

## 超長波のシンポジウム(2)\*

気象学会講演企画委員会, 気象庁予報部談話会

- 1. 日 時 昭和44年1月22日(水) 13時~17時
- 2. 場 所 気象庁第1・第2会議室
- 3. 話題提供者 朝倉 正: 超長波に関する2, 3の特性  
杉本 豊: 成層圏気温変動におよぼす超長波の作用  
相原正彦: 超長波の力学的考察

### 超長波に関する二, 三の特性\*\*

朝 倉 正\*\*\*

#### 1. はしがき

Teisserenc de Bort (1883) 以来, 長期予報はいかにして作用中心の変動を予測するかに努力を積み重ねて来た。さきに広田が紹介した Rossby の公式は, 作用中心の変動をいかに予報するかという面から生まれた研究で, それまで統計的な事実としてわかっていた遠隔地の気圧が有意な相関で変化する現象を理解する最初の手づるとなった。その後, 実際の大気に適用し予報に役立たせようとする努力が Namias 達によって進められたが, みるべき成果を得ないまま今日に到っている。超長波の研究そのものは, 数値予報の分野で再び取りあげられていることは新田, 広田がすでに紹介したところである。

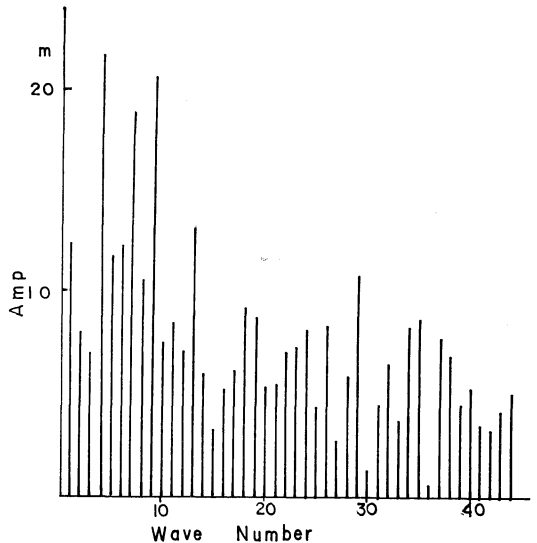
また, 時間的に位相変化の少ない超長波をとりだすために, 長期予報作業ではよく時間平均図を用いてきたが, それによって生ずる過渡うずを無視してしまう欠点を補うことができない。しかし, 成層圏天気図は対流圏における超長波の積み重ねた像とも云われ, 成層圏天気図を解析することによって時間平均のために生ずる煩雑さをさけて超長波を取扱える点は長期予報の現場

にとっては便利な点である。

本論は, 主に長期予報現場で問題になっている超長波について, 二, 三の話題を提供する。

#### 2. 超長波の変動と日本の天候

偏西風帯の強さを表わす目安として40~60°Nの等圧面高度差をとった带状示数を用いている。带状示数の変化は必ずしも正確な周期性は示さないが, その変動の時



第1図 旬平均500mb帯状示数偏差88項の調和分析

\* Symposium on Ultra-long Wave (II)

\*\* Some Characteristics on Ultra-long Wave.

\*\*\* T. Asakura 気象庁長期予報管理官室

—1968年12月2日受理—

間単位を88項の調和分析によって求めると、第1表に示すように約70日、50日、30日、25日ぐらいの単位で変動するものが多く、さらに長いものに約220日と100日程度のもとのがある。

このようなリズムの変動はしばしばインデックス・サイクルとも云われ、いくつかの原因が考えられているが、余りはっきりした量的説明はまだなされていないように思われる。

有効位置エネルギーの変動からみると、高示数期は有効位置エネルギーが増加した極大期にあたり、低示数期は有効位置エネルギーが減少する極小期にあたる。天気図でみると、寒気が極地方にまとまった形をなして蓄積され、中緯度地方には強い温度傾度の場が形成されるので、帯状流の強い高示数となる。このような場合、極渦はタイミール半島付近とグリーンランド付近に位置すると同時にしばしば、この対流圏極渦は成層圏の極夜渦と位相が合い、背の高い寒冷渦となる。このような場合、高示数型循環が持続しやすい。そして、偏西風の超長波は(大西洋・トラフ)~(ヨーロッパ・リッジ)~(タイミール・中近東トラフ)~(東アジア・よわいトラフ)という配列になることが多い。

一方、低示数型循環のときは高緯度地方の気温は例年より高く、中緯度地方の気温は例年より低いので温度傾度は弱く、帯状流も弱い。これは北極地方で函養されていた寒気が中緯度地方に溢出し、中緯度地方の暖気が高緯度地方にまで北上する総観過程のときに観測され、南北交換の強さの目安となる $\langle V^2 \rangle$ が大きくなる。このような場合高緯度地方と中緯度地方の偏西風波動の位相は逆になり、しばしばブロッキング現象が観測される。偏西風の超長波は(北部大西洋・リッジ)~(ヨーロッパ・トラフ)~(タイミール・中近東・リッジ)~(東アジア・強いトラフ)となる。このとき成層圏極夜渦はしばしば延伸し、アリューシャン高気圧は平年の位置を離れて西進し、オホーツク海から沿岸州付近にまで達することが多い。月平均25mb天気図を用いた60°Nに沿う等圧面高度のスペクトル分布によると、高示数型のときは波数1が発達し、低示数型のときは波数2が発達するものこのためと考えられる。このような、大規模な寒気の溢出一中部対流圏のブロッキング現象一成層圏突然昇温はしばしば相前後して観測され、これらの現象を統一的に解釈することが望まれる。

また、高示数型と低示数型のときの超長波の位相が全くといってよいほど逆の分布になることに注目する必要

がある。どうしてそうなるのかは分らないが、総観的な変化過程にはある規則性がみられる。もっとも、すべてこの規則に従うわけではないが、多くの人の研究はほぼ同一の結果を導いている。高示数型循環が変動しはじめてから、低示数型循環に変換するには平均して15日前後の日時を必要とする。その間、帯状運動エネルギーは30%減少し、波数1と3の振幅は発達する傾向がみられる。村上の方法に基づいて各波数間のエネルギー交換を計算して、収支をまとめると波数2は常に他の波にエネルギーを供給し、波数1と3は逆に供給されている。順圧過程を仮定すると波数2は帯状流からエネルギーを供給されている。

これを総観的にみると、最初に帯状流の破壊をもたらすじょう乱は、まず大西洋で発生する。変化過程の順序をまとめると次のようになる。

① イギリス付近に強い尾根が形成され、それが、北大西洋北部に向いて発達する。

② そのため大西洋の帯状流は破壊され、子午面流が強くなって、グリーンランド付近の極気団はヨーロッパ方面に移流させられる。

③ 大西洋上の循環の変化は東と西に伝わる。一つは大西洋上のリッジがさらに北西進してグリーンランド付近に達し、ブロッキング波となって西進し北米西岸に尾根が形成される。他の一つはグリーンランドの尾根の発達と共に北極気団が南下してヨーロッパの谷を強化し、その下流にあたるタイミール半島付近に尾根を形成するのに好都合な偏西風波動が形成される。

④ 北米西岸の尾根は発達しつつ、さらに西進し、アラスカ~カムチャッカ半島にまで達すると同時に、タイミール半島付近の尾根と併合し、北極海一帯は高気圧性循環となる。

⑤ 同時に、大陸のシベリア高気圧が発達し、北極地方の寒気は南下して吹き出す。また、グリーンランド~タイミール~アラスカ上の尾根が3波数の低示数型循環を形成する。

このように、大陸の西岸に近い大西洋や太平洋に尾根が形成されて発達し、ときにブロッキング高気圧となって南北交換を促進しているように外観上みられるが、熱的境界条件として注目する必要があるのではなからうか。片山の実験によると、異常な熱分布を解消しようとしてブロッキング高気圧が形成されるという。

### 3. 超長波からみた対流圏一成層圏の統計的關係

気圧軸の傾斜については、すでに前回のシンポジウム

第1表 超長波各成分の位相角の鉛直分布 (単位: 度)

緯度 高度	波 数 1			波 数 2			波 数 3		
	70°	50°	30°	70°	50°	30°	70°	50°	30°
	1 月								
100mb	222.0	269.7	182.2	38.1	41.7	255.4	279.8	250.1	218.3
200	228.7	312.1	239.8	28.3	59.8	277.6	259.0	265.5	222.6
300	120.5	337.0	256.8	31.4	62.5	258.6	271.4	268.4	209.1
500	158.7	347.5	272.6	29.9	80.6	211.3	286.0	280.7	270.0
700	141.1	4.8	286.6	30.4	101.9	196.7	293.2	298.9	271.8
850	161.8	30.6	319.7	44.3	147.7	216.1	308.3	320.6	318.5
	7 月								
100mb	109.1	98.7	68.5	219.5	180.9	170.9	12.7	65.4	327.8
200	100.2	110.9	62.8	130.5	229.1	178.3	39.0	50.7	22.7
300	103.8	99.6	50.6	99.6	218.0	185.5	136.1	40.3	47.5
500	110.9	354.9	310.0	108.1	113.4	288.7	301.6	32.0	54.7
700	96.1	298.5	281.7	69.1	89.5	307.4	322.2	348.9	151.8
800	287.7	3.7	214.4	334.1	165.0	78.8	203.5	345.0	350.1

でも広田, 新田によって論じられたが, さらに波数列にみた場合, 空間的にみた場合について述べたい。ベルリン自由大学から出された10年平均値を用い, 850, 700, 500, 300, 200, 100mbの等圧面高度を緯度圏に沿って調和分析し, 各成分波の位相角を求めると, 一般には気圧の軸は西に傾くが第1表に示すようにそうでない超長波もある。すなわち冬季の例としてあげた1月の波数1の超長波は緯度60°以南の偏西風帯中では, 気圧軸は上空にゆくほど西偏しているが, 70°, 80°の高緯度地方では300mbまで西に傾いた気圧軸は200mbと100mbでは逆に東に傾く。また, 波数2, 3の気圧軸は50°以南では西に傾くが, 60°以北では余り変らない。すなわち, 大体まっすぐな気圧の軸になっている。

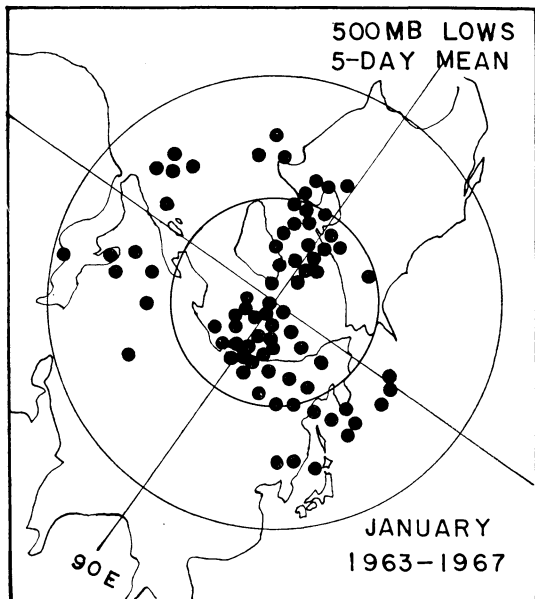
一方夏の例として, とりあげた7月の場合をみると, 1月と違い軸の傾きは小さく, 緯度70°および60°の波数1のようにほとんど鉛直なものもある。もっとも特徴的なことは緯度30°の場合で波数1, 2共に上空にゆくほど東に軸が傾き下層と上層とではほぼ逆位相になる。これは100mbチベット高気圧の下層にモンスーン低気圧が形成されているためである。

さらに上空の下部成層圏との関係を見るために, 波数別に月平均500mb, 月平均25mb高度との相関関係を求めると, 第2表に示すように, 波数1は逆位相, 波数2と3は順位相である。すなわち, 500mbで波数2が卓越するときは波数2のじょう乱の位置が上層, 下層とも

第2表 60°N 緯度圏に沿う月平均25mbと500mb高度の相関関係 ( $a_i c_i + b_i d_i$ ,  $a_i b_i$  は25mb,  $c_i d_i$  は500mbの*i*番目の分振動の振幅)

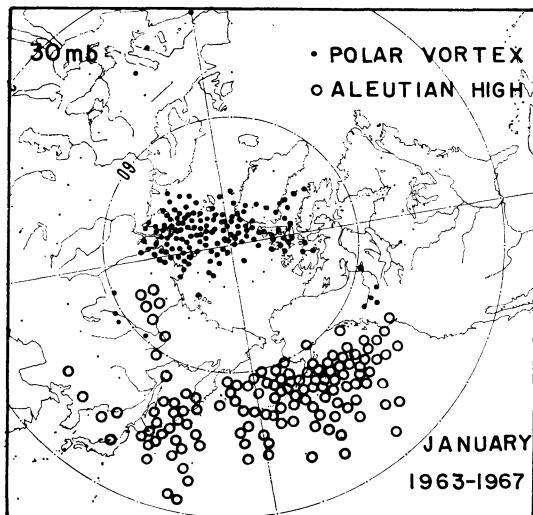
期間	波数	1	2	3	4
	1956 Oct.		-13	27	8
1956 Nov.		-105	28	46	12
1956 Dec.		-131	3307	241	23
1957 Jan.		-785	2860	346	123
1957 Feb.		-63	5	78	36
1958 Dec.		101	1005	194	54
1959 Jan.		-1016	2044	507	126
1959 Feb.		-225	225	428	-19
1958 Oct.		-199	45	7	-10
1958 Nov.		-3694	1109	-261	-14
平均		-613.0	1065.5	233.5	33.0

一致していることで, その関連の度合はかなり大きい。波数3も同じような傾向がみられるが, その関連の度合は小さい。また, 波数1が卓越しているときは, むしろ逆の対応となり, 対流圏の極わずが東半球にずれるとき下部成層圏では西半球にずれる傾向がみられる。成層圏で波数2が卓越するときは, 極夜渦が伸張するときであり, しばしば突然昇温が観測されるが, そのようなとき中部対流圏の波数2のじょう乱の軸がほぼ鉛直に立つことは興味がある。



第2図 (a) 5月平均 500mb 天気図上の低気圧の中心位置 (和田)

一方、和田は冬季の5日平均値を用い、30mbと500mb高度との相関係数を計算しその分布図を求めた。それによると、正相関域と負相関域とが組織的に分布し、負相関域(ダインス論の成立する領域を示す)はちょうど北太平洋寒帯前線帯、北大西洋寒帯前線帯に相当し、シベリア高気圧、北米高気圧圏内では正相関となる。これらの相関係数を緯度圏に沿って平均すると、緯度60°以北では正相関、60°以南では負相関となる。成層圏極夜うずの圏内では対流圏と同じ北向きの温度傾度でその変動は対流圏極夜うずの変動と同じ位相の変化をするが、成層圏の温度傾度が南向きになる緯度60°以南では、ダインスの指摘したような補償性のある現象が起こる。したがって、対流圏と成層圏の超長波の関係を論ずるときは、60°以北と以南とに分ける必要があるのではなかろうか。事実和田が5年間(1963~1967年)の1月の資料を用い、対流圏500mbにおける低気圧と30mbにおける極夜渦、アリューシャン高気圧の中心位置を対応させた結果によると(第2図)60°以南の対流圏低気圧の上空にはそれに対応する成層圏低気圧は見当たらない。むしろアリューシャン付近から沿海州にかけては高気圧が対応



第2図 (b) 30mbにおける極度渦(黒丸)とアリューシャン高気圧(白丸)の中心位置(和田)

している。しかし、緯度60°より北では対流圏極夜うずの上空に成層圏極夜うずが形成されていることに注目する必要がある。すなわち、冬季緯度60°より以北の超長波と以南の超長波とは鉛直的構造が違うように考えられ、対流圏から成層圏へのエネルギー輸送も異なるはずとも考えられる。

#### 参考文献

- 1) 広田 勇 (1968): 成層圏循環から見た超長波の諸特性, 天気 15, 62-67.
- 2) 新田 尚 (1968): 対流圏と下部成層圏の相互作用における長波・超長波の役割, 天気 15, 68-74
- 3) 和田・朝倉・田代 (1965): 寒候期予報法の検討, 研究時報 17, 4, 259-285.
- 4) 朝倉・久保木・久保田 (1966): 寒候期予報法の検討, 研究時報 18, 4, 271-295.
- 5) 和田英夫 (1968): 対流圏と成層圏の相互関係, 研究時報 20, 3, 109-120.
- 6) 朝倉 正 (1968): Dynamic Climatology of Atmospheric Circulation over East Asia centered in Japan, Pap. Met. and Geophys. 19, 1-68.