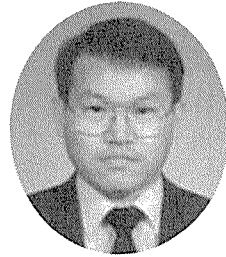


해양조사 연구에서 RI 이용 기술



홍 기 훈

한국해양연구소 책임연구원

1. 서 론

해양과 육상에 존재하는 방사성 물질은 별(항성)의 내부에서 수소로 부터 생성되고 또 별이 폭발하여 우주먼지나 기체구름으로 흩어져 있다가 이들이 뭉쳐져서 태양계가 45억년 전에 생성되면서 함께 지구상에 있게 된 우라늄(^{238}U 과 ^{235}U)과 토륨(^{232}Th)등 지구생성 시초물질을 필두로 하여 이들 각 붕괴계열에 속하는 방사능핵종과 우주선에 의하여 생성된 핵종등 천연방사능 핵종들과 핵무기 폭파시험등 군사목적의 핵산업, 원자력발전 등 평화적목적의 핵산업으로 부터의 고의적, 비고의적인 폐기물의 해양방출과 해양투기로 인하여 해양 및 지상으로 유입된 인공방사성 핵종의 3가지 기원에서 유래한 것이다.

이들 방사성물질은 해수의 흐름뿐만 아니라 해양 및 육상에서 일어나는 여러가지 지구과정을 규명하는 수단으로서 광범위하게 이용되고 있다. 물론 해양에 인위적으로 방사성 물질을 넣는 것은 금지되어 있기 때문에 실험실 또는 실험실적 연구(예 : ^{14}C 을 이

용한 해양식물 광합성 측정등) 외에는 해양에 기왕에 존재하는 방사성 핵종을 이용하게 된다. 방사성핵종을 해양과정연구에서 중요하게 취급하는 이유는¹⁾ 다른 비방사능 핵종에 비하여 방사성핵종은 미량이라도 기술적으로 정량이 용이하기 때문에 방사성핵종과 화학특성이 같은 해양 및 육상 구성 성분(예 : 물, 퇴적물, 유기물)의 해양 및 육상과정에서의 추적자(tracer)로 이용하며²⁾ 방사성핵종의 존재량의 측정만으로서 제과정의 시간이나 변화율을 결정할 수 있기 때문이다. 즉 시계로서 이용될 수 있다는 장점이 있다.

본 소고에서는 해양의 구조에 관한 간략한 소개와 해양과정 및 지구변화과정 및 환경조사 연구에서 RI의 이용 사례를 몇가지 소개하고자 한다.

2. 해양과정과 지구기후 변화

해양은 대륙의 풍화산물이 머무르는 일시적인 저장고이다. 해양으로 들어오는 모든 물질들은 궁극적으로 해저에 축적되어 퇴적

물을 형성한다. 거대한 규모의 지각운동이 지구표면의 육괴의 형태를 변화시키고 이들 해저퇴적물을 육상으로 올려보내서 다시 풍화가 시작되는 사이클을 순환하게 된다. 이들 풍화산물의 일부는 입자형태로 일부는 용존상태로 해양으로 도달하게 된다. 도달경로는 하천수나 바람에 의한다. 고체물질의 대부분은 하천수나 해류의 운반능력이 약해서 대륙 주변부해역에 축적되나 일부는 북태평양 중심부까지 바람에 의하여 운반되기도 한다. 용존상태로 존재하는 물질은 중력에 의하여 영향을 받지 않으나 다른 생물과정이나 해저 열분화구 지각여과등의 해양과정에 의하여 궁극적으로 해저에 축적되게 된다.

전세계 해양은 무한히 깊고 광활하게 보이나 여러개의 잘 혼합된 저장고의 합으로 이루어진 것이라고 이해하면 된다. 우선 여기서는 대상을 고온수와 저온수 2개의 저장고로 나누어 보기로 한다. 왜냐하면 대양에서의 수직혼합에 주된 장애물은 열대해역과 온대해역에 존재하는 고온표층수와 양극지방과 열대 및 온대해역의 심층에 존재하는 1°C이하의 저온수간의 밀도차이 있다. 이 밀도 경사면을 대양수온약층이라 부르며 수심 100m에서 1000m 사이에 위치한다. 극지방으로 접근할수록 대양수온약층은 해양의 표층으로 상승하게 되어서 극지방 표층수와 온대해역의 표층수가 수평적으로 구분이 된다. 해양식물의 생명현상 즉 광합성은 햇빛이 도달하는 층수에서만 일어난다. 이러한 대양의 2상자 모델화 작업은 해양에서 일어나는 현상을 이해 하는데 크게 도움을 준다.

과거 100만년 동안 8차례나 지구의 기후는 온난과 한냉기 사이클을 겪어 왔다. 현재에도 고산지대나 남극대륙에는 빙하가 남아 있다. 태양계에서 지구만 유일하게 물을 가지고 있다. 이러한 빙하는 흘러내리면서 땅을 깎고 흔적을 남기며 중부 유럽이나 미국 중서부까지도 확장된 적이 있다. 그리고 각 빙하기는 2-3천년의 단기간에 급격히 끝나서 빙상은 현재의 위치로 되돌아 왔다.

이러한 빙하기-간빙기 순환은 주로 지구궤도의 이심율, 자전축의 경사등의 천문학적인 요인에 의하여 주도된다. 최근 남극대륙과 그린랜드를 여전히 덮고 있는 빙하를 2km 까지 시추한 결과에 의하면 빙하기는 지구 전체적으로 또 동시에 일어났음을 확인하여 주었다. 빙하에 갇힌 고대기에서 CO₂ 함량을 측정된 결과 최근 빙하기 대기의 CO₂ 함량이 간빙기 갇힌 고대기에서 CO₂ 함량의 2/3에 지나지 않음이 발견되었다. 즉 나머지 1/3은 해양에 흡수된 것이다. 대기화합조성(CO₂함량)의 대규모 변화는 오직 해양과정에 있어서의 대규모 전환에 의하여서만 가능하다. 왜냐하면 해양이 대기보다 60배나 많은 CO₂를 가지고 있고 기체는 쉽게 해양과 대기간에 교환이 되기 때문에 표층수의 CO₂ 농도는 대기의 CO₂ 농도를 결정하기 때문이다. 또한 생물체도 표층수의 CO₂ 농도를 결정하게 된다. 생물은 광합성 과정을 통하여 해양의 표층에서 용존 CO₂를 취하여 유기 및 무기질 조직을 만들고 이는 심해저로 가라앉게 된다. 이중 일부는 다른 동물이나 박테리아에 의하여 먹이로 이용되어 심층수에서 다시 CO₂로 환원 된다. 이러한 생물이 표층수의 CO₂를 심층수로 운반하는 생물펌프(biological pump) 효율성과 해수순환과의 관계는 밀접하다.

이상에서 간단히 살펴본 해양과정에서 중요한 부분 즉 과거 대기의 CO₂ 함량, 표층수와 심층수의 혼합, 생물펌프의 효율성, 해저 퇴적과정 등을 정량화하고 그 변화를 규명하기 위하여서는 그 율(속도)를 평가하여야만 한다. 이를 위하여서는 해양환경에 존재하는 천연 및 인공방사능을 이용한다.

3. 해양조사 연구에서 RI 이용의 실례

3.1 전세계 해양 대순환

전세계 해양수는 북대서양 노르웨이와 그린란드 외해에서 표층수가 심층으로 하강하고 심층수는 남으로 흘러서 남극대륙 웨델해에서 재냉각 침강하여 북태평양으로 북상

각 저장고간 물, 탄소, 방사성탄소에 대하여 물질 보존식을 세워보면 다음과 같다.

(1) 물에 대하여

$$V_{\text{상승}} = V_{\text{하강}} = V_{\text{혼합}} (V_{\text{upwelling}} = V_{\text{downwelling}} = V_m)$$

여기서 $V_{\text{MIX}}(V_m)$: 연간 표층 고온저장고와 심층저장고간의 해수교환량

$C_{\text{surface}}(C_s)$: 표층저장고에서 C 농도

$C_{\text{surface}}^*(C_s^*)$: 표층저장고에서 ^{14}C 농도

$C_{\text{Deep}}(C_D)$: 침층저장고 C 농도

$C_{\text{Deep}}^*(C_D^*)$: 침층저장고 ^{14}C 농도

B: 생물 입자성 탄소 하강 플럭스

(2) 보통 탄소에 대하여

$$V_m C_D = V_m C_s + B \quad (2)$$

(상승탄소) (하강탄소) (입자성 탄소 하강 플럭스)

$$B = V_m (C_D - C_s) \quad (3)$$

(3) C-14에 대하여

$$V_m C_s \frac{C_s^*}{C_s} + B \frac{C_s^*}{C_s} =$$

(하강탄소) (입자성탄소)

$$V_m C_D \frac{C_D^*}{C_D} + V_D C_D \frac{C_D^*}{C_D} \lambda$$

(용승수탄서) (심층에서의 붕괴)

V_D : 심층저장고의 부피(volume of deep water)

(4) 식에서 B(입자성 탄소 하강 플럭스) 대신에 (3)을 대입하면

$$V_m C_s \frac{C_s^*}{C_s} + V_m (C_D - C_s) \frac{C_s^*}{C_s} =$$

$$V_m C_D \frac{C_D^*}{C_D} + V_D C_D \frac{C_D^*}{C_D} \lambda$$

$$V_m C_D \frac{C_s^*}{C_s} = V_D C_D \frac{C_D^*}{C_D} + V_D C_D \frac{C_D^*}{C_D} \lambda$$

정리하면

$$V_m \frac{C_s^*}{C_s} = (V_m + \lambda V_D) \frac{C_D^*}{C_D}$$

$$V_m \left(\frac{C_s^*}{C_s} - \frac{C_D^*}{C_D} \right) = \lambda V_D \frac{C_D^*}{C_D} \quad (5)$$

여기서 $V_D = h(\text{평균 깊이}) \times \text{표면적(Aocean)}$ 으로 대치하면

$$V_m = \frac{\lambda h \text{Aocean}}{\frac{C_s^*/C_s}{C_D^*/C_D} - 1} \quad (6)$$

(6)에 $\lambda = 1/8,200 \text{ yr}^{-1}$, $h = 3,200\text{m}$, 태평양에서의 $\frac{C_s^*/C_s}{C_D^*/C_D} = 1.19$

의 자료를 이용하면 $V_m = 200\text{cm/yr} \cdot \text{Aocean}$ 이 된다. 심층 저장고의 평균 깊이는 3,800m이므로, 매년 2m 두께의 물이 표층 저장고와 심층 저장고 사이를 교환하므로 해수의 평균 체류 시간은 $3,200/2 = 1,600\text{yr}$ 이다. 대체로 대기와의 접촉을 떠난 시간으로 해수 연령을 정의하면 북대서양 심층수 형성수역인 노르웨이 외해에서는 100여년 이내이고 남대서양 저층수는 약 1000년이다. 그리고 북태평양 40°N의 2-3km 수심대의 중층수는 2000년이나 묵은 물이다.

북대서양에서의 심층수의 형성은 ^3H 의 분포로 분명하게 알수있다. ^3H 은 ^{14}C 와 같이 우주선의 작용으로 형성되며 근대 핵실험이나 원자로등 핵산업의 폐기물로 대량 해양으로 방출되었다. ^{14}C 과 다른 점은 ^3H 의 반감기는 12.5년 밖에 안되고 $^3\text{H}_2\text{O}$ 형태이기 때문에 수십 여년의 시간규모의 과정을 즉 심층수 형성과정을 조사하는데 적절한 추적자이다. 해양조사에서는 TU(삼중수소 농도)를 사용하는데 1TU는 $^3\text{H}/\text{H}$ 가 10^{-18} 이다. 삼중수소 분포를 보면 북부 대서양에만 심층수가 형성되고 있고 수십년 이내에 빠른 속도로 해저로 이동하고 있음을 알수 있다. 한편 표면수의 ^3H 농도는 남반구보다 북반구가

높는데 이는 인위적인 핵폐기물 유입 때문이다.

3.2. 방사능 탄소 연대 측정

조개, 산호, 유공충이나 코코리트 등의 탄산염 껍질이나 조직은 해양에서 형성될 때 주위 해수의 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 을 그대로 반영한다. 즉 CaCO_3 를 형성할 때 ^{14}C 이 ^{12}C 에 비하여 주목할 만큼 차별을 받지 않는다. 그러나 일단 탄산칼슘이 형성되면 CaCO_3 의 C는 주위 해수로 부터 고립되게 된다. 따라서 CaCO_3 에 함유된 ^{14}C 은 시간이 지남에 따라 저절로 붕괴되어 ^{14}N 로 돌아간다. ^{14}C 의 반감기가 5700년 이므로 5700년이 경과하면 ^{14}C 의 원래 함량이 1/2로 줄어들게 된다. 일반적인 측정 방법으로는 ^{14}C 의 함량이 시초보다 1%이하가 되면 이보다 오래된 시료는 오염 때문에 신뢰성 있는 연대결정을 할수 없다. ^{14}C 의 연대결정은 먼저 해수에서 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 비가 CaCO_3 껍질이나 조직을 형성할 당시나 현재와 같다는 것을 가정하고 아래와 같은 단순한 계산으로 결정한다.

$$\left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{현재 조개 껍질 내부}} = \left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{형성 당시 해수}} (\text{현재})e^{-\lambda t}$$

여기서 λ 는 ^{14}C 의 붕괴상수(decay constant)이고 t 경과시간이다. 즉 t 가 그 물질의 연령이 된다.

3.3. 해저퇴적물의 퇴적속도

해저에 쌓이는 물질의 퇴적속도를 구하는 방법은 ^{14}C 방법, ^{230}Th , ^{231}Pa , $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ 등의 방사능 핵종의 분포에 의한 절대연령 결정방법과 연대가 알려져 있는 퇴적층서의 위치를 비교함으로써 얻는 상대적인 퇴적속도 측정방법이 있다. 상대적인 퇴적물 연령 결정방법은 고자기 역전, 동물군 변화, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 의 비 변화 등이다.

^{238}U 원자의 평균 수명은 약 70억년이나 되어서 아직 상당히 많은 양이 태양계에 남아 있다. ^{238}U 은 8개의 α 입자와 8개의 전자

를 방출하면서 붕괴하여 안정한 ^{206}Pb 으로 된다. 이 붕괴의 중간 단계에서 해저에 도달하는 퇴적물의 속도를 결정하는 데는 ^{230}Th , ^{231}Pa 과 ^{210}Pb 이다. ^{230}Th 은 반감기가 75,000년 이어서 수십만년 단위의 연대 측정에서는 매우 이상적인 동위원소이다. 특히 ^{230}Th 과 ^{210}Pb 가 해저퇴적물의 퇴적속도를 재는데 적절한 이유는 각각의 모핵종인 ^{238}U (^{234}U), ^{226}Ra (^{222}Rn)가 해수중에 매우 잘 녹으나 자핵종인 ^{230}Th , ^{210}Pb 은 해수중에서 입자성 물질에 흡수되어 수일수개월 이내에 해수로 부터 제거된다. 즉 이러한 모핵종과 딸핵종의 분리가 U 및 Th 계열 연대측정의 기본 원리이다. ^{230}Th 을 예로 들면 다음과 같다.

해저에 퇴적되는 입자에 흡차된 ^{230}Th 은 해저에서는 해수중의 ^{238}U 으로 부터 고립되므로 시간이 경과함에 따라 서서히 붕괴하여 그 방사능이 적어진다.

$$A_z = A_0 e^{-\lambda t}$$

여기서 A_z 는 퇴적물 깊이 Z에서의 ^{230}Th 방사능 세기, A_0 은 퇴적물 표층에서 ^{230}Th 방사능 세기, λ 는 ^{230}Th 붕괴상수, t 는 해저에 퇴적물이 도달하고 나서 경과한 시간이다. 그러므로 $t = z/w$ 이다. z 는 퇴적물 깊이, w 는 퇴적율(길이/시간 단위)이다. 이와같은 방법으로 ^{230}Th 은 40만년 까지 ^{235}U 의 딸핵종인 ^{231}Pa (반감기 34,000년)은 15만 년까지, ^{210}Pb 은 100년 까지의 연대 측정에 이용될 수 있다.

3.4. 태양에너지 방출 추적자

최근 지구온난화가 전세계 국가들의 초미의 관심사로 대두되어 기후변화에 관한 국가간 협약이 체결되고 각 국가의 지구온난화 기체의 총배출량과 총흡수량을 평가하는 국가보고서가 작성되고 있다. 이러한 지구온난화의 원인중 인위적인 것으로 주로 이산화탄소, 메탄등 온난화 기체이며 자연적인 요인으로는 화산폭발과 태양에너지 방출량의 변화등이다. 최근의 연구결과에 의하면 태양 방출 에너지의 변이 만으로도 충분히

지구상의 대기온도를 변화시킬 수 있음이 밝혀졌다. 과거 태양에너지 방출량의 변화의 증거는 남극대륙 빙하시추 코어에서 우주기원 방사능핵종 ^{14}C 과 ^{10}Be 을 정량분석 함으로써 밝혀졌다.

4. 대기 오염물질 이동추적자

대기에 존재하는 ^{222}Rn 은 거의 모두가 대륙이나 토양등 지표면에서 방출된 육상기원이다. 이 불활성 기체인 라돈은 지각에서 방출된 후, 와류나 대류등 대기의 운동에 의하여 이동된다. ^{222}Rn 은 반감기가 3.83일에 지나지 않아서 대기중에서 붕괴하여 매우 짧은 반감기를 갖는 ^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{214}Po 으로 붕괴한 후 ^{210}Pb 이 된다. ^{210}Pb 은 지각기원이기 때문에 대기의 대규모 순환, 납등 중금속 오염물질의 제거과정 등의 추적자로 유용하다. 특히 우리나라는 편서풍의 영향으로 중국대륙의 영향을 받는 지역이므로 우리나라에 침적되는 ^{210}Pb 의 대부분은 중국대륙 기원이며 중국대륙 기원오염물질의 추적자로서도 이용될 수 있다.

5. 환경중에 존재하는 인공방사능 핵종으로부터 핵폐기물의 근원 추적

인공방사능 물질의 근원을 추적하기 위하여서는 핵종간의 방사능비 비교방법이 주로 사용된다. 현재 질량분석기 등 화학 분석방법의 발달로 환경에 극미량 존재하는 방사성 물질로서도 그 근원을 밝힐 수가 있다. 한가지 예를 들면 Pu 동위원소간의 비이다.

근원별 Pu 동위원소비

	핵재처리	낙진	핵무기
$^{238}\text{Pu}/^{239,240}\text{Pu}$	0.28	0.026	0.020
$^{241}\text{Pu}/^{239,240}\text{Pu}$	30	16	5

그리고 낙진의 $^{137}\text{Cs}/^{90}\text{Sr}$ 은 일반적으로 1.45이며 이보다 높으면 낙진 근원이 아닌 다른 근원으로 부터 ^{137}Cs 이 유래한 것으로 판단할 수 있다. 그리고 낙진의 $^{99}\text{Tc}/^{137}\text{Cs}$ 은 1.45×10^{-4} 이나 핵재처리 시설에서 유출되는 폐기물에서는 2.90×10^{-4} 이다. 또한 ^{129}I 는 핵분열시 생성되며 물에 잘 녹기때문에 상당한 거리를 이동하게 되므로 먼거리에서 심해저에 투기한 원자로심(reactor core)으로부터 방사능 물질의 누출 여부를 판단할 수 있게 해준다.

6. 결 론

해양조사 연구나 육상 풍화과정 연구 등에서 RI 이용은 주요한 도구로 인식되고 있다. 다른 공학분야의 RI 이용과 크게 다른점은 환경에 기왕에 존재하는 RI를 정량함으로써 해양과정, 육상과정, 우주의 진화과정등을 조사연구하는 것이지 RI를 인위적으로 투입하여 이용하는 것이 아니라는 점이다.

해양과정의 정량적인 이해는 해양환경 이용을 극대화시킬 수 있으며 지구온난화등 해양조사 연구를 비롯한 지구과정 연구수요가 산업의 발달에 따라 증가하고 있으며 따라서 RI 이용기술도 더욱 발달하게 될것이다.

참 고 문 헌

1. W.S. Broecker 1974. CHEMICAL OCEANOGRAPHY. Harcourt Brace Javonoich Inc.
2. 이광우(역) 1984. 해양화학. 대한교과서주식회사 337p.
3. 김규환.1991.동위원소지질학 민음사. 152p.