

松本盆地の第四紀地質

——松本盆地の形成過程に関する研究(3)——

松本盆地団体研究グループ*

I. まえがき

松本盆地は、南北方向（塩尻一大町）が約 50 km、東西方向（松本付近）が約 10 km の南北に細長い盆地であり、その面積はおよそ 480 km² に達する。盆地南半部には、ローム層をのせる平均勾配 1/80 程度の比較的緩傾斜の扇状地が広く分布するのに対して、盆地北半部は、平均勾配 1/50 程度の沖積扇状地が広く分布する。

松本盆地団体研究グループは、1971 年以来松本盆地の形成過程を解明することを目的として、研究をすすめてつあり、その地質の概要については、すでに報告した（松本盆地団体研究グループ、1972）。この報告では、1972~1974 年の「内陸盆地の形成過程に関する総合研究」の一環としておこなわれた地質調査の報告を主とするが、問題点の整理という意味もあり、松本盆地の形成過程についても、考察したい。しかし、盆地を埋積する第四紀堆積物について、未だ、不明な点が多く、また、盆地周辺の基盤岩類についての調査も充分には進んでいないので、今後に残された問題点が多い。

地質調査には、次の方がたが参加された。阿部卓、飯島ゆり子、石田聖、石田啓祐、石橋俊明、伊藤誠、稲垣進、梅村弘、小笠原幸夫、織田聡子、会由美子、木内一己、鬼頭一博、黒田吉益、小坂共栄、小松虔、斎藤尚人、沢村寛、清水勇一、鈴木高、武田尚幸、田崎正和、高橋恵子、手塚光彰、仁科良夫、藤本勝彦、宮嶋佐枝子、安野信、矢野孝雄、山内健一、山下昇、吉田充夫。

新井健司、石井久夫（大阪市立自然史博物館）、伊藤孝*、内田克*、遠藤輝（神奈川県立津久井高校）、岡部孝次*、熊井久雄*、故小菅範昭*、近藤洋一*、郷原保真*、酒井潤一*、斎藤義則*、塩野敏昭*、島田安太郎（長野県榑川村）、下野正博（大阪府立四條畷高校）、隈田耕治*、角谷邦明*、関口尚志*、田中俊廣（長野県立木曾東高校）、趙哲済*、中西一裕*、中島豊志*、中村由克*、林田守生*、松本俊幸*、三谷豊（千葉県立柏高校）、柳沢文孝*、山本裕之*、吉野博厚（新潟大学理学部）（*：信州大学理学部、○：執筆）

塩尻市役所片丘支所および同支所の野田さん夫妻には、調査の際お世話になった。信州大学理学部の藤田敬氏には図表の製図をお願いした。以上の方がたに厚くお礼申しあげる。

著者の一人、小菅範昭さんは、1975 年 6 月 13 日、卒業研究中に、蓼科山南麓で遭難された。慎んで哀悼の意を表する。

本研究の一部に文部省科学研究費を使用した。

II. 地質

A. 基盤岩類

盆地西側の北アルプスおよびその前山地帯は、主として古生層と花崗岩からなり、古生層の走向は盆地の長軸と約 70 度で斜交する。前山地帯には、ほぼ南北性の顕著な断層が存在し、この東側の丘陵性山地は、盆地側に向って、次第に高度を減じ、烏川、中房川、鎖川などの厚い扇状地堆積物におおわれる。したがって、盆地西縁の山脚線は、入りくんでいる。

盆地の東側には、北部フォッサ・マグナの中新〜鮮新統が分布する。盆地東縁には、新第三系を切るほぼ南北性の断層群が存在し、階段的に西側が沈降している。山脚線は、盆地西縁とは対照的に直線的であり、特に盆地北部は、顕著である。

B. 塩嶺累層

熔岩および火山砕屑岩類よりなる塩嶺累層（MOMOSE, K. *et al.*, 1959）およびその相当層（松本盆地団体研究、1972）は、霧ヶ峰を中心^{かつ}に広く分布する。松本盆地周辺では、盆地東南縁の勝弦、塩尻峠、東山、松本東方の美ヶ原などに分布し、鉢伏山にも局部的に鉄平石型熔岩が分布する。これらの地域における分布基底高度は、かなりの差異があり、勝弦ではほぼ海拔 700 m 以下（下限不明）、東山西方の五百渡橋付近で 880 m、小坂田公園北方 1 km では 760 m、美ヶ原ではほぼ 1,600 m、鉢伏山では 1,850 m を示す。

松本盆地南縁よりわずかに南に入った古生層地域の辰野町小野においては、塩嶺累層の凝灰角礫岩層・熔岩流の下位に、シルト岩層が整合に分布する。同町小野の押野においては(標高 830 m)、これらのシルト岩層は層厚 10 m (+) で、厚い浮石層、白色凝灰岩層をはさみ、礫岩層に移化する部分もある。礫岩層は、古生層起源の砂岩、粘板岩、チャートなどの亜円～亜角礫よりなり、淘汰は悪い。これらの地層は、部分的には、傾斜がかなり急なところがあり(例えば、N 60°E, 41°NW)、洪積世後期の小野泥炭層に不整合におおわれる。

	ローム層	鍵層	地層	化石ほか	盆地形成運動
沖積世			扇状地礫層		
洪積世	後期	S-2	森口礫層	(アガツリシカトウヒ 15750±390 °C 年 B.P.)	盆地沈降
		S-1	渡田礫層	(ヒバウミ・コナツカイトウ・チサツヒシヤウ 35700±1400 °C 年 B.P.)	
	中期	Pm-3グループ	中山泥炭層	> 42000 °C 年 B.P.	
		Pm-2B			
		Pm-2A			盆地沈降
		Pm-1A		(ヒバウミ・シカトウヒ・チサツヒシヤウ チヨコ化)	
	前期		赤木山礫層	チヨコ化	
			片丘礫層	チヨコ化	
		黒雲母密集帯			
		C3	梨ノ木礫層	60万7000年以内のラウレン チヨコ化	
世	前期	C2		チヨコ化	大斜面形成
		C1		大口径・大径の巨礫群	
新第三世				140万7000年以内のラウレン	
			塩谷累層		

第1図 松本盆地層序

松本盆地西南縁の塩尻市洗馬^{せば}では、奈良井川河床(標高 715 m)に、白色の凝灰岩層(層厚 4 m+)をはさむ礫層が分布する。礫層の下限は不明であるが、すぐ近くまで古生層が分布するので、古生層の上に不整合でのっているものと推定される。礫層は、古生層起源の砂岩、粘板岩、チャートなどの中円礫よりなり、淘汰はよく、マトリックスはルーズな粗粒砂である。本層は、洪積世最末期の段丘堆積物に不整合におおわれる。

松本市南方の中山では、基盤をなす中新統を不整合におおって、凝灰質シルト層が分布する(標高 620 m)。

ところによっては、ラミナが発達した粗粒砂層をはさみ、円磨された黄色浮石を多量に含む。本層は分布がせまく、構造などは不明であるが、洪積世後期初葉の中山泥炭層に不整合におおわれる。

松本市北方、田沢の犀川河床(標高 540 m)には、厚さ 1～2 m の現河床礫層の下位に、急傾斜(N23°W, 80°SW)した凝灰質シルト層・礫層の互層が分布する。当地域においては、全面的に沖積層におおわれるため、層厚・層序・分布などの詳細については不明である。本層は、すぐ北方の明科から大町東方にかけて、中山丘陵を構成している大峯累層(姫川団体研究グループ, 1958)に連続する可能性がきわめて強い。大峯累層からは、メタセコイア(*Metasequoia*)が報告されている(姫川団研, 1958)。

松本市東方の武石峠において(標高 1,760 m)、美ヶ原の熔岩類におおわれる武石峠礫層が分布し、厚い白色凝灰岩層をはさむ(松本盆地団研, 1972)。

上述の堆積物は、いずれも同時期の可能性が強い。

C. 大口沢巨礫群

松本市北方の豊科町大口沢付近では、新第三系中に刻み込まれた谷底に、花崗岩や古生層のチャート、砂岩などの巨礫(径 1～3 m)が散在する。この地域は、主として、頁岩、砂岩、細粒の礫岩よりなり、巨礫が第三系中より洗い出された可能性はない。

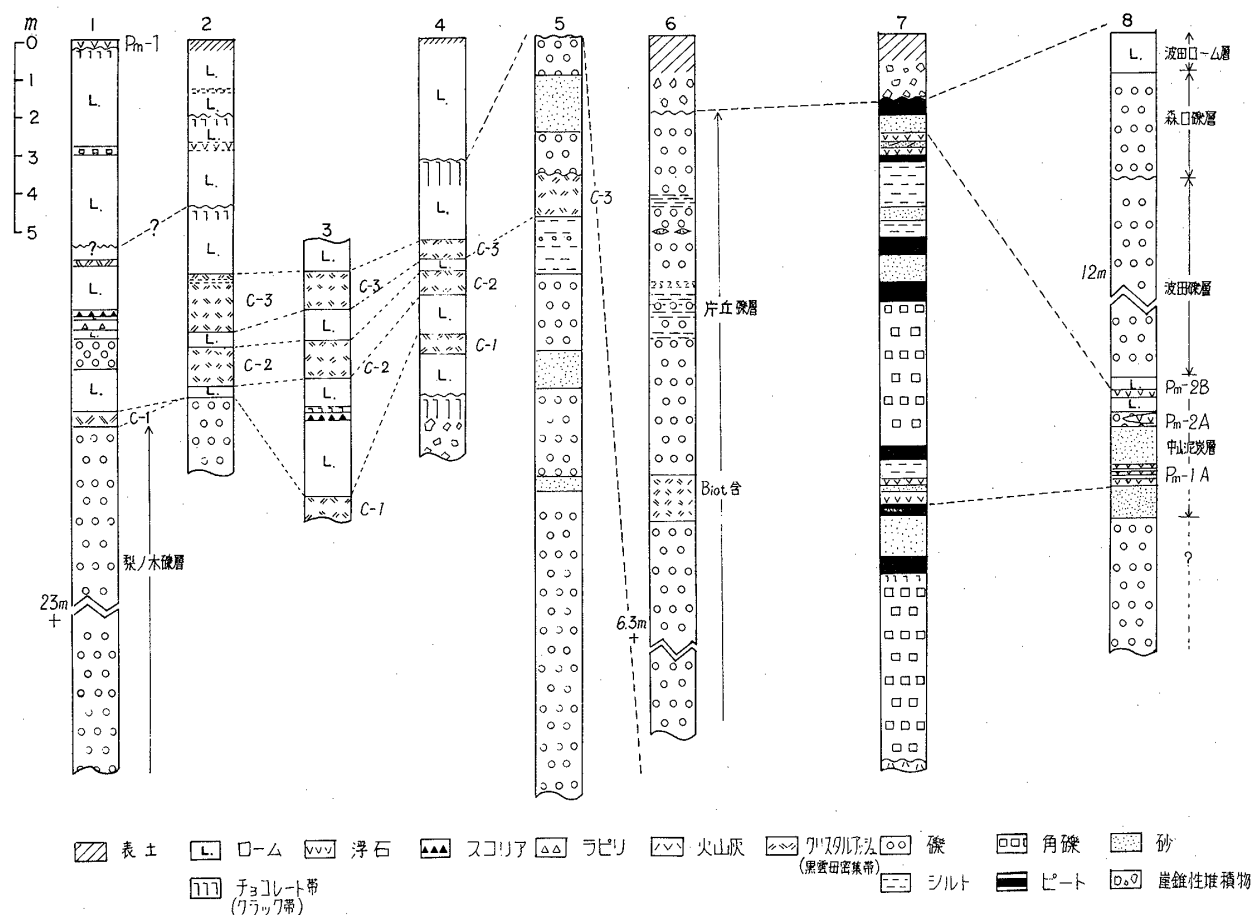
接峯面図(第2図)によれば、松本市北方の新第三系地域は、ほぼ 800～900 m の平坦面をなし、盆地の東縁にそって、大町東方に分布する 900～1,000 m の大峯面(小林・平林, 1955)へと連続する。

大町東方の大峯面上には、小林・平林(1955)の“山砂利”が分布する。“山砂利”は地層をなすものではなく、大口沢と同様に、花崗岩、チャートなどの巨礫や大礫が大峯面上に散在しているものである。大口沢付近の谷底に散在する巨礫群も、かつては 800～900 m の平坦面上にあったものが、侵食により沢が深くなるにつれ、谷底へ転落したものと推定される。

松本盆地団研(1972)は、後で述べる梨ノ木礫層とこの巨礫群を対比しつつも、梨ノ木礫層基底面と巨礫群がのる地形面は異なるかも知れない、と指摘したことがある。その後の調査によれば、大口沢に近い松本市城山と明科町長峰山では、梨ノ木礫層の基底面高度は、720 m(城山における基底面の最高地点)と 700 m(長峰山)であり、大峯面およびその相当面よりも約 100 m 低い。また両地域の梨ノ木礫層は、細～中礫を主



第2図 松本盆地周辺の切峰面図 (地団研松本支部作製、一部加筆)



第3図 柱状図

1: 塩尻市洗馬梨ノ木, N-71-I, 2: 穂高町穂高カントリークラブ, K-71-II, 3: 穂高町穂高カントリークラブ, K-71-II', 4: 松本市美鈴湖, A-71-II, 5: 松本市城山, J-71-I, 6: 塩尻市片丘長畝, K-75-I, 7: 松本市中山, N-75-I, 8: 塩尻市洗馬岩垂 K-II.

とし、径 50 cm をこえるような巨礫は含まない。

これらの点から、大口沢の巨礫群、大峯面上の巨礫群が、北アルプスより運ばんされた時期は、梨ノ木礫層の堆積前であったことは確実である。

D. 梨ノ木礫層

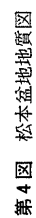
塩尻市洗馬梨ノ木 (N-71-I) を模式地とする梨ノ木礫層は、現在の盆地にそって分布する最初の厚い堆積物である。

模式地の梨ノ木では、堆積面の標高 840 m、層厚 30 m の礫層で、花崗岩、砂岩、粘板岩、チャートなどの亜角〜亜円礫よりなり、淘汰は良い。マトリックスは黄褐色粗粒砂で、上部は火山灰質となる。梨ノ木において、本層が分布する地域は、かなり開析が進んだ丘陵性の地形を呈し、梨ノ木ローム層 (松本盆地団研、

1972) が厚くおおう。

本層は梨ノ木のほかに、盆地南西縁の朝日村小野沢 (堆積面の標高、800~1,000 m、層厚 30 m)、鉢伏山西麓のケイト山 (1,000 m、層厚 100 m)、松本市城山 (700~740 m、層厚 30~40 m)、明科町長峰山 (740 m、層厚 25 m)、烏川ぞいの穂高カントリークラブ (910~1,000 m、層厚 30 m+) などに、松本盆地をとりまいて分布し、いずれも、盆地に向って 10° 前後傾斜している。また、梨ノ木礫層は、一般に、後背地の影響を強く受けて、層相の変化がはげしい。松本市城山やケイト山では本層下部に泥炭層が夾在し、ヒメバラモミ (*Picea maximowiczii* REGEL) の毬果を産する。

梨ノ木ローム層 (松本盆地団研、1972) は、梨ノ木礫層に整合に重なり、クリスタル・アッシュ、赤褐色スコリア、黒雲母密集帯などの鍵層を夾在する。クリ



- 1: 冲積層, 2: 森口礫層およびその相当層, 3: 波田礫層, 4: 中山泥炭層, 5: 赤木山礫層・片丘礫層, 6: 梨ノ木礫層, 7: 塩嶺衆層, 8: 内格岩類, 9: 新第三系, 10: 木崎岩(條結凝灰岩類), 11: 中生界, 12: 花崗岩類, 13: 古生界, 14: 斷層(破線は推定斷層)

	C ₁ (下)	C ₂ (中)	C ₃ (上)
浮石量	少ない	中	多い
石英	多い	少ない	少ない
黒雲母	中	中	多い
色調	褐色	黄褐色	黄褐色

	H/T	磁鉄鉱	茶緑輝石	角閃石	普通輝石	ジルコン	キュリー温度
C ₃							
浅間 71-II-7		■	—	■	—	++	420 °C
鳥川 71-II-10		■	■	■	—	—	415
城山 71-I-9		■	■	■	—	■	420
〃 71-I-10		■	■	■	+	—	420
〃 71-I-11		■	■	■	—	—	420
C ₂							
浅間 71-II-5		■	—	■	—	■	425
鳥川 71-II-5		■	■	■	—	■	425
C ₁							
浅間 71-II-2		■	++	■	—	■	450
梨ノ木 71-I-4		■	—	■	—	■	450
〃 71-I-5		■	—	■	—	■	450
〃 71-I-6		■	—	■	—	■	450

0 100% ++ 0.5%未満
+ 0.5%~1%

第5図 クリスタル・アッシュの肉眼的特徴ならびに重鉱物組成とキュリー温度
(分析者, 下野正博)

スタル・アッシュは主として、黒雲母、角閃石、高温型石英、斜長石の斑晶よりなり、浮石、スコリア、岩片を混える特異な火山噴出物で、梨ノ木ローム層下部に3枚識別される(下位よりC₁, C₂, C₃と称する)。クリスタル・アッシュは、松本盆地はもとより、八ヶ岳周辺にまで広く分布し、良好な鍵層となっている(八ヶ岳団研, 1976, 本論集参照)。3枚のクリスタル・アッシュの肉眼的特徴および重鉱物組成・強磁性鉱物のキュリー温度を第5図に示す。

クリスタル・アッシュと梨ノ木礫層との関係は、梨ノ木(N-71-I)ではC₁まで水成、松本市城山(J-71-I)ではC₃まで水成、穂高カントリークラブ(K-71-II')では3枚とも風成であり、梨ノ木礫層の離水期が地域によって異なることを示している。

E. 片丘礫層・赤木山礫層

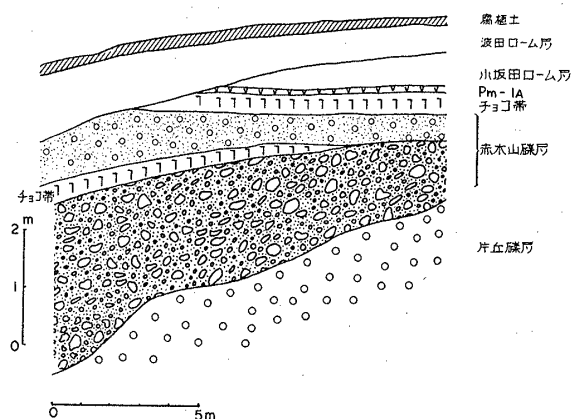
片丘礫層(新称)は、塩尻市長畝(ながうね)(K-75-I)を模式地とし、梨ノ木ローム層中部の黒雲母密集帯を鍵層として夾在する礫層である。模式地付近では、古生層または塩嶺累層を不整合におおい、層厚約30m、淘汰は不良。盆地に向かって10°前後傾斜する。礫は古生層

起源の砂岩、粘板岩、珪化作用を受けた第三紀の閃緑岩、塩嶺累層の安山岩などの亜角礫が多く、局所的には塩嶺累層の凝灰角礫岩の大きなブロック(径2~3m)が散在し、安山岩礫も不均質な分布を示す。

本層の分布は盆地東南縁に限られ、梨ノ木礫層の分布域とは異なるので、両者の関係を直接観察することは出来ないが、不整合と推定される。

赤木山礫層は、松本市寿区(ことぶき)の赤木山を模式地とする亜角礫層で、模式地ではうすい泥炭層をはさむが、一般には鍵層に乏しい。本層上部はマトリックスが火山灰質となり、最上部には顕著な赤色風化殻(古土壌)が発達し、不整合で、御岳第1浮石層(Pm-1A)におおわれる。

赤木山礫層と片丘礫層の関係は、塩尻市小坂田公園北方では、第6図のように、不整合である。しかし、



第6図 K-75-IIにおける片丘礫層と赤木山礫層の関係

一般には、両者は岩相的にも類似し、識別が困難であり、地質図には、「片丘礫層・赤木山礫層」と一括して表現してある。

片丘礫層については、次のように注目すべき点が多い。

1. 片丘礫層の基底面は、盆地に向かって10°前後傾斜しているが、かなり平坦である。
2. 模式地付近では、本層の下位に、古生層の凹所を埋めた塩嶺累層の溶岩が侵食をまぬがれて残っている。この地点は、従来知られていた塩嶺累層の分布域よりも、約2km西に(盆地側に)寄っており、①塩嶺累層の分布は、かつてはもっと広く、松本盆地の底にまで、その分布が及ぶ可能性があること、②また、塩嶺累層堆積後~片丘礫層堆積前に、松本盆地東南縁付近では、塩嶺累層をほとんど削剝(けずり)してしまう

ような侵食期があったこと、を示している。

3. 片丘礫層の下位に、古生層の分布が、従来知られていたよりも、約 1 km 北方にまで確認された。

4. 片丘礫層が分布する田川以東の地域は、基盤岩類の分布高度が高く、田川以西とは著しい対照を示す。田川以西では、盆地を埋積する第四系が厚く、その基底面の深度は、いまだに不明である。

F. 中山泥炭層

中山泥炭層は松本市中山（N-75-I）を模式地とする泥炭層、シルト層などの細粒堆積物によって特徴づけられる。松本盆地地研（1972）は、本層の上に整合に重なる礫層と一括して、波田礫層と称したが、本論文では、泥炭層の顕著な発達によって特徴づけられる下部の細粒堆積物を中山泥炭層、上部の礫層を波田礫層と再定義した。

中山泥炭層は、模式地において、最下部に御岳第一浮石層（Pm-1A）、上部に Pm-2A、Pm-2B の両浮石層を夾在し、泥炭質シルト層と崖錐性礫層が互層する。層厚は約 20 m。Pm-1A 浮石よりやや上の層準より、ヒメバラモミの毬果、チョウセンゴヨウ（*Pinus koraiensis* S. et Z.）の種子が多産する。

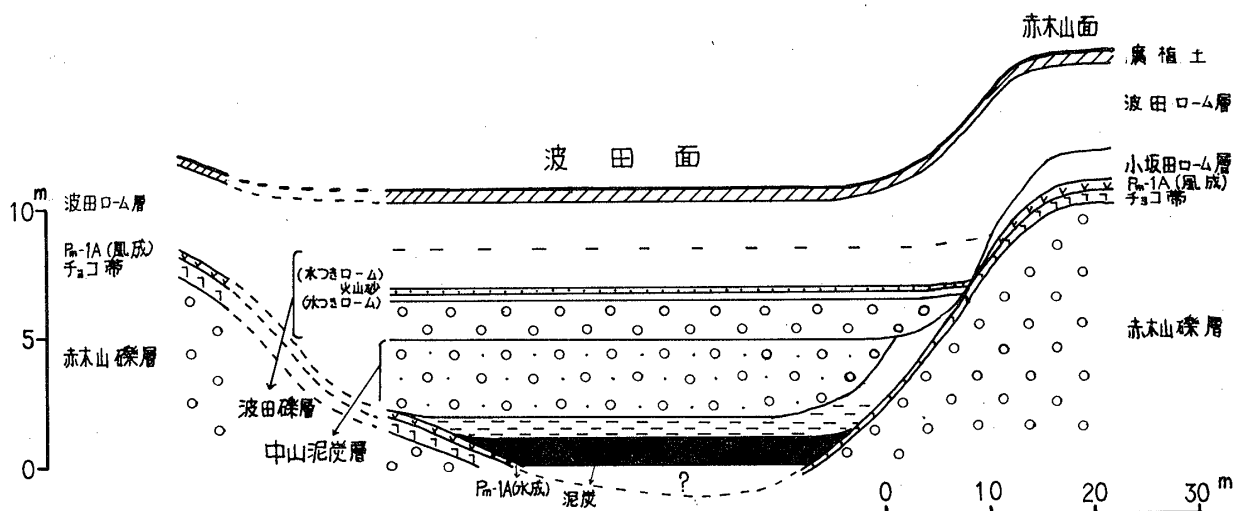
塩尻市の国鉄塩嶺トンネル坑口付近では、赤木山礫層を不整合におおって、厚さ約 5 m の中山泥炭層が発達する（第 7 図）。最下部には、Pm-1A 浮石が水成で

はさまれ、泥炭層上部より、ヒメバラモミ、トウヒ（*Picea jezoensis* CARR. var. *hondoensis* REHD.）、ヤツガタケトウヒ（*Picea koyamai* SHIRASAWA）の毬果を産する。本層は軽微な不整合で、波田礫層におおわれる。

塩尻市洗馬のこそぶ川ぞい（K-II）では、中山泥炭層相当層は、何枚もの水成の浮石層、ローム層を夾在する砂層であり、最上部には約 30 cm の風成ローム層（小坂田ローム層）をのせ、この上を、ローム層をほとんど削剝することなく、波田礫層がおおう（第 3 図、8）。

松本市の城山では、梨ノ木礫層を不整合におおって、厚さ数 m の浮石質シルト層が分布する（堆積面高度 650 m）。含有される浮石は、第 8 図に示すように、典型的な Pm-2B 浮石（酒井・下野，1972）である。本層は断層によって切られ、西側には明瞭な断層崖が形成されている。

中山泥炭層模式地の中山を通り、ほぼ東西方向に、盆地内の深井戸資料（浅野鑿井工業株式会社，1972；松本鑿泉株式会社，1973）をならべたものが第 9 図である。深井戸資料は、コア・ボーリングによるものではないので、地層の同定・対比にはやや問題があるが、波田礫層基底は、松本盆地南部における深層地下水の帯水層とよく一致し、信頼度の高いものである。注目すべき点は、

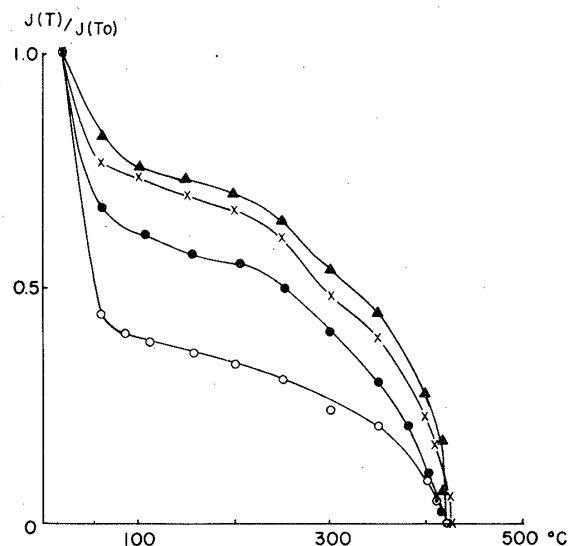


第 7 図 塩尻市塩嶺トンネル坑口付近（S-74-III）における赤木山礫層・中山泥炭層・波田礫層の関係を示す模式断面図

	H/T ⁽¹⁾	磁鉄鉱	紫鉄輝石	角閃石	普通輝石	ジルコン	黒雲母
城山74-2		■	■				
梨ノ木Ⅱ-3		■	■				
小曾部-4		■	■				

100%

(注) H/T: 全鉱物に対する重鉱物の比率



第8図 Pm-2 B 浮石の重鉱物組成ならびに J-T 曲線,

下の図において、試料は $\frac{1}{4} > \phi > \frac{1}{8}$ mm, $i=3.5A$, 真空中, ○—○: 城山74-2 (680℃で3時間熱処理), ▲—▲: 梨の木Ⅱ-3 (未熱処理), ×—×: 小曾部-4 (690℃で3時間熱処理), ●—●: 花見Ⅰ-9 (690℃で3時間熱処理)

1. 中山には波田礫層が分布しない。

2. 盆地内で、波田礫層の下位に分布する地層が、中山泥炭層である確証はないが、海拔 550~565 m の波田礫層基底面は、中山泥炭層の分布上限高度とみてよい。中山泥炭層は、盆地東縁と盆地内では、約 170 m のくい違いがある。

これらの点からみて、中山泥炭層堆積中に、盆地側が陥没し、急激に波田礫層の堆積が始まったものと推定される。盆地南縁部では、中山泥炭層の上に軽微な不整合で、波田礫層が重なっていることから、盆地南部に向かって陥没の落差は減少していると推定される。

G. 波田礫層

波田礫層の名称は、先に述べたように、松本盆地団研(1972)の波田礫層上半部の礫層に限定して用いる。本層は、扇状地性の中〜大円礫層で、マトリックスは淘汰のよい中粒砂よりなる。本層は、波田段丘を構成

し、松本盆地南部には広く分布するのに対し、松本市周辺および梓川以北の盆地北半部では、盆地西縁にのみ断片的に分布する。しかし、沖積層に広くおおわれる松本市周辺および盆地北半部においても、深井戸資料などによれば、沖積層下に、厚さ数十m以上の帯水性の良い礫層が分布し、波田礫層に対比される。

波田礫層の堆積は、ほぼ、小坂田ローム層中部の Pm-3A 浮石の降灰時期に始まり、堆積終了時期は、盆地の縁辺部と波田段丘末端部ではずれがみられる。盆地縁辺部では、波田段丘に波田ローム層のほぼ全部が風成でのるのに対し、盆地中央部に近い末端部では、波田ローム層中部の御岳第2スコリア(S-2)以上のみが風成でのる。

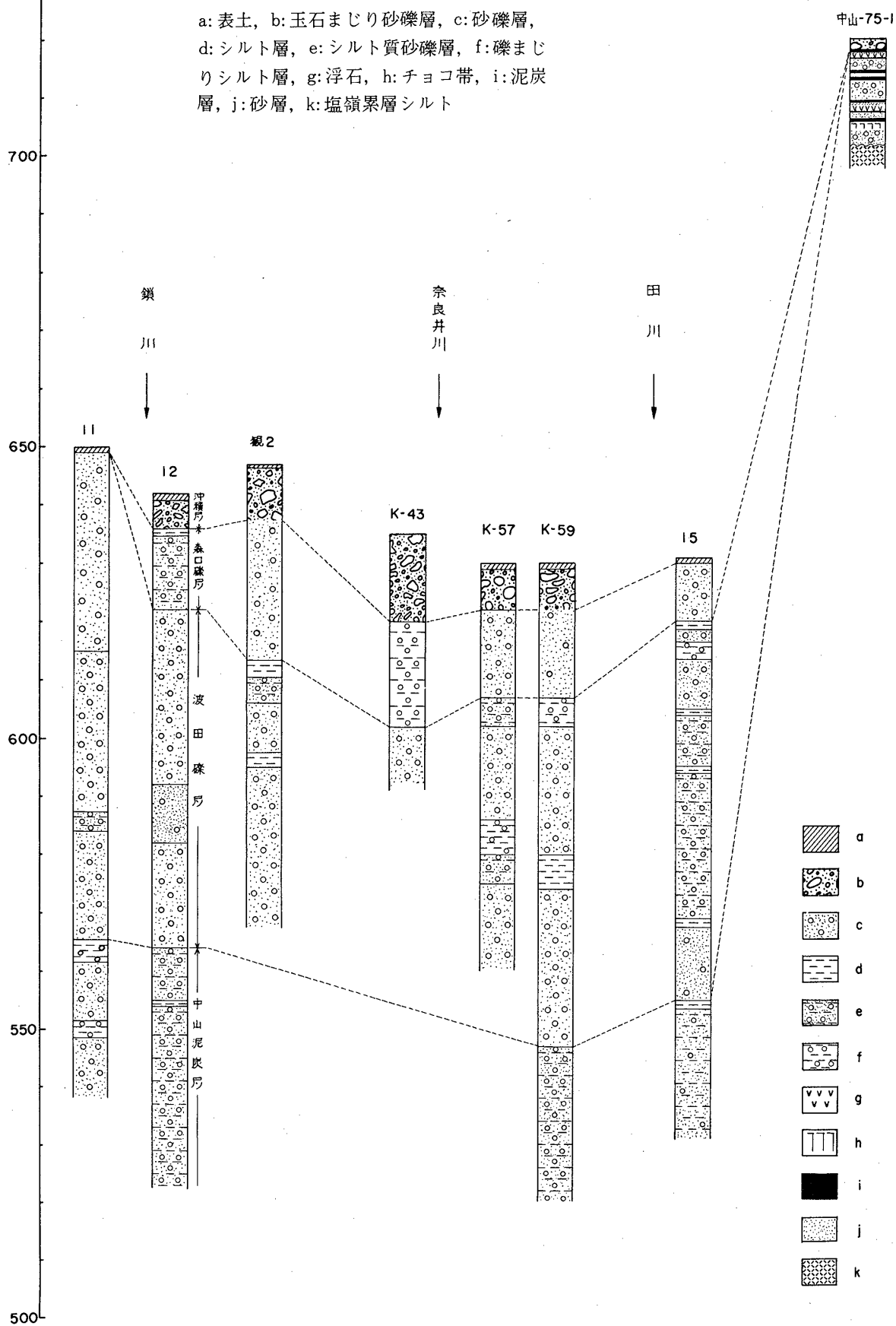
Pm-3A 浮石は、 $>42,000$ ^{14}C 年 B. P. [小林国夫ほか(1971)の Pm-2'] と報告されており、波田ローム層最下部の御岳第1スコリア(S-1)は、 $26,600 \pm 1,600$ ^{14}C 年 B. P., $27,800 \pm 2,000$ ^{14}C 年 B. P. である(Quaternary Research Group of the Kiso Valley and K. KIGOSHI, 1964)。御岳第2スコリア(S-2)は、ウルム氷期極相期直後の可能性が強い(酒井潤一, 1963)。これらのことから、波田礫層は、ほぼ4万年前に、急激に堆積が始まり、ほぼ2.7万年前に盆地縁辺部では離水が始まったのに対し、中央部では、ウルム氷期極相期直後まで堆積が続いたものと推定される。

Pm-3 グループの浮石を含み、波田礫層に対比される辰野町小野の小野泥炭層(酒井, 1973)は、鈴木敬治(1967)、酒井潤一(1973)によれば、ヒメバラモミ、トウヒ、チョウセンゴヨウ、シラベ(*Abies veitchii* L.), イチイ(*Taxus cuspidata* SIEB. et ZUCC.), ミツガシワ(*Menyanthes trifoliata* L.)などの植物遺体を産し、花粉化石は、トウヒ属(*Picea*)、ツガ属(*Tsuga*)、モミ属(*Abies*)、マツ属(*Pinus*)などの針葉樹が多く、スギ(*Cryptomeria*)、コウヤマキ(*Sciadopitys*)、ハンノキ属(*Alnus*)などを伴う。これらの植物遺体および花粉化石よりみて、波田礫層の堆積初期には、亜高山帯の針葉樹が松本盆地周辺にまで低下しており、寒冷的な気候が推定される。

H. 最低位段丘堆積物

森口段丘(小林, 1961)や上海渡段丘(小林, 1961)を構成する洪積世最末期の礫層で、波田ローム層上部(森口段丘)および同ローム層最上部(上海渡段丘)を整合にのせる。層厚は、ともに10~20 m。松本市今井の松本空港付近では、風成の波田ローム層上部をの

第9図 中山を通りほぼ東西方向の深井戸柱状図と中山-75-Iとの関係



せる森口段丘が、沖積面より傾斜が急なために、盆地中央部に向って、次第に沖積層におおわれ、没してゆく様子が観察される。

松本市周辺や松本盆地北半部の東縁では、最低位段丘堆積物は、段丘を形成して分布しており、波田礫層が沖積面下に没してしまっているのと対照的である。

松本盆地北半部の明科町東方の吐中泥炭層は、15,750±390 ¹⁴C 年 B. P. を示し、オオツノシカ (*Sino-megaceros*)、トウヒなどの寒冷気候を指示する動植物化石を産する (小林, 1965)。

I. 沖積層

松本市周辺の盆地中央部と盆地北半部の犀川に沿う低地では、沖積層は氾濫原堆積物として、広く分布し、10~30 m の層厚を有する。この低地の沖積層は、泥炭層やシルト層をはさみ、比較的細粒堆積物であることが特徴である。

盆地南部では、沖積層は奈良井川、鎮川、田川などに沿って、比較的粗い氾濫原の礫層からなり、一方、鉢伏山西麓や盆地南西部の山麓では、波田ローム層をおおって、薄い崖錐性の堆積物が形成されている。

盆地北半部では、西縁に沿って、北アルプスから流れ出す烏川、乳川、中房川などの中・小河川が、典型的な複合扇状地を形成し、盆地南半部と著しい対照を示している。

III. まとめ

松本盆地形成過程の概要は、次のようにまとめられる。

A. 塩嶺累層およびその相当層は、松本盆地南東縁の勝弦、塩嶺峠、東山周辺や美ヶ原、扉峠一帯に広く分布する。塩嶺累層は、その下部に凝灰質シルト層、砂層、礫層などの水成層を伴い、盆地東北縁の大峯累層とも対比される可能性が強いことから、松本盆地、塩嶺、鉢伏山塊、美ヶ原、大峯累層分布地域にかけて、鮮新世末~洪積世前期初葉には、広大な水域が存在したものと推定される。大峯累層には、海成層がはさまれることから、この水域は、現海水準に近い高度に形成され、かつ、海退後にも、それぞれの盆地が淡水域として分化・残存していたものと思われる。

洪積世前期末にかけて、この堆積層および火山岩類のうえに形成された、広大な侵食平坦面が大峯面である。したがって、大峯面の形成も、侵食基準面（この場合海水準）に近い高度で行われた。

B. 大峯面形成後、洪積世前期末に、北アルプス、鉢伏山塊、美ヶ原などは、隆起運動が激しくなり、この過程で北アルプス前山地帯に生じたほぼ南北性の断層によって、盆地側がおち込み、中山丘陵や大口沢に残る巨礫群が北アルプスから運ばんされた。

C. 洪積世中期初葉に、前述の隆起運動が続くなかで、ほぼ、現在の盆地の輪郭が形成され、梨ノ木礫層が堆積した。同層の中にはヒメバラモミを産し、気候が寒冷であったと推測される。

D. 洪積世中期全般を通じて、隆起運動は盆地東側の山地で、特にはげしかった。片丘礫層、赤木山礫層が盆地東南縁にしか分布しないのはこのためである。

E. 洪積世後期の前半、松本盆地は静穏であり、泥炭層やシルト層など湖沼性の堆積物によって特徴づけられる。トウヒ、ヒメバラモミ、チョウセンゴヨウなどを産し、気候は寒冷であった。

F. 洪積世後期の中頃、盆地東縁で断層が形成され、盆地の沈降にともなって、厚い波田礫層が堆積した。この沈降運動は、盆地の中部、北部の東側ほどはげしく、かつ、後まで長く続いた。盆地中部~北部の東縁を画する明瞭な断層崖は、主としてこの時期に形成された。

G. 洪積世前期末の大峯面形成以降、鉢伏山など第三系から成る中央隆起帯は、盆地底に埋没していると推定される大峯面と比較すれば、その落差は、1,500 m 以上に達する。

文 献

- 秋間団研グループ・ほか, 1973: フォッサ・マグナ中央部における新第三紀後期~第四紀洪積世の堆積盆地, 地球科学, 27, 2・3, 81-91.
- 浅野鑿井工業株式会社, 1972: 長野県松塩・諏訪地域地下水利用適正化調査報告書, 通産省.
- 第四紀古植物研究グループ, 1974: 日本におけるウルム氷期の植生の変遷と気候変動 (予報), 第四紀研究, 12, 4, 161-175.
- 郷原保真, 1965: 南安曇郡豊科町新設水道水源探査報告書, 豊科町.
- 姫川団体研究グループ, 1958: 糸魚川-静岡線北部にそう地帯の第三紀層, 地質雑, 64, 756, 431-444.
- 平林照雄, 1969: 松本盆地周辺の地質構造について, 柴田秀賢教授退官記念論文集, 235-240.
- 本間不二男, 1931: 信濃中部地質誌, 191-194, 古今書院.
- 小林国夫・平林照雄, 1955: 松本盆地周辺のいわゆる "山砂利" について, 地質雑, 61, 712, 30-47.
- 小林国夫, 1961: いわゆる "信州ローム", 地質雑 67, 784,

- 32—47.
- 小林国夫, 1965: 長野県明科村吐中針葉樹層の ^{14}C 年代, 地球科学, 81, 44.
- 小林国夫・小林武彦・清水英樹, 1971: 御岳火山噴出物による Tephrochronology, 竹原平一教授記念論文集, 191—218.
- 松本鑿泉株式会社, 1973: 塩尻市広域水理地質調査(塩尻市東部地区) 報告書, 塩尻市役所.
- 松本盆地団体研究グループ, 1972: 松本盆地の第四紀地質の概観, 地質学論集, 7, 297—304.
- MOMOSE, K., KOBAYASHI, K. and YAMADA, T., 1959: Palaeomagnetic and Geologic Researches for the Volcanic Rocks around Lake Suwa, Bull. Earthq. Res. Inst., 37, 433—481.
- 長野県地学会, 1962: 20 万分の 1 長野県地質図および説明書, 内外地図.
- 酒井潤一, 1963: 木曽谷のローム層 I・II, 地球科学, 67, 13—20, 68, 19—21.
- 酒井潤一・下野正博, 1972: 松本盆地南部と伊那谷における小坂田ローム層中の浮石層, 信州大学理学部紀要, 7, 2, 123—142.
- 酒井潤一, 1973 a: 長野県中部における小坂田ローム層降灰期の古気候, 信州大学理学部紀要, 8, 1, 37—50.
- 酒井潤一, 1973 b: 長野県南部の富士見泥炭層に包含される花粉化石から推定した気候の変動, 信州大学理学部紀要, 8, 1, 51—63.
- 下野正博, 1973: 松本盆地南部の第四紀地質, 信州大学理学部地質卒論 39 (MS).
- 信州研究グループ, 1969: 中部地方山間盆地の第四系, 日本の第四系 (地団研専報 15), 217—262.
- The Quaternary Research Group of the Kiso Valley and K. KIGOSHI, 1964: Radiocarbon Date of the Kiso-gawa Volcanic mudflows and its Significance on the Würmian Chronology of Japan, 地球科学, 71, 1—7.
- 八木貞助, 1921: クリストフォウイチ氏鑑定信濃産第三紀植物化石目録と其産地, 地質雑, 28, 265—272.
- 山田哲雄, 1968: 松本市北方の地震探査によって探られた糸魚川—静岡線, フォッサ・マグナ, 41—44.

The Quaternary Geology of the Matsumoto Basin, Central Japan

Matsumoto Basin Collaborative Research Group

(Abstract)

A wide-spread lake assumed to be larger than the recent Matsumoto Basin had existed in Early Pleistocene, and the Enrei Formation and its equivalent formations had been deposited in the lake. An extensively even erosion surface formed on the sediments in the latest Early Pleistocene is called the Ohmine geomorphologic surface.

After the formation of the Ohmine surface, the recent mountainous areas such as the Northern Japan Alps, Mt. Hachibuse, Mt. Utsukushigahara and so on had been upheaved, while the Matsumoto Basin area had been depressed and the Nashinoki Gravel Formation, the upper Middle Pleistocene,

had been deposited. The base of the Enrei Formation is 1,800 m above sea level in Mt. Hachibuse, while 700 m above sea level in the southern part of the Basin. The amount of upheaval of the mountainous areas can be estimated to be more than 1,000 m.

The Matsumoto Basin area had been depressed again in the middle part of the Upper Pleistocene (about 40,000 years B.P.) and the Hata Gravel Formation had been deposited. The amount of depression may be estimated to be about 150 m in the eastern periphery of the middle part of the Basin.