

冬期日本海でのメソスケール擾乱内に発生する 雷雲セルと気象要素の微小変動との相関関係*

竹内伸直*¹・成田憲一*²・後藤幸弘*³

要 旨

1991年2月21日に日本海に発生したメソスケール擾乱について、気象要素と地表面静電界との関連性を検討した。観測データのうち、気圧と風速についてウェブレット変換法を用いて解析した。この解析では、約3時間にわたる微小変動を、約0.5分から30分のスケールパラメータを持つウェブレット変換図にして示した。さらに、気圧と風速の変換図同志の相互相関を時間位相差が前後30分までの場合について計算して、擾乱下では各気象要素の変動に強い相関が存在することを示した。相関の強いスケール成分だけを用いた逆ウェブレット変換により、時系列の波形に戻し、これらと地表面静電界との関係を示した。以上の結果より、大気対流活動が活発になると、上昇と下降流による電荷分離が生じ、このことにより地表面静電界が誘起されると共に対流に伴う微小な気圧変動が発生することを示すことが出来た。

以上の手法を用いることにより、新しい短時間雷予測法を開発することが期待される。

1. まえがき

近年、日本海沿岸地域には大規模な発電所が多数建設され、そこから超高压送電線を経由して各地に電力が供給されており、日本海沿岸地域は大規模電源地帯の様相を呈している。しかしながら、冬期の日本海では寒気内低気圧など多様なメソスケール擾乱が数多く発生して、これら大規模電源施設に大きな影響を与えている。特に、発達した擾乱は雷を伴うことが多く、発電設備等への落雷はエネルギー供給の停止、情報通信網の切断や交通網への障害など社会的に大きな影響を生じさせる。従って、的確でより早期の襲雷予測方法を確立することが出来れば、大きな被害の発生する以前に適切な対処を施し、停電等の事故を防止する

ことが出来る。

これまで冬期日本海で発生する寒気内低気圧についての観測と解析は、主として気象学的な立場から研究が進められてきた。このことに最初に注目したのはMiyazawa (1967) であり、その後気象衛星による雲写真やレーダーエコー図 (Asai 等, 1981; Matsumoto 等, 1982) により解明が進んだ。さらに最近はNinomiya 等 (1990) や山岸等 (1992) により、この擾乱の内部構造を明らかにするような、より詳しい解析も進められている。この寒気内低気圧は、一般的に北半球の寒帯海上で総観規模の低気圧が通過した後の気象環境のもとで発生する。これはメソ α スケール擾乱であり数100 km のスケールを持ち、その特徴的時間は半日から一日である。さらにメソ α スケール擾乱の内部には、数10 km スケールで、特徴的時間が数時間のメソ β スケール擾乱が含まれる場合がある。またメソ α や β スケール擾乱は、メソ γ スケール擾乱と呼ばれる数 km のスケールで、特徴的時間が数10分の規模の積雲セル等から成り立っている。雷を伴うような現象は直接的にはメソ γ スケールの現象に付随するものと考えている。ただし、ここで云うメソスケールの分類はOrlanski (1975) の定義に従っている。

メソ γ スケールの現象は雷等の大気電気的特徴を

* Correlation between thunder-cells and fluctuations of meteorological elements in a winter mesoscale perturbation over the Japan Sea.

*¹ Nobunao Takeuchi, 東北大学工学部電気工学科.

*² Ken' Ichi Narita, 宮城職業能力開発短期大学校.

*³ Yukihiro Goto, 東北学院大学工学部電気工学科.

—1991年10月3日受領—

—1993年11月4日受理—

持っている。冬期日本海の擾乱内で発生する雷についての本格的な大気電気学的研究は、竹内ら名古屋大学空電研究所のグループによる観測結果が最初である (Takeuti 等, 1973; 1976)。その後、日米共同の観測により、冬期の雷は夏期に比して、正極性落雷の割合が大きいという特異性が指摘され一気に注目される様になった (Takeuti 等, 1978, Brook 等, 1987)。竹内 (1978) や後藤 (1984) がこの冬季雷についての一般的な解説を行っている。また北川 (1989; 1990) は、日本海側に面した秋田から浜田に至る各気象管署の地表および高層気象のデータを基にして、冬季雷の発生条件等気象学的特徴を広範囲に取りまとめている。冬季雷雲についてのさらに詳細な研究として、レーダ観測による解析 (道本, 1987; 1988) や数値解析 (Takahashi, 1984) が挙げられる。これらの結果により、具体的な発雷条件や機構がかなり明らかになってきている。

冬期日本海沿岸での落雷を予測する場合、従来より雷雲の検知には地表面での静電界の測定が用いられてきた。これは、垂直方向の対流活動が激しくなり氷晶やあられ等の粒子間の衝突等で電荷の分離が起こり、これが雲の内部に多量に蓄積することにより、地表面に静電界が誘起されると共に、雷が発生すると考えられているからである。しかしながら、この場合には地表面誘導静電界の発生から発雷までの時間的余裕は殆どない。電荷が蓄積されて静電界の発生する以前にも活発な対流が始まっているのであるから、この対流活動の開始を検出することが出来れば雷発生の予測法としてより優れたものとなる可能性がある。このような予測方法を具体化するために、メソスケールの擾乱の大気電気的特性の観測と同時に、雷雲がどのように成長し、組織化されそして減衰して行くのかの大気力学的特性の観測が必要となる。

本論文では、現在行っている寒気内メソスケール擾乱の下位構造であるメソスケール擾乱の気象要素および地表面静電界の観測システムと、得られた観測データの処理、および新たに導入したデータ解析法について述べる。さらに1991年2月21日に日本海に発生したメソスケール擾乱について、得られた気象要素データをこの新しいデータ解析法を用いて解析した結果を示す。解析の結果は、この擾乱中で大気の対流活動が活発になると、上昇と下降流による電荷分離が起こることにより、地表面静電界が誘起されると共に対流に伴う気圧変動が生ずることを示している。

2. 観測システム

雷を伴うメソスケールの大気力学的及び大気電気的諸要素の長期間同時観測を実現するため、新潟県の佐渡島内の羽茂町の平地で(1)地表面静電界、(2)大気圧、(3)風速の測定を行った。観測期間は1990年12月27日から1991年3月31日までである。

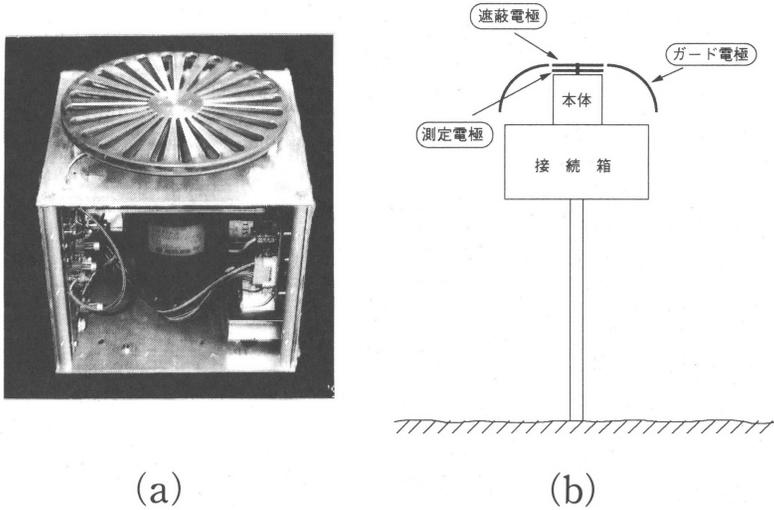
静電界測定用のセンサは検出の原理からフィールドミルと呼ばれる型式のものを使用している。これは大気中の電界により測定電極に誘導される電荷を、直前にある接地された電極で遮蔽露出を繰り返すことにより、交番電流に変換して検出する型式である。検出本体は第1図(a)に示すとおりであるが、電界の集中を回避するために第1図(b)に示すようにさらに外側にボール状のガード電極を取り付けている。測定電極の地上高は2mである。大気圧センサはダイヤフラムの変位を容量の変化により検出する形式であり、絶対気圧に比例した直流電圧を出力する。センサの仕様によれば、測定範囲は800hPaから1100hPaで、精度は $\pm 0.3\text{hPa}$ である。風速は風車型風向風速計の交流発電機出力を整流して得ている。それぞれのセンサの電圧出力は制御用コンピュータに内蔵されている12ビット分解能のA/D変換器でデジタル信号にしてハードディスクに記録される。容量40Mbのディスクを用いた場合、サンプルの時間が2秒で、記録継続期間はおよそ4か月である。

3. 観測結果

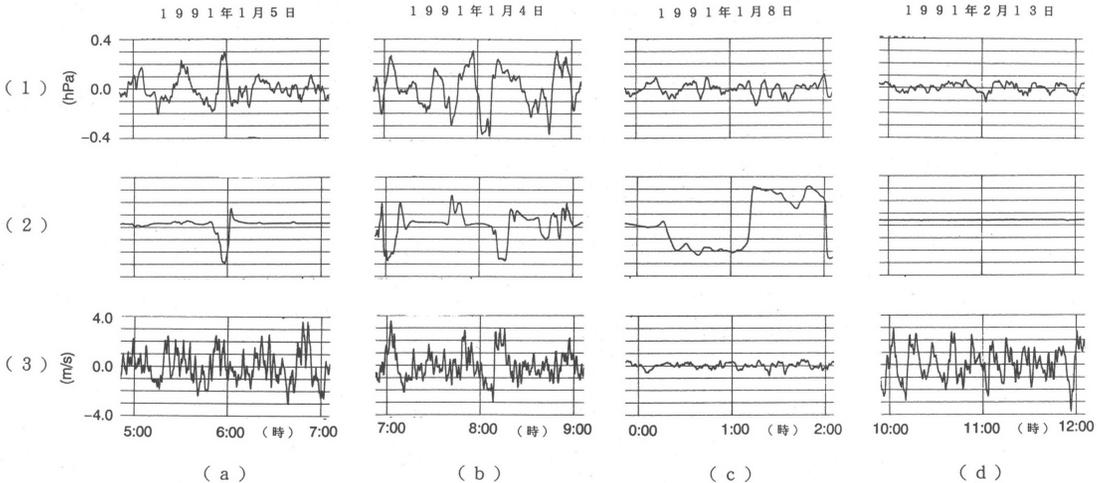
3.1 観測データの検討

第2図に気象要素と静電界の観測データをもとに、微小気圧変動と地表面静電界の相互関係から測定データをおおまかに4つのケースに類型化した代表例を示す。即ち、(a)両方の変動が単一パルスのように変動するケース、(b)両方とも周期が10分から15分位の変動が数時間続くケース、(c)気圧はあまり変動しないが電界が比較的ゆっくり大きく変動するケース、(d)その他のケースである。

期間中ケース(a)は32例存在した。ケース(b)はメソスケールの擾乱と総観規模の低気圧を伴うもので、1月に3例(4, 17, 25日)、2月に8例(10, 16, 19, 20, 24, 28日)に各1例と21日に2例が観測された。2月の8例のうち3例(10, 16, 28日)は総観規模の低気圧によるものであった。ケース(c)は観測地点付近では雷雲セルを伴わないメソスケール擾乱が通過した場合で、このケースについては別の機会に検討する。



第1図 静電界センサ (フィールドミル).
(a)センサ本体の外観, (b)センサの側面図.

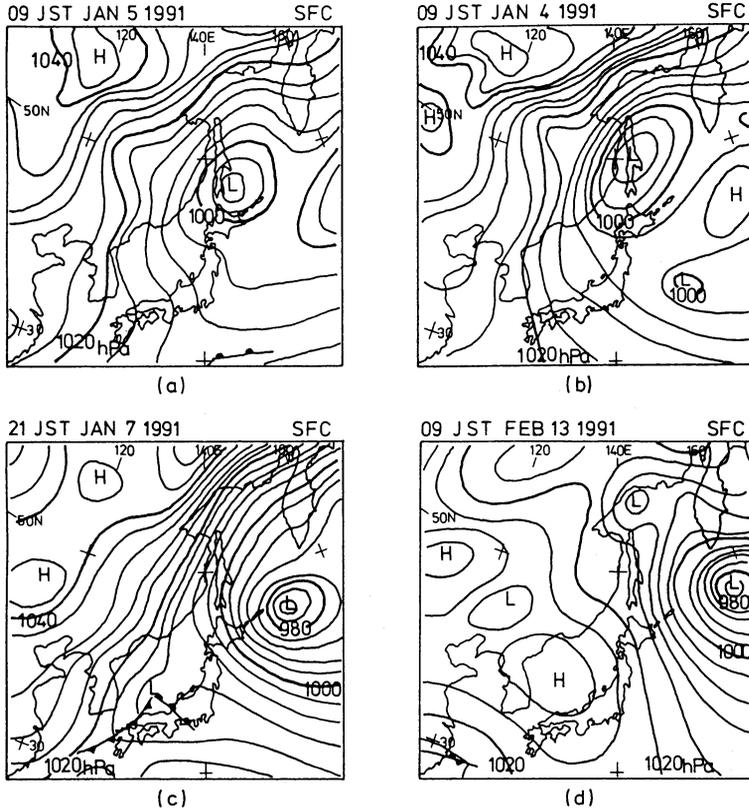


第2図 微小気圧変動と地表面静電界の相互関係を基にした観測データの分類. (1) 微小気圧変動, (2) 地表面静電界 (V/m: 相対値), (3) 微小風速変動, 横軸は観測時間. (a)-(d) がそれぞれの分類ケースに対応する.

ケース(d)はケース(a)-(c)のような明らかな特徴をもたない場合で、雷を伴わないことが多い。第3図にそれぞれのケースの時刻に最も近い地上天気図を示す。

ケース(b)で、寒気内低気圧が観測点の近くを通過した1991年2月21日の観測データ例を第4図に示す。ここで大気圧や風速の3~10分程度の変動を抽出するのに、時間幅が1分と16分の矩形データウィンドウを用

いた移動平均フィルタで処理し、それぞれのデータの差分を用いた。移動平均の処理は一種のローパスフィルターを通したデータになる。この種のフィルターはサイドローブを有するため、はっきりした遮断周波数を定義出来ないが、それぞれ1分以上と16分以上の変動が遮断される。従って差分のデータは1分から16分の間を通すバンドパスフィルタで処理した



第3図 第2図の分類に対応する地上天気図。(a) 1991年1月5日09時(JST)
 (b) 1991年1月4日09時(JST) (c) 1991年1月7日21時(JST)
 (d) 1991年2月13日09時(JST).

ことになる。

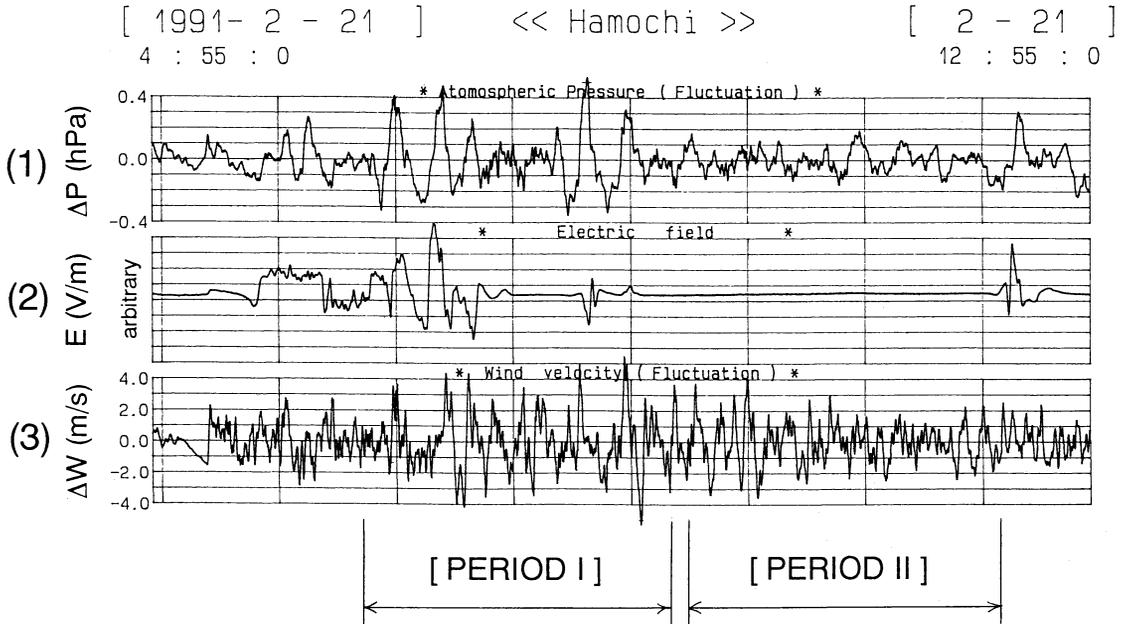
この図で、静電界の変動が存在する期間 (PERIOD I) と存在しない期間 (PERIOD II) は、それぞれ対流セルが存在する期間と存在しない期間に対応する。

3.2 擾乱発生時の環境状況

第5図は1991年2月21日09時の地上天気図である。図の中でLで示される総観規模の低気圧は、2月16日に三陸沖で968hPaまで発達して北東方向に移動し、2月23日にはベーリング海付近まで進んで勢力を弱めた。この低気圧の968hPaは解析の対象としている期間中、特に東経170度以西で天気図に示された気圧の中では2番目に低い気圧である。この寒気内には多くの寒気内低気圧が日本海および太平洋側で発生した。同図中Aで示されているのが本論文で取り上げている寒気内低気圧であり、この他にB、Cで示されるような低気圧も存在している。これらの低気圧の様子が良く示されている静止気象衛星赤外面像を第6図に示す。

取り上げているメソスケール擾乱の中心は佐渡島の北方海上を21日05時頃通過したものと推測される。第7図(A)に21日09時の、また(B)に同12時の静止気象衛星赤外面像を示す。この図では観測地点をPで示してあるが、期間Iでの09時にはメソスケール擾乱に伴う雲が観測地点付近にあるが、期間IIでの12時にはこの付近に雲が殆ど無いことが解る。

期間Iにみられるようなメソスケール擾乱には、その下部構造としてメソ β スケール擾乱やメソ γ スケール擾乱が存在することが多い。メソスケール擾乱の内部構造をより詳しく調べるのに、富士山レーダによるエコーを用いて調べた(新潟地方気象台のレーダは機器更新のため1990年12月から1991年2月末まで休止中であった)。対象としているメソ α スケール擾乱は大気圧の時間変化等から推測すると、1991年2月21日02時ころから観測地点付近に接近し、21日13時ころ過ぎ去ったものと推測される。期間中佐渡島の南



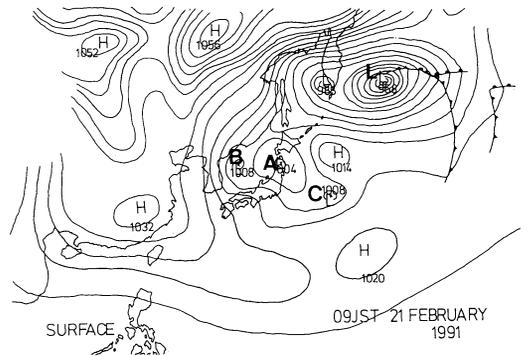
第4図 解析に用いた観測データ。(1) 微小気圧変動、(2) 地表面静電界(相対値)、(3) 微小風速変動、横軸は観測時間。

部海上にわずかにエコーの認められるのは5時45分と6時00分だけであり、長時間継続したエコーが存在しないことから、この擾乱は殆ど降雪(雨)を伴わない雷雲セルから構成されているものと考えられる。このことは相川におけるアメダスの降水データが21日には6時~7時に2mm、15時以降に合計6mmしか記録されていないことから明らかである。

4. 気象要素の時系列解析

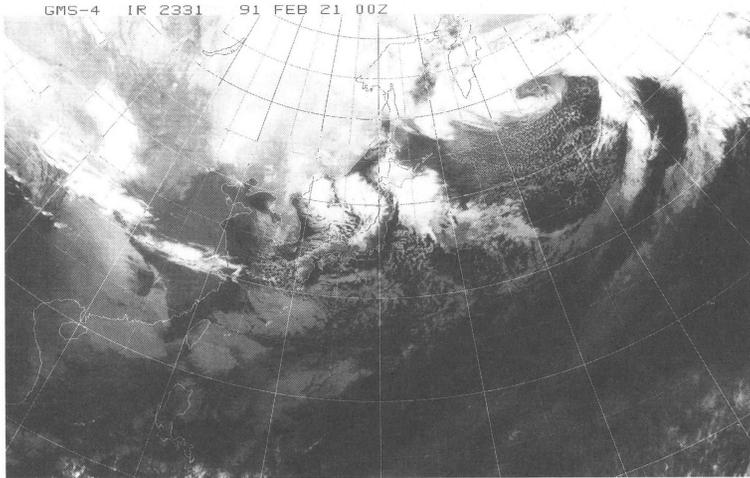
気象現象は、要素の時系列が特定周期の繰り返しではなく、ノイズを含んだ複雑な現象の組み合わせである。このように不規則に変動する時系列に対し、フーリエ変換(FFT)法によるスペクトル解析はあまり有効でない。さらにスペクトル検出能力がFFT法より140dB程度優れている最大エントロピ法(MEM)を用いて解析しても、気圧と地表面電界強度データに共通するスペクトルを検出することが出来なかった(成田等, 1985; 1989)。そこで本稿では、地質データや音響信号等の解析の分野で発展してきたウェーブレット変換法(山田(1991)の解説参照)を用いて解析を行った。

気圧微小変動と風速微小変動の時系列にウェーブレット変換を行ない、変換係数の変換図を時系列波形と共



第5図 1991年2月21日09時(JST)の地上天気図(気象庁)。

にそれぞれ第8図と第9図に示してある。得られた係数は横軸を微小変動の時間軸に、縦軸をスケールパラメータ値とした二次元面上に表示してある。アナライジングウェーブレットとしては、変動のスケールを表示するのに優れたメキシカンハットを用いた。但し、注目している時刻にどの時間スケールの変動が起っているかを強調して示すために、それぞれのスケールパラメータ毎に変換係数の絶対値の最大値が1になるよう



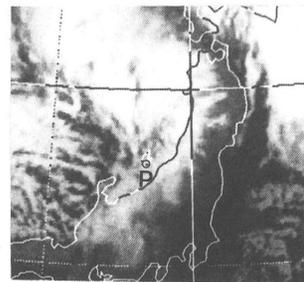
第6図 1991年2月21日09時 (JST) の静止気象衛星写真 (気象庁).

な正規化を行っている。これらの図ではスケールパラメータの非常に小さい所を除けば、時系列の値が負となっている時ウェレット変換係数も負になる。しかしこの場合でも、係数の絶対値をみれば、注目している時刻にどの時間スケールの変動が起っているかを知ることが出来る。

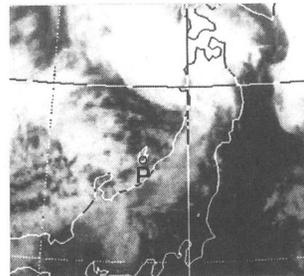
今回は個別のセル内の気圧と風速の相関を知るために、変動の時間位相差が30分以内の場合に限定して検討した。これはスケールパラメータでは900秒以下を考慮することに対応する。

気圧微小変動と風速微小変動の相互相関を明らかにするために、ウェレット変換で得られた二組の変換係数について、気圧変動の時間軸を固定し風速変動の時間軸をずらしながら各スケールパラメータ毎に計算した相互相関係数を第10図に示す。相関の強いところが位相軸の中心 (0.0) から右側に行く程、風速変動が気圧変動より先行することを示しており、左側ではこの関係が逆になる。

相関係数が0.8以上を強い相関があるものとするれば、期間Ⅰには強い相関を示す領域が位相差の原点から僅かに右側にずれた位置 (約4分) にあり、さらに正負20分位ずれた位置にも相関がみられる。これらの中間では負の相関が強いことが示されている。これは、ある程度似た様な周期的変動を有する信号の相関を計算すると、相互の時間軸が半波長ずれる毎に負正と周期的に強い相関関係が出現することによるものである。一方期間Ⅱには明確な強い相関関係は認められない。



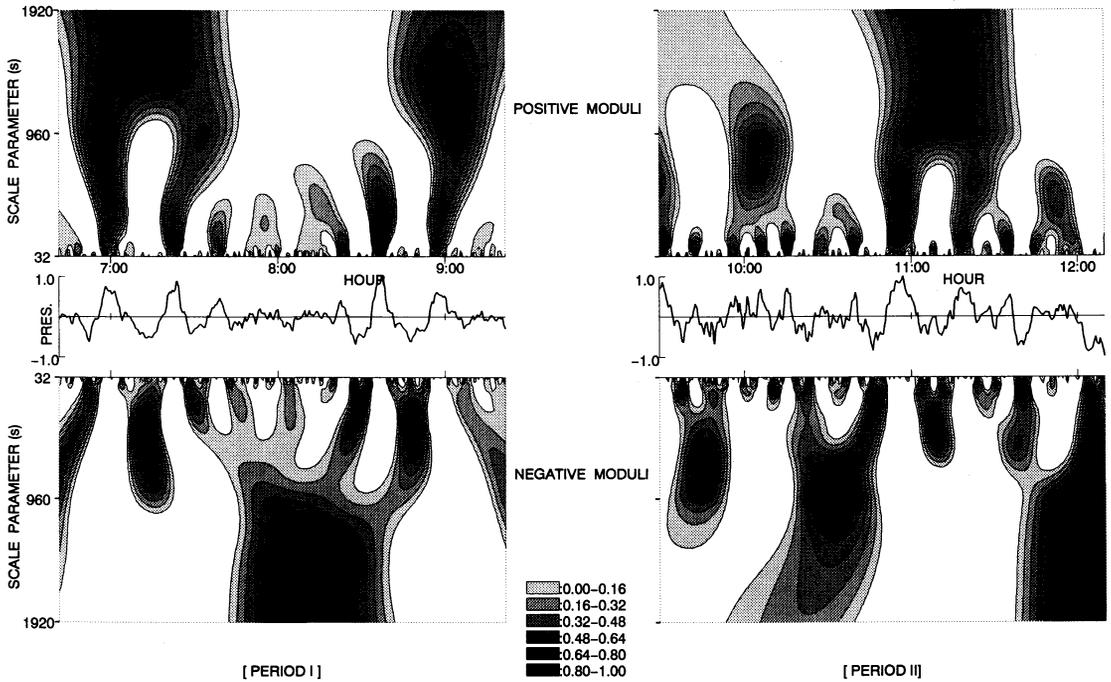
(A)



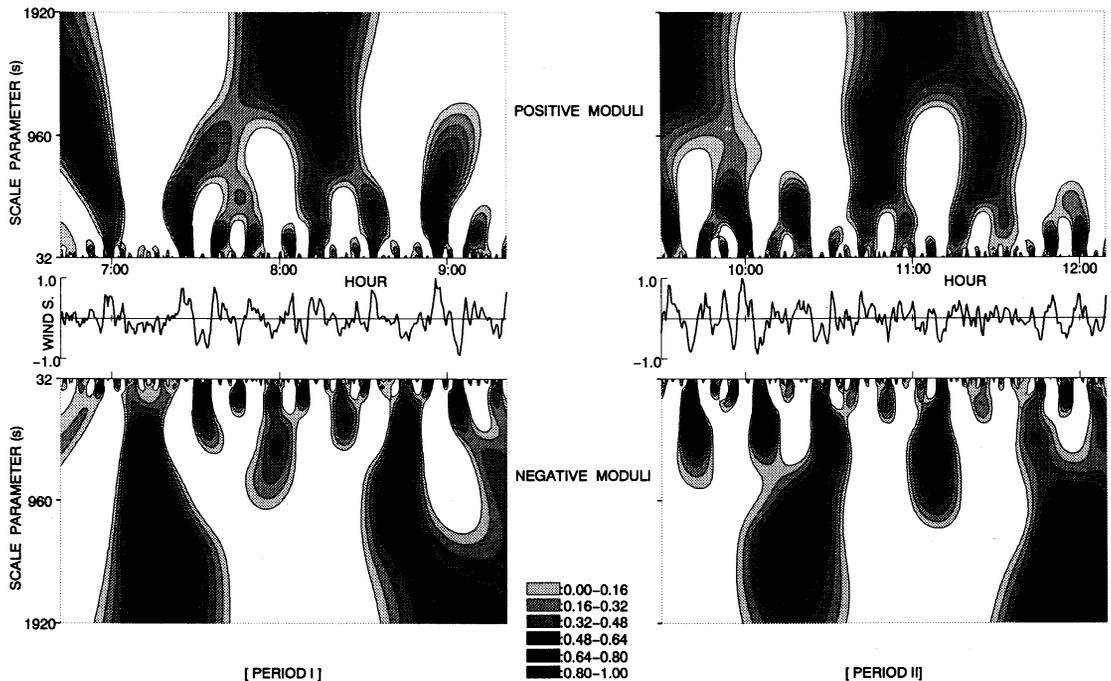
(B)

第7図 観測地点付近の静止気象衛星写真による雲の状況。(A) 1991年2月21日09時 (JST), (B) 同日12時 (JST). Pは観測地点.

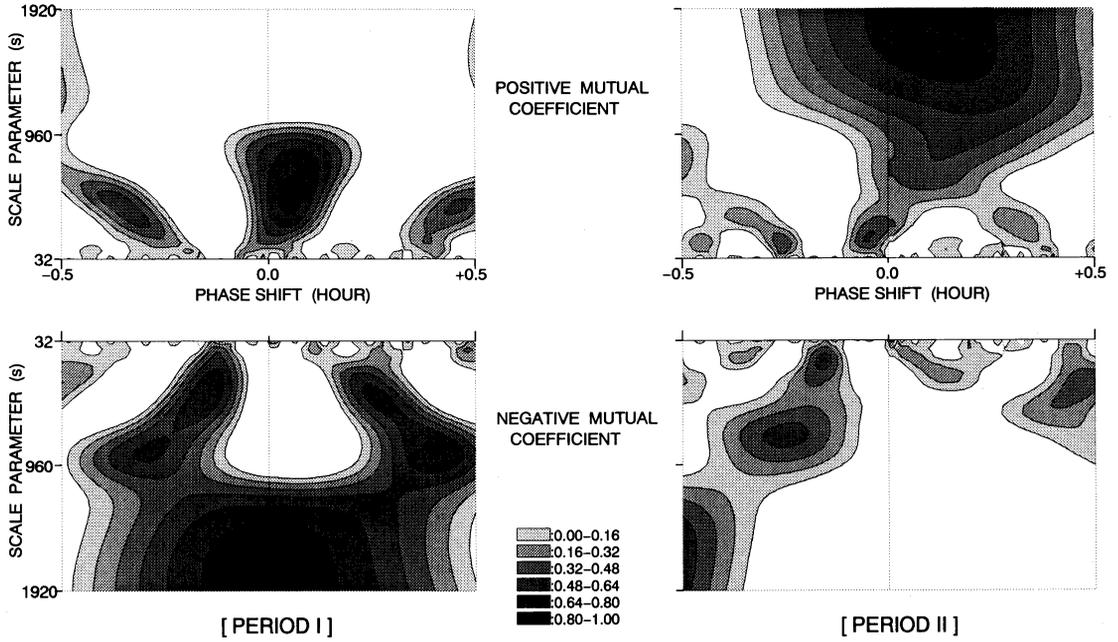
このようにウェレット変換を用いることにより、二つの要素の時系列に対してどのスケールパラメータの



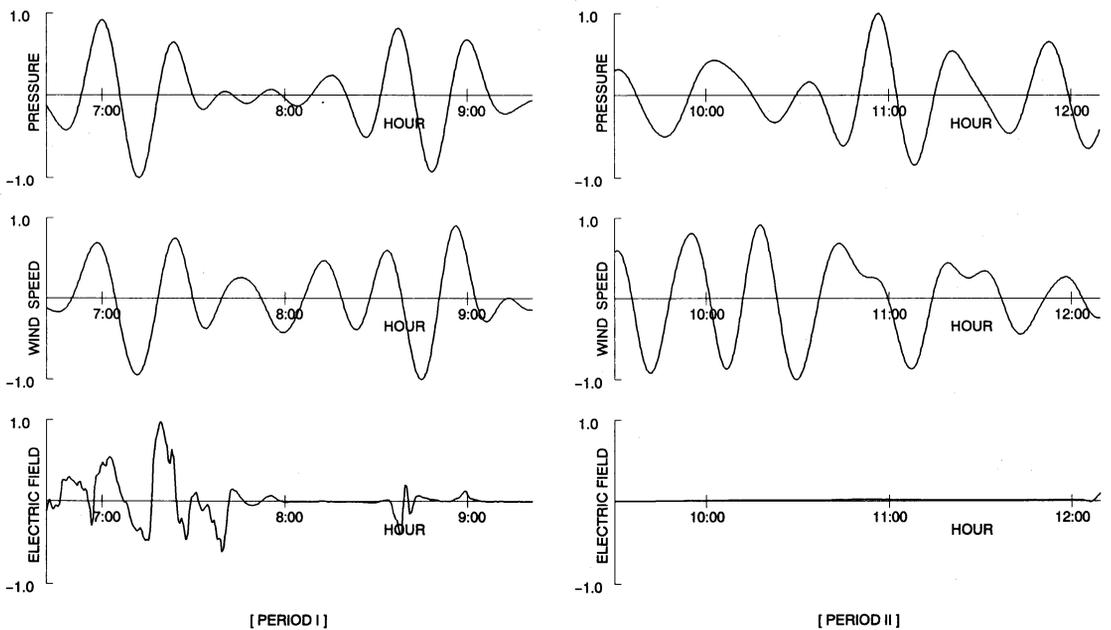
第8図 微小気圧変動に対するウェレット変換図。期間IとIIにおける気圧の微小変動の時系列波形及びそれに対応するウェレット変換図。この図で時系列波形は微小変動の読み取り開始点の値を0とし、かつ最大値が1になるように正規化してある。ウェレット変換係数の大きさはグレイスケールにより示す。係数が正の場合の変換図を時系列波形の上部に、負の場合(ただし係数は絶対値である)を下部に示す。



第9図 微小風速変動に対するウェレット変換図。期間IとIIにおける風速の微小変動の時系列波形及びそれに対応するウェレット変換図。注記事項は第8図の場合と同様である。



第10図 微小気圧変動と微小風速変動のウェーブレット変換係数間の相互相関係数を時間位相差に関して表示した図。相互相関係数の大きさをグレースケールにより示してある。正の相関係数を上部に、負の係数（ただし絶対値である）を下部に示してある。



第11図 特定のスケールパラメータ成分だけから再構成された微小気圧変動 (PRESSURE) と微小風速変動 (WIND SPEED), ただし絶対値の最大値を1に正規化してある。地表面静電界 (ELECTRIC FIELD) の相対値の時間変化も示す。

成分の相関が強いのか、またどの位の位相差があるかがグラフ表示で明瞭に示すことが出来る。

ある時系列波形を一旦ウェーブレット変換し、これらすべての変換係数を用いて逆ウェーブレット変換を行えば完全に元の波形に戻すことが出来る。もし一部だけの係数を用いて逆変換した場合には、使用したスケールパラメータ領域からなる波形となる。但し、このように一部のスケールパラメータのみを用いて再構成した波形は、有限個数からなる周波数成分だけで再構成される通常のフィルタを通過した波形とはわずかに異なる。これは用いているアナライジングウェーブレットが直交関数でないためである。

第10図で強い相関を示すスケールパラメータ(352秒から672秒まで)だけを用いて逆ウェーブレット変換を行い、時系列波形に戻した微小気圧変動と微小風速変動を第11図に示す。この図には、同時に地表面静電界の変動波形も示してある。静電界の変動がある期間Iでは気圧変動と風速変動はよく似た形であり、また位相に関しては風速変動が先行している。しかしながら、電界変動がない期間IIでは波形の類似が明確でなく、気圧変動と風速変動の相関関係が認められない。

5. 討 論

地表面に静電界が誘起されるのは、多量の電荷が蓄積された積乱雲が発生し通過することによるとして(Gold, 1977)、積乱雲の振る舞いとウェーブレット解析の結果とを比較検討すれば次のようになる。

一個の積乱雲(セル)の発達期には、セル内の至る所に上昇気流があり、細かい氷晶が運び上げられている。雲内に航空機で横断すると、あられやひょうの激しい降雪が観測されるが、上昇気流に支えられているため、地表では観測されない。また荷電した細かい氷晶は殆どが雲頂近くに存在し、地上からの距離が非常に大きいので地表面に静電界を誘起することは無い。しかしながら、セルの成長に伴って降雪粒子はより大きくなり、落下速度が気流の上昇速度を上回るようになれば、大地に向かって落下を始める。この時点で降雪に引きずられて下降気流が発生し、雲内には上昇と下降の気流の対が出来る。一般には上昇気流で運ばれる細かい氷晶に正電荷、重力で落下する大粒のあられやひょうに負電荷が帯電する。電荷分離の要因として、対流説、感応によるイオン選択説、相転移説、温度差による霧水の帯電説等が提唱されているが、雲内電荷分布の観測結果を十分に説明出来る定説は無く、現在

も研究が継続されている。下降気流が強くなると大粒のあられやひょうが雲中を降下して、雲底近く分布することになり地表面に静電界が誘起される。ほゞ同時にこの下降気流により地上での風速が強くなり、気圧も上昇し始める(上之園, 1988)。

観測結果の解析に見られるように、地上における気圧の微小な上昇と風速の微小な増加の様子は良く一致している。さらにこれら変動の良く一致する時間領域では地表面に静電界が観測されている。また変動の一周期は約20分であり、一個のセルの消長時間と矛盾しない。しかしながら、風速と気圧の約4分のずれが何を意味するかはさらに多くのデータを解析して検討する必要がある。成熟期に至ってから15分くらいで上昇気流は衰え、雲全体に下降気流が広がり、新たな降雪粒子の生成が止まりセルが消失する。ほとんどの場合、最初に成長したセルの隣りに次のセルが成長して次々とセルが発生するため、同程度の周期で気圧と風速の微小変動が継続する。今回解析した気圧変動の一周期は一個の雷雲セルに対応していると考えられる。しかし相川でのアメダスでは降水が観測されておらず、降水からは確認出来ていない。

6. おわりに

冬期日本海で発生するメソスケール擾乱の観測と、そのデータ解析により以下の点を明らかにすることが出来た。

擾乱の通過時に、気圧の微小変動、風速の微小変動および地表面静電界の間に明らかな相関が認められる。静電界の発生する時刻は、気圧微小変動がその極小値から上昇し始める時刻にほゞ一致している。これは、大気の大気対流活動が活発になると、上昇と下降流による電荷分離が起こることにより、地表面静電界が誘起されると共に対流に伴う気圧変動が生ずるためと考えられる。

謝 辞

本研究は東北電力株式会社電力技術研究所との共同研究として行っているものである。なかでも観測装置の設置、保守やデータの回収等に当たっては同所電力研究室の小室弘氏に多大なる便宜を頂きました。レーダーエコーのデータを提供して頂きました東京管区気象台、アメダスのデータを提供して頂き、さらに今回の解析では引用出来ませんでした。多数のレーダーエコーデータを提供して頂きました新潟地方気象台に

感謝致します。またウェブレット変換について有益な議論をして頂いた横浜国立大学津島晴博士に感謝致します。

参考文献

- 上之園親佐, 1988: 雷その被害と対策, 教育社, 9-17.
- 後藤幸弘, 1984: 日本海沿岸における冬季雷, 電気学会雑誌, 104, 49-52.
- 北川信一郎, 1989: 日本海沿岸の冬季雷の気象学的特徴, 電気学会研究会資料, HV-89-47.
- 北川信一郎, 1989: 日本海沿岸の冬の雷雲の電荷分布と放電活動, 電気学会研究会資料, HV-90-21.
- 竹内利雄, 1978: 北陸における冬季雷の研究, 電気学会雑誌, 98, 1156-1159.
- 成田憲一, 後藤幸弘, 船山龍之助, 1985: 冬季雷襲来時地上静電界の多地点スペクトル解析, 電気学会研究会資料, HV-85-59.
- 成田憲一, 竹内伸直, 後藤幸弘, 小室 弘, 本間規泰, 1989: 冬季雷雲下の微小気圧変動のスペクトル解析, 電気学会研究会資料, HV-89-49.
- 道本光一郎, 1988: レーダーエコーによる冬季雷襲来予測のための雷雲判定法, 天気, 35, 735-741.
- 道本光一郎, 1989: 小松周辺の冬季雷に関する一考察, 天気, 36, 31-33.
- 山岸米二郎, 土井雅彦, 北畠尚子, 上口弘晃, 1992: 強い突風を伴った寒気(団)内低気圧, 天気, 39, 27-36.
- 山田道夫, 1991: WAVELET 解析, 天気, 38, 366-367.
- Asai, T and Y. Miura, 1981: An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa bay area, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 832-843.
- Brook, M., M. Nakano, P. Krehbiel and T. Takeuti, 1982: The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms, J. Geophys. Res., 87, 1207-1215.
- Gold, R. H., 1977: Lightning, ACADEMIC PRESS, 437-448.
- Matumoto, S., K. Ninomiya, R. Hasegawa and Y. Miki, 1982: The structure and the role of a sub-synoptic-scale cold vortex on the heavy precipitation, J. Meteor. Soc. Japan, 60, 339-354.
- Miyazawa, S., 1967: On vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku district, J. Meteor. Soc. Japan, 45, 166-176.
- Ninomiya, K., K. Hosino and K. Kurihara, 1990: Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11-12 December 1985. Part 1: Evolution process and Meso- β -scale structure, J. Meteor. Soc. Japan, 68, 293-306.
- Ninomiya, K. and K. Hosino, 1990: Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11-12 December 1985. Part II: Meso- β -scale low in Meso- α -scale polar low, J. Meteor. Soc. Japan, 68, 307-317.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scale for atmospheric processes, Bull. Amer. Meteor. Soc., 56, 527-530.
- Takahashi, T., 1984: Thunderstorm Electrification -A Numerical Study, J. Atmos. Sci., 41, 2541-2558.
- Takeuti, T., M. Nakano, M. Nagatani and H. Nakada, 1973: On lightning discharges in winter thunderstorms, J. Meteor. Soc. Japan, 51, 494-496.
- Takeuti, T., M. Nakano, Y. Yamamoto, 1976: Remarkable characteristics of cloud-to-ground discharges observed in winter thunderstorms in Hokuriku area, Japan, J. Meteor. Soc. Japan, 54, 436-439.
- Takeuti, T., M. Nakano, M. Brook, D. J. Raymond and P. Krehbiel, 1978: The anomalous winter thunderstorms of the Hokuriku coast, J. Geophys. Res., 83, 2385-2390.