1052：*7*（集中豪雨；風の急変線）

お天気の見方・楽しみ方（8）

謎が深まる静岡県不意打ち集中豪雨―2004年11月11～12日

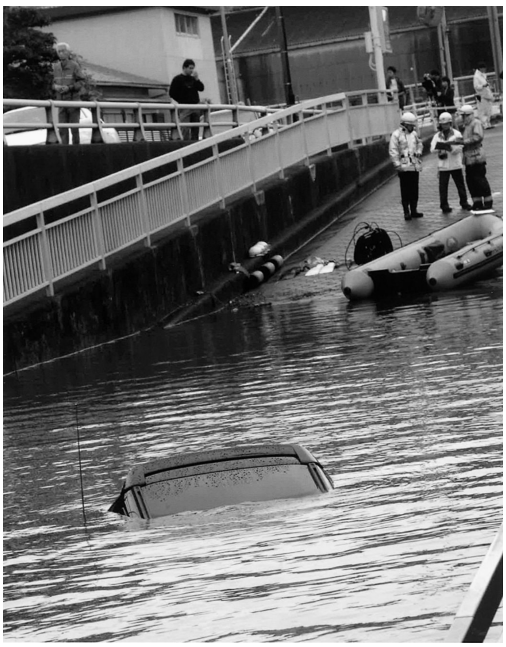
小　倉　義　光*・新　野　　宏*・隈　部　良　司**・西　村　修　司***

1．晩秋の集中豪雨

秋の大雨あるいは豪雨といえば，台風が接近したとき，秋雨前線に沿って降る大雨がすぐ頭に浮かぶ．しかし秋も更けて11月ともなれば，秋雨前線は地上天気図から姿を消してしまう．そんな季節でも集中豪雨に襲われるときがある．しかも不意打ちの豪雨である．今回はそのような豪雨の例として，2004年11月11～12日の静岡県内の豪雨を採り上げよう．

この豪雨のことを著者の１人（小倉）が知ったのは，11月12日の朝日新聞の夕刊を見てのことである．「車が水没，女性が死亡」「大雨，静岡中心に被害」というかなり大きな見出しを持った記事によれば，近畿から東海地方にかけての広い地域で11日夜から12日午前にかけて強い雨が降り，静岡県で大きな被害が出た．第１図はその記事から転載した写真である．浜松市東伊場で架道橋の下を通る市道が大雨のため冠水，乗用車２台が水没し，そのうちの１台（写真に写っていない）に乗っていた女性が結局水死したという．これも新しい都市水害の一形態であろう．この豪雨のため，東海道新幹線を始め在来線の運行に障害を生じ，住民の一時避難，床上・床下併せて約290棟の浸水などの被害が出た．菊川町では11日の降り始めから12日06時までに278 mm を記録している．

東京管区気象台のホームページによると，静岡県内は前線を伴った低気圧の影響で11日夜から雨が強くなり，菊川町牧の原では11日23時40分までの１時間に110 mm の猛烈な雨を観測した．これは1979年の観測開始以来，これまでの93 mm を超えて記録を更新した．また，掛川市でもほぼ同時刻に89 mm の雨量を観測し，これも記録を更新した．第２図は菊川町牧の原におけるアメダスの１時間雨量と総降水量の時系列である（牧の原の位置は第11図 a に示してある）．1～3 mm の小雨が11日午後から降っていたが，雨は11日23時ころから急速に激しくなり，真夜中の24時にピークとなっ

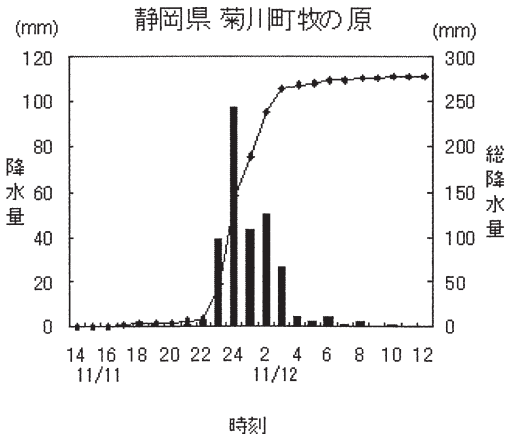


第１図　架道橋の下を通る市道で水没した乗用車（静岡県浜松市東伊場で，2004年11月12日東京朝日新聞夕刊より，転載許可済み）．

* Yoshimitsu OGURA, Hiroshi NIINO, 東京大学海洋研究所．
** Ryoji KUMABE，函館海洋気象台．
*** Syuji NISHIMURA，気象衛星センター．
© 2007　日本気象学会

ている．激しい雨は4時までには終わり，その後は1〜4 mmの小雨となっている．結局11日22時から翌12日03時までの僅か5時間に256 mmの雨が降ったことになる．記述の便宜上，この豪雨を本編では牧の原豪雨と呼ぶことにする．

既に本シリーズ（5）（小倉，2006）と（6）（小倉・新野，2006a，b）で取り上げたように，静岡市は最近2003年6月26日と2004年7月4日の2回，記録的な集中豪雨に見舞われている．豪雨を起こす気象状況はそれぞれ違っていた．そこに3度目の静岡県内の豪雨である．今回の豪雨を起こした気象状況がどうだったのか，調べてみたところ，豪雨を起こす雨雲の形態も，それを取り巻く気象環境も，前2回とは大きく異なっていた．しかも，この牧の原豪雨の約15時間前に，高知市では11日9〜10時を中心として大雨が降り，11日の日降水量は224.5 mmとなった．これは高知市の11月としては新記録である(以下高知豪雨と呼ぶ)．これに加えて，今回の高知豪雨と牧の原豪雨には，著者が知る限り，これまで報告されていなかったような下層の風の急変が，豪雨の発生に関連するという，おまけまであった．改めて，日本の天気系の多様性に驚いた次第である．それを書いてみたい．

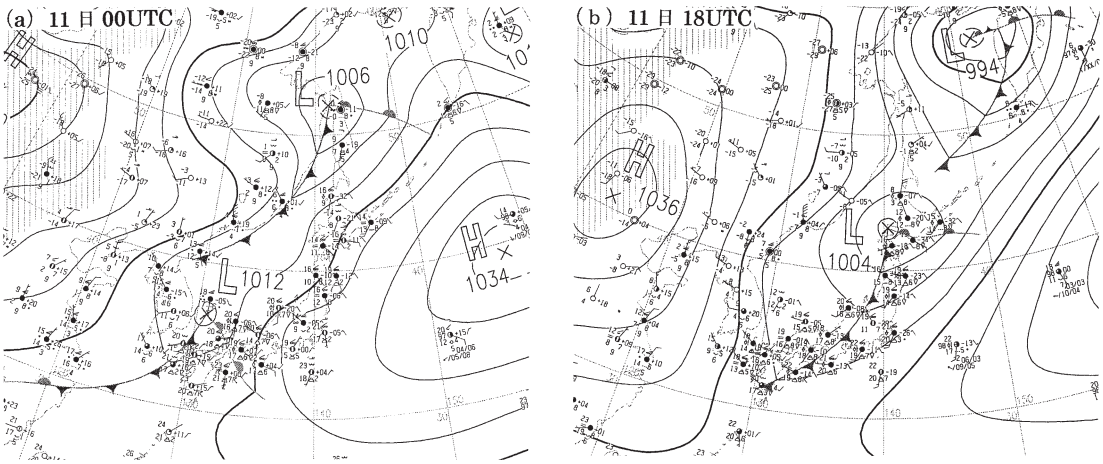


第2図　2004年11月11〜12日，静岡県菊川町牧の原における1時間降水量と総降水量の時系列（静岡地方気象台ホームページ）．時刻は日本時間．

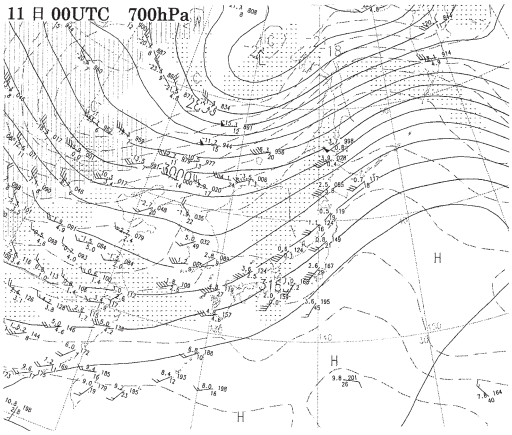
2．総観規模の天気系

集中豪雨は総観スケールとメソスケールの相互作用として出現するから，まず総観規模の気象状況から見ていこう．これ以降，時刻はUTCとする（日本時間JSTはUTC＋9時間）．キーとなる時刻は，高知豪雨では11日00 UTC,牧の原豪雨では同日15 UTCである．

第3図aは高知豪雨がピークに達した11日00 UTCにおける地上天気図である．サハリン北端に中心を置く中心気圧1006 hPaの低気圧がある．しかし，これは東北地方や北海道のお天気には関係するものの，我々の豪雨に直接関係するのは，朝鮮半島の東海岸沖の洋上，日本海南東部の低気圧である．時刻を遡ると，この低気圧は9日09 UTCころ，逆向きトラフの中の中国長江河口付近で発生した．第3図aでは，低気圧は温暖前線と寒冷前線を備えて解析されている．ことに温暖前線はちょうど四国の中央部を横断するように解析されているから，高知豪雨はこの温暖前線の通過時



第3図　地上天気図（気象庁）．(a) 2004年11月11日00 UTC．(b) 11日18 UTC．



第 4 図　2004年11月11日00 UTC，700 hPa 高層天気図（気象庁）．

に起きたような印象をもったが，後に述べるように，その印象は必ずしも正しくなかった．

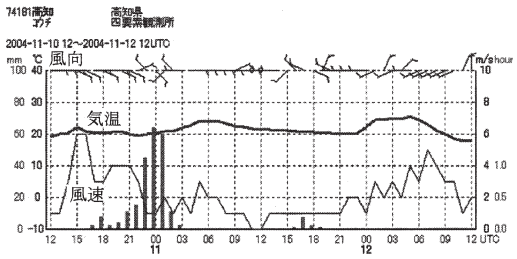
その18時間後の11日18 UTC の地上天気図が第 3 図 b である．低気圧中心は北海道西部にまで進み，短い温暖前線は北海道を横切る位置に来ている．一方，動きが遅い寒冷前線は，まだ北陸・近畿・四国・九州南端を通る位置にいる．ところが，この11日18 UTC(12日03 JST）というのは，第 2 図によれば，牧の原豪雨がちょうど終わった時刻なのだ．つまり第 3 図 a の地上天気図に描かれた寒冷前線も，今回の豪雨には直接関係がなさそうである．

参考までに，第 4 図に11日00 UTC における700 hPa の高層天気図を示す．朝鮮半島の東岸に沿って短波のトラフが南北に走り，第 3 図 a の地上低気圧に対応している．日本海の低気圧は発達する傾向ではない．本州の東および南の海上には中緯度高気圧が本州を抱え込むように存在しており，前記トラフの間で本州上空に南西風を吹かせている．

3．高知豪雨

第 5 図は高知地方気象台における毎時の気象要素のアメダス記録である．40 mm/h を超す強雨が10日22 UTC から11日01 UTC までの 3 時間続いている．この時間帯，風向を見ると，南東風が北西風に変化しているから，寒冷前線の通過を思わせるが，気温の変化にはそれは反映されていなくて，通常の日変化をしているように見える．

第 6 図は11日00 UTC におけるショワルター安定度

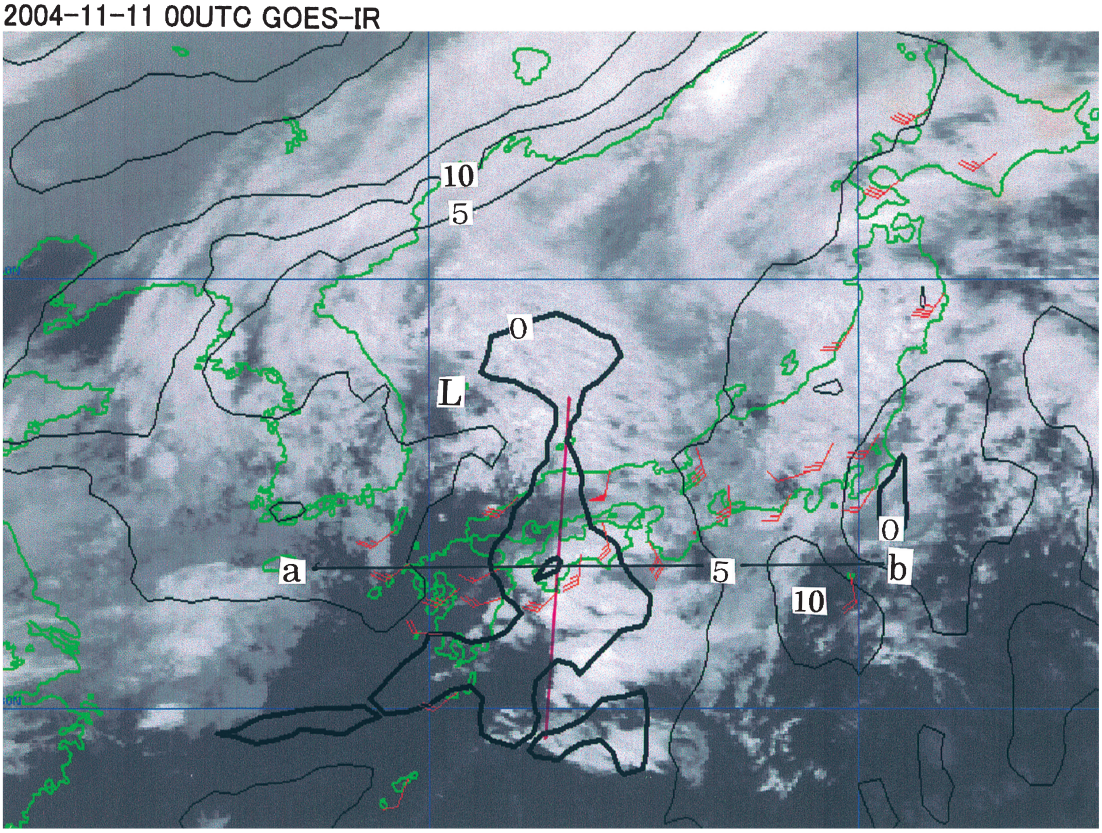


第 5 図　2004年11月11～12日，高知市におけるアメダス記録．棒グラフは 1 時間降水量．

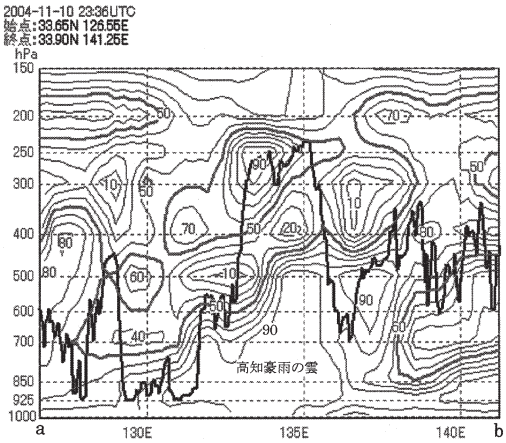
指数（SSI）の分布を，同時刻の赤外雲画像に重ねたものである．SSI＜ 0 の不安定な狭い領域が四国の南方洋上から四国・中国地方を通って，低気圧中心の東方に延びている．その領域内で，高知県から南方洋上に，活発な対流雲を含む雲のクラスターがある．そして，雲のクラスターの西方には雲はなく，晴れている．この状況は本シリーズ（5)「2003年 7 月 3 ～ 4 日静岡豪雨と梅雨前線小低気圧の世帯交代」の第12図で，上空水蒸気前線について述べたものとよく一致している．すなわち，差分移流により，海面近くの高い相当温位の空気の上に，相当温位の低い空気が来て対流不安定な領域が出来た(図省略)．第 7 図は，対流雲のクラスターの北辺を通る東西方向の線分 a―b に沿った鉛直断面上の相対湿度並びに輝度温度から推定した雲頂高度の分布を示す．相対湿度の水平傾度が大きい上空水蒸気前線で，高知豪雨を表す背の高い対流雲が発達している．ただ本シリーズ（5）の第12図と違って，今回の乾燥した空気の領域は狭い．これは，中国大陸上に次のトラフがあり，それに伴う雲の先端が既に第 6 図で東シナ海上の雲として出現しているからである．

第 6 図には，同時刻にウィンドプロファイラが測定した高度1200 m の風も記入してあるが，雲画像と見比べると，面白いことに気がつく．すなわち，四国からその南方洋上にかけて存在する活発な対流雲の西端は，ほぼ南北方向に並んでいるように見える．そして，この南北線（第 6 図のピンク色の線）の東側では南風が，西側では南西風が吹いている．しかもその南北線は SSI＜ 0 の領域内にある．こうして，この風向の違いによる下層の収束が不安定大気中の対流雲の発達を促進したと想像できる．

上に述べた風向の違いは，第 8 図に示した高知市におけるウィンドプロファイラの風の時系列でもっと明確になる．すなわち，地表から高度約4000 m の下層の



第６図　2004年11月11日00 UTC，赤外雲画像に重ねたショワルター安定度指数（５℃毎）とウィンドプロファイラが測定した高度1200 m の風（長い矢羽が10ノット）．線分 a-b は第７図の鉛直断面の位置．記号 L は地上低気圧中心の位置．ピンク色の線については本文参照．

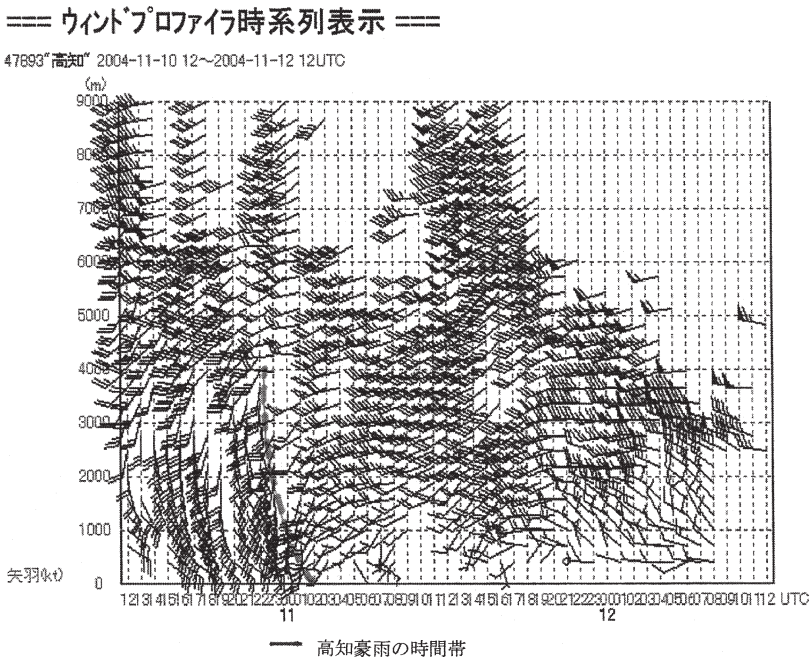


第７図　第６図と同時刻，第６図の線分 a-b に沿った鉛直断面内の相対湿度の分布（10%毎）．太い実線は輝度温度から推定した雲頂高度．

風は，僅か２～３時間の間に南風から西ないし南西の風に急変している．もちろん，地表面近くの境界層では風の急変の位相は遅れ，変化もやや緩やかであるが，急変線の水平面との傾きは，寒冷前線の通過によるものとは思えないほど急峻である．このことは後でもう一度触れる．

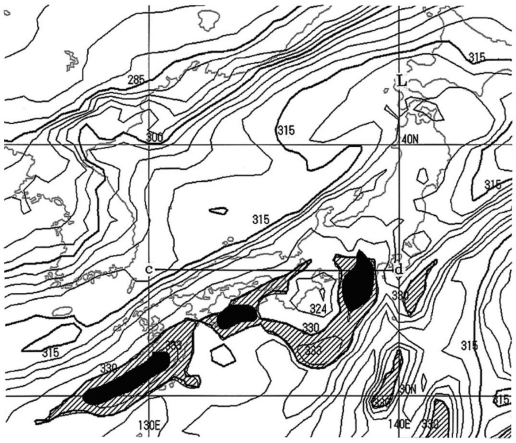
４．牧の原豪雨

第９図は11日15 UTC（12日00 JST），すなわち牧の原豪雨のピーク時における850 hPa の相当温位の分布図である．北陸から山陰地方沖の海上に等温位線が密集しており，ここに前線があると見てよい．また，この時刻になると，相当温位＞330 K の暖湿な空気は本州と九州の南岸沖洋上に限られる．さらに，SSI＜０以下の不安定な領域が，高い相当温位の領域と重なっている．

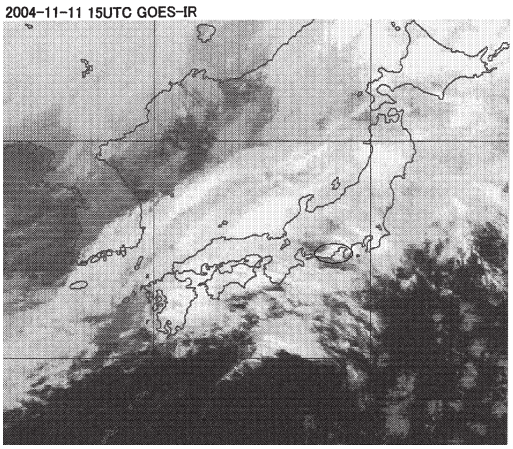


第８図　2004年11月10～12日，高知市のウィンドプロファイラが測定した風の時系列．長い矢羽が10ノット．太い破線は風の急変線の位置．時間軸下の横棒は，第５図において40 mm/h 以上の降雨があった時間帯．

同時刻，すなわち豪雨がピークに達した11日15 UTCにおける赤外雲画像が第10図に示されている．高知豪雨がピークに達したときの画像（第６図）に比べて，第10図ではどこに豪雨を降らせている雲があるのか，分からないくらい一面の雲である．第１図で見たように，これらの雲が1～4 mm/h 程度の雨を降らせている．この雲域の中で，静岡県を中心とした楕円形の中にあるにんじん状あるいは筆の穂先状の雲が豪雨の雲である（図が小さくて見難いかも知れないが，同時刻のレーダー・エコー図が第11図ｄである）．第６図で高知豪雨をも



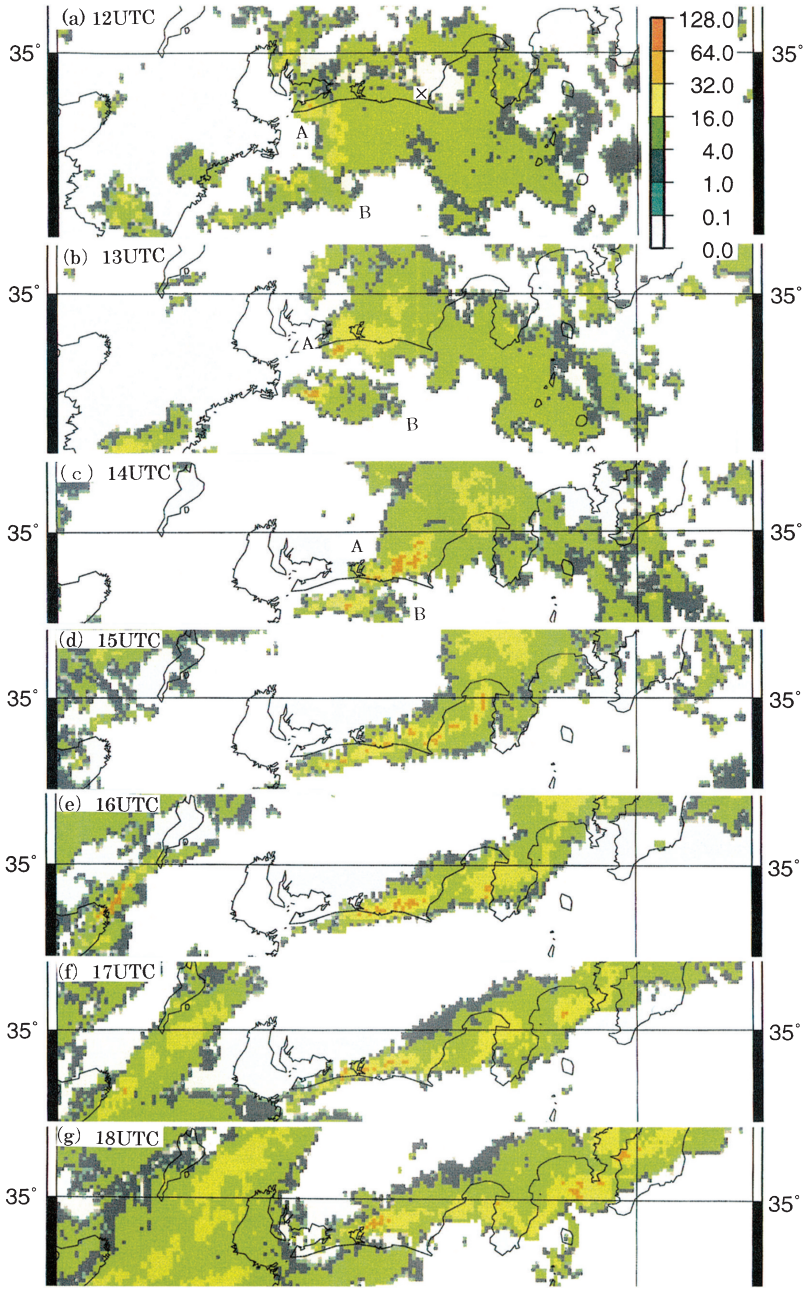
第９図　2004年11月11日15 UTCにおける相当温位（θe）の分布（5 K 毎）．$\theta e \geqq 330$ K の領域にハッチ．黒く塗りつぶしたのは SSI≦０の領域．線分ｃ―ｄが第14図の鉛直断面の位置．北海道西端の記号Ｌは地上低気圧中心の位置．



第10図　第９図と同時刻の赤外雲画像．楕円形の内部が静岡県豪雨をもたらしているＢ＆ＳＢ型のメソ対流系．

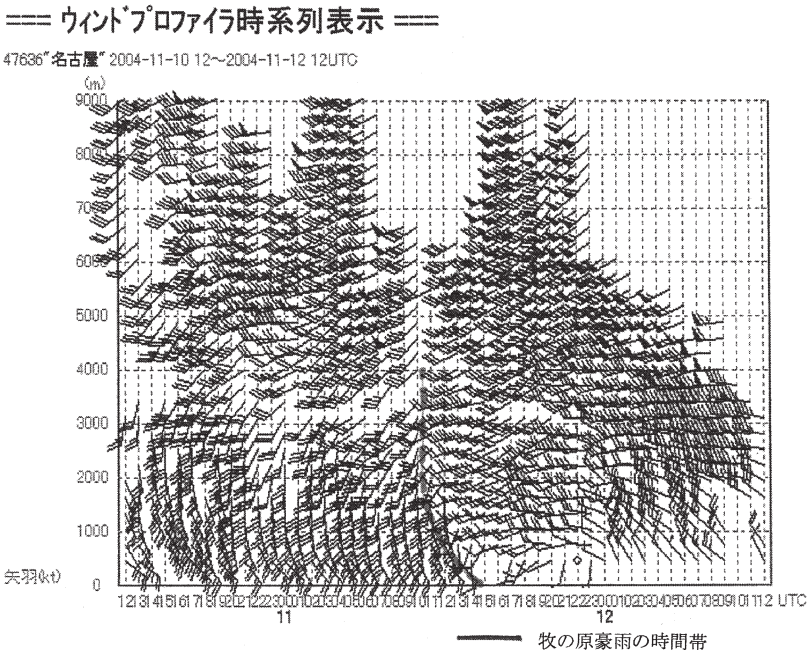
たらした雲のクラスターは，11日00 UTC以降には弱くなりながらも東進を続け，紀伊半島・東海地方に雨を降らせながら，第10図の雲域の南東側約半分の雲を形成している．一方，第6図で東シナ海にあった雲は，上層のトラフ/前線に伴う雲であるが，時間と共に面積を増し，いまや第10図で雲域の北西側半分を覆っている．高知豪雨の場合と違い，第10図の雲域では乾燥した空気はない．

次に，第11図に11日12 UTCから1時間おきの本州中央部におけるレーダー図を示す．第11図aには幾つかの降水系が分散しているが，これは第6図で高知豪雨をもたらした雲クラスターの名残である．この中でAとBと印をつけた降水系に着目する．両者ともゆっくり北上しつつ，その西端の部分に降水強度＞32 mm/hの強い対流セルを含むようになる（第11図b）．そして両者は次第に接近し（第11図c），11日15 UTCまでには遠州灘の海岸線付近で合体して，多数の対流セルを含む線状の降水系を形成する（第11図d）．これが第10図の衛星雲画像で示した降水系である．そして，それから約2時間（第11図eとf），この多数のセルから成る（マルチセルの）線状対流系は，北上をやめ，ほとんど位置を変えることなく，渥美半島の先端部分から遠州灘に沿って位置することになる．1時間おきのレーダー図だけしか入手できていないので，個々の対流セルの発生・移動・消滅を追うことは出来ないが，第11図eとfでは渥美半島の先端部に誕生したばかりの対流セルと思われる弱いエコーがあり，中央部には強いエコー，そして線状対流系の北側には既に衰弱したセルを表す



第11図　11月11日12 UTCから1時間おきのレーダーエコー図．A，Bと記号した対流系が静岡県豪雨をもたらしたB & SB型対流系に進化した．図aのクロスは静岡県牧の原の位置を示す．

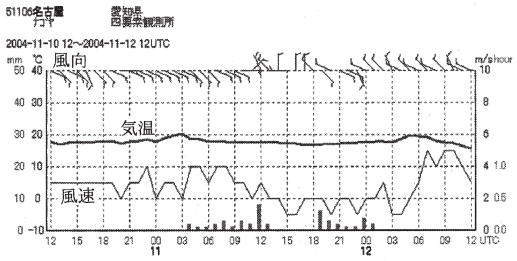
弱いエコーがある．すなわち，先端と（南風にさらされた）対流系の南側に新しいセルの発生域があり，北側に減衰域があるというBack and Side Building（B & SB）型のメソ対流系が停滞しているとみてよさそうである（本シリーズ(6)）．アメダスのデータを調べたが，東海地方の海岸線付近には，沿岸前線と呼ぶべき前線は認められない．その後，前に述べた上層のトラフ/前線に伴う大きな降水系が次第に接近してきて，ほぼ同じ場所に準定常的に存在していたB & SB型対流系が正に飲み込まれる寸前の状況が第11図gである．



第12図　第8図に同じ，ただし名古屋のウィンドプロファイラ．

ここで第12図に示した名古屋におけるウィンドプロファイラの風の時系列を見る．最も顕著なのは，高知におけると同じく，高度約3000 mまでの風が11日12 UTCころ，それまでの南風から急激に西風に変わったことである．この時刻というのは第2図で牧の原豪雨が始まった時刻のほぼ2時間前である．次に，第13図は同じ名古屋におけるアメダスの記録で，やはり，ほぼ同じ時刻に風は南東風から北風に変わっているが，気温には何の変化もない．それで，風の急変は寒冷前線の通過ではなさそうである．念のため，第14図に示したのは，第9図の線分c—dに沿って，すなわち，牧の原豪雨を東西方向に通る断面上の風と温位の分布である．下層で風が南風から南西風の変わるあたりで，等温位線が少し下方に下がっているのを除けば，等温位線はほぼ水平に走り，前線と呼ぶべき分布は見当たらない．さらに第12図によると，下層の風は12日00 UTCころには西風から北西風に変わっていて，これこそ寒冷前線の通過と思わせるが，再び気温の降下は第13図には見られない．むしろ，気温の日変化により，その数時間後に2°Cくらい気温は上昇している．

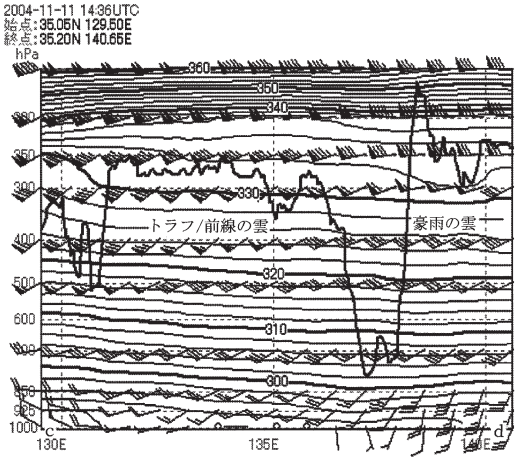
上記のように，高知および名古屋で検出された南風から西風への急変線については，気象庁のウィンドプロファイラ観測網の記録を全部調べた結果によると，



第13図　第5図に同じ，ただし名古屋市におけるアメダス記録．

九州の平戸から関東地方の水戸まで明瞭に認められている．平均すると，その間の伝播速度は約22 km/hである．一方，北陸地方から東北地方にかけては不明瞭となり，沖縄地方では認められない（図省略）．結局，高度2000 mあたりを中心とした風の急変線とも呼ぶべき現象が日本列島を東に横断したように見える．

こうした風の急変はウィンドプロファイラによる測定があって，初めて検出できたものである．それにしても，気圧あるいは温度の変化なしに，風だけが急変するというのは考えにくい．上空で，ウィンドプロファイラと同じ程度の時間分解能を持った気圧の測定値はないので，やむを得ず20数箇所の気象官署で地上気圧



第14図　第９図と同時刻，線分ｃ―ｄに沿った鉛直断面上の温位（２Ｋ毎）と風の分布（長い矢羽が10ノット）．太い実線は輝度温度から推定した雲頂高度．

を含めた気象要素の時系列を調べたが，現在のところ，風の急変線に対応すると思われるシグナルは見つかっていない．従って，風の急変線の構造および成因は謎のままである．

５．結び

豪雨が降るためには，不安定な成層をした大気と，その大気を自由対流高度まで持ち上げる下層の上昇流と，水蒸気輸送による水蒸気の補給が必要である．今回は，差分移流により対流不安定な成層が形成され，その不安定な領域を九州地方から関東地方まで，風の急変線が通過し，それに伴う収束が必要な上昇流を与え，高知豪雨と牧の原豪雨を発生させた．牧の原豪雨の場合には，メソ対流系がＢ＆SB型の線状対流系に組織化され，一定の場所に停滞し，降雨時間が長引いたために，水害を起こす集中豪雨となった．しかも，このＢ＆SB型の雲は，初めからその型として発生したのではなく，既存の対流系が，おそらくは風の急変線の背後の強い西風によって，東西方向に線状に組織されたものと思われる．しかし，何故渥美半島から遠州灘にかけての地域だけでＢ＆SB型となったのか，また風の急変線の構造と成因は何かについては，ここでは解答が得られていない．

謝　辞

各地における地上気象要素の１分値データを供給してくださった気象庁統計課に感謝したい．また，適切なコメントを頂いた編集委員別所康太郎氏と査読者に謝意を表したい，

参　考　文　献

小倉義光，2006：お天気の見方・楽しみ方 (5) 2003年７月３～４日静岡豪雨と小低気圧の世代交代，天気，**53**，509-518．

小倉義光，新野　宏，2006a：お天気の見方・楽しみ方(6) 謎に満ちた不意打ち集中豪雨―2004年６月30日静岡豪雨の場合（その１），天気，**53**，713-719．

小倉義光，新野　宏，2006b：お天気の見方・楽しみ方(6) 謎に満ちた不意打ち集中豪雨―2004年６月30日静岡豪雨の場合（その２），天気，**53**，821-828．