

報 告

平成 20 年度観測データ利用技術検討会報告

観測部観測課観測システム運用室

目 次

はじめに.....	1
1. レーダーデータの品質管理の強化に対する取り組み	2
2. レーダーデータ等利用状況，提供方法の見直しへの取り組み	54
3. 新しい観測資料の利用	73
4. 気象観測に関する最近の動向	101

はじめに

本会議は，平成 19 年度までは「観測データ高度利用技術担当者会議」として開催されていたものである。

平成 18 年度では，新しいレーダー観測資料の利用に関する検討，レーダー三次元データ，レーダーエコー指数の利用に関する検討を行った。平成 19 年度には，レーダーデータの品質の強化に対する取り組み，レーダーエコー指数の性質の把握と利用のあり方を検討した。平成 20 年度は検討する観測データの範囲を広げ，会議の名称を「観測データ利用技術検討会」と改称し開催した。

平成 21 年 6 月の交通政策審議会気象分科会「局地的な大雨による被害の軽減に向けた気象業務のあり方について」では，「気象庁は，国民の防災と安全・安心に対する要請に応えるよう引き続き努力する必要がある。このため，最新の気象学の知見，情報通信・処理技術，リモートセンシング等の観測技術を取り入れ，局地的な大雨も含め台風・集中豪雨等に対する観測・予測システムと気象情報の改善を計画的かつ着実に進めていくべき

である。」とされ，局地的な大雨を迅速・確実に監視する有力な観測システムの一つは，気象レーダーであるとしている。

レーダーデータから作成される「解析雨量」は防災情報としてリアルタイムに利用されるとともに，「解析雨量」は「土壌雨量指数」や，「流域雨量指数」等の算出に利用されており，その元となるレーダーデータの品質管理の重要性はますます大きくなっている。

このような中，本検討会では平成 19 年度から継続して，レーダーデータの品質に影響を与えている地形エコー等について，地方側からの報告を受け，本庁からはこれまで実施してきた地形エコーに対する対策と，今後実施を予定している対策について説明を行うこととした。

さらに，レーダー三次元データを元にして各種指数を計算し，RISS（気象レーダーデータ共有装置），RaDAMoS（レーダーデータ解析監視システム）等により提供しているが，これが調査研究等にどのように利用されているかの報告があった。これについては，今後の本庁における技術開

発に役立つものと期待される。また本庁から、予報部と意見交換をしつつ開発している、各種指数と数値モデル結果を利用した新たなプロダクト（雹域、ブライツバンドの検出アプリケーション、レーダーエコーシミュレータ、発雷直前予測）の紹介を行い、現場での実利用について議論を行った。

新しい観測データの利用の取り組みとしては、数値予報モデルに新たに利用される予定となっている GPS 可降水量について、利用するための共通ツールを紹介するとともに、地方側からも GPS 可降水量と雨量との関連調査結果の発表を行った。気象衛星センターからも新しい観測データの利用の取り組みの紹介があった。

貴重な調査事例を検討会の席上だけの発表だけにとどめるのは惜しいため、ここで、本検討会における発表内容を取りまとめる。これらが、今後の業務の一助となれば幸いである。

1. レーダーデータの品質管理の強化に対する取り組み

1.1 これまでの取り組み*

レーダーデータを利用したプロダクトは、リアルタイムの防災情報として非常に重要な資料であり、特に、解析雨量や土壌雨量指数等は、気象情報を発信するための基礎資料となっている。レーダー観測での地形エコーの消え残りは、解析雨量や土壌雨量指数等のプロダクトに直接影響を与えてしまう。そこで、地形エコーの出現状況の実態を調査し、適切な処置を行い、レーダーデータのより一層の品質向上を図る必要がある。

平成 17 年度、気象レーダー観測処理システム (ROPS) の運用が開始され、東日本 11 レーダーについては、レーダーデータの品質管理として、新しい MTI 方式の採用、クラッタマップ等による自動品質管理 (AQC) が行われた。また、本庁観測現業での観測者による品質管理 (レンラク報や強制 NoEcho、予報担当者への解説等の HQC) が行われている。これにより、レーダーデータの品質は、従来と比較し向上しているものの、全ての地形エコーを消去するに至っておらず、解析雨量に反映されることがしばしばあり、予報作業上さらなるデータの品質向上が要望された。平成 19 年度の観測データ高度利用技術担当者会議において、レーダーデータの品質向上に向け、この課題について討議を行った。この会議結果を受け、本庁・地方が、レーダーデータの品質向上に向けた取り組みを行っているところである (第 1.1.1 図参照)。

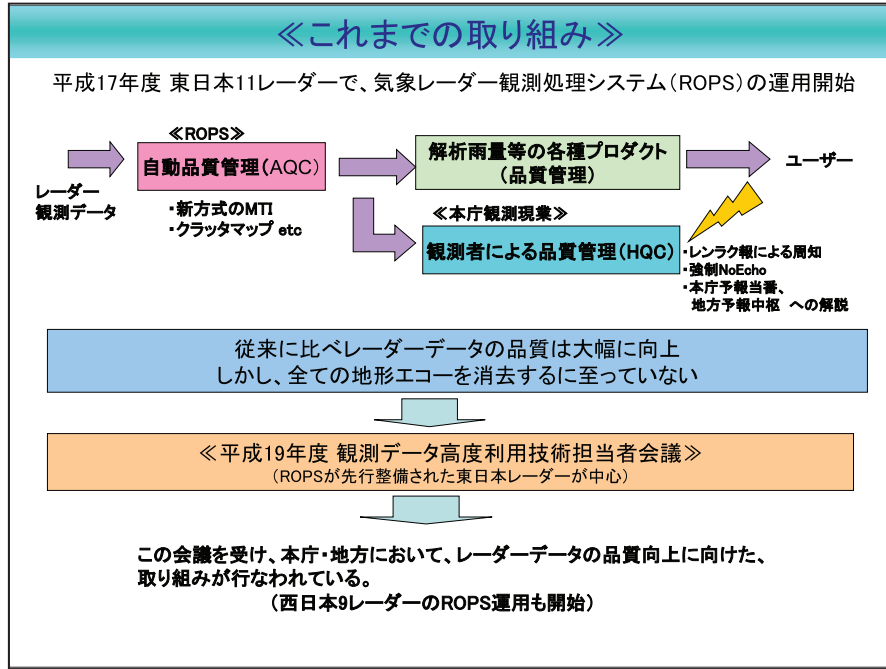
【平成 19 年度の観測データ高度利用技術担当者会議のまとめ】

レーダーデータの品質向上に向けて、地形エコーの消え残りが確認された場合、本庁ではレンラク報による周知・強制 NoEcho・予報中枢への解説を行っている。また、AQC としてクラッタマップによる対処等の現状が報告され、地方からは先行して整備された東日本レーダーを中心に解析雨量への影響、消え残り等について実態調査の報

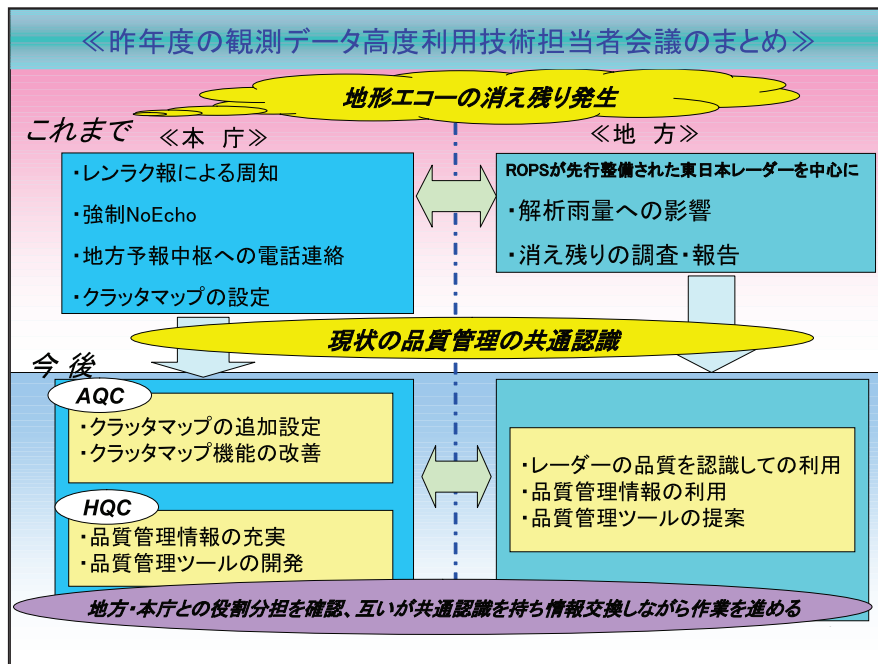
* 安齋 良悦 (観測システム運用室)

告が行われている。今後、更なる改善に向けての討議を行い、その結果、本庁では、AQCとしてクラッタマップの追加設定やこの機能の改善、HQCとしては、品質管理ツールの開発/品質管理情報の充実を進めていき、同時に地方でも、レ

ーダーの性質を意識し、品質管理情報を利用すること、さらに品質管理ツールの提案を行う等、地方・本庁側での役割分担が確認され、共通認識を持ち情報交換しながら作業を進めていくこととした(第1.1.2図参照)。



第 1.1.1 図 これまでの取り組み



第 1.1.2 図 平成 19 年度観測データ高度利用技術担当者会議のまとめ

【今年の検討会では】

本検討会では、昨年の会議を受け、その後の取り組みから品質向上に向けた意見交換を行った。

1.1.1 昨年の会議以降の取り組み

ROPS が整備された西日本レーダーによる地形エコー等の異常値の報告（原因を含め）を主に、本庁では、クラッタマップの更新を、年2回実施し、対処した。また、クラッタマップ機能の改善として、ROPS センターシステムのクラッタマップ二重化処理（1.2.6.2 参照）、無効値マップ処理（1.2.6.4 参照）の機能を追加した。さらに、品質管理ツールとして、ブライトバンド、雹などの特異エコー検出 WEB（2.3.1 参照）の開発、公開を予定している。今後の取り組みとしてレーダーエコーシミュレータの開発（1.4.1 参照）を進めており、さらに、IQ データ収集・評価装置を整備し、ドップラーレーダーのデータ評価（1.4.2 参照）を進めている（第 1.1.3 図参照）。

1.1.2 調査報告

地形エコーの出現状況、注警報作業における地形エコーの影響具合、さらにレンラク報の有効性について、事前に本庁から各管区・沖縄气象台に

調査を依頼し、本検討会にて報告を行っていた。

なお、西日本レーダーでの地形エコーの出現調査は、ROPS 整備後の初めての調査報告である。

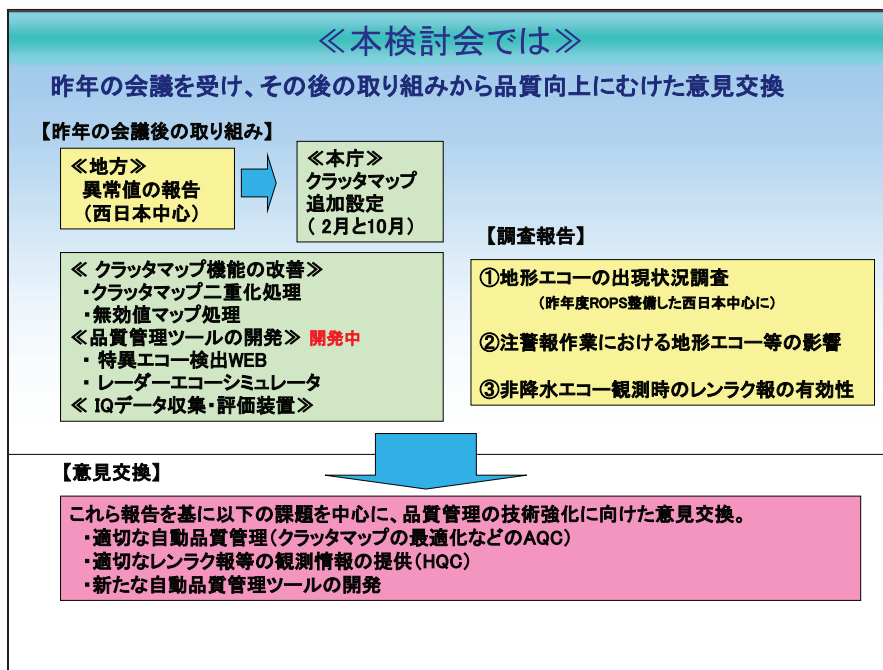
1.1.3 意見交換

地方からの調査報告を踏まえ、品質管理強化に向けた以下の点について意見交換を行った。

- ・適切な自動品質管理（クラッタマップの最適化などの AQC）
- ・適切なレンラク報等の観測情報の提供（HQC）
- ・新たな自動品質管理ツールの開発について

1.1.4 今後の取り組みとして

今回の調査発表・意見交換を受け、地方・本庁共に、現状の問題意識の共有化が行われ、本庁は現状の機能を利用し、AQC としてクラッタマップの適切な設定や、HQC として非降水エコー観測時のレンラク報による周知や予報中枢への電話連絡等の充実、さらに品質管理ツール（ブライトバンド等の特異エコー検出 WEB）の開発を進めていくこととし、地方は、引き続き、異常値やそのメッシュの原因（風車など）について調査報告や情報提供等を本庁に行うことを確認した。



第 1.1.3 図 平成 20 年度観測データ利用技術検討会の内容

1.2 調査報告

1.2.1 仙台レーダーで観測した高層ビルの虚像エコーについて*

1.2.1.1 これまでの経緯

仙台レーダーではサイト西側近傍（約1km）にある高層ビルの反射による放射状の虚像エコーが日本海側に出現することがあり、2002年5月のレーダー観測仰角値と仰角合成テーブルの変更（毛利ほか，2003）や2003年11月のクラッタ減算処理による虚像エコーの抑制（毛利，2004）により対処してきた。

2005年11月のROPS運用以降は、山頂や風車等の構造物によるエコーについてクラッタマップへ適応しているものの、ここ数年はレーダーサイト西側の市街地に新たな高層ビルが建設され（第1.2.1.1図）、クラッタマップに登録されていない格子で虚像エコーが現れるようになった。

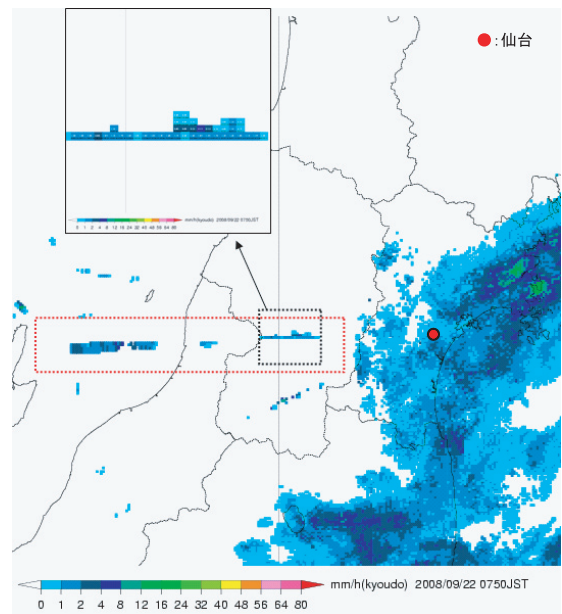
1.2.1.2 新たに観測された虚像エコー

今年度の検討会のために配布されたレーダーエコー調査資料（2008年4月から10月）から、虚像と判断できた事例を25件抽出した（第1.2.1.1表）。虚像エコーは、仙台レーダーを中心として放射状にのびており、エコーのセルが周囲の降水エコーと逆方向へ移動するなど判別の容易なものを選択した。出現場所は、事例によって違いはあ

るものの、山形県村山と置賜の境界、山形県庄内沖、新潟県下越及び下越沖であった（第1.2.1.2図）。なお、降水強度は最大で8mm/hが観測された。

第1.2.1.1表 虚像が出現した事例数（2008年 月別）

月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月
事例数	1	3	3	6	9	2	1



第1.2.1.2図 2008年9月22日の事例（山形県村山～下越～日本海に直線状のエコーが観測された）



第1.2.1.1図 仙台レーダー西側の市街地(2008年12月20日 庁舎10階から撮影)

* 鹿野 義明（仙台管区気象台技術部観測課，現 福島地方気象台技術課）

1.2.2 大阪管区における地形エコー出現調査*

2008年4月から10月のレーダーデータを利用して、各月、大阪管区内の各レーダー、降水強度レベルごとに観測されたエコー出現回数の積算図を作成し、周辺と比較し突出したメッシュを調査した。

2008年4月から10月のレーダーデータを利用して、各月、大阪管区内の各レーダー、降水強度レベルごとに観測されたエコー出現回数の積算図を作成し、周辺と比較し突出したメッシュを調査した。

大阪レーダーのエコー積算出現回数の図を示す(降水強度レベル1(第1.2.2.1図)、降水強度レベル3(第1.2.2.2図))。

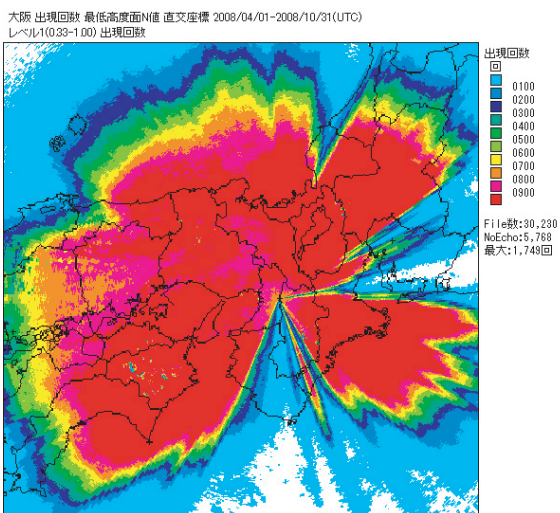
大阪レーダーでは、徳島県、滋賀・岐阜県境、兵庫県に突出したメッシュ(地域)が見られた。これらのメッシュでは降水強度、レベル1(0.33-1.00, 単位はmm/h 以下同)では周辺より出現回数が少なく、レベル2(1.00-2.00)、レベル3(2.00-4.00)では周辺より出現回数が多くなる傾向が見られる。この地域は山地で周辺に構造物はなく、地形をとらえたエコーが影響しているものと考えられる。

第1.2.2.1表は第1.2.2.3図の徳島県内の突出格

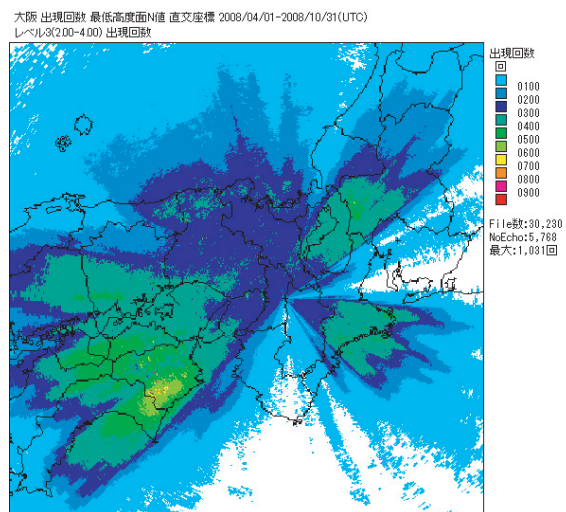
子含む11×11格子の降水強度レベル1のエコー出現回数を表にしたものである。この表から格子内のエコー出現回数がおおむね1000回以上観測されているにもかかわらず該当の格子では660回しか観測されず少なくなっていることがわかる。逆に第1.2.2.4図及び第1.2.2.2表のエコー強度レベル3の同一格子を見ると、周辺格子では550回程度であるのに対して該当の格子は865回と多くなっているのがわかる。

第1.2.2.3表は、突出格子の出現回数が周辺格子に対して、200回以上の差がある場合に「多」、「少」として降水強度別に示したものである。表は一事例であるが各格子で降水強度レベル1のときには、出現回数は周辺格子より少なく、降水強度レベル2、3では多くなっていることがわかる。

このように降水強度レベル1で周辺より少なく、降水強度レベル2、3では周辺より多くなる現象は他のレーダーサイトの出現回数積算でも見られ、室戸岬レーダーでは紀伊半島付近、広島レーダーでは大分・宮崎県付近に広範囲に顕著に現れた。松江レーダーの鳥取・兵庫県境にも見られた。これらについても構造物でなく、地形が積算に影響しているものと考えられる。



第1.2.2.1図 大阪レーダーのエコー積算出現回数 (エコー強度レベル1)



第1.2.2.2図 大阪レーダーのエコー積算出現回数 (エコー強度レベル3)

* 山本 高男 (大阪管区気象台技術部観測課)

第 1.2.2.1 表 大阪レーダーのエコー積算出現回数
(エコー強度レベル 1)
(第 1.2.2.3 図における徳島県の枠内メッシュのエコー出現回数)

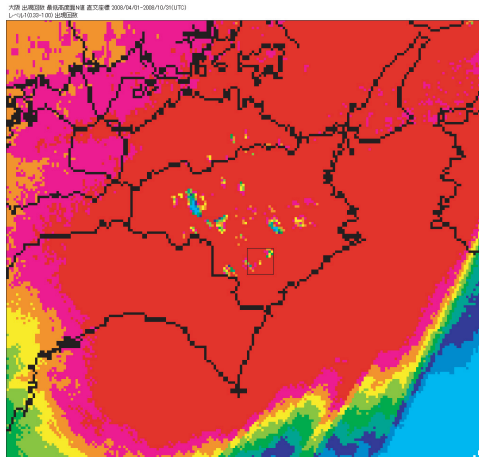
総緯度: 33.740, 134.276 33° 44' 22.3", 134° 16' 33.4" [334422.3, 1341633.4]												
格子: 5034-42-82	1149	1130	1127	1146	1151	1164	1172	1212	745	723	1204	
1149	1140	1138	1139	1139	1138	1165	893	889	427	532		
1140	1142	1220	1227	1176	1241	1508	1122	846	898	460		
1123	1330	1294	1230	1014	1219	1242	118	494	899	1257		
1215	1207	1220	1206	1202	1207	1223	1192	1028	1198	1293		
1209	1156	1229	1195	1198	778	1241	1239	1163	1244	1239		
824	1126	1244	871	1120	1167	1227	1292	1164	1164	1146		
895	352	1161	894	1042	1193	1122	1227	1126	1161	1195		
1062	722	884	1069	1177	1231	1173	1224	1170	1125	1215		
1247	1226	719	1311	1161	1164	1188	1211	1225	1170	1202		
1243	1172	1155	1184	1310	1198	1232	1224	1179	1150	1168		

660回

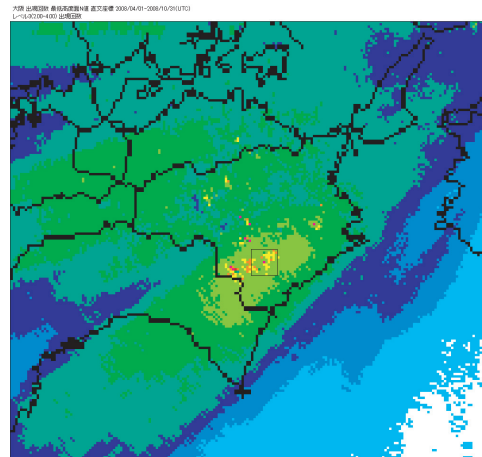
第 1.2.2.2 表 大阪レーダーのエコー積算出現回数
(エコー強度レベル 3)
(第 1.2.2.4 図における徳島県の枠内メッシュのエコー出現回数)

総緯度: 33.740, 134.276 33° 44' 22.3", 134° 16' 33.4" [334422.3, 1341633.4]												
格子: 5034-42-82	836	510	522	535	539	537	549	569	585	768	530	
836	826	822	814	812	830	837	825	826	839	770		
510	530	527	581	517	605	601	601	601	636	632	540	
627	556	555	575	703	541	620	517	536	676	587		
640	692	556	561	546	531	641	642	780	602	572		
609	543	541	545	581	633	576	603	576	575	588		
815	529	530	595	523	510	524	555	545	528			
630	789	535	510	532	544	649	610	524	526	570		
659	681	721	488	546	550	687	537	537	524	522		
583	573	661	594	550	552	554	545	537	594	586		
673	555	522	537	534	574	606	542	527	526	504		

865回



第 1.2.2.3 図 大阪レーダーのエコー積算出現回数
(エコー強度レベル 1)



第 1.2.2.4 図 大阪レーダーのエコー積算出現回数
(エコー強度レベル 3)

第 1.2.2.3 表 同一メッシュにおけるエコー強度別の周辺格子との比較表

地形/構造物	地域	メッシュ値 総緯度: 33.720, 134.136 [334311.4, 1340808.1] 格子: 5029-41-50 付近	レベル別 雨量強度階級														
			ALL	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
地形	徳島県	総緯度: 33.702, 134.158 33° 42' 07.6", 134° 09' 27.2" [334207.6, 1340827.2] 格子: 5034-41-42	-	-	少	多	多	多	多	多	多	-	-	-	-	-	-
地形	徳島県	総緯度: 33.740, 134.276 33° 44' 22.3", 134° 16' 33.4" [334422.3, 1341633.4] 格子: 5034-42-82 付近	-	-	少	多	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	徳島県	総緯度: 33.829, 134.188 33° 49' 42.6", 134° 11' 16.0" [338492.6, 1341160.0] 格子: 5034-51-95 付近	-	-	少	多	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	徳島県	総緯度: 33.883, 134.209 33° 52' 57.9", 134° 12' 30.7" [338827.9, 1341230.7] 格子: 5034-61-56	-	-	少	多	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	徳島県	総緯度: 33.909, 134.165 33° 54' 33.7", 134° 09' 52.8" [339433.3, 1340952.8] 格子: 5034-61-93	-	-	少	多	多	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	徳島県	総緯度: 33.886, 134.501 33° 53' 09.2", 134° 30' 04.5" [338809.2, 1343004.5] 格子: 5034-64-60	-	-	少	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	徳島県	総緯度: 33.956, 134.523 33° 57' 29.5", 134° 31' 58.1" [339529.5, 1345158.1] 格子: 5034-74-42	-	-	少	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	徳島県	総緯度: 33.977, 133.881 33° 58' 38.8", 133° 52' 52.4" [339838.8, 1335252.4] 格子: 5033-77-70	-	-	少	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	徳島県	総緯度: 34.044, 134.108 34° 02' 36.8", 134° 06' 28.7" [340236.8, 1340628.7] 格子: 5124-30-38	-	-	少	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	兵庫、鳥取県境	総緯度: 35.362, 134.514 35° 21' 44.4", 134° 30' 49.1" [352144.4, 1345049.1] 格子: 5334-04-31 付近	-	-	少	多	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	兵庫県	総緯度: 35.184, 134.703 35° 11' 02.1", 134° 42' 12.0" [351102.1, 1344212.0] 格子: 5234-65-26	-	-	少	多	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	兵庫県	総緯度: 35.193, 134.703 35° 11' 34.5", 134° 42' 11.6" [351134.5, 1344211.6] 格子: 5234-65-36	-	-	少	多	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	兵庫県	総緯度: 35.193, 134.747 35° 11' 25.7", 134° 44' 50.2" [351125.7, 1344502.2] 格子: 5234-65-39	-	-	少	多	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	兵庫県	総緯度: 35.131, 134.836 35° 07' 51.1", 134° 50' 09.7" [350751.1, 1345009.7] 格子: 5234-56-56	-	-	-	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
地形	兵庫県	総緯度: 35.122, 134.803 35° 07' 17.9", 134° 48' 11.2" [350717.9, 1344811.2] 格子: 5234-56-44	-	-	-	多	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1.2.3 山口県下関市の解析雨量過大値について*

1.2.3.1 はじめに

2008年8月8日に、山口県下関市で過大値と思われる解析雨量の出現について下関地方気象台から報告があった。

下関地方気象台からの報告では、過去にも同様な事例を数回確認していることから、当該地域の解析雨量の過大値出現状況について調査を行った。

1.2.3.2 福岡レーダーのエコー出現率図

第1.2.3.1図は、福岡レーダーの2008年4月から10月までの複数月積算の出現率データ（全レベル及びレベル14）である。解析雨量の過大値が出現した格子（格子番号5131-3061：以後「当該格子」と呼ぶ）付近は、周辺に比べてややエコー出現率が高いものの、その他のレベルも含めて、特に高い出現率は見られない。

このことは、当該格子においては解析雨量の過大値が出現することはそれほど多くないことを示唆している。

1.2.3.3 解析雨量過大値の発生事例

2008年4月から10月までの期間において、当該格子付近で解析雨量に過大値が出現した事例を抽出した。

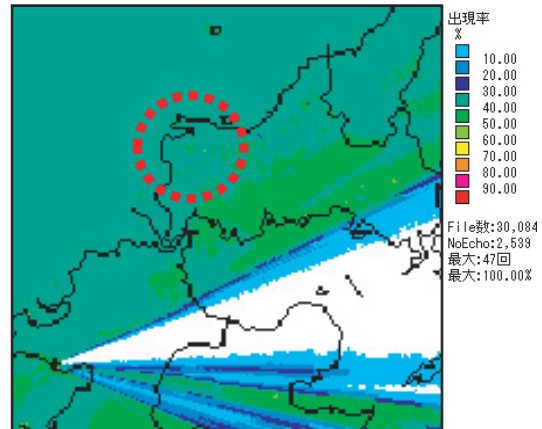
この結果、当該格子付近の解析雨量が周辺格子と比べて過大と思われる事例が64事例あった。

事例ごとにこの時の福岡レーダーのエコーを調査してみると、全ての事例において周辺の格子より高い強度エコーを観測しており、また、周辺域には降水エコーがない場合に発生していることが判明した。

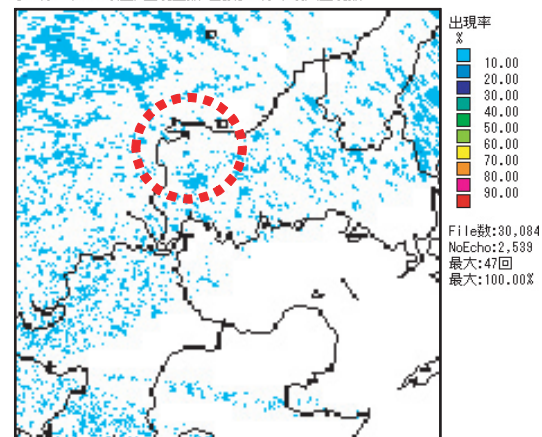
月別の発生日数は、4月が3日間、5月が5日間、6月が3日間、7月が1日間、8月4日間、9月は1日間となっている。

第1.2.3.1表は、当該格子付近において解析雨量が10mm以上かつ周辺格子では解析雨量無しの事例である。このような事例発生は、5月から

福岡 出現率 最低高度面N値 直交座標 2008/04/01-2008/10/31(UTC)
全レベル 出現回数/当該レベル中最大出現数



福岡 出現率 最低高度面N値 直交座標 2008/04/01-2008/10/31(UTC)
レベル14(8000以上) 出現回数/当該レベル中最大出現数



第 1.2.3.1 図 福岡レーダーのエコー出現率積算図
(2008年4月～10月)

第 1.2.3.1 表 解析雨量10mm以上が出現した日時とその時のレーダー雨量強度（格子番号5131-3061の過大値）

月 日	解析雨量 過大値 発生時刻	解析雨量 (mm)	レーダー雨量 過大値 発生時刻	レーダー雨量 (mm)
5月7日	22:30	17	22:20	80.5
5月7日	23:00	17		
5月7日	24:00	24	23:40	18.5
5月8日	0:30	17	23:50	72.5
5月8日	16:00	23	16:00	111.5
5月8日	16:30	23		
5月26日	5:30	12	5:10	23.5
6月12日	16:30	22	16:10	74.5
6月12日	17:00	37	16:20	142.5
6月12日	17:30	30	16:50	85.5
8月5日	21:00	22	20:10	130.5
9月7日	19:00	10	18:50	116.5
9月7日	19:30	10	19:00	201.0

* 馬場 英明（福岡管区気象台技術部観測課）

6月にかけて多く発生していることがわかる。

1.2.3.4 事例の解析

代表的な事例として次の図を示す。第1.2.3.2図は、6月12日17時00分の解析雨量である。また、第1.2.3.3図は解析雨量の過大値の原因になった16時20分のレーダー降水強度である。ほぼ同じ格子に、エコー強度201mm/hのエコーが観測されており、このために17時00分に解析雨量の過大値が出現している。

これまでの他管区の調査などによると、「好天時に孤立してエコーが発生するような場合には、風力発電等の構造物による影響が考えられる」とのことから調べたところ、この周辺に風力発電施設が建設されていることがわかった。

第1.2.3.4図は、Robs（レーダー（データ）総合表示プログラム）で表示した12日16時20分のレーダー画像に、当該施設の位置（緯度・経度の情報）を入力した図である。

レーダーエコー強度の過大値が出現している格子とほぼ同じ場所にあることから、この解析雨量の過大値は、レーダー観測で当該施設を捕らえたために発生したものであると考えられる。

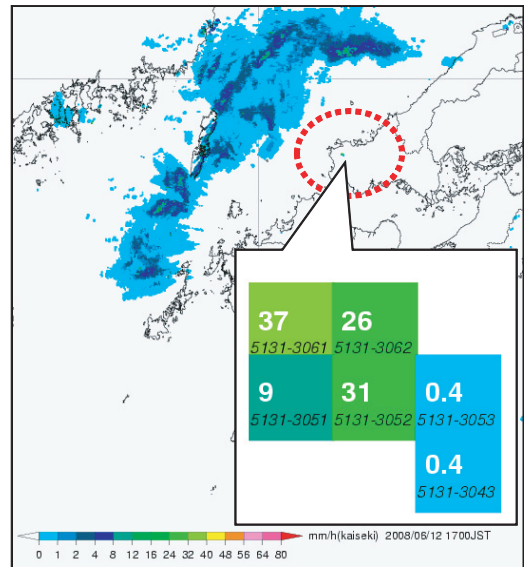
1.2.3.5 異常伝搬による地形エコーとの関係

当該格子にレーダーエコーの過大値が出現したのは、4月から10月までの7か月間で延べ17日間であった。この中で、周辺にエコーが観測されているが非降水エコーであると思われる事例がいくつかある。

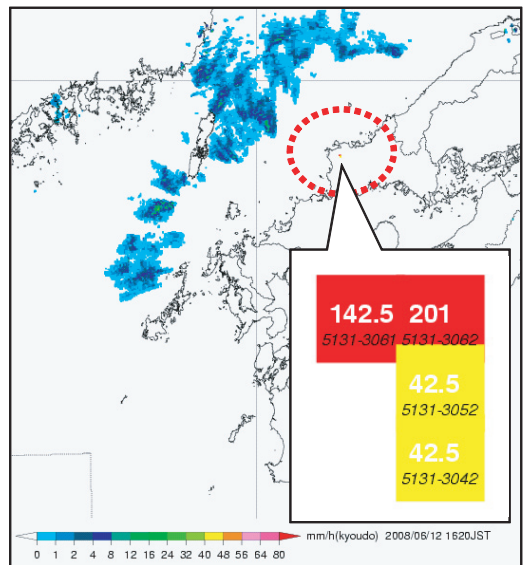
1.2.3.4の第1.2.3.3図のように、過大値が出現している格子付近には、エコーがない場合が多いが、日本海南部や対馬海峡付近に非降水と思われるエコーを観測している場合がある。

これまでの経験から、春先や秋には、比較的天気の良い（降水エコーが出ていない）ときに、対馬海峡や九州の西海上で異常伝搬による非降水エコーが発生することが多い。

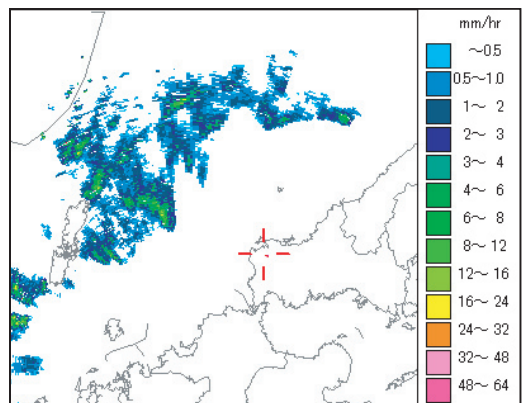
第1.2.3.5図は過大値格子のある方位（福岡レーダーの北から32°の方向）の海拔高度断面図である。この格子のある114km付近には、600m程度の山があるが、この付近は仰角合成テーブル



第1.2.3.2図 6月12日17時00分の解析雨量



第1.2.3.3図 6月12日16時20分のレーダー降水強度



第1.2.3.4図 Robsによる緯度経度表示画面

で第5仰角(0.2度)を使用している。

第1.2.3.6図は、6月12日09時の福岡の高層観測データを用いたエマグラムであるが、900hPa及び700hPa付近に逆転層がある。この時の修正屈折指数の高度変化率が第1.2.3.7図である。エマグラムの900hPa及び700hPaの逆転層付近に相当する900m及び3,200m付近の高度変化率が標準大気の0.118を大きく下回っており、この高度付近で電波の屈折が起こったと推測される。

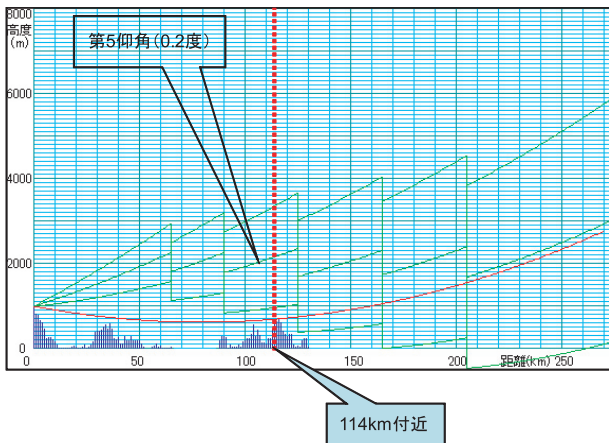
1.2.3.6 まとめ

今回の調査の結果、降水エコーの中でレーダーエコーの過大値が発現している事例はなかった

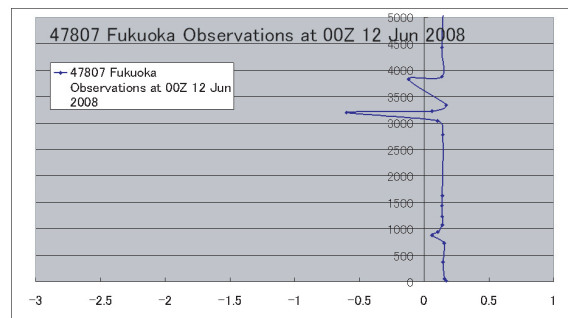
め、正常値と異常値の判断は、比較的容易である。

また、異常伝搬による電波の屈折によるレーダーエコー過大値の発現の可能性が極めて高い17日間全ての事例に当てはまることの確認はできなかった。

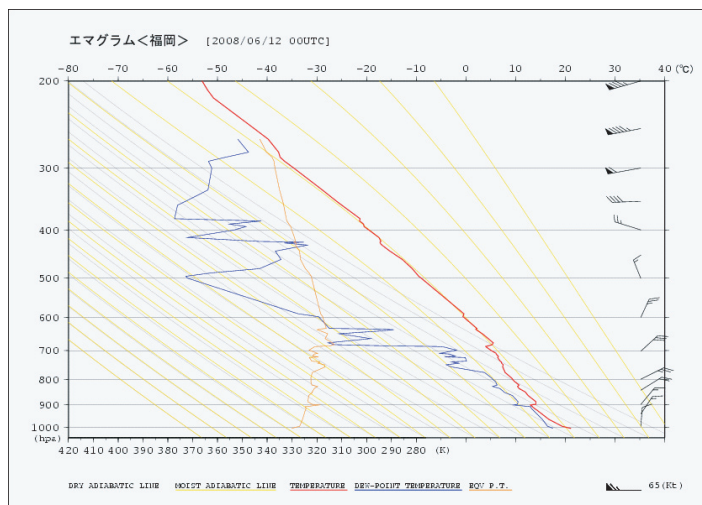
異常伝搬は、電波の屈折率が標準大気と大きく異なり、電波伝搬の経路が異なることで発生することから、電波の屈折率が標準大気と異なる気団の流入などによる逆転層や湿度差などによる影響が大きいと考えられる。このことから、事前に上空大気の実況や気圧系を予測し、その状態を把握することでレーダーエコー過大値に対する判断は可能と思われる。



第1.2.3.5図 解析雨量過大値方向(32°)の海拔高度断面図



第1.2.3.7図 修正屈折指数の高度変化率(6月12日09時 福岡)



第1.2.3.6図 6月12日09時のエマグラム(福岡)

1.2.4 沖縄管内における地形エコーの出現状況調査*

1.2.4.1 調査結果の概要

2008年4月から10月までの沖縄レーダー及び石垣島レーダーの地形エコー出現の調査についてレーダーエコー積算表示プログラムを用いて行った。

各レーダーとも地形エコーの影響は無かった。しかし、最下層データで局所的な弱いエコー強度の出現が見られたので、その影響を報告する。

1.2.4.2 沖縄レーダーによる調査

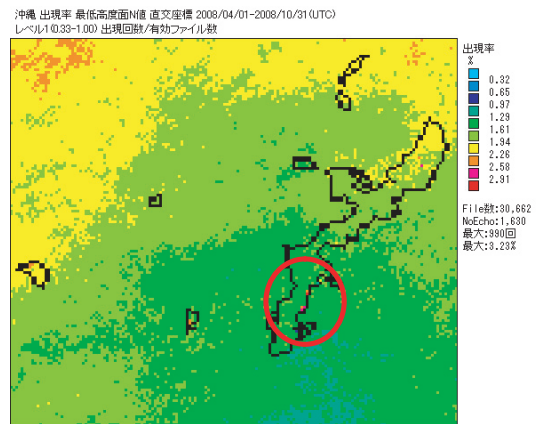
第1.2.4.1図に全レベルで積算したエコーの出現率の分布を示す。図中の丸線囲い箇所^{だいたい}に出現率の高い箇所（出現率4.84～5.53%の橙色）が見られる。第1.2.4.2図は強度が0.33～1.00dBZのエコーのみを積算したときの出現率分布で、全レベルと同じように丸線囲い箇所^{だいたい}で出現率が高く（出現率2.26%の橙色～2.91%以上の赤色）なっている。また、第1.2.4.3図は積算対象を強度80.00dBZ以上としたときの出現率分布であるが、丸線囲い箇所^{だいたい}には出現率が特異な地点は見られない。

各月ごとに見ても、同じ場所で弱いエコー強度の出現率が高くなっている（図省略）。

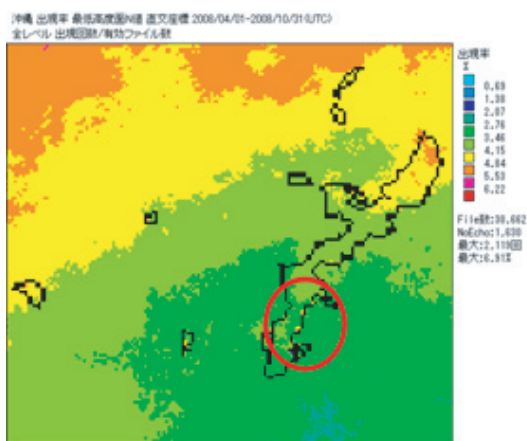
レーダー降水強度画像を確認しても第1.2.4.1図の丸線囲い箇所^{だいたい}に、特異な強度のエコーは確認できないが、最下層データでは、弱い強度のエコーが観測されており、そのとき近隣レーダーサイトでは、最下層データにシークラッターが顕著に出現している（第1.2.4.4図）。

なお、この弱いエコー強度出現場所では解析雨量が0.4mm/h解析されているが解析雨量に与える影響は小さい（第1.2.4.5図）。

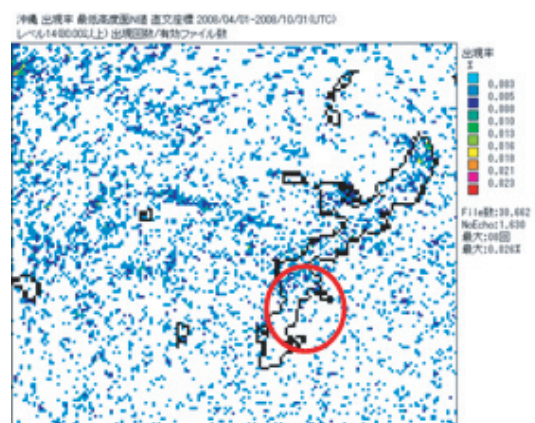
第1.2.4.1図の丸線囲い箇所付近には、石油精製施設と火力発電所（建設中）がある（第1.2.4.6図）。



第1.2.4.2図 4月から10月の出現率レベル1 (0.33 - 1.00dBZ)

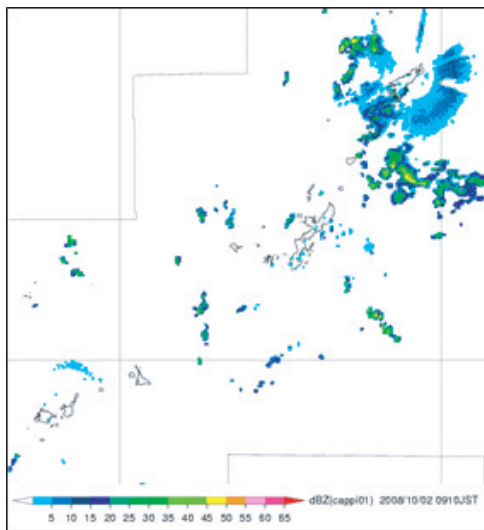


第1.2.4.1図 4月から10月の出現率（全レベル）

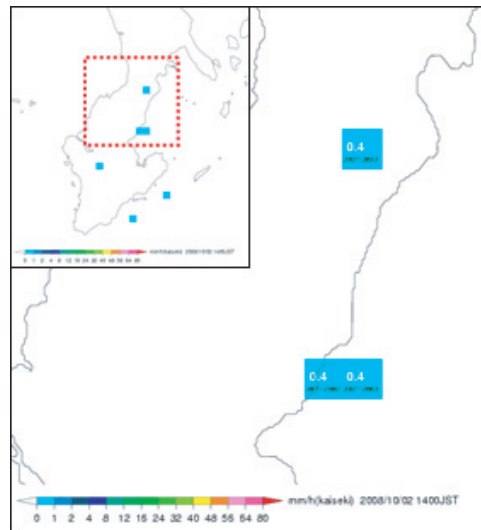


第1.2.4.3図 4月から10月の出現率レベル14 (80.00dBZ以上)

*野嵩 樹（沖縄気象台観測課）



第 1.2.4.4 図 2008 年 10 月 2 日 09 時 10 分
CAPPI_1km



第 1.2.4.5 図 2008 年 10 月 2 日 09 時 30 分
解析雨量 (赤点線を拡大表示)



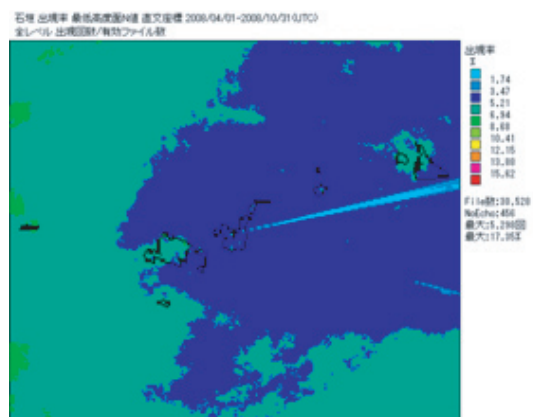
第 1.2.4.6 図 弱いエコー強度が出現している箇所の地図

1.2.4.3 石垣島レーダーによる調査

第 1.2.4.7 図に全レベルで積算したエコーの出現率を示す。この図では特異なエコーが出現箇所は見られない。

第 1.2.4.8 図に強度 0.33 ~ 1.00dBZ のエコーのみを積算したときの出現率分布を示す。図中の丸線囲い箇所の西表島で出現率 3.51% 以上 (赤色)、与那国島で出現率 2.73% ~ 3.12% (橙色)、伊良部島で 2.73 ~ 3.12% (橙色) と出現率の高い箇所が見られる。

一方、第 1.2.4.9 図には強度 48.00 ~ 56.00dBZ のエコーのみを積算したときの出現率分布を示すが、特異なエコーは見られない。



第 1.2.4.7 図 4 月から 10 月の出現率 (全レベル)

月別の積算表示でも、丸線囲い箇所では、弱いエコー強度の出現率が高くなっている（図省略）。

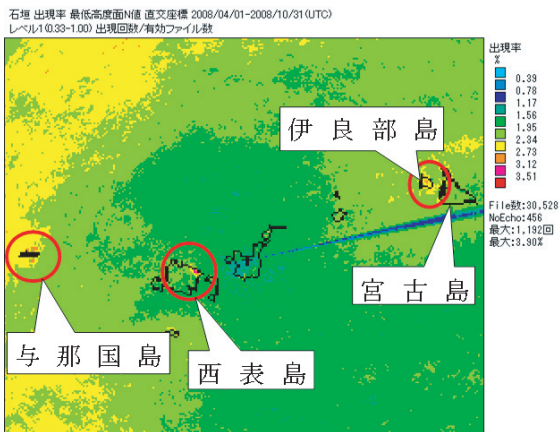
第 1.2.4.8 図の丸線囲い箇所について、レーダー降水強度画像の出現状況を確認すると、特異なエコー強度の出現は確認できないが、沖縄レーダーと同じく、最下層データで弱い強度のエコーが観測されており、そのときにはシークラッターが顕著に出現している（第 1.2.4.10 図）。

弱いエコー強度による解析雨量としては、与那国島と宮古島及び伊良部島で 0.4 ~ 1.0mm/h の小さな量であり、解析雨量への影響は小さい（第 1.2.4.11 図、第 1.2.4.12 図、第 1.2.4.13 図）。

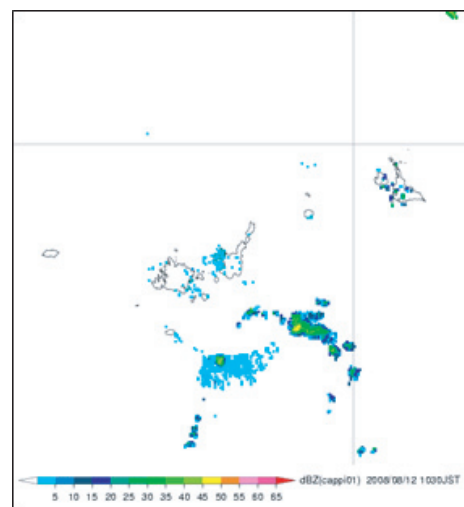
一方、西表島の弱いエコー強度に対する解析雨量への影響は見出すことができなかった。

第 1.2.4.8 図の丸線囲い箇所付近には、与那国島では風力発電設備が 2 基ある（第 1.2.4.14 図）、宮古島では風力発電設備が 3 か所に合計 8 基あり、下地島には下地島空港があり地上高 33m の管制塔がある。伊良部島には島の南東部に牧山 (88.8m) がある（第 1.2.4.15 図）。

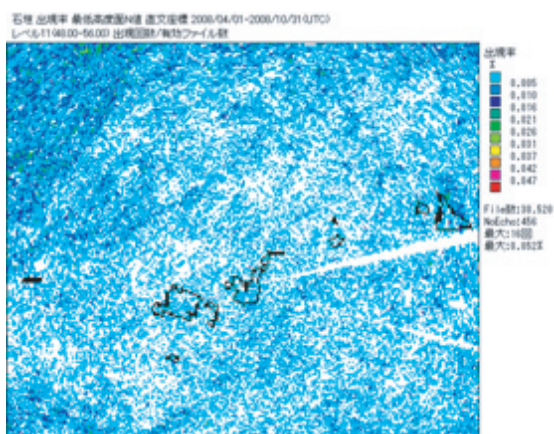
西表島で弱いエコー強度が出現する場所付近には古見岳（標高 469m）があり（第 1.2.4.16 図）、地形の影響で雲が発生発達しやすくなっていると推察する。



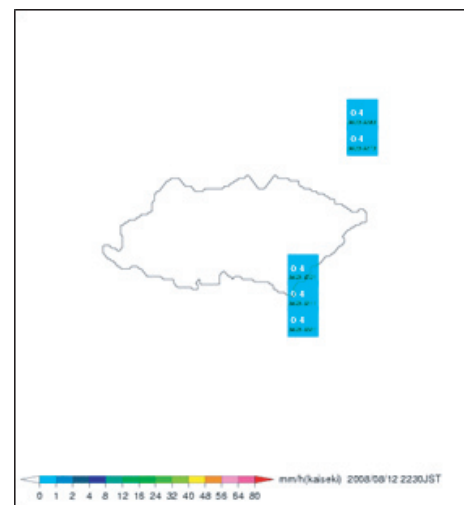
第 1.2.4.8 図 4 月から 10 月の出現率
レベル 1 (0.33 - 1.00dBZ)



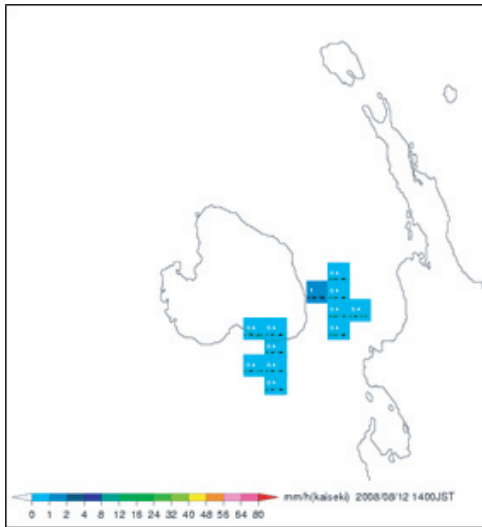
第 1.2.4.10 図 2008 年 8 月 12 日 10 時 30 分
CAPPI_1km



第 1.2.4.9 図 4 月から 10 月の出現率
レベル 11 (48.00 - 56.00dBZ)



第 1.2.4.11 図 2008 年 8 月 12 日 22 時 30 分
解析雨量 (与那国島)

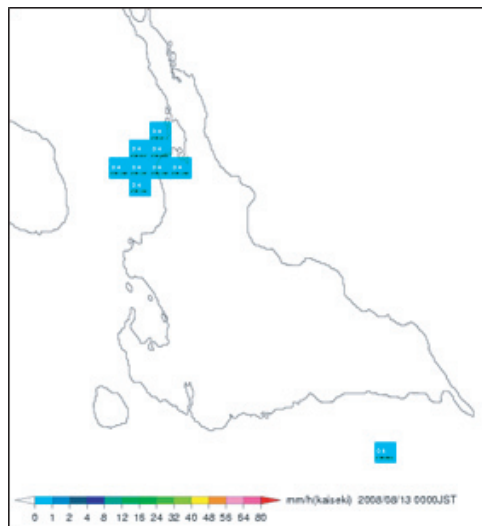


第 1.2.4.12 図 2008 年 8 月 13 日 14 時 00 分
解析雨量（下地島と伊良部島）



第 1.2.4.15 図 宮古島周辺の地形と風力発電施設
の場所

- ①沖縄電力宮古風力発電実証研究設備 5 基
- ②沖縄県宮古土地改良事業事務所 1 基
- ③沖縄電力七又風力発電実証研究設備 2 基
- ④下地島下地島空港
- ⑤伊良部島牧山



第 1.2.4.13 図 2008 年 8 月 13 日 00 時 00 分
解析雨量（宮古島）



第 1.2.4.16 図 西表島の地形
赤丸箇所には古見岳（469m）などの 400m 級
の山がある。



第 1.2.4.14 図 与那国島の地形と風力発電施設の
場所（赤丸箇所）

1.2.5 地形エコー出現状況に関するまとめ*

1.2.5.1 はじめに

本検討会に際し、各地方より地形エコーの出現状況について報告があった。

本稿においては、これらの異常エコーについてその全国的な状況をまとめ、原因について考察するとともに、現在観測システム運用室が行っているレーダーデータの品質管理の紹介も併せて行うこととする。

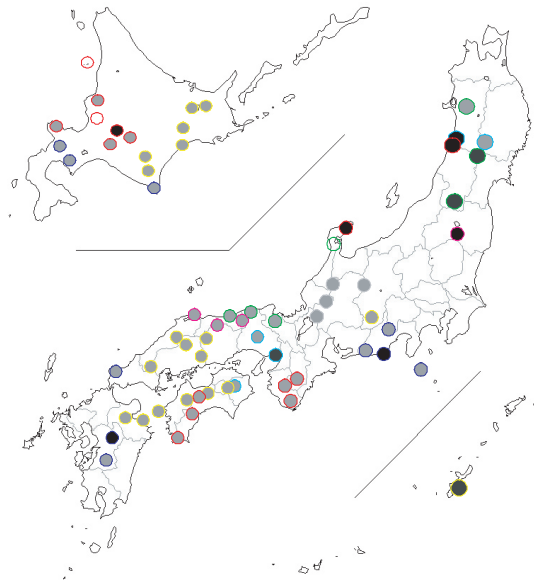
1.2.5.2 地方からの報告

1.2.5.2.1 地形エコーの消え残り

本検討会に先立ち、各管区・沖縄気象台から地形エコーの出現状況の調査報告のあった地点は第1.2.5.1図のとおりである。

第1.2.5.1図のうち、灰色の丸で示したものは地形エコーの消え残りである。

黒い丸で示したものは、ダムや風力発電所の風車のような人工物に起因すると考えられるエコーである。



第1.2.5.1図 各管区より報告のあった異常エコー出現箇所

(黒：人工物によるもの、灰色：地形によるもの、白：不明)

人工物に起因するエコーは、スキー場のリフトや航行する船や航空機など多岐にわたるが、最も影響力が大きいのは風力発電所の風車によるエコーである。風車によるエコーは強度が強くなおかつ同じ場所から動かないため1時間積算強度ひいては解析雨量に大きな影響を及ぼすため、除去対策が急がれている。

1.2.5.2.2 大阪管区より報告のあった過小値

大阪管区気象台より、各月のレベル別積算値のうち1時間積算強度4mm/h未満の低いレベルにおいては、地形エコーの観測される地点は周囲より異常に低い値となり、逆に1時間積算強度4～8mm/hの高いレベルにおいては、同じ地点が周囲より異常に高い値となる旨が報告された。

これは、ROPSの信号処理の仕組みに関係があるものと考えられる。各サイトで1次データを作成する段階の一つのプロセスとして「無効値判定」がある。これは、あるシグナルのうち、地形エコーが閾値(CSR: Clutter Signal Ratio)以上であると判定したものは、無効値とする処理である。4mm/h未満相当のエコーの場合、降水エコーが弱く、相対的には地形エコーの割合が多いと判定され、無効値となりやすいものと考えられる。

1.2.5.3 現在の問題点と対応

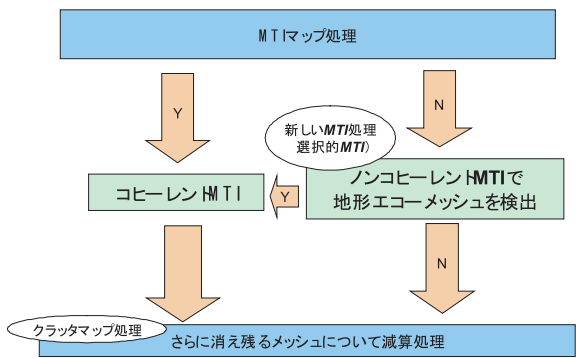
1.2.5.3.1 現在のシステムにおける大まかな流れ

現在のROPSにおける自動品質管理の流れについて紹介する(第1.2.5.2図)。

各サイトのデータは、まずMTIマップ処理が行われる。これは、各サイトのデータについて、指定した仰角及び地域のデータは強制的にコヒーレントMTIを適用するというものである。このMTIマップを適用していないものでも、ノンコヒーレントMTIにおいて地形エコー(グラウンドクラッター)がありと判別されれば、コヒーレントMTI処理がなされ、地形エコーを最大限除去する仕組みとなっている。

以上の処理においてもなお消え残るエコーにつ

*安部 俊司(観測システム運用室, 現 情報管理室)



第 1.2.5.2 図 ROPS 内における地形エコー判別・減算の概念図

いては、そのようなエコーが多発する地点について、センターシステムのクラッタマップにおいて減算する値を dBZ 単位で指定できるようになっている。

1.2.5.3.2 クラッタマップ

クラッタマップの変更は、年 2 回行っており、最近では 2009 年 3 月 24 日に行った。

クラッタマップ適用状況の一例を、第 1.2.5.3 図に示す。

1.2.5.3.3 仰角合成テーブル

クラッタマップ以外の地形エコー対策として、仰角合成テーブルの変更という手段もある。

これは、最低高度面データとして採用する仰角を、地形エコーが出現しやすいエリアについては別な仰角に変更するというものである。

ただし、この方法は高い高度を観測することとなるため、変更にあたっては、積算データの比較など事前の十分な検討を要する。

2008 年 11 月に行われた、広島レーダーの仰角合成テーブルの変更の例を第 1.2.5.4 図に示す。

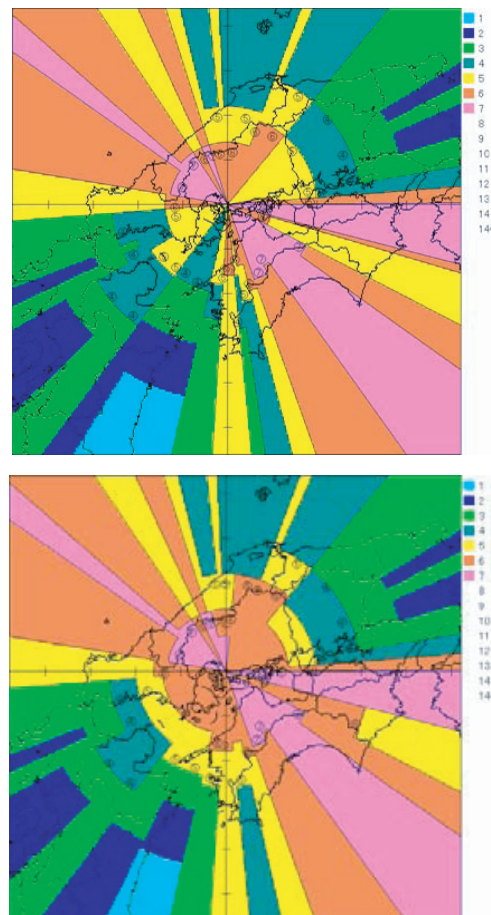
1.2.5.4 おわりに

気象レーダーにおける品質管理は、本庁観測現業での監視によるもののほか、地方からの情報が重要である。

近年、エコロジーへの意識の高まりから風力発電所の建設が各地で進んでおり、その風車による



第 1.2.5.3 図 新潟レーダーにおけるクラッタマップ適用の例



第 1.2.5.4 図 広島レーダーにおける仰角合成テーブル変更の例

愛媛県佐田岬半島付近において、最低高度面強度採用仰角を上げている。(安部・上山(2007)より)

異常エコーが解析雨量などに影響を及ぼすことが増えている。

本庁と地方の連絡を密にし、情報共有することが、レーダー品質の向上につながるものであると考える。

多忙の中、本検討会のための調査及び報告を頂いた各レーダー管理官署の皆様に深く感謝を申し上げます。

参 考 文 献

毛利光志 (2004) : クラッタ減算処理による虚像エコーの抑制について. レーダー観測技術資料第 52 号, 3-1 ページ.
 安部俊司・上山仁司 (2007) : 広島レーダー仰角合成テーブルの改善について. 平成 19 年度近畿地区気象研究会, 1 ページ.

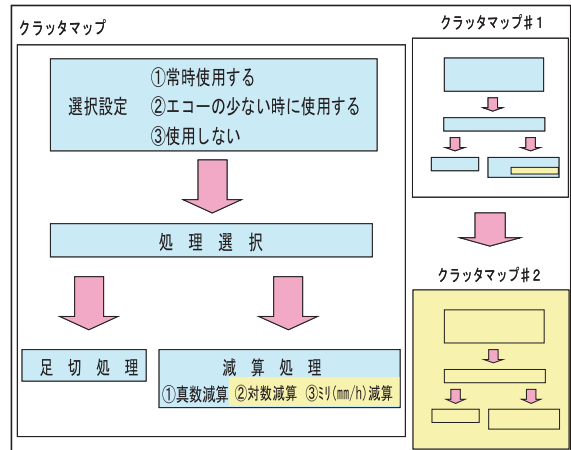
1.2.6 クラッタマップ機能の改善について*

1.2.6.1 概要

レーダー気象観測における地形エコー等の消え残り対策としてクラッタマップによる処理を行っている。昨年度の ROPS (気象レーダー観測処理システム) の改修において、クラッタマップの二重化処理ができるようになり、品質管理の向上が可能となった。ここでは、クラッタマップ機能の改善と無効値マップ処理について紹介する。

1.2.6.2 クラッタマップの二重化処理

従来、クラッタマップの処理は一つのクラッタマップを使用して行っていたが、昨年度の ROPS の改修において減算処理方法の一部とクラッタマップを一つ追加し、二重化の処理 (第 1.2.6.1 図) が可能となった。二重化の処理としては、最初にクラッタマップをどのように使用するか設定を行うため、常時使用する・エコーの少ないときに使用する・使用しないを選択し、その後、足切処理と減算処理の選択を行う。減算処理では、①真数減算、及び今回追加した②対数減算・③ミリ減算の選択が可能となっている。クラッタマップは、従前の処理 (# 1)、二重化の処理 (# 2) とも処理の方法としては同じである。



第 1.2.6.1 図 クラッタマップ処理
黄色の部分が追加した処理を示す。

* 梅窪 孝 (観測システム運用室, 現 気象衛星センター情報伝送部施設管理課)

1.2.6.3 現在検討中のクラッタマップ

クラッタマップの二重化処理を使用するとどのようなことが可能となるか、現在検討中の仙台レーダーの例を説明する。

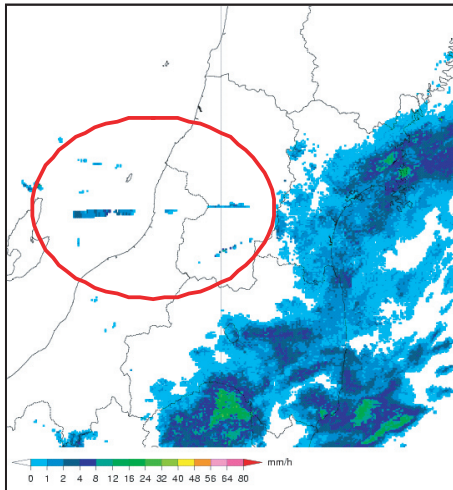
仙台レーダーでは、性質が異なる非降水エコーを観測している。性質が異なる非降水エコーとは、仙台周辺にエコーがあるときに発生するビルの虚像(第1.2.6.2図の赤丸円内)による強いエコーと、エコーがない晴天時に都市部に発生(第1.2.6.3図の赤丸円内)するエンゼルエコー(もやもやとした弱いエコー)である。現在、ビルの虚像によ

るエコーはクラッタマップ#1で設定し対処しているが、エンゼルエコーについては、性質が異なる非降水エコーのため一つのクラッタマップで一度に処理することができない。このため、別のクラッタマップを用意する必要がある。そこで、今回追加したクラッタマップ#2を用いてエンゼルエコー対策を行うことで、性質が異なる非降水エコーを除去することを検討している。

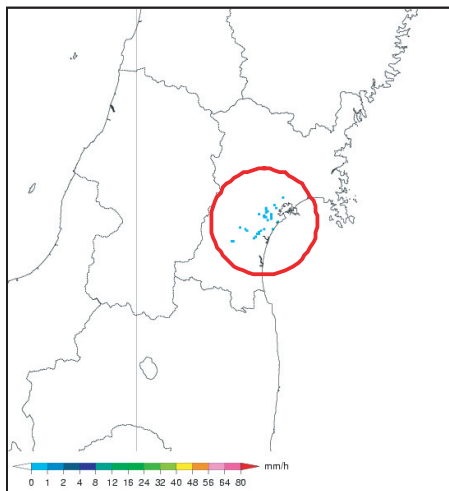
1.2.6.4 無効値マップ処理

1.2.6.2及び1.2.6.3は、強度におけるクラッタマップを使用した処理であるが、ビルの虚像については、速度観測にも影響を及ぼす。速度に対して減算を行うことは不可能であることから、対策として、無効値マップ処理を適用する必要がある。

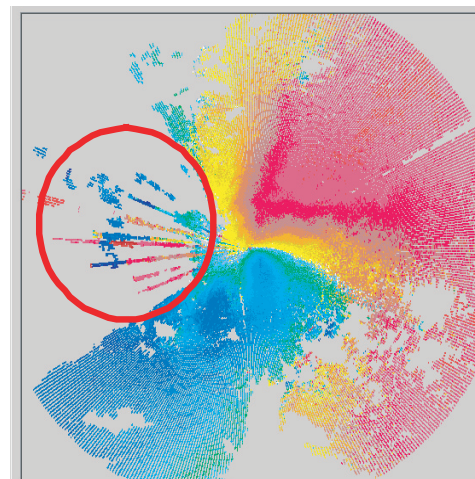
仙台レーダーでの適用例(2007年3月30日の画像)を示す。ビルの虚像による影響が赤丸で示した部分(第1.2.6.4図)となっている。そこで、無効値マップを登録(第1.2.6.5図)し適用する処理を対策(第1.2.6.6図)として行っている。



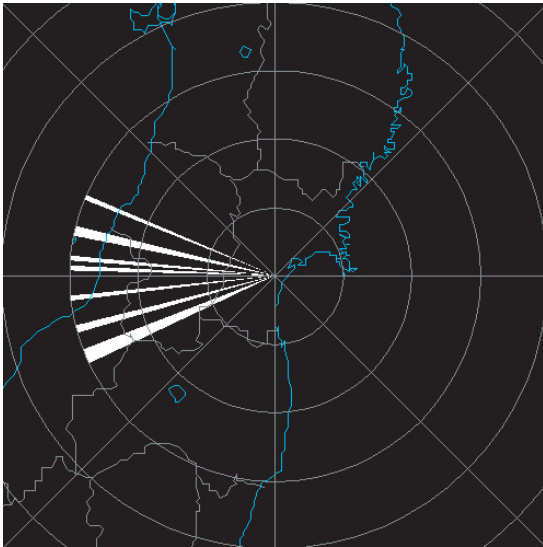
第1.2.6.2図 ビルの虚像によるエコー



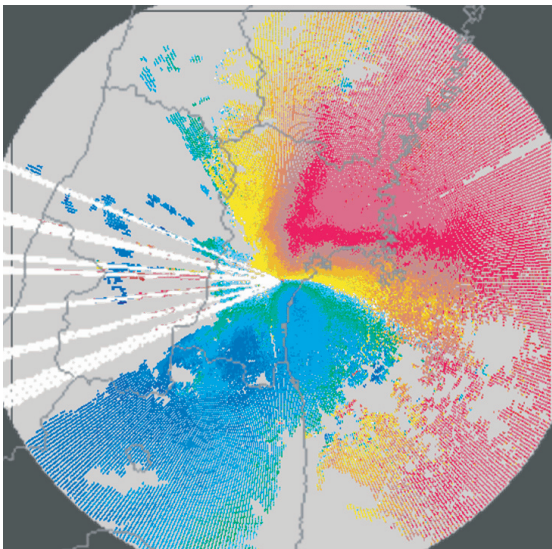
第1.2.6.3図 エンゼルエコー



第1.2.6.4図 ドップラー速度 (0.9度)
(2007/03/30 08:30)



第 1.2.6.5 図 無効値マップ



第 1.2.6.6 図 無効値マップ処理後

1.3 注警報作業における地形エコーの影響調査の報告及び非降水エコー時のレンラク報の有効性

1.3.1 レーダーデータの異常値が突風危険指数に与える影響について*

1.3.1.1 概要

2008年3月26日に竜巻注意情報の運用を開始後、10月31日夕方に、レーダーエコー降水強度(10分値)の異常値が、突風危険指数に影響を与えた事例である。

1.3.1.2 竜巻注意情報発表手順と突風危険指数

竜巻注意情報は、アデスによる突風情報報知によりレーダーエコーデータの動向や信頼性(地形の影響による過大値、ブライツバンド、異常伝搬などではないかどうか)を判断し発表する。報知の判定要因は、「突風危険指数+メソサイクロン解析」である。突風危険指数は、1時間ごとのメソ数値予報モデル(MSM)の突風関連指数(5種類)と10分ごとのレーダーエコー降水強度・頂高度データを用いて計算されている。

したがって、竜巻注意情報発表には、レーダーエコーデータが大きく関わっている。また、突風関連指数の大きさが僅かでも、エコー降水強度が200mm/h程度に達すると、突風危険指数として1~7程度の値が計算される。

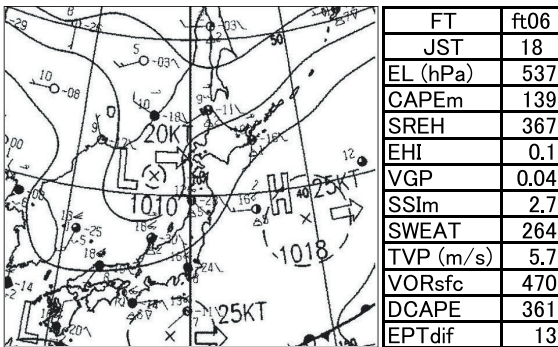
1.3.1.3 突風危険指数の異常値

10月31日、日本海北部にある低気圧が津軽海峡付近を東進したが、EHI:0.1、CAPE:139など18時の突風関連指数は低かった(第1.3.1.1図)。

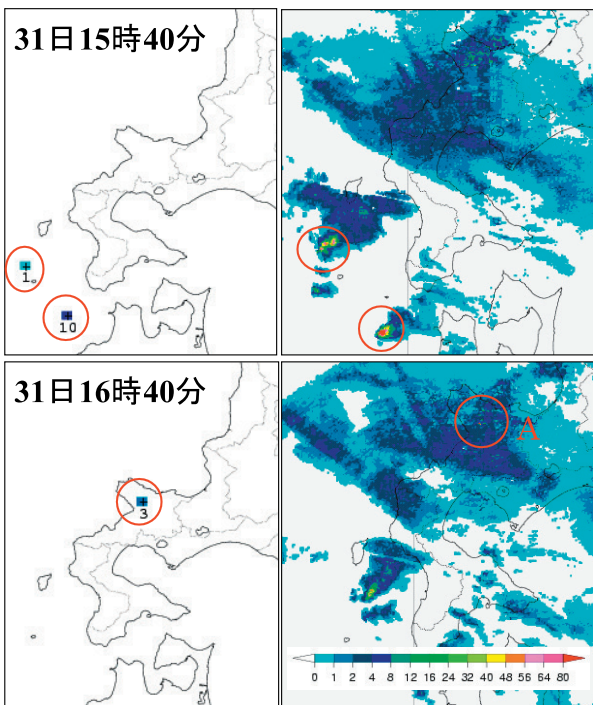
15時頃から渡島半島の西海上で発達したエコーに対応して、突風危険指数10前後が数箇所計算され始めた(第1.3.1.2図:左上)。その後、16時40分に積丹半島でエコーが弱まったにもかかわらず、突風危険指数3が計算された(第1.3.1.2図(左下))。

一見レーダーエコー降水強度は、弱く見えるが、第1.3.1.3図(左)の拡大図に示すように、1格子

* 樋口 敏雄(札幌管区气象台技術部予報課, 現 新千歳航空測候所)



第 1.3.1.1 図 左：2008 年 10 月 31 日 15 時，右：18 時の突風関連指数の予想 (MSM：31 日 12 時初期値)



第 1.3.1.2 図 左：突風危険指数，右：レーダーエコー一降水強度

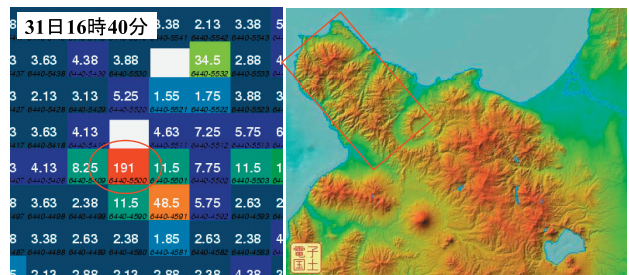
のみ 191mm/h という過大な値となっていた。

積丹半島は山岳地帯となっており (第 1.3.1.3 図 (右))，気象レーダーデータ共有装置 (RISS) の断面図を見ると，山頂付近に少量の 55 ～ 60dBZ の反射強度の強いエコーがあるだけとなっており，地形エコーによる異常値と考えられる (第 1.3.1.4 図)。

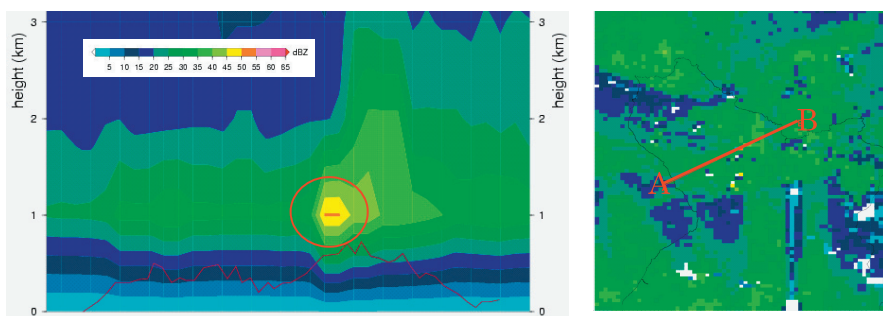
よって，16 時 40 分に計算された突風危険指数 3 は，地形エコーが影響した異常値と考えられる。

1.3.1.4 まとめ

突風危険指数はレーダーエコー降水強度が 200mm/h 程度に達すると，突風関連指数の大きさが僅かでも，1～7 程度の値が計算される。メソサイクロンランク 3 が 100km 以内で解析されていると突風危険指数 7 でも竜巻注意情報報知基準となる。レーダーデータの 10 分値の品質管理も大切であることを示している。



第 1.3.1.3 図 左：レーダーエコー降水強度の拡大図 (第 1.3.1.2 図 A 点)，右：積丹半島の地形図 1 格子のみ 191mm/h と過大となっている。



第 1.3.1.4 図 16 時 40 分の RISS 断面図
山頂付近に 50 ～ 55dBZ の強い降水強度のエコーが少量ある。

1.3.2 地形エコーの過大値が土壌雨量指数に与える影響について*

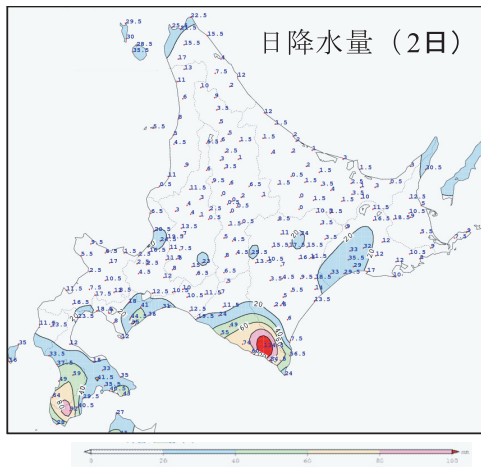
1.3.2.1 概要

2008年8月2日から3日にかけての夕張市の事例を報告する(第1.3.2.1図)。2日に地形エコーのため解析雨量が過大となり、土壌雨量指数も高く計算された。同指数が下がらないうちに次の降雨によって、3日夜遅くには大雨洪水警報対象市町村判定支援システム(KISS)により、土砂警戒レベル2(警報に対応)が判定され警報・注意報作業に影響を与えた事例である。

なお、この地形エコー対応格子は、2008年9月30日にクラッタマップに登録済みである。



第1.3.2.1図 夕張市の位置

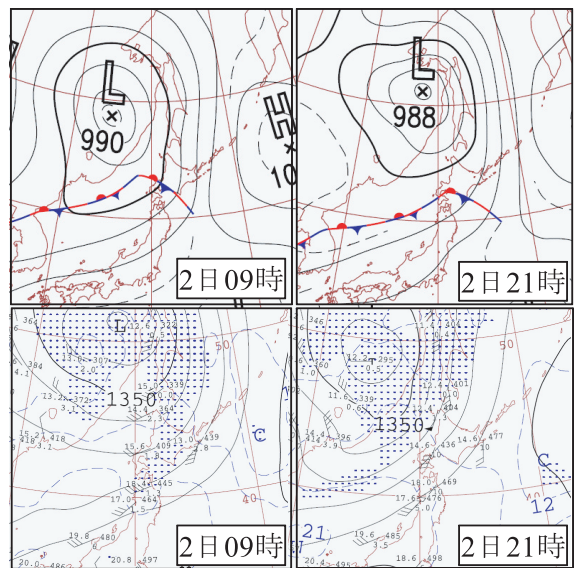


第1.3.2.3図 アメダス日降水量(2日)

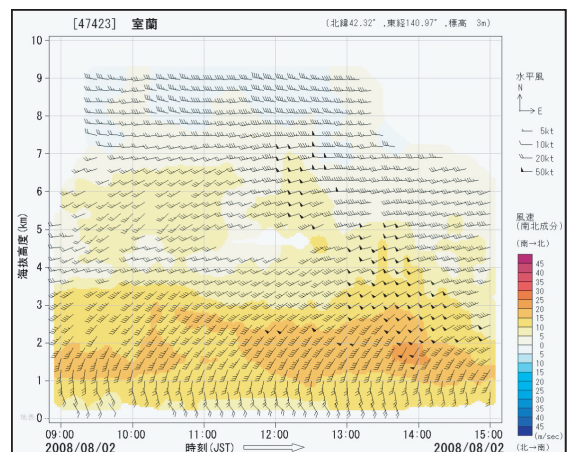
1.3.2.2 地形エコーによる解析雨量・土壌雨量指数の過大

ア. 天気概況(第1.3.2.2図~第1.3.2.4図)

北海道は、日本海北部から東へのびる前線の影響により、2日未明から夜のはじめ頃にかけて雨が降った。太平洋側西部で局地的に雨量が多くなったほかは日降水量10mm程度と少ない。下層風は、850hPa面天気図や室蘭ウィンドプロファイラ(900~1500m)から、南南西~南西の風が40~50ktと強かった。



第1.3.2.2図 上:地上天気図, 下:850hPa面天気図



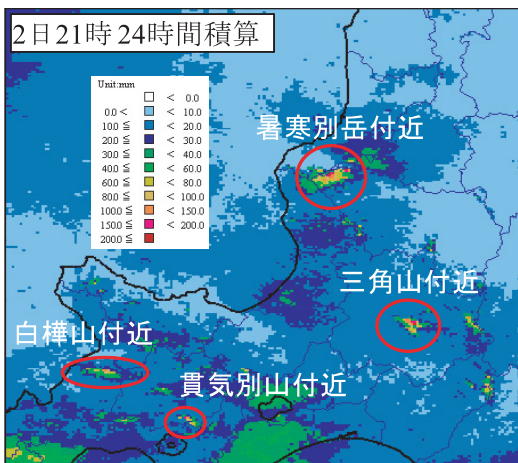
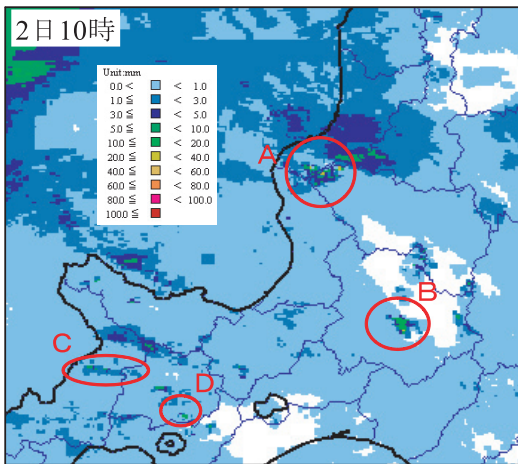
第1.3.2.4図 室蘭WPR(2日09時~15時)

900m~1500m付近は、南南西~南西の風が40~50ktと強い。

*樋口 敏雄(札幌管区气象台技術部予報課, 現 新千歳航空測候所)

イ. 解析雨量と土壌雨量指数の状況

雨域は、2日未明から夜のはじめ頃にかけて通過したが、第1.3.2.5図に示すようにA～D地点では、降雨時間の大半で周囲より突出した雨量が解析され、局地的に過大となった。A～D地点は、次の三つの共通した特徴がある。①暑寒別岳、三角山、貫気別山、白樺山付近でいずれも山岳地である、②降雨時間の大半で周囲より突出した雨量が解析されている、③900～1500m付近では、南南西～南西の風が40～50ktと強い、等から地形エコーの消え残りによるエコーの過大と思われる。

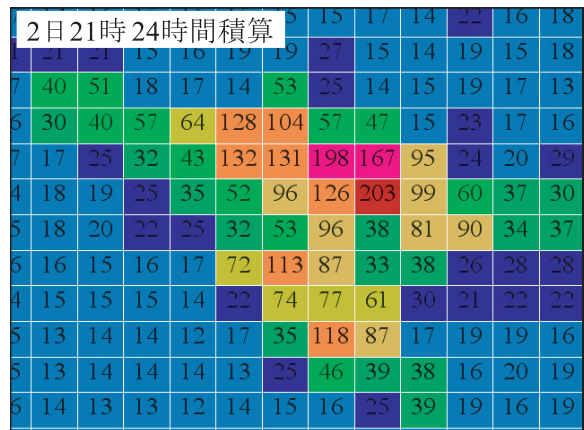


第1.3.2.5図 解析雨量（上：10時）と解析雨量の24時間積算（下：21時）

暑寒別岳、三角山、貫気別山、白樺山付近で局地的に過大となった。

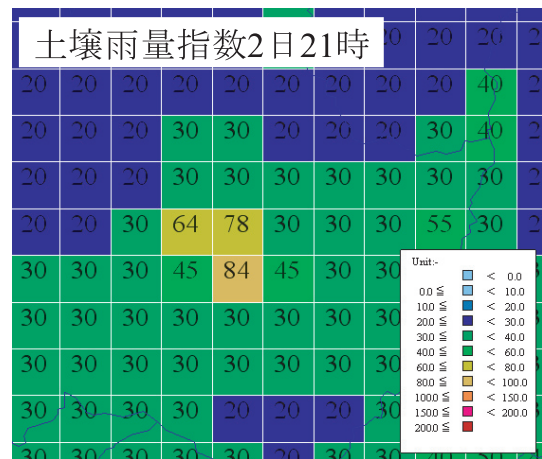
以下、警報・注意報作業に影響を与えた、夕張市の三角山付近の状況について説明する。

第1.3.2.6図は、三角山付近を拡大した24時間積算雨量である。203mmを最大に100mm台も9格子あり、周囲の10mm台の雨量と比べ突出して過大となっている。2日21時の土壌雨量指数(5km格子)も、解析雨量と同様に78、84と周囲に比べ突出して高い（第1.3.2.7図）。



第1.3.2.6図 解析雨量の24時間積算（21時）

夕張市三角山付近の拡大図。周囲に比べ203mmと過大になっている。



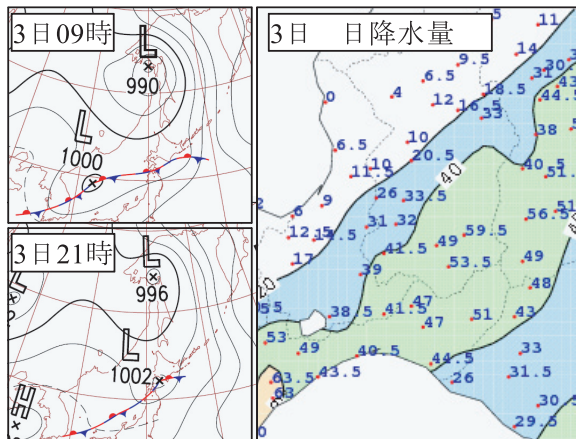
第1.3.2.7図 土壌雨量指数（5km格子）

84と周囲に比べ大きい。

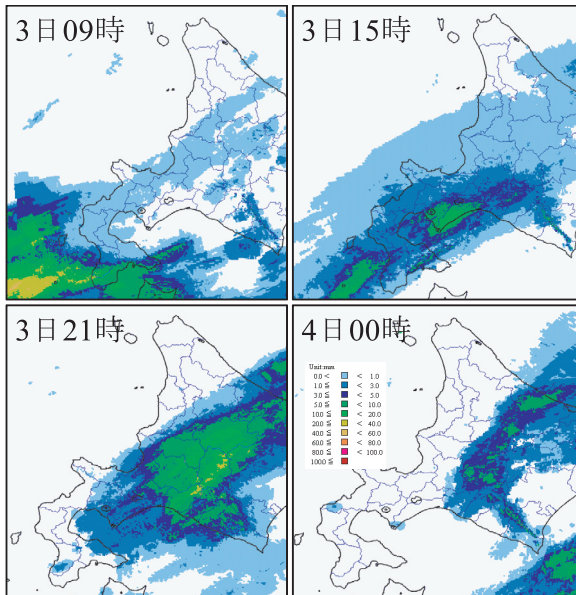
ウ. 大雨警報（土砂）作業への影響

3日朝から夜遅くにかけて、北海道に再び前線がかり、南空知では日降水量約50mmの雨が降った（第1.3.2.8図～第1.3.2.9図）。

2日の地形エコーにより過大となった夕張市三角山付近の土壌雨量指数は、降水が強まる前の13時まで下がりきれず60・64と高いままであった（第1.3.2.10図）。



第1.3.2.8図 地上天気図，アメダス総雨量（3日）



第1.3.2.9図 解析雨量（3日09時～4日00時）

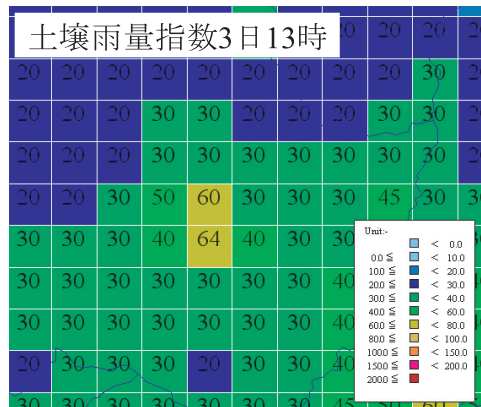
3日朝から雨域がかり、4日00時には空知地方を抜けた。21時頃がピークであった。

3日18時頃から1時間に20～30mmの雨が解析され、土壌雨量指数も高くなり20時に大雨洪水警報対象市町村判定支援システム（KISS）により警戒レベル2が判定された（第1.3.2.11図）。

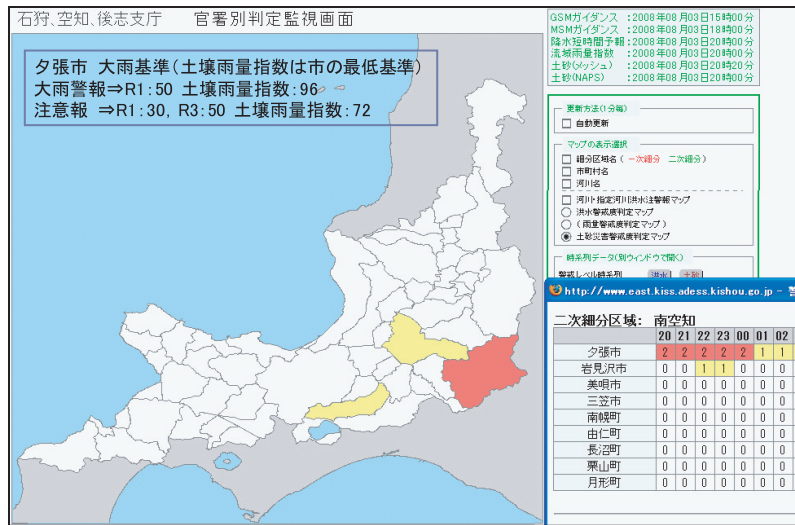
第1.3.2.12図、第1.3.2.13図に3日20時の地形エコーにより過大となった格子と、そうでない格子のスネークラインを示した（前6時間は解析雨量、6時間先までは降水短時間予報）。両図から土壌雨量指数が高ければ、警報・注意報基準に達するための必要雨量が少なくてもよいことがわかる。第1.3.2.12図の地点（格子）で20時に警報基準に達したのは、2日の地形エコーによる解析雨量の過大値によって土壌雨量指数が高くなっていたためである。第1.3.2.13図の地点（格子）では、1時間雨量が第1.3.2.12図の地点（格子）より多いにもかかわらず降り始めの土壌雨量指数が低いので注意報基準にも達していない。当日の現業当番者は、2日の地形エコーによる解析雨量の過大について前任者より引き継いでおり、大雨警報（土砂）は発表していない。

1.3.2.3 まとめ

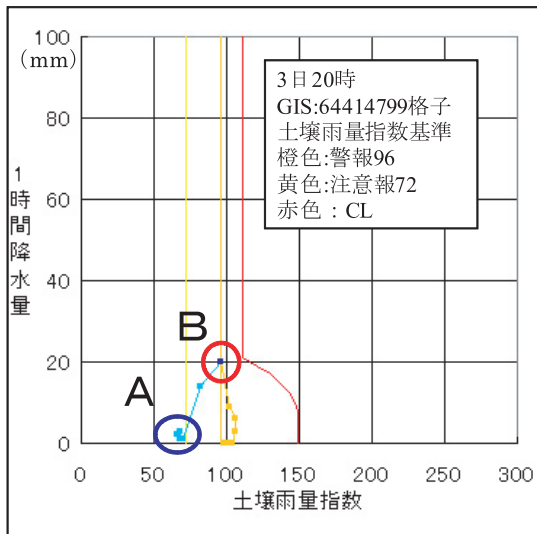
警報・注意報作業において地形エコーによる解析雨量の過大値の影響には次の二つの場合がある。①1時間雨量として出力した時刻に影響する場合。②土壌雨量指数として貯留された指数が、後の降雨により貯留量に加算され影響する場合。どちらも警戒レベルの判定に影響を与え、警報・注意報作業に支障をきたす。



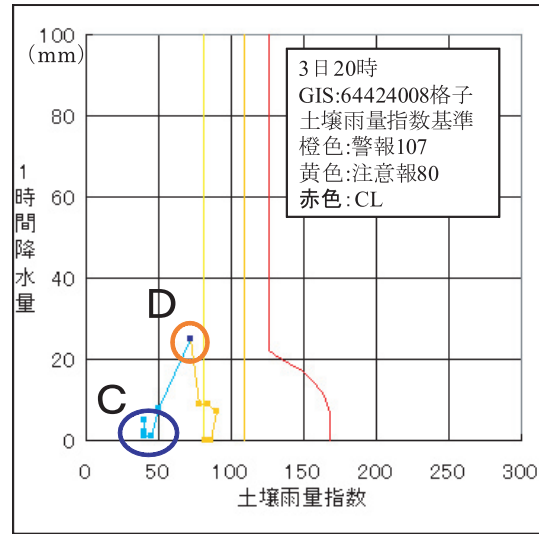
第1.3.2.10図 土壌雨量指数（5km格子）
2日の過大値が影響し64と高い。



第 1.3.2.11 図 KISS 石狩・空知・後志官署別判定監視画面 (3 日 20 時) と大雨基準値
 夕張市に警戒レベル 2 が判定された。



第 1.3.2.12 図 過大となった格子のスネークライン (3 日 20 時, 前 6 時間から 6 時間先まで)
 雨の降り出し時の土壌雨量指数が A 点と高いため, 少しの雨量でも基準に達しやすく, ■ 20 時で B 点の警報基準に達した。



第 1.3.2.13 図 正常値の格子のスネークライン (3 日 20 時, 前 6 時間から 6 時間先まで)
 雨の降り出し時の土壌雨量指数が C 点と低いため, ■ 20 時でも D 点と注意報基準に達しない。

1.3.3 2008年に新潟市で観測された異常エコーについて*

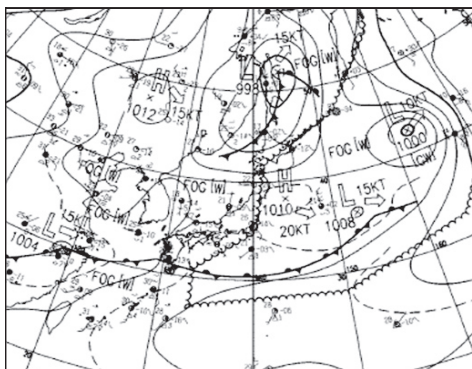
1.3.3.1 はじめに

2008年6月10日の事例は、全国合成レーダーでは新潟市沖の海上で強エコーを確認、解析雨量が38mm/hと大雨注意報基準に達したが、対象格子が气象台からごく近く、雲の目視状況でも下層雲は無かったなど各種実況から異常エコーと判断し、注意報の発表は行わなかった。

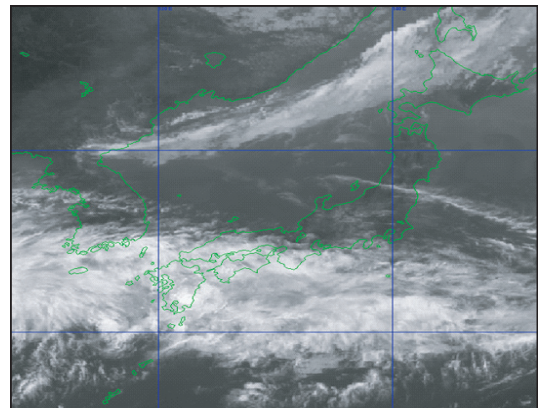
2010年度からは、次期予報作業支援システムを用いた市町村単位での注警報発表作業を行うことになる。現在、解析雨量に非降水エコーが取り込まれた場合、遑って修正ができない状況である。予報現業での作業の軽減、注警報の適切な発表を考慮すると、フレキシブルに対応するシステムの再考が必要と考える。

1.3.3.2 気象概況

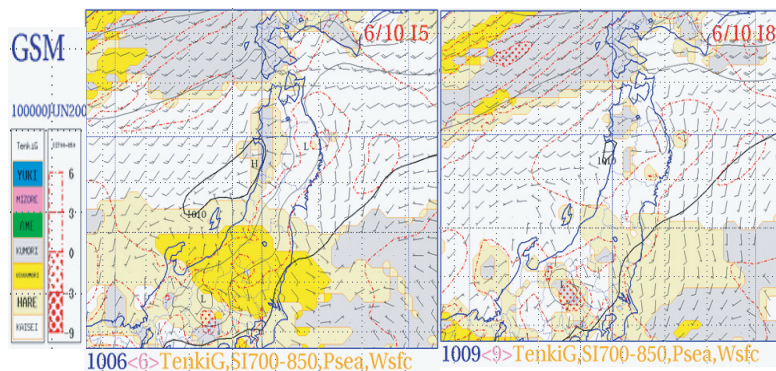
6月10日15時の地上天気図(第1.3.3.1図)では、寒冷前線が北海道を通過中で、日本の南海上には前線が停滞していたが、本州付近は高気圧に広く覆われていた。10日00UTCイニシャルのGSM予想図(第1.3.3.2図)を見ると、新潟県では安定した晴れを予想しており、SSIは6度以上と安定していた。新潟15時の地上気象観測では7割の巻雲を観測し、降水をもたらす下層雲は見られなかった。また、衛星の赤外面像(第1.3.3.3図)では、能登半島から佐渡島にかけて上層雲とみられる薄白の雲域が観測されている程度である。



第1.3.3.1図 地上天気図 (2008.6.10 15JST)



第1.3.3.3図 気象衛星赤外面像 (2008.6.10 17JST)



第1.3.3.2図 GSM予想図 (2008.6.10 00UTC)

左は10日15時、右は18時の予想図で、図は天気ガイダンス、SSI、地上気圧、地上風の重ね合わせ。

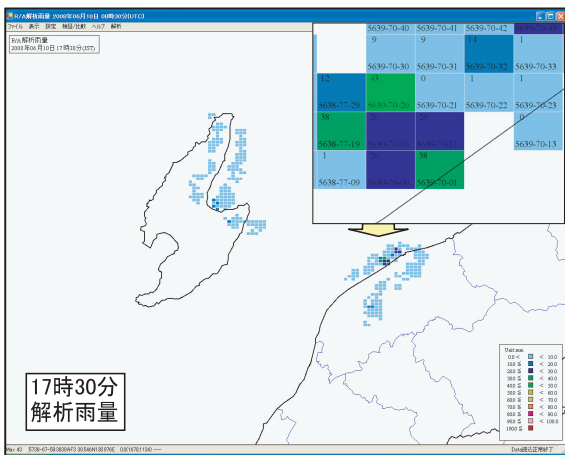
* 斎藤 寿秋 (新潟地方気象台観測予報課)

1.3.3.3 異常エコーの様子とその対応

当日、13時40分頃から佐渡付近で弱いエコーが観測され、その後17時30分には新潟市中央区で大雨注意報基準（20mm/h）を超える38mm/hの解析雨量が喚起ソフトで報知された。また、佐渡市でも17mm/hの解析雨量となった（第1.3.3.4図）。

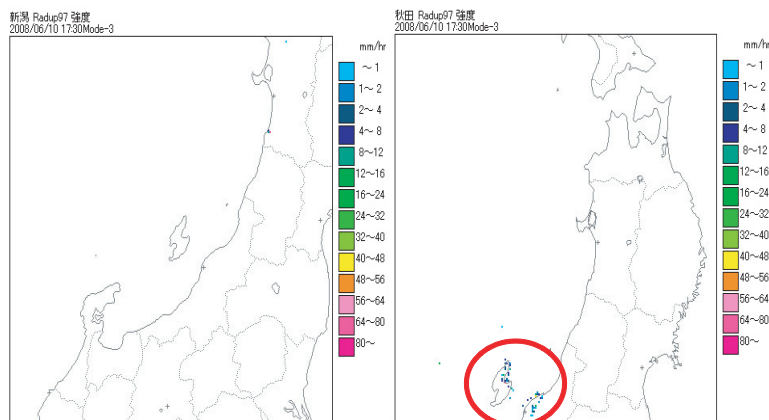
当日の担当者は、次のことから異常値と判断して、注意報の発表を見送った。

- ①当日は大気の状態も安定しており、降水の可能性は極めて低いと認識していた。
- ②対象となった格子は気象台からごく近く、この時間に雲の状況を目視しても下層雲は無かった。



第1.3.3.4図 解析雨量（2008.6.10 1730JST）

右上図は、新潟市付近の拡大図で、1km格子の解析雨量値と格子番号を示す。



第1.3.3.5図 17時30分の新潟レーダー（左）と秋田レーダー（右）
赤円内は、異常伝播とみられるエコーを示す。

③数年前にも佐渡付近に秋田レーダーの異常伝播によるエコーが度々観測され、クラッタマップの登録により、出現頻度が非常に少なくなったことを認識していた。

④直近の新潟市周辺や佐渡におけるアメダス観測では、日照が観測されていた。

また、17時30分の新潟レーダーと秋田レーダーのエコーを第1.3.3.5図に示す。新潟レーダーでは観測していないのに対し、秋田レーダーで異常伝播とみられるエコーを観測しているのがわかる。

1.3.3.4 予報作業への影響と降水を伴った場合の考察

2008年5月より市町村ごとの基準による大雨や洪水の注意報の運用が始まり、24時間雨量基準が廃止され、土壌雨量指数、流域雨量指数を用いた、土砂、洪水のレベル値による運用に切り替わっている。今回の事例では予報作業への大きな影響は無かったが、KISS（大雨洪水警報対象市町村判定支援システム）では、新潟市に浸水害を対象とした大雨注意報の判定ができた。この事例では土壌雨量指数や流域雨量指数は小さく、土砂や洪水の注意報判定は無かったが、解析雨量から作成される土壌雨量指数や流域雨量指数に影響を及ぼした場合の考察を次のとおり行った。

①降水時に異常伝播が重なった場合の考察

異常エコーの判断ができず、注警報を発表することになる。

②現象後に降水が始まった場合の考察

浸水を対象とした注警報の作業については、直ちに降水が始まった場合、3時間基準の判定に影響が考えられる。1時間基準の影響は無い。

土砂を対象とした注警報の作業については、土壌雨量指数に異常伝播時の解析雨量が反映されることから注警報の判定について妥当性を吟味する必要が出てくる。判定作業に時間がかかるため、注警報の発表が必要な地域への「出し遅れ」や必要の無い地域への「空振り」の可能性が考えられる。

洪水を対象とした注警報の作業については、流域雨量指数自体が平均化されているため、影響は少ないと考えるが、特定の河川の流域に異常伝播による解析雨量が集中した場合は、その下流における判定には吟味が必要となる。

1.3.3.5 まとめ

2010年度から次期予報作業支援システムを用いて市町村単位での注警報発表作業を行うことになる。現在、解析雨量に異常エコーが取り込まれた場合、遑って修正ができない。予報現業での作業の軽減、注警報の適切な発表を考慮し、予報担当者がその都度判断を要しない、例えば明らかな異常解析雨量が出た場合、周辺格子からの平滑化や削除を行い、過去に遑って土壌雨量指数や流域雨量指数を再計算するシステムの構築が将来的には必要と考える。

1.3.4 熊本県球磨地方の解析雨量過大値について*

1.3.4.1 はじめに

2008年6月21日、熊本県南部の球磨地方に大雨・洪水警報の発表中に、同地方で過大値と思われる解析雨量が出現した。この解析雨量の値を過大値と判断し、記録的短時間大雨情報の発表を見送った。

この解析雨量過大値が発生した6月21日22時頃の状況について報告する。

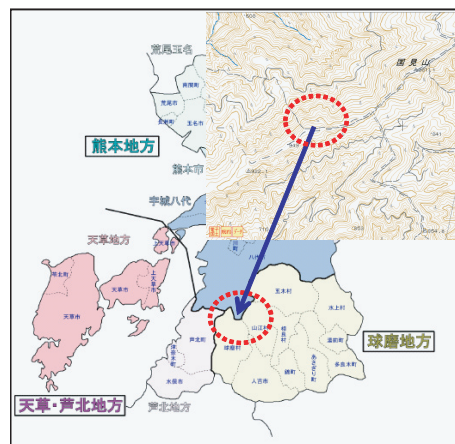
当該格子（格子番号4830-4504）の解析雨量過大値は、その後も数回発生しており、熊本地方気象台からの情報共有を受け、本庁観測システム運用室への報告により、10月にクラッタマップ処理の追加登録が実施されている。

当該格子は、熊本県南部の球磨地方に当たる球磨村と八代市・山江村の境界にあり、この地域は900mから1,000m程度の山々が連なっている。熊本県の細分区域図を第1.3.4.1図に示す。

1.3.4.2 天気概況

1.3.4.2.1 地上天気図

21日21時現在、梅雨前線は、華中から対馬海峡を経て関東付近に至る。東西にのびたこの前線上に低気圧が発生し、対馬海峡の西海上を東に進んでいる。九州付近は地上で南西風が卓越する暖域内となっていた（第1.3.4.2図）。

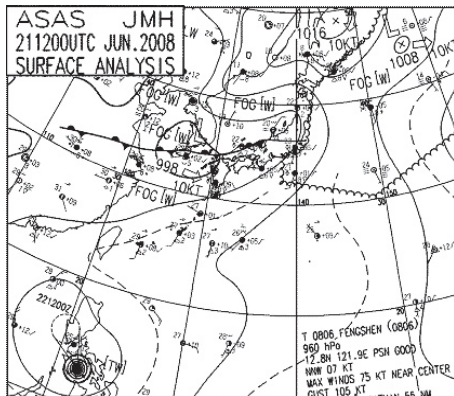


第1.3.4.1図 熊本県の細分区域図

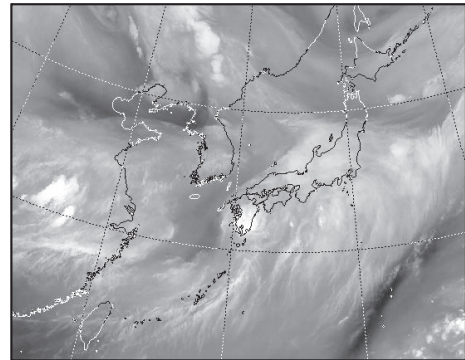
右上図 出典：「電子国土」

URL <http://cyberjapan.jp/>

* 松藤 良太（福岡管区気象台技術部予報課，現 名瀬測候所）



第 1.3.4.2 図 21 日 21 時の地上天気図



第 1.3.4.3 図 21 日 21 時の衛星画像 (水蒸気)

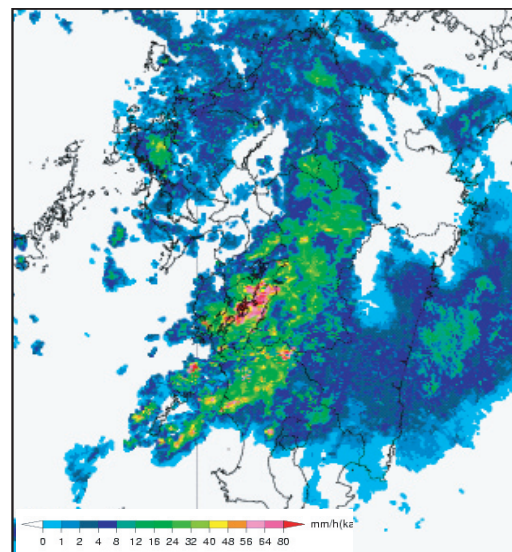
1.3.4.2.2 気象衛星

気象衛星水蒸気画像 (第 1.3.4.3 図) では、九州付近は暖域内の不安定による強雨域であったと考えられる。加えて、九州の西海上では暗化域の存在が見られ、発達をもたらしていることも推察される。

1.3.4.2.3 気象レーダーによる降水強度分布

熊本県では、20 日朝から発達した雨雲が次々と流入していた。

21 日夕方には、九州西海上で発達したエコーが熊本県西岸に達し、球磨地方には 21 時頃からやや強いエコー域がかけり始めている (第 1.3.4.4 図)。



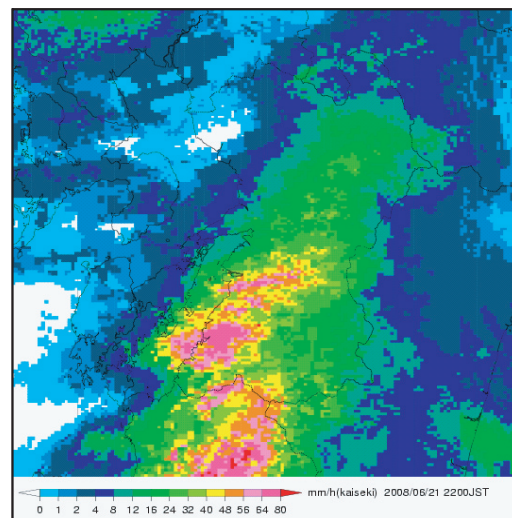
第 1.3.4.4 図 21 日 21 時のレーダー降水強度

1.3.4.2.4 解析雨量

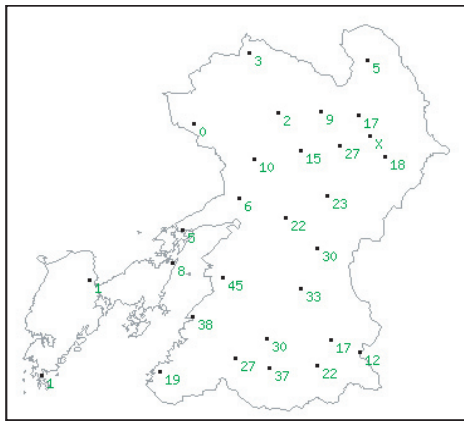
熊本県内では発達したエコーにより、各地で大雨となり、21 日 19 時には球磨地方の西側に位置する天草・芦北地方で、解析雨量 50mm 前後の大雨が解析されていた。

1.3.4.2.5 アメダス実況

アメダスの実況値で見ると、22 時までの 1 時間に八代で 45mm、田浦で 38mm の大雨となっており、実況と解析雨量の間に不整合や不自然さは見られない (第 1.3.4.5 図、第 1.3.4.6 図)。



第 1.3.4.5 図 21 日 22 時の解析雨量



第 1.3.4.6 図 21 日 22 時の熊本県のアメダス 1 時間降水量

1.3.4.3 注意報・警報の発表状況

第 1.3.4.1 表は、球磨地方及び隣接する芦北地方・宇城八代の注意報・警報発表状況（内容変更を除く）である。

解析雨量の過大値が出現した 21 日 22 時には、熊本県内各地で大雨・洪水の注意報や警報を発表中であり、球磨地方については、21 日 21 時 35 分に大雨・洪水警報が発表された。

1.3.4.4 解析雨量過大値について

1.3.4.4.1 解析雨量過大値

第 1.3.4.7 図（第 1.3.4.5 図の拡大図）は、21 日 22 時 00 分の球磨地方付近の解析雨量分布である。

球磨地方の球磨村北部に位置する格子番号 4830-4504 に 110mm の解析雨量が出現しており、周辺の格子と比較し、2 倍から 3 倍程度の値となっている。

また今回の一連の大雨に伴い、当該格子で解析雨量が周囲に比べて過大となる事象は 22 日 04 時 30 分までの間に数回発生している。

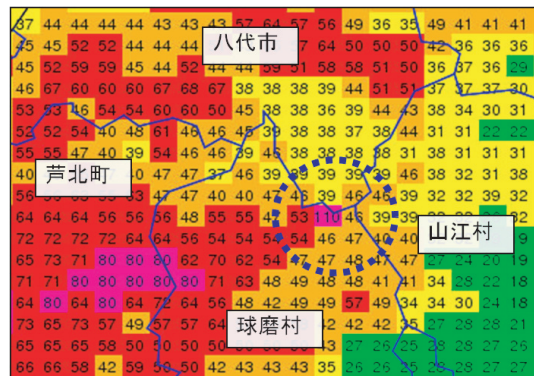
1.3.4.4.2 レーダーエコー強度過大値

この解析雨量過大値出現時の降水強度分布では、20 時 50 分から 22 時 10 分にかけての 9 回の観測のうち、7 回の観測で当該格子で周辺の格子と比べて過大なエコー強度が観測されており、21

第 1.3.4.1 表 球磨地方及び周辺地域の注意報（黄色）・警報（赤色）発表状況

注意報 警報 発表時刻	球磨地方		芦北地方		宇城八代	
	大雨	洪水	大雨	洪水	大雨	洪水
6/21 00:45						
02:07						
04:42						
13:58						
20:31						
21:35						
23:12						
6/22 07:12						
09:56						
13:18						

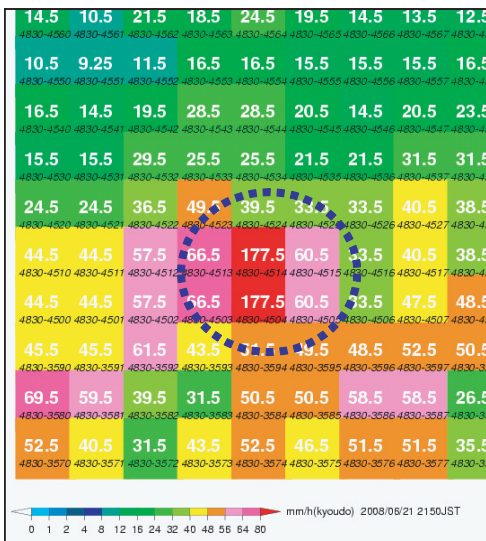
※球磨地方球磨村の大雨・洪水に関する基準
 注意報 R1 . . . 40mm
 警報 R1 . . . 60mm
 記録的短時間大雨情報 . . . 110mm



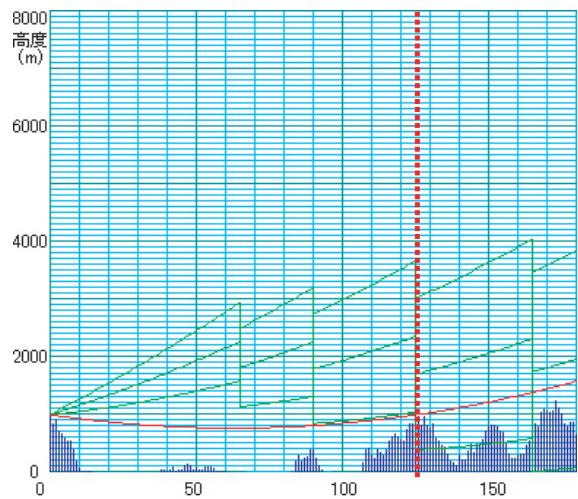
第 1.3.4.7 図 21 日 22 時の解析雨量（拡大図）

時 50 分には当該格子と北隣の格子でも、エコー強度 177.5mm を観測している（第 1.3.4.8 図）。

この格子のエコー強度は、周辺の格子と比較し、3 倍から 9 倍程度の降水強度となっており、同格子では、22 日 04 時頃まで過大値が頻発していた。



第 1.3.4.8 図 21 日 21 時 50 分の降水強度



第 1.3.4.9 図 解析雨量過大値方向 (165°) の海拔高度断面図表示

1.3.4.4.3 過大値と判断した理由

熊本地方気象台では、記録的短時間大雨情報の基準に達しているが、1 格子のみであること、また、周辺格子の値と比較してこの格子だけが 2～3 倍の大きな値を示していたことから、記録的短時間大雨情報の発表を見送った。

また、過大値が発生したタイミングは、降雨の始まりとほぼ同時に発生していた。

1.3.4.5 考察

当該格子において解析雨量が周囲に比べて過大値となる事象は、今回の事例だけではなく、別の日にも繰り返し発生している。

- 5 月 29 日 00 時 30 分～02 時 30 分
- 6 月 10 日 19 時 30 分
- 6 月 11 日 21 時 00 分
- 6 月 28 日 08 時 30 分
- 6 月 29 日 09 時 00 分
- 7 月 17 日 20 時 00 分～20 時 30 分
- 7 月 21 日 13 時 00 分～21 時 30 分
- 8 月 16 日 17 時 30 分～18 時 00 分
- 8 月 19 日 11 時 30 分
- 9 月 21 日 11 時 00 分

調査したところ、この格子付近には解析雨量過大値の主な原因である風力発電施設があるとの情報は得ていない。第 1.3.4.9 図に示されるとおり、

福岡レーダーの電波が直接この 900m から 1,000m 級の山に当たっていることから、地形の消え残りを捕らえている可能性が高いと考えられる。

1.3.4.6 今後に向けて

熊本地方気象台では、これまで同格子において解析雨量の過大値が何度も発生していたため、技術課内で共有し、注意報・警報発表等の現業作業において誤った情報発表を行わないよう注意を払い対処してきた。

2008 年 10 月にクラッタマップ処理の追加登録を実施したことにより解決したが、今後も解析雨量やレーダーエコー強度を注意深く実況監視することにより、品質管理を行っていく必要があることを再確認した。

今回の調査に当たって、熊本地方気象台の皆様にご協力いただき、感謝を申しあげる。

1.3.5 非降水エコー時のレンラク報についての調査*

1.3.5.1 はじめに

本庁観測システム運用室レーダー現業では、手動による品質管理の一環として、非降水エコーが出現した際にレンラク報を発信して利用者に周知している。発信されるレンラク報が非降水エコー判別手段として有効かどうか事例調査した。

1.3.5.2 調査方法

レンラク報発信履歴を元に、レンラク報が発信されたが実際の降水と判断された事例、発信されたそれが妥当であると判断できた事例、発信されなかったが管区独自で非降水と判断した事例について調査した。調査期間は2008年10月から11月とした。

1.3.5.3 調査結果

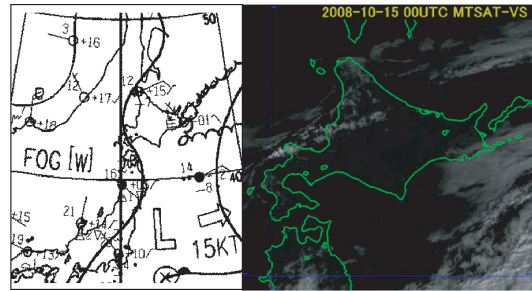
調査期間中に北海道内のレーダーによる非降水エコー又は秋田レーダーで北海道に影響を与えた非降水エコーに関するレンラク報は第1.3.5.1表のとおり計4回あった。そのうち、レンラク報が発信されたが実際の降水と判断された事例はなかった。次項以降に、レンラク報が発信されてそれが妥当であると判断できた事例、発信はされなかったが管区独自で非降水と判断した事例について詳しく述べる。

事例1 2008年10月15日の事例（レンラク報が発信され、それが妥当であると判断できた事例）

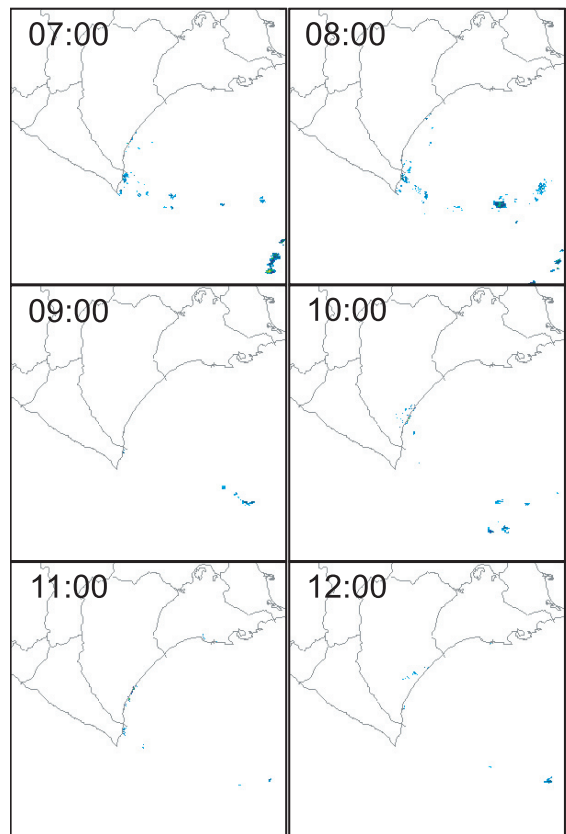
第1.3.5.1図に10月15日09時の地上天気図と衛星可視画像を示す。地上天気図からは降水を示

唆するような擾乱は見られず、衛星可視画像を見ても十勝地方の沿岸部には雲はかかっていない。

非降水エコーは10月15日04時50分頃から十勝から襟裳岬にかけての沿岸付近に散在し始めた。第1.3.5.2図に07時から12時までのレーダー降水強度を示す。エコーは初め海上中心に散在



第1.3.5.1図 2008年10月15日09時の（左）地上天気図，（右）衛星可視画像



第1.3.5.2図 2008年10月15日07時（上段左図）から12時（下段右図）までの1時間ごとの釧路レーダー最低高度面の降水強度

第1.3.5.1表 期間中に発信された非降水エコーに関するレンラク報

レーダー	発生/解除のレンラク報時刻	領域
釧路	2008/10/4 13:32~16:24	十勝地方沿岸
	2008/10/15 7:23~15:25	十勝地方沿岸
函館	2008/10/3 12:19~15:44	青森県内
秋田	2008/11/24 19:29~20:11	檜山沖

* 樋口 敏雄（札幌管区气象台技術部予報課，現 新千歳航空測候所）

・大橋 康昭（札幌管区气象台技術部観測課，現 新千歳航空測候所）

していたが、その後一部は陸上にもかかりはじめた。断面図からは、頂高度は最高で3km程度、高度1km付近に強度の大きい領域が見られた(図略)。午後、日高山脈付近で降水によるエコーが出現して南東進するとともに非降水エコーは次第に不明瞭となった。

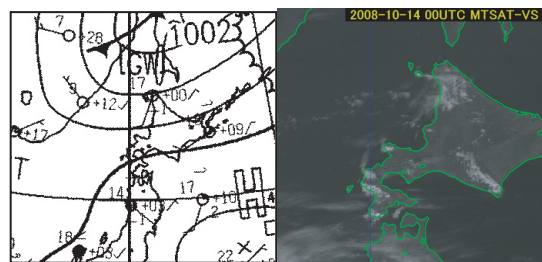
次に、降水の有無についてアメダスデータを用いて調査した。第1.3.5.3図に第1.3.5.2図と同時刻のアメダス日照時間と降水量を示す。これによると、十勝地方では降水のカウントはなく、日照もほぼ完全に出ていたことがわかる。したがって、この事例において本庁から発信されたレンラク報は妥当なものであったといえる。

事例2 2008年10月13～14日の事例(レンラク報は発信されなかったが、管区独自で非降水と判断した事例)

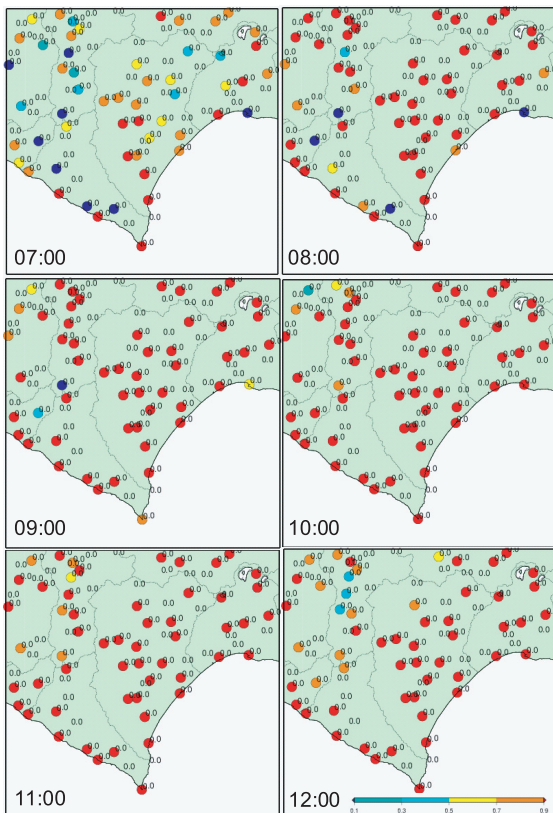
第1.3.5.4図に10月14日09時の地上天気図と

衛星可視画像を示す。北海道は、三陸沖に中心を持つ高気圧の後面、北からのびる気圧の谷の前面にある。北海道西方海上には僅かに雲がある程度であった。

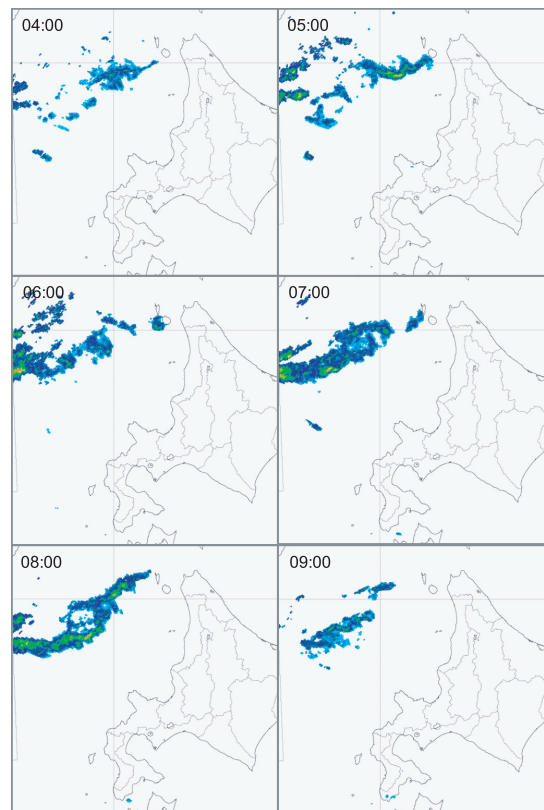
第1.3.5.5図に、10月14日明け方から朝にかけてのレーダー降水強度を示す。前日13日夜のはじめ頃から北海道西方海上に非降水エコーが出現し始め、14日明け方からエコーが拡大し明瞭になった。札幌予報課現業ではこのエコーを非降水と認識しており、14日明け方と昼前の地方指示報でも言及した。



第1.3.5.4図 2008年10月14日09時の(左)地上天気図、(右)衛星可視画像



第1.3.5.3図 2008年10月15日07時(上段左図)から12時(下段右図)までの1時間ごとのアメダス日照時間(色)と降水量(数字)



第1.3.5.5図 2008年10月14日4時(上段左図)から09時(下段右図)までの1時間ごとのレーダー最低高度面の降水強度

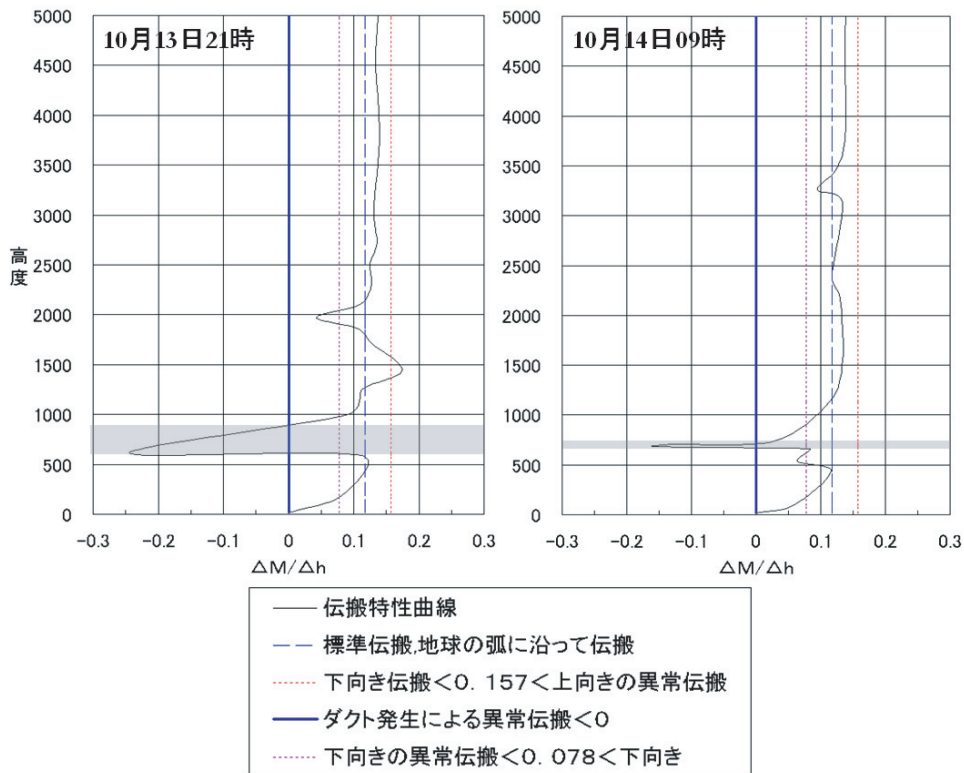
北海道西方海上に出現する本事例のような非降水エコーは過去にもしばしば観測され、エンゼルエコーとして認識されている。その要因として電波の異常伝搬が発生するためではないかとされている（札幌管区气象台，2006）。異常伝搬の可能性について調査するために、稚内の高層観測データを用いて電波の伝搬特性曲線を作成したところ、高度 700m 前後にダクト発生の可能性を示唆する結果が得られ、電波の異常伝搬の可能性があったことがわかった（第 1.3.5.6 図）。さらに、過去の報告（札幌管区气象台，2006）と地上気圧配置が類似していることから、事例の蓄積をして調査することによって、発生しやすい環境場の特徴もわかってくるのではないかとと思われる。

1.3.5.4 まとめ

本庁レーダー現業から発信された非降水エコーに関するレンラク報の妥当性について事例調査した。その結果、北海道に関連した事例については、いずれも降水を伴っておらず妥当なものであったことを確認した。さらに、管区独自で非降水エコーと判断した事例においては、ダクト発生による電波の異常伝搬が示唆された。

参 考 文 献

札幌管区气象台（2006）：平成 17 年度レーダー技術検討会資料，30pp.



第 1.3.5.6 図 稚内の高層データから計算した電波の伝搬特性曲線
 (左) 2008 年 10 月 13 日 21 時, (右) 2008 年 10 月 14 日 09 時.
 陰影部はダクトが発生していると考えられる高度.

1.3.6 非降水エコー出現時の部外対応要領について（報告）*

1.3.6.1 非降水エコー出現時の部外対応要領について

福井地方気象台では「非降水エコー出現時の部外対応要領」として次のものを作成し、2008年12月1日から実施している。

非降水エコーが福井県周辺（山陰沖東部～若狭湾）に観測されて、本庁観測システム運用室からレンラク報が入電したときは次のとおり対応するよう努める。

(1) 福井県上空に降水エコーは無いが、おおむね沿岸50km以内に非降水エコーが観測され、明らかに不自然と判断される場合は、NHK福井放送局へ電話連絡を行うこととする。

ただし、福井県沿岸からおおむね50km以遠の非降水エコーについては特段の対応は行わない。

(2) 当該電話連絡を行う者は以下の者とし、連絡有無を判断のうえ、必要時は「別紙3」の時間帯（筆者注：後述する放送時間に配慮した時間帯、第1.3.6.3図に相当）に連絡する。

官執時間中→ レーダー担当主任技術専門官
官執時間外→ 現業予報当番者

(3) 連絡の文案は以下のとおりとする。

「現在、若狭湾周辺に降水を伴わないレーダーエコーを観測しています。原因は気象状況によるレーダー電波の異常な伝搬とされます。視聴者に誤解を招くおそれがあるため、放送に使用するときには、『海上に写っているものは、電波の異常な伝搬によるものです。雨雲ではありません』とのコメントをお願いします」

(4) 本庁観測システム運用室から「非降水エコー解消」のレンラク報が入電したときは、その旨、(2)で定めた者がNHK福井放送局へ電話連絡を行う。文案は以下のとおり。

「若狭湾周辺で観測されていた降水を伴わないレーダーエコーは解消しましたので、お知らせします」

「通常どおり、ローカル天気予報の時間帯にレーダー画像を放送していただいて結構です」

※連絡の有無は(2)で指定した者に任せるが、深夜等の連絡は不要とし、連絡を行う場合でも、業務の優先度を考えて実施する。

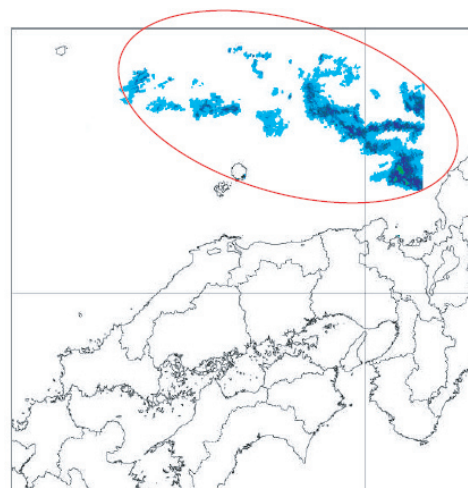
1.3.6.2 連絡有無の判断の具体例

本庁観測部現業から非降水エコーである旨の「レンラク報」が入電しても、海上のエコーが降水エコーか否かは衛星画像や天気図から推測するしかないため、むやみにNHKへ連絡することは、レーダー観測の信頼性を疑われることにもなりかねない。

第1.3.6.1図では、福井県嶺北北部沿岸20～30kmにエコーがあり、東経135.8度線付近の合成レーダー境界線（福井・松江）の影響により、非常に不自然な出力となっている。このような場合で、本庁観測部現業から非降水エコーである旨の「レンラク報」が入電したときには、NHKへ連絡することとする。

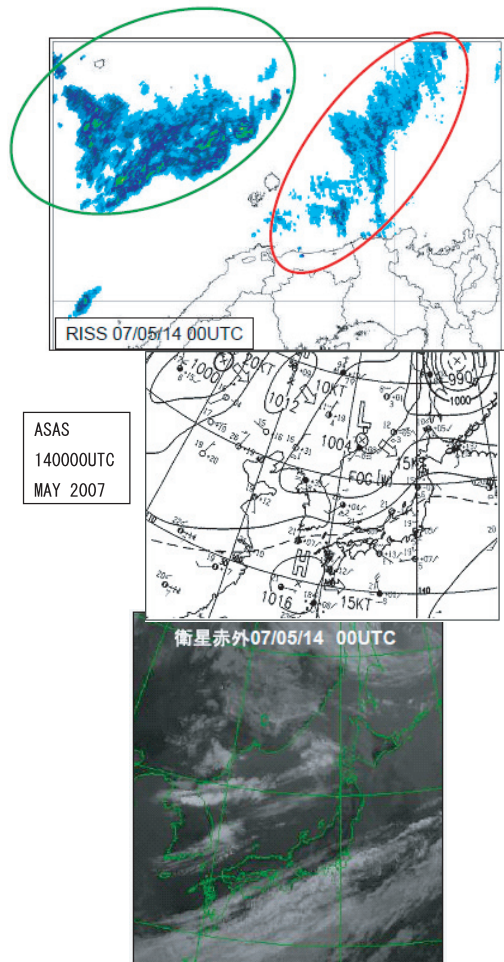
一方で、第1.3.6.2図の二つの楕円形実線のうち東側にあるエコーは、非降水エコーと推定されるが、このケースでは、福井県沿岸（越前岬）から約100kmの地点であり、NHKへの連絡は不要とする。

なお、NHKへの連絡は、先方のレーダー及び衛星画像の放送時間を考慮し、第1.3.6.3図の時間帯に行うよう配慮する。



第1.3.6.1図 NHKへ連絡する非降水エコーの一例（図は作図）

* 福井地方気象台



第 1.3.6.2 図 (上図) NHK へ連絡しない非降水エコーのパターン (07/05/14 00UTC), (中図) 地上天気図 (同時刻), (下図) 衛星赤外写真 (同時刻)

NHK福井放送局 レーダー画像放送時間予定表 2008.10.14現在

平日	土曜日	日曜日	祝日	気象台 → NHK連絡時刻
06:53~				06時30分まで
	06:55~	06:55~	06:55~	
	07:30~		07:25~	11時15分まで
07:45~		07:45~		
11:45~				18時00分まで
18:10~ (18:53)				
	18:45~	18:45~	18:45~	20時15分まで
20:45~	20:55~	20:55~	20:45~	

※上記4つの時刻が過ぎた後に当該連絡が必要になった場合は、次の連絡時刻までに現象が解消しない場合のみ連絡を行う。

第 1.3.6.3 図 気象台から NHK への連絡時刻

1.4 今後の取り組みについて

今後のレーダーデータの品質向上の取り組みを2題紹介する。

1.4.1 レーダーエコーシミュレータの紹介*

1.4.1.1 目的

レーダー三次元データ及び同データを利用したプロダクトは、防災気象情報発表の支援資料、あるいは各行政機関などにおける防災・災害対応に即時的な利用がなされている。また、平成22年度から予定される市町村対象の注警報、突風等短時間予測情報の発表に向け、即時的・高精度、かつ自動による実況解析が求められており、このための新しい指数やプロダクトの開発・改良・試用が進んでいる。これらのデータやプロダクトの精度と信頼性を高めるためには品質管理が重要であり、一次・二次データの基礎分野、及びプロダクトデータなどの応用分野の各分野における総合的な品質管理を実施する必要がある。

総合的品質管理の一環として、数値予報モデルの予報結果から擬似的なレーダーエコーを作成するレーダーエコーシミュレータ（以下、本シミュレータ）を開発し、電波の異常伝搬や地形エコーの発生しやすい領域を推測し、それを元に異常エコーの発生機構の調査を実施した。また、現業における異常エコー監視ツールとして利活用する方策についても検討を行った。

1.4.1.2. レーダーエコーシミュレータについて

1.4.1.2.1 概要

本シミュレータは、気象庁非静力学モデル(JMANHM)で予想した雲物理量から擬似的なレーダーエコーを作成するツールである。その内容は次の三つの部分に分けられる。

- ①電波の伝搬経路（ビームパス）を計算する部分
- ②レーダーエコー（エコー反射強度、ドップラー速度）を計算する部分
- ③ビーム幅を考慮する部分

また、これらに加えて、より現実的なエコーを

* 大森 志郎（観測システム運用室，現 文部科学省科学技術・学術政策局）

再現するために、最低受信強度による足切りを導入した。以下ではこれらの過程について説明する。

1.4.1.2.2 電波の伝搬経路（ビームパス）の計算

レーダーサイトの空中線装置から発射された電波は大気中を伝搬するが、さまざまな要因により、屈折・散乱・消失する。ビームパスの計算で重要なものは電波の屈折である。

大気の屈折率を n とし、 $N=(n-1) \times 10^6$ となる N を考えると、

$$N = \frac{77.6}{T} \left(p + 4810 \frac{e}{T} \right) \quad (1.4.1)$$

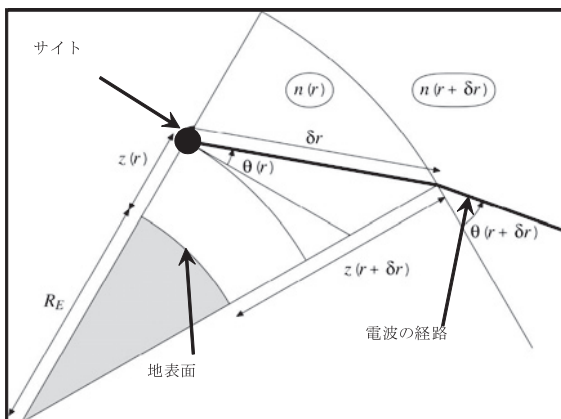
となる (Caumont *et al.*, 2006)。ただし、 T は気温 (K)、 p は気圧 (hPa)、 e は水蒸気圧 (hPa) である。 T 、 p 、 e には JMANHM の予報結果を使い N を計算する。

球面で電波が屈折する場合の関係式は第 1.4.1.1 図から、

$$z(r+\delta r) = \sqrt{\{R_E + z(r)\}^2 + \delta r^2 + 2\delta r \{R_E + z(r)\} \sin \theta(r)} - R_E \quad (1.4.2)$$

$$\theta(r+\delta r) = \pm \cos^{-1} \left(\frac{R_E + z(r)}{R_E + z(r+\delta r)} \frac{n(r)}{n(r+\delta r)} \cos \theta(r) \right) \quad (1.4.3)$$

である。ただし、 R_E は地球の半径であり、レーダーサイトの直近の $\theta(r)$ はレーダーの仰角値を採用している。



第 1.4.1.1 図 球面上での電波の屈折の模式図
Caumont *et al.* (2006) より。

レーダーのビームパスを計算する過程では、標準大気を仮定してビームパスを計算することもできる。その場合、 N の鉛直傾度は

$$\frac{dN}{dz} = -40 \quad (1/km) \quad (1.4.4)$$

となる。これは、等価地球半径（地球の半径の 4/3）を仮定してビームパスを計算した場合に相当する。

1.4.1.2.3 レーダーエコーの計算

1.4.1.2.3.1 レーダー反射因子（反射強度）

JMANHM には雲微物理過程として数種類のスキームが導入されており、利用するスキームによって予報される要素は異なる。JMANHM を使って現業運用を行っている MSM で予報される雲微物理量は雨 (QR)、雪 (QS)、霰/雹 (QG)、水蒸気 (QV)、雲水 (QC)、雲氷 (QCI) の混合比の 6 種類であり、本シミュレータでは MSM の結果、若しくは雲微物理過程については MSM と同じ設定で水平解像度を変えた実験の結果からレーダーエコーのシミュレーションをすることを想定している。

本シミュレータでは C バンド帯（波長約 5cm）の電波を使う一般気象レーダーを対象としているため、JMANHM の出力要素のうち雨 (QR)、雪 (QS)、霰/雹 (QG) を使用しており、気体や粒径の小さい粒子による散乱は考慮していない。ただし、より波長の短いレーダーである X バンドレーダーやミリ波レーダーのエコーをシミュレートする場合には他の物理量も考慮する必要がある。

以下、JMANHM の予報雲微物理量からレーダー反射因子を導出する過程について説明する。本シミュレータでは降水粒子による散乱としてレーリー散乱を仮定しており、C バンドレーダーではこれで十分と考えられる。ただし、大きい雹や波長がより短いレーダーのシミュレーションをする場合には、ミー散乱を仮定する必要がある。レーダー反射因子 Z は次のように定義される。

$$Z \equiv \sum_v D^6 = \int_0^\infty N(D) D^6 dD \quad (1.4.5)$$

ここで、 D は降水粒子の直径、 $N(D)$ は降水粒子

の粒径分布である。レーダー観測においては一般的に Z の常用対数の 10 倍の値 (dBZ) を用いて、エコー強度を表す。この (1.4.5) 式は降水粒子の粒径分布から Z を定義する式である。実際のレーダー観測ではあらかじめ降水粒子の粒径分布がわかっているわけではなく、パルス状の電波を放射し、後方散乱してきた電波の強度から Z を推定する。

レーダーのエネルギー分布がビーム中心からガウス分布をしていると仮定した場合、レーダーの受信電力は

$$\overline{P_r} = P_t \frac{G^2 \lambda^2 \theta^2 h}{1024 \pi^2 \ln 2 r^2} \eta \quad (1.4.6)$$

である (Rogers and Yau, 1988)。ただし、 P_t は尖頭電力、 G は空中線利得、 λ は波長、 θ はビーム幅、 h はパルス長、 r はビームの伝搬距離、 η は単位体積当たりの後方散乱断面積である。

降水粒子による散乱としてレーリー散乱を仮定すると、後方散乱断面積は

$$\eta = \sum \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (1.4.7)$$

となる。ここで $|K|^2$ は誘電係数と言われる量で、 $0 \sim 20^\circ\text{C}$ の水滴の場合には 0.93、氷球の場合には 0.197 程度である。水と氷が混ざっている場合の η は

$$\eta = \sum_{j \in \text{water}} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_{\text{water}}|^2 D_j^6 + \sum_{j \in \text{ice}} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_{\text{ice}}|^2 D_j^6 \quad (1.4.8)$$

である (Koch *et al.*, 2005)。JMANHM では固相の降水粒子として雪 (QS)、霰 / 雹 (QG) を計算しているが、レーリー散乱ではこれらの粒子は同じ質量を持つ氷球とみなして計算するため、実際の雪 (QS)、霰 / 雹 (QG) の直径を使う場合には、

$$\eta = \sum_{j \in \text{rain}} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_{\text{water}}|^2 D_j^6 + \sum_{j \in \text{snow}} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_{\text{ice}}|^2 D_j^6 \left(\frac{\rho_{\text{snow}}}{\rho_{\text{ice}}} \right)^2 + \sum_{j \in \text{graupel}} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_{\text{ice}}|^2 D_j^6 \left(\frac{\rho_{\text{graupel}}}{\rho_{\text{ice}}} \right)^2 \quad (1.4.9)$$

となる (Koch *et al.*, 2005)。

ここまでは、レーダーから発信された電波が降水粒子によって散乱されて受信機に戻ってくるまでの過程であった。

次に、実際に受信された電力から、レーダー反射因子を求める過程について解説する。実際のレーダー観測においては、大気中に存在する降水粒子がどのようなものなのか分からないので、次の二つの仮定をする。

- ①降水粒子による散乱はレーリー散乱である
- ②降水粒子は全て水 (液相) である

このとき受信電力は、

$$\overline{P_r} = P_t \frac{G^2 \lambda^2 \theta^2 h}{1024 \pi^2 \ln 2 r^2} \frac{1}{\lambda^4} |K_{\text{water}}|^2 \left(\sum_{j \in \text{all}} D_j^6 \right) \quad (1.4.10)$$

と表すことができる。この式の中に出てくる、

$$\left(\sum_{j \in \text{all}} D_j^6 \right) = Z_e \quad (1.4.11)$$

を等価レーダー反射因子と呼び、実際のレーダー観測では「エコー強度」として使われている。(1.4.6), (1.4.9), (1.4.10), (1.4.11) 式から

$$\begin{aligned} Z_e &= \left(\sum_{j \in \text{all}} D_j^6 \right) \\ &= \sum_{j \in \text{rain}} D_j^6 + \frac{|K_{\text{ice}}|^2}{|K_{\text{water}}|^2} \sum_{j \in \text{snow}} D_j^6 \left(\frac{\rho_{\text{snow}}}{\rho_{\text{ice}}} \right)^2 \\ &\quad + \frac{|K_{\text{ice}}|^2}{|K_{\text{water}}|^2} \sum_{j \in \text{graupel}} D_j^6 \left(\frac{\rho_{\text{graupel}}}{\rho_{\text{ice}}} \right)^2 \end{aligned} \quad (1.4.12)$$

となる。粒径分布を使って書き直すと、

$$\begin{aligned} Z_e &= \int_0^\infty N_{\text{rain}}(D) D^6 dD + \frac{|K_{\text{ice}}|^2}{|K_{\text{water}}|^2} \left(\frac{\rho_{\text{snow}}}{\rho_{\text{ice}}} \right)^2 \int_0^\infty N_{\text{snow}}(D) D^6 dD \\ &\quad + \frac{|K_{\text{ice}}|^2}{|K_{\text{water}}|^2} \left(\frac{\rho_{\text{graupel}}}{\rho_{\text{ice}}} \right)^2 \int_0^\infty N_{\text{graupel}}(D) D^6 dD \end{aligned} \quad (1.4.13)$$

となる。つまり、各粒子の粒系分布 $N(D)$ を求めれば等価反射因子を求めることができる。

以下、JMANHM の雲微物理過程に基づいて、予報値 (各粒子の混合比) から粒径分布を求める方法について説明する。

JMANHM の雲微物理過程では、降水粒子の粒径分布として逆指数分布を仮定している。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (1.4.14)$$

この式の中には二つのパラメータ (N_0 , Λ) があるが、現業運用されている MSM では N_0 は一定としており、 Λ のみを変数である。以下では、MSM の場合を想定して雨水の混合比 (JMANHM の出力) から雨水の Λ を求める。

単位体積中の雨水の質量 L (kg/m^3) と粒径 D (m) の関係は、

$$\begin{aligned} L &= \frac{\pi}{6} \rho_{rain} \int_0^\infty N(D) D^3 dD \\ &= \frac{\pi}{6} \rho_{rain} \int_0^\infty N_{0rain} \exp(-\Lambda_{rain} D) D^3 dD \\ &= \frac{\pi}{6} \rho_{rain} \frac{3! N_{0rain}}{\Lambda_{rain}^4} \end{aligned} \tag{1.4.15}$$

ゆえに、

$$\Lambda_{rain} = \left(\frac{\pi \rho_{rain} N_{0rain}}{L} \right)^{\frac{1}{4}} \tag{1.4.16}$$

そして、雨水の混合比 q_{rain} (kg/kg) を雨水の質量 L_{rain} (kg/m^3) に変換する。大気密度を ρ_{atm} とすると、

$$L = \rho_{atm} q_{rain} \tag{1.4.17}$$

である。

(1.4.16)、(1.4.17) 式を使えば Λ_{rain} を q_{rain} から求めることができる。雪、霰/雹についても同様に計算することでエコー強度が求まる。

1.4.1.2.3.2 ドップラー速度

JMANHM では風の東西成分 (U)、南北成分 (V)、鉛直成分 (W) を出力している。本シミュレータではこの3成分からドップラー速度を計算する。

$$v_r = (u \sin \theta + v \cos \theta) \cos \phi + w \sin \phi \tag{1.4.18}$$

ただし、 v_r はドップラー速度、 u は風の東西成分、 v は南北成分、 w は鉛直成分を表し、 θ は真北からの方位角、 ϕ は視線方向の仰角である。

通常、ドップラーレーダーでは降水エコーを利用してドップラー速度を観測するので、降水粒子のある場所しか観測することはできない。しかし、本シミュレータではモデルで予報された風を使ってドップラー速度を求めるため、降水粒子のないところでもドップラー速度を求めることができる。

1.4.1.2.4 ビーム幅の導入

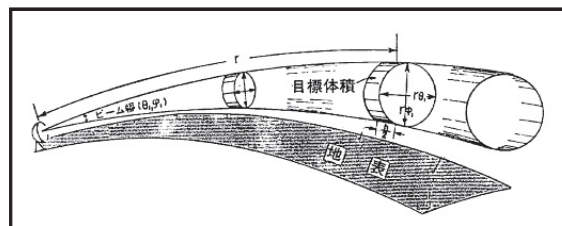
1.4.1.2.3.1 ではビームを直線状であると仮定して、その伝搬経路を計算した。また、1.4.1.2.3.2 では電波のエネルギーがビーム中心を極大として正規分布をしていると仮定した。計算上はビーム

の中心に直近のモデルの予報値から求められたエコー強度やドップラー速度を代表値として利用している。しかし、実際のレーダービームは第1.4.1.2 図に示すように広がりを持ったものであり、その広がりの中に複数の数値予報モデルの格子が含まれることは十分にありえる。特に、メソモデルの解像度は水平方向には数 km (MSM では 5km) であるが鉛直方向には広いところでも 1km 以下なので、鉛直方向には複数の格子が含まれる場合がある。それゆえ、ビーム中心に近いモデル格子での予報値でシミュレーション結果を代表してしまうことは適当ではない。また、後述するように、地形などでレーダービームが部分的もしくは全面的に遮断される場合には影響はより顕著になり、実際の観測とはかけ離れた結果をもたらしてしまう場合もある。

そのため、本シミュレータでは、以下のような方法でレーダービームの広がりを表現する過程を導入した。

レーダービームはビーム中心を極大としてそこから遠ざかるにつれて弱くなる。Probert-Jones (1962) ではビーム中心を中心とした正規分布を仮定して全立体角を考慮する計算式が示されている。Caumont *et al.* (2006) は、この Probert-Jones (1962) の式に基づいて数値積分を行っている。

数値積分の本質は積分点の取り方とその積分点上での関数値にどのように重みを付けて合計するかということである。本シミュレータでビーム幅を導入する際の数値積分については、ビーム中心を中心として垂直・水平方向に複数本のビームを考え、それらによって求められるエコーに重みを付けて合計することである。



第 1.4.1.2 図 レーダービームの広がりを表す模式図 (レーダー観測技術指針 (気象庁, 1976))

Caumont *et al.* (2006) が示したレーダー方程式は、

$$Z_e = 10 \log \left[\frac{10^{18}}{1m^3} \frac{8\lambda^4 \ln 2}{\pi^6 (\Delta\theta)^2 |K_w|^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(-8 \ln 2 \frac{\theta^2}{\Delta\theta^2}\right) \exp\left(-8 \ln 2 \frac{\phi^2}{\Delta\theta^2}\right) H(r_0, \theta, \phi) d\theta d\phi \right] \quad (1.4.19)$$

である。ただし、 λ は電波の波長、 K_w は水（液体）の誘電率、 $\Delta\theta$ はビーム幅、 θ 、 ϕ はそれぞれビーム中心からの水平方向・垂直方向の角度、 r_0 はサイトからの距離、 $H(r_0, \theta, \phi)$ はレーダー反射因子である。なお、水平方向・垂直方向のビーム幅は同じと仮定している。

この無限区間の二重積分を行うことにより、エコー強度が得られる。

そして、Caumont *et al.* (2006) では、二つの積分手法を使っている。

① Gauss-Hermite の求積法

② Gauss-Legendre の求積法

Press *et al.* (1986) が示す、Gauss-Hermite の求積法では、

$$\int_{-\infty}^{\infty} \exp(-x^2) f(x) dx \approx \sum_{j=0}^{N-1} w_j f(x_j) \quad (1.4.20)$$

のように、無限区間の積分を求める。ただし、 N は積分点数で、 x_j は積分点、 w_j は重みである。

一方、Gauss-Legendre の求積法では、

$$\int_{-1}^1 f(x) dx \approx \sum_{j=0}^{N-1} w_j f(x_j) \quad (1.4.21)$$

のように、有限区間の積分を求める。ただし、 N は積分点数で、 x_j は積分点、 w_j は重みである。なお、積分区間は変数変換をすることで変更可能である。

レーダー方程式の積分は無限区間の積分であるから、Gauss-Hermite の求積法が適しているように見えるが、第 1.4.1.1-1 表に示すように、この手法では積分点数 N を大きくしても、ビーム幅内の積分点の個数はほとんど増えないため N を大きくする意味があまりない。一方、Gauss-Legendre の求積法では、本来無限積分であるレーダー方程式を有限区間で近似することになるが、積分区間をビーム幅（第 1.4.1.1-2 表）、若しくはビーム幅の 2 倍（第 1.4.1.1-3 表）に定めれば、 N を大きくすることで、電波のエネルギーが大きい

領域を細かく計算することができる。

Caumont *et al.* (2006) は、鉛直方向に高解像度のモデルでは Gauss-Legendre の求積法を、低解像度のモデルでは Gauss-Hermite の求積法を使うことを推奨している。

MSM の鉛直解像度は海上で第 1.4.1.2 表のようになっており、陸上では地形の標高に応じて高度差がさらに小さくなる座標系である。一方レーダーのビーム幅は 1° 程度であり、レーダーサイトからの距離が 200km のところでは 3500m 程

第 1.4.1.1-1 表 Gauss-0. 求積法の積分点数と積分点 ($x = \theta / \Delta\theta, y = \phi / \Delta\theta$ としたときの x, y の値。赤字はビーム幅内の積分点)

N=3									
	-0.72118	0	0.721179						
N=4									
	-0.83725	-0.47201	0.472014	0.837245					
N=5									
	-0.92622	-0.63802	0	0.638019	0.926224				
N=6									
	-0.9991	-0.75318	-0.43033	0.430331	0.753182	0.999104			
N=7									
	-1.06122	-0.84303	-0.58877	0	0.588766	0.843025	1.061218		
N=8									
	-1.11558	-0.91735	-0.70101	-0.40234	0.402337	0.701009	0.917351	1.115584	
N=9									
-1.16408	-0.98109	-0.78971	-0.55431	0	0.554314	0.789706	0.981085	1.164083	

第 1.4.1.1-2 表 Gauss-Legendre 求積法の積分点数と積分点 (積分範囲は $-\Delta\theta/2 \leq (\theta, \phi) \leq \Delta\theta/2$, つまりビーム幅)

($x = \theta / \Delta\theta, y = \phi / \Delta\theta$ としたときの x, y の値。赤字はビーム幅内の積分点)

N=3									
	-0.3873	0	0.387299						
N=4									
	-0.43057	-0.16999	0.169991	0.430568					
N=5									
	-0.45309	-0.26923	0	0.269235	0.45309				
N=6									
	-0.46624	-0.3306	-0.11931	0.11931	0.330605	0.466235			
N=7									
	-0.47455	-0.37077	-0.20292	0	0.202923	0.370766	0.474554		
N=8									
	-0.48015	-0.39833	-0.26277	-0.09172	0.091718	0.262766	0.398333	0.480145	
N=9									
-0.48408	-0.41802	-0.30689	-0.16213	0	0.162127	0.306886	0.418016	0.48408	

第 1.4.1.1-3 表 Gauss-Legendre 求積法の積分点数と積分点 (積分範囲は $-\Delta\theta \leq (\theta, \phi) \leq \Delta\theta$, つまりビーム幅の 2 倍)

($x = \theta / \Delta\theta, y = \phi / \Delta\theta$ としたときの x, y の値。赤字はビーム幅内の積分点)

N=3									
	-0.7746	0	0.774597						
N=4									
	-0.86114	-0.33998	0.339981	0.861136					
N=5									
	-0.90618	-0.53847	0	0.538469	0.90618				
N=6									
	-0.93247	-0.66121	-0.23862	0.238619	0.661209	0.93247			
N=7									
	-0.94911	-0.74153	-0.40685	0	0.406845	0.741531	0.949108		
N=8									
	-0.96029	-0.79667	-0.52553	-0.18344	0.183435	0.525532	0.796666	0.96029	
N=9									
-0.96816	-0.83603	-0.61337	-0.32425	0	0.324253	0.613371	0.836031	0.96816	

第 1.4.1.2 表 MSM のモデル面高度 (フルレベル, 単位 m)

高度	高度差	高度	高度差	高度	高度差	高度	高度差	高度	高度差
-20		1028	184	3858	364	8488	544	14918	724
	40		202		382		562		742
20		1230		4240		9050		15660	
	40		220		400		580		760
60		1450		4640		9630		16420	
	58		238		418		598		778
118		1688		5058		10228		17198	
	76		256		436		616		796
194		1944		5494		10844		17994	
	94		274		454		634		814
288		2218		5948		11478		18808	
	112		292		472		652		832
400		2510		6420		12130		19640	
	130		310		490		670		850
530		2820		6910		12800		20490	
	148		328		508		688		868
678		3148		7418		13488		21358	
	166		346		526		706		886
844		3494		7944		14194		22244	
	184		364		544		724		

度, 300km のところでは 5000m 程度の幅があるためかなりの数の格子がビーム幅内に含まれることになる。それゆえ, 本シミュレータでは Gauss-Legendre の方法を使うこととする。

1.4.1.2.5 シミュレーション結果の作成方法

本シミュレータは, 気象庁の一般気象レーダーのシミュレーションを行うことを目的として開発したものであり, シミュレーションに際しては実際のレーダーサイトの緯度・経度・標高を元にして計算を行う。

シミュレーションの手順は, 1.4.1.2.3 で述べた手順に従って数値予報モデルの格子点でのエコー強度・ドップラー速度を計算し, 1.4.1.2.2 で示した手順でレーダーのビームパスを計算して, その直近の数値予報モデル格子の値を用い, ビーム上でのエコー強度・ドップラー速度としている。この過程を 1.4.1.2.3 で述べたように複数本のビームを考慮し, 重み付き平均を取ることによってシミュレーション結果とした。

なお, ビームパスを計算する際にビームとモデルの地形が衝突することがあるが, その場合は, レーダービームはそこで地形によって遮断されたものとみなして, そこから先のエコーについては計算しない。この過程と複数本のビームを考慮する過程を合わせることにより, 地形によるビームの遮蔽率の計算も可能となる。

1.4.1.2.6 最低受信強度の導入

1.4.1.2.5 で述べたように, 本シミュレータでは電波の伝搬経路を計算し, その経路上にあるエコーを拾うことによってレーダーのデータのシミュレーションを行う。しかし, この方法にはレーダーサイトから遠方にある強度の弱いエコーも表現するという欠点がある。

実際の観測においては, レーダーサイトから遠方にある弱い降水からの微弱なエコーについてはノイズに埋もれてしまって検出できない。本シミュレータでもこの効果を導入することでより現実のエコーに近いシミュレーションができないか調査を行った。

レーダーの受信電力は,

$$\overline{P_r} = \frac{\pi^3}{2^{10} \ln 2} \frac{P_t h}{\lambda^2} G^2 \Delta\theta^2 |K_w|^2 \frac{Z_e}{r^2} \quad (1.4.22)$$

で表される。ただし,

尖頭電力: $P_t=250$ (kW)

パルス長: $h=2.5 (\mu s) \times 3.0 \times 10^8$ (m/s)
=750 (m)

波長: $\lambda =5.66 \times 10^{-2}$ (m)

空中線利得: $G=44$ (dB)

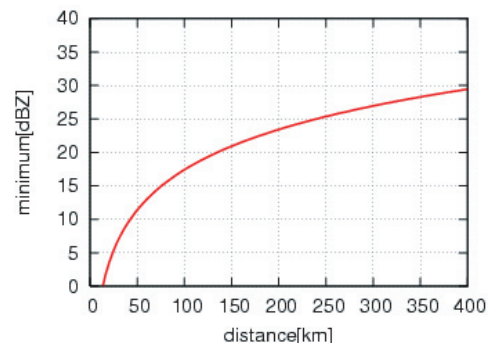
ビーム幅: $\Delta\theta =1$ (degree)

誘電係数: $|K_w|^2=0.93$

r は電波の伝搬距離, Z_e は等価反射因子である。

ここで, 最小受信電力 (Smin) を -110dBm とし, 距離 r と等価反射因子 Z_e の下限 (最小受信強度) をグラフにすると第 1.4.1.3 図のようになる。

この受信強度よりも弱いエコーは存在していたとしても, 足切りされて表示されなくなる。



第 1.4.1.3 図 距離と最小受信強度の関係

1.4.1.3 シミュレーション結果

1.4.1.2で紹介したレーダーエコーシミュレータを使ってその性能を確かめるための実験を幾つか行った。その結果について報告する。

なお、利用した予報結果は特に断らない限りはメソ数値予報モデル (MSM) の結果であり、水平解像度は 5km である。MSM では雲微物理過程のみでなく計算安定性のため積雲対流パラメタリゼーションも併用している。

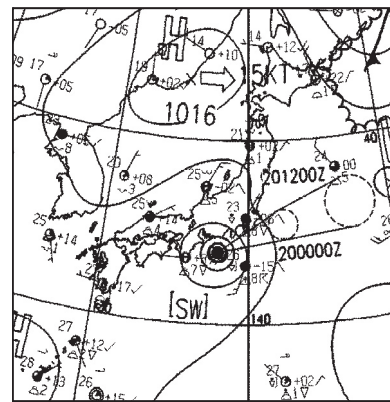
1.4.1.3.1 ビーム幅を考慮することによる効果

この事例は東海沖に台風 0813 号があり、東北東の方向に進んでいるときの事例である (第 1.4.1.4 図)。

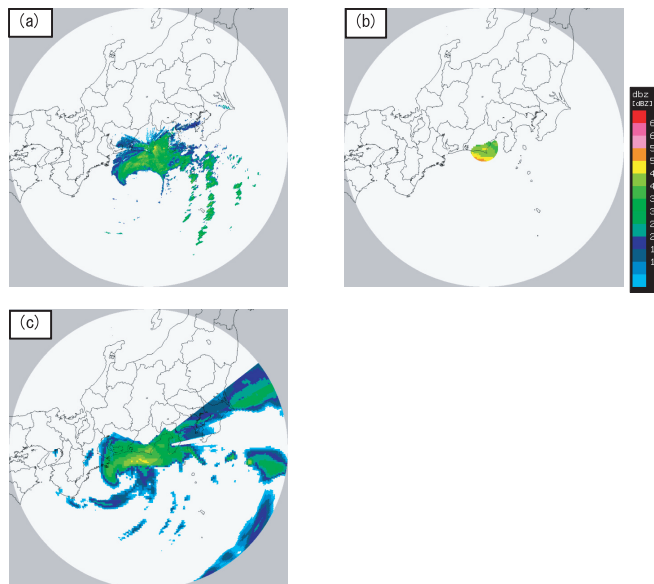
静岡レーダーの仰角 -0.4 度の観測とエコーシミュレーションの結果を示す。観測時刻は 2008 年 9 月 19 日 21 時 00 分 (日本時間) であり、数値予報結果は MSM の 2008 年 9 月 19 日 18 時 (日本時間) 初期値の 3 時間予報値である (第 1.4.1.5 図)。なお、第 1.4.1.5 図 (c) では、積分点数は鉛直方向・水平方向それぞれに 9 点ずつ取っており、鉛直方向と水平方向のビーム幅は同じであると仮定している。

ビーム中心のみのシミュレーションでは地形 (海面を含む) によって電波が遮られている領域でも、ビーム幅を考慮することによりエコーが再現され、現実に近いエコーの広がりを持っていることがわかる。

ただ、第 1.4.1.5 図 (c) では、房総半島付近のエコーが観測に比べて見えすぎていると思われる。この可能性としてビームカットが実際の観測とシミュレーションで異なっている可能性が考えられるため、周囲が山岳で囲まれている長野レーダーについて調査を行った。



第 1.4.1.4 図 2008 年 9 月 19 日 21 時 (JST) の解析天気図 (ASAS)



第 1.4.1.5 図 2008 年 9 月 19 日 21 時 00 分の静岡レーダーの仰角 -0.4 度の観測 (a) と 2008 年 9 月 19 日 18 時初期値の MSM の 3 時間予報からシミュレートした静岡レーダーの同仰角のシミュレーション結果 (中心のみを考慮した場合 (b) とビーム幅を考慮した場合 (c))

1.4.1.3.2 ビーム透過率に関する調査

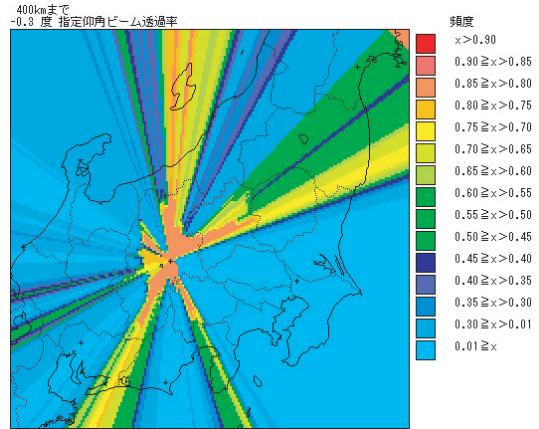
まず MSM (水平解像度 5km) の地形から長野レーダーの仰角 -0.3 度のビーム透過率を求めた結果を第 1.4.1.6 図に示す。この図から積分点数を増やしていくことでビームの透過率が変化していく様子がわかる。

積分点数を増やすことにより、ビームカットになっていた領域 (図の水色の領域) が狭まっている。また、観測可能な領域といっても、ビームが全く遮蔽されない領域からビームがほとんど遮蔽されていて辛うじて見えている領域まで差があることもわかる。ただ、第 1.4.1.7 図に示した、実際の長野レーダーの仰角 -0.3 度のビーム透過率と比べると、埼玉県付近や新潟・福島県付近のビーム透過率が大きすぎるように思われる。

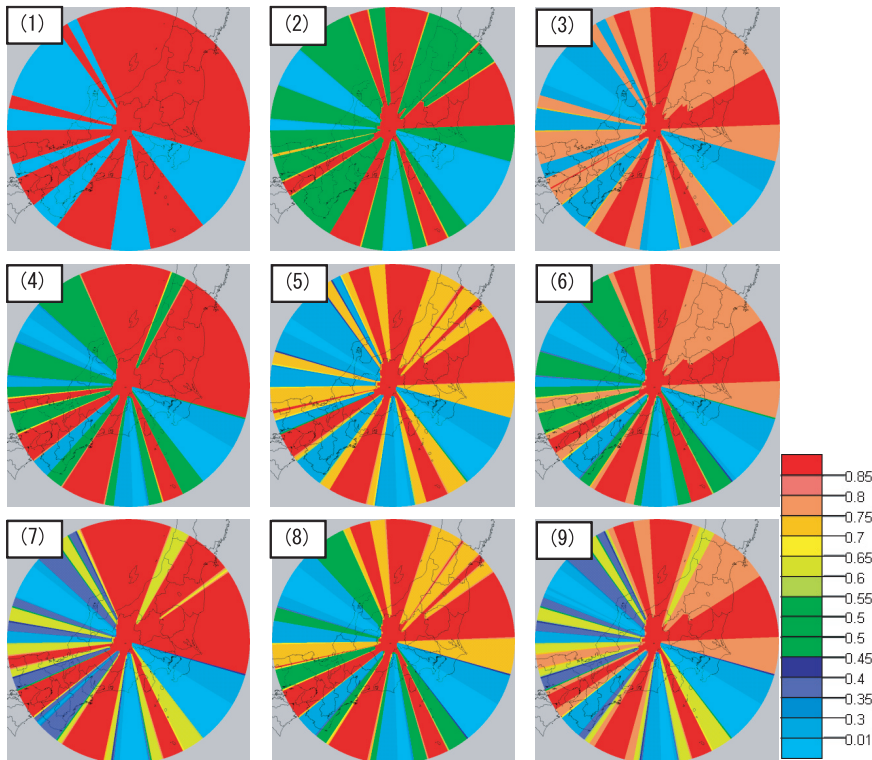
次に、モデルの解像度を変えてビーム透過率がどのように変わるかを示す。

第 1.4.1.8 図に、モデルの解像度を変えた場合の長野レーダーの仰角 -0.3 度のビーム透過率を

示す。積分点数はどちらも、仰角・方位角方向にそれぞれ 9 点ずつである。(A) は MSM (水平解像度 5km) の地形から求めたビーム透過率であり、(B) は水平解像度 2km の JMANHM の地形から求めたビーム透過率である。モデルの水平解像度



第 1.4.1.7 図 実際の地形を用いた長野レーダーの仰角 -0.3 度のビームの透過率

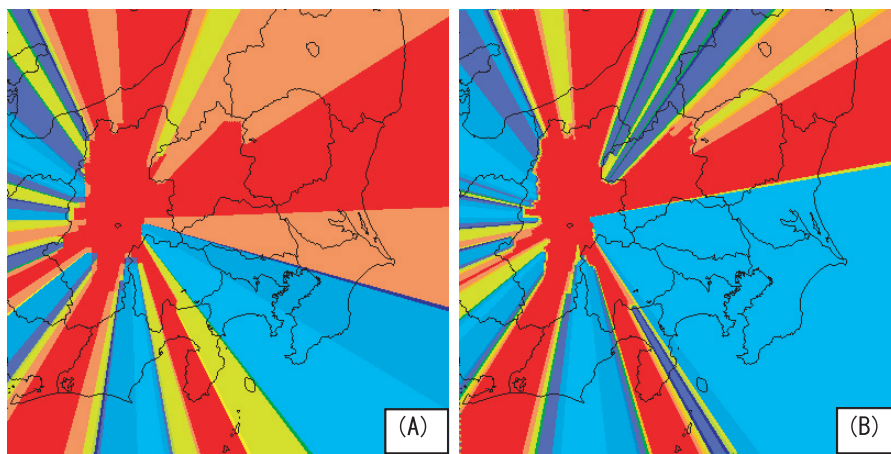


第 1.4.1.6 図 MSM の地形を使って計算した長野レーダーの仰角 -0.3 度のビームの透過率
括弧内の数字は鉛直方向・水平方向の積分点数を表す。

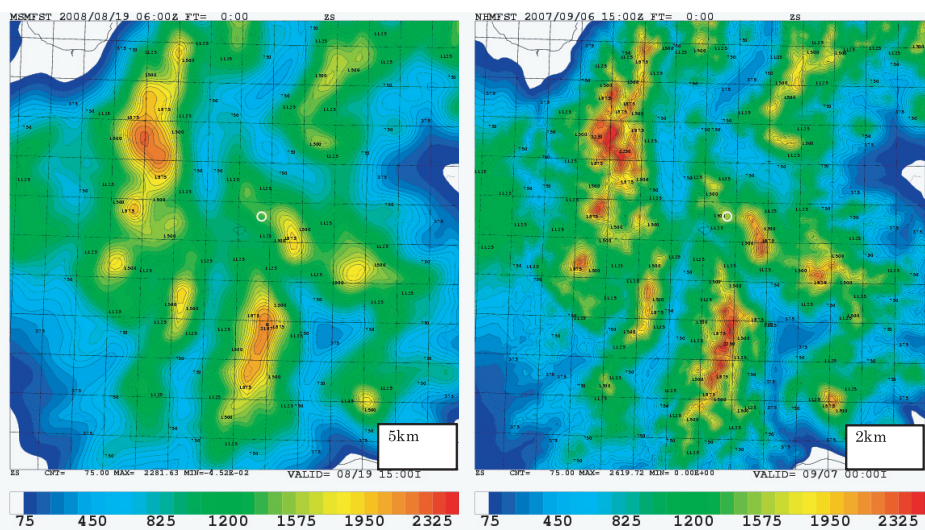
が上がることによりビームカットの表現がより現実（第 1.4.1.7 図）に近づいている。モデルの地形を比較（第 1.4.1.9 図）すると、長野レーダーのすぐ東側の山の表現がかなり変わっており、これがビームカットの両者の差異に影響しているものと思われる。

また、レーダーサイト周辺のビーム透過率が実際に比べてシミュレート結果では高くなる傾向が見られた。これは、本シミュレータでは実際のレーダーの標高を利用してエコーシミュレーション

を行っているのに対し、数値予報モデル内で表現される地形は実際の地形を滑らかにしていることに起因していると思われる。長野レーダーの場合では 5kmMSM で 490m、2kmNHM でも 350m 程度モデル地形よりも高いところに実際のレーダーがある計算になる。このため、本シミュレータではレーダーサイト近傍の地形の影響を受けにくくなりサイト周辺の透過率が上がっている可能性がある。



第 1.4.1.8 図 長野レーダーの仰角 -0.3 度のビームの透過率
 (A) MSM（水平解像度 5km）の地形を用いた場合、(B) 水平解像度 2km の NHM の地形を用いた場合。



第 1.4.1.9 図 水平解像度 5km のモデル地形（左）と水平解像度 2km のモデル地形（右）
 長野県周辺を拡大したもの。図中の白丸が長野レーダーの位置。

1.4.1.3.3 異常伝搬が見られた事例

2008年10月20日の深夜に福岡レーダーで異常伝搬によるシークラッターが見られた事例についてシミュレーションの結果を報告する。

第1.4.1.10図は、2008年10月20日23時00分(JST)の福岡レーダーにより観測されたエコーである。最下層で玄界灘にエコーがあるが、衛星画像(第1.4.1.11図)では降水をもたらすような雲は観測されていない。また、厳原における21時の地上観測でも天候は晴れであったため、これらのエコーは異常伝搬によるエコーであったと判断される。

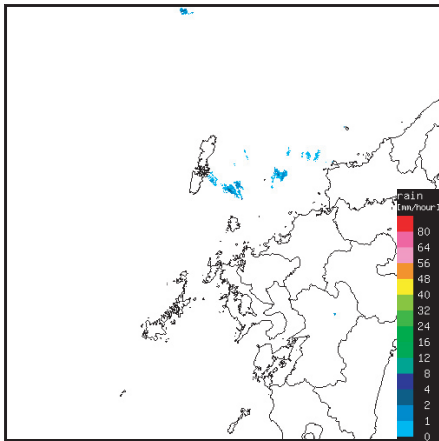
仰角データの鉛直断面図を見ると、低い方から

数えて四つの仰角でシークラッターが発生していると思われる(第1.4.1.12図)。

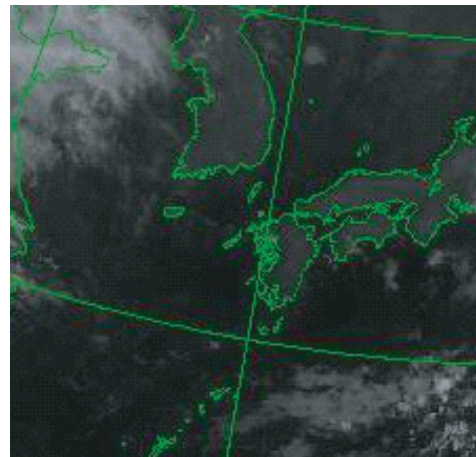
また、この時刻の直近の地上天気図(第1.4.1.13図)では福岡付近は移動性高気圧の南側にあっており、さらに福岡における高層観測結果(第1.4.1.14図)を見ると950hPa付近と850hPa付近に乾燥した逆転層があり、異常伝搬が発生しやすい場であったことがわかる。

この事例でレーダーエコーシミュレーションを行った結果を次に示す。2008年10月20日21時(JST)初期値のMSMの2時間予報結果を利用した。

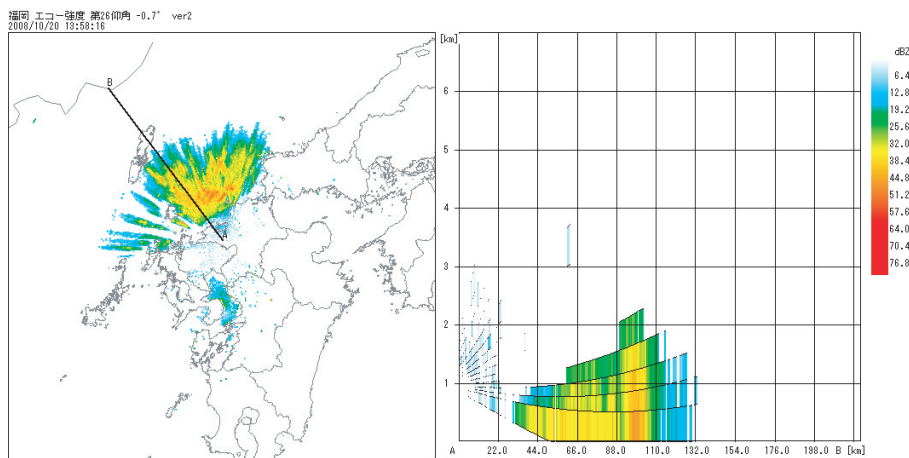
福岡レーダーから見て異常伝搬が発生している



第1.4.1.10図 2008年10月20日23時00分(JST)の福岡レーダーの最下層データ

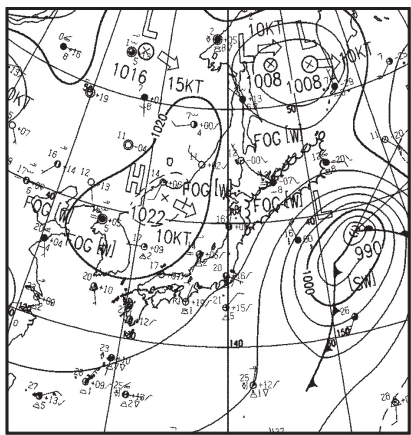


第1.4.1.11図 2008年10月20日23時00分(JST)のひまわり6号による赤外画像

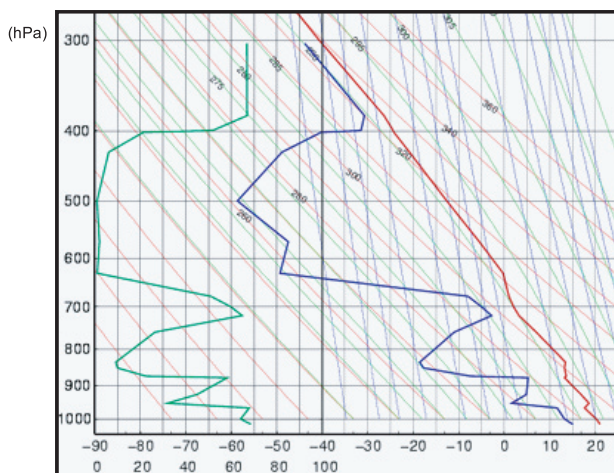


第1.4.1.12図 2008年10月20日23時00分(JST)の福岡レーダーの観測
左：仰角 -0.7° のエコー強度、右：左図のABに沿ったエコー強度の鉛直断面図

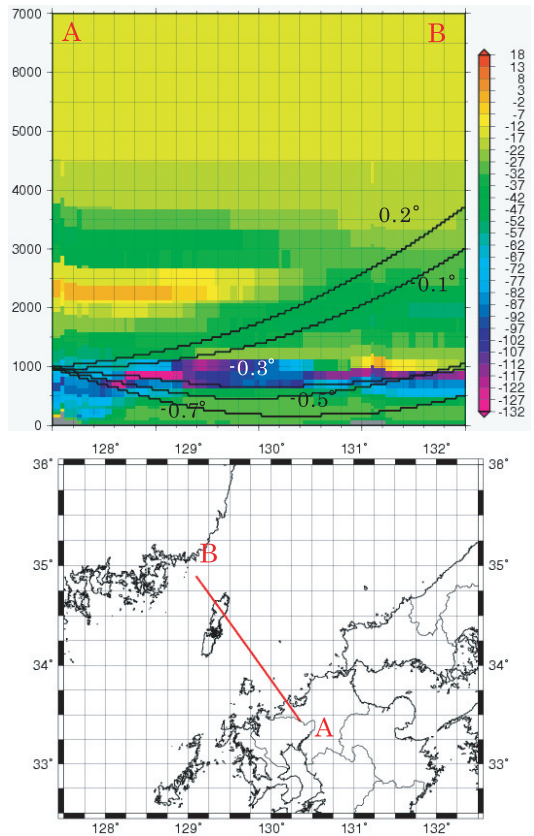
方向である北西方向の鉛直断面図を第 1.4.1.15 図に示す。高度 1000m 付近に屈折率の鉛直変化率が小さくなっているところが層状に広がっており、仰角 -0.3 、 -0.5 、 -0.7° の三つの仰角がその層付近でトラップされていることがわかる。このことは、標準大気を仮定して理想的なビームパスを求めた場合（第 1.4.1.16 図）と比較すると、より明瞭になる。この事例では下から数えて三つの仰角がトラップされているが、それより上の仰角については理想的な状態に近いビームパスを通っていることもわかる。



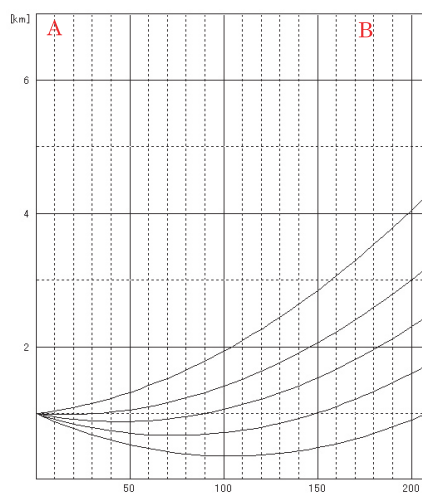
第 1.4.1.13 図 2008 年 10 月 20 日 21 時 (JST) の解析天気図 (ASAS)



第 1.4.1.14 図 2008 年 10 月 20 日 21 時 (JST) の福岡の高層観測結果
赤線は気温、青線は露点温度、緑線は相対湿度。



第 1.4.1.15 図 2008 年 10 月 20 日 21 時 (JST) を初期値とした 2 時間予報から作成した福岡レーダーのシミュレーション結果
上：仰角 -0.7 、 -0.5 、 -0.3 、 -0.1 、 0.2° のビーム高度 (黒線) と屈折率 N の鉛直変化率 (背景)
下：断面図を作成した範囲



第 1.4.1.16 図 標準大気を仮定した場合のビーム高度
ただし、第 1.4.1.15 図と同じ鉛直断面図。

1.4.1.3.4 異常伝搬によるエコーのシミュレーション

1.4.1.3.3 で紹介した福岡レーダーでの異常伝搬の事例について、次のような実験を行った。

本シミュレータでは、数値予報モデルが降水粒子を予報していない場合にはエコーを発生させないようにしているが、海上で発生するシークラッターを再現するために、海上でかつ大気下層(標高 300m 以下) の格子点については標高に応じたエコーを無条件に与える(第 1.4.1.17 図) 実験を行った。これは本シミュレータで異常エコーをどの程度表現できるかを調査するために試験的に行った実験であり、シークラッターに関係あるとされる海上の風速や波高は考慮していない。

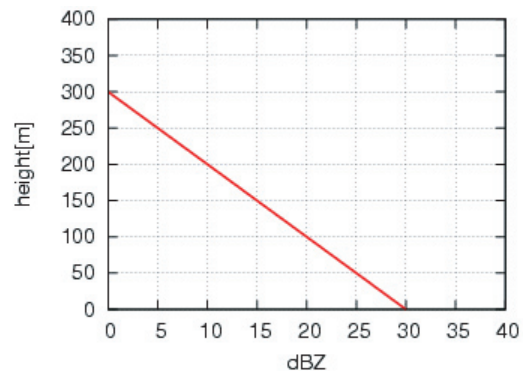
結果は第 1.4.1.18 図のようになり、三つの問題点があることがわかった。一つめは、エコー強度が実際の観測(第 1.4.1.12 図) と比べて弱いことであり、二つめは、理想的な大気状態からビームパスを求めた場合でもシークラッターが再現できてしまっていることである。そして、三つめは、実際の大気の屈折率からビームパスを求めた場合のシークラッターの出現場所が実際の観測(第 1.4.1.12 図) と異なることである。

ただ、この実験では、海上の大気下層に試験的なエコーを与えた実験であるため実際の観測と大きく異なる結果となるのは仕方がないのかもしれない。

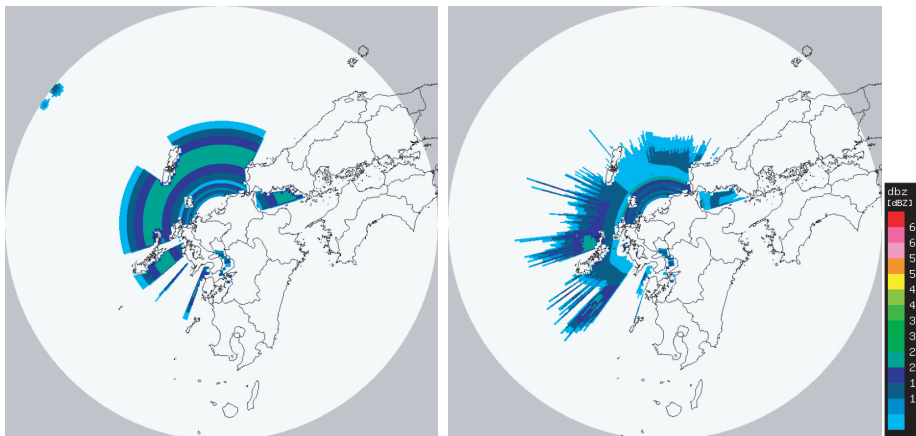
1.4.1.3.5 最低受信強度を考慮した実験

1.4.1.3.1 で報告した静岡レーダーの事例ではビームカットの表現の問題を提起したが、それに加えてもう一つシミュレーション結果に特徴的なことがある。レーダーの観測範囲ぎりぎりまで弱いエコーが再現されていることである。

1.4.1.2.6 で述べたように、実際のレーダー観測では弱いエコーについてはたとえ観測範囲内であっても受信信号がノイズに埋もれてしまうため検出できない。そのことを、本シミュレータでは考慮していなかったため、遠方の弱いエコーが検出されたものと思われる。



第 1.4.1.17 図 海上の格子に与えるエコー強度
風速や波高は考慮していない。

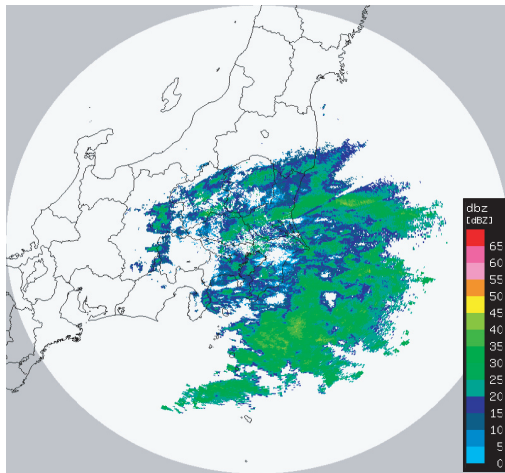


第 1.4.1.18 図 2008 年 10 月 20 日 21 時 (JST) を初期値とした 2 時間予報値から作成した福岡レーダーの仰角 -0.7 度のエコー強度
ただし、左は理想的な大気状態、右はモデルの予報結果からビームパスを計算した場合。

そこで、最低受信強度によるエコーの足切りを導入して結果がどのように変わるか調査を行った。

第1.4.1.19図は2008年11月7日6時00分(JST)の東京レーダーの仰角0.0度の観測である。

このときのシミュレーションを行った結果を見ると観測範囲ぎりぎりまで弱いエコーが広がっていることがわかる。そこで1.4.1.2.6で述べた最低受信強度の足切りを設けると、遠方にある弱いエコーが消えて実際の観測に近いエコーが再現されるようになったことがわかる(第1.4.1.20図)。



第1.4.1.19図 2008年11月7日6時00分(JST)の東京レーダーの仰角0.0度観測

1.4.1.4. 解析

1.4.1.3で、本シミュレータを使った実験結果を紹介した。その結果から解釈されることを以下で述べる。

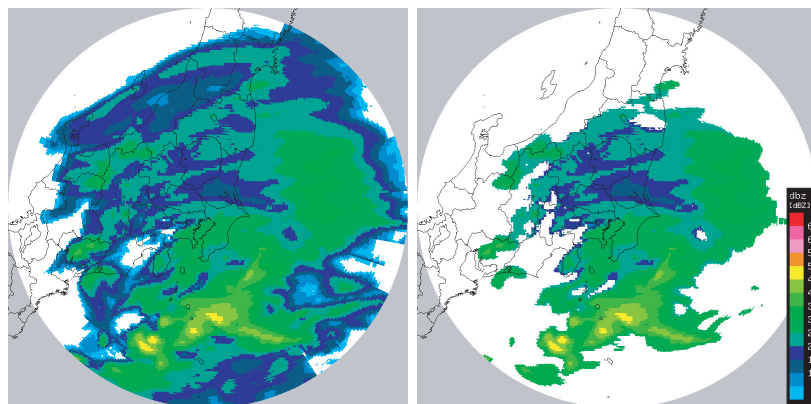
1.4.1.4.1 「ビーム幅を導入することによる効果」と「ビーム透過率に関する調査」について

ビーム幅を導入することで、地形によるビームカットを適切に表現され、より現実に近いシミュレーションができるようになった。

また、ビームカットの表現については、数値予報モデルの地形つまり、モデルの解像度にも大きく依存している。このことから、特に山岳に設置されているレーダーのシミュレーションや地形エコーの調査をする場合には、使用する数値予報モデルの解像度に注意を払う必要がある。

1.4.1.4.2 「異常伝搬が見られた事例」について

モデルの予想した大気状態から電波の伝搬経路を計算したところ、理想的な大気状態の場合の電波の伝搬経路から大きくずれる現象が再現された。また、経路がずれるだけでなく、ある高度範囲内に複数の仰角から発射されたビームがトラップされる現象も再現されるなど電波の異常伝搬と考えられる現象も把握でき、今後のシミュレーションの応用の可能性が高いことがわかった。



第1.4.1.20図 2008年11月7日3時(JST)初期値の3時間予報値から作成した東京レーダーの仰角0.0度のエコー強度
ただし、左は最低受信強度の足切りなし、右は足切りあり。

1.4.1.4.3 「異常エコーのシミュレーション」 について

海上の大気下層にエコーを与えてシークラッターを表現させる実験を行ったところ、シークラッター自体は再現されたが、シークラッターの広がる範囲やエコー強度などについては実際の観測とは異なった結果が示された。

電波の伝搬経路についてはおおむね理論に従った計算方法を採用しているが、シークラッターなどの非降水エコーを再現する上でどのようなエコーデータを与えたらよいのか明確な理論に基づいたものではない。そのため、今回のシミュレーションでは異常伝搬によるエコーを再現できなかったのは当然の結果であり、降水粒子によらないエコーの再現の難しさを示すものである。

シークラッターは海上での風浪によって発生するとされており、今後、風向・風速による波浪の状態によって与えるエコーデータを変えて実験する必要がある。

また、今回の実験はシークラッターを再現することを目的としたものであったが、陸上の格子についても同様の実験を行うことで地形エコーの再現実験を行うことも可能であるが、その場合についても、どのようなエコーデータを与えるべきかについては十分な検討が不可欠である。

1.4.1.4.4 「最低受信強度を考慮した実験」 について

当初の本シミュレータにおけるシミュレーションでは、弱いエコーが広がりすぎるといった現実的でない結果が得られていたが、最低受信強度による足切りを設けることで、レーダーサイトから遠方にある弱いエコーの広がりが低減し、より現実に近いエコーのシミュレーションが可能となった。

1.4.1.5 結論

数値予報モデルの予報結果から擬似的なレーダーエコーを作成するツールを製作し実験を行ったところ、ビーム幅を考慮し、最小受信強度による閾値を設けることで実際の観測に近いエコーがシミュレートされることがわかった。

また、本シミュレータ開発の目的であった異常伝搬による異常エコーの表現については、異常エコーそのものを適切に表現することは難しいものの、レーダービームの伝搬経路の異常は再現されており、今後応用の可能性があることがわかった。

今後の利活用として、実際の観測で異常伝搬によるエコーが発生する状況を、シミュレーションで再現し、閲覧できるようにすることがあげられる。また、更に発展して、最下層データや CAPPI データを作成する際に異常伝播の発生している仰角のデータを外すといった、活用の方法もあると考えている。

また、シミュレーション結果の利用に当たって留意すべき点が二つある。1点めは、地形によるビームカットは、モデルの解像度によって表現が変わるため、モデル地形と実際の地形の違いに留意する必要があるということである。2点めは、本シミュレータのシミュレーション結果はモデルの予報結果に依存しているため、モデルの予報特性を把握しておく必要があるという点である。特に現業で利用するためには、多くの事例について事前にシミュレーションを行い、特性を調べておく必要がある。

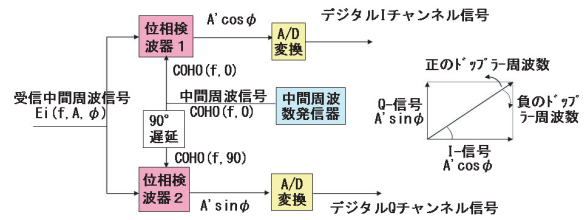
参 考 文 献

- Caumont, O., and Coauthors (2006) : A radar simulator for high-resolution nonhydrostatic models. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 23, 1049-1067.
- Koch, S. E., B. Ferrier, M. Stolina, E. Szoke, S. J. Weiss, and J. S. Kain (2005) : The use of simulated radar reflectivity fields in the diagnosis of mesoscale phenomena from high-resolution WRF model forecasts. Preprints, 11th Conference on Mesoscale Processes, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, J4J.7.
- Probert-Jones, J. R. (1962) : The radar equation in meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 88, 485-495.
- Rogers, R. R. and M. K. Yau (1976) : A Short Course in Cloud Microphysics.
- 気象庁 (1976) : レーダー気象観測指針.

1.4.2 IQデータ収集装置とデータ評価装置について*

1.4.2.1 装置の概要

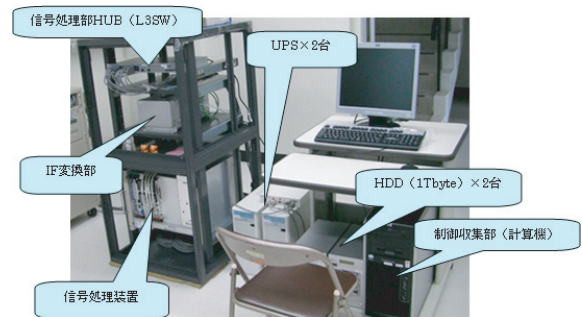
現在のレーダーデータに係る品質管理は多岐にわたっており、観測直後の位相信号（IQデータ、第1.4.2.1図）に関する各種パラメータの変更で改良が見込まれるものがある。従来は、これらのデータ処理は信号処理装置内でしか行えず、パラメータ変更の試験は、設置調整の際の短い期間に限られていた。平成19年度末、IQデータ収集装置（第1.4.2.2図）及びデータ評価装置（第1.4.2.3図）が整備され、IQデータに係るパラメータを変更するシミュレーションを行えるようになった。これにより、二次エコー除去性能・地形エコー除去機能を向上させるような、より最適な信号処理装置のパラメータ設定を探ることが可能となった。



第1.4.2.1図 IQデータ（受信信号の振幅・位相情報を含んだデジタルデータで、信号処理のシミュレーションの元となるデータ。Iデータは受信中間周波信号と中間周波信号の積、Qデータは受信中間周波信号と中間周波信号を90°位相をずらしたものととの積で、このIQデータからドップラー周波数の正負を知ることができる。）

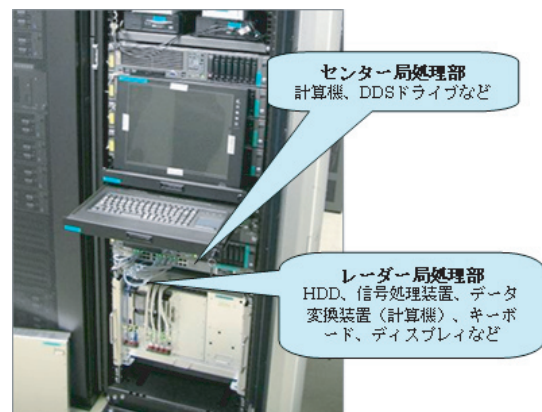
1.4.2.2 目的と方法

現在、ドップラーレーダーの速度観測シーケンスでは、一次エコーの速度の乱れの大きい領域で品質管理によりエコーが欠損し、速度データが算出できない問題点がある（第1.4.2.4図）。これは二次エコーを除去する際、本来除去すべきではない一次エコーまで除去しているためである。平成20年度は二次エコー除去に関する信号処理パラメータについて、パラメータ変更のシミュレーションを行い、二次エコー除去機能向上の可能性を探った。



第1.4.2.2図 IQデータ収集装置（平成19年度ROPSで整備されたもので、観測直後の位相信号であるIQデータを取得する。レーダーサイトに設置して収集する。一台しかないので、順番に各レーダーサイトに設置してデータを取得する。）

具体的な作業として、観測直後のIQデータをIQデータ収集装置で収集し、このデータを元に信号処理パラメータを変更しながらデータ評価装置でのシミュレーションを繰り返し行い、出力結果を相互に比較評価した（第1.4.2.5図）。



第1.4.2.3図 データ評価装置（信号処理のシミュレータ。IQデータ収集装置で取得したデータに設定を施しデータを作成できる。本庁のセンターシステムに設置してある。）

1.4.2.3 二次エコー除去処理の原理

ドップラー速度を観測するとき、パルス繰り返し周波数（PRF=電波を発射する間隔の逆数）を大きくすることにより、速度観測の精度が向上する。しかし、PRFを大きくすると観測範囲が狭くなり最大探知距離 R_{max} は短くなるため、 R_{max}

* 小西 雅也（観測システム運用室、現 観測課）

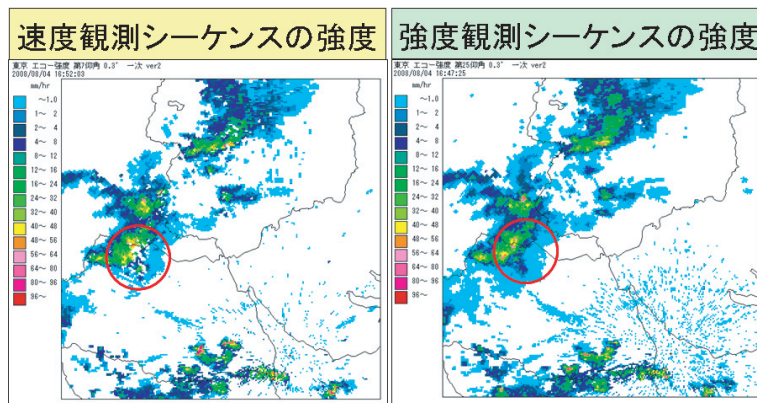
以遠から戻ってくる電波の強度も強くなる。このため、あたかも観測範囲内にエコーがあるような二次エコーが観測されることがある(第1.4.2.6図)。

二次エコーを除去するために考えられた手法がランダム位相変調である。ランダム位相変調は送信するパルスごとにランダムに位相を変えることにより、パルス間の相関関係をなくし、二次エコーに関する強度信号をノイズ化し、一次エコーと二次エコーを分離する技術である。

実際の処理では、受信した位相信号列に対し二次エコーが再現できるように位相補正を行ってフーリエ変換を施す。各送信パルスの位相がランダムに変化していれば、第1.4.2.7図(a)のように

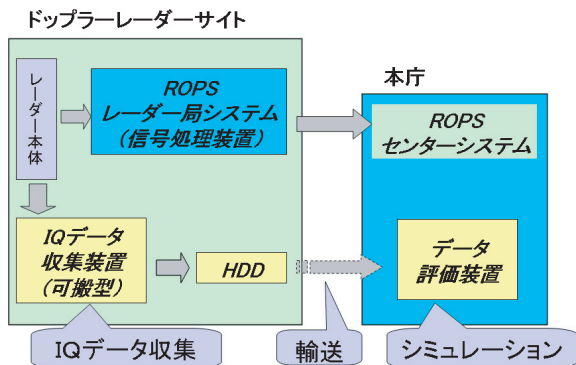
一次エコーとノイズはノイズ化され、二次エコーのみピークを持つドップラースペクトルが出現する。ここから第1.4.2.7図(b)のように二次エコー成分を除去する。除去後のデータに逆フーリエ変換を施すと、二次エコー成分が除去された位相信号が得られる。この位相信号に対し、今度は一次エコーが再現できるように位相補正を行い、フーリエ変換を施すと第1.4.2.7図(c)のドップラースペクトルが得られ、求めたいドップラー速度を得ることができる。

しかし、ランダム位相変調の機能だけでは二次エコーを全て消すことは困難である。このため、SNR フィルター (SNR【Signal Noise Ratio】= signal/noise) などを併用して不要な二次エコー

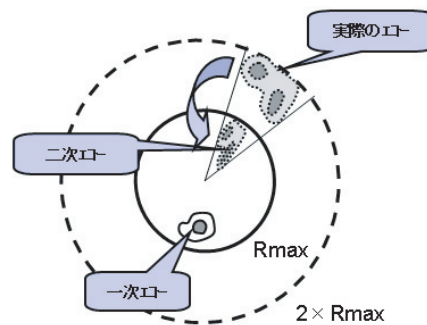


第1.4.2.4図 速度観測シーケンスの強度データ(左図)と強度観測シーケンスの強度データ(右図)の違い(東京レーダー 2008/08/04 16:50)

左図の速度観測シーケンスでは信号処理装置内の品質管理によりエコーが欠損している。



第1.4.2.5図 IQデータ収集装置とデータ評価装置の構成図



第1.4.2.6図 二次エコー (Rmaxは最大探知範囲)

を消している。SNR フィルターは信号の出方からノイズと信号を判別するものであり、設定可能なパラメータとしてスレシヨルドと算出ウィンドウ幅がある（第 1.4.2.8 図）。SNR フィルターの設定によっては、一次エコーの速度の乱れの大きい部分に対して、一次エコーも二次エコーとして除去処理され無効値になったり、除去しきれない二次エコーに起因する速度データの折り返しミスが発生したりする。

SNR のスレシヨルドと SNR 算出ウィンドウ幅が、今回のデータ評価装置を用いるシミュレーションでの変数となる。以下シミュレーションのパラメータ設定を述べる際は、簡易的に SNR スレシヨルドを「SNR」、SNR 算出ウィンドウ幅を「幅」と記す。

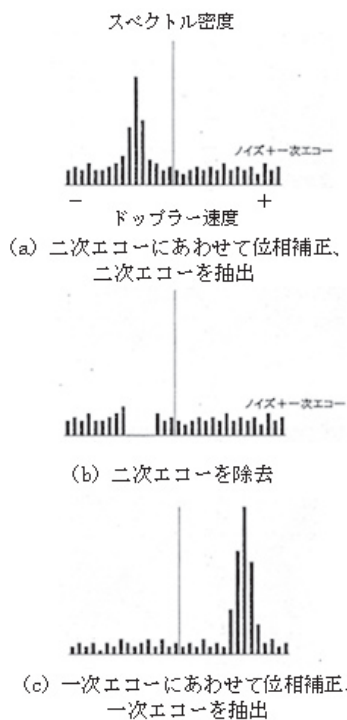
ランダム位相変調において、パルスごとの位相をランダムに変えるためのパターン列のことをランダム位相列という。これについて、昨年度本庁観測課で現用のランダム位相列よりも ROPS の処理に適した新ランダム位相列を考案した。今回のシミュレーションでは SNR に関するパラメータ

の変更だけではなく、考案した位相列を用いて観測したデータを使用し、新ランダム位相列の効果についても検証する。

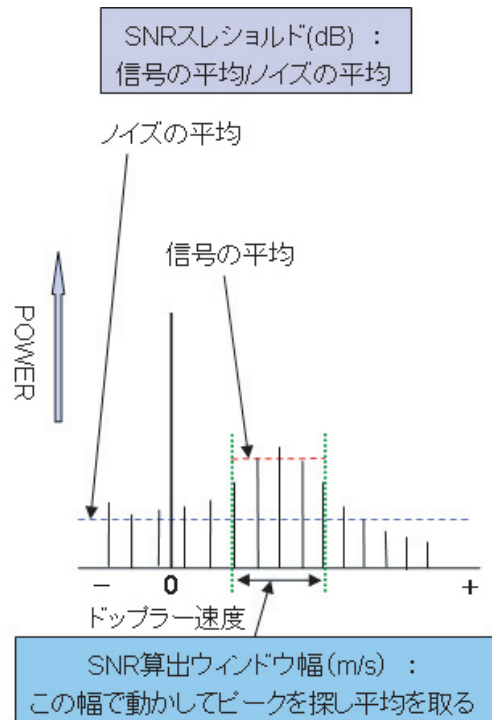
1.4.2.4 シミュレーションの実例

平成 20 年度の目標は速度観測シーケンスにおいて、データの質を保ちながらエコー欠損を少なくするようにパラメータ調整をすることである。以下の結果は二次エコーが観測された種子島の事例についてシミュレートした結果を示す。

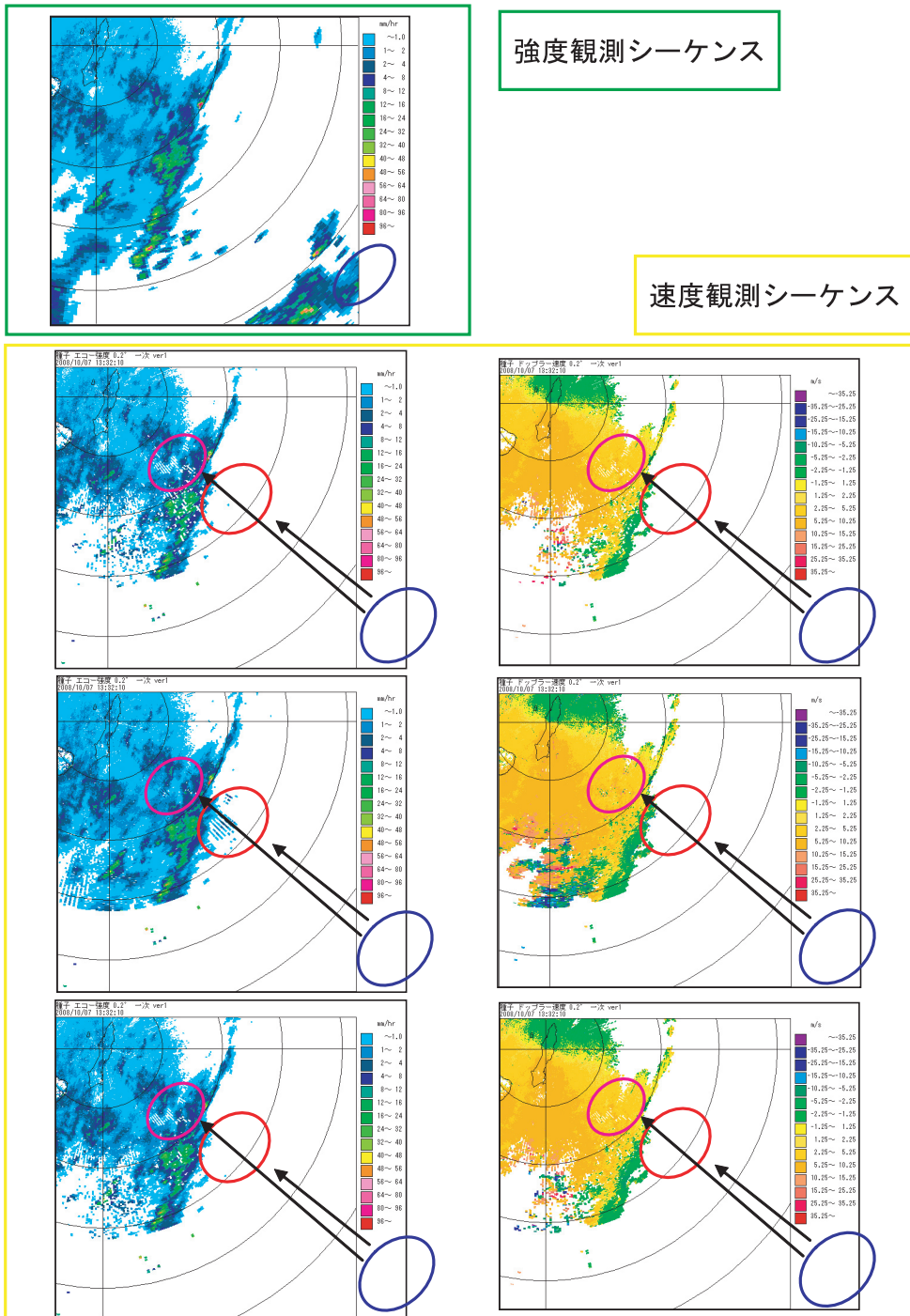
第 1.4.2.9 図はパラメータ変更シミュレーションの結果の一例である。信号処理パラメータをデフォルト値（SNR4.0, 幅 2.7）でシミュレートした第 1.4.2.9 図緑枠内の強度観測シーケンスの強度データと、第 1.4.2.9 図黄色枠内上段の速度観測シーケンスの強度データを比較すると、速度観測シーケンスのデータの方にエコー欠損が多いことがわかる。前述したとおり、これは信号処理過程で主に二次エコー除去に関するパラメータの影響により欠損したためである。



第 1.4.2.7 図 位相変調方式を用いた二次エコー除去の模式図（石原（2000）に加筆）



第 1.4.2.8 図 信号処理パラメータ SNR (Signal Noise Ratio)



第 1.4.2.9 図 パラメータ変更シミュレーションの一例 (仰角 0.2 度 2008/10/07 13:32)

種子島レーダーでシミュレートしたデータ. 緑枠内は強度観測シーケンスの強度データで, 黄色枠内は速度観測シーケンスの強度データ (左側)・速度データ (右側) である. 黄色枠内は上からデフォルト値 (SNR4.0, 幅 2.7), 二次エコーが出やすいパラメータ値 (SNR0.5, 幅 2.7), 現在の最適値 (SNR2.0, 幅 6.6) でシミュレートしたデータ.

一方、第 1.4.2.9 図黄色枠内、中段左側の画像は、二次エコーが発生しやすいパラメータ値 (SNR0.5, 幅 2.7) でシミュレートした速度観測シーケンスの強度データである。このデータを見ると、デフォルトに比べエコー欠損は少なくなっているが、青丸内のエコーが二次エコーとして赤丸内、ピンク丸内に虚像として紛れ込んでいることがわかる。速度観測シーケンスは高 PRF の Dual 観測 (一定方位角ごとに PRF940Hz, 752Hz を切り替える観測) であり、PRF940Hz・752Hz のそれぞれの最大探知距離は 159km・199km, そのため 270km 地点の青丸内のエコーはそれぞれ赤丸付近、ピンク丸付近に観測されている。なお、中段右側の速度データにおいて赤丸付近に陽に二次エコーが計算されないのは、上記の Dual 観測のため速度が算出できないからである。目標は速度観測シーケンスのデータのエコー欠損を少なくし、できるだけ強度観測シーケンスのデータに近づけつつ (理論的に同じにはならない)、二次エコーが除去できるパラメータを求めることである。

第 1.4.2.9 図黄色枠内、下段の画像が現段階での最適値 (SNR2.0, 幅 6.6) でシミュレートした画像である。この図を見ると、最適値でシミュレートした画像は、二次エコーを除去しながら、デフォルトでシミュレートした画像よりもエコー欠損が少なくなっているのがわかる。

1.4.2.5 まとめ

IQ データ収集装置及びデータ評価装置を用いて、信号処理のパラメータ変更シミュレーションを行った結果の一例を示した。SNR スレシールド, SNR 算出ウィンドウ幅を調整することにより、速度観測シーケンスにおいて、二次エコー除去性能を保ちながら、取得するデータ数を増やすことができることがわかった。

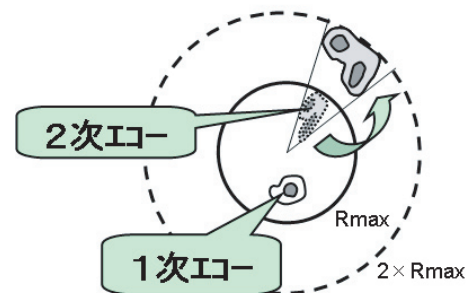
○今後の課題

・ 二次エコー除去機能の向上

今回得られた現段階の最適値を実機に反映するためには、レンジダブラー (第 1.4.2.10 図) 領域でのパラメータの調整が不十分である。

・ 地形エコー除去機能の向上

本課題では実施しなかったが、来年度以降にシークラッター・地形エコーについても信号処理のパラメータ変更シミュレーションを行い、その特徴を見ていく予定である。



第 1.4.2.10 図 レンジダブラー (Rmax は最大探知範囲)

最大探知範囲外から最大探知範囲内に入り込んだ二次エコーを元の位置に戻すことで、最大探知範囲を拡大する技術。

参 考 文 献

- 山内 洋 (2003) : 気象研究所 C バンドドップラーレーダーを用いた研究の概要。レーダー観測技術資料, 51, 5-7.
- 赤枝健治・山内 洋 (2002) : ランダム位相変調方式による一次・二次エコーの分離再現性能。気象学会春季大会予稿集, 日本気象学会, 241.
- 石原正仁 (2000) : ドップラー気象レーダーの原理と基礎。ドップラー気象レーダー, 気象研究ノート, 日本気象学会, 200, 28-30.

2. レーダーデータ等利用状況，提供方法の見直しへの取り組み

この章では，レーダーデータ等の利用状況のアンケート結果を解説し，次に，レーダー指数を利用した地方共同研究等の結果を報告する。

2.1 レーダーデータ等の利用状況アンケート結果*

2.1.1 はじめに

本検討会の前に，各管区气象台，沖縄气象台に当室作成の各種プロダクトとレーダー三次元データの利用に関するアンケートを実施した。

本稿においては，これらのアンケート結果の紹介を行う。

2.1.2 レーダー三次元データ利用プロダクト

2.1.2.1 RISS データ表示

RISS データ表示は気象官署で各種レーダー全国合成データを WEB ブラウザで表示可能としたツールで，拡大縮小を自由に行ったり，CAPPI データ（レーダー水平断面図データ）を使って場所を指定し，レーダーデータの鉛直断面図を表示することも可能である。

RISS データ表示の画面を第 2.1.1 図に示す。

操作は JAVA を利用し，計算等の処理の中核は C++ で高速化を図っている。

レーダーデータの表示に関する自由度の高さが長所であるが，該当するデータを毎回計算するため描画が遅いという短所がある。

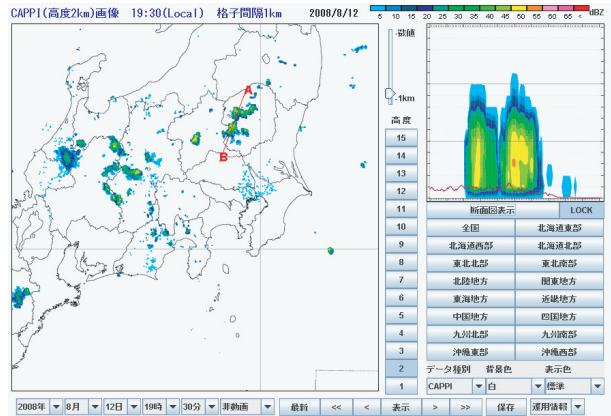
2.1.2.2 RaDAMoS

RaDAMoS はレーダー三次元データを効果的に利用するために開発したツールである（第 2.1.2 図）。

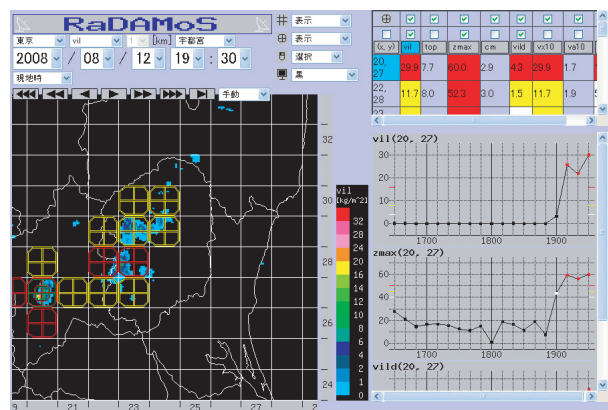
レーダー三次元データを加工して各種指数（レーダーエコー指数）を作成し，あらかじめ定めた閾値を超えると画面右上の表に指数の値を表示するとともに，黄色や赤で表示して，警告を発するものである。

レーダーエコー指数を 10 分ごとに作成してい

るため，処理が高速である。ある程度の自由度はあるが，RISS データ表示には及ばない。



第 2.1.1 図 RISS データ表示の画面



第 2.1.2 図 RaDAMoS の画面

* 宮城 仁史（観測システム運用室）

2.1.2.3 RAPRAS

RAPRAS は RISS データ表示の自由度を更に向上させたものである (第 2.1.3 図)。

基本的な動作は RISS データ表示と同じであるが、マルチドキュメントインターフェースを採用して、複数のレーダーデータを同一 WEB で表示可能となっている。また、レーダーごとデータの表示機能や設定情報の記憶機能も有しているが、内部処理が複雑化しているため、RISS データ表示と比べて処理が遅くなっている。

2.1.3 アンケート結果

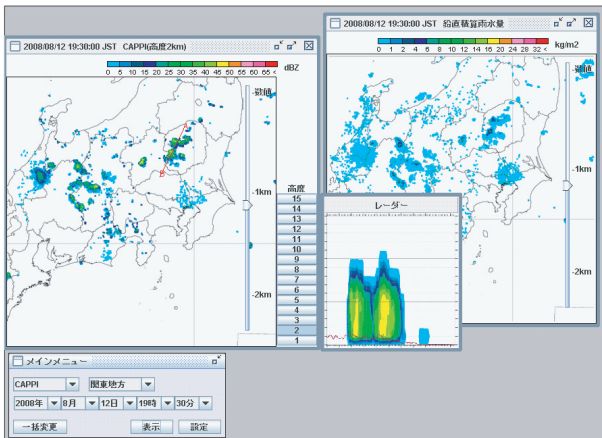
アンケートは、当室作成の WEB コンテンツである RISS データ表示、RaDAMoS、RAPRAS について、利用状況、使い勝手、要望・不満等についてアンケートを実施した。

アンケート結果は管区ごとに集計し、その結果を更に集計して百分率で示した。

2.1.3.1 RISS データ表示

RISS データ表示のアンケート結果は第 2.1.4 図に示すとおりである。

図からわかるとおり、調査研究等では「たまに利用」も含めると、90% 近くの方が利用している。また、調査研究以外でも実況監視の補助ツールとして利用しているという官署もあった。



第 2.1.3 図 RAPRAS の画面

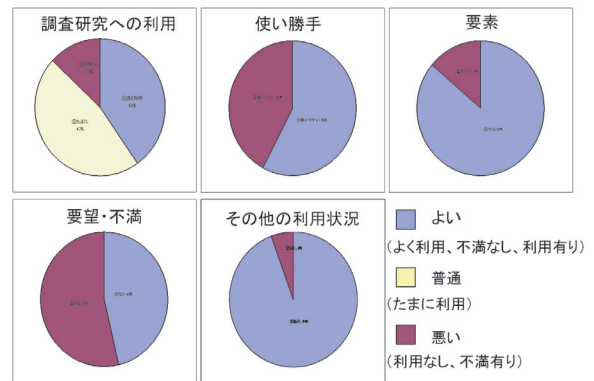
一方で、要望不満・使い勝手が悪いなどの意見もあった。使い勝手の悪さで圧倒的に多かったのは動作が遅いというもので、それ以外に設定を覚えさせてほしいというものもあった。設定の記憶については、RAPRAS で可能となっている。

2.1.3.2 RaDAMoS

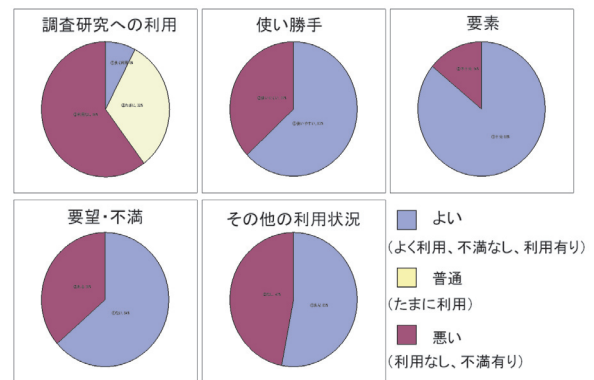
RaDAMoS のアンケート結果は第 2.1.5 図のとおりである。

もともと実況監視の補助ツールとして開発した経緯もあり調査研究にはあまり利用されていない状況が見られる。

一方で、要望・不満は RISS データ表示よりも少ないようで、要望点は拡大縮小を簡単にしてほしいなどの、自由度に関するものであったが、良い点としては動作が速いというところにあるようである。



第 2.1.4 図 RISS データ表示の利用状況



第 2.1.5 図 RaDAMoS の利用状況

2.1.3.3 RAPRAS

RAPRAS のアンケート結果は第 2.1.6 図のとおりである。

RAPRAS は昨年度開発し、昨年度の会議で紹介したものである。

あまり利用されていないのがわかるが、アンケート内容を見ると知らなかったという意見も多かった。今回のアンケートで初めて知り、今後使ってみてみたいという意見もあった。

利用されている方では、動作が非常に遅いという意見や、操作が煩雑であるという意見もある一方で、多画面表示ができて非常に便利であるという意見もある。

RAPRAS では、レーダーごとの仰角別データの断面図を作成したり、複数の画面を並べて見るような使い方がされているようである。

2.1.3.4 レーダーエコー指数

アンケートの質問 2-6 にあるレーダーエコー指数の利用についてとりまとめたグラフが第 2.1.7 図である。

レーダーエコー指数の中では vil や top が良く使われている。管区によって良く使われている指数が異なるが、va10 や vx10などはあまり使われていない。レーダーエコー指数が、どの程度の値

になると何が起こるのが良くわからないため利用しにくいという意見もあった。

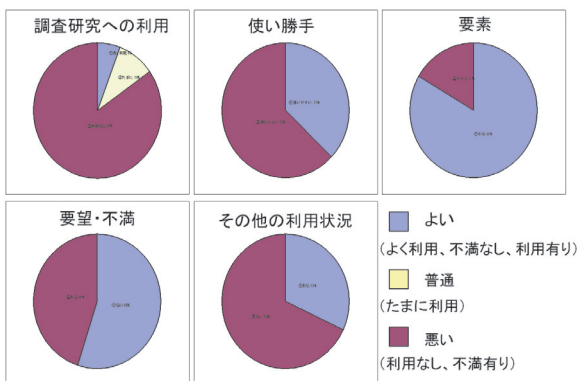
良く使われている指数については、地方気象台等で行われた調査で用いられたものが多いようであり、指数を使った調査結果を紹介してほしい旨の意見もあった。

2.1.4 まとめ

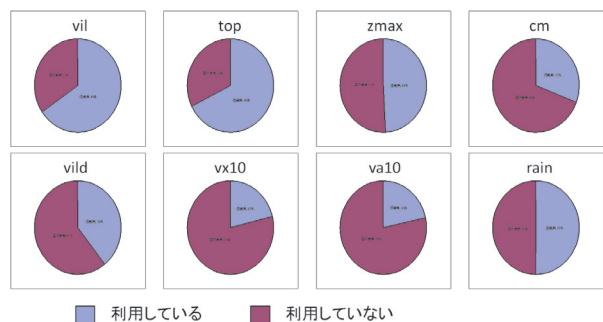
RISS データ表示や RAPRAS については、描画の高速化や動作の安定度が求められている。現在の自由度を重視する意見もあるが、機能を絞り込んで高速化を図ることが必要と考えられる。また、RAPRAS については知らないために使っていないケースが多く、研修等の機会を通して紹介していく必要を感じた。

RaDAMoS については、レーダーエコー指数と気象現象との関係に関する資料が少なく、有効に活用できていないところがある。今後は地方気象台等で行った調査結果を WEB で紹介して理解を深めてもらう必要がある。

RISS データ表示、RaDAMoS、RAPRAS の提供により得られたノウハウを生かして、今後は目的にあった情報を地方気象台等に提供できるように開発を続けていきたい。



第 2.1.6 図 RAPRAS の利用状況



第 2.1.7 図 レーダーエコー指数の利用状況

2.2 孤立した降水雲の vil-rain 空間における挙動*

2.2.1 はじめに

孤立した降水雲を追跡したレーダーエコー三次元データについて、vil (Vertical Integrated Liquid water, 鉛直積算雨水量, 各メッシュの雨水量を鉛直方向に積算した量) と rain (降水強度) との間に相関関係が存在することが確認されている。特に vil は、強雨に先立って大きな値を示すであろうとの期待から、短時間強雨の前兆としての利用が検討されてきた。しかし、vil と rain の時系列を比較したとき、両者のピークの出現はほぼ同時であると言えるものであった。

孤立した降水雲追跡事例の vil と rain の散布図には明瞭な幅を持った正の相関が見られる (第 2.2.1 図上)。各降水雲は、この散布図上で時間をパラメータとして盛衰の軌道を描いているはずである。降水雲の発達・衰弱を考える上で、散布図上の軌道パターンの解析が役に立つかもしれない。

2.2.2 vil-rain 空間の導入とデータ

vil と rain の散布図を vil-rain 空間 (v-r 空間) と呼ぶことにする。v-r 空間は横軸に vil, 縦軸に rain をとった二次元平面である。降水雲は時間経過に従ってこの平面に軌道を描く (第 2.2.1 図下)。

本調査に用いたデータは平成 19 年度観測データ高度利用技術担当者会議「各指数の統計調査による特徴と利用法」で調査対象となった 2006 年と 2007 年の仙台管内における孤立した降水雲の時系列である (暦日でまとめると 35 事例)。

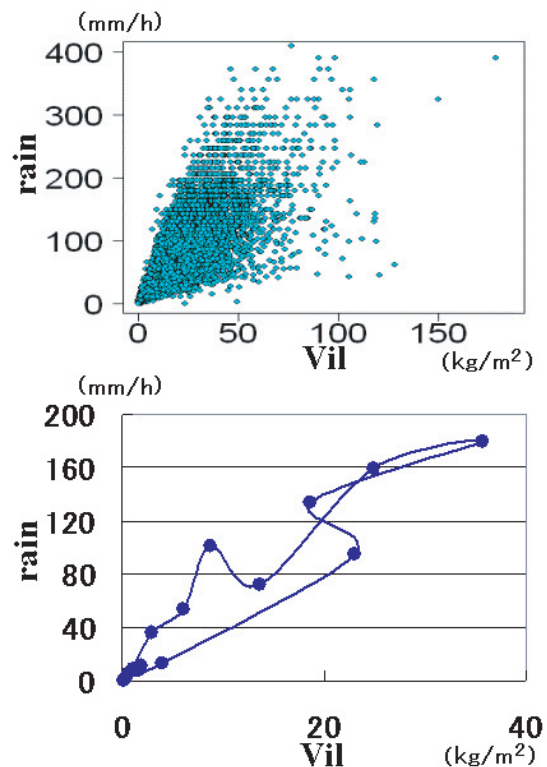
2.2.3 軌道の分類

v-r 空間で降水雲の発生から消滅までを追跡したとき、その軌道は、各降水雲ごとに、ある程度固有の正の傾きを保ちながらループを描く。そこで降水雲の軌道のうち、発達期と思われる立ち上がりの軌道と成熟期と思われる中間部分の軌道と

の相互の位置関係に注目した。すなわち v-r 空間において、発達期の軌道よりも成熟期の軌道が上に位置する場合を上三角型、逆に下に位置する場合を下三角型、それ以外を直線型と分類した (第 2.2.2 図)。降水雲 195 個について、上三角型は 42 個、直線型は 91 個、下三角型は 62 個だった。

2.2.4 結果

まず降水雲の v-r 空間上の傾きの特徴を理解するために、原点を通る回帰直線を求めた。三角型のためのばらつきはあるものの、日別の降水雲の回帰直線は似た傾きを示した。同じ日の隣県の傾きも類似しており、vil と rain には数時間、数百 km スケールで共通した特徴がある。

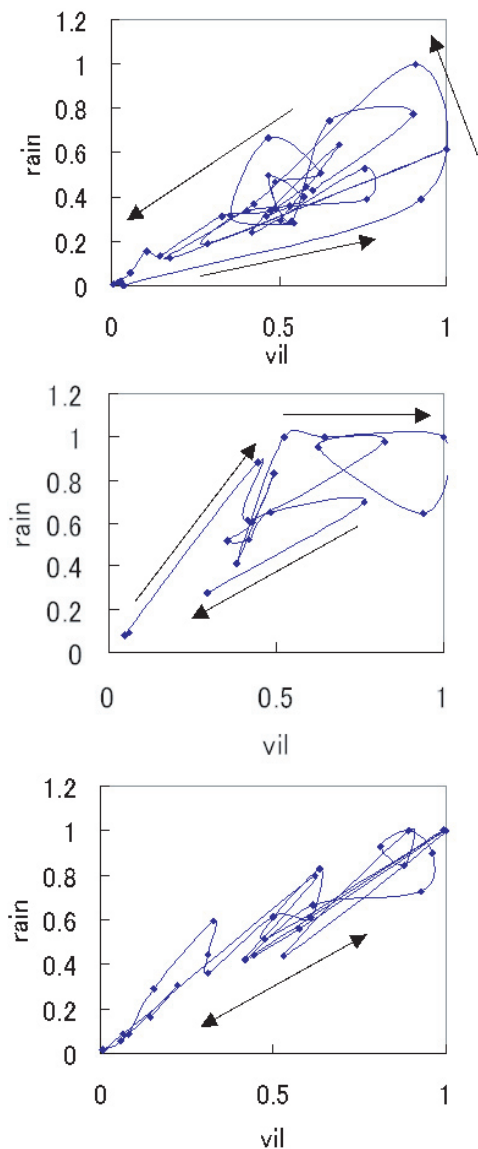


第 2.2.1 図 v-r 空間

上図は平成 19 年度観測データ高度利用技術担当者会議「各指数の統計調査による特徴と利用法」の資料から。

下図は 2006 年 6 月 7 日の秋田の事例。

* 足立 勇士 (仙台管区气象台予報課)・南雲 信宏 (仙台管区气象台予報課, 現 仙台航空測候所花巻空港出張所)
・戸堀 博之 (仙台管区气象台予報課, 現 秋田地方气象台技術課)・山鹿 康平 (仙台管区气象台予報課, 現 仙台管区气象台通信課)



第 2.2.2 図 軌道の三つの型

上：上三角型 2006年7月17日秋田・青森付近で見られた降水雲のv-r空間上の軌跡の一事例 本事例は動きの遅い孤立した降水雲で、vilの増加の後rainの増減を比較的短いサイクルで繰り返している。

中：下三角型 2006年7月1日宮城付近で見られた降水雲のv-r空間上の軌跡の一事例 移動しながら発達する降水雲で、vilの変化に対しrainの割合が高く、比較的長時間の強雨が持続した。

下：直線型 2007年6月6日 岩手・宮城付近で見られた降水雲のv-r空間上の軌跡の一事例 バックビルディングのようなライン上の降水で、一連の盛衰の中でのvilとrainの比にあまり大きな変動がない。

図中の矢印は時間の向きを表し、縦軸横軸は各々最大が1とするような比で表している。

また各日の降水雲事例をまとめると、上三角型が卓越する日と下三角型が卓越する日とに分類できた。このことから軌道の特徴にも時空間的共通性があると考えられる。

大別された型の軌道の特徴からは、下三角型に200 (mm/h) 以上の強い降水が持続する傾向が多く見られた。

2.2.4.1 v-r 空間の軌道の意味

雨滴の終端速度は、速い粒子で約10m/s、平均落下速度でも数m/sはある。対流雲（雲頂高度10km程度）で、自由落下を仮定した場合、雲頂付近に生じた雨粒は10～20分で落下する計算になる。vilとrainの時間的ピークにほとんどラグがないこと、また今回の調査で回帰直線の特徴が示せたことを合わせると、降水雲中に生じた雨粒(vil)は10分間程度で全て入れ替わり、その入れ替わり分が降水強度(rain)に寄与していると考えられる。

また、vilとrainの回帰直線には事例ごとに固有の傾きが見られた。このことは、上空に同じ量の雨水量(vil)を保有していても、降水強度(rain)が違うということを意味する。

このv-r空間の特徴を理解するために、降水雲を単位面積の円柱とみなした単純なモデルを導入する。降水雲の中に生じる雨粒をvil、落下する量をrainとして、降水雲のv-r関係を決める要素を考える。

円柱は頂高度をLとする。単位時間に円柱内に発生する雨水量は、単位体積当たりの収束の強さ(C)と、円柱内に流入する大気の水蒸気量密度(W)によってある程度決まると考える。この雨水量を単位時間単位体積当たりに生じる雨粒の生成速度D($D=W \times C$)とする。簡単のため円柱内のDは高さによらず一定であると考え。雨粒の落下により下層ほど雨滴は多くなり、vilはその総和であるので、生成量としてvilは次のように与えられる。(比例係数k)

$$vil = \frac{1}{k} DL \tag{2.2.1}$$

落下量rainをRと表すと、v-r関係は次の簡単な形で表せる。

$$\frac{rain}{vil} = k \frac{R}{DL} \quad (2.2.2)$$

ここから v-r 関係の回帰直線の傾きが凝結速度と高度に依存しているといえるが、高度との対応が良くないことは平成 19 年度観測データ高度利用技術担当者会議における統計調査からも示されている。実際には短時間強雨がもたらされるような条件下では、下層の空気塊に対して浮力のなくなる高度は大きな値を保ったままで、発達する降水雲を含有する総観規模の場も数時間で大きく変わるものではないことから、L の値は大きく、変化量も小さいからと考えられる。

したがって、降水雲の v-r 関係が変化して v-r 空間上の軌道がループを描くように見えるのは、環境場における雨滴の生成速度 D の変化が要因と考えられる。降水雲内の収束の強さの鉛直構造や流入する水蒸気量の変化によって v-r 空間上での傾きが変わる。そうした傾きの異なる点を、時間をパラメータとしてつないだ結果、軌道がループを描くものなのだと考えることができる。

2.2.4.2 型を形成する場の考察

型が暦日事例ごとに卓越する傾向があることは示された。しかしながら、常に同じ日には同じ型になるというものでもない。v-r 空間上の型を決める要素を探るため、型ごとのレーダーエコーの時空間変動と気象要素・環境場との関係を見ていく必要がある。対流雲の発生するトリガーには、地形をはじめとしたいくつかの要因があるだろう。その要因として地形と地上風とエコー（対流雲）の位置関係に注目した。

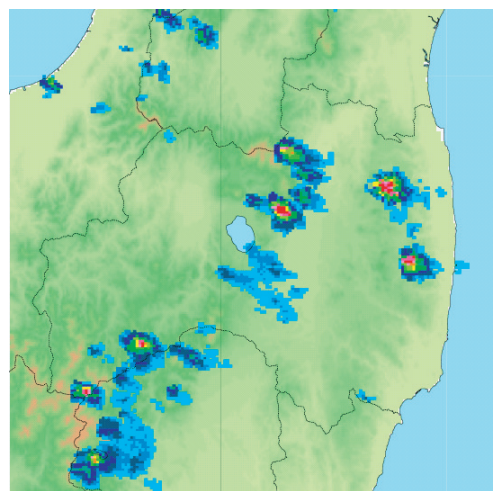
(1) 下三角型

第 2.2.3 図は 2006 年 8 月 13 日 13 時の福島県付近のレーダーエコーを示している。この事例では、発達した対流雲が見られた時間は南西風が卓越していた。そしてレーダーエコーは山の風下側に位置し、南北に数時間に渡ってほぼ同じ位置に降水域を形成しており、高降水強度を長時間維持するという特徴を示していた。下層の風が南東風に変った後、発達が弱まり始めた。同様の事例が 2006 年 8 月 23 日にも見られ、降水雲が高い山の風下に発生し、移動して衰弱するものの、再び

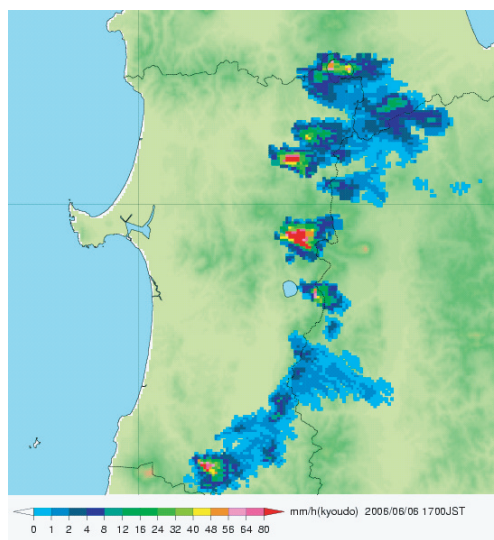
同じ場所に降水雲が発生・発達していた（図は省略）。

(2) 上三角型

第 2.2.4 図は 2006 年 6 月 6 日 17 時のレーダーエコーを示している。この事例では、地上で東又は北寄り（東南東～北）の弱風が観測されていた。そして、降水エコーは山の風上側で見られた。発生した降水雲は東に流されながら次第に衰弱するという特徴を示していた。2006 年 7 月 17 日の青森県付近においても類似した事例があり、北寄り



第 2.2.3 図 2006 年 8 月 13 日 13 時のレーダーエコー降水強度分布



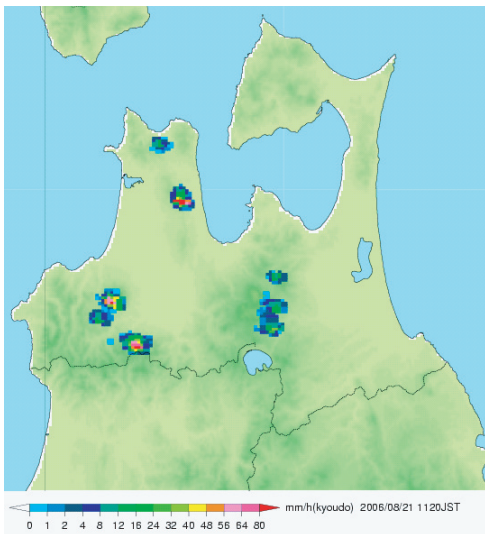
第 2.2.4 図 2006 年 6 月 6 日のレーダーエコー降水強度分布

の風が東成分を持ち始めた時間帯に山の風上側に降水雲が発生し、それが東側に流されては衰弱する特徴を示した（図は省略）。しかし、2006年7月8日の福島県付近の不安定性降水の事例では、地上で弱い風が西から北の風系のときに山の風下にエコーが見られ、流されながら消散する様相を呈した（図は省略）。必ずしも上三角型が山の風上で消長した降水雲の特徴ではないが、上三角型の事例はいずれも降水雲が流されながら衰弱して

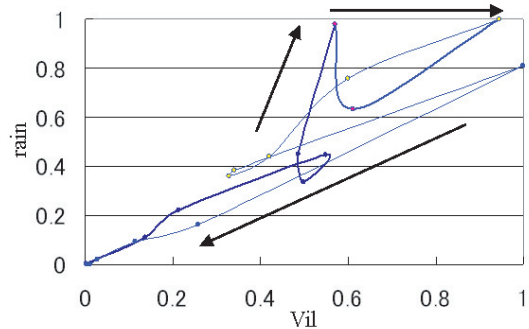
しまつて、降水が長続きしないという特徴を持っていた。

(3) 型が混在していた事例

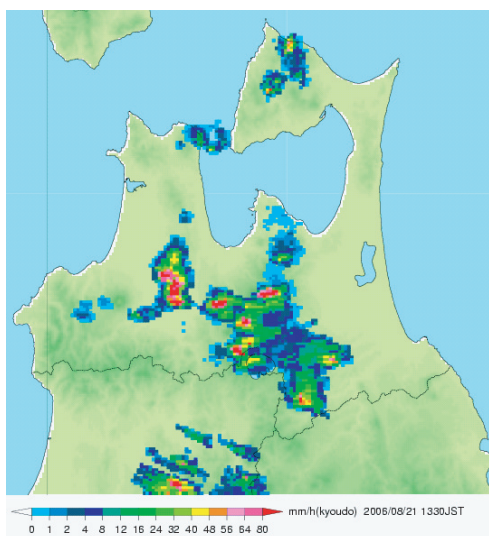
日射により対流雲が発生したと考えられる事例もあった。第2.2.5図では、太陽高度の上昇とともに地上気温も上昇し、山の東向き斜面に沿って降水雲が発生し始め、昼頃には北向き斜面にも降水雲が発達し始めた。この時 v-r 空間上の軌道は直線や下三角の特徴を示していた。その後、昼過ぎに降水雲は移動しながら衰弱し始めた。このときの v-r 関係には上三角の特徴も見られた。ただし、強雨域が広範囲に広がってしまうと孤立した降水雲としての追跡が困難となり、v-r 空間の軌道は複雑に見える傾向があることには注意が必要である。



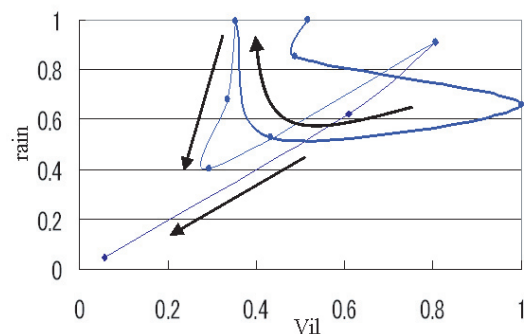
第 2.2.5-1 図 2006 年 8 月 21 日 1120JST のレーダーエコー降水強度分布



第 2.2.5-3 図 第 2.2.5-1 図で示した時間帯前後の、一連の降水における前半の v-r 関係の 1 例（下三角型）



第 2.2.5-2 図 2006 年 8 月 21 日（同日）1330JST のレーダーエコー降水強度分布



第 2.2.5-4 図 第 2.2.5-2 図で示した時間帯前後の、一連の降水における後半の v-r 関係の 1 例（上三角型）

図中の矢印は時間の向きを表し、縦軸横軸は各々最大が 1 とするような比で表している。

2.2.5 おわりに

短時間強雨をもたらす孤立した降水雲に対して v-r 空間に見られた軌道パターンのような「型」で特徴づけることができそうである。これは実況監視中に発生した降水雲の性質を特定し、その消長や経路、ひいては降水の長短多寡の判定に有効ではないだろうか。今後さらに v-r 空間の特性をもたらす要因を整理することにより有効性を見出していきたい。

2.3 本庁における技術開発

ここでは、本庁における技術開発課題 2 課題の照会と、平成 21 年度に予定されているレーダー観測 5 分化について解説する。

2.3.1 ブライトバンド・雹域表示 Web の紹介*

2.3.1.1 はじめに

レーダー情報を利用する際に、特異エコーが簡単に識別できるようになれば、適切な防災情報の提供につながると思われる。そこで、レーダー情報の利用に用いられる全国合成レーダーエコー強度データ（以降、全国合成）に特異エコー域を重ねて表示する Web ページを作成した。特異エコーとしては、開発の要望が多く、技術的に比較的容易であると思われるブライトバンド・雹・上空エコーを選んだ。そのうち、気象レーダーデータ共有装置（以降、RISS）において公開しているブライトバンド及び雹域表示 Web を紹介する。上空エコーに関しては、いくつか問題点があるため、今後のさらなる開発が必要である。

2.3.1.2 ブライトバンド域表示 Web の紹介

2.3.1.2.1 ブライトバンドとは

上空の気温の低いところで形成された雪が、落下して気温 0℃の層を通過すると、その表面が融けて水膜で覆われた状態になる。このような雪片はレーダー電波を強く反射する。さらにぬれた雪は互いに付着しあって大きな雪片を構成するため、ますます電波を強く反射するようになる。この後、落下を続けて気温が上昇すると、融ける過程で分裂し、また完全に水滴となり粒径が小さくなることにより、反射強度は小さくなる。また、雨滴は雪よりも落下速度が大きいため単位体積当たりの粒子数が減少し、ますます反射強度が小さくなる。この 0℃付近の融解層をレーダーで観測したときに、エコー強度の大きなブライトバンドとなる（立平、2006）。

また、融解層は数百 m 程度と薄く、レーダーサイトの遠方では融解層がレーダー観測体積に占める割合が小さくなるため、融解層の影響は小さ

* 福田 純也（観測システム運用室、現 数値予報課）

くなる (Gourley and Calvert, 2003).

2.3.1.2.2 技術背景

上述のように、ブライツバンドとは、気温 0°C 前後の融解層を気象レーダーで捕らえるとレーダーエコーが強調される現象である。したがって、エコーが観測される高度の温度を求めることができれば、ブライツバンド識別の指標として活用できると考えられる。また、レーダーサイトの遠方では融解層の影響は小さくなるため、レーダービームに沿った距離も指標として活用できると考えられる。

したがって、全国合成においてエコーが存在する領域の温度・ビーム距離が必要である。全国合成は、レーダーごとの最下層データ（仰角合成テーブルを用いて各メッシュに対する最適な仰角を張り合わせて作られる）において、基本的に最も強いレーダーエコーを採用している。全国合成の各メッシュで採用されたレーダーに関する情報は、採用情報ファイルに残される。

つまり、レーダーごとの最下層は一定高度面ではなく、メッシュにより高度が異なる。それらを合成した全国合成もメッシュごとに高度が異なり、さらに時間ごとに採用されるレーダーが異なるため、各メッシュの高度も時間により変化する。同様に、全国合成の各メッシュのビーム距離も時間により変化する。

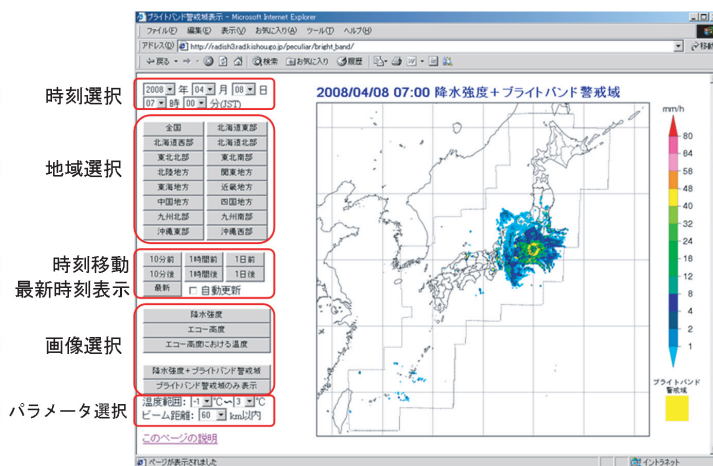
そのため、まず仰角合成テーブルでレーダーごとに全メッシュの高度・ビーム距離を求めた。次にレーダー採用情報を用いて全国合成においてエコーが存在する全メッシュの高度・ビーム距離を決定した。最後に MSM の予報結果から作成された等温度面高度データ（平成 19 年度 技術開発課題 No14：「レーダー 3 次元観測データを用いた発雷予測技術の開発」を参照）を用いて全国合成のエコーに該当する温度を決定した。

このようにして 10 分ごとに全国合成の高度・温度・ビーム距離データを作成し、そのうち温度・ビーム距離を用いてブライツバンド警戒域を表示する Web ページを作成した。

2.3.1.2.3 Web 紹介

二つのパラメータ（温度・ビーム距離）を用いてブライツバンド域を識別する際に、最適なパラメータ範囲を決定する必要がある。そのため、それらの範囲を自由に選んで、ブライツバンド警戒域を識別しエコーを重ねて表示できる Web ページをイントラネット内に作成し、まずは本庁現業で幅広く実験してもらえようとした。いくつかの事例を検証した結果、パラメータ閾値（温度範囲 -1 ~ 3°C, ビーム距離 60km 以内）を用いると、ブライツバンドを非常に良く捕捉していたので、これらをデフォルトの閾値として採用した。

第 2.3.1.1 図に作成した Web の概要を示す。



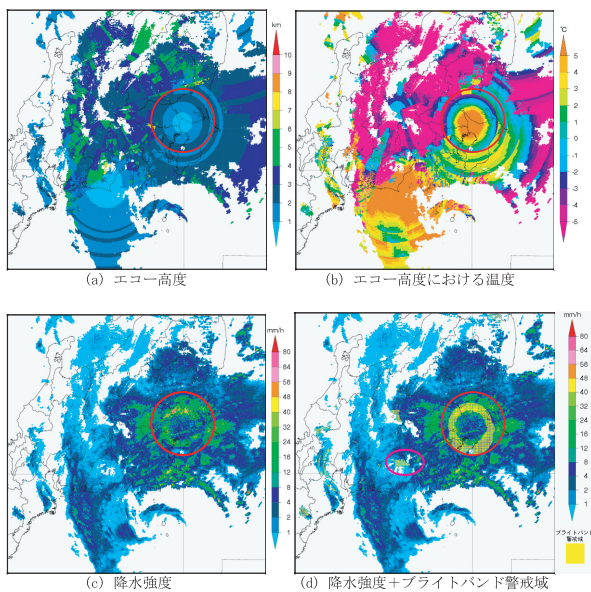
第 2.3.1.1 図 ブライツバンド警戒域表示 Web の概要

2.3.1.2.4 事例紹介

顕著なブライトバンド検出例として2008年4月8日7時(日本時間)頃、東京レーダーを中心に円形にエコーが強められた事例を第2.3.1.2図に示す。

この例では、第2.3.1.2図(c)で東京レーダーを中心に円形に強められたエコーが存在するのがわかるが、第2.3.1.2図(d)で黄色のメッシュで表されたブライトバンド警戒域がそれらの領域をきれいに覆っている。しかし、第2.3.1.2図(d)のピンクで囲まれた領域は警戒域ではあるが顕著なブライトバンド域ではない。この例ではパラメータ閾値として温度範囲 $-1 \sim 3^{\circ}\text{C}$ 、ビーム距離60km以内を用いている。

また、二つめの事例として2007年5月6日12時50分(日本時間)において、長野レーダー一周

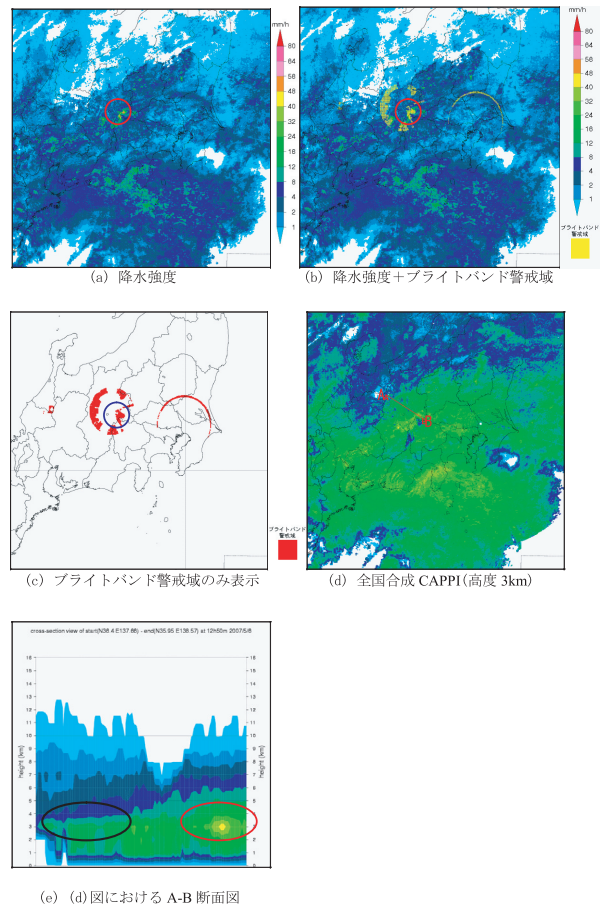


第2.3.1.2図 2008年4月8日7時(日本時間)においてブライトバンドが観測された事例

(a)は全国合成のエコーに該当する高度、(b)は温度、(c)は降水強度、(d)は降水強度にブライトバンド警戒域(温度範囲 $-1 \sim 3^{\circ}\text{C}$ 、ビーム距離60km以内)を黄色のメッシュで重ねた図。(a)～(d)の全ての図における赤丸はブライトバンドによりエコーが円形に強められている領域。図(d)のピンク色で囲まれた領域は警戒域であるが顕著なブライトバンド域でない領域。

辺でブライトバンドが観測された事例を第2.3.1.3図に示す。パラメータ閾値は先ほどの例と同じである。

この例は先ほどの例とは異なり、一目でブライトバンド域を判別できない。第2.3.1.3図(a)の赤丸で示された領域内に強いエコー域があり、第2.3.1.3図(b)でその領域をブライトバンド警戒域が覆っているが、わかりづらい。そのため第



第2.3.1.3図 2007年5月6日12時50分(日本時間)においてブライトバンドが観測された事例

(a)は降水強度、(b)は降水強度にブライトバンド警戒域(温度範囲 $-1 \sim 3^{\circ}\text{C}$ 、ビーム距離60km以内)を黄色のメッシュで重ねた図、(c)は警戒域のみを赤色で示した図、(d)は全国合成CAPPI(高度3km)、(e)は(d)図におけるA-B断面図。(a)～(c)図における赤丸及び青丸はブライトバンドによりエコーが強められている領域。(e)図の赤丸もその領域に対応している。

2.3.1.3 図 (c) で警戒域のみを表示させると、長野レーダーを囲むように円形に警戒域があることがわかる。第 2.3.1.3 図 (c) の青丸以外の領域は強いエコー域ではないが、これは非常に弱いエコーがブライトバンドにより強められてこの程度の強度になったと考えられる。そのことを確かめるため、第 2.3.1.3 図 (d) の A-B 断面図第 2.3.1.3 図 (e) を見ると、赤丸で示された強いエコー域ほどではないが、黒丸で示された領域も上下に比べてエコーが強められている。

2.3.1.2.5 まとめ

現状では温度範囲 $-1 \sim 3^{\circ}\text{C}$ 、ビーム距離 60km 以内が良い閾値と考えられるが、ブライトバンドではないと思われる領域を捕捉している場合も見られた。そのため、今後さらに多くの事例を調査し、別の新たなパラメータの導入も含めて最適なパラメータ閾値を決定する。

2.3.1.3 雹域表示 Web の紹介

2.3.1.3.1 雹とは

雹は激しい上昇気流を持つ積乱雲内で発生する。そのような環境下では、上空の気温の低いところで形成された氷粒が落下して表面が融解し、再び上昇気流で雲の上部に吹き上げられて融解した表面が凍結することを繰り返す。その過程で、外側に他の氷晶が付着したり、過冷却の水滴が付着し凍結したりすることで、次第に氷粒が成長していき、雹が生成される。また、レーダーから見た雹の特徴としては、レーダー反射強度が大きいということが挙げられる。

2.3.1.3.2 技術背景

雹の識別としては、「平成 19 年度 技術開発課題 No09：レーダーデータをもとにした降水に関する指数（レーダーエコー指数）の実用化」をもとに、現在観測部現業で目安として用いている三つのパラメータ (z_{\max} , top , $vild$) を用いることにした。それぞれ、 z_{\max} （最大反射強度）は鉛直方向の反射強度の最大値、 top （エコー頂高度）は存在するエコーの最大高度、 $vild$ （鉛直積算雨量密度）は鉛直積算雨量 (vil) を top で除し

たものである。

10 分ごとに全国合成の z_{\max} , top , $vild$ データを全国合成 CAPPI データから作成し、それらを用いて雹警戒域を表示する Web ページを作成した。

2.3.1.3.3 Web 紹介

最適なパラメータ閾値を求めめるため、パラメータを自由に变化させて雹警戒域をエコーに重ねて表示できる Web を作成した。デフォルトのパラメータ閾値としては $z_{\max} \geq 55\text{dBZ}$, $top \geq 8\text{km}$, $vild \geq 3.5\text{g/m}^3$ を用いた。これらの閾値において、2006 年の降雹による災害報告事例を全て調査したところ、30 事例中 22 事例捕捉（捕捉率 73.3%）していることが報告されている（平成 19 年度観測データ高度利用技術担当者会議：「レーダー三次元データによる雹の判別」）。

第 2.3.1.4 図に作成した雹警戒域表示 Web の概要を示す。

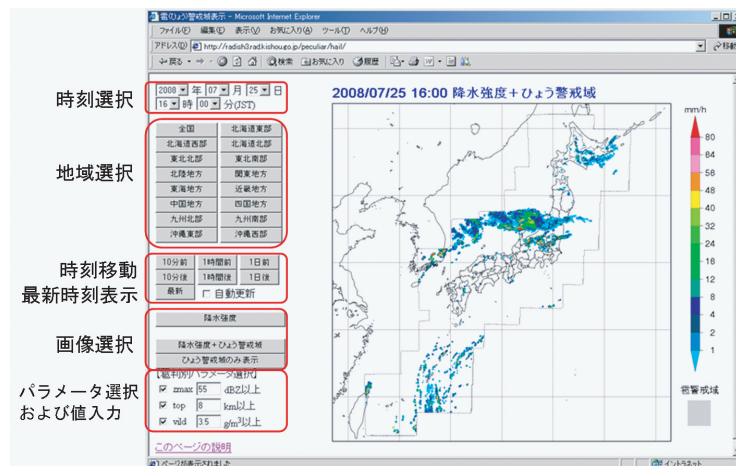
2.3.1.3.4 事例紹介

デフォルトのパラメータ閾値 ($z_{\max} \geq 55\text{dBZ}$, $top \geq 8\text{km}$, $vild \geq 3.5\text{g/m}^3$) を変化させながら、実際に雹が観測された事例を調べた。例として 2008 年 7 月 25 日 16 時頃、群馬県南部地方で降雹が観測されたものを第 2.3.1.5 図に示す。

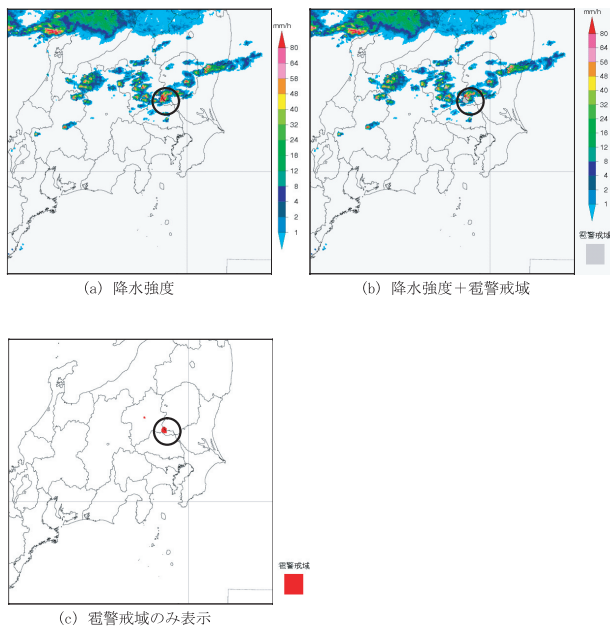
この例では、第 2.3.1.5 図 (a) において黒丸で囲まれた非常に強いエコー域が見られ、第 2.3.1.5 図 (b) でこの領域を雹警戒域が覆っている。しかしわかりづらいため、雹警戒域のみを示した第 2.3.1.5 図 (c) を見ると雹警戒域が実際に降雹を観測した群馬県南部地方を覆っていることがわかる。

2.3.1.3.5 まとめ

デフォルトのパラメータ値 ($z_{\max} \geq 55\text{dBZ}$, $top \geq 8\text{km}$, $vild \geq 3.5\text{g/m}^3$) では上記のような夏場の降雹は捕捉できている場合が多いが、冬季日本海側の降雹などはほとんど捕捉できていなかった。今後さらに多くの事例を調査し、地域・季節ごとに最適なパラメータ閾値を決定する。



第 2.3.1.4 図 雹警戒域表示 Web の概要



第 2.3.1.5 図 2008 年 7 月 25 日 16 時（日本時間）における (a) は降水強度、(b) は降水強度に雹警戒域（条件 $zmax \geq 55dBZ$, $top \geq 8km$, $vild \geq 3.5g/m^3$ ）を灰色で重ねた図、(c) は雹警戒域のみを赤色で示した図
 (a) ~ (c) の全ての図における黒丸は実際に降雹が観測された領域。

2.3.1.4 今後の計画

現在 RISS でブライトバンド・雹警戒域表示 Web を公開しているが、まだ試行段階である。今後、パラメータを自由に変えて各地域・季節でのブライトバンド及び降雹事例について最適なパラメータ値を見つける必要がある。それらの事例を活用することにより、今後の警戒域表示 Web の最適なパラメータ閾値を決定し、将来的に解析雨量などのブライトバンドによる過大値を補正するためのデータとしての活用が期待できる。

参考文献

Gourley, J. J., and Calvert, C. M. (2003) : Automated detection of the bright band using WSR-88D data. Wea. and Forecasting, 18, 585-599.
 立平良三 (2006) : 気象レーダーのみかた インターネット天気情報の利用. 初版, 東京堂出版, 東京, 52-53.

2.3.2 レーダー三次元情報を用いた発雷直前予測について*

2.3.2.1 はじめに

気象庁では、平成22年度から竜巻等の突風や雷など局地的な激しい現象の危険度を分布図形式で発表することを計画している。この情報の一つである「雷ナウキャスト（仮）」については、①雷監視システム（LIDEN）による雷の検知結果に加え、②レーダーデータから発雷の危険性が高くなった領域についても解析を行い、1時間程度先まで予測する形で予報部と観測部が共同で開発を進めている。本稿では、これまでに観測部で開発を行った②の解析アルゴリズムについて解説する。

2.3.2.2 予測アルゴリズム

レーダーを用いた雷予測について、 -10°C 高度におけるレーダーエコー強度40dBZが有効な指標と指摘されており（Gremillion, 1999）、昨年度までに等温度面エコー強度を作成する環境を整えた。

今年度は、10km格子ごとに3次元レーダーデータ指標を作成し、LIDENによる対地雷検知の有無を目的変数としてロジスティック解析を行った。また、数値予報資料として得られるMSM発雷ガイダンスを用いて発雷環境場の選別を行い、精度向上を図っている。

2.3.2.2.1 ロジスティック解析

ロジスティック解析は『あり』or『なし』などの二値データの解析に適していると言われており、式(2.3.2.1)で目的とする現象が起こる確率を算出する。

$$p = \frac{\exp(b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_kx_k)}{1 + \exp(b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_kx_k)} \quad (2.3.2.1)$$

ここで、 p は現象が起こる確率、 x_i が説明変数であり、式(2.3.2.1)を次式(2.3.2.2)のとおり変形し、今回は重回帰分析を行うことで係数 b_i を求めている。

$$\ln\left(\frac{p}{1-p}\right) = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_kx_k \quad (2.3.2.2)$$

2.3.2.2.2 目的変数と説明変数

今回は目的変数について、レーダー観測時刻から10分以内に、10km格子内でLIDENによる対地雷検知がある場合に『現象あり』として解析を行った。時間のずれを考慮するため、LIDENの検知位置を降水ナウキャストの移動ベクトルで10分遡って移動させている。また、LIDENの品質管理として、LIDEN検知位置から半径10km範囲内に合成強度0.2mm/h（レベル値3）以上のエコー域がない場合は、誤検知と見なしている。

解析を10km格子単位で行うため、説明変数についても10km格子単位で用意する必要がある。今回は、説明変数が多くなるのを避けるため、 -10°C 高度エコー強度、鉛直積算雨量（VIL）、頂高度について、それぞれ強度（高度）と面積を併せ持つ指標を作成した。

例として、 -10°C 高度エコー強度指標（ P_{zt} ）の作成について説明する。まず、10km格子内の1kmメッシュ -10°C 高度エコー強度を第2.3.2.1表に従ったランクに分け、高いランクに重みを付けて式(2.3.2.3)のとおり積算する。取り得る最大値は10km格子内の1kmメッシュの値が全てランク4の場合で200となる。

$$P_{zt} = \left(\sum_{k=1}^4 k \times \text{ランク}k \text{の格子数} \right) \div 2 \quad (2.3.2.3)$$

第2.3.2.1表 エコー強度とランクの関係

ランク 1:	35～40 dBZ
ランク 2:	40～45 dBZ
ランク 3:	45～50 dBZ
ランク 4:	50 dBZ 以上

* 平原 淳（観測システム運用室、現 内閣府大臣官房総務課）

2.3.2.2.3 解析期間と解析格子

今回は主に夏季をターゲットとして2007年05月～10月のデータからロジスティック解析を行った。予測対象域は陸域と海岸線から20km以内にかかる格子で、説明変数の指標が全て0の事例を除外したものを解析の母集団としている。北海道や沖縄地方などで『現象あり』が少ない(ない)格子が見られるため、『現象あり』データ数の確保と、少し空間的に均す意味も含め4×4格子ごとと同じロジスティックモデルを構築した。4×4格子でも『現象あり』データ数が少ない格子には、16×16格子で解析したロジスティックモデルを適用した。

2.3.2.2.4 MSM発雷ガイダンス(PoT)の利用

MSM-PoTは、数値予報から20km格子単位で前3時間に発雷する確率を算出しており、その格子が発雷環境場に適しているかどうかを表す指標といえる。2.3.2.2.1～2.3.2.2.3で構築したロジスティックモデルと組み合わせ、いずれも値が低い場合は発雷の可能性が低いと判断し、ロジスティックモデルの出力を0(発雷の可能性なし)に補正することとした。

今回はロジスティックモデルの出力値が20%未満かつMSM-PoTが10%未満の場合に補正を施している。

2.3.2.2.5 発雷予測域のプロダクト表現

ロジスティックモデルによる予測結果は10km格子情報として算出されるが、プロダクトの表現としては1km格子情報で提供することを予定している。このため、別途レーダーデータから対流性のエコー域を抽出し、発雷確率算出格子にかかる対流域をプロダクト表現とできないか検討を行った(第2.3.2.1図)。これまでのところ、対流性の判別にはSteiner *et al.* (1995)を参考に、高度2kmにおいて以下のパラメータで行っている。

①エコー強度 $Z \geq 40\text{dBZ}$ の格子点は、自動的に convective center とする。

② ①で convective center と判別されない格子点について、その格子を中心とする半径11km以内の0でないエコーを平均した背景エコー強度 Z_{bg}

を、式(2.3.2.4)で算出する ΔZ 以上超える格子点は convective center とする。

$$\Delta Z = 10 - Z_{bg}^2 \div 180 \quad (2.3.2.4)$$

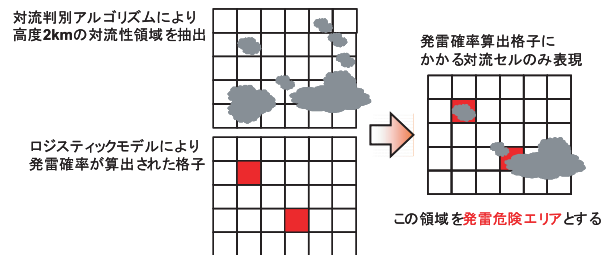
③ convective center と判別された格子点について、第2.3.2.2表で示す半径内の格子点を『対流性領域』とする。

2.3.2.3 事例による検証

作成したロジスティックモデルを独立資料である2008年の事例に適用して予測特性などの検証を行った。なお、時刻は全て日本標準時である。

事例1 2008年06月23日 東海地方

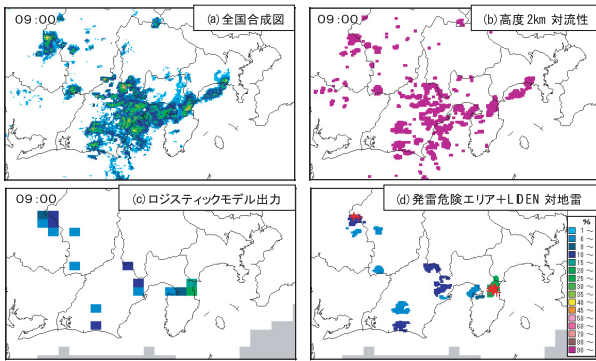
この日は、梅雨前線が本州の南海上に停滞し、上空に寒気が入ったため大気の状態が不安定となっていた。第2.3.2.2図は09時00分の状況で、(a)全国合成図では静岡県を中心に降水域が広がり、ところどころに強いエコーも見られる。(b)は高度2kmにおける対流性領域で、(c)がロジスティックモデルによる10km格子の発雷確率である。(b)と(c)を組み合わせた(d)が発雷危険エリアを示しており、検証のため09時00分～10分のLIDEN対地雷の検知結果も併せて表示し



第2.3.2.1図 プロダクト表現のイメージ

第2.3.2.2表 対流性領域とする半径

1km :	$Z_{bg} < 25$
2km :	$25 \leq Z_{bg} < 30$
3km :	$30 \leq Z_{bg} < 35$
4km :	$35 \leq Z_{bg} < 40$
5km :	$40 \leq Z_{bg}$



第 2.3.2.2 図 2008 年 06 月 23 日 09 時 00 分

- (a) 全国合成図
 - (b) 高度 2km 対流性領域
 - (c) ロジスティックモデル出力
 - (d) 発雷危険エリア+LIDEN 対地雷 (09 時 00 分～10 分の検知)
- (b) と (c) の情報から (d) を作成。伊豆半島の付け根付近に発雷確率の高い領域が表現されており、実際に 10 分以内に LIDEN が対地雷を検知している。

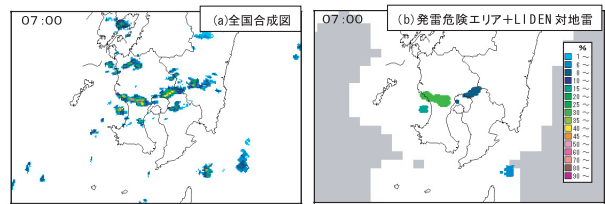
ている。伊豆半島の付け根付近に 20% を超える発雷危険エリアがあり、実際にその後 10 分以内に LIDEN による対地雷が検知されている。

結果的に LIDEN による対地雷検知がない領域も見られるが、発雷の危険性を伝えるという観点からは、おおむね妥当な表現ができています。

事例 2 2008 年 07 月 04 日 九州南部

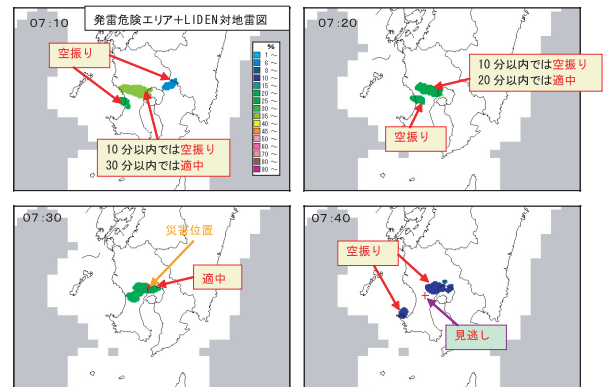
この日は、九州は太平洋高気圧の周辺部に位置し、南から暖かく湿った空気が流れ込んだため大気の状態が不安定となっていた。2.3.2.3 事例 1 と同様の図を第 2.3.2.3 図と第 2.3.2.4 図に示す。災害報告では、07 時 45 分頃、始良町の海岸の堤防で釣りをしていた男性が被雷し死亡したと報告されている。時刻的はずれはあるが、第 2.3.2.4 図 07 時 30 分の発雷危険エリアに対応して災害発生位置に LIDEN が対地雷を検知している。その前までの時刻においても、発雷危険エリアが継続して表現されており、場合によってはリードタイムが長く取れることがわかる。

このため、検証を行う際には、10 分以内の対地雷検知に対する評価だけではなく、20 分以内、30 分以内における評価も有効と考えられる。



第 2.3.2.3 図 2008 年 07 月 04 日 07 時 00 分

- (a) 全国合成図
- (b) 発雷危険エリア+LIDEN 対地雷 (07 時 00 分～10 分の検知)



第 2.3.2.4 図 発雷危険エリア+LIDEN 対地雷 (2008 年 07 月 04 日 07 時 10 分～07 時 40 分)

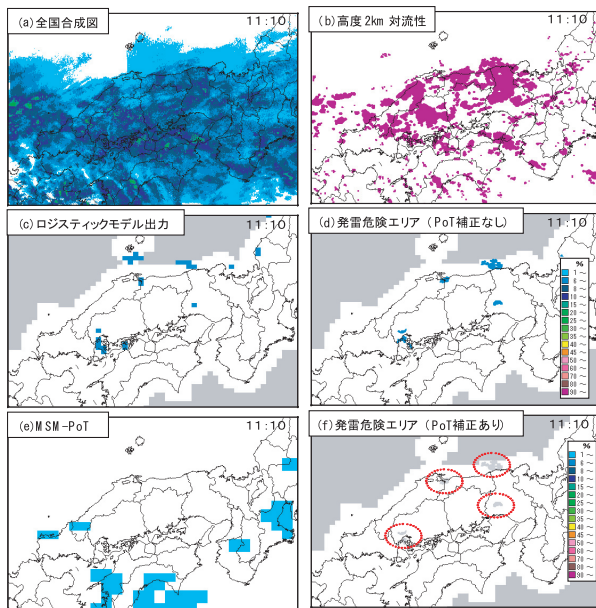
LIDEN は対象時刻後 10 分間の検知結果を表示 (例: 07 時 30 分のデータは 07 時 30 分～40 分) 07 時 45 分頃に始良町の海岸で男性が被雷し死亡。07 時 40 分の図から、該当位置に落雷の検知は見られないが落雷危険エリアは表現されていた。その前の時刻から、継続して落雷危険エリアが表現されていたことがわかる。時間的にはずれがあるが、07 時 30 分に示されている対地雷検知が災害位置との対応が良い。

この事例のようにリードタイムが長く取れる場合もあるので、検証を行う際には、10 分以内の対地雷検知に対する評価だけではなく、20 分以内、30 分以内における評価も有効と考えられる。また、近接格子で落雷を検知している場合もあるので、そのような場合を適中・捕捉とした評価も有効と考えられる。

事例 3 2008 年 05 月 10 日 中国地方

この日は、日本の南に梅雨前線が停滞し、第 2.3.2.5 図 (a) の 11 時 10 分における全国合成図では中国地方は層状性の降水域に覆われていた。この時間帯には、融解層が高度 2km 付近に存在したため、対流性判別がうまくいかず不適当な対流性領域が解析された (b)。 (c) のロジスティッ

クモデルも低い値ではあるが出力しており、このままでは (d) のように不適当な発雷危険エリアが表現されてしまう。実際には、(e) の MSM-PoT と組み合わせることで、全域にわたり発雷ポテンシャルが低いことがわかるので、(f) のとおり発雷危険エリアはなしと補正している。



第 2.3.2.5 図 2008 年 05 月 10 日 11 時 10 分

- (a) 全国合成図
 (b) 高度 2km 対流性領域
 (c) ロジスティックモデル出力
 (d) 発雷危険エリア (PoT 補正なし)
 (e) MSM-PoT (f) 発雷危険エリア (PoT 補正あり)

(a) を見ると層状性の降水域が広がっているが、融解層が高度 2km に存在しており不適当な対流性判別となった (b)。ロジスティックモデルも低い値ではあるが出力しており、このままでは (d) のように不適当な発雷危険エリアが表現されてしまう。実際には、(e) の MSM-PoT と組み合わせることで、全域にわたり発雷ポテンシャルが低いことがわかり、最終的に (f) の赤丸印内について発雷危険エリアはなしと補正している。

2.3.2.4 統計的検証

作成したロジスティックモデルについて、独立資料である 2008 年 05 月～07 月のデータから統計的検証を行った。ロジスティックモデルによる出力を 1% ごとに区切り、閾値以上の確率算出格子を『予報あり格子』、対応する LIDEN による対地雷検知がある格子を『現象あり格子』とし、全格子・全期間における結果を積算した。スレットスコアと捕捉率は、同じ格子における 10 分以内の対地雷検知について評価を行い、空振率は、『予報あり格子』に対して、10 分以内の同じ格子における評価と、同様に 20 分以内、30 分以内に『現象あり格子』が存在する場合には適中とする、条件を緩めた評価を行っている。

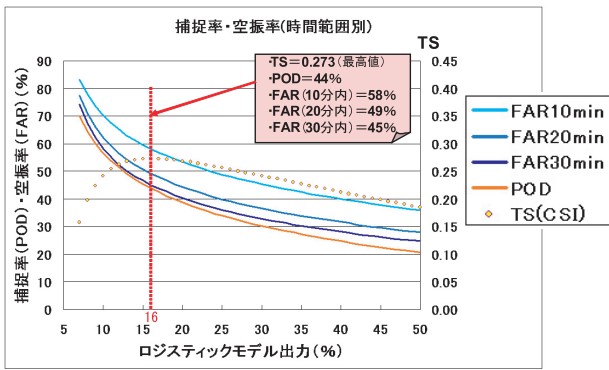
検証スコアをグラフにした第 2.3.2.6 図を見ると、10 分以内に対地雷を検知するかどうかという評価では、閾値 16% のときに最もスレットスコアが良く 0.273、捕捉率 44%、空振率 58% であった。条件を緩めた 30 分以内の発雷を適中とした場合の空振率は 45% であった。

2.3.2.5 まとめと今後の課題

3次元レーダーデータから構築した 10km 格子ロジスティックモデルを MSM 発雷ガイダンスで補正し、対流性領域と合成することで、発雷の危険域を示すプロダクトを作成した。作成した発雷危険エリアは、雷危険域の絞り込みがある程度でき、場合によってはリードタイムが長く取れる可能性もある。

今後は、平成 22 年度の「雷ナウキャスト (仮)」の運用開始に向け、以下のポイントを念頭にアルゴリズムの改良を進める。

- 冬季における開発を行う。
- 今回求めた検証スコアと比較しながら説明変数の見直しを行う。
- 適切な MSM-PoT の適用閾値を検討する。
- 統計資料が少ないなど、ロジスティックモデルがうまく構築できていない領域については、別格子のロジスティックモデルを適用するなどして対応する。



第 2.3.2.6 図 検証スコアのグラフ 2008 年 05 月～07 月 (全 10km 格子積算)

ロジスティックモデルによる出力を 1%ごとに区切り、閾値以上の確率算出格子を『予報あり格子』、LIDEN による対地雷検知がある格子を『現象あり格子』とし、全格子・全期間における結果を積算して検証を行った。スレツスコア (TS) と捕捉率 (POD) は、同じ格子における 10 分以内の対地雷検知について評価を行い、空振率は、『予報あり格子』に対して、10 分以内の同じ格子における評価 (FAR10min) と、同様に 20 分以内 (FAR20min)、30 分以内 (FAR30min) に『現象あり格子』が存在する場合には適中とする、条件を緩めた評価を行っている。

- FO (適中) : 予報あり・現象あり
- FX (空振り) : 予報あり・現象なし
- XO (見逃し) : 予報なし・現象あり
- XX (適中) : 予報なし・現象なし
- TS (スレツスコア) : $FO/(FO+FX+XO)$
- FAR (空振率) : $FX/(FO+FX)$
- POD (捕捉率) : $FO/(FO+XO)$

参 考 文 献

Gremillion, M.S. and R.E.Orville (1999) : Thunderstorm characteristics of cloud-to ground lightning at Kennedy Space Center, Florida: A study of lightning initiation signatures as indicated by WSR-88D. Weather and Forecasting, 14, 640-649.

Steiner, M., R.A.House Jr., and S.E.Yuter (1995) : Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. J.Appl.Meteor., 34, 1978-2007.

2.3.3 レーダー観測の 5 分化について*

2.3.3.1 はじめに

近年、ごく狭い範囲で突発的に雨が強まる局地的大雨による事故や災害が多発している。予報メッシュ内での局地的大雨の可能性を予測することは可能であるが、場所や時間を特定し、十分な時間的余裕で局地的大雨の発生を予測することは難しいのが予報技術の現状である。

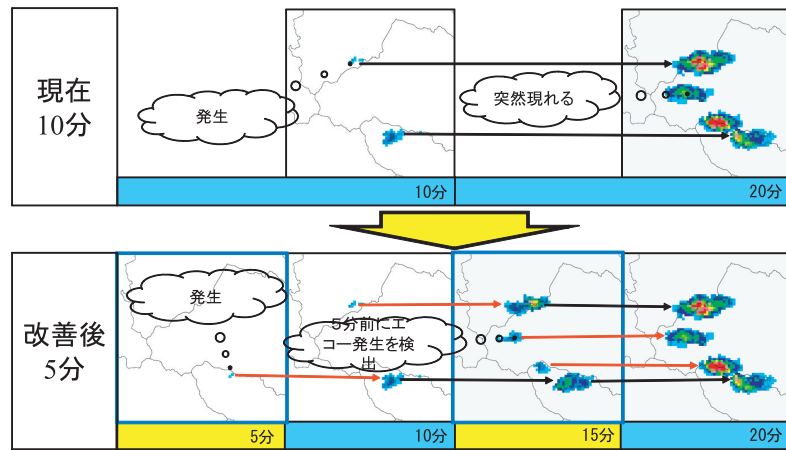
このようなことから気象庁では、局地的大雨から人命を守るため、局地的な大雨の観測、解析・予報技術及び防災気象情報の改善を推進することとしている。具体的には、平成 20 年度補正予算「安心実現のための緊急総合対策」によって、新たに札幌、福井、大阪、広島、石垣島の 5 か所の一般気象レーダーでドップラー化を進めるとともに、平成 21 年 (2009 年) 7 月 1 日より全国 20 か所の気象レーダーで降雨域の観測間隔を 10 分ごとから 5 分ごとに能力アップし、局地的大雨に対する監視機能の強化を図ることとしている。

ここでは、全国 20 か所のレーダーの観測頻度を 5 分間隔に能力アップすることについて説明する。

2.3.3.2 レーダー観測 5 分化の内容

第 2.3.3.1 図は、観測間隔を 1/2 倍 (5 分間隔) に能力アップすることを示す模式図である。上が現在の 10 分間隔の観測シーケンスでの雨雲を捕えるイメージ図で、下が今回の観測間隔の 5 分化後のイメージ図である。上の 10 分間隔では、エコーが現れていない状況 (図略) から、突然エコーが現れている。このエコーは、次の 10 分後の 20 分には豪雨をもたらす規模の気象エコーとして観測されている。エコーの追跡では、二つのエコーが追跡でき、また 20 分には 2 個の強いエコーが突然現れている。下側のレーダー観測 5 分化後のイメージ図では、上の 5 分ごとの空白にエコーの図が挿入される。エコーの追跡では、10 分ごとのエコーで二つのエコーを追跡できたが、5 分ごとではこの発達過程の前後を追跡できることがわかる。また、二つのエコーに加え、上側の

* 溝本 悟 (観測部観測課, 現 大阪管区気象台技術部観測課)



第 2.3.3.1 図 レーダー観測 5 分化の模式図

20 分で現れていたエコーの発達初期の状況も 5 分では追跡できることがわかる。レーダー観測 5 分化により、これまでより詳細にエコーの発達初期からの状況を把握できるようになる。

このように「豪雨の手前で予兆をキャッチ」することにより、注意報・警報等の気象情報を少しでも早く伝えることが可能となる。また、利用者も、大気の状態が不安定な気象状況の場合に気象レーダーの画像を 5 分ごとに見ることができ、豪雨となり得る強い雨雲をこれまでより詳細に見ることができるようになる。

2.3.3.3 新たに追加される観測データ

現在の観測では、次の観測データが 10 分間隔で得られている。

- レーダーごと直交座標
 - エコー強度 (最下層, 1km メッシュ)
 - エコー頂高度 (2.5km メッシュ)
 - エコー強度 (高度別 15 層)
- レーダーごと極座標
 - エコー強度 (仰角別)
 - ドップラー速度 (仰角別)
- 全国合成
 - エコー強度 (最下層, 1km メッシュ)
 - エコー頂高度 (2.5km メッシュ)
 - 鉛直積算雨水量 (1km メッシュ)

メソサイクロン検出

今回改修されるレーダー観測 5 分化では、上記観測データに加え次の観測データが 5 分間隔で作成される。

- ① レーダーごと直交座標エコー強度 (最下層, 1km メッシュ)
- ② 全国合成エコー強度 (最下層, 1km メッシュ)
- ③ メソサイクロン検出

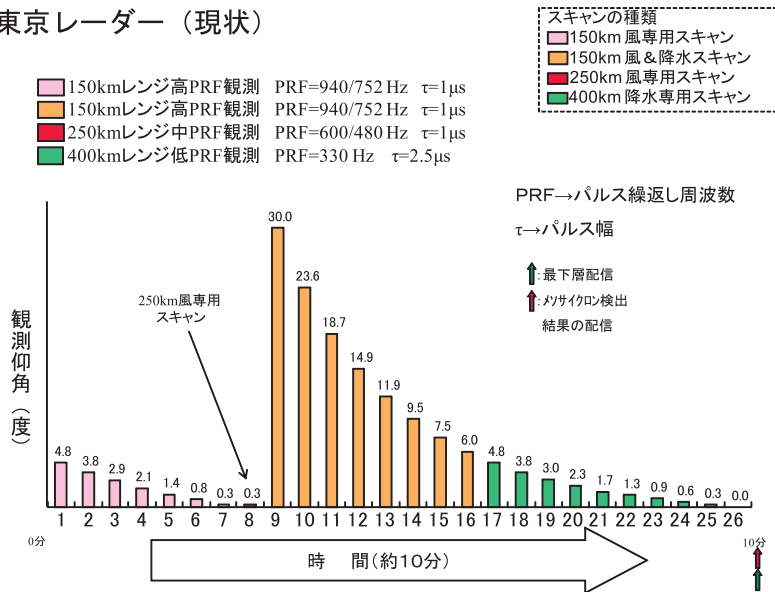
2.3.3.4 現在と改修後の観測シーケンス

第 2.3.3.2 図は、現在の東京レーダーの観測シーケンスである。縦軸が観測仰角、横軸は時間の流れを示している。ピンク、オレンジ、赤、緑の凡例で示される降水・風 (強度及び速度) の観測の各シーケンスを組み合わせ、各仰角 (降水や風) の観測が行われる。本庁で集められた各サイトからのこれらの資料が、10 分ごとに最下層エコー強度やその他の資料として必要な部署に配信されている。また、風 (ドップラー速度) についても、本庁でメソサイクロンを検出するための資料として利用され、10 分ごとにメソサイクロン検出結果として配信されている。

第 2.3.3.3 図は、レーダー観測 5 分化についての観測シーケンス検討案である。5 分ごとに最下層エコー強度データを得るための観測 (緑) とメソサイクロン検出 (ピンク、オレンジ、赤) のための観測を盛り込み、エコー強度とドップラー速

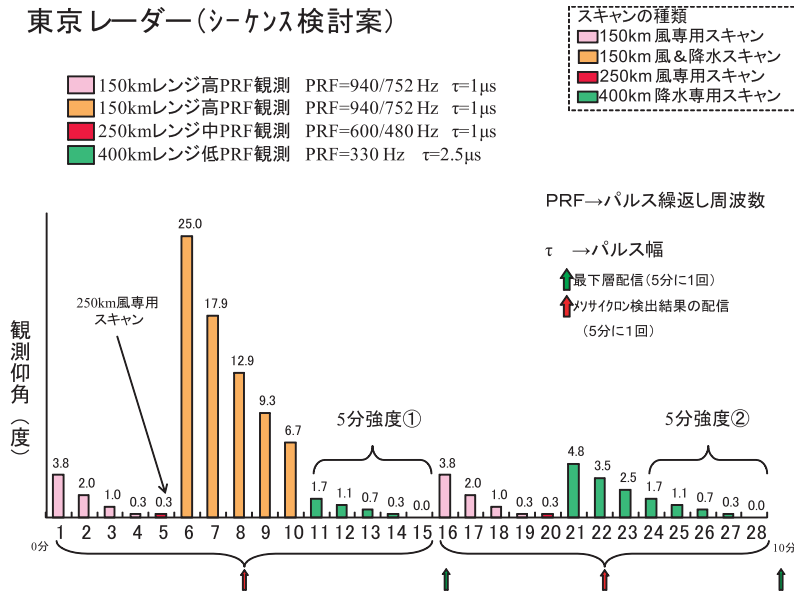
度の3次元ボリューム観測（オレンジ色）も盛り込んでいる。レーダーの空中線は1回転15秒で回転し、10分間で観測できる回数は観測仰角を変更する時間を含めると約28-29回転程度が限度となる。今後、気象研究所ドップラーレーダーによる試験観測を行い、観測シーケンス案を評価する予定である。

東京レーダー（現状）



第 2.3.3.2 図 現在の東京レーダーの観測シーケンス

東京レーダー（シーケンス検討案）



第 2.3.3.3 図 レーダー観測 5 分化についての観測シーケンス検討案

3. 新しい観測資料の利用*

平成 20 年度観測データ利用技術検討会では、リアルタイム解析が可能になった GPS 可降水量についてデータの性質と利用ツールの理解を深め、今後の利用について検討を行った。

3.1 GPS 可降水量データの背景と意義

3.1.1 GPS 可降水量の背景

本検討会で GPS 可降水量を取り上げるに至るまでの背景は、以下のとおりである。

平成 9 年度から平成 13 年度に、科学技術振興調整費により「GPS 気象学：GPS 水蒸気情報システムの構築と気象学・測地学・水文学への応用に関する研究」が実施された。このプロジェクトの研究成果により、GPS 大気遅延量の気象学における研究や気象業務での利用の可能性について広く理解されるようになった（萬納寺，1998；萬納寺，2000）。しかしこの時点では、GPS 大気遅延量データの解析はリアルタイムではなく、気象業務へ利用するためにはリアルタイム解析が必要であった。

観測部では、平成 15 年度から平成 17 年度に技術開発課題「次世代高層気象観測手法の調査」を実施し、気象研究所の協力を得て GPS 大気遅延量の観測業務への利用方法を検討した。小司（2007）、小司・國井（2007）により、GPS 大気遅延量の準リアルタイム解析が示され、数値予報モデルへの同化実験が行われた。その後、観測部では平成 19 年度に技術開発課題「GPS 可降水量におけるリアルタイム処理データの品質管理手法等の開発」を実施し、2007 年 10 月に GPS 可降水量解析装置を整備した。このようにして、GPS 大気遅延量データをリアルタイムで気象業務に利用するためのソフトとハードの準備が整えられた。

平成 20 年度の技術開発課題「GPS 可降水量データを用いた実況監視ツールの開発」では、リアルタイム解析データを利用するためのツールの開発が実施された。2008 年 5 月には GPS 大気遅延量のリアルタイム解析が数値解析予報システムへ

配信され、メソ解析への利用に関する業務化試験が行われた（石川，2008）。この結果、①降水予報のスコアの大幅な改善、②地上相対湿度の顕著な改善と地上気温の改善、③予報事例における強雨予報の改善と偽の雨の抑制、というポジティブな評価結果が示されている。このように、GPS 大気遅延量データは、数値予報への業務利用が計画されている（2009 年 3 月現在）。また、利用ツールにより把握される GPS 可降水量データが強雨の実況監視に有効であるという理解も広まりつつある。

3.1.2 天気予報の三要素

天気予報を科学的に行うため、三つの要素：①気象観測（Observation）、②ツール（Tool）、③モデル（Model）が重要である（Bergeron, 1959）。

気象観測には、現在、地上気象、ゾンデ、レーダー、気象衛星、ウィンドプロファイラなどの観測手段がある。GPS 可降水量は、これらの気象観測データに新たに加わるデータである。各観測手段によって得られる観測データによって、大気の状態が把握される。しかし、各種観測データにはそれぞれのデータ特性があり、観測データの利用に当たってその特性と利用方法、留意点を理解することが重要である。GPS 可降水量という新しいデータについても、その特性と利用方法、留意点を理解することが不可欠である。

各種観測手段によって得られるデータは、数多くの気象要素について膨大な量である。このため、膨大な観測データから目的に合った図的・数学的・力学的処理をするツールが用いられる。具体的には、天気図や断面図、エマグラム、各種安定度指数（SSI, K-index, CAPE, CIN）などである。天気図は各地の気象観測データから大気システムを表現し、エマグラムはゾンデ観測データから大気の鉛直構造を示す。GPS 可降水量データも時間的・空間的に高い観測密度で得られており、膨大な GPS 可降水量データを要約して利用するツールが必要である。観測部では平成 20 年度に利用ツールとして「GPS による気象観測データ共

* 水野 量（観測部観測課，現 計画課）

有ツール」を開発しており、このツールの利用方法と留意点の理解が重要である。

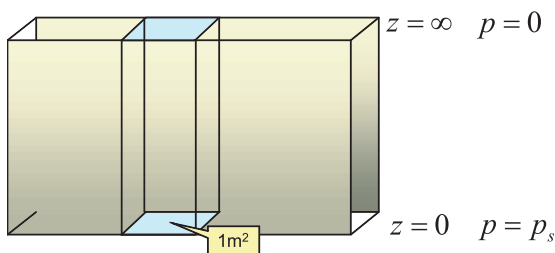
各種観測手段による観測データと目的に合った処理をするツールに加えて、大気の状態に関するモデル及び問題に対する合理的物理的方法が、天気予報を科学的に行うために用いられる。具体的には、低気圧モデルや数値予報モデル、各種概念モデル、雷雲発達モデル、統計モデルである。これらのモデルを用いて、膨大な観測データとツールで表現される大気の状態を理解し、天気予報や気象情報が作成される。一般に、各種概念モデルは詳細な事例解析から、また統計モデルは長期間の観測データからそれぞれ作成される。GPS 可降水量データを考慮した各種概念モデルや統計モデルの開発が、今後必要である。

3.1.3 可降水量とは

地表(高度 $z = 0$, 気圧 $p = p_s$)から大気上端(高度 $z = \infty$, 気圧 $p = 0$)までの気柱に含まれる水蒸気質量を、可降水量 (precipitable water) という。第 3.1.1 図から可降水量 PW [kgm^{-2}] は、

$$PW = \int_0^{\infty} \rho_v dz = \int_0^{\infty} \rho q dz = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q dp \quad (3.1.1)$$

である。ここで、 ρ_v は水蒸気密度 [kgm^{-3}], ρ は空気密度 [kgm^{-3}], q は比湿 [kgkg^{-1}], g は重力加速度 [ms^{-2}], p_s は地上気圧 [Pa] である。大気中に水蒸気が多く含まれるほど、その鉛直積算量である可降水量は大きい。水蒸気密度には飽和水蒸気密度以下であるという上限値があるため、気柱積算量である可降水量にも上限値がある。



第 3.1.1 図 可降水量の説明図

3.1.4 可降水量の特徴

この節では、可降水量データの特徴を説明する。
 ①可降水量は下層の気柱水蒸気量を代表する、
 ②可降水量は赤道地方で大きく極地方で小さく、日本付近では南北傾度が大きい、
 ③可降水量は夏期に大きく冬期に小さく季節変化が大きい、という特徴を強調する。

3.1.4.1 水蒸気密度の高度分布

第 3.1.2 図 (a) は、大気の放射計算で用いられるモデル大気における水蒸気密度の高度分布を示している (McClatchey *et al.*, 1972)。熱帯、中緯度夏季、中緯度冬季、寒帯夏季、寒帯冬季とも、水蒸気密度は地表で最大で高度とともに減少する。このような水蒸気密度 ρ_v の高度 z による減少は、次式：

$$\rho_v = \rho_{v0} \exp(-\beta z) = \rho_{v0} \exp\left(-\frac{z}{H}\right) \quad (3.1.2)$$

によって表現される (Reitan, 1963)。ここで、 ρ_{v0} は地表における水蒸気密度、 β は定数で約 0.44km^{-1} 、したがってスケールハイト $H = \frac{1}{\beta}$ は約 2.3km 、である。

(3.1.2) 式から高度 z までの可降水量 $PW(z)$ は、次式：

$$PW(z) = \rho_{v0} H \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{z}{H}\right) \right\} \quad (3.1.3)$$

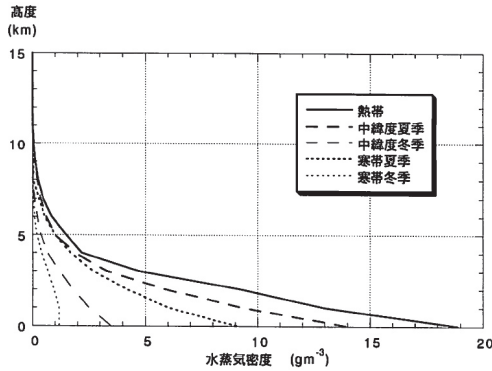
で与えられる。(3.1.3) 式を大気上端までの可降水量 $PW(\infty) (= \rho_{v0} H)$ で規格化すると

$$\frac{PW(z)}{PW(\infty)} = 1 - \exp\left(-\frac{z}{H}\right) \quad (3.1.4)$$

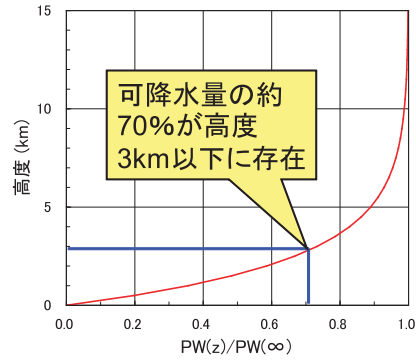
が得られる。 $PW(\infty)$ で規格化された高度 z までの可降水量の高度分布を示す第 3.1.2 図 (b) から、可降水量の約 70% は 3km 以下に含まれていることがわかる。つまり、可降水量は下層の気柱水蒸気量を代表している。

3.1.4.2 可降水量の空間分布

第 3.1.3 図は、JRA-25 アトラスによる可降水量分布 (年平均) 図である。可降水量は、赤道地方で大きく (約 50kgm^{-2} 以上)、極地方で小さい (約 5kgm^{-2} 以下)。日本付近では可降水量の南北傾度が大きい。



(a)水蒸気密度の高度分布



(b)地上からの水蒸気積算量

第 3.1.2 図 水蒸気密度の高度分布と地上からの水蒸気積算量

(a) 水蒸気密度の高度分布, (b) 地上からの水蒸気積算量

3.1.4.3 可降水量の月別分布

第 3.1.4 図は、石垣島、鹿児島、館野、札幌における可降水量の月別分布を示している (Chuda and Niino, 2005)。夏期に大きく冬期に小さいという可降水量の大きな季節変化がある。このような月別分布は、第 3.1.3 図の可降水量の空間分布と対応するものである。

3.1.4.3 可降水量の月別分布

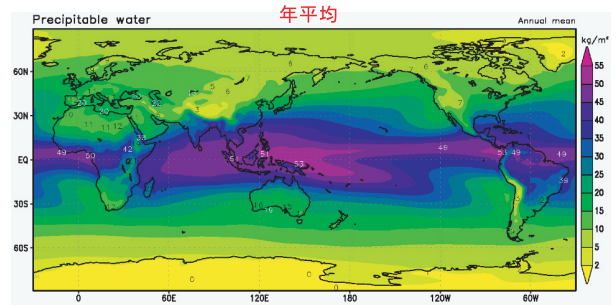
第 3.1.4 図は、石垣島、鹿児島、館野、札幌における可降水量の月別分布を示している (Chuda and Niino, 2005)。夏期に大きく冬期に小さいという可降水量の大きな季節変化がある。このような月別分布は、第 3.1.3 図の可降水量の空間分布と対応するものである。

3.1.5 水蒸気の水平フラックス

この節では、水蒸気収支解析から水蒸気の水平フラックスの収束が、降水量と深く関係していることを強調する。

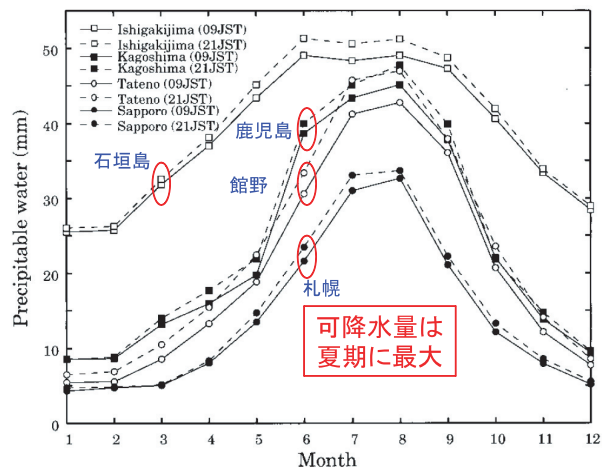
大気中の水蒸気比湿 q [kgkg^{-1}] の (x, y, p) 座標系での時間変化の式は、

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \omega \frac{\partial q}{\partial p} = -m \quad (3.1.5)$$



第 3.1.3 図 可降水量分布 (年平均図)

気象庁及び財団法人電力中央研究所が実施した JRA-25 長期再解析プロジェクトにより作成された JRA-25 アトラスによる。



第 3.1.4 図 各地の可降水量の月別変化

石垣島、鹿児島、館野、札幌における 9 時 (実線) と 21 時 (破線) の可降水量, Chuda and Niino (2005) による。

で与えられる (二宮, 2005). ここで, $\frac{\partial q}{\partial t}$ は局所的時間変化, $u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y}$ は水平移流, $\omega \frac{\partial q}{\partial p}$ は鉛直移流, m は単位時間当たりの凝結量である.

一方, 空気の連続の式は,

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (3.1.6)$$

である.

(3.1.5) 式と (3.1.6) 式に q を掛けたものを加えると,

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uq) + \frac{\partial}{\partial y}(vq) + \frac{\partial}{\partial p}(\omega q) = -m \quad (3.1.7)$$

という水蒸気の連続の式が得られる (二宮・秋山, 1976). (3.1.7) 式の $\frac{\partial}{\partial x}(uq) + \frac{\partial}{\partial y}(vq)$ は, 水蒸気の水平フラックスと呼ばれている.

次に, (3.1.7) 式の領域平均は,

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\overline{uq}) + \frac{\partial}{\partial y}(\overline{vq}) + \frac{\partial}{\partial p}(\overline{\omega q}) + \frac{\partial}{\partial p}(\overline{\omega'q'}) = -\bar{m} \quad (3.1.8)$$

である. ここで, $\overline{\omega'q'}$ は乱れ (積雲対流や乱れ) による水蒸気の垂直輸送を示している. (3.1.8) 式を気層全体で積分すると, 大気上端と下端 (地表面) では $\overline{\omega} \approx 0$ であるから,

$$\frac{1}{g} \int \left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\overline{uq}) + \frac{\partial}{\partial y}(\overline{vq}) \right] dp = -\bar{M} + E \quad (3.1.9)$$

が得られる. ここで, \bar{M} は気層全体の凝結量,

$E = -\frac{1}{g}(\overline{\omega'q'})_{SFC}$ は地表面からの水蒸気フラックス (蒸発) である.

豪雨域で (3.1.9) 式を評価すると, 比湿 q は下層で大きな値を持つから,

$$\frac{1}{g} \int \left[\frac{\partial}{\partial x}(\overline{uq}) + \frac{\partial}{\partial y}(\overline{vq}) \right] dp \approx \frac{1}{g} \int_{地表}^{中層} \nabla \cdot \mathbf{v}q \approx -\bar{M} \quad (3.1.10)$$

となる. ここで, 豪雨域について (3.1.10) 式を導出するとき, ①蒸発量 E は数 mm / 日であり E は無視できる, ②大気は飽和しており,

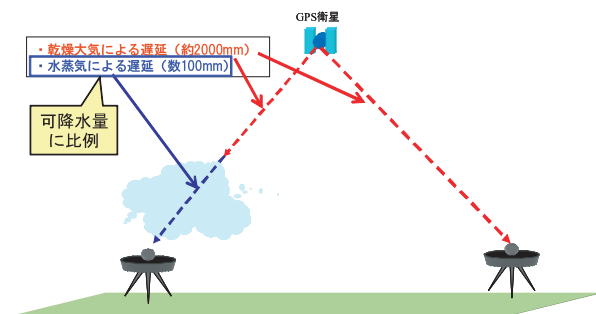
$\frac{\partial q}{\partial t} \approx \frac{\partial q_s}{\partial t} \approx 0$ を用いている. したがって, 豪雨域では下層水蒸気フラックスの収束は, 凝結量の気柱積算量とほぼ等しく, 降水量と深く関係している. このことは, GPS 可降水量の利用ツールの図 (3.2.2 参照) に利用している.

3.1.6 GPS 可降水量の観測原理と精度

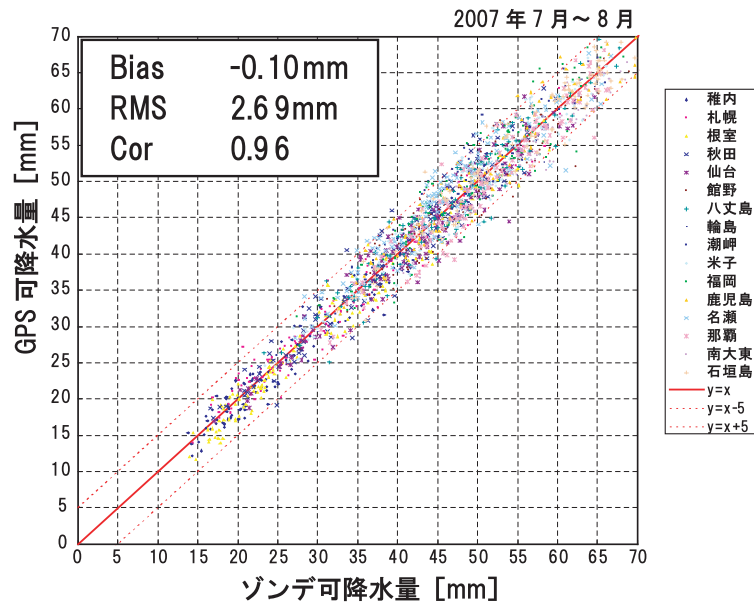
GPS 衛星から電波が地表面へ伝搬するとき, 電離層や大気の影響を受けて電波の到達時間に遅れが生じる. その遅れを距離に換算したものを, 大気遅延量という. 第3.1.5図に示すように, 大気遅延量は乾燥大気による遅延と水蒸気による遅延からなる. 水蒸気による遅延量は, 鉛直積算水蒸気量である可降水量に比例している.

大気遅延量は, GPS 衛星 - 受信機間の実際の距離と GPS 衛星からの電波の位相から求められる距離との差からわかる. この大気遅延量から乾燥大気による遅延量を差し引いた遅延量が可降水量に比例することを利用して, GPS 可降水量が求められる.

第3.1.6図は, 2007年7月~8月におけるGPS可降水量とラジオゾンデから算出した可降水量(ゾンデ可降水量)を比較した散布図である. 両者のバイアスは $-0.10\text{mm} (= \text{kg/m}^3)$ と小さく, RMSE (二乗平均平方根誤差) は 2.69mm , 相関係数は 0.96 である. このような高い精度で, 空間的にはアメダスと同程度の観測密度と時間的には毎時間の頻度でGPS可降水量データを利用することができる.



第3.1.5図 GPS 可降水量の観測原理



第 3.1.6 図 GPS 可降水量とゾンデ可降水量の散布図 (2008 年 7～8 月)
 横軸にゾンデ可降水量, 縦軸に GPS 可降水量を示す. 可降水量の単位 (mm) は, kg/m^2 と同じである.

参 考 文 献

Bergeron, T. (1959) : Methods in scientific weather analysis and forecasting. An outline in the history of ideas and hints at a program. The Atmosphere and the Sea in Motion. Bolin, B., Ed., The Rockefeller Institute Press, 440-474.

Chuda, T. and H. Niino (2005) : Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 83, 391-408.

石川宜広 (2008) : 2.5 地上設置型 GPS 大気遅延量の利用. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 53-57.

萬納寺信崇 (1998) : GPS 大気遅延量を利用した数値予報. 数値予報課報告・別冊第 44 号, 気象庁予報部, 14-24.

萬納寺信崇 (2000) : GPS データ同化実験, 数値予報課報告・別冊第 47 号, 気象庁予報部, 102-110.

McClatchey, R. A. *et al.* (1972) : Optical properties of the atmosphere, 3rd ed. AFCRL Environ. Res. Papers, 411, 108pp.

二宮洸三・秋山孝子 (1976) : 豪雨のスケールと水蒸気解析について. *天気*, 23, 221-229.

二宮洸三 (2005) : 気象解析の基礎. オーム社, 53-60, 99-106.

Reitan, C. H. (1963) : Surface dew point and water vapor aloft. *J. Appl. Meteor.*, 2, 776-779.

小司禎教 (2007) : 地上 GPS: 準リアルタイム解析データの同化実験. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 147-152.

小司禎教・國井 勝 (2008) : 地上 GPS 観測網による可降水量の同化. *気象研究ノート*, 217, 228-238.

3.2 GPSによる気象観測データ共有ツール*

3.2.1 はじめに

従来、高層の気温、湿度、風向風速を知る手段はラジオゾンデ観測を主体としたものであったが、近年では衛星観測やドップラーレーダー等のリモートセンシング観測の開発が進み、時間的・空間的に高分解能なデータ取得が可能となってきた。しかし、局地的に発生する大雨に大きな影響を与える陸域の水蒸気とその変動は、このような状況においても、全球的に時間的・空間的に密に観測する手段が整備されていない。

日本においては国土地理院が運用しているGPS連続観測システム(GEOMET)の電子基準点リアルタイムデータを利用することにより、アメダスに匹敵する高い時間・空間分解能で大気を含む水蒸気量の尺度となるGPS可降水量を把握することができる。GPS可降水量の利用について、数値予報課ではメソ解析への利用に関する同化・予測実験を行った(石川, 2008)。その結果、モデル初期値の水蒸気場が正確になり、第3.2.1図に示されるように強雨の予報が改善(茶色の円内)するだけでなく、偽の雨も抑制(赤色の破線円内)されており、数値予報モデルの予測精度が

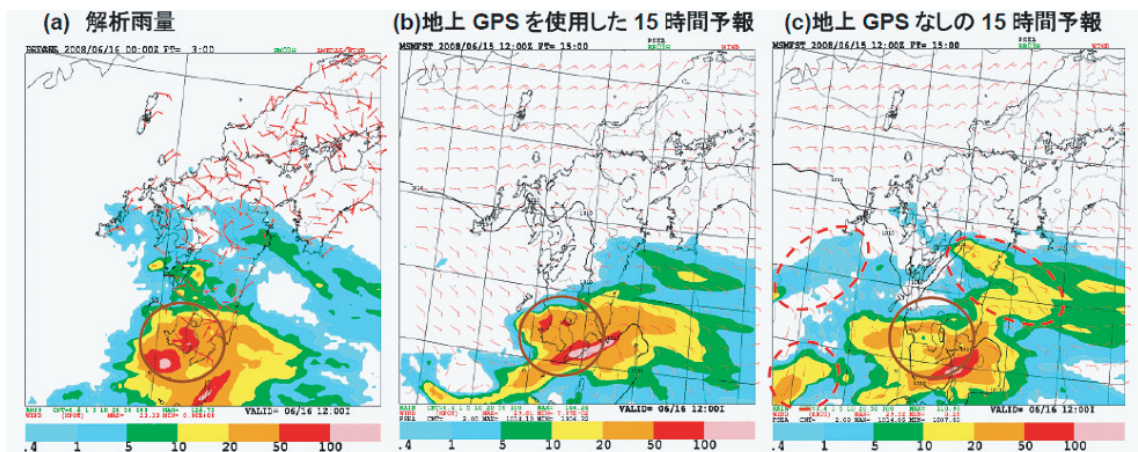
向上していることがわかった。観測部では国土地理院から受信しているGEOMETのデータを処理し、GPS可降水量を算出するGPS可降水量解析装置を平成19年10月に整備し、平成21年4月から現業運用を開始する予定である。これを踏まえ、観測部観測課ではGPS可降水量とその他のデータを組み合わせた「GPSによる気象観測データ共有ツール」を開発している。本ツールでは、全国約1,200地点の可降水量とその時間変化を把握できるだけでなく、アメダス地上風や毎時大気解析のデータを組み合わせた解析により、地上付近の可降水量フラックスの収束エリア、気柱の相対湿度及びSSI等を把握することができる。

3.2.2 GPSによる気象観測データ共有ツールの開発

「GPSによる気象観測データ共有ツール」のアドレスを以下に示す。なお、本ツールはWEBアプリケーションであり、ソフトウェアのインストールや設定作業は不要であり、データは毎正時30分後に更新される。

http://172.17.215.15/GPS_WWW/index.html

このアドレスにアクセスすると第3.2.2図の画



第3.2.1図 GPS可降水量の同化実験の結果(数値予報課)

平成20年度数値予報研修テキスト(気象庁予報部, 2008)による。強雨の予報が改善(図中の茶色円内)され、偽の雨も抑制(図中の赤色破線内)されている。

「地上GPS」は、地上設置型GPSデータを示す。

* 吉本 浩一(観測部観測課, 現 数値予報課)

面が表示され、「GPS 可降水量データリアルタイム表示」(第 3.2.2 図における黄色の部分)をクリックすると、第 3.2.3 図の全国表示画面が表示される。以下に第 3.2.3 図及び第 3.2.4 図における(a)～(k)について記述する。

(1) 地域拡大メニュー：第 3.2.3 図 (a)

全国表示画面では、北海道、東北、関東、東海、北陸、近畿、中・四国、九州、奄美地方、沖

縄本島地方、宮古・八重山地方の 11 エリアについての拡大図を表示するためメニューがある。拡大表示したいエリアをクリックすると、第 3.2.4 図のような地域拡大図のページが表示される(第 3.2.4 図には、参考として関東地方のページを表示)。さらに、北海道については西部、北部及び東部の詳細図、東北及び九州については南部及び北部の詳細図のページが表示される。



第 3.2.2 図 GPS による気象観測データ共有ツールの index ページ



第 3.2.3 図 リアルタイム表示 (全国表示)

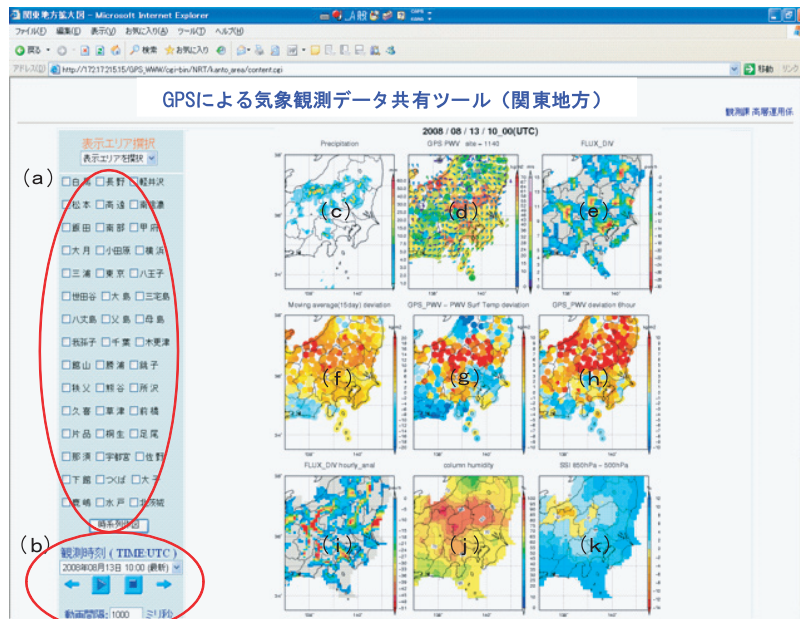
平成 20 年度観測データ利用技術検討会での要望を受けて (a) の 9 エリアは 11 エリアに拡大された。

(2) 時系列表示メニュー：第 3.2.4 図 (a)

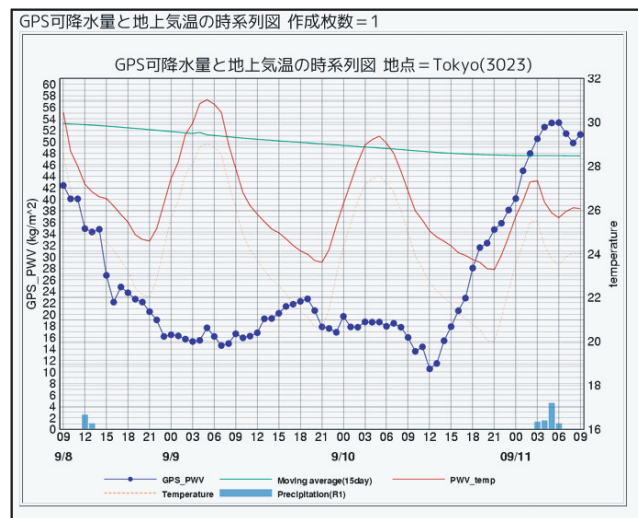
地域拡大図 (第 3.2.4 図) における (a) には、各地点における時系列図 (第 3.2.4 図 ; GPS 可降水量, GPS 可降水量の 15 日移動平均, 地上気温に対する平均可降水量 (詳細については 4.3 章③を参照), 1 時間積算雨量) を表示するためのメニューがある。時系列図を表示したい地点の

チェックボックスにチェックを入れ、「時系列作図」をクリックすることにより表示される (同時に 4 地点までの表示が可能)。第 3.2.5 図の時系列図における注意事項を、以下に記述する。

①青線は GPS 可降水量, 緑線は GPS 可降水量の 15 日移動平均, 赤線は地上気温に対する平均可降水量, 水色は 1 時間積算雨量, 橙破線は気温 (左



第 3.2.4 図 リアルタイム表示 (地域拡大表示, 関東地方)



第 3.2.5 図 各地点における時系列図

軸) を示す。

②第3.2.4図(a)について、選択できる地点の名称には、地上気象官署及びアメダスのものを表示しているが、表示されるデータはGPS観測点のものである。なお、タイトルの()内の数字は、電子基準点の地点番号である。

③時系列図の雨量は、GPS観測点の真上の解析雨量データを利用しており、雨量計のデータを直接利用していない。

④時系列図の気温は、GPS観測点に内挿したデータである(大気遅延量を可降水量に変換する際に利用した気温データ)。

(3) 第3.2.3図又は第3.2.4図(b) : 時間メニュー

本ツールでは、過去1日分のデータを確認することができ、表示時刻を1時間戻す場合は「←」、1時間進む場合は「→」又は画像をクリックすると表示画面が変わる。また、再生ボタンをクリックすることにより、動画としての表示も可能になっている。

(4) 第3.2.3図又は第3.2.4図(c) : 解析雨量 (Precipitation, mm)

表示時刻における前1時間積算雨量を表示している。

(5) 第3.2.3図又は第3.2.4図(d) : GPS可降水量の値 (GPS_PWV, mm)

全国表示では、GPS可降水量の値のみが表示されるが、地域拡大ではGPS可降水量の値に加え地上風のベクトル図も表示している。なお、タイトルに記述している「site = 1140」は、解析したGPS観測点の数(1140)である。

(6) 第3.2.3図又は第3.2.4図(e) : アメダスの地上風を用いた可降水量フラックスの収束・発散 (FLUX_DIV, mm/h)

水蒸気がどのエリアに集まっているかを把握するため、GPS可降水量とアメダスの地上風を掛けることにより可降水量フラックスを求め、その収束域を示した図を表示している。図中のカラー部分は収束域を意味し、収束の大きさに応じて青(小)から赤(大)に色分けされており、灰色は発散域を意味する。計算方法の詳細については、3.2.3(2)を参照されたい。

(7) 第3.2.3図又は第3.2.4図(f) : 15日移動平均からの偏差 (Deviation from 15-day moving average, mm)

各GPS観測点における、GPS可降水量の前15日移動平均からの偏差を表示している。暖色系は、15日移動平均よりGPS可降水量が多く、寒色系はGPS可降水量が少ないことを示す。

(8) 第3.2.3図又は第3.2.4図(g) : 地上気温に対する平均可降水量からの偏差 (GPS_PWV - PWV Surf Temp deviation, mm)

各GPS観測点における、GPS可降水量の地上気温に対する平均可降水量からの偏差を表示している。暖色系は、地上気温に対する平均可降水量よりGPS可降水量が多く、寒色系はGPS可降水量が少ないことを示す。詳細については、3.2.3(3)を参照されたい。

(9) 第3.2.3図又は第3.2.4図(h) : 6時間前からの偏差 (GPS_PWV deviation 6hour, mm)

各GPS観測点における、6時間前のGPS可降水量からの偏差を表示している。暖色系は、6時間前に比べGPS可降水量が増加していることを示し、寒色系は減少していることを示す。

(10) 第3.2.3図又は第3.2.4図(i) : 毎時大気解析の風を用いた可降水量フラックスの収束・発散 (FLUX_DIV hourly_anal, mm/h)

(e)と同様に、水蒸気がどのエリアに集まっているかを把握するため、GPS可降水量と毎時大気解析の風データを掛けることにより可降水量フラックスを求め、その収束域を示した図を表示している。(e)では地上風を使用しているが、毎時大気解析のデータからは風のプロファイルが把握できるため、地上から50hPa上空の風データを使用している。

(11) 第3.2.3図又は第3.2.4図(j) : 気柱相対湿度 (column humidity, %)

気柱全体が飽和していることを仮定した飽和可降水量に対するGPS可降水量の割合として定義した気柱相対湿度を表示している。詳細については、3.2.4を参照のこと。

(12) 第3.2.3図又は第3.2.4図(k) : SSI (SSI 850hPa - 500hPa)

500hPaでの気温と850hPaにおける空気塊を

500hPa 高度まで持ち上げたときの気温との差を表示している。なお、持ち上げる空気塊 (850hPa) の湿度データには、(j) の気柱相対湿度を使用している。詳細については 3.2.3 を参照のこと。

3.2.3 主な指標の説明

(1) 可降水量と強雨の関係 (第 3.2.3 図又は第 3.2.4 図 (d))

平原・水野 (2000) では、高層気象観測データから得られる 36 種類の指標 (K-index, CAPE 等) を用いて 20mm/h 以上の強雨とのスコアを調査している。強雨をもたらす条件として挙げられる事項は、①十分な水蒸気、②対流をもたらす大きな大気的不安定度、③対流を発生させるきっかけである。平原・水野 (2000) の結果は、CAPE 等の安定度を示す指数よりも、可降水量等の水蒸気に関する情報が多い指数が強雨との対応が良い結果が示されており、GPS 可降水量は、水蒸気を把握する上で利用できることがわかる。

そこで、本調査では、2008 年 7 月において、GPS 可降水量と解析雨量の散布図 (第 3.2.6 図) を作成した。その結果、可降水量が多いだけでは、強雨発生の十分条件を満たしていないことがわかり、可降水量フラックスの収束やどれだけ飽和しているかを把握する必要があることがわかる。

また、過去の調査において、可降水量はその値

の 2~3 倍が今後数時間に発生する最大降水量と対応することが知られており、第 3.2.6 図の散布図はその結果を反映した結果となっている。したがって、GPS 可降水量は、あらかじめ強雨が発生することが把握できた場合において、今後数時間に発生する最大雨量を検討する上で、一つの参考資料として利用できる可能性があり、今後更に統計的な調査を実施する必要がある。

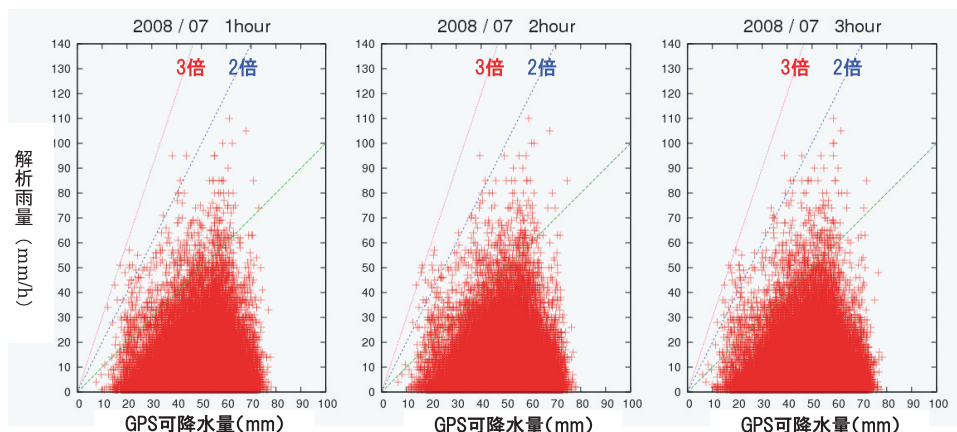
(2) 可降水量フラックスの収束・発散 (第 3.2.3 図又は第 3.2.4 図の (e) 及び (i))

局地的な不安定降水現象は、地上付近の風の収束及び下層水蒸気量の増加が時間的に先行して密接に関係している。したがって、このような降水現象の前兆現象を捕えるためには、局所的な水蒸気の分布だけでなく、水蒸気の移動を考慮し、今後水蒸気がどの地点に多く集まるかを把握することが重要である。水蒸気が多く集まる場所では、現在よりも降雨の可能性が高まることが予想される (概念図を第 3.2.7 図に示す) ため、(3.2.1) 式により風ベクトルと GPS 可降水量を掛け、水蒸気の収束・発散域を把握するもの (以下、「可降水量フラックス」という) を開発した。

$$\text{可降水量フラックス} = \frac{\partial(u \times PWV)}{\partial x} + \frac{\partial(v \times PWV)}{\partial y}$$

$$\left(\text{単位: } \frac{m}{s} \times \frac{kg}{m^2} \times \frac{1}{m} = \frac{kg}{m^2 s} \right)$$

(3.2.1)



第 3.2.6 図 GPS 可降水量と解析雨量の散布図 (2008 年 7 月)

左図は 1 時間後の解析雨量との散布図、中央図は 2 時間後の解析雨量との散布図、右図は 3 時間後の解析雨量との散布図。

GPS 可降水量の単位 (mm) は、 kg/m^2 に同じである。

ここで、収束・発散の計算に使用する風データについて、どの層の風データを使用するかが問題となる。例えば、925hPa の風を用いて計算することを考えると、標高約 1000m 以上の可降水量フラックスを計算することができず、700hPa の風データを用いると計算できないエリアは無くなるが、地形の影響を全く受けない可降水量フラックスになってしまう。そこで、本課題では GPS 可降水量の時間・空間分解能と同等の分解能を有するアメダスの地上風データと、毎時大気解析の風データを用いて可降水量フラックスの計算を行うこととした。アメダスの風データは、その地域特有の風を把握できる唯一の観測データであり、局地的な降水を予測するために最も適しており、地上高 10m の高さに換算して使用している。また、毎時大気解析のデータは、大気境界層の代表的な高度として地上気圧より 50hPa 上空（高度約 500m）の風データを使用し、計算を行った。

(3) 地上気温に対する平均可降水量からの偏差
(第 3.2.3 図又は第 3.2.4 図 (g))

可降水量は水蒸気の積分値であり、GPS 観測局の標高や気温に依存する。特に高所においては常に可降水量が少なく、時間変動が見えにくくなる。そこで、可降水量は地上気温と相関関係にあること（新村ほか、2000）を利用し、地上気温と可降水量の散布図を作成した（第 3.2.8 図）。第 3.2.8 図の赤点は時間雨量 10mm 以上、青点は 1 時間雨量 1mm 以上を示し、赤線は指数関数でフィッティングしたものである。この指数関数を地上気温に対する平均可降水量と呼び、本ツールでは、この時系列変化も確認することができる。

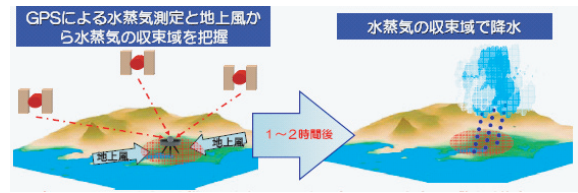
3.2.4 指標の統計的検証

(1) 気柱相対湿度（第 3.2.3 図又は第 3.2.4 図 (j)）

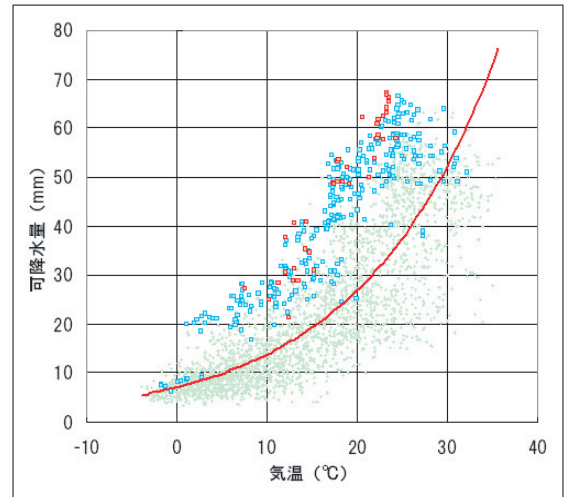
気柱相対湿度は、(3.2.2) 式に示すとおり気柱全体が飽和していることを仮定した飽和可降水量に対する GPS 可降水量の割合として定義するものである。

$$\text{気柱相対湿度} = \frac{\text{GPS可降水量}}{\text{飽和可降水量}} \quad (3.2.2)$$

なお、本ツールでは、飽和可降水量の算出に毎時



第 3.2.7 図 可降水量フラックスの概念図



第 3.2.8 図 地上気温と可降水量の散布図（2000 年）

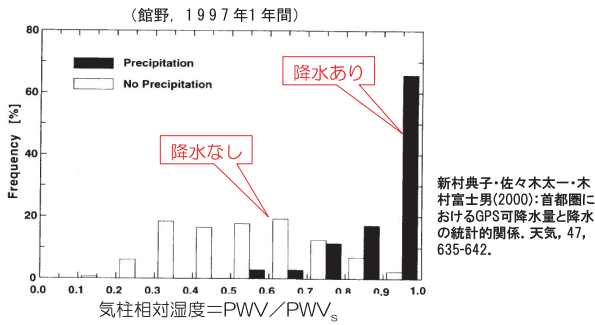
赤点は時間雨量 10mm 以上、青点は時間雨量 1mm 以上を意味し、赤線は指数関数でフィッティングした地上気温に対する平均可降水量を示す。なお、散布図は名古屋におけるデータである。

可降水量の単位 (mm) は、kg/m² に同じである。

大気解析の気温プロファイルデータを使用している。

気柱相対湿度と降水の関係については、新村ほか（2000）において統計的に調査されている。第 3.2.9 図は、新村ほか（2000）において、1997 年の館野の高層気象観測データから算出した気柱相対湿度と降水の関係についての調査結果である。この図から、気柱相対湿度が 60～70% を超えると降水の可能性が高まることがわかる。

また、気柱相対湿度の鉛直代表性を把握するため、2008 年 7 月において、ラジオゾンデ観測データを用いて下層（地上から 700hPa）、中層（700 から 500hPa）、上層（500 から 300hPa）の平均湿度を求め、気柱相対湿度と比較した。散布図を第 3.2.10 図に、統計的結果を第 3.2.1 表に示す。こ

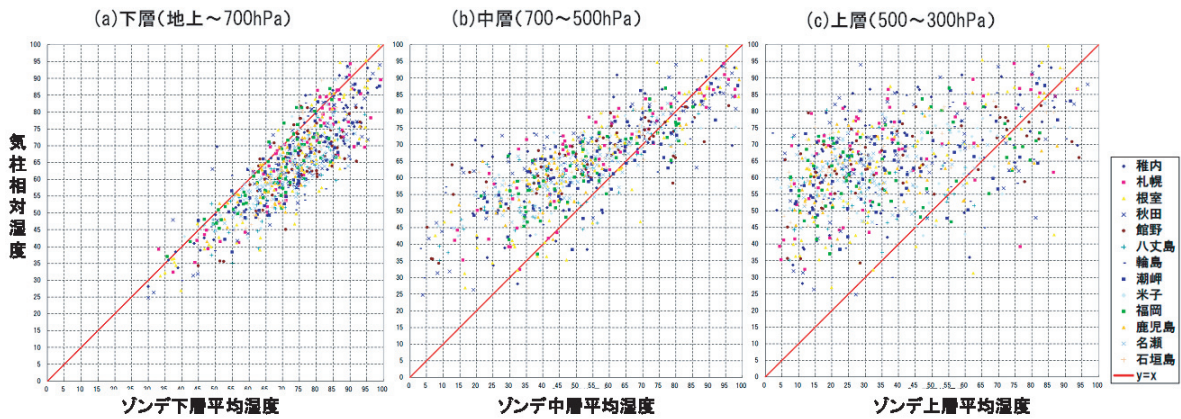


第 3.2.9 図 気柱相対湿度と降水の統計的調査結果 (1997 年)

第 3.2.1 表 気柱相対湿度と層別平均湿度の統計的精度 (2008 年 7 月)

	下層平均湿度 (地上~700hPa)	中層平均湿度 (700~500hPa)	上層平均湿度 (500~300hPa)
バイアス	-8.27%	11.88%	26.51%
標準偏差	6.82%	12.66%	19.74%
相関係数	0.840	0.819	0.462

※バイアス = 「気柱相対湿度」 - 「ゾンデ観測データから求めた平均層別湿度」



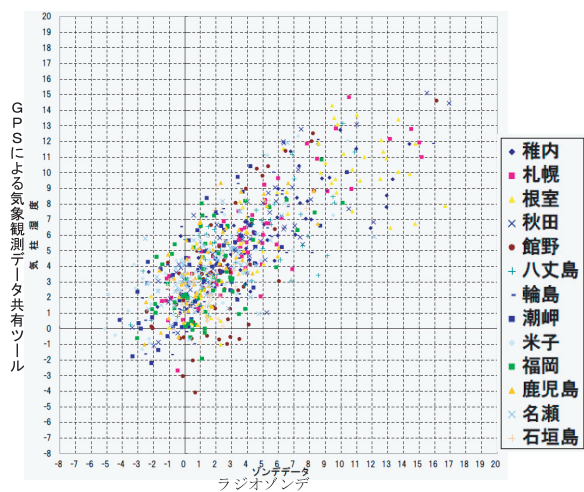
第 3.2.10 図 気柱相対湿度とゾンデ観測データから求めた平均湿度の散布図 (2008 年 7 月)

(a) はゾンデ観測データの地上から 700hPa までの平均湿度 (x 軸) と気柱相対湿度 (y 軸), (b) は 700 から 500hPa までの平均, (c) は 500 から 300hPa までの平均湿度。

の結果、気柱相対湿度は下層の状況を反映したデータであることがわかる。ただし、低湿側へのバイアスが顕著であり、使用については注意が必要である。

(2) SSI (第 3.2.3 図又は第 3.2.4 図 (k))

本ツールで表示している SSI は、500hPa 気温と 850hPa の空気塊を 500hPa まで持ち上げたときの気温の差を計算している。850hPa 及び 500hPa の気温データは毎時大気解析のデータを、850hPa の湿度データには 3.2.4 で述べた気柱相対湿度のデータを用いた。この SSI の精度を検証するため、2008 年 7 月におけるゾンデデータから求めた SSI と本ツールの SSI の散布図 (第 3.2.11 図) を作成した。また、統計的な精度検証結果を第 3.2.2 表



第 3.2.11 図 本ツールの SSI とゾンデデータから求めた SSI の散布図 (2008 年 7 月)

第 3.2.2 表 本ツールの SSI とゾンデデータから求めた SSI の統計的精度 (2008 年 7 月)

	全 体	稚内	札幌	根室	秋田	館野	八丈島	輪島	潮岬	米子	福岡	鹿児島	名瀬	石垣島
偏差平均	1.72	1.02	1.46	0.37	1.86	1.15	1.55	1.99	2.41	2.87	1.78	2.35	2.08	1.46
RMSE	2.957	2.493	2.526	2.929	2.948	2.975	2.948	2.963	3.259	3.577	3.009	3.058	3.130	2.387
標準偏差	2.321	2.293	2.080	2.929	2.308	2.767	2.533	2.214	2.210	2.154	2.446	1.971	2.358	1.906
相関係数	0.711	0.801	0.853	0.796	0.823	0.714	0.708	0.776	0.694	0.746	0.597	0.666	0.494	0.575

※バイアス = 「本ツールの SSI」 - 「ゾンデ観測データから求めた SSI」

に示す。この結果、本ツールの SSI は、気柱相対湿度の検証で見られた低湿バイアスの影響により、安定側にバイアスがあるが、有効なデータであることがわかる。

参 考 文 献

- 平原洋一・水野 量 (2000) : 日本列島での強雨予測に対する各種指数の有効度. 気象庁研究時報, 52, 125-142.
- 石川宜広 (2008) : 2.5 地上設置型 GPS 大気遅延量の利用. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 53-57.
- 新村典子・佐々木太一・木村富士男 (2000) : 首都圏における GPS 可降水量と降水の統計的関係. 天気, 47, 635-642.

3.3 事例調査報告

本節では、「GPS による気象観測データ共有ツール」を用いた事例調査として、本庁、東京管区気象台、大阪管区気象台、名古屋地方気象台が行った調査を報告する。

3.3.1 2008 年 8 月 5 日に関東地方で発生した強雨事例

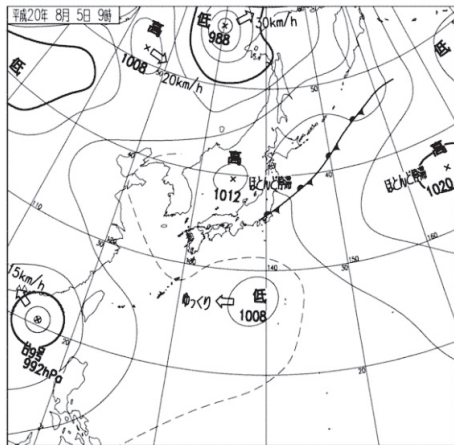
各指標の検証の具体的な事例として、2008 年 8 月 5 日に関東地方で発生した強雨事例を報告する。可降水量フラックスの収束・発散については 2 種類の図があるが、今後はアメダスの風データを用いた可降水量フラックスの収束・発散を可降水量フラックスとし、毎時大気解析の風データを用いた可降水量フラックスの収束・発散を毎時大気解析フラックスとする。その他の事例については、次のページ：http://172.17.215.15/GPS_WWW/Example/example.html で公開しており参照されたい。

3.3.1.1 概況

第 3.3.1.1 図は、2008 年 8 月 5 日 09 時 (JST) の天気図である。関東付近では父島周辺の低圧部から湿った空気が流入し、大気の状態が不安定であった。東京都豊島区では、下水道工事中の作業員がマンホール内で流され、5 名が死亡した。

3.3.1.2 強雨発生前における本ツールの結果

第 3.3.1.2 図に、10 時 (JST) における「GPS による気象観測データ共有ツール (関東地方)」の各種指標を示し、その着目点を以下に記述する。
①第 3.3.1.2 図 (c) のアメダスによる可降水量フ

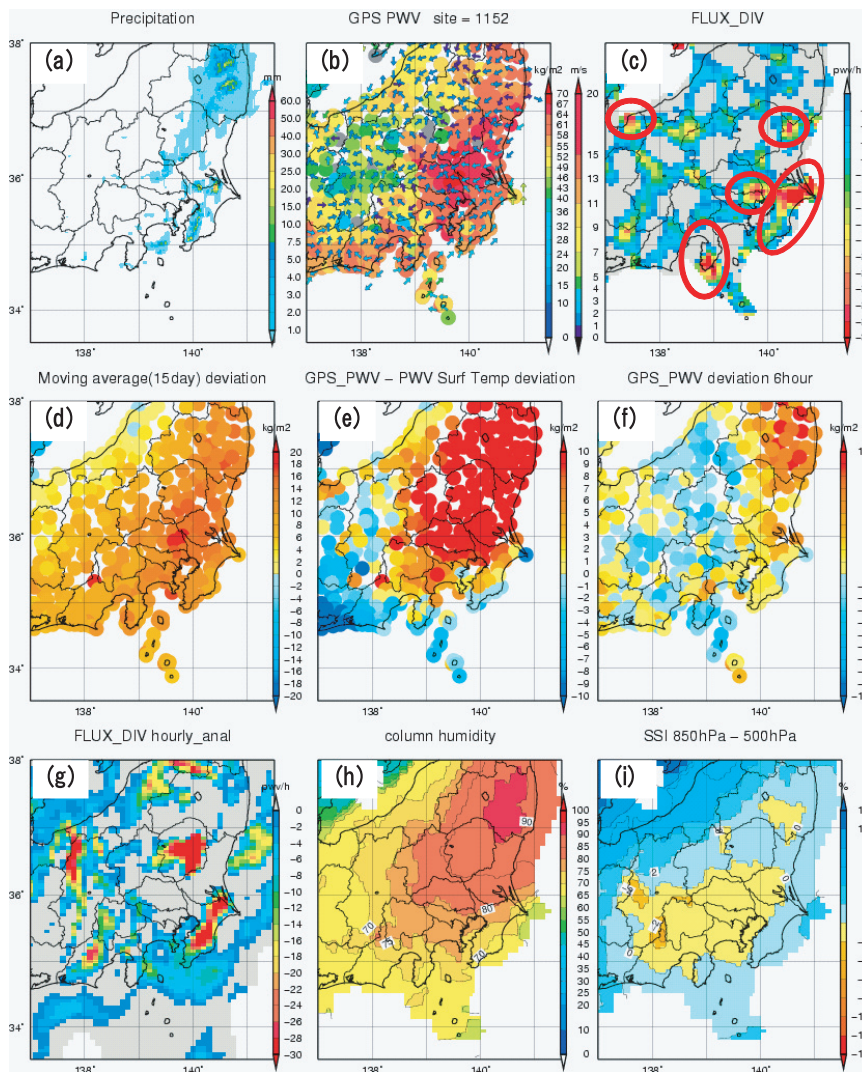


第 3.3.1.1 図 天気図 (2008 年 8 月 5 日 09JST)

ラックスの収束・発散では、東京都 23 区東部、千葉県北部、伊豆半島南部、茨城県北部及び富山県に 30mm/h 以上の強い可降水量フラックスの収束が見られる。

②第 3.3.1.2 図 (f) の 6 時間前からの偏差では、可降水量は福島県で最も可降水量が増加していることがわかる。福島県以外のエリアでは可降水量の顕著な増加は確認できないが、第 3.3.1.2 図 (h) の気柱相対湿度がほぼ全域で 65% 以上であることから、高湿な状況にあることがわかる。

④第 3.3.1.2 図 (d) の 15 日移動平均からの偏差についてもほぼ全域で正偏差となっており、特に東海、関東及び福島県の太平洋側のエリアで大



第 3.3.1.2 図 GPS による気象観測データ共有ツールの各種指標 (8 月 5 日 10JST)

きな正偏差になっていることがわかる。一方、第 3.3.1.2 図 (e) の地上気温に対する平均可降水量からの偏差では、東海地方周辺で負の偏差が広がっている。これは、地上気温が高くなっているためであり、熱的不安定降水が発生しやすい状況であることが示唆される。

⑤第 3.3.1.2 図 (g) の毎時大気解析による可降水量フラックスの収束・発散では、千葉県、栃木県、長野県と富山県の県境、静岡県で 30mm/h 以上の強い可降水量フラックスの収束が見られる。

⑥第 3.3.1.2 図 (i) の SSI では、東海、関東及び福島県で大気の状態が不安定であることがわかる。なお、SSI は安定側にバイアスがあることに注意する必要がある。

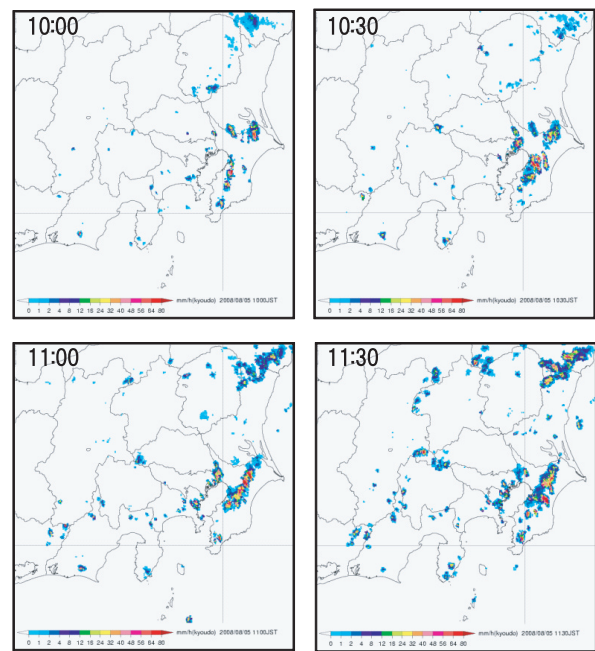
本事例においてこれらを総合的に分析すると、第 3.3.1.2 図 (i) の SSI から東海、関東及び福島県における大気の状態が不安定な領域において、第 3.3.1.2 図 (c) のアメダスによる可降水量フラックスの収束域で強雨が発生・発達することを示唆している。

3.3.1.3 強雨最盛期及び衰退期における本ツールの推移

第 3.3.1.2 図 (c) のアメダスによる可降水量フラックスの収束で 30mm/h 以上が見られた領域について、10時から11時30分 (JST) のレーダー降水強度 (第 3.3.1.3 図) と比較する。千葉県北部の強い収束域では、10時のレーダーで確認できる強雨が10時30分以降も継続している。東京23区東部、伊豆半島南部及び茨城県北部の収束域では、10時には見られなかった強雨が10時30分以降急速に発達しているおり、良く対応していることがわかる。

一方、第 3.3.1.2 図 (g) の毎時大気解析による可降水量フラックスの収束域について、千葉県で見られる強い収束域は対応が良いが、その他の収束域については良い対応が見られなかった。

11時以降の推移については、アメダスによる可降水量フラックスの収束を用いて結果を示す。第 3.3.1.4 図に11時～14時 (JST) のアメダスによる可降水量フラックスの収束・発散図、第 3.3.1.5 図に11時～14時の30分ごとのレーダー

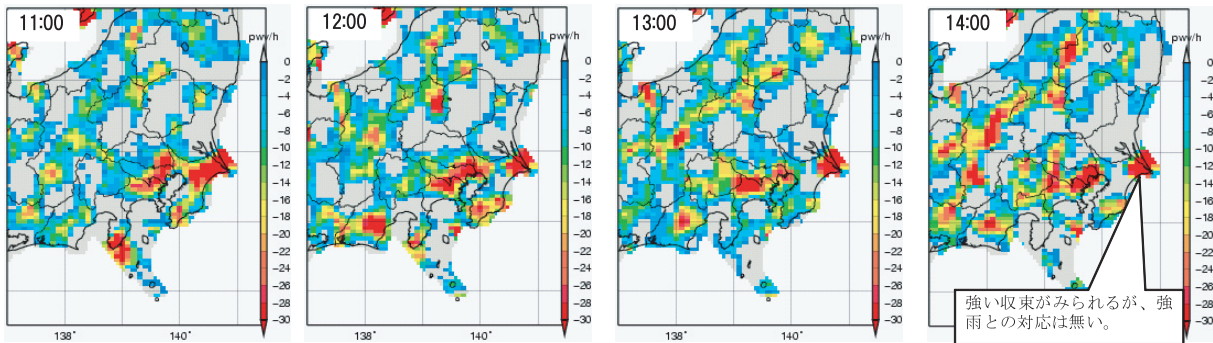


第 3.3.1.3 図 レーダー降水強度 (8月5日10時～11時30分 JST)

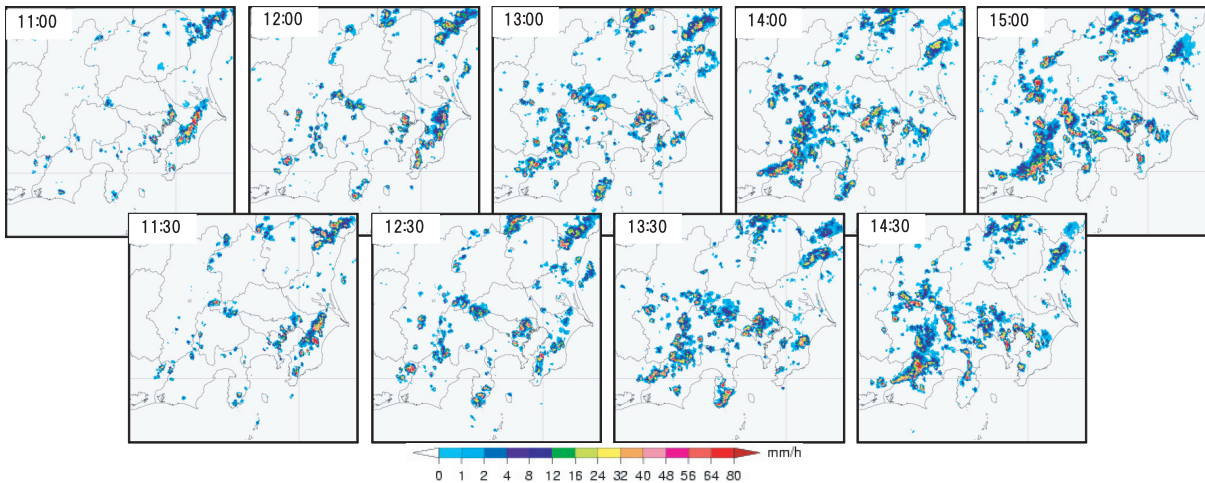
降水強度を示す。この日の事例は、第 3.3.1.2 図 (i) の SSI からほぼ全域で大気の状態が不安定であり、第 3.3.1.5 図のレーダー降水強度から各地で局所的な強雨が発生している。

第 3.3.1.4 図のアメダスによる可降水量フラックスでは、11時に東京23区東部で見られた強い収束域が12時に神奈川県東部まで広がり、14時までほぼ同位置で継続している。第 3.3.1.5 図のレーダー降水強度を確認すると、強い収束域が見られた時刻の30分～1時間後に降水セルが発達しており、良い対応が見られる。この他の強い収束が見られる地域も同様に、若干位置がずれているが30分～1時間後のレーダー降水強度とおおむね対応している。

一方、富山県及び銚子周辺の収束域では、強雨が発生していない。富山県の収束域で強雨が発生しない理由としては、SSI からわかるとおり大気の状態が比較的安定していることが考えられる。また、銚子周辺の強い収束域については、銚子での風データが周辺の地点に比べ非常に強くなっているためである。このような事例は、特に岬の先端など強い風を観測する地点周辺で良く見られる



第 3.3.1.4 図 アメダスによる可降水量フラックスの収束 (8月5日11時～14時 JST)



第 3.3.1.5 図 レーダー降水強度 (8月5日11時～14時30分 JST)

ものであり、強雨に結びつく収束か否かについては非常に重要であり、今後事例を増やし、検証する必要がある。

3.3.1.4 結果

本調査では、「GPSによる気象観測データ共有ツール」を開発しその有効性を検証するために、開発した各種指標についての精度評価を行った。この結果を以下に記述する。

①強雨をもたらす条件として挙げられる事項は、十分な水蒸気及び対流をもたらす大きな大気の不安定度、対流を発生させるきっかけが挙げられ、GPS可降水量は十分な水蒸気を示す資料として

利用できる。

②GPS可降水量と解析雨量を比較した結果から、可降水量だけでは強雨発生の十分条件を満たしていない。しかし、GPS可降水量は、あらかじめ強雨が発生することが把握できた場合において、今後数時間に発生する最大雨量は可降水量の2～3倍程度であることが示唆された。

③「気柱相対湿度」は、その値が60～70%以上になると降水の可能性が高まる。

④ラジオゾンデデータを用いた「気柱相対湿度」の評価を行った結果、「気柱相対湿度」は地上から700hPaまでの平均湿度と良い対応が見られたことから、大気下層の湿り具合を現す指標として

有効なデータである。また、「気柱相対湿度」には、約8%のドライバイアスがあることに注意して利用する必要がある。

⑤「気柱相対湿度」を利用して求めた「SSI」は、ラジオゾンデデータから算出した「SSI」と良い対応が見られ、実況データから面的に「SSI」が確認できるツールとして有効なデータである。また、「SSI」には、1.5℃から2.0℃程度のバイアスがあることに注意して利用する必要がある。

⑥「可降水量フラックスの収束・発散」は、大気の状態が不安定な状況において、地上付近の収束により発生した上昇流が自由対流高度に達し、浮力を得ることによって発生する強雨には良く対応している。しかし、強雨に結びつかない事例もあり、「6時間前からの偏差」、「気柱相対湿度」及び「SSI」等のデータと合わせて総合的に判断する必要がある。また、上昇流の発生源が海上である場合、及び、地形により強制的に上昇流が発生することに起因する強雨は、その前兆現象を把握することが困難である。

⑦「地上気温に対する平均可降水量からの偏差」について、熱雷の事例では、広範囲に広がる負偏差の中に数地点のみ正偏差として現れる事例が多く見られた。

⑧「6時間前からの偏差」及び「15日移動平均からの偏差」は、水蒸気の移動を広い範囲で捕らえているが、大雨の局地性を示すシグナルとしての利用は難しい。また、「6時間前からの偏差」において、正偏差と負偏差の境界位置で強雨が発生する事例が多く見られた。強雨発生時は、降水や冷気外出流により気温が低下し、飽和水蒸気量が低下するためGPS可降水量の値も減少する。この可降水量が減少に転じる位置が「6時間前からの偏差」における正偏差と負偏差の境界に位置するものと思われる。

3.3.2 「都市域に強雨をもたらす降水系の構造と環境の調査」におけるGPS可降水量関連調査の紹介

東京管区気象台では、地方共同研究として「都市域に強雨をもたらす降水系の構造と環境の調査」を行っている。このうち、GPS可降水量関連調査について、平成20年度東京管区調査研究会で発表された二つの事例解析を要約し、紹介する。

3.3.2.1 2008年8月5日に東京都で発生した大雨について—事例解析とGPS可降水量を用いた調査—*

3.3.2.1.1 降水現象の概要

2008年8月5日、東京都では局地的に雷を伴った非常に激しい雨が降り、大雨となった。豊島区では下水道工事の作業員が増水により流される被害があり、その他の地域でも床上・床下浸水などの被害が多数発生した。

東京都に大雨をもたらした降水系がレーダーエコー図に現れたのは11時10分で、初めは23区西部の目黒区付近に出現した（セル1とする）。この日の一般風は弱く、対流セルは発達しながら上空の弱い南寄りの風によりゆっくりと北上した。12時10分頃にはこの対流セルの南西に別の対流セルが発生している（セル2とする）。セル1が12時以降ほぼ停滞して大雨をもたらした後衰弱した一方で、セル2は12時20分頃から北西進を始め、多摩北部から埼玉県南西部に抜けて14時40分頃に衰弱した。

3.3.2.1.2 GPS可降水量の増減と降水の関係

GPS可降水量（以後、「可降水量」とする）は、GPSによって測定した大気遅延量から、 1m^2 の気柱に含まれる水蒸気の質量を見積もったものである。神田ほか（2000）では、首都圏で発生した対流性豪雨について、可降水量の1時間当たりの増加量が豪雨に先行して増加したことを示している。8月5日の事例について、可降水量の増減と

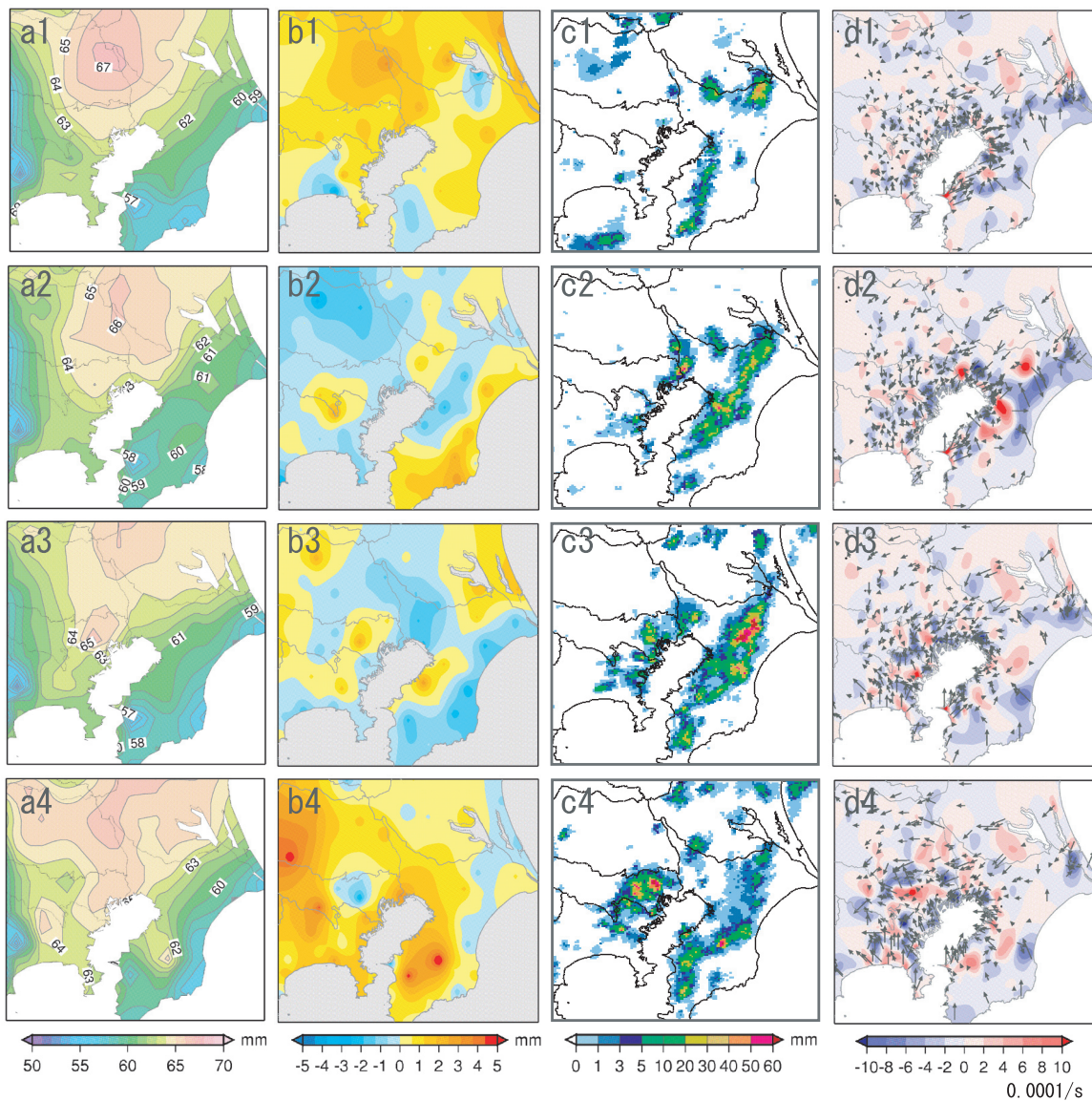
* 村 規子（東京管区気象台技術部気候・調査課，現 予報部予報課）

・山根 彩子（東京管区気象台技術部気候・調査課，現 地球環境・海洋部海洋気象情報室）

降水の関係を考察した。

使用したデータは、国土地理院が運用しているGPS連続観測システム(GEONET)の電子基準点リアルタイムデータから解析された5分間隔の可降水量のデータである。また、地上風はアメダスに加えて環境省による大気汚染常時観測のデータを使用した。

第3.3.2.1図に、5日10時から1時間ごとの(a)可降水量、(b)可降水量の1時間当たりの増加量、(c)解析雨量、(d)地上風の発散を示す。可降水量(a)は、下層の暖湿気の流れを反映して、埼玉県と茨城県の県境付近を中心に高い値となっているが、可降水量の極大付近では解析雨量(c)がほとんど出でおらず、可降水量の値そのものと



第3.3.2.1図 8月5日10時から1時間ごとの可降水量、解析雨量、地上風の変化
 (a) 可降水量 (b) 可降水量の1時間当たりの増加量
 (c) 解析雨量 (d) 地上風とその発散。
 上から、10時、11時、12時、13時。

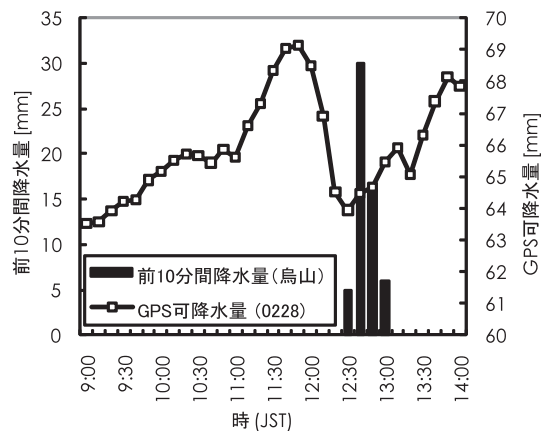
降水は対応していない。

次に可降水量の増加量を見る。(b1)では埼玉県南東部や千葉県北西部東葛飾などで増加量の極大が見られる。1時間後の解析雨量(c2)では、埼玉県南東部には解析雨量はほとんど出ていない一方で、千葉県北西部東葛飾では最大で75mm程度の解析雨量が出ている。この二つの領域を比較すると、(d1)において、前者には地上風の収束がほとんどなく、後者にはそれがあるという違いがある。つまり、ある時刻において、前1時間に可降水量の増加があり、その時刻に地上風の収束がある場合、その後1時間にまとまった降水が観測されたということである。また、(c)で比較的強い降水を観測している領域では同時刻の(b)で可降水量の減少が見られる。

こうした可降水量の増減は、積乱雲の発達過程と対応している。すなわち、積乱雲の発達期においては下層の収束と上昇気流により大気中に水物質が蓄積され、可降水量が増加する。その後降水が始まれば、大気中の水物質は降水として消費され、下降気流により上層の乾燥気塊が降りてくることで可降水量は減少する。

このような可降水量の増減(b)及び地上風の収束(d)と解析雨量(c)の関係を東京都の強雨域に当てはめてみる。(b3)では23区西部に可降水量の極大があり、(d3)のその領域では地上風が収束している。(c4)ではその領域で強雨が解析され、(b4)では強雨域で可降水量の減少があった。

可降水量が強雨に先行して増加する様子は、地点データでも見ることができる。第3.3.2.2図は、世田谷区にある東京都の雨量計による降水量(棒グラフ)と、その付近にあるGPS観測地点の可降水量(折れ線グラフ)の時系列である。雨量計による降水量では12時40分がピークで前10分間に30mmの降水を観測しているが、可降水量はそれより1時間程度先行して増加し、ピークを迎えていることがわかる。可降水量の増減と強雨は常に対応するわけではないが、本事例は、ある程度孤立した対流性の降水によるもので、かつ一般風が弱かったために、良い対応が見られたと考えられる。



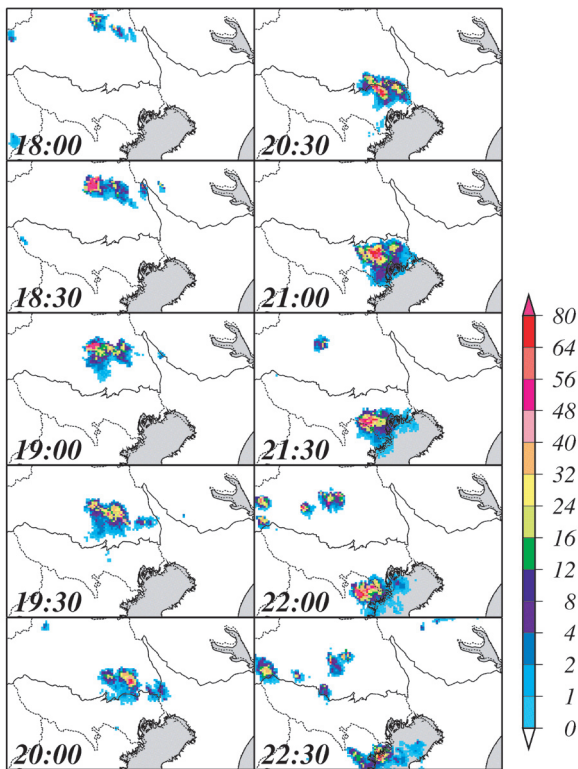
第3.3.2.2図 世田谷区の降水量と可降水量の時系列 (8月5日9-14JST)

棒グラフ：降水量(烏山).
折れ線グラフ：可降水量(0228).
下図は観測地点を示す。

3.3.2.2 都心部での局地的短時間強雨発生
時における水蒸気変動に関する解析－
2008年7月29日の事例－*

3.3.2.2.1 降水現象の概況

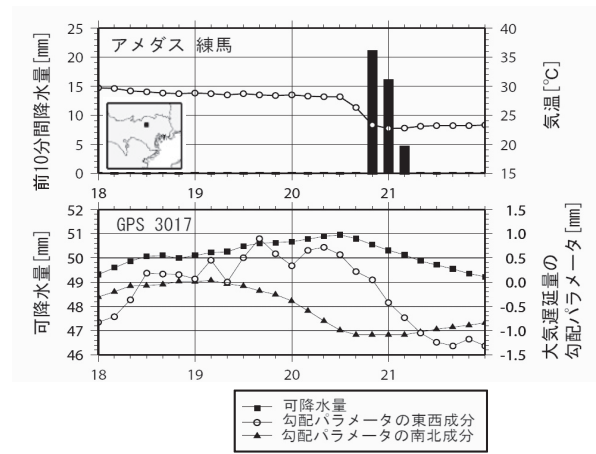
2008年7月29日、関東地方では、昼過ぎから各地で降水が観測され始めた。18時前には埼玉県北東部でも対流雲が発生し、次第に組織化しながら南下した(第3.3.2.3図)。20時過ぎに都心部に到達した降水系は急激に発達し、雲頂高度は15kmを超えた。降水系は強い勢力を維持したまま都心部を通過し、練馬では21時40分までの30分間に41.5mm、世田谷では22時20分までの30分間に32.5mmの降水が観測された。その後も降水系は南下を続け横浜・川崎に強雨をもたらしたが、東京湾上へ移動すると急速に衰弱し30日01時過ぎに消滅した。



第3.3.2.3図 全国合成レーダー(7月29日
18:00-22:30)

3.3.2.2.2 練馬における水蒸気の時間変動の
特徴

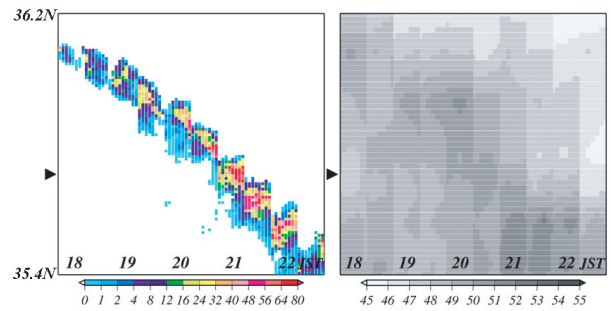
第3.3.2.4図に、29日に最も多い1時間降水量を観測したアメダス練馬における気象要素と、同区内に設置されたGPS観測点で観測された可降水量及び大気遅延量の勾配パラメータの時系列を示す。勾配パラメータとは、大気遅延量の非一様性を一次の勾配で近似したものである。練馬では20時50分までの10分間に21mmの猛烈な降水量が観測されており、その直前には20分間で4.9℃の急激な気温低下が観測されている。一方、可降水量は強雨が観測される約2.5時間前から増加し始め、強雨発生直前まで約50mmを維持していた。強雨発生時には既に可降水量は下降し始めるが、可降水量の減少開始と降水の終了との間には1時間程度の時間差がある。勾配パラメータは、この事例では、強雨の発生前に南向きの成分と東向き成分が増加し、その後、減少に転じている。これは北西側から水蒸気量の大きな領域が接近、通過していったことを示唆している。



第3.3.2.4図 練馬における気象要素及び水蒸気変動
の時系列(18-22JST)
横軸は18:00JSTからの時間[min].

* 山根 彩子(東京管区気象台技術部気候・調査課, 現 地球環境・海洋部海洋気象情報室)

また、第 3.3.2.5 図には練馬の観測点付近である東経 139.6 度から 139.7 度で切った全国合成レーダーと可降水量の緯度時間断面図を示す。埼玉県から南下してきた降水エコーは東京都に達した 20 時頃から急速に発達していることがわかる。可降水量は降水エコーに先行して極大域が南下し、降水エコー通過時には可降水量は減少している。



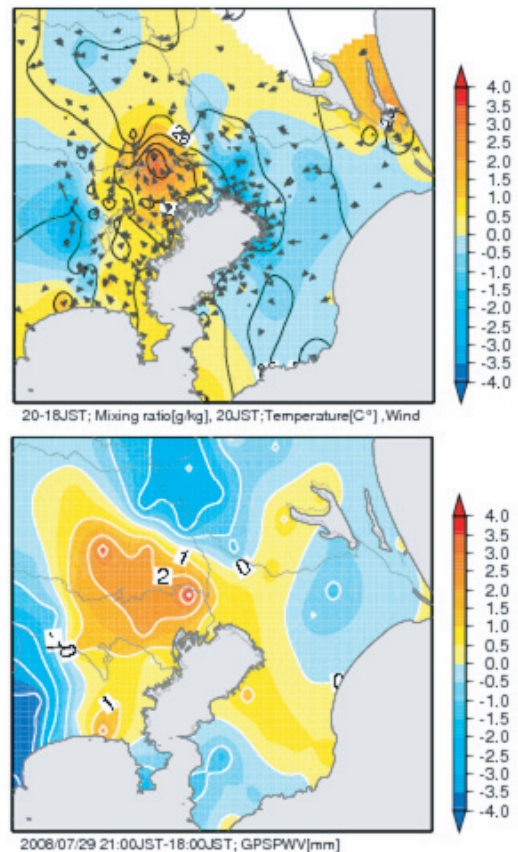
第 3.3.2.5 図 東経 139.6-139.7 度の緯度時間断面図 (18-22JST)
上：全国合成レーダー，下：GPS 可降水量 [mm].
▶：練馬付近.

3.3.2.2.3 分布図から見た時間変動の特徴

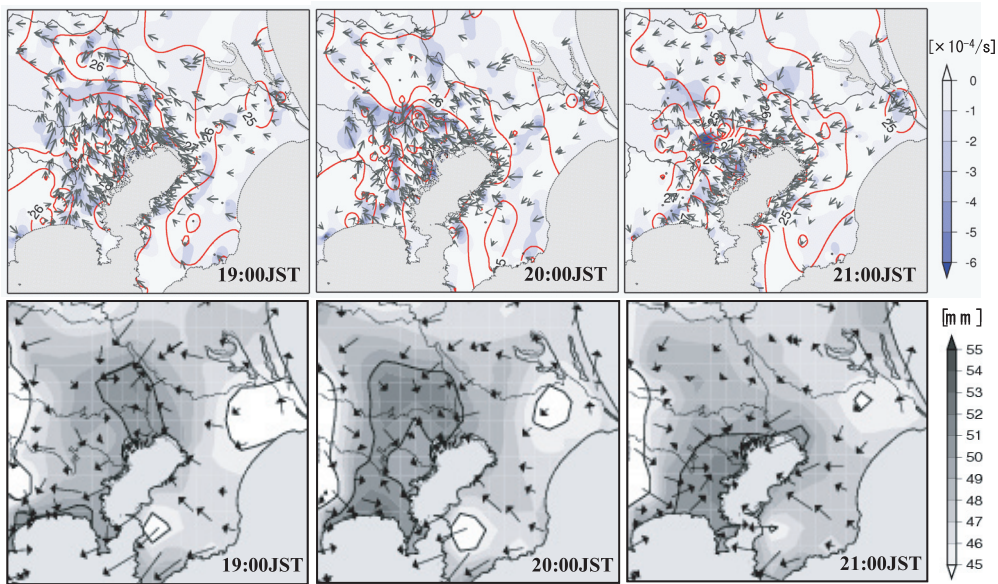
さらに、アメダス及び環境省大気常時監視測定局データによる地上気象解析と GEONET データの対応について、分布図から考察する。29 日 18 時、地上では練馬区付近に気温の極大域が存在し、降水現象に伴い冷却される 21 時前まで維持された。第 3.3.2.6 図に 18 時から 20 時までの地上混合比及び可降水量の変化を示す。ここで混合比は地上気圧 1000hPa と仮定して算出した。高温域に吹き込むように風が収束し、その収束域に対応する練馬区付近では混合比の増加量が極大となっている。また、可降水量は 19 時頃から 21 時頃にかけて降水のあった領域で増加量が多い。

第 3.3.2.7 図に 19 時から 21 時までの地上気象観測と GPS 観測データの分布を示す。可降水量は地上風の水平収束域及び高温域に対応する領域で大きな値となっている。この可降水量の極大域では、極大域発現から約 1 時間後に強雨が発生している。これらは地上付近において、風の水平収束により水蒸気の収束が起き、都心部に強雨をもたらす要因となったこと及び、都心部の高温域の存在が強雨発現に関与している可能性を示している。21 時には地上風の強い収束域に対応する 23 区西部で強雨となっていたが、その領域で可降水量は既に減少に転じている。

また、勾配パラメータの分布では、可降水量の大きい領域に向かう成分が見られる。勾配パラメータは GPS 観測点上空で水蒸気量が多く存在する方向を示しているため、可降水量よりさらに細かなスケールで水蒸気変動をとらえている可能性がある。



第 3.3.2.6 図 18 時から 20 時までの混合比及び可降水量の変化
上：塗潰し；混合比の変化量，等値線；気温（20 時，高度補正），矢印；風（20 時），下：可降水量の変化量.



第 3.3.2.7 図 地上気象要素及び可降水量の分布 (19-21JST)。

上：塗潰し；風の水平収束，矢印；風，等値線；気温（高度補正），下：塗潰し；可降水量，矢印；勾配パラメータ。

参 考 文 献

神田学・石田知礼・鹿島正彦・大石哲 (2000)：首都圏における局地的対流性豪雨と GPS 可降水量の時空間変動－1997 年 8 月 23 日の集中豪雨の事例解析－. 天気, 47, 7-15.

3.3.2.3 東京管区気象台の調査結果

東京管区気象台の調査結果から，強雨発生域では発生時間に先行して可降水量の増加が見られ，地上風の収束を伴っていたこと，及び，強雨発生時間では可降水量が減少に転じていたことがわかった．また，「可降水量フラックスの収束・発散」の監視により，雨量のポテンシャル予測が可能になること，及び，「大気遅延量の勾配パラメータ」が短時間強雨の先行指標として有効であることが示唆された．

3.3.3 近畿地方における GPS 可降水量を用いた事例調査*

要旨

2008 年に近畿地方で発生した不安定性降水による大雨事例のうち、9 月 5 日に大阪府堺市で発生した大雨（事例 1）と 9 月 21 日に京都府南部で発生した大雨（事例 2）について、GPS 可降水量と強雨の時間的、空間的な関係を調査した。

解析雨量（RA）との比較から、GPS 可降水量の値（GPSPWV）や GPS 可降水量の前 6 時間偏差（PWVdev.6hr.）、GPS 可降水量フラックス（FLUX_DIV）の分布は、2 事例とも RA の強雨域が表現される 1～2 時間前に、強雨域付近でピーク値が見られた。特に、PWVdev.6hr. では水蒸気が次第に増加しつつあることが示され、FLUX_DIV が強雨域付近の狭い範囲に極値を示していることから、両者を実況監視することで、不安定性降水による強雨の発生領域を絞り込める場合があることが示された。

事例 1 2008 年 9 月 5 日大阪府堺市で発生した大雨

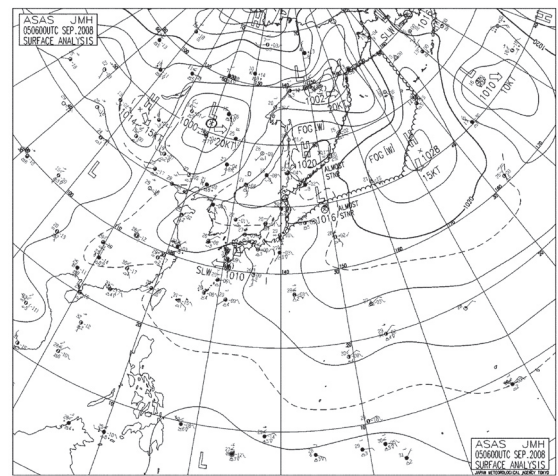
(1) 概要

9 月 4 日夜から 5 日にかけて、四国沖の低気圧が九州南部へゆっくり西進し、東海上にある高気圧が勢力を次第に西へ強めた（第 3.3.3.1 図）。近畿地方は、下層ではこの高気圧の縁辺に沿って南海上からの暖かく湿った空気が流れ込み、500hPa には約 -6℃の寒気も入り、大気の状態が非常に不安定となった。このため雷雲が発達し、大阪府堺市では 5 日 15 時 50 分までの 1 時間に 93.5mm（観測史上 1 位）の猛烈な雨を観測した。この大雨の影響で、堺市を中心に大阪府では床上浸水 50 件、床下浸水 322 件、道路の冠水 57 か所等の被害が発生した。

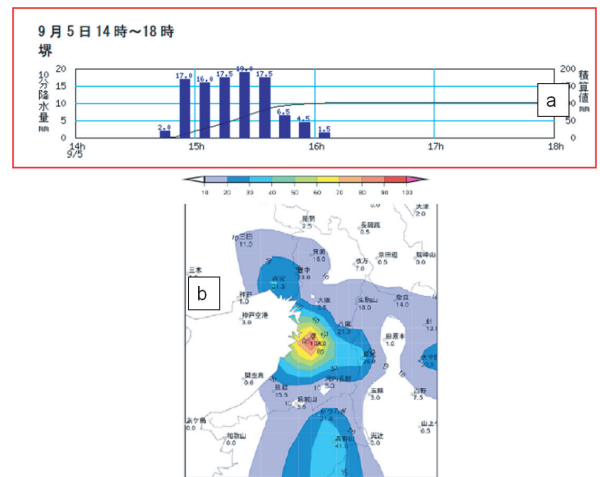
(2) 既存の観測資料によるまとめ

アメダス堺では、15 時 00 分から 15 時 40 分まで 10 分間降水量が 15mm 以上を記録した（第 3.3.3.2 図 a）。大阪府内ではアメダス堺以外では目立った短時間強雨はなく、日積算降水量の分布

も、堺のみ大きな値となっていた（第 3.3.3.2 図 b）。地上の気温、風、気圧分布（図略）によると、5 日 12 時には堺市付近で熱的な低気圧が発生し、京都府南部や奈良県には、下層暖湿気による雲が広がり日照がほとんどなく大阪府より気温が低くなっていた。このため大阪湾からの南西風と京都府南部や奈良県側から 3～4℃低い北東風が収束する場が 15 時まで持続していた（清水・飯田，2008）。RA の強雨域の変化を見ると、14 時に和泉山脈付近に解析されていた強雨域が、15 時に



第 3.3.3.1 図 地上天気図（2008 年 9 月 5 日 15 時）



第 3.3.3.2 図 アメダス堺の 10 分間降水量 (a) と大阪府付近のアメダス日積算降水量の分布 (b) (2008 年 9 月 5 日)

* 濱子 訓志（大阪管区气象台技術部予報課）

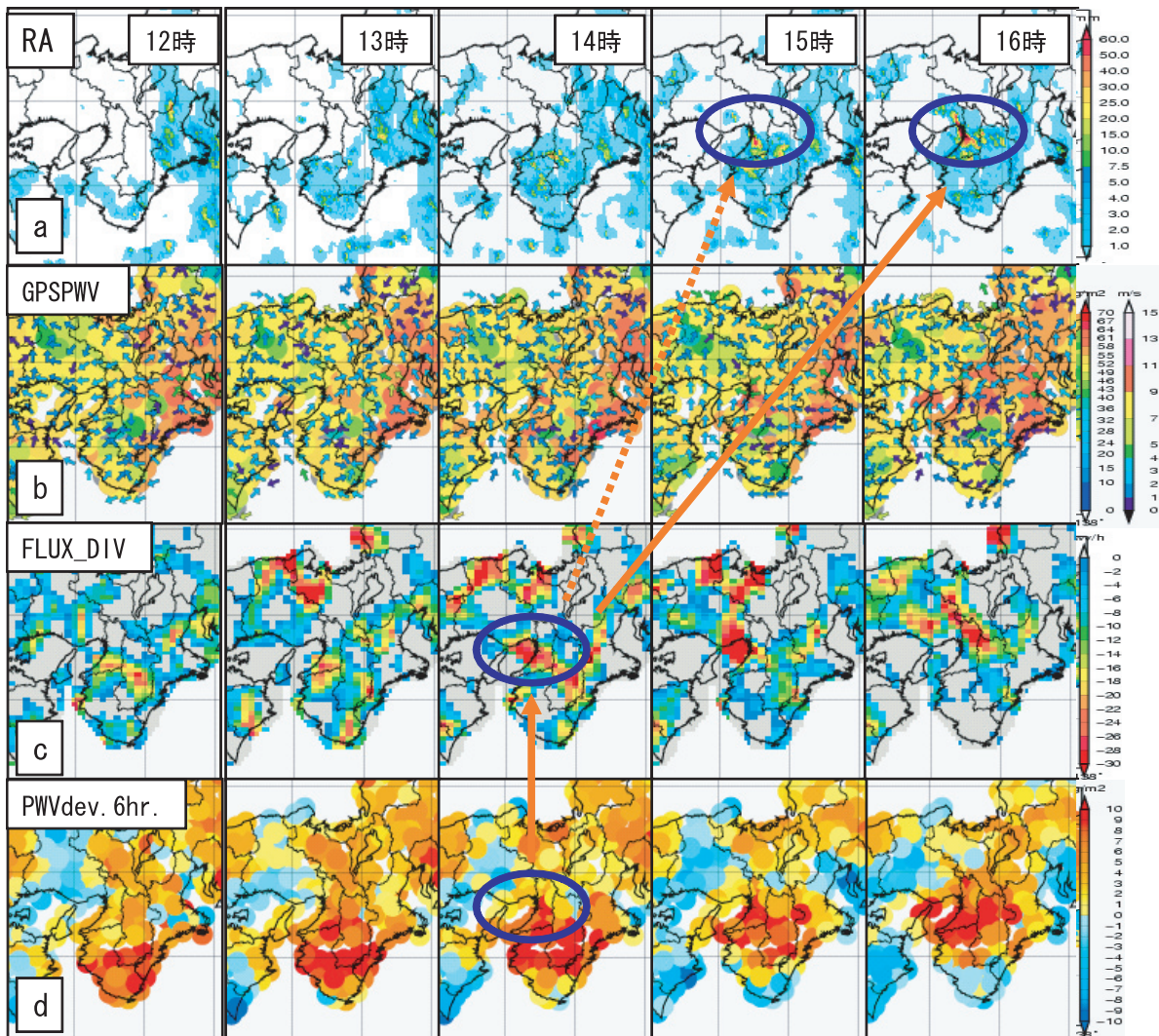
は大阪府泉州にまで北上し、16時に堺市から大阪湾、神戸市付近にかけて細長い強雨域となった(第3.3.3.3図a)。

(3) 各 GPS 可降水量データの分布

GPSPWV の分布について考察する(第3.3.3.3図b)。14時には、大阪府中部から南東部にかけて幅は狭いものの、値の大きな領域(約60mm)が見られる。これは、前後の時間のRAと比較すると、16時のRAの強雨域と対応が良かった。一方、RAで強雨域が表現された16時のGPSPWVには、大阪府中部に大きな値の領域は

見られなかった。これは、RAの降水強度のピークに先行して、GPSPWVのピーク値が表現できていることを意味している。

FLUX_DIVの分布について考察する(第3.3.3.3図c)。FLUX_DIVは、GPSPWVにアメダス地上風の収束発散が考慮されているため、局所的な水蒸気の数だけでなく、水蒸気の移動を含めて考察できる。FLUX_DIVの負の領域に着目すると、12時頃に和泉山脈沿いで見られた負領域は徐々に北西方向に移動し、14時に泉州から大阪湾にかけて広がった。15時には更に北西へ移動



第3.3.3.3図 解析雨量とGPS可降水量データの各分布図(2008年9月5日)
(a: RA b: GPSPWV c: FLUX_DIV d: PWVdev.6hr.)

し、大阪湾から兵庫県南部に見られ、堺市付近での FLUX_DIV のピークは終わった。FLUX_DIV についても、RA と比較すると、GPSPWV と同様に 14 時の分布が 16 時の RA の強雨域と対応が良かった。

PWVdev.6hr. について考察する(第 3.3.3.3 図 d)。12 時に紀伊半島南部にあった 10mm の増大域が次第に北上し、14 時には大阪府の中部でも 10mm の増大域が見られ始め、18 時頃まで増大が続いた。PWVdev.6hr. では、GPS 可降水量が次第に南から増大していることがわかるが、GPSPWV や FLUX_DIV に比べて 10mm の増大域は広範囲に表現されており、どこで大雨となるのか領域を絞り込むための判断材料とすることは難しい。

(4) 堺の GPS 可降水量の推移

本事例は 1 時間程度の現象であり、大雨の領域も堺市付近に限定されることから、実況監視ツールの更新時間間隔ではとらえきれない、水蒸気量の細かな変動が発生している可能性がある。そこで、堺のアメダス 10 分間雨量と GPSPWV(5 分値)の推移を比較した(第 3.3.3.4 図)。その結果、アメダス 10 分間雨量が 15 時 30 分に最大値 19.0mm を記録したのに対し、GPSPWV のピークは 2 回あり、1 回目は約 58mm (14 時 10 分)、2 回目は

約 61mm(16 時 00 分)であった。1 回目のピーク(第 3.3.3.4 図①)と 2 回目のピーク(同②)の間に、GPSPWV が約 6mm 減少した時間がある(同③)。③の GPSPWV が減少した理由として、堺市付近の上空で大量に水蒸気の凝結があったことや、降り始めの雨により地上気温が 10 分間で約 3℃低下したことが関係していると考えられる。

神田ほか(2000)は、首都圏で発生した雷雨性豪雨について GPS データを用いて解析した結果から、(A) GPS 可降水量の時間位相が降水量の位相に対して 1~2 時間ほど先行することや、(B) 降水量の最盛期に可降水量は既に減少を開始することを指摘している。今事例では、実況監視ツールの GPSPWV や FLUX_DIV の分布等から、(A) の条件は満たしていると考えられるが、GPSPWV の時系列の変化からは、(B) が当てはまらず 10 分間降水量の最盛期のあとに GPSPWV は最大値となっていた。推移比較に用いた時系列は 5 分間値であり、今の実況監視ツールの時系列は 1 時間値しか見られないため、第 3.3.3.4 図のような細かな変動は検出できないかもしれない。今後も、降水量と GPSPWV の各ピーク値の関係性について、調査事例を増やす必要がある。

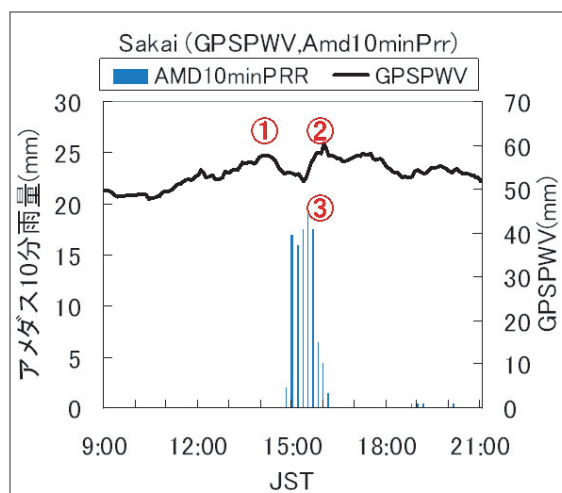
事例 2 2008 年 9 月 21 日京都府南部で発生した大雨

(1) 概要

9 月 21 日 09 時、前線が九州の西海上から西日本を通り東海沖にのび、前線に向かって暖かく湿った空気が流れ込み、また上空に寒気が流れ込んだ(第 3.3.3.5 図)。このため、大気の状態が不安定となり、京都府では雷を伴い 1 時間に 40mm を超える激しい雨となった所があり、府南部を中心に 21 日の日降水量が 100mm を超える大雨となった。京都府では、20 日夜の数値予報資料から、21 日夕方に下層のシアラインが通過するタイミングでの大雨を予想していたが、その予想よりも約 9 時間前の 21 日朝に大雨となった事例である。

(2) 既存の観測資料によるまとめ

鳥取のウィンドプロファイラでは、21 日 07 時頃に中層風向が南西から西に変化しており、トラ



第 3.3.3.4 図 堺の GPSPWV の 5 分値とアメダス 10 分間雨量の時系列グラフ

フの通過が見られた(図略)。総観場としては、このトラフにより下層収束が強化されたことが考えられる。アメダスの気温、風分布から、21日05時から07時にかけて、大阪湾周辺と兵庫県の中国山地との間で温度傾度の大きな領域と風のシアが形成されており、レーダーエコーの強雨域との対応が良かった(第3.3.3.6図)。

(3) 各 GPS 可降水量データの分布

第3.3.3.7図に、21日03時から07時までのRA(第3.3.3.7図a), GPSPWV(同b), FLUX_DIV(同c), PWVdev.6hr.(同d), の分布を示す。RAでは、07時に兵庫県南部から京都府にかけて強雨域が見られる。兵庫県南部に20mm/h以上が解析され始めた05時に着目すると、05時のFLUX_DIVは、

06時のRAで見られた雨域付近に極大域を示しており、06時になると香川県から六甲山付近にかけて南西から北東にのびる幅の狭い極大域が示されている。06時のFLUX_DIVは、07時のRAと対応が良かった。一方、PWVdev.6hr.は20日01時に10mm増大した領域が瀬戸内東部に見られ、その後北東に広がり、04～07時は兵庫県から京都府にかけてPWVdev.6hr.の増大域となっていた。

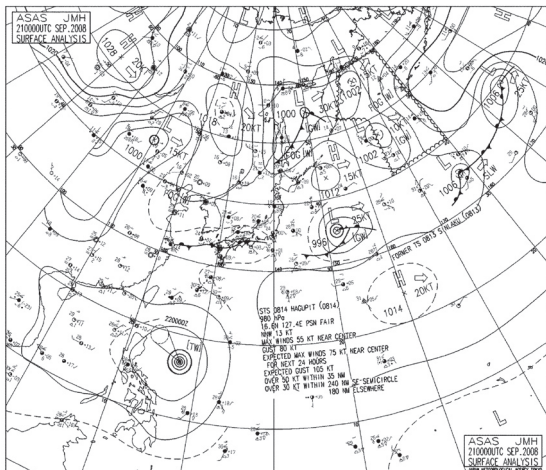
第3.3.3.7図から、京都府での強雨発現時間の4時間程度前からPWVdev.6hr.を用いて、近畿地方の水蒸気量の増大が確認でき、あわせてFLUX_DIVで極大域が表現されれば、強雨発生のポテンシャルが高まっていることを意識することができると思われる。

謝辞

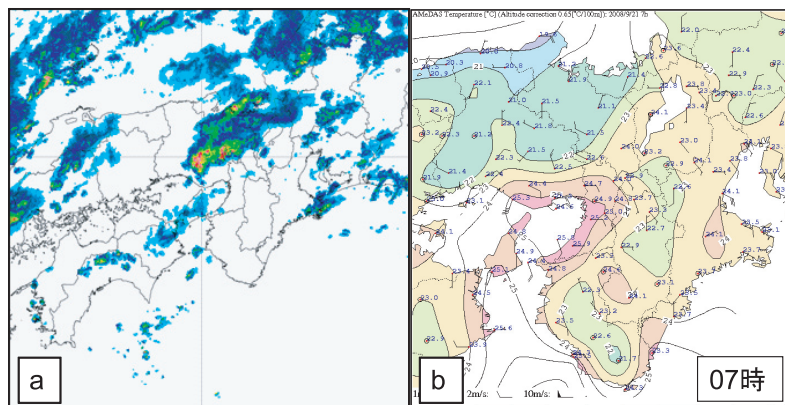
気象研究所小司主任研究官より、国土地理院GPS連続観測網から解析したGPS可降水量データ(5分値)を提供していただいた。

参 考 文 献

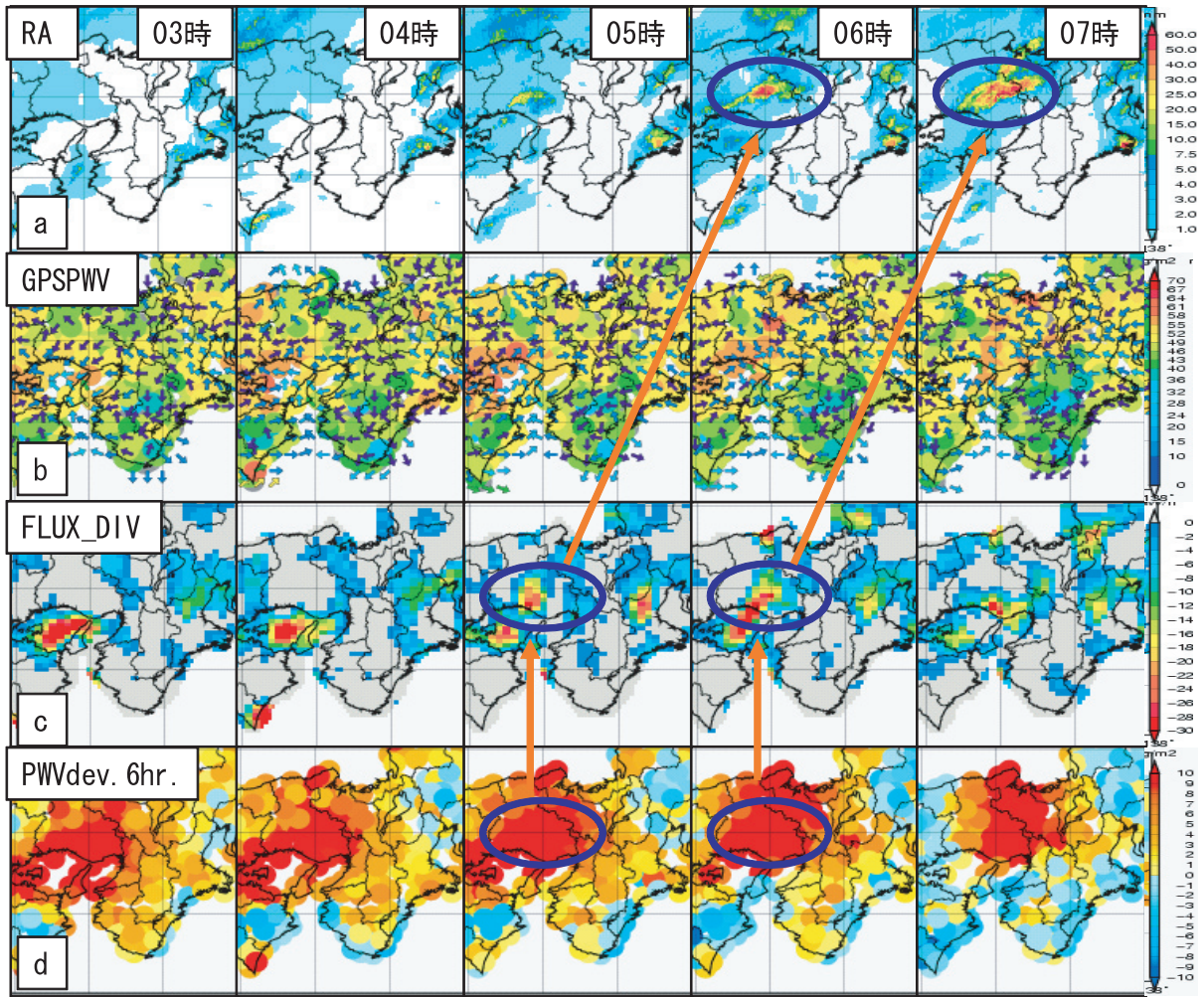
- 神田 学・石田知礼・大石 哲 (2000) : 首都圏における雷雨性集中豪雨とGPS可降水量の時空間変動 - 1997年8月23日の集中豪雨の事例解析 - . 天気, 47, 7-15.
- 清水栄一・飯田早苗 (2008) : 平成20年9月5日の大阪府堺市を中心とした大雨について. 大阪管区気象台気象研究会 (大阪府).



第3.3.3.5図 地上天気図(2008年9月21日09時)



第3.3.3.6図 レーダーエコー強度(a)とアメダス風・気温分布図(b) (2008年9月21日07時00分)



第 3.3.3.7 図 解析雨量と GPS 可降水量データの各分布図 (2008 年 9 月 21 日)
 (a : RA b : GPSPWV c : FLUX_DIV d : PWVdev.6hr.)

3.3.3.1 大阪管区気象台の調査結果

大阪管区気象台の調査結果から、2008 年 9 月 5 日及び 9 月 21 日に事例について、「可降水量フラックスの収束・発散」及び「6 時間前からの偏差」の有効性が示唆された。また、上空の南西風の影響により、強雨域は「可降水量フラックスの収束域」の風下側に表れていた。

3.3.3.4 名古屋地方気象台の調査事例のまとめ

名古屋地方気象台の調査結果から、「毎時大気解析による可降水量フラックスの収束・発散」、「アメダスによる可降水量フラックスの収束・発散」、及び、「6 時間前からの偏差」は強雨発生の前兆把握と強雨衰弱の判断として利用できる可能性がある。ただし、強雨発生の前兆と衰弱の判断をする際には、複数の指標を用いて総合的に判断すること、及び数値予報モデルとの対比も実施する必要がある。

3.4 GPS 可降水量データの今後の利用*

各管区等から、GPS 可降水量の利用の現状が報告され、次のとおり要約される。

①事例調査での利用

東京管区・大阪管区では、地方共同研究に関連して事例解析に GPS 可降水量を利用している。その他の管区等においても一部の調査研究に利用されているが、今後も事例解析を積み重ねることが重要である。

②実況監視での利用

一部の管区等で実況監視の手段の一つとして GPS 可降水量を利用している。強雨との対応が良くない場合があり、予報作業の一部として利用するためには、GPS 可降水量データから強雨のポテンシャルを量的に示すことが必要である。

以上の利用の現状から、入校研修における GPS 可降水量関連の授業の継続・拡充及び研修報告による普及、GPS 可降水量に関する技術指導などを通して、GPS 可降水量のデータと利用ツールに関する理解を深めることが必要であると要約される。

また、GPS 可降水量データを有効に利用するため、過去データとリアルタイムデータについて以下の課題と計画をまとめた。

①過去データを用いた調査研究等への利用拡大と「降水域監視強化情報（仮称）」への利用

調査研究等への利用を拡大するため、可降水量データとツールに関する理解と知識の普及及び長期間データの蓄積が必要である。このため、GPS 可降水量に関して、講義と演習を含めた研修や談話会開催、相談窓口の設置、利用ツールの改善、データの蓄積などが必要である。

「降水域監視強化情報（仮称）」への利用については、長期間データと技術開発が必要である。データの蓄積は平成 20 年 7 月から開始されており、今後も継続する必要がある。また、技術開発は、GPS 可降水量の利用者である予報部と協力して進めることが重要である。

②リアルタイムデータの有効利用

数値予報モデルと毎時大気解析への利用及び実

況監視へ有効利用することが期待される。このため、GPS 可降水量データの即時性を高めること（現行 30 分後→15 分後程度）、及び提供時間間隔を短縮すること（現行 1 時間ごと→30 分ごと）が考えられる。

* 水野 量（観測部観測課，現 計画課）

4. 気象観測に関する最近の動向

この章では、本検討会で紹介された「ウィンドプロファイラ観測の10分配信について」、「国土交通省河川局 X-band レーダーの設置計画について」、「昼間の赤外 3.8 μm 観測データを用いた発達する対流雲域の解析」を解説する。

4.1 ウィンドプロファイラデータの10分配信について*

気象庁は、豪雨・豪雪などの局地的災害をもたらす現象に対する監視・予報業務を強化するため、2001年4月に「局地的気象監視システム：WINDAS」の運用を開始した。現在、WINDASでは、本庁にある中央監視局において全国31か所の観測局から10分平均値を1時間に1回、6個をまとめて収集し、必要な品質管理を行った後、COSMETSへ配信している。

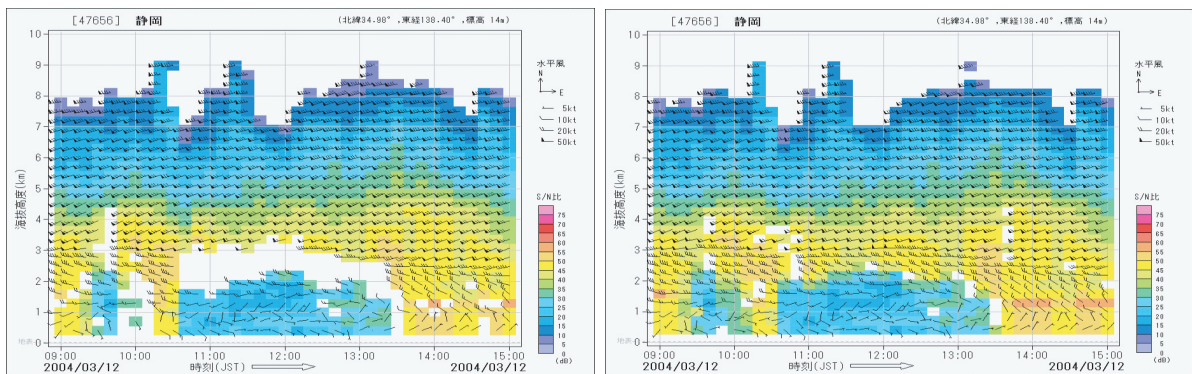
WINDASは整備後7年を経過し、その間に国内基盤通信網の整備や計算機処理能力の向上を背景として、観測データを10分ごとに収集することが技術的に可能となった。

平成20年度第二次補正予算により機能向上が認められたことから、各観測局のデータ処理装置及び中央監視局の処理装置を更新する。また、観測データを10分ごとに収集するとともに、上空の詳細な風の実況を10分ごとに提供するようプ

ログラムの改修とデータの集配信システム（高層風分析システム）を整備する。同システムは平成22年3月1日の運用開始を計画している。また、注意報・警報などの防災情報の高度化に寄与する。

今回の機能向上では、観測データの取得率向上のため、品質管理手法の改善も行う。その一例を紹介する。

WINDASでは、観測によって得られるビーム方向の大気エコーのスペクトルデータに非線形最小二乗法を用いて、ガウス関数を当てはめることにより、ドップラー速度、エコー強度（S/N比）、スペクトル幅という大気パラメータを検出している。非線形最小二乗法を実行するには、適当な解の初期値を用意する必要がある。初期値算出には、前5分間のスペクトルデータを用いるため、風速の時間変化の大きい場合には、適切な初期値が与えられず、大気パラメータを検出することができない。このため初期値作成のアルゴリズムを改善し、取得率の向上を図る。具体的な変更点は省略するが、改善後のアルゴリズムを用いてシミュレーションを行った結果を第4.1.1図に示す。改善後には、現行アルゴリズムが苦手としている時間的・空間的に急変するような大気エコーから、より多くの風ベクトルの情報を算出することができるようになる。



第 4.1.1 図 観測データによるシミュレーション結果
左：現行 右：改善後

* 中里 好幸（観測部観測課）

4.2 国土交通省河川局 X-band レーダーの設置計画について*

4.2.1 河川局における局地的豪雨対策の検討

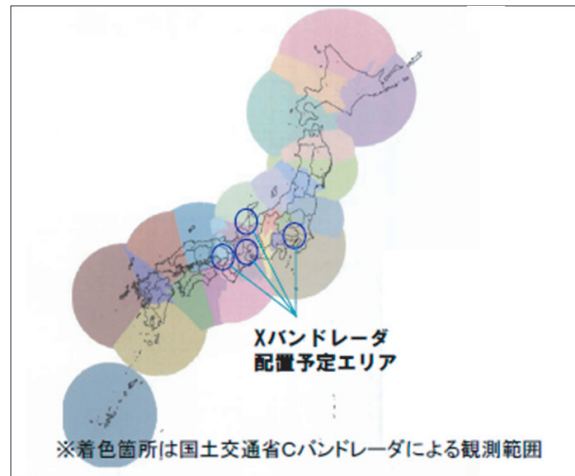
平成 20 年の夏に局地的な大雨により人的被害が多発したことから、「中小河川における急激な水位の上昇に伴う洪水における河川管理上の課題」を明確にし、今後の対応方策の検討が必要となった。これにより、平成 20 年 9 月 24 日に国土交通省河川局は「中小河川における局地的豪雨対策 WG」を設置し、気象庁からは予報部業務課気象防災情報調整官が委員として参加している。

また、既存レーダー網の更なる活用、X バンドレーダーの導入による局地的な大雨や集中豪雨の監視や予測の強化、C バンドレーダーと X バンドレーダーの役割分担・連携性等、河川管理におけるレーダーの活用や運用についても検討が必要となり、河川局は平成 20 年 12 月 3 日に「レーダー活用による河川情報高度化検討会」を設置し、気象庁からは X バンドレーダー分科会に気象研究所気象衛星・観測システム研究部長が委員として参加している。

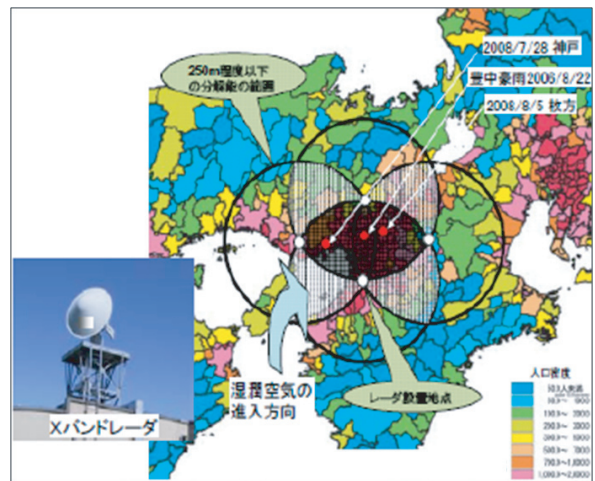
4.2.2 河川局における降雨・河川水位の監視強化、予測の高度化計画（平成 20 年度補正予算）

平成 20 年度補正予算により、C バンドレーダー網による観測とあわせて、局地的な大雨や集中豪雨により大きな被害が想定される三大都市圏等に、河川局は高解像度の気象レーダー（X バンドマルチパラメータレーダー）を整備し、豪雨の実況監視を強化するとともに、関係機関と連携し局地的な大雨や集中豪雨の発達・移動過程も踏まえた早期の洪水予測手法を検討、確立を目指す計画を進めている。

X バンドマルチパラメータレーダーの整備が計画されている地域は、第 4.2.1 図に示す関東、東海、近畿、北陸の 4 地域である。同一地域内には複数（2～4 基）のレーダーが配置される計画であり、そのイメージを第 4.2.2 図に示す。



第 4.2.1 図 X バンドレーダ配置予定エリア
(国土交通省河川局 HP 掲載の中小河川における局地的豪雨対策 WG 資料から転載、
http://www6.river.go.jp/riverhp_viewer/entry/y2008ea3d6e91cc34ec2e6723b7c728a7578efe2a1adc9.html, 参照 2009 年 1 月 14 日)



第 4.2.2 図 X バンドレーダの配置イメージ
(国土交通省河川局 HP 掲載の中小河川における局地的豪雨対策 WG 資料から転載、
http://www6.river.go.jp/riverhp_viewer/entry/y2008ea3d6e91cc34ec2e6723b7c728a7578efe2a1adc9.html, 参照 2009 年 1 月 14 日)

* 須田 良久（観測部観測課）

4.2.3 マルチパラメータレーダーとは

4.2.3.1 レーダーのタイプと得られる情報

通常のレーダーは、降水粒子からの反射因子のみを観測するレーダーである。降水強度への換算には単一の Z-R 関係を用いているため、降水強度に誤差が生じやすいという欠点がある（降水強度の推定に限界）。

ドップラーレーダーは、降水強度の観測に加えて反射波の周波数変化からドップラー速度を観測するレーダーである。

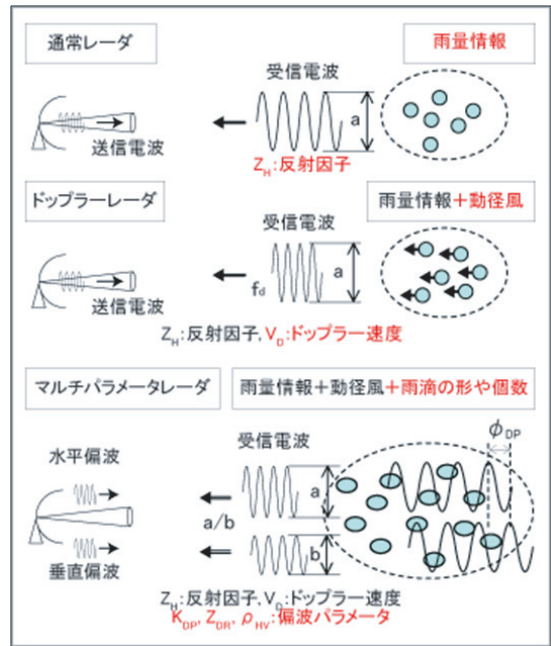
さらにマルチパラメータレーダーは、反射因子、ドップラー速度に加え、水平と垂直の二種類の偏波（二重偏波）を利用することにより降水強度に関する複数の観測パラメータが得られるレーダーである（二重偏波レーダーともいう）。同時に2個以上の観測パラメータを測定することにより、降水強度の推定精度が向上するという利点がある。

第4.2.3図に、レーダーのタイプと得られる情報について示す。

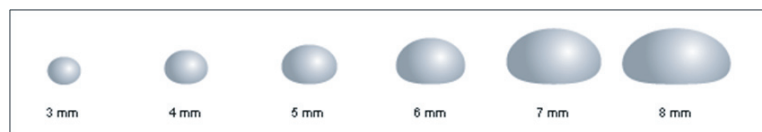
4.2.3.2 マルチパラメータレーダーによる降水強度推定の原理

マルチパラメータレーダーによる降水強度推定の原理は、第4.2.4図に示すように雨が強くなると雨滴の形状が球形から扁平な形になるという事

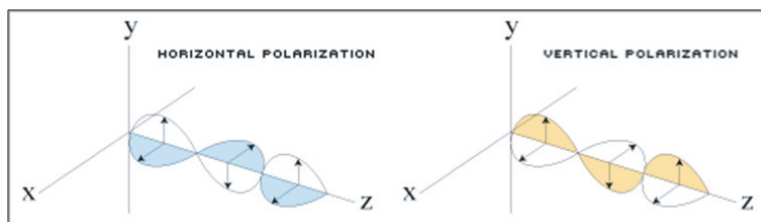
実に基づいている。従来の気象レーダーは一つの偏波（水平偏波）を使うのに対して、第4.2.5図に示すようにマルチパラメータレーダーでは二重偏波を利用することで、降水粒子の形態（雨、雪）判別や、粒径分布に関する情報を得ることが可能となる。このため、従来のレーダーに比べより正確な降水強度を求めることができる。



第4.2.3図 レーダーのタイプと得られる情報 (防災科学研究所 HP から転載, <http://www.bosai.go.jp/kiban/radar/index.htm>, 参照 2009年1月14日)



第4.2.4図 雨滴の大きさと形状の変化 (防災科学研究所 HP から転載, <http://www.bosai.go.jp/kiban/radar/index.htm>, 参照 2009年1月14日)



第4.2.5図 水平偏波と垂直偏波 (防災科学研究所 HP から転載, <http://www.bosai.go.jp/kiban/radar/index.htm>, 参照 2009年1月14日)

4.2.3.3 マルチパラメータレーダーで得られる主な観測パラメータ

① Z_{DR} : 反射因子差

水平偏波と垂直偏波のレーダー反射因子の差を求めたものである。水平及び垂直偏波に対する粒子形状、すなわち降水粒子の縦横比に依存する観測パラメータであり、降水粒子の形態判別や粒径分布に関する情報を得ることができる。

② ϕ_{DP} : 偏波間位相差

水平偏波と垂直偏波のそれぞれについて、レーダーと対象目標間の往復の位相変化の差を求めたもので、粒径の大きい雨滴のような扁平粒子では、水平偏波による位相遅れが、垂直偏波の場合に比べて大きくなる。

③ K_{DP} : 比偏波間位相差 (伝搬位相差変化率)

偏波間位相差 (ϕ_{DP}) の距離に対する変化率として求められ、降水強度と関係を持つ有効な観測パラメータとして注目されている。 Z_{DR} と異なり、受信信号の振幅に左右されず、途中経路上での電波の減衰によって定量性が損なわれない利点があり、より正確な雨量強度を求めることができる。

4.2.3.4 新たな手法 ($R-K_{DP}$ 法) とその有効性

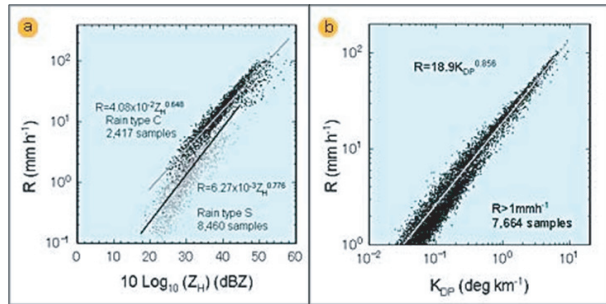
これまでの気象レーダーでは、反射因子 (Z_H) から降水強度を推定する方法 (いわゆる、 $Z-R$ 関係を用いた $R-Z_H$ 法) が一般的に用いられてきた。しかし、この方法は雨滴の粒径分布の変動に敏感であるために、推定降水強度には大きな誤差が生じることが知られている。

これに対して、比偏波間位相差 (伝搬位相差変化率) を用いた $R-K_{DP}$ 法 (Bringi and Chandrasekar, 2001) は、雨滴の粒径分布の変動にさほど敏感ではないという特徴がある。

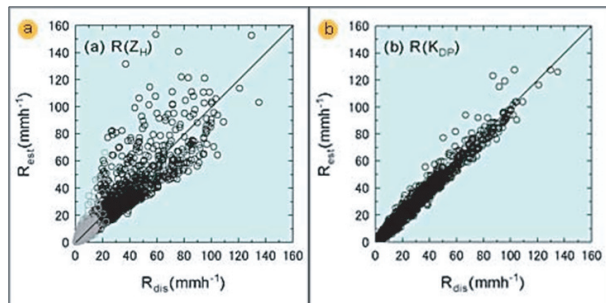
第 4.2.6 図の a に実測された雨滴粒径分布からシミュレーションにより求めた $R-Z_H$ 関係を、b に実測された雨滴粒径分布からシミュレーションにより求めた $R-K_{DP}$ 関係を示す。また、第 4.2.7 図の a に $R-Z_H$ 関係から求めた降水強度と実際の降水強度との比較を、b に $R-K_{DP}$ 法から求めた降水強度と実際の降水強度との比較を示す。

いずれも $R-Z_H$ 関係を用いた降水強度の推定に当たっては、降水強度に大きなばらつきがあるの

に対して、 $R-K_{DP}$ 関係を用いた降水強度の推定に当たっては、そのばらつきが小さく降水強度の推定精度が大きく向上している。



第 4.2.6 図 (a) 実測された雨滴粒径分布からシミュレーションにより求めた $R-Z_H$ 関係, (b) 実測された雨滴粒径分布からシミュレーションにより求めた $R-K_{DP}$ 関係 (防災科学研究所 HP から転載, <http://www.bosai.go.jp/kiban/radar/index.htm>, 参照 2009 年 1 月 14 日)



第 4.2.7 図 (a) $R-Z_H$ 法から求めた降雨強度 (縦軸) と実際の降雨強度 (横軸) との比較, (b) $R-K_{DP}$ 法から求めた降雨強度と実際の降雨強度との比較 (防災科学研究所 HP から転載, <http://www.bosai.go.jp/kiban/radar/index.htm>, 参照 2009 年 1 月 14 日)

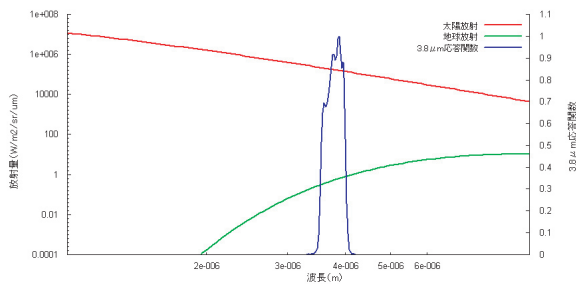
4.3 昼間の赤外 3.8 μm 観測データを用いた 発達する対流雲域の解析*

4.3.1 はじめに

気象衛星センターでは、MTSAT に新たに搭載された「赤外 3.8 μm 帯チャンネル（以下、3.8 μm と略す）」で観測された画像を用いた雲解析手法の開発を行っている。特に夜間の 3.8 μm 画像は、昼間の可視画像の代替として、夜間の霧・下層雲域の識別に有効であることが確認され、利用技術が確立されている（気象衛星センター、2005）。

一方、昼間においては、第 4.3.1 図に示すように、3.8 μm で観測される波長域は、観測対象となる雲域の地球放射（赤外域）に加えて、太陽放射（可視域）の散乱にも感度があるため、昼間は見かけ上、赤外画像と可視画像を合成したような画像が観測されることになる。

本報告では、昼間の 3.8 μm 画像の特性について調査するとともに、得られた知見を発達する対流雲域のモニタリングに応用すべく、日本付近の夏季と冬季の典型的な雲の事例に対して、従来の主観的な解析手法に加えて、放射シミュレーション技術を用いた客観的な解析を行った。



第 4.3.1 図 太陽放射，地球放射と 3.8 μm 応答関数

太陽放射（赤実線）は 6000K，地球放射（緑実線）は 300K で計算しており、左の縦軸に対応する。地球放射は大気の吸収は無視している。応答関数（青実線）は MTSAT-IR のもので 1 に規格化されており、右の縦軸に対応する。

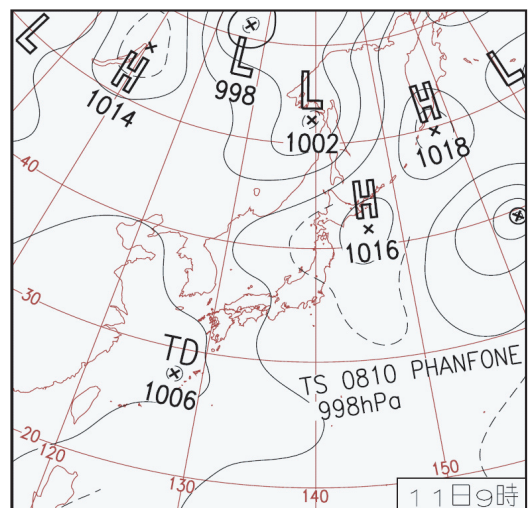
4.3.2 調査事例の概要

本調査で用いた事例は、夏季の積乱雲と、冬季の寒気移流に伴う筋状雲（以下、寒気移流雲と略す）の 2 例である。

事例 1 2008 年 8 月 11 日に九州西海上で観測された積乱雲

2008 年 8 月 11 日に MTSAT-2 による日本付近の小領域高頻度観測（撮像時間間隔 5 分）が行われた。当日の日本列島は高気圧に覆われていたが、南西諸島付近の東シナ海には熱帯低気圧があり九州付近は不安定な大気状態であった（第 4.3.2 図）。このような状況下で九州の西海上で急速に発達する積乱雲を捕えることができた。

注目する積乱雲が発生した海上は上層雲に覆われており、積乱雲の雲頂は上層雲よりも高い高度まで発達した。衛星画像において上層雲とその上層雲より高い雲頂を持つ積乱雲とを区別するために、「赤外 10.8 μm 帯チャンネル（以下、10.8 μm と略す）」の輝度温度 210K を「閾値」として、それより冷たい温度部分を積乱雲の雲頂部、それより暖かい温度部分を上層雲として積乱



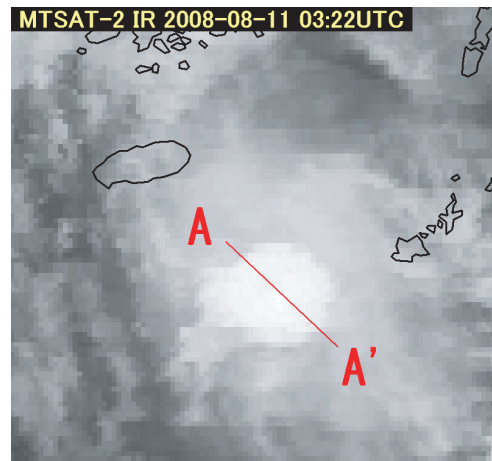
第 4.3.2 図 地上天気図 2008 年 8 月 11 日 9 時 (JST)

* 操野 年之（気象衛星センターデータ処理部システム管理課，現 気象衛星課），
毛利 浩樹（気象衛星センターデータ処理部解析課，現 内閣官房内閣情報調査室内閣衛星情報センター分析部），
奥山 新（気象衛星センターデータ処理部システム管理課）

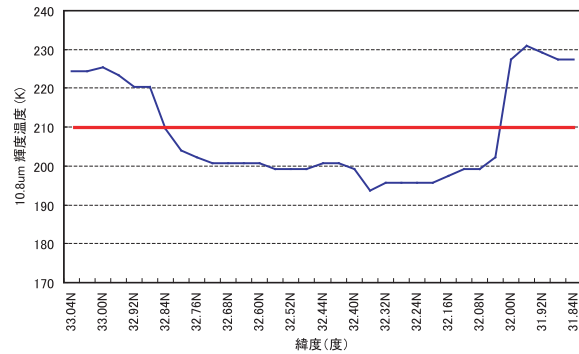
雲を抽出した (第 4.3.3 図 (a), (b)). このよう
にして得られた積乱雲雲頂部の 10.8 μ m 平均輝
度温度と 3.8 μ m 平均輝度温度を第 4.3.4 図に示
す. なお, 第 4.3.4 図の時刻は, 衛星画像で積乱
雲が上層雲を越えた時刻である 02:42UTC を起点
としている.

10.8 μ m 輝度温度は 03:27UTC にかけて低下
しているのので, 02:42 ~ 03:27 にかけて積乱雲が
発達したとみられる. 03:27UTC に約 200K まで
輝度温度が低下した後は 10.8 μ m 輝度温度の低
下傾向は見られなくなった. これは 00UTC の福
岡の高層観測 (第 4.3.5 図) において観測された
圏界面温度 -76.1 $^{\circ}$ C (197.05K) に近い温度である
ことから, この時, 積乱雲の雲頂は圏界面にまで
達したと考えられる. また, 同時刻の可視画像で
は, 積乱雲の雲頂部分に, 陰影の明瞭な盛り上が
った部分 (第 4.3.6 図 (a)) が識別され, 雲頂の
一部は圏界面をオーバー・シュートして下部成層
圏にまで発達している可能性を示唆している.

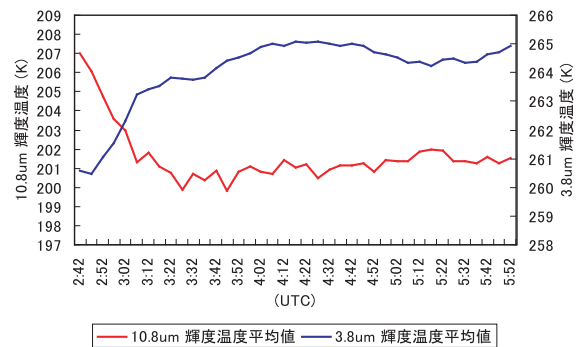
一方, 3.8 μ m 平均輝度温度は, 積乱雲が発達
過程にあったとみられる 02:42 ~ 03:27UTC にか
けて逆に, 約 260K から約 265K まで 5K 程度上
昇している (画像上は周辺よりも暗く表現され
る). 雲頂温度自体は 10.8 μ m 輝度温度に示され
るように積乱雲が発達している間は低下してい
るので, その間の 3.8 μ m 平均輝度温度の上昇は太
陽光の散乱の増加によるものと考えられる. この
「暗化」現象は, 10.8 μ m と 3.8 μ m の輝度温度
差の差分画像 (第 4.3.6 図 (b)) でより明瞭に識
別され, 積乱雲の発達を定量的に把握する指標と
しての利用の可能性がある.



第 4.3.3 (a) 図 10.8 μ m 赤外画像
九州の西海上で発達中の積乱雲.



第 4.3.3 (b) 図 (a) の A-A '線における輝度温度断
面図
赤線の 210K を閾値にしている.

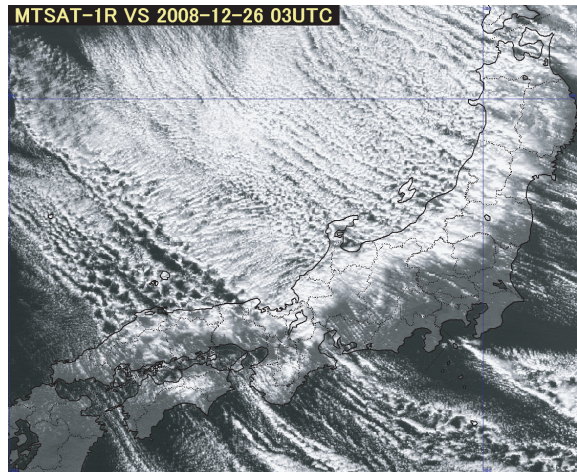


第 4.3.4 図 積乱雲雲頂部の輝度温度の時間変化
横軸は観測時間 (UTC).
左の縦軸は 10.8 μ m 輝度温度で赤い実線に対応.
右の縦軸は 3.8 μ m 輝度温度で青い実線に対応して
いる.

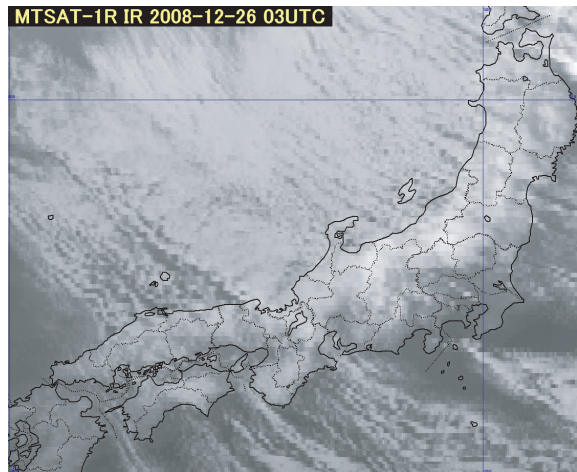
事例2 2008年12月26日の日本海で観測された寒気移流雲

日本付近は冬型の気圧配置となり(第4.3.7図(a)), 日本海で明瞭な寒気移流雲が観測された03UTCの観測において, 可視画像(第4.3.7図(b))では日本海一面に反射輝度の強い「筋状の対流雲のセル」が分布している. また, 10.8 μ m画像(第4.3.7図(c))から, この寒気移流雲の雲頂の観測輝度温度は, 若狭湾を指向するやや組織化された雲列域も含め約255K~260K(後述の第4.3.8図(b))で, 推定された雲頂高度はほぼ一定なことがわかる. なお観測輝度温度の255K~260Kは, 26日の00UTCの輪島の高層観測(後述の第4.3.8図(c))から約700hPa付近の特異点に対応している. 以上のことから, 可視画像及び10.8 μ m画像からは寒気移流雲の発達を定量的に把握することは困難であり, 実際, 現業的には筋状雲の外観(テクスチャ)の変化から発達の日合いを主観的に推定している.

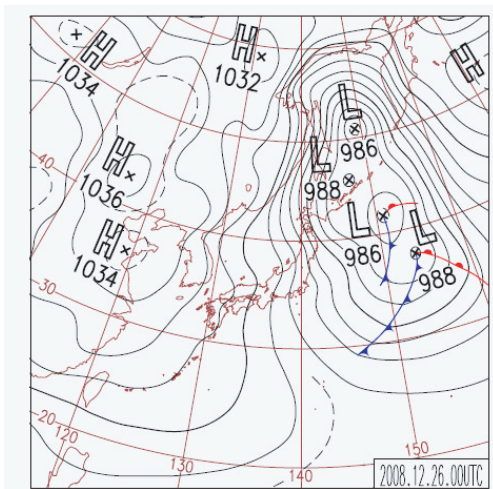
一方, 同じ時刻の3.8 μ m画像(第4.3.7図(d))では, 観測された輝度温度のコントラストが明瞭で, 輝度温度の低い(明るい)雲列が識別でき, かつ, この明るい部分がレーダーエコー強度(第4.3.7図(e))とよく対応していることが確認できる. 第4.3.8図(b)は, 第4.3.8図(a)のA-A'線上の10.8 μ m輝度温度, 3.8 μ m輝度温度, レーダー雨量強度である. 10.8 μ m輝度



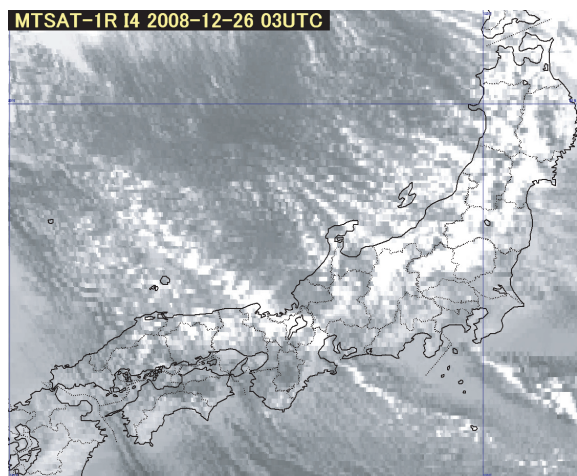
第4.3.7(b)図 2008年12月26日03UTC
可視画像



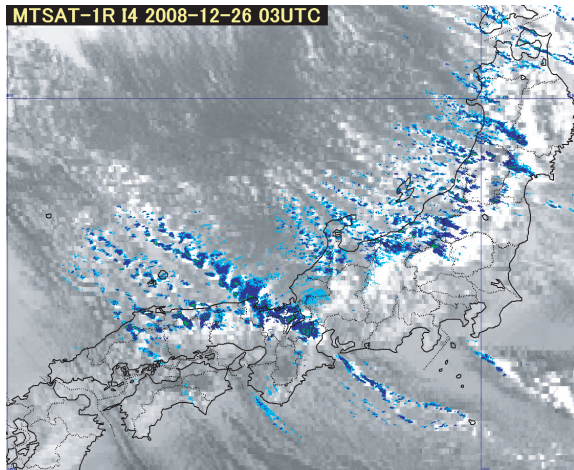
第4.3.7(c)図 2008年12月26日03UTC
10.8 μ m画像



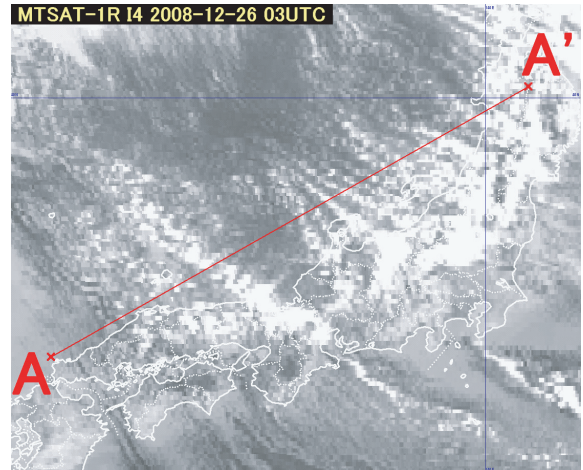
第4.3.7(a)図 地上天気図 2008年12月26日
9時(JST)



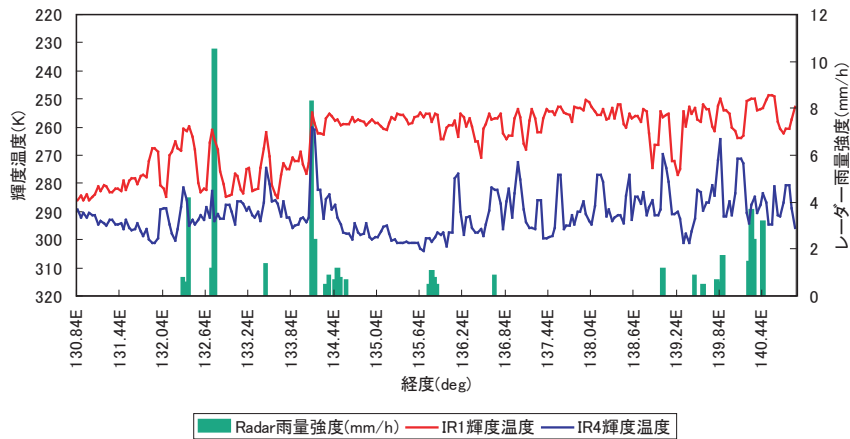
第4.3.7(d)図 2008年12月26日03UTC
3.8 μ m画像



第 4.3.7 (e) 図 2008 年 12 月 26 日 03UTC
3.8 μm 画像にレーダーエコー
を重ねたもの。



第 4.3.8 (a) 図 2008 年 12 月 26 日 03UTC
3.8 μm 画像
第 4.3.8 図 (b) の断面図で用いる AA' 線
を示す。



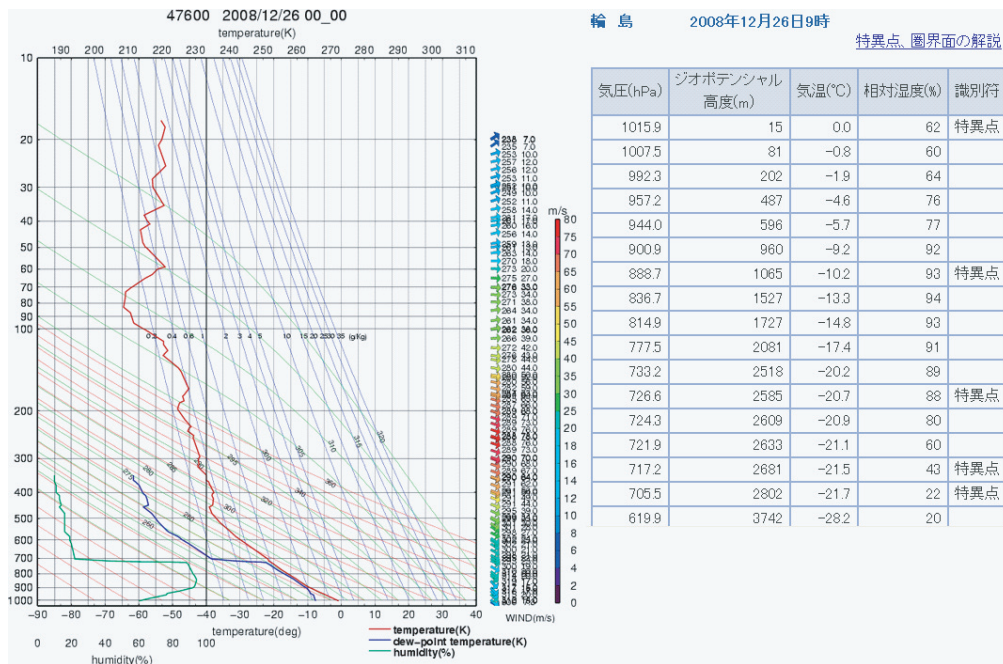
第 4.3.8 (b) 図 輝度温度とレーダー雨量強度

第 4.3.8 図 (a) の AA' 線における 10.8 μm (IR1), 3.8 μm (IR4) 輝度温度とレーダー雨量強度を示す。横軸は緯度で、A は西側 (図では左側)、A' は東側 (図では右側) になる。左の縦軸は輝度温度で 10.8 μm と 3.8 μm に対応している。雲頂を把握するため上の方ほど輝度温度を低く表示している。右の縦軸はレーダーの雨量強度を示す。

温度 255K ~ 260K が筋状雲の雲頂部分に対応しており、前述のとおり A-A' 線上の東経 134 度以東の雲頂温度はほぼ一定である。一方、3.8 μm 輝度温度は 10.8 μm 輝度温度に比べて変動が大きく、10.8 μm で同じ雲頂温度の筋状雲でも 3.8 μm 輝度温度では 20K ~ 25K 程度低く観測されるものがあり、その雲域はレーダー雨量強度が 0mm/h を超える所、つまりレーダーエコーが観測された所と対応している。

以上の 2 事例で示したように、日中の 3.8 μm

輝度温度は 10.8 μm 輝度温度とは異なる振る舞いをする事が確認された。この原因としては、3.8 μm では雲が射出する赤外放射と同時に太陽放射の散乱成分を観測するためであると考えられるが、可視域の散乱の程度は、雲を構成する雲粒の相 (水滴 / 氷晶) 及び粒径サイズ、さらに氷晶の場合は形状に大きく依存することが報告されており (NOAA/NESDIS, CIRA)、次節では放射モデルを用いたシミュレーションにより検証を行う。



第 4.3.8 (c) 図 2008 年 12 月 26 日 00UTC 輪島高層観測結果

左のエマグラムにおいて、雲頂は露点差が急速に大きくなる 700hPa 付近に相当するとみられ、右図の気温湿度データからも 717.5hPa と 705.5hPa の特異点として記録されている。

左図：観測システム運用室高層気象観測イントラネットホームページより引用

右図：気象庁ホームページより引用

4.3.3 放射モデルによるシミュレーション

4.3.3.1 放射伝達計算について

前節で示した事例について、衛星で観測された $3.8 \mu\text{m}$ 輝度温度から雲の状態を推定するため、放射伝達計算によるシミュレーションを試みた。なお、シミュレーションに用いた放射伝達コードは、東京大学気候システム研究センターにて開発された RSTAR シリーズの最新版である、RSTAR6B を用いる。RSTAR6B は Nakajima and Tanaka (1988) のアルゴリズムを用いており、衛星センサの応答関数、衛星と太陽の位置、地表面状態、大気状態を入力することにより、可視域から赤外域までをカバーする $0.2 \mu\text{m} \sim 200 \mu\text{m}$ 波長帯における放射輝度を計算することができる。

大気中の気体による吸収過程の計算には、厳密なライン・バイ・ライン計算に準じる精度を持ちながら、高速な計算が可能な k-分布法を採用している。気体の吸収パラメータには HITRAN2004 (Rothman *et al.*, 2004) を利用している。大

気中の粒子による散乱・吸収パラメータには d'Almeida *et al.* (1991) の値を利用している。地表が海面の場合、その反射率を海面風速に基づき計算するパッケージも含む。

4.3.3.2 事例 1 の放射シミュレーション

事例 1 において $3.8 \mu\text{m}$ の輝度温度が約 260K から約 265K まで 5K 程度上昇した原因について検証する。発達した積乱雲の雲頂からは、成層圏下層に向けた水蒸気の放出がなされているとの報告がある (Ackerman, 1995)。

なお、本稿とは直接関係はないが、「赤外 $6.7 \mu\text{m}$ 帯チャンネル (以下、 $6.7 \mu\text{m}$ と略す)」についても補足しておく。 $6.7 \mu\text{m}$ は、圏界面まで達した積乱雲の雲頂からの赤外放射に加えて下部成層圏に注入された水蒸気からの赤外放射も併せて観測することから、圏界面を境として気温の鉛直プロファイルが逆転することが要因となり、結果的に観測される $6.7 \mu\text{m}$ 輝度温度は $10.8 \mu\text{m}$ 輝度温度よりも数 K 程度高くなる。こ

の特性を利用して、 $6.7 \mu\text{m}$ と $10.8 \mu\text{m}$ との輝度温度差は、対流雲の発達の度合い、あるいは圏界面まで達した積乱雲の識別に利用されている。

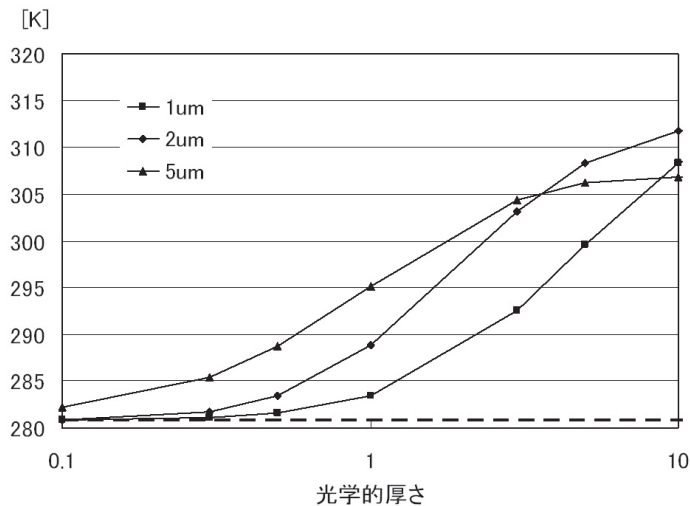
本事例の積乱雲の雲頂温度は約 200K であることから、下部成層圏に注入された水蒸気は過飽和状態の水蒸気として存在するだけでなく、一部は凝結して微細な氷粒子となって積乱雲雲頂付近に滞留していることが想定される。そこで放射シミュレーションでは、十分に発達した積乱雲雲頂に粒径の小さな氷粒子層の存在を仮定し、放射伝達計算を行った。入力条件を第 4.3.1 表に示す。特に積乱雲上の氷粒子の層については、粒径が十分に小さく、光学的厚さが比較的小さい場合につ

いて、いくつかのパラメータを想定した。結果を第 4.3.9 図に示す。粒径と、氷粒子層の光学的厚さに任意性があるが、積乱雲のみが存在する場合に比べて高い輝度温度が観測されることがわかる。例えば、氷粒子層を構成する氷粒子の粒径分布が半径 $2 \mu\text{m}$ をモードとする対数正規分布、光学的厚さが 1 (薄い氷粒子層) であると仮定した場合、積乱雲のみが存在する場合に比べて観測輝度温度が約 8.0K 上昇する。実際に観測された上昇温度幅はたかだか 5K 程度であることから、積乱雲の発達過程で、粒径の小さな氷粒子の層が積乱雲上に発生したと考えれば十分説明できる。

第 4.3.1 表 事例 1 の放射伝達計算入力条件

なお、RSTAR は海上風速をもとに海面の反射率を算出する機能を有しており、計算も風速 1m/sec を仮定して海上で行った。ただし積乱雲が十分に発達した条件下では海面の特性はほとんど結果には影響しない。

対象測器	MTSAT-2、 $3.8 \mu\text{m}$ チャンネルの応答関数を設定
観測条件	太陽天頂角 45° 、衛星天頂角 45° 、後方散乱(相対方位角 0°)
雲粒子の形状	球形の氷粒子
積乱雲の雲頂部を構成する氷粒子特性	光学的厚さ：70.0 (光学的に十分厚い) 氷粒子の粒径分布：半径 $20 \mu\text{m}$ をモードとする対数正規分布
下部成層圏に滞留する氷粒子層の特性	光学的厚さ：0.1~10.0の間の7種類、 氷粒子の粒径分布：半径1, 2, $5 \mu\text{m}$ をモードとする対数正規分布



第 4.3.9 図 発達した積乱雲の雲頂に粒径の小さな氷粒子層の存在を仮定した場合の放射伝達計算結果。

横軸に氷粒子層の光学的厚さ、縦軸に放射伝達計算によって得られた放射輝度を、MTSAT-2 IMAGER の応答関数を考慮して輝度温度に換算して示した。点線は氷粒子の層が存在しない場合である。雲頂温度が約 200K であるのに対し、氷粒子の層が無い場合でも観測される輝度温度は 280K と算出されていることから、観測されるエネルギーの大部分は散乱成分に起因するものであることがわかる。

4.3.3.3 事例2の放射シミュレーション

事例2は、事例1と異なり、発達した対流雲の雲頂は圏界面に達していないため、10.8 μmと3.8 μmの観測輝度温度の差(約20K~25K)は、雲頂部の雲粒子の放射特性の違いに起因すると考えられる。同日の夜間の観測では、昼間から持続している寒気移流雲の雲頂部の観測輝度温度は10.8 μmと3.8 μmとでほぼ一致している(約255K~260K)ことから、雲頂部の赤外域での射出率は10.8 μmと3.8 μmでほぼ同じであるとされる。したがって、この輝度温度差は、雲を構成する雲粒の相(水滴/氷晶)の違い、あるいは雲粒の大きさの違いによる可視域での放射特性の違いに起因していると考えられる。以上のことから、第4.3.2表に示した条件で放射シミュレーションを行った。

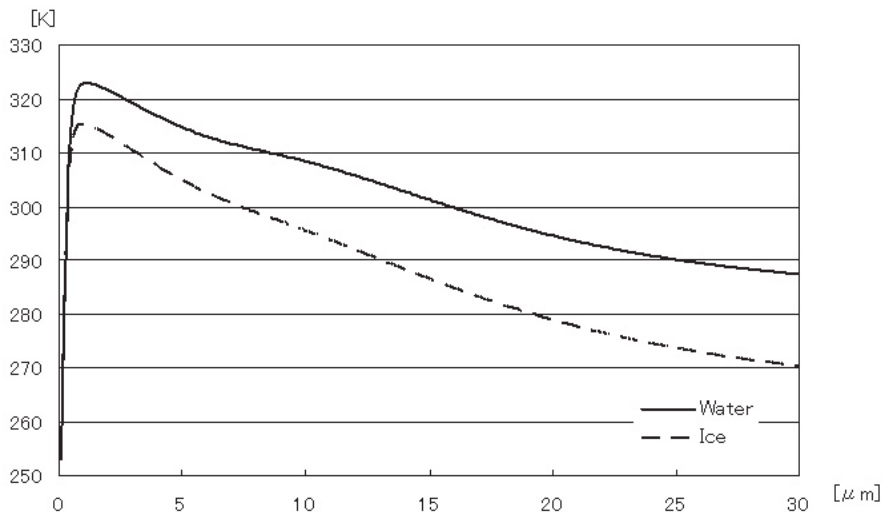
10.8 μmで観測された雲頂温度が255K~260Kであることから、この条件下での雲粒は、氷晶あるいは過冷却状態の水滴の状態で存在していると考えられる。

第4.3.10図にシミュレーション結果を示す。雲頂部が半径20 μmの水滴で構成されていると仮定すると、可視域の散乱及び赤外域の放射により観測される輝度温度は295Kとなる。一方、この水滴が成長して氷晶となった場合を想定して半径30 μmの氷粒子で構成されていると仮定すると、水滴と氷粒子の散乱特性の違いから輝度温度は270Kとなり、雲粒子の相変化及び粒径の変化により約25K輝度温度が低下する。

実際に観測された3.8 μm輝度温度の295K~260Kは、雲頂部の雲粒の組成が「水雲」から「氷雲」へ遷移していることを示唆している。

第4.3.2表 事例2の放射伝達計算入力条件

対象測器	MTSAT-1R、3.8 μmチャンネルの応答関数を設定
観測条件	太陽天頂角30°、衛星天頂角30°、後方散乱(相対方位角0°)
雲粒子の形状	球形の水滴または氷粒子
寒気移流雲の雲頂部を構成する氷粒子特性	高度3,000mに光学的に以下の特性の十分厚い一層の雲を与える。 光学的厚さ: 70.0 水滴または氷粒子の粒径分布: 半径30 μm以下の値をモードとする対数正規分布



第4.3.10図 寒気移流雲として水滴及び氷粒子を仮定した場合の放射伝達計算結果

横軸に氷粒子の有効半径、縦軸に放射伝達計算によって得られた放射輝度を、MTSAT-1R イメージャの応答関数を考慮して輝度温度に換算して示した。粒径及び水滴・氷粒子の違いによって、観測され得る輝度温度に大きな違いがあることがわかる。

4.3.4 今後の課題

今回の調査から、昼間の $3.8 \mu\text{m}$ 観測データを用いることで、対流雲の雲頂部を構成する雲粒の組成についての情報を取得できることが確認された。これにより従来の $10.8 \mu\text{m}$ 及び $6.7 \mu\text{m}$ に加えて昼間の $3.8 \mu\text{m}$ を組み合わせることで、対流雲の発達過程について今までよりも定量的な情報を抽出することが可能となる。

なお、静止気象衛星による可視・赤外観測では、対流雲の雲頂部の表層の放射特性を観測しているに過ぎず、対流雲の内部構造については観測できないため、事例2で $3.8 \mu\text{m}$ 輝度温度が低い対流雲域とレーダーエコーとの対応が良いことの理由については言及していない。今後、対流雲の力学モデルと放射モデルを組み合わせることで、対流雲の発達過程で対流雲の立体構造・雲粒子の組成等がどのように変化するかをシミュレーションし、その時のレーダーエコー強度あるいは放射強度を推定できる技術が確立できれば、逆にレーダー及び衛星観測から対流雲の構造を推定することが可能となる。

また、可視域の放射シミュレーションの今後の課題としては、放射伝達計算の精度を向上するため、氷粒子の形状として球形ではなく六角柱を用いるといった非球形粒子モデルの導入等の精緻化が考えられる。

参 考 文 献

- Ackerman, S.A. (1996) : Global satellite observations of negative brightness temperature differences between 11 and $6.7\mu\text{m}$
- NOAA/NESDIS CIRA, the $3.9 \mu\text{m}$ Channel Tutorial (<http://rammb.cira.colostate.edu/wmovl/VRL/Tutorials/GOES39/toc.htm>)
- Nakajima, T., and M. Tanaka (1988) : Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation., J. Quant. Spec. Rad. Trans., 40, 51-69.
- Rothmana, L.S., D. Jacquemarta, A. Barbeb, D. Chris Bennerc, M. Birkd, L.R. Browne, M.R. Carleerf, C. Chackerian Jr.g, K. Chancea, L.H. Couderth, V. Danai, V.M. Devic, J.M. Flaudh, R.R. Gamachej, A. Goldmank, J.M. Hartmannh., K.W. JucksI, A.G. Makim, J.Y. Mandini, S.T. Massien, J. Orphalh, A. Perrinh, C.P. Rinslando, M.A.H. Smitho, J. Tennysonp, R.N. Tolchenovp, R.A. Tothe, J. Vander Auweraf, P. Varanasiq, G. Wagnerd (2005) : The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database., J. Quant. Spec. Rad. Trans., 96, 139-204.
- d'Almeida, G. A., P. Koepke, and E. P. Shettle (1991) : Atmospheric aerosols. Global climatology and radiative characteristics., A. Deepak Publishing.
- 橋下 徹・奥山 新・竹中 栄 晶・福田 悟 (2008) : GMS-5/VISSR 可視データについての再校正技術の開発. 気象衛星センター技術報告, 第 50 号, 61-74.
- 気象衛星センター (2005) : $3.7 \mu\text{m}$ 画像の解析と利用 運輸多目的衛星新 1 号 (MTSAT-1R)
- NOAA/NESDIS,CIRA : GOES3.9 μm Channel Tutorial (<http://ramm.cira.colostate.edu/wmovl/VRL/Tutorials/GOES39/emissiv4.htm>)