsukushi-ga-hara Plateau, central Nagano Prefecture, central Japan.

Utsukushi-ga-hara Collaborative Research Group

(Received January 10, 1991)

Abstract

Utsukushi-ga-hara Collaborative Research Group found upper Miocene "Green tuff" sequence in the south western part of Utsukushi-ga-hara Plateau, central Nagano Prefecture, central Japan. The sequence has been defined as the Kotaki-yama Group by the research group.

Neogene successions of the area can be divided three major groups, which are the Uchimura Formation, the Kotaki-yama Group and the Enrei Formation.

Lower Miocene Uchimura Formation mainly consists of altered pyroclastic rocks and was penetrated by quartz diorite in the middle to late Miocene.

The Kotaki-yama Group unconformably covers their basement rocks with a basal conglomerate. Gravels of the conglomerate are commonly angular and same rock immediately under the unconformity. The Group can be divided into four formations on the basis of its lithology. They are the Daimon-zawa, the Konako-zawa, the Hon-zawa and the Minami-zawa Formations in ascending order. The Daimon-zawa Formation is composed of andesitic lava and tuff breccia with intercalated layers of normal sediments. The Konako-zawa Formation unconformably overlies the Daimon-zawa Formation and consists mostly of andesitic pyroclastic rocks. The Hon-zawa Formation rests unconformably upon the Konako-zawa Formation in the upstream of the Konako-zawa Gorge and is composed mainly of andesitic to dacitic volcanic rocks. These Formations mentioned above are unconformably overlain by the Minami-zawa Formation, which is composed of conglomerate, sandstone, mudstone, lava and pyroclastic rocks in the order of from the base to upward. The lowermost part of Plio-Pleistocene Enrei Formation is the Sanjiro Tuff Member, which rests unconformably upon the Kotaki-yama Group.

The Enrei Formation consists of andesitic pyroclastic rocks with interbeds of normal sediments and so called "flat lava" in the upper part.

Beginning of the sedimentary basin of the Kotaki-yama Group must be "Collaps". Lithofacies of the basal conglomerate and restored form of the unconformity are supporting the idea. The basin has 5 kilometers width and 12 kilometers length elongating north to south.

Following elevation of the Kotaki-yama Group toward the end of the Miocene, this area was subjected to stresses reviving earlier faults and leading to the formation of the “Enrei Collapsed Basin” trending in north-west to south-east direction.