

# 北上川流域で起きる「朝曇り」

—NHM 統合環境の利用例—

佐野 浩\*・永岡利彦\*

## 要 旨

東北北部太平洋側の奥羽山脈と北上山地の山間を流れる北上川流域では、夏に湿った南風が卓越する場合がある。このとき、北上川流域では夜間に層雲が広がって曇るが、日の出後数時間で層雲が消散して晴れる「朝曇り」現象が報告されている。今回、北上川流域で起きる「朝曇り」について NHM 統合環境（パソコン版気象研究所非静力学モデル）を使って数値実験し、下層雲の発現・解消の仕組みを調べた。その結果、(1) 奥羽山脈で起きる斜面上昇風によって、仙台平野北西部に下層雲が生成される、(2) 夜間の陸面温位の低下に伴い北上川流域に下層雲が広がる、(3) 日の出後、陸面温位が上昇するにしたがって北上盆地の北部と仙台平野西部から下層雲が消散する、などが明らかになった。

### 1. はじめに

オホーツク海や千島・三陸沖北部に高気圧があって北日本を覆う北高型の気圧配置は、夏の東北地方の太平洋側に冷涼・陰うつな天気「やませ」を引き起こすことで広く知られている。北高型の気圧配置の影響は高気圧の位置や湿潤層の厚さ、地形などによって差異を示す。

北高型の気圧配置が終わりに近づく頃などに、東北北部太平洋側の奥羽山脈と北上山地の山間を流れる北上川の流域では「朝曇り」現象が報告されている。「朝曇り」は北上川流域で湿った南風が卓越するとき、夜明け前に低い層雲が広がって曇るが(第1図)、日の出後数時間で急激に層雲が消散して晴れる現象である。低い層雲のために北上川中流に位置する花巻空港(第4図⑤)では、一部の小型航空機の運航に支障をきたす。このため、北上川流域で起きる「朝曇り」の発現と継続時間を予測することは重視されてきた。

北高型の気圧配置のとき、北日本の太平洋側で曇りや小雨になることの調査は、東北南部の阿武隈川流域(安田・佐々木, 2000)や青森県(今泉ほか, 1998)な

ど多数ある。数値実験も盛んで、荒川(1984)はやませについて気温の鉛直分布や地面・海面温度の感度実験をし、地面温度の日変化や風の強さが関係して北上山地でフェーン現象が発生していることを指摘した。北上川流域については、田頭・川村(1985)や佐々木(1995)などが調査し、予報精度の向上を目指している。

北高型の気圧配置のとき、天気予報の基礎資料となる天気ガイダンス(数値予報の結果と実際の観測データの差を基に数値予報の結果を補正し、予想するもの)の晴れ誤報率(天気ガイダンスより実況天気のほうが悪天の割合)は東北地方の日本海側で14~15%であるのに対し、東北地方の太平洋側では26%と高い(鈴木, 1997)。すなわち、北高型の気圧配置のとき、天気予報の基礎資料となる天気ガイダンスの予報精度が東北地方の太平洋側で悪いという報告がある。

気象庁では気象研究所で開発された非静力学モデル(MRI-NHM)を一般のパソコンでも簡便に使えるように移植して、各気象官署で数値実験ができるNHM統合環境を作成した。各気象官署では、実際の予報業務で課題となっている局地的な風や積雲対流に伴う天気特性の調査に活用している。例えば、計盛ほか(2001)は冬季に石狩湾で発生して局地的な大雪をもたらす取束線を再現し、地形や風向の影響を明らかにした。

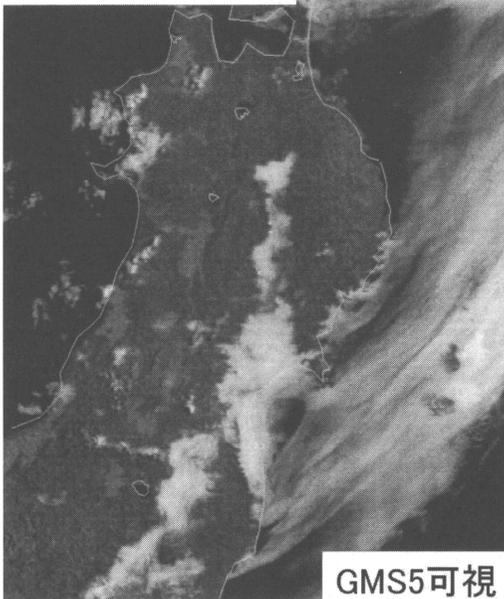
今回、アメダスや高層観測などによって事例解析が

\* 盛岡地方気象台。

—2001年2月8日受領—

—2002年3月4日受理—

2000年8月1日8時



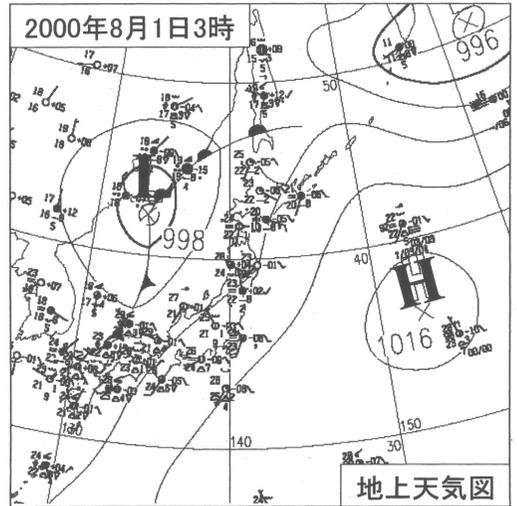
GMS5可視

第1図 2000年8月1日8時(日本時間)のGMS5可視画像。

進められてきた北上川流域で起きる「朝曇り」について、NHM 統合環境を用いて数値実験し、下層雲や風の分布を調べた。そして、設定条件の地形や湿度を変えることで「朝曇り」の発現・継続時間に影響を与える要因を考察した。

## 2. 「朝曇り」の特徴

第2図は「朝曇り」発現日の2000年8月1日3時(本稿の時刻はすべて日本時間)の地上天気図である。東北地方は日本の東に中心をもつ高気圧の縁辺に位置していた。北高型の気圧配置は地上の高気圧の中心が北緯40度以北と定義されることが多い(例えば田頭・川村(1985)や鈴木・関(1997)など)。この高気圧の中心はそれより南の北緯36度付近にあり、東北地方の地上付近では南風が吹きやすい気圧配置であった。3時の地上風速は盛岡(第4図③)で南南東0.5 m/s、北上(第4図⑥)で南南西1 m/sと北上川流域で弱い南よりの風が観測されている。2000年8月1日8時の東北地方の衛星可視画像(第1図)を見ると、北上川流域に白い雲域がある。花巻空港のシーロメータを使った観測によると雲底が約120 mの低い層雲であった。また仙台湾から三陸沖にかけても霧を含む下層雲が延びている。阿武隈川流域にも下層雲がある。その他の地



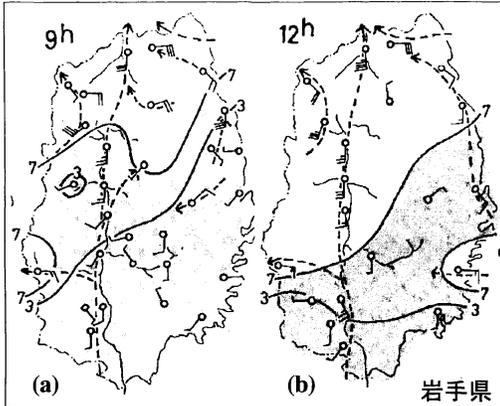
第2図 2000年8月1日3時の地上天気図。

域は晴れていた。10時ごろ、北上川流域と阿武隈川流域の下層雲は消散した。

藏重(1953)は夏の北上盆地では南風が卓越することが多く、盛岡では21時ごろになると一陣の南風が低い層雲を伴って吹き、南風は海陸風や山谷風、斜面風の影響で強まったり弱まったり日変化することを指摘した。

昆ほか(1970)によると、夏に北高型の気圧配置で秋田(第4図②)における9時の700 hPaの風向が北西成分の場合、岩手県内陸中央部の日照率50%以上の晴天出現率は47~73%(信頼度90%, 以下同じ。)で、気温-露点温度差が3°C以上になれば54~82%とさらに良くなる。一方、700 hPaの風向が南西成分の場合、日照率50%以下の曇天出現率は78~90%で、気温-露点温度差が3°C以下ともなれば曇天出現率はさらに大きくなる。

また、昆ほか(1970)では1963, 1964年に北高型で総観場において前線やじょう乱の影響が少ない13件の事例を解析し、北上川流域に沿って北風が卓越する6件の事例と、南風が卓越する7件の事例(「南風型」と名付けた。)に分別した。南風型は北高型末期に近いころ現れる。第3図に南風型における岩手県の風と日照の日変化例(1963年6月9日)を示す。9時(第3図a)の北上川流域は南部で1~2 m/sの南風、北部で5~6 m/sの南風を記録し、北部ほど南風が強い。晴天域は県の北部や西部にとどまっている。12時(第3図b)の北上川流域の風向は全般に南で、風速は9時に比べて



第3図 1963年6月9日 (a) 9時 (b) 12時の岩手県の前3時間日照率と風速。7と3はそれぞれ日照率70%と30%の等値線。網掛けは日照率70%以下。長い矢羽1本を2 m/sとしている。点線矢印は風系、一点鎖線は岩手県の県境（昆ほか（1970）に網掛け付加）。

強まっている。晴天域は南に広がり、曇天域が県のごく南部だけになった。

折笠（1991）は1991年5月21・22日の地上気象観測と仙台（第4図⑧）の高層データを解析している。地上気象観測によると、21日の盛岡は3時から8時まで層雲に覆われていたが、8時から9時の間に急激に消散し、その後は快晴となる「朝曇り」が発現した。22日も3時ごろから層雲に覆われ、一日中下層雲が消散しなかった。仙台の高層データから下層雲の生成や消散には湿った南よりの風や放射などが影響していると考察した。

最近の事例解析として、大島（2001）は2001年4月に北上川流域で下層雲が広がった事例を報告している。彼は岩手県の沿岸に下層雲が広がることの多い「やませ」とは区別して、「やませ現象」と名付け、「やませ現象」では湿潤層がごく下層に限られていることを指摘した。

齊藤ほか（2001）は宮古（第4図④）のウィンドプロファイラデータを用いて、2001年7月下旬に起きたやませの事例解析をした。北高型の末期に宮古の地上付近は1~3 m/sの南よりの風、高度2 kmより上空は西よりの風になることが結論付けられている。

このように、

- (1) 北上川流域では南風が卓越して朝の内層雲が広がるが、日中北部から晴れてくる現象があり、「朝曇

り」や「南風型」、「やませ現象」などと呼ばれている。（本稿では「朝曇り」と呼ぶ。）

- (2) 北高型の末期などに下層が湿った南よりの風、上層が比較的乾燥した西よりの風になり、「朝曇り」が発現する。

- (3) 「朝曇り」の発現・解消には風向・風速・湿り・放射などが影響している。

などが特徴として挙げられる。

同じような現象は阿武隈川流域でも報告されている（安田・佐々木，2000）。

### 3. NHM 統合環境

今回の数値実験には「NHM 統合環境」を使用した。このソフトは気象研究所で開発された非静力学メソスケールモデル（斉藤・加藤，1999）の実行時オプションに制限を設けることで、数値実験および結果の解析・管理を簡便にしている。パソコン上で動作する。以下にモデルの概要を示す。

- 非静力学モデルで、基礎方程式としてマップファクターを含む完全圧縮方程式系を採用している。
- パルク法の雲物理過程、乱流クロージャモデル、境界層過程などを含む。
- 鉛直座標系は地形に沿った座標系。鉛直32層。最下層20 m、最上層13000 m。1000 m以下は約10層に分け、それより上層は1000 mにつき約3~2層へ減少。
- 初期値は水平一様な場。
- 陸面温位は標高0 mの温位を初期設定し、高度補正している。気象庁日本域モデル（JSM）で用いられていた方法に準拠して陸面温位の日変化を設定できる。海面温位は変化しない。
- Microsoft Excel上で高度等のデータを編集し、新たな地形を作成することができる。
- 計算結果を内挿処理して等高度面変換する。  
詳細については、上野ほか（2000）を参照されたい。

### 4. 設定条件

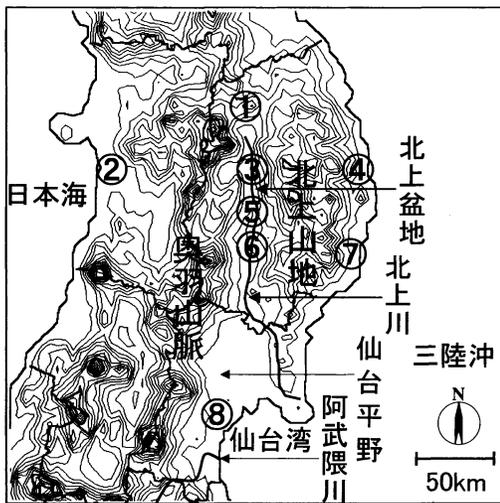
第1表に今回使用したNHM統合環境の設定条件を示す。計算に用いた領域と地形が第4図である。北上川流域を計算領域の中心にした、5 kmの格子間隔で奥羽山脈と北上山地に挟まれた北上盆地や、仙台平野などの地形を十分に表現している。陸面温位は295 Kを初期値とし、7月31日9時を初期時刻に設定して日変化させる。海面温位は295 Kで変わらない。側面境界

第1表 NHM 統合環境の設定条件.

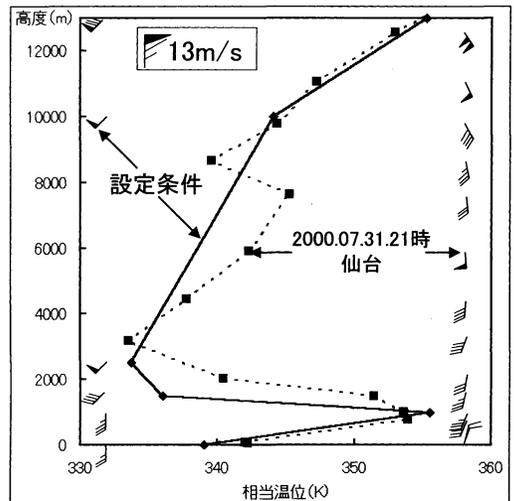
領域中心緯度	39.2°
領域中心経度	141.2°
格子間隔	5km
格子数	64 × 64
計算時間間隔	10秒
陸面温位	295K
陸面温位の予報法	JSM準拠
計算開始日時	7月31日9時
海面温位	295K
側面境界	初期値固定
降水過程を含む	
コリオリ力	なし
風はゆっくり強めない	

第2表 鉛直設定条件.

高度(m)	風向	風速(m/s)	温位(K)	湿度(%)
0	南	5	295	95
1000	南	7	307	80
1500	南西	8	309	50
2500	南西	10	313	50
10000	南西	10	343	50
13000	南西	15	355	50



第4図 数値実験領域の地形. 細線は100 m ごと  
の等高線. ①~⑧ は本稿で述べる地名の  
場所. ① 七時雨山, ② 秋田, ③ 盛岡, ④  
宮古, ⑤ 花巻空港, ⑥ 北上, ⑦ 釜石, ⑧  
仙台.



第5図 鉛直設定条件と2000年7月31日21時仙台  
高層観測の相当温位と風. 風速はペナ  
ント10 m/s, 長い矢羽2 m/s, 短い矢羽1  
m/s.

条件は初期値に固定した. 降水過程を考慮する. コリオリ力は0とし, 風をゆっくり強めるオプションは使用しない.

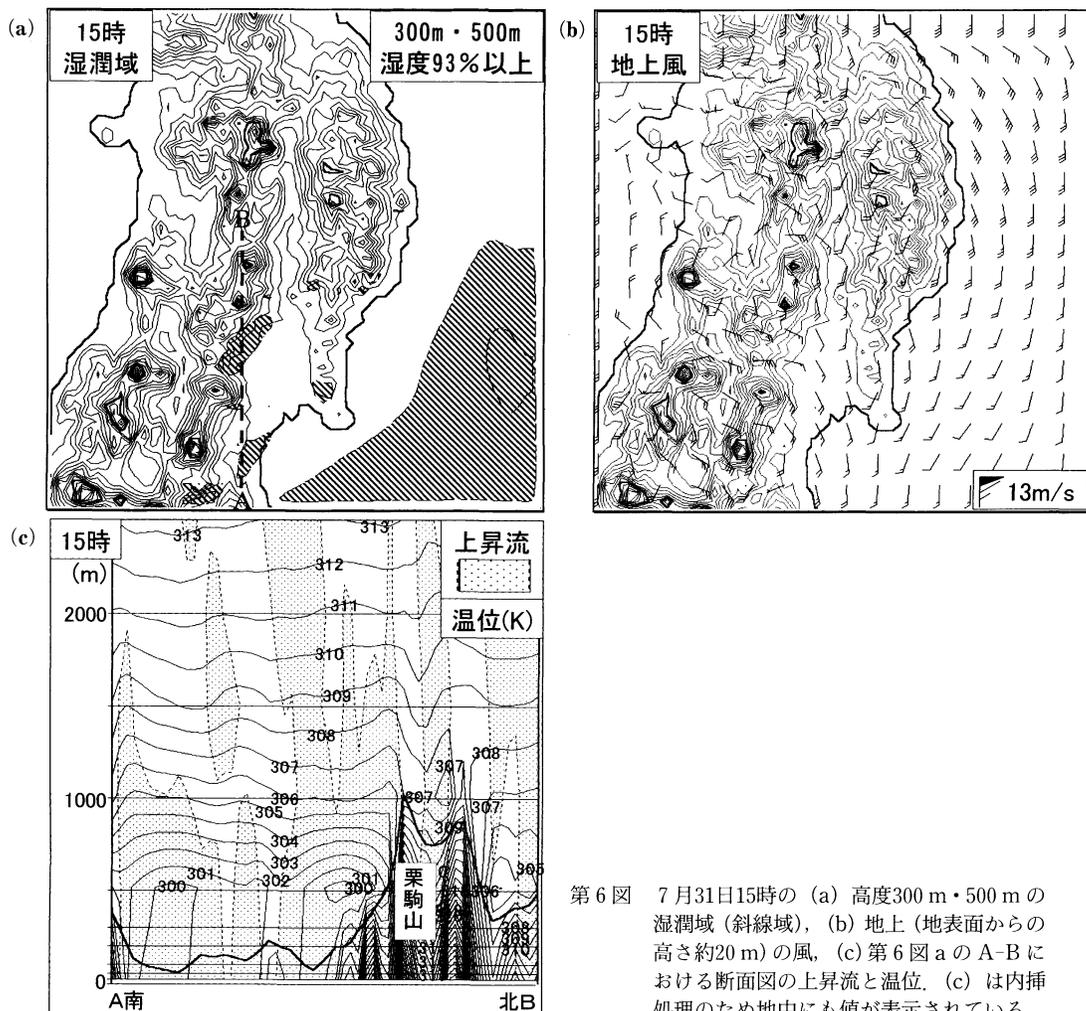
第2表は初期場の風向・風速・温位・湿度の鉛直設定条件である. 初期鉛直設定条件と2000年7月31日21時(「朝曇り」発現前夜)の仙台高層観測の相当温位と風のグラフが第5図である. 発現前夜を参考に, 0 m か

ら1000 m の間に相当温位の逆転した南風を設定し, 湿った南風を表現した. それより上空は前記した昆ほか(1970)や大島(2001)などを考慮して比較的乾燥した南西風になっている.

### 5. 数値実験

第6図は計算開始360分後すなわち7月31日15時における(a) 高度300 m または500 m で湿度93%以上の領域(以後「300 m・500 m の湿潤域」と表記する), (b) 地上風, (c) 栗駒山を通る南北断面図の上昇流と温位を示している. なお, 湿度93%以上の湿潤域を表示したのは雲域との対応が良いためであり, それ以上の深い理由はない. また, 今回計算された湿潤域はおおむね高度1000 m 以下なので偏平な積雲や層積雲, 層雲などの下層雲に対応していると考えられる.

第6図aで仙台平野北西部に湿潤域が見られる. その領域の地上風は3 m/s 前後の東から南東の風であ



第6図 7月31日15時の (a) 高度300 m・500 mの湿潤域(斜線域), (b) 地上(地表面からの高さ約20 m)の風, (c) 第6図aのA-Bにおける断面図の上昇流と温位. (c) は内挿処理のため地中にも値が表示されている.

る(第6図b). 第6図cでは栗駒山の南に上昇流が計算され, 温位は500 mの等高度で周囲より低く300 Kになっている. 言いかえと東から南東の風が栗駒山の斜面上昇し, 地上付近の低温位の空気が高度500 mに運ばれ, その部分が湿潤域になっている. このように, 斜面上昇風によって仙台平野北西部に下層雲が発生することが分かった.

第6図aでは仙台平野南部にも湿潤域がある. その部分では上昇流が計算され, 高度500 mの温位は周囲より低く300 Kになっている(第6図c). 仙台平野南部の下層雲については, 安田・佐々木(2001)がNHM統合環境を用いた阿武隈川流域の下層雲として考察している.

地上風(第6図b)は仙台平野中央部で約3 m/sの南

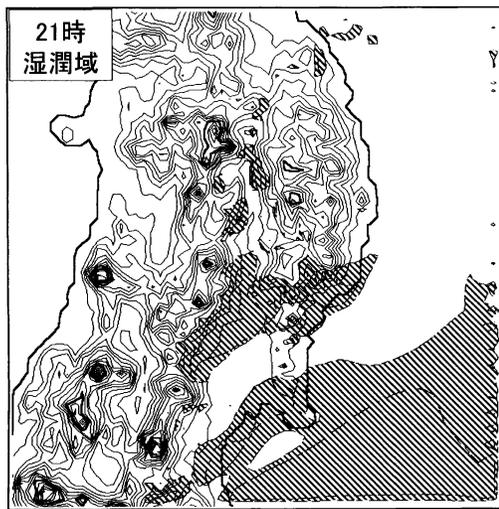
風, 北上盆地北部で6 m/s前後の南風と北上川流域で北部ほど強い南よりの風になった.

第7図は奥羽山脈の標高を0.5倍(計算領域の西側半分の標高を0.5倍)にして計算した15時の300 m・500 mの湿潤域である. 仙台平野北西部の湿潤域は第6図aに比べて狭くなった. 奥羽山脈の標高を低くしたため, 斜面上昇風が弱まったと考えられる. 仙台平野北西部の湿潤域が斜面上昇風によって発生することを支持する結果である.

7月31日21時になると全体的に陸面温位が下がり, 仙台平野では296 K前後になった. 陸面温位の低下に伴い, 高度500 mの温位も仙台平野・北上盆地ともに約300 Kに下がる. 第8図は21時の300 m・500 mの湿潤域である. 湿潤域が仙台平野北部から北上盆地南部,



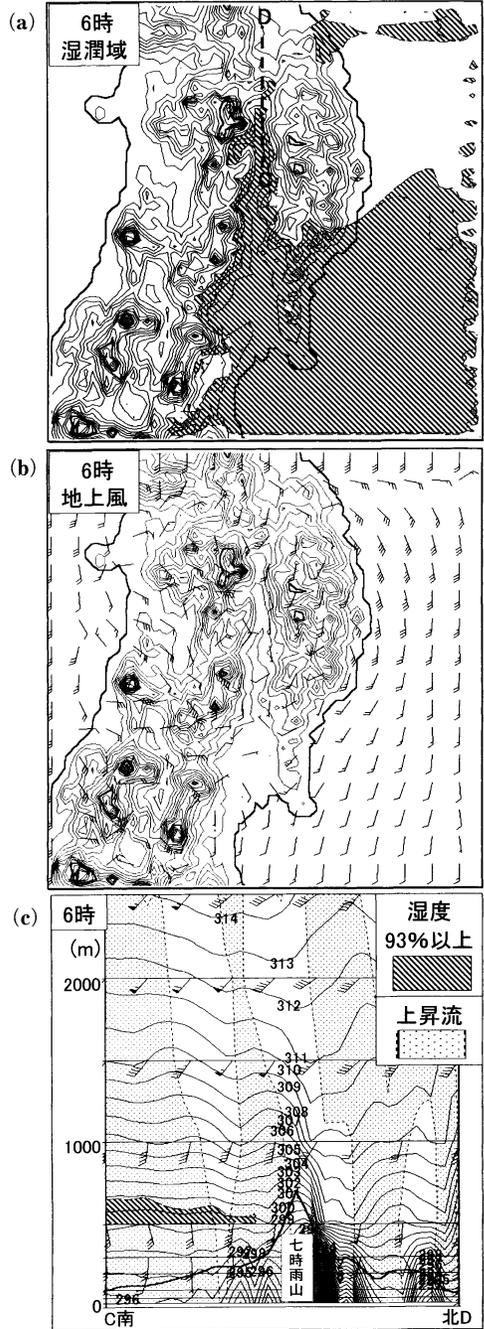
第7図 奥羽山脈の標高を0.5倍にした7月31日15時の高度300m・500mの湿潤域。



第8図 7月31日21時の高度300m・500mの湿潤域。

北上山地南部に広がっている。仙台平野南部の湿潤域は仙台湾に広がった。陸面温位の低下に伴って下層雲は仙台平野北部、北上盆地南部、北上山地南部と仙台平野南部、仙台湾に広がる。

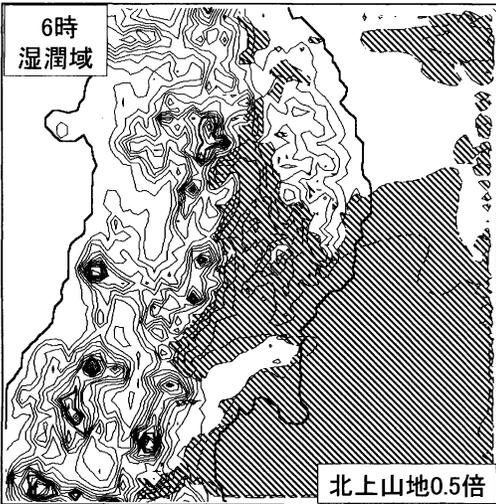
8月1日6時ごろ、陸面温位は最低になり仙台平野で約295Kになる。第9図は6時における(a)300m・500mの湿潤域、(b)地上風、(c)七時雨山(第4図①)を通る南北断面図の湿潤層と上昇流、温位、風を示している。北上盆地北部まで湿潤域が延び、仙台平野北部と仙台平野南部の湿潤域がつながった(第9



第9図 8月1日6時の(a)高度300m・500mの湿潤域、(b)地上風、(c)第9図aのC-Dにおける断面図の湿潤層と上昇流、温位、風。(c)の七時雨山より南の地上付近は内挿処理のため湿度93%未満で表示されているが、実際には93%以上で計算されている。

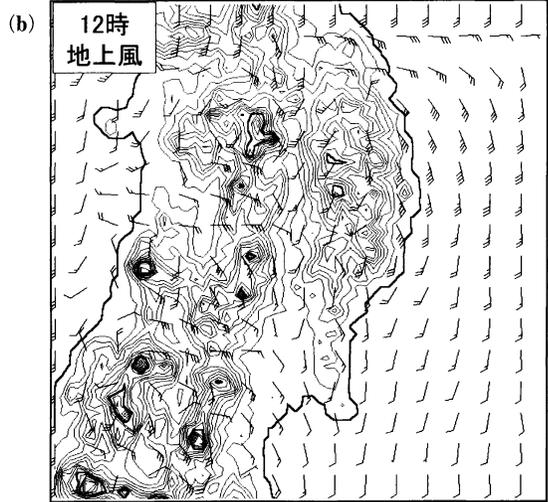
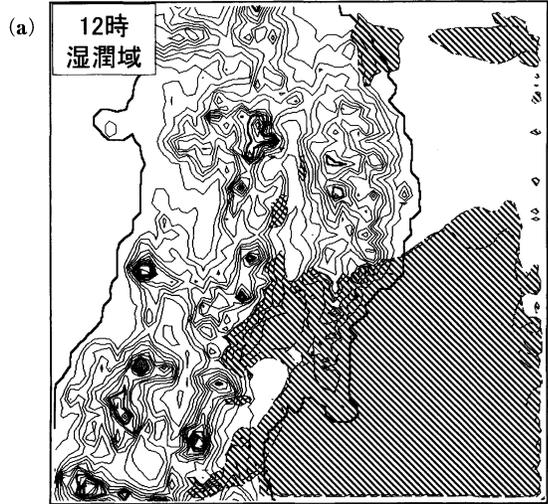


第10図 奥羽山脈の標高を0.5倍にした8月1日6時の高度300 m・500 mの湿潤域。



第11図 北上山地の標高を0.5倍にした8月1日6時の高度300 m・500 mの湿潤域。

図 a). 三陸沿岸は釜石(第4図⑦)付近まで湿潤域になった。地上風(第9図b)は、仙台平野で風速が0~3 m/sと弱く風向が一定でない。北上盆地の南部は約2 m/sの南風、北部は5 m/s程度の南風である。前日の15時(第6図b)に比べて南風が弱くなった。第9図cから湿潤域は七時雨山より南に広がっていることが分かる。高度500 mの温位は七時雨山の南で299~300 K、北で303~305 Kと北のほうが4~5 K高い。七時雨山の南で上昇流、北で下降流になっている。高度500 mの風は七時雨山の南で6~9 m/s、北で8~11 m/sと北で

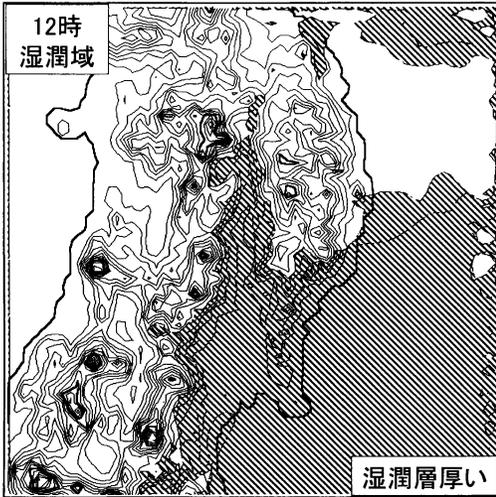


第12図 8月1日12時の(a) 高度300 m・500 mの湿潤域、(b) 地上風。

強くなった。七時雨山付近ではフェーン現象が発生していると推測される。

第10図に奥羽山脈の標高を0.5倍にした6時の300 m・500 mの湿潤域を示す。北上盆地の湿潤域は第9図aに比べて狭い。奥羽山脈による斜面上昇風が弱まり、下層雲が広がりにくくなったと考えられる。

第11図は北上山地の標高を0.5倍(計算領域の東側半分の標高を0.5倍)にした、6時の高度300 m・500 mの湿潤域である。仙台平野の湿潤域が第9図aより狭い。北上山地の標高が低いと仙台平野の下層雲は広がりにくい。第11図では三陸沿岸の湿潤域が第9図aより北の宮古付近まで達している。北上山地の標高が低



第13図 湿潤層を厚くした8月1日12時の高度  
300 m・500 mの湿潤域。

いと三陸沿岸の下層雲は北へ広がると考えられる。

6時以降、陸面温位が上昇し、12時には仙台平野で295～299 Kになった。第12図は12時における(a)300 m・500 mの湿潤域、(b)地上風である。北上盆地北部と仙台平野西部から湿潤域が消散した(第12図a)。北上盆地は奥羽山脈と北上山地に挟まれ北部ほど狭いので、陸面温位の上昇に伴って高度300～500 mの温位も北部ほど上がりやすい。奥羽山脈に近い仙台平野西部でも高度300～500 mの温位が早く上がる。このため、北上盆地北部や仙台平野西部では湿潤域の解消が早いと考えられる。このように日の出後、陸面温位の上昇とともに北上盆地北部と仙台平野西部から下層雲が消散することが示唆された。参考として行った陸面温位を変化させない数値実験では、湿潤域が解消しなかった(図略)。地上風(第12図b)は仙台平野中央部で3 m/s前後の南風、北上盆地北部は約6 m/sの南風で6時より強くなっている。

湿潤層の厚さの影響を調べるため、湿潤層を2000 mにして計算した場合の8月1日12時における300 m・500 mの湿潤域を示す(第13図)。北上盆地の北部から湿潤域は解消し始めるが、第12図aに比べて湿潤域が広い。湿潤層が厚いと下層雲の解消が遅れることが明らかになった。

北上川流域の地上風は全時間を通して南風が仙台平野で比較的弱く、北上盆地の北部ほど強いことを指摘した。図は示さないが、別に数値実験した南風の鉛直シアがない場合でも北部ほど強い南風になった。北

上川流域で南風が卓越するとき、北部ほど南風が強い理由は、北上盆地は北部ほど狭く風が収束するためと推測される。

## 6. 結論

これまで、北上川流域で起きる「朝曇り」は観測による事例解析が進められ、下層の湿った南風や放射の影響が報告されている。今回、NHM 統合環境を用いて北上川流域で起きる「朝曇り」の数値実験をした。東北地方の下層に湿った南風を設定し、陸面温位の時間変化を与えることで「朝曇り」の生成から解消までを再現した。そして、設定条件の地形や湿潤層の厚さを変えることで「朝曇り」の発現・継続時間に影響を与える要因を調べた。その結果、以下のことが示唆された。

- (1) 斜面上昇風によって仙台平野北西部に下層雲が発生する。
- (2) 阿武隈川下流の仙台平野南部に下層雲が発生する報告を支持した。
- (3) 夜間の陸面温位の低下に伴って、北上川流域に下層雲が広がる。
- (4) 七時雨山より北で下層雲が発生しないのは、七時雨山でフェーン現象が起きているからだと考えられる。
- (5) 北上盆地で下層雲が広がるのは奥羽山脈の影響が大きい。
- (6) 北上山地の影響で仙台平野全域に下層雲が広がる。
- (7) 北上山地の標高を低くすると三陸沿岸の下層雲は北へ広がる。
- (8) 日の出後、陸面温位の上昇に伴い北上川流域の下層雲は北上盆地北部と仙台平野西部から消散した。
- (9) 湿潤層が厚いと北上川流域の下層雲は消散が遅れる。
- (10) 地上風は北上盆地で南風が収束して北上川流域の北部ほど強くなる。

今回の調査を活用して、北上川流域で湿った南風が予想される場合、湿潤層の厚さや日射の強さから「朝曇り」の発現地域や継続時間などを検討し、天気予報ガイダンスを改善することが望まれる。

## 謝辞

東京管区気象台ならびに大阪管区気象台からはNHM 統合環境の提供を受けました。気象衛星センターからは衛星画像の提供を受けました。気象大学校

の大野久雄教授と河野耕平氏からは多大なる貴重な助言をいただきました。ここに記して感謝いたします。

### 参 考 文 献

- 荒川正一, 1984: やませの数値シミュレーション, 天気, 31, 170-172.
- 田頭正廣, 川村 薫, 1985: 6月～8月の北高型における岩手県の日照時間の地域特性について, 昭和60年度仙台管区調査研究会資料, 41-42.
- 今泉 聡, 藤田 淳, 谷口克巳, 1998: 北高型における青森県天気分布予想ワークシート, 平成10年度仙台管区調査研究会資料, 1-2.
- 計盛正博, 中山 寛, 木村光一, 大橋康昭, 2001: 冬季北海道西岸に現れる収束線の数値実験, 気象庁研究時報, 52, 22-23.
- 昆 幸雄, 新関鏡三, 池田誠也, 1970: 北高型における岩手県の風と天気について, 気象庁研究時報, 22, 91-103.
- 藏重一彦, 1953: 北上河谷の夏の風, 中央气象台研究時報, 5, 547-554.
- 大島主税, 2001: 「やませ現象」について, 平成13年度仙台管区調査研究会資料, 141-142.
- 折笠成宏, 1991: 1991年5月21・22日の朝曇りについて, 平成3年度仙台管区調査研究会資料, 69-70.
- 齊藤和雄, 加藤輝之, 1999: 気象研究所非静力学メソスケールモデル, 気象研究ノート, (196), 169-195.
- 齊藤恵介, 佐野 浩, 酒井重典, 2001: ウィンドプロファイルで見るやませ—2001年7月下旬—, 平成13年度仙台管区調査研究会資料, 33-34.
- 佐々木利, 1995: 93年やませ時における岩手県の日照の特徴について, 平成7年度仙台管区調査研究会資料, 57-58.
- 鈴木秀典, 関 武彦, 1997: 北高型における東北地方の天気分布特性, 平成9年度仙台管区調査研究会資料, 155-156.
- 鈴木和明, 1997: GPV を利用した北高型時の天気分布予測, 平成9年度仙台管区調査研究会資料, 157-158.
- 上野幹雄, 川畑拓矢, 酒井亮太, 白川栄一, 石田純一, 齊藤和雄, 2000: NHM 統合環境の紹介—パソコン版気象研究所非静力学モデル(NHM)—, 天気, 47, 289-294.
- 安田宏明, 佐々木秀樹, 2000: 阿武隈川沿いに発生する下層雲, 平成12年度仙台管区調査研究会資料, 223-224.
- 安田宏明, 佐々木秀樹, 2001: 阿武隈川沿いの下層雲(第2報), 平成13年度仙台管区調査研究会資料, 165-166.

---

## Numerical Study of the Morning Low Cloud along the Kitakami River.

SANO Hiroshi\* and NAGAOKA Toshihiko\*

\*Morioka Local Observatory, 7-60 Sannou-chou, Morioka, Iwate 020-0821

(Received 8 February 2001 ; Accepted 4 March 2002)

---