

## 스노우팩-융설 계산을 위한 에너지수지 알고리즘

이정훈<sup>1,2</sup> · 고경석<sup>3\*</sup><sup>1</sup>다트머스대학 지구과학과<sup>2</sup>극지연구소 극지지구시스템연구부<sup>3</sup>한국지질자원연구원 지하수연구실

## An Energy Budget Algorithm for a Snowpack-Snowmelt Calculation

Jeonghoon Lee<sup>1,2</sup> · Kyung-Seok Ko<sup>3\*</sup><sup>1</sup>Dept. of Earth Sciences, Dartmouth College<sup>2</sup>Division of Polar Earth-System Science, Korea Polar Research Institute(KOPRI)<sup>3</sup>Groundwater Department, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources(KIGAM)

## ABSTRACT

Understanding snowmelt movement to the watershed is crucial for both climate change and hydrological studies because the snowmelt is a significant component of groundwater and surface runoff in temperature area. In this work, a new energy balance budget algorithm has been developed for melting snow from a snowpack at the Central Sierra Snow Laboratory (CSSL) in California, US. Using two sets of experiments, artificial rain-on-snow experiments and observations of diel variations, carried out in the winter of 2002 and 2003, we investigate how to calculate the amount of snowmelt from the snowpack using radiation energy and air temperature. To address the effect of air temperature, we calculate the integrated daily solar radiation energy input, and the integrated discharge of snowmelt under the snowpack and the energy required to generate such an amount of meltwater. The difference between the two is the excess (or deficit) energy input and we compare this energy to the average daily temperature. The resulting empirical relationship is used to calculate the instantaneous snowmelt rate in the model used by Lee et al. (2008a; 2010), in addition to the net-short radiation. If for a given 10 minute interval, the energy obtained by the melt calculation is negative, then no melt is generated. The input energy from the sun is considered to be used to increase the temperature of the snowpack. Positive energy is used for melting snow for the 10-minute interval. Using this energy budget algorithm, we optimize the intrinsic permeability of the snowpack for the two sets of experiments using one-dimensional water percolation model, which are  $52.5 \times 10^{-10} \text{ m}^2$  and  $75 \times 10^{-10} \text{ m}^2$  for the artificial rain-on-snow experiments and observations of diel variation, respectively.

**Key words :** Energy budget, Snowmelt, Rain-on-snow experiment, Diel variation, Intrinsic permeability

## 1. 서 언

최근 들어 한반도에서도 겨울철에 폭설에 의한 기상 이변이 자주 발생하고 있으며, 이러한 기후변화와 관련하여 수문순환계(water cycle system)에서 눈의 역할은 그 중요성이 점점 강조되고 있다(염종민 외, 2009; 박영운 외, 2010; Lee et al., 2010). 산간지역 수계(mountain watershed hydrology)에 대한 기후변동의 영향은 산간지역 주변에만 미치는 것이 아니라 농업, 공업 및 생활용 물

수요를 산악지역 수계에 의존하는 인구밀도가 높은 대부분의 도시에도 영향을 주게 된다. 강우와는 달리 눈은 겨울철에 산악지역에 쌓여 있다가 봄이 되면 녹아서 생태계나 수계로 많은 양의 물을 한꺼번에 배출하기 때문에 홍수나 이온펄스(ionic pulse) 같은 많은 환경적인 문제를 일으키기도 한다(Bales et al., 1989). 전 지구적으로 물에 대한 수요는 지속적으로 증가하고 있으며, 특히 미국 서부지역과 같이 물이 부족한 지역에서는 봄철의 눈이 녹은 물 즉 융설(snowmelt)의 유출은 매우 중요한 것으로 여겨

\*Corresponding author : kyungsok@kigam.re.kr

원고접수일 : 2011. 10. 19 심사일 : 2011. 10. 29 게재승인일 : 2011. 10. 30

질의 및 토의 : 2011. 12. 31 까지

지고 있다(Kustas and Rango, 1994; Lee et al., 2008a; Lee et al., 2008b).

IPCC 4차보고서에 의하면 향후 100년간 동아시아에서 기온의 증가에 의해 겨울철 강수량의 증가도 예측되어 있으며, 이러한 겨울철 강수량의 증가는 강설량의 증가를 의미한다(Christensen et al., 2007). 따라서 강설량의 증가로 인한 봄철 산간지역으로부터 유출되는 용설의 역할은 수자원 관리(water management) 및 생태계 연구에서 더욱 중요성을 가지게 될 것이다. 동아시아 지역에 속한 우리나라도 이러한 기후변화의 예측에 따라 향후 겨울철에 내리는 눈의 양이 증가될 가능성이 높고 이 기간에 쌓인 눈이 녹아서 지하로 침투하거나 지표로 유출되기 때문에 용설의 지하수 및 지표수에 대한 영향에 대한 연구의 필요성이 점점 높아지고 있다. 기후변동과 관련되어 눈의 영향을 받는 수계에서는 에너지교환(energy exchange)으로 인해 다른 지역에 비해 더 많은 기후변동의 영향을 받는 것으로 알려져 있다(Kustas and Rango, 1994). 눈은 높은 알베도(albedo: 빛을 반사하는 정도)를 가지기 때문에 눈이 쌓인 표면은 눈이 없는 표면에 비해 보다 많은 양의 입사단파 복사에너지(incoming solar short-wave radiation)를 반사하며 그 비율은 80 대 15 퍼센트 정도로 알려져 있다. 또한 낮은 열전도도로 인해 눈은 표면과 대기의 열 교환을 감소시켜 기온이 낮은 겨울 동안 절연체(insulating blanket) 역할을 하기도 한다.

에너지수지 모델은 스노우팩으로부터 용설이 생성되는 과정에 대한 많은 물리적인 변화과정을 설명하여 주지만, 한 가지 단점은 모델 개발에 필요한 충분히 많은 자료를 확보하여야 하여야 하는 점이 가장 큰 어려움 중의 하나이다. 이로 인해 기존의 많은 연구에서는 일평균 기온만을 이용하여 어는점(freezing point)을 용설이 생성되는 에너지의 분기점으로 사용하였다. 그러나 최근의 많은 연구에서 기온뿐만 아니라 복사에너지가 스노우팩에서 용설을 생성하는 과정에 있어 중요함에 대하여 언급되었다(Male and Granger, 1981; Kustas and Rango, 1994; Alexander and Gong, 2011). 따라서 복사에너지 및 기온 자료의 적절한 가정과 비교적 용이한 데이터의 획득 과정 및 경험식(empirical relationship)을 잘 조화시킴으로써 좀 더 합리적으로 용설 생성과정을 예측할 수 있는 과학적 및 공학적 적용이 가능한 에너지 수지 모델을 개발하는 것이 필요한 것으로 사료되었다.

본 연구에서는 스노우팩으로부터 용설이 생성되는 시간과 양을 보다 정확하게 예측하기 위하여 눈 표면에서 관측된 태양복사에너지(solar radiation energy)와 기온(air

temperature)을 함께 고려한 에너지수지 알고리즘을 개발하는 것을 목적으로 하였다. 에너지수지 알고리즘 개발을 위해 미국 캘리포니아주 Central Sierra Snow Laboratory (CSSL) 실험 연구부지에서 2002-2003년 겨울 동안 수행되었던 인공강우실험(artificial rain on snow experiments)과 일일변동 관측(observations of diel variation) 실험 자료를 이용하여 에너지수지를 이용한 경험식을 산출하고 이를 Lee et al.(2008a) 및 Lee et al.(2010)에 사용된 모델의 눈 표면경계조건으로 적용하였다. 마지막으로 눈 속에서의 유체유동을 수리모델을 이용하여 모사하기 위해서 인공강우실험과 일일변동 관측으로부터 측정된 눈 기저부에서의 용설의 속도를 모델과 비교하는 민감도분석(sensitivity test)을 통하여 스노우팩의 고유투수율(intrinsic permeability)을 결정하였다.

## 2. 연구지역 및 연구방법

### 2.1. 연구 지역

본 연구에서 대상 지역으로 선택한 CSSL(Central Sierra Snow Laboratory) 실험부지는 미국 캘리포니아 소다 스프링스(Soda Springs) 주변의 시에라 네바다(Sierra Nevada) 산맥의 서쪽 정상부로 북위 39°22'19.5", 서경 122°22'15"에 위치하고 있다. 실험부지인 CSSL은 서부지역 기후센터(Western Regional Climate Center)에서 운영되고 있으며, 해발 고도 2,100 m에 위치하며, 연평균 강수량 1,300 mm(강설량 10.4 m, 최대 적설 높이 2.4 m)이고([http://www.wrcc.dri.edu /weather/cssl.html](http://www.wrcc.dri.edu/weather/cssl.html)) 연평균 최고 및 최저 온도는 각각 26°C와 10°C를 나타내었다(Lee et al., 2008a; Lee et al., 2008b). CSSL은 소나무로 둘러싸인 0.5 ha 면적의 공터이며, 연간 강수량의 평균 80% 정도가 눈으로 내리고 있어 이에 관련된 많은 연구가 이루어지고 있다(Feng et al., 2001; Unnikrishna et al., 2002; Lee et al., 2008a; Lee et al., 2008b; Lee et al., 2010).

CSSL 연구 실험부지에서는 눈과 관련된 대부분의 변수들을 측정할 수 있으며, 현재는 온도, 강수 및 강설량, 장단파 에너지 복사량, 풍속, 풍향 및 습도 등이 지속적으로 측정되고 있다. CSSL에는 용설 즉, 눈 녹은 물을 채집하기 위한 두 개의 접시(melt pan: 6 m × 3 m)가 설치되어 있으며 본 실험에서는 북쪽의 한 개 접시만을 연구에 이용하였다. 시료 채취접시(melt pan)는 용설이 배수되어 모일 수 있도록 모서리가 완만하게 기울어져 있으며 유출되는 용설의 양은 4 L의 격측식 우량계(tipping bucket)를



Fig. 1. Device for sampling snowmelt.

이용하여 측정되었다. 격측식 우량계는 데이터 기록장치(data logger)가 구비된 작은 오두막 안에 설치되어 있으며 시료채취 접시(melt pan)와는 8m 길이의 PVC 파이프를 이용하여 지하로 연결되어 있다(Fig. 1).

## 2.2. 인공강우실험 및 일일변동

연구부지인 CSSL에서 2002-2003년 겨울 기간 동안에 실시한 인공강우실험 및 일일변동 측정에 대한 연구결과는 Lee et al.(2008a) 및 Lee et al.(2010)에 자세히 소개되어 있다. 따라서 본 연구에서는 스노우팩으로부터 생성되는 용설의 양과 관련된 부분에 대해서만 설명을 하도록 하였다.

Singh et al.(1997)은 알프스에서 자연 강우에 의한 용설의 유동 패턴을 연구하였으며, 봄철의 자연 강우에 의해 증가되는 용설이 홍수의 발생을 배가시킴을 보고하였다. 본 연구에서는 강우에 의해 스노우팩으로부터 발생하는 용설의 특징을 모사하기 위하여 2003년 4월 5일과 8일에 각각 비반응 추적자(conservative tracer)인 불소(7.8mg/L, 5.3 시간)와 브롬(14.6mg/L, 5.2 시간)을 이용하여 두 번의 인공강우 실험(artificial rain-on-snow experiment)을 수행하였다. 두 차례(4월 5일과 8일)의 인공강우 실험은 각각 135 mm와 142 mm의 인공강우를 스노우팩에 살포하였다. 인공강우 실험에 의해 발생하는 용설의 양은 앞 절에서 설명한 바와 같이 시료 채취접시를 이용하여 8일 동안 격측식 우량계로 측정하여 데이터 기록장치에 자동으로 기록되었다.

자연적으로 발생하는 용설의 일일 변동량(diel variation of snowmelt)은 기온이나 눈에 흡수된 태양 복사에너지와

밀접한 상관관계를 가진다. 따라서 2003년 5월 10일부터 지표면의 눈이 완전히 녹은 시점인 6월 3일까지 자연적인 용설 유입량의 장기적인 일일 변동 특성을 살펴보았다. 이러한 관측결과는 용설의 에너지수지 알고리즘과 계산된 용설 모델을 검증하는데 사용되었다.

## 2.3. 에너지수지 알고리즘의 이론적 배경

이 절에서는 에너지수지알고리즘과 본 연구의 이론적 배경에 대해 설명하였으며 사용된 기법에 대해서는 다음 절에 자세히 나타내었다. 일반적으로 눈이 녹기 시작하면 얼음 혹은 눈에서 물로 상이 변화될 때 에너지를 필요로 하게 된다. 이 때 필요한 에너지는 눈에 흡수된 단파(short-wave) 또는 장파 복사 에너지(long-wave radiation) 및 현열(sensible heat)이 있다. 눈을 녹이는데 필요한 총 에너지( $E_M$ )는 식 (1) 그리고 주어진 시간 간격에서 발생하는 용설의 양은 식 (2)에 의해 다음과 같이 나타내어진다.

$$E_M = E_S + E_L + H_f \quad (1)$$

$$M = 100 \times \frac{E_M}{H_f \rho_w} \quad (2)$$

위 식 (1)과 (2)에서  $E_M$ 은 총에너지의 합(kJ/m<sup>2</sup>day),  $E_S$ 는 총 단파에너지,  $E_L$ 는 총 장파에너지,  $H_f$ 은 0°C에서 눈을 녹이는데 필요한 현열(sensible heat, 334.9 kJ/kg),  $M$ 은 하루 단위로 발생하는 물의 양(water equivalent, cm),  $\rho_w$ 는 물의 밀도(1,000 kg/m<sup>3</sup>)를 나타낸다. 만약 눈 속의 온도가 빙점 이하로 내려가게 된다면 위에서 열거한 에너지는 눈의 온도를 빙점인 0°C까지 상승시키기 위하여 사용되어야 하기 때문에 식 (2)에 의해 예상되는 용설의 양보다는 적어질 수 있다.

복사에너지는 파장영역이 0.2-3.0 μm인 단파와 6.8-100 μm의 장파 복사에너지로 나누어지며, 이중 단파복사에너지는 지금까지 스노우팩(snowpack)에서 눈을 녹이는데 가장 중요한 원천으로 알려져 있다. 따라서 눈을 녹이는데 필요한 순 단파 복사에너지 양(net amount of short radiation energy)은 스노우팩에 흡수된 에너지의 양과 같다(Genetti, 1998). 연구지역인 CSSL에서는 매 10분 단위로 단파 파장영역인 0.3-3 μm 사이의 입사(incident)와 반사(reflected) 복사에너지를 측정하고 있다. 그러나 기온과 상관관계를 가지는 장파에너지는 측정하지 않기 때문에 이의 영향을 고려하기 위해서는 새로운 접근 방법이 필요하였다.

Genetti(1998)는 기온은 순장파에너지(net long-wave

radiation)와 상관관계가 있으며 이는 용설이 형성될 때 두 가지 역할을 한다고 보고하였다. 첫째, 눈의 온도는 0°C 미만인 경우 일정량의 열(heat)이 눈의 온도를 녹는점까지 증가하는데만 이용되어진다. 둘째, 기온은 눈이 얼거나 녹도록 하여 눈 표면의 현열에 영향을 줄 수 있다. 눈의 온도가 어느 정도 기온과 상관관계가 있음이 알려져 있지만 실제 실시간으로 스노우팩(snowpack)의 온도를 측정할 수는 없다. 따라서 본 연구에서는 용설의 발생에 있어 기온의 영향을 고려하기 위해 눈 표면에서 하루 동안에 투입된 태양복사에너지와 스노우팩(snowpack)에서 발생된 용설의 양을 측정하고 이로부터 이에 상응하는 에너지를 계산하였다. 그런 다음 일평균 투입된 에너지와 용설을 발생시킨 에너지와의 차이를 일기온과 비교하였으며 이를 통해 얻어진 일일 상관관계는 Lee et al.(2008a, 2008b, 2010)에 적용된 모델에 필요한 10분 시간 간격으로 변환하였다. 눈을 녹이기 위한 총에너지( $E_M$ )는 다음과 같이 의해 다시 정리될 수 있다.

$$E_M = E_{NS} + T_{LS} \quad (3)$$

위 식에서  $E_{NS}$ (Net short-wave radiation)는 스노우팩이 흡수한 순단파 복사에너지의 양이며  $T_{LS}$ (Temperature effect)는 장파 복사에너지와 현열의 영향이 측정된 기온의 함수로 나타내어지는 것을 의미한다.

2.4. 용설 유동모델

눈 속에서의 용설의 유동을 계산은 Colbeck(1972)에 의해서 처음으로 제안되었으며, 스노우팩에서의 일차원 유동방정식은 질량 보전(mass conservation)의 법칙을 이용하여 다음과 같이 유도되어진다.

$$\theta(1-S_i)\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(KS^n)}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$K = \frac{\rho_w k g}{\pi} \quad (5)$$

여기에서  $\theta$ 는 공극률,  $S_i$ 는 더 이상 줄일 수 없는 물(irreducible water),  $S$ 는 유효포화도(effective water saturation),  $K$ 는 수리전도도,  $t$ 는 시간,  $n$ 은 지수( $n=3$ , Wankiewicz, 1978),  $k$ 는 고유투수율(intrinsic permeability),  $\mu$ 는 점도,  $\rho_w$ 는 물의 밀도,  $g$ 는 중력가속도이고  $z$ 는 수직방향의 거리이다. 이 지배 방정식의 수치 해를 구하기 위해서는 비와 용설의 형태로 들어간 물의 유출(flux)과 일치하는 (6)식과 같은 스노우팩 표면에서의 수리학적 경계조건이 필요하다.

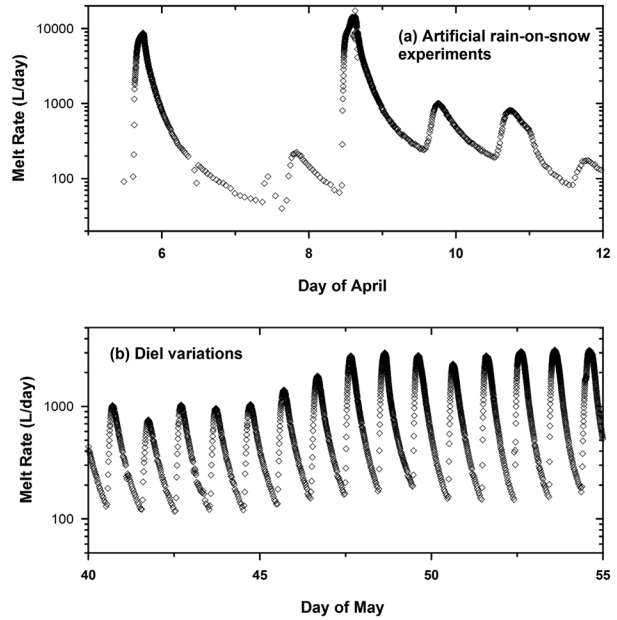


Fig. 2. (a) Experimental observation (water output at the bottom of snowpack) from the two artificial rain-on-snow events, showing the 8-day time series. (b) Variations in snowmelt water flow between May 10 and 25, 2003.

$$KS_{sur\ face}^n \rho_w = V_{rf} \rho_w + (a+b)V_{melt} \\ = V_{rf} \rho_w + V_{melt} [\theta(1-S_i)(S_{sur\ face} + \beta)\rho_w + (1-\theta)\rho_{ice}] \quad (6)$$

위 식에서  $\rho_w$ 는 물의 밀도,  $\rho_{ice}$ 는 얼음의 밀도,  $V_{rf}$ 는 강우의 속도,  $V_{melt}$ 는 용설의 녹는 속도(10분단위),  $a$ 는 단위 눈부피당 물의 질량,  $b$ 는 단위 눈부피당 눈의 질량 및  $\beta=S_i/(1-S_i)$ 이다. 용설의 녹는 속도( $V_{melt}$ )를 좀 더 정확하게 구하는 것이 이 연구의 목적이기 때문에, 초기조건으로는 추운 날씨로 인해 용설이 생성되지 않았음을 가정하였다 ( $S=0$ ). 위의 식들을 수치적으로 풀기 위한 초기조건, 경계조건 및 모델을 모사하기 위한 가정 및 수치 해석기법 들은 Lee et al.(2008a)에 보다 자세히 설명되어 있다.

3. 연구결과 및 토의

3.1. 인공강우실험 및 일일변동 관측 결과

두 차례에 걸친 인공강우 실험(4월 5일, 135 mm; 4월 8일, 142 mm)에 의해 스노우팩의 기저부에서 용설의 유입량이 4월 5일에 8,700 L/day, 4월 8일에 10,700 L/day 까지 두 차례 크게 증가하는 것을 확인할 수 있었다(Fig. 2a). 이와 더불어 자연적으로 생성된 용설에 의해서도 4월 7일, 9일, 10일, 11일 모두 네 차례에 걸쳐 유입량이 각

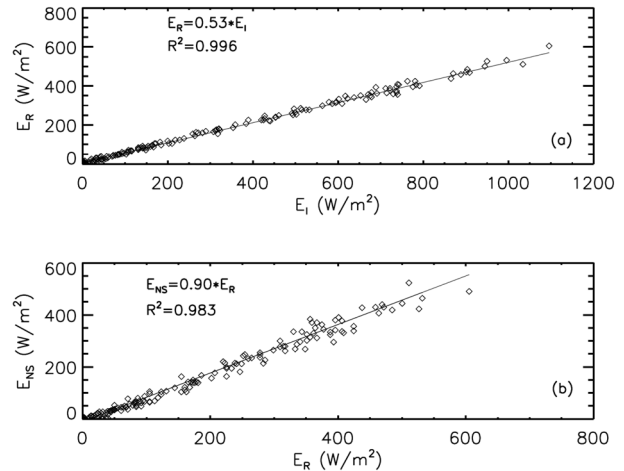
각 210, 1,000, 810, 180 L/day 까지 증가되는 것을 확인할 수 있었다(Fig. 2a). Fig. 2a에서 볼 수 있는 바와 같이 자연적으로 생성되는 유출량은 인공강우에 의해 발생하는 것에 비해 상대적으로 적은 값을 가지지만 스노우팩에 의해 생성되는 유출량에 상당한 기여를 하고 있음을 알 수 있었다. 따라서 이 연구에 얻어진 실험 자료는 CSSL에서 2002년과 2003년 사이에 측정된 자료를 바탕으로 Lee et al.(2008a, 2008b, 2010)의 모델 초기 값과 모델을 검증하는데 사용되었다.

일반적으로 자연적인 용설량의 일일 변동은 기온이나 눈에 흡수된 태양복사에너지에 기인하는 것으로 알려져 있다. Fig. 2b는 연구기간인 5월 10일부터 25일 사이에 스노우팩의 기저부에서 발생한 자연적인 용설량의 일일변동이 나타나 있다. Fig. 2b에서 볼 수 있는 바와 같이 하루 동안 기온과 복사에너지의 증감에 따라 용설량은 빠르게 증가하였다가 천천히 감소하는 톱날 형태(saw-tooth type)의 일일변동을 잘 보여주었다. 이러한 용설량의 일일 변동 패턴은 용질이동이나 동위원소 변동에도 매우 중요한 역할을 하게 된다. 스노우팩 내에서 눈이 녹는 속도가 빨라지게 되면 용설의 양도 증가하게 되고 이에 의한 용질의 농도는 희석효과로 감소하게 된다(Feng et al., 2001). 안정동위원소의 경우에는 눈 녹은 물의 이동 속도가 빨라지게 되어 물과 얼음 사이의 동위원소 반응시간이 줄어들게 되므로 눈 녹은 물의 수소 안정동위원소 값( $\delta D$ )은 눈 표면에서의 값과 크게 다르지 않게 되는 것을 알 수 있다(Lee et al., 2010). 따라서 용설의 일일변동을 관측하여 보다 정확하게 예측하는 것은 스노우팩으로부터 생성되는 용설 내의 용질 이동이나 동위원소 변동특성을 규명하는데 중요한 역할을 하는 것으로 판단된다.

### 3.2. 에너지수지 계산

앞 장에서 설명하였듯이 스노우팩에 흡수된 에너지의 양( $E_{NS}$ )을 계산하기 위해서 순복사에너지를 계산하여야 하는데 이를 위해서는 입사와 반사 복사에너지의 측정이 요구된다. 그러나 본 연구가 수행되었던 기간인 2002-2003년 사이의 복사에너지 자료는 측정기기 문제로 인하여 많은 부분에서 입사 복사량이 정확하게 측정되지 못하였다. 따라서 이 연구에서는 Feng et al.(2001)에 의해 같은 지역에서 1999-2000년 사이에 측정된 알베도를 이용하여 연구기간 내의 입사 복사량을 재구성하였으며, 그들의 자료를 이용하여 반사와 흡수 복사에너지 사이의 상관관계를 구하였다(Fig. 3).

반사와 입사 복사에너지 사이의 상관관계는  $E_R = A \times E_I$  으



**Fig. 3.** (a) Relationship between incident radiation ( $E_I$ ) and reflected radiation ( $E_R$ ) (b) Relationship between reflected radiation ( $E_R$ ) and absorbed radiation ( $E_{NS}$ ). Data were obtained from the winter of 1998 and 1999.

로 나타낼 수 있으며, 이 식에서  $E_R$ 는 반사 복사에너지이며  $E_I$ 는 입사 복사에너지를 나타낸다. 반사와 흡수 복사에너지의 상관관계로부터 입사된 에너지의 53%( $A = 0.53$ ) 정도가 눈 표면에서 반사됨을 알 수 있었다( $R^2 = 0.996$ ,  $p < 0.005$ ; Fig. 3a). 또한 흡수에너지와 반사에너지 상관관계로부터 반사에너지의 90% 정도가 스노우팩에 흡수됨을 알 수 있었다( $R^2 = 0.983$ ,  $p < 0.005$ ; Fig. 3b). 이러한 관계를 이용하여 이 연구에서 사용된 2002년과 2003년 자료에 (7)식을 적용할 수 있다.

$$E_{NS} = 0.90 \times E_R \quad (7)$$

측정된 반사에너지는 기계적 오프셋(offset)으로 인하여 음의 값을 가지게 되는데 측정된 최소값이  $-4,231 \text{ kJ/m}^2/\text{day}$ 이므로 (7)식을 적용하기 전에 모든 값에  $4,231 \text{ kJ/m}^2/\text{day}$  만큼 더하여 보정하여 주었다.

자연적인 용설 발생량을 계산하기 위해서 2003년 4월 9일에서 11일까지 3일 동안과 5월 16일에서 29일까지 14일 동안 하루에 스노우팩이 흡수한 순에너지( $E_{NS}$ )을 계산하였다. 이 기간에는 인공강우실험과 같은 인위적인 영향이 없었기 때문에 스노우팩 기저에서 발생하는 유출수(discharge)는 모두 자연적인 용설에 의해 생성되었음을 알 수 있다. 하지만 4월 9일에서 13일 동안은 인공강우실험 동안 영의 값에 도달하지 않았으므로 기저 유출량(baseline discharge)을 고려하여 이 기간 동안 매일 용설( $V_{SM}$ )의 양을 구하였다. 실제적으로 하루 동안 발생한 용설의 양은 Fig. 4에서 보듯이 전체 방출수의 면적(실선)

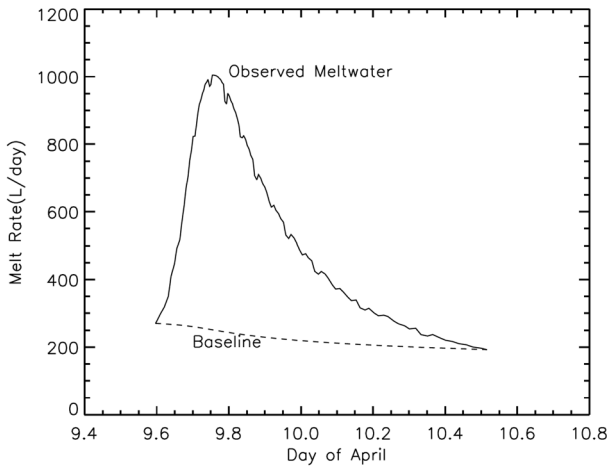


Fig. 4. Correct calculation of melt rate by removing baseline.

에서 기저유량으로 발생된 면적(점선)을 빼주면 구할 수 있다.

위의 방법에 의해 구해진 일일 용설량은 식 (2)를 이용하여 이를 발생시키는데 필요한 에너지( $E_M$ )를 구할 수 있다. 용설시료 채취접시(melt pan, 3 m×6 m)의 면적으로 고려하여 용설을 발생시킨 에너지( $E_M$ )와 눈이 흡수한 순 에너지( $E_{NS}$ )의 차이( $E_{Diff}$ )를 계산하였다. 이 에너지 차이( $E_{Diff}$ )는 용설 생성시 필요한 순복사에너지 이외에 덜 혹은 더 소요된 에너지, 즉 장파에너지 및 기온의 영향을 뜻한다. 따라서 기온과  $E_{Diff}$ 의 상관성을 구하기 위해서 같은 기간(2003년 4월9일-4월 11일, 5월 16일-5월 29일) 동안의 일일평균온도를 계산하였다.

3.3. 에너지와 기온의 상관관계 및 용설의 이동모델

전 장에서 설명한 용설을 발생시킨 에너지와 스노우팩이 흡수한 순에너지 차이( $E_{Diff}$ )와 일일평균기온과의 상관관계를 Fig. 5에 제시하였다. 일일평균기온이 5°C 이하일 때는  $E_{Diff}$ 가 상대적으로 일정한 값( $-5 \times 10^4$  kJ/day, 파란색 크로스)을 보여주고 있다(7식). 일일평균기온이 5°C 이상일 때에는  $E_{Diff}$ 와  $T$ (일일평균기온)간의 (9)식과 같이 기온이 증가하면 에너지도 증가하는 선형관계를 보여준다(다이아몬드).

$$E_{Diff} = -5.0 \times 10^4 \quad (T < 5^\circ\text{C}) \quad (8)$$

$$E_{Diff} = 2.39 \times 10^4 T - 2.42 \times 10^5 \quad (T \geq 5^\circ\text{C}) \quad (9)$$

Lee et al.(2008a, 2008b, 2010)에 사용된 용설 유동모델은 10분의 시간 간격을 이용하여 만들어진 것이므로 이를 본 연구 결과에 적용시키기 위하여 일일단위로 얻어진

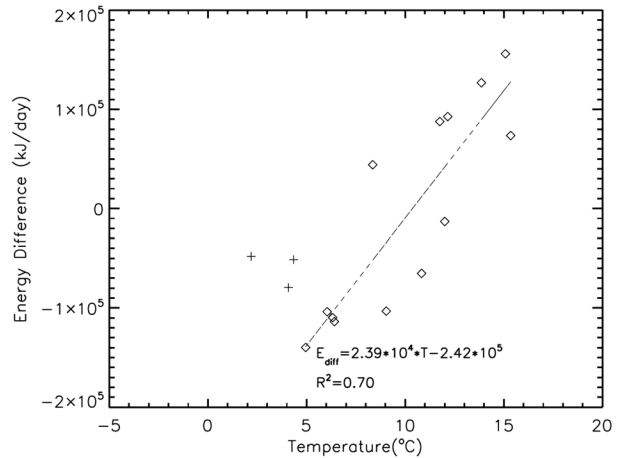


Fig. 5. Relationship between daily air temperature and radiation energy. When the daily air temperature is greater than 5°C (diamond), it has a linear relationship between daily air temperature and radiation energy. However, when the air temperature is less than 5°C (cross), there is no linear relationship between them.

연구결과를 10분 시간 간격 단위로 바꾸어주었다(8, 9 식). 즉 10분 단위의 온도가 5°C 이하일 때는 식 (8)을 적용하였으며, 5°C 이상인 경우에는 식 (9)을 적용하여  $E_{Diff}$ 를 계산하였다.

$$E_M = E_{NS} + E_{Diff} / PA \quad (10)$$

식 (10)에서 PA는 시료 채취접시(melt pan)의 면적을 나타내며,  $E_{Diff}$ 를 고려하지 않는다면( $E_{Diff} = 0$ ), 용설을 생성시키는 에너지( $E_M$ )는 눈이 흡수한 순에너지( $E_{NS}$ )와 같게 된다( $E_M = E_{NS}$ ). 또한 식 (10)에서 계산된 10분 간격의 에너지( $E_M$ )가 음의 값을 가질 경우에는 용설이 생성되지 않는다. 이는 투입된 태양복사에너지는 스노우팩의 온도만을 증가시키는데 사용된 것으로 해석할 수 있다. 따라서 이 에너지( $E_M$ )가 양의 값을 가질 때만 스노우팩으로부터 용설이 생성될 수 있음을 알 수 있다. Fig. 6은 두 에너지를 비교한 결과로써, Fig. 6a는  $E_{Diff}$ 를 고려하지 않은 경우이며 Fig. 6b는 (10)식의 결과를 나타낸 것이다. 해가 뜨기 시작하면 복사에너지가 눈 표면에 전달되기 시작하는데, 이때 기온을 고려하지 않으면 용설이 바로 생성되는 결과를 얻을 수 있다. 그러나 기온을 고려할 경우 복사에너지가 기온 및 눈 속의 온도를 상승시키고 눈 속의 온도가 0°C 이상으로 증가하는 경우에만 용설이 생성되는 것을 알 수 있다(Fig. 6). 또한 기온은 낮고 복사에너지의 양만 많은 경우에도 기온을 증가시키기 위해 복사에너지가 이용됨을 확인할 수 있다. 예를 들어, 4월 7일의 경우 일일평균기온은 1.6°C였고 복사에너지만 고려한 경

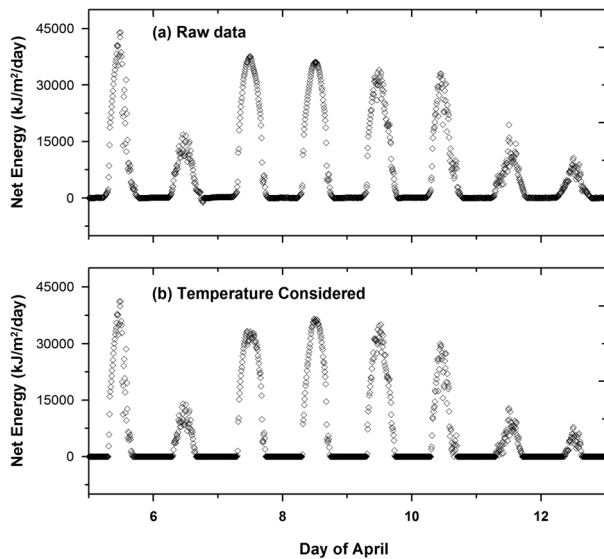


Fig. 6. Comparison of melt water calculations generated at the snow surface between (a) raw data and (b) new algorithm considered air temperature.

우 하루동안 눈 표면이 흡수하여 용설을 만드는데 사용된 에너지는  $1,650,000 \text{ kJ/m}^2$ 이었으나 기온을 고려하여 용설을 생성시키는데 사용된 에너지는  $1,480,000 \text{ kJ/m}^2$ 이므로 이 둘 사이에는 하루동안  $170,000 \text{ kJ/m}^2$ 의 차이가 발생된다(Fig. 6). 따라서, 이 경우 기온을 고려하지 않으면 용설의 발생량을 과도하게 추정할 가능성이 있다. 한편, 기온이 높은 날의 경우에는 기온을 고려하지 않을 경우 용설의 양을 너무 적게 잡을 수도 있다.

$E_M$ 을 계산한 후 (2)식을 이용하여 눈 녹는 속도( $M$ ;  $\text{cm}/10\text{min}$ )를 계산할 수 있으며, 눈 녹는 속도(6식,  $V_{melt}$ )는 앞 절에서 설명한 용설의 유동모델에서 눈 표면의 경계조건으로 사용되었다(Lee et al., 2008a, 2010). 앞서 설명한 눈표면 경계조건과 용설의 유동모델을 이용하여 계산되어진 용설의 유동패턴은 측정된 실험 결과와 비교함으로써 스노우팩의 고유 투수율(intrinsic permeability)을 결정할 수 있었다(Fig. 7). 고유투수율은 수치모의 결과를 이용하여 Lee et al.(2008a)에서 제시한 민감도분석(sensitivity test)을 통하여 눈의 기저부에서 측정된 용설의 속도를 모델결과와 비교하였다. 민감도 분석을 이용한 분석 결과, 인공강우실험과 용설의 일일변동으로부터 스노우팩의 고유투수율은 각각  $5.25 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ,  $7.50 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ 으로 나타났다. Colbeck(1982)의 실험 결과에 의하면 고유투수율은 눈의 밀도에 따라 다르지만 약  $1.0\text{-}4.0 \times 10^{-9} \text{ m}^2$  정도의 값을 나타내었다. 스노우팩 내에서 용설이 생성되거나 인공강우가 눈 표면에 뿌려지면 스노우팩 내에

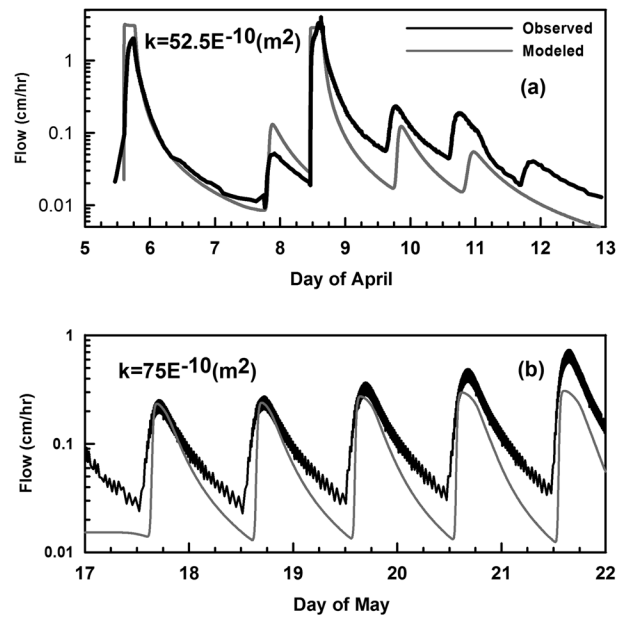


Fig. 7. Observed (black line) and calculated (shaded line) (a) water flow for artificial rain-on-snow experiments (b) water flow for diel variations.

서 선택류(preferential flow)가 생성되게 되며 이는 고유투수율의 증가를 가져오게 된다(Feng et al., 2001). 본 연구에서 제시된 고유투수율의 값은 Colbeck(1982)의 실험 결과보다 다소 높은 값을 보여 주고 있었으며, 이는 본 연구에서 적용된 모델에 고유투수율의 증가를 유발하는 선택류(preferential path)를 고려하지 않았기 때문으로 판단된다.

#### 4. 결 론

본 연구에서는 에너지수지 알고리즘을 이용하여 복사에너지와 기온이 스노우팩-용설에 미치는 영향을 고려하여 연구 시험부지인 CSSL에서 수행한 인공강우실험 및 자연적인 일일변동을 설명하는 새로운 모델을 개발하였다. 연구에서 개발된 모델은 태양복사에너지와 기온의 영향으로 스노우팩에서 용설이 생성되는데 있어 단파복사에너지와 기온을 고려하는 새로운 알고리즘을 제시할 수 있었다. 또한 일일 평균 투입된 에너지와 용설을 발생시킨 에너지의 차이를 평균 일기온과 비교하여 여기에서 얻어진 상관관계를 이용하여 일차원 용설 유동모델에 필요한 경계조건으로 사용하였다. 10분 단위 시간 간격으로 계산된 에너지의 양이 음의 조건에서는 용설을 생성시키지 않고 스노우팩 내에서의 온도만을 증가시키며, 계산된 에너지 양이 양의 조건에서는 용설을 생성시킬 수 있다는 것을 알

수 있었다. 따라서 해가 뜨기 시작하면 복사에너지가 눈 표면에 전달되기 시작하는데 이때 기온을 고려하지 않으면 용설이 바로 생성되어야 하지만 기온을 고려할 경우 복사에너지가 기온 및 눈 속의 온도를 상승시키고 눈 속의 온도가 0°C 이상으로 증가하여야만 용설이 발생한다는 것을 알 수 있었다. 또한 이러한 에너지수지알고리즘을 이용하여 일차원 용설 유동모델에서 민감도분석을 통하여 스노우팩의 고유투수율을 구할 수 있었으며 인공강우실험과 일일변동에서는 각각  $52.5 \times 10^{-10} \text{ m}^2$  및  $75 \times 10^{-10} \text{ m}^2$ 의 고유투수율 값을 얻을 수 있었다.

전 세계적으로 기후변화, 환경 및 생태변화 및 수자원확보 측면에서 눈이 물의 순환(water cycle 또는 hydrological cycle)에 미치는 영향에 대한 연구가 활발히 진행되고 있다. 국내의 경우 특히 겨울에 내린 눈이 봄에 녹아 지하수 및 지표수에 많은 영향을 미치는 지역, 강원도, 울릉도 및 제주 지역에서의 눈에 대한 연구는 필수적이다. 따라서 본 연구에서 얻어진 연구결과를 이용하여 눈과 이로 부터 발생하는 눈녹은 물 즉 용설의 발생 기작과 유동 그리고 용설이 지표수, 지하수 등의 수자원에 미치는 영향에 대한 연구가 지속적으로 이루어져야 할 것으로 생각된다.

## 사 사

이 연구는 Xiahong Feng 박사님, Eric Posmentier 박사님 및 Anthony Faiia 박사님이 도움을 주었으며 이에 감사드립니다. 이 연구는 한국지질자원연구원 주요사업 “지구환경변화 대응 지하수확보 통합솔루션 개발(11-3414)” 및 극지연구소 과제 “극한지 빙하시추와 Ice Core Bank 운영을 위한 핵심기술 개발(PE11090)”의 지원으로 이루어졌습니다.

## 참 고 문 헌

박영윤, 이진용, 최현미, 임현수, 2010, 동토지역의 지하수연구 고찰. 지질학회지, **46**, 429-437.

염종민, 환경수, 이가람, 2009, 적설역에서 나타나는 적외 휘도온도와 반사도 특성. 대한원격탐사학회지, **25**, 193-203.

Alexander, P. and Gong, G., 2011, Modeled surface air temperature response to snow depth variability, *J. Geophys. Res.*, **116**, D14105, doi:10.1029/2010JD014908.

Bales, R.C., Davis, R.E., and Stanley, D.A., 1989, Ion elution through shallow homogeneous snow, *Water Resour. Res.*, **25**, 1869-1877.

Colbeck, S.C., 1972, A theory of water percolation in snow, *J. Glaciol.*, **11**, 369-385.

Colbeck, S.C. and Anderson, E.A., 1982, The permeability of a melting snow cover, *Water Resour. Res.*, **18**, 904-908.

Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magaa Rueda, V., Mearns, L., Menndez, C.G., Risnen, J., Rinke, A., Sarr, A., and Whetton, P., 2007, Regional Climate Projection. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Feng, X., Kirchner, J.W., Renshaw, C.E., Osterhuber, R.S., Klaue, B., and Taylor, S., 2001, A study of solute transport mechanisms using rare earth element tracers and artificial rainstorms on snow, *Water Resour. Res.*, **37**, 1425-1435.

Genetti, A. JR., 1998, Engineering and Design- Runoff from snowmelt, EM 1110-2-1406, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.

Kustas, W.P. and Rango, A., 1994, A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model, *Water Resour. Res.*, **30**, 1515-1527.

Lee, J., Feng, X., Faiia, A.F., Posmentier, E.S., Osterhuber, R., and Kirchner, J.W., 2010, Isotopic evolution of snowmelt: A new model incorporating mobile and immobile water, *Water Resour. Res.*, **46**, W11512, doi:10.1029/2009WR008306.

Lee, J., Feng, X., Posmentier, E.S., Faiia, A.F., Osterhuber, R., Kirchner, J.W., 2008a, Modeling of solute transport in snow using conservative tracers and artificial rain-on-snow experiments, *Water Resour. Res.*, **44**, W02411, doi:10.1029/2006WR005477.

Lee, J., Nez, V.E., Feng, X., Kirchner, J.W., Osterhuber, R., and Renshaw, C., 2008b, A study of solute redistribution and transport in seasonal snowpack using natural and artificial tracers, *J. Hydrol.*, **357**, 243-254.

Male, D.H. and Granger, R.J., 1981, Snow surface energy exchange, *Water Resour. Res.*, **17**, 609-627.

Singh, P., Spitzbart, G., Hbl, H., and Weinmeister, H.W., 1997, Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study, *J. Hydrol.*, **202**, 1-20

Unnikrishna, P., McDonnell, J.J., and Kendall, C., 2002, Isotope variation in a Sierra Nevad snowpack and their relation to meltwater, *J. Hydrol.*, **260**, 38-57.

Wankiewicz, A., 1978, A review of fwater movement in snow, in *Modeling of Snow Runoff*, edited by S.C. Colbeck and M. Ray, pp. 222-252, U.S. Army Cold Reg. Res. And Eng. Lab., Hanover, NH.