

용해실험 및 일차원모델을 이용한 얼음과 용해수의 동위원소교환반응에 대한 연구

함지영¹ · 이원상² · 한영철² · 허순도² · 정혜정¹ · 이정훈^{1,*}

¹이화여자대학교 과학교육과

²극지연구소

요 약

얼음 동위원소의 시간적 변화를 규명하기 위하여 얼음 용융실험을 수행하였다. 적외선램프(75 W)를 이용하여 얼음과 램프사이의 거리를 일정하게 유지하면서 2 kg의 얼음을 13시간 동안 녹이면서 배출속도(1.96 ± 0.4 cm/hr)를 최대한 일정하게 유지하였다. 증발 또는 승화로 인한 질량 감소는 거의 없었으므로(회수율 98.8%), 얼음의 동위원소변화는 고체상인 얼음과 액체상인 얼음이 녹은 물의 동위원소교환반응에 의해 설명할 수 있다. 얼음의 동위원소변화를 조절하는 것은 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는 가(f)와 동위원소교환상수(k_r)에 의해 결정되며 이를 결정하기 위하여 Lee *et al.* (2010a)에서 사용된 모델을 적용하였다. 얼음이 녹은 물의 산소와 수소의 안정동위원소의 선형관계는 기울기가 6.64로 계산되었으며, 이는 승화에 의한 동위원소 변동은 무시할 수 있으며, 주로 얼음과 물의 동위원소교환반응으로 설명할 수 있다. 모델과 실험결과를 비교하여 산소와 수소동위원소의 f 값은 각각 0.28, 0.20이었으며, k_r 값은 각각 0.30, 0.41 hr⁻¹로 계산되었다. 이는 통계적으로 유의미하게 다르다고 할 수 없으므로 향후 추가적인 실험이 요구된다.

주요어: 증발, 승화, 동위원소교환반응, 선형관계

Ji-Young Ham, Won Sang Lee, Yeongcheol Han, Soon Do Hur, Hyejung Jung and Jeonghoon Lee, 2017, A study on isotopic exchange between ice and meltwater using a melting experiment and 1-D model. Journal of the Geological Society of Korea. v. 53, no. 6, p. 773-780

ABSTRACT: We conducted a melting experiment to observe how stable isotopic compositions of ice vary. With an infrared lamp (75 W), discharge rate remained constant (1.96 ± 0.4 cm/hr) due to a constant distance between ice surface and the infrared lamp with melting of 2 kg of ice. There was no evaporation or sublimation by mass loss (98.8% of recovery) and the isotopic variation of meltwater from ice was explained by isotopic exchange between liquid water and ice. The isotopic compositions of meltwater from ice were controlled by how much ice was involved in the isotopic exchange (f) and isotopic exchange rate constant (k_r). To determine these values, a model used by Lee *et al.* (2010a) was adopted. A slope from the linear relationship between two stable isotopes of meltwater ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) was 6.64, which ignored the effect of sublimation. This can be attributed to the isotopic exchange between liquid water and ice. By comparison between model and melting experiment, the f value of oxygen and hydrogen was 0.28, 0.20, respectively and the k_r value of oxygen and hydrogen was 0.30, 0.41 hr⁻¹, respectively. This requires more various experiments because those values were not statistically different.

Key words: evaporation, sublimation, isotopic exchange, linear relationship

(Ji-Young Ham, Hyejung Jung and Jeonghoon Lee, Dept. of Science Education, Ewha Womans University, Seoul 03760, Republic of Korea; Won Sang Lee, Yeongcheol Han and Soon Do Hur, Korea Polar Research Institute, Incheon 21990, Republic of Korea)

1. 서 론

빙하의 안정동위원소는 과거의 온도, 해빙의 면적,

강수량 등을 지시하는 과거 지시자(paleo-proxy)로 알려져 있다(Mason-Delmotte *et al.*, 2008). 이는 눈이 생성될 당시의 해양의 표면온도에 대한 정보가 물

* Corresponding author: +82-2-3277-3794, E-mail: jeonghoon.d.lee@gmail.com

안정동위원소에 포함되어 있으며 눈이 빙하 시추장소에서 쌓인 이후 얼음으로 변성(metamorphism)되고 나서 아무런 물리적 과정(post-depositional process)도 일어나지 않았다는 것을 가정한다(Lee *et al.*, 2015). 이는 남극 대륙 내부와 같이 연중 영하의 환경에서는 적절한 가정이지만, 그 이외의 다양한 지역에서 쌓인 눈이 녹아 만들어진 용설의 경우에는 적절하지 않다(Taylor *et al.*, 2001). 따라서 용설이 눈 또는 편(firm) 층을 통과하여 더 이상 이동하지 못하고 수평적인 층들로 존재할 경우에는 새로운 접근 방법이 필요하다. 얼음의 안정동위원소 값과 기온은 서로 양의 선형관계를 가지고 있으므로, 얼음의 동위원소 값은 얼음이 변성작용을 받는 동안 값이 변하게 되며, 이는 복원된 온도의 오차를 발생시킨다. 따라서 빙하를 이용한 고기후연구를 수행하기 위하여 고체와 액체의 동위원소 교환반응(isotopic exchange between liquid water and ice) 또는 고체와 기체의 동위원소 교환반응(isotopic exchange between ice and vapor)에 대한 이해가 반드시 필요하다(Lee *et al.*, 2010a).

동위원소 수분분리법(isotopic hydrograph separation)은 '하천에 새로운 물(강우)과 오래된 물(지하수)이 각각 얼마만큼 기여하는 가'를 추적자를 이용하여 계산하는 방법이다(Lee, 2017). 강우가 아닌 위도가 높은 지역 및 산악지역의 얼음과 봄철에 녹은 새로운 물이 하천에 어떻게, 얼마나 기여하는지를 추정하기 위해서는 눈 또는 얼음의 동위원소에 대하여 이해가 선행되어야 한다. 동위원소 수분분리를 수행하기 위해서는 산악지역의 눈 또는 얼음의 동위원소가 시간에 따라 분별(fractionation)을 일으킴으로서 발생하는 오차에 대한 이해가 필요하다. 이러한 오차를 줄이기 위해서는 시간에 따른 동위원소변동을 이해하고 이를 수분분리에 적용하여야 한다. 시간에 따른 눈의 동위원소 분별과정은 여러 연구를 통해 현장과 실험실에서의 용융실험 및 모델연구결과들로 보고되어 있다(Taylor *et al.*, 2001; Feng *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2009, 2010b, 2014b). 국내에서는 눈의 변성작용으로 인해 눈 보다는 얼음이 겨울철에 많은 지역에 쌓여 있기 때문에 수분분리를 수행하기 위해서는 눈과 얼음의 동위원소 분별과정에 대한 이해가 필요하다. 하지만, 얼음의 동위원소 분별과정은 산악지역, 온대지역 물론 극지역에서조차 보고된 적이 없다.

본 연구에서는 얼음의 용융실험을 통해 동위원소 수분분리 및 빙하의 안정동위원소를 이해하는 데에 필요한 얼음의 동위원소 분별과정을 고체상인 얼음과 액체상인 물의 동위원소교환반응(isotopic exchange between liquid water and ice)로 이해하고자 한다. 이를 위하여 Lee *et al.* (2015)에서 제시한 얼음 용융장치를 이용하여 얼음으로부터 발생된 물의 동위원소변동을 물리적인 모델을 이용하여 설명하고자 하였다. 얼음의 동위원소변동은 얼음이 녹은 물, 용융수가 얼음사이의 공극을 통과하면서 얼음과 물의 동위원소교환반응으로 인해 설명될 수 있다(Lee *et al.*, 2009, 2010a). 이를 정량적으로 설명하기 위하여 Lee *et al.* (2010a)에서 제시한 모델을 이용하였으며, 동위원소변동을 설명할 수 있는 두 변수가 얼음과 물의 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는가와 동위원소교환상수를 구하기 위하여 용융실험의 결과와 모델을 비교하였다. 이를 통해 얼음의 두 안정동위원소의 동위원소교환상수가 같은 가에 대한 연구도 수행하였다.

2. 연구방법

2.1 용해실험장치 및 실험방법

용해실험장치는 컬럼 안에 눈 또는 얼음을 위치시키고, 상부에서 태양복사에너지 역할을 할 수 있는 적외선램프 등을 이용하여 눈 또는 얼음이 녹을 수 있도록 설계되어 있다(Taylor *et al.*, 2001, 2002; Lee *et al.*, 2015). 용해실험장치를 이용한 용해실험(melting experiment)은 이화여자대학교 극지실험실(Cryosphere Laboratory)에서 수행하였으며, 실험장치 및 실험사진은 Lee *et al.* (2015)에 제시되어 있다. 용해실험장치 내부는 상부에서 적외선램프(75 W)를 이용하여 얼음 표면에 열에너지를 전달하여 얼음이 녹을 수 있는 환경이다. 용해실험 도중 실험실 내의 온도로 인해 얼음이 녹는 것을 방지하기 위하여 실험실의 온도를 -1도에서 1도로 고정하였다. 얼음표면에서 생성된 물은 컬럼 속의 얼음을 지나 튜브로 흐르게 되어 있으며, 용해실험장치는 단열재를 이용하여 열의 손실을 방지하였으며, 튜브는 시료가 재결빙되는 것을 방지하기 위하여 열선으로 감싸 놓았다. 시료 채집 기준은 튜브를 통해 얻어진 물의 질량을 기준으로 조절하였으며, 총 115개의 시료

가 획득되었다.

얼음은 여러 번의 실험동안 동일한 동위원소 조성을 유지하기 위하여 1차 증류수 20 L를 준비하고, 이를 냉동고에 얼려 보관하여 실험이 끝날 때까지 사용하였다. 얼음의 크기는 가로, 세로, 높이가 모두 3 cm인 정육면체의 얼음을 사용하였다. 실험에 사용된 얼음의 양은 총 2,000 g 이었으며, 1976.4 g (98.82%)가 최종적으로 회수되어 증발 또는 질량감소로 인한 실험의 가정에 위배되지 않은 것으로 판단되었다. 실험에 사용된 증류수는 60 mL 실험용 보관 용기(LDPE)에 따로 보관하였다가 실험 시료의 기준값(water medium)으로 사용되었으며, 실험에 사용된 얼음과 동일하게 만들어진 얼음도 실험 시료의 기준값(ice medium)으로 사용되었다.

Lee *et al.* (2015)에서는 융해실험을 통해 얼음이 녹으면서 동위원소가 속도에 상관없이 어떻게 변해가는 것을 제시하였으나, 본 연구에서는 얼음을 녹이는 속도가 일정할 때(즉, 얼음 사이를 통과하는 물의 속도가 일정할 때) 얼음의 동위원소 변화 양상을 관찰하기 위하여 얼음 표면과 적외선램프의 간격을 일정하게 유지하였다. 배출속도는 얼음 표면과 적외선램프의 간격으로 조절할 수 있기 때문에 본 실험에서는 10 cm로 유지하였다. 110 mm 직경의 칼럼 내부에 2 kg의 얼음을 투입한 후 얼음의 높이는 컬럼의 최하부로부터 37.5 cm이었으며, 컬럼 내부의 얼음의 밀도는 0.58 g/cm³ 이었다. 실험은 13.05 시간동안 지속되었으며, 평균적인 배출속도는 1.96 cm/hr이었다.

채취된 시료의 물 안정동위원소(δD , $\delta^{18}O$)는 극지연구소에 설치되어 있는 상용 물 안정동위원소 분석 장비(Picarro L2130)를 이용하여 분석하였다. 레이저 흡광법(Cavity RingDown Spectrometer, CRDS, <http://www.picarro.com>)이 기본원리이며 기체 흡수스펙트럼의 고유성을 이용하여 정밀하게 조정된 파장의 빛을 측정하여 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 산출시 제외하고 나머지 여덟 번의 평균값을 결과로 이용하였다. 시료는 개당 주입회수를 12회로 정하고 뒤의 여덟 번의 평균값을 결과로 이용하였다. 시료를 5회 분석한 후 표준물질을 러닝스탠다드(running standard)로 이용하였다. 수소 및 산소동위원소의 정밀도(precision)는 각각 0.8‰, 0.08‰이다. 물 안정동위원소의 $\delta^{18}O$ 값은 H₂¹⁶O의 농도 값에 대한 H₂¹⁸O의 농도 값의 상대조성비로 나타내며, δD 의 값은 H₂¹⁶O의 농도 값에 대한 HD¹⁶O의 농도 값의 상대 조성비로 나타낸다. δ 의 정의는 아래 식 1과 같다.

$$\delta(\text{‰}) = \left[\frac{R_{obs} - R_{VSMOW}}{R_{VSMOW}} \right] \times 1000 \quad (1)$$

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

2.2 동위원소교환모델

본 연구에 사용된 모델은 Taylor *et al.* (2001)과 Feng *et al.* (2002)에 의해 개발되었으며, 눈이 녹은 물과 고체상인 눈의 동위원소 교환반응을 모사하는 연구에 사용되어 왔다(Taylor *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2009, 2010a). 눈 속을 흐르는 물의 속도는 일정하다고 가정하여 수리조건(hydrological condition)을 무시하였다. 하지만, Lee *et al.* (2010b)에서는 수리조건을 고려한 모델을 개발하여 눈이 녹은 물의 일일 동위원소 변동 및 인공강우에 의한 동위원소 변동을 실험결과와 비교하였다. 두 모델의 차이점과 스노우팩의 동위원소 초기조건에 따른 융설의 동위원소 변동은 Lee (2014a)에 제시되어 있다.

Taylor *et al.* (2001)과 Feng *et al.* (2002)에 의해 개발된 1-D 스노우팩동위원소모델은 식 2-5의 지배방정식을 따르며, 이는 기본적으로 용질이송모델과 동일하지만 이송(advection)과 동위원소교환(isotopic exchange between liquid water and ice)이 포함되어 있다. 이는 Búason (1972)에 의해 처음으로 제시되었으며, Taylor *et al.* (2001)는 눈이 녹은 물과 고체상인 눈의 동위원소교환반응은 모든 지역에서 일어나는 것이 아니라 눈 표면의 일부분에서만 반응이 일어날 것이라고 가정(식 3의 f)하여 모델을 수정하였으며, Taylor *et al.* (2002)에서는 실험과 모델을 비

교하여 f 및 식 5의 동위원소교환계수(kr)를 제시하였다.

$$\frac{\partial R_{liq}}{\partial t} = -\frac{\partial R_{liq}}{\partial z} + \psi\gamma(R_{ice} - \alpha R_{liq}) \quad (2)$$

$$\frac{\partial R_{ice}}{\partial t} = \psi(1-\gamma)(\alpha R_{liq} - R_{ice}) \quad (3)$$

$$\gamma = \frac{bf}{a+bf} \quad (4)$$

$$\psi = \frac{k_i Z}{u} \quad (5)$$

여기에서 R_{liq} 및 R_{ice} 는 각각 액상과 고체상에서의 D/H 또는 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 의 비율을 나타내며 α 는 0°C 에서의 수소 또는 산소의 평형상태에서의 분별계수를 나타낸다. 평형상태에서 수소 및 산소의 분별계수는 각각 3.1‰과 19.5‰이다(O'Neil, 1968). 변수 γ 는 고체상인 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는 가를 정량적으로 나타낸 것이며 변수 ψ 는 무차원동위원소 속도계수(dimensionless rate constant of isotopic exchange)이다. 기존 모델에서는 눈 또는 얼음의 동위원소교환반응이 전 지역에서 일어난다고 가정하였지만, Taylor *et al.* (2001)의 연구에서는 γ 를 이용하여 동위원소교환반응이 부분적으로 일어날 것이라고 가정하였다. 여기에서 kr 은 동위원소속도계수이며, Z 는 최초의 눈의 깊이이며, u 는 용설의 속도이다. a 와 b 는 각각 단위부피당 눈에 있는 물과 얼음의 질량을 나타낸다.

용융실험을 통해 얻어진 산소와 수소의 동위원소 분석값에 모델값의 적합도(fit)를 고려하여, 식 4과 5에서의 산소와 수소의 γ 와 ψ 값을 결정하였다. 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는 가(f)와 동위원소교환상수(kr)는 식 4과 5를 통해 각각 정할 수 있다. 최적의 적합도(the best-fit)은 모델값과 실험값의 차이의 제곱을 가장 최소화하는 값(least-squares method)으로 결정하였다(Lee *et al.*, 2009).

3. 연구결과 및 토의

3.1 배출수(discharge)의 속도분포

먼저, 모델에서 얼음 속을 통과하는 물의 속도가 일정하다고 가정하였으며, 용융실험 또한 이러한 가

정을 위배하지 않기 위하여 적외선램프는 동일한 것을 사용하였다. Lee *et al.* (2015)에서 논의한 바로 적외선램프를 고정하게 되면 배출속도가 시간이 지남에 따라 감소했기에 본 실험에서는 얼음 표면과 적외선램프간의 거리를 10 cm로 유지함으로써 배출속도는 일정하게 유지했다. 그림 1에서는 시간이 지남(F, fraction of melt)에 따라 배출속도가 어떻게 변하는 가를 나타내었다. 실험 초기(10%이전) 및 얼음이 얼마 남지 않은 실험 후기(80%) 이후를 제외하고는 배출수는 거의 평균속도(1.96 cm/hr)를 유지하고 있다(그림 1a). 시간에 따른 용해속도, 즉 컬럼의 하단부에서 측정된 배출속도는 그림 1b에 나타내었다. 배출속도의 평균은 1.96 ± 0.4 cm/hr 이었으며, 1.8과 2.2 사이에 가장 많이 분포되어 있다. 따라서 배출속도의 평균값을 모델의 인자로 사용하였다.

3.2 시간에 따른 얼음의 동위원소변화

얼음 표면이 녹기 시작하면 녹은 물은 얼음사이를 통과하면서 액상인 물과 고체상인 얼음의 동위원소교환반응(isotopic exchange between liquid water and ice)이 발생되어, 두 상의 동위원소 값을 변화시키게 된다(Lee *et al.*, 2009, 2010, 2015). 고체상인 얼음과 액체상인 물의 동위원소교환반응으로 평형을 이루게 되면, 산소 및 수소의 동위원소 값은 각각 3.1‰, 19.5‰의 차이가 발생하게 된다(Lee *et al.*, 2009). 실험초기에 얼음사이에는 물이 존재하지 않기 때문에 용융으로 생성된 물은 얼음 표면의 동위원소 조성과 같다. 시간이 지나면서 얼음 속을 지나가는 물은 동위원소교환반응으로 인해 동위원소 값이 감소하게 되고, 얼음의 동위원소 값은 증가하게 된다. 후에 동위원소 값이 증가된 얼음이 녹기 시작하면 얼음 속을 지나가는 물의 동위원소 값도 증가하며, 그림 2와 같이 처음에는 배출수의 동위원소 값이 초기에 감소하다가 결국에는 증가하는 양상을 보여 주게 된다. 그림 2는 실험에 사용된 최초의 얼음값(산소: -8.42‰, 수소: -61.26‰)에서 분석된 값을 뺀 값을 도시하였다. 이는 얼음의 동위원소 값의 시간적 변화를 보여 주며, 0을 기준으로 자료의 윗부분과 아래 부분은 질량 보존에 의해 같은 넓이를 가져야 한다.

산소와 수소의 선형관계는 동위원소수리지질학(isotope hydrogeology)에서 많이 쓰이는 방법이며, 선형관계의 기울기 및 절편은 물리적인 의미를

지니고 있다. 그림 3에 제시된 것처럼 전지구순환선(Global Meteoric Water Line, GMWL)은 기울기를 8, 세로축 절편을 10을 가진다. 이는 해양에서 기원한 강수(precipitation)에 해당되는 사항이며, 눈 또는 얼음이 쌓인 이후 녹기 시작한다면 다른 선형관계를 가질 것이다(Lee *et al.*, 2010a). Lee *et al.* (2010a)에서는 새로운 눈, 스노우팩, 눈 녹은 물로 눈의 변성작용(snow metamorphism)이 일어나면서 선형관계의 기울기가 어떻게 변하는 가를 현장조사 및 모델로서 논의하였다. 새로운 눈은 GMWL과 같은 기울기 8을 가지지만 눈의 변성작용, 즉 대기의 복사에너지를 흡수하여 눈에서 얼음으로 변동될수록 선형관계의 기울기는 감소하는 것으로 보고하였다. 이는 액체상의 물과 고체상인 얼음의 동위원소교환반응으로 설명될 수

있으며, 이때의 동위원소분별계수(isotopic fractionation factor, 19.5/3.1~6.3)에 의해 8이하의 기울기를 설명할 수 있다(Lee *et al.*, 2009). 극지역에서는 승화(sublimation)에 의해서도 동위원소변화가 발생하지만, 산소와 수소의 선형관계는 대략 7.7정도로 알려져 있으나, 본 실험에서 질량이 거의 회수되었으므로 승화에 의한 동위원소교환반응은 무시할 수 있을 것으로 판단된다(Stichler *et al.*, 2001; Earman *et al.*, 2006). 그림 3에서 제시된 본 연구의 결과에서도 기울기가 6.64를 가지면서 얼음이 녹으면서 동위원소교환반응이 일어났음을 지시한다.

3.3 모델과의 비교 및 물리적 의미

Taylor *et al.* (2001)에서는 현장의 결과를 모사하기 위하여 1-D 스노우팩모델을 개발하였으며, Feng *et al.* (2002)와 Taylor *et al.* (2002)에서는 용해실험을 통해 눈 동위원소의 변화과정에서 화학적인 상수

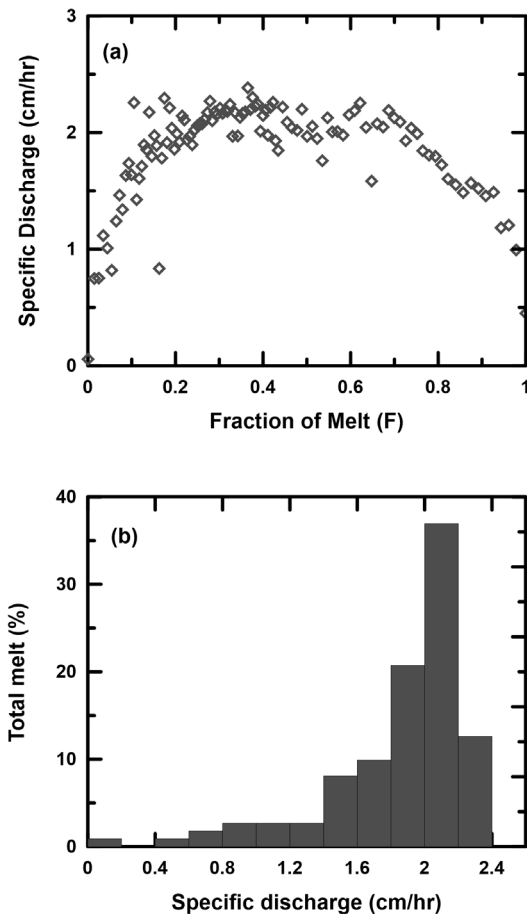


Fig. 1. (a) Variations of specific discharge as a function of melted fraction (F). (b) A distribution of the total melt as a function of collected specific discharge.

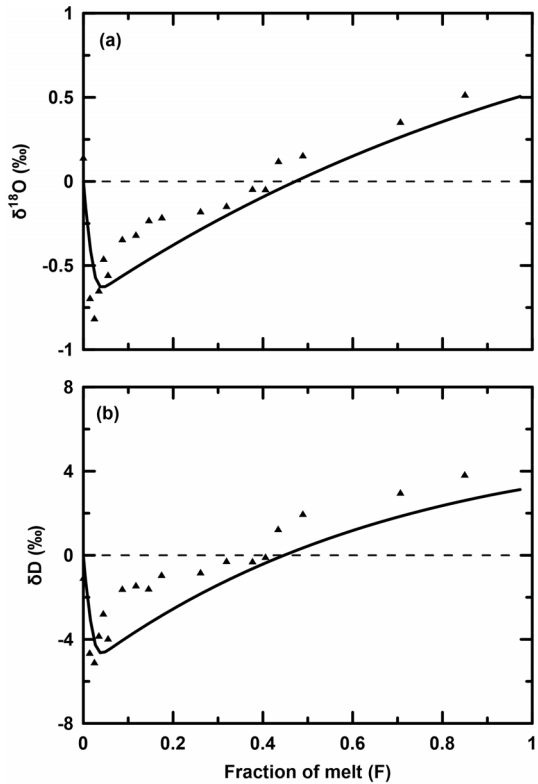


Fig. 2. Isotopic compositions of meltwater (triangle) and modeled results (line) plotted against F, the fraction of water melted: (a) oxygen data; and (b) hydrogen data.

들을 모델을 통해 결정하였다. Lee *et al.* (2009)에서는 산소와 수소의 동위원소교환상수(k_r)가 동일할지를 알기 위하여, Taylor *et al.* (2002)의 실험을 이용하여 통계적으로 이를 분석하고, 두 동위원소의 상수가 유의미하게 다르지 않다는 결과를 제시하였다. Lee *et al.* (2010a)에서는 모델을 이용하여 현장에서 관찰된 산소와 수소의 선형관계 기울기가 변화하는 과정을 정량적으로 제시하였다. 본 연구에서는 시간에 따른 얼음의 동위원소분별과정을 정량적으로 예측하고 얼음의 동위원소교환상수 및 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는 가를 이해하기 위하여 Lee *et al.* (2010a)에 사용된 모델을 이용하였다.

식 4에서 사용된 a 와 b 는 다음과 같이 정의될 수 있다.

$$a = \phi(1 - S_i)(S + \beta)\rho_{iq} \tag{6}$$

$$b = \phi(1 - S_i)\rho_{ice} \tag{7}$$

여기에서 ϕ 는 얼음의 공극률이며, ρ 는 밀도이며, S_i 는 더 이상 줄일 수 없는 물(irreducible water), $\beta = S_w/(1 - S_i)$ 이다. 또한, 식 5에서 사용된 얼음 속에서 물의 속도를 구하기 위해서는 얼음 속의 물 포화도가 필요하다. 유효포화도는 다음과 같이 정의될 수 있다:

$$S = (S_w - S_i)/(1 - S_i) \tag{8}$$

$$u = \frac{K}{\phi(1 - S_i)} \frac{S^3}{(S + \beta)} \tag{9}$$

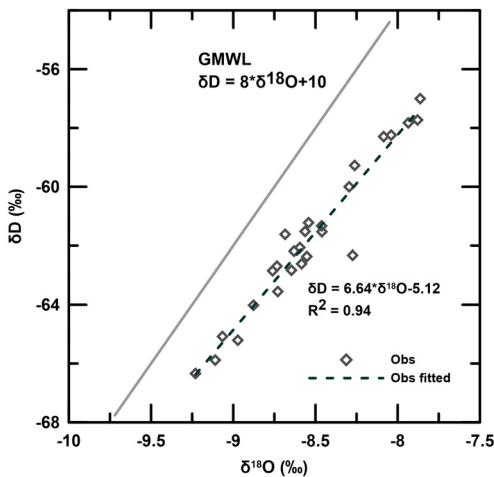


Fig. 3. Oxygen vs. hydrogen isotopes plots for the meltwater from ice.

여기에서 K 는 얼음 속을 통과하는 물의 수리전도도이며, 본 연구에서는 얼음 속을 통과하는 물의 수리전도도와 가장 가까울 것으로 생각되는 역암에서의 수리전도도를 사용하였다. 모델에서 사용된 값과 모델을 통해서 나온 값들을 표 1에 정리하였다. 유효포화도는 0.12, 얼음 속을 통과하는 물의 속도(u)는 33.5 cm/hr 로 계산되었다.

그림 2에서 실험결과를 가장 잘 설명하는 모델결과를 함께 도시하였다. 실험결과와 모델결과의 차이의 제곱을 최소화하는 γ 와 ψ 값을 결정하였다. 실험결과와 적합도가 가장 높은 수소와 산소동위원소의 ψ 값은 각각 0.34, 0.46이었으며, γ 값은 각각 0.88, 0.66이었다. 식 4, 5, 9를 이용하여 γ 와 ψ 값으로부터, f 와 k_r 값을 구할 수 있다. 계산된 f 값은 산소와 수소 동위원소가 각각 0.28, 0.20이며, k_r 값은 각각 0.30, 0.41 hr⁻¹이다. f 와 k_r 값의 범위가 통계적으로 다른가를 확인하기 위하여, 차이의 제곱합(sum of squares)에 근거한 95% 신뢰영역(confidence region)을 계산하여 수소 및 산소동위원소 결과를 f - k_r 면에 제시하였다(Seber and Wild, 1989). 얼음의 두 안정동위원소의 신뢰영역은 거의 겹쳐있으며, 이를 통해 두 안정동위원소의 동위원소교환상수는 통계적으로 유의미하게 다르다고 할 수 없을 것이다(Lee *et al.*, 2009). 최고적합도를 나타내는 값은 두 안정동위원소 간에 차이가 나지만, 이는 물리적으로 설명할 수 없어 향후 추가적인 실험을 통해 규명할 수 있을 것

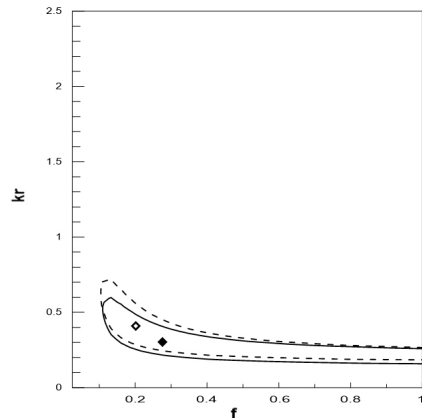


Fig. 4. Confidence regions (95%) for estimates of parameters k_r and f from oxygen (solid line, closed diamond) and hydrogen (dotted line, open diamond) isotopic measurements.

Table 1. Model parameters used in this work.

Parameter	Units	Exp.	Source
Bulk density	g/cm ³	0.56	Measured
Icepack height (Z)	cm	37.5	Measured
Specific discharge Q	cm/hr	1.96	Measured
Porosity Φ		0.38	Calculated
Irreducible water content S_i		0.04	Jordan (1991)
Water saturation S		0.120	
Percolation velocity u^*	cm/hr	33.47	
Intrinsic permeability k	m ²	5.72×10^{-10}	
Hydraulic conductivity K	cm/hr	3.12×10^{-3}	Morris and Johnson (1967)
Initial $\delta^{18}\text{O}$ and δD	‰	-8.42, -61.26	Measured
α ($\delta^{18}\text{O}$ and δD)		1.0031, 1.0195	O'Neil (1968)
f ($\delta^{18}\text{O}$ and δD)		0.275, 0.200	Optimized
γ ($\delta^{18}\text{O}$ and δD)		0.8814, 0.6573	
a		0.0585	
b		0.5612	
Ψ ($\delta^{18}\text{O}$ and δD)		0.34, 0.46	Optimized
k_r ($\delta^{18}\text{O}$ and δD)	hr ⁻¹	0.30, 0.41	This work

으로 판단된다.

4. 결론 및 의미

얼음이 녹으면서 얼음이 녹은 물의 안정동위원소 값이 시간에 따라 어떻게 변화하고, 이 과정에서 동위원소교환상수 및 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는가는 용융실험과 1-D 모델결과를 비교해서 구할 수 있었다. 얼음의 두 안정동위원소인 산소와 수소동위원소는 액상의 물과의 동위원소교환상수의 값에는 차이가 있었지만(산소와 수소 각각 0.30, 0.41 hr⁻¹), 95%의 신뢰구간이 거의 일치함을 보여 결론을 내리려면 조금 더 많은 실험이 필요할 것으로 판단된다. 또한, 본 실험에서 얼음이 동위원소 교환반응에 참여하는 정도는 산소와 수소동위원소가 각각 0.28, 0.20으로 계산되었다. 또한, 용융 과정에서 산소와 수소의 안정동위원소의 선형관계에서 기울기는 6.64로 GMWL과는 차이를 보였으며, 이는 얼음과 얼음 속을 통과하는 물의 동위원소교환반응으로 설명할 수 있다.

극지역에서 빙하시료를 통해 온도를 복원할 때, 눈에서 얼음이 생성된 이후 어떠한 물리적과정도 일

어나지 않아야 한다. 극지역의 기온상승과 해안지역에서 빙하시료를 획득하는 연구가 많아지면서, 이러한 지역에서 빙하의 용융이 발생된다면 얼음의 동위원소 값이 증가하게 되게 이를 통해 과거의 온도 복원은 따뜻한 쪽으로 오차를 발생하게 된다. 반대로, 빙하가 녹은 물이 다시 얼어 존재하게 된다면, 이는 원래 얼음보다 동위원소 값이 낮기 때문에, 과거의 온도 복원은 추운 쪽으로 오차를 발생하게 된다. 따라서 본 실험을 통해 얻은 결과는 빙하시료의 동위원소 값을 온도의 프록시로 사용하는 연구에 정확성을 평가하는 데에 도움이 될 것으로 판단된다.

최근에 빙하를 이용한 고기후복원 연구의 경향이 고해상도를 요구하면서, 빙하의 안정동위원소가 기존 온도의 프록시라는 가정에 위배 될 수 있는 요소에 대한 연구가 많이 보고되고 있다(Taylor *et al.*, 2001). 극지역에서 눈의 안정동위원소는 해빙의 면적, 바람의 방향등 해수면의 온도 이외에도 영향을 줄 수 있는 요소가 많다(Abram *et al.*, 2010). 해안에서 증발된 수증기가 응축되어 눈이 되고, 이러한 눈이 쌓여 빙하가 형성될 때 발생할 수 있는 물리적 과정이 동위원소분별을 일으키게 된다면 이는 과거의 온도를 복원하는 데에 오차를 일으키게 된다. 빙하를 이용

하여 계절성과 같은 1년 미만의 시간 단위를 바탕으로 연구 수행하기 위해서는 눈에서 빙하로의 생성과정에 대한 연구가 필요할 것으로 판단된다.

감사의 글

이 연구는 극지연구소 “장보고기지 주변 빙권변화 진단, 원인규명 및 예측(PM17020)” 및 “빙하코어를 활용한 남극 빅토리아랜드 고해상도 기후·환경 복원연구(PE17040)”과제의 일환으로 이루어졌습니다.

REFERENCES

- Abram, N.J., *et al.*, 2010, Ice core evidence for a 20th century decline of sea ice in the Bellingshausen Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 115, D23101, doi:10.1029/2010JD014644.
- Búason, T., 1972, Equation of isotope fractionation between ice and water in a melting snow column with continuous rain and percolation. *Journal of Glaciology*, 11, 387-405.
- Earman, S., Campbell, A.R., Phillips, F.M. and Newman, B.D., 2006, Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 111, D09302, doi:10.1029/2005JD006470.
- Feng, X., Taylor, S., Renshaw, C.E. and Kirchner, J.W., 2002, Isotopic evolution of snowmelt. 1. A physically based one-dimensional model. *Water Resources Research*, 38, 1217, doi:10.1029/2001WR000814.
- Jordan, R.E.A., 1991, A one-dimensional temperature model for a snow cover. *Special Report, Cold Region Research and Engineering Laboratory*, 91-16.
- Jung, Y.Y., Koh, D.C., Lee, J. and Ko, K.S., 2013, Applications of isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS) to analysis of stable isotopic compositions of liquid water. *Economic and Environmental Geology*, 46, 495-509 (in Korean with English abstract).
- Lee, J., 2014a, A review on stable isotopic variations of a seasonal snowpack and meltwater. *Journal of the Geological Society of Korea*, 50, 671-679 (in Korean with English abstract).
- Lee, J., 2014b, A numerical study of isotopic evolution of a seasonal snowpack and its meltwater by melting rates. *Geosciences Journal*, 18, 503-510.
- Lee, J., Feng, X., Faiia, A.M., Posmentier, E.S., Kirchner, J.W., Osterhuber, R. and Taylor, S., 2010a, Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chemical Geology*, 270, 126-134.
- Lee, J., Feng, X., Faiia, A.F., Posmentier, E.S., Osterhuber, R. and Kirchner, J.W., 2010b, Isotopic evolution of snowmelt: A new model incorporating mobile and immobile water. *Water Resources Research*, 46, W11512, doi:10.1029/2009WR008306.
- Lee, J., Feng, X., Posmentier, E.S., Faiia, A.F. and Taylor, S., 2009, Stable isotopic exchange between rate contant between snow and liquid water. *Chemical Geology*, 260, 57-62.
- Lee, J., Ham, J.Y. and Hur, S.D., 2015, A study on isotopic fractionation between ice and meltwater by a melting experiment. *Ocean and Polar Research*, 37, 327-332.
- Mason-Delmotte, V., Hou, S., EKaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R.T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallée, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M.M., Hoffmann, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J.R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G.A., Schlosser, E., Simões, J.C., Steig, E.J., Stenni, B., Stievenard, M., van den Broeke, M.R., van de Wal, R.S.W., van de Berg, W.J., Vimeux, F. and White, J.W.C., 2008, A review of Antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling. *Journal of Climate*, 21, 3359-3387.
- Morris, D.A. and Johnson, A.I., 1967, Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials, as analyzed by the hydrologic laboratory of the U.S. Geological Survey. *Geological survey water-supply paper*, 1839-D.
- O'Neil, J.R., 1968, Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. *Journal of Physical Chemistry*, 72, 3683-3684.
- Seber, G.A. and Wild, C.J., 1989, *Nonlinear Regression*. Wiley.
- Stichler, W., *et al.*, 2001, Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. *Journal of Geophysical Research*, 106, 22613-22620.
- Taylor, S., Feng, X., Kirchner, J.W., Osterhuber, R., Klaue, B. and Renshaw, C.E., 2001, Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*, 37, 759-769.
- Taylor, S., Feng, X., Renshaw, C.E. and Kirchner, J.W., 2002, Isotopic evolution of snowmelt. 2. Verification and parameterization of a one-dimensional model using laboratory experiment. *Water Resources Research*, 38, 1218, doi:10.1029/2001WR000815.

Received : September 2, 2017

Revised : September 29, 2017

Accepted : October 12, 2017