

1994年10月4日土佐湾海上で 発生した竜巻群の形態と構造

小林 文明*¹・千葉 修*²・松村 哲*³

要 旨

1994年10月4日17時すぎ、土佐湾海上で5本の竜巻が連続して発生した。数多くの画像データと竜巻近傍の自記紙やレーダーエコーデータにより、これらの竜巻の形態と構造を解析した。5本の竜巻の発生から消滅までは1時間の連続した現象であった。漏斗雲が地上まで達した4本の竜巻のライフタイムは約20分、竜巻の強さはFスケールでF0と推定された。竜巻渦はすべて時計回り(高気圧性)の回転であり、漏斗雲の形状、直径の顕著な時間変化を示さないまま3~6 km/hの移動速度で北上した。

土佐湾竜巻の発生メカニズムは、直接的にはメソ γ スケール(数 km)のシアライン上の初期の渦が積乱雲発生時の上昇気流とカップリングして生じたと考えられた。さらに、メソ β スケール(土佐湾のスケール)の地形性の収束が積雲を発生させた点で重要であった。土佐湾竜巻はスケールの異なる2つの条件下で発生した、海上竜巻であると結論づけられた。

1. はじめに

1994年10月4日17時すぎ、土佐湾海上で5本の竜巻が連続して発生した。この竜巻群は夕刻、見晴らしの良い海上で発生したこともあり目撃者とともに、多地点における写真、ビデオ等の画像データも数多く残されていた。そこで、これらの画像データと気象データを用いて個々の竜巻の発生、移動、形態を解析した。

一般に、わが国ではトルネード(tornado)、水上竜巻(waterspout)、陸上竜巻(landspout)、上空の竜巻(funnel aloft)すべてを総称して”竜巻”と呼んでいる。新野ほか(1994)によれば、わが国で1年間に発生する竜巻は平均20個程であり、その発生地点は関東平野を除くと海岸線に集中している。分類上は海岸線で発生した竜巻は発生場所が陸上か海上かによって、陸上竜巻(landspout)か海上竜巻(waterspout)に分類されている。

わが国における陸上竜巻の研究に関しては、報告例も数多く残されている(例えば、内田(1979)、小元ほ

か(1983)、新野(1993)参照)。しかしながら、1980年代前半までは竜巻の内部構造を明らかにした観測、解析的研究はほとんどみられなかった。1980年代後半になるとドップラーレーダー観測も行われるようになったこともあり、1988年9月22日千歳竜巻(菊地ほか、1989; Kobayashi *et al.*, 1996)、1990年9月19日壬生町竜巻(Suzuki *et al.*, 1996)、1990年12月11日千葉県茂原竜巻(鈴木・新野、1991; Niino *et al.*, 1993)あるいは1992年7月9日札幌市竜巻(菊地ほか、1992)の陸上で発生した各観測事例で竜巻に伴う親雲内部の循環(メソサイクロン)の存在が明らかにされている。これに対して、海上竜巻に関しては、どのような形態、構造を有していたのかという内部構造に関する議論はこれまでされていない。

竜巻研究の場合、その全体像を解明するためには、地表付近の竜巻渦、雲底下の漏斗雲の挙動、そして親雲という特徴的な部分の構造をそれぞれ別の方法で捉えなくてはならない。すなわち、地上の風速分布は被害状況や近傍の風速計データという事後調査により明らかにされるし、親雲の構造はドップラーレーダー観測というリモートセンシング手法により把握することができる。これに対して、漏斗雲の把握は目撃証言やカメラやビデオによる画像データに依存するところが

*¹ 防衛大学地球科学科。 *² 高知大学理学部。

*³ 高知地方気象台。

—1996年2月14日受領—

—1996年11月11日受理—

第1表 写真およびビデオ撮影された土佐湾竜巻のリスト.

No.	撮影場所 (地図中の場所)	時刻	竜巻	撮影者・提供者 (敬省略)
ビ デ オ				
1	夜須町 (B 1)	17:00すぎから 約30分間	T1~T4	西山 徹
2	赤岡町 (B 2)	17:15~17:25	T1・T2・T4	本田晃章 (NHK 放送)
3	夜須町 (B 3)	17:10~17:30	T1・T2・T4	稲田久喜
4	南国市物部 (B 4)	17:16~17:27	T1・T2・T4・T5	県警航空隊
5	南国市物部 (B 5)	17:15~17:28	T2・T4	山本博正
写 真				
1	夜須町 (C 1)	17:15頃	T1	柳崎 剛 (朝日新聞掲載)
2	野市町西野 (C 2)	17:20頃	T1	高知新聞社
3~5	赤岡町 (C 3)	17:15過ぎから 約10分間	T1	高木酒造 (株)
6~10	南国市物部 (C 4)	17:15~17:25 17:30 (No. 10)	T1・T2・T4・T5	北村光良 (高知地方気象台)
11~17	南国市物部 (C 5)	17:15~17:26	T2・T4	北村忠臣 (高知大学農学部)

大きく、データが得られないことが多い。この画像データは瞬発性の小規模現象である竜巻を同定するだけでなく、風速やスケールを見積ることが出来る点で重要である。ドップラーレーダーに加え、画像データ、地上データが得られた千歳竜巻のケース (Kobayashi *et al.*, 1996) は親雲、漏斗雲および地上被害を包括的に捉え、各々のライフサイクルを明らかにした例である。米国では既に観測プロジェクトとして高分解能のドップラーレーダーデータと画像データによる竜巻渦の観測的研究が行われている (CINDE プロジェクト、例えば、Wakimoto and Martner, 1992)。わが国でこのような総合的なプロジェクトは組まれていないが、近年家庭用ビデオカメラの普及もあって、積乱雲に伴う竜巻、突風、落雷等の現象が画像として残され、学術資料として利用されるケースもしばしば見られるようになってきている。このような事例については、他の収集可能なデータも併せて資料をまとめて、1つのケーススタディとして保存していくことが重要である。

本論文では、多数の画像データと竜巻発生近傍の複数地点における観測記録から、竜巻の形態、スケール、構造の解析と、竜巻の発生過程を明らかにすることを目的としている。

2. 解析データ

当日、竜巻が発生したのが晴れた日の夕刻であり、見晴らしの良い海岸線付近で連続して発生し、約1時間近いイベントであったため、東西20 km にわたって数多くの目撃者が存在した。また、写真、ビデオデー

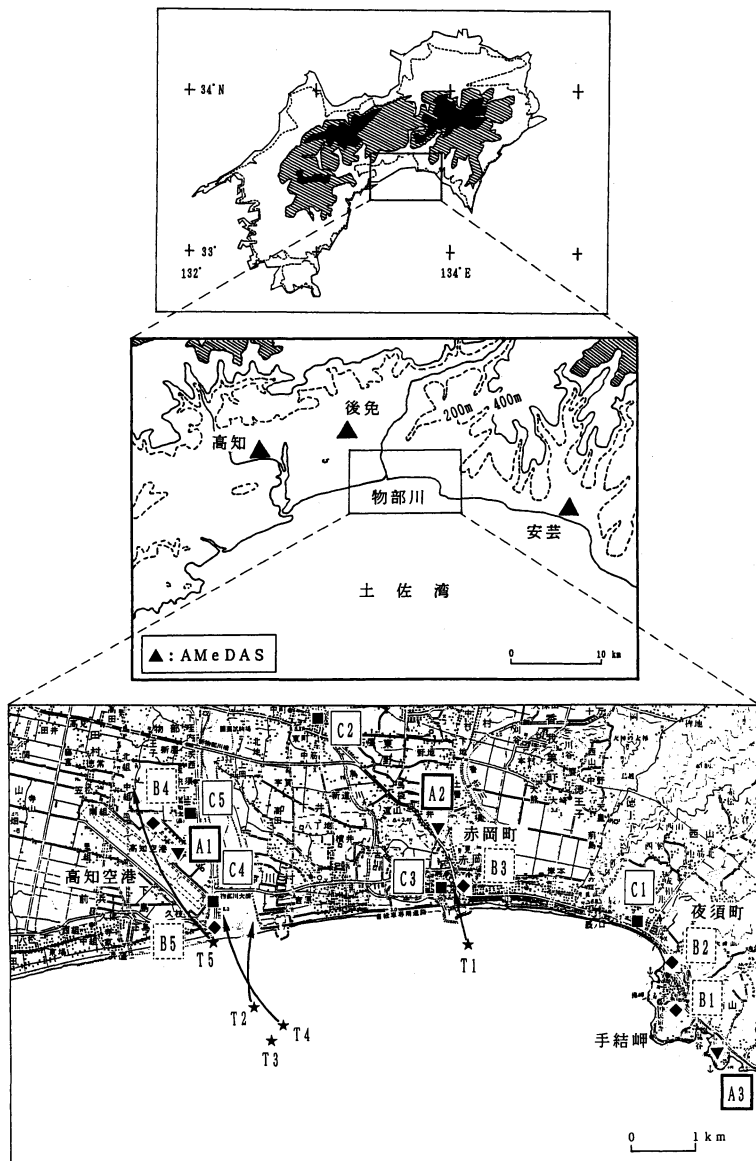
タもテレビ、新聞ですぐに取り上げられたように、数多く残されていた。著者らは現地調査とともに、可能な限りの画像データを収集することに努めた。第1表は現在まで手元を集めることができ、本研究で用いた写真およびビデオ画像のリストである。

また、本解析では竜巻発生近傍の気象観測点である高知空港 (高知地方気象台出張所)、赤岡町香南消防署、および夜須町住吉 (建設省) の3地点 (第1図下図▼印) における風の自記紙を用いた。香南消防署は最初の竜巻 (後述の T1) の、高知空港は最後の竜巻 (T5) の至近距離に位置していた。また高知空港の気温、気圧、降水量の自記紙と、香南消防署の気圧の自記紙 (週巻き) も使用した。竜巻の親雲については写真とビデオ画像によりその形態を把握するとともに室戸岬レーダーのデータを解析に用いた。その他、AMeDAS データ、ゾンデデータ (潮岬) と落雷データ (四国電力) を用いた。

3. 連続した竜巻の発生と移動

3.1 竜巻 T1 (17:02-17:22 JST)

以下の議論では発生した各々の竜巻を、発生順に T1~T5 と呼ぶことにする。ここでいう「竜巻」とは可視化された漏斗雲とその周囲の竜巻渦を指すことにする。但し、解析は画像データや目撃情報という可視データをもとに行ったため、雲底における漏斗雲の発生から漏斗雲の消滅までを1本の竜巻のライフサイクルとして議論を進める。また、本解析では、多くの目撃証言からかなり精度良く個々の竜巻のライフサイク

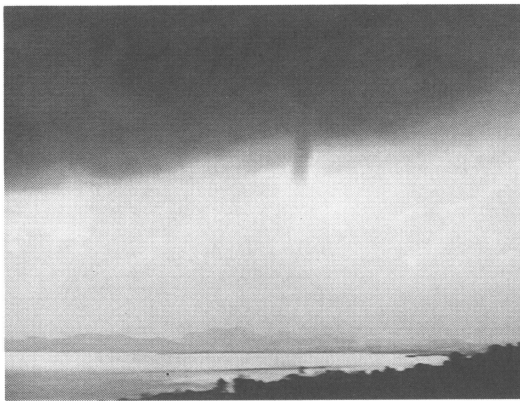


第1図 四国の地形(上図). 等高線は200m(点線), 800m以上(斜線)および1200m以上(塗りつぶし)で示してある. 土佐湾周辺の地形と観測域(中図). ▲印は AMeDAS 地点(高知(74181), 後免(74187), 安芸(74271))を示す. 竜巻の発生地点と移動経路(下図, 国土地理院発行5万分の1地形図「高知」「手結」を使用). ▼印は風の連続観測地点(A1:高知空港, A2:赤岡町消防署, A3:夜須町住吉)を, ◆印(B1~B5)および■印(C1~C5)はビデオおよび写真撮影地点をそれぞれ示す.

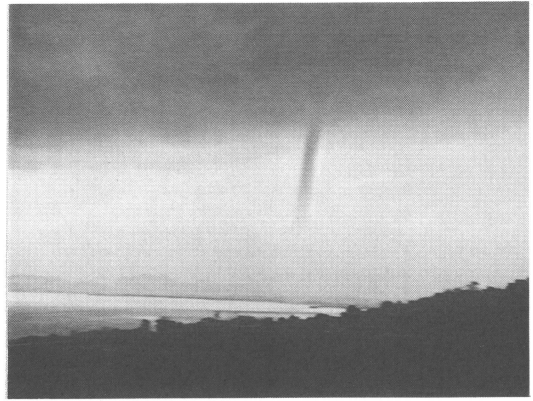
ルを把握することができた.

最初の竜巻(T1)は17:02に高知県香美郡赤岡町沖合い約1kmで発生した(第1図下図). ビデオ画像をみると, 雲底から漏斗雲が下方へ伸び始めるのとほぼ同時に海面での水しぶきが立ち上がっている(第2図

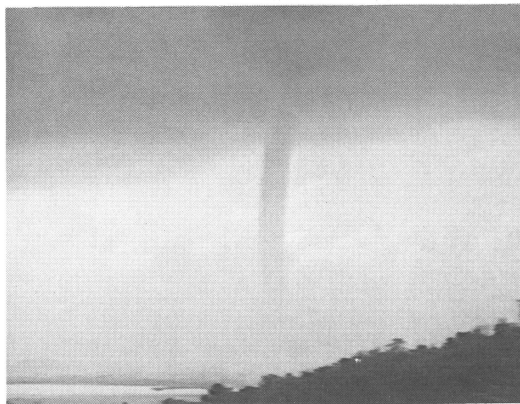
a). その後, T1の漏斗雲は海面近くまで達し, 上陸するまで形状を保っていた(第2図b, c). 図から, 最盛期でも竜巻渦内の凝結した雲(漏斗雲)は海面上ある高度から形成されていることがわかる(本号カラーページ(小林ほか, 1997)写真1参照).



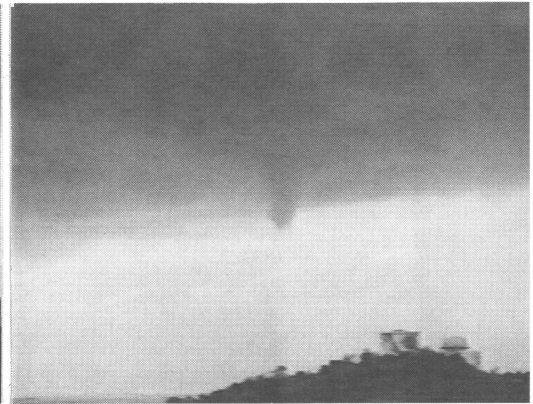
(a)



(b)



(c)



(d)

第2図 竜巻T1の時間変化(西山 徹氏撮影). 夜須手結岬(第1図B1)から西を望む. (a) 17:05, (b) 17:10, (c) 17:15, (d) 17:20.

また、竜巻渦の回転方向は時計回り（高気圧性）であり、直立したままの形状を保ちながら北上した。T1は17:15に上陸し、その直後から衰弱を始め、17:20に漏斗雲は下層から消滅し始めた(第2図d)。消滅期においても、漏斗雲は直立したままで形状に変化はなく、漏斗雲の直径も消滅直前まで変化はみられなかった(写真2)。T1のライフタイムは20分間、移動速度は北北西に3km/hであった。

写真3は漏斗雲消滅直後に撮影した雲底であり、反時計回り（時計回りの渦を下から見上げるので回転方向は逆になる）の親雲（parent cloud）の雲底部分が確認できる。T1の経路の延長上にある赤岡町消防署(第1図A2)における気圧の変化にも17時すぎ（週巻き記録計なので時刻の誤差は大きい）に約1hPaの気圧降下が記録されている(第3図矢印)。またA2における風の自記記録をみると、17:24に10.2m/sのガス

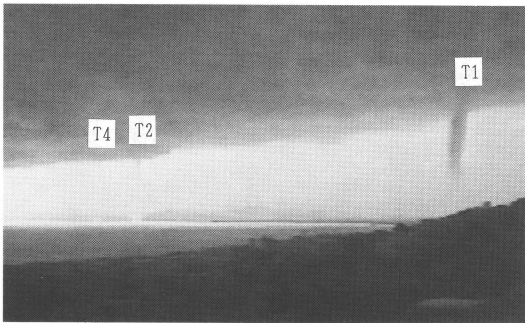
トが観測されている(第12図参照)。以上の2記録から、地上の漏斗雲が消えた後も竜巻渦はまだ地上付近まで存続しながらA2地点を通過した可能性があることを意味している。

3.2 竜巻 T2~T4 (17:07-17:28)

T2からT4はT1発生の5分後、17:07から物部川河口沖合い1.5~2kmで連続して発生した(第1図)。T2はT1発生の5分後にT1から約3km西南西の地点で発生した(第4図)。T3はT2の発生1~2分後に発生し、T2の数100m南方で雲底から漏斗雲が下方へ伸びてきたが、途中でまもなく消滅した(第5図)。T4はT3の発生直後、T3の北側に近接した場所で発生した。第4図はT4発生直後、17:15におけるT1、T2、T4であり、T1の上陸まではT1、T2、T4の相対的な位置関係に大きな変化はみられなかった。



第3図 赤岡町香南消防署(第1図A2)における気圧変化(週巻き). 矢印が竜巻T1に伴う気圧降下を示す.



第4図 17:15の竜巻 T1, T2, T4 (西山 徹氏撮影).

T1の上陸直後17:15から、T2とT4の漏斗雲はお互いに時計回りに回転し合いながら北上を始めた。第6図に示したように、T2とT4は相対的な位置が最終的に約180度回転したことが確認できた。これはT2、T4とも漏斗雲の渦の回転は時計回り(高気圧性)であり、それぞれの渦管が時計回りに回転しながら、2本の渦管自体もお互いの周りを時計回りに回転したことを意味している。この現象はビデオ画像をみる限りでは、大型のトルネードに伴う複数の吸い上げ渦(suction vortex)ではなく、2本の渦管の相互作用によって生じた運動と解釈される。実際、T2とT4は約10分かけて300m程度の回転半径で半回転したことになる。また、2本の漏斗雲ともほぼ直立の形状を保ちながら回転運動をした。このような事実も回転運動の原因が親雲にあるのではなく、2本の渦管そのものの相互運動であったことを示唆している。その後、海岸線付近でT2が消滅したあとT4が消滅を始め(第6図8)、両者ともライフタイムは19分間であった。移動速度は相対運動を行ったものの、最終的にT2が北北



(a)

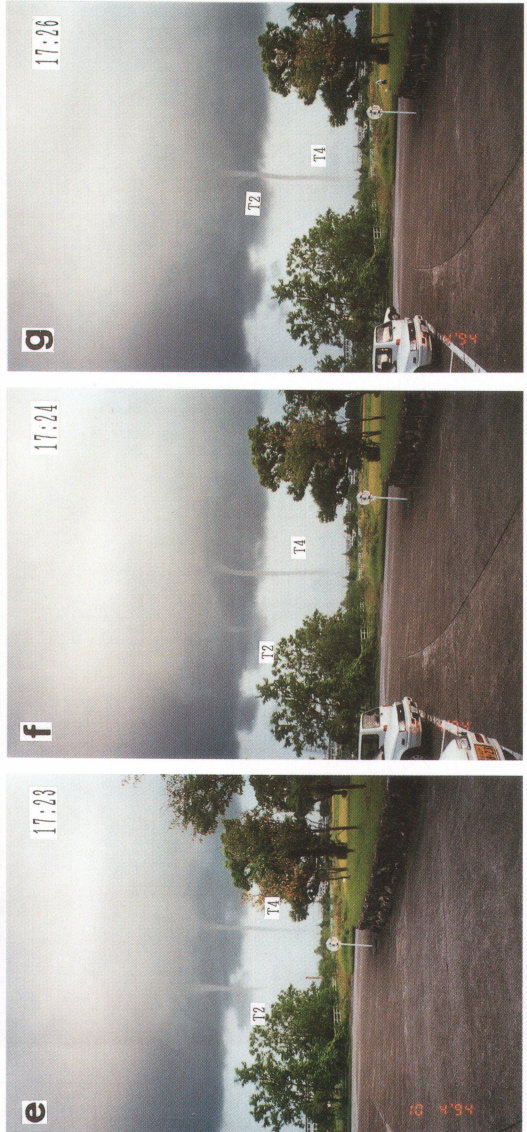


(b)

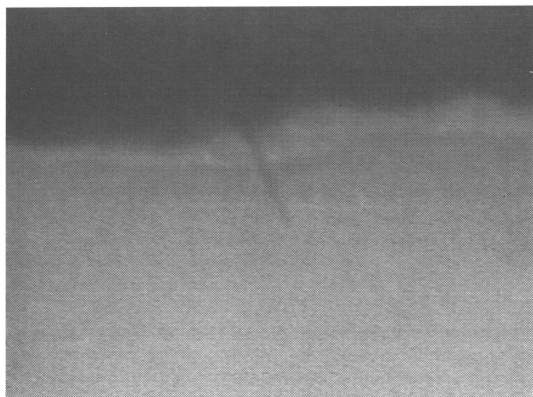


(c)

第15図 竜巻発生時の海面状態。(a) T1発生時の海面状態。矢印は海面に形成された shear-band を示す。(b) aの矩形部分のクローズアップ。(c) T2発生直後の海面状態のクローズアップ。



第6図 竜巻T2とT4の時間変化(北村忠臣氏撮影) 高知大学農学部(第1図C5)から南南東を望む。(a) 17:15~(g) 17:26まで約1~2分間隔で撮影している。



第5図 竜巻T3 (西山 徹氏撮影). 17:10頃.

西に4 km/h, T4が北北西に6 km/hであった.

3.3 竜巻 T5(17:28-17:50?)

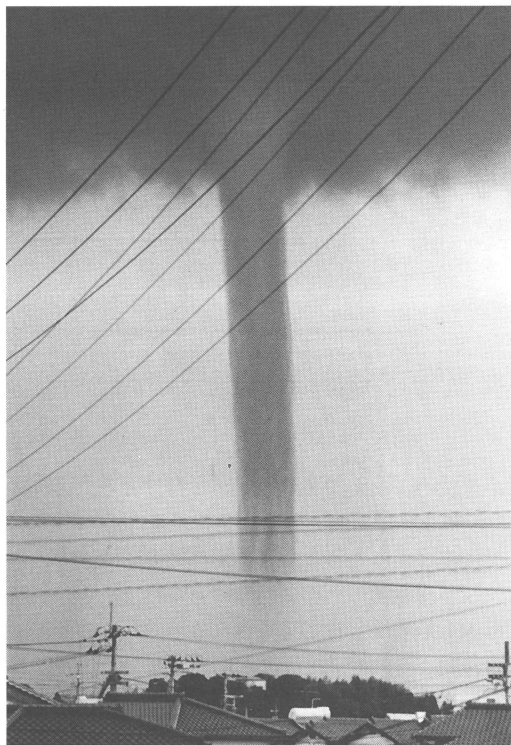
T4の消滅直後T5が海岸線付近で発生した(第1図). 本号カラーページ写真5に示したように, T5には顕著な漏斗雲が伴わなかった. これは, 海上で発生したT1~T4と異なり, T5は陸上で形成されたため, 海面からの水蒸気の補給がなかったことによるものと考えられる. T5は高知空港を横切り北上して, 約3 km地上を移動した. 高知空港では, T5の通過したと考えられる17:42に5 m/sのガストと0.5 hPaの気圧下降が記録されている(第11図参照). T5に関しては, 国道55号線付近まで達して, 18時前に消滅したという情報もあるが, 消滅に関する詳細な画像データはなく, その時刻は分かっていない.

4. 竜巻の形態とスケール

次にこの章ではT1~T5のライフサイクルにもとづき, 多くの画像データを用いて明らかにされた竜巻のスケールについて示す. 今回の解析では, 主として画像データの中で香美郡夜須町の手結岬(第1図の地点B1)から撮影されたビデオ画像を用いた. これは標高50 mの高台から西向き, すなわち竜巻の移動方向とほぼ直交して撮影したものであり, T1から3 kmという至近距離から, しかも業務用ビデオで撮り随時クローズアップ画像も収録されていた. 従って画像処理するのに十分耐え得るデータである. さらにこのビデオには漏斗雲の形成だけでなく雲底, 海面状態まで克明に記録されていた.

4.1 竜巻のスケール

竜巻(漏斗雲)の直径に関しては, いくつかの異なる場所から写された画像をもとに解析を試みた. T1,



第7図 17:20頃の竜巻T1. 野市市西野(C2)から南南東を望む(高知新聞社提供).

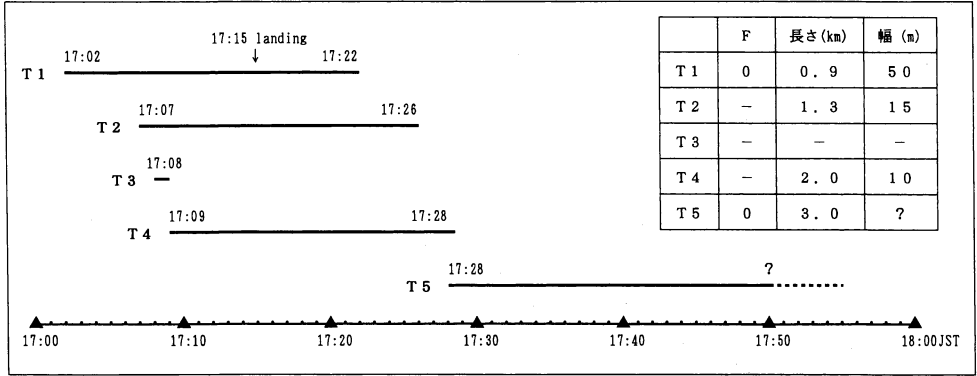
T2, T4とも直径の顕著な時間変化はほとんど認められなかったので, 竜巻の最も発達した時刻の値を代表値とした. その結果, 直径はT1=50 m, T2=15 m, T4=10 mと見積もられた. T1については, 上陸直後の目撃証言と現地調査から推定された値とほぼ一致した. 一般に, メソサイクロンに伴う竜巻では, 漏斗雲の形状, 直径はライフサイクルの中で顕著な変化を示すことが知られている(Golden and Purcell, 1978; Kobayashi *et al.*, 1996). このような相違点は竜巻の構造上の違いを示していると考えられる.

4.2 地上の被害

今回の竜巻では地上の構造物に対する顕著な被害はほとんどなく, 一部のビニールハウスがはがれた程度の軽微な被害で済んだ. 竜巻(T1)のごく近傍で撮影されたビデオ画像を見ても, 地面のゴミや土埃が舞い上げられているのが確認されているが, 構造物, 屋根瓦, 樹木等にはほとんど影響が生じていなかった.

4.3 推定された最大風速

竜巻に伴う最大風速を推定する方法として, 映像データの画素の移動を解析する手法がある. 回転速度を見積もるためには, 漏斗雲内に手がかりとなる目標



第8図 土佐湾竜巻のライフサイクル。

物が連続的に追跡できることが必要である。第7図はT1の漏斗雲の1例であり、竜巻渦管内の水蒸気量のムラに起因すると考えられる漏斗雲の形成途中の縦じま模様は漏斗雲の下部に明瞭にみられた。この縞模様は画像上の濃淡として認識されるので、この濃淡の画素の移動より回転速度を計算した。また、風速値は画像解析を行う時の絶対的な分解能に大きく作用されるので、至近距離からの画像が必要となる。今回の解析では至近距離(3 km)からクローズアップで撮影された画像を用いている。実際の処理では幾何補正、2値化、エッジ検出という基本的な操作を施した後、2コマ間隔(1/15秒)で画素の移動を計算した。合計15枚の異なった画像からの平均値を用いて、T1の直径を50 mと仮定すると、漏斗雲の回転速度は 17 ± 2 m/sと見積もられた。この推定値はちょうど Fujita スケールの F0 (17~32 m/s) スケールの下限値に対応しており、上述の被害状況から判断して妥当な値と思われる。

4.4 各々の竜巻の特徴

第8図はT1からT5までのライフサイクルを表したものである。T3を除く4本の竜巻は各々のライフサイクルが20分程度であり、T1からT4は7分間に連続して発生し、5本の竜巻は1時間内の連続した現象であったことがわかる。通常、陸上で発生する竜巻のスケールはF(被害の強さ)、P(被害の長さ)、P(被害の幅)スケールで表現されるが(例えば、藤田(1973))、地上被害を伴わない海上竜巻をFPPスケールで表すのは困難である。しかしながら、今回は画像データから最大風速の推定と詳細な経路の同定ができたので個々の竜巻のスケールは第8図のように決定された。但し、長さとは幅はそれぞれ漏斗雲の移動距離と漏斗雲の直径を表している。

土佐湾竜巻の漏斗雲の発生、移動、形態に関して特徴をまとめると、以下のとおりである。

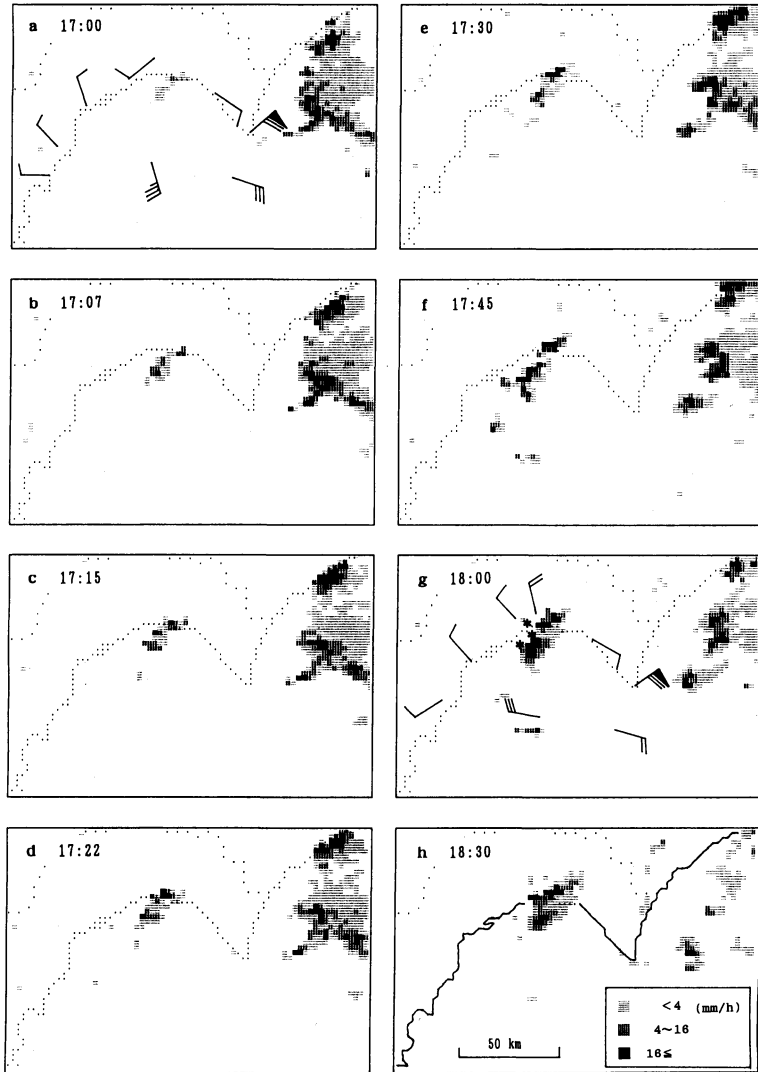
- 1) 地上まで達した4本の竜巻(T1, T2, T4, T5)のライフタイムは約20分であり、T1からT5まで1時間の連続した現象であった。
- 2) 竜巻渦の回転方向はすべて時計回り(高気圧性)であった。
- 3) 漏斗雲の形状、直径に顕著な時間変化はみられなかった。
- 4) 竜巻に伴う風速は被害をもたらすほど大きくなかった。最も直径の大きいT1で17 m/sと見積もられ、F0スケールに相当した。
- 5) 竜巻渦の形成は雲底(漏斗雲)と海面上(波)でほぼ同時現象であった。
- 6) 5本の竜巻の形態は、Golden(1974)が示したwaterspoutの特徴と良い類似性を示した。
- 7) 竜巻の移動速度は3~6 km/hで北北西進した。
- 8) 近接したT2とT4とは、渦管同士が相互に回転する運動を示した。

竜巻とエコー域の関係については5章で、竜巻発生時の地上風系については6章で詳しく述べる。

5. 竜巻をもたらした積乱雲の発達

5.1 レーダーエコーの時間変化

当日の土佐湾周辺は日中ほとんどエコーの発達は見られず、特に竜巻の発生前の16:45まではノーエコーであった。第9図に示すように、エコーは17:00から海岸線付近で次第にまとまり始め、17:30には16 mm/h以上の領域を含むエコー域が南西から北東方向のライン状に発達した。18:00には64 mm/h以上のエコーも確認された。この長さ30 km、幅10 kmス



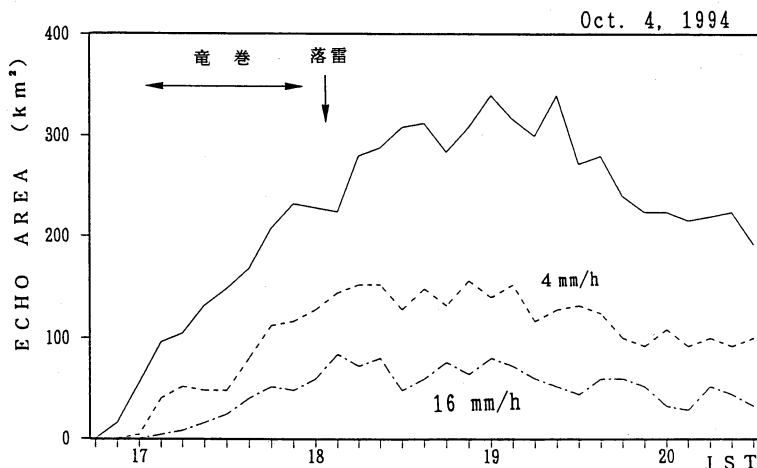
第9図 室戸岬レーダー画像の時間変化。17時と18時は AMeDAS 風もプロットしてある。矢羽根は1本 1 m/s, フラッグは 5 m/s を表す。海上の風データ (2地点) は海上ブイ (高知県水産試験場) による観測値を示している。但し, 図 a は16時のデータを図 g は20時のデータをプロットしている。また, *印は落雷位置 (図 g, 落雷時刻は北から18時00分32秒, 00分55秒, 03分20秒) を表す。

ケールのエコーは海岸線とその南側の海上の2か所に強エコー域を有し, エコー強度の強弱を繰り返しながらも4時間程度停滞した。

エコーの発達をエコー面積の時間変化からみると (第10図), エコーが発生してから1時間で急速に発達し, 18時から19時にかけて面積的にも (強度的にも) ピークを迎えている。その後次第にエコーは弱まり, 21時すぎに消滅した。竜巻の発生はほぼエコーの発生

初期に対応していたことがわかる。また, 竜巻の発生時刻と強エコー域の発達を比較すると, T1~T4 (17:02~17:09) と T5 (17:28) はそれぞれエコーの発達の勾配の強い時間帯に一致していたことがわかる。

今回の竜巻をもたらしたエコーの特徴は, ①全体として 10 km 程度の比較的小さな水平スケールの積乱雲の発生初期段階に対応し, ②エコートップは17:00で 4~6 km と鉛直方向にもそれほど発達していな



第10図 レーダーエコー面積の時間変化。

かったことである。親雲内に竜巻低気圧(メソサイクロン)が存在するようなスーパーセルであれば、長続きするシングルセルであり、フックエコーという特徴的な形状のエコーがしばしば観測される。また、強い鉛直シア下でシステムは平均風に対して数10度ずれて移動することが知られている。潮岬における21 JSTのゾンデデータによれば、地上から6 kmまでのシアも小さく、ホドグラフの回転方向も反時計回りで竜巻渦の回転とは逆である。すなわち、環境条件的にもスーパーセル竜巻の発生を支持していない。これらの結果は土佐湾竜巻がスーパーセルから生じるトルネードとはその成因が大きく異なっていることを意味している。

5.2 竜巻の前後に観測された突風と落雷

3章で述べたように、T1とT5については竜巻渦近傍の風速記録が得られている。ここでは、竜巻T5の通過前後に高知空港で記録された突風(ガスト)について述べる。第11図は高知空港における各気象要素の自記紙であり、T5通過に伴う17:42に記録された5.0 m/sのガスト以外にも4回の顕著なガスト(17:32の5.6 m/s, 18:08の5.9 m/s, 18:30の10.0 m/s, 18:45の6.2 m/s)が記録されている。この内、17:32と18:30のガストは70~80 mm/hの強い降水に数分ほど先行して発生していたことがわかる。特に、17:30には顕著な風向の変化(SW→E)とともに気温の下降(3°C/30分)が始まっている。このような気象要素の急変は雷雨に先行した一種のガストフロントとして理解される。また、18:30のガストは72 mm/hの強雨を伴い、顕著な風向の変化(ENE→S)を示し、humid-

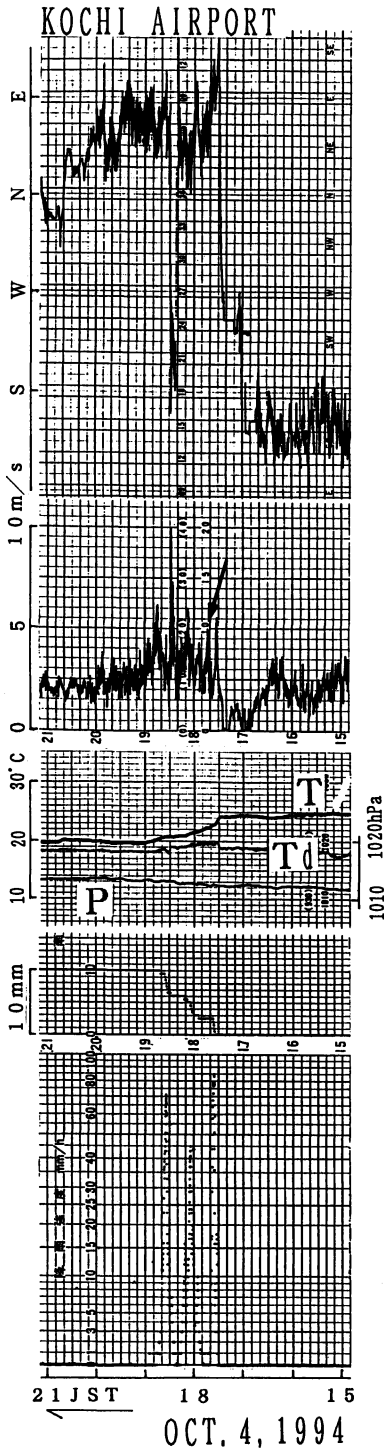
ity dip (Ohno *et al.*, 1994) がみられることから局地的な下降流(マイクロバースト)の存在を示唆している。高知空港上空のレーダーエコーをみても、16 mm/h以上(17:30, 第9図e), 32 mm/h以上(18:00, 第9図g), 16 mm/h以上(18:30, 第9図h)のエコー域が存在しており、強雨とエコーは位置的に良く対応していた。

この竜巻に関連して発生した落雷を、LLS (Lightning Location System) データを用いて調べてみた。落雷は竜巻の消滅後、エコーの発達がピークを迎えた18:00すぎから3分間に3回捉えられていた(第9図g)。LLSの評定誤差は、今回の例のような夏季雷でセンサーから至近距離であれば1 km(未満)であるので、落雷場所は32 mm/h以上という最も発達したエコーに対応していたといえる。また、3回の落雷とも負極性の雷で15~30 kAの電流値が観測された。このように、レーダーエコーからみると、竜巻、落雷、ガストはそれぞれ強エコーの発生初期、最盛期、最盛期直後に対応していたことがわかる(第10図参照)。

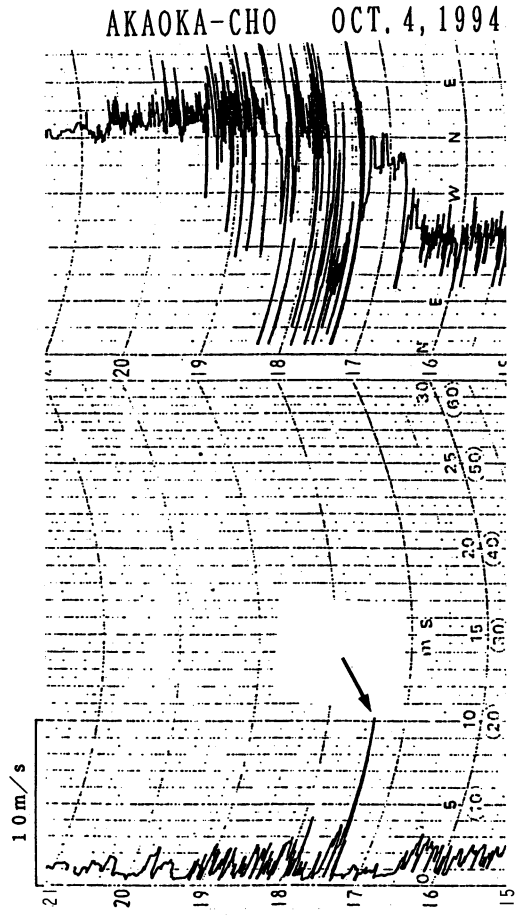
6. 竜巻発生時の気象状態

6.1 竜巻発生時の地上風系

まず、土佐湾全体での風系をアメダス風でみると(第9図a, g)、西側の海岸では南西~北西の風が、東側では北東~南東の風が卓越したことがわかる。すなわち、土佐湾中央部は西成分と東成分の風が収束する場所であり、この傾向は夕方から夜にかけて長時間持続した。すなわち、ライン状エコーは土佐湾中央部の収束場で発生、発達したと考えられる。このような風系



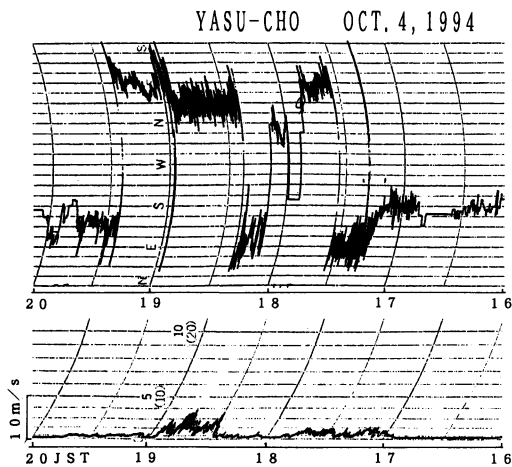
第11図 高知空港（第1図A1）における気象要素の時間変化。上から風向，風速，気圧・気温・露点温度，雨量，降雨強度を表す。矢印は竜巻T5通過に伴うガスト（5.0 m/s, 17:42）を示す。



第12図 赤岡町香南消防署（第1図A2）における風の自記紙。矢印は竜巻T1通過に伴うガスト（10.2 m/s, 17:24）を示す。

は土佐湾の地形の影響を強く受けた局地的（メソβスケール）な風と考えられる。

次に、竜巻発生時のより狭い範囲の地上風系を約4 km離れた竜巻近傍3地点（第1図A1～A3）での連続記録データを用いて調べる。第12図は赤岡町香南消防署、第13図は夜須町住吉の風の自記紙である。T1発生地点の真北に位置する赤岡町では16:30に平均2 m/sのSSW風が、T1発生の17:00にかけて時計回りにシフトしながら風速は弱まっていった。一方、夜須町ではT1発生まではほぼ一様な1 m/s程度の非常に弱い南風であった。この3地点の10分平均風速をもとに計算した収束量と渦度を示したのが第14図である。収束量に関しては、17:10に $2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の収束のピークがあり、その後17:30には 10^{-3}s^{-1} オーダーの発散域に変化した。渦度に関しては、17時前後での負の渦度は 10^{-4}

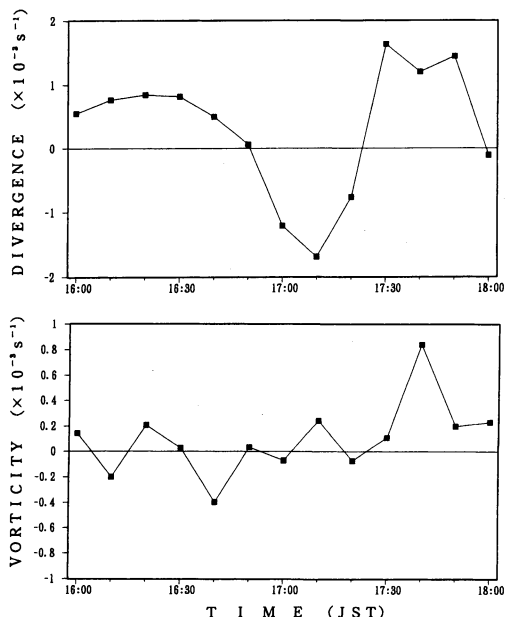


第13図 夜須町住吉(第1図A3)における風の自記紙。

s^{-1} オーダーであり、決して竜巻渦の発生に十分な値とはいえない。例えば米国でのドップラーレーダーを用いた、竜巻に伴うメソサイクロンの渦度は直径10 kmのスケールで $10^{-2}s^{-1}$ オーダーである(Wakimoto, 1989)。この結果と比べても直接竜巻を形成する渦度としては2オーダー小さい値である。

第15図(P.23参照)は竜巻T1とT2の発生直後の海面状態を示したものである。T1, T2とも雲底における漏斗雲形成の直後に海面での水しぶきによる渦が確認されている(第15図b, c)。海面付近の竜巻渦の周辺には、さらに広い範囲で南北方向に濃いライン状の影がみられる(第15図aの矢印)。これは、海上竜巻発生時に海面に形成される収束線(shear-band)に対応する(Golden (1974)の図7cや, Kessler (1981)の図10.18を参照)。海上竜巻の発生には積雲からの降水に伴う下降流が形成する海面上のシアアが重要であり、このシアアは海面上の濃淡として可視化されるのである(Golden, 1974)。

第16図はレーダーエコーと竜巻、地上風の関係を表したものである。図中の実線は海上のシアアバンドと風の自記紙から推測されるシアアラインの位置である。シアアバンドのスケールはビデオ画像から、少なくとも長さ6 km、幅は最大で1 kmを有していたと推定される。一方、陸上では赤岡町(A2)で17:24のT1通過前後で風向が変化(NNW→SE)し、高知空港(A1)では17:30にシアアラインが通過した。従って、時間的にシアアラインを追跡すると、17:00すぎに海上で南西～北東方向に形成されたシアアラインが次第



第14図 高知空港、香南消防、住吉3地点の10分間平均風から計算した収束量(上図)と渦度(下図)。

に北西方向に進行したと考えられる。この結果からT1～T5の竜巻はすべてシアアライン上で発生し、シアアラインとともに移動したと考えられる。また、シアアラインは17:15まではエコーのエッジに位置しており、その南東側に強雨域が存在していた。実際、ビデオの画像からも、T1の発生時にすでに夜須町では降水が確認されており、シアアラインと降水域の位置関係を裏づけている。この地上のシアアラインはエコー域の広がりに伴い高知空港の北で、T5の消滅に前後して消滅したためその後は竜巻は発生しなかったと考えられる。シアアラインの伝搬速度は4～5 km/hであり、個々の竜巻の移動速度とほぼ一致していた。以上の結果は、ライン状に発達したエコーからの下降流がエコーの西端で局地的に下層で収束を強めたことが、局地的なシアアライン(shear-band)を形成したことを意味している。

6.2 総観場の特徴

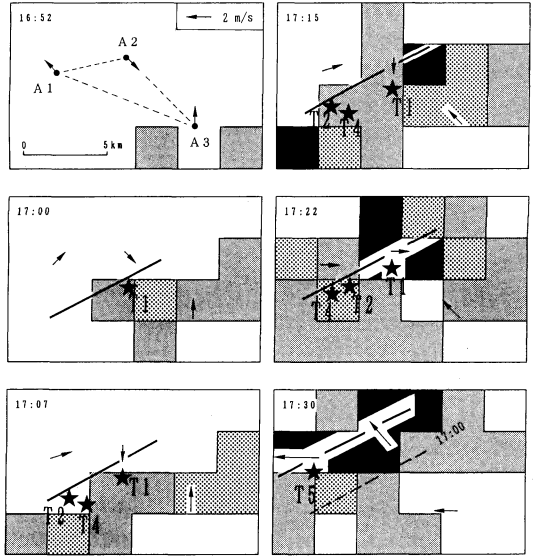
当日の総観スケールの解析は、松村(1995)が行っているのでここでは簡単に述べる。10月4日09時の地上天気図(第17図)をみると、四国地方は本州南岸の弱い低気圧通過直後に当たり、本州南岸では弱い東成分の風が卓越していたことがわかる。大陸からの寒冷前線も21時にはまだ日本海にあり、総観的にみて西日

本は高気圧の間の低圧部であった。土佐湾東部で観測された東風成分はかなり広い範囲の現象であり、潮岬の高層観測からも東風成分の風は850 hPaより下層で顕著であった。850 hPaの高層天気図をみると(第18図)、本州付近は9°C、12°Cの等温線で特徴づけられるように、暖域内であり、大陸の低気圧後面に存在する0°C以下の寒気の影響をまだ受けていなかったことがわかる。

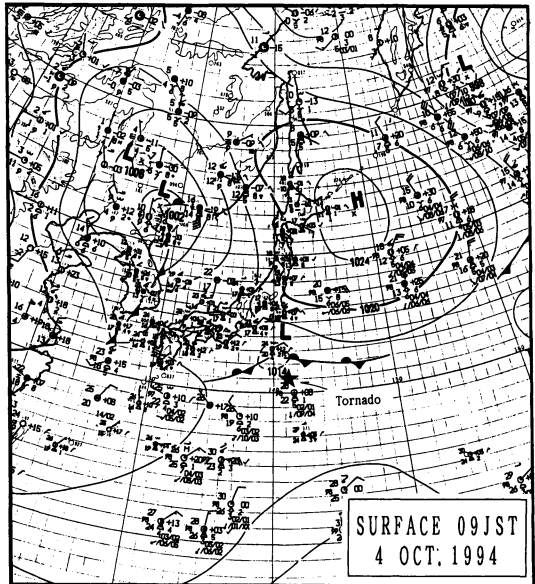
7. 考察

この章では土佐湾竜巻の発生メカニズムをこれまでの解析結果をもとに、より局所的な条件について議論する。一般に、米国の陸上で発生する non-supercell tornado の発生メカニズムは、「地上付近の既存のシアライン上でシア不安定によって形成された渦と、シアライン上を通過する積雲内の上昇流がカップリングして竜巻が発生する」と考えられている(Wakimoto and Wilson, 1989)。一方、海上竜巻(waterspout)のメカニズムは、積雲からの下降気流の作り出す海面付近のシアにより形成された渦が隣接する積雲内の上昇流に引き伸ばされて竜巻が発生するとされている(Golden, 1974)。両者の違いは、下層のシアの形成に関して、陸上で発生する竜巻では積雲とは直接関係のない地形性のシアラインの存在が重要であるのに対して、海上竜巻では隣合う積雲の上昇、下降流がシアを形成し自己励起的な点が異なっている。

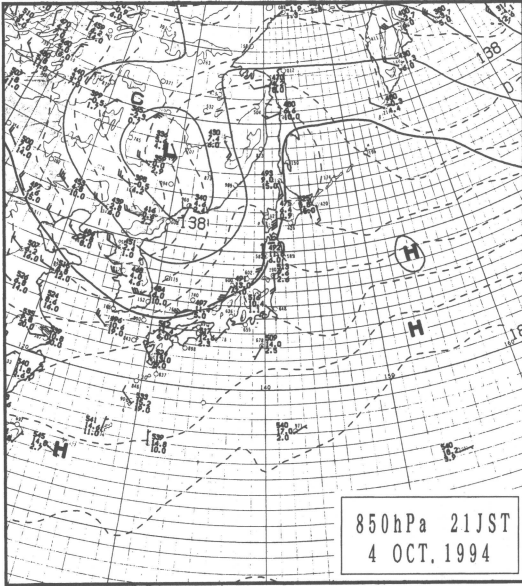
土佐湾竜巻発生時の周囲の場の特徴としては次の3点が挙げられる。①土佐湾全体をカバーする数10 kmスケールでの風の収束が顕著であった。②竜巻発生時には海面のシアバンドで特徴づけられる下層収束が、数kmの範囲で卓越した。③竜巻はエコーの発生初期段階に時間的に対応していた。①に関しては、竜巻発生近傍での局地風系を調べた結果、竜巻発生時に直接竜巻渦に結びつく渦度の増加はみられなかった。これはエコーを形成した数10 kmスケールのシアと竜巻発生の条件とは別のメカニズムであることを意味している。また②に関しては、高知空港で記録されたシアラインでは、西側でSE風、東側でNE風という水平シアが存在しており、このメソスケールのシアが竜巻の初期の渦(embryo)を形成したと考えられる。③については、少なくともT1~T4の竜巻発生はエコー域の西端に位置しており、積乱雲(積雲)の初期段階という強い上昇流が期待できる場所であっ



第16図 レーダーエコーと地上風の時間変化。エコー強度は影が4 mm/h未満、点が4~16 mm/h、16 mm/h以上を塗りつぶしてある。実線は風の自記紙と海上の shear-band から推測されたシアラインを表す。★印は竜巻の位置を示す。



第17図 1994年10月4日09時の地上天気図。★印は07時に鳥島近海で観測された竜巻の発生地点を示す(気象庁提供)。



第18図 1994年10月4日21時の850 hPa 天気図
(気象庁提供).

た。さらに、竜巻に隣接する強エコー域の増加した時間と竜巻の発生とが一致していたことから、下降流により海面のシアアが強まったことが示唆される。今回の竜巻発生に関して、積乱雲の急速な発達、海面付近での渦の形成と上昇流による渦管の引き伸ばしという2点で直接的に竜巻渦発生に寄与していたと考えられる。

このように、土佐湾竜巻では長さ6 km、幅1 km程度のスケールを有した地上(海面)付近のシアライン上で形成された初期の渦が、積乱雲の上昇気流で引き伸ばされたというのが竜巻の発生メカニズムと考えられる。しかしながら停滞したエコーの発達によってシアライン形成と上昇流が生じた点で、1桁大きな土佐湾スケールでの風の収束も竜巻発生には必要条件であったと思われる。すなわち、土佐湾竜巻の直接的なメカニズムは米国の waterspout 発生時にみられるメソγスケール(数 km)の積雲に伴う鉛直流が作り出す水平シアア効果であるが、数10 kmの土佐湾スケール(メソβスケール)の地形性の収束効果が積雲を発生させた点が重要であった。このスケールの異なった2つの効果が加わった結果が、湾内という特定の場所で竜巻が発生するために必要な条件であったといえる。

わが国で観測された、連続して発生した竜巻の例と



第19図 1994年10月4日07時に鳥島東方(32°10'N, 140°10'E)で確認された竜巻(西堀文康氏撮影)。

しては、1985年9月11日北海道寿都沖の事例(生本・若原, 1985)や1988年7月20日の紀伊半島沖の事例(裁ほか, 1989)などが報告されている。Wilson (1986) が示したような地上のシアライン上で複数の竜巻の発生する事実は、ある条件が整えば複数の竜巻が連続して発生することもめずらしいことではないことを意味している。また、当日は別の場所でも竜巻の発生が確認されている。第19図は鳥島東方海上で船上から撮影された竜巻であり、上空の親雲から伸びる漏斗雲が認められる。この竜巻は低気圧に伴う前線近くの暖域内で発生したことがわかる(第17図★印)。このような特定の総観場において同一日に複数の竜巻が発生する点も興味深い。わが国では多くの竜巻が海岸線で発生しており、このような海上で発生する竜巻の構造についても、事例解析を蓄積して発生メカニズムを明らかにする必要がある。

竜巻など瞬発性の現象が発生した際、今回の事例のように気象学関係者以外の一般の方々が大きな関心を持ってその映像をカメラやビデオに収め、学術的に使用できるデータとして提供してくれたことは、中小規模擾乱の研究にとってたいへん心強い味方であるといえる。

8. まとめ

1994年10月4日土佐湾で発生した竜巻を、多数の画像データによる画像解析とレーダーデータや地上風による解析を行った結果、その形態、構造、発生メカニズムは以下のように結論づけられた。

- 1) 地上まで達した4本の竜巻(T1, T2, T4, T5)のライフタイムは約20分であり、T1~T4は7分間

に連続して発生した。また、5本の竜巻は約1時間の連続した現象であった。

- 2) 漏斗雲の形状、直径の顕著な時間変化はみられず、竜巻渦に伴う風速も最も直径の大きな T1 から見積もった値が 17 m/s であり、F0 かそれ以下の被害スケールと推定された。また、5本の竜巻の形態は、米国の waterspout の特徴と良い類似性を示した。
- 3) 竜巻はすべて時計回り（高気圧性）の渦であり、シアライン（シアバンド）上で発生した。竜巻の移動速度（3~6 km/h）はシアラインの移動（4~5 km/h）とほぼ一致していた。
- 4) 竜巻の発生メカニズムは、直接的にはメソ γ スケール（数 km）のシアライン上で発生した竜巻の初期の渦（embryo）が、積乱雲の上昇流とカップリングしたと考えられた。さらにメソ β スケール（数 10 km）の地形性の収束が積雲を発生させた点が重要であった。このスケールの異なる2つの条件が土佐湾竜巻発生の必要条件とみなされた。

謝 辞

本研究の際して貴重な写真、ビデオテープを次の方々から提供して頂きました。西山徹、北村光良、北村忠臣、柳崎剛、本田晃章、稲田久喜、山本博正、西掘文康、高知新聞社、高知県警航空隊、高木酒造の皆様（敬称略）に深謝します。室戸岬レーダーデータは大阪管区気象台から、落雷データは四国電力（株）から提供を受けました。また、建設省と赤岡町から気象観測自記記録紙を提供して頂きました。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

- 藤田哲也, 1973 : たつまき (上), 共立出版, 228 pp.
- Golden, J. H., 1974 : The life cycle of Florida Keys' waterspouts, I, *J. Appl. Meteor.*, **13**, 676-692.
- Golden, J. H. and D. Purcell, 1978 : Life cycle of the Union city, Oklahoma tornado and comparison with waterspouts, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 3-11.
- 生本 武, 若原勝二, 1985 : 1985年9月10日から11日にかけて広島町と寿都町で発生した竜巻について, 札幌管区気象台研究会誌, 197-198.
- Kessler, E., 1981 : Thunderstorm Morphology and Dynamics, University of Oklahoma press, 411 pp.
- 菊地勝弘, 上田 博, 小林文明, 岩波 越, 城岡竜一, 高橋暢宏, 松浦 馨, 金村直俊, 1989 : 札幌付近に発生した降雹と竜巻, *天気*, **36**, 215-217.
- 菊地 理, 菊地勝弘, 上田 博, 遊馬芳雄, 高橋暢宏, 木下 温, 1992 : 1992年7月9日札幌で発生した竜巻 I・II, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, 250-251.
- 小林文明, 千葉 修, 松村 哲, 1997 : 1994年10月4日土佐湾で発生した竜巻, *天気*, **44**, 3-4.
- Kobayashi, F., K. Kikuchi and H. Uyeda, 1996 : Life cycle of the Chitose tornado of September 22, 1988, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 125-140.
- 松村 哲, 1995 : 土佐湾に5本の竜巻, 発生!!, 大阪管区気象台技術情報, **83**, 4-11.
- 新野 宏, 1993 : 竜巻研究の現状について, 気象庁技術報告, **113**, 105-144.
- Niino, H., O. Suzuki, H. Nirasawa, T. Fujitani, H. Ohno, I. Takayabu, N. Kinoshita and Y. Ogura, 1993 : Tornadoes in Chiba prefecture on 11 December 1990, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3001-3018.
- 新野 宏, 藤谷徳之助, 渡部信行, 1994 : 最近33年間の日本の竜巻の特性, 日本気象学会春季大会講演予稿集, 240.
- Ohno, H., O. Suzuki, H. Nirasawa, M. Yoshizaki, N. Hasegawa, Y. Tanaka, Y. Muramatsu and Y. Ogura, 1994 : Okayama downbursts on 27 June 1991 : Downburst identifications and environmental conditions, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 197-222.
- 小元敬男, 光田 寧, 文字信貴, 1983 : 日本における竜巻など瞬発性気象災害の実態, 光田寧編「竜巻など瞬発性気象災害の実態とその対策に関する研究」, 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果報告書, 5-37.
- 裁 吉信, 小幡紀一, 瀬堀パトリック, 中村信一, 1989 : 1988年7月20日紀伊半島沖で発生した「たつ巻」について, *研究時報*, **41**, 113-120.
- Suzuki, O., H. Niino, H. Ohno and H. Nirasawa, 1996 : Tornado producing bonsai supercells associated with typhoon 9019, Preprints, 18th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc., 344-348.
- 鈴木 修, 新野 宏, 1991 : レーダーがとらえた1990年12月11日千葉県の竜巻の親雲の特性, *天気*, **38**, カラーページ.
- 内田英治, 1979 : たつ巻研究の諸断面, *天気*, **26**, 659-681.
- Wakimoto, R. M. and B. E. Martner, 1992 : Observations of a Colorado tornado. Part II : combined photogrammetric and Doppler radar analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 522-543.
- Wakimoto, R. M. and J. W. Wilson, 1989 : Non-supercell tornadoes, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1113-1140.

Wilson, J. W., 1986: Tornadogenesis by nonprecipitation induced wind shear lines, Mon. Wea. Rev., 114, 270-284.

Morphology and Structure of Waterspouts Occurred over Tosa Bay on 4 October 1994

Fumiaki Kobayashi*¹, Osamu Chiba*² and Akira Matsumura*³

*¹ (Corresponding author) Department of Geoscience, National Defense Academy, Yokosuka 239, Japan.

*² Faculty of Science, Kochi University

*³ Kochi Local Meteorological Observatory,

(Received 14 February 1996; Accepted 11 November 1996)

講演企画委員会からのお知らせ・「スペシャル・セッション」のテーマ募集

1997年度春季大会はポスター+専門分科会という新方式の試行の大会となりますが、秋季大会は従来通りの方式での開催となります。

そこで、1997年度秋季大会（札幌，10月7～9日の予定）におけるスペシャル・セッションのテーマと世話人を募集します。スペシャル・セッションにおいては、世話人と講演企画委員会との協議のもとに、通常のセッション編成の枠にとられない企画ができます。具体的な実施方法については「天気」1994年2月号（78ページ）をごらん下さい。なお、申込テーマの重複や総数によっては講演企画委員会で調整をする場合もありますので、ご了承下さい。

応募される方は、下記の事項を期限内にお知らせ下さい。

1. セッションのテーマ
2. 趣旨説明（400字程度）
3. 世話人およびその連絡先（予稿コピーの送付先住所を明記のこと）

以上は「天気」4月号に掲載されます。

申込先：〒305 茨城県つくば市長峰1-1
気象研究所 予報研究部内
講演企画委員会（小泉 耕）

申込期限：1997年3月14日（金）必着
