小氷期以降のローヌ氷河変動

(2010年10月4日提出)

環境科学院地球圏科学専攻

- 陸圏環境科学コースの部洋祐
- 雪氷寒冷圏科学コース 大藪幾美

はじめに

ローヌ氷河は、北緯 46 度 34 分、東経 8 度 22 分のスイスの中央部に位置し、フランス四 大河川のうちの一つであるローヌ川の源流となっている. 近くに Furuka 峠が走り、氷河へ のアクセスが容易であるため、19 世紀から研究がなされており、ローヌ氷河の質量収支の 観測は 1865 年から行われている.

Gletsch 村がある谷は,最終氷期の氷河作用により形成された U 字谷である.最終氷期 のヨーロッパ地方は巨大な氷河で覆われ,平均気温は現在より 15℃低く,雪線低下量は 1200~1300 m であったと見積もられている.ローヌ氷河はスイスで最も大きな氷河で,厚 さは 1500 m,長さは 300~350 km であったとされている.

最終氷期が終わった約1万年前からの完新世は、全体的には温暖であった.しかし、その中にも温暖な時期と寒冷な時期があり、氷河は前進・後退を繰り返していた.小氷期に当たる17世紀のはじめ、アルプスの氷河は、著しくしかも急激に前進した.前進した氷河はモレーンなどの氷河地形を形成し、変動の様子を明瞭に記録している.さらにこの時代は、絵画や末端位置に関する歴史的記録も残されており、高い精度での復元が可能である. Fig.1 はモレーンや歴史資料から、中世から現代にかけてのローヌ氷河の後退の様子を復元したものである.Fig.1 の線A, B, C, D, E, F が示すように、ローヌ氷河は16世紀終わりから18世紀にかけて Gletsch 村の近くまで前進し、1870年以降は後退を続けている.

Fig.2 は1720年頃のローヌ氷河である。ムットバッハ谷を堰き止め、貝殻状になって Gletsch の谷に広がっていた.1777年(Fig.3)も貝殻状のローヌ氷河は、Gletsch の谷を埋め ていた.1800年代に入っても貝殻状隆起はほぼ同じ位置に留まり(Fig.4-7)、1870年頃まで 存在していたが、1874年頃から急速に後退をはじめた.後退は進んだが、1899年にはまだ 水平な岩を厚い氷舌が覆っていた(Fig.8)、1950年代、貝殻状の隆起は完全に融解し(Fig.9)、 氷河が上へ昇ってかんぬき状の岩の上に垂れ下がっている.その後さらに後退が進み、1966 年頃には末端位置がホテルの脇まで移動した(Fig.10)、現在のローヌ氷河の長さは8~9 km で、その末端はホテルからは見えない.(Fig.11)

このように、ローヌ氷河は 17 世紀ごろから現在まで、後退を続けていることが明らかと なっている.今回、小氷期から現在までのローヌ氷河の氷河変動の復元と、氷河後退の事 実の確認を目的として調査を行った.用いた手法は、チズゴケ測定、風化ピットと突出高 測定、岩石率および土壌断面観察である.その結果、氷河が小氷期から現在にかけて後退 している証拠を発見することができた.今回の調査では、十分な調査時間をとることがで きず、サンプル数が少なかった.しかし、調査地点とサンプル数を増やすことで、ローヌ 氷河変動の復元を行うことが可能であることが示唆された.



Fig.1 Rhone glacier from 1856 to 1980 (Postglacial stand).



Fig.2 The end of Rhone glacier was advanced at Gletsc in1720.

Fig.3 Rhone glacier like a shell dammed up the river.



Fig.4 M de Meuron, 1816 : Rhone glacier

Fig.5 D.Dollus-Ausset, 1849 : Rhone glacier



Fig.6 Rhone glacier, 1856

Fig.7 Rhone glacier like a shell dammed up the river in 1870.



Fig.8 Rhone glacier began to retreat in 1874.

Fig.9 Rhone glacier has retreated remarkably in 1899.



Fig.10 Rhone glacier climbed up to the cliff in 1950.

Fig.11 Rhone glacier, 1966



Fig.12 Gletsch valley, 2010

2. 小氷期について

最も新しい氷河拡大期を小氷期と呼ぶ. アルプスの氷河が最も発達した 17 世紀を含む, 13~14 世紀にはじまり, 20 世紀の初頭までの数百年間に相当する(Fig.13). 期間中の気温 低下は 1 ℃未満であるとされている. モレーンや年代試料などのいくつかの証拠から, 過 去幾度かの氷河拡大期の中で,小氷期だけは,全球的にほぼ同時に氷河の拡大が生じてい たことが分かっている. 小氷期におけるローヌ氷河の最拡大期は 1770 年頃~1870 年頃であ る.

気候が寒冷化した原因にはいくつかの説がある.まずは、太陽活動の低下である.小氷 期の中頃の1645年から1715年にかけては太陽黒点が示す太陽活動は極端に低下し、太陽 黒点が全く観察されない年が複数年あった.この期間は、マウンダー極小期として知られ ている.太陽黒点活動の低下と気温の寒冷化を結びつける明確な証拠は提示されていない が、小氷期の中でも最も寒さの厳しかった時期とマウンダー極小期が一致する事実は因果 関係の存在を暗示している.この期間における太陽活動の低下を示す他の指標としては、¹⁴ Cと¹⁰Be との存在比が挙げられる.

次に火山の噴火による火山灰とエアロゾルの影響である.小氷期には大規模な噴火が起きた.噴出した火山灰は大気の上層へ運ばれ全世界に広がった.この灰は太陽の日射を遮り,噴火後2年間にわたり地球を冷却した.また,火山灰と一緒に放出された SO₂ガスは, 大気中で硫酸エアロゾルに変化し,太陽光線を反射して日射量をさらに縮小させた.1815年のインドネシア Tambora 火山の噴火では,火山灰が1年中地球を覆い,翌年の1816年は NewEngland や北ヨーロッパで6月や7月に雪や霜が観測されたことから,夏のない年と言われた.小氷期にはこの他にも,Billy Mitchell (ca. 1580±20年), Huaynaputina (1600年), MountParker(1641年),および Long Island (Papua New Guinea) (ca. 1660年)で噴火が起き,地球を冷やした.

最後に熱塩循環の弱化である.中世の温暖期に北欧米にあった氷が融け,大量の淡水が 北大西洋に流れ込み,熱塩循環が弱まった.それにより,気候が寒冷化したとされている.



3. 目的

上記したように、ローヌ氷河は、小氷期以降気候変化を受けながら、現在の位置まで後 退した.そして現在の ローヌ氷河周辺には、モレーンや羊背岩、ティルなどの特徴的な 氷河地形や氷河性堆積物が多数確認できる.そこで、本調査では、これらの地形を対象に 現在氷河地形学にて良く用いられている相対年代法(チズゴケ測定、風化ピットと突出高測 定、岩石率および土壌断面観察)を使用し、ここ最近(おおよそ100年間)のローヌ氷河 の氷河変動の復元と、温暖化に伴う氷河後退の事実の確認を行なった.

4. 手法

堆積物や,地形・地質学的な事象についての年代測定法として,絶対年代法(Absolute dating methods)と相対年代法(Relative dating method)の二つに大別される.

絶対年代法(数値年代法)の例として,年輪編年学法や放射年代測定法,熱ルミネッセンス法などが挙げられ,これらの方法によって得られる年代は,数値で与えられることができる.一方,相対年代法は一連の堆積物,地形・地質学的事象の時間的関係・配列を判別する方法として定義でき,絶対年代試料と組み合わせることによって,はじめて数値年代に読み替えることができる.

本調査では、案内板や写真などで具体的な年代が明らかとなっている地点とリッジが顕 著な地点にて、Table.1に示した相対年代手法を用いて、氷河後退の復元をおこなった.以 下にその詳細を示す.

1) 生物を指標とした相対年代法(ライケノメトリー)

Benedict (1985)によると、地図ゴケ(*Rhizocarpon geographicum*)の直径や、様々な種類のコケの被度、色の比などを用いる手法であり、狭義には、地図ゴケの直径から、コケが生育している堆積物や墓石などの年代を推定する手法を指す.本レポートでは、ローヌ 氷河周辺にて測定した地図ゴケの直径について特に紹介する.

i. 地図ゴケの直径 (Lichen diameter)

地図ゴケは、緑ないしは黄緑色の葉状体からなり、その縁は黒い.地図ゴケの種の同定 は困難であるが、近縁のコケの成長速度は、大きく異ならないため、野外での肉眼観察の みから判断を行うことが多い.

直径を測る場合は、なるべく円形に近いものを選定し、いくつかの個体が結合していた り、特定の鉱物が突出していることにより、成長が妨げられている場合は、測定対象から 除外すべきである.

直径の測り方には、直径(最大径)を測る方法とコケに内接円を描いて、その直径を測 る方法の2通りあり(Fig. 14)、データを集める際には、コケが過雪・過湿環境下にあって生 育できない場所を避け、古い堆積物上ではコケの成長がとまっている可能性があるため注 意が必要である. さらには、測定する礫が二次堆積による影響を受けていないかに注意す べきであり、ひとつの地形上に直径の最大値がとりわけ大きなコケがある時は、岩壁から の落石に伴って、そのコケが外部からもたらされた可能性が大きい. ひとつの地形上では、 2番目に大きなコケの直径が、最大の直径の 80%以上であることが、データ採択の基準と されている.

2) 風化ピット (Weathering pit)

風化ピットは、化学的風化および物理的風化の両者によってできる岩石表面の凹みである. 主に、相対年代法では地表面と水平な礫の上面に発達したものが利用される. 上からみた風化ピットの形は、閉塞された円形ないし楕円形をしており、岩石のフラクチャーや 堆積面にそった線上の凹みと区分される. ひとつの地形上で、25 ないし 50 個程度の礫について凹みの深さを測定し、その最大値を代表値とする.

風化ピットの深さは,堆積以前の礫表面の形態や植生,礫の岩質,周囲環境などにより 左右されるため,測定基準の統一が必要である.

3) 風化に強い鉱物の突出高 (Maximum height of resistant veinlet / mafic inclusion)

風化によって、シリカや長石などのフェルシック鉱物が早く凹むと、結果として、角閃 石、黒雲母などのマフィック鉱物が、相対的に突出する.これらのマフィック鉱物からな る層や、小さな岩脈、捕獲岩、外来鉱物などの突出先端部からその周辺の岩石表面までの 比高の最大値が適用し相対年代として用いる.

4) 土壌の発達に基づく相対年代法

土壌の発達の違いによる第四紀堆積物区分は、比較的古くから行なわれており(たとえば Richmond, 1962; Morrison, 1964, 1965, 1967, 1978), 土壌が時間とともに発達することが前提となっている.

i. 土壌層位の発達による年代推定(Soil profile development)

土色(color)は、マンセル法に基づき、記載する.含水量の違いによって土色が変化するため、一般に加水状態での色を記載する.

土性(texture)の判断基準は統一されておらず、どの分類基準に基づいて区分するか、 そのつど明記すべきである.

また,野外調査ではこの他に,構造(structure),根や沈殿物などについての記載を行ない,層位の判定を行なう.主層位は,O,A,E,B,CおよびRの記号で示される基本区分単位である.これらの主層位の後に,ローマ字の小文字で添字記号を併記し層の特徴を区別する(Fig. 15).

ii. カラーインデックス (Soil color index)

土壌の色は、土壌の成長に伴い、しだいに赤く、かつ明るくなる.この特徴を用いて、 土色を数値化したものがカラーインデックスである.本調査では、ハーストのカラーイン デックスを用いて検討したので、その詳細を以下に示す.

ハーストのカラーインデックス(H カラーインデックス)では、明度の値が計算に加えられており(Hurst, 1977)、色相ナンバー×(明度/彩度)で与えられる.この場合の色相ナンバーは、5 YR=15, 7.5 YR=17.5, 10 YR=20, 2.5 Y=22.5, 5 YR=25 である.なお、このインデックスでは風乾状態の土色が使われる.

このインデックスの結果は、一定の深さでの値に換算(一般化)されることが多く、本 調査では、最も一般的に行なわれている Birkeland *et al.* (1987)の換算方法を用いた.こ の方法は、各土壌層位での計算値にそれぞれの層位の厚さをかけ、その値を全層位にわた り合計するものであり、この値がインデックス値として用いられる.また、この方法を用 いる場合、土壌断面の最下位にくる層位までの厚さを、調査地域内で観察した土壌断面の 最大深に統一する必要がある.

iii. 粒径組成 (Grain size distribution)

土は砂や粘度の集まりであり、これを構成する粒子の大きさによる区分のことを土の粒径 区分という.厳密には篩い分けや、土粒子の水中での沈降速度の差を利用した粒度分析(機 会分析)を行なわないと、正確な粒径組成は分からないが、野外調査では、野外で土を親 指と人差し指の間に破産で擦り(土が乾いているときは湿らせる)、粘度の粘りと砂のザラ つきの感じの割合で、粒径組成を判定する(Table. 2).

iv. 植被率

各氷河地形の形成前後関係を知る手段として,一定面積あたりの植被率を比較する方法 がよく使われる.現在の氷河の末端部は,植物が生育するのに不十分な土壌条件であるた め植被率が低い.つまり,氷河が後退してから露出した時間が長い程,土壌が発達し,植 被率は増加する.また,植被率の増加に伴って,確認できる植物の種も多様化し,この種 数もしばしば,相対年代法の一つとして用いられる.

Division of relative dating methods by Birkeland et al. (1979)	Methods used by this research
Methods by index of living things	Lichen diameter
Methods based rock or material weathering	Weathering pit and height of mafic inclusion
Methods based development of soil profile	Stratigraphy and layer's index
Methods by difference in features surface of landforms	Vegetation ratio and kinds of plants

Table. 1 Relative dating methods by Birkeland et al. (1979) and methods used by this research



Fig. 14 Alternative ways to measure lichen diameter (Watanabe, 1990)

DI : minimum diameter (diameter of an inscribed circle)

DL : largest diameter



Fig. 15 Development of soil on glacial landforms, and division of soil. (Asahi, 2004)

- A : Humus
- Bt : Bed rock corrosion starts (Weathering is more advanved)
- Bw : Bed rock corrosion starts
- Cox : Bed rock (oxidized)
- Cu : Bed rock

Table.	2	Standards	division	of	grain s	size
	_	• • • • • • • • • • • •		•••	9	

Division	Features
clay (C)	Sand is hardly felt and it's often sticky.
clay loam (CL)	There is so no stickiness though sand is felt little.
loam (L)	It's sticky though sand is felt to some degree.
sandy loam (SL)	The feeling of sand is strong, and there is so no stickiness.
sand (S)	Most is only sand. No feel stickiness at all.
silt loam (SiL)	It's not sticky, and a sense of touch like flour.

5. 結果

ローヌ氷河における本調査は、北海道大学環境科学院のスイス氷河実習のカリキュラム にて、2010年9月1日から3日にかけ行なった.なお、現地調査によって明らかとなった ローヌ氷河周辺の地形区分図を Fig.16 に示す.

現在のローヌ氷河の縁沿いに大規模なラテラルモレーンが確認でき、おもにシルトのマ トリクスに富む巨礫堆積物により構成される.とりわけ、ローヌ氷河の西側に分布するこ のラテラルモレーンはシルトが多く含むと淘汰の悪い堆積物から構成されるせいか、とて ももろく、滑ってしまい崩壊している箇所もみられる.また、ローヌ氷河末端部に存在す る氷河湖の周辺には、極細粒から細粒砂から構成される湖成層が確認でき、水性堆積物特 有の葉理構造が認められた.ローヌ氷河末端部には、かつての氷河作用によって基盤岩が 削られ形成された羊背岩がみられた.なお、ローヌ氷河周辺の基盤岩は斑晶の大きいカン ラン岩からなる.

本調査では、ローヌ氷河の東部にあたるフルカホルン斜面部にて、3地点の point (Fig. 16) を設け、地図ゴケの直径、風化ピット、突出高、植被率、植物の種類、土壌の観察ならびに測定を行なった.

point1 は、フルカホルンの尾根部におたる地点であり、緯度: 経度: である.この 付近には、凍結融解作用によって破砕された巨礫が点在し、また多くの植生が見られ、一 部木などの大型植物も進出していた.point2 は、1840 年代の小氷期に形成されたと考えら れるモレーンのリッジ上で、緯度: 経度: である.この付近も破砕を受けた巨礫が点 在しており、植生が発達しているものの、まだ木などの大型植物の進出は認められなかっ た.point3 は、1996 年に氷河が後退したとされる地形面で、緯度: 経度: である.こ の付近においては、植物は認められず、氷河が運んだと思われる、細粒な岩屑ときれいな ポリッシュ面をもつ基盤が見られた.

以下に各地点で行なったそれぞれの相対年代測定の結果を示す.

地図ゴケ

地図ゴケの結果を Table. 3 に,写真を Fig. 17 に示す.本調査では,point1 と point2 に てそれぞれ 100 個の地図ゴケの内接円直径を測定し,礫上面以外の測定は避けた.なお, 地点 C においては,最近まで氷河底にあったことから,地図ゴケの成長,進出は認められ なかった.

直径の平均値は, point1 では 45.8 mm, point2 では 12.7 mm, 標準偏差は, point1 で は±13.0 mm, point2 では±7.5 mm, 最大値は, point1 では 100.0 mm, point2 では 33.0 mm, 最小値は, point1 では 13.0 mm, point2 では 2.0 mm, 最頻区間は, point1 では 46-50 mm, point2 では 6-10 mm であった.

以上の結果より、より古い地形面であると考えられる point1 ほど大きな値をもつことが わかる.なお、地図ゴケの成長速度は、永遠に等しくはないので、point1 と point2 の値の 差が必ずしもそれぞれの地形形成の年代の差とはいえないであろう.

風化ピットと突出高

風化ピットと突出高測定の結果を Table.4に、写真を Fig. 18 に示す.本調査では時間的 制限もあり、point1 と point2 にてそれぞれ1点での測定となった.なお、point3 では風化 ピットおよび突出高の発達は認められなかった.また、測定する礫はこの地域の基盤岩で あるカンラン岩を対象とした.

風化ピットの深さは, point1 では 15 mm, point2 では 8 mm, 突出高は, point1 では 8 mm, point2 では 1-2 mm であった.

この結果からも、より古い地形面であると考えられる point1 の方が point2 に比べ風化ピットと突出高の発達が顕著であることがわかる.しかし、本調査ではデータ数が少なすぎるため、今後 25~50 個ほどの礫を対象に測定し、検討する必要がある.

3) 植被率と植物の種類

植被率と植物の種類の結果を Table.5 に,写真を Fig. 19 に示す.本調査では,調査時間 が限られていたため,1m×1mの区間を各地点につき1つ設け,その植被率と植物の種の 数を求めた.しかし,地表面環境の誤差を減らすために各地形につき1m×1mの区間を 10~20 個設けて行なうのが一般的である

植被率は, point1 では 85 %, point2 では 15 %, point3 では 5 %, 植物の種類は, point1, point2 では 9 種類, point3 では 3 種類であった.

以上の結果より、より古い地形面であると考えられる point1 の方が point2 に比べ植生の 発達が顕著であることがわかる.

4) 土壤断面観察

写真を Fig. 20 に,各土壌断面の柱状図を Fig. 21 に示す.本調査では,土壌断面を深さ 40 cm に統一して観察した.

point1 の土壌は下位から, 色は 10YR4/3 の sand からなる Cw 層(層厚: 26 cm+), 7.5YR2.5/2 の Silty loam からなる Bt 層(層厚: 10 cm), 5YR2.5/1 の sandy loam からな る A 層(層厚: 4 cm) から構成される. point2 は下位から, 10YR5/3 の sand からなる Cox 層(層厚: 39 cm+), 10YR4/3 の Sandy loam からなる AB 層(層厚: 1 cm) から構成さ れる. point3 は, 10YR5/3 の sand からなる Cun_ox 層(層厚: 40 cm+) のみから構成さ れる. 以上の結果より,より古い地形面であると考えられる point1 の土壌断面では,植物 の腐敗層である A 層と基盤岩の風化層である B 層の発達が認められるが, 1996 年に氷河か ら解放されたばかりの point3 においては, A 層と B 層の発達は未だ認められず,基盤岩由 来の C 層が分布するのみである.



Fig 16. Geomorphological map around Rhone glacier

	???(point1)	1840y(point2)	1996y(point3)
AVE	45.8 mm	12.7 mm	
STD	±13.0 mm	$\pm 7.5 \text{ mm}$	
Max	100.0 mm	33.0 mm	
Min	13.0 mm	2.0 mm	
MODE	46-50 mm	6-10 mm	

Table. 3 The result of lichen diameter



Fig. 17 Lichen sample

Table /	Tho	rocult	of wootho	ring nit	donth	and the	hoight	of the	mofic	minoral	projection
Table. 4		165ult (Ji weame	ning pit	uepui	and the	; neigni		manc	minerai	projection

	???(point1)	1840y(point2)	1996y(point3)
Weathering pit depth	15 mm	8 mm	
The height of the mafic mineral projection	8 mm	1-2 mm	



Fig. 18 Samples of Weathering pit and mafic mineral projection

	???(point1)	1840y(point2)	1996y(point3)
Rock ratio	$15 \ \%$	85~%	$95 \ \%$
Kinds of plants	9	9	3

Table. 5 The result of vegetation cover rate and kinds of plants

Point1

Point2

Point3







Fig.19 States of each landforms surface

Point1







Fig. 20 Sections of each landform



Fig. 21 Outline of each landforms section

6. 考察

中世の小氷期から温暖化に伴って、ローヌ氷河は前進後退を繰り返しながら、現在の位置まで後退した.このように氷河は気候変化に影響されやすく、最近の変動(後退)の証拠として、1840年代に形成されたラテラルモレーンと1996年に露出した羊背岩(氷河底)が確認できる.そしてこれらの地形面の形成年代は、本調査にて使用した相対年代法である、地図ゴケの直径、岩石の風化状態、土壌断面の違いから明らかである.

各相対年代手法による違いは、5. 結果 にて既に述べたが、本項目では、各測定地点の 土壌層序のインデックスに注目して、各地形の前後関係について詳細を述べたい.

Fig. 21 より, point1, point2, point3 の各層の層厚と Hue, VALUE / CHROMA のデー タを下の式にあてはめるとそれぞれの層の指数が求まる.

> Hurst index = all Layer index Layer index = Color index × thickness of layer Color index = Hue× VALUE / CHROMA (Hue : 5 YR = 1.5, 7.5 YR = 17.5, 10 YR = 20)

この式より,各層の層の指数は,point1においては,Cw層:693.3,Bt層:218.8,A 層:150.0,point2においては,Cox層:1300,AB層:26.7,point3においては,Cunox 層:1333.3であった.また,Hurst index は,point1にて1062.1,point2にて1326.7, point3にて1333.3であった.一般に,古い土壌ほどHurst index の値は小さくなるという (渡辺.1990).地形の形成年代が明らかな point2 と point3を比較すると,1840年代に形 成された point2 の値は 1996年に形成された point3 よりも比較的小さい.このことから, Hurst index の計算値は相対年代を正確に表していると考えられる.はっきりとした年代が 不明である point1 については,point2 と point3 に比べて 20%ほど値が小さい.これは, point1 は他の 2 地点に比べ形成年代が大きく異なり,最も古い地形であることを示唆して いる.point1 の稜線地形の形成後,point2 のラテラルモレーンが形成され,その後 point3 の氷河底が露出したという各地形の相対的前後関係は,本調査にて試した他の相対年代法 の結果とも矛盾しない.

本調査において,様々な相対年代法用いて調査した結果,測定した 3 地点はいずれも形 成年代が異なり,point1 が最も古く point3 が最も新しい地形であることが確認できた.特 に年代の分かっている point2 と point3 に着目すると,氷河は気候変化に非常に敏感に反応 するという事実が伺える.また,ローヌ河下流のグレッチ村までのスケールでみてみると, 小氷期の終わりから現在までのおよそ 150年間で平均気温はわずか0.6℃しか上昇しなかっ たにも関わらず,ローヌ氷河はおよそ 3km も後退したという歴史がある.

現在も地球温暖化は進行中で、IPCC などの観測機関において様々な予測がされている.

温暖化によってローヌ氷河も年々姿を変え,末端の氷河湖も拡大している.このまま温暖 化が進行すれば,ローヌ氷河はさらに後退し,そして氷河湖の拡大,決壊というような大 惨事があるかもしれない.

最後に、本調査では様々な相対年代法を用いて、各地形の相対的前後関係を調べたが、 測定者による判断誤差や、測定箇所のローカルな環境(コケの生育環境、土壌水分量等)な どによって測定結果に誤差が生まれてしまうことは必至である.しかし、本調査で用いた 手法以外にも、地表面の形態的特徴の差やコケの被度、コケの色比など、数多くの相対年 代法がある.本調査は時間的制約があり、抜粋した相対年代法を用いてある程度の測定基 準を定めることにしか至らなかったが、他の多数の相対年代法を併用し、測定結果の信憑 性を高めていくことが今後の課題である.

7. まとめ

最終氷期,ローヌ氷河はスイスで最も大きな氷河だった.グレッチ村のある谷は,最終 氷期のローヌ氷河の氷河作用により形成されたU字谷で,かつて大規模なローヌ氷河によ って削られできた谷だということを示している.最終氷期のヨーロッパ地方は巨大な氷河 で覆われ,平均気温は現在より15℃低く,雪線低下量は1200~1300 m であったと見積も られている.温暖な完新世に入っても,氷河は気候変化に敏感に反応して前進,後退を繰 り返していた.

ローヌ氷河は16世紀終わりから18世紀にかけてグレッチ村の近くまで前進したが,1870 年以降は後退を続け,現在の氷河末端は,グレッジ村のあるU字谷最上部斜面にあるホテ ルベルベデーレからも見えなくなった.そしてこのようなローヌ氷河の変動は各地にモレ ーンなどの氷河地形を形成した.また,中世以降のローヌ氷河変動は,絵画や末端位置に 関する歴史的記録も残されており,高い精度での復元が可能である.

本調査では、小氷期から現在までのローヌ氷河の氷河変動の復元と、氷河後退の事実の 確認を目的として、地図ゴケ測定、風化ピットと突出高測定、植被率および土壌断面観察 調査おこない、検討した.その結果、氷河が小氷期から現在にかけて後退しているという 事実や氷河は気候変化に敏感に反応しやすいという事実を再確認することができた.しか し、本調査は、時間的制約により十分なサンプル数や測定条件を設けることができなかっ た.今後の課題として、あらゆる相対年代手法を組み合わせて、ローヌ氷河の氷河変動を 検討する必要がある.

8. 参考文献

朝日克彦(2004)ネパール・ヒマラヤにおける更新世後期以降の氷河変動と古気候復元(学 位論文)

Emmanuel Le Roy Ladurie, 稲垣文雄 (2000) 気候の歴史 藤原書店

大矢雅彦, 坂幸恭 (1997) ヨーロッパの地形(上) 大明堂

Heinz J. et al. (1988) Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit

前野紀一ほか(1997)氷河 古今書院

松井健 (1988) 土壤地理学序説 築地書館

Martin Funk. *et al.* Glaciology on Rhonegletscher, VAW,ETH,Zurich(non published) 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(1) p.49-77