

## 중규모에서의 수평대류에 관한 수치모의

정우식 · 이화운 · 김유근 · 김해동<sup>\*</sup>  
부산대학교 대기과학과 · 기상연구소 원격탐사연구실  
(1997년 12월 12일 접수)

## A Numerical Simulation of Horizontal Convection in Mesoscale

Woo-Sik Jung, Hwa-Woon Lee, Yoo-Keun Kim, and Hae-Dong Kim<sup>\*</sup>

Dept. of Atmospheric sciences, Pusan National University, Pusan, Korea

'Remote Sensing Research Lab. Meteorological Research Institute, Seoul, Korea

(Manuscript received 12 December 1997)

This study is concerned with properties of a thermal convection in a stably stratified Boussinesq fluid caused by partial heating at the lower boundary. For this purpose, two-dimensional, nonrotating system was employed. If the heating is very strong, convection takes the form of a turbulent plume. Otherwise, remains laminar. If the partial heating at the bottom boundary is symmetric, the convection takes the form of axisymmetric with respect to the z-axis, but heating form is not so significant as to alter the main features of the horizontal convection. The convective motion consists of two-cell with the convergence in the lower layer at the center of the partial heating area. The temperature perturbation is characterized by the temperature 'Cross-Over' over the partial heating area. These features are cleared according to the increase of temperature difference between the center and side part of the bottom boundary.

Key words : horizontal convection, partial heating

### 1. 서 론

지구 대기는 안정한 밀도 성층을 하고 있지만 수평방향의 바람이 항상 불고 있다. 이러한 원인은 대기 중에 수평방향으로의 온도차가 존재하기 때문이다. 이러한 현상으로, 극지방과 적도지방과의 수평적 기온차이는 지구규모의 풍계를 만들어 내며, 대륙과 해양상의 기온차이는 계절풍계를 만들어 낸다. 또한 해안 근처에서의 지표면과 해수면과의 온도차는 해륙풍계를 만들어 낸다. 이처럼 안정한 밀도 성층 유체의 내부에 수평방향으로의 온도차가 주어져서 생기는 유체운동을 수평대류(horizontal convection)라 한다. 일반적으로 도시의 지상기온은 교외의 지상기온보다 높으므로 상공에 부는 바람이 약할 경우에는 지상에서의 수평온도차에 의해 교외로부터 도시의 중심부를 향해서 바람이 불어오게 되는데 이러한 바람을 전원풍(country breeze)이라고 한다. 이러한 수평대류 현상은 낮동안 태양으로부터 가열되는 해양에서의 섬이나, 지표면 온도가 주위 지역 보다 고온인 도시에서의 대류현상인 열섬대류현상과 밀접하게 연관되어 있다.

Myrup (1969a)은 도시 지역에서의 지면기온이 주위 지역보다 고온인 것은 도시 지역에서의 큰 지표열용량, 낮시간 동안의 낮은 증발율, 대기로의 인공열의 유입 등

이 있기 때문이라고 하였다. Yamada and Meroney (1974)는 풍동실험을 통해 열섬현상에 의해 형성된 중력파를 관찰하였다. Stommel and Veronis (1957)는 thermal forcing에 의한 회전유체에서의 boundary layer의 형성을 알아보았으며, Kimura (1975, 1976)는 선형이론을 통해서 열섬현상의 순환에 대해 알아보았으며, Atwater (1971)는 오염물층에 의한 복사냉각에 의해 Cross Over Effect의 형성을 설명하였다. Bornstein (1968)과 Clarke (1969)는 이를 아침 관측을 통해 도시의 약한 지표역전의 조건에서 도시 상공에서 기온의 Cross Over Effect가 있다는 것을 확인하였으며, Davidson (1967)은 오염물질과 연관시켜 Cross Over Effect의 중요성을 지적하였다. 또한 Leahey (1969), Deardorff 등(1969), Deardorff (1969), 그리고 Myrup (1969b)은 지면온도조건에 따른 대류운동과 연직온도분포에 대해 관측과 계산을 수행하였다.

현재의 연구는 이러한 실제의 대기현상에 대해서 동기유발이 되었으나 본 연구에서는 직접적으로 실제의 대기 상황에 대해서 수치 실험을 하지는 않았다. 이것은 중규모 3차원 모형이 일반적으로 복잡하고 모형의 결과에서 열섬현상의 기본적인 물리과정을 포함한 역학적 특징을 찾아내고 이해하는 것이 어렵기 때문이다. 따라

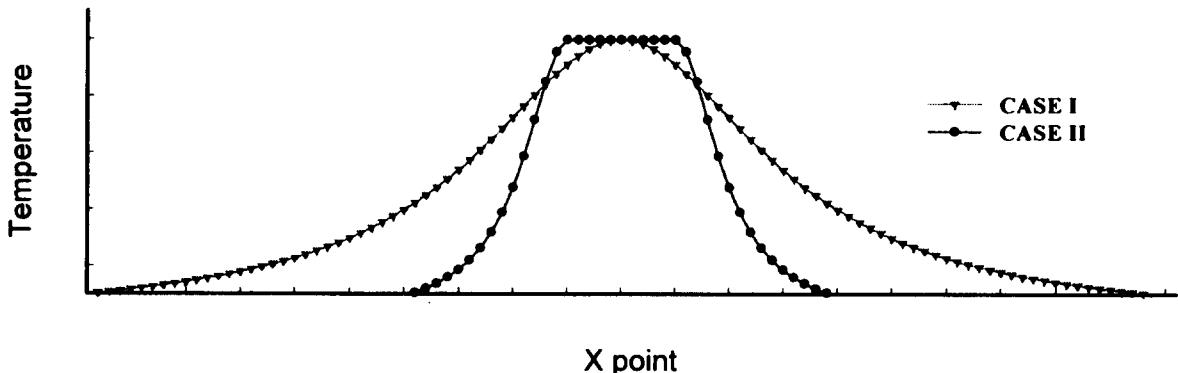


Fig. 1. The distribution of bottom boundary temperature.

서 본 연구에서는 안정하게 성층된 유체층 내부에서, 지면에서의 부분가열에 의해 형성된 대류 운동의 특징과 유체층의 반응을, 비교적 간단하지만 수평대류인 열섬 현상을 잘 표현하는 2차원 수치 모형을 사용하여 자세히 알아보고 이러한 현상에 관해 논의하고자 한다.

## 2. 수평대류현상에 대한 2차원 수치 실험

본 연구에서는 다음과 같이 밀도( $\rho$ )가 온도( $T$ )와 연관된 동점성계수( $v$ )와 열전도도( $k$ )가 일정한 2차원 Boussinesq 유체를 다루고 있다.

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha T) \quad (1)$$

여기서  $\rho_0$ 는 요란하기 전의 지면온도에서의 밀도이고  $\alpha$ 는 체적팽창계수이다. 초기의 연직 기온장은 모형의 상면이 하면 보다 고온인 안정한 성층을 이루고 있는 것으로, 기온의 연직분포는

$$T = \Gamma z \quad (2)$$

와 같다. 여기서  $\Gamma$ 는 양의 값을 가지는 상수로써 유체층의 안정도를 나타낸다. 안정상태로 부터의 요란은 다음과 같이 하층경계에서의 부분가열,  $T_h$ 를 중으로써 생성되어 유체층 내부로 진행하게 된다.

$$T_h = \begin{cases} T_h & \text{at } |x| \leq l \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (3)$$

여기서,  $l$ 은 부분가열 영역의 반경이다.

### 2.1 지면 온도 조건

본 연구에서는 기본적으로 다음과 같이 Olfe and Lee (1971)가 제안한 mountain function 과 유사한 형태로써 하층 경계에서의 부분가열 효과를 나타내고자 한다.

$$T_h(l, 0) = \frac{T(t)}{1 + \left(\frac{\pi x}{2}\right)^2} + 300 K \quad (4)$$

여기서  $x$ 는 하층 경계의 수평방향의 격자를 나타낸다. 그리고 함수  $T(t)$ 는 최대진폭  $5^\circ$ 를 나타내는 sine curve로 둔다. 이 식을 통해서 부분가열 영역은  $300K \sim 305K$ 의 온도분포를 보이게 되고 그 외의 비가

열 영역은 계산이 진행되는 동안  $300K$ 로 유지하게 된다. 이러한 하층 경계에서의 부분가열의 형태를 Fig. 1에서 보는 바와 같이 다음의 2가지로 나누어서 실험을 수행하였다.

1) CASE I : 하층 경계 전 구간에 걸쳐서 가열이 되는 경우로써 하층 경계 중심부로 갈수록 가열율이 커지는 형태를 취한다. 즉, 식(4)에서 부분가열영역의 반경,  $l$ 을 모형의 반경으로 준다. 이렇게 해서 하층경계에서 가열이 커지는 동안에도 중심부로 갈수록 고온을 나타낸다.

2) CASE II : 하층 경계에 있어서 중심으로부터 좌우로 일정 범위까지만 가열이 일어나지만, 가열율의 정도는 CASE I의 경우처럼 중심부의 가열율이 가장 큰 형태를 취한다. 즉, 식(4)의 형태라고 할 수 있다. 이러한 부분가열 영역은 지면 중심부에서 좌우로 각각 약  $3.5km$  정도가 된다. 그리고 일정 범위 이외의 좌우 가장자리 영역은 초기에 주어진 온도( $300K$ )로 일정하게 유지하도록 한다.

### 2.2 기초 방정식

기초 방정식은 와도 방정식, 열역학 방정식, 연속 방정식을 사용하고 있다. 직각좌표계에 의한 2차원 수평대류운동의 기초 방정식은 다음과 같다. 와도 방정식은

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} = \alpha g \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \nabla^2 \zeta \quad (5)$$

으로 표현된다. 열역학 방정식은

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} + w \Gamma = x \nabla^2 \theta \quad (6)$$

으로 표현된다. 연속 방정식은

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

으로 표현된다. 여기서

$$\zeta = \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \quad (8)$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (9)$$

이며,  $\zeta$ 는 와도( $m/s^2$ ),  $u, w$ 는 각각  $x, z$ 방향의 요란 속도 성분( $m/s$ ),  $\theta$ 는 온위( $K$ ),  $g$ 는 중력가속도( $m/s^2$ )를 나타낸다. 그리고 다음으로 정의된 stream function( $\psi$ )를 도입한다면,

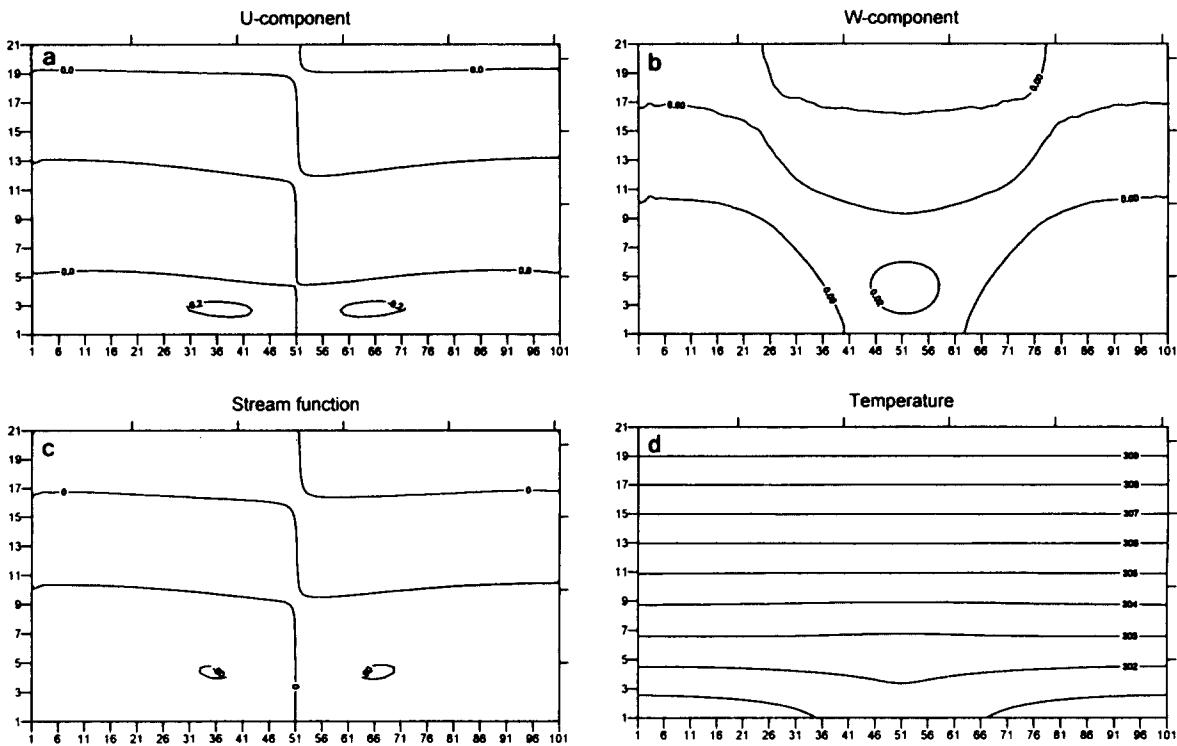


Fig. 2. The perturbation fields of (a)horizontal velocity, (b)vertical velocity, (c)stream function, (d)temperature distribution for  $\theta(51,1)=302K$ , CASE I . X=51 means the center of the heating area. The grid interval of x, z direction in figure is 1 km, 200m, respectively.

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial z}, w = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (10)$$

와도는 다음으로 나타낼 수가 있다.

$$\zeta = \nabla^2 \psi \quad (11)$$

### 2.3 기초방정식에 대한 차분

시간에 대해서는 기본적으로 중심차분(Centered scheme)을 사용하였으나, 첫 time step에서와 해의 안정도를 유지하기 위해 매 10 time step마다 전진차분(Forward scheme)을 사용하였다. 그리고 나머지 항에 대해서는 전진차분을 사용하였다.

## 3. 수평대류현상에 대한 2차원 수치 실험 결과

### 3.1 계산 영역과 격자 간격

본 연구에서 사용한 모형의 계산영역은 수평방향은 20km로 하고, 격자간격은 200m로 100격자점을 이용했다. 연직방향으로는 2km 까지를 20층으로 나누어 격자간격은 100m로 하였다. 그리고 하층 경계에서의 부분가열영역은 중심으로부터 좌우 대칭적으로 고려하여 계산하도록 하였다.

### 3.2 초기조건과 경계조건

#### 3.2.1 초기조건

계산의 초기조건으로는 먼저 전 영역을 정상상태라 가정하고 다음의 조건을 주었다. 연직방향의 풍속성분

은 전 영역에 대해서  $w=0$ 으로 두었고, 수평방향의 풍속성분에 대해서도  $u=0$ 으로 두어 계산하였다. 그리고 온위의 연직분포는 앞서 설명한 식(2)의 형태로 둠으로써 모형의 상면이 하면 보다 고온인 안정한 상태로 두었다.

#### 3.2.2 경계조건

지면경계조건은 연직방향, 수평방향 풍속에 대해서  $u=w=0$ 으로 하였다. 그리고 stream function,  $\psi=0$ 으로 두었으며, 와도에 대해서는 다음과 같이

$$\zeta_{j,0} = \frac{1}{3\Delta z} \left( 9u_{j,\frac{1}{2}} - u_{j,\frac{2}{3}} \right) \quad (12)$$

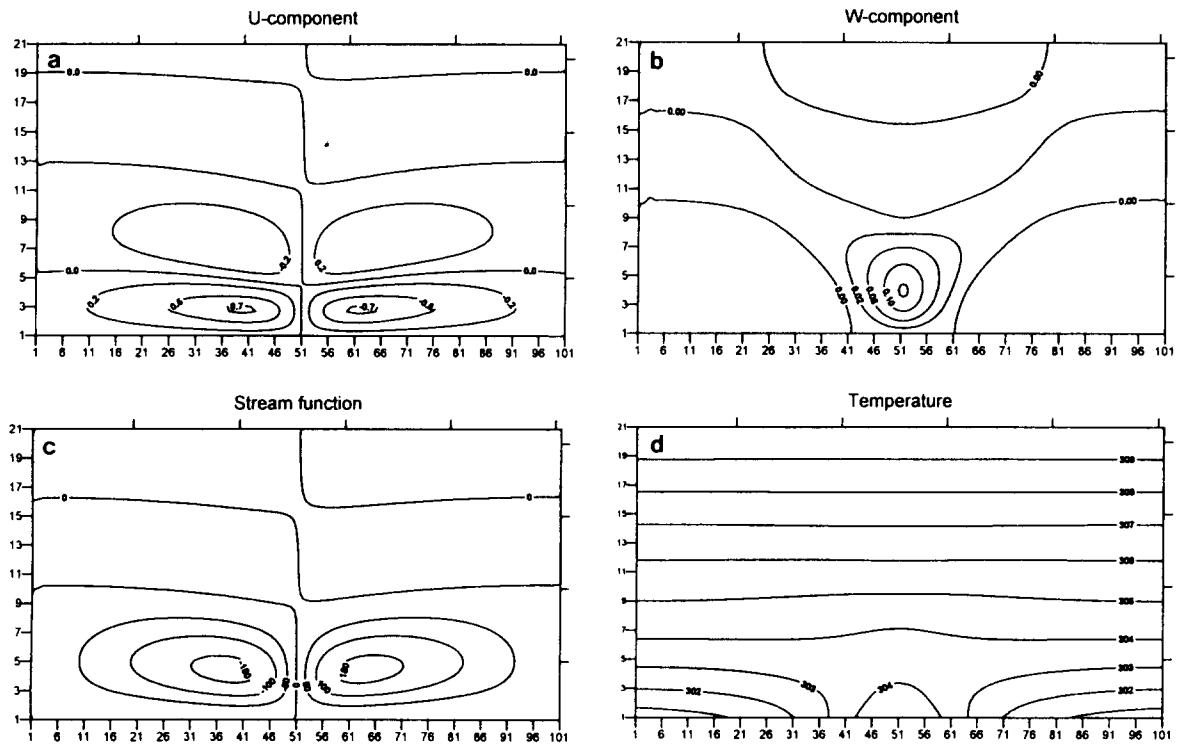
과 같이 두었다. 그리고 부분가열영역의 온도에 대해서도 식(4)와 같이 줌으로써 하층경계에서 수평방향의 온도차를 생기게 한다.

상면경계조건은 바람에 관하여는 연직, 수평방향 풍속에 대해서  $u=w=0$ 으로 하였다. 그리고 stream function,  $\psi=0$ 으로 두었으며 와도에 대해서는 다음과 같이

$$\zeta_{j,Z} = -\frac{1}{3\Delta z} \left( -9u_{j,Z-\frac{1}{2}} + u_{j,Z-\frac{2}{3}} \right) \quad (13)$$

로 두었다. 그리고 상면에서의 온위에 대해서는 310K로 고정시켰다.

측면경계조건에 대해서는 좌, 우 양쪽 모두  $\frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0$ 으

Fig. 3. Same as in Fig. 2 except for  $\theta(51,1)=305K$ .

로 두었고, 온위에 대해서도  $\frac{\partial \theta}{\partial x} = 0$ 으로 두었다.

### 3.3 수치실험 결과

Fig. 2, 3은 CASE I에 대한 perturbation 바람장과 온도장을 나타내고 있다. 이를 그림 상에서 수평, 수직 축의 숫자는 격자점을 나타내며 하나의 격자간격은 각각  $1km$ ,  $200m$ 를 나타낸다. 그리고  $X=51$ 지점이 모형의 수평 중심부를 나타낸다.

Fig. 2는 지면 중심부의 온도가  $302K$ 인 경우의 결과로써 모형의 외곽지역의 온도와  $2K$ 의 온도차가 있는 경우이다.  $X=51$ 을 축으로 대칭적인 흐름과 온도분포를 자세히 볼 수가 있다. 수평속도성분( $u'$ )의 결과에서 볼 때, 모형의 하층에서 중심부로 향해서 대칭적으로 바람이 불어 들어오는 것을 볼 수 있으며, 수직속도성분( $w'$ )의 결과에서는 모형의 중심부에서 상승 운동이 생겨나고 질량보존의 측면에서 외곽지역에서 약한 하강영역이 나타남을 알 수 있다. stream function( $\psi'$ )에서도 모형의 하층에서 바람이 중심부를 향해 불어 들어와서 외곽지역보다 고온인 중심부에서 상승하여 일정고도에서 다시 외곽지역으로 불어나가는 순환운동의 모습을 볼 수가 있다.

Fig. 3은 지면 중심부가  $305K$ 인 경우로써 외곽지역과  $5K$ 의 온도차가 있는 경우로써 앞의 경우보다 훨씬 강화된  $u'$ ,  $w'$ ,  $\psi'$ 를 볼 수 있다. 그리고  $\theta'$ 의 경우를 볼 때 지면 중심부의 온도와 외곽지역의 온도차가 커질수록 지면 중심부의 상층에서 오히려 외곽지역 상층의 온도

보다 낮은, 이른바 Cross Over Effect가 생겨나서 강화 된다는 것을 볼 수가 있다. 이러한 Cross Over Effect는 점성의 작용으로 부력을 잃는 고도보다 상층까지 대류 운동의 상승류가 작용하여 하층의 차가운 유체를 상층으로 운반하기 때문이다 (Kimura, 1975). 이상에서 볼 때 수평온도차가 커지면 커질수록 도시의 중심으로 불어 들어온 흐름이 고온의 영역에서 상승하여 부력을 잃는 고도에서 외곽으로 불어 나가게 되고 이들은 상대적으로 차가운 지면의 영향에 의한 냉각과 자체 부력의 감소로 하강하게 된다. 하강한 흐름은 다시 수평온도차에 의해 하층 중심으로 향하게 되고 이때 강화된 수평온도 경도는 더 강한 순환을 만들어 내게 된다. 그리고 이러한 강한 수렴과 증가된 지면온도에 의한 강한 상승운동으로 고온 영역 상층의 Cross Over Effect 또한 강화됨을 알 수 있다.

Fig. 4, 5는 CASE II에 대한 perturbation 바람장과 온도장을 나타낸 것이다. 앞서 보았던 CASE I에 대한 결과와 마찬가지로 모형의 수평 중심부를 축으로 대칭적인 형태가 잘 나타났다. Fig. 4의 경우는 지면 중심부의 온도가  $302K$ 인 경우이다. 앞서 보았던 CASE I의  $302K$ 의 결과와 마찬가지로 대칭적인 형태가 나타났으나  $u'$ ,  $w'$  그리고  $\psi'$ 에 있어서 CASE I과 비교해 강도가 강하다는 것을 알 수가 있다. 이것은 CASE I의 경우에 있어서는 지면 중심부와 외곽지역과의 온도차  $2K$ 가 하층 경계 전 영역인 좌우 각각  $10km$ 에 걸쳐서 나타난 온도차이고 CASE II의 경우에 있어서는 하층 경계 중심부에서 좌우로 각각 약  $3.5km$ 내에서 가열을 주어서 생겨

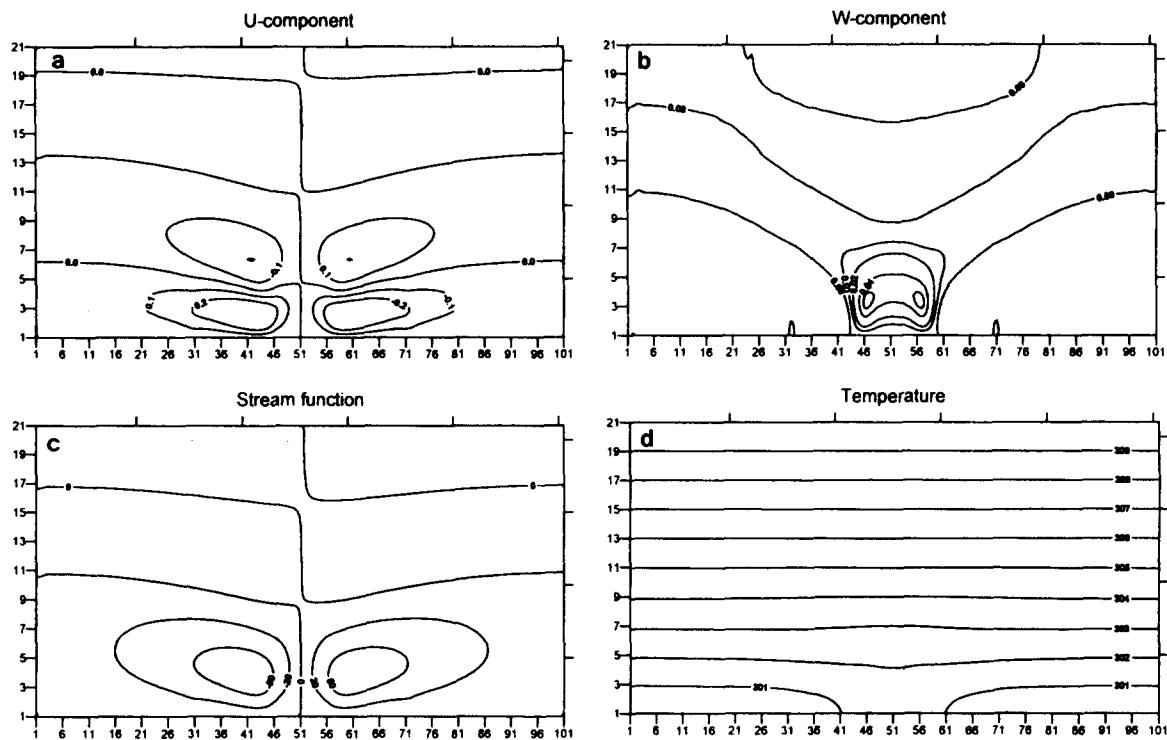


Fig. 4. Same as in Fig. 3 except for  $\theta(51,1)=302\text{K}$ , CASE II.

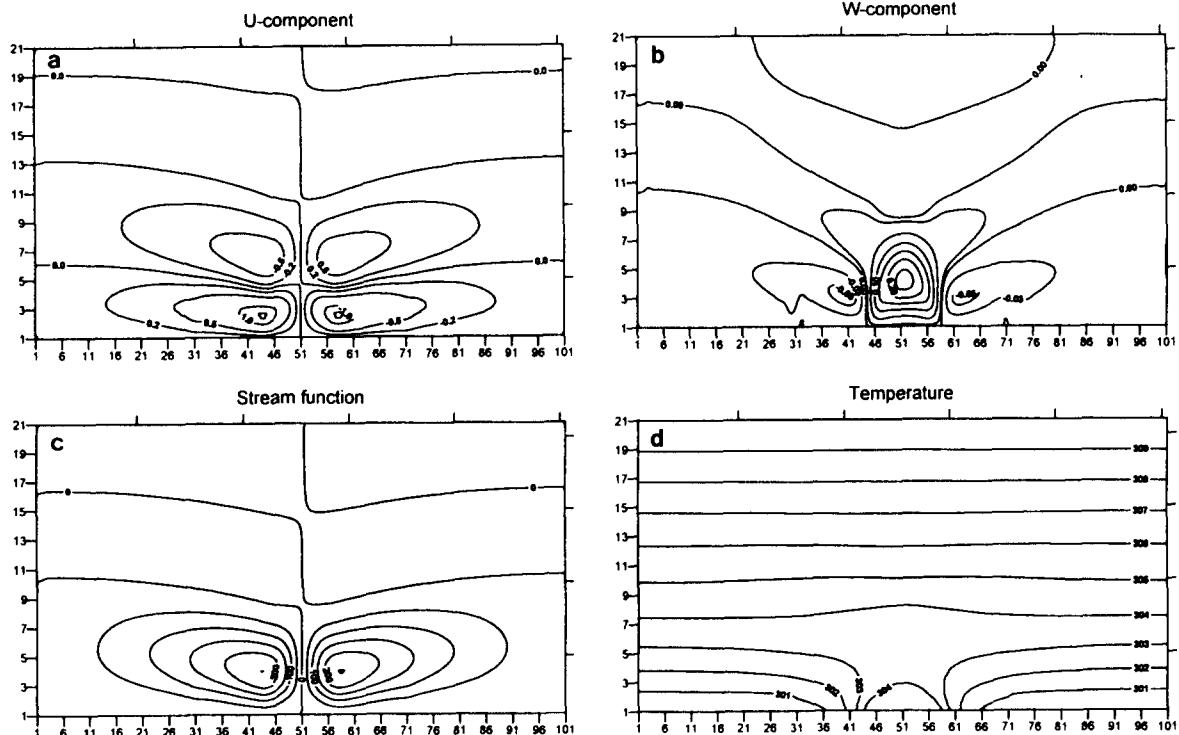


Fig. 5. Same as in Fig. 4 except for  $\theta(51,1)=305\text{K}$ .

난, 지면 중심부와 외곽지역과의 온도차  $2K$ 가 되는 것  
이다. 즉, CASE I경우의  $\frac{d\theta}{dx}$ 보다 CASE II의  $\frac{d\theta}{dx}$ 가 더

크게 된다. 따라서 본 모형의 driving force인  $\frac{d\theta}{dx}$ 가 더

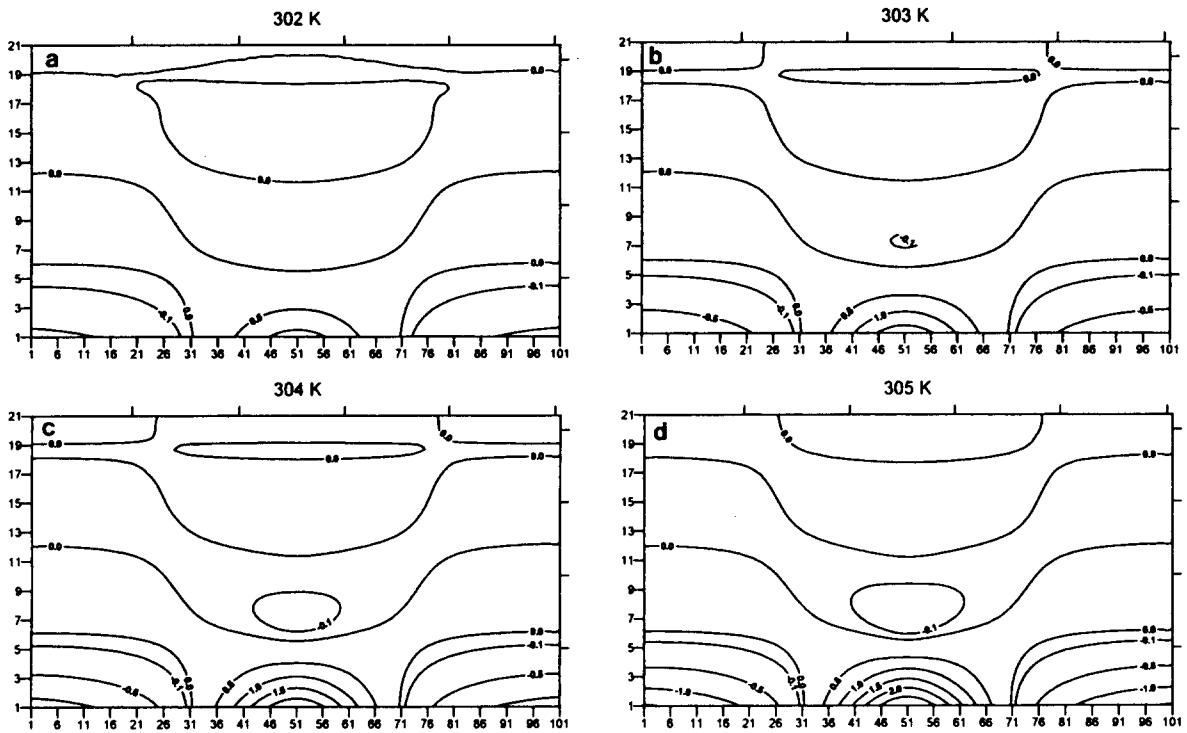


Fig. 6. The temperature perturbation as a function of  $\theta'(51,1)$  for CASE I. (a)302K (b)303K (c)304K (d) 305K

큰 CASE II의 경우에  $u'$ 가 강하게 나타나게 되는 것이다. 또한  $w'$ 에 있어서 모형의 수평 중심부 상층에 생겨난 작은 등치선( $w' = 0.05 \text{ m/s}$ )이 이곳에 나타난 것도 앞에서 설명한 것과 마찬가지로 이 부분에서의 온도경도  $\frac{d\theta}{dx}$ 가 중심영역에서보다 더 강하기 때문에 생겨난 것이다. Fig. 5는 지면온도가 305K인 경우이다. 마찬가지로  $u'$ ,  $w'$ ,  $\psi'$ 의 강화를 확인할 수 있다. 여기서  $w'$ 의 분포에 있어서  $X=31, 71$  부근의 특이한 형태는 가열 영역과 비가열영역의 경계지점에서 온도분포의 불연속에 의한 것으로 생각되어진다. 그러나 이러한 불연속에 의한 전체적인 특징 변화는 발생하지 않았다. 또한  $w'$ 의 경우 Fig. 4에서 보았던 두개의 작은 등치선이 사라지고 하나의 등치선으로 합쳐진 것을 볼 수 있는데, 이는 증가한  $u'$ 에 의해서 모형의 중심부로의 공기의 수렴에 의해  $w'$  성분이 중심부로 밀려들 것으로 볼 수 있다.

이것으로 볼 때 CASE I과 CASE II에 있어서 수평온도경도  $\frac{d\theta}{dx}$ 가 강한 CASE II의 경우에 더욱 강한 흐름( $u'$ ,  $w'$ ,  $\psi'$ )의 형태와 강한 Cross Over Effect가 나타남을 알 수 있다. 이상에서 하층 경계에서의 가열 형태가 대칭적인 상황에서는 지면가열 조건이 다소 다르다고 하더라도, 모형결과의 전체적인 형태 변화에는 크게 영향을 주는 것은 아닌 것으로 생각되어 진다. 그러나 가열형태의 차이에 따라서 최대 수평풍속( $u'_{\max}$ )과 최대 수직풍속( $w'_{\max}$ ), 그리고 stream function의 최대강도( $\psi'_{\max}$ )에 있어서는 차이가 분명히 나타났으며 이들의 위치 또

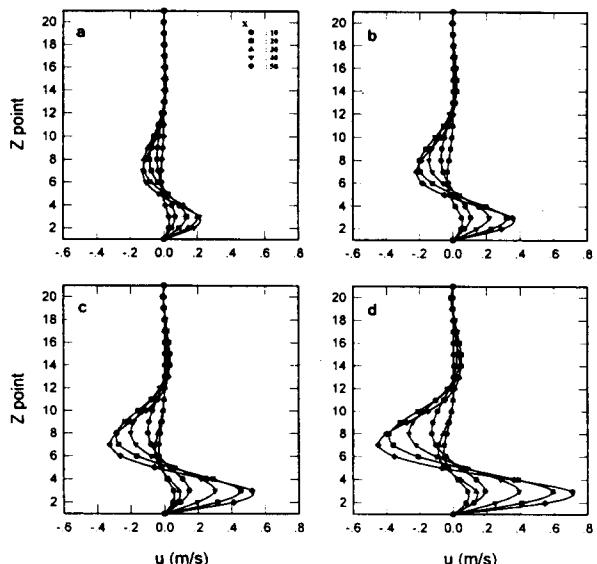


Fig. 7. The vertical profiles of the perturbation horizontal velocity ( $u'$ ) at various position for CASE I. (a)302K (b)303K (c)304K (d)305K

한 각각의 경우에서 다르게 나타남을 알 수 있었다. 이러한 현상으로  $u'_{\max}$ ,  $\psi'_{\max}$ 의 위치가 지표면 온도가 증가함에 따라 중심부로 향하는 경향을 볼 수 있다. 그리고

## 중규모에서의 수평대류에 관한 수치모의

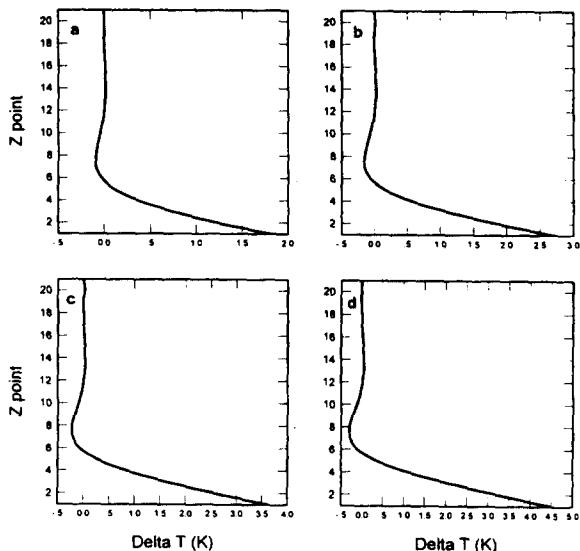


Fig. 8. The vertical profiles of the temperature perturbation ( $\theta'$ ) at the center of the heating area for CASE I.  
 (a)302K (b)303K (c)304K (d)305K

$w'_{\max}$ 에 있어서도 CASE II의 경우에 온도차가 증가함에 따라 강화된  $w'_{\max}$ 가 중심부로 유입함에 따라  $w'_{\max}$ 의 위치가 중심부로 향하는 경향을 가진다.

### HORIZONTAL CONVECTION

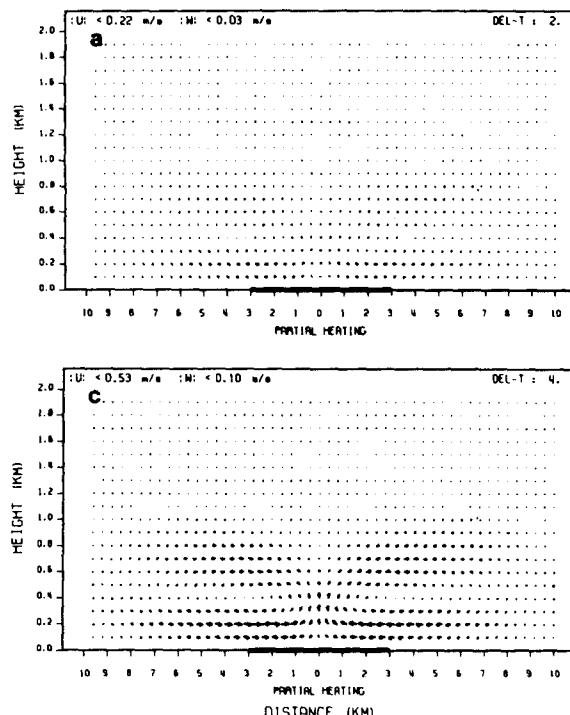


Fig. 10. The perturbation vector fields for CASE I. The temperature of a partial heating area is (a)302K (b)303K (c)304K (d)305K, respectively.

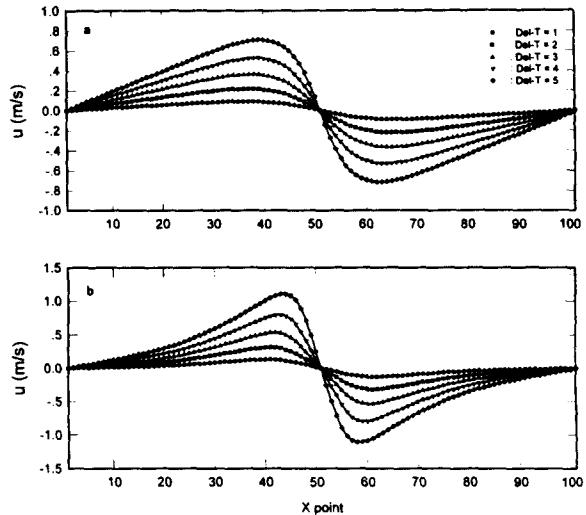
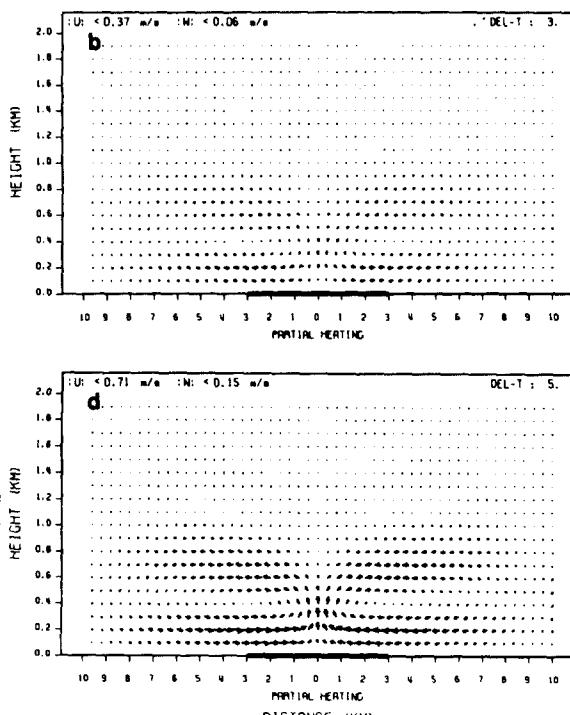


Fig. 9. The horizontal distribution of horizontal perturbation velocity ( $u'$ ) as a function  $\theta'$  (51,1) at  $z=3$  point.  
 (a)CASE I (b)CASE II

Fig. 6은 CASE I의  $\theta'_j$  ( $=\theta_{j,k} - \bar{\theta}_k$ )를 나타낸 결과이다. 여기서 볼 때 지표면 온도가 상승할수록 지표면 중심부 상층에서 나타나는 Cross Over Effect가 강화됨을 알 수 있다. 이러한 Cross Over Effect 영역은 주변지역 상

### HORIZONTAL CONVECTION



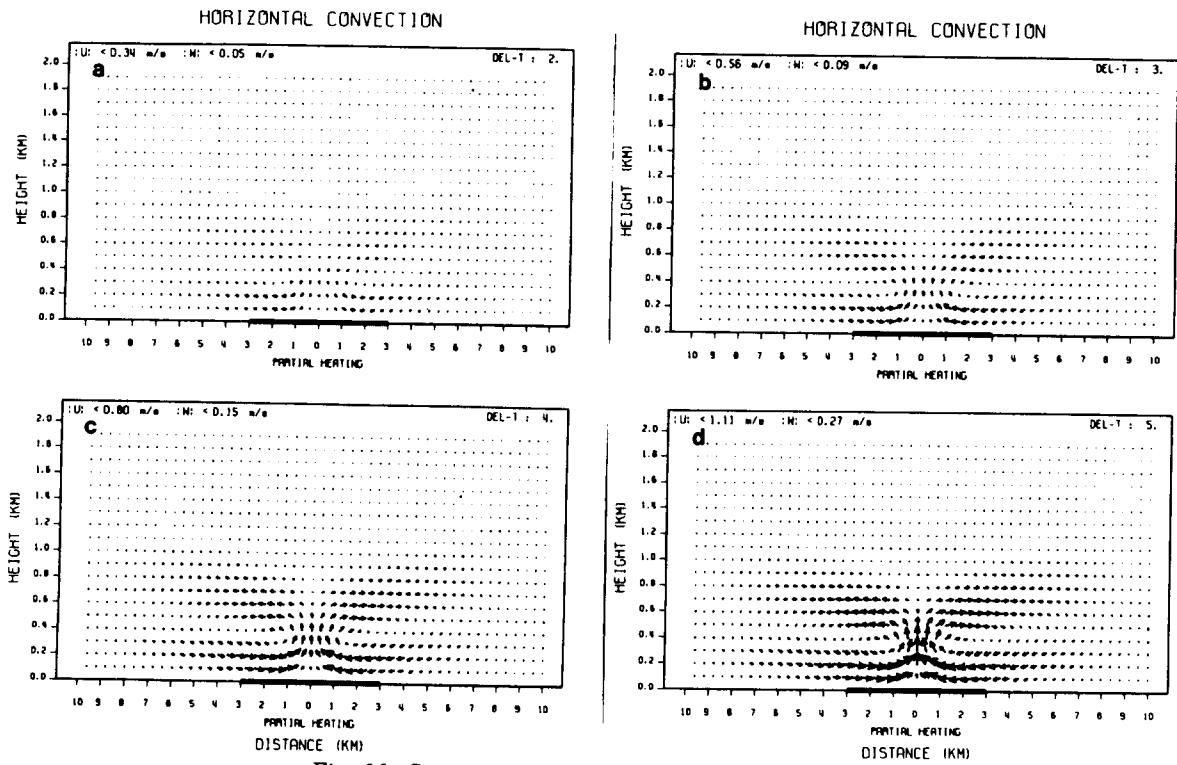


Fig. 11. Same as in Fig. 10 except for CASE II.

층에서의 온도보다 가열영역 상층에서의 온도가 낮다는 것을 나타낸다. 이러한 CASE I에서의 결과는 CASE II에서와 큰차이를 나타내지는 않았다.

Fig. 7은 CASE I에 있어서 지면 여러 지점에서의 수평속도성분( $u'$ )의 연직 분포를 나타낸 것이다. 그림에서 보듯이 가열영역 중심부의 온도가 증가할수록 각 지점에서의  $u'$ 가 증가하는 것을 볼 수 있다. 이때 return current도 함께 증가함을 볼 수 있다. 이러한 경향은 CASE II에서도 동일한 경향을 가진다는 것을 알 수 있었다. 여기서 관심이 있는 것은 X의 위치 변화에 따른  $u'$ 의 강도이다. 그림에서 나타낸 X=10, 20, 30, 40, 50 지점은 모형에서의 수평격자점임을 나타낸다. 그림에서 X=10 지점과 X=50 지점에서의  $u'$ 값에 있어서 X=50에서 보다 X=10에서의 값이 더 크게 나타나는 것을 볼 수 있다. 이는 중심부에 갈수록 중심부에서의 부력에 의한 상승운동에 의해 중심부로 향하던 흐름이 위로 상승하였기 때문으로 생각된다.

Fig. 8은 CASE I의 경우에 가열 영역 중심부(X=51)와 최외곽지역(X=1)에서의 높이에 따른 온도차( $\theta'_{s1}-\theta'_{s1}$ )를 나타낸 것이다. 가열영역 중심부의 온도가 증가할수록 강한  $w'$ 에 의해 끌려 올라간 하층의 차가운 공기에 의한 냉각으로 Cross Over Effect의 강도가 커지는 것을 알 수 있다.

Fig. 9는 CASE I, II에 대해서 Z=3 고도에서의 X축에 따른  $u'$ 의 분포를 보이고 있다. 지면 가열 영역과 외곽 지역의 온도차가 크면 클수록 강한  $u'$ 가 생겨나는 것을 두 경우에서 확인할 수 있다. 그리고 각각의 경우에 있

어서  $u'_{max}$ 의 강도에는 차이가 있음을 알 수 있고, 또한 앞에서 잠시 언급한 대로 두 경우 모두 지표면과 외곽과의 온도차( $\Delta T$ )가 커질수록 강화된  $u'_{max}$ 가 나타나는 위치가 중심부로 수렴함을 알 수 있다. 그리고 두 경우 모두 X=51 지점에서 아주 뚜렷한 축대칭을 이루고 있는 모습을 하고 있다. 이는 본 연구에서 사용한 모형이 부분가열에 의해 생성되는 대류 현상을 아주 안정적으로 잘 묘사하고 있는 것으로 평가된다.

Fig. 10, 11은 CASE I, II에 있어서의 wind vector를 나타낸 것이다. 지면 온도차가 커질수록 흐름이 강해짐을 볼 수 있고 지면 가열 형태에 따라서 흐름에 차이가 나타남을 알 수 있다. 그리고 축대칭 구조를 뚜렷하게 나타내고 있는 것을 볼 수 있다.

#### 4. 결 론

지면에서의 불균등가열, 즉 부분가열에 의해 형성되는 수평대류 현상을 알아보기 위해 본 연구에서는 비교적 간단한 2차원 수치실험을 수행하였다. 이러한 실험을 통해서 복잡한 3차원 중규모 모형에서 자세히 확인하기가 어려웠던 수평대류 현상이 정확히 묘사되었고, 특징을 명확하게 알아 볼 수가 있었다.

본 연구를 통해 다음과 같은 결론을 얻었다.

지면에서의 불균등 가열, 즉 부분가열이 생겨나면서 수평적 온도차에 의해 수평바람( $u'$ )이 형성되며, 가열영역으로 이들의 유입이 생겨났다. 이러한 가열영역으로의 바람의 유입은, 수평적 온도차가 커질수록, 즉, 부분가열이 강해질수록 증가하는 것을 알 수 있었다. 그리고

외곽지역에서 가열 영역으로의 공기 유입은 가열영역 내에서 공기의 수렴을 만들어 내며 부분가열 영역에서의 높은 온도에 의한 부력과 함께 상승 운동을 형성하였다. 이렇게 상승한 공기는 점성의 작용으로 부력이 사라지는 고도보다 상층까지 대류운동의 상승류가 작용하여 하층의 차가운 유체를 상층으로 운반해서 생기는 Cross Over Effect를 형성하는 것을 확인 할 수 있었다. 상승을 멈춘 공기는 외곽지역의 상층으로 발산하여 외곽지역의 낮은 지면 온도에 의한 냉각과 자체 부력의 감소로 하강하게 되며 이러한 하강류는 다시 지면에서의 증가한 수평적 온도차에 의해 더욱 발달한 수평풍속을 형성해 가열 영역 내로 유입하게 된다. 이러한 연속적인 과정을 통해 수평대류가 형성, 유지된다. 부분가열이 강화되면서 증가한 상승운동과 함께 Cross Over Effect도 강화된다는 것을 알 수 있었다.

본 연구에서는 2가지 형태의 지면가열을 고려하여 수평대류의 특징을 알아본바, 하층경계에서의 가열 형태가 대칭적인 상황에서는 지면 가열조건이 다소 다르다고 하더라도 모형결과의 전체적인 특징 변화는 크게 나타나지 않았다. 하지만 바람장과 온도장에서의 강도에는 분명한 차이가 있음을 알 수 있었다. 그리고 뚜렷한 축대칭의 바람장과 온도장이 형성되었다.

## 참 고 문 헌

- Atwater, M. A., 1971 : The radiation budget for polluted layers of the urban environment. *J. Appl. Meteor.*, 10, 205-214
- Bornstein, R. D., 1968 : Observations of the urban heat island effect in New York City. *J. Appl. Meteor.*, 7, 575-582
- Charke, J. F., 1969 : Nocturnal urban boundary layer over Cincinnati, Ohio. *Mon. Eea. Rev.*, 97, 582-589
- Davidson, B., 1967 : A summary of the New York urban air pollution dynamics research program. *J. Air Pollution Control Assoc.*, 17, 154-158
- Deardorff, J. W., 1969 : Numerical study of heat transport by internal gravity waves above a growing unstable layer. *Phys. Fluids, Suppl. II*, 12, 184-194
- Deardorff, J. W., G. E. Willis and D. K. Lilly, 1969 : Laboratory investigation of non-steady penetrative convection. *J. Fluid Mech.*, 35, 7-31
- Kimura, R., 1975 : Dynamics of steady convective over heat and cool islands. *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 249-260
- Kimura, R., 1976 : Effects of general flows on a heat island convection. Part 1 : linear theory for the uniform flow. *J. Meteor. Soc. Japan*, 54, 308-320
- Leahy, D. M., 1969 : An urban heat island model. Rept. TR-69-11, Dept. of Meteorology and Oceanography, New York University
- McElroy, J. L., 1973 : A numerical study of the nocturnal heat island over a medium-sized midlatitude city (Columbus, Ohio). *Boundary-Layer Meteor.*, 3, 442-453
- Myrup, L. O., 1969a : A numerical model of the urban heat island. *J. Appl. Meteor.*, 8, 908-918
- Myrup, L. O., 1969b : Turbulence spectra in stable and convective layers in the free atmosphere. *Tellus*, 21, 341-354
- Stommel, H., and G. Veronis, 1957 : Steady convective motion in a horizontal layer of fluid heated uniformly from above and cooled non-uniformly from below. *Tellus*, 9, 401-407
- Yamada, T. and R. N. Meroney, 1974 : A wind-tunnel facility for simulation mountain and heated-island gravity waves. *Boundary-Layer Metero.*, 7, 65-80