

急激に発達した低気圧の数値シミュレーション (II)

—潜熱放出の効果—*

山 岸 米二郎**・古 賀 晴 成**,****

柏 木 啓 一**・二 宮 洸 三***

要 旨

水蒸気の凝結を含むモデル (湿潤モデル) と水蒸気の凝結を含まないモデル (乾燥モデル) で実験し, 低気圧の発達に対する潜熱放出の効果を調べた。湿潤モデルは12時間に 16 mb という急激な発達をほぼシミュレート出来たが, 乾燥モデルはこの発達をシミュレート出来なかった。

第 (I) 報で初期場の解析が低気圧発達の予測に重要であることを述べた。本論文では初期場改善の効果が増加させ低気圧発達に寄与していることを述べる。

1. はじめに

梅雨前線及びそれに関連する中間規模 じょう乱の生成・維持には対流による潜熱放出の効果が大きいことが解析的にも, 数値実験でも確かめられている (例えば Ninomiya, 1978; Tokioka, 1973)。一方傾圧性の強い所で発達する温帯低気圧の発達にも, 潜熱放出が大きな効果を持つことが多くの研究により示唆されている。

Tracton (1973) は解析的研究から低気圧の発達に及ぼす対流の効果を論じている。Chan 他 (1982) は潜熱放出を含む実験と潜熱放出を含まない実験とを比較し, 低気圧発達に及ぼす潜熱放出の効果を明らかにした。Anthes と Keyser (1979) と Anthes 他 (1983) は急激に発達した低気圧の数値シミュレーションで潜熱放出の効果を論じ, 潜熱放出の鉛直分布, 従ってパラメタリゼーション方式が低気圧の発達に大きく影響することを述べている。

ここで取り上げたケースも, 傾圧性の強い所で発生し, 数値シミュレーションの結果では潜熱放出の効果が発達

に大きく影響した例である。第 (I) 報 (古賀他, 1984, 以下第 (I) 報と呼ぶ) で示したように, 1982年10月24日 00 GMT に能登半島付近に発生した低気圧は, 12時間に 16 mb の急激な発達を示した。潜熱放出の効果を含んだ実験ではこの急激な発達をほぼ予測し得たが, 潜熱放出の効果を含まない実験ではこの発達の予想は不充分であった。ここでは2つの実験によりシミュレートされた結果を対比して構造の差を論じ, 潜熱放出の効果について考察を加える。

2. 実験方法とモデル

ここで論ずる実験は第 (I) 報で実験 3, 4 と呼んだものである。即ち高度と風の場の解析は 127 km の格子で行い, 予報モデルの格子間隔 63.5 km に内挿する。内挿結果は何等の初期値化も行わず, 予報モデルの初期値とする。予報モデルは2つの実験とも同一であるが, 一方は水蒸気の凝結を含まず (以後乾燥モデルと呼ぶ)。他方は水蒸気の凝結を含む (以後湿潤モデルと呼ぶ)。水平方向の格子数は 55×55 で, 鉛直方向には 11層とつてある。境界層のパラメタリゼーションはモニン・オブコフの相似則 (接地層) とレベル 2 のクロージャモデル (Mellor・Yamada, 1974) を用いている。水蒸気の凝結は相対湿度が 100% を越えた場合と対流のパラメタリゼーションによりおこる。対流のパラメタリゼーション方式としては対流調節方式を用い, 下から 4 番目のレベル (~900 mb) より上のみ適用する。

* Numerical simulation of a rapidly developed extratropical cyclone.

—Influence of latent heat release—

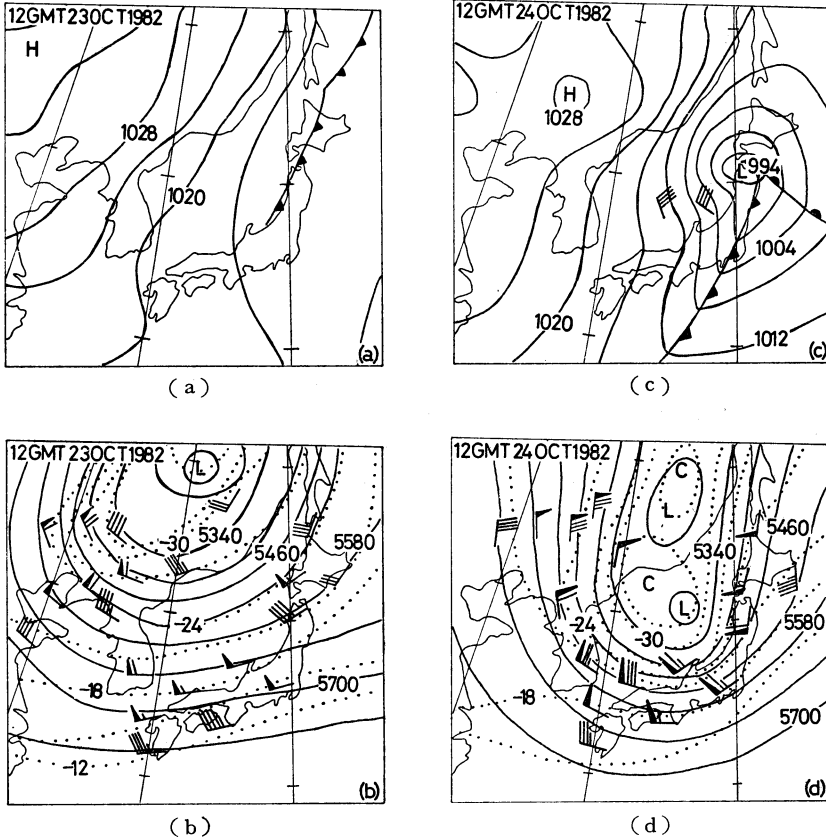
** Yonejiro Yamagishi, Harushige Koga, Keiichi Kashiwagi, 気象庁電子計算室。

*** Kozo Ninomiya, 仙台管区気象台。

**** Harushige koga, 現所属 大阪管区気象台。

—1984年3月6日受領—

—1984年4月20日受理—



第1図 地上及び500 mb 天気図(主観解析). 1982年10月23日
12 Z (a, b), 24日 12 Z (c, d).

3. 実況の経過

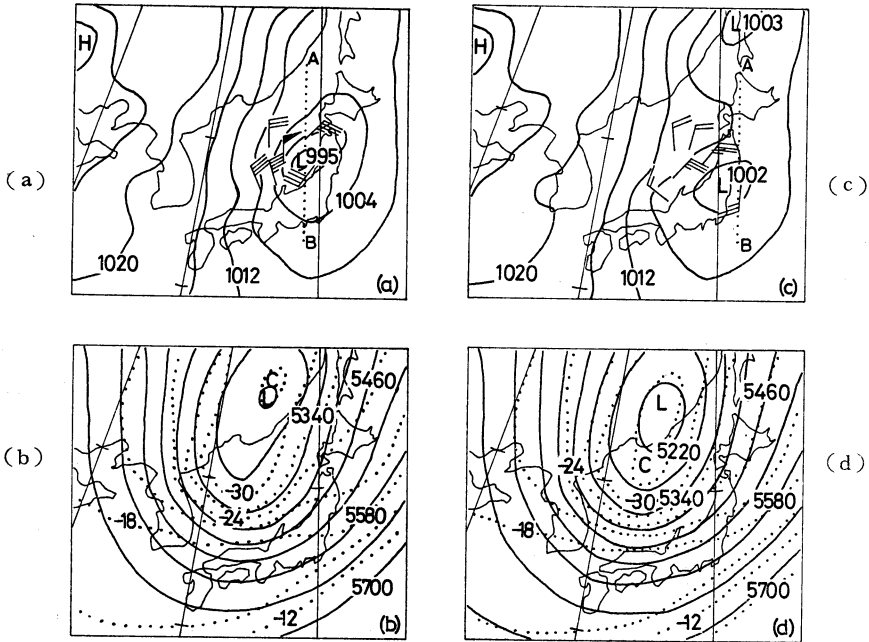
第(I)報と重複するが、数値シミュレーションの初期時刻に対応する実況図と24時間後の実況図を第1図に示す。第1図(a), (b)は1982年10月23日12Zの地上及び500 mbの天気図である。等圧線は4 mb 毎、等高線(実線)は60 m 毎、等温線(点線)は3°C 毎、風速の単位はノットである。第1図(c), (d)は24時間後すなわち24日12Zの地上気圧及び500 mbの実況図である。23日12Zには地上低気圧は存在していないが、その後(24日00Z)日本海で発生した低気圧は急激に発達し(16 mb/12 h), 24日12Zには994 mbの低気圧が解析されている。日本海で、40ノットの地上風が観測されているが、等圧線の解析からみると低気圧中心の西方では50ノット程度の風速が推定される。

23日12Zの500 mbの解析では日本列島沿いと、朝鮮半島北部に強風帯が存在する。地上の低気圧はこの北

側の強風帯の南で発生している。23日12Zに朝鮮半島北西に解析されている温度場のトラフは24日12Zには日本海東部まで南下し、日本海南部に幅広い傾圧帯が形成されている。地上の低気圧に対応して500 mbでも日本海中部に寒冷渦が解析されている。

4. 実験結果の検討

第(I)報では、解析や初期値化の相違によって予想された低気圧の発達・構造等が大きく影響を受けることを論じた。その結果はこの低気圧の発生と発達を予測するためには大気下層(~850 mb)の小スケールのじょう乱(特に風の場合)の解析が重要であることを示している。すなわち254 kmの格子よりも127 kmの格子で解析した初期場がより良い結果を示し、またバランス方程式及びオメガ方程式を解いて得られる風を初期場とするよりも、解析された風の場合を直接用いる方が良い予想結

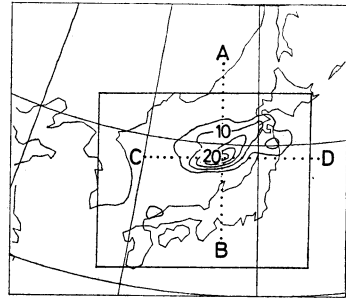


第2図 23日 12 Z を初期値とする24時間予想図 (地上及び 500 mb).
 湿潤モデル (a, b) と乾燥モデル (c, d).

果を示す。また低気圧は傾圧不安定波と同じ構造を示すが、正渦度、鉛直流の極大が非常に下層 (~800mb) に存在していることが示された。

ここではこの低気圧の発達に潜熱放出の効果が大きく影響することを、乾燥モデルと湿潤モデルの結果を対比して示す。

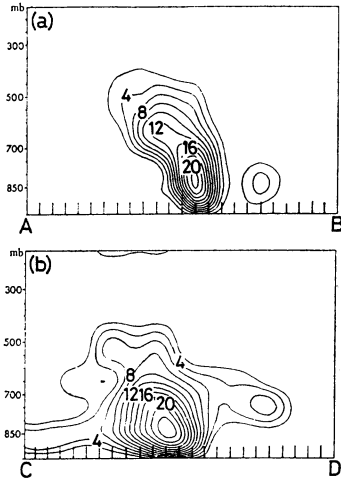
第2図 (a), (b) は23日 12 Z を初期値とする湿潤モデルによる24時間予想の地上気圧と 500 mb パターン (実線は高度, 点線は気温) である。第2図(c), (d) は同じく乾燥モデルによる予想結果である。(a), (c) には低気圧近傍のモデル最下レベル (地表面より約 40 m) の風も示してある。湿潤モデルでは低気圧の中心気圧, 風速はほぼ実況に近いが中心位置は約 200 km 南々西にずれている。一方乾燥モデルの場合は中心気圧は実況より 8 mb も浅く風速もはるかに弱い。中心位置の誤差も約 400 km で湿潤モデルの場合の2倍である。(a) と(c) を比較すると 1012 mb の等圧線の位置はほぼ同じであり, 両モデルの気圧の差は低気圧中心のほぼ 300 km 以内で生じていることがわかる。500 mb では両モデルとも地上低気圧に対応する低圧部を予想し得ていない。一方沿海州付近の低圧部は両モデルとも実況より低



第3図 $t=18\sim 24$ の6時間積算予想雨量 (単位 mm, 等値線の間隔 5 mm 毎). 点線 A B, C D については本文参照.

過ぎるが, 湿潤モデルの方がより実況に近い。第2図 (a), (c) の点線 AB については後で触れる。

第3図は湿潤モデルによる $t=18\sim 24$ の6時間積算雨量である。点線 AB, CD 及び実線で囲まれた長方形の領域については後で触れる。 $t=12$ 以前は雨は予想されておらず, $t=12\sim 18$ の6時間では 15 mm の極値が予想されている。実測データがないので雨量の検証はできないが, 第(I)報の衛星の雲分布からみて, 24日 00 Z

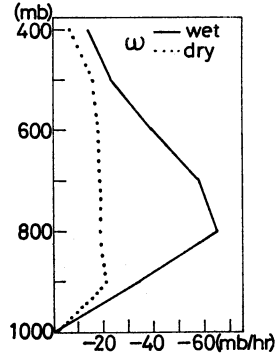


第4図 第3図の点線A-B, C-Dに沿う断面での非断熱加熱による気温増加量の鉛直分布 ($t=18\sim 24$ の6時間積算値, 単位 $^{\circ}\text{C}$).

以前は殆ど雨がなかったこと及び $t=24$ の予想の雨の分布はほぼ妥当とみなせる. 第3図の点線A-B, C-Dに沿う断面での, 非断熱効果による気温変化量 ($t=18\sim 24$ の積算値, 単位 $^{\circ}\text{C}$) を第4図 (a), (b) に示す. 気温変化の最大は 850 mb 付近に予想されている. 気温変化の最大は $80^{\circ}\text{C}/1$ 日を越えている. 第4図は各層の気温変化量を内挿して作成したものであり, 気層の質量を加味したエネルギー変化量でないことに注意する必要がある.

第5図は $t=24$ での低気圧近傍で上昇流の大きい所の9ヶの格子点で平均した鉛直 w -速度の鉛直分布である. 湿潤モデルでは鉛直 w -速度の最大は 800 mb 付近で -70 mb/hr に達している. 一方乾燥モデルでは最大値は -20 mb/hr である. 非断熱効果による気温上昇の極大が大気下層にあることに対応し, 乾燥モデルと湿潤モデルの上昇流の差は対流圏中層以下で大きい.

両モデルの予想結果の差を更に詳しくみるため, $t=24$ での両モデルの高度, 気温, 風の予想結果の差を 900, 700, 500 mb の3つのレベルについて示したのが第6図である. 図は湿潤モデルの値から乾燥モデルの値を差し引いたものである. 風については両モデルの風のベクトル差を矢印のついた線の長さで示し (大きさは第6図 (g) の下方に示す), 両モデルの風速の差を実線又は点線で示す. 高度の単位は m, 気温の単位は $^{\circ}\text{C}$ である. 温度場をみると潜熱放出の効果によりすべてのレベルで平均して気温が増加している. 900 mb では水平移流の

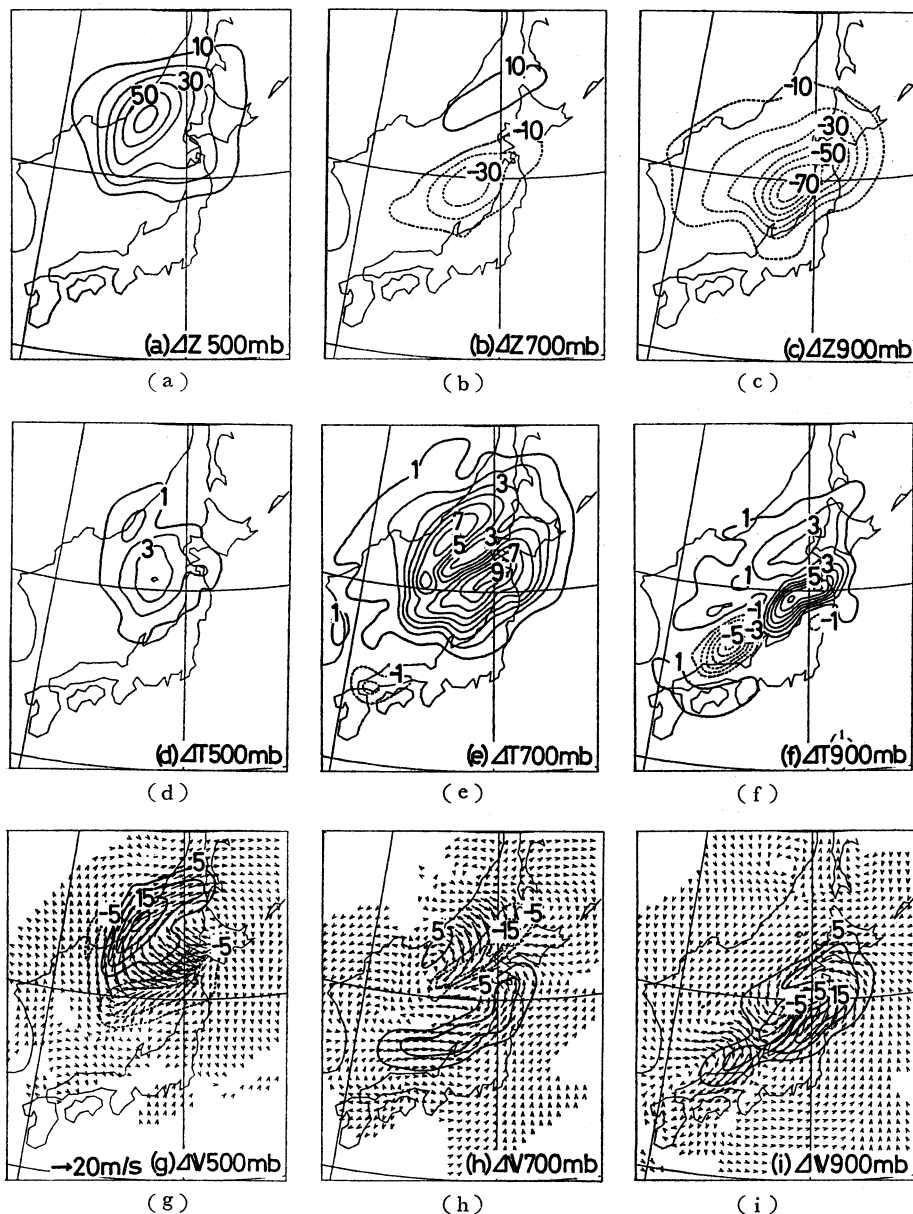


第5図 $t=24$ での鉛直 w -速度の鉛直分布.

効果により低気圧の進行後面で, 湿潤モデルの方が乾燥モデルより大きな気温低下域がある. しかし, 700 mb より上では潜熱放出の効果によりほぼ全域で気温が増大している. 下層では水平移流の効果により降水域よりかなり広い範囲に気温増加が認められるが, 500 mb では降水域近傍の狭い領域のみ気温増加が予想されている. 非断熱効果による気温増加の最大は $80^{\circ}\text{C}/1$ 日を越えるが (第4図), 実際の気温の増加はたかだか 10°C 以下である. 残りを相殺する頃としては水平移流, 鉛直移流もあるが, 大部分は上昇流による断熱冷却と相殺していると思われる. しかし全体として非断熱加熱の効果の方が断熱冷却の効果より大きく, 全体として湿潤モデルの方が気温増加となっている.

高度場でみると 900 mb では -70 m の差であるが, 気温が高いことの反映で静力学の関係によりこの差は高度と共に急激に減じ, 500 mb では湿潤モデルの高度場が高くなっている. 500 mb での日本海北西部の正の大きな高度差は, 乾燥モデルで沿海州の寒冷渦が南下し過ぎていることに対応している.

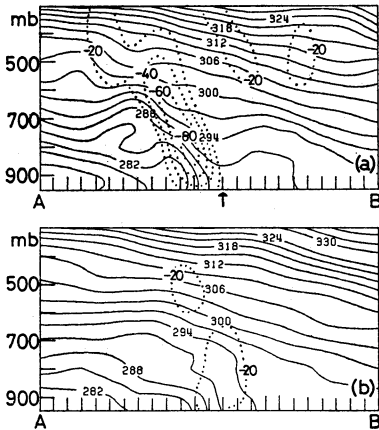
風の場合をみると潜熱放出の効果により下層の収束が強められ, 風速も強くなっている. 900 mb では湿潤モデルは乾燥モデルよりも 15 m/s 強い風を予想している (第2図 (a), (c) も参照). 500 mb では湿潤モデルは乾燥モデルに比して凝結域近傍で強い発散を示している. 第6図 (a)~(c) の高度差から期待される地衡風の風速差と第6図 (g)~(i) の実際に予想された風速差をみると, 下層 900 mb と中層 500 mb で特に非地衡風成分の大きいことがわかる. 第5図で示したようにこの低気圧の場合には上昇流の極大が下層 ($\sim 800\text{ mb}$) にあったことに対応している. 湿潤モデルの場合, 500 mb で発散した風は凝結域の北側で南寄りの風を強め



第6図 $t=24$ での湿潤モデルと乾燥モデルの予測値の差 (湿潤モデル-乾燥モデル).
 高度 ((a), (b), (c), 単位 m). 気温 ((d), (e), (f), 単位 $^{\circ}\text{C}$). 風のベクトル差 ((g), (h), (i)), 風速の大きさは (g) 図の下方に示す. 実線, 点線は風速差, 単位 m).

ている。これは凝結域の北側で気温の増加が大きいこと (第6図 (d)), この気温増加により 500 mb 高度が高くなり沿海州の寒冷渦の南下が抑えられ (第2図 (b)), より実況に近くなっていることに対応している。

第7図 (a), (b) は各々第2図 (a), (c) の点線 AB に沿う南北断面での温位 (実線) と鉛直 w -速度 (点線) の $t=24$ での鉛直分布である。第7図 (a) の下側の矢印は $t=18\sim 24$ の非断熱加熱量 (第4図 (a)) が最



第7図 第2図(a)及び第2図(c)の点線ABに沿う断面での温位(実線, 単位 $^{\circ}\text{K}$)と鉛直 w -速度(単位 mb/hr)の鉛直分布。(a)は湿潤モデル, (b)は乾燥モデル。

大である位置に対応している。点線ABは各々低気圧前面の上昇流極大の位置を通るように選んである。第7図(a)の矢印の付近をみると湿潤モデル(a)では非断熱加熱により乾燥モデル(b)に比較して温暖化と成層の不安定化がおこっており, その北側で前線がより明瞭に形成されている。また前線面に沿う上昇流もより組織的に予想されている。

第(I)報で実験1~実験4について述べ(実験3, 4は各々ここでの湿潤モデル, 乾燥モデルに対応), 実験1, 2, 3の順に低気圧の発達予想がより実況に近く予想されたことを述べた。またここでは湿潤モデルと乾燥モデルの結果を比較し, 水蒸気の凝結による非断熱加熱が低気圧の発達に重要であることを述べた。ここで実験1, 2, 3の雨量を比較する。

第3図の実線で囲まれた領域内での1格子点当たりの24時間積算雨量を第1表に示す。表中の Δz は実験3と他の各実験との900 mb面での最大の高度差を示す。最大の高度差は当然, 実験3で予想された低気圧の中心付近にみられる(第(I)報の第4, 5図, 本論文の第6図(c))。実験1, 2, 3の順に予想雨量が多くなり, 低気圧の予測も改善されている。また実験3と同じ解析, 初期値化の方法を用いた実験4でも, 水蒸気の凝結を取り入れないと, 実験1, 2と同程度の発達しか予測できない。

第1表 第(I)報で述べた各実験での予想積算雨量(単位 mm)と実験3と比較した場合の900 mb面の最大高度差(Δz)。

	実験1	実験2	実験3	実験4
雨量(mm)	1.37	2.04	3.46	0
Δz (m)	-80	-60	0	-70

5. まとめ

乾燥モデルと湿潤モデルの予想結果を比較することにより, 水蒸気凝結による潜熱放出の効果が低気圧の発達に大きく寄与していることがわかった。第(I)報の結果も総合すると, より細かい格子で解析して初期場を改善することがまず重要であり, その結果潜熱放出量も増加して, 実験3で最も良い予想結果が得られたものと思われる。

文献

- Anthes, R.A., and D. Keyser, 1979: Tests of a fine-mesh model over Europe and the United States, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 963-984.
- , Y.H. Kuo and J.R. Gyakun, 1982: Numerical simulation of a case of explosive marine cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1174-1188.
- Chang, C.B., D.J. Perkey, and C.W. Kreitzberg, 1982: A numerical case study of the effects of latent heating on a developing wave cyclone, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1555-1570.
- 古賀晴成, 山岸米二郎, 柏木啓一, 二宮洗三, 1984: 急激に発達した低気圧の数値シミュレーション(I)—初期場の影響と総観的構造の特徴—, *天気*, 31, 305~314.
- Mellor, G.L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.
- Ninomiya, K., 1978: Heavy rainfalls associated with frontal depression in asian subtropical humid region(I), *J. Met. Soc. Japan*, 56, 253-266.
- Tokioka, T., 1973: A stability study of medium-scale disturbance with inclusion of convective effects, *J. Met. Soc. Japan*, 51, 1-9.
- Tracton, M.S., 1973: The role of cumulus convection in the development of extratropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, 101, 573-593.