木曽山脈北部における最終氷期の 氷河の消長と編年

柳 町 治*

Glacial Fluctuations and Chronology during the Last Glacial Age in the Northern Part of the Kiso Mountain Range, Central Japan

Osamu YANAGIMACHI

Abstract

The glacial landforms, consisting of cirques, troughs, moraines, etc., are widely distributed in the vicinity of Mt. Kisokomagatake (2,956 m) in the northern part of the Kiso Mountain Range. They are obviously classified into the younger and fresh landforms and the older and dissected ones. The older ones are much more extensive than the younger ones. The author discussed the glacial fluctuations and chronology in the drainage basin of Nakagoshogawa east of Mt. Kisokomagatake, where glacial landforms are well preserved, in order to clarify the developmental period of these two types of glacial landforms (Fig. 1). Geomorphological data (Figs. 2, 11 and 12), geological data (Figs. 3 and 5), sedimentological data (Figs. 7~10, and Tab. 1) as well as tephrochronological data (Fig. 4 and Tab. 2) were examined to this purpose.

Since about 80,000 years B. P., three stages of glacial advance were revealed in the drainage basin of Nakagoshogawa. Consequently, they are included in the Last Glacial Age and are named, from older to younger, Nakagoshodani Stadial I, II and III, respectively. Glacial landform development during each stadial were quite different, as described below (Figs. 2 and 13):

1. Nakagoshodani Stadial I (80,000-45,000 years B.P.)

This stadial is characterized by the largest extension of glacier. Glacier, attained 100 m or more in maximal thickness, extended from the Senjojiki- and Gokurakudaira- Cirque to the east of Shirabidaira (1,790-1,600 m a.s.l.) over a horizontal distance of 2.5 to 3.0 km. Glacial snout was located approximately at 1,550 m a.s.l.. This glacial advance resulted in the formation of large trough (HG) below the above-mentioned cirques as well as the deposition of till (S-1 gravel bed) at Shirabidaira. The total thickness of till composed of ablation and lodgement till amounted to 50 to 60 m. Besides, lateral moraines were formed at Shirabidaira.

2. Nakagoshodani Stadial II (45,000-30,000 years B.P.)

Though glacier extended to Shirabidaira again, glaciation was limited in extension and

* 法政大学非常勤講師 Hosei University

magnitude rather than that of the Nakagoshodani Stadial I. Glacier is inferred to have been a maximum thickness of 50 to 70 m. Only the upper part of the trough was further denudated resulting in the formation of relatively small trough (MG) through this glacial advance. Ablation till (S-2 gravel bed), 20 to 30 m in maximum thick, was deposited and formed lateral moraines at Shirabidaira. End and lateral moraines (a, b) were also formed on the thresholds of both the Senjojiki- and Gokurakudaira- Cirque, preceded and accompanied by the retreat of glacier from Shirabidaira.

3. Nakagoshodani Stadial III (30,000-10,000 years B.P.)

Glaciation was much more limited in extension and magnitude than that of the Nakagoshodani Stadial II. The glaciers descending from both the Gokurakudaira-Cirque and the northern half of the Senjojiki-Cirque excavated in the Nakagoshodani Stadial I and II, attained only a maximum thickness of about 20 m. The glacial snouts were at about 2,290 m a.s.l.. The upper part of the trough, modified during the Nakagoshodani Stadial II, was further slightly denudated resulting in the formation of small trough (LG) through this glacial advance. The formation of lateral moraine (c) in the Senjojiki-Cirque was prior to that of the end and lateral moraines (d-o) in the trough. In the northwestern part of the Senjojiki-Cirque (A, B), glacier remained up to the latest stage.

Judging from the investigation in the drainage basin of Nakagoshogawa, it can be regarded that the older and younger glacial landforms obviously classified by the degree of dissection are relevant to the Nakagoshodani Stadial I and to Nakagoshodani Stadial III, respectively. Surface area and equilibrium-line altitude of glaciers, the altitude of glacial snouts, etc., during these two stadials are shown in Tab. 3.

I. はじめに

最近、日本アルプスのうち飛騨山脈では氷河地形と氷成堆積物の双方が綿密に検討された結果、氷河最拡大期は最終氷期後半 (KOBAYASHI 1958, 1965 など) ではなく、それ以前と考えられるようになってきた (小嶋ほか 1974; 深井 1975; 伊藤 1982; など)。こうした考えを町田 (1979), 町田・新井 (1979) らはテフロクロロジーの立場から裏付け、氷河最拡大期が約5万年前頃、すなわち最終氷期前半に相当することを明らかにした。これら最近の一連の研究は、基本的には五百沢 (1962, 1963) が提唱した「横尾氷期」の存在を実証したものとして注目されるが、事例数ならびに調査地域とも現段階では限られている。このため、氷河最拡大期に関する上記の考えが日本アルプス全域について成立するか否かは興味ある問題と言えよう。

氷河編年はこのような問題の解決に不可欠である。それゆえ、調査地域としては、明瞭な氷河地形・氷成堆積物が存在し、しかもその編年に有用な示標テフラの降下範囲内に位置していることが望ましい。この点を勘案し、今回、御岳火山 (3,063m) に近接する木曾山脈北部を調査地域として選んだ。本稿では、氷河の消長・編年を考察するとともに、この地域の氷河目録 (Inventory of glaciers) を作成しようと試みた。

II. 木曾山脈の氷河地形と調査地域の概要

木曾山脈の氷河地形は古くから知られ (大関 1917; SCHWIND 1937; 今村 1940 など)、幾つかの圈谷では、圈谷氷河の消長、編年ともかなり詳しく明らかにされてきた (小林ほか 1957; KOBAYASHI 1958; KOBAYASHI and SHIMIZU 1966; SHIMIZU 1972; など)。しかしながら、五百沢 (1963, 1966

Fig. 1 Younger and older glacial landforms in the northern part of the Kiso Mountain Range

など)が提唱した「旧期氷河地形」と「新期氷河地形」の解釈に代表されるように、この山脈の氷河地形研究には未解決の問題も少なくない。例えば、旧期氷河地形の実証例はこれまで一例(有井 1975)にすぎない。

第1図は、氷河地形認定のための空中写真判読法(五百沢 1963, 1966, 1970, 1974)、また五百沢(1966, 1979)が示した氷河地形分布図などを参考にして、木曾山脈北部・木曾駒ヶ岳(2,956m)一帯における新旧両氷河地形の分布をまとめたものである。ここは木曾山脈の他地域に比べ、大規模な氷河地形が密に分布する地域となっている。なかでも主稜東側の中御所川流域には、千畳敷、極楽平両カル、堆石堤、氷蝕谷など、規模・形態の点でこの地域を代表する新旧の氷河地形が良く保存されている。千畳敷カルは宝剣岳(2,931m)付近から東方に派出する前岳(2,833m)の尾根と南北性の主稜とによって囲まれた圏谷で、圏谷底末端は標高2,600m 付近にある。この圏谷と南側の極楽平カルに源を発する中御所川は標高1,590m 地点で、前岳東面を流下する横川と合流する。合流点は旧氷河地形の領域のほぼ末端に位置するが、この付近の谷はやや開けている。シラビ平はこのような谷の谷底部(標高1,600~1,790m)を占める台地である(第2図)。

五百沢(1963, 1972, 1979)は、中御所川流域には標高2,800m から1,800m にかけて、かつて谷氷河が存在していたと考え、シラビ平は、氷成堆積物がその堆積後、流氷によって再移動したもの、あるいは融氷河堆積物からなると推定した。これと類似した見解が小野・清水(1982)によって示されている。一方、有井(1964, 1968)は、シラビ平を構成するのは氷成堆積物であり、その堆積はシラビ平へ二度流下した谷氷河に起因すると指摘した。以上のように、シラビ平の堆積物はこれまで氷河との関連で論じられてきたが、成因について定説はみられない。

シラビ平~千畳敷、極楽平両カル間の中御所川流域は、地形と堆積物とに基づいて旧期氷河地形を実証し、さらに氷河の消長を明らかにするのに適した木曾山脈では数少ない流域の一つである。そこで調査

Fig. 2 Geomorphological map in the drainage basin of the Nakagosho-gawa
 1: Mt. Maedake 2: Mt. Hokendake 3: Yoko-kawa 4: Nakagosho-gawa 5: Senjojiki-Cirque 6: Gokurakudaira-Cirque 7: Ridge and peak 8: River system 9: Gorge 10: Younger scarp 11: Older scarp 12: Talus 13: Fossil periglacial smooth slope 14: Cliff 15: Cirque wall 16: Moraine 17: Lower glaciated part of trough 18: Middle glaciated part of trough 19: Higher glaciated part of trough 20: Glacially scoured terminal spurlet 21: Shirabidaira II Surface 22: Shirabidaira I Surface 23: Sampling point of pumice grains and wood fragments (Fig. 4) 24: Locations for geologic sections (Fig. 3)

はこの流域を中心に行ない、まずシラビ平の堆積物を検討した。

III. シラビ平の埋谷性礫層とその堆積面

シラビ平は堆積期を異にした新旧2層の埋谷性礫層から構成されている。旧期の埋谷性礫層はシラビ平の北半部を占め、新期のものは南半部を占める。このような礫層を本稿ではそれぞれシラビ平第1礫層(以下 S-1 礫層)、シラビ平第2礫層 (S-2 礫層) とよび、堆積面をそれぞれシラビ平 I 面 (S-I 面)、シラビ平 II 面 (S-II 面) とよぶ。

1) S-1 礫層と S-2 礫層 (第3図)

(1) S-1 礫層

前岳尾根南東支稜の先端は比高20m 以下の著しく丸味を帯びた小山脚 (terminal spurlet) となっている(写真1)。これを取り巻くようにして中御所川と横川沿いの谷を埋積しているのが S-1 礫層である。この谷の谷底が凹凸に富んでいるため、層厚変化は激しい。最大厚は50~60m に達する。礫は後述の S-2 礫層と同様、花崗閃緑岩礫 (以下 Gr 礫) と石英玢岩礫 (Qp 礫) からなり、ともに亜角礫を主体にしてい

Fig. 3 Geologic sections of Shirabidaira

1 : Upper member of Shirabidaira gravel bed 1 (Ablation till) 2 : Lower member of Shirabidaira gravel bed 1 (Lodgement till) 3 : Shirabidaira gravel bed 2 (Ablation till) 4 : Bedrock (Granodiorite) 5 : Moraine 6 : Glacially scoured terminal spurlet

る。このような S-1 礫層は層相により、ほぼ整合関係にある上部層と下部層に細分できる。

1. 上部層：層理はほとんど発達せず、また淘汰の極めて悪いルーズな部層である(写真2-U)。シルト～砂からなるレンズ状の薄層が部分的に挟まれており、そこではラミナが認められることがある。シルト～砂質のマトリックスは中御所川と横川の現河床堆積物のそれに比べやや細粒であり、茶褐色を呈している。Gr 礫には径1m以上のものが多く、最大礫の長径は9.5mに達する。一方、Qp 礫は最大のもでも径50cm程度で、10cm以下のものが卓越する。

両種の礫とも、表面の一部で粒状分解を生じていることがあるが、クサリ礫化しているわけではない。この点は下部層、S-2 礫層にも共通する。また粗大な Gr 礫には、表面に条溝、擦痕、白色シルト～粘土などを伴ったものがみられる。そのような礫の表面は滑らかで、稜は丸味を帯びていることが多い。この種の Gr 礫は下部層、S-2 礫層でも認められるが、下部層のものが最も明瞭である。

上部層は横川沿いでは厚く、ここでは S-1 礫層の大部分を占めるが、中御所川沿いでは最大厚6～8mにすぎない。この中御所川沿いの標高1,720m地点(第2図の×印)では、地表下1.7～3.5mの範囲から、散在する木片と径1mm程度の赤褐色軽石粒を採取した(第4図)。軽石粒は、角が取れ全体的に丸味を帯びたものと、全体的に著しく角ばったものとに大別できる。こうした形態上の差は、前者が AW 型(風送水中堆積型)であるのに対し、後者は AA 型(風送陸上堆積型)であるという産状の差を反映していると考えられる。

2. 下部層：淘汰の悪いことは上部層と同様であるが、幾つかの点で異なる。すなわち、マトリックスの多いコンパクトな部層であり、ごく部分的に発達する層理はやや明瞭である(写真2-L)。マトリックスも粘土～シルト質と細粒になり、全体的に灰色～青灰色を呈している。また Qp 礫はあまりみられず、最

大礫は径3cm程度である。Gr 礫の場合、最大礫は径2m程度で、これを除くと径60~80cmのものが卓越する。

層厚は中御所川沿いで10m以上、一方、横川沿いでは最大でも3m程度である。

(2) S-2 礫層

S-1 礫層堆積後に形成された谷を埋積する礫層である。S-1 礫層下部層に相当する部分は明瞭ではなく、全体的には上部層と類似した層相を示す。同礫層によって埋積された谷の谷底が凹凸に富むため、層厚変化は激しい。最大厚は30m以上に達する。

2) S-I 面と S-II 面

ともに、中御所川と横川沿いに、現流路とはほぼ平行するリッジを伴っている。最も明瞭なリッジは S-II 面の中御所川沿いのもので、最大高、最大幅はそれぞれ7m, 17mに達する(写真3)。こうしたリッジを構成するのは S-1 礫層上部層と S-2 礫層である(第3図-C, D)。

S-I 面の現河床からの比高は上流側で80~90m, 下流側では50~60mである。S-II 面の場合、それぞれ25~35m, 5~6mである。

IV. 埋谷性礫層の堆積の原因

1) S-1, S-2 両礫層の堆積様式

S-1 礫層と S-2 礫層がともに中御所川と横川の合流点付近に存在することは、礫層の供給が少なくともこれらの流域を通じて行われたことを意味する。Qp 礫は、前者では前岳岳根の稜線部から、一方、後者では前岳東面の最上部からそれぞれ供給されたとみなすことができる(第5図)。

さて、Gr 礫表面の擦痕・条溝には、縁辺部が著しく丸味を帯び、しかも滑らかであるという点で、少なくとも土石流、崩壊、積雪層の緩慢な移動(久野 1934; 今村 1940; など)、断層運動(柳町 1982)などに由来したとは思われないものが認められる。有井(1964, 1968)はそのような擦痕・条溝を持つ Gr 礫を氷蝕礫と認定し、また S-I, S-II 両地形面のリッジについては側堆石堤と解釈した。千畳敷、極楽平両カールの下方に位置するというシラビ平の場所的性格からみると、S-1, S-2 両礫層は既に指摘されている氷成堆積物、融氷河流堆積物あるいはこの種の堆石物に対して一般的に考えられている土石流堆積物のいずれかであろう。

S-1, S-2 両礫層の堆積に流水が関与したことは、ごく部分的また不明瞭であるにせよ、両礫層が層理、レンズ状薄層などを伴っていることから明らかである。しかしながら、両礫層を土石流堆積物、また融氷河流堆積物と解釈することには問題があるように思われる。すなわち、その場合、前章で述べた層相は充分説明できない。例えば、シラビ平より下流の中御所川流域では、斜面の崩壊に伴って発生した土石流の堆積物が各所で観察できる。こうした土石流堆積物においては、従来指摘されているように(町田 1959; 小橋ほか 1980など)、巨礫は表面に集中する傾向があり、表面には鱗状~ロープ状の高まりが存在するこ

Photo 1 Glacially scoured terminal spurlet (GS) north of Shirabidaira
Conspicuously rounded terminal spurlet can be seen behind the hut (below).

Photo 2 Outcrop of Shirabidaira gravel bed 1
U and L are Upper and Lower members of Shirabidaira gravel bed 1, respectively. In the latter graded bedding is recognized with difficulty.

Fig. 4 Columnar section of Shirabidaira gravel bed 1

1: Humus 2: Gravel 3: Sandy matrix 4: Pumice grains 5: Wood fragments 6: Poorly developed graded bedding 7: Silty matrix

とが多い。これに対し、S-1, S-2 両礫層ではそのような特徴は認められない。また逆に、S-1 礫層にみられる一種の逆グレーディング (reverse graded bedding: 第4図) は土石流堆積物には認められない。このことは融氷河流堆積物についても言えるようである (式 1974; 小嶋ほか 1974; など)。

ところで、S-1, S-2 両礫層によって埋積された谷それ自体の形態は、両礫層の規模 (例えば層厚) からみて、それぞれの礫層を堆積させた営力と深く関わっているものと推察される。ここで注目されるのは、二つの谷の谷底がともに凹凸に富み、しかも一部で上流側へ大きく逆傾斜していること、またシラビ平北西で S-1 礫層下に没する小山脚が著しく丸味を帯びていることである (第3図A~D)。このような特徴は、少なくとも中御所川と横川の現河床と、現河床付近の山脚には認められない。

以上のことからみると、流水が S-1, S-2 両礫層の堆積ならびに両礫層下の谷、すなわち埋没谷の形成に関与した主要な地形営力であったとは考え難い。すなわち、S-1, S-2 両礫層が土石流堆積物あるいは融氷河流堆積物である可能性は少ないと判断される。シラビ平における埋没谷谷底の凹凸および小山脚は他にあまり例をみないが、形態的にはそれぞれ、飛驒山脈白馬岳東方の水蝕谷階段 (小嶋ほか 1974)、同山脈槍穂高連峰大キレットカール周辺の氷蝕尾根 (式 1952) に類似する。またシラビ平自体の類似としては、槍穂高連峰槍沢の「二ノ俣堆石堤 (五百沢 1979)」を挙げることができよう。こうした点を検証するため、Qp 礫、Gr 礫さらに石英砂粒を対象に堆積物分析を行った。

2) 堆積物分析

(1) 礫の粒径分析

1 : S-1 礫層上部層の礫, 2 : S-2 礫層の礫, 3 : 化石周氷河性平滑斜面上の岩塊流の礫, 4 : カール壁における現成の凍結破碎礫 (Gr 礫のみ), 5 : 周氷河性砂礫地における現成の凍結破碎礫について, 計71地点で分析した(第6図-A, B)。分析方法は次の通りである。1~4については各地点ごとに10m×10mの区画を, また5については1m×1mの区画を設定し, 各区画の中から, 長径の大きいものから順に10個の礫を選んで長径と短径を測定した。区画の大きさ, サンプリングの仕方などについては柳町(1982)に準じた。

第7図, 第8図は, Qp 礫と Gr 礫について, 10個の礫の長径, 短径それぞれの平均値を各地点ごとに示したものである。それにより, Qp 礫の場合, 1と2は類似し, しかも両者は3より5に近いことが読みとれる。また Gk 礫については, 1~3が類似しており, これらが4, 5に比べはるかに粗大であることが分かる。以上のような結果の持つ意味を明確にするため, 砂礫の生産と密接な関係のある節理(小泉 1980)を調べた。

(2) 節理と礫径の関係

筆者は先に調査地域の南方, 檜尾岳地域の花崗閃緑岩に発達する節理について次のような知見を得た。すなわち, 節理はその間隔に基いて10²cm オーダー, 10¹cm オーダー, 10⁰cm オーダーの3タイプに分類できること, 前二者が系統的節理であるのに対し, 後者は非系統的節理であること, またこれら3タイプの節理は規模・形態からそれぞれA級節理, B級節理, C級節理(小泉・柳町 1982)に相当することなどである(柳町 1982)。同様なA~C級の各節理は調査地域の花崗閃緑岩でも認められる。一方, 石英玢岩の節理の規模は花崗閃緑岩より小さい。0.5×10²cm 以上, 0.5×10²cm 未満~10¹cm, 10¹cm 未満の間隔を示すものが花崗閃緑岩のA級, B級, C級の各節理に対応する。

さて, 4, 5の現成の凍結破碎礫は, 岩質にかかわらず大部分が長径, 短径ともB級, C級節理に制約されたジョイントブロックである。A級節理は檜尾岳地域と同様, 現在の礫生産にほとんど関与しておらず, 現在の環境下では安定した節理となっている。こうした節理と現成礫との関係から, 3の化石岩塊流の礫は Qp 礫, Gr 礫とも, 生産当初, 長径, 短径がそれぞれA級節理, A~B級節理に制約されたジョイントブロックであったと考える。ところで1, 2の S-1 礫層上部層と S-2 礫層の礫のうち, Gr 礫の場合, 給源域からの移動距離は3の Gr 礫のそれより長かったに違いない。それにもかかわらず両者の規模が類似することは, 生産当初, 前者が後者よりさらに粗大であったことを示唆する。1, 2の Gr 礫は長径, 短径ともA級節理に制約されて, 生産されたのであろう。一方, 1, 2の Qp 礫は5の Qp 礫と

Photo 3 Moraine (M) of Shirabidaira II Surface
The size reaches 7 m in maximum height, 17m in maximum width and 280m in length.

Fig. 5 Geological map of the investigated area (after MURAYAMA and KATA-DA 1957)

1: Quartz porphyrite 2: Granodiorite 3: Hornfels 4: Senjojiki-Cirque 5: Gokurakudaira-Cirque 6: Shirabidaira 7: Nakagoshogawa 8: Yoko-kawa 9: Nigori-sawa 10: Hinokio-zawa

同程度の大きさを示すが、移動距離は全く異なる。すなわち、前者の移動距離が水平距離にして2~3kmであるのに対し、後者は1m以下である(第5図, 第6図-A)。1, 2のQp礫の生産当初における規模は3のQp礫に匹敵したと思われる。

(3) 礫の形態分析

分析は1: 周水河性砂礫地内の現成の凍結破碎礫, 2: 現在安定した崖錐を構成する凍結破碎礫, 3: 堆石堤(今村 1940; KOBAYASHI 1958)の氷堆石, 4: 堆石堤を開析する小谷の谷床礫, 5, 6: 中御所川・横川の現河床礫, 7・8: S-1 礫層上部層・S-2 礫層の礫を対象に行った(第6図-C)。分析方法は次の通りである。3・4についてはGr礫のみを, また他のものについてはQp礫とGr礫を同一礫種につき100個ずつサンプリングした。礫は長径3~5cm程度のものに限った。次に, 適用例の多いCAILLEUX (1945) と REICHEL (1961) の手法に従って礫を分類した。結果を第9図, 第10図に示す。Qp礫がGr礫より角

の取れにくい礫であることは各ヒストグラムから読み取れるが, 著しい差は認められない。

1. CAILLEUX の手法 (第9図)

S-1 礫層上部層・S-2 礫層の礫(7, 8)は, 階級数が6~12と多い点では, 凍結破碎礫(1, 2), 氷堆石(3)より河成礫(4, 5, 6)に近い。しかしながら, 最大値が33~48%の値を示し, しかもこの最大値がほぼ第2階級に出現するという点では, 凍結破碎礫, 河成礫よりむしろ氷堆石に類似する。

2. REICHEL の手法 (第10図)

S-1 礫層上部層・S-2 礫層の礫は, 亜角礫(kg)が最頻礫で全体の半数を占める, また角礫(kt)と亜角礫の頻度の和が亜円礫(gr)と円礫(sr)のそれを上回る, などの特徴を持つ。このような点でシラビ平の礫は氷堆石と酷似し, 一方, 凍結破碎礫, 河成礫とは明らかに異なる。

(4) 石英砂粒表面組織

①~③: 濃ヶ池カルルおよび千畳敷カルル周辺の堆石堤を構成する ablation till, ④・⑤: S-1 礫層上部層, ⑥: S-1 礫層下部層, ⑦: S-2 礫層, の各マトリックスから径0.5~1.0mmの石英粒をそれぞれ20個ずつ選び出し(第6図-C), それらを走査型電子顕微鏡で観察した。試料作成法は小疇ほか(1978)に準拠し, また石英粒から堆積環境を推定する示標については KRINSLEY and DOORNKAMP (1973), 清水(1975), 小疇ほか(1978)などを参考にした。

検鏡の結果, ablation till では氷蝕起源と判定される石英粒が45~50%含まれていること, S-1, S-2 両礫層では同様な石英粒の含有率はさらに高く, 特に S-1 礫層下部層では70%に達すること, などが明らかになった(第1表, 写真4)。

3) S-1, S-2 両礫層の成因

礫の粒径分析の結果は, S-1, S-2 両礫層の礫の生産環境が現在とは異なり, 岩塊流の形成環境に近かったことを示している。木曾山脈の主稜線周辺域において, 現在安定しているA級節理が活発に開口し, そ

Fig. 6 Locations for grain size analysis (A, B), grain shape analysis (C) and quartz sand grain surface texture analysis (C)

A) Quartz porphyrite B) Granodiorite C) Quartz porphyrite and granodiorite

1: Upper member of Shirabidaira gravel bed 1 2: Shirabidaira gravel bed 2 3: Fossil periglacial smooth slope deposit 4: Present talus deposit 5: Present periglacial deposit in periglacial debris field 6: Mt. Hokendake 2,931m 7: Mt. Maedake 2,883m 8: Senjojiki-Cirque 9: Gokurakudaira-Cirque 10: Shirabidaira 11: Nakagoshogawa 12: Yoko-kawa 13: Mt. Kisokomagatake 2,956m 14: Nogaike-Cirque 15: Present periglacial deposit 16: Fossil talus deposit 17: Ablation till 18: Present ravine bed deposit 19: Present river bed deposit 20: Upper member of Shirabidaira gravel bed 1 and Shirabidaira gravel bed 2 21: Ablation till 22: Upper member of Shirabidaira gravel bed 1 23: Lower member of Shirabidaira gravel bed 1 24: Shirabidaira gravel bed 2

れによって大量に生産された粗大な岩塊が岩塊流を形成したのは最終氷期である(小泉・柳町 1982, 柳町 1982)。一方、礫の形態分析の結果は、S-1, S-2 礫層がともに氷成堆積物であることを示す。それらのヒストグラムは、REICHEL (1960, 1961), HÖLLERMANN (1971) らがアルプス地域の堆石堤について明らかにしたものとも調和的である。また石英砂粒表面組織の分析に関し、小嶋ほか (1974, 1978), 清水 (1975), 伊藤 (1982) らは、1 サンプル15~20個の石英粒のうち氷蝕起源のものが45~60%以上含まれる場合、堆積物を氷成堆積物とみなしたが、こうした条件をS-1, S-2 礫層は充分満たしている。これら3つの堆積物分析の結果は矛盾しておらず、いずれもシラビ平の堆積物が氷成堆積物であることを裏付けている。

以上、地形、堆積物双方の検討結果から、S-1, S-2 礫層はともに氷成堆積物であり、それによって埋積された谷ならびに小山脚は氷蝕地形であると考えられる。前述のS-1 礫層の層相は上部層、下部層をそれぞれ ablation till, lodgement till と解釈することにより最も合理的に説明できよう。またS-I, S-II面のリッジは堆石堤(側堆石堤)とみなしてさしつかえないであろう。

Fig. 7 Grain size analysis (Quartz porphyrite)
1-4 : same as 1-3 and 5 in Fig. 6-A

Fig. 8 Grain size analysis (Granodiorite)
1-5 : Same as 1-5 in Fig. 6-A

Fig. 9 Grain shape analysis after CAILLEUX-method (CAILLEUX 1945)
A : Quartz porphyrite B : Granodiorite 1-8 : Same as 15-20 in Fig. 6-C

V. 中御所川最上流域の氷河地形と氷河の消長

シラビ平における S-1, S-2 礫層の存在は、氷河が少なくとも中御所川と横川の両流域で発達し、2 度にわたってシラビ平で合流したことを意味するが、その際、次の 2 点に留意する必要がある。第 1 点は、明瞭な lodgement till を伴っているのは S-2 礫層ではなく S-1 礫層であること、第 2 点は、S-1, S-2 礫層においては、プッシュモレーンで知られているような断層・褶曲構造（例えば式 1973）が認められないことである。前者は氷蝕作用の差、すなわち S-2 礫層より S-1 礫層を堆積させた氷河の方が氷蝕作用は強力であったことを示唆しよう。一方後者については、S-1 礫層堆積後に発達した氷河が同層をプッシュしなかったことに起因すると考えられる。S-1, S-2 礫層堆積期の間には河谷の形成期が介在しており、S-2 礫層を堆積させた氷河は、S-1 礫層堆積後に発達した河谷に沿って流下したのであろう。

本章では、上記の点を考慮し、千畳敷・極楽平カール～シラビ平間の氷河地形に基づいて氷河の消長を考察する。中御所川流域でこれまで氷河地形と認められてきたのは、千畳敷・極楽平カールとカール末端付近の堆石堤であるが（大関 1917；SCHWIND 1937；今村 1940；小林ほか 1957，KOBAYASHI 1958；吉川ほか 1973；など）、カールの下方には氷蝕谷が続き、その内部には堆石堤も存在する（第 2 図）。

1) 氷河地形

(1) カール

千畳敷カール、極楽平カールともカール壁は平面的には幾つかの弧が連なったものとして表現される。カール壁の上方は、落石溝（Steinschlagrinne）が密に発達した急崖であることが多いが、千畳敷カール北

Fig. 10 Grain shape analysis after REICHELTL-method (REICHELTL 1960)

A : Quartz porphyrite B : Granodiorite 1-8 : Same as 15-20 in Fig. 6-C

Table 1 Quartz sand grains surface texture analysis

Sampling point (Fig. 6-c)	Deposit	Content of glacial quartz sand grains in %
①	Ablation till	45
②	Ablation till	45
③	Ablation till	50
④	Upper member of Shirabidaira gravel bed 1	50
⑤	Upper member of Shirabidaira gravel bed 1	60
⑥	Lower member of Shirabidaira gravel bed 1	70
⑦	Shirabidaira gravel bed 2	60

200μm

66μm

Photo 4 Glacial quartz sand grain

This grain was taken from the lower member of Shirabidaira gravel bed 1. The entire grain is irregular; the edges are sharp and show no signs of rounding, as with all glacial grains. The conchoidal breakage patterns are varied in size and shape; they are also irregularly distributed.

期のモレーン」,「中央のモレーン」とよんだものはそれぞれ堆石堤 a・b, 堆石堤 c に相当し, また「モレーン状の丘」は堆石堤 d~o をさすように思われる。

東部, 極楽平カール南部などのように化石周氷河性平滑斜面(柳町・小泉 1977; 小泉・柳町 1982)となっている所もある。

カール壁のうち, その形態から氷河が最も遅くまで残存していたと判断できるのは宝剣岳周辺のカール壁 A, B である。特にカール壁 B は千畳敷カールにおける double glaciation を示唆している(小林ほか 1957)。これに対し, 千畳敷カールでも北東部のカール壁は上縁部が極めて不明瞭である。これは, 周氷河性平滑斜面の発達に伴ってカール壁の上縁部が著しく破壊されたことに起因しよう。また千畳敷カールでは, 堆石堤 C を境にカール底高度が若干異なる。すなわち, 北側のカール底は南側に比べ最大 10 m 程度低い。これも同カールにおける氷蝕作用が一様ではなかったことの証左と考えられる。

(2) 堆石堤

堆石堤 a~o は標高 2,650~2,300m にかけて分布する。堆石堤を構成する ablation till はいずれもシラビ平の ablation till と同様な層相を示す。堆石堤 b, n では氷蝕起源の石英砂粒が 45~50% 検出された(第 1 表)。ablation till は堆石堤 b のものが最も厚く, 最大厚は 10m 以上に達する(小林ほか 1957)。小林ほか(1957)が「氷蝕最盛

さて、千畳敷カール末端付近の堆石堤は規模、位置などに基づいて a~b, c, g~k の3タイプのものに大別できる。すなわちこの順で規模は小さくなる。また堆石堤 c 以北の低いカール底は標高2,570m 以下では浅い凹型の横断形を示す谷となるが、a~b はこの谷と直交する谷柵 (Riegel) の上にある。これに対し c, g~k はそれぞれ谷の上縁部、谷底部に位置している。

小林ほか (1957) は c, g~k を、千畳敷カール北半部の氷河が縮小する過程でほぼ同時期に形成されたものと考えた。しかしながら、上記のように両者の位置は明らかに異なっており、この点からみると、c の形成は g~k より古いと判断される。b と c については小林ほか (1957) の指摘通り、前者の形成が後者に先行していた可能性が高い。これは、c が b の北東端に付着し、その上、高度的に b の下位に位置することからうかがえる。また a, b は、ほぼ同高度に位置すること、千畳敷カールと極楽平カールの会合部で合体していることなどから、同時期の所産とみなしてさしつかえないであろう。以上のことから、千畳敷カール末端付近の堆石堤については、a~b, c, g~k の順で形成されたと考える。

千畳敷・極楽平カール下方の堆石堤のうち、d~f は g~i と同程度の規模を持ち、しかもこれらの下方延長上に分布する。一方、l~o は d~f と同程度の規模を示すものの、むしろ a の下方延長上にある。ただし、a が極楽平カール下方の谷の左岸上縁部に位置するのにに対し、l~o はいずれもこの谷の谷底部付近に位置している。これらのことは、d~f の形成が g~i とともに千畳敷カール北半部で発達した氷河の消長と関連づけられ、一方、l~o の形成は a 形成以降の、極楽平カールにおける氷河の消長と関連づけうることを示唆しよう。ところで、k と d~j を詳しくみると、前者は弧状をなしており、直線状の後者とは明らかに形態を異にしている。両者のこのような形態上の差、規模、位置などから、d~j は千畳敷カール北半部で発達した氷河の全般的な後退過程で形成された一連の側堆石堤であり、k はその後やや拡大した小規模な氷河の前面に形成された端堆石堤と考える。l~o は、極楽平カールで発達した氷河の全般的な後退過程で形成された側堆石堤であろう。a・c と b は、カール壁との位置関係からみると、それぞれ側堆石堤、端堆石堤である可能性が高い。

(3) 氷蝕谷

現河床付近の谷は規模にかかわらずなく、いずれもほぼV字型の横断形を示す。典型例は標高2,290m 以下で発達するV字谷であり、最大深は50m 以上に達する。このような谷の上縁部は左右両岸とも明瞭な傾斜変換線として認められることが多い。

連続性の良い傾斜変換線は現河谷の上方にも存在する。その高度は左右両岸でほぼ等しく、標高2,290m 付近では現河床の約100m 上方で認めることができる。これは上流側へは千畳敷・極楽平カールの末端部に達し、一方、下流側のシラビ平では氷蝕小山脚の数10m 上方に位置する(第11図)。この傾斜変換線によって復元される谷は、S-1・S-2 礫層下の谷と同様な起伏を持ち、また全体として凹型の横断形を示すなど、V字谷とは著しく形態を異にしている(第12図)。それゆえ、このような現河谷上方の谷を氷蝕谷と考える。傾斜変換線は氷蝕谷の上縁部 (Trogrand) を連ねた線に相当しよう。

さて、氷蝕谷は内部に存在する小崖によってほぼ3つの部分に区分できる。現河床からの比高の大きい順にそれぞれ高位氷蝕部(以下 HG)、中位氷蝕部 (MG)、低位氷蝕部 (LG) とよぶ(第2図)。規模はこの順で小さくなる。HG が標高2,490~2,290m 以低を占めるのに対し、MG と LG はそれぞれ高を占め、ともに千畳敷・極楽平カール末端部に連なる。LG には千畳敷カール北半部直下のものと極楽平カール中央部直下のものがあり、それぞれ MG の北側、MG 内の谷底部に位置している。こうした LG, MG の平面形の特徴は、ともに下部が先細りしていることである。このため、MG は LG によって、また HG は MG によって、それぞれの上部に楔を打ち込まれたような外観を呈している。

以上のような HG~LG の規模、位置、平面形態などから、これらは同時期の所産ではなく、HG, MG, LG の順で形成されたことが読み取れよう。HG 形成当時、MG と LG は存在せず、HG は千畳敷・極楽平カールの末端部に直接連続していたと考える。MG は、HG の最上部がその後の氷蝕によって

Fig. 11 Longitudinal profile along the Nakagosho-gawa

1: Senjojiki-Cirque 2: Higher glaciated part of trough 3: Middle glaciated part of trough 4: Lower glaciated part of trough 5: Glacially scoured terminal spurlet 6: Shirabidaira I Surface 7: Shirabidaira II Surface 8: Locations for cross section of trough (Fig. 12)

till の存在などからみると、中御所谷 I 期である。ところで、シラビ平は第12図では断面 F~G 間に位置するが、シラビ平の下流側、標高1,550m 付近の狭窄部（断面 G）には HG の上限線をはじめ氷蝕作用の形跡は認められない。このことは、中御所谷 I 期の氷河がこの狭窄部を越えなかったことを示唆しよう。また中御所谷 III 期の氷河については、堆石堤の位置・配列からみて、標高2,290m 付近まで達したものと考える。以下、各時期ごとに氷河の消長をまとめる。

(1) 中御所谷 I 期

氷河最拡大期である。千畳敷・極楽平カールで発達した氷河はカール直下から HG を形成しつつ、水平距離にして2.5~3.0km 流下し、シラビ平において、前岳東面で発達した氷河と合流した。この過程で前岳尾根南東支稜末端部は削磨され、著しく丸味を帯びるようになった（氷蝕小山脚の形成）。氷厚は最大

最大15~20m 掘り込まれた部分であり、また LG は MG 形成以降、その一部がさらに最大10m 程度掘り込まれた部分に相当しよう。

ところで LG と堆石堤 c, d~j, l~o には密接な位置関係が認められる。すなわち、各堆石堤は LG の内部、縁辺部あるいは延長上のいずれかに位置している。それゆえ LG は、これらの堆石堤を形成した氷河の拡大過程で形成されたと考える。一方 HG の場合、その谷底部はシラビ平においては、S-2 礫層よりむしろ S-1 礫層下の谷の谷底部と高度的に連続する（第3図、第11図）。このことは、S-1 礫層を堆積した氷河の拡大過程で HG が形成されたことを意味しよう。こうしてみると、MG の形成は S-2 礫層の堆積と関連づけざるを得ない。堆石堤 a・b が MG の上端部に位置することは、MG を形成した氷河がシラビ平では、S-I 面を開析した河谷に沿って流下し、そこに S-2 礫層を堆積させた後、千畳敷・極楽平カールへ後退したことを示していよう。

2) 氷河の消長

HG と S-I 面、MG と S-II 面さらに LG と堆石堤 c~j, l~o それぞれの形成は、中御所川流域に氷河の拡大・縮小期が3期存在したことを意味する。こうした氷河の拡大・縮小期をそれぞれ中御所谷 I 期、中御所谷 II 期、中御所谷 III 期とよぶ。氷河最拡大期は、氷蝕地形・氷成堆積物の規模、また明瞭な lodgement

100m 程度に達したものと推察される(第12図)。氷河の後退過程で、シラビ平には lodgement till と ablation till からなる S-1 礫層が堆積し、側堆石堤も形成された(S-I 面の形成)。その後、S-I 面は流水によって開析され、中御所川と横川沿いには河谷が発達した。

(2) 中御所谷Ⅱ期

再び氷河が拡大したものの、中御所谷Ⅰ期の氷河に比べると、氷蝕作用は弱かった(MG の形成)。しかしながらこの氷河は、シラビ平の上記の河谷において、前岳東面の氷河と再度合流した。ここにはほぼ ablation till のみからなる S-2 礫層を堆積させ、また側堆石堤を形成した後(S-II 面の形成)、氷河は千畳敷・極楽平カルドへ後退し、その末端部付近に側堆石堤 a と端堆石堤 b を形成した。

(3) 中御所谷Ⅲ期

千畳敷カルド北半部と極楽平カルドで発達した最大厚20m 程度(第2図、第12図)の氷河は、MG の一部をわずかに掘り込んで LG を形成し、標高2,290m 付近まで流下した¹⁾。この時期に千畳敷カルドでは側堆石堤 c が形成され、これと端堆石堤 b に囲まれた凹地には堆石堤湖(小林ほか 1957)が発達した。その後、氷河は一連の側堆石堤 d~j, l~o を形成しつつ後退したが、千畳敷カルド北半部では小規模な氷河が再び発達した。この氷河は端堆石堤 k を形成した後、後退し、千畳敷カルド北西部に遅くまで残存した。

Fig. 12 Cross section of the drainage basin of Nakagoshogawa

1: See Fig. 11 2: Higher glaciated part of trough
3: Middle glaciated part of trough 4: Lower glaciated part of trough 5: Moraines 6: Shirabidaira

VI. 氷河編年と氷河目録

1) S-1 礫層と大泉礫層、種子柴礫層との関係

中御所川は天竜川に注ぐ太田切川の一支流であるが、この太田切川の下流部には、扇状地性礫層の大泉礫層と種子柴礫層 1・2 (SHIMIZU 1972) からなる赤穂扇状地が広がる。両礫層の堆積期は、前者が Pm-I (御岳第1軽石層) 降下以前であるのに対し、後者は Pm-I 降下前後~Pm-V (御岳第5軽石層) 降下以前である(小林ほか 1971; SHIMIZU 1972; など)。ところで、S-1 礫層上部層に AA 型の赤褐色軽石粒が散在することは、ablation till 堆積中に軽石粒が降下・堆積したことを意味している。鉱物

注1) 今村(1940)は、千畳敷カルド南半部の堆石堤 b は形成当時、北東へさらに延びていたが、この部分は後の流水作用によって消失したと考えた。しかしながら、堆石堤 b の北東延長部は堆石堤 g~i を伴う LG によって占められており、その上、LG を開析するガリー、小谷などの規模は LG に比べはるかに小さい(第2図、第12図)。それゆえ、堆石堤 b がかつて北東へさらに延びていたとしても、その部分の消失は流水作用ではなく、むしろ氷河の前進に起因すると考える。

Table 2 Mineral composition of pumice grains

Sample	Qu	Or+Pl	Bi	Ho	Au	Hy	Ma	Others	Total
1	38.0	35.0	19.5	—	1.0	5.0	—	1.5	100.0
2	37.5	29.5	20.5	2.0	0.5	7.0	0.5	2.5	100.0
3	—	54.9	—	—	10.2	14.6	16.4	4.0	100.1

Qu: Quartz Or: Orthoclase Pl: Plagioclase Bi: Biotite Ho: Hornblende
 Au: Augite Hy: Hypersthene Ma: Magnetite

Fig. 13 Glacial fluctuations and chronology

い。このような風化程度の差を生じた原因は幾つか考えられるが、堆積後の経過時間が最も重要であろう。大泉礫層より古い高尾礫層では、礫の風化はさらに著しい(礫野 1971; SHIMIZU 1972)。

S-1・S-2 礫層の Gr 礫は上記の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩礫に相当する。第三章で述べたこの礫の風化程度は、大泉礫層ではなく、神子柴礫層 1・2 の同種の礫の風化程度と酷似している。以上の点からみると、S-1 礫層の下部層は上部層とともに大泉礫層堆積後に堆積したと言えよう。S-1 礫層は神子柴礫層 1 と同時異相の関係にある可能性が強い。

分析の結果(分析者:海野芳聖氏), この軽石粒は Pm-IV (御岳第 4 軽石層)と判明した(第 2 表)²⁾。したがって、S-1 礫層上部層は神子柴礫層 1 の少なくとも中部~上部に対比できる。

さて、赤穂扇状地の大泉礫層と神子柴礫層 1・2 はともに、太田切川流域の中粒・粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩、細粒黒雲母花崗岩、縞状片麻岩、片状ホルンフェルス(村山・片田 1957)などの礫を主要な構成礫としているが、両礫層の礫の風化程度には著しい差がある。すなわち、神子柴礫層 1・2 の礫がいずれもほぼ新鮮とみなせるのに対し、大泉礫層の場合、礫は一般的に風化している。特に上記の花崗閃緑岩と花崗岩の礫の風化は進んでおり、完全にクサリ礫となったものも多い。

2) 小林ほか(1957)の調査結果からみると、サンプル 1・2 の石英、黒雲母などは花崗閃緑岩に由来するものと考えられる。なおサンプル 3 は、海野芳聖氏が信州ロームの模式地(伊那東部中学校北側切り取り部)で採取した Pm-IV である。

Table 3 Inventory of the glaciers during Nakagoshodani Stadial I (101-) and Nakagoshodani Stadial III (201-)

Locality	No. of drainage basin	No. of glacier	Altitude of the highest summits around the nourishment area	Altitude of the glacial snouts (m)	Area of glaciers (km ²)	Equilibrium-line altitude (m)
The west slope of main-divide	01	101	2,721	2,230	0.031	2,360
		102	2,721	2,170	0.079	2,420
		103	2,920	1,890	1.226	2,300
		104	2,956	1,930	0.826	2,370
		105	2,775	2,330	0.060	2,470
		106	2,710	2,380	0.077	2,480
		107	2,730	2,530	0.021	2,580
		108	2,730	2,370	0.073	2,540
		109	2,725	2,360	0.047	2,470
		110	2,700	2,260	0.094	2,380
		201	2,721	2,240	0.143	2,360
		202	2,676	2,410	0.051	2,480
		203	2,920	2,260	0.294	2,440
		204	2,956	2,470	0.104	2,580
	02	101	2,721	2,170	0.206	2,375
		101	2,956	2,000	0.809	2,540
	03	102	2,700	2,500	0.017	2,550
		103	2,740	2,430	0.046	2,530
		104	2,846	2,390	0.096	2,540
		105	2,720	2,480	0.021	2,520
		106	2,846	2,510	0.034	2,630
		107	2,740	2,420	0.033	2,510
		201	2,810	2,460	0.024	2,550
		202	2,790	2,450	0.022	2,530
		203	2,840	2,650	0.021	2,700
		204	2,920	2,130	0.056	2,310
		205	2,900	2,200	0.073	2,350
		206	2,931	2,590	0.009	2,610
		207	2,860	2,600	0.013	2,640
		208	2,800	2,590	0.014	2,625
		209	2,690	2,500	0.010	2,530
		210	2,846	2,570	0.053	2,640
	04	101	2,800	2,290	0.111	2,460
		102	2,880	2,040	1.621	2,430
		201	2,820	2,620	0.012	2,675
		202	2,846	2,600	0.030	2,650
		203	2,830	2,600	0.024	2,635
		204	2,880	2,430	0.140	2,500
	1	101	2,720	2,300	0.017	2,480

Table. 3 つづき

Locality	No. of drainage basin	No. of glacier	Altitude of the highest summits around the nourishment area	Altitude of the glacial snouts (m)	Area of glaciers (km ²)	Equilibrium-line altitude (m)
The east slope of main-divide	2	101	2,730	2,150	0.621	2,460
		102	2,550	2,250	0.044	2,350
		103	2,956	1,720	3.022	2,330
		201	2,750	2,540	0.054	2,580
		202	2,820	2,430	0.200	2,600
		203	2,925	2,570	0.132	2,690
	3	101	2,931	1,570	2.474	2,120
		201	2,931	2,750	0.020	2,760
		202	2,931	2,250	0.316	2,550
		203	2,711	2,020	0.107	2,230

2) 中御所谷 I, II, III 期の編年

Pm-I の FT 年代は約 8 万年前である(町田・鈴木 1971)。したがって、S-1 礫層が堆積した中御所谷 I 期はそれ以降とみなすことができる。また Pm-IV の年代は、テフラ層序が確立されるのに伴って、最近では 4 万～5 万年前頃と考えられるようになってきた(町田 1979; 町田・新井 1979; 新井・町田 1980; など)。本稿でもこの値を採用する。さらに小林ほか(1957), KOBAYASHI(1958, 1965), SHIMIZU(1972), 町田ほか(1975), 町田・新井(1976)などの成果を参考にして氷河の消長をまとめると第13図のようになる。

氷河の最拡大期である中御所谷 I 期(8 万～4.5 万年前), 中御所谷 II 期(4.5 万～3 万年前), 中御所谷 III 期(3 万～1 万年前)はそれぞれ 5 万年前, 4 万年前, 2 万年前を中心にすると考えられる。前二者は最終氷期前半の亜氷期, 一方後者は最終氷期後半の亜氷期とみなしてさしつかえないであろう。

小林ほか(1957)が提唱した「駒氷期」は中御所谷 II 期末期と中御所谷 III 期を包括するものであり, これら両期はそれぞれ「駒氷期 I」, 「駒氷期 II」(KOBAYASHI 1958)に対比される。五百沢(1963, 1966 など)の「旧期」, 「新期」はそれぞれ中御所谷 I・II 期, 中御所谷 III 期に包括されよう。また「池の平氷期あるいは熊沢氷期(KOBAYASHI and SHIMIZU 1966; SHIMIZU 1972; など)」は中御所谷 I, II, III 期を包括する。

3) 氷河目録

以上のような中御所川流域での調査結果からみると, 木曾山脈北部における旧期氷河地形と新期氷河地形の拮ぎりはそれぞれ中御所谷 I 期, 中御所谷 III 期に決定されたものと考えられる。第 3 表には, 第 1 図に基づいて中御所谷 I 期(5 万年前頃)と中御所谷 III 期(2 万年前頃)の氷河(それぞれ 101～, 201～)の諸元, すなわち, 涵養域の最高点高度, 氷舌端高度, 氷河面積, 平衡線高度(地形的雪線高度)などを示した。そのうち, 平衡線高度は PORTER(1975)の方法に従って算定したもので, 氷河ごとに hypsometric curve を描き, 涵養域と消耗域の面積比が 2 : 1 となる高度を平衡線高度とみなした。

VII. まとめと今後の課題

木曾山脈北部における氷河最拡大期, 旧期および新期氷河地形の形成期などを明らかにし, またこの地域の氷河目録を作成することを目的として, 中御所川流域を調査した。結果は次のようになる。

1) 中御所川流域では約 8 万年前以降, 5 万年前, 4 万年前, 2 万年前を中心とする亜氷期が 3 期存在した。古いものから中御所谷 I 期(8 万～4.5 万年前), 中御所谷 II 期(4.5 万～3 万年前), 中御所谷 III 期

(3万年～1万年前)とよぶ。前二者は最終氷期前半の、一方、後者は最終氷期後半の亜氷期である。これらのうち、氷河最拡大期は中御所谷Ⅰ期に相当する(第13図)。

2) 木曾山脈北部の旧期氷河地形と新期氷河地形の拮ぎりはそれぞれ中御所谷Ⅰ期、中御所谷Ⅲ期に決定されたものとみなすことができる。第1図に基づいて、両期の氷河ごとに涵養域の最高点高度、氷舌端高度、氷河面積、平衡線高度などをまとめた(第3表)。

第3表によると、中御所谷Ⅲ期の氷河面積は中御所谷Ⅰ期の約6分の1にすぎない。また中御所谷Ⅰ期の平衡線高度は主稜の東側で2,350m 西側では標高2,470m と見積ることができるが、中御所谷Ⅲ期にはそれぞれ標高2,570m、標高2,540m とわずかながらも上昇したことが分かる。このような変化は植生—地形帯の垂直分布に大きな影響を及ぼしたものと推察される。この問題については稿を改めて論ずる。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、筑波大学在学中御指導を賜った谷津栄壽先生(現、上越教育大)、絶えず御批判・御助言下さった大森博雄先生(東京大)・小泉武榮先生(東京学芸大)に深く感謝いたします。岩田修二先生(都立大)には終始御教示をいただき、小嶋尚・杉原重夫両先生(明治大)には走査型電子顕微鏡による石英粒の分析に際し種々便宜を計っていただいた。また海野芳聖氏(国土地理院)には心よく鉱物分析を引き受けていただき、寒冷地形談話会の相馬秀広(東京大・研)、伊藤真人(筑波大)、松岡憲知(筑波大・院)の各氏からは有益な御意見をいただいた。以上の方々、ならびにこの調査のきっかけを与えて下さった有井琢磨先生(東京学芸大)に厚く御礼申し上げます。

本稿の骨子は1975年度、1982年度日本地理学会春季学術大会で発表した。

引用文献

- 新井房夫・町田 洋(1980):日本のテフラ・カタログⅠ—西日本～東北地方の第四紀後期示標テフラの岩石記載の性質—。軽石学雑誌, **6**, 65-76.
- 有井琢磨(1964):木曾山脈の断層地形と氷蝕地形。地理評, **37**, 676.
- (1968):木曾・赤石両山脈における中位置氷河作用。地理評, **41**, 379-380.
- (1975):木曾山脈褶皺窪付近の氷河地形。式 正英編著:「日本の氷期の諸問題」古今書院, 29-43.
- CAILLEUX, A. (1945): Distinction de galets marin et fluviaux. *Bull. Soc. Géol., France*, **15**, 375-404.
- 深井三郎(1975):北アルプスの氷河地形の形成とその形成期。式 正英編著:「日本の氷期の諸問題」古今書院, 1-14.
- HÖLLERMANN, P. (1971): Zurundungsmessungen an Ablagerungen in Hochgebirge. *Zeitsch. f. Geomorph., Supple.*, **5**, 59-72.
- 今村学郎(1940):「日本アルプスと氷期の氷河」。岩波書店, 162pp.
- 五百沢智也(1962):槍・穂高連峰付近の最低位堆石堤について。地理評, **35**, 652-653.
- (1963):写真判読による日本アルプスの氷河地形。地理評, **36**, 743.
- (1966):日本の氷河地形。地理, **11**, 3, 24-30.
- (1970):後立山連峰北部の氷河地形。山と博物館, **15**, 10, 2-4.
- (1972):アルプス3000m(付図)。岳人別冊, 48-49.
- (1974):空からの氷河地形調査。地理, **19**, 2, 38-50.
- (1979):「鳥瞰図譜, 日本アルプス」。講談社, 190pp.
- 磯野朝雄(1971):伊那谷の段丘地形。地理学報告, **36・37**, 123-127.
- 伊藤真人(1982):北アルプス南部, 蒲田川, 右俣谷の氷河地形。地学雑誌, **91**, 88-103.
- 小嶋 尚・杉原重夫・清水文健・下川和夫(1978):氷河堆積物中の石英砂粒表面組織。明大人文学研究所紀要, **17**, 1-10.
- ・——・宇都宮陽二郎・岩田修二・岡沢修一(1974):白馬岳の地形学的研究。駿台史学, **35**, 1-86.
- 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.
- ・森 義直・原田哲朗・河内晋平 (1957) : 中央アルプス氷蝕圈谷底の堆積物とその地史的意義. 地質学雑誌, **63**, 9-25.
- KOBAYASHI, K. (1958) : Quaternary glaciation of the Japan Alps. *Jour. Fac. Lib. Art. Sci., Shinshu Univ.*, **8**, 13-67.
- (1965) : Problems of late Pleistocene history of central Japan. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, **84**, 367-391.
- KOBAYASHI, K. and SHIMIZU, H. (1966) : Significance of the Ikenotaira interstadial indicated by moraines on Mt. Kumazawa of the Kiso Mountain Range, Central Japan. *Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, **1**, 97-113.
- 小橋澄治・中山政一・今村遼平 (1980) : 土砂移動現象の実態. 武居有恒監修 : 「地すべり・崩壊・土石流」鹿島出版会, 28-64.
- 小泉武栄 (1980) : 高山の寒冷気候下における岩屑の生産・移動と植物群落. IV. 木曾山脈檜尾岳付近の現成および化石周氷河斜面の風衝植生. 日生態会誌, **30**, 245-249.
- ・柳町 治 (1982) : 木曾山脈主稜部における周氷河性岩屑生産. 第四紀研究, **20**, 281-287.
- KRINSLEY, D. H. and DOORNKAMP, J. C. (1973) : *Atlas of quartz sand surface textures*. Cambridge Univ. Press, 91pp.
- 久野 久 (1934) : 上越山岳地方における岩石面の擦痕とその成因について. 地質学雑誌, **41**, 681-691.
- 町田 洋 (1959) : 安部川上流部の堆積段丘—荒廃山地にみられる急速な地形変化の一例—. 地理評, **32**, 520-531.
- (1979) : 信濃川上流と姫川の自然. 松本砂防工事事務所記念論文集, 1-77.
- ・新井房夫 (1976) : 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, **46**, 339-347.
- ・—— (1979) : 大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, **88**, 313-330.
- ・松島義章・今永 勇 (1975) : 富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神懸断層の変動について—. 第四紀研究, **14**, 77-90.
- ・鈴木正男 (1971) : 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年—フィッショントラック法による試み. 科学, **41**, 263-270.
- 村山正郎・片田正人 (1957) : 五万分の一地質図幅「赤穂」および同説明書. 地質調査所, 45pp.
- 小野有五・清水長正 (1982) : 木曾駒ヶ岳周辺の氷河地形. 地理予, **21**, 60-61.
- 大関久五郎 (1917) : 木曾駒ヶ岳頂上の地貌. 地質学雑誌, **24**, 511-522.
- PORTER, S. C. (1975) : Equilibrium—line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quatern. Res.*, **5**, 27-47.
- REICHEL, G. (1960) : Zur Frage einer Rissvereisung des Südschwarzwaldes. *Erdk.*, **14**, 53-58.
- (1961) : Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode. *Peter. Mitt.*, **105**, 15-24.
- SCHWIND, M. (1937) : 昭和11年夏期の中央及び南アルプス旅行に於ける観察. 地理評, **13**, 405-409.
- 式 正英 (1952) : 北穂高岳北側斜面の氷蝕地形. 地理評, **25**, 448-457.
- (1973) : カナダ北極のトンプソン氷河のプッシュ・モレン. 地学雑誌, **82**, 232-245.
- (1974) : 中央日本山地における洪積世氷期の堆積段丘. 第四紀研究, **12**, 203-210.
- 清水文健 (1975) : 白馬岳松川谷における氷河堆積物中の石英砂粒表面組織. 式 正英編著 : 「日本の氷期の諸問題」古今書院, 57-71.
- SHIMIZU, H. (1972) : Late Pleistocene glaciation and terrace topography in the Ina Valley, Central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mem.*, **39**, 1-64.
- 柳町 治 (1982) : 木曾山脈・檜尾岳南西方の線状凹地. 地理評, **55**, 258-273.
- ・小泉武栄 (1977) : 木曾山脈の主稜部付近における新期テクトニック地形について (2). 地理予, **12**, 84-85.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973) : 「新編日本地形論」東大出版会, 415pp. (1982年11月19日受理)