



大気循環系と氷河系

安成 哲三 (やすなり てつぞう)
京都大学東南アジア研究センター 助手

氷河の変動には、ある大気循環系における微小振動に応答した変動と、大気循環系の遷移に伴って、涵養—消耗過程そのものが変質してしまう変動とがある。これらの変動は、気候—氷河準平衡系における“ゆらぎ”と“遷移”として、とらえることができる。

1. サンパチのパラドックス

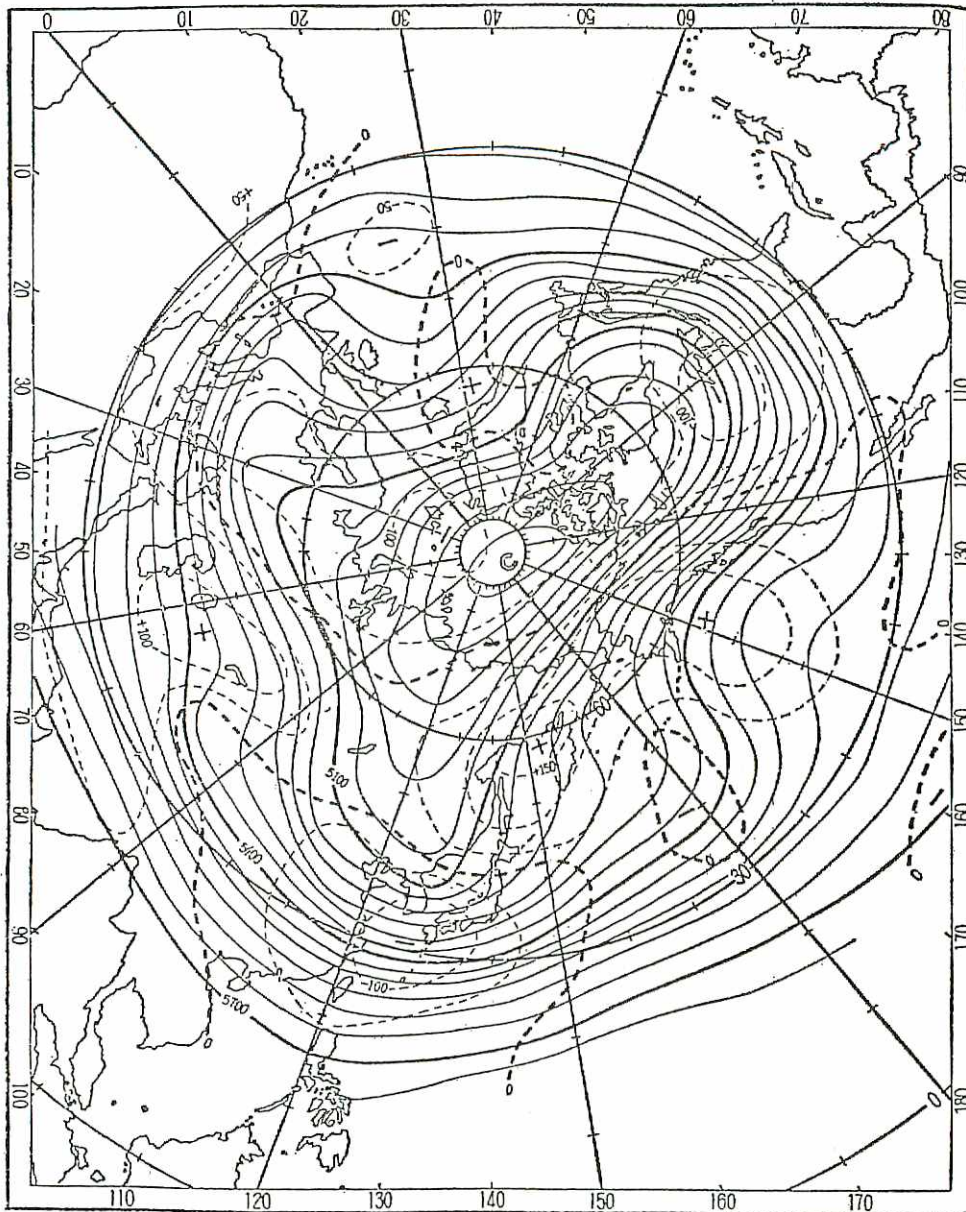
1963年1月、北アメリカ大陸、ヨーロッパ西部それに日本を中心とするアジア大陸東岸は、大寒波に見舞われた。日本海岸では観測史上はじめてという大雪が各地で降り、北陸各県の人びとの生活が大混乱におちいったことは、“サンパチ(昭和38年)豪雪”として、まだ多くの人の記憶に新しい。

この時の北半球の大気循環のパターンは、典型的な三波数型といわれるもので、極の寒気団が北アメリカ中東部、ヨーロッパ西部、アジア大陸東部に強く張りだしている(第1図)。そして、このパターンは、最終氷期、北アメリカ大陸とスカンジナビアに大氷床があったときの大循環パターンに類似するといわれている(土屋 1974, Landsberg 1963)。しかし、北アメリカやヨーロッパにおける降水量は“猛威をふるう雪嵐”などという当時の新聞のはでな見出しのわりには少なく、全般的に平年値より少なくなっている(O'corner 1963)。ただし、降雪量としては、逆に平年より多目となっているところが多い。

大きな寒気団は、大気の超長波スケールの波のトラフに対応し、活発な低気圧活動は南からの暖気の流入するトラフの前面に集中するため、寒気を中心部ではむしろ、降水量は減少することになる。

ところが裏日本の場合は、大陸からの寒気団が暖かい日本海上を吹きわたるあいだに多量の水蒸気量を供給されるという特殊な条件下で、世界的にみてもきわめて例外的に、寒気—大雪という組み合わせになるのである。

こうしてみると、ひとくちに寒波といっても、降雪のあり方は、地域によって微妙に違うことがわかる。一方、この時期、アラスカ、グリーンランドといった地域では、異常高温—寡雪、スカンジナビア北部でもせいぜい平年なみであった。いうまでもなくこれらの地域は、現在の北半球中・高緯度におけるおもな氷



第1図 1960年1月の月平均層厚(1000~500mb)図。細い破線は平年からの偏差を示す(単位は m)

河存在地域である。

そして、高温—寡雪は氷河にとって最も不都合な状況である。にもかかわらず、このときの大循環パターンが最大氷期の平均的パターンに近いとは、どういうことか。

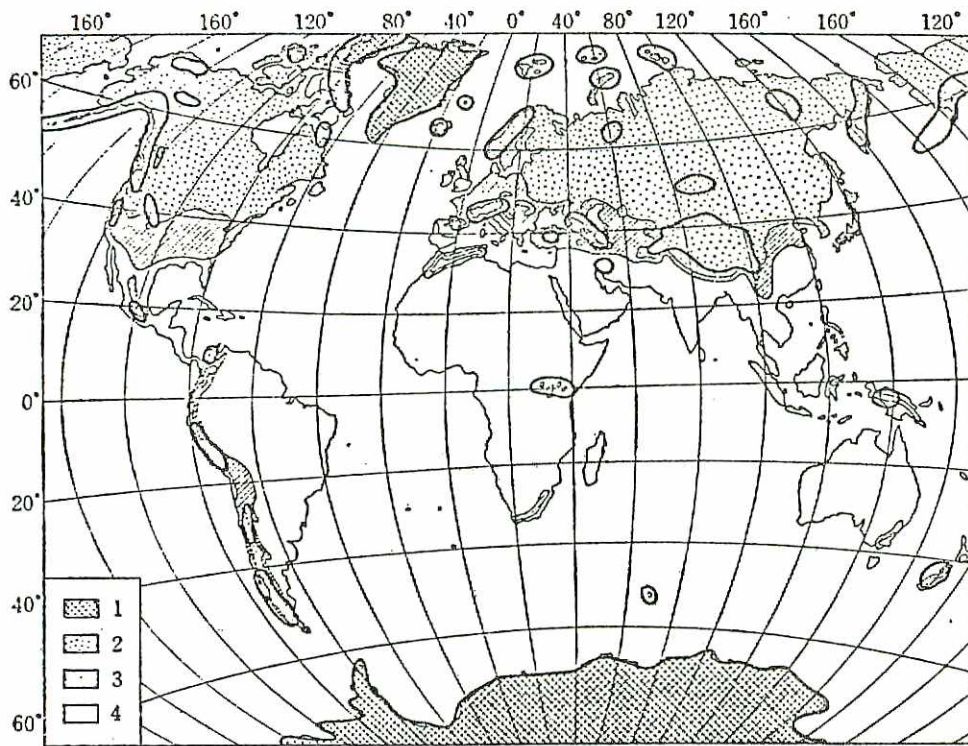
この逆説をとくためには、氷河とはいったいどんな大気状態(気候)で成立しうるのか、という基本的な命題にあらためて立ち帰らざるをえない。

この小論では、地球上の雪氷の準定常的な存在形態としての氷河と、気候の関係を、とくに降水(降雪)現象のあり方を中心に述べてみる。

2. 大気循環系と氷河系

まず、現在の氷河系とその存在を規定する大気循環系をみよう。ここでは、地理的にある程度まとまり、同じ気候条件により維持されている氷河群のあつまりを、仮に氷河系と呼ぶことにする。

北半球中緯度偏西風帯の氷河系の分布をみると、第2図にあるように、主として大陸の西岸部にある。ケッペンの気候区分では、西岸海洋性(Cfb)ないしは亜寒帯気候(Dfc)にあたる。大気循環のパターンからみるならば、各大陸と山岳分布に起因する準定常的



第2図 世界の氷河分布・氷河の存在する地域を太線で示す。参考のため、世界の積雪分布も記入している。1:陸上の多年性氷雪。2:いつも冬の積雪でおおわれる地域。3:ときどき冬の積雪でおおわれる地域。4:季節的積雪のない地域 (樋口 1977より)

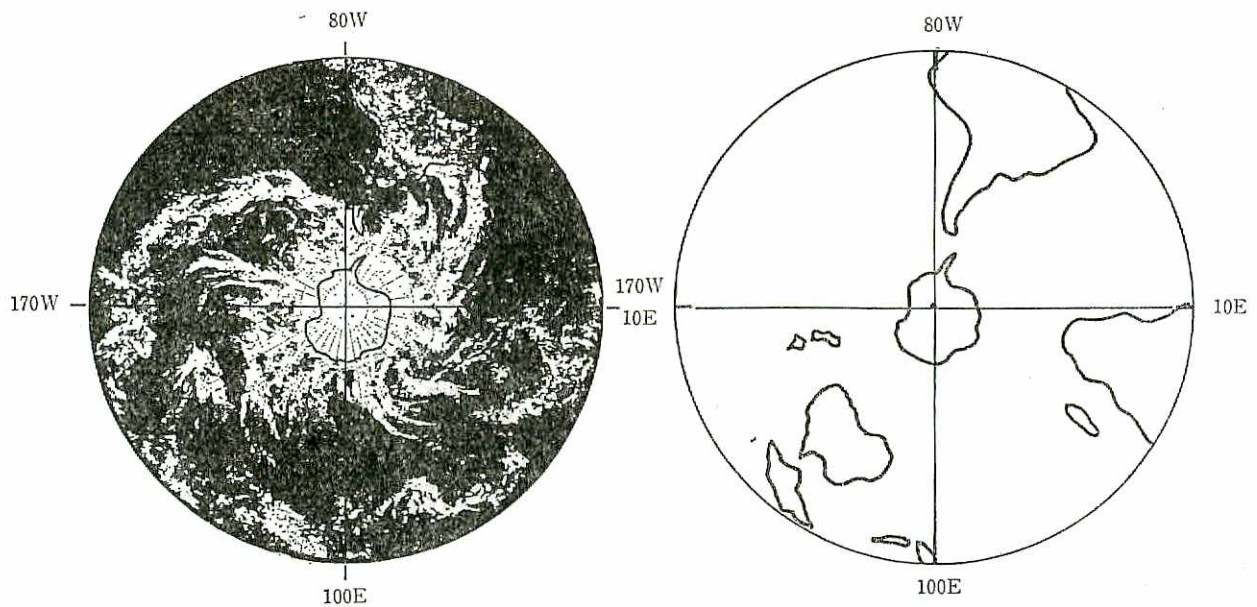
なトラフの前面の、低気圧活動の活発な地域（ポーラフロント域）に対応する。東西方向の温度分布では、むしろ高温域にあたる。すなわち、相対的に暖かいかかわらず、多量の降水（雪）で氷河系が成立しているといえる。

中央アジアの山岳地域（カラコルム、パミール、天山など）の氷河系は、砂漠ないしはステップ気候帯に位置している。確かにこれらの山岳地域のふもとは完全な乾燥気候である。カラコルム山脈の入口にあるギルギットは年間 100 mm 強の降水量しかない。しかし、ジェットストリームがこの付近まで南下する冬期には、この地域はチベット高原の影響で風上側に二次的に形成されたトラフの前面に位置し、かなりの降水量がもたらされる。地形的な強制上昇の効果もつけ加わり、山岳地域での降水量はさらに多くなる。たとえば、カラコルムのバツーラ氷河の涵養域（高度 5000 m 付近）では、年間 1000 mm 以上の降水量があることが報告されている (Batura Gl. Investigation Group 1979)。さらに、気温の年較差の大きい内陸部において、冬期に降水量が集中していることは、氷河の涵養にとって重要な意味をもつ。

南半球の偏西風の流れは、平均場としてみると、東西方向の流れが卓越している。しかし、各大陸による地形性定常波も弱いながら形成されている。なかでも、偏西風帯に“くさび”のようにはいった南アメリカ大陸は、太平洋、大西洋に定常的なトラフとそれに伴った強い低気圧発達域をつくり出している (Yasunari 1977)。とくに太平洋側の低気圧発達域は、衛星写真でみると赤道付近から南アメリカ南部へとつながった準定常的な雲バンド (第3図) として現われ、その活動の大きいことを示している。パタゴニアに、小さいながら、現在も氷床が存在している条件としては、雪が貯まりやすい地形条件の上に、多量の降水をもたらす雪バンドの存在という条件を考えねばならぬであろう。

低緯度に存在する氷河系は、大きくわけてふたつのパターンがある。ひとつは、赤道付近にあって、ITCZ (熱帯収束帯) による大量降水によっているもの (ニューギニア、アフリカ、アンデスの一部)、もうひとつは、夏のモンスーン降水によっているもの (ヒマラヤ東部、アンデスの大部分) である。

以上に述べた氷河系は、いずれも相対的に温暖だが



第3図 気象衛星 ESSA-3 から撮った5日平均極大輝度分布(南半球)。期間は1967年12月7日~11日。右に地理分布図を示す

降水量の多い気候帯に対応して分布しており、“多降水量型”と仮に呼ぶ。

一方、地球最大の氷体である南極氷床の付近は、きわめて降水量の少ない気候となっている。南極における降水量の正確な見積りには多くの議論があり、POLEX などによる今後の成果が待たれる。しかし、現在の降水量で、ゼロからいまの大きさにまで成長するのは非常にむずかしいという意味では、“低温維持型”とでも呼ぶべきタイプである。グリーンランド氷床は、少なくとも南半分は定常的なアイスランド低気圧の近傍で、低気圧性降水量が多く多降水量型的だが、北半分はむしろ、南極氷床と同様の低温維持型が支配的であろう。

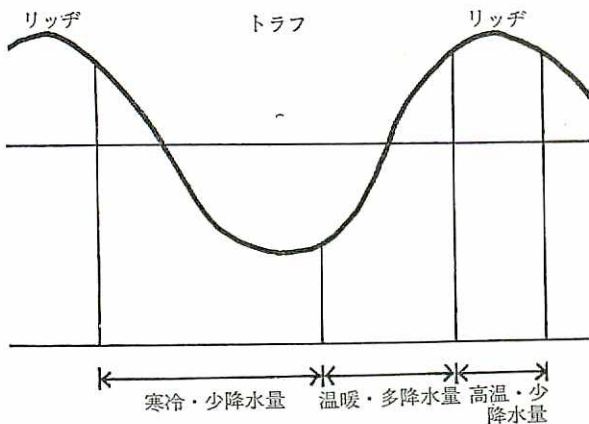
このふたつのタイプの組み合わせ型は、後に述べるように、かつて北半球に存在したふたつの大陸氷床にもあてはめることができる。

多くの多降水量型氷河は、氷体を取り去ったとしても、ある一定期間、やや好ましい気候条件が持続すれば再生可能であるが、低温維持型では、もはや再生しえない(あるいは、前提となる低温条件が同時に崩れてしまう)ということが、仮想的に考えられる。とすると、多降水量型と低温維持型とは、たんにふたつのタイプであるということ以上に、本質的な差が含まれている。

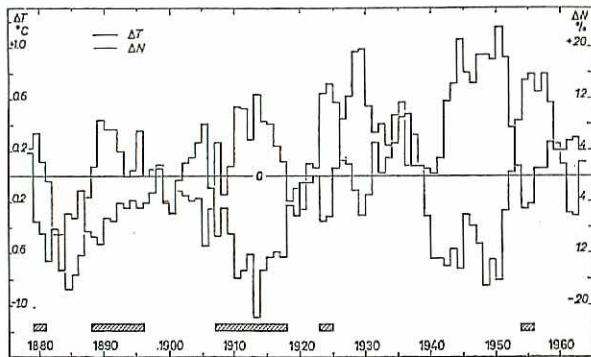
3. 大気循環系の変動と氷河系

ここで、いくつかの地域について、大気循環系の変動(変位)特性を、氷河系への影響という視点で考えてみよう。北アメリカ西岸の氷河系は $120^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{W}$ あたりに位置する。この緯度帯では、ジェット軸の南下してくる冬に降水量が多いが、年々の降水量の増減は定常波の東西方向の変位にも大きく左右される。平均的にみると、この氷河系は、北アメリカ西岸(ロッキー山脈付近)の定常リッジのやや西側に位置し、低気圧発達域の一部にかかっている。しかし、1963年1月のように、リッジの位置が少し西へ変位し、氷河系の上にくると、極端に降水量は減少する(第1図参照)。さらに西へ変位すると、降水量は減少したまま、気温が低下してくる。定常波の東西変位に伴う気温、降水量の変化を、第4図に図式的に示す。

東西方向の変位を支配するひとつの大きな要因は、アメリカ大陸上での寒気と太平洋上での暖気のバランスであろう。一般的に、大陸側がより冷たいとリッジの位置は西へ、より暖かいと東へとずれる傾向がある。夏-冬の季節変化にもこのことは現われている。第3図より、変動のパターンは大きく分けて、温暖-多降水量、高温-少降水量、寒冷-少降水量の3つにまとめられる。したがって、気温も下がりすぎると、



第4図 中～高緯度のある緯度帯にそった、定常波のパターンとそれに伴う気温、降水量の傾向を示す模式図

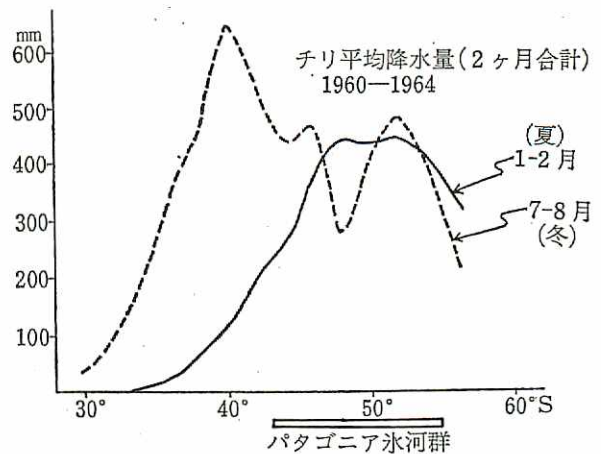


第5図 アルプスの標高 2000 m 以上にある 7 つの観測所の夏期 (6~8 月) における気温 (ΔT) と降水量 (ΔN) の年偏差 (5 年移動平均) 年偏差は 1851~1950 の 100 年間の平均。下の斜線部はアルプスの氷河群の顕著な前進時期 (Hoinkes 1968 より)

かえて涵養量の減少をまねくことも考えられる。

Hoinkes (1968) は約 100 年にわたるスイス・アルプスの氷河群の平均的な変動傾向と、夏の降水量と気温の変動との対比を試みた。アルプスは、イタリア側をのぞき西岸海洋性で夏期に降水量が集中する。しかし、やや低緯度側に位置するため、降水をもたらす低気圧の通過頻度は、亜熱帯大西洋域のアゾレス高気圧の消長に深く関係している。夏期の高温は、高気圧の張り出し(すなわち、降水量の減少)、低温は高気圧の後退(すなわち、降水量の増大)というパターンで出現する。低温—多降水量、高温—少降水量という組み合わせは、氷河の質量収支の変動に効率よく結びつき、氷河末端の前進期と低温(多降水量)期が、うまく対応して現われている(第5図)。

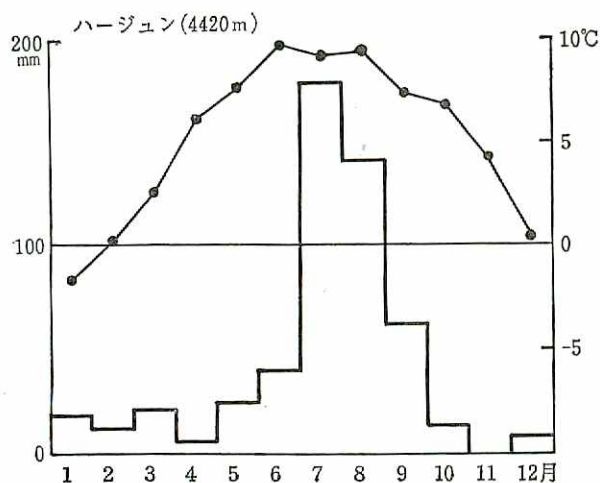
南半球で緯度偏西風帯の季節変化は、南北方向が中心である。北半球のように、大陸の季節ごとの熱的効



第6図 チリの夏期(1~2月)と冬期(7~8月)における平均的な降水量南北分布図(1960~64)。パタゴニアの氷河群のある緯度帯が下に示してある

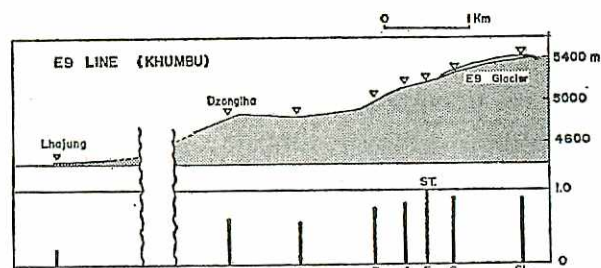
果のちがい(たとえば積雪域の有無など)による定常波の東西方向の位相変位が非常に小さいためである。チリ南部における降水量の平均的な季節変化を第6図に示す。ジェット軸の南北変位に伴い、降水量の極大域も南北に変位するが、冬期には、多降水量域も拡大する。これは、冬期の南北温度傾度の増大に伴い、低気圧活動が活発になるためであろう。この結果、パタゴニア氷床のある緯度帯は、一年を通しての多降水量域になっている。南半球の場合、第6図のような降水量の季節変化はそのまま、年々の南北温度傾度の変動に伴う変化とおきかえて考えることもできる。すなわち、非常に温暖または寒冷なら降水量は減少してしまうが、かなりの幅をもった気温分布域において、多降水量でありうることになる。ただし、氷河への涵養という点からすると、やや低温側のどこかに極大涵養域があると考えてよいが。

夏のモンスーン降水により涵養されているヒマラヤの氷河系の場合を考えてみよう。年々のモンスーンの強弱は、ヒマラヤ・チベット付近の大気の暖まり方に大きく左右される。その熱源は、地面からの顕熱加熱よりむしろ、広汎な山岳域の積雲対流による潜熱加熱による、とされている(Flohn 1968, Hahn and Manabe 1975)。この積雲群からの降水(雪)こそが、ヒマラヤ氷河系の主要な涵養源である。山の峰々や屋根周辺は、毎日の積雲の発達により局所的に日射量も減少し、氷河の維持にプラスに働いている。



第7図 ネパール東部のヒマラヤ高地 (4420 m) における 月平均気温と月降水量の季節変化 (1974~75 の平均)

しかし、気候要素の変動と氷河の変動との関係には、いくつかの微妙な問題のあることがわかる。まず、降水量と気温の季節変化がほぼ同位相で変化し、両方の極大期が夏期に一致している(第7図)ことは、夏の雪線高度付近における少しの気温変動が、雪として降る量を大きく決めてしまう。さらに、夏期の降水量の極大となる高度と雪線高度(約5000m)とが、第8図のごとくほぼ一致しているところが多いと推定され(Yasunari and Inoue 1978)、ほんの少しの気温変動に対する降雪量の増減が非常に sensitiveであることを示している。一方、全般的な降水量の増減を決める大規模なモンスーン循環系の強弱は、前述のごとく、大気の暖まり方に深く関係しており、ヒマラヤ付近における大気層温度とモンスーン降水量とは、大きくみて高温—多降水量、低温—少降水量というパターンで変化する可能性が考えられる。というわけで、モンスーンの変動とヒマラヤの氷河の変動の関係は、それほど簡単なものではないことがわかる。雪線付近に位置した小氷河群は、むしろモンスーンの変動に伴う気温変動に、広い涵養域を十分高い所にもつ氷河群は、むしろ降水量変動に対応した変動をする、といった特性のちがいが考えられる。いずれにせよ、年々のモンスーン循環の強弱が、ヒマラヤ高地における局地的な気候条件の変動とどう関連しあっているかは、ヒマラヤの氷河系の変動を考える上での重要なカギのひとつであろう。



第8図 ネパール東部クンプ地域におけるモンスーン降水量の高度分布の例。E9-5という地点の降水量を1とした比で各地点の降水量が棒グラフで示してある (Yasunari and Inoue 1978 より)

4. 氷河系変動における束縛条件

現在の氷河系維持の機構を前提とすると、いままで述べてきた大気循環系のパターンの変動と、氷河変動の関係は、ある一定の束縛条件の下での準平衡としてとらえることができそうである。

たとえば、中緯度偏西風帯における氷河系を考えてみる。気候が現在の温暖—多降水量型から、寒冷—少降水量型へ移行した場合(これは、北半球では、定常波が西へ変位し、氷河系がトラフの後面に入った状態に、南半球では、ポーラーフロントがずっと低緯度側へ変位した状態に対応する)、現在の氷河系の特性(たとえば、大涵養量と大消耗量とのバランスにたった大きな交換度(比較氷河研究会 1973)、およびそれに伴った氷河の規模や温暖氷河としての流動特性など)は、もはや成立しえないことになる。そこで、氷河系は、別の特性(小さな交換度、低温化に伴う極地氷河的諸物性、流動特性など)へと変化することによって、新しい気候との平衡を保持する方向へ動くことになる。

モンスーン降水によって維持されているヒマラヤの氷河系においては、雪線高度の変動が大きな意味をもつ。もし現在の夏の雪線高度(約5000m)が、気候の温暖化に伴い極端に上昇(たとえば1000m)すれば、モンスーン循環自体は強くなり、降水量も増加する可能性が大きい。雪として積もりうる地表面積が急激に小さくなるため、多くの氷河は消滅してしまう。

一方、気温が大きく下降して、夏でもチベット高原の大部分の地域に、降水が雪として降るようになる(雪線高度にして4500m前後?)と、チベット・ヒマ

ラヤ付近の熱源としての効果が弱まり、モンスーン循環そのものが衰えてしまう。このことは、最近の衛星写真からの解析 (Hahn and Shukla 1976) や数値実験 (Hahn and Manabe 1977) によっても、調べられている。とすると、ある一定以上の低温化が起これると、モンスーン降水による涵養という前提は、完全に崩れてしまう。

しかしながら、かつての氷期には、現在よりはるかに大きな氷河系がヒマラヤには存在していた (Fushimi 1978 など)。10°C 前後の大きい気温低下があったこと (郭 1974) を考えると、この氷河系の涵養には、モンスーン降水の寄与は非常に少なかったと考えられる。

しかし、チベット高原の積雪域が増大すると、逆に大気への冷源としての効果が強くなり、地形的効果も加わって、チベット付近には偏西風の定常性トラフが形成される可能性が大きい。とくにネパール・ヒマラヤからチベット東部はこのトラフの前面に位置し、相対的に暖かいインド洋からの水蒸気供給もうけて、低気圧発達域となりうる。氷期にチベット東部、雲南方面の雪線が大幅に低下した事実 (Wissmann 1959) は、低気圧活動によるこの地域の降水量増大と関連があるろう。モンスーン降水から (偏西風) 低気圧性降水という変化は、季節的から全年的へという降水時期の変化のほか、対流性降水からくる地形的制約が少なくなるという空間分布の変化をも内包している。

日本の山岳地帯の雪溪の涵養は、先に述べた冬期の季節風によってもたらされる大量降雪である。そして、雪溪の年々変動は、冬のある一定以上の降雪量 (涵養量) を前提とすると冬 (積雪期) の降水量と、夏 (融雪期) の気温で決まるとされている (樋口・他 1976)。しかし、冬期の日本海が凍結して、降雪量が急激に減少すれば、その前提がくずれることになる。この状況は、氷期の最盛期には存在した可能性が大きい。にもかかわらず当時の日本列島に氷河が存在したということは、別の氷河系平衡—涵養量の大きな減少に対応できる消耗量の大きな減少 (気温低下)—を考える必要がある。たとえば、気温が 8°C 低下すれば、降水量が現在の 30~40% に減少しても氷河のできうるものが、大雪山系の場合について推定されている (松

田 1975)。

どんな氷河も、涵養量と消耗量のあるバランスの上で成り立っている。そして、それぞれの量の年々 (あるいはある一定期間) の変動に伴って、氷河の変動が、そのバランスのまわりの“ゆらぎ”として起こる。しかし、こういった変動もある臨界値を越えるとまったく異なったバランスへと不連続に移行することになるのである。

5. 気候—氷河準平衡系

近年、Budyko (1969), Sellers (1969) や Oerlemans and van den Dool (1978) らによる、気候の半経験的熱平衡モデルが注目されている (田中 1979)。このモデルによると、地球の気候は、正味の太陽放射量がある範囲内で変動しているかぎりは、ひとつの平衡状態のまわりの“ゆらぎ”としてしか変動しないが、アルビードの変化などによって、あるクリティカルな値をこえて減少 (または増大) すると、まったく異なる平衡状態へと移行してしまう。自動的 (Intransitive) な性質をもつことを示している (廣田 1979)。

氷河変動におけるふたつのタイプとは、気候における平衡状態のまわりの“ゆらぎ”と、べつの平衡系への移行という、ふたつのタイプにうまく対応づけて考えることができそうである。現在の氷河系は、現在の地球の気候に対応して、それぞれの形態を維持し、気候のゆらぎに応答した変動も示している。もちろん、応答のしかたは、維持機構や氷河系の規模によって異なる。日本アルプスの雪溪なら、年々の気候のゆらぎに応答するが、ヨーロッパ・アルプスでは、第4図にみられるごとく、5年以上の長周期成分によく応答していることがわかる。

氷河系変動のもうひとつのタイプは、少なくとも半球規模ぐらいの気候系の、大きなかつ不連続な変動—気候系の遷移—に対応して起こる、維持機構の不連続な変化 (時には、まったく異なる機構への変化) に伴うものである。氷河系は、新たな平衡への移行過程において、いままでの変動幅をこえて急激に拡大 (縮小) するというケースが多いであろうが、いったん消滅して新たに別の規模で形成されるというケースもありうるであろう。

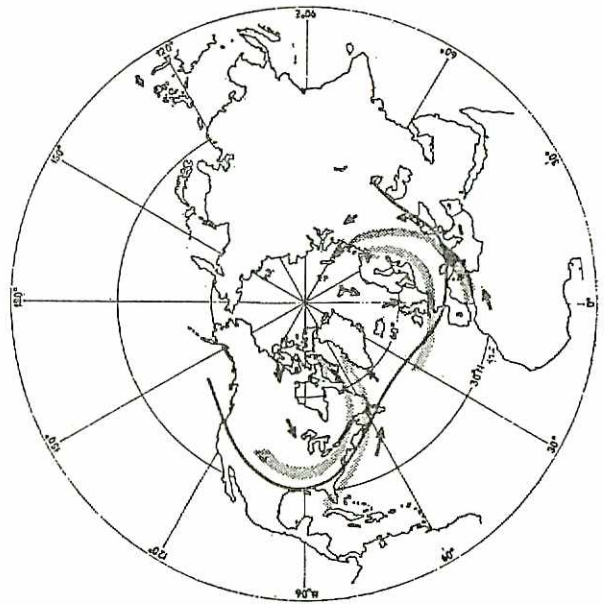
ひとつの気候系に対応して氷河系が決まるという線型的な関係だけではなく、氷河系が大きくなれば、逆に気候系を氷河系維持に都合のよいかたちで維持するという関係もある。南極の氷床と気候がその典型的な例であろう。第2節で述べた“低温維持型”とは、実はこのタイプの氷河系に対応している。このスケールの気候—氷河系はゆらぎが小さく、全(半)球規模の気候系全体の位置を決めるものとして機能していると考えられる。たとえば、南極氷床が第四紀を通して、ほぼ同じ大きさで存在しているということは、第三紀までの氷床のなかった時代とは異なる平衡系として、第四紀の地球(南半球)の気候が存在していることの逆の証明ではなからうか。

以上のように、地球上の氷河系と気候は、全体として相互に依存しあっていたかたちで動く、気候—氷河準平衡系とみなすことができるであろう。

6. 準平衡系の遷移

北半球を中心とする氷期—間氷期の気候サイクルは、気候—氷河準平衡系の遷移のひとつの典型例としてとらえることができる。ここでは、Lamb(1977)の仮説に基づいて、間氷期から氷期への移行過程を述べてみる。

まず北アメリカ中東部に、1963年1月に現われたような大きなトラフが、何年かにわたって暖候期にも定常的に出現する。トラフの前面にあたる北アメリカ—カナダ東岸は、相対的に暖かいメキシコ湾流の効果も加わって低気圧活動が活発となり、降水量が増大する。はじめは強い南風成分の卓越で、むしろ気温の上昇が起こるが、高緯度のカナダ方面での積雪域の拡大により、次第に寒冷化に向かう。積雪域は、その東半分(トラフの前面側)でおもに涵養される一方、西半分(トラフの後面側)では、寒気団を維持、強化していくパターンで、氷床へと発達していく。スカンジナビア氷床の発達には、北アメリカ大陸上で定常性トラフが強化されることにより、波の力学的効果を通して、ヨーロッパの風下側トラフが増幅され、位相も東へ少しズレる、ということに起因する(第9図)。すなわち、低気圧発達域が、大西洋岸から北東ヨーロッパの内陸部へと移り、フィンランド付近から北極海沿岸



第9図 ローレンタイド氷床とスカンジナビア氷床が発達するヴェルム(ウィスコンシン)氷期開始時期の大循環パターンの推定(実線は1000~500 mb層厚の5300 m等値線、矢印は卓越風向、影矢印は主要低気圧経路)(Lamb 1977より)

に越年性積雪域を形成させ、氷床へと発達していく。やがて、ふたつの氷床の発達とともに、北半球全体の寒冷化も進行していく。

以上の仮説を前提とすると、氷期のスカンジナビア氷床と、現在のスカンジナビア半島の氷河系は、まったく別の気候—氷河系の産物であるという、興味深い結論がでてくる。

北アメリカ大陸上に、強いトラフが定常的に形成されるという、決定的な初期条件は、メキシコ湾周辺の海水温の1~2°Cの持続的低下によってもたらされたものであり、その水温の低下は、南極氷床のサージに起因する海水の増大であるとの説(Flohn 1974)がある。

いずれにせよ、南極氷床は、第四紀における、地球全体の気候—氷河準平衡系のワク組みを決めているひとつの大きな因子であろう。

7. おわりに

この小論では、気候系とそれに対応した氷河系のあり方、また、気候系の変動と氷河系の変動の関係といったものを、気候—氷河準平衡系という概念を通して、統一的にみる可能性を議論した。

この作業仮説は、まだ多くの検証さるべき問題をかかえている。なかでも、大前提となる、個々の氷河の涵養—消耗機構という微気象学的過程と、大気循環系というマクロな現象をつなぐ過程は、大部分の氷河系において、ミッシングリンクとして残されている。ひとつの平衡から別の平衡への移行には、積雪分布が大きな役割を果たすことは、すでに述べた。ここでも、積雪（海氷）分布や雪線高度が何によって決まるのかという、古くて新しい問題が残されている。これらの問題の解明には、大気—雪氷相互作用を、ミクロとマクロの両面から、あるいは両方を統一する視点からとらえなおす方法を見つけていく必要がある。

謝辞：本稿に用いた資料の一部作成に際し、京大防災研究所大学院生の真野裕氏のお世話になった。ここに記して感謝の意を表したい。

参考文献

- [1] 樋口敬二：科学，47，429~436（1977）。
- [2] 土屋 巖：第四紀研究，12，135~144（1974）。
- [3] Landsberg, H.E.: Mon. Wea. Rev., 91, 307~308 (1963)。
- [4] O'corner, J.F.: Mon. Wea. Rev., 91, 209~218 (1963)。
- [5] The Batura Glacier Investigation Group, Academia Sinica, Scientia Sinica, 22, 958~974 (1979)。
- [6] Yasunari, T.: J. Meteor. Soc. Japan, 55, 274~285 (1977)。
- [7] Hoinkes, H.C.: J. Glaciology, 7, 3~18 (1968)。
- [8] Flohn, H.: Contribution to a meteorology of the Tibetan Highlands, Rep. No. 130, Colo. State Univ., 1~120 (1968)。
- [9] Hahn, D.G. and S. Manabe: J. Atmos. Sci., 32, 1515~1541 (1975)。
- [10] Yasunari T. and J. Inoue: Seppyo, Spec. Issue, 40, 26~32 (1978)。
- [11] 比較氷河研究会：ヒマラヤ山脈，特にネパール・ヒマラヤの氷河研究における諸問題，日本雪氷学会（1973）。
- [12] Hahn, D.G. and J. Shukla: J. Atmos. Sci., 33, 2461~2462 (1976)。
- [13] Fushimi, H.: Seppyo, Spec. Issue, 40, 71~77 (1978)。
- [14] 郭 旭東：地質科学，第1期，59~80（1974）。
- [15] von Wissmann, H.: Die Heufige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasian mit Hinweisen auf die Vergletscherung der Letzen Eiszeit. Wiesbaden (1959)。
- [16] 樋口敬二・小玉秀男・藤井理行・五百沢智也：山岳森林生態学（今西錦司古希記念論文集），141~182，中央公論社（1976）。
- [17] 松田益義：雪氷，37，1~22（1975）。
- [18] Budyko, M.I.: Tellus, 21, 611~619 (1969)。
- [19] Sellers, W.D.: J. Appl. Meteor., 8, 392~400 (1969)。
- [20] Oerlemans, J. and H.M. van den Dool: J. Atmos. Sci., 35, 371~381 (1978)。
- [21] 田中正之：熱平衡モデル，大気環境の科学4 気候変動，136~166，東大出版会（1979）。
- [22] 廣田 勇：気候変動論序説，大気環境の科学4 気候変動，190~201，東大出版会（1979）。
- [23] Lamb, H.H.: Climate, Present, Past and Future, Vol. 2, 335~341, Methuen (1977)。
- [24] Flohn, H.: Quart. Res., 4, 385~404 (1974)。

イルカぶっくす・10

歴史津波

—その挙動を探る—

羽 鳥 徳太郎

日本はまれにみる地震と津波の国である。それは、古くから日本人の生活に深く影響を与えてきた。“歴史津波”は、古文書に残る津波の挙動を調査研究することによりその予報と防災にそなえる。

| | | |
|----|---------|-------------|
| 序章 | はじめに | 日本の巨大津波の表 |
| 1章 | 津波の資料 | 2章 津波の規模と被害 |
| 3章 | 波源の広がり | 4章 各地域の歴史津波 |
| 5章 | 津波活動の変化 | 6章 津波のメカニズム |
| 終章 | 研究の展望 | |

イルカぶっくす・12

津波

—その発生から対策まで—

三 好 寿

日本は津波国で，“ツナミ”は国際学術用語である。本書は、世界の巨大津波の歴史と被害にふれながら、その発生の機構から対策までときおよぶ、初学者にも理解できるコンパクトな成書である。

| | | |
|----|------------|--------------------|
| 序章 | はじめに | 1章 安政の大津波とリスボンの大地震 |
| 2章 | 津波の発生 | 3章 津波の警報理論 |
| 4章 | 警報論を迷わず津波群 | 5章 地すべりによる津波 |
| 6章 | 津波対策 | 終章 研究の展望 |

定価 ¥1,800

本誌専用ファイル

12冊用

書店か小社にお申込み下さい……

定価実費 ¥400 送料 ¥350