新しい年代測定法によるヒマラヤの第四紀後期の氷河編年

塚本 す み 子*

Late Quaternary Glacial Chronology of the Himalayas by New Numerical Dating Methods

Sumiko TSUKAMOTO *

Abstract

A review of the current knowledge of glacial chronologies obtained by optically stimulated luminescence (OSL) and cosmogenic radionuclide (CRN) dating methods from the Himalayas is presented. The areas include Pamir-Alai, Chitral, Swat, Nanga Parbat, Hunza, Lahul, Zaskar, Garhwal, Khumbu, and Kanchenjunga. These data show that the local last glacial maximum occurred during the early part of the last glacial cycle in the Western Himalaya, Karakorum, and Hindukush. It is also shown that a synchronous glacial re-advance occurred at around 10 ka. However, more precise dates are needed to reconst the glacial history of the Himalayas, and to discuss the forcing mechanism of glacial fluctuations.

Key words: Himalayas, glacier variation, OSL dating, CRN dating, Indian monsoon

キーワード: ヒマラヤ, 氷河変動, OSL 年代測定, CRN 年代測定, インドモンスーン

I. はじめに

ヒマラヤ山脈は東西約 3000 km 以上, 平均標高 6000 m 以上におよぶ山脈であり, その北側に隣接し, 面積約 120 万 km², 平均標高約 4500 m のチベット高原とあわせ, 世界一の山塊をなしている (安成・藤井, 1983)。現在, 地球上に存在する氷河・氷床のうち, 極地域をのぞく多くの氷河が, ヒマラヤ山脈およびその周辺 (ヒマラヤ, チベット, カラコルム, ヒンドゥクシュ) に分布している。またこの地域には, 過去においても多数の氷河が存在していたことが, 氷河地形や堆積物など, 数多くの証拠から示されている。しかしながら, 過去の氷河前進の年代に関しては, ¹⁴C 年代が測定可能な有機物試料がほとんど存在しないことから,

最近になるまではほとんどわかっていなかった。1990 年代の後半以降, 光ルミネッセンス (optically stimulated luminescence: OSL) 年代測定法および, 宇宙線生成核種 (cosmogenic radionuclide: CRN) 年代測定法を用いて, 過去の氷河前進期の年代を推定する研究が盛んに行われるようになった。前者は氷河堆積物中に含まれる石英・長石, 後者は氷河地形表面の礫や侵食面における基盤岩の石英を利用して, いずれも氷河前進期または後退期の年代をダイレクトに推定するものである。

本稿は, ヒマラヤ山脈およびその周辺における氷河地形・堆積物から求められた過去の氷河前進期の年代に関する研究のレビューを行い, ヒマラヤ周辺の各地域において, いつ頃どのような規模

* 東京都立大学大学院理学研究科地理学教室

* Department of Geography, Tokyo Metropolitan University

図 1 ヒマラヤ山脈およびその周辺で過去の氷河前進期の数値年代が求められた地域。

MIS3 に氷河が拡大したことが数値年代測定により確認され、ほぼ確実にある地域を黒い星印、MIS3⁻⁴にあたる氷河前進期の年代が得られているものの、相反するデータも存在し、この時期の年代が不確実なものをグレーの星印、MIS3⁻⁴の大規模な氷河前進が確認されていないか小規模であり、むしろ MIS2 に氷河が拡大していた地域を白い星印で示す。地点の横の番号は 1：パミール・アライ、2：チトラル、3：スワートおよびインダス川中流部、4：ナンガ・パルバット、5：フンザ、6：ラフル、7：ザンスカール、8：ガルワル、9：クンプ、10：カンチェンジュンガに対応する。

Fig. 1 Map of the study areas discussed in this paper.

Black stars denote the areas where extensive glacial advance occurred during the MIS3⁻⁴. White stars denote the areas where the glaciers expanded during the MIS2 at most. Controversy exists on the timing of the maximum advance for the area shown in a gray star. 1: Pamir-Alai, 2: Chitral, 3: Swat and Middle Indus Valley, 4: Nanga Parbat, 5: Hunza, 6: Lahul, 7: Zaskar, 8: Garhwal, 9: Khumbu, 10: Kanchenjunga.

で氷河が拡大していたかや、どのような地域差があったかを明らかにすることを目的とする。対象とする地域は、氷河前進期が数値年代をもとに議論されているパミール高原のパミール・アライ、ヒンドゥクシュ山脈のチトラル、カラコルム山脈のスワートおよびインダス川中流部、ナンガ・パルバット、フンザ、ヒマラヤ山脈のラフル、ザンスカール、ガルワル、クンプ、カンチェンジュンガの各山域である(図1)。その際、各論文で求められた数値年代について、その論文の著者の解釈

にとらわれず、個々のデータを客観的に評価し、整理することを試みた。ここで取り上げた論文は OSL および CRN 法により氷河前進期の年代を求めたものに加え、埋没土壌等の ¹⁴C 年代測定を適用した研究も含まれるが、これらの多くが 1990 年代の後半以降、とくに 2000 年以降に出版されたものである。1990 年代前半までの研究については、岩田(1990)、白岩(1993)、Owen *et al.*(1998) 等のレビュー論文を参照願いたい。

図 2 OSL および CRN 年代測定に用いられる試料の採取位置。
Benn and Owen (2002) をもとに作成。

Fig. 2 Possible sampling locations for OSL and CRN dating of moraines and associated deposits and landforms, based on Benn and Owen, 2002.

II. 氷河前進期の年代測定法

1) 光ルミネッセンス (OSL) 年代測定法

OSL 年代測定法は、石英や長石の粒子に光刺激を与えると発光することを利用した年代測定法である。OSL の発光強度は試料が自然放射線を受けることにより時代とともに増大するが、太陽光を受けるとブリーチ（漂白、転じて発光のもとである電子が開放され、もとにもどること）され、発光強度が 0 に戻る。OSL の発光強度は、石英や長石が堆積物として埋積されると再び自然放射線をあびて増加するので、OSL 発光強度を測定することにより、堆積年代を求めることができる (Huntley *et al.*, 1985)。

氷河堆積物を用いて OSL 年代測定を行う場合、対象となる試料は、

- 1) 氷河上のデブリ（岩屑）や氷河表面の水流を起源とする堆積物
- 2) 融氷河成堆積物
- 3) 氷河湖成堆積物

があげられる (図 2)。OSL 年代測定の場合、太陽光によってブリーチされ、埋積により光から遮断されたときに年代測定の時計がスタートするため、1) の場合は氷河前進期の年代を示すと考えられる。しかし 2) や 3) では、試料採取位置が氷河末端から離れている場合、どのモレーンに対応する堆積物なのか不明瞭であったり、堆積物の形成と氷

河前進期との関係がよくわからなかったりする場合もあるので注意が必要である。

また、OSL 年代測定においては、石英や長石が堆積前に十分にブリーチを受けていることが必要となる。太陽光によるブリーチに必要な時間は石英の場合 5 秒、長石の場合 9 分程度とされている。ブリーチが十分でない堆積物の場合は、一般に十分にブリーチされた粒子とそうでない粒子が混ざっている、つまり不均一なブリーチを受けた状態であるため、ブリーチが十分であったかどうかを確認する方法として、以下のような点が挙げられている (Richards, 2000)。

- ・ 1 つの試料採取地点で複数の試料を採取して年代を比較する。
- ・ 石英と長石ではブリーチにかかる時間が異なるため、それぞれについて年代を求め、一致するかどうかを確かめる。

OSL 年代測定法では、まず試料が太陽光によってブリーチされてから現在までにあびた自然放射線の量（等価線量： D_e ）を求め、試料に含まれる放射性元素の濃度から年間線量（ $D(\dot{D})$ ）を推定する。OSL 年代は、 D_e を $D(\dot{D})$ で割ることによって求められる。従来は、等価線量を推定するために、試料を通常 24 枚の金属円盤（ディスク）に分けてのせ、これらをディスク 4 枚ずつ 6 つのグループに分け、5 つのグループについて異なる線量の放射線を照射し、OSL 信号強度の成長曲線を

0 まで外挿して等価線量を推定していた。この方法をマルチアリコット付加線量法 (multiple aliquot additive dose method: MAAD) とよぶ。本稿でレビューする OSL 年代測定結果は、特に断りのない場合は MAAD 法により求められたものである。

しかし最近、1 枚のディスクを繰り返し照射・測定して等価線量を求めるシングルアリコット法 (single aliquot method) が開発された。シングルアリコット法にはさらに、Duller (1991) による付加線量法 (single aliquot additive dose method: SAAD) と Murray and Wintle (2000) による再生曲線法 (single aliquot regenerative-dose method: SAR) があるが、現在ではほとんどの OSL 年代測定が SAR 法を用いて行われている。氷河堆積物にシングルアリコット法を適用するメリットは、1 枚のディスクの中に少しでもブリーチされていない粒子が含まれていると、 D_e が過大評価されることでチェックできることである。そこで 1 つの試料の数多くのディスクについて D_e を求め、 D_e のばらつきの大小や D_e の分布が正規分布になるか否かで、上で述べた Richards (2000) の方法を用いなくても堆積前のブリーチが完全であったかどうかを評価することができる。

2) 宇宙線生成核種 (CRN) 年代測定

宇宙線生成核種 (cosmogenic radionuclide: CRN) 年代測定は、宇宙線の作用で生成される核種を用いた年代測定法である。氷河前進期の年代測定の場合は、 ^{10}Be および ^{26}Al が主に用いられる。 ^{10}Be は岩石中の酸素が宇宙線をあびることにより破碎されて生じる。同様に ^{26}Al は Si 原子の破碎より作られる。宇宙線によって生成される核種の量は単位時間あたり一定であるため、 ^{10}Be や ^{26}Al の量を測定し、1 年あたりに生成される核種の量で割れば、試料が露出した年代を求めることができる。

氷河地形を利用して CRN 年代測定を行う場合、対象となる試料は

- 1) モレーン上の巨礫
- 2) ドラムリン上の巨礫
- 3) 基盤岩の露出した氷食谷の表面

などである (図 2; Owen *et al.*, 2001)。1) の場合は、CRN 年代は氷河前進期の年代と考えることができる。しかし、2) の場合、礫が氷河底にある間は宇宙線の照射は行われないため、CRN 年代は氷河の融解した年代と考えられる。また、3) の場合も同様に後退期の年代が求められる。

III. 各地の氷河変動とその編年

1) パミール・アライ

Narama (2002) は、パミール・アライおよび西天山に分布する氷河地形の調査を行い、モレーンの位置や地形の開析度合、植生や土壌の発達程度などにより、各地域の氷河前進期を大きく 4 つのステージに区分した。このうち、パミール・アライでは、アクス氷河およびアクダバン氷河がつくる谷の合流部付近に、Ak7-8 などもっとも古いトルキスタン IV 期のモレーン群が分布している (図 3)。また、このモレーン群のすぐ上流側の U 字谷中には数多くのハンモッキーモレーンが認められた (図 3)。このハンモッキーモレーン基部の埋没土壌から $20,760 \pm 70 \text{ yr BP}$ の ^{14}C 年代が得られたため、トルキスタン IV 期は MIS2 に対比された。また、谷の合流部より約 3 km 上流のカラス谷には、融氷河流により形成されたと考えられる段丘状のリッジが存在し、これを構成する礫層にはさまれた土壌より、 $36,900 \pm 210 \text{ yr BP}$ の ^{14}C 年代が得られた (図 3)。同様に、同地域のアサン・ウサン氷河前面のモレーンからも MIS3 にあたる ^{14}C 年代が得られた。したがって、この地域の氷河は、MIS2 に拡大し、MIS3 には縮小していたことが推定された (Narama, 2002)。

2) チトラル

Kamp (2001) は、ヒンドウクシュ山脈東部にあたる、パキスタン北部のチトラル付近の過去の氷河変動の研究を行った。氷河地形および堆積物の分布から、チトラル付近においては、過去に 2 回の大規模な氷河前進期であるドロシュ期およびプレト期、その後の小規模な前進期としてシャンドゥール期とバルム期が区分された。ドロシュ期とプレト期の氷河末端高度の標高は約 1300 m および 1670 m で、氷河平衡線高度の低下量はそれ

図 3 パミール・アライ、アクス氷河およびアクダバン氷河下流の氷河地形分布とその¹⁴C年代 (Narama, 2002 に加筆)。

Fig. 3 Distribution of glacial landforms and bedrock lithology in the Ak-Mechav Valley, downvalley of Ak-Davan and Ak-Su glaciers. Sampling locations for ¹⁴C dating and their ages are also shown (adapted from Narama, 2002).

ぞれ、1200 m および 1000 m と推定されており、ともに大規模に氷河が前進していた時期であることがわかる。Kamp (2001) は、ドロシュ期とプレト期に対比される氷河堆積物の OSL 年代測定を、カリ長石を用いた SAAD 法 (Duller, 1991) で行ったが、用いられたディスクは 1 試料につき 1 枚のみであった。この結果、ドロシュ期の氷河堆積物から採取した 5 試料の年代は 50–190 ka の幅をもっていたが、Kamp (2001) はドロシュ期を最終間氷期以前の氷期 (MIS6) に対比した。

Owen *et al.* (2002c) は、Kamp (2001) の行った OSL 年代測定が、各試料につきディスク 1 枚のみの測定に基づいていることや、石英ではな

くカリ長石が用いられていることから、同一試料を石英を用いた SAR 法により測定しなおし、年代の再評価を行った。石英による OSL 年代測定が望ましい理由は、石英のほうがカリ長石よりブリーチにかかる時間が短いため、完全にブリーチが行われている可能性が高くなるためである。SAR 法による年代測定の結果、いずれの試料の年代も大幅に若くなり、ドロシュ期の年代は 36.6–52.0 ka (4 試料)、プレト期の年代は 7.7 ± 0.8 ka (1 試料) と推定された。Kamp (2001) による年代は、不完全なブリーチをしか受けていない粒子が混入していたせいで OSL 年代を過大評価していたと推定される。

3) スワートおよびインダス川中流部

Porter (1970) はカラコルム山脈のスワート地域の氷河地形の編年を行い、古いほうからライコット期、ガブラル I 期、ガブラル II 期、ガブラル III 期、カラム I 期、カラム II 期、カラム III 期に区分した。Richards *et al.* (2000b) は、標高 2200 m のカラムで採取した 2 つの試料の OSL 年代測定を行った。この結果、カラム砂層とよばれ、ガブラル II 期に支流からの氷河により本流がせきとめられて堆積したと考えられる堆積物の石英から 77.2 ± 18.1 ka の OSL 年代が得られた。また、カラム I 期のモレーンを構成する堆積物では、石英と長石から求められた OSL 年代がともに誤差の範囲で一致し、その平均が 37.9 ± 4.3 ka となった。

また Richards *et al.* (2000b) は、ナンガ・パルバット西方のインダス川中流部、シャティアルにおいて、氷河堆積物の OSL 年代測定を行った。シャティアル付近では標高 850 m にモレーンが存在し、このモレーンはインダス川流域では最低位にあたる。このモレーンの末端部を構成する成層した砂礫層中の石英から得られた OSL 年代は 59.1 ± 8.5 ka となった。

4) ナンガ・パルバット

パキスタン北部のナンガ・パルバット周辺には、第四紀中～後期に少なくとも 2 回の大規模な氷河前進期と 1 回の小規模な前進期があったと考えられてきた (Derbyshire and Owen, 1997; Owen *et al.*, 2000)。Phillips *et al.* (2000) は、ナンガ・パルバット南麓のルバイ氷河、北麓のバトロ氷河、ライコット氷河、およびプルダール氷河の下流部に分布するモレーン上の巨礫について、 ^{10}Be を用いた CRN 年代測定を行った (図 4)。また、氷河前面に生じた湖の堆積物の長石を用いて SAAD 法による OSL 年代測定も行った。この結果、ナンガ・パルバットでは MIS3 にあたる 60–30 ka にもっとも氷河が前進したことがわかった。これは、3 つの CRN 年代と 1 つの OSL 年代に基づくもので、その年代は MIS3 前半の 56.4 ± 5.2 ka (CRN), 54.3 ± 4.6 ka (CRN) と後半の 34.0 ± 4.7 ka (OSL), 33.7 ± 3.1 ka

(CRN) に分かれる。しかし、これが 2 回的前進期に分けられるかどうかについては言及されていない。

彼らは、完新世については、10 試料の年代をもとに、前期の 8 ka 頃に小規模な前進がおこった後に徐々に後退し、5.5 ka 頃の停滞期のあとは急速に後退したと考えた。また、MIS2 にはモンスーンの活動が不活発で氷河は前進しなかったとした。

しかし、Richards *et al.* (2000b) は、Phillips *et al.* (2000) によって 8.4 ± 1.1 ka の年代が得られたのとほぼ同じ地点で氷河上メルトアウトティルにはさまれた砂層の石英を用いて OSL 年代測定を行い、 15.1 ± 4.4 ka を得た (図 4)。また、Richards *et al.* (2000b) は、ナンガ・パルバットの北側を流れるインダス川沿いの露頭より融氷河堆積物を採取し、石英から 22.6 ± 3.4 ka、長石から 20.6 ± 3.0 ka の OSL 年代を得た (図 4)。このことから、現時点ではナンガ・パルバット周辺にも小規模ながら MIS2 の氷河前進があったと考えるのが妥当であろう。

5) フンザ

カラコルム山脈のフンザ谷は氷河地形の保存がよく、Derbyshire *et al.* (1984) はモレーンを形成時代の新しいものから、パス I・II 期、バツラ期、グルキン I・II 期、ボリット・ジェール期、ユンツ期、シャノズ期の各氷河前進期に区分した。Owen *et al.* (2002a) はこのうち、バツラ期、グルキン I・II 期、ボリット・ジェール期、ユンツ期のモレーン上から巨礫を、ボリット・ジェール期においては侵食谷の表面も採取し、 ^{10}Be 、 ^{26}Al を用いた CRN 年代測定を行った。各前進期について 5–7 個の試料を用い、 ^{10}Be による年代と ^{26}Al の年代を平均した結果、氷河前進期の年代は、バツラ期が 9.0–10.8 ka、グルキン I 期が 15.3–18.4 ka、グルキン II 期が 21.8–25.7 ka、ボリット・ジェール期が 43.2–54.7 ka となった。

しかし、ユンツ期については、5 試料すべてがボリット・ジェール期よりも若い年代 (23.2–38.4 ka) を示した。ユンツ期は地形層序学的に明らかにボリット・ジェール期より古いので、これらの若い年代は、試料とした礫の表面がユンツ期

図 4 ナンガ・パルバット周辺における過去の氷河拡大範囲と Phillips *et al.* (2000), Richards *et al.* (2000b) による CRN, OSL 年代 (Phillips *et al.*, 2000 に加筆). 縦線部分は現在の氷河で, 点線が氷河の最大拡大範囲を示す. 黒色部分は Phillips *et al.* (2000) の年代測定結果に基づいた完新世の最大拡大範囲, ハッチ部分は完新世中期の再拡大または停滞域を示す.

Fig. 4 CRN and OSL ages obtained by Phillips *et al.* (2000) and Richards *et al.* (2000b) and former extent of glaciers around Nanga Parbat (adopted from Phillips *et al.*, 2000). Ruled pattern and dashed line indicate the present and maximal extent of glaciers, respectively. Black indicates maximal extent of deposits dated as Holocene, and shaded area indicates mid Holocene readvance and/or stillstand by Phillips *et al.* (2000).

以降に破碎されて新たに露出したか、礫の転倒により露出面が変化したかのいずれかによるものではないかと推定されている。

6) ラフル

インド北部、ヒマチャル・プラデシュ州のラフルヒマラヤの氷河地形は Owen *et al.* (1996, 1997) によって、チャンドラ期、バタル期、クルチ期、ソナピニ I・II 期に区分され、ソナピニ I 期は過去数百年間、ソナピニ II 期は完新世に形成されたモレーンと考えられた。Owen *et al.* (1997)

は、バタル期の氷河の後退時に形成された湖にたまったデルタの堆積物から 43.4 ± 10.3 ka, クルチ期のティルに覆われる融氷河流堆積物より 36.9 ± 8.4 ka の OSL 年代を得た。この結果から、バタル期の氷河は MIS ステージ 4 から 3 の初期にかけて前進し、43 ka 頃から後退しはじめたこと、クルチ期は 37 ka よりも新しいことが推定された。また、バタル期の氷河堆積物上に発達した泥炭の ^{14}C 年代は 9160 ± 70 yr BP (10,224–10,313 cal. yr BP) を示したため、この泥炭がクルチ期の氷河の

融解時期に形成されたことが推定された。

Owen *et al.* (2001) は、バタル期とクルチ期の年代を CRN 年代測定により再度検証した。彼らは各時期の年代を推定するため、1) モレーン上の礫、2) ドラムリン上の礫、3) 氷食谷の表面、の 3 種類の試料の年代を ^{10}Be および ^{26}Al 法により求めた。この結果、バタル期の年代は 12–15.5 ka、クルチ期の年代は 10–11.4 ka であったと推定した。バタル期の新しい年代は、Owen *et al.* (1997) の OSL 年代と矛盾するが、これは OSL 年代測定に用いた試料が、比較的短時間に堆積したデルタの堆積物であったため、ブリーチが十分でなかったためではないかと考えた。しかし彼らは、バタル期のモレーンやドラムリンの侵食が進んでいるのに対し、クルチ期のモレーンは新鮮であると記述している。今回得られた CRN 年代が、この地形の侵食程度の差を説明できるのか、また、OSL 試料のブリーチは本当に十分でなかったのかなど、さらに検討が必要であると筆者は考えている。

7) ザンスカール

Taylor and Mitchell (2000) は、インド北部のザンスカール山脈における過去の氷河変動について OSL 年代測定をもとに明らかにした。彼らは、Owen *et al.* (1996, 1997) による、南側に隣接するラフルでの研究に基づき、ザンスカールでの氷河地形を、ラフルでのそれと対比し、古いほうからチャンドラ期、バタル期、クルチ期、ソナピニ期と名づけ、バタル期とクルチ期について堆積物中の石英を用いた OSL 年代測定を行った。

まずバタル期の年代に関しては、バタル期の最前進期に堆積したと考えられる湖成層から 78.0 ± 12.3 ka、バタル期の氷河のせき止めにより生じたと考えられる層厚 180 m の湖成層の頂部より 40.0 ± 9.3 ka が得られた。前者はバタル期の最前進期の年代、後者は後退期の年代と解釈された。

また、クルチ期に関しては、クルチ期最盛期のモレーンを構成する堆積物より 16.2 ± 5.6 ka および 12.2 ± 4.8 ka、また、リセッショナルモレーンのうち最拡大期に近いものから 13.1 ± 4.9 ka、より後退した時期のものから 10.2 ± 2.1 ka が得られた。

8) ガルワル

Sharma and Owen (1996) による、インド北部のガルワルヒマラヤのバギラチ谷における研究は、OSL 年代測定法を氷河堆積物に初めて適用したものである。彼らは、バギラチ谷でもっとも氷河が前進していたバギラチ期のターミナルモレーンを構成する堆積物から、 62.9 ± 8.6 ka の OSL 年代を得た。また、ラテラルモレーンの堆積物等の OSL 年代より、バギラチ期の氷河は 5 ka 頃まで徐々に後退し、その直後にシプリン期の再前進がおこったと推定した。

9) クンブ

エベレストを源流とする氷河が分布するクンブ地域の氷河地形について、Iwata (1976) はロブチェ I・II・III 期、トゥクラ期、ペリチェ期、およびタンボチェ期の氷河前進期を認め、ロブチェ I 期を 19 世紀から 20 世紀初頭、ロブチェ III 期を小氷期、トゥクラ期をネオグレースシャル、ペリチェ期とトゥクラ期を最終氷期の後半と前半の亜氷期に対比した。

青木・今村 (1999) は、ペリチェ期のターミナルモレーン上面に露出する 2 つの巨礫の表面部分をサンプリングして、 ^{10}Be による CRN 年代を求めた。この結果、2 試料の年代はそれぞれ、 16.9 ± 0.8 ka、 12.9 ± 0.8 ka となり、ペリチェ期がグローバルな LGM にあたることが確かめられた。

Richards *et al.* (2000a) は、氷河上メルトアウトティルにはさまれ、氷河表面の水流起源と考えられる砂層を採取し、主として石英を用いて OSL 年代測定を行った。この結果、Iwata (1976) のロブチェ III 期に相当すると思われるモレーンから 2.5 ± 0.4 ka、トゥクラ期のモレーンの表層部分より 1.1 ± 0.2 ka、本体部分から 9.3–10.9 ka、ペリチェ期のモレーンより 18.7–24.0 ka の年代が得られた。また、Iwata (1976) によりタンボチェ期のターミナルモレーンとされた最終氷期の氷河最拡大期のモレーンからも、21.3–25.3 ka の年代が得られた。Richards *et al.* (2000a) は、このタンボチェのモレーンは本流のイムジャ・コーラではなく、支谷からのラテラルモレーンであると考えた。これらの結果に基づき、Richards らは、

図 5 ネパール、カンチェンジュンガ地域における氷河および氷河地形とその OSL 年代 (Tsukamoto *et al.*, 2002 に加筆).

Fig. 5 Distribution of glacial landforms and OSL ages of sediments obtained in the Kanchenjunga Himal, Nepal (adapted from Tsukamoto *et al.*, 2002).

クンブ地域では最終氷期以降 1–2 ka, 10 ka, 18–25 ka の 3 回の氷河前進期があったと結論づけた。

10) カンチェンジュンガ

ネパール東部のカンチェンジュンガ地域の氷河地形は、Kuhle (1990) により 10 回の氷河前進期に区分され、最終氷期極相期には標高 890 m の地点まで氷河が拡大したことが推定された。これに対して、Asahi and Watanabe (2000) は、カンチェンジュンガ氷河下流のグンサ谷では標高

2700 m 以上では U 字谷だが、これより下流では V 字谷に変わって氷河地形が全く認められないことから、最終氷期における氷河の拡大範囲は 2700 m までと考え、I 期から IV 期の 4 回の氷河前進期に区分した。

Tsukamoto *et al.* (2002) は、Asahi and Watanabe (2000) の地形区分を踏襲し、カンチェンジュンガ氷河下流のグンサ谷とヤルン氷河下流のシンプワ谷において、II, III, IV 期にあたるモ

レーンを構成するティルおよび融氷河堆積物から試料を採取し、OSL年代測定を行った(図5)。試料は、ブリーチが不均一である可能性を考え、Richards (2000) にしたがって1カ所をのぞき2試料ずつを採取し、試料中に含まれる石英・長石を用いてSAR法により年代測定を行った。この結果、Asahi and Watanabe (2000) の4回の氷河前進期のうち、グンサ谷のII期のモレーンを構成するティルからは、石英から 5.3 ± 1.2 ka、長石から 6.1 ± 1.0 kaのOSL年代が得られた。また、シンプワ谷のIII期のモレーンからは、石英を用いた場合 9.8 ± 0.6 ka、長石からは 8.1 ± 0.7 ka、 9.0 ± 1.4 kaの年代が得られた。氷河がもっとも拡大したグンサ谷のIV期のモレーンからは長石のみからOSL年代が求められ、 20.2 ± 2.2 kaおよび 21.1 ± 3.2 kaを示した。同じ露頭から採取した複数試料の年代および、石英と長石から求めた年代はそれぞれ誤差範囲で一致しており、この研究で用いた試料が十分にブリーチされていたことが確認できた。上記の年代はいずれも1つの試料につき10-20個の測定用ディスクを作り、それぞれについて D_e を求めたもので、これらの標準誤差は10%程度であり、このことから、堆積前のブリーチが十分であったことがわかった。以上のことから、カンチェンジュンガ地域では、MIS2にあたる20-21 kaに氷河の最大拡大期があり、5-6 ka、8-10 kaにも前進期があったことが推定された。

また、ヤマタリ・タルでは、III期のモレーン基底部分の変形ティル(deformation till)が採取され、長石から求められたOSL年代は 36.5 ± 2.8 kaおよび 38.8 ± 6.3 kaとなった(図5)。変形ティルの場合、当該モレーンをつくった氷河前進期には、氷河底にあったと推定されるが、同一露頭から採取した2つの試料は同じ年代を示しており、SAR法による年代のばらつきも氷河上起源の試料と同様小さかった。そこで、Tsukamoto *et al.* (2002) は、37-39 kaにも氷河前進期があり、そのとき堆積したティルがII期の氷河底にとりこまれ、変形ティルとして再堆積したと考えた。

IV. 考 察

1) 氷河前進期と最大拡大期

これまでに明らかになったヒマラヤ地域の氷河前進期とその年代を表1にまとめた。この表では各地域で認定されている氷河前進期のうち、数値年代が得られているものだけをのせている。最近の研究(Richards *et al.* 2000a; Owen *et al.*, 2002b; Tsukamoto *et al.*, 2002)では、時代の異なるすべての氷河前進期について年代が求められているが、初期の研究には必ずしも系統的に試料採取が行われていないものもある(たとえば、Sharma and Owen, 1996; Owen *et al.*, 1997)ので、空白になっているところは氷河前進期がないという意味では必ずしもないことを断っておく。また表1には、最終氷期における各地域の氷河の最大拡大期を太枠で示した。

表1を見ると、最終氷期におけるヒマラヤ周辺の氷河前進期について、いくつかの特徴が浮かび上がってくる。まず、ほとんどの地域で、更新世末から完新世初頭にかけての8-11 kaに氷河が前進していることである。この前進期について、Phillips *et al.* (2000) は、8.2 kaの世界的な寒冷イベント(Alley *et al.*, 1997)と対応しているのではないかと考え、Owen *et al.* (2002b) は、完新世初頭にミランコビッチ曲線で示される日射量がピークに達することから、アジアモンスーンが強まり、夏季の降雪量が増加した結果、氷河が前進したと考えた。

また、すでに多くの研究で指摘されているように(たとえば、Benn and Owen, 1998; Owen *et al.*, 1998)、カラコルムとヒンドウクシュ、ヒマラヤ西部では、MIS3-4に最大拡大期があり、大陸氷床の拡大期(グローバルなLGM)と同調していない。MIS3-4における氷河前進期の数値年代には、40 ka前後とそれより古い60 ka前後、80 ka前後のものがあるが(表1)、この時期に何回の氷河前進期があり、最大拡大期の規模や年代が地域によってどのように異なっていたかの詳細は、現在までに得られた数値年代の数や精度で議論することは難しい。

表 1 ヒマラヤ山脈およびその周辺における

Table 1 Late Quaternary glacial advances and

		パミール・アライ (Pamir-Arai)	チトラル (Chitral)	スワートおよび インダス川中流 (Swat and Middle Indus Valley)	フンザ (Hunza)	ナンガ・パルバット (Nanga Parbat)
		Narama (2002)	Owen <i>et al.</i> (2002c)	Richards <i>et al.</i> (2000b)	Owen <i>et al.</i> (2002b)	Phillips <i>et al.</i> (2000), Richards <i>et al.</i> (2000b)
MIS ステージ	1	トルキスタン III 期 1-4 ka [§]				
			ブレト期 8 ka ^{**}		バツラ期 9-11 ka [#]	— 8-9 ka [#]
	2				グルキン I 期 15-18 ka [#]	— 15-22 ka [*]
		トルキスタン IV 期 20 ka [§]			グルキン II 期 22-26 ka [#]	
	3		ドロシュ期 37-52 ka ^{**}	カラム期 38 ka [*] シャティアル 59 ka [*]	ポリット・ジュール期 43-55 ka [#]	— 30-60 ka [‡]
	4					
	5			ガブラル期 78 ka [*]		

* MAAD 法による OSL 年代, ** SAR 法による OSL 年代, # CRN 年代, ¹⁴C 年代, ‡ 複数の年代測定法による。

一方、グローバルな LGM にあたる 20 ka 前後の氷河前進が顕著なのは、北西部のパミールアライとヒマラヤ東部のクンプ、カンチェンジュンガのみである。

また、氷河前進期とグローバルな気候との関係について、Owen *et al.* (2002b) は、カラコルムのフンザで氷河前進期がハインリッヒイベントと同調しておこったと考えた。しかし実際には彼らの CRN 年代値は前進期ごとに大きくばらついており、ハインリッヒイベントのように短期間でおこったイベントの時期と比較することは、困難と考えられる。

2) 氷河拡大の原因

現在、ヒマラヤ山脈では、インドモンスーンの影響で夏に降水がある。また、カラコルムやヒンドゥクシュでは、夏にはインドモンスーンの影響で、冬には偏西風の影響で地中海・黒海・カスピ海からの水蒸気により降雪がある。一方パミール

アライではインドモンスーンの影響は受けず、偏西風の影響下にある。

氷期には、このような気候環境は現在とは異なっていたことが考えられる。ヒマラヤ西部やカラコルムにおいて、MIS2 の氷河前進が顕著でないのは、この時期には夏の大陸と海洋の温度差が小さく、アジアモンスーンが不活発であったためと考えられている (Owen *et al.*, 2002a)。また、ヒマラヤ東部で MIS2 に氷河がもっとも拡大したのは、MIS2 にはインドモンスーンが弱まり、現在よりも低緯度までしか影響を与えていなかったためという説がある (Richards *et al.*, 2000a)。

一方、MIS3-4 の時期には MIS2 と比較すると、日射量が多くインドモンスーンが活発であったと考えられる。ヒマラヤ西部やカラコルム、ヒンドゥクシュで MIS3-4 に氷河がもっとも拡大しているのは、モンスーンが活発で夏季の降水量が多かったことに加え、現在よりは寒冷な気候による

第四紀後期の氷河前進期とその数値年代.

their numerical dates in the Himalayas.

ラフル (Lahul)	ザンスカール (Zaskar)	ガルワル (Garwhal)	クンブ (Khumbu)	カンチェンジュンガ (Kanchenjunga)
Owen <i>et al.</i> (1997, 2001)	Taylor and Mitchell (2000)	Sharma and Owen (1996)	Richards <i>et al.</i> (2000a)	Tsukamoto <i>et al.</i> (2002)
		シブリン期 5 ka *	ロブチェ期 1-2 ka *	II 期 5-6 ka **
クルチ期 10-11.4 ka #			チュクン期 10 ka *	III 期 8-10 ka **
バトル期 12-15.5 ka #	クルチ期 13-16 ka *			
or			ベリチェ期 18-25 ka *	IV 期 20-21 ka **
バトル期 43 ka *				
		バギラチ期 63 ka *		
	バトル期 78 ka *			

* ナンガ・バルバットにおいては氷河前進期の名称が付けられていない。最大拡大期を太枠で示した。

と考えられている（たとえば, Benn and Owen, 1998）。ヒマラヤ東部で MIS3 の氷河前進が顕著でないのは、ヒマラヤ東部では MIS2 と MIS3-4 でモンスーンの活動に大きな差がなかったことによるのかもしれない。

3) OSL・CRN 年代測定の評価

これまでに得られたヒマラヤ周辺の氷河前進期の年代は、¹⁴C, OSL, CRN のいずれか 1 つの方法を用いたものがほとんどである。OSL 法と CRN 法が用いられた、ナンガ・バルバットやラフルにおいては、両者の年代あるいは複数の研究者が求めた年代が必ずしも一致していない。これは、年代測定の際の機器分析の測定誤差ではなく、年代測定法を氷河地形や堆積物に適用する際に固有の問題に起因している。

まず OSL 法の場合、氷河に関連した堆積物の場合は、堆積前に十分にブリーチしているとは限らないため、ブリーチが完全であったことを客観的

に示さないと、年代を過大評価しているのではないかと疑われる。実際、CRN 法との年代の不一致が見られたナンガ・バルバットでは、Phillips *et al.* (2000) が、Richards *et al.* (2000) の OSL 年代は MAAD 法を使っているためにブリーチが完全であるかどうか疑わしいと批判した。また、ラフルで数多くの CRN 年代測定を行った Owen *et al.* (2001) は、Owen *et al.* (1997) における自らの OSL 年代が新しく得られた CRN 年代よりも古かったために、試料の不完全なブリーチのためであろうとして否定した。

しかし筆者は、OSL 年代測定が MAAD 法で行われたからというだけの理由で年代値を否定することは、MAAD 法によるすべての OSL 年代を否定することになりかねず、危険だと考えている。このような場合には不完全ブリーチに関する何らかの証拠を示すことが必要である。最近、OSL が光に対するブリーチ速度の異なる数個の成分

(fast 成分, medium 成分, slow 成分など) からなり, これらの成分から別々に D_e を求めることができるようになった (Bailey *et al.*, 1997). 試料のブリーチが不完全な場合には, fast 成分はブリーチされているが, medium 成分や slow 成分はブリーチされていないため, medium 成分・slow 成分から求めた D_e が過大評価となり, ブリーチが完全であったかどうかをはっきりと示すことができる. この方法は未だ氷河堆積物の年代測定に应用された例はないが, 今後氷河堆積物の OSL 年代測定を行う場合には是非導入すべきであるし, この方法を利用して過去に測定された試料の年代を検証することも有用であろう.

一方, モレーンやドラムリン上の礫を用いて CRN 年代測定を行った場合の主な誤差の原因として, 何らかの理由で試料が氷河前進期以前に露出し, 過剰な ^{10}Be , ^{26}Al が存在することと, 礫が破碎されたり転倒したりして氷河前進期以降に新しい露出面が生じたこと, の 2 つが挙げられる. 前者は年代を過大評価し, 後者は過小評価するが, ともに「氷河前進期の年代」として正しくなくても「試料の露出年代」としては正しいため, 問題が複雑である. このため, CRN 氷河前進期の年代を正確に見積もるためには 1 回の氷河前進期に対してできるだけ多くの試料を測定し, 得られた複数の年代からいつ頃氷河が前進していたかを判断することが必要となる.

また, 図 2 に示したように CRN 法は試料の採取位置により, OSL 法は堆積物の種類により, 年代が氷河前進期を示す場合もあれば, 後退期を示すこともある. 得られた年代を評価する際には, 試料の年代の示す意味を十分に考慮しなければならないことは言うまでもない.

今後さらに OSL 法, CRN 法による氷河前進期の推定の信頼性や分解能を高めるためには, 試料採取の条件のよいところで同じモレーンに対して, 2 つの方法により得られた年代にどの程度の違いがあるのかについて, 比較検討することが必要と考えられる. とくに OSL 年代測定に関しては, 最近の数年間で測定方法や測定値の妥当性の検討法が格段の進歩をしている (Murray and Olley,

2002) のに対して, これまでにヒマラヤで行われた OSL 年代測定のすべてが最良の方法で行われたとは言い難い. 今後の年代測定においては, SAR 法など, 最新の方法を用いて年代測定を行うことが重要であることを改めて強調しておきたい.

V. ま と め

OSL および CRN 法の導入により, ヒマラヤ地域の氷河前進期の年代観は大きく変化した. 従来は, 氷河地形の相対的編年が行われ, 氷河前進期をグローバルな氷床拡大期に対比して解釈されることが多かったが, 数値年代の蓄積により, 最終氷期にもっとも大規模に氷河が拡大したのは MIS3-4 であることがわかってきた. しかし, 各地域の氷河の正確な最大拡大期の年代やその地域差, 前進期の回数など, まだ明らかになっていないことも多い. 今後も, 未だ氷河前進期の数値年代の得られていない地域での研究が望まれるとともに, より多くの確度の高い数値年代をもとにして, 詳細なヒマラヤの氷河変動史が明らかになることを期待したい.

謝 辞

東京都立大学教授の岩田修二先生には, 本稿の内容について数多くの助言をいただいた. 北海道大学大学院の朝日克彦さん, 東京都立大学研究生の奈良間千之さんには図を提供していただいた. 以上の方々に深く御礼申し上げます.

文 献

- Alley, R.B., Mayewski, P., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. and Clark, P.U. (1997): Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, **25**, 483-486.
- 青木賢人・今村峯雄 (1999): ^{10}Be 表面照射年代法による氷河前進期の推定—ネパールヒマラヤ・クンプ氷河の例—. 国立民俗学博物館研究報告, **81**, 517-525.
- Asahi, K. and Watanabe, T. (2000): Past and recent glacier fluctuations in Kanchenjunga Himal, Nepal. *J. Nepal Geological Society*, **22**, 481-490.
- Bailey, R.M., Smith, B.W. and Rhodes, E.J. (1997): Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL. *Radiation Measurements*, **27**, 123-136.
- Benn, D.I. and Owen L.A. (1998): The role of the Indian summer monsoon and the mid-latitude

- westerlies in Himalayan glaciation: Review and speculative discussion. *J. Geol. Soc. London*, **155**, 353–363.
- Benn, D.I. and Owen, L.A. (2002): Himalayan glacial sedimentary environments: A framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in high mountains. *Quaternary International*, **97/98**, 3–25.
- Derbyshire, E. and Owen, L.A. (1997): Quaternary glacial history of the Karakoram Mountains and northwest Himalayas: A review. *Quaternary International*, **38/39**, 85–102.
- Derbyshire, E., Li, J.-J., Perrott, F.A., Xu, S.-Y. and Waters, R.S. (1984): Quaternary glacial history of the Hunza Valley, Karakoram mountains, Pakistan. In Miller, K.J. ed.: *International Karakoram Project*, 2. Cambridge University Press, 456–495.
- Duller, G.A.T. (1991): Equivalent dose determination using single aliquots. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **18**, 371–378.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. and Thewalt, M.L.W. (1985): Optical dating of sediments. *Nature*, **313**, 105–107.
- Iwata, S. (1976): Late Pleistocene and Holocene moraines in the Sagarmatha (Everest) region, Khumbu Himal. *Seppyo*, **38** Special Issue, 109–114.
- 岩田修二 (1990): ヒマラヤ・チベット山塊の後期更新世の環境変化と雪氷域. 総合地誌研究叢書 (広島大学), **20**, 65–76.
- Kamp, U. (2001): Jungquartäre Terrassen und Talentwecklung in Chitral, östlicher Hindukusch. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **45**, 453–475.
- Kuhle, M. (1990): New data on the Pleistocene glacial cover of the southern border of Tibet: The glaciation of the Kangchendzönga Massif (8585 m E Himalaya). *GeoJournal*, **20**, 415–421.
- Murray, A.S. and Olley, J.M. (2002): Luminescence dating of sedimentary quartz: A status review. *Geochronometria*, **21**, 1–16.
- Murray, A.S. and Wintle, A.G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, **32**, 57–73.
- Narama, C. (2002): *Paleoclimate Reconstructed from Glacier Variations Since the Late Pleistocene in the Pamir-Alai and West Tien Shan*. Ph.D Thesis, Tokyo Metropolitan University.
- Owen, L.A., Benn, D.I., Derbyshire, E., Evans, D.J.A., Mitchell, W.A. and Richardson, S. (1996): The Quaternary glacial history of the Lahul Himalaya, Northern India. *J. Quaternary Science*, **11**, 25–42.
- Owen, L.A., Bailey, R.M. and Rhodes, E.J. (1997): Style and timing of glaciation in the Lahul Himalaya, northern India: A framework for reconstructing late Quaternary palaeoclimatic change in the western Himalayas. *J. Quaternary Science*, **12**, 83–109.
- Owen, L.A., Derbyshire, E. and Fort, M. (1998): The Quaternary glacial history of the Himalaya. *Quaternary Proceedings*, **6**, 91–120.
- Owen, L.A., Scott, C.H. and Derbyshire, E. (2000): The Quaternary glacial history of Nanga Parbat. *Quaternary International*, **65/66**, 63–79.
- Owen, L.A., Gualtieri, L., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Benn, D.I. and Sharma, M.C. (2001): Cosmogenic radionuclide dating of glacial landforms in the Lahul Himalaya, northern India: Defining the timing of Late Quaternary glaciation. *J. Quaternary Science*, **16**, 555–563.
- Owen, L.A., Finkel, R.C. and Caffee, M.W. (2002a): A note on the extent of glaciation throughout the Himalaya during the global Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 147–157.
- Owen, L.A., Finkel, R.C. and Caffee, M.W. and Gualtieri, L. (2002b): Timing of multiple late Quaternary glaciations in the Hunza Valley, Karakoram Mountains, northern Pakistan: Defined by cosmogenic radionuclide dating of moraines. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **114**, 593–604.
- Owen, L.A., Kamp, U., Spencer, J.Q. and Haserodt, K. (2002c): Timing and style of Late Quaternary glaciation in the eastern Hindu Kush, Chitral, northern Pakistan: A review and revision of the glacial chronology based on new optically stimulated luminescence dating. *Quaternary International*, **97/98**, 41–55.
- Phillips, W.M., Sloan, V.F., Shroder, J.F., Sharma, P., Clarke, M.L. and Rendell, H.M. (2000): Asynchronous glaciation at Nanga Parbat, northwestern Himalaya Mountains, Pakistan. *Geology*, **28**, 431–434.
- Porter, S.C. (1970): Quaternary glacial record in Swat Kohistan, West Pakistan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 1421–1446.
- Richards, B.W.M. (2000): Luminescence dating of Quaternary sediments in the Himalaya and High Asia: A practical guide to its use and limitations for constraining the timing of glaciation. *Quaternary International*, **65/66**, 49–61.
- Richards, B.W.M., Benn, D.I., Owen, L.A., Rhodes, E.J. and Spencer, J.Q. (2000a): Timing of late Quaternary glaciations south of Mount Everest in the Khumbu Himal, Nepal. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **112**, 1621–1632.
- Richards, B.W.M., Owen, L.A. and Rhodes, E.J. (2000b): Timing of late Quaternary glaciations in the Himalayas of northern Pakistan. *J. Quaternary Science*, **15**, 283–297.
- Sharma, M.C. and Owen, L.A. (1996): Quaternary glacial history of the Garhwal Himalaya, India.

- Quaternary Science Reviews*, **15**, 335-365.
- 白岩孝行 (1993): 氷河地形に基づくヒマラヤ・チベットの古環境復元. 地形, **14**, 195-220.
- Taylor, P.J. and Mitchell, W.A. (2000): The Quaternary glacial history of the Zaskar Range, north-west Indian Himalaya. *Quaternary International*, **65/66**, 81-99.
- Tsukamoto, S., Asahi, K., Watanabe, T. and Rink, W.J. (2002): Timing of past glaciations in Kanchenjunga Himal, Nepal by optically stimulated luminescence dating of tills. *Quaternary International*, **97/98**, 57-67.
- 安成哲三・藤井理行 (1983): 気候学のプロムナード 15, ヒマラヤの気候と氷河—大気圏と雪氷圏の相互作用—. 東京堂出版.

(2002 年 10 月 21 日受付, 2002 年 11 月 18 日受理)