

発で三沢の上空 600 mb まで湿っており、三沢でも雨が降っていた。札幌と仙台の間に更に冷たい下層の寒気がドーム状につこんでいる。これが“やませ”の正体で、14日本州を通過し、東海上で冷やされて東風で運ばれた下層の寒気である。この寒気による安定層は統計によると、920 mb, 高い時で 800 mb, まれに 700 mb に達することがある。

前線が離れて行くと上空の沈降層が下がって下層の安定層と重なり、“やませ”の雲は寒気内の層雲一層となりいわゆる“やませ”のダシ雲が現れる。

東西断面図によるとこの安定層は東にゆくにつれ少し高度が高くなっている。なお下層寒気は秋田にははいっていない。風も前線構造をもっていないという特徴がある。

1092 : 1093 [やませ (数値実験)]

4. やませの数値シミュレーション

荒川 正一*

1. はしがき

ここではわれわれが開発した局地循環の数値モデルにより、やませのシミュレーションを行った結果を紹介する。一つは東北全域を対象にもう一つは馬淵川流域の小スケールを対象に、やませの状態下における局地気象の特性を述べてみたい。

2. 数値モデルと実験ケース

数値モデルは基本的には Kikuchi *et al.* (1981) のモデルで、外部因子として海陸分布、地面の高さが含まれる。凝結過程は含まれない。

やませのシミュレーションに際してモデル中の外的パラメータなどをつぎのように選んだ。

(1) 東北全域の積分のときグリッド幅は 12 km, 数は 30×30. ネスティング法により馬淵川流域を拡大、グリッド幅 5 km.

(2) 一般風 (地衡風) は、東 4 m/s

つぎの3つの実験例について述べる。

やませの吹走時、太平洋側では日照がゼロと東からの

冷氣移流が強いため気温は1日中ほぼ一定である。これと似せるためケース1, 2においては、地面温度の日変化をゼロに押さえて積分を行った。ケース1はやませのばあい(1980年8月の状態)で、ケース2は通常の温度減率のばあいである。また参考のため温度の日変化を許したばあいもケース3として加えた。

3. 計算結果

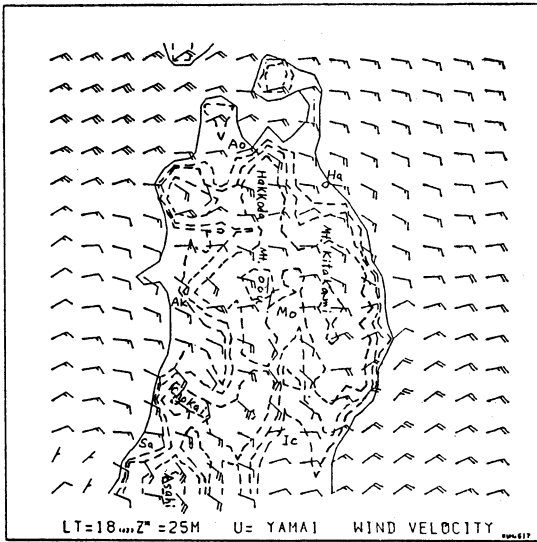
3.1. ケース1と2

積分開始42時間後、流れはほぼ定常に達した。そのときの東北全域の地上風と地上気温(ともに海拔高度25 m)の分布を第1図に示す。このときENE風として近づいてきた地上風は、三陸沖において北部では津軽方面へ、また南部では仙台平野へ向かって、北上山脈や奥羽山脈を迂回するように吹く。迂回による水平収束の結果として、むつ・津軽地区と最上川地区に(やや)強風域が現れる。後者は清川だしとして知られている強風地域である。強風域はこのほか八甲田山の陰と横手盆地域にも現れている。これらはおろしの効果によっていることが気温分布図から推測される。第1図(b)をみると、等温線は全体としてはほぼ等高線と一致している。それでも太平洋側と日本海側を比べると後者の方が1°C高い、とくに秋田平野、能代平野で顕著である。これと風速図とを比べるとこの地域でフェーンが起こっていることが推定される。このモデルに凝結過程を導入すれば、日本海側の昇温はもっと強くなるだろう。むつ・津軽地区と最上川地区では昇温はみられない。

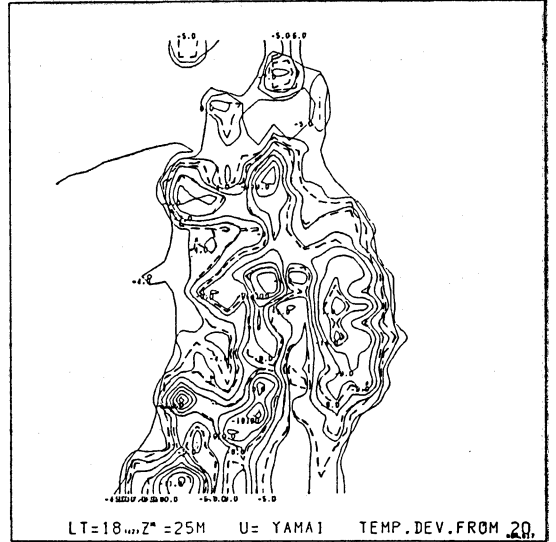
北上川、馬淵川流域でもわずかに昇温しているようだ

ケース	気温の鉛直分布	地(海)面温度	備考
1	800~2,000mに逆転層, 他は通常の減率	地温変化せず, 海水温 15°C	1980年8月
2	通常の減率	地温変化せず, 海水温 25°C	
3	ケース1に同じ	地温日変化	1982年7月

* Shoichi Arakawa, 気象庁海洋気象部.

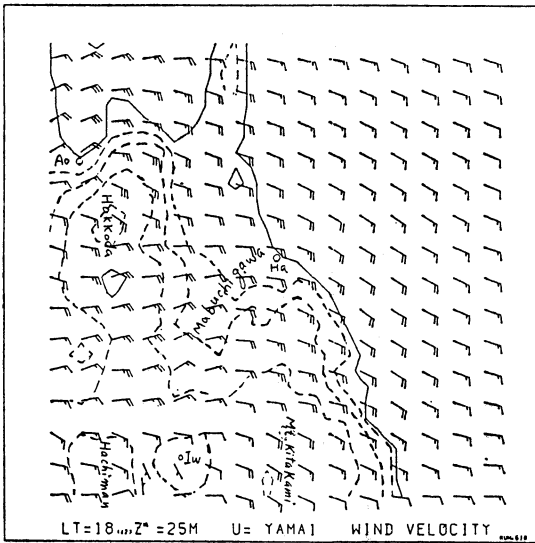


(a)

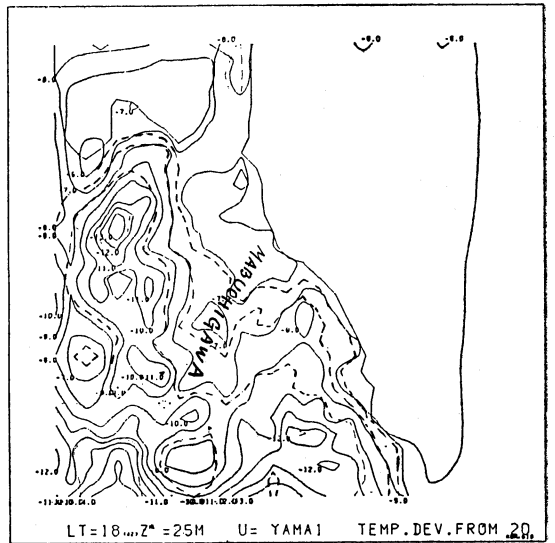


(b)

第1図 (a) case 1 広域, 地表風.
(b) case 1 広域, 地上気温.



(a)



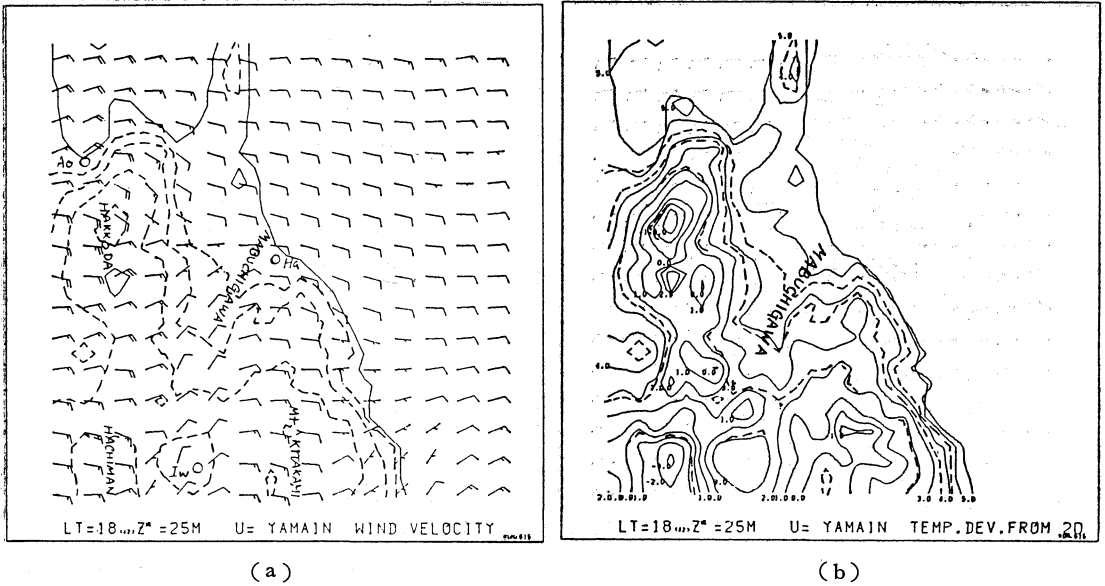
(b)

第2図 (a) case 1 ネスティング, 地表風 ($z^*=25m$).
(b) case 1 ネスティング, 気温 ($z^*=25m$).

が、その様子をネスティングによる拡大図によって第2図に示す。全体として東風のままでこの地域を越えている。ケース2 (第3図) のばあいこの流域では北風成分をもち流域に沿った風が吹いている。このような風系に

対応して気温分布が作られ、第2図(b)では馬淵川流域は高温域となっているが第3図(b)では低温域となっている。

ケース1とケース2の違いは下層大気に逆転層をもつ



(a) case 2 ネスティング, 地表風 ($z^*=25\text{m}$).
 (b) case 2 ネスティング, 気温 ($z^*=25\text{m}$).

か否かの違いによるわけで、下層大気の逆転層が馬淵川流域のフェーンと密接な関係にあると思われる。しかし逆転層の存在がフェーン発生の十分条件であるかという、必ずしもそうでない例がつぎの実験で示される。

3.2. ケース 3

地面温度に日変化を与えて積分した場合、15 JST の馬淵川流域では顕著なフェーンを起こしている。一方03 JST の同流域では気温が低い。このような日変化の傾向は馬淵川流域の観測結果と一致している。

成層状態だけで比べれば、03 JST はケース 1 に、15 JST はケース 2 に対応するのだが、結果は逆の対応をしている。これまでの図からみると、馬淵川流域のフェーン出現にはむしろ、そこを越える東風の強さが関係しているように思われる。

4. 山を迂回する成分と越える成分

この問題に答えるため、安定成層内の流れの中の微小物体(山)によって起こされる3次元じょう乱の特性を

調べる。ブシネスク、非静力学系において上のような微小じょう乱の流れに垂直な2つの成分(流れの方向にx軸、直角水平にy軸、鉛直方向にz軸、それらの方向の速度成分をu, v, wとする)に関して次の関係式を得る (Arakawa et al., 1982).

$$\left| \frac{v}{w} \right| = \frac{k_y}{k_z} \left| 1 - \frac{l^2}{k_x^2} \right|$$

但しlは Scorer のパラメータ、 k_x, k_y, k_z はじょう乱の波数で、じょう乱源のスケールで決まるとしてよい。

上の式から $k_x=l$ のとき $v=0$ で、このとき鉛直面内の運動のみが卓越する。 k_x が l から離れるほど(大きい方でも小さい方でも)水平運動(v)が卓越してくる。 $2\pi/l$ で決まるスケールは通常 10 km のオーダーであって、馬淵川流域の風の振る舞いはこのような観点から解釈できないだろうか。やませの振る舞いをスケール別に論ずるときの今後の問題として提起する。