

Chronological Study of Glacial Advances Based on the Weathering-Rind Thickness of Morainic Gravels in the Northern Part of the Central Japan Alps

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-02 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.24517/00000031

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 3.0 International License.



モレーン構成礫の風化皮膜の厚さから推定した 中央アルプス北部における氷河前進期

青 木 賢 人*

木曽駒ヶ岳周辺における、新期モレーンを構成する礫に形成された風化皮膜の厚さは平均4~8 mmであった。その結果を、柳町(1983)によって得られた千畳敷カールのモレーンの形成年代と対比することによって、モレーン構成礫の風化皮膜の厚さと形成年代との関係をベキ関数および対数関数で回帰し、風化皮膜の発達曲線を求めた。それによって、年代未詳のモレーンの風化皮膜の厚さからモレーンの形成年代を推定した。その結果、調査地域の氷河前進期は古い方から3.5万年B. P. 前後の伊奈川期(最終氷期前半の亜氷期)、2.0万年B. P. 前後の西千畳敷期(最終氷期極相期)、1.0~1.4万年B. P. 前後の三ノ沢期(晩氷期中の新ドリラス期)に区分できた。これらの氷河前進期の区分は統計的にも妥当である。

キーワード: 木曽駒ヶ岳, 風化皮膜の計測, 風化皮膜の発達曲線, 氷河地形編年, 新ドリラス期

I はじめに

日本の高山帯には氷期の化石地形と現成の地形とが共在し、複雑な高山景観を形成している。化石地形は過去の地形形成プロセスの重要な記録者である。とくに氷河地形は氷期の雪線高度を反映する地形であるため、地形形成プロセスの復元ばかりではなく、気温・降水量復元のためにも重要な指標となる。

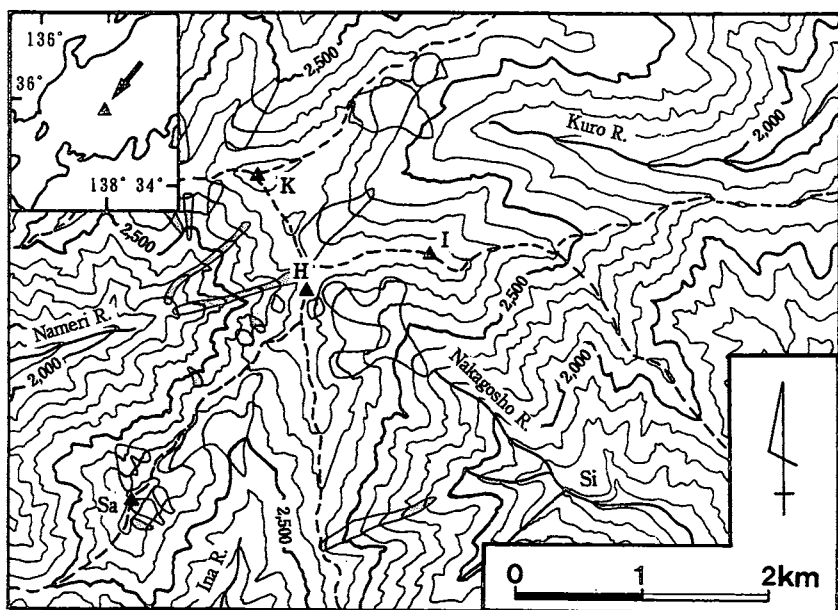
日本の氷河地形の形成期(=氷河の前進期)は、最終氷期前半の亜氷期(旧期と称す、以下同じ)と最終氷期後半の亜氷期(新期と称す、以下同じ)とに大別されている(たとえば、小野・平川, 1975; Ono, 1980)。北アルプスでは、小嶋ほか(1974)の報告以来、旧期中に1回と新期中に3回の氷河前進期が認められている(たとえば、伊藤, 1982; Ito and Vorndran, 1983; 長谷川, 1992)。北アルプス周辺では近年、氷河前進期の絶対年代についても資料が増加しつつあり、檜沢のノノ俣モレーン(五百沢, 1962)を覆うEPm火山灰(町田・新井, 1979)に基づき、旧期については60~75 ka¹⁾以前と考えられている(伊藤・正木, 1989)。新期については、山脈南西部の打込谷で始良Tn火山灰(町

田・新井, 1976; 22~24 ka)の降下前後に2回の氷河前進が認められており(長谷川, 1992)、白馬岳の赤倉沢モレーン中の木片の¹⁴C年代からは、約25 kaの氷河前進が推定されている(小嶋ほか, 1974)。

中央アルプスでも、Kobayashi (1958), Kobayashi and Shimizu (1966), 小野・清水(1982), 柳町(1983)などにより氷河地形の編年が行なわれている。Kobayashi (1958), Kobayashi and Shimizu (1966)は、最終氷期を前半の熊沢氷期、後半の駒氷期に区分し、熊沢氷期に対比されるモレーン上からPm-IV火山灰²⁾(降下年代43~55 ka以前)を発見した。小野・清水(1982)も最終氷期を新旧2期に区分し、旧期のラテラルモレーン上からPm-V火山灰³⁾を発見している。一方、柳町(1983)は最終氷期を中御所谷I・II・III期に区分し、Pm-IV火山灰の降下期に対比されるI期とその後のII期を一括して旧期に対比し、III期を新期に対比した。

以上で述べた北アルプスと中央アルプスにおける従来の氷河地形編年を比較すると、前者では新旧両方の氷河前進期について絶対年代に基づく編年・対比が行なわれているが、後者では新期の氷河前進期

*東京大学大学院



第1図 調査地域と氷河地形

アミかけ部は最終氷期後半の氷河地形（柳町，1983 による）。

K : 木曾駒ヶ岳 H : 宝剣岳 Sa : 三ノ沢岳 I : 伊那前岳 Si : シラビ平

Fig. 1 Location and landforms of study area

Shaded area shows glacial landforms formed during the latter half of the Last Glacial period (after Yanagimachi, 1983).

K: Mt. Kisokomagatake H: Mt. Hokendake Sa: Mt. San'nosawadake I: Mt. Inamaedake Si: Shirabidaira

に関する情報がきわめて少ない。これは，新期氷河地形の編年に有効なテフラや ^{14}C 年代試料が未発見のためと考えられる。しかし，中部山岳地域の最終氷期の地形形成環境を復元するためには，中央アルプスについても最終氷期後半の氷河編年を進める必要がある。

一方欧米では，高山帯の地形編年の際に，礫表面に発達する風化皮膜の厚さがしばしば用いられている（Birkeland, 1973 ; Chinn, 1981）。近年，日本でも小泉・関（1992）や小泉・青柳（1993）が，この方法を化石周氷河性平滑斜面の編年の調査に導入している。この方法は，絶対年代資料が得にくい高山帯の地形の編年に有効と考えられる。しかし，礫の風化皮膜を編年に利用する際には，その妥当性を

統計的に検討する必要がある（たとえば，伏島，1993）。しかしこのような検討は小泉らの一連の研究や欧米の研究ではほとんど行なわれていない。

そこで本稿では，中央アルプス北部の伊奈川，中御所谷，黒川谷の一部（第1図）に分布する新期氷河地形を取り上げて，モレーン構成礫の風化皮膜の厚さに基づく氷河前進期の統計的推定を行なった。

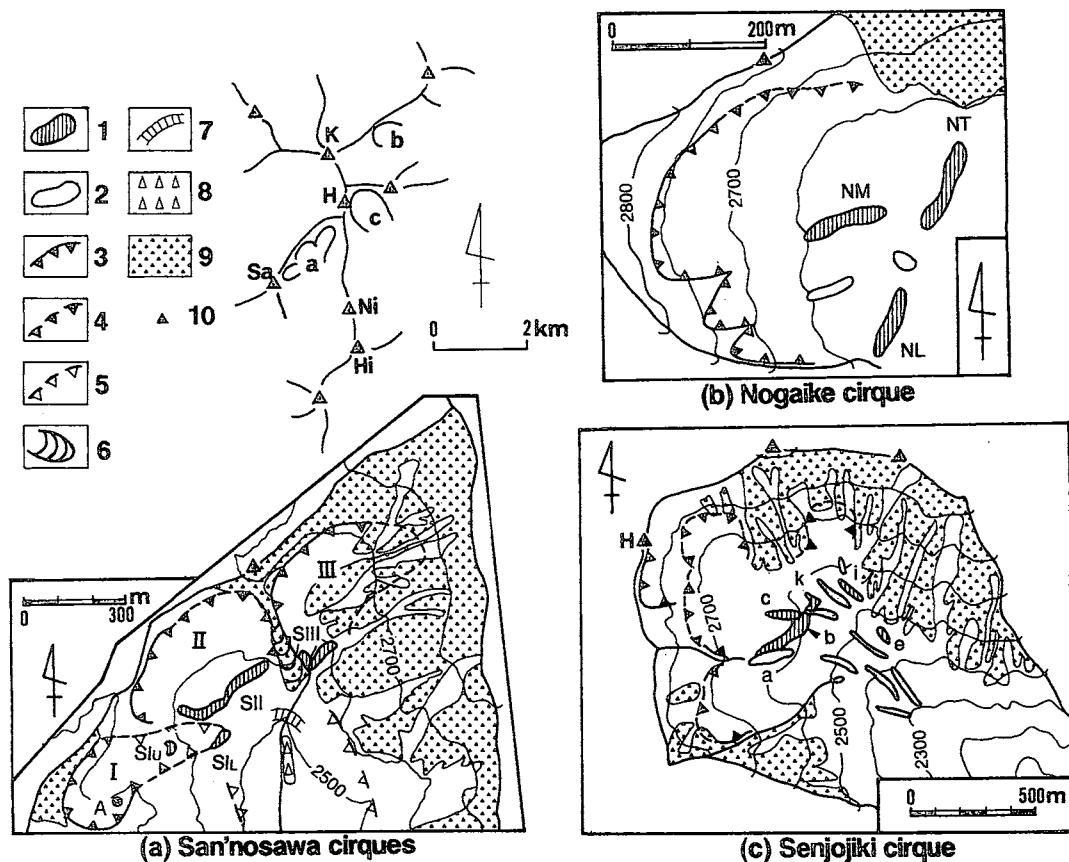
II 地形・地質概要

本研究地域は，中央アルプス北部の木曾駒ヶ岳周辺の中御所谷，黒川谷，伊奈川の最上流部に位置する（第1図）。この地域には，中央アルプスの中部～南部に比べてカルなどの氷河地形が密に分布する。氷河地形はおもだった山稜の東側と北側，およ

び南東側に分布し、千畳敷カルル、濃ヶ池カルル、三ノ沢岳カルルが新鮮な形態を残している（五百沢, 1979; 柳町, 1983）。一方、主稜線西側には緩やかな周氷河性平滑斜面（小泉・柳町, 1982）が発達し、一般に氷河地形の発達が悪い。しかし、主稜線西側の伊奈川源頭部は、宝剣岳（2,931 m）から三ノ沢岳（2,846 m）に至る支稜線の風背側に当たるため、

カルルなどの氷河地形が広く形成されている。

調査地域内には、中粒で塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩（木曾駒花崗岩）が一様に広く分布する（柴田, 1954）。しかし、一部の地域では石英ヒン岩の貫入岩脈がみられる。



第2図 調査対象としたカルルの氷河地形分布

a: 三ノ沢カルル群 b: 濃ヶ池カルル c: 千畳敷カルル

1. 調査対象としたモレーン 2. 調査対象以外のモレーン 3. 明瞭なカルル壁 4. 不明瞭なカルル壁 5. 氷食谷壁
6. 氷食鈍頂山稜 7. グラダン 8. グラウンドモレーン 9. 化石周氷河斜面 10. 山頂
SLU~k: 調査対象としたモレーン A: 地点A K: 木曾駒ヶ岳 H: 宝剣岳 Sa: 三ノ沢岳 Ni: 濁沢岳
Hi: 桧尾岳

Fig. 2 Distribution of glacial landforms of study area

a: San' nosawa cirques b: Nogaiké cirque c: Senjojiki cirque

1. investigated moraines 2. uninvestigated moraines 3. cirque wall (clear) 4. distracted cirque wall
5. trough wall 6. glacial subdued ridge 7. gradin 8. ground moraine 9. fossil periglacial slope 10. peak
SLU~k: investigated moraines A: point A K: Mt. Kisokomagatake H: Mt. Hokendake Sa: Mt. San' nosawa-
dake Ni: Mt. Nigorisawadake Hi: Mt. Hinokiodake

III 氷河地形の認定

伊奈川最上流域のカル群と濃ヶ池カル群の地形分類を、空中写真判読と現地調査に基づいて行なった。この時には、五百沢（1966, 1974）の空中写真判読法および、五百沢（1979）、柳町（1983）が作成した氷河地形分布図を参考にした。一方、千畳敷カル群については柳町（1983）が詳細な地形分類図を提出しており、筆者もその妥当性を確認したので、その図をそのまま用いた。

伊奈川最上流域（第2図-a）：本地域は西千畳敷と呼ばれる地域に当たり、五百沢（1979）、小野・清水（1982）、柳町（1983）により、カル群の存在が指摘されている。筆者も、主稜線と三ノ沢岳へ向かう南西に延びる支稜線の間に、3つの小カル群を認定した。いずれのカル群も明瞭なカル壁、カル底、ターミナルモレーンを伴う。本稿では、このカル群を「三ノ沢カル群」と呼び、西側のカル群より東へ順に三ノ沢Ⅰ～Ⅲカル群と命名した。このうち三ノ沢Ⅰカル群は、今村（1930）が三澤岳圏谷と命名したものである。

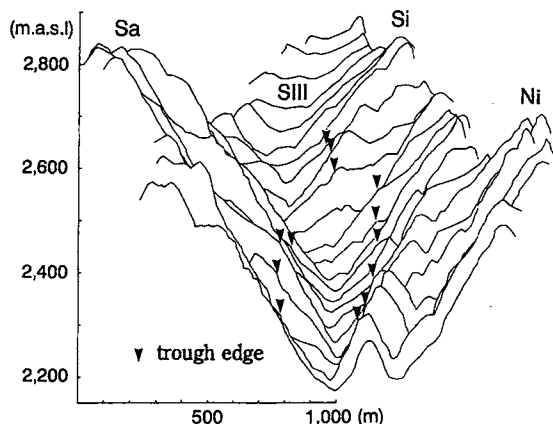
三ノ沢Ⅰカル群のカル底は標高2,660 m付近に位置し、その下方に氷食谷が存在する。標高2,600 m付近と2,550 m付近の氷食谷底には、斜面下方に弧を向ける、比高1～2 m程度の高まりが存在する（第2図）。この2つの高まりは、いずれもマトリクスを欠くルーズな亜角礫（最大礫径4 m 10 cm）で構成される。これらの2つの高まりをターミナルモレーンと認定し、高所のものを高位モレーン（SI_Hと略、以下同じ）とし、低所のものを低位モレーン（SI_L）と呼ぶことにする。

三ノ沢Ⅱカル群は三ノ沢カル群の中では深さと奥行きが最も小さい。カル底は標高2,560 m付近に位置し、その末端部には細長いモレーン状の高まりがみられる。同様に、三ノ沢Ⅲカル群のカル底は標高2,560 m付近に位置し、その末端部には

2つのモレーン状の高まりがみられる。この2つの高まりはその形態と連続性からみて、一連の地形であったものが侵食により分割されたものと判断される。これらの高まりは、マサをマトリクスとした巨礫を含む無層理・無淘汰の亜角礫で構成され、その位置、形態、堆積物の層相からターミナルモレーン（SI_H, SI_L）と判断される⁴⁾。

三ノ沢カル群の下流側の谷は広く緩やかなU字形を呈し、五百沢（1979）や、柳町（1983）の写真判読によって旧期のU字谷であると報告されている。そこで、現地調査による地形の記載を行なった。U字谷の谷壁下部は切断山脚となり、高度的に三ノ沢カル群と連続する。また、谷壁上部には傾斜変換線が観察され、谷壁の高度が上流側ほど高くなっている。以上のことから、この傾斜変換線をトラフエッジ（trough edge）とみなした（第3図）。

一方、谷底の最深部は現成の侵食作用によって下刻されて流路となっており、流路沿いには段丘化した平坦面が観察される。平坦面はマサをマトリクスとする長径3 m程度の巨礫を含む無層理・無淘汰な亜角礫で構成され、背後の急斜面の基部と接して



第3図 伊奈川上流域の投射断面図

Sa: 三ノ沢岳 Si: 島田娘 Ni: 濁沢岳 SIII: 三ノ沢Ⅲカル群

Fig. 3 Projected profiles of the upper reach of Inagawa Valley

Sa: Mt. San'nosawadake Si: Mt. Shimadamusume
Ni: Mt. Nigorisawadake SIII: San'nosawa III cirque

いる。流路沿いの段丘崖の比高は3~5 mで、崖はすべて礫層からなることから、礫層の層厚は3~5 m以上と判断される。この礫層の成因に関しては、次のように考える。礫層はU字谷の谷底を覆って分布する無層理・無淘汰の亜角礫層であり、氷成堆積物の一般的特徴を備えている。一方、三ノ沢Ⅲカル内には現成の崩壊地が発達しているが、崩壊により生産された崩積土の多くは沖積錐としてカル内に留まっている。また、礫層の露頭では土石流を特徴づける舌状地形（土石流堆）や表層部での巨礫の集中（町田，1959；小橋ほか，1980）は観察されない。したがって、礫層は崩壊や土石流で堆積したものではない。これらの事実から、本礫層を氷河底で生成されたティル（basal till）、堆積地形をグラウンドモレーンと判断した。また、本礫層の上流側末端の背後には、三ノ沢Ⅲカル末端部と15 m程度の比高をもつ基盤岩の急斜面がみられる。この基盤岩の表面は滑らかに研磨され、滑滝が連続している。このことから、この急斜面を氷食谷階段（gradin）と解釈した。

濃ヶ池カル（第2図-b）：濃ヶ池カルは木曾駒ヶ岳の山頂から北東方向へ延びる主稜線の南東側に位置する、小規模ながら典型的なカルである。カル内の地形について、今村（1930）の実測図と有井（1986, pp. 55-69）の記載を参考にして地形分類を行なった。カル底の標高は2,650 mで、カル底の末端部には明瞭なターミナルモレーン（NT）と、小規模な氷河湖（濃ヶ池）が存在する。NTは比高5 m程度で、表層部はマトリクスを欠く亜角礫（礫径1~3 m）から構成され、一部はハイマツ、ミヤマハンノキなどの木本類に覆われる。また、このモレーンは小泉・関（1992）が礫の風化皮膜の厚さを計測した際の標識地である。

カル内にはこのモレーンの他にもラテラルモレーン（NL）と2列のメディアルモレーンが観察される。いずれのモレーンも表層部はマトリクスを欠

く亜角礫から構成され、一部はハイマツ、ミヤマハンノキなどの木本類に覆われる。NLはカル壁の南端部からNTの方向に発達し、今村（1930）の「3箇の堆石堤」のうち、南側の堆石堤に相当すると思われる。2つのメディアルモレーンは、隣り合うカル壁の接合部分から下方に発達する。

これらのモレーンのうち、NT、NL、およびメディアルモレーンのうち北側の1列（NM）を調査対象とした。なお、カル底よりも下部には、黒川谷の氷食谷へ続く低位モレーンが存在する（今村，1930；Kobayashi, 1958；小野・清水，1982）が、今回はカル底内のモレーンを調査対象としているため、低位モレーンの検討は行なわなかった。

千畳敷カル（第2図-c）：前述のように、本カルについては柳町（1983）によって詳細な地形分類図が作成されており、筆者もその妥当性を確認している。柳町（1983）によれば、カル底（標高2,600 m）とその下流側には15列のモレーン（a~o）が識別され、そのうちbモレーンとkモレーンはターミナルモレーンであり、それ以外はラテラルモレーンである。このうち、b、c、e、i、kモレーンを今回の調査対象とした。bモレーンは千畳敷カルと南側の極楽平カルとの間にみられ、15のモレーン中で最も大規模である。cモレーンはbモレーンの北側に付着し、1段低いリッジを形成している。e、iモレーンは共に低位氷食部の側面に形成されたラテラルモレーンで、iモレーンの方が高位に位置する。kモレーンはcモレーンの北側にある小規模なモレーンである。なお、カル底の下流側の中御所谷では、氷食谷の存在が指摘されている（小野・清水，1982；柳町，1983）。

IV モレーン構成礫の風化皮膜の

厚さを用いた年代測定

1) 計測方法

現在、日本の高山帯の地形研究では、一般に木片

などの ^{14}C 年代測定試料と示標火山灰が絶対年代資料として用いられている。しかし、高山帯は土壌の発達が悪く、植被も乏しいために植物遺体などの ^{14}C 年代試料を得ることが難しい。また、高山帯では強風や融雪水などの影響により、火山灰は侵食されやすいため、その発見は一般に困難である。このため、高山帯の地形の形成年代を論じる際には、他の年代指標を併用することが望ましい。

近年、欧米ではチズゴケ、風化皮膜などのさまざまな相対年代指標を用いて、高山帯における地形形成年代が推定されている（渡辺，1990）。これらの相対年代指標は、同一地域内における地形形成期の相対的な前後関係を示す。しかし、これとある地点から得られた絶対年代との関係を調べることで、相対年代を絶対年代に読みかえることができる。

欧米などで相対年代指標の1つとして採用されている風化皮膜は、酸化や水和などによって岩石表面部から内部に発達した変色部である⁵⁾（渡辺，1990）。Birkeland（1973）、Chinn（1981）、小泉・関（1992）、小泉・青柳（1993）は、モレーンや化石周氷河斜面を構成する礫の風化皮膜の厚さ（weathering-rind thickness）を計測し、地形の形成期を推定した。そこで本研究でも、モレーンを構成する礫に形成された風化皮膜を用いて氷河地形の編年を試みた。

Chinn（1981）によれば、礫の風化皮膜の厚さを変化させる主要因は、礫生産後の経過時間であるが、さらに副次的な要因として以下の8つをあげている。

- | | |
|-------------|--------------|
| a: 鉱物粒子の大きさ | b: 岩石の変成の度合い |
| c: 礫の面部と角 | d: 埋没土壌からの比高 |
| e: 植生の被覆 | f: 礫の表面と裏面 |
| g: 斜面方位 | h: 微気候 |

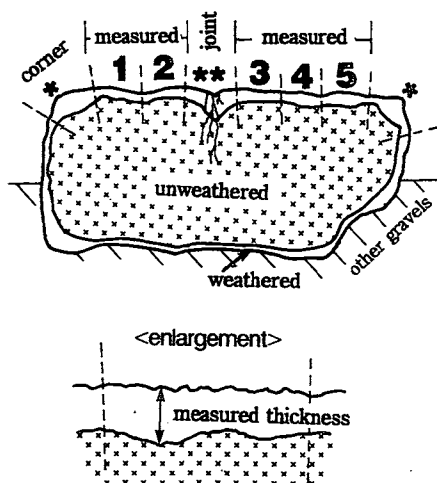
本研究では、風化皮膜の形成に関与する経過時間以外の要因の影響を最小にとどめるため、計測地点、礫種、および礫の計測部位について次の条件を設定した。

- 1: 計測する礫は花崗閃緑岩とする。
- 2: 長径 20 cm 以上の礫を計測する（拳大以下の礫では粗大な岩塊に比べて風化皮膜がやや厚くなるという指摘（小泉・青柳，1993）があるため）。
- 3: 地表に露出した礫で計測する。
- 4: 現成の営力（雪崩、残雪、流水）の影響の少ない地点で計測する（しばしば水没する流路沿いや氷河湖岸、および残雪が長く残り融雪水の影響が大きいと思われるモレーンの内側は、調査対象地としなかった。また、1991年の観察で、個々のカールの消雪時期に大きな差はないので、各カールにおける残雪の影響の相違については無視できるとした）。
- 5: 植生の被覆がない地点で計測する。
- 6: 礫の上面（表側）で計測する。
- 7: 礫の角部・節理部では計測しない。

風化皮膜の測定方法は岩船（1990）に準じた。まず、上記の条件に従って選定した礫をハンマーで割り、風化皮膜をもつ新鮮な面を出した。次に、風化皮膜のうち、節理に沿う部分と角部を除いた部分を等間隔に5等分し、各区分における風化皮膜の厚さの最大値を計測した（第4図）。計測の際にはノギスを用い、0.05 mmの単位まで読みとった。このようにして得られた5つの計測値のうち、最大値と最小値を除いた3つの計測値の平均値を求め、その値の0.01 mmの桁を四捨五入した値を、その礫の風化皮膜の厚さとした。

計測は前章で述べた12カ所のモレーン（第2図-a~c）と三ノ沢Iカール内の1カ所の崖錐（第2図-aの地点A）で行なった。基本的には各モレーン・崖錐でランダムサンプリングによる計測を行なった。しかし、開析谷により2つに分割されているSⅢについては、分割されたそれぞれのモレーンで計測を行ない、その結果の平均値をSⅢの礫の風化皮膜の厚さとした。

1地点当たりの計測数は、欧米においても研究者



第4図 風化皮膜の厚さの計測方法

対象とする礫の表側のうち、角部(*)と節理(**)に関係した部分を除いた範囲を5等分し、各区間から最大値を計測した。

Fig. 4 Measuring method of weathering-rind thickness

The maximum weathering-rind thickness is measured at each of five sections (1~5) except for corner (*) and joint (**) points.

によって異なり、必要な計測数に関する一定の見解は得られていないが、今回は Burke and Birkeland (1979) に準じて1地点25個を最低計測数とし、可能な限り50個を計測した⁶⁾。

2) 計測結果

三ノ沢カル群: SIU, SIL, SIIおよびSIIIの各モレーンから得られた礫の風化皮膜の厚さの平均値は、それぞれ4.3 mm, 5.4 mm, 6.3 mm, 6.5 mmとなった(第1表)。また、三ノ沢Iカル内の崖錐で計測された礫の風化皮膜の厚さは、3.9 mmであった。頻度分布は各モレーン・崖錐とも基本的に単峰分布を示すが、SILは歪んだ頻度分布を示し、4.5 mmと6.0 mm付近の2つのモードをもつ(第5図)。これは、生産期が異なる2種類の堆積物が混在している可能性を示すが、2つのモードが近接していることを考慮し、2種類の堆積物の集団分離は行なわなかった⁷⁾。

濃ヶ池カル: NT, NL, およびNMの各モレ

第1表 各モレーンから得られた風化皮膜の厚さの統計値

Table 1 Statistical values of weathering-rind thickness for each moraine

Moraine	AVG	STD	Mode	N
San' nosawa cirques				
SIU	4.3	0.53	4.1-4.5	50
SIL	5.4	0.83	5.6-6.0	50
SII	6.3	0.66	6.1-6.5	50
SIII	6.5	0.98	6.1-6.5	50
Nogaike cirque				
NT	6.2	0.61	6.1-6.5	50
NL	6.5	0.83	6.1-6.5	25
NM	5.6	1.19	6.6-7.0	25
Senjojiki cirque				
b	7.8	0.95	8.1-8.5	25
c	6.6	0.62	6.6-7.0	25
e	6.7	0.98	6.6-7.0	25
i	6.3	0.48	6.1-6.5	25
k	4.4	0.36	4.1-4.5	15

AVG: 風化皮膜の厚さの平均値 (mm)

STD: 風化皮膜の厚さの頻度分布の標準偏差

Mode: 風化皮膜の厚さの頻度分布の最頻区間 (mm)

N: サンプル数 (個)

太字は年代推定に用いた値。

AVG: average thickness of weathering-rind (mm)

STD: standard deviation of weathering-rind thickness

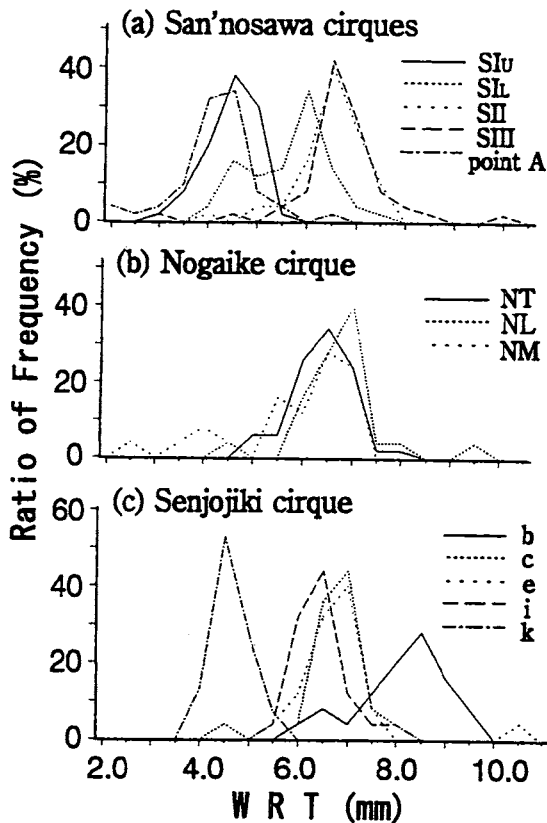
Mode: mode of frequency distribution of weathering-rind thickness (mm)

N: number of sampled gravels

Bold face figure: used for age estimation

ンから得られた礫の風化皮膜の厚さの平均値は、それぞれ6.2 mm, 6.5 mm, 5.6 mmとなった。このうち、NT, NLの計測値に関しては、全体の傾向とは大きくはずれる値がいくつかあるものの、6.0 mmから7.0 mmの区間に明瞭なモードがみられる(第5図)。一方、NMの計測値はより不規則な頻度分布を示し、最頻値はNT, NLとほぼ一致するが、極端に風化皮膜が薄い礫も認められる⁸⁾。

今回計測対象としたNTでは、小泉・関(1992)も礫の風化皮膜の厚さを計測しており、平均値として5.66 mmを得ている。この値は本研究で得られた値よりも若干小さい。これは、本研究での計測方法と、小泉・関(1992)の計測方法の相違に起因す



第5図 木曽駒ヶ岳周辺の新期モレーンを構成する礫に生じた風化皮膜の厚さ(WRT)の頻度分布
SIu~k: 調査モレーン(位置は第2図を参照)

Fig. 5 Frequency distribution of weathering-rind thickness of morainic gravels
SIu~k: investigated morines (see Fig. 2 for locations of moraines)

ると思われる⁹⁾。

千畳敷カール: b, c, e, i, k の各モレーンから得られた礫の風化皮膜の厚さの平均値は、それぞれ 7.8 mm, 6.6 mm, 6.7 mm, 6.3 mm, 4.4 mm となった。b, c の頻度分布には一般的傾向からやや外れる値がみられるが、いずれのモレーンについても頻度分布に明瞭なモードが存在する。

V 中央アルプス北部の水河地形編年

1. 風化皮膜の厚さと年代との関係

先に述べたように、礫の風化皮膜の厚さからモレ

ーンの形成年代を推定するためには、他の方法で得られたモレーンの絶対年代を基準値として用いる必要がある。今回の調査対象地の中で、伊奈川最上流部および濃ヶ池カールからは ^{14}C 年代試料や絶対年代が明らかにされたテフラは報告されていない。一方、千畳敷カール内では、柳町(1983)によりテフクロノロジーを基礎とするモレーンの編年が行なわれている。そこで、このモレーンを編年のための基準値として用いる。

柳町(1983)による千畳敷カール内の地形発達史は、以下のようにまとめられる。

中御所谷Ⅰ期(80~45 ka): この地域における氷河の最拡大期で、千畳敷・極楽平カールに発達した氷河はシラビ平まで流下し、lodgement till と ablation till からなる礫層(S-1 礫層)とラテラルモレーンを形成した。S-1 礫層上部には風送陸上堆積型の Pm-IV 火山灰が堆積しており、礫層の堆積年代が約 45 ka 以前であることを示す。この後、氷河は後退し、S-1 礫層は開析を受けた。

中御所谷Ⅱ期(45~30 ka): 約 4 万年前を中心とする氷河の再拡大期で、氷河は再びシラビ平まで拡大し、ablation till のみからなる S-2 礫層とラテラルモレーンを形成した(中御所谷Ⅱ期前半)。この後氷河は千畳敷・極楽平カールまで後退し、2 列のモレーン(a, b)を形成した(中御所谷Ⅱ期後半)。

中御所谷Ⅲ期(30~10 ka): 約 2 万年前を中心とする氷河の再拡大期で、氷河の末端は当初は標高 2,290 m 付近まで流下し、c モレーンを形成した(中御所谷Ⅲ期前半)。その後、氷河は 11 列のラテラルモレーン(e, i を含む)を形成しながら後退したが、北半部では小規模な氷河が再び発達し、k モレーンを形成した。

以上の地形発達史から判断すれば、今回調査対象としたモレーンのうち、b は中御所谷Ⅱ期の後半(約 37~30 ka)、c は中御所谷Ⅲ期の前半(30~20 ka)

の形成といえる。一方、e, i, k の形成期については、中御所谷Ⅲ期の中のどの時期に相当するか、判断が難しい。そこで、b, c がそれぞれ 35 ka, 25 ka に形成されたものとして、礫の風化皮膜の厚さと形成年代との関係を推定した。

これまでの研究により、風化皮膜の発達速度は時間の経過とともに低下すると指摘されている (Colman, 1981 ; 小泉・青柳, 1993)。このため、風化継続時間と風化皮膜の厚さとの関係を示す「発達曲線」は、ベキ関数 (Carrara and Andrews, 1975; Chinn, 1981) もしくは対数関数 (Černohouz and Šolc, 1966 ; Colman, 1981) で表現されている。そこで本研究では、Carrara and Andrews (1975) に示されたベキ関数

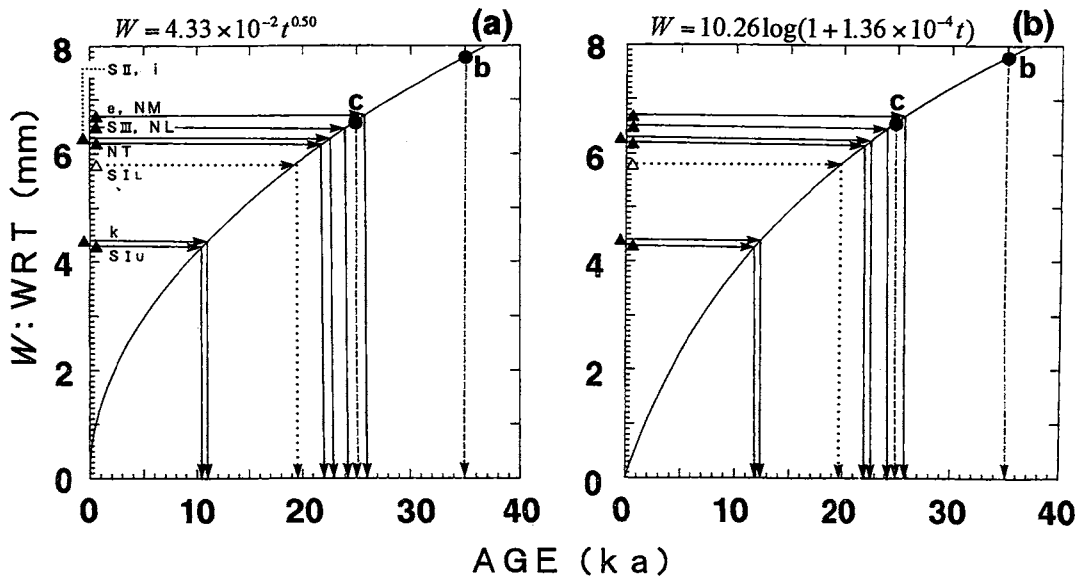
$$W=a+bt^c \tag{1}$$

および, Černohouz and Šolc (1966) で示された対数関数

$$W=a\log(1+\beta t) \tag{2}$$

(ただし、 W =風化皮膜の厚さ (mm), t =経過時間 (年), a, b, c, α, β =定数)

の双方を用い、風化皮膜の厚さと地形形成年代 (b モレーン ; 7.8 mm, 35 ka, c モレーン ; 6.6 mm, 25 ka) との関係を回帰した。また、モレーンとして堆積した礫は、U 字谷の谷底における氷河のブラッキングで生じた礫や、U 字谷の谷壁の凍結破砕により生産され、氷河表面に落下した礫が起源と考えられる。これらの侵食プロセスからみて、礫の生産時点における風化皮膜の厚さはほぼ 0 mm と考えられるので、(1) 式の定数 a は 0 とした⁸⁾。b および c の礫の風化皮膜の厚さと年代の関係を回帰



第 6 図 風化皮膜の発達曲線を用いた年代未知のモレーンの形成年代の推定
(a) : 1' 式 (ベキ関数) によって求めた風化皮膜の発達曲線
(b) : 2' 式 (対数関数) によって求めた風化皮膜の発達曲線
b, c : 基準値とした千疊敷カールの b, c モレーン

Fig. 6 Estimation of moraine forming age using the growth curve of weathering-rind thickness
(a): growth curve expressed by power function
(b): growth curve expressed by logarithmic function
b, c: b and c-moraine in the Senjojiki cirque used for the regression of the equations

した結果は以下のとおりである（第6図）。

$$W = 4.33 \times 10^{-2} t^{0.50} \quad (1')$$

$$W = 10.26 \log(1 + 1.36 \times 10^{-4} t) \quad (2')$$

2. 各カールにおける氷河前進期の推定

前章で述べた風化皮膜の厚さの計測結果と、上記の風化皮膜の発達曲線を用いて、各カールの氷河前進期の年代推定を試みた。

第6図と第2表は式(1')、(2')の風化皮膜の発達曲線に、年代未詳のモレーン・崖錐から得られた礫の風化皮膜の厚さの平均値を代入し、形成年代を推定した結果を示したものである。ただし、SIL、NMは、風化皮膜の厚さの頻度分布に複数のモードや極端な偏りをもつので、最頻値がモレーンの主形成期を示すと考え、平均値ではなく最頻値を代入した¹⁰⁾。

b, cがそれぞれ35 ka, 25 kaに形成されたとすると、風化皮膜の厚さの計測結果から、調査対象としたモレーンの形成年代は以下の2期に大別可能と思われる。

e, i, SIL, SII, SIII, NT, NL, NMの形成期……約1.9～2.6万年前。

k, SIUの形成期……約1.1～1.2万年前。

これらにbの形成期（35 ka）を合わせると、当地域の氷河前進期は3つの時期となる。本稿ではこれらを、古い方から伊奈川期、西千疊敷期、三ノ沢期の氷河前進期と呼ぶことにする。

3. 風化皮膜の厚さに基づく氷河前進期の推定の妥当性

調査地域内のモレーンの形成年代は上記のように3つに大別され、3回の氷河前進期が存在することになる。しかし、風化皮膜の厚さを用いた地形形成期の推定に際しては、その妥当性を十分に検討する必要がある（伏島，1993；岩船，1993）。そこで、前記のモレーンの編年と氷河前進期の推定が妥当で

第2表 風化皮膜の発達曲線から推定したモレーンの形成年代

Table 2 Moraine forming age estimated from growth curves of weathering-rind thickness

point	AVG WRT (mm)	from eq. (1') (ka)	from eq. (2') (ka)
San' nosawa cirques			
SIU	4.3	10.5	12.0
SIL**	(5.8)	19.3	19.7
SII	6.3	22.8	22.9
SIII	6.5	24.2	24.3
point A	3.9	10.3	8.7
Nogaike cirque			
NT	6.2	22.0	22.2
NL	6.5	24.2	24.3
NM**	(6.3)	22.8	22.9
Senjojiki cirque			
b*	7.8	35.0	35.0
c*	6.6	25.0	25.0
e	6.7	25.8	25.7
i	6.3	22.8	22.9
k	4.4	11.0	12.4

* 年代既知のモレーン

** SILとNMは頻度分布に偏りがみられることから、モレーンの主形成年代を示す値としてモードの中央値を用いた。

* absolute ages are known

** Because the frequency distribution of weathering-rind thickness for SIL and NM shows irregular patterns, mode values were used for the estimation of the moraine forming age

あるかを検討してみた。

1) 礫の風化皮膜の厚さを時間関数とみなすことの妥当性

岩船（1993）は、高山の崖錐を構成する礫の風化皮膜の厚さと、礫表面にみられる深さ数 mm の窪み（粒状剥脱ピット, granular exfoliation pit）の深さとの関係を検討し、両者の間に正の相関関係があることを見出した。この結果に基づき、形成年代の古い礫（岩船，1993の stage. 4）に関しては、風化皮膜の厚さは局所的な削剥強度の相違を強く反映するため、風化皮膜の厚さから年代を推定することは不適切であるとした。この岩船（1993）の指摘を考慮し、編年の基準値とした千疊敷カールの b,

c および、三ノ沢期に対比した k について、礫表面の粒状剥脱ピットの深さを計測した。この際には、風化皮膜の計測と同時に、5 区間の最深のピットの深さのうち、最大および最小値を除いた 3 つの値の平均値をその礫の粒状剥脱ピットの深さとした。第 7 図に風化皮膜の厚さと粒状剥脱ピットの深さとの関係を示した。いずれのモレーンについても、回帰式の相関係数が小さく、標準誤差が大きいため、有為な相関関係は存在しないといえる。

一方、粒状剥脱ピットの深さの平均値は、花崗閃緑岩内の石英粒子の大きさ（約 2 mm）とはほぼ等しくなった。この特徴は、b, c, k 構成礫の風化度が、岩船（1993）の Stage. 4 に相当することを示す。前述のように、岩船（1993）によれば、Stage. 4 に相当する礫の風化皮膜の厚さは、相対年代よりも局所的な削剥強度の相違を強く反映する。しかし、分析対象とした b, c, k の 3 つのモレーンはいずれもカール底に位置し、距離的にも近いことから、雨滴や溶脱などの岩屑表面の削剥強度が著しく異なるとは考えがたい。また、この 3 つのモレーンで計測された風化皮膜の厚さは古い地点ほど厚くなっており、その厚さの差は次項で述べる統計的な検定の結

果からみても有意な差といえる。したがって、少なくとも 35 ka までの期間では、調査地域の礫の風化皮膜の厚さは時間関数として扱いうると思われる。

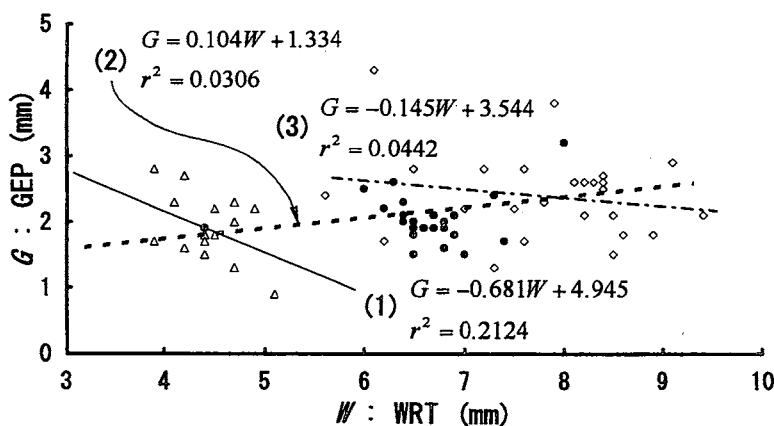
2) モレーン相互の対比の妥当性

次に、前節で設定した氷河前進期の区分の有意性と、同一氷河前進期に対比されたモレーンが、同一の母集団に属すると見なせるかどうかを統計的に検定した。

一般に 2 つ以上の集団について、その差を検定する方法として、ノンパラメトリック法の 1 つである、順位和検定法（Kruskal-Wallis 検定）がある。Kruskal-Wallis 検定は伏島（1993）により、風化皮膜による年代測定の有効性を調べる際に適切であるとされている。

まず、各形成期間の有意差について検討した。最初に、伊奈川期の b と西千畳敷期で平均値が最大の e について、次に西千畳敷期で平均値が最小の NT と三ノ沢期で平均値が最大の k について検定を行なった。検定の結果、両者とも有意水準 2.5% で有意となり（第 3 表）、3 期の形成期は異なるといえる。

次に、各氷河前進期に対比されたモレーン同士に



第 7 図 風化皮膜の厚さ (WRT) と粒状剥脱ピットの深さ (GEP) との関係

△: k モレーン ●: c モレーン ◇: b モレーン

Fig. 7 Relationship between weathering-rind thickness (WRT) and depth of granular exfoliation pit (GEP)

△: k-moraine ●: c-moraine ◇: b-moraine

第3表 クラスカル・ワリス検定の結果
Table 3 Results of Kruskal-Wallis test

Stage	Moraines	H-value
Nishisenjojiki	c, e, i, S II, S III, NT, NL	16.749**
(former)	c, e, S III, NL	2.532
(latter)	i, S II, NT	2.099
(former & latter)	S II, i, S III, NL	4.009
San' nosawa	k, S I U	0.733
Inagawa and Nishisenjojiki	b, e	16.131**
Nishisenjojiki and San' nosawa	NT, k	32.830**

H-value: Kruskal-Wallis 検定による検定結果

** : 有意水準 2.5% で有意

H-value: result of Kruskal-Wallis test

** : significant ($\alpha=2.5\%$)

$$H = \frac{12}{N(N+1)} \sum_{j=1}^k \frac{R_j^2}{n_j} - 3(N+1)$$

$$R = \sum_{i=1}^n r_{ij}, \quad N = \sum_j n_j$$

n_j : sample number of group j

r_{ij} : rank i in group j

について、対比の有意性を検討した。伊奈川期については1地点しかデータが得られなかったため、他の2期についてのみ検討を行なった。検定の結果、三ノ沢期については有意水準 2.5% で有意でなく、形成期が等しいことが明らかとなった(第3表)。

一方、西千畳敷期は頻度分布が著しく偏る S I L と NM を除く 7 か所のモレーンを対象とした検定では、有意水準 2.5% で有意となり、形成期が細分されることが示された。実際、西千畳敷期のモレーンの形成年代を細かく調べると、24 ka (厚さ 6.4 mm) の前後で2つに分かれるように見える(第6図)。これは、24 ka の AT 火山灰降下前後に2回の氷河前進期を認定した長谷川(1992)と調和的である。

そこで、形成年代が 24 ka 以降と推定される S II, NT, i と、24 ka 以前と推定される S III, NL, c, e の2グループについて個別に検定を行なった。検定の結果、それぞれの期間について有意水準 2.5%

で有意でなく、それぞれの形成期が等しいことが示された。したがって、西千畳敷期は2つの氷河前進期から構成される可能性が高い。

しかし、S II, i と S III, NL の組み合わせを用いて両形成期の有意差について検定を行なうと、有意水準 2.5% で有意でなく、両形成期を積極的に区分することはできない。

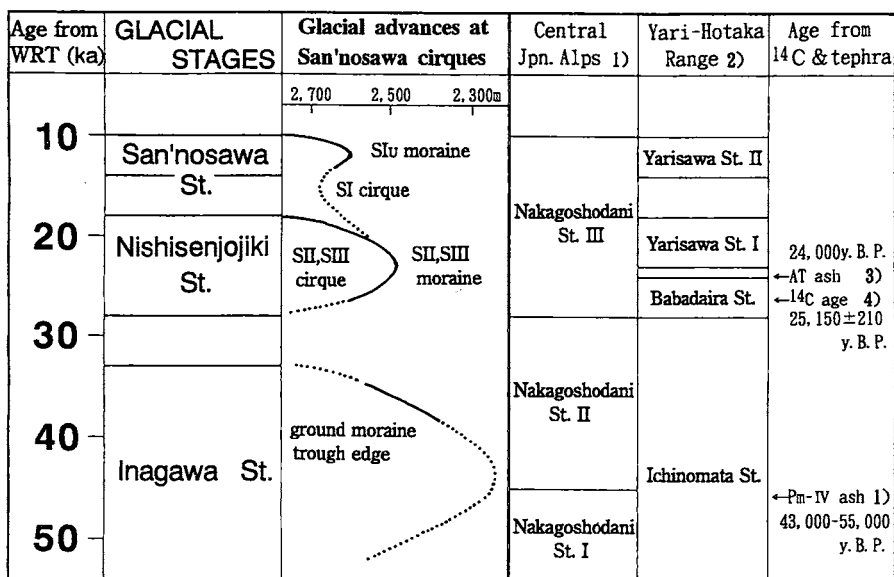
本研究では長谷川(1992)のようにテフラを用いて2期を区分してはいない。また、風化皮膜の厚さによる年代推定の誤差(次項で考察)を考慮すると、年代が近接した2期を積極的に区分することは難しい。そこで本稿では、西千畳敷期としたモレーンをあえて細分せず、同一の形成期に断続的に形成されたものとする。

以上の検討から、伊奈川期、西千畳敷期、三ノ沢期の氷河前進期の認定と区分は、統計的にみておおむね妥当であることが示された。

3) 年代推定値の誤差

次に、礫の風化皮膜の厚さの平均値 $\pm\sigma$ から、b, c, k の各モレーンの形成年代の誤差を求めた。その結果、b では $35.0 \pm 8.6^{(+9.5)}_{(-7.7)} \text{ka}$ (誤差の内、括弧外はベキ関数によって求めたもの、括弧内が対数関数によって求めたもの、以下も同様)、c では $25.0 \pm 4.8^{(+4.7)}_{(-4.1)} \text{ka}$ 、k では $11.0 \pm 2.1^{(+1.9)}_{(-1.7)} \text{ka}$ の値が得られた。これは、c については1万年オーダー、k については千年オーダーの議論が可能なことを示す。一方、前記のようにbは統計的には有意にcより古いが、誤差範囲は2万年弱と大きい。したがって、伊奈川期のモレーンの形成年代については、亜氷期—亜間氷期サイクルの中での大局的な位置づけにとどめるべきであろう。以上の検討結果に基づき、3つの氷河前進期について誤差を考慮した年代を示すと次のようになる。

- ・伊奈川期—35 ka 前後の最終氷期前半の亜氷期
- ・西千畳敷期—20 ka 前後の最終氷期の最盛期頃
- ・三ノ沢期—10 ka~14 ka の晩氷期



第8図 中央アルプス北部の氷河の消長とその編年

1) 柳町 (1983) 2) Ito and Vorndran (1983) 3) 長谷川 (1992) 4) 小嶋ほか (1974)

Fig. 8 Chronological sequence of glacial advances in the northern part of the Central Japan Alps

1) Yanagimachi (1983) 2) Ito and Vorndran (1983) 3) Hasegawa (1992) 4) Koaze et, al. (1974)

三ノ沢期が晩氷期に相当することは、三ノ沢Ⅰカル内にもみられる崖錐（地点A）の形成期が、崖錐を構成する礫の風化皮膜の厚さから8~10 kaと推定され、この時期にはカル内に氷河が存在しなかったと考えられることと調和的である。

4. 中央アルプス北部における氷河編年

次に、各氷河前進期の氷河の分布について、既存の研究による知見を交えて簡単に述べる（第8図）。

伊奈川期：柳町（1983）の中御所谷Ⅰ、Ⅱ期に対比される氷河前進期。中御所谷では氷舌が標高約1,600 mのシラビ平まで流下し（柳町，1983）、濃ヶ池カルのある黒川谷では標高約1,900 mの黒川山モレーン（有井・山川，1983）まで氷舌が流下していた。三ノ沢カル群では氷食鈍頂山稜を形成した水体と、三ノ沢Ⅰカルの水体とが合流して伊奈川を流下する谷氷河となり、下流側ではトラフエ

ッジとグラウンドモレーンを形成した。この谷氷河の末端は標高約2,160 m（五百沢，1979）~2,040 m（柳町，1983）付近と推定されている。

西千畳敷期：千畳敷カル、三ノ沢Ⅰカルでは氷舌が下方の谷まで流下し、c, e, i, SII, の各モレーンを形成した。しかし、他のカルでは氷河の分布はカル内に限られ、カル底の端にはターミナルモレーンが形成された。主稜線の西側では広大な周氷河性平滑斜面が発達した（小泉・関，1992）。

三ノ沢期：三ノ沢Ⅰカルおよび千畳敷カル北半部のみに氷河が発達し、k, SII, の両モレーンを形成した。一方、三ノ沢ⅡカルとⅢカルではほぼ完全に解氷していた。

これらの氷河前進期のうち、伊奈川期と西千畳敷期は、風化皮膜の厚さから推定した年代より最終氷期中の亜氷期に相当する。一方、三ノ沢期の推定年代は10~14 kaで、晩氷期に相当する。

従来の日本の氷河地形研究では、氷河前進期は氷期中の寒冷期に対比されている（小野・平川, 1975; Ono, 1980）。また、晩氷期の日本海側の山地では、対馬暖流の日本海流入によって蒸発量が増加し、西高東低の気圧配置下での降雪が増加したと考えられている（安田, 1980; 小泉, 1982; 小野, 1982）が、中央アルプス北部は、氷期・間氷期を問わず西高東低の気圧配置下では降雪がない地域とされている（鈴木, 1977）。このことから、三ノ沢期の氷河前進の原因も降雪量の増加ではなく気温低下であり、晩氷期中の寒冷期に対比されと考えられる。

欧米では、晩氷期中の新ドリラス期（11~10 ka）に顕著な「寒の戻り」があり、氷床や山岳氷河の再前進が認められている（たとえば, Mercer, 1969; Sissons, 1979; Rind *et al.*, 1986）。一方、最近では日本でも、北海道でグイマツ花粉の一時的増加に基づき、新ドリラス期の寒冷化が指摘されている（柳井・五十嵐, 1990; 五十嵐ほか, 1993）。同様の寒冷化のパターンは、Sakaguchi (1978) や Yasuda (1978) の花粉分析の結果からも推定されている。それゆえ、三ノ沢期は晩氷期中の新ドリラス期に対比されと考えられる。

VI おわりに

本研究では、氷河地形の発達する中央アルプス北部において、モレーンを構成する礫の風化皮膜の厚さを用いてモレーンの編年を行なった。さらに、風化皮膜の発達曲線から氷河前進期の年代を推定し、これまで形成年代が明らかにされなかったモレーンについても、その時代を明らかにした。その結果、本調査地域の氷河前進期は古い方から伊奈川期（35 ka 前後の最終氷期前半の亜氷期）、西千畳敷期（最終氷期極相期）、三ノ沢期（晩氷期）に区分された。このうち三ノ沢期は、これまで中央アルプスでは指摘されていなかった氷河前進期であり、晩氷期

中の新ドリラス期に対比されと考えられる。

本研究の結果を北アルプスにおける Ito and Vorndran (1983), 長谷川 (1992) と比較すると、伊奈川期は一ノ俣期（一ノ沢期、括弧内は長谷川, 1993 によるもの、以下同様）、西千畳敷期はババ平期、檜沢Ⅰ期（二股期、右俣期）に、三ノ沢期は檜沢Ⅱ期（北圏谷期）にそれぞれ対比されと考えられる（第8図）。しかし、北アルプスと中央アルプスでは、最終氷期中に属している気候区が異なっていたという指摘がある（鈴木, 1977; 柳町, 1987）ため、2地域における氷河前進期の対比については、今後さらに資料を蓄積しながら議論する必要がある。

また、本地域は最終氷期後半の亜氷期に形成された周氷河性平滑斜面（小泉・柳町, 1982; 小泉・関, 1992）が広く分布する地域でもある。西千畳敷期のカルル内にも周氷河性平滑斜面が分布することから、斜面形成期も細分される可能性がある。本稿で明らかにされた氷河前進期と、周氷河斜面形成史との関係を今後検討することも必要であろう¹¹⁾。

本稿は1991年12月に東京学芸大学に提出した卒業論文の一部に加筆修正したもので、本稿の作成に当たり東京学芸大学地理学教室において卒論の指導をいただいた小泉武栄先生、粗稿の校閲をしていただくとともに、統計処理に関する貴重なご助言をいただいた東京大学地理学教室の米倉伸之先生、大森博雄先生、小口 高先生に深く感謝いたします。また、東京大学大学院自然系ゼミの皆様には貴重なご助言をいただいた。現地調査においては、東京学芸大学自然地理ゼミの皆様は協力のご助言をいただき、ホテル千畳敷木下寿男氏、宝剣山荘主人吉川 寛氏、木曾駒頂上山荘有賀利夫氏にさまざまな便宜をはかっていただいた。また、長谷川裕彦氏（明治大学大学院）、荻谷愛彦氏（都立大学大学院）をはじめとする寒冷地形談話会会員諸氏には貴重なご助言をいただいた。以上の方々に対し心から御礼申し上げます。

本稿の骨子は日本地理学会1992年度秋季学術大会および、同1994年度春季学術大会において発表した。

（投稿 1994年2月12日）

（受理 1994年5月14日）

注

- 1) テフラの降下年代については、とくに断らない限り、町田・新井(1992)によった。
- 2) 町田・新井(1992)の On-Mt 火山灰(御岳三岳火山灰)と同一。
- 3) 町田・新井(1992)の On-Ys 火山灰(御岳屋敷野火山灰)と同一。詳しい降下年代は不明であるが、層序的には AT 火山灰(22~25 ka)の下位で DKP 火山灰(43~55 ka)の上位になる。
- 4) 三ノ沢Ⅱカル、Ⅲカルの境界となっている尾根は、小野・清水(1982)にルントヘッカーとして記載されている。全体的に丸みを帯びた、低く滑らかな形態を示し、不明瞭な傾斜変換線でカル壁と連続している。
- 5) 礫表面の風化皮膜について、わが国ではしばしば「風化殻」の語が用いられるが、この用語は一般に熱帯・亜熱帯の土壤にみられる風化帯に対して用いられている(徳山, 1983, 1986a, b)。そこで本稿では渡辺(1990)の定義に従い「風化皮膜」の語を用いる。
- 6) 調査対象としたモレーンのうち、千畳敷モレーンは、ダケカンバ、ハイマツに覆われている範囲が広く、計測基準を満たす地表に露出した礫の総数が少なかった。このため、例外的にサンプル数を15個とした。
- 7) SI_LとNMの礫の風化皮膜の厚さの頻度分布は西千畳敷期に相当するモードをもつが、より厚さの薄い区間に頻度分布が偏っている。これは、西千畳敷期にモレーンが形成された後も、礫の供給が続いたためと考えられる。礫の供給プロセスの特定は難しいが、濃ヶ池カルでは晩水期まで氷体が残存したか、越年雪渓が形成されプロテラスランパートのようなかたちで礫供給がなされていた可能性がある。
- 8) 前掲注7)参照。
- 9) 小泉・関(1992)は、礫の表面に平行に生じた風化皮膜の厚さ(卓越した層厚)を計測し、1つの礫から1つの計測値を得ている。このため、各区間の最大値を計測する本研究の計測値の方が、小泉・関(1992)の値よりもやや大きくなるようである。欧米での研究でも、小泉らのように1つのサンプルから1つの計測値を得る方法が主流である。しかし、計測対象とした花崗閃緑岩を含む花崗岩系の岩石は結晶粒子が大きく、風化皮膜が均質な厚さを示さない場合が多い(Colman and Pierce, 1981)。そこで、本研究では客観性を期すために複数の計測値を得る方法をとった。今後、風化皮膜による年代測定法を方法論的に確立していくためには、計測方法の統一も重要になる。手法については試行錯誤の段階にあるので、研究事例を通じた、風化皮膜による地形編年手法の確立が望まれる。
- 10) 生産以前に風化皮膜が形成されていた礫が混在してい

る可能性は否定できないが、礫生産が活発であったと考え、数多くのサンプリングを行えば0 mmとみなしても問題にはならないと判断した。

- 11) 西千畳敷期まで氷河が残存した三ノ沢Ⅲカル内に化石周氷河斜面が分布することは、小泉・柳町(1982)や小泉・関(1992)の斜面発達史と矛盾する。斜面形成期の細分化の可能性を含めた、この地域の地形発達史については稿を改めて議論したい。

文 献

- 有井琢磨(1986):『氷食谷の研究』。大明堂, 96p.
- 有井琢磨・山川信之(1983):木曾山脈黒川谷上流・中流部における氷食地形の研究。日本地理学会予稿集, 23, 56-57.
- 五百沢智也(1962):槍・穂高連峰付近の最低位堆石堤について。地理学評論, 35, 652-653.
- 五百沢智也(1966):日本の氷河地形。地理, 11(3), 24-30.
- 五百沢智也(1974):空からの氷河地形調査。地理, 19(2), 38-50.
- 五百沢智也(1979):『鳥瞰図譜=日本アルプス』。講談社, 190p.
- 五十嵐八枝子・五十嵐恒夫・大丸裕武・山田 治・宮城豊彦・松下勝秀・平松和彦(1993):北海道の剣淵盆地と富良野盆地における32,000年間の植生変遷史。第四紀研究, 32, 89-105.
- 伊藤真人(1982):北アルプス南部蒲田川右股谷の氷河地形。地学雑誌, 91, 88-103.
- 伊藤真人・正木智幸(1989):槍・穂高連峰に分布する最低位ターミナルモレーンの形成年代。地理学評論, 62A, 438-447.
- 今村学郎(1930):『日本アルプスの氷期と氷河』。岩波書店, 162p.
- 岩船昌起(1990):北アルプス穂高岳・瀧沢カルにおける崖錐の形成期について。東京学芸大学地理学教室卒業論文, 63p. (MS)
- 岩船昌起(1993):北アルプス穂高岳における岩屑表面に形成される風化皮膜の発達過程。日本地理学会予稿集, 44, 164-165.
- 小野有五(1982):氷河地形による最終氷期の降雪量の復元と海水準変動。第四紀研究, 21, 229-243.
- 小野有五・平川一臣(1975):ヴュルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境。地理学評論, 48, 1-26.
- 小野有五・清水長正(1982):木曽駒ヶ岳周辺の氷河地形。日本地理学会予稿集, 21, 60-61.
- 小嶋 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二朗・岩田修二・岡沢修一(1974):白馬岳の地形学的研究。駿台

- 史学, 35 号, 01-086.
- 小泉武栄 (1982): 化石周氷河斜面・雪食凹地の形成から見た晩氷期以降の多雪化について. 第四紀研究, 21, 245-253.
- 小泉武栄・柳町 治 (1982): 木曾山脈主稜線部における周氷河性岩屑生産. 第四紀研究, 20, 281-287.
- 小泉武栄・関 秀明 (1992): 風化被膜から推定した木曾駒ヶ岳の化石周氷河斜面の形成期. 季刊地理学, 44, 245-251.
- 小泉武栄・青柳章一 (1993): 風化皮膜から推定した北アルプス薬師岳高山帯における岩屑の供給期. 地理学評論, 66A, 269-286.
- 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.
- 柴田秀賢 (1954): 木曾谷の地質 第二報. 長野営林局報, 19, 20-27.
- 鈴木秀夫 (1977): 『氷河期の気候』. 古今書院, 178p.
- 徳山 明 (1983): 古期深層風化殻. 地学雑誌, 92, 488-492.
- 徳山 明 (1986a): 古期深層風化殻の形成と後期第三紀以降の地形作用 (I). 地学雑誌, 95, 114-125.
- 徳山 明 (1986b): 古期深層風化殻の形成と後期第三紀以降の地形作用 (II). 地学雑誌, 95, 155-166.
- 長谷川裕彦 (1992): 北アルプス南西部, 打込谷の氷河地形と氷河前進期. 地理学評論, 65A, 320-338.
- 伏島祐一郎 (1993): 多種の相対年代データを統計的に分析する方法 (1) ノンパラメトリック分散分析による推測統計学的対比. 地形, 14, 340-341.
- 町田 洋 (1959): 安倍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——. 地理学評論, 32, 520-531.
- 町田 洋・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.
- 町田 洋・新井房夫 (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.
- 町田 洋・新井房夫 (1992): 『火山灰アトラス——日本列島とその周辺——』. 東京大学出版会, 275p.
- 安田喜憲 (1980): 日本列島における豪雪地帯の出現期と人類の居住とのかかわりについて. 『西村嘉助先生退官記念地理学論文集』, 257-280.
- 柳井清治・五十嵐八枝子 (1990): 北海道日高地方海岸段丘における斜面崩壊の発生史と古環境. 第四紀研究, 29, 319-336.
- 柳町 治 (1983): 木曾山脈北部における最終氷期の氷河の消長と編年. 地学雑誌, 92, 152-172.
- 柳町 治 (1987): 氷河・周氷河地形から見た中部日本における最終氷期の気候. 第四紀研究, 25, 295-303.
- 渡辺悌二 (1990): 氷河・周氷河堆積物を主対象とした相対年代法. 第四紀研究, 29, 49-77.
- Birkeland, P. W. (1973): Use of relative age-dating methods in a stratigraphic study of rock glacier deposits, Mt. Sopris, Colorado. *Arctic and Alpine Res.*, 5, 401-416.
- Burke, R. M. and Birkeland, P. W. (1979): Reevaluation of multiparameter relative dating techniques and their application to the Glacial sequence along the eastern escarpment of the Sierra Nevada, California. *Quat. Res.*, 11, 21-51.
- Carrara, P. E. and Andrews, J. T. (1975): Holocene glacial/periglacial record, northern San Juan Mountains, Southwestern Colorado. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 155-174.
- Černohouz, J., and Šolc, I. (1966): Use of sandstone wanes and weathered basaltic crust in absolute chronology. *Nature*, 212, 806-807.
- Chinn, T. J. H. (1981): Use of weathering-rind thickness for Holocene absolute age-dating in New Zealand. *Arctic and Alpine Res.*, 13, 33-45.
- Colman, S. M. (1981): Rock-weathering rates as function of time. *Quat. Res.*, 15, 250-264.
- Colman, S. M. and Pierce, K. L. (1981): Weathering rind on andesitic and basaltic stones as a Quaternary age indicator, western United States. U. S. Geol. Survey Prof. Pap., 1210, 1-56.
- Ito, M. and Vorndran, G. (1983): Glacial geomorphology and snow-lines of younger Quaternary around the Yari-Hotaka Mountain Range, Northern Alps, Central Japan. *Polarforschung*, 53(1), 75-89.
- Kobayashi, K. (1958): Quaternary glaciation of the Japan Alps. *Jour. Fac. Lib. Arts and Sci. Shinshu Univ.*, 8, 13-67.
- 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. Lib. Arts and Sci. Shinshu Univ.*, 1, 97-113.
- Mercer, J. H. (1969): The allerød oscillation: a European climatic anomaly?. *Arctic and Alpine Res.*, 1, 227-234.
- Ono, Y. (1980): Glacial and periglacial geomorphology in Japan. *Progr. Phys. Geogr.*, 4, 149-160.
- Rind, D., Peteet, D., Broecker, W. G., McIntyre, A. and W. Ruddiman (1986): The impact of cold North

- Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling (11-10k). *Climate Dynamics*, 1, 3-33.
- Sakaguchi, Y. (1978): Climatic changes in central Japan since, 38, 400yBP—viewed from palynological study on Ozegahara deposits—. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 10, 1-10.
- Sissons, J. B. (1979): The Loch Lomond stadial in the British Isles. *Nature*, 280, 199-202.
- Yasuda, Y. (1978): Prehistoric environment in Japan palynological approach. *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 7th Ser. (Geogr.), 28, 117-281.

Chronological Study of Glacial Advances Based on the Weathering-Rind Thickness of Morainic Gravels in the Northern Part of the Central Japan Alps

Tatsuto AOKI*

In Japanese high mountains, glaciers advanced during the Last Glacial period to form cirques and moraines. The chronology of these glacial landforms is important for examining landforms development in the high mountains and for reconstructing the Last Glacial paleoenvironment. In high mountains, however, it is difficult to find the key tephra layers and/or radiocarbon samples for dating. Therefore, weathering-rind thickness (WRT) of gravels (Fig. 4) has frequently been used for dating moraines and debris slopes. Recent studies in Japan have also determined the age of glacial and periglacial landforms using the WRT, yet little attention has been paid to the statistical significance of the dating. This study discusses the glacial fluctuation history of the northern Central Japan Alps on the basis of the statistical interpretation of the WRT values. Eleven moraines in five cirques were selected for the analysis (Fig. 3-a~c).

The measured WRT values are large for lower moraines, but small for higher moraines. In addition, the WRT values have no correlation with the depth of the granular exfoliation pits developed on gravels, which reflect the effect of denudation on gravel surfaces (Fig. 7). Thus, the WRT values depend not on the difference in the denudation process but on the age of the moraines.

In the study area, two moraines were dated at 35ka and 25ka, respectively, using tephrochronological methods (Yanagimachi, 1983). The relationships between the ages and the WRT values for the two moraines can be expressed as:

$$W = 4.33 \times 10^{-2} t^{0.50}$$

or

$$W = 10.26 \log (1 + 1.36 \times 10^{-4} t)$$

The ages of the other undated moraines can be estimated by the substitution of their WRT values into these equations (Fig. 6; Table 2). The moraines can be divided into three groups according to their estimated ages: ca. 35ka, 1.9~2.6ka, and 11~12ka. This grouping is confirmed by the Kruskal-Wallis test, which is a nonparametric statistical method (Table 3).

Based on the WRT values and the mathematical errors involved in the WRT method, the ages of the glacial advance stages are determined as follows (Fig. 8): 1) Inagawa Stage, the early stage of the Last Glacial Age; 2) Nishisenjojiki Stage, around the Last Glacial Maximum; and 3) San'nosawa Stage, the Late Glacial. The age of the third stage has not been determined in previous research in the Central Japan Alps. The stage can be correlated to the Younger Dryas stage, because glacial advances in Japan are known to have occurred during the colder substages of the Last Glacial Age.

Key words : Central Japan Alps, weathering-rind thickness, growth curve, glacial chronology, Younger Dryas stage