月に低氣壓の發現回數がかなり多くなつて居ることがわかる。冬季低氣壓の發現回數が多くて夏季少いのは、主として氣溫の南北方向の勾配の變動に基くものと思はれる。

春、秋兩季に日本附近を低氣壓が多く通過するのは發生するものが多いからではなく、他處から移動して來るものが多い爲である。この點誤解せられぬ様望みたい。

§ 2. 日本附近における低氣壓の進行

[3] 低氣壓進路頻度圖 § 1 [1] に於て爲せる如くに昭和 8 年乃至昭和 15 年の 8 箇年間に亘り緯度及び經度 2° 毎の區劃内を通つた低氣壓の回數を數へて表示したのが第 3 圖である。第 3 圖にはこの頻度圖から最も確からしいと思はれる低氣壓の平均進路圖を畫いておいた。第 4 圖には低氣壓通過頻度を色別けにして示してある。

我々が天氣圖を作るときに觀測所の多い地方程、擾亂を見逃す機會が尠ないから、これだけの原因でも低氣壓は陸地近くを通るやうにも見へるかも知れない。しかし第 4 圖から見られる如く

- (1) 低氣壓は陸地に沿ふて海上を進行する特性がある。
- (2) 低氣壓は海峽を通り抜ける通性があるらしい。(荒川本誌 18 卷 2 號又は大谷“暴風雨”所載)

[4] 低氣壓の進行方向 著者の 1 人(荒川)は嘗て山畑、川本兩氏⁽¹⁾に囑して日本附近の低氣壓進路をベクトルの的に平均して求めた事がある。材料はやはり氣象要覽暴風雨の部から仰いだ。統計年數は昭和 10 年から 12 年迄 3 箇年である。第 5, 6 圖には夫々 1 月及び 7 月の低氣壓の進行方向及び速度が圖示してある。ベクトルの矢の向きは平均進行方向を示し、ベクトルの長さは平均進行速度に比例してとつてある。冬季は低氣壓は殆んど眞東に向き、速度が大きい。夏季は低氣壓の速度は一般に小さくなり、北緯 30 度以北では低氣壓は北東乃至東に進むが、北緯 20 度以南では西に向つて進む傾向が著しいことは岡田“氣象學”又は藤原前掲論文の示す通りである。

本文を草するに當り大谷學兄の援助を得た。記して深謝する。

本邦に於ける季節の天候豫想に就いて*

高 橋 浩 一 郎

1. はしがき 季節の天氣豫想は特に農業と關聯して昔から切實に要求されてゐた。そしていろいろの試みが行はれたが未だ充分の結果は得て居ない。例へば現在最も實用的であり、且多少は成功してゐる相關法にしも時には相關の逆轉と云ふ様な現象を起し、全く信賴するわけにはゆかない。元來 1 月も 2 月も先の天氣を豫想しようと云ふのが無理な要求ではあるが、一昨年夏季の中國、九

(1) 山畑義宗、川本敏夫：本邦附近の低氣壓進路の季節變化。天氣と氣候第 7 卷 333-325 頁(昭和 15 年)。

* K. Takahasi: On the Seasonal Forecast in Japan. 中央氣象臺彙報。

州の大旱魃、一昨年冬から昨年梅雨にかけての東海道、關東に於ける異常の旱天續きに會ひ、又現今の國際狀勢に於ける農業の重要性などから見て、如何なる困難はあつても是非とも季節の天候豫想を研究してをく必要がある様に感ずる。

さて現在行はれてゐる天候豫想方法は幾つかあるが、それ等の缺點はいづれも皮相的であり、充分天候の性質を研究しそれに基づいた方法が案外少い事の様である。本邦に於いては既に古典的と思はれる様な岡田博士の極東亞細亞の天候の作用中心を考へに入れた相關法⁽¹⁾が最も勝れた方法であり、現在それをあまり出て居ない様に考へられる。又將來有望と思はれる海流を入れた方法にしても未だ調査が不充分で、現在の處相關法程の成功も収めてゐない。即ち今迄の方法には基礎的研究が足りないのである。例へば相關法に於ける冬季の作用中心を考へるにしても單に毎日の天氣變化から推して、冬季本邦の天候を左右するのはシベリヤの高氣壓として各地との相關を計算してゐる。然らば實際本邦冬の天候を支配するものは果たしてシベリヤ高氣壓かと云ふ基本的な假定に對してはあまり吟味されてゐない。これからの天候豫想は須からくまづ天候の本質を理解し、それに基づいて行はなければならない様に感ずる。これは單に筆者一個の考へでなく、世界的にこの様な機運にある様である。例へば季節の豫報とは少しく違ふが、バウル⁽²⁾とかウイレット⁽³⁾等の數日先の天候豫想を見ると、多分に天候の機構に立入り、大氣の大循環を基にして統計的方法で分析してゐるのである。

2. 季節の天候豫想に重要視さるべき氣象要素 我々は天候豫想の具體的の問題に立入る前に、天候豫想をするのには如何なる要素を採つたならば良いか、又如何なる方針の基に考へを進めたならばよいかを少しく考察して見る必要があると思はれる。我々が天氣豫報で行つて居る方法を分析して見ると多くは所謂保在性の大きな要素をとり、その要素を時間的に又空間的に外挿して居る。例へば日常廣く使用されて居る等壓線に依る天氣豫報にしても高氣壓とか低氣壓とか又は不連續線の様な特徴ある點を擷へ、前の動きから將來の狀況を判斷するのであつて、この際必然的にそれらの動きが簡單に外挿出來ると云ふ假定をして居る。これは又近頃取り入れられて居る氣塊分析法に就いても同じである。なるべく保在性の大きな濕球溫度とか、相當溫位とかが氣塊分析を行ふ際の最上の要素とされて居る。

天候の豫想にも同じ事が云へると思はれる。然らば1月とか2月とか云ふ様な長期のものに對しては如何なる要素が最も保在性があるだらうか。これを調べる意味で各月の平均氣溫、平均氣壓、

(1) T. Okada: Some researches in the centers of action of the atmosphere in the Far East. 中央氣象臺英文報告, 第1卷, 第4號.

(2) F. Baur: Die Bedeutung der Stratosphäre für die Großwetterlage. Met. Zeit. 53, 237, 1936.

(3) Willett and Others: Report on an Experiment in Five-day Weather Forecasting. Pap. Phys. Ocean. Met. M. I. T. 8, 3, 1940.

總降水量をとり相續く月の値の相關を調べて見た。その結果が次表で、相續く月の気温は比較的大

きな相關があるが、氣壓、降水量は割合小さく殊に降水量は殆んど相關が認められない。この相關が大きい事は似た値が續くと云ふ事であり、持續性の大きい事を物語る。従つて気温は割合持續性があるが、他の要素はあまりない事になる。これは氣壓を主としてゐる日々の天氣の場合とは大分

第 1 表 相續く各月氣象要素の平年差の相關

		気温平年差	氣壓平年差	總降水量
新 東 父 島 紗 漢	京	0.49	-0.01	-0.16
	東	0.48	0.02	0.09
	父	0.45	0.02	-0.06
	島	0.31	0.34	-0.05
	紗	-0.08	-0.27	0.01

違ふ。然し全然豫想外の事でもない。元來氣壓は大氣の力學的状態を表すものであり等壓線を基にして豫報すると云ふ事は運動方程式に基づきその慣性を利用するのである。然るに大氣の摩擦に依る運動エネルギーの消耗はかなり大きく、若しエネルギーの補給がなければ一兩日で地球上に於ける大氣の大循環は停つてしまふであらう。

これに反し熱の移動は遙かに遅くその影響がづつと先まで續く。例へば気温の年變化の極大が日射の極大よりも1月位も遅れる如きはその良い例で、地面の中10米位移動するのでさへ1年もかかるのである。これから見ても氣壓にあまり持續性なく気温に持續性が大きい事は容易にうなづける。

さて持續性が大きい事は變化が連續的であり、外挿が可能な事を意味する。即ち保存性が大きい。従つて前に述べた如き豫報の一般の方針から見て天候を豫想する場合の要素としては熱の流れを基礎とし、気温を中心にして豫想したのが良い様に考へられる。尙これと關聯して將來有望と思はれる海流を基礎にした天候豫想も實は海水の大きな熱容量中に含まれた熱の平流に依る影響を考へるのであり、やはりこの一般方針に従つてゐるのである。勿論これは外の要素は考へなくても良いと云ふ事ではない。確たる方法がない現在、多少でも参考になるものは考慮しなければならないが、その中最も重要視されるのが熱を基礎とした方法であると云ふのである。

3. 天候要素の長年變化の實在 次に實際的に天候豫想を行ふ際には外挿を行ふからには、天候に1年とか2年の長年の變化がある事を示さなければならない。尤も、その長年變化と云つても必ずしも連續した毎月の値が連續的に變らなくとも良い。天候を支配する何等かの要素に簡單に外挿

が出来る變化があれば良いのである。気温とか氣壓の年平均値の様なものを取扱つてゐると二次的原因に依り一次的原因が隠されてしまふ事がある。例へば次の様な事が考へられる。地球上の気温は太陽の日射に依り支配される。日射が強くなると一般に気温は高くなる筈で、気温を調べる事に依り、日射の強さの目安になりさうに思はれるが、應々この關係は成立しない。それは大氣循環が効いてくるからである。日射が強くなると大氣循環が盛んになり本邦の気温は夏は高くなるが、冬は反對に低くなる。従つて気温の年平均をとつたのではこの二つの影響が互ひに打消しあひ、日射の強さの變りに依る大氣活動の變化はあまり出てこない。従つてこの様な際の大氣活動の變化は夏の気温をとるとか、冬の気温をとると云ふ様に特別の工夫をする必要がある。

現在の所實際の天候の長年變化を支配する第一次の因子と云ふのはハンフリースの火山爆發に依つて吹き出される灰に依り日射が變ると云ふ様な説がないではないが、⁽¹⁾ 確定的の事は判らない。差當りとしては天候に簡単に外挿出来る様な長年變化が實在して居る事を示すのが天候豫想の可能性を證據付けるに最も良い方法と思はれる。この爲我々は適當な月平均の天候要素をとり、それについて週期性とか持続性と云つた様なものを調べて見よう。

途中の細かい計算はすべて省略するが、且つて筆者⁽²⁾が提出した相關法とも云ふべき方法で二、三の天候要素について週期性や持続性を分析して見た結果を示すと圖の如くである。圖中の矢は誤差の程度を示したもので、これを見ると明かに2年週期の變化が認められる。この原因が何處にあるかは今の所不明であるが、とにかく天候に長年の變化がある事は事實であり、長期の豫報がある程度迄は可能の様である。

もつとも天候に長年の變化がある事は昔からも云はれて居り、旱魃は2年續くとか、颱風の異狀進路も2、3年繼續しておこるらしいとは良く聽く事である。しかしそれは多くは單なる經驗に依るものであり、分析の方法が不確實でいささか疑問がないでもなかつた。しかし今回の分析に依り長年變化がある事が略々確實に結論された様に思はれる。

4. 冬の天候の本性とその豫想 以上を前提として我々は最も機構が簡單と思はれる冬の天候から考察して見よう。冬の天候は大きな目で見ればシベリヤ高氣壓及びアリウシヤン低氣壓の間に生じた低氣壓傾度に依り、シベリヤ大陸から寒冷な氣塊が吹き出す現象に外ならない。⁽³⁾ この氣壓傾度が急になると季節風が強くなり、裏日本は天氣が悪くなるが表日本は反對に良くなる。この様な考へから冬の天候のいろいろの性質が説明出来る。

例へばいろいろ調べて見ると内地の気温と大陸の気温とは相當に良い相關がある。冬季1、2月

(1) Humphreys: Physics of the Air, 556-629.

(2) 振動體の不規則な振動より其の週期減衰比を求める方法。應用物理, 7, 昭和13年。

(3) 高橋: 極東亞細亞に於ける冬季の天候變遷の動氣候學的觀察。本誌, 19, 125, 昭和16年。

の東京と新京の気温では 0.80 ± 0.12 の相関があり、又新京と父島でも 0.53 ± 0.19 の値を有して居る。これは大陸が冷えればこちらも冷えると云ふ意味で本邦に來る氣塊が大陸に源を發して居ると云ふ事からして當然の事である。ここで注意すべきは一見大陸の高氣壓が發達すると季節風が強くなり気温も下りさうなのに冬季 1, 2 月の新京の氣壓をとつたのでは東京の気温と -0.08 ± 0.18 位の相関となり殆んど無關係と云へる。即ち冬季内地の気温を支配する因子は大陸の気温であり氣壓ではない事になるのである。

次に表日本の代表として東京の冬季 1, 2 月の總降水量を支配しさうな幾つかの因子をとり、それらの間の相關係數を勘定して見ると次の如くである。

これで氣がつく事は大陸の気温

・東京冬季の降水量と相關あるもの

や氣壓は表日本の降水とあまり相関がない事である。これは我々の今迄の感じと大分違ふ。

新 京 氣 温	八 丈 氣 温	紗 那 氣 壓	新 京 氣 壓
0.14 ± 0.12	0.65 ± 0.16	0.48 ± 0.18	0.08 ± 0.18

表日本の降水を支配するものはこの表から推して内地南方の温度とアリウシヤンの低氣壓と考へられる。この事も前述の冬の天候の本質から當然の歸結である。表日本の雨は内地の南方海面の暖氣塊から補給されるのであり、それが暖かければ空氣中に多くの水分を含み従つて降水量は増す。これ八丈島の気温と東京の降水量とが相關ある由縁である。しかしこれだけが東京の降水を支配する唯一の因子ではない。

季節風の強さは大陸の高氣壓よりもアリウシヤンの低氣壓に多く支配され、従つて季節風に關係する内地の天候も著るしくアリウシヤン低氣壓の影響を受ける。この様な意味から冬季表日本の天候を支配する因子はアリウシヤンの低氣壓であり、作用中心は今迄我々が考へて居た様にシベリヤであるとはさう簡単に云へないのである。

裏日本の降水は表日本の雨と原因が違ふ爲作用要素も變つてゐる。裏日本に於ける降水の主な原因は二つあり、一は季節風に依るもの、他は弱い低氣壓や不連續線に依るものである。従つて作用要素はこの二つに關係した大陸の気温、裏日本の氣壓である。例へば冬季福井の月降水量と新京の同じ月の気温及び新潟の氣壓との相関を計算して見ると -0.30 ± 0.18 , -0.35 ± 0.18 となりこの邊りの消息を物語る。

以上の如き考察から冬季内地の気温を豫想するには大陸の気温を豫想し、内地の降水量を豫想するにはアリウシヤンの低氣壓の動向を豫想するのが第一義的であるのが判かる。もつともこれは一見同じ事を云ひ換へただけにすぎず、問題は解決して居ないかの様に見える。然し、内地は大陸と海洋の境界にあり、天氣現象が複雑して居る。この爲天候狀態の豫想が極めて難かしいが、大陸や海洋方面では比較的簡單となり、ずつと問題が簡單になる。従つてこの様な事が判るのはやはり問

題の解決への一步となるのである。

然らば冬季大陸の気温、アリウシヤンの低気壓を豫想するにはどうしたらよいだらうか。この爲大氣循環と云ふ様な事を頭に入れながら新京の 1, 2 月の気温といろいろな因子の間の相関係数を勘定して見た。結果を表にして見ると次の如くである。

新京の 1, 2 月の気温を定める因子

新京一月前の気温	0.58 ± 0.16	新京前年七、八月気温	-0.43 ± 0.18
新京二月前の気温	0.53 ± 0.14	大連前年七、八月気温	-0.52 ± 0.17
紗那二月前の気温	0.40 ± 0.18	漢口前年八、九月気温	0.40 ± 0.18
敷香二月前の気温	0.39 ± 0.18	父島前年八、九月気温	0.55 ± 0.17
大連前年十、十一月降水	-0.56 ± 0.15	紗那前年七、八月気壓	-0.20 ± 0.18
新京一月前の降水量	-0.25 ± 0.18	父島前年九、十月気壓	0.48 ± 0.16

同じ様に紗那の気壓を定める因子を調べて見ると次の如くなる。

紗那の 1, 2 月の気壓を定める因子

敷香同月気温	-0.58 ± 0.14	紗那二月前気壓	0.48 ± 0.18
敷香前月気温	0.22 ± 0.18	新京前年八、九月気温	-0.42 ± 0.15
敷香前年九、十月降水量	0.29 ± 0.18		

5. 梅雨期の天候豫想 次に農業と關聯して重要な梅雨期の天候の豫想法を少しく考へて見よう。元來梅雨現象と云ふのは極東に特有な季節の變り目に起る複雑な天氣現象であり、その機構も簡單にはかたづかない。しかし極く大雑把に見るとオホツク海高氣壓から吹き出す冷たい氣塊と小笠原高氣壓から吹き出す暖濕な氣塊の衝突に依り齎せられる雨期である。従つて梅雨期に雨が多い爲には此等二つの氣塊の對比が顯著である必要がある。殊に南方氣塊はこの頃既に相當の水蒸氣を持つて居る關係上これを活動化する北方氣塊の気温が低いと云ふのが降雨の重要な條件となる。

こゝで注意すべきは、普通梅雨期の雨はオホツク海の高氣壓と重要な關係があり、オホツク海高氣壓が発達する事が顯著な梅雨となる條件と考へられてゐる。それでオホツク海高氣壓の代表として 5, 6 月の紗那の月平均氣壓と東京の月降水量との相關を調べて見るに 0.27 ± 0.18 位となり、豫想に反し僅かではあるがむしろ反對の關係が認められるのである。勿論この事は月の値について云へるのであり、毎日の天氣に關してはオホツク海高氣壓が梅雨期の雨と關聯してゐるが、この様な事實は梅雨期の天候豫想に當り注意を要する。東京の降水量に重要なのは気温であり、新潟の月平均気温との相関係数を勘定して見ると -0.31 ± 0.17 となるのである。

梅雨期の東京の降水量に重要なのはこればかりでなく、低氣壓が近く通るか否かも大きな關係がある。従つて新潟の月平均氣壓との相関係数を勘定して見ると -0.37 ± 0.14 となる。故に東京で梅雨期の雨量が多い爲には一つは東京の北方の気温が低い事、今一つは東京の近くに低氣壓が澤山通る事であるのが判かる。

以上は東京に関するものであるが、内地の西部の代表として広島をとり、その降雨に關係する因子を調べて見ると東京とは大分違ふ事が判かる。この邊りの梅雨期の降雨は主として暖前線により齎せられるものであり、南の氣壓が強い事が必要である。故に小笠原高氣壓が發達する事が必要であり、従つてその代表として父島の氣壓をとり、廣島の總降水量との相關係數を勘定して見ると 0.47 ± 0.11 となるのである。

上述の様に梅雨現象は自身が複雑である爲、その豫想は仲々困難で未だ殆んど何も得て居ないとも云へる。しかし今迄に得た結果で多少手探りになるものを次にあげて見よう。

梅雨は一種の大氣活動の現れである故、原因は良く判らないが、大氣の活動が盛んな時にはやはり梅雨も顯著にあらはれるであらう。こんな意味から冬季の極東亞細亞の大氣活動を示す大陸の氣溫、アリウシヤンの低氣壓と梅雨密接な關係がありさうに思へる。それで東京の 5, 6 月の月降水量と新京の 1, 2 月の月平均氣溫及び紗那の 1, 2 月の月平均氣壓の間の相關係數を勘定して見た所、それぞれ -0.20 ± 0.19 , -0.31 ± 0.18 位となつた。即ち冬季新京の氣溫低く、紗那の氣壓が低いと梅雨の雨量は多い事になる。即ち豫想と一致する。もつとも相關としては小さいものであるが、今すこしくこまかく調べ、紗那の一月の氣壓と東京の六月の降水量との相關を計算して見ると 0.66 ± 0.15 となり實際にも參考になる。

次に上に調べた結果に依ると北方氣塊の氣溫が東京の降水に關係ある。そしてこれは氣塊の運動を追跡して見ると大陸からくる故大陸の氣溫と關係がありさうに考へられる。それで同じ 5, 6 月の新京の氣溫との相關係數を計算して見ると -0.35 ± 0.18 となり確かに豫想を裏書きする。さうすると氣溫には持續性がある故、1 月前の新京の氣溫から東京の降水量が豫想出来る筈である。實際 1 月前の新京の月平均氣溫と 5, 6 月の東京の月降水量との相關係數を出して見ると -0.38 ± 0.18 となり、確かに逆相關があるのが認められる。

広島方面の降水量は降雨の原因が東京とは違ふので豫想の方法も違つてくる。廣島の降水に關係あるものは前に見た如く父島の氣壓である。従つて父島の平均の氣壓が豫想されれば広島方面の降水量もある程度の豫想が出来る筈である。ところで都合良い事には父島の此の頃の氣壓と氣溫は正相關がある。故に平均の氣壓でなくとも平均の氣溫を知つてでも良い。しかるに氣溫にはかなりの持續性がある。この様に考へて見ると 1 月前の父島の氣溫と廣島の降水量との間には相關がある筈である。それで實際 6 月の廣島の降水量と 5 月の父島の平均氣溫の間の相關係數を勘定して見ると 0.33 ± 0.18 となり、値はあまり大きくはないが確かに正相關が存在する事を知る。

6. 結 語 現在の所到達した處はまだこの程度であり、昔の相關法と大差ない結果に終つたが、それでもいくらかは今後の見當がついて來た様に思へる。これからの天候の豫想には今迄の様な手探り式の方法では最早だめである。季節の天候をよく理解しそれに應じた方法をとらなければいけ

ないであらう。この問題は重要なので今後なほ考察をつづけ度いと思つて居る。

この問題に關しては岡田先生、藤原先生並に他の諸兄の御教示に負ふ所が多い。衷心より謝意を表する。

高橋喜彦氏の方法に依る波動方程式の一數值的解法*

本 間 正 作

1. 緒 言

最近、高橋喜彦氏は「熱及び渦動傳導の圖式解法」と題する論文を發表され、⁽¹⁾ 極めて巧妙な圖式積分に依り、種々の境界條件の下に熱傳導方程式を解き、更に進んで寒暖二氣塊の混合過程及び夫によつて生ずる雲形の數值的決定迄成功された。斯様な複雑な問題に利用出来る爲には、解法の手續きが成る可く簡易である事が重要な條件となるが、此の方法はその點に於て著しい特長を持つて居るように思はれる。もう一つ大切な事は、その解法の操作の物理的意味が明瞭な事で、實際高橋氏は物理的考察に基いて解法を得られた事を説いて居られ、又藤原博士が指示された通りに、同博士の稱へられた向平等原理⁽²⁾の一方面に證明を與へた事になつてゐる。

一方、波動現象の中にも重要であるが複雑で近付き難い問題が澤山殘されて居るから、高橋氏と同じ様な方法で波動方程式が解ければ非常に便利な筈である。今回は、その方法の物理的内容及び日高博士に倣つた證明を述べ、又圖式積分の代りに數値積分を用ひる場合に便利な形への變換及び、實用性を確かめる爲の簡単な一例を記した。

2. 第 1 の方法及びその物理的意味

先づ一樣な媒質内に於ける一次元の波動

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = V^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (1)$$

を考へる。或る時刻 t に於ける波動の場の模様が分つて居る時、極めて短い時間 τ の後の u の値は $0(\tau^3)$ を無視出来るものとすれば、次の如くなる。

$$u(x, t+\tau) = \frac{1}{2\sqrt{3}V\tau} \int_{-\sqrt{3}V\tau}^{\sqrt{3}V\tau} u(x+\xi, t) d\xi + \tau \cdot \frac{\partial u(x, t)}{\partial t}. \quad (2)$$

* S. Honma: Application of Y. Takahashi's Method to the Integration of the Wave Equations. 中央氣象臺彙報.

(1) 本誌, 第 19 卷, 第 8 號.

(2) 藤原吹平: 大氣物理學 (岩波講座; 物理學及化學), p. 126.