

남극 세종과학기지 주변 활동층의  
수리지질학적 특성 연구

Hydrogeological characteristics of active layers near  
King Sejong Station

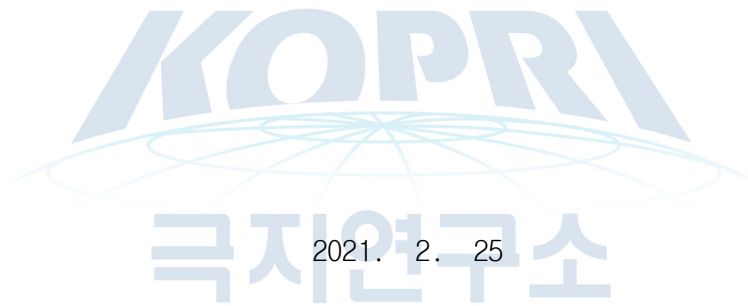


전북대학교

# 제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “국내 학·연 극지연구진흥프로그램(PAP사업)”에 관한 연구 “남극 세종과학기지 주변 활동층의 수리지질학적 특성 연구” 과제의 최종보고서로 제출합니다.



연구기관명 : 전북대학교

연구책임자 : 진 성 욱

참여연구원 : 임 현 수

“ : 강 지 영

“ : 김 정 아

“ : 김 지 선

“ : 정 재 근

“ : 정 혜 정

# 요 약 문

## I. 제 목

남극 세종과학기지 주변 활동층의 수리지질학적 특성 연구

## II. 연구개발의 목적 및 필요성

○ 지금까지 대부분의 극지연구는 지질, 생물, 눈/빙하 등의 개별적 영역에서 이루어져 왔다. 하지만 실제로 극지역 호수 육상 생태계는 이들 영역들이 서로 상호작용을 하면서 하나의 시스템을 이루고 있으므로 생태계를 유지하는 근간이 되는 물의 근원과 공급, 그리고 이에 대한 지하수-지표수-눈/빙하의 물순환적인 관점에 대한 종합적인 연구가 필요하다.

○ 최근 지구온난화에 따른 빙봉의 붕괴와 빙하의 해빙 속도 증가가 해수면의 상승으로 이어질 수 있다는 우려가 커지고 있다. 이를 이해하고 해석하기 위해서는 단순히 빙하와 해양이라는 개별적인 영역에서의 연구뿐만 아니라 전체적인 물순환적인 관점에서 접근을 해야만 보다 정확한 해석과 예측이 가능하다.

○ 지구의 수자원 중 빙하와 눈이 1.8%, 지하수가 0.7% 정도이므로 지하수가 차지하는 비율이 무시할 수 없을 정도로 크에도 불구하고 빙하연구에 비해 극지역 지하수의 물순환에 대한 역할은 그동안 간과되어 왔다. 전 지구적 규모의 물순환 연구를 위해서는 극지역 지하수에 대한 연구가 필요하다.

○ 기온변화에 따른 극지역 영구동토층과 활동층의 수리지질학적 및 열적 변화는 지하수 충전 및 지표수 유출과 직접적으로 관계되며 이는 궁극적으로 해양으로의 물 유입에 영향을 미쳐 해수면의 변동과 연동될 수 있으나 이에 대한 연구는 거의 이루어지지 않은 상황이다.

○ 기후변화에 따른 대륙지역 빙하 해빙으로 인한 물의 유출에 관한 기존의 해석은 온도변화에 따른 활동층의 동결-용해 주기(freeze-thaw cycle) 및 수분변화, 그리고 지하수-지표수 유출입과 같은 역동적인 기작을 감안하지 않은 것이다. 기온변화에 따른 활동층의 두께 변화는 지하수 저장용량 및 지표수 유출, 그리고 궁극적으로는 해양으로의 유출량 변화에 중대한 역할을 할 수 있으므로 본 과제는 빙하 해빙에 따른 해수면 변동에 대한 보다 종합적인 해석을 제공할 수 있다.

○ 본 연구과제의 궁극적인 목적은 극지역 지하수-지표수-눈/빙하의 상호작용을 이해하고 이를 정량화하여 전지구적 규모의 물순환 이해에 기여하는 것이다.

## III. 연구개발의 내용 및 범위

구분	년도	연구개발목표	연구개발내용
1차년도	2018	남극세종과학기지 주변 호수 육상 생태계의 수문변화 기초해석	2018년 1월 세종과학기지 방문 시 취득한 지하수 유출입량과 지하수/지표수 수질 기초 해석
		남극세종과학기지 주변 대수층 특성 분석	2018년 1월 세종과학기지 방문 시 채취한 퇴적물 시료의 물리화학적 특성 분석
		동결-용해작용 해석 기반 마련	문헌조사 및 실내실험을 통한 동결-용해 작용 해석 기반 마련
2차년도	2019	남극세종과학기지 주변 호수 육상 생태계의 수문변화 모니터링	2019년 하계기간 동안 세종기지 및 주변 극지역 방문을 통한 극지역 지하수-지표수 유출입량, 수질 및 온도변화 모니터링
		열적변화에 따른 대수층 수분변화 해석	실내실험을 통한 열적변화에 따른 대수층 물질의 수분변화 해석
		동결-용해작용에 대한 개념모델 확립	실내실험을 통한 동결-용해 작용에 대한 개념모델 확립
3차년도	2020	남극세종과학기지 주변 호수 육상 생태계의 수문변화 종합 해석	2020년까지의 세종기지 및 주변 지역 모니터링 자료에 대한 종합 해석
		열적변화에 따른 대수층 물리화학적 변화 해석	실내실험을 통한 열적변화에 따른 대수층 물질의 물리화학적 변화 해석
		동결-용해작용을 포함한 물순환 수치모델링	지하수-지표수-눈/빙하 상호작용을 고려한 극지역 물순환 수치 모델링

#### IV. 연구개발결과

<b>제1절</b>	<b>남극세종과학기지 주변 호수 육상 생태계의 수문변화 연구</b>
	1. 남극 세종과학기지 주변 두 호수 시스템의 수리지질학적 특성

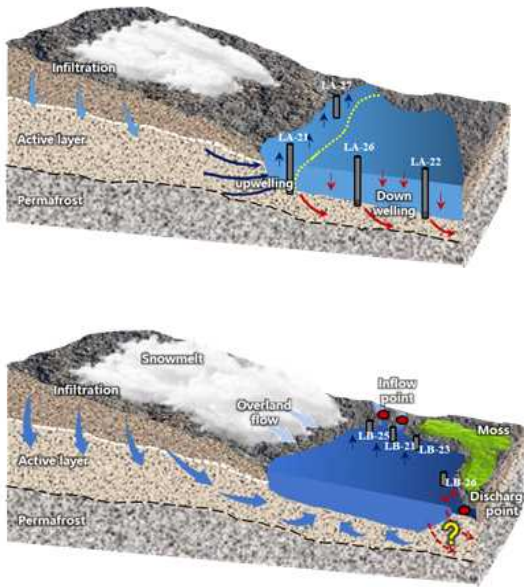


Figure 1. 세종과학기지 주변 두 호수 시스템의 물 순환에 대한 개념모델: (상) Lake A, (하) Lake B.

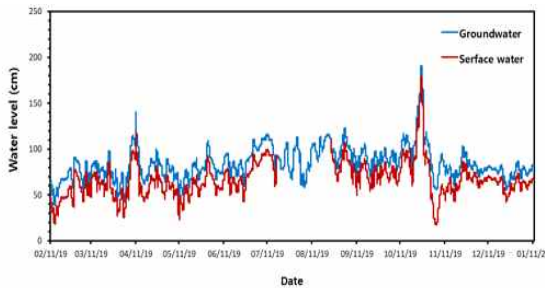


Figure 2. Lake B에서 1년 동안(2019.2~2020.1)의 지하수와 지표수의 수위변화.

2018년부터 2020년까지 세종과학기지 주변 두 곳의 호수지역(Lake A, Lake B)의 조사를 통해 두 호수 시스템의 물순환에 대한 개념모델을 수립하였다. Lake A는 극지역에서 호수 주변의 산사면에 쌓여 있던 눈이 녹거나 새롭게 내린 강수에 의해 일시적으로 존재하는 작은 호수 중 하나로 생각된다(Figure 1(상)). 수량분석의 결과는 Lake A가 매우 역동적인 시스템임을 나타내었다. 지표수의 수위는 산비탈에서 눈이 녹아 지하수가 유입되는 지점을 제외하고 지표수의 수위보다 지속적으로 높아 손실 시스템이라는 것을 시사한다. 이와는 대조적으로 Lake B는 산사면에 쌓여 있던 눈이 녹아 흐르는 지표유출(overland flow)과 지속적인 지하수의 유입으로 인해 수위가 안정적으로 유지되는 이득 시스템으로 보인다(Figure 1(하)).

2019년 2월부터 2020년 1월까지 1년 동안의 지하수 및 지표수의 수위변화 분석 결과(Figure 2), 지하수의 유입으로 인해 Lake B의 호수의 수위가 안정적으로 유지되는 것으로 보인다. 이는 Lake B 주변의 이끼와 지의류가 균락을 형성하여 안정적인 생태계를 유지하는데 있어 지하수가 중요한 요소임을 시사한다.

2. 남극 세종과학기지 주변 두 호수에서의 지하수, 지표수, 눈의 수질 특성

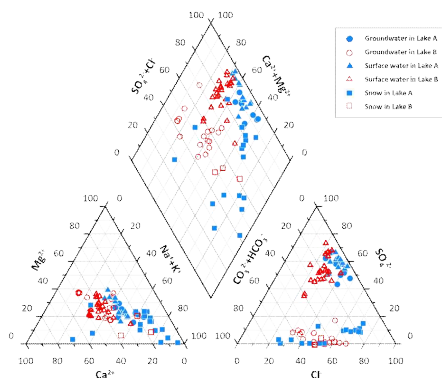


Figure 3. 지하수, 지표수, 눈의 수질특성을 나타낸 Piper diagram.

역동적인 시스템을 보이는 Lake A에서의 지하수와 지표수의 수질분석의 결과는 지하수와 지표수 사이의 명확한 차이를 보이지 않으며, 이는 지하수가 지표수의 영향을 받음을 지시한다(Figure 3). 반면, Lake B에서의 지하수와 지표수의 수질은 확연한 차이를 보이는데 이는 지하수가 지표수 성분의 영향을 받지 않고 안정적으로 유입되는 것을 시사한다. 두 호수에서의 최근 3년간의 지하수와 지표수의 수량 및 수질분석 결과를 통해 볼 때, 호수 주변의 산사면에 쌓인 많은 양의 눈과 지하수가 호수의 수위 뿐 만 아니라

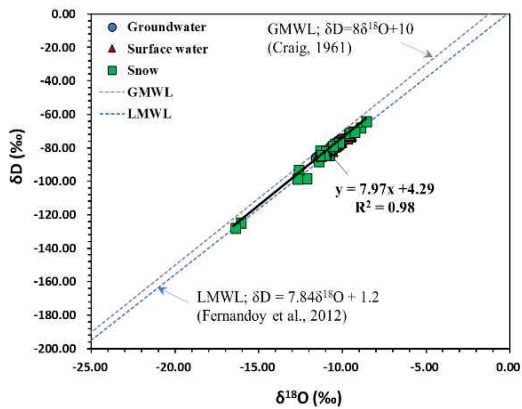


Figure 4. 지하수, 지표수, 눈의 산소와 수소 동위원소 조성.

호수 주변의 생태계를 유지하기 위한 열쇠인 것으로 생각된다.

Lake A와 Lake B의 지하수, 지표수 및 눈을 포함한 모든 물시료의 회귀선은  $\delta D = 7.97\delta^{18}O + 4.299$  ( $n = 82, r^2 = 0.98$ )이었다(Figure 4). Lake A와 Lake B의 눈은 바다에서 증발 또는 대류에 의해 형성된 구름으로부터 유래했으며, 물리적 변화 과정을 겪지 않은 것으로 보인다. 눈에서 녹은 물이 동위원소 분별작용을 겪으면서 지하수로 침투하거나 지표수로 흘러든 것으로 생각된다.

**제2절 열적변화에 따른 대수층물질의 물리화학적 변화 해석**

**1. 실내 칼럼실험을 통한 활동층의 동결-융해 작용에 대한 정량적 해석**

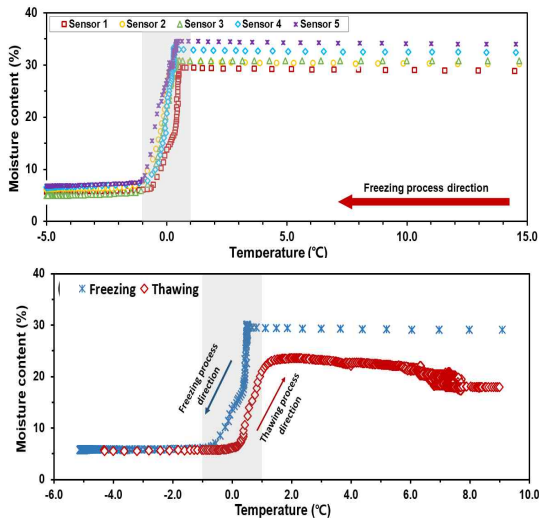


Figure 5. 토양칼럼 동결과정에서의 층위별 온도에 따른 수분함량 변화(상)와 동결-융해과정에서 수분함량 변화(하).

남극세종과학기지 주변 활동층의 동결-융해 작용의 이해를 위해서 실내실험을 수행하여 열적변화에 따른 수분함량 변화를 파악하고자 하였다. 64  $\mu\text{m}^2$  mm으로 채질된 사질토의 동결과정에서는 포화 수분함량이 낮을수록 동결 진행속도가 빠르게 나타났으며, 이는 물과 토양의 열전도율 차이로 인한 것으로 생각된다(Figure 5(상)). 모든 층위에서 온도에 따른 수분함량변화곡선은 토양 내 포화수분이 동결-융해되는 과정에서 서로 다른 양상을 나타내었다(Figure 5(하)). 이는 토양 내 수분이 열적변화의 시나리오에 따라 수분함량 분포가 변화될 수 있음을 보여준다.

**2. 남극 바톤반도를 대상으로 한 지하수-지표수-눈 물순환 수치모델링**

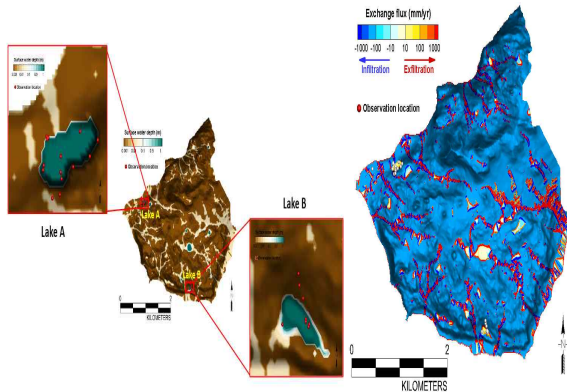


Figure 6. 지하수-지표수 연계모델인 HGS를 이용한 연구지역을 포함한 바톤반도 수계모델링.

남극세종과학기지 주변 두 호수 시스템 현장에서 관측된 데이터와 실내실험을 통해 획득한 수리지질학적 매개 변수들을 종합하여 바톤반도에서의 수계 개념모델과 함께 지하수-지표수 연계 모델을 구축하였다. 바톤반도의 지형정보(DEM)를 이용하여 연구지역의 지형 및 수계의 영역과 분포를 파악하였으며, 지하수 흐름 모사를 위해서는 바톤반도를 13개의 layer로 구성하고 최상부층(1 m)을 활동층으로 설정하였다. 연평균 강수량을 경계조건으로 설정한 시뮬레이션 결과에서는 바톤반도 곳곳에 호수가 형성됨을 보여주었다 (Figure 6). 향후 활동층-영구동토층의 두께 변화 등의 모니터링 결과를 수계모델링에 적용하여 보다 발전된 모델을 구축할 수 있을 것으로 생각된다.

#### V. 연구개발결과의 활용계획

○ 본 연구는 국내에서 지하수-지표수-눈/빙하 연계관점에서의 극지역 물순환에 대한 사실상 최초의 연구라고 할 수 있으며, 본 연구를 통해 확립된 연구방법과 성과들은 향후 극지역 물순환 연구의 초석이 될 수 있다. 또한 기후변화에 따른 전지구적 규모의 물순환과 이의 민감도가 극명한 극지역에서의 변화는 세계적인 관심사항이므로 향후 국제적으로 연구를 선도할 수 있는 기반을 마련하였다고 볼 수 있다.

○ 극지역 호수 육상 생태계에서의 물의 근원과 공급, 그리고 생물 분포 변화에 대한 해석의 기초를 제공할 수 있다.

○ 기후변화에 따른 대륙지역 빙하의 해빙으로 인한 물의 유출에 관한 해석을 제공함으로써 빙하 해빙에 따른 극지역 대수층 변화와 궁극적으로 해수면 변동과 관련한 보다 종합적인 해석을 제공할 수 있다.

○ 극지역 물순환에 관한 개념 모델을 기반으로 한 수치모델 개발을 통해 수치모델 개발과 관련 기술 향상을 이루었으며 이를 기반으로 한 컨설팅 등의 수익 창출을 기대할 수 있다.

○ 극지역 물순환에 관한 국내에서 최초 연구를 수행한 경험이 있는 전문인력을 양성하였고 이들이 향후 연구를 주도할 수 있을 것으로 기대된다.

# S U M M A R Y

## (영 문 요 약 문)

### I. Title

Hydrogeological characteristics of active layers near King Sejong Station

### II. Purpose and Necessity of R&D

- Because water components in polar lake systems are interdependent each other, forming an ecosystem, it is essential to understand the source and path of water which is the basis for maintaining the ecosystem.
- There is a growing concern that the collapse of the ice shelf due to global warming and an increase in the rate of melting of glaciers may lead to a rise in sea level. In order to understand this, more accurate interpretation and prediction is needed by approaching it from the perspective of the water cycle.
- Of the Earth's water resources, glaciers and snow account for 1.8%, while groundwater accounts for about 0.7%. The role of groundwater in polar regions has been overlooked in comparison to glaciers and snow research, although the ratio of groundwater to the freshwater is large enough to be ignored. In order to study the global water cycle, it is necessary to study the groundwater in polar regions.
- Hydrogeological and thermal changes in polar permafrost and active layers according to temperature change are directly related to groundwater recharge and surface water outflow, which ultimately affects water inflow into the ocean and may be linked to sea level changes. However, there has been limited study in this point of view.
- Current interpretations of water outflow due to glacial melting in continental regions due to climate change have not included dynamic mechanisms, such as freeze-thaw cycle, moisture change of the active layer according to temperature change, and groundwater-surface water inflow and outflow. Since the change in the thickness of the active layer due to temperature change may play an important role in the change in groundwater storage capacity, surface water flow, and ultimately the amount of runoff to the ocean, this study can provide a more comprehensive understanding of sea level changes resulting from glacial melting.



- The ultimate goal of this research is to understand and quantify the interaction of groundwater-surface water-snow/glacier in polar regions to contribute to understanding of the water cycle on a global scale.

### III. Contents and Extent of R&D

- Groundwater-surface water-snow/glacier interactions and water cycle changes in two lakes near King Sejong Station
  - Groundwater influx/outflux were measured in two lakes near King Sejong Station. Changes in temperature and moisture content in the aquifer and water qualities were monitored to interpret water cycle changes in terrestrial water ecosystems in the polar region.
- Characterization of hydrogeological properties of active layers in the polar region
  - Changes in thickness and hydrogeological properties such as hydraulic conductivity of active layers were analyzed to understand groundwater flow in aquifers of the polar region.
- Understanding freeze-thaw process in active layers and establishing a conceptual model for water cycle in the polar region
  - Laboratory tests using aquifer sediments were conducted to understand freeze-thaw process in active layers in Antarctic region, and a conceptual model for water cycle in polar region were established.
- Numerical modeling of the groundwater-surface water-snow/glacier system related to climate changes
  - A numerical model considering interactions among groundwater-surface water-snow/glacier were developed to simulate water cycle near King Sejong Station and to interpret sensitivity of the water system to climate change.

### IV. R&D Results

- A conceptual model for the water cycle in polar lake systems were established through investigation of two lake areas (Lake A and Lake B) around the Sejong Station from 2018 to 2020. Lake A is considered to be one of the small lakes that temporarily exist due to melting of snow accumulated on the mountain slopes around the lake or by new precipitation. The results of the water quantity analysis indicated that Lake A is a very dynamic system. The level of surface water was mostly higher than the level of groundwater except at the point where the groundwater is flowed into the lake resulting from melting of snow on the hillside, suggesting that it is a losing system. In contrast, Lake B appears to be a gain system in which the water level is sustainably maintained due to the overland flow and continuous inflow of groundwater through melting of snow accumulated on the mountain slope.

- Through the monitoring of changes in the water levels of groundwater and surface water from February 2019 to January 2020, it appears that the lake water level in Lake B remains stable due to the inflow of groundwater. This suggests that groundwater is an important factor in maintaining a stable ecosystem supporting a community of moss and lichens around Lake B.
- The water quality of groundwater and surface water in Lake A do not show a clear difference, indicating that the groundwater is affected by the surface water. On the other hand, the water quality of groundwater and surface water in Lake B show a significant difference, suggesting that groundwater is stably flowed into the lake without being affected by the surface water components. From the results of analysis of the quantity and quality of groundwater and surface water in the lakes, the large amount of snow accumulated on the mountain slopes and groundwater inflow are the keys to maintaining the lake water level as well as the surrounding ecosystem.
- The regression lines for all water samples including groundwater, surface water and snow in Lake A and Lake B were  $\delta D = 7.97\delta^{18}O + 4.299$  ( $n = 82$ ,  $r^2 = 0.98$ ). The snow in Lake A and Lake B originated from clouds formed by evaporation or convection in the sea, and does not appear to have undergone a physical changing process. Water melted from snow appears to have penetrated into groundwater or flowed into surface water as it undergoes isotopic fractionation.
- In order to understand the freezing-thawing process of the active layer, a laboratory experiment was conducted to determine the change in moisture content due to thermal change. In the freezing process of the sandy soil sieved to  $64 \mu\text{m} \sim 2 \text{mm}$ , the lower the saturated moisture content, the faster the freezing process was, which is thought to be due to the difference in thermal conductivity between water and soil. The water content change curves according to temperature in all layers showed different patterns during the freezing-thawing process in the soil. This shows that the distribution of moisture content can be changed as moisture in the soil undergoes thermal change.
- The groundwater-surface water interaction model was constructed for the water system in the Baton Peninsula by incorporating the data observed at the site and the hydrogeological parameters obtained through laboratory experiments. Using the topographic information (DEM) of the Baton Peninsula, the topography of the study area and distribution of the water system were constructed. To simulate the flow of groundwater, the Baton Peninsula was composed of 13 layers and the top layer (1 m) was assigned as the active layer. The results of the simulation, in which the annual average precipitation was set as the boundary condition, showed that lakes were formed over the Baton Peninsula. The results of the water system modeling can be compared to the monitoring results such as changes in the thickness of the active layer and permafrost.

#### V. Application Plans of R&D Results

- This study is the first research on polar water cycle from the perspective of groundwater-surface water-snow/glacier interactions in Korea. Since changes in water cycle in polar regions resulting from climate change are of global concern, this study can provide a basis for leading international research in the future.
- This study can provide a basis for interpretation of the source and path of water and biological distribution in the terrestrial ecosystem of polar lakes.
- This study can contribute to the development of the related research fields by providing an analysis on the outflow of water resulting from melting of snow/glaciers and a comprehensive interpretation of the change in characteristics of the polar aquifers.
- By developing a numerical model based on a conceptual model of water cycle in polar regions, it can create an economic benefit through consulting and business development.
- From this study, research manpower have been cultivated by producing experts who have conducted the first research on the water cycle in polar regions in Korea.



# C O N T E N T S

## (영 문 목 차)

### Chapter 1 Introduction

#### Section1. Importance and extent of research

### Chapter 2 Current R&D Status in Korea and Other Nations

#### Section1. Domestic and foreign research trends

#### Section2. Originality of the research

### Chapter 3 R&D Implementation Contents and Results

#### Section1. Hydrological changes of the terrestrial ecosystem of two lakes near King Sejong Station

1. Hydrogeological characteristics of two lake systems near King Sejong Station
2. Hydrogeochemical characteristics of groundwater, surface water, snow, and rain in two lake systems near King Sejong Station

#### Section2. Changes in physicochemical properties of aquifer materials according to thermal changes

1. Quantitative analysis of freeze-thaw process of the active layer through column experiments
2. Numerical modeling of groundwater-surface water-snow water cycle for the Baton Peninsula

### Chapter 4 Degree of R&D Goal Achievement and Degree of Contribution to Outside Research Institute

#### Section1. The goals and achievement of research by year

### Chapter 5 Application Plans of R&D Results

#### Section1. Utilization planning and expectation of results

### Chapter 6 References

# 목 차

## 제 1 장 서론

제1절. 연구개발의 필요성 및 범위

## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

제1절. 국내·외 연구동향

제2절. 관련 연구동향 및 독창성

## 제 3 장 연구개발 수행내용 및 결과

제1절. 남극세종과학기지 주변 호수 육상 생태계의 수문변화 연구

1. 남극 세종과학기지 주변 두 호수 시스템의 수리지질학적 특성
2. 남극 세종과학기지 주변 두 호수에서의 지하수, 지표수, 눈의 수질 특성

제2절. 열적변화에 따른 대수층물질의 물리화학적 변화 해석

1. 실내 칼럼실험을 통한 활동층의 동결-융해 작용에 대한 정량적 해석
2. 남극 바톤반도를 대상으로 한 지하수-지표수-눈 물순환 수치모델링

## 제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

제1절. 연도별 연구목표 및 달성도

## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

제1절. 연구결과의 활용방안 및 기대효과

## 제 6 장 참고문헌

# 제 1 장 서론

## 제1절. 연구개발의 필요성 및 범위

### 1. 연구개발의 필요성

○ 지금까지 대부분의 극지연구는 지질, 생물, 눈/빙하 등의 개별적 영역에서 이루어져 왔다. 하지만 실제로 극지역 호수 육상 생태계는 이들 영역들이 서로 상호작용을 하면서 하나의 시스템을 이루고 있으므로 생태계를 유지하는 근간이 되는 물의 근원과 공급, 그리고 이에 대한 지하수-지표수-눈/빙하의 물순환적인 관점에 대한 종합적인 연구가 필요하다.

○ 최근 지구온난화에 따른 빙붕의 붕괴와 빙하의 해빙 속도 증가가 해수면의 상승으로 이어질 수 있다는 우려가 커지고 있다. 이를 이해하고 해석하기 위해서는 단순히 빙하와 해양이라는 개별적인 영역에서의 연구뿐만 아니라 전체적인 물순환적인 관점에서 접근을 해야만 보다 정확한 해석과 예측이 가능하다.

○ 지구의 수자원 중 빙하와 눈이 1.8%, 지하수가 0.7% 정도이므로 지하수가 차지하는 비율이 무시할 수 없을 정도로 크에도 불구하고 빙하연구에 비해 극지역 지하수의 물순환에 대한 역할은 그동안 간과되어 왔다. 전 지구적 규모의 물순환 연구를 위해서는 극지역 지하수에 대한 연구가 필요하다.

○ 기온변화에 따른 극지역 영구동토층과 활동층의 수리지질학적 및 열적 변화는 지하수 충전 및 지표수 유출과 직접적으로 관계되며 이는 궁극적으로 해양으로의 물 유입에 영향을 미쳐 해수면의 변동과 연동될 수 있으나 이에 대한 연구는 거의 이루어지지 않은 상황이다.

○ 기후변화에 따른 대륙지역 빙하 해빙으로 인한 물의 유출에 관한 기존의 해석은 온도변화에 따른 활동층의 동결-융해 주기(freeze-thaw cycle) 및 수분변화, 그리고 지하수-지표수 유출입과 같은 역동적인 기작을 감안하지 않은 것이다. 기온변화에 따른 활동층의 두께 변화는 지하수 저장용량 및 지표수 유출, 그리고 궁극적으로는 해양으로의 유출량 변화에 중대한 역할을 할 수 있으므로 본 과제는 빙하 해빙에 따른 해수면 변동에 대한 보다 종합적인 해석을 제공할 수 있다.

### 2. 연구개발의 목적

○ 본 연구과제의 궁극적인 목적은 극지역 지하수-지표수-눈/빙하의 상호작용을 이해하고 이를 정량화하여 전지구적 규모의 물순환을 이해하는데 기여하는 것이다.

○ 이를 위해 1차년도에는 2018년 1월 세종과학기지 방문 시 취득한 지하수-지표수-눈 시료와 퇴적물의 특성분석을 통해 남극세종기지 주변 호수 육상 생태계의 수문변화 해석을 위한 기초와 실내실험의 기반을 마련하였다. 2차년도에는 극지역 호수 육상 생태계의 유출입량, 수질 및 온도변화 모니터링과 실내실험을 통해 열적변화에 따른 대수층 특성변화에 대한 해석을 실시하였다. 최종년도인 3차년도에는 모니터링과 실내실험 결과를 종합하여 극지역 물순환 수치 모델링을 실시하였으며, 이를 통해 기후변화에 따른 전지구적 규모의 물순환을 이해하고자 하였다.

### 3. 연구개발의 범위

○ 남극 세종과학기지 주변 호수지역에서의 지하수-지표수-눈/빙하 수문변화 해석

- 남극 세종과학기지 주변 호수지역에서 지하수 유출입량을 측정하며, 대수층 온도 및 수분변화, 그리고 지하수/지표수/눈의 수질에 대한 모니터링을 통하여 극지역 호수 육상 생태계에서의 수문변화에 대한 종합적인 해석을 실시한다.

○ 극지역 활동층의 수리지질학적 특성 분석

- 극지역 활동층의 두께와 수분함량 변화, 수리전도도 등 수리지질학적 특성을 분석하여 극지역 대수층에서의 지하수 흐름을 이해한다.

○ 활동층의 동결-융해작용 해석 및 극지역 수문순환에 대한 개념 모델 정립

- 대수층 퇴적물을 대상으로 한 실내실험을 통해 남극지역 활동층의 동결-융해작용을 이해하며, 극지역 수문변화에 대한 개념 모델을 확립한다.

○ 기후변화에 따른 지하수-지표수-눈/빙하 변화 수치 모델링

- 지하수-지표수-눈/빙하의 상호작용에 대한 연계모델링이 가능한 수치모델을 이용하여 남극세종기지 주변 지역의 물순환 모델링을 실시하며, 기후변화에 따른 수문변화에 대한 반응성을 검토한다.



## 제 2 장 국내·외 기술개발 현황

### 제1절. 국내·외 연구동향

- 극지역에서 물에 관한 국내연구는 세종과학기지 주변 지표수의 수질에 대한 조사 정도에 그치고 있으며 물순환의 관점, 특히 지하수의 수량 및 수질에 관한 연구는 거의 이루어지지 않았다.
- 최근 지구환경과학 분야의 중요한 화두로 떠오르고 있는 Critical Zone Observatory(CZO) 연구는 지표면의 바로 위와 아래를 차지하고 하고 있는 암석, 토양, 물, 생물, 대기의 역할과 상호작용에 대한 이해가 초점이 되고 있다. 이 중에서도 각 요소들을 연결하는 매개체인 물의 역할이 가장 중심적인 연구 대상이라고 할 수 있다.
- 국외의 경우에도 물순환 관점에서 극지역의 CZO 연구는 거의 보고되지 않고 있다. 따라서 관련 연구에 대한 선제적 대응을 통해 향후 연구를 주도할 수 있는 기반 마련이 필요하다.

### 제2절. 관련 연구동향 및 독창성

- 그동안 극지연구소의 연구과제들은 극지역의 지질, 생물/생태, 기후 및 해양에 관한 주제가 대부분이었으며, 지질과 생물 및 생태작용의 핵심 매체인 물 자체에 대한 연구는 거의 없었다.
- 빙하 연구는 물 자체의 역할보다는 오염과 고기후 및 고환경 복원 관점에서 주로 연구가 되어왔다. 특히, 지구상의 담수자원 중 빙설 다음으로 많은 부분을 차지하고 있는 지하수에 관한 연구는 전무했다고 해도 과언이 아니다.
- 지하수는 해수, 지표수 및 강설/빙하와 함께 물순환의 한 축을 이루고 있는 중요한 영역으로, 본 연구에서 제안하는 지하수와 다른 물순환 영역과의 상호작용 연구는 극지역 호수 육상 생태계 및 기후변화에 따른 전지구적 환경 변화 해석에 중요한 정보를 제공할 수 있는 필수적인 요소라고 할 수 있다.



## 제 3 장 연구개발 수행내용 및 결과

### 제1절. 남극세종과학기지 주변 호수 육상 생태계의 수문변화 연구

#### 1. 남극 세종과학기지 주변 두 호수 시스템의 수리지질학적 특성

##### 가. 서언

지하수는 해양과 눈/빙하에 이어 전 세계 물 순환에서 세 번째로 풍부한 수자원이며 눈과 빙하와 함께 지구 전체 담수의 97% 이상을 차지하고 있다(Healy, 2010). 이와 같이, 지하수는 지구의 물 순환 과정에서 매우 중요한 부분을 차지하고 있지만 그 중요성은 대부분 간과되어 왔다. 특히, 최근 극지역의 기후는 빠르게 변화하고 있으며, 이로 인해 전 세계 생태계의 변화를 초래할 수 있다는 우려가 증가하고 있다(Schieedek et al., 2007). 특히, 남극 환경은 극한의 기상 조건 때문에 지구 온난화에 매우 민감하다(Knap et al., 1996). 기후변화에 관한 정부간패널(Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC) 보고서에 따르면, 남극대륙의 기후는 최근 수십 년 동안 더 습해졌고 더 따뜻해졌다(IPCC, 2001). 더욱이 영구동토층 지역의 기후 변화는 활동층의 깊이와 지하수와 지표수 사이의 수문학적 연결성에 영향을 미치며(Quinton et al., 2011), 이는 지하수의 유로를 변경하고 궁극적으로 극지방의 물순환 변화를 초래할 수 있다. 기후 변화에 의한 극지역의 물 순환의 변화를 이해하기 위해서는 지하수, 지표수, 눈/빙하 사이의 상호작용을 연구하는 것이 필수적이다. 그러나 극지역의 지하수에 대한 연구는 지하수 역할의 중요성에도 불구하고 물순환의 관점에서 거의 수행되지 않았다.

최근 수십 년 동안 남극 빙하와 빙하 후퇴에 대한 연구가 점점 더 많이 수행되고 있다(Ducklow et al., 2007; Ross et al., 1996; Smith et al., 1995). 또한 해저 지하수 유출 속도의 변화는 기후 변화에 따른 해수면 변동에 영향을 미치는 요인이라고 제안되었다. 이러한 연구들은 지하수가 해수면 상승을 조절하는 역할을 하고 있음을 지적하고 있다(Sawagaki and Hirakawa, 2002; Uemura et al., 2011; Wingham et al., 2006). Hofstee et al. (2006) 등에서 지하수의 물리적, 화학적 성질에 관해선 다루었지만, 물 순환의 맥락 안에서 남극대륙의 지하수에 대한 연구는 여전히 수행되지 않았다.

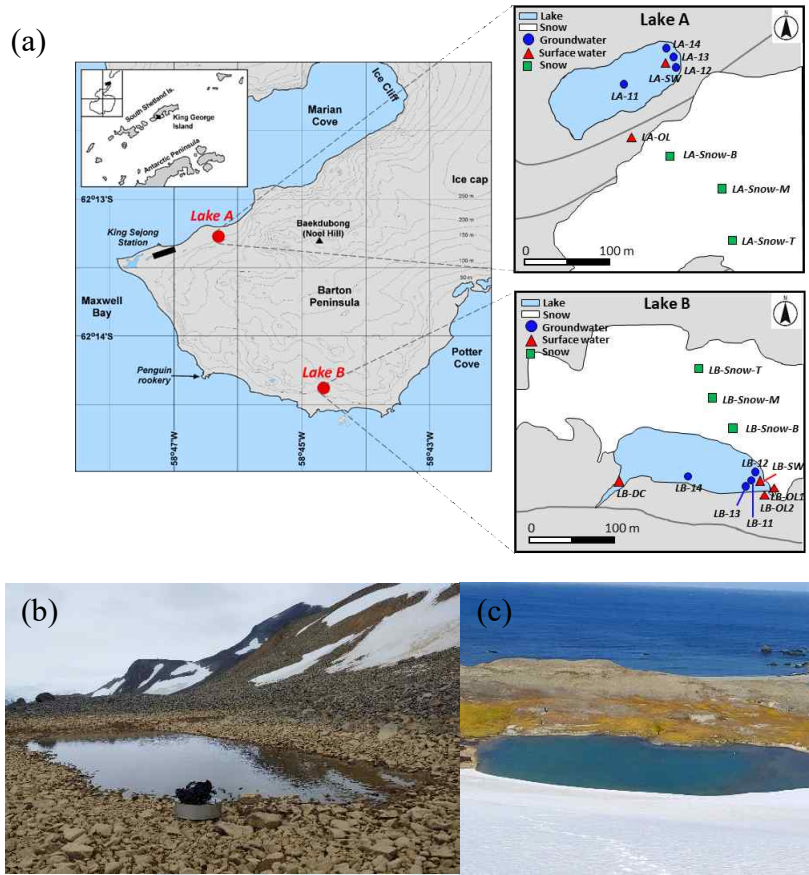
연구지역인 바톤반도는 남극 반도의 북서쪽 끝에 있는 사우스 셰틀랜드 제도 중 가장 큰 킹 조지 섬의 남서쪽에 위치해 있다. 극지연구소에 의해 바톤반도에 설립된 세종과학기지는 1988년 설립된 이후 극지연구를 위해 지속적으로 운영되고 있다. 최근에는 세종과학기지 내에서도 극지역 수자원에 대한 연구가 진행되고 있다. Lim et al. (2014)은 남극 연안 지역의 담수의 수질 분석을 통해 해수 염분의 영향을 평가하였다. 또한, 담수와 해수의 온도를 분석하여 토양과 물의 열적 특성을 평가하였다(Lee et al., 2016). Lee et al. (2020)은 킹조지섬의 눈/얼음 동위원소 특성과 용융수를 평가했다. 그러나 현재까지 바톤반도의 지하수의 수력학적, 화학적 특성에 초점을 맞춘 연구는 없었다. 본 연구에서는 세종기지에 인접한 두 개의 작은 호수에서 지하수 유입과 유출, 호수 퇴적물의 수리전도도, 지하수, 지표수, 눈의 화학적 특성 및 동위원소 조성을 평가하여 지하수, 지표수, 눈 사이의 상호작용을 조사했다. 본 연구는 남극의 호수 시스템에서의 지하수 흐름과 바톤반도의 지하수의 화학 조성 및 동위원소 조성을 직접 측정된 최초의 연구라 할 수 있으며, 따라서 연구결과는 남극의 물순환 관점에서의 지하수의 역할을 평가하는 기초자료로 활용될 수 있다.

## 나. 연구지역

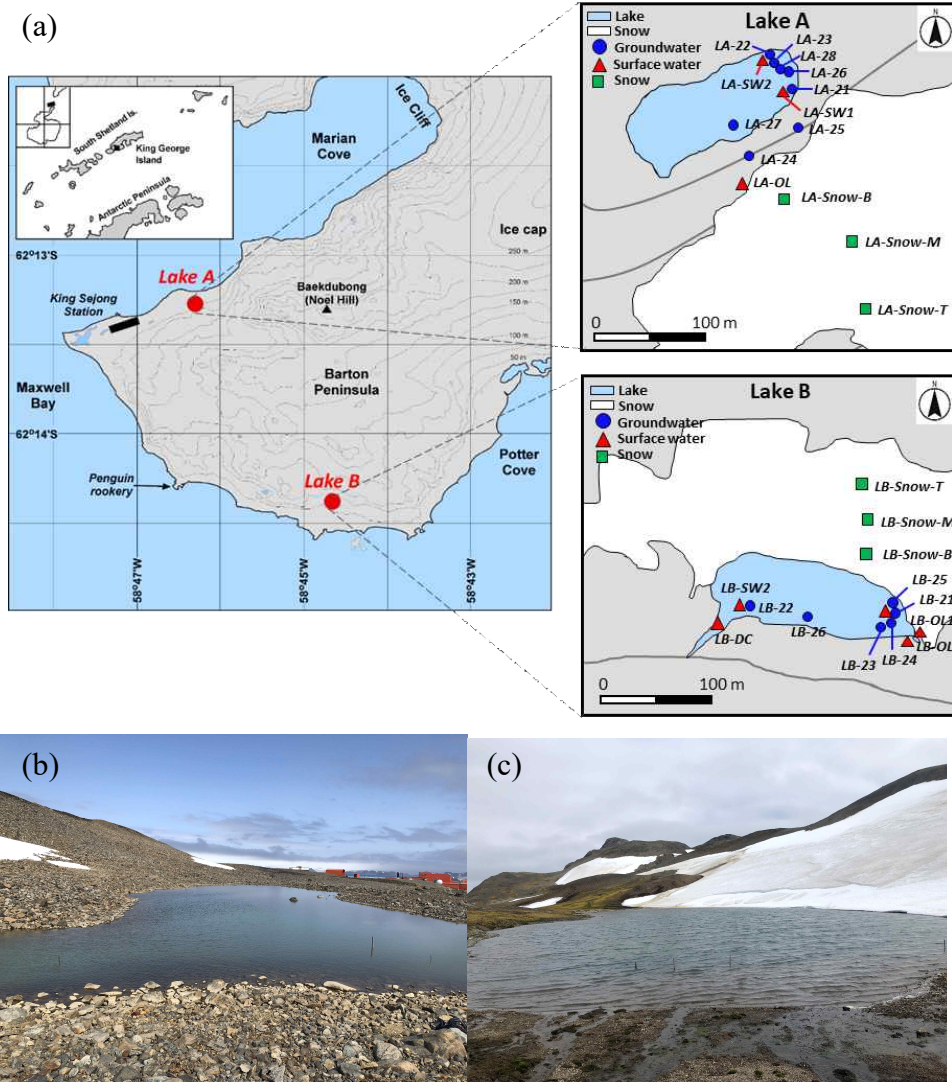
킹조지섬은 남극대륙의 'S61°50'에서 'S62°15'와 'W57°30'에서 'W59°01' 사이에 위치해있으며, 서남극 남세틀랜드 군도에서 가장 큰 섬이다(Lee et al., 2020). 연구지역은 1988년부터 운영 중인 세종과학기지(S62°13'과 W58°47')가 위치하고 있는 바톤반도의 해안지역에 위치하고 있다. 킹조지섬의 표면적은 약 1310 km<sup>2</sup>이고 표면의 92% 이상이 빙하로 덮여 있다(Lim et al., 2014). 해양성 기후를 가지고 있는 킹조지섬은 다른 반도들에 비해 상대적으로 습도가 높고 온난하다(Kim et al., 2007). 세종과학기지 자동기상관측시스템(AMOS)에서 도출한 2018년 기상자료에 따르면 연구지역의 기압의 평균은 988.0 hPa(최고 1024 hPa, 최저 948 hPa), 평균기온은 -1.8℃(최대 9.7℃, 최소 -20.2℃)이었으며, 풍속은 7.8 m/s (최고 37.3 m/s, 북풍)이다. 상대 습도는 86.2%이며, 총 강수량은 363.0 mm(평균 33.0 mm)이다.

바톤반도는 지질학적으로 세종층, 현무암질 안산암, 화강섬록암, 섬록암, 화산 응회암으로 구성된다(Yoo et al., 2001). 이 중에서 세종층은 주로 응회암, 화산재로 구성되며, 바톤반도의 남부 및 남서부 해안을 따라 분포되어 있다(Chun et al., 1994). 또한, 현무암질 안산암은 바톤반도의 중앙에 가장 넓게 펼쳐있으며, 화강섬록암, 섬록암, 화산응회암은 적은 부분을 차지한다. 이와 같은 기반암의 표면은 부분적으로 노출되어 있으며, 빙하쇄설물로 덮여져 있다. 일반적으로 알려져 있는 바톤반도의 활동층 깊이는 약 1 m이고 영구동토층은 활동층 아래에 존재한다(Lee et al., 2004).

이번 연구는 바톤반도의 두 개의 작은 호수에서 수행되었다. 두 호수 중 하나(Lake A로 명명; S62°13 '22.2', W58°46'50.0)는 세종기지에서 약 0.5 km 떨어진 곳에 있는 작은 호수이며 마리안 코브 해안가에 위치한다. 이 호수에는 산비탈에 산발적으로 눈이 쌓이고 녹은 눈은 overland flow와 지하수의 흐름을 통해 호수로 흘러 들어간다. 호수 주변의 퇴적물은 상대적으로 조립질의 입자를 가지고 있다. 또 다른 호수(Lake B로 명명; S62°14 '23.4', W58°44'36.2")는 극지연구소의 생태학적 연구지역인 KGL01(S62°14 '24', W58°44 '36" 고도 39m)에 위치하며(Cho et al., 2020), 맥스웰 베이 방향의 해안지역에 위치하고 있다. Lake B 뒤편에 위치한 산비탈의 표면적은 약 90%가 눈으로 덮여 있고, 이렇게 쌓인 많은 양의 눈이 녹은 물은 지하수나 호수(지표수)의 원천이 된다. 지표수의 흐름은 호수의 상류(LB-OL1 및 LB-OL2; Figures 1.1.1 and 1.1.2)에 위치한 두 개의 유입구를 통해 유입되며, 지표수와 지하수에 의해 공급된 호수의 물은 Lake B의 하류에 위치한 단일 유출구로 유출된다(LB-DC; Figures 1.1.1 and 1.1.2). 또한 다양한 이끼류 및 지의류가 Lake B 주변에 군락을 형성하고 있으며, 눈 녹은 물과 강수량에 의해 물을 공급받는다(Cho et al., 2020). 두 호수의 크기는 날씨나 기상 상황과 눈이 녹는 정도에 따라 다르지만, 2016년 3월을 기준으로 Lake A의 크기는 길이 64 m, 폭 25 m, Lake B의 크기는 길이 94 m, 폭 26 m이었다.



**Figure 1.1.1.** (a) Locations of two lakes near King Sejong Station in Antarctica, and the map showing the detailed sampling locations in Lake A and Lake B during the summer season in 2019. The actual photographs of (b) Lake A and (c) Lake B are also shown.



**Figure 1.1.2.** (a) Locations of two lakes near King Sejong Station in Antarctica, and the map showing the detailed sampling locations in Lake A and Lake B during the summer season in 2020. The actual photographs of (b) Lake A and (c) Lake B are also shown.

## 다. 연구방법

### (1) 토양시료 샘플링 및 분석

2018년 1월에 연구지역 퇴적물에 대한 입도분석과 조성광물 분석을 수행하기 위해 총 9개의 퇴적물 시료가 수집되었다. 퇴적물 시료는 Lake A와 Lake B 바닥에서 시피지미터(seepage meter)가 설치된 지점 부근에서 채취되었으며 Lake A와 Lake B에서 각각 4개와 5개의 시료를 채취하였다. 수집된 시료들은 추가 분석을 위해 냉동상태로 수송되었다.

입도분석을 실시하기 위하여 모든 퇴적물 시료에 대해 일반적인 체 분석(sieve analysis)을 수행하였다. 또한, 미세한 입자를 가진 세립질 모래를 분석하기 위해 SediGraph 분석이 사용되었다. 시료를 체에 거르기 전에 실내 실험실에서 자연 건조시켰다. 건조된 시료 중 약 200 g을 체 셰이커(shaker)에 담아 10분 동안 흔들어 2 mm, 1 mm, 0.5 mm, 0.25 mm, 0.125 mm, 0.063 mm의 체 크기를 사용하여 해당하는 입자의 크기로 분류하였다. 서로 다른 입자 크기로 모아진 시료들의 무게

를 측정하여 질량 백분율을 계산하였다.

SediGraph 분석을 위해서 시료는  $-80^{\circ}\text{C}$ 의 진공상태로 열풍순환식건조기(HB-502M, Hanbeak Scientific Co., Korea)에서 2~3일 정도 건조시켰다.  $63\ \mu\text{m}$ (예: 모래와 자갈)보다 큰 입자크기를 가진 시료들을 습식 체로 분류하고,  $63\ \mu\text{m}$  미만의 크기를 가진 시료들에 대해서는 SediGraph 분석이 실시되었다(SediGraph III 5100, Micromeritics Instruments Co., USA).

퇴적물의 입도분석 결과를 이용하여 퇴적물에 대한 수리전도도(hydraulic conductivity)를 계산하였다. 수리전도도는 퇴적물의 공극과 입도 사이의 관계에 의해 추정될 수 있다. 본 연구에서는 Vukovic and Soro (1992)가 제안한 경험식을 사용하여 다음과 같이 수리전도도를 계산하였다.

$$K = \frac{g}{v} \cdot c \cdot f(n) \cdot d_e^2 \quad (1)$$

여기서  $K$ 는 수리전도도( $\text{LT}^{-1}$ ),  $g$ 는 중력에 의한 가속도[ $\text{LT}^{-2}$ ],  $v$ 는  $20^{\circ}\text{C}$ 기준 동점성계수( $\text{L}^2\ \text{T}^{-1}$ ),  $C$ 는 분급계수(무차원),  $f(n)$ 는 공극율함수(무차원), 그리고  $d_e$ 는 유효입경(L)이다. 동점성계수는 점성계수와 유체의 밀도로 표현되며 식은 다음과 같다.

$$v = \frac{\mu}{\rho} \quad (2)$$

여기서,  $v$ 는 동점성계수( $\text{L}^2\ \text{T}^{-1}$ ),  $\mu$ 는 점성계수( $\text{ML}^{-1}\ \text{T}^{-1}$ ), 그리고  $\rho$ 는 유체의 밀도( $\text{ML}^{-3}$ )이다. 공극율( $n$ )은 균등계수( $U$ )를 이용하여 다음과 같이 표현된다.

$$n = 0.255(1 + 0.83^U) \quad (3)$$

여기서  $U$ 는 균등계수(무차원)이며, 다음과 같이 표현된다.

$$U = \left( \frac{d_{60}}{d_{10}} \right) \quad (4)$$

여기서  $d_{60}$ 과  $d_{10}$ 은 입도분포곡선에서 통과 중량백분율의 60%와 10%에 해당하는 토양 입자의 입자 직경[L]이며, 유효 입경이라고 한다. 일반적으로 입도분석을 이용한 수리전도도를 계산하는 경험식들은 경험식(1)에 제시된 일반적인 형태를 취하지만, 일반화된 식 (1)에서 분급계수 항과 공극율 함수 항을 여러 경험식에 대입하여 계산할 수 있다. Odong (2013)에 의해 요약된 이러한 경험식들은 Table 1에 나와 있다.

퇴적물 시료에 대한 광물조성을 분석하기 위해 다목적 고성능 X선 회절(X-ray diffraction; XRD)이 사용되었다. 분석에 사용된 모델은 X'pert pro powder (PANalytical Co., Netherlands)이다. 분석은 40 kV의 전압과 30 mA의 전류 조건에서 수행되었다. 무기결정구조 데이터베이스(ICSD; Flz Karlsruhe, Germany)는 광물의 결정을 식별하기 위해 사용되었다.

Lake A와 Lake B의 퇴적물 지화학적 구성은 Actlabs(Ancaster, Canada)에 의해 수행되었다. 건조된 퇴적물 시료에 대한 주요 원소와 미량 원소분석은 유도결합플라즈마 분광법(Inductively coupled plasma-mass spectrometry; ICP-MS)을 사용하여 분석되었다. 분석을 위해 설정한 원소들은 다음과 같다: Ca, Mg, Na, K, Si, Fe, Al, Li, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sr, Cd, Ba, Pb.

**Table 1.** Empirical formulae used to estimate hydraulic conductivity in this study.

Source	$C^a$	$f(n)^b$	$de^c$	Remark
Hazen (1892)	$6.0 \times 10^{-4}$	$[1+10(n-0.26)]$	$d_{10}$	$U < 5, 0.1 \text{ mm} < d_{10} < 3.0 \text{ mm}^2$
Kozeny-Carman (1956)	$8.3 \times 10^{-3}$	$[n^3/(1-n)^2]$	$d_{10}$	$d_{10} < 3.0 \text{ mm}, \text{ Medium sand}^3$
Beyer (1966)	$6.0 \times 10^{-4}$	$\log(500/U)$	$d_{10}$	$1 < U < 20, 0.06 \text{ mm} < d_{10} < 0.6 \text{ mm}^2$
Terzaghi (1925)	$6.1 \times 10^{-3} \sim 10.7 \times 10^{-3}$	$(n-0.13/31-n)^2$	$d_{10}$	$C=8.4 \times 10^{-3}, \text{ Large-grain sand}^4$
Slichter (1898)	$1.0 \times 10^{-2}$	$n^{3.287}$	$d_{10}$	$0.01 \text{ mm} < d_{10} < 5.0 \text{ mm}^2$
USBR (United States Bureau of Reclamation) (Vukovic and Soro, 1992)	$4.8 \times 10^{-4}$	$d_{20}^{0.3}$	$d_{20}$	$U < 5, \text{ Medium-grain sand}^4$

<sup>a</sup> Sorting coefficient (dimensionless).

<sup>b</sup> Porosity function (dimensionless).

<sup>c</sup> Effective grain diameter (in mm).

References: <sup>1</sup> Kasenow (2002), <sup>2</sup> Odong (2013), <sup>3</sup> Carrier (2003), <sup>4</sup> Cheng and Chen (2007).

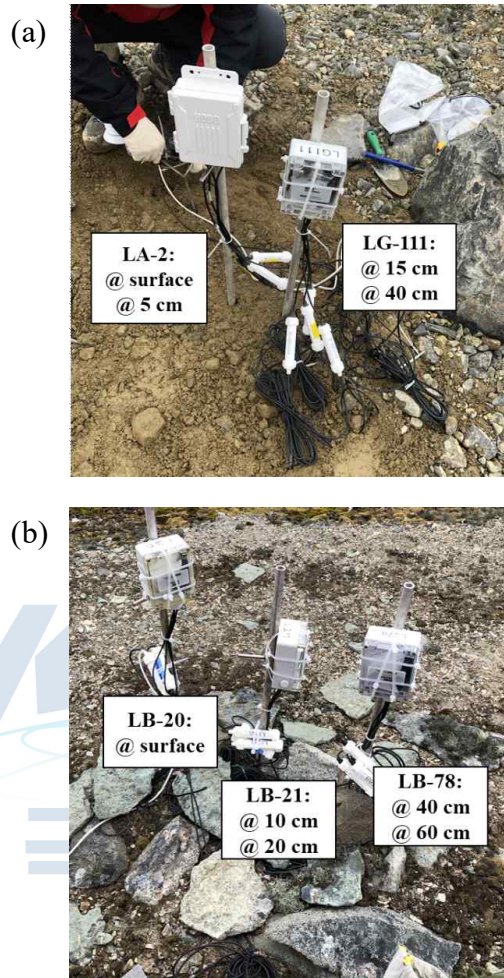
(2) 토양 수분 및 온도 분석

온도변화에 민감한 극지역 토양의 열적변화에 따른 토양 수분함량 변화를 이해하는 것은 지하수의 충전 및 유출 속도를 이해하는 데 필요하다. 따라서 본 연구에서는 연구지역 내 활동층의 동결 및 해빙으로 인한 토양 수분 조건의 공간적, 시간적 변화를 모니터링 하였다.

Lake A와 Lake B의 퇴적물에 대한 체적수분과 온도의 측정은 토양 수분 스마트 센서(#EC-5, Decagon Devices, Pullman, WA, USA)를 사용하였다(Figure 1.1.3). 데이터는 HOBO 마이크로 스테이션 데이터 로거(#H21-002, Decagon Devices, Pullman, WA, USA)를 사용하여 10분마다 기록하도록 설정하였다. 측정은 2019년 1월부터 2020년 1월까지 약 1년간 실시되었다. Lake A 주변 활동층에 설치된 HOBO 데이터 로거는 LG-1111과 LA-2로 지표면으로부터 15 cm와 40 cm에서 토양의 온도와 수분 함량을 측정했다. LA-2 센서는 지표면의 온도, 상대습도, 광량(photosynthetically active radiation; PAR) 및 5 cm 깊이의 토양의 온도와 수분 함량을 측정했다.

Lake B에는 LG20, LG21, LG78 등 3개의 HOBO 데이터 로거가 설치되었다. LG20 센서는 지표면 토양의 PAR, 온도, 상대습도, 온도, 수분함량을 측정하였다. 깊이 10 cm와 20 cm의 토양의 온도

와 수분 함량은 LG21 센서로 측정하였고, 깊이 40 cm와 60 cm의 토양의 온도와 수분 함량은 LG78 센서로 측정하였다.



**Figure 1.1.3.** HOBO data loggers installed in the active layers around (a) Lake A and (b) Lake B.

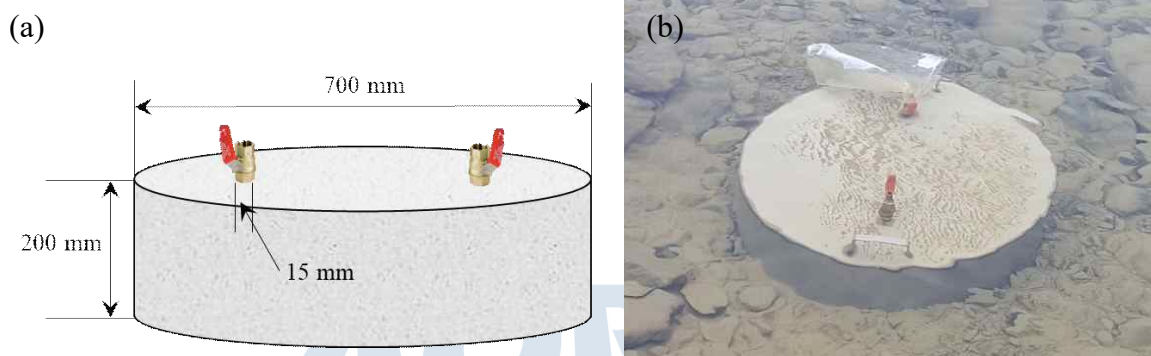
### (3) 지하수 유출입량 측정

Lee and Cherry(1979)가 제안한 시피지미터를 이용하여 현장에서 지하수의 유출입량을 측정하였다. 시피지미터는 바닥이 뚫린 실린더 형태의 드럼통과 플라스틱 백을 연결할 수 있는 밸브로 구성되어 있다. 호수의 퇴적층에 설치되며 지하수에서 지표수로 물이 흐를 때 비닐백 안으로 지하수가 수집되게 된다. 비닐백에 수집된 물의 부피, 수집된 시간, 시피지미터의 단면적을 이용하여 지하수 유출입량을 계산할 수 있다. 침투유출속도( $Q_v$ )는 다음 방정식을 사용하여 계산되었다.

$$Q_v = \frac{(V_f - V_0)}{At} \tag{5}$$

여기서  $V_0$ 은 비닐백에 처음에 담긴 물의 부피이고( $\text{cm}^3$ ),  $V$ 는 일정 기간 이후 비닐백에 수집된 물의 부피( $\text{cm}^3$ ),  $t$ 는 시피지미터에 비닐백을 연결하고 분리하는 사이의 경과 시간이며,  $A$ 는 시피지미터로 덮인 퇴적층의 면적이다( $\text{m}^2$ ). 유량은 단위 시간 단위 면적당 물의 양으로 측정된다. 따라서 지하수의 유출입량의 단위는 속도( $\text{m/s}$ ) 단위로 표시할 수 있다.

시피지미터는 직경 700 mm, 높이 200 mm으로 자체 제작하여 사용되었다(Figure 1.1.4). 지하수 유량의 측정은 2019년과 2020년 여름 동안 두 번 실시되었다. 2019년에는 두 호수의 퇴적층에 1개의 시피지미터가 설치되어 측정되었으며(Figure 1.1.5), 2020년에는 데이터의 신뢰성을 확보하기 위해 각 호수의 하류지점과 상류지점에 시피지미터를 각각 1개씩 추가하여 설치하였다(Figure 1.1.6).

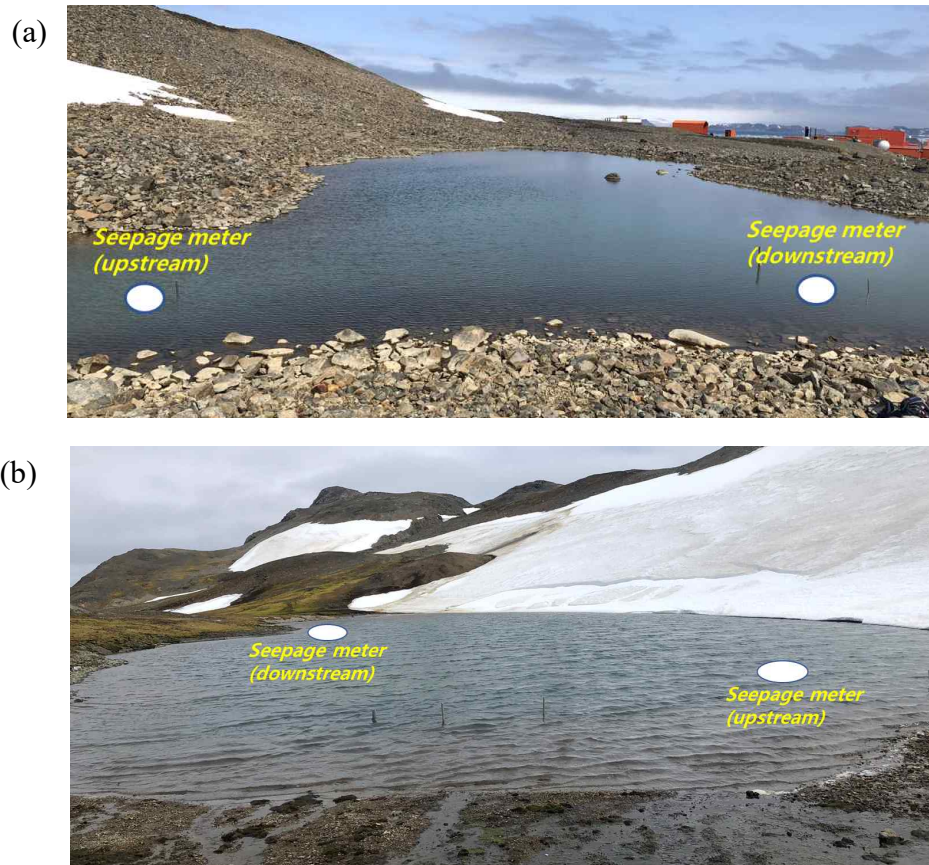


**Figure 1.1.4.** (a) Schematic diagram and (b) actual photograph of the seepage meter installed at the lake bottom. Seepage meters were installed at locations where LA-SW and LB-SW were collected in Figures 1.1.1 and 1.1.2.



**Figure 1.1.5.** The locations for the seepage meters and piezometers (LA-11, LA-12, LB-11, LB-12, LB-13) installed in the sedimentary layers of (a) Lake A and (b) Lake B during the summer season of 2019.





**Figure 1.1.6.** The locations for the seepage meters installed in the sedimentary layers of (a) Lake A and (b) Lake B during the summer season of 2020.

#### (4) 지하수와 지표수 수위변화

피에조미터(piezometer)는 지하수와 지표수의 수위를 측정하여 지하수와 지표수의 상호작용을 평가하는 데 사용된다(Sebstyen and Schneider, 2001). 이번 연구에서는 직경 2.1 cm, 길이 133 cm의 스테인레스(stainless steel) 재질의 파이프로 구성된 피에조미터가 사용되었다. 물이 흐를 수 있는 다공성 표면으로 구성된 스크린으로 불리는 부분은 피에조미터의 하단부의 끝에 10 cm에서 33 cm 사이에 위치하였다. 피에조미터는 스크린 부분이 호수의 퇴적층에 완전히 삽입되기 위해 호수 바닥으로부터 약 40 cm 깊이에 설치되었다. 지하수와 지표수 수위 측정은 수위 측정기(Million water level, Yamayo, Japan)를 사용하여 측정되었다. 지표수 수위는 피에조미터의 상단을 기준으로 지표수면까지 측정되었고, 지하수 수위는 피에조미터의 내부로 수집된 지하수면에서부터 피에조미터의 상단까지 측정되었다. 지하수와 지표수 수위의 측정은 2019년과 2020년 두 여름 동안 측정되었다. 2019년 동안 수위의 측정은 Lake A의 2개 지점과 Lake B의 2개 지점에서 수행되었다. 2020년 수위 측정은 Lake A에서 6개 지점, Lake B에서는 6개 지점에서 측정되었다(Figure 1.1.7).

(5) 연직방향 수두구배 및 수리전도도 측정

지하수-지표수의 상호작용을 정량화하기 위한 중요 수리지질학적 매개변수인 연직방향 수두구배 (vertical hydraulic gradient; VHG)와 연직방향 수리전도도( $K_v$ )는 피에조미터를 이용하여 계산될 수 있다. VHG는 상승 조건에서는 양수이고 하강 조건에서는 음수인 단위가 없는 측정값이다. VHG는 한 지점의 특정 깊이 조건하에 다음 방정식을 사용하여 계산될 수 있다.

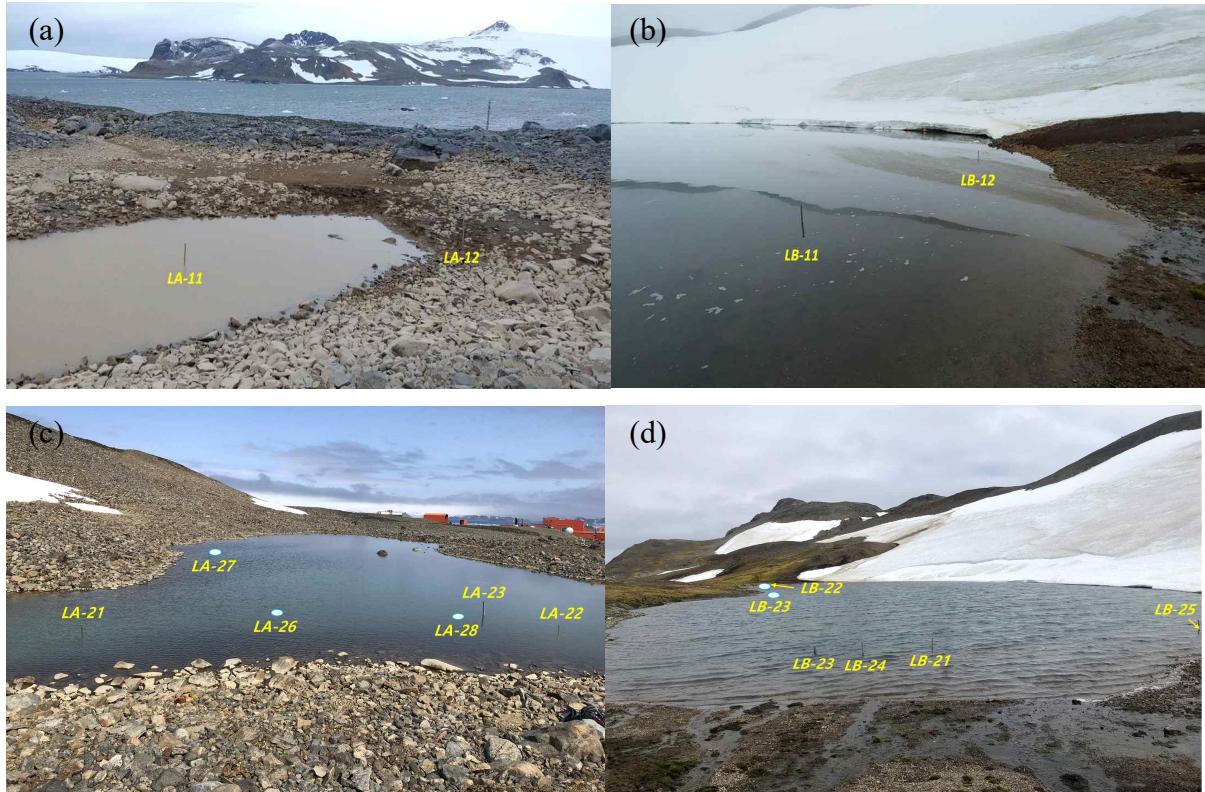
$$\text{VHG} = \Delta h / \Delta l \quad (6)$$

여기서  $\Delta h$ 는 피에조미터로 들어오는 지하수의 수위와 지표수면 수위 사이의 수두 차이(cm)이며,  $\Delta l$ 은 호수바닥과 피에조미터 스크린의 중간 지점 사이의 수직거리이다(Figure 1.1.8).

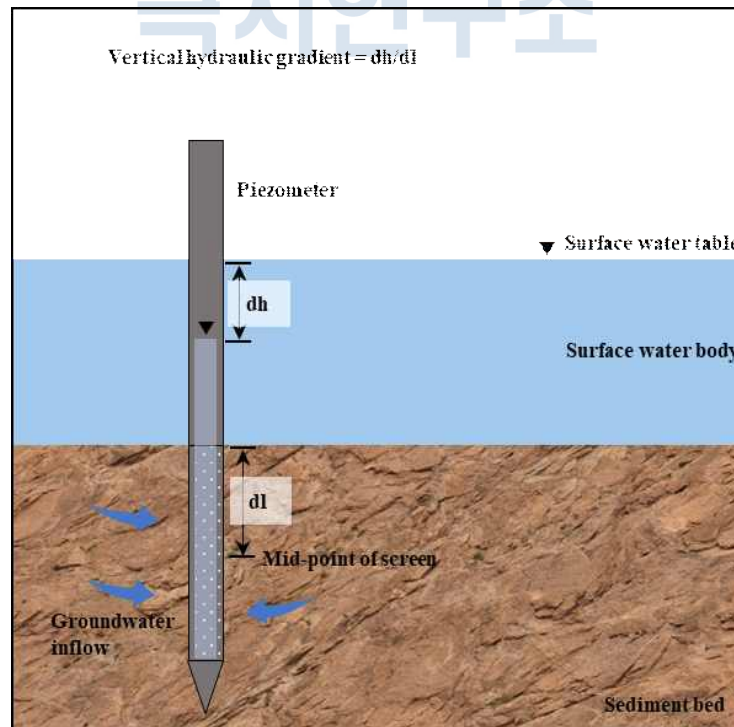
연직방향 수리전도도( $K_v$ )는 지하수와 지표수의 상호작용에 대한 크기 및 공간 분포를 정량화하기 위해 추정되는 중요한 매개변수이다. 수리전도도는 직접 측정할 수는 없는 현장이나 실내 실험실 또는 모델링을 이용하여 유추할 수 있다. 본 연구에서 사용된 연직방향 수리전도도 측정 방법은 호수와 대수층 사이의 접점에서 지하수 흐름( $Q$ )을 직접 측정하는 시피지미터를 사용하며  $K_v$ 는 Darcy의 법칙에서 도출할 수 있다. 본 연구에서 사용된 식은 다음과 같다.

$$K_v = \frac{Q}{A} \cdot \frac{\Delta l}{\Delta h} \quad (7)$$

여기서  $Q$ 는 지하수의 유량(부피/단위 시간)이고,  $A$ 는 유량이 발생하는 영역이며,  $\Delta h / \Delta l$ 은 수두구배이다(Lee and Cherry, 1979).



**Figure 1.1.7.** Piezometers installed in the sedimentary layers of (a) Lake A and (b) Lake B during the summer season of 2019, and (c) Lake A and (d) Lake B during the summer season of 2020.

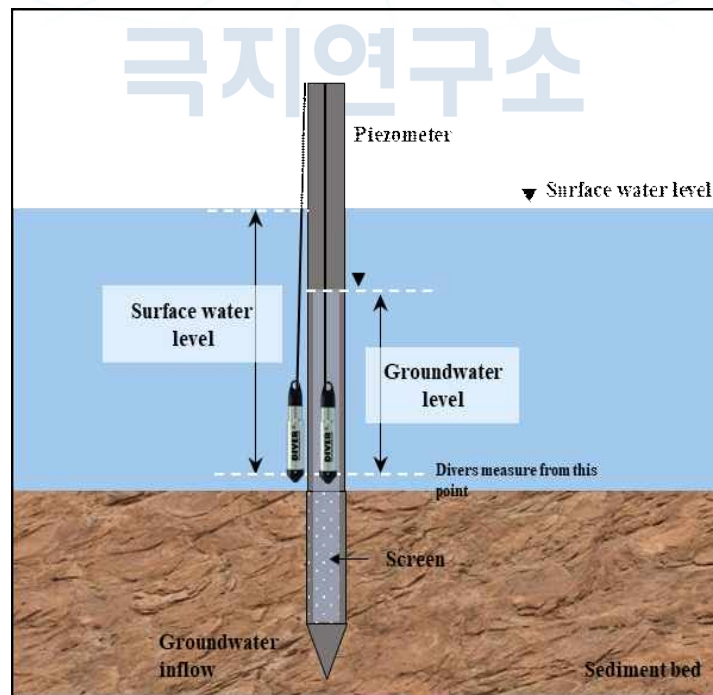


**Figure 1.1.8.** Schematic diagram of measuring vertical hydraulic gradient using a piezometer.

(6) 전기전도도 및 온도 변화 모니터링

광물화된 지역의 담수 및 지하수는 일반적으로 전기전도도(electrical conductivity; EC) 값이 다르다. 따라서 지하수의 충전 및 유출 패턴은 EC 값에 대한 변화 징후를 통해 도출할 수 있다(Rautio and Korkka-Niemi, 2011). 또한 지하수 유출은 퇴적물과 물의 경계면 부근과 호반에서 지표수와 온도 차이를 분석하여 그 위치를 파악할 수 있다(Rosenberry and LaBaugh 2008). 이러한 접근은 호수의 수온이 계절적, 시간적으로 매일 변화하는 동안 연중 지하수의 온도는 비교적 일정하게 유지되기 때문이다(Rautio and Korkka-Niemi, 2011). 따라서, 본 연구에서는 지하수와 지표수가 Lake A와 B에서 재충전되고 유출되는 흐름시스템을 이해하기 위해 물의 EC 데이터와 온도 데이터를 이용하였다.

지하수 수위, 온도 및 EC에 대한 측정과 기록을 위해 CTD-Diver(Van Essen Instruments, Delft, Netherlands)라는 지하수 수위 데이터 로거를 사용하였다. 피에조미터는 지하수를 측정하기 위해 사용되었으며, 직경이 2.2 cm, 높이가 9 cm인 CTD-Diver를 피에조미터 안에 설치하기 위해 직경 약 5 cm, 높이 144 cm인 스테인리스 재질로 구성된 피에조미터를 자체 제작하였다. 피에조미터는 Lake A와 Lake B의 퇴적층에 설치되었고, 지하수와 지표수를 측정하기 위해 피에조미터 안쪽에 CTD-Diver를 설치했다(Figure 1.1.9). 이 센서의 측정범위는  $-20^{\circ}\text{C}\sim 100^{\circ}\text{C}$ 이며 수위, 온도, EC 데이터 등은 1시간 간격으로 기록되도록 설정하였다.



**Figure 1.1.9.** A schematic diagram of water level measurement of groundwater and surface water using a diver.

(7) 1년 동안의 수위 변화 모니터링

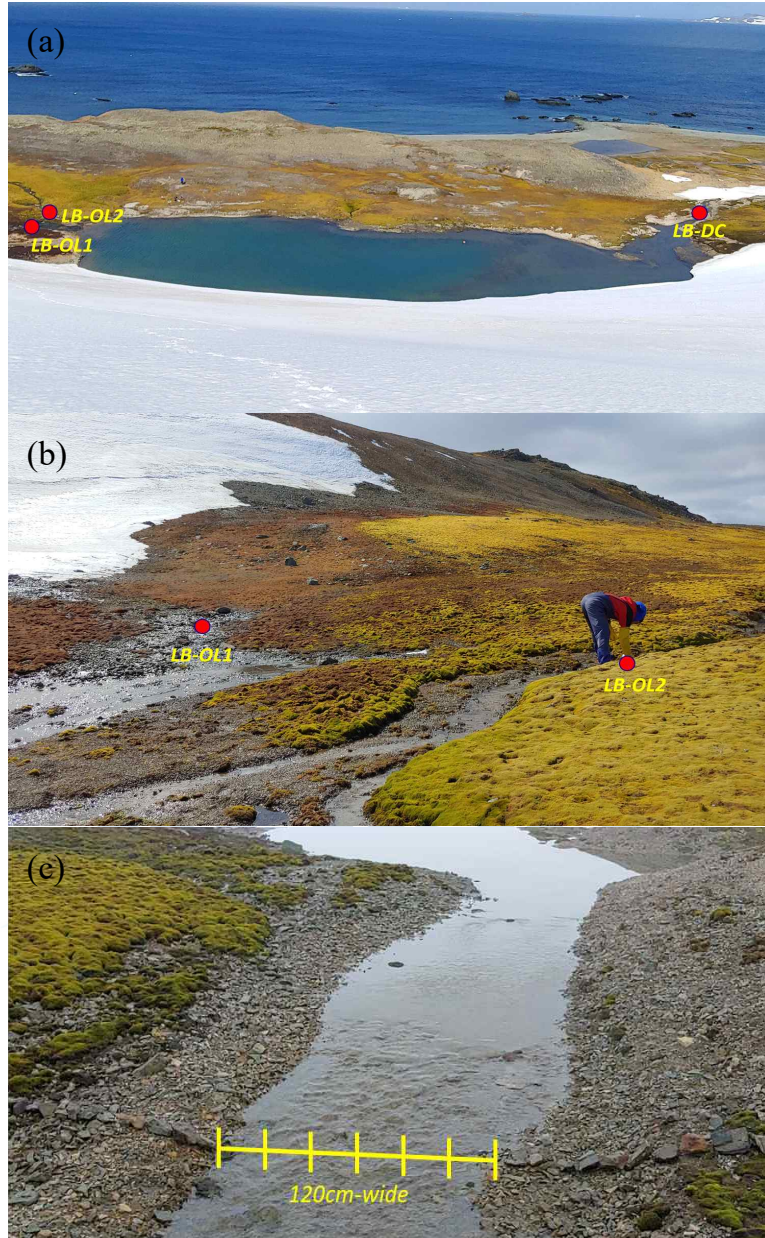
2019년 1월부터 2020년 1월까지 TD-Diver라는 지하수 수위 데이터 로거(Van Essen Instruments, Delft, Netherlands)를 사용하여 Lake A와 Lake B의 지하수와 지표수의 수위를 1시간의 간격으로 모니터링 하였다. TD-Diver가 측정된 압력 값에 대해 대기압을 보정하여 수위의 변화를 측정하였다. 2019년 TD-Diver를 설치하기 위해 지름 약 5 cm의 피에조미터를 제작하여 Lake B의 퇴적층에 설치하였다. 지하수 수위 측정을 위해서 피에조미터의 안쪽 바닥에 TD-Diver를 설치하였고, 지표수의 수위 변화 측정을 위해서는 피에조미터의 외부에 TD-Diver를 추가로 설치하였다(Figure 1.1.9). EC의 변화 측정 및 기록을 위해서는 CTD-Diver(Schlumberger Water Services, USA)를 사용하였다.

(8) 지표수 유속 측정

호수 시스템은 수문학적 요인의 모든 구성 요소인 지표수, 지하수 및 대기와 상호 작용한다(Winter, 1995). 따라서 지표수 유속 측정은 지하수와 지표수 간의 상호 작용을 이해하는 데 필수적이다. 본 연구에서의 지표수 유출속도는 Lake B의 지표수가 유출되는 지점에서 측정되었다(LB-DC; Figures 1.1.1 and 1.1.2). 2020년에는 호수로 유입되는 두 지점(LB-OL1 및 LB-OL2)에서 지표수 유입속도를 추가로 측정하였다. 지표수 유속을 측정하기 위해 유속계(flow watch, JDC Electronics SA, Switzerland)(Figure 1.1.10)를 사용하였다. Lake B(LB-DC)의 유출구에서 구간을 20 cm 간격으로 나누어 각 간격의 유량(m/s)을 측정하였고(Figure 1.1.11), 총 지표수 유출량은 각 간격의 단면적을 이용하여 계산되었다.



Figure 1.1.10. A flow meter used to measure surface water flow rate.



**Figure 1.1.11.** The measurement of the surface water flow rates at the (a) inlet/outlet of Lake B using a flow meter, (b) two inflow points (LB-OL1 and LB-OL2) and (c) one outflow point (LB-DC).

## 라. 결과 및 토의

### (1) 입도분석

SediGraph를 이용하여 분석한 Lake A와 Lake B의 퇴적물에 대한 입도분석 결과는 Table 2와 같다. 퇴적물의 입자의 크기는 Wentworth(1922)의 입자 크기 분류의 척도에 따라 자갈(>2 mm), 모래(0.063-2 mm), 실트(0.004-0.063 mm), 점토(<0.004 mm)로 분류되었다. 또한, 평균 입자의 크기와 분류는 Folk and Ward (1957)에 의해 제시된 방정식을 사용하여 계산되었다. 퇴적물은 자갈, 모래, 실트, 진흙의 비율을 기준으로 분류되었다(Folk, 1954).

Lake A(Figure 1.1.1)의 하류(LA-1)와 상류(LA-2)에서 채취한 퇴적물 시료는 주로 자갈(42-52%)과 모래(29-42%)로 구성되어 있다. 평균적인 입자의 크기와 분류는 각각 거친 모래와 진흙 모래, 자갈 유형으로 분류되었다. 반면, Lake A(LA-3)의 중앙부에서 채취한 표본은 0%의 자갈로 구성되었고 모래가 가장 우세한 크기(54-54%)였다. 또한, 분급이 불량한 모래 유형으로 분류되었다. 평균적으로, Lake A의 평균 입자의 크기는 고운 모래에 속하며, 퇴적물은 분급이 불량하고 gravel muddy sand에 속한다.

Lake B의 경우, 호수의 상류 시료(LB-1)는 실트(0.4-3.2%)와 점토(1.5-7.4%)가 상대적으로 적었으며, LB-1(1/4)과 LB-1(2/4)은 매우 거친 모래로 분류되었다. 퇴적물은 모래 자갈 유형이었다. LB-1(3/4)과 LB-1(4/4)은 LB-1(1/4)과 LB-1(2/4)보다 실트와 점토 함량이 약 4배 높았다. LB-1(3/4)과 LB-1(4/4)은 분급이 불량한 거친 모래로 분류되었으며, 퇴적물 유형은 muddy sand gravel이었다. Lake B에서 채취한 시료들은 상대적으로 많은 양의 유기 물질을 포함하였다. LB-2는 Lake B의 하류에서 채취한 시료로서 Lake B의 시료들 중에서 실트와 점토의 함량이 가장 높았다. 분급이 불량한 중간 모래로 분류되었고 퇴적물 유형은 muddy sand gravel type로 분류되었다. 평균적으로, Lake B는 잘 분류되지 않은 거친 모래로 구성되었고 muddy sand gravel type 유형으로 분류되었다.

종합적으로 볼 때 같은 호수 안에서도 퇴적물의 입자의 크기와 분급 유형이 다른 것으로 나타났다. 퇴적물의 입자의 크기와 분류는 기반암의 광물 성분과 풍화작용에 따라 달라질 수 있다. 기반암의 다양한 지질학적 특성들은 남극 지역의 물리적, 화학적 풍화 과정에 의해 영향을 받을 수 있고 퇴적물이 운송되고 침전되는 과정에서 다양한 지질학적 특성들의 차이를 가질 수 있다(Malandrino et al., 2009). 두 호수를 비교해보면, Lake A의 퇴적물은 Lake B보다 실트와 점토의 비율이 더 높았다. 따라서 입도분석의 결과는 Lake A가 실트 및 점토의 높은 함량 때문에 상대적으로 Lake B보다 지하수 흐름에 더 제한적일 수 있음을 시사한다.

**Table 2.** The results of grain size analysis.

Sampling site <sup>a</sup>	Sample name	Composition (wt.) <sup>b</sup>				Texture parameter <sup>c</sup>		Sediment type <sup>d</sup>
		Gravel	Sand	Silt	Clay	Mean	Sorting	

LA	LA-1	51.48	28.67	10.70	9.14	Coarse sand	Poorly sorted	msG
	LA-2	41.76	41.76	7.77	8.71	Coarse sand	Poorly sorted	msG
	LA-3(1/2)	0	53.94	29.03	17.03	Coarse silt	Poorly sorted	mS
	LA-3(2/2)	0	52.04	29.51	18.45	Coarse silt	Poorly sorted	mS
	Average	23.31	44.10	19.25	13.33	Fine sand	Poorly sorted	gmS
	SD <sup>e</sup>	27.21	11.60	11.63	5.13	-	-	-
LB	LB-1(1/4)	49.83	47.35	1.31	1.51	Very coarse sand	Moderately well sorted	sG
	LB-1(2/4)	46.05	51.82	0.39	1.75	Very coarse sand	Moderately well sorted	sG
	LB-1(3/4)	47.49	42.02	3.16	7.33	Coarse sand	Poorly sorted	msG
	LB-1(4/4)	35.05	54.51	3.0	7.44	Coarse sand	Poorly sorted	msG
	LB-2	32.26	51.40	6.17	10.16	Medium sand	Poorly sorted	msG
	Average	42.14	49.42	2.81	5.64	Coarse sand	Poorly sorted	msG
	SD <sup>e</sup>	17.82	12.10	2.34	5.12	-	-	-

<sup>a</sup> LA: Lake A, LB: Lake B.

<sup>b</sup> Weight percentage (%): gravel (>2 mm), sand (0.063–2 mm), silt (0.004–0.063 mm), and clay (<0.004 mm) (Wentworth, 1922).

<sup>c</sup> Mean and sorting were calculated using the equations of Folk and Ward (1957).

<sup>d</sup> Sediment type: msG: muddy sand gravel, mS: muddy sand, sG: sand gravel, and gmS: gravel muddy sand (Folk, 1954).

<sup>e</sup> Standard deviation.

## (2) 퇴적물의 수리전도도

Lake A와 Lake B의 퇴적물시료에 대한 수리전도도( $K$ )는 Table 1에 제시된 경험식을 사용하여 계산되었다. Lake A와 Lake B에서 9개의 시료를 수집했지만, LA-3(1/2)과 LA-3(2/2) 시료에 대한 유효입자직경을 확인할 수 없었기 때문에 7개의 표본만 계산에 사용되었다.

Table 3은 Table 1에 제시된 경험적 공식을 사용하여 계산된 각 시료의 수리전도도 값을 정리한 것이다. Lake A의 경우, LA-1의 수리전도도는  $1.7 \times 10^{-4}$  cm/s와  $1.4 \times 10^{-3}$  cm/s 사이인 반면, LA-2의 수리전도도는  $4.3 \times 10^{-4}$  cm/s와  $6.9 \times 10^{-3}$  cm/s 사이였다. Lake B의 경우, LB-1의 수리전도도는  $6.9 \times 10^{-4}$  cm/s와  $2.1 \times 10^{-2}$  cm/s 사이인 반면, LB-2의 수리전도도는  $6.7 \times 10^{-4}$  cm/s와  $1.0 \times 10^{-3}$  cm/s 사이였다. 상대적으로 많은 양의 세립 입자를 가진 모래와 분급이 불량한 Lake A의 퇴적물(Table 2)은 Lake B의 퇴적물보다 낮은 수리전도도(Table 3)를 가졌다. 따라서 평균 입자의 크기와 분급은 수리전도도와 밀접한 관련이 있음을 시사한다(Shepherd, 1989). 경험식을 통하여 계산된 수리전도도 값을 비교했을 때, 가장 낮은 값은 Slichter(1898)를 기준으로 계산되었고 가장 높은 값은 USBR(Vukovic and Soro, 1992)을 기준으로 계산되었다.

일반적인 빙하 퇴적물의 수리전도도의 범위는  $10^{-3}$  cm/s~ $10^{-1}$  cm/s이다(Fetter, 1994). 압력 수두차와 steady-state flow rate을 사용하여 남극의 McMurdo Dry Valleys의 활동층 토양에 대해 측정된 수리전도도는  $1.6 \times 10^{-4}$  cm/s~ $6.2 \times 10^{-1}$  cm/s이었다(Schmidt and Levy, 2017). 따라서, 본 연구에서 계산된 수리전도도 값의 범위와 퇴적물의 입도 분류에 대한 수리전도도의 의존성은 일반적으로 Schmidt and Levy(2017)의 연구와 일치하며, 분급이 양호한 토양이 분급이 불량한 토양보다 높은 수리전도도를 갖는다는 것을 보여주었다. 본 연구에서 측정된 수리전도도 값은 남극의 ice-free 지역에서 제한적으로 보고되는 수리전도도 값(Levy et al., 2011; Levy, 2012)과 부합한다.



**Table 3.** Hydraulic conductivity calculated from the grain size analysis using the empirical formulae presented in Table 1.

Sampling site <sup>a</sup>	Sample name	$d_e$ <sup>b</sup>			$n$ <sup>c</sup>	$U$ <sup>d</sup>	Hydraulic conductivity (cm/s)					
		$d_{10}$	$D_{20}$	$d_{60}$			Hazen (1892)	Kozeny-Carmann (1956)	Beyer (1966)	Terzaghi (1925)	Slichter (1898)	USBR (1992)
LA	LA-1	0.04 <sup>e</sup>	0.08	2.1	0.26	52.50	$8.9 \times 10^{-4}$	$3.9 \times 10^{-4}$	$9.1 \times 10^{-4}$	$2.5 \times 10^{-4}$	$1.7 \times 10^{-4}$	$1.4 \times 10^{-3}$
	LA-2	0.06	0.16	2.15	0.26	34.13	$2.2 \times 10^{-3}$	$9.6 \times 10^{-4}$	$2.7 \times 10^{-3}$	$6.2 \times 10^{-4}$	$4.3 \times 10^{-4}$	$6.9 \times 10^{-3}$
	LA-3 (1/2)	NA	0.01	0.04	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
	LA-3 (2/2)	NA	0.002	0.05	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
	Average <sup>f</sup>	0.05	0.12	2.13	0.26	43.31	$1.5 \times 10^{-3}$	$6.7 \times 10^{-4}$	$1.8 \times 10^{-3}$	$4.3 \times 10^{-4}$	$3.0 \times 10^{-4}$	$4.1 \times 10^{-3}$
LB	LB-1 (1/4)	0.14	0.26	1.80	0.28	13.33	$1.2 \times 10^{-2}$	$5.9 \times 10^{-3}$	$1.7 \times 10^{-2}$	$3.9 \times 10^{-3}$	$2.6 \times 10^{-3}$	$2.1 \times 10^{-2}$
	LB-1 (2/4)	0.15	0.25	1.32	0.30	8.92	$1.8 \times 10^{-2}$	$1.0 \times 10^{-2}$	$2.2 \times 10^{-2}$	$6.8 \times 10^{-3}$	$4.2 \times 10^{-3}$	$1.9 \times 10^{-2}$
	LB-1 (3/4)	0.06	0.09	0.56	0.30	8.89	$3.3 \times 10^{-3}$	$1.8 \times 10^{-3}$	$4.0 \times 10^{-3}$	$1.2 \times 10^{-3}$	$7.7 \times 10^{-4}$	$1.6 \times 10^{-3}$
	LB-1 (4/4)	0.07	0.09	0.71	0.29	10.85	$3.2 \times 10^{-3}$	$1.6 \times 10^{-3}$	$4.1 \times 10^{-3}$	$1.1 \times 10^{-3}$	$6.9 \times 10^{-4}$	$1.8 \times 10^{-3}$
	LB-2	0.052 <sup>e</sup>	0.07	0.35	0.33	6.73 <sup>e</sup>	$2.6 \times 10^{-3}$	$1.7 \times 10^{-3}$	$2.9 \times 10^{-3}$	$1.1 \times 10^{-3}$	$6.7 \times 10^{-4}$	$1.0 \times 10^{-3}$
	Average	0.09	0.15	0.95	0.30	9.74	$8.0 \times 10^{-3}$	$4.2 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-2}$	$2.8 \times 10^{-3}$	$1.8 \times 10^{-3}$	$8.9 \times 10^{-3}$
	SD <sup>g</sup>	0.05	0.10	0.60	0.02	2.48	$7.0 \times 10^{-3}$	$3.8 \times 10^{-3}$	$8.9 \times 10^{-3}$	$2.5 \times 10^{-3}$	$1.6 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-2}$

<sup>a</sup> LA: Lake A, LB: Lake B.

<sup>b</sup> Effective grain diameter (in mm).

<sup>c</sup> Porosity (dimensionless).

<sup>d</sup> Coefficient of grain uniformity (dimensionless).

<sup>e</sup> Estimated.

<sup>f</sup> LA-3 (1/2) and LA-3 (2/2) were excluded.

<sup>g</sup> Standard deviation.

NA: Not applicable; the measurement of the effective grain diameter ( $d_{10}$ ) is not applicable because the cumulative percentage of soil with the size less than the minimum grain size that can be measured by the SediGraph is larger than >10%.

### (3) 퇴적물의 구성광물 분석

XRD 분석 결과 Lake A의 퇴적물은 사장석(andesine  $[(Ca,Na)(Al,Si)_4O_8]$ , anorthite  $[CaAl_2Si_2O_8]$ , 석영[SiO] 및 휘석(clinopyroxene  $[Ca(Mg,Fe)(SiO_3)_2]$ , orthopyroxene  $[(Mg,Fe)SiO_3]$ )으로 구성되었다는 것을 확인하였다. 반면에 Lake B 퇴적물은 석영, 휘석, 안데신(andesine) 및 장석 $[(K,Na,Ca)(Al,Si)_4O_8]$ 으로 구성되었다는 것을 확인하였다.

Jeong and Yoon (2001)에 의하면 Lake A와 Lake B가 위치하는 지역은 주로 현무암과 안산암질 용암으로 이루어져 있다. Lake A와 Lake B의 사장석의 함량은 각각 60-80%와 80%였으며, 석영 함량은 각각 10-15%와 5-15%였다(Jeong and Yoon, 2001). Jeong et al. (2004)은 바톤반도 전체의 광물학적 조성은 사장석과 석영이 각각 평균 61%와 15%로 구성된다는 것을 보여주었다. 두 호수가 위치한 지역에서는 미량의 휘석, 각섬석, 로몬타이트(laumontite), 방해석, 황철석 및 엽랍석(pyrophyllite)도 검출되었다. 또한 thin section 사진은 석영, 석회질 사장석, 나트륨 사장석, K-장석, 각섬석, 휘석, 화산 유리 및 규조 조각(diatom fragments)의 존재를 보여주었다(Jeong et al., 2004). 본 연구에서 XRD 분석을 통해 확인된 Lake A와 Lake B의 광물 구성은, 이전 연구에서 현무암에

서 안산암질 응회암 또는 용암으로부터 나온 사장석과 휘석이 검출된 바톤반도의 지질학적 특성과 전반적으로 일치한다(Jeong et al., 2004).

XRD 분석의 결과로 획득한 광물학적 특성에 따르면 활동층 내에 흐르는 얇은 지하수의 주요 양이온(칼슘, 마그네슘, 나트륨, 칼륨, 알루미늄, 철 및 실리콘)의 함량은 물-암석 반응에 의해 비롯될 수 있다. 따라서, 물-암석 반응은 남극의 호수 시스템에서 지하수의 화학적 특성을 결정짓는 요인이 될 수 있다는 것을 보여준다.

#### (4) 퇴적물의 주요성분 및 미량원소 분석

퇴적물의 주요원소 및 미량 원소 분석의 결과는 Table 4에 제시하였다. Lake A의 주요 성분 중 Fe가 3.72%로 가장 높은 수치를 보였으며, Fe > Al > Mg > Ca > Si > Na > K가 그 뒤를 이었다. 미량 원소 중 Mn은 411 mg/kg으로 가장 우세하였고, V가 107.4 mg/kg으로 두 번째로 우세하였다. 미량원소는 Mn > V > Cu > Sr > Zn > Ba > Co > Li > Pb > Ni > As > Se > Cd 순으로 우세를 보였다. Lake A와 마찬가지로 Lake B의 주요 원소들의 결과에서 Fe가 2.51%로 가장 우세했고, 그 함량은 Fe > Ca > Al > Mg > K > Na > Si 순으로 나타났다. 미량 원소 분석 결과 Mn은 465.2 mg/L로 Lake A와 비슷했다. 미량 원소 농도의 순서는 다음과 같다: Fe > Ca > Al > Mg > K > Na > Sr > Zn > Cu > Ba > V > Co > Li > As > Cr > Ni > Se > Pb > Cd.



**Table 4.** The concentrations of trace elements for the lake sediments.

Site	Sample name	Na %	Mg %	Al %	Si %	K %	Ca %	Fe %	Li mg/ kg	V mg/ kg	Cr mg/ kg	Mn mg/ kg	Co mg/ kg	Ni mg/ kg	Cu mg/ kg	Zn mg/ kg	As mg/ kg	Se mg/ kg	Sr mg/ kg	Cd mg/ kg	Ba mg/ kg	Pb mg/ kg
Lake A	LA-1	0.154	1.14	2.05	0.44	0.154	0.565	3.87	11.1	117	11.2	437	10.3	7.8	74.5	50.7	4.73	2.8	55.0	0.06	38.4	7.5
	LA-2	0.148	1.16	2.12	0.35	0.126	0.690	3.86	10.4	117	11.4	465	12.1	7.7	84.4	57.5	5.17	2.9	63.7	0.07	40.4	6.8
	LA-3 (1/2)	0.169	0.980	2.17	0.33	0.124	0.620	3.67	8.29	100	10.7	381	9.77	7.4	93.3	48.9	6.89	3.6	67.6	0.07	46.2	10.0
	LA-3 (2/2)	0.179	0.914	2.14	0.49	0.141	0.608	3.48	8.37	95.6	10.2	361	9.28	7.7	88.3	45.4	6.63	3.0	70.3	0.06	46.7	9.5
	Average	0.16	1.05	2.12	0.40	0.14	0.62	3.72	9.54	107.40	10.88	411.00	10.36	7.65	85.13	50.63	5.86	3.08	64.15	0.07	42.93	8.45
	Standard deviation	0.01	0.12	0.05	0.08	0.01	0.05	0.18	1.43	11.23	0.54	48.28	1.23	0.17	7.97	5.08	1.07	0.36	6.67	0.01	4.16	1.54
	LB-1 (1/4)	0.068	0.363	1.23	0.09	0.138	0.896	2.71	6.56	52.6	4.6	380	7.38	3.7	69.0	94.7	7.41	3.6	96.7	0.54	86.5	4.0
Lake B	LB-1 (2/4)	0.079	0.392	1.23	0.14	0.139	0.997	2.54	6.31	51.6	6.7	443	7.86	5.1	66.4	95.1	6.13	3.6	95.6	0.54	82.0	3.7
	LB-1 (3/4)	0.114	0.463	1.40	0.07	0.126	1.75	2.51	6.96	54.0	5.3	485	8.82	4.9	111	133	5.29	5.6	191	1.02	77.9	3.4
	LB-1 (4/4)	0.110	0.495	1.38	0.07	0.126	1.65	2.54	7.62	55.8	5.2	492	9.22	4.8	95.8	119	5.09	4.7	165	0.84	74.1	3.3
	LB-2	0.169	0.570	1.28	0.07	0.118	1.75	2.24	5.95	54.9	5.4	526	10.3	5.6	94.2	112	4.17	4.4	177	0.92	51.0	2.9
	Average	0.11	0.46	1.30	0.09	0.13	1.41	2.51	6.68	53.78	5.44	465.20	8.72	4.82	87.28	110.76	5.62	4.38	145.06	0.77	74.30	3.46
	Standard deviation	0.04	0.08	0.08	0.03	0.01	0.43	0.17	0.64	1.70	0.77	56.03	1.15	0.70	19.06	16.33	1.22	0.84	45.59	0.22	13.82	0.42

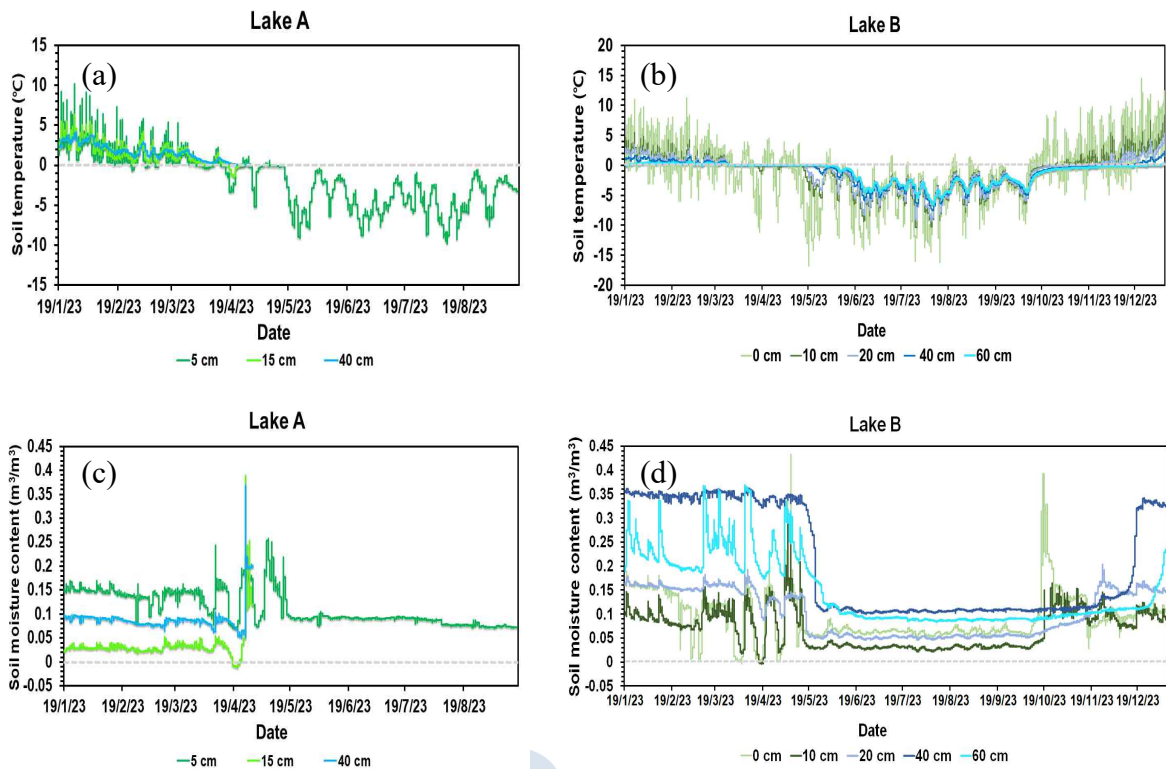
#### (5) 토양 수분 및 온도 분석

Figure 1.1.12는 Lake A와 Lake B의 토양 온도와 수분 함량 변화를 보여준다. Lake A의 측정 결과는 데이터 로거 배터리 방전 문제 및 침수 문제로 인해 2019년 1월부터 2019년 4월까지, 2019년 1월부터 9월까지의 결과만을 보여준다. Lake B는 2019년 1월부터 12월까지의 자료를 확보하였다. Figure 1.1.12a는 Lake A 지표면에서부터 0 cm, 15 cm, 40 cm 깊이의 토양 온도 변화를 보여주고 있다. 2019년 4월 토양의 온도는 영하로 떨어졌다. 또한, 그래프에 따르면 토양의 깊이에 따라 외부 온도에 대한 반응정도가 달라지는 것을 볼 수 있다. 지표면 아래 40 cm 부근에서 4°C에서 0°C의 변화를 보인 후 영하권으로 진입하였고, 지표면으로부터 0 cm의 토양의 온도는 10°C에서 -10°C로 변화되는 것을 보여주었다. 즉, 지표면에서부터 깊이가 깊을수록 토양의 온도의 변화는 안정적인 것으로 보이며, 깊이가 얇을수록 외부 온도의 변화에 더욱 민감한 것으로 보인다.

Figure 1.1.12b는 Lake B의 지표면으로부터 0 cm, 10 cm, 20 cm, 40 cm 및 60 cm 깊이의 토양 온도 변화를 보여주고 있다. 2019년 3월 말, 토양 온도는 2019년 10월까지 영하의 온도를 유지하는 것으로 나타났다. 또한, Lake A에서 측정한 결과처럼 깊이가 깊을수록 토양 온도 변화의 폭은 작아지고 깊이가 얇아질수록 변화의 폭은 커지는 것을 알 수 있다. 지표면으로부터 0 cm 깊이에서 15°C에서 -17°C까지로 변화의 범위가 매우 다양하며, 60 cm 깊이에서는 0°C로 유지되었으며, 2019년 5월에서는 토양온도의 변화는 0°C에서 -7°C 사이의 변화를 보인다.

Figure 1.1.12c는 Lake A 표면에서 5 cm, 15 cm, 40 cm 깊이의 토양 수분 함량 변화를 보여주고 있다. 데이터는 2019년 1월부터 2019년 4월까지, 그리고 2019년 1월부터 9월까지 측정되었다. 지표면으로부터 깊이 5 cm에서 측정된 토양 수분 함량은 2019년 1월부터 5월까지 활발한 변화를 보였으며, 2019년 5월부터 9월까지 0.1 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>에서 0.3 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>로 비교적 일정한 값을 보였다. 2019년 5월의 이 깊이에서의 토양은 동결된 것으로 보인다. 2019년 1월부터 4월까지 15 cm, 40 cm 깊이의 토양수분 함량은 동결상태로 인해 깊이 거의 일정하게 유지되었고, 4월 말부터 수분 함량이 급격히 증가하였다. 이는 눈보라나 강수량의 상승과 같은 요인에 의해 발생한 것으로 추정된다. 2019년 5월부터 10월까지 기온이 영하로 떨어졌고, 토양의 수분도 동결되어 일정하게 유지되는 것으로 보인다.

Figure 1.1.12d는 Lake B의 지표면으로부터 0 cm, 10 cm, 20 cm, 40 cm 및 60 cm 깊이의 토양 수분 함량 변화를 보여준다. 수분의 변화들은 깊이 10 cm와 20 cm의 토양들이 2019년 5월부터 10월까지 지표면과 동일하게 동결되었다는 것을 보여주었다. 결론적으로, 토양 온도와 수분의 변화는 깊이가 증가함에 따라 감소하는 것을 보여주었다. 반면에, 깊이가 얇을수록 외부 환경에 더욱 민감하게 반응했다. 이는 토양 깊이가 외부 환경으로부터 단열 역할을 하기 때문에 토양 열 변화와 수분 함량 변화에 중요한 영향을 미치는 것으로 생각된다.



**Figure 1.1.12.** Changes in soil temperature and moisture content at the depth of 0 cm, 10 cm, 20 cm, 40 cm, and 60 cm from the surface for 1 year period between 2019 and 2020.

(6) 지하수 유출입량 측정

2019년과 2020년 두 여름 동안 측정한 지하수 유량의 결과는 Figure 1.1.13과 같다. 그림에서 0 m/s(회색 점선)을 기준으로 한 유량의 음수 값은 호수의 물이 지표수에서 지하수로 유출되고 있음을 나타낸다. 반면, 양수 값은 지하수가 지표수로 흘러 들어오고 있다는 것을 나타낸다. 2019년 Lake A에서 측정된 지하수 유량은 한 번의 유입( $+5.4 \times 10^{-8}$  m/s)을 제외한 모든 유량이 지표수에서 지하수로 유출된 것으로 나타났다(Figure 1.1.13a). Lake A의 지하수 유량은  $-9.2 \times 10^{-7}$  m/s에서  $+5.4 \times 10^{-8}$  m/s, 평균  $-3.8 \times 10^{-7}$  m/s로 매우 큰 차이를 보였으며 이는 Lake A가 유출 시스템을 나타낸다. 반면, Lake B의 지하수 유량은  $+1.1 \times 10^{-8}$  m/s에서  $+9.5 \times 10^{-10}$  m/s까지였는데, 이는 모든 지점에서 지하수 유입이 측정되어 Lake B이 유입 시스템인 것을 보여주며 평균 유입량은  $5.6 \times 10^{-9}$  m/s이었다.

2020년에는 Lake A와 Lake B의 상류와 하류의 지하수 유량을 측정하기 위해 각 호수에 2개의 배수로에 시피지미터가 설치되었다. Figure 1.1.13b에서 Lake A의 지하수 유량은 파란색 계열로, Lake B의 지하수 유량은 빨간색 계열로 도시하였다. Lake A의 상류 지점에서의 지하수 유량은  $-5.1 \times 10^{-7}$  m/s에서  $-2.8 \times 10^{-8}$  m/s까지 다양했으며, 평균 유출량은  $-2.3 \times 10^{-7}$  m/s였다. Lake A의 하류 지점에서의 지하수 유량은  $-1.4 \times 10^{-6}$  m/s ~  $-1.5 \times 10^{-7}$  m/s 범위에서 측정되었으며, 평균 유출량은  $-7.2 \times 10^{-7}$  m/s였다. Lake A의 상류와 하류 지점에서는 지하수 유량 값이 모두 음수였지만, 하류 지점에서의 지하수 유량은 상류 지점보다 약 3배 더 컸다. 이는 Lake A 상류 지대가 눈으로 덮인

산비탈과 가깝기 때문인 것으로 보인다. 또한, 2020년 1월 20일에는 Lake A의 상류 지점의 모든 물이 배수되어 시피지미터가 물에 잠기지 않아 지하수의 유량을 측정할 수 없었다. 이것은 산비탈에 산발적으로 쌓인 눈이 모두 녹았기 때문에 새로운 강우량이 없다면 호수를 채울 수 있는 물의 원천이 없다는 것을 보여주었다. 따라서 산비탈에 녹아내린 눈이 녹은 물이 overland flow와 지하수의 형태로 호수로 흘러들어와 하류 지점에서 빠른 속도로 흘러나오는 흐름 체계임을 알 수 있다.

Lake B의 지하수 유량은 2019년과 동일한 패턴을 보였다. Lake A의 지하수 유량과 비교했을 때, 지하수의 흐름은 매우 안정적이고 큰 변화가 없었다. Lake B의 지하수 유량은 상류 지점에서 유입과 유출을 모두 보였으며,  $-2.9 \times 10^{-9} \text{ m/s} \sim +8.6 \times 10^{-9} \text{ m/s}$  범위에서 측정되어 평균  $+2.2 \times 10^{-9} \text{ m/s}$ 를 나타냈다. Lake B 하류의 경우, 1회의 유입을 제외하고  $-2.7 \times 10^{-9} \text{ m/s} \sim +1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$  범위에서 평균  $+9.2 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ 를 보여주었다. 따라서, Lake B는 산비탈에서 많은 양의 물이 흘러 지하수로 채워진 후 다시 호수로 흘러 들어가는 흐름 체계인 것으로 보인다.

이러한 지하수의 유량에서의 지역적 차이는 퇴적물 특성의 차이에 기인될 수 있다. 모래 함량이 높은 퇴적물을 가진 연구지역의 지하수 유량은 진흙이나 실트의 함량이 높은 퇴적물을 가진 지역보다 높다. 그러므로, Lake A는 Lake B보다 상대적으로 자갈층으로 구성되어 지하수 유출의 큰 변동성을 보여준다. 그것은 또한 산비탈에 산재한 눈과 새롭게 내린 강수에 의해 호수가 역동적으로 바뀌는 호수임을 보여준다. 반면에, Lake B는 산비탈에 많은 양의 눈이 쌓여있고 이러한 눈이 녹아 흐르는 물은 지하수의 형태로 호수로 흘러들어가는 안정적인 흐름체계를 보여준다.

두 호수에서 지하수 유량의 크기는 입도분석을 통해 계산된 호수 퇴적물의 수리전도도와 잘 일치하지 않았다. 이는 경험식을 사용한 수리전도도 계산으로부터의 불균질성과 불확실성 때문인 것으로 보인다. 또한 각 호수에서 한 개 또는 두 개의 시피지미터로 측정된 지하수 유량은 호수 전체를 대표하지 않을 수 있다. Lake A와 Lake B의 퇴적물의 수리전도도와 관련된 불확실성과 불균질성을 고려할 때, Lake A와 Lake B에서의 지하수 유량의 크기와 패턴의 차이는 주로 지형과 지표수와 지하수 사이의 수두 구배의 시·공간적 차이 때문일 수 있다. 향후 지하수와 지표수 수두의 시·공간적 변화에 대한 측정이 이루어져야 하며, 지하수 유입 및 유출량 데이터의 대표성을 높이기 위해 측정 지점을 확장할 필요가 있다(Michael et al., 2003).

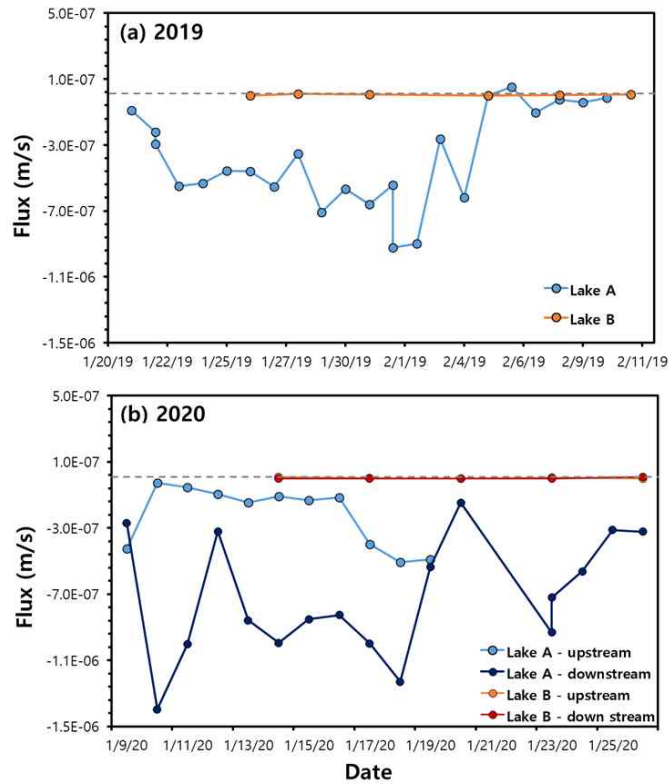
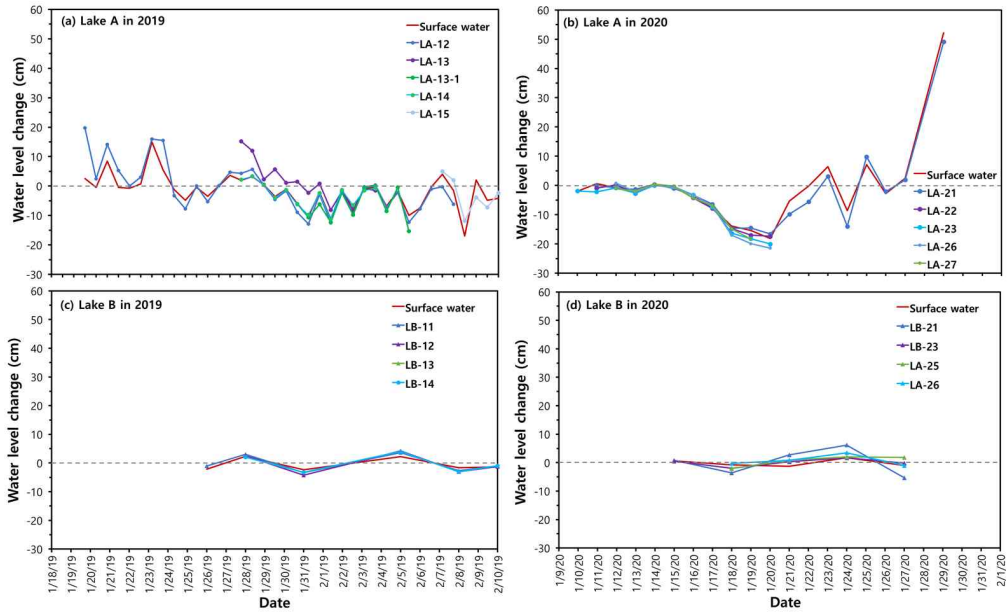


Figure 1.1.13. Groundwater fluxes of Lake A and Lake B in (a) 2019 and (b) 2020.

(7) 지하수와 지표수의 수위 변화

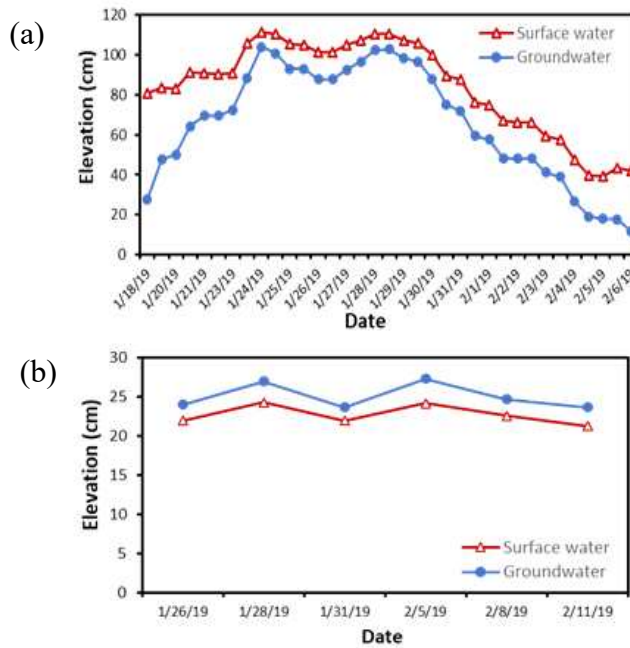
2019년과 2020년, 호수에서 측정된 지하수 및 지표수의 수위 변화는 Figure 1.1.14와 같다. 그래프에서 수위 변화(cm) 값이 0 cm일 때를 기준으로 음의 값은 이전에 측정된 수위보다 낮은 것을 뜻하며 반면에 양의 값은 이전에 측정된 수위보다 높다는 것을 뜻한다. 빨간색 선은 각 호수의 지표수 수위 변화를 나타내며 파란색 선은 각 피에조미터에서 측정된 지하수 수위 변화를 나타낸다. Lake A의 경우 2019년 지하수 수위가 기존 측정치보다 최대 19.8 cm(LA-12) 상승했고, 수위가 가장 많이 하강한 날은 -15.3 cm(LA-13-1)의 변화를 보였다. 2020년 Lake A의 지하수 수위는 최대 49.1 cm(LA-21)의 유입을 보였고, 가장 많이 유출되었을 때 수위는 -21.4 cm(LA-26)로 낮아지는 것을 보였다. Lake A의 경우 2018년 지표수 수위가 최대 15 cm, 최저 -17 cm로 나타났고, 2020년에는 이보다 더 큰 변화를 보였다(최대수위: 52.2 cm, 최저수위: -18.1 cm). 또한, Lake A의 수위는 지하수 수위와 매우 밀접한 관련이 있었다. 특히, 2020년 지하수 및 지표수 수위의 변화는  $R^2=0.97$  ( $P>0.05$ ;  $n=18$ )와 매우 유의미한 상관관계를 보였다. 이것은 지하수가 Lake A의 호수 수위 유지에 중요한 역할을 하고 있으며 지하수에 대한 반응도 매우 빠르다는 것을 암시한다.

Lake B의 지하수와 지표수 수위 변동은 2019년과 2020년에 동일했으며, 이는 호수가 12 cm 미만으로 매우 안정적이라는 것을 보여주었다. 2019년 지하수의 경우 지하수 수위가 최대 4 cm, 최저 -4.2 cm까지 낮아졌다. 2020년에는 지하수 수위가 6.2 cm까지 상승했고 -5.3 cm까지 낮아진 것으로 나타났다. Lake B의 지표수 수위는 최대 4 cm로 Lake A보다 수위가 매우 안정적으로 유지되고 있음을 알 수 있다.



**Figure 1.1.14.** Water level changes of Groundwater and surface water of (a-b) Lake A and (c-d) Lake B in 2019 and 2020.

2019년 여름 시즌 동안 Lake A의 지표수 수위는 지속적으로 지하수 수위보다 높았으며, 이는 지표수가 지하수로 유출되고 있음을 의미한다(Figure 1.1.15a). Lake B에서는 지하수 수위가 지표수보다 높기 때문에 지하수가 호수로 유입되고 있음을 지시한다(Figure 1.1.15b). Lake A의 수위는 높은 눈과 강수에 의해 동적으로 변하는 반면, Lake B의 수위는 높은 눈과 지하수의 물 공급으로 인해 상대적으로 안정적이다.



**Figure 1.1.15.** Changes in the levels of surface water and groundwater measured using a piezometer (a) in Lake A (LA-12) and (b) Lake B (LB-11) in 2019.



Figure 1.1.16은 각 호수에서 시피지미터를 사용하여 측정된 지하수 유량과 피에조미터를 사용하여 측정된 지표수와 지하수의 보정된 수두 차를 비교하여 나타낸 것이다. Lake A에서 지하수 유출량은 지표수와 지하수 사이의 수두 차이의 변화와 상대적으로 밀접하게 관련되며, Lake B의 지속적인 지하수 유입은 지표수와 지하수의 일정한 수두 차와 관련된다. 따라서 각 호수에서 측정된 수두 차는 대체적으로 측정된 지하수 유속과 관련되어 있다.

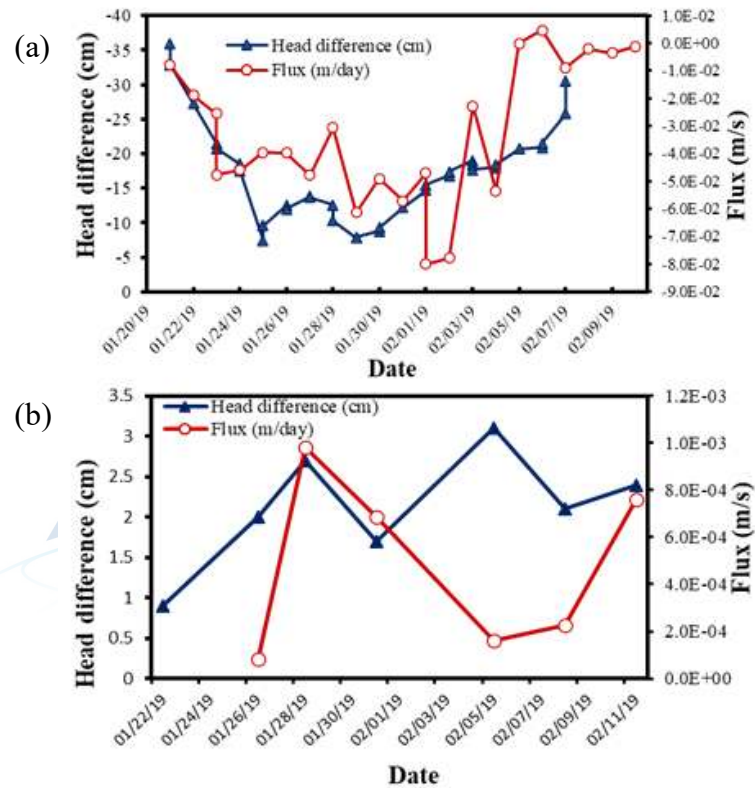


Figure 1.1.16. Water level difference vs. groundwater flux in (a)Lake A and (b)Lake B in 2019.

(8) 연직방향 수리전도도

2020년 여름 동안, Lake A에 설치한 피에조미터에서 수두의 차이와 수두구배를 측정하였다. 측정된 결과는 Table 5에 나와 있다. 먼저, Lake A 상류 지역에 설치된 피에조미터(LA-21)의 경우 지하수와 지표수의 수두의 차이는  $-1.3 \text{ cm} \sim 3.20 \text{ cm}$ 로 평균  $0.83 \text{ cm}$ 였다. 따라서 LA-21은 Lake A에서 지하수가 유입되는 지점에 있는 것으로 확인되었다. 또한, LA-21과 마찬가지로, LA-27의 지하수와 지표수의 차이는  $-1.0 \text{ cm} \sim 0.2 \text{ cm}$ 였으며, 지표수보다 지하수의 평균 수위가 거의 같거나 높았기 때문에 지표수로 지하수가 유입되는 것을 알 수 있었다. 반면 Lake A 유출 지점에 설치된 피에조미터 LA-22와 LA-26은 평균 수두의 차이가 각각  $-10.5 \text{ cm}$ 와  $-6.95 \text{ cm}$ 로 지표수에서 지하수로 유출되는 것만을 보였다. Figure 1.1.17a에서 Lake A의 지하수 흐름도를 도식화하였다. 노란색 점선은 산비탈 부근에서 지하수가 유입되는 것을 나타낸다. 반면 나머지 지점에서는 지하수의 유출이 발생하

는 지하수 흐름의 체계를 나타낸다. Lake B의 지하수 유입은 일반적으로 호수 전체에 걸쳐 발생한다. Lake B의 상류에 있는 두 개의 유입 지점에서 유입된 지표수는 하류지점에 위치하는 단일 출구 지점에서 유출된다(Figure 1.1.17b)

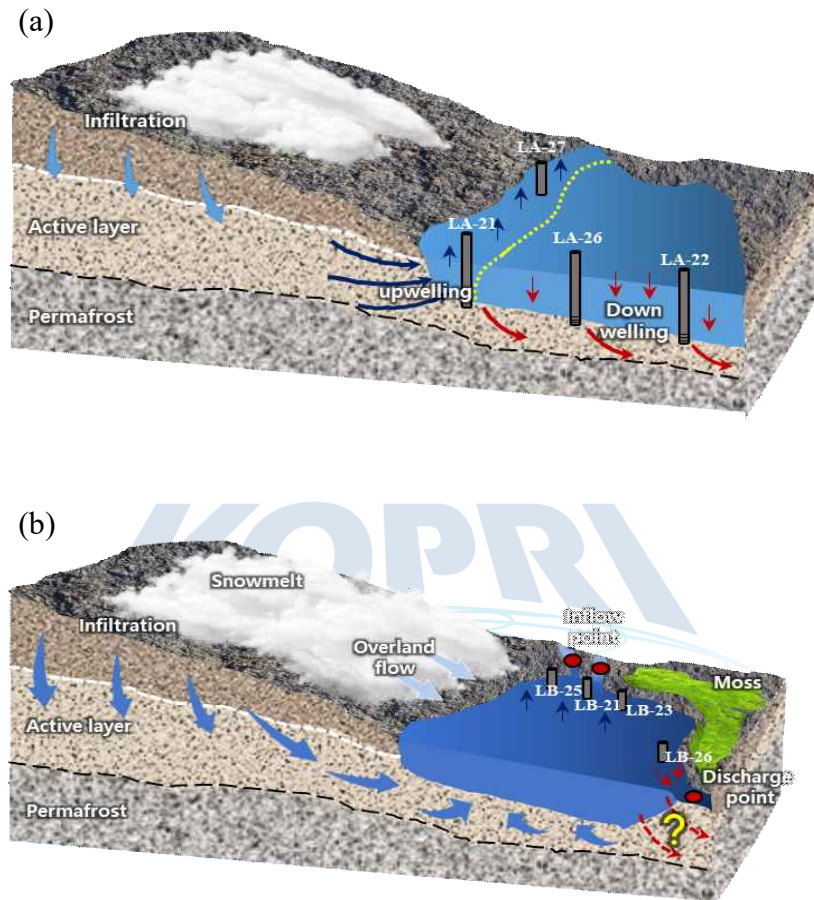


Figure 1.1.17. Schematic of groundwater flow systems in (a) Lake A and (b) Lake B.

2019년과 2020년 Lake A와 Lake B에서 연직방향 수리전도도는 수두구배, 지하수 흐름 및 Darcy의 법칙을 사용하여 계산되었다. 계산의 결과는 Table 6에 나와 있다. Lake A의 연직방향 수리전도도는  $5.4 \times 10^{-5} \text{ cm/s} \sim 2.4 \times 10^{-1} \text{ cm/s}$ 였으며, 평균  $4.9 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 로 일반적인 미사질 모래( $10^{-2} \text{ cm/s}$ )에 포함된다(Freeze and Cherry, 1979). 반면, Lake B의 연직방향 수리전도도는  $5.0 \times 10^{-6} \text{ cm/s} \sim 1.8 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ 였으며, 평균  $6.6 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$ 의 매우 미세한 모래( $10^{-6} \text{ cm/s}$ )에 속한다(Freeze and Cherry, 1979).

Lake A의 역동적인 수위 변화는 Lake A가 지하수의 흐름이 매우 역동적인 체계임을 보여준다. 그러나 측정된 지하수 유량은 호수 수위가 새로운 강수량에 매우 빠르게 반응하고 있었고, 눈 녹은 물이 호수의 수위에 매우 빠르게 기여했기 때문에 호수 수위변화와 직접적으로 상관되지 않았다. 또한 이러한 역동적인 변화는 연구지역의 활동층의 두께 변화와 관련이 있을 수 있다. 반면 Lake B는 지하수 유입과 함께 호수 수위와 크기가 일정해 안정적인 호수 체계임을 보여줬다. 이는 Lake A와

는 다르게 Lake B 주변에 다양한 이끼와 지의류가 분포하는 안정적인 생태계가 존재한다는 사실과도 일치한다. 그러므로 눈이 녹는 것과 함께 중요한 물의 원천이 될 수 있는 지하수가 이 남극 지역의 생태계를 유지하는 중요한 요소들 중 하나라고 생각된다.

**Table 5.** Head difference and vertical hydraulic gradient (VHG) in Lake A.

Date	LA-21		LA-22		LA-26		LA-27	
	dh (cm)	VHG	dh (cm)	VHG	dh (cm)	VHG	dh (cm)	VHG
2020-1-10	NA	NA	-8.00	-0.27	NA	NA	NA	NA
2020-1-11	NA	NA	-10.20	-0.34	-5.40	-0.18	0.20	0.01
2020-1-12	0.40	0.01	-8.60	-0.29	-4.30	-0.14	0.00	0.00
2020-1-13	0.70	0.02	-9.70	-0.32	-5.00	-0.17	0.00	0.00
2020-1-14	0.80	0.03	-9.60	-0.32	-4.90	-0.16	0.10	0.00
2020-1-15	0.20	0.01	-9.90	-0.33	-5.70	-0.19	0.00	0.00
2020-1-16	0.30	0.01	-10.60	-0.35	-4.70	-0.16	-0.50	-0.02
2020-1-17	1.50	0.05	-11.10	-0.37	-5.20	-0.17	-0.30	-0.01
2020-1-18	0.80	0.03	-11.80	-0.39	-7.50	-0.25	-1.00	-0.03
2020-1-19	1.70	0.06	-13.40	-0.45	-12.00	-0.40	NA	NA
2020-1-20	3.20	0.11	-12.60	-0.42	-14.80	-0.49	NA	NA
2020-1-21	-1.30	-0.04	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Average	0.83	0.03	-10.50	-0.35	-6.95	-0.23	-0.19	-0.01
Standard deviation	1.17	0.04	1.63	0.05	3.57	0.12	0.40	0.01

극지연구소

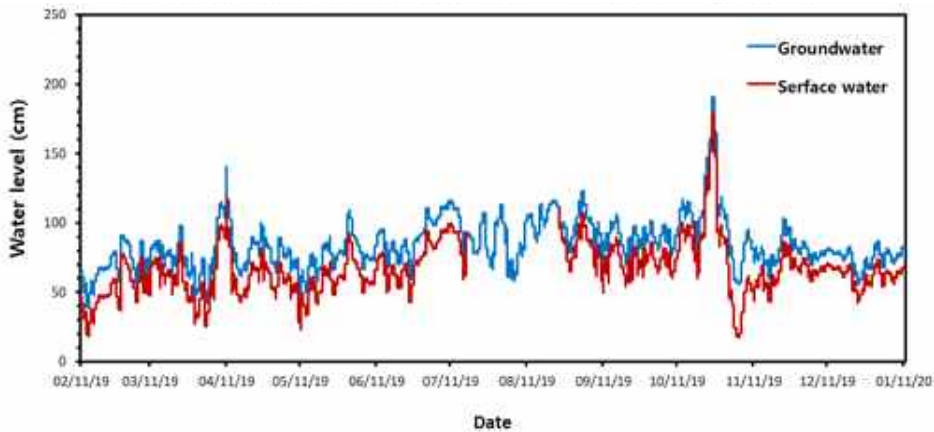
**Table 6.** Vertical hydraulic conductivities in Lake A and Lake B in 2019 and 2020.

Lake A	LA-12 (2019) (cm/s)	LA-21 (2020) (cm/s)	LA-22 (2020) (cm/s)	LA-26 (2020) (cm/s)	LA-27 (2020) (cm/s)	Average (cm/s)
Hydraulic conductivity (average)	$5.4 \times 10^{-5}$	$4.3 \times 10^{-4}$	$1.4 \times 10^{-4}$	$2.4 \times 10^{-1}$	$6.6 \times 10^{-3}$	$4.9 \times 10^{-2}$
Lake B	LB-11 (2019) (cm/s)	LB-12 (2019) (cm/s)	LB-21 (2020) (cm/s)	LB-25 (2020) (cm/s)	LB-26 (2020) (cm/s)	Average (cm/s)
Hydraulic conductivity (average)	$4.5 \times 10^{-6}$	$5.0 \times 10^{-6}$	$2.4 \times 10^{-6}$	$1.8 \times 10^{-5}$	$3.0 \times 10^{-6}$	$6.6 \times 10^{-6}$

(9) 1년 동안의 지하수 및 지표수 수위변화 모니터링

지하수와 지표수 수위변화에 대한 모니터링을 위해 자동측정은 2019년 2월부터 2020년 1월까지 약 1년 동안 Lake B에서 실시되었다. 측정된 지하수와 지표수의 수위변화는 Figure 1.1.18과 같다. TD-Diver가 작동 적정온도 이하의 온도에 노출된 2019년 7월과 8월 사이의 이상치를 제외하고 지

하수 수위는 지표수 수위보다 약 5 cm~15 cm 높은 것으로부터 이 호수에서는 지속적으로 지하수가 유입되고 있음을 알 수 있다. 2019년 8월 지표수 수위가 갑자기 높아진 것(이상치)은 얼어붙은 호수면, 겨울 폭풍 등 악천후로 인한 센서 오작동 때문일 수 있다. 결론적으로, Lake B는 지하수 수위가 지표수보다 높았다는 사실로부터 지하수로부터 안정적인 공급을 통해 1년 동안 호수의 수위는 지속적으로 유지되는 것을 알 수 있다. 또한, Lake B 주변 이끼류와 지의류의 생태계가 안정적으로 유지되고 있다는 점도 이를 뒷받침한다.



**Figure 1.1.18.** Automatic measurements of groundwater and surface water levels in Lake B for 1 year period between February 2019 and January 2020.

(10) 지표수 유속 측정

지하수와 지표수의 상호작용을 이해하기 위해 Lake B 호수의 유입구와 유출구에서의 지표수의 유속을 측정하였다(Table 7). 또한 2019년과 2020년 여름철에 측정된 지표수의 유속을 시피지미터로 측정한 지하수 유속과 비교하였다. Lake B에서 측정된 지표수 유출량은 측정된 지하수 유입량과 부합하였으며(Figure 1.1.19), 이러한 사실은 Lake B에서는 산 경사면에 많이 쌓인 녹은 눈으로부터 기원하는 지하수와 지표유출이 안정적인 호수와 주변 생태계를 위한 열쇠임을 나타낸다.

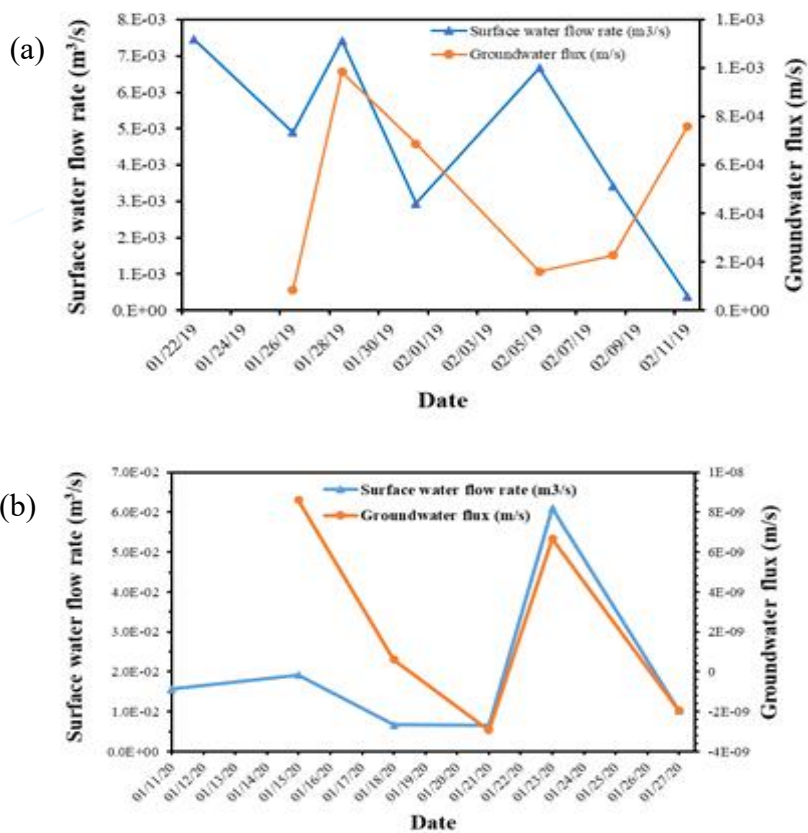
**Table 7.** The surface water flow rates in Lake B.

Date	LB-DC	LB-OL1	LB-OL2	LB-OL (SUM)
	QSW <sup>a</sup> (m <sup>3</sup> /s)			
2020-01-11	$1.56 \times 10^{-2}$	NA	NA	NA
2020-01-15	$1.92 \times 10^{-2}$	$5.5 \times 10^{-4}$	$3.2 \times 10^{-4}$	$8.7 \times 10^{-4}$
2020-01-18	$6.72 \times 10^{-3}$	$9.1 \times 10^{-4}$	$2.7 \times 10^{-4}$	$1.2 \times 10^{-3}$
2020-01-21	$6.64 \times 10^{-3}$	$1.4 \times 10^{-4}$	$2.1 \times 10^{-4}$	$3.5 \times 10^{-4}$
2020-01-23	$6.10 \times 10^{-2}$	$6.2 \times 10^{-4}$	0 <sup>b</sup>	$6.2 \times 10^{-4}$
2020-01-27	$1.02 \times 10^{-2}$	$3.7 \times 10^{-4}$	$1.4 \times 10^{-4}$	$5.0 \times 10^{-4}$

NA: Not applicable

<sup>a</sup>QSW: surface water flow rate.

<sup>b</sup>Unreadable by the flow meter, while slow flow was still visually observed.



**Figure 1.1.19.** Surface water flow rate vs. groundwater flux measured at the outlet of Lake B (a) in 2019 and (b) in 2020.

마. 두 호수 시스템의 개념모델

Lake A와 Lake B의 물리적-화학적 성분의 특성과 흐름체계 분석에 대한 결과로부터 호수 시스템에서의 물 흐름 체계에 대한 개념도를 작성하였다(Figure 1.1.20). Lake A는 녹은 눈과 강수량에 따라 일시적으로 존재하는 극지역의 작은 호수 중 하나로 보인다. Lake A의 활동층은 얇은 것으로 보이며 수위 변화는 매우 역동적이다. 연구 결과는 Lake A가 매우 역동적이고 일시적인 시스템이라는 것을 보여주는데, 산비탈에 쌓인 눈이 녹는 정도에 따라 지하수와 지표수 수위가 빠르게 변화하고 있는 것을 보여주었다. 또한, 눈의 용해는 대기의 온도보다는 강수량과 더 밀접한 관련이 있는 것으로 보인다. 지표수 수위가 지하수 수위보다 지속적으로 높았는데, 상류지역의 유입지점을 제외하고 이 호수가 대부분 손실 시스템을 보여준다.

Lake B의 수위는 녹은 눈에서 나오는 지표수 형태로의 흐름과 호수로 유입되는 지하수의 유입으로 인해 비교적 안정적이다. 현장에서 직접 측정한 지하수 수위는 지표수 수위보다 지속적으로 높았으며, 이는 Lake B가 유입되는 시스템을 시사한다. 또한 1년 동안 TD-Diver를 사용해 자동으로 측정한 Lake B의 지하수 수위와 지표수 수위의 변화는 수위측정기를 이용하여 수동으로 측정한 것과 유사한 결과가 나타났다. 지하수 수위가 지표수보다 5 cm~15 cm 정도 높아 지하수가 Lake B로 계속 유입되고 있음을 알 수 있다. 지하수의 수위가 지표수의 수위보다 지속적으로 높다는 사실로부터, Lake B는 지하수의 지속적인 공급으로 인해 연중 대부분 일정하게 유지됨을 알 수 있다. 이러한 지하수 경로를 통한 물 공급은 주변 생태계를 유지하는 데 매우 중요한 역할을 하는 것으로 보인다. 따라서 산비탈에 쌓인 많은 양의 눈이 안정적인 생태계를 유지하기 위한 열쇠인 것으로 판단된다.



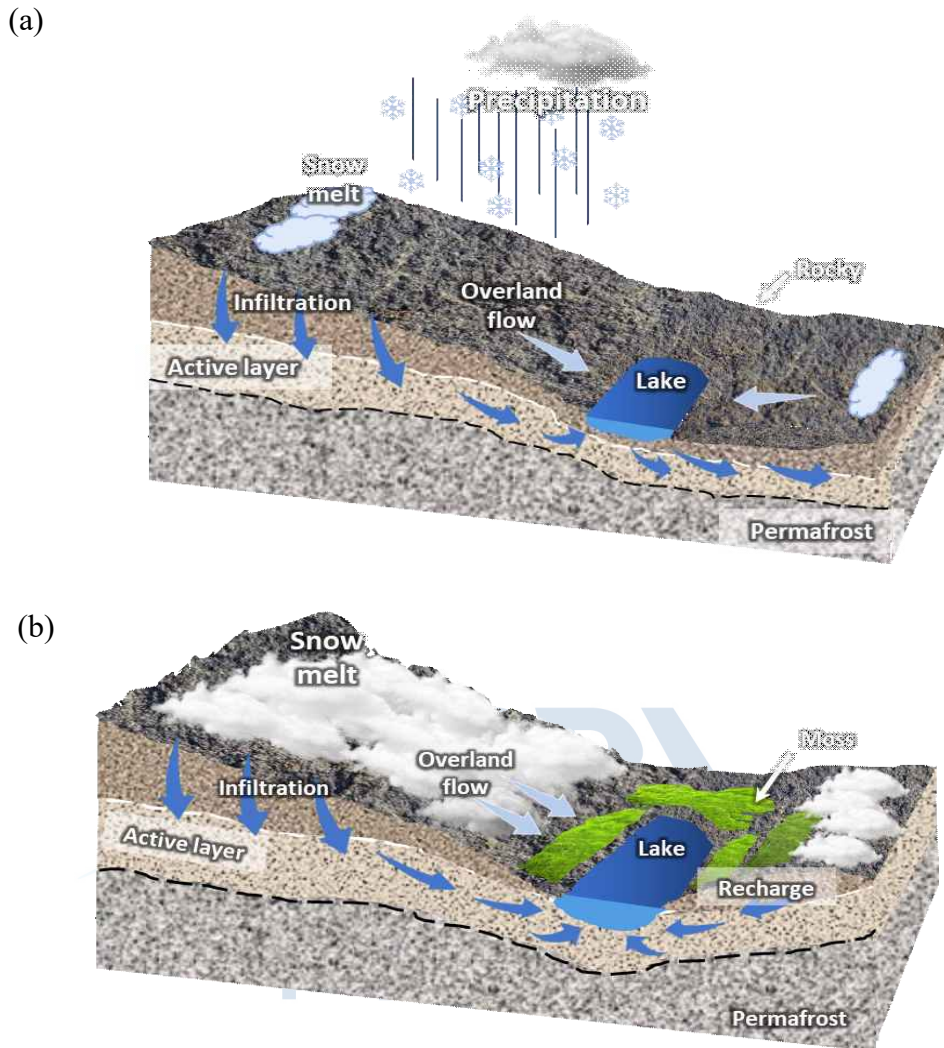


Figure 1.1.20. Schematic of groundwater flow systems of (a) Lake A and (b) Lake B.

#### 바. 요약 및 결론

본 연구에서는 최초로 남극의 킹 조지 섬 바톤반도의 극지 호수 시스템에서 지하수의 역할을 평가하였다. 지하수의 유량은 지질학적 특성이 다른 두 호수 시스템에서 지하수의 역할을 평가하기 위해 측정되었다. 또한, 지하수와 지표수 사이의 수두의 차이를 피에조미터를 사용하여 측정하였다. 특히, 지하수 및 지표수 수위의 자동측정은 Diver를 이용하여 2019년부터 2020년까지 1년간 Lake B에서 실시되었다. 호수 퇴적물에 대한 입도분석을 통해 수리전도도를 계산했다. 연직방향 수리전도도는 피에조미터로 측정된 수두구배와 Darcy의 법칙을 사용하여 측정되었다.

2019년 Lake A의 지하수 유량은  $-9.2 \times 10^{-8} \text{ m/s} \sim 5.3 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ 였으며, Lake B의 지하수 유량은  $1.1 \times 10^{-8} \text{ m/s} \sim 9.5 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ 로 비교적 일정했다. 2020년 Lake A의 지하수 유량은 상류에서는  $-1.7 \times 10^{-8} \text{ m/s} \sim -8.9 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ 였으며, 호수 하류에서는  $-4.2 \times 10^{-11} \text{ m/s} \sim -1.5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 였다. Lake B에서 측정된 지하수 유량은 상류에서는  $+8.6 \times 10^{-9} \text{ m/s} \sim -2.9 \times 10^{-9} \text{ m/s}$ , 하류에서는  $+1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$

$\sim -2.7 \times 10^{-9}$  m/s였다. 피에조미터를 사용하여 측정된 지하수 수위는 지표수 수위보다 지속적으로 높았으며, 이는 Lake B가 호수 대부분의 지점에서 지하수가 유입되는 것을 시사한다. 1년 동안 자동으로 측정된 지하수와 지표수 수위 또한 Lake B가 안정적으로 유입되는 시스템을 나타낸다.

Lake A와 Lake B는 각각 미세한 모래와 거친 모래로 이루어져 있으며, 입자의 크기와 분급은 수리전도도의 계산에 사용되었다. 호수 퇴적물의 수리전도도는  $1.7 \times 10^{-4}$  cm/s 에서  $2.1 \times 10^{-2}$  cm/s 사이였다. Lake A와 Lake B에서 측정된 지하수의 유량과 두 호수의 퇴적물에서의 수리전도도는 서로 직접적인 관련은 없는 것으로 보인다. 이는 부분적으로 경험식을 통한 수리전도도 계산과 관련된 불균질성과 불확실성에 기인할 수 있다. 또한 측정된 지하수 유량은 시간적 및 공간적 변동과 관련된 불확실성을 가질 수 있다. 지하수의 유량 특성은 연구지역의 지형에 의존하여 호수 시스템의 수두 구배에 의해 크게 영향을 받는 것으로 보인다. 피에조미터와 시피지미터를 사용하여 측정된 Lake A의 연직방향 수리전도도는  $5.4 \times 10^{-5}$  cm/s  $\sim$   $2.4 \times 10^{-1}$  cm/s이며, 평균  $4.9 \times 10^{-2}$  cm/s이다. Lake B에서 연직방향 수리전도도는  $5.0 \times 10^{-6}$  cm/s  $\sim$   $1.8 \times 10^{-5}$  cm/s이며 평균은  $6.6 \times 10^{-6}$  cm/s이다. 입자 크기 분석과 Darcy의 법칙에서 계산된 수리전도도의 차이는 부분적으로 호수 퇴적물의 물리적인 특성과 계산 방법의 적용성에 대한 불확실성 때문일 수 있다.

종합적으로 볼 때, Lake A의 지하수 흐름은 산비탈과 가까운 지역에서 발생하며 대부분의 호수에서 지하수 유출이 발생한다. 호수는 주로 지표수가 유출되는 시스템이기 때문에, 새롭게 내리는 강수량과 산사면에 쌓인 눈이 없다면 호수로 유입될 수 있는 추가적인 수원이 없다. Lake A 주변은 바위가 많아 이끼나 지의류가 군락을 형성하지 못한다. 반면 Lake B의 지하수 유입은 호수 대부분 지점에서 발생한다. 지표수는 상류지점에 위치한 두 개의 유입지점에서 유입되며 하류지점의 유일한 출구 지점에서 유출된다. 지하수의 안정적인 유입으로 인해 호수의 수위가 안정되어있는 것으로 보인다. Lake A와는 대조적으로 충분한 수원이 있어서 호수 주변의 생태계가 잘 형성되어 있다. 따라서 이러한 호수 시스템에서 생태계를 유지하기 위해서는 지하수가 중요한 열쇠임을 알 수 있다. 본 연구에서 두 호수 시스템의 수원과 공급 경로를 확인하였으며, 이는 남극대륙의 극지 호수 시스템과 주변 생태계를 이해하는데 매우 유용할 것으로 생각된다.



## 2. 남극 세종과학기지 주변 두 호수에서의 지하수, 지표수, 눈의 수질 특성

### 가. 연구방법

#### (1) 물시료 샘플링

2019년에는 Lake A와 Lake B에서 총 82개의 물 시료가 채취되었다. 물시료는 물의 종류에 따라 지하수, 지표수, 눈으로 분류되었다. 지하수, 지표수, 눈, 비의 샘플 개수는 각각 26, 36, 19, 1개였다 (Table 8). Lake A와 Lake B의 지하수 시료는 호수의 퇴적층과 호수의 경계면에 설치된 피에조미터에서 채취하였다(Figures 1.1.1 and 1.1.2). 플라스틱 튜브와 와테라 펌프(Waterra Co., Luxemburg)는 피에조미터에서 지하수 시료를 채취하는 데 사용되었다. 지하수 시료는 각 피에조미터 내에 수집되어 고여진 지하수를 최소 3번 퍼징(purging)한 이후 채취되었다. 지표수(호수)는 호수 표면으로부터 약 30 cm 아래에서 채취되었다. 호수 입구에서의 overland flow도 지표수로 분류하였으며, 눈 시료의 경우 고도에 따라 상, 중, 하 위치로 분류하여 시료를 수집하였다(Figure 1.2.1). 새롭게 눈이 내리는 경우, 오래된 눈 시료를 수집한 동일한 위치에서 새로운 눈 시료를 수집하였다. 지하수, 지표수 및 눈의 샘플링 위치는 Figures 1.1.1과 1.1.2와 같다.

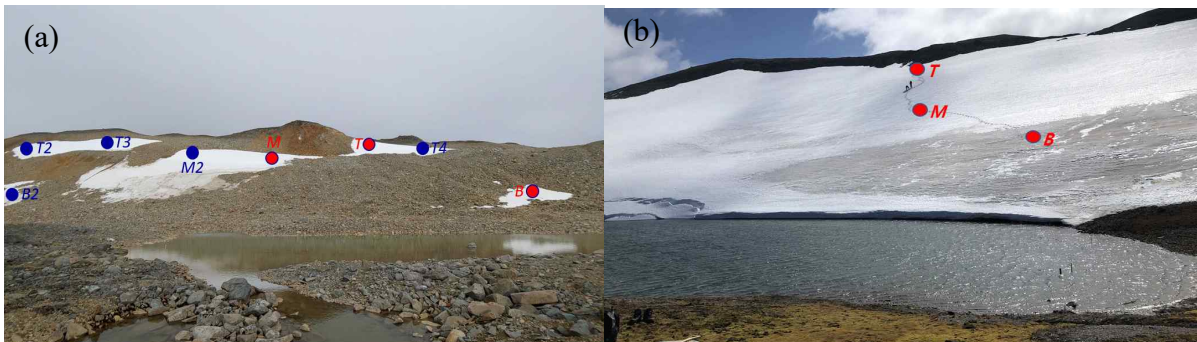
#### (2) 수질분석

수질 분석을 위해 물 샘플링 직후 현장에서 온도, pH, 산화-환원 전위(oxidation-reduction potential; ORP), 용존 산소(dissolved oxygen; DO) 및 전기전도도(electrical conductivity; EC)를 측정하였다(Figure 1.2.2). 알칼리도는 0.45  $\mu\text{m}$  필터 주사기로 필터링한 후 0.16N 황산( $\text{H}_2\text{SO}_4$ )을 디지털 적정기(Hach Co., USA)로 적정하여 분석하였다. 알칼리도 분석은 세종과학기지 내에 실내 실험실에서 샘플링을 한 날에 함께 실시되었다. 다른 모든 시료는 양이온, 음이온 및 동위원소 분석을 위해 0.45  $\mu\text{m}$  필터 주사기로 필터링 되었다. 양이온 분석을 위한 시료는 용액 내 pH가 2보다 낮아지도록 각 물시료에 초순수질산( $\text{HNO}_3$ )(Sigma-Aldrich, USA)을 첨가 하였다. 모든 시료는 추가 분석을 위해 냉동하여 수송하였다. 양이온 분석은 유도결합플라즈마질량분석기(ICP-MS; iCAPRQ, Thermo Fisher Scientific, USA)를 사용하여 수행되었다. 음이온은 전북대학교 지구환경과학과에서 이온 크로마토그래피(ICS-90, Thermo Fisher Scientific, 미국)와 크로멜론 프로그램(Thermo Fisher Scientific, USA)을 사용하여 분석하였다.

산소와 수소 동위원소 조성은 Wavelength-Scanned Cavity Ring-Down Spectroscopy (WS-CRDS)원리로 분석되는 L1102-I(Picarro Inc., Sunnyvale, CA, USA)장비를 사용하여 분석하였다(Jung et al., 2013). 분석은 인천 극지연구소에서 수행되었다. 분석에 사용된 표준물질로는 국제원자력기구에서 제공하는 VSMOW2(산소 및 수소동위원소 값: 0‰, 0‰), SLAP(-55.50‰, -427.5‰), GISP(-24.76‰, -189.5‰)를 사용하였다. 동위원소비 질량분석(isotope-ratio mass spectrometry; IRMS)에 의해 분석된 값을 기준으로 하여 각 시료의  $\delta^{18}\text{O}$  및  $\delta^2\text{H}$  평균값을 측정하기 위해 사용한 분석 오차는  $\delta^{18}\text{O}$ 의 경우  $\pm 0.1\%$ ,  $\delta^2\text{H}$ 의 경우  $\pm 1\%$ 였다(Jung et al., 2013).

지하수와 지표수의 용존유기탄소(dissolved organic carbon; DOC) 분석을 실시하였으며, 한국지질자원연구원(KIGAM)의 총유기탄소(TOC-VCPH, Japan) 분석기를 사용하여 분석을 수행하였다. 시료를 황산(2%)으로 산성화하여 무기탄소(inorganic carbon; IC)와 입자성유기탄소(particulate organic

carbon; POC)를 제거한 후 비정화성유기탄소(non-purgeable organic carbon; NPOC) 값을 총유기탄소(total organic carbon; TOC 값으로 측정하였다.



**Figure 1.2.1.** Sampling points for snow taken according to the altitude of the mountain slope in (a) Lake A and (b) Lake B..



**Figure 1.2.2.** Field water quality analysis for water samples.

**Table 8.** Number of samples for groundwater, surface water, snow, and rain collected for Lake A and Lake B in 2019. Sampling for snow samples were taken according to the altitude of the mountain slope.

Water type	No. of samples	No. of samples
	(Lake A)	(Lake B)
Ground water	9	17
Surface water	12	24
Snow	16	3
Total	37	44
Rain*		1

\*Collected at the King Sejong Station.

## 나. 결과 및 토의

### (1) 현장수질분석

2019년 Lake A와 Lake B의 지하수, 지표수, 눈의 화학적 조성에 대해 분석하였으며, 그 결과는 Table 9에 제시하였다. Lake A의 지하수와 지표수의 평균 pH는 각각 6.07과 5.17이었고 Lake B의 지하수와 지표수의 평균 pH는 각각 7.09와 6.99였다. 지하수의 pH는 Lake A와 Lake B의 지표수의 pH와 큰 차이를 보이지 않았다. Lake A의 지하수와 지표수의 평균 EC는 각각 214.52  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 와 605.92  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 였고, Lake B의 지하수와 지표수의 평균 EC는 각각 594.09  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 와 211.51  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 로 두 호수의 지표수보다 높은 것으로 나타났다. 특히 Lake B 지하수의 EC는 Lake A의 2배 이상이었다. 이것은 Lake A에 비해 Lake B의 지하수 속도가 느림으로 인해 물-암석 반응에 보다 많은 체류 시간을 제공하기 때문인 것으로 보인다. Lake A에서 지하수는 지표수와 부분적으로 혼합될 수 있으며, 이는 시피지미터로 측정된 지하수의 유량측정 결과가 뒷받침한다.

Lake A의 지하수와 지표수의 DO는 각각 11.17 mg/L과 12.25 mg/L로 큰 차이가 없었다. Lake B의 지하수와 지표수는 각각 평균 4.15 mg/L와 11.97 mg/L였다. 이는 Lake A의 지하수와 지표수가 서로 유사하며 Lake B의 지하수는 지표수에 비해 DO가 더 감소된 상태임을 나타낸다. 이 결과들은 또한 Eh의 값과 일치한다. Lake A의 지하수와 지표수의 평균 Eh는 각각 515.01 mV과 541.36 mV였다. Lake B의 지하수와 지표수의 Eh 값은 지하수가 지표수보다 상대적으로 낮은 상태이며, 평균 값은 각각 183.99 mV와 425.70 mV이다. 특히 LB-11 지하수는 다른 지하수 시료에 비해 DO(<1.74 mg/L)와 Eh(157.1 mV) 값이 매우 낮았다. 물시료를 샘플링한 지점에서 LB-1 침전물시료에는 죽은 이끼와 이끼의 잔해에서 유래된 유기물이 풍부한 물질이 포함되어 있었다. 이것은 연구 현장의 호수 침전물이 지역적으로 불균질한 산화-환원 조건을 가질 수 있음을 시사한다.

Lake A의 지하수와 지표수의 평균 알칼리도 값은 각각 2.94 mg/L as  $\text{CaCO}_3$ 와 2.56 mg/L as  $\text{CaCO}_3$ 였으며, Lake B의 평균 알칼리도 값은 각각 71.63 mg/L as  $\text{CaCO}_3$ 과 6.91 mg/L as  $\text{CaCO}_3$ 였다. Lake B의 지하수 알칼리성은 Lake A의 알칼리성보다 약 24배 높았는데, 이는 지하수의  $\text{HCO}_3^-$ 가 Lake B의 물-암석 반응 이외에 다른 유기물질의 분해로부터 파생될 수 있음을 지시한다. Lake B에는 이끼가 호수 근처에 널리 분포되어 있어, 이끼류가 죽은 후 호수 바닥에 침전될 수 있는 유기물질을 제공한다. 반면, Lake A는 이끼가 없는 바위투성이의 퇴적물로만 이루어져 있다. 전반적으

로, Lake A의 지하수와 지표수에 대한 현장수질 지표수는 크게 다르지 않은 반면 Lake B의 지표수는 상당한 차이점을 가지고 있음을 알 수 있다.

### (2) 주요원소와 미량원소 분석

모든 물시료에 대한 주요 양이온과 음이온의 화학적 구성은 Piper diagram(Figure 1.2.3)에 도시되었다. 연구지역의 지하수는 Ca-HCO<sub>3</sub> 유형과 Ca-Na-SO<sub>4</sub>-Cl 유형으로 분류할 수 있다. Ca-HCO<sub>3</sub> 유형은 화산암 지역에서 발견되는 전형적인 담수 유형이며(Lim et al., 2014), Ca-Na-SO<sub>4</sub>-Cl 유형은 물-암석 반응 및 해수염(sea salt)의 영향의 산물로 나타날 수 있다. 지표수는 두 호수에 대해 모두 Ca-Na-SO<sub>4</sub>-Cl 유형으로 분류되었다. 바톤반도의 담수에 대한 이전 연구(Lim et al., 2014)는 이 지역의 지표수가 해수염과 물-암석 반응에 부분적으로 영향을 받는 Ca-Cl 유형으로 분류될 수 있음을 보여주었다. 본 연구에서는 지표수의 수질유형은 일반적으로 이전 연구보다 높은 Na 및 SO<sub>4</sub> 농도를 보였다. Lake A의 지하수와 지표수는 화학 성분이 비슷했고, Lake B의 지하수는 Ca-HCO<sub>3</sub>형, Ca-Na-SO<sub>4</sub>-Cl형 등 더 다양한 종류가 있었다. 따라서, Lake B의 지하수 수질특성은 지하수가 충전되는 부분에서 유출될 때 까지 오랜시간 동안 물-암석 반응을 겪은 것으로 판단된다. 논의 수질유형은 주로 Ca-Na-Cl형과 Na-Cl형으로, 이는 해수의 분무의 영향을 받은 것으로 생각된다. 폭풍이 몰아칠 때, 부서지는 파도와 강풍은 내륙의 먼 거리까지 대량의 해수 분무를 운반할 수 있다(Hoffstee et al., 2006).

Lake A와 Lake B의 지하수 지표수 논의 알칼리도, SO<sub>4</sub>, Cl의 농도는 박스플롯에 도시되었다(Figure 1.2.4). Lake B의 지하수의 수질은 지표수와 눈과는 뚜렷한 차이를 보인다. Lake B의 매우 높은 알칼리도는 위에서 논의된 유기물이 풍부한 물질의 분해로 인해 나타날 수 있다. Lake B의 지하수와 논의 Cl의 농도는 지표수보다 높았다. 이는 해수염 분무에 의해 영향을 받은 녹은 눈이 지하수로 침투한 후 물-암석 반응을 경험했음을 암시한다. Lake A의 지하수와 지표수의 구성은 비슷한 반면, Lake B의 지하수 구성은 지표수의 구성과는 상당히 다르다. 이는 Lake A의 지표수와 지하수가 보다 동적으로 혼합된다는 것을 나타낼 수 있으며, 이는 지하수 흐름과 호수 수위 변화에 의해 뒷받침된다.

Figure 1.2.5는 Lake A와 Lake B의 지하수, 지표수, 눈 사이의 Ca, Mg, K, Na 농도 차이를 보여준다. Lake B의 지하수는 일반적으로 Lake A의 지하수보다 Ca, Mg, K, Na의 농도가 높았다. 이것은 Lake B의 지하수가 Lake A보다 물-암석 반응의 영향을 더 많이 받을 수 있다는 것을 암시한다. Figure 1.2.6은 Lake A와 Lake B의 지하수, 지표수, 논의 미량원소(Si, Li, Sr, Mn, Zn, Cu) 농도의 차이를 보여주고 있다. Lake B의 지하수는 Lake A에 비해 Li, Sr, Mn의 농도가 상대적으로 높았다. 이러한 수질분석 결과의 데이터들은 앞에서 언급한 지하수의 유량측정 결과와 지표수와 지하수 사이의 수위 차이를 통해 해석된 각 호수의 흐름체계를 뒷받침한다. 다시 말해서, Lake A는 지하수와 지표수가 동적으로 상호작용하는 시스템으로 지하수의 수질 또한 지표수의 영향을 받았으며, 따라서 지하수와 지표수의 수질은 뚜렷한 차이를 가지지 않는다. 반면 Lake B는 지하수가 지표수로 지속적으로 유입되는 안정적인 시스템이다. 그 결과, 지하수는 물-암석 반응에서 파생된 물질과 상호작용하는 시간이 더 많았으며, 따라서 Lake A에 비해 용해된 이온의 농도가 더 높았다.

**Table 9.** The physical and chemical properties of groundwater, surface water, and snow of the study area in 2019.

Water type	Sample name <sup>a</sup>	Temp.	pH	EC	DO	Eh	Alkalinity	Ca	Mg	Na	K	Si	F	Cl	Br	NO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	CBE <sup>b</sup>
		°C		µS/cm	mg/L	mV	mg/L as CaCO <sub>3</sub>	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
	DL	-	-	-	-	-	-	0.02	0.1	0.1	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	-
	LA-11-1	5.10	5.63	249.80	12.04	556.40	2.31	1.94	1.76	9.51	0.77	1.79	<DL	9.08	<DL	0.14	15.50	3.33
	LA-12-2	8.00	6.04	117.30	11.23	544.40	2.64	2.12	1.56	9.36	0.79	0.91	<DL	14.16	<DL	0.42	19.33	-14.36
	LA-12-3	6.70	6.16	142.80	11.24	499.80	3.38	1.87	1.27	5.96	0.49	1.11	<DL	5.33	<DL	0.37	7.54	9.00
	LA-13-3	5.70	7.02	309.80	10.54	432.90	5.14	7.13	2.77	19.59	0.89	0.91	0.04	17.98	0.30	0.83	30.30	-4.99
	LA-12-4	7.50	5.74	254.70	11.66	522.60	1.71	1.95	1.36	6.84	0.63	1.03	<DL	5.08	<DL	2.69	11.39	-7.04
	LA-13-4	7.60	5.63	161.10	11.30	575.10	2.36	1.86	1.06	3.59	0.32	0.62	<DL	5.16	<DL	0.29	12.30	-14.01
	LA-12-5	8.50	5.94	277.70	11.60	493.00	3.22	1.58	1.06	2.86	0.27	1.65	<DL	3.47	<DL	<DL	11.89	-10.63
	LA-13-5	6.30	5.67	210.70	11.52	499.10	1.66	2.73	1.44	4.26	0.36	0.85	<DL	3.55	<DL	0.10	12.17	7.04
	LA-13-6	8.00	6.79	206.80	9.43	511.80	4.04	5.40	1.96	8.97	0.69	0.70	0.07	9.47	<DL	6.07	16.01	-14.14
	Average	7.04	6.07	214.52	11.17	515.01	2.94	2.95	1.58	7.88	0.58	1.06	<DL	8.14	0.03	1.21	15.16	-5.09
	SD <sup>d</sup>	1.16	0.51	64.66	0.77	41.78	1.13	1.95	0.53	5.06	0.23	0.40	0.03	5.06	0.10	2.00	6.59	9.34
Groundwater	LB-11-1	6.90	6.81	316.20	2.79	209.10	82.01	13.76	4.11	15.16	1.50	0.45	0.56	33.77	<DL	<DL	4.97	-14.65
	LB-12-1	5.40	7.35	478.50	5.72	230.40	109.91	30.77	14.70	16.55	1.51	0.26	0.21	32.51	<DL	<DL	13.11	5.96
	LB-11-2	7.90	6.89	594.50	1.74	157.10	46.00	19.18	5.64	23.97	3.85	0.73	0.76	49.88	0.42	<DL	1.63	4.47
	LB-12-2	8.30	7.40	825.30	3.09	166.10	67.13	33.06	16.01	10.55	1.62	0.33	0.33	36.81	0.26	<DL	9.71	14.60
	LB-13-2	6.60	6.87	608.00	3.44	177.50	83.66	23.55	12.37	34.44	3.75	0.90	1.00	61.42	0.94	<DL	3.06	4.53
	LB-11-3	2.80	6.87	506.80	4.84	189.00	43.30	13.86	4.09	17.65	2.79	0.54	0.64	55.94	0.42	<DL	1.07	-14.52
	LB-12-3	3.80	7.41	702.20	3.30	171.80	92.80	39.30	19.16	12.49	1.52	0.58	0.14	34.45	<DL	<DL	10.37	14.9
	LB-13-3	3.00	6.94	796.60	5.43	155.70	65.30	19.87	15.57	29.94	2.52	0.81	0.76	53.61	0.48	<DL	2.18	13.41
	LB-11-4	4.10	6.93	587.90	4.72	151.80	48.42	10.92	3.59	12.19	1.88	0.60	0.55	35.34	<DL	<DL	0.36	-13.13
	LB-12-4	4.40	7.44	633.40	4.71	168.40	77.81	32.46	15.83	10.70	1.49	0.32	0.22	27.01	0.30	0.86	11.57	13.42
	LB-13-4	3.80	6.90	746.90	4.03	124.50	90.68	24.25	21.46	37.87	3.00	0.64	0.70	63.44	0.85	<DL	1.40	14.04

Groundwater	LB-11-5	3.80	6.95	566.30	3.90	164.10	68.44	19.68	5.79	24.38	3.97	0.90	0.62	38.69	<DL	<DL	0.38	5.03
	LB-12-5	4.10	7.51	678.50	5.81	190.40	94.96	39.01	18.54	12.67	1.78	0.48	0.31	37.14	0.51	0.68	12.87	10.70
	LB-13-5	3.70	6.97	519.20	5.06	225.70	83.77	23.38	16.29	32.82	2.89	1.15	0.81	46.00	0.72	0.40	2.87	13.55
	LB-11-6	5.50	6.90	534.20	3.25	174.30	50.13	16.58	4.89	20.50	3.34	0.72	0.59	34.09	0.00	12.35	0.83	-12.01
	LB-12-6	5.90	7.46	566.10	3.66	189.70	46.63	32.46	15.96	11.37	1.47	0.78	0.34	49.48	0.57	0.98	22.47	9.37
	LB-13-6	5.80	7.01	439.00	4.98	282.30	66.67	19.67	9.52	25.15	2.60	0.63	0.84	59.23	0.67	0.34	6.50	-4.16
	Average	5.05	7.09	594.09	4.15	183.99	71.63	24.22	11.97	20.49	2.44	0.64	0.55	44.05	0.36	0.92	6.20	3.85
	SD <sup>d</sup>	1.66	0.26	130.24	1.14	36.77	20.06	8.81	6.12	9.05	0.92	0.23	0.25	11.55	0.33	2.97	6.23	11.14
Surface water	LA-OL-1	4.70	5.38	2259.00	12.76	581.80	1.62	3.08	1.36	6.91	0.52	2.02	<DL	9.80	<DL	0.17	19.59	-10.87
	LA-SW-1	4.60	5.30	3071.00	12.43	598.30	3.49	4.49	2.11	8.32	0.88	2.20	<DL	8.88	<DL	0.22	23.40	-1.67
	LA-OL-2	4.20	5.12	109.70	12.20	590.70	3.50	3.27	1.67	7.52	0.53	1.37	<DL	8.59	<DL	0.37	18.09	-4.64
	LA-SW-2	7.10	4.97	148.70	12.13	588.30	2.66	5.90	3.92	9.37	0.80	1.08	<DL	13.73	<DL	0.27	29.46	-4.47
	LA-SW-3	5.50	5.09	169.50	11.56	524.50	3.45	5.42	2.49	9.37	0.69	2.90	0.14	9.02	<DL	0.49	23.75	3.51
	LA-OL-3	4.20	5.21	140.50	13.01	499.70	2.55	1.86	1.04	4.01	0.43	1.30	<DL	3.67	<DL	0.11	10.34	-0.25
	LA-SW-4	8.60	4.88	220.30	11.99	593.50	2.38	5.08	3.45	6.54	0.62	1.24	<DL	11.26	<DL	0.27	20.58	2.3
	LA-OL-4	2.70	5.25	138.30	13.05	566.30	1.61	4.25	3.54	5.28	0.34	0.70	<DL	6.34	<DL	0.37	16.57	12.39
	LA-SW-5	5.20	4.97	222.30	11.72	491.70	4.87	3.44	1.06	6.01	0.60	1.81	<DL	5.49	<DL	<DL	11.73	5.67
	LA-OL-5	3.00	5.49	159.70	12.72	465.10	1.59	2.38	1.12	5.53	0.40	0.68	<DL	5.64	<DL	0.14	17.68	-8.89
	LA-SW-6	9.70	4.99	309.50	11.61	519.70	1.56	6.96	4.15	7.45	0.70	1.66	0.04	16.21	<DL	0.36	30.00	-4.31
	LA-OL-6	5.20	5.34	322.50	11.86	476.70	1.50	3.72	2.81	6.08	0.37	1.15	<DL	7.02	<DL	0.42	16.94	7.31
	Average	5.39	5.17	605.92	12.25	541.36	2.56	4.15	2.39	6.87	0.57	1.51	<DL	8.80	<DL	0.27	19.84	-0.33
	SD <sup>d</sup>	2.11	0.19	979.49	0.53	50.28	1.08	1.49	1.17	1.63	0.17	0.65	0.04	3.60	<DL	0.14	6.09	6.85
	LB-SW-1	3.50	7.62	499.50	10.90	350.70	13.33	5.30	1.43	3.72	<DL	0.36	0.06	4.78	<DL	0.65	10.17	-9.72
	LB-OL1-1	5.00	6.39	491.00	11.03	359.80	9.99	3.69	1.30	5.40	0.21	0.40	0.10	3.97	<DL	0.33	18.64	-13.48
LB-OL2-1	5.80	6.79	260.40	11.68	380.70	10.00	7.57	3.10	9.49	0.38	0.40	0.55	12.38	<DL	3.23	21.86	-8.69	
LB-DC-1	7.80	7.25	221.60	12.23	375.70	10.00	3.91	1.76	3.36	0.09	0.10	0.07	4.45	<DL	0.25	12.53	-9.67	

Surface water	LB-SW-2	8.80	7.29	288.50	12.00	346.90	6.71	3.26	1.61	2.90	0.09	0.08	0.15	4.66	<DL	0.32	13.60	-13.78
	LB-OL1-2	8.60	7.18	72.22	10.99	370.50	5.25	1.45	0.53	3.65	0.13	0.12	0.11	2.80	<DL	0.13	6.82	-5.23
	LB-OL2-2	8.70	6.99	245.60	11.50	334.50	6.02	4.03	1.65	4.36	0.17	0.34	0.32	6.17	<DL	1.29	13.85	-13.06
	LB-DC-2	8.70	7.30	115.40	12.22	377.70	8.22	3.48	1.67	3.09	0.10	0.08	0.14	2.92	<DL	0.23	5.83	6.89
	LB-SW-3	3.00	7.19	115.30	12.62	423.10	6.81	3.99	1.80	3.39	0.11	0.10	0.13	4.45	<DL	0.41	12.71	-5.80
	LB-OL1-3	2.80	6.51	169.10	12.25	460.90	3.38	7.90	2.78	7.01	0.35	1.08	0.11	8.82	<DL	0.77	32.86	-5.69
	LB-OL2-3	2.20	7.05	207.00	12.94	514.70	5.03	7.93	4.47	9.03	0.19	0.38	0.72	13.80	<DL	2.07	25.14	-0.89
	LB-DC-3	3.80	7.46	280.90	11.39	288.20	6.71	4.80	2.74	4.01	0.06	0.13	0.07	4.15	<DL	0.29	10.01	3.45
	LB-SW-4	3.70	7.08	117.70	12.66	448.00	5.01	3.84	1.02	2.79	<DL	0.08	0.07	4.81	<DL	0.23	12.70	-12.72
	LB-OL1-4	4.20	6.44	96.53	12.36	448.70	5.44	5.07	3.08	4.68	<DL	0.08	0.04	5.10	<DL	0.27	15.31	9.63
	LB-OL2-4	4.60	6.80	240.50	12.14	442.70	7.17	11.66	4.84	11.04	0.40	1.12	0.59	10.59	<DL	1.58	42.13	6.2
	LB-DC-4	3.80	7.63	174.80	11.65	304.20	6.60	4.96	2.79	3.96	0.07	0.07	0.07	4.91	<DL	0.30	13.70	1.6
	LB-SW-5	2.40	7.14	107.50	12.69	505.30	6.12	3.34	0.92	3.00	0.20	0.05	0.14	4.50	<DL	0.20	10.06	-11.27
	LB-OL1-5	3.20	6.09	240.00	11.42	526.60	6.55	11.98	4.12	7.98	0.33	0.34	0.06	10.40	<DL	0.96	55.87	-12.29
	LB-OL2-5	2.60	6.69	316.60	11.95	530.20	8.46	10.41	4.36	9.40	0.26	0.32	0.39	9.88	<DL	1.23	39.97	0.43
	LB-DC-5	3.60	7.41	104.30	12.63	553.90	5.20	4.37	1.18	2.96	0.08	0.11	0.08	5.38	<DL	0.69	13.50	-13.85
	LB-SW-6	4.40	7.34	107.10	12.56	465.30	6.73	5.11	1.39	3.40	<DL	0.07	0.07	5.64	<DL	0.28	12.11	-4.6
	LB-OL1-6	4.30	5.86	217.70	11.36	496.70	5.22	8.98	3.06	6.40	<DL	0.13	0.05	8.55	<DL	2.82	33.96	-12.12
	LB-OL2-6	4.00	6.59	249.90	12.66	513.80	6.98	8.27	3.82	8.60	0.18	0.45	0.48	10.04	<DL	2.47	35.24	-7.67
	LB-DC-6	4.90	7.74	137.00	11.51	398.00	4.83	4.25	2.62	3.40	<DL	0.04	0.09	5.72	<DL	0.47	13.38	0.37
Average	4.77	6.99	211.51	11.97	425.70	6.91	5.81	2.42	5.29	0.14	0.27	0.19	6.62	<DL	0.89	20.08	-5.50	
SD <sup>d</sup>	2.15	0.49	112.58	0.61	77.33	2.19	2.83	1.25	2.60	0.13	0.29	0.20	3.09	<DL	0.90	13.05	7.30	
Snow	Rainwater	8.30	5.13	11.13	9.11	522.00	0.47	0.03	0.02	0.25	0.02	<DL	<DL	0.33	<DL	0.05	<DL	-14.37
	LA-Snow-B-1	25.00 <sup>c</sup>	5.56	4.01	9.27	501.40	0.81	0.04	<DL	0.45	<DL	0.03	<DL	0.50	<DL	<DL	<DL	-7.52
	LA-Snow-M-1	25.00 <sup>c</sup>	5.51	545.60	9.66	477.70	1.34	0.03	<DL	0.68	0.03	0.06	<DL	0.53	<DL	<DL	<DL	-11.76
	LA-Snow-T-1	25.00 <sup>c</sup>	5.55	927.30	8.91	486.30	1.50	0.35	0.13	0.23	<DL	0.02	<DL	0.32	<DL	<DL	<DL	-0.57

	LA-Snow-B2-1	25.00 °	5.80	4.09	9.16	448.20	2.87	0.40	0.10	1.30	<DL	<DL	<DL	0.83	<DL	<DL	0.09	-1.51
	LA-Snow-M2-1	25.00 °	5.75	4.57	9.00	454.80	0.79	0.79	0.02	0.36	<DL	<DL	<DL	0.49	<DL	<DL	<DL	-13.80
	LA-Snow-T2-1	25.00 °	5.58	4.25	9.07	403.20	0.85	0.07	0.05	0.42	<DL	<DL	<DL	0.41	<DL	<DL	<DL	-1.51
	LA-Snow-T3-1	25.00 °	5.86	5.50	9.10	500.00	1.71	0.10	0.04	0.61	0.02	0.02	<DL	0.33	<DL	<DL	0.05	-10.70
	LA-Snow-T4-1	25.00 °	5.61	4.38	9.06	492.00	0.62	0.06	<DL	0.38	0.02	0.02	<DL	0.37	<DL	<DL	0.14	-10.08
	LA-Snow-New-B-1	25.00 °	5.59	15.19	9.08	488.30	0.82	1.10	0.09	0.85	0.04	0.02	<DL	1.92	<DL	<DL	0.39	12.24
	LA-Snow-New-M-1	25.00 °	5.58	17.90	9.11	499.00	0.80	0.09	0.08	0.54	0.04	0.04	<DL	1.00	<DL	<DL	0.20	-14.67
	LA-Snow-New-B-2	20.20 °	5.59	19.53	10.09	605.60	0.73	0.16	0.18	0.90	0.09	0.06	<DL	1.40	<DL	<DL	0.26	3.84
	LA-Snow-New-M-2	20.40 °	5.62	24.52	9.32	558.70	1.08	0.31	0.21	1.68	0.10	0.06	<DL	3.28	<DL	0.14	0.90	-12.94
	LA-Snow-New-T-2	20.40 °	5.59	16.16	9.72	653.90	1.66	0.44	0.17	1.55	<DL	<DL	<DL	2.31	<DL	0.00	0.49	8.49
Snow	LA-Snow-New-B-3	17.30 °	5.51	12.40	8.83	491.10	1.09	0.19	0.15	0.88	0.06	0.06	<DL	1.73	<DL	0.10	0.30	-13.75
	LA-Snow-New-M-3	14.50 °	5.82	14.15	10.23	517.00	1.01	0.25	0.18	0.81	0.06	0.05	<DL	2.29	<DL	0.00	0.34	-12.92
	LA-Snow-New-T-3	15.30 °	5.62	19.94	9.85	502.40	0.78	0.20	0.20	1.00	0.03	<DL	<DL	1.67	<DL	0.38	0.27	-14.31
	Average	21.55	5.60	97.10	9.33	505.98	1.11	0.27	0.10	0.76	0.03	0.03	<DL	1.16	<DL	0.04	0.20	-6.81
	SD <sup>d</sup>	5.04	0.16	250.01	0.42	57.84	0.58	0.29	0.08	0.43	0.03	<DL	<DL	0.90	<DL	0.10	0.24	8.67
	LB-Snow-B-1	16.20 °	5.66	10.97	9.83	435.90	1.20	0.15	0.10	0.50	0.07	0.07	<DL	0.79	<DL	0.09	0.10	-7.25
	LB-Snow-M-1	15.40 °	5.18	4.53	9.54	518.00	0.84	0.25	0.03	0.44	<DL	<DL	<DL	0.47	<DL	0.06	<DL	1.81
	LB-Snow-T-1	17.20 °	5.56	7.27	9.88	438.10	1.80	0.26	0.09	1.36	0.03	<DL	0.02	1.66	<DL	0.22	0.07	-1.30
	Average	16.27	5.47	7.59	9.75	464.00	1.28	0.22	0.07	0.77	0.04	0.03	<DL	0.97	<DL	0.12	0.06	-2.25
	SD <sup>d</sup>	0.90	0.25	3.23	0.18	46.78	0.48	0.06	0.04	0.52	0.03	0.03	<DL	0.62	<DL	0.09	0.05	4.60

DL: Detection limit.

<sup>a</sup> LA: Lake A, LB: Lake B; LA-11, LA-12, LA-13, LB-11, LB-12, and LB-13 represent groundwater samples, and the last number of each sample name represents the time series number; SW (surface water) and OL (overland flow) represent surface water samples; LA-snow and LB-snow represent snow samples; T, M, B for the snow samples represent top, middle, bottom samples with respect to the mountain slope.

<sup>b</sup> CBE: charge balance error.

<sup>c</sup> Temperature was measured in the indoor laboratory.

<sup>d</sup> Standard deviation.



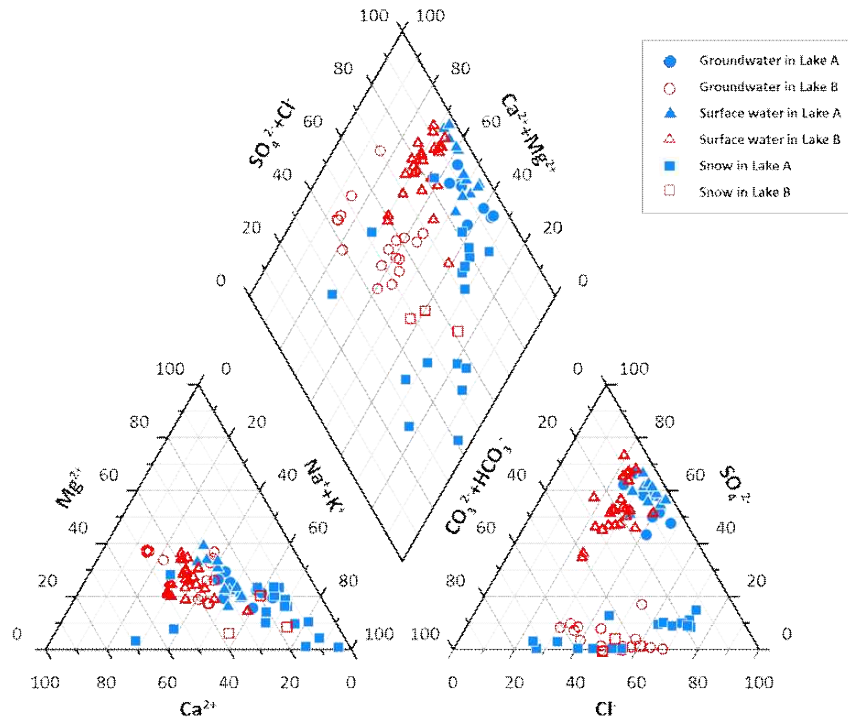
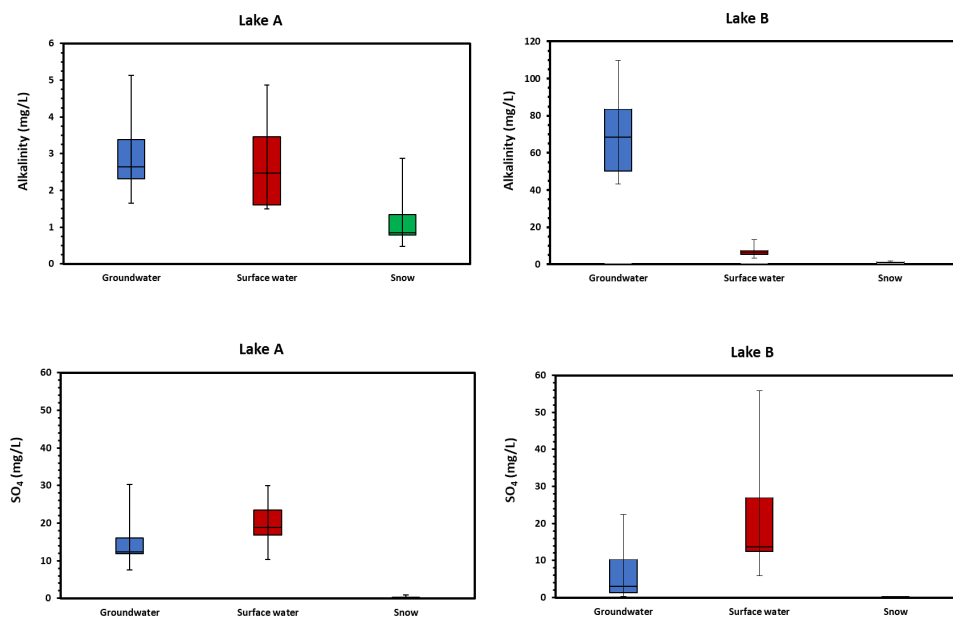
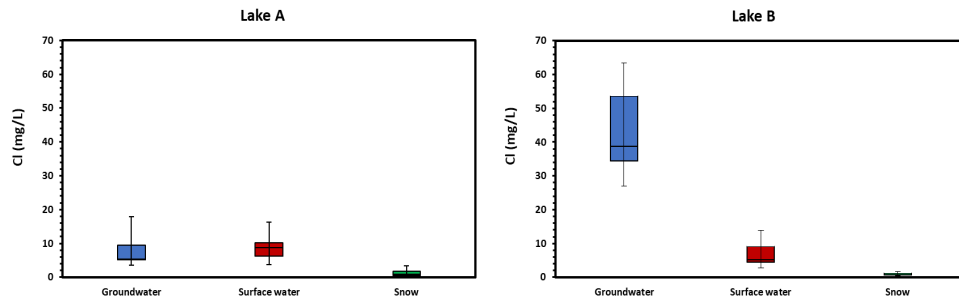


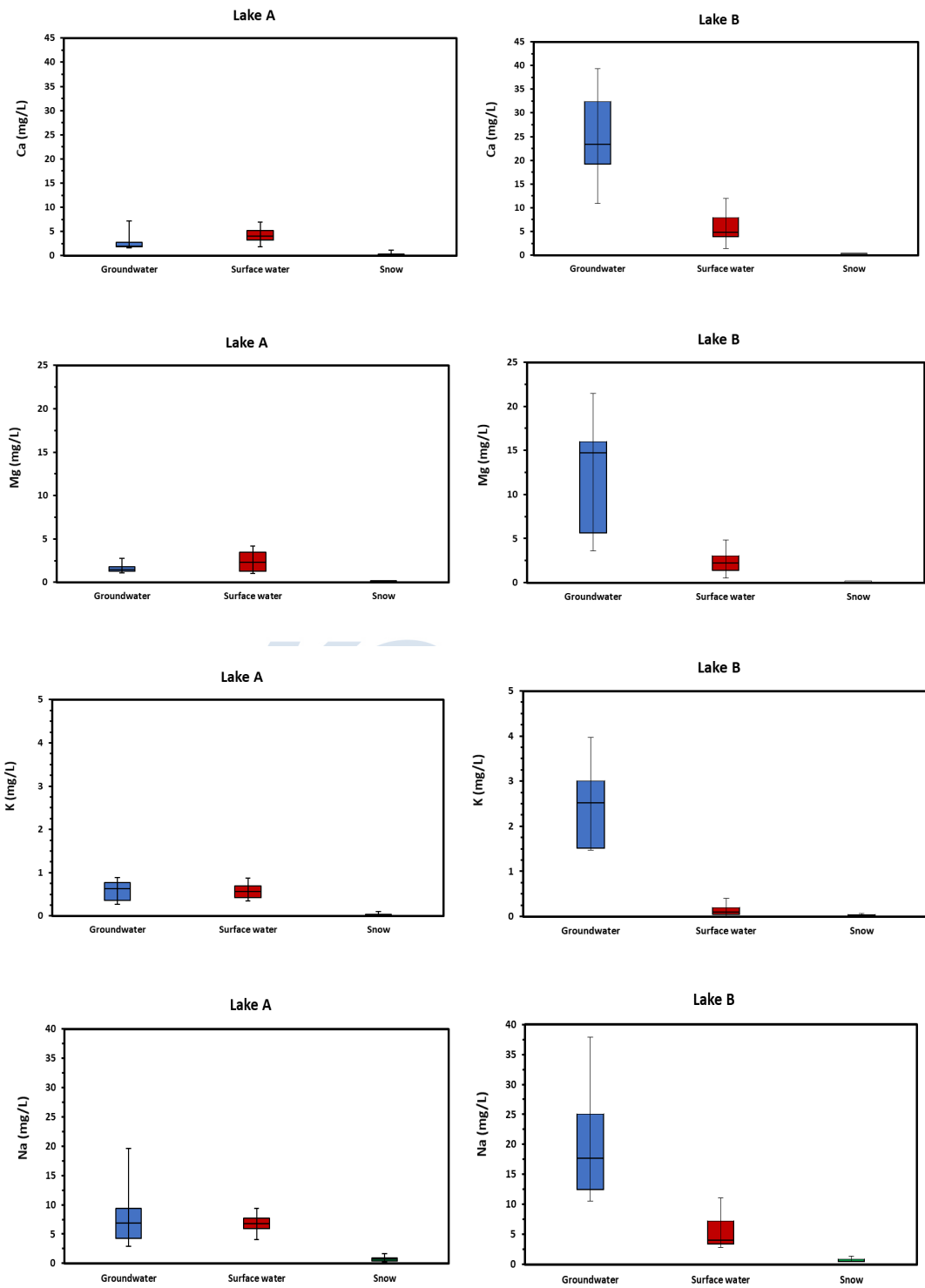
Figure 1.2.3. Piper diagram for composition of groundwater, surface water, and snow in Lake A and Lake B in 2019.



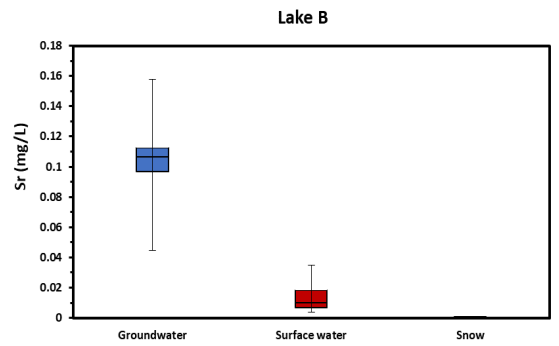
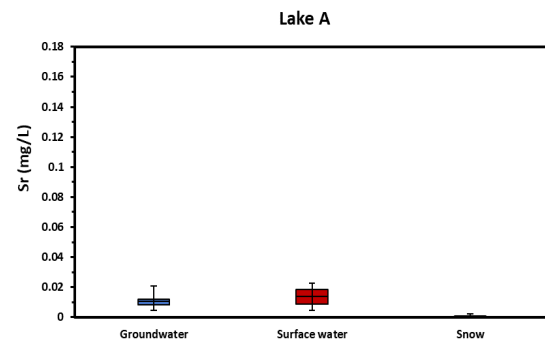
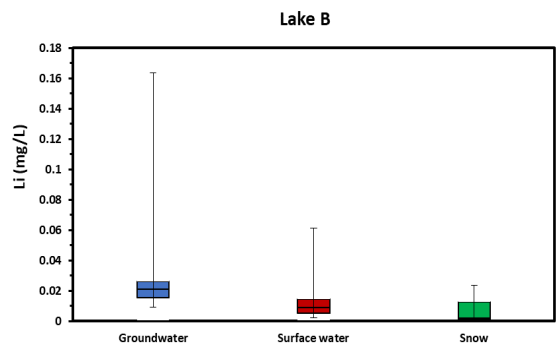
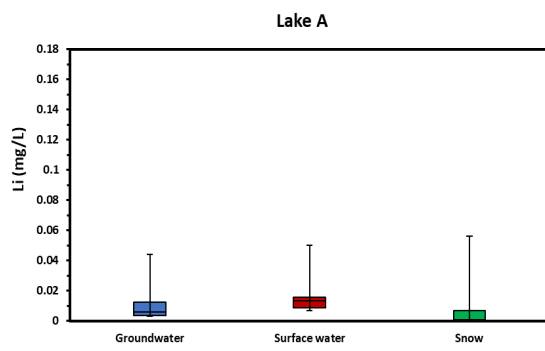
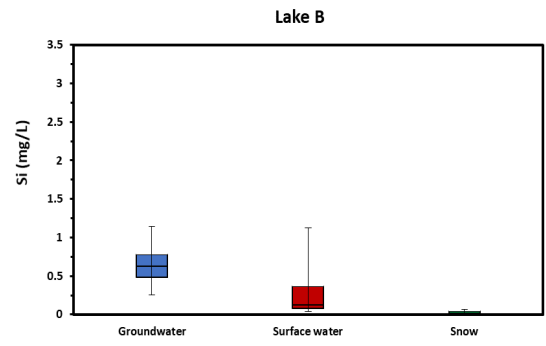
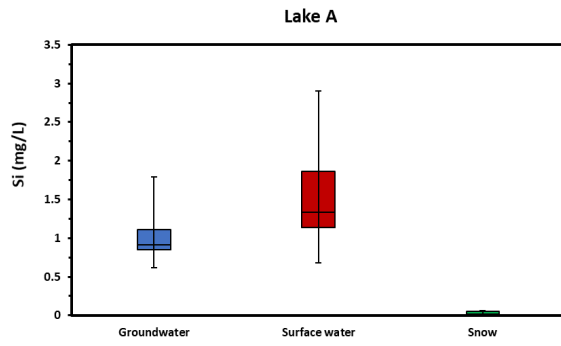


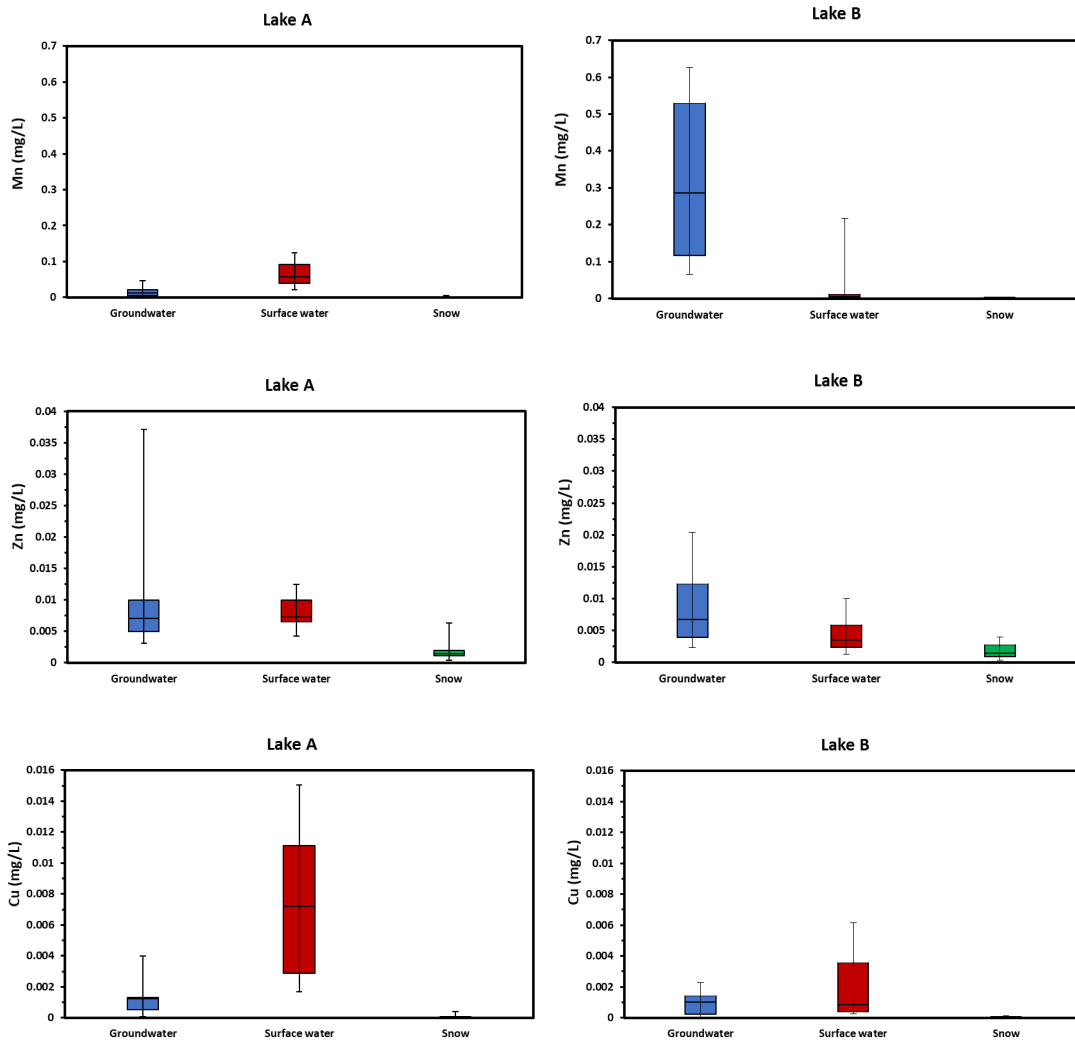
**Figure 1.2.4.** Box and whisker plots showing the distribution of anions (alkalinity,  $\text{SO}_4$ , and Cl) in groundwater, surface water and snow of Lake A and Lake B in 2019. In the box plot, the center line represents the median, while the upper and lower lines represent the 75<sup>th</sup> and 25<sup>th</sup> percentiles, respectively. The upper and lower whiskers represent the maximum and minimum, respectively.





**Figure 1.2.5.** Box and whisker plots showing the distribution of major cations (Ca, Mg, K, and Na) in groundwater, surface water and snow of Lake A and Lake B in 2019. In the box plot, the center line represents the median, while the upper and lower lines represent the 75<sup>th</sup> and 25<sup>th</sup> percentiles, respectively. The upper and lower whiskers represent the maximum and minimum, respectively.





**Figure 1.2.6.** Box and whisker plots showing the distribution of trace elements (Si, Li, Sr, Mn, Zn, and Cu) in groundwater, surface water and snow of Lake A and Lake B in 2019. In the box plot, the center line represents the median, while the upper and lower lines represent the 75<sup>th</sup> and 25<sup>th</sup> percentiles, respectively. The upper and lower whiskers represent the maximum and minimum, respectively.

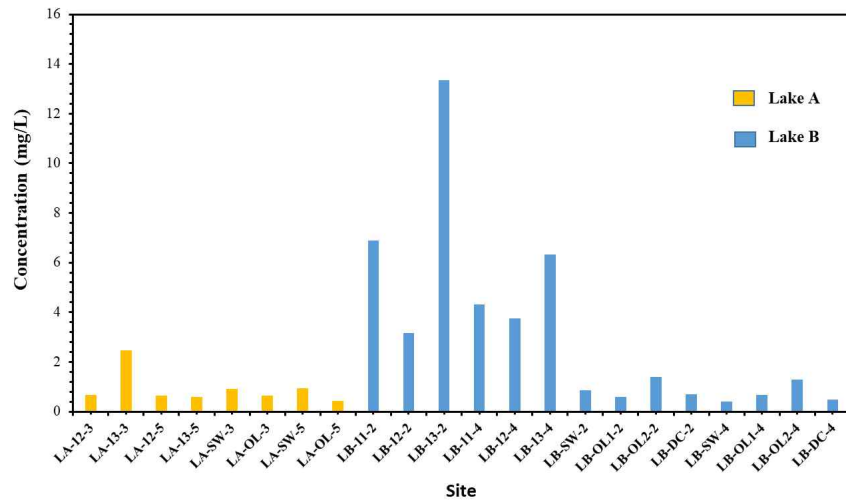
### (3) 용존유기탄소(DOC)

Lake A와 Lake B에서는 지하수와 지표수의 DOC도 분석되었다. 분석 결과는 Table 10과 Figure 1.2.7에 제시되어 있다. Figure 1.2.7에서 볼 수 있듯이 Lake A의 지하수는 DOC 평균 1.1 mg/L, 지표수는 평균 0.7 mg/L로 지하수와 지표수는 큰 차이가 없었다. Lake B에서 지하수는 평균 6.3 mg/L로 지표수(0.8 mg/L)의 약 8배였다. Lake B의 지하수는 Lake A보다 약 6배나 높은 함량을 보였다. 이러한 결과는 현장에서 측정된 DO 및 EC 결과와 직접적인 상관관계가 있음을 알 수 있다. 즉, Lake B의 지하수 DO 값은 평균 4.15 mg/L로 Lake A의 지하수 값보다 상당히 낮다. 이는 주로 Lake B의 풍부한 유기물이 유기물 분해 과정에서 미생물에 의해 소비되었기 때문일 수 있다. 결과적으로, 용해된 유기 탄소는 Lake B의 지하수를 통해 방출될 수 있다.

반면, Lake A의 지하수의 DO 값은 지표수와 다르지 않았다. Lake B의 평균 EC 값은 594.09  $\mu$  S/cm, Lake A의 지하수는 214.52  $\mu$ S/cm로 Lake B에서 2배 이상이었다. 이러한 결과는 Lake B의 지하수에서 풍부한 유기물이 산소를 소비했기 때문인 것을 보여준다. 결과적으로, 더 많은 이온들이 지하수로 운반되었고 따라서 EC의 농도가 증가할 수 있다(Daniel et al., 2002).

**Table 10.** The results of dissolved organic carbon (DOC) analysis for groundwater and surface water in Lake A and Lake B.

Site	Water type	Sample name	DOC (mg/L)
Lake A	Groundwater	LA-12-3	0.7
		LA-13-3	2.5
		LA-12-5	0.6
		LA-13-5	0.6
		Average	1.1
		Standard deviation	0.8
		Surface water	LA-SW-3
	LA-OL-3		0.6
	LA-SW-5		0.9
	LA-OL-5		0.4
	Average		0.7
	Standard deviation		0.2
	Lake B	groundwater	LB-11-2
LB-12-2			3.2
LB-13-2			13.4
LB-11-4			4.3
LB-12-4			3.8
LB-13-4			6.3
Average			6.3
Standard deviation			3.4
Surface water		LB-SW-2	0.9
		LB-OL1-2	0.6
		LB-OL2-2	1.4
		LB-DC-2	0.7
		LB-SW-4	0.4
		LB-OL1-4	0.7
		LB-OL2-4	1.3
Average	0.8		
Standard deviation	0.3		



**Figure 1.2.7.** The results of dissolved organic carbon (DOC) analysis in groundwater and surface water in Lake A and Lake B.

#### (4) 산소와 수소 동위원소 조성

Table 11은 2019년 Lake A와 Lake B의 지하수, 지표수, 눈의 산소 및 수소 동위원소 구성을 보여준다. Lake A와 Lake B의 지하수  $\delta^{18}\text{O}$ 와  $\delta\text{D}$ 는 각각  $-10.56 \sim -9.93 \%$ ,  $-86.32 \sim -74.72 \%$ , 지표수는  $-10.85 \sim -9.46 \%$ ,  $-83.71 \sim -72.27 \%$ 이다.  $\delta^{18}\text{O}$ 와  $\delta\text{D}$ 의 눈의 범위는 각각  $-12.69 \sim -8.55 \%$  and  $-128.0 \sim -64.3 \%$ 이었다. Figure 1.2.8은 Lake A와 Lake B의 지하수, 지표수, 눈의  $\delta^{18}\text{O}$ 와  $\delta\text{D}$ 를 보여주고 있다. 비교를 위해 지구천수선(global meteoric water line; GMWL), (Craig, 1961;  $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ )과 지역천수선(local meteoric water line; LMWL)을 표시하였다. 이번 연구에 사용된 LMWL은 Fernandoy et al. (2012)에 의해 정의된 인근 O'Higgins 기지의 강수 시료에 대한 LMWL( $\delta\text{D} = 7.84\delta^{18}\text{O} + 1.2$ )를 사용하였다.

Lake A와 Lake B의 지하수, 지표수 및 눈을 포함한 모든 물시료의 회귀선은  $\delta\text{D} = 7.97\delta^{18}\text{O} + 4.299$  ( $n = 82$ ,  $r^2 = 0.98$ ). 지하수, 지표수, 눈의 각 회귀선은  $\delta\text{D} = 7.00\delta^{18}\text{O} - 5.17$  ( $n = 26$ ,  $r^2 = 0.98$ ),  $\delta\text{D} = 6.95\delta^{18}\text{O} - 6.42$  ( $n = 36$ ,  $r^2 = 0.89$ ),  $\delta\text{D} = 8.11\delta^{18}\text{O} - 5.57$  ( $n = 20$ ,  $r^2 = 0.99$ )이었다. 눈의 회귀선 경사도는 GMWL, LMWL과 비슷했고 지표수와 지하수의 경사도는 GMWL, LMWL에서 약간 벗어났다. Simões et al. (2004)가 정의한 킹 조지 섬의 빙하중심부의 회귀선의 기울기는  $\delta\text{D} = 7.1\delta^{18}\text{O} - 2.2$ 였다. Lim et al. (2014)은 바톤반도의 담수에 대한 회귀선이 각각  $\delta\text{D} = 7.23\delta^{18}\text{O} - 4.26$ ,  $\delta\text{D} = 7.76\delta^{18}\text{O} - 0.72$ 임을 보여주었다. 최근에 Lee et al. (2020)은 바톤반도에서 눈과 눈 녹은 물에 대한  $\delta^{18}\text{O}$ 와  $\delta\text{D}$  관계의 기울기가  $\delta\text{D} = 7.0\delta^{18}\text{O} - 5.9$ 임을 보여주었다. 이는 용해과정에서 동위원소 분별작용을 경험할 수 있음을 나타낸다.

Lake A와 Lake B의 눈은 바다에서 증발 또는 대류에 의해 형성된 구름으로부터 기원하며, 물리적 변화 과정을 겪지 않은 것으로 보인다(Dansgaard, 1964). 고체 얼음 또는 눈이나 액체가 동위원소 교환 반응을 겪은 물의 경우, 경사도는 6.3을 가진다(Lee et al., 2009). Lake A와 Lake B의 지하수 및 지표수의 경사도는 이 경사도보다 높았고 승화에 의해 도출된 경사도 7.7(Earman et al., 2006)보다 낮았다. 이는 눈에서 녹은 물이 동위원소 분별작용을 겪으면서 지하수로 침투하거나 지표수로 흘러갔음을 시사한다(Lee et al., 2015).

**Table 11.** Isotopic compositions of oxygen and hydrogen of groundwater, surface water, and snow for the study area in 2019.

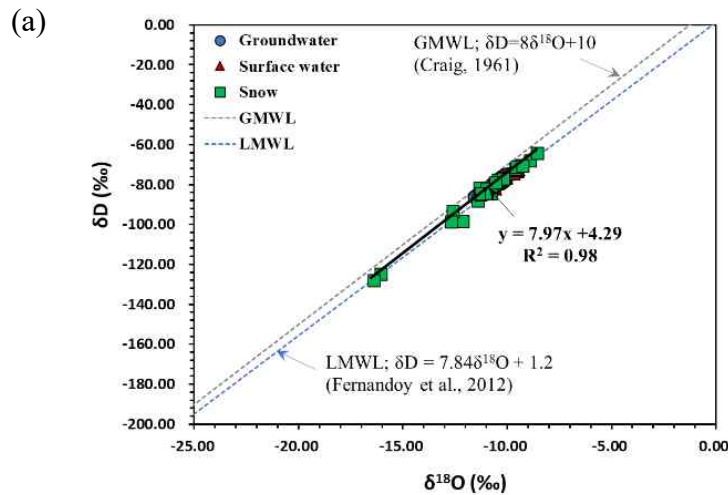
Water type	Site	Sample name	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$
Groundwater	Lake A	LA-11-1	-10.16	-76.91
		LA-12-2	-10.14	-76.91
		LA-12-3	-10.29	-77.66
		LA-13-3	-10.12	-76.91
		LA-12-4	-10.28	-77.77
		LA-13-4	-10.32	-78.44
		LA-12-5	-10.14	-76.67
		LA-13-5	-10.19	-76.80
		LA-13-6	-10.00	-75.91
	Lake B	LB-11-1	-10.34	-76.73
		LB-12-1	-11.43	-85.16
		LB-11-2	-10.23	-75.86
		LB-12-2	-11.57	-86.18
		LB-13-2	-10.12	-75.38
		LB-11-3	-10.25	-76.74
		LB-12-3	-11.53	-86.09
		LB-13-3	-10.05	-75.33
		LB-11-4	-10.12	-75.43
		LB-12-4	-11.50	-85.55
		LB-13-4	-10.24	-76.72
		LB-11-5	-10.14	-75.49
		LB-12-5	-11.53	-85.78
		LB-13-5	-10.15	-76.05
		LB-11-6	-10.12	-75.04
LB-12-6	-11.56	-86.32		
LB-13-6	-9.93	-74.72		



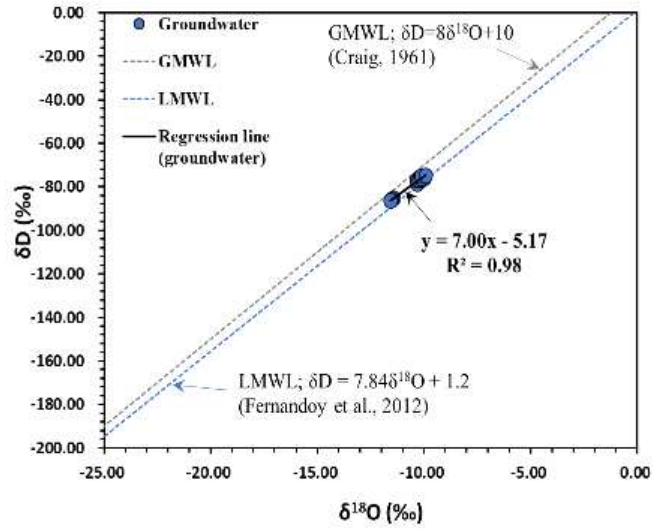
		LA-OL-1	-10.85	-79.74
		LA-SW-1	-10.43	-78.03
		LA-OL-2	-10.42	-77.25
		LA-SW-2	-10.04	-76.47
		LA-SW-3	-10.23	-77.77
	Lake A	LA-OL-3	-10.53	-78.34
		LA-SW-4	-10.19	-77.28
		LA-OL-4	-10.87	-79.95
		LA-SW-5	-10.07	-76.75
		LA-OL-5	-10.35	-76.27
		LA-SW-6	-9.99	-74.79
		LA-OL-6	-10.24	-75.37
		LB-SW-1	-10.81	-81.76
		LB-OL1-1	-10.70	-81.55
		LB-OL2-1	-9.47	-72.96
		LB-DC-1	-10.80	-82.04
		LB-SW-2	-10.76	-81.96
	Surface water	LB-OL1-2	-10.45	-79.54
		LB-OL2-2	-9.50	-73.24
		LB-DC-2	-10.85	-82.87
		LB-SW-3	-10.84	-82.75
		LB-OL1-3	-10.80	-83.71
		LB-OL2-3	-9.68	-74.40
		LB-DC-3	-10.80	-82.49
	Lake B	LB-SW-4	-10.57	-82.02
		LB-OL1-4	-10.29	-78.25
		LB-OL2-4	-9.56	-72.87
		LB-DC-4	-10.61	-80.39
		LB-SW-5	-10.43	-79.12
		LB-OL1-5	-10.26	-78.00
		LB-OL2-5	-9.52	-72.71
		LB-DC-5	-10.37	-78.78
		LB-SW-6	-10.33	-78.21
		LB-OL1-6	-10.16	-76.62
		LB-OL2-6	-9.46	-72.27
		LB-DC-6	-10.24	-77.90

		Rainwater-1	-12.12	-98.2
		LA-SNOW-B-1	-9.60	-72.1
		LA-SNOW-M-1	-9.33	-70.5
		LA-SNOW-T-1	-11.33	-81.8
		LA-SNOW-B2-1	-9.55	-71.2
		LA-SNOW-M2-1	-8.90	-68.2
		LA-SNOW-T2-1	-8.55	-64.3
		LA-SNOW-T3-1	-12.60	-93.5
		LA-SNOW-T4-1	-10.44	-77.6
Snow	Lake A	LA-SNOW-NEW-B-1	-16.06	-124.7
		LA-SNOW-NEW-M-1	-16.38	-128.0
		LA-SNOW-NEW-B-2	-11.41	-88.2
		LA-SNOW-NEW-M-2	-10.17	-77.2
		LA-SNOW-NEW-T-2	-12.69	-98.6
		LA-SNOW-NEW-B-3	-11.26	-84.8
		LA-SNOW-NEW-M-3	-10.98	-82.0
		LA-SNOW-NEW-T-3	-11.28	-84.6
		LB-SNOW-B-1	-9.26	-70.8
	Lake B	LB-SNOW-M-1	-10.76	-84.3
		LB-SNOW-T-1	-10.57	-79.2

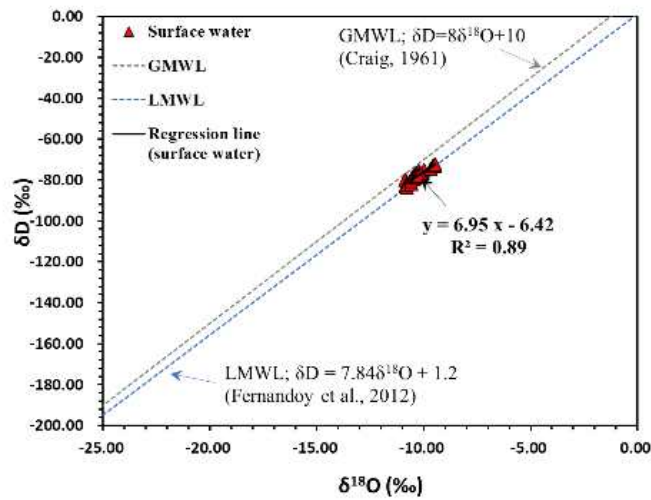
## 극지연구소



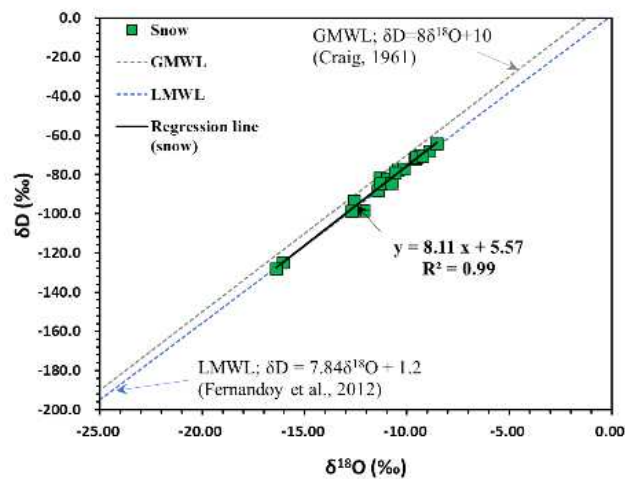
(b)



(c)



(d)

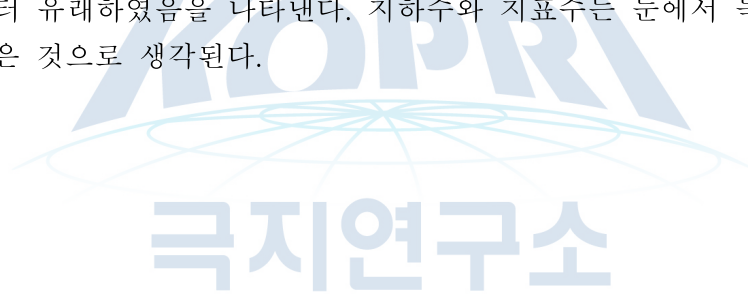


**Figure 1.2.8.** (a) Oxygen and hydrogen isotopic compositions of groundwater, surface water, and snow in Lake A and Lake B in 2019. GMWL (the black dotted line) represents the global meteoric water line (Craig, 1961;  $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ ) and LMWL (the blue dotted line) represents the local meteoric water line (Fernandoy et al., 2012;  $\delta D = 7.84\delta^{18}O + 1.2$ ). Individual oxygen and hydrogen isotopic compositions and regression lines for (b) groundwater, (c) surface water, and (d) snow in Lake A and Lake B are also shown.

#### 다. 요약 및 결론

두 호수 지역에서 채취된 지하수, 지표수, 눈 및 비에 대한 수질분석의 결과는 지하수의 유량 측정과 지표수와 지하수 사이의 수두의 차이로부터 해석된 각 호수의 유동 특성을 뒷받침한다. Lake A의 지하수와 지표수의 수질은 크게 다르지 않은 반면, Lake B의 지하수와 지표수의 수질은 크게 달랐다. Lake B의 지하수 성분은 주로 물-암석 반응에 의한 영향을 받은 것으로 보인다.

연구 지역에서 지하수는  $Ca-HCO_3$  및  $Ca-Na-SO_4-Cl$  유형으로 분류되었으며 지표수와 눈의 화학적 성분과 구분되는 것으로 보인다. 눈의 수질 유형은 주로  $Ca-Na-Cl$  및  $Na-Cl$  유형에 속하였는데 이는 눈의 조성이 해수의 분무에 의해 영향을 받을 수 있음을 시사한다. 산소와 수소 동위원소 조성은 일반적으로 지구천수선(GMWL)과 지역천수선(LMWL)을 따랐으며, 이는 연구지역의 지하수와 지표수가 대기로부터 유래하였음을 나타낸다. 지하수와 지표수는 눈에서 녹는 과정 중과 후에 동위원소 분별작용을 겪은 것으로 생각된다.



## 제2절. 열적변화에 따른 대수층물질의 물리화학적 변화 해석

### 1. 실내 칼럼실험을 통한 활동층의 동결-융해 작용에 대한 정량적 해석

#### 가. 서언

극지역의 수문순환을 이루고 있는 지하수의 유입 및 유출은 온도변화에 의한 활동층의 동결-융해 작용에 따른 활동층의 두께변화와 지하수 함량변화에 의해 좌우된다. 이러한 환경변화에 의해 극지역 토양 공극 내 존재하는 수분은 액체상태의 물(liquid water) 또는 얼음(ice)의 형태로 존재하게 된다. 토양이 동결될 때 공극 내에 생성된 얼음(ice)은 물이 대수층 물질을 통과하는 것에 대한 저항을 높이게 되며(Hansson et al., 2004), 결과적으로 액체상태의 물(liquid water)과 얼음(ice)의 함량 및 분포는 활동층 내 물의 흐름을 변화시킨다. 따라서 극지역 지하 환경에서의 물의 흐름을 파악하기 위해서는 저/중위도 지역에서의 지하수 유동과는 달리 온도의 변수가 추가되어 해석되어야 하며, 토양의 동결-융해과정에 따라 변화하는 물의 흐름을 파악하는 것은 극지역에서의 물순환을 이해하는데 있어 매우 중요하다.

현재까지 영구동토층과 활동층의 동결-융해 작용에 대해서는 캐나다 극지역에서 봄철 눈/빙하의 해빙에 따른 집중적인 홍수 발생과 관련된 연구가 보고되었으나 아직까지 개념모델 수준에 머무르고 있다. Nagare et al. (2012)에서는 토양 칼럼을 이용한 실내실험을 통해 동결-융해과정에서의 수분함량 변화를 연구하였고, 실험 결과를 현장측정 데이터와 비교하여 개념모델을 제시하였다. 본 연구에서는 남극지역 활동층의 동결-융해 작용의 이해를 위해서 활동층에서 채취한 퇴적물을 대상으로 실내실험을 실시하여 열적변화에 따른 수분함량 변화를 파악하고, 그로부터 극지역 수문변화에 대한 개념 모델을 확립하고 지하수 유동을 알아보하고자 하였다.

실내실험의 목적은 열적 변화에 따른 대수층 물질의 동결-융해 과정에서 수분함량 변화에 대한 정량적인 관계식을 도출하는 것이다. 이를 위해 1) 연구 대상지역인 남극 세종과학기지 주변 대수층 토양의 수리지질학적 매개변수를 구하고자 하였으며, 2) 동결-융해작용(열적변화)에 따른 대수층의 물리적 변화 및 수분함량 변화를 알아보았다. 다양한 실험에서 산출된 남극 대수층 토양의 수리지질학적 매개변수를 지하수-지표수 물순환 모델링의 경계조건으로 적용하여 더욱 현실적인 지하수-지표수 연계 모델을 구축 하고자 하였다.

#### 나. 연구방법

##### (1) 토양시료 샘플링 및 준비과정

토양시료는 2018년 1월 남극 바톤반도 연구지역인 Lake A와 Lake B 지역에 설치된 시피지미터 부근의 호수바닥 침전물에서 채취하였다(Figure 1.1.1). 남극 토양시료(Lake A와 Lake B에서 샘플링한 토양)를 이용하여 칼럼 실험을 수행하기 전에  $64 \mu\text{m} \sim 2 \text{ mm}$ 로 채질한 사질토(천연 강모래; (주)에코샌드, 부산광역시, 한국)를 사용하여 실험을 진행하였다. 칼럼실험을 위해 토양시료는 토양건조기(WiseVen dry oven, WOF-305; DAIHAN Scientific, Korea)를 이용하여  $105^\circ\text{C}$ 에서 24시간 - 더 이상의 수분변화가 없을 때 까지 - 건조되었다. 토양 퇴적물의 입자크기 분포를 파악하기 위해 입도분석(grain size analysis)을 수행되었으며 2 mm, 1 mm, 0.5 mm, 0.25 mm, 0.125 mm, 0.063 mm 크

기의 체를 이용하여 체질하였고, 각 크기에 대한 입자의 무게를 측정하여 결과를 백분율(%)로 나타내었다.

### (2) 칼럼 및 토양온도/수분센서

토양의 온도변화에 따른 수분함량을 정량적으로 구하기 위해서 아크릴 칼럼과 토양 온도-수분센서를 이용하였다. 칼럼은 직경 14 cm, 높이 52 cm인 원기둥 형태로 제작되었으며, 토양 온도 및 수분 센서는 EnviroPro 센서(Entelechy Pty Ltd., Golden Grove, SA, Australia)이용하여 층위별 토양의 온도 및 수분 데이터를 확인하였다. EnviroPro 센서는 Frequency Domain Reflectometer(FDR) 방식으로 수분을 측정하며, 46 cm 길이의 봉 형태로 10 cm 간격으로 센서가 내장되어있어 층위별 토양의 온도 및 수분함량을 확인하는데 적합하다. 토양칼럼 내부에서 센서는 칼럼의 상단으로부터 14 cm, 24 cm, 34 cm, 44 cm의 거리에 위치하였다.

2019년도에 사용된 토양온도 및 수분센서의 경우 2019년도에 사용하였던 EnviroPro 센서의 수분함량인식에 대한 정확성이 검증되어야 할 필요성이 있어서, 보다 정확도 높은 센서를 이용하여 실내 실험을 다시 구축하였다. 칼럼실험에는 FDR방식을 따르는 5TM 센서(Decagon Devices, Inc., Pullman, WA, USA)를 사용하였다. 5TM 센서의 정확도는 수분함량에 대해  $\pm 0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , 온도에 대해  $\pm 1^\circ\text{C}$ 으로 비교적 높은 정확도를 갖는다. 센서가 인식하는 수분함량 측정 범위에 맞춰 아크릴 칼럼은 원기둥(지름 14 cm, 높이 52 cm)형태로 제작되었다. 5TM 센서를 토양으로 패키징된 아크릴 칼럼의 층위별 5개 간격으로 삽입하였으며, 칼럼의 상단부터 6 cm, 16 cm, 26 cm, 36 cm, 46 cm에 10 cm 간격으로 위치하였다.

### (3) 토양의 수리지질학적 매개변수 도출을 위한 실험

2019년도에는 토양의 수리지질학적 매개변수 도출을 위해 배수-포화 실험(drain-saturation test)이 진행되었다. 연동펌프를 이용하여 8 mL/min 유속으로 칼럼의 하단으로부터 증류수를 유입시켰으며, 칼럼의 상단 유출구에 연결된 튜브에서 유출수가 나올 때 까지 지속되었다. 배수 실험의 경우, 상·하단의 valve를 열어놓은 상태에서 자연배수를 진행하였다. 포화-배수실험으로부터 얻은 수분함량 결과를 지하수-지표수 연계모델인 HydroGeoSphere(HGS)(Therienne et al., 2010)에 fitting하여 수리지질학적 매개변수를 도출하고자 하였다.

2020년도에는 토양의 수리지질학적 매개변수 도출을 위해 토양 칼럼을 이용한 배수-포화 실험(drain-saturation test) 외 투수시험(permeameter test), 추적자 실험(tracer test-continuous/pulse) 및 입도분석이 수행되었다. 배수-포화 실험은 2019년도와 동일하게 수행되었다(Figure 2.1.1).



**Figure 2.1.1.** Photograph of the laboratory experimental setup for the soil column saturation test.

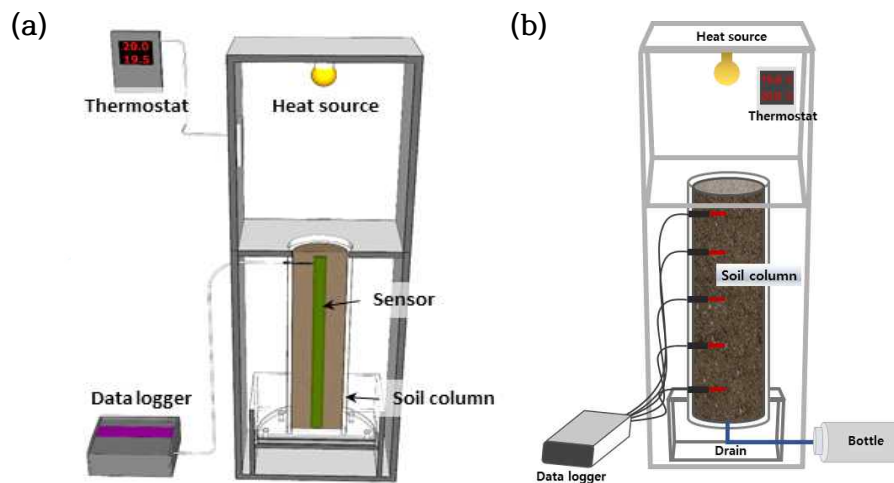
투수시험은 연동펌프를 이용하여 증류수를 칼럼의 하단에서 상단으로 흘려보내주었으며, 증류수와 칼럼 하단 입구에 연결되어있는 three-way valve에 튜브를 추가적으로 연결하여 수두 차를 확인하였다. 증류수 유입속도는 pump 20 (1.5 mL/min), pump 40 (2.68 mL/min), pump 60 (3.96 mL/min)으로 다르게 설정하여 수두를 측정하였다. 수두 측정은 각 유속에서 12시간 동안 5회 반복하여 측정하였으며, 측정치의 평균값과 증류수의 유입유속을 Darcy의 법칙( $Q=KAi$ )에 적용하여 수리전도도를 계산하였다.

추적자 실험은 비반응 추적자를 토양 칼럼에 주입하여 peak time을 확인하는 방법으로 토양층에 용액이 흐르는 과정에서 지연 또는 흡착이 되는지 확인 가능하다. 실험은 continuous/pulse의 두 방법으로 수행되었으며, continuous에 대해서는 동일한 실험환경에서 2회 반복하여 실험을 수행하였다. 추적자로서는 반응성이 매우 낮은 Cl이 이용되었으며, 이를 위해 NaCl용액을 제조하였고 이때 측정된 NaCl용액의 전기전도도(EC)는 1119  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 이었다. 칼럼의 하단에서 주입하여 상단으로 나오는 용액을 fraction collector를 이용하여 15 mL 씩 총 348개의 시료를 얻었으며 15 mL bottle 3개 (45 mL)를 1 set으로, 처음 1개의 sample bottle로 부터 얻은 총 116개의 시료에 대해 전기전도도를 측정을 하였다. Continuous type의 실험 결과 데이터에 대하여 CXTFIT code (Toride et al., 1995) 프로그램에 fitting하여 공극수 유속( $v$ )과 분산계수( $D$ )값을 얻을 수 있다. 칼럼에 주입된 용액에 대한  $q(Q/A)$ 와 CXTFIT code로부터 계산된 공극수 유속을 이용하여 유효공극률( $n_e=q/v$ )를, 공극수 유속과 분산계수를 이용하여 분산도( $\alpha=D/v$ )를 계산하였다.

입도분석 결과를 Vukovic and Soro (1992)에서 제시된 수리전도도 경험식(Table 1)에 적용하여 수리전도도를 계산하였다. 특정 토양 조건에 대해 적용 가능한 수리전도도 경험식들(Table 1)이 있으며, 칼럼에 사용된 토양 조건에 맞는 Hazen, Kozeny-Carman, Breyer, Slitcher, USBR으로부터의 경험식을 이용하여 구한 수리전도도를 구하였다.

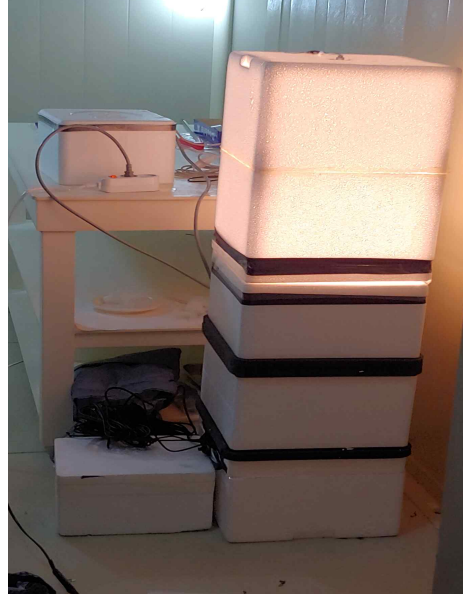
#### (4) 동결-융해실험을 위한 실험환경

열적변화에 대한 대수층물질의 물리적 변화에 따른 수분함량 변화 해석을 위해, 이화여자대학교 극지실험실(냉동실험실)에서 토양 칼럼을 이용한 동결-융해실험이 수행되었다. 먼저, 증류수로 포화 시킨 칼럼을  $-5^{\circ}\text{C}$ 로 설정된 냉동실험실에서 3일간 동결시켰다. 동결과정은 토양온도 센서의 온도가 영하의 상태에 도달한 후, 더 이상 온도의 변화가 없을 때 까지 지속되었다. 칼럼 융해실험을 위해 냉동실험실을  $-1^{\circ}\text{C}$ 로 설정하였고, 칼럼 상단부에 열원(250 W 적외선 열전구)을 설치한 후 온도 조절장치를 사용하여  $20^{\circ}\text{C}$ 를 유지하도록 하였다(Figures 2.1.2 and 2.1.3). 냉동된 상태의 칼럼이 최대한 주변 온도에 노출되지 않도록 아이스박스를 이용하였다. 2019년도에 수행된 칼럼 융해실험에 대해서는, 칼럼토양의 상단의 덮개는 열어 놓았으며 상·하단의 valve를 모두 닫은 상태에서 진행하였다. 2020년도에는 토양칼럼의 상·하단 덮개를 닫고, 배수를 위해 상·하단의 valve를 열어놓은 상태에서 융해를 시작하였다. 칼럼의 하단에서 배수를 진행하며 매일 같은 시간 칼럼의 무게와 배수된 물의 양을 측정하였다. 칼럼 내 동결되었던 수분이 점차 융해되는 과정에서 층위별 온도에 따른 토양의 수분함량 변화를 측정하였다.



**Figure 2.1.2.** Schematic diagrams of the column experimental setup for the quantitative analysis of moisture content changes according to the temperature in the aquifer material in (a) 2019 and (b) 2020.



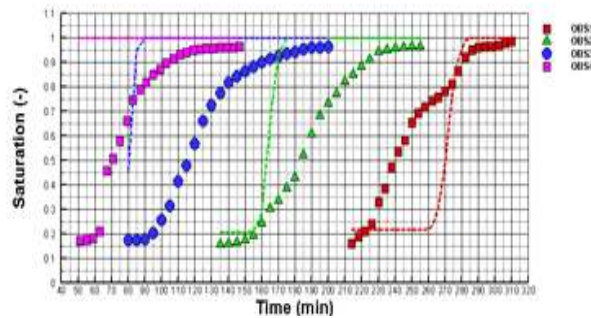


**Figure 2.1.3.** Experimental setup for evaluating thawing process of the soil column conducted in the cold room.

#### 다. 결과 및 토의

##### (1) 토양의 수리지질학적 특성 분석

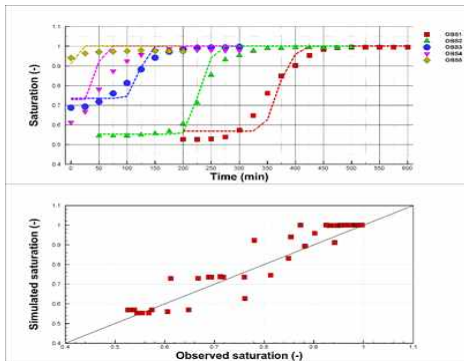
2019년도에 토양의 수리지질학적 특성을 구하기 위해 수행된 포화-배수실험을 HGS 1D 모델링에 fitting하여 다양한 수리지질학적 매개변수를 도출하고자 하였으나, 실제 실험결과가 모델링에 잘 fitting되지 않은 결과를 얻었다(Figure 2.1.4).



**Figure 2.1.4.** The parametric fitting curves obtained by applying the results from the soil column saturation tests to the HGS model.

2020년도에도 수리지질학적 매개변수를 도출하고자 배수-포화 실험결과를 2019년도와 동일하게 HGS 1D 모델링에 fitting하였다. 2019년도와는 달리 칼럼 내 매질을 불균질하다고 가정한 결과 실험결과가 모델링에 잘 fitting되었으며, 각 층위에서의 수리전도도(K), 비저유율( $S_s$ ), 포화공극률 등의 매개변수들을 도출 하였다(Figure 2.1.5). 배수-포화실험에서 얻은 칼럼토양의 평균 수리전도도는  $7.01 \times 10^{-5}$  m/s이며 공극률은 0.36이었다.

(a) &lt;Saturation test fitting results&gt;



(b) &lt;Parameter estimation results&gt;

Parameter	Zone				
	1	2	3	4	5
$K$ (cm/min)	4.23E-01	3.49E-01	4.19E-01	4.89E-01	4.25E-01
$S_s$ (t/cm)	1.87E-02	2.18E-02	2.32E-02	3.31E-02	3.00E-02
$\theta_r$ (-)	3.47E-01	3.67E-01	3.90E-01	3.95E-01	3.04E-01
$S_{wr}$	2.31E-01	2.24E-01	2.36E-01	2.26E-01	2.29E-01
$\alpha$	1.09E-01	1.04E-01	8.36E-02	8.06E-02	8.50E-02
$\beta$	1.55E+00	1.66E+00	1.49E+00	2.00E+00	2.02E+00

Average estimated  $K = 7.01E-05$  m/s  
 Average estimated Porosity = 0.361

**Figure 2.1.5.** Results obtained from the soil column saturation test: (a) fitting results with the HGS model and (b) estimated hydraulic parameters from the HGS model.

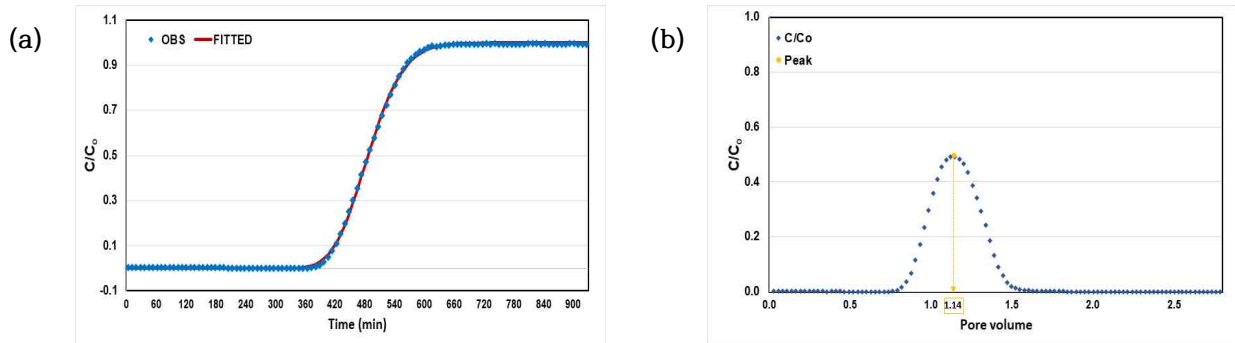
투수실험 결과로 얻은 각 유속에서의 수두 차의 평균값들을 Darcy의 법칙에 적용하여 수리전도도를 계산한 결과를 Table 12에 제시하였으며, 그 결과는 pump 20 (1.5 mL/min)에서  $1.42 \times 10^{-5}$  m/s, pump 40 (2.68 mL/min)에서  $7.65 \times 10^{-6}$  m/s, pump 60 (3.96 mL/min)에서  $7.47 \times 10^{-6}$  m/s로 계산되었다. 이론상으로 유입속도가 달라도 수리전도도는 토양층에서 갖는 수리지질학적 매개변수이기 때문에 동일한 값을 가져야 한다. 실험결과 pump 20에서의 결과를 제외한 pump 40과 pump 60에서의 수리전도도가 거의 비슷하게 나왔기에 투수실험에서 구한 수리전도도는  $7.47 \times 10^{-6}$  에서  $7.65 \times 10^{-6}$  사이의 값이라고 판단하였다.

**Table 12.** Hydraulic conductivity calculated at each flow rate from the permeameter tests.

	pump 20	pump 40	pump 60
dh (cm)	5.96	19.72	29.84
dL (cm)	52	52	52
i	0.1147	0.3792	0.5738
A (m <sup>2</sup> )	0.0154	0.0154	0.0154
Inflow rate (m <sup>3</sup> /s)	$2.50 \times 10^{-8}$	$4.47 \times 10^{-8}$	$6.60 \times 10^{-8}$
Hydraulic conductivity	$1.42 \times 10^{-5}$	$7.65 \times 10^{-6}$	$7.47 \times 10^{-6}$

추적자 실험은 continuous와 pulse 두 가지 방법으로 수행되었으며, Figure 2.1.6은 두 번째 수행된 continuous test의 결과와 pulse test의 결과를 그래프로 나타낸 것이다. 두 방법으로 실험한 결과는 칼럼에 패킹된 토양에서 물이 흐를 때 지연이나 흡착이 일어나지 않는 것으로 나타났다. 첫 번째의 continuous test 결과를 CXTFIT code으로부터 구한 공극수 유속(v)는  $1.11 \times 10^{-1}$  cm/min 이었으며, 이를 NaCl용액 주입속도(q)인  $3.57 \times 10^{-2}$  cm/min으로 나누어 유효 공극률 0.322을 구하였다. 두 번째 수행된 continuous test 실험결과에서도 위와 동일하게 공극수 유속(v)  $1.07 \times 10^{-1}$  cm/min를 주

입속도( $q$ )인  $3.49 \times 10^{-2}$  cm/min으로 나누어 유효공극률 0.327을 구하였다. 두 실험에서 매우 비슷한 결과를 얻었으며, 이는 토양칼럼의 공극수 무게로 측정된 공극률인 0.32와 동일하였다. 또한 첫 번째와 두 번째 continuous test에 대하여 분산계수  $2.36 \times 10^{-2}$  cm<sup>2</sup>/min와  $3.78 \times 10^{-2}$  cm<sup>2</sup>/min, 분산도는  $2.13 \times 10^{-1}$  cm와  $3.53 \times 10^{-1}$  cm로 계산되었다.

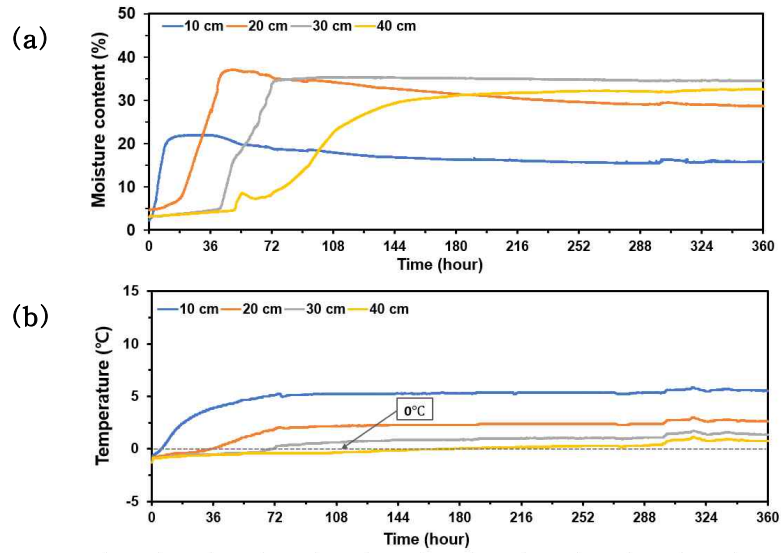


**Figure 2.1.6.** The results of tracer test: (a) continuous test and (b) pulse test.

입도분석은 칼럼에 패킹된 토양인  $64 \mu\text{m} \sim 2 \text{ mm}$  으로 체질된 사질토에 대해 수행하였으며, 그 결과는 2 mm, 1 mm, 0.5 mm, 0.25 mm, 0.125 mm, 0.063 mm에 대해 각각 1.5 %, 29.1 %, 51.7 %, 15.6 %, 2.0 %, 0.1 % 이었다. 입도분석 결과로부터 Hazen, Kozeny-Carman, Breyer, Slitcher, USBR으로부터의 경험식을 이용하여 구한 수리전도도 값을 계산하였다. 각 경험식으로부터 구한 토양의 수리전도도 결과는  $1.42 \times 10^{-6}$  m/s  $\sim$   $1.97 \times 10^{-4}$  m/s 사이의 값으로 계산되었으며, Hazen에서  $1.62 \times 10^{-4}$  m/s, Kozeny-Carman에서  $1.97 \times 10^{-4}$  m/s, Breyer에서  $1.44 \times 10^{-4}$  m/s, Slitcher에서  $6.13 \times 10^{-5}$  m/s, USBR에서  $1.42 \times 10^{-6}$  m/s으로 계산되었다. Hazen, Kozeny-Carman, Breyer 경험식을 이용하여 구한 수리전도도 값은 비슷한 범위 이내로 계산되었다.

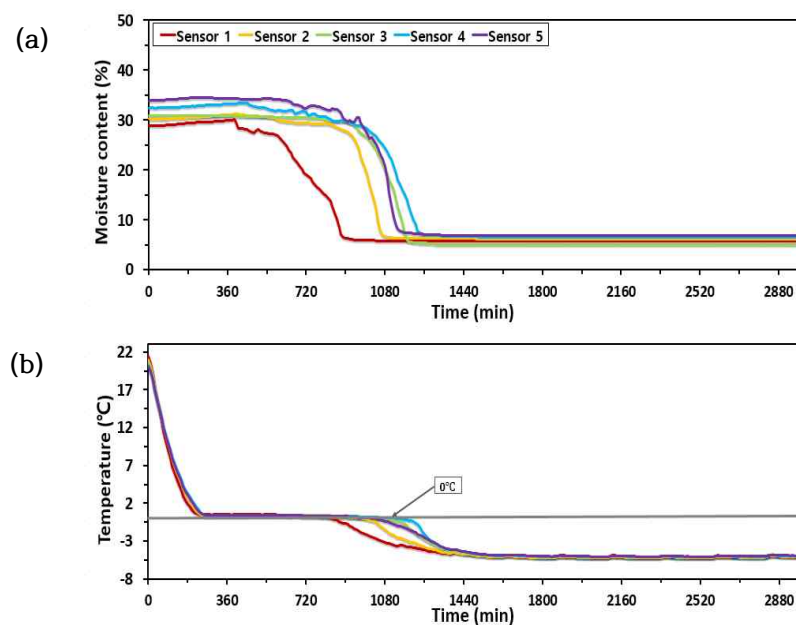
## (2) 토양의 동결-용해 실험결과

Figure 2.1.7은 2019년도에 수행된 토양칼럼의 동결실험에서 시간에 따른 온도 및 수분함량의 변화를 나타낸다. 2019년도 칼럼은 4개의 깊이에서 온도와 수분함량을 확인하였으며, 용해과정이 진행될수록 열원과 가장 가까운 10 cm 센서에서 가장 하단에 위치한 40 cm 센서까지 순차적으로 수분함량이 증가했다. 다른 층위에서의 수분함량과는 다르게 가장 상단에 위치한 10 cm 센서에서는 최대 수분함량이 20%를 넘어서지 못하였고 점차적으로 감소한 것으로 보이며, 바로 아래 위치한 20 cm 센서에서는 35%까지 수분함량이 증가하다가 이후 점차적으로 감소하는 것으로 나타났다. 이에 대하여 2019년도 칼럼 동결실험에서는 상단의 덮개를 열어놓고 실험했다는 것으로부터 가장 상단에 위치한 10 cm 센서 주변 토양 내 수분이 대기로 증발되면서 수분함량이 감소되었다는 것과 용해된 물이 동결-용해과정에서 수분의 팽창으로 인해 확장된 토양 공극 안으로 물이 중력배수 되어 감소되었을 것으로 추정되었다.

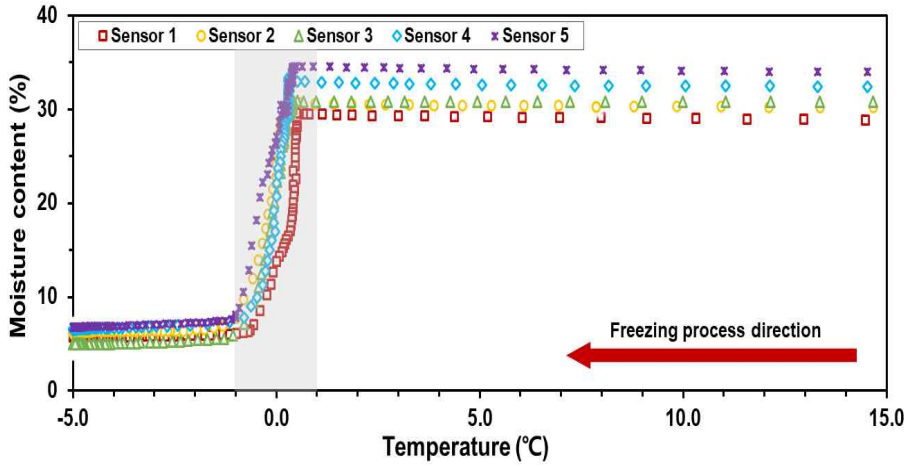


**Figure 2.1.7.** Temporal changes of (a) soil moisture content and (b) temperature measured during the thawing process.

Figure 2.1.8은 2020년도에 수행된 칼럼 동결과정에서의 시간에 따른 온도 및 수분함량을 나타낸다. 시간이 지남에 따라 온도와 함께 수분함량이 감소하였으며, 이는 동결과정에서 액체상태의 물이 얼음으로 대체되면서, 액체상태의 수분함량이 낮아졌음을 의미한다. 또한 토양의 온도가 0°C에 도달하여 영하로 내려가기까지 상당한 시간이 소요됨을 보여주었다. Figure 2.1.9는 각 층위별 동결과정에서의 온도에 따른 수분함량 변화를 나타낸 그래프이다. 초기 포화수분함량이 낮을수록 동결 진행 속도가 급격히 나타났으며, 이와 반대로 포화수분이 높을수록 비교적 느린 속도로 동결되었다. 이러한 현상은 물과 토양의 열전도율 차이로 인한 것으로 생각되며, 동결실험을 통해 수분함량에 의한 동결속도 차이를 확인하였다.

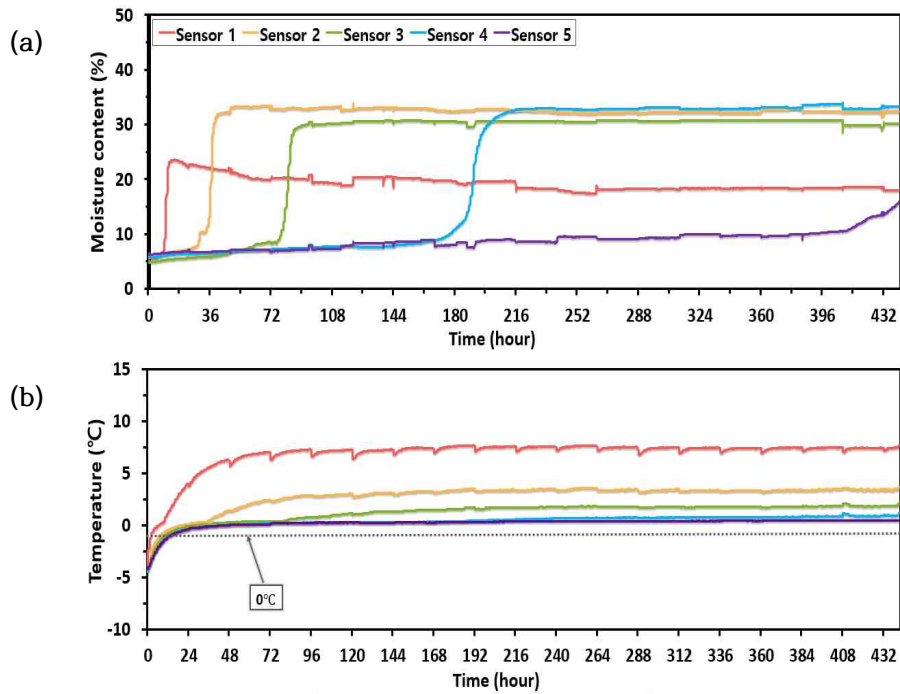


**Figure 2.1.8.** Temporal changes of (a) soil moisture content and (b) temperature measured during the freezing process.



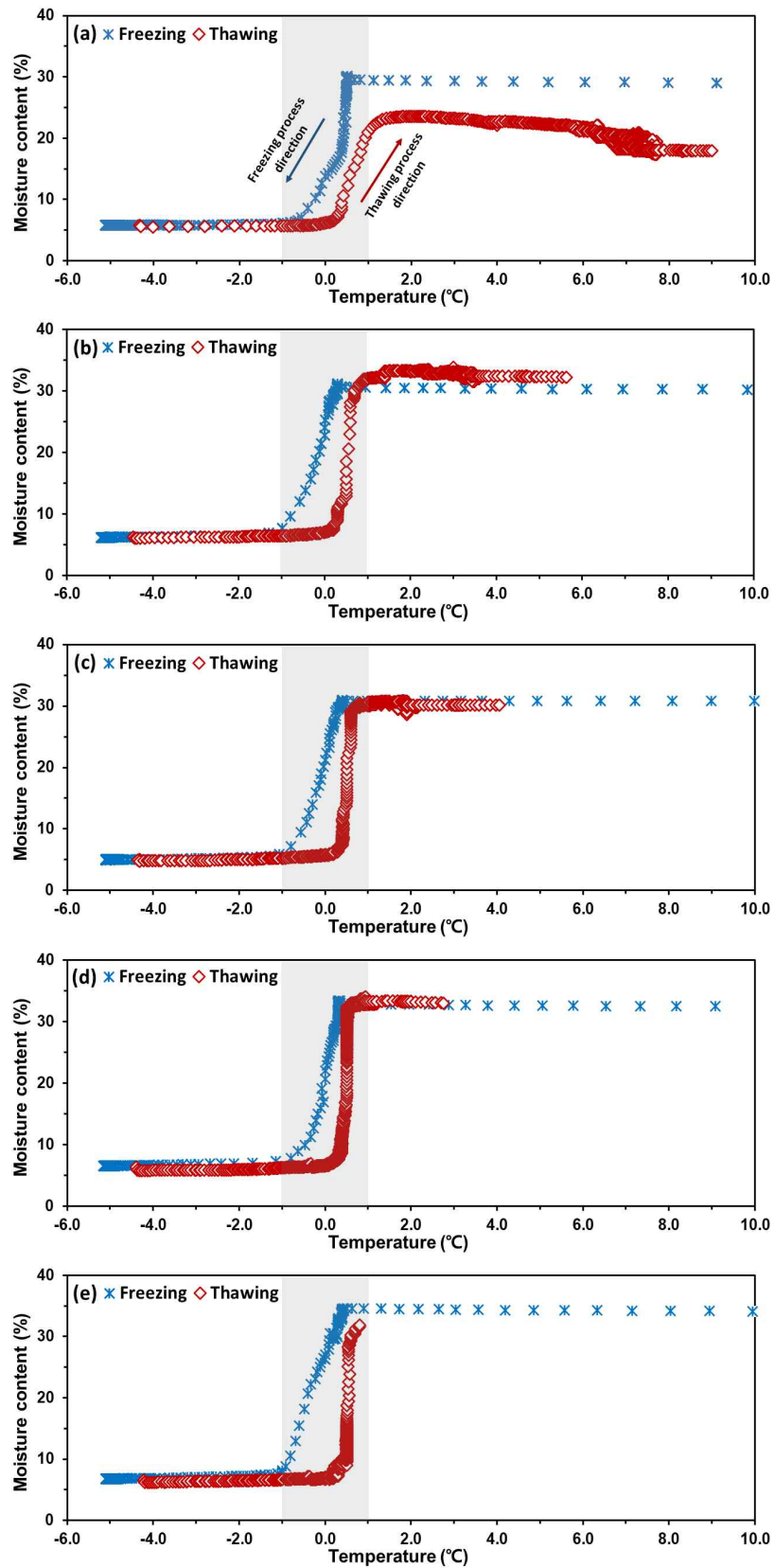
**Figure 2.1.9.** Soil freezing characteristic curves of the soil column.

Figure 2.1.10은 2020년도에 새로 구축한 토양 칼럼을 동결시킨 후, 해동하였을 때 각 층위별 시간에 따른 온도 및 수분변화를 나타낸다. 열원으로부터 거리가 가장 가까운 sensor 1에서부터 토양 온도가 상승하였으며, 0°C를 넘어선 후 빠른 온도 상승으로 인해 융해가 시작되면서 수분함량이 급격히 증가하였다. Sensor 1에서 수분함량은 23 % 이후 더 이상의 수분함량의 증가 없이 지속적으로 감소되었으며, 이후 sensor 2부터 가장 하단의 sensor 5까지 녹는 데까지 약 20일이 소요되었다. 칼럼의 가장 하단부에서 융해가 일어날 때 까지 칼럼으로부터 배수된 물은 없었으며, 칼럼 하단에서 융해되는 시점에서 칼럼으로부터 융해된 물이 중력배수 되었고 배수는 3일에 걸쳐 진행되었다. 또한 토양칼럼 융해기간 동안 칼럼의 무게와 배수된 물의 양을 매일 같은 시각 측정한 결과 무게 변화는 없었으며, 이러한 결과는 칼럼 상단의 valve를 열어놓은 상태에서 20일간 융해실험을 진행하였음에도 칼럼으로부터 증발된 물의 양은 거의 없었던 것으로 해석되었다. 이는 냉동실험실의 온도가 -1°C으로 낮은 온도에 따른 높은 상대습도(약 80%)를 가졌기 때문에 증발이 거의 일어나지 않은 것으로 보인다. 이러한 결과는 위에서 언급한 2019년도 실험결과에서 상단에서의 수분감소는 증발에 의한 것이 아니라는 사실을 제시한다. 2019년도와 2020년도에서의 동결-융해 작용에 대한 수분함량 결과의 양상은 비슷하게 나타났다. 두 실험 결과의 수분함량의 절대적인 수치의 차이에 대해서는 칼럼의 길이, 칼럼 내 센서 위치, 개수가 다르다는 점 및 센서 자체의 정확도에 의한 것으로 해석에 있어 크게 영향을 주지 않을 것으로 생각된다.



**Figure 2.1.10.** The curve for the changes in (a) soil moisture content and (b) temperature during the thawing process.

Figure 2.1.11은 2020년도 토양 칼럼의 동결-융해과정에서 층위별 온도에 대한 수분함량 변화를 나타낸 그래프이다. 모든 층위에서 온도에 따른 수분함량변화곡선은 토양 내 포화수분이 동결-융해되는 과정에서 서로 다른 양상을 나타내었다. 동결과 융해작용이 일어나는 0°C 부근(회색으로 표시)에서 이러한 수분함량 차이는 더욱 두드러졌다. 또한 토양층의 상부에서는 다른 토양층위와는 달리 동결 전 포화수분함량과 융해 후 수분함량이 달라졌음을 확인 할 수 있다(Figure 2.1.11a와 2.1.11b). 가장 상단에 위치한 sensor 1에서는 Figure 2.1.10에서 확인 된 것과 같이 융해 후 수분함량이 뚜렷하게 감소하였으며, 바로 아래에 위치한 sensor 2에서는 오히려 수분함량이 증가된 것으로 나타났다. 이는 2019년도 칼럼융해실험 결과에서 추정하였던, 상부에서 융해된 물이 중력에 의해 밑으로 이동했을 가능성을 뒷받침 할 수 있다고 생각된다. 토양칼럼의 동결-융해 실험결과는 동결된 포화대수층 내에서 기온상승으로 인해 융해과정을 거치면서 토양의 수분분포가 달라질 수 있음을 지시하며, 추가적인 실험을 통해 토양층의 동결-융해에 따른 수분함량을 더욱 정량적으로 해석할 필요가 있을 것으로 생각된다.



**Figure 2.1.11.** Soil freezing and thawing characteristic curves from each sensor of the soil column: (a) sensor 1, (b) sensor 2, (c) sensor 3, (d) sensor 4, and (e) sensor 5.

## 라. 요약 및 결론

기온변화에 따른 남극 활동층에서의 토양 온도와 수분함량 변화에 대한 모니터링 결과(제 1절)를 토대로 이의 정량적인 해석을 도출하기 위해 칼럼을 구축하고 실내실험을 수행하였다. 이를 위해 2019년도에는 동결-융해에 대한 전반적인 실내실험이 구축되었으며, 2020년도에는 2019년도에 설계된 실험을 보완하여 칼럼 내의 동결되었던 수분이 융해되는 과정에서 깊이 별 온도와 수분함량의 변화를 측정하였다. 또한, 토양의 수리지질학적 특성을 파악하기 위해서 추가적인 실험을 수행하였다. 남극 토양의 수리지질학적 매개변수를 도출하기 위해 포화-배수 실험, 투수실험, 추적자 실험과 입도분석이 이루어졌다.

배수-포화 칼럼실험 데이터를 HGS 1D 모델링에 fitting하여 얻은 결과를 통해 다양한 수리지질학적 매개변수를 구하였으며, 이를 통해 얻은 토양 칼럼 내 평균 수리전도도는  $7.01 \times 10^{-5}$  m/s 으로 산출되었다. 투수실험을 통해 얻은 수두 차를 Darcy의 법칙에 적용하여 얻은 수리전도도는  $7.47 \times 10^{-6}$  m/s ~  $7.65 \times 10^{-6}$  m/s으로 계산되었다. 입도분석을 통해 칼럼에 패킹된 퇴적물의 분포를 파악하였으며, 그 결과를 Vukovic and Soro (1992)에서 제시된 수리전도도 경험식에 적용하여 얻은 수리전도도(K)는  $1.42 \times 10^{-6}$  m/s ~  $1.97 \times 10^{-4}$  m/s 으로 계산되었다. 다양한 실험 결과와 모델링에 fitting하여 얻은 수리전도는 유사한 결과를 보여주었다. 토양 칼럼의 동결-융해 실험에서는 토양 포화수분의 동결곡선과 융해곡선이 다른 양상으로 나타남을 보여주었고, 이를 통해 토양층 내 수분이 열적변화를 거치면서 수분함량 분포가 변화될 수 있음을 지시하였다. 동결-융해에 대한 더욱 정확한 정량적인 해석을 위해서는 다양한 시나리오를 설계하고 이에 대한 추가적인 실험이 필요할 것으로 판단된다.

남극 토양에 대한 동결-융해 칼럼실험 데이터 및 도출된 불포화대에서의 수리지질학적 매개변수들을 향후 남극 활동층에서 온도변화에 따른 수분함량 변화 및 지하수 이동과정을 정량적으로 파악하고자 하는 지하수-지표수 연계 모델링의 변수로 적용하여 실제와 더욱 유사한 모델링 결과를 얻을 수 있을 것으로 생각된다.



## 2. 남극 바톤반도를 대상으로 한 지하수-지표수-눈 물순환 수치모델링

### 가. 서언

남극 바톤반도는 연간 평균온도가  $-2.8^{\circ}\text{C}$  이며, 계절에 따라 여름의 경우  $-1.3^{\circ}\text{C}\sim 2.7^{\circ}\text{C}$  그리고 겨울의 경우  $15.5^{\circ}\text{C}\sim -1.0^{\circ}\text{C}$ 의 온도 변화를 보이는 전형적인 해양성 기후를 보인다(Kim et al., 2013). 그리고 연간 대기온도의 변화가 적고 높은 상대습도를 특징으로 한다(Kim et al., 2013). 바톤반도는 상대적으로 기후변화에 민감하기 때문에 다양한 연구가 활발히 이루어지고 있다. 최근에는 남극 동토층과 활동층에 관련된 연구를 통해 남극의 여름과 겨울에 나타나는 활동층의 변화를 파악하는 연구가 진행되고 있다(Jeon et al., 2016; Ha et al., 2016; Lee et al., 2016). 이러한 연구는 대부분 특정 지점에서 측정된 시계열 자료를 분석하여 1차원상의 온도 분포에 따른 활동층 변화를 분석한 것이다. 비록 1차원 상의 분석이지만, 남극 토양의 동결-융해 과정을 보여주는 중요한 연구이며, 앞으로 남극의 3차원 지형과 동토층/활동층에 나타나는 수자원 변화에 적용할 수 있을 것으로 판단된다. 하지만 접근성의 제약으로 인해 수계(watershed) 모델을 이용한 수자원 유동과 관련된 연구는 거의 보고되지 않고 있다. 수계 모델은 융설, 눈이 녹은 물(snowmelt)에 의한 광역적인 수자원 분포와 지표수-지하수 흐름에 대한 특징을 파악할 수 있는 유용한 도구로 사용된다. 뿐만 아니라, 앞으로 기후변화에 의한 시공간적 영향을 산정할 수 있는 중요한 자료로 사용된다. 남극에서 발생할 수 있는 홍수 및 가뭄의 극한 상황을 파악함으로써 기후변화에 의한 대응 및 적응과 관련된 빠른 대책 마련이 필요하기 때문에 남극 수계 모델의 활용도는 상당히 높은 것으로 판단된다. 따라서, 본 연구의 최종 목적은 남극 바톤반도를 대상으로 지하수-지표수-눈 수문 순환을 통합 지표수-지하수 모델인 HydroGeoSphere(HGS)(Therienne et al., 2010)를 이용하여 남극 토양의 동결-융해과정을 통해 발생하는 지하수-지표수 교류현상에 대한 메카니즘을 연구하는 것이다. 이번 연구에서는 세종 기지를 포함하는 바톤반도 3차원 통합 지표수-지하수 모델을 구성하고, 정류상태(steady state)일 때 수계 모델에 존재하는 지표수 분포를 파악하고 교류 플럭스(exchange flux)를 이용하여 바톤반도에서 나타나는 지표수-지하수 시스템의 특징을 살펴보는 것을 목적으로 한다.

### 나. 연구방법

지하수-지표수-눈/빙하의 상호작용에 대한 연계모델링이 가능한 수치모델을 이용하여 남극세종기지 주변 지역의 물 순환 모델링을 수행한다. 이를 위해 1차년도에는 세종과학기지 방문 시 취득한 지하수-지표수-눈 시료와 퇴적물의 특성분석에 HGS를 이용하였다. 2차년도에는 극지역 수생태계의 유출입량, 수질 및 온도변화 모니터링과 실내실험을 통해 열적변화에 따른 대수층 특성변화에 대한 해석을 수행하였다. 최종년도인 3차년도에는 모니터링과 실내실험 결과를 종합하여 극지역 물순환 수치 모델링을 실시하며, 이를 통해 기후변화에 따른 전지구적 규모의 물순환을 이해하는데 기여하고자 하였다.

먼저 연구에 사용된 HGS는 지표수-지하수 통합 수치 연산기능을 가진 모델로서 다양한 분야에서 사용하고 있다. 수치 연산에 사용된 지배방정식과 수치기법은 아래와 같다.

#### (1) HydroGeoSphere(HGS): 지표수 및 지하수 통합 모의 지배 방정식

HGS는 3차원 지표수/지하수 연계 모델링이 가능한 수치모델로서 지하수 및 지표수 흐름뿐만 아

나라 오염물질의 거동을 안정적으로 계산하는 프로그램이다. 지표수 및 지하수 연계 시뮬레이션은 일반적으로 지표수 모델에 불포화대 모델을 수치적으로 결합시킴으로서 수행이 가능하다. 불포화대 모델에 사용된 식은 Richards' equation으로서 3차원 불포화대 매질을 통과하는 물의 흐름을 부정류 상태로 표현을 하면 다음과 같다. 포화/불포화 지하수 유동을 기술하기 위하여 리차드 방정식 (Richards equation)이 이용되어 왔다.

$$\nabla \cdot (\mathbf{K} \cdot k_r \nabla h) + Q + \Gamma = \frac{\partial}{\partial t} (\theta_s S_w) \quad (8)$$

식 (8)의  $\mathbf{K}$ 는 포화투수텐서,  $k_r$ 는 상대투수도,  $h$ 는 수두 ( $=\psi+z$ :  $\psi$ 는 압력수두,  $z$ 는 위치수두),  $Q$ 는 양수 또는 주입량,  $\Gamma$ 는 지표와 지하의 유체 이동,  $\theta_s$ 는 포화함수도, 그리고  $S_w$ 는 포화도를 나타낸다. 시간에 따른 유체 체적의 변화는 포화 불포화대의 동시 모의를 위하여 다음과 같이 근사할 수 있다 (Cooley, 1971; Neuman, 1973).

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_s S_w) \approx S_w S_s \frac{\partial h}{\partial t} + \theta_s \frac{\partial S_w}{\partial t} \quad (9)$$

식 (9)에서  $S_s$ 는 저류계수를 나타낸다.

상대투수도, 압력수두, 포화도의 관계는 전통적으로 van Genuchten-Mualem (VM), Brooks-Corey (BC) 등 비선형 관계로 정의되어 왔다 (van Genuchten, 1980; Mualem, 1976; Brooks and Corey, 1964). 이러한 구성방정식은 비선형성이 큰 것으로 알려져 있으며 따라서 지하수 유동방정식 (8) 또한 비선형성이 높음을 알 수 있다.

지표수 심도에 대하여 적분된 지표수 유동 방정식의 확산 파동 근사식(diffusion wave approximation)은 다음과 같다.

$$\frac{\partial d_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( d_o K_{ox} \frac{\partial h_o}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( d_o K_{oy} \frac{\partial h_o}{\partial y} \right) - d_o \Gamma_o + Q_o \quad (10)$$

식 (10)에서  $d_v$ 는 체적심도(volume depth),  $d_o$ 는 유동심도,  $h_o$ 는 지표수 수두, 그리고  $K_{ox}$ 와  $K_{oy}$ 는 지표수 전도도로서 Manning 경험식을 이용하여 다음과 같이 근사할 수 있다.

$$K_{ox} = \frac{d_o^{2/3}}{n_x} \frac{1}{[\partial h_o / \partial s]^{1/2}}; \quad K_{oy} = \frac{d_o^{2/3}}{n_y} \frac{1}{[\partial h_o / \partial s]^{1/2}} \quad (11)$$

식 (11)에서  $n_x$ 와  $n_y$ 는 Manning 조도계수(roughness coefficient)를 나타내며,  $s$ 는 수두의 최대경사 방향을 나타낸다. 지표수 지배방정식 (10)에서 체적심도와 전도도는 종속변수  $d_o$  또는  $h_o$ 의 비선형식으로 표현되며 따라서 지배식 또한 비선형방정식으로 분류할 수 있다.

지표수계와 지하수계의 상호작용은 지배식 (8)과 (10)에서 유체 교환항을 통하여 표현되며 지표수

두와 지하수두의 차에 따른 유체 이동은 다음의 근사식으로 정의할 수 있다.

$$d_o \Gamma_o = -\Gamma = (k_r)_{exch} K_{exch} (h - h_o) / l_{exch} \quad (12)$$

식 (12)의  $(k_r)_{exch}$ ,  $K_{exch}$ ,  $l_{exch}$ 는 각각 유체 교환을 위한 상대투수도, 전도도, 연동 길이를 나타낸다. 지표수 및 지하수 방정식과 그 상호작용을 동시에 명시적으로 해석할 수 있는 모형을 완전연동모형으로 정의할 수 있다.

## (2) HydroGeoSphere: 수치 기법

제어체적 유한 요소 분석: 지하수 유동 방정식에 대한 유한차분법은 수두 ( $\hat{h}$ )와 함수율 ( $\hat{S}_w$ )의 근사해에 대하여 다음과 같은 가중 잔차법을 활용한다.

$$\int_V \left[ \frac{\partial}{\partial t} (\theta_s \hat{S}_w) - \nabla \cdot k_r \mathbf{K} \cdot \nabla \hat{h} + Q + \Gamma \right] N_i dV = 0 \quad (13)$$

개개의 유한 차분 요소  $v$ 에 대하여 Galerkin 유한요소법은 가중함수  $N_i$ 를 이용하여 근사해를 표시하며,

$$\hat{h} = \sum_j N_j h_j \quad (14)$$

시간항에 대한 음해적 차분과 더불어 개개 격자  $i$ 에 대한 유체평형식은 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_s (S_w)_i) \int_v N_i dv = \sum_{j \in \eta_i} \lambda_{ij+1/2}^{t+\Delta t} \gamma_{ij} (h_j^{t+\Delta t} - h_i^{t+\Delta t}) + Q_i + \Gamma_i(h_i, h_{oi}) \quad (15)$$

식 (15)에서  $\lambda_{ij+1/2}^{t+\Delta t}$ 는 격자점  $i$ 와  $j$  사이에서 가중 상대투수도를 나타내며,  $\eta_i$ 는 격자점  $i$ 에 연결된 격자점군을 나타내고,  $\gamma_{ij} = \int_v \nabla N_i \cdot k_r \mathbf{K} \cdot \nabla N_j dv$ 로 표현될 수 있다. 따라서 식 (15)의  $\lambda_{ij+1/2}^{t+\Delta t} \gamma_{ij} (h_j^{t+\Delta t} - h_i^{t+\Delta t})$  항은 격자점  $j$ 로부터  $i$ 로의 유체 유동을 나타내며 격자점  $i$ 의 제어체적  $v_i = \int_v N_i dv$ 에 대한 유체 평형식으로 해석할 수 있다. 식 (15)의 시간항에 대한 표준 유한차분표현은 다음과 같다.

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_s S_w) \approx \frac{v_i (S_w)_i^{t+\Delta t} S_s}{\Delta t} (h_i^{t+\Delta t} - h_i^t) + \frac{v_i \theta_s}{\Delta t} ((S_w)_i^{t+\Delta t} - (S_w)_i^t) \quad (16)$$

식 (15)과 (16)로부터 다음의 이산 유체평형식이 주어진다.

$$\begin{aligned} \frac{v_i(S_w)_i^{t+\Delta t} S_s}{\Delta t} (h_i^{t+\Delta t} - h_i^t) + \frac{v_i \theta_s}{\Delta t} ((S_w)_i^{t+\Delta t} - (S_w)_i^t) \\ = \sum_{j \in \eta_i} \lambda_{ij+1/2}^{t+\Delta t} \gamma_{ij} (h_j^{t+\Delta t} - h_i^{t+\Delta t}) + Q_i + \Gamma_i(h_i, h_{oi}) \end{aligned} \quad (17)$$

지표수 유동식에 대한 같은 제어체적 유한요소법을 적용하여 지표 격자점  $oi$ 에 대한 이산식을 도출할 수 있다.

$$\frac{a_{oi}}{\Delta t} ((d_v)_{oi}^{t+\Delta t} - (d_v)_{oi}^t) = \sum_{j \in \eta_{oi}} \lambda_{oioj+1/2}^{t+\Delta t} \gamma_{oioj} (h_{oj}^{t+\Delta t} - h_{oi}^{t+\Delta t}) + Q_{oi} - d_{oi} \Gamma_{oi}(h_i, h_{oi}) \quad (18)$$

식 (17)과 (18)에서 지표계와 지하계의 유체 교환항  $\Gamma_i$ 와  $-d_{oi}\Gamma_{oi}$ 는  $a_{oi}(k_r)_{exch,oi} K_{exch,oi} (h_i - h_{oi}) / l_{exch,oi}$ 로 주어지며 격자점  $oi$ 와  $i$ 는 각각 지표와 지하의 격자점으로 공간상에 같은 위치에 놓여있으나 가상의 경계면으로 분리되어 있음을 가정하였다.

Newton-Raphson 선형화의 경우, 지표수 및 지하수에 대한 비선형 유체 평형식은 Newton-Raphson(NR) 선형화를 통하여 해를 구할 수 있다. 지표수 유동 이산식의 NR 선형화 기법에서 잔차는 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$\begin{aligned} R_i^L(h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L}, h_{oi}^{t+\Delta t, L}) = \frac{v_i(S_w)_i^{t+\Delta t, L} S_s}{\Delta t} (h_i^{t+\Delta t, L} - h_i^t) + \frac{v_i \theta_s}{\Delta t} ((S_w)_i^{t+\Delta t, L} - (S_w)_i^t) \\ - \sum_{j \in \eta_i} (\lambda_{ij+1/2}^{t+\Delta t} \gamma_{ij})^L (h_j^{t+\Delta t, L} - h_i^{t+\Delta t, L}) - Q_i - \Gamma_i^L(h_i, h_{oi}) \end{aligned} \quad (19)$$

식 (19)의  $R_i^L$ 은 격자점  $i$ 에서 반복수준  $L$ 의 잔차를 나타낸다. 잔차의 최소화를 위하여 Taylor 전개를 이용할 수 있다.

$$\begin{aligned} R_i^L(h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L} + \Delta h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L}, h_{oi}^{t+\Delta t, L} + \Delta h_{oi}^{t+\Delta t, L}) = \\ R_i^L(h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L}, h_{oi}^{t+\Delta t, L}) + \frac{\partial R_i^L}{\partial h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L}} \Delta h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L} + \frac{\partial R_i^L}{\partial h_{oi}^{t+\Delta t, L}} \Delta h_{oi}^{t+\Delta t, L} \end{aligned} \quad (20)$$

Jacobian 행렬에 대한 정의로부터 다음 식을 유도할 수 있다.

$$J_{ij}^L = \partial R_i^L / \partial h_{i,j \in i}^{t+\Delta t, L}; \quad J_{oi}^L = \partial R_i^L / \partial h_{oi}^{t+\Delta t, L} \quad (21)$$

식 (20)과 (21)로부터 다음의 선형식과 반복법이 유도된다.

$$J_{ij}^L \Delta h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L+1} + J_{oi}^L \Delta h_{oi}^{t+\Delta t, L+1} = -R_i^L \quad (22a)$$

$$\Delta h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L+1} = h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L+1} - h_{i,j \in \eta_i}^{t+\Delta t, L}; \quad \Delta h_{oi}^{t+\Delta t, L+1} = h_{oi}^{t+\Delta t, L+1} - h_{oi}^{t+\Delta t, L} \quad (22b)$$

지표수 유동식에 대한 선형화는 다음의 잔차에 대한 정의로부터 같은 방법으로 얻어질 수 있다.

$$R_{oi}^L(h_{oi, o, j \in \eta_{oi}}^{t+\Delta t, L}, h_i^{t+\Delta t, L}) = \frac{a_{oi}}{\Delta t} ((d_v)_{oi}^{t+\Delta t, L} - (d_v)_{oi}^t) - \sum_{j \in \eta_{oi}} (\lambda_{oi, o, j+1/2}^{t+\Delta t} \gamma_{oi, o, j})^L (h_{oj}^{t+\Delta t, L} - h_{oi}^{t+\Delta t, L}) - Q_{oi} + (d_{oi} \Gamma_{oi}(h_i, h_{oi}))^L \quad (23)$$

NR 반복선형화 해석의 수렴은  $\max_i |R_i^{L+1}|$  또는  $\max_i |\Delta h_i^{t+\Delta t, L+1}|$  이 특정한 수렴값 이하일 때로 가정할 수 있다.

### (3) 용설 (snowmelt) 방정식

HGS에는 바톤반도와 같은 고위도에서 나타나는 수문학적인 특징인 용설현상을 계산할 수 있다. 겨울동안 적설된 눈은 대기온도, 지중 온도, 태양복사열, 그리고 바람의 세기 등의 기상인자로 인해 녹게 된다. 용설의 발생은 지하수와 지표수 시스템 모두에 기여하는 중요한 수문학적 메커니즘 중에 하나이다(Carey and Quinton, 2004). HGS에서는 대기온도 변화에 의해 제어되는 시간적 공간적 적설 및 용설은 다음과 같은 용설 물수지 방정식을 적용하고 있다.

$$\rho_{snow} (q_{snow} - \mu_{snow}) - \rho_{snow} q_{melt} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho_{snow} d_{snow}) \quad (24)$$

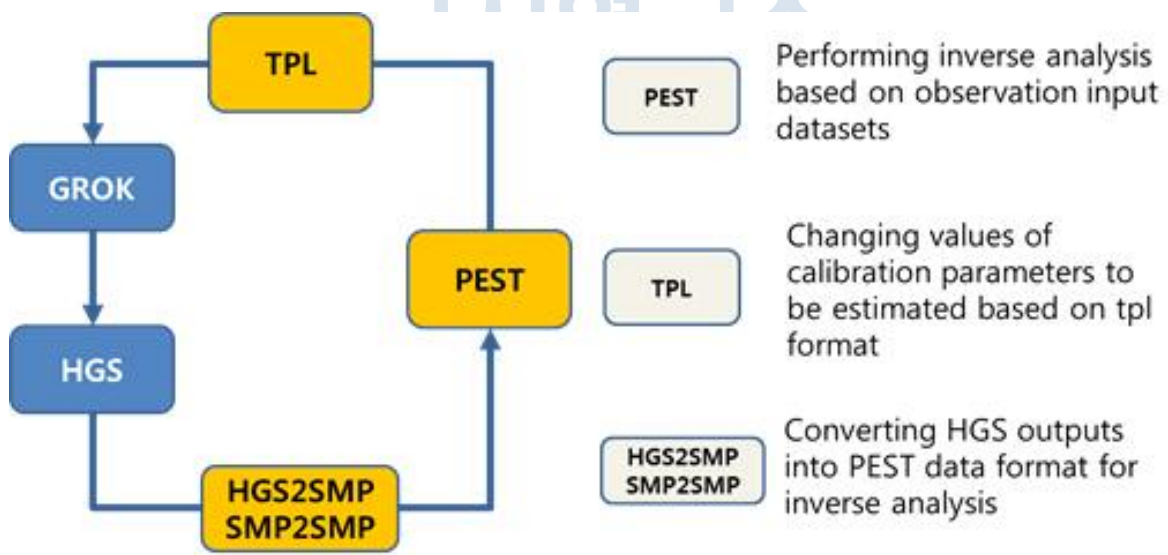
$\rho_{snow}$  는 눈의 밀도,  $q_{snow}$  강설량,  $\mu_{snow}$  는 단위 면적당 눈의 승화량,  $d_{snow}$  는 눈의 적설깊이 (항상 양의 값)이다.  $q_{melt}$  는 시간에 따른 용설량으로서 용설 상수( $\eta$ ) 그리고 대기온도( $T_{air}$ )와 용설 온도( $T_{threshold}$ )의 차이에 대한 선형적인 관계를 가진다. 이때, 대기온도는 용설 온도보다 클 때 발생하며, 만약 대기온도가 용설 온도보다 작을 때에는 용설 상수는 0이 된다. 이와 같은 관계는 아래의 식으로 표현될 수 있다.

$$q_{melt} = \eta (T_{air} - T_{threshold}) \quad (25)$$

### (4) HydroGeoSphere-PEST를 이용한 모델 보정

이번 연구에서는 HGS를 PEST(Model-Independent Parameter Estimation and Uncertainty Analysis)와 결합하여 동결-용해 컬럼 실험에서 얻은 측정값을 토대로 1차원 컬럼 실험에 사용된 매질을 특성화했다. HGS-PEST 보정 프로세스는 Figure 2.2.1에 나와 있다. PEST 프로세스는 노란

색 배경으로 표시되고 HGS 계산과 관련된 프로세스는 파란색 배경에 해당한다. PEST는 측정값과 모델 결과 값의 차이를 바탕으로 역산(inverse)을 수행한다. PEST 분석이 완료되면 업데이트된 보정값이 TPL로 전달되며, 이 파일은 다음 반복을 위해 업데이트할 보정값의 위치를 포함하는 템플릿 파일(예: \*.tpl)이다. 예를 들어, 이 연구를 위해 준비된 tpl 파일은 \*.mprop 파일로, 매개 변수값을 업데이트하게 된다. 각 반복계산 과정동안 새롭게 설정된 파라미터 값은 \*.tpl 파일에 설정되었다. \*.tpl 파일을 기반으로 새 파라미터 값이 업데이트되면 GROK는 각각의 보정값, 초기 및 경계 조건을 포함한 시뮬레이션 파라미터를 설정하기 위해 사전작업(preprocess)을 수행하게 된다. 이번 연구에서 GROK는 각 반복 계산시 총 6가지의 보정 파라미터(수리전도도, 저류계수, 공극률, 기저함수율, van Genuchten  $\alpha$ , 그리고 van Genuchten  $\beta$ )를 업데이트한다. HGS는 모델 특성화에 할당된 컬럼 테스트 모델링을 수행하고 5 곳의 모니터링 위치에서 시간에 따른 수분 곡선을 모델링 결과로 출력한다. 다음 단계에서 HGS2SMP는 HGS 출력(즉, 모니터링 위치에서 모의 결과)을 데이터 이름, 날짜, 시간 및 시뮬레이션 값과 같은 4개의 열로 구성된 PEST 출력 형식으로 변환한다. 이 프로세스 동안 모든 HGS 출력 데이터는 PEST 형식으로 직접 변환된다. 부정류 상태의 모델 보정이 수반되는 경우 시계열 관측값의 시간이 모델링 결과의 시간과 일치하지 않을 수 있다. 이 경우 관측값과 모델링 결과값의 시간을 반드시 일치시켜야한다. 따라서 SMP2SMP는 관측값이 제공된 파일에서 측정치와 시간 간격 분석하는 프로그램이다. 특히 SMP2SMP는 한 파일에 포함된 샘플 값을 다른 샘플 파일에 기록된 날짜와 시간을 계산하여 전체적인 샘플 파일을 구축한다. 이와 같은 일련의 계산 과정이 완료되면 PEST는 시뮬레이션 결과를 분석하고 새로운 파라미터 값을 업데이트함으로써 다음 반복 계산을 수행하며, 만약 잔차(관측값과 모델값의 차이)가 설정 값 이하로 계산되는 경우, 보정이 완료된 것으로 판단하여 PEST는 자동적으로 보정작업을 마치게 된다.



**Figure 2.2.1.** Schematic of HydroGeoSphere-PEST calibration processes for the the aquifer model.

(4) 바톤반도 모델 구성

바톤반도 모델 구성은 Figure 2.2.2에서와 같이 내륙쪽(북동 방향)으로 유출되는 구조와 지표수 및

지하수가 해안으로 유출되는 구조를 보여준다. 바톤반도 통합 지하수-지표수 모델링을 위해 설정한 바톤반도 수계 영역은 약 10 km<sup>2</sup> 이며, 바톤반도에서 형성된 하천이 주변의 남극 해양으로 방류되는 지점을 모의 영역의 경계지점으로 설정하였다(Figure 2.2.3). 또한, 모델지역의 구성에서 바톤반도 내륙지역 (북동쪽)은 입력데이터의 부재와 세종기지 주변에 형성된 수계에 영향을 미치지 않기 때문에 모델링 대상지역에서 제외 시켰다. Figure 2.2.3에서 하늘색 다각형의 선들은 모델 지역에서 나타난 하천을 나타낸다. 모델링 지역의 하천 구조에 대한 자료가 없기 때문에, TauDEM이라는 소프트웨어를 이용해서 모의 영역 내 하천 구조를 선형화 하였다. 이를 통해 바톤반도의 모의 영역 수계는 약 40개의 중소규모의 하천으로 구성되어있음을 확인할 수 있었다.

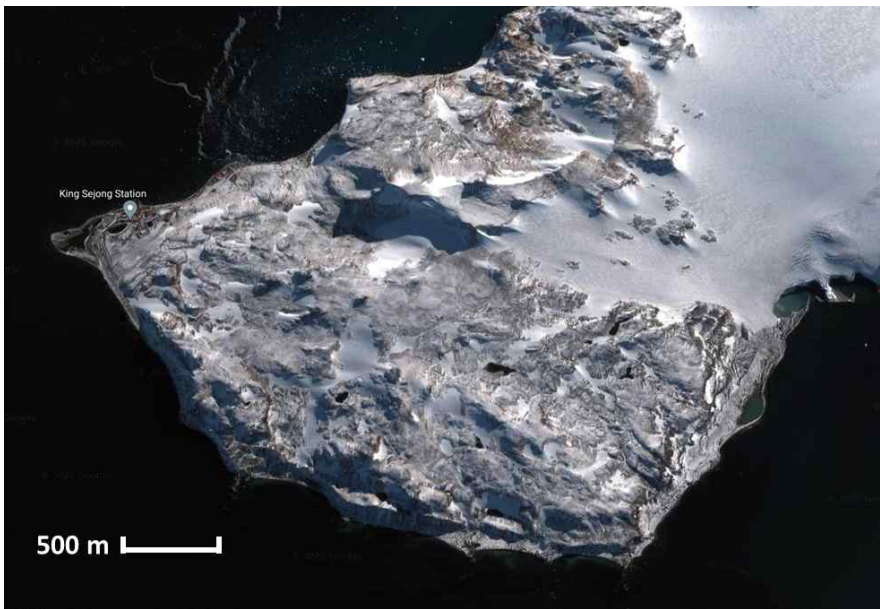


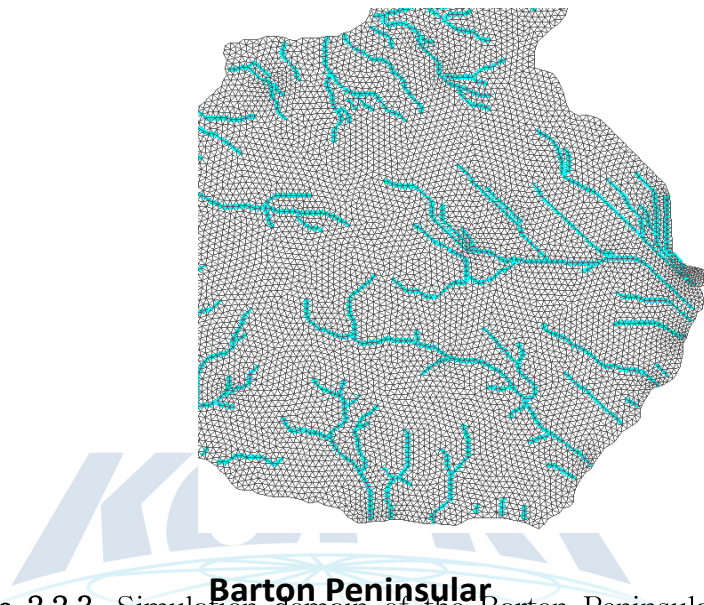
Figure 2.2.2. Barton Peninsula (source from Google map).

이러한 결과는 지형 기록에 따라 형성된 것으로서 디지털 고도자료 Digital Elevation Model(DEM)의 해상도에 따라 달라질 수 있다. 이번 연구에서는 해상도가 10 m인 자료를 이용해서 하천 구조를 생성하였다. 생성된 하천 구조를 살펴보면, 대부분의 하천 방향이 해안으로 유출되는 것으로 나타났다. 이는 모델지역의 중앙부분이 상대적으로 높은 고도임을 알 수 있다. 따라서 지표수-지하수의 대략적인 흐름은 모델의 중앙에서 방사상으로 퍼져 모델의 경계인 해안으로 유출되는 일반적인 흐름 구조를 가지고 있다. 부가적으로, 지표수 모델의 정확성을 증가시키기 위해 각 하천에 합류하는 소규모 하천도 지표수 모델에 포함시켰으며 세부하천의 합류 현상을 고려하여 공간 해상도를 높였다. 이렇게 하천의 특성을 바톤반도 수계의 지표수 모델 구성에 반영하여 모델의 정밀성을 높일 수 있도록 하였다.

바톤반도 모델의 2차원 수평 격자(mesh)는 Figure 2.2.3에 나타난 검은색 선과 같다. 격자 요소 생성은 하천의 위치를 기준으로 평균 약 10 m의 일정한 간격으로 나누 생성하였다. 각 격자점간 최소 길이는 1 m이며, 최대 길이는 15 m로서 모델링 시 하천의 유속 상승에 따른 모델의 불안정성(또는 모델링 오차)에 대한 영향을 최소화하기 위해 격자 간 최소 및 최대 길이도 고려하였다. 생성된 2차원 격자 요소의 총

개수는 약 4,100 개이며, 격자점의 개수는 약 10,000개이다. 삼각형 격자 요소의 평균 넓이는 약 100 m<sup>2</sup>로 설정하였으며, 최소 및 최대 넓이는 각각 50 m<sup>2</sup> 그리고 200 m<sup>2</sup>으로 설정하였다.

### Mesh generation (surface flow domain)



**Figure 2.2.3.** Simulation domain of the Barton Peninsula.

Figure 2.2.4는 앞서 구성한 격자 모델에 10 m 해상도의 고도 자료를 적용하여 2차원 지표수 모델을 구성한 것이다. 그림에서 회색의 선구조는 하천으로서 각 하천을 따라서 지표수가 하류 방향으로 흘러갈 수 있도록 고도를 보정하였다. 앞서 언급한 것과 같이 모델의 중심부의 고도는 약 270 m로서 주변의 고도보다 상대적으로 높게 나타났으며, 이는 지표수의 흐름이 중앙에서 주변 해안으로 퍼져나가는 형태로 나타나는 것이 모델 지역의 지표수 흐름 특징이라 볼 수 있다.

Figure 2.2.5는 바톤반도 지역에서 수행한 지표수-지하수 측정 자료의 위치(빨간색 원)를 표시한 것이다. 측정은 총 85개 지점에서 이루어 졌으며, 측정지점은 크게 두 곳(Lake A와 Lake B)으로 구분된다. 먼저 Lake A 지역은 그림에서 상대적으로 북쪽에 위치한 곳으로서 세종기지 근처에 위치하고 있다. 이 지역에서 호수의 수심, 지하수 유출량 외 다양한 지표수-지하수 관련 측정이 수행되었다. Lake B의 경우 모델에서 상대적으로 남쪽에 위치한 측정지점으로서 Lake A에서와 같이 다양한 지표수-지하수 교류현상을 측정하였다.

지하수 모델은 모델 영역 전체에 최하부의 고도를 -10 m로 설정하였고, 지표까지 총 12개의 층으로 구성하였다(Figure 2.2.6). 수리지질학적 층서는 크게 두 가지(영구 동토층과 활동층)로 나누어 설정하였다. 영구 동토층(permafrost, 푸른색 영역)의 경우, 수리전도도가 낮음( $10^{-10}$  m/s 이하)으로 인해 지하수흐름의 영향을 거의 받지 않기 때문에 격자 간격을 하부에서는 넓게 그리고 상부로 올라 갈수록 좁게 설정하였다. 그리고 활동층(topsoil, 붉은색 영역)은 약 1 m로 설정하고, 격자를 10 cm 간격으로 나누어 활동층에서 나타나는 지하수 흐름현상을 세밀하게 모의할 수 있도록 하였다.



**Mesh generation (surface flow domain)**

**Barton Peninsular**

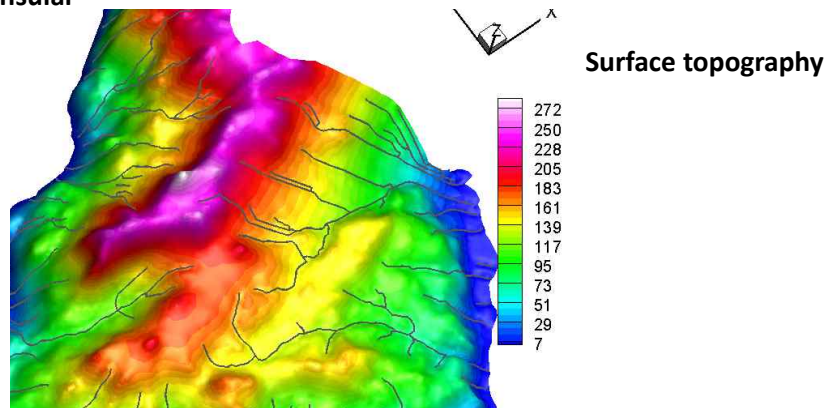


Figure 2.2.4. Topographic relief of the Barton Peninsula model.

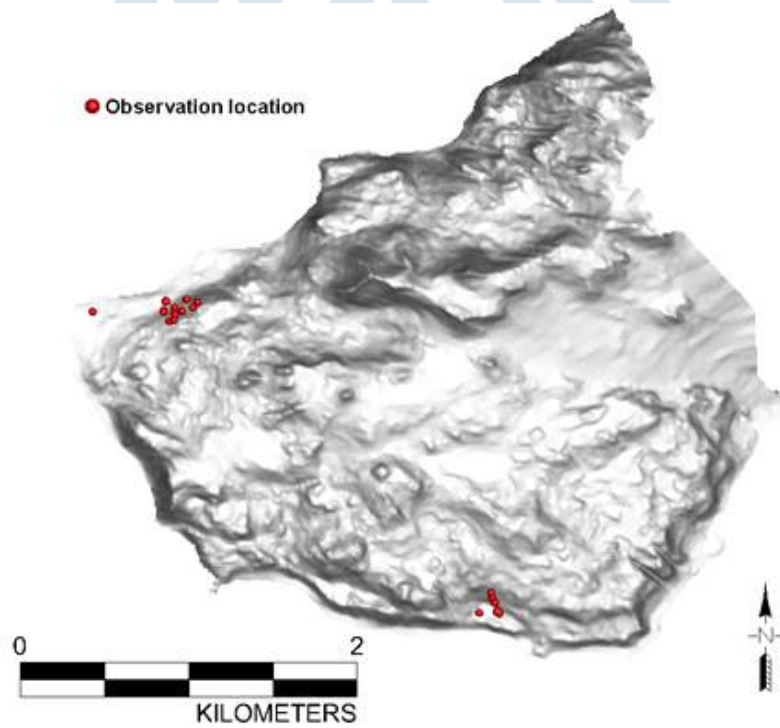


Figure 2.2.5. Observation locations.

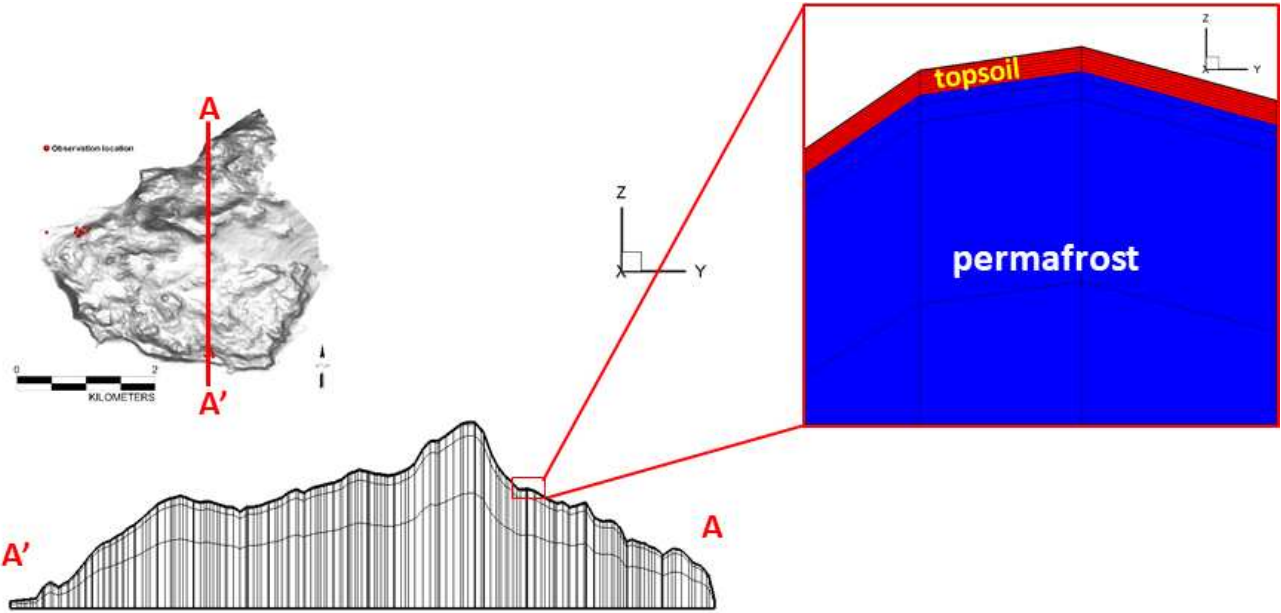


Figure 2.2.6. Subsurface domain structure.

먼저, 바톤반도 지하수-지표수 흐름은 지표수 분포상황을 파악하기 위해 정류상태로 설정하였고, 내륙 쪽을 제외한 모델의 경계부분은 지표수가 해양으로 유출될 수 있도록 critical depth 경계조건으로 설정하였다. 지하수 분포의 초기조건은 지표높이로 설정하였고, 모델의 전체 영역에서 지표수 수심은  $10^{-3}$  m로 낮게 설정하였다. 강우의 경우, 바톤반도 지역의 연간 증발산량과 용설을 고려한 총 강수량(net precipitation)을 적용하였다. Table 13은 바톤반도 모델에 적용된 각 parameter 값을 표시한다. 활동층의 수리전도도(K)는 0.417 cm/min, 비저류계수(Ss)는 0.025 1/cm, 공극률( $\theta_s$ )은 0.354, 그리고 불포화대 모델링을 위해 설정한 van Genuchten  $\alpha$  와  $\beta$  값은 각각 0.126 1/cm 그리고 1.79로 설정하였다.

앞서 언급한 바와 같이, 이번 모델링의 구체적인 목적은 바톤반도 모델에서 정류상태의 지표수 분포양상을 실제 분포와 비교함으로써 바톤반도 모델의 적절성을 파악하는 것이다. 아울러, 다른 연구에서 수행된 결과와 비교를 통해 지표수 분포와 관측에 사용된 Lake A 그리고 Lake B에 대한 검토를 수행하며, 정류 상태에서 바톤반도 모델의 공간상 지표수 유입(infiltration) 과 지하수 유출(exfiltration)을 살펴보는 것을 세부 목표로 한다.

Table 13. Parameter values applied to the Baton Peninsula model.

Parameter	Value
K (cm/min)	0.417
Ss (1/cm)	0.025
$\theta_s$ (-)	0.354
$\alpha$ (1/cm)	0.126
$\beta$ (-)	1.79

#### 다. 결과 및 토의

앞서 설명한 기본적인 지표수-지하수 모델 구성과 설정된 초기조건 및 경계조건을 토대로 정류상태 모델링을 수행하였다. Figure 2.2.7은 바톤반도 모델에서 정류상태의 지표수 분포를 보여준다. 이번 연구에서는 용설 작용을 총 강수량에 포함 시켰기 때문에 눈의 분포는 나타내지 못하였지만, 대략적인 지표수 분포는 지형에 의해 호수가 곳곳에 생성되는 것을 확인할 수 있었다. 호수의 수심의 깊이는 지역에 따라 0.5 m에서 3 m 정도로 나타났다. 호수 수심 결과는 대부분 입력된 지형에 의해 크게 영향 받기 때문에 정확한 호수 수심을 모의하기 위해서는 호수 바닥고에 대한 자료가 추가적으로 필요하다. 하지만, 이번 모델링에서 중요한 점은 Figure 2.2.7에서 보여주는 바와 같이 지표수 모델링 결과가 관측지점 Lake A 와 Lake B를 적절하게 모의할 수 있는 것으로 나타났다. 바톤반도에서 수행된 지표수 관측지점(빨간색 원)과 모델링에 의해서 생성된 호수(Lake A 와 Lake B)가 위치상 서로 일치하는 것으로 나타났다.

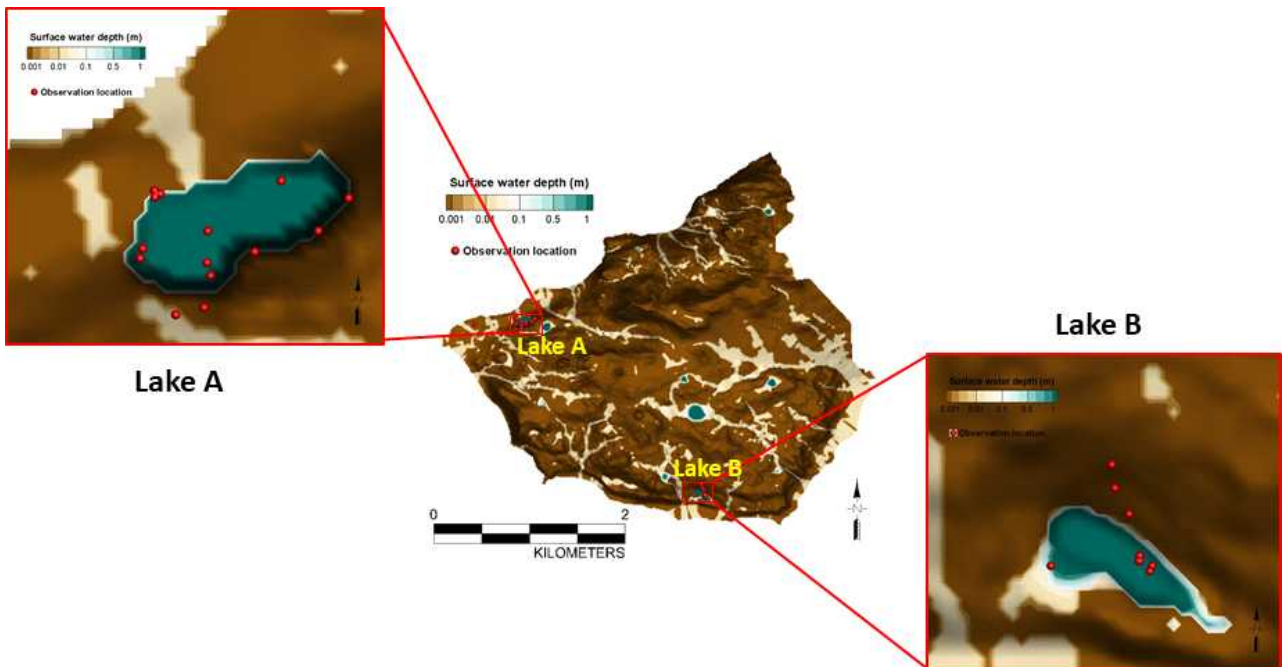
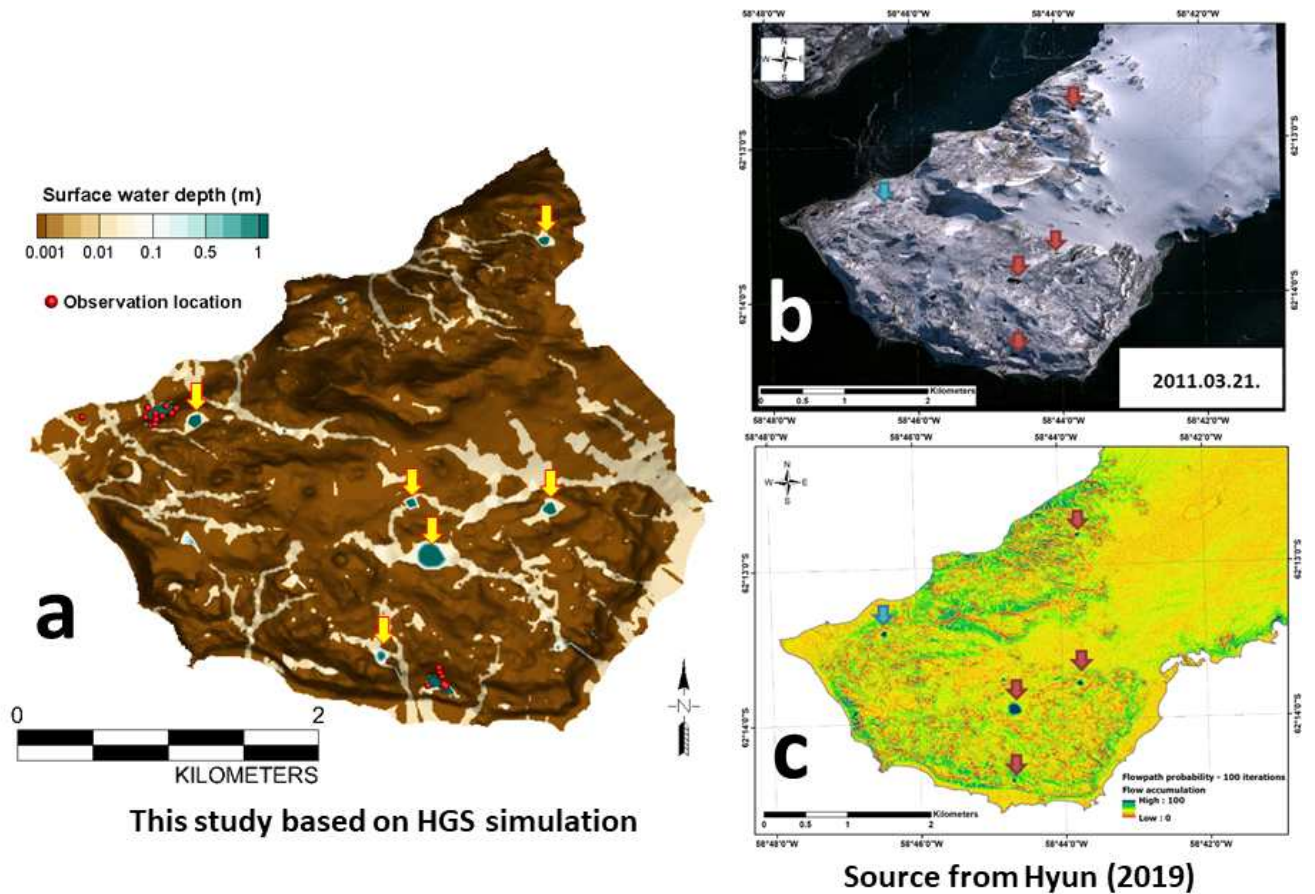


Figure 2.2.7. Spatial distribution of surface water depth.

위의 지표수 분포 모의 결과는 기존의 다른 연구 결과와 비교하였다. Figure 2.2.8에서 (a)는 이번 연구에서 수행된 모델링의 결과이며, (b)는 위성 영상을 통해 획득한 지형기복을 나타내며, 그리고 (c)는 Hyun (2019)의 연구 결과를 표시한 것이다. 먼저 지표수 분포에서 모델링에서 생성된 호수를 비교대상으로 하고 위성 영상과 다른 연구 결과를 비교하였다. 이번 연구를 통해 모의된 호수는 약 10곳으로 나타났으며, 크기는 대부분 200 m이내의 중소규모 호수를 형성하였다. 먼저 모델의 북쪽 상단에 생성된 호수는 지표수 흐름에 따라 서쪽 방향으로 유출되는 구조를 보이고 있다. 그리고 Lake A지역(모델의 서쪽지점) 상류에 생성된 호수는 북서 방향으로 지표수 흐름을 형성하며, 해안으로 빠져나가는 구조를 보인다. 이와 반대로 모델의 남쪽에 생성된 4개의 호수(화살표 표시) 지형기복으로 인해 남쪽 또는 남동 방향으로 지표수를 유출하는 구조를 보이고 있다. 특히, 모델의 중심

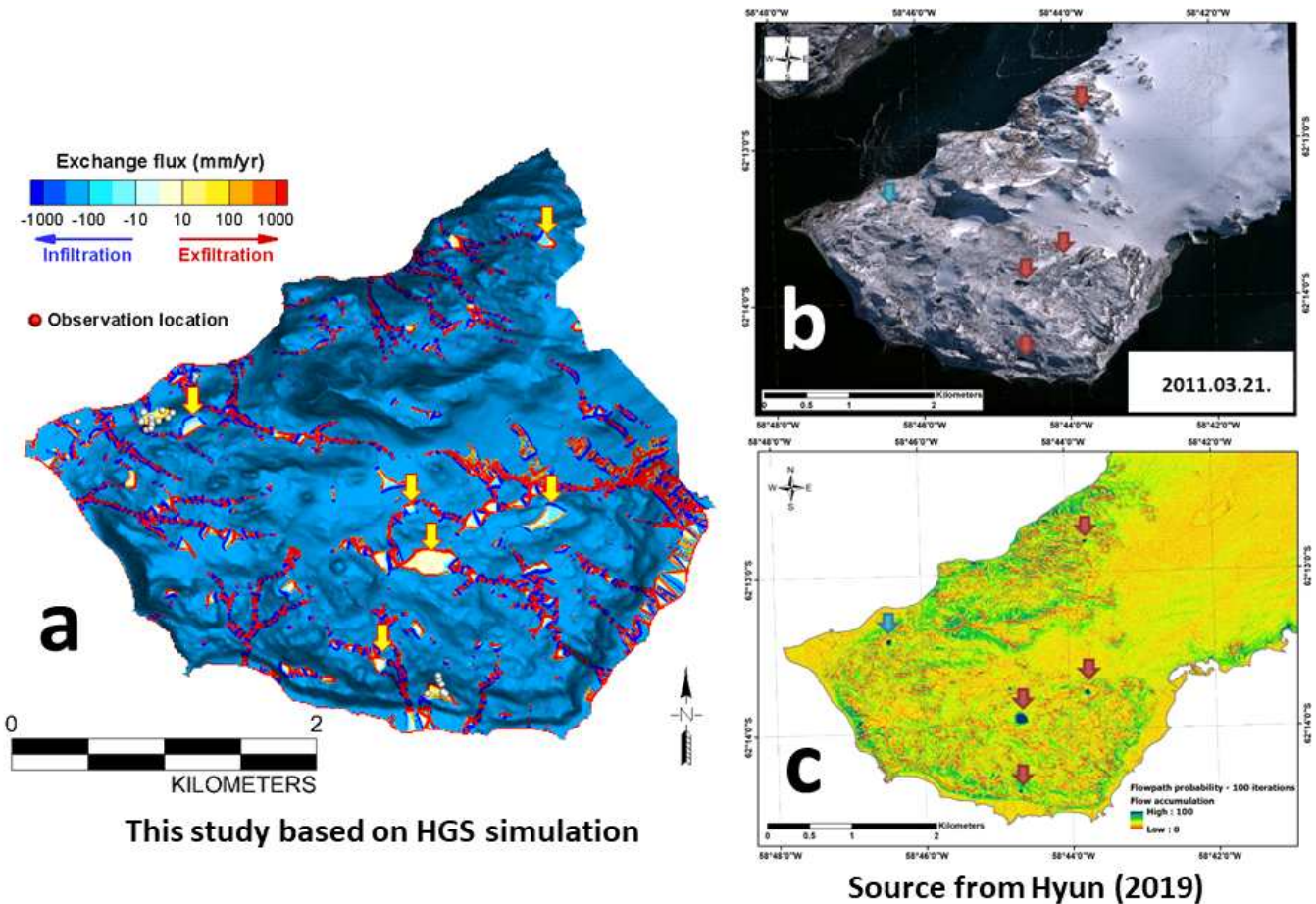
부에 생성된 호수의 경우 길이가 약 170 m 정도로 나타났다. 이와 같은 호수 모델링 결과와 위성영상(Figure 2.2.8.b)과 비교하였을 때, 동쪽(Figure 2.2.8.b에서 파란색 화살표), 남쪽(Figure 2.2.8.b에서 빨간색 화살표 3개), 그리고 북쪽(Figure 2.2.8.b에서 빨간색 화살표)에 생성된 호수의 위치가 서로 비슷하게 나타났다. 특히 남쪽 지역에 생성된 상대적으로 큰 호수의 경우, 위성 사진에서도 비슷한 크기의 호수가 존재함을 확인할 수 있었다. 그리고 Figure 2.2.8.c의 경우 ArcGIS를 이용하여 계산된 호수 형성 위치에 대한 확률 분포로 표시한 것(Hyoun, 2019)로서 빨간색의 경우 지표수 집결(accumulation), 즉 호수나 하천 형성이 낮은 확률을 나타내며, 파란색의 경우 호수나 하천 형성이 높은 확률을 나타낸다. 따라서, 파란색으로 갈수록 호수 또는 하천 형성 가능성이 보다 높다고 할 수 있다. 이번 연구 결과와 비교하였을 때, 위성사진 결과와 마찬가지로 각 지점에서 생성된 호수가 서로 비슷하게 나타나는 결과를 얻었다. 따라서 모델링결과에서 나타난 호수 및 지표수 분포는 적절하다고 추정된다.



**Figure 2.2.8.** Comparison of spatial distribution of surface water depth between the Barton Peninsula model and other study: a) Barton Peninsula model, b) Topography from satellite image, and c) Source from Hyoun (2019).

모의된 바톤반도 모델에서 지표수-지하수 교류플럭스(exchange flux)의 분포를 살펴보았다. 지표수-지하수 교류 플럭스는 방향성에 따라 유입(infiltration)과 유출(exfiltration) 두 가지 플럭스로 구

성 되어있다. 유입 플럭스의 경우, 지표수가 지하로 유입되는 경우 유입 플럭스로 정의되며, 부호는 음의 값을 가진다. 반대로, 유출 플럭스의 경우, 지하수가 지표로 유출되는 현상으로서 양의 값을 가진다. 지표수-지하수 모델에서는 두 영역으로 유입 또는 유출되는 교류 플럭스를 이용하여 모델링 지역에서 수자원의 상호 교류성을 정량화 할 수 있다. Figure 2.2.9a는 정류상태에서 모의된 지표수-지하수 교류 플럭스의 분포를 보여준다. 파란색의 경우 유입 플럭스(음수) 그리고 빨간색은 유출 플럭스(양수)를 나타낸다. 그리고 진한색으로 갈수록 각각의 플럭스의 강도는 높아지며, 반대로 옅은색 또는 흰색으로 갈수록 플럭스의 강도는 낮아짐을 의미한다.



**Figure 2.2.9.** a) Spatial distribution of simulated exchange fluxes, b) Topography from satellite image, and c) Source from Hyoun, (2019).

먼저, 모델 영역의 대부분은 푸른색으로 분포하고 있다. 이는 유입 플럭스가 연구지역의 대부분에서 우세하게 나타남을 알 수 있다. 물수지의 관점에서 보면, 지표에 도달한 강수 또는 용설이 대부분의 지역에서 지하로 유입되는 것을 의미한다. 하지만, 상대적으로 두께가 얇은 활동층으로 인해, 유입된 지하수는 주변의 계곡/하천 또는 낮은 지역에서 바로 유출되는 현상을 보이고 있다. 지하수 유출이 우세하게 일어나는 지역은 빨간색으로 표시하였다. 전체적인 분포를 볼 때 지하수 유출이 우세한 영역을 따라서 하천이 형성되는 선구조를 확인할 수 있다. 이는 Hyun (2019)의 연구 결과 (Figure 2.2.9c)와 어느 정도 일치하지만, 전반적으로 조금 다른 양상을 보인다. 이러한 이유로는

Hyun (2019)에서 제시된 ArcGIS 결과는 오직 지표수 흐름만을 고려하였기 때문에 고도가 상대적으로 낮은 곳에서 지표수 집결 현상이 도드라지게 나타났기 때문이다.

뿐만 아니라, 교류플렉스를 통해 호수지역에서는 두 가지 특징이 나타났다. 호수의 위치는 위성 영상(Figure 2.2.9b)에 표시한 화살표의 위치와 비교할 수 있다. 상대적으로 작은 호수의 바닥에서 분포하는 교류 플렉스는 유입 플렉스가 상대적으로 우세하게 나타난 반면, 연구지역의 중심부에 위치하는 큰 호수의 경우 호수 바닥의 교류 플렉스가 10 mm/y 이하로서 호수 바닥에서는 지표수와 지하수가 거의 교류하지 않는 특징을 보였다. 이러한 원인은 모델의 단순화를 통해서 나타난 것인지 아니면, 호수 바닥의 상태와 주변 지표인자에 의해 결정되는 것인지에 대해 확인할 수 있는 측정 자료가 부족하고 본 연구의 모델링에 대한 제약으로 인해 불명확한 것으로 판단된다. 따라서 좀 더 세밀한 연구가 필요할 것으로 보인다.

## 라. 결론

이번 연구에서는 남극세종과학기지 현장에서 관측된 데이터와 실내실험을 통한 수리지질학적 매개 변수들을 종합하여 바톤반도에서의 수계에 대한 개념모델과 지하수-지표수 연계 모델을 구축하였다. 특히, 개념 모델 수립과 함께 지하수-지표수 연계 모델링을 위한 초기 구축 작업을 목표로 연구를 진행하였다. 이를 위해 세종기지 주변 호수 지역 활동층에서 지하수 흐름을 결정하는 데 가장 중요한 지표인 수리 전도도를 계산하였으며, 지하수-지표수의 연계모델인 HydroGeoSphere(HGS)에 적용하여 바톤반도 수계모델의 기본 골격을 구성하였으며, 그리고 바톤반도의 지형정보(DEM)를 통해 연구지역의 지형파악 및 수계의 영역과 분포를 파악하였다.

지하수 흐름 모사를 위해서는 바톤반도를 13개의 layer로 구성하고 최상부 층(1 m)을 활동층으로 산정하였다. 증발산 및 용설을 고려한 연평균 총 강수량을 경계조건으로 설정한 시물레이션 결과에서는 바톤반도 곳곳에 호수가 형성됨을 보여주었다. 실내 칼럼실험을 통해 얻은 데이터를 모델링에 적용하여 수리지질학적 매개변수를 추정하였고, 이를 지하수-지표수 연계 모델에 적용하여 2차년도 까지 수행된 모델 결과로서는 나타나지 않은 Lake A와 Lake B가 3차년도의 시물레이션 결과에 반영되는 등 더욱 향상된 결과를 얻을 수 있었다.

뿐만 아니라, 지표수 분포 모델링 결과는 여러 가지 자료로 검증하였다. 위성 영상 사진과 다른 연구 결과를 이용하여 이번 연구 결과와 비교하였을 때, 모의 영역의 각 지점에서 생성된 호수가 서로 비슷하게 나타나는 결과를 확인할 수 있었고, 모델링 결과에서 나타난 호수 및 지표수 분포는 적절하다고 추정되었다. 아울러, 모의된 바톤반도 모델에서 지표수-지하수 교류플렉스의 분포를 분석하였다. 그 결과, 지하수 유출이 우세한 지형을 따라서 하천이 형성되는 선구조를 확인할 수 있었고, 호수 바닥에서 유입플렉스가 우세한 곳과 지표수-지하수가 거의 교류하지 않는 호수의 특징도 확인되었다. 하지만, 모델의 단순화 그리고 측정 자료의 제한으로 인해 추가 연구가 필요한 것으로 판단된다.

마지막으로, 추가 연구를 수행함으로써 남극 바톤반도에서 측정된 현장 데이터들을 모델의 추가 보정에 적용하고, 보다 현실적인 수계 모델을 구축하여 남극지역의 실질적인 호수 형성 메커니즘을 이해하고 활동층을 따라 흐르는 지하수 시스템의 양상을 정량화 하는데 크게 기여할 수 있을 것으로 예상된다. 또한 구축된 수계 모델링 플랫폼을 이용하여 향후 기후변화에 따른 남극 미래 환경 변화 예측에 활용할 수 있을 것으로 생각된다.

## 제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

### 제1절. 연도별 연구목표 및 달성도

#### 1. 연도별 연구목표

구분	년도	연구개발 목표	연구개발내용
1차년도	2018년도	남극세종과학기지 주변 호수 육상 생태계의 수문변화 기초해석	2018년 1월 세종과학기지 방문 시 취득한 지하수 유출입량과 지하수/지표수 수질 기초 해석
		남극세종과학기지 주변 대수층 특성 분석	2018년 1월 세종과학기지 방문 시 채취한 퇴적물 시료의 물리화학적 특성 분석
		동결-융해작용 해석 기반 마련	문헌조사 및 실내실험을 통한 동결-융해 작용 해석 기반 마련
2차년도	2019년도	남극세종과학기지 주변 호수 육상 생태계의 수문변화 모니터링	2019년 하계기간 동안 세종기지 방문을 통한 지하수-지표수 유출입량, 수질 및 온도변화 모니터링
		열적변화에 따른 대수층 수분변화 해석	실내실험을 통한 열적변화에 따른 대수층 물질의 수분변화 해석
		동결-융해작용에 대한 개념모델 확립	실내실험을 통한 동결-융해 작용에 대한 개념모델 확립
3차년도	2020년도	남극세종과학기지 주변 호수 생태계의 수문변화 종합 해석	2020년까지의 세종기지 및 주변 지역 모니터링 자료에 대한 종합 해석
		열적변화에 따른 대수층 물리화학적 변화 해석	실내실험을 통한 열적변화에 따른 대수층 물질의 물리화학적 변화 해석
		동결-융해작용을 포함한 물순환 수치모델링	지하수-지표수-눈/빙하 상호작용을 고려한 극지역 물순환 수치 모델링

## 2. 정성적 성과

### - 2018년도 정성적 성과

연구개발목표	달성내용	달성도	증빙자료 설명/제출 (필요시)
○남극세종과학기지 주변 호수 육상 생태계의 수문 변화 기초해석	-세종과학기지 주변 두 곳의 호수 지역에서의 지하수, 지표수, 눈에 대한 양이온, 음이온, pH, Eh, DO, EC 등 주요 수질인자 분석 -시피지미터를 이용하여 측정한 지하수 유출입량 계산 -실내실험을 통한 시피지미터의 정확도 및 정밀도 검증	100 %	
○남극세종과학기지 주변 대수층 특성 분석	-호수와 대수층 퇴적물 입도분석 -세종과학기지 주변 퇴적물의 XRD 성분 분석	100 %	
○동결-융해작용 해석 기반 마련	-동결-융해 작용 해석을 위한 개념 모델 및 실험 디자인을 위한 문헌조사	100 %	

### - 2019년도 정성적 성과

연구개발목표	달성내용	달성도	증빙자료 설명/제출 (필요시)
○남극세종과학기지 주변 호수 생태계의 수문변화 모니터링	○2019년 하계기간 동안 세종기지 및 주변 극지역 방문을 통한 극지역 지하수-지표수 유출입량, 수질 및 온도변화 모니터링 -시피지미터를 이용하여 측정한 지하수 유출입량 계산 -피에조미터를 이용하여 지하수와 지표수의 수두 차(hydraulic head differences)를 산정 -세종과학기지 주변 두 곳의 호수 지역에서의 지하수, 지표수, 눈에 대한 양이온, 음이온, pH, Eh, DO, EC 등 주요 수질인자 분석 -지표수, 지하수, 눈의 수소와 산소 안정동위원소 분석 -산소와 수소 동위원소의 결과를 이용한 세종기지 주변 호수생태계 유지에서의 지하수의 기여도 평가	100 %	



○열적변화에 따른 대수층 수분변화 해석	○실내실험을 통한 열적변화에 따른 대수층 물질의 수분변화 해석 -온도변화에 따른 동결 및 용해 시에 남극 퇴적물의 수분함량의 변화 측정	100 %	
○동결-용해작용에 대한 개념모델 확립	○실내실험을 통해 동결-용해 작용에 대한 개념모델 확립 -실내실험을 통해 얻어진 극지역 활동층의 동결-용해 작용에 대한 정량적인 해석 -극지역 활동층에서의 지하수 유동에 대한 개념 모델 수립 -남극 세종과학기지 주변 수계모델의 기본 골격구성	100 %	



- 2020년도 정성적 성과

연구개발목표	달성내용	달성도	증빙자료 설명/제출 (필요시)
○ 남극 세종과학기지 주변 호수 생태계의 수문변화 종합 해석	○ 2020년까지의 세종기지 및 주변 지역 모니터링 자료에 대한 종합 해석 - 2020년 하계기간 동안 극지역 지하수-지표수 유출입량 측정으로 남극 호수 생태계의 유지에 지하수 역할 정립 - 지하수-지표수-눈의 수리지질학적 특성 파악 - 세종과학기지 주변 두 호수 시스템에 대한 개념모델 수립	100 %	
○ 열적변화에 따른 대수층 물리화학적 변화 해석	○ 실내실험을 통한 열적변화에 따른 대수층 물질의 물리화학적 변화 해석 - 지난 1년 동안의 활동층의 온도에 따른 수분함량 모니터링 결과 분석 - 실내실험을 통한 열적변화에 따른 대수층의 특성변화 측정	100 %	
○ 동결-융해작용을 포함한 물순환 수치모델링	○ 지하수-지표수-눈/빙하 상호작용을 고려한 극지역 물순환 수치 모델링 - 지하수-지표수-눈 상호작용을 고려한 연구지역 호수 시스템과 반톤 반도 수계 모델링 적용	100 %	

**3. 연구개발결과의 우수성**

- 지하수를 포함하는 남극지역 수문순환에 대한 새로운 연구 영역을 개척하였음
  - 기존에 간과되었던 남극 지역 수문 순환에서 지하수의 역할에 대한 새로운 조명을 함으로써 새로운 연구영역을 제시함
  - 남극 세종과학기지 주변 대수층(활동층)의 지하수 시료를 최초로 채취하고 분석하였으며, 극지역 물순환의 개념에서 지하수, 지표수, 눈을 연계시켜 수문인자들의 상호작용에 대해 이해하고자 하였음
    - 수질 및 동위원소 분석을 통해 각 수문인자의 영향 및 수문인자들의 순환(cycle)에 대한 상호연계관점에서의 해석을 도출해 냄
    - 남극 호수시스템에서의 지하수의 역할을 최초로 설명하여 Water Resources 분야 상위 6% 이내 저널인 Journal of Hydrology에 게재함
  - 온도변화에 따른 수분함량 변화와 수리지질학적 매개변수와의 관계를 정량화 함

- 남극 지역 활동층에서의 지하수 흐름을 정량화하는데 핵심적인 매개변수임에도 불구하고 극히 자료가 부족한 수리전도도를 측정하고 제시함
- 다양한 실내실험조건에서의 온도변화와 수분함량 변화 측정을 통해 수리지질학적 매개변수를 도출함
- 온도변화에 따른 수분함량의 변화와 수리지질학적 매개변수와의 관계를 정량화하여, 이를 지하수-지표수 연계모델인 HGS에 구현함으로써, 강수나 눈 녹은 물의 지하수로의 함양(recharge)과정을 현실적으로 묘사함
  - 지하수-지표수-눈 상호작용을 고려한 극지역 물순환 수치 모델링을 구축함
  - 바톤반도의 지형, 강수량, 적설량, 눈의 피복도의 변화를 반영한 지하수-지표수 수계모델링(HGS)을 통해 바톤반도 전역의 수계 형성 및 변화에 대한 이해도를 높임
  - 실내실험을 통해 도출한 활동층의 동결-융해에 대한 정량적인 관계식을 이용하여 눈의 융해와 온도변화에 따른 지하수 함양 및 흐름에 대한 모델링을 실시하여, 궁극적으로는 기후변화에 따른 수계변화에 대한 함의를 도출하고자 하였음
  - 극지역 호수 생태계의 수문변화에 대한 종합적인 해석을 도출함
  - 두 호수시스템에서의 수문인자들에 대한 수리지질학적 특성 평가를 통해 궁극적으로 기후변화에 따른 극지역 수문변화에 대한 종합적인 해석을 도출하고자 하였음



## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

### 제1절. 연구결과의 활용방안 및 기대효과

#### 1. 활용방안

- 본 연구는 국내에서 지하수-지표수-눈/빙하 연계관점에서의 극지역 물순환에 대한 사실상 최초의 연구라고 할 수 있으며, 본 연구를 통해 확립된 연구방법과 성과들은 향후 극지역 물순환 연구의 초석이 될 수 있다. 또한 기후변화에 따른 전지구적 규모의 물순환과 이의 민감도가 극명한 극지역에서의 변화는 세계적인 관심사항이므로 향후 국제적으로 연구를 선도할 수 있는 기반을 마련하였다고 볼 수 있다.

#### 2. 기대효과

- 국내 극지연구 발전에 미칠 수 있는 영향: 극지역 호수 육상 생태계에서의 물의 근원과 공급, 그리고 생물 분포 변화에 대한 해석의 기초를 제공할 수 있다.
- 해당분야 학문발전의 기여효과: 기후변화에 따른 대륙지역 빙하의 해빙으로 인한 물의 유출에 관한 해석을 제공함으로써 빙하 해빙에 따른 극지역 대수층 변화와 궁극적으로 해수면 변동과 관련한 보다 종합적인 해석을 제공할 수 있다.
- 산업 발전에의 기여도 등 국가 경제에 미치는 효과: 극지역 물순환에 관한 개념 모델을 기반으로 한 수치모델 개발을 통해 수치모델 개발과 관련 기술 향상을 이루었으며 이를 기반으로 한 컨설팅 등의 수익 창출을 기대할 수 있다.
- 연구수행 과정을 통한 연구 인력 양성 효과: 극지역 물순환에 관한 국내에서 최초 연구를 수행한 경험이 있는 전문인력을 양성하였고 이들이 향후 연구를 주도할 수 있을 것으로 기대된다.

#### 3. 연구종료 후 성과창출 계획

- 연구종료 후에도 그동안 축적된 남극 호수 시스템에 대한 수량 및 수질 자료, 동결-용해 실험을 통한 데이터, 그리고 수계 모델링과 관련된 시뮬레이션 결과들을 정리하여 논문으로 게재할 예정이며, 석사 및 박사과정으로의 연계 연구를 통해 극지에서의 물순환과 관련된 전문인력을 계속적으로 양성할 계획이다. 또한, 호수 수위 변동과 토양 온도 및 수분함량 변화 모니터링을 극지연구소 생태팀과 협의하여 지속적으로 진행할 수 있도록 할 계획이다.

구분	주요내용	의의(시사점)	비고
논문	3년 이내 SCI/SCIE급 논문 3편 게재	○남극지역에서의 물순환에 있어 지하수의 중요성을 실제 유출입량 측정 및 모델링을 통해 제시한 최초의 연구라고 할 수 있으며, 이의 내용을 담은 논문을 중요 저널에 게재 예정임	

		○ 세종과학기지 연구에서 새로운 수문학적인 연구영역을 개척하였음	
인력양성	극지연구 지하수 및 물순환 분야 전문가로 양성 (향후 3년 이내 석사급 인력 1명 이상 및 박사급 인력 1명 이상 배출 계획)	○ 현재 극지연구소에 없는 지하수 분야 연구인력이며 이 분야의 필수요원으로 성장 가능함	



## 제 6 장 참고문헌

- Beyer, W., 1966. Hydrogeological investigations in the deposition of water pollutants. *Journal of Applied Geology*, 12 (1), 599-606.
- Brooks, R. J., and Corey, A. T., 1964. *Hydraulic Properties of Porous Media*, Hydrology Paper No 3, Colorado State university, Fort Collins, CO.
- Carey, S. K., and Quinton, W. L., 2004. Evaluating snowmelt runoff generation in a discontinuous permafrost catchment using stable isotope, hydrochemical and hydrometric data, *Hydrology Research*, 35 (4-5), 309-324.
- Carrier, W. D., 2003. Goodbye, Hazen; Hello, Kozeny-Carman. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 129 (11), 1054.
- Cheng, C., and Chen, X., 2007. Evaluation of methods for determination of hydraulic properties in an aquifer-aquitard system hydrologically connected to river. *Hydrogeology Journal*, 15, 669-678.
- Cho, S. M., Lee, H., Hong, S. G., and Lee, J., 2020. Study of ecophysiological responses of the Antarctic Fruticose Lichen *Cladonia borealis* using the PAM fluorescence system under natural and laboratory conditions. *Plants*, 9 (1), 85.
- Chun, H. Y., Chang, S. K., and Lee, J. I., 1994. Biostratigraphic study on the plant fossils from the Barton Peninsula and adjacent areas (in Korean with English abstract). *Journal of the Paleontological Society of Korea*, 10, 69-84.
- Cooley, R. L., 1971. A finite difference method for unsteady flow in variably saturated porous media: Application to a single pumping well. *Water Resources Research*, 7 (6), 1607-1625.
- Craig H., 1961. Isotopic variations in meteoric water. *Science*, 133, 1702-1703.
- Daniel, M. H., Montebelo, A. A., Bernardes, M. C., Ometto, J. P., De Camargo, P. B., Krusche, A. V., and Martinelli, L. A., 2002. Effects of urban sewage on dissolved oxygen, dissolved inorganic and organic carbon, and electrical conductivity of small streams along a gradient of urbanization in the Piracicaba river basin. *Water, Air, and Soil Pollution*, 136 (1-4), 189-206.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16 (4), 436 - 468.
- Ducklow, H. W., Baker, K., Martinson, D. G., Quetin, L. B., Ross, R. M., Smith, R. C., and Fraser, W., 2007. Marine pelagic ecosystems: the west Antarctic Peninsula. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 362 (1477), 67-94.

- 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: Atmospheres*, 111 (D9).
- Fernandoy, F., Meyer, H., and Tonelli, M., 2012. Stable water isotopes of precipitation and firn cores from the northern Antarctic Peninsula region as a proxy for climate reconstruction. *Cryosphere*, 6, 313-330.
- Fetter, C. W., 1994. *Applied Hydrogeology Third Edition* University of Wisconsin-Oshkosh. McMillan College Publishing Company, New York.
- Folk, R. L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *The Journal of Geology*, 62 (4), 344-359.
- Folk, R. L., and Ward, W. C., 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27 (1), 3-26.
- Freeze, R. A., and Cherry J. A., 1979. *Groundwater*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Ha, K., Kim, Y. and Kim, S. Y., 2016, Monitoring of soil water content and infiltration rate by rainfall in a water curtain cultivation area (in Korean with English abstract). *Journal of the Geological Society of Korea*, 52, 221-236.
- Hazen, A., 1892. Some Physical Properties of Sands and Gravels, with Special Reference to their Use in Filtration. 24<sup>th</sup> Annual Report, Massachusetts State Board of Health, Pub. Doc. 34, 539-556.
- Hansson, K., Šimůnek, J., Mizoguchi, M., Lundin, L. C., and Van Genuchten, M. T., 2004. Water flow and heat transport in frozen soil: Numerical solution and freeze - thaw applications. *Vadose Zone Journal*, 3 (2), 693-704.
- Healy, R. W., 2010. *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Hofstee, E. H., Campbell, D. I., Balks, M. R., and Aislabie, J., 2006. Groundwater characteristics at Seabee Hook, Cape Hallett, Antarctica. *Antarctic Science*, 18 (4), 487-495.
- Hyun, C. W., 2019. Surface water distribution based on ArcGIS. Personal communication.
- IPCC, W., Davidson, O., Swart, R., and Pan, J., 2001. *Climate change 2001: mitigation. contribution of working group III to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Jeon, W. H., Lee, J. Y., Lim, H. S. and Yoon, H. I., 2016, Comparison of thermal characteristics of soil in austral summer and winter at King Sejong Station, King George Island, Antarctica (in Korean with English abstract). *Journal of the Geological Society of Korea*, 52, 901-915.
- Jeong, G. Y., and Yoon, H. I., 2001. The origin of clay minerals in soils of King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica, and its implications for the clay-mineral compositions of marine sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 71 (5), 833-842.
- Jeong, G. Y., Yoon, H. I., and Lee, S. Y., 2004. Chemistry and microstructures of clay particles in smectite-rich shelf sediments, South Shetland Islands, Antarctica. *Marine Geology*, 209 (1-4), 19-30.
- 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 (in Korean with English abstract). *Economic and Environmental Geology*, 46 (6), 495-508.
- Kasenow, M., 2002. Determination of hydraulic conductivity from grain size analysis. Water Resources Publications, Littleton, Colorado.
- Kim, J. H., Ahn, I. Y., Lee, K. S., Chung, H., and Choi, H. G., 2007. Vegetation of Barton Peninsula in the neighbourhood of King Sejong Station (King George Island, maritime Antarctic). *Polar Biology*, 30 (7), 903-916.
- Kim, S. I., Kim, H. C., Shin, J. I., and Hong, S. G., 2013. Land-cover classification of Barton Peninsular around King Sejong Station located in the Antarctic using KOMPSAT-2 satellite imagery. *Korean Journal of Remote Sensing*, 29 (5), 537-544.
- Knap, W. H., Oerlemans, J., and Cabée, M., 1996. Climate sensitivity of the ice cap of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 23, 154-159.
- Lee, D. R., and Cherry, J. A., 1979. A field exercise on groundwater flow using seepage meters and mini - piezometers. *Journal of Geological Education*, 27 (1), 6-10.
- Lee, J., Feng, X., Posmentier, E. S., Faiia, A. M., and Taylor, S., 2009. Stable isotopic exchange rate constant between snow and liquid water. *Chemical Geology*, 260 (1-2), 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 (in Korean with English abstract). *Ocean and Polar Research*, 37 (4), 327-332.
- Lee, J., Hur, S. D., Lim, H. S., and Jung, H., 2020. Isotopic characteristics of snow and its meltwater over the Barton Peninsula, Antarctica. *Cold Regions Science and Technology*, 173,



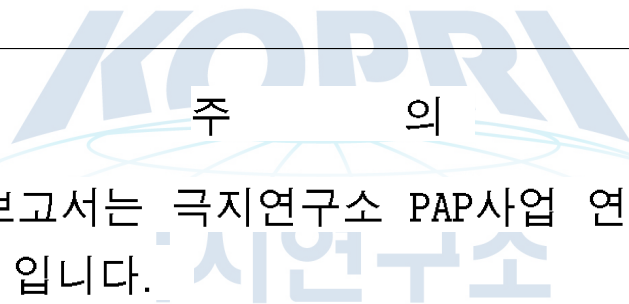
102997.

- Lee, J. Y., Lim, H. S., and Yoon, H.I. 2016. Thermal characteristics of soil and water during summer at King Sejong Station, King George Island, Antarctica. *Geosciences Journal*, 20, 503-516.
- Lee, Y. I., Lim, H. S., and Yoon, H. I., 2004. Geochemistry of soils of King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica: implications for pedogenesis in cold polar regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (21), 4319-4333.
- Levy, J., 2012. Hydrological characteristics of recurrent slope lineae on Mars: evidence for liquid flow through regolith and comparisons with Antarctic terrestrial analogs. *Icarus* 219:1 - 4.
- Levy, J. S., Fountain, A. G., Gooseff, M. N., Welch, K. A., and Lyons, W. B., 2011. Water tracks and permafrost in Taylor Valley, Antarctica: extensive and shallow groundwater connectivity in a cold desert ecosystem. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123:2295 - 2311.
- Lim, H. S., Park, Y., Lee, J. Y., and Yoon, H. I., 2014. Geochemical characteristics of meltwater and pondwater on Barton and Weaver Peninsulas of King George Island, West Antarctica. *Geochemical Journal*, 48 (4), 409-422.
- Malandrino, M., Abollino, O., Buoso, S., Casalino, C. E., Gasparon, M., Giacomino, A., and Mentasti, E., 2009. Geochemical characterisation of Antarctic soils and lacustrine sediments from Terra Nova Bay. *Microchemical journal*, 92 (1), 21-31.
- Michael, H. A., Lubetsky, J. S., and Harvey, C. F., 2003. Characterizing submarine groundwater discharge: a seepage meter study in Waquoit Bay, Massachusetts. *Geophysical Research Letters*, 30 (6).
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12 (3), 513-522.
- Nagare, R. M., Schincariol, R. A., Quinton, W. L., and Hayashi, M., 2012. Effects of freezing on soil temperature, freezing front propagation and moisture redistribution in peat: laboratory investigations. *Hydrol Earth System Sciences*, 16, 501-515.
- Neuman, S. P., 1973. Saturated-unsaturated seepage by finite elements. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 99(HY12), 2233-2250.
- Odong, J., 2013. Evaluation of empirical formulae for determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis. *International Journal of Agriculture Environment and Biotechnology*, 1, 1-8.

- Quinton, W. L., Hayashi, M., and Chasmer, L. E., 2011. Permafrost thaw induced land cover change in the Canadian subarctic: implications for water resources. *Hydrological Processes*, 25 (1), 152–158.
- Rautio, A., and Korkka-Niemi, K., 2011. Characterization of groundwater–lake water interactions at Pyhäjärvi, a lake in SW Finland. *Boreal Environment Research*, 16 (5), 363–380.
- Rosenberry D. O. and LaBaugh J. W. (eds.), 2008. Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water, techniques and methods 4-D2. USGS, Reston, Virginia.
- Ross, R. M., Hofmann, E. E., and Quetin, L. B., 1996. Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula (Vol. 70). Washington (DC): American Geophysical Union.
- Sawagaki, T., and Hirakawa, K., 2002. Hydrostatic investigations on glacial meltwater: implications for the formation of streamlined bedforms and subglacial lakes. East Antarctica, *Polar Geosci.* 15, 123–147.
- Schiedek, D., Sundelin, B., Readman, J. W., and Macdonald, R. W., 2007. Interactions between climate change and contaminants. *Marine pollution bulletin*, 54 (12), 1845–1856.
- Schmidt, L. M., and Levy, J. S., 2017. Hydraulic conductivity of active layer soils in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica: Geological legacy controls modern hillslope connectivity. *Geomorphology*, 283, 61–71.
- Sebestyen S. D, Schneider R. L, 2001. Dynamic temporal patterns of nearshore seepage flux in a headwater Adirondack lake. *Journal of Hydrology* 247:137–150.
- Shepherd, R. G., 1989. Correlations of permeability and grain size. *Groundwater*, 27 (5), 633–638.
- Simões, J. C., Ferron, F. A., Bernardo, R. T., Aristarain, A. J., STIÉVENARD, M. I., Pourchet, M., and Delmas, R. J., 2004. Ice core study from the king george island, south shetlands, antarctica. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 4, 9–23.
- Slichter, C. S., 1898. Theoretical investigations of the motion of ground waters. 19th annual report, US Geological Survey, Reston, VA, 295–384.
- Smith, R. C., Baker, K. S., Fraser, W. R., Hofmann, E. E., Karl, D. M., Klinck, J. M., and Vernet, M., 1995. The Palmer LTER: A long-term ecological research program at Palmer Station, Antarctica. *Oceanography*, 8 (3), 77–86.
- Terzaghi, K., 1925. Principles of soil mechanics. *Engineering News-Record*, 95 (19–27), 19–32.
- Therrien, R., McLaren, R. G., Sudicky, E. A., and Panday, S. M., 2010. HydroGeoSphere. A

Three-Dimensional Numerical Model Describing Fully-Integrated Subsurface and Surface Flow and Solute Transport. Waterloo, ON.

- Toride, N., and Leij, F. J., and Van Genuchten, M. T. 1995. The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments (Vol. 2). Riverside, CA: US Salinity Laboratory.
- Uemura, T., Taniguchi, M., and Shibuya, K., 2011. Submarine groundwater discharge in Lützow-Holm Bay, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 38 (8), L08402.
- van Genuchten, M. T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44 (5), 892-898.
- Vukovic, M., and Soro, A., 1992. Determination of Hydraulic Conductivity of Porous Media from Grain-Size Composition. Water Resources Publications, Littleton, Colorado.
- Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30 (5), 377-392.
- Wingham, D. J., Siegert, M. J., Shepherd, A., and A. S. Muir., 2006. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes. *Nature*, 440, 1033-1036.
- Winter, T. C., 1995. Hydrological Processes and the Water Budget of Lakes. *Physics and Chemistry of Lakes*, 37-62.
- Yoo, C. M., Choe, M. Y., Jo, H. R., Kim, Y. D., and Kim, K. H., 2001. Volcaniclastic sedimentation of the Sejong Formation (Late Paleocene-Eocene), Barton Peninsula, King George Island, Antarctica (in Korean with English abstract). *Ocean and Polar Res.* 23 (2), 97-107.



1. 이 보고서는 극지연구소 PAP사업 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 PAP 사업으로 수행한 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안됩니다.