

層位学 (総論 その10-2)

福田 理

3.2.3. 氷河

風と水はわずかな力の作用によっても動きやすい流体であるが 固体もまた特定の圧力・温度条件下では流動する。重力の影響のもとに生成された場所から流れ出す氷の塊まりである 氷河 (Glacier) は その好例の1つである。

地球の表面の水の約98%が海洋にあり 残りの約2%の大部分は陸地上に 氷河水 (Glacier ice) として存在する (図4-45) に過ぎないが それでさえ 1つの大陸 (南極) 全部と 地球上の最大の島 (グリーンランド) の大部分と その他大陸上の高原や高山を何 km^2 もおおうに十分である。現在氷で被われている地球上の陸地のおよそ10%では ほかでは見られない侵食作用が見られる。よく知られているように 更新世には陸地の約30%が氷河化されるという事変が繰り返し生じたし さらに古い地質時代にも このような事変が何回かあった。図4-46は 北半球における現在および最終氷期の最盛期の氷河の分布を示したものである。最終氷期の最盛期には 南半球では 現在もほぼ完全に氷河で被われている南陸大陸は より厚い氷床で被われており アンデスとニュージーランドの谷氷河の規模は大きく タスマニアにも小氷帽があった (FLINT, R. F., 1957)。

1) 氷河氷

氷河氷は 基本的には 年平均気温が氷点近くで 夏の間には融けるよりも多くの雪が 冬の間には降るところで 集積する。雪片が氷河氷へ移り変わるのには 一種の低温での変成作用である。よく知られているように 雪片は六角形を基調とした平べったいが骨のような氷の結晶である。新しい雪片は多量の空気を含み 見かけ比重が0.1より小さいこともある。この羽毛のような雪は表面積が大きいので 気温が氷点以下であっても昇華 (Sublimation) によって ひだ飾りのような縁を失ない 次第に丸味を帯びてくる。雪片がわずかばかり融解 (Melting) して再凍結 (Refreezing) する際にも 水の強い表面張力のため 周辺のこまかい飾りが失われて 氷の球状の細粒に近づく傾向がある。これが つぶ雪 で 日かげの山腹で初夏に発見される古い雪によく見られる。つぶ雪は半分が氷 半分が空気で見かけの比重は約0.5である。

夏季の融解を免かれて残った雪は ドイツ語で フィルン (Firn) またフランス語で ネベ (névé) と呼ばれ 両語とも英語の術語として広く使われている。これは いわば雪が氷河氷に変ずる中間段階にあるものである。

各年のフィルンが集積するにつれて 深部のフィルンは圧縮され 個々の氷粒がくっつき合って凍結し 含まれていた空気は 追い出されるか 氷の中へ気泡として閉じ込められる。氷の粒がくっつき合って凍結し 空気がその塊まりの中を通過できなくなった時 フィルンは氷河氷となる。この段階の氷河氷の見かけの比重は

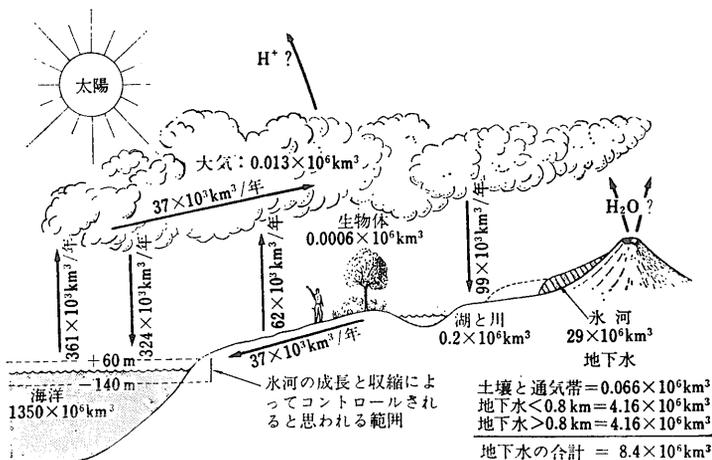


図4-45 地球の表面近くの水 各貯水槽の水の量は 10^6 km^3 でまた貯水槽間の水の交換量は $10^6 \text{ km}^3/\text{年}$ で示されている (BLOOM, 1969)

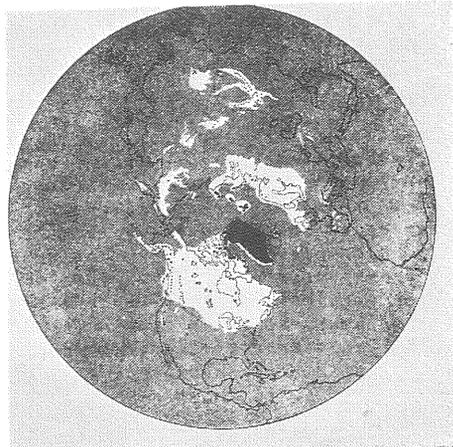


図4-46 北半球における現在および過去の氷河地域 (BLOOM, 1969)

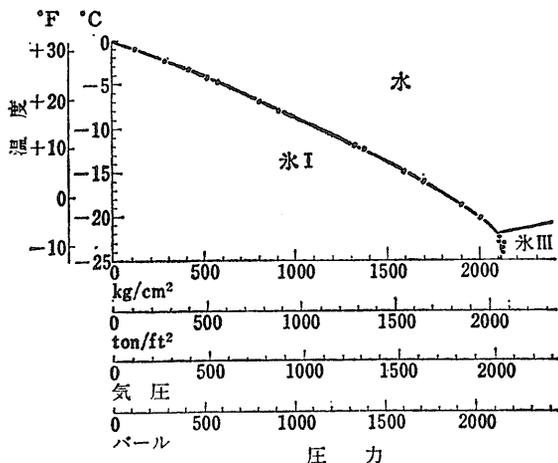


図4-47 純粋な水の圧力増加と凍結温度の低下 約2,100ton/ft²より高い圧力の下では より密度の高い氷(図の氷III)が結晶し始める (BRIDGMAN の資料による; BLOOM, 1969)

普通約0.8である。残りの空気は 剪断や 破壊や再結晶によって その後も追い出されるので 氷河氷のみかけの比重は 約0.8から 純粋な氷の比重に近い約0.9まで変化する。

圧力は わずかではあるが 氷の凍結点を下げる(図4-47)。たとえば 南極氷床の最大の厚さに相当する 1 m² 当り 4,200 トンの圧力による凍結点の降下もわずかに約 3°C に過ぎない。しかし それによる 圧力融解 (Pressure melting) は よく展示に使われるように 両端に錘りをつけたワイヤーが 氷の塊まりの中を切り進むような場合にだけ重要である。この場合 氷は圧力を受けているワイヤーの前面で融け その後面ですぐ再凍結するので ワイヤーが氷の下面を切り抜けてしまっても 氷は1つの塊まりのままである。フィルムの集合体の内部でも 不規則な形の氷の粒が 点や薄い端で接触し合っているところで 圧力融解と再凍結が普通に行なわれる。その結果 フィルムが氷河氷になるにつれて 氷の結晶組織は より大粒のものに成長する。氷河の中では 直径が2.5cmをこえる氷の結晶は普通である (BLOOM, 1969)。

2) 氷河とその分類

氷河は重力の作用で流動しつつある不純な氷の集合であり 雪の集積によって生まれる。

氷河については 一般に次のような形態による分類が行なわれている。

- i) 氷床 (Ice sheet) または 氷帽 (Ice cap) 大陸あるいは高原の雪氷の供給地域にひろがり 空に向かって凸形を示す氷の集合で その下の地形とは無関係に その自重によって 放射状に外側へゆっくり流れ出すものをいう (図4-48)。
- ii) 山氷河 (Mountain glacier) または 谷氷河 (Valley glacier) 山地の谷を埋めている氷河をいう
- iii) 山麓氷河 (Piedmont glacier) 谷氷河あるいは氷床がよく発達した山地の山麓部に舌状に広がった氷河で 何本かの谷氷河が複合して流れ出したものが多い

以上の中で 山麓氷河の主部が雪線より低いところにあるのに対して 氷床および谷氷河の主部は雪線より高いところにある。

以上の分類も記載的なものとして有用であるが 侵食をはじめとする氷河の作用を理解するには 次に述べるような温度に基礎をおいた分類の方がより有用である。それは 氷には 次のような 3つの熱に関係のある物理的性質があるからである。

- i) 氷の融解の潜熱は 1gにつき約80 cal である
- ii) 氷が水と共存する温度は 支えられた圧力の下では一定である。たとえば 氷水は 1気圧の下では すべての水が凍ってしまうか あるいは氷が完全に融けてしまうまでは この氷と水の集合体にどれほど熱が加えられても あるいは奪われても 0°C のままである
- iii) 氷は熱伝導度が小さく その値は多くの岩石と同じ程度かあるいはそれ以下である

このように氷は熱の不良導体であり とくに気泡を多く含む場合はそうであるから 氷のおおのの層は 雪が集積した時の大気温度を保つ傾向がある。氷河の最上層 1m以内の各層の温度は 各年の降雪時の温度に関係しているが 氷がおおよそ 9m下に埋められてしまう時までには 各年の氷の層内の季節的変動が平均化されてしまい 氷の温度が年平均気温に等しくなる (BLOOM, 1969)。したがって 氷河のあるところでは 9m以深

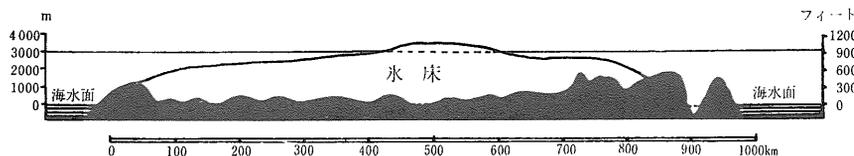


図4-48 グリーンランドの氷床 西側の Disco 湾から東側の Franz Joseph Land に至る断面図で 基盤の岩石は黒で示されている (HOLMES, 1965)

の氷の温度を測定することによって 長期間の観測によることなく 年平均気温を知ることができる。

以上のような氷の熱的性質から氷河を分類すると 次の2つになる。

- i) 極地氷河 (Polar glacier) 全体が凍結温度以下であって 固体の氷だけからできているもの
- ii) 温暖氷河 (Temperate glacier) 全体が常時凍結温度付近にあり 氷の間隙が液体の水で充たされているもの

極地氷河ができるようなところでは 雪は氷点よりはるかに低い温度で降り それからできる氷河の表面は完全に凍っている。このような氷河の基底へも 1年間に 1 cm^2 当りおよそ 40 cal という平均的な熱流が地殻から供給されている。この熱は氷の中を通過して表面へ向かって伝導され 最終的には冷たい空气中に放出されているので 極地氷河の氷は 一般の岩石と同様に 深いところほど多少暖かくはなるが すべて結晶化した固体からなっており 下盤の岩石に凍りついている。

これに対して 温暖氷河では 氷と水とが共存しているにもかかわらず 深部ほど冷たい。 0°C の氷が非常に深さに埋められると 上になる氷の圧力で融解温度が幾分低下するので 少量の氷が融ける。この相の変化が残りの氷から熱を引き出し 氷と水の共存する温度が 0°C 以下に低下する道理である。そのため 温暖氷河を構成する氷と水の混合体は 深さによる圧力の増加につれて 深部ほど冷たくなる。

このように 温暖氷河では底が表面より低温で 熱は下方から上方へ流れ得ないので 温暖氷河は地殻から供給される熱に対して完全な断熱体として働く。したがって その底に供給される 1 cm^2 当りおよそ 40 cal の年平均熱流は 氷の底で厚さ約 0.5 cm の氷の層を融かすことだけに使われる。そのため 温暖氷河は下盤の岩石の上のできる水の膜の上のっている。

南極の氷帽 グリーンランド氷床の北の部分 および北部カナダ諸島の氷河などをおもな例外とすれば 今日の氷河の大部分は温暖性であろうとされている。

3) 氷河の流動

氷河の流動は 次の4つの作用の組み合わせの結果生ずる。

- i) 氷の結晶の内部変形
- ii) 融解と再凍結
- iii) 岩石上の氷の基底部の滑り

iv) 氷の中の割れ目の形成

個々の氷の結晶の内部結合力よりも大きな力で 氷は岩石に凍りつくので 極地(寒冷)氷河は 氷の結晶の内部塑性変形によってしか動き得ない。そして これをわずかに助けているのが 表面近くにできる割れ目であろう。そのため 極地氷河は下盤の岩石をほとんど侵蝕しないし 運搬すべき岩屑をほとんど持たない。これは南極氷帽の縁の氷がほとんど岩石片を含まないことで証明されている。これは南極大陸の内部で進行中の侵食がわずかなものであることの示唆でもある。しかし 極地氷河の前面に障害物となる岩石があれば それは極地氷河の流れによって切り離され その際できた岩屑は 氷が融けるか 海の中へ割れ落ちるまで運搬される。

一般に 温暖氷河は極地氷河よりもはるかに速く流動する。それは 結晶の変形と割れ目の形成 融解と再凍結による変形に加えて 下盤の岩石との間の水膜上を滑るからである。この滑りは谷氷河の全前進運動のおよそ半分を占めるとされている。温暖谷氷河は一般に 1日に $5\sim 10\text{ cm}$ から $1.5\sim 1.8\text{ m}$ の範囲内で下流へ流動するが 急な斜面上や融雪季には その数倍の速さで動くこともある。現在 もっとも速く動いている氷河はグリーンランド南部のそれで あるものは夏の1日の間に 20 m も動くということである (HOLMES, 1965)。

このように谷氷河が流動していることは アルプス山麓の住民には古くから知られていたらしい。しかし その科学的な計測が行なわれたのは 19世紀に入ってからである。この種の初期の研究としてよく知られているのは アメリカ生れの AGASSIZ, L. J. R. (1807~1873) とその弟子たちによるもので その研究の成果は有名な「氷河系」(Système glaciaire, 1847) に収められている。それによれば アルプスのウンテラール氷河の中央堆石の上で作った観測小屋は 1827年より1830年の間に 100 m 、1836年までに 714 m また1840年までに $1,428\text{ m}$ 移動した。AGASSIZ らの研究はいわば博物学的で その規模のわりには科学的な成果は少なかった。

残念ながら 氷河の科学的な研究はアイルランドの物理学者 JOHN TYNDALL (1820~1892) によるものが最初であろう。彼の研究の成果は文芸作品としても価値の高い「アルプスの氷河」(The Glaciers of the Alps, 1860) に わかりやすい形でまとめられている。彼の研究によって 谷氷河の表面および内部の流動の速度が その部分・部分によって異なり 速度そのものは小さいが 河川と同様に 表面のまん中の部分が 縁に近いところ

より早く動いていることや 表面の堆石列の意味などがはじめて明らかにされた。

このような氷河の流動の副産物にクレバス(Crevass)がある。氷河床の表層は塑性的には変形しない。それは 被圧力が低すぎるのに そこに加わる応力が突発的であるからである。この流動体というよりは弾性的な固体のようにふるまう表層の厚さは 普通30mくらいである。この表層がそれ以下の部分によって動く際歪みを受けすぎて 引き延しの力に対して降伏するとクレバスの名で知られる割れ目ができるのである。また 氷河が進行の途中で狭い通路の部分にさしかかると逆に 圧カリッジ (Pressure ridges) ができる。

クレバスの形成によって知られる氷の引き延しは 氷河が曲り角や下り坂にさしかかったり あるいは開けた谷や平地へ出たところで起こる。このうち 曲り角の谷の側面のできるのが 外縁クレバス (Marginal crevasses) である。これに対して 下り坂 (下盤の高まりに伴うものを含む) にさしかかったところでできるのが 横断クレバス (Transverse crevasses) である (図4-49) である。その極限状態を示すものが 氷瀑 (Ice fall) である (図4-50)。また 氷が横の方へひろがるところでは 流れの方向とほぼ平行な 縦走クレバス (Longitudinal crevasses) ができる。

氷河の深部にある氷で満たされたカールのそそり立つ岩壁に近いところでは ベルクシュルンド (Bergschrund) と呼ばれる広くかつ非常に深い割れ目ができることがある (図4-49)。時としては このような少数の大きな割れ目ができる代りに より小さな割れ目が多数できることもある (図4-51)。それらは ベルクシュルンド・クレバス (Bergschrund-crevasses) と

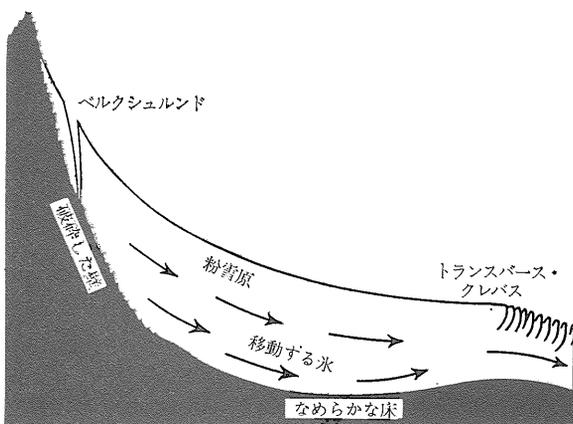


図4-49 圏谷氷河の断面図 (HOLMES, 1965)

呼ばれている。

大部分の氷河は 雪氷の集積量が損失量を超える 集積帯 (Zone of accumulation) と 雪氷の正味の損失が見られる 消耗帯 (Zone of ablation) とをもっている (図4-52)。もちろん 前者が高いところに また後者が低いところにある。この両帯の接するところを フィルン限界 (Firn limit) と呼び これはその近くの 雪線 (Snow line) に重なる。氷河の最上部には新しい氷がたえず加えられているので 集積帯の中では氷の一般的な流れは氷河の表面の傾斜よりも強く下方へ向いている。これに対して フィルン限界より下では雪氷が融けて表面を急速に低下させるので 消耗帯の中の氷の流れは 斜面下流への道をたどりながらも 究極的には氷河の表面に近づいて融ける (図4-52)。

4) 氷河による侵食と氷食地形

氷河を縁どるけわしい斜面から 主として霜の作用によって放り出された岩屑は 氷の上に転り落ちて運ばれ



図4-50 氷瀑 ヒマラヤの Tamba 氷河の例 (HOLMES, 1965)

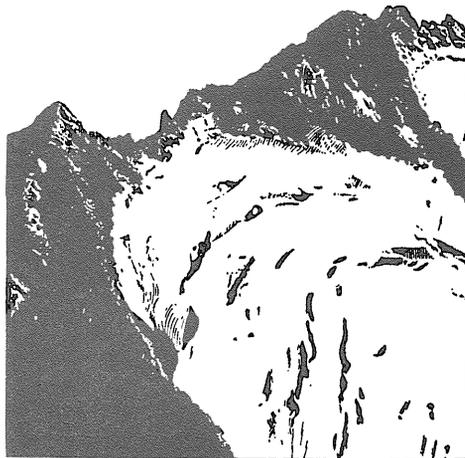


図4-51 ベルクシュルンド・クレバス (HOLMES, 1965)

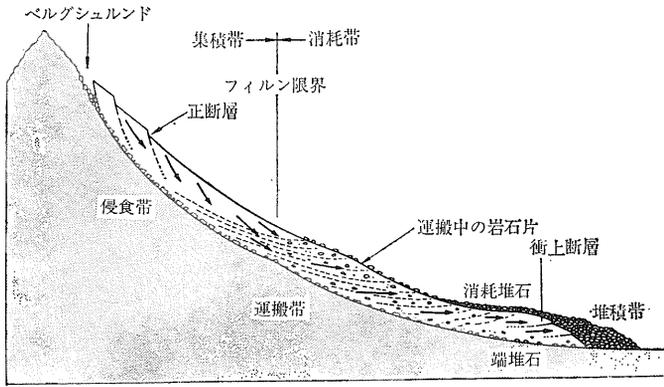


図4-52 模式的な谷氷河の縦断面図 矢印は氷の流動の方向を示す (BLOOM, 1969)

る。おそかれ早かれ これらの岩層はクレバスの中のみこまれ 究極的には氷河氷の底部に達する。また岩層のなかにはベルグシュルンドに落ちこんで 直接氷河氷の底部に達するものもある。そのほか 下盤の節理の発達した岩石の凸部から 岩塊が氷河氷の底部にとりこまれる。これが むしりとり (Plucking) 作用で 密な節理をもつ結晶質の岩石や 薄い層理をもつ堆積岩は とくにこの作用を受けやすい (BLOOM, 1969)。ある場合には 氷河の削磨作用よりもこのむしりとり作用の方が 侵食・運搬に有効に働く (JAHNS, R. H., 1943; 図4-53)。

以上に述べたような次第で 純粋な水のみからなっていた氷河氷も おそかれ早かれ 歯の役割りをする大小の岩片をもったたわみやすいやすりようになる。そのため流動する氷河氷は下盤の岩石に長い 条溝 (Groove) や 条線 (Striation) を刻みつける (図4-54)。一方 氷河氷の底部の岩片は次第に平らに削られた面をもつようになる。このような岩盤上の条溝や条線 およ

び平らに削られた面をもった (faceted) 礫は 氷河が融け去ってしまってもその場に 残存するので かつての氷河作用を示す証拠としてよく使われる。このうち 氷河氷の底部の岩片に由来する礫には 複数の面をもったものも少なくない。それは 氷河氷の流動中に礫が転動することがあり 新しい面が削られるからにほかならない。

谷氷河あるいは氷床の底部に凍りついた岩屑によって下盤の岩石の表面がひっ搔かれたり すりはがされたりすることを総称して アブレーション (Abrasion) と呼ぶことがある。理論的には 1つの岩

石に対するアブレーションの働きは およそ流動の速度の3乗に比例する。したがって グリーンランドの早く流動する強力な氷河は アルプスにある流動速度の小さい氷河よりも30,000倍も有効に働く。現在南極大陸に見られるような氷床は きわめて小さな速度で動くので その下に埋れた地層の小さな凸凹をなめらかにしたり 土を除いたりする以上の働きをしない。この場合には 氷河が形成される前の地形が 大局的には長期間保たれ その表面だけが凸部と凹部をもつ 不規則なパターンに模様替えされる。このパターンは アブレーションに対する岩石の抵抗力のちがいを反映している。

現存する氷河の下で作られつつある地形は 氷にトンネルを掘って調べたり クレバスの中へ降りて調べたりしなければわからない。幸い 今日見られる氷河が かつてアルプスその他の山岳地帯を被っていた大きな氷冠や 北西ヨーロッパの大部分や 北アメリカのおよそ半分を被っていた大きな大陸氷床が収縮したものであるということを利用して 危険をおかさずに 有効な調査

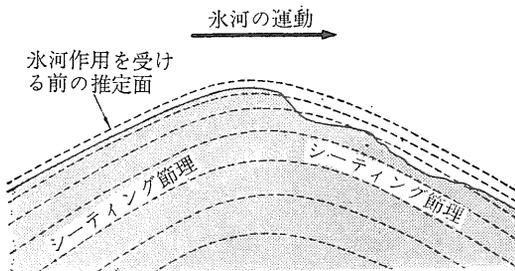


図4-53 ニューイングランドにおける氷河の削磨作用とむしりとり作用の相対的有効性 シヤイニング節理がもとの丘の形に沿っていたとすると この丘では 上流側の面における削磨作用よりも 下流側の面におけるむしりとり作用によって より効果的に侵食されたことになる (BLOOM, 1969)

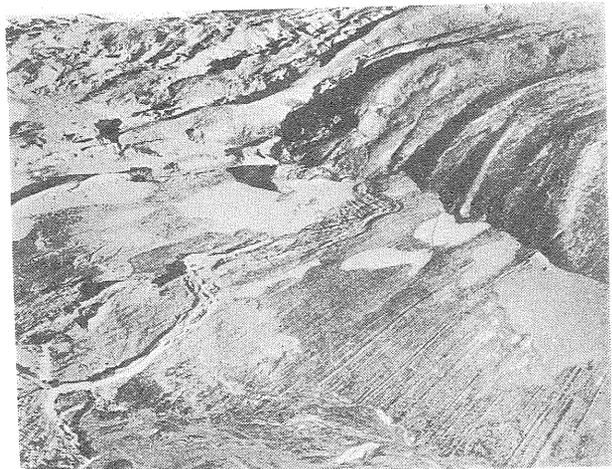


図4-54 アラスカの Woodworth 氷河のフロント 氷河が後退した跡によく発達したエスカー (後述) によって横切られた筋の入った地形 (HOLMES, 1965)

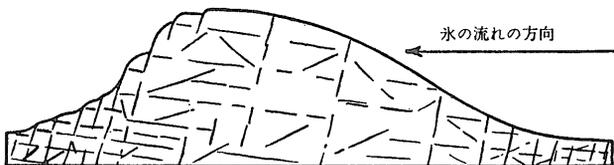


図4-55 典型的な羊背岩の断面図 岩石に節理が少ないところでは氷による剝離作用が著しく また 節理が密なところではむしりとり作用が著しいことを示す (HOLMES, 1965)

・研究をすることが可能である。このことに最初に気づいたのは アルプスの最初の科学的研究者でもある DE SAUSSURE (1760)であるとされている(HOLMES, 1965)。次いで HUTTON (1795) によってこのことはさらに明確に認識されたが この考え方が一般化したのは 先に述べた AGASSIZ (1847) の大著が出版されて後のことに属する。ここにも天才の学問上の悲劇が見られる。

氷河による侵食の証拠の中でもっとも広く分布しているのは 先に述べた条溝あるいは条線をもった岩石の研磨面 および名前のおりの特徴的な形を示す 羊背岩 (Roche moutonnée) である。後者は 氷河氷下の1つ1つの障害物の抵抗が小さくなるように 氷河の流動の方向と関係して発達したもので 氷が登って行った方の側は なめらかに磨かれた斜面として高まり 反対の側はより急な斜面をもって下っている。この急な斜面は節理に沿って岩塊がむしり取られるため ごつごつしていることが多い(図4-55)。孤立したこのような丘は横になった羊 あるいは下に置かれたかつらに似ている。羊背岩という言葉は 1804年に SAUSSURE によって初めて使われたものであり 当時流行していた羊皮製のかつらと関係した言葉であるということである (HOLMES, 1965)。かつて氷河があったところでは 羊背岩が群をなして分布していることが しばしば見られる(図4-56)。



図4-56 羊背岩群 羊背岩はこのように群をなして分布していることが少なくない (HOLMES, 1965)

このような氷河性の岩石のこぶに与えられたもう1つの術語 ストス・アンド・リー地形 (Stoss-and-lee landscape) も その性質をよく表現しているといえる。ストスは押し上げるという意味のドイツ語 “stossen” に由来するものであり リーは本来風下側という意味の言葉であって この独・英両語からなる術語は 羊背岩の上流側と下流側の斜面の対照的な外観を強調したものである。物理学的に考えると このような形は氷河による侵食を最小にする一種の流線にほかならない。

氷河地形のなかでもっとも分布が広く かつ人目を引きやすいのは 山頂部に見られるカール (Kar) あるいは 圏谷 (Cirque) と呼ばれるものである(図4-57, 58)。これは 圏谷氷河 (Cirque glacier) と呼ばれる小規模な氷河によってできるので その消失した跡の地形にほかならないカールは 現在氷河のない低緯度地方にも広く分布している。わが国で見られる氷河地形の大部分

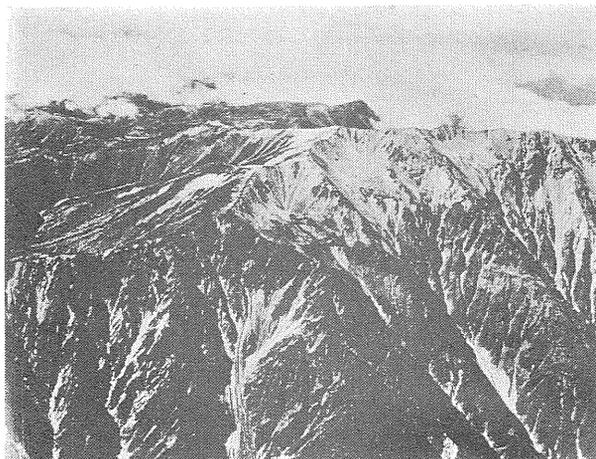


図4-57 薬師岳 (2926m) 東面のカール群 (小林国夫 1955)

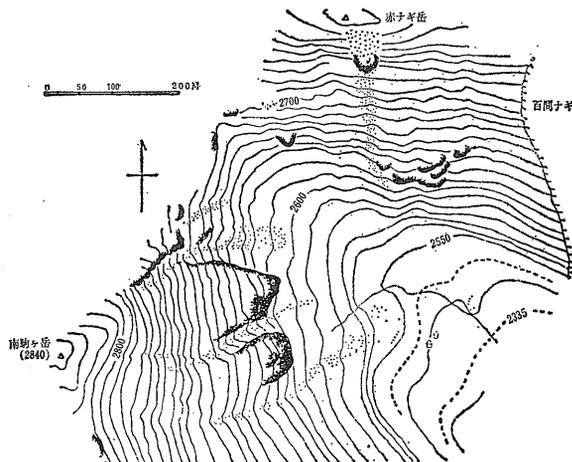


図4-58 南駒ヶ岳 (2840m) 摺鉢窪カールの実測図 (小林国夫 1955)

はカールである。

カールは 谷筋よりもはるか上方の山頂直下あるいは山腹斜面に 半分に分ったお椀をはめこんだような地形で 半環状ないし馬蹄形の急斜面をなす 圏谷壁 (Cirque wall) と 緩斜面またはほとんど平坦な 圏谷底 (Cirque bottom) とからなり 一般に両者は著しい対照を示す (図 4-49)。 圏谷底が逆傾斜をなし 池をたたえているような場合も少なくない。

カールの地形はまず 雪蝕 (Nivation) によって準備される。 谷頭やその他の凹所に蓄積され始めた 堆雪 (Snow bank) は 融けては土壌や岩盤中の割れ目に入り 凍っては岩石を小片に破碎し それらはソリフラクションや堆雪下の小さな流れによって下方へ運ばれる。 その結果 凹所はさらに深まり その底は平らになり また側面は急になる。 このあたりまでが雪蝕で 夏でも消えない堆雪はあるが 氷河はないというところでも雪蝕のみによってできた圏谷状の地形が見られる。

堆雪は大きくなるにつれて万年雪田となり そこで初めて流動するようになる。 先に述べたフィルンはいわば多孔質の万年雪で それは下部のものから氷河氷となり 末端から 氷舌 (Ice tongue) として押し出されてくる時には 粗い結晶からなる緻密な氷となっている。

このような圏谷氷河によって圏谷が形成される過程については 未解決の問題が少なくないが 総合・要約すると 次のようになるのであろう。

多くの場合 万年雪田の上端に近いところにはベルクシュルンドができ この深い裂け目は下方で万年雪と圏谷壁との間の空隙に続いている。 そこで 気温の変化によって融解と凍結とがくり返され その結果圏谷壁下部の岩石が破碎される。 このようにしてできた岩屑はベルクシュルンドに上方の側壁から落ちこんだ岩屑とともに 氷河によって運び去られるが この際 やすりのようになった氷河の下底は さらに圏谷底をえぐる。ベルクシュルンドがなかつたり その深さが圏谷壁に及んでいないような場合にも 氷河の流動その他に起因する氷体内の圧力の変化につれて 圧力融解と凍結とがくり返されるため 氷河の背後における 掘込み (Sapping) が行なわれる。 このように ベルクシュルンドの有無にかかわらず 掘込み作用が圏谷の形成に主導的な役割りを果たしているようである。

谷頭に発生した圏谷氷河の掘込み作用によって 圏谷壁は次第に後退し カールは拡大されて行く。 複数のカールが隣接し 同時に成長する場合には その間の地形の原面は次第に蚕食されて行く (図 4-59)。 この状態が氷蝕山地の幼年期に当り その地形は グルーブ・アプランド (Grooved upland) と呼ばれることもある。 カールがさらに拡大されると 原面は山頂部に平頂峰の形で残るが 隣り合う圏谷壁が切り合って 岩石山稜を形成するに至る。 アルプス 的 (Alpine) な山地に特徴的な アレート (arête) またはグラート (Grat) と呼ばれる山稜がそれで これらは 鋸歯状山稜と記されることがある。 圏谷壁は平滑な斜面ではなく チムニー (Chimney, 岩壁に刻まれた縦の溝) に刻まれて角張った凹凸のある面をしているので 必然的にアレートができ 登山家が ジャンダルム (gendarme) と呼ぶ尖鋭な岩峰が そこに起伏するに至るのである。

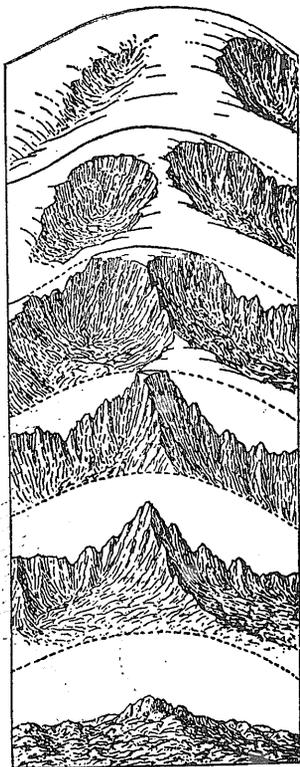


図 4-59
カールの発達
による山形
の変化
(Davis による; 岡山俊雄
1956)

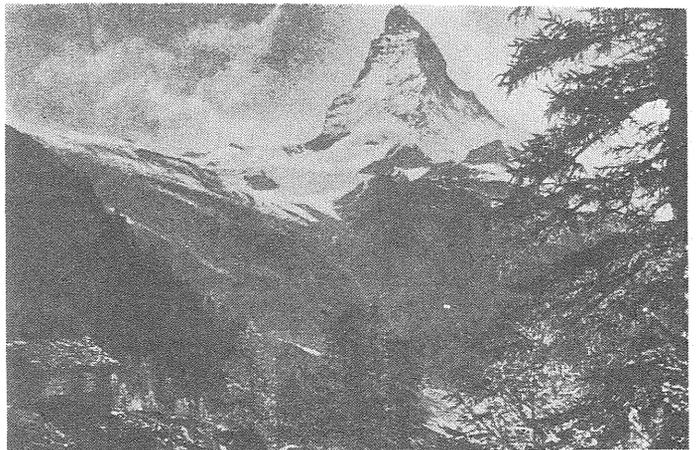


図 4-60 Matterhorn (高さ 4,505m) スイスとイタリアの国境をなすベニアルプスの高峰の1つで 代表的なホルンとして知られている (Holmes, 1965)

圏谷壁の後退がさらに進むと その切り合いのとくに著しい部分では アレートが局部的に急低下して コル (Col) を形づくる。隣り合う圏谷底の高さは必ずしも同じでないし そこに供給される雪氷の量にも違いがあるのが普通なので 一方の圏谷氷河がコルから溢れ出て他方のカールに流れこむことも稀でない。これが氷河の越流 (Glacial transfluence) であり 河川の争奪に当る現象といえる。氷河の越流が起こると 外見的には2つのカールの万年雪田がコルの部分で連絡している形を示すが 結果においては コルは研磨を受け U字状または文字どおりの鞍状の滑らかな鞍部となる。

一方 山脈の片側に並んで発達したカールの横幅が広がるように圏谷壁が後退すると アレートの中間の部分が全体に低下し その結果 アレートの末端は2つのカールの開口部に近いところに聳える孤立した岩峰 すなわち ティンド (Tind) となる。また 主脈上の峰を囲んで3つ以上のカールが発達する場合には 圏谷壁の後退につれて 中央の峰は角錐状の尖峰 すなわち ホルン (Horn) となる。ペニンアルプスの最高峰として知られる Matterhorn (図4—60) はその好例である。

このようにカールの拡大によって原面の面積が縮小し ティンドやホルンが形成されて原面が失なわれた状態が氷蝕山形のいわゆる壮年期である。いわゆる フレット・アブランド (Fretted upland) はこの時期に相当する。その後は 圏谷底の面積はあまり拡大せず ティンド ホルン およびアレートの高さが低下する。それにつれて氷河の越流は容易となり 隣り合う氷河は連合して広い氷雪面上に低く鋭い岩峰が島のように散在する状態となる。これがいわゆる モニュメンテッド・アブランド (Monumented upland) で 米国の氷河国立公園の一部にその実例が知られている。



図4—61 ライン河の上流に見られるU字谷 支流 Val Giuf に見られるもので 谷底部は 左側の懸谷から供給される岩屑でかなり埋められている (HOLMES, 1965)

圏谷氷河が生長を続けると それから溢れ出る氷舌は 下方の谷に流れこんで小規模な谷氷河となり さらに生長が持続すると やがて長大な谷氷河となるという一般論が成り立つ。しかし 大高度・大起伏の壮年山地では 斜面は山頂部から谷底へ向って急斜しているから 山頂下または中腹に圏谷氷河の発達するような凹所ないし緩斜面に乏しく 先駆的な圏谷氷河なしに 最初から谷氷河が発達することが むしろ多いと思われる。いずれにしても 氷河の発達によって既存の河谷は変形され 氷食谷 (Glacial trough) となる。

氷河の侵食力は河流のそれよりもはるかに大きい。すなわち 谷氷河は河谷を急速に下刻し その結果谷壁は過急になる。前者は 過深食 (Overdeepening) また後者は 過急食 (Oversteepening) と呼ばれる。さらに氷河には谷幅を急速に拡大する作用もあり これは 過広食 (Overwidening) と呼ばれる。大局的に見ると 氷河は氷河水に接する谷底・谷壁を全面的かつ直接的に侵食するので 究極的には 氷河によって侵食された谷底・谷壁の横断面は半円形 すなわち流動する氷河水の量に対して最小の横断面積となる形となる。これは流動する氷河水が受ける摩擦が最小となる形でもある。氷食谷がいわゆる U字谷 (U-shaped valley) となり (図4—61) 広い谷底に急な谷壁をもつことが多いのはこのためである。また氷河の強大な侵食力は前進の障害物となる岩石のかんりの突出部を削りとってしまうの

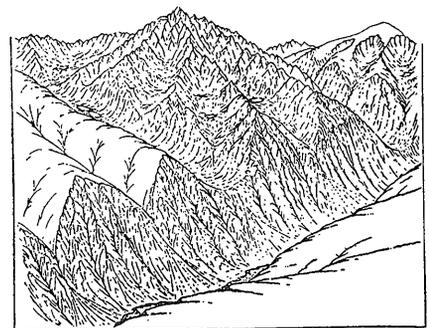
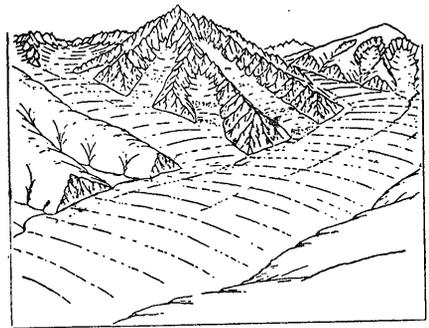


図4—62 氷食による山形と谷形 氷食谷をなす主谷と支谷 圏谷 懸谷 切断山脚 氷期前の地形と氷食地形との対照などに注意されたい (DAVIS による：岡山俊雄 1956)

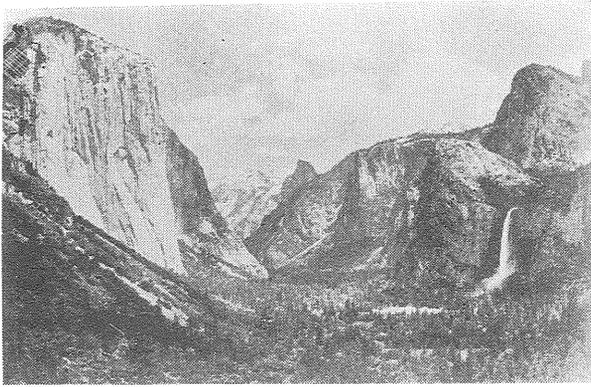


図4—63 Yosemite 渓谷の景観 右側に懸谷にかかる Bridal Veil 滝が見られる (HOLMES, 1965)

で 氷食谷は河谷のような小屈曲を示さないのが普通である。

氷食谷の最奥部はしばしば半球状の岩壁に囲まれたカール類似の地形を示す。これが氷食谷頭 (Trough end, Trogschluss) であり 谷頭 圏谷 (Valley-head cirque) とも呼ばれている。一般に 氷食谷頭はそれに続く幾つかの圏谷氷河の合流する地点に当り そこで氷河氷の厚さが急に増しているため 深く掘り下げられてカール類似の地形ができるとされている。しかし 現存の氷河では 圏谷底から氷食谷頭に移り変わる部分にクレバスの発達を見ることが多いところから 氷食谷頭の地形は 圏谷の形成の場合と同様のメカニズムによってできるとしている学者もある。

氷食谷頭の岩壁はそれより下流の氷食谷の谷壁に続くが そのあたりの谷底には 瘤状岩 (Rundhöcker) の群が見られることが多い。瘤状岩は羊背岩の場合に類似したメカニズムでできるが 後者より角張った形を示すものと考えてよい。河谷であった当時 谷筋までのびていた山脚は 氷河によってその末端を削りとられ 切断山脚 (Truncated spur, 図4—61) となる。かつて屈曲した流路の内側に山嘴状にのびていた山脚もこのような侵食に曝されるが その全体が完全に削り去られるとは限らない。この場合には 氷食谷底を横断

表4—2 深い岩石盆地あるいは舌状盆地を埋めた湖の例

湖	最深の深さ (フィート)	湖水面の海水面からの高さ	湖底のもっとも深い部分の海水面からの深さ
イギリスの湖沼地帯			
ウインターミヤー	219	128	91
ワストウォーター	258	200	58
スコットランド			
コリス湖 (第489図)	125	25	100
ロモンド湖	653	20	633
ネス湖 (第165図)	771	53	718
モラー湖	1,017	30	987
スイス—イタリアアルプス			
マギオール湖	1,220	636	584
コモ湖	1,345	650	695
ノルウェー			
ホーニングルズーバトン (フィヨルド湖)	1,686	174	1,512
北アメリカ			
ミシガン湖	984	580	404
シュビーリア湖	1,302	602	700
大塩湖	2,014	492	1,522

(HOLMES, 1965)

する瘤状岩状の高まりが残される。これが 谷 柵 (Riegel) と呼ばれるものである。

氷食谷の側面に見られる地形の中で もっとも著しいものは 氷河 懸谷 (Glacial hanging valley) である。懸谷は河谷の場合にはむしろ例外的に現われる形であるが 氷食谷にはきわめて普遍的に見られる。氷河懸谷は 本氷河と支氷河の侵食力の差 あるいは両者の氷河氷の差によって形成されるもので 氷河消失後には 支谷は本氷食谷の谷壁に飛瀑をかけ 人目をひく場合が多い。カリフォルニアの Yosemite 渓谷 (図4—63) やスイスの Lauter brunnen 渓谷の瀑布は その好例として知られている。

多くの場合 氷食谷壁の上端には 氷食谷 肩 (Trogschulter) あるいは単に 肩 (Shoulder) と呼ばれる傾斜変換線が認められる。その上に続く緩斜面がアルプスの語源である アルプ (alp) または アルプ (alp) でありアルプス地区では 夏期に牧場として使用されている。一般にアルプは氷期前の地形に関係があるといわれているが ところによっては階段状をなす例などもあり その成因については 十分明らかにされていない。ヒマラヤ地区の氷食谷では 肩もアルプに相当するものも存在しないか あるいは存在してもきわめて不明瞭かつ局部的である。

氷食谷の縦断面には 谷 階 (Talstufe) と呼ばれる階段状の地形が認められることが多い (図4—64)。谷階と谷階の間には 谷 窪 (Talwanne) または単に 岩

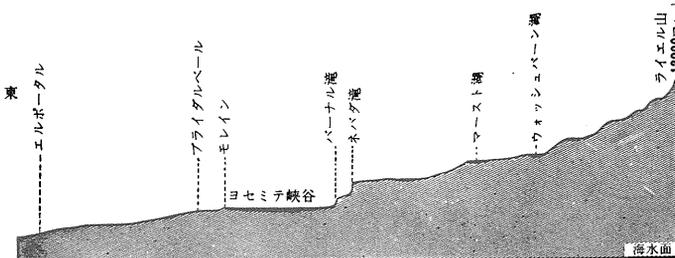


図4—64 Yosemite 渓谷の縦断面 選択的な氷河氷の侵食によってできた典型的な谷底の階段で 断面の長さは36マイルである (HOLMES, 1965)

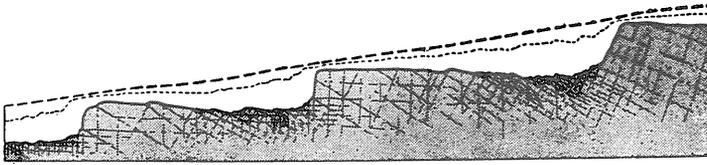


図 4-65
節理の疎密と谷階・谷窪の形成 破線は氷期前の
の谷床 また点線は氷食初期の谷床を示す
(MATTHES による; 岡山俊雄 1956)

石盆地 (Rock basin) と呼ばれる凹地——一般に上流側に片寄る——があり また 最下流部では逆傾斜になって舌状盆地 (Tungenbecken) と呼ばれる 長大な岩石盆地を形成しているのが普通である。

このような氷食谷の縦断面は 氷河水による谷底の差別侵食によって作られる。すなわち 固結度の低い地層は 抵抗性の強い岩石よりも 速く削りとられる。また 同一の岩石からなる谷底も 節理がよく発達している部分は そうでない部分よりも深くえぐられる (図 4-64)。谷窪はまた支氷河の合流によって本氷河の侵食力の急増した大部分にもできる。さらに 谷階は氷

期前の河谷の遷移点の位置に当り 遷移点の上下の谷底の高度差が氷食によって増大されて生じたという説もある。谷窪には その下流側の谷階の高さよりも 著しく低いところまで掘り下げられているものが多く 舌状盆地とともに これらは現在では湖によって占められているのが普通である (図 4-65)。谷窪に起因する湖は一般に狭長で 印象的な深度をもつ例も少なくない。

表 4-2 にその顕著な例を示しておく。舌状盆地には 山麓部に位置しているものが多く それらが水をたたえた場合には 山麓湖 (Piedmont lake) と呼ばれる。

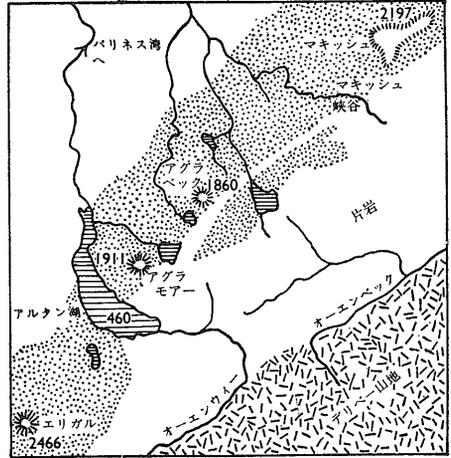
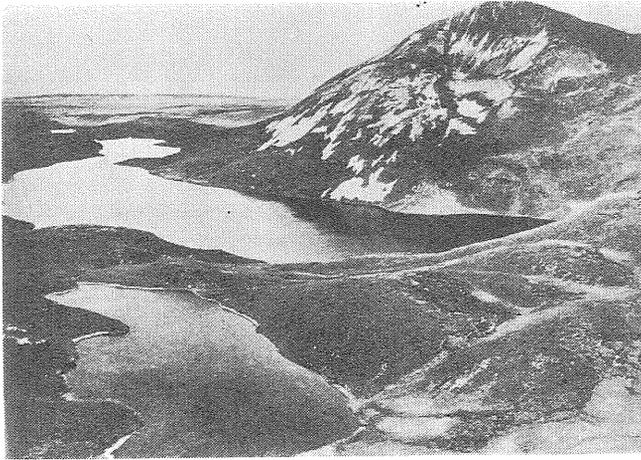


図 4-66

図 4-66
アイルランドの Altan Lough および Aghia Mór (HOLMES, 1965)

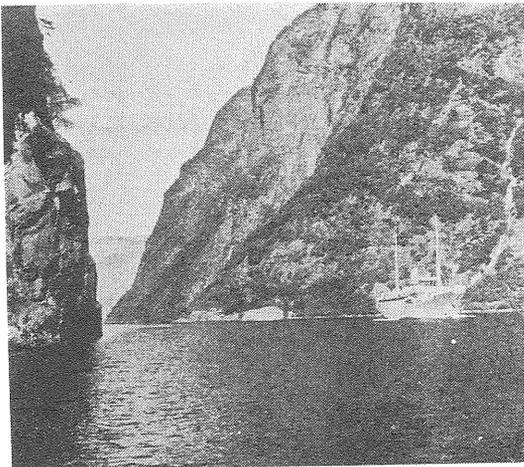


図 4-67 ノルウェーの Naeyfjord (HOLMES, 1965)

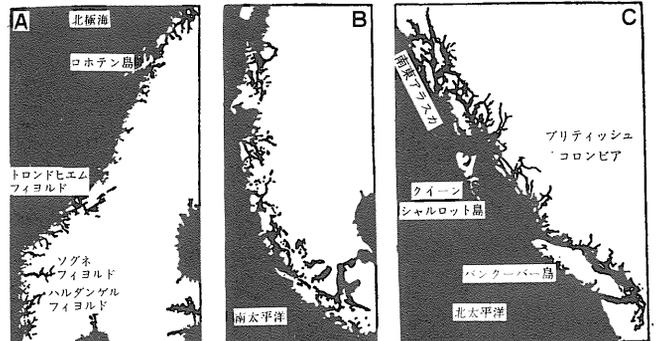


図 4-68 フィヨルド海岸の 3 例

A: ノルウェー
B: 南チリ
C: 南東アラスカおよびブリテイッシュ・コロンビア
(HOLMES, 1965)

フィオールド (Fiord) は海に注ぐ氷河の深くなり過ぎた谷の遺物であり 現在の海水面より下にある (図4—66). このため 峻しい岩壁の間の陸地に入りこんだ海の細い腕のような平面形を有する. 成因から考えて当然のことながら フィオールドには懸谷にかかる瀑布を伴っているものも少なくない. また 比較的高い海面下の敷居で外海と隔てられているのが普通である. スコットランドの西海岸沿いでは このようなフィオールドの海面下にある敷居から 淡水湖と海とを隔てている多かれ少なかれ露出した障害物に至る いろいろな移り変わりが見られる.

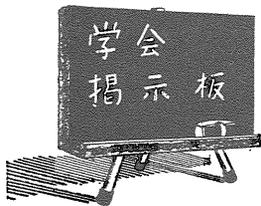
フィオールドは たとえばスコットランド ノルウェー グリーンランド ラブラドル ブリディッシュ・コロンビア アラスカ パタゴニア およびニュージーランドのようなどころにある海岸の台地や適当な構造の山脈が 激しい氷河に見舞われた時に その原形が作られたものである. 平面図 (図4—67) で見ると 一般にそれらは弱い構造のベルトの分布によってきまった矩形のパターンをもっている. 少数の例外はあるが それらの大部分は節理のよく発達した あるいは断層帯に沿ってうち砕かれた岩石のベルトである. そのため 氷

河の過深食が非常な深部まで及び ノルウェーおよびパタゴニアのフィオールドには 深度が4,000フィートを超えるものも知られている.

以上は 氷河による侵食作用とその結果である氷食地形についてややくわしく述べたが それは その知識がわが国で第四紀の地史を研究する上に不可欠であり かつ 日本アルプスや日高山地などにおいて この分野に関する立派な研究がすでに行なわれているからである. この研究を推進する上に先駆的な役割りを果たしたのが今村学郎 (1940) であり 戦後それにいわゆる層位的な手法を導入して自らも研究し かつ指導的な役割りを果たしたのが 小林国夫 (1955) および 湊正雄 (1954 1970) である. 彼等の業績のエッセンスともいべきものは 比較的入手しやすい単行本にまとめられているので この際 次の3著だけはぜひ読んでおかれることをおすすめする.

- 今村学郎 1940 日本アルプスと氷期の氷河:古今書院
 小林国夫 1955 日本アルプスの自然:築地書館
 湊正雄 1970 氷河時代の世界:築地書館

(筆者は 燃料部)



・日本地球化学会

1. 昭和47年9月11日 (月)~13日(水)
2. 地球化学討論会
 - ① 有機地球化学の分析化学的諸問題
 - ② 親銅元素の沈殿過程 および一般討論・発表
3. 宮城教育大学 (仙台市荒巻字青葉)
4. 日本地球化学会・日本化学会共催
5. 東京都杉並区高円寺北4—35—8 気象研究所地球化学部内

日本地球化学会事務局 ☎ (03) 337—1111 内線75

・日本化学会

1. 昭和47年10月11日(水)~14日(土)
2. 第27秋季年会 (含連合討論会)
化学関係学協会連合研究発表会合同大会
3. 中京大学 (名古屋昭和区八事本町101—2)
4. 日本化学会ほか
5. 東京千代田区神田駿河台1—5
日本化学会 ☎ (03) 292—6161

・24th International Geological Congress

1. 昭和47年8月21日(月)~9月1日(金)
2. 第24回万国地質学会会議
3. モントリオール (カナダ)
4. 万国地質学会議組織委員会
5. J. E. Armstrong, Secr. General, 601 Booth Street, Ottawa 4, Canada

・日本分光学会

1. 昭和47年8月7日(月)~10日(木)
2. 第8回分光分析用光源に関する夏期セミナー
3. 長野県大町市平区扇沢
扇沢ロッジ ☎ (02612) 2—2527
(国鉄大糸線大町下車扇沢行バス40分)
4. 日本分光学会
5. 東京都新宿区百人町3—22—17
東京教育大学光学研究所内
日本分光学会 ☎ (03) 362—7881

・日本分光学会

1. 昭和47年11月25日(土)~26日(日)
2. 昭和47年度秋季講演会・発光部会シポジウム
3. 京都大学楽友会館 (京都市左京区東山通近衛通東人ル)
4. 日本分光学会
5. 東京都新宿区百人町3—22—17
東京教育大学光学研究所内
社団法人 日本分光学会 ☎ (03) 362—7881

・地すべり学会

1. 昭和47年10月19日(木)~20日(金)
2. 地すべりと対策に関する研究討論会 (国際シンポジウム)
3. 国立京都国際会館 大会議場
京都市左京区宝ヶ池 ☎ (075) 791—3111
4. 地すべり学会 全国地すべり対策協議会
5. 長野市大字南長野字幅下629—2
長野県土木部砂防課内
地すべりと対策に関する研究討論会
☎ (0262) 32—0111 内線 672

[注] 1. 開催年月 2. 会合名 3. 会場 4. 主催者
5. 連絡先 (掲載順位は原稿到着順)