

# 한국 동해 표층수중 $^{226}\text{Ra}$ 과 $^{228}\text{Ra}$ 의 농도분포

양한섭 · 권영안\* · 김규범 · 김성수

부산수산대학교 해양학과 · \*한국토지개발공사

## Distributions of $^{226}\text{Ra}$ and $^{228}\text{Ra}$ in the Surface Waters of East Sea of Korea

Han-Soeb YANG · Yeoung-Ann KWON\* · Gue-Buem KIM and Seong-Soo KIM

Department of Oceanography, National Fisheries University of Pusan, Daeyeon-Dong, Nam-Gu, Pusan, 608-737, Korea

\*Korea Land Development Cooperation, 71-2, Nonhaen-Dong, Gangnam-Gu, Seoul, Korea

Using  $\text{MnO}_2$ -coated fiber extraction and gamma counting techniques, we measured the distributions of  $^{228}\text{Ra}$  and  $^{226}\text{Ra}$  in the surface waters at 14 stations of East Sea of Korea in September, 1988.

The concentrations of  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{228}\text{Ra}$  in the surface waters ranged 70~110 dpm/ $10^3\text{l}$  and 102~232 dpm/ $10^3\text{l}$ , respectively. In general, the concentrations of Ra isotopes were shown higher in the coastal and southern stations than those in the outer and northern stations in our observed area. Also, the concentrations of Ra isotopes in the study area were significantly higher than values in the other area of the East Sea and Kuroshio surface water, but much lower than the concentrations in the surface water of Yellow Sea reported previously.

There was an inverse relationship between the  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  ratio and salinity in the surface waters of Kuroshio, Yellow Sea and East Sea of Korea. This indicates that the continental shelf waters such as Yellow Sea and East China Sea are main source of Ra isotopes in surface waters of the East Sea of Korea.

### 서 론

천연 U/Th 계열 방사성 핵종중  $^{228}\text{Ra}$ (반감기: 5.7년)과  $^{226}\text{Ra}$ (반감기: 1620년)은 해수중에서 용해성이고, 비교적 보존성이 강하기 때문에 해수의 물리적 혼합·확산 과정의 유용한 추적자로 많이 이용된다. 해수중 Ra동위체는 주로 저층퇴적물과 하천으로 부터 공급되며, 특히 연안역 해수중에서  $^{228}\text{Ra}$ 은 상대적으로 높은 농도를 보이고 수평혼합 확산에 의하여 외양역 표층에 까지 큰 영향을 미친다(Reid et al., 1979; Okubo, 1980). 또한,  $^{226}\text{Ra}$ 은

외양역 저층퇴적물로 부터도 공급되기 때문에 외양역에서  $^{226}\text{Ra}$ 의 농도는 표층에서 저층으로 갈수록 높아진다. 이와같이 Ra동위체의 농도분포는 해역 및 수심에 따라서 현저히 다르므로 각 수괴의 특성과 서로 다른 해수의 혼합 정도를 이해하는데 유용한 추적자이다. 한편, 표층수중 염분은 증발이나 강우에 의해 영향을 받기 쉽지만,  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 의 비값은 염분과는 달리 표층수의 물리적 혼합을 설명하는데 유용하다고 알려져 있다 (Moore et al., 1986).

Okubo(1980)는 대한해협 및 동해에서 수층별

본 연구는 1988년도 한국과학재단 목적기초연구비(과제번호 KOSEF 88-0616-03, 해양관측자료의 신뢰도 향상을 위한 측정방법의 표준화와 표준물질의 제작연구)의 지원에 의한 것임.

Ra동위체 농도를 측정하여 수직과동확산계수를 구하였고, Harada와 Tsunogai(1986)는 Ra동위체의 수직농도분포로부터 동해고유수의 체류시간을 계산하였다. 그러나, 이들 연구는 주로 동해의 일본쪽 해역에서 이루어졌고, 우리나라 동해 연안쪽에서 Ra동위체를 측정 보고한 연구는 전무한 실정이다.

따라서, 본 연구에서는 한국동해남부 및 중부연안 표층수중 Ra동위체의 농도를 측정하여, 동해표층수중 Ra동위체의 수평농도분포특성, 염분과 Ra동위체와의 상관관계, 서로 다른 수괴의 기원 및 물리적 혼합확산 과정의 추적자로서 Ra동위체가 유용한지에 대하여 연구하였다.

### 재료 및 방법

1988년 9월 중순 부산수산대학 실습선(부산 402호)을 이용하여 Fig. 1에 나타난 바와 같이 동해남부 및 중부해역의 총 14개 정점에서 표층수중 Ra동위체 분석용 해수시료를 채수하였다. 이들 정점 중 정점 E-13은 후포항이고, 정점 E-14는 죽변항이다.

해수중 Ra동위체를 추출하기 위해 선상 Ra농축장치(Fig. 2)를 사용하였다. 즉, 선박에 설치된 해수펌프로 표층해수를 채수하여 여과지(직경 30 cm, 공경 1.0  $\mu\text{m}$ )로 해수를 여과한 후  $\text{MnO}_2$ 를 피복시킨 아크릴 섬유 약 30 g을 넣은 PVC통(직경 4 cm, 길이 20 cm)을 통과시켜 Ra를 추출하였다. 이때, 사용한 아크릴 섬유는 Nozaki(1983)의 방법에 따라 제작하였다. 즉, 0.4M  $\text{KMnO}_4$ 용액에 가는 아크릴 섬유(3 denier)를 담가 80~85  $^{\circ}\text{C}$ 로 약 50분간 가열시켜  $\text{MnO}_2$ 를 아크릴 섬유에 피복시켰다. Yamada와 Nozaki(1986)에 의하면,  $\text{MnO}_2$ 피복섬유를 통과하는 해수의 유속이 2.0 l/min. 이하일 때는 해수중 Ra이 95% 이상 추출된다고 한다. 따라서, 본 연구에서도 유속은 2.0 l/min. 이하가 되도록 콕크로 조절하였으며, 여과한 해수량은 322~671 l 범위였다. Ra를 농축시킨  $\text{MnO}_2$ 피복섬유시료는 이온교환수로 탈염시킨 후 방사화학분석에 사용하였다.

$\text{MnO}_2$ 피복섬유에 흡착된 Ra동위체의 분리, 농축은 Yamada와 Nozaki(1986)의 방법에 따라 행하였다. 즉, 탈염시킨  $\text{MnO}_2$ 피복섬유를 6N HCl 약 250 ml에 담겨 섬유의 색이 하얗게 될 때까지 가열하여 Ra를 용리(elution)시킨 후, 아크릴 섬유를 이온교환수로 2~3회 세척하고, 용액을 여과하여 섬유 찌꺼기를 제거하였다. 여과용액의 부피가 약

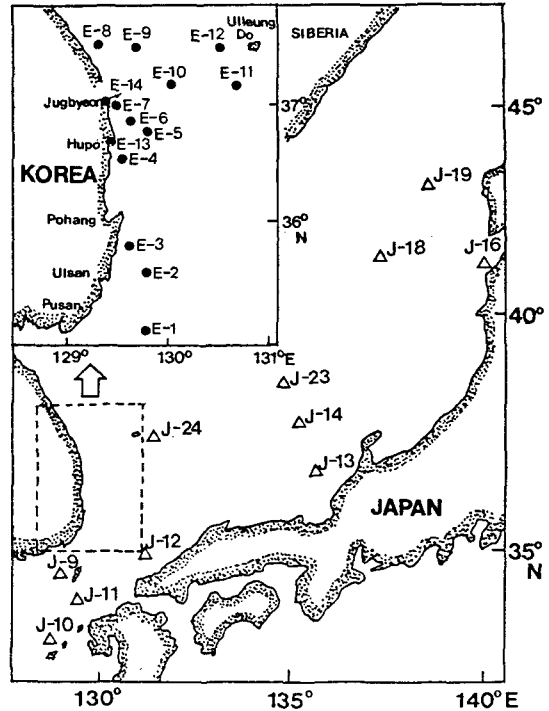


Fig. 1. A map showing the sampling area and stations for determination of Ra isotopes in this study (black circle) together with the sampling stations(triangle symbol) of Okubo(1980) and Harada and Tsunogai(1986).

50 ml될 때까지 증발 가열한 후,  $\text{Pb}^{2+}$  담체(carrier) 120 mg과 이온교환수 약 150 ml 및 10N  $\text{H}_2\text{SO}_4$  10 ml을 첨가하여 잘 혼합하였다. 여기에 5N NaOH용액을 첨가하여 용액의 pH를 약 1.8 정도로 조절하여 Ra를  $\text{PbSO}_4$ 와 함께 공침시켰다. 이 침전물을 정량용 여과지 위에 모은 다음, 450  $^{\circ}\text{C}$ 에서 10시간 동안 회화(ashing)시키고 무게를 재었다. Pb담체의 첨가량과 회수한 침전물의 중량으로부터 화학적 수율을 계산하였다. 이때, 각 시료의 화학적 수율은 82~99% 범위였다.

위에서 회화시킨 침전물은 감마선 계측용 플라스틱 용기에 넣어 잘 밀봉한 후  $^{226}\text{Ra}$ 의 딸핵종인  $^{222}\text{Rn}$ (반감기, 3.8일)과 방사평형이 되도록 약 3주 이상 경과한 다음 고감도 Ge(Li)감마선 계측기를 사용하여 1~2일 동안 감마선을 측정하였다.  $^{226}\text{Ra}$ 은 딸핵종인  $^{214}\text{Pb}$ 과  $^{214}\text{Ac}$ 의 계수율(counts per minute, cpm),  $^{228}\text{Ra}$ 은 딸핵종인  $^{228}\text{Ac}$ 의 계수율로부터 계산하였으며, 감마선 검출기의 계수효율(counting efficiency)은 국제원자력기구(IAEA)의

검정을 거친 표준퇴적물시료를 사용하여 측정하였다. 이와 동일한 방법으로 측정된 공시험값은  $^{226}\text{Ra}$ 의 경우  $1.10 \pm 0.20$  dpm이었고,  $^{228}\text{Ra}$ 의 경우는  $0.41 \pm 0.25$  dpm이었으며, 이들 공시험값은 시료의 계수오차(counting error) 보다 작았다. 해수중 Ra 동위원체의 농도는 여과한 해수량, 계수율, 계수효율 및 화학적 수율로부터 계산하였으며, 오차는 1 시그마 계수통계오차이다.

수온은 현장에서 봉상수온도계로 측정하였으며, 염분은 채수한 해수시료를 플라빙에 넣어 실험실로 운반한 후 염분계(Salinometer; Tsurumi model E-2)로 측정하였다.

### 결과 및 고찰

본 연구에서 측정된 수온, 염분 및 Ra동위원체의 농도를 Table 1과 Fig. 3에 나타내었다. 표층 수온은  $24.0 \sim 27.3$  °C의 범위이며, 후포 이남의 정점 E-1, E-2, E-3, E-4에서  $26.8 \sim 27.3$  °C 범위로 상대적으로 높고, 그 이외의 정점들에서는  $24.0 \sim 25.5$  °C이었다. 염분은  $32.24 \sim 33.36$  ‰의 범위로 수온에 비해 정점별 차이는 크지 않지만, 비교적 연안으로부터 떨어진 울릉도 부근의 3개 정점 E-10, E-11, E-12에서  $33.31 \sim 33.36$  ‰로 그 이외의 정점들 보다 다소 높은 농도를 보이며, Okubo(1980)가 같은 계절에 동

해의 일본쪽 해역에서 측정된 염분값보다는 다소 낮은 농도를 보인다(Fig. 3a). 그러나, 북해도 동쪽 정점 J-19(리만 해류수)를 제외한 모든 정점에서 수온과 염분은 양 등(1991)이 보고한 수온  $20^\circ\text{C}$  이상, 염분  $33.8$  ‰이하인 대마난류 표층수의 특성에 속한다.

동해에서  $^{226}\text{Ra}$ 의 농도분포를 알아보기 위하여, 본 연구결과 및 Harada와 Tsunogai(1985)가 동해에서 측정된  $^{226}\text{Ra}$ 의 농도를 Fig. 3b에 나타내었다. 표층수중  $^{226}\text{Ra}$ 의 농도는 대한해협에 가까운 정점 E-1과 E-2 그리고, 측면내항인 정점 E-14에서  $103 \sim 109$  dpm/ $10^3$ l의 범위로 다른 정점에 비하여 다소 높은 농도를 보이나, 울릉도 부근 정점 E-10과 E-12에서  $73 \sim 75$  dpm/ $10^3$ l로 낮은 농도를 보인다. 나머지 정점들에서는  $86 \sim 100$  dpm/ $10^3$ l의 농도범위로 정점별 농도 차이는 그다지 크지 않다. Harada와 Tsunogai(1985)가 동해의 일본쪽 해역에서 측정된  $^{226}\text{Ra}$ 의 농도는  $64 \sim 76$  dpm/ $10^3$ l의 범위로 울릉도 부근 정점 E-10과 E-12에서의 농도와는 유사하지만, 대체적으로 본 연구해역보다 다소 낮은 농도를 보인다. 한편, 동해표층수중  $^{226}\text{Ra}$ 의 농도는 Nozaki 등(1991)이 쿠로시오역에서 측정된  $64 \sim 72$  dpm/ $10^3$ l 보다는 높으며, 황해표층수중의  $159 \sim 200$  dpm/ $10^3$ l 보다는 훨씬 낮은 농도범위이다.

동해표층수중  $^{228}\text{Ra}$ 의 농도분포(Fig. 3c)를 보면, 본 연구해역중 대마난류수의 주류가 북상하는 경로에 있는 정점 E-1, E-2, E-5, E-9 및 측면항과 후포항 정점에서  $201 \sim 241$  dpm/ $10^3$ l로 다른 정점들에 비해 다소 높은 농도를 보인다. 한편, 울릉도 부근 정점 E-12에서  $102$  dpm/ $10^3$ l로 가장 낮은 농도이고, 그 이외의 나머지 정점들에서는  $146 \sim 187$  dpm/ $10^3$ l의 범위로 Okubo(1980)가 측정된 동해 일본쪽 해역 표층수중  $^{228}\text{Ra}$ 의 농도범위 보다는 다소 높다. 이들 동해 표층수중  $^{228}\text{Ra}$ 농도는 쿠로시오 본류역에서의  $7 \sim 15$  dpm/ $10^3$ l 보다 약 10배 이상 높고, 황해표층수중의  $581 \sim 726$  dpm/ $10^3$ l 보다는  $3 \sim 10$ 배나 낮은 농도를 보인다(Nozaki et al., 1991).

$^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 의 농도비(Fig. 3d)는 울릉도 부근 2개 정점 E-11, E-12와 일본쪽 해역에서  $1.3 \sim 1.6$ 으로 우리나라 연안쪽 정점들에서의 Ra동위원체비  $1.8 \sim 2.3$  보다 다소 낮다. 그리고, 후포항과 울릉도 부근 정점 J-24에서 각각 2.7과 2.4로 다소 높은 Ra동위원체의 비를 나타내는 것이 특이하다. 또한, 대한해협 서수도에 가까운 정점 E-1에서의 Ra동위원체비는 Okubo(1980)가 대한해협 동수도(정점 J-11)에서 측정된 비값보다 약 1.8배 높다.

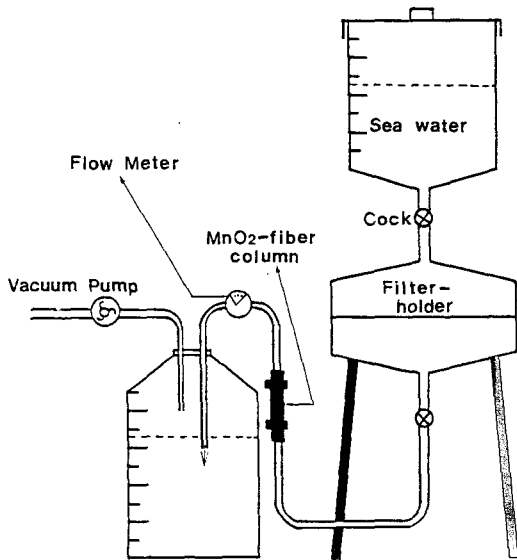


Fig. 2. A shipboard apparatus for extraction of dissolved Ra in seawater.

Table 1. Concentrations of Ra isotopes in the surface water of East Sea of Korea in September, 1988.

Station	Location		Sal. (‰)	Water temp. (°C)	<sup>226</sup> Ra (dpm/10 <sup>3</sup> l)	<sup>228</sup> Ra (dpm/10 <sup>3</sup> l)	<sup>228</sup> Ra/ <sup>226</sup> Ra (A.R.)
	Lat.	Long.					
E-1	35° 09' N	129° 48' E	32.69	26.9	103±3	232±7	2.3
E-2	35° 36' N	129° 46' E	32.54	26.8	103±3	226±6	2.2
E-3	35° 49' N	129° 37' E	32.74	27.3	90±1	182±4	2.0
E-4	36° 30' N	129° 33' E	32.74	27.2	91±1	166±5	1.8
E-5	36° 49' N	129° 49' E	32.43	24.4	91±1	204±4	2.3
E-6	36° 52' N	129° 35' E	32.72	24.4	86±2	187±4	2.2
E-7	36° 59' N	129° 28' E	32.59	24.0	90±2	165±4	1.8
E-8	37° 30' N	129° 18' E	32.52	24.1	86±1	170±4	2.0
E-9	37° 30' N	129° 40' E	32.70	24.0	100±2	226±5	2.3
E-10	37° 10' N	130° 00' E	33.31	24.1	75±1	146±4	2.0
E-11	37° 10' N	130° 42' E	33.36	24.1	96±2	151±4	1.6
E-12	37° 30' N	130° 30' E	33.31	24.0	73±1	102±4	1.4
E-13	Hupo habor		32.62	24.5	89±2	241±7	2.7
E-14	Jugbyeon habor		32.24	25.5	100±2	201±7	1.9

\* The error is 1 σ counting statistics.

위에서 설명한 각 정점에서의 <sup>226</sup>Ra과 <sup>228</sup>Ra 동위원체의 상관관계를 Fig. 4에 나타내었다. 몇개의 정점을 제외하면 동해표층수중 <sup>226</sup>Ra과 <sup>228</sup>Ra은 좋은 정의 상관성(r=0.85)을 보이며, 상관관계식은 아래와 같다.

$$^{228}\text{Ra} = 3.34 \times ^{226}\text{Ra} (\text{dpm}/10^3\text{l}) - 124$$

이 식에서 기울기는 3.34로 Santschi 등(1979)이 Narragansett Bay에서 측정한 값과 비슷하나, Yamada and Nozaki(1986)가 북서태평양의 일본쪽 연안에서 측정한 0.63 보다는 훨씬 높은 값이다. 이처럼 북서태평양에 비해 동해표층수중에서 기울기가 큰 것은 대륙붕 연안수의 영향을 많이 받기 때문이다. 왜냐하면, 대륙붕역 해저퇴적물로부터 <sup>228</sup>Ra이 <sup>226</sup>Ra 보다 훨씬 많기 공급되기 때문이다 (Yamada and Nozaki, 1986). 한편, Fig. 4에서 보면, 후포항 정점 E-13과 울릉도 부근 정점 J-24에서 상관직선의 윗쪽으로 많이 벗어나는데, Okubo(1980)에 의하면 한국동해연안수의 영향에 의해 이러한 경향을 보인다고 한다. 반대로, 울릉도 부근 정점 E-11과 죽변항 정점 E-14에서 <sup>226</sup>Ra 농도가 상대적으로 높아 직선식으로 부터 벗어나고 있는데, 이는 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra비가 낮은 동해중층수의 영향인 것으로 사료된다(Okubo, 1980).

염분과 Ra은 둘다 보존성성분(conservative constituents)으로서 해수의 혼합과정을 이해하는

데, 좋은 추적자로서 이용된다. 그러므로, 동해에서 표층수의 혼합 확산의 추적자로서 Ra동위원체의 유용성을 알아보기 위해 동해표층수중 염분에 대한 <sup>226</sup>Ra 및 <sup>228</sup>Ra의 상관관계를 Fig. 5에 나타내었다. 염분에 대한 Ra동위원체의 상관관계식은 아래와 같다.

$$^{226}\text{Ra} (\text{dpm}/10^3\text{l}) = 704 - 19 \times \text{Salinity} (\text{‰})$$

$$^{228}\text{Ra} (\text{dpm}/10^3\text{l}) = 2810 - 80 \times \text{Salinity} (\text{‰})$$

<sup>226</sup>Ra(r=0.79)에 비해 <sup>228</sup>Ra(r=0.88)이 염분에 대해 좋은 상관성을 나타내며, Ra동위원체는 염분과 역의 상관성을 보인다. 즉, 동해표층수중 비교적 저염분수에서 상대적으로 높은 Ra동위원체의 농도를 나타낸다. 이들 자료는 서로 다른 시기에 측정한 값이므로 동해표층수의 수평적 혼합과정을 이해하기에는 곤란하지만, 동해에서 Ra동위원체의 농도는 저염수에 의해 크게 영향을 받는다는 것을 알 수 있다. 특히, 33.5~34.0‰의 고염분수는 <sup>228</sup>Ra농도가 70~130 dpm/10<sup>3</sup>l인데 비해 32.2~32.7‰의 상대적 저염분수는 <sup>228</sup>Ra 농도가 160~240 dpm/10<sup>3</sup>l로 비교적 높은 농도를 보인다. 그리고, 두 식의 기울기로 볼 때, 염분에 대한 <sup>228</sup>Ra의 농도변화가 <sup>226</sup>Ra 보다 약 4배나 크다. 이는 동해로 유입되는 저염의 대륙붕연안수의 영향으로 표층수중 <sup>228</sup>Ra의 농도가 측정시기 및 해역에 따라 현저히 달라진다는 것을 의미한다.

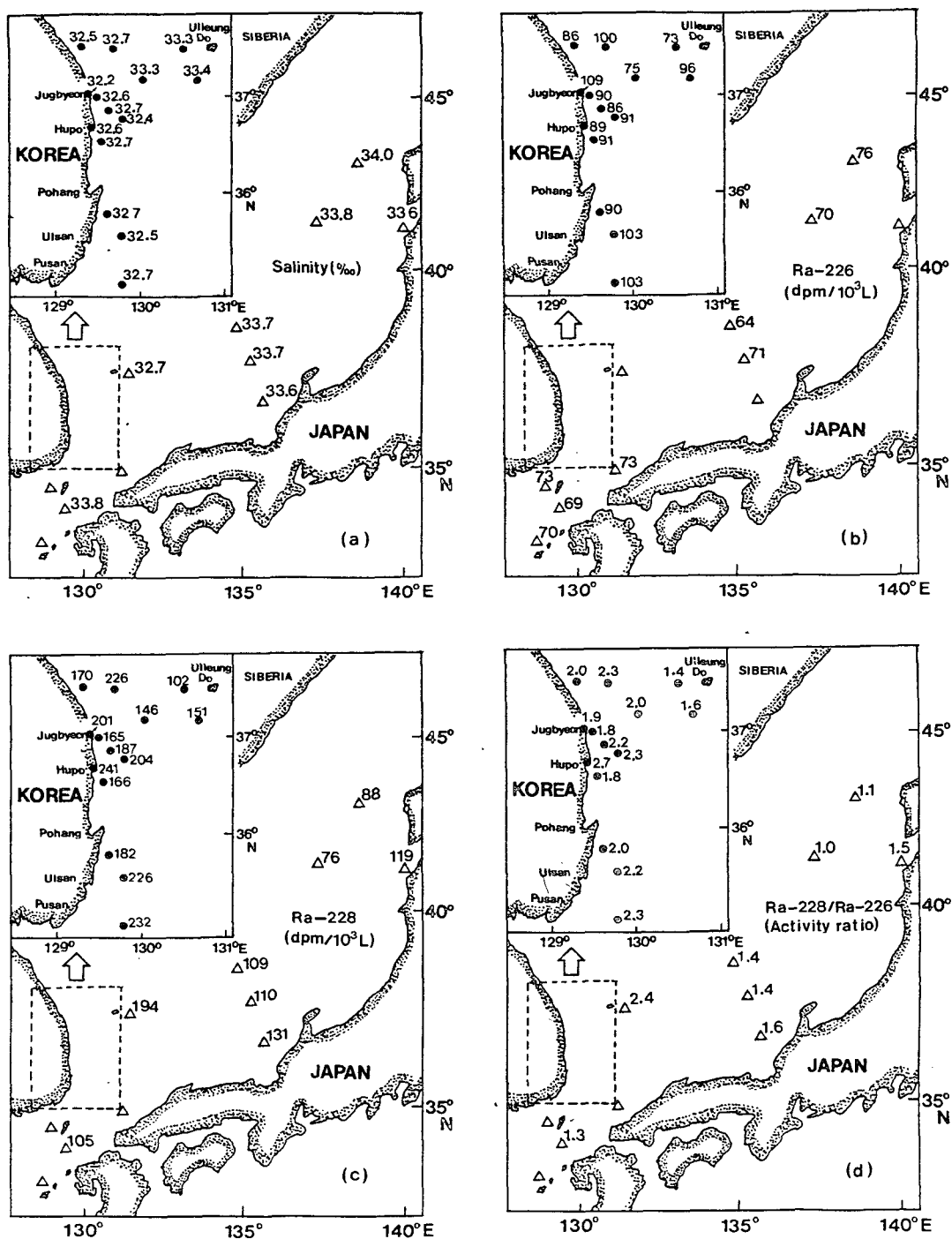


Fig. 3. Horizontal distributions of salinity(a),  $^{226}\text{Ra}$ (b),  $^{228}\text{Ra}$ (c), and  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  ratio(d) in the surface waters of East Sea of Korea. The numbers indicate concentrations of each parameter or activity ratios of Ra isotopes. Values with black circles are data by this study and values with triangles by Okubo(1980) and Harada and Tsunogai(1986).

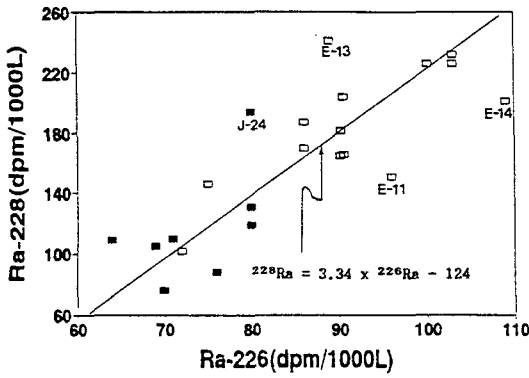


Fig. 4. Correlation between  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{228}\text{Ra}$  in the surface waters of East Sea of Korea. Open squares are data by this work and black squares by Okubo(1980) and Harada and Tsunogai(1985).

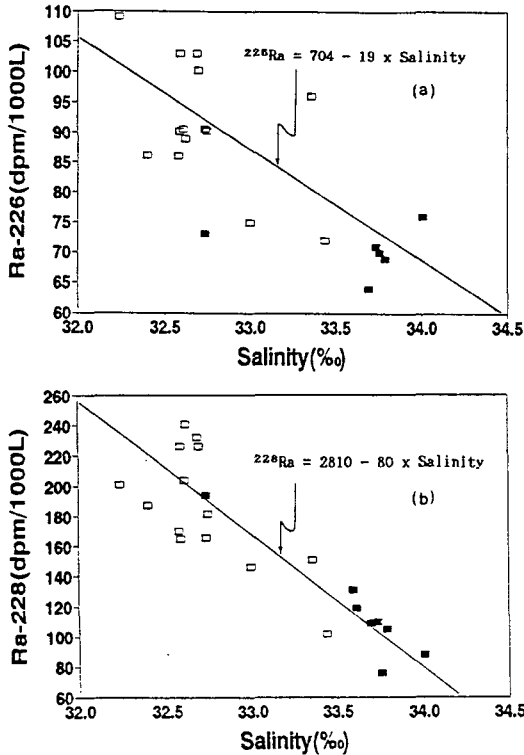


Fig. 5. Plots of  $^{226}\text{Ra}$ (a) and  $^{228}\text{Ra}$ (b) versus salinity in the surface waters of East Sea of Korea. Each symbole are same as shown in Fig. 4.

동해표층수의 기원을 파악하기 위해 Ra동위체비와 염분농도와의 상관관계를 Fig. 6에 나타내었다. 쿠로시오표층수 및 황해표층수중의 염분과 Ra동위체비값은 Nozaki 등(1991)의 측정결과이다. Fig. 6에서 보는 바와 같이 염분에 대한 Ra동위체비의 비는 좋은 역의 상관성을 보이며, 또한 동해표층수중 Ra동위체비는 1~3 범위로 쿠로시오표층수의 0.5이하 보다 훨씬 크고, 중국대륙연안수나 황해표층수의 3~4 보다는 작다. 따라서, 동해표층수는 동지나해 또는 황해와 같은 대륙붕역을 통과하면서 해저퇴적물로부터  $^{228}\text{Ra}$ 이 상대적으로 많이 공급된 대륙붕수가 쿠로시오 표층수와 혼합된 것으로 생각된다. 또한, 동해에서 연안해역이 외해역 보다 염분이 낮고 Ra동위체비가 큰 것으로 보아 동해의 한국주변해역이 황해 및 동지나해 대륙붕수의 영향을 상대적으로 많이 받는 것으로 사료된다. 염분은 강우나 증발에 의해 변하기 쉽기 때문에 대륙붕수의 혼합정도를 파악할 수 없다. 하지만, 동해표층수중 Ra동위체를 계절별 혹은 해역별로 더 많이 측정한다면, 동해표층수의 기원과 체류시간, 또는 대륙붕수의 영향을 보다 상세히 파악할 수 있을 것으로 사료된다.

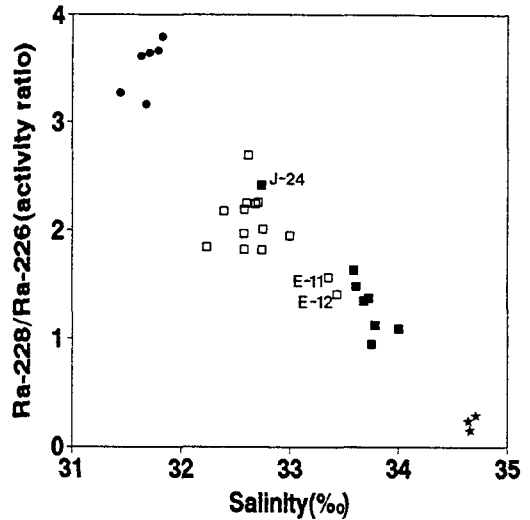


Fig. 6. Plots of  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  ratios versus salinity in the surface waters of Kuroshio(★) and Yellow Sea(●) reported by Nozaki et al(1991), and East Sea of Korea(□: data by this work, ■: data by Okubo(1980)).

요 약

동해 남부 및 중부해역의 총 14개 정점에서 표층수중 Ra동위체를  $\text{MnO}_2$ 피복 아크릴섬유로 추출한 후 분리농축시켜 감마계측하였다.

본 연구결과, 동해표층수중  $^{228}\text{Ra}$ 의 농도분포는 102~232 dpm/ $10^3\text{l}$  범위로 연안정점들이 외해역 정점보다 다소 높은 농도를 보였고, 대마난류의 주류가 북상하는 정점들에서 상대적으로 높은 농도를 보였다.  $^{226}\text{Ra}$ 의 농도는 70~110 dpm/ $10^3\text{l}$  범위로  $^{228}\text{Ra}$ 에 비해 해역별 혹은 정점별로 농도차이가 작았으나, 농도분포는  $^{228}\text{Ra}$ 의 경우와 유사하였다. 동해표층수중 Ra동위체의 비는 1.0~2.7 범위로 쿠로시오 표층수 보다 훨씬 큰 값이나, 황해표층수 보다는 작은 값이다. 동해표층수중 해역별 Ra동위체비의 수평분포는  $^{228}\text{Ra}$ 의 농도분포와 비슷하다.

동해표층수중  $^{226}\text{Ra}$ 과  $^{228}\text{Ra}$ 은 좋은 정의 상관성을 나타내며, 염분에 대한  $^{228}\text{Ra}$ 의 농도도 좋은 역의 상관성을 나타내었다. 염분과 Ra동위체비의 상관관계로 부터 동해표층수는 황해 및 동지나해 대륙붕수와 쿠로시오 표층수가 혼합된 것으로 사료되며, 동해표층수중 Ra동위체의 농도는 해역별 혹은 계절별로 달라진다.

참 고 문 헌

양한섭, 김성수, 강창근, 조규대. 1991. 한반도 근해의 해류와 해수특성 III. 한국동해 중부 극전선역에 출현하는 수괴의 화학적 특성, 한국수산학회지 24(3), 185~192.

Cochran, J. K. 1980. The flux  $^{226}\text{Ra}$  from deep-sea sediments. Earth Planet. Sci. Lett. 49, 381~392.

Elsinger, R. J. and W. S. Moore. 1983.  $^{224}\text{Ra}$ ,  $^{228}\text{Ra}$  and  $^{226}\text{Ra}$  in Winyah Bay and Delaware Bay. Earth Planet. Sci. Lett. 64, 430~436.

Harada, K. and S. Tsunogai. 1986.  $^{226}\text{Ra}$  in the Japan Sea and the residence time of the Japan Sea water. Earth Planet. Sci. Lett. 77, 236~

244.

Moore, W. S., J. L. Sarmiento and R. M. Key. 1986. Tracing the Amazon component of surface Atlantic water using  $^{228}\text{Ra}$ , salinity and silica. J. Geophys. Res. 91, 2574~2580.

Nozaki, Y. 1983. Determination of thorium isotopes in seawater by moored  $\text{MnO}_2$ -fiber method. J. Oceanogr. Soc. Japan 39, 129~135.

Nozaki, Y. 1989. Mean residence time of the shelf water in the East China and the Yellow seas determined by  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  measurements. Geophys. Res. Lett. 16(11), 1297~1300.

Nozaki, Y., H. Tsubota, V. Kasemsupaya, M. Yashima and N. Ikuta. 1991. Residence times of surface water and particle-reactive  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{210}\text{Po}$  in the East China and Yellow seas. Geochim. Cosmochim. Acta. 55, 1265~1272.

Okubo, T. 1980. Radium-228 in the Japan Sea. J. Oceanogr. Soc. Japan. 36, 263~268.

Okubo, T. 1981.  $^{228}\text{Ra}$  in surface water of the Seto Inland Sea. J. Oceanogr. Soc. Japan. 37, 279~286.

Reid, D. F., W. S. Moore and W. M. Sackett. 1979. Temporal variation of  $^{228}\text{Ra}$  in the near-surface Gulf of Mexico. Earth Planet. Sci. Lett. 43, 227~236.

Reid, D. F. and W. M. Sackett. 1982. Radium in the near surface Caribbean Sea. Earth Planet. Sci. Lett. 60, 17~26.

Santschi, P. H., Y.-H. Li, J. Bell. 1979. Natural radionuclides in the water of Narragansett Bay. Earth and Planet. Sci. Lett. 45, 201~213.

Yamada, M. and Y. Nozaki. 1986. Radium isotopes in coastal and open ocean surface waters of the western North Pacific. Mar. Chem. 19, 379~389.

1992년 8월 1일 접수

1992년 9월 5일 수리