

## 녹지대 분포가 도시 지역의 소기후에 미치는 영향<sup>1)</sup>

진 병 화 · 변 희 룡\*  
부산광역시동래교육청 · 부경대학교 대기과학과  
(1999년 10월 25일 접수)

### On the Impacts to the Local Climate Change of Urban Area due to the Vegetation Canopy

Byong-Hwa Jin and Hi-Ryong Byun\*

Tongnae Education Office of Pusan Metropolitan City, Pusan, 607-020, Korea  
\*Dept. of Environmental Atmospheric Science, Pukyong National Univ., Pusan, 608-737, Korea  
(Manuscript received 25 October, 1999)

Through numerical experiment using simplified OSU-1D PBL(Oregon State University One-Dimensional Planetary Boundary Layer) model and field measurement, we studied the impacts of vegetation canopy on heat island that was one of the characteristics of local climate in urban area. It was found that if the fraction of vegetation was extended by 10 percent, the maximum air temperature and the maximum ground temperature can come down about 0.9°C, 2.3°C, respectively. Even though the field measurement was done under a little unstable atmospheric condition, the canopy air temperature was lower in the daytime, and higher at night than the air and ground temperature. This result suggests that the extension of vegetation canopy can bring about more pleasant local climate by causing the oasis, the shade and the blanket effect.

Key words : local climate, oasis effect, shade effect, blanket effect, heat island

#### 1. 서 론

##### 1.1 열섬 현상과 식피층 효과

도시 지역 내부의 열섬 현상은 밀집된 건물 주위, 상가, 포장된 주차 지역 등에서 가장 강하게 나타나고, 도시화가 진행됨에 따라 강화된다.<sup>1)</sup> 주간보다는 야간에 더욱 뚜렷하게 나타나는데, 그 증거는 Takahashi<sup>2)</sup>의 Ogaki시, Sekikuti<sup>3)</sup>의 Yonazawa시, Kawamura<sup>4)</sup>의 Tokyo시 등에 대한 연구에서 잘 나타난다. 그리고 Kayane<sup>5)</sup>은 대도시인 Tokyo가 교외 지역인 Kichijoji와 Kumagaya에 비하여 월 최고기온과 월 최저기온의 증가율이 훨씬 크게 나타나는 원인으로 열섬 현상의 존재를 밝힌 바 있다. 이와 같은 소기후는 지표면의 양상에 그 원인이 있는데 호수, 초지, 관개지 등과 같은 습지에서는 기온이 낮은 반면 포장 지역, 건조 지역 등에서는 높게 나타난다.<sup>6)</sup>

지표면이 식생으로 피복되어 있을 경우, 증발 및 증산 작용은 식물체 표면에서 일어나고 열수지 평형이 식피층(vegetation canopy)의 수관부 표면에서 이루어지기 때문에 열수지 항의 특성은 나지와는 다르게 나타난다. 식피층이 존재하면 오아시스 효과(oasis effect)와 녹음 효과

(shade effect)가 나타난다. 전자는 식물체의 차단수 증발 및 증산작용의 결과로 나타나며,<sup>7)</sup> 후자는 식물체 때문에 직달일사가 차단되어 식피층 하부의 지면에 도달하는 일사량이 현저히 감소하는 그늘 효과인데, Hartmann et al.,<sup>8)</sup> Geiger,<sup>9)</sup> 윤국병<sup>10)</sup> 등의 연구에 의하면 주간 밀도에 따라 차이는 있지만 식피층 하부에 도달하는 직달 일사는 나지면의 5-10% 정도에 불과하다.

##### 1.2 연구 목적 및 방법

도시화는 곧 포장 면적의 증가와 녹지대 면적의 감소를 의미한다. 도시가 과밀화되고, 팽창화 됨에 따라 자연 나지나 녹지 공간은 그만큼 줄게 되어 결과적으로 국지적 고온 현상이 나타나는 소기후학적 현상, 즉 열섬(heat island) 현상이 심화된다. 지금까지의 도시 지역의 기후 환경 문제에 대한 관심은 대부분 배출된 오염 물질의 확산, 산성비, 오존 등에 집중되어 왔다. 그러나 지금부터는 도심지에 녹지 공간을 확보함으로써 증산작용을 활발하게 하고, 그늘을 조성함으로써 열섬 현상을 해소할 수 있는 보다 근본적인 방안을 강구해야할 단계에 왔다.

1) 본 연구는 부경대학교의 중등교원 협동연구 지원으로 이루어졌습니다.

본 연구는 도시의 과밀화 및 팽창화에 필연적으로 수반되는 녹지 공간의 감소가 도시 규모의 소기후에 얼마나 영향을 미치는가를 밝혀서 신도시 건설과 도시 제정 비 시에 녹지 조정 계획에 필요한 기초자료를 제공하고 자 한다. 녹지 민적 분포에 따른 소기후학적 효과는 Ek 와 Kahrt<sup>11)</sup>의 OSU-1D PBL(Oregon State University One Dimensional Planetary Boundary Layer) 모델을 본 연구의 목적에 맞게 단순화하고 변형하여 수치적으로 연구하였으며, 아울러 도로변의 가로수를 대상으로 관측을 통한 식피층 효과도 분석하였다

2. 기본 방정식 및 모델의 변형

지표면 및 접지층의 온도는 지표면 상태에 따른 열수 지에 의해서 결정된다.<sup>12)</sup> 지표면-대기 과정의 수치 모델은 다양한 목적과 규모로 개발되고 있으며 개발된 모델을 실제 지표 조건에 맞게 개선하는 작업이 현재 진행되고 있는 중이다.<sup>13)</sup> 본 연구에서 사용한 OSU-1D PBL 모델은 지표면-대기의 결합 모델로서 난류혼합 모델, 자유대기 모델, 안정대기층 난류의 국지적 생성 과정, 접지대기 모델, 토양 모델, 식피층 물수지, 지표면 열수지, 경계층의 구름 모수화, 하향 장파복사 모델 등 아홉 개의 세부 모델을 포함하고 있다.

본 연구에서는 OSU-1D PBL 모델의 기본적인 틀은 유지한 가운데 응결, 증발, 구름 효과는 무시하였다. 그리고 식피층의 물수지 및 열수지와 증발산에 직접적인 영향을 주는 토양층의 상태에 대하여 증산 작용의 효과를 파악할 수 있도록 단순화시켰다.

2.1. 기본 방정식

OSU-1D PBL 모델의 원 방정식의 식피층 및 토양층에 해당하는 방정식만 변형하여 식피층의 증산 효과와 토양 수분에 해당하는 부분만을 추출하였다.

2.1.1. 토양 수분 예보 방정식

토양 모델에서 토양층의 열 및 수증기 교환에 작용하는 주요 변수는 체적 함수량, 수분확산계수 그리고 수분전도도 등이 있다. 체적 함수량의 변화는 (1) 식과 같으며, 체적함수량을 결정하는 것은 지표면의 직접증발, 식물체 표면 차단수의 증발, 증산작용 등이 있지만 본 연구에서는 응결, 차단수 증발, 구름 효과 등은 무시하고 증산 작용에 의한 온도 변화만을 다루었기 때문에 총증발률은 (2) 식과 같이 표현하였다.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1)$$

$$E = E_{dir} + E_i \quad (2)$$

(1) 식에서  $\theta, z, t$ 는 각각 체적함수량, 고도, 시간이며,  $D, K$ 는 각각 수분확산계수와 수분전도도이다. 그리고  $E, E_{dir}, E_i$ 는 각각 총증발률, 지표면의 직접증발률, 증산률로서 단위시간당 양(  $m s^{-1}$  )으로 표현된다.

지표면의 직접증발률은 (3) 식과 같이 토양층의 체적 함수량, 수분의 연직 이동 능력, 식생의 피복 정도에 따라 변한다.

$$E_{dir} = \left[ -D(\theta) \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0 - K(\theta_0) \right] (1 - \sigma_s) + I(1 - \sigma_s) \quad (3)$$

여기서  $I$ 는 일사량,  $\sigma_s$ 는 식피층의 피복 비율(shading fraction)인데 0 ~ 1 사이의 값을 갖는다 그리고 첨자 0은 대기-지표면의 접촉면을 의미한다. 토양 내부에 수분이 충분할 때에는 잠재증발률로 증발이 진행되지만 토양 수분이 부족한 상태에서는 실제증발률은 항상 잠재증발률보다 적다. 엽면의 기공을 통한 증산률은 (4) 식과 같다.

$$E_i = E_p \sigma_f k_v \frac{\sum_{j=1}^n [ \Delta z_j g(\theta_j) ]}{\sum_{j=1}^n [ \Delta z_j ]} \quad (4)$$

여기서  $E_p$ 는 잠재증발률,  $k_v$ 는 식물계수(plant coefficient)로 식물 뿌리가 토양층 내부에서 수분을 빨아올리는 능력을 나타내는데 식물의 종류에 따라 0 ~ 1 사이의 값을 가진다  $g(\theta)$ 는 무차원 증산률로 증산률이 감소하는 체적함수량과 식물이 고사하는 함수량에 따라 다른 값을 갖는다 그리고  $\Delta z_j$ 는 토양 층의 두께를 의미한다

2.1.2. 지온 예보 방정식

지표면 온도와 상호 관련성이 큰 지온 예보 방정식은 다음 (5) 식과 같다.

$$C(\theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_T(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (5)$$

여기서  $C, T$ 는 각각 열용량, 온도이며,  $K_T$ 는 열확산계수이다. 토양의 열용량은 지온을 지배하는 주 요인으로서 체적함수량과는 선형관계에 있지만 열확산계수와는 비선형 관계에 있다. 그리고 지중열 모델의 상부 경계조건은 다음 (5a), (5b) 식과 같이 표현되는데 지표면과 토양층 사이의 열 교환과 지표면의 지중열 플럭스는 같다.

$$K_T(\theta) \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = G \quad (5a)$$

$$\left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{\theta_s - T_{1soil}}{\Delta z} \quad (5b)$$

여기서  $G$ 는 지표면의 지중열 플럭스이며,  $\theta_s$ 는 지표면 온위인데 본 연구에서는 지표면 온도로 간주하였다.  $T_{1soil}$ 은 상부 토양층 온도를 의미한다.

지표면 열수지의 평형 관계는 (6) 식과 같으며 지표면 온도를 구하기 위한 지중열 플럭스는 이 평형 관계에서 구한다.

$$(1 - \alpha) S \downarrow + L \downarrow - \sigma \theta_s^4 = G + H + I E \quad (6)$$

여기서  $\alpha$ 는 반사율,  $S, L, H$ 는 각각 단파복사, 장파복사, 현열 플럭스이다 현열 플럭스는 지표면과 대기 사이의 bulk 관계로 구한다. 그리고  $\downarrow$ 는 아래 방향을 의미한다. 그리고  $\sigma, 1$ 는 각각 Stefan-Boltzmann 상수, 증발 잠열이다. 하향 단파복사는 맑은 날의 경우를 기준으로 구름을 고려한 형태로 표현되며 하향 장파복사를 구할 때에는 기온, 사후도, 수증기량 등이 고려된다.

2.1.3. 잠재증발률과 지면 온도

식생이 대기에 주는 대표적인 영향이 잠열 방출이다.

식생으로부터의 실제증발률을 구하기 위해서는 다음 (7) 식에 있는 함수량이 포화일 때의 잠재증발률 항을 먼저 구해야 한다. 지표면이 포화 상태일 경우의 장파복사와 현열 방출( H' )은 각각 (7a), (7b)의 근사식으로 구할 수 있다.

$$(1-\alpha)S\downarrow + L\downarrow - \sigma\theta_s^4 = G + H' + IE_p \quad (7)$$

$$\sigma\theta_s^4 \approx \sigma T_0^4 \left[ 1 + 4 \left( \frac{\theta_s - T_0}{T_0} \right) \right] \quad (7a)$$

$$H' = \rho c_p C_h [(\theta_s - T_0) - (\theta_0 - T_0)] \quad (7b)$$

(7a), (7b) 식을 (7) 식에 대입하여 에너지 평형식을 다시 정리하고, 잠재 증발방출률을 구하면 (8) 식과 같다

$$IE_p = (1-\alpha)S\downarrow + L\downarrow - \sigma T_0^4 - G + \rho c_p C_h (\theta_0 - T_0) - (\theta_s - T_0) \left( \frac{4\sigma T_0^4}{T_0} + \rho c_p C_h \right) \quad (8)$$

여기서  $\theta$ ,  $T$  는 각각 온위와 온도이고, 첨자 s, 0 는 각각 지표면과 최저층 대기층을 의미한다. 그리고  $\rho$ ,  $c_p$ ,  $C_h$  는 각각 공기 밀도, 정압비열, 열교환계수이다. 그리고 잠재증발률은 지표면과 대기층의 온도차 및 비습차를 이용하여 다음 (9) 식과 같이 근사할 수 있다.

$$IE_p \approx \rho l C_h \left[ \left( \frac{dq_{sat}}{dT} \right) (\theta_s - T_0) + (q_{0\ sat} - q_0) \right] \quad (9)$$

여기서  $q$  는 비습이고, 첨자 sat는 포화 상태를 의미한다. 그런데 지면 온위와 대기층 첫 고도 사이의 온도차는 다음 (10) 식의 관계가 성립한다. (10) 식을 (9) 식에 대입하여 잠재증발률을 유도하면 (11) 식과 같다

$$\theta_s - T_0 = \frac{\left[ \frac{IE_p}{\rho l C_h} - (q_{0\ sat} - q_0) \right]}{\left( \frac{dq_{sat}}{dT} \right)} \quad (10)$$

$$IE_p = \left( \frac{\left[ \frac{R_n}{\rho c_p C_h} + (\theta_0 - T_0) \right] \Delta + (r+1)A}{\Delta + r + 1} \right) \frac{\rho c_p C_h}{1} \quad (11)$$

(11) 식 중에 있는 주요 계수는 다음과 같다.

$$R_n = (1-\alpha)S\downarrow + L\downarrow - \sigma T_0^4 - G \quad (11a)$$

$$\Delta = \frac{dq_{sat}}{dT} \frac{1}{c_p} \quad (11b)$$

$$r = \frac{4\sigma T_0^4 R_d}{P_{sic} c_p C_h} \quad (11c)$$

$$A = (q_{0\ sat} - q_0) \frac{1}{c_p} \quad (11d)$$

(11c) 식에서  $R_d$ ,  $P_{sic}$  는 각각 보편기체상수, 지표면 기압이다. 지표면 온위는 토양의 실제 수분함량의 함수이다. 지표면 온위를 구하기 위해서는 (7) 식의 열수지 항 중 잠재 잠열 플럭스 항에 실제 수분함량을 의미하는 함수비(  $\beta$  )를 곱한 실제 잠열 플럭스 항을 대입하고 잠재 증발률을 구하는 것과 똑 같은 방법으로 유도하면 다음 (12) 식과 같다.

$$\theta_s = \frac{T_0 + \frac{F - \sigma T_0^4}{\rho c_p C_h} + (\theta_0 - T_0) - \frac{\beta IE_p}{\rho c_p C_h} + \frac{K_T(\theta) T_{lim}}{\Delta z \rho c_p C_h (r+1)}}{1 + \frac{K_T(\theta)}{\Delta z \rho c_p C_h (r+1)}} \quad (12)$$

(12) 식에 포함된 각 계수는 다음과 같다.

$$F = (1-\alpha)S\downarrow + L\downarrow \quad (12a)$$

$$G = K_T(\theta) \frac{(\theta_s - T_{lim})}{\Delta z} \quad (12b)$$

$$r = \frac{4\sigma T_0^4 R_d}{P_{sic} c_p C_h} \quad (12c)$$

### 2.1.4. 식피층 저항

식물체는 식물 생체적 특성 즉 저항 때문에 항상 잠재 증발만큼의 증산은 일어나지 않는다. 저항을 표현하는 방법으로 식물계수(plant coefficient, PC)가 사용된다. 식물계수는 식생층 저항(RC)과 유사 개념으로 사용된다 (13) 식에 제시한 것은 RC와 PC의 관계인데 PC를 이용할 것인지 RC를 이용할 것인지는 모델 사용자가 선택한다.

$$RC = \frac{(RR + DELTA)}{PC} - \frac{(DELTA + RR)}{RR \cdot CH} \quad (13)$$

여기서 PC 는 0과 1 사이의 값을 가지며 (13) 식에 포함된 계수들의 의미는 다음과 같다.

$$RR = \frac{4\sigma T_0^4 R_d}{P_{sic} C_h C_p} + 1 \quad (13a)$$

$$DELTA = \frac{1}{c_p} \frac{dq_s}{dT} \quad (13b)$$

### 2.2. 모델의 단순화

모델의 단순화 작업은 기본 파일(control file)에 대입되는 계수값을 바꾸고 지표 조건과 토양의 형태 그리고 토양층의 체적 함수량을 도시 조건에 맞게 다른 값으로 바꾸어 줌으로써 가능하다 Fig 1 은 단순화한 OSU-1D PBL 모델을 나타낸 모식도이다.

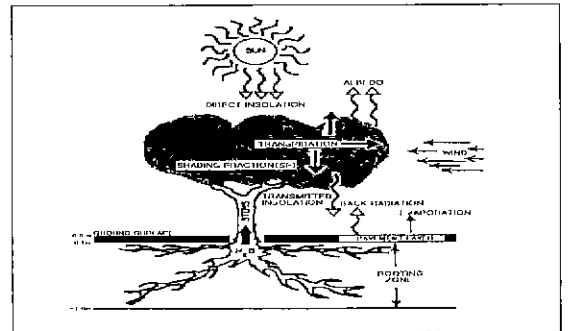


Fig 1. Schematic illustration of the present simplified OSU-1D PBL model.

도시 지역의 토지 용도는 다양하지만 크게 포장 지역과 비포장 지역으로 나눌 수 있다. 그리고 도심지 대부분은 포장 지역이므로 본 연구에서는 도시 지역의 지표면의 거의 대부분이 아스팔트, 콘크리트 그리고 보도 블록 등으로 포장된 것으로 가정하였다. 방정식 체계를 단순화시키고 계수를 변형한 내용은 다음과 같다

첫째, 기본 방정식에서 응결항 및 장수항을 삭제하여 염분을 통한 순수한 증산작용만 고려하였다. 둘째, 지표면을 통한 증발은 상부 토양층의 체적함수량을 0.001로 극소화함으로써 매우 적게 하였다. 셋째, 녹지대의 수증

은 상륙활엽수로 간주하여 반사율은 0.3으로 하였고, 대기로의 수분 공급은 대부분이 증산작용을 통해서 일어나게 하였다. 넷째, 콘크리트 층의 두께는 0.1m로 하였고, 식물 뿌리 층의 두께는 윤국병<sup>10)</sup>을 참고하여 1.0m로 가정하였다. 그리고 토양층의 수분은 충분하다고 가정하여 함수비가 1.0이 유지되게 하였다. 다섯째, 도시 지역에서 녹지대가 차지하는 면적 비율(SF)은 녹지대가 전혀 없는 상태인 0을 기준으로 0.1, 0.3, 0.5, 0.7의 네 경우의 잠열, 현열 플럭스 그리고 기온 및 지표면 온도를 비교함으로써 소기후 특성을 연구하였다. 기본 파일에서 바꾸어 대입한 계수 값은 다음 Table 1과 같으며, Table 1에 있는 코드의 의미는 Table 2와 같다

3. 수치실험 결과

녹지대가 전혀 없는 경우를 기준으로 하여 녹지대 면적 비율에 따른 열수지 항과 지표면 온도를 비교하였다.

3.1. 잠열 및 현열 플럭스

Fig. 2 ~ 6은 피복 비율이 0.0, 0.1, 0.3, 0.5, 0.7인 다

섯 경우에 대한 에너지의 평형 관계를 나타낸 것이다. 최대 순복사량은 540 Wm<sup>-2</sup>을 유지한 가운데 녹지 면적 비가 증가함에 따라 현열 플럭스가 감소하고, 잠열 플럭스가 증가함을 알 수 있다.

Fig. 7과 Fig. 8은 이 다섯 경우의 현열 플럭스와 잠열 플럭스를 모두 모아서 각각 비교한 것이다 Fig. 7에는 녹지대 비율이 0.0일 때를 기준으로 그 비율이 증가할수록 현열 플럭스는 감소함을, Fig. 8에서는 녹지대 비율이 증가할수록 잠열 방출이 증가함을 보여준다.

3.2. 온도

Fig. 9, Fig 10은 각각 녹지대 피복 비율에 따른 기온 및 지온의 일변화를 비교하여 나타낸 것이다. 녹지대 비율이 0.0인 경우의 기온이 가장 높게 나타났고, 피복 비율이 증가함에 따라 기온이 낮아져 일변화가 직게 나타났다. 그러나 야간 기온은 다섯 경우 모두 큰 차이를 나타내지 않는 바 이것은 OSU-1D PBL 모델의 한계로 판단된다

Table 1. Parameters applied to present model, Shaded parameters mean what are modified from the control file

600	24.0							DELTAT	TEND					
	URBAN LOCAL CLIMATE							TEXT						
35.0	128.5	9.0	0.3	0.03	2.0	0.3		SLA	SLO	TZONE	Z0	Z0H	ZDO	ALBEDO
8	31.0	0.0						MO	DY	TIMEIS				
100000								PSFC						
0.0								CLC						
0.0	0.002							CMC	SCANOP					
0.0	0.0	0.0	0.0					PRST	PREND	PRCIP	ESD			
		0.0												
		0.1												
3	0.114	0.2	1	0.07	0.25	0.4		ISOIL	TWILT	SF	IFTC	TSO0	TSOREF	PC
		0.5												
		0.7												
0.001	1.0							WSOIL(1)	WSOIL(2)					

Table 2 Meanings of parameters in the control file

Codes	Meaning	Codes	Meaning
DELTAT	Time step	SCANOP	Canopy capacity (m)
TEND	Duration of model run	PRST	Precipitation start time
SLA	Latitude	PREND	Precipitation end time
SLO	Longitude	PRCIP	Precipitation rate
TZONE	LST-GMT	ESD	Snow depth
Z0	Roughnessx length	ISOIL	Soil type
Z0H	Roughnessx length for heat	TWILT	Wilting point
ZDO	Displacement height for vegetation	SF	Shading fraction
ALBEDO	Albedo	IFTC	Transpiration flag
MO	Month	TSO0	Air dry value
DY	Day	TSOREF	Transpiration reduction reference value
TIMEIS	Time of observed data	PC	Plant coefficient
PSFC	Surface pressure in Pa	WSOIL(1)	Soil water content (1)
CLC	Fractional cloud cover	WSOIL(2)	Soil water content (2)
CMC	Canopy water (m)		

녹지대 분포가 도시 지역의 소기후에 미치는 영향

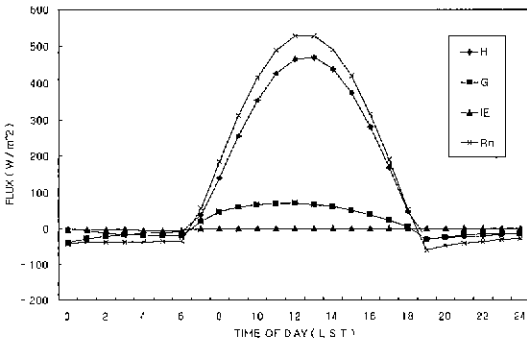


Fig. 2. Diurnal variation of fluxes for the case of zero shading factor(SF). H, G, IE, Rn means sensible heat, soil heat, latent heat flux, and net radiation, respectively.

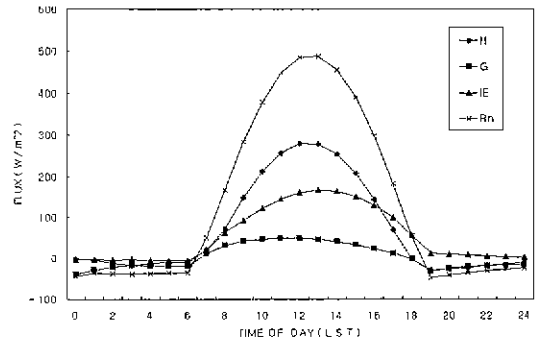


Fig. 6. Same as Fig. 2, but for 0.7 SF.

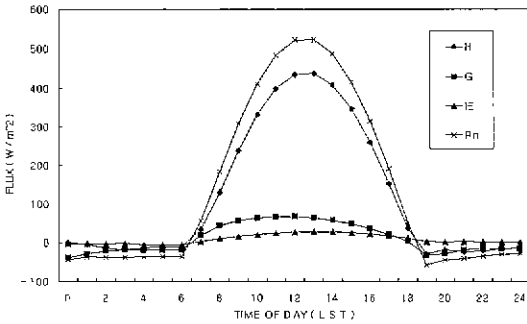


Fig. 3. Same as Fig. 2, but for 0.1 SF.

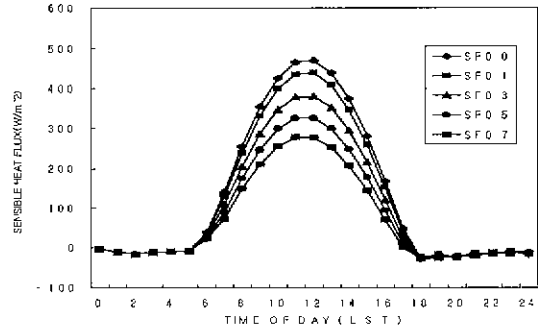


Fig. 7. Diurnal variations of the sensible heat for five cases.

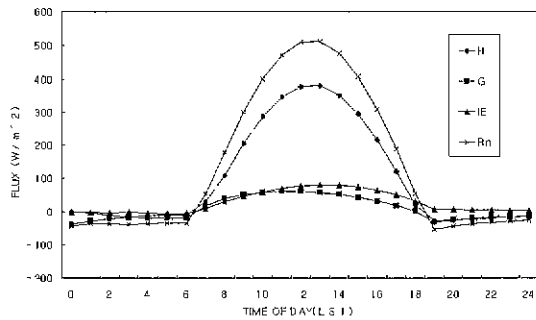


Fig. 4. Same as Fig. 2, but for 0.3 SF.

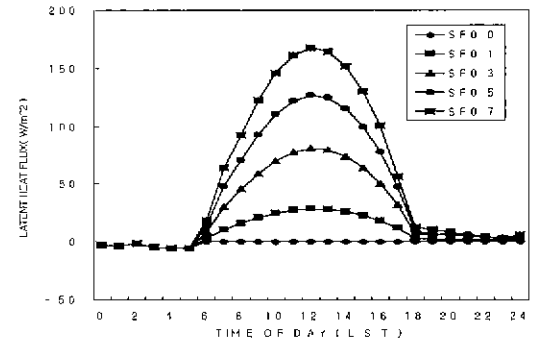


Fig. 8. Same as Fig. 7, but for the latent heat flux.

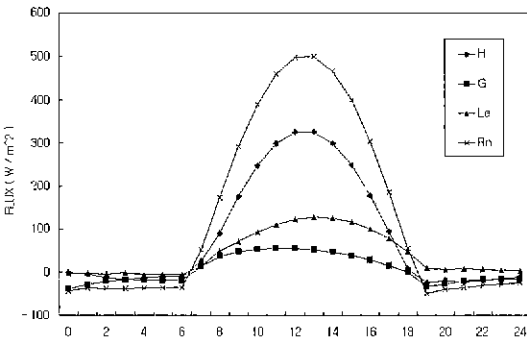


Fig. 5. Same as Fig. 2, but for 0.5 SF.

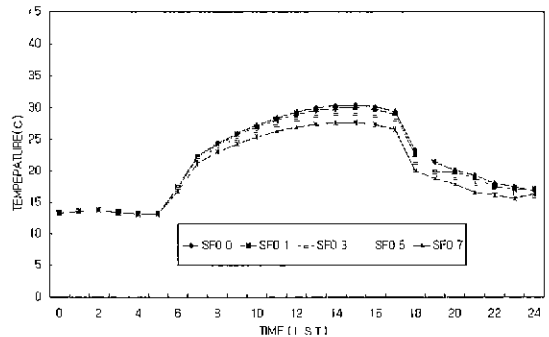


Fig. 9. Comparison of the air temperatures for five cases. SF means shading fraction.

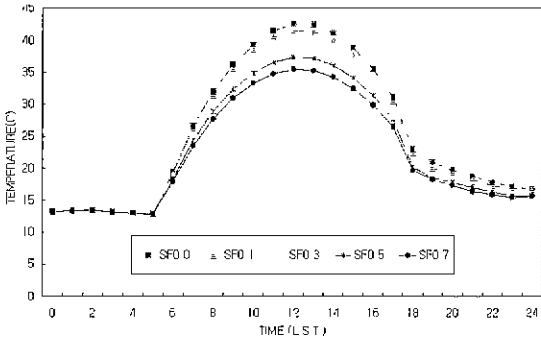


Fig. 10. Same as Fig. 9, but for the ground temperatures.

Table 3은 낮 최고기온과 낮 최고 지표면온도 계산 결과인데 녹지대 비율이 10% 증가함에 따라 최고기온 및 최고지온은 평균적으로 각각 약 0.9°C, 약 2.3°C 감소하였다. 그리고 피복 비율 30%에서 최고기온은 1°C 이상 낮아졌고, 최고지온은 20%만 되어도 1°C 이상 낮아졌다

Table 3. Maximum temperatures for five cases of shading fraction.

Shading fraction (SF)	0.0 (control)	0.1	0.3	0.5	0.7
Air temp.(°C) <sup>†</sup>	30.33 (0.00)	29.95 (-0.39)	29.17 (-1.16)	28.41 (-1.92)	27.66 (-2.67)
Ground temp.(°C) <sup>‡</sup>	42.50 (0.00)	41.42 (-1.07)	39.34 (-3.16)	37.35 (-5.14)	35.47 (-7.02)

† indicates temperature at 14:00 LST, and ‡, at 12:00 LST. Figures in parenthesis are differences from the control.

피복비율을 50%로 했을 경우 최고기온과 최고지온은 녹지대가 전혀 없는 경우에 비하여 각각 약 2°C, 5°C 까지 낮아질 수 있음을 알 수 있다. 따라서 도시 지역의 녹지대 비율을 최소한 20 ~ 30%만 확보하여도 소기후학적 효과를 거둘 수 있어서 낮 시간의 열섬 효과를 해소할 수 있을 것으로 생각된다

Fig. 11, Fig. 12에 나타난 바와 같이 내륙에 위치한 대구 지방의 월 평균최고기온과 월 평균최저기온이 주변의 중소 도시에 비하여 평균 약 1 ~ 2°C 내외의 높게 나타나 소기후 규모의 열섬을 나타내고 있음을 알 수 있다<sup>14)</sup> 이러한 현상은 수치실험 결과로 볼 때 녹지대 면적을 30% 이상 확보함으로써 해소할 수 있을 것으로 생각된다.

4. 관 측

도시 지역의 소기후를 지상 관측으로 구분하는 것은 현실적으로 어려움이 있기 때문에 1998년 8월 29일에서 31일까지 부산대학교 구내의 플라타나스가 식재된 콘크리트 포장 도로변에서 관측을 실시하였다. 관측기간 3일 동안 전반적으로 맑아서 기상 요소의 일변화가 양호하게 나타났다 그러나 3일 모두 정오 경에 국지적으로 형성

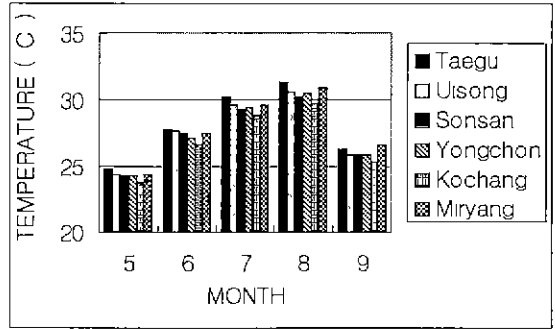


Fig. 11. Monthly mean maximum temperature for Taegu and some cities around Taegu during summer season.

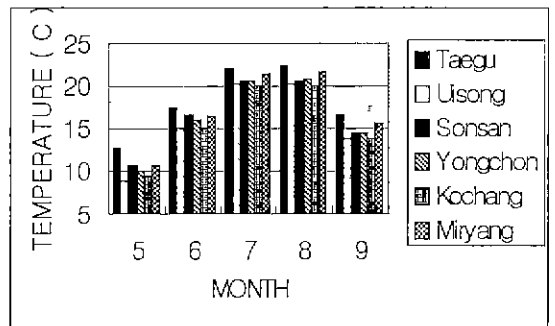


Fig. 12. Same as Fig. 11, but for the minimum temperature.

된 응대 적운으로 인하여 정오 전후의 관측치는 불안정하였다. 분석한 자료는 30일의 24시간 동안의 미분 자료를 사용하였다

관측 고도 및 관측 항목은 Fig. 13에 제시한 바와 같이 지중 온도, 지표면 온도, 기온, 식피층 기온, 일사량, 순복사량, 풍속 등의 센서를 자료집록장치 (CR-10)에 연결하고 PC-208 컴퓨터 프로그램으로 제어하여 매 1분마다 자동으로 관측하여 저장되게 하였다.

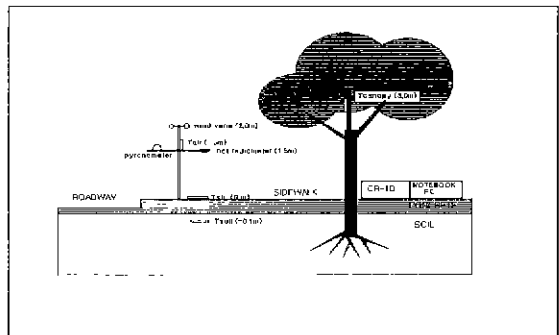


Fig. 13. Schematic illustration for the mount of field measurement equipment.

Fig. 14는 관측 요소 중 풍속을 나타낸 것이고, Fig. 15는 순복사량 관측치이다. 시간은 자정 이후의 시간 경과물 분 단위로 나타낸 것이다. 정오 전후의 강풍은 대류운과 연관된 것으로 보인다.

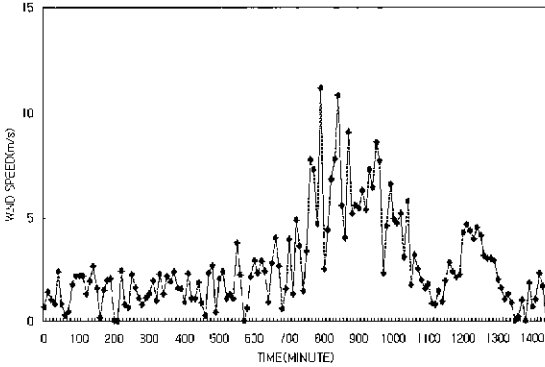


Fig. 14. Diurnal variation of the measured wind speed  
The figures in the width mean time passing in minutes from midnight

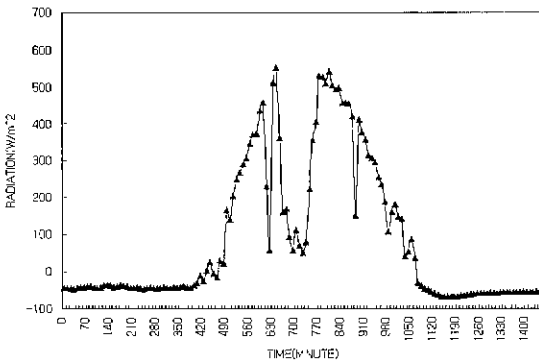


Fig. 15. Same as Fig. 14, but for the net radiation

이러한 관측의 결과로 낮 최고 지표면 온도와 기온이 뚜렷하게 높게 나타나는 것이 나타나지 않는다(Fig. 16). 그러나 주간에는 기온과 지온이 열면 온도 및 식피층 내부 기온에 비하여 약간 높게 나타나고 야간에는 반대로 식피층 내부의 기온이 기온과 지온에 비하여 높게 관측되어 식생으로 인한 오아시스효과 및 녹음효과와 그로 인한 담요효과(blanket effect)를 유발할 수 있음을 확인할 수 있다.

5. 결론 및 논의

녹지대의 분포가 도시 지역 소기후 특성인 열섬을 해소하는데 주는 영향을 연구하기 위하여 OSU-1D PBL 모델을 이용하여 수치실험과 관측을 실시한 결과 녹지면적이 10% 증가할수록 평균최고 기온은 0.9℃, 평균최고 지온은 약 2.3℃ 감소하는 것으로 계산되었다. 따라서 도시 지역의 녹지대 분포는 열섬의 강도를 약화시키는데 주요한 역할을 한다는 사실을 확인하였다.

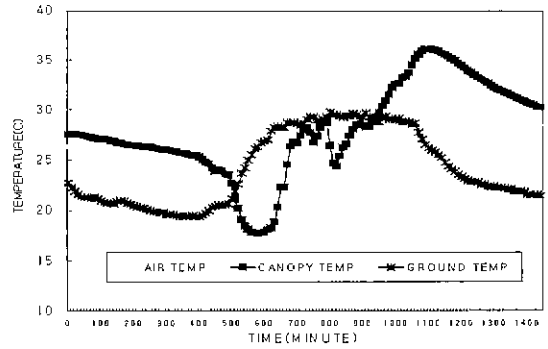


Fig. 16 Same as Fig 14, but for the temperatures

다소 불안정한 관측조건하에서도 주간에는 기온 및 지온에 비하여 식피층 온도가 낮고, 야간에는 반대로 높게 나타나 수치실험에서 나타난 결과를 어느 정도는 확인할 수 있었다. 이러한 결과로 볼 때 소기후학적 효과는 물론이고, 인간 정서적 효과 유발을 위하여 도시 지역의 녹지대 면적은 더욱 확장되어야 할 것으로 생각된다.

참 고 문 헌

- 1) Landsberg H. E., 1981, The Urban Climate, Academic press, London, 275pp.
- 2) Takahashi M., 1959, Relation between the air temperature distribution and the density of houses in small cities of Japan, Geo. Rev. Japan, 32, 305~313
- 3) Sekiguti T., 1960, The geographical distribution of spring-time city temperatures in and around Yonezawa, Yamagata, in Northern Japan, Tokyo Geo. Papers, 4, 17~40
- 4) Kawamura T., 1966, Urban climatology in Japan. "Japanese Geography 1966-its recent trends." Special Publ.(2) Ass. Japanese Geographers, Tokyo, 61~65
- 5) Kyane I., 1960, Temperature increase due to the expansion of urban area in Tokyo, Tenki, 7(9), 269~274
- 6) Oke T R, 1978, Boundary Layer Climate, Methuen & Co Ltd., London, 372pp.
- 7) Yohino M. M., 1975, Climate in a small area, University of Tokyo Press, Tokyo, 549pp.
- 8) Hartmann F. K., J. V. Eimern and G. Jahn, 1959, Untersuchungen relief bedingter kleinklimatischer Fragen in Gelandequerschnitten der hochmontanen Stufe des Mittel-und Studwestharzes, Ber. Deutsch. Wett, 7, 1~39.
- 9) Geiger R., 1961, Das Klima der bodennahen Luftschicht, Frieder. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 906-46pp.
- 10) 윤국병, 1997, 조경배식학, 일조각, 서울, 319pp.
- 11) M Ek and L. Mahrt, 1991, OSU1-D PBL Model

- User's Guide(version 1.0.4), Dept. of Atm. Sci Strand Agricultural Hall, Room 326, Oregon State University, Corvallis, Oregon 97331-2209 USA. 117pp.
- 12) Noilhan J. and S. Planton, 1989, A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, Monthly Weather Review, 117, 536~549.
- 13) Henderson-Sellers a., Z. L. Yang and R. E. Dickinson, 1993, The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Scheme, Bulletin of the American Meteorological Society, 1335~1349.
- 14) 내무부, 1995, 한국도시연감 제24호, 서울, 1220pp