

불활성기체를 이용한 아문젠해 빙하용해수
분포 연구

Investigation of glacial meltwater distribution in
the Amundsen Sea using noble gases



부산대학교

제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “아문젠해 빙붕소멸 속도와 해양환경 변동추세”과제의 위탁연구 “불활성기체를 이용한 아문젠해 빙하용해수 분포 연구”과제의 최종보고서로 제출합니다.



2020. 1.

(본과제) 총괄연구책임자	: 김 태 완
위탁연구기관명	: 부 산 대 학 교
위탁연구책임자	: 함 도 식
위탁참여연구원	: 신 동 엽
“	: 이 인 희
“	: 권 소 연

요 약 문

I. 제목

불활성기체를 이용한 아문젠해 빙하용해수 분포 연구

II. 연구개발의 목적 및 필요성

전 지구적인 기후 변화의 영향으로 남극해 환경에도 변화가 감지되고 있고, 그 한 예로 남극 빙봉의 소실이 가속화되고 있다. 빙봉 소실의 절반 가량은 빙봉 기저면이 해수와 접촉하여 녹아들어가는 basal melting으로 일어나고 있다(Rignot et al., 2013). 아문젠해에서 일어나고 있는 빙하용해수의 해양 유입은 철과 같은 미량 금속을 공급하여 해양의 일차생산을 증가시키는 것으로 여겨지고 있다(Arrigo et al., 2015). 또, 빙하용해수 유입으로 밀도가 감소한 해수는 서쪽의 Ross Sea로 유입되어 남극저층수의 형성에 변화를 줄 것으로 여겨진다(Nakayama et al., 2014). 기존의 연구에서는 수온, 염분(Jenkins, 1999), 산소동위원소(Ostlund and Hut, 1984) 등의 제한된 추적자를 결합하여 빙하용해수(glacial meltwater) 혹은 담수(meteoric water)를 추정하고 있다. 하지만 제한된 추적자로 인해 빙봉 소실이 일어나고 있는 남극 주변해의 수괴를 일부만 반영하거나, 다양한 담수원을 구별하지 못하는 한계가 있다. 보다 정밀한 빙하용해수 분포 연구를 위해서는 기존 연구에서 채택하고 있는 추적자 외에 추가로 보존적인 추적자를 해석에 활용할 필요가 있다.

III. 연구개발의 내용 및 범위

본 과제에서는 아문젠해 빙하용해수 분포를 정밀하게 추정하기 위하여 불활성기체를 추적자로 활용하는 연구를 수행하였다. 수온, 염분은 CTD로, 산소동위원소는 일반적인 질량분석기(stable isotope mass spectrometer)로 다양한 연구 기관에서 분석이 이루어지고 있지만, 불활성기체는 전세계적으로도 일부 연구 기관에서만 분석이 이루어지고 있다. 이 연구에서는 전통적인 불활성기체 질량분석기, 넓은 해역의 불활성기체 분포를 신속하게 파악하기 위한 선상질량분석기, 동위원소 희석법과 사중질량분석기를 결합한 정밀 분석법을 포함하여 다양한 불활성기체 분석법을 개발하여 빙하용해수 추정에 불활성기체를 활용할 수 있는 가능성을 높였다.

불활성기체 추적자를 활용하게 됨에 따라 빙하용해수 추정방법 또한 정교하게 할 수 있었다. 기존에 이용되던 2-3개 추적자(수은, 염분, 물의 산소동위원소)에 5가지 불활성기체(He, Ne, Ar, Kr, Xe)을 추가함으로써, 남극 빙붕 주변에 존재하는 다양한 수괴를 반영하여 다변량최적분석법(optimum multi-parameter analysis)을 수행함으로써 빙하용해수를 포함한 아문젠해의 수괴를 정밀하게 분석하였다.

IV. 연구개발결과

1. 전통적인 불활성기체 질량분석기(극지연구소 보유)를 이용한 5가지 기체 자동 분석법 개발

- cryogenic cold trap을 이용하여 분별 증류를 통한 기체 자동 분리
- 불활성기체 원소별 최적 분석 조건 설정(이온화, 검출기 설정)
- 전 분석 과정 자동화를 통해 5가지 기체를 3시간 이내 분석

2. 불활성기체 선상질량분석법 개발

- 사중극자질량분석기와 실리콘 박막을 결합하여 박막주입식 질량분석기 제작
- 주요 반응성 기체를 제거함으로써 질량분석기 내 불활성기체 비중을 높이기 위한 진공전처리 장치 제작
- 시료 채취, 육상 실험실에서 기체 추출, 질량분석으로 구성된 기존 분석법을 해수 시료 채취 후 단시간에 직접 박막에 주입함으로써 단순화하였음.
- 시료 채취와 분석에 걸리는 시간을 단축(시료당 10분 이내)함으로써 넓은 해역의 불활성기체를 단시간에 파악

3. 동위원소희석법을 이용한 불활성기체 정밀분석시스템 제작

- 대기와 해수 시료에 소량 존재하는 동위원소(Ne-22, Ar-36, Kr-86)을 도입.
- 진공 장치 내(in-line)에서 해수 시료 기체를 추출하고, 동위원소를 희석하고, 물리(cooling bath)와 화학(getters) 반응을 통해 시료 정제.
- 고성능 사중극자질량분석기를 이용하여 기체별 분석

4. 빙하용해수 추정법 정교화

- 5가지 불활성기체 추적자를 활용하여 아문젠해의 수괴에 대해 최적다변량분석 실시
- 기존 빙하용해수 추정법에서 파악하지 못했던 표층의 빙하용해수 분포를 추정
- 물의 산소동위원소를 이용한 방법에서 추정된 담수의 양과 비교를 통해 심층에서 최근에 생성된 빙하용해수와 표층을 통해서 유입되거나 오랜 시간 표층에

- 머무른 빙하용해수(다른 담수 포함)을 구별
- 산소동위원소방법에서 추정된 담수와 비교를 통해 빙하용해수의 체류 시간 계산

V. 연구개발결과의 활용계획

- 탐사 상황에 맞는 분석 방법을 선택함으로써 해양학뿐만 아니라 수문학, 화산학 등의 다양한 학문 분야에 불활성기체 추적자 활용
- 기존 빙하용해수 추정 방법의 한계를 학계에 밝힘으로써, 불활성기체를 이용한 정밀 빙하용해수 추정 방법 보급.



S U M M A R Y

(영 문 요 약 문)

I. Title

Investigation of glacial meltwater distribution in the Amundsen Sea using noble gases

II. Purpose and Necessity of R&D

Due to the global climate change, substantial environmental changes occur around the Antarctica. Such an examples is the rapid melting of ice shelves. Half of the melting in ice shelves is attributed to the basal melting, resulting from the interaction between relatively warm Circumpolar Deep Water and ice shelves (Rignot et al., 2013). The glacial meltwater in the Amundsen Sea is alleged to provide iron into the ocean and enhance the primary production (Arrigo et al., 2015). The meltwater is also considered to be responsible for the freshening of the Antarctic Bottom Water in the Ross Sea (Nakayama et al., 2014). The change in the bottom water formation rate may result in a significant change in global climate. Most of the previous studies on glacial meltwater distribution relied on a few tracers such as temperature, salinity (Jenkins, 1999), and oxygen isotope in water (Ostlund and Hut, 1984). Due to the limited number of tracers, those approaches were able to estimate only either submarine glacial meltwater or meteoric water. For a precise estimate of various water masses, including glacial meltwater, it is necessary to add additional conservative tracers such as noble gases for the estimation.

III. Contents and Extent of R&D

In this study, a suite of noble gases was used for precise estimation of glacial meltwater in the Amundsen Sea. To establish the necessary analytical facilities and skills for noble gas measurements, we developed three different analytical methods: the ones with a conventional noble gas mass spectrometer, with a on-board mass spectrometer, and with isotope dilution method. The provided choices will increase the use of noble gases as tracers of glacial meltwaters.

The addition of noble gas tracers provided a mean of precise estimation of glacial meltwater. Unlike previous methods which considered 3 water masses due to the limited tracers, the new method using noble gases included various potential source waters around ice shelves. As a result, the new method was able to identify glacial meltwater by surface melt run-off from the one from submarine basal melting.

IV. R&D Results

1. Automated analysis of five noble gases

- automated separation of noble gases using two cryogenic traps
- Optimization of the ion source and detectors for each noble gas
- Fully automated analysis of the five noble gases within 3 hours

2. Development of on-board mass spectrometer

- Integration of a quadrupole mass spectrometer and silicone membrane inlet
- A vacuum preparation line equipped with manual cryogenic traps and getters
- Simplification of the conventional analytical steps into two steps: sample collection in a vial and injection through the membrane
- The analytical time was shortened to <10 min per sample, allowing investigation over a large area with less resource.

3. Development of precise measurement system using isotope dilution method

- Acquisition of minor noble gas isotopes (Ne-22, Ar-36, Kr-86)
- a vacuum line for in-line gas extraction and gas separation
- a triple-filter quadrupole mass spectrometer

4. Precise estimation of glacial meltwater

- The five noble gases were used as tracers for an Optimum Multi-Parameter Analysis (OMPA)
- The additional tracers were used to define various potential source waters
- Glacial meltwater input through surface melt run-off was separated from the one from recent basal melting.
- The residence time of the meltwater was calculated from the comparison with O-18 method.

V. Application Plans of R&D Results

- The several analytical options developed in the study can be used in different field settings in hydrology, volcanology and oceanography.
- The new precise method to identify glacial meltwater will be applied to investigate spatial and temporal variation of glacial meltwater around the Antarctica.

목 차

제 1 장 서론

제 2 장 연구개발의 내용

2.1 불활성기체 시료 채취

2.1.1 구리관 시료채취

2.1.2 선상분석용 시료 채취

2.2 불활성기체 질량분석법

2.2.1 불활성기체 질량분석법

2.2.2 불활성기체 선상분석법

2.2.3 사중극자 질량분석기를 이용한 불활성기체 분석법

2.3 빙하용해수 분포 추정 방법

2.3.1 Composite tracer method

2.3.2 다변량최적분석법(Optimum Multi-Parameter Analysis, OMPA)

제 3 장 연구개발 결과

3.1 아문젠해 불활성기체 분포

3.1.1 2011년 불활성기체 분포

3.1.2 선상분석법으로 측정한 2018년 불활성기체와 빙하용해수 분포

3.1.3 불활성기체를 이용한 아문젠해 빙하용해수 분포

3.2 빙하용해수 분포 추정방법의 정교화

3.2.1 OMPA에 사용한 기원수

3.2.2 OMPA로 계산한 기원수 분포

3.2.3 Composite tracer method로 계산한 SMW와 비교

3.2.4 SMW 연간 유입량

제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

제 7 장 참고문헌



본 문

제 1 장 서론

서남극에 위치한 아문젠해에는 해빙이 없는 해역인 폴리냐가 만들어진다. 아문젠해 폴리냐에는 Dotson Ice Shelf(DIS)가 접해있다. 비교적 따뜻한 해수인 mCDW(modified Circumpolar Deep Water)가 Dotson Trough(DT)의 골을 따라 DIS 아래공간으로 유입되는데, mCDW 수온은 빙하의 녹는점보다 약 3°C 높기 때문에 DIS 아랫면을 녹이는 basal melting을 일으킨다(Walker et al., 2007; Jacobs et al., 2011; Pritchard et al., 2012). DIS 녹아 사라지는 양의 80%가 basal melting에 의해 발생한다고 보고된 바 있다(Rignot et al., 2013).

최근의 모델연구 결과는 인접한 Bellingshausen Sea(BS)에서 만들어진 빙하용해수가 만들어진 해역에 머무는 반면에 아문젠해에서 만들어진 빙하용해수는 절반 이상이 서쪽으로 유출되어 Ross Sea 담수화의 잠재적인 원인이 될 수 있다고 강조했다(Nakayama et al., 2017). Ross Sea의 담수화는 남극저층수 형성을 저해할 수 있으며(Nakayama et al., 2014), 이로 인해 전 지구적인 열 분배에 변화를 초래할 수 있다. 또한 빙하용해수는 주변 해역에 영양염을 공급하는 기원이 될 수 있으며(Cape et al., 2019), 결과적으로 남극 주변 해에서 일차생산 증가의 주요인으로 여겨지고 있다(Arrigo et al., 2015). 빙하용해수가 주변 해역의 환경에 미치는 영향을 정밀히 파악하기 위해서 해수 중 빙하용해수의 양을 정밀히 추정하고 그 확산 패턴을 조사할 필요가 있다.

불활성기체는 생물학적, 화학적인 반응에 참여하지 않기 때문에 해양에서 발생하는 물리적 현상의 좋은 추적자로 사용되었다. 남극에서 빙붕이 해저에서 녹을 때, 빙하 내부에 갇혀있던 기체가 높은 수압에 의해 모두 용해된다. 이때, 용해도가 낮은 헬륨과 네온은 각각 1060%, 770%의 과포화 상태가 관측된다(Weiss, 1971; Hohmann et al., 2002). 이 현상을 이용해서 가벼운 불활성기체(He, Ne)는 빙하용해수의 혼합에 대한 연구에서 추적자로 사용되었다(Schlosser, 1986; Schlosser et al., 1990; Hohmann et al., 2002; Rodehacke et al., 2006; Loose et al., 2009; Kim et al., 2016).

아문젠 폴리냐에서 높아진 헬륨과 네온의 포화도 이상을 이용해 빙하용해수의 분포를 추정한 연구(Kim et al., 2016)는 빙하용해수가 DIS 앞 400~600m 수심에

서 높은 비중(0.8%)을 차지하며 생성된 빙하용해수는 등밀도수심을 따라 대륙붕 단까지 유출된다고 보고했다(Kim et al., 2016). 하지만 대기와의 기체교환으로 소실된 불활성기체에 대한 계산을 하지 않았기 때문에 보고한 빙하용해수보다 많은 양이 분포할 가능성이 있다고 제시했다.

하지만 가벼운 불활성기체만 추적자로 사용하면 표층에서 bubble injection에 의해 He, Ne의 과포화가 발생하기 때문에 마치 표층에서 빙하용해수의 유입이 있는 것 같은 결과가 나타난다(Loose et al., 2014). 표층에서 bubble injection에 의한 효과와 빙하용해수의 혼합으로 나타나는 현상을 구분하기 위해 Loose et al. (2014)은 무거운 불활성기체(Ar, Kr, Xe)를 함께 사용하여 표층에서 빙하용해수 분포를 계산했다. $0.11\text{cm}^3\text{ g}^{-1}$ 의 기체가 포함된 빙하가 녹아서 만들어진 빙하용해수 1%가 주변의 해수($T = 0^\circ\text{C}$, $S = 34\text{ psu}$)에 섞이면 He, Ne, Ar, Kr, Xe의 포화도 이상은 각각 12.83%, 8.95%, -0.45%, -2.21%, -3.32% 변한다. 이 연구에서는 SMW의 분포와 표층으로 유입되는 담수의 분포를 계산하기 위해 수온, 염분과 더불어 불활성기체를 추적자로 사용했다.

본 연구에서는 남극 아문젠해에서 빙하용해수 분포 연구를 위한 불활성기체 분석에 소모되는 비용을 최소화하기 위해 불활성기체 선상분석법을 위한 장치를 제작했다. 불활성기체 선상분석법으로 분석한 불활성기체 농도를 검증하기 위해 기존의 불활성기체를 분석하는 질량분석법을 위한 시료를 채취했다. 또한, 극지연구소에서 분석을 하기위해 소모되는 비용을 줄이기 위해 부산대학교 실험실에 있는 사중극자질량분석기를 이용해 불활성기체 분석 장치를 제작했다. 불활성기체 선상분석법과 정밀분석장치를 이용해 불활성기체를 분석하고, 빙하용해수의 분포를 추정했다.

불활성기체를 빙하용해수 분포 추정의 추적자로 이용함으로써 빙하용해수를 심층에서 만들어져 주변 해역으로 혼합되는 Submarine meltwater(SMW), 빙하 표면에서 녹아 표층으로 유입되는 Surface melt runoff(SMR) 두 가지로 세분화할 수 있었다.

제 2 장 연구개발의 내용 및 범위

제 2.1 절 2018년 아문젠해 불활성기체 시료 채취

2.1.1 선상분석용 불활성기체 시료 채취

불활성기체 분석을 이용한 빙하용해수(Glacial meltwater, GMW) 분포 추정을 위한 연구는 2017년 12월~ 2018년 2월 동안의 아라온호의 아문젠 항해동안 이루어졌다. 빙하용해수의 분포를 추적하기 위해서 CTD 수직 프로파일, 불활성기체 선상 분석에 필요한 해수 시료를 채취했다. 해수 시료는 아문젠 해의 Dotson ice shelf(DIS)로부터 DT를 따라 대륙붕단까지의 구간, DT의 동 서 방향을 횡단하는 구간, Getz ice shelf(GIS)로부터 대륙붕단에 이르는 구간에서 같은 수심에서 duplicate로 총 740개의 시료가 채취되었다.

불활성기체 선상 분석을 위한 해수 시료는 40mL borosilicate glass vial에 채취되었다(Visser et al., 2013). 공기에 의한 시료 오염을 방지하기 위해서 콘이 있는 뚜껑을 이용해 채수할 때 시료 안으로 공기방울이 들어가지 않도록 했다. 채취한 시료는 He의 투과로 인한 시료 손실을 최소화하기 위하여 시료 채취 후, 분석할 때까지 물에 담아서 냉장보관했다.

2.1.2 불활성기체 구리관 시료 채취

아문젠해 불활성기체수직 분포를 파악과 불활성기체 선상분석법 검증을 위한 불활성기체 구리관 시료는 Niskin bottle이 갑판에 올라온 후 가장 먼저 채취되었다. 해수 시료는 투명한 튜브를 이용하여 시료를 오염시킬 수 있는 공기 방울이 모두 제거된 것을 확인 후 튜브를 클립으로 막아 임시로 보관했다. 임시 보관된 시료는 즉시 유압기를 이용해서 구리관 양 끝을 압착시켜 해수 시료를 구리관 내부에 채취했다(Young and Lupton,1983). 불활성기체 구리관 시료는 채수에 긴 시간이 소요되고, 불활성기체 선상분석법을 검증하기 위해 유리병 시료보다 적은 554개가 채취됐다.



그림 1 불활성기체 선상분석법에 사용에 사용한 유리병(좌하단)과 뚜껑(좌 상단), 불활성기체 구리관 시료(우)



그림 2. 불활성기체 구리관 시료 채수모습(좌)과 구리관 절단(우상단), 불활성기체 선상분석용 유리병 시료 채수 모습(우하단).

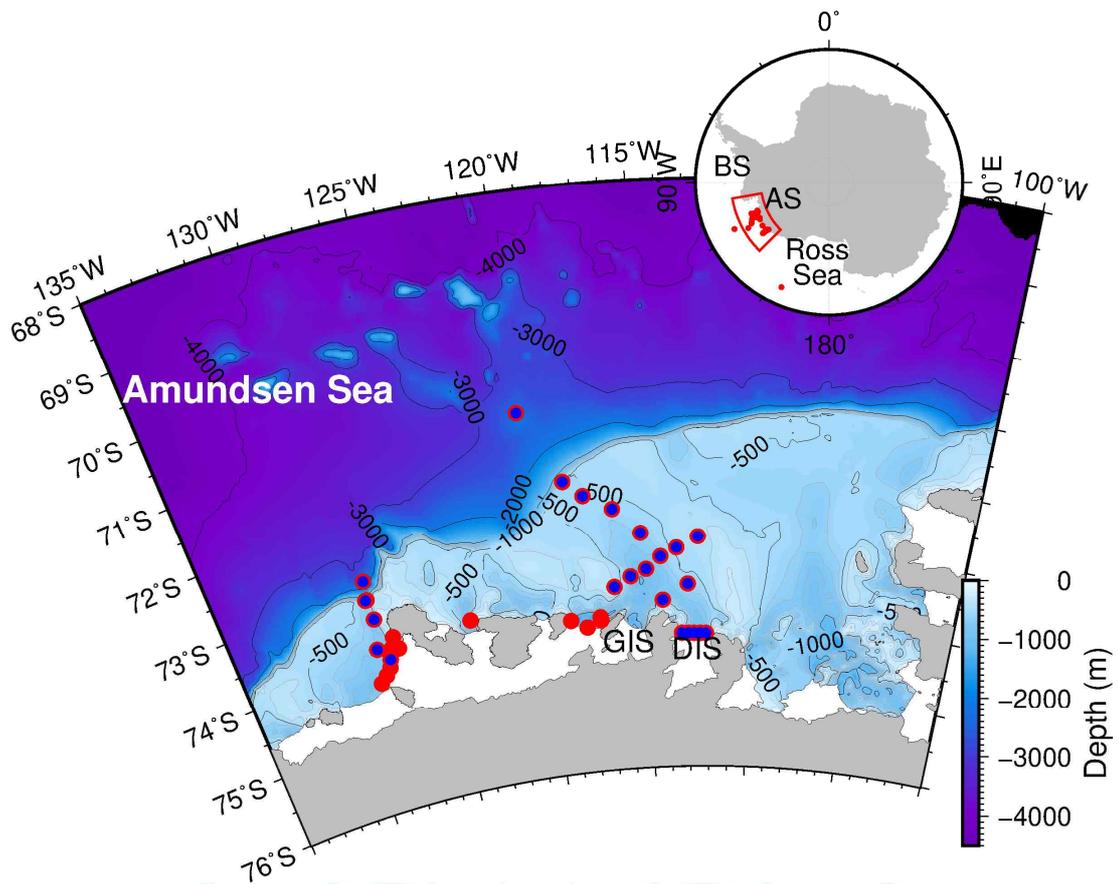


그림 3. 2018년 아문젠해 현장조사 정점도. 불활성기체 시료는 26개의 파란색 정점에서 채취했다.

제 2.2 절 불활성기체 선상분석법

2.2.1 불활성기체 질량분석법

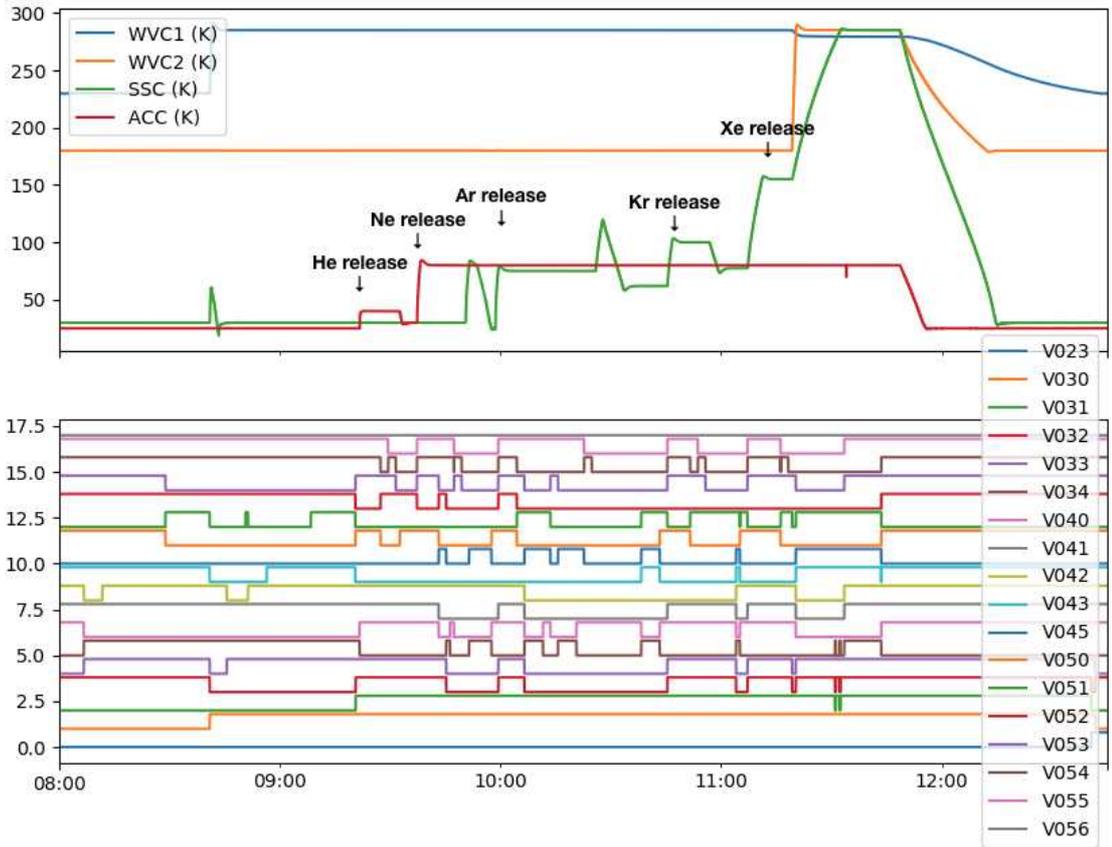
극지연구소 불활성기체 질량분석실의 질량분석기를 이용해 해수 시료의 용존 불활성기체 분석을 위한 질량분석법을 개발했다. 구리관에 보관된 해수 시료는 진공관 내부에서 용존상태의 기체시료를 추출한다. 추출된 기체 시료는 액체질소를 이용하여 He이 투과하지 않는 유리 앰플 내부에 보관한다.

질량분석기로 분석 전, 유리 앰플에 보관된 기체시료는 주요 활성기체를 제거하기 위한 prep-line으로 주입한다. Prep-line으로 주입된 기체 시료는 물과 이산화탄소를 제거하기 위해 prep-line에 함께 부착되어있는 cryogenic trap의 water vapor cryo-trap(WVC)로 이동된다. 물과 이산화탄소가 제거된 기체시료는 금속 게터를 이용해 나머지 활성기체를 제거한다. 금속 게터를 지나 활성 기체가 제거된 불활성기체 시료는 각각의 끓는점 차이를 이용해 분리한다. 무거운 불활성기체(Ar, Kr, Xe)은 stainless steel cryo-trap(SSC)에 가벼운 불활성기체(He, Ne)은 active charcoal cryo-trap(ACC)에 분리한다. 두 가지 cryo-trap(SSC, ACC)에 붙잡혀 있는 불활성기체는 순차적으로 온도를 올리면서 방출한 뒤 질량분석기로 분석한다.

불활성기체 분석 과정은 실험에 걸리는 시간 조건이 항상 같도록 유지하기 위해서 자동화했다. 연구기간동안 실험 과정을 최적화하여 하나의 불활성기체 시료를 분석하는데 걸리는 시간을 3시간 이내로 단축시켰다.



그림 4 불활성기체 추출 진공라인(상)과 불활성기체 질량분석기(하).



불활성기체 질량분석기 전처리 라인의 극저온 트랩 온도 변화 그래프(상)와 전처리 라인 밸브 작동 그래프(하). 불활성기체는 일반적인 환경에서 화학반응에 참여하지 않기 때문에 분석을 하기 위해서 각각의 끓는점 차이를 이용하여 분리하는 특별한 전처리를 필요로 한다. 이 전처리를 하기 위해 사용되는 ACC(Activated charcoal cryo-trap; He, Ne을 분리)와 SSC(Stainless steel cryo-trap; Ar, Kr, Xe을 분리), WVC1, 2(Water vapor cryo-trap; 시료 주입시 수증기 제거)의 온도 변화가 기존 대비 3시간 단축 되었다. 이 중에서 특히 SSC와 ACC의 작동 중 불필요한 부분을 삭제하거나 동시에 작동할 수 있는 부분을 정교하게 다듬어 전처리에 걸리는 시간을 줄였다(상). 밸브가 열렸을 때 위, 닫히면 아래로 가는 모습을 보여준다. 기존에 모든 단계가 별개의 시간선에서 작동을 한 반면 수정 후 정교하게 프로세스를 다듬어 가능한 동시에 작동하도록 개선했다.

2.2.2 불활성기체 선상분석법

연구에 이용한 MIMS(membrane inlet mass spectrometer) 시스템은 Kana et al. (1994)의 연구에서 디자인된 MIMS 시스템에서 해수에 용존되어 있는 불활성 기체를 분석하기 위하여 고안되었다. MIMS 시스템에서 해수 시료의 기체는 압력 차이에 의해서 박막을 투과한다. 실리콘 박막을 투과한 기체 시료는 분석 전처리를 위한 prep-line을 따라 흐른다. Prep-line에는 금속게터가 있는데, 기체 시료가 금속게터를 통과할 때 반응성이 있는 대부분의 기체는 흡수된다. 반응성이 큰 기체가 정제된 불활성기체는 prep-line 끝에 있는 사중극자질량분석기(QMS, quadrupole mass spectrometer)를 이용해 분석한다.

채취한 시료는 헬륨의 손실을 방지하기 위하여 최대한 빠른 시간 내(<2h)에 분석했다. 연동식 펌프(Minipuls3, Gilson)를 이용하여 해수 시료를 분석시스템으로 주입했다. 해수 시료는 2mL min^{-1} 의 유속으로 5분간, 총 10mL가 주입되었다. 시료 주입 중에는 대기와의 기체 교환의 효과를 최소화하기 위하여 vial의 바닥부터 주입했고, 모든 샘플의 박막 투과성을 일정하게 유지하기 위하여 항온 수조(Julabo 200F, Julabo)와 열 평형장치를 이용하여 섭씨 10도를 유지하였다. 열 평형장치를 지난 해수 시료는 75mm 길이의 실리콘 박막(Bay Instruments)을 지날 때 압력 차이로 인해 진공상태의 prep-line으로 유입된다.

실리콘 박막을 통과한 기체 시료는 진공펌프가 기체를 펌핑함에 따라서 박막으로부터 질량분석기까지 일정하게 흐른다. 헬륨, 네온과 같은 불활성기체는 해수 중 매우 적은 양이 용존되어 있기 때문에 측정을 위해서 불활성기체를 제외한 나머지 기체를 제거할 필요가 있다. 질량분석기에 주입되기 전, 기체 시료는 prep-line을 통과하면서 두 가지 금속게터(hot getter, room temperature getter)를 지난다. 시료가 hot getter(St2002, SAES getters)를 지날때 메탄, 이산화탄소, 질소, 물 등의 기체가 흡수된다. Hot getter를 지난 기체 시료는 room temperature getter를 지나면서 수소와 다른 남은 기체가 제거된다. 기체의 흐름에 따라 getter의 기체 제거 효율을 증가시키기 위하여 긴 원통 모양의 chamber를 사용했고, 양이 많은 질소 제거에 가장 효율이 높은 St2002를 사용했다(Manning et al., 2016).

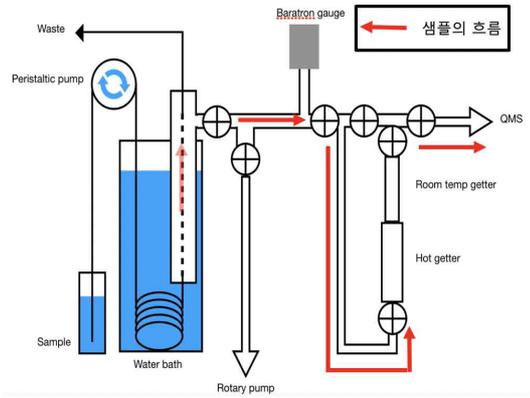


그림 6. 불활성기체 선상분석법에 사용한 분석시스템(좌)과 모식도(우).



표 2. 불활성기체 선상분석법에 사용한 질량분석기 parameter. He은 시그널이 높을 때 변동성이 작았기 때문에 최대한 높은 시그널을 얻을 수 있는 조건에서 측정했다. Ne은 $m/z = 22$ 에서 double charged CO_2 의 시그널이 ^{22}Ne 의 시그널과 겹치는 것을 방지하기 위해서 double charged CO_2 가 생성되는 electron energy = 37eV보다 낮은 35eV가 사용되었고(Manning et al., 2016), electron energy = 35eV에서 사용 가능한 emission current 500uA 에서 측정 하였다. 나머지 기체는 모두 electron energy 55eV, emission 500uA 에서 측정했다. Ar은 가장 많이 존재하는 ^{40}Ar 이 아닌 다른 불활성기체와 비슷한 정도의 시그널을 나타내는 ^{38}Ar 을 측정했다. 가장 낮은 시그널을 나타내는 ^{22}Ne 는 시그널의 안정성을 위하여 10000ms, 다음으로 낮은 시그널을 나타내는 4He 는 5000ms동안 측정했다. 모든 불활성기체의 분석 주기는 약 30초가 소요 된다.

	ms (m/z)	Electron energy (eV)	Emission (uA)	Multiplier	Dwell time (ms)	Settle time (ms)
He	4	70	1000	1200	5000	1000
N2	14	55	500	1200	50	50
Ne	22	35	500	1200	10000	4000
Ar	38	55	500	1200	1000	1000
CO2	45	55	500	1200	100	100
Kr	84	55	500	1200	1000	1000

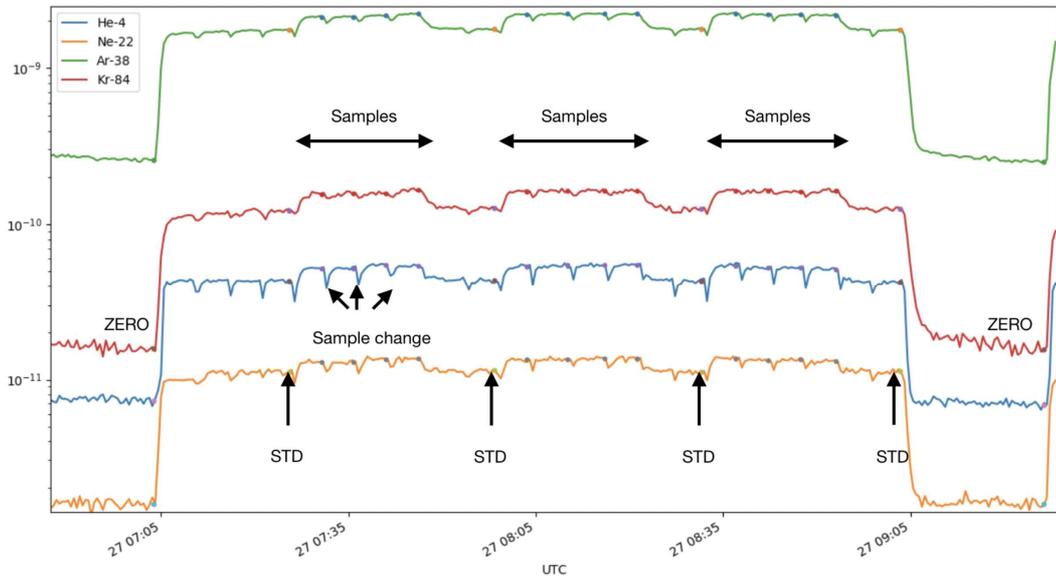


그림 7 불활성기체 선상분석법으로 측정된 각각의 불활성기체 분석과정. 분석 전과 후에는 시료를 주입하지 않은 채 질량분석기의 배경값(zero)을 측정했다. 3~5개의 시료 측정 후, 대기과 기체포화도 평형에 이른 표준해수용액 (STD)을 분석해서 시료의 불활성기체 농도를 측정했다.

극지연구소

2.2.3 사중극자 질량분석기를 이용한 불활성기체 분석법

부산대학교 실험실에 있는 사중극자 질량분석기를 활용해 불활성기체를 분석하는 장치를 개발했다(Kulongoski et al., 2002). 해수 속의 불활성기체는 진공 시스템 내부에서 기체를 추출한다. 진공관 내부로 방출된 기체 시료는 아세톤 슬러리(-94℃)를 담은 U자 관에서 물과 이산화탄소를 제거한다. 물과 이산화탄소가 제거된 기체 샘플에 농도를 알고 있는 동위원소 표준시료를 주입한다. 동위원소 표준시료와 혼합된 기체 시료는 나머지 활성기체를 제거하기 위해 300℃의 금속 게터(ST 2002, SAES getters)에 노출시킨다. 활성기체가 제거된 불활성기체 시료는 액체질소로 온도를 낮춘 CF1, CF2(active charcoal trap)에서 Ar, Kr, Xe을 가둔다. CF1과 CF2에 잡히지 않는 He과 Ne은 QMS로 주입하여 20분간 측정한다(그림 9).



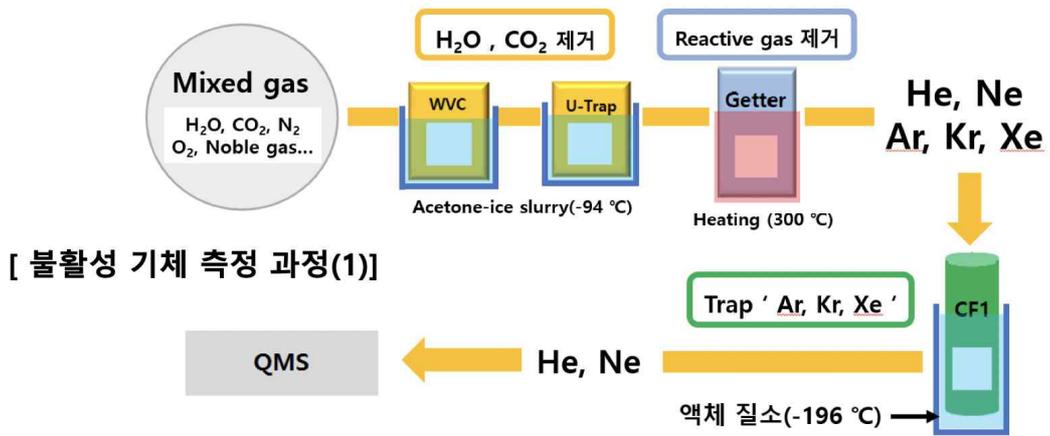


그림 8 He과 Ne의 측정 과정



CF1에 잡혀있는 Ar, Kr, Xe을 측정하기 위해서 CF1을 100℃로 가열한다. CF1 내부의 기체가 방출될 때, 부피 보정이 된 진공관 내부 압력 변화로 Ar의 양을 측정한다. CF1에 잡혀있던 기체가 모두 방출되어 압력의 변화가 없을 때 U자관을 액체질소로 온도를 낮춰 진공관 내부의 Kr과 Xe을 trap한다. 진공관 내부의 Ar은 추 후 동위원소비 측정을 위해 1cm³를 보관하고 터보펌프를 이용해 버린다. U자관을 100℃로 가열하여 진공관으로 방출한 뒤 QMS로 주입해 측정한다. Kr과 Xe을 측정한 뒤 보관되어 있는 Ar을 방출해 아르곤 동위원소 비를 측정한다(그림 10).



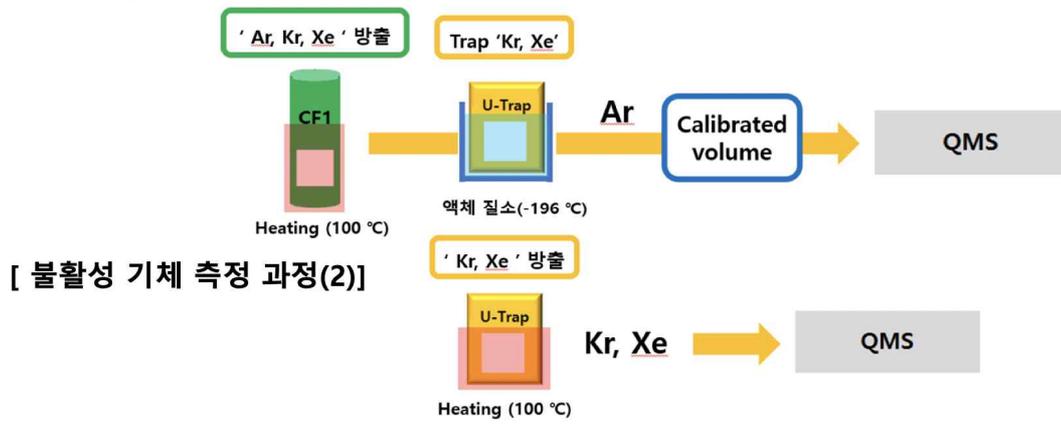


그림 9 Ar, Kr, Xe 분석 과정





Gas measurement section Gas preparation section Sample release section

그림 10 사중극자 질량분석기를 이용한 불활성기체 분석 장치.



제 2.3 절 빙하용해수 분포 추정방법

2.3.1 Composite tracer method

남극의 빙하용해수 분포를 설명하기 위하여 많은 연구에서 사용되었던 composite tracer method는 두 가지 추적자 쌍의 분포로 빙하용해수의 비중을 계산한다. 두 가지 수괴 (mCDW, SMW)가 혼합된다면 하나의 추적자(X)에 대한 단순한 일차식으로 각각의 비중 (f_{SMW})을 알 수 있다.

$$X_{obs} = f_{SMW} \times X_{SMW} + (1 - f_{SMW}) \times X_{mCDW}$$

따라서 SMW의 비중(f_{SMW})은 아래와 같이 정의된다.

$$f_{SMW} = \frac{X_{obs} - X_{mCDW}}{X_{SMW} - X_{mCDW}}$$

하지만 mCDW, WW, SMW 세 가지의 수괴가 혼합될 때는 위의 식으로는 각각의 비중을 계산할 수 없기 때문에 두 가지 추적자 (X^1, X^2)를 활용한다. 아래와 같은 식을 통해 추적자2(X^2)의 실제 값과 mCDW, WW 두 수괴의 단순한 혼합이 일어날 때 추적자1(X^1)의 같은 농도에서 추적자2(X^2)의 가상의 값과 차이를 구하여 $\psi_{mix}^{2,1}$ 로 정의한다.

$$\psi_{mix}^{2,1} = (X_{obs}^2 - X_{mCDW}^2) - (X_{obs}^1 - X_{mCDW}^1) \left(\frac{X_{WW}^2 - X_{mCDW}^2}{X_{WW}^1 - X_{mCDW}^1} \right)$$

위와 같이 SMW, mCDW가 혼합될 때의 $\psi_{SMW}^{2,1}$ 를 구하면 빙하용해수의 비중을 $\psi_{mix}^{2,1}$ 과 $\psi_{SMW}^{2,1}$ 의 비를 통하여 추정할 수 있다(Jenkins, 1999).

$$\psi_{SMW}^{2,1} = (X_{SMW}^2 - X_{mCDW}^2) - (X_{SMW}^1 - X_{mCDW}^1) \left(\frac{X_{WW}^2 - X_{mCDW}^2}{X_{WW}^1 - X_{mCDW}^1} \right)$$

$$f_{SMW} = \frac{\psi_{mix}^{2,1}}{\psi_{SMW}^{2,1}}$$

2.3.2 다변량최적분석법 (Optimum Multi-Parameter Analysis, OMPA)

다변량최적분석법(Tomczak, 1981)은 관측한 해수의 특성이 정의된 기원수의 혼

합에 의한 결과라는 가정 아래에 각기원수의 비중을 계산하는 분석법이다. OMPA를 시행하기 위해서는 가장 먼저 혼합되지 않은 기원수와 기원수들이 가지고 있는 추적자 특성을 정의한다. 섞이지 않은 각각의 기원수는 선형적인 혼합을 통해서 추적자들의 관측값을 만든다. 이 때 관측값을 가장 잘 설명하는 기원수들의 혼합비를 계산한다. 기원수의 비중을 계산하기 위해서 기원수의 수 보다 많은 추적자를 사용하여 과결정체계의 연립방정식을 세우고, 연립방정식의 해를 구하여 기원수들의 비중을 계산한다. 이때, 각각의 기원해수 비중은 0 보다 작을 수 없다. 또한, 기원수 비중의 합은 1이라는 제한식이 생긴다. 이 두 제한 조건 아래에서 기원수의 특성 행렬 G 와 기원 해수의 비중 x 의 곱이 관측 값 행렬 A 을 만든다. R 은 non negative least square 함수를 이용해 해(x)를 구할 때 발생하는 잔차의 행렬이다.

$$Gx = A + R$$

OMPA를 사용해서 n 개의 기원수를 구분하기 위해 $m-1$ 개의 추적자를 변수로 사용한다. 기원수의 추적자 특성으로 이루어진 행렬 G 는 $m \times n$, 기원수 비중 행렬 x 는 $n \times 1$, 관측값으로 이루어진 행렬 A 는 $m \times 1$ 의 행렬을 이루게 된다. 그리고 G 와 A 의 마지막 원소로 질량보존을 위한 변수인 1을 추가한다. 간단하게 나타낸 위의 식을 실제 계산에 사용된 행렬로 표현하면 아래와 같다.

$$\begin{bmatrix} T_{mCDW} & T_{WW} & T_{AASW} & T_{SMW} & T_{SMR} \\ S_{mCDW} & S_{WW} & S_{AASW} & S_{SMW} & S_{SMR} \\ {}^3He_{mCDW} & {}^3He_{WW} & {}^3He_{AASW} & {}^3He_{SMW} & {}^3He_{SMR} \\ {}^4He_{mCDW} & {}^4He_{WW} & {}^4He_{AASW} & {}^4He_{SMW} & {}^4He_{SMR} \\ Ne_{mCDW} & Ne_{WW} & Ne_{AASW} & Ne_{SMW} & Ne_{SMR} \\ Ar_{mCDW} & Ar_{WW} & Ar_{AASW} & Ar_{SMW} & Ar_{SMR} \\ Kr_{mCDW} & Kr_{WW} & Kr_{AASW} & Kr_{SMW} & Kr_{SMR} \\ Xe_{mCDW} & Xe_{WW} & Xe_{AASW} & Xe_{SMW} & Xe_{SMR} \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f_{mCDW} \\ f_{WW} \\ f_{AASW} \\ f_{SMW} \\ f_{SMR} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_{obs} \\ S_{obs} \\ {}^3He_{obs} \\ {}^4He_{obs} \\ Ne_{obs} \\ Ar_{obs} \\ Kr_{obs} \\ Xe_{obs} \\ 1 \end{bmatrix} + R$$

이때 사용된 추적자들은 분포 범위가 서로 다르기 때문에, 각 추적자별로 평균, 표준편차를 이용하여 표준화시킬 필요가 있다. 아래에 표준화시킨 G , A 를 G' , A' 로 표시하였다. 기원수 특성 사이에 큰 차이를 보이는 추적자는 기원수 사이의 차이를 구별하기 좋다. 반면에 측정 오차가 큰 추적자는 분석 결과의 신뢰도를 떨어뜨린다. 따라서 추적자들마다 오차와 기원수를 구분하는 능력이 다르기 때문에 기원수간의 특성 g_{m-1} 의 분산 δ^2 을 특성을 측정할 때 발생하는 가장 큰 오차 e_{max} 로 나눈 δ^2/e_{max} 를 가중치로 사용하여(Tomczak, 1989) 가중치 행렬(w)을 만든다.

$$w(G'x - A') = R$$

위에서 설명한 대로 새로운 연립방정식을 세우고 non-negative least square 함수를 이용해서 연립방정식의 해를 구할 때 발생하는 잔차의 크기($R^T R = (G'x - A')^T W^T W (G'x - A')$)가 최소가 되는 행렬 x 를 산출한다.



제 3 장 연구개발 결과

제 3.1 절 아문젠해 불활성기체 분포

3.1.1 2011년 불활성기체 분포

그림16의 헬륨 동위원소비($\delta^3\text{He}$)는 표층에서 대기과 기체교환에 의해 대기과 포화된 동위원소비($\approx -1.8\%$)와 가까운 분포를 보였다(Benson and Krause, 1980). $\delta^3\text{He}$ 은 수심이 깊어질수록 증가했다. 해령에서는 대기보다 8배 가량 높은 $\delta^3\text{He}$ 값을 보이는 맨틀기원의 헬륨이 공급되는데(Lupton and Craig, 1975; Lupton, 1983; Hohmann et al., 2002; Winckler et al., 2010), CDW가 남극대륙의 대륙붕에 유입되기 전에 맨틀기원의 헬륨을 공급받기 때문이다.

^3He 의 농도는 표층에서 대기과 포화된 농도를 가졌으며 수심이 증가할수록 농도가 높아졌다(그림 15). 400~600m 수심에서 가장 높은 농도를 보이고 수심이 더 깊어지면 감소했다. 중층에서 높아지는 He 농도는 빙봉에 가까운 10번 정점에서 가장 크게 나타났다. 중층에서 ^3He 의 농도는 증가하지만 $\delta^3\text{He}$ 는 감소되는 현상은 중층에서 $\delta^3\text{He}$ 가 높은 맨틀 기원이 아닌 다른 기원의 He이 연구해역에 유입된다는 것을 뜻한다. Kim et al. (2016)은 ^3He 과 ^4He 의 상관관계도에서 중층(300~600m)의 관측값이 대기 $\delta^3\text{He}$ 와 같은 1.384×10^{-6} 인 직선 위에 놓이는 것을 확인했다. 이로 인해 mCDW에 대기 성분의 He이 심층에서 유입되고 과량의 He은 표층에서 대기 해양 기체교환에 의해 소실된다는 것을 알 수 있다(Kim et al., 2016; 3.3 절). SMW가 극지해역에서 많은 양의 대기기원 He ($^3\text{He}/^4\text{He} \sim 1.34 \times 10^{-6}$)을 공급원이기 때문에(Schlosser, 1986; Hohmann et al., 2002; Hahm et al., 2004) 연구해역의 중층에 SMW가 유입된다는 것을 짐작할 수 있다.

$\delta^3\text{He}$ 의 연직 분포는 전 수심에서 He이 과포화 상태에 있다는 것을 보여준다(그림 16). 표층에서는 과포화된 He이 대기-해양 기체교환을 통해 대기로 빠져나가기 때문에 포화도이상이 0%에 가까웠다. 수심이 깊어질수록 $\delta^3\text{He}$ 은 값이 올라갔고 가장 높은 $\delta^3\text{He}$ 은 400~600m 수심에서 관측됐다. ^3He , ^4He 에서 알 수 있었던 것과 같이 SMW로부터 유입된 He이 수심이 감소할수록 기체교환으로 인해 소실되는 것을 볼 수 있었다. 중층의 높은 값과 표층 사이에는 WW가 분포하는데, WW 역시 과포화상태에 있었다. WW가 만들어지는 동안 거센 바람에 의해 bubble injection이 발생한다. 해수면 아래로 들어간 공기방울은 수압에 의해서 부분적으로 혹은 완전히 해수에 용해된다. 용해도가 매우 낮은 He은 매우 적은

양이 해수에 녹아있기 때문에 bubble injection으로 He이 더 용해되면 포화도이상은 양의방향으로 이동하게 된다(Hamme et al., 2019). CDW의 He 역시 과포화 상태에 있으며 아문젠해 폴리냐 내부로 흘러들어온 mCDW도 과포화 상태에 있는 것을 $\delta^3\text{He}$ 의 연직분포에서 확인할 수 있다. 이미 과포화 상태에 있는 심층의 mCDW가 SMW와 혼합되면서 추가적인 He을 얻기 때문에 ^3He 의 연직 분포에서 볼 수 있는 것과 같이 중층에서 $\delta^3\text{He}$ 이 높았다. Ne 역시 He과 유사한 수직 분포를 보인다. 하지만 Ne은 대기가 유일한 기원이며, 해령에서 맨틀로부터 추가적인 공급되는 He과 달리 간단한 지화학적 순환구조를 가지기 때문에 (Hohmann et al., 2002) mCDW에서포화도이상은 낮다.



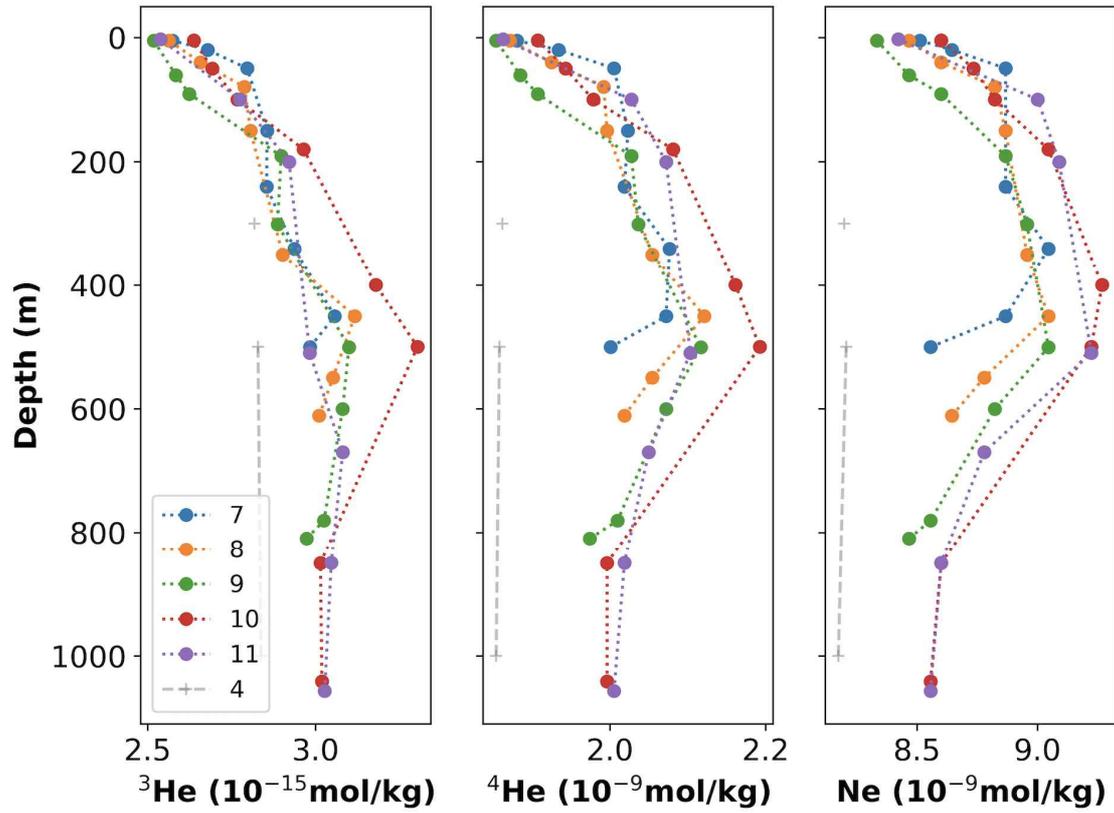


그림 14 가벼운 불활성기체(^3He , ^4He , Ne) 분포. 가벼운 불활성기체는 낮은 용해도로 인해서 표층에서는 낮은 농도를 보인다. 중층에서 가벼운 불활성기체의 농도가 급격히 높아지는데, 이는 빙하용해수의 혼합에 의해 가벼운 불활성기체가 추가로 유입되기 때문이다.

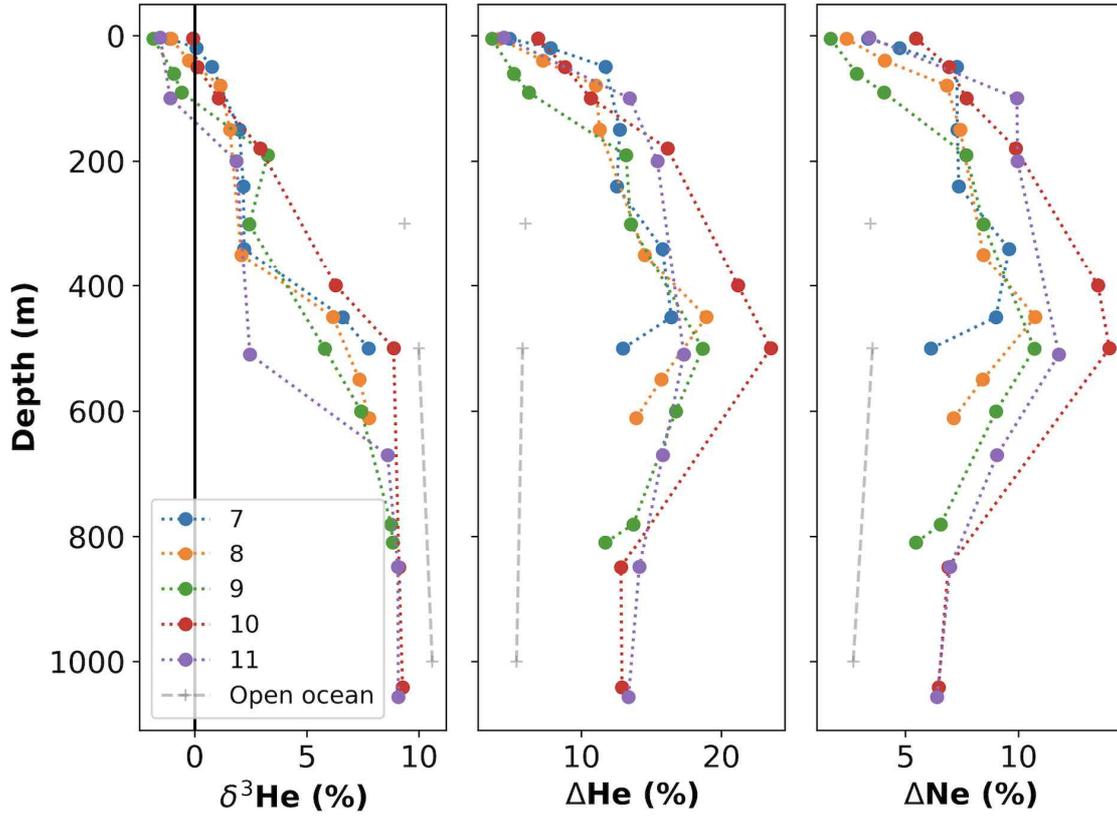


그림 15 He 동위원소 조성비($\delta^3\text{He}$)와 가벼운 불활성기체 포화도이상 분포

극지연구소

무거운 불활성기체는 심층에서 낮은 농도를 보이며 표층에 가까워질수록 농도가 높아졌다. 앞서 설명한 가벼운 불활성기체와 다르게 무거운 불활성기체의 포화도 이상은 심층에서 0보다 작다. 심층수가 만들어지는 극지 해역에서 표층의 물이 냉각되면 해수에 녹을 수 있는 기체의 양은 증가한다. 이때, 무거운 불활성기체가 용해되는 속도보다 냉각이 빠르게 일어나기 때문에 포화도 이상은 작아진다. 따라서 무거운 불활성기체는 일반적으로 심층에서 불포화 상태가 관측된다(Hamme et al., 2018). mCDW가 주로 분포하는 450m보다 깊은 수심에서 무거운 불활성기체는 가장 낮은 농도가 관측됐다. WW가 주로 분포하는 수심(200~450m)에서는 mCDW보다 비교적 높은 농도를 보였다. WW의 위로 표층에서는 대기-해양 기체교환으로 인해 대기로부터 무거운 불활성기체를 공급받아 가장 높은 농도를 보였다.

무거운 불활성기체의 농도는 표층에 가까울수록 증가하지만 포화도 이상은 WW가 주로 분포하는 중층에서 가장 낮게 나타났다(그림 17, 그림 18). WW가 만들어지는 겨울동안, 해수는 표층에서 냉각되고 냉각된 해수가 깊은 수심까지 가라앉아서 WW를 만든다. 이 때, 심층수가 형성될 때와 마찬가지로 WW에 무거운 불활성기체가 녹는 속도보다 빠르게 냉각이 되고, WW가 만들어지는 동안에는 해표면에 해빙이 있기 때문에 기체교환이 제한적으로 일어난다. 이러한 두 이유로 인해서 WW의 무거운 불활성기체 포화도이상은 0보다 작다. WW보다 수심이 얕은 표층에서는 태양복사에 의한 수온이 증가하고, 대기-해양 기체교환이 일어난다. 수온이 증가하기 때문에 해수에 용해될 수 있는 기체 양이 줄어들면서 용존기체의 농도가 변하지 않아도 포화도이상은 증가한다. 이때 표층에서는 대기-해양 기체교환이 함께 일어나기 때문에 표층에서 무거운 불활성기체 포화도이상은 증가한다.

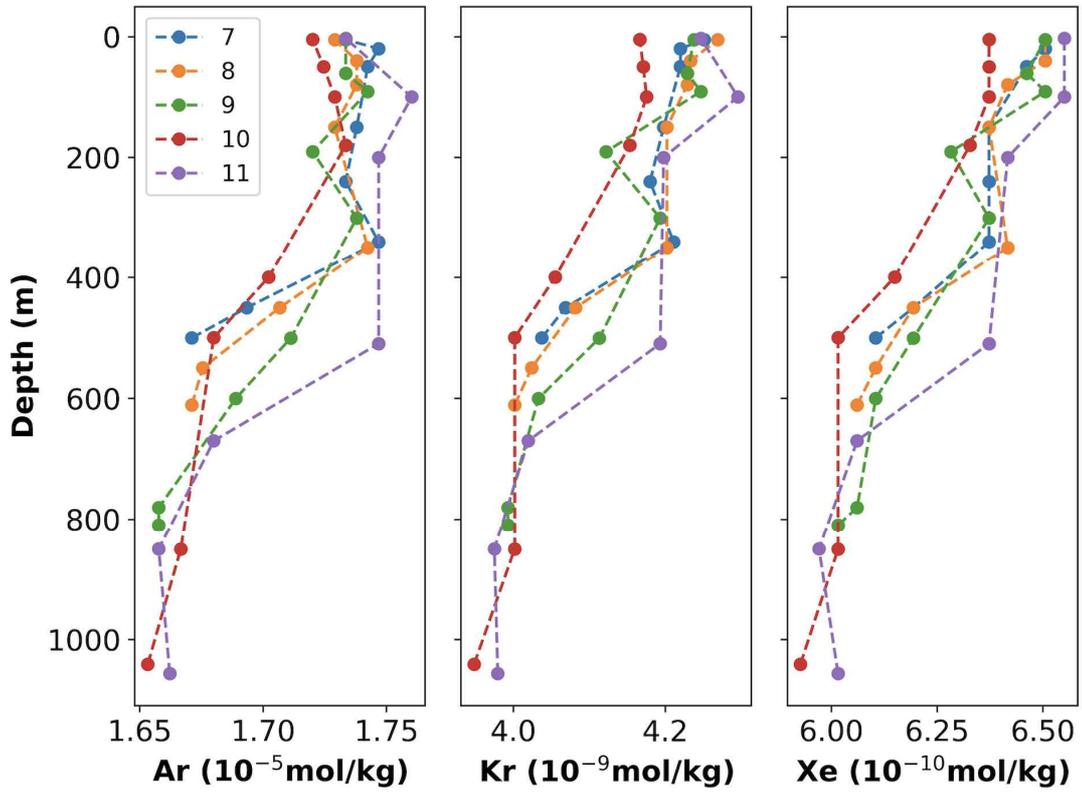


그림 16 무거운 불활성기체(Ar, Kr, Xe) 농도 분포

극지연구소

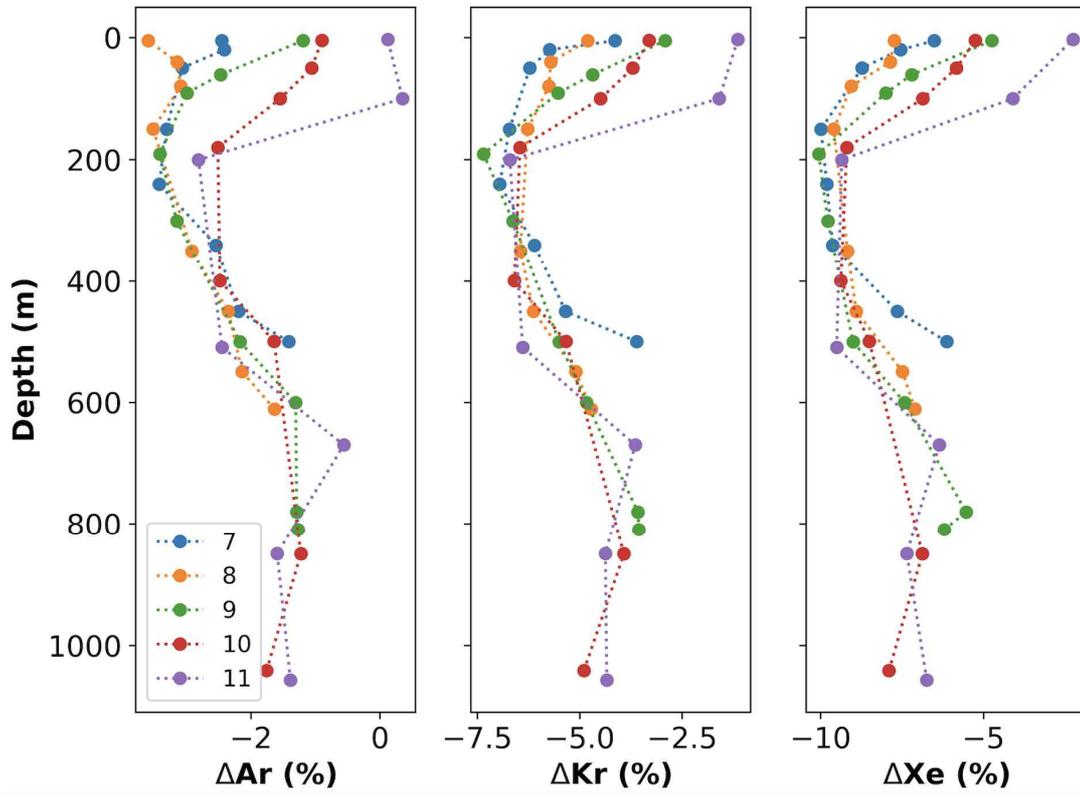


그림 17 무거운 불활성기체(Ar, Kr, Xe) 포화도이상 분포

극지연구소

3.1.2 선상분석법으로 측정한 2018년 불활성기체 분포와 빙하용해수 분포

2018년 아문젠해 폴리나에서 선상분석법을 이용해 용존 불활성기체를 분석했다. 분석한 용존 불활성기체의 농도를 이용해서 Kim et al. (2016)에 제시된 방법에 따라 빙하용해수의 분포를 추정했다. 아문젠해 내부의 Dotson Trough를 따라 불활성기체의 분포를 위해 주황색 영역의 정점에서 헬륨과 네온의 분포를 확인했다.

Dotson Trough를 따라서 가장 깊은 수심에는 헬륨의 포화도 이상이 10%를 나타냈다. 하지만 중층에서 헬륨 포화도 이상은 20% 이상의 높은 분포를 보였다. 이 결과는 빙하가 녹을 때, 빙하 내부에 갇혀 있던 헬륨이 중층에 공급되는 것을 의미한다. 표층에서는 빙하로부터 공급받은 헬륨이 기체교환을 통해 소실되는 것을 볼 수 있다. 빙하용해수는 Dotson Trough의 중층을 따라 대륙붕단으로 유출되는 분포를 했다. 불활성기체의 농도를 바탕으로 빙하용해수의 분포를 추정했을 때, 기존의 연구에서 사용한 방법(composite tracer method; Jenkins et al., 1999)과 차이점을 확인하기 위해 염분, 용존산소를 이용해 빙하용해수의 분포를 비교했다. 수심이 200m보다 얇은 관측점에서 composite tracer method의 결과는 신뢰도가 낮기 때문에 표층에서 빙하용해수 분포는 비교할 수 없다. 하지만, 중층에서 높은 빙하용해수의 분포와 빙붕으로부터 대륙붕단으로 빙하용해수가 빠져나가는 경향은 일치했다. Composite tracer method는 아문젠해 폴리나 내부로 들어온 mCDW에 혼합된 빙하용해수를 추정하고, 불활성기체를 이용한 방법은 헬륨을 공급받지 않은 외부의 CDW에 섞인 빙하용해수를 계산한다. 이러한 두 방법 사이의 차이로 인해서 불활성기체를 이용해 추정한 빙하용해수가 더 높은 값을 보였다.

Dotson Ice Shelf 앞에서 서-동 방향의 헬륨 포화도 이상은 동쪽의 저층에서 낮았고 중층의 서쪽에서 가장 높았다. 이는 mCDW가 Dotson Trough 내부에서 동쪽의 저층을 따라 유입되고 서쪽의 중층으로 나온다는 결과와 일치한다(Kim et al., 2016). 불활성기체 분석 자료의 부재로 빙붕 서쪽에서 빙하용해수의 분포를 정확히 추정할 수 없었지만 composite tracer method로 추정한 빙하용해수와 경향성이 일치했다.

아문젠해 폴리냐와 인접한 Wrigley Gulf에 있는 Getz Ice Shelf에서 헬륨 포화도 이상은 10% 이하로 아문젠해 폴리냐 내부보다 현격히 작았다. Wrigley Gulf는 아문젠해 폴리냐와 인접한 지역이지만 매우 적은 양의 빙하용해수가 만들어져 유입되고 있다.



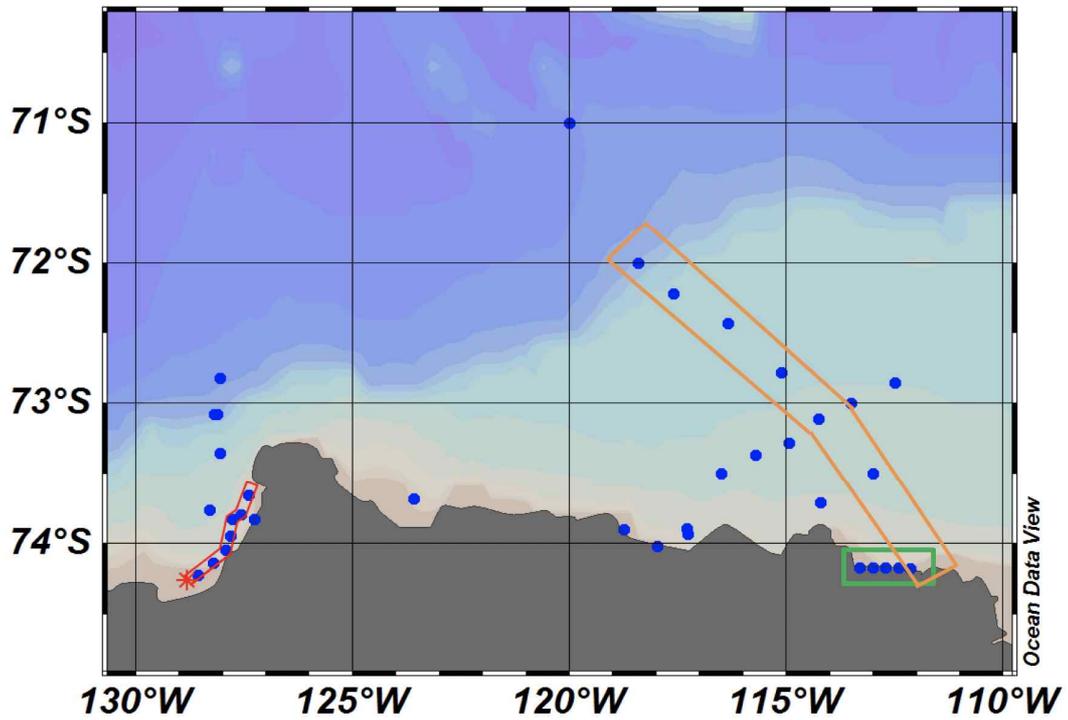


그림 18. 2018년 아라온호 남극항해 정점도. 아문젠해 폴리냐 내부에서 Dotson Trough를 따른 빙하용해수 분포를 추정하기 위한 주황색 영역, Dotson Ice Shelf 앞에서 빙하용해수 분포를 추정하기 위한 초록색 영역, 아문젠해 폴리냐와 인접한 해역(Wrigley Gulf)에서 빙하용해수 분포를 확인하기 위한 빨간색 영역을 선정했다. 선정된 영역에서 불활성기체 분포를 분석했다. 분석한 불활성기체 자료를 이용해 빙하용해수 분포를 추정했다.

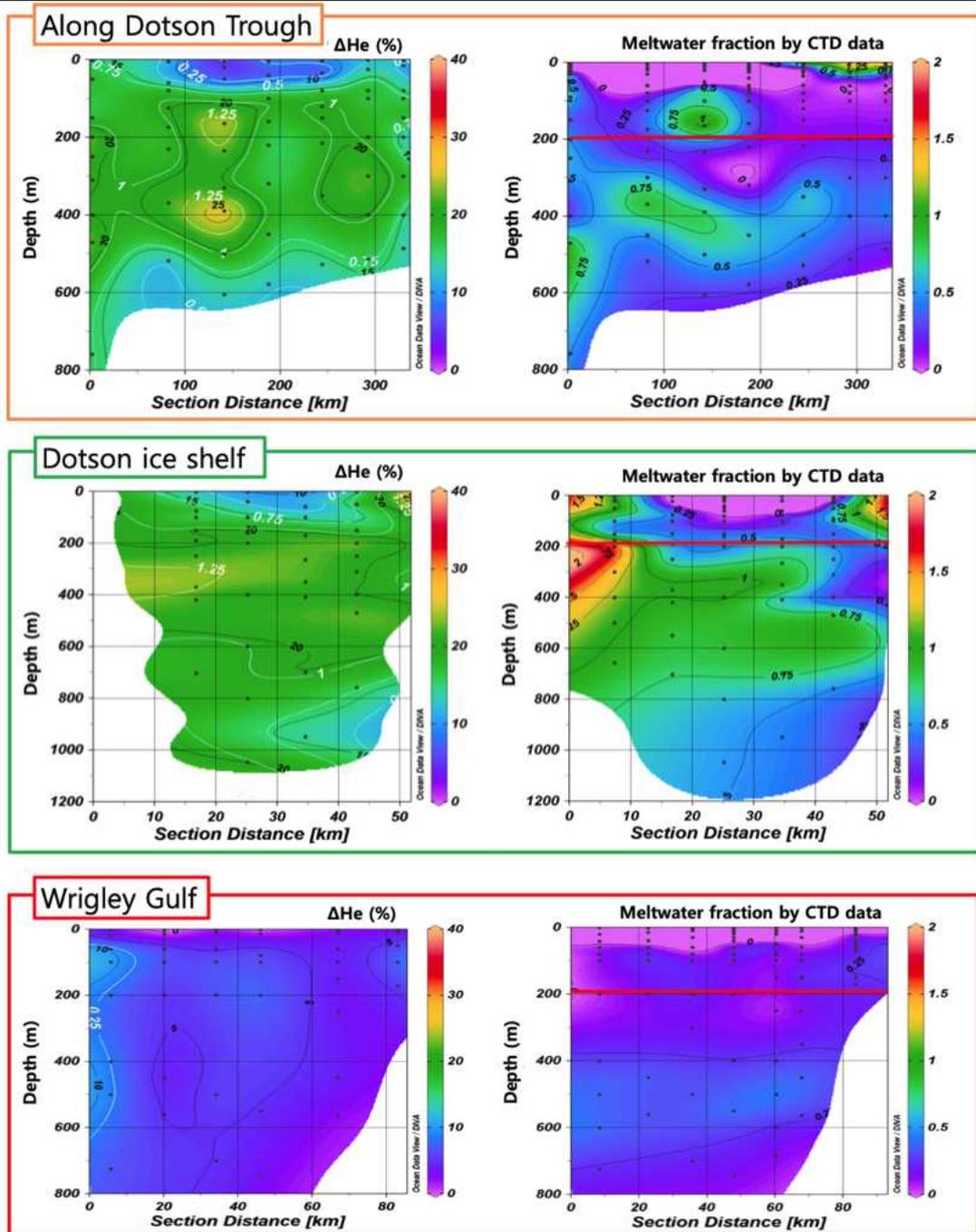


그림 19 왼쪽 그림은 불활성기체 선상분석법을 이용해 측정된 헬륨 포화도 이상(색)과 이를 이용해 추정된 빙하용해수 분포(흰색 컨투어 라인), 오른쪽 그림은 composite tracer method를 이용해 추정된 빙하용해수 분포를 보여준다. 그림의 위쪽부터 Dotson Trough를 따른 분포, Dotson Ice Shelf를 따른 분포, Wrigley Gulf에서의 분포를 나타낸다.

제 3.2 절 빙하용해수 분포 추정방법의 정교화

3.2.1 OMPA에 사용한 기원수

CDW는 남극순환류와 같은 방향으로 흐르다가 서남극 해역의 대륙붕으로 유입된다. CDW는 대륙붕 위로 진입할 때 표층수와 혼합되어 mCDW가 된다 (Padman et al., 2003; Gordon et al., 2004). 매년 아문젠해 폴리나 내부로 들어오는 CDW의 양이 달라지기 때문에 mCDW의 특성은 매년 다르다 (Wahlin et al., 2013). 아문젠해 폴리나 내부로 들어온 mCDW 중에서 온도와 염분이 가장 높은 관측점을 다른 기원수와 가장 적게 섞인 것으로 가정했다. 따라서 mCDW의 기원수 특성은 가장 수온과 염분이 높은 9, 10 번 정점의 800m 보다 깊은 수심에서 관측값을 평균해서 사용했다.

겨울동안 만들어지는 WW는 mCDW보다 수온과 염분이 낮다. Nakayama et al. (2013)에서 제시한 방법과 같이 수온과 염분이 가장 낮은 관측점을 다른 기원수와 가장 적게 혼합된 WW라고 가정을 했다. 따라서 관측점 중 수온과 염분이 낮고 일정하게 유지되는 7, 8번 정점의 수심 200~300m 관측값을 평균하여 추적자의 특성값으로 설정했다. WW의 용존 불활성기체는 표층에서 발생하는 대기-해양 기체 교환의 결과로 용해도 평형에 이른 농도와 가까운 특성을 보일 것이다. 하지만 해빙이 만들어지면서 대기-해양 기체교환을 막을 수 있기 때문에 용해도 평형에 이르지 못 할 수도 있다. 불활성기체는 생물에 의해 소모되거나 수층에서 화학반응에 참여하지 않기 때문에 WW가 만들어진 후 변화가 일어나지 않았을 것으로 생각된다. 따라서 불활성기체 농도는 관측값을 이용해서 수온, 염분 분포가 일정한 수심(200~300m)에서 평균값을 WW 특성으로 결정했다.

표층(<100m)에서는 WW 보다 수온과 용존산소가 높고 염분이 낮은 다른 수괴가 존재하는 것을 볼 수 있다 (Figure 5). Figure 4의 T-S diagram에서는 이 수괴를 기원수로 설정하는 것이 필요하지 않아 보인다. 하지만 불활성기체-염분 diagram에서 SMW, mCDW, WW가 선형적인 혼합을 할 때 생기는 삼각형 외부에 관측점이 분포한다. 세 가지 수괴가 선형적인 혼합을 한다면 관측점이 세 수괴의 특성값이 만드는 삼각형 안에 분포해야 한다. 삼각형 외부에 존재하는 관측점들은 SMW, mCDW, WW 이외에 다른 기원수의 설정이 필요함을 말해준다. 관측점들이 염분이 감소하고 가벼운 불활성기체의 농도가 감소하고 무거운 불활성기체의 농도가 증가하는 경향을 가지고 있기 때문에 표층에서 대기와의 기체교환이 일어나며 수온이 태양복사에 의해 증가하는 AASW가 존재한다고 가정했다. AASW의 특성 값으로는 표층 50m 내의 수심 관측값의 평균값으로 수온, 염분을 정했으며 설정한 수온 염분에서 대기와 포화상태의 불활성기체 농

도를 특성값으로 정했다.

mCDW에 의해서 녹은 빙방은 SMW의 형태로 주변의 해수와 섞인다. mCDW가 빙하를 녹여서 SMW와 섞일 때, 열 교환뿐만 아니라 빙하를 SMW로 상전이를 시키면서 잠열이 필요하다. 따라서 SMW의 온도는 빙하와 mCDW와의 열교환, 잠열, SMW와 mCDW가 혼합될 때 온도변화가 고려된 아래 식의 effective temperature를 사용했다(θ_i^* = effective temperature, θ_f = freezing point, c_i = specific heat capacity of ice, c_p = specific heat capacity of seawater, L = latent heat of fusion).

$$\theta_i^* = \theta_f - \frac{L}{C_i} - \frac{c_i}{c_p}(\theta_f - \theta_i)$$

세 가지 효과를 고려한 effective temperature는 수온, 염분, 용존산소를 이용하여 추정된 SMW 온도와 일치했다(Jenkins et al., 2007). 따라서 이 연구에서 같은 연구해역을 관측한 Jenkins et al. (2018)에서 사용한 -95°C 를 SMW의 온도로 사용했다. 눈이 빙하로 되는 과정에 눈 사이에 있던 공기가 그대로 갇히게 된다. 빙하에 갇혀있는 공기방울은 공기 중의 기체 농도를 유지하며, 빙하가 깊은 수심에서 녹으면 높은 수압으로 인해 모두 녹는다(Schlosser, 1986). 높은 수압으로 모든 기체가 용해되기 때문에 SMW가 혼합되면 용존기체 농도가 변화한다. 이 과정에서 불활성기체의 용해도와 대기의 분압차이로 인해 불활성기체는 SMW의 추적자로 사용할 수 있다. SMW의 불활성기체는 남극 빙하코어에서 공기 함유량인 $0.11\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ (Martinerie et al., 1992)을 사용했고 대기 중 불활성기체 비(Glueckauf, 1951)를 이용해서 SMW의 불활성기체 농도를 계산했다.

남극의 빙하에 있는 blue ice와 노출된 암석은 태양복사로 인해 쉽게 온도가 올라간다. 이 두 열 공급원은 주변의 빙하를 표면부터 녹인다. 빙하가 녹은 담수는 빙하 표면을 따라 흐르거나 표면에 고일 수 있다. 아문젠해 폴리냐에 인접한 빙하에서도 표면에 흐르는 물이 관측되었다(Kingslake et al., 2017). 아문젠해 폴리냐에 빙하의 표면에서 녹은 뒤 바다로 흘러 들어오는 담수가 있을 것이라고 가정을 했고, 이 담수를 surface melt runoff(SMR)로 정의했다. SMR은 표면에서 녹아서 액체상태로 해양에 유입되기 때문에 SMR의 수온은 0°C 에 가까울 것이다. 또한 빙하가 녹아서 만들어진 담수이기 때문에 염분은 0psu로 설정했다. SMR은 빙하의 표면을 흐르면서 대기와의 기체교환을 하게 된다. SMR이 대기로 포화되어 있다고 가정하고, SMR의 불활성기체는 특성값은 0°C , 0psu에서 포화농도로 정했다.

표 3 OMPA에 사용된 기원수와 기원수의 추적자 특성. 기체는 mol kg⁻¹ 단위를 사용해 나타냈다.

	T (°C)	S (psu)	³ He (10 ⁻¹⁵)	⁴ He (10 ⁻⁹)	Ne (10 ⁻⁹)	Ar (10 ⁻⁵)	Kr (10 ⁻⁹)	Xe (10 ⁻⁹)
mCDW	0.73 ±0.04	34.6 ±0.01	2.968 ±0.003	1.974 ±0.01	8.472 ±0.06	1.653 ±0.007	3.944 ±0.03	0.912 ±0.05
WW	-1.85 ±0.03	34.1 ±0.007	2.846 ±0.08	2.036 ±0.02	8.957 ±0.08	1.738 ±0.007	4.185 ±0.01	0.6369 ±0.002
AASW	-0.91 ±0.56	33.86 ±0.11	2.378	1.781	8.120	1.717	4.251	0.6618
SMW	-95	0	34.996	25.732	89.277	4.587	5.598	0.4272
SMR	0	0	2.917	2.185	10.084	2.230	5.553	0.9047
weight	111.8	1412.2	28.7	25.7	25.6	11.8	2.9	6.4



3.2.2 OMPA로 계산한 기원수 분포

그림 21은 OMPA로 계산한 모든 기원수의 분포를 보여준다. 수온, 염분의 분포에서 볼 수 있듯이 깊은 수심(>500m)에서 90% 이상이 mCDW이며 Dotson Trough를 따라 빙봉쪽으로 유입된다(그림 21). 빙봉 바로 앞 정점인 10번 정점을 제외한 나머지 정점에서 저층의 mCDW 위로 WW가 분포하는 것을 볼 수 있다. 표층에는 AASW가 50% 이상을 차지하고 있다. SMW는 빙봉과 가장 가까운 10번 정점에서 분포 층이 가장 두꺼웠고, 400~600m 수심에서 0.6%로 가장 높은 값을 나타냈다. 주로 500 m 수심에서 mCDW와 WW 사이로 대륙붕단까지 빠져나가서 7번 정점의 400~500m 수심에도 약 0.3%의 SMW가 섞여 있는 것을 알 수 있다. 이러한 모습은 그림 15에서 7번 정점의 깊은 수심에서 가벼운 불활성기체가 높은 농도를 띤다는 결과와 일치한다. 표층에서는 주로 AASW가 우점하지만 표층으로 유입되는 담수인 SMR 역시 중층의 SMW에 버금가는 양(~1%)가 존재하는 것을 확인할 수 있다.



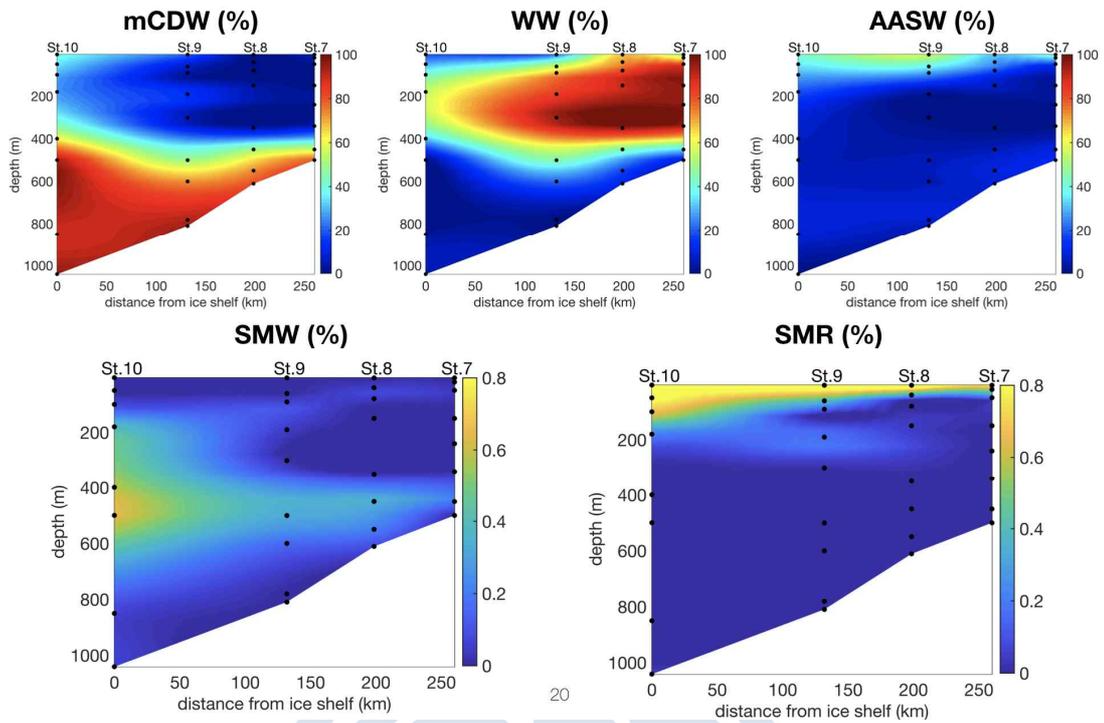


그림 20 OMPA로 계산한 기원수(mCDW, WW, AASW, SMW, SMR) 분포. mCDW, WW, AASW와 큰 농도 차이로 인해서 SMW, SMR은 다른 색을 사용해 표시했다. OMPA에는 수은, 염분, 6가지 불활성기체(^3He , ^4He , Ne, Ar, Kr, Xe)가 추적자로 사용됐다. SMW는 Dotson Trough의 증층을 따라 대륙 봉단으로 유출된다.

3.2.3 Composite tracer method로 계산한 SMW와 비교

6가지 불활성기체를 OMPA의 추적자로 이용하면서 기존 연구에서 설정한 기원 수보다 더 많은 기원수를 설정할 수 있었다. 또한, 불활성기체는 생물학적, 화학적 반응에 참여하지 않기 때문에 다른 방법과 달리 mCDW, SMW, WW외에 표층에 존재하는 AASW와 SMR의 분포를 계산했고 두 가지 다른 담수를 구분했다. SMW의 분포를 계산하는 다른 방법과 어떤 차이가 있는지 확인하고자 수온, 염분, 용존산소를 추적자로 이용한 Jenkins et al. (2018)의 composite tracer method를 이용해서 아문젠해로 유입된 담수를 계산했다.

Composite tracer method는 수온, 염분, 용존산소 중 2가지 추적자쌍을 이용해서 mCDW와 WW의 혼합물에 SMW가 얼마나 섞여있는지 계산한다. 이 방법은 비교적 쉽게 얻을 수 있는 CTD 자료만 이용해서 고 해상도의 SMW 분포를 추정할 수 있다는 장점이 있다. 하지만 Composite tracer method는 표층에 분포하는 기원수를 고려하지 않기 때문에 표층에서 SMW 분포를 잘 설명할 수 없다. Composite tracer method로 계산한 SMW는 OMPA로 계산한 SMW의 분포와 마찬가지로 400~500m 수심에서 Dotson Trough를 따라 대륙붕단으로 빠져 나가는 모습을 보였다(그림 22).

Composite tracer method와 OMPA로 계산한 SMW의 비중은 빙봉에서 가장 가까운 10번 정점에서 가장 작은 차이를 보였다. 하지만 빙봉으로부터 멀어질수록 SMW 비중의 차이가 커졌다. 수온, 염분, 용존산소만을 추적자로 사용하는 composite tracer method는 관측값을 mCDW, WW, SMW의 혼합으로만 설명하기 때문에 세 수괴 이외의 다른 요소는 구분하지 못한다. 7, 8번 정점의 450m 수심에서 mCDW의 수온과 염분이 감소하기 때문에 composite tracer method는 mCDW와 WW에 SMW가 많이 섞여 있는 것으로 계산했다. SMW의 직접적인 추적자인 가벼운 불활성기체의 분포를 보면 7번 정점의 450m 수심에서 대표적으로 He이 mCDW에 비해 $0.1 \times 10^{-9} \text{ mol kg}^{-1}$ 증가했다. 반면에 SMW가 가장 많을 것이라고 생각되는 10번 정점에서 수심 450m에서 He의 증가량은 $0.2 \times 10^{-9} \text{ mol kg}^{-1}$ 로 약 2배이다(그림 15). 불활성기체의 변화는 7번 정점에서 SMW의 유입이 10번 정점에서보다 절반 가까이 적은 것으로 보인다. 하지만 composite tracer method의 결과는 SMW가 450m 수심에서 7, 10번 정점에 동일한 비중을 차지하는 것으로 나타났다.

SMW의 분포를 계산하기 위해 불활성기체를 추적자로 추가하면 어떤 변화가 발생하는지 확인하기 위해 기존의 세 추적자(T, S, DO)에 불활성기체를 더하여 mCDW, WW, SMW의 분포를 OMPA를 이용해 계산했다(그림 22, OMPA'). 불

활성기체를 추가해서 계산한 SMW 비중은 동일한 기원수를 설정한 composite tracer method의 SMW 비중보다 작게 나타났다. 수온, 염분, 용존산소 외에 다른 추적자를 수괴분석에 추가함으로써 SMW의 분포가 과대평가되는 것을 막을 수 있다.

위의 두 방법(composite tracer method, OMPA')은 기원수로 mCDW, WW, SMW만을 고려한다. 따라서 두 방법 모두 표층에서 SMW의 분포를 정확히 추정할 수 없다. 표층의 기원수를 고려하지 않은 두 가지 방법은 OMPA의 SMW 분포와 표층에서 가장 큰 차이를 보였다. 표층에서 bubble injection에 의해서 가벼운 불활성기체가 과포화 상태가 되는데, 과포화된 가벼운 불활성기체와 표층에서 태양 복사로 인한 수온 증가가 표층에 mCDW와 SMW의 혼합물이 많이 분포하는 것으로 계산되기 때문이다(Loose et al., 2014). OMPA는 AASW를 기원수로 추가했기 때문에 표층에서 증가하는 수온과 대기-해양 기체교환에 의한 영향을 제외한 SMW의 분포를 계산할 수 있다.

또한 심층에서 OMPA'의 SMW가 OMPA의 SMW보다 많은 것으로 계산됐다. OMPA의 AASW는 깊은 수심에도 일부 존재하는데(그림 22), mCDW가 대륙붕 내부로 진입하면서 겪은 표층수와 혼합으로 표층수가 mCDW에 섞여있기 때문인 것으로 생각된다. 하지만 AASW를 기원수로 설정하지 않는 OMPA'은 AASW에서 비롯된 온도 변화와 불활성기체 변화를 SMW와 mCDW, WW의 혼합으로만 계산하기 때문에 차이가 발생한다.

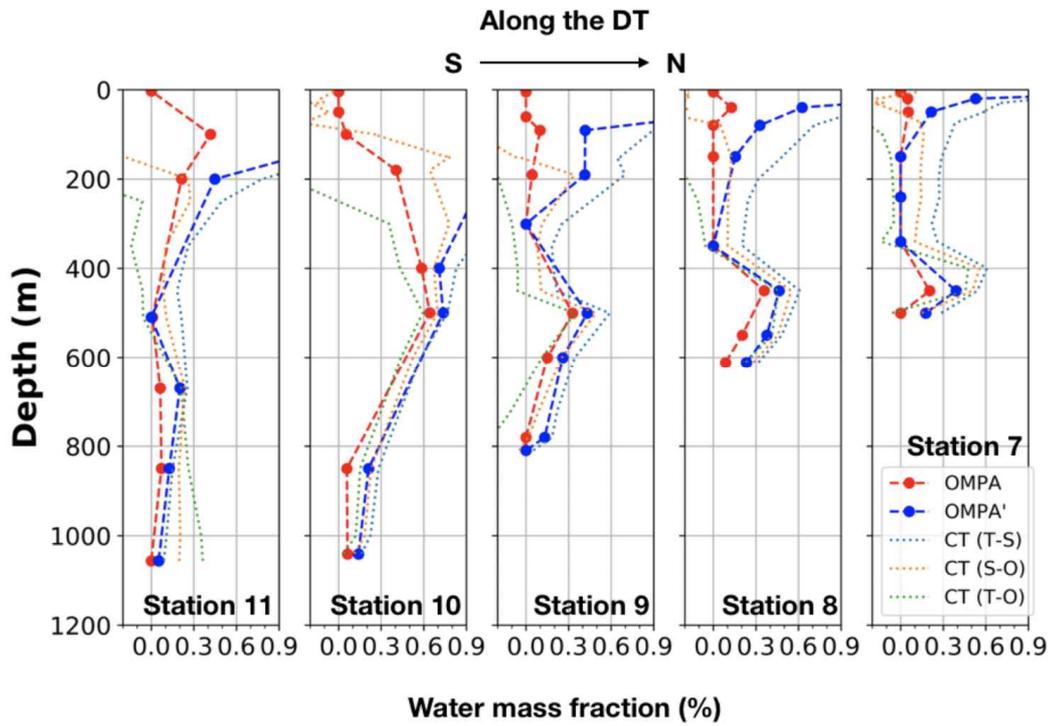


그림 21 OMPA, OMPA', composite tracer method로 계산한 SMW분포. OMPA'은 수온, 염분, 6가지 불활성기체(^3He , ^4He , Ne, Ar, Kr, Xe)를 추적자로 이용했고 mCDW, WW, SMW를 기원수로 설정했다.

3.2.4 SMW 연간 유입량

OMPA로 계산한 아문젠해 폴리냐 내부 SMW fraction(f_{SMW})을 이용해서 아문젠해 폴리냐 내부의 SMW양을 아래 식으로 계산했다. 이 때 아문젠해 폴리냐 내부의 해수의 총 양은 Kim et al. (2018)에서 산출한 값($2.46 \times 10^{13} m^3$)을 사용했다.

$$V_{SMW} = f_{SMW} \times 2.46 \times 10^{13} m^3$$
$$W_{SMW} = V_{SMW} \times d_{seawater}$$

이 때, 해수의 밀도($d_{seawater}$)는 아문젠해 폴리냐 내부의 평균 밀도를 사용했다.

현재 아문젠해 폴리냐 내부에 있는 SMW는 WW가 만들어진 이후에 유입된 SMW이다. WW는 해빙이 만들어지면서 형성되는 수괴이므로 SMW는 해빙이 더 이상 만들어지지 않는 시기 이후에 유입되었다고 가정했다. Sea-ice concentration 위성자료는 4월 이후 해빙 형성이 급격히 둔화되는 것을 나타낸다 (그림 23). 따라서 현재 아문젠해 내부에 있는 SMW는 4월부터 관측시기까지 9개월간 유입되었다. 따라서 연간 SMW 유입량($(W_{SMW}/9) \times 12$)은 56 Gt yr^{-1} 로 계산됐다.

OMPA의 SMW fraction을 이용해 추정된 연간 SMW 유입량은 basal melting에 의한 빙하소실량(45.2 Gt yr^{-1})보다 많은 것으로 추정됐다(Rignot et al., 2013). 불활성기체 시료를 채취한 정점이 아문젠해 폴리냐 내부 전체를 대표할 수 없기 때문에 위성자료를 이용한 빙하 소실량과 20% 차이를 보였다. 하지만 불활성기체를 추적자로 이용해서 SMW 추정방법을 정교화 했기 때문에 composite tracer method로 추정된 SMW 유입량(222 Gt yr^{-1})보다 정밀한 SMW 유입량을 계산할 수 있었다.

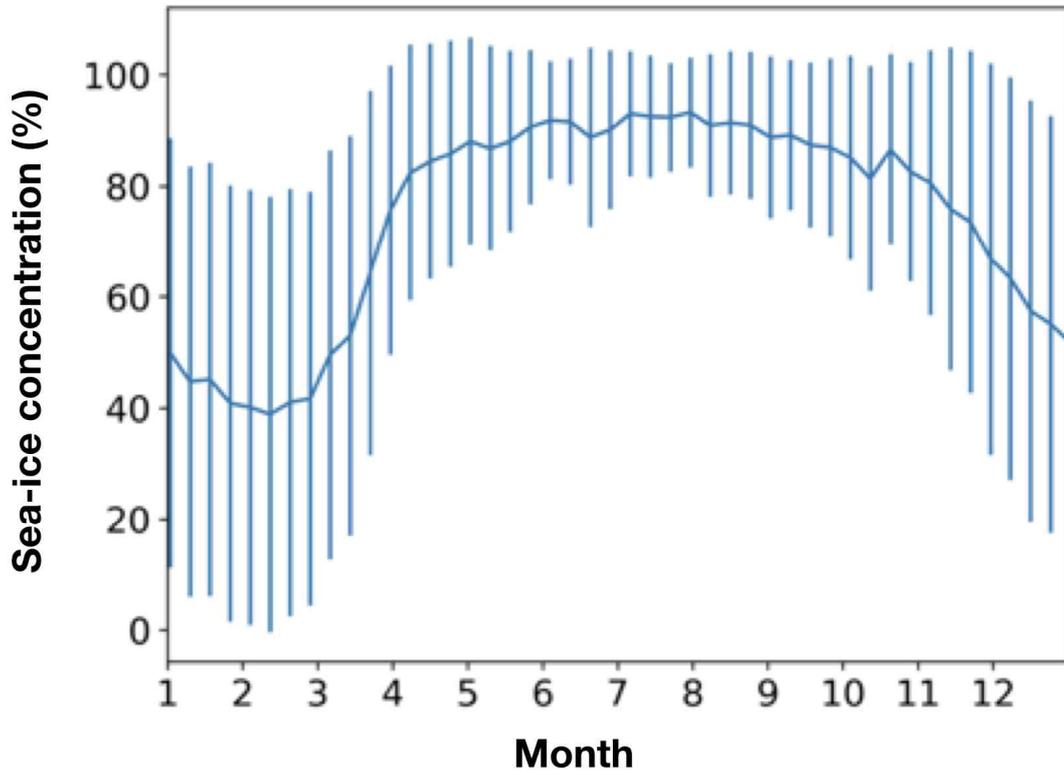


그림 22 아문젠해 sea-ice concentration 연간 변화. 해빙의 형성이 4월 이후 급격히 둔화되는 것을 확인할 수 있다.

극지연구소

제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

본 과제 목표는 ‘불활성기체를 이용한 빙하용해수의 정밀 분포 파악’이고, 세부 주요 목표로는 (1) 불활성기체 선상 질량분석, (2) 실험실 정밀분석, (3) 빙하용해수 정밀계산법 등이 있다. 2018년 현장 탐사 기간에 선상 질량분석시스템을 이용하여 넓은 해역의 불활성기체 분포를 단시간에 효율적으로 분석할 수 있음을 확인하였다. 실험실 정밀분석 부분에서는 극지연구소 보유 장비의 분석 최적화를 수행하였고, 부산대에는 동위원소 회석법에 의한 정밀 분석 시스템을 개발함으로써 목표를 달성하였다. 마지막으로 빙하용해수 정밀계산법은 불활성기체를 활용하여 최적다변량분석법을 수행하였다. 이를 통해 다양한 기원수를 구별함으로써, 빙하용해수의 정밀 산출, 빙하용해수의 유입 경로에 따른 구별 등이 가능했다. 이 연구를 통해 개발한 빙하용해수 정밀계산법은 수온, 염분, 산소 동위원소 등 제한된 추적자를 활용한 기존 연구가 갖고 있던 한계를 분명히 하고, 보다 향상된 계산법이다. 이 방법은 향후 극해역 빙하용해수 연구의 수준을 향상시키는 디딤돌이 될 것으로 여겨진다.



제 5 장 연구개발결과의 활용계획

빙하용해수는 극지 해역의 표층에서 부족한 영양염의 공급원으로 생각되었다 (Cape et al., 2019). 본 연구는 기존의 빙하용해수 분포 또는 농도 추정 방법과 달리 용승을 통해 표층으로 유입되는 SMW와 표층으로부터 공급되는 SMR을 구분할 수 있다. 유입 경로가 다른 두 가지의 빙하용해수를 구분할 수 있게 됨으로써 향후 빙하용해수에 의해 공급되는 영양염으로 인해 발생하는 표층 일차생산성 변동에 대한 연구를 진행함에 있어 영양염의 재공급에 대한 정밀한 평가를 할 수 있을 것으로 기대된다. 따라서 SMW의 공급에 의해 표층으로 공급되는 영양염의 양을 평가하는 연구가 추가로 필요할 것으로 생각된다.

불활성기체는 보전적인 특성으로 인해 다양한 학문 분야에서 추적자로 활용되고 있다. 예를들어, 수문학에서는 지하수의 이동 경로, 체류 시간 등을 산출하는데 활용된다. 또, 화산암, 화산 기원 기체, 액체의 분석을 통해 화산 활동과 맨틀의 구조 등을 해석하는데에도 활용되고 있다. 해양학에서도 빙하용해수 외에 해수의 순환 경로, 해수의 연령, 일차생산의 추정 등 다양한 분야에 활용되고 있다. 여러 학문 분야, 현장 조건에 따라 다양한 형태의 시료 채집과 분석이 요구되는데, 본 연구를 통해 개발한 3가지 다른 분석 방법은 이 같은 여러 형태의 불활성기체 분석 요구를 상당 부분 수용할 수 있을 것으로 기대된다.

극지연구소

제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

1. 불활성기체 분석법

불활성기체 질량분석법과 시스템 자동화(Stanley et al., 2009)

사중극자 질량분석기를 이용한 불활성기체 분석(Kulongoski and Hilton 2002; Visser et al., 2013; Manning et al., 2016)

2. 빙하용해수 정밀 추정

수온, 염분을 이용한 빙하용해수 추정(Jenkins, 1999; Jenkins et al., 2018)

산소동위원소를 이용한 담수 추정(Ostlund and Hut, 1984; Randall-Goodwin, 2015; Meredith et al., 2017)

최적다변량 추정법(Tomczak and Large, 1989; Biddle et al., 2017; Beird et al., 2018)



제 6장 참고문헌

- Arrigo, K. R., et al. (2015). "Environmental controls of marine productivity hot spots around Antarctica." *Journal of Geophysical*
- Benson, B. B. and D. Krause (1980). "Isotopic fractionation of helium during solution: A probe for the liquid state." *Journal of Solution Chemistry* 9(12): 895-909.
- Biddle, L. C., et al. (2017). "Glacial Meltwater Identification in the Amundsen Sea." *Journal of Physical Oceanography* 47(4):933-954.
- Cape, M. R., et al.(2019). "Nutrient release to oceans from buoyancy-driven upwelling at Greenland tidewater glaciers." *Nature Geoscience* 12(1): 34-+.
- Clarke, W. B., et al. (1976). "Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ^3He ." *The international journal of applied radiation and isotopes* 27(9): 515-522.
- Depoorter, M. A., et al. (2013). "Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves." *Nature* 502(7469):89-+.
- Glueckauf, E. (1951). *The composition of atmospheric air*. Compendium of Meteorology, Springer: 3-10.
- Gordon, A. L., et al. (2004). "Energetic plumes over the western Ross Sea continental slope." *Geophysical Research Letters* 31(21).
- Hahm, D., et al.(2004). "Mechanisms controlling the distribution of helium and neon in the Arctic seas: the case of the Knipovich Ridge." *Earth and Planetary Science Letters* 229(1-2):125-139.
- Hamme, R. C. and S. R. Emerson (2004). "The solubility of neon, nitrogen and argon in distilled water and seawater." *Deep-Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers* 51(11): 1517-1528.
- Hamme, R. C. and S. R. Emerson (2006). "Constraining bubble dynamics and mixing with dissolved gases: Implications for productivity measurements by

oxygen mass balance." *Journal of Marine Research* 64(1):73-95.

Hamme, R. C., et al. (2019). "Using noble gases to assess the ocean's carbon pumps." *Annual review of marine science* 11:75-103.

Hamme, R. C. and J. P. Severinghaus (2007). "Trace gas disequilibria during deep-water formation." *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 54(6): 939-950.

Hohmann, R., et al.(2002). "Excess helium and neon in the southeast Pacific: Tracers for glacial meltwater." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 107(C11): 14.

Jacobs, S. S., et al. (1992). "Melting of Ice Shelves and the Mass Balance of Antarctica." *Journal of Glaciology* 38(130): 375-387.

Jacobs, S. S., et al. (2011). "Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf." *Nature Geoscience* 4(8): 519-523.

Jenkins, A. (1999). "The impact of melting ice on ocean waters." *Journal of Physical Oceanography* 29(9): 2370-2381.

Jenkins, A. and S. Jacobs (2008). "Circulation and melting beneath George VI ice shelf, Antarctica." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113(C4).

Jenkins, A., et al. (2018). "West Antarctic Ice Sheet retreat in the Amundsen Sea driven by decadal oceanic variability." *Nature Geoscience* 11(10): 733.

Jenkins, W. J., et al. (1991). "Measuring helium isotopes and tritium in seawater samples." *WHP*: 91-91.

Kana, T. M., et al. (1994). "MEMBRANE INLET MASS-SPECTROMETER FOR RAPID HIGH-PRECISION DETERMINATION OF N-2, O-2, AND AR IN ENVIRONMENTAL WATER SAMPLES." *Analytical Chemistry* 66(23): 4166-4170.

Kim, B., et al. (2018). "An Investigation of Gas Exchange and Water

Circulation in the Amundsen Sea Based On Dissolved Inorganic Radiocarbon." *Geophysical Research Letters* 45(22):12368–12375.

Kim, I., et al. (2016). "The distribution of glacial meltwater in the Amundsen Sea, Antarctica, revealed by dissolved helium and neon." *Journal of Geophysical Research–Oceans* 121(3):1654–1666.

Kingslake, J., et al. (2017). "Widespread movement of meltwater onto and across Antarctic ice shelves." *Nature* 544(7650):349.

Kulongoski, J. T. and D. R. Hilton (2002). "A quadrupole-based mass spectrometric system for the determination of noble gas abundances in fluids." *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3.

Loose, B. and W. J. Jenkins (2014). "The five stable noble gases are sensitive unambiguous tracers of glacial meltwater." *Geophysical Research Letters* 41(8): 2835–2841.

Loose, B., et al. (2009). "An optimized estimate of glacial melt from the Ross Ice Shelf using noble gases, stable isotopes, and CFC transient tracers." *Journal of Geophysical Research–Oceans* 114:15.

Lupton, J. and H. Craig (1975). "Excess ^3He in oceanic basalts: evidence for terrestrial primordial helium." *Earth and Planetary Science Letters* 26(2): 133–139.

Lupton, J. E.(1983). "Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 11(1):371–414.

Meredith, M. P., et al. (2010). "Changes in the freshwater composition of the upper ocean west of the Antarctic Peninsula during the first decade of the 21st century." *Progress in Oceanography* 57(1–4): 127–143.

Meredith, M. P., Stammerjohn, S. E., Venables, H. J., Ducklow, H. W., Martinson, D. G., Iannuzzi, R. A., et al. (2017). Changing distributions of sea ice melt and meteoric water west of the Antarctic Peninsula. *Deep-Sea*

Research Part II-Topical Studies in Oceanography, 139, 40 - 57.

Nakayama, Y., et al. (2017). "Amundsen and Bellingshausen Seas simulation with optimized ocean, sea ice, and thermodynamic ice shelf model parameters." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122(8):6180-6195.

Nakayama, Y., et al. (2013). "From circumpolar deep water to the glacial meltwater plume on the eastern Amundsen Shelf." *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 77: 50-62.

Nakayama, Y., et al. (2014). "Modeling the spreading of glacial meltwater from the Amundsen and Bellingshausen Seas." *Geophysical Research Letters* 41(22): 7942-7949.

Padman, L., et al. (2003). "Tides of the Ross Sea and Ross Ice Shelf cavity." *Antarctic Science* 15(1): 31-40.

Pritchard, H. D., et al. (2012). "Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves." *Nature* 484(7395):502-505.

Randall-Goodwin, E., et al. (2015). "Freshwater distributions and water mass structure in the Amundsen Sea Polynya region, Antarctica." *Elementa-Science of the Anthropocene* 3: 22.

Rignot, E., et al. (2013). "Ice-Shelf Melting Around Antarctica." *Science* 341(6143): 266-270.

Rignot, E., et al. (2002). Acceleration of Pine Island and Thwaites Glaciers, West Antarctica. *Annals of Glaciology*, Vol 34, 2002. J. G. Winther and R. Solberg. 34: 189-194.

Rodehacke, C. B., et al. (2007). "Ocean/ice shelf interaction in the southern Weddell Sea: results of a regional numerical helium/neon simulation." *Ocean Dynamics* 57(1): 1-11.

Schlosser, P. (1986). "HELIUM - A NEW TRACER IN ANTARCTIC OCEANOGRAPHY." *Nature* 321(6067): 233-235.

Schlosser, P., et al. (1990). "O-18 AND HELIUM AS TRACERS OF ICE SHELF WATER AND WATER ICE INTERACTION IN THE WEDDEL SEA." *Journal of Geophysical Research-Oceans*95(C3): 3253-3263.

Stanley, R. H. and W. J. Jenkins (2013). Noble gases in seawater as tracers for physical and biogeochemical ocean processes. *The Noble Gases as Geochemical Tracers*, Springer: 55-79.

Stanley, R. H. R., et al. (2009). "A new automated method for measuring noble gases and their isotopic ratios in water samples." *Geochemistry Geophysics Geosystems*10: 18.

Stanley, R. H. R., et al. (2006). "Quantifying seasonal air-sea gas exchange processes using noble gas time-series: A design experiment." *Journal of Marine Research*64(2): 267-295.

Thurnherr, A. M., et al. (2014). "Export and circulation of ice cavity water in Pine Island Bay, West Antarctica." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 119(3): 1754-1764.

Tomczak, M. and D. G. Large (1989). "Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 94(C11):16141-16149.

Wahlin, A., et al. (2013). "Variability of warm deep water inflow in a submarine trough on the Amundsen Sea shelf." *Journal of Physical Oceanography* 43(10): 2054-2070.

Wahlin, A. K., et al. (2010). "Inflow of Warm Circumpolar Deep Water in the Central Amundsen Shelf." *Journal of Physical Oceanography* 40(6): 1427-1434.

Walker, D. P., et al. (2007). "Oceanic heat transport onto the Amundsen Sea shelf through a submarine glacial trough." *Geophysical Research Letters* 34(2).

Weiss, R. F. (1971). "SOLUBILITY OF HELIUM AND NEON IN WATER AND SEAWATER." *Journal of Chemical and Engineering Data* 16(2):235-&.

Weiss, R. F. and T. K. Kyser (1978). "Solubility of krypton in water and sea water." *Journal of Chemical and Engineering Data* 23(1):69-72.

Winckler, G., et al. (2010). "Mantle helium reveals Southern Ocean hydrothermal venting." *Geophysical Research Letters* 37(5).

Wood, D. and R. Caputi (1966). Solubilities of Kr and Xe in fresh and sea water, NAVAL RADIOLOGICAL DEFENSE LAB SAN FRANCISCO CA.

Young, C. and J. Lupton (1983). "An ultratight fluid sampling system using cold-welded copper tubing." *Eos Trans. AGU* 64:735.



주 의

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