

## 数値実験から見た大気大循環に対する山岳の力学効果\*

中 村 一\*\*

## 1. はじめに

地球上には、チベット・ヒマラヤ山塊、ロッキー山脈、アンデス山脈、南極大陸などの大山塊があり、地球大気にいろいろな影響を与えている。よく知られているのは、成層圏に見られる定常プラネタリー波の発生源になっている事や、対流圏では冬季のシベリア高気圧の異常な発達にチベット高原が関係している事などがある。また、夏には、チベット高原は巨大な熱源となって、インド・モンスーン、梅雨などにみられるアジア地域特有の大循環の動力源となっている。

この解説では、まず最近の大気大循環の数値シミュレーションの結果から山岳の効果のいろいろな問題を取り出し、次にそれらの問題に対して、最近の研究はどの程度答えているか、また将来の研究課題は何かなどを紹介していきたい。断わっておかなければいけないが、山の効果としては力学的なものに議論を限り、熱が重要となる問題は扱わない。これは、一つには筆者の勉強不足もあるが、インド・モンスーンの実体を明らかにしようとする MONEX (モンスーン計画) がこれから行なわれようとしているように、まだ詳細な研究がなされていないテーマでもあるためである。また、大循環に関係する現象としては高・低気圧スケール(数千 km)以上のものを考えて、山岳によって励起される重力波などスケールの小さなものは扱わない事にする。最後にもう一つ、山の力学効果も熱の効果と同様、まだ細かい点までよく分かっていない。したがって、この解説は、今までの多くの研究の成果をレビューするというより、筆者が興味を持

った問題を提出して、それにかなり勝手な説明をつけている。その点、読者は批判的に読んでいただきたい。

## 2. 大気大循環にとっての山

まず、大気大循環とは何かを述べなければならないが、これには木田(1977)の分かりやすい説明がある。また、金光(1978)は学会のシンポジウムで大気大循環の数値実験から海陸分布や山岳の役割を議論した。いずれ「天気」に掲載されるだろうから、この二つの解説を読んで下されば、ここで述べようとする話の目的がよく理解できるだろう。本節では彼らと重複する事になるが、大ざっぱに地球の大気大循環と山岳の役割の基本的なイメージを述べておこう。

## (1) 大気大循環の基本場

海陸や山岳の全くない経度方向に一樣な地球を考えてみよう。太陽エネルギーの吸収の割合が低緯度と高緯度とでは違うために、大気には南北の気温傾度が生じる。これが大循環の動力源となる。まず、気温の傾度を解消しようとして南北の循環が起こる。低緯度では、赤道付近の積雲対流活動の盛んな領域で上昇流、亜熱帯高圧帯で下降流となる Hadley 型の直接子午面循環が現われ、熱を北へ輸送する。中・高緯度では、地球の回転の効果がいきてきて Hadley 型の循環は不安定となり、Rossby 型の循環になる。そこでは傾圧不安定波(高・低気圧)が発生し、この擾乱によって熱が北へと運ばれる。

また、低緯度の Hadley 循環や、中・高緯度の傾圧不安定波は運動量も輸送する。その結果、低緯度は東向き運動量を失なって偏東風、中・高緯度では運動量ももらって偏西風が現われる。さらに気温の南北傾度の強い所では温度風の関係によって風の東西成分は鉛直にシアを持ち、亜熱帯ジェットなどの強い流れが形成される。

\* Dynamical effects of mountains in the numerical experiments of the general circulation of the atmosphere.

\*\* H. Nakamura, 東京大学理学部

したがって、大循環の基本場としては、極を取り巻く同心円状の強い流れ（周極流）が卓越し、中・高緯度では傾圧不安定波がこの流れに重なって見られる事になる。また、南北輸送の担い手としては、低緯度は Hadley 循環、中・高緯度は傾圧不安定波となる。さて、気候というものを大循環の時間平均だと考えると海陸や山岳のない地球では同一緯度に沿っては全く同じ気候がみられることになる。

### (2) 海陸分布の影響

海洋は熱容量が大きく、一年を通じて海面気温の変化は小さい。逆に大陸では地面気温の季節変化は非常に大きい。夏には大陸の方が海洋より高温になり、冬には逆に低温になって、海洋と大陸の間に大規模な海陸風が生じる。アジア大陸とインド洋の間には夏にモンスーンが起こり、南北の直接循環が強化される。また、アジア大陸と太平洋の間には冬季のシベリア高気圧対アリューシャン低気圧、夏のチベット高気圧対 Mid Pacific トラフなどのように東西方向の循環が形成されるだろう。これらの循環は南北の熱輸送に地域的な変化を与える事になる。また、海陸分布に従って定常的なプラネタリー・スケールの擾乱が生じる事になり、周極流は東西方向に強さや位置を変えることになる。

### (3) 山岳の影響

海陸分布は、東西・南北方向に一樣でない熱源を作り出して、大循環に非対称性をもたらした。夏のチベット高原は、太陽エネルギーの吸収やヒマラヤ山麓に降る雨

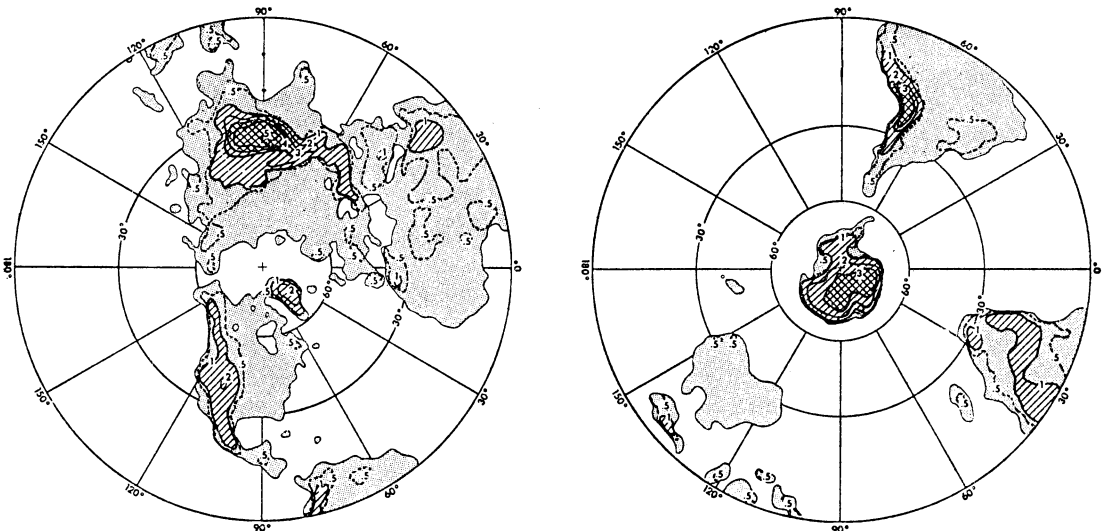
による凝結熱の放出などで、対流圏の中層大気を直接加熱すると考えられている。したがって、海陸分布による熱源とともに、大循環の基本場からのずれをいっそう大きくするだろう。また、山岳は、流れに対して障害物になり、流れを変形し定常プラネタリー波を作るという力学的な効果を持っている。熱の効果と同様、力学的効果も大循環の東西方向の非対称性を強め、気候の地域ごとの特色を豊かなものにしていく。

われわれの興味は、周極流が山岳から受ける摂動の種類とそのメカニズム、また、それに伴う南北輸送の仕組みの変化を調べる事などである。

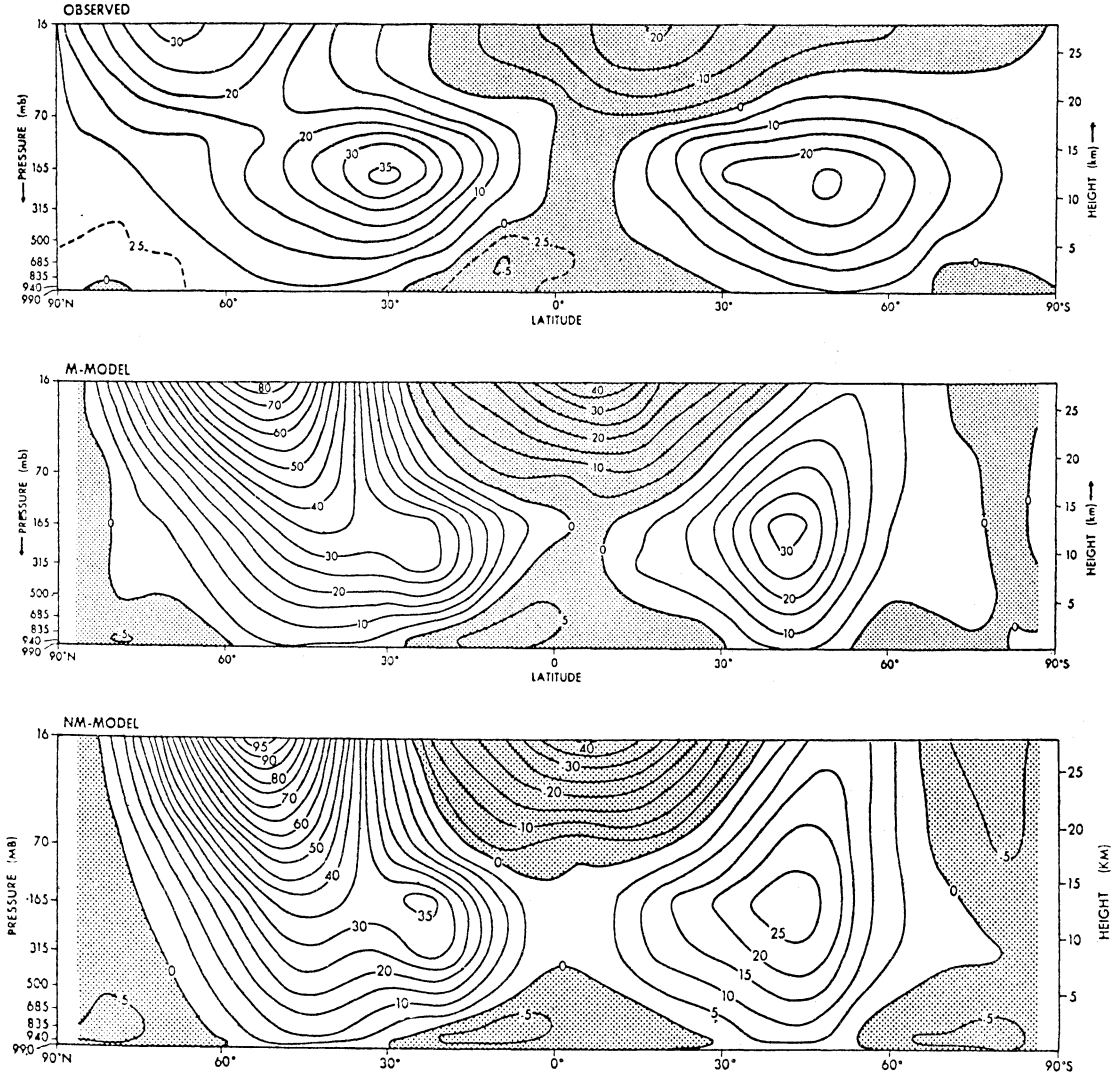
### 3. Manabe・Terpstra (1974) の数値実験

この節では、山岳の力学効果と考えられる現象を列挙してみよう。ところで、現実の大気は種々の物理効果が含まれていて山岳だけの効果を取り出した解析を行なうのは難しいし、そういった解析の例も余り多くない。一方、数値モデルを用いた数値実験ではある効果をモデルに入れたのと入れないと、二つの実験を行ない比較する事によって、その効果の役割を調べる事ができる。ここでは、大気大循環の数値シミュレーションの研究を参考にしよう。

大気大循環モデルに山を入れた場合と入れなかった場合を比較した研究は Mintz (1968), Kasahara・Washington (1971), Manabe・Terpstra (1974) らによってなされている。(同様の手法を用いて Kikuchi, 1969, 1971 はブロッキングの問題を研究している。) Manabe・Terp-



第1図 山岳の分布 (Manabe・Terpstra). 単位: km



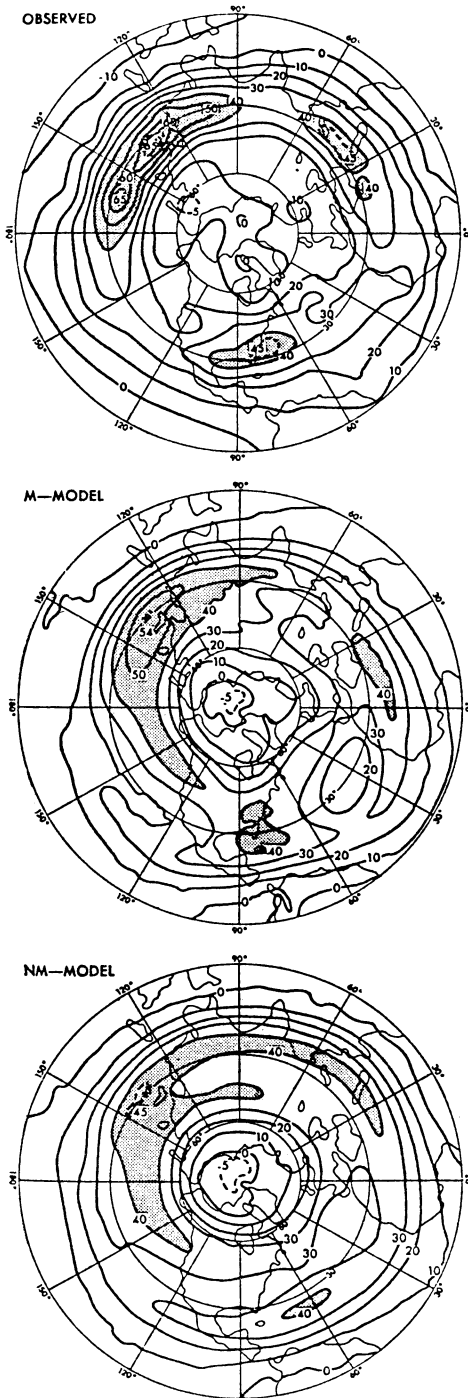
第2図 風の東西風成分の経度平均 (Manabe・Terpstra). (上) 観測, (中) Mモデル (山が入っている), (下) NMモデル (山が入っていない). 単位: m/s.

stra のモデルは、放射、境界層、対流、水蒸気などの諸効果が最もよく入っており、差分の分解能も水平のグリッドがほぼ 250km、鉛直には 9 層と細かく、現在世界で最も進んだ大循環モデルと考えられている。彼らは太陽高度を 1 月に固定し、海水面温度も観測値を与えて北半球の冬の状態を再現しようとした。そして、第 1 図に示すような山岳を入れた場合と入れない場合 (それぞれ M モデル、NM モデルと呼ぶ) について数値モデルを時間積分し、40 日間の時間平均をとり、二つのモデルの結果を比較した。北半球の冬はプラネタリー波が発達するな

ど、チベット高原やロッキー山脈の効果が最も顕著な時季であり、特に熱よりも力学の効果が卓越すると言われており (たとえば、解析では古いですが、Staff Members, Academia Sinica (Ⅲ), 1958 など)、われわれの関心とするところにいろいろな問題を提供してくれる。

(1) 带状流 (周極流) の強さの減少 (第 2 図)

M モデルと NM モデルとを比べると、偏西風の強さが山を入れると、亜熱帯ジェット (25°N 付近) で約 5 m/s、極夜ジェット (50°N 付近) で約 10 m/s 弱くなっている。(観測と比べると極夜ジェットが異常に強いが、



第3図 200 mb 面での風の東西風成分の分布 (Manabe・Terpstra). (上) 観測, (中) Mモデル, (下) NMモデル.

これは成層圏の分解能が悪いのや極付近の水平格子の精度が良くないなどのモデルの差分の欠点によるものである.)

(2) 偏西風ジェットは山岳の上流で減速, 下流で加速 (第3図)

带状流の水平パターンを見ると, NMモデルでは大陸の東海上で亜熱帯ジェットが少し強まるが, 全般に東西方向には風速の変化が小さい. MモデルではNMモデルより, チベット高原の上流でジェットは10m/s近く減速し, 下流側で逆に非常に強くなり観測とよく一致する. 同じ傾向がロッキー山脈にも見られる.

(3) 気圧は相対的に高緯度上昇, 低緯度下降 (第4図)

40°N 付近を境にして, MモデルはNMモデルより海水面気圧が低緯度で約3mb減り, 高緯度では約5mb上昇している. これは, 第6図に示すように, 山を入れるとシベリア高気圧が北へ移動した影響が大きいと考えられる. (極付近でモデルと観測とは合っていないが, 極域での水平格子の欠点や, 南極大陸がうまく入っていないためである.)

(4) 定常プラネタリー波の振幅はNMモデルでは弱く, Mモデルでは強い (第5図)

北半球が冬の場合は, 海陸分布よりも山岳の効果の方が定常プラネタリー波の発生に重要であるのが分かる. 第7図に示した擾乱のエネルギーをみても, 定常性擾乱(プラネタリー波)のエネルギーがNMモデルに比べてMモデルでは北半球で2~3倍大きくなっている.

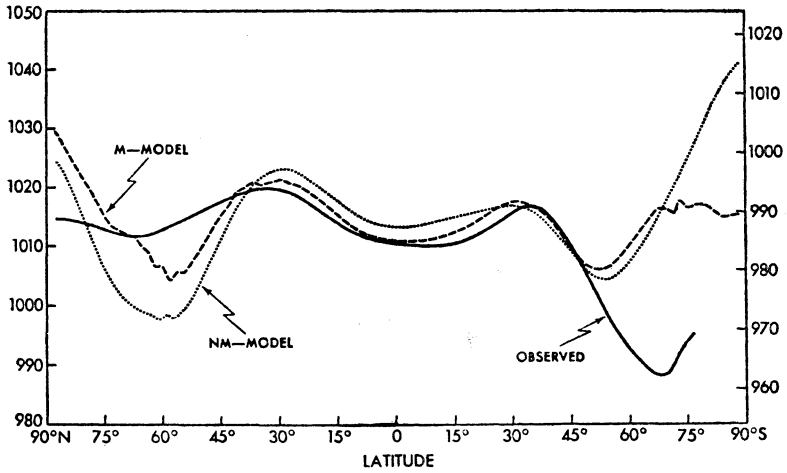
(5) シベリア高気圧の北上と強化 (第6図)

すでに述べたが, 個々の擾乱で興味あるのは, チベット高原を入れるとシベリア高気圧が約15°北上し気圧も非常に高くなっている事だろう. また, 500mbより上の上層大気にまで地上と同じくチベット付近のリッジが深まる傾向が見られるのにも注意しないとイケない.

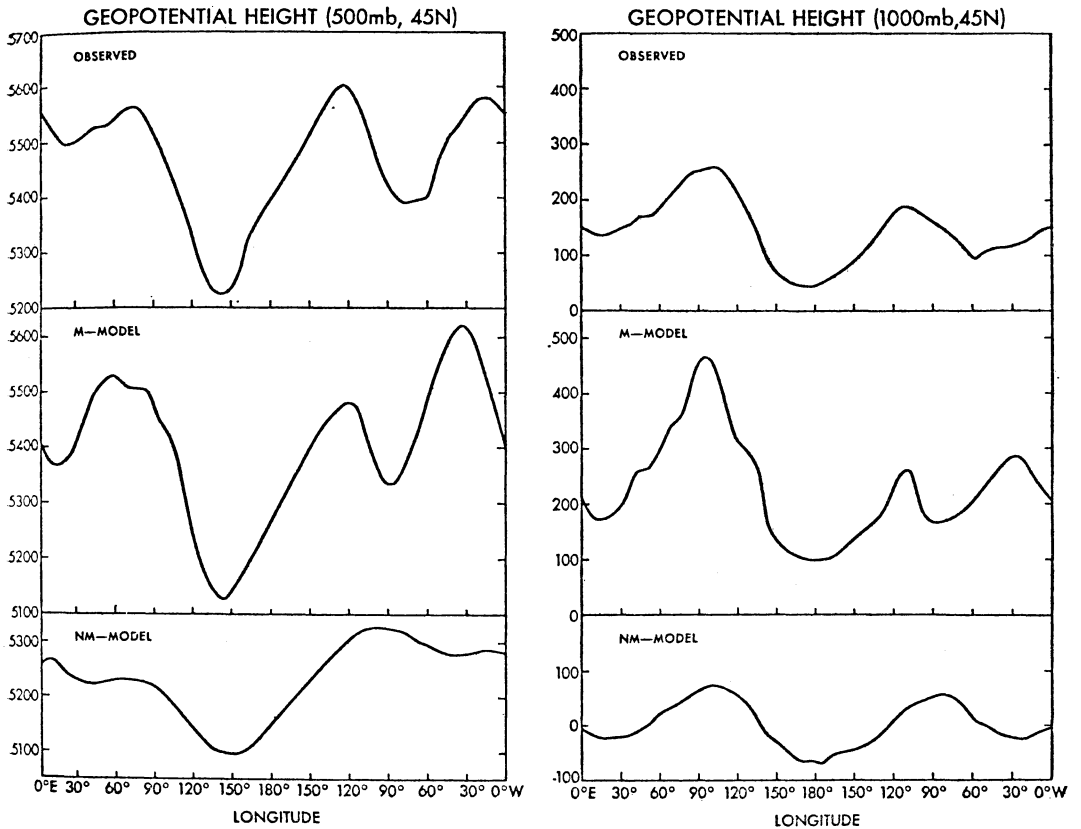
(6) 定常性プラネタリー波は移動性擾乱(高・低気圧)の役割を一部肩代わりする (第7図と第8図)

第7図より, 山を入れると北半球では定常性擾乱のエネルギーが増加するが, その分, 移動性の擾乱のエネルギーが減少し, 全体の擾乱のエネルギーは山岳があってもなくても余り変わらない事が分かる. 同様に第8図からは, 熱, 角運動量, 水蒸気などの南北輸送に関しても, 山を入れると定常性擾乱によって運ばれる量が増加するが, 移動性擾乱による輸送量が同じだけ減少して全体ではほとんど増減がないのが分かる.

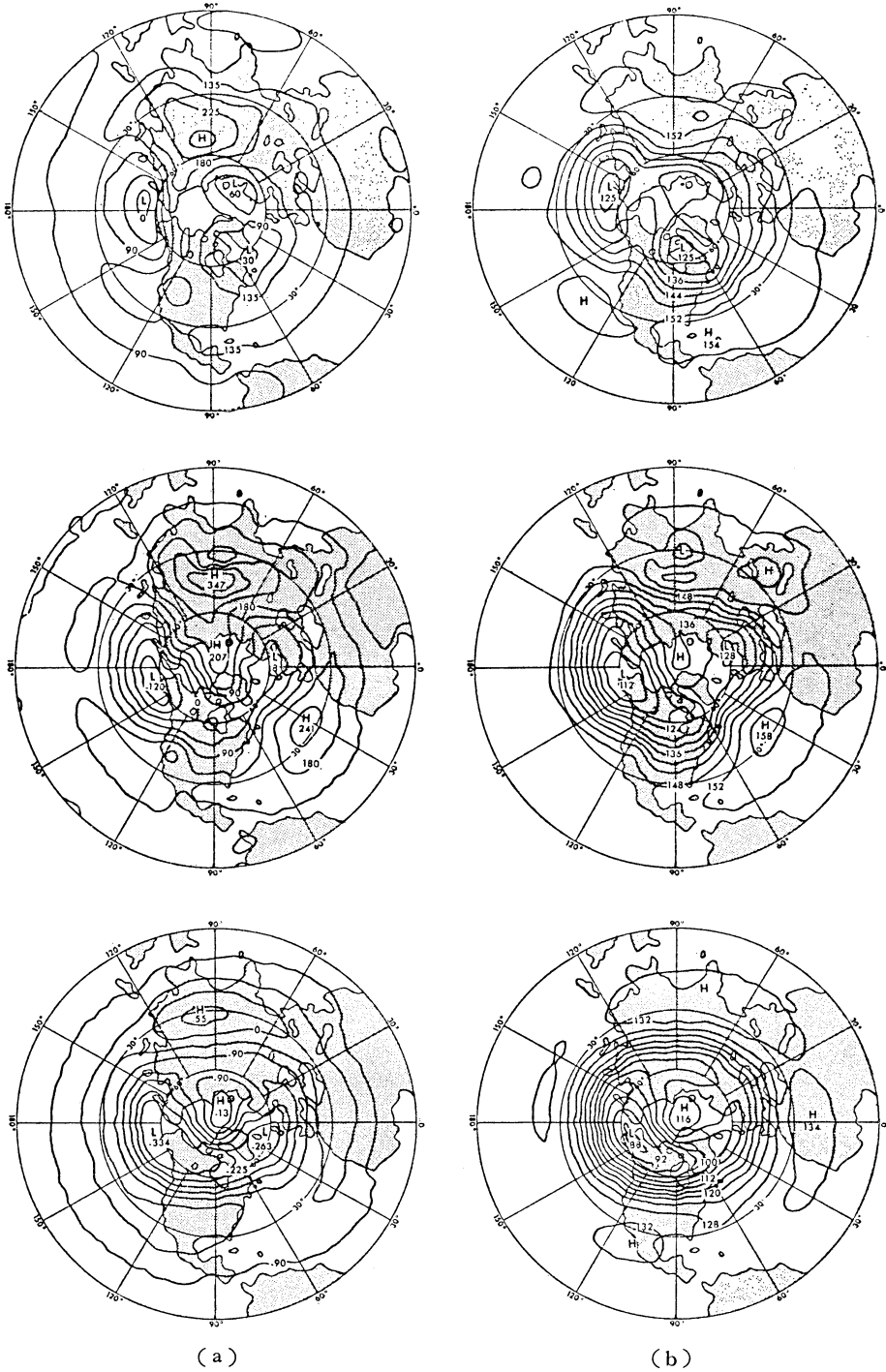
(7) 山岳の下流は低気圧の発生が多い (第9図)



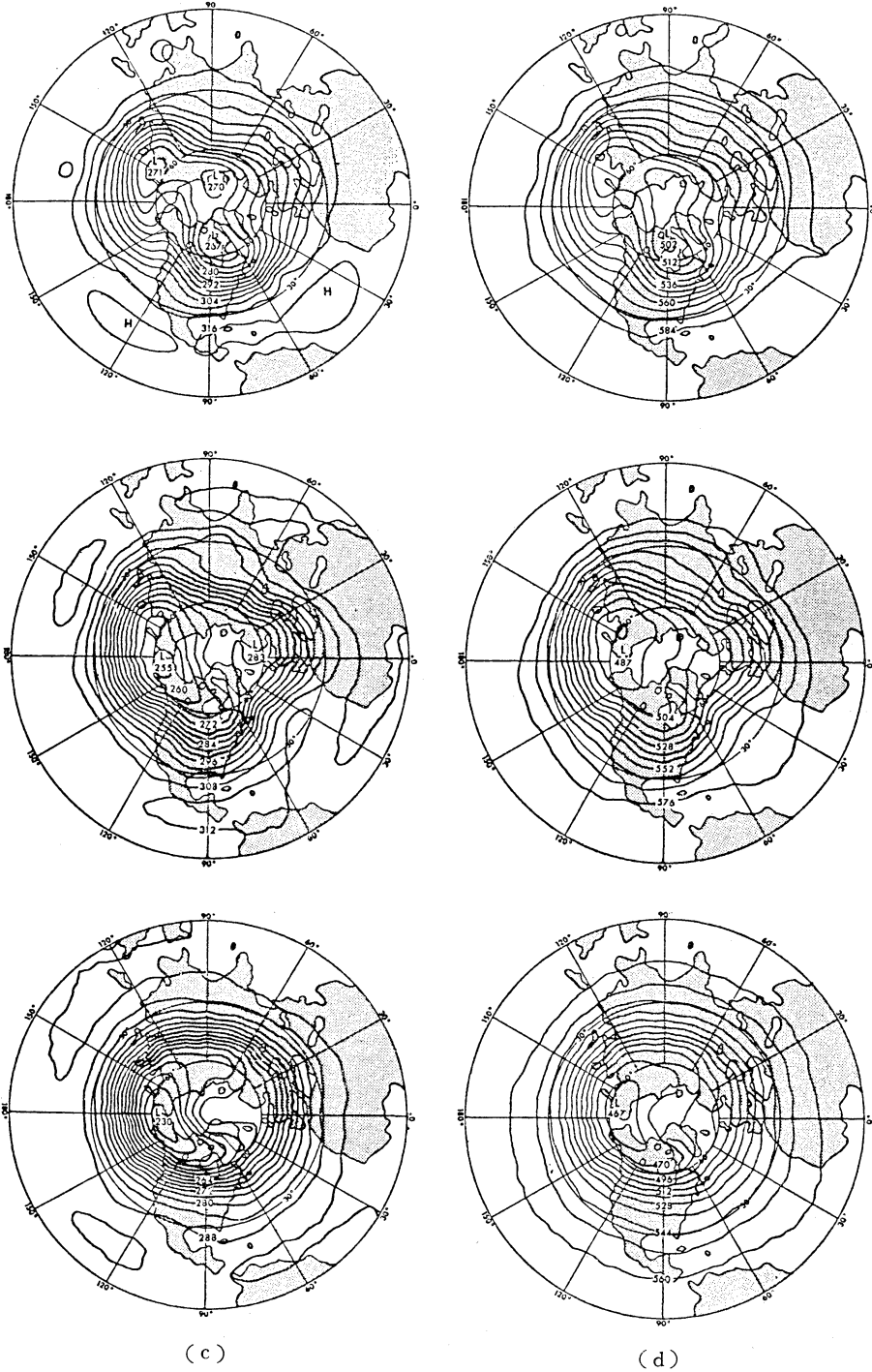
第4図 経度平均した海水面気圧の緯度分布 (Manabe・Terpstra). 単位: mb.



第5図 時間平均した高度場の45°Nに沿う経度分布 (Manabe・Terpstra). 左図は500mb, 右図は1,000mb面, (上)観測, (中)Mモデル, (下)NMモデル. 単位: m.



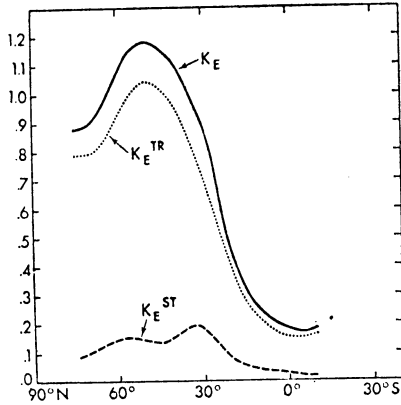
第6図 北半球の時間平均した高度場の分布 (Manabe・Terpstra). (a) 1,000mb, (b) 850mb, (c) 700mb, (d) 500mb. それぞれ, (上) 観測, (中) Mモデル, (下) NMモデル.



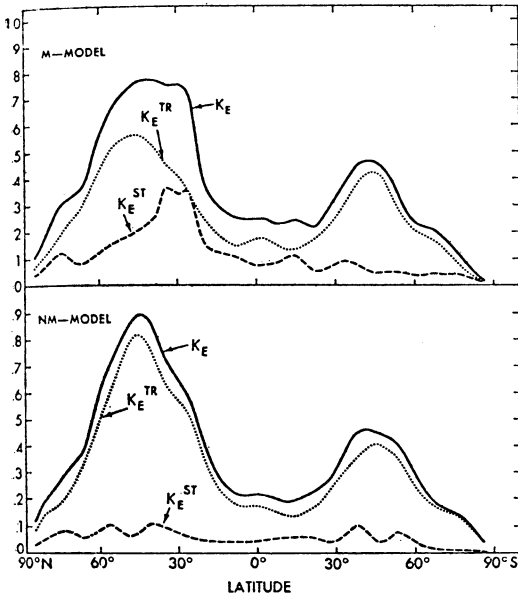
(c)

(d)

第6図つづき



EDDY KINETIC ENERGY IN THE TROPOSPHERE



第7図 対流圏での擾乱の運動エネルギーの緯度分布 (Manabe・Terpstra). (上) 観測, (中) Mモデル, (下) NMモデル.  $K_E$  (実線): 全運動エネルギー,  $K_E^{ST}$  (破線): 定常性擾乱の運動エネルギー,  $K_E^{TR}$  (点線): 移動性擾乱の運動エネルギー. 単位:  $100 \text{ J cm}^{-2}$ . (定常性擾乱はプラネタリー波に, 移動性擾乱は高・低気圧にはほぼ対応する).

低気圧の発生地は, NM モデルでは全球で特に地域差はないが, Mモデルではチベット高原の下流の東支那海城, ロッキー山脈の下流のアメリカ東部海岸付近など山岳の下流域に発生が集中している. Mモデルはヨーロッパ・アルプスの下流域の低気圧の発生地を除いて観測の

結果とよく一致している.

このようにいろいろな現象を取り上げたが, 次節からはこれらの解釈について述べていこう.

#### 4. 山岳による流れの減速と山のトルク

地面摩擦は大気の流れを減速しようとする. 大気は中緯度偏西風域では西風運動量を失ない, 低緯度偏東風域では東風運動量を失なう (西風運動量を獲得する). また, 流れは山岳に当たると, 斜面をはい上がった山を迂回したりして, 山岳は流れの障害物になる. 大気は完全流体ではないから山岳から抵抗を受けることになる. このように, 山岳も地面摩擦と同様流れを減速し, 大気の運動量の sink や source になっている. しかし, 実際には地面摩擦や山岳によって大気は一方向的に減速し静止してしまう事はなく, Hadley 子午面循環や傾圧不安定波などの擾乱によって運動量は南北に輸送されて運動量の生成や損失と収支を合わせている. この収支バランスの結果が東西流の緯度分布になっているわけである. 荒川 (1958) は, この運動量収支を議論して大気大循環に対する傾圧不安定波の重要性を示した. (正確には, 運動量ではなく角運動量の収支を考えねばならない. 地球が回転している効果と球形であることから, 角運動量が保存量となるからである. この場合, 地面摩擦や山岳の効果はトルクになる.)

さて, 山のトルクがどのように計算されるか示したのが第10図である. 荒川 (1958) の説明によると, 風の東西成分  $u$  は気圧傾度項によって加速・減速される.  $\rho$  座標系ではこの項は  $-\frac{\partial \phi}{\partial \lambda}$  ( $\phi$ : 等圧面高度,  $\lambda$ : 経度) で表わされる. これをある緯度に沿って平均することを考えると, 山がなければ一廻りして元に戻る事ができて,

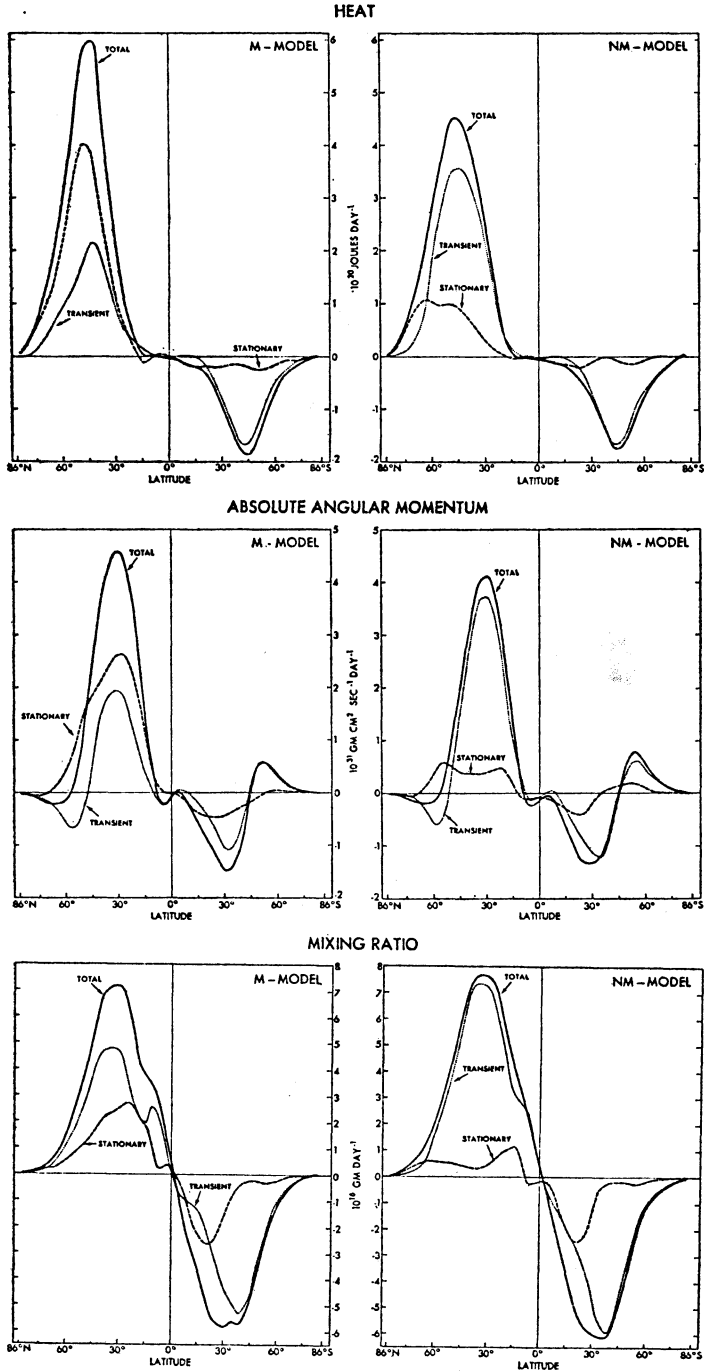
$$\int_0^{2\pi} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} d\lambda = 0$$

となってしまう, 経度方向に平均した風の東西成分の強さは気圧傾度項によっては変化しないことになる. ところが, 山があって積分が地球を一廻りできなくなると (第10図上), 経度平均の気圧傾度項は,

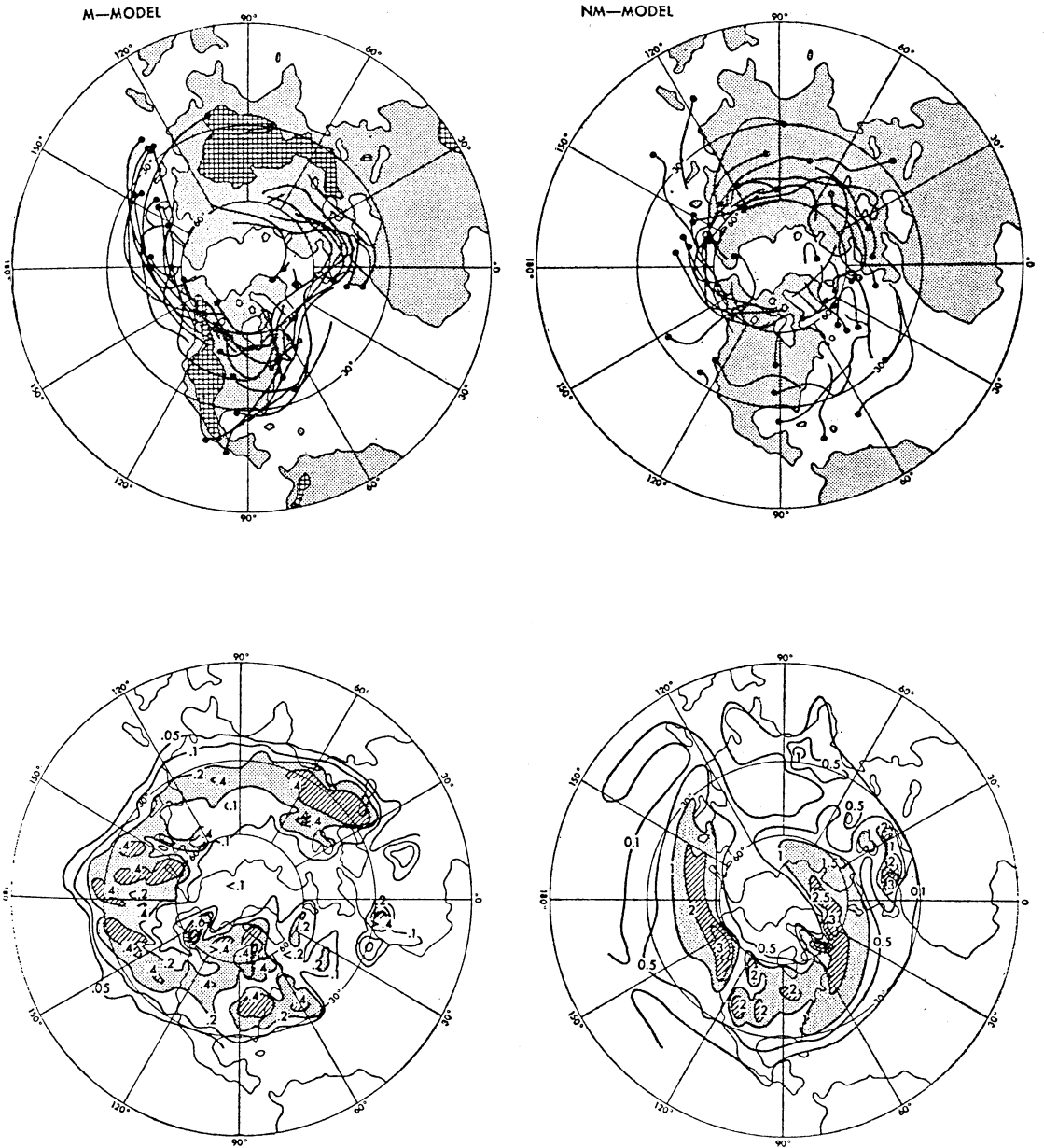
$$\int_{\lambda_2}^{\lambda_1} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} d\lambda = \phi(\lambda_1) - \phi(\lambda_2)$$

となつて, 山の東西で等圧面高度 (気圧) が違っていれば経度平均した  $u$  は減速されることになる. (普通, 障害物の風上側で流れは淀みがちになり下流に比べて気圧が高くなるだろう.) したがって, 山の抵抗を計算するには山の表面での気圧をみればよいことになる. 表面気圧は大気が山に及ぼす力であり, 作用・反作用の関係か

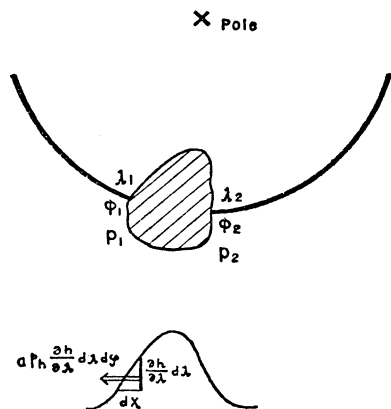




第8図 (上)熱, (中)絶対角運動量, (下)水蒸気の擾乱による南北輸送の緯度分布 (Manabe・Terpstra). 左側がMモデル, 右側がNMモデル. 実線: 全擾乱, 破線: 定常性擾乱, 点線: 移動性擾乱による.



第9図 低気圧の発生と移動 (Manabe・Terpstra). (左上) Mモデル, (右上) NMモデル. (黒丸が発生地点, 実線が移動を示す). 下図は観測による発生頻度(左)と低気圧中心が存在する頻度(右)を示す.



第10図 山岳が大気に及ぼすトルクの説明図 (荒川, 1958)

ら山が大気に及ぼす抵抗力でもある。各経度での値は第10図下のようになり、これを経度平均すればよい。つまり、山のトルクは、

$$ar \int_0^{2\pi} p_k \frac{\partial h}{\partial \lambda} d\lambda d\phi$$

となる ( $a$ : 地球半径,  $r$ : 腕の長さ  $a \cos \phi$ )。

このようにして計算された山のトルクと、地面摩擦のトルクも含めた全トルクの大きさが第11図に示されている。中緯度偏西風帯ではトルクが負で角運動量が失われ、低緯度偏東風帯ではトルクが正で角運動量が作られている。また、山のトルクに比べて地面摩擦のトルクの方が数倍大きい。この図から帯状流の減速の割合を見積もると、中緯度偏西風帯では1日に約1 m/sのオーダーになり、ひと月もすれば亜熱帯ジェットは消えてしまうことになる。したがって、実際には角運動量の南北輸送が非常に重要で、これによって平衡状態が保たれているのである。

MモデルではNMモデルにより帯状流の強さが弱かったが、簡単には山の抵抗が加わっただけ弱くなったと言えるが、今述べたようにいろいろな項のバランスから帯状流の強さが決まっているので、その量的な違いを説明するのはかなり厄介である。また、山のトルクの強さ自体も山の付近に作られる流れの場から決定されるが、流れの場は上流での流れの強さ、山の高さ・形状などによっている。また、小さなスケールの個々の山や谷の凹凸も大きな流れの場に対して一種の摩擦の効果を持っているだろう。このような種々のパラメータと山のトルクとの関係はまだよく研究されていないので、現実大気や数値

シミュレーションから得られた統計的な結果を理論から定量的に説明するのは困難である。

南北の気温傾度の違いは、風の鉛直シアーを変え、帯状流の分布を変える可能性がある。すなわち、気温傾度が小さくなるとシアーが弱くなり、ジェットの強さが弱まる。(だから、夏半球では風速は一般に弱い。) Manabe・Terpstraの北半球の冬の実験では、MモデルとNMモデルでは経度平均の気温分布にはほとんど差がないようで、風速の違いの原因として、気温傾度が緩くなってジェット流が弱くなる可能性は特に考えなくてよいようである。

### 5. 帯状流の減速と気圧分布の変化

山岳によって偏西風が弱まると、地衡風バランスの関係から南北の気圧傾度が減少する。地衡風の式

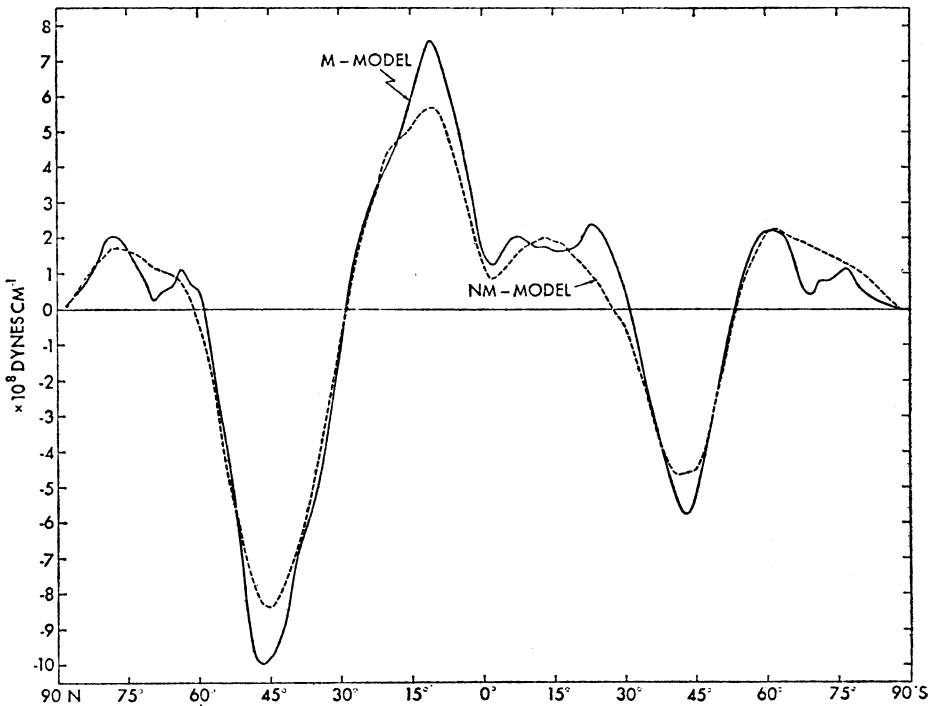
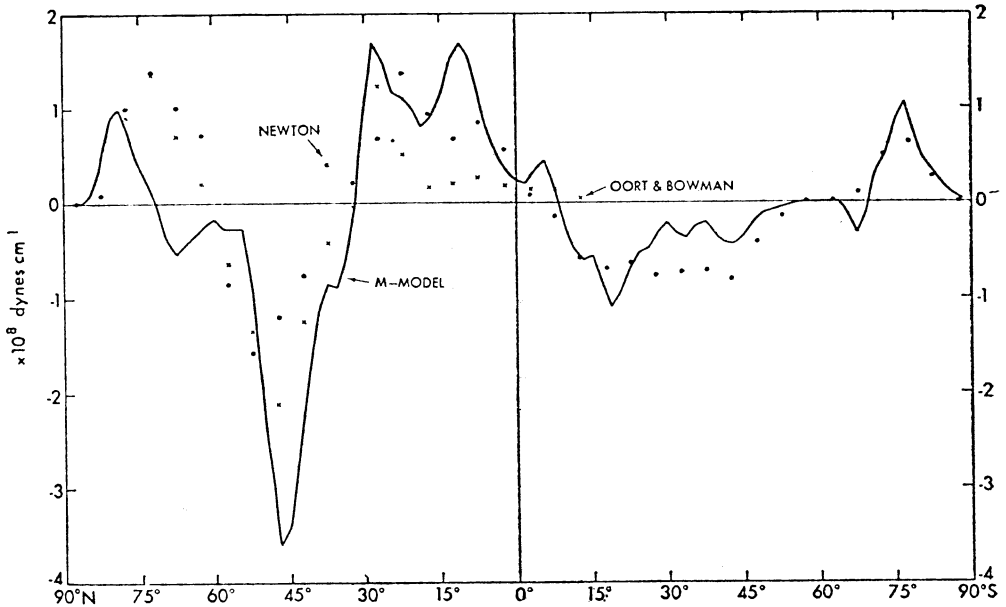
$$fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (f: \text{コリオリ力})$$

から、チベット高原の南北幅(約1,000km)位で偏西風が約5 m/s減速したとすれば、等圧面高度は山の北側では南側に比べて約50m上昇することになる。地表気圧では約5 mbになり、第3節(3)の気圧分布の差をある程度説明できそうである。

筆者(1978)は、簡単なモデルを使って山によって気圧場が北へ移動することを示した。モデルは、観測から求めた平均気温と、放射、顕熱、潜熱などの熱源の南北・鉛直分布(第12図)が与えられた1/4球の対流圏モデルである。すなわち、南北には赤道から極まで、東西には経度0°から180°まで、上端が100mbとなっている。これを時間積分すると、第2節で述べたような傾圧不安定波やHadley循環、偏西風や偏東風、亜熱帯高圧帯などの大循環の基本場が再現できた。それから、チベット高原に相当する高さ4 kmの台形の山を入れた場合と入れない場合の時間平均の状態の違いを比較した。

最も目立った違いは、第13図に示すように、山なしのモデルでは30°付近にあった亜熱帯高圧帯が山を入れると山の北45°付近に移動し、低緯度で気圧が下がり、高緯度で気圧が上昇したことである。また、Hadley循環の高緯度側下降域も亜熱帯高圧帯とともに北へ広がった。中緯度の気温の南北傾度は山の入ったモデルも入らないモデルでもほとんど変わっていないので、この結果は山の力学的な減速効果と考えられる。第14図でみられるように、山の付近(約35°)で偏西風が2~3 m/s弱くなっており中緯度で地面気圧が数mb上昇したのと合っている。

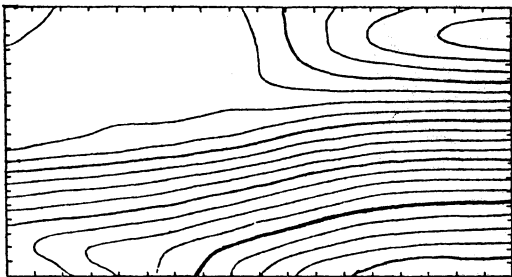
また山の影響は、第15図の風にみられるように、上層



第11図 (上図) 山のトルクの緯度分布。実線はMモデル、・点と×点は実際の大気より計算したものの (Newton, 1971; Oort・Bowman, 1974), (下図) 山のトルクと地面摩擦のトルクとの和。実線がMモデル、点線がNMモデル (Manabe・Terpstra)。

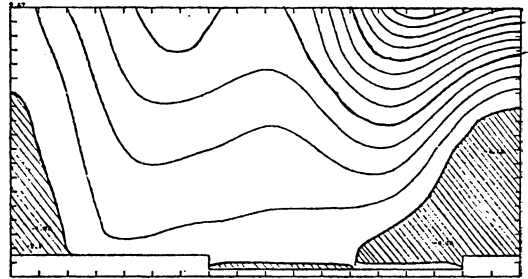


Q DIABATIC HEATING (DEG/DAY) ST=0.00  
LAT-H ZONAL MEAN 0 YR 0 DAY 0 HR 0 MIN 0 SEC BD=0.10

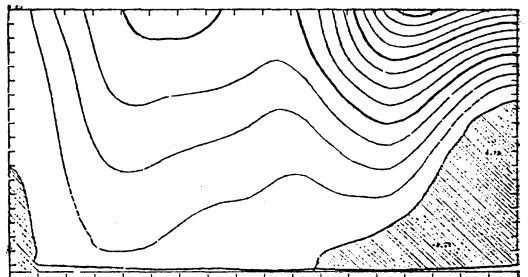


TE (OBSERVATION) ST=273.00  
LAT-H ZONAL MEAN 0 YR 0 DAY 0 HR 0 MIN 0 SEC BD=5.00

第12図 Newell *et al.* (1971) の解析より求めた、(上) 非断熱の加熱・冷却項と(下) 気温の緯度-高度分布。単位:(上) 0.1°C/日、(下) 5°C。図の左が極、右が赤道、下が地表。上は20kmの高さ。



ZONAL WIND (M/SEC) ST=0.00  
LAT-H ZONAL MEAN 1 YR 51 DAY 15HR 54MIN 0 SEC BD=5.00

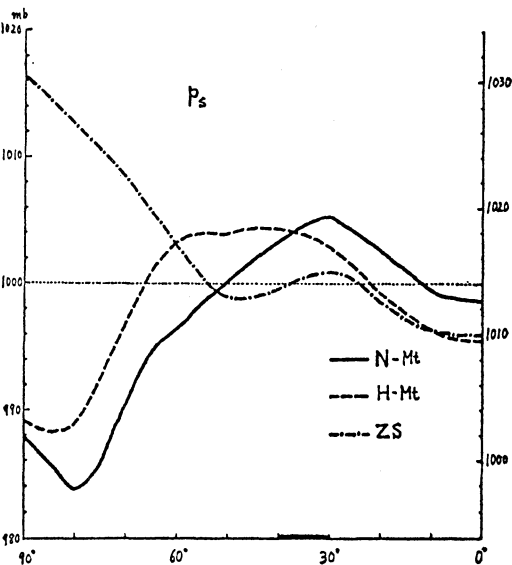


ZONAL WIND (M/SEC) ST=0.00  
LAT-H ZONAL MEAN 1 YR 51 DAY 15HR 54MIN 0 SEC BD=5.00

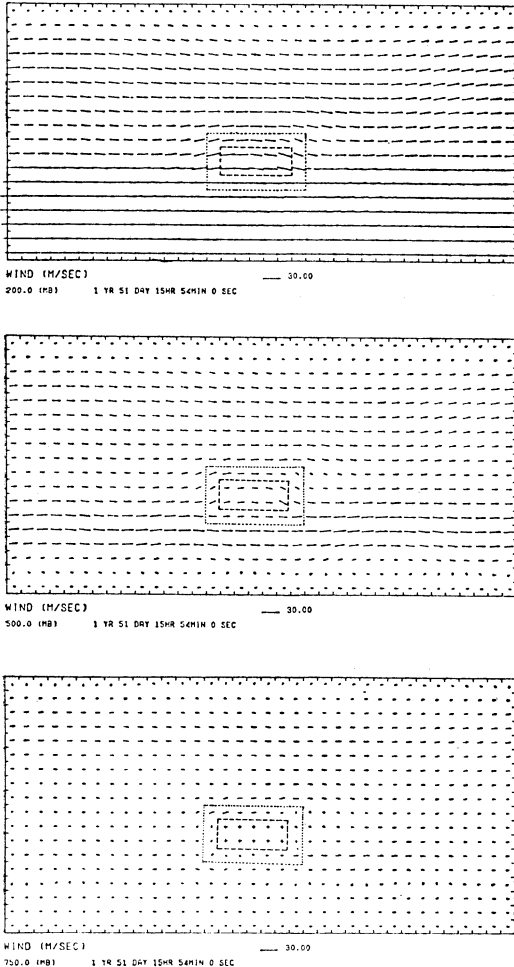
第14図 経度平均した風の東西成分。(上) 山なしのモデル、(下) 山の入ったモデル。斜線部は東風、5 m/s の間隔、図の右端が赤道、左端が極、下端は1,050 mb、上端は100mb。

の大気にも及んでいる。後で第10節で述べるように、安定な成層大気では山などによって作られた流れの強さは高さと共に指数関数的に減少する事が知られているが、チベット高原のような水平スケールの大きなものによってできた擾乱はなかなかつぶれないで残ってしまうのである。

さて、第3節(5)のシベリア高気圧の北上と強化の理由を考えてみよう。よく知られている説明には次の二つの効果の相乗作用が考えられている。一つは冬季シベリア地域の地表面が放射によって冷え、その上の大気も冷やされるという効果である。第6図のNMモデルでも、地上気圧にはシベリア高気圧に相当するものが見られて放射の効果によるものと言える。しかし、観測と比べると非常に弱い。また、850mb面では高気圧らしいものはほとんど認められず、厚さが薄いのが分かる。そのため、チベット高原が大陸地面によって冷やされた大気を南へ流れ出すのを妨げて山の北側に大気を蓄えるダムの



第13図 経度平均した海水面気圧分布。実線は山なしのモデル、破線は山の入ったモデル。山は30°から40°の間にある。(一点鎖線 ZS は本文とは無関係)。



第15図 時間平均した風のベクトル図。(上) 200 mb, (中) 500mb, (下) 750mb. 図中の長方形は山を示す, 図の左端が経度  $0^\circ$ , 右端が経度  $180^\circ$ . 下端が赤道, 上端が極.

役割がもう一つの効果として考えられている。一応これは納得のゆく説明である。しかし、地上の高気圧に対応する上空のリッジがかなり上層 (300 mb 位) まで見られるのに、上述の冷却の効果はダムの効果を入れても地上付近か少なくともチベット高原の高さ (600mb 位) までしか及ばないだろうから (上空はむしろ低圧部になるべきである), この節で述べた力学的に風の東西成分が減速されて気圧場の変動をもたらす効果が上層大気のパターンを説明するのに重要だろう (第15図に示したように山の影響は上層にまで及ぶ)。第3図に示されたように、

チベット高原付近では、上層大気でも偏西風の減速が大きいのでこのメカニズムに好都合である。

なお、ユーラシア大陸では乾燥地帯がチベット付近では高原の北側にあり、アフリカやアメリカなどと比べて北上している。乾燥地帯が平均的な亜熱帯高圧帯の位置を示すとすれば、山岳による東西風の減速によって高圧帯が北上したのだと考えてよいかも知れない。(この節で注意しないといけないのは、地衡風の式は気圧場と風速場のバランスを示すだけで、気圧 (気温) 場の変化と風速場の変化とどちらが原因であり結果であるかはこの式からは分からない。それは、大気の運動全体をみて決めるべきものである。普通、われわれは天気図に慣らされてしまっていて気圧場の変動が天気の変化を決めてしまうように思い勝ちであるが、これは大きな誤りで、上のように風の場の変化が重要な場合もある。)

## 6. 定常性プラネタリー波の発生機構

チベット高原やロッキー山脈などの大山塊はプラネタリー・スケールの強制波動を作り出す。この波は、成層圏・中間圏に伝播し高層大気の運動に主役的な役割を果たす。プラネタリー波の解析や理論的研究は最近是非常に進んでいる。その成果は、佐藤 (1977) の解説に良くまとめられており参照されたい。

プラネタリー波発生の研究としては、線型論では Charney・Eliassen (1949), Bolin (1950) らが、基本流が山の斜面を登り降りしてできる上昇流が渦度の変化を引き起こし  $\beta$  効果によって波動が生じる力学的効果を論じた。Smagorinsky (1953) は、海陸の熱源分布の違いによって波が励起されると主張した。それ以来、線形の準地衡風方程式を用いて実際に近い海陸分布や地形などの境界条件を与えて、観測にみられるプラネタリー波を説明しようと多くの研究者が試みている (たとえば、Saltzman, 1968 のレビューを見るとよい)。最近の研究では、Egger (1976 a, b) がプリミティブの線形方程式を用いたり、非線形項の効果を評価したりしているが、これらの研究は現実のプラネタリー波の振幅や位相などを定量的に説明するまでに至っていないようである。また、大気大循環モデルや数値予報モデルでもプラネタリー波が一般に良く表現されていない事が大きな問題点になっている。数値実験では、Kasahara (1966), Vergeiner・Ogura (1972), Okamura (1976) 等があるが、まだまだ数が少なく、今後きちんとした研究をすすめる必要がある。

その場合、大きな課題は佐藤 (1977) が指摘している

ように、基本流の南北変化を考慮に入れる事、上端の境界条件を正しく扱う事、非線形の効果の研究などである。非線形効果の例としては、線形論では山は低くて基本流は山を越える事が暗黙のうちに仮定されているが、山が高い場合基本流は山を越えられず山のまわりを迂回するかも知れない。流れが南北に移動すれば渦度の变化が生じ、波動を作る事が可能になるだろう。Long (1952) の回転水槽の実験はその良い例である。また、対流圏では傾圧不安定波とプラネタリー波や、プラネタリー波同士の非線形相互作用も重要かも知れない。理論的な研究と共に対流圏のプラネタリー波の解析がもっと必要であろう。

### 7. 定常プラネタリー波による南北輸送

第3節(6)でみたように、定常プラネタリー波は傾圧不安定波による熱や水蒸気の南北輸送の一部をそのまま肩代わりして、基本場の状態の維持に寄与しているようである。確かに、MモデルでもNMモデルでも気温の南北傾度はほとんど差がない。ところが、Charney・Drazin (1961) は、定常プラネタリー波による熱の南北輸送は基本場を変化させない事を導いた。もしそうだとすると上の結果と合わなくなる。Charney・Drazinの結論は、波が非定常な場合、critical layerで波が吸収される場合、粘性や放射冷却などの非断熱的な効果がある場合には成立せず、波と基本場の間に相互作用が生じる。成層圏では対流圏から伝播してきたプラネタリー波がcritical layerによって吸収されたり、粘性で減衰したりして、基本場にエネルギーを与えて突然昇温などの現象を誘起すると考えられている(この辺の話も佐藤, 1977の解説に詳しい)。

他方、対流圏はプラネタリー波の発生域である。山岳によって強制的に作られたプラネタリー波も熱源と非断熱相互作用が生ずれば熱を輸送する事が可能になる。また、地面摩擦によっても波動は熱輸送できるようになる(Egger, 1976c)。このように対流圏では定常プラネタリー波による南北輸送が基本場に影響を十分与えていると考えられ、今後解析や数値シミュレーションなどでもっと研究すべきテーマである。

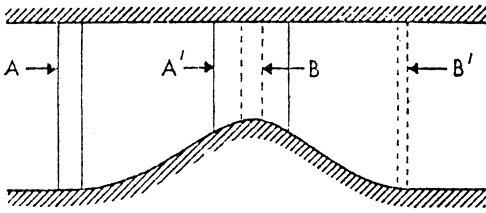
ところで、海陸分布や山岳は定常プラネタリー波を作り出し、南北の温度傾度で作られている大循環の基本場に東西方向に非対称な摂動を与えることを第2節で述べた。Manabe・Terpstraの実験で、山岳による定常プラネタリー波を入れても入れなくても擾乱による南北輸送量が余り変わらず、また気温分布もほとんど変化しない

ということは、山岳などは大循環の基本場に南北方向の摂動は与えないと考えてよいということだろうか。つまり、大気大循環の基本場は南北の熱源・冷源の分布で強く規定されていて、大気の運動によって輸送すべき熱量なども冷熱源の強さで決まっていて、大気の側はただ要求された輸送量を傾圧不安定波やプラネタリー波に適当に分配して運んでいるだけなのかも知れない。しかし、この想像は少し早計な感じでManabe・Terpstraの結果が北半球の夏や、南半球でも成立しているかどうか調べるのは興味がある。また、上の議論はかなり大ざっぱなのでもう少し定量的に細かく議論する必要もある。

定常プラネタリー波による南北輸送の研究は、いわゆる気候モデルの開発にとっても重要だろう。3次元の大気大循環モデルと異なって、気候モデルは経度方向に平均するなどの何らかの平均場を考え、その変化を取り扱う1次元または2次元のモデルである。したがって擾乱はモデルにあらわに入らないで、渦拡散のような表現で熱や水蒸気などの物理量の南北輸送が平均場に与える効果をパラメタライズしている。この渦拡散の係数の値を決めるのが気候モデルの一つの重要な問題であるが、観測に合うように経験的に決めている例が多いようだ。一方、モデルをもっと物理的にしようとして、傾圧不安定波の線形論から拡散係数を決定する試みもなされている。そういう意味で定常プラネタリー波による南北輸送の効果を物理的な考察からパラメタライズしたモデルはまだないのではなかろうか。もっとも、定常プラネタリー波は傾圧不安定波による輸送の一部をそのまま肩代わりするという推測が正しければ、気候モデルは定常プラネタリー波の効果を特に考える必要はなくなって、モデル作りが簡単になるかも知れない。

### 8. 低気圧の発生に対する影響

山岳の下流域で低気圧が発生しやすい理由について、Manabe・Terpstraはいくつかの説を挙げている。一つは、山岳の下流にできるトラフの南東側でジェット・ストリームが強くなり(第3図参照)、一般場の傾圧不安定性が強くなることである。日本付近とアメリカ大陸東岸などがジェット・ストリームの極大域にあたり、低気圧の発生も確かに多くなっている。次に、彼らはチベット高原によって強化されたシベリア高気圧からの寒気の吹き出しが東支那海上で暖かい黒潮によって下から暖められて変質する過程が、アジア東岸の低気圧の発生に重要だろうと述べている。その他に、山の斜面を渦管がすべり降りると渦管は伸びて低気圧性の渦度を持つように



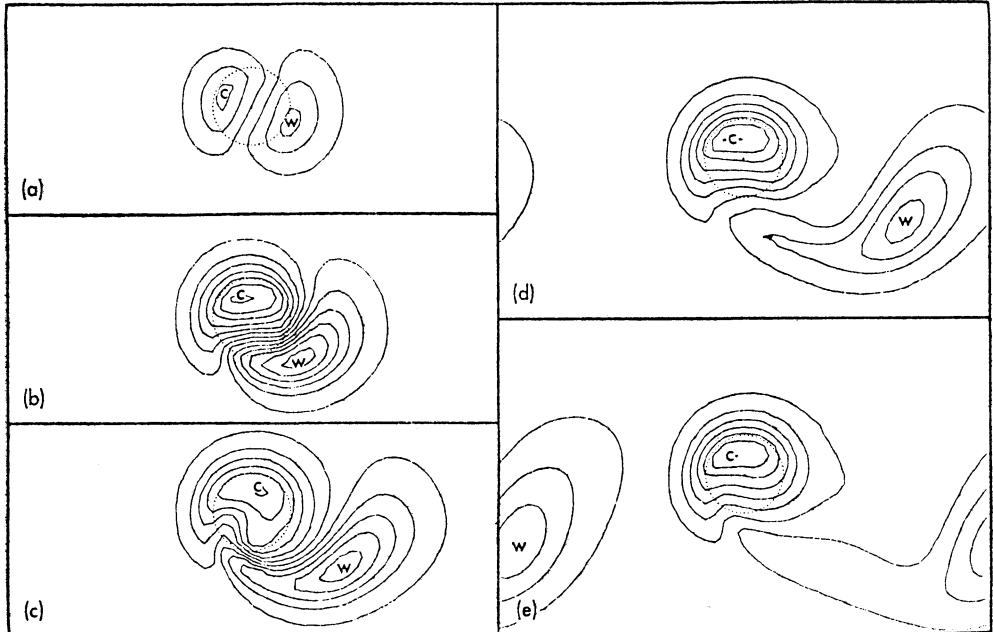
第16図 山の付近の流体の移動の説明図 (Huppert・Bryan). 上流Aにあった流体は山の上A'に流され、山の上Bにあった流体は下流B'に流される。

なり、それが下流に流されて低気圧発生の種になるとい  
う説も紹介している。

Huppert・Bryan (1976) は、海洋中の孤立峰につい  
て最後の説を調べた。第16図に示したような山に、は  
じめ安定な成層をなして静止していた流体が左から右へ  
流れ出した場合を考えよう。上流にある流体(渦管)Aは  
山の斜面を上るために縮み、高気圧性の渦度を持った流  
体A'になる。また、安定成層中を強制的に上昇するた  
めに周囲より冷たい水塊となる。一方、山の上にあった流

体(渦管)Bは斜面を下降して伸び、低気圧性の渦度を持  
った流体B'になる。また、強制下降によって暖水塊にな  
る。高気圧性冷水域は山にトラップされる(後の第10節  
で述べる Taylorコラムである)。一方、低気圧性暖水塊は一  
般流が強ければ下流に流されてしまうが、一般流が弱け  
れば山の上の高気圧性循環と相互に作用し合って、高気  
圧性冷水域のまわりを時計回りにまわって下流に流され  
ない。その条件は成層の強さなどで若干違ってくるが、  
 $\frac{Nh}{U}$  という無次元パラメータが10のオーダーのある定数よ  
り小さいときは下流に流され、大きいときは山にトラッ  
プされるといふものである。(ここで  $N$  は浮力振動数  
 $\sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$ ,  $h$  は山の高さ,  $U$  は一般流)。つまり、一般流  
が成層と山の高さで決まる値よりある程度強くないと低  
気圧性暖水塊は下流に流されない。第17図は流される場  
合の時間変化のパターンを示している。

地球大気の場合、 $N=2 \times 10^{-2} s^{-1}$ ,  $h=4km$ ,  $U=10m/s$   
にとると  $\frac{Nh}{U} \approx 8$  となって山によって作られた低気圧性  
渦度は下流に流されると考えてよいだろう。Huppert・  
Bryan は、ジェット・ストリームが時間的に変動すれ



第17図 深さ4kmの海洋中に高さ200mの山がある時の等密度線の時間変化の例, (Huppert・Bryan).  
(a) 2.3日 (b) 6.9日 (c) 13.9日 (d) 23.1日 (e) 34.7日.  
Cは冷水域, Wは暖水域。

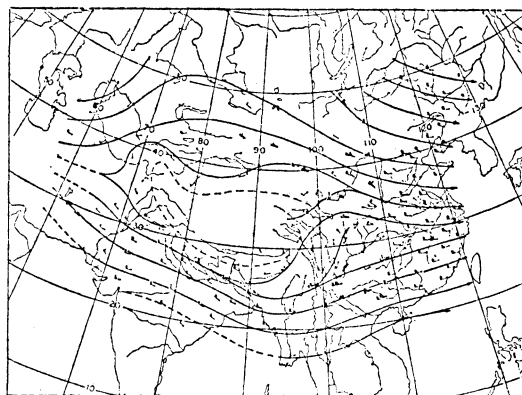


ば、上記のような渦度の再分配が起こって山の下流に低気圧性渦ができ、下流に流されて低気圧の発生の種になるだろうと推測している。実際にチベット高原の東側雲南省付近によく発生する小低気圧は、条件によって発生地点にそのまま停滞したり、あるいは突然東進したりすることが経験的によく知られており、Huppert・Bryanの推測と関係がありそうだ。しかし、上に挙げた諸説はまだ推測の域を出ないので、現実の大気や、大循環の数値実験の結果を総観的に解析して検討してみる必要があるだろう。

一個の低気圧の発生・発達に対する山の影響を研究した数値実験はまだ数が少ない。Trevisan (1976) は、ヨーロッパ・アルプスの影響を調べた。Huppert・Bryanの場合と同じく低気圧が近づくと山の上に高気圧性循環が作られ、それが山の北から南への寒気の吸き出しを強めて低気圧を発達させることを示した。Egger (1972, 1974) はグリーンランドの影響を調べ、低気圧の中心が山に近づくとつれて移動速度が遅くなり停滞するようになり、やがて山の東側に新しい中心が突然出現する現象をシミュレートした。これらの問題は大気大循環とは直接関係ないが、山岳が大規模場に及ぼす効果として実際の子報の立場からも重要で理論・解析の両面からもっと研究されるべきである。

### 9. ジェットの分流と合流

前節で、低気圧の発生の原因として山岳の下流で偏西風ジェットが強くなる事が挙げられた。これは、ジェットがチベット高原で2本に分流し、下流で合流することと関連している。昔の研究では、Yeh (1950) は中国のデータを解析して二重ジェットの構造を調べた(第18図)。Namias・Clapp (1949) は、温度の違う2本のジェットが合流すると強くなることを議論している。Staff Members, Academia Sinica (1957, 1958) は、東アジア地域のジェットのパターンの季節変化を調べた。彼らによると、秋から冬、冬から春にかけてはチベット高原の北側と南側を2本のジェットが流れているが、夏には北側を1本のジェットが流れるだけである。また、春から夏にかけて2本のジェットが1本に変わるのや、秋に1本のジェットが2本のジェットに変化するのほかなり短期間に急激に起こる事も示した(第19図)。特に春から夏にかけてのジェット・パターンの変化は、インド・モンスーンの開始や、中国、日本の梅雨などに関連があると言われており、多くの研究があるようである。ちなみにロッキー山脈ではジェットの分流は起こらないよう

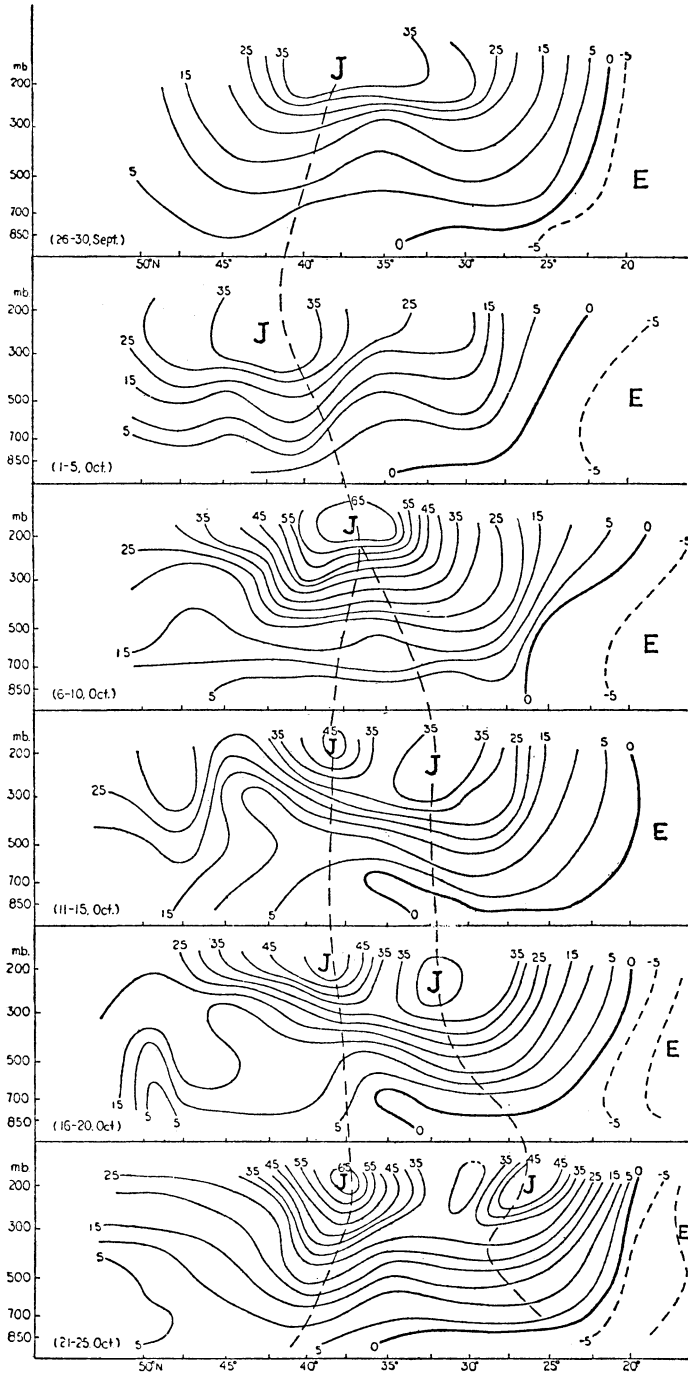


第18図 二重ジェットが見られるチベット高原付近の冬季 300 mb の高度場の例 (Yeh, 1950)。

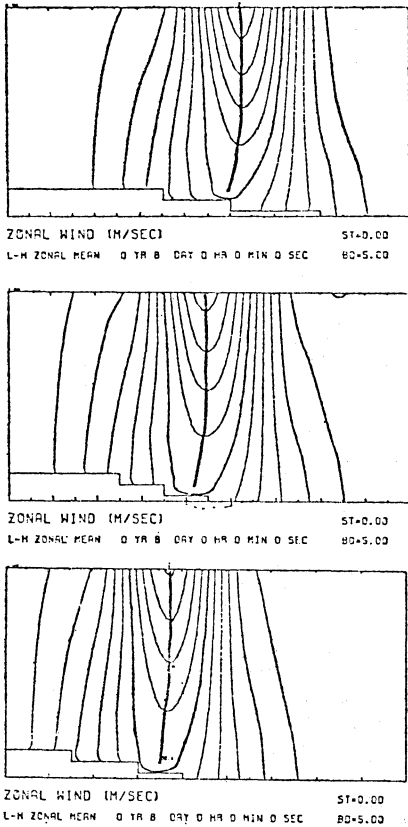
ある。これは、山の高さや水平的な形の違いによるのだろう。

筆者は、この偏西風ジェットの各季節パターンを簡単な数値モデルで再現しようとしてみた。モデルは、前と同じく1/4球でチベット高原に相当する高さ4 km、広さ $15^{\circ} \times 30^{\circ}$ の台形の山を緯度 $45^{\circ}$ に置いた。簡単のために熱源は考えず、ある決められた状態の順圧的な風が吹くように風の場に直接パネのような強制力を加えた。したがって、傾圧不安定波はこのモデルでは生じない。さて、山がない場合には季節変化とともにジェットの軸の位置は南北にゆっくり移動し、冬には山の南端を通り、春・秋には山の真中に当たり、夏は山の北端を通るのが各季節を代表するものであると考えた。強制力をうまく調整して、第20図のような南北にほぼ等間隔にずれた3本のジェットの基本場を作った。

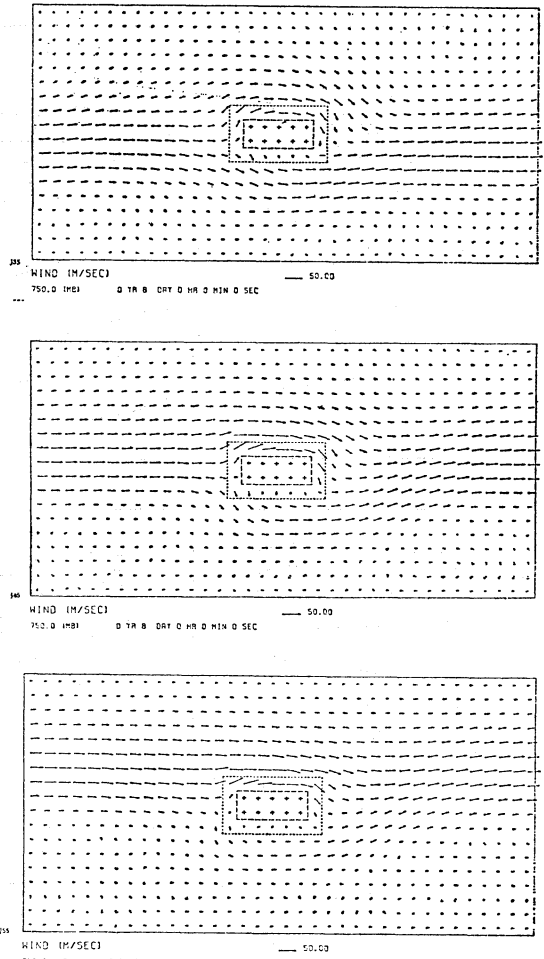
第21図は、山を入れた場合の流れの模様を示す。冬と春・秋に相当するジェットの場合は、はっきりと山の北と南に分流し、山の後ろに強いトラフを作り、下流約 $20^{\circ}$ で南北のジェットは合流している。夏に相当する場合は南のジェットは余り顕著でなく、下流のトラフも弱い。第22図は風の東西成分の鉛直断面図であるが、山の付近では二重ジェットの構造がはっきり見られる(夏に相当する場合も弱いながらも南のジェットが認められる)。特に山の頂上付近では東風成分がみられ、南北のジェットをはっきりと区別している。約 $15^{\circ}$ 下流では冬と春・秋に相当する場合、2本のジェットがまだ認められる。このように簡単なモデルでジェットのパターンの概略を再現することができた。また、夏の場合が他の季節の場合



第19図 125°Eに沿う鉛直断面でみた5日平均の東西風成分の季節変化の例 (Staff Members, Academia Sinica, 1957). 10月中旬に二重ジェットが急に現われている。



第20図 山がない場合のジェットのパターン。(上)冬, ジェット軸は35°付近, (中)春・秋, 軸は45°, (下)夏, 軸は55°。5 m/s 間隔で等速度線がひいてある。図の左端は極, 右端は赤道。下端1,050 mb, 上端100mb。



第21図 山を入れた場合の750mb面の流れ。(上)冬, 35°のジェット, (中)春・秋, 45°のジェット, (下)夏, 55°のジェット。図の説明は第15図を参照の事。

とパターンが大きく違うことは, 春から夏にかけてジェットが急激に2本から1本になる事実と関連していそうである。

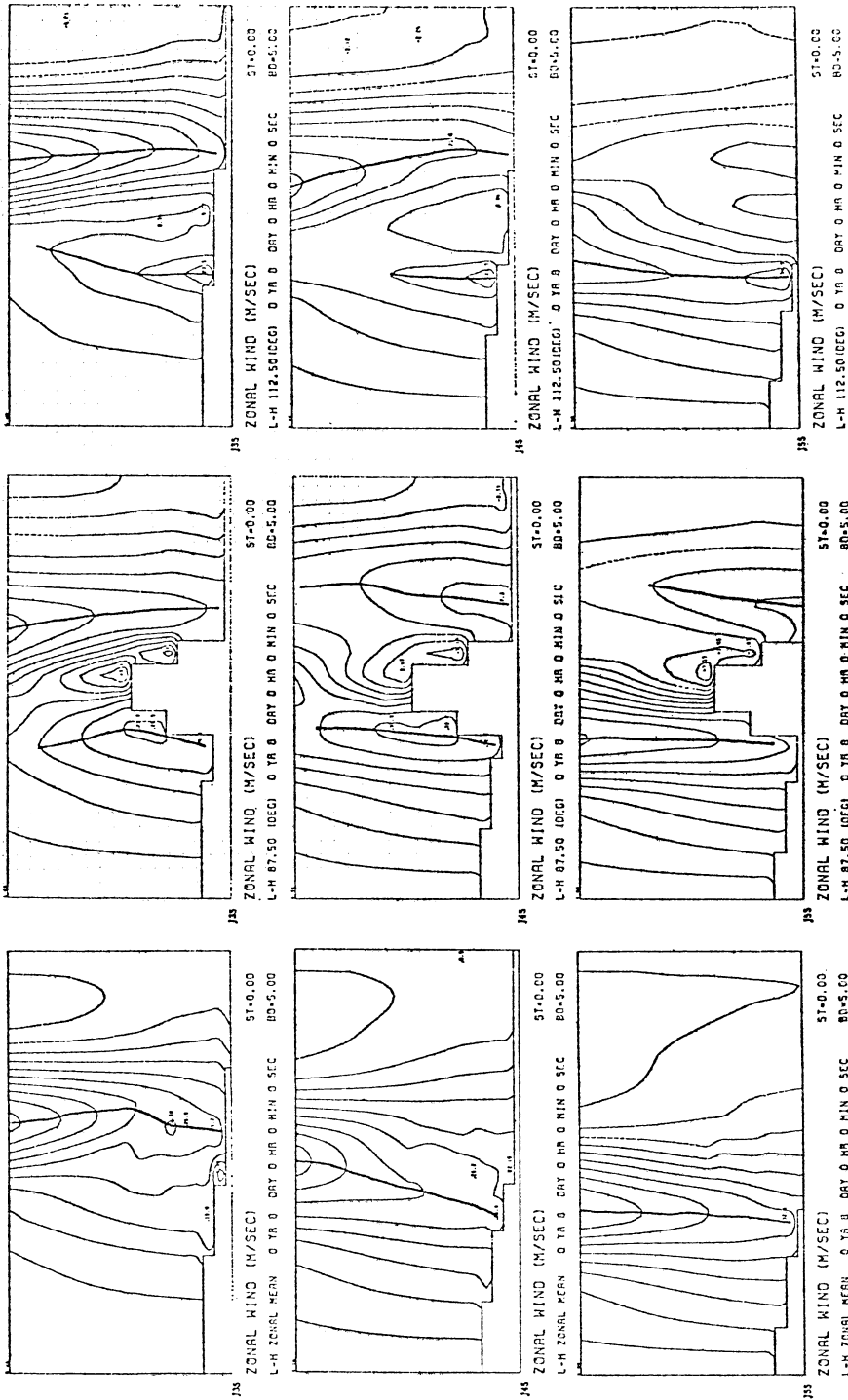
10. 山によって作られる流れの研究

今まで述べてきた帯状流の減速, 定常プラネタリー波の発生, 山の下流で低気圧が発生しやすいなどの現象は, 山岳という障害物のまわりにできる流れの場と非常に密接に結びついている。たとえば, 山が低ければ流れは余り抵抗を受けずに山を越えてしまい, 山の減速効果は小さいだろう。しかし, 山が高ければ流れは山を越えられずに上流側にせき止められたり, 山のまわりを迂回し, 山の減速効果も大きくなると予想される。このように, 大循環に対する山岳の諸効果を定量的に説明するた

めには, 流れの場が, 山の高さや水平スケールなどの種々のパラメータにどのように依存するかを調べる事が必要である。それは, チベット山塊, ロッキー山脈, アンデス山脈などの大循環に対する効果の違いをもっとはっきりと説明することにもつながるだろう。また, このような研究は数値モデルなどに山岳の効果を正確に取り入れるためにもぜひ必要である。この節ではそのような基礎的な研究をいくつか紹介したい。

(1) Taylor コラムに関する研究

一般に, 障害物のまわりの流れの研究は難しい。障害物の形状に依存するし, 障害物が大きくなれば非線形現象



第22図 東西風の鉛直断面図。(左) 経度平均, (中) 山の付近, (右) 約15°の下流, 上から順に、冬, 春・秋, 夏のシミュレーションの場合。図の説明は第20図参照の事。

も考慮せねばならない。地球大気の場合には回転と成層の効果が重要であって解析がいつそう困難になる(もっとも運動が二次元的になるという有利な点もあるが)。したがって、多くの理論は山の高さ  $h$  が大気の深さ  $H$  ( $RT/g$  約 8 km) に比べて小さいことを仮定した線形論であり、それも Taylor コラムができるかどうかの議論がほとんどである。

さて、地球大気のような回転の効果が支配的な流れには渦度保存則が適用できる。

$$\frac{d}{dt} \frac{f+\zeta}{H} = 0 \quad (10 \cdot 1)$$

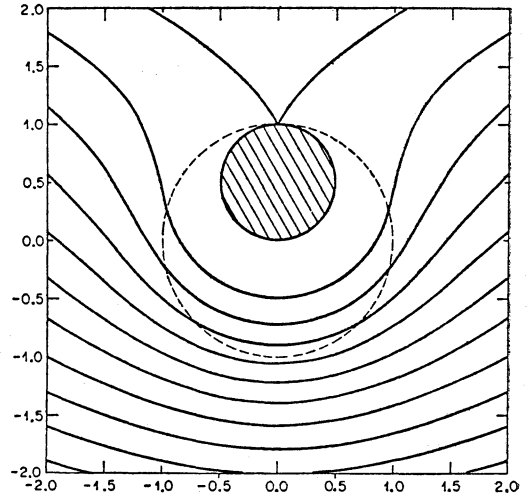
ここで、 $\zeta$ : 渦度、 $f$ : コリオリ力、 $H$ : 大気(流体)の深さ。今成層のない順圧大気を考える。第16図で説明したように、山の上では渦管が縮み高気圧性の循環を得る。(  $H$  が減少するため、(10・1) で  $(\zeta+f)$  つまり  $\zeta$  が小さくならねばならない。上流で  $\zeta$  が 0 ならば、山の上で  $\zeta < 0$ 、つまり高気圧性循環になる。) もし一般流が弱いと、山の上の高気圧性循環は山にトラップされる。また、流線が閉じて中の流体は一般流と分離してしまう(第23図)。この流れのパターンは二次元的で鉛直方向には変化しない。つまり、閉じた流体の領域は山の付近だけでなく大気の上端にまで及び、流れの中に置かれた円柱のようになる。このような現象を Taylor コラムと呼んでいる。

Hide (1961), Hide・Ibbetson (1966), Ingersoll (1969) らは、木星の大赤斑を Taylor コラムによって説明しようとした。彼らは Taylor コラムができるための条件は、無次元化した山の高さが Rossby 数の数倍以上である事を示した。すなわち、

$$\frac{h}{H} \geq \alpha \frac{U}{fL} \quad (10 \cdot 2)$$

$U$  は一般流の強さ、 $L$  は山の水平スケール、 $\alpha$  は山の形状に関するパラメータで 2 とか 3 というような大きさである。Bolin (1950) は、一般流が弱ければ、流体は山の上の高気圧性循環によって南へ流され、ついには西へ押し戻されるようになって山にトラップされると考えて(10・2)と同様の式を出した。Huppert (1975) は、 $\alpha$  を決めるより一般的な式を導びいた。

地球大気の場合、Rossby 数は 0.1 程度なのでヒマラヤやロッキー山脈など高さが 4 km 以上ある山では Taylor コラムができてよさそうであるが、実際には山の上に淀んだ気塊は存在しない。Stone・Baker (1968) は、一般流が傾圧性のため鉛直シアを持つと、基本場の流れが二次元的でなくなって Taylor コラムができなくなる



第23図 Taylor コラムの計算例 (Ingersoll, 1969).  
流れは右から左、点線は山、斜線部は渦み域を表わす。

と考えた。温度風の関係を用いると Taylor コラムのできる条件は、

$$\frac{\Delta U_v}{U} = \frac{gH}{fD} \frac{\Delta T_h}{T} \frac{1}{U} \ll 1 \quad (10 \cdot 3)$$

となる。 $\Delta U_v$  は鉛直の風速の差、 $T$  は平均気温、 $\Delta T_h$  は南北の気温差、 $D$  は南北の水平スケールである。地球大気では、左辺が 1 のオーダーになり上の条件は一般に成立せず、鉛直シアの効果がきいていると言える。同様の結論を Ingersoll (1969) も出している。

成層があると鉛直方向の運動は押えられようとして、山の影響は上方に行く程減衰するようになる。成層の効果を決めるパラメータは浮力振動数  $N$  を用いて  $S = \frac{NH}{fL}$  で表わされる。(これは慣性波と内部重力波の振動数の比である。) 成層が強い場合、Taylor コラムのような二次元的な流れは高さと共に  $\exp\left(-S \frac{z}{H}\right)$  で減衰し、コラムは円錐形になる。 $S$  は  $L$  が大きい程小さくなるから、水平スケールの大きい山岳程その影響が上方まで見られる事になる。

さて、(10・3) で  $\Delta T_h$  を鉛直方向の気温差  $\Delta T_v$  に、 $D$  を  $L$  に形式的に置き直すと、

$$\left(\frac{NH}{fL}\right)^2 = S^2 \ll \frac{U}{fL} \quad (10 \cdot 4)$$

となる。したがって、Stone・Baker や Ingersoll の鉛直

シアーについての結論は、成層がある場合に Taylor コラムができるための条件は  $S^2 \ll (\text{Rossby 数})$  ということに言いなおせる。この条件が成り立っている時に、成層流体中でも Taylor コラムができる事は Hogg (1973) が証明している。(コラムは鉛直方向に減衰しない。)

Hogg は、他に  $S^2 \approx (\text{Rossby 数}) \ll 1$  や  $S \approx 1$  のような成層の強い場合も研究し、 $S^2 \approx \frac{U}{fL} \ll 1$  の場合でも、山の高さが  $(10 \cdot 2)$  の条件を満たせば Taylor コラムができる事を示した。また、 $S \approx 1$  の場合は減衰が大きく Taylor コラムはできない事を示した。チベット高原などの約 1,000km の水平スケールを持つ山でも、 $S$  はほぼ 1 になってコラムはできず、山の影響は高さと共に指数関数的に減衰する事になる。

Huppert (1975) はそれに対して、 $S \approx 1$  でも山が鉛直の側面を持たば、成層のため流体は鉛直運動を押えられるので側面で流体が急に山の高さ  $h$  だけ鉛直に動けなくて山のまわりを流れるようになり、山の上に Taylor コラムができる事を示した。ヒマラヤ山脈などは、非常に急な斜面を持っているから Taylor コラムができる可能性がまた出てきたわけである。

ところで、成層が強く山が急な場合には流れがせき止められて山の風上側に淀み域ができて、その上の流体は淀み域と山を滑らかに流れて越えてしまうかもしれない。特に、山が流れに対して直角で非常に長い場合は可能性が大きい。Kao (1965) は、コリオリ力のない場合について 2 次元モデル (南北方向に無限の長さの山) で議論している。この場合、大気の安定度と一般流の強さの比  $\frac{U^2}{H^2 N^2}$  (Richardson 数の逆数) が基本パラメータで、この値が小さければ、すなわち移流項に比べて成層による鉛直運動を押える効果が強ければ山の上流に淀み域ができる。Kao によれば、ほぼ 0.01 のオーダーでも淀み域ができ、コリオリ力のきかない 10km 位のスケールの現象 (山岳波ができる場合) では実際の山で淀み域ができるかもしれない。ところで、コリオリ力が入った場合に淀み域ができるかどうかの研究はまだないようである。Huppert の場合は鉛直壁の山で淀み域が出来る事が期待できるが、3 次元モデルで山は円柱状なので流れは山のまわりを廻って淀み域ができないのだろうと考えられ、コリオリ力の効果は考えにくいように思う。

最後に  $\beta$  効果を考えよう。山の上で流体 (渦管) が高気圧性循環を得て南の方へずれると  $f$  が減少するので、渦度  $\zeta$  は増加しなければならない。したがって、流れは

北向きに曲げられて元の緯度に戻ろうとする。このように、コリオリ力の緯度変化は流体 (渦管) の運動に対して復原力として働き、山の下流に Rossby 波 (プラネタリー波) を作る。この波を作る作用は Taylor コラムのような閉じた流れを作りにくくするかも知れない。しかし、 $\beta$  効果はプラネタリー・スケールの現象には非常に重要だが、1,000km 位のオーダーでは、Taylor コラムを作るような山による渦管の伸縮効果に比べて  $\beta$  効果がどの程度効くかは問題である。Ingersoll は  $\beta$  効果の影響を議論しているが、まだこの種の研究は少ないようである。

その他の研究では、Huppert・Bryan (1976) が成層回転流体中で流体が山を越えるための条件を議論している。流体の速度  $U$  がある臨界値  $U_c$  を越えると流体は全部山を越えるように流れるが、 $U < U_c$  の時は一部しか山を越えなくて山のまわりを水平的に流れる部分が生じる。 $U_c$  は成層の安定度  $N$  と山の高さ  $h$  で決定され、彼らはその関係を調べている。

これらの研究をさらに発展させると、山の高さが流体の深さに比べてかなり大きい時の問題を調べることと、これらは定常問題を取り扱っているが非定常の時はどうなるか調べることが考えられる。実際チベット高原やロッキー山脈は高さ 4 km 以上あり大気のスケール・ハイト 8 km の半分を越えている。また、一般流も絶えず変動しており、上述の定常解が現実の大気で良く成り立っているかどうかを検討する必要がある。

## (2) 流れに関するパラメータ

ここでは、いろいろな効果の流れの役割を簡単にまとめてみよう。

### (大気のパラメータ)

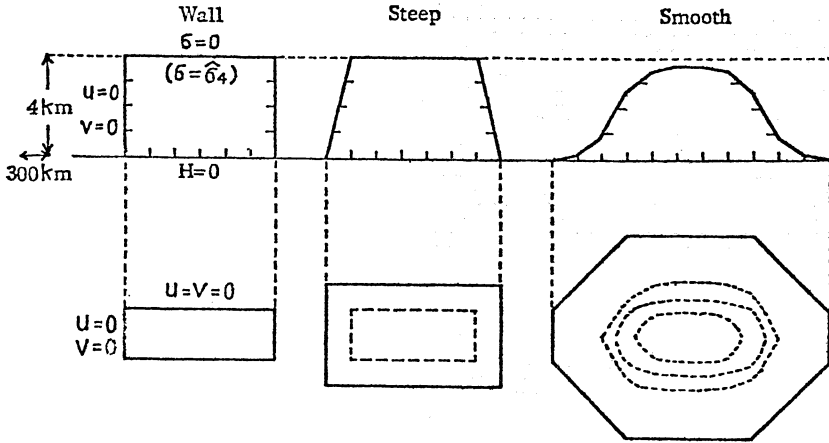
コリオリ力  $f$  : 流れを二次元的にする。Taylor コラム。  
 $\beta$  効果 : 定常プラネタリー波の発生。Taylor コラムはできにくくなる。

成層  $S$  : 鉛直運動を押える。山の影響は上方に行くほど減衰。流れは山を越えにくい。

粘性  $K$  : エクマン境界層の厚さは 1 km 位であるので、チベット高原やロッキー山脈などの効果を少し変形するかもしれない。

### (流れのパラメータ)

流れの強さ  $U$  :  $U$  が大きいと Taylor コラムはできにくく、流れは山を越えてしまう。山によってできた擾乱は下流に流される。プラネタリー波の発生に重要。  
鉛直シアー : Taylor コラムはできにくい。プラネタリ



第24図 滑らかな山, 急な山, 鉛直壁の山. 水平スケールは急な山の底部で $35^\circ \times 20^\circ$ .

一波の鉛直上方伝播に影響.

水平シア: 前節のジェット軸と山の相対位置等.

(山の幾何学的パラメータ)

高さ  $h$ :  $h$  が大きいと流れは山を越えにくくなり, まわりを流れる. 減速効果も大きい.

水平スケール  $L$ : 成層大気中で Taylor コラム的な影響は  $L$  が大きいと上層大気にまで及ぶ. プラネタリー波の発生.

南北の幅  $D$ :  $D$  が流れの幅に対して余り大きくなければ流れは山を迂回し分流する.  $D$  が大きいとまわり込めずに山を越えてしまう. また, 淀み域ができるかも知れない. (たとえば, チベット高原とロッキーヤンデス山脈の効果の違いの原因の一つかもしれない.)

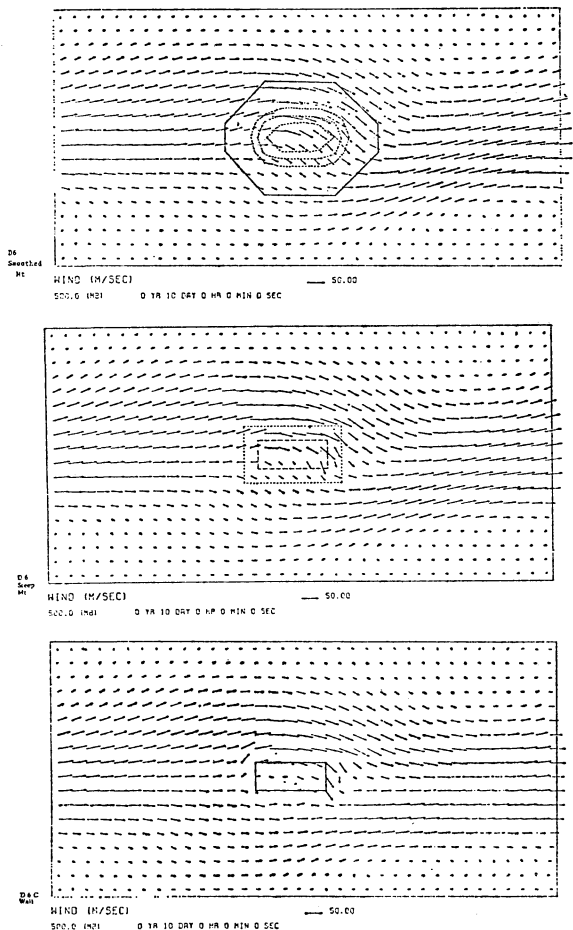
山の傾斜  $\phi h$ : 傾斜がゆるいと流れは山を越えやすいが, 傾斜が急だと山を越えにくくなる.

山の凹凸: 一つ一つの峰や谷の影響. 大きな流れの場に対する摩擦が大きくなる.

ざっと大ざっぱに以上のようなパラメータが挙げられる. これらの中には線形論で議論できるものもあるが, 多くは非線形的な効果が重要である. たとえば, (1) の Taylor コラムの研究は山の高さが流体の深さに比べて非常に小さいという範囲での議論であったが, 実際の大山塊の高さは線形の仮定の範囲を越えている. また, 山のまわりを廻る流れや, 成層の効果を調べるためには3次元的な取り扱いが必要で解析的な手法だけでなく, 数値実験を行なう事が必要となってくる. そのような研究と

しては, 前に挙げた Kasahara (1966), Vergeiner・Ogura (1972), Okamura (1976) 等がある.

筆者は山の傾斜の効果を数値実験で調べてみた. 第24図に示したような高さ約 4 km の斜面の傾斜の異なる三つの山, すなわち, 鉛直壁の山, 傾斜の急な山, 滑らかな山を成層した大気の中に置いた. この山に鉛直シアのない偏西風を当ててみた. (ただし, モデルは6層で山による流れの摂動は鉛直方向に変化し得る.) 第25図に流れの様態を示した. 滑らかな山では, 流れは全体に強く下流のトラフも深い. 急な山では, 流れが山の北側では強く山の上では弱い. 下流のトラフも少し弱くなっている. 鉛直壁の山では, 明らかに流れは全体に弱くなりトラフも非常に弱い. 第26図は偏西風に対する減速効果を示している. 滑らかな山の場合は西風はほとんど減速されずに山の上を流れ, 極大軸は一本である. しかし急な山では減速が大きく, 風の極大軸が山の南と北に2本現われている. 鉛直壁の山は減速効果は急な山よりさらに大きい. このように, 偏西流の強さが変化するとプラネタリー波(下流のトラフ)の強さも変わる(第27図). プラネタリー波は, 山によってできる一種の強制波と考えられ, 東西方向の波数や偏西風の強さがある適当な値になると共鳴を起こす(佐藤, 1977 参照). この実験の場合, 滑らかな山では, 偏西風が余り減速されず, 共鳴を起こす条件に近かったため, プラネタリー波の振幅が一番大きくなったと考えられる. このように, 山の傾斜は基本流の強さを変えるだけでなく, 摂動の波の強さも変えてしまう. 他のパラメータについても同様の数値実

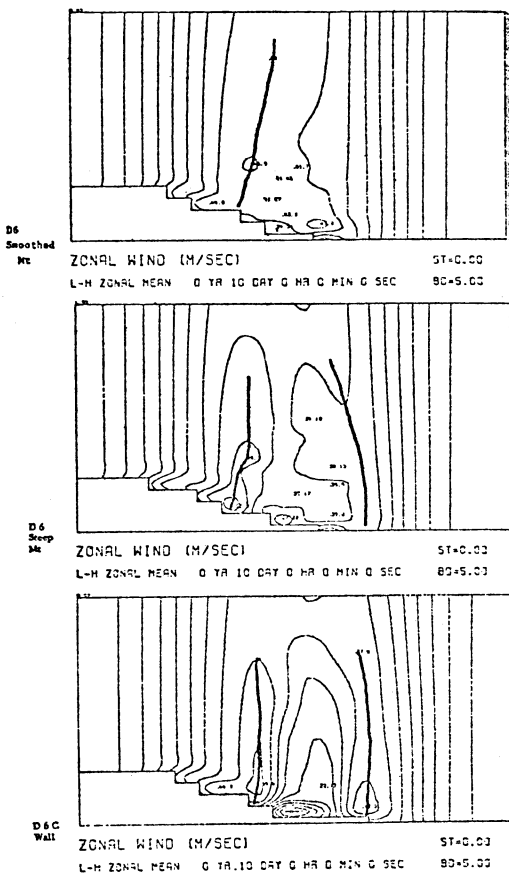


第25図 西風 ( $v=50\text{m/s} \times \sin 2\phi$ ) の中に山を置いた時の流れ。(上) 滑らかな山, (中) 急な山, (下) 鉛直壁の山. 図の説明は第15図を参照の事.

験を行なう必要があるだろう.

11. おわりに

ここで紹介したように山岳の効果は, 大循環のいろいろな側面に関係している. 実際, 現実の大気の運動を解析したり, 大循環の数値シミュレーションの結果などから, これは山の影響だとか, 山は重要であるとかいう指摘がいろいろな観点から多くの研究者によってなされている. また, 数値予報モデルなどでも山がうまくモデルに入っていないため誤差が生じたという話もよく聞く. しかしそのように指摘された問題の多くは大気の運動の結果として現われた現象であって, 山岳との間を結ぶ物理の糸はまだよく分かっていないのである. これはここ

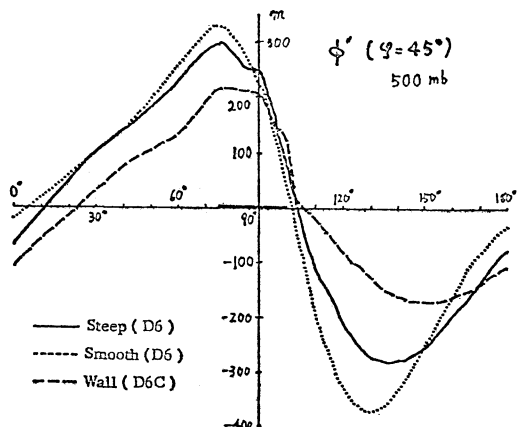


第26図 経度平均した風の東西成分。(上) 滑らかな山, (中) 急な山, (下) 鉛直壁の山. 図の説明は第20図参照の事.

に挙げた多くの研究例がかなり推測によっていることから分かっていただけるだろう. したがって, 一つ一つの効果をまとめた山岳の効果の全体像もかなりおぼろげにしか分かっていないと言える.

もう少し詳しく山岳の問題の研究の現状をまとめてみよう. 気象学の研究では, 現象の解析, 理論, 数値実験が大きな研究方法の三本柱と言われる. 山岳の研究にあてはめると, 解析ではプラネタリー波についてはよく研究されているが前述のように対流圏の研究は少ない. また, チベット高原付近の流れの場のような興味ある問題も, 古い解析例しかなく最近の新しいデータを用いたものがない. 大気大循環の数値シミュレーションの研究は, モデル作りの際の技術的な問題が多く, 山を入れたモデルは実際の大気とはまだかなりの相違点があり





第27図 山を横切る緯度(45°)に沿って見た500mbでの等圧面高度場の平均からのずれ・点線は滑らかな山、実線は急な山、破線は鉛直壁の山。

定量的に山の効果を議論できるようになっていない。Manabe・Terpstraの実験がそのような議論に使い得る最初のものだと言ってもよいだろう。この分野での研究もこれからである。理論面は前節に述べた状態である。流体力学の人や海洋の人の研究は多いが、気象の人の研究が少ないのは残念である。理論的研究とそれを補完する数値実験がもっともっと行なわれるべきである。

最近になって、気象関係者の中で山の効果の重要性が再認識されつつある。大気大循環モデルや数値予報の関係者の間では、差分の問題を中心として山のモデリングをきちんとしようという研究が盛んになってきている。観測面では、GARP(地球大気研究計画)の中で山のサブプログラムとしてALPEX(アルプス計画)が1980年頃に予定されている。これは、主にヨーロッパ・アルプス付近に非常に密な観測網を設けて、低気圧の発達に対するアルプスの影響や、100km位の小さなスケールの山の影響を解明しようとするものである。このプログラムの中には、大気大循環に対する山の問題も含まれている。また、観測を補充するために数値実験や理論的研究を行なうことも計画されている。

この解説では触れなかったが、山の熱的効果としてはモンスーンとチベット高原の関係が最も興味があり、研究例も多い。数値シミュレーションでは、Harn・Manabe(1975)等がある。1979年には、GARPの一環としてMONEX(モンスーン計画)が行なわれるが、その成果は多いに期待される。モンスーン期間中にアフリカ東

岸に非常に狭くて強い下層ジェット(Somaliジェット)が作られるが、エチオピア高原の障壁効果のためだと言われている( Krishnamurti *et al.*, 1976), 興味ある山の問題である。このように、近い将来山の研究がおおいに進む事が期待できる。

謝辞

これは気象大学校のコロキウムで話した内容をもとにしています。そういう機会を作って下さった矢花先生、また、多くの質問を下さった諸先生に感謝します。また、原稿を読んでいただき多くのコメントや注意を下さった岸保先生に感謝します。最後に原稿が遅れたことを編集委員の木村先生にお詫びします。

文献

ALPEX, (Alpine Experiment), 1977: Report of the first planning meeting on the GARP MOUNTAIN SUB-PROGRAMME, WMO, Geneva, 1978.

荒川昭夫, 1958: 最近の大気大循環論, 気象研究ノート, 9, 229-362.

Bolin, B., 1950: On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies, *Tellus*, 2, 183-195.

Charney, J.G., and P.G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. G. R.*, 66, 83-109.

—, and A. Eliassen, 1949: A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies, *Tellus*, 1, 38-54.

Egger, J., 1972: Incorporation of steep mountains into numerical forecasting models, *Tellus*, 24, 324-335.

—, 1974: Numerical experiment on lee cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 847-860.

—, 1976 a : The linear response of a hemispheric two-level primitive equation model to forcing by topography, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 351-364.

—, 1976 b : Nonlinear aspect of the theory of standing planetary waves, *Beit. Phys. Atmos.*, 49, 71-80.

—, 1976 c : On the theory of the steady perturbations in the troposphere, *Tellus*, 28, 381-389.

Hahn, D.G. and S. Manabe, 1975: The role of mountains in the South Asian monsoon circulation, *J. Atmos. Sci.*, 32, 1515-1541.

Hide, R., 1961: Origin of Jupiter's Great Red Spot, *Nature*, 190, 895-896.

—, and A. Ibbetson, 1966: An experimental

- study of "Taylor columns", *Icarus*, **5**, 279-290.
- Hogg, N.E. 1973: On the stratified Taylor column, *J. Fluid Mech.*, **58**, 517-537.
- Huppert, H.E., 1975: Some remarks on the initiation of inertial Taylor columns, *J. Fluid Mech.*, **67**, 397-412.
- , and K. Bryan, 1976: Tropographically generated eddies, *Deep-Sea Res.*, **23**, 655-679.
- Ingersoll, A.P., 1969: Inertial Taylor columns and Jupiter's Great Spot, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 744-752.
- 金光正郎, 1978: 数値モデルからみた大気大循環とその季節変動, 日本気象学会1978年春季大会シンポジウム講演.
- Kao, T.W., 1965: The phenomenon of blocking in stratified flows, *J.G.R.*, **70**, 815-822.
- Kasahara, A., 1966: The dynamical influence of orography on the large-scale motion of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **23**, 295-271.
- , and W. M. Washington, 1971: General circulation experiments with a six-layer NCAR model, including orography, cloudiness and surface temperature calculations, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 657-701.
- 木田秀次, 1977: 大気中の大規模拡散, *天気*, **24**, 415-430.
- Kikuchi, Y., 1969: Numerical simulation of the blocking process, *J. Met. Soc. Japan*, **47**, 29-54.
- , 1971: Influence of mountains and land-sea distribution on blocking action, *J. Met. Soc. Japan*, **49**, 564-572.
- Krishnamurti, T. N., J. Molinari and H. L. Pan, 1976: Numerical simulation of the Somali jet, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2350-2362.
- Long, R.R. 1952: The flow of a liquid past a barrier in a rotating spherical shell, *J. Met.*, **9**, 187-199.
- Manabe, S. and T.B. Terpstra, 1974: The effects of mountains on the general circulations of the atmosphere as identified by numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 3-42.
- Mintz, Y., 1968: Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion: An experiment in climate simulation, *Met. Monographs.*, **8**, 20-36.
- Nakamura, H., 1978: Dynamical effects of mountains on the general circulation of the atmosphere, Parts I, II and III, to be published.
- Namias, J. and P. F. Clapp, 1949: Confluence theory of the high tropospheric jet stream, *J. Met.*, **6**, 330-336.
- Newell, R.E., D. G. Vincent, T. G. Dopplick, D. Ferruzza and T. W. Kidson, 1971: The energy balance of the global atmosphere, *Proc. London Conference on general circulation*, *Roy. Met. Soc.*, 42-90.
- Newton, C. W., 1971: Global angular momentum balance: Earth torques and atmospheric fluxes, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1329-1341.
- Okamura, Y., 1976: Numerical experiments of orographic effect on the large-scale motion of the atmosphere, *Pap. Met. Geophys.*, **27**, 1-20.
- Oort, A.H. and H.D. Bowman, II, 1974: A study of the mountain torque and its interannual variations in the northern hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1974-1982.
- Saltzman, B., 1968: Surface boundary effects of the general circulation and macroclimate: A review of the theory of the quasi-stationary perturbations in the atmosphere, *Met. Monographs.*, **8**, 4-19.
- 佐藤康雄, 1977: プラネタリー波動(超長波)について, *天気*, **24**, 135-151.
- Smagorinsky, J., 1953: The dynamical influences of large scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **79**, 342-366.
- Staff Members, *Academica Sinica*, 1957 and 1958: On the general circulation over Eastern Asia (I), (II) and (III), (I) *Tellus*, **9**, 432-446; (II) *Tellus*, **10**, 58-75; (III) *Tellus*, **10**, 299-312.
- Stone, P. H. and D. J. Baker, 1968: Concerning the existence of Taylor columns in atmospheres, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **94**, 576-580.
- Trevisan, A., 1976: Numerical experiments on the influence of orography on cyclone formation with an isentropic primitive equation model, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 768-780.
- Vergeiner, I. and Y. Ogura, 1972: A numerical shallow-fluid model including orography with a variable grid, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 270-284.
- Yeh, Tu-Chang, 1950: The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945-46, *Tellus*, **2**, 173-183.