

例会講演要旨集

第 4 号

集中豪雨に関するシンポジウム (1976年8月18日 高知市薬剤師会館)

- | | |
|-------------------------|-----------------------------|
| 1. 台風7505とそれにとまう豪雨経過の概要 | 高知気 石 丸 順一郎..... 1 |
| 2. 台風7505による集中豪雨の解析 | 高知気 竹 永 一 雄..... 3 |
| 3. 台風による豪雨災害の型について | 京大防 中 島 暢太郎..... 5 |
| 4. 集中豪雨の崩かい現象 | 気 研 奥 田 穰..... 7 |
| 5. 台風7505による日下川波介川の水害 | 京大防 永 井 明 博..... 9
角 屋 睦 |

大 規 模 現 象

(1976年8月10日 大阪管区気象台)

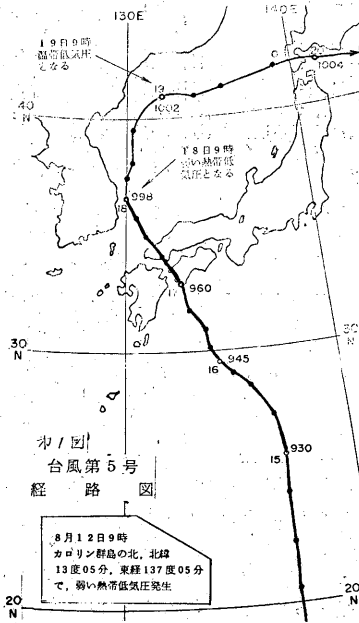
- | | |
|---|---------------------|
| 1. 現象の規模を考慮した天気図解析例について | 奈良気 松 岡 隆..... 11 |
| 2. 100mb循環場よりみた西日本の暑夏・冷夏の特徴 | 大阪管 堀 竹 昌 治..... 13 |
| 3. 暑夏年の検討ー昭和50年度全国長期予報技術検討会の報告ー | 京都気 富 田 正 夫..... 15 |
| 4. ヒマラヤの気象 | 京大防 中 島 暢太郎..... 19 |
| 5. 大気の大循環の中の日本の気象の指導ー気象衛星雲写真の利用ー | 高松高 山 田 幹 夫..... 22 |
| 6. 特別講演MUレーダーによる地球大気の観測 | 京大工 加 藤 進..... 25 |
| 7. 大気夜光強度変動からみた上層大気の運動 | 京大理 福 山 薫..... 27 |
| 8. 非断熱過程におけるプラネタリー波のエネルギー輸送 | 京大理 川 平 浩 二..... 29 |
| 9. 赤道波の励起機構について | 京大理 伊 藤 久 徳..... 33 |
| 10. 気候の問題への新しいアプローチー時間成分を展開した大気大循環スペクトルモデルー | 京大理 鬼 頭 昭 雄..... 37 |
| 11. 対流圏超長波エネルギー過程の解析ー非線型運動エネルギー交換量の算定ー | 京大理 岩 嶋 樹 也..... 41 |

1976年8月10日

日本気象学会関西支部

台風第5号とそれにともなう豪雨経過の概要

石丸順一郎 (高知地方気象台)



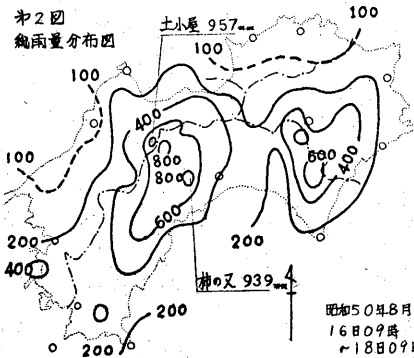
1. 台風概要

昭和50年8月12日09時、カロリン群島の北方350kmの海上に弱い熱帯低気圧が発生した。この弱い熱帯低気圧は発達して、12日15時に中心気圧996mb、最大風速は20%となり台風第5号となった。このときは小型の弱い台風であった。

その後、台風は北西に進んだが、13日09時から進路を北西にかえ次々に発達し、14日03時には中心気圧は955mbとなつて、大型の強い台風となった。台風は毎時30km前後の速度で北上し、15日03時父島の南西約600kmの海上で中心気圧920mb、最大風速50%、風速25%以上の暴風域の半径は200kmとなり最盛期に達した。

台風は大型の強い勢力をもつたまま、15日昼ごろより速度は毎時15kmと遅くなつて、進行方向を北西にかえ中つくり四国南岸に接近した。このころ気象衛星「ノア」から撮影した写真によれば、台風の東半円は西半円にくらべはるかに広大な雲分布をしていた。

台風は17日08時50分ごろ宿毛市付近に上陸した。上陸時の勢力は中型の並で、09時の中心気圧960mb、最大風速40%、風速25%以上の暴風域は東側200km、西側100kmであった。



台風はいくぶん衰弱しながら四国西岸を北西進し、昼すぎ伊予灘へ入り、16時30分ごろ山口県徳山市の西に再上陸した。15時の中心気圧980mb、中心付近の最大風速25%であった。その後北西に進んで18時すぎ山口県萩市付近を通つて日本海に出た。

台風は日本海で急速に衰え、18日09時ウツリヨウ島付近の海上で中心気圧998mbとなつて弱い熱帯低気圧となつた。この弱い熱帯低気圧は19日09時には温帯低気圧となつて日本海を東北東に進み、20日朝、北海道渡島半島南部を通つて、北海道の南海上で消滅した。

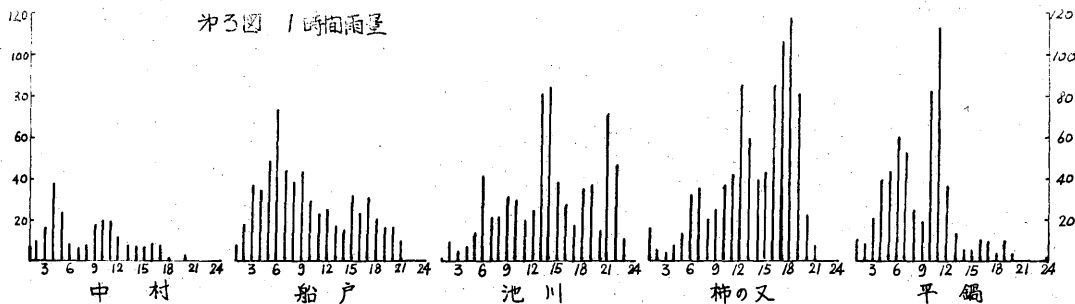
台風が足摺岬の南南東、約150kmの海上に達した16日夜半ごろから高知県南西部は暴風圏に入つて、強い雨を

ともなう15%以上の東よりの風が吹き、県東部では夜明けころ、西部では朝から昼にかけて20%以上の暴風が吹き、足摺岬では32.1%の最大風速を観測した。

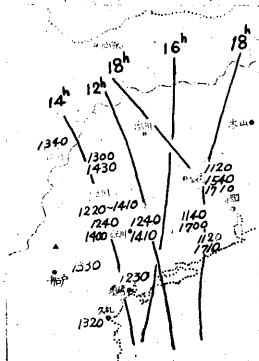
2. 豪雨の経過

台風が足摺岬の南南東約150kmの海上に達した16日夜半ごろから、高知県では強い雨が断続的に降り始め、17日の明け方こそ一層強くなつて06時までの1時間に東津野村船戸では74mmを観測した。台風が四国西岸を北上している午前中は東部で激しい雨が降り平鍋では11時に1時間雨量は114mmとなつた。中部では台風が伊予灘に入る昼ごろから日本海に抜けた夜にかけて、さらに激しい豪雨となつて1時間雨量は本川で17時に135mm、3時間雨量は柿の又で18時に302mmとなつた。

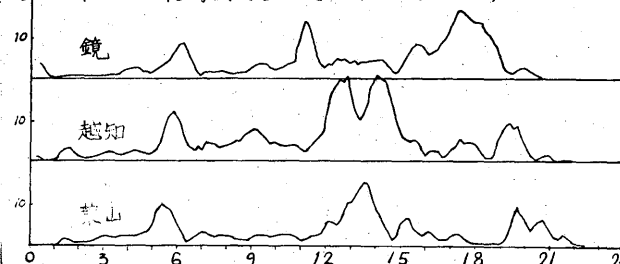
今回の豪雨は大きく分けると、17日の明け方こそ激しく降った西部の雨、午前中から昼ごろにかけて激しかった東部の雨、午後から夜にかけての中部の集中豪雨と3群に分けられる。(注3図)。このうち前2者は望戸岬・灰ヶ峯レーダーの合成図および10分間雨量の変化よりみると、台風にともなうレイン・バンドであつて、西部の雨は02時すぎ足摺岬に上陸した東面へのびる降雨帯であり、東部の雨は09時すぎ佐香浜付近に上陸した北北西から南南東へのびる降雨帯で、いづ



お4図 降雨ピークとイコー中心

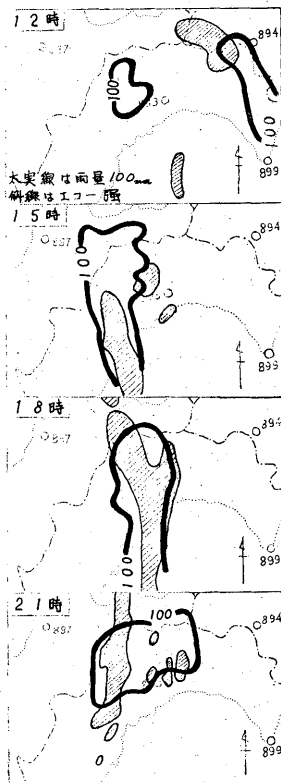


お5図(1) 10分間雨量の変化 (30の移動平均)



れも北および北
北西に進んだ。
中部の雨は、
11時ころ須崎
の東に上陸した
南北にのびるも
のが県境付近ま
で北上したまま
停滞し、ここか
ら西に進み14

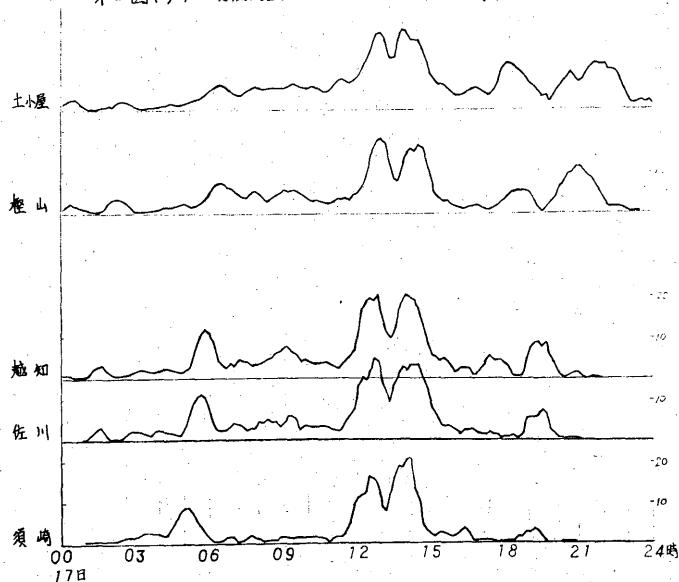
時ころ越知の西で交転して東進し、16時前に鏡ダム付近に達して衰えた。しかし17時ころ再び強くなつて西進をはじめたが降雨帯の南のオ
から衰弱しつつ愛媛県に入った。(お4図・お5図) このことは3時間
雨量にも明瞭で、15時までの西側の強雨域、18時の東側の強雨域、



お6図 3時間雨量とレーダースケ
ツチ図 (レーダーは1時間前)

21時の北部の強雨域がみられる。

お5図(2) 10分間雨量の変化 (30の移動平均)



台風7505による集中豪雨の解析

竹 永 一 雄 (高知地方気象台)

1. 豪雨の広域的特性

- (1). この台風は真夏の台風にしては、非対象性が著しく、全層を通じて右象限の南風が強く、左象限の風が極端に弱かった。それに伴って多くの気象要素も非対象分布を示した。(図1参照)
- (2). 夏型台風の特徴として、中心域の上層では顕著な高温域を形成していたが、台風の後面ではこの高温域から離れることとなり、下層では逆に暖気の流入が強まったことが、安定度悪化の原因となり、(図2、図3、図4参照)
- (3). 台風が北西に進くため、下層の風系が変わらず、土佐湾から南東風と南西風が収束して、集雨線を形成し、ミレが長時間停滞した。(図5、図6参照)
- (4). 台風通過に伴って、下層に南西諸島方面から、著しい暖湿気流が流れ込んできた。(図4参照)
- (5). 多くの梅雨前線豪雨と違って、上層に顕著な寒気はなく、下層における暖気移流の強化が、豪雨の主な原因になっていたことから、暖湿性集中豪雨の典型である。

2. 豪雨の局地条件

- (1). 今回の一連の豪雨は、場所、降雨時刻及び原因などから、17日昼ごろまで、昼ごろから15時ごろまで、15時から19時ごろまで、及びその後の降雨に大別することができ、このうち午前中の降雨は台風中心域内の収束と、強風による地形上昇によるもので広域に降り、続く15時までに降った西側の雨と、19時ごろまでに降った東側の雨が主力の集中豪雨となった。後に入ってきたのは暖気移流の弱まりのため少なかった。1回の豪雨の寿命は3時間くらいであった。
- (2). 午後の集中豪雨には、四国山地の斜面及び摩擦効果、さらに谷及び地表の粗度による効果が

顕著に現われていた。(図7参照)

- (3). 地形的に南よりの気流が狭い地域に収束して、幅10～15キロの流路を作り、右域条件が長時間に亘って大きく変化しながら、そのシステムが継続した。
- (4). この結果は逆に土佐湾からの暖気の収束を強めることになった。南北に帯状の集中豪雨が継続したのはそのためと思われる。
- (5). 地形効果が大きく効いて、四国中部の摩擦層内において、台風の本体とは別の擾乱系が形成され、これが南からの収束を強める原因となった。
- (6). 以上の考察から、土佐湾で収束した暖気は、谷に沿って、摩擦層の上部を急速に上昇し、四国山脈の分水嶺を強い南よりの風となって吹き抜け、その南斜面において激しい上昇流を起した。

(7). 最も降雨の激しかった地域は、海岸線と四国山脈の分水嶺とのほぼ中央部で、平均高度は300～600mの間である。この地域では豪雨期間中、断続的に雷雨が発生した。

(8). 著しく湿った気流が、土佐湾の海面上で南々西風となって流入した。この空気は海面上ですでに飽和に近く、多量の潜熱の放出も見逃すことではない。

(9). 過去における第1級の集中豪雨の発生状況によると、発生地は四国の南部と東部に限定されて、南へ南東へ東の風向に直面していること、平均された谷に集中していること、その7割くらいが平均高度300～600mの間に分布していることから、四国地方における集中豪雨は、今回の豪雨と同じように地形効果が極めて大きく、その降雨機構も類似したものが多いと推察される。(図8)

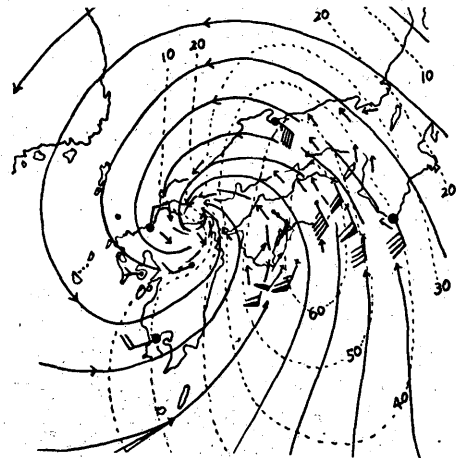
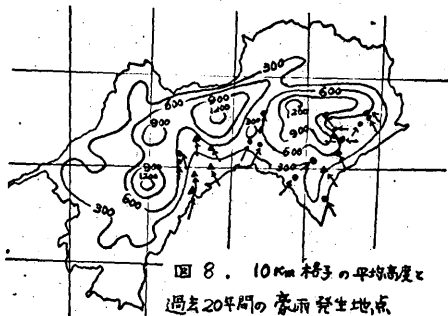
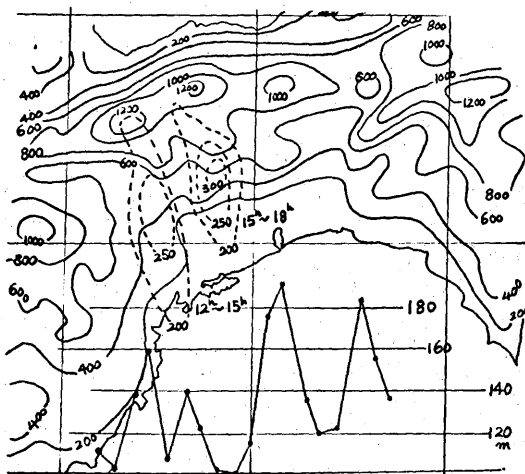
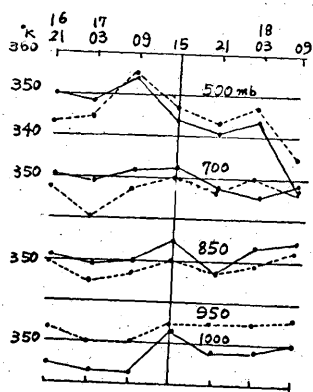
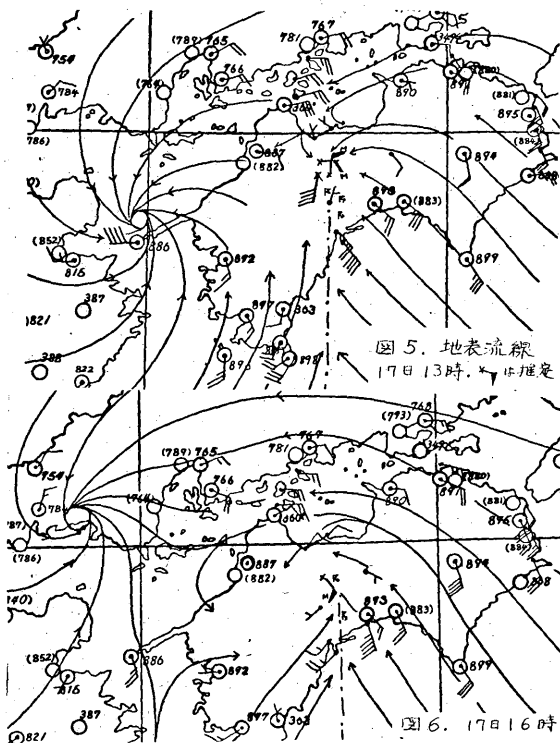
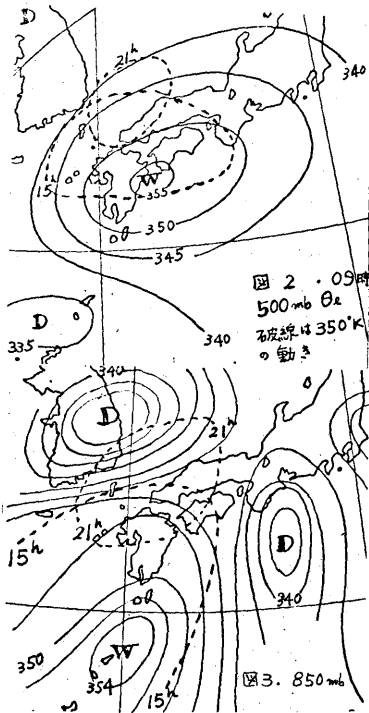


図1. 850mb流線と等風速線(点線)KL
17日 15時
● ジンダ ● 山岳 ● レダ ● 下層雲向



- 図8の豪雨条件 (↑印は豪雨時の主風向)
- 1時間 100 mm<
 - 2時間 150 mm<
 - 3時間 200 mm<
 - 50 mm<の時間雨量が3時間以上継続.

台風による豪雨災害の型について

中島暢太郎 (京大防災研究所)

1. はじめに

今回は台風5号を中心とした集中豪雨のシンポジウムであるが、ここでは台風による豪雨の場所によりどのように異なり、また、台風と豪雨はどのような因果関係によって結ばれており、さらに原因によって降り方にどのような差異があるかについて総合的に考えてみたい。四国地方を例にとってみても、昭和45年の10号と昭和50年の5号とは似たようなコースを通っているが、雨量分布や被害の状況にはかなりの差がある。また、おなじ今回の台風による豪雨災害も四国と北海道東北ではかなり性格を異にしている。これらを比較検討することはきわめて重要なことであろう。

2. 台風豪雨の地理的差異

日本各地の24時間降水量の最大値の分布をみると九州西岸や九州から関東までの太平洋岸では400mm以上のところが多いが、日本海側ではせいぜい200mmで、北海道や東北北部ではほとんど100mm以下である。この原因としては南よりの気流は水蒸気の輸送量が大さいが、北よりの気流は最大水蒸気張力の減少のため水蒸気輸送量がへることが考えられる。またもう一つ大きな原因としては台風は日本に接近するまでは大きな勢力をもっているが上陸して北上するにつれて弱まることがある。しかし豪雨に対する抵抗力は雨量の少ないところへ行く程減少するため、北海道でも台風豪雨による被害があることは今回の台風5、6号の例でも明らかである。地理的に大別すると次のようにわけられる。

a) 九州西岸から太平洋岸にかけて —— この地域では台風が近づくとき共に中心から東の方で広大な地域にわたって早くから雨が降つき、台風が強いまま上陸することもしばしばである。台風が

北に抜けた後も南風の持続で大雨が残ることも多い。この型は東北地方から北海道の太平洋岸にまでひろがることもある。

b) 山陰・北陸沿岸 —— 台風が日本海に抜けた後、まだかなりの勢力を保っている時は台風中心の西側の沿岸地方で大雨がある。台風が温帯低気圧化しはじめると、それに伴う強い寒冷前線の通過によって集中的な強い雨が降ることがある。

c) 北海道・東北地方の西部 —— この付近では台風が温帯低気圧化している場合が大部分であり、前線に沿う帯状の大雨域が発生する。

3. 台風豪雨の原因

台風による豪雨といっても、その形態はいくつあり、地形や前線や低気圧との複合効果としていろいろな型の豪雨が発生する。次にそれらについて列記する。

a) 台風の構造に伴うもの (レインバンドによる大雨) —— これには2つの局面がある。第1は波状的な大雨である。台風が南から接近して来た時、海岸地方では次々とレインバンドが通過するたびに波状的な降雨を経験する。台風7010号の場合の高知県中村などの自記観にはきれいな波状降雨が見られる。一方、台風が北に抜けた後、進行方向によっては台風の後方に延びる著しいレインバンドがかなり長時間にわたって1地点に停滞して局地的な長時間豪雨をもたらすことがある。これは前者と異なってミクロな構造よりむしろ広域の収束線を伴ったレインバンドの効果である。台風7408号による小豆島の大雨や台風7505号による高知県の大雨などがこれに入る。

b) 台風に伴う強風と地形の複合効果によるもの —— これも2つの型に大別される。第1は、大型の台風が南海上から接近する時にその東側前方に常にみられる広域の地形性の大雨で、四国や近畿地方の南東斜面でよく知られたものである。この型が広域にわたるのが特色であるのに対して地形による収束効果は大雨を集中させる。台風6626号による南よりの湿った気流は富士山の西側で収束によって山梨県に集中豪雨をもたらしたが、このような例も多数存在する。

c) 台風とその東側の太平洋高気圧の間の集風線(収束線)によるもの —— この型と似た面もあるが、台風の東側の南よりの風は必ずしも一様でなく、太平洋高気圧を押しつけるようにして、北上して来た台風と東側の高気圧との間には、台風中心からかなり東の方で等圧線の密集するところ

が存在することしばしばあり、集風線や収束線と呼ばれることがある。単独で作用するよりは、地形や前線と複合作用とする場合の方が多いが、因子としては一つの独立したものである。台風6523号などは四国に上陸したのに雨域は伊豆半島付近まではなれている。

㉔) 台風と前線の複合作用 —— 台風が南海上にある頃に日本の上空に前線が停滞していると台風中心の東側では前線に沿う収束が強まり、前線上の雨が強くなる。このような場合、大雨のピークが前線によるものと台風上陸によるものと2回ある場合があれば、前者の方がはるかに強い場合もある。台風5615号は九州南方海上から北東進して御前崎付近に上陸したが、丁度日本付近を南下中の寒冷前線に台風による南風が吹きこんで高知県から愛知県にかけて豪雨の被害が発生した。

㉕) ㉔) の変形で、前線上を低気圧が東進する場合 —— たまたま前線上を低気圧が通っている時に、南から台風が接近すると大雨となる。台風5907号は小型の台風で速かに北上したが、丁度前線上を台風6号の温帯低気圧化したものが通過中で大雨を降らせたが、小型の台風が上陸した時には著しい大雨は見られなかった。

㉖) 台風の温帯低気圧化に伴うもの —— 台風が日本海まで北上した場合、一旦衰えかけた台風が既存の前線上で温帯低気圧として雨発達することは洞爺湖台風の例などでよく知られているが、台風7505号や7506号の例でもこのために北海道や東北地方で豪雨災害が発生した。この場合の大雨域は前線に沿って帯状に延び、海岸だけでなく内陸にまで延びている場合があることがその特色である。

4. 豪雨域の空間スケール

豪雨域の空間スケールは台風のスケールと一応関係はあるが必ずしも一義的ではない。上述の台風5907号のように非常に小型の台風であっても、それが引金となって広域の大雨を降らせる場合があるからである。さらに台風進路の問題と進行速度の問題がある。日本列島に沿って南岸沿いに衰えることなく北東進するような台風の大雨域はひろがり、日本列島に直交して北西進するよう

な台風による直接の大雨域は小さい。もちろん、空間スケールが大きいほど被害が多いというわけではなく、むしろせまい地域に集中している場合の被害が甚大になるケースが多い。

5. 一地点の豪雨の時間スケール

一地点の豪雨の時間スケールを考える場合に、3つの要因がまず考えられる。第1は台風の進行速度である。一般には早く通過する台風によっては短時間の集中豪雨があっても長時間の大雨にはならないと考えられる。第2は台風の減衰速度である。いつまでも強い勢力と大きな規模を維持している台風に対しては、特に地形性降雨が長つづきする。第3は地形やレインバンドによる大雨の集中性の問題である。地形的に降りやすい四国や近畿地方の東南斜面などでは必然的に時間スケールは大きくなる。もう一つの要素は例えば台風7505号のように台風が比較的速く移動しているにもかかわらずレインバンドがいつまでも四国中部に固定されているようなケースで例示される。

6. 台風による豪雨と水災害

以上、台風による豪雨のいろいろな型について述べてきたが、災害について論じる場合には抵抗力と相対的に論じなければならぬ。抵抗力には地質・地形などの自然環境と、堤防の強さや都市化の程度のような人間がつくり出したものがある。したがって防災上は、この抵抗力の分布図をあらかじめ作成しておくことが重要である。大河川に対しては総雨量が重要であり、小河川や土石流、山腹崩壊、都市内の氾濫などについては前期降雨と共に災害の引金作用となる強雨も重要である。高知県を例にとっても台風7010号では高潮と洪水の相互作用というような降雨以外の問題がフローズアップされ、今回の台風7505号では平地氾濫と山腹崩壊のはさみうちというような問題がフローズアップされた。

1. はしか?

昨年台風5号により高知県は大きい災害に見舞われた。その災害を大きくしたのは数多くの崩壊であった。集中豪雨と崩壊との関係はまだよくわかっていない。大滝俊文(1965)は横浜市内の崖くずれと1時間雨量との関係に影響関数を用いて求めたほか、倉嶋啓(1973)は建設省河川局砂防部地すべり対策室、建設省土木研究所急傾斜崩壊研究所の「かけ崩れ災害実態調査—中間集計—」(1972)の全国的な資料を用い、1時間雨量と24時間雨量との関係を探っているなど、統計的に雨と崩壊との関係が調べられてきた。その結果、1時間雨量では20mm以上の降雨強度、24時間雨量では200mm以上となると、崩壊が激増することが結論づけられている。また、鹿児島地方気象台の調査では、崩壊発生時刻は1時間最大雨量の出現時刻の0~3時間後の間で、降雨直後の全体の65%と占めているという。筆者は1971年9月房総半島を襲った秋雨前線と台風25号による豪雨で発生した崩壊と各雨量との関係とを調べ、10分間雨量5mm以上の降雨強度、時間的集中度の大きい地域に崩壊が多発し、集中度の小さい地域は少ないこと、10分間雨量による降雨強度の時間的変動の第3波を中心に崩壊が激発していることを見出した(1972)。その後、台風7220号による鈴鹿山地西斜面滋賀県永徳寺町を中心とした崩壊や、昨年7月7日静岡市を襲ったいわゆる“七夕豪雨”の災害について検討を加えた結果、ほぼ同様の結果を得た。以下、筆者の検討結果を簡単に述べ、さらに筆者の研究室で実施した雨水の配分に関する研究観測結果を基にして、降雨の崩壊現象に關係すると思われる雨水の配分とその作用について意見を述べる。

2. 崩壊と10分間雨量(房総半島の例を中心に)

1971年9月6~8日にかけて秋雨前線と台風25号により、約8,000箇所という崩壊が房総半島のほぼ

全域にあたって発生した。総雨量は勝浦557mmを最高に、24時間雨量、1時間雨量の最大もそれぞれ勝浦の408mm、122mmを最高に、海岸近くから内陸に入ると径で減少するという分布をした。これに対し崩壊発生数の分布は図-1に示すように若干内陸部に入った地域で最多ともし総雨量、24時最大雨量、12時間、6時間、1時間の各最大雨量の分布も発生数の分布を説明することはいえない。このことは崩壊発生数が24時間雨量で200mm以上、1時間雨量で20mm以上となるところで多発することは統計的に成立しても、量的な相互関係は成立していないことを意味する。

千葉県はこの崩壊災害を重視し、詳細な崩壊実態調査を実施したが、そのなかで崩壊発生時刻を30分単位でまとめている。そのなかから勝浦と多古の時刻別発生数を表-1に示した。われわれはまず10分間雨量の時間変動がどのように崩壊発生時刻と対応しているかを見た。図-2に勝浦、多古の10分間雨量の時間変動を示したが、表-2の時刻別崩壊発生数と対比して見ていただきたい。勝浦では10分間降

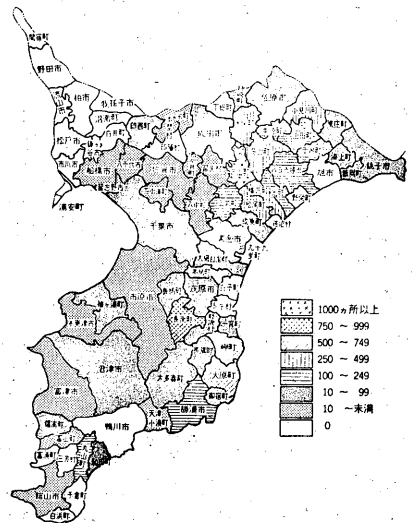


図-1. 崩壊発生数の市町村分布
(1971年9月7~8日)

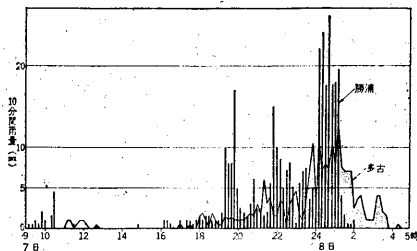


図-2 勝浦、多古の1971年9月7~8日半期の10分間雨量の時間変化

	9月7日	9月8日(1971年)
2時	22	23 00 01 02 03 04 05
勝浦	- - - - -	5 4 22 9 - - - - -
多古	1 - 2 -	1 2 3 6 11 20 16 8 5 - 1 - -

表-1 勝浦、多古の時刻別崩壊発生数(千葉県災害報告書より)

強度の第3波の襲来によって崩壊が発生しているし、多占における急増も第3波を中心として発生している。

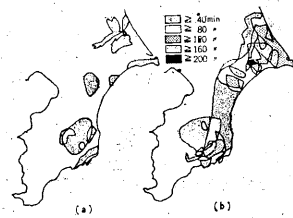
以上のようなお示し図係から10分間雨量 $\geq 10\text{mm}$ 、 $\geq 5\text{mm}$ を基準強度として、そのらの降雨強度に与えられる時間数を求め、発生数との対応を調べた。その結果 $\geq 5\text{mm}$ の場合かよい対応を示すことがあった。10分間雨量 $\geq 5\text{mm}$ の集中度分布図を図-3に示す。図-1、-3を対比して見ていただきたい。スケールの違いで見難いかもしれないお示しをする。

降雨強度計による観測ではさらに明瞭になるが、10分間雨量の読
取値によるヒストグラフからでも、降雨強度に1~3時間の周期変動
が認められることはどの集中豪雨の場合にも経験することであるが、その
周期変動の第2波以降のピーク崩壊の多発が認められる。

3. 雨水の配分と崩壊

筆者の研究室では、為金万寿夫を中心に奥谷湖の1支流ハビに設ける3年間、降雨流出の配分が樹林地帯と牧草地とびどのような相違を示すか、雨量および降雨強度によって如何にその作用が異なるかを観測してきた。その結果の一部は為金万寿夫が気象研究所の *Papers in Met. & Geophy.* に論文で発表している。その成果の上に立って、雨水の配分から見た崩壊と降雨との関係を述べる。

崩壊帯荒地は山地が、山地ではなくとも急傾斜地である。都市内の人工填壁は別として、これらの傾斜地は林地、伐採地、草地のいずれかである。そこでまず、林地と伐採地との雨水の配分について検討する。伐採地には雑草が直ぐ生えるから、草地との差はほとんどないと考え。林地と伐採地との雨水配分の違いは、樹林による樹冠貯留があること、樹冠による時雨限界以上の降雨があった場合には、樹冠上に降った雨は「しずく」となり、下落するばかりでなく、樹幹を伝へて流下する。樹林の樹隙からの雨滴の落下による直接降雨もある。樹幹を流下する樹幹流量は樹冠、樹幹によつて異なるが、雨量および降雨強度によつて異なり、台風の雨(雨量143mm)の場合、ヒノキ(52年)林外雨量の7%、アカシヤ(15年)4%、カラマツ(11年)2.5%となった。これを平均すると4%となる。



問-3. 1971年9月6~8日, 10分間降雨
強度 $\geq 5\text{mm}$ の時間の集中度の
地域分布. a) 6日18時~7日09時
b) 7日18時~8日09時

林内雨量は降雨強度が増すと僅かに増大するが、その増大は直線的である。樹幹断面による阻止率も従って雨量および降雨強度によって変化する。その場合、阻止率が減る分だけ樹幹流量としてすぐに増大するが、樹幹流量の増大が大きい。

次に地下浸透量であるが、図-5に実線は林内浸透水量、斜線は伐採地の浸透水量を各地帯毎の流量で示した。浸透水量の深さによる減少は伐採地の方が小さくなっている。これは林内では落葉などのため土壤化していないリター層に滞留する雨水が相当あるが、伐採地ではこのリター層が欠陥し、さらに雨滴の直撃を受けるために浸透水量が多くなるものと推定される。林内では雨水の30%が地下10cm層に、4%が30cm層に達しているのに対して、伐採地はそれぞれ29%、13%となっている。

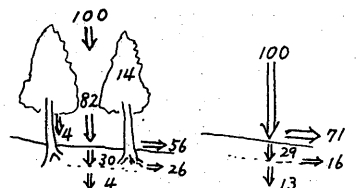


図-4 林内と林外の流出配分(%)

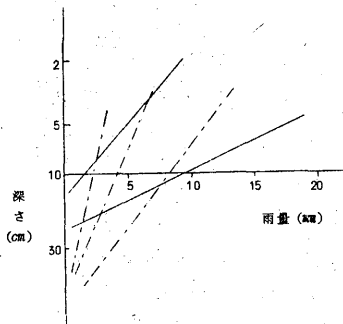


図-5. 林内(実線)と伐採地(鎖線)との
地下30cmまでの地下浸透水量の分布

以上の結果をまとめると、図-4である。伐採地では表面流出も多いし、地下浸透も少なくなることから、一方では洪水流出の危険も多いし、地下浸透^{による}土壌水分の急増が地耐力の低下→崩壊という危険を増大するといえる。

さらに、樹幹流量は雨量の増大とともに増大するが、樹幹流量は樹冠の面積分だけの雨量のある%が樹幹に集中するので、激しい豪雨の、しかも第2波、第3波ではその流量は馬強にならない。そして、その大部分は根を伝って地下へ、浸透の道筋がついており、根茎を伝って浸透する雨水による土壌水分の増大は、地層全体というよりは逆筋を通り不透

7505台風による日下川渡介川の水害

角屋 睦・永井明博(京大防災研)

1. まえがき 仁淀川下流部右岸側に存在する日下川渡介川流域は内水災害常襲地帯といわれているが、7505台風に伴う豪雨によって大災害を被った。ここではこの災害の発生過程と問題点について考察する。

2. 流域の概況 日下川は仁淀川河口より14 km地点で仁淀川に合流する流域面積36 km²の支流である。合流点より上流0.5 km地点に神母樋門、1 km地点に放水路への分流口がある。主河道長は約10 km、河床は平均1/1500の緩勾配、川幅は下流部5 km区間で40~20 m、川沿いの幅300~600 mの狭い沖積地は主に水田として利用されその高位部に国鉄・国道が走り集落が閉けているが、すぐ急勾配の山地に連なるため、居住範囲はきわめて限られている。とくに3~7 kmの区間に閉ける集落中心部の標高は相対的にかなり低い(19~20 m、図2、3参照)。

この地域の排水は仁淀川水位に大きく左右され、暴水はほぼ毎年といわれる。昭和21年暮の南海地震によって日下川沿い沖積地は1~1.2 m沈下し、仁淀川合流点付近の河床と対比して60 cm程度の相対的沈下を生じたといわれる。この対策としてトンネル放水路が

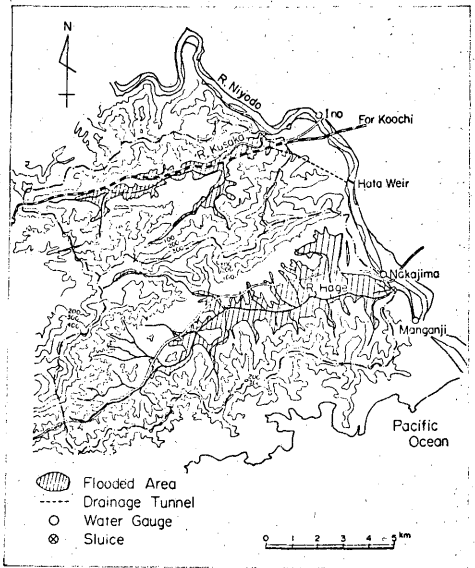


図1 調査地域と氾濫概況

開削された(昭36)が、その能力は20~24 m³/sである。

一方渡介川は仁淀川河口より4.6 km地点に小野樋門がありそれより2.5 kmの導流堤を経て仁淀川に合流する流域面積68 km²の支流である。小野樋門より上流の主河道長は14 km、川幅は50~40 m、河道は平均1/2500の緩勾配河川となっている。主河道沿いに開けた幅5~1 kmの沖積地は主に水田として利用され、高位部に集落が形成されている。下流部左岸に位置する土佐市の市街地標高は8~10 m程度である。

両河川の流域界近傍に中央構造線が走り地質条件は必ずしもよくない。概して日下川流域は石生層、渡介川流域は中生層といわれている。

3. 豪雨の概況 7505台風はこの地域に記録的な豪雨をもたらしたが、100 mm/hr級の強雨の中心を(非公認を含め)記録の上でみると、8月17日12~18時の6時間間に、仁淀川の中流域-中上流域-中下流域-下流域へとあるいは面から東へと移動したようである。等雨量線図を画いて流域平均雨量を求めてみると次のようになった。

日下川流域	渡介川流域
13~16時: 218 mm	14~17時: 186 mm
13~19時: 376 mm	11~19時: 357 mm
総雨量: 676 mm/35 hr	総雨量: 552 mm/36 hr

図4に総雨量分布を示す。非公認記録を含めているので、一般にいわれているものとは多少異なり、流域平均雨量も多少大きい。

4. 水害の発生状況 この豪雨により各地に大災害を発生し、とくに日下川流域では山崩れ土石流と氾濫水の挟撃に会い最悪であった。

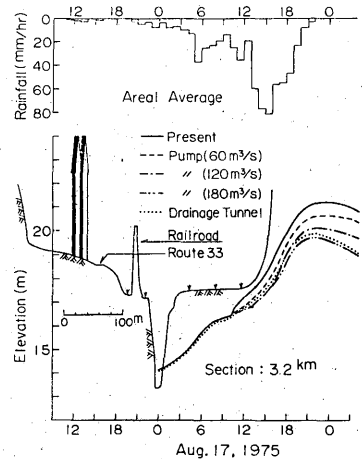


図2 日下川の断面と氾濫水位

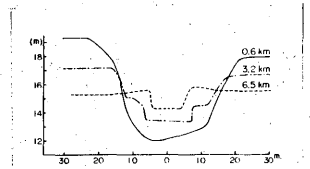


図3 日下川の断面

表1 流域被害状況	流域面積 (km ²)			氾濫 (km ² , m, hr)			浸水戸数 (戸)		
	全流域	山地	平地	面積	標高	水深	時間	床上	床下
日下川	36.0	29.4	6.6	5.4	21.4	3.7	52	538	269
波介川	68.3	52.8	15.5	9.0	9.0	2.0	35	1915	1439

県の調査による両流域における被害概況を表1に示す。水害発生過程を再現するため、まず日下川において痕跡をほぼ満足できるまで出水貯水池解析を繰返して損失雨量曲線を推定し、最終的にはkinematic-dynamic waveモデルにより、出水氾濫解析を行った。解析に採用した降雨波形用ブロックは両流域とも3ブロック、流域モデルは日下川16、波介川14ブロックである。

図5は日下川、母樋門の外水位及び計算水位ハイドログラフを示す。樋門操作は噴調で、氾濫最高水位は18日0時前後21.21mと、痕跡標高20.93~20.40mとほぼ説明している。なお図2に集落中心付近の氾濫過程のほか、排水ポンプがあったとき及び放水路断面を4倍としたときの計算結果も併示してあるが、反面この結果は日下川流域の対策のむづかしさを示唆している。

図6は波介川小野樋門より下流満願寺水位及び計算内水位ハイドログラフを示す。浸水停電などのため樋門操作に手回し開閉も完全でないなどの障害の影響も若干あるが、開扉時刻18日1時15分頃に内水ピーク8.54m(非公式観測値8.8m、河道沿い痕跡値8.52~8.69m)と算定されている。なお図4には樋門

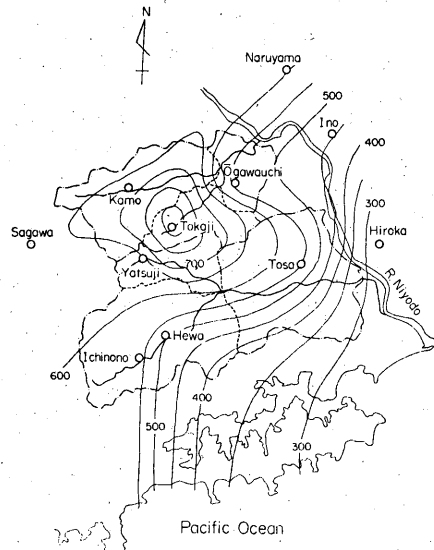


図4. 総雨量の分布(8月16~17日)

改修、ポンプ設置、導流堤延長を想定したときの内水位も併示してある。

5. 考察 1) 今次災害素因が記録的豪雨にあることはいうまでもないが、時間的地域的分布ないし強雨帯の移動速度が下流内水地帯にとって最悪状態であり、排水樋門により自己流域の出水の大部分を抱き込まざるを得なかったことはさきわめて不幸であった。

2) 両流域とも排水施設が弱体すぎた。日下川では樋門の他に放水路があるが、その能力は2m³/s程度に過ぎない。もっとも10倍の能力があったとしても被害を免れ得なかったであろうが、また、波介川では樋門だけしかなく、予測の操作障害を伴ったのも不幸であった。

3) 両川とも根本的な対策はむずかしい。生活の便と水害ポテンシャルとのトレードオフ、人間の欲望と自然の脅威との接点をどこに求めるべきかは今後の微妙な問題である。

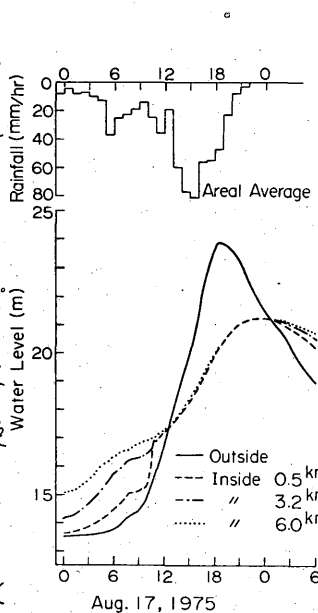


図5. 日下川の水位

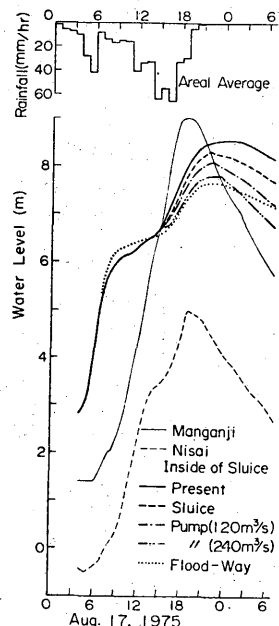


図6. 波介川の水位

6. 謝辞 災害調査に際し、建設省高知工事事務所、高知県河川課、伊野土木事務所、土佐市日高村の方々に、資料の提供その他御援助を頂いたことを記し謝意を表す。調査研究の一部に文部省科学研究費(代表者矢野勝正)の援助を受けた事を付記する。

現象の規模を考慮した天気図解析例について

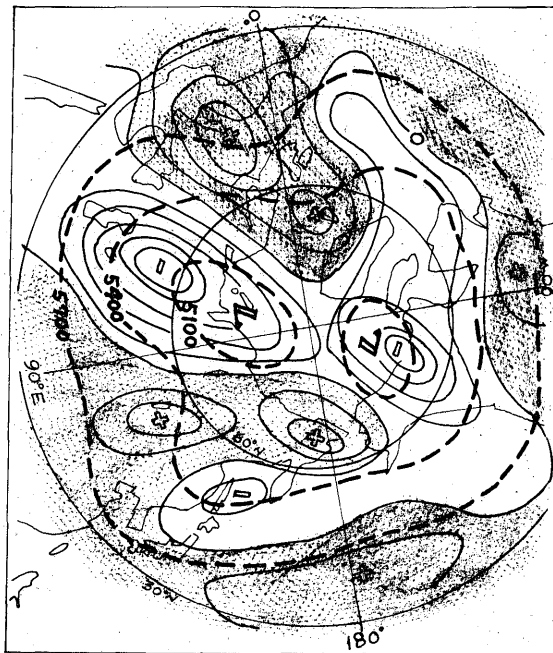
松岡 隆 (奈良地方気象台)

1 はしがき

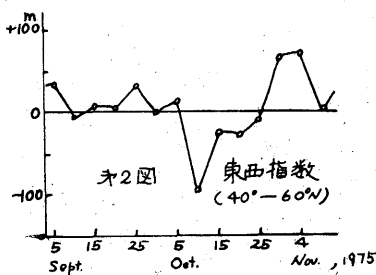
スケールの理論が気象学に導入され、高速度計算機の発達と相まって、数値予報が開花したことは良く知られた事実である。予報技術の面では、(1) 気象現象をスケール別に整理して考える (2) 長波スケールでは理論的に裏付けのある予報技術が確立された、という点で意義があり、予報技術全般的にプラスの方向に作用していると考えられる。以下はとり立てて新しい知見ではないが、地方気象官署の予報者が日常どのように整理して解析しているか、その一例を紹介するもので、尚批判を仰ぎたいと願っている。例は 1975. 10. 30 夜〜31 日中 にかけて近畿地方を南下した強い雨についてである。

2 超長波の解析

オ1図の5日平均天気図 (1975. 10. 28〜11. 1) によると極うすは東西両半球に分裂して二波数循環が目立ち、主うすのある東半球ではブロッキングを含む蛇行現象が顕著である。これはこの年の10月を通じての特徴であり東西指数 (オ2図) でも低指数が明瞭である (東半



オ1図 500mb 5日平均天気図 1975. 10. 28〜11. 1



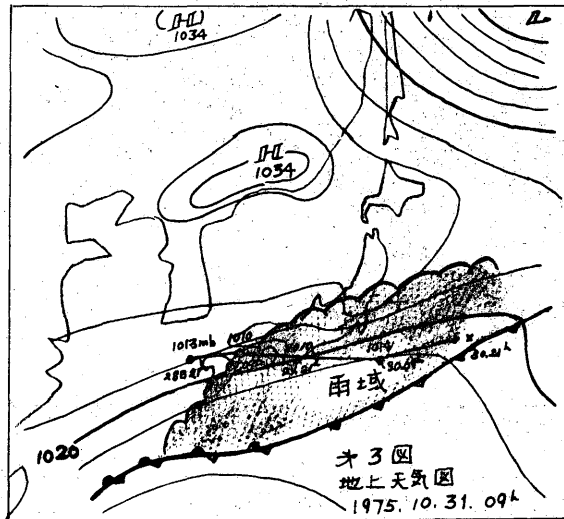
オ2図

東西指数
(40°-60°N)

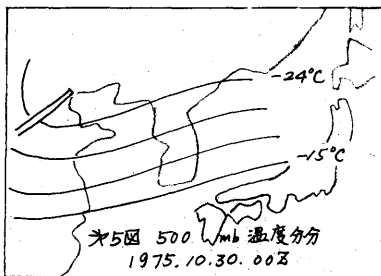
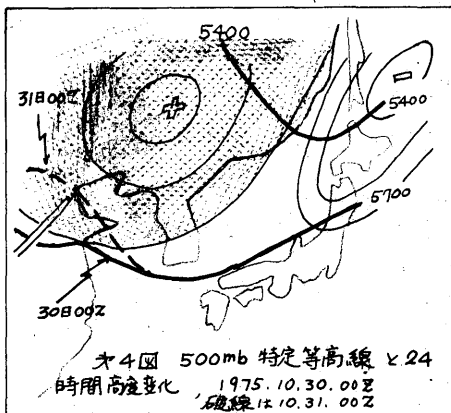
球の東西指数偏差は-30 m で記録的低指数、図参照)。極東では日本南岸を東西に走る5700 g.p.m. のコンターと並行して偏差のゼロ線が走っており (その北側は負偏差、南側は正偏差)。このことは傾圧帯が強化されていることを表わしている。気圧の谷は日本のやや西にあり (西谷)、東シベリアとバイカル湖の脊 (正偏差を伴う) と併せ考慮するとブロッキング傾向があり、西谷の持続 → ぐすった天候を示唆している。実際西日本ではこの半月は北高型が目立ち 28 日頃から 31 日まで雨が降った。

3 長波の解析

28 日 21 時九州西方海上に発生した低気圧から東にのびる温暖前線によつて西日本では雨が降り始めた。低気圧が南東進しこれに伴って寒冷前線が 29 日南下したが、30〜31 日も前線が南岸にいた (北高型) 強い雨が近畿地方に降った (オ3図)。30 日 09 時の 500 mb 天気図によると (オ4図)、上海の西に弱い気圧の谷があり、その後方では温度場の谷が顕著である (オ5図); とともに東進している。正の高気圧変化が中国東北にあって東進しているが、この南方は負域となっており、これらを考え合わせると、北高型であつて、南系では西谷が持続することを示唆している。実際 31 日 09 時の谷は九州西方にある。 (オ4図の破線)



オ3図
地上天気図
1975. 10. 31. 09



したが、西日本は対流圏下層の暖気移流と中層のうす気移流により低気圧性発達の場合となる。

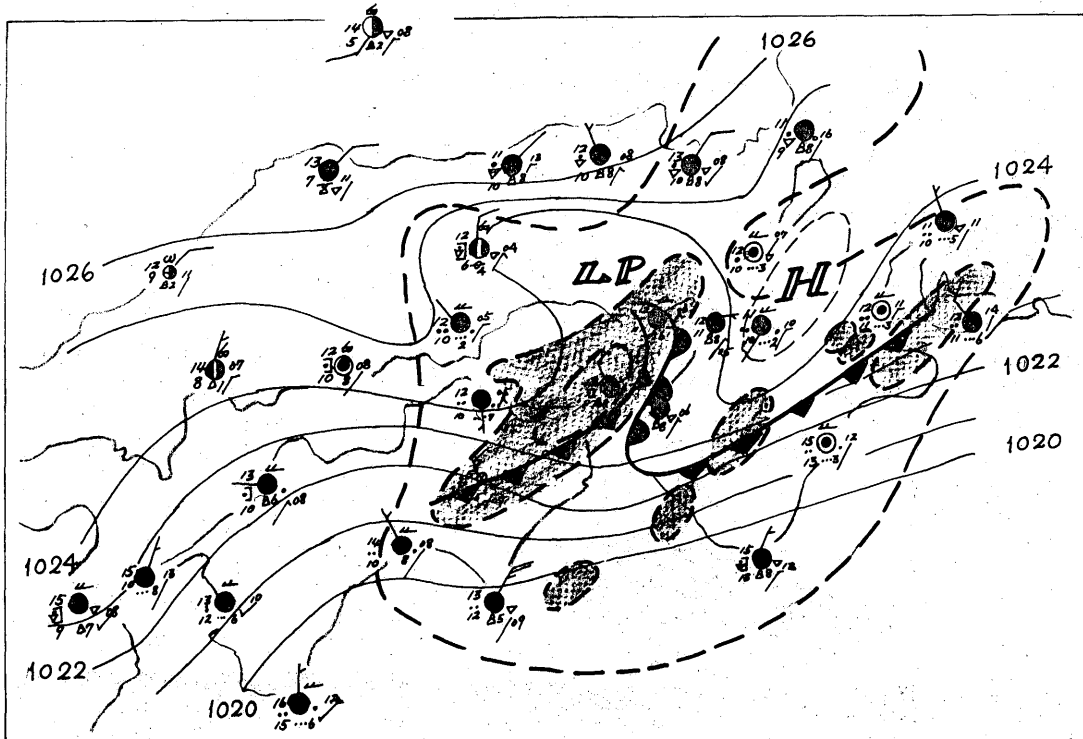
4. 中規模低気圧の解析

大阪レーダーによると30日午後近畿北部に上空エコーが現われ、強度と雨域を増しながら、30日夜から31日日中にかけて近畿地方を南下した。このエコーは大きい意味ではシノプティックスケールの南岸前線と関係があるが、直接には何に対応するものがよくわからなかった。そこで局地天気図を解析した。オ6図は1975.10.31.09時の局地天気図である。奈良の北にメソ高気圧が、岡山付近に高圧部があり、これらの前面では気圧と露点温度の傾度が強く、寒冷前線を描いた。一方低圧部は神戸付近にある。NE-SWに伸びる弱および強のエコーが二本あり、それぞれメソ

高気圧および高圧部の前面に存在している。

5. あとがき

毎日の天気予報で——ということとは長波規模で——このような例は天気予報のむづかしいものの一つである。超長波の季節が短期予報にいくらかは参考になることと考えられる。しかしこの例で最も卓越したのはメソ・スケールの現象であった。



オ6図 局地天気図 1975.10.31.09

100mb循環場よりみた西日本の暑夏・冷夏の特徴

(大阪管区气象台)堀竹昌治

1. はしがき

暖候期の天候を支配する循環場は中緯度高気圧の動静により決まるが、それと同時に極低気圧の位置や強弱、南下にも関連している。西日本の暑冷夏については全国的規模と北冷西暑、北暑西冷などのように西日本と北日本で違う場合がある。以上を考慮して、ここでは主として北半球100mb平均天気図上での高度場と同偏差場を解析し、前駆現象を調べた。

2. 地上気温偏差場による暑冷夏型の分類

暑冷夏年としては中国地方(広島と境で代表)の8月平均気温が26.8℃以上(暑)と26.3℃以下(冷)とし、そのなかで $\Delta T \geq 1^\circ\text{C}$ の顕着な年には—を付した(オ1表)。

3. 各型の循環場の特徴

前述の4つの型については、100mb面でのチベット高気圧の動態を示す指標として16800gpmで囲まれた領域、中緯度帯に沿った長さ(東西幅)とその等高度線の東端の位置、130°Eに沿う2点の偏差等を調べ、それらの特徴をオ2表に示した。

暑	全国的暑夏	1973年 1967, 1960, 1951
夏	北冷西暑	1966, 1964, 1961, 1970, 1969, 1962, 1954, 1953
冷	全国的冷夏	1968, 1958, 1956, 1963, 1955
夏	北暑西冷	1972

オ1表 暑・冷夏年の分類

この表から西日本の暑夏についてはチベット高気圧の動向に関連した立場でみる限り、全国的暑夏と北冷西暑に違いは認め難い。冷夏については北暑西冷型が1年しかないで両者の比較ができない。単に西日本が暑夏か冷夏かという立場でみると、次の特徴が伺われる。すなわち、

オ2表 100mb・500mb天気図からみた暑冷夏の特徴

	年	チベット高気圧 16800gpmの東端位置 (°N, °E)	チベット高気圧 16800gpmの東西幅 (°E)	100mb高度 40°N130°E 偏差	100mb高度 30°N130°E 偏差	500mb平 洋高5900 gpmの位置 の加減	500mb太平洋高 5900gpmの位置 の加減
全国的暑夏	1973	35, 125	95	+22	-23	有	30°N130°Eのみ 135°~175°E
	1967	30, 110	30°N60°E, 30°N110°E	+11	+12	無	---
	1960	40, 145	105	+81	+62	有	30°N150°Eのみ 150°~187°E
	1951	---	---	---	---	---	---
北冷西暑	1966	40, 135	95	+71	+12	有	30°N170°Eのみ
	1964	40, 110	60	+1	-18	無	---
	1961	30, 130	100	+81	+52	有	30°N150°Eのみ 150°~187°E
	1970	30, 110	65	±0	±0	有	30°N158°Eのみ 158°~197°E
全国的冷夏	1968	30, 100	50	-49	-18	有	30°N150°Eのみ 150°~187°E
	1958	ナシ	ナシ(16770gpm)	-109	-58	有	30°N150°Eのみ 150°~187°E
	1956	ナシ	ナシ(16760gpm)	-39	-38	無	---
	1963	30, 95	55	-19	-28	無	---
北暑西冷	1972	ナシ	ナシ(16730gpm)	-49	-48	有	30°N150°Eのみ 150°~187°E

(1) 暑夏の場合はチベット高気圧が優勢で16800gpmの等高度線の東西幅は経度で50度以上あり、東端位置が110°E以東にある。

(2) 冷夏では暑夏にくらべて高気圧が劣勢でほとんど16800gpmが現われていない。

(3) 西日本付近の高度偏差場では暑夏には十、一いずれのときもあるが、冷夏年はすべて一となり、40°N, 30°N格子点でも負偏差値となっている。

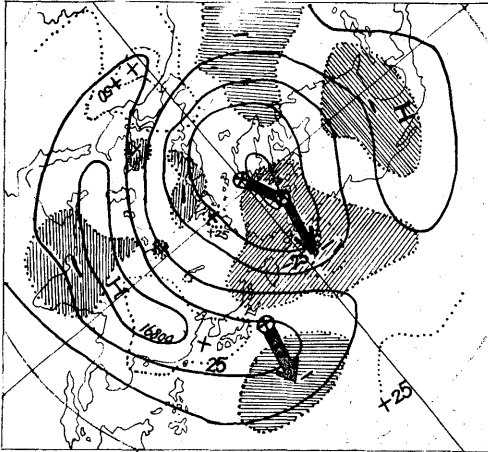
参考までに、500mb面では暑夏年はだいたい西日本の高度偏差場は十で、しかも高気圧を形成する5900gpmの等高度線は冷夏年より西偏し西日本に近く、冷夏年は西日本付近の高度偏差場すべてで、5900gpmで囲まれた等高度線領域も東偏し、日本列島からやや遠い。上述のように、暑冷夏を対比した場合にはチベット高気圧や太平洋高気圧の西日本への影響の程度や振舞いに違いがある。

4. 暑夏・冷夏の8月合成図(高度, 同偏差図)の特徴

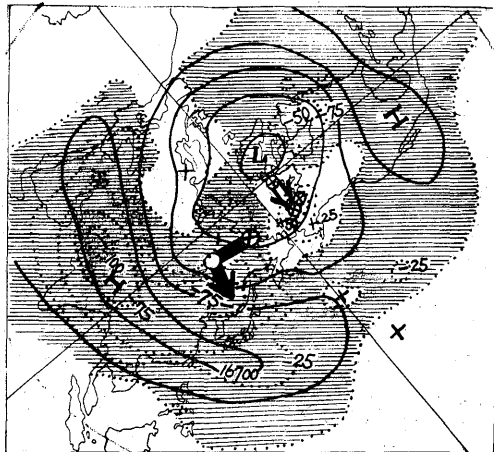
成層図については偏東ジェット気流(10mb面)が強ければ暑夏になり、弱ければ冷夏となるという結論も得られている。

500mbからはすでに検討されているので、ここでは暑夏年(5ヵ年)と冷夏年(4ヵ年)について、それぞれ8月平均高度、同偏差の合成図を作成し、オ1図とオ2図に示した。オ1図の100mb合成図から暑夏には①チベット高気圧が強く(16800gpm領域広い)、②樺太極夜渦の長軸が極付近から太平洋にのび、③中国大陸東部から日本付近が正偏差、④負域中心(-25gpm)

オ1図 8月暑夏年の100mb合成図



オ2図 8月冷夏年の100mb合成図



がベーリング海付近、⑤タイミール半島付近は正偏差域(+25 gpm)となり、冷夏には①チベット高気圧弱く(16800 gpmの領域はみられない)、②極夜渦が極東方向に伸び、③中国大陸から日本付近が負偏差となり、④正偏差中心(+50 gpm)がアラスカにある。

以上のように100mb合成図によると西日本での暑夏、冷夏のパターンが明瞭に異なり、チベット高気圧の動向(中心の強さ、領域の広さ)と極夜渦に関連した負偏差中心の位置が両者の間でかなり明らかな相違がある。

5. 合成図循環場での推移特性

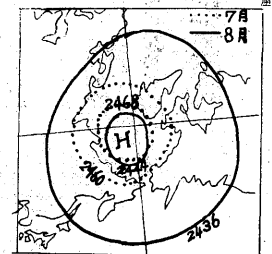
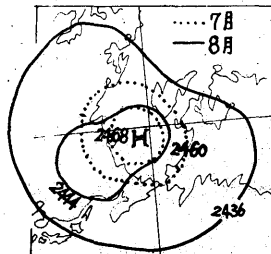
ここでは100mb面で現われた特徴である負(正)域中心の移動状況から暑冷夏年パターンにな

るまでの経緯を考察する。

暑夏年合成図をみると(オ1, 2図参照)、負域中心は6月には北極上と東日本から三陸沖にかけてあったのが、7月には150Wにそって南下し、アラスカ北方に位置し、8月には大きく南下してベーリング海にある。すなわち6月から8月までの負域中心が図中の矢印のように時計廻りに南下しているのが特徴である。6月のカムチャツカ付近の正域がしだいに弱まり、8月には負域に変っている。

オ3図 暑夏年(1966年)30mb平均図

オ4図 冷夏年(1968年)30mb平均図



つぎに冷夏年合成図では負域中心が6月にレナ河下流にあり、7月にはバイカル湖北方に進み、8月にはさらに南東進して中国東北正北部へ、暑夏年と反対に反時計廻りに南下している。また8月にアラスカ付近に出現強化した正域が冷夏年のみに現われている。

そこで成層圏アリューシャン高気圧の顕着に現われやすい30mb月平均天気図を検討した。資料が少ないため、暑冷夏年の100mb合成図ともっともよく似ている年を選んで検討した。暑夏年として1966年、冷夏年として1968年を示した。両図ともアリューシャン高気圧は明瞭には姿をみせていない。暑夏年は7~8月にかけて極高気圧がタイミール半島に向ってのが、アラスカからは西偏している。しかし冷夏年は7・8月とも極高気圧性循環が顕着に維持され、アラスカ方面の高度下降がないことが暑夏と異なっているといえそうである。

6. あとがき

6月に極夜渦に関連した負域中心の位置が北極付近にあるか、レナ河下流付近の東半球側にあるかによって、8月の暑・冷夏予測の指針になること。また6月から8月に至る偏差場の季節変移の過程で負域中心の移動が時計廻りと反時計廻りの南下経路をとっていることが興味深い。

暑夏年の検討

昭和50年度全国長期予報技術検討会の報告

京都地方気象台 富田正夫

気象庁は毎年2月、全国の予報中核官署から長期予報担当者を集めて検討会を行い、暖候期季節予報を検討するとともに毎年一定のテーマを決めて長期予報技術の向上に努めている。今年2月24日に行われた検討会のテーマは『1973年を中心にした暑夏年の検討』であったが、時間不足から、各官署の調査結果を紹介するにとどまり、深い検討はできなかった。筆者は当日の討議の進め方に沿って各官署の調査結果を分類し、その概要を紹介することで報告に代えたい。

1. 夏の天候パターン

我国の天候は地域差が大きいことは良く知られているが、島村(高松)は札幌・東京・高松の7、8月の月平均気温と500mbと100mbの高度との相関を調べ、各地域の天候を支配する高気圧について次のように結論づけている。(第1図)

- ・西日本は7月から8月前半にかけてチベット高の影響を大きく受け、8月後半チベット高の後退とともに太平洋高の影響を受ける。
- ・東日本は7月はチベット高の影響を受けるが8月は太平洋高だけ。
- ・北日本はチベット高の影響はなく、移動高や北偏した太平洋高の影響を受ける。

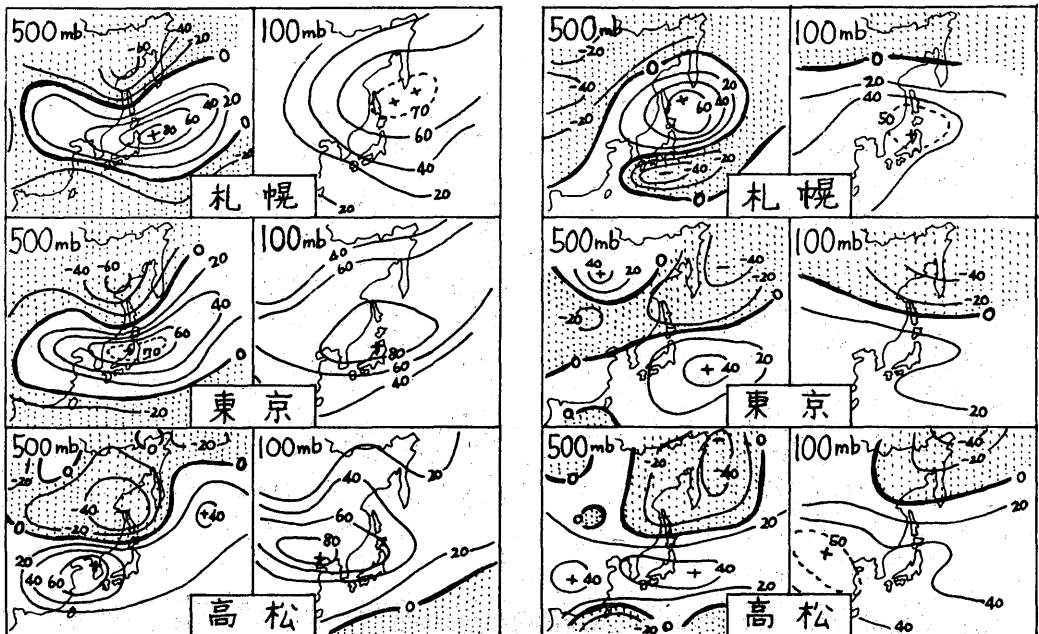
さて、天候を地域的に分ける方法はいろいろ

天候	冷夏	暑夏	北冷西暑	北暑西冷
卓越波	60° 40°	1 or 2, 4 1, 5	3, 6	1 or 2, 5 or 6
流れの場				

第2図. 天候型と流れの場

(本片 P. 39)

あるが、最も簡明なのは北日本と西日本の2つに分ける方法である。夏の天候については平年の外、全国冷夏、全国暑夏、北冷西暑、北暑西冷の4つの天候型が考えられるが、久保木外(本片)は、



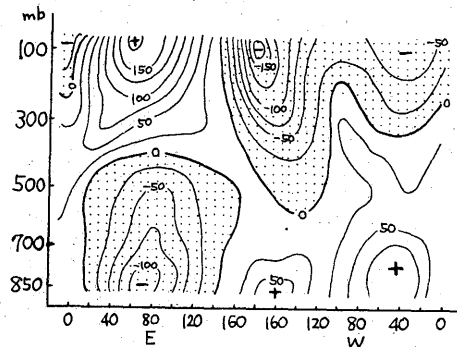
第1図. 各地の気温と500mb, 100mb高度との同時相関(単位: $\times 10^{-2}$)
(高松 P. 12~13)

この4つの天候型と、500mbの循環場の特徴を調べ、次のようにまとめた。(第2図)

- ・全国冷夏型(1952, 53, 56, 57, 58, 63, 68)……中・高緯度の長波は逆位相で、高緯度は尾根、日本付近は谷になっている。
- ・全国暑夏型(1951, 60, 67, 73)……中・高緯度の長波は日本東方洋上で同位相、尾根となっている。
- ・北冷西暑型(1947, 54, 61, 62, 64, 70, 71)……高緯度は波数3による東谷、中緯度は日本西方で長波の尾根になっている。
- ・北暑西冷型(1946, 49, 50, 72)……高緯度は超長波の帯状流、中緯度は長波の谷が日本西方にある(西谷)。

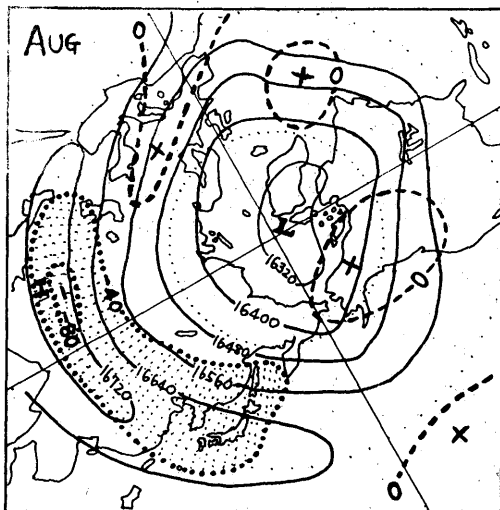
2. チベット高気圧、太平洋高気圧

杉本(本庁)は7月の30°Nに沿う850~100mb各等圧面高度平均偏差を計算し、高気圧の高度によるちがいを調べた(第3図)。500mb以下の下層では、イランからチベットは負、中部太平洋と大西洋は正であるのに対し、100mbでは正負が逆になっており、従ってチベット高気圧は上層のもの、太平洋高気圧は下層のものであることがわかる。チベット高気圧を調べるには、従って100mb天気図が適しており、多くの官署で100mbを解析している。ここでは久保木外(本庁)の作成した冷夏年と暑夏年を第4図に示す。冷夏年はチベット高が弱く(中心-80m)、16720mは、本邦上に達しておらず、またアラスカ付近は正偏差となっている。一方暑夏年はチベット高が強く、16720mは北海道まで及んでおり、また80°E付近と160°W付近は、明瞭

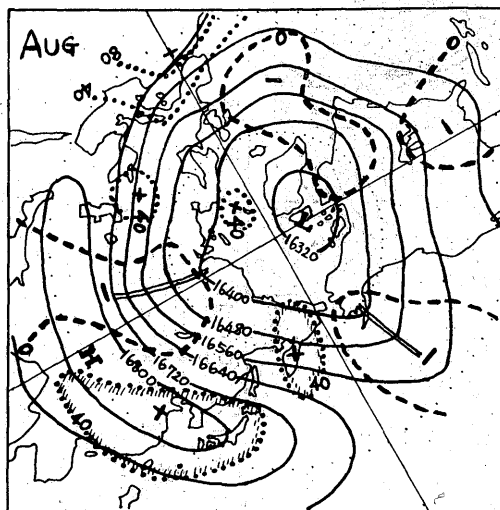


第3図 30°Nに沿う等圧面高度緯度平均値よりの偏差(7月)
(本庁 P. 28)

な谷が形成されている。この特徴は相関係数にも表われ、北日本の7月気温は50°N 160°Eと+0.69、8月気温は40°N 140°Eと+0.54、西日本については7月40°N 120°Eと+0.85、8月40°N 110°Eと+0.66(60°N 150°Wと-0.66)となっている。一方、能登外(本庁)は日本海側地域の気温と100mb高度との関係を、相関比を使って調べ、2~3地点の高度偏差から暑・冷夏を判別する式を作っている。



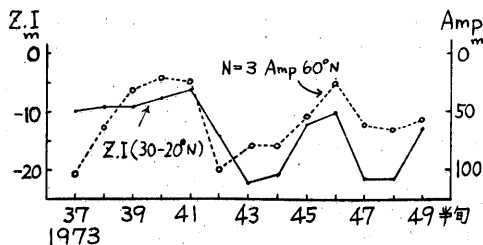
(a) 冷夏年合成図(1956, 57, 58, 63, 65, 68, 71)



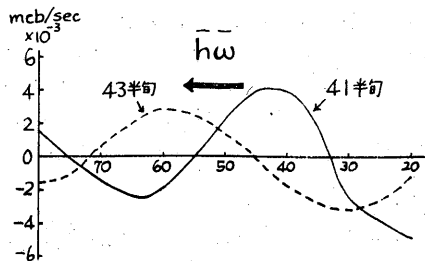
(b) 暑夏年合成図(1960, 61, 67)

第4図 冷夏年、暑夏年の100mb高度及び偏差合成図

(本庁 P. 41)



第5図. 偏東風指数と60°Nにおける
波数3の振幅
(本庁 P. 5)



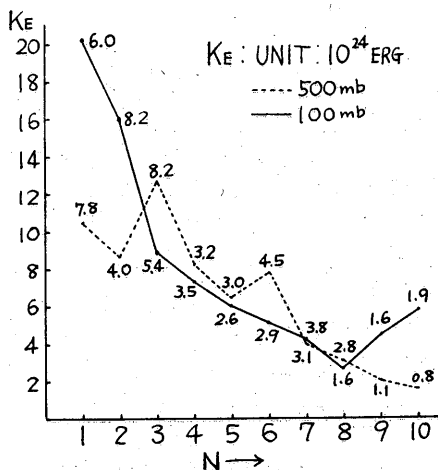
第6図. $\bar{h}\omega$ の緯度分布からみた
鉛直循環の北上
(本庁 P. 8)

西日本暑夏年は例外なくチベット高が強く、各官署とも強調しているが、松村(大阪)や山中(福岡)は2つの型があると言っている。山中は100mbで高緯度の波数3の谷が80°E付近にあって、チベット高の軸が沿海州からオホーツクへまくれ上る型(59, 60, 61)と、高緯度2波数で谷がカムチャッカ付近にあり、中国～日本はチベット高が張り出して尾根となる型(64, 66, 67, 73)と分けている。

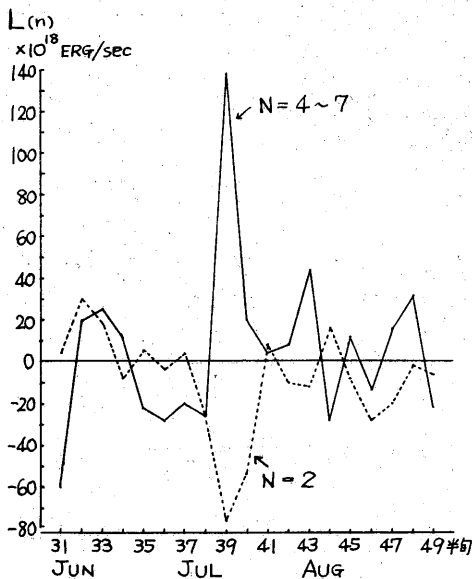
3. 物理量の解析

朝倉(本庁)は1973年7～8月の亜熱帯高と偏西風じょう乱との相互関連について調べ、偏東風が強まったとき(亜熱帯高の発達・北上)、偏西風帯では超長波の波数3が発達することから(第5図)両者の結びつきでは波数3が重要な役割を果たしていると言及、また、亜熱帯高と鉛直循環との関係を $\bar{h}\omega$ ($\bar{h}$: 1000-500層厚, ω : 鉛直流)の緯度分布を使って調べ、亜熱帯高の北上は、鉛直循環の北上と同時に起こることから、中緯度南部までハドレー循環領域に入ることを明らかにした。

一方、杉本(本庁)は、1973年6～8月の夏期平均のじょう乱によるエネルギー KE の波数分布を調べ、500mbでは KE の値もその標準偏差も波数3が大きい、100mbでは波数1, 2が大きい、その標準偏差は波数2が最大であることから、100mbにおける波数2の重要性を指摘している。特にチベット高の最盛期であった38～40半旬では、波数2の KE が最大であり、 $KE \rightarrow Kz$ の転換も波数2が大きな役割を果たしている。また第8図に示すように、波数間のエネルギーの相互作用も、この期間



第7図. 1973年6～8月平均の波数別
 KE 分布と標準偏差
(本庁 P. 31)



第8図. 1973年6～8月の $N=2$ と $N=4\sim 7$ の KE の転換量
(本庁 P. 34)

は波数2が減ず、波数4~7が増加しており、超長波→長波のエネルギーが転換されたことを示し、従って、 $AE \rightarrow KE (N=2) \rightarrow KE (N=4 \sim 7)$ の過程で亜熱帯高が発達したのではないかと論じている。

そのほか、田平(鹿児島)は500mb面顕熱輸送量から冷却域と下層の亜熱帯高の対応がよいことを示し、山鹿(福岡)は顕熱輸送量から子午面循環モデルを考え、1973年7月は直接循環、8月は間接循環に支配されていたと論じ、西尾外(新潟)は運動量の南北輸送から高温のピークを論じている。

4. 暑夏の予想法

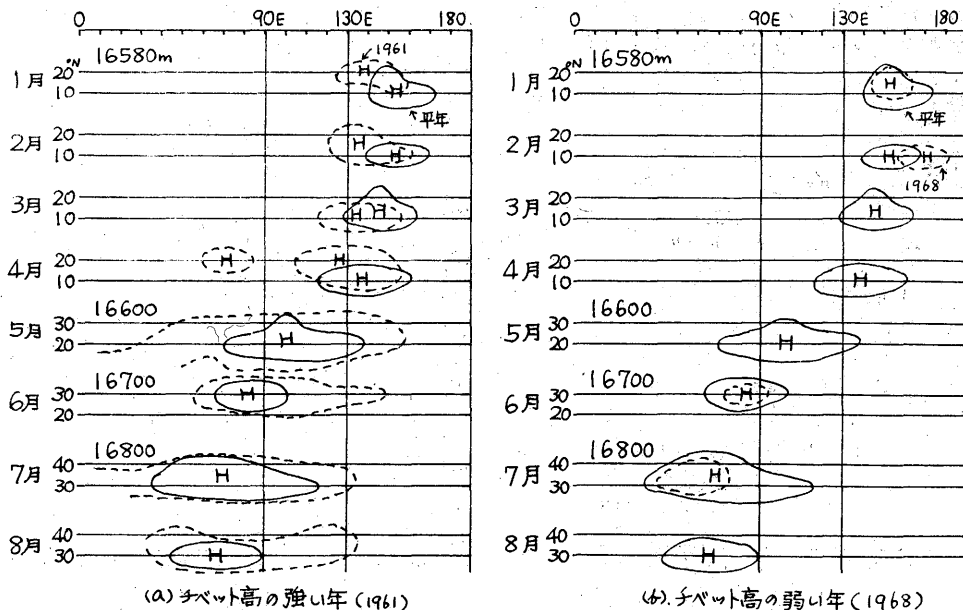
中尾(鹿児島)は1973年8月の高温少雨を500mb高度のラグ相関から予想可能であったと述べているのに対し、佐久間(新潟)は過去の8月気温予想について、3ヵ月予報の推移の中で変遷していたのは高温11例中3例、低温6例中3例にすぎず、相関を再計算する必要があると述べている。

矢花外(札幌)は北海道の暑・冷夏と極東域500mb平均緯度平均高度と、北原(名古屋)は名古屋の8月降水量と特定経度線の高度の④セルや⑤セルの南北変動から予想を試みている。また佐久間(新潟)は8月高温年は5~6月に大陸から日本の東海上にかけて中緯度高気圧が現れ易く、低温年は7月にシベリアの広い範囲に尾根が現れること、さらに6月のR1(0°~80°E)の高緯度が尾根なら低温、谷なら高温になると述べている。

堀竹(広島)は6月から8月にかけて、100mb極位うずに関連した⑤セルの南下経路が、時計まわりは暑夏に、反時計まわりは冷夏になると述べ、山中(福岡)は100mb低緯度の特定高度で囲まれた高気圧セルを追跡し、チベット高気圧が強い年は、冬から春にかけてすでに低緯度高気圧が強くなっていると論じている。(第9図)

全官署の資料を集めるとぼう大な量になり、筆者の理解の程度を越えるものも多いが、引用させてもらったのは、同じような資料のうち、わかり易いものを選んだ。中には一致しない内容もあるようだが、今後の検討に待ちたい。なお、台風や雷については省略した。また、堀竹氏の論文は前項にあるので、ここではほとんどふれなかった。(以上)

文献…昭和50年度全国長期予報技術検討会資料(気象庁予報部及び各予報中核官署)



第9図. 100mb特定高度のセルの移動
(福岡 P. 34)

ヒマラヤの気象

中島 暢太郎 (京大防災研)

1. 緒言

ヒマラヤ山脈は西北西から南南東に延びており、西部は日本の東北地方と匹敵する高緯度にまで達し、東部は日本の南西諸島と同緯度にある。したがって東部はベンガル海からのモンスーン気流の影響を受けやすく、西部はモンスーンの影響が少なく、アラビア海の低気圧の影響を受けるとともに、日本などとおなじく中緯度帯西風の中の流れの影響を受けやすい。さらに8000m級の山々を連ねるこの山脈はめいめい北側の乾燥地帯と南側の湿润地帯を分離する役割を果たしている。よく知られているように、ヒマラヤ山脈とその北側のチベット高原を含めた大山塊は大気大循環に対して障壁として、また熱源として大きな役割を果たしており、さらにこの付近は北が大陸で南がインド洋と南北のコントラストも大きなところにある。この大きな山塊の影響を論ずるのにヒマラヤ地域自体の観測値を利用することは問題点が多い。それはこの地域の気温や降水量が山岳地帯の局地性を特性で空間的にも時間的にも変動が大きいからである。幸い筆者らはこの地方での詳しい気象資料を手に入れた。立地にあるので、最初には小さいスケールの現象について論じ次に大規模な現象を考察することにする。

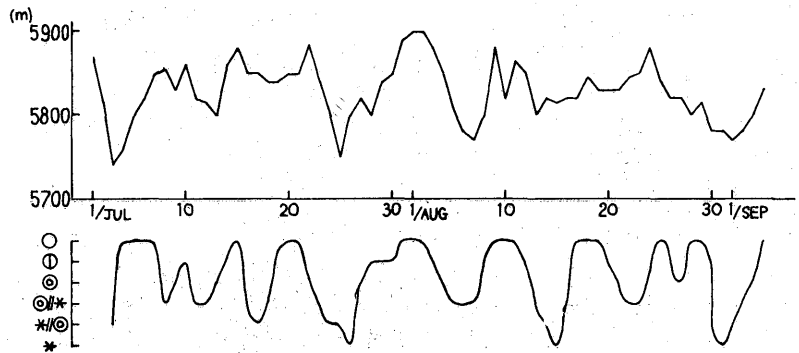
2. ヒマラヤ付近の毎日の天気の変化について

われわれの収集した資料に基づいてヒマラヤ付近の毎日の天気と500mb天気図の関係について述べる。

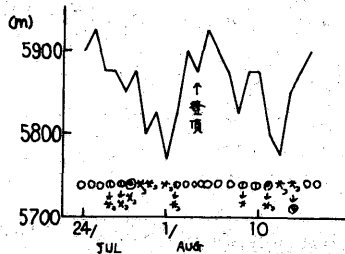
2.1. カラコラム地域

カラコラム地域はネパール地域にくらべて高緯度であり、またモンスーンの影響を受けることが

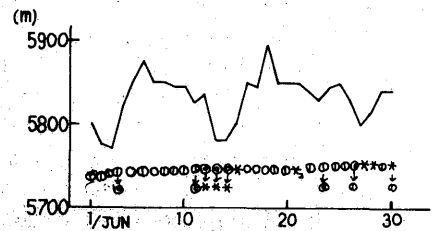
おこなう。オ1図は1977年夏に京都大学山岳部がカラコラムのK12峯に登頂した時のスカルドからベースキャンプに至る地域での毎日の天気観測結果を6段階表示したものを下段に示し、上段のその付近の500mb面高度の変化図と対比させたものである。かなりよい相関を示していることがわかる。なお7月3日の気圧の谷に対応して乾燥地域であるパキスタン平野部でも珍しい大雨があり、洪水の被害が生じた。オ2図は1963年の東大山岳部の



オ1図 75°E, 30°Nの500mb面高度の変化とカラコラムK12峯付近の天気の変化(1977年)



オ2図 全上地点500mb面高度の変化と東大バルトロカンリ(カラコラム)登山隊の観測した天気(1963)

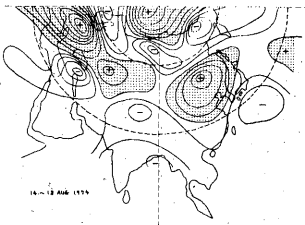


オ3図 東大ナルトロカンリ(カラコラム)登山隊の観測した天気と500mb面高度変化(1962)

20

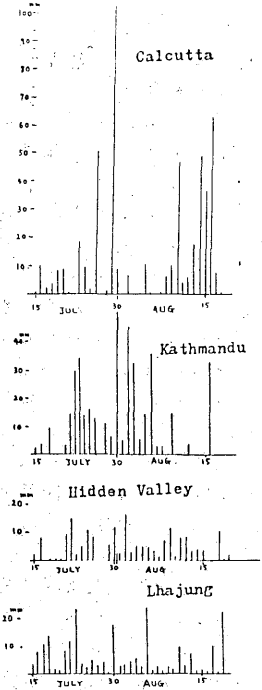
2.3. 中緯度から低緯度に延がる長大トラフについて

オ6図には少し範囲をひろげてネパールの首都カトマンズと西部の山にかこまれて降雨の少ない5000m以上の高地のヒドンバレーおよび上述のハジユンとそこにインドのカルカッタの1974年7月15日から8月20日までの日降水量を示した。各地毎に降水量の絶対値や降り方に大きな差はあらず、7月22日頃、30日頃、8月5日頃、15日頃のピークは比較的にあっている。これは大体4ベットの高気圧の切れ目に対応している。ここでは8月15日頃の状況をみるためにオ7図の14日～18日の5日平均年係差図を示した。20mごとに等高差地形が重ねられている。地味ではベンガル湾北部付近に熱帯低気圧があらず、オ7図で中緯度から低緯度に延がる長大トラフが4ベットの高気圧を90°E付近で分断しているのが見られる。



3. ヒマラヤ周辺の月降水量の変動について

前節ではヒマラヤ付近の天気や中緯度低緯度帯中の冬の通過時に変わる傾向が立って示したが、一方、月降水量の変化に現れたような比較的長周期の変化ではむしろ4ベットの高気圧が弱まる時にモンスーンが強まること



オ7図 1974年8月14～18日5日平均500mb年係差図

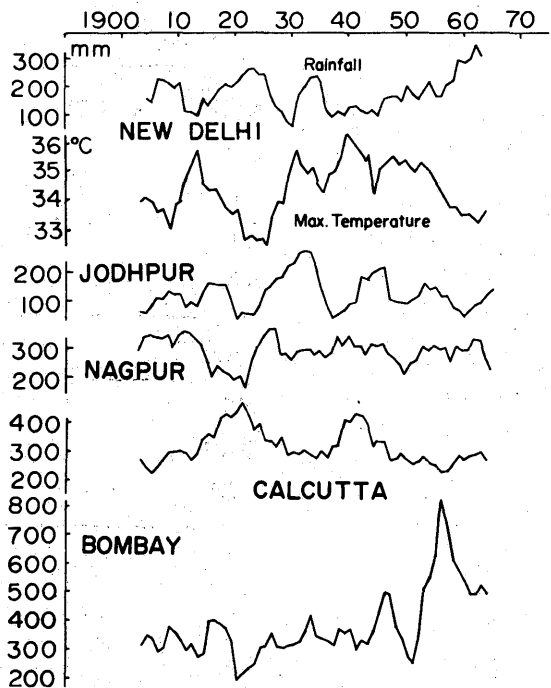
オ6図 1974年7,8月の日降水量

たとえばインド半島西岸のボンベイなどは1900年頃に降水量が最低でそれから1960年頃まで漸増しているが、黒点の変化がそれとよく似ている。したがって太陽活動が盛になると4ベットの高気圧が熱源としての役割を拡大し、したがって降水量がモンスーンの強まりと共に増大するという説がある。

しかし他の地域の降水量の変化はまた異なる様相を示し、特に、インド西岸とベンガル湾北部付近とは逆相関を示すといふことがいわれている。また年によるモンスーントラフが北上するとネパール付近が雨が増えるがインドの大部分が干ばつとなり、逆にモンスーントラフが南下する年にはその逆になるといわれている。

オ8図にはインドの5地域の8月の月降水量の5年移動平均値の変化の様子を示した。またニューデリーについては日最高気温の月平均値の5年移動平均値の変化も示した。降水量と最高気温はかきりあつたりした逆相関を示している。またジョドプールとナグプールはよく似た変化をしているがカルカッタとは逆相関がみられている。

オ9図は北緯30°線に沿う80°Eから130°Eまでの10°ごとの6地点での500mb高気圧の年係差図の1946年1月から



オ8図 インド各地8月降水量の5年移動平均値の変化、ニューデリーの最高気温の変化を含む

1953年12月までの変化を示す。負の偏差域は黒く、正の偏差域は白く区別してある。等偏差値は20mmごとに画かれていた。これを見るに1949年の上は4ベクトル気圧の発達した夏と1953、4年の上はよく等達した夏とがあることがわかり、その傾向は数ヶ月も持てた傾向があることがわかる。

次にこのうち1946年から1960年までの8月の降水量(ニューデリーとカルカッタ)をそれぞれ地点に近し80°E, 30°Nおよび90°E, 30°Nの500mb高度の年平均偏差と比較して図10に示した。この図を見ると年による差は大きく一般には両地点とも4ベクトル気圧がその発達付近で等達している年に降水量も大きいようにみえる。

なお、この研究は名古屋大学地理部二教授を代表とする文部省科学研究費海外出張調査の一部として行なったことを付記して謝意を表した。各位に謝意を表す。

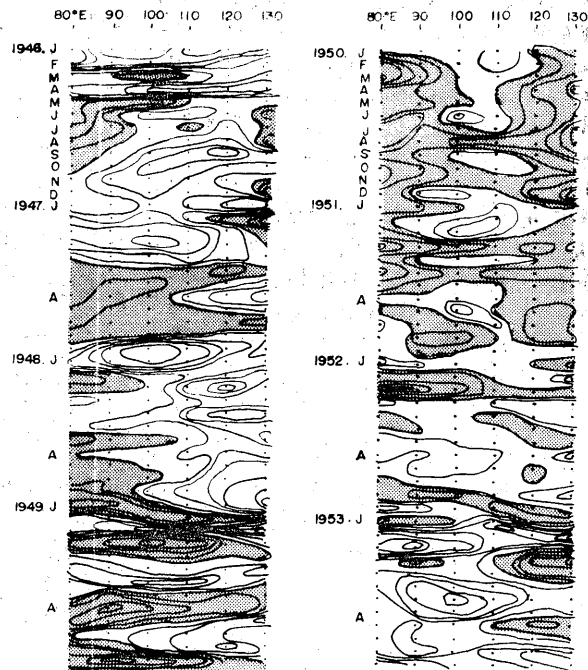


図9. 北緯30°線上500mb高度の年平均偏差の変化。

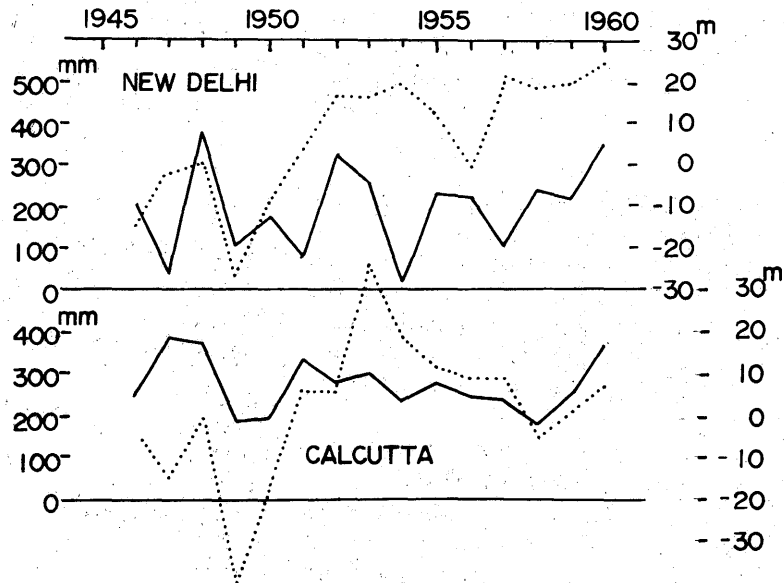


図10. 1946年から1960年までのニューデリーとカルカッタの8月の月降水量の変化(実線)と30°N, 80°E(ニューデリーに近し)および30°N, 90°E(カルカッタに近し)の500mb高度の年平均偏差の変化。

大気の大循環の中の日本の気象の指導 気象衛星雲写真の利用

山田幹夫 (香川県立高松高等学校)

1. はじめに

大気の大循環は気象学習の基本であるにもかかわらず、これまでなおざりにされてきた。地学教材のなかでも気象教材は天文教材にまけず敬遠されて、これまでもとく講義だけの学習におわってしまい生徒の実感や体験を通した理解とはなりにくかった。気象学習に気象衛星の雲写真を利用することによって、教室で天気、気象の問題を生徒に身近なものとして学習することができたので、その2、3を紹介してみたい。

2. 気象指導の年間計画とシステム化

気象学習の目標の一つは、日本の天気の理解がある。したがって一学期にまとめてこれらを学習しても効果が少ない。そこで、4月以降それぞれの季節に特有な天気現象や天気の移り変わりなどをその折々に記録(採集)して、それらを学習時期に資料として学習を展開するようにした。そのために気象学習ノート(4月以降毎月の課題を設定)としてプログラム化した。

1学期に4月の連続天気図の集め色塗り作業、梅雨の天気図からのオホーツク気団の発見、つゆ明け、夏型の天気図の検討から小笠原気団の確認などをするようにした。遠足や文化祭など特定の月の天気予報などをさせるなどして新聞天気図、テレビ天気図について興味をもたせるようにした。

3. 天気の移りかわりを予想するとは

気象学習の一つの目標は天気の移りかわりを予想することができることである。中学校の気象学習でも「天気の移りかわり」は気圧配置のようす、および高気圧、低気圧、前線の移動などから予想できるとしている。ところがこれまでの学習では天気図をみても、動かない天気図、図上の記号の理解にのみ終って、天気図を天気の移動、つまり動いている大気現象の中の一断片を表現したものとして理解しきつたようには思われない。気象学習は大気の物理学としての側面ばかりであつたのではなく、天気を動く大気現象として把握し、その中に因果

関係規則性を見出すようにしたい。さらに日本の気象も大気の大循環の中で理解するようにした。また天気図/枚数をみるような固定的な何かの方をあつためて「動く天気図」としての見方へ、さらに雲の空間的分布を直接読みとれるような立体的な見方ができるように導かなければならない。

4. 連続天気図と雲写真による実習

天気の移りかわりを理解するためには、低気圧、高気圧、前線の移動、低気圧の発達過程などについての理解がなければならぬ。

了、4月の連続天気図30日間をきりぬいて台紙にはり、色鉛筆で色塗り実習をして、生徒は低気圧が、発生地、移動コースにそれぞれの特徴があることを発見するとともに、発生、発達などの経過を理解するようにした。

イ、この色塗り作業の結果と対比して気象衛星雲写真を検討することで雲の分布などがよくわかる。

ロ、この色塗り作業の模範解答(実際)として、気象衛星エッセイによる、連続雲写真を作成提供した。

エ、この色塗り実習は天気の移りかわりのみでなく、天気図中の低気圧に雲の分布、雨域の分布を書きこむことで、低気圧の構造を知る。

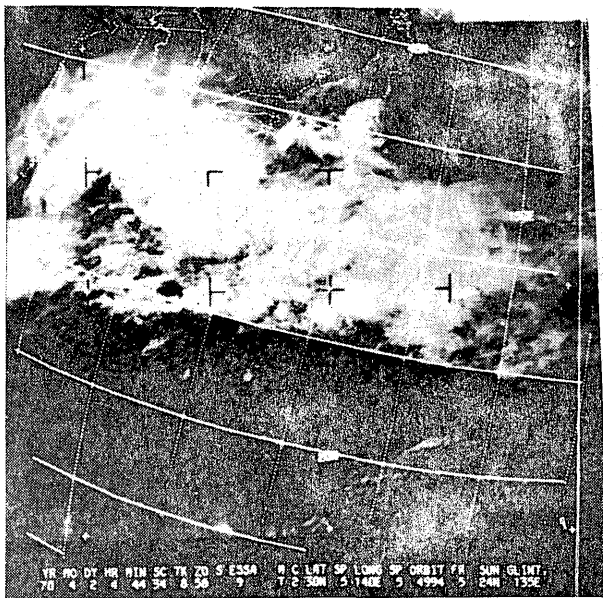
5. 大気の大循環

大気の大循環は地理教科書の古い記載の転載にとどまっているのがほとんどである。高校地学では、地学Ⅰ地学Ⅱに分かれて、地学Ⅰで「地学における変化とエネルギー」の中で、太陽放射エネルギーと地球の熱収支という内容で大気の大循環を「大気、水の大循環」として学習するようになっている。地学Ⅱでは「地球の気圧分布と気候の変化」で大気の大循環をとりあげているが、実際の教科書の内容は地学Ⅰ、地学Ⅱのいずれも地理教科書の記載の範囲をでることが多い。

日本の気象は当然大気の大循環の中での変化であるので気象学習の根拠として大気の大循環を理解しなくてはならない。日本の気象変化を学習する基礎として、気象衛星雲写真の資料をもとに大気の大循環を生徒の手で実証的に、実習を通して理解把握し、自分で組立てることも主体的に気象学習のプログラムを構成した。

6. 低気圧の構造をとらえる

低気圧の指導に際して、断面図を提示してしたが、正しく理解されなかった。下図のような雲写真を与えて



当日の新聞天気図と対応して雲の分布
(気象庁天気図との対照も効果的)を考察
することにより気圧、温暖前線、の雲の分布
が立体的・平面的によく理解できる。

輪島 快晴 高松 陰層雲、
(高ぐもり)
松山 高層雲 (高ぐもり) 大分 高層雲 (高ぐもり)
鹿児島 乱層雲 (雨) 石川 乱層雲 (雨)
那覇 晴

7 ジェット気流と云える。
これまでの教科書の指導では、ジェット気
流ということばはわかったとしてもその実
態はまったく理解されずに終っていた。
このジェット気流を目の頭上でとらえるべ
く実習をシステム化した。

- (1) 高層気象観測地、等風速線、等温線からジェット軸の発見
- (2) モデルジェット気流雲の分布写真との対応

実習を中心とした気象学習のプログラム

実習項目	考察事項	実習項目	考察事項
1 世界の海流分布 (日本周辺)	太平洋の暖・寒流分布、水温 分布と対応、日本近海の海流、 日本海の暖寒流の分布	8 天気予報のしくみ、 映画あすの気象	気象観測、地上天気図の作り方、高層 天気図(高層気象観測) 大循環
2 3日間の雲の 平均分布、 半日写真の 雲の分布スケッチ 、 テニエッセルト 世界地図に写す	南、北半球の雲の分布の相異 、 北半球の夏と冬の雲の分布(大 陽放射エネルギー)日本の天 気、地中海、カリフォルニア、 インドなどの気象、赤道前線(熱 帯収束線)の南北移動、寒帯 前線の移動による偏西風帯の南 北移動	9 写真スケッチ大気の 大循環模式図	ジェット気流
3 冬の1日の雲の 分布スケッチ	極高気圧、極前線(高緯度低圧帯=袖 のまわりの雲の帯)、寒帯前線(偏西 風帯のしじら状の雲)赤道前線(夏は 15°N、冬は5°Nの雲、中緯度高圧帯)	10 大循環の断面図より 太平洋の風系図を作る	輻射力と風系、北東貿易風、 南西季節風、極風
4 冬の5日間の雲の 変化との比較	寒帯前線の移動、30日間の雲の 平均分布	11 風系と気団、高気圧 と気団、低気圧の雲分 布、雲の種類、氷晶説	気団の発生地、高気圧の発生地、 季節風、低気圧(温暖寒冷前線 図と前線の雲の分布、上中下層雲 垂直に発達する雲
5 露点の測定 映画雲の生成	露点の計算	12 気団の境界、寒帯前 線(極前線)熱帯収 束帯の発見、偏西風の長波	寒帯気団と熱帯気団の境界、低 気圧家族、北東貿易風と南東貿易 風との境界、気圧の谷峯
6 凝結核の実験 断熱膨脹	凝結高度 雲の生成	13 ジェット気流の 発見	ジェット気流の軸の発見、 等風速線、等温線図、寒帯前 線の発見
7 大気の安定不安定 冬型気圧配置の 雲写真	冬型の日本海の雲の生成	14 低気圧の移動と 発達、4月の連 続天気図と雲写 真	低気圧、高気圧の色めり、 低気圧の発生地と移動 コニスの発見
		15 大気の大循環の 中で日本の天 気と考える	寒帯前線の移動(冬の南下、 夏の北上、梅雨季の停滞) ジェット気流と寒気の南下

MUレーダーによる地球大気の観測

京都大学 工学部 加藤 達

1. はじめに

ロケットや人工衛星の出現が、地球を取り巻く宇宙空間の研究に飛躍的進歩をもたらしたことは周知のことである。しかし、此等飛翔体に比しても決して劣ることのない地上観測装置が Incoherent Scatter Radar (略して IS レーダー、一名 Thomson Scatter Radar とも呼ばれる) であろう。飛翔体観測はその軌道に沿ったあらゆる点で可能であるが、時間変動が空間変動かの判別ができない。他方、この地上におかれた IS レーダーは、空間のある点における時間変動を連続的に測定できる。つまり、両方法は互いに補い合っている。勿論、IS レーダーの測定できる領域は IS レーダーの真上とその近傍に過ぎないが、空間的に大規模な現象を調べる上では、他の国との国際協同で空間的变化をおさえることができる。更にこの為に、アジアでの IS レーダーが国際的に必要とされている。

IS レーダーは電離層の全域に亘って、連続的に極めて多数の物理量に関する詳細な情報を与えて呉れる。電子密度・電子温度・イオン温度・組成から、イオン速度・中性大気速度や温度といった多彩な顔ぶれであり、IS レーダー技術は電離層の観測とその研究全域に新局面を拓いたと言える。

更に最近、ペルーのヒカマルカの IS レーダーは、IS レーダー技術が middle atmosphere (高度 100 km) の測定にも適用できることを明らかにした。すなわち、秒速 10 cm の精度でこの領域の風の速度を測ることに成功した。将来、風速以外の測定も可能となるであろう。この領域は従来、気象ロケットや衛星からの光学測定によって知られるに過ぎなかった。そして、ロケット発射頻度(週一回)や光学観測の時間分解能(数十時間)には制約がある。

IS レーダー技術によって、私達は今や成層圏から中間圏、熱圏(電離圏、磁気圏)まで、つま

り地球を取り巻く膨大な環境を地上から同じ方法でいつでも測定できることになった。これは異なった部分の地球大気の結合を知る上でまさに重要な事であり、近い将来この方面の私達の知識は大いに増加し、詳細になろう。

私達は数年来、この種のレーダーにつき深い興味を持って実地調査・文献調査を行い、実現性について検討を重ねて来たが、問題の緊急性と共に装置のコストも考慮した結果、先ず、middle atmosphere のリモートセンシングを中心とする小型 IS レーダーとも言うべき Middle and Upper Atmosphere Radar (略して、MU レーダーと呼ぶ) を建設することが望ましいという結論に達した。MU レーダーは IS レーダーの約 1/10 の規模のもので、コストもほぼ IS レーダーの 1/10 程度のものである。大気乱流、流星飛跡を散乱源として、これは 15-110 km の高さに亘って大気の運動を詳細に測定できるだけでなく、パルス圧縮等の技術的工夫を加えて、下部電離圏プラズマ用 IS レーダーとして活躍できる可能性も持っている。

2. MUレーダーの原理

2.1 MUレーダー及びISレーダー

電波は大気の屈折率(或いは誘電率)に揺らぎがあれば、その揺らぎのスペクトル中のブラッグ(Bragg)条件を満たす波数成分によって散乱される。これはあたかも狭い帯域フィルタで揺らぎのスペクトルをサンプルするに似ている。サンプルされる揺らぎはせいぜい電波の波長程度の小さなスケールのものであり、大気より大きなスケールの運動に乗っているものと考えられるから、この揺らぎを“トレーサ”として大気の運動、すなわち風を求めることができる。この運動は散乱波のスペクトルのドップラー偏移到現われるから、逆にドップラー偏移を測定して大気の運動を求めようというのが MU レーダーである。一方、揺らぎそのものの特性は散乱スペクトルのドップラー広がり及び形状に現われるので、予め、これらの違いを理論的に調べておいて、観測と照らし合わせることによって、大気の種々の物理量を求めることができる。主として散乱パワーから散乱体の密度が、ドップラー広がりから温度が、更に散乱スペクトルの形状から組成その他の情報が得られる。

ここでは主として散乱波のドップラー偏移だけを測定するレーダーを MU レーダー、散乱波の

スペクトル解析まで可能なレーダーをISレーダーと呼ぶ。

2.2 電波の散乱体

一口に屈折率の揺らぎと言っても *middle atmosphere* の上層を占める熱圏大気と下層の中圏・成層圏大気とは、その特性は本質的に異っている。表1に高度別に代表的な電波の散乱体 (scatter) を示す。すなわち、上層の熱圏ではプラスマのランダムな熱的揺らぎ (*thermal fluctuation*) が卓越しており、電波は自由電子によって散乱される。一方、下層の中圏・成層圏では、中性大気の乱流 (*turbulence*) によって生ずる非熱的な揺らぎ (*nonthermal fluctuation*) が熱的レベルよりもはるかに大きくなる。電波の散乱体は中圏では熱圏同様自由電子であるのに対して、成層圏では構成分子の分極によって生ずる双極子モーメントである。

更に、MULレーダーでは高度 80-110 km で流星飛跡 (*meteor trails*) を散乱体として利用することが可能である (流星飛跡からの散乱波のみを受けるレーダーは *Meteor Wind Radar* と呼ばれる。ここでは略してMWレーダーと称する)。

ISレーダー、MULレーダー及びMWレーダーの三種類の超高層レーダーの特徴を散乱体と測定しうる物理量について表2に概念的に示す。

Region	Thermosphere $z > 80$ km	Mesosphere $80 \text{ km} > z > 50$ km	Stratosphere $50 \text{ km} > z > 10$ km
Scatterer	Thermal fluctuation of plasma. (110 km)	Nonthermal fluctuation. Neutral atmospheric turbulence working on de/dz .	
	Meteor trails		
	Ne (free electron)	VNe (free electron)	dT/dz (bound electron)

表1 高度別の散乱体 (scatterer)

3. MULレーダーシステムの概要

レーダー方式としては、単一ステーションのモノスタティック・パルス方式をとる。レーダー周波数は30-50MHzの範囲内であればよいが、観測上はその範囲内で高い方がより望ましい。送信パルス長の最小は10Msec (これは高度分解能1.5kmに相当する) であるので周波数帯域中は200kHz 必要である。送信パワーは表2章の推定を基に尖頭値最大200kW、デューティ最大10%とする。空中線としては矩形のダイポール・アレイ・アンテナを二組十字形に重ねて設置し、二つのビームを同時に送受信する。

4. おわりに

1975年秋東大宇宙研で開かれた学術会議電波科学研究連絡委員会電離層小委員会の談話会で、日本におけるISレーダーの建設について和達京都大学工学部のグループが話題を提供したが、その後米国に行き米国コロラド州ボルダー市の郊外の *Sunset Canyon* で実験中のレーダーを見学し感銘を受けた。このレーダー (*Sunset Radar*) を元にして、当初の案をできるだけコンパクトにしたものがこのMULレーダーの案である。将来大型のISレーダーへと発展させるべきであるが、これ自体としてMULレーダーは充分価値あるものと思われる。幸い、昭和52年度はISレーダー建設の基礎的問題の為に、文部省科学研究費総合Bが認められた。

type	MW-radar	MU-radar	IS-radar
peak power	10 kW	2×10^2 kW	2×10^3 kW
antenna	4 Yagi	$100^m \times 100^m$ array	100^{db} dish
scatterer	ionized meteor trails 80-100 km	⊙	⊙
	nonthermal fluctuation 70-80 km	X	⊙
	thermal fluctuation > 80 km	X	Δ
observable	$\Delta\omega_0$, Doppler shift of transmitted wave	mainly $\Delta\omega_0$ as by MW radar	$f(\Delta\omega)$, Doppler spectrum
derivable	$W(\text{neutral})$	$W(\text{neutral})$	$W, T(\text{neutral})$ $N_{e,i}, T_{e,i}$ E etc.

表2 MW, MU及びISレーダーの特徴
但し、⊙及びX印はそれぞれその散乱波が受信可能及び不可能であることを、Δ印はパルス圧縮等の技術により受信可能であることを示す。又、Wは風速、Tは温度、 $N_{e,i}$, V , $T_{e,i}$ はそれぞれ電子及びイオンの密度及び温度、Eは電界を表わす。

大気夜光強度変動からみた上層大気の運動

福山 薫 (京都大学理学部)

1. はじめに

高層大気の大気光放射強度は、時間・空間的に種々の変動をしている。その大気光放射をもたらし光化学的に活性な大気の微量組成の濃度分布は、光化学過程だけでなく、この高度領域での大気運動にともなう輸送効果によっても支配されている。したがって、大気光強度の観測・解析は、現在のところまだその様々な構造についての情報の少ない上層大気における物理的・力学的過程を理解するための一つの有力な手段を与える。

ここでは、IGY以降最近までの北半球低・中緯度10数カ所の観測点での大気夜光の地上からの測定値を用いておこなった統計的解析の結果に基づいて、下部熱圏・上部中間圏での大気運動の諸特性、さらに他の高度領域特に成層圏での大気運動との関連性について述べる。

解析に用いられた大気夜光放射(表1)の主要な発光層は、5577 Åについては下部熱圏、Na・OH放射については上部中間圏に存在し、その厚さはいずれも10 km程度である。

表 1

Species	Wavelength	Reaction
OI	5577 Å	$O+O+O \rightarrow O_2+O(^1S), O(^1S) \rightarrow O+h\nu$
Na I	5890, 5896 Å	
OH	0.38~4.5 μ	$O_3+H \rightarrow O_2+OH^*, OH^* \rightarrow OH+h\nu$

2. 5577 Å放射と太陽半日周期潮汐波

中緯度での5577 Å放射の夜間の変化には、顕著な半日周期振動が存在する。周期解析により求められたこの半日周期成分の振幅・位相の季節変化をそれぞれ図1, 2に示す。これによれば、半日周期振動の振幅は、平均強度の10~20%であり、これは、この高度での酸素原子濃度が3~7%変動していることに対応する。振幅は、9月と冬季に大となるのに対して、10月と冬から春にかけて減少している。図2によれば、この半日周期の放射強度は、冬期には真夜中に最大となり、春にかけて位相が遅れる傾向がある。また、秋にはききめて顕著な位相の変化が存在している。

図1(a), 2(b)は、ヨーロッパ中緯度4カ所において、流星風レーダー等で観測された太陽半日周期潮汐風の南北成分の振幅・位相の季節変化である。これらの季節変化の特徴は、前述した夜光5577 Åに対する特徴とよく一致している。このことから、太陽半日周期潮汐波は、下部熱圏において最も卓越している大気運動の一つであり、その輸送・熱的効果によって、この高度での大気密度・温度・微量組成分布の変動が生じていると考えられよう。

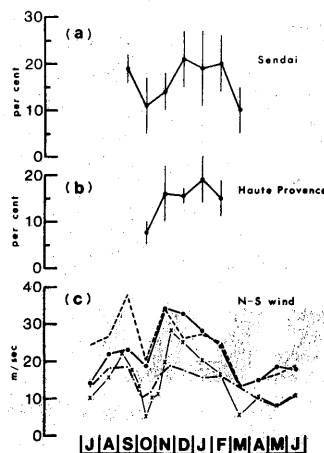


図 1

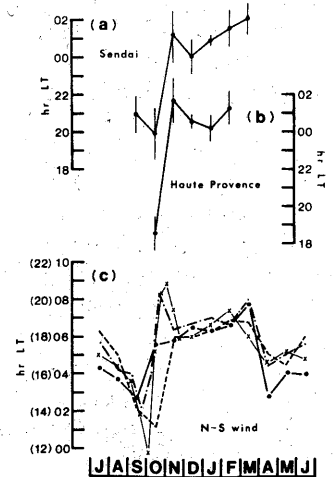


図 2

3. 季節変化・準2年周期振動

大気夜光の季節変化は、1年・半年・4ヵ月周期振動から成ることが、周期解析によって見出されてきた。またこれらには、顕著な緯度依存性が存在する(図3)。

低緯度では、5577 Å・Na放射とともに、半年周期変化が最も卓越しており、その放射強度は、4月中頃・10月中頃に最大となる。この半年周期振動は、太陽が年に2度赤道線を通過することによって生じると考えられてきたが、緯度35°付近で、この振動成分の位相には有意なずれがみられることなどから、下層からの波動等による熱・運動量の輸送が、半年周期振動生成に寄与している可能性が考えられる。

1年・4ヵ月周期成分は、中緯度できわめて有意であり、1年周期成分の位相についても、太陽高度の季節・緯度変化のみによって説明され得ない緯度変化が存在する。

低・中緯度での大気光放射強度の季節変化の特徴が、それぞれ異なるということから、この高度領域においても、低・中緯の大気大循環の遷移領域が、緯度30-40°付近に存在する可能性が示唆される。

また、大気夜光には、平均強度の10-30%の振幅を持つ準2年周期振動が存在し、よく知られた熱帯中部成層圏での東西風の準2年周期振動との対応性があるように見える(図4)。このことは、熱帯成層圏の準2年周期風の影響が、下部熱圏にまで及んでいることを示唆する。

4. 冬季成層圏突然昇温時の変化

成層圏突然昇温時の大気光変動の解析によれば、各夜光とも、100%程度のきわめて大の強度増加が認められ、これは約1週間持続する(1963年1月末の昇温時の例を図5に示す)。この放射強度の増加は、中部成層圏高度での極うずの分離・崩壊とほぼ同時的に生じている。これは、成層圏突然昇温をともなう大気循環の擾乱は、まず上部成層圏で起り、それが上下両方向に伝搬していくためであろう。

また、この期間に、大気光放射層高度での平均風もその方向が逆転し、南向き・西向き成分が現れることが見出されている。さらに、上で述べた5577 Å放射の半年周期成分についても、顕著な位相変化が生じることから、太陽半年周期潮汐波が上層への伝搬中に、平均風等との何らかの力学的相互作用が生じていることが考えられる。

上に述べた成層圏突然昇温時に対する大気夜光の変動の結果から、この期間には、成層圏だけでなく、少くとも中間圏・下部熱圏全体の力学的・熱的構造に変化が生じており、それらによって、大気光放射をもたらす大気微量組成の分布に、大きな変動が起っていることが予想される。

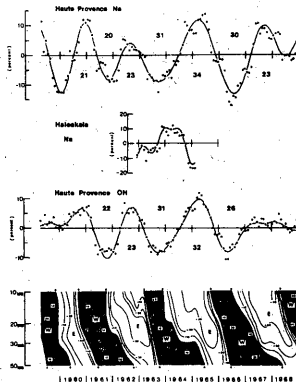


図 4

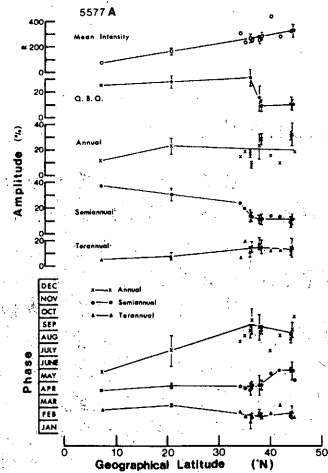


図 3

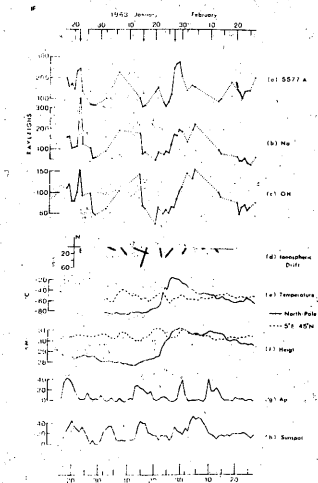


図 5

非断熱過程におけるプラネタリー波のエネルギー輸送

川平 浩二 (京大・理)

§1. 序

Eliassen and Palm (1961) が論じて以来, プラネタリーのエネルギーの鉛直輸送は, 断熱の南北輸送と関係が深いことが, 理論的・観測的に裏付けられて来た。しかし, 最近の観測値, とくに気象衛星による観測は, 熱圏下部 (790 km) までの全球的気温の特性について, 定量的関係を論じることが可能になっている (Hirota (1976), Barnett and Hirota (1976)). $\omega = 3 \text{ p}$ 成層圏上部, 中間圏, 熱圏におけるプラネタリー波の特性は, 光化学反応や放射による非断熱的影響も強く, その特性は断熱過程の下に導かれた Eliassen and Palm の定理が成り立つことが疑われる。ここでは, 以上より上気大気中の非断熱過程下におけるプラネタリー波のエネルギー輸送について論じる。

§2. 基本方程式

定常のプラネタリー波を記述する方程式系として, 次の方程式系を考える。 $\bar{\cdot}$ は zonal mean を示し, 座標系 $(x, y, z) = (R(\phi/p), \phi, z)$ を鉛直座標系として考える。

$$u_0 \omega_z + u_0 u_x = f v + \phi_x = 0 \quad \dots (1)$$

$$f u + u_0 v_x + \phi_y = 0 \quad \dots (2)$$

$$p_e - R T = 0 \quad \dots (3)$$

$$-u_0 \omega_z v + f \omega v + u_0 p_{e,z} = A(z) \phi_z + B(z) \phi_e \quad \dots (4)$$

$$u_x + v_y + p_0^{-1} (f \omega)_z = 0 \quad \dots (5)$$

$$u_0 n_{s,z} + N_s \omega = C(z) n_s + D(z) \phi_e \quad \dots (6)$$

ここで,

$$f = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} + R p_0 \right), \quad N_s = \left(\frac{\partial n_s}{\partial z} + n_{s,0} \right), \quad A(z), B(z), C(z), D(z) \text{ は非断熱効果因子 factor,}$$

$n_s = \rho^{-1} n$ は number density n の zonal mean, 詳細については 川平 (1975) を参照された。

(1) から geopotential height ϕ , $\bar{\phi}$ は zonal mean $\bar{\phi}$ とする。

$$\bar{\phi} \omega = S^{-1} u_0 \int R \bar{T} v + S^{-1} A(z) \bar{\phi} n_s + S^{-1} B(z) \bar{\phi} \phi_e \quad \dots (7)$$

ここで, $S = R$, $R = \text{gas constant}$, z は altitude, (1) から $\bar{\phi}$ は zonal mean $\bar{\phi}$ とする。

$$\bar{\phi} n_s = C(z)^{-1} N_s \bar{\phi} \omega - C(z)^{-1} D(z)^{-1} \bar{\phi} \phi_e - u_0 C(z)^{-1} n_{s,0} \bar{\phi} \omega \quad \dots (8)$$

(7), (8) から, $\bar{\phi} n_s$ を消去すると,

$$\bar{\phi} \omega = [1 - S^{-1} A(z) N_s C(z)^{-1}]^{-1} [S^{-1} u_0 \int R \bar{T} v - u_0 A(z) C(z)^{-1} \int S^{-1} n_{s,0} \bar{\phi} \omega + S^{-1} (B(z) - A(z) D(z) C(z)^{-1}) \bar{\phi} \phi_e] \quad \dots (9)$$

2.0.8 (a) の非断熱過程に於けるエネルギーのエネルギー輸送の因子は、非断熱効果係数 factor を

zero にして、Eliassen and Palm の関係式と一致して次のように得る。

$$\overline{\phi w} = S^{-1} u_0 \int R \overline{T} d\tau \quad \dots (19)$$

(19) の式を (18) で代入し、エネルギー輸送は (18) の項の両辺の輸送を決定し、オームの両辺の輸送, radiative cooling 等における影響を決定することができる。

一方前記のエネルギー輸送は、(19) に代入すれば、

$$\overline{\phi w} = -u_0 \overline{u w} \quad \dots (20)$$

となり、Eliassen and Palm の式と一致する。

次にエネルギー輸送の div を求めたが、(1) $\times u$, (2) $\times u$, (3) $\times S^{-1} P_2$, (4) $\times P_2$, (5) $\times P_2$ を代

入して、加えて、最終的に、

$$(\overline{\phi w})_y + f_0^{-1} (f_0 \overline{\phi w})_z = S^{-1} \int u_0 R \overline{T} d\tau + S^{-1} B(z) R^2 \overline{T}^2 + S^{-1} A(z) D(z)^{-1} N_2 \overline{w} - C(z) \overline{w} \quad \dots (21)$$

となり、断熱過程の式と一致する。

$$(\overline{\phi w})_y + f_0^{-1} (f_0 \overline{\phi w})_z = S^{-1} \int u_0 R \overline{T} d\tau \quad \dots (22)$$

と一致するが、オームの式に (19) のエネルギー輸送を代入し、radiative cooling に (19) のエネルギー輸送を代入する。

この式を (19) の式に代入して、次の結果を得る。

§ 3. 数値計算の一例

§ 2 の式を (19) の式に代入し、(1) adiabatic change, (2) Newtonian cooling, (3) photochemical heating,

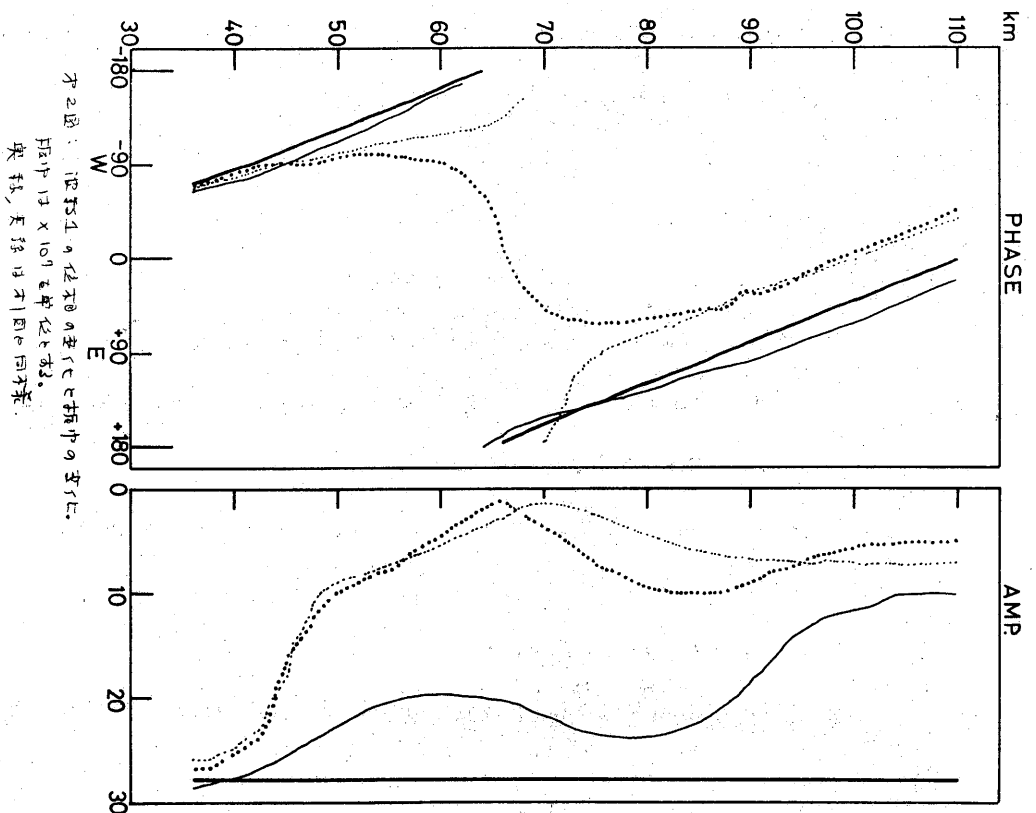
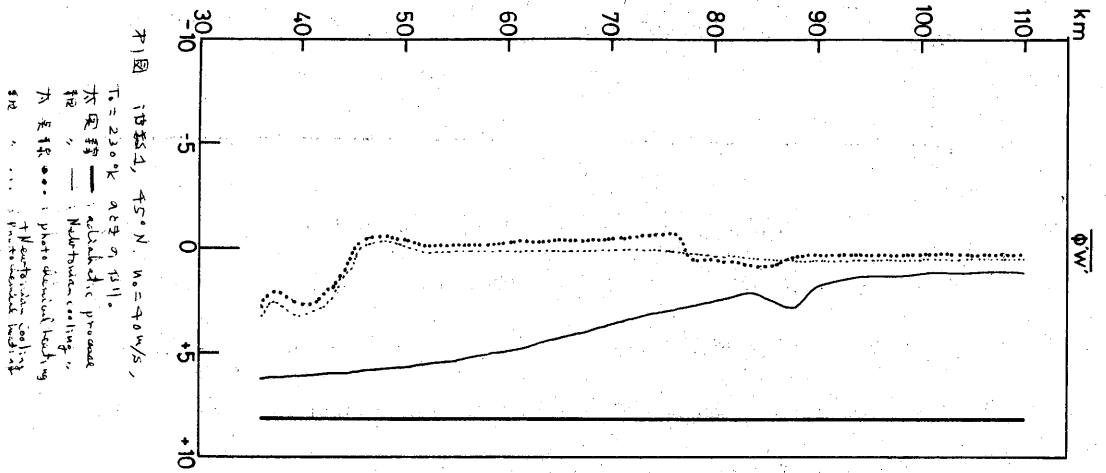
(4) Newtonian cooling + Photochemical heating, (5) (19) の式に代入して計算する。

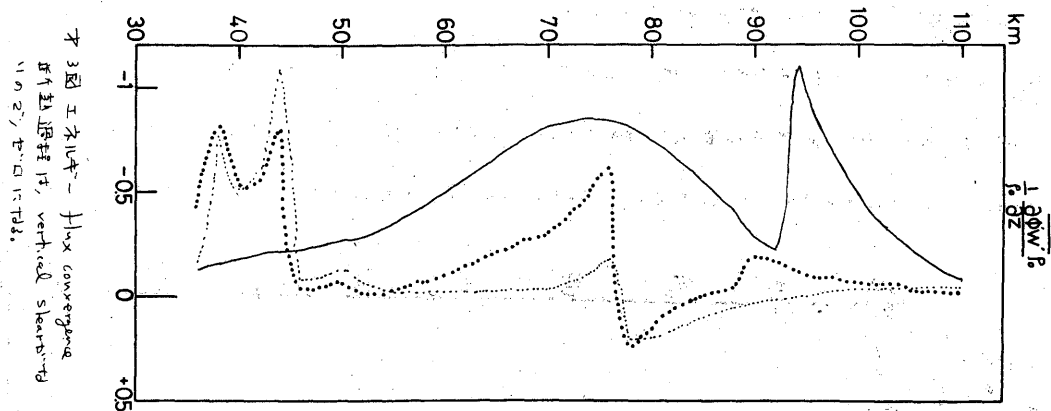
非断熱効果係数 $A(z)$, $B(z)$, $C(z)$, $D(z)$ については、緯度 $45^\circ N$, 10 月の値に基づいてその全値分布を求めた。ただし、zonal mean value として決定する。

今、簡単な例として $u_0 = 40 \text{ m/sec}$, zonal mean temperature $T_0 = 230^\circ K$ の例について、基本的には $x-z$ 面内におけるエネルギー輸送, vertical structure, energy flux convergence を求めたが、オームの式に (19) の式を代入する。東西両端の例についてのみ求めた。境界条件は、下の境界 10 km 面内では, geopotential height, z , z_0 以上, 上の境界 110 km 面内では, radiation convection を与えた。全層の数値計算の finite difference は 3 km である。

オームの式はエネルギー輸送の例である。太田等が示した、断熱過程においては、エネルギーは上向きに輸送され一定であり、他の例に比べて、その値も大きい。次に radiative cooling の例を与えた。

場合(初実験)も、エネルギー輸送は上向きで、その大きさは、1代りに1代りにいく。次に、photochemical heating が考慮された場合(細毛箱)は、更にエネルギー輸送の ~~増~~ 小はなり、45~48km において、エネルギーは下向きとなる。更に、両者の非断熱変力等をとり入れた例(太矢線)は、ついにエネルギーの輸送の向きは45km~70km 付近まで下向きとなり、新熱過程によつて著しい差を生ずる。





この事実、オ2図における伝播の条件をみると、両者の非断熱効力率を取り入れた例は、50km~75km まで、軸は東向きとされ、エネルギーの下向き輸送を意味している。他の例は、110km 高度では朝日西入の向き、エネルギーの上向き輸送を意味している。軸中についてみると、photochemical heating は、damping 作用を意味しており、Newtonian cooling & damping の後半に母（2.112）と一致し、100km 両者の効力率を入ると、damping は必ずしも加え合せてたがにより、damping とは2%の2.112と、両者と一致する。70~80km においては、photochemical heating のみを入れた場合に比べて軸中では、両者の効力率を入れた場合の方が大きい。オ3図はエネルギーの sink, or, source を示したものである。photochemical heating については、60~95km 間の2/3はエネルギーの source であり、両者の効力率を入れた例は、80~85km ほどにエネルギー source があることを示している。従って、軸の東向きの向きが終了 level の上にエネルギー source があることになるが、photochemical heating については軸は西向きであることを考慮すると、単純に結論は出せない。また、エネルギー source の分布をみると、両者の非断熱効力率を取り入れた例は、70~80km において、その高度変化が急激に減少していることがわかる。断熱過程においては、エネルギー source, sink はゼロになる。何故なら、同じの高度変化はゼロであるから。

その他、zonal wind の計算の精度について検討したが、その例については後述を要する。

参考文献

- 川平浩二 1975: 国語学部国文学部研究報告集。
Hirota, I. 1976: Q. J. Roy. Met. Soc. (to be published)
Hirota, I. and Barnett, J. J. 1976: Q. J. Roy. Met. Soc. (to be published)
Eliassen, A. and E. Palm 1961: Geophys. Publ. 17, No. 3

赤道波の励起機構について

伊藤 久徳 (京大・理)

1. 序

熱帯成層圏の卓越波として波数 $S=3\sim 4$ 、周期 $T=4\sim 5$ 日の mixed Rossby-gravity wave; $S=1(=2)$ 、 $T=10\sim 20$ 日の Kelvin 波が存在していることはよく知られているところである。また $S=1\sim 2$ 、 $T=10\sim 15$ 日の $n=1$ Rossby 波の解析例も報告されている。可能な wave mode、周期、波数のうち、何故観測されるような特定の波数と周期を持った特定の wave mode だけが卓越するのであろうか。この問題は赤道波の理論と、主に spectral 解析の手法を通じて行なわれた成層圏赤道波の解析とが提出されて以来の大きな問題であった。

これはまず、準二年振動の phase のうち、westerly shear 時に Kelvin 波が、easterly shear 時に mixed Rossby-gravity wave が検出されることから、zonal flow の shear が選択性を持つ伝播の問題として考えられるかもしれない。しかし対流圏の解析とつなげるとき対流圏上層においてもこれらの波が大きな power を持ち上るへ伝播していること、伝播理論だけでは wave mode の選択性は説明されても波数、周期の説明はできないことから、伝播以外の問題として、つまり励起機構の問題として設定されねばならないことがわかる。

成層圏赤道波の励起機構の理論としてこれまで三つの approach がある。その一つは lateral forcing 理論である。大きな energy を持っている中緯度擾乱のうち、熱帯大気が特定の波数、周期を選択するというもので、Mak (1969)、Lamb (1973) によって論じられたところによると 4-5 日周期の波が卓越するとされている。しかし Hayashi (1976) はこの卓越する波の緯度構造は実測されるものと全く合わないことを示した。また中緯度擾乱の鉛直波長が given という問題もあると考えられる。これらの理論は forcing を boundary forcing としているが、feedback を考えると body forcing とすべきであり、このことを考慮することで新たな展開が期待されるかもしれない。

オニは不安定理論である wave-CISK 理論である。これは赤道波の energy source が積雲対流であり、かつこの積雲は wave の convergence region で形成されるという解析から、wave と積雲が couple した self-exciting な系——wave による波列上昇で積雲が形成され、その熱放出で wave の energy を作る——を構成するというもので、積雲対流の parameterization として CISK が用いられている。Hayashi (1970) によると実測される波は確かに不安定波として存在し、その鉛直構造も良く解析と一致するが、最大成長率の波は波長の短い周期の短い gravity wave, Kelvin wave となった。Kur (1975) は周期の短い波はその precipitation に対して moisture の供給が十分でないという考えを導入 (water vapor availability factor n 導入) してこの理論を発展させた。それによると、gravity wave は不安定波とはならないという結果を得たが、Kelvin wave, Rossby wave の波数・周期の選択は実測されるものをうまく説明し得なかった。この理論が正しいとすると precipitation (雲雨量) においても wave 同様の大きな spectral peak を持つはずであるが、解析ではごく小さな peak が見えるのみである。

オニは thermal forcing 理論である。これは積雲によって wave が生成されるとする点では wave-CISK と同様であるが、積雲自体は wave とは別の要因でできると考えそれに対する wave の応答をみるものである。Holton (1972, 1973) によって提出されたが、これも Hayashi (1976) によって系統的に論ぜられた。彼は forcing の鉛直分布を $e^{z_0} \sin \pi z / z_0$ (H : scale height, z_0 : forcing top) 型として水平分布を geopotential field と同じと置くことにより、次の様な結果を得た。forcing の 2 倍の鉛直波長の波が resonant であること、同じ鉛直波長の波のうち周期の短い波が波数選択されること (従って Kelvin wave の伝播選択性は良いが mixed Rossby-gravity wave は damping を入れても悪いこと)、resonant wave の鉛直構造をみると、heating (Q) と上昇流 (w) が quadratic な phase 関係を保ち実測される in phase 関係を要すること。

ここではまず thermal forcing 理論の立場から Hayashi (1976) の考慮しなかった効果

- 1) forcing の ^{垂直な} vertical distribution の効果
 - 2) forcing の horizontal distribution の影響
 - 3) zonal flow の効果
- を入れて彼の場合の問題を。

り卓越同期が短かく出すぎる(鉛直波長が長すぎる)こと。2) 対流圏での ω と ω' の quadratic な phase 関係。3) mixed Rossby-gravity wave の波数選択性が良くないこと。がどの程度に変わるかを見る。次に積雲対流と wave との弱い相互作用を考慮した model での特性を調べることにする。

2. thermal forcing model

春季学会で著者が発表した部分と重なる点もあるが、詳しい内容は除いてこの model で得られた結果を述べる。

1) forcing の 2 倍の鉛直波長の波が resonant である。しかし static stability の鉛直変化を考慮すると成層圏鉛直波長はおおよそ対流圏と成層圏の stability の比の 2 乗をかけたものになりかなり短くなる。

2) 同じ鉛直波長を持つ波のうち、 ω を除いて他の物理量は周期の長い波がより振巾が大きくなる。これは ω が equivalent depth のみによって波数や周期によらない鉛直構造方程式から決定され、他の物理量の鉛直構造もここから決まるが(波数・周期に無関係に)、熱力学方程式から温度の振巾は周期が長いほど大きくなることになっている。

3) forcing の vertical distribution を変えても resonant な波の鉛直構造は ω と ω' の quadratic な phase 関係を保つ。逆に言うと wave の構造は forcing の vertical distribution に insensitive である。

4) normal mode model (単一の wave mode のみを考える変数分離 model、従って zonal flow の shear は組み入れられない) のうち、 $\omega \sim \omega'$ の model での卓越性は 2) より Rossby 波, Kelvin 波, mixed Rossby-gravity wave の順で大きく、gravity wave は卓越し得ない。heating の realistic な水平分布を考慮すると meridional scale の大きい Rossby 波の振巾は小さくなる。Kelvin 波は $s=1$ が最大振巾を持つ解析と一致するが、mixed Rossby-gravity wave はかなり大きい波数が選択されるという結果をもたらす。

5) normal mode model では heating の realistic な水平分布を考慮したとしても、それは maximum response の鉛直波長をわずかに短かくするのみである。従って最大振巾を持つ周期はわずかにしか長

くならず、また ω と ω' の quadratic な関係もほとんど改善されない。

6) realistic な heating の水平分布のもとに、同じ波数・周期を持つ wave mode の混在を許すと、horizontal structure は symmetric 東進 mode, 西進 mode, antisymmetric 西進 mode をそれぞれ Kelvin 波, $n=1$ Rossby 波, mixed Rossby-gravity wave と同定されるが、 ω -field には他の mode の混在がきいてきて、ITCZ には ω と ω' の inphase 関係を満たすようになる。(オ1図) この点で重要な働きをするのは鉛直波長の短かい gravity wave と考えられる。

7) 準二年振動のそれぞれの phase に対応する easterly shear flow, westerly shear flow といった zonal flow の効果を導入すると mixed Rossby-gravity wave の tropopause での最大振巾の波数はそれぞれ 5, 4 となり大きな波数の卓越はなくなる。(オ2図) これは大きな波数の resonant wave は位相速度が小さく容易に "negative equivalent depth level", critical level に出会うためであり、他の realistic な zonal flow profile のときも大きな波数の卓越はあり得ないと考えられる。

8) しかし ω でみたとように最大振巾の wave の鉛直波長がおおきすぎ、従って周期が少し短かすぎるという欠点がある。(Kelvin 波で波数 1, 周期 10 日, mixed Rossby-gravity wave の波数 4 で 3.75 日) それと関連して対流圏での風速成分の鉛直構造が実測では成層圏と逆の傾きを示すのに対し、この model ではおおよそ同様の傾きを持つ。これは実測の成層圏波動が thermal forcing によって励起されたということを躊躇させるものである。

その他に上部成層圏の半年振動の westerly を加えるものとして周期の短かい Kelvin 波が考えられるが、波数 1, 周期 5 日付近の波は、下の準二年振動の phase にあかわさず、十分な量の momentum flux を上部成層圏で持つ。

3. 積雲対流と wave と弱い相互作用を考慮した model

thermal forcing 理論ではどうしても鉛直波長が長く出すぎ、従って対流圏での風速成分の phase 関係は解析と異なるものになってしまった。この欠点はやはり積雲対流と wave との相互作用を考慮しなかったところからきていると考えられる。(cf. wave-CISK の鉛直構造) また precipitation (雲収束) において小さいながらも wave と同様の spectral peak を持つことも相互作用を支持するものである。しかし wave-CISK では丹で述べたような弱点を持っている。この弱点をどう克服するかがこのでの主題である。

まずそもそもこのような planetary scale の場において wave と積雲とが相互作用するその強さが不安定を起こすほど十分強いものであろうか。不安定を起こすほど大きい heat parameter η を持っているとしてきた根拠として、

1. easterly wave に伴う積雲対流の熱放出が求めた η が十分大きいこと

2. G.F.D.L の大循環 model から解析された η が十分大きいこと。

があげられるであろう。しかし前者は小さい scale の波でありその結果がそのまま大きい scale の波に与えるとは思えない。後者についても、積雲には当然 planetary scale wave の convergence region とは関係なく形成されるものがあるはずで、これと wave との相互作用の結果の積雲対流の合成された heating から計算した結果大きい η が出てきたとも解釈される。

もし相互作用が不安定を起こすほど強くない、ないしは十分強い不安定を起こさないとすれば弱い相互作用を持ちながらも、waves の convergence region とは無関係に形成される積雲対流 (以後これによる heating を単に heating ないしは forcing と呼ぶ、合成されたものを合成 heating と呼ぶ) によって forced される wave の卓越性という取り扱いが必要となってくる。

この様に考えると thermal forcing 理論の弱点であった構造の問題はこの場合の卓越波では是正されそうである。(従って周期も是正される) 何故なるこの卓越波は、積雲との相互作用を持つため、 w^* (condensation level での w') が大きく、かつ forcing と位相が一致する場合に起こるはずであるから、 w^* を大きくする効率的な energy の下向き輸送を行なうために風速成分の傾きを対流圏下層で

成層圏とは逆にし、wave の鉛直波長を短くするはずだからである。また precipitation の弱い peak の問題も説明がつきそうである。そして基本的には thermal forcing 理論であるから各 wave mode における波数選択の問題は前の結果がほとんどそのまま使える。これらの特長を合わせると熱帯収束の励起機構に伴う問題はほぼ説明されそうである。

熱力学的方程式はこの場合

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{w} w' = \frac{Q}{c_p} + \bar{S} w^* - D T' \quad (1)$$

ここで $\bar{S}$: heat parameter D : damping rate. ここから鉛直構造の方程式は ($X' = X(z) \Phi(z) e^{\frac{z}{H}} e^{i(kx + \omega t)}$ とし)

$$\frac{d^2 w'}{dz^2} + \left(\frac{S}{2H} - \frac{1}{4H^2} \right) w' = \frac{K}{2c_p H} Q + \frac{S}{2H} w^* \quad (2) \quad \text{但し } \bar{S} = S e^{\frac{z}{H}} e^{\frac{z}{H}}, \quad h: \text{equivalent depth.}$$

簡単のため等温大気を仮定し

$$Q = Q_0 \sin Mz \quad \bar{S} = \frac{S}{2} e^{\frac{z}{H}} \sin Mz \quad 0 < z < z_c, \quad Q = \bar{S} = 0 \quad z > z_c \quad (3) \quad \text{と置く。}$$

成層圏 $z > z_c$ で

$$w(z) = \frac{Q_0 (\lambda^2 + \frac{1}{4H^2}) e^{i\lambda z_c} e^{-\lambda \lambda z_c}}{2 \{ \lambda^2 - M^2 - (\lambda^2 + \frac{1}{4H^2}) e^{i\lambda z_c} e^{-\lambda \lambda z_c} + M^2 z^2 \}} \frac{M}{\lambda} e^{i\lambda(z-z_c)} \quad (4)$$

$$\text{ここで } M = \pi z_c, \quad \lambda = \frac{\pi}{2H} - \frac{1}{4H^2}$$

ここから明らかに $\lambda > M$ で最大 response が起こることがわかる。最大 response の鉛直波長の λ に対する依存性を示したのが図である。 λ がある程度大きいとかなり卓越波の鉛直波長が短くなることがわかる。しかしこの λ 、一般的には $\bar{S}$ をどうして定めるかの問題がある。

一般的に $\bar{S}$ と Q が同分布をとれば、 $\bar{S} = \alpha \bar{Q}(z)$, $\bar{Q}_0 = \beta \bar{Q}(z)$ とすると

$w(z) (z < z_c \text{ で } w) = F(z) (\alpha w^* + \beta)$ となり $w^* = F(z^*) (\alpha w^* + \beta)$ である。これは equivalent depth h のみによる。ここから合成 heat parameter η は

$$\eta = |\alpha w^* + \beta| / |\bar{Q}(z)| / \bar{S}(z) w^* = \frac{1}{|\bar{Q}(z)|} \frac{|\beta \bar{Q}(z)|}{\bar{S}(z)} \quad (5)$$

と書けるがこれは α つまり CISK heat parameter $\bar{S}$ による。少なくとも鉛直波長のみによる。従って最大 response の鉛直波長の η が、例えば G.F.D.L 大循環 model の heat parameter に一致するような $\bar{S}$ をとらねばならないという constraint がでてくる。realistic な stability を入れた normal

(4)

mode model ではこの heat parameter S は不安定を起こす S に近いところをとらねばならないことがわかる。

この S をとった場合の最大 response の周期は mixed Rossby-gravity wave の波数 4 で 4 日、Kelvin 波の波数 1 で約 15 日となり、その鉛直構造はオキ図で示すように実際に近いものと言える。また precipitation の spectrum は wave の peak と近いところで小さな peak を示すとともに全体としては red noise 型となり、これも現象にみられるところを示す。

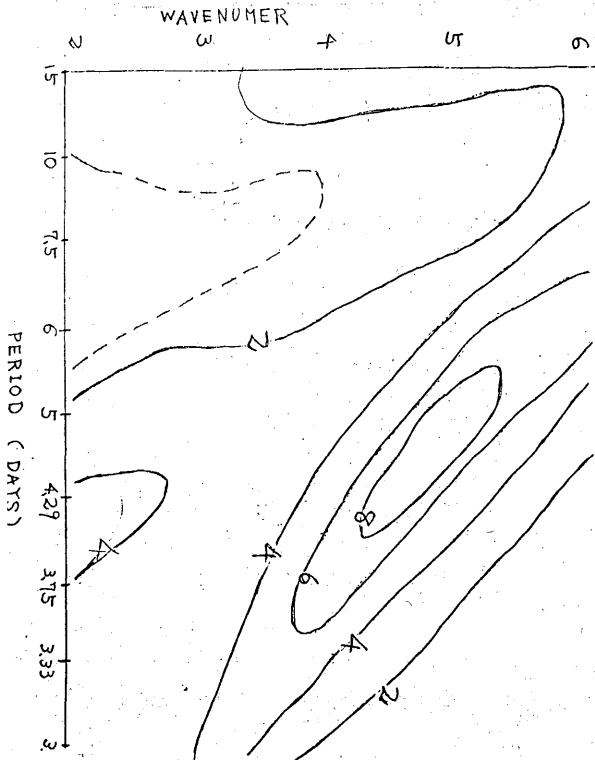
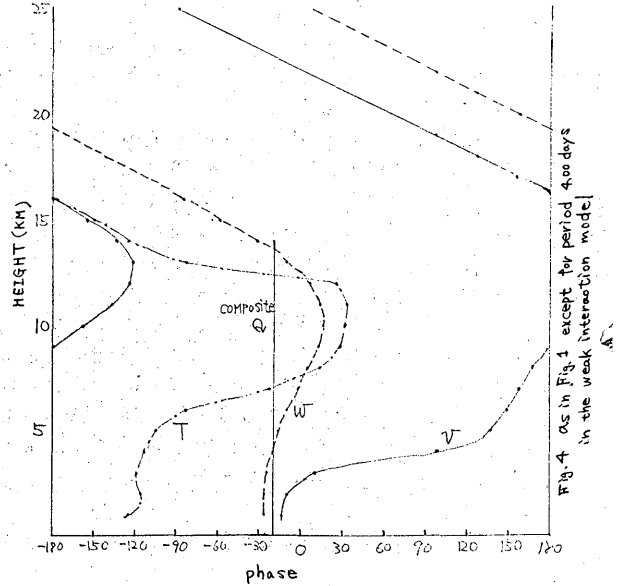
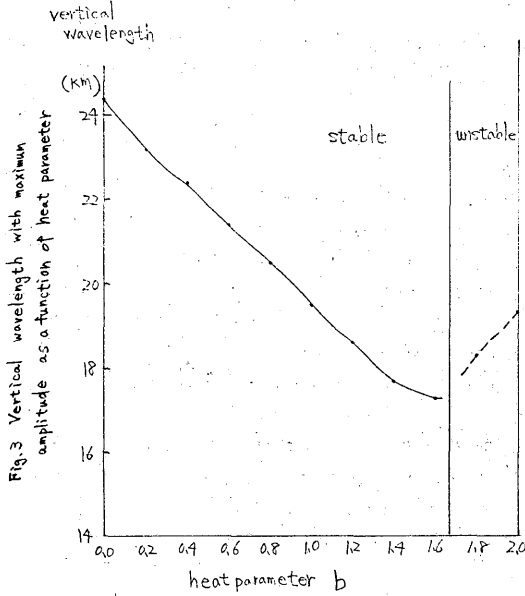


Fig. 2 Amplitude of mixed Rossby-gravity waves. V component at 16 KM over the equator. zonal flow is the easterly shear flow.

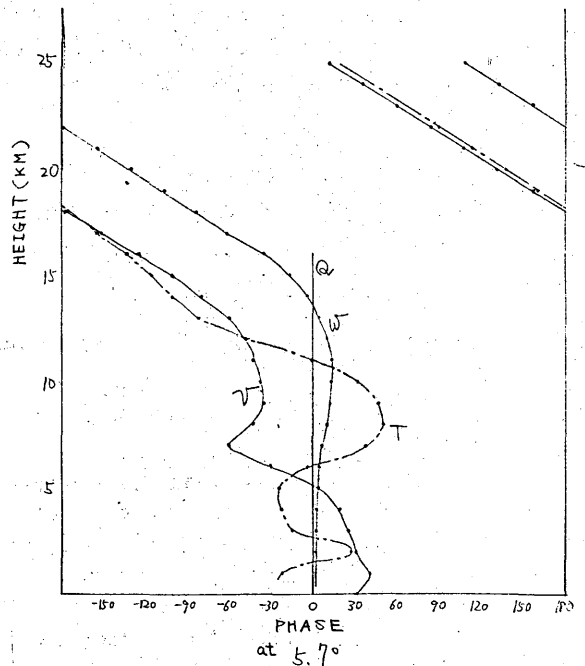


Fig. 1 Vertical structure of mixed Rossby-gravity waves with wavenumber 4 and period 3.75 days

また、「大気大循環の型がある型の卓越期間から別の型の卓越期間に移る場合には、その移行が一層最初に現われるのは北太平洋の海域である」というロザエトの学考の報告もあり（倉嶋、1974）
 全海洋表面積の46%を占める太平洋におけるいくつかの解析と、それらの観測事実と見違はし
 ユーシートしていろいろ大循環モデルについて少し触れておいた。

3. 太平洋赤道海域におけるSST変動と大気大循環の変化

南アメリカ力西岸より(80°W)日付変更線に至る舌状の赤道太平洋は、沿岸寒流、赤道南
 界による冷水域にさうしている。図1は140°
 -150°Wでの海水温の分布とあるが、1957年12
 月には赤道域の冷水域が消散してしまっている。
 一方1955年12月には顕著な冷水域が認められ
 ている。

Bjerknes (1966) はこの1957-58 にかけて
 の high SST が大気大循環にどのような変化
 を与えたかについて調べた。図2は1955
 -58年冬の北太平洋海域に於ける海面気圧
 である。暖水塊の現われ方は1957-58年冬には
 顕著な強さを示し、非常に発達して低気圧
 域を形成する。暖水塊の増大を通じて大気
 の蒸発・対流・暖水の増加を通じて大気
 の熱収支が正となり、海面気圧が低下する。
 従って、対流圏収支と熱の輸送が通気量と熱

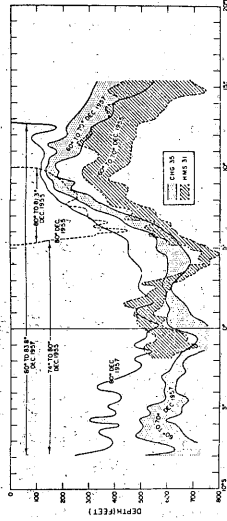


図1. 140-150°Wの海域プロファイル
 1955年12月(---)と1957年12月(—)

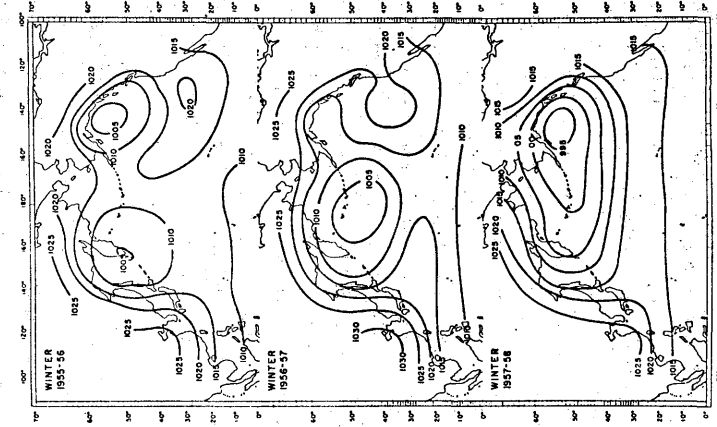


図2. 平均海面気圧分布 (12-2月)

上二つは equatorial warming が、下は warming 時に対流圏。

が過げられる。
 中緯度偏西風
 が強くなるという
 プロセスである。

Bjerknes (1969)
 はまた1963-64年、
 1965-66年の冬の
 赤道 SST が大きな
 正偏差を示した時
 にも、北緯中緯度
 太平洋に "high index"



図3. 北緯中緯度太平洋の500mb 高度の分布 (Rountree 片山)

を応答させたとはいえることを示した。またこれらの際
 中央赤道太平洋の SST の正偏差の原因は、南半球の貿易
 風の弱まりとそれに伴って起る赤道渦巻の弱まりである
 と考えられた。

3回が GFDL 半群9層 GCM による初期条件として
 々に南赤道太平洋に +3.5°C の SST 偏差を与え、30日間
 積分したときの 500 mb パターンの偏差である。これら
 らも太平洋北部の高度は下降しており、図2の傾向と一
 致しており、Bjerknes 仮説を裏証したものと受け取れる。

4. 時間成分を展開した大気大循環スペクトルモデル

前に述べた他にも、気候変動が気候変動と海洋がそれらに及ぼす影響についてモデルによる実験はいわゆる大循環モデルで行われている。現在確からしい結果の得られているのはすべて格子点法によるものであるが、(1) aliasing を起こすなど、(2) 西極という特異点をもたない、(3) 波数列のふるまいが明らかに示せる、といった利点を持つスペクトルモデルが、いわゆる非線形項の計算時間が波数が増えると共に大に増える欠点を回避する方法 (transform method) の発展と共に精力的に試みられている。だがどちらのモデルにしても結果を estimate する際には、時間と共に諸変量などの値に変わることになったことは大変見にくいものである。

そこで主に時間的ふるまいを取り出して見ることを目標にしたモデルをつくることにした。そのための方法として時間成分をも展開した大循環モデルであれば、目的とする波数 (時間について) の値を取り出せると考えた。

以下にこの考えに基づいた簡単なモデルのあらましを述べる。

全球2層の基礎方程式
運動方程式は (level 1, 3)

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \cdot \nabla V + \omega \frac{\partial V}{\partial p} + f k \times V + \nabla \Phi = F$$

熱力学の式は (level 1, 3)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + V \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\kappa} Q$$

連続の式は (level 1)

$$\nabla V + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

静力学の式は状態方程式と5 (level 2, 3.5)

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = - \frac{R}{p} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\kappa} \theta$$

また

$$F = \mu \nabla^2 V + \kappa \frac{\partial^2 V}{\partial p^2}$$

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\kappa} Q = E_T \nabla^2 \theta + h (\theta^* - \theta) + \frac{p g C_p}{4 p} C_b W |V_4| (\theta_4 - \theta_4)$$

θ^* imposed potential temperature

W 陸と海を区別する係数

陸で $W=0$, 海で $W=1$ また level 1 では考えない

境界条件は

$$\omega_0 = 0$$

$$\omega_4 = - p_4 g V_4 \cdot \nabla h_s \quad (V_4 = A V_3)$$

$$\theta_4 \quad \theta_1, \theta_3 \text{ の外挿}$$

$$\theta_q \text{ given}$$

これらの式を無次元化したとき、未知数 $\theta_1, \theta_3, u_1, u_3, v_1, v_3$: 既知数 $\theta_1^*, \theta_3^*, \theta_q, h_s$ を空間水平2成分と時間成分に展開する。

展開の形式は

$$X(\pm, \lambda, \mu) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} \sum_{m=-\infty}^{\infty} \sum_{l=-\infty}^{\infty} x_{nlm}^{\pm} e^{i n t} e^{i m \lambda} P_n^m(\mu)$$

λ : longitude

$\mu = \sin \varphi$ φ : latitude

$P_n^m(\mu)$ normalized associated Legendre polynomials.

レベル1の熱力学の式に代入し、

$$\text{熱率} = \frac{1}{8\pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} (\quad) e^{-i\tau\tau} e^{-im\lambda} P_n^m(\mu) \cos\varphi \, d\varphi \, d\lambda \, d\tau$$

を施すと、

$$\begin{aligned} & i\tau_\alpha Tl_\alpha + \sum_{\beta} \sum_r i m_\beta Tl_\beta U_r J_{\alpha\beta r} + \sum_{\beta} \sum_r Tl_\beta V_r K_{\alpha\beta r} \\ & - \frac{1}{2} \sum_{\beta} \sum_r (T3_\beta - Tl_\beta) i m_r U_r J_{\alpha\beta r} - \frac{1}{2} \sum_{\beta} \sum_r (T3_r - Tl_r) V_l \rho (K_{\alpha\beta r} - S_{\alpha\beta r}) \\ & = -E_r D_\alpha Tl_\alpha + h_1 (Tl_\alpha - Tl_\alpha) \end{aligned}$$

≡≡≡ $Tl, T3, U, V, TlS$: α, β の係数 $\theta_1, \theta_2, u, v, \theta^*$ の係数

$\alpha = (\tau, m, n)$, β, r 同様に 3次元ベクトルを要する

τ : 時間波数

m : 東西波数

$n-m$: 南北両極間を球面が回る回数

$$D = n(n+1)$$

$$J_{\alpha\beta r} = \frac{1}{8\pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} P_\alpha P_\beta P_r e^{i(m_\beta+m_r-m_\alpha)\lambda} e^{i(\tau_\beta+\tau_r-\tau_\alpha)\tau} \, d\varphi \, d\lambda \, d\tau$$

$$K_{\alpha\beta r} = \frac{1}{8\pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} P_\alpha \frac{dP_\beta}{d\varphi} P_r e^{i(m_\beta+m_r-m_\alpha)\lambda} e^{i(\tau_\beta+\tau_r-\tau_\alpha)\tau} \cos\varphi \, d\varphi \, d\lambda \, d\tau$$

$$S_{\alpha\beta r} = \frac{1}{8\pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} P_\alpha P_\beta P_r e^{i(m_\beta+m_r-m_\alpha)\lambda} e^{i(\tau_\beta+\tau_r-\tau_\alpha)\tau} \sin\varphi \, d\varphi \, d\lambda \, d\tau$$

さて実際に計算する場合に波数を有限区間と打ち切らなければならない。予備的実験段階として超長波のみをとりその季節変化に制限を限れば、

$$\sum_{\alpha} \equiv \sum_{\tau=1}^1 \sum_{m=-2}^2 \sum_{n=1}^{1m12}$$

となる。ここで空間は平行四辺形断面、また時間断面を1年と考えている。

さて以上に於いて未知数につき係数が、 $3 \times 5 \times 3 = 45$ 個、関係関係も考慮すれば 27 個、全部で 6 個の未知数がある。 $27 \times 6 = 162$ 個の元を持つた二次連立方程式系が得られる。

従来、大循環モデルと根本的に違っているのがこの部分であり、この連立方程式系を解くことに於いて、大気のみを記述できる。もちろん非線形であるために一意的に解くことは出来ないが、適当な first guess を与えることにより解ける。

3節で述べたように SST の変化に対応して大気などの物理的変化するものがある。目標とするところであるので、境界条件としての θ_s の海洋上での変化（これは空間的及び時間的に変化していてもよいし、空間的あるいは時間的に constant であってもよいわけである）を赤道太平洋に与えた場合の実験から始める。

参考文献

- | | | |
|---------------------|--------|--|
| Bjerknes | (1966) | Tellus, 18, 820-829 |
| | (1969) | Mon. Wea. Rev., 97, 163-172 |
| 倉嶋 | (1974) | 天気, 21, 601-608 |
| Sawyer | (1963) | Arid Zone Res., 20, "Changes of Climate" 333-337 |
| Vonder Haar & Corti | (1973) | J. Phys. Oceanogr., 3, 169-172 |

対流圏超長波エネルギー過程の解析 —非線型運動エネルギー—交換量の算定— 岩 嶋 樹 也 (京都大学理学部)

§1 序

大気大循環において重要な役割を担う超長波の研究は、解析・理論両面から数多くなされてきた。それらにより停滞性・移動性超長波が存在し、それらの生成維持に寄与するものとして大規模山岳、海陸分布、冷熱源分布などの効果が知られている。しかしながら、未解明の問題も多く残されており、理論的・解析的研究を進める必要がある。超長波間の、あるいはそれらと長波間の非線型相互作用も未解明点の一つである。

Saltzman & Fleisher (1960a, b) 以来、あるスケールの波とそれ以外のすべてのスケールの波との相互作用に関するエネルギー解析は幾つかみられるが、特定の二あるいは三スケールの波の間のそれに関する解析的研究は、Kanamitsu et al. (1972) 以外に見出せないようである。しかも、北半球初夏の熱帯波動擾乱に関するものであったり、短期間の解析のみしか存在しないようである。本研究は、超長波相互間の非線型の運動エネルギー交換量を長年にわたる半旬平均データから算定し、超長波エネルギー過程の一面を明らかにするためのものである。ここでは、同種の解析を昨年第1回例会でスペクトル大循環モデル作成に利用するため示した結果に加えて、以後のものを示す。

§2 運動エネルギーの非線型交換項

3つの波数 (n, m, l) 間の非線型のエネルギー交換を示す式は次のようになる：

$$\mathcal{L}(n|m, l) = -\frac{1}{g\beta_0} \int_0^{\beta_0} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \text{Re} \left\{ V(n) \cdot [\nabla(l) \cdot \nabla V(m)] - \frac{\tan \varphi}{a} \nabla(l) \cdot (\nabla(n) \nabla(m) - \nabla(m) \nabla(n)) \right\} \cos \varphi \, d\varphi \, dp$$

ここで、右辺の記号・文字は慣用のものである。 $l = m + n$ $l > m > n > 0$
上式はさらに、 l, m の波それぞれと n との波のエネルギー交換項に分けられる：

$$\mathcal{L}(n|m, l) = \mathcal{L}C(n, m) - \mathcal{L}C(n, l)$$

同様に

$$\mathcal{L}(m|n, l) = -\mathcal{L}C(n, m) + \mathcal{L}C(m, l)$$

$$\mathcal{L}(l|n, m) = -\mathcal{L}C(m, l) + \mathcal{L}C(n, l)$$

さらに

$$\mathcal{L}C(n, m) = -\frac{1}{g\beta_0} \int_0^{\beta_0} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \text{Re} \left\{ V(n) [\nabla(l) \cdot \nabla V(m)] - V(m) [\nabla(l) \cdot \nabla V(n)] \right. \\ \left. + 2 \frac{\tan \varphi}{a} \nabla(l) \cdot [\nabla(m) \nabla(n) - \nabla(n) \nabla(m)] \right\} \cos \varphi \, d\varphi \, dp$$

$$\mathcal{L}C(n, l) = -\frac{1}{g\beta_0} \int_0^{\beta_0} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \text{Re} \left\{ V(n) [\nabla(m) \cdot \nabla V(l)] - V(l) [\nabla(m) \cdot \nabla V(n)] \right. \\ \left. + 2 \frac{\tan \varphi}{a} \nabla(m) \cdot [\nabla(l) \nabla(n) - \nabla(n) \nabla(l)] \right\} \cos \varphi \, d\varphi \, dp$$

$$\mathcal{L}C(m, l) = -\frac{1}{g\beta_0} \int_0^{\beta_0} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \text{Re} \left\{ V(m) [\nabla(n) \cdot \nabla V(l)] - V(l) [\nabla(n) \cdot \nabla V(m)] \right. \\ \left. + 2 \frac{\tan \varphi}{a} \nabla(n) \cdot [\nabla(l) \nabla(m) - \nabla(m) \nabla(l)] \right\} \cos \varphi \, d\varphi \, dp$$

であり、それぞれ正の場合、 $(m \rightarrow n)$, $(l \rightarrow n)$, $(l \rightarrow m)$ 方向へのエネルギー授受が行われる。

- Saltzman, B. & A. Fleisher, 1960a: Spectrum of kinetic energy transfer due to large-scale horizontal Reynolds stress. *Tellus*, **12**, 110-111.
 - ———, 1960b: The exchange of kinetic energy between larger scales of atmospheric motion. *Tellus*, **12**, 374-377.
 - Kanamitsu, M., T.N. Krishnamurti & C. Debrassine, 1972: On scale interaction in the tropics during Northern summer. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 698-706.
- * 上記以外には、戸矢時義による気象大学卒業研究「グロウニング現象に関するスペクトル解析」がある。

§3° 解析資料・方法と結果

500 mb ; 30°, 40°, 50°, 60°, 70°, 80°N ; 1960-1970年 の半旬高度データを各緯度毎にフーリエ解析した値から、^{平均}地衡風近似により u, v 風速成分を求め、上記の算定に利用した。(ここでは、境界値の評価を行わなかったが、検討すべき問題の一つである)

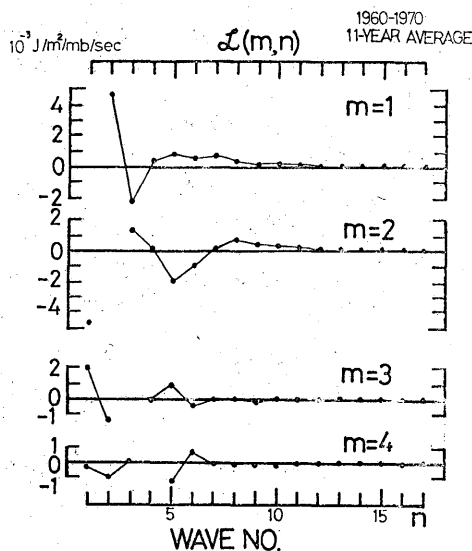
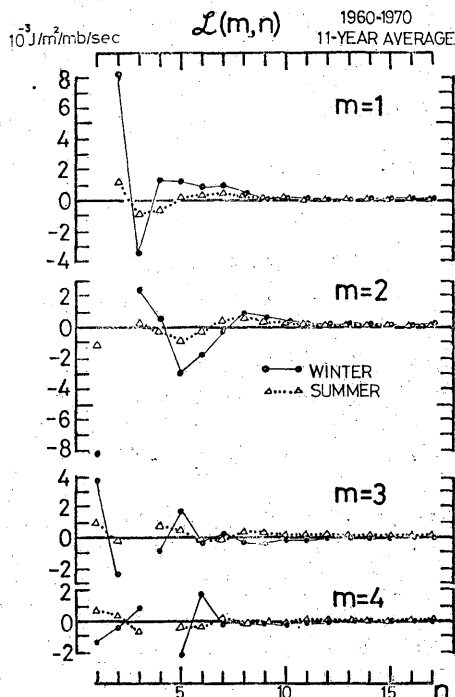
得られた結果は、冬季・夏季・全年についての平均(図参照)でも知られるように、

- 1) 波数 1, 2, 3 間のエネルギー交換が卓越する。
- 2) 超長波 1, 2 と長波 4, 5 との交換が最大 1) に次ぐ。
- 3) 上記は季節変化し、冬季に卓越する。

平均的な値は上記の通りであるが、さらに季節変化以外の時間変動を調べる目的でスเปクトル解析をMEM法[福山豊, 1975: 例会講演要旨集, 創刊号, 14-17 参照]により行う。

§4° 結び

ここでの算定は、500 mb 高度のみであり、大気全層に対するものとみなすことは少し無理といえよう。Yang (1967) の研究を参考に(他のエネルギー交換量や前記の $\mathcal{L}(m, n)$ に相当するものだが)それは定性的には間違いないものと推定される。半旬データを用いたため、長波(ここで得た結果を大気全層のそれとすること)とのエネルギー交換が過小評価されているかある期間 daily データによっても上のことは見出される。



* 岩合誠 愛知学院大学様よりご提供頂いた。