

여름철 동중국해 및 남중국해 표층수의 Ra 동위원소를 이용한 수계분석

양한섭 · 이동섭¹

부경대학교 해양학과, ¹부산대학교 지구환경시스템학부

Hydrographic Analysis of Surface Water Using Radium Isotopes Signature in the East and South China Sea in Summer

HAN-SOEB YANG, TONGSUP LEE¹

Department of Oceanography, Pukyong National University, Pusan 608-737, Korea

¹Division of Earth Environmental System Science, Pusan National University, Pusan 609-735, Korea

라듐(Ra) 동위원소 분포특성을 이용하여 동중국해와 남중국해 여름철 표층수의 해수의 조성을 밝히고자 하였다. 염분과 라듐 동위원소 방사능비($^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$)의 분포는 동중국해와 남중국해에서 각기 쿠로시오 표층수와 장강 희석수, 쿠로시오 표층수와 연안 희석수의 두 단성분 해수의 단순혼합으로 설명하기에 적절하게 점진적으로 변화하는 분포양상을 나타냈다. 동중국해의 경우에 두 단성분 해수의 혼합은 Ra 동위원소비와 염분의 두 추적자로 각각 정량화가 가능하였는데, 결과를 비교해 보면 쿠로시오에 가까운 정점에서는 매우 비슷한 결과를 보였으나 대마난류가 분지된 이후부터는 차이가 커지기 시작하였다. 이러한 차이를 보이게 하는 가능한 요인으로 증층수와 염분의 혼합이 지목되었다. 이 경우 염분과 Ra 동위원소비는 서로 반대방향으로 교란될 것으로 예상된다. 즉 염분은 저염수의 기여도를 과소평가하는 방향으로, 반대로 Ra 동위원소비는 과대평가하게 되므로 두 결과값의 중간값이 실제에 가까울 것으로 판단되었다.

This study aims to decipher surface water mass interaction in summer in the South China Sea and East China Sea by radium isotope distribution pattern. Salinity and activity ratio of radium ($^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$) showed gradual changes, which were adequate to apply simple two end-member mixing between Kuroshio surface water and Changjiang Dilute Water for the East China Sea and the former and Nearshore Diluted Watermass (NDW) for the South China Sea. Two tracer methods, salinity and Ra isotope ratio, were compared for East China Sea. Results showed remarkable consistency for waters near Kuroshio, however, discrepancy were noticeable after Tsushima Warm Current branching. Mixing with subsurface waters may cause the discrepancy. When mixed with subsurface waters, salts and radium isotope ratio are expected to be biased in opposite direction, i. e. prone to underestimate the fraction of less saline water in the case of salts and *vice versa* for Ra isotope ratio. Taking the mean values of two different results seems more realistic to estimate fraction of end-members.

서 론

해수에 자연적으로 존재하는 라듐(Ra)은 강물을 통해 유입되거나 해수 중에 존재하는 토륨(Th) 동위원소의 방사붕괴로 생성된다. Ra은 용해성이 강한 알칼리토족 원소로서 해수에서 보존성이 비교적 우수한 편으로 해수를 따라 이동한다. Ra 동위원소의 하나인 ^{228}Ra (반감기 5.75년)의 주공급원은 강물과 해저퇴적물로서 반감기가 짧기 때문에 수심이 얕은 연안에서 농도가 높고, 외해로 갈수록 혼합과 확산 및 방사붕괴에 의해 줄어드는 특성을 보인다(Moore, 1969; Li *et al.*, 1979; Schmidt and Reys, 1996). 반면, ^{226}Ra 은 반감기(1622년)가 대양의 순환시간과 비등하기 때문에 외양 표층수에서 농도가 균일하고 상대적으로 해저퇴적물로부터 공급이 중요하며, 저층에서 표층으로 확산하는 형태

의 분포특성을 갖는다. 따라서 두 Ra 동위원소의 농도분포는 연안과 외해역에서 크게 차이가 나므로 연안수와 외양수간의 혼합을 정량적으로 연구하기에 유용한 추적자로 사용된다(Moore, 1969; Elsinger and Moore, 1984; Reid, 1984; Moore *et al.*, 1986; Nozaki *et al.*, 1991).

여름철 표층수의 경우에는 전통적으로 사용해온 수온과 염분자료로 수계를 파악하기에는 어려움이 따른다. 수온은 지역 날씨의 영향을 크게 받아 보존성이 상실되며, 염분 또한 강우 및 증발에 의해 값이 변동하여 보존성이 약해진다. 표층수 중 ^{228}Ra 과 ^{226}Ra 도 용승 등의 수직혼합이나 생물생산력에 따라 농도가 변한다. 그러나 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비는 강우 및 증발에도 영향을 덜 받아 보존성이 우수한 편이므로(Moore *et al.*, 1986; Nozaki *et al.*, 1991) 이 시기에 보존성이 약화된 수온을 대체하여 염분

과 함께 표층수의 물리적 혼합을 설명하거나, 수괴의 기원을 추적하는 데 보다 유용하게 쓰일 수 있다(Elsinger and Moore, 1984; Moore *et al.*, 1986).

동중국해는 넓은 대륙붕 위에 존재하는 바다로서 여름철의 염분은 장강에서 유출되는 담수로 희석되어 대부분 33.00 psu 이하의 저염수로 덮인다(Nozaki *et al.*, 1989). 이 대륙붕수의 일부는 중국대륙연안을 따라 남쪽으로 흐르며, 쿠로시오의 지류로 북상하는 대난류(Taiwan Warm Current)와 혼합된 후 북동쪽으로 방향을 바꾸어 제주도 방향으로 흐르다가, 북상하는 쿠로시오 표층수와 혼합되어 대한해협을 지나 동해로 유입되는 것으로 보고된 바 있다(Beardsely *et al.*, 1983; Limeburner *et al.*, 1983). 그러나 동중국해 및 한반도 주변해역의 해류에 대해서는 Uda(1934)의 첫 번째 논문 이후 최근 우리나라 학자들에 의해 주도된 동중국해 연구결과(Lie and Cho, 1994)에 이르기까지 아직 일관된 정설이 없다. 이 논문에서는 여름철에 세력이 강화된 장강 유출수에 의해 나타나는 저염 플룸(염분 < 20.00 psu)과 장강 희석수(염분 < 30.00 psu)가 북동진하는 것으로 알려져있기 때문에(Beardsely *et al.*, 1983) 황해 내부의 저염해수가 고립되는 상황을 가정하여, 동중국해 남동부의 대륙붕수가 저염의 장강 희석수와 외양의 고염해수의 혼합으로 형성된다고 가정하고 혼합비를 구하고자 하였다. 염분이 0 psu인 장강 유출수 대신 장강 희석수를 단성분으로 채택한 이유는 Ra의 농도가 저층퇴적물로부터의 공급에 의해 장강 유출수보다는 장강 희석수에서 가장 높기 때문이었다.

한편, 남중국해는 같은 대륙변해이지만 동중국해에 비해 수심이 깊다. 심층(2000 m 이심) 해수는 서태평양 심층수와 비슷한 수온과 염분을 보이는 반면, 표층은 태평양 표층수와 연안수가 혼합되어 있는 특성을 지니며(Nitani, 1972; Shaw, 1991), 특히 아열대라는 지리적 특성에 의해 수온이 높다.

우리나라 남해와 동중국해에 대해서는 국·내외적으로 물리·화학적 많은 연구가 행해졌다. 김과 노(1994)는 염분을 이용하여 중국대륙 연안수의 수괴특성과 제주도 주변해역에서 발견되는 저염수괴의 경로를 밝혔으며, 조와 김(1994)은 역시 수온과 염분자료를 이용하여 여름철 남해 저온수의 기원을 추적하였다. Elsinger and Moore(1984)는 장강-대륙붕 혼합역에서 염분에 따른 Ra 동위원소의 방사능값 변화와 퇴적물로부터 확산되어 공급된 과잉의(excess) ^{228}Ra , ^{226}Ra 의 방사능을 구하였으며, Nozaki *et al.*(1991)은 Ra 동위원소의 농도분포와 $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ 방사능비를 이용하여 황해 및 동중국해 대륙붕수의 체류시간을 계산하였다. 한편, 남중국해에 대해서는 Shaw(1991)가 수온·염분자료로 남중국해의 수괴를 구분하고, 이 해역으로 유입되는 필리핀해수의 계절적 변화에 대해 연구하였으며, Su and Weng(1994)은 중국해와 발해 등에서 수온·염분으로 수괴를 구분한 바 있으나, 이 해역에 대한 연구는 그다지 활발히 진행된 편이 아니다. 특히 국내 학자 주도로 남중국해에서부터 동중국해를 거쳐 대한해협에 이르는 해역을 동시에 관측한 연구는 거의 전무한 실정이다. 따라서 본 연구에서는 남중국해에서부터 대한해협에 이르는 해역의 표층수를 대상으로 Ra 동위원소의 분포특성 및 염분과의 상관성을 밝히고, ^{228}Ra 과 ^{226}Ra 의 방사능 및 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비를 이용하여 저염의 장강 희석수와 고염의 외양해수(쿠로시오 표층

수 또는 여기서 파생한 해수) 사이의 혼합을 밝히고자 하였다.

재료 및 방법

이 연구에 사용된 자료는 부경대학교 실습선인 새바다호를 이용하여 1989년 7월 3일에서 8월 15일까지 제주도에서 필리핀에 이르는 북위 14°31'~33°47', 동경 114°06'~128°06' 범위의 동중국해 및 남중국해 정점 11개에서 획득하였다(Fig. 1).

수온은 RCM-7 유속계에 장착된 온도계로 측정하였으며, 염분은 채수한 해수시료를 폴리에틸렌 채수병에 넣어 실험실로 운반한 후 염분계(Salinometer, Tsurumi-Seiki model E-2)로 측정하였다.

해수중 Ra 동위원소는 산화망간(MnO₂) 흡착법을 사용하여 추출하였다. 즉 해수시료 100~150 L를 양 등(1992)의 방법에 따라 준비한 산화망간 피복 아크릴섬유사에 통과시켜 Ra를 흡착시킨 뒤 탈이온수로 염분을 제거하고, 실험실로 옮겨 방사화학분석을 하였다.

산화망간 피복 아크릴섬유사에 흡착된 Ra 동위원소는 Yamada and Nozaki(1986)의 방법에 따라 분리·농축시켰다. 이 시료에 납(Pb) 회수용 수용체(carrier)를 첨가하여 Ra를 Pb(Ra)SO₄의 형태로 공침시켰고, 이 침전물의 중량으로부터 화학적 회수율을 계산하였다. 침전물은 감마선 계수용기에 넣어 밀봉하고 Ra 동위원소와 딸핵종이 방사평형에 이르도록 3주 이상 방치한 후, 고감도 Ge(Li) 감마선 계측기를 이용하여 1~2일 동안 감마선을 계측하였다. ^{228}Ra 의 방사능은 딸핵종인 ^{228}Ac 의 계수율(cpm), ^{226}Ra 은 딸핵종인 ^{214}Pb 과 ^{214}Ac 의 계수율로부터 계산하였다.

결과 및 고찰

수온, 염분 및 Ra 동위원소의 농도분포

각 정점의 표층수에서 측정된 Ra 동위원소의 방사능은 수온 및 염분자료와 함께 Table 1과 Fig. 2에 정리하였다. 표층수온의 범위는 23.25~29.24°C로 저위도의 정점 E1에서 가장 높았고, 난류의 영향권에서 가장 멀리 떨어져 있는 동중국해의 정점 E10에서 가장 낮았다(Fig. 2). 표층수의 염분은 31.35~33.93 psu의 범위로 나타났다. 염분분포를 보면 정점별로 쿠로시오 및 장강 유출수의 영향을 파악할 수 있는데, 쿠로시오에 가까운 정점일수록 고염특성을 나타내는 반면, 장강 유출수의 영향을 받을 것으로 예상되는 정점 E10에서 가장 저염한 해수가 발견되었다. 쿠로시오 표층수의 특징으로 알려져 있는 염분 34.60 psu 이상인 해수는 관측되지 않았으며 장강 하구에 가까운 정점 E10에서 가장 저염저염한 해수가 발견되는 점이 특기할만하다.

염분과 Ra 동위원소 방사능값의 상관관계를 Fig. 3에 나타내었으며, 여기서 두 정점 E3, E11의 ^{226}Ra 자료는 전체 회귀직선에서 자료의 분산에 큰 영향을 미치는 관계로 제외시켰다. ^{226}Ra 방사능값의 범위는 92.0~277.4 dpm/10³ L로 정점간 큰 차이를 보였으며(Fig. 2), 염분과 양호한 음의 상관관계($r=0.75$)를 나타냈다(Fig. 3). 특히 Luzon 해협에 위치한 정점 E4에서 가장 낮은 방사능값(92.0 dpm/10³ L)을 보였으며, 대륙사면 바깥쪽의 정점 E1, E2와 쿠로시오 본류의 영향을 받는 정점 E5, E6 E8에

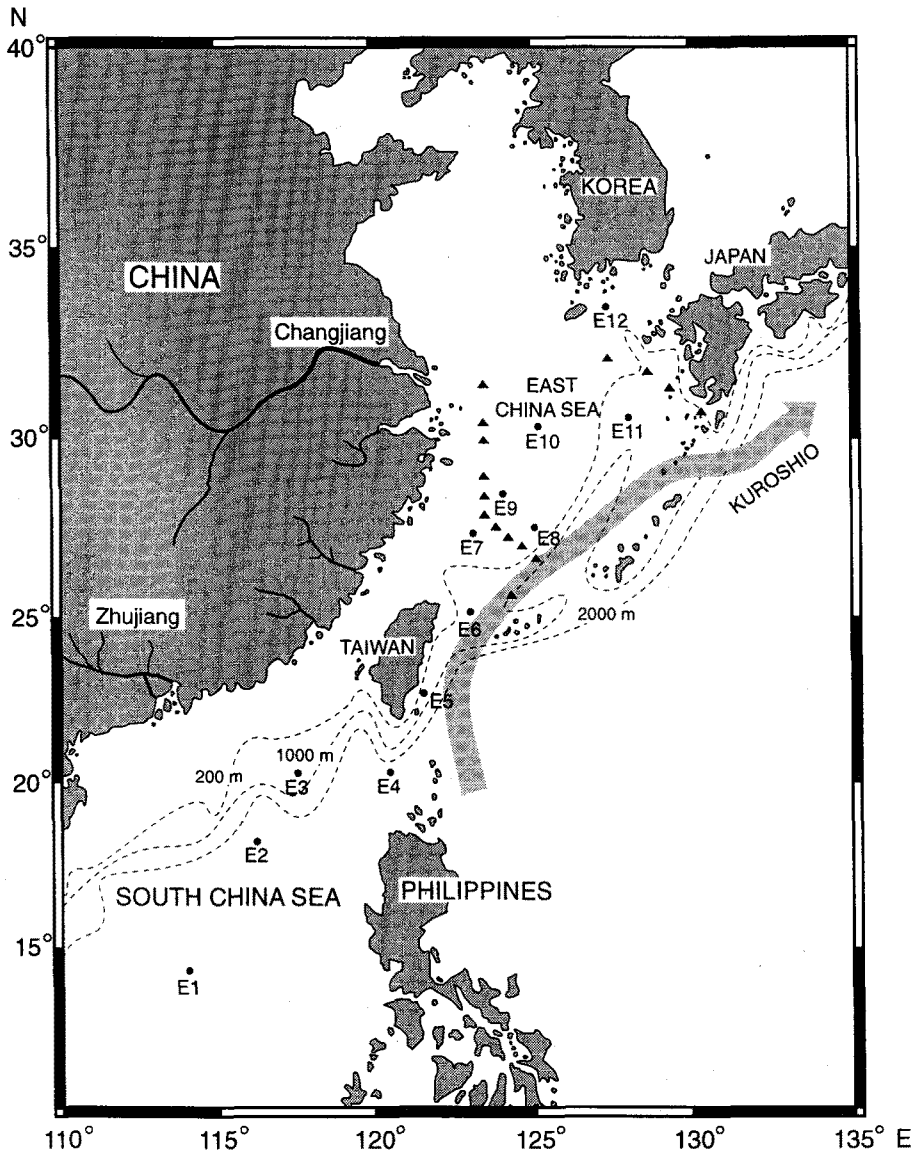


Fig. 1. A map showing the study area and sampling stations of summer '87 China Sea cruise: filled circles (this study), filled triangles (Nozaki *et al.*, 1991).

Table 1. Temperature, salinity and Ra isotope activity and their ratio of each station

Station Number	Location	Temperature (°C)	Salinity (psu)	²²⁶ Ra (dpm/1000 L)	²²⁸ Ra (dpm/1000 L)	²²⁸ Ra/ ²²⁶ Ra A.R.
E 1	114°06'E 14°31'N	29.24	33.42	154.7± 7.1	215.0±10.8	1.39±0.09
E 2	116°29'E 18°19'N	28.88	33.33	128.0± 6.8	237.4±12.3	1.86±0.13
E 3	117°53'E 20°27'N	28.03	33.76	253.7±15.0	348.1±23.1	1.37±0.12
E 4	120°57'E 20°31'N	25.93	33.93	92.0± 2.8	99.1± 5.9	1.08±0.07
E 5	121°57'E 22°56'N	26.53	33.60	113.1± 2.5	81.6± 4.2	0.72±0.04
E 6	123°04'E 25°00'N	26.23	33.72	99.6± 2.5	59.1± 2.6	0.59±0.03
E 7	123°14'E 27°33'N	27.87	33.39	189.4± 7.2	219.6±10.2	1.16±0.07
E 8	125°07'E 27°51'N	28.43	33.17	125.0± 5.6	162.8± 8.6	1.30±0.09
E 9	124°05'E 28°45'N	27.04	32.91	209.5± 9.4	371.8±25.1	1.77±0.14
E10	125°14'E 30°32'N	23.25	31.35	239.8±11.1	699.8±36.8	2.92±0.20
E11	128°06'E 30°56'N	26.83	33.51	277.4±11.4	403.7±18.7	1.46±0.09
E12	127°40'E 33°47'N	25.11	32.45	136.0± 5.4	270.7±10.0	1.99±0.11

서도 값이 낮았다. 반면, 대륙붕역에 위치한 정점들(E7, E9, E10, E12)에서는 평균 193.7 dpm/10³ L로 매우 높은 방사능

값을 보였는데, 이는 Nozaki *et al.*(1989)이 발표한 대륙붕역 단 성분(end-member) 값인 131.0 dpm/10³ L보다 약 1.5배 높은

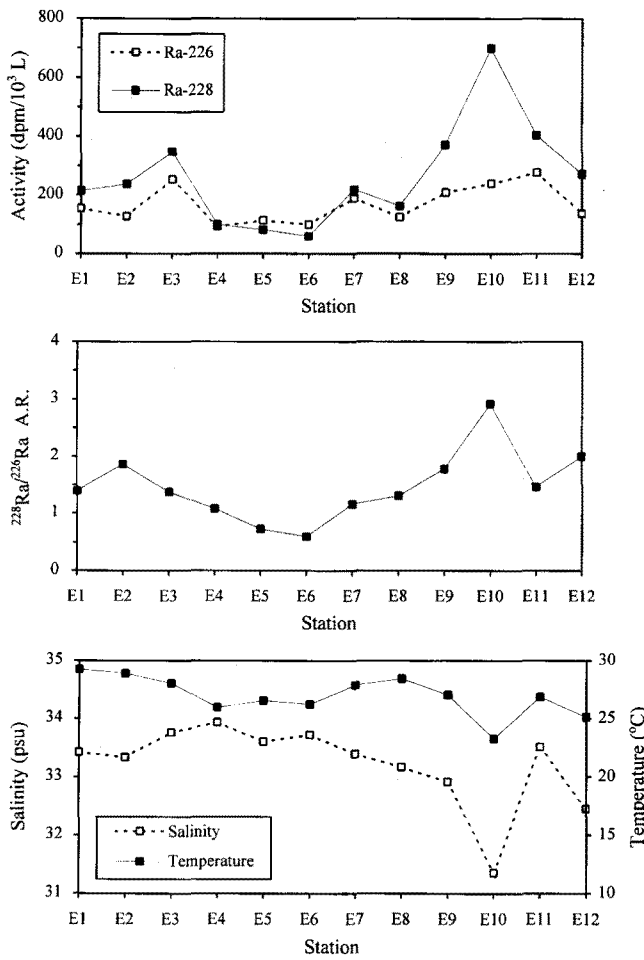


Fig. 2. Temperature, salinity and Ra isotope activity and their ratio in the study area.

값에 해당한다.

²²⁸Ra의 방사능값의 분포양상도 ²²⁶Ra과 비슷하여(Fig. 2) 쿠로

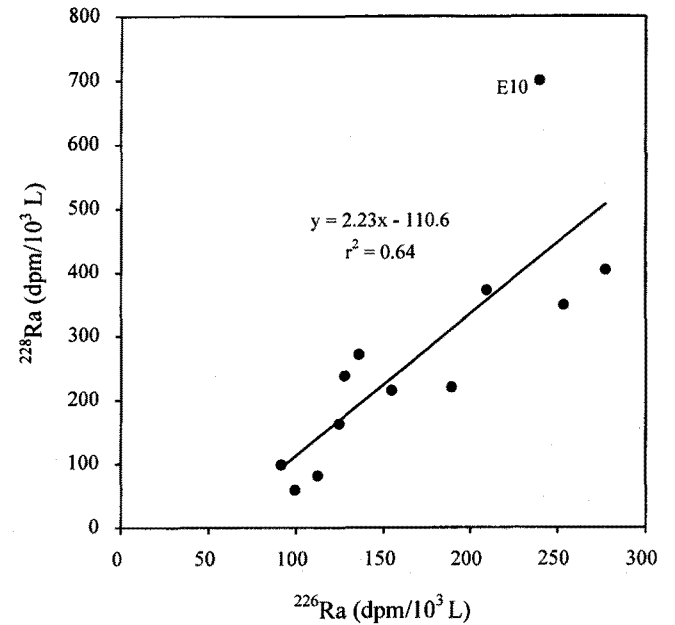
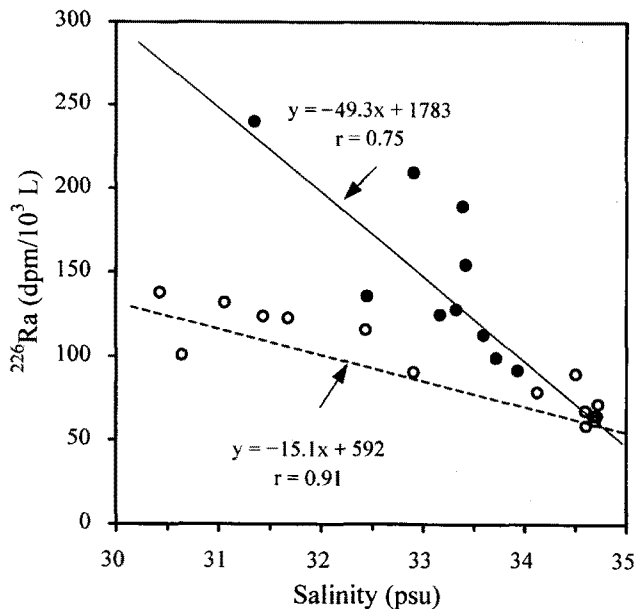


Fig. 4. The correlation between ²²⁸Ra and ²²⁶Ra.

시오 분류에 가까운 정점 E6에서 가장 낮은 59.1 dpm/10³ L이 측정되었으며, 장강 입구에 가까운 정점 E10에서 699.8 dpm/10³ L로 최고값이 나타났고, 대륙붕에 있는 정점들(E7, E9, E10, E12)에서 평균 390.5 dpm/10³ L로 매우 높았다.

각 정점에서 ²²⁶Ra과 ²²⁸Ra 동위원소들은 비교적 양호한 양의 상관관계($r^2=0.64$)를 보였다(Fig. 4). 이들은 모두 쿠로시오 본류에 가까이 위치한 정점들(E4, E5, E6, E8)에서 값이 낮고, 대륙붕역(정점 E3, E7, E9, E10)에서는 높게 나타나 해역간 방사능값의 차가 뚜렷이 구분되었다.

연구해역에서 ²²⁸Ra/²²⁶Ra 방사능비는 0.59~2.92로 정점별 차이가 컸는데, 장강 유출수의 영향을 가장 많이 받을 것으로 보

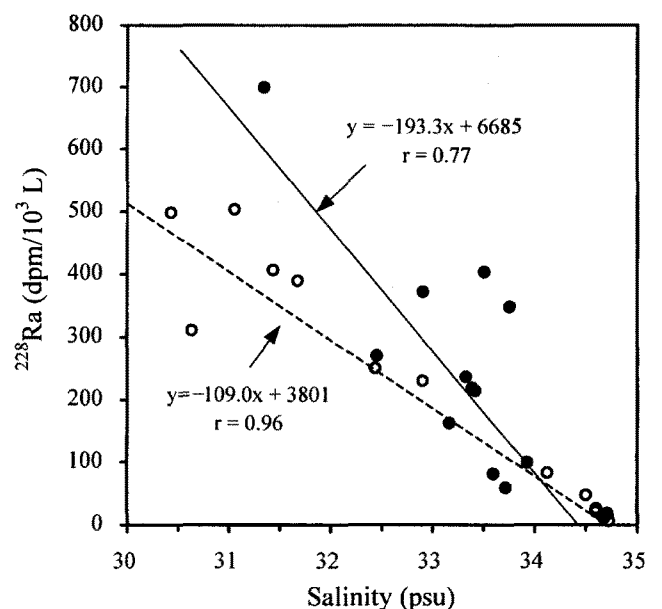


Fig. 3. The correlation between salinity and Ra isotopes. For ²²⁶Ra, out of range data (E3 and E11) are not shown together: filled circles (this study), empty circles (Nozaki et al., 1991).

이는 정점 E10에서 비값이 현저히 높았으며, 쿠로시오 본류에 가까운 정점들에서 대체로 비값이 낮았다(Fig. 2). 그리고 남중국해역(정점 E1-E4)에서의 방사능비는 평균 1.54로 쿠로시오와 대륙붕 정점의 중간값을 보였다. 이는 장강 유출수와 쿠로시오 표층수의 혼합이라기 보다는 중국대륙 남부의 강에서 유출된 담수에 의해 희석된 남중국해 연안수와 Luzon 해협을 통해 유입되는 쿠로시오수가 혼합된 결과로 판단된다. 한편, 쿠로시오 본류에 가까운 정점의 방사능비는 Nozaki *et al.*(1991)이 쿠로시오의 단성분값으로 발표했던 0.25보다는 훨씬 높은 값을 보여 연안수의 영향이 남쪽까지 확장되어 있었던 것으로 판단된다. 염분과 Ra 동위원소의 방사능비는 점진적으로 변화하는 양상을 보여 두 단성분, 즉 최대 및 최소값을 지닌 해수간의 단순혼합으로 해석할 수 있음을 나타내었다.

이번에 측정된 Ra 동위원소의 농도는 비슷한 해역에서 연구한 Nozaki *et al.*(1991)의 연구결과에 비해 일률적으로 높게 나타났다. ^{226}Ra 의 경우 1.2~2.3배, ^{228}Ra 의 경우 1.1~1.7배 높은 값으로, Nozaki *et al.*(1991)이 조사한 계절은 봄인데 반해 이번 조사가 행해진 시기가 여름이기 때문에 강을 통한 유입이 영향을 주었을 것으로 보인다. 이번 조사해역의 염분이 Nozaki *et al.*(1991)의 조사에서보다 더 낮게 나타난 것이 이를 뒷받침한다.

기원 해수간의 조성비

Ra 동위원소의 관점에서 동중국해의 표층수를 구성하는 기원 해수를 아주 단순화시키면 두 종류의 해수, 즉 장강 희석수와 외양 고염해수간의 혼합에 의해 생성된다고 볼 수 있다. 반면, 염분의 관점에서는 극단적으로 염분이 0 psu인 강물과 고염해수(쿠로시오 표층수)간의 혼합으로 설정할 수 있다. Nozaki *et al.* (1989, 1991)은 황해와 동중국해, 큐슈 남서쪽 해역에서 측정한 자료를 바탕으로 쿠로시오 표층수의 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비를 0.25(염분 34.67 psu), 동중국해 대륙붕수의 특성치를 3.50이라고 발표하였으며, Elsinger and Moore(1984)는 장강 하구와 부근 혼합역에서의 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비가 3.30~3.40이라고 보고한 바 있다. 따라서 장강 혼합역과 그 연장선상에 있는 황해-동중국해 경계역에서의 해수를 하나의 단성분으로 가정하여 이와 김(1998)은 장강 희석수의 단성분값을 3.70으로 설정한 바 있다.

표층수의 염분과 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비의 관계는 Fig. 5에 나타내었다. Nozaki *et al.*(1989, 1991)과 이와 김(1998)이 설정한 장강 유출수 및 장강 희석수, 쿠로시오의 단성분값들도 함께 제시하였다. Fig. 5에 나타난 바와 같이, 조사해역의 값들은 장강 유출수에는 거의 영향을 받지 않고, 쿠로시오 표층수와 장강 희석수의 영향을 많이 받고 있음을 알 수 있다. 따라서 본 연구에서는 동중국해와 남해를 거쳐 북상하는 대마난류 표층수가 쿠로시오 표층수를 기원으로 한다는 학설을 바탕으로 쿠로시오 표층수를 가장 낮은 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비를 갖는 하나의 단성분으로, 장강 희석수를 가장 높은 방사능비를 갖는 단성분으로 설정하고, 이들의 단순혼합에 의해 연구해역의 해수가 생성된다는 단순화된 혼합모델을 설정하였다. 따라서 조사해역에서 장강 희석수와 쿠로시오수의 혼합률을 구할 수 있으며, 남중국해 정점들(E1-E4)을 제외한 연구해역에서 Ra 동위원소의 농도는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

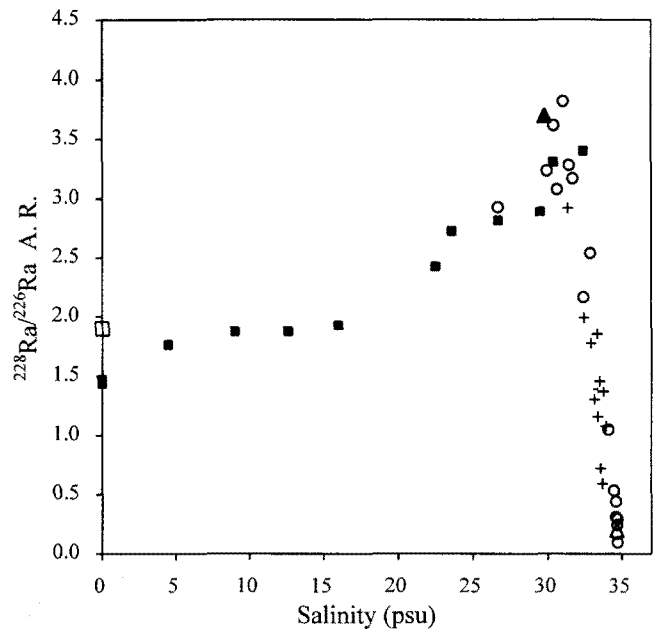


Fig. 5. The correlation diagram between salinity and $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ activity ratio. Data other than this study (crosses) are shown together for comparison: Changjiang discharge (empty square; Nozaki *et al.*, 1991), Changjiang discharge and Dilute Water (filled squares; Elsinger and Moore, 1984), Changjiang Dilute Water (filled triangle; Lee and Kim, 1998), East China Sea (empty circles; Nozaki *et al.*, 1991), Kuroshio (empty triangle; Nozaki *et al.*, 1991).

$$Ra_{obs} = f Ra_k + (1-f) Ra_c + Ra_{ex} \tag{1}$$

여기서 Ra_{obs} 는 각 정점에서 측정된 Ra 동위원소의 농도이고, 첨자 k와 c는 각각 쿠로시오 표층수와 장강 희석수를 지시하며, f는 쿠로시오 표층수가 조사정점 해수의 생성에 기여한 조성비를 의미한다. Ra_{ex} 는 저층퇴적물로부터의 확산, 강물에서 유입된 입자물질로부터의 탈착, 생물학적 분해 및 방사붕괴에 의해 생성된 과잉의 Ra 동위원소(excess Ra)를 총칭한다. 그러나 해수유통의 시간규모가 Ra 동위원소의 반감기에 비해 무시될 정도로 작고, 여름철에 해수의 성층이 강력하게 발달하여 저층수에 의한 혼합이 무시할 수 있을 정도로 작으며, 생물생산력 또한 비교적 작아 Ra 동위원소의 흡수와 흡착에 영향을 적게 미친다고 가정하면, Ra_{ex} 항이 무시되어 그 결과 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비로써 두 기원해수간의 혼합비를 아래의 식으로 표현할 수 있다(Nozaki *et al.*, 1991; 이와 김, 1998).

$$\left(\frac{^{228}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}} \right)_{obs} = \frac{f^{228}\text{Ra}_k + (1-f)^{228}\text{Ra}_c}{f^{226}\text{Ra}_k + (1-f)^{226}\text{Ra}_c} \tag{2}$$

식 (2)를 f에 대해 정리하면 아래의 식으로 표현되어 ^{228}Ra , ^{226}Ra 농도 및 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비를 이용하여 f 값을 구했으며, 계산에 사용한 값들은 다음과 같다.

$$f = \frac{\left(\frac{^{228}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}} \right)_{obs} - \left(\frac{^{228}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}} \right)_c}{\left(\frac{^{228}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}} \right)_{obs} - \left(\frac{^{228}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}} \right)_c + \frac{^{226}\text{Ra}_k}{^{228}\text{Ra}_k} \left[\left(\frac{^{228}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}} \right)_k - \left(\frac{^{228}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}} \right)_{obs} \right]} \tag{3}$$

Table 2. Fraction of Kuroshio surface water in surface waters of South China Sea and East China Sea. Values are calculated by a simple two end-member mixing model using $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ activity ratio and salinity

Station Numer	$^1) f$	$^2) f'$	$^2) f''$
E 1			0.87
E 2			0.85
E 3			0.96
E 4			1.00
E 5	0.98	0.97	
E 6	1.00	1.00	
E 7	0.92	0.92	
E 8	0.89	0.86	
E 9	0.79	0.79	
E10	0.34	0.40	
E11	0.86	0.95	
E12	0.73	0.68	

1) Calculated using $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ activity ratio as described in equation (3) in the text.

2) Calculated using salinity as described in equation (4) in the text.

$$(^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})_k = 0.59 \text{ (정점 E6)}$$

$$(^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})_c = 3.35 \text{ (Elsinger and Moore, 1984)}$$

$$^{226}\text{Ra}_k = 99.6 \text{ dpm}/10^3 \text{ L (정점 E6)}$$

$$^{226}\text{Ra}_c = 277.4 \text{ dpm}/10^3 \text{ L (정점 E11)}$$

계산된 f 값들은 Table 2에 정리하였다. 장강 희석수의 Ra 동위원소비는 현장자료가 없기 때문에 Elsinger and Moore(1984) 자료의 중간값 3.35를 사용하였다. 장강 하구에 가까운 정점 E10에서 쿠로시오 표층수의 비율(f)은 34%로 가장 낮게 나타났으며, 나머지 정점에서는 73%를 초과하는 높은 조성비를 보였다. 이례적으로 대륙붕 혼합해역인 정점 E7, E9에서도 각각 92%, 79%로 높은 비율을 보여 장강 희석수가 여름철에 북동진한다는 Beardsley *et al.*(1985)의 연구결과와 부합하는 해석이 가능했다. 이로 보아 여름철에는 난류세력이 강화되어 장강 유출수를 북쪽으로 밀어내는 것이 일반적인 해황으로 판단된다. 난류세력에 밀려 북동진한 저염수가 황해 내부로 침투하는지 아니면 대한해협 쪽으로 이동하여 동해로 진출하는지는 관심의 대상이다.

대한해협 입구에 가까운 남해 정점인 E12에서의 f 값은 0.73으로 이는 여름철에 쿠로시오에서 기원한 물이 남해 깊숙히 침투함을 나타낸다. 이로써 유추하면 대한해협으로 유입되는 해수 중 약 30% 정도가 장강 희석수로 조성되었을 확률이 높다. 가을철인 1977년 9-10월에 Okubo(1980)가 대한해협 동수도에서 측정된 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비 1.31 ± 0.03 을 이용하면, 동중국해 대륙붕수의 조성비가 20%로 계산되고, 1988년 9월 대한해협 근처 동해에서 측정한 양 등(1992)의 방사능비 2.00 ± 0.40 을 이용하면 동중국해 대륙붕수의 비율이 37%로 나온다. 또한, Nozaki *et al.*(1989)은 대한해협을 통과하는 대마난류의 약 20%가 동중국해 및 황해의 대륙붕수로 구성되었다고 주장하여 Okubo (1980)와 비슷한 결과를 보였다. 이 연구의 추정값은 가을에 행해진 양 등(1992)의 값과는 유사하게 나왔으나, Okubo(1980)와 Nozaki

et al.(1989)의 추정값보다는 장강 희석수의 비율이 다소 높게 나왔다. 이는 본 연구가 행해진 시기가 여름임을 감안할 때, 장강의 유출량이 증가하여 이같이 비율이 높아질 수 있다고 판단된다. Ra 동위원소의 연구결과는 상당량의 장강 희석수가 동해 내부로 이동함을 시사하고 있다.

남중국해(정점 E1~E4)에서 해수의 조성을 알아보기 위해서도 동중국해와 마찬가지로 이 해역을 구성하는 기원해수를 두 가지로 단순화시킨 방법을 이용하였다. Su and Weng(1994)은 수온과 염분자료를 분석하여 남중국해의 해수가 대륙연안에 가까우며 고온저염인 특성(8월 수온 $25.5 \sim 27.8^\circ\text{C}$, 염분 <30.00 psu)을 갖는 연안 희석수(the runoff diluted type of Nearshore Diluted Watermass, NDW), 외해역에 위치하며 고온고염(수온 $26.2 \sim 30.0^\circ\text{C}$, 염분 $33.90 \sim 34.69$ psu)인 표층난수(Warm Surface Watermass, MSW), 연안 희석수와 표층난수 사이에 위치하며 두 기원해수가 혼합하여 만들어진 특성을 지니는 연안 혼합수(the shallow sea modified type composed of Coastal Mixed Watermass, CMW)의 세 종류로 구성되어 있다고 하였다.

이 해역에서 알려진 Ra 동위원소의 단성분값에 대한 자료가 없으므로 여기서는 염분을 이용하였으며, 기원해수로는 남중국해 연안 희석수를 가장 낮은 염분값을 갖는 단성분으로, 쿠로시오 표층수를 가장 높은 염분을 보이는 단성분으로 설정하고, 이들의 단순혼합에 의해 연구해역의 해수가 생성된다는 단순화된 혼합 모델을 구성하였다. 여기서 표층난수가 쿠로시오 표층수와 멀리 떨어져 있지 않고 Luzon 해협에 의해 연결되어 있기 때문에 이 두 수괴를 동일시하였는데 이 가정에는 다소 무리가 따른다. 남중국해 표층수가 연안 희석수와 쿠로시오 표층수 사이의 단순혼합으로 생성된다면 질량보존식은 아래와 같이 단순하게 표현할 수 있다.

$$S_{\text{obs}} = f S_k + (1-f) S_d \quad (4)$$

여기서 S_{obs} 는 각 정점에서 측정된 염분, S_k 와 S_d 는 쿠로시오와 NDW의 염분이며, f 은 조사해역에서 쿠로시오 표층수가 차지하는 비율이다. 식 (4)를 f 에 대해 정리하면,

$$f = \frac{S_{\text{obs}} - S_d}{S_k - S_d} \quad (5)$$

조성비의 계산을 위해 식 (4)에 현장 조사자료와 Su and Weng (1994)이 발표한 염분을 이용하였으며, 계산에 사용된 값들은 다음과 같다. 여기서 쿠로시오의 염분 단성분값으로 정점 E4의 값을 사용한 이유는, 정점 E4가 쿠로시오 표층수의 한 지류가 남중국해로 유입되는 길목인 Luzon 해협에 위치하고 있고, 염분도 남중국해의 정점들(E1-E4) 중에서 가장 높았기 때문이다.

$$S_k = 33.93 \text{ psu (정점 E4)}$$

$$S_d = 30.00 \text{ psu (Su and Weng, 1994)}$$

식으로부터 쿠로시오 표층수가 차지하는 비율(f)은 85% 이상으로 전 정점에서 쿠로시오 표층수의 조성비가 우세하게 나타났다(Table 2). 조사정점이 대륙붕의 바깥쪽에 위치하고 있으므로 외양수의 영향이 강하게 나타난 것은 매우 당연한 결과로 보인다.

마찬가지로 염분을 이용하여 동중국해 정점들(E6-E12)에서 기

원해수간의 혼합비(f' : 쿠로시오 표층수가 차지하는 비율)를 구한 값도 Table 2에 함께 수록하였다. 이때 장강 희석수의 염분 단 성분값으로 Nozaki *et al.*(1991)이 발표한 29.79 psu를 사용하였고, 쿠로시오의 염분으로는 가장 높은 값이었던 정점 E4의 33.93 psu가 아니라, 동중국해 정점들 가운데 가장 높았으며 Ra 동위원소비의 단성분값으로 사용했던 정점 E6에서의 염분 33.72 psu를 사용하였다. 이 경우 Ra 동위원소비로 구한 조성비와 염분으로 구한 조성비의 비교가 가능하다. Ra 동위원소비를 사용하여 구한 조성비와 염분으로 구한 값 사이에 많게는 9% 정도의 차이를 나타냈지만 대체로 비슷한 값을 보였다. 가장 큰 차이는 대마난류가 쿠로시오로부터 분지하여 북상하는 경로로 알려진 곳에 위치한 정점 E11에서 나타났다. 대륙붕 가장 안쪽의 정점 E12를 제외하고는 모두 Ra 동위원소비로 구한 쿠로시오의 조성비가 염분으로 구한 값에 비해 낮게 나타났다.

두 추적자 방법으로 구한 결과는 외양에서 대륙붕 안쪽으로 갈수록 차이가 커지는 것으로 보인다. 고온고염인 외해의 표층수가 대륙붕을 가로질러 북상하며 수온이 낮아지게 되면 밀도가 증가하여 대륙붕의 중층수와도 일부 혼합될 수 있을 것으로 예상된다. 이 경우 대륙붕의 중층수는 외양수보다는 낮지만 표층수에 비해 염분이 높으므로 단순히 표층 저염수와와의 혼합만을 가정했을 경우에 비해 저염수의 혼합비를 과소평가하는 방향으로 교란된다. 이에 반해 Ra의 경우에는 중층수와와의 혼합은 퇴적물로부터의 ^{228}Ra 공급이 ^{226}Ra 공급을 능가하기 때문에 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 방사능비값을 증가시켜 저염수의 기여도를 과대평가하는 방향으로 교란시킨다. 따라서 대륙붕에서 중층수와와의 혼합이 일어나는 경우 실제 조성비는 염분과 Ra 동위원소비로 구한 조성비의 중간 값이 참값에 가까울 것으로 예상된다.

사 사

해수시료 채취에 협조해주신 새바다호(현 가야호)의 선장 이하 승조원 여러분께 감사드리며, 원고교정에 아낌없는 노력을 기울여준 부경대학교 해양학과 이형필에게 감사의 말을 전합니다.

참고문헌

김인옥, 노홍길, 1994. 제주도 주변해역에 출현하는 중국대륙연안수에 관한 연구. 한국수산학회지, **27**: 515-528.
 양한섭, 권영안, 김규범, 김성수, 1992. 한국 동해 표층수중 ^{226}Ra 과 ^{228}Ra 의 농도분포. 한국수산학회지, **25**: 399-405.
 이동섭, 김기현, 1998. ^{228}Ra 를 이용한 이상 저염 대마난류수의 기원 추적 연구. 한국해양학회지-바다, **3**: 175-182.
 조양기, 김 구, 1994. 여름철 남해 저온수의 특성과 기원. 한국해양학회지, **29**: 414-421.
 Beardsley, R.C., R. Limeburner, D. Hu, K. Le, G.A. Cannon and D.J. Pashinski, 1983. Structure of the Changjiang River Plume in the East China Sea during June 1980. In: Int. Symp. on Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea, Hangzhou, pp. 243-260.

Beardsley, R.C., R. Limeburner, H. Yu and G.A. Cannon, 1985. Discharge of the Changjiang River (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **4**: 57-76.
 Elsinger, R.J. and W.S. Moore, 1984. ^{226}Ra and ^{228}Ra in the mixing zone of the Pee Dee River-Winyah Bay, Yangtze River and Delaware Bay estuaries, *Est. Coast. Shelf Sci.*, **18**: 601-613.
 Li, Y.H., H.W. Feely and P.H. Santschi, 1979. ^{228}Th - ^{228}Ra radioactive disequilibrium in the New York Bight and its implications for coastal pollution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**: 13-26.
 Lie, H.J. and C.H. Cho, 1994. On the origin of Tsushima Warm Current. *J. Geophys. Res.*, **99**: 25081-25091.
 Limeburner, R., R.C. Beardsley and J. Zhao, 1983. Water mass and circulation in the East China Sea. In: Int. Symp. on Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea, Hangzhou, pp. 261-269.
 Moore, W.S., 1969. Ocean concentration of ^{228}Ra . *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**: 437-446.
 Moore, W.S., J.L. Sarmiento and R.M. Key, 1986. Tracing the Amazon component of surface Atlantic water using ^{228}Ra , salinity and silica. *J. Geophys. Res.*, **91**: 2574-2580.
 Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. In: Kuroshio, edited by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Tokyo Press, Japan, pp. 129-163.
 Nozaki, Y., V. Kasemsupaya and H. Tsubota, 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**: 1297-1300.
 Nozaki, Y., H. Tsubota, V. Kasemsupaya, M. Yashima and N. Ikuta, 1991. Residence time of surface water and particle-reactive ^{210}Pb and ^{210}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.
 Reid, D.F., 1984. Radium variability produced by shelf-water transport and mixing in the western Gulf of Mexico. *Deep-Sea Res.*, **34**: 1501-1510.
 Schmidt, S. and J.L. Reyss, 1996. Radium as internal tracer of Mediterranean outflow water. *J. Geophys. Res.*, **101**: 3589-3596.
 Shaw, P.T., 1991. The seasonal variation of the intrusion of the Philippine Sea water into the South China Sea. *J. Geophys. Res.*, **96**: 821-827.
 Su, Y.S. and X.C. Weng, 1994. Water masses in China seas. In: Oceanology of China Seas, edited by Zhou Di *et al.*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 3-16.
 Uda, M. 1934. The results of simultaneous oceanographic investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. *J. Imp. Fish Exp. St.*, **5**: 47-190.
 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.

1999년 7월 14일 원고 접수

1999년 10월 26일 수정본 채택