

중규모 기상모델에 결합된 육지표면 및 토양 과정 모델들의 특성

박선기* · 이은희

이화여자대학교 환경학과 수문기상연구실
(2005년 3월 4일 접수; 2005년 3월 18일 승인)

Characteristics on Land-Surface and Soil Models Coupled in Mesoscale Meteorological Models

Seon K. Park* and Eunhee Lee

Hydrometeorology Laboratory
Department of Environmental Science and Engineering
Ewha Womans University

(Manuscript received 4 March 2005; in final form 18 March 2005)

Abstract

Land-surface and soil processes significantly affect mesoscale local weather systems as well as global/regional climate. In this study, characteristics of land-surface models (LSMs) and soil models (SMs) that are frequently coupled into mesoscale meteorological models are investigated. In addition, detailed analyses on three LSMs, employed by the PSU/NCAR MM5, are provided. Some impacts of LSMs on heavy rainfall prediction are also discussed.

Key words: mesoscale model, land-surface processes, soil processes, vegetation, hydrometeorology

1. 서론

수치모델을 이용하여 집중호우에 의한 돌발홍수의 예보 정확도를 높이기 위해서는 두 현상의 연결고리가 되는 수문기상요소들 (예: 육지표면 물리과정 및 토양 수분)의 영향을 제대로 이해하는 것이 필수적이다. 일반적으로 육지표면 및 토양 과정은 기후규모의 현상에 영향을 미치는 것으로 알려져 왔고 주로 전구모델에서 고려되어 왔다. 전구기후모델을 이용해 육지표면 과정의 영향을 처음 살펴본 연구는 Charney (1975) 였다. 그는 모델 내에서 많은 지역을 사막화시킨 후의 모델 결과가 강수, 증발 및 순복사량의 감소를 보임을 밝혔다. Yang (1992)은 호주대륙 전체의 토양 수분이 초기 시각에 포화상태라고 가정하였을 때 모델 내의 증발 플럭스가 증가하고 그 효과는 서너 달 동안 지속됨을 보였다. 열대우림의 감소로 인한 영향을 살펴보는 연

구도 널리 행해졌는데 (예: Lean and Warrilow, 1989; Dickinson and Kennedy, 1992) 기후모델의 결과는 강수, 증발 및 순복사량의 감소와 함께 수분 수렴의 증가를 보였다.

중기예보를 위한 수치모델들은 초기의 육지 표면이 습윤할 경우 지역적으로 더 많은 강우를 보였고, 육지 표면의 초기화가 다를 경우 모델 내에서의 기상 조건들이 다르게 발전하는 경향을 보였다 (예: Blondin, 1989; Sellers *et al.*, 1989).

최근에는 이러한 수문기상과정들이 중규모 모델을 이용한 여러 대기현상의 모의에도 상당한 영향을 준다는 사실이 밝혀졌고, 이에 따라 중규모 모델들에 상세한 육지표면 과정들이 삽입되기에 이르렀다. 고분해능의 중규모 모델을 이용할 경우 기존의 종관규모의 관측자료로부터 초기 시각의 중규모 및 스톱규모의 특성을 잡아내기가 힘들다. 중규모 모델의 많은 물리과정들이 이처럼 관측에 의해 망라되어지지 않는 아격자규모의 과정들이며 육지표면 과정들도 이에 포함된다 (예: 지형, 토양 수분, 식생, 토양 특성 등). 따라서 지표면에 의한 강제력으로 발생한 행성경계층의 구조변화를 파악하고 이를 모델의 초기조건에 포함시켜 주기

*Corresponding Author: Seon K. Park, Dept. of Environmental Sci. & Eng., Ewha Womans University, 11-1 Daehyundong, Seodaemun-gu, Seoul 120-750, Korea
Phone : +82-2-3277-3331, Fax : +82-2-3277-3275
E-mail: spark@ewha.ac.kr

위해서는 중규모 모델에 육지표면/토양 모델의 장치가 필수적이다. Chen *et al.* (2001) 는 중규모 기상모델에 결합된 육지표면/토양 모델의 차이에 따라 예보되는 강우의 패턴 및 양이 많이 달라질 수 있음을 보였다.

이 연구에서는 최근 중규모 모델들에서 사용되어지고 있는 수문기상 관련 요소들의 일반적인 분석과 더불어 특히 국내에서 호우예보에 많이 이용되어지고 있는 중규모 모델 (예: MM5)에서의 육지표면/토양 과정에 대한 총괄적인 분석을 수행하였다. 이러한 연구를 통해 호우예보의 정확도를 높이기 위해 육지표면/토양 과정의 어떤 방안을 선택하는 것이 유리할 것인가를 판단할 수 있고, 또한 앞으로 육지표면/토양 과정을 어떻게 향상시켜 나가야 할 것인가에 대한 방향제시가 가능하다고 본다.

2. 육지표면 및 토양 과정의 고찰

지구 기후 및 환경 시스템에서 대기-해양-육지 표면 과정의 총체적인 고려는 필수불가결하다. 그러나 지금까지 지역 기후 예보를 다루는 문제에 있어 이들 모두를 통합적으로 다룬 연구는 거의 없다고 할 수 있다. 지구 기후 모델에서는 대기-해양의 접합 등이 고려되어 왔으나 (예: Cubasch *et al.*, 1994), 육지표면 과정은 상대적으로 덜 중요하게 인식되어져 왔다. 이는 주로 해양 표면 및 육지 표면이 모델 내에서의 바닥 경계로만 인식한 것에 기인한다. 하지만 대기가 변화하는 시간 규모에 해양 표면 및 육지 표면도 같이 변화하고 있기에 이에 포함된 과정들을 경계값이라기 보다는 대기와의 상호교환을 위한 매체로 인식되어져야 한다. 특히 비선형 되먹임 과정 중의 하나인 대기-해양 및 대기-육지 사이의 양방향 플럭스는 예보시스템의 한 부분으로서 간주되어져야 할 것이다 (예: Pielke *et al.*, 1991).

일주일 이내의 단기예보 시간규모에서는 식생, 눈 덮임, 구름 및 강수 등이 주요 되먹임 작용이고, 계절예보 시간규모에서는 식생의 성장 및 쇠퇴, 에어로졸, 해빙 및 해수면 온도 등에 의한 되먹임 작용이 있다. 또한 수십 년 이상의 기후예보 시간규모에서는 식생 종의 구성 및 분포, 토양 규모 및 심해수 순환 등이 비선형 되먹임 작용에 포함된다. 특히 수일 규모의 예보에 쓰이는 중규모 모델에서는 지표 에너지 수지에 영향을 미치는 눈 덮임 및 구름, Bowen ratio 의 계산에 영향을 미치는 식생, 그리고 토양 수분에 영향을 미치는 강수과정 등이 중요하게 고려되어져야 한다.

대기-육지표면 접합과정의 관점에서 보면 육지표면 모델 (Land-Surface Model: LSM) 및 토양 모델 (Soil Model: SM)의 역할은 지표 에너지 수지를 정확하게 생산하는 것이다. 즉, 지표에 들어온 가용 에너지를 잠열 및 현열 플럭스, 토양, 그리고 대기에 적절하게 분배하는 과정을 표현하는 것이다. 특히 지표온도와 토양 수분의 예보는 지표로부터 경계층으로 향하는 에너지와 수분의 수송을 계산하는데 필수적이다. 여기서는 육지표면 및 토양 모델들에 기본적으로 고려되어져야 할 물리적 과정들에 대해 살펴보았다.

LSM이 기상/기후 모델에 고려되기 시작한 것은 Deardorff (1978)가 토양 모델 (Soil Model: SM)에 군엽층 (foliage layer) 을 소개하면서부터이다. 그는 기상모델에 쓰일 육지표면 과정에 열 및 수분 교환에 대한 모수화 방안을 제시하였는데, 여기서 토양 표면과 대기 사이에서 상호작용을 하는 식생층을 덮개 (canopy) 와 함께 표현하였다. 이후 이 모델은 다양하게 단순화된 모수화 방안으로 발전되어 갔다 (예: Dickinson, 1984; Sellers *et al.*, 1986). 이들은 통상 토양-식생-대기 수송 방안 (soil-vegetation-atmosphere transfer schemes: SVATs) 이라고 불린다.

이러한 SVATs가 개발되기 전에는 소위 양동이 방안 (bucket schemes; Manabe, 1969)이 사용되었는데, 이 방안에서는 지표 근처의 토양층이 양동이로 간주되어 강수나 눈 녹음에 의해 채워지고 다 채워지면 증발이나 유출에 의해 비워지는 것으로 가정된다. 즉 양동이 물함량을 W , 강수율을 P , 증발율을 E , 유출량을 R 이라고 했을 때

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - E - R \quad (1)$$

로 주어지며, 모델 내에서 식생층이 전혀 고려되지 않았다.

SVATs에서는 기본적으로 육지를 주로 토양, 눈, 식생 등 3가지로 구분하여 명시적으로 표현하고 있다. 또한 대부분의 SVATs는 표면 과정을 계산하는데 쓰이는 덮개 전도 (canopy conductance), 공기역학적 저항 (aerodynamic resistance), 알베도 (albedo), 물함량 (water content), 유출 (runoff) 등의 5개 주요 요소와 대기 모델과의 접합과 연관된 강수, 복사 및 행성경계층 (planetary boundary layer: PBL) 등을 포함하고 있다. 이러한 SVATs에 대한 상호 비교가 PILPS (Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization

Schemes)를 통해 행해졌다 (Henderson-Sellers *et al.*, 1993, 1995). PILPS에 참가한 SVATs 들로는 BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme; Dickinson *et al.*, 1986), SiB (Simple Biosphere scheme; Sellers *et al.*, 1986), SSiB (Simplified SiB; Xue *et al.*, 1991), BEST (Bare Essentials of Surface Transfer; Pitman, 1988), ISBA (Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere; Noilhan and Planton, 1989), CLASS (Canadian Land Surface Scheme; Verseghy, 1991) 등이 있다. 아래에 이들 SVATs 들에 대해 앞서 언급한 표면 과정의 계산에 쓰이는 5개의 주요 요소에 대해 살펴보았다.

2.1 물함량

물함량은 토양층에 포함될 수 있는 물의 최대 깊이를 말하며 수년의 시간규모에 걸쳐 대기와 교환이 일어난다. 토양수분을 표현하는 예보 변수들은 각 방안마다 다르다. 예를 들어 BATS에서는 토양수분 함량이 물상당깊이 (water equivalent depth) d_w (meter) 로 측정되어지고 ISBA에서는 실용적토양수분 X ($m^3 m^{-3}$) 로 표현된다. 또한 SiB와 BEST에서는 토양수분젖음 (soil moisture wetness, W) 으로 표현되는데 이는 X 와 그의 포화상태에서의 값인 X_s 의 비율로 정의된다. 이들 변수들은 아래의 관계식으로 서로 연관을 가진다.

$$W = \frac{X}{X_s} = \frac{X\rho_w}{X_s\rho_w} = \frac{d_w/D}{X_s} = \frac{d_w}{D_w} = \frac{\rho_w d_w}{\rho_w D_w} \quad (2)$$

여기서 ρ_w 는 수밀도 ($kg m^{-3}$), D 는 토양층의 깊이 (m), 그리고 D_w 는 토양수분용량 (m)을 의미한다. 또한 대부분의 SVATs 는 덮개 식생 수 저장량을 다음의 식과 같이 덮개의 젖음율을 계산하는 Deardorff (1978)의 2/3 지수 법칙을 따른다.

$$L_w = (W_{dew}/W_{DMAX})^{2/3} \quad (3)$$

여기서 L_w 는 물에 덮여진 잎들의 비율면적이고 W_{dew} 는 덮개 표면의 수저장량이며 W_{DMAX} 는 덮개가 수용할 수 있는 최대 수량이다.

2.2 덮개 전도

덮개 전도는 토양으로부터 뿌리, 줄기, 가지, 잎 등으로 전달되는 수분수송의 효율성을 측정하는 것이다.

대부분의 SVATs는 Penman-Monteith 방정식 (Penman, 1948; Monteith, 1981) 을 유도하는 가정에 근거를 두고 Federer (1979)의 방법과 밀접하게 연관되어 있다. 덮개 전도의 역개념인 덮개 저항 (canopy resistance)은 일반적으로 덮개의 통합기문저항 (integrated stomatal resistance)과 덮개 잎들의 용적경계층저항 (bulk boundary-layer resistance)의 합으로 주어진다.

기문저항은 모수화하기 힘든 아격자규모의 과정이다. 기문저항은 기본적으로 태양복사, 온도, 수증기압 결손, 엽수위 (leaf-water potential), 이산화탄소 등에 의해 결정된다. 기문저항을 구하는 절차는 우선 잎의 기문저항 (r_s)가 계산된 후 덮개의 모든 잎들이 동시에 작동된다는 가정하에 용적기문저항 (r_c)이 산출된다. 일반적으로 용적기문저항을 산출하는 여러 공식들에는 상당한 불확실성이 포함되어 있다 (Dickinson *et al.*, 1991).

2.3 공기역학적 저항

지표에서의 공기역학적 항력계수 (C_D)를 결정하는데 기본이 되는 것은 지표 거칠기이다. 초기의 GCM들에서는 육지에서의 C_D 값을 중립 안정도의 짧은 식생에서의 전형적인 값인 0.003을 사용하였으나, 정확한 값을 얻기 위해 운동량, 열 및 수분 전달을 고려한 유사 이론 (similarity theory)의 관점에서 항력계수를 표현할 필요가 있다.

덮개와 연관된 식생에 대한 모수화는 증발산을 위한 식생의 취급에 대한 중요한 특징을 결정짓는다. 광합성을 하는 잎들의 표면과 줄기 표면은 덮개 저항과 덮개로부터 대기로의 열 전달에 영향을 미친다. 기문 모수화에 필요한 잎 표면에 수직인 방향의 플럭스는 덮개와 잎의 구조에 의존한다. 대부분의 모델들은 덮개 속에서의 에너지 전달이 충분히 빠르다고 가정하고 덮개를 단층으로 취급하지만 이는 기문 저항에 대한 플럭스의 의존도를 고려하기에는 너무 부정확하다고 할 수 있다.

2.4 알베도

덮개 알베도는 흡수된 입사태양복사의 비율을 결정하는 중요한 요소이다. 알베도 양이 0.02 보다 크게 변하면 지표에서의 플럭스나 온도에 큰 영향을 준다. 기본적으로 대기복사는 분광현상이기 때문에 알베도도

분광적으로 나타낼 필요가 있다. 또한 알베도는 태양 복사의 일변화와도 밀접하게 연관되어 있다. 현재 모델 내에서 지표 알베도는 지표의 제한된 측정으로 표현된다.

일반적으로 덮개 온도의 계산은 덮개 알베도를 계산하는 것에 비해서는 덜 복잡하다. 예를 들어 SiB에서는 알베도를 계산하는데 5개의 태양 플럭스가 고려되나 전체 덮개에 대해서 단일 온도만 주어진다. 이는 잎의 온도에 의존하는 기문저항의 계산에 영향을 준다.

2.5 유출 (runoff)

강수와 연관된 수문기상 과정 중 홍수와 가장 밀접하게 연관되어 있는 것이 바로 유출이라고 할 수 있다. 유출에 관한 모수화는 토양 수분과 유입되는 강수에 크게 영향을 받는다. 그 외 토양과 지형의 특성에도 의존하지만 경사 효과를 모수화하는 것은 어려움이 따르는 문제이다. 더군다나 토양의 특성이 비균질적이기 때문에 모델의 격자 상자나 토양층에 일정한 값을 주는 것도 문제의 소지가 있다고 할 수 있다. 또한 토양의 깊이에 따른 수압의 변화 및 토양의 결빙 역시 유출에 큰 영향을 미친다.

유출은 일반적으로 토양 저장고에 차고 남은 물로 여겨진다. 대기-토양 접합 모델에서 이 잉여분의 물은 대기 모델의 수순환에 어떤 역할도 하지 못한다. 대부분의 GCM에서 유출은 표면류로 취급되지만 진보된 SVATs 중에는 증력 효과를 포함하는 것도 있다 (예: Dickinson *et al.*, 1992). 유출의 모수화는 각 SVATs마다 조금씩 다르게 취급되고 있다. 예를 들어, BATS에서는 표면 유출이 지표에서의 순 물 플럭스 (net water flux), 토양층의 젖음도, 토양의 표면온도 등에 의존하며, 총 유출량은 표면 유출량과 지하토양의 배수의 합으로 주어진다. SiB에서는 유출이 잉여강수량 (토양 표면에서의 효율강수량 - 토양 상층 저장고로의 침투량)과 토양의 최하층에서의 증력적 유출량의 합으로 표현된다.

대부분의 SVATs에서 덮개 표면에 보유되는 수량은 토양 수분 함량을 계산하기 위한 양동이 모델과 유사하다. 즉 물 저장량은 덮개에서의 증발에 의해 감소하고 차단강수 (intercepted precipitation) 및 덮개 표면에 형성된 이슬에 의해 증가된다. 물의 최대 저장량을 초과하는 잉여분은 덮개 물받이 (canopy drip)로 옮겨

간다. 이 물받이는 표면 유출과는 달리 접합 모델의 수문적 순환에 공헌한다. 즉, 토양-물 수지계산에 있어 입력값이 되는 것이다. 그래서 물받이의 크기는 표면에서의 침투 및 증발에 영향을 미친다.

위에 언급한 요소들 중 알베도는 토양온도에도 영향을 미친다. 일반적으로 토양온도를 계산하는 데는 평판 (slab) 방법과 힘-복원 (force-restore) 방법의 두 가지가 있다. 평판 방법에서는 토양층들의 열 특성이 고정되어 있다고 가정하고 온도에 대해 열전도 방정식을 푼다. 층수가 많을수록 정확도는 증가하지만 계산 비용 때문에 모델에서 대개 3~5개의 층을 가진다. 힘-복원 방법은 주기적인 forcing과 균일 매체의 가정하에 토양 열전도 방정식의 분석해로부터 공식화되었다 (예: Deardorff, 1978; Dickinson, 1988). 이 방법은 forcing 항과 작용하는 변수와 저장 항과 작용하는 변수 등 두 개의 예보변수를 가지고 있다. 힘-복원 방법은 forcing의 일주기 성분 에 대해서는 매우 정확하나 그 보다 짧거나 긴 시간 규모에 대해서는 부정확하다. BATS, ISBA, SiB 등의 LSM이 이 방안을 장차하고 있다.

수치예보모델에서 특히 토양수분의 anomaly 가 그 지역의 강우, 습도 및 온도의 예보에 큰 영향을 미치고 그 영향이 인접 지역으로 퍼지는 것으로 밝혀졌다 (Rowntree and Bolton, 1983). 강우의 경우 그 영향이 anomaly 지역에서 적어도 3일 동안 지속되기도 한다. 이는 모델의 초기 시각에 정확한 토양수분의 정보가 필요하며 이를 위해 토양수분의 자료동화가 중요함을 시사한다. Bouttier *et al.* (1993)은 토양수분의 자료동화를 통해 단기예보에서 예보오차를 크게 줄일 수 있었다. Beljaars *et al.* (1993)은 ECMWF 중기예보 모델을 이용한 홍수사례에 대한 강수예보에서 육지표면 과정의 모수화에 따른 모델의 민감도가 상당히 큼을 밝혔다.

3. 중규모 모델에 이용되는 기본 LSM 및 SM

중규모 모델을 이용하여 상세격자 규모의 예보를 할 경우 관측에 의한 정보가 초기 조건에 포함되지 못하는 경우가 많은데 이는 주로 아격자규모의 특성이며 대부분이 육지표면/토양 과정에 연관되는 것 들이다. 따라서 이러한 과정들을 모델의 초기조건에 포함시켜 주기 위해서는 중규모 모델에 LSM/SM 의 장치가 필수적이다.

육지표면 및 토양 과정은 대부분 전구모델이나 수문모델을 위해 개발되었다. 중규모 모델에서는 주로 기존의 전구모델이나 수문모델을 위해 개발된 육지표면 및 토양 모델들에 수정을 가한 후 장착하여 쓰고 있는 실정이다. 이들 중 대표적으로 중규모 모델에 장착되어 활용되고 있는 것들로는 ISBA (Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere; Noilhan and Planton, 1989), OSULSM (Oregon State University Land-Surface Model; Ek and Mahrt, 1991), PLACE (Parameterization for Land-Atmosphere-Cloud Exchange; Wetzel and Boone, 1995) 등이 있다. 여기서는 이들 LSM/SM 들을 상세하게 분석하고 어떤 물리과정들이 포함되어 있는 지 살펴보았으며 각 모델들의 특성을 Table 1에 요약해서 나타내었다.

3.1 ISBA

ISBA 방안은 Noilhan and Planton (1989) 에 의해

고안되었으며 후에 Pleim and Xiu (1995)와 Xiu and Pleim (2001)에 의해 여러 면에서 향상되었다. 이 향상된 ISAB 방안은 현재 PSU/NCAR MM5 version 3 에 장착되어 있다.

3.1.1 육지표면 과정

순복사량 (R_n)은 입사 단파 (SW_{in}) 및 장파 (LW_{in}) 복사에 대해 아래의 에너지수지 방정식으로부터 구해진다.

$$R_n = SW_{in}(1 - \alpha) + \varepsilon(LW_{in} - \sigma T_s^4) \quad (4)$$

여기서 α 는 알베도, ε 은 방사율, T_s 는 지표면 온도를 나타낸다. 현열 플럭스 (H)는

$$H = \rho C_p C_H V (T_s - T_a) \quad (5)$$

로부터 구해지는데, 여기서 ρ 는 공기밀도, C_p 는 정압 비열, C_H 는 항력계수, V 는 2 m에서의 속도, T_a 는 기온

Table 1. Comparison of three land-surface models.

	ISBA	OSULSM	PLACE
canopy layer	one	one	one
prognostic variables	surface and soil temp.; surface and root-zone soil moisture; canopy wetness	soil moisture and temp.; water stored on the canopy; snow stored on ground	surface and soil temp.; surface and soil moisture; canopy wetness; virtual pot. Temp., mixing ratio, wind and depth of boundary layer
soil layers	fixed soil layers (0.1, 1 m)	free to choose (0.1, 0.3, 0.6, 1 m)	free to choose (1 surface layer, 2 root zones, 2 reservoir layer, 1 bedrock layer)
roots	in lower 0.9 m of soil	in upper 1 m of soil, function of vegetation type	2 upper soil layers
lower BC	reservoir with drainage neglected at the bottom for short time scale	reservoir with gravity drainage at the bottom	saturated, fractured bedrock
determination of soil heat and moisture fluxes	decoupled equations soil heat and moisture fluxes	decoupled equations soil heat and moisture fluxes	coupled equations soil heat and moisture fluxes
exchange of heat and matter	single linearized energy balance equation for ground/vegetation system	single linearized energy balance equation for ground/vegetation system	coupled energy and water budgets for the vegetation and soil layer, respectively
interception	yes	yes	yes
Soil moisture canopy	force-restore	Darcy's law	force-restore
evapotranspiration	aerodynamic approach	resistance approach	Ohm's law analogy

이다. 잠열 플럭스 (LE)는 수증기 잠열을 L_v 라 할 때 민 등지면 (bare ground)과 덮개에서의 증발 (각각 E_g , E_c)과 발산 (E_{tr})의 합으로 다음과 같이 정의된다.

$$LE = L_v(E_g + E_c + E_{tr}) \quad (6)$$

여기서 증발 및 발산항은 식생의 비율을 veg 로 표현할 때 다음의 관계식에서 얻어진다.

$$E_g = (1 - veg)\rho C_H V(h_u q_{sat}(T_s) - q) \quad (7a)$$

$$E_c = veg \frac{f_w}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q) \quad (7b)$$

$$E_{tr} = veg \frac{1 - f_w}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_s) - q) \quad (7c)$$

여기서 h_u 는 지표면에서의 상대습도, q 는 비습, q_{sat} 는 포화비습, f_w 는 덮개 증 증은 부분의 비율, R_a 는 공기역학적 저항, R_s 는 표면저항이다.

3.1.2 토양 과정

ISBA 방안에서 토양 모델은 Deardorff (1978)에 근거를 둔 힘-복원 방법으로 토양의 온도와 수분에 대해 5개의 예보방정식으로 표현된다. 즉 이들 방정식을 통해 육지표면에 저장된 물리적 변수들이 대기와 상호작용을 하게 된다. 우선 지표면 온도 (T_s)와 하루 (τ) 동안의 평균지표면온도 (T_2)에 관한 방정식은 열전도율이 λ_T 일 경우

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \lambda_T(R_n - LE - H) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \quad (8a)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \quad (8b)$$

으로 표현되고, 이에 대해 지면 열 플럭스는

$$G = \frac{2\pi}{\tau C_p}(T_s - T_2) + \frac{1}{\lambda_T} \frac{\partial T_s}{\partial t} \quad (9)$$

으로 주어진다. 한편, 지표면 용적물함량 (w_g), 깊이 d_2 에서의 평균용적물함량 (w_2) 및 덮개 물함량 (w_r)에 관한 방정식은 아래와 같이 주어진다.

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(w_g - w_{geq}) \quad (10a)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{tr}) \quad (10b)$$

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} = veg P - (E_c - E_{tr}) - R_r \quad (10c)$$

여기서 C_1 , C_2 는 열용량, ρ_w 는 수밀도, P_g 는 토양표면에 도달하는 액체수 플럭스, P 는 식생꼭대기에서의 강수율, R_r 는 표면유출을 나타낸다.

3.2 OSULSM

OSULSM은 OSU 대기대순환 모델에서 육지표면 과정을 다루기 위해 개발된 것이다. 이 모델은 현재 NCEP Eta, PSU/NCAR MM5 및 WRF 등의 중규모 모델에서 이용하고 있는 LSM의 근간이 된다. 이 모델에서 다루고 있는 육지표면 및 토양의 물리과정은 다음과 같다.

3.2.1 육지표면 과정

표면 온도는 토양과 대기 사이의 접촉변수이며 전체 지표에너지 수지의 원동력이다. Ek and Mahrt (1991)에서 표면온도 T_s 는 현열 플럭스 방정식으로부터 다음과 같이 구해지고

$$T_s = \frac{T_a + \frac{1}{1+r}(\theta_a - T_a)}{1 + r \frac{1}{\rho C_h C_p} \frac{K_t}{\Delta z} + 1} + \frac{\frac{1}{1+r} \frac{1}{r C_h C_p} (F - \sigma T_a^4 - LE + \frac{K_t T_{soil}}{\Delta z})}{\frac{1}{1+r} \frac{1}{\rho C_h C_p} \frac{K_t}{\Delta z} + 1} \quad (11)$$

잠재 증발 E_p 는 다음의 식으로부터 구해진다.

$$E_p = \frac{\rho C_p C_h}{L_v} \left(\frac{\frac{R_n \Delta}{\rho C_p C_h} + (\theta_a - T_a)\Delta + (r+1)(q_a^* - q_a) \frac{L_v}{C_p}}{\Delta + (r+1)} \right) \quad (12)$$

식 (11)과 (12)에서 T_a 는 기온, θ_a 는 참고면 기온, C_h 는 열 및 수분의 지표교환계수, C_p 는 정압비열, F 는 복사강제력 (아래의 식 (14) 참조), LE 는 잠열속, K_t 는 열전도율, T_{soil} 은 토양온도, L_v 는 증발에 따른 잠열이다. Δz 는 꼭대기 토양층의 두께이고, r 은 지상기압과 온도의 함수로서

$$r = \frac{4\sigma T_a^4 R_d}{p_{sfc} C_p C_h} \quad (13)$$

로 정의되며, 복사강제력 F 는 q 가 지표 알베도일 때

$$F = (1 - \alpha) SW_{in} + LW_{in} \quad (14)$$

로 주어진다. 순복사량 R_n 은 식 (4)로부터 얻어지고, q_a^* 와 q_a 는 각각 대기의 포화비습과 비습을 나타내며, q_s^* 를 표면포화비습이라고 할 때 Δ 는

$$\Delta = \frac{dq_s^*}{dT} \frac{L_v}{C_p} \quad (15)$$

로 정의된다. 현열 및 잠열 플럭스는 ISBA 방안에서처럼 각각 식 (5)와 (6)으로 주어진다. 그러나 증발 (E_g , E_c)과 발산 (E_r) 항은

$$E_g = (1 - veg) \beta E_p \quad (16a)$$

$$E_c = veg E_p \left(\frac{W_c}{S} \right)^{0.5} \quad (16b)$$

$$E_r = veg E_p B_c \left(1 - \left(\frac{W_c}{S} \right)^{0.5} \right) \quad (16c)$$

로 표현된다. 여기서 W_c 는 덮개가 가로채 물함량, S 는 W_c 의 최대 용량을 의미하고 B_c 는 덮개 저항의 함수이다. β 는 비증함수로서, 물함량 (η), 식생의 시듦점 (wilting point; η_w) 및 목초용량 (field capacity; η_{fc}) 에 대해

$$\beta = \frac{\eta - \eta_w}{\eta_{fc} - \eta_w} \quad (17)$$

로 주어진다.

3.2.2 토양 과정

먼저 토양 온도는 열용량(C)과 열전도율(λ_T)의 함수로 표현되며 아래의 확산방정식으로 표현된다.

$$(\rho C)_i \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (18)$$

여기서 토양의 전열용량 C 는 아래의 관계식으로 구해지는데

$$C = \eta C_{water} + (1 - \eta_{sat}) C_{soil} + (\eta_{sat} - \eta) C_{air} \quad (19)$$

여기서 η , η_{sat} 는 각각 토양의 물함량과 포화물함량이고 C_{water} , C_{soil} , C_{air} 는 각각 물, 토양, 공기에 대한 용적열용량이다. 이에 대해 지표온도를 θ_s , 바닥 토양층의 온도를 T_{soil} , 토양층 두께를 Δz 라고 했을 때 지면 열 플럭스는

$$G = K_T \frac{(\theta_s - T_{soil})}{\Delta z} \quad (20)$$

으로 주어진다.

토양 수분에 관계되는 방정식은

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_\eta \quad (21)$$

인데, 여기서 D 는 토양수분확산계수, K 는 수압전도율, F_η 는 토양수분에 대한 소스 및 싱크이다.

3.3 PLACE

PLACE (Parameterization for Land-Atmosphere-Cloud Exchange) 방안은 Wetzel and Boone (1995)에 의해 개발되었으며, 현재 NASA Goddard Cumulus Ensemble (GCE) 모델에 장착된 LSM의 근간이 된다 (Tao *et al.*, 2003). Fig. 1은 PLACE에서 취급되어지는 에너지 및 물 교환에 연관된 모든 과정들을 보여준다. PLACE 방안은 기본적으로 3가지 요소로 구성되어 있는데 이는 1) 적어도 7개의 물 저장고를 가지는 토양 모듈 (Fig. 1 참조); 2) 여러 가지 식생으로 이루어진 지표평판 (현열 플럭스의 소스이며 강수를 가로채는 지역); 3) 현열 및 잠열 플럭스가 계산되어지는 대기의 지상층 등이다. PLACE는 GCM을 이용한 비교사업인 PILPS (Henderson-Sellers *et al.*, 1993)와 GSWP (Global Soil Wetness Project; Dirmeyer *et al.*, 1999; Boone and Wetzel, 1999)에 참여하기도 했지만, 원래 격자크기 100 km 이하의 중규모 모델을 위해 고안된 것이다.

3.3.1 육지표면 및 토양 과정

PLACE 방안에서 기본적인 지표 에너지 수지 방정식은

$$b_M \frac{\partial T_s}{\partial t} = R_n - G - LE - H \quad (22)$$

이다. 여기서 왼쪽 항은 생물자원에 의한 에너지 저장

을 나타내는데 b_M 은 수상당 열용량이다. 오른쪽 항들은 순서대로 각각 순복사량, 지면 열 플럭스, 잠열 플럭스, 그리고 현열 플럭스를 나타낸다. 여기서 H 는

$$H = \rho_a C_p (\theta_s - \theta_m) (R_l + R_a)^{-1} \quad (23)$$

로 주어진다. 여기서 θ_s 와 θ_m 은 각각 지표와 경계층

에서의 가상당온위를 나타내고 R_l 은 층저항이며 나머지는 ISBA 방안에서 언급한 바와 같다. 여기서 R_l 은

$$R_l = \frac{Re_{crit}}{u_*} \quad (24)$$

으로 정의되는데, 여기서 Re_{crit} 은 critical Reynolds 수를 말하고 u_* 는 지상층의 마찰속도이다.

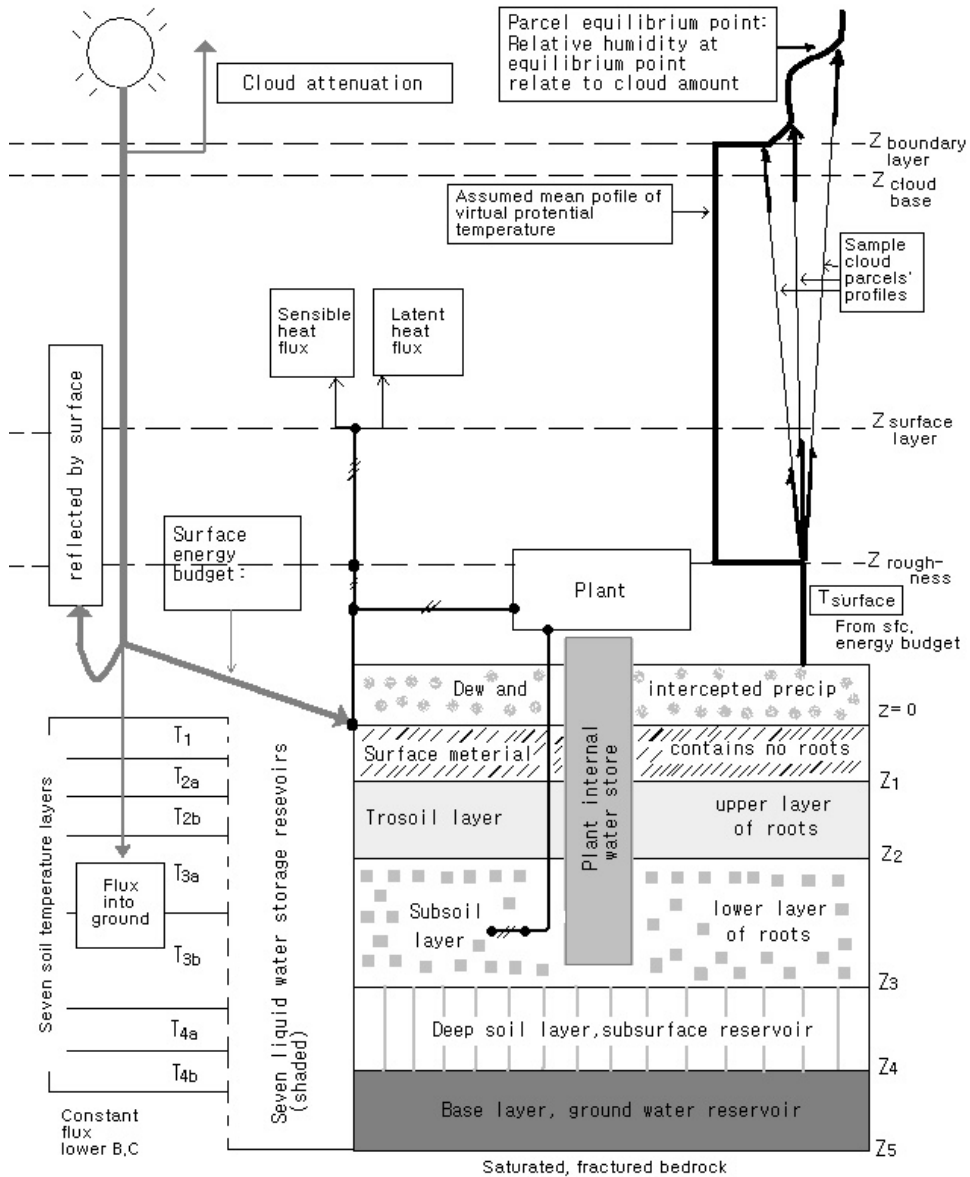


Fig. 1. Schematic diagram of land-surface and soil processes in the PLACE model domain. From Wetzel and Boone (1995) but modified.

잠열 플럭스는

$$LE = F[vegE_c + (1-veg)E_g] + (1-F)E_\gamma \quad (25)$$

로 주어지는데, F 는 개수 또는 가로채 강수 외의 영역이 차지하는 비율이고 E_γ 는 개수 지역에서의 증발을 의미한다.

토양 온도는 OSULSM 과 같이 식 (18)과 같은 토양 온도 플럭스 식으로부터 구해지며 그에 따른 지면 열 플럭스는

$$G = \lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} \quad (26)$$

로 주어진다.

토양층의 저장고에 대한 물 수지 방정식은 Fig. 1의 7개의 토양층에 대해 위에서부터 차례로 아래와 같은 식을 가진다.

$$\frac{\partial Y}{\partial t} = P - [E_{corr} - (1-F)E_\gamma] / \rho L_v - I_1 - I_2 - \varepsilon_o, \quad (0 \leq Y \leq Y_{max}) \quad (27a)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = U_2 + U_3 - (F / \rho L_v) [E_c - E_c(Q=0)], \quad (0 \leq Q \leq 0.1b_M) \quad (27b)$$

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = (I_i - \Lambda_i - \Lambda_{i-1} + K_{i-1} - K_i - D_i - \varepsilon_i - U_i - E_i / \rho L_v) / (z_i - z_{i-1}), \quad (0 < \theta_i < \theta_s) \quad (27c)$$

여기서 Y , Q , θ_i 는 저장고의 물함량을 나타내는데 각각 차단/이슬/눈에 대한 저장고, 식물의 내부 물 저장고 및 5개의 지하토양층 (i 는 1에서 5까지) 저장고에 대한 것이다. P 는 강수량, E_{corr} 은 가벼운 강우가 증발하는데 따른 수치적인 보정값, I_1 은 침투율, I_2 는 I_1 이 표면토양층을 포화시킨 후 꼭대기 토양층에 흡수되는 초과 침투량을 나타낸다. L_v 는 수증기 잠열을 의미하고, $U_2=U_3$ 는 식물이 흡수하는 물의 양이며 Λ , K 는 각각 토양층의 상부 및 하부의 경계를 통과하는 플럭스를 나타낸다.

3.3.2 PBL 방정식

PLACE는 다른 SVATs 방안들과는 달리 대기의 경계층에 대한 총체적 표현을 하는 3개의 변수들에 대한 방정식을 포함하고 있다. 이들 변수들은 각각 θ_m (가상당온위), q_m (혼합비), \vec{V}_m (바람 벡터) 등이며 Tennekes Tennekes의 “jump model”에 근거를 두고 아

래의 식으로 표현된다.

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \left(\frac{H + H_e}{\rho_a C_p} \right) / (h - z_o) + Q_m \quad (28a)$$

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} = \left[(q_h - q_m) \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{LE}{\rho_a L_v} \right] / (h - z_o) \quad (28b)$$

$$\frac{\partial \vec{V}_m}{\partial t} = - \frac{1}{\rho_m} \nabla P_m + f \vec{V}_m \times \vec{k} + \left[(\vec{V}_h - \vec{V}_m) \frac{\partial h}{\partial t} + u_*^2 \right] / (h - z_o) \quad (28c)$$

여기서 H_e 는 경계층 꼭대기(고도=)에서 유입되는 열 플럭스이다. 이 jump model은 완벽하게 잘 혼합된 경계층을 표현한다. 그 외에 경계층 고도 (h)와 운량을 산출하는 방법에 대해서는 Wetzal and Boone (1995)를 참조한다.

위에서 살펴본 바와 같이 PLACE 방안은 다른 SVATs 들에 비해 자체 내에 경계층 역학 및 운량을 산출할 수 있는 시스템을 가지고 있어 토양-육지 표면-대기 경계층 사이에 연속적이고도 일관적인 교환을 표현할 수 있다. 이 PLACE 방안은 PSU/NCAR MM5에도 공식적인 버전에는 포함되어 있지 않으나 MM5에 접합하여 이용한 연구들이 있다 (Crawford *et al.*, 2001).

4. MM5의 육지표면 및 토양 과정

PSU/NCAR MM5는 현재 국내에서 호우를 포함하는 중규모 및 스톰규모의 예보에 가장 많이 활용되고 있는 모델이다. 따라서 가장 최신의 MM5 버전에 장착되어 있는 LSM들의 옵션에 대해 알아보고 이들 방안들의 육지표면 및 토양 과정들에 대해 상세하게 알아보기로 한다. 현재 MM5 공식 버전에는 3가지의 LSM 옵션들이 있다.

4.1 다층 LSM

다층 (multi-layer) LSM은 Dudhia (1996)에 의해 개발되었으며, 기존의 평판 (slab) 모델을 향상시킨 것이다. 평판 모델은 두 개의 층을 가지고 있으며 지면 온도가 힘-복원 방법 (Deardorff, 1978)에 의해 예보된다. 이 모델은 순복사량으로부터 나누어지는 현열, 잠열 및 지면열 플럭스를 명시적으로 계산한다. 모델의 위 토양층은 직접 대기와 상호작용을 하는 반면 아래 토양층은 열 저장고 역할을 한다. 토양 수분은 수분가

용변수 M 에 의해 간접적으로 표현된다. M 은 24 시간 누적강수를 이용하는 선행강수지수 (API)를 이용하여 위경도 0.25° 거리 간격으로 계산이 되어 MM5 격자로 내삽된다. 그러나 M 은 토양의 열용량에 영향을 주지 않아 토양과 식생 내의 물 수송에 관련된 물리 과정은 무시되고 있다.

다층 LSM에서는 5개의 토양층을 가지고 그 두께는 위로부터 각각 1, 2, 4, 8, 16 cm 이다. 열 전달은 1-D 확산방정식을 따른다.

$$F = -K\rho_s C_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (29)$$

여기서 F 는 열 플럭스, K 는 토양의 열 확산도, ρ_s 는 토양 밀도, C_s 는 비열을 의미한다. 플럭스 수렴은 가열에 비례하므로

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_s C_s} \frac{\partial F}{\partial z} \quad (30)$$

의 관계식을 가진다. 먼저 식 (29)를 이용하여 토양 내에서의 $F(z)$ 를 결정한 후 $F(z=0)$ 가 지표에서 주어질 때 식 (30)을 이용한다.

토양 모델에서는 토양의 확산도 및 열 용량이 필요하나 평판 모델에서는 열관성 (thermal inertia: χ)이라는 상수만 필요로 한다. 하지만 χ 는

$$\chi = \rho_s C_s K^{1/2} \quad (31)$$

의 관계를 성립하고 더군다나 토양 표면에서의 온도 변화는 χ 에 의존하므로 MM5에서 χ 를 토양이용의 함수로 이용할 수 있다.

이 간단한 LSM은 다음과 같은 단점을 갖고 있다. 우선 토양수분이 계절값만 갖고 있고 모의시간동안 변하지 않는다. 또 눈 영역 예보가 없고 분해능이 상대적으로 낮으며 식생에 연관된 증발산과 유출 등의 과정이 고려되지 않았다. Chen and Dudhia (2001b)는 평판 모델일 경우 증발이 관측에 비해 너무 낮음을 밝히고 이는 토양수분의 시간적 변화효과가 고려되지 않았기 때문이라고 보았다.

4.2 OSULSM

MM5 에 장착된 OSULSM은 3.2절에 소개한 방안 (Ek and Mahrt, 1991)을 기본으로 하여 Chen and

Dudhia (2001a) 에 의해 확장된 버전이다. 이 LSM은 일변화에 의존하는 Penman 잠재 증발을 고려하고 (Mahrt and Ek, 1984), 다층 토양모델 (Mahrt and Pan, 1984) 및 원시 덮개 모델 (Pan and Mahrt, 1987)을 가지고 있다. 또한 Chen *et al.* (1996)에 의해 ISBA 방안에서 제안된 상당히 복잡한 덮개 저항이 첨가되었다. 현재의 확장된 OSULSM 방안은 1개의 덮개층을 가지고 있으며 4개의 예보 변수를 가지고 있다. 즉, 토양층에서의 토양 수분 및 온도, 덮개에 저장된 물함량, 그리고 지면에 저장된 눈 등이다. 토양층은 총 깊이 2 m 이며 4 개의 층으로 나뉘어 지는데 층의 두께는 위에서부터 10, 30, 60, 100 cm 이고 상층 1 m 까지를 뿌리영역으로 설정한다 (Fig. 2 참조).

기본적으로 육지표면 및 토양에 관련된 모델의 역학은 3.2절에 토의한 OSULSM 방안을 따른다. 토양온도는 식 (18)을 따르는데, 여기서 열전도율 λ_T 는 다른 LSM에도 많이 쓰이는 McCumber and Pielke (1981)의 방법으로 구하는데, 지표 열 플럭스가 λ_T 에 민감하므로 이 모델에서 λ_T 의 최대값을 $1.9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 으로 설정했다. 식 (18)를 i 번째 토양층에 대해 적분형태를 취하면

$$\Delta z_i (\rho C)_i \frac{\partial T_i}{\partial t} = \left(\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_{i+1}} - \left(\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_i} \quad (32)$$

이 되고 T_i 를 시간 적분하기 위해 Crank-Nicholson 방안을 이용한다. 토양층의 바닥은 지표면 아래 3 m에 존재한다.

토양 수분방정식은 식 (21)을 따른다. 여기서 토양 수분 확산도 D 는 토양 수분장력 함수를 ψ 로 표현할 때, 수압전도율 K 에 대해

$$D = K(\eta) \frac{\partial \psi}{\partial \eta} \quad (33)$$

가 되고 (Hanks and Ashcroft, 1986), K 와 ψ 는

$$K(\eta) = K_s \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^{2b+3}; \quad \psi(\eta) = \frac{\psi_s}{(\eta/\eta_s)^b} \quad (34)$$

에 의해 계산된다 (Cosby *et al.*, 1984). 여기서 K_s , ψ_s 는 각각 K , ψ 의 포화상태에서의 값이고, b 는 곡선맞춤 (curve-fitting) 매개변수인데 2.79(모래)에서 11.55(진흙) 사이의 값을 갖는다. K_s , ψ_s , b 등은 토양형태에 따라 값이 달라진다 (Chen and Dudhia, 2001a 의 Table

2 참조). 이제 식 (21)을 5개의 토양층에 대해 적분 형태를 취하면

$$d_{z_1} \frac{\partial \eta_1}{\partial t} = -D \left(\frac{\partial \eta}{\partial z} \right)_{z_1} - K_{z_1} + P_d - R - E_g - E_{t_1} \quad (35a)$$

$$d_{z_2} \frac{\partial \eta_2}{\partial t} = D \left(\frac{\partial \eta}{\partial z} \right)_{z_1} - D \left(\frac{\partial \eta}{\partial z} \right)_{z_2} + K_{z_1} - K_{z_2} - E_{t_2} \quad (35b)$$

$$d_{z_3} \frac{\partial \eta_3}{\partial t} = D \left(\frac{\partial \eta}{\partial z} \right)_{z_2} - D \left(\frac{\partial \eta}{\partial z} \right)_{z_3} + K_{z_2} - K_{z_3} - E_{t_3} \quad (35c)$$

$$d_{z_4} \frac{\partial \eta_4}{\partial t} = D \left(\frac{\partial \eta}{\partial z} \right)_{z_3} + K_{z_3} - K_{z_4} \quad (35d)$$

로 주어진다. 여기서 d_{z_i} 는 i 번째 토양층 두께, P_d 는 덮개에 의해 가로채지지 않은 강수, R 은 지표 유출 (surface runoff), E_g 는 토양에서 직접 증발하는 양, 그리고 E_{t_i} 는 i 번째 토양층의 뿌리에 의해 소모되는 덮개 발산을 의미한다.

새로운 OSULSM에서는 지표 유출을 계산하기 위해 수문모델인 SWB (Simple Water Balance; Schaake *et al.*, 1996) 모델을 접목시켰다. 지표 유출 R 은 토양

으로 침투되지 않은 잉여 강수로 정의된다. 즉, 최대 침투량을 I_{max} 라고 할 때

$$R = P_d - I_{max} \quad (36)$$

로 주어진다.

총 증발량은 식 (16a)-(16c)의 합으로 주어진다. 이중 덮개가 가로채 물 함량인 W_c 에 대한 수지 방정식을 보면

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = veg P - D - E_c \quad (37)$$

가 되는데, 여기서 W_c 가 S (즉 W_c 의 최대값)를 초과하면 초과 강수량 (D)이 지면에 낙하한다. 식 (16c)에서 B_c 는 두 가지 방법으로 계산된다. 그 하나는 Pan and Mahrt (1987)의 방법으로

$$B_c = P_c F_4 \quad (38)$$

을 이용하는데, P_c 식물계수라 불리는 0과 1 사이의 상

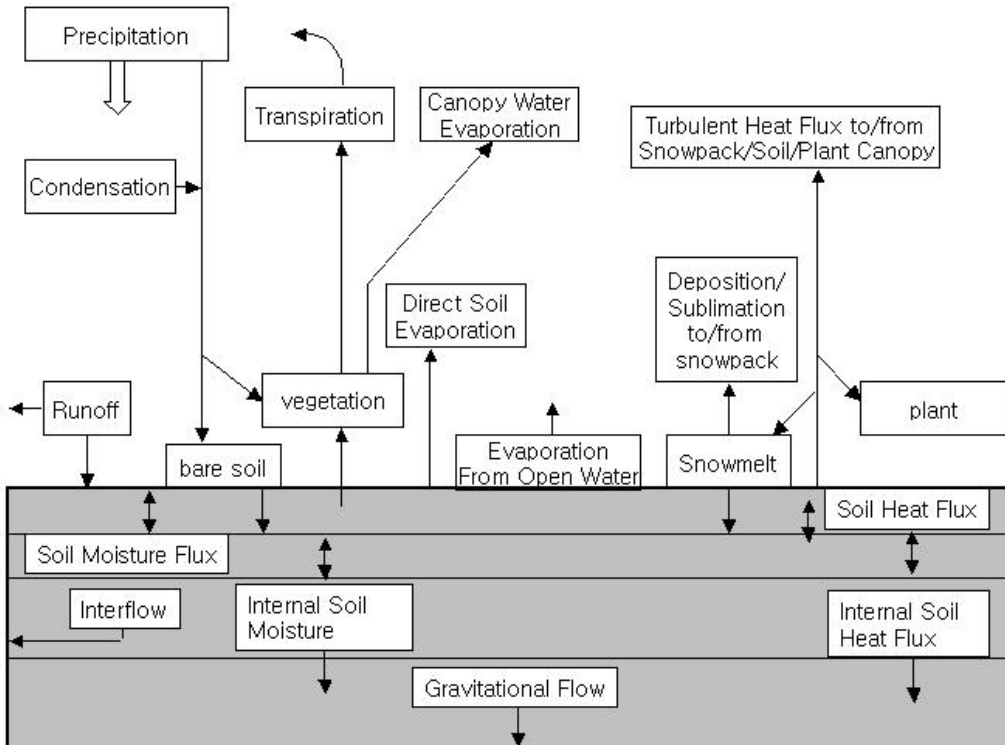


Fig. 2. Schematic diagram of the OSULSM in the coupled MM5 model.

수이고 F_4 는 토양수분응력 함수인데 역시 0과 1 사이의 상수이다. 또 다른 방법은 Ek and Mahrt (1991)의 방법을 따라

$$B_c = \frac{1 + \Delta/R_r}{1 + R_c C_h + \Delta/R_r} \quad (39)$$

로 주어진다. 여기서 C_h 는 열과 수분에 대한 지표교환 계수, Δ 는 포화비습 곡선의 기울기에 의존하는 함수, R_r 은 지상 기온, 지상 기압 및 C_h 의 함수이며, R_c 는 덮개 저항이다. R_c 를 구하는 절차는 Chen and Dudhia (2001a)에 자세히 기술되어 있다.

OSULSM에는 눈과 해빙에 대한 모델도 포함되어 있다. 눈 모델은 단층의 눈 영역을 표현하며, 적설, 승화, 용해, 그리고 눈-대기 및 눈-토양 접합면에서의 열 교환을 모의한다. 토양과 눈 사이의 열 플럭스는

$$G = K_{snow} \frac{T_s - T_{soil}}{D_{snow}} \quad (40)$$

로 계산되는데, K_{snow} 는 눈에 대한 열 확산도이고 D_{snow} 는 눈 깊이이다. 해빙 모델은 75 cm의 같은 깊이로 된 4개의 층으로 나뉘어진다.

OSULSM을 선택할 경우 MM5 모델에서 몇 개의 입력자료를 더 필요로 한다. 우선 지형 자료를 얻는 루틴인 TERRAIN을 통해 연평균 지상기온, 월별 식생 비율 기후값, 주 토양 성분, 주 식생 성분 등을 얻고, 배경자료를 격자점에 할당해주는 REGRID로부터 토양 수분 및 온도, 물 상당 눈 깊이, 해빙 및 덮개 수분 자료 등을 얻는다. 현재 MM5 Version 3에서 OSULSM이 결합되어진 PBL은 Eta PBL 방안과 MRF PBL 방안 밖에 없으며, 예보면은 5, 25, 70 및 150 cm이다.

기존의 평판 모델과 비교했을 때 OSULSM은 지표 잠열 및 현열 플럭스의 계산에 향상을 가져왔고 특히 Bowen ratio를 정확하게 계산했다 (Chen and Dudhia, 2001b). 이는 시간 변화를 하는 토양수분을 고려했기 때문이라 여겨진다.

4.3 PX LSM

현재 MM5 Version 3은 LSM의 세 번째 옵션으로 PX (Pleim-Xiu) LSM을 장착하고 있다. PX LSM은 지금까지 주로 대기질 모델링의 응용에 이용되어 왔었다. 이 모델은 Pleim and Xiu (1995)에 의해 1-D 모드

에서 테스트 되었고 Xiu and Pleim (2001)가 모델의 구성에 대한 자세한 설명과 함께 MM5에 장착하여 실험하였다.

PX LSM은 기본적으로 3.1절에서 다룬 ISBA 방안에 근거를 두고 있다. PLACE와 마찬가지로 ISBA 역시 중규모 모델링을 위해 고안되었다고 할 수 있다 (Xiu and Pleim, 2001). 우선 ISBA 모델은 육지표면과 중규모 기상 현상에 중요한 영향을 미치는 지표-대기의 교환과정을 표현하는데 최소의 입력변수만을 필요로 한다. 즉, 중규모 모델에 장착하는데 단지 4개의 변수 (토양조직 구분, 잎면적지수 (LAI - leaf area index), 식생범위비율, 최소기문저항) 만 더 필요로 할 뿐이어서 계산면에서 상대적으로 경제적이다.

PX LSM은 기존의 ISBA 보다 기문저항과 지표 수분에 대한 모수화에 더 향상을 가져오게 개발되었고 그에 따라 지표 수분 플럭스의 계산에 향상을 가져오게끔 하였다. PX LSM은 2개의 토양층을 가지고 있는데 1 cm 깊이의 지표층과 1 m 깊이의 뿌리영역층이다. 지표면 온도는 힘-복원 알고리즘을 이용한 지표 에너지 평형으로부터 계산되어지고, 기문전도율이 뿌리영역의 토양수분, 기온, 공기습도, 광합성활성복사 (PAR - photosynthetically active radiation) 및 여러 식생변수들을 고려하여 모수화 되었다. 특히 기존의 ISBA 모델에 비해 기문과 덮개에 관한 모수화를 첨가하였다.

PX LSM은 5개의 편미분 방정식 - 두 층에서의 토양 온도 및 수분, 그리고 덮개 액체수 등에 근거를 두고 있다. 총 증발량은 토양에서의 증발 (E_g), 젖은 덮개에서의 증발 (E_c) 및 증발산 (E_{tr})의 합으로 주어진다.

$$E_g = \rho_a (1 - veg) \frac{\beta}{R_a + R_{bw}} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (41a)$$

$$E_c = \rho_a veg \frac{\delta}{R_a + R_{bw}} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (41b)$$

$$E_{tr} = \rho_a veg \frac{1 - \delta}{R_a + R_{bw} + R_c} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (41c)$$

여기서 ρ_a 는 공기밀도, veg 는 식생면적율, β 는 젖은 토양으로부터의 물의 가용인자, R_a 는 공기역학적 저항, R_{bw} 는 수증기에 대한 경계층 저항, R_c 는 덮개 저항, $q_{sat}(T_s)$ 는 토양표면온도 T_s 에서의 포화혼합비, q_a 는 최하층의 공기 혼합비, 그리고 δ 는 물에 덮여진 잎면적 비율이다. β , R_a , R_c 등을 구하는 방법은 Xiu and Pleim (2001)에 자세히 설명되어 있다.

PX LSM은 토양 수분과 온도에 대해 자료동화 방

안도 장착하고 있다. 이는 Bouttier *et al.* (1993)의 방법과 유사한데 모델 최하층의 온도 및 상대습도의 모델계산값에 대한 오차를 이용하여 뿌리영역과 상부 토양층의 토양수분을 너징시킨다. 결합한 PBL 모델은 Pleim and Chang (1992)의 모델이다.

5. 강우예보에 대한 육지표면 및 토양 과정의 영향

육지표면/토양 과정은 모델 내에서 육지표면의 물리적 특성을 대기에 전달해주는 역할을 하기 때문에 PBL 구조와 그에 연관된 구름 및 강수 과정에 영향을 미친다. 이러한 과정들이 중요한 역할을 하는 중규모 모델에서는 그 예보 결과들이 육지표면/토양 과정에 민감하게 반응할 수도 있다. 여기서는 주로 강우예보와 관련하여 중규모 모델들에 장착된 LSM들이 어떤 영향들을 미치는가에 대해 살펴보고자 한다.

호우와 악기상을 유발하는 스톰들은 그 발달의 원동력이 주로 열에너지이다. 이 열에너지는 주로 현열 가열 및 잠열의 방출에 기인하는데 이들의 주 소스가 바로 지표면에서 대기로 방출되는 에너지 및 수분이다. 그래서 대기와 지표의 상호작용은 강우를 유발하는 대류성 구름의 발달에 결정적으로 중요하다. 이러한 열 및 수분의 상호교환은 지표의 특성에 따라 포함되는 물리적 특성들이 크게 달라진다.

우선 열 및 수분 플럭스는 지면의 거칠기에 따라 크게 차이가 나며, 식생에 의한 이슬과 서리의 형성 또한 열 및 수분 수지에 영향을 줄 것이다. 열과 수분의 수지 방정식을 보면 각각

$$R_n = G + H + L_v(E + T) \quad (42a)$$

$$P = E + T + R + I \quad (42b)$$

으로 표현된다 (Pielke, 2001). 여기서 R_n 은 순복사 플럭스, G 는 토양 열 플럭스, H 는 현열 플럭스, E 는 증발, T 는 발산, $L_v(E+T)$ 는 잠열 플럭스, L_v 는 잠열, P 는 강수, R 은 유출 (runoff), I 는 침투 이다. 현열 플럭스와 잠열 플럭스의 상대적인 크기는 Bowen ratio (B)를 정의하는데 이용된다.

$$B = \frac{H}{L_v(E+T)} \quad (43)$$

또한 R_n , B , H 사이에 다음과 같은 관계식이 성립하기

도 한다.

$$H \approx \left(\frac{1+B}{B} \right) R_n \quad (44)$$

이들 식들을 보면 지표근처에서 일어나는 어느 한 물리과정의 변화는 다른 물리과정에 직접적으로 영향을 줄 수 있다는 것을 알 수 있다. 예를 들어 Segal *et al.* (1995)는 R_n 이 고정되었을 경우 Bowen ratio가 작아 질수록 깊은 대류운이 발달할 열역학적 가능성이 높아진다는 것을 보였다. Rabin *et al.* (1990)은 대류운의 운저고도가 비균질적인 지표로부터의 열 및 수분 플럭스에 직접적으로 연관이 있음을 보였다. 따라서 토지 이용 등에 의한 지구 표면의 변화는 지표 에너지 및 수분 수지에 큰 변화를 가져올 수 있다. 또한 이러한 변화로 인해 PBL 내의 열, 수분 및 운동량 플럭스도 크게 영향을 받게 된다.

Pielke *et al.* (1997)은 민감도 실험을 통해 지표 식생의 특성을 바꿀 경우 스톰의 발달양상이 아주 달라짐을 보였다. Chen and Avissar (1994)는 모델을 이용하여 육지표면의 수분이 대류운의 발생시각 및 강수의 분포 및 강도에 크게 영향을 주는 것을 보였다. Pan *et al.* (1996)은 하층 대기가 열역학적으로 불안정하고 상대적으로 건조할 경우 토양 수분의 증가는 지역규모의 강수를 증가시킴을 보였다.

위에서 살펴본 바와 같이 육지표면 및 토양 과정은 대류운 및 강수의 발달에 큰 영향을 준다. 따라서 중규모 모델을 이용하여 성공적인 수치예보를 수행하기 위해서는 지표의 특성을 자세하고 정확하게 모델에 넣어 줄 필요가 있으며 적절한 LSM을 선택하여야 한다. 좋은 LSM이 지표 열 플럭스의 모의를 향상시킨다는 것은 많은 연구들에 의해 입증된 바 있다 (예: Betts *et al.*, 1997; Chen and Dudhia, 2001a,b). 또한 좋은 LSM이 PBL에서의 온도 및 수분의 연직구조를 잘 모의한다는 것이 입증되었다 (Betts *et al.*, 1997).

Chen *et al.* (1998)은 NCEP Eta 모델에서 양동이 방안을 이용한 모델로부터 OSULSM으로 바꾸었을 때 OSULSM이 양적강수예보를 현저하게 향상시켰음을 보였다. LSM의 차이로 인한 결과는 격자 분해능을 2배로 했을 때의 강수예보 속련도 증가와 필적하는 효과를 보였다. Chen *et al.* (2001)는 MM5에서 평판 방안과 OSULSM을 홍수 사례에 적용하여 모델에서 예보한 강수패턴의 차이를 비교해 보았는데 강수예보에 있어 큰 차이를 보였고 레이더 자료와 비교해 본 결과

OSULSM을 이용한 강수예보가 더 정확함을 보였다.

이상에서 살펴보았듯이 육지-지표 및 토양 과정은 열과 수분의 전달을 통해 대기의 열역학 및 물순환을 변화시켜 대류 및 강수의 발달에도 큰 영향을 준다. 또한 수치모델 내에서 다른 LSM을 사용하였을 때도 강수예보에 큰 차이를 보였다. 이는 강수예보의 정확성을 높이는데 적어도 정확한 육지-지표 및 토양과정의 모수화가 필요하며 적절한 관측 자료의 보급이 필요함을 시사한다.

6. 요약 및 결론

이 연구에서는 육지표면 및 토양 과정에 포함된 물리적 과정들을 이해하고 중규모 모델에 장착되어 활용되고 있는 몇 가지 방안들에 대해 알아보았다. 그리고 국내에서 호우예보에 널리 이용되고 있는 PSU/NCAR MM5 Version 3에 장착되어 있는 육지표면 모델 (LSM: Land-Surface Model)들을 분석하여 보았다.

육지표면 및 토양 과정에서 중요하게 고려되어야 할 요소들은 물함량, 덮개 전도, 공기역학적 저항, 알베도 및 유출 등이다. 이 요소들은 대부분의 LSM에서 주요한 변수로 취급된다. 특히 수문예보에 직접적인 연관이 있다면 유출이 중요하게 고려되어야 할 것이다.

현재 중규모 기상모델에 접합되어 많이 이용되고 있는 LSM들로는 ISBA, OSULSM, PLACE 등이 있다. 각 모델에서의 토양층의 수는 각각 2, 4, 7 개로 구성되어 있다. ISBA는 계산면에서 경제적인 장점이 있고, PLACE는 경계층 모델과 운량을 산출하는 모듈도 같이 포함하고 있어 토양-지표-대기 사이에 일관성이 있는 상호작용이 이루어진다. OSULSM은 현업 중규모 모델인 NCEP Eta 모델에 장착되어 강수예보의 숙련도를 향상시키는데 기여했다. 그러나 아직 육지표면 및 토양 과정들의 지역적인 영향이나 이들이 강수 과정에 얼마나 영향을 미치는가에 대해서는 더 많은 연구가 필요한 부분이다.

중규모 모델에 장착하고자 LSM을 선택할 경우 우선 모든 물리과정이 적절하되 실시간 적용이 가능할 수 있게 상대적으로 간단한 모델을 선택할 필요가 있다. 또한 토양수분과 온도에 대한 자료동화의 용이성을 따져야 한다.

국내에서 호우예보에 널리 이용되고 있는 PSU/NCAR MM5 모델에는 3가지 옵션의 LSM이 장착되어 있다. 기존의 2개의 토양층을 가지고 있었던 평판 모델

을 향상시킨 다층 LSM, OSULSM에 기본을 두고 더 향상시킨 Chen-Dudhia 모델, 그리고 ISBA 방안에 기본을 두고 기문과 덮개의 모수화를 향상시킨 Pleim-Xiu 모델 등이다. Chen-Dudhia 모델을 이용하기 위해서는 적절한 입력자료를 만들어야 할 필요가 있다. Pleim-Xiu 모델은 간단하나마 토양자료동화 방안이 장착되어 있다.

MM5 모델에서 고급 사양의 LSM을 이용하기 위해서는 우선 입력자료에 필요한 데이터 베이스를 만드는 것이 시급하다. 그리고 앞으로 가장 중요한 이슈는 역시 토양수분에 대한 양질의 초기조건을 산출하기 위한 자료동화가 될 것이다. NASA의 EOS 위성인 Aqua에 탑재된 AMSR-E는 지표 수분에 대한 관측 자료를 생산하고 있어 외국에서는 이 자료에 대한 적절한 자료동화 방법에 대해 연구하고 있는 실정이다. 국내에서도 이에 대한 관심을 계속 가지고 투자를 하여야 할 것이다.

감사의 글

이 연구는 기상청의 기상지진연구개발 사업의 “한반도 악기상 감시 및 예측기술 개발” 과제와 환경부의 차세대핵심환경기술개발 사업의 “기후변화에 따른 한반도/아시아 식생변화의 감시 및 진단 시스템 구축” 과제의 지원으로 이루어졌습니다.

참고문헌

- Beljaars, A.C., P. Viterbo, M.J. Miller, A.K. Betts, and J.H. Ball, 1993: A new surface boundary layer formulation at ECMWF and experimental continental precipitation forecasts (July 1993). *GEWEX News*, **3(3)**, 1, 5-8.
- Betts, A., F. Chen, K. Mitchell, Z. Janic, 1997: Assessment of land-surface and boundary-layer models in 2 operational versions of the Eta model using FIFE data. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2896-2915.
- Blondin, C., 1989: Research on land surface parameterization schemes at ECMWF. *Workshop on Parameterization of Fluxes over Land Surface*, ECMWF, 285-330.
- Boone, A. and P.J. Wetzel, 1999: A Simple Scheme for Modeling Sub-Grid Soil Texture Variability for Use in an Atmospheric Climate Model, *J. Meteor. Soc. Jap.*, **77**, 317-333.
- Bouttier, F., J.-F. Mahfouf, and J. Noilhan, 1993: Sequential assimilation of soil moisture from atmospheric low-level parameters. Part I: Sensitivity and calibration studies. *J.*

- Appl. Meteor.*, **32**, 1335-1351.
- Charney, J.G., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 193-202.
- Chen, F., and R. Avissar, 1994: Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large scale models. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1323-1340.
- _____, and J. Dudhia, 2001a: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.
- _____, and _____, 2001b: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part II: Preliminary model validation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 587-604.
- _____, and Coauthors, 1996: Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7251-7268.
- _____, _____, Z. Janic, and M. Baldwin, 1998: Impact of land-surface processes on the NCEP Eta model quantitative precipitation forecast. Preprints, *Special Symp. on Hydrology*, Phoenix, AZ, 281-281.
- _____, T.T. Warner, and K. Manning, 2001: Sensitivity of orographic moist convection to landscape variability: A study of Buffalo Creek, Colorado, flash flood case of 1996. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3204-3223.
- Cosby, B.J., G.M. Homberger, R.B. Clapp, and T.R. Ginn, 1984: A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, **20**, 682-690.
- Crawford, T., D. Stensrud, F. Mora, J.W. Merchant, and P. Wetzel, 2001: Value of incorporating satellite-derived land cover data in MM5/PLACE for simulating surface temperature. *J. Hydrometeor.*, **2**, 453-468.
- Cubasch, U., B.D. Santer, A. Hellbach, G. Hegerl, H. Hock, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, A. Stossel, and R. Voss, 1994: Monte Carlo climate change forecasts with a global coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dyn.*, **10**, 1-19.
- Deardorff, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889-1903.
- Dickinson, R.E., 1984: modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophys. Monogr.*, **29**, 58-72.
- _____, 1988: The force-restore model for surface temperatures and its generalizations. *J. Climate*, **1**, 1086-1097.
- _____, and P.J. Kennedy, 1992: Impacts on regional climate of Amazon deforestation. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1947-1950.
- _____, A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy, and M.F. Wilson, 1986: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, Tech. Note/TN-275+STR, NCAR, Boulder, CO.
- _____, _____, C. Rosenzweig, and P.J. Sellers, 1991: Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate models: A review. *Forest Agric. Meteor.*, **54**, 373-388.
- _____, _____, P.J. Kennedy, and F. Giorgi, 1992: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, Tech. Note, NCAR, Boulder, CO.
- Dirmeyer, P. A., A. J. Dolman, and N. Sato, 1999: The Global Soil Wetness Project: A pilot project for global land surface modeling and validation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 851-878.
- Dudhia, J., 1996: A multi-layer soil temperature model for MM5. Preprints, *6th PSU/NCAR Mesoscale Model User's Workshop*, NCAR, Boulder, CO.
- Ek, M., and L. Mahrt, 1991: OSU 1-D PBL Model User's Guide. Version 1.04, 120 pp.
- Federer, C.A., 1979: A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resour. Res.*, **15**, 555-562.
- Hanks, R.J., and G.L. Ashcroft, 1986: *Applied Soil Physics*. Springer-Verlag, 159 pp.
- Henderson-Sellers, A., Z.-L. Yang, and R.E. Dickinson, 1993: The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 1335-1349.
- _____, A.J. Pitman, P.K. Love, P. Irannejad, and T.H. Chen, 1995: The project for intercomparison of land surface parameterization schemes (PILPS): Phases 2 and 3. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 489-503.
- Lean, J., and D.A. Warrilow, 1989: Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. *Nature*, **342**, 411-413.
- Mahrt, L, and M. Ek, 1984: The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 222-234.
- _____, and H.L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Bound.-Layer Meteor.*, **29**, 1-20.
- Manabe, S., 1969: Climate and the ocean circulation: 1, The atmospheric circulation and hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739-805.
- McCumber, M.C., and R.A. Pielke, 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a meso-scale numerical soil layer. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9929-9938.
- Monteith, J.L., 1981: Evaporation and surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 1-27.
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models.

- Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.
- Pan, H.-L., and L. Mahrt, 1987: Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Bound.-Layer Meteor.*, **38**, 185-202.
- Pan, Z., E. Takle, M. Segal, and R. Turner, 1996: Influences of model parameterization schemes on the response of rainfall to soil moisture in the central United States. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1786-1802.
- Penman, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, **A193**, 120-145.
- Pielke, R.A., 2001: Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev. Geophys.*, **39**, 151-177.
- _____, G.A. Dalu, J.S. Snook, T.J. Lee, and T.G.F. Kittel, 1991: Nonlinear influence of mesoscale land use on weather and climate. *J. Climate*, **4**, 1053-1069.
- _____, and Coauthors, 1997: Use of USGS-provided data to improve weather and climate simulations. *Ecol. Appl.*, **7**, 3-21.
- Pitman, A.J., 1988: The development and implementation of a new land surface scheme for use in general circulation models. Ph.D. thesis, University of Liverpool, 481 pp.
- Pleim, J.E., and J. S. Chang, 1992: A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. *Atmos. Environ.*, **26A**, 965-981.
- _____, and A. Xiu, 1995: Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 16-32.
- Rabin, R.M., S. Stadler, P.J. Wetzel, D.J. Stensrud, and M. Gregory, 1990: Observed effects of landscape variability on convective clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 272-280.
- Rowntree, P.R., and J.A. Bolton, 1983: Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 501-526.
- Schaake, J.C., V.I. Koren, Q.Y. Duan, K. Mitchell, and F. Chen, 1996: A simple water balance model (SWB) for estimating runoff at different spatial and temporal scales. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7461-7475.
- Segal, M., R.W. Arritt, C. Clark, R. Rabin, and J. Brown, 1995: Scaling evaluation of the effect of surface characteristics on potential for deep convection over uniform terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 383-400.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, 1986: The design of a Simple Biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.
- _____, E.R. Albertazzi, J.L. Dorman, and Y.T. Hou, 1989: Modelling land surface interaction processes at the Center for Ocean-Land-Atmosphere (COLA) University of Maryland. *Workshop on Parameterization of Fluxes over Land Surface*, ECMWF, 261-283.
- Tao, W.-K., and Coauthors, 2003: Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. *Meteor. Atmos. Phys.*, **82**, 97-137.
- Verseghy, D.L., 1991: CLASS: A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model. *Int. J. Climatol.*, **11**, 111-133.
- Wetzel, P.J., and A. Boone, 1995: A parameterization for land-atmosphere-cloud exchange (PLACE): Documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land. *J. Climate*, **8**, 1810-1837.
- Xiu, A., and J.E. Pleim, 2001: Development of a land surface model. Part I: application in a mesoscale meteorological model. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 192-209.
- Xue, Y., P.J. Sellers, J.L. Kinter, and J. Shukla, 1991: A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Climate*, **4**, 345-364.
- Yang, Z.-L., 1992: Land-Surface Processes in 3-Dimensional Climate Models. Ph.D. Thesis, School of Earth Sciences, Macquarie University, Sydney, Australia, 437 pp.