

농림생태계와 대기간의 상호 작용 연구를 위한
에디 공분산 방법의 사용에 관하여

최태진¹· 김준¹· 윤진일²

¹연세대학교 대기과학과/지구환경연구소· ²경희대학교 농학과
(1999년 8월 11일 접수)

**On Using the Eddy Covariance Method to Study the Interaction
between Agro-Forest Ecosystems and the Atmosphere**

Taejin Choi¹· Joon Kim¹· Jin-il Yun²

¹Department of Atmospheric Sciences/Global Environmental Laboratory, Yonsei
University, Seoul 120-749, Korea

²Department of Agronomy, Kyunghee University, Suwon 449-70, Korea
(Manuscript received 11 August 1999)

ABSTRACT

The micrometeorological tower flux network is the cornerstone of the global terrestrial vegetation monitoring. The eddy covariance technique used for tower fluxes is derived from the conservation of mass and is most applicable for steady-state conditions over flat, extended, and uniform vegetation. This technique allows us to obtain surface fluxes of energy budget components, greenhouse and trace gases, and other pollutants. The quality-controlled flux data are invaluable to validate various models with temporal scales ranging from minutes to years and spatial scales ranging from a few meters to hundreds of kilometers. In this paper, we review the theoretical background of this important eddy covariance technique, examine the measurement criteria and corrections, and finally suggest some measurement strategies that may facilitate coordinated flux measurements among different disciplines and provide a strong infrastructure for the global flux network.

Key words : Eddy covariance, flux, agro-forest ecosystem, atmosphere

서 론

에디 공분산 (eddy covariance) 방법은 식량을 포함한 지표-대기간에 교환되는 물리량의 연직 플럭스(이하 간단히, 플럭스)를 정량화하고 그 교환 과정에 중요한 역할을 담당하는 난류의 구조를 밝히는데 사용된다. 예를 들면, 운동량 플럭스, 잠열 및 현열과

같은 에너지 플럭스, 이산화탄소와 메탄, 산화질소 등과 같은 온실 기체 플럭스, 지표 오존 및 건성 침적 등과 같은 환경 오염과 관련된 물리량을 측정할 수 있다(예, Businger, 1986; Kaimal과 Finnigan, 1994; Kim 등, 1999). 이 방법을 사용하여 얻어진 플럭스 자료들은 생권 모형, 경계층 모형, 또는 지역 규모 및 대기 대순환 모형의 초기 및 경계 자료로 사용될 뿐만 아니라 모형의 검증에 사용된다. 에디 공분산 방법은 기존의 상자 방법에 비해 관측지를 손상시키지 않으면서, 넓은 지역에 대해 적분된 플럭스를 연속적으로 장기간 구할 수 있다는 장점 때문에 학계에서 강력하게 추천되고 있다(IGBP, 1998). 지난 30여 년 동안 이 방법을 이용하여 다양한 생태계에서 지표 플럭스 및 난류에 관한 연구가 꾸준히 진행되어 왔다(예, Raupach 등, 1996; Lee, 1998), 최근에는, 국내에서도 이 방법을 이용한 연구가 활발히 진행되고 있다(예, Kim 등, 1997; 최태진, 1998; 류상범 등, 1998; 홍진규, 1999; 김준 등, 1999). 온실 기체 방출의 감시와 조절, 지구 관측망을 통한 장기 플럭스 관측과 물과 에너지의 순환을 이해하기 위한 대륙 규모의 다양한 야외 집중 관측에 아시아 지역의 국가들의 적극적인 참여가 국제적으로 절실히 요구되고 있다. 따라서, 본 논문에서는 1) 에디 공분산 방법의 이론적인 배경을 살펴보고 2) 과학계에서 인정받는 고품질의 자료를 확보하기 위해서 야외 실측과 자료 집록 및 분석 시에 고려해야하는 다양한 측정/보정 조건들을 검토해 보고, 3) 국내 농업 생태계의 특성을 고려하여 에디 공분산 관측 및 자료의 집록과 분석에 대한 구체적인 제의를 하고자 한다.

에디 공분산 방법

1. 이론적 배경

지표면 위로 바람이 부는 경우, 수증기와 같은 임의 기체의 연직 수송을 고려하자. 그 기체의 수송에는 지표면 근처에서는 분자 확

산이, 그 위로는 난류에 의한 수송이 지배적이다. 따라서 지표면에서 대기 또는 대기에서 지표로의 물질의 수송량은 지표면에서의 분자 확산을 계산하면 알 수 있지만 분자 확산은 직접 측정할 수 없다. 하지만 보전 방정식에 의하면 지표면이 수평적으로 균질(수평 이류항 무시) 하고 편평(평균 연직 풍속을 0으로 가정) 하며, 정체성(시간 도함수 항을 무시)을 가정하면 분자 확산은 임의의 높이에서의 난류에 의한 평균 연직 공분산과 같다(부록 참조). 이 공분산은 정밀도가 높고 반응속도가 빠른 기기로 측정할 수 있다. 임의의 기체 플럭스(F_g , $gm^{-2}s^{-1}$)에 레이블즈 평균을 적용하면 다음과 같다(예, Baldocchi 등, 1988).

$$F_g (\equiv \overline{w\chi\rho_a}) = \overline{\rho_a w \chi} + \overline{\rho_a w' \chi'} \quad [1]$$

여기서 ‘ $\bar{\quad}$ ’는 시간 평균, w 는 연직 풍속(ms^{-1}), χ (gm^{-3}/kgm^{-3})는 혼합비, 즉 건조 공기의 밀도에 대한 기체의 밀도, ‘ \prime ’는 평균으로부터의 변동을 나타낸다. 기구나 지표면이 기울어져 있지 않으면 $\overline{w} \approx 0$ 이므로 식 [1]은 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$F_g = \overline{\rho_a w' \chi'} \quad [2]$$

따라서 플럭스는 난류에 의한 평균 연직 공분산으로 표시할 수 있다.

2. 측정 조건

1) 기기의 주파수 영역

이론적으로 플럭스에 기여하는 에디의 주파수는 0에서 ∞ 인데 이 범위의 모든 에디를 측정하는 것은 불가능하다. 그러나 모든 주파수 영역에서 에디가 균등하게 플럭스에 기여하는 것은 아니기 때문에 플럭스에 의미 있게 기여하는 실질적인 주파수 영역을 코스펙트럼으로부터 결정할 수 있다

(예, Lenchow, 1998)

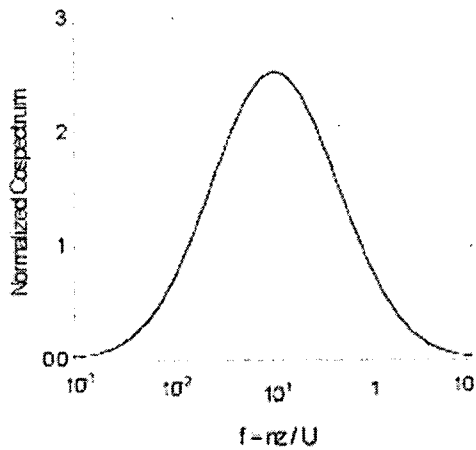


Fig. 1. Schematic diagram of a typical normalized

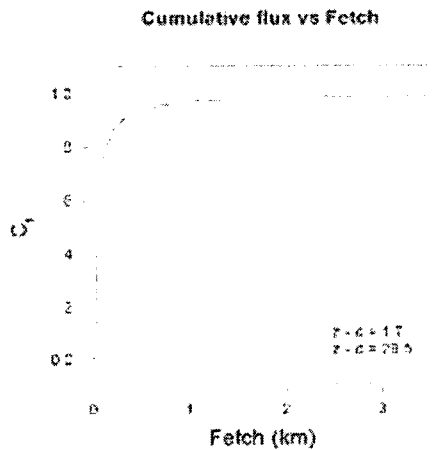


Fig. 2. Example of footprint under neutral condition at two heights. (C_i is the contributions of the cumulative flux)

그림 1은 지표층에서 연직 속도와 스칼라의 정규화된 코스펙트럼의 전형적인 그림이다. 세로축은 정규화된 코스펙트럼, 가로축은 정규화된 주파수($f = nz/U$, n 은 에디 주파수, z 는 높이, U 는 평균 수평 풍속)이다. 이 코스펙트럼을 전 주파수(0에서 ∞ 까지)에 걸쳐 적분하면 플릭스가 된다. 이 그림에서 알 수 있는 바와 같이 정규화된 코스펙트럼이 최대인 주파수로부터 멀어질수록 플릭스에 대한 기여는 작아진다. 실질적으로, 플릭스의 95% 이상을 측정하려면 주파수 영역은 적어도 $0.001 \leq f \leq 3$ 이어야 한다(예, Businger, 1986; Lenchow, 1998).

2) 기기의 반응속도

기기의 반응속도는 플릭스에 의미 있게 기여하는 빠른 에디의 주파수와 같거나 더 빨라야 한다. 정규화된 주파수 식에 $f = 3$ 을 적용하면 기기의 반응 속도는 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$n = \frac{3U}{z} \quad [3]$$

예를 들어, $z = 2m$, $U = 3ms^{-1}$ 인 경우, $n = 4.5Hz$ 이다. 즉, 기기가 초당 약 5번 이상 반응할 수 있어야 함을 가리킨다. 평균 수평 풍속이 증가하거나 측정 높이가 낮아지면 기기의 반응 속도는 더 빨라야 한다. 일반적으로, $10Hz$ 이상의 반응 속도가 바람직한데 이 점에 대해서는 다음절에서 다시 논의한다.

3) 집록 속도

Shannon의 표본채취(sampling) 이론에 의하면, 임의의 주파수를 갖는 현상을 파악하기 위해서는 그 주파수 보다 2배 이상 빠른 자료가 필요하다(Kaimal과 Finnigan, 1994). 예로써, 주파수가 $1/24 hr^{-1}$ 인 기온의 일변화를 파악하기 위해서는 적어도 12시간마다 즉, $1/12 hr^{-1}$ 보다 빠른 속도로 기온을 관측해야 한다. 따라서, $f = 3$ 을 적용하면, 플릭스에 의미 있게 기여하는 고주파수의 에디는 $5Hz$ 이기 때문에 이보다 적어도 2배 이상의 속도로 관측된 자료가 필요하다. 이것은 에디의 스펙트럼 분석에 영향을 미치는 가명(Aliasing)을 줄이기 위해 요구되는 조건이다. 따라서 집록 속도는 $10Hz$ 이상이 되어야 바람직하며, 기기의 반응 속도는 집록 속도와 같거나 더 빨라야 한다.

4) 평균 시간

어떤 현상에 대한 관측은 발생 가능한 여러 결과들 중의 하나이다. 따라서 그 현상에

대한 특성은 같은 조건하에서 여러 번(이론적으로는 무한 번) 관측한 것을 평균한 "앙상블(ensemble)" 평균으로 결정되어야 한다. 현실적으로는, 관측으로부터 앙상블 평균을 구할 수 없다. 그러나 주어진 기간 동안의 자료가 정체성(stationarity)을 유지하면 시간 평균이 앙상블 평균과 같다는 "ergodicity"를 가정할 수 있다. 대기가 중립인 경우, 스칼라 플릭스의 시간 평균($T \frac{w'}{\rho_s}$)은 다음과 같이 표현할 수 있다(예, Businger, 1986).

$$T \frac{w'}{\rho_s} \approx \frac{200(z-d)}{\epsilon^2 U} \quad [4]$$

여기서 ϵ 은 앙상블 평균을 시간 평균으로 대체할 경우 생기는 오차, d 는 영면 변위이다. 예를 들어, 군락의 높이가 약 0.72m인 논에서, $z = 2.2m$, $d = 0.5 m$, $U = 3 ms^{-1}$ 인 경우, $\epsilon = 0.2$ 로 하면 $T \sim 2500초 \approx 42$ 분을 얻는다. 이 경우, 약 20%의 오차 범위 내에서 시간 평균은 앙상블 평균과 같다. ϵ 을 작게 하려면 시간 평균을 더 길게 취해야 하는데, $T \approx 1$ 시간이 우리가 평균 시간을 길게 할 수 있는 한계이다. 왜냐하면 기온, 습도 등과 같이 일 변동을 하는 변수들은 이 시간 내에서 정체성을 유지하기 때문이다. 홍진규 등(1997)은 군락권 하부의 난류 통계량 특히, 스칼라 플릭스보다 운동량 플릭스가, 또한 군락 상부에서보다는 군락 내에서의 플릭스가 평균 시간의 선택에 따라 더 큰 차이가 있음을 보였다. 따라서, 연구 목적에 따른 적절한 평균 시간의 선택이 중요하다.

5) 측정 높이

에디 공분산 기기의 최저 측정 높이는 에디의 주파수에 대한 기기의 주파수 반응 속도와 거칠기 아층(roughness sublayer)을 고려해서 결정해야 한다. 식 (3)으로부터, 평균 수평 풍속이 일정할 경우, 측정 높이가 낮아지면 에디의 주파수는 더 빨라진다. 즉 그림

1의 코스펙트럼이 고주파수쪽으로 옮겨가게 되어 고주파수 영역의 에디를 충분히 측정하지 못할 경우 플릭스의 손실이 발생한다. 이러한 손실은 주파수 반응 보정을 통해 어느 정도 회복시킬 수 있으나, 보정 효과는 작을수록 좋지 때문에 기기의 측정 높이는 2m 이상이 바람직하다. 한편, 식생이 존재할 경우, 거칠기 아층을 고려해야 한다. 거칠기 아층이란, 평균류와 식생과의 직접적인 마찰로 인하여 강한 난류가 생성되는 지역이다. 이 층에서는 지표층에서 보편적으로 적용되는 상사이론이 적용되지 않으며, 그 깊이는 군락 높이의 약 2-3배 정도이다. 보편적인 지표 플릭스 측정의 경우, 거칠기 아층에서의 관측은 피함으로써 더 넓은 식생을 대표하는 플릭스 값을 얻을 수 있다.(Kaimal과 Finnigan, 1994). 따라서, 군락의 높이가 약 1m인 논인 경우라면, $z = 2-3m$, 10-15m인 산림의 경우라면, $z = 20-30m$ 이상이 바람직하다.

주파수 반응 보정량을 줄이고, 관측지 전 지역에 대한 적분된 플릭스를 얻기 위해서는 측정 높이는 높을수록 좋으나, 최고 높이는 측정하고자하는 관측지 면적의 크기와 균질성에 의해 제약을 받는다. 앞서 식 [2]을 유도하기 위해 정체성과 관측지의 수평 균질성을 가정하였다. 그러나 현실적으로, 수평 균질성을 가정할 수 있는 관측지는 지극히 제한되어 있다. 예로써, 바다에 인접한 논에서 수증기 플릭스를 측정한다고 하자. 논에서의 측정 높이가 높아질수록 측정된 수증기 플릭스에 대한 바다로부터의 증발 기여율은 증가하고 측정된 플릭스는 순수한 논에서의 증발을 대표하지 못하게 된다. 따라서 최고 측정 높이는 제한되는데 그 높이의 결정은 취주 거리에 따라 결정된다. 발자국(footprint) 분석을 하면, 측정된 플릭스의 몇 %가 관측지로부터 온 것인지, 또는 측정 지점으로부터 얼마나 떨어진 곳이 측정된 플릭스에 가장 많이 기여했는지 등을 알 수 있다. Schuepp 등 (1990)은 발자국 분석을 위한 해석적 방법을 제안하였는데, 수치적인 라그란지 유선

모사(Leclerc와 Thurtell, 1990)의 결과와 잘 일치하였다. 측정된 플럭스에 대한 발자국의 기여도($C_r = \frac{F_a(x, z)}{Q_s}$)는 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{F_a(x, z)}{Q_s} = \exp\left[-\frac{U_z(z-d)}{u_* \times kx}\right] \quad [5]$$

여기서 $F_a(x, z)$ 는 측정된 플럭스, Q_s 는 발원의 강도 (상수로 가정), U_z 는 $d+z_0$ 와 측정 높이 사이에서의 평균 풍속, d 는 영면 높이, u_* 는 마찰 속도, k 는 von Karman 상수, x 는 관측지로부터의 거리이다. 식 [5]는 측정 기점에서 일정 거리 이내에서 방출된 플럭스가 측정된 플럭스에 기여하는 정도는 측정 높이, 지표면의 거칠기, 풍속 및 대기의 안정도에 따라 달라짐을 가리킨다. 일반적으로, 관측 높이와 취주 거의 비는 약 1:100 이 사용되고 있다(Munro와 Oke, 1971). 그림 2는 국제 벼 실험(IREX) 기간 중 대기가 총립일 때의 발자국 분석이다. 실선은 실제 측정 높이에 대한 것이며, 점선은 $z-d = 29.5m$ 로 했을 경우이다. $z-d = 1.7m$ 인 경우, 측정 높이($z=2.2m$)의 100배가되는 220m 이내에서 발생한 플럭스가 측정된 플럭스의 약 87%를 차지하였다. 이것은 취주 거리가 220m인 경우라면, 측정된 플럭스의 약 13%가 관측지 밖의 상태를 반영함을 나타낸다. 반면에 $z-d = 29.5m$ 인 경우, 3km 이내에서 발생한 플럭스가 측정된 플럭스의 약 85%를 차지하여, 취주 거리가 3km인 경우, 측정된 플럭스의 15%가 관측지 밖에서 발생한 것이다. 따라서 측정된 플럭스는 실제 관측지의 플럭스를 과대 또는 과소 평가할 수 있다. 요약하면, 관측 높이는 주파수 반응 보정을 최소화하고, 거칠기 아층의 깊이보다 높으면서, 발자국 분석을 통해 관측지 외부로부터 발생한 플럭스가 최소화 되도록 선택해야 한다.

6) 두 기기 간의 간격

수증기, 이산화탄소 등과 같은 스칼라 플럭스를 측정하기 위해서는 초음파 풍속계와 스칼라 기기가 필요하다. 이 경우, 고려해야 할 점은 에디의 상관도와 흐름의 왜곡(flow distortion)이다. 두 기기는 자체의 부피 때문에 같은 한 점에서 측정이 불가능하다. 측정 지점이 서로 멀어질수록 두 기기에서 측정된 에디 특히, 고주파수 영역의 에디의 상관도가 작아져 플럭스는 과소 평가된다. 한편, 두 기기를 너무 가까이 두게 되면, 서로 장애물이 되어 공기 흐름의 왜곡이 생기게 된다. 예를 들면, 스칼라 기기를 통과하여 초음파 풍속계 쪽으로 이동하는 에디의 경우, 스칼라 기기와의 충돌로 인해 본래의 성질(운동량)이 변하게 된다. 그로 인해 초음파 풍속계는 흐름이 왜곡된 에디를 측정하게 된다(Wyngaard, 1988). 측정 높이와 관련해서 두 기기 간의 간격(s)을 다음과 같이 나타낼 수 있다 (Dyer, 1981; Kristensen과 Fitzjarrald, 1984).

$$s < \frac{(z-d)}{5} \quad [6]$$

이 식은 기기 간의 최대 간격이 측정 높이에 비례함을 의미한다. 예로써, 수평 풍속과 수직 풍속의 측정 지점이 분리되어 있는 초음파 풍속계(예를 들면, ATI 초음파 풍속계 등)로 현열 또는 운동량 플럭스를 측정하는 경우, 주파수 반응 보정을 적용하지 않으면, 5m 이하에서의 관측은 피해야 할 것이다.

7) 기기의 정렬

관측지에서 측정 높이와 기기 간의 간격을 결정한 후에는 초음파 풍속계를 지표면에 대해 평행하도록 해야한다. 그렇지 않으면, $\bar{w} \neq 0$ 이 되어 에디에 의한 수직 공분산만으로 플럭스를 구할 수 없게 된다(식 1). 야외에서 기기를 설치할 경우, 수준기를 이용하여 초음파 풍속계를 중력 방향과 직각이

되게 한다. 관측지가 기울어져 있지 않다면, 초음파 풍속계는 관측지와 평행을 이룬다. 만약, 산과 같이 지표면이 기울어져 있는 경우, 초음파 풍속계를 중력 방향에 직각이 되게 설치하면 지표면의 경사 때문에 평균 연직 풍속이 존재하게 된다. 대개, 이 경사가 15% 인 경우, 좌표 회전 보정을 통해 $\overline{w} = 0$ 로 만들 수 있다(예, Baldocchi 등, 1988). 이 보정은 관측지뿐만 아니라, 초음파 풍속계가 기울어져 있는 경우에도 적용 가능하다. 이에 관해서는 뒤에서 다시 논의하도록 한다.

3. 자료의 보정

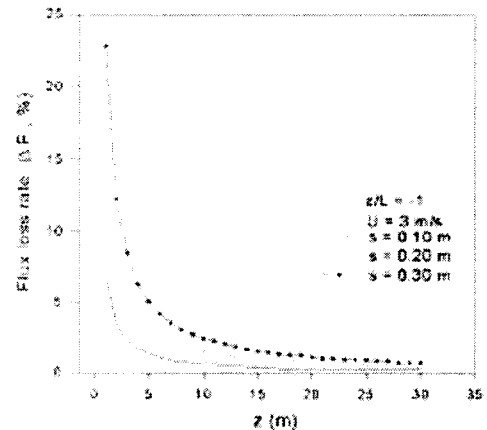
1) 주파수 반응 보정

지표층에서의 미기상 변수들의 전형적인 스펙트럼 및 코스펙트럼은 Kansas와 Minnesota 경계층 실험(Kaimal 등, 1972, 1976) 자료로부터 구해졌는데 이 (코)스펙트럼은 정규화된 주파수와 안정도(z/L , z : 측정 높이, L : Monin-Obukhov 길이)의 보편 함수로 나타낼 수 있다. 이런 경험적 사실은 에디 공분산 기기의 발달과 더불어, 다양한 지표층에서의 난류 연구에 적용되어 입증된 바 있다(예, Smith와 Anderson, 1984; Ohtaki, 1985).

실질적으로, 난류를 측정, 기록, 분석하는데에는 물리적인 제약이 있다. 예를 들면, 기기의 경로 길이(path length)의 존재로 인해 고주파수 영역의 에디는 상대적으로 저주파수의 에디와 평균되어 플럭스에 기여하는 주파수 영역이 좁아지거나, 두 기기 간의 분리에 따른 에디간의 상관도의 감소로 플럭스를 비롯한 난류 통계량의 손실을 가져오게 된다(Kaimal 등, 1968). 따라서, 이러한 손실에 대한 다음과 같은 정량적인 평가가 필요하다(Moore, 1986).

$$\frac{\Delta F}{F} = 1 - \frac{\int_0^{\infty} T_{wq}(n) S_{wq}(n) dn}{\int_0^{\infty} S_{wq}(n) dn} \quad [7]$$

여기서 ΔF 는 임의의 스칼라 q 의 플럭스 F 의 손실량, T_{wq} 는 코스펙트럼(S_{wq})의 전달함수이다. $T_{wq} = 1$ 이면, 플럭스의 손실이 없음을 의미하며, 앞서 언급된 물리적 제약 때문에 T_{wq} 는 특정 주파수에서 1보다 작아져서 플럭스의 손실이 발생, 즉 ΔF 가 생겨난다. Silverman (1968)과 Kaimal 등 (1968)은 이런 손실을 보정하기 위해 전달함수를 제시하였으나, 너무 복잡하여 실제 적용하기에 어렵다. Moore(1986)는 적절한 가정을 통하여 이러한 전달 함수를 간단화하였는데, 원래의 식과 비교해서 작은 오차 범위 내에서 일치하며, 적용하기에도 편리하여 많이 사용되고 있다(최태진, 1998).

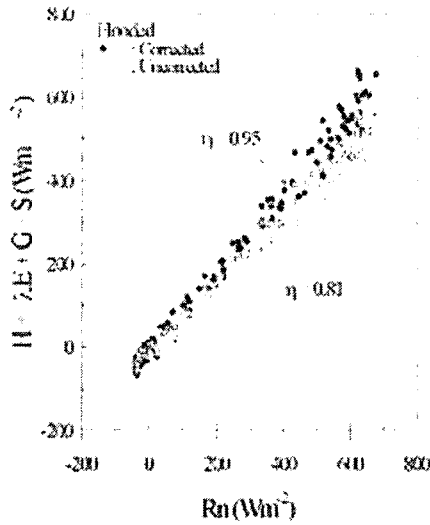


Flux loss rate due to sensor separation with measurement height

tosensor separation, s(in m)

전달 함수들은 측정 높이, 대기의 안정도, 풍속, 기기의 경로 길이, 기기 간의 분리 거리, 기록 속도에 따라 달라진다. 그림 3은 대기가 불안정하고($z/L = -1$), $U = 3$ m/s 일 때, 기기 간의 분리 간격에 따른 스칼라 플럭스의 손실률을 나타낸다. 분리 거리가 넓어질수록(따라서, 같은 분리 거리인 경우에는 지면에 가까와질수록) 손실률이 커진다.

측정 높이가 아주 높으면, 기기 간의 분리 거리에 따른 손실은 상대적으로 매우 작아진다. 이런 손실은 스칼라 플럭스보다 운동량 플럭스와 같은 벡터 플럭스에서



1) canopyunder flooded condition ($\eta = (H + \lambda E + G + S)/R_n$)

더 크다.

2) 밀도 변동 보정

스칼라를 측정하는 에디 공분산 기기는 혼합비나 밀도를 측정한다. 혼합비를 측정하는 경우의 플럭스는 식 [2]에 의해 구한다. 밀도를 측정하는 경우에는, 난류에 의한 연직 공분산 외에 평균 연직 바람에 의한 플럭스를 함께 고려해야 한다. 지면 위의 공기로 열이나 수증기가 공급되면 밀도가 작아져서 위로 상승하게 된다. 이렇게 밀도가 변화된 공기에 포함된 스칼라의 밀도를 측정하는 기기는 그 양을 과소평가 하게 된다. 따라서 이에 대한 보정을 해주어야 한다. 이것은 아래와 같이 지표층에서의 건조 공기(ρ_a)의 평균 질량 플럭스는 0 이라는 구속조건에 근거한다.

$$\overline{w\rho_a} = \overline{w'\rho_a'} + \overline{w}\overline{\rho_a} = 0 \quad [8]$$

상승하는 건조 공기 덩어리의 경우, $w' > 0$, $\rho_a' < 0$ 이고, 따라서 $\overline{w'\rho_a'} < 0$ 이 되

기 때문에 $\overline{w} \neq 0$ 이다. 여기서 \overline{w} 는 지표로부터 열과 수증기 플럭스를 동시에 알면 계산할 수 있다. Webb 등 (1980)은 스칼라의 밀도를 측정하여 플럭스를 구할 경우 $\overline{w} \neq 0$ 로 인한 플럭스 효과를 다음과 같이 제시하였다.

$$F = \overline{w'\rho_c'} + \mu(\overline{\rho_c}/\overline{\rho_a})\overline{w'\rho_v'} + (1+\mu\sigma)(\overline{\rho_c}/\overline{T})\overline{w'T'} \quad [9]$$

여기서 ρ_c 는 스칼라의 밀도, ρ_a 는 건조 공기의 밀도, μ 는 수증기의 분자량에 대한 건조 공기 분자량의 비, σ 는 평균 건조 공기의 밀도에 대한 평균 수증기 밀도의 비, ρ 는 공기의 밀도, c_p 는 정압 비열 그리고 T 는 기온이다. 오른쪽 두 번째 항과 세 번째 항이 $\overline{w} \neq 0$ 으로 인해 플럭스에 미치는 영향으로, 잠열과 현열 플럭스의 정확한 측정이 필수적이다. 한 낮의 관계가 되어 있는 논의 경우, 잠열 플럭스, $\lambda E = 400 \text{ Wm}^{-2}$, 현열 플럭스, $H = 60 \text{ Wm}^{-2}$, 평균 기온, $\overline{T} = 300 \text{ K}$, 평균 수증기압, $\overline{e} = 30 \text{ mb}$ 라면, 잠열 플럭스의 밀도 변동에 대한 보정 효과는 약 5% 이다. 같은 조건에서 이산화탄소의 농도가 350ppm일 때, 보정을 하지 않은 이산화탄소 플럭스는 $1 \text{ mgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 이며, 밀도 보정 후에는 약 20% 증가한다. N_2O , CH_4 , CO_2 와 같은 농도가 작은 온실기체의 경우, 밀도 변동에 따른 보정 효과를 무시할 수 없으며, 보정 양이 보정하지 않은 원래 관측 값보다 더 클 수도 있으며 플럭스의 방향을 바꿔 놓을 수도 있다.

3) 좌표 회전 보정

평균 연직 속도가 존재하게 되면 ($\overline{w} \neq 0$), 연직 이류가 발생하여 플럭스는 과대 또는 과소평가 될 수 있다. 특히, 우리나라와 같은 산악지역에서 플럭스 관측을

하는 경우 이로 인한 영향이 클 수 있다. 산에서 관측 타워를 세울 경우, 기술적인 제약, 관측 기기의 설치 및 유지 등의 실질적인 어려움 때문에, 지형의 경사가 무시될 만큼 높은 곳에 세우기란 현실적으로 어렵다. 이렇게 관측 타워의 높이가 제약을 받게 되면, 지형의 경사로 인한 평균 연직 바람이 존재하게 된다. Dyer (1981)는 그 기울어짐에 의해 생길 수 있는 오차가 1도당 운동량 플럭스인 경우 약 14%, 스칼라 플럭스인 경우는 3% 임을 보였다. 이런 오차는 관측지의 경사가 약 15도 이내인 경우, 좌표 회전을 통해 보정이 가능하다. 일반적으로, 두 번에 걸친 좌표 회전이면 충분한데 첫 번째는 z축을 중심으로 u 성분을 회전시켜 v 성분이 0 이 되도록 하고, 두 번째는 x축을 중심으로 회전시켜 w 성분을 z 방향으로 정렬시키면 w 성분이 0 이 된다. Wesely (1970)에 의하면, 두 축에 대해 회전된 평균 연직 공분산은 다음과 같이 표현된다.

$$\begin{aligned} \overline{w'c'} &= \overline{w'c'_i} \cos \theta - \overline{u'c'_i} \sin \theta \cos \Sigma \\ &\quad - \overline{v'c'_i} \sin \theta \sin \Sigma \end{aligned} \quad [10]$$

여기서 $\overline{w'c'_i}$, $\overline{u'c'_i}$ 그리고 $\overline{v'c'_i}$ 은 초음파 풍속계의 원래 좌표에서 계산된 평균 공분산들이며,

$$\begin{aligned} \cos \theta &= (\overline{u^2} + \overline{v^2})^{1/2} / (\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2})^{1/2}, \\ \sin \theta &= \overline{w} / (\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2})^{1/2}, \\ \cos \Sigma &= \overline{u} / (\overline{u^2} + \overline{v^2})^{1/2}, \text{ 그리고} \\ \sin \Sigma &= \overline{v} / (\overline{u^2} + \overline{v^2})^{1/2}. \end{aligned}$$

여기서 흐름의 왜곡에 의한 효과도 이 좌표 회전을 통해 보정 되는지에 대한 의문이 생길 수 있다. 이 점에 관해서는 상충된 논의가 있는데, Wyngaard (1988)는 보정할 수 없다고 주장한 반면 Dyer (1981)는 그 반대의 주장을 내세웠다. 이 점은 여전히 논쟁의 대상이나, Wyngaard (1988)는 기기 들의 정렬이 연직으로 대칭을 이룰 경우 흐름의 왜곡이 최소화될 수 있음을 지적하였다.

4) 초음파 풍속계의 온도 보정

초음파 풍속계는 마주보고 있는 단자 쌍이 서로 초음파 펄스를 주고받을 때 걸리는 시간과 그 단자 쌍의 거리를 이용하여 풍속과 음속을 측정한다(예, Kaimal과 Finnigan, 1994) 음속(c)은 기온과 습도의 영향뿐만 아니라 초음파 풍속계의 단자에 수직으로 부는 바람의 영향을 받는데, 초음파 풍속계의 온도(T_s)는 다음과 같은 식으로 표현된다.

$$T_s = T(1 + 0.51q) - V_n^2/\gamma R \quad [11]$$

여기서 T 는 실제 절대 온도, q 는 비습, V_n 은 초음파 풍속계의 단자에 수직으로 부는 바람, γR 은 공기의 경우, $403 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{K}^{-1}$ 이다. T_s 는 풍속 자료와 함께 실시간으로 산출되기 때문에 초음파 풍속계만으로도 현열 플럭스를 측정할 수 있다. 스칼라 기기를 이용해서 현열 플럭스를 측정할 경우, 초음파 풍속계와 더불어 미세선 열전대를 이용하여 온도를 따로 측정한다. 식 [11]에 의하면 T_s 와 T 는 다르기 때문에 $\overline{w'T_s'}$ 와 $\overline{w'T'}$ 는 다음과 같은 관계를 갖는다(Hignett, 1992)

$$\overline{w'T_s'} = \overline{w'T'} + 0.51\overline{T} \overline{w'q'} - 2\overline{u} \overline{u'w'}/\gamma R \quad [12]$$

낮 동안 $\overline{w'q'} > 0$ 이고, $\overline{u'w'}$ 는 항상 0보다 작기 때문에 $\overline{w'T_s'} > \overline{w'T'}$ 이다. 따라서 초음파 풍속계만으로 현열 플럭스를 측정할 경우, 실제 현열 플럭스를 약 10-20% 과대 평가하게 된다. 이에 대한 보정은 식 [11]에서 실시간의 q 와 V_n 을 측정하여 T 를 직접 계산하거나, 식 [12]에서 $\overline{w'q'}$ 과 $\overline{u'w'}$ 을 계산하여 적용할 수 있다. 한편, 식 [12]는 보정 외에도 또 다른 의미를 내포하고 있다. 즉, $\overline{w'q'}$ 를 제외한 나머지 항들을 정확하게 측정할 수 있다면, 수증기를 측정

하는 스칼라 기기가 없어도, 초음파 풍속계와 미세선 열전대를 이용하여 잠열 플럭스를 계산할 수 있음을 암시한다.

5) 초음파 풍속계 단자의 그림자 효과 보정

초음파 풍속계는 자체의 부피 때문에 공기의 흐름을 왜곡시킬 수 있으며, 단자의 그림자 효과는 난류의 스펙트럼에 영향을 준다(Wyngaard와 Zhang, 1985). 단자간의 짧은 경로간격에 비해 단자의 크기나 위치 때문에 비롯되는 이 효과는, 풍향과 단자간의 각도, 단자의 길이와 직경의 비에 따라 단자의 정렬 방향과 나란한 풍속 성분에 영향을 미친다.

더 자세한 내용은 Kaimal과Finnigan(1994) 등에서 찾을 수 있으며, 이 효과를 최소화하려면 단자의 직경이 가능한 작은(예를 들면, 약 5 mm 내외) 초음파 풍속계를 사용하는 것이 좋다.

6) 스칼라 기기의 흡수선 겹침 및 교차 민감도 보정

특정 기체의 흡수 파장 영역을 고려한 스칼라 기기 들은 그 기체의 흡수 파장대를 사용하여 농도를 측정한다. 그러나 원하지 않는 다른 기체와 흡수 파장대가 겹치는 경우가 많다. 예를 들면, 수증기의 밀도를 측정하는 KH20 크립톤 습도계(Campbell Scientific Inc)의 경우, 수증기의 흡수 파장대의 일부가 산소에 의한 흡수되어 이에 대한 효과를 고려해야 한다. 이런 경우, 측정 농도 및 플럭스는 과소 평가되는데 이를 피하기 위해 광학 필터를 사용하거나, 또는 관측 후 보정을 해야 한다(Leuning과 Moncrieff, 1990). 사용하는 기기에 따라 그 보정 효과가 다르며, 일본에서 주로 사용되는 개회로 CO₂/H₂O 적외선 분석기(Advantech, Inc)의 경우, 교차 민감도에 따른 이산화탄소 플럭스의 보정이 낮 평균 13%의 증가를 보였다(최태진, 1998).

지금까지 에디 공분산 방법을 이용해서 플럭스를 측정할 경우 고려해야 할 사항에 대

해 살펴보았다. 여기서 주목해야 할 사실은 앞서 논의된 다양한 측정 조건이나 보정량들이 절대적이지 않다는 것이다. 즉, 관측 당시의 대기의 상태, 지표면 거칠기, 군락의 생장 시기 및 구조, 측정 높이, 집록 속도, 그리고 연구의 구체적인 목적 등에 따라 관측 조건이 달라지고 이에 따른 보정량도 달라지게 된다. 따라서 관측을 시작하기 전에 관측/집록/처리 시스템을 최적화 하여 보정량과 관련된 오차를 최소화하고 정량화 하는 것이 무엇보다도 중요하다(최태진, 1998).

관측된 자료의 품질 검증

관측된 에디 공분산 자료의 품질 검증에는 여러 가지 방법이 있으나(Goulden 등, 1996; Vickers와 Mahrt, 1997; 홍진규 등, 1999), 여기서는 크게 두 가지 예를 살펴본다. 먼저, 직접적인 검증을 위해, 에디 공분산 방법으로 관측된 모든 생(raw) 자료를 저장하는 것이 바람직하다. 물론, 관측 및 집록 시스템이 최적화되어, 관측 오차가 최소화되어 있는 경우, 공분산 등의 일부 중요한 통계값들만을 저장하여 사용함으로써 큰공간을 차지하는 생자료의 저장을 생략할 수도 있다. 그러나 스펙트럼 분석 등을 통한 철저한 품질 검증과 난류 수송에 관한 연구를 위해서는 생자료의 저장이 필수적이다(예, 홍진규, 1999). 간접적인 방법의 하나로는 아래에 논의된 바와 같이 에너지 수지의 단합을 살펴볼 수 있다.

1. 에너지 수지의 단합

지표 에너지 수지는 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$R_n - G - S - \mu A = H + \lambda E \quad [13]$$

여기서 R_n 은 순복사, G 는 토양열 플럭스, S 는 열저류량, μA 는 광합성 등에 이용되는

에너지, H 는 현열 플럭스, 그리고 λE 는 잠열 플럭스를 각각 나타낸다. 이 식은 저속 반응 기기로 관측된 식 [13] 왼쪽의 세 항의 합이 독립적인 에디 공분산으로 관측된 식 오른쪽의 두 항의 합과 같아야 함, 즉 에너지 수지가 닫혀야 함을 의미한다. 일반적으로, μA 는 매우 작기 때문에 무시되며, S 의 경우도 질량이 큰 산림이나 관개된 논을 제외하고는 무시된다. 그림 4는 IREX 국제 벼 실험 기간중, 관개된 논에서의 두 항의 에너지 수지의 닫힘을 나타낸다. 잠열 플럭스의 경우, 주파수 반응, 밀도 변동 그리고 교차 상관 보정을, 현열 플럭스의 경우, 주파수 반응 보정을 하였다. 관개된 논이었기 때문에 물의 깊이에 따른 열 저류량이 토양열 플럭스와 함께 고려되었다(최태진 등, 1998). 보정 전과 후의 결과를 비교해 보면, 에너지 수지의 결손이 큰 차이를 보이며, 보정 후에는 에너지 수지가 약 5% 이내에서 닫혔다. 에디 공분산 플럭스뿐만 아니라, 전 반적인 플럭스 자료의 품질을 간접적으로 검증할 수 있기 때문에, 관측시 실시간 자료로부터 에너지 수지의 닫힘을 확인해보는 것이 바람직하다.

최근에는 군락의 높이가 높은 산림이나 대류 운동이 활발한 경우, 또는 야간 관측 조건을 고려한 에너지 수지 방정식이 제시된 바 있다 (Lee, 1998).

$$R_n = \lambda E + H + G + S + \overline{w_r \delta} \quad [14]$$

여기서 $\overline{w_r}$ 은 관측 지점에서의 평균 연직 풍속,

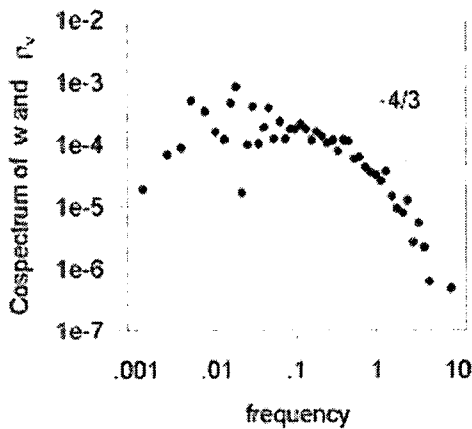
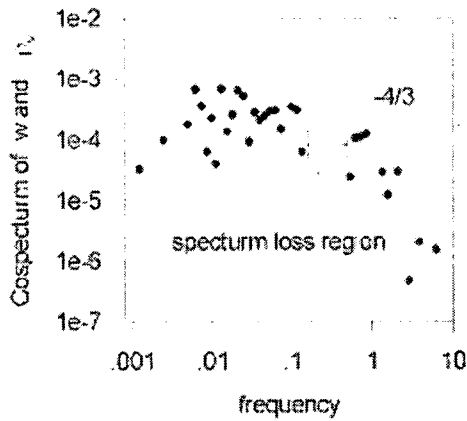
$$\delta = \rho_{c_p} (\overline{T_r} - \langle \overline{T} \rangle) + \lambda (\overline{\rho_{v_r}} - \langle \overline{\rho_v} \rangle) \text{이다.}$$

식[14]의 오른쪽 마지막 항에서 $\overline{w_r}$ 은 대류, 국지적 열 순환, 지형 조건 등으로 인해 발생할 수 있다. 여기서 $\overline{w_r}$ 은 앞서 밀도 변동 보정에서 언급한 \overline{w} 와는 구분되어야 한다(Paw U 등, 1998). 관측 높이가 높을수록

$\overline{w_r}$ 은 커지고, 야간의 숲이나 산림에서의 CO₂ 연직 분포와 같이 δ 가 큰 경우에는 $\overline{w_r \delta} (= \overline{w_r} (\overline{\rho_{c_{o_2_r}}} - \langle \rho_{c_{o_2}} \rangle))$, $\rho_{c_{o_2}}$ 는 이산화탄소의 밀도) 를 신중히 고려해야 한다. 특히, 장기 관측에 따른 효과는 더 클 수 있기 때문에, 산림에서 플럭스를 관측을 하는 경우, 이 항에 대한 측정이 중요할 것으로 사려된다(Kim 등, 1999).

2. 스펙트럼 분석

앞에서 집록 속도와 관련하여 코스펙트럼에 대해 언급하였다. 두 변수의 코스펙트럼이나 한 변수의 스펙트럼은 지표층에서 그 측정 높이와 대기 안정도, 지표 거칠기 및 풍속 등에 따라 차이가 있을 수 있지만 보편적으로 일정한 양상을 나타낸다. 그림 5-1과 5-2는 지표층에서의 연직 속도와 수증기 밀도의 코스펙트럼이다. 지표층에서 난류 코스펙트럼은 에너지 전달 구간인 관성 아구간에서 전형적인 -4/3의 기울기를 가지며 에너지의 정점이 존재한다. 이러한 특징을 관측 자료와 비교해 봄으로써 자료의 품질을 점검할 수 있다. 그림 5-1에는 비교적 이러한 특징들이 잘 나타나고 있다. 만약, 스펙트럼이 보편적인 모습을 나타내지 않을 경우, 자료의 사용과 해석에 주의가 필요하다. 예를 들어, 그림 5-1의 같은 자료를 사용하되, 수증기 자료의 집록이 연직 풍속에 비해 약 1.45초 지연되어 연직 풍속과 수증기 밀도의 변동분간의 상관도가 낮아지게 되는 경우, 코스펙트럼이 아주 다르게 나타남을 볼 수 있다(그림 5-2). 전 주파수 구간에서 코스펙트럼을 적분하면 플럭스가 되는 것을 감안하면, 이 코스펙트럼의 손실이 플럭스의 손실을 가져오게 된다. 이 경우, 자료를 무조건 사용하지 않기보다는 이 자료의 시계열을 살펴보거나, 이 값과 관련된 다른 변수들의 변화를 함께 살펴보고 잡음의 원인을 규명하고, 자료의 취사여부를 결정하는 것이 좋다(Kaimal과 Finnigan, 1994).



was delayed 1.45 seconds to w

요약 및 맺음말

- 1) 에디 공분산 방법을 이용한 플릭스 측정의 최저 높이는 군락 높이의 2-3배 이상이어야 하며, 최고 높이는 취주 거리의 1/10 이내이어야 한다.
- 2) 초음파 풍속계와 스칼라 기기 간의 간격은 대략 관측 높이의 1/10 이내이어야 한다.
- 3) 자료 집록 속도는 10Hz 이상이 바람직하다.
- 4) 생자료를 가능한 한 저장해 두는 것이 좋다.
- 5) 평균 시간은 30 ~ 60분 사이이어야 한다.

6) 자료를 처리하기 이전에 보정량이 최소가 되도록 관측 및 집록 시스템을 최적화 하여야 한다.

7) 적어도 에너지 수지의 닫힘과 스펙트럼 분석을 통한 자료의 품질 검증이 필요하다

위에 요약된 제안은 일반적인 군락 상부에서의 플릭스 측정에 적용되며, 군락 상하부에서의 난류 측정 시에는 다른 조건들을 고려해야 한다(홍진규, 1999). 에디 공분산 방법은 그 측정 조건을 충분히 이해하고, 이론에 맞는 운영과 보정을 수행할 경우, 약 10%의 오차 내에서 플릭스를 측정할 수 있다. 특히, 우리나라와 같이 취주 거리가 길지 않고, 경사진 산이나 밭에서의 관측은 사전에 충분한 관측지에 대한 분석과 이론에 맞는 시스템의 설계와 운영이 요구된다. 논과 달리 산림 생태계의 경우에는 저류항, 이류 및 증력과 등의 영향이 상대적으로 크기 때문에 이에 대한 정량적인 평가를 위해 구체적인 연구가 국내외 공동연구를 통해 현재 진행 중에 있다(Kim 등, 1999).

사 사

본 연구는 농림부 첨단농업기술개발과제(295133-4)의 지원에 따른 경희대학교와의 협동 연구과제로 수행되었으며, 환경부/ 과학기술부의 G-7 프로젝트에 따른 기상연구소/ 지구환경연구소의 보조, 그리고 교육부의 연세대학교 이과대학 대학원 중심대학의 기자재 지원에 의하여 이루어졌다. 스펙트럼 분석, 자료 처리 및 프로그램 개발을 맡아 도와준 홍진규, 그리고 이희춘에게 고마움을 전합니다.

부록: 에디 공분산 플럭스의 보존 방정식으로부터의 유도

고정된 한 지점에서의 임의의 기체의 혼합비, χ 의 보존 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} + \frac{\partial(u_j \chi)}{\partial x_j} = D + S_c \quad [1]$$

연속 방정식에 의해 $\chi \frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0$ 이므로

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} + u_j \frac{\partial \chi}{\partial x_j} = D + S_c \quad [2]$$

여기서 D 는 분자 확산, S_c 는 스칼라의 발원(흡원), j 는 dummy index이다. 종속 변수를 평균과 평균으로부터의 변동분으로 나눈 다음 레이놀즈 평균을 적용하면,

$$\overline{\frac{\partial(\bar{\chi} + \chi')}{\partial t}} + \overline{(u_j + u_j') \frac{\partial(\bar{\chi} + \chi')}{\partial x_j}} = \overline{D + D' + S_c + S_c'} \quad [3]$$

$$\frac{\partial \bar{\chi}}{\partial t} + \overline{u_j} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial x_j} = \overline{D} + \overline{S_c} - \frac{\partial(u_j' \chi')}{\partial x_j} \quad [4]$$

$$(u_j' \frac{\partial \chi'}{\partial x_j} = \frac{\partial(u_j' \chi')}{\partial x_j} \text{ since } x \cdot \frac{\partial \chi'}{\partial x_j} = 0)$$

식 (4)를 전개해서 정리하면,

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial t} &= - \overline{u} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial x} - \overline{v} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial y} - \overline{w} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial z} \\ &\quad (I) \\ &\quad (II) \\ &- \frac{\partial \overline{u' \chi'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v' \chi'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w' \chi'}}{\partial z} \\ &\quad (III) \\ &\quad + \overline{D} + \overline{S_c} \\ &\quad (IV) \quad (V) \end{aligned}$$

이 식은 평균 χ 의 시간에 따른 농도 변화 (I)는 평균 수평 및 연직 바람에 의한 이류 (II), 평균 난류 공분산의 수평 및 연직으로의 발산/수렴 (III), 평균 분자 확산 (IV) 그리고 χ 의 평균 발원/흡원(V)에 의해 결정됨을 가리킨다. 만약 관측지가 수평적으로 균질하면, $-\overline{u} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial x}$ 와 $-\overline{v} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial y}$ 는 0 이 되고, 편평하면 $\overline{w} = 0$ 이 되어, $\overline{w} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial z}$ 도 0 이 된다. 평균 난류 공분산의 수평으로의 발산이나 수렴이 없다고 가정하고, χ 의 평균 발원/흡원도 없으며, 평균 χ 의 시간에 따른 농도 변화를 무시할 수 있는 경우라면 식 (5)는 다음과 같이 된다.

$$\frac{\partial \overline{w' \chi'}}{\partial z} = \overline{D} = - \nu \frac{\partial^2 \bar{\chi}(z)}{\partial z^2} \quad [6]$$

여기서 ν 분자 확산율이다. 양변을 높이, z 에 대해 적분하고, 임의의 높이에서의 분자 확산은 난류 플럭스에 비해 작아 무시할 수 있기 때문에

$$\overline{w' \chi'}(z) = - \nu \frac{\partial \bar{\chi}(0)}{\partial z} \quad [7]$$

따라서 연직 난류 공분산($F, gm^{-2}s^{-1}$)은

$$F = \overline{\rho_a w' \chi'} \quad [8]$$

이 식은 잘 혼합된 내부 경계층에서 평균 연직 난류 공분산이 높이에 따라 일정하며, 지표면에서의 기체의 분자 경도-확산 플럭스와 같음을 가리킨다. 일반적으로 균락이 없거나 균락의 높이가 낮은 초지의 경우, 난류 공분산만으로 연직 플럭스를 구할 수 있다.

인용문헌

- 김준, 홍진규, 최태진, 이희춘, 조하만, 김정우, 1999: 티벳 고원에서의 대기-지표간의 에너지 교환: 1. 개요, *봄 기상 학회 초록*, p176-179.
- 류상범, 윤강현, 김영아, 1998: 산림에서의 플럭스 측정 (I) - 광릉수목원 침엽수림대에서의 플럭스 측정-, *가을 기상 학회 초록*, p287-290.
- 최태진, 1998: 지표-대기 상호 작용 연구를 위한 에디 공분산 시스템의 최적화, 연세대학교 대학원 석사 논문, 80p.
- 홍진규, 김준, 최태진, 채남이, 이희춘, 박윤호, 황숙지, 1999: 안정한 지표층 연구를 위한 준비, *가을 기상학회 초록*, 발간 중.
- 홍진규, 1999: 균질한 논에서의 균락 난류의 기본적 특징, 연세대학교 대학원 석사 논문, 99p.
- 홍진규, 최태진, 김준, 1997: 얼마나 오래동안, 그리고 얼마나 자주 측정할 것인가?, *봄 기상학회 초록*, p250-253.
- Balcochi, D. D., B. B. Hicks, and T. P. Myers, 1988: Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, **69**:1331-1340.
- Businger, J. A., 1986: Evaluation of the Accuracy with Which Dry Deposition can Measured with current Micrometeorological Techniques. *J. clim. Appl. Meteorol.*, **25**:1100-1124.
- Dyer, A. J., 1981: Flow distortion by supporting structures, *Boundary Layer Meteorol.*, **20**:206-212.
- Goulden, M. L., J. W. Munger, S. M. Fan, B. C. Daube and S. C. Wofsy, 1996: Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: response to interannual climate variability, *Science*, **271**:1576-1578.
- Hignett, P., 1992: Corrections to temperature measurements with sonic anemometer, *Boundary-Layer Meteorol.*, **61**:175-187.
- IGBP Terrestrial Carbon Working Group., 1998: The terrestrial carbon cycle: Implications for the the Kyoto Protocol, *Science*, **280**:1393-1394.
- Kaimal, J. C. and J. J. Finnigan, 1994: Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement, Oxford University Press, 289p.
- Kaimal, J. C., J. C. Wyngaard, D. A. Haugen, O. R. Cote, Y. Izumi, S. J. Cauhgey, and C. J. Readings, 1976: Turbulence Structure in the Convective Boundary Layer, *J Atmos. Sci.*, **33**:2152-2169.
- Kaimal, J. C., J. C. Wyngaard, D. A. Haugen, Y. Izumi, and O. R. Cote, 1972: Spectral Characteristics of Surface Layer Turbulence, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **98**:563-589.
- Kaimal, J. C., J. C. Wyngaard, and D. A. Haugen, 1968: Deriving Power Spectra from a Three-Component Sonic Anemometer, *J. Appl. Meteorol.* **7**:27-834.
- Kim, J., J. Yun, B. Tanner, J. Hong, and T. Choi, 1999: On measuring the storage and a mass flow component in the net ecosystem exchange of CO₂ and CH₄, *Proceeding of Fifth International Joint Seminar on Regional Deposition Processes in the Atmosphere*, 12-16 October, Seoul National University, Seoul, Korea (in press).
- Kim, J., E. W. Park, Y. R. Kim, J. I. Yun, H. M. Cho, and J. W. Kim, 1997: Measurement of Eddy Fluxes of Trace Gases Using a Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS) in Korea, *Proceeding of International Workshop on*

- Background Monitoring of Greenhouse Gases and Ozone*, p47-54.
- Kristensen, L., and D. R. Fitzjarrald, 1984: The effect of line averaging on scalar flux measurements with a sonic anemometer near the surface, *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, 1:138-146.
- Leclerc M. Y. and Thurtell G. W., 1990: Footprint prediction of scalar flux using a markovian analysis. *Boundary Layer Meteorol.* 53:247-258.
- Lee, X., 1998: On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation, *Agri. For. Meteorol.*, 91:39-41.
- Lenchow, D. H., 1995: Micrometeorological techniques for measuring biosphere-atmosphere trace gas exchange. In: P. A. Matson and R. C. Marriss (eds). *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*. Blackwell Science, Oxford, 394p.
- Leuning, R., and J. Moncrieff, 1990: Eddy-Covariance CO₂ Flux Measurements using Open-path and Closed-path CO₂ Analysers: Corrections for Analyser Water Vapor Sensitivity and Damping of Fluctuations in Air Sampling Tubes, *Boundary-Layer Meteorol.*, 53:63-76.
- Moore, C. J., 1984: Frequency response corrections for eddy correlation systems, *Boundary-Layer Meteorol.*, 37:17-35.
- Munro, D. S., and T. R. Oke, 1975: Aerodynamic boundary-layer adjustment over a crop in neutral stability, *Boundary Layer Meteorol.*, 9:53-61.
- Ohtaki, E., 1985: Application of an Infrared Carbon Dioxide and Humidity Instrument to Studies Turbulent Transport, *Boundary Layer Meteorol.*, 29:85-107.
- Paw U, K. T., D. D. Baldocchi, T. P. Meyer, and K. B. Wilson, 1998: The estimation of energy and mass fluxes from vegetated surfaces, *Proceeding of 23rd Conference on Agricultural and Forest Meteorology*, 2-6 Nov., Albuquerque, USA, p367-370.
- Raupach, M. R., J. J. Finnigan, and Y. Brunet, 1996: Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: The mixing-layer analogy, *Boundary Layer Meteorol.*, 62: 197-215.
- Schuepp P. H., Leclerc M. Y., MacPherson J. I. and Desjardins R. L. 1990: Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary Layer Meteorol.* 50:335-376.
- Silverman, B. A., 1968: The Effect of Spatial Averaging on Spectrum Estimation, *J. Appl. Meteorol.* 7:168-172.
- Smith, S. D., and R. J. Anderson, 1984: Spectra of Humidity, Temperature, and Wind over the Sea at Stable Island, Nova Scotia, *J. Geophys. Res.* 89:2029-2040.
- Vickers, D. and L. Mahrt, 1997: Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 14:512-526.
- Webb, E. K., G. I. Perman, and R. Leuning, 1980: correction of flux measurements for density effects due to heat and water transfer. *Quart. J. R. Met. Soc.* 106:85-100.
- Wesely, M. L. 1970: Eddy correlation measurements in the atmospheric surface layer over agricultural crops. Dissertation. University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, USA.
- Wygarrd, J. C., and S-F. Zhang, 1985: Transducer-shadow effects on turbulence spectra measured by sonic anemometers. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 2:548-558.
- Wyngaard, J. C., 1988: Flow-distortion effects on scalar flux measurements in the

surface layer: Implication for sensor
design. *Boundary-Layer Meteorol.*, **42**:
19-26.