

対流活動に及ぼす地表面加熱の影響

—数値シミュレーション—*

大野久雄***・山岸米二郎**

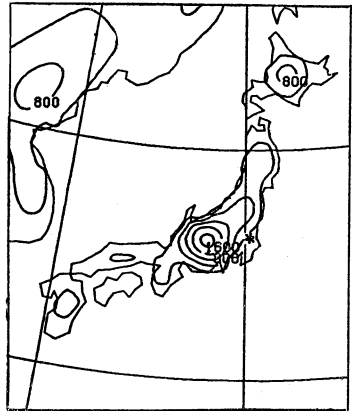
要旨

日射の日変化があるプリミティブ・モデル (格子間隔 63.5 km) を、大規模な雷活動があった事例に適用し、モデル内での地表面加熱の効果を調べた。モデルで予測された降水の空間分布は、積乱雲活動に伴った降水分布に対応している。日射を含まないモデルでは、この降水は予測されなかった。

1. はしがき

暖候期の日中に陸上で発達する大規模な積乱雲活動には、大気鉛直安定度の影響が大きいことは良く知られている。また大気の潜在不安定を顕在化するのに、地表面からの加熱効果が大きな役割を果たしている。

この論文の目的は、日射の日変化を取り入れたプリミティブ・モデルで、積乱雲活動に伴う降水をどの程度予測可能かを調べることである。この目的のため、日中から夕方にかけて関東地方で大規模な積乱雲活動があった日を実験対象に選び24時間積分を行った。モデルで予測された降水の時間、空間分布は、積乱雲活動に伴う降水分布に良く対応していた。ここでは降水分布のみならず、モデルでシミュレートされた水蒸気の鉛直輸送およびそれに及ぼす地表面加熱の効果も検討する。



第1図 モデルに含まれている日本付近の地形 (等高線は 400 m 毎)。

2. モデル

モデルの格子間隔は 63.5 km (60°N ステレオ投影)、予想領域は日本付近で格子数は 55 × 55 である。モデルに組み込まれている日本付近の地形を第1図に示す。日本

列島での地形の最高高度はおおよそ 2000m である。鉛直方向 (σ -座標) には 19 層とってある (第2図)。

地表面からの運動量、顕熱、水蒸気のフラックスは Monin-Obukhov の相似則で計算する。鉛直拡散はレベル 2 のクロージャ・モデル (Mellor・Yamada, 1974) で計算する。対流のパラメタリゼーションには対流調節方式を用いる。また成層の鉛直安定度にかかわらず、相対湿度が 100% を越えた場合は相対湿度が 100% になるように水蒸気場と温度場を変えるものとする (以後大規模降水と呼ぶ)。

本論文の主題に関係の深い日射の扱いについて詳しく説明する。放射過程は地表面でのフラックスの計算にの

* Influence of surface heating on convective activities—A numerical simulation—.

** Hisao Ohno and Yonejiro Yamagishi, 気象庁電子計算室。

*** 現住所。World Meteorological Organization, Case postale No. 5 CH-1211, Geneva 20, Switzerland.

—1984年5月14日受領—

—1984年6月14日受理—

LEVEL	p	Δp
k=19	130mb	60mb
k=18	190mb	60mb
k=17	250mb	60mb
k=16	310mb	60mb
k=15	370mb	60mb
k=14	425mb	50mb
k=13	475mb	50mb
k=12	525mb	50mb
k=11	575mb	50mb
k=10	625mb	50mb
k=9	675mb	50mb
k=8	725mb	50mb
k=7	775mb	50mb
k=6	825mb	50mb
k=5	875mb	50mb
k=4	920mb	40mb
k=3	955mb	30mb
k=2	980mb	20mb
k=1	995mb	10mb

第2図 モデルの鉛直構造。地表面を1000mbとした時の各々の面の気圧と層の厚さ(Δp)を示す。

み考慮し、大気中での放射の効果は考えていない。地表面に達する太陽日射(RS)は次式で計算する。

$$RS = S_0(1 - 0.7CL)(1 - 0.6CM)(1 - 0.3CH) \quad (1)$$

ここで CL, CM, CH はそれぞれ下層雲, 中層雲, 上層雲の雲量で, モデルで予測した相対湿度から計算する。相対湿度と雲量との関係は, 大野・伊佐(1984)により提案された関係式を用いる。S₀ は雲が全然ない時に地表面に達する太陽日射であり, Kondo(1976)の経験式を用いる。地表面での下向き長波放射(Fl)はプラントの式により計算する。

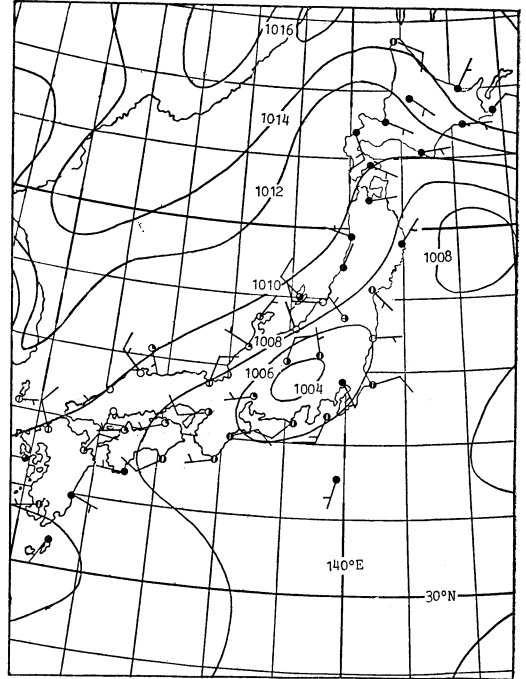
$$\frac{Fl}{\epsilon_g \sigma T_a^4} = (0.51 + 0.066\sqrt{e_a})(1 - C \cdot A) \quad (2)$$

ここで ε_g は地表面の射出率, σ はステファン・ボルツマン定数, T_a はスクリーン・レベルの気温, e_a は地表面付近の水蒸気圧である。C と A はそれぞれ水蒸気量, 雲量による補正項で Kondo(1976)により提案されたものを用いる。陸地面温度(T_g)はBhumralkar(1975)が提案した方法で予想する。

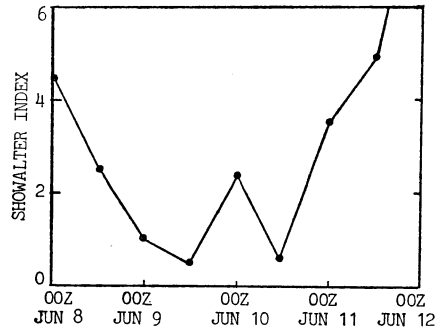
$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = -\frac{2\sqrt{\pi}}{\rho_g c_g \sqrt{\nu_g \tau_1}} H_f - \frac{2\pi}{\tau_1} (T_g - T_G) \quad (3)$$

$$H_f = \epsilon_g \sigma T_g^4 + \rho c_p (\overline{w'\theta'})_s + \rho L_v (\overline{w'q'})_s - RS(1 - ALBD) - Fl \quad (4)$$

ρ_g, c_g, ν_g はそれぞれ土壌の密度, 比熱, 温度伝導度である。τ₁ は24時間を示し, T_G は地中内の温度である。



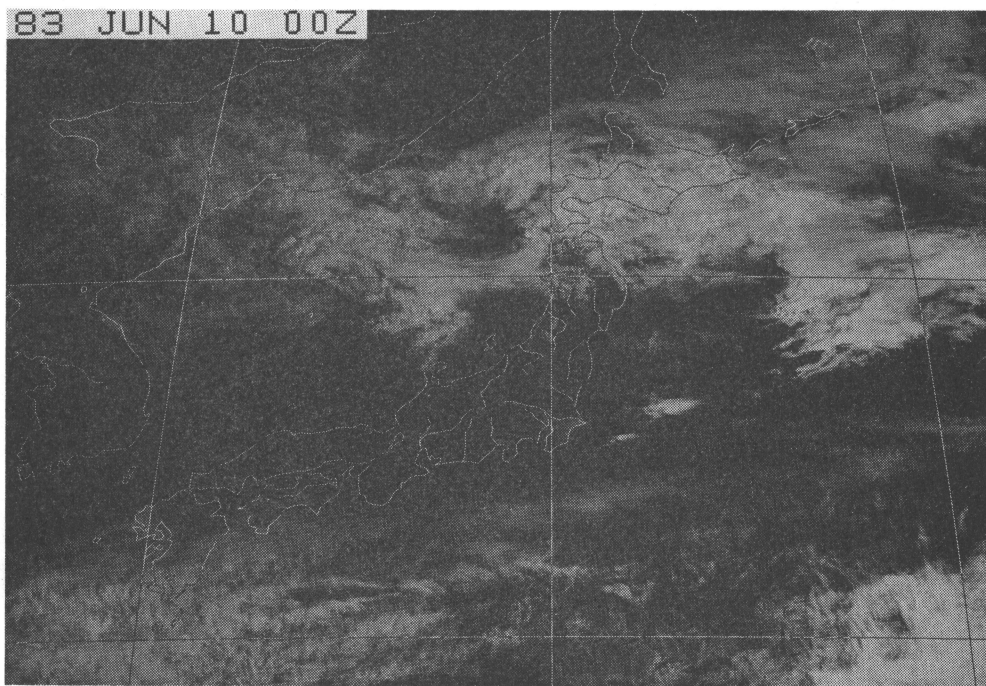
第3図 1983年6月10日06 GMTの地上天気図。



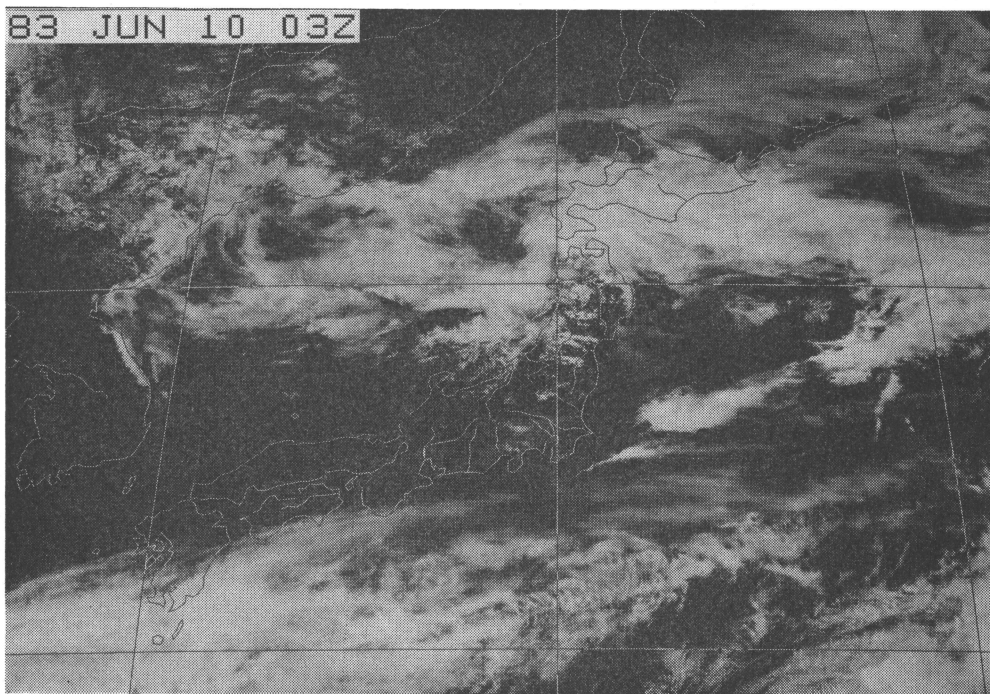
第4図 館野での Showalter の安定指数の変化。

モデルでは T_G として初期値の T_g と同じ値(一定値)を用いている。(4)式右辺の第2項と第3項は地表面での顕熱と潜熱のフラックスをあらわす。ALBDは地表面のアルビドを示す。モデルでは一定値0.2を用いた。陸地面からの水蒸気のフラックスは次のように計算する。

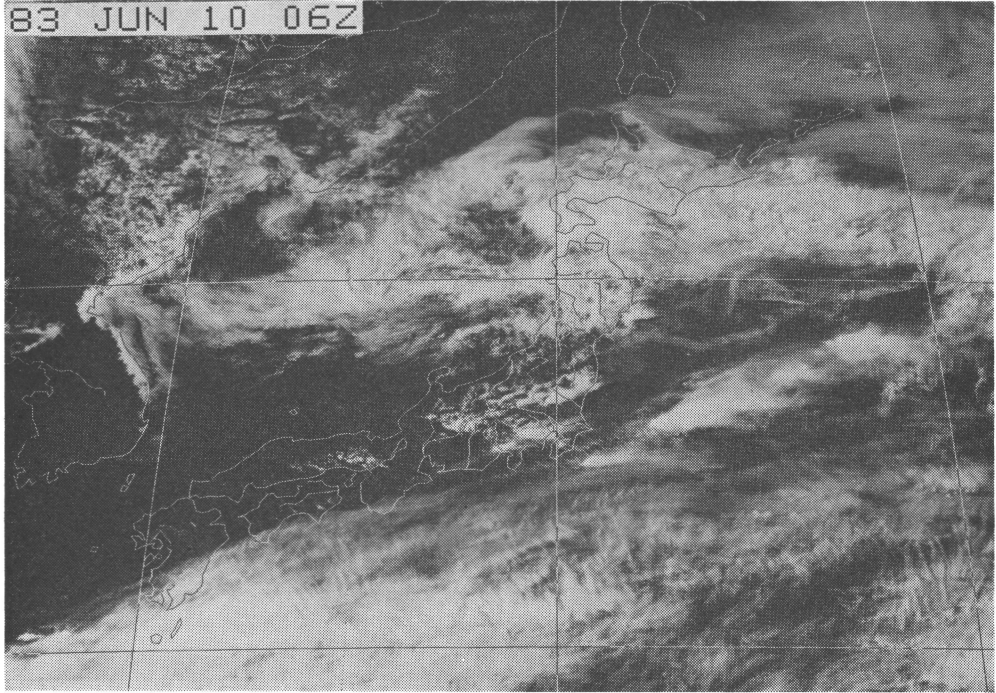
$$\begin{aligned} & \text{(陸面の水蒸気)} \\ & \text{フラックス} \\ & = \beta \times \left(\text{陸面が地面温度で飽和していると} \right. \\ & \quad \left. \text{仮定した時の水蒸気フラックス} \right) \quad (5) \end{aligned}$$



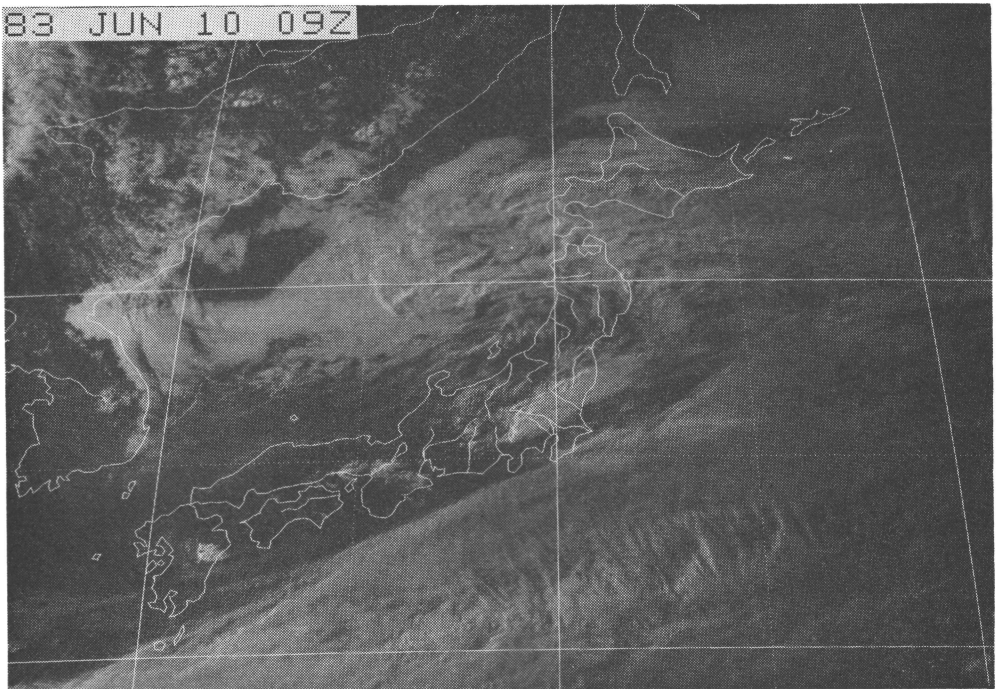
第5図 (1) GMS 可視画像 (1983年 6月10日 00 GMT).



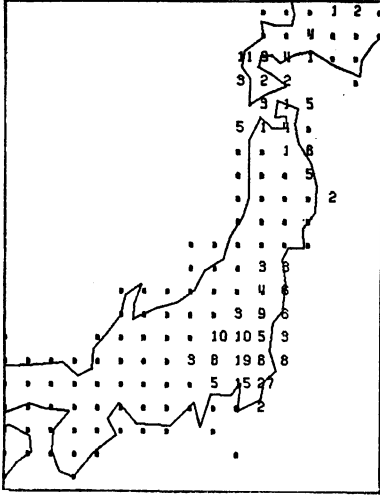
第5図 (2) GMS 可視画像 (同日 03 GMT).



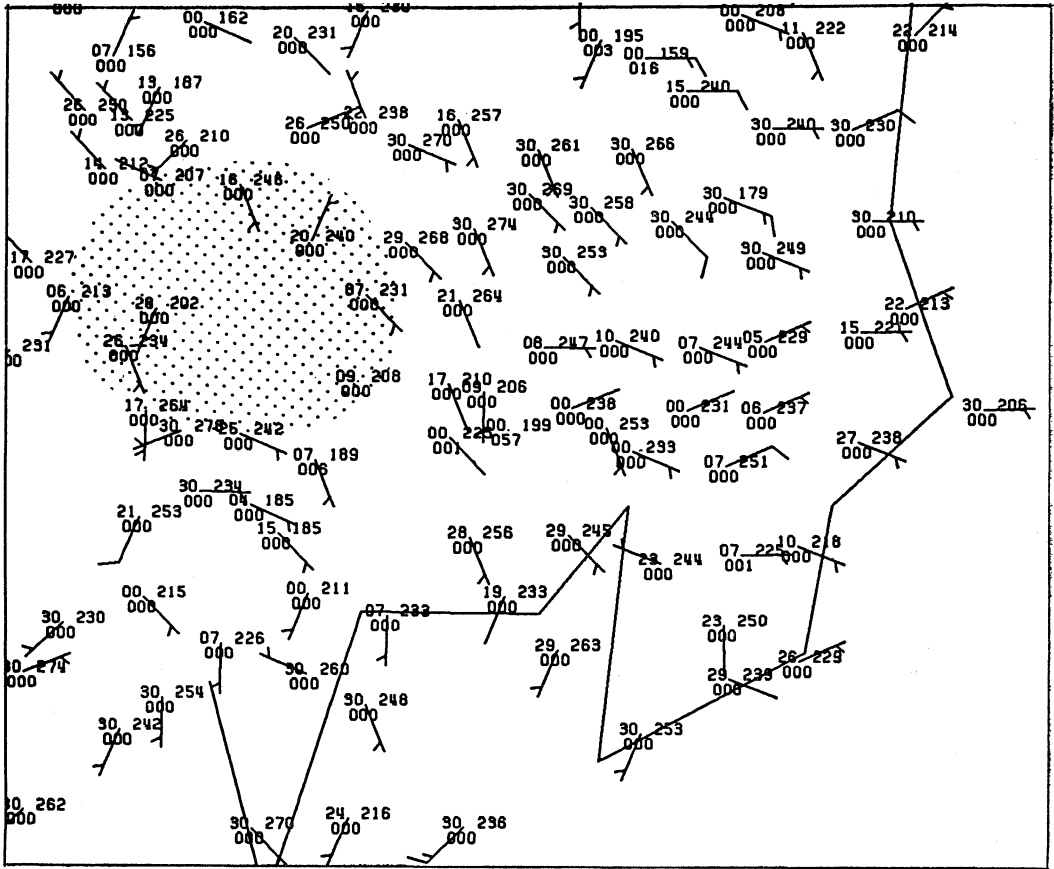
第5図(3) GMS 可視画像 (同日 06 GMT).



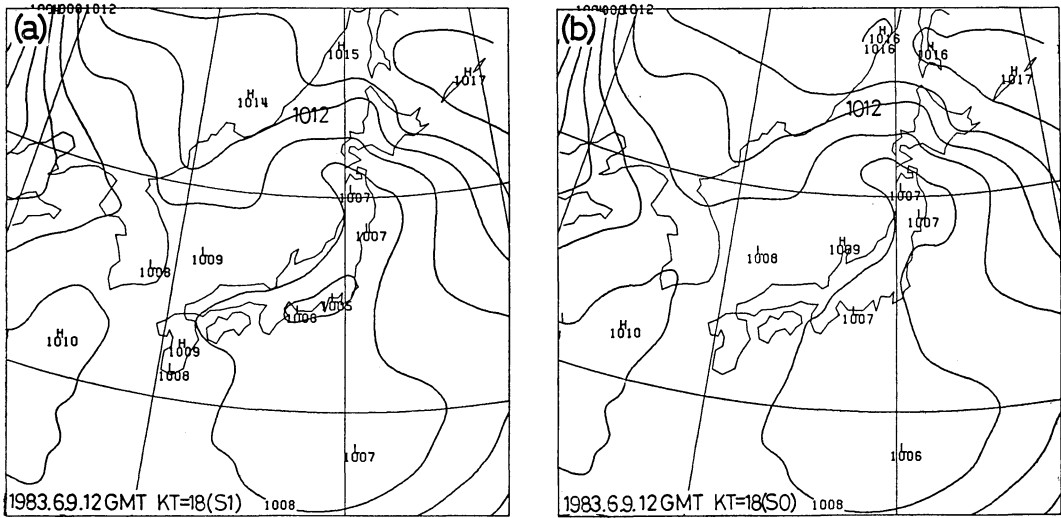
第5図(4) GMS 可視画像 (同日 09 GMT).



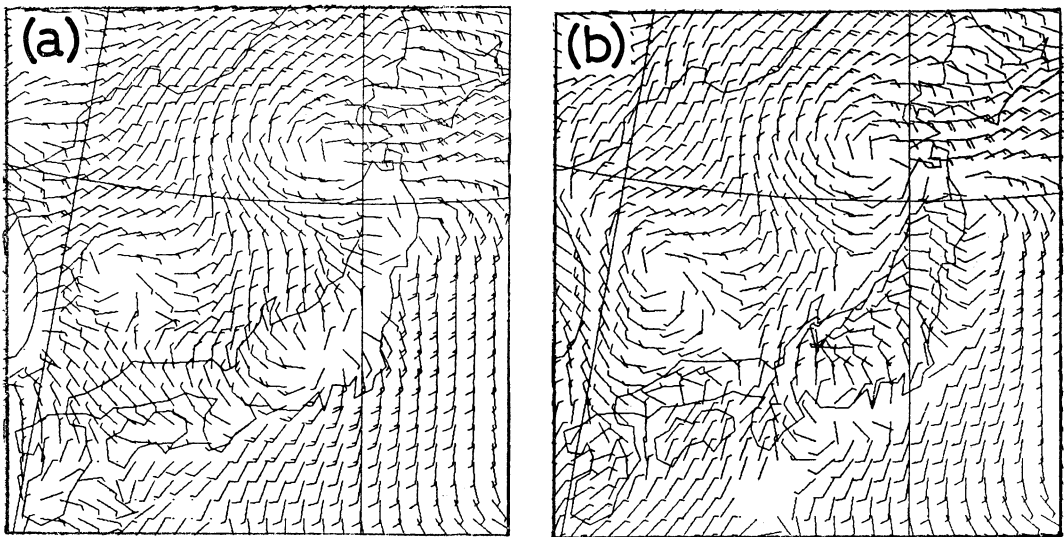
第6図 1983年6月10日 06 GMT から12 GMT
までの6時間積算雨量. AMeDAS 観測
値をモデルの格子点毎に平均したもの.



第7図 1983年6月10日06 GMT のアメダス観測値. 記号の説明については本文参照.



第 8 図 S1 モデル (a) と S0 モデル (b) による 18 時間地上予想図 (バリドタイム 10 日 06 GMT, 等圧線の間隔 2 mb 毎).



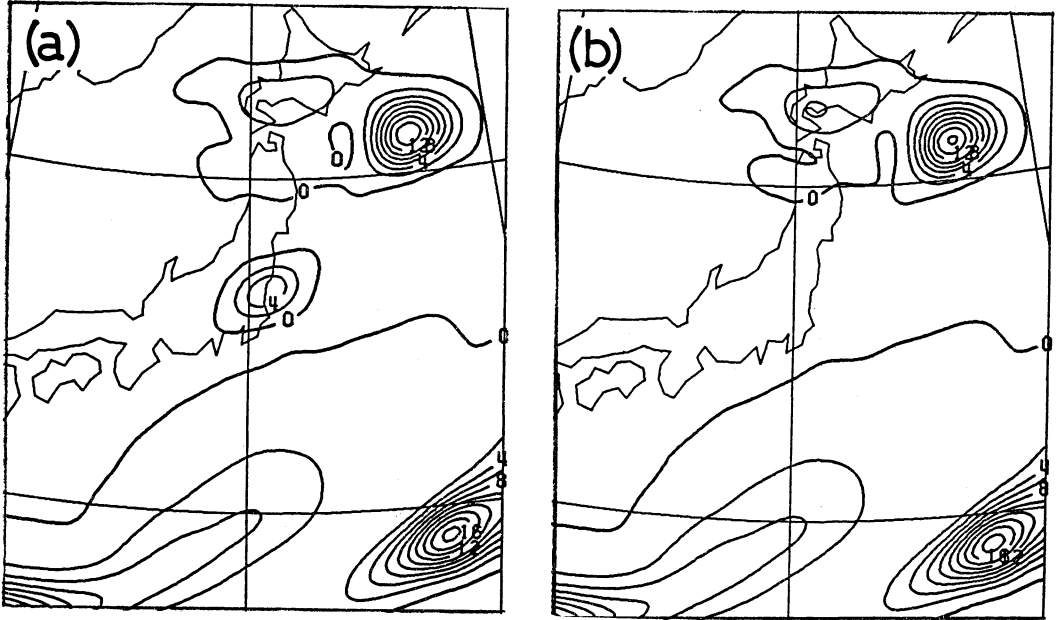
第 9 図 S1 モデル (a) と S0 モデル (b) によるモデル最下レベルの 18 時間予想風 (長矢羽根 10 ノット, バリドタイム 10 日 06 GMT).

地表面での湿り具合をあらわす因数 β は一定値 0.1 を用いた。

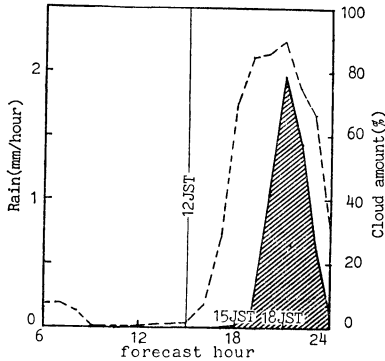
3. 実況の経過

1983年6月10日を実験の対象に選んだ。第3図に6月10日06 GMTの地上天気図を示す。三陸沖と中部地方

に低気圧があり、梅雨前線は日本のはるか南にある。三陸沖の低気圧は9日12 GMTに秋田沖にあったものが移動したものである。一方中部地方の低圧部は9日12 GMTからはぼ停滞しており10日09 GMT頃から南東に移動した。第4図は館野(47646)での Showalter の安定指数の時間変化である。雷活動が活発であった10日



第10図 S1モデル(a)とS0モデル(b)による24時間積算予想雨量(単位mm)。



第11図 G点での雲量(点線)と前1時間降水量(斜線部)。横軸は予想時間。

は安定指数が小さくなっている。

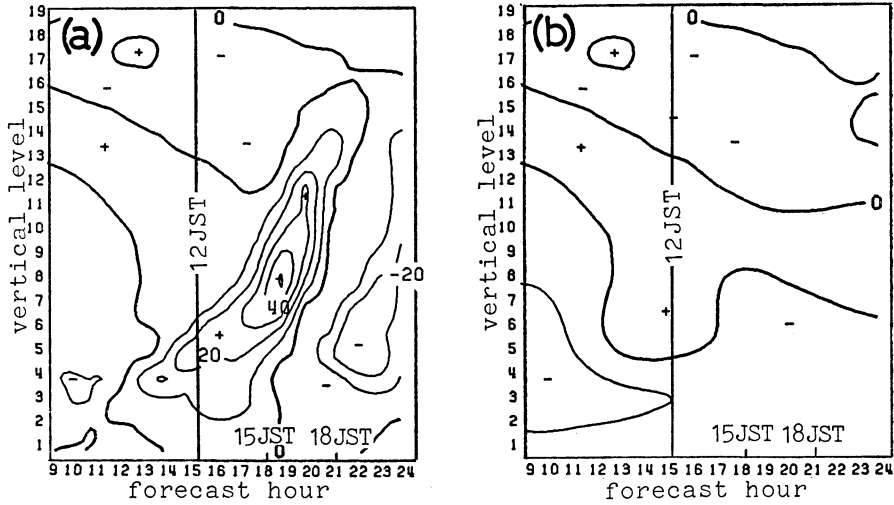
第5図に10日00 GMTから09 GMTまで3時間毎のGMSによる雲分布を示す。00 GMTでは東北地方南部以西の日本列島には雲は存在していない。06 GMTでは中部地方と関東地方に積(乱)雲が発生しており、09 GMTには積乱雲のアンビルが関東地方西部から東北東にのびている。この日AMeDASで観測された雨量を第6図に示す。図は10日06 GMTから12 GMTま

での積算雨量で、モデルの格子点毎に63.5 km以内のアメダス観測値を算術平均したものである。積雲活動に伴う雨は関東地方南部にみられる。06 GMT以前は雨はほとんど観測されていない。第7図は10日06 GMTのAMeDAS観測値である。図で風速の単位はノット(長矢羽根10ノット)、左側の数字は前1時間の日射量(最高30)、右側の数字は1/10度単位であらわした気温、下側の数字はmm単位であらわした前1時間降水量である。

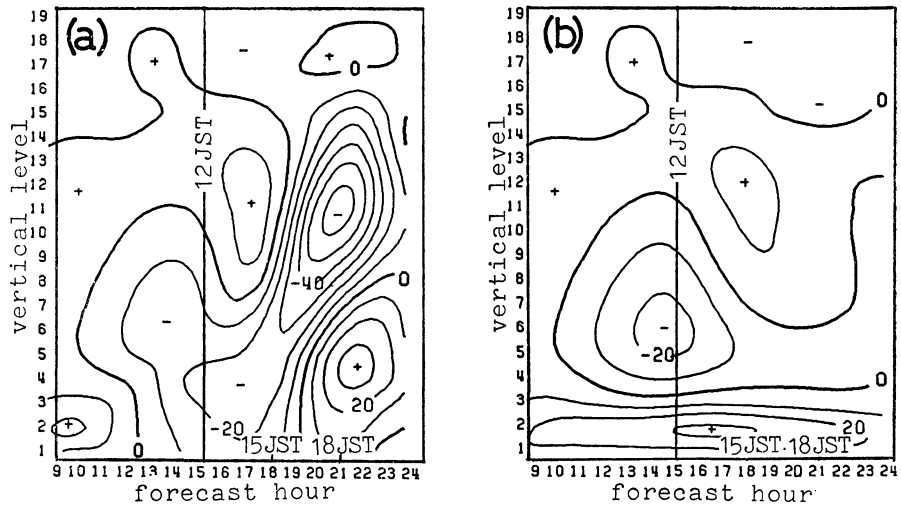
第3図でも中部地方の低圧部に収束する風系がみられるが、この図ではより一層明瞭にみられる(点影域に収束する風系)。

4. 実験結果

地表面加熱の効果を調べるため、太陽日射がない場合の実験も行つて結果を比較した。モデルの初期値として9日12 GMTを選び24時間積分を行った。以後日射を考慮したモデル、考慮しないモデルをそれぞれS1モデル、S0モデルと呼ぶ。第8図(a)、(b)はそれぞれS1モデル、S0モデルによる18時間後(10日06 GMTに対応)の予想地上気圧である。第9図(a)、(b)は第8図(a)、(b)に対応するモデル最下レベル(地表面よりほぼ40mの高度)の風(ノット単位、長



第12図 G点での水蒸気量の前1時間からの変化量(Cal/hour 単位). S1モデル(a), S0モデル(b), 横軸は予想時間. 縦軸は下から順につけたσ面の番号.

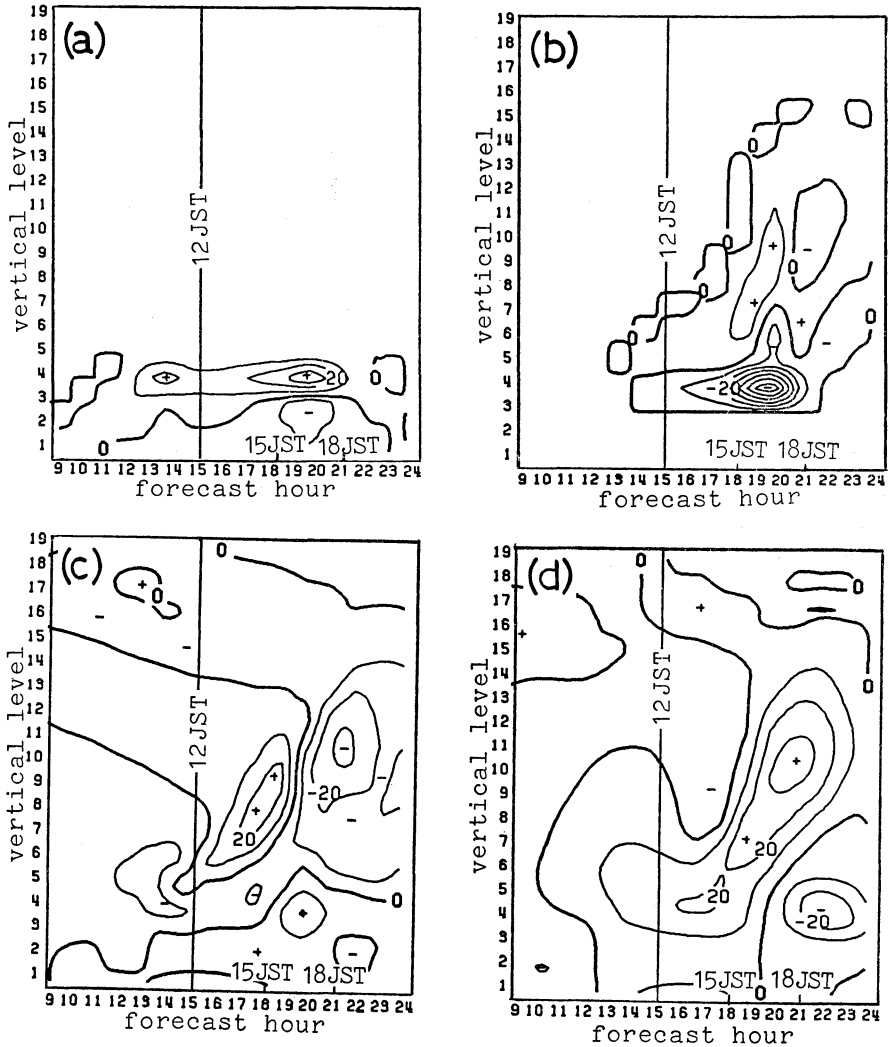


第13図 G点での鉛直P-速度(mb/hour)の時間変化. S1モデル(a), S0モデル(b), その他の説明は第12図に同じ.

矢羽根が10ノット)である. S1モデルは位置はややずれているが, 中部地方の低気圧に対応する低圧部とそこに収束する風系を予測している. 一方S0モデルは低圧部も収束する風系も予測していない. 第10図(a), (b)はそれぞれS1モデルとS0モデルによる6時間積算($t=18\sim 24$)予測雨量(mm)である. S1モデルは関東地方東部に4mmの降水を予測している. この雨域は第6図で示した降水域に良く対応している. ただし雨量

の値については予測値は実測の約1/3である. 一方S0モデルはこの雨域を予測していない. その他の雨域については両モデルの差はない.

第11図はS1モデルについて第1図で*印をつけた格子点での予想雨量と予想雲量の時間変化を示したものである. 以後の図での局所的時間変化の議論はすべてこの格子点のものである(本文ではこの格子点をG点と称する). ここで雲量は雲の効果による日射の遮蔽率であら

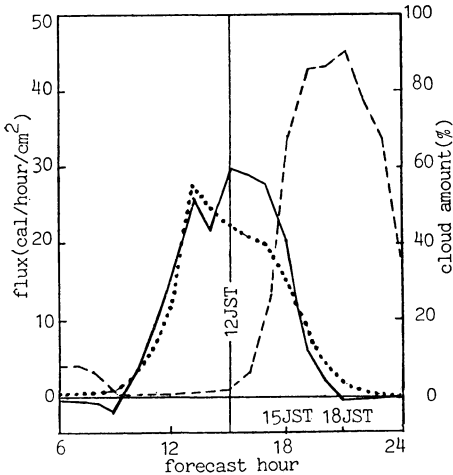


第14図 G点における S1 モデルでの水蒸気量の前1時間変化 (Cal/cm², hour), 鉛直渦拡散 (a), 対流調節と大規模降水 (b), 水平移流 (c), 鉛直移流 (d), その他の説明は第12図に同じ.

わす. すなわち雲量80とは(1)式のRSが S_0 の20%になることを示す. 正午前は雲はほとんどなく, 正午頃から次第に増加して 18 JST で極大になる. 一方 15 JST 頃から降水をはじめ 18 JST で降水量が極大に達している. この変化は第5図に示したGMSの雲の時間変化の状況に良く対応している.

第12図 (a), (b) はそれぞれ S1 モデルと S0 モデルについて水蒸気量の前1時間の時間変化量の鉛直分布を示したものである. 水蒸気量は単位面積 (cm²) の気

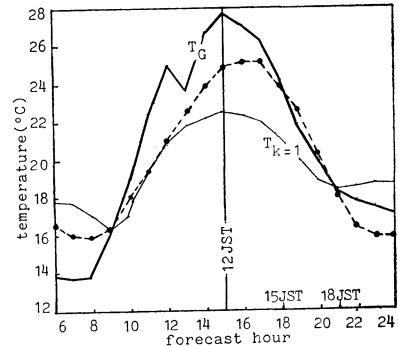
柱に含まれる水蒸気に凝結の潜熱をかけ算した値であらわしてある. S0 モデルでは全予想時間にわたって水蒸気量の時間変化はほとんどない. 一方 S1 モデルでは 09 JST 頃から下層の水蒸気量が次第に増加し, 時間と共に上方におよび 18 JST では 300 mb 付近まで達している. 第13図は鉛直 P-速度の時間変化を S1 モデル (a) と S0 モデル (b) について示したものである. S1 モデルでは時間と共に上昇流の極値が上方におよび降水量が極大となる時刻には, 上昇流の極大は 600 mb 付近にあ



第15図 G点での地表面からの顕熱フラックス(太点線), 潜熱フラックス(実線), 雲量(細破線)の時間変化(S1モデル).

らわれている。一方 S0 モデルではこれに対応する上昇流は予想されていない。第14図は S1 モデルについて水蒸気量の局所時間変化を鉛直混合(a), 対流調節と大規模降水(b), 水平移流(c), 鉛直移流(d)の効果に分けて示したものである。地表面から蒸発した水蒸気は鉛直混合で 900 mb 付近に輸送される。鉛直混合で 900 mb 付近に輸送された水蒸気は対流調節で上方へ運ばれる。18 JST 頃に(b)図で負の値が出ているのは、対流調節による鉛直上方輸送よりも降水となって減少するのが多いことを示している。鉛直混合による上方輸送は 10 JST 頃から活発になっているが、対流調節による鉛直輸送は正午すぎから次第に大きくなっている。800 mb 付近より上では水平移流と鉛直移流による効果も大きい。両者はほぼ逆符号となっているが、対流調節による鉛直上方輸送が大きくなる前は水平移流による水蒸気量増大の効果が大きく、その後は鉛直移流による水蒸気量増大の効果が大きい。

第15図は顕熱輸送量(太点線)と潜熱輸送量(実線), 雲量(細破線)の時間変化を示す。第16図はモデル最下レベル(地表面からほぼ40m)の気温($T_{K=1}$)と地面温度(T_G)および観測された気温(点線)の時間変化である。ここで観測された気温とは格子点を中心にして63.5 km 以内のアメダス観測点の平均値であり、計算の気温は $K=1$ のレベルの値である。第16図をみるとモデルで予測された日中の気温は観測値に比して約 2°C 低い。



第16図 G点でのモデル最下レベルの気温($T_{K=1}$), 地面温度(T_G)の時間変化(S1モデル)。点線はG点を囲む63.5km内のアメダス観測による気温の平均値。

また夜間および早朝は観測値に比して 2°C 高く、日変化の振幅が小さくなっている。また予想では正午頃気温の最大値が出ている。これは地表面からの顕熱輸送が正午前から減少しているため(第15図)と思われる。顕熱輸送量と水蒸気輸送量の大きさについては対比すべき実測量がないが、不自然な値ではないと思われる。

5. 結論

関東地方に大規模な雷雨活動があった日を選び、太陽日射の日変化を含むモデル(S1モデル)と含まないモデル(S0モデル)でシミュレーションを行った。S1モデルで予測された降水の分布は、雷活動に伴って観測された降水分布と良く対応していた。S0モデルではこの降水を予測していない。降水を予測した格子点での水蒸気の鉛直輸送の日変化を調べた。地表面加熱により強められた鉛直混合により上方へ運ばれた水蒸気がさらに対流調節により上方へ輸送されている。この対流調節も地表面加熱の効果によることは、S0モデルでは対流調節がおこっていないことから明らかである。予測された地表付近の気温の日変化の振幅は観測されたものより小さい。境界層のパラメタリゼーションに問題があるのかあるいは地面での条件(地面の湿り気をあらわす因数やアルビド)に問題があるのか今後検討する必要がある。この実験結果は、このモデルが地表面加熱の効果が大きい大規模な積乱雲活動の予測に1つの手がかりを与えていることを示している。

6. 謝 辞

三浦信男氏には図の作成に多大の協力を得ました。感謝致します。

文 献

Bhumralkar, C.M., 1975: Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model, J. Appl. Met., 14, 1246-1258.

Kondo, J. 1976: Heat balance of the East China-Sea during the air mass transformation experiments, J. Met. Soc. Japan, 54, 382-398.

Mellor, G.L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, J. Atmos. Sci., 31, 1791-1806.

大野久雄, 伊佐真好, 1984: GMS 観測に基づく総観スケール雲量と相対湿度の統計的關係, 天気, 31, 493-495.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
関西支部第1回例会「長周期の気象変化」	昭和59年10月5日	日本気象学会関西支部	京都地方気象台
第21回自然災害科学総合シンポジウム	昭和59年10月8日～9日		鹿児島大学教養部
日本気象学会昭和59年秋季大会	昭和59年10月24日～26日	日本気象学会	福岡市電気ビル
1984環境科学シンポジウム	昭和59年11月1日～2日		岡山市
第10回リモートセンシングシンポジウム	昭和59年11月5日～6日	計測自動制御学会	国立教育会館
日本気象学会中部支部研究会	昭和59年11月22日	日本気象学会中部支部	国鉄静岡職員センター
国際 MAP シンポジウム	昭和59年11月26日～30日		京都市, 新都ホテル
WMO 都市気候とその応用に関する技術会議	1984年11月26日～30日	WMO ほか	メキシコシティ
第7回極域気水圏シンポジウム	昭和59年12月4日～6日	国立極地研究所	国立極地研究所
第8回風工学シンポジウム	昭和59年12月6日～7日	日本風工学会ほか	気象庁講堂
第31回風に関するシンポジウム	昭和59年12月20日	日本農業気象学会ほか	農林水産省農業環境技術研究所大会議室
First WMO Workshop on the Diagnosis and Prediction of Monthly and Seasonal Atmospheric Variations over the Globe	1985年7月29日～8月2日	WMO	メリーランド大学(米国)
IAMAP/IAPSO 1985年ハワイ合同研究集会	1985年8月5日～16日		ハワイ州ホノルル
第23回国際地震学・地球内部物理学協会(IASPEI)総会	昭和60年8月19日～30日	地震学会ほか	京王プラザホテル