資料係

長期予報研究

グロースベッター

第13巻第1・2号合併号

目　次

1974年12月

L. F. グループ

サブミクロンスケール（雲物理）より
超長波スケール（気候変動）までの途

内　田　英　治

1. はじめに

世に気象学者は多いが，わずか3年有余の間に，こともあろうに0.01μ近辺を問題にするスケールから何万Kmあたりを対象とするスケールまで，業務と研究対象の変った人も珍らしいだろう。もっとも私は実のところ，十年程まえより，横浜のある大学で非常勤講師として地学（天文学，気象学，地球電磁気学）と自然科学史（天文・物理学史，生物進化学史）を教えていたこともあり，空間的には広大にも２００億光年の宇宙を考え，時間的には悠久ギリシヤ・ヘレニズム文化からも論じていたのだから，このスケール変換ぐらいでは少しも驚くには当らない。(1) (2)

しかし本務となればおのずと力の入れ方も違い，この変換は並大抵のものではない。また学問的にも，方法論は同じでも内容はずいぶん異なっている。およそ複雑な現象を考えるには，最もよい追求法として，大規模の場を大ざっぱに考え，次第に小規模の場に論理を細かにしてゆくのが正常である。つまり小規模現象はひっきょう大規模現象の中に含合されるもので，エネルギー的にも大→小に移動してゆくのがふつうだからである。

しかるに私の場合，この論理を言うより，興味の対象は小規模よりスタートした。それには現象自体の興味でもあったが，戦后若い科学者を風びした分子物性論の華やかさに大いに刺戟されたことも事実である。そしてとにかく物理的な見方をすること２０年，今ややっと力学的な見方の場所に来た。考えれば逆に力学的場の規定よりスタートし，その中での物理現象を考えるようにすればよかっただろうが，かえってこのような特殊の目的をもってスタートしたことは，微視的研究に必要な実験物理学を覚える上にも，こまかい技術面の修練の上にも大変良かったと今では思っている。つまり研究の目的というものは何も巨視的力学場→微視的物理場ということだけが唯一の目的ではない。巨視的力学場だけでもおそらく目的設定の上では完結しないうちに一生を終ってしまうであろう。あるところで研究目的を切りあげ異なる視野から元の仕事を再評価することが往々に必要と思われる（たゞし私の場合は転勤というやむをえぬ外的事情により起った転換であったことは付記しておきたい）。

以下その研究過程の中より一端を逐次解説風に記すことにする。

2. 媒質としての擾乱、媒体としての物質

およそ我々の立場で現象を見るとき，静的に平均的に見る方法と，動的に変動を見る方法がある。もちろん静的と言っても平均値のまわりの分散があり，動的と言っても平均流のまわりの乱流が問題となる。

この両方の見方が併立してこそ正しい大気の性質が理解できるのに，どうも両者の歩みよりの境界領域が開拓されてないのは残念である。もちろん二者の関係というからには両方が十分に理解されてないと関係もわからないのは当然で（近来「○○と○○の間」という本がよく出るが！）今のところ関係を論じる暇もないというのが実情かも知れない。しかしある程度わかったら，時には関係論的開拓が必要な時代となって来たのではあるまいか。以下の叙述は各スケール内の現象を上記のような視野からひろいあげて述べたものである。

2－1. サブミクロンスケールの領域

空気分子の熱運動論がマックスウエル・ボルツマンの速度分布則やファンデルワールス状態式などの基本則を中心に展開され，物理気象学にも関係あるものとして若い学徒の勉強の対象となったのも比較的最近のことである。この分子運動において平均自由行程ということが考えられ，分子は運動中どれ位の距離他の分子に衝突しないで進みうるかという計算が出来る。

また媒質としての空気分子は目に見えないが，媒体としてのいわゆるエーロゾルは顕微鏡下で観察でき，空気分子の熱運動により小さいエーロゾル粒子は空気中で盛んに動きうる。それは半径0.1μ以下において有効であり，この一見ランダムな運動をブラウン運動と言っている。0.1μ以下と言うと通常の光学顕微鏡では検知不能で，限外顕微鏡の世話になる必要がある。

ところでエーロゾルの粒度分布が問題であり，最近はフリードランダー等のサブミクロンエーロゾルの粒度分布に関する研究があるが，私の調べたところからしても半径0.01～0.03μあたりに極大値のピークが出るようである。有名なユンゲ分布からもそのことが言える（大気中のバックグランドとしてのその物質は（$NH_4)_2SO_4$ のような塩類であるという説が近来有力である）。

それでこの微粒子が大気中に浮游していてブラウン運動をしていたとして，時間が経過すると，粒子同志は互いに凝集し，より大きな粒子を作るにいたる。ふつうエーロゾルは清浄な所で数100ケ／CC，都会地などでは数万～数10万ケ／CCもあるが，そのなかで発生する雲粒はふつう数100ケ／CC程度だから，エーロゾル粒子すべてが雲粒の核となるわけではない。核の大きさと種類によって選択が起るわけである。そして核の中で大きなものは，当然小さいものの凝縮によっても供給維持される。ブラウン運動による計算によると，1～2日の間に有効な凝縮作用が見られ，また室内実験にて確かめうる。(3)

地表面付近の凝縮はさることながら，地球上の清浄な大気中（たとえば海上）の雲核が１００～200ケ／CC一様に存在することによって，またそれが $(NH_2)_4SO_4$ などの揮発性 物質であることが確かめられているため，この物質は海よりは補給されず，上空の成層圏中で，光化学反応のもとに作られる公算がつよい。

この時も稀薄な大気中で長い平均自由行程をもつ空気分子によって動く物質同士の凝縮が考えられる。(4)

2−2. cmスケールの領域

分子の熱運動スケールより大きな視野に立つと，渦（乱子）の領域に入る。つまり大気が運動すると言っても一様に動くのでなく，様々の大きさの渦より成りたち，それが乱流場を構成している。そして大きい渦より小さい渦に崩壊してゆき，最小の大きさ約１cm（乱子）になってから，やがて摩擦熱に逸散してゆく。その熱エネルギーはさらに大きな場のエネルギー保持に帰るのであろうが，途中の崩壊過程で，フィードバック的に大きな場にエネルギーを返すことはしない。この乱流学では等方性（isotropic）かつ均質性（homogeneous）取扱いが可能である。そして崩壊について$\frac{5}{3}$乗則か７乗則かが境界層の種類によって認められている。

さてそのような乱子スケールの場は，私の研究上どう関与したかというと，雲粒（大体平均半径数μ）同士が雲の中の乱流場の中で併合してゆくとき，その成長計算に密接な関係がある。もっとも雲粒成長としては，巨大海塩核（半径１μ以上）による凝結成長や氷晶核（ふつう半径0.１μ以下）による氷晶成長の末，氷晶が融解し大雲粒となったものなどがあげられるが，乱流場成長も最近とみに研究が盛んで，とくに雪片が雲粒をひっつけてくる研究もあるが，いま雲粒同士を考えてみよう。

雲中の乱流場の中の雲粒成長については多くの論文があるが，いまだに推論の域を出ない。しかしだから様々の想定ができるとも言える。（あたかも２０数年前の電離層研究のように）。

私は少々想像をたくましくした研究をした。それはトロントの国際雲物理学会議にも提出されたのだが，一つは雲中の湿度（正しくは過飽和度）の変動と，雲核の粒度分布による幅広い雲粒分布の発生であり，つぎには，少し大きい雲粒が，他の雲粒にくらべて相対的落下速度をえたときに，小雲粒を捕捉して成長するという研究である。それを乱流（最小渦）と結びつけ，しかも電計を用いてモンテカルロ法を適用したところにミソがある。

つまり最小渦の中では雲粒はランダムに分布するとして，渦の回転による場の中で雲粒が遠心力をもち，動くとき，空気の抵抗力とバランスした一つの速度をもつ。そして渦の周辺に移動すればそのあたりで雲粒濃度は増加し，空間的に濃淡の度合いがふえる。その中に大雲粒が落下してゆけば，相当早い時間の中で雨滴（半径＞１００μ）が生成される。もちろん大雲粒の小雲粒に対する捕捉率は１としてある。これによると雲厚さえあれば（１～２Km），１０数分以内に雨は

降ることが示される。

この仕事で強味は実際の雲中で細線（数１０μ）を張り，雲粒を捕捉し，その空間分布を観測したことにもある。この辺のとり扱いの技術を説明しはじめると猛烈に立ち入った熱の入った話しになる。(5)

2−3，kmスケールの領域

mスケールの領域についてはたとえば自然氷晶核が１ℓ中0.1ケ位存在するので，１m³中には１００ケ内外となり，その発生問題もある。また巨大海塩核も１ℓ中数ケある問題もあげられるが，媒質の構造との問題と言うより，静的な媒質構造の中での，媒体の物性的特性や分布が主に論じられているので，Kmスケールに飛躍する。

このスケールにたるともはや風の構造と言ってもisotropic homogeneousにはならない。鉛直シアーもあり，まさにanisotropic heterogeneous（異方異質性）である。たとえば積乱雲をとっても，その発達上，鉛直シアーの有無およびその形が積乱雲の構造に影響を与えている。また積乱雲下部 entrainment（くりこみ）や上部のretrainment（くり出し）が問題になってくる。

ところでこゝでは二つのテーマについて述べたい。一つは海陸風であって，とくに数Km以内の小規模循環と，その中に浮游する汚染質の変化であり，もう一つは集中豪雨をもたらす雲である。

海陸風は実のところ瀬戸内海沿岸でとくに時代の脚光をあび，その地形と都市に応じた問題性をもっている。

私の場合，山口県の周防灘に面した下松市（人口約４万人）の海陸風の調査委頼をうけた。現地視察をしてハタと困ったことは，内湾型の地形のもとに出来た市であり，半島と島が市の両側から海に突き出しており，市のうしろには山塊がぐるりと囲ぎようしている。

だから市の上空の空気はとくに接地気層の高さ１００mあたりまではよどみがちであり，２００m以上になれば大体自由大気に近くなってくる。そしてその下層の水平的拡がりは直径約５Kmである。

この場合，有名なEstoque（１９６２）などのモデル（海岸線は直線で山はない）はそのまゝでは使えない。しかし大体理論とは複雑な現象そのまゝでは扱えないので，単純化かつ広範囲の扱いをするものなのに，逆行してやたらに現地形そのまゝを理論化はできない。（もちろん電計を使って複雑な地形そのまゝを導入し，風の分布を調べている研究もあるが，海陸風には急に応用しにくい）。そこで幾分複雑化精密化するにはどうしたらよいか。私は山岳の効果 ── つまり山谷風と言ったものが，海陸風にどんな効果があるかを調べてみた。(6) そしてこの種の風はいずれソレノイド場（等圧面と等密度面とが交叉するために起る）による風だが，海上と陸上の空気が，下からの比熱差により膨脹又は収縮して，その結果ソレノイド場を発生し，風が吹き

出すところに，山岳のあるため，なおソレノイド場を小域化ならしめ，小規模循環を生じることを示した。また下層１００ｍ位のよどむ空気はますますその可能性を強くならしめた。

そしてその循環（主風向に沿う鉛直断面内）の端に，海風（陸風）前線がつくられ，適当な一般風（数ｍ／Ｓ）がある場合にはなお顕著であった。その前線の通過とともに実は汚染値の濃度の極大が観測され，１～２時間つゞく。このメカニズムは一般風の強さと方向によって影響され，下松市のように，湾の入口から風の入ってくる場合はまだよいが，東西方向から海岸ぞいの風が吹くと少々議論が面倒になる。しかしこの研究は当市の担当者から大変喜ばれた。

次に集中豪雨についてであるが，九州地方および北海道において実地に体験してみるとその猛威に驚く以外はない。たしかにKmスケール（数Km以内の幅で脊の高い多細胞の）積乱雲から，その条件さえとゝのえば猛烈な雨がふることがある。時間雨量は優に１００㎜／hr を越え，九州の１９７２年７月豪雨では山口県でも丸４日間警報の出しっぱなし，降雨量は４００～５００㎜でも崖くずれはものすごいものがあった。北海道でも１９７３年９月函館付近で時間雨量１３３㎜／hr（非公認１７７㎜／hr）の豪雨があり，想像外の土砂流が観測された。

この種の降雨には実のところ数１０Km以内の現象として，不安定場がかもし出され，積乱雲同士が相互に影響し合って，寿命と降水量を高めているように見える。積乱雲群の性質がまだ概念的にしかわからぬ時代だが，孤立積乱雲のｅｎｔｒａｉｎｍｅｎｔ では想像できぬ降水量と寿命のあることから，湿った空気の多量の流入が問題とされ，九州の梅雨前線の雨においては下層ジェットの存在が注目され，とくに帯状流の発達，層状雲と対流雲との関連，ｄｉｆｆｅｒｅｎｔｉａｌ ｔｈｅｒｍａｌ ａｄｖｅｃｔｉｏｎというところの下層に湿った流れ，上層に風向を少し変えたやゝ冷たい流れの交点の降雨という問題が提唱されている。函館の場合もそれに該当し，とくにKmスケールの対流エネルギーが数１０Kmの領域のエネルギーとどうエネルギー交換をし合うかが研究テーマとされている。(7) この種の対流が起ってくると，もはや大規模→小規模とエネルギーは一方的に流れてゆかない。小規模より時々エネルギーが大規模に還元されてゆくので厄介になる。台風のような大きなものでもそうであるから台風進路予想は中々はっきりしない。

この集中豪雨を起す雲中での雨滴生成はこれまた難かしい問題である。先に述べた成長の他，大雨滴の分裂という現象，蒸発によるまわりの空気の冷却ということも入ってくる。おそらく猛烈な対流の中では乱流も激しく，今迄のような静穏大気中の併合成長など及びもつかぬ降雨生成が起っているだろう。しかし今のところそれについての量的，実証的研究はほとんどない。

2－4. 数１０００ｋｍスケールの領域

いままで10^5～10^6倍で領域を拡大してきたが，Kmスケールとなるとせいぜい10^4倍しかできず，それ以上大きくすると地球をはみ出してしまう。それでも超長波スケールとは標記の大きさ以上を指し，このスケール内では問題のとらえ方が大分と変ってくる。もちろん isotropic

homogeneous という訳にはゆかない。また短波スケール（数１００Km）で渦度保存とかいう取扱い，地衡風調節とかいう概念も段々違ってくる。そして地球上で気流が動くについても短期現象のように初期条件だけが支配的なものでなく，境界条件（とくに地表の状態）がずっと効いてくる。だから短波スケール内の概念のまゝ論議すると往々に誤まりとなる。また超長波はよく西進するし，その実体はあまりにも大きくてとらえにくい。ましてや超長波と短波との関連もよくわかっていない。

ところでこのスケール内に浮游しているエーロゾルについて触れてみよう。エーロゾルはどんなに空気がきれいでも，地表面では数１０～数１００／CC ある。前に述べたようにその卓越半径は0.０１～0.０５μ程度であろう。それが光の散乱については微妙な性質をもつ。可視光のうち散乱に最も影響するのは5,５００A程度の波長だから，0.５５μになり，それに比べるとエーロゾルは小さく，レーレー散乱則が成立する。つまり散乱係数は波長の４乗に逆比例する。また半径の２乗，濃度の１乗に比例する。だからエーロゾルが濃度をふやしたとか，吸湿又は凝縮で半径がふえれば散乱状態は急にかわる。またエーロゾル群の中では互いの散乱によって層としては吸収効果もあらわれるし，水分を吸湿すればそれ自体として熱の吸収もあり，複雑な作用をする。(8)

エーロゾルは人為効果によって大いにかわり，とくに燃焼核が存外郊外でも多い比率で発見されている。私の研究でも硫黄成分が相当に海上にも分布している。電子顕微鏡やエレクトロンマイクロプローブアナライザーで検知された結果もそれを裏書きする。(4)

このエーロゾル効果が大気中の CO_2 の吸熱効果とキャンセルするか否か大問題になっている。また上空のオゾンの吸熱効果が太陽放射と合せて論議されている。CO_2 にも人為効果も入り，今のところ平均としてはエーロゾルも CO_2 も微量とはいえ，年々増加していることは確かなのだから思わぬ現象が起らぬとは限らない。地球の熱収支およびそれに伴なう大循環の変化の将来予測には年々複雑な要素が入ってくるであろう。

3. おわりに

以上様々のスケールにつき私が今までタッチしたことの一端を述べたが，自分ながら随分いろいろなことに首をつっこんだものと思う。(たゞし一番力を入れたのがエーロゾルと雲粒であろう。)

しかしその取扱いはそれぞれ違っているとはいえ，基本概念は同じである。つまり気温とか気圧とか水蒸気とかいう要素が複雑にからみ合って現象をかもし出しているということである。

そこで少々悲観的なことは（どの科学の分野でも多かれ少かれそうだろうが），何をやっても決定論的なことが言えず，いつまでも不可解の要素を含めていて，論議が先に進まないことである。こゝまでは確かにこう言えるということが如何に乏しいか。我々の学問は精密科学ではない？　もちろん人文社会科学のようにやたらに価値観を導入したりはしないが，ある意味では各人

そう思わせるようなしぐさをすることもある。また悪口を言う人は要素が適当にからみ合えば気象現象は現われうるから，卓越した要因を探そうと思っても不可能だと言う人もいる。たしかに学問として抽象精密化でき，学問それ自体として基礎的意味をもつ学問と比べると我々の学問は応用的実用的便宜的に見える。しかし本質を探ろうとする気持は同じであり，苦労も同じである。たゞ目的設定をしっかりしないと小さい研究テーマの中の無限の泥沼にもがくことになる。目的と言っても多くの場合，人間社会生活に関係ある現象（災害とか公害とか……）にしぼってそれをある程度説明できれば（その説明にはすべての分野の知識を必要に応じ最大限動員する）足りる。そして次の研究にうつる。(8)(9)

そう考えるとまさに総動員召集令のかゝった総合科学である。おそらく純粋精密科学の人もうらやむところの取扱いすら我々の前にはおかれているに違いない。

文　献

1. 内田英治，1970：自然科学史講義
   （歴史と人間――特に歴史的な考え方等について）　犀書房
2. 内田英治，1969：地学講義　　犀書房
3. Ohta, S. and E. Uchida. 1969：
   An automatic cloud nuclei counter, Proc. 7th Int. Conf. Cond. Nuclei and Ice Nuclei, Sept. 18－24, 1969, 268－271
4. Uchida, E., 1966：Investigation of Cloud Condensation Nuclei on Physical and Chemical Bases, Pap. Met. Ges phys., 17, 225－278.
5. Uchida, E. and S. Ohta, 1969：
   A Simulation Approach to the Formation of Precipitation Particles Using the Monte Carlo Method, J. Met. Soc. Jap, Ser. , 47, 279－291
6. 内田英治，1973：最近の海陸風研究の動向，日本気象学会
   北海道支部だより，3～11，〔研究時報に投稿中〕
7. 内田英治，1974：昭和48年9月道南及び東北北部豪雨災害の調査と防災研究，昭和48年度文部省科学研究費　自然災害特別研究(1) 802031，1～12
8. 内田英治，1974：気候変動の原因論，日本気象学会主催
   第8回夏期大学教室「新しい気象学」気候変動特集テキスト，47～54
9. 内田英治，1974：異常気象の原因をめぐって，
   スチールデザイン（新日鉄KK）No 136，12－15

J・ウイリアムス他：氷期の境界条件下においてNCARモデルを用いた大気大循環のシミュレーション*

田　中　康　夫**

ウルム・ウィスコンシン氷期（ウルム最盛期；現在より約2万年程前で，日高山脈・日本アルプスに氷河がかがやき，海面は現在よりも100～130mも低かった）に対応する境界条件下での大気大循環のシミュレーションの結果が，Journal of Applied Meteorology Vol. 13(1974)に発表されたので，その内容を要約して紹介する。紙面の都合で図の幾つかを省略した。

1. 序　説

氷期の境界条件下での大気大循環のシミュレーションは，最近ではラム・ウッドロッフェ(Lamb and Woodroffe：1970)，エリア(Alya；1972)などにより行なわれているが，今回はNCARモデル（笠原・ワシントン；1971）を用いてシミュレーションを行なった。計算は，1月と7月につき各々，氷期とコントロールケース（現在の境界条件に対応）合計4つのケースについて行なわれた。

2. モ デ ル

a. NCARモデルの概観

モデルの解説は，笠原・ワシントン（1967，1971）によって詳しくなされているのでここではモデルの概観をする。慣用の記号を用いる。

---

* これは，J. Williams, R. G. Barry and W. M. Washington(1974)：Simulation of the Atmospheric Circulation Using the NCAR Global Circulation Model with Ice Age Boundary Conditions の要約である。

** 気象庁長期予報課

(1) 座標系（独立変数）；水平方向には極座標系（λ，ϕ），鉛直座標には高度(z)を用いる。他の一つの独立変数は時刻(t)。

(2) 従属変数；予報すべき（Prognostic）変数は，ρu，ρv，P，q，診断的（diagnostic）な変数として，W，T，ρ。

(3) 方程式系；運動方程式は，水平方向にはプリミティブ方程式，鉛直方向には静力学の式を用いる。他に，質量連続の式，熱力学の式，水蒸気保存の式，理想気体の状態方程式。

(4) 強制項（Forcing terms）

○ 加熱率Q；太陽放射の水蒸気による吸収と長波放射による加熱・冷却，水蒸気の凝結の潜熱放出による加熱，顕熱のうず拡散による加熱・冷却，Qはこれらを総合した効果。……熱力学の式。

○ 摩擦力の水平成分……運動方程式。

○ 単位質量の大気中に含まれる水蒸気量の変化……水蒸気保存の式。

(5) モデルの構造；水平方向には緯・経度各5度毎のメッシュ（緯度60度より極側では，経度方向の解像度を5度より大きくしている）。鉛直方向には地表から高度18kmまで各層3km毎に区切った6層全球モデル。

(6) 含まれている他の物理過程

○ 雲量は3km，9kmの2つのレベルで，各レベルでの相対湿度に比例すると仮定して計算される。

○ プラントル層での水蒸気，顕熱，運動量のうず拡散効果。

○ 対流調整を行なっている。山岳の効果も含む。

○ 海面温度は，観測値を与えて時間的に固定している。

○ 海面外での表面温度は，地表面（氷・雪面も含む）における正味の赤外放射，太陽放射の吸収，大気への顕熱・潜熱輸送，雪氷の融解熱，地表面下への熱伝導などの平衡から決められる。

○　ボーエン比を海面以外では1と仮定しているので，顕熱フラックスと水蒸気フラックスの比は一定となる。

b. 氷期のデータ

(1) 海面温度；北大西洋域はマッキンタイア（Mcintyre；1967），他の海域はエミリアニ（Emiliani；1971）のデータを基にして，1月，7月の各月の水温から特定値を差し引いた温度分布を用いた。第1図に1月氷期のアルベド，海面温度，雪線の位置を示す。

(2) 氷の水平・鉛直方向の拡がり，植物分布；第1表に示した資料によった。

(3) 雪線の位置；7月の雪線は氷の赤道側の端に一致すると仮定。1月には，樹木線，または，ステップの南限に雪線が位置すると考えた（第1図参照）。

(4) 海岸線；第2図に氷期における地形分布を示す。フリント（Flint；1971）によると，インドネシア，オーストリア～ニューギニア，スペイン沖，北アフリカ沖の各地域で海岸線が現在と変わっている。

C　初期条件

夏・冬各ケースとも等温静止大気から計算を始めた。比湿の初期値は0とした。赤緯は各々，1月中旬，7月中旬にセットする。コントロールケースの初期条件は笠原・ワシントン（1971）と同じ条件を用いた。

3. シミュレーション結果

各ケースとも，計算結果の51～80日の30日間平均場について，主に北半球に着目して検討を加えた。

a. 平　均　場

地上気圧：コントロールケースについてはクラッチャー・メザーブ（Crutcher and Meserve；1970）の結果と比較し，氷期の結果についてはコントロールケースとの比較を行なった。その結果を要約して第2表に示す。氷期の海面気圧分布（30日間平均）を，1月について第3－1図，7月について第3－2図に示す。

風速分布；帯状平均した西風の強さの緯度・高度分布については，コントロールケースはニューエル他（Newell et al；1970）との比較を，氷期についてはコントロールケースとの比較を各々行なった。対比した結果を第2表に示す。第4図には氷期における帯状平均した西風

の強さの高度分布を1月（第4－1図）と7月（第4－2図）について示した。

b　じょう乱

4つのケースについて，検討期間（30日間）における高低気圧中心の出現分布を調べた。コントロールケースの結果はクライン（Clein；1957），タルジャード（Taljard；1972）と比較し，氷期の結果はコントロールケースとの比較を行なった。その特徴を要約して第3表にに示す。また，氷期における高低気圧中心の出現分布を1月について第5－1図，7月について第5－2図に示す。

c　気候要素

(1) 雲　量

帯状平均した高度3kmにおける雲量について，コントロールケースは，ロンドン（London；1957），バン・ルーン（Van Loon；1972），シュッツ・ゲイツ（Schutz and Gates；1971）の実測結果と比較し，氷期はコントロールケースとの比較を行なった。その結果を第4表に示す。第6図には，緯度平均した雲量の南北分布を示してある。

(2) 降水量

計算した90日間の降水量の帯状平均値，および地理的分布を，コントロールケースについては実測値と，氷期についてはコントロールケースと各々比較した。その特徴を第5表に示す。帯状平均値は，1月，7月とも，コントロールケースの結果はミューラー（Moller；1951）の結果の2～5倍となった。しかし，タッカー（Tucker；1961）によると，北大西洋上の中，高緯度域では，ミューラーよりも降水量が多くなっており，一方，リード・エリオット（Reed and Elliot；1973）による見積りは，北太平洋では前二者よりも少なくなっている。計算した帯状平均値と実測値の間の大きな違いは，地理的に非常に大きな降水量の差が計算されるためと考えられる。また，氷期とコントロールケースの違いは，地理的分布ではなく，主に量的な違いである。

4　他の実験との比較

(1) ラム・ウッドロッフェ（1970）との比較

彼等はウルム最盛期の夏・冬の気温を，海洋学・古植物学的な研究により求め，北半球について上層気温，1000－500 mb層厚の分布を計算した。更に，高・低気圧がひんぱんに発達する地域を計算で求め，地上気圧パターンを推定した。彼等との比較の主要な点を次に記す。

○　氷期には，上層の西風が氷の南にまで偏位するだろうと彼等は推測したが，今回の結果では，夏・冬ともに，西風はローレンタイド氷床（カナダの大部分を，氷期におおっていた大陸氷河）の南へは偏位せず，強風軸は北緯約50度の北アメリカ氷床の上空に位置した。

○　高度6kmでは，周極うずの大きなパターンは彼等の層厚場と良く一致したが，今回の地上平均図によると，1月，7月ともに，低気圧がしばしば大西洋を北東に横切って通り，極の高気圧は60°Nより南には拡がらなかった。

○　今回は循環の主要な特徴のいくつかについて，緯度分布，活動の強さに明らかな季節変化が見られた。例えば，アイスランド低気圧は，氷期1月には南に偏って強く，氷期7月には弱いトラフとなった。また，アジアでは，気圧系は7月よりも1月の方が強かった。

○　西シベリアでは氷期には，夏・冬ともに低気圧領域となっており，彼等と同じ結果を得たが，ヨーロッパでは低気圧活動域の季節変化は，明確には現われなかった。

○　北アメリカでは，平均場の季節変動は小さいが，1月には中西部で重要な低気圧活動の地域が見られた。

(2)　エリア（1972）との比較

2層・準地衡風・スペクトルモデルを用いて，ウルム最盛期の気候をシミュレートした。7月の現在，氷期に対応する2ケースについて60日先までの計算を行なった。エリアと今回の結果は良く一致し，その主な点を以下に記す。

○　北大西洋を横切る領域，ヨーロッパ中南部から東部にかけての地域では，現在のケースの方が，氷期のケースより移動性のうず活動が少ない。

○　非常に強いステアリング流の影響で，多くの低気圧が，スカンジナビア氷床を横切って通過した。

○　7月には北アメリカを横断する低気圧の数が少ないので，冬の循環によって水分が氷床に補給されているのだろうとエリアは考えたが，今回の結果で，それも確かめられた。

○　極うずはどの実験でも南に偏ったが，エリアはグリーンランドの南に位置すると指摘していた。

5. ま　と　め

境界条件を少し変えて実験を繰り返してみたが，結果はそのような小さな変化によっては，余り違わなかった。また，今回の実験は氷期の状態を完全に再現してはいないかもしれないが，氷期とコントロールケースの循環に現われた大きな差は，氷期と現在との変化の方向を示していると考えられよう。氷期における，コントロールケースとの大きな違いをまとめると次のようになる。

(1) 北半球中緯度での7月の帯状平均風の強さは，現在の冬の状態に対応する。上層の西風は，ローレンタイド氷床の南へは，明らかに偏位しなかった。

(2) 1月には極付近の地上低気圧は10度南に寄り，東ヨーロッパからソビエト東部にかけて，新しい低気圧が現われた。一方，7月には西ヨーロッパとアジア中部は高気圧が卓越し，平均的なモンスーン低気圧は現在より，かなり弱まった。

(3) 低気圧活動は，陸氷と海氷によって，1月・7月には南に偏位し，主な活動領域は冬期には，ローレンタイド氷床の南となった。夏・冬ともに，北大西洋・ヨーロッパからの低気圧は，スカンジナビア氷床の南の端を通って，アジアに入りこんだ。

(4) 氷期における降水量の変化は，主に量的なものである。地理的には，夏には亜熱帯乾燥地帯や10°N以北の南アジア，東アジアで，降水量は明らかに少なくなった。冬期の降水量は現在と同じくらいだが，南・北両半球の中緯度でわずかに減っていた。

（参考文献省略）

第1表：氷期における植物分布，氷域分布を求めるために用いた資料

Area	Ice cover	Vegetation
North America	Extent: Flint (1971), J. D. Ives (pers. comm., 1971), J. T. Hollin (pers. comm. 1971) Thickness: J. D. Ives (pers. comm 1971), J. T. Andrews (pers. comm 1971), J. T. Hollin (pers. comm. 1971)	Flint (1971), Butzer (1971)
South America	Extent and thickness: Flint (1971)	Polanski (1965), Flint (1971), Bigarella and Andrade (1965), Damuth and Fairbridge (1970), Zonneveld (1968), Van der Hammen (1961)
Eurasia	Extent: Flint (1971), Butzer (1971), Gerasimov (1965) Thickness: Flint (1971), Butzer (1971), Robin (1964, 1966), Jackli (1965), Holtedahl (1967)	Frenzel (1968), Bonatti (1966), Kaiser (1969), Van der Hammen *et al.* (1965), Grichuk (1971), Coope *et al.* (1971), Tsukada (1966)
Africa		Butzer (1971), Flint (1971)
Australia & New Zealand	Flint (1971), Galloway (1965)	Galloway (1965), Van Andel *et al.* (1967), Wardle (1964), Flint (1971), Fairbridge (1970)
Antarctica	Extent and thickness: Hollin (1962; pers. comm., 1971) Pack ice extent: Fairbridge (1961)	
Arctic	Pack ice extent: Flint (1971)	

第2表：平均場（海面気圧分布，西風の強さ）の特徴

		コントロールケース	氷期のケース
1月	海面気圧分布	○シベリア沿岸に低気圧が現われアリューシャン低気圧は弱く表現されている。 ○アゾレス ― 北アフリカ高気圧は地中海西部に偏位している。 ○シベリア高気圧は南東方向に偏位している。	○アイスランド低気圧とアリューシャン低気圧は10度南に偏っている。 ○シベリア高気圧の位置は変わらない。 ○東ヨーロッパ～ヨーロッパロシアに新しい低気圧が出来ている。 ○北カナダの高気圧は偽である。 ○カナダ東岸沖の小さな低気圧は注目すべきである。 ○熱帯での変化は小さいが，南半球の大陸上の低気圧は5～10度赤道寄りに偏っている。
	風速分布	○西風の極大の高度が高すぎる（上部の境界条件によると思われる）。 ○北半球でのジェットの緯度分布は良い。 ○南半球での極大の緯度はやや赤道方向に寄っている。	○北半球での西風の極大値は弱まっている。 ○高度4.5kmでの風速は45～50°Nで現在より強い。
7月	海面気圧分布	○アゾレス高気圧が東へ延びるかわりにアジアの低圧域が北アフリカ，地中海を横切って西へ延びている。 ○北大西洋に非常に強い高圧域が現われた。	○アジアの大部分で高気圧が発達している。 ○アリューシャン低気圧は冬の実測パターンに似ている。 ○高気圧が北大西洋，北アフリカで優勢である（ただし，カナダの大部分では偽と思われる。） ○弱いが連続した赤道低気圧帯が見られる。
	風速分布	○西風の極大の高度が高すぎる（上部境界条件によると思われる）。 ○北半球のジェットの緯度は北すぎる。 ○南半球の風速の極大の位置はやや赤道寄りとなっている。	○北半球で現在より西風の極大は強く45°Nまで南偏している。 ○高度4.5kmでの風速は熱帯では現在と違いは無いが，中緯度では現在の冬の状態に対応できる。

第3表：じょう乱（高・低気圧中心）の出現分布の特徴

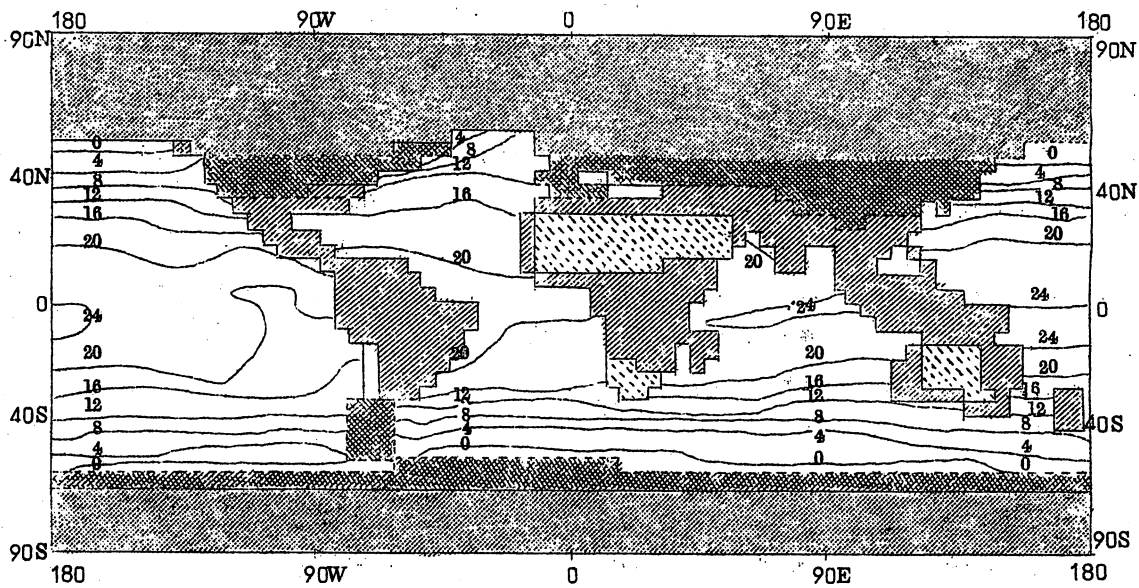
	コントロールケース	氷期のケース
1月	○地中海および北アメリカ中西部での低気圧活動が現わされていない。 ○北太平洋東部の低気圧と南半球偏西風帯の低気圧は共に非常に赤道寄りに表現されている。	○大きな氷床と海氷の影響で低気圧活動の地帯が明らかに南に偏位している。 ○アメリカ合衆国中部で低気圧の出現回数が多くなっている。 ○北アメリカ北極地域とシベリアの極地方でじょう乱活動の連続性が見られる。 ○中部赤道太平洋とオーストラリアで低気圧の出現回数が減っている。 ○南半球偏西風帯における低気圧経路が南太西洋，南太平洋で極方向に寄っているにもかかわらず，両半球の亜熱帯高気圧の出現頻度は小さい。
7月	○平均的なモンスーン低気圧は全々表現されていない（多分，サブグリッドスケールのものだからと考えられる）が，地中海と極東に現わされている低気圧は北すぎる。	○低気圧の経路が明らかに北大西洋からイギリスの西へ延び，さらに東ヨーロッパからアジアにかけて延びている。 ○アリューシャン列島にも活発な低気圧の活動域が見られる。 ○1月と比べて，ローレンタイド氷床の付近では低気圧活動が全く見られない。 ○赤道太平洋で，低気圧がしばしば発達しており，弱まった亜熱帯高気圧の赤道側にあたる35°Sに，付加的な低気圧の活動域が見られる。 ○南大西洋と南太平洋ではじょう乱はブロッキングパターンの様相を示しており，南半球偏西風帯でのじょう乱活動は明らかに弱まっている。

第４表・雲量分布（低層雲）の特徴

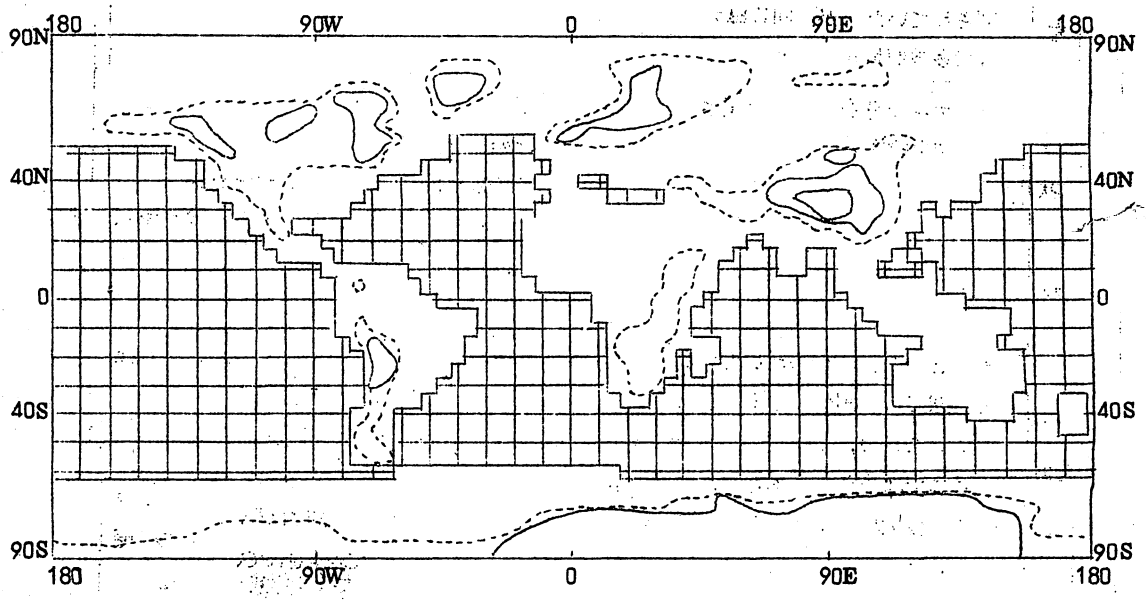
	コントロールケーケ	氷期のケース
1月	○計算値は，ロンドン（１９５７），バンルーン（１９７２）の実測値よりも，北半球の中，高緯度では小さくなつており，５〜１０°Nではむしろ極小となつている。しかし，シュツツ・ゲイツ（１９７１）の衛星のデーターを用いた観測値とは，この地域では良く一致する。 ○南半球では高層雲で５〜１０％の修正を加えれば，計算値とバンルーンの実測とは良い一致を示す。	○亜熱帯ではコントロールケースよりも雲量は増えるが；５０〜７０°Nでは減つている。
7月	○北半球では，計算値はロンドンの実測値とよく一致する。 ○南半球では，バンルーンと較べて，３５〜55°S，７５〜90°Sでは計算値の方が非常に大きいが，０〜２０°Sでは上層雲による補正を考慮しても計算値の方が小さい。	○２５°N以北では，コントロールケースよりも，かなり雲量が増えている。

第 5 表 降水量（帯状平均値，地理的分布）の特徴

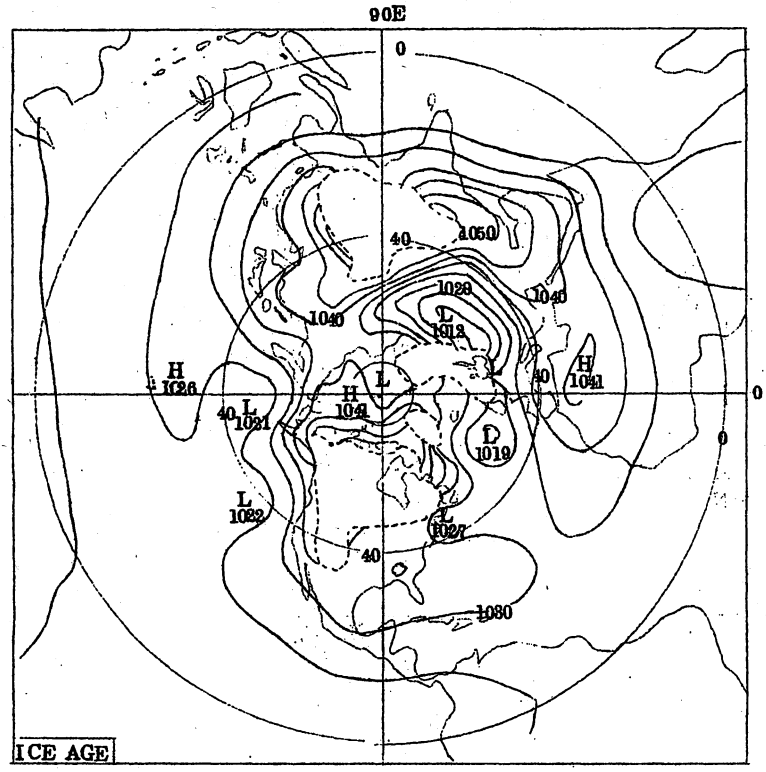
		コントロールケース	氷期のケース
1月	帯状平均	○赤道の低圧部で降水量が過大になつているが，南半球では亜熱帯の極小帯が表現されていない（これはモデルでの降水プロセスが余りにも有効であること，又，赤道地帯における降水量の観測値が小さすぎるためであると思われる。また，ボーエン比を1にしているために乾燥地帯では過大の降水が起つている）。	○南半球については，中緯度でわずかに降水量が減つている。 ○北半球では0～10°N，55～70°Nを中心に，わずかに降水量が減つている。
	地理的分布	○地理的分布は，ミューラーと良く一致する。 ○亜熱帯域では，多雨，小雨域の東西分布が実測より強く表現されている。（0～20°S，160°E～140°Eの南赤道太平洋域，南アフリカ，南アメリカで多雨域が見られ，実測と地域分布は合つているが，量は多くなつている。実測では表現されていないが，同じ緯度帯のインド洋で多雨領域が見られる）。	○北大西洋域で降水量の極大域がイギリスの南西に偏立している。 ○亜熱帯乾燥地帯での降水量は，コントロールケースより少なくなつている。
7月	帯状平均	○ゾーナルな分布は良く表現されているが，南半球中緯度の極大は10度ほど観測より赤道方向に寄つている。	○南半球ではコントロールケースとの違いは殆んど無視できる。 ○北半球では10°Nより北ではコントロールケースと較べて非常に大きな減少を示し，20°Nでは50%，60°Nでは75%も減つている。
	地理的分布	○実測と余り良く合つていない。 ○南半球では実測値よりも東西分布が平滑化されており，アマゾン川流域の極大値は計算では現われておらず，サハラ砂漠の北の極大域はミューラーの図では現われていない。 ○赤道太平洋，特に東部と，アジアのモンスーン地域では計算値は非常に大きく出すぎる。	○極大域は，大西洋を横切つて延びる低気圧経路と一致している。 ○亜熱帯乾燥地帯での降水量は，コントロールケースよりも少なくなつている。 ○アジアのモンスーンの強さは弱まつており，コントロールケーケで表現されていたアジアの東部，北東部の極大域は消滅している。 ○カリフォルニア沖では，コントロールケースの少雨域が，多雨域に変わつている。



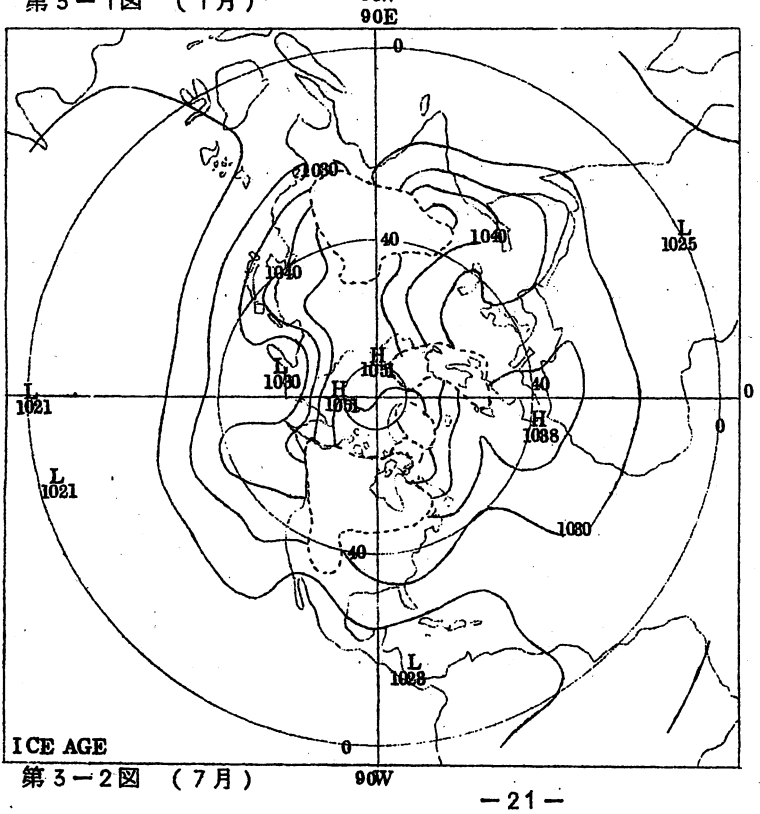
第１図：氷期１月のケースに用いたアルベド，海表面温度分布。太い点線は雪線を示す。アルベドは点模様域で６１～１００％，ます目域で４１～６０％，破線域で２１～４０％，斜線域で１～２０％である。



第２図：氷期１月・７月に用いた海陸・山岳分布。等高線は破線が１km，実線が２km，点線が４km。



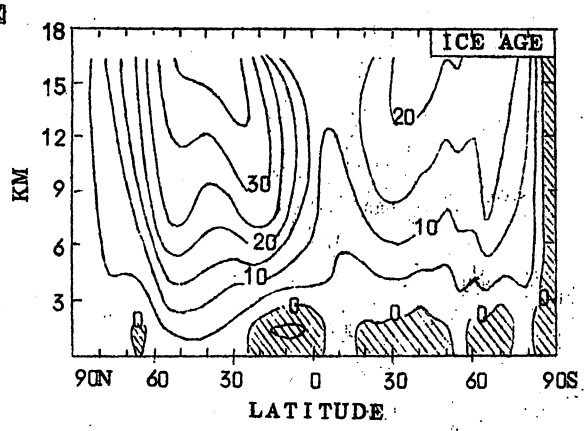
第３－１図　（１月）



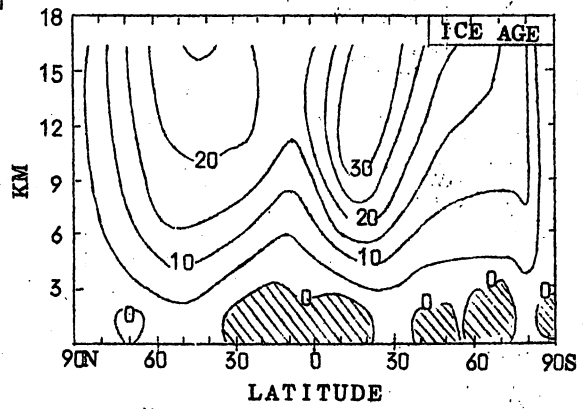
第３－２図　（７月）

第３図
氷期における３０日平均海面気圧分布（mb）（第３－１図は１月，第３－２図は７月を示す。高度１～５kmの領域は破線で囲ってある）

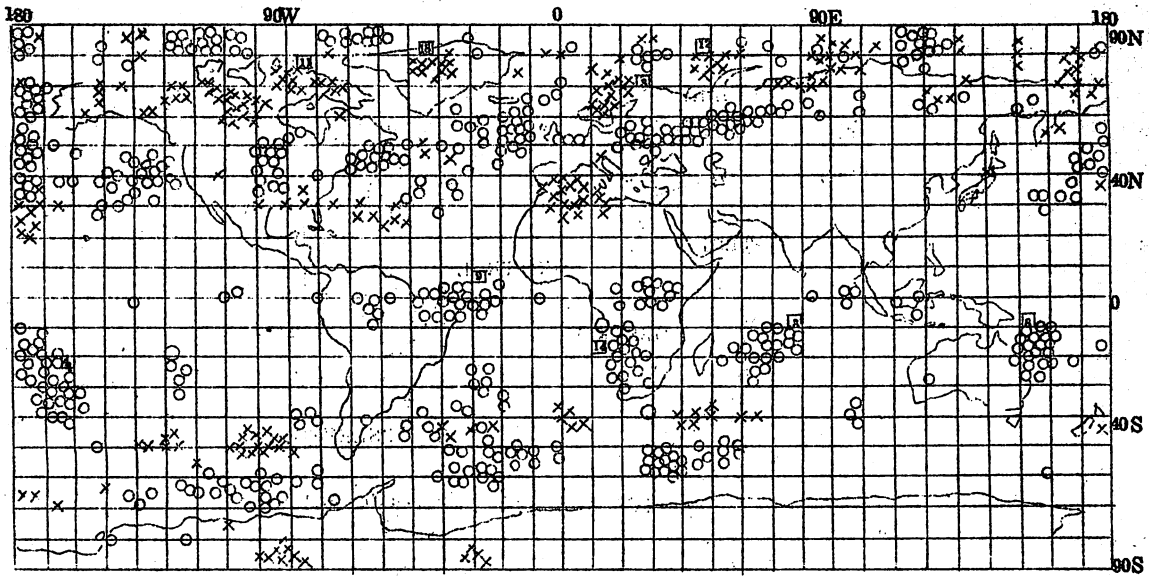
第４－１図
（１月）



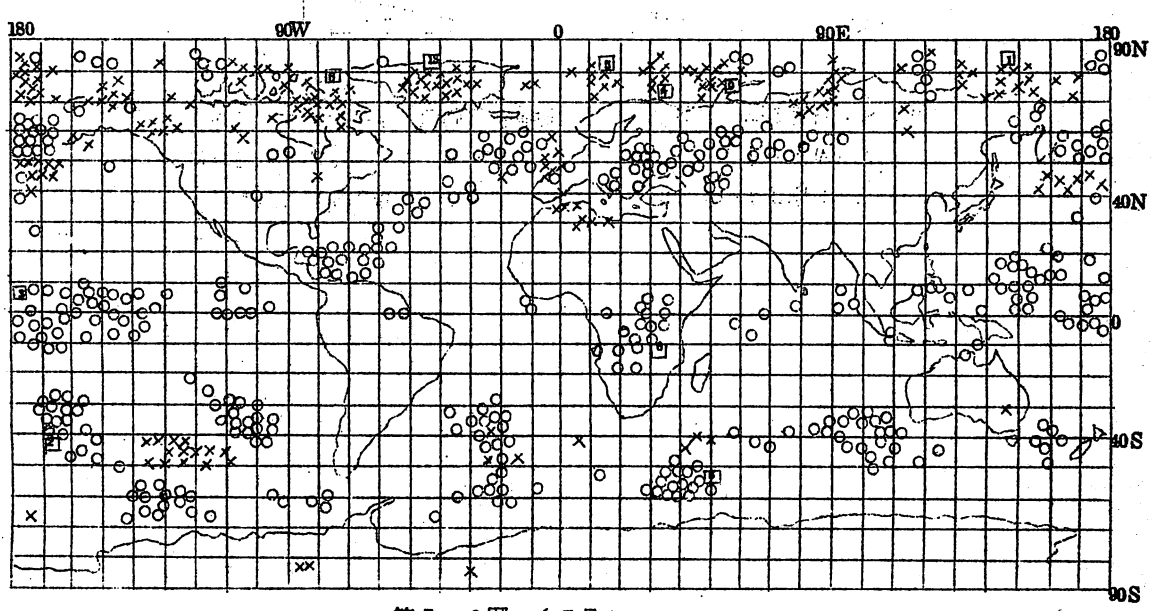
第４－２図
（７月）



第４図：氷期における帯状平均西風の強さの緯度・高度分布（ｍ／ｓｅｃ）
（第４－１図は１月，第４－２図は７月を示す）

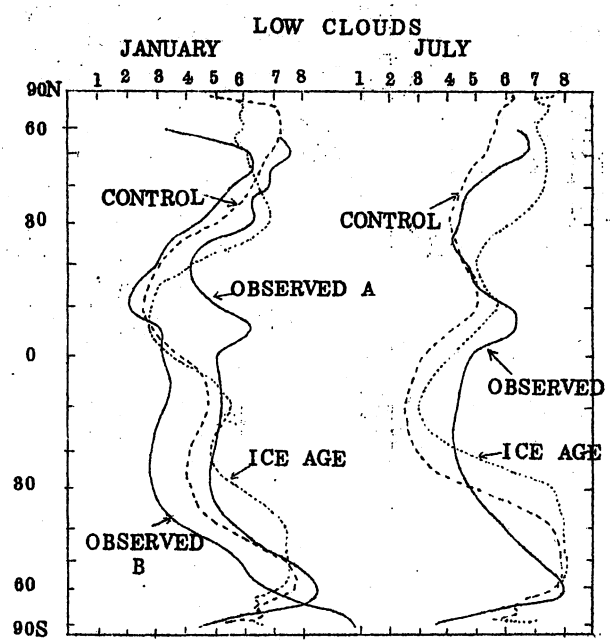


第５－１図　（１月）



第５－２図　（７月）

第５図：氷期の３０日間（第５１～第８０計算日間）の高・低気圧中心出現分布。○は低気圧，×は高気圧の中心。数字はクラスター中の付加的なじょう乱の数を示す（第５－１図は１月，５－２図は７月）。



第６図：高度３kmでの雲量の帯状平均値。観測値は全雲量を示してあり，１月の(A)と７月はロンドン（１９５７）とバンルーン（１９７２）に，また，１月(B)はシュッツ・ゲイツ（１９７１）の観測値によった。

上部成層圏から見た日本の梅雨期（綜合報告）

池　田　誠　也

要　　約

綾里で観測された4 seasons（1971～1974年）のrocketsondeの資料（気温および風の東西成分）を解析した結果，上部成層圏の春から夏にかけての温度構造および上部成層圏から下部成層圏にdeepしてゆく東風成分（easterlies）の強まりなどstratopauseの季節変動に伴う特徴と日本の入梅時期との間にかなり密接な関係があることが判った。出梅時期についてはまだ検討の余地がある。またこの事実は春から夏にかけて上部成層圏の空間変動が対流圏循環，特にモンスーン期の東アジア地域におけるこれまでに研究されて来た梅雨期の機構形成に少なからず寄与するcovariantな現象であることを示唆するものである。本論は最近までに得られた上部成層圏の季節変動に大きな役割を占めるstratopauseの研究成果に基づき広く考察するものである。

1. はじめに

成層圏の資料（radiosonde，rocketsonde）を扱う時，夏季に比らべ冬季の方がより細かなまた激しい変化を示すので，これまでの専らの興味は冬季のいろいろな現象に注意が払われて来た。その中でも下部から中部成層圏と対流圏の循環機構については，R. Scherhag（1952）が冬の下部成層圏においてBerlin現象を発見して以来，数多くの興味ある報告がなされている（Warneck，1956；Teweles and Finger，1958；craig and Herring，1959；and others）。

特に冬の突然昇温の出現とその後極夜渦が崩壊することの関係はaccidentとして注目される以上に対流圏循環の気候学的要因の作用中心として認識することが必要であることが多くの人人により指適された（Austin and krawitz，1956；Hare，1960；Goason，1961；and others）。

また長期予報的見地からいえば，対流圏と成層圏（最近は成層圏と中間圏の相互関係についての議論がある）を結びつける機構およびその形成過程を解明することが必須である。今日では取扱う資料が増大し，これまでのimageをlarge scaleの場で考察する必要性がでて来た。

2. 成層圏資料の拡大

1950年代から今日までの成層圏における資料の増加はlarge scaleの立体構造の解析を可能なものにした。このような背景を簡単に展望すると，1950年代は主として北半球全域に集中している高層観測（radiosonde）網に負うものであり，引続き今日においても重要な役割を果していることは言をまたない。

radiosondeの平均到達高度は30km（10mb面）ぐらいであるが，東半球のモンスーンについての研究が実に30kmまでの季節的空間変動と深い関係にあることが示されている。

その後IGY（国際地球観測年，1957／58）を契機として，各国の気象観測用小型ロケット*1が開発された。ロケットは運搬手段であり，これにrocketsondeを搭載し探測した結果は高度20kmからいわゆる上部成層圏または中間圏下部に至る探測高度までキロ別と特異点（気温および風向，風速）に分けてWDC－A*2に報告される。報告される内容は気温，風向風速，気圧，密度，音速，降下速度などである。これらの資料は着実に集積され今日に至っている。

1960年代はアメリカ，カナダ，イギリスなど西半球地域のうち主として北米大陸にMRN（気象ロケット観測網）が集中した。1962年にはNOAAから"U. S. standard atmosphere"が出版され，高度120kmまでのアメリカ上空における標準的な大気成層の特性が報告された。その後1966年にはこのsupplementが出ている。1970年8月には極東地域では初めての気象ロケット観測所が岩手県の三陸町綾里に完成し，既に観測に入っているスペイン，インド，パキスタン，ソ連などの東半球地域におけるMRNに参加した。しかし北半球全域から見たMRN（第1図）は未だにsparcityな状態といわざるを得ない。現在，各国の観測資料（ROCOB）を用いた上部成層圏のsynoptic analysis（5mb，2mb，1mb各面）はある程度可能となっている。

次に気象衛星による観測資料は1969年から実用になった。先ずNimbus3，4号で始ったこのseriesは対流圏における気温の測定が目的であった。例えば，Nimbus 4号に搭載したIRIS*3によりCO₂ 15μm帯から放射される黒体温度に相当するスペクトルを測定したことなどである。気温の鉛直分布は成層に集中して存在する例えばN_2O，CO_2，O_2などの組成物質によって吸収される波帯の放射輝度のスペクトル分布を観測することにより求めることが

---

*1 欧米ではArcas型，日本MT－135P型，ソ連M－100型，インドArcas型，最近ではM－100型，フランスではlockyd型のロケットを用いている。いずれも固体推進薬の1段式ロケットである。

*2 World Data Center－A：ワシントンの商務省内にあり各国のロケットの観測資料を収集し，編集したものの出版を担当している。

出来る。1972年の後半には第2段階（second generation）seriesに移っている。つまり運用としてNOAA－2を，実験用としてNimbus 5号をそれぞれ打上げ ITPR*3，SCR*3，NEMS*3 などの測定器機（総称してVTPR*3 ともいう）により，主として中部から上部成層圏における気温の測定を目的とした。しかしITPRは7 channelsのうち3.7μmと11μmのchannelsで雲を発見し，雲頂の温度を測定する実験をしている。NEMSは5 channelsを持ち0.5μmのO_2 吸収帯を利用しており，雲に関係なく下方まで測定出来る。SCRは16 channelsの感部を持ち，その中の4 channelsはCO_2 15μm近傍の吸収帯となっているが，いろいろの組合せで中部から上部成層圏の温度が求まる。ITPR，NEMS，SCR／Aが瞬間的に感ずる温度の高度はそれぞれ35km（約9 mb），192km，43km（約2mb）である（smith et al，1973）。第3段階として1974年にはNIMBUS－Fの計画が予定されている。このうち中部から上部成層圏の温度測定に関係するSCR／Aの資料が有効に活用されている。

以上述べて来た簡単なreviewでも判るように最近20数年における成層圏資料は増大しており，従来下部から中部成層圏の空間で議論されて来たいわゆる旧成層圏の視野はかなりlarge scaleに転換されようとしている。つまりlocalな姿の大気としてではなく，地球大気そのものの現象として総合的に把握し理解する必要性が現実化して来たように思われる。近い将来，中間圏，熱圏までをも包含したconcreteな考察が更に必要になるかも知れない。

3. stratopause（成層圏界面）について

大小さまざまな探測ロケットの打上げが可能になって以来，地球大気の成層は高度と共に性質の異なる空間領域になっていることが明らかにされている。今日では物理的あるいは化学的な見方にもとずく区分に大別されているが，一般的には物理特性（温度特性）に基づいた空間領域の成層がよく用いられている。第2図はQuiroz（1972）から引用した温度特性による大気成層の区分である。通常，stratopauseは成層圏と中間圏の境界に3～6kmぐらいの薄い成層を形成し，年間を通じての平均高度は50kmぐらいの所にある。季節によっては成層圏の中に降下したり，北半球から南半球に移動したりして，その都度不明確になったり，消滅することがあ

---

*3 IRIS Infrared Radiation Interferometer Spectrometer
ITPR Infrared Temperature Profile Radiometer
S CR Selective Chopper Radiometer
NEMS Nimbus-E Microwave Spectrometer
} VTPR Vertical Temperature Profile Radiometers

る。またベルリン自由大学の出版物によればstratopauseの種類を三段階ぐらいに分類している。すなわちfirst stratopause；30～40kmの所にあって，温度が－20～－30°Cに相当するもの，次にsecond stratopause；55kmまではゆかず普通は50km付近で0～－10°C，third stratopause；55km以上で時々出現する。本論ではsecond stratopauseに相当するものをstratopauseといい，globalには0°Cの温度層を意味することにする。また綾里上空で観測されるstratopauseは通常48kmぐらいの高度で－10°Cの層を形成していることが気温の高度・時間断面図で判っているので－10°Cの成層のうち高度の低い方の－10°C線をstratopauseの目安に用いている。

4. 上部成層圏の季節変動

4.1 上部成層圏の最近の動向

従来，冬の成層圏（主として10mb面以下の高度）で観測されて来た突然昇温の現象は高度30km以上の上部成層圏でもやはり観測されることが各観測点のrocketsondeの資料により既に明らかにされている。綾里でも1971年の1月6日に真冬のminor warmingを観測した（Ikeda，1971）。つまり昇温現象は成層圏全体の現象であることがrocketsondeの導入で証明された訳である。一方昇温現象の原因についての理論的研究はFleagle（1958），Murry（1960），cherney and Stern（1962）らによって着手された。Cherney and Drazin（1961）は惑星波のエネルギーは対流圏から成層圏にかけてtropopauseの東西成分が弱い時期に伝播するので，惑星波自身のエネルギーの規模による影響は成層圏の秋の循環を見ていればよい。その冬の天候の特徴が判ることを明らかにしている，Hirota（1967）の解析結果によれば100～50mb付近で始った昇温が10mb/dayの位相速度で上方伝播することが判った。またMatsuno（1972）の数値計算でも300mb以上では波数1ないし2のエネルギーは上方に伝達しやすいことが示されている。いずれにせよ，これらの報告は対流圏循環の地形効果と思われるstandingな影響が成層圏の構造に大きく作用し成層を大きく変質させていることを広く指適するものであり，対流圏側からの作用を主体としたものである。ここではこのような結果にはあまりこだわらず，stratopauseの季節的変動による効果を注視し考察を進めていくことにする。

rocketsondeが鉛直方向の局所的な観測資料を提供するのに対して，satelliteは水平方向の時空的な資料として利用価値があることが種々の方法で示された（Smith，1969，1970；Quiroz and Gelman，1972；and others）。1970年代に入って明らかにされた上部成層圏の大きな特徴の1つはこれら高々度資料を用いて冬季成層圏の時空的な温度構造および風系の変動がstratopauseの複雑な摂動に伴って起きている事実の報告であろう（K. Labitzke，1972）。この中で論述されていることはstratopauseの摂

動による効果が成層圏はもとより広く中間圏の温度構造にも波及することである。第3図はmajor warming[*4]が高緯度地方で観測された時の模図である。成層圏や中間圏の温度が時間経過に伴ってどのような変化を示すかということをイギリスのWest Geirinish（57°N, 07°W）とカナダのFort Churchill（59°N, 94°W）のrocketsondeの資料にLeovy（1964）が放射による加熱，冷却だけの計算でだしたmesopauseの温度−77°C（図中Lの文字）を考慮に入れた分布図で示してある。このような高緯度における冬季stratopauseの動的な傾向を時間断面で総合的に要約すると第4図の模図になろう。高度65km以下はrocketsondeの資料に基づき，65km以上はLeovyの計算値とrocket grenade（段発音）の資料によるものである。この図によると昇温現象は初め約60kmぐらいのstratopause付近で始まり，昇温が激しくなるに従いstratopauseも下降し数日中に20kmぐらいの高度まで昇温が波及してくることである。この結果，同時現象的に中間圏の上部と成層圏の下部では冷却されている。また昇温が下部成層圏に達するとstratopauseが消滅し30〜60kmの成層で冷却，逆に中間圏の上部が温暖化してくることが指適されている。勿論このような成層圏の変動は対流圏にも大きく影響し，Wada（1968）のsynopticでかつstatisticalな調査報告によると30mbと対流圏との間にはきれいな相互関係が見られ，長期予報的立場から云えば相互の環流場における分布の対応性が重要であることを指適している。

上述したstratopauseの冬季における摂動はrocket観測ではしばしばみられることであるが，rocketsondeの資料では気候学的に平均状態であると思われる温度場からの偏差が大きい時に起っている現象であること，つまり1970／71のminor warmingの水平的規模をSCR／A[*5]の輝度で先ず確認し，rocketsondeの資料を輝度に直す方程式（Bernett et al, 1971）を用いるとsatelliteの輝度とrocketsondeによる輝度との間には94％の相関があることを調べ，satelliteの輝度の変化に対応して鉛直的な相対温度を計算し，昇温がstratopauseの変化に対応していることを証明している(K. Petzoldt, 1973)。またstratopauseの特性を示す実例としては第5図に示すように，1970年3月7日北米東岸から大西洋西部の領域にかけてアメリカ東部標準時12時20分から14時52分の間にみられた日食の影響で上部成層圏の温度構造が変質する（stratop−

---

*4 Warmingの種類はmidwinterとfinalspringの2種類があるが，規模を含めばmajorとminorの2種類が追加されその組合せは4種類となる。尚major warmingの定義はパターンが半球的規模において冬のパターンから夏のパターンに変換されることである。

*5 SCRのA channel のことであるが気圧場に換算すると2mb面に相当する。

auseが消滅する）ことが報告されている（Quiroz，1973）。第5図は掩蔽の中心がたまたまMRNの地点であるWallops Island（38°N，75°W）上空を通過することが予め計算されていたのでArcasondeを計画的に打上げることが出来た訳である。この図からも判るように冷却の影響は40～60kmの成層において顕著であること，しかも中心は50kmぐらいの高度にあり，11時の温度に比べると9°Cも低下している。注目したいことは太陽放射がわずか2時間32分停止したことによりstratopauseが消滅したことである。この事実を別の意味から考察すると地球の回転軸に対する太陽放射の効果がstratopauseの季節変動にも十分反映される余地があるだろうということである。つまり両半球の太陽高度に対するstratopauseの変動には季節的な変化量が観測されねばならない。一方O_3は光化学的な過程を経て形成される。O_3の混合比は普通40kmぐらいまでは高度と共に増加しているにもかかわらずO_3濃度の傾向は35km以下の成層圏において顕著である。このことは下降運動に伴うO_3総量の増加を意味している（H. K. Paetzold，1963）。これまで述べて来たstratopauseの下降による昇温現象は鉛直的な下降運動によるO_3の力学的加熱の結果とするならば第6図のような成層圏循環の模図が考えられる。しかしこの模図はKatayama（（1969）が示した模図と矛盾していることで検討の余地があろう。

4.2 綾里におけるstratopauseの季節変動

綾里のrocketsondeで観測された3seasons（1971～1973）の資料（気温および風の東西成分）を解析すると，綾里上空におけるstratopauseの年変動にいくつかの大きな特徴がみられる。

(i) 夏季に比らべ冬季の方がより激しい摂動を示すことである。しかし詳細に見ると年度による差異がある。第7図は初冬から晩春までの各年度における気温と風の東西成分の時間断面図であるが，図中二重破線はstratopauseの摂動を示している。stratopauseの摂動と風の東西成分とは密接な関係があることも判る。また11月はじめ50km以上の所にあったstratopauseが50km以下に下降すると風の場の変動が見られ，westerliesの場からeasterliesが卓越した場に転換してくることである（I. Shimizu and T. Suzuki，1973）。また図中1971／72で見られる準1ケ月周期のeasterliesについてはAleutian anticycloneの西斜した軸系の振舞いによるものであることが既に報告されている（Hirata et al，1973）。温度的見地から3冬季に共通している特徴は12月から2月にかけて観測されるmidwinter warmingの時，先ず中部成層圏（10mb面）で観測される昇温現象に先行してstratopauseの下降が認められることが指適されている（Saotome，1974）。しかし3.で述べたstratopauseの定義から検討すると冬季のstratopauseは必ずしも常時観測されず，大概は消滅していると云ってよい。

(ii) stratopauseが季節的に明瞭になる時期は3月中旬頃から11月上旬にかけての期間

である。特に4月から6月までの期間はほぼ経年的な変動を示している。第8図は1974（綾里上空におけるstratopauseの変動）の資料を補足した3月から8月までのstratopauseの変動を示している。この図からも判るように綾里上空では毎年4月上旬から5月中旬頃にかけてstratopauseが高さ40kmぐらいまで最下降する傾向がある。これまで4seasonsでは1972年5月17日に39.2kmの最下降値を記録している。つまりこの時期に綾里上空の上部成層圏では年間の最高気温（＋8～＋9°C）を観測している。現在，綾里では週1度の定常観測をしているので最高気温の観測値は±4日ぐらいの範囲内で出現しているものと考えるべきであろう。最高気温を観測したあとのstratopauseはその後linearに高度を上昇させ8月中旬頃には45kmに達している。

このような経過を第9図のsynoptic chart（1mb面）で見ると，冬の環流場(図中a., poleはLでwesterliesが北半球に卓越している）から夏の環流場に移行する時期に相当しており，上部成層圏の任意高度面におけるいわゆる水平的な環流場のパターンの推移はstratopauseを媒介とした鉛直的な変動で考察できることを示している。勿論，このような考察は綾里だけにとどまらない。最近，上部成層圏における北半球的規模に関連した季節変動，特に春から夏にかけての推移をstratopauseと風系の変化で考察した報告があった（Finger et al, 1973）。case study（1972年）ではあるが，同じcase study（1969年）で得られた結果（Gaigerov et al, 1973）と併せて考えるとFinger et alの解析は成層圏のglobalな季節変動に伴う循環をよく表現している例といえる。この報告の中で春から夏に至る北半球のstratopauseの役割と風系の変化を示したものが第10図である。この図はMRNのうち東半球は80°E，西半球は80°Wを中心とした子午面における断面図であり，一部南半球の資料も加えたものである。この他に資料の裏付けとしては衛星資料によるsynoptic chart（5, 2, 0.4mb各面，省略）を用いて視野の広い考察をしている。図中a.は3月15日におけるものでstratopauseの中心（0°C）は南半球側（Ascension Island <10S, 14W>）にある。－10°C線で見ると西半球側では40°N，東半球側では20°Nまでのびていることが判るが，第8図で示した綾里（39°N）の資料を補足して考察すれば東半球でも西半球と同様，この時期には40°Nぐらいまで存在しているものと考えてよい。easterliesの卓越している領域は太の点線で囲まれている。この図で注目すべき事柄は北極上空の上部成層圏から中間圏中部にかけて昇温した領域では弱いeasterliesの成層になっていて，西半球側に偏在していることで，この年度の特徴といえるであろう。4月5日（b.）になるとこの領域の成層圏がeasterliesで中間圏ではwesterliesのパターンに変化している。このような転移はfinal warmingによってもたらされたものである。3月から5月までを見ると南半球側に中心があったstratopauseは徐々に北半球側にその中心を移し，それと共に北半球の成層圏はほぼ全域に亘ってeasterliesが卓越してくることが判る。また6月に入るとstratopauseの中心が北極上空50km付近

に明瞭となる経過が理解出来よう。一方，南半球の成層圏ではこの時期にはeasterliesに代って全層がwesterliesの卓越した場になっていることでMar Chiquitaや Molodeznayaの上部成層圏では１２０m／secの強風が吹いている。

5. 東アジアのモンスーン

南アジア上空の夏のeasterliesが発見（Venkiteshwaran，１９５０）されて以来，南アジア上空の更に低い高度におけるSWモンスーンとの関係を決める研究が増大している。ここでは対流圏の環流場から見た季節的な推移に重点を置いて簡単にreviewしてみたい。Ramage（１９７１）がモンスーン地域として選んだ空間（３５°N～２５°S，30W～１７０E，１００mb面までの高度）においてBudykoとRodenの方程式を用いて得られたことは２０°Nを中心とする地域の２００mb以上では発散していること，つまり２０°N付近を中心としてupward eurrentが存在し，２５°N以北ではdownward currentが卓越していること，このことは季節変化に応じた熱帯循環が存在していることを指適している。これと関連するものとしてはNeyama（１９７１）が指適した，東アジア上空にみられる対流圏の亜熱帯偏西風と上部対流圏の熱帯偏東風の入口付近で上層発散，下層収束という現象をつくりだしていることが上げられるが，いずれも亜熱帯高気圧循環を子午的にとらえたものである。１００mb面における亜熱帯高気圧はTibetan plateauを中心にほぼ東西にのびた軸のridge lineをもっており，夏の間はこのridge lineが東西（西は太西洋，東は太平洋西部）に優勢にのびている。easterliesの強風軸はこの亜熱帯高気圧の南の境界に沿って流れている。Wada（１９７１）はチベットの高気圧は２００mb面で最も顕著であること，対流圏の暖気，成層圏の寒気と季節的に相対的な成層の結びつきは本来南アジア地域の特徴であるが，実は日本上空においてもgross wetter的に大いに影響し合っていることを指適している。また彼は３０°N，６０°E～１３０°Wにおける鉛直７層（８５０mb～３０mb）の月平均高度値の分布により２００mb面の下層と上層が逆位相（coupling）になっていることも示している。この逆位相の状態は通常成層圏の気温時間断面図の解析ではよく見られる事実であるが，この状態になると暖域が寒域に寒域が暖域におきかわってくる。時間の経過で考えれば暖域が冷却してくることを意味している。対流圏と成層圏が逆位相になるということは両層の温度減率に変化を与えることになり，エネルギー交換の好条件になっているのではないだろうかというWada の指適はreasonableと思われる。逆位相の成層が北上し，南下することに対応してstationaryなeasterliesも北上し，南下することを月別な推移で示したものを第１１図に示す。この図は対流圏の季節的な推移を示すものでstratopauseが赤道から北極に中心を移す現象と呼応したリズムをもっている。このリズムは７月から８月頃に最も北上した位置になる。一方Asakura（１９７１）が計算で示した水蒸気の年平均南北輸送量の分布を見ると中緯度

（３０～５０°N）で増加しており，熱帯や高緯度では減少していることである。case study ではあるが第１２図は Asakura が求めた季節的な可降水の変化図で第１１図の対応で見るとlarge scale におけるモンスーンの実態が把握出来る。最近ではこれらeasterlies の強風軸の北上や，水収支に関したmoisture の形態を衛星写真により解析している（Akiyama，１９７４）。

5.1　綾里の資料から見た日本の梅雨期

4.2で述べたように北半球では春から夏にかけて熱帯の上部成層圏に中心を持つstratopauseがその中心を北極に移してくる。このstratopauseの季節的な変動の主因は黄道面に対する地球回転軸の傾斜にあり，北半球または南半球におけるstratopauseの中心は春分点または秋分点の少し前ぐらいにそれぞれの半球に移動することが判っている。第１３図は綾里における東風成分の時間断面図である。stratopause に呼応して東風成分が卓越してくることが判る。図中a.は－２０m／secの東風成分が時間と共に下部成層圏まで下降してくる状況を示し，b.は５０km付近の$\overline{U}$（＝$U_{48}+U_{49}+U_{50}$）の変動を表わしている。a. b. いずれの見方にしろ平均的な季節変動の傾向が出ているが，図中b.を詳細に調べると年度によりeasterliesの強まりのpeakの出現時期に差異が見られる。この差異の原因として考えられることは第８図で示した綾里におけるstratopauseの年度による季節変動に伴うものであることが判る。4.2の(ii)で述べた如く綾里では４月上旬から５月中旬頃にかけてstratopauseの高度の下降に伴い，上部成層圏における年間の最高気温（＋８°～＋９°）を観測している。この最高気温の出現日を過去４seasonsで検討した結果，東京の入梅日との間にきれいな関係があることが判る（第８図下）。その関係は綾里でTmax（年間最高気温）を観測した日から２６日後に東京は入梅に入るということである。4.2でも指摘したが定常観測が毎週１回という制約を考えると出現日に対する許容範囲としては±４日を見なければいけないと思う。また気温の時間断面解析に基づいて検討しているので，途中１回ぐらいの欠測があったとしてもカバー出来る。１９７４年の気温断面図を第１４図で示す。なお１９７１年の場合入梅日が６月３日というのに対し，６月１０日にTmaxを観測した例外があるが，詳細に検討するとこの年の梅雨が陽性になった時期は７月６日頃からであったことを付加えておく。また出梅日についてはstratopauseの季節変動に伴ない卓越してくる東風成分の時系列が安定した曲率の傾向として観測されていることを利用することで可能と思われるが，現在検討中である。これまでの出梅に関する長期予報技術としては下部成層圏（１８km）における風の変化から決定する方法（Neyama，１９６７）がある。Marcas Island（２４°N，１５４°E）上空１８kmの風向が５月初め西風から東風に変わる日と６月に入り東風が強まり５日以上にわたり連続して１０m／sec以上吹く日を基準としてそれぞれの観測日から平均３１日のズレで西日本が入出梅することを予測したものである。この報告は当時（成層圏資料が十分入手出来ない頃）かっき的

なものとして受け入れられた。現状から云えばeasterliesがstratopauseの北上に伴ない上部成層圏から下部成層圏にdeepしてゆく過程をとらえたものといえよう。

6. 結　　語

以上述べて来たことはradiosonde, rocketsonde, satellite measurementsから明らかにされた最近の上部成層圏の季節変動，特に春から夏における時期に振舞うstratopauseの変動が半球的に大きな役割をもっていることである。特に温度構造によりその成層の風系が大きく支配されていることが判った。それが北半球のみならず南半球までを含めた季節変動として考察する必要があり，また年度による差異が存在することである。Smith and Gelman（１９７３）らによると成層圏には高度別に卓越した周期があることも指摘されている。例えば赤道成層圏で観測される準２年周期は高度２０～４０kmにおいて顕著であり，５０km付近では１年周期，６０km付近で６ケ月周期が卓越している。このようないろいろな周期の間には相互作用があって，おそらく年度による気候学的な差異を生じる原異にも結びついているものと思われる。一方このような変化をとらえて梅雨現象など気候学的な要因による現象の解析も必要になろう。

最後に最近の上部成層圏に関する貴重な資料を提供していただきました清水逸郎企画課長（元高層課長）に対し厚く御礼申し上げます。

References

1. Scherhag, R.. 1952: Die explosionsartigen Stratospharenerwarmungen des Spatwinters 1951-1952, Ber. Deut. Wetterdienst, 6, 51-63.
2. Warnecke,G.. 1956: Ein Beitrag zur Aerologie der Arktischen Stratosphare. Meteorologische Abhandlungen, Band III,Inst. fur Meteorologie und Geophysik der Freien Universitat Berlin,1956, 60 pp..
3. Teweles, S. and Finger,F.G.. 1958 : An abrupt change in stratospheric circulation beginning in mid-January 1958. Mon. Wea. Rev., 23-28.
4. Crag,R.A.,and Hering,W.S..1959 : The stratospheric warming of January-February.1957. J.Meteor., 16, 91-107.
5. Austin,J.A. and Krawitz,L.. 1956 : 50 millibar patterns and their relationship to tropospheric changes J.Meteor., 13, 152-159.
6. Hare,F.K..1960 : The disturbed circulation of the arctic stratosphere. L.Meteor.,19,36-51.
7. Fleagle,R.G.. 1958: Inferences concerning the dynamics of mesosphere. J. Geophys. Res. 63,137-145.
8. Murry,F.W.1960 : Dynamic stability in the stratosphere. J.Geophys. Res., 65,3273-3305.
9. Cherney,J.G. and Stern,M.E..1962 : On the stability of internal baloclinic jets in a rotating atmosphere. J.Atmos.Sci.,19,159-172
10. Cherney,J.G.. and Drazin,P.G..1961 : Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere.
11. Hirot a,I.. 1967: The vertical structure of the stratospheric sudden warming J.Meteor.Sci.,Japan,45,422-435.
12. Leovy,C.. 1964: Radiative equilibrium of the mesosphere. J.Atmos.Sci.,21,238-248.
13. Katayama,S..: Gross Better,No.7,vol.2,1967.
14. Paetzold,H.K..1963 : On the problem of solar activity effects on the lower terrestrial atmosphere,at the Berlin stratospheric symposium in 1963.
15. Petzoldt,K.. 1973 : Extreme temperature deviations from the climatological mean in the upper stratosphere-observed by rockets,confirmed by satellite ,atXVIthe meeting of COSPAR,1973.
16. Shimizu,I. and Suzuki,T..1973 : The stratospheric-mesospheric circulation over the north pacific ocean,at XVI the meeting of COSPAR,1973.
17. Wada,H.. 1968: Some interrelationships of large-scale circulation patterns in the troposphere and stratosphere. J.Meteor. Res.,20,109-120.
18. Saotome,K.. 1974 ; Analysis of stratospheric charts based on rocketsonde observations. Wea. Service Bull. Japan,41,195-209.
19. Hirota,I.,Saotome, K.,Suzuki,T.and Ikeda, I.. 1973 : Structure and behavior of the Aleutian anticyclone as revealed by meteorological rocket and satellite observations. J.Met.Sci.Japan.,51,353-363.
20. Geigerov,S.S.,Tarasenko,B.K., Fedorov,V.V.,Kalikhman,M.Ya.,Kolomitsva,A.M. and Zaichikov, B.F.. 1973: Some results of atmospheric meridional cross-sections analysis based on data of rocket network for west and easthemisphere. at the meeting of XVI COSPAR,1973.
21. Smith,W.L.,Staelin,D.H. and Houghton,J.T.. 1973:Vertical temperature profiles from second generation instruments aboard NIMBUS*5. at XVI the meeting of COSPAR,1973.
22. Quiroz,R.S. 1972 : On the relative need for satellite remotesoundings and rocket soundings of the upper atmosphere. Bull.Amer.Met.Soc.,53,122-133.
23. Finger,F.G., Gelman,M.E. and McInturff,R.M.. 1973 : High-level circulation studies based on rawinsonde,rocketsonde and satellite observations. at XVI the meeting COSPAR.
24. Bernett,J.J.,Harwood,R.S.,Houghton,J.T., Morgan,C.D.,Rodgers,C.D.,Williamson,J.E., Peckham,G. and Smith,S.D.. 1971 :Stratospheric warming observed by NIMBUS IV.Nature,230,47-48.
25. Quiroz,R.S.and Gelman,M.E.. 1972:"Direct determination of the thickness of stratospheric layers from single channel satellite radiance measurements. Mon.Wea.Rev.,100,788-795.
26. Smith,W.L. 1969 :Statistical estimation of the atmosphere's geopotential height distribution from satellite radiation measurements. ESSA Tech.Rept.,NESC 48

27. Asakura,T.. 1971 : Transport and source of water vapor in the northern hemisphere and monsoon Asia. Water Balance of Monsoon,published by Univ. of Tokyo Press,1971.
28. Wada, H.. 1971 : Characteristic features of general circulation in the atmosphere and their relation to the anomalies of summer precipitation in monsoon Asia. Water Blance of Monsoon,published by Univ. of Tokyo Press,1971.

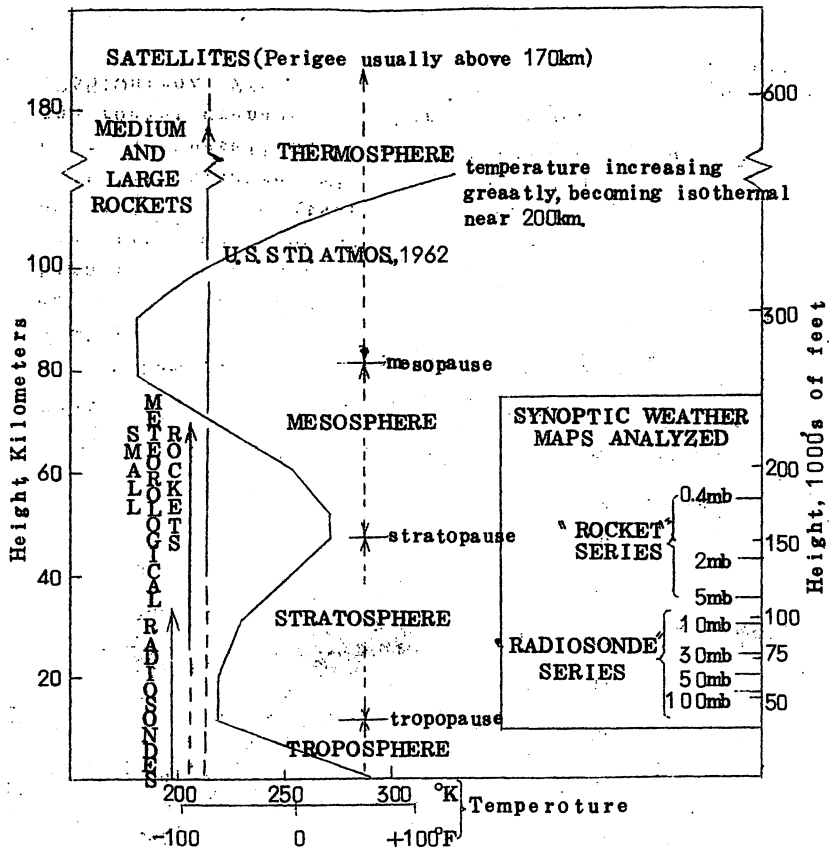


Fig. 2 Atmospheric structure and the Sounding ranges by radiosonde and rocketsonde.

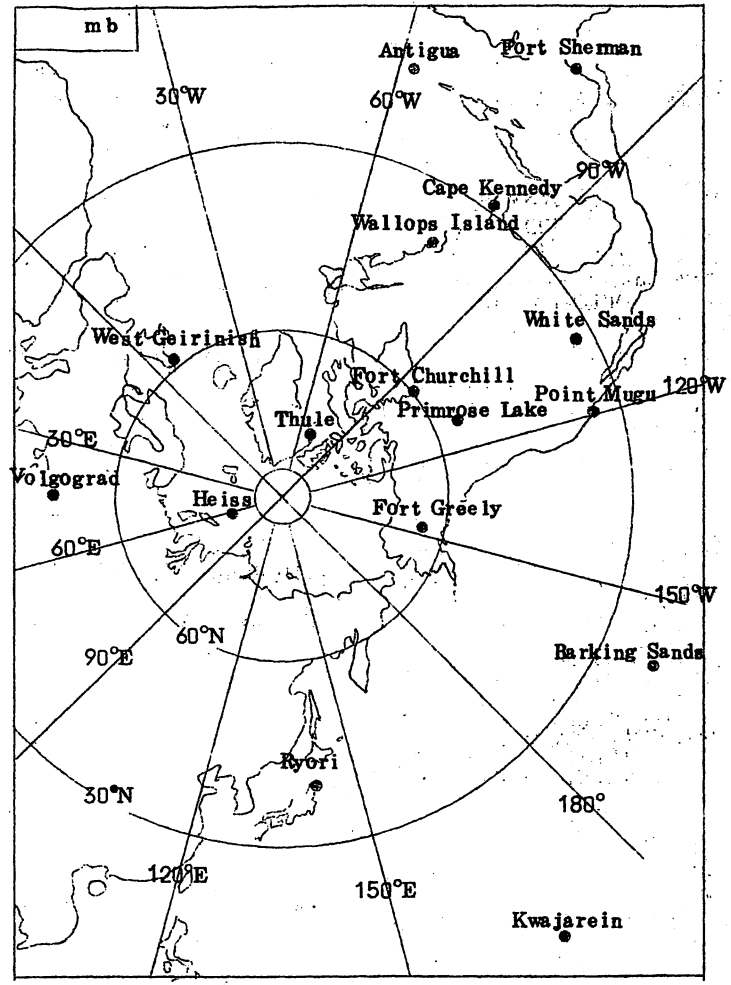


Fig. 1 Main location of MRN in the northern hemisphere

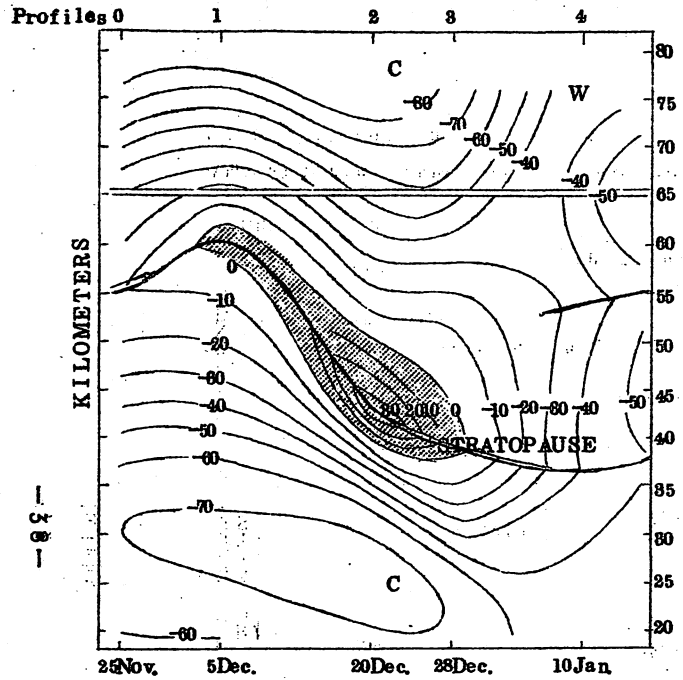


Fig 4 Schematic vertical time section(20–80km; time scale approximate)of the progression of a major midwinter warming at high latitudes outside the regime of the Aleutian high Below 65 km the section is based on the rocketsonde profiles for West Geirinish(see Fig 3a), above 65 km on the computations of Leovy(1964)and the rocket grenade data(Nordberg *et al.*, 1965;Quiroz 1969).

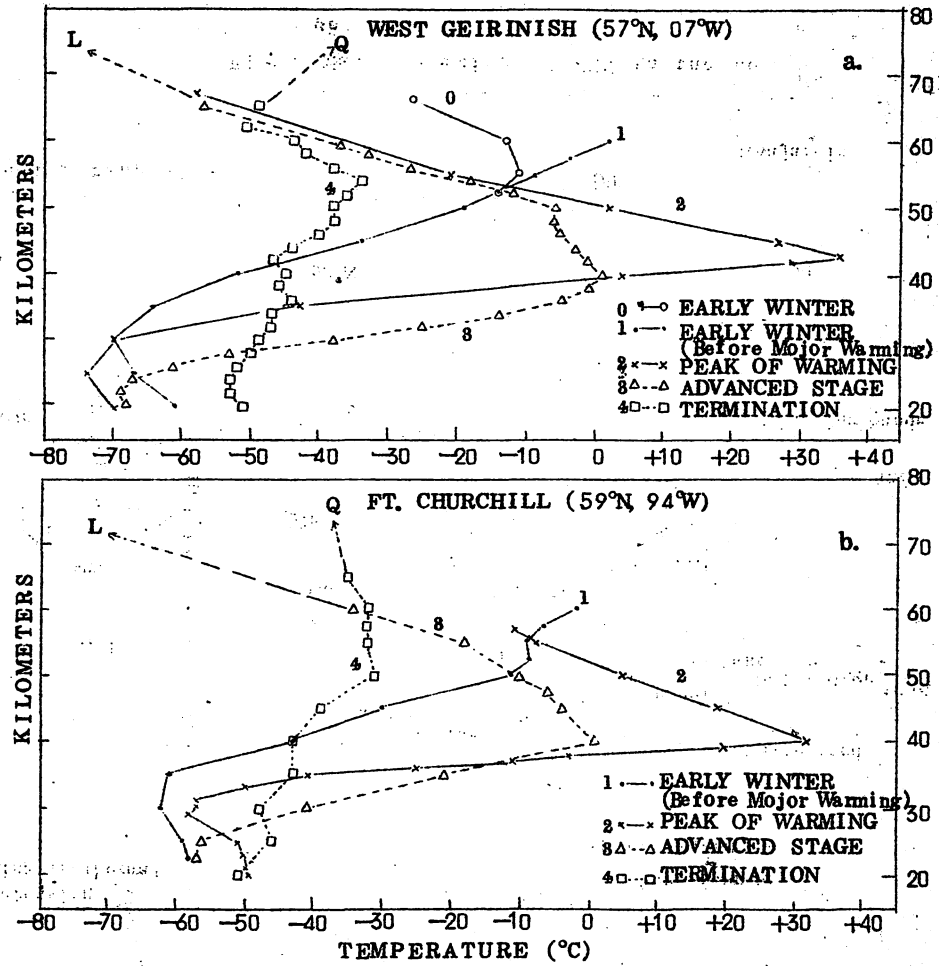


Fig 3 Typical mean temperature profiles for West Geirinish, a., and Ft. Churchill, b.

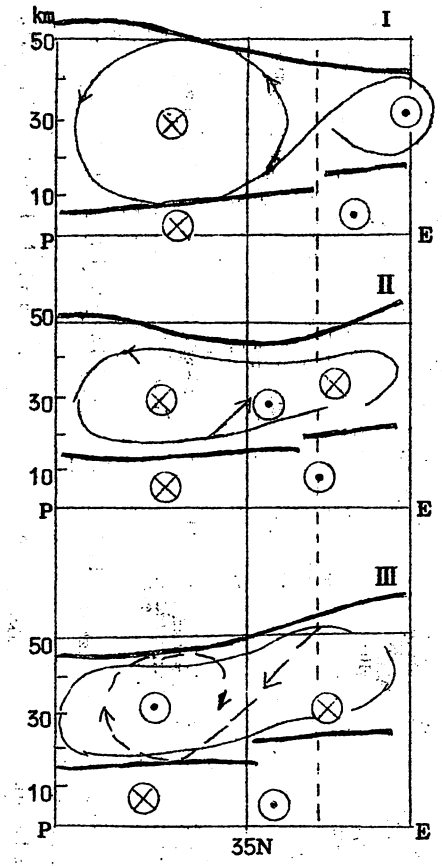


Fig. 6 Schematic relationship of seasonal variation between stratopause and tropopause.
I shows in the case of winter season, II; in springtime, III; in summer season.
Both simbols ⊗ and ⊙ denote for westerlies and easterlies field, respectively. Heavy solid lines stand for stratopause (upper line) and tropopause, thin solid and dashed lines stand for westerlies and easterlies wind system, respectively.

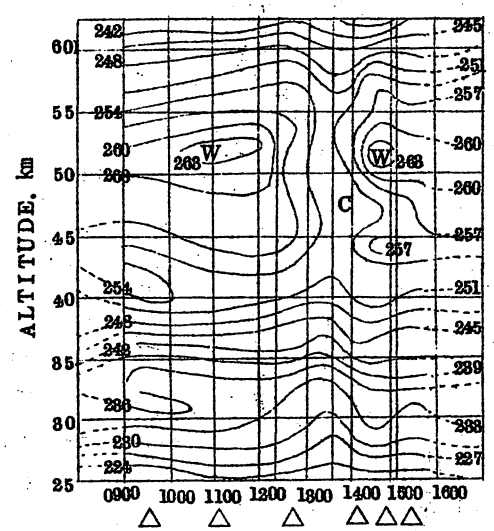


Fig. 5 Time cross section of corrected, smoothed Arcasonde temperature (°K) for Wallops Island, 7 March 1970. Vertical lines indicate beginning (1220 EST), center of totality (1338 EST), and ending (1452 EST) of eclipse. Triangles along bottom denote rocket soundings.

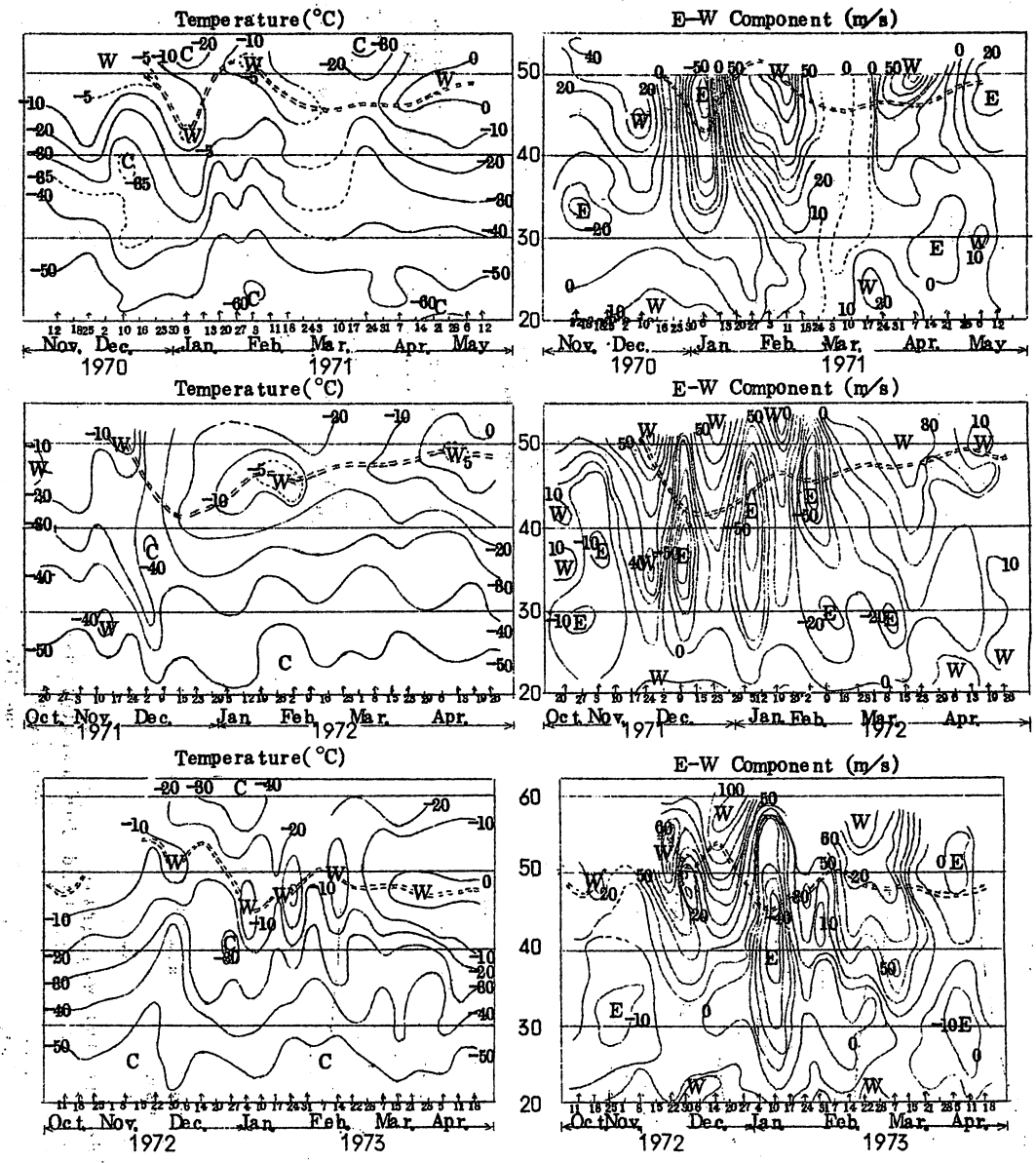


Fig 7 Temperature and zonal wind component time-height cross-section at Ryori.
Double dashed line represent stratopause and ↑ denote launching with data.

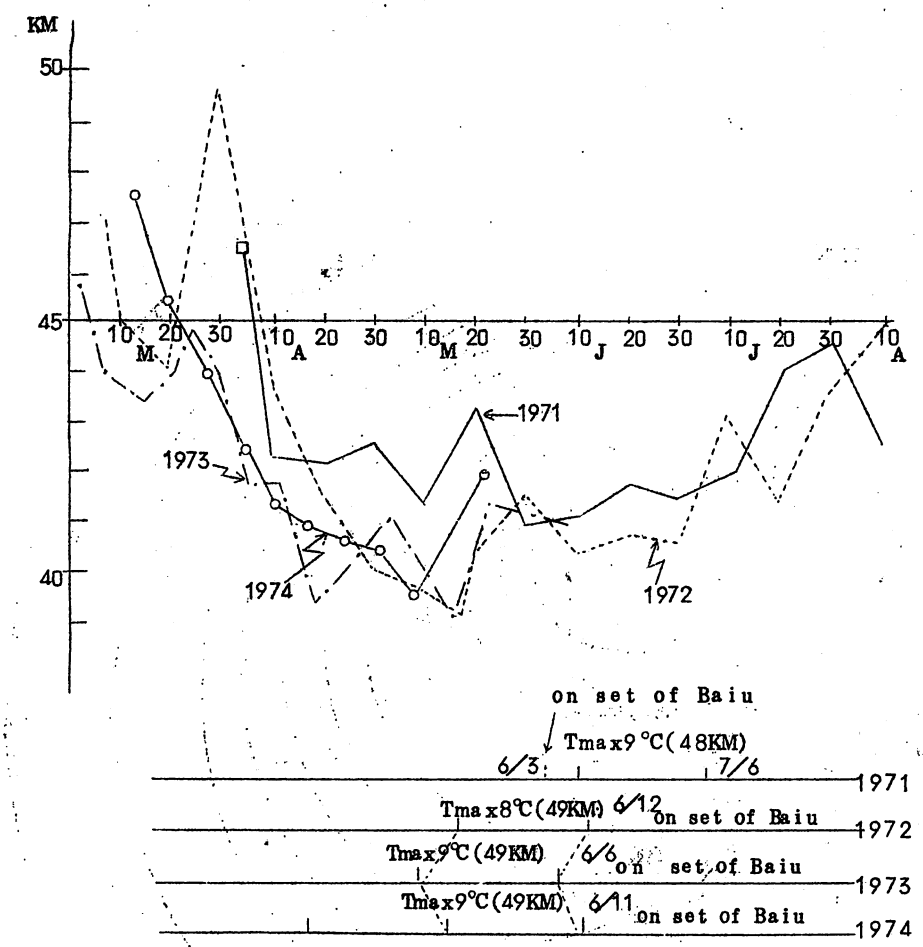


Fig. 8 Seasonal variations of stratopause(−10°C) in 4 seasons(1971~1974), at Ryori.
Tmax in lower part denote maximum of temperature observed through in the year.

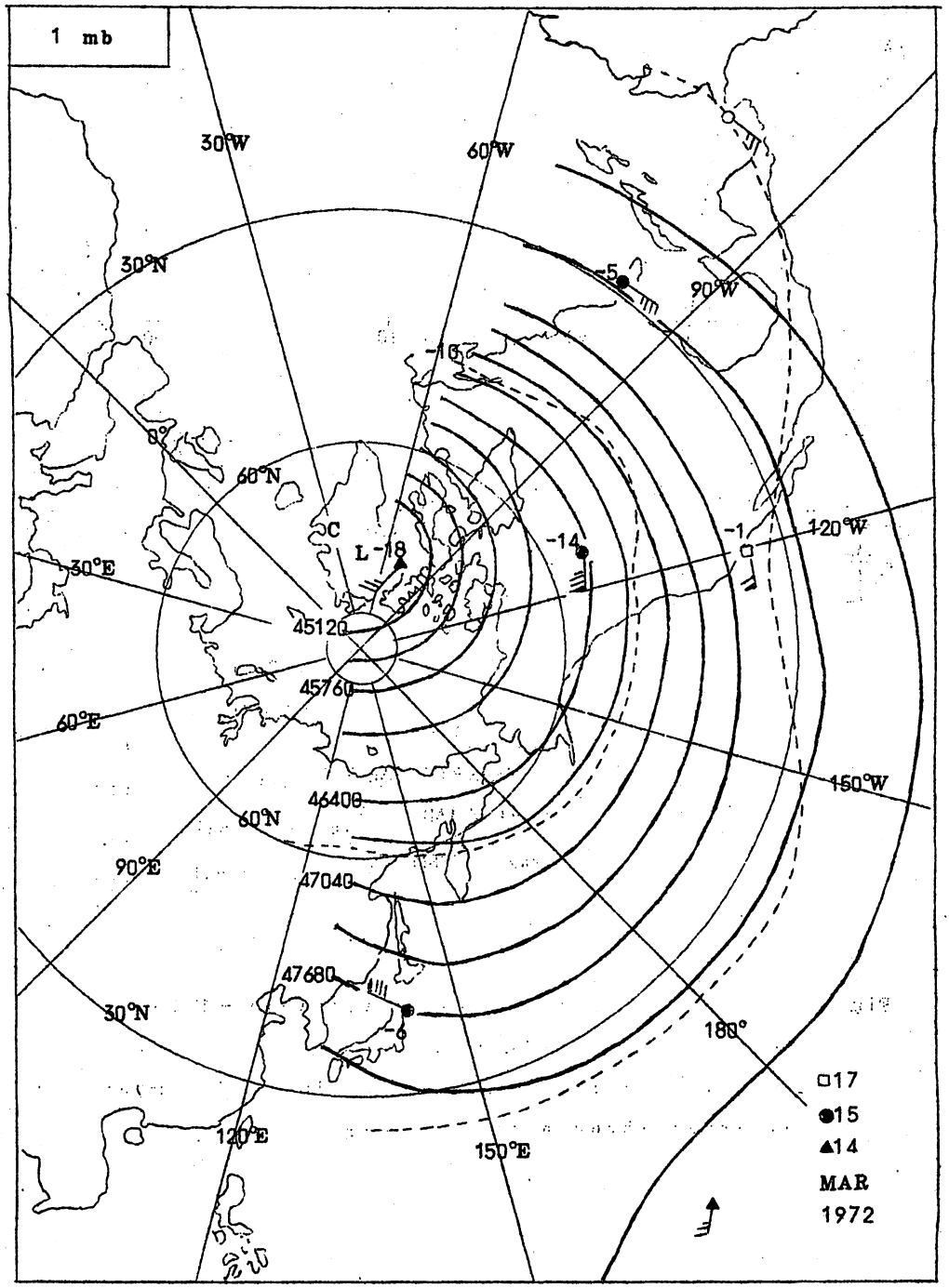


Fig. 9 a. Upper stratospheric chart at 1mb

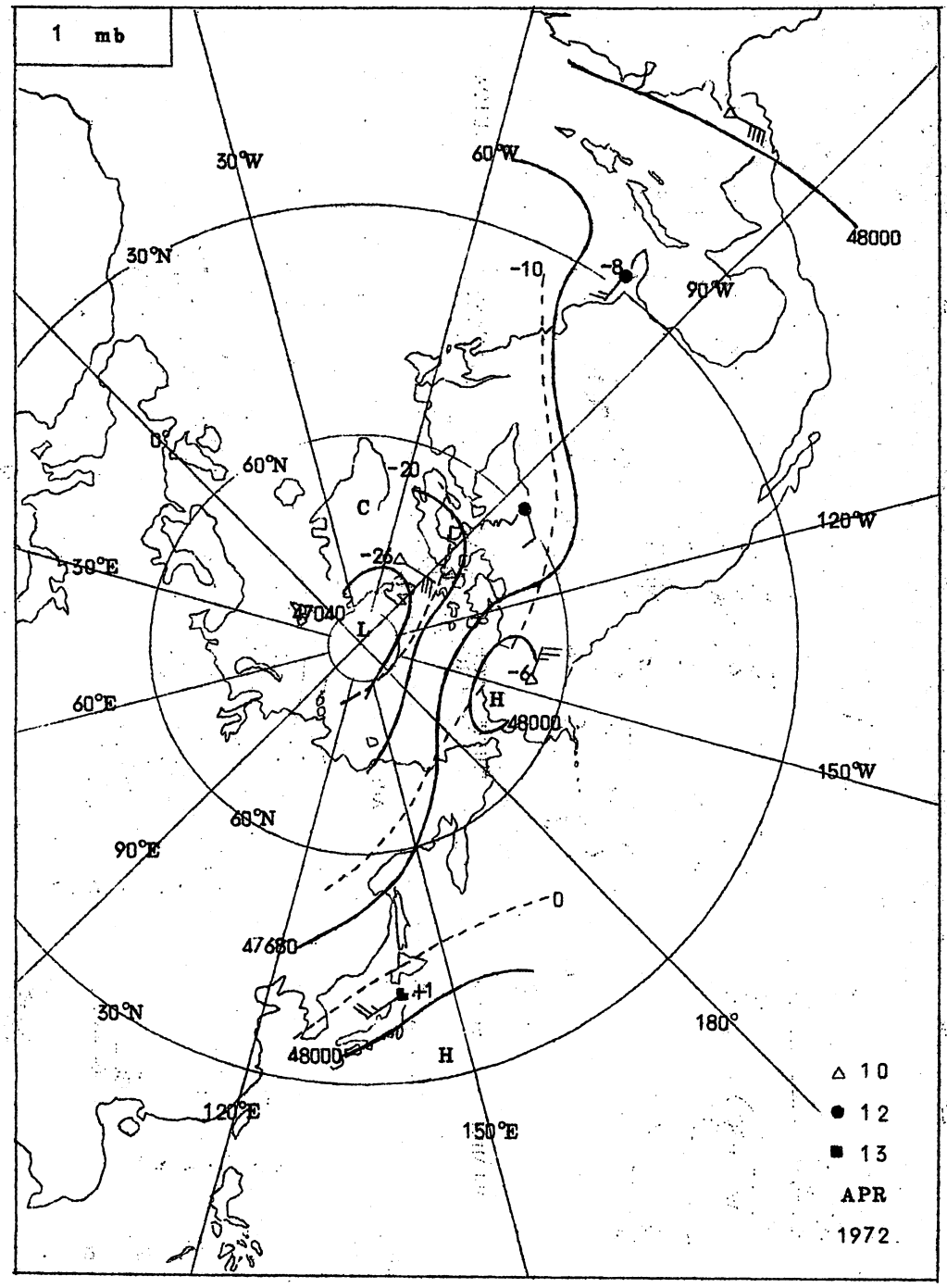
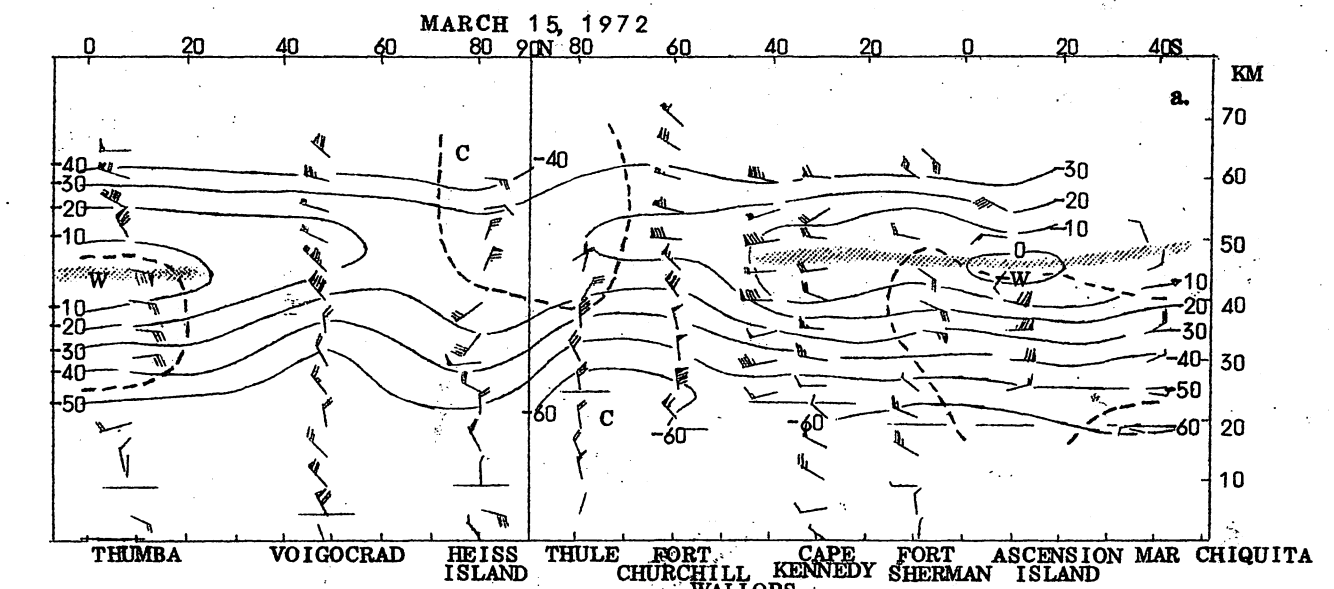
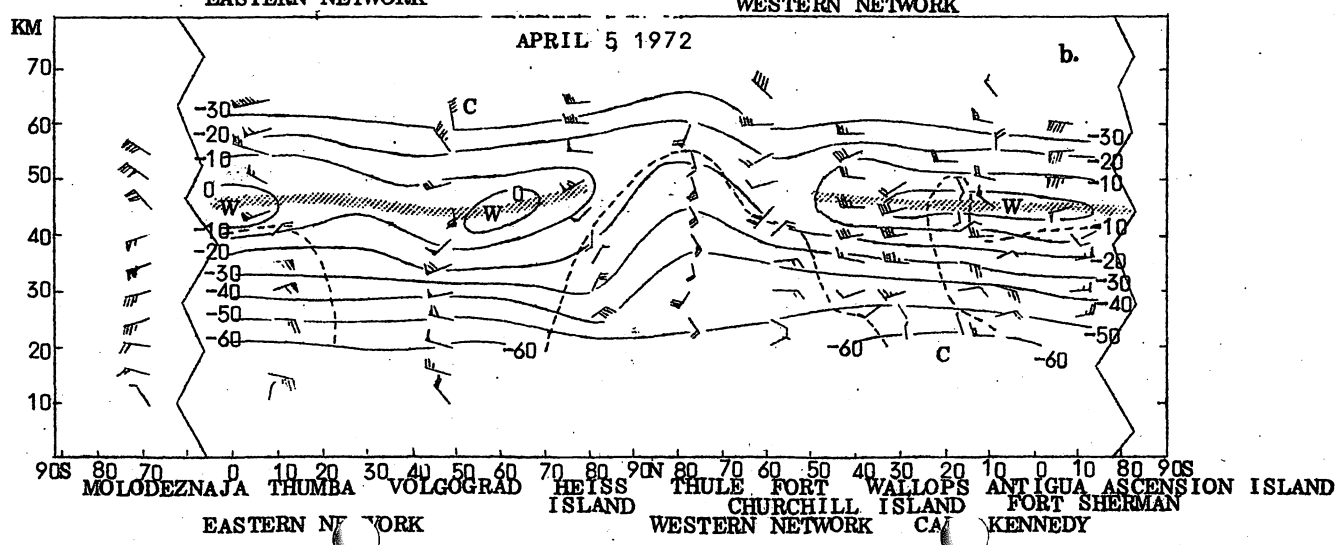


Fig 9 b. Upper stratosphevic chart at 1mb


MARCH 15, 1972
a.
KM
THUMBA
VOIGOCRAD
HEISS ISLAND
THULE
FORT CHURCHILL
CAPE KENNEDY
FORT SHERMAN
ASCENSION ISLAND
MAR CHIQUITA
WALLOPS ISLAND
EASTERN NETWORK
WESTERN NETWORK


APRIL 5 1972
b.
KM
MOLODEZNAJA
THUMBA
VOLGOGRAD
HEISS ISLAND
THULE
FORT CHURCHILL ISLAND
WALLOPS
ANTIGUA
ASCENSION ISLAND
FORT SHERMAN
KENNEDY
EASTERN NETWORK
WESTERN NETWORK

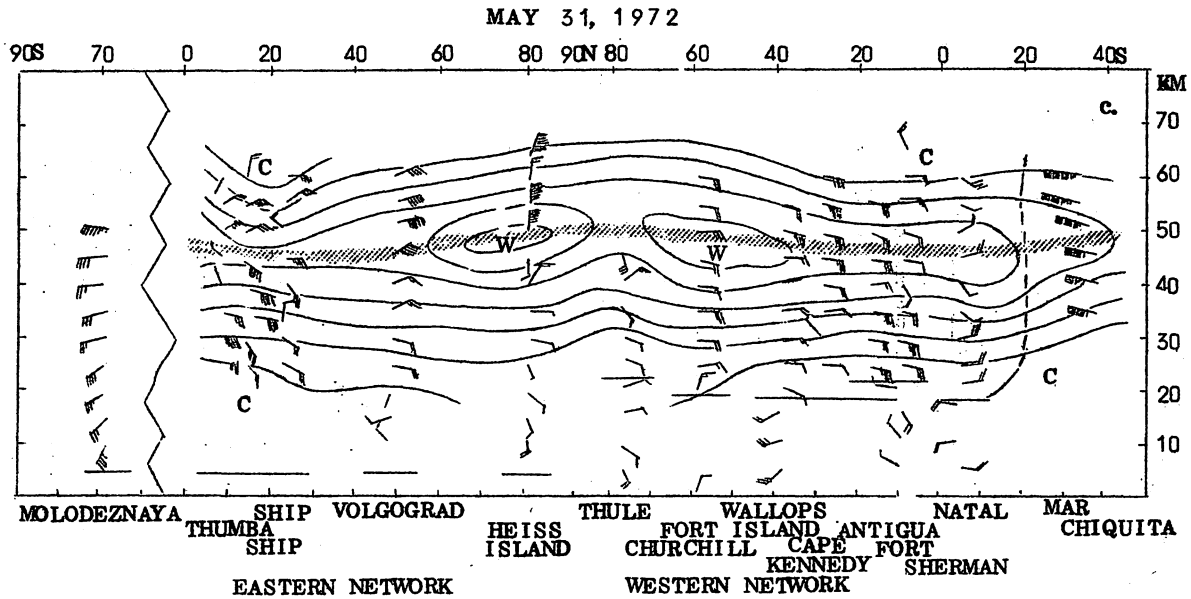


Fig. 10 Atmosphevic meridional cross—sections analysis based on data of rocket network for west and east hemisphere.

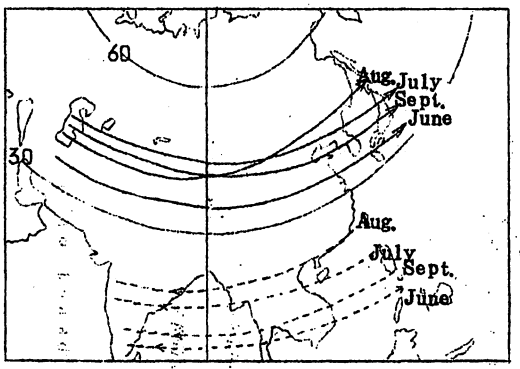


Fig. 11 Position of monthly mean westerly and easterly jet stream axes at 100 mb level for the months June–September.

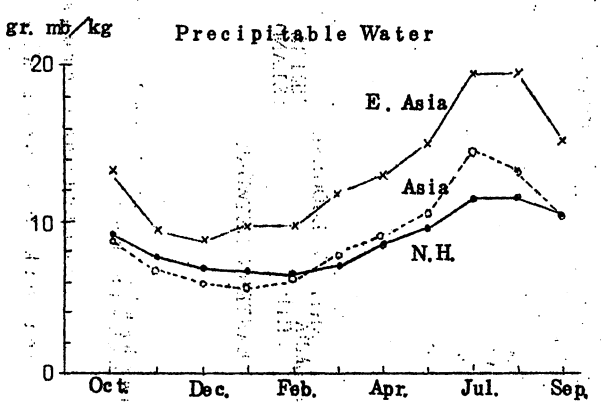


Fig. 12 Five day mean precipitable water in the Northern Hemisphere, Asia and East Asia for each month in the year(Oct. 1968 to Sept. 1969)

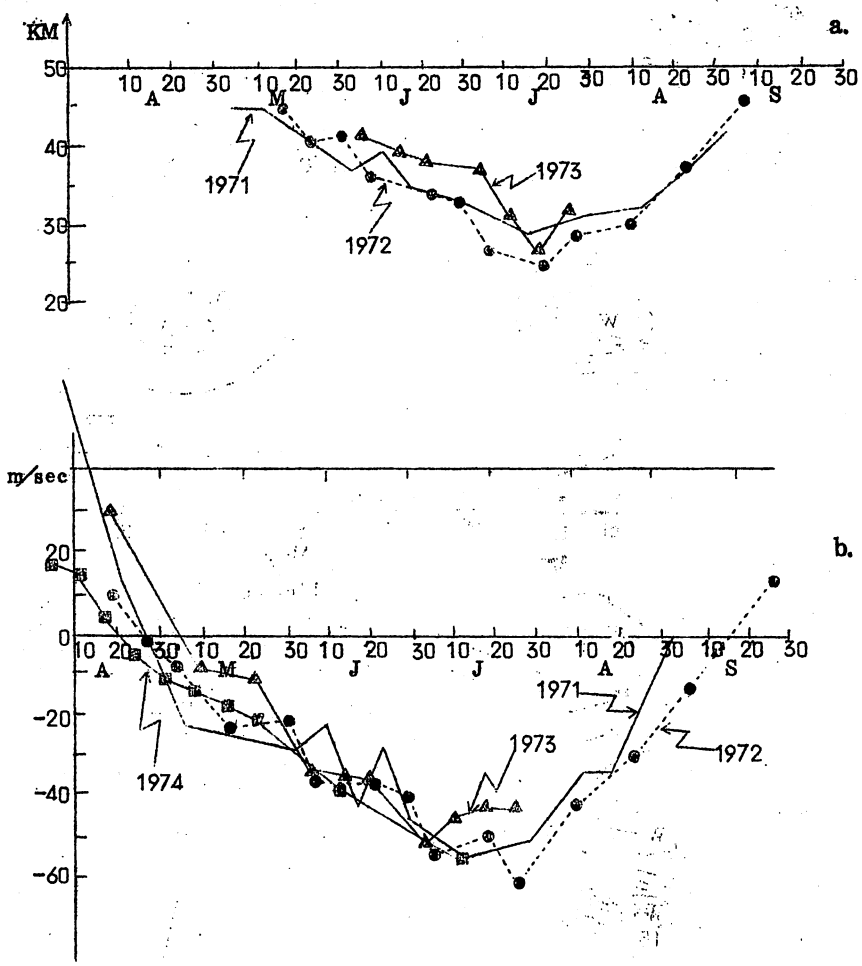


Fig. 13 Zonal wind component time-section at Ryori. Profiles show seasonal variation of −20m/sec in a. and $\overline{U}(=\overline{U_{48}+U_{49}+U_{50}})$ the means of easterlies components from 48 to 50 km, respectively.

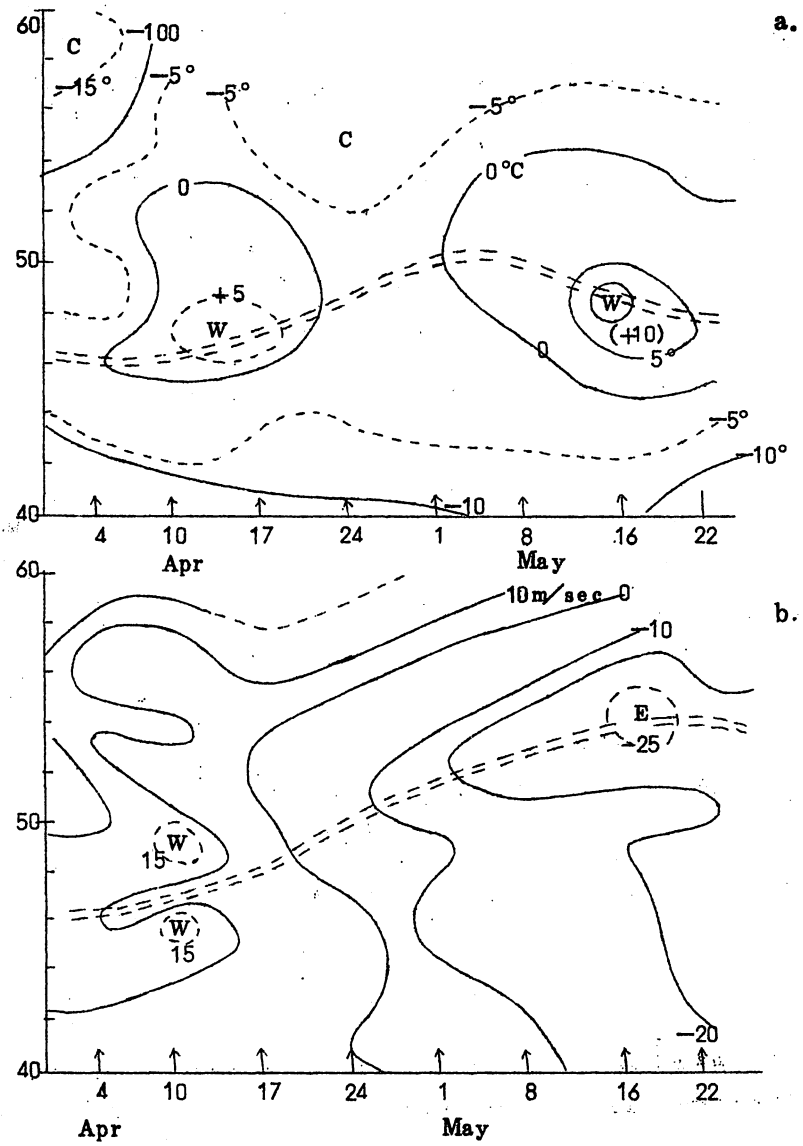


Fig. 14 Temperature and Zonal wind component height-time cross-section at Ryori in 1974.

Part a. and b. show temperature and zonal wind component height-time cross-section in springtime, respectively.

出現率は100年に1回以下でも
100年以内は63％

能　登　正　之

最近，気候変動の議論が盛んになつている。事実，異常低温や異常少雨など，気候的にみて，きわめてまれな現象の報告が増えている。ところで，しばしば使われる50年に1回とか100年に1回とかの異常値の出現率には，ちよつとした，いわば"常識の穴"がある。

異常値の出た確率

ここで言う異常値は，気候学異常というようなものでなく，ごく一般的な意味での異常のことを考えていただきたい。普通，異常値の出現率を考えるとき，常にその値の出現率ではなくて，その値よりも大きな（または，小さな）値が現れる確率Pを考えることが多い。すなわち，ある変量Xが分布関数（累積分布関数）$F(X)$によつて与えられたとき，XがあるX_cを越える確率（超過確率）$P=P(X\geqq X_c)$を考える。したがつて，Pと$F(X_c)$との関係は，

$$P=1-F(X_c) \qquad (1)$$

で表わされる。

$X\geqq X_c$が何回現れるか

たとえば，年最高気温Xがある値X_c以上となる場合の出現率を考えてみよう。任意のn年づつの組みをいくつも集めたとする。そうすると，あるn年間には$X\geqq X_c$となる年が何回かあり，またあるn年間には一度もそのようなことがないという事がでてくる。それらを平均すると，n年間に$X\geqq X_c$となる回数はnP回になる。

一般に，n年間に，$X\geqq X_c$となる回数がkである確率を$P_n(k)$と書くと，これは，

$$P_n(k)=\binom{n}{k}P^k(1-P)^{n-k} \qquad (2)$$

で表わされる。とくに，$k=0$のときの$P_n(k)$をαで表せば，

$$\alpha=(1-P)^n \qquad (3)$$

で，これはn年間に一度も$X\geqq X_c$とならない確率である。$X\geqq X_c$となることが好しくない事であれば，αは「安全率」であり，また，$1-\alpha$は，「危険率」と呼ぶことができよう。

100年に1回の割合

ある事象の出現率Pの逆数は，しばしば再現期間return periodと呼ばれる。$X\geqq X_c$

となる割合が１００年に１回であれば，$P=0.01$ で，$\tau=100$（年）ということである。前に述べたように P は平均の値であるから，τ もまた平均の再現期間であり，実際には，$X \geqq X_c$ となる事が１００年たたない間に何回も現われたり，あるいは１００年以上たつても一度も現われなかつたりする。

式（２）は，このような現われ方を示すものである。第１表は，$P=0.01$，$n=100$ としたときの $P_n(k)$ の値である。

第　１　表　$P_n(\alpha)=\binom{n}{k} P(1-P)^{n-k}$ の値　$n=100$　$P=0.01$

k	0	1	2	3	4	5	6
$P_n(k)$	0.366	0.370	0.185	0.060	0.015	0.003	0.000

この表にみられるように，$\tau=100$ 年間に $X \geqq X_c$ とならない確率（α）は約３７％しかない。１００年間に１回以上 $X_c \geqq X$ となる，言い換えると，１００年たつまでに１回以上 $X \geqq X_c$ となる確率は，約６３％もあるので，もしも $X \geqq X_c$ が震度 V 以上の地震というような重大な事柄の場合には，$P=0.01$ を鵜呑みにして対策をたてることは危険なことである。

再現規間を考えたらば

それでは，$X \geqq X_c$ の出現率 p が分つているときに，再現期間を $\tau=1/p$ よりは短かく考えて必要な対策をたてるとしたらば，その場合の安全率はどうなるだろうかをみてみよう。第（３）式で，n の代りに，τ_α とおけば，τ_α 年間に一度も $X \geqq X_c$ が現れない安全率 α が求められる。結果は第２表のとおりである。

第　２　表　$\alpha=(1-p)^\tau$　$P=0.01$

τ_α	10	20	30	40	50	69	75	100
α	0.90	0.82	0.74	0.67	0.61	0.50	0.47	0.37

これをみると，平均１００年に１回でも，５０年間でも安全率は６１％ほどにしかならず，逆

に言えば，５０年間に１回起きる危険率１－αは３９％もあるのである。τ_αは安全率αを考えたとき計画出現率とでも言うべきもので，建築工学などで用いる耐用年数に相当する。またτ_αは，安全率α（又は危険率１－α）での最短再現期間と言うこともできる。因みに，$\alpha\times100=90\%$として，最短再現期間τ_αを１００（年）としたらば，平均の出現率巾はどのような値になるだろうか。第（３）式のnをτ_αで置き換え，pについて解くと，$p=0.00105$，したがつて，$\tau\fallingdotseq950$（年）となる。このときのX_cの値は，第（１）式に，このPの値を代入して，X_cについて解けばよいが，それには，Xの分布関数Fが既知でなければならない。

おわり

気候変動期における異常値の出現率を詳しく論ずれば，いろいろな問題があるであろう。ここでは，ひよつとすると錯覚しやすい，平均出現の性質について考えてみた。

参考文献

斉藤　錬（１９５７）：研究時報9，５２９－５３２

高橋浩一郎（１９６８）：気象災害論，地人書館　p.２５－２７

討論会：今後の長期予報の研究について

１９７４年９月１３日に大学，気研，電計，予報，長期予報の有志ならびに高橋前長官など数１０名が参加して，今後の長期予報の進展を計るための一般討論会を開催した。

WWW，ＧＡＲＰ，ロケット，気象衛星，数値大循環モデルなど最近のトップをゆく気象学研究，気象観測技術は長期予報の精度向上に役立つことを指向しており，長期予報の質的変換を計るべき時期にさしかかったように思われる。

しかし，困難な問題点が多く，一回の討論会で結論の出せる性質のものでないが，何回か重ねることによって各方面の協力と助言の下に発展を計るべく，討論会を開催したものである。以下はその概要をまとめたものである。

話題提供：最近の気研における長期予報の研究動向

斉　藤　直　輔

現在予報研でやっている長期予報の研究を大別すると，長期予報そのものの研究と大気大循環の研究とがある。私はこの２つは同じ問題であると思うけれど，現実的な方法を含めると必ずしも同じではなさそうである。気候が変動しているとか，異常気象というけれどこの意味することは簡単に定義できない。最近，第二研究室の森さんが１０００－５００mb シックネスの資料（約２０年分）を用いて北半球の気候が本当に変動しているかどうか調べている。この場合の気候とは１０００－５００mb の平均気温をもってその一面を表わそうとしている。そして世間に騒がれている〝地球が冷えつつあるか〟を本当かどうか実証しようというわけである。僅か２０年程度の資料でトレンドが問題になる気候の全体を捉えることは出来ない。然し，この限られた範囲でもたとえばシベリアの気温は極端に低下している所がある。しかし，私の考えではheat capacityの問題に直して地球全体から見るとごく局地的な現象でなかろうかという予感がある。単に地点の気温変動だけを調べるのでなくて，低温域の面積も考慮したheat capacityに直しておけばより客観的に出来よう。そういう立場でzonal meanの平均状態を今調べている。次の段階では地上の北半球のどの領域が冷えているのか調べてゆきます。*

相関シノプチックスのことは私個人はあまり良く判らないが，多分統計的知識が必要だと思うし，類似の問題を考える場合でも何をもって類似とするのか，非常に問題が多いでしょう。例えばある月の月平均気圧場が似ているから同じ天候が期待されるという結論は非常に危険ではない

＊　この問題についてはOortとStarrが約１千万個の世界の各層気温を厳密な検討処理をして統計した結果が発表されている。（編集部注）

かということです。

最近，荒井さんは大気の流れの状態を波に分けて表現し，例えば波数１の波の場の表現を時間平均値が本当に正しく表現しているか，つまり，月平均値の波数値にはどの程度の代表性があるかということです。

次に大循環は解析的研究と数値モデルの開発の２本立てで片山さんを中心に研究を進めています。月平均値の予報が出来ると，あらゆる面で非常に便利に思われますが，これの予報には２つの立場からの考え方があります。一つはある年の月平均の状態から次の月平均の状態を予想する問題。一見やさしいようですが，非常にむずかしい。例えば平均場に対する運動の式を完全に作るとeddy項が入ってきて取扱い上困難になる，むしろ，今数値予報でやっている格子方式（あるいは球函数方式）でtime stepをくり返し，３０日先きまで予想した方がよいという立場です。一方，これをやるにもさまざまの困難があるし，我々は平均場だけわかればよいという立場に立つ方は必ずしも毎日の予報を次々追う必要はない。この辺の感じが私にはすっきりしない点で，月平均の状態から何が判るのかという疑問がある。きちんとした統計的な裏付資料があるかどうか今後再検討してゆく必要があろう。また月平均値だけでなく平均値に対する偏差分布図を作っておく方がよいようにも思われる。つまり，dailyのずれがどのくらいの頻度でどの位の大きさで，どの場所で起きてこういう平均値になったことが判らないでは今のように長期予報の強い要望を満たすことはむずかしいのでないかと思われる。

実はこれと同じようなことを私は短期予報で経験している。例えば雨の予報の問題を取り扱っても，現在の数値予報の技術を使って，確かに雨の予報は，かなりの精度まで求められる。それはあくまでもある格子点が代表する領域の平均値が予測されるのであって，御存知の通り１０Km前後離れると極端に雨量は変るし，一般にはlocalな雨量が要求されている。平均場からそれを組みたてている個々のことを推定することはむずかしいが，推定できなければ実用にならない。それに近い問題が長期予報にあるのでないだろうか。確かに大気の中に長いトレンドがある。例えば季節というような外的原因のはっきりしているトレンドは判るが，よく月平均とか空間平均とか時系列からある変化を推論するのは何か架空的なことを論じているのでないかと思うことがある。その辺を今後すっきりさせていきたいと考えている。

話題提供：長期予報業務の整備と計画

内　田　英　治

近年，異常天候のひん発が世界食糧の需給バランスをくずすなど，社会的にも長期予報に対する要望が高まっている。長期予報が短期予報と異なる一つの点はGlobalな視野で現象を解析する必要性にある。それは時間スケールの大きな現象は空間スケールの大きな現象に支配される

ことからも容易に理解出来るであろう。一方，WWW計画やＧＡＲＰなど国際的な協力関係が確立されつつあり，その成果が取り入れられるように長期予報業務を整備し，質的な変換を計るべき時期に来たように思われる。

幸いなことに，多くの諸先輩の努力のお蔭で本年度から人員が４名増加し予算も1,４００万円つき，３か年計画で長期予報業務を整備出来るようになった。そこで，本日はその概要を説明し，有益な助言を頂ければ幸いと思います。

世界の異常天候監視……南北両半球の地上気圧，気温，降水量，降水日数などの資料から国内・国外の異常天候の推移を監視し，農林省その他に情報を提供する。年２回報告書を作成する。

立体的解析の強化……従来は北半球の地上1,５００mb 解析を主体としていたが，今後は３００mb，１００mb，３０mb 面の解析を増強し，地上から成層圏まで立体的に超長波などの大気の変動を解析する。本年度中に３００，１００mb の過去資料を整備する。

物理量の解析……従来の統計的予報法に加えて大気の状態に物理法則を当てはめ，顕熱，運動量の南北輸送，エネルギー収支などを用いて定性的な解析から定量的な解析に進みたい。

南半球解析……ＮＯＡＡのＮＭＣからgrid（2.5°×2.5°）における等圧面高度，気温の資料を入手し，南半球まで解析を拡げる。これによって，グローバルな解析が可能となり，台風，梅雨など季節予報に必要な予報法を開発する。

地域予報の強化……予報センターにおいて地域の天候特性を調査し，地域ごとの詳細な解析を行なうことによってその地域天候の監視，情報伝達，解説を行なう。

以上，要点を話題として提供しました。

話題提供：長期予報技術の将来展望

朝　倉　　正

現在の長期予報技術の方向

長期予報の技術を歴史的に振り返ってみると，それは新事実を発見することにつきている。本質的な発見はいつまでも用いられ，皮相的な発見は消滅している。たとえば，ウォーカーの南方振動は昔からモンスーンの予報に用いられているが，これは近代気象学のトップをゆくＧＦＤＬの真鍋さんのｓｉｍｕｌａｔｉｏｎやビヤークネスの海洋～大気の大規模な相互作用の解析的研究によって，東西方向の鉛直循環が南太平洋と東南アジアの間の気圧振動の原因であることがわかった。また，日本の例でいうならば，５月富士山の風が強いと，７月の北日本の天候が不順になるという事実は，５月に極うずがオホーツク海北部まで南下し，南北の気温傾度が増大したことを

意味し，それが不安定を起こして7月に大規模な南北交換するために北日本の天候は不順になる（和田英夫）。このような，時間的にスケールの大きな現象を総観的に理解することが現在の長期予報技術を開発する方法の主流であった。

今後の長期予報技術の方向

今までは500mb,地上気圧がBase mapとして利用されて来たが，今後は50，100，300mb に層がふえ，領域も北半球だけでなく南半球まで拡大される計画もある。これらの資料が入手されたとき，どんな目的でどのような研究をすることが望ましいかひとつの試案を提供して討論の素材にしていただきたい。

(1) Large-scale synopticsの確立

短期予報には天気図解析から気圧系の移動や変形を予測する方法がある。それと同じように長期予報の対称となるような寒波，長雨，暑夏，冷夏，干ばつをもたらす大規模な現象のsynoptic processをモデル化することによって長期予報の方法を開発することが考えられる。この方法はすでに大規模な寒波やブロッキング高気圧の形成過程について，いくつかの総観過程のモデルが提起されている（和田，百瀬，佐久間，朝倉）。しかし，これらは主に500mb 一層だけの解析によるもので，超長波の振舞を立体的に解明していない。また，バロクリニック不安定のために低気圧が発達する考え方に対応するような超長波の不安定化理論は確立されていない。現在は超長波がどのように不安定化してゆくかを解析し，エネルギー収支も含めて新事実を発見することが重要である。具体的には次のような問題点があげられる。

(i) 超長波の解析

Wave analysis …… 単なる波数解析では形態の分解にすぎないし，人工的に波を作ることもあるので危険である。今後は超長波たとえば波数2がどの波との相互干渉によって作られているかを解析し理解する必要がある。また，超長波を追跡することは，常に有効とは限らない（荒井，岩嶋）。超長波の成因を考えると，停常波と進行波に分けて事後解析をする。このとき，鉛直的に層がふえているので$\omega\phi$ の役割りを重視した解析が出来る。

(ii) Vacillation …… Vacillation という概念が天気図解析に生かされていない。時間的に追跡することにのみ重点をおく方法は，長期予報法としては将来性がない。波動の再調整ということで起こっているならば，層をふやすことによって，また，南半球からの運動量，熱量の輸送を考えることによって，理解を深かめることが出来よう。

(iii) Blocking …… 長期予報にとって最大の攻撃目標である。発生，発達，衰弱の決め手になるものは恐らく境界条件にあろう（渡辺）。ブロッキング形成前後におけるエネルギーflow のdiagram はほぼ決まったような段階にある（戸松）。笠原が言うように，ブロッキングの形成はシミュレーションの最終目標になるのでなかろうか。

Polar Vortex……層がふえることによってPolar Vortex の鉛直構造がわかる。位置，強さ，分裂について予測する手がかりが得られるであろう。とくに冬季北極地方の天気はバロトロピックな構造なので，簡単な数値モデルを提供出来るのでなかろうか。

(iv) Sub. high とモンスーンの変動……Sub. high には2通りある。1つは冷源（海）に出来る背の低い高気圧と，1つは熱源（大陸）に出来る背の高い高気圧とがある。前者は下層が高気圧で上層が低気圧，後者は下層が低気圧で上層が高気圧になっている。南西モンスーンは後者の高気圧と関係しているが，日本の梅雨は両方の高気圧と関係している。層をふやすことによって立体構造がわかり，南半球資料が利用出来るとモンスーンを通して南・北両半球の相互干渉がわかるようになるのでなかろうか。

Correlation Synoptics……超長波の inter-teleconnection を立体的に解析することによって，大気大循環の変動を統計一総観的に理解することが出来よう。それによって，総観的な予報手段が開発されよう。

(v) 量的な認識への出発……Az，Ae，Kz，Keなどから500mb パターンとその変化を量的に表現し，理解する方向に進むようになろう。

(vi) 類似法の量的表現と理解……現在はパターンが類似しているかどうかに重点をおいているが，類似が持続するかどうかの決め手は得られてない。しかし，大気の立体構造にまで類似を広げるならば，幾何学的類似から脱却できよう。また，パターンを量的に認識できることによって，量的な類似法を開発出来るようになろう。

(vii) 季節変化の量的表現と識別……大循環の季節変化は南北温度傾度によって第一近似的に表現されよう。たとえば，Az などによる季節の分類が出来るであろう。

(2) 長期予報のための数値解析モデルの設定

南北両半球の資料（2.5°×2.5° 格子点における等圧面高度）が利用できるようになった場合，超長波の運動やハドレー循環が十分解析出来るようなモデルと解析の方法を決める必要がある。そのために，気研・電計の協力の下にStudy group を発足させる必要があろう。

(3) 長期数値予報の開始

WWW，GARPが進展するなかで，その成果を消化して物理的な長期予報法を進歩させる必要がある。第一歩として栗原モデルをルーチン化し，気研片山一戸松のモデルの成果を取り入れながら開発してゆく体制を作る。

以上，私見を述べたが，不十分な点が多々あるので批判をいただき，正しい道を歩みたいと思う。

大循環モデルによる長期予報及び気候変動の研究

片　山　　昭

ここで述べる事はＬＦグループの会合で，今後の長期予報技術の発展のために大循環モデルによる研究の必要性とその方面の現状を放談風に話したものに基いており，あとから可成り追加したが全体としてのハーモニイは無視している事を了承して欲しい。

今まで，実際に長期予報を出す場合，主として相図解析や周期解析，時間平均場の総観的トレンドなどに頼ってきたし，ここ当分その手法を用いる事となろう。$\overline{U}$，$\overline{V'T'}$，$\overline{u'v'}$，$\overline{v'^2}$，や各種エネルギー量が数値解析から得られており，大循環の変動を理解するには役立っているが，それを長期予報に直接適用する段階にはなっていない。約１０年前，この数値解析を始めるに当り，我々はこれが長期予報技術の進歩に大きく寄与すると考えたのであったが，その期待はまだ充たされていない。

さて最近，大気大循環の数値モデルは精密化への道をたどり，平年の気候分布やその季節変化を定性的によくシミュレートできるようになった。しかしまだ，１カ月以上の長期予報や気候変動の研究への適用はテスト段階にあるが，近々そのような研究が競ってなされる事となろうし，是非必要な研究と思う。第一段階としては，適当な大循環数値モデルを用い，長期予報の対象となり得る時間及び空間スケールの変動に影響を与えそうな種々の因子（海水温，積雪領域，海氷など）の分布を強制的に変化させて数値実験を行い大循環への効果をしらべる。また解析から示唆される因果関係を数値実験で検証してみる事などである。

1. 数値モデルのもつべき条件

大気大循環の長期変動の基本は，大気ー地球系の熱収支の変動と考えてよかろう。最もsimpleなモデルでも，低緯度に加熱域，高緯度に冷却域が出現し，熱を低緯度から高緯度に運ぶ何等かの機構を備えている必要がある。これをもう一歩進めたモデルではどうなるか。

大気中のheating fieldに対しては，それを構成する各因子，すなわち降水による凝結熱，地球表面との顕熱の交換及び放射収支を別々に計算する。一方，熱輸送に対しては観測事実から次の機構を導入する必要がある。大気中では低緯度の子午面循環による熱（顕熱＋位置エネルギー）の南北輸送と中高緯度のじょう乱による顕熱の南北輸送が同程度に重要であり，また海流による熱の南北輸送も同様に重要で無視する事はゆるされない（現在のモデルの大部分は海水温を固定する事によって海流熱輸送をexplicit には考えない）。

次に長期変動研究のための数値モデルは，できるだけ多くの相互作用をexplicit に記述できる事が望ましい。それ等を列挙すれば：

(a) 放射ー気温相互作用

気温の上昇→赤外放射による冷却率の増大(N)

(b) 風速ー摩擦相互作用

地表風速の増大→摩擦消費の増大(N)

(c) 大気ー海洋ー大陸相互作用

(i) 顕熱・潜熱の交換(N)

(ii) 運動量の交換(N)

(d) 水蒸気ー温室効果カプリング

気温の上昇→水蒸気の増大→温室効果→気温の上昇(P)

(e) 積雪ーアルベード カプリング

気温の低下→降雪→アルベード増大→気温の低下(P)

(f) 雲量ー放射カプリング

雲量の変動→放射収支量の変動 (N or P)

(g) 大気ー海氷カプリング

気温の低下→海水温低下→海氷→海洋からの顕熱・潜熱供給量の低下→気温低下(P)

まだ見逃がされている相互作用も色々とあると思う。ここで括弧内に示したNとPはその相互作用がnegative feedbackかpossitive feedbackであるかを夫々表す。以上のうち，(a)〜(d)は現在の大循環モデルの殆んどに導入されており，UCLAの3層モデルは(e)，(f)の効果も記述できるようになっている。ここで述べたのは大気自体によってコントロールされる相互作用であり，せいぜい100年程度までの現象を対象とした時必要になると思われるもので，千年や1万年の時間スケールを対象とすれば，これ以外の相互作用も附加する必要を生ずるだろう。外因としては，太陽常数の変化，火山活動の影響，人間活動による環境変化の効果などが考えられるが，これ等はモデルの中にパラメタライズする必要はなく（原理的に不可能），必要な時外部からの境界条件として与えてやればよい。

2．3次元大循環モデル

現在の大気大循環の数値実験は，水平及び垂直方向に適当な間隔で配置された格子点網で全地球大気層をカバーし，数分のオーダの時間ステップで数値積分を行っている。これに要する計算機使用時間は，大循環モデル自体に含まれる種々の物理過程をどの程度詳しく記述するかに当然依存するが，主として水平面上の格子点数Nと垂直の層数によって決まる。格子間隔 d を半分にすれば，Nは4倍となり，計算安定度の関係で時間ステップ $\triangle t$ を半分にしなければならぬ。そのため一定期間の数値積分に要する計算時間は約8倍となるので，むやみに d を短かくとるわけにはゆかない。例えば，d〜500Kmならば全球に対してN〜2,500，$\triangle t$〜10分であるが，

d～１００Kmにすると，N～６０,０００，△t～2分となる。

大循環モデルのプログラムでは，１格子点，１時間ステップ毎に遂行されるinstruction（FORTRANでかかれた命令）の数は1,０００～3,０００位である。平均的に2,０００個として，希望する数値積分期間の１００分の１の時間で計算を終了する（１年分の積分が９０時間，１日３時間計算機を使用すれば１カ月で結果がでる。この程度が研究を順調に進めるのに希望され，またルーチン予報でもこの程度が要求される）のに要求される計算機の能力を第１表に示した。計算能力として計算速度を用いMIPSで示した。これはmillion instructions per secondの略で，１秒間に１００万の命令を遂行する能力を表わす。気象庁のHITAC８８００は3MIPS前後，IBM３６０／１９５が１０MIPS程度である。HITAC８８００で上記の要求を充すためには，せいぜいd～５００Kmで３層のモデルしか採用できない事がわかる。将来，大循環モデルは少くともd～２００Km，１２層程度のものが中心となると考えられ，１６０MIPSの計算機が必要となる。

第１表　種々の大循環モデルに対して，数値積分期間の１００分の１の時間で計算を終了するために必要な計算機の速度（MIPS）。モデルのもつ層数と格子間隔dをindexとした。

層数 / d(Km)	3	6	9	12	18
５００	2.6	5.2	8	１０	１６
２００	４０	８０	１２０	１６０	２４０
１００	３２０	６４０	９６０	１３００	１９００

長期変動の研究に，この様な３次元大循環モデルを用いて数値実験を試みる事が最も望ましいが，上述のように超大型計算機と多大の計算時間を要するので，充分満足できる分解能をもち，多くの物理過程を導入したモデルで活潑に研究を行う事は，世界的にみても限られた少数の研究機関でしか出来ないであろう。気象研究所では，日本での現状に立脚し，当面はd～５００Km，３層あるいは６層の大循環モデルに基いて種々の制御実験を試みる事を計画している。

２・１．制御実験の例

３次元モデルを用いての制御実験のはしりは，６，７年前にアメリカのRand Co.にいたFletcher であると思う。彼はUCLAの２層モデルを用い北極海が海氷でおおわれた時と開氷面となった時の数値実験を行い，低気圧経路に及ぼす影響をしらべた（結果は未発表）。

その後Rowntree（1972）はGFDLの9層モデルを用い，東部熱帯太平洋の海水温が上昇するとアリューシャン低気圧が発達しつつ東方に偏移するというBjerknessの推論（1966）の検証を行い，それを支持する結果を得た。またSpar（1973）は，UCLA2層モデルを用い，表面海水温の異常や大陸上の積雪領域の変化に対する大気の反応をしらべた。東部北太平洋の表面海水温のanomaly に対する大気の反応は夏期より冬期に強く表われ，またanomaly を与えた1カ月後に南半球にかなりの影響が現れる事，積雪領域の南限界を移動させると冬期のモンスーン活動につよい効果をもつという結果を得た。一方，Hougton ら（1974）はNCARの6層モデルを用い，RatcliffeとMurray（1970）が80年間の資料から統計的に見出した，北大西洋の表面海水温とヨーロッパ領域の気圧分布の間の関係を検証する事を試み，部分的に支持する結果を得た。

氷期を対象としたものにWilliamsら（1974）の数値実験がある。彼等は，ウルム／ウイシコンシン氷期の最盛期（やく2万年前）を対象とし，種々の資料から推定されたその当時の(i)表面海水温分布，(ii)氷の分布，(iii)積雪領域，(iv)植生分布，(v)水位変化にともなう海岸線の変化，を考慮し，NCAR6層モデルで実験を行い現在の気候と比較した。そして，北半球に於ては冬期にはそれ程大きな変化は認められないが，夏期の状態はdrastic に変るという結果を得た。例えば，中緯度の偏西風は現在の冬期の状態に近くなり，アジア大陸上は準定常的な高気圧におおわれ，また降水量は現在の50％以上も減少（高緯度では75％も減少）する。大雑把にいえば，北半球は一年を通じて現在の冬の気候に近いというのである。

2・2. 制御実験の問題点

我々は，制御実験が実現する以前には，1組の制御実験によって各種因子の異常が大気に及ぼす反応を容易に見出す事ができると楽観していた。適当なinitial fieldから出発して，対象とする因子の分布がノルマルの時と異常な時の2つの数値実験を行う時，ノルマルの場合からのズレのすべてを，その因子の異常によるものと見做し得ると無意識のうちに考えていたからである。しかし，制御実験が現実に行われるようになると，その考えは甘かった事がわかってきた。前節で示した結果も，決して著者たちが大手を振って結論づけたものでなく，おずおずと出した示唆である。結論を明確に引き出し得ない理由は，用いた数値モデルが充分よく現在の気候をシミュレートできない事もあるが，主として大気自体の持つ非線型的なnatural variabilityにより，対象とする因子の異常によって強制されて生ずるであろう大気の反応がマスクされてしまうためである。もう少しわかりやすく言えば，対象とする因子の同じ異常に対しても，initial fieldを少し変える事によって，数値実験の結果に大きな差異が現れ得るので，たった一組のみの制御実験からは明確な結論を引きだすことは難しい。そのため，何等かの統計的手法でforcingに対する大気の反応を拾い出す事が必要になってきた。好妙な手法が見出せなければ，次

のようにしなければならないだろう。例えば，ある因子の異常が1月の大気に及ぼす普偏的な効果をしらべたいと思う。その場合，1月に起り得る範囲内で可能な限り多くの異ったinitial fieldsを用いて何回も制御実験を繰返し，それ等の結果を平均するなりして，共通に現れる有意な反応を見い出す。このためには当然多くの計算時間を要する。

以上のようにして，ある因子の異常に対する大気の反応が抽出されたとする。しかし，まだ終着駅には達しない。その結果は，あくまで数値モデルで記述される大気に対する反応である。それは実際の大気にも存在し得る可能性を示唆するに過ぎないから，有用な最終結論を得るためには，実際の観測資料を解析して，その関係を検証すべきである。逆に解析からある因子の異常に対する大気の反応について何等かの推論（結論ではない）が得られたとする。それを1組のみの制御実験の結果から安易に支持したり否定してはならないのである。

Lorentz(1970)は，数値実験は，気候変動についての種々の仮説に対しての検証には有用であるが，それによって気候変動の原因そのものをつきとめるにはあまり有用でないと強調している。また，Schell（1971）は気候変動の解明には，過去の気候資料の中にひそむnatural own modelをさぐるべきで，数値実験など何の役にも立たないと極論している。このような一部の痛烈な批判があり，上述の様な問題点があるとはいえ，数値実験の手法はこの分野の研究に大きく寄与するものと信ずる。

3. 平均大循環（気候）モデル

前節でのべたように，3次元全球モデルによる長期変動の研究は計算機事情でそう簡単にはできない。そのため，もっと簡単なモデルとして，時間平均あるいは空間平均を施した量を直接の予報対象とした平均モデルが提案されている。当然多くの無理なパラメタリゼーションを強いられるので，質において3次元全球モデルの結果と太刀打ちできないが，計算時間が100分の1以下ですむ事から，数多くの数値実験や1,000年以上の気候変動をも対象に出来るのが魅力である。長期予報の今後の発展のためにも，このような平均モデルを用いて種々の研究を行う事は有益であり，日本でも是非やる必要がある。

平均モデルを形成する方程式系は，時間平均，空間平均をどのようにとるかによって当然その形は変ってくる。ここには，比較的簡単な帯状平均に対する方程式系の一般形を示しておく。$\overline{(\ )}$を帯状平均，$(\ )'$をそれからの偏差とすれば：

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}+\frac{\partial \bar{u}\cdot\bar{v}}{\partial y}+\frac{\partial \bar{u}\bar{\omega}}{\partial P}+\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y}+\frac{\partial \overline{u'\omega'}}{\partial P}-f\bar{v}=\bar{F}_x \qquad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t}+\frac{\partial \bar{v}^2}{\partial y}+\frac{\partial \bar{v}\bar{\omega}}{\partial P}+\frac{\partial \overline{v'^2}}{\partial y}+\frac{\partial \overline{v'\omega'}}{\partial P}+f\bar{u}=-\frac{\partial \bar{\phi}}{\partial y}+\bar{F}_y \qquad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}+\frac{\partial \bar{v}\bar{T}}{\partial y}+\frac{\partial \bar{\omega}\bar{T}}{\partial P}+\frac{\partial \overline{v'T'}}{\partial y}+\frac{\partial \overline{\omega'T'}}{\partial P}-\bar{\omega}\bar{\alpha}-\overline{\omega'\alpha'}=\frac{\bar{Q}}{C_p} \qquad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}+\frac{\partial \bar{v}\bar{q}}{\partial y}+\frac{\partial \bar{\omega}\bar{q}}{\partial P}+\frac{\partial \overline{v'q'}}{\partial y}+\frac{\partial \overline{\omega'q'}}{\partial P}=\bar{E}-\bar{P} \qquad (4)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial y}+\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p}=0 \qquad (5)$$

$$\frac{\partial \bar{\phi}}{\partial P}=-\bar{\alpha} \qquad (6)$$

$$P\bar{\alpha}=R\bar{T} \qquad (7)$$

であるが，これらを閉じた方程式系にするには，摩擦項$\bar{F}x$，$\bar{F}y$，加熱項$\bar{Q}$，蒸発$\bar{E}$と降水量$\bar{P}$を平均場の量でパラメタライズする事は当然必要であり，更に$\overline{u'v'}$，$\overline{v'T'}$などのうず輸送量を何等かの方法で表現しなければならない。後者は平均方程式につきまとう最も厄介な問題である。これについての詳しい解説は片山（1971）によりなされているので参考にされたい。また平均モデルについてのWillson（1973）の綜合報告は一読の価値がある。

3．1．帯状平均モデル（zonal mean model）

帯状平均量を対象とした方程式系を帯状平均モデルと呼び，それは，前節の方程式系のように$\bar{u}$，$\bar{v}$，$\bar{\omega}$の運動場をexplicitに予報する統計的力学モデル（statistical-dynamical model）と運動場をexplicitに取扱わず熱収支に焦点を置いた熱バランス・モデル（thermal model, heat balance model）の2つに大別できる。

3．1．1．熱バランス・モデル

このモデルの場合，大気－地球系をひとまとめに取扱う（大気の上限から海洋中あるいは土壌中で垂直熱フラックスの無視できる深さdまでをまとめて取扱う事を意味する）と次のような非常に簡単なものになる。

$$\frac{d(\bar{H}_A+\bar{H}_E)}{dt}=\bar{Q}_{RAD} \qquad (8)$$

ここで

$$\bar{H}_A=\frac{1}{g}\int_0^{P_0}(C_p\bar{T}+g\bar{Z}+L\bar{q})\,dP$$

$$\bar{H}_E=\int_0^{d}C_*\bar{T}_E\,dz$$

であり，H_Aは大気柱が含む全熱エネルギー（顕熱，位置エネルギーと潜熱の和），H_Eは海洋及び土壌のもつ0～d間の熱エネルギーでC_*は海洋あるいは土壌の熱容量である。Q_{RAD}は大気－地球系の放射収支項であり，S_∞を大気の上限に達する日射量，A_pを大気－地球系のア

ルベード（planetary albedo），F_∞ を大気の上限から空間に失なわれる赤外放射量とすれば（$1-Ap$）$S_\infty - F_\infty$ で示されるので (8)式は次のように書き直される。

$$\frac{\partial(\bar{H}_A+\bar{H}_E)}{\partial t}+\frac{\partial\overline{\nu_{\prime}\cdot H_A}}{\partial y}+\frac{\partial\overline{\nu_{*}H_E}}{\partial y}=(1-\bar{A}p)\ \bar{S}_\infty-\bar{F}_\infty \qquad (9)$$

ここで，$\overline{\nu\cdot H_A}$ は大気の熱エネルギーの南北輸送で，$\overline{\nu_{*}H_E}$ は海洋による熱の南北輸送を示す。今迄に提出されている熱バランス・モデルの殆んどはこの系統のものであり，熱輸送項を拡散方式で表現して問題を解いている。Sellers（1970）のモデルは (9)式に対応する。時間スケールが非常に長いものを対象とする時，(9)式の時間変化項は他の項と較べて無視できるので，放射収支による加熱・冷却が熱輸送量の発散・収束とバランスするという準定常的関係になるが，Adem(1962)，Budyko(1969)，Sellers(1969)，Faegre(1972)やStone(1973)のモデルはこの関係を用いている。

上述のモデルを一歩進めると，大気，海洋及び陸地の熱収支を分離して取扱う事になる。この場合，(9)式では考慮する必要のなかった降水，蒸発，地空相互作用等が表面に現れてくるため，モデルは格段に複雑になる。この種のモデルを今迄取り扱った人はなかったが，現在片山が開発中である。

3．1．2．　統計的力学モデル

既に示した(1)〜(7)の方程式系を基本とする最もオーソドックスな帯状平均モデルで，栗原（1970，1971，1973），Mac Cracken（1969，1970，1973）やWilliams and Davies（1965）等により開発されている。

栗原（1970）は，経験的な関係を採用して事柄を簡単化する事をできるだけ避けながら，2層プリミティブ・モデルに対する平均方程式系をつくり，大循環の季節変動のシミュレーションを試みた。栗原モデルの特徴は，うず輸送量を拡散形式で表現する事を止めて，各種のうず輸送項の間に存在する相互関係から求めるようになっている事である。しかし，積雪量，雲量，海氷などの予報式や海陸分布の効果は含まれていない。Mac Cracken（1969，1973）は，成層圏汚染の問題や種々の氷期形成仮説を検証する目的で，Leithにより開発された6層の3次元大循環モデルに基き平均モデルを作製した。彼のモデルには，積雪量，海氷の増減，雲量の変動，海洋による熱輸送など多くの物理過程が含まれ，山岳による大気の阻止効果も導入されている。

3．1．3．　うず輸送量の表現について

既にふれたように，平均モデルにおいて厄介な問題の一つはうず輸送量をどのように表現するかである。顕熱輸送については今迄

$$C_p\overline{v'T'} = -K\frac{\partial C_p\bar{T}}{\partial y} \qquad (10)$$

のような拡散形式で表現する事が多かった。そして拡散係数Kは初期のうちは一つの常数として与えられていたが，解析が進むにつれて（10）式を用る限り，Kの値は緯度により異なり季節によって変化する事が判ったので，拡散形式の適用についての疑問を生じた。

その後，Saltzman（1968），Green（1970）やStone（1973，1974）らが，傾圧不安定波の線型理論から，傾圧不安定で発達する長波による顕熱の北向き輸送量は気温の南北傾度の自乗に比例するという結果を得た。これは，発達する長波に対してはK∝$|\partial\bar{T}/\partial y|$とする事によって拡散方式が採用可能な事を理論的に示した事になる。Stoneの一つの表現を用いれば

$$K = 0.144\frac{gH^2}{f^2\bar{T}}\left(\frac{g}{\bar{T}}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z}\right)^{1/2}\left|\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y}\right| \sim 4.3\times10^{17}\left|\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y}\right| Cm^2 sec^{-1} \qquad (11)$$

となる。θは温位，Hは等密大気の厚さである。実際の大気では長波による熱輸送以外に傾圧理論では記述できない強制的超長波（山岳分布や海陸分布によって強制された超長波）による熱輸送の寄与も大きいので，この表現をそのまま適用するには問題がある。上式から計算した熱輸送量を解析から得られたものと比較してみると，冬期の場合（超長波による熱輸送が卓越している）には計算からはその極大は30°N周辺に現れ，実際の大気での50°Nとはかなり外れるし，その値も実際の2倍近くになる。しかし超長波の卓越しない夏期には比較的よく一致する事から考えて，超長波の効果を適当に加味して上式を修正する必要があろう。

Green（1970）は，さらに別の表現式を提案している。

$$\overline{\theta'v'} = -K_{\nu y}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y} - K_{\nu z}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z} \qquad (12)$$

$$\overline{\theta'w'} = -K_{wy}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y} - K_{wz}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z} \qquad (13)$$

であり，簡単な理論的考察から

$$K_{\nu z}/K_{\nu y} = K_{wz}/K_{wy} = \alpha\gamma \qquad (14)$$

の関係が存在する。ここでγは等温位面の傾斜である。傾圧不安定波に対して，αはsteering level（600～800mb）で0.5の極大値をもち，上下に減少する因子である。戸松と片山（1974）の解析によれば，確かに（14）の関係が近似的に存在する事がわかった。αの値は対流圏の平均で0.3になった。しかし実際の大気においては$\partial\bar{\theta}/\partial y$と$\partial\bar{\theta}/\partial z$の間に強い相関が存在する

ので（相関係数〜－0.8），(12)と(13)式で$\partial\bar{\theta}/\partial y$と$\partial\bar{\theta}/\partial z$を独立として，最小自乗法から4種のKを求める事に疑問が残る。なお栗原（1970）は，うず輸送量間の相互関係から

$$\frac{\partial \overline{T'v'}}{\partial t} = f\left(\overline{v'^2},\ \overline{u'w'},\ \overline{T'v'}\right) \qquad (15)$$

のように表現する事を提案している。

上述のように，顕熱輸送はそれに関連する温位が断熱大気では保存するため，拡散方式で近似的に表現できる可能性がある。これよりずっと難しいのは保存性のない運動量の輸送$\overline{u'v'}$の表現である。栗原（1970）はSmagorinsky に従い，大気中での運動量の収束はその下の地表での運動量の摩擦消費に等しいと仮定した。Greenはうず位（potential vorticity）ζ_pが断熱，摩擦なしでの準地衡風運動で保存される事に注目し，それから$\overline{u'v'}$を求める巧妙な方法を示唆している。うず位を

$$\zeta_p \equiv f_0 + \zeta + \frac{\partial}{\partial p}\left[\frac{f_0^2}{\bar{\sigma}}\frac{\partial \phi}{\partial p}\right] \qquad (16)$$

で表現する（Greenは異った表現しているがWiin-Nielsen and Sela（1971）の示した（16）の方が説明しやすい）。ここでf_0はコリオリ因子，ζは相対うず度，ϕは流線関数であり，

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = \frac{1}{f_0}\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{1}{f_0}\frac{RT}{p}, \qquad \bar{\sigma} = -\frac{\alpha}{\bar{\theta}}\frac{\partial \theta}{\partial p}$$

である。そのため，

$$\overline{\zeta_p' v'} = \overline{\zeta' v'} - \frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{f_0 R}{\bar{\sigma} p}\overline{T'v'}\right)$$

となり，ζ'を書き改めると，

$$\overline{\zeta' p v'} = -\frac{1}{a\cos\phi}\frac{\partial \overline{u'v'}\cos^2\phi}{\partial \phi} - \frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{f_0 R}{\bar{\sigma} p}\overline{T'v'}\right) \qquad (17)$$

となる。$\overline{\zeta' p v'}$と$\overline{T'v'}$を（10）あるいは（12）と同様な方式で表現すれば，$\overline{u'v'}$を間接的に求め得るというのである。Wiin-Nielsen and Sela（1971）は数値解析からこれについて肯定的な結果を得ており、充分検討する価値があると考えられるので，解析により詳しく検証してみる予定である。

3．1．4．帯状平均モデルで得られた結果

必要最小限に簡略化された熱バランスモデルを用いてBudyko（1969）は，日射が現在より1.6％減少すれば，陸地は50°N辺まで氷でおおわれ，更にそれ以上減少すれば自己加速で地球全体が氷でおおわれるまで事態は進行するという結果を得た。この論文は多くの人により引用されているが，これと殆んど同時にBudykoよりずっと複雑なモデルに基きSellers（1969）が同様な結果を得ている事はあまり知られていない。彼の場合，日射が現在より2％減少すれば，全地球は氷結し，その時の地球のアルベードは0.85となり地表気温の平均は－100°Cになるという。

その後，Faegre（1972）は現在の日射条件のもとで5つの解が得られる事を示した。地表気温の南北分布を第1図に示したが，△が現在の気候に対応し，▽が氷期に対応すると考えられる。○の曲線は上述の全地球が氷結した場合で，その地表気温は緯度によってあまり変らず－90°C前後になる（□と◇は対応するものは見当らない）。更にFaegreは現在及び氷期の気候は，日射の2％の変動に対して不安定であり，5つの解のうち安定なのは完全氷結地球の場合だけだとの結果を得ている。

ここで少し脱線してみたい。以上の3つの研究の結果から受ける印象は甚だ不気味である。間氷期から氷期に移行しても，またいつか温暖な間氷期にカムバックする可能性がある。しかし何等かの原因で地球の獲得する日射量がたった2％減少しそれが長く続いたらどうなる。高緯度から低緯度に向って氷結化が年毎に進行してゆく。人間の抵抗ははかないものだろう。そして遂に全地球は氷結し地表気温は到る所－100°Cとなる。この状態は安定であるから，何等かの予想外の激変（火山活動など）がおこらない限り，冷えた死の惑星としてとどまる事になる。これはすべて水の性質による。現在の気候は，水の豊かに貯えた海洋があるため，それがない場合起るであろうきびしい季節変化は平滑化されている。水は両刀の劍の性質をもっている事を忘れてはならない。

その後，Sellers（1970）はより改良したモデルを用い，日射の変動に対し北半球の高緯度が敏感に反応する事を示した。2月の状態において，太陽常数を0.6％だけ減少させた場合，全球平均では1.6°C の気温低下であるが，65°Nでは3.5°Cも低下し，65°Nでは1.1°Cしかさがらない。8月の場合，同じ強制条件に対する反応は敏感で，全球平均で1.8°C，65°Nで4.1°C，65°Sで1.7°Cに低下を示すという。この結果は，気候変動の兆候は北半球の高緯度の夏期に顕著にあらわれやすい事を我々に示唆している。彼はまた過去の履歴により，現在の太陽常数で，況在より少し暖かい気候と氷期の気候が起り得る事も示した。前にふれたFaegre（1972）と同様な結果である。

Mac Cracken (1970) は，彼のstatistical-dynamicalモデルを用いて，種々の氷期形成仮説，すなわち，Ewing-Donn (1956, 1958, 1966) の開氷北極海原因説，Öpik (1950) の日射減少説，Simpson (1937) の日射増大説，Wilson (1964) の南

極氷冠説などの検証を試みた。一例としてEwing-Donnの仮説を取り上げてみよう。彼等は北極海の氷がとけてopen seaになると，そこからの蒸発がさかんになり北極圏の陸地に多量の雪を降らす事が引金となり氷河形成にむかうという。Mac Cracken (1970) の数値実験によれば，開氷状態の北極海は不安定で，陸地に氷河形成に充分な雪を降らす前に再氷結してしまうという否定的な結果を得ている。

栗原（1973）は，彼の統計的力学モデルを用い，地球全表面が陸地である場合（LCE）と海でおおわれている場合（OCE）の季節変化の数値実験を行い，その間に大きな差異が現れる事を示した。最も顕著な違いは，低緯度の上層の帯状流に現れ，LECでは季節を通じて強い東風ジェットが存在するが，OECでは常に西風が吹く。一般に，大循環の季節変化はLCEの場合非常に極端であるが，OCEの場合はゆるやかである。後者の場合，夏期に多量の熱が海洋に貯えられ，冬期にそれを大気に与えているためである。またLCEの場合，夏期には中緯度での傾圧性は消失し（南北の気温傾度がなくなる），じょう乱による熱輸送や間接循環も現れないという結果を得ている。

3．1．5．　帯状平均モデルの問題点

緯度圏に沿って単純平均をとった量を対象とする帯状平均モデルにおいて，東西方向に不規則に分布する海陸や山岳の効果を厳密に表現する事は無理な事である。しかし，これ等の効果を近似的にも表現し得る可能性が閉ざされているわけでもない。南北流に対する山岳の阻止効果（Mac Cracken, 1969）や，大陸東岸沖における海洋上での気団変質の効果（Sellers, 1970）など一応考慮したモデルがある。さらに進み，山岳分布，あるいは海陸の東西分布（本質的には冷熱源の東西分布）に支配されると考えられる超長波の動向を近似的にパラメタライズ出来るかが焦点となる。現に超長波による熱の南北輸送量も比較的よく南北の気温傾度に依存しているという解析結果も得ているので，超長波の変動が帯状平均量によって強く支配されると思われ（時間的，地理的に固定された山岳分布に対しては特に），この問題解決の道は開かれているものと考るべきであろう。

3．1．6．　其の他の空間平均モデル

前述の問題点は空間平均として帯状平均をとるから生ずるのであって，もっと範囲のせまい空間平均をとれば，地理学的に分布した平均場が得られ，山岳分布や海陸分布の効果を正当に導入し得る可能性をもつ。空間平均の一般的な表現は

$$\tilde{A}(x, y) = \iint K(r)\, \phi(\xi, \eta)\, d\xi\, d\eta \Big/ \iint K(r)\, d\xi\, d\eta \qquad (18)$$

$$r^2 = (x-\xi)^2 + (y-\eta)^2$$

であり，rは対象とする点 (x, y) からの距離で，K (r) は距離によるWeight functionである。Kをconstant とすれば平均区域内での単純平均になる。

この問題は，Thompson (1954) により一般的に論じられた事はあるが，これに準いたモデルを作り研究を行った人もなく，かかる平均場でのうず輸送量の評価すらなされていないのが現状である。

3．2．時間平均モデル

長期予報作業において，半旬及び月平均天気図の作製及びその利用が重要な部分を占めている。しかし何故かその力学的な解釈についての研究はあまりなされていない。Aden (1964, 1965, 1969) は多年にわたり，月平均場の予報モデルの実用化に努力を集中したが，遂に成功せず断念したようである。

時間平均場に対しては次のような原理的な困難さがある。一般に，時間平均として対象期間の単純平均が用いられる。Aなる量に対し，平均期間をTとした時，t_0 での平均値は，

$$\bar{A}(x, y, z; t_0, T) \equiv \frac{1}{T}\int_{t_0-\frac{1}{2}T}^{t_0+\frac{1}{2}T} A(x, y, z, t)\, dt \qquad (19)$$

であり，それからの偏差は

$$A'(x, y, z, t; t_0, T) = A(x, y, z, t) - \bar{A}(x, y, z; t_0, T) \qquad (20)$$

で表わされる。定常モデルでは t_0 をconst. と見做してよいが，time-dependent な時間平均モデルを取扱う場合，時間平均はrunning mean となるので，$t_0 = t$ とするのが自然であろう。この場合

(i) t は閉じた座標でないので，一般に $\partial\bar{A}/\partial t = 0$ とはならない（帯状平均モデルではそれに対応する項 $\partial\bar{A}/\partial x = 0$ となるためモデルの簡略化に非常に役立つ）。

(ii) running time meanの場合，$\bar{A}$ 自身が時間によって変化するので，$\bar{A} - \bar{\bar{A}} \equiv \bar{A}' \not\equiv 0$，$\overline{(\bar{A})^2} \not\equiv (\bar{A})^2$，$\overline{\bar{A}\cdot A'} \not\equiv 0$ であり，平均方程式は非常に複雑になる（帯状平均の場合，$\bar{A} - \bar{\bar{A}} \equiv \bar{A}' \equiv \bar{\bar{A}}' \equiv 0$，$\overline{(\bar{A})^2} \equiv (\bar{A})^2$，$\overline{\bar{A}\cdot A'} \equiv 0$ である）。

(iii) 時間平均をとれば，停常渦成分 $\bar{A}$ とtransient eddy 成分 A' に分離される筈ではあるが，例えば冬期の日本やアメリカ東海岸沖のように，同じ場所に繰返し生ずるtransient な現象の集合としての停常渦も多く存在するため，外面は似たような停常渦（平均場）でも内容は全く異る事が起り得る（Green, 1970）。

以上の困難性があったため，今迄の平均モデルによる研究の殆んどは，理解しやすい帯状平均

モデルを採用していた。しかし，モデル作製の難易度は別として，山岳分布や海陸分布の効果の重要性の観点からは，帯状平均モデルよりも時間平均モデルの方が発展性を秘めている。(II)の問題点は時間に対して適当なWeight をかけた平均をとるか（Thompson, 1954），何等かのfilteringを用うればさけ得る可能性がある。

半旬天気図，月平均天気図は大局的な天候状態を把握するために不可欠なものである。これを一段と価値あるものに高めるためには，時間平均場のもつ物理的力学的意味（単にその間の平均状態を示すという理解だけでなく）をさぐり出す努力がなされるべきであろう。帯状平均場の場合，大循環の理論と解析が，帯状平均場とそれからのずれとしてのじょう乱という形で進められたので，利用できる理論や解析が可成りあり，モデルの開発に役立っている。時間平均場に対しては理論も解析も乏しい。これに対してまず解析の方面からアタックするのが得策と思う。もっと具体的に言えば，まず$\overline{u'T'}$，$\overline{v'T'}$の分布の解析の集積が望まれる（このような解析すら，今迄数例しかない）。それによって，うず輸送が時間平均場とどのような関係をもっていかが解析的に確められる。始めは半旬場よりも多い個数の平均である月平場を対象にするのが妥当であろう。あるいは結果的に無駄な努力に終るかもしれないが，手を附けられていない可能性は一応試してみる必要がある。

4. 中間的モデル—切断フーリエ・モデル

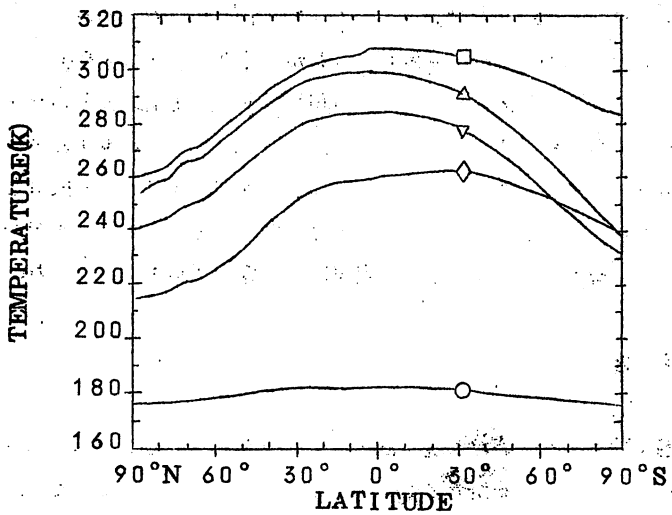
平均モデルと普通の3次元モデルの中間に位置するものとして，切断フーリエモデル（truncated Fourier model）が考えられる。本質的には3次元モデルである。大循環の理論的研究にはしばしば採用されているが，まだ長期変動を対象とした研究には用いられていない。帯状平均モデルでは，東西方向の変化の効果をいくら上手くパラメタライズしたとしても原理的に限界がある。その弱点をさけるには，他の空間モデルや時間平均モデルが考えられるがまだ開発されていない。それで3次元モデルの形を残しつつ可能な限りの簡略化を試みる。

その一つとして，東西方向の波について，大循環のエネルギー・サイクルに於て基本的役割りを示す波のみを残す事が考えられる。例えば，波数間の運動エネルギーのやり取りを考えれば第2図のようである。運動エネルギーの生成は長波域でおこり，それを長波は帯状流，超長波，短波のすべてに供給している。超長波は長波からもらったエネルギー過半数を帯状流に与えている。これを参考にして必要な波を択び出すのも一法である（勿論，運動エネルギーの波数間のやり取りは，大循環のエネルギー・サイクルの一部にすぎないので，現実にこの問題に取り組む時はもっと慎重にやるべきである）。まず長波から短波へのエネルギーの流れは，摩擦消費として近似的に取扱う事にすれば，短波から代表波数を択ぶ必要はない。超長波の代表択びは仲々難しい。平均パターンで2波数型か3波数型かが重要視されているので，波数2，3をまず択び出す。また極寒冷渦の偏倚を重視する立場をとれば波数1も必要となる。このように超長波として波数1，

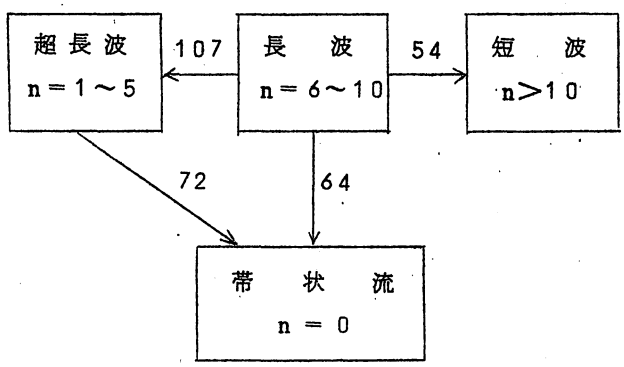
2，3を抽出する時，長波から一つだけ択び出すとすればn＝5が順当であろう（第2図には，n＝5は超長波にいれてあるが，長波と見做してもおかしくない。n＝6を択ぶと超長波とのinteractionが不充分にみえる。3と6との相互作用で3を生ずるというcaseしかおこらないから）。結局東西変化を4つの波（n＝1，2，3，5）で表現する事となる。ある物理量を，一つの緯度圏において9個の変量（帯状平均量と各々の波に対する振巾と位相）で表現するのと同等である。例えば緯度圏に沿い経度5°毎に格子点をもつ3次元モデルと比較すれば（1つの物理量が一つの緯度で72個の変量で表現），計算時間が1／8ですむのが魅力である。

5. あとがき

大気大循環の数値実験の日本における現状は寒々としたものである。数年前から気象研究所と東大で取り組みだしたが，担当する研究者は合せても5名そこそこである。また，平均モデルによる研究すら，日本では今まで手を付けられていなかった。この方面の研究の必要性からもっと研究者の層が厚くなって欲しいものである。平均モデルは多くの計算時間を要しない。筆者が現在開発中の熱バランスモデルは，かなり複雑になっているにも拘らず，1,000日の積分がHITAC 8800／8700で8分以内で終了する。それ程近かよりにくいものでない。拙文を読む事によって逃げ出す事なく，この分野に興味をいだく人が多くなれば幸いである（なお，参考文献の中でMac Cracken (1969, 1970, 1973)の論文やWillson (1973) の総合報告は比較的入手しにくいので，もし興味ある方は片山まで連絡して下さい）。



第1図　モデルから得られた5つの解に対する地表気温の南北分布（Faegre，1972）



第2図　超長波，長波，短波及び帯状流間の運動エネルギーの交換，nは波数，単位は10^{-3} erg sec^{-1} cm^{-2} mb^{-1}（Saltzman & Fleisher，1960）

参　考　文　献

1. Adem, J., 1962: On the theory of general circulation of the atmosphere. Tellus, 14, 102,115.

2. --------, 1964: On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere-ocean-continent system. Mon. Wea. Rev., 92, 91-103.

3. --------, 1965: Experiments aiming at monthly and seasonal numerical weather prediction. Mon. Wea. Rev., 93, 495-503.

4. --------, 1969: Long-range numerical prediction with time-averaged thermodynamic model. Proc. WMO/IUGG Symp. Numerical Weather Prediction in Tokyo. N -9-15.

5. Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. Tellus, 21, 611-619.

6. Dolzhansky, F.V., 1969: Calculating the zonal atmospheric circulation. Izv., Atm. and Oceanic Physics, 5, 381-387.

7. Faegre, A., 1972: An intransitive model of the earth-atmosphere-ocean system. J. App. Meteor., 11, 4-6.

8. Green, J.S.A., 1970: Transfer properties of the large-scale eddies and the general circulation of the atmosphere. Q. J. Roy. Soc., 96, 157-185.

9. Houghton, D.D., Kutzbach, J.E., McClintok, M., and D. Suchman, 1974: Response of a general circulation model to a sea temperature perturbation. J. Atmos., 31, 857-868.

10. Kurihara, Y., 1970: A statistical-dynamical model of the general circulation of the atmosphere. J. Atmos. Sci., 27, 847-870.

11. Kurihara, Y., 1971: Seasonal variation of temperature in an atmosphere at rest. J. Met. Soc. Japan, 49, Special Issue, 537-544.

12. ----------, 1973: Experiments on the seasonal variation of the general circulation in a statistical-dynamical model. J. Atmos. Sci., 30, 25-49.

13. 片山 昭, 1971：力学的延長予報の現状と将来。グロースベッター, 9巻, 3号, 1－42

14. MacCracken, M.C., 1969: A zonal general circulation model. Lawrence Livermore Lab. Rept. UCRL-50594, 28pp.

15. ----------, 1970: Tests of ice age theories using a zonal atmospheric model. Ibid., UCRL-72803, 58pp.

15. ----------, 1973: Zonal atmospheric model ZAM2. Proc. Second Survey Conference on Climatic Impact Assessment Program. U.S. Dept. Transportation, 298-319.

17. ----------, and F.M. Luther, 1973: Climate studies using a zonal atmospheric model. Lawrence Livermore Lab. UCRL-74887, 39pp.

18. Rowntree, P.R., 1972: The influence of tropical east Pacific Ocean temperature on the atmosphere. Q. J. Roy. Met. Soc., 98, 290-321.

19. Saltzman, B., 1968: Steady state solution for axially-symmetric climatic variation. Pure Appl. Geophys., 69, 237-259.

20. Schell, I.I., 1971: On mathematical and "natural" models for the study of climatic changes. J. Appl. Meteor., 10, 1344-1346.

21. Sela, J., and A. Wiin-Nielsen, 1971: Simulation of the atmospheric annual energy cycle. Mon. Wea. Rev., 99, 460-468.

22. Sellers, W.D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. J. Appl. Meteor., 8, 392-400.

23. ----------, 1973: A new global climate model. J. Appl. Meteor., 12, 241-254.

24. Spar, J., 1973: Some effects of surface anomalies in a global general circulation model. Mon. Wea. Rev., 101, 91-100.

25. Stone, P.H., 1973: The effect of large-scale eddies on climatic change. J. Atmos. Sci., 30, 521-529.

26. ----------, 1974: The meridional variation of the eddy heat fluxes by baroclinic waves and their parameterization. J. Atmos. Sci., 31, 444-456.

27. Thompson, P.D., 1954: Prognostic equations for the mean motion of simple fluid systems and their relation to the theory of large scale atmospheric turbulence. Tellus, 6, 150-164.

28. Wiin-Nielsen, A., and J. Sela, 1971: On the transport of quasi-geostrophic potential vorticity. Mon. Wea. Rev., 99, 447-459.

29. Williams, G.P., and D.R. Davies, 1965: A mean motion model of the general circulation. Quart. J. R. Met. Soc., 91, 471-489.

30. Williams, J., Barry, R. and W.M. Washington, 1974: Simulation of the atmospheric circulation using the NCAR global circulation model with ice age boundary conditions. J. Appl. Met., 13, 305-316.

31. Willson, M.A.G., 1973: Statistical-dynamical modelling of the atmosphere. International Scientific Report No. 17, Commonwealth Meteorology Research Center, 53pp.

＜一 般 討 論＞

片山（司会）：それではこれからfree discussion にはいります。

＜資料をどのように解析するか＞

片山：膨大な資料をとっておくだけでも大変なことだと思う。

森：基礎資料を整備し，print outの形で保存するんですか？ user に提供できるような形にしてtape 化した方が良いと思う。

菊池：NOAAの資料はどのような形で保存するのか。

朝倉：まだ考えていないが電計の方で延長予報をするとき，全球の高層資料が必要になると考えられるし，また，航空気象にも利用価値が大きい。長期だけの問題でないので，別途利用体制を考えないといけないでしょう。

荒井：daily data を今後何十年も溜めるのか。

内田：まだ一回も話し合っていない。そのうち協議して結果を出したい。

片山：mesh は2.5度間隔になると北半球で３０００点ぐらいですね。

片山：戸松さん今１０層ぐらい使って数値解析している訳だが，ルーチン的にはどのくらいがいいでしょうね。

戸松：経験的には対流圏３層，成層圏２層ぐらいが好ましいのではないか。例えば，１０００，５００，３００，１００，５０mb などのように。

片山：格子間隔の問題は事前に研究してみなければ判らない訳だけれど，長期予報課としては？

内田：まだやっていない。１０月から北半球の１０００，５００，３００，１００mb の解析を始める。

杉本：今まで現業では層が少なかった（１０００，５００mb ）のでその他の層についてはあまり考えてない。

片山：全球的に資料が集まっても実測風がないので，準地衡風近似のω—方程式が適用出来ない低緯度のωをどのように求めるかが問題である。新田さんどうですか。

新田：資料が充実するのでいろいろやれそうですが，ルーチンだから余り時間をかけられない訳ですね。先ず実際に処理が可能な範囲からきめてゆかねばならないと思います。例えば，実際のデータは，2.5°のmesh で入ってくる訳ですが，これを5°ぐらいのmesh で計算し，またかなりスムーズをかけて，エネルギーなどのモデル計算でも大きな傾向が忠実に反映されることが大切だと考えます。ところで一番問題になるのは，鉛直P—速度すなわちωをglobalにどう求めるか，だと思います。これは思いつきですが，先ず成層圏では断熱法でωを求めます（O_3 の加熱の問題が残りますが）。中・高緯度地方では，準地衡風近似のω—方程式を解けばよいと思いますが，非断熱効果も無視できないでしょう。さらに一番問題なのは低緯度地

方で今の所決定的な方法がないことです。非断熱効果を入れた完全なω一方程式を用いることが考えられますが数値的にうまく解けるための制約から過少評価したωになると思います。これらの別々に求めたωを境界でつなぐわけですが，簡単な方法で求めるωを最初に出して，overlap させながらやっていくことになるでしょう。このωの問題はもう少しゆっくり考えたいと思います。

朝倉：菊池さんに教えて頂きたいが，例えばこれまでは一層であったが今度は５０mb までの資料が入る。そこで層をふやした場合超長波の運動をどのように理解したらよいのだろうか。例えば，non linerなinteraction （地形とか，海陸の分布等）で出来ていると言われている。実際には観測のデータが入ってくるので，熱とか，地形のfactor を差引いて超長波が停滞していると言うような物理的理解を深める解析法がないでしょうか。

菊池：なかなかむずかしいですね。

菊池：解析はその日，その日，でやっていきますからどの部分がtransient でどの部分がstanding か判らないので困ります。毎日，毎日の解析でその辺が判ると好都合ですがね。

新田：今，週間予報でずっとやっているような合成マップみたいなものはどうですか。
もし使えるんであれば，このいき方も，ひとつの方法と思うが，

杉本：本年度予算で過去資料の整備がとりあげられたので１０年分ぐらいまとめています。具体的に言うと，５００mb をつかって波数解析をしています。それを波数１，２，３で超長波のマップを作り，又，一方短い方の波は４～７までの波を加えて長波の合成マップを作りそれを見て超長波を予報する予定で現在試験的に実施しています。

新田：その場合の結果はどうですか。

杉本：結果は超長波の動きが割合に遅いということもあって，年のくせが強調されて表現されているようです。

新田：例えば，今話題に出ている超長波の動いている部分と停っている部分が割合きれいに追跡できるとか……。

杉本：超長波の尾根は９０°EとO°E の間を往復しているので使いやすいことは使いやすいですね。菊池さんに一寸質問があるんですが，ブロッキングの場合超長波のエネルギー解析というのは空間平均をしますから資料のある限り，例えば赤道から北極までの資料を用いることになります。このためブロッキングがある地域で発達しても全球的に見るとエネルギーの大きい変動が出てこなくなる。極東なら極東域だけについて，もしエネルギー解析をした場合もちろん境界条件が入ってくる訳で取扱いがむずかしいと思うが，もう少し狭い地域内のエネルギー解析が出来れば局地的なブロッキングについてはかなりわかってくると思う。もう一つは，例えばKz などというものはzonal wind に相当する訳ですから北極から赤道まで平均してやると季節変動しか出てこなくなる。先ず，疑問を持つのは，Kz が，zonal index みたいな内容になるので緯度ごとのKz が判ればよい。今，エネルギー解析をみんなが使ってい

るが局地的な予報には目的がはっきりしないと使いにくい点がある。

＜ブロッキングのエネルギー解析の問題点＞

菊池：Kz を北半球について平均したものではなく，各緯度毎の$\bar{\omega}$に対応するエネルギーに直せばよいわけです。それは簡単に出来ます。非常に規模の大きいブロッキングについては北半球で平均をとって解析をしてもその結果はブロッキングの特徴を表わしていると考えられますが，小さいスケールのブロッキングのときの解析結果はそのブロッキングの特徴を表わしているかどうかは，問題になると思う。局地的な解析をする場合には境界の壁を通して流入，流出するエネルギーの計算が大変である。もし，正確なデーターが入手できればそれが出来るが実際はむずかしい。

片山：その問題は今，気研でやっている。この時境界を通じてのflux, UT, VT, UVは大きく，それを正確にestimate しないと局地的なエネルギー収支に大きな誤差が入るのでその取扱いは非常にむずかしい。P_E などの量の推定はなんとかなるが，例えば運動エネルギーのproduction には境界からの運動エネルギーの流入や境界での気圧力の効果が大きな部分をなすので正確にestimate することはむずかしい。

片山：$v'\phi'$ をzonal mean するとOとなるが，局地的な解析ではそうはならない。

菊池：$v'\phi'$ は境界を通るenergy の流れを表わすが，地衡風を用いた場合にzonal mean するとOになってしまう。しかし，局地解析のように平均を途中で切るとOにならないけれど，その時は誤差が大きくなりそうだ。そういった点について目をつぶれば一応計算は出来るという意味ではやれないことはない。

開根：例数は少ないと思うが単一ブロッキングをいくつか取り出して発生地域別にエネルギーなどの特徴をみるのはどうか。

片山：regionalなブロッキングを対象としたエネルギー収支はまだやっていないので，これからやろうとしている訳です。

朝倉：関根さんの言っている意味は著しいブロッキングはzonal mean にも出てくるのではないかという意味と思うが。

菊池：非常に強いブロッキングであるならばそれはzonal mean にも出てくる。ただ単一の規模の小さいものであれば出てこない。

森：Az, Kz,をためてAz, Kzのnormal値をつくる。そうするとそれからのdeviationが判るのでこのdeviationをブロッキングに対応させてみればいいのではないか。

朝倉：ブロッキングは何回も討論されて来たが，特別の位値づけをすべき現象なのか，それとも，たまたま偶然に形成されたものなのか，どう考えるべきでしょうか。大気現象として特別に変ったやりとりをしたために起こった結果といえるでしょうか。

片山：By chanceで出たとしても特別の現象であると思う。

高橋：1ケ月予報をめざしている時はブロッキングは大変重要な問題であった。その本質は何故起こるか，維持されるか，十分厳密にやっていく必要があろう。いろんな考え方があるが純粋に力学的な解釈もある。よく判らないが初期にわずかの擾乱が作用してそれが重って，大きくなって，効いて来ているのではないか。例えば，太陽活動も効いているのではないかという感じをもっている。今までの議論ではブロッキングが判っていない様に思う。

新田：予報の立場から見ればtrigger の擾乱そのものよりブロッキングを起こしやすい一般場の構造，少しひらたく言うとpattern があってそれに擾乱が加わって初めて出来ると考えた方が判かりやすい。だからいつでもどこにでもあるtrigger を追跡するよりもブロッキングに向いやすい大気場の力学的構造をよく理解することが大切だと思う。

新田：その刺激というのはいつでもあるのではないかと思うが。

高橋：刺激がいつもあるとすれば，おきやすいブロッキングのパターンがどういうものであるかが，はっきりしていないんではないですか。

新田：そうですね。

高橋：出来やすいpattern をsimulation で決めてゆくのも1つの方法であって実際の現象から調べてゆく方法もある。

森：天気図からブロッキングを選び出すときは定義が非常にあいまいでよく判らない。笠原さんの話でも，どう定義したらよいか不明確とのことだった。

片山：連続的に変化している現象はいつから始まったのかを決めるのは難しい。閉じた高気圧が出来た時，と言ってもその等圧線を何mb 間隔で引くかによって違ってくる。

高橋：常識的に定義してそれで進めてはどうですか。

関根：いろいろな統計結果を見ると，その都度定義して調査されているがどの定義によっても，だいたい同様な結果が得られているように思われる。
戸松さんの10層モデルによる研究ではブロックが発生する3日ぐらい前に前兆が見られるとのことであったが，2～3半旬ぐらい前からブロッキング発生に好条件な場が形成されており，それに何らかのtrigger が加わって形成されるのではないでしょうか。

片山：エネルギーから見ても発生前兆はよく判らない。

関根：大規模のものだけについてはどうでしょうか。

片山：例えばAz が増えはじめても，ブロッキングの始まるのは1週間後なのか，どうなのか，その時点では判らない。

朝倉：非常にsharpに不連続的にAz が増えた時は，一応前兆としてマークしてもかまわないのではないでしょうか。

片山：Az の量がどれだけ増えればブロッキングになるのか，そこが判らない。増えていって減り出したその時からブロッキングになっている。

関根：寒候期においてはその通りだと思いますが暖候期のブロッキングの場合はAz は季節変化

として減っている時なので，減り方が緩まんになる時を注目する必要があるのではないか。Azの量だけからは，ブロッキングの前兆は判らないと思う。

森：だから暖候期のブロッキングはAzのnormalからの偏差を問題とすべきではないか。

＜超長波の解析はどうやつたらよいか＞

菊池：長期予報をやっている人々の間でとらえられた特徴的な大気変動のpattern・こういう時にはこんな具合になるというふうにそういうpatternがあると思いますが，そういうものを具体的に示していただけると，我々もそれに基づいて力学的にどう考えたらよいかというように考えを進めていけると思います。

内田：超長波のwatchをすべきであるという議論があるが特に超長波はscaleが大きいし，ブロッキングの構造が不明なこともある。また大きいscale，小さいscaleの相互作用の特徴を研究する必要がある。特に，今年から長期予報課で始めた異常天候監視は超長波に関係している。今，reportを作っている段階だが超長波解析はしていない。この解析をやることによって超長波の動きから異常天候を予報することが判かると良いと思っている。

菊池：特徴的なことが判れば有難い。

新田：超長波のwatchと一口に言っても，超長波のなかのstationaryな部分とtransientな部分，更に後者の中のバロトロピックモードとバロクリニックモードに分けてwatchするのか全体として見るのか，と言うことも問題でしょう。その点で資料をどのように処理して，それをどのように調べていったらよいか，ということもよく考えねばならないと思います。

片山：戸松さんの熱輸送の解析資料では温度傾度と顕熱の南北輸送との関係は超長波の方が長波より，よく成り立っているようだ。傾圧波の線型理論から南北の温度傾度が強くなると顕熱の南北輸送が大きくなるという結果が得られているが，dailyの変動を見るとその関係は逆になっていることが多いから注意すべきである。顕熱の南北輸送が強まったため温度傾度は弱められる。

内田：その時に何かうまい目安はありませんか？　事後解析になるけども……。

菊池：事後解析としてはstandingなものとtransientなものに分けて解析するのが役に立つのではないでしょうか。そうすれば，この期間のstanding waveはこうだ。他の期間のstanding waveはこうだというように比較もでき，超長波のゆっくりとした変動をつかむことができる。

荒井：1か月ぐらいの平均値とそれからの差でstandingとtransientに分けてやってみるのが良い。

片山：超長波をバロトロピック・モードとバロクリニック・モードの方法に分けるとすれば，どういう方法があるのですか。

新田：例えば谷や尾根の軸が鉛直に立っているものと（バロトロピック・モード）西に傾いてい

るもの（バロクリニック・モード）に分ければ良い。

高橋：もう一つ質問になるかどうか判らないが，割合今日の話は大循環について，力学的な面が強調されているが長期予報は熱の問題が大事だと思う。そのためには，第一歩として熱のパラメタリゼーションをやる必要があるのではないか。

片山：それはどういう意味のパラメタリゼーションですか。

高橋：例えば雲量の問題がある。pattern と雲量とはどういう関係があるか。これを大循環モデルにとり入れてやることなど。海の問題では観測値があまりないので難かしいが，データを揃えて研究してみることも必要と思う。Walker の南方振動で判るように南半球の気象を取り入れなければならないのではないか。

片山：そのようなことはもちろん考えてやっています。パラメタリゼーションによって，低緯度の熱収支も考慮しています。

片山：南方振動は今かなりやりはじめられている。例えばBjerknes－Walkerのcirculationが GFDLの真鍋さん達によりよくsimulation されており南西モンスーンと密接な関係を持つことが示唆されている。

内田：せっかく集まったのでこの際研究所の人達に聞くことがあれば，どんどん聞いておいた方がいいんではないでしょうか。

＜低緯度解析の問題＞

朝倉：私が話題提供した長期予報のための全球の解析モデルは気研や電計に相談願って進めていきたい。少なくとも基本的には長期予報の進歩の方向だけを間違わないで進めてゆきたい。

片山：先程，新田さんが言われましたけど，僕はやっぱり drving force としての heating field の変動を知ることが一番重要であり，特に熱帯の加熱，極地方の冷却の変動に注目すべきだと思う。また，熱帯で生成された熱は低緯度から中・高緯度に運ばれる。まずハドレーセルにより亜熱帯に運ばれそこから中・高緯度に eddy によって運ばれる。ハドレーセルによる熱輸送が強まれば，中・高緯度の eddy heat transport が強制的に強まると考えられる。そのため数値解析の新らしい対象として heating field とハドレーセル（低緯度の子午面循環）が希望される。力学的に heating field を正確に求めることは非常に難かしい。当分可能性がないとするならば熱帯と極周辺に限って物理的に（凝結熱，海面からの顕熱及び放射による heating を計算する）推定することに望みがある。また，ハドレーセルが得られる数値解析モデルを考えないと発展性はないと思う。

朝倉：熱帯，亜熱帯地方の解析をどのような方法で解析するのか方法的に確立されていないので困っている。

片山：斉藤さんのやられた方法で如何ですか。

斉藤：私の考えは気圧分布が与えられた時，低緯度の風をどう推定するかということです。長期

予報のための数値解析としては，これまで大循環の解析的研究でおこなわれた子午面上の輸送量やハドレー循環の解析的表現をこの際毎年，あるいは毎月の資料でつづけて解析していったら，その時々の大気の流れを代表する量的で且つ代表性のある表示ができるのではないかと思う。

菊池：赤道付近の気象を解析する場合も風が問題ですね。

朝倉：その通りですが，今入手できそうな赤道域の資料は等圧面高度が主で，風ではないので等圧面高度を用いて風を推定する方法が必要になる。どのような方法が良いでしょうか。

菊池：それは電計で毎日の予報のための初期dataをつくるときにも問題になっている。現在バランス方程式を解いて流線を求めそれから得られる風と準地衡風用ω一方程式も解いてωを求め，それから得られる発散風とを合わせたものをinitial の風としているが，この風ではハドレイ循環を正しく表わせないのではないかと思う。

斉藤：一つの方法として気圧場が判かっている時は運動の式から加速度を求め空気粒子の位置とその位置における風速を計算できますから，これを各格子点でやってみれば風速分布の第一近似が推定できると考えます。

新田：その方法では風が気圧場にどうadjust するかという立場から出発しているが低緯度での解析の方法としてはまずいと思います。なぜなら周知のように低緯度ではむしろ気圧場が風にadjust しているからです。

高橋：この問題はある意味では，地衡風偏倚をどうとり扱うかということになる。まさつを考えに入れるとうまくバランスした風が求まる。

新田：それはadjust に伴って発生する慣性振動がまさつによってdumpするという考え方と同じだと思う。ところで今問題なのは低緯度では一体風が決まるかどうかということだと思います。

高橋：最終的には統計的・経験的なものをとり入れてやれば良い。

斉藤：低緯度ではあまりコリオリ力が小さいので私の方式では長い時間経路を追跡することは誤差が大きくなる。あくまで風の第一近似の指定ということです。まさつについては，まさつ係数の大きさに不確定な点があるので取り扱わなかったのです。

片山：低緯度解析の今までの論文を参照して解析方法を究明することから始めたらどうですか。

斉藤：長期予報の今後の発展計画の朝倉さんの考え方の中で類似法で類似のパラメーターを増すことが必要と思うがそうすると類似例が少なくなるだろうから問題が多い。亜熱帯高気圧の立体構造の解明をモンスーンの研究は賛成である。また月平均値からの偏差や標準偏差分布も必要である。

片山：時間が来たのでこの辺で終りますが，今後機会を作って再び討論を重ねてゆきたいと思います。

編集部からのお知らせとお願い

昭和48年度L．F．グループ会計報告が6月13日のL．F．総会で承認され，昭和49年度の役員（長期予報課：朝倉正　気象研究所：片山昭）と事務局代表（長期予報課：池田誠也）が選出されました。宜しくお願い致します。

過去10数年にわたって，グロスベッターを発行して参りました。その間，あらゆる方法を活用して年額300円で年間2～3冊ずつ発行して来ましたが，御存知のように物価値上りのため財政的な困難に直面しております。そこで止むを得ず会費を次のように改正致さざるを得なくなりました。会員皆様の御協力の程宜しくお願い致します。

旧会費	年額	300円
新会費	年額	600円

昭和48年度L．F．グループ会計報告

1974. 5. 20.現在

収入		支出	
前年度繰越金	115,098円	グロスベッター印刷費	154,000円
会費	109,390	内訳 12巻1号88,000円 12巻 2～3号66,000	
内訳 47年度 2,100円 48～49年度 107,290		発送費（2回）	950
預金利息	660	通信費	1,390
		次年度繰越金	68,808
計	225,148	計	225,148

昭和49年11月

グロスベッター　編集部