

Article

용해실험에 의한 얼음과 용해수의 안정동위원소분화에 관한 연구

이정훈<sup>1\*</sup> · 함지영<sup>1</sup> · 허순도<sup>2</sup>

<sup>1</sup>이화여자대학교 사범대학과학교육과  
(03760) 서울특별시 서대문구 이화여대길 52  
<sup>2</sup>한국해양과학기술원 부설 극지연구소  
(21990) 인천광역시 연수구 송도미래로 26

A Study on Isotopic Fractionation between Ice and Meltwater  
by a Melting Experiment

Jeonghoon Lee<sup>1\*</sup>, Ji-Young Ham<sup>1</sup>, and Soon Do Hur<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Science Education, College of Education, Ewha Womans University  
Seoul 03760, Korea

<sup>2</sup>Korea Polar Research Institute, KIOST  
Incheon 21990, Korea

**Abstract :** Isotopic compositions of ice and meltwater play a very crucial role in paleoclimate studies based on ice cores and water resources research conducted in alpine hydrogeology. Better understanding of variations in the stable isotopic compositions of water is required since changes from ice to liquid water are gaining more attention due to recent climate change. In this work, a melting experiment was designed and conducted to investigate how the isotopic compositions of ice vary with time by heat sources, such as solar radiation. We conducted the melting experiment for 22 hours. The discharge rate rose to a maximum value after 258 minutes and gradually declined because we fixed the heat source. The isotopic compositions of meltwater increased linearly or to a second degree polynomial. The linear relationship between oxygen and hydrogen has a slope of 6.8, which is less than that of the Global Meteoric Water Line (8) and higher than a theoretical value (6.3). The deuterium excess decreased when  $\delta D$  or  $\delta^{18}O$  increases or vice versa since the slope of the relationship for ice-liquid exchange is less than 8. These findings and the apparatus of the melting experiments will make a helpful contribution to the studies of stable isotopes and the melting process in temperate and polar regions.

**Key words :** melt, stable isotopes, paleocliamte, mountain hydrology

1. 서 론

눈 또는 얼음의 안정동위원소(isotopic compositions of snow or ice)는 여러 다학제 분야의 연구에 지난 반세기 동안 사용되어 왔다(Taylor et al. 2001; Mason-Delmotte

et al. 2008; Lee et al. 2010; Lee 2014). 먼저, 눈 또는 얼음의 안정동위원소는 온대지역(temperate region)에서 봄철에 눈과 지하수가 하천에 얼마만큼의 영향을 주는가에 대하여 산악수리지질학(mountain hydrogeology 또는 alpine hydrogeology) 연구를 수행할 때 필수적으로 측정해야 하는 변수이다(Taylor et al. 2001). 이를 동위원소 수분분리법(isotopic hydrograph separation)이라 하며, 눈을 새로운

\*Corresponding author. E-mail : jeonghoon.d.lee@gmail.com

물(new water), 지하수를 오래된 물(old water)로 구분하여 하천에 새로운 물과 오래된 물이 각각 얼마만큼 기여하는 바를 질량보존(mass balance) 방정식을 이용하여 결정할 수 있다(Lee et al. 2014). 한편, 스노우핏(snowpit) 시료는 아이스코어시료 이전에 채취하는 시료로써, 스노우핏 시료의 안정동위원소와 함께 화학분석을 수행하면 강설량에 따라 최근 5년에서 30년 동안의 지구화학적 변화를 관찰할 수 있다(Lee et al. 2015). 스노우핏 시료의 연령을 측정하기 위해서도 눈 안정동위원소의 변화를 관찰하는 것은 필수적이다(Kuramoto et al. 2011). 아이스코어를 이용하여 과거의 환경 및 기후를 복원하려면 현재의 스노우핏 시료와 대기변수와의 상관관계를 도출하여 이를 아이스코어에 적용하여야 한다(Mason-Delmotte et al. 2008). 이러한 상관관계를 이용하여 극지역에서는 주로 과거의 기온 및 해빙의 면적등을 불안정동위원소를 이용하여 복원할 수 있다(Comiso et al. 2011).

동위원소 수분분리법을 이용하여 눈 또는 얼음이 녹은 물, 즉 용해수(meltwater)이 하천에 기여하는 바를 결정하기 위한 과정에서 먼저 가정하는 것이 용설을 발생시키는 눈의 안정동위원소 값이 일정하다는 것이다. Taylor et al. (2001)의 연구에 의하면 눈 안정동위원소의 값은 시간이 흐르면서 점점 증가하는 쪽으로 변하게 된다. Lee et al. (2014)에서는 용설의 동위원소변동을 고려하지 않았을 때 발생할 수 있는 오차를 계산하여 제시하였다. 눈 또는 얼음이 녹아서 아래로 내려갈 때, 액체상인 물과 고체상인 눈 또는 얼음사이에서 동위원소교환반응(isotopic exchange between liquid water and snow or ice)이 발생하게 된다(Lee et al. 2009). 동위원소교환반응이 발생하게 되면, 0°C에서 액체상은 고체상에 비해 평형상태에서 산소와 수소동위원소 값이 각각 3.1%, 19.5% 낮게 된다(O'Neil 1968). 시간이 흐를수록 눈 또는 얼음의 안정동위원소값은 동위원소교환반응으로 인해 증가하게 된다.

스노우핏과 천부아이스코어의 연대측정은 주로 불안정 동위원소의 계절성을 이용한다(Lee et al. 2015). 스노우핏과 천부아이스코어의 불안정동위원소를 분석하면 겨울철과 여름철에 내린 눈 안정동위원소값의 차이로 인해 그 값이 일종의 주기함수형태로 나타나게 된다. 또한, 안정동위원소의 특징으로 인해 지역에 따라 온도, 강수량, 해빙의 면적, 바람의 방향등을 나타낼 수 있다(Posmentier et al. 2005). 안정동위원소와 이러한 변수간의 관계를 정립하기 위해서는 눈이 내린 이후 다른 물리적 과정이 없어야 한다(no post depositional process). 예를 들어, 눈이 온 후 눈이 녹게 되면 동위원소분화가 일어나 용설의 안정동위원소값은 감소하고 눈 또는 얼음의 값은 증가하게 된다. 따라서, 눈 또는 얼음 속을 통과하게 되며, 눈 또는 얼음의 동위원소 값은 시간이 흐르면서 증가하게 된다. 극지

역에서도 최근 내륙지역 이외의 지역에서 눈 또는 얼음이 녹은 증거들이 발견되고 있고 이러한 지역에서 스노우핏 또는 아이스코어를 이용하여 과거의 기온을 복원하게 되면 동위원소분화를 고려하지 않았으므로 복원된 고기후에 오차가 발생하게 된다(Taylor et al. 2001).

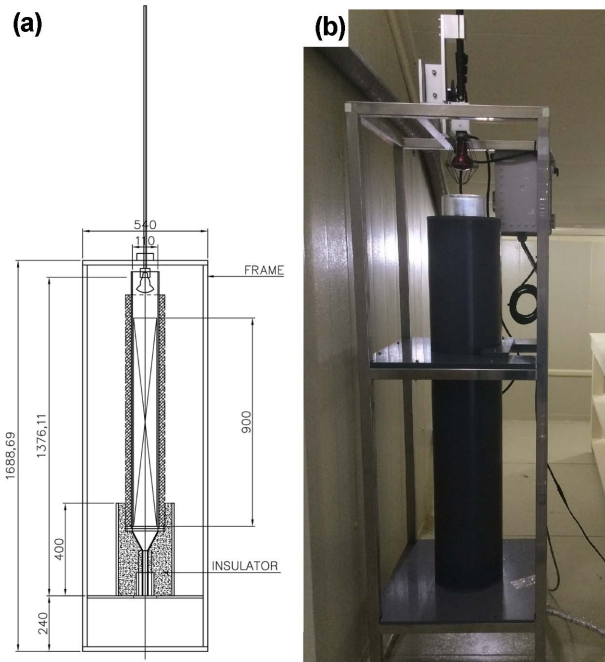
최근 기후변동으로 인해 눈 또는 얼음 안정동위원소 값의 변동을 이해하는 것은 동위원소 수분분리법과 스노우핏 또는 아이스코어 연구에 많은 의미를 가질 수 있다(Lee 2014). 동위원소 수분분리법에서 새로운 물, 즉 눈 또는 얼음이 녹은 물의 시간적인 변동을 이해함으로써 오차를 줄여야하며, 아이스코어 연구에서는 동위원소 값을 눈이 녹기 전의 값으로 되돌려 오차를 줄이는 노력을 시도하여야 할 것이다. 이러한 문제를 해결하기 위해서는 눈 또는 얼음의 안정동위원소 값이 어떻게 분화(fractionation)하는가에 대한 이해가 필요하다(Lee et al. 2010). 기존의 연구는 주로 눈을 이용하였으나 본 연구에서는 얼음의 안정동위원소 값의 변동을 관찰하기 위하여 용해실험(melting experiment)을 수행하였다. 따라서, 본 연구의 목적은 얼음이 녹기 시작하면서 얼음이 녹은 물의 동위원소 값이 어떻게 변화해 나가는지를 관찰하고 향후 용해모델의 기본 자료로 활용하는 것이다.

## 2. 용해실험장치 및 실험방법

기본적으로, 용해실험장치(apparatus of melting experiment)는 컬럼(column) 안에 눈 또는 얼음을 두고, 상부에서 열에너지를 눈 또는 얼음 표면에 전달하여 눈 또는 얼음이 녹을 수 있도록 고안되었다(Taylor et al. 2001). 용해실험은 이화여자대학교의 극지실험실(cryosphere laboratory)에서 수행하였다(Fig. 1). 용해실험 도중 실험실의 온도로 인해 얼음이 녹는 것을 방지하기 위하여 실험실의 온도를 영하 1-3°C로 고정해 놓았다. 얼음은 여러번의 실험동안 같은 동위원소 조성을 유지할 수 있도록 1차 증류수를 20 L를 준비하고, 이를 냉동고에 얼려 보관하고 실험이 끝날 때까지 사용하였다.

실험에 사용된 증류수는 60 mL 실험용 보관 용기에 따로 보관하였다가 실험 시료의 기준값(water medium)을 측정하는데 사용하였다. 또한 실험에 사용된 얼음과 동일하게 만들어진 얼음도 실험 시료의 기준값(ice medium)으로 사용되었다. 얼음의 크기는 가로, 세로, 높이가 모두 3 cm인 정육면체의 얼음을 사용하였다. 실험에 사용된 얼음의 양은 총 1500 g이며 99.9%(1498.08 g)가 최종적으로 회수되었다.

110 mm의 직경을 가진 칼럼에 1.5 kg의 얼음을 투입한 후 적외선램프(70 W, 에너지원)를 가동하였다. 얼음의 표면은 칼럼의 아래부분에서 40 cm 떨어진 곳에 위치하였



**Fig. 1.** A schematic diagram (a) and photo (b) of apparatus of melting experiment installed at a cryosphere laboratory in Ewha Womans University. Numbers are expressed in mm. Initial surface of ice was located 400 mm from the bottom of the column

다. 실험 시작 후 110분 후에 처음으로 용해된 물시료를 채취하였으며, 실험은 총 21.5시간(1290분)동안 지속되었다. 얼음표면에서 생성된 물은 컬럼을 지나 실험장치 최종 아래의 튜브로 흐르게 설계 되었으며 튜브는 시료가 어는 것을 방지하기 위하여 열선으로 감싸 놓았다. 최종적으로 15 mL(84개), 30 mL(15개)의 시료가 채취되었다. 시료 채집 기준은 반아진 샘플의 질량으로 하였다. 15 mL의 경우 샘플의 무게가 평균적으로 13.28 g(표준 편차 1.74)이었으며 30 mL의 경우 27.73 g(표준 편차 5.84)의 평균 무게를 나타내었다. 획득된 99개의 샘플 중에서 얼음이 녹기 시작한 부분의 5개의 시료(2시간 25분 경과)를 다 분석하였으며, 얼음이 본격적으로 녹기 시작한 이후부터는 5개 중에서 1개씩 분석하였다.

채취된 시료의 안정동위원소( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ )는 극지연구소에 설치되어 있는 상용 불안정동위원소분석장비(Picarro L2130)를 이용하여 분석하였다. 레이저흡광법(a Cavity Ring Down Spectrometer, CRDS, <http://www.picarro.com>)이 기본원리이며 이는 기체의 흡수스펙트럼의 고유성을 이용하여 정밀하게 조정된 파장의 빛을 측정 챔버(cavity)에 조사한 후 빛이 측정 챔버 안에 있는 대기의 목적성분의 양에 비례하여 흡수 및 소멸되는 시간을 측정하는 원리이다(Jung et al. 2013). 표준물질로는 국제원자력기구에서 제공하는 VSMOW2(산소 및 수소동위원소 값: 0‰,

0‰), SLAP(-55.50‰, -427.5‰), GISP(-24.76‰, -189.5‰)를 사용하였다. 각 표준물질은 개당 주입회수를 18회로 정하고 열 번째 시료까지는 이전 시료의 기억효과(memory effect)를 고려하여 결과 값 산출 시 제외하고 나머지 여덟 번의 결과의 평균값을 이용하였다. 시료는 개당 주입회수를 12회로 정하고 뒤의 여덟 번의 결과 값의 평균값을 이용하였다(Lee et al. 2013). 시료를 5회 분석한 후 표준물질을 러닝스탠다드(running standard)로 이용하였다. 수소 및 산소동위원소의 정밀도(precision)는 각각 0.8‰, 0.08‰이다. 불안정동위원소의  $\delta^{18}O$  값은  $H_2^{16}O$ 의 농도 값에 대한  $H_2^{18}O$ 의 농도 값의 상대조성비로 나타내며,  $\delta D$ 의 값은  $H_2^{16}O$ 의 농도 값에 대한  $HD^{16}O$ 의 농도 값의 상대 조성비로 나타낸다.  $\delta$ 의 정의는 아래 식 (1)과 같다.

$$\delta(\text{‰}) = \left[ \frac{R_{obs} - R_{VSMOW}}{R_{VSMOW}} \right] \times 100 \quad (1)$$

여기서  $R_{obs}$ 와  $R_{VSMOW}$ 는 각각 분석된 시료와 표준시료의 D/H 또는  $^{18}O/^{16}O$ 를 나타낸다.

### 3. 연구 결과 및 토의

#### 용해속도(melting rate) 분포

본 연구에서는 얼음의 녹는 속도를 고려하지 않고 얼음 표면이 녹아 얼음 녹은 물이 시간에 따라 어떻게 안정동위원소가 변해 가는가에 초점을 두었다. 따라서, 얼음 표면에 전달되는 에너지를 고정하였다. 이는 시간에 따라, 얼음 표면과 적외선램프간의 거리가 멀어지므로, 시간에 따라 용해속도는 줄어들 수밖에 없다(Fig. 2a). Fig. 2에서는 시간이 흐름에 따라 배출속도(F, Fraction melted)가 어떻게 변하는 가를 나타내었다. Lee et al. (2014)에서는 표면에서 눈이 녹는 속도에 따라 눈 녹은 물의 안정동위원소가 어떻게 변화하는 가를 모델연구를 통해 제시하였다. 얼음 또는 눈 녹는 속도를 고정하기 위해서는 시간에 따라 에너지원의 강도를 높혀 주거나(예를 들어 100 W 적외선램프 사용), 적외선램프와 얼음 표면과의 거리를 일정하게 유지시켜 주는 방법이 있을 수 있다. 본 연구에서 사용된 적외선전구 70 W가 모두 얼음을 녹이는 데 사용된다면, 대략적으로 분당 12.5 g의 얼음을 물로 전환시킬 수 있다(Haynes 2012).

시간에 따른 용해속도, 즉 컬럼의 하단부에서 측정된 배출속도(specific discharge)를 Fig. 2b에 나타내었다. 배출속도를 매우 정확하게 조절하는 것은 기본적으로 불가능하기 때문에, 향후 연구에서도 배출속도를 통계적으로 접근할 필요가 있을 것으로 판단된다(Taylor et al. 2001). 배출속도의 평균은  $1.52 \pm 0.4$  g/min이었으며, 최대속도는 실험 실시이후 258분(F = 0.18)만에 분당 2.18 g에 도달

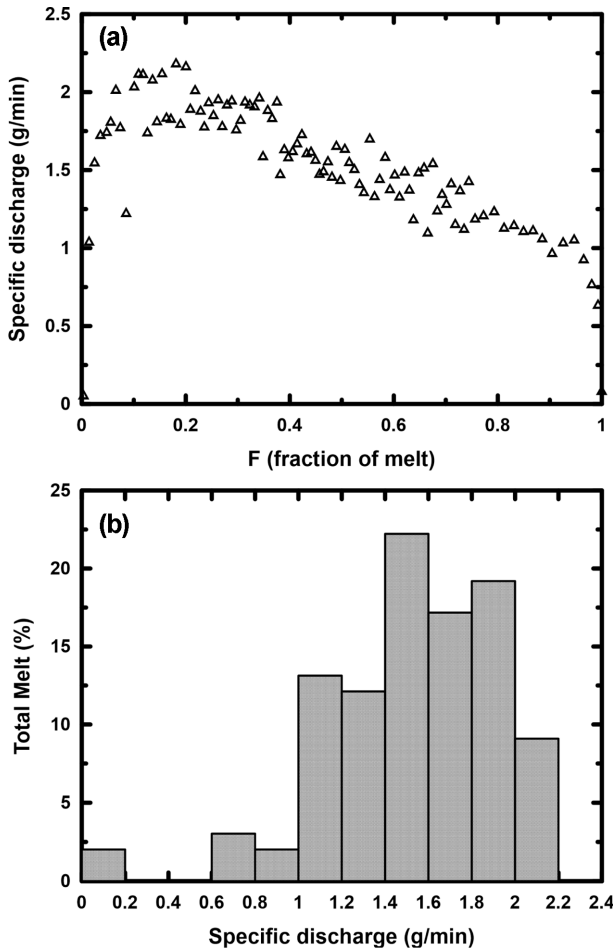


Fig. 2. (a) Variations of specific discharge as a function of fraction melted (F). (b) A distribution of total melt as a function of collected specific discharge

하였으며 이후 감소하였다. Fig. 2b의 배출속도 분포도에서도 이를 보여 주고 있다. 1.4에서 1.6 사이에 가장 많은 속도가 분포하고 있으며 1.0–2.0 사이에 대부분의 속도가 분포하고 있다. 향후 배출속도를 고려한 모델을 이용할 때 이러한 접근 방법을 이용해 볼 수 있을 것으로 판단된다.

#### 시간에 따른 동위원소변화

시간에 따라 얼음 또는 눈이 녹아서 동위원소분화(isotopic fractionation)가 발생하게 되면 얼음 또는 눈과 이들이 녹은 물의 안정동위원소값은 변하게 된다. 이는 액상의 물과 고체상인 얼음과의 안정동위원소교환반응(isotopic exchange between liquid water and ice)에 의한 것으로 해석할 수 있다(Lee et al. 2009; Lee et al. 2010). 고체상인 얼음과 액체상인 물이 동위원소적으로 평형을 이루게 되면 액상인 물은 고체상인 얼음에 비해 산소 및 수소 동위원소의 값이 각각 3.1‰, 19.5‰ 낮은 값을 갖게 된다(O'Neil 1968). 액상인 물은 아래로 흐르게 되어 결국

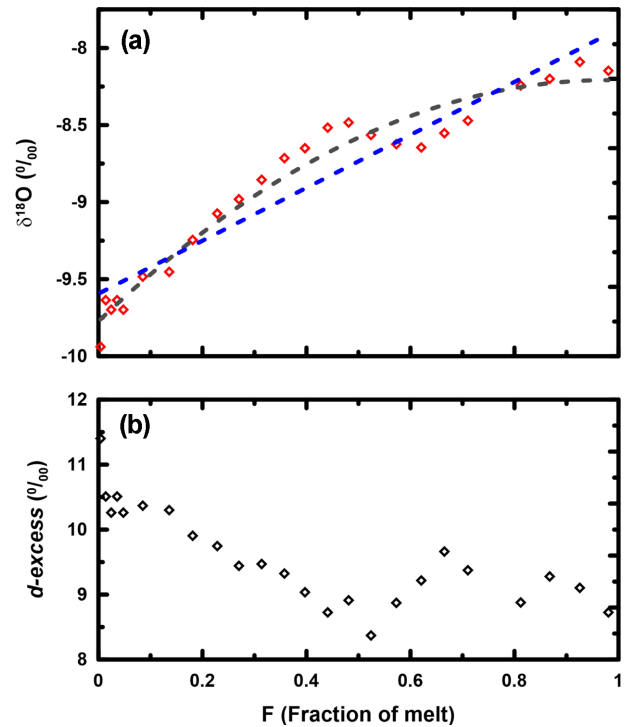


Fig. 3. Time series of isotopic compositions of meltwater as a function of F, the cumulative melt volume divided by the total melt volume. (a) Variations of  $\delta^{18}\text{O}$  (red diamond), fitted by linear line (blue dotted) and second degree polynomial (grey dotted). (b) Variations of deuterium excess

에는 반응시스템을 빠져 나가게 되면, 시간이 지날수록 동위원소분화작용으로 인해 고체상의 얼음의 동위원소값은 증가(enriched)하게 된다.

Fig. 3은 적외선램프로 인해 얼음 표면에서 얼음이 녹기 시작하여 완전히 다 녹을 때까지의 동위원소변동을 나타낸 것이다. Fig. 3a는 산소동위원소변동만을 나타내었으며, Fig. 3b는 중수소과잉값(deuterium excess,  $d\text{-excess} = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$ )를 나타내었다. 수소동위원소값은 Fig. 4에서도 알 수 있듯이 산소와 선형관계를 나타내므로 제시하지 않았다. 먼저, 산소동위원소 값은 시간이 지날수록 점점 증가함을 알 수 있다. 이는 앞에서 설명한 것처럼 얼음이 녹을수록 동위원소값이 낮은 액상의 물은 시스템을 빠져 나가게 되어, 고체상인 얼음은 점점 더 값이 높아지게 된다. 이전 얼음보다 동위원소값이 높아진 얼음이 녹으면서 다시 동위원소교환반응이 일어나게 되면 얼음은 동위원소값이 더 높아지게 되고 이러한 반응이 계속적으로 일어나면서 컬럼의 아래쪽에서 수집된 얼음이 녹은 물의 동위원소값은 전체적으로 증가하는 양상을 보여 주게 된다.

산소동위원소의 변동은 증가 양상은 본 연구에서는 선형( $\delta^{18}\text{O} = 1.7F - 9.6$ ,  $R^2 = 0.9$ ,  $p < 0.001$ ) 또는 2차함수

$[\delta^{18}\text{O} = (F - 0.4)^2 + 1.9F - 9.5, R^2 = 0.96, p < 0.001]$ 의 형태로 증가하였다. Taylor et al. (2002)와 Lee (2014)의 연구에 의하면 얼음이 컬럼을 통과하는 속도가 빠를수록 직선의 형태를 나타내며, 느린 경우 좀 더 곡선의 형태를 나타내는 것으로 알려져 있다. 이는 액체상인 물의 속도가 빠를수록, 액체상인 물이 고체상인 얼음과 동위원소교환 반응을 할 수 있는 시간이 줄어들게 되어 두 상의 동위원소 차이가 크게 나지 않게 되지만, 속도가 느리게 되면 충분히 교환할 수 있는 시간이 확보되어 동위원소 차이가 크게 나 곡선 형태를 띄는 것으로 알려져 있다.

중수소과잉값(*d-excess*)은 강우 기원지의 습도상태를 추정하는 데에 많이 사용되어 왔다(Feng et al. 2009). 중수소과잉값의 경우 강우사상 이후에도 증발에 의해서 그 값이 변화될 수 있다. 얼음이 녹는 과정에서 중수소과잉값이 변화할 수 밖에 없는데, 이는 다음에 논의 될 얼음과 물의 동위원소교환반응시 산소와 수소의 선형관계가 8이하의 값을 나타내기 때문이다(Lee et al. 2010; Lee 2014). 이에 대해서는 다음 절에서 좀 더 자세하게 논의하도록 할 것이다.

#### 산소-수소의 안정동위원소관계

불안정동위원소를 이용한 기법 중에서 가장 먼저 점검하는 사항이 산소와 수소의 선형적인 관계이다(Lee et al. 2010). 해양에서 증발(evaporation) 또는 대류(convection)에 의해 형성된 구름에서 내리는 강우는 산소와 수소의 선형관계에서 기울기 8을 가지며, 이를 지구순환선(Global Meteoric Water Line, GMWL)이라고 부른다(Dansgaard 1964). 이러한 강우이외에 다른 물리적과정을 거친 물들은 기울기에 변화가 발생하게 된다. 증발작용을 겪은 물들은 산소-수소 기울기가 2~6 정도를 가지는 것으로 알려져 있다(Lee et al. 2010). 얼음이 녹으면서 액체상인 물과 고체상인 얼음이 동위원소교환반응이 발생하게 되면, 동위원소분화계수는 산소가 3.1%, 수소가 19.5%이므로 19.5/3.1, 즉 ~6.3이 이론적인 값이 된다(O'Neil 1968). 따라서, 눈 또는 얼음이 녹는 지역에서 산소-수소의 안정동위원소의 관계는 기울기가 8보다 작은 값을 나타내게 된다. 따라서, 온대지역에서 산소와 수소의 선형관계가 8보다 작은 값을 나타낼 때, 이는 증발 이외에 액체상과 고체상의 동위원소 교환반응이 그 원인일 수도 있다(Lee et al. 2010). 용해실험을 통해 관찰된 산소와 수소의 선형관계를 Fig. 4에 제시하였다. 본 실험을 통해서 관찰된 산소와 수소의 선형관계에서 기울기는 6.8이었으며 이론적인 값보다는 다소 높은 값이 관찰되었다. 전지구순환선의 기울기 8보다는 낮은 값이며, Earman et al. (2006)에서 제시한 고체상인 얼음과 기체상인 수증기의 반응, 즉 승화에 의한 동위원소변동, 7.7보다도 낮은 값을 나타내었다. 이는 얼음

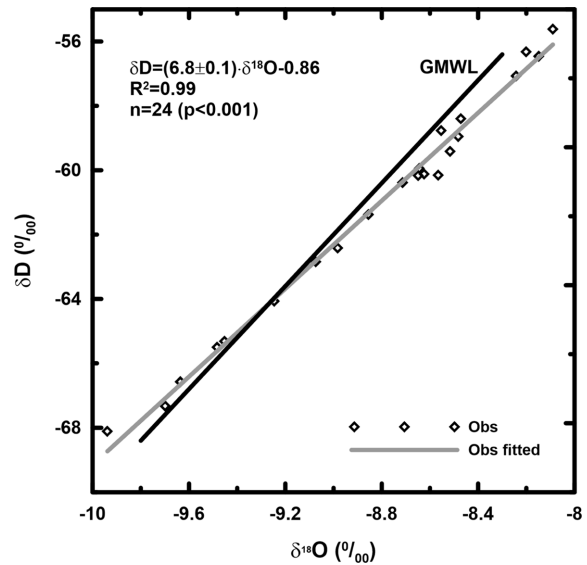


Fig. 4.  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta\text{D}$  linear plots for the column experiment (Obs: observation). The black solid line is the Global Meteoric Water Line (GMWL,  $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$ )

과 물의 동위원소교환반응에 의해 용해수의 동위원소가 변화하였다는 것을 지시한다.

앞 절에서 관찰된 중수소과잉값 역시 산소와 수소의 선형관계에 의하여 결정된다. 얼음과 물의 동위원소교환반응이 8보다 작은 값을 나타내기 때문에 얼음의 상을 변화시키는 물리적과정이 발생되게 되면 중수소과잉값도 역시 영향을 받을 수 밖에 없다. Fig. 3b에 나타난 중수소과잉값의 변화는 산소동위원소의 변동과 반대의 양상을 보여 주는데, 이는 얼음과 물의 두 동위원소의 선형관계가 8보다 작은 값을 보여주기 때문에 산소동위원소가 증가할 때 중수소과잉값은 감소하게 된다. 눈이 내려 전혀 녹지 않아 강우의 기울기 8을 그대로 가지고 있다면 중수소과잉값은 크게 변화하지 않을 것이다(Lee et al. 2015). 그러나, 눈이 쌓인 이후 눈의 변성 작용으로 인해 얼음으로 전환되면서 선형관계의 기울기 값이 변화하게 되면 중수소과잉값도 역시 변화할 수 밖에 없다.

#### 4. 결론 및 제언

용해에 따른 얼음의 안정동위원소의 변동을 이해하기 위하여 용해실험장치를 제작하였다. 증발 또는 기화의 영향을 최대한 줄이고 오직 적외선램프로 의해 얼음이 녹을 수 있도록 실험실의 온도를 조정하였다. 22시간동안 용해 실험동안 얼음 녹은 물의 배출속도는 평균적으로 1.5 g/min이었으며, 얼음 대비 얼음 녹은 물의 회수율은 99% 이상이었다. 얼음 녹인 물의 안정동위원소의 변동은 일차 또

는 이차함수 형태로 증가하였으며, 이는 고체상인 얼음과 액체상인 물의 안정동위원소교환반응으로 설명될 수 있다. 얼음 녹은 물의 산소와 수소의 선형관계는 전지구순환선의 기율기 8보다는 낮은 값(6.8)을 나타내었으며, 이는 얼음과 물의 안정동위원소교환반응의 이론적인 기율기인 6.3보다는 조금 높은 값을 나타내었다. 기율기가 8보다 낮은 이유로 인해 중수소과잉값은 산소동위원소의 변동과 반대의 경향으로 변화하였다. 본 용해실험은 향후 극지역 또는 온대지역에서 얼음이 녹는 물리적과정과 연관이 있는 다양한 실험에 이용될 수 있을 것이라고 판단된다.

## 사 사

이 연구는 극지연구소 “국내 학·연 극지진흥 프로그램 (Polar Academic Program, PAP)”, “장보고기지 주변 빙권 변화 진단, 원인규명 및 예측(PM15010)”, “남극의 동서 기후편차 원인 규명(PE15010)” 과제의 일환으로 수행되었습니다. 논문을 의견을 주신 두 분의 심사위원님께서도 감사드립니다.

## 참고문헌

- Comiso JC, Kwok R, Martin S, Gordon AL (2011) Variability and trends in sea ice extent and ice production in the Ross Sea. *J Geophys Res* **116**:C04021. doi:10.1029/2010JC006391
- Dansgaard W (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**:436–468
- Earman S, Campbell AR, Phillips FM, Newman BD (2006) Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. *J Geophys Res* **111**:D09302. doi:10.1029/2005JD006470
- Feng X, Faiia AM, Posmentier ES (2009) Seasonality of isotopes in precipitation: a global perspective. *J Geophys Res* **114**:D08116. doi:10.1029/2008JD011279
- Haynes WM (2012) CRC handbook of chemistry and physics. CRC Press, Boca Raton, 2664 p
- Jung YY, Koh DC, Lee J, Ko KS (2013) Applications of isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS) to analysis of stable isotopic compositions of liquid water. *Econ Environ Geol* **46**(6):495–509
- Kuramoto T, Goto-Azuma K, Hirabayashi M, Miyake T, Motoyama H, Dahl-Jensen D, Steffensen JP (2011) Seasonal variations of snow chemistry at NEEM, Greenland. *Ann Glaciol* **52**(58):193–200
- Lee J (2014) A numerical study of isotopic evolution of a seasonal snowpack and its meltwater by melting rates. *Geosci J* **18**(4):503–510
- Lee J, Choi H, Oh J, Na U-S, Kwak H, Hur SD (2013) Moisture transport observed by water vapor isotopes in the vicinity of coastal area, Incheon, Korea. *Econ Environ Geol* **46**(4):339–344
- Lee J, Feng X, Faiia AM, Posmentier ES, Kirchner JW, Osterhuber R, Taylor S (2010) Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chem Geol* **270**(1–4):126–134
- Lee J, Feng X, Posmentier ES, Faiia AM, Taylor S (2009) Stable isotopic exchange rate constant between snow and liquid water. *Chem Geol* **260**(1–2):57–62
- Lee J, Han Y, Ham JY, Na US (2015) A study of stable isotopic variations of Antarctic snow by albedo differences. *Ocean Polar Res* **37**(2):141–147
- Lee J, Koh DC, Kim H (2014) A review on solute transport mechanisms in a snowpack. *J Geol Soc Korea* **50**(5): 681–68
- Mason-Delmotte V, Hou S, EKaykin A, Jouzel J, Aristarain A, Bernardo RT, Bromwich D, Cattani O, Delmotte M, Falourd S, Frezzotti M, Gallée H, Genoni L, Isaksson E, Landais A, Helsen MM, Hoffmann G, Lopez J, Morgan V, Motoyama H, Noone D, Oerter H, Petit JR, Royer A, Uemura R, Schmidt GA, Schlosser E, Simões JC, Steig EJ, Stenni B, Stievenard M, Broeke MR, Wal RSW, Berg WJ, Vimeux F, White JWC (2008) A review of Antarctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling. *J Climate* **21**(13):3359–3387
- O’Neil JR (1968) Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. *J Phys Chem* **72**(10):3683–3684
- Posmentier ES, Faiia AM, Feng X (2005) Seasonal variations of precipitation  $\delta^{18}\text{O}$  in eastern Asia. *J Geophys Res* **109**:D23106 doi:10.1029/2004JD004510
- Taylor S, Feng X, Kirchner JW, Osterhuber R, Klauke B, Renshaw CE (2001) Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resour Res* **37**(3):759–769
- Taylor S, Feng X, Renshaw CE, Kirchner JW (2002) Isotopic evolution of snowmelt 2. Verification and parameterization of a one-dimensional model using laboratory experiments. *Water Resour Res* **38**(1):1218 doi:10.1029/2001WR000815

Received Aug. 8, 2015

Revised Oct. 12, 2015

Accepted Oct. 12, 2015