

# 제 5 장

---

## 관측 : 해양의 기후변화와 해수면

---

### 총괄주저자

Nathaniel L. Bindoff(Australia), Jürgen Willebrand(Germany)

### 주저자

Vincenzo Artale(Italy), Anny Cazenave(France), Jonathan M. Gregory(UK), Sergey Gulev(Russian Federation), Kimio Hanawa(Japan), Corrine Le Quéré(UK, France, Canada), Sydney Levitus(USA), Yukihiko Nojiri(Japan), C.K. Shum(USA), Lynne D. Talley(USA), Alakkat S. Unnikrishnan(India)

### 기여저자

J. Antonov(USA, Russian Federation), N.R. Bates(Bermuda), T. Boyer(USA), D. Chambers(USA), B. Chao(USA), J. Church(Australia), R. Curry(USA), S. Emerson(USA), R. Feely(USA), H. Garcia(USA), M. González-Davíla(Spain), N. Gruber(USA, Switzerland), S. Josey(UK), T. Joyce(USA), K. Kim(Republic of Korea), B. King(UK), A. Koertzinger(Germany), K. Lambeck(Australia), K. Laval(France), N. Lefevre(France), E. Leuliette(USA), R. Marsh(UK), C. Mauritzen(Norway), M. McPhaden(USA), C. Millot(France), C. Milly(USA), R. Molinari(USA), R.S. Nerem(USA), T. Ono(Japan), M. Pahlow(Canada), T.-H. Peng(USA), A. Proshutinsky(USA), B. Qiu(USA), D. Quadfasel(Germany), S. Rahmstorf(Germany), S. Rintoul(Australia), M. Rixen(NATO, Belgium), P. Rizzoli(USA, Italy), C. Sabine(USA), D. Sahagian(USA), F. Schott(Germany), Y. Song(USA), D. Stammer(Germany), T. Suga(Japan), C. Sweeney(USA), M. Tamisiea(USA), M. Tsimplis(UK, Greece), R. Wanninkhof(USA), J. Willis(USA), A.P.S. Wong(USA, Australia), P. Woodworth(UK), I. Yashayaev(Canada), I. Yasuda(Japan)

### 감수편집자

Laurent Labeyrie(France), David Wratt(New Zealand)

### 이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Bindoff, N.L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C.K. Shum, L.D. Talley and A. Unnikrishnan, 2007: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

## 목차

개요.....	409	5.5 해수면 변화.....	433
5.1 서론.....	411	5.5.1 서론.....	433
5.2 지구 규모의 수온과 염분 변화.....	412	5.5.2 해수면 변화의 관측.....	434
5.2.1 배경.....	412	5.5.3 해양의 밀도 변화.....	439
5.2.2 해양의 열함량.....	412	5.5.4 해수면 변화율의 지역적인 변동에 대한 해석.....	440
5.2.3 해양의 염분.....	415	5.5.5 해양의 질량 변화.....	442
5.2.4 대기-해양 플렉스와 남북 수송량.....	416	5.5.6 전지구 평균해수면 변화의 전체 수치.....	444
5.3 해양 순환과 수괴의 국지적인 변화들.....	416	5.6 종합.....	445
5.3.1 서론.....	416	자주 묻는 질문(FAQ)	
5.3.2 대서양과 북극해.....	418	FAQ 5.1 : 해수면은 상승하고 있는가?.....	432
박스 5.1 : 대서양의 심층대순환은 변화하였는가?.....	419	참고문헌.....	448
5.3.3 태평양.....	422		
5.3.4 인도양.....	423		
5.3.5 남빙양.....	424		
5.3.6 전지구적인 변화에 대한 지역적인 변화의 관계.....	425		
5.4 해양의 생지화학적 변화.....	426		
5.4.1 서론.....	426		
5.4.2 탄소.....	426		
5.4.3 산소.....	429		
5.4.4 영양염.....	430		
5.4.5 해양 생지화학에 관련된 생물학적인 변화들 ..	431		
5.4.6 물리적인 변화와의 일관성.....	431		

## 개요

- 해양은 온난화되고 있다. 1961~2003년 기간 동안 전지구 해양의 온도는 표층부터 700m 수심까지 0.10℃ 증가했다. 전지구 해양의 열함량(0~3,000m)은 제3차 평가보고서(TAR)와 일관되게 동일 기간 동안 증가했는데, 그 값은 지구 전체 표면을 통해 평균 0.21 ± 0.04 W/m<sup>2</sup>의 율로 에너지가 흡수되는 것에 상당한다. 이 에너지의 2/3는 표층에서 수심 700m 사이에서 흡수되었다. 해양의 전체 열함량에 대한 관측결과는 장기적인 추세위에 경년변동성과 수 십 년 주기 변동성이 상당한 크기로 중첩되어 나타남을 보여준다. 1961~2003년에 비해 1993~2003년 기간에 온난화의 속도가 더 높았으나 2003년 이후로는 약간의 냉각화가 있었다.
- 1955~1998년 기간 동안 대규모적이고 전체적으로 일관된 염분 변화추세가 관측되었다. 이 변화추세는 아한대 위도대에서의 전지구적인 저염화와, 그리고 열대 해양과 아열대 해양표층 부근에서의 고염화로 특징지어진다. 저염화는 태평양에서 현저하며 염분증가추세는 대서양 대부분 지역과 인도양에서 우세하다. 이런 추세는 강수의 변화와 대기를 통해 저위도에서 고위도로, 그리고 대서양에서 태평양으로 수송되는 더 많은 물 수송량에 대한 추정치와 일치된다. 전지구 평균된 해양의 염분변화에 대해서는 아직 관측을 통해 믿을 수 있을 정도의 평가를 할 수 없다.
- 대표적인 해양 수괴들이 변하고 있다; 그러나 해양 순환의 변화에 대한 뚜렷한 증거는 없다. 남빙양모드수와 남극환류상부심층수가 1960년대부터 약 2000년까지 온난해졌다. 이와 유사하지만 좀 더 약한 형태의 온난화가 북대서양과 북태평양에서 길프스트림과 쿠로시오모드수에서 각각 관측되었다. 북대서양 아한대순환계와 북태평양 중앙에서 장기간의 냉각이 관측되었다. 1995년 이래 북대서양 아한대순환계의 상층부에서 온난화가 진행되었고 고염화 되었다. 20세기 말에 이르기까지 대서양 남북순환이 수 년에서 십년 주기에 이르는 시간규모에서 유의한 수준으로 변하여 왔을 가능성이 매우 높다. 지난 50년 동안 남북순환의 강세에 대한 변화추세에서 어떤 통일된 증거 결과도 발견되지 않았다.
- 해양의 생지화학적 상태는 변하고 있다. 해양의 무기탄소 총량은 산업혁명 이전 시기의 말(약 1750년)과 1994년 사이에 118 ± 19 GtC 더 늘어났으며 계속해서 증가하고 있다. 배출된 이산화탄소 중 해양에 흡수되는 비율은 1750~1994년 동안의 42 ± 7%에서 1980~2005년 동안의

37 ± 7%로 감소했을 가능성이 약간 있다. 이러한 변화는 해양이 탄소를 흡수할 수 있는 예상 흡수율과도 일치하겠지만 이러한 추산 과정에 내포된 불확실성으로 인해 확실히 결론 내리기는 어렵다. 무기탄소총량의 증가는 탄산칼슘이 용해되는 수심의 감소를 가져왔고 또한 1750년 이래로 평균 0.1 단위만큼 표층 해양의 pH 감소도 야기했다. 지난 20년 동안 시계열자료가 가용한 관측점에서 pH를 직접 관측한 결과는 십 년에 0.02 pH 단위의 율로 pH가 감소하는 추세를 보인다. 대부분의 해양 분지의 수온약층(약 100~1000m)에서 1970년대 초부터 1990년대 말에 걸쳐 산소농도가 감소된 증거가 존재하는데 이는 아마도 해수 교환속도의 감소에 의한 듯하다.

- 지구평균해수면은 상승하여왔다. 1961~2003년까지 평균 해수면상승률은 1.8 ± 0.5 mm/yr이었다. 20세기 동안 평균 상승률은 1.7 ± 0.5 mm/yr이었으며 이는 TAR에서 1~2 mm/yr로 평가한 값과도 일치한다. 19세기 중반과 20세기 중반 사이에 해수면 상승률이 증가했다는 증거에 높은 신뢰성이 있다. 해수면 변화는 공간적으로 매우 불균일하다. 어떤 지역에서는 증가율이 지구평균상승의 수 배에 이르는 반면, 다른 지역에서는 해수면이 하강한다. 폭풍해일과 관련하여 세계 각지에서 극고조위의 발생이 증가한 증거가 있으며, 이 기간 동안 극값의 변동은 평균해수면의 증가와 지역 기후의 변동과 관계되어 있다.
- 전지구평균해수면은 상당한 정도의 십년 주기 변동성이 중첩된 가운데 상승한다. 1993~2003년 기간 동안 인공위성 고도계 관측을 통한 해수면 상승률은 3.1 ± 0.7 mm/yr로 평가되며 이는 평균 상승률보다 더 높은 값이다. 검조기록은 1950년 이래로 이전 몇 번의 10년 기간 동안 이와 유사하게 높은 상승률이 있었음을 나타낸다. 1993~2003년까지의 높은 상승률이 십년변동성에 의한 것인지 아니면 장기적인 증가추세인지는 아직 확실하지 않다.
- 해수면 변화요인의 평가에는 불확실한 점들이 존재하지만 그러나 근래 들어 그 이해에 대해 많은 진전이 이루어졌다. 1961~2003년까지 열팽창에 의한 평균적인 해수면 상승률은 0.4 ± 0.1 mm/yr 이었다. TAR에서 보고된 바와 같이 이 기간 동안 알려진 요인들의 모든 합계가 관측된 해수면 상승률보다 더 작을 가능성이 있으며, 따라서 해수면 상승을 야기하는 과정들에 대해 만족스럽게 설명하는 것은 가능하지 않다. 그러나 관측시스템이 전보다 훨씬 나아진 1993~2003년의 기간 동안 열팽창에 의한 기여율(1.6 ± 0.5 mm/yr)과 빙하, 만년빙 및 그린랜드와 남극 빙상으로부터의 질량 손실은 모두 2.8 ± 0.7 mm/yr의 값을 산출한다. 후자의 기간에 대해서는 기후성 기여요인이

해수면 증감의 주된 요인을 이루며 알려진 오차 범위 이내에서 관측치에 근접한다.

- 이 장에서 기술된 전지구 해양의 열함량과 염분, 해수면, 열팽창, 수괴변화 및 생지화학적 변수들의 변화패턴에 대한 관측결과들은 관측된 해표면 변화와 및 대규모 해양 순환에서 알려진 특성들과 폭넓게 일치한다.



## 5.1 서론

해양은 기후의 변동과 변화에 중요한 역할을 담당하고 있다. 해양은 대기보다 약 1000배나 더 큰 열용량을 가지고 있고, 1960년 이래 해양이 순수하게 받아들인 열량은 대기의 열흡수량보다 약 20배나 더 많다(Levitus et al., 2005a). 이 많은 양의 열은 주로 해양 상층부에 저장되었는데 기후변화에서 결정적인 역할을 하며 특히 계절적인 변동에서부터 십년 주기의 시간규모를 가지는 변동에서 그러하다. 해류가 수송하는 열과 담수는 지역 기후에 대해 중대하게 영향을 미칠 수 있고 대규모의 남북순환(Meridional Overturning Circulation : MOC; 자오면순환, 심층대순환 또는 열염순환이라고도 함)은 전지구적인 규모로 기후에 영향을 미친다(예; Vellingger와 Wood, 2002). 해양 생물은 해양의 생지화학적 상태에 의존하며 해양의 물리적 상태와 순환의 변화에 영향 받는다. 해양의 생지화학적 변화는 예를 들면 이산화탄소와 같이 복사 활동성이 큰 기체의 흡수 또는 배출의 변화를 통하여 기후시스템에 직접적으로 되먹임 할 수 있다. 해수면의 변화도 인간 사회에 중요한 요인이며 해양순환의 변화와 연결되어 있다. 마지막으로 해양의 변수들은 기후변화를 탐지해 내는데 유용하게 사용될 수 있으며, 특히 단주기 변동성이 상대적으로 더 작고 신화대 잡음의 비율이 더 높은 심층이나 다른 지역들의 수온과 염분 변화에서 유용성이 크다.

3차원적인 대규모 해양순환과 주 수온약층을 환기시키는 수괴의 형성 과정은 둘 다 열과 담수, 이산화탄소와 같은 용존기체가 표층으로부터 밀도 성층화된 해양의 심층으로 수송되도록 경로를 만들어 줌으로써 이들이 더 이상 대기와 상호작용을 못하도록 격리시켜 놓는다. 이런 경로는 해양 표층 상태의 변화에 의해 생기는 이들 변수의 이상치 전달에도 매우 중요하다. 더욱이 열 저장의 변화와 해양 염분분포의 변화는 해양이 팽창하거나 수축하도록 함으로써 해수면이 지역적 및 전지구적으로 변화하도록 한다.

해양은 계절 규모(예: 표면 혼합층)부터 십년 규모(예: 아열대환류 주영역의 순환), 백년 규모 및 그 이상(MOC와 관계됨)의 시간 규모에 이르기까지 넓은 범위에 걸쳐 변하고 있다. 제3장에서 기술될 기후변동성의 주 모드는 엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation : ENSO), 태평양 십년진동(Pacific Decadal Oscillation : PDO), 북대서양진동(North Atlantic Oscillation : NAO)과 연관된 북반구환상모드(Northern Annular Mode : NAM), 그리고 남반구환상모드(Southern Annular Mode : SAM)이다. 해양의 구동은 중

종 이 모드들과 관계되어 있으며 이것들은 변화된 바람 패턴과 해양표층의 밀도변화를 통해 해양 순환의 변화를 야기한다.

제3차 평가보고서(TAR)는 해양이 하는 역할의 몇몇 측면에 대해 논의하였다. Folland et al.(2001)은 1950년대 말 이래로 전세계 해양이 심각하게 온난화되었다고 결론지었다. 이번 보고서는 해양의 온도 변화에 대해 더 새로워진 평가를 제공하며, 더 나아가서 해양의 담수수지와 해양순환의 변화들에 대해 새로운 증거를 논의한다. TAR에서 평가된 해양의 총 무기탄소증가(Prentice et al., 2001)는 전적으로 간접적인 증거에 기초하였다. 이번 보고서에서는 총 탄소증가의 변화들과 해양의 생지화학적 변화들(pH와 산소를 포함하여)에 대하여 갱신된 간접적인 추정치를 제공하며 새로운 직접적 증거들에 대해 보고한다. Church et al.(2001)은 20세기 중의 관측된 전지구평균해수면의 상승률에 대해 1~2 mm/yr의 범위라고 결론 내렸었다. 이번 평가에서는 해수면변화에 대한 새로운 추정치와 열 팽창과 빙상, 빙하, 만년빙의 용해가 해수면 변화에 기후적으로 기여하는 기여율을 제시한다. 이 장에서는 전지구 해양분지의 변화 관측결과들에 대해 초점 맞추어져 있으나 해양 상태에 대한 몇 가지 지역적인 변화도 함께 고찰되었다.

많은 해양 관측에서 자료의 수집이 공간적으로나 시간적으로 상당히 빈약하며, 지역적인 분포도 상당히 불균일한 경우가 자주 있다. 더욱이 관측에 의해 얻어진 자료의 기록은 단지 비교적 짧은 기간만을 포함하고 있다(예컨대 1950년대부터 현재까지). 변화에 대한 관측결과들 가운데 많은 것들이 그것들과 연관되어 상당한 정도의 십년 주기 변동성을 가지고 있는데 어떤 경우에는 십년 주기 변동성이나 빈약한 자료 수집 모두가 장기적 추세를 탐지해내는데 방해가 될 수 있다. 해양 변수들의 시계열 자료를 고찰할 때 관측된 장기적 변화를 정량화하기 위하여 선형추세가 자주 계산 된다. 그러나 이것이 변동의 본래 신호가 시간에 따른 선형적인 증가식으로 가장 잘 표시되어진다는 것을 의미하는 것은 아니다. 이 장에서는 시계열을 그림으로 나타냄에 있어 일반적으로 1961년에서 1990년까지의 기간에 대해 평균치를 구하고 그로부터의 차이(편차)를 사용했다. 관측의 불확실성을 정량화하기 위하여 가능한 경우에는 언제나 오차 범위를 넣었다. 이 보고서의 다른 곳에서도 마찬가지로 전체적으로 90%신뢰구간을 사용하였다. 따라서 따로 언급하지 않는 한 오차 범위와 함께  $x \pm e$ 의 형태로 표기한 값들은 참 값이  $x - e$ 에서  $x + e$ 의 범위에 있을 가능성이 90% 임을 의미한다.

## 5.2 지구 규모의 수온과 염분 변화

### 5.2.1 배경

기후시스템을 이해하는데 있어 주된 난제 가운데 하나는 지구의 열수지와 담수수지(수문순환)를 정량화하는 것인데 이 두 가지는 모두 세계 해양이 실질적으로 기여한다. 이 장은 이 두 수지에 대한 변화들을 정량화하는 데에 직접적으로나 간접적으로 도움을 주는 관측에 의한 증거들을 제시한다.

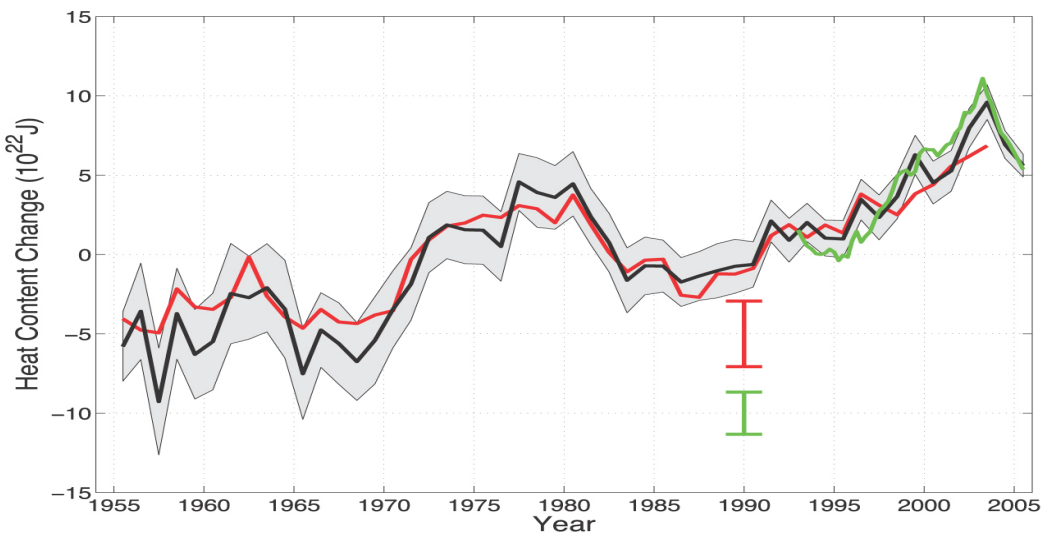
TAR는 세계 해양의 상부 3000m에 대한 해양 열함량의 변화 추정치를 보고했다. 해양 열함량의 변화는 일정한 체적의 해수가 가지는 평균수온의 변화에 밀접히 비례하는데, 여기에서는 기준이 되는 기간으로부터의 편차로써 정의한다. 이 절은 이 추정치의 갱신된 값을 보고하고, 더 추가된 최신자료 및 역사자료에 기초하여 상부 700m에 대한 추정치를 제시한다(Willis et al., 2004; Levitus et al., 2005b; Ishii et al., 2006). 이 절은 염분의 시간변동성에 대해서도 새로운 추정치를 제시한다. 수온과 열함량 평가에 사용된 자료는 세계 해양자료집 2001에 기초하고 있으며(예: Boyer et al., 2002; Conkright et al., 2002), 이 자료집은 좀 더 최근의 자료로 보강되어졌다. 수온 자료는 전도 온도계, 일회용 수심수온계(XBT), 기계식 수심수온계(MBT), 전기전도도-수온-수심계(CTD), Argo 수직 뜰개, 계류 부이 그리고 표류 부이 등에 의한 측정을 포함한다. 염분자료는 Locarnini et al.(2002)과 Stephens et al.(2002)에 의해 기술된다.

### 5.2.2 해양의 열함량

#### 5.2.2.1 장기 수온 변화

그림 5.1은 1955~2005년까지 세계 해양의 0~700m층 해양 열함량에 대해 Ishii et al.(2006)과 Levitus et al.(2005a)이 새로이 산정한 두 개의 시계열과 1993~2005년까지 0~750m층에 대해 Willis et al.(2004)이 새로 산정한 시계열을 보여준다. 약 790만개의 수온 수직자료를 이용하여 두 개의 긴 시계열을 구성하였다. 세 개의 열함량 분석결과는 서로 다른 시기를 나타내지만 시기가 겹치는 곳에서는 잘 일치하고 있다. 이 시계열들은 세계 해양의 열함량이 전반적으로 증가하는 추세와 그에 더하여 경년변동과 수십년 주기 변동이 중첩되어 나타남을 보여준다. 세 개의 데이터세트간의 평균 계급근 오차는  $1.5 \times 10^{22}$ J이다. 이 각 연도의 차이들은 질 검정과 사용한 자료간의 차이에서 기인하는데 그 값은 점차 근소해지며 최근에는 지구의 복사 수지를 맞추는데 요구되는 정확도(Carton et al., 2005)에까지 근접한다. 더 긴 시간 규모 상에서 볼 때 가장 긴 시계열 두 개가(유사한 데이터세트들에 대해서 자료 선택과 질 검정, 보간, 분석 등에서 서로 다른 기준을 적용하여 구했음) 장기적 변동경향에서 서로 잘 일치하며 십년 규모의 변동에서도 잘 일치한다.

전지구 해양의 선형적 추세로서 1993~2003년 기간에 대해 Levitus et al.(2005a)의 분석 결과는  $0.42 \pm 0.18 \text{ W/m}^2$ , Willis et al.(2004)은  $0.66 \pm 0.18 \text{ W/m}^2$ , 그리고 Ishii et al.(2006)은  $0.33 \pm 0.18 \text{ W/m}^2$ 의 값을 보인다. 전반적으로



**그림 5.1.** 0~700m 층에 대한 전지구 해양의 연별 열함량 시계열( $10^{22}$  J). 검은색 곡선은 Levitus et al.(2005a)에 의해 새로 산정된 값이며 음영 부분은 90% 신뢰구간을 표시한다. 빨간색과 녹색 곡선은 각각 Ishii et al.(2006)과 Willis et al.(2004, 수심 0~750 m에 대해)의 분석에 의한 최근의 산정값이며, 오차 막대표시는 90% 신뢰구간을 나타낸다. 검은색과 빨간색 곡선은 1961~1990년까지의 평균치에 대한 편차를 나타내며, 짧은 녹색 곡선은 검은색 곡선의 1993~2003년 기간에 대한 평균치로부터의 편차를 나타낸다.

우리는 이 기간의 추세를  $0.5 \pm 0.18 \text{ W/m}^2$ 으로 평가한다. 0~700m층과 1955~2003년 기간에 대한 열함량 변화는  $10.9 \pm 3.1 \times 10^{22} \text{ J}$  또는  $0.14 \pm 0.04 \text{ W/m}^2$  이다(Levitus et al.(2005a)의 자료에 의함). 이 모든 추정치는 지구의 단위 면적당 값이다. 이들 세 개의 열함량 추정치 사이에는 사용한 자료와 질 검정 방법, 기기 편차, 시공간적인 평균 방법, 분석 방법(부록 5.A.1)등 서로 차이가 존재함에도 불구하고 상호 일관성이 있으며, 그럼으로써 기후변화 연구에 이를 이용함에 높은 신뢰도를 준다. 두 개의 해양모델에서 해수면 고도자료와 다른 관측치들을 자료 동화하여 1993~2003년 기간 동안 얻은 전세계 해양의 열함량 증가는 이들 관측에 의한 평가보다 상당히 더 크다(Carton et al., 2005; Köhl et al., 2006). 우리는 두 개의 장기 시계열(0~700 m층에서 1961~2003년 동안)로부터 열함량의 변화를  $8.11 \pm 0.74 \times 10^{22} \text{ J}$ 로 평가한다. 이는 평균  $0.1^\circ\text{C}$  또는  $0.14 \pm 0.04 \text{ W/m}^2$ 의 온난화에 해당되는 값이다. 우리는 또한 1961~2003년까지의 가용한 열함량 추정치들로부터 해양 열함량의 변화는 유의한 증가추세를 나타내 보인다고 결론 내린다.

Levitus et al.(2005a)의 수온 장(위의 열함량 산정을 위한)을 산정하는데 사용된 자료들에는 표면 수온(SST)이 관측치를 포함되어 있지 않다(이에 대해 3장에서 논의되었음). 그러나 이번 분석에 의한 표층 부근의 전지구 연평균 수온 시계열과 국제 해양대기 종합 데이터세트(International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set : ICOADS)의 부속자료에 기초한 SST 시계열(약 1억3400만개 SST 관측치; Smith와 Reynolds, (2003)와 그 외 자료 추가)을 비교하면 1955~2005년 기간에 걸쳐 높은 상관관계( $r=0.96$ )를 보여준다. 이 두 데이터세트 사이의 상호 일치하는 수심 적분한 열함

량을 평가하는데 사용된 해양의 온도 데이터세트에 대해 신뢰성을 더해주며 3장에서 보고된 SST의 장기적 추세를 뒷받침해준다.

Levitus et al.(2000; 2005a)이 지적인 바와 같이 해양의 전체적인 열함량을 적분할 때 700m보다 더 깊은 해양의 심층으로부터 이 양에 기여하는 부분이 있다. 그러나 수심이 증가함에 따라 자료가 부족해지기 때문에 심층 해양에서 의미 있는 분석을 할 수 있을 정도로 충분한 자료를 얻기 위해서는 5년 이동평균 대표치를 이용하여 자료를 구성해야만 한다. 그런데 할지라도 3000m 상부에 대해 1994~1998년의 5년 대표치 이후로까지 시계열을 확장할 수 있을 만큼 충분한 심층 자료는 없다. Levitus et al.(2005a)의 0~700m와 0~3000m시계열 자료사이에 밀접한 상관 관계가 존재한다. 이 두 시계열에서 나온 선형추세들을 서로 비교해보면 1955~1998년 동안(두 시계열로부터의 산정이 모두 가능한 기간에 해당)의 열함량 증가의 약 69%가 세계 해양의 상부 700m에서 일어났음을 알 수 있다. 선형추세에 기초하여 1961~2003년 기간 동안 0~3000m층에 대해 대체적으로  $14.2 \pm 2.4 \times 10^{22} \text{ J}$ 의 열함량 증가가 있었으며, 이는 이 기간 동안 전지구 해양의 체적 평균 수온이  $0.037^\circ\text{C}$  증가한 것에 상당한다. 이와 같은 해양 열함량의 증가는 지구표면에 대한 평균  $0.21 \pm 0.04 \text{ W/m}^2$ 의 가열열에 해당된다.

1955~2003년까지 세계 해양의 0~700m층 열함량의 선형 추세에 대한 지리적 분포를 그림 5.2에 나타내 보인다. 이 추세들은 공간적으로 균질하지 않으며 몇몇 지역들은 냉각 추세를 나타내고 다른 지역들은 온난화추세를 보인다. 주로 아한대환류를 제외한 대서양 대부분 지역에서 온난화를 나타낸다. 대서양은 해양 열함량의 전지구적인 선형추세의

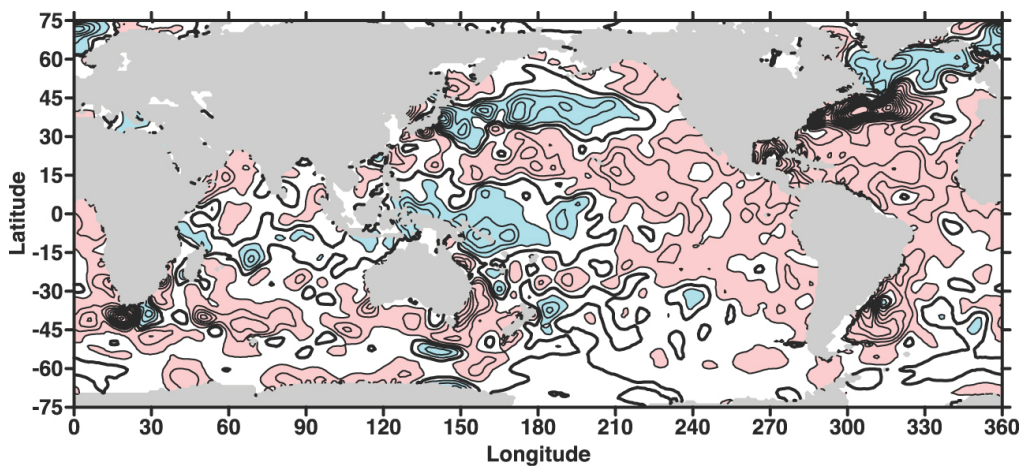


그림 5.2. 0~700m층에 대한 단위 표면적당( $\text{W/m}^2$ ) 해양 열함량 변화의 선형추세. Levitus et al.(2005a)의 작업에 근거함. 선형추세는 각 격자점의 시계열에 대해 최소자승곡선을 적용하여 각 격자점별로 계산함. 신뢰구간은  $0.25 \text{ W/m}^2$ 이다. 빨간색 음영부는  $0.25 \text{ W/m}^2$ 보다 크거나 같은 값을 나타내며, 파란색 음영부는  $-0.25 \text{ W/m}^2$ 보다 작거나 같은 부분을 표시한다.



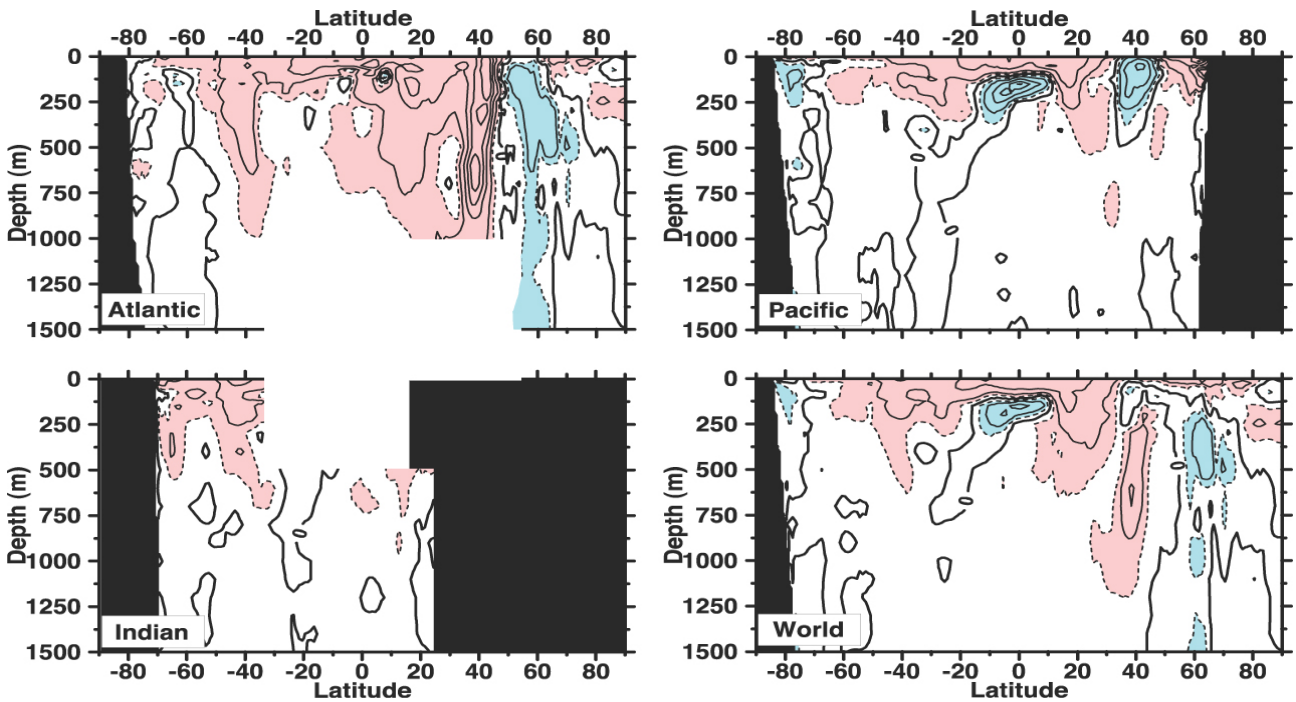


그림 5.3. 대서양, 태평양, 인도양과 세계 해양의 표층에서 1500m에 이르는 수층에서 위도 평균된 수온 편차의 선형추세(1955~2003년). 선분 간격은 0.05°C/10년이며 짙은 실선은 0의 값을 나타낸다. 빨간색 음영부는 0.025°C/10년 보다 크거나 같은 값을 나타내고, 파란색 음영부는 -0.025°C/10년 보다 작거나 같은 값을 나타낸다. Levitus et al.(2005a)의 연구에 기초함.

대략 절반을 차지한다(Levitus et al., 2005a). 인도양은 주로 5°S~20°S의 위도대를 제외한 다른 많은 지역에서 1955년 이래로 온난화되었다. 대서양과 인도양 그리고 태평양 측의 남방양(35°S 이남)은 대체로 따뜻해졌다. 태평양은 주로 40°N 부근의 지역과 적도 서태평양 지역을 제외한 그 밖의 지역에서 온난화되는 특징을 보인다.

그림 5.3은 매년의 수온 편차장(Levitus et al., 2005a)에 기초하여 위도 평균된 수온 편차(0~1500m)의 선형추세(1955~2003년)를 세계 해양과 각 분지별로 나타낸 것이다. 이들 편차에서 가장 강한 추세는 해양 상층부에 집중되어있다. 세 개의 대양 분지 모두에서 대부분의 위도대에 온난화가 진행됐다. 냉각을 보이는 지역들은 주로 적도 천해역과 몇몇 고위도 해역들이다. 인도양에서는 12°S의 150m수심을 중심으로 한 아표층대에서 냉각이 일어났고, 태평양에서는 적도의 150m수심을 중심으로 일어났다. 냉각은 또한 태평양의 32°N에서 48°N 해역과 대서양의 49°N에서 60°N 해역에서 일어났다. 각 지역의 수온 변화는 5.3절에서 계속해서 논의한다.

### 5.2.2.2 열함량의 변동성

그림 5.1의 주요한 특징은 1969~1980년 동안 전지구의 해양 열함량이 비교적 크게 증가한 점과 1980~1983년 동안 급격히 감소한 점이다. 이 기간 동안 0~700m층은 1.2 W/m<sup>2</sup>의

율로 냉각되었다. 이러한 냉각의 대부분은 태평양에서 일어났으며 PDO 극성의 역전과 관련되어졌을 것이다(Stephens et al., 2001; Levitus et al. 2005c, 3.6.3절도 참조). 1977~1981년과 1965~1969년의 5년 대표치 사이와 1986~1990년과 1977~1981년의 5년 대표치 사이의 0~700m 층의 열함량 차이를 조사해보면 열함량 변화의 지리적 분포 패턴이 대양 전체의 공간규모를 가지는데, 이는 Ishii et al.(2006)이 행한 비슷한 분석 결과에서도 역시 발견된다. 태평양에서는 이 두 시기 동안 전지구적 해양 열함량의 십년 변동이 탁월하다. 이 변동성의 기원은 잘 알려져 있지 않다.

해양관측자료가 시공간적으로 매우 비균질하게 분포하는 경우 야기되는 오차는 분석결과에 거대한 변동성을 가져올 수 있다는 사실이 모델 실험에 기초하여 제시되어졌다(예, Gregory et al., 2004, AchutaRao et al., 2006). 부록에서 논의된 바와 같이 관측 체계가 전반적으로 양호한 조사 시기에서조차도 남반구(SH)의 많은 지역에서 자료 수집이 제대로 이루어지지 못했고, 그 결과 이들이 전지구적 해양 열함량의 변동성에 기여하는 정도가 덜 분명하다. 그러나 열함량 변동성의 대규모적인 특성과 Levitus et al.(2005a)과 Ishii et al.(2006)의 분석결과와 상호 유사성 및 자료가 더 많이 획득된 시기에 전지구적 열함량의 감소를 나타낸 새로운 결과(Lyman et al., 2006) 등은 전지구 해양의 열함량에 실질적으로 십년 이상의 주기를 가지는 변동성이 존재한다는 사실에 신뢰성을 더해준다.

5.2.2.3 지구의 열평형과의 관계

해양의 열함량 변화를 전체적인 시각에서 바라볼 수 있도록 1961~2003년 기간 동안 지구기후계의 여러 구성 요소들에 대해 새롭게 산정한 열함량 변화를 그림 5.4에 제시한다 (Levitus et al., 2005a). 이것은 암석권(Beltrami et al., 2002)과 대기권(예, Trenberth et al., 2001)의 열함량 변화와 i) 빙하, 만년빙 및 남극 대륙과 그린랜드 빙상(4장 참조)과 ii) 북극빙(Hilmer and Lemke, 2000)의 용해에 의한 총 용해열의 변화를 포함한다. 해양의 열함량 증가는 1961~2003년까지와 1993~2003년까지의 두 시기에 걸쳐 지구의 열평형에서 다른 어떤 에너지 저장 요소보다 훨씬 더 크며, 이 기간 동안 지구시스템의 가능한 열함량 증가의 90% 이상을 설명한다. 그러므로 해양의 열함량 변동성은 지구의 대기 중에 있는 온실가스의 증가에 의한 효과를 탐지해내고, 지구의 전반적인 에너지 평형을 파악하는데 결정적인 변수가 된다. 빙하와 만년빙과 빙상으로부터의 용해는 해수면 수지에서 매우 중요하지만(약 40%를 기여함), 얼음의 용해와 관련된 에너지는 지구의 에너지 수지에 겨우 1% 정도만 기여한다.

5.2.3 해양의 염분

해양의 염분 변화는 강수와 증발, 하천수 유출, 얼음의 용해 등의 변화를 탐지하는데 있어 간접적이지만 잠재적으로 민감한 지시자이다. 염분의 변화 양상은 해양 위에서 지구의 수문순환의 변화를 유추하는데 사용될 수 있으며(Wong et al., 1999; Curry et al., 2003) 대기층의 측정을 보완해주는 중요한 변수이다. 그림 5.5는 세계 해양과 각 대양 분지에서 1955~1998년에 상부 500m 이내의 염분을 위도 평균하여 그 선형추세(Boyer et al., 2005)를 나타낸 것이다(편차의 5년 대표치에 근거함). 이 분석에서 총 230만개의 염분 수직자료가 사용되었으며 이는 5.2.2절에서 해양 열함량 평가에 사용된 자료의 약 1/3에 해당되는 양이다.

세계 해양의 담수용량변화를 평가한 결과는 세계 해양이 저염화 되고 있음을 시사했지만(예, Antonov et al., 2002), 몇몇 지역, 특히 남반구와 같은 지역에서는 자료의 희박성으로 인해 시료 수집이 극히 제한된다. 이러한 점은 이 염분 평가 속에 정량화하기 어려운 불확실성이 내재되어 있음을 의미한다.

대서양의 15°S~42°N 사이 해역의 상부 500m층에서 염분의 증가가 나타났는데 이 지역은 북대서양아열대환류를 포함한다. 라브라도해와 어빙거해 및 아이스랜드해를 포함하여 42°N~72°N 해역에서 저염화 경향이 존재한다(5.3절에서 계속 논의함). 72°N 이북(북극해)의 염분 증가는 이 지역의

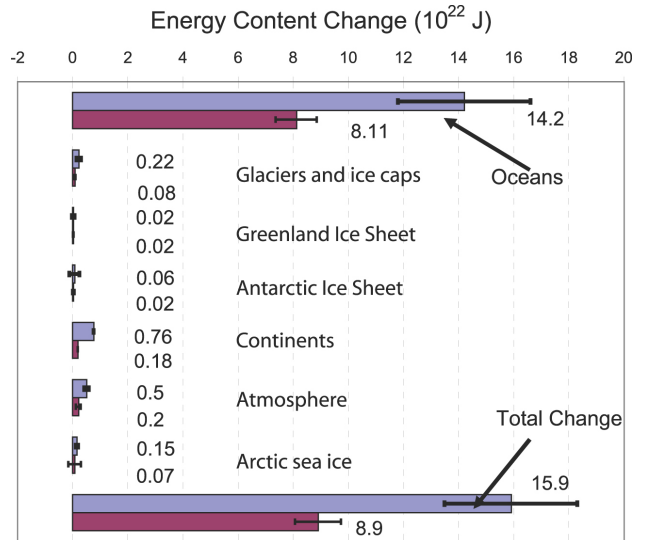


그림 5.4. 지구시스템의 각 구성 요소들의 두 기간 중(1961~2003년과 1993~2003년) 에너지함량 변화. 파란색 막대는 1961~2003년의 값을 나타내고 자주색 막대는 1993~2003년에 해당된다. 해양 열함량 변화는 이 결과 Levitus et al.(2005c)에 의한. 빙하, 만년빙, 그린랜드와 남극 대륙의 빙상은 4장에 의한. 대륙의 열함량은 Beltrami et al.(2002)에 의한. 대기 에너지함량은 Trenberth et al.(2001)에 근거함. 남극해빙 유출은 Hilmer와 Lemke(2000)에 의한. 양의 에너지함량 변화는 저장된 에너지(즉, 해양의 열함량, 육빙이나 해빙의 체적 감소에서 나오는 잠열, 영구동토의 변화에서 오는 잠열을 제외한 대륙의 열함량, 그리고 대기가 가지는 잠열과 현열과 잠재에너지와 운동에너지)의 증가를 의미한다. 모든 오차의 평가는 90% 신뢰구간을 표시한다. 대륙의 열 이득에 대한 신뢰도는 평가되지 못했다. 몇몇 결과들은 위의 두 기간에 대해 이전에 발표된 결과들을 참조하여 조정하였다. 1961~2003년 기간의 해양 열함량 변화는 0~3000m 층에 대한 것이고, 1993~2003년 기간은 0~700m(또는 750m)층에 대한 것이고, Ishii et al.(2006)과 Levitus et al.(2005a), Willis et al.(2004)의 추세를 평균하여 계산하였다.

자료 부족으로 인하여 매우 불확실하다.

남빙양의 50°S 이남 극지방에서 비교적 약한 저염화 경향이 나타난다. 남태평양의 8°S~ 32°S 사이 아열대환류 상부 300m의 염분 증가를 제외하고 태평양의 대부분에 걸쳐서 저염화가 일어난다. 인도양 표층부는 염분 증가가 주된 특징이다. 그러나 5°S~ 42°S에 이르는 위도대(남인도양 환류)의 200~1000m 수심에서 물기둥 전체에 걸쳐 염분이 낮아졌다.

여기에 보인 결과들은 해양의 염분과 그에 관계된 담수가 환류 규모와 분지 규모로 변하고 있는 증거와 또한 거의 모든 해양 분지에서 증발이 좀 더 우세한 지역의 표층 부근에 염분이 증가한 증거를 제시한다. 남·북반구 모두 고위도 지역에서 표층수가 저염화 되는데, 비록 더 많은 유출과 얼음의 녹음, 이류, MOC의 변화(Hakkinen, 2002) 등이 이 저염화에 기여할 수 있겠지만 이들 지역에 더 많은 강수가 있다는 사실과도 일치한다. 이 위도 방향의 변화에 더하여 대서양은 많은 수층에 걸쳐서 염분이 점점 더 높아지고 있다(그림 5.5와 Boyer et al., 2005). 비록 남태평양의 아열대 해역이 고염화 되어가고 있지만 평균적으로는 태평양 전체가 저

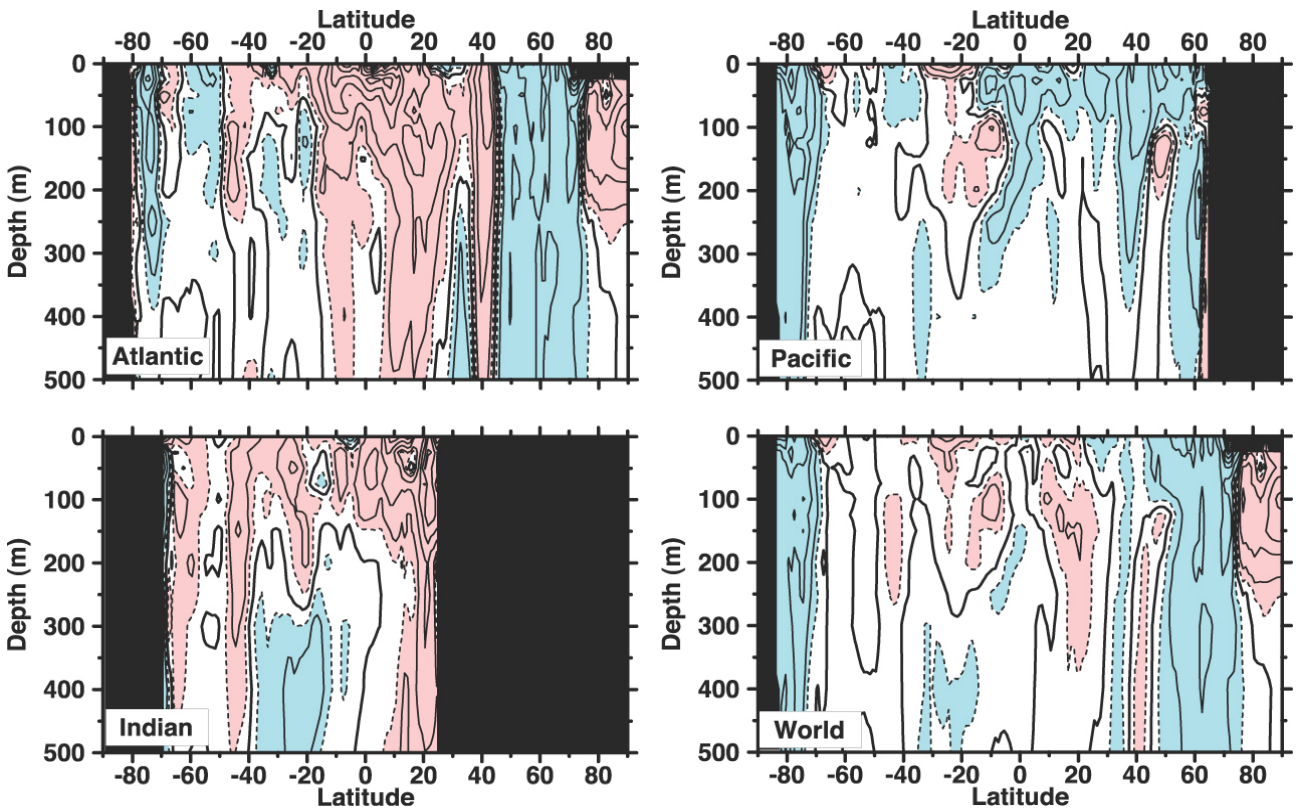


그림 5.5. 대서양, 태평양, 인도양과 세계 해양의 표층~500m에서 위도 평균된 염분편차(psu)의 선형추세(1955~1998년). 선분 간격은 0.01 psu/10년이며 색선은 ±0.005 psu/10년이다. 짙은 실선은 0의 값을 나타낸다. 빨간색 음영부는 0.005 psu/10년보다 크거나 같은 값을 나타내고 파란색 음영부는 -0.005 psu/10년보다 작거나 같은 값을 나타낸다. Boyer et al.(2005)의 연구에 의한.

염화 되어가고 있다(Boyer et al., 2005). 체적 평균된 염분을 살펴볼 때 대서양과 태평양간에 그 차이가 증가하는 것은 이 두 대양 사이에 담수 수송의 변화가 있음을 의미한다.

우리는 지난 수 십 년 동안 전세계 해양의 여러 곳에서 환류 규모와 분지 규모의 염분 변화(담수 용량)가 연직적으로 통일성 있게 일어났음을 확신한다. 이러한 변화의 기원을 상세히 조명할 수 있을 정도로 관측자료와 분석 결과들이 충분히 있지는 못하지만 그 형태는 지구의 수문순환의 변화와 일치하며 특히 강수량 변화와 대기를 통해 저위도에서 고위도로, 대서양에서 태평양으로 일어나는 대규모의 물 수송 추정량의 변화와 일치한다(3.3.2절 참조).

### 5.2.4 대기-해양 플럭스와 남북 수송량

위에서 논의된 전지구 평균 해양 열함량의 변화는 대기-해양간 순 에너지 플럭스(속)의 변화가 주도한다(5.2.2.1절 참조). 지역적 규모에서는 몇 몇 개의 열속 변화 평가만이 가능했었다. 지난 50년 동안 해양에서 대기로 향하는 순 열속은 걸프스트림의 남쪽 측면에서 국지적으로 감소하는 값( $1 \text{ W/m}^2/\text{yr}$ 에 달함)과 대서양 중앙부 아한대역에서 증가하는 추세( $0.5 \text{ W/m}^2/\text{yr}$ 에 달함)를 나타내었다(Gulev et al., 2006).

지구 규모 상에서 속 관측에 대한 정확도는 열속의 변화를 직접적으로 평가할 수 있기에는 불충분하다. 대기-해양 속은 3.5.6절에서 논의되었다. 해양의 남북 열 수송에 대해 대기 관측(Trenberth and Caron, 2001)과 해양 횡단 관측들(예, Ganachaud and Wunsch, 2003)로부터 이끌어낸 기후 평균값은 불확실성이 상당히 존재함에도 불구하고 서로 잘 일치한다. 기후적인 대기-해양 열속장들(예, Grist and Josey, 2003)을 적분하여 유도해낸 해양 열수송에 대한 평가는 32°S 해양 횡단면에서 독립적으로 구한 값과 잘 일치한다.

## 5.3 해양 순환과 수괴의 국지적인 변화들

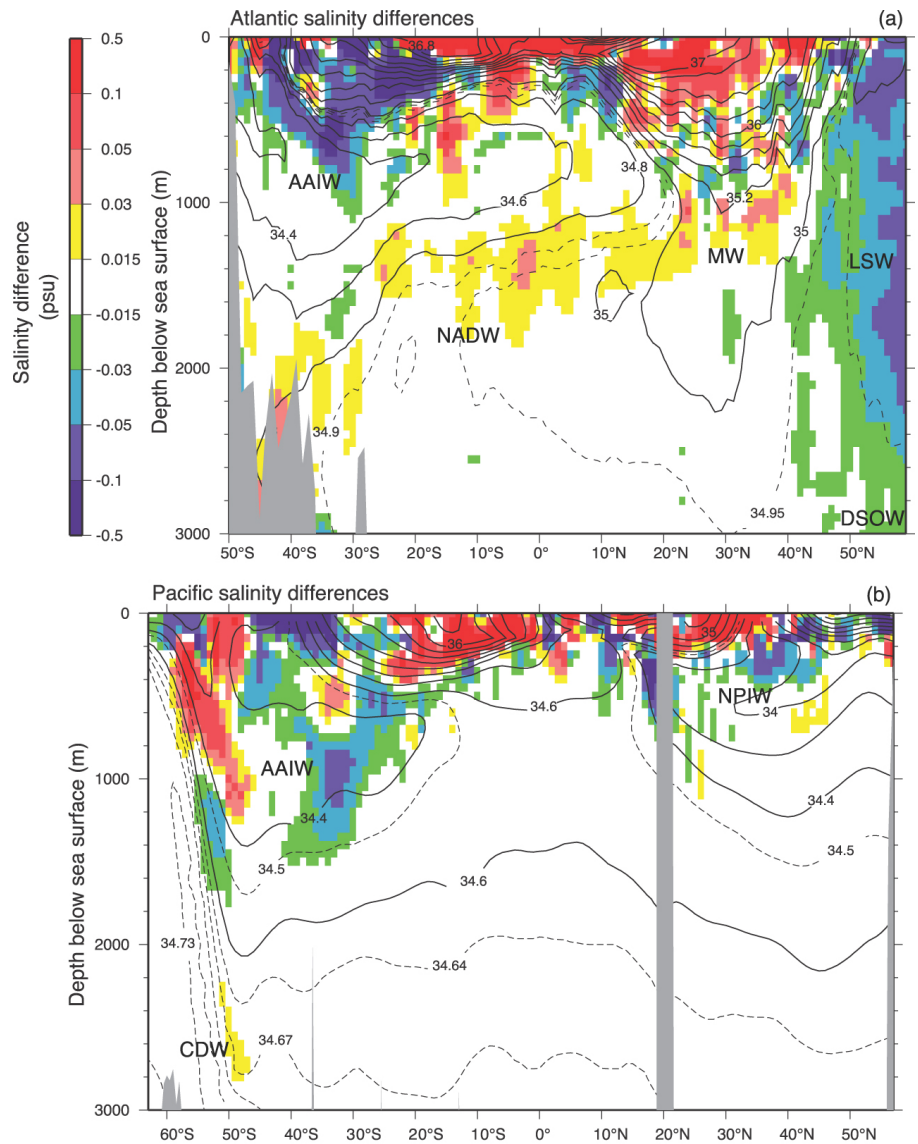
### 5.3.1 서론

5.2절에서 전지구적 규모와 분지 규모의 해양 열함량과 분지 규모의 염분에서 장기적인 추세가 뚜렷이 나타남을 보았다. 관찰된 열과 염분의 추세는 해양 순환의 변화와 그 외에 산소와 탄소시스템의 변수들과 같은 요소들의 전지구적인 변화 결과들과 연결되어있다(5.4절 참조). 전지구적인 해양 변화는 이 절에서 평가하고 있는 이러한 특성들의 지역



적인 변화에서부터 나온다. 수온과 염분 및 순환의 변화에 대한 증거를 전지구적으로 그리고 각각의 대양에 대하여 서술하였다. 지역적 변동의 예로서 수 십 년 규모의 시계열을 가지는 두 개의 연해에 대해서도 검토하였다.

모든 지역의 해양 상층부는 대기에서부터 오는 강제력에 직접적으로 영향 받으며 가장 큰 변동성을 가지고 있고 또한 해양 조사가 가장 잘 이루어진 지역이다. 이러한 이유들 때문에 5.2절에서는 열 함량과 염분의 장기추세를 파악하기 위하여 주로 해양 표층에서 행해진 관측에 대해서 평가했다. 그러나 열과 염분에 큰 변화를 일으키는 곳은 중층과 심층 수심이며 이는 심층수와 중층수가 형성되는 주요 지역에 근접하여 국한적으로만 나타난다. 이러한 수괴 변화는 북대서양 북부와 남극 대륙 주변의 남빙양에서 가장 활발하다. 이것은 그림 5.6에서 대서양 (1985~1999년에서 1955~1969년을 뺀 것)과 태평양 (1980년대에서 1960년대를 뺀 것)에 대해 나타난 염분 차이에서 가장 잘 예시된다. 염분의 현저한 변화는 수괴 형성 지역 근처인 북대서양 북부의 표층에서부터 해저에 이르는 수심 전층에서 찾아볼 수 있다(5.3.2절). 그밖에 다른 곳의 저층 변화는 작으며, 조사가 충분하지 못한 두 단면의 남단에서 가장 우세하다. 중층 수심(500~2000m)에서는, 대서양과 태평양 단면의 남단에서 넓은 지역에 걸쳐 변화를 보이나, 북태평양은 단지 약한 중층수의 형성만 있기 때문에(그리고 심층수의 형성은 없기 때문에) 신호가 더 약하고 깊이도 더 얕다. 중층수와 심층수의 변화는 궁극적으로 해양의 연직 성층과 심층 순환에 영향을 미칠 수 있다. 북대서양에서 심층 순환의 주제는 5.3.2절에서 논한다.



**그림 5.6.** 염분차(psu)의 남북방향 단면. a) 대서양의 1985~1999년 기간과 1955~1969년 기간의 차이, b) 태평양에서 세계해양순환실험연구(WOCE)의 150°W 단면에 대한 1991~1992년 기간과 1968년부터 ±7.5년 기간의 역사자료에 의한 차이. 등치선은 각 단면에 따른 평균 염분이며 특징적인 형태를 보여준다. 염분차는 등압면으로 사상되어진 등밀도면을 따른 차이이다. 대서양 단면은 대서양의 서쪽 측면을 따르고 태평양 단면은 150°W를 따른다. 두 그림은 Curry et al.(2003)과 Wong et al.(2001)으로부터 다시 그렸다. 그림에 나타난 수괴는 남극중층수(AAIW), 남극순환심층수(CDW), 북대서양심층수(NADW), 지중해수(MW), 라브라도해수(LSW), 덴마크해협유출수(DSOW), 북태평양중층수(NPIW) et al.을 포함한다. 회색 음영부분은 해저면과 대양지각을 나타낸다.

관측된 염분 변화는 전지구적이며, 각각의 해양 분지에서 서로 유사한 형태를 가진다(그림 5.6). 1960년대부터 1990년대까지의 기간중 대서양과 태평양에서 그리고 각 해양의 남·북반구 모두에서 아열대 해수는 염분이 증가하였고 아한대 표층수와 중층수는 염분이 낮아졌다. 표층 부근의 아열대 해수 밑에 놓여있는 해수들은 저염화된 아한대 표층수의 적도로 향하는 순환 때문에 염분이 낮아졌다. 특히 남반구에서 염분이 낮은 중층수 수층(약 1000m까지)이 대서양과 태평양 둘 다에서 저염화되었다. 북반구에서는 태평양 중층수

의 염분이 낮아졌고, 그 하부의 심층수는 아무런 변화도 없다. 이는 북대평양에서 국지적으로 아무런 저층수의 형성도 없는 것과 일치된다. 북대서양 중앙부에서는 지중해로부터 북대서양 중층(대략 900~1200m)으로 유입되는 유출수가 더 고염화됨으로 해서 해당 층의 염분이 더 높아졌다.

### 5.3.2 대서양과 북극해

북대서양은 남빙양에 존재하는 또 다른 MOC와 더불어 전 지구적인 규모의 MOC(박스 5.1 참조)에 중심이 됨으로써 장기적인 기후 평가에서 특별한 역할을 한다. 1995~2003년까지 수십 척된 대서양 열용량의 장기추세(그림 5.2)는 SST의 전지구적 분석에 의해 확인된 온난화 경향과 대체로 일치한다(3.2.2.3절 참조). 지난 수 십 년 동안 NAO가 탁월하게 양의 상태에 놓여 있었던 것과 일치되게 이 시기 동안 아열대환류는 온난해졌고 아한대환류는 냉각되었다. 온난화는 1000m 이심까지 도달하였으며(그림 5.3의 대서양), 이는 세계 해양의 다른 어느 지역보다 더 깊고 특히 걸프스트림과 40°N 부근의 북대서양해류 아래에서 현저하다. 1990년대 중

반에 걸쳐 아한대 지역에서 저염화되고 아열대 지역에서 염분이 증가하는 장기적인 추세(그림 5.5의 대서양과 그림 5.6a)는 상대적으로 저염인 지역의 저염화와 더 고염인 지역에서 염분이 증가하는 전지구적인 경향과 일치한다(5.2.3절).

#### 5.3.2.1 북대서양 아한대환류, 라브라도해와 북유럽해

북대서양의 아한대환류계와 라브라도해와 북유럽해에서는 담수 유입(빙하의 녹음, 해양 순환, 하천수 유출)의 변화와 및 NAO와 관련되어져서 큰 염분 변화들이 관측되어졌다. 표층과 심층의 이 염분 편차는 라브라도해와 북유럽해를 포함하는 전체 아한대환류의 주위를 따라 그 이류 흔적이 추적되어졌다. 이러한 편차들은 종종 '큰 염분편차'(Great Salinity Anomaly(GSA), 예, Dickson et al., 1988; Belkin, 2004)로 불리운다. NAO가 양의 위상에 있는 동안 아한대환류는 강화되고 동쪽으로 확장되며 아한대 해역 중앙에 더 낮은 표층 염분을 가져온다(Levitus, 1989; Reverdin et al., 1997; Bersch, 2002). GSA에 대한 3개의 기록이 충실하게 이

루어 졌다. 하나는 1968~1978년까지이고, 다른 하나는 1980년대, 또 다른 하나는 1990년대이다. 관측과 모델을 통한 연구는 지역적인 사건들과 이류의 상대적인 영향이 각각의 GSA 사건들과 지역들간에 서로 다를 수 있음을 보여준다(Houghton and Visbeck, 2002; Josey and Marsh, 2005).

이들 표층염분편차는 라브라도해와 및 북대서양심층수(North Atlantic Deep Water : NADW)의 주요 성분이며 MOC의 아래 편 순환에 기여하는 라브라도해수(Labrador Sea Water : LSW)의 생성에 영향을 미쳤다. 아마도 NAO가 양의 위상인 시기 동안 무거운 LSW가 좀 더 많이 생성되는 것과 더불어(Dickson et al., 1996), LSW는 무겁고 차가운 유형과 덜 무겁고 따뜻한 유형의 사이를 오가는 것으로 보인다(Yashayaev et al., 2003; Kieke et al., 2006). 1965~1970년 이래로 LSW에 주목할 만한 저염화추세가 있었는데 이에 중첩하여 세 차례의 더 고온·고염인 시기와 1970년대와 1990년대에 저염화되고 냉각된 두 차례의 시기로 이루어진 변동성이 함께 나타났다(그림 5.7). 1988~1994년 시기 동안 예외적으로 많은 체적의 저온·저

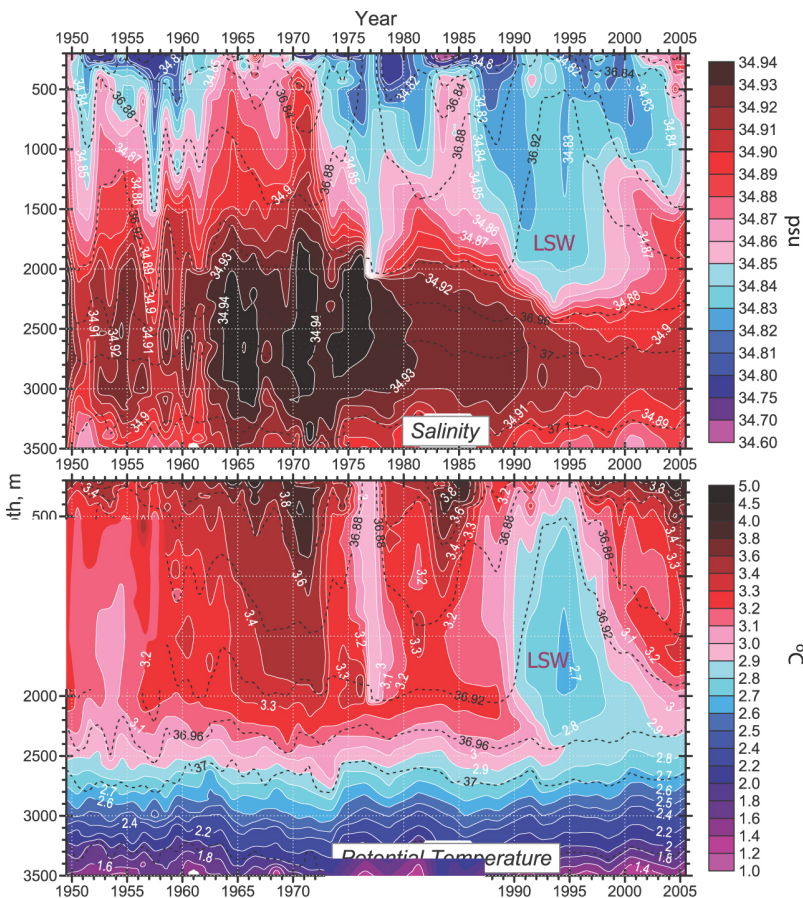


그림 5.7. 염분(psu, 위 그림)과 잠재온도(°C, 아래 그림)의 시계열. 1949~2005년 기간 동안 라브라도해 중앙 해역에서 관측되었으며, 가용한 최장 기록의 자료이다(Yashayaev et al.(2003)에서 갱신). 점선은 잠재밀도를 표시함(kg/m³, 1,000kg/m³를 뺀 값).



### 박스 5.1 : 대서양의 심층대순환은 변화하였는가?

전지구적인 심층대순환(자오면순환)은 주로 북대서양의 고위도와 남극대륙 가까이에서 무거운 물이 심해 해양으로 가라앉으면서 이루어진다. 이 무거운 해수는 각각 대략적으로 17 Sv와 14 Sv( $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ )에 해당되는 흐름으로 적도를 가로질러 퍼져나간다(Orsi et al., 2002; Talley et al., 2003a). 이 북대서양 심층대순환(Meridional Overturning Circulation : MOC)은 남쪽으로부터 유입된 따뜻하고 염분이 높은 상층의 해수가 북으로 이동하면서 아열대환류계와 아한대환류계를 지나면서 냉각에 의해 점차 밀도가 증가하는 것으로 특징지어진다. 이들은 또한 저염분화 되어 밀도의 증가를 감소시킨다. 이 유입된 해수는 북유럽해(그린란드와 아이스랜드, 노르웨이의 주변해)와 라브라도해에 도달하여 그곳에서 심층 대류와 해저면 유출과 그리고 격렬한 혼합을 겪게 된다. 이 과정을 통해 MOC의 깊은 쪽 순환으로서 남으로 향하는 NADW를 형성하게 된다.

기후모델들은 지구기후시스템이 MOC의 변화에 반응하는 것을 보여주며(예, Vellinga and Wood, 2002), 또한 MOC가 인위적인 온난화와 북대서양에서 계속되는 저염분화의 결과로 인하여 21세기에 그 수송량이 서서히 감소할 수 있음을 제시한다(Bi et al., 2001; Gregory et al., 2005; 또한 10장도 참조). 그러나 MOC의 세기와 변동성의 변화에 대한 관측은 단편적이며, 변화의 관측에 대한 가장 좋은 증거는 북대서양에서부터 나온다.

비록 그 정확한 기작이 아직 분명하게 밝혀지지는 않았지만, 지난 120,000년 동안 MOC와 지상 기후의 급격한 변화간에 서로 연계가 되어졌다는 증거가 있다(Clark et al., 2002). 마지막 빙하기 말에 기후가 온난해지고 빙상이 녹으면서 여러 번의 급격한 진동이 있었는데, 예를 들면 소한랭기와 약 8,200년전의 한랭 현상과 같은 것으로(6.4절 참조), 이는 아마도 해양 순환의 변화로 야기되어졌을 것이다. 약 8,200년전의 한랭 현상 이후 현재 동안의 MOC 변동성은 확실히 빙하기 때보다 훨씬 더 작았다(Keigwin et al., 1994; 6.4절 참조).

MOC의 수송량과 해수 특성 그리고 수괴 형성에서 관측된 변화들로부터는 아직까지 MOC의 세기의 변화에 대하여 확정적인 결론을 내릴 수가 없다(5.3.2.2절 참조). 이것은 부분적으로는 십년 변동성에 기인하기도 하고, 부분적으로는 부적절한 장기 관측 때문이기도 하다. Bryden et al.(2005)은 아열대 해역의 반복 횡단 관측으로부터 25°N에서의 MOC 수송량이 1957년과 2004년 사이에 30%나 감소했다고 결론 내렸으나, 자료 수집의 부재로 파악할 수는 없지만 무시할 수 없는 시간 변동성의 존재와 및 결론을 뒷받침해 줄 직접 해류관측자료의 부족으로 인해 이 평가의 신뢰성이 감소된다. 장기적인 추세를 파악하기에는 그리 충분하지 못한 기간 동안 두 개의 주요 해저 유출류에 대해 해류관측을 행했다. 직접 해류관측결과는 본류인 덴마크해협 유출류에서 상당한 변동성을 나타냈다(Macranders et al., 2005). 1965~2000년까지 유출류에서 관측된 저염화와 그에 따른 밀도의 감소(5.3.2절 참조)는 아직까지 MOC의 유의미한 약화로까지 이어지지는 않았다(Dickson et al., 2003; Curry and Mauritzen, 2005). 더욱이 MOC에 공급되는 표층수의 염분이 최근에 증가되는 것을 포함하여, 표층수의 염분과 수온에서 1960년 이래로 관측되는 대규모 십년 변동성의 존재는 장기적인 추세를 모호하게 하며(Hatun et al., 2005, ICES 2005), 따라서 MOC의 변화 가능성에 대해서도 확실히 결론 내리기 어렵다.

MOC의 변화는 또한 라브라도해의 대류 변화에 의해서도 야기될 수 있으며 이 때 강한 대류가 더 높은 MOC에 해당된다. 대류는 1970년대부터 1995년까지 강했었다. 그러나 그 이후 라브라도해는 온난해졌고 재성층되었으며(Lazier et al., 2002; Yashayaev et al., 2003), 대류는 더 약해졌다. 관측된 SST 형태에 기초하여 MOC 수송량이 1970~1990년대까지 약 10% 정도 증가했다고 결론지어졌다(Knight et al., 2005; Latif et al., 2006). 북대서양 아한대환류계의 유출 지역에서 행한 직접 해류관측으로부터 Schott et al.(2004)은 심층수 유출이 비록 더 짧은 시간 규모들에서 변동하기는 했지만 1993~2001년 기간 동안 별다른 추세는 보이지 않았다고 결론지었다.

요약하면, MOC가 20세기 말에 이르기까지 경년 규모에서 십년 주기 시간 규모에 이르기까지 상당히 변화하고 있었을 가능성이 매우 높다. 관측된 자료들 내의 불확실성과 함께 MOC의 각 성분들에서 나온 앞서의 증거들을 받아들일 때, MOC의 평균적인 세기의 추세에 대하여 현대의 관측장비에 의한 기록상으로는 어떠한 일관된 증거도 발견되지 않았다고 말할 수 있다.

염이고 밀도가 큰 LSW가 생성되었는데(Sy et al., 1997; Lazier et al., 2002), 이는 성긴 시계열자료를 통하여 1930년대까지 거슬러 올라가도 전례를 찾아볼 수 없는 현상이다(Talley and McCartney, 1982). 라브라도해는 현재 좀더 고

온·고염의 상태로 되돌아갔다. 밀도가 높은 LSW의 많은 양이 대부분 사라졌고, 중층은 더 고온 고염이 되었으며 LSW의 생성은 고온형으로 옮겨갔다(예, Lazier et al., 2002; Yashayaev et al., 2003; Stramma et al., 2004). 이 온난화와

염분 증가와 LSW의 감소는 북대서양 아한대환류의 약화와 관련되었고, 인공위성 고도자료에서도 찾아볼 수 있다 (Häkkinen and Rhines, 2004).

북대서양 아한대해역의 동쪽 절반 해역도 또한 1980년대를 지나 1990년대에 들어서기까지 저염화되었다. 그러나 상층 해양은 그 때 이후로 지역에 따라 염분이 증가하고 있었거나 또는 정상 상태에 머물렀다. 이 지역에서 저염화의 약 2/3가 NAO의 이차적인 역할과 더불어 동대서양 패턴(Josey와 Marsh, 2005)으로 알려진 기후패턴과 관련된 강수 증가에 기인하였다. 1965~1995년까지 아한대 해역에서 진행된 저염화는 담수층이 그 전체 면적 위에 약 3m 두께로 고르게 퍼진 양에 해당한다(Belkin, 2004; Curry and Mauritzen, 2005).

북유럽해의 표층 바로 아래 수심의 염분도 1970년대 이래로 현저하게 감소했으며(Dickson, 2003), 이는 NADW에 기여하는 북유럽해유출수의 염분에 직접적으로 영향을 미쳤다. 이와 같은 아표층의 염분 감소는 대서양 해수의 염분이 더 낮아져 북유럽해로 유입되는 것과 관련되어 있으며, 높은 NAO 지수와 아한대환류의 강화와 관계된다. 1994년 이후 북대서양으로부터 유입되는 해수의 염분은 계속 증가하여 와서 1948년 이래 최고치에 도달했으며 이는 NAO 지수의 감소와 연관하여 따뜻한 해수를 북유럽해로 더 많이 가져다 주는 아한대환류의 순환이 약화되는 것에 주로 기인한다 (Hátún et al., 2005).

NADW와 MOC의 깊은 측 순환에 기여하는 가장 무거운 물들이 북유럽해 상부 1500m로부터 덴마크해협과 패로우수로를 통해 유출되어 온 해수에서 비롯된다. 북극해를 빠져 나온 유출수 수괴의 현저한 저염화는 북극해로부터 계속 늘어나는 해빙 유출량과 북유럽해의 강수와 관련되었다 (Dickson et al., 2002, 2003). 유출수의 수송 중 가장 많은 부분이 덴마크해협을 통하여 이루어지는데, 수송량의 약 30% 정도가 변동하였으나(Macrande et al., 2005), 그 위치에 있어서는 아무런 뚜렷한 추세도 없었다. 전반적으로, 북유럽해로부터 NADW에 기여하는 유출류는 알려진 변동성 이내에 일정한 형태로 머물렀다.

북대서양 아한대환류의 전반적인 변화 패턴은 1960년대 중반부터 1990년대 중반까지 대부분의 수층에 걸쳐 더 낮은 값 쪽으로 향하는 형태의 추세이다. 그 때 이후로 더 따뜻하고 더 염분이 높은 수괴들로 전환되어 갔는데(그림 5.7), 이는 NAO의 변화와 동대서양 패턴의 변화와도 일치한다. 그러나 이러한 고염의 수괴로의 복귀는 장기적인 변화 추세에서 부호를 바꿀 수 있을 정도로 충분한 기간 지속되지는 못했다(그림 5.5 대서양).

### 5.3.2.2 북극해

북극해와 북유럽해의 기후변화는 북대서양 아한대환류계와 밀접하게 관련되어 있다(Østerhus et al., 2005). 북극해와 북유럽해 내에서 1980년대 중반 이후로 표면수온이 증가해왔고, 현재도 계속 증가하고 있다(Comiso, 2003). 북유럽해로 유입되는 대서양 해수에서 1980년대 말과 1990년대 초(Quadfasel et al., 1991; Carmack et al., 1995)에 진행된 온도 증가는 1980년대에 NAO가 좀 더 양의 상태로 천이된 것과 관계되어졌다. 따뜻한 대서양 해수는 또한 프람해협을 통해 파동의 형태로 북극해로 유입되고 이어서 사면을 따라 람테브해에까지 이르는 것이 관측되어 왔다(Polyakov et al., 2005). 파동 내의 더 증가된 열함량과 더 증가된 수송량은 모두 북극해 해수의 순 가열에 기여한다(Schauer et al., 2004). 북극해에서 상부 400m에 영향 미치는 북대서양 중심 해수 온도의 수 십 년 주기 변동성이 기록되어져 왔다(Polyakov et al., 2004). 북극해 내에서 캐나다 해분의 상층 염분은 감소한 반면(Morison et al., 1998) 아문센해분과 마카로프해분의 상층에서는 염분이 증가했다. 1980년대와 비교하여 태평양 기원의 상층수의 면적은 감소되었다 (McLaughlin et al., 1996; Steele and Boyd, 1998).

1990년대 동안, 변화된 바람은 람테브해(레나강 등)로부터 유출되는 하천수가 동쪽으로 향하도록 방향을 조정하였고, 북극해 중앙 해역의 저염분 표층수를 감소시켜 더 큰 대류를 발생시키며 염분이 더 높은 대서양 표층 이심에서부터 북극해 표층으로 열수송이 가능하도록 했다. 그러나 그 후로 아마도 하천수의 유입이 원상태로 되돌아간 순환의 변화 때문에 북극해 중앙해역(아문센해분)에서 성층이 증가되었고, 2001년에는 북극점에서 다시 저염분의 혼합층이 관측되었다(Björk et al., 2002). 북극해에서 저염과 고염의 표층수 간의 평형을 바꾸는 순환의 변화는 그와 관계된 해빙의 변화와 더불어 NAM과 연관될 것이다(Proshutinsky and Johnson, 1997; Rigor et al., 2002). 그러나 북극해 해빙 면적의 장기적인 감소는 NAM과 무관한 듯이 보인다(Cosimo, 2002). 유의할 만한 십년 주기 변동성이 북극해에 존재하지만 북극해 아표층수에서는 어떠한 체계적인 장기 변동 추세도 확인되지 못했다.

### 5.3.2.3 아열대 대서양과 적도 대서양

북대서양 아한대환류에서 순환과 SST와 표층 부근 아열대 모드수(Subtropical Mode Water : STMW, Hanawa and Talley, 2001)의 두께와 수온약층 환기는 모두 다 약간의 시간 지연을 가지고 NAO와 상관이 높게 나타난다. 좀 더 양

의 상태의 NAO는 북쪽으로 치우쳐 지는 편서풍과 더불어 플로리다 해류의 수송량 감소(Baringer와 Larsen, 2001)를 초래하고, 또한 뒤이어 나타날 것으로 예상되는 걸프스트림 위치의 북향 이동(Joyce et al., 2000; Seager et al., 2001; Molinari, 2004)과 아열대 와동 변동성의 감소를 초래한다(Penduff et al., 2004). STMW에서 낮은 상태의 두께와 수괴 생성 및 더 높은 온도는 높은 NAO 지수로부터 생겨난다(예, Talley, 1996; 예, Hazeleger와 Drijfhout, 1998; Marsh, 2000). STMW의 체적은 NAO의 변화에 2~3년 뒤늦게 나타날 가능성이 있으며, 대류강제력과 STMW 형성 위치 둘 다의 변화 때문에 적은(많은) 체적은 높은(낮은) 표층수온에 연관된다. 한편 STMW의 갱신에서 준반복적인 변동성이 1960~1980년 시기에 걸쳐 분명히 보이지만 STMW의 전체 체적은 1980년대 말과 1990년대 초 동안 양의 NAO 상태가 비교적 꾸준히 유지되었던 것과 관련하여 1983~1984년에 최고점에 이른 후 2000년까지 계속 낮은 수준에 머물렀다(Lazier et al., 2002; Kwon and Riser, 2004).

아열대 해역의 1000~2000m 수심에서 1950년대 말 이래로 24°N의 버뮤다 지역과 걸프스트림의 52°W와 66°W에서 수온이 상승해 왔다(Bryden et al., 1996; Joyce and Robbins, 1996; Joyce et al., 1996). 이 온난화추세는 LSW 생성의 감소(Lazier, 1995)와 지중해 유출수의 염분과 온도의 증가를 반영한다(Roether et al., 1996; Potter and Lozier, 2004). 1990년대 중반 이후 깊은 수심(1500~2500m)에서 이전의 온난화추세를 뒤집고 수온과 염분이 감소했는데 이는 1990년대 중반에 생성된 더 차갑고 더 염분이 낮은 새로운 라브라도 해수가 뒤늦게 출현한 때문일 가능성이 매우 높다.

북동대서양 중위도의 중층수(800~1200m)는 고염분의 지중해수(Mediterranean Water : MW; 5.3.2.3 절)에 강하게 영향 받는다. 이 고염분층은 남쪽으로 흐르는 NADW에 가입하고 열대 대서양에서는 그것의 일부가 된다. 이 층은 적어도 1957년 이후로부터는 온도가 더 오르고 염분이 더 높아졌는데(Bryden et al., 1996), 몇몇 층에서는 0.4°C/10년의 상승률도 보이면서 지난 10년(1994~2003년) 동안 10년에 0.2°C 이상의 속도로 계속 온난해졌다(Vargas-Yanez et al., 2004). 유사한 온난화가 비스케이 만(44°N; González-Pola et al., 2005)과 지브롤터(Millot et al., 2006)에서 수온약층을 통해 MW의 중심 해수 속으로 진행되는 것이 관측되었다. 1955부터 1993년 사이에 상승추세는 지브롤터의 서쪽 지역에서 약 0.1°C/10년이었고(Potter and Lozier, 2004), 중부 대서양 대양 저산맥의 서부에서도 거의 같은 크기이었다(Curry et al., 2003).

고위도 남대서양을 포함하여 남빙양의 표층수는 남반구(SH)의 저층수에 대해 그 초기조건들을 결정해준다. 대단히

무거운 이 남극대륙저층수(Antarctic Bottom Water : AABW)는 남극대륙 연안을 따라 형성되는데(5.3.5.2절 참조), 적도 방향으로 퍼져나가서는 31°S에 있는 리오그란데 해저퇴의 좁은 비마 수로를 통하여 브라질 분지로 유입한다. 이곳에서 가장 깊은 해저 수온을 지속적으로 관측해 온 결과, 지난 30년 동안 비록 증가 속도는 느리지만 0.002°C/yr의 정도로 심해 저층에서 온도가 꾸준히 증가해온 것이 드러났다(Hogg와 Zenk, 1997).

열대 대서양에서 표층수의 변화는 해양의 적도간 수렴대의 변동과 부분적으로 연관되어 있는데, 이 적도간 수렴대는 강한 계절 변동성을 가진다(Mitchell and Wallace, 1992; Biasutti et al., 2003; Stramma et al., 2003). 경년에서 십년 주기 시간 규모를 가지는 열대 대서양 변동성은 아열대고기압의 변화와 관계된 잠열속과 연관이 있으며, 남대서양 SST의 쌍극진동(Venegas et al., 1998)에 영향 받을 수 있다(Sterl과 Hazeleger, 2003). 남적도해류는 수괴의 섭입 영역을 제공하며(Hazeleger et al., 2003) 또한 수괴의 이상치가 북으로 전파되는 경로를 유지할 수도 있다(Lazar et al., 2002).

북대서양진동은 북대서양 아열대환류에서 상층 해양의 수괴 변동을 이끄는 중요한 구동 인자가 된다. 그 영향은 또한 아열대환류 내부의 1500m 보다 깊은 수심에서도 관측되며, 이는 대규모 순환과 및 북대서양에서 형성되는 해수의 변화들과도 일치된다. 수온과 염분의 장기변동추세에서 상호 연관된 변화들이 존재하지만(5.2절), 이 지역에서는 십년 주기 변동들이 중요한 기후 신호가 된다.

#### 5.3.2.4 지중해

지중해 전역을 통하여 열과 염분의 현저한 특성변화가 관측되어졌다(Manca et al., 2002). 서쪽 분지에서는 리용 만에서 형성된 서지중해심층수(Western Mediterranean Deep Water : WMDW)가 1980년대 초에 짧은 기간 동안의 냉각으로 주춤한 바 있기는 하지만 지난 50년 동안 온난화되어 왔다. 후자와 관련하여서는 1970년대 말과 1980년대 중반 사이에 있었던 레반타인 중층수의 냉각화에 나타나져 있다(Brankart and Pinardi, 2001). WMDW의 온난화는 최근의 지중해상 대기 온도의 변화와 일치된다(Luterbacher et al., 2004). 또한 WMDW의 염함량은 지난 50년 동안 꾸준히 증가해 왔는데 1940년대 이후로 이 지역의 강수량 감소(Krahmann and Schott, 1998; Mariotti et al., 2002)와 인간 활동으로 인한 담수 유입의 감소가 그 주된 원인이다(Rohling and Bryden, 1992). 이러한 해수 특성과 순환의 변화들은 표층수들의 장기적인 변동성으로 이어지는데(Krahmann and Schott, 1998), 여기에 NAO(Vignudelli et al., 1999)가 그와



상승된 표층 열속의 변화와 지중해수의 순 온난화를 가져옴으로써 그 위에 기여하게 된다(Rixen et al., 2005).

지중해 내에서의 이러한 수온과 염분 변화들은 지브롤터 해협에서 북대서양으로 나가는 유출수에 영향을 미쳤다(5.3.2.3절도 참조). 지중해 유출수 특성들의 이런 변화 일부가 지중해 동부까지 추적되어졌다. 1987~1991년 동안 동지중해 심층수는 그 기원 해수가 아드리아해에서 에게해로 바뀜에 따라 더 따뜻해지고 더 염분이 높아졌는데(Klein et al., 2000; Gertman et al., 2006) 이는 에게해에서의 열속과 담수속의 편차의 변화에 관계되었을 가능성이 매우 높다(Tsimplis and Rixen, 2002; Josey, 2003; Rupolo et al., 2003). 이와 같은 1987~1991년의 기원해수교체는 계속적으로 점점 더 그 영향을 증대시켜와서 이제는 시실리해협을 통한 서향 유출수의 밀도가 더욱 증가하게 되었다(Gasparini et al., 2005). 강도 높은 자연적 변동들이 지중해에 존재하지만, 전반적으로 볼 때 지난 50년 동안 주요 수괴들에서 염분 증가와 수온 상승의 추세를 분석해 낼 수 있으며, 이 신호는 북대서양에서도 관찰할 수 있다.

### 5.3.3 태평양

태평양의 상층부는 전지구적인 열과 담수 분석에서 잘 나타난 바와 같이 전반적으로 따뜻해지며 염분이 낮아졌다(5.2절, 그림 5.5). 아열대 남태평양과 북태평양 모두에서 온난화가 진행되었다. 남반구에서 온난화의 주된 흔적은 남극순환해류 북쪽의 두꺼운 모드수와 관련되어 있다. 북태평양은 40°N를 따라 차가워졌다. 북태평양 상층부의 장기적인 추세들은 강한 경년변동성과 십년 변동성(ENSO와 PDO)과 그리고 상대적으로 짧은 기간 동안의 관측기록 때문에 식별하기가 쉽지 않다. ENSO와 연관된 변화들은 3.6.2절에서 기술하였으므로 이 절에는 포함시키지 않았다. 전반적으로 볼 때 태평양은 저염화 되었으나 아열대 상층해양의 몇몇 곳에서 염분 증가가 있으며, 이곳들은 강한 증발현상이 우세한 곳들이다.

#### 5.3.3.1 태평양 상층해양의 변화들

북태평양에서 1955~2003년까지 동서 평균된 수온의 온난화추세(그림 5.3)는 1970년대 중반에 있었던 PDO 증가에 의해 주도되었다. 50~200m 사이의 강한 냉각화는 열대 수온약층의 완화와 그에 뒤이어 얇아진 두께 때문이며, 비록 1998년 이후로 이 얇은 깊이의 남북순환이 거의 1970년대 수준으로 다시 되돌아갔지만(McPhaden and Zhang, 2004), 위의 현상은 얇은 깊이의 열대 MOC의 감소와 적도 수온약층의

완화에 따른 결과였다.

아열대 북태평양의 온난화와 40°N 부근의 냉각화 그리고 그 이북의 경미한 온난화는 양의 PDO와 연관된 형태이다(강화된 알류산저기압, Miller and Douglas, 2004; 그림 3.28 참조). 북태평양 내부에서 1976년 이후 발생한 것과 같은 양의 PDO 상태는 강화된 쿠로시오속류에 의해 특징지어진다. 1976년 이후 쿠로시오속류와 북태평양 해류의 수송량은 약 8% 증가했고 남쪽으로 확장되어졌다(Parrish et al., 2000). 쿠로시오에 의한 수온편차의 이류는 양의 PDO를 유지시키는데 있어 ENSO와 알류산저기압의 강도 변동과 같은 정도로 중요한 것으로 알려져 왔다(Schneider and Cornuelle, 2005). 오야시오해류는 그 앞의 20년 동안보다 1980년대 동안에 일본 해안을 따라 훨씬 더 남쪽까지 침투하였고, 이는 알류산저기압이 더 강해진 것과 일치한다(Sekine, 1988; Hanawa, 1995; Sekine, 1999). 1945~1975년에 비해서 1976~1998년 기간 동안 서부아극환류의 중심역에서 염분약층의 수심이 얇아지고 그와 동시에 오야시오속류의 전선이 남쪽으로 이동한 것이 탐지되었다(Joyce and Dunworth-Baker, 2003). 그와 비슷하게 혼합층 깊이는 50년 동안 뚜렷한 추세를 가지고 동부아극환류 전체에 걸쳐 감소했다(Freeland et al., 1997; Li et al., 2005).

1976년 이후에 PDO가 좀 더 양의 위상에 있었던 것과 반응한 상층 수괴들의 온도변화가 잘 기록되어져 있다. 아열대 환류에서 쿠로시오속류의 바로 남쪽에 있는 두꺼운 수괴(아열대모드수)가 쿠로시오 이류가 더 강해진 것과 연관해서 1970년대 중반부터 1980년대 말까지 0.8°C 상승했고, 40°N 부근의 아열대-아한대 경계를 따른 두꺼운 수괴(북태평양중앙모드수)는 1976년 이후의 PDO 변화를 쫓아 1°C 냉각되었다(Yasuda et al., 2000; Hanawa and Kamada, 2001).

남태평양 아열대 해역에서 증가된 열함량과 관련된 추세들은 남극순환해류의 바로 북쪽에 위치하는 두꺼운 혼합층 내부에서 하나의 주요한 신호를 내포한다(Wills et al., 2004; 5.3.5절). 남태평양 아열대환류의 순환의 세기는 1993년 이후 20% 이상 증가했고, 2003년에 최고에 달한 후 이어서 감소하였다. 이러한 스핀업은 SAM 지수의 증가로 인한, 환류 전역에 걸친 에크만펌핑의 증가와 연결되어 있다(Roemmich et al., 2007).

태평양의 연해 또한 기후변동과 기후변화에 지배받는다. 동해는 북대서양의 지중해와 같이 인접한 대양으로부터 거의 완전하게 격리되어 있고 얇은 밀도약층 수심 아래에서 자체적으로 고유한 해수들을 형성한다. 동해는 그 제한된 크기 때문에 표층강제력의 변화에 대해 수심 전체에 걸쳐 재빠르게 반응한다. 전지구해양을 통한 온난화 사건은 이 고립

된 분지에서도 명백하게 나타나는데, 1960년대 이래로 1000m에서 0.1℃, 2500m 이심에서 0.05℃의 온도 상승이 있었다. 이 수심에서의 염분도 역시 변화되어 300~1000m 수심에서 0.06 psu/100년, 그리고 1500m 이심에서 -0.02 psu/100년의 변화가 있었다(Kwon et al., 2004). 이러한 변화들은 표층 열손실의 감소와 표층염분의 증가에 의한 것으로 추정되어졌으며, 이것들은 연직 방향의 해수 교환 양식에 변화를 가져왔다(Kim et al., 2004). 동해의 심층수 생성은 수십 년 동안 느려져 왔는데 그와 더불어 용존산소가 1930년대부터 2000년까지 약 0.8  $\mu\text{mol/kg/yr}$ 의 율로 현저히 감소하였다(Gamo et al., 1986; Minami et al., 1998). 그러나 아마도 수십 년 동안의 온난화로 인해 약화된 중층 수심의 연직성층 때문에 심층수의 생성이 2000~2001년의 극심한 겨울 이후에 다시 발생한 것으로 보인다(예, Kim et al., 2002, Senjyu, 2002, Talley, 2003b). 그럼에도 불구하고 전반적으로는 그 이후로 더 낮은 심층수 생성이 지속되어 온 추세이다.

### 5.3.3.2 중층과 심층 순환 및 해수 특성 변화들

1970년대 이래로 북태평양의 주요 중층수괴인 북태평양중층수(North Pacific Intermediate Water : NPIW)는 저염화되고 연직해수교환이 약화되었는데, 이는 산소농도로 측정되어진 바와 같다(5.4.3절 참조). NPIW는 북태평양 아한대 해역에서 형성되어지며, 오호츠크해로부터 가장 큰 영향을 받고 북태평양 북부의 표층 상태들의 변화를 반영한다. NPIW의 염분은 아한대환류와 아열대환류에서 각각 0.1 psu와 0.02 psu 감소하였다(Wong et al., 2001; Joyce and Dunworth-Baker, 2003). 1980년대 중반에서 1990년대 말까지 아한대 해역 전체의 산소 감소와 더불어(Watanabe et al., 2001), 홋카이도 남쪽에서 1970~1999년에 NPIW내의 산소 감소와 영양염 증가가 보고되었다(Ono et al., 2001). 오호츠크해에서 온난화와 저염화는 20세기 후반에 일어났다(Hill et al., 2003). 오호츠크해중층수의 두께와 밀도는 1990년대에 줄어 들고 감소하였다(Yasuda et al., 2001).

남서태평양에서는 북대서양과 남극대륙에서 기원한 가장 깊은 층의 해수에서 1968~1991년 사이에 0.07℃의 냉각과 0.01 psu의 저염화가 관측되었다(Johnson and Orsi, 1997). 이는 남극과 북대서양 기원수의 상대적 중요도의 변화와 해저 수송량의 약화에 기인한다. 북태평양의 저층수는 세계의 다른 어떤 심층수들보다 표층의 기원에서 멀리 떨어져있다. 이들은 또한 수온과 염분의 공간적인 변동에 있어서 가장 균일하다. 북태평양 전체를 가로질러 해저 1000m에서 1985~1999년 사이에 0.002℃ 정도의 대규모적이고 유의할 만한 온난화가 일어났다. 이러한 변화는 현대 관측기기의 높

은 정확도로 인해 측정 가능하다(Fukasawa et al., 2004). 이 온난화의 원인은 확실하지 않지만, 1950년대 이래 중층 깊이에서 0.17℃ 높아지는 변화가 있었던 남태평양과 남빙양의 심층수의 수온 상승(Gille, 2002; 그림 5.8 참조)과 이와 더불어 북태평양 심층으로 향하는 저층수 수송량의 감소에 기인되었을 수도 있다(Johnson et al., 1994).

### 5.3.4 인도양

인도양의 상층은 5.2절(그림 5.3)에서 본 바와 같이 약 12°S를 중심으로 하는 위도대(남적도해류)를 제외한 나머지 모든 곳들에서 온난화되어왔다. 열대 인도양과 아열대 동인도양(10°S 이북)에서 상부 100m의 온난화(Qian et al., 2003)는 1900~1999년 사이의 해양 표층의 주목할 만한 온난화와 일치한다(3.2.2절과 그림 3.9를 참조). 1900~1970년 기간 동안 표층의 온난화추세는 비교적 약했으나 1970~1999년까지의 기간에는 뚜렷이 증가했고, 일부 지역에서는 0.2℃/10년 이상에 달하기도 하였다.

전지구적인 순환에는 따뜻하고 비교적 염분이 낮은 해수가 태평양으로부터 유입되어 인도네시아해를 통과하며 인도양에 이르러 계속해서 남대서양으로 향하는 수송량이 포함된다. 이 통과류의 많은 부분이 적도 이남의 열대해역에서 일어나며 ENSO와 인도양 쌍극진동에 의해 강하게 영향 받는다(3.6.7.2절 참조). 후자는 수온약층에 현저한 변동성을 가져오며(Qian et al., 2003), 서향 통과류의 해수를 포함하는 3°S~15°S의 위도대에서 상층 두께의 편차가 Rossby wave에 의해 전파되는 것을 수반한다(Xie et al., 2002; Feng and Meyers, 2003; Yamagata et al., 2004).

통과류의 수송량과 특성에 있어서 장기적인 추세에 관해서는 아직 보고된 바 없다. 인도네시아해로 향하는 수송량의 평균은 1996~1998년까지 마카사해협에서 측정된 결과 9~10 Sv(Vranes et al., 2002)이었으며, 이는 인도네시아해에서 유출되는 수송량 값들과 일치한다(예, Sprintall et al., 2004). 이 수송량에서 보이는 큰 변동성은 열대 태평양과 인도양의 바람장 변동과 관계되어 있고(Wijffels and Meyers, 2004), 강한 ENSO 반응을 포함하며(예, Meyers, 1996), 열대 인도양의 SST 변화와도 관련되어 있는 듯하다.

모델 결과들은 남인도양의 상층 해양 온난화가 남동무역풍의 약화와 및 그에 연관되어 나타나는 열대에서 아열대로 향하는 남향 열수송의 감소에 그 원인이 있을 수 있음을 시사한다(Lee, 2004). 북인도양에서 적도를 가로질러 남쪽으로 향하는 열의 유출은 바람에 의해서 구동되는 얇은 두께의 적도 횡단 순환 셀에 의해 이루어진다. 자료동화를 이용한

분석결과는 1950~1990년 사이에 질량 교환에서 유의할 만한 십년 규모의 감소를 보였으며, 열 수송에서는 거의 변화를 보이지 않았다(Schoenefeldt and Schott, 2006).

1960년대 이래 인도양 아열대환류의 순환은 1962~1987년 사이에 20% 느려졌다(Bindoff and McDougall, 2000), 1987~2002년 사이에 20% 빨라지는 변화를 보였는데(Bryden et al., 2003; McDonagh et al., 2005), 순환이 가속화 된 것은 주로 1995~2002년 사이였다(Palmer et al., 2004). 상부 수온 약층은 순환 지체 시기 동안 온난해졌다가 가속 시기 동안 냉각되었다. 이 지역에 대한 수치모의와 기후변화 시나리오의 분석결과는 순환의 지체와 가속이 이 환류 상부의 수 십년 주기에 걸친 진동 형태의 한 부분이었음을 나타낸다(Murray et al., 2007; Stark et al., 2006). 다른 한편 하부 수온약층(<math>10^{\circ}\text{C}</math>)은 1936~2002년 사이에 염분이 낮아졌고 수온이 상승했으며(Bryden et al., 2003) 이는 5.2절과 앞의 결과들에서 언급된 열량량의 증가와 일치한다.

### 5.3.5 남빙양

30°S의 이남 해역인 남빙양은 대서양, 인도양, 태평양 모두를 연결하며, 대양들 간의 상호교환이 가능하도록 해준다. 이 해역에서는 인간 활동에 기원한 탄소와 열을 저장하는데 크게 기여하는 해수의 형성과 섭입 현상이 활발하다(5.2 절 참조). 이곳은 또한 모든 대양으로부터 심층수들로 채워지고 남극대륙 주위에서 저층수를 형성하여 북쪽으로 보냄으로써 전지구심층순환에서 가장 밀도가 큰 지역이다. 대서양, 인도양 및 태평양에서 발견된 몇몇 관측된 변화들은 남빙양 해수의 변화들과 관계되어 있지만 대부분 해당 절에서 서술했음에 유의하기 바란다.

#### 5.3.5.1 상층 해양의 특성 변화

남반구의 상층 해양은 1960년대 이래로 온난해졌는데 남극대륙을 감싸고 도는 남극순환해류(Antarctic Circumpolar Current : ACC)의 바로 북쪽에 위치하는 아남극모드수(Subantarctic Mode Water : SAMW)라 하는 표층 가까이 있는 두꺼운 층들의 변화에 의해 주도되었다. 관측된 SAMW의 온난화는 ACC의 남쪽부터 더 따뜻한 표층수가 섭입한 것과 서로 일치한다(Wong et al., 2001; Aoki et al., 2003). 남빙양의 인도양측과 태평양측 해역에 있는 남극순환상부심층수(Upper Circumpolar Deep Water : UCDW)의 수온과 염분이 45°S 부근의 아남극 전선역과 60°S 부근의 남극 발산대 사이에서 증가해 왔고(밀도면 상에서), 산소는 감소되어져 왔다(Aoki et al., 2005a). 혼합층 바로 아래(약 100~300m)

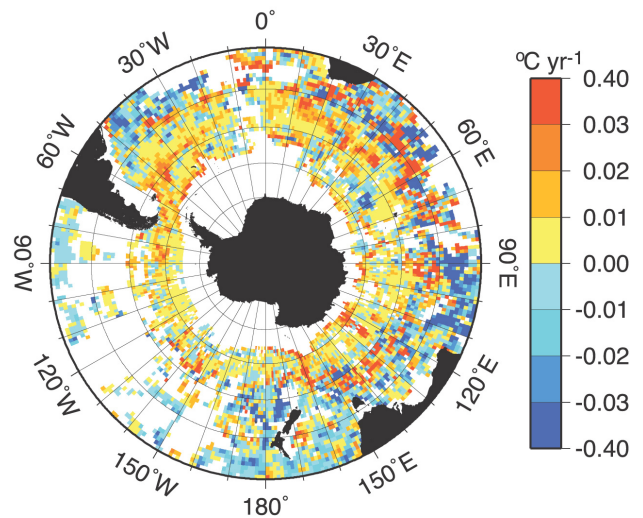


그림 5.8. 선박 수직관측자료들과 ALACE(라그란지안 해류 자탐기) 부이 자료를 포함하여 1930년대부터 2000년까지 수집된 자료를 이용하여 구한 900m 수심에서의 수온변화 세(°C/yr). 가장 큰 온난화가 아남극 해역에서 발생하고, 그 북쪽에서 약하게 냉각이 일어난다. Gille(2002) 결과에 의함.

의 이러한 변화들은 보다 더 따뜻하고 저염분인 표층해수와 UCDW와의 혼합과 서로 일치하며 이 극지방 해역의 표층에서 성층이 강화됨을 암시한다.

남빙양의 중층 수심 해수들 역시 최근 수 십년간 온난해졌다. 그림 5.8에서 보는 바와 같이 1950년대에서 1980년대 사이에 수온이 남빙양 대부분 지역에 걸쳐 수심 900m 부근에서 상승하였다(Aoki et al., 2003; Gille, 2004). 가장 큰 변화들은 남극순환해류 근처에서 발견되는데, 수심 900m에서 온난화 정도의 크기는 이 지역의 표면기온 상승과 비슷하다. 인공위성 고도계와 Argo 부이 연직관측자료의 분석결과는 지난 10년 동안 40°S 부근의 해양 상부 400m에서 동서방향으로 평균된 수온의 증가(Willis et al., 2004)가 장기추세에서 보이는 것(5.2절과 그림 5.3 세계 해양 참조)보다 훨씬 더 큼을 시사한다. 이러한 분석들로부터 나온 온난화 결과들은 남반구 편서풍의 남측 편향과 강도 증가에 의한 것으로 추정되어졌으며, 이때 남반구 편서풍은 ACC를 약간 남쪽으로 이동시키고 아열대환류들은 더 강화시킬 것으로 본다(예, Cai, 2006).

남반구의 주된 중층 수괴인 남극중층수(Antarctic Intermediate Water : AAIW)도 1960년대 이래로 염분이 낮아져 왔다(Wong et al., 1999; Bindoff and McDougall, 2000; 그림 5.6 참조). 대서양에서 AAIW의 염분이 낮아지는 것 역시 남쪽해역 표층수가 저염화 되는 것에 대한 직접적인 관측결과들로부터 뒷받침 된다(Curry et al., 2003).



### 5.3.5.2. 남극지역과 남극순환류

전 세계에서 가장 긴 해류계인 ACC는 드레이크해협을 통과하여 약 130 Sv의 수송량을 가지며 상당한 경년 변동을 보인다. 비록 표면하 압력의 연속 측정에서 수송량의 계절 변동추세가 SAM 지수가 가지는 유사한 추세와 상관이 매우 높게 나타남에도 불구하고(Meredith and King, 2005) 약 25년 이상의 드레이크해협 횡단측정결과에는 1970년대부터 지금까지 사이에 전체체적수송량의 체계적인 추세에 대해 어떠한 증거도 보이지 않는다(Cunningham et al., 2003).

남극대륙 주변에서 AABW와 중간 수심 수괴들의 변화에 대한 증거들이 계속 늘어나고 있다. 웨델해에서 심층수와 저층수의 특성들이 1990년대에 변화했다(Robertson et al., 2002; Fahrback et al., 2004). 저층수 특성의 변화들 역시 그것이 기원한 해역들로부터 이동된 하류부(Hogg, 2001; Andrie et al., 2003)와 남대서양(5.3.2.3절)에서 관측되어졌다. 서남극반도에 인접한 해양 상층이 1951~1994년 사이에 1°C 이상 따뜻해졌고, 염분은 0.25 psu 만큼 더 높아졌다(Meredith and King, 2005). 수온 상승은 대규모의 지역적인 대기 온난화(Vaughan et al., 2003)와 이 지역에서 관측된 동계 해빙의 감소에서 비롯되었을 가능성이 있다.

로스해와 로스 빙봉 근처에서 지난 40년간 매년 0.003 psu 정도의 유의한 염분 감소(및 밀도 증가)가 관측되었다(Jacobs et al., 2002). 오스트레일리아남극 분지에 존재하는 로스 빙봉 하류에서 AABW 또한 차가워졌고, 염분이 낮아졌다(Aoki et al., 2005b). 이러한 감소 관측결과들은 AABW 변동성에 대한 초기의 보고들(Whitworth, 2002)보다 상당히 더 크며 남극 대륙붕수의 변화들이 심층수에 꽤 빠르게 전달될 수 있음을 시사한다. Jacobs et al.(2002)은 이러한 저염화가 강수량 증가와 해빙 생성의 감소 및 서남극 빙상의 해빙 용해의 증가 등을 포함하는 요소들의 조합에 기인된 것으로 보인다고 결론지었다.

## 5.3.6 전지구적인 변화에 대한 지역적인 변화의 관계

### 5.3.6.1 전지구적 수괴 특성 변화

앞의 절들에서 기술된 지역적 분석결과들은 부분적으로는 5.3.1절(그림 6.5)에서 언급되고 5.2절의 전지구적 추세 분석에서 반영된 바와 같이 전지구적인 구조를 가지고 있다. 지난 30년에서 50년 기간에 걸친 가장 큰 규모의 변동들을 서술하는데 사용된 데이터세트들은 신뢰할 만하다. 즉, 서로 다른 형태의 자료들과 다양한 방법들이 서로 유사한 결과들을 산출함으로써 전지구적인 분석과 지역적인 분석 양쪽 모

두에서 찾아낸 변화들의 실체에 신뢰성을 더해 주는 것이다.

지역적 및 전지구적인 해양 온난화 분석결과들은 일반적으로 매우 두꺼운 표면혼합층(모드수) 형성 지역에서 수온이 증가한 형태를 보인다. 이것은 북대서양과 북태평양 그리고 남빙양의 모든 부속해에서 가장 명료하다(그림 5.3). 아한대 지역과 적도 지역 일부에서 전지구적으로나 지역적인 분석 모두에서 수온이 감소한 지역도 존재한다.

전지구적 분석결과와 지역적 분석결과들 모두 북대서양과 북태평양의 아한대 해수들에서 장기적인 염분의 감소와 저위도에서 중위도에 이르는 지역의 상층 해양(수심 100m 미만)에서 염분의 증가를 나타낸다. 이것은 해상에서 대기의 수문순환의 증가와 서로 일치하는 것이며, 해양에서 이류의 변화를 초래할 수도 있다(5.3.2절). 북대서양에서 아한대 해역의 저염화는 1960년대부터 1990년대 중반까지 전 수심에 걸쳐 일어났다(그림 5.5와 그림 5.6a). 1994년 이후 북대서양 아한대 해역의 상층부에서 염분과 수온의 증가가 그림 5.5의 전체 시계열에 선형추세를 적용한 결과에서는 뚜렷이 보이지 않으나, 지역적인 시계열에서는 모두 분명히 나타난다(5.3.2절). 40°N 이북의 북태평양 아한대환류 지역의 저염화는 지역적 분석(5.3.3.2절)과 전지구적 분석결과(그림 5.5) 모두에서 명백하다. 남빙양에서 기원한 중층 수심(300m 이심) 해수들의 저염화는 전지구적 분석과 지역적 분석 결과 모두에서 명백하다(예, 그림 5.5 세계 해양).

관측된 수온과 염분변화의 많은 부분이 NAO나 PDO 또는 SAM과 관련된 대기 지수들과의 상관관계를 통하여 대기 강제력에 연관되어져 왔다. 실제로, 소수의 해양관측 시계열 자료나 해양단면 반복관측자료(5.3.2절과 5.3.4절 참조)의 대부분이 십년 주기 변동성의 증거를 나타낸다. 이러한 자연적인 기후패턴이 가지는 장기주기적인 특성 때문에 관측에서 보이는 해양의 십년규모변동성이 자연변동성에 기인한 것인지 아니면 기후변화 신호인지를 구별하는 것은 매우 어려운 문제이다. 실제로 이들 자연적인 변동형태 자체가 기후변화와 관계되어 있을 것이다. 북대서양에서 1990년대 중반 이전의 고위도 지역 저염화와 아열대 위도대에서의 증발량 증가는 NAO 지수의 강화와 관련이 있었을 것이며, 그 이후 고위도 지역에서 고염으로의 역전은 1990년대 이후의 NAO 지수의 약화와 관련되어졌을 것이다(그림 3.31 참조). 마찬가지로 태평양에서도 고위도 지역의 저염화, 아열대 지역의 증발량 증가, 중앙 북태평양의 냉각, 동부 태평양과 열대 태평양의 온난화, 그리고 쿠로시오 지역과 동해 및 오호츠크해의 약화된 환기 등이 양의 위상으로 지속된 PDO와 밀접한 상관이 있을 수 있다. 해양의 변화를 탐지하고 원인을 규명한 몇몇 연구결과들에 대해 9.5.1절에서 논의했다.

전지구적인 규모에서 수온과 염분 관측자료의 장기적인 동서방향 변화형태는 적도 주변에 대해 거의 대칭적인 경향을 가지며(그림 5.6) 서로 다른 대양 분지들에서 동시에 일어난다(그림 5.3과 5.5). 이들 형태의 공간 규모는 보통 NAO나 PDO나 SAM과 연관된 영향 범위를 넘어서까지 확장되는데 이는 두 반구 사이의 이러한 일관된 변화들이 전지구적인 현상과 관계되어 있음을 시사한다.

### 5.3.6.2 대규모 해양순환과의 일관성

관측된 변화들은 전지구적인 해양대순환에 대해 과학적으로 이해되고 있는 바와 폭넓게 일치한다. 북대서양과 남극 지역은 짧은 시간(50년 이내)에 걸쳐 심층수를 교환하는 해역으로서 관측장비에 의한 기록상에서 해양변화에 대한 강력한 증거를 보인다. 예를 들면, 북대서양은 심층의 온난화와 저염화에 대한 증거를 보이며, 남빙양에서는 저염의 남극 대륙붕수의 침강과 서로 일치하는 저층수의 변화에 대한 증거가 존재한다. 북대서양과 남극대륙으로부터 멀리 떨어져 있고 대기와의 상호작용으로부터도 매우 멀며 측정 기록과 비교하여 더 긴 교환율을 가지는 심층수들은 특별히 별다른 변화를 보이지 않는다. 모드수들은 모든 대양 분지에서 해양의 주 전선역이나 연안에서 분리된 경계류의 적도측에서 발견되는 전지구적인 주요 수괴로서, 비교적 빠른 수괴형성 속도와 연직해수교체율(20년 미만)을 가지며 세계 해양의 주요 아열대환류 내부로 열(과 염)이 수송되는 경로를 제공한다.

되고 탄산이온농도는 감소한다. 이러한 화학적 평형상태의 변화는 해양이 CO<sub>2</sub>를 추가적으로 받아들일 수 있는 수용력의 감소를 가져온다. 그러나 해양의 산성화에 따른 해양생물의 반응은 잘 알려져 있지 않으며, 그 영향을 평가하기도 어렵고 해양의 탄소순환에 계속적인 변화를 야기할 가능성도 있다(7.3.4절과 IPCC 제4차 평가보고서에 대한 실무그룹2 기술서 4장을 참조).

해양의 용존산소(O<sub>2</sub>)는 CO<sub>2</sub>에 영향을 미치는 물리적 과정과 동일한 과정에 의해 영향을 받는다. 그러나 CO<sub>2</sub>와는 대조적으로 O<sub>2</sub>는 그 대기 중 농도 변화에 영향받지 않는다(그 평균 농도의 10<sup>-4</sup> 정도의 크기에 불과함). 그래서 해양의 O<sub>2</sub> 농도 변화는 환기(여기서는 수온약층 해수의 갱신률을 나타냄), 모드수의 형성, 용승 또는 생물학적 수송 그리고 호흡 등과 같은 해양 내부에서 발생하는 물리적 또는 생물학적 과정의 변화에 대한 정보를 제공해 준다. 더 나아가 해양의 O<sub>2</sub> 함량 변화는 대기중의 질소(N<sub>2</sub>)에 대한 산소 비율의 측정으로부터 CO<sub>2</sub> 수치를 평가하는데 필요하다. 그러나 그 방법은 현재로는 열속 변화에 기초하여 O<sub>2</sub>의 대기-해양간 교환속의 변화를 간접적으로 추정해낸다(7.3.2절 참조).

이 절에서는 생지화학적 순환의 변화에 대해 관측을 통한 결과를 보고하며, 관측된 물리적 특성의 변화와의 일관성에 대해 평가한다. 해양 이산화질소(N<sub>2</sub>O)와 메탄(CH<sub>4</sub>)의 변화는 대규모적인 관측이 부족하여 평가하지 못했다. N<sub>2</sub>O와 CH<sub>4</sub>메탄 하이드레이트를 포함하여)의 평균속에 대한 관측 결과는 7장에서 논의한다.

## 5.4 해양의 생지화학적 변화

### 5.4.1 서론

대기 중 이산화탄소(CO<sub>2</sub>, 2장 참조)의 증가 관측결과와 이장에서 보고된 해양의 물리적 특성의 변화들은 바다의 생지화학적 순환에 영향을 미칠 수 있다(여기에서는 주로 탄소, 산소와 영양염류). 대기중의 CO<sub>2</sub> 증가는 해양에 CO<sub>2</sub>가 추가적으로 더 용해되도록 한다. 수온과 염분의 변화는 기체의 용해도와 화학적 평형에 영향을 미치며, 순환의 변화는 저층으로부터의 탄소와 영양염 공급, 산소가 고갈된 해수의 환기 및 인간 활동에 기원한 탄소의 심층 침투에 영향을 미친다. 물리적 변화와 결합된 생지화학적 변화들은 생지화학적 순환에 그 이상의 영향을 미침과 함께 생물학적인 활동에도 영향을 준다.

표층 해양의 CO<sub>2</sub> 증가는 해양의 화학적 평형상태에 대해 영향력을 가진다. CO<sub>2</sub>가 증가함에 따라 표층수는 더 산성이

### 5.4.2 탄소

#### 5.4.2.1 용존무기탄소와 대기-해양 이산화탄소 플럭스의 총 변화

해양의 용존무기탄소(Dissolved Inorganic Carbon : DIC, 즉, 이산화탄소와 탄산염과 중탄산염의 합계)의 직접적인 관측은 자연적인 탄소순환과 대기로부터 흡수하는 인위적인 CO<sub>2</sub>의 변화를 알려준다. 기후변동의 주요 모드와 해양 탄소순환 사이의 연관 관계가 세계 여러 지역의 관측에서 경년 주기 시간 규모로 나타났다(정량적 평가는 7.3.2.4절을 참조). 적도 태평양에서 엘니뇨 사건과 연관된 용승의 감소는 자연의 CO<sub>2</sub>가 지역적으로 대기로부터 배출되는 것을 감소시킨다(Feely et al., 1999). 북대서양 아열대 해역에서는 양의 NAO 시기 동안 모드수 형성의 약화와 동계 심층혼합의 감소가 해양 중층수심에서 탄소의 저장을 증가시킨다(Bates et al., 2002). 이들 관측은 해양에서 자연적인 DIC 함량의 변동이 기후변동과 연관되어 발생되어 왔음을 보여준다.



장기관측자료는 표층의 CO<sub>2</sub> 분압(partial pressure of CO<sub>2</sub> : pCO<sub>2</sub>)에 대해서만 존재한다. 관측상 비록 지역적인 차이가 있기는 하지만 해양 pCO<sub>2</sub>는 주어진 불확실성의 범위 내에서 20년 이상에 걸쳐 대체로 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도와 함께 증가하였다(Feely et al., 1999; Takahashi et al., 2006). 아열대 북부 해역에서 가장 긴 시계열 자료를 가지는 세 개의 관측 지점에서 pCO<sub>2</sub> 증가율이 1.6~1.9 μatm/yr 사이에서 변하는 것을 보이며(그림 5.9), 이는 1.5~1.9 μatm/yr 정도인 대기 중 증가율과 구별된다. 다른 데이터세트들에서도 함께 이 세 개의 시계열 자료에서도 5년의 기간에 걸쳐 20 μatm 정도의 변동성이 관측되었으며, 이는 해양순환의 변화나 기후변동에 의한 자연적 탄소순환의 지역적 변화와 관계되어 왔거나(Gruber et al., 2002; Dore et al., 2003) 또는 생물활동의 변동과 관계가 있었다(Lefèvre et al., 2004).

직접적인 표층 pCO<sub>2</sub> 관측을 통해 1995년도의 전지구 대기-해양 CO<sub>2</sub> 플럭스가 1.6 ± 1 GtC/yr로 산정되었다(Takahashi et al., 2002; 7.3.2.3.2절, 그림 7.8). 기후변동성이 미치는 영향이 크기 때문에 아직까지 직접관측을 통하여 전지구 대기-해양 CO<sub>2</sub> 플럭스의 대규모적인 변화를 탐지하기는 불가능하다. 그러나 역 방법으로 대기 중 CO<sub>2</sub>의 시·공간 분포에서 대기-해양 CO<sub>2</sub> 플럭스를 산정한 결과는 전지구 대기-해양 CO<sub>2</sub> 플럭스가 1980년대와 1990년대 사이에 0.1-0.6 GtC/yr 정도 증가했음을 시사하며, 이는 해양모델(Le Quére et al., 2003)에서 나온 결과들과도 일치한다.

5.4.2.2 인위적인 탄소변화

해양에서 최근 흡수되는 인위적인 탄소는 1990년대에 대해 십년 평균이 2.2 ± 0.4 GtC/yr로서 관측을 통해 잘 파악되고 있다(7.3.2절, 표 7.1 참조). 더 긴 시간 규모에 걸친 인위적인 탄소흡수는 해양관측을 통하여 추정될 수 있다. 두 시기 사이의 DIC 변화는 인위적인 탄소의 흡수에 더하여 수괴 변화와 생물학적 활동의 변화에 의한 DIC 농도의 변화를 반영한다. 인위적인 탄소만의 기여분을 산정하기 위해서는 몇 가지 보정을 행해야 한다. 1970년대의 조사와 1990년대의 조사 사이에서 관측된 DIC의 변화로부터 인위적인 탄소의

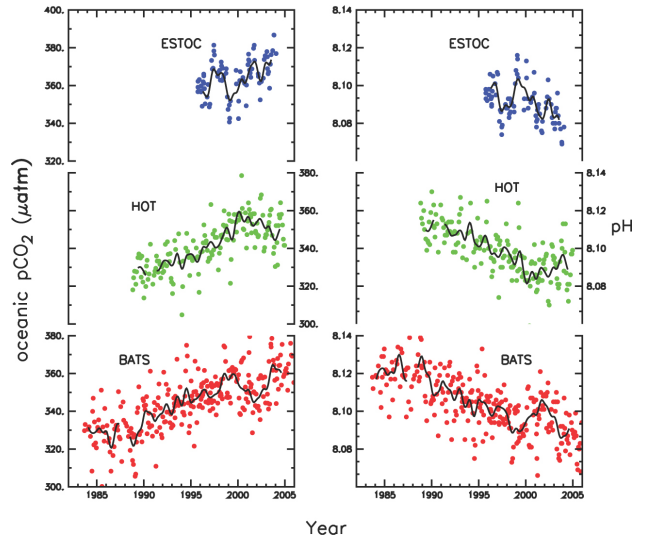


그림 5.9. 세 곳의 시계열 정점으로부터 측정된 표층 해양의 pCO<sub>2</sub>(왼쪽: 단위 μatm)와 pH(오른쪽)의 변화. 파란색: 유럽 정점(European Station for Time-series in the Ocean(ESTOC), 29°N, 15°W; Gonzalez-Dávila et al., 2003); 녹색: 하와이 정점(Hawaii Ocean Time-series(HOT), 23°N, 158°W; Dore et al., 2003); 빨간색: 버뮤다 대서양 정점(Bermuda Atlantic Time-series Study(BATS), 31/32°N, 64°W; Bates et al., 2002; Gruber et al., 2002). 하와이 정점(HOT)과 버뮤다 대서양 정점(BATS)의 pCO<sub>2</sub>와 pH값은 DIC와 알칼리도에서 계산되어졌음; 유럽 정점(ESTOC)의 pH는 직접 측정되었으며, pCO<sub>2</sub>는 pH와 알칼리도를 이용해 계산했음. 평균적 계절 변화는 모든 자료에서 제거되었음. 검정색 실선은 평활화되어 0.5년 이하 주기의 변동성을 포함하지 않음.

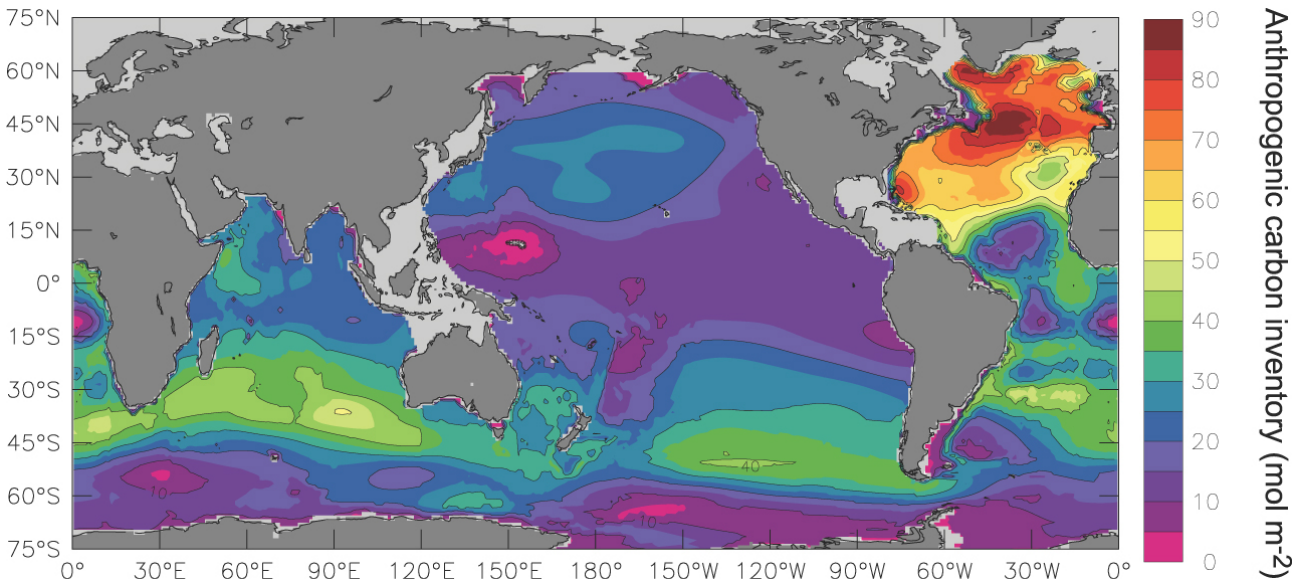
증가가 북태평양에서는 수심 1,100m까지(Peng et al., 2003; Sabine et al., 2004a), 인도양에서는 200m부터 1,200m까지(Peng et al., 1998; Sabine et al., 1999), 그리고 남빙양에서는 1,900m까지 이르는 것으로 추정되었다(McNeil et al., 2003).

해양에서 자연적인 DIC의 분포를 조절하는 잘 알려진 과정에 근거하여 간접적인 방법으로 일회 기간동안의 관측들에서 인위적인 탄소의 양을 추정하였다. 이 방법은 DIC 농도 관측치에서 유기물의 분해와 탄산염 광물의 용해에 대한 부분을 보정해주고, 해수가 대기와 마지막으로 접촉했던 때의 DIC 농도 추정치를 제거해준다(Gruber et al., 1996). 이 방법을 써서 1990년대부터 얻어진 9,618개의 연직관측자료를 이용하여 산업혁명 이전 시기(대략 1750년)와 1994년 사

표 5.1. 서로 다른 기간 동안 해양에 의하여 흡수된 CO<sub>2</sub> 배출량의 비율

기간	해양에서의 증가	순 CO <sub>2</sub> 배출량 <sup>a</sup> (GtC)	흡수 비율	참고문헌
1750~1994	118 ± 19	283 ± 19	42 ± 7	Sabine et al., 2004b
1980~2005 <sup>b</sup>	53 ± 9	143 ± 10	37 ± 7	7장 <sup>c</sup>

주 : <sup>a</sup> 화석연료의 연소, 시멘트 생산, 토지 이용 변경, 육상 생물권 반응으로부터의 배출량 합계  
<sup>b</sup> 대기중 CO<sub>2</sub>의 변동성 영향을 최소화하기 위하여 최근 수십 년의 가장 긴 기간을 사용함  
<sup>c</sup> 표 7.1로부터 1980년대, 1990년대 및 2000~2005년까지의 추정치의 합계



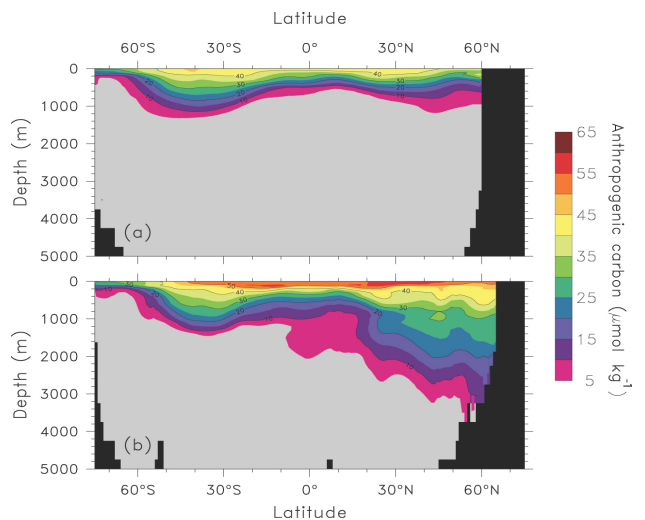
**그림 5.10.** 1994년 현재 인위적 탄소의 수층 전체 합량(Sabine et al., 2004b). 인위적 탄소는 유기물 분해와 탄산염 광물의 용해가 기여하는 부분에 대해 DIC 관측값을 보정하고 해수가 대기와 마지막으로 접촉했던 산업혁명 이전의 해양에서 가졌던 DIC 농도를 고려해줌으로써 간접적으로 추정되어진다. 1750~1994년 사이에 해양이 흡수한 인위적 탄소의 전지구적 합량은  $118 \pm 19$  GtC로 추정된다.

이에 전지구적으로  $118 \pm 19$  GtC의 DIC 증가가 있었던 것으로 추정되었다(Sabine et al., 2004b; 그림 5.10 참조). 이 추정치에서  $\pm 19$  GtC의 불확실성은 인위적인 DIC 추정치의 불확실성과 임의오차의 특성을 갖는 사상오차에 근거한 것이며, 또한 반드시 평균값에 그 중심이 오지는 않는 잠재적인 편향에 대한 추정치에 근거하고 있다. 기술적인 측면에서 7%에 이르는 잠재적인 편향이 확인되었는데, 대부분 그 원인은 CO<sub>2</sub>의 시간에 따른 진화, 수괴연령 또는 수괴식별(Matsumoto와 Gruber, 2005) 그리고 최근의 변화인 표층수 온 상승과 성층화(Keeling, 2005)에 대한 가정들 때문이다. 생물학적 활동에 대해 탄소와 영양염 흡수비가 일정하다는 가정에서부터 오는 잠재적인 편향은 분석되지 않았다. 모든 잠재적 편향의 크기와 방향이 아직 분명하지는 않지만,  $\pm 16\%$ 로 주어진 이 불확실성은 이미 확인된 편향과 비교해보면 현실적인 값으로 보인다.

해양에서 수직방향으로 제한된 수송속도 때문에 인위적인 탄소의 절반 이상을 여전히 수심 400m 상층부에서 찾을 수 있으며, 대부분의 심해에서는 탐지할 수 없다(그림 5.11). 인위적인 탄소의 수직침투는 두 번의 탐사 사이에서 관측된 DIC의 변화와 일치한다(Peng et al., 1998, 2003). 인위적인 탄소는 다른 대양 분지와 비교해 북대서양과 남빙양의 아남극 지역에서 더 깊이 침투하였는데, 이것은 i)(대서양에서) CO<sub>2</sub> 흡수를 선호하는 표층의 높은 알칼리도와 ii) 강한 동계 혼합과 심층수 형성으로 야기되는 좀 더 활발한 수직교환, 이 두 요소의 조합 때문이다(Sabine et al., 2004b). 인위적인 탄소가 이러한 해역에서 더 깊이 침투하는 현상은 대기 기

원의 염화불화탄소(CFCs)가 해양에서 분포하는 비슷한 형태와 서로 일치하는데(Willey et al., 2004), 이는 인위적인 탄소를 표층에서 수온약층과 심해로 운반하는데 수 십 년에서 수 세기가 걸린다는 것을 입증해준다. 북대서양과 남빙양의 아남극 지역에서 더 깊은 수심까지 탄소가 침투하는 것은 그림 5.3에 보인 열함량의 변화를 통해서도 관찰된다. 아열대환류들에서 많은 인위적인 탄소의 저장량이 관찰되는 것은 모드수가 형성되는 지역에서부터 더 낮은 위도대로 탄소가 수평 수송되기 때문이다(그림 5.10).

순 CO<sub>2</sub> 배출량 중에서 해양에 의해 흡수된 비율(흡수 비율)은 1750~1994년( $42\% \pm 7\%$ )에 비하여 1980~2005년( $37\%$



**그림 5.11.** 1994년 현재의 인위적 탄소의 평균농도( $\mu\text{mol}/\text{yr}$ , Sabine et al., 2004b). (a) 태평양과 인도양 및 (b) 대서양에 대한 평균. 인위적 탄소의 계산에 대해서는 그림 5.10과 본문(5.4절)에서 설명되었다.

$\pm 7\%$ ) 동안에 더 낮았을 가능성이 있다. 그러나 이 추정치의 불확실성은 추정치간의 차이보다 더 크다(표 5.1). 순 CO<sub>2</sub> 배출량은 대기 중의 CO<sub>2</sub> 농도에 영향을 미치는 모든 배출을 포함한다(즉, 화석연료의 연소와 시멘트 생산, 토지이용변경, 육상생물권의 반응으로부터 나오는 배출). 이 배출량은 대기와 해양에서 증가된 CO<sub>2</sub>의 합과 동일하다. 대기 중의 CO<sub>2</sub>는 관측에 의해 잘 평가되므로 순 CO<sub>2</sub> 배출량의 불확실성은 해양의 CO<sub>2</sub> 증가량의 불확실성과 거의 같다. 해양의 흡수 비율의 감소는 해양의 CO<sub>2</sub> 흡수가 표층에서 심해로 향하는 인위적인 탄소의 수송속도에 의해 제한된다는 사실과 또한 CO<sub>2</sub> 농도가 증가함에 따라 해수의 CO<sub>2</sub> 흡수 능력이 감소하는 탄소화학의 비선형성과도 합치될 것이다(Sarmiento et al., 1995).

#### 5.4.2.3 이산화탄소에 의한 해양 산성화

해양에 의한 인위적 탄소의 흡수는 해양의 화학적 평형을 바꾼다. 용존 CO<sub>2</sub>는 약산성을 띤다. CO<sub>2</sub>가 증가함에 따라 pH는 감소한다. 즉, 해양은 더 산성화된다. 해양의 pH는 DIC와 알칼리도의 측정에 의해 계산 가능하다. 1750~1994년 사이에 인위적 탄소의 흡수 추정치로부터 전지구 해양표층의 pH가 0.1 만큼 감소했음이 계산되었다(Sabin et al., 2004b; Raven et al., 2005). 가장 작은 감소(0.06)는 열대 해역과 아열대 해역이었고 가장 큰 감소(0.12)는 고위도 해역이었으며 이는 저위도에 비해 고위도 해역이 낮은 완충용량을 가지는 사실과 일치한다. 표층해수의 평균 pH 농도는 외해에서 7.9~8.3의 범위에 있기 때문에 이러한 감소 이후에도 해양은 여전히 알칼리성 상태에 있다(pH 7). 참고로 pH는 빙하기 동안 0.1 더 높았었으며 지난 3억년 동안 산업혁명 이전의 pH 밑으로 0.6 이상 내려갔던 증거도 없다(Caldeira and Wickett, 2003). 알칼리도와 수온이 일정하다고 가정하면 해양 pH의 0.1 감소는 해수중 수소이온 농도의 30% 증가와 맞먹는다. 표층수온의 변화는 0.01 이하의 추가적인 pH 감소를 유발할 수 있었을 것이다. 인간 활동이 pH에 미치는 영향에 대한 계산 결과는 10년당 0.02의 pH 감소가 관측된 시계열 정점의 결과와 서로 일치한다(그림 5.9). 시계열 정점에서 얻어진 결과는 인위적 탄소의 증가뿐만 아니라 국지적인 물리 및 생물학적 변동에 의한 다른 변화들도 포함한다. pH의 변화가 해양생물에 미치는 영향에 대해서는 별로 알려진 바가 없다(7.3.4절과 박스 7.3 참조).

#### 5.4.2.4 탄산염족의 변화

인위적인 탄소의 흡수는 CO<sub>2</sub>의 주입을 통하여 나타나는 데, 탄산염족의 분포에 변이를 가져온다(즉, CO<sub>2</sub>, 탄산염, 중

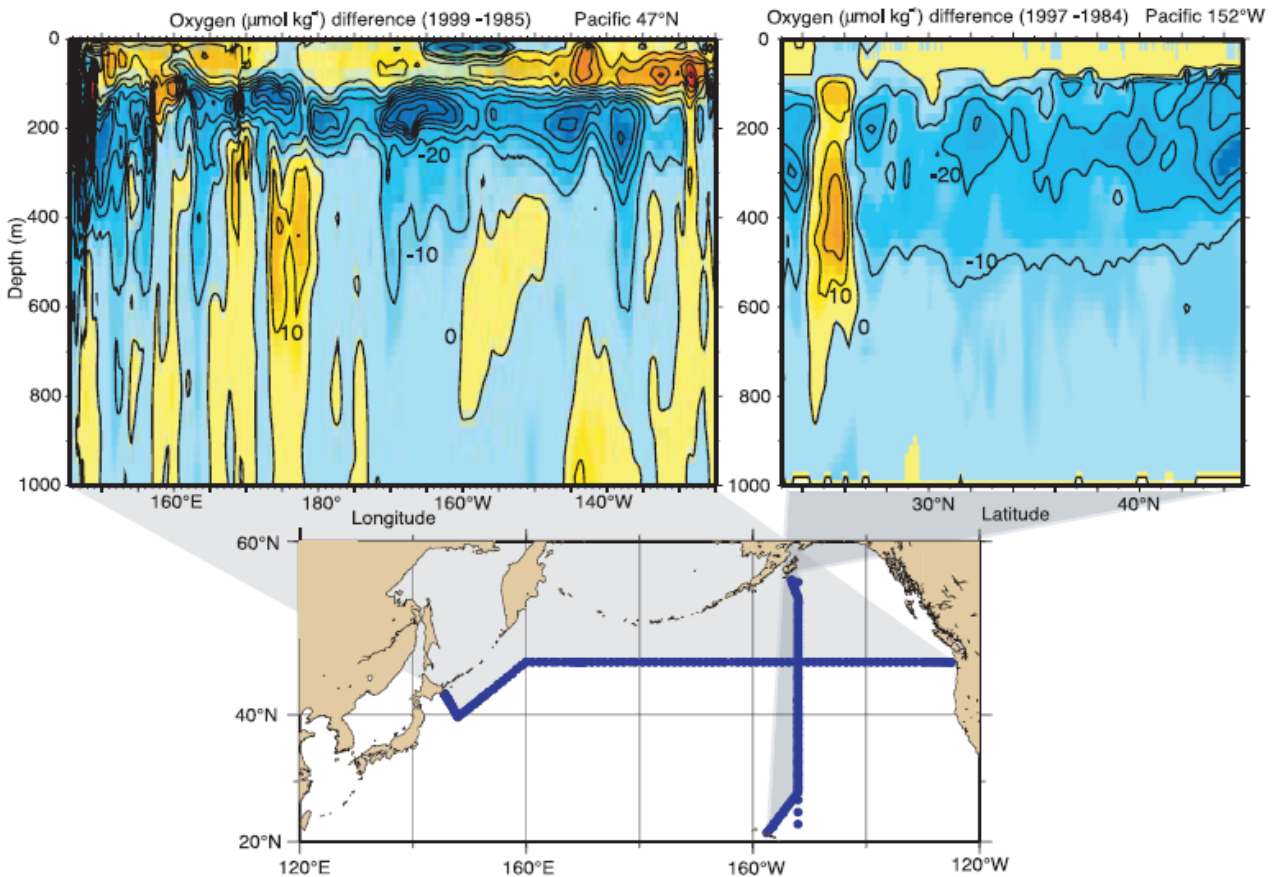
탄산염 사이의 균형). 특히 탄산염에 대한 이용 가능성은 해양이 흡수할 수 있는 최대 CO<sub>2</sub> 양을 조절하기 때문에 중요하다. 해양생물은 방해석과 아라고나이트(두 가지 모두 탄산칼슘(CaCO<sub>3</sub>)으로 구성됨) 껍질을 만들기 위하여 탄산염을 이용한다. 현재 표층해양은 방해석과 아라고나이트가 모두 과포화 되어 있으나, '포화수준면'이라고 부르는 어떤 수심 아래로는 포화되어 있지 않다. 불포화가 시작되는 수심은 고위도의 일부 해역과 인도양의 200m부터 대서양의 3,500m에 이르기까지 다양하게 변한다. 탄산칼슘은 방해석 또는 아라고나이트의 포화수준면 아래로 침강하거나 생물 활동의 작용에 의하여 용해된다.

아라고나이트의 포화 수준이 알아지는 현상은 해수의 알칼리도와 DIC 및 산소 측정에 의하여 모든 대양 분지에서 관찰되었다(Feely and Chen, 1982; Feely et al., 2002; Sabine et al., 2002; Sarma et al., 2002). 이러한 징후의 크기와 방향은 모든 해역에서 인위적인 탄소의 흡수와 일치했으며, 또한 잠재적으로 해양순환, 수온, 생물활동의 변화도 소규모로 이런 현상에 기여했다. Feely et al.(2004)은 인위적인 탄소의 흡수만으로 대서양 동부(50°S~15°N), 북태평양, 인도양 북부에서 1750~1994년 사이에 아라고나이트 포화수준면이 30~200m 정도까지, 그리고 태평양(20°N 이북)에서는 방해석 포화수준면이 40~100m 정도까지 알아지게 했음을 계산했다. 이 계산은 Sabine et al.(2004a)이 세계 해양에서 편집된 생지화학 자료와 탄산염 화학방정식을 이용하여 추정된 인위적인 DIC 증가에 기초하고 있다. 더 나아가 1970~1990년 사이에 아라고나이트 포화수준면의 깊이에서 총 알칼리도(탄산염과 중탄산염에 의하여 주로 조절됨)의 증가가 보고되었다(Sarma et al., 2002). 이러한 결과들은 아라고나이트 포화수준면이 알아진 결과로써 CaCO<sub>3</sub> 용해도가 증가한다는 계산 결과와 일치하지만, 아직 그 원인은 확실하지 않다. 고위도 특히 남빙양에서 탄산염 감소는 현재의 포화수준면이 다른 분지보다 해표면에 더 가깝기 때문에 해양생태계에 영향을 줄 수도 있다(Orr et al., 2005; 7.3.4절 참조).

#### 5.4.3 산소

대략 1970년대 초기와 1990년대 말 사이, 혹은 그 이후에도 북태평양과 남태평양, 북대서양, 남인도양에서 반복 관측된 여러 단면들에서 수온약층(약 100~1000m)에서 O<sub>2</sub> 농도의 감소가 관측되어졌다(그림 5.12; Emerson et al.(2004)의 요약표와 5.3절 참조). 5.3절은 O<sub>2</sub> 감소에 대한 많은 결과들을 보여주며 이는 5.4절의 전체적인 내용과 일치한다. 알려진 O<sub>2</sub> 농도의 감소범위는 0.1~6 μmol/kg/yr 에 이르며  $\pm 2 \mu$





**그림 5.12.** 북태평양에서 두 개의 단면을 따른 산소농도( $\mu\text{mol}/\text{kg}$ ) 변화(아래 그림의 지도 참조). 상단 왼쪽 그림: 47°N을 따른 차이(1999~1985년). 상단 오른쪽 그림: 152°W에서의 차이(1997~1984년). 파란색은 시간에 따른 산소의 감소를 나타내며, 노란색은 증가를 나타낸다. 밀도를 연직 좌표로 사용하여 차이를 구했다. *Deutsch et al.(2005)*에 의함.

mol/kg/yr 의 10년 주기 변동이 중첩되어 있다(Ono et al. 2001; Andreev and Watanabe, 2002). 기존의 발표된 모든 연구에서  $\text{O}_2$  감소 관측결과는 주로 해양순환의 변화로 인해 야기되며 약간은 유기물질의 침강으로부터 오는 산소요구율의 변화에 의한 것으로 나타났다. 몇몇 연구에서는 CFC 겉보기 연령의 변화를 추정함으로써 해양순환의 변화가 기여하는 부분을 정량적으로 밝혔다(Doney et al., 1998; Watanabe et al., 2001; Mecking et al., 2006). 거의 모든 경우에  $\text{O}_2$ 의 감소는 중층수의 갱신률이 감소된 결과로 인한 CFC의 겉보기 연령의 증가로서 전적으로 설명될 수 있었다. 생물학적 과정의 변화들은 단지 캘리포니아 연안에서만 중요했으며 방법상 도입된 가정들로부터 초래될 수도 있다(Mecking et al., 2006).

최근의  $\text{O}_2$  농도 변화가 추세를 나타내는지 또는 변동성을 나타내는지 불명확하다. 인도양의 최근 자료에서는 1987~2002년 사이에 남인도양에서 이전의 수십 년 동안 관측된  $\text{O}_2$  감소와 비슷한 크기로  $\text{O}_2$  감소가 역전된 현상을 보여주었다(McDonagh et al., 2005). 북대서양에서의 변동은 어떤 잠재적인 추세도 가리우기에 충분히 큰 십년 시간규모

로 관측되어졌다(Johnson and Gruber, 2007).

1956~1998년 기간에 530,000 개의 전세계 산소 연직관측 자료들을 분석한 결과, 전세계 해양의 상층 100m에서 산소 농도에 뚜렷한 추세가 없이  $\pm 0.5 \mu\text{mol}/\text{kg}$  크기의 십년 변동 특성이 있음이 관측되었다. 그러나 표층 부근의  $\text{O}_2$  농도 변화는 해석하기가 어려운데 생물학적인 활동의 변화나 중층수로부터  $\text{O}_2$ 의 물리적인 수송의 변화, 또는 수온과 염분의 변화 등에 의해 야기되어질 수 있기 때문이다. 초기의 측정값들에서 신뢰성이 좀 떨어지며 또 보고된 변화들이 이미 알려진 과정들에 의해 잘 설명되지 못하기 때문에 표층  $\text{O}_2$ 에서 장기적인 추세의 부재가 사실적인지 아닌지는 언급할 수 없다.

#### 5.4.4 영양염

영양염의 농도 변화는 탄소순환에 영향 미치는 물리적 및 생물학적인 과정에 대해 그것들이 변화하는 정보를 제공할 수 있으며 잠재적으로는 해양생물의 대규모적인 변화에 대한 지시자로서 사용될 수 있을 것이다. 그러나 단지 일부의

연구에서만 무기 영양염 농도의 십년 주기 변화에 대해 다루었다. 지난 20년간 북태평양에서는 질산염과 아질산염의 합한 농도(N) 그리고 인이 표층에서 감소하였고(Freeland et al., 1997; Watanabe et al., 2005), 표층 아래에서는 증가했다(Emerson et al., 2001; Ono et al., 2001; Keller et al., 2002). 영양염의 변화는 모든 대양의 심해에서 관측되었으나 현재 취급 가능한 관측 자료들로부터는 별 뚜렷한 패턴이 나타나지 않는다. Pahlow and Riebesell(2000)은 북태평양과 대서양에서 영양염 비의 변화를 발견했고 남태평양에서는 별 뚜렷한 변화가 없음을 알았다. Keller et al.(2002)은 Pahlow and Riebesell이 더 긴 자료를 가지고 한 연구 결과와는 반대로 1970~1990년 사이에 북태평양 1,050m 수심에서 O<sub>2</sub>의 증가와 연관한 N의 감소를 관측하였다. 같은 자료집을 전세계 해양으로 확장하여 분석한 결과, 영양염 비에 지역적으로 큰 변화가 관측되었는데(Li and Peng, 2002), 분지구도의 패턴에 상호간의 일관성은 없었다. 심해에서의 영양염 관측에 따르는 불확실성이 영양염의 변화에 일관성이 결여되는 이유일 수 있다. 부정확성의 근본 요인으로서 제한된 횡수의 관측 자료와 서로 다른 시기에 서로 다른 방법으로 측정된 자료들 간의 호환성의 결여 문제가 들어간다.

몇몇 경우에 영양염 관측치의 추세는 수온약층 환기의 변화나 생물활동의 변화로 설명될 수 있으나(Pahlow and Riebesell, 2000; Emerson et al., 2001), 다른 경우들에는 대부분 수온약층의 환기가 약화됨과 일치한다(Freeland et al., 1997; Ono et al., 2001; Watanabe et al., 2005). 그러므로 비록 생물 활동의 변화를 배제할 수는 없지만, 밝혀진 추세들은 모두 변화의 관측결과에 대한 물리적인 설명과 서로 일치한다.

표층 혼합의 감소가 표층 영양염의 농도 감소로 이어지는 것처럼 표층 영양염의 농도는 표층 혼합에 의해서도 영향을 받을 수 있다. 표층 수온과 염분의 변화들(5.2.3절과 5.3절 참조)은 표층 혼합의 변화에 대한 지시자가 된다(7.3.4.3절 참조). 태평양 대부분 지역에서 표층의 온난화와 저염화는 같은 방향으로 작용하여 혼합의 감소에 기여했으며(그림 5.2와 5.5) 이는 지역적인 관측결과와 일치한다(Freeland et al., 1997; Watanabe et al., 2005). 대서양과 인도양에서 수온과 염분추세는 일반적으로 서로 반대 방향으로 작용하며 혼합의 지역적인 변화 정도는 정량적으로 밝혀지지 못했다.

#### 5.4.5 해양 생지화학에 관련된 생물학적인 변화들

생물학적인 활동의 변화들은 탄소순환에 있어서 중요한 부분을 차지하지만 전지구적인 규모에서 정량화하기란 쉽지

않다. 해양의 제거 일차생산(표층에서 생산된 총 일차생산량 중 호흡 과정에 사용되지 않고 심해로 제거되는 생산량)은 탄소의 순환에 가장 크게 영향 미치는 생물학적인 과정이다. 이와 같은 제거 생산량과 호흡의 변화에 대해 전지구적인 관측자료는 없지만, 일차생산에 대해 그 변화를 추정함으로써 부분적으로 정보를 얻을 수 있다. 두 개의 위성에서 얻은 클로로필 자료의 비교에 근거해서 1980년대 초와 1990년대 말 사이에 전세계 해양에서 일차 생산이 약 6% 감소한 것으로 추정되었다(Gregg et al., 2003). 이 추정치에서 그 오차는 상당히 클 것으로 여겨지는데 왜냐하면 두 개의 서로 다른 센서에서 얻은 자료들을 비교하는 것에 기초하고 있기 때문이다. 그럼에도 불구하고 생물학적인 생산이 주로 중층수로부터의 영양염 유입에 의해 조절되어지고 있는 점과 중층수의 갱신이, O<sub>2</sub>의 감소에서도 시사되는 바와 같이, 이 기간 동안 약화되어 온 관측 사실을 함께 고려하면 이정도 크기의 생물학적인 플럭스의 변화는 받아들일 수 있는 값이다. 플랑크톤 생체량의 천이와 변화추세가 북대서양(예: Beaugrand and Reid, 2003)과 북태평양(Karl, 1999; Chavez et al., 2003) 및 남인도양(Hirawake et al., 2005) 등에서 관측되었는데 그 공간적 및 시간적인 조사 범위는 제한적이다. 해양생태계의 변화나 용존 유기물의 변화가 기후에 미칠 수 있는 잠재적 영향에 대해서는 7.3.4절에서 논의하며 기후가 해양생태계에 미치는 영향에 대해서는 제2실무그룹이 IPCC 제4차 평가보고서를 위해 기술한 4장에서 논의한다.

#### 5.4.6 물리적인 변화와의 일관성

비록 여러 가지 변화의 폭과 그 변화에 대한 물리적 과정들이 그렇게 잘 알려져 있지는 않지만 기후변동이 자연적 및 인위적인 DIC의 해양내 함유량과 대기-해양간의 CO<sub>2</sub> 플럭스에 영향 미친다는 사실은 명확하게 정립되어 있다. 해양에서 탄소순환의 변동성은 엘니뇨 사건과 PDO(Feely et al., 1999; Takahashi et al., 2006), NAO(Bates et al., 2002; Johnson과 Gruber, 2007)와 같은 주요한 기후변동 모드들과 연관된 물리적인 변화에 반응하여 관측되어졌다. 인위적인 CO<sub>2</sub>의 지역적인 저장 형태는 CFCs의 형태 및 열함량의 변화와 상호 일치되고 있다. 관측된 CO<sub>2</sub>와 DIC, pH 및 탄산염류의 추세는 주로 대기 중의 CO<sub>2</sub> 증가에 대한 해양의 반응으로 설명될 수 있다.

수온약층에서의 대규모적인 O<sub>2</sub> 함량 변화는 1970년대와 1990년대 말 사이에 관측되어졌다. 이러한 변화들은 밀도 기류의 변화나 걸보기 CFC 연령의 변화에 의해 확인되는 바와 같이 표층-중층간 해수 교환의 지역적인 변화와 모든 곳

## 자주 묻는 질문(FAQ) 5.1 해수면은 상승하고 있는가?

그렇다. AD 0년과 AD 1900년 사이에 전지구해수면이 미세하게 변화한 시기 이후 20세기 들어 점진적으로 상승했고 현재에는 더 증가된 속도로 상승하고 있다는 강력한 증거가 있다. 해수면은 금세기 중에 훨씬 더 큰 상승률로 상승할 것으로 예측된다. 전지구해수면 상승의 주요한 2가지 요인은 해양의 열팽창(온도가 올라감에 따라 물이 팽창하는 것)과 더 늘어난 용해로 인한 육상 빙하의 손실이다.

전지구적으로 해수면은 최종 빙하기(거의 21,000년 전)가 끝나면서 수 천 년 동안 약 120m 정도 상승했고, 3000년과 2000년 전 사이에 안정화 되었다. 해수면 지시 인자들은 그때부터 19세기 말까지 전지구해수면이 그다지 변하지 않았음을 시사한다. 기기를 통한 현대해수면 변화기록은 해수면 상승이 19세기 중에 시작된 증거를 보여준다. 20세기에 대한 추정값은 전지구평균해수면이 약 1.7mm/yr의 율로 상승한 것을 나타낸다.

인공위성 관측은 1990년대 초 이후로 이용할 수 있게 되었으며 거의 전지구적인 범위로 좀 더 정확한 해수면 자료를 제공한다. 10여 년간의 이 인공위성 고도측정자료는 1993년 이래로 해수면이 이전 반세기 동안의 평균치보다 상당히 더 높은 상승률인 약 3mm/yr의 율로 상승해 왔음을 보여준다. 연안에서의 검조기 측정결과들이 이 관측결과를 확증해주며, 이전 몇 십 년간 이와 비슷한 율의 상승이 있었음을 나타낸다.

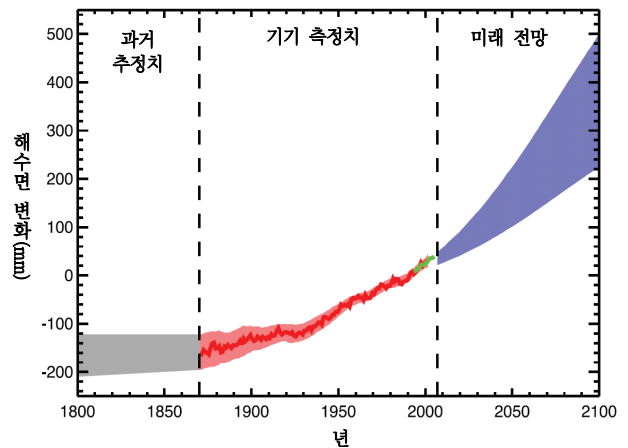
기후모델 결과와 마찬가지로 인공위성 자료와 해양관측 결과들은 해수면의 상승이 전 세계적으로 균일하지 않음을 보여준다. 어떤 지역에서는 해수면 상승률이 지구 평균의 몇 배에 달하며, 또 다른 지역에서는 해수면이 하강한다. 해수면 변화율의 실제적인 공간변동 또한 해양관측 자료들로부터 얻어진다. 해수면 상승률의 공간적 변동성은 대부분 수온과 염분의 균일하지 않은 변화에 기인하며 해양순환의 변화와 관계된다.

거의 전지구적인 해양수온 데이터셋이 최근에 이용 가능하게 됨으로써 열팽창을 직접 계산하여 구할 수 있게 되었다. 1961~2003년 기간에 걸쳐 평균적으로 열팽창이 해수면 상승 관측치의 약 1/4 정도를 기여했으며, 반면 육빙의 용해에 의한 것은 절반 이하였다고 믿어진다. 그래서 IPCC 제3차 평가보고서에서 보고한 것처럼 이 기간 동안 해수면

상승의 전체 크기가 그러한 자료들로 만족스럽게 설명되지 는 못했다.

관측시스템이 훨씬 더 발달한 최근 몇 년 동안(1993~2003년) 비록 추정치에 약간의 불확실성은 있지만 열팽창과 육빙의 용해는 관측된 해수면 상승의 약 반 정도씩을 각각 설명한다.

해수면 상승의 관측치와 열팽창과 육빙 손실량의 합계가 최근 몇 년간 받아들일 만한 정도의 수준에서 서로 일치해 보임으로써 비교적 잘 알려져 있지 못한 육빙의 물 저장량 변화의 크기에 대해 그 상한값을 제시해 준다. 모델 결과들은 육빙의 물 저장량에서 기후성 변화에 의한 아무런 순 추세도 나타내 보이지 않으나 큰 경년변동과 십년 주기 변동들이 존재한다. 그러나 최근의 1993년~2003년 기간에서 해수면 상승 관측치와 알려진 요인들의 합계 사이에 작은 차이가 나는 것은 아마도 정량화되지 못한, 인간에 의해 유발되는 과정들 때문일 것이다(즉, 지하수 사용, 저수지의 물 저장, 습지대의 배수 그리고 삼림벌채).



FAQ 5.1, 그림 1. 과거의 전지구평균해수면의 시계열(1980~1999년 평균으로부터의 편차)과 미래에 대한 전망. 1870년 이전 기간에 대해서는 전지구해수면 측정자료가 가용하지 않다. 회색 음영부는 추정된 장기 해수면 변화율의 불확실성을 나타낸다(6.4.3절). 빨간색 선은 검조 자료로부터 전지구평균해수면을 재구성한 것이며(5.5.2.1절) 빨간색 음영부는 곡선으로부터의 변동 범위를 표시한다. 녹색 선은 위성 고도계로 관측한 전지구평균해수면을 보여준다. 파란색 음영부는 1980~1999년의 평균을 기준으로 하여 21세기에 대한 SRES A1B 시나리오 하에서의 모델 전망치 범위를 대표적으로 나타내며 관측과는 별도로 계산되어졌다. 2100년 이후에는 전망치들이 배출시나리오에 더욱 의존적이 된다(이 보고서에서 고찰한 다른 시나리오들에 대한 해수면 상승 전망 토의에 관해서는 제10장 참조). 수 세기나 수 천 년에 걸친 해수면 상승은 수 미터에 이를 수 있다(10.7.4절).



전지구 해수면은 1961~2003년 동안보다 21세기 동안에 더 큰 상승률로 상승할 것으로 전망된다. 예를 들면, 배출 시나리오에 관한 IPCC 특별보고서(SRES)의 A1B 시나리오 하에서 2090년대 중반에는 전지구 해수면이 1990년 수준보다 0.22~0.44m 더 높게 도달하며 약 4mm/yr의 율로 상승한다. 과거에서와 마찬가지로 미래의 해수면 변화는 지역적으로 일정하지 않을 것이다. 대표적인 모델 전망에서는 지역적인 해수면 변화가 평균치의 약  $\pm 0.15\text{m}$  이내에서 변할 것으로 보고 있다. 열팽창은 평균 상승의 반 이상을 기여할 것으로 전망되나, 세기가 진행될수록 육빙의 질량 손실이

더욱 더 급속히 일어날 것이다. 중요한 불확실성 한 가지는 근래에 관측되어온 바와 같이 빙하의 흐름이 가속화되는 결과로서 빙상에서부터 빙하의 배출이 계속적으로 증가할 것인지 여부이다. 이것은 해수면의 상승량을 더 증가시키겠지만, 얼마나 더 상승시킬 것인가에 대해서는 그에 관한 과정들을 잘 알지 못하기 때문에 신뢰성 있는 정량적인 전망은 할 수 없다.

그림 1은 과거의 전지구평균해수면의 상승과 21세기에 대한 SRES A1B 시나리오의 전망을 보여준다.

에서 상호 일치한다. 그럼에도 불구하고 해양생물의 변화가 미치는 영향을 배재할 수는 없다. 현재의 가용한 자료들로부터  $\text{O}_2$ 의 변화가 자연적 변동성에 의한 것인지 아니면 미래에도 지속될 수 있는 추세인지를 분별하기는 불충분하다. 하지만 이들은 대규모적인 해양의 물리적 변화가 자연적인 생지화학 순환에 영향을 미치고 그럼으로써 해양순환의 변화가 미래에도 지속되는 한  $\text{O}_2$ 와  $\text{CO}_2$ 의 순환이 변화를 계속해 나갈 가능성이 있음을 나타낸다.

## 5.5 해수면 변화

### 5.5.1 서론

오늘날의 해수면 변화에 대하여는 해안지역과 도서에 거주하고 있는 사람들에게 미칠 수 있는 그 잠재적 영향 때문에 상당히 주목받는다. 이 절은 최근 10년부터 지난 1세기까지의 시간 범위에 걸쳐 전지구적 및 지역적인 해수면 변동에 대하여 초점을 맞추었다. 이전 세기들의 해수면 변화에 관하여는 5.5.2.4절에서 간략히 토의하며 이전 천 년에 걸친 변화는 6.4.3절에서 논의한다.

지구시스템에서 몇몇 비선형적으로 결합된 성분 요소들의 과정들이 해수면의 변화에 기여하며 이러한 과정들을 이해하는 데에는 고도의 학제적인 노력이 필요하다. 10년 시간 규모와 그 이상의 시간상에서 전지구 평균해수면의 변화는 전세계 해양의 해수 체적을 변화시키는 두 개의 주요한 과정에서 생기는데, 대부분 최근의 기후변화와 관계가 되며 i) 열팽창(5.5.3절)과 ii) 해양과 다른 저장고들 사이의 물 교환(빙하, 만년빙, 빙상, 그 외의 육지 물 저장고-육지 수문의 인위적인 변화도 포함하여; 5.5.5절)이 해당된다. 이러한 모

든 과정은 전지구 평균값의 변화뿐만 아니라 지리적으로 불균일한 해수면의 변화(5.5.4절)도 야기한다. 몇몇 해양학적인 요소들 또한 지역적인 규모에서 해수면에 영향을 미치는데(예를 들면 해양 순환이나 대기압의 변화), 반면 전지구 평균을 변화시키는 데에는 거의 기여하지 못한다. 빙하에 의한 지각평형조정(Glacial Isostatic Adjustment : GIA)이나 지각변동, 침강과 퇴적작용 등으로 인한 수직적인 육지 이동은 지역적인 해수면 측정에 영향을 준다. 그러나 해수의 체적을 변화시키지는 않는다. 그럼에도 불구하고 이러한 요소들은 해수를 담고 있는 해양분지의 모양을 바꾸어서 그 용적을 변하게 함으로써 전지구평균해수면에 영향을 미친다.

오늘날의 해수면 변화에 대한 측정방법은 검조기에 의한 방법과 인공위성을 이용한 해수면 고도측정법의 서로 다른 두 가지 기법이 있다(5.5.2절). 검조기는 그것이 설치되어있는 지점에 대한 해수면의 변동을 제공한다. 해수의 체적과 그 외의 다른 해양학적인 변화에 의한 해수면 변화의 신호만을 뽑아내기 위하여는 검조기의 측정치로부터 육지의 운동을 제거할 필요가 있다. GIA에 관계된 육지의 운동은 전지구적인 지구역학 모델들에서 모의할 수 있다. 그 외의 다른 육지 운동에 대하여는 근처에 적절한 측지자료나 지질학적인 자료가 있지 않는 한 일반적으로는 그 추정이 가능하지 않은데 보통은 그러한 자료가 없다. 그러나 검조기 지점을 면밀히 조사하여 주된 지각활동을 나타내는 기록들을 버리고 선택한 모든 검조자료를 평균함으로써 전지구 해수면을 추정하는데 불확실성을 극소화할 수 있다. 인공위성에 의한 해수면 고도측정법에 기초하는 해수면 변화는 지구의 질량중심을 기준으로 측정된다. 따라서 GIA로부터 오는 대규모적인 해양 분지의 변형에 의한 작은 성분을 제외하고는 육지의 운동에 의해 왜곡되지 않는다.

TAR의 해수면 변화에 관한 장에서는 20세기의 해수면 상

승에 대하여 주로 모델에 근거하여 기후의 기여율과 그 외 다른 인위적인 기여에 대한 추정치를 제공하였다(Church et al., 2001). 이 기여율의 합계는 -0.8~2.2 mm/yr 의 범위에 이르며 평균값은 0.7 mm/yr 이었는데, 그 불확실성의 대부분은 인간 활동에 의한 육수 변화의 정보가 부족한 데에 기인했다. 관측된 20세기의 해수면 상승에 대해서 검조기 기록에 근거하여 Church et al.(2001)은 최적 추정값으로 1~2 mm/yr 범위의 값을 채택했는데 이는 TAR에서 추산한 기후 관련 기여분의 2배 이상이 되는 값이다. 그러므로 해수면 상승을 유발시키는 과정이 과소평가 되었거나 또는 검조기로 관측된 해수면 상승률이 더 높은 값 쪽으로 편향된 것으로 나타났다.

TAR 이후로 많은 새로운 결과들이 발표되었다. 1990년대 초 이후 위성고도측정(TOPography EXperiment(TOPEX) /Poseidon and Jason)에 의한 전지구적 관측은 전지구해수면의 상승에 대한 추정을 향상시켰고, 대양의 해수면 변화가 지리적으로 복잡한 형태를 가지는 것을 밝혔다. 지난 50년 기간의 거의 전지구적 해양 수온자료가 최근 들어 이용 가능해졌기 때문에 지난 수 십 년의 해수면 상승에 대한 열팽창 기여도를 처음으로 관측에 근거하여 산정할 수 있게 되었다. 최근에는 빙하와 만년빙, 빙봉 등에 대한 다양한 관측으로부터 육빙이 해수면에 기여하는 정도를 더 양호하게 추산할 수 있게 되었다.

이번 절에서 우리는 오늘날의 해수면 상승에 대한 현재의 지식을 개괄한다. 먼저 관측을 통해 얻어진 결과들을 평가하고, 이러한 관측에 대해 기후변화와 그 밖의 다른 과정들의 관점에서 우리의 현재의 해석을 논하며, 해수면 수지에 대한 논의로 끝맺는다(5.5.6절).

## 5.5.2 해수면 변화의 관측

### 5.5.2.1 검조기자료 분석을 통한 20세기 해수면 상승

TAR는 PSMSL(Permanent Service for Mean Sea Level)의 데이터세트에 근거하여 20세기 해수면의 전지구적 및 지역적 추세에 대하여 몇 개의 추정치를 표11.9에 실었다(Woodworth와 Player, 2003). PSMSL의 데이터세트에는 가장 긴 해수면 기록이 북반구에서 출처하며 대양의 내부보다는 대부분 대륙의 해안선을 따라 위치하는 등, 지리적으로 편중되어 있다는 우려가 남아있다. 적은 개수(약 25개)이나 안정된 육지 지역에서 얻어진 양질의 검조 기록들에 기초하여 지난 70년간의 해수면 상승률이 1.8 mm/yr 로 평가되었고(Douglas, 2001; Peltier, 2001), Miller와 Douglas(2004)는 9개의 안정된 검조소들로부터 20세기의 해수면 상승률로 1.5~2.0

mm/yr 범위의 값을 얻었다. Holgate와 Woodworth(2004)는 177개 검조소를 13개 지역으로 나눈 자료에 근거하여 1948~2002년 기간 동안 전세계 해안선을 따라 평균한 해수면 변화율을  $1.7 \pm 0.4$  mm/yr 로 추정하였다. 아래에서 좀 더 논의하겠지만, Church et al.(2004)은 1950~2000년 동안의 전지구해수면 상승률을  $1.8 \pm 0.3$  mm/yr 로 정했으며 Church와 White(2006)는 20세기의 변화율을  $1.7 \pm 0.3$  mm/yr 로 정했다. 조위자료를 분석하여 얻은 전지구해수면 변화를 그림 5.13에 나타냈다. 위의 결과들을 고려하고 고도계자료(5.5.2.2절 참조)에 나타나는 바와 같이 근년에도 계속 더 높아지는 해수면 상승추세를 감안하여 우리는 1961~2003년까지의 해수면 상승률을  $1.8 \pm 0.5$  mm/yr 로, 그리고 20세기의 상승률을  $1.7 \pm 0.5$  mm/yr 로 평가한다.

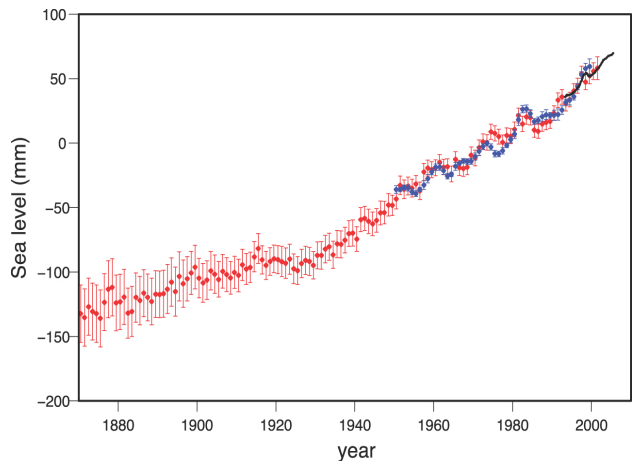


그림 5.13. 전지구평균해수면의 연평균(mm). 빨간색 곡선은 1870년 이후로 재구성된 해수면장을 나타낸다(Church and White(2006)로부터 갱신함); 파란색 곡선은 1950년 이후의 연안 검조기 측정치를 나타내며(Holgate and Woodworth, 2004) 검은색 곡선은 위성고도측정에 의한 것이다(Leuliette et al., 2004). 빨간색과 파란색 곡선은 1961~1990년까지 기간의 평균으로부터의 편차를 나타내고, 검은색 곡선은 1993~2001년 기간 동안의 빨간색 곡선의 평균으로부터의 편차를 나타낸다. 오차막대는 90% 신뢰구간을 나타낸다.

최근에 발표된 지난 수 십 년간의 해수면 상승 추정치들이 TAR의 추정치 범위 즉, 1~2 mm/yr 에 들어가는 반면, 최적 추정치는 1 mm/yr보다 2 mm/yr에 더 가깝다는 의견이 증가하고 있다. TAR에서 보고된 하한값은 국지적 및 지역적인 연구들로부터 나왔다. 국지적이고 지역적인 상승률은 아래에 언급하는 바와 같이 전지구 평균 상승률과는 다를 수 있다(5.5.2.5절 참조).

한 가지 중요한 쟁점은 검조기가 위치하는 육지나 해양의 수직적인 움직임에 대해 검조기록을 어떻게 보정하는가에 관한 것이다. GIA에 대해서는 모델들을 이용하여 검조기록의 추세들을 보정하지만 다른 시각 운동에 대해서는 보정하지 않고 있다. GIA의 보정 범위는 해당하는 빙상 가까운 곳



의 약 1mm/yr(또는 그 이상) 정도로부터 멀리 떨어진 곳에서는 수 십 분의 1 mm/yr에까지 이른다(예, Peltier, 2001). 검조자료에 기초하는 전지구평균해수면의 변화에서 GIA에 기인하는 오차는 0.15 mm/yr 로 평가된다. TAR에서는 GIA에 의한 운동이나 다른 지질학적인 과정들에 의한 것이나 관계없이 검조지점에서 지각의 수직이동 속도를 측정 가능하게 해줄 측지기술(특히 전지구위치시스템 : GPS)의 발전에 대하여 언급했다. 비록 몇몇 모델들의 검증, 특히 GIA 모델들에 대하여 검증이 이루어져 왔으나 단기적인 자료의 문제점을 포함하여 그러한 기술들을 활용하여 체계적으로 해결해야 할 문제점들이 아직 남아있다.

### 5.5.2.2 위성 고도계자료 분석을 통한 지난 십 년 동안의 해수면 변화

1992년 이후로 TOPEX/Poseidon(T/P)과 Jason 위성에서 측정된 고도계 관측자료를 평균함으로써 66°S에서부터 66°N 범위까지 10일 간격으로 전지구평균해수면을 계산할 수 있게 되었다(Nerem and Mitchum, 2001). 매 10일 간격의 전지구평균해수면 추정치의 정확도는 약 5 mm이다, 고도계 결과에 대한 수많은 논문들(Cazenave and Nerem(2004)의 문헌 검토 참조)은 1993~2003년까지 현재의 해수면 상승률이  $3.1 \pm 0.7$  mm/yr 임을 나타낸다(Cazenave and Nerem, 2004; Leuliette et al., 2004; 그림 5.14). 해수면 상승률 중 3 mm/yr 의 상당한 부분은 남빙양에서의 해수면 변화에 의한 것으로 나타났다(Cabanes et al., 2001).

평균해수면 변화를 계산하는데 필요한 정확도를 위해서는 고도측정시스템의 최대 성능 발휘를 요한다. 따라서 장비를

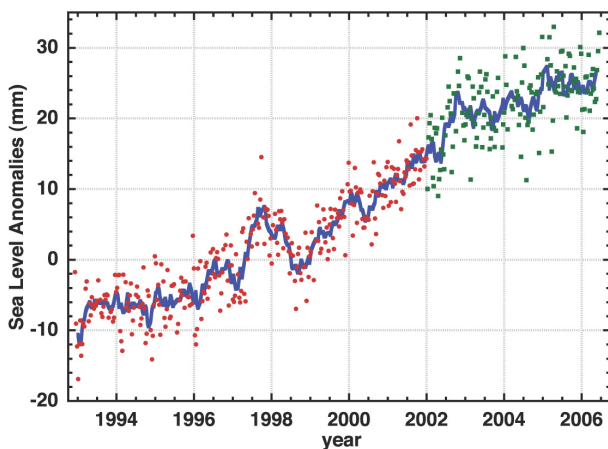


그림 5.14. 1993년 1월부터 2005년 10월까지 위성 고도계자료로부터 계산한 전지구평균해수면 변동(1993~2001년 중반까지의 평균값에 대한 차이). 65°S에서 65°N 구간까지 평균했으며 점들은 10일 간격의 추정치들이다(빨간색은 TOPEX/Poseidon 위성, 녹색은 Jason 위성의 관측에 의한). 파란색 실선은 60일 평균으로 평활화한 결과를 나타낸다. Cazenave와 Nerem(2004)과 Leuliette et al.(2004)으로부터 갱신함.

정밀하게 보정하는 것을 확실히 하도록 주의를 기울여야만 한다. 검조자료를 이용한 보정법(Mitchum, 2000)은 고도계 장비, 위성의 궤도, 관측자료의 교정 그리고 궁극적으로는 최종의 해수면 자료에서 나타날 수 있는 문제점들을 진단해 준다. 검조기 보정법을 이용하여 고도계 장비 오류값을 결정짓는데 따르는 오차는 현재 약 0.4 mm/yr 로 추정되며, 이는 거의 다 검조소의 지각 수직운동에 대한 정보 오류로부터 발생한다(Mitchum, 2000).

고도계에 기반한 해수면 측정은 GIA에 의한 전지구 해양 분지의 체적의 변화까지 포함한다. 고도계 위성에 의해 측정된 해양 영역상의 값들을 평균할 때 이 효과는 0.15 mm/yr 의 불확실성과 함께 해수면 변화에 있어 -0.3 mm/yr 에 가까운 값을 만들어낸다(Peltier, 2001). 해양(해수)의 체적변화에 의한 기여율만을 얻기 위해서 고도계에서 유도된 전지구 평균해수면에서 이 수를 제한다.

T/P로부터 관측된 해면고도를 이용하여 해수면 변화의 지리적인 분포를 도시하는 것이 가능하다(그림 5.15a). 비록 연안역의 해수면 변화에 나타나는 지역적인 변동에 대해 검조자료 분석을 통해 보고된 바는 있으나(예, Douglas, 1992; Lambeck, 2002), 전지구 범위에서 얻어지는 위성 고도계 자료는 지역에 따라 전지구 평균의 약 5배에 해당하는 해수면 변화율을 나타내는 등 외해에서의 해수면 변화가 균일하지 않다는 명백한 증거를 제시해 준다. 지난 십년 동안 해수면 상승은 ENSO와 관련된 경년변동성이 큰 서태평양과 동인도양에서 가장 높게 나타나고 있다. 또한, 걸프스트림 지역을 제외하고 대서양의 대부분 해역에서 지난 10년 동안 해수면이 상승한 것으로 보인다. 전지구평균해수면이 상승함에도 불구하고 그림 5.15a에서는 동태평양과 서인도양 등 몇몇 해역에서 해수면이 내려간 것을 보여준다. 이러한 공간적인 형태는 장기적인 추세보다는 아마도 10년 주기 변동성을 반영하는 듯하다. 1993~2003년 기간에 고도계로부터 얻어진 해수면자료에 대한 경험직교함수(EOF) 분석은 1997~1998년 엘니뇨에 크게 영향 받은 것으로 나타나며, 주요 모드의 공간적인 형태는 해수면 변동추세의 공간분포도와 매우 유사하다(예, Nerem et al., 1999).

### 5.5.2.3 인공위성 고도계와 검조자료에 근거한 지난 50년간 해수면 변화의 재구성

거의 전지구적인 관측범위를 가지는 위성고도계 자료와 더 길지만 공간적으로는 성긴 검조기록을 결합함으로써 과거의 해수면 장을 재구성하려는 연구가 시도되어졌다(Chambers et al., 2002; Church et al., 2004). 이러한 해수면 재구성은 해수면 변동의 EOF 주성분을 결정짓기 위하여 짧

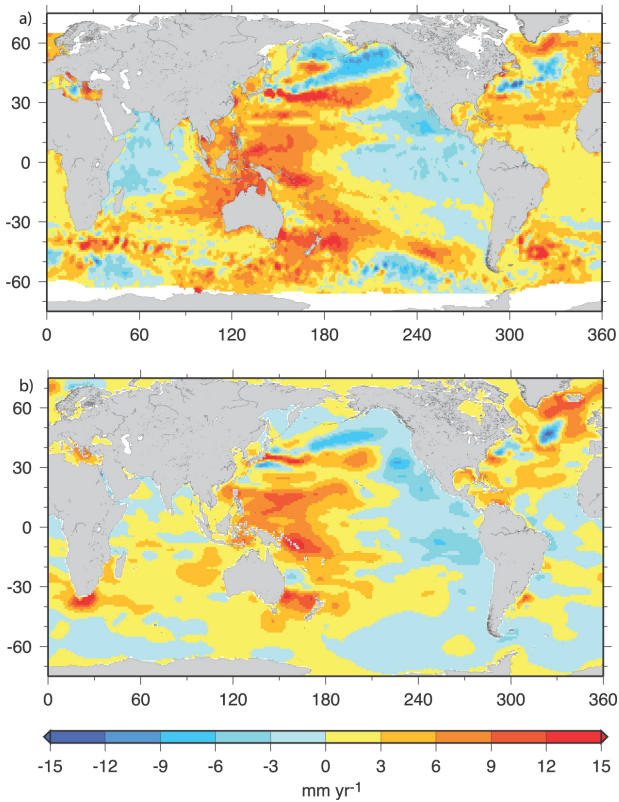


그림 5.15. (a) TOPEX/Poseidon 위성 고도계자료에 기초하여 1993~2003년 기간에 대해 추정된 평균해수면의 단기 선형추세의 지리적 분포(Cazenave and Nerem(2004)으로부터 갱신함)와(b) 1993~2003년 기간에 대한 열팽창(mm/yr)의 선형추세의 지리적 분포(Ishii et al.(2006)의 수심 700m까지의 수온자료에 기초함).

은 기간의 고도계기록을 사용하며 시간에 따른 EOF 진폭의 변화를 추정하기 위하여 검조자료를 사용한다. 이 방법은 10년간 해수면 변동 추세의 지리적인 패턴이 경년변동성에서 나타나는 변동패턴을 중첩함으로써 보여질 수 있다고 가정하였다. 그림 5.13에서 보인 1870~2000년까지 기간의 해수면이 이와 같은 접근법에 기초한 것이다(Church and White, 2006). 주의할 점으로 다른 시간 규모상의 변동은 또 다른 특징적인 패턴들을 취할 수도 있음에 주목해야 한다(5.5.4.1 절 참조).

EOF 진폭의 추세 및 그에 관계된 전지구적 상관관계는 공간적으로 변동하는 해수면 상승률에 대한 재구성능을 가능하게 한다. 그림 5.16a(Church et al.(2004)로부터 갱신함)는 이 재구성 기법에 기초하여 구한 1955~2003년까지의 선형적인 해수면 추세에 대한 지리적인 분포를 보여준다. 이것은 위성고도자료에 기초한 더 짧은 기간 동안(1993~2003년)의 추세도와 비교할 때 매우 다른 지리적 패턴을 보여준다. 이러한 차이는 주로 시간이 지남에 따른 열팽창의 변화로부터 발생한다(5.5.3절 참조).

공간적인 해수면 패턴의 시간에 따른 변화는 검조자료에

기반한 해수면 상승의 지역적인 변화에 대한 추정에서 외견상의 불일치를 해소하는데 도움을 줄 수 있다. 예를 들면 호주 북서 해안을 따른 해수면의 최소 상승은 Lambeck(2002)가 얻은 더 작은 해수면 상승률과 실제 지난 수 십 년간 호주 북서 해역의 해수면 하강 결과와 일치한다. 또한 북대서양의 경우 해수면 상승률은 미국 동부 해안으로부터 동-북동 방향으로 길게 연장된 해역에서 최고(2mm/yr 이상)에 달한다. 그 추세는 대서양의 서부보다 동부에서 더 낮다(Lambeck et al., 1998; Woodworth et al., 1999; Mitrovica et al., 2001).

#### 5.5.2.4 해수면의 경년 및 십년 변동성과 장기변화

해수면 기록들은 경년변동과 십년변동 특성을 상당히 포함하고 있으며 해양의 광범위한 부분에 걸쳐 상호 연관되어 있다. 예를 들어 그림 5.13의 전지구해수면곡선은 1997~998년 ENSO 사건을 수반하여 전지구평균해수면이 대략 10mm 정도 상승, 하강함을 보여준다. Church et al.(2004)의 EOF 제1모드의 시계열은 남방진동지수와 유의할 만한(음의) 상관을 보이면서 지난 수 십 년에 걸친 ENSO 변동성을 나타낸

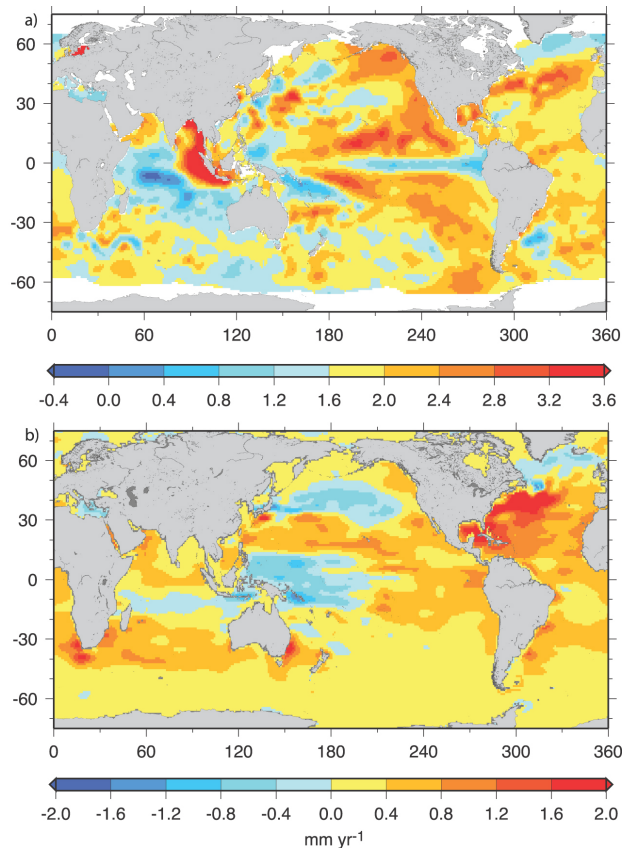
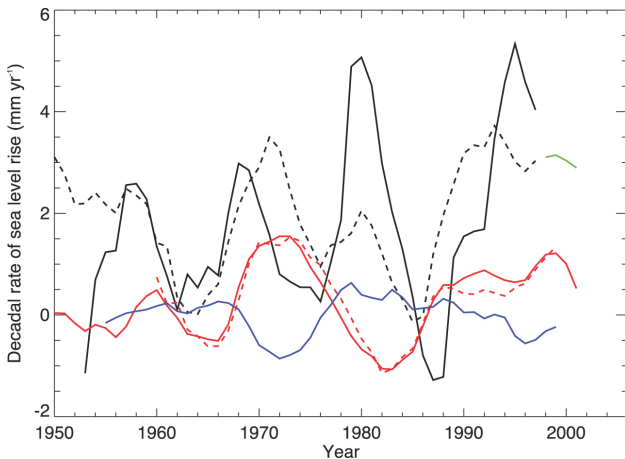


그림 5.16. (a) 검조자료와 위성 고도계자료로 재구성한 과거 해수면에 기초하여 1955~2003년 기간에 대해 구한 평균해수면의 장기 선형추세(mm/yr)의 지리적 분포(Church et al.(2004)로부터 갱신함)와(b) 1955~2003년 기간에 대한 열팽창의 선형추세(mm/yr)의 지리적 분포(Ishii et al.(2006)의 수심 700m까지의 수온자료에 기초함).(a)의 표시 색들이(b)의 경우보다 1.6 mm/yr 더 높은 값을 나타냄에 주의할 것.



**그림 5.17.** 10년 기간 중의 변화율을 연속하여 나타낸 전지구해수면 변화를. 검조자료에 의한 해수면 변화율- 검은색 실선(Holgate and Woodworth, 2004)과 검은색 점선(Church and White, 2006); 인공위성 고도 측정에 의한 변화율- 녹색(Cazenave and Nerem(2004) 결과를 갱신함); 열팽창에 의한 기여- 빨간색 실선(Ishii et al., 2006)과 빨간색 점선(Autonov et al., 2005); 기후성 육지 물 저장에 의한 기여- 파란색(Ngo-Duc. et al., 2005). 각각의 변화율은 10년 기간의 중간 시점을 기준으로 하여 나타내었음.

다. 1997~1998년 엘니뇨의 특징도 고도계 자료에 의한 해수면 편차도상에 명확하게 나타난다(5.5.2.2절 참조). 모델 결과들은 대형의 화산폭발이 전지구평균해수면에 경년에서 십년 주기 진동을 야기함을 시사한다(9.5.2절 참조).

Holgate and Woodworth(2004)는 1990년대가 세계 해안을 따라 평균된 해수면 상승률에서 가장 빠른 상승률(약 4 mm/yr)의 관측 중 하나이며, 이는 고도계자료에 기초한 외양의 해수면 상승(3 mm/yr)보다 약간 더 높은 값임을 결론지었다. 그러나 그들의 분석은 또한 그보다 수 십 년 이전에도 연안 해수면 상승률이 그에 비교될 정도로 컸었음을 보여준다(예, 1980년 경; 그림 5.17). White et al.(2005)은 1990년대 동안에 해안 주변의 해수면 상승이 외양과 비교해 더 컸었음을 확증하였지만 이전 몇몇 시기에는 연안 상승률이 외양의 상승률보다 더 작았음을 발견하고 지난 50년에 걸쳐 연안과 외양의 변화율들이 평균적으로는 같았다고 결론지었다. Church et al.(2004)과 Church and White(2006)가 재구성한 전지구적 해수면 변화에는 또한 전지구평균해수면의 상승률에서 큰 규모의 십년변동성이 나타나며 1993~2003년 변화율은 이전 수 십 년을 상회하였다(그림 5.17). 그 변동성은 Holgate and Woodworth(2004)의 연안 시계열(표준편차 1.7 mm/yr)에서보다 전지구 재구성자료(10년간 상승률을 연속시킨 값의 표준편차는 1.1 mm/yr 임)에서 더 작다. 이 두 시계열 사이에 시간적 상관( $r=0.44$ )이 약간 낮게 나오는 것은 아마도 어느 한 데이터세트로부터 계산된 선형추세의 통계적 불확실성이 그 결과들에서 계통적 불확실성을 과소평가

함을 시사한다(5.5.6절).

왜 20세기의 자료만으로는 해수면의 장기적인 가속화가 확인되지 못했는가에 대한 주된 이유는 경년이나 또는 그 이상의 주기를 가지는 변동성의 존재에 있다(Woodworth, 1990; Douglas, 1992). 또 다른 가능성으로는 설사 존재한다 할지라도 공간적으로 성긴 조위 관측망으로는 그것을 탐지하기에 부적절했을지도 모른다는 점이다(Gregory et al., 2001). 유럽과 북미로부터 이용 가능한 가장 긴 기록은 19세기와 20세기 사이에 1세기당 약 0.4 mm/yr 정도의 가속도를 가지고 있다(Ekman, 1988; Woodworth et al., 1999). 그림 5.13에서 보인 재구성된 해수면에 대해 Church and White(2006)는 1870년에서 2000년의 기간에 걸쳐 1세기에  $1.3 \pm 0.5$  mm/yr의 가속도가 있음을 찾아냈다. 이러한 자료는 해수면 상승 가속화의 시점이 19세기 중에 있었다는 추론을 지지해준다(9.5.2절 참조).

지질학적인 관측결과들은 지난 2000년 동안(즉, 검조기록을 통한 최근의 해수면 상승 이전) 해수면의 변화가 그 평균 변화율이 단지 0.0~0.2 mm/yr일 정도로 아주 작았음을 알려준다(6.4.3절 참조). 지중해에서는 고고학적인 출처를 해수면 자료의 대용으로 활용하는 법이 잘 확립되어 있다. 로마비잔틴-십자군 우물자료(Sivan et al., 2004)에 근거할 때 지금부터 2000년전에서 100년전까지 해수면의 변동은  $\pm 0.25$  m를 넘지 않았다. 로마와 그리스의 많은 건축물들이 바다의 수위와 관계 지어질 수 있다. Lambeck et al.(2004)은 근처의 검조기록과 함께 특히 그러한 정보들에 있어 믿을 만한 대상이라고 여겨지는 로마 양식장들로부터 이끌어낸 해수면자료에 근거해서 현대 해수면 상승은 1850년과 1950년 사이에 시작된 것이라고 결론지었다. Donnelly et al.(2004)과 Gehrels et al.(2004)은 코네티컷과 메인, 노바 스코셔의 염습지에서 나온 지질학적인 자료와 근처의 검조기록을 함께 이용하여 20세기 동안 관측된 해수면 상승이 이전 수 세기에 걸친 해수면 상승의 평균을 초과한 것이었음을 입증해 보였다.

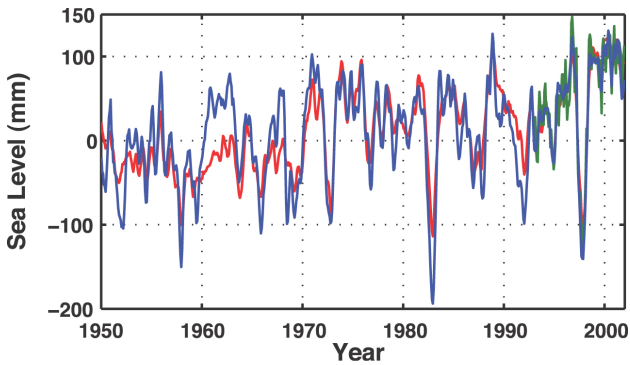
지질학적인 관측결과와 측기를 통해 얻은 가장 긴 관측기록과 그리고 20세기에 대한 현재의 해수면 상승률 등을 종합하여 해석할 때 이로부터 해수면 상승률이 19세기 중반에서 20세기 중반 사이에 증가해 왔음을 명확히 지시해준다.

### 5.5.2.5 지역적인 해수면 변화

국지적인 해수면 변동성의 예를 들기 위하여 여기서는 두 개의 지역-북동대서양과 태평양의 작은 섬들에 대해 논의한다.

북동대서양에서 해수면 기록의 경년변동성은 NAO와 연관이 된 대기압과 바람의 변화와 뚜렷한 관계를 보이는데 그 반응의 크기와 부호는 주로 위도에 따라 변한다





**그림 5.18.** 1950~2000년 기간 동안 과자레인 지점(8°44' N, 167°44' E)의 월평균해수면 곡선. 검조기 측정에 의한 관측 해수면은 파란색, 재구성된 해수면은 빨간색, 인공위성 고도측정에 의한 해수면은 녹색이다. 각각의 시계열 자료에서 연 주기와 반년 주기를 제거했으며 검조자료는 평활화하였다. 그림은 Church et al.(2004)과 Church and White(2006)의 기법을 이용하여 나타냈다.

(Anderson, 2002; Wakelin et al., 2003; Woolf et al., 2003). NAO의 신호는 또한 해양의 수온기록에서도 어느 정도 관측되어 질 수 있는데 이 사실은 밀도 변화를 통해 NAO가 지역적인 평균해수면에 적게라도 영향 미칠 수 있음을 시사한다(Tsimplis et al., 2006). 북극해의 러시아 해역에서도 최근 수십 년 동안의 해수면 시계열자료가 NAO 지수와 상관관계를 가지는 십년 주기 변동성을 뚜렷이 보이고 있다. 이 지역에서 바람응력과 대기압의 부하는 1.85 mm/yr의 해수면 상승 관측값에 거의 절반을 기여한다(Proshutinsky et al., 2004).

태평양의 작은 섬들은 해수면 상승에 대한 그 취약성 때문에 많은 관심의 대상이다. 태평양 지역은 기후시스템에서 가장 강한 경년변동성인 해양과 대기의 결합에 의한 ENSO 모드가 나타나는 중심지역이다. 몇 개의 태평양 섬 해수면 기록들만이 1950년 이전시기까지 자료가 이용가능하다. Mitchell et al.(2001)은 태평양 지역의 해당 정점들에 대해 상대해수면 상승률을 계산하였다. 그들의 결과(해당 논문의 표1)를 이용하고 50년 이상의 자료가 있는 섬의 정점들(단지 4개의 정점임)에만 초점을 맞출 때 해수면의 평균 상승률(각각에 대한)은 1.6 mm/yr 이다. 25년 이상의 해수면 기록을 가지는 섬 정점(22개 정점)에 대한 상대 해수면 상승률의 평균은 0.7 mm/yr 이다. 그러나 이러한 데이터세트들은 아마도 수직적인 대륙운동에 대한 정량적 평가가 매우 미흡하게 이루어진 결과로 인해서 상대적인 해수면 변화율의 값들은 큰 변동 폭을 가진다.

해수면의 경년변동성이 큰 지역으로서 과자레인(8°44' N, 167°44' E)(마샬 군도)을 예로 들 수 있다. 그림 5.18에서 보는 바와 같이 지역 검조자료와 Church et al.(2004)과 Church and White(2006)가 재구성한 해수면 변동 및 위성 고도계의

짧은 기록 등은 모두 서로 일치하며, ENSO 사건과 연관된 경년 변동은 0.2m 이상임을 보여준다. 과자레인 자료는 또한 1970년대 중반 이후에 해수면변동성이 증가했음을 시사하는데 이는 1970년대 이래 ENSO 사건이 더 자주 발생하고 더 지속적이며 더 강화되는 경향과 일치한다(Folland et al., 2001). 과자레인 기록에 대해 GIA 대륙운동과 대기압 변화에 대한 평형반응을 보정한 이후의 해수면 상승률은  $1.9 \pm 0.7$  mm/yr 이다. 그러나 기록 기간이 줄어들에 따라 해수면 변화율의 불확실성은 급격히 증가하며 10년 기간의 기록에 대해서는 수 mm/yr 에 이를 수도 있다(경년 변동의 크기에 따라). 투발루(서태평양)의 환초에 대한 해수면 변화는 그들이 저지에 놓여있고 해수 침입이 증가하는 것으로 인해서 집중적으로 관심 받아온 대상이었다. 투발루의 푸나푸티에 두 개의 기록이 사용 가능한데, 첫 번째 기록은 1977년에 시작했고, 기준면을 엄밀히 조정된 두 번째 것은 1993년에 시작했다. Church et al.(2006)은 첫 번째 기록에 대한 침하의 영향을 보정한 후에 투발루의 해수면 상승을  $2.0 \pm 1.7$  mm/yr로 추정했으며, 이는 재구성한 해수면 상승률과 일치하는 값이다.

### 5.5.2.6 극지해수면의 변화

해수면 변화가 사회에 미치는 충격은 평균해수면의 변화에 의한 직접적인 결과를 통해서보다는 극지해수면을 통해서 주로 발생한다. 쓰나미 등과 같은 비기후성 사건과는 별도로 극지해수면은 주로 열대성 혹은 온대성 저기압에 의해 만들어지는 폭풍해일의 형태로 발생한다. 폭풍에 관한 영년 변화와 십년변동성은 3장에서 논의하였다. 검조자료에 근거한 20세기동안의 극지해수면변동에 대한 연구는 몇몇 이유로 해서 평균해수면의 변화에 대한 연구보다 적다. 극값은 해일의 변화뿐만 아니라 평균해수면의 변화에 의해서도 야기되는데, 그 변화에 대한 연구는 평균해수면의 변화에 대한 연구보다 더 복잡하다. 더욱이 검조기록에 통상 사용되는 한 시간 간격의 샘플링 주기는 실제의 극값을 정확히 포착하는데 항상 충분하지는 않다. 극값을 기술하는데 종종 사용되는 여러 변수들 가운데서 연 최대 해일고가 기후적인 추세를 나타내는데 좋은 지시자가 된다. 19세기 혹은 그 이전 시기까지 거슬러 올라가는 장기기록에 대한 연구에서는 고조시년 최대 해일고(고조 관측치와 고조 예보치 사이의 차의 최대값으로 정의)가 변수로서 좀 더 적합하다. 왜냐하면 이 시기 동안에는 전체 조석 변화가 아닌 고조위 값이 기록되었기 때문이다.

가장 긴 기록의 극값에 대한 연구는 아무래도 몇 개 안되는 지점으로 제한된다. 1768년 이래로 리버풀에서 관측된 해

수면 극값으로부터 Woodworth and Blackman(2002)은 고조시 연 최대 해일고가 20세기의 대부분보다 18세기 말과 19세기 말 그리고 20세기 말경에 더 컸었고 이는 기박스로에 의한 폭풍의 장기적 변동성과도 정성적으로 일치한다고 결론지었다. Bouligand and Pirazzoli(1999)는 1860년에서 1994년 동안 브레스트의 검조기록으로부터 연 최대 해일고와 백분위 99번째 해일고의 증가추세를 찾아냈다. 그러나 1953년에서 1994년 동안의 기간에는 감소하는 추세가 발견되었다. Bromirski et al.(2003)은 1858년 이래로 샌프란시스코에서의 비조석 잔차(해일)로부터 동계의 잔차 극값이 1950년대 이후로 현저하게 증가하는 추세를 나타냈다고 결론지었는데 이는 이 기간 동안 폭풍의 증가에 기인하는 추세이다. Zhang et al.(2000)은 미국 동부해안을 따른 10개 지점의 기록 분석에서 1900년 이후로 극치해수면의 증가가 평균해수면의 증가를 밀접히 따르고 있다고 결론 내렸다. Firing and Merrifield(2004)의 최근 연구로부터도 이와 비슷한 결론이 얻어졌는데 이들은 호놀룰루에서 매일의 극값 갯수와 수위고가 장기간 증가하는 것을 알아냈으나(흥미롭게도 가장 높은 값은 2003년 시계방향의 해양 와동에 의한 것임) 그 아래에 놓인 평균해수면의 상향추세에 대하여 증가하는 증거는 발견되지 않았다.

최근 수 십 년간 전세계에 걸친 141개 정점에서 매시간 해수면의 백분위 중 99번째 값에 대한 분석결과(Woodworth and Blackman, 2004)는 1975년 이래로 전세계적으로 고극해수면이 증가한 증거를 보여주었다. 많은 경우에 극값의 영년 변화는 평균해수면의 영년 변화와 유사한 것으로 밝혀졌다. 마찬가지로 극값의 경년변동도 지역적인 평균해수면과 상관

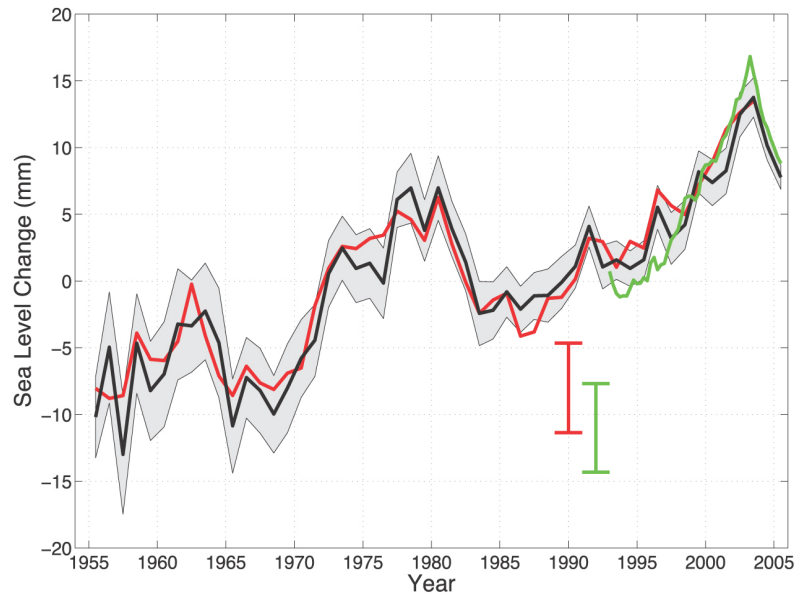


그림 5.19. 1955~2003년 기간의 열팽창으로 인한 전지구해수면 변화. 검은색 선은 수심 0~700m층에 대한 Levitus et al.(2005a)의 자료에 기초했고, 빨간색 선은 동일 층에 대한 Ishii et al.(2006)의 자료에, 그리고 녹색선은 상부 750m에 대한 Willis et al.(2004)의 자료에 기초했다. 음영 부분과 빨간색과 녹색의 수직 오차막대 표시는 90% 신뢰구간을 나타낸다. 검은색과 빨간색 곡선은 1961~1990년 기간의 평균에 대한 편차를 나타내며, 좀 더 짧은 녹색 곡선은 1993~2003년 기간에 대한 검은색 곡선의 평균값으로부터의 편차를 나타낸다.

되어 있으며 지역적인 기후패턴의 지수들과도 상관이 있음이 밝혀졌다.

### 5.5.3 해양의 밀도 변화

해양이 따뜻해지면 해수면이 상승하고 반대로 차가워지면 해수면이 하강하는데 이는 물기둥의 밀도가 그에 따라 변하기 때문이다. 만약 열팽창률이 일정하면 전지구해수면의 변화는 5.2절에서 논의했던 전지구 해양의 열 함량과 평형할 것이다. 그러나 똑같은 양의 열 유입에서 따뜻한 물이 차가운 물보다 더 많이 팽창하고, 또 더 높은 압력하의 해수가 낮은 압력의 해수보다 더 많이 팽창하기 때문에 전지구해수

표 5.2. 부피 변화에 의한 해수면 추세에 대한 여러 연구들의 최근 추정치

참고문헌	부피 변화에 의한 해수면 변화와 오차(mm yr <sup>-1</sup> )	기간	수성 범위(n)	자료 출처
Antonov et al. (2005)	0.40 ± 0.09	1955-1998	0-3,000	Levitus et al. (2005b)
Antonov et al. (2005)	0.33 ± 0.07	1955-2003	0-700	Levitus et al. (2005b)
Ishii et al. (2006)	0.36 ± 0.06	1955-2003	0-700	Ishii et al. (2006)
Antonov et al. (2005)	1.2 ± 0.5	1993-2003	0-700	Levitus et al. (2005b)
Ishii et al. (2006)	1.2 ± 0.5	1993-2003	0-700	Ishii et al. (2006)
Willis et al. (2004)	1.6 ± 0.5	1993-2003	0-750	Willis et al. (2004)
Lombard et al. (2006)	1.8 ± 0.4	1993-2003	0-700	Guinehut et al. (2004)

면의 변화는 해양의 3차원적인 온도 변화 분포에 의존하게 된다.

수온 관측에 대한 지난 반세기 동안의 분석은 모든 지역에서 해양이 따뜻해지고 있다는 것을 나타내고 있다(5.2절 참조). 전지구 해양의 가열로 인한 수온변화성 해수면 평균 상승률은 3000m 수심까지의 5년 평균한 수온자료에 근거하여 1955~1995년까지  $0.4 \pm 0.09$  mm/yr로 추정된다(Antonov et al., 2005). 수심 0~700m층에 대하여 1955~2003년 기간 중 수온 변화에 의한 해수면추세평균은 Levitus et al.(2005a)의 연평균 수온자료를 근거로 할 때  $0.33 \pm 0.07$  mm/yr가 된다(Antonov et al., 2005). 같은 기간과 같은 수심 범위에 대하여 수온 변화에 기인하는 평균 상승률은 Ishii(2006)에 의한 월별 수온자료에 근거할 때  $0.36 \pm 0.12$  mm/yr 이다. 그림 5.19는 Levitus and Ishii의 데이터세트 둘 다에 대해 1955~2003년에 걸쳐 수온 변화에 기인하는 해수면 변화곡선을 나타낸 것이다. 수온 변화에 의한 해수면 상승률은 확실히 시간에 따라 일정하지 않고 상당한 변동을 보이고 있다(그림 5.17). 1960년대 말부터 1970년대 말까지 20 mm이상의 상승이 있다가(1970년대 초반에 10년 변화율의 최고를 보임) 그 이후에 약간 떨어졌다. 또 다른 큰 폭의 상승이 1990년대에 시작됐는데 2003년 이후로는 두 추정치들(1990년대 후반에 변화율 최고)에서 밀도 변화에 의한 해수면이 감소하고 있다. 이 두 가지 추정으로부터 10년간의 변화율을 겹쳐보면 매우 높은 시간적 상관( $r=0.97$ )을 가지며 그 변화율의 표준편차는 0.7 mm/yr 이다.

Levitus and Ishii의 데이터세트는 둘 다 1961~2003년까지 상부 700m에 대해  $0.32 \pm 0.09$  mm/yr 의 값을 내지만 Levitus의 데이터세트는 수심 3000 m까지 이르는 수온자료가 1998년에 끝이 난다. 열팽창에 대한 Antonov et al.(2005)의 결과들로부터 1961~1998년의 기간 중에 상부 3000 m의 추세와 상부 700m의 추세 사이의 차이는 약 0.1 mm/yr 이다. 하부 700m의 해양이 그 상부 해양의 불확실성과 비슷한 정도의 불확실성을 가지고 1998년 이후로도 계속해서 비슷한 정도로 기여한다고 가정하면 우리는 1961~2003년의 기간 동안 수심 3000m에 이르는 해양의 열팽창 값이  $0.42 \pm 0.12$  mm/yr 라고 평가한다.

최근 1993~2003년의 기간에 대해 Antonov et al.(2005) and Ishii et al.(2006)은 모두 상부 700m의 열팽창에 대해  $1.2 \pm 0.5$  mm/yr 의 값으로 추정했다. Willis et al.(2004)은 수심 750m까지의 현장 온도단면 자료와 위성측정 해면고도 자료를 조합하여 열팽창 값을  $1.6 \pm 0.5$  mm/yr 라고 추정했다. 위성자료를 함께 고려하면 단면자료의 적절하지 못한 샘플링으로부터 생기는 오차를 줄일 수 있다. 오차막대들은

시계열에서 각각의 해에 약 2mm로 추정되었는데 잔류하는 오차의 대부분은 단면자료의 수집이 불충분한데에 기인한다. 최근에 Lombard et al.(2006)이 현장 해양관측자료와 위성 해면고도와 SST 자료(Guinehut et al., 2004)를 결합하여 분석함으로써 1993~2003년 기간 중 밀도기인 해수면 상승으로  $1.8 \pm 0.4$  mm/yr 의 근접한 결과를 얻었다. 왜 마지막 두 추정 값이 온도자료에만 근거한 온도기인 변화율보다 상당히 더 크게 나타나는지 현재로서는 그 이유가 명확하지 않다. 남빙양의 관측점망이 열악하기 때문에 현장자료가 열팽창 값을 작게 추정할 가능성도 있는데 해양관측자료의 동화기법을 사용한 모델에서 2.3 mm/yr 의 어느 정도 더 높은 추정 값을 산출해낸다는 것은 주목할 만한 점이다(Carton, 2005). 1955~2003년 기간에 대해 그리고 1993~2003년 기간에 대해 밀도기인 해수면 변화율의 공표된 추정치들을 표 5.2에 나타냈다.

우리는 1993~2003년 기간 동안 상부 700m의 열팽창 값은  $1.5 \pm 0.5$  mm/yr로, 상부 3000m에 대해서는 700m 이하의 해양을 이전 시기와 동일하게 간주하고  $1.6 \pm 0.5$  mm/yr 로 평가한다(5.5.6절의 표 5.3 참조).

Antonov et al.(2002)은 최근 수십 년 동안 전지구 평균 밀도기인 해수면 상승의 약 10%가 염분변화성 팽창(즉, 물기둥의 담수화에 의한 체적의 증가) 때문이라고 보았다. 비슷한 결과가 Ishii et al.(2006)에 의해서도 얻어졌는데 그는 염분변화성 팽창으로 인한 해수면 상승을 1955~2003년 기간에  $0.04 \pm 0.02$  mm/yr 로 추정했다. 이 효과를 정량적으로 밝히는 것은 흥미롭지만 염분변화성 팽창의 약 1%만이 전지구 해수면 상승의 수지에 기여한다. 왜냐하면 염분변화에 의한 팽창은 그 염분이(혼합에 의해) 해양의 평균값으로 올라갈 때 더해지는 담수체적의 감소에 의해 거의 상쇄되기 때문이다. 즉, 그 상쇄는 선형상태방정식에 대해서는 정확할 것이다(Gille, 2004; Lowe and Gregory, 2006). 따라서 해수면 변화의 전지구적인 합에 대해 염분에 기인하는 팽창은 육지에서 더해지는 담수의 체적과 별도로 산출할 수 없다(Antonov et al.(2002)의 계산도 있음. 5.5.5.1절 참조). 그러나 지역적인 해수면 변화에 대해 온도 변화와 염분 변화에 의한 영향은 서로 비교될 만큼 중요할 수 있다(예로 5.5.4.1절 참조).

#### 5.5.4 해수면 변화율의 지역적인 변동에 대한 해석

해수면 관측결과가 시사하는 바는 어떠한 시간 간격을 고려할지라도 해수면 변화율에는 상당한 지역적 차가 나타난다는 점이다(5.5.2.2절과 5.5.2.3절 참조). 그러한 지역적 해



수면 변동에 많은 물리적 과정들이 관여할 수 있다.

#### 5.5.4.1 부피 변화에 의한 해수면 변화

위성 고도계로 측정된 해수면 변화추세와 같이(5.5.2.3절 참조), 온도 변화로 인한 해수면 변화추세는 전지구적으로 균일하지 않다. 이러한 특징이 그림 5.15b와 그림 5.16b에 예시되는데, 이 그림들은 서로 다른 두 기간(1993~2003년과 1955~2003년) 동안의 온도 변화에 의한 해수면 변화 추세의 공간적인 분포를 나타내고 있다(Lombard et al.(2005)으로부터 갱신함). 어떤 지역에서는 해수면의 상승이 있었고, 다른 지역에서는 하강이 있었는데 여러 곳에서 전지구 평균값의 몇 배에 달하는 비율을 보인다. 그러나 약 50여 년의 기간에 걸친 온도 변화에 의한 해수면 상승은 1990년대에 보여지는 경향과는 다르다. 이것은 해수면 변화율의 전지구 평균값이 십년 주기의 변동을 하는 것과 마찬가지로, 공간적 양상 또한 그와 같은 주기의 변동성이 있기 때문이다. 다시 말하면, 서로 다른 시간 규모상의 변동성은 서로 다른 특징적인 양상을 취할 수 있다.

1955년 이래 온도 변화에 의한 해수면 시계열 격자 자료를(Lombard et al.(2005)으로부터 갱신한 자료)의 EOF 분석

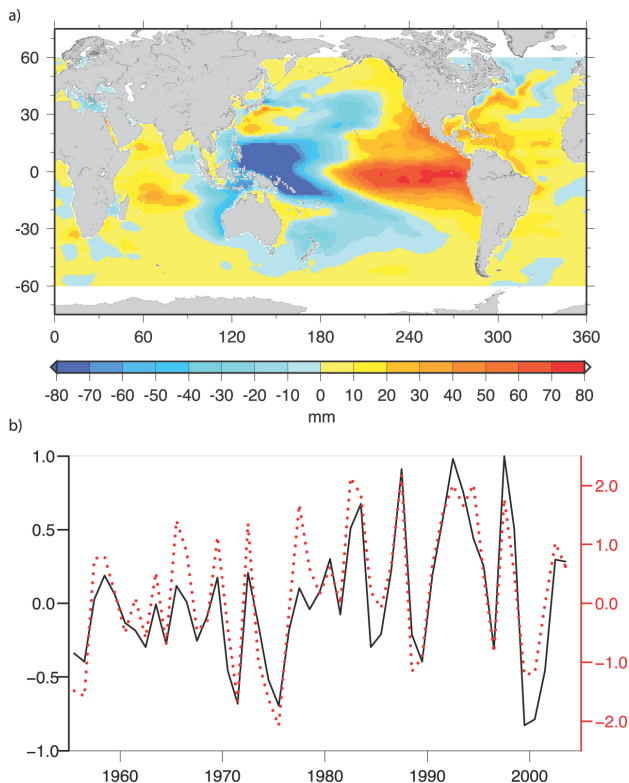


그림 5.20. (a) 온도 변화에 의한 해수면 시계열 격자 자료의 경험적고함수 분석 결과의 제 1모드. 온도 변화에 의한 해수면 시계열은 Ishii et al.(2006)에 의한 700m 깊이까지의 연별 수온 자료에서 계산함. (b) 정규화 된 주성분 시계열(검은색 실선)이 음의 남방진동 지수(빨간색 점선)와 높은 상관관계를 보인다.

결과는 같은 기간 동안의 온도 변화에 따른 해수면 변화추세의 공간적 분포와 매우 유사한 양상을 보인다(그림 5.20과 그림 5.16b를 비교해 볼 것). 게다가, 제1 주성분은 남방진동 지수와 음의 상관관계를 보인다. 따라서 ENSO와 관계된 해양의 변동성이 온도 변화에 의한 해수면 변동의 공간 패턴에서 보이는 변동량의 대부분을 설명하는 것으로 여겨진다. 마찬가지로 북태평양과 북대서양에서 십년 주기의 해수면도 각각 PDO와 NAO에 큰 영향을 받는 것으로 보인다.

최근 수년 동안(1993~2003년) 관측된 해수면 변동추세의 지리적인 분포(그림 5.15a)는 온도 변화에 의한 해수면 변화의 공간패턴(그림 5.15b)과 상관이 있음을 보여준다. 이것은 지난 십 년간 위성 고도계자료에서 관측된 불균일한 해수면 상승패턴의 적어도 일부분이 해양의 열적 구조의 변화에 기인된 것일 수 있음을 시사하며, 열적 구조 자체는 해표면의 가열 효과와 해양의 순환에 의해 결정되어진다. 여기서 주의할 사항은 세계 해양 각처의 염분자료 부족으로 인하여 염분 변화로 인한 부피 변화가 이 그림들에 포함되지 못한 점이다.

해양의 염분 변화는 전지구 규모의 해수면 변동에 있어서는 그리 중요하지 않으나, 지역적 해수면 변동에는 어느 정도 영향을 미칠 수 있다(예, Antonov et al. 2002; Ishii et al. 2006; 5.5.3절). 예를 들어, 북대서양의 아한대순환계에서, 특히 라브라도 해에서는 염분 변화에 의한 기여율이 온도 변화에 의한 기여율을 거의 상쇄한다. 이러한 관측결과는 자료동화를 적용한 모델 결과들에 의해 입증된다(예, Stammer et al., 2003). 밀도 변화는 표층의 부력속 뿐만 아니라 바람에 의해서도 발생하기 때문에, 밀도 변화를 단순히 부력에 의해서만 형성되는 것으로 생각해서는 안 된다.

지역적으로 균일하지 않은 해수면 변화 양상의 많은 부분이 온도 변화에 의한 부피 변화가 그 원인인 것으로 볼 수 있지만, 관측과 온도 변화에 따른 추세간에 공간적 차이가 여러 지역에서, 특히 남반구에서 높은 잔차 성분을 나타낸다. 이러한 잔차의 일부는 원격지 해양과 심층(700m 이심)에서 수온 관측이 희박한 점과 염분이 지역적으로 변화하는 점에 기인할 수 있다.

#### 5.5.4.2 해양 순환 변화

부피 변화에 의한 해수면 변동추세가 지리적으로 매우 불균일한 분포를 취하는 것은 지형류적 평형 관계를 통하여 해양의 표층 순환의 변화와 밀접하게 연결되어 있다. 해양의 밀도와 순환의 변화는 표층의 바람응력과 부력속(대기-해양 사이의 열속과 염속)과 같은 대기강제력의 변화로 인해 발생한다. 그러므로 바람의 변화만으로 부피 변화에 의한 지역적

인 변화(전지구적인 변화가 아닌)를 야기할 수 있다. 해양 관측자료를 동화한 해양대순환모델들은 지난 십 년간 해수면 추세의 공간적 구조를 성공적으로 재현하고 있으며, 특히 열대 태평양의 해수면 변동패턴이 열대 태평양의 수온약층 깊이와 적도 무역풍의 변화에서 나타나는 십년 주기 변동 때문임을 보여주고 있다(Carton et al. 2005; Köhl et al. 2006). 부피 변화에 따른 해수면과 실제 해수면의 변화패턴이 서로 유사하다는 것은 밀도 변화가 해수면 변동의 주요 인임을 의미한다. 이들 사이의 불일치는 바람에 의한 순압성 순환의 변화가 특별히 고위도 해역에서 해수면 변화에 상당히 기여한 것을 나타낸다고 볼 수 있다.

#### 5.5.4.3 해면기압 변화

해수 표면에 작용하는 대기압 역시 지역적인 해수면 변동의 원인이 된다. 수일보다 더 긴 시간 규모에서 해양은 대기압 변화에 거의 평형적으로 적응한다(역기압 효과). 즉, 해면기압이 매 1 hPa 증가할 때마다 해양은 그 아래 있는 해수덩어리가 다른 지역으로 밀려나면서 약 10mm 정도 아래로 내려진다. 일정시간 평균해 보면 대기압의 부하로 발생하는 지역적인 해수면 변화는 약 0.2m에 이른다(예를 들면, 아열대 대서양과 아한대 대서양 사이). 그러한 효과들은 일반적으로 검조자로나 위성 고도계에 의한 해수면자료의 분석시에 보정된다. 해수는 거의 비압축성이기 때문에 전지구평균 해수면에 미치는 역기압 효과는 무시할 만하다. 그러나 T/P와 Jason-1 위성의 고도계가 관측한 영역을 평균할 때에는 중요해지는데 이는 이 위성들이 지구 전체를 관측하지 못하기 때문이다(Ponte, 2006). 이러한 이유로 위성 고도계자료로부터 계산된 평균해수면곡선을 산정할 때에는 역기압 효과를 보정한다.

#### 5.5.4.4 고체 지구와 지오이드 변화

빙하의 용해로 인해 공간적으로 다르게 가해지는 빙하 부하(최종 빙하후퇴와 현재의 용해로 인한)에 대한 고체 지구의 탄성 및 점탄성 반응과 관련된 지구역학과정 또한 지역적으로 불균일한 해수면 변화를 야기한다(예, Mitrovica et al., 2001; Peltier, 2001, 2004; Plag, 2006). 고체 지구와 해양은 지각균형조정(GIA)을 통해 홍적세 말기와 충적세 초기의 빙하 순환과 연관되어 있는 얼음과 그에 상응하는 물 부하에 지속적으로 반응한다. 이 과정은 이전 얼음 복합체가 있던 장소 근처에서 대규모 지각 융기를 야기할 뿐만 아니라, 중력, 변형력 및 회전 효과에 의한 전지구적인 해수면 변동을 유발한다. 즉, 점성이 있는 맨틀 구성 물질이 최종 빙하 후퇴기 및 그 이후에도 지각평형을 이루기 위해 흐르게 되

면, 이전에 있던 빙상 중심부 아래에서는 융기가 발생하게 되고, 주변을 둘러싸고 있던 둔덕에서는 침하가 발생한다. 빙하가 녹은 물은 바다로 흘러들어감으로써 지오이드의 지속적인 변화를 초래하는데 이로 인해 해양분지의 침하와 대륙지각의 융기가 발생한다. 한편 침하하는 주변 둔덕으로 흘러들어가는 물은 얼음 복합체가 있던 곳에서 멀리 떨어진 지역까지 광범위하게 해수면 하강을 유발한다. 중력과 변형력의 결합된 영향은 지구자전벡터의 섭동을 일으키고, 이 섭동은 되먹임 작용으로 지각과 지오이드(지구 중력장의 등위면으로서 해양에서는 평균해수면과 일치하는 면)의 위치 변동을 야기한다. 검조자로나 위성 고도계자료를 이용하여 전지구해수면의 변화를 추정함에 있어 GIA 효과에 대해 보정을 행한다(5.5.2.1절과 5.5.2.2절 참조).

빙하와 빙상에 의한 하중이 현재 변화중일 때 그에 반응하여 나타나는 지표의 자체 중력과 변형은 지역적인 해수면 변동의 또 다른 요인이 된다. 모델 예측결과에 따르면 어디에서 얼음이 녹았는가에 따라 지역적으로 불균일한 해수면 변화에도 서로간에 매우 다른 형태를 보이며 그에 관련된 지역적 변동폭도 수 0.1mm/yr 에 달한다(Mitrovica et al., 2001; Plag, 2006).

### 5.5.5 해양의 질량 변화

만약 기후시스템의 다른 저장고로부터 해양으로 물이 유입된다면 전지구평균해수면은 상승할 것이다. 대기의 물 저장량은 단지 전세계 해수면의 약 35mm 정도에만 상당하며, 최근 수 십 년간 관측된 대기 저장량의 추세는 0.04 mm/yr로서 이번 소단락에서 서술하는 육지에 저장된 얼음과 물의 변화와 비교할 때 그다지 중요하지 않다. 육지 물 저장량의 변화는 기후조건의 변화, 물 순환에 있어서의 인간의 직접적인 개입 그리고 인간에 의한 지표면의 변화로부터 초래된다.

#### 5.5.5.1 염분 변화로부터 추정된 해양의 질량 변화

전지구 염분 변화는 전지구적 해빙 체적의 변화(해수면에 영향을 미치지 않음)와 해양 질량의 변화(해수면에 영향을 미침)로 야기되어질 수 있다. 그러므로 원칙적으로 전지구 염분 변화는 담수 유입에 의한 전지구평균해수면의 변화를 추정하는데 이용될 수 있다(Antonov et al., 2002; Munk, 2003; Wadhams and Munk, 2004). 그러나 이러한 추정의 정확도는 해빙의 체적(Hilmer and Lemke, 2000; Wadhams and Munk, 2004; 4.4절도 참조)과 전지구 염분의 변화(5.2.3절) 둘 모두에 대한 추정치의 정확도에 좌우된다. 우리는 염분 변화와 해빙의 용해로부터 유도되는 해양의 질량 변화에 대



한 추정치의 오차가 너무 커서 해수면 변화의 수지에 대해 유용한 구속 조건을 제공해 주지 못한다고 평가한다(5.5.6절).

### 5.5.5.2 육빙

20세기 동안 빙하와 만년빙은 상당한 질량 손실을 겪었는데 1970년 이후로 지구온난화에 반응한 큰 퇴각이 있었다. 해수면에 대한 이들의 기여율은 1961~2003년 기간에는  $0.50 \pm 0.18$  mm/yr로, 1993~2003년 기간에는  $0.77 \pm 0.22$  mm/yr로 평가된다(4.5.2절 참조).

4.6.2.2절과 표 4.6에서 논의된 바와 같이 그린란드 빙상에서도 근래에 질량손실이 진행되어 왔으며 1961~2003년 기간 동안 해수면 상승에 대한 기여율은  $0.05 \pm 0.12$  mm/yr 이고, 1993~2003년 기간 동안에는  $0.21 \pm 0.07$  mm/yr 이다. 남극 빙상에 의한 해수면 상승의 기여율에 대한 평가는 덜 분명하며 특히 위성관측이 개시되기 이전에 더욱 그러한데 1961~2003년 기간 동안에는  $0.14 \pm 0.41$  mm/yr, 1993~2003년 기간 동안에는  $0.21 \pm 0.35$  mm/yr로 평가된다. 지구자전과 극세차에 대한 측지학적 자료의 분석결과는 20세기 후반에 육지 빙하에 의한 해수면 상승의 기여율로 약 1 mm/yr 정도의 값까지 허용한다(Mitrovica et al., 2006). 그러나 빙상의 질량 변화에 대한 최근의 추정치들은 Mitrovica et al.(2000)이 지리적인 해수면 변화패턴으로부터 그린란드에 대해 추정된 큰 기여율 값과는 달리 위에서 보고된 낮은 상승률의 값들을 더 뒷받침해 준다.

### 5.5.5.3 육지 저장수의 기후적 변화

육지에 저장되는 물에는 지하의 포화지역(지하수)과 불포화 지역(토양수)에 저장된 물(액체와 고체 상태 모두)과 스노우팩(눈)과 지표에 저장된 물(호수, 인공저수지, 강, 범람원, 습지)이 포함된다. 그 중에서도 매우 큰 호수와 같이 물이 집중적으로 저장된 곳의 변화에 대해서는 직접적인 관측을 통하여 잘 알려져 있다. 이와 대조적으로 지표에 분산된 물 저장량(토양수, 지하수, 스노우팩, 작은 면적의 지표수)의 변화에 대한 전지구적인 추정은 전지구 해양대기 순환모델에 접합하거나 관측에 의한 강제력을 사용한 상세한 수문모델의 계산에 의존한다. 그러한 모델들은 물수지 방정식을 풀어서 육지 물 저장량의 변동을 추정한다. Milly and Shmakin (2002)에 의해 개발된 육지역학모델(Land Dynamics Model : LaD)은 최근 20년간의 식물뿌리 부근의 토양수와 지하수 및 스노우팩을 월별 시계열자료로 위경도  $1^\circ$  간격으로 제공한다. 이와 같은 자료를 사용하여 시간 변동하는 육지의 물 저장량이 기후변화에 따라 해수면 상승에 기여하는 정도를

추정한 결과 지난 20년 동안 약 0.12 mm/yr의 작은 해수면 상승추세를 얻었고 상대적으로 더 큰 경년 변동과 십년 변동 특성이 함께 했다(Milly et al., 2003). 표준 재분석자료와 관측에 기초한 전지구 기후데이터셋을 강제력으로 사용한 지표면 모델로부터 지난 50년 동안 육지의 물 변화는 별 뚜렷한 추세가 없이 약 2 mm의 진폭을 가지는 저주파(십년 규모) 변동성이 있는 것이 발견되었다(Ngo-Duc et al., 2005). 이러한 십년 규모 변동은 지하수와 관계있으며 강수량의 변동으로 야기된다. 이들은 경향성을 제거한 온도변화성 해수면과 강한 음의 상관관계를 가진다.(그림 5.17) 이 사실은 해수면에 대한 육지의 물의 기여율과 열팽창의 기여율이 십년 시간 규모에서 부분적으로 서로 상쇄하고 있음을 암시한다. 그러나 이러한 결론은 재분석자료의 하나로 산출되는 강수량의 정확도에 의존한다.

### 5.5.5.4 육지 저장수의 인위적 변화

Church et al.(2001)이 이미 논의한 바와 같이 육지의 물 저장시스템에서 인위적으로 가해진 변화의 크기를 신뢰도 높게 추정하는 것은 쉽지 않다. 이 저장시스템에서 많은 요소들이 해수면 상승에 기여할 수 있는데 우선, 자연적인 지하수시스템은 전형적으로 오랜 기간 동안 유입과 배출이 균형을 이루는 역학적 평형상태에 놓여있다. 건조한 지역이나 비가 매우 적은 지역에서 종종 발생하는 바와 같이 지하수의 양수율이 보충율을 크게 초과할 때, 물은 저장 장소에서 영구히 사라진다. 지하수 저장 장소에서 잃어버린 물은 대기나 지표의 흐름을 통해 최종적으로는 바다에 도달하고 그 결과 해수면의 상승을 야기시킨다. 둘째로 습지는 약 1m 깊이 물에 상당하는 정제된 물과 토양수분과 식물내의 물을 담고 있다. 따라서 습지의 파괴는 해수면의 상승에 기여하게 된다. 유역 내부로 배수가 되는 건조지역에서 관개를 위한 지표수 전환은 수 년 이하의 시간 규모에서 증발량의 증가를 가져온다. 유역의 수문시스템에서 소실된 물은 최종적으로 바다에 도달하게 된다. 셋째로 산림은 지면의 위와 아래 모두에서 살아 있는 조직내에 물을 저장하고 있다. 산림이 없어진다면 증산작용이 사라지고 그 결과 수문수지에 있어 유출이 더 유리하게 된다.

다른 한편, 댐에 의한 저수는 해양으로부터 물을 빼앗는 것이 되며 해수면을 낮추는 역할을 한다. 지난 수 십년 동안 댐들은  $-0.5 \sim -0.7$  mm/yr의 해수면 하강을 가져왔다(Chao, 1994; Sahagian et al., 1994). 댐으로부터 스머둠(침투)과 관개용수 사용은 물 수요를 늘리고 더 많은 물을 저장하게 한다. Gornitz(2001)는 댐에 의한 저수효과에 상당하는  $-0.33 \sim -0.27$  mm/yr의 해수면 변화를 추정했다(단, 지하에서의 침투

에 의한 추가적인 잠재 저수량은 계산에 넣지 않음).

비록 댐에 의한 효과가 다른 효과들보다는 더 잘 알려져 있겠지만, 각 요소들에 대한 정보가 전세계적으로 있지 않을 경우 순전히 인간의 활동만에 의한 기여율을 정확도 높게 추정한다는 것은 매우 어려운 일이다. Sahagian(2000)에 의하면 지난 50년 동안 위의 여러 효과들의 합계는 0.05 mm/yr 정도의 해수면 상승에 이를 수 있으며, 그 불확실성은 그보다 몇 배나 더 크다.

이상을 요약하면, 해수면 변화에 대하여 육지수문의 기여도를 평가한 우리의 결과는 TAR와 비교하여 불확실성을 더 감소시켜 주지는 못했다. TAR에서는 1910~1990년 기간에 대하여는 -1.1 ~ +0.4 mm/yr 로 약간 폭 넓게, 그리고 1990년대에 대하여는 -1.9 ~ +1.0 mm/yr로 추정하였다. 그러나 해수면수지에 대한 다른 요인들의 기여율(5.5.6절 참조)을 고려할 때 얻게 되는 간접적인 증거들은 육지의 기여율이 0.5 mm/yr 미만으로 작든지, 또는 설명되지 못했거나 과소 평가된 기여요인들에 의해 상쇄될 수 있음을 시사한다.

### 5.5.6 전지구 평균해수면 변화의 전체 수치

1961~2003년 기간과 1993~2003년 기간 중 해수면 변화의 수치에 영향을 준 여러 요인들의 기여율을 표 5.3과 그림 5.21에 요약하였다. 대기 수증기량 변화와 육지저장수의 기후적 변화(5.5.5절), 영구동토와 퇴적(예로 Church et al., 2001을 참조)의 변화 등을 포함하여 영향력이 미비하다고 알려진 몇몇 요인들은 생략하였다. 이들 기여율의 전체 합은 0.2 mm/yr 이하일 가능성이 높다. 또한 별로 잘 알려져 있지 못한 인위적인 영향에 의한 지상 물 저장량(5.5.5.4절 참조)의 기여도 역시 생략하였다.

1961~2003년 기간 동안에 열팽창에 의한 기여는 관측된

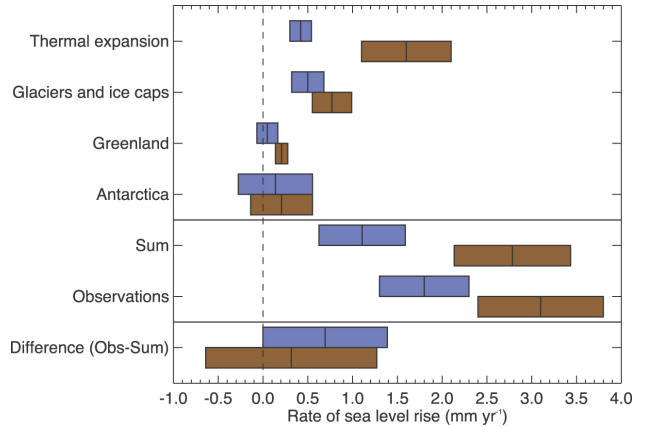


그림 5.21. 전지구평균해수면의 상승률에 대한 각 요인별 기여율의 추정치(위로부터 4번째까지의 항목들)와 각 요인들의 합계, 상승률 관측치(가운데 두 항목) 및 관측치와 추정치의 합과의 차이(아래). 모두 1961~2003년(파란색)과 1993~2003년(갈색) 기간에 해당됨. 합계에서의 오차는 각 요인별 오차의 제곱의 합에 대한 제곱근으로 표시하였다. 추정치의 합과 관측치의 차이의 오차는 추정치 합과 관측치의 오차를 이용하여 추정치 합계의 오차 계산과 같은 방식으로 계산하였다.

해수면 상승률의 단지 23 ± 9% 만을 설명하고 있다. Miller 와 Douglas(2004)는 대양 세 곳(북동 태평양, 북동 대서양, 서 대서양)에서 지난 50년간에 걸친 부피변화에 의한 해수면 상승을 계산했는데, 이와 비슷한 결론에 도달하였다. 그들은 그 값이 이들 지역의 9개 검조소자료에 기초한 해수면 상승 관측값을 설명하기에는 1/3 정도로 너무 작다는 것을 알아 낸 것이다. 그들은 결론적으로 20세기 후반부의 해수면 상승은 대부분 해양에 가해진 물 때문이라고 하였다. 하지만, 표 5.3을 살펴보면 열팽창과 육빙에 의한 해수면 상승의 합은 관측된 전지구평균해수면 상승률에 비해 0.7 ± 0.7 mm/yr 만큼 작으며 이는 유의할 만한 차가 될 수 있다. Church et al.(2001)의 평가를 따르면 이 차이는 특히 지하수 개발과 같이 양의 값을 가지는 인위적인 요인들로 설명할 수 있겠지

표 5.3. 1961~2003년과 1993~2003년 기간 동안의 전지구평균해수면의 상승률에 대한 각 요인별 기여율의 추정치와 관측된 상승률과의 비교. 100 Gt/yr 의 빙상 질량 손실은 0.28 mm/yr 의 해수면 상승에 상당하는 값이다. 조위관측과 위성 고도계 관측결과에 GIA 보정을 행하였다. 합계에서 오차는 각 요인별 제곱의 합에 대한 제곱근으로 표시하였고, 열팽창에 의한 해수면 변화는 0~3000m 수심층에 대한 값을 나타낸다.

기여요인	해수면 상승률(mm/yr)		참고 문헌
	1961~2003년	1993~2003년	
열팽창	0.42 ± 0.12	1.6 ± 0.5	5.5.3절
빙하와 만년빙	0.50 ± 0.18	0.77 ± 0.22	4.5절
그린랜드 빙상	0.05 ± 0.12	0.21 ± 0.07	4.6.2절
남극 빙상	0.14 ± 0.41	0.21 ± 0.35	4.6.2절
합계	1.1 ± 0.5	2.8 ± 0.7	
관측치	1.8 ± 0.5		5.5.2.1절
		3.1 ± 0.7	5.5.2.2절
차이(관측치-추정치 합)	0.7 ± 0.7	0.3 ± 1.0	

만, 음의 값을 가지는 요인들(특히 저수)이 이들보다 더 크게 기여했을 것으로 예상된다. 우리는 해수면 상승수치가 아직까지는 만족스럽게 맞지 못하고 있다고 결론 내린다.

검조자료로부터 평가된 해수면 상승률의 큰 시간적 변동성을 고려하면(5.5.2.4절과 그림 5.17) 십년주기 시간규모에서 볼 때 이 수치에는 다소 문제성이 있다. 온도 변화에 의한 기여율은 변동성이 훨씬 더 작고(그래도 여전히 실질적인 변동을 이룸; 5.5.3절), 온도 변화에 의한 상승률과 검조자료에 의한

상승률 사이에는 단지 중간 정도의 시간적 상관관계만 있을 뿐이다. 이들 사이의 이런 차이는 해양의 질량 변화로 설명해야만 한다. 왜냐하면 온도 변화에 의한 상승률과 육지 저장수의 기후적 상승률이 서로 음의 상관관계에 있기 때문에(5.5.3절), 이 외견상의 차이는 2 mm/yr 이상의 상승률을 가지며 유일하게 남아있는 요인인 육빙으로부터 어떤 십년 기간 동안의 기여가 있는 것을 의미한다(그림 5.17). 육빙의 기여율이 1993~2003년 기간보다 그 이전의 수 십 년 동안에 더 컸었을 가능성이 매우 낮기 때문에(그림 4.14와 4.6.2.2절) 우리는 검조자료로부터 전지구해수면의 10년간 최대 상승률이 과대하게 평가되었을 가능성이 있다고 결론 내린다. 이는 그 추정된 변동성이 과도함을 의미한다.

1993~2003년 기간에 대해 열팽창은 훨씬 더 크고 육빙의 기여는  $1.2 \pm 0.4$  mm/yr 가 된다. 이러한 증가는 해수면 상승의 가속화라기보다는 부분적으로 십년 주기 변동성을 나타내는 것일 수 있다(5.5.3절; 해수면 상승률 변화의 원인과 모델 결과와의 비교는 9.5.2절에서 논의함). 그 합계는 여전히 관측된 추세보다는 작으나  $0.3 \pm 1.0$  mm/yr 라는 관측치와의 차이는 0의 값에 근접하는 값이다. 흥미로운 점은 관측치의 합계와 열팽창(해양의 질량 변화에 기인한 것으로 간주함)간의 차이가 두 시기에 있어서 거의 같다는 점이다. 근래 들어 개개의 요인들도 더 잘 밝혀지고 위성 고도계자료도 이용 가능하게 되었는데 최근의 이와 같이 좀 더 만족스러운 평가 결과는 TAR 이후에 많은 진전이 이루어졌음을 의미한다.

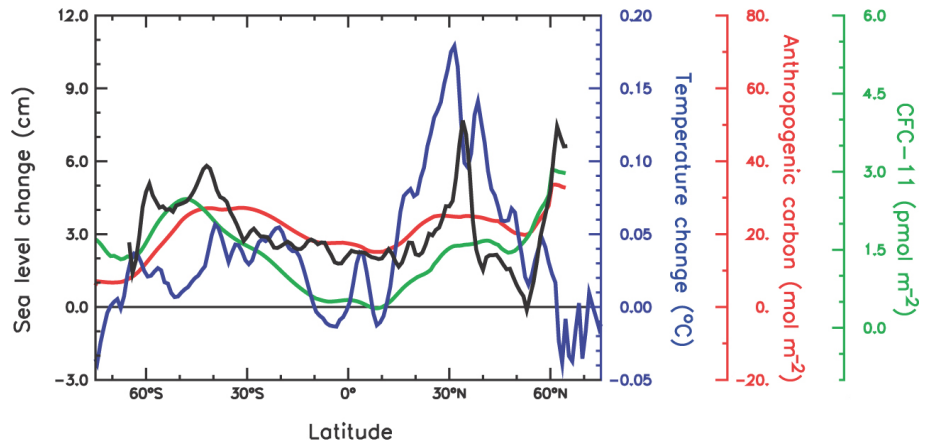


그림 5.22. 해양표층~700m 층의 수온변화(파란색, Levitus et al., 2005a)와 인위적 탄소(빨간색, Sabine et al., 2004b) 및 CFC-11(녹색, Willey 등, 2004)의 위도방향 평균치. 해수면 변화의 평균도 함께 나타냄(검정색, Cazenave and Nerem, 2004). 온도 변화는 1955~2003년 기간에 대해, 인위적 탄소는 산업혁명 이전 시기(즉, 1750년) 이후, CFC-11 농도는 1930~1994년 기간에 대해, 그리고 해수면은 1993~2003년 기간에 대해 각각 나타냄.

## 5.6 종합

앞의 네 절에서 서술된 전지구적인 열함량과 염분, 해수면, 부피변화에 의한 해수면, 그리고 수괴의 변화와 생지화학적 순환 등에 있어서 관측된 변화들의 패턴은 대규모 해양순환에서 알려져 있는 특성들과 폭 넓게 일치하고 있다(예, ENSO, NAO와 SAM).

1955년 이래로 세계 해양의 열함량이 증가해왔다는 강력한 증거가 존재한다(5.2절). 북대서양에서 해양의 온난화는 태평양이나 인도양, 또는 남빙양보다도 더 깊은 수심까지 침입하고 있으며(그림 5.3), 이는 북대서양에서 일어나는 강한 대류와 섭입, 그리고 심층대순환 셀의 존재와도 일치한다. 북대서양 지역의 대순환 셀(물기동 전체를 통해 열과 물을 아래 방향으로 전달함) 역시 이곳에서 인위적 탄소의 함량이 더 높아야 함을 시사하는데 이는 관측으로 입증되는 바와 같다(그림 5.11). SAMW 역시(어느 정도는 AAIW도 포함하여) 섭입과정을 통하여 인위적 탄소를 해양으로 운반하는데, 그 농도는 이들 아남극수괴의 형성 해역에서 더 높게 관측된다(그림 5.10). 해양으로의 열전달은 또한 열팽창을 통하여 해수면의 상승을 가져왔는데, 1955년 이래로 해수면 변화의 그 지리적인 분포 양상은 대체로 열팽창과 열함량의 변화와 일치한다(그림 5.2).

비록 염분측정이 온도측정에 비해 비교적 관측점이 성기지만 염분자료 역시 유의한 변화들을 보인다. 전지구적인 염분 분석결과, 고위도(50°N 이북과 70°S 이남)의 해수가 상부



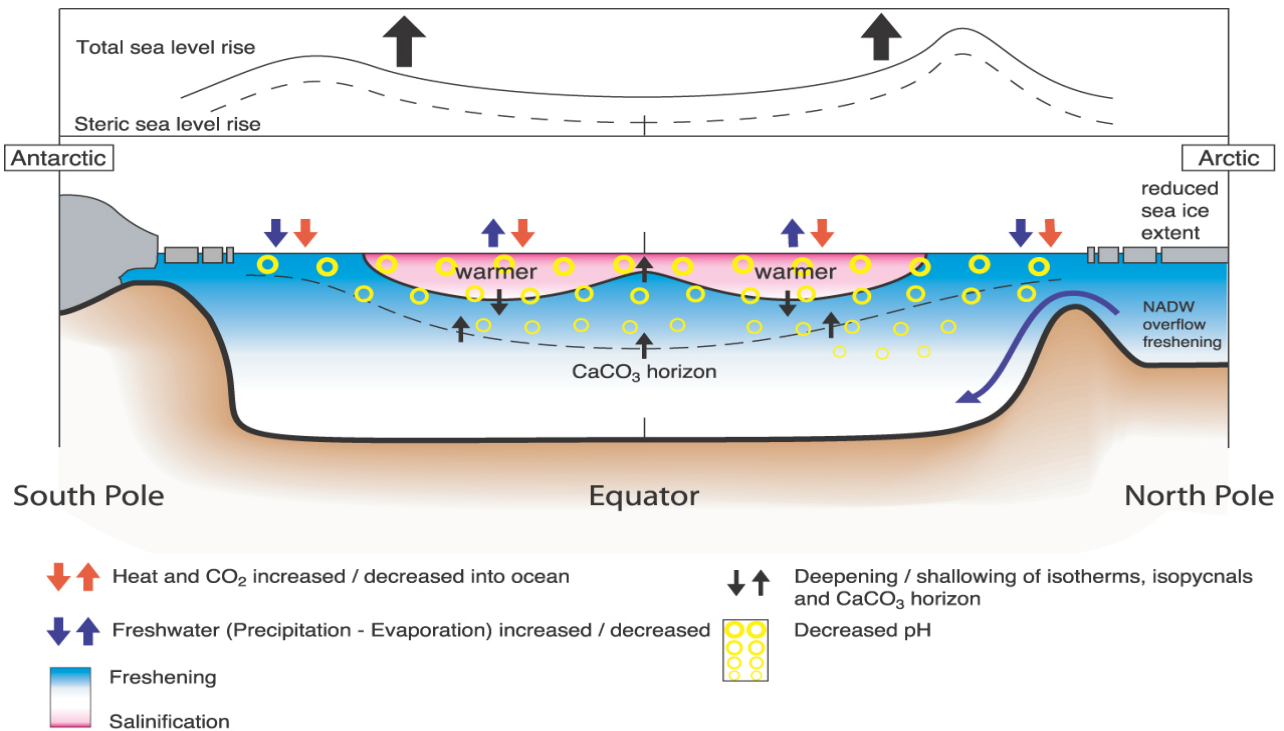


그림 5.23. 해양의 수온과 염분, 해수면, 해빙 그리고 생지화학순환 등을 포함하는 해양 상태의 변화에 대한 관측결과들을 나타낸 모식도. 기호들은 이 변수들의 변화가 진행되는 방향을 나타냄.

500m에서 더 저염화되었다(그림 5.5의 세계해양). 아열대 위도대 지역은 상부 500m에서 양반구 모두 염분의 증가가 특징적이다. 지역적 분석결과 역시 LSW나 AAIW, NPIW 등과 같이 대표적인 고위도 수괴들이 저염화되는 비슷한 변화분포를 보이고 있고, 24°N에서와 같이 몇몇 아열대환류계에서는 염분의 증가를 보였다. 북대서양 역시(그리고 다른 대표적 수괴들도) 최근에 북대서양아극환류에서 표층염분이 증가한 것과 같이 상당한 십년 주기 변동을 보이고 있다. 고위도 지역, 특히 북반구 고위도에서 수 년 경과한 해빙의 용해와 강수, 빙하의 녹은 물 등에서 이들의 증가 관측결과가 있으며(4장 참조), 이 모든 것들은 고위도 표층수의 저염화를 가져온다. 중위도 해역에서는 증발량과 강수량의 차가 증가하였다(즉, 해양에서 대기로의 담수 수송량이 증가하였다). 염분 변화패턴은 지난 50년 동안 지구의 수문순환이 강화되었음을 시사한다. 이러한 추세는 강수의 변화와 일치하며 대기를 통하여 저위도에서 고위도로, 그리고 대서양에서 태평양으로 수송되는 물 수송량이 증가하는 추정결과와도 일치한다.

그림 5.22는 수온과 인위적 탄소, 해수면 상승 및 수동적 추적자(CFC)의 변화에 대한 동서 위도 평균을 나타낸다. 주목할 만한 점은 이들 서로 독립된 변수들이(기준이 되는 시기들이 폭넓게 범함에도 불구하고) 해양에서 공통된 변화 패턴을 보인다는 점이다. 특히, 더 높은 정도의 온난화와 해수

면 상승, 인위적 탄소 그리고 CFC-11 등이 중위도와 적도 부근 해역에서 밀접한 유사성을 가지는 것은 이러한 변화들이 해양의 환기와 순환의 변화에서 나온 결과라는 것을 강력히 시사한다. 해양 상층의 온난화는 해양의 환기와 섭입율에 감소를 가져올 것인데, 그에 대하여 O<sub>2</sub> 농도의 감소 관측 결과로부터 얻은 증거가 어느 정도 있다.

또한 적도 태평양에서 부피 변화에 의한 해수면 상승 패턴은 서에서 동으로 향하는 태평양의 강한 기류가 약화되어졌음을 보여준다(즉, 지금은 서태평양이 더 냉각되고 동태평양이 더 온난화됨). 이와 같은 적도지역의 수온 기류 감소는 같은 기간 동안 엘니뇨가 좀 더 길어지고 강화되는 쪽으로 향하는 추세와도 일치한다(3.6.2절 참조).

해양에서 탄소의 섭입은 방해석과 아라고나이트의 포화수준이 일반적으로 좀 더 낮아지게 하였으며, pH는 주로 해양표층과 표층부근에서 감소하게 함으로써 해양이 좀 더 산성화 되게 하였다.

TAR 이후로 해수면에 기여하는 과정들의 대부분을 측정할 수 있는 능력이 개발되었다. 1990년대에 부피 변화에 의한 해수면 상승으로 설명되지 못했던 해수면 상승 관측치의 대부분이 빙하와 빙상 및 하천수의 유출에 의한 질량의 이동으로 설명될 수 있었다(5.5절 참조). 그림 5.23은 관측된 변화들을 요약한 모식도이다.

이 모든 관측결과들을 종합할 때 해양의 상태가 변화하였

고, 그 변화들의 공간적인 분포는 대규모적인 해양의 순환과 일치하며, 이러한 변화들이 달라진 해표면 상태에 반응해서 일어난 결과들이라는 결론에 대해 높은 신뢰도를 준다.

한편으로 변화된 해양 상태를 입증하는 많은 확실한 발견들이 있지만 핵심이 되는 불확실성들도 여전히 남아있다. 해양의 자료수집상의 한계성(특히 남극에서)이 주는 의미는 전지구적인 열함량과 지역적인 염분패턴 그리고 전지구해수면 상승률에서 보이는 십년 주기 변동성 등에 대해서 단지 중간정도의 신뢰도로 평가될 수 있다는 것이다. 더욱이 MOC와 전지구 해양의 담수수지에 관한 추세에 대하여는 이를 뒷받침하는 증거에 대한 신뢰도가 낮다. 마지막으로, 지난 50년 동안 전지구평균해수면의 상승률이 열팽창과 용해의 증가로 인한 육빙의 손실로서 설명될 수 있는 양보다 더 클 가능성이 있기 때문에 이 기간에 대해 해수면 상승을 가져오는 이미 알려진 과정들을 정량적으로 만족할 만큼 밝히는 것은 가능하지 않다.

## 참고문헌

- AchutaRao, K.M. et al., 2006: Variability of ocean heat uptake: Reconciling observations and models, *J. Geophys. Res.*, **111**, C05019, doi:10.1029/2005JC003136.
- Andersson, H.C., 2002: Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. *Tellus*, **A54**, 76-88.
- Andreev, A., and S. Watanabe, 2002: Temporal changes in dissolved oxygen of the intermediate water in the subarctic North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(14), 1680, doi:10.1029/2002GL015021.
- Andrie, C., et al., 2003: Variability of AABW properties in the equatorial channel at 35 degrees W. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), 8007, doi:10.1029/2002GL015766.
- Antonov, J.I., S. Levitus, and T.P. Boyer, 2002: Steric sea level variations during 1957-1994: Importance of salinity. *J. Geophys. Res.*, **107**(C12), 8013, doi:10.1029/2001JC000964.
- Antonov, J.I., S. Levitus, and T.P. Boyer, 2005: Steric variability of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(12), L12602, doi:10.1029/2005GL023112.
- Aoki, S., M. Yoritaka, and A. Masuyama, 2003: Multidecadal warming of subsurface temperature in the Indian sector of the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, **108**(C4), 8081, doi:10.1029/JC000307.
- Aoki, S., N.L. Bindoff, and J.A. Church, 2005a: Interdecadal water mass changes in the Southern Ocean between 30E and 160E. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07607, doi:10.1029/2004GL022220.
- Aoki, S., S.R. Rintoul, S. Ushio, and S. Watanabe, 2005b: Freshening of the Adélie Land Bottom water near 140°E. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23601, doi:10.1029/2005GL024246.
- Baringer, M.O., and J.C. Larsen, 2001: Sixteen years of Florida Current transport at 27° N. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(16), 3179-3182.
- Bates, N.R., A.C. Pequignet, R.J. Johnson, and N. Gruber, 2002: A short-term sink for atmospheric CO<sub>2</sub> in subtropical mode water of the North Atlantic Ocean. *Nature*, **420**(6915), 489-493.
- Beaugrand, G., and P.C. Reid, 2003: Long-term changes in phytoplankton, zooplankton and salmon related to climate. *Global Change Biol.*, **9**(6), 801-817.
- Belkin, I.M., 2004: Propagation of the "Great Salinity Anomaly" of the 1990s around the northern North. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L08306, doi:10.1029/2003GL019334.
- Beltrami, H., J.E. Smerdon, H.N. Pollack, and S. Huang, 2002: Continental heat gain in the global climate system. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014310.
- Bersch, M., 2002: North Atlantic Oscillation-induced changes of the upper layer circulation in the northern North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **107**(C10), 3156, doi:10.1029/JC000901.
- Bi, D.H., W.F. Budd, A.C. Hirst, and X.R. Wu, 2001: Collapse and reorganisation of the Southern Ocean overturning under global warming in a coupled model. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(20), 3927-3930.
- Biasutti, M., D.S. Battisti, and E.S. Sarachik, 2003: The annual cycle over the tropical Atlantic, South America, and Africa. *J. Clim.*, **16**(15), 2491-2508.
- Bindoff, N.L., and T.J. McDougall, 2000: Decadal changes along an Indian Ocean section at 32 degrees S and their interpretation. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**(6), 1207-1222.
- Bjök, G., et al., 2002: Return of the cold halocline layer to the Amundsen Basin of the Arctic Ocean: Implications for the sea ice mass balance. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(11), 1513, doi:10.1029/2001GL014157.
- Bouligand, R., and P.A. Pirazzoli, 1999: Les surcotes et les dévotes marines à Brest, étude statistique et évolution. *Oceanol. Acta*, **22**(2), 153-166.
- Boyer, T.P., J.I. Antonov, S. Levitus, and R. Locarnini, 2005: Linear trends of salinity for the world ocean, 1955-1998. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01604, doi:10.1029/2004GL021791.
- Boyer, T.P., et al., 2002: World ocean database 2001, Volume 2: Temporal distribution of bathythermograph profiles. In: *NOAA Atlas NESDIS 43* [Levitus, S. (ed.)]. Vol. 2. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 119 pp, CD-ROMs.
- Brankart, J.M., and N. Pinardi, 2001: Abrupt cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate Water at the beginning of the 1980s: Observational evidence and model simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**(8), 2307-2320.
- Bromirski, P.D., R.E. Flick, and D.R. Cayan, 2003: Storminess variability along the California coast: 1858-2000. *J. Clim.*, **16**, 982-993.
- Bryden, H.L., E.L. McDonagh, and B.A. King, 2003: Changes in ocean water mass properties: Oscillations or trends? *Science*, **300**, 2086-2088.
- Bryden, H.L., H.R. Longworth, and S.A. Cunningham, 2005: Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature*, **438**, 655-657, doi:10.1038/nature04385.
- Bryden, H.L., et al., 1996: Decadal changes in water mass characteristics at 24 degrees N in the subtropical North Atlantic Ocean. *J. Clim.*, **9**(12), 3162-3186.
- Cabanes, C., A. Cazenave, and C. Le Provost, 2001: Sea level change from Topex-Poseidon altimetry for 1993-1999 and possible warming of the southern oceans. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(1), 9-12.
- Cai, W., 2006: Antarctic ozone depletion causes an intensification of the Southern Ocean super-gyre circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2005GL024911.
- Caldeira, K., and M.E. Wickett, 2003: Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, **425**(6956), 365.
- Carmack, E.C., et al., 1995: Evidence for warming of Atlantic Water in the southern Canadian Basin of the Arctic-Ocean - Results from the Larsen93 Expedition. *Geophys. Res. Lett.*, **22**(9), 1061-1064.



- Carton, J., B. Giese, and S. Grodsky, 2005: Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **110**, C09006, doi:10.1029/2004JC002817.
- Cazenave, A., and R.S. Nerem, 2004: Present-day sea level change: observations and causes. *Rev. Geophys.*, **42**(3), RG3001, doi:10.1029/2003RG000139.
- Chambers, D., J.C. Ries, C.K. Shum, and B.D. Tapley, 1998: On the use of tide gauges to determine altimeter drift. *J. Geophys. Res.*, **103**(C6), 12885-12890.
- Chambers, D.P., et al., 2002: Low-frequency variations in global mean sea level: 1950-2000. *J. Geophys. Res.*, **107**(C4), doi:10.1029/2001JC001089.
- Chao, B., 1994: Man-made lakes and global sea level. *Nature*, **370**, 258.
- Chavez, F.P., J. Ryan, S.E. Lluch-Cota, and M. Niquen, 2003: From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science*, **299**(5604), 217-221.
- Chelton, B., et al., 2001: Satellite altimetry. In: *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications* [Fu, L.-L., and A. Cazenave (eds.)]. Academic Press, San Diego, pp. 1-131.
- Church, J.A., and N.J. White, 2006: A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01602, doi:10.1029/2005GL024826.
- Church, J.A., N.J. White, and J.R. Hunter, 2006: Sea-level rise at tropical Pacific and Indian Ocean islands. *Global Planet. Change*, **53**, 155-168.
- Church, J.A., et al., 2001: Changes in sea level. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 639-693.
- Church, J.A., et al., 2004: Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period. *J. Clim.*, **17**(13), 2609-2625.
- Clark, P.U., N.G. Pisias, T.F. Stocker, and A.J. Weaver, 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, **415**, 863-869.
- Comiso, J.C., 2002: A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1956-1959.
- Comiso, J.C., 2003: Warming trends in the Arctic from clear sky satellite observations. *J. Clim.*, **16**(21), 3498-3510.
- Conkright, M.E., et al., 2002: World ocean database 2001, Volume 1: Introduction. In: *NOAA Atlas NESDIS 42* [Levitus, S. (ed.)]. Vol. 1. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 159 pp, CD-ROMs.
- Cunningham, S.A., S.G. Alderson, B.A. King, and M.A. Brandon, 2003: Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *J. Geophys. Res.*, **108**(C5), 8084, doi:10.1029/2001JC001147.
- Curry, R., and C. Mauritzen, 2005: Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades. *Science*, **308**(5729), 1772-1774.
- Curry, R., B. Dickson, and I. Yashayaev, 2003: A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, **426**(6968), 826-829.
- Deutsch, C., S. Emerson, and L. Thompson, 2005: Fingerprints of climate change in North Pacific oxygen. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16604, doi:10.1029/2005GL023190.
- Dickson, B., et al., 2002: Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, **416**(6883), 832-837.
- Dickson, R., et al., 1996: Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, **38**, 241-295.
- Dickson, R.R., R. Curry, and I. Yashayaev, 2003: Recent changes in the North Atlantic. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **361**(1810), 1917-1933.
- Dickson, R.R., J. Meincke, S.A. Malmberg, and A.J. Lee, 1988: The Great Salinity Anomaly in the Northern North Atlantic 1968-1982. *Prog. Oceanogr.*, **20**(2), 103-151.
- Doney, S.C., J.L. Bullister, and R. Wanninkhof, 1998: Climatic variability in upper ocean ventilation rates diagnosed using chlorofluorocarbons. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(9), 1399-1402.
- Donnelly, J.P., P. Cleary, P. Newby, and R. Ettinger, 2004: Coupling instrumental and geological records of sea-level change: Evidence from southern New England of an increase in the rate of sea-level rise in the late 19th century. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(5), L05203, doi:10.1029/2003GL018933.
- Dore, J.E., R. Lukas, D.W. Sadler, and D.M. Karl, 2003: Climate-driven changes to the atmospheric CO<sub>2</sub> sink in the subtropical North Pacific Ocean. *Nature*, **424**(6950), 754-757.
- Douglas, B.C., 1992: Global sea level acceleration. *J. Geophys. Res.*, **97**(C8), 12699-12706.
- Douglas, B.C., 2001: Sea level change in the era of the recording tide gauges. In: *Sea Level Rise: History and Consequences* [Douglas, B.C., Kearney, M.S., and S.P. Leatherman (eds.)]. Academic Press, New York, pp. 37-64.
- Ekman, M., 1988: The world's longest continued series of sea level observations. *Pure Appl. Geophys.*, **127**, 73-77.
- Emerson, S., S. Mecking, and J. Abell, 2001: The biological pump in the subtropical North Pacific Ocean: Nutrient sources, Redfield ratios, and recent changes. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**(3), 535-554.
- Emerson, S., Y.W. Watanabe, T. Ono, and S. Mecking, 2004: Temporal trends in apparent oxygen utilization in the upper pycnocline of the North Pacific: 1980-2000. *J. Oceanogr.*, **60**(1), 139-147.
- Fahrbach, E., et al., 2004: Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea. *Ocean Dyn.*, **54**(1), 77-91.
- Feely, R.A., and C.T.A. Chen, 1982: The effect of excess CO<sub>2</sub> on the calculated calcite and aragonite saturation

- horizons in the northeast Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **9**(11), 1294-1297.
- Feely, R.A., R. Wanninkhof, T. Takahashi, and P. Tans, 1999: Influence of El Niño on the equatorial Pacific contribution to atmospheric CO<sub>2</sub> accumulation. *Nature*, **398**(6728), 597-601.
- Feely, R.A., et al., 2002: In situ calcium carbonate dissolution in the Pacific Ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 1144, doi:10.1029/2002GB001866.
- Feely, R.A., et al., 2004: Impact of anthropogenic CO<sub>2</sub> on the CaCO<sub>3</sub> system in the oceans. *Science*, **305**(5682), 362-366.
- Feng, M., and G. Meyers, 2003: Interannual variability in the tropical Indian Ocean: A two-year time-scale of Indian Ocean Dipole. *Deep-Sea Res. II*, **50**, 2263-2284.
- Firing, Y.L., and M.A. Merrifield, 2004: Extreme sea level events at Hawaii: the influence of mesoscale eddies. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(24), L24306, doi:10.1029/2004GL021539.
- Folland, C.K., et al., 2001: Observed climate variability and change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, pp. 99-181.
- Freeland, H., et al., 1997: Evidence of change in the winter mixed layer in the Northeast Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. I*, **44**(12), 2117-2129.
- Fu, L.L., and A. Cazenave, 2001: *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. International Geophysics Series Vol. 69, Academic Press, San Diego, 457 pp.
- Fukasawa, M., et al., 2004: Bottom water warming in the North Pacific Ocean. *Nature*, **427**(6977), 825-827.
- Gamo, T., et al., 1986: Spatial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer. *J. Mar. Res.*, **44**(4), 781-793.
- Ganachaud, A., and C. Wunsch, 2003: Large-scale ocean heat and freshwater transports during the World Ocean Circulation Experiment. *J. Clim.*, **16**(4), 696-705.
- Garcia, H.E., et al., 2005: On the variability of dissolved oxygen and apparent oxygen utilization content for the upper world ocean: 1955 to 1998. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09604, doi:10.1029/GL022286.
- Gasparini, G.P., et al., 2005: The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea. *Deep-Sea Res. I*, **52**(6), 915-935.
- Gehrels, W.R., et al., 2004: Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. *Quat. Int.*, **120**, 79-89.
- Gertman, I., N. Pinardi, Y. Popov, and A. Hecht, 2006: Aegean sea water masses during the early stages of the eastern Mediterranean climatic transient (1988-1990). *J. Phys. Oceanogr.*, **36**(9), 1841-1859.
- Gille, S.T., 2002: Warming of the Southern Ocean since the 1950s. *Science*, **295**(5558), 1275-1277.
- Gille, S.T., 2004: How nonlinearities in the equation of state of seawater can confound estimates of steric sea level change. *J. Geophys. Res.*, **109**(3), C03005, doi:10.1029/2003JC002012.
- Gonzalez-Dáila, M., et al., 2003: Seasonal and interannual variability of sea-surface carbon dioxide species at the European Station for Time Series in the Ocean at the Canary Islands (ESTOC) between 1996 and 2000. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**(3), 1076, doi:10.1029/2002GB001993.
- González-Pola, C., A. Lavin, and M. Vargas-Yanez, 2005: Intense warming and salinity modification of intermediate water masses in the southeastern corner of the Bay of Biscay for the period 1992-2003. *J. Geophys. Res.*, **110**, C05020, doi:10.1029/2004JC002367.
- Gornitz, V., 2001: Impoundment, groundwater mining, and other hydrologic transformations: Impacts on global sea level rise. In: *Sea Level Rise: History and Consequences* [Douglas, B.C., M.S. Kearney, and S.P. Leatherman (eds.)]. Academic Press, San Diego, pp. 97-119.
- Gregg, W.W., et al., 2003: Ocean primary production and climate: Global decadal changes. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(15), 1809, doi:10.1029/2003GL016889.
- Gregory, J.M., et al., 2001: Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea-level changes 1900-2100. *Clim. Dyn.*, **18**, 225-240.
- Gregory, J.M., et al., 2004: Simulated and observed decadal variability in ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15312, doi:10.1029/2004/GL020258.
- Gregory, J.M., et al., 2005: A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12703, doi:10.1029/2005GL023209.
- Grist, J.P., and S.A. Josey, 2003: Inverse analysis adjustment of the SOC air-sea flux climatology using ocean heat transport constraints. *J. Clim.*, **16**(20), 3274-3295.
- Gruber, N., J.L. Sarmiento, and T.F. Stocker, 1996: An improved method for detecting anthropogenic CO<sub>2</sub> in the oceans. *Global Biogeochem. Cycles*, **10**(4), 809-837.
- Gruber, N., C.D. Keeling, and N.R. Bates, 2002: Interannual variability in the North Atlantic Ocean carbon sink. *Science*, **298**(5602), 2374-2378.
- Guinehut, S., P.-Y. Le Traon, G. Larnicol, and S. Phillips, 2004: Combining ARGO and remote-sensing data to estimate the ocean three-dimensional temperature fields. *J. Mar. Syst.*, **46**, 85-98.
- Gulev, S.K., T. Jung, and E. Ruprecht, 2006: Estimation of the sampling errors in global surface flux fields based on VOS data. *J. Clim.*, **20**(2), 279-301.
- Häkkinen, S., 2002: Surface salinity variability in the northern North Atlantic during recent decades. *J. Geophys. Res.*, **107**(C12), doi:10.1029/2001JC000812.
- Häkkinen, S., and P.B. Rhines, 2004: Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s. *Science*, **304**, 555-559.
- Hanawa, K., 1995: Southward penetration of the Oyashio

- water system and the wintertime condition of midlatitude westerlies over the North Pacific. *Bull. Hokkaido Natl. Fish. Res. Inst.*, **59**, 103–119.
- Hanawa, K., and J. Kamada, 2001: Variability of core layer temperature (CLT) of the North Pacific subtropical mode water. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(11), 2229–2232.
- Hanawa, K., and L.D. Talley, 2001: Mode waters. In: *Ocean Circulation and Climate* [Siedler, G., J.A. Church, and J. Gould (eds.)]. Academic Press, San Diego, pp. 373–386.
- Harrison, D.E., and M. Carson, 2006: Is the World Ocean warming? Upper ocean temperature trends, 1950–2000. *J. Phys. Oceanogr.*, **37** (2), 174–187.
- Háú, H., et al., 2005: Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the thermohaline circulation. *Science*, **309**, 1841–1844.
- Hazeleger, W., and S.S. Drijfhout, 1998: Mode water variability in a model of the subtropical gyre: Response to anomalous forcings. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 266–288.
- Hazeleger, W., P. de Vries, and Y. Friocourt, 2003: Sources of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic in a high-resolution ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 677–693.
- Hill, K.L., A.J. Weaver, H.J. Freeland, and A. Bychkov, 2003: Evidence of change in the Sea of Okhotsk: Implications for the North Pacific. *Atmos.–Ocean*, **41**(1), 49–63.
- Hilmer, M., and P. Lemke, 2000: On the decrease of Arctic sea ice volume. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(22), 3751–3754.
- Hirawake, T., T. Odate, and M. Fukuchi, 2005: Long-term variation of surface phytoplankton chlorophyll a in the Southern Ocean during 1965–2002. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(5), L05606, doi:10.1029/2004GL021394.
- Hogg, N.G., 2001: Quantification of the deep circulation. In: *Ocean Circulation and Climate* [Siedler, G., J.A. Church, and J. Gould (eds.)]. Academic Press, San Diego, pp. 259–270.
- Hogg, N.G., and W. Zenk, 1997: Long-period changes in the bottom water flowing through Vema Channel. *J. Geophys. Res.*, **102**, 15639–15646.
- Holgate, S.J., and P.L. Woodworth, 2004: Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07305, doi:10.1029/2004GL019626.
- Houghton, R.W., and M. Visbeck, 2002: Quasi-decadal salinity fluctuations in the Labrador Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 687–701.
- ICES, 2005: *The Annual ICES Ocean Climate Status Summary 2004/2005*. ICES Cooperative Research Report No.275, International Council for the Exploration of the Sea, Copenhagen, Denmark, 37 pp.
- IOC, 2002: *Manual on Sea-Level Measurement and Interpretation. Volume 3 - Reappraisals and Recommendations as of the Year 2000*. Manuals and Guides No. 14, Intergovernmental Oceanographic Commission, Paris, 47 pp.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S.I. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, **62**(2), 155–170.
- Jacobs, S.S., C.F. Giulivi, and P.A. Mele, 2002: Freshening of the Ross Sea during the late 20th century. *Science*, **297**(5580), 386–389.
- Johnson, G.C., and A.H. Orsi, 1997: Southwest Pacific Ocean water-mass changes between 1968/69 and 1990/91. *J. Clim.*, **10**(2), 306–316.
- Johnson, G.C., and N. Gruber, 2007: Decadal water mass variations along 20°W in the northeastern Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, in press.
- Johnson, G.C., D.L. Rudnick, and B.A. Taft, 1994: Bottom water variability in the Samoa Passage. *J. Mar. Res.*, **52**, 177–196.
- Josey, S.A., 2003: Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation. *J. Geophys. Res.*, **108**(C7), 3237, doi:10.1029/2003JC001778.
- Josey, S.A., and R. Marsh, 2005: Surface freshwater flux variability and recent freshening of the North Atlantic in the eastern Subpolar Gyre. *J. Geophys. Res.*, **110**, C05008, doi:10.1029/2004JC002521.
- Joyce, T.M., and P.E. Robbins, 1996: The long-term hydrographic record at Bermuda. *J. Clim.*, **9**, 3121–3131.
- Joyce, T.M., and J. Dunworth-Baker, 2003: Long-term hydrographic variability in the Northwest Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(2), 1043, doi:10.1029/2002GL015225.
- Joyce, T.M., R.S. Pickart, and R.C. Millard, 1999: Long-term hydrographic changes at 52 and 66 degrees W in the North Atlantic Subtropical Gyre & Caribbean. *Deep-Sea Res. II*, **46**(1–2), 245–278.
- Joyce, T.M., C. Deser, and M.A. Spall, 2000: The relation between decadal variability of subtropical mode water and the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, **13**(14), 2550–2569.
- Karl, D.M., 1999: A sea of change: Biogeochemical variability in the North Pacific Subtropical Gyre. *Ecosystems*, **2**(3), 181–214.
- Keeling, R.F., 2005: Comment on “The ocean sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>”. *Science*, **308**(5729), 1743c.
- Keigwin, L.D., W.B. Curry, S.J. Lehman, and S. Johnsen, 1994: The role of the deep ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 kyr ago. *Nature*, **371**, 323–326.
- Keller, K., R.D. Slater, M. Bender, and R.M. Key, 2002: Possible biological or physical explanations for decadal scale trends in North Pacific nutrient concentrations and oxygen utilization. *Deep-Sea Res. II*, **49**(1–3), 345–362.
- Kieke, D., et al., 2006: Changes in the CFC inventories and formation rates of Upper Labrador Sea water. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 64–86.



- Kim, K., et al., 2004: Water masses and decadal variability in the East Sea (Sea of Japan). *Prog. Oceanogr.*, **61**(2-4), 157-174.
- Kim, K.R., et al., 2002: A sudden bottom-water formation during the severe winter 2000-2001: The case of the East/Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(8), doi:10.1029/2001GL014498.
- Klein, B., et al., 2000: Is the Adriatic returning to dominate the production of Eastern Mediterranean Deep Water? *Geophys. Res. Lett.*, **27**(20), 3377-3380.
- Knight, J.R., et al., 2005: A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20708, doi:1029/2005GL024233.
- Köl, A., D. Stammer, and B. Cornuelle, 2006: Interannual to decadal changes in the ECCO global synthesis. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**(2), 313-337.
- Krahmann, G., and F. Schott, 1998: Long-term increases in Western Mediterranean salinities and temperatures: anthropogenic and climatic sources. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(22), 4209-4212.
- Kwon, Y.O., and S.C. Riser, 2004: North Atlantic Subtropical Mode Water: A history of ocean-atmosphere interaction 1961-2000. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(19), L19307, doi:10.1029/2004GL021116.
- Kwon, Y.O., K. Kim, Y.G. Kim, and K.R. Kim, 2004: Diagnosing long-term trends of the water mass properties in the East Sea (Sea of Japan). *Geophys. Res. Lett.*, **31**(20), L20306, doi:10.1029/2004GL020881.
- Lambeck, K., 2002: Sea-level change from mid-Holocene to recent time: An Australian example with global implications. In: *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth* [Mitrovica, J.X., and B. L.A. Vermeersen (eds.)]. Geodynamics Series Vol. 29, American Geophysical Union, Washington, DC, doi:10.1029/029GD03, 33-50.
- Lambeck, K., C. Smither, and M. Ekman, 1998: Tests of glacial rebound models for Fennoscandia based on instrumental sea- and lake-level records. *Geophys. J. Int.*, **135**, 375-387.
- Lambeck, K., et al., 2004: Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **224**, 563-575.
- Latif, M., et al., 2006: Is the thermohaline circulation changing? *J. Clim.*, **19**, 4631-4637.
- Lazar, A., et al., 2002: Seasonality of the ventilation of the tropical Atlantic thermocline in an ocean general circulation mode. *J. Geophys. Res.*, **107**(C8), doi:10.1029/2000JC000667.
- Lazier, J.R.N., 1995: The salinity decrease in the Labrador Sea over the past thirty years. In: *Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales* [Martinson, D.G., et al. (eds.)]. National Academy Press, Washington, DC, pp. 295-304.
- Lazier, J.R.N., et al., 2002: Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990-2000. *Deep-Sea Res. I*, **49**(10), 1819-1835.
- Le Quéé C., et al., 2003: Two decades of ocean CO<sub>2</sub> sink and variability. *Tellus*, **B55**(2), 649-656.
- Lee, T., 2004: Decadal weakening of the shallow overturning circulation of the South Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18305, doi:10.1029/2004GL020884.
- Lefère, N., et al., 2004: A decrease in the sink for atmospheric CO<sub>2</sub> in the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(7), L07306, doi:10.1029/2003GL018957.
- Leuliette, E.W., R.S. Nerem, and G.T. Mitchum, 2004: Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change. *Mar. Geodesy*, **27**(1-2), 79-94.
- Levitus, S., 1989: Interpentadal variability of salinity in the upper 150m of the North-Atlantic Ocean, 1970-1974 versus 1955-1959. *J. Geophys. Res.*, **94**(C7), 9679-9685.
- Levitus, S., J.I. Antonov, and T.P. Boyer, 2005a: Warming of the World Ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- Levitus, S., J. Antonov, T.P. Boyer, and C. Stephens, 2000: Warming of the World Ocean. *Science*, **287**, 2225-2229.
- Levitus, S., et al., 2005b: *Building Ocean Profile-Plankton Databases for Climate and Ecosystem System Research*. NOAA Technical Report NESDIS 117, U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 29 pp.
- Levitus, S., et al., 2005c: EOF analysis of upper ocean heat content, 1956-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18607, doi:10.1029/2005GL023606.
- Li, M., P.G. Myers, and H. Freeland, 2005: An examination of historical mixed layer depths along Line-P in the Gulf of Alaska. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05613, doi:10.1029/2004GL021911.
- Li, Y.-H., and T.-H. Peng, 2002: Latitudinal change of remineralization ratios in the oceans and its implication for nutrient cycles. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 1130, doi:10.1029/2001GB001828.
- Locarnini, R.A., et al., 2002: World ocean database 2001. In: *NOAA Atlas NESDIS 45. Vol. 4: Temporal Distribution of Temperature, Salinity and Oxygen Profiles* [Levitus, S. (ed.)]. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 332 pp, CD-ROMs.
- Lombard, A., et al., 2005: Thermosteric sea level rise for the past 50 years; comparison with tide gauges and inference on water mass contribution. *Global Planet. Change*, **48**, 303-312.
- Lombard, A., et al., 2006: Perspectives on present-day sea level change: a tribute to Christian le Provost. *Ocean Dyn.*, **56**(5-6), doi:10.1007/s10236-005-0046-x.
- Lowe, J.A., and J.M. Gregory, 2006: Understanding projections of sea level rise in a Hadley Centre coupled climate model. *J. Geophys. Res.*, **111**, C11014, doi:10.1029/2005JC003421.
- Luterbacher, J., et al., 2004: European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, **303**(5663), 1499-1503.
- Lyman, J.M., J.K. Willis, and G.C. Johnson, 2006: Recent cooling of the upper ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18604, doi:10.1029/2006GL027033.
- Macrander, A., et al., 2005: Interannual changes in the overflow from the Nordic Seas into the Atlantic Ocean through Denmark Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **32**,

- L06606, doi:10.1029/2004GL021463.
- Manca, B.B., V. Kovacevic, M. Gacic, and D. Viezzoli, 2002: Dense water formation in the Southern Adriatic Sea and spreading into the Ionian Sea in the period 1997-1999. *J. Mar. Syst.*, **33**, 133-154.
- Mariotti, A., et al., 2002: The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea. *J. Clim.*, **15**(13), 1674.
- Marsh, R., 2000: Recent variability of the North Atlantic thermohaline circulation inferred from surface heat and freshwater fluxes. *J. Clim.*, **13**(18), 3239-3260.
- Matsumoto, K., and N. Gruber, 2005: How accurate is the estimation of anthropogenic carbon in the ocean? An evaluation of the delta C\* method. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB3014, doi:10.1029/2004GB002397.
- McDonagh, E.L., et al., 2005: Decadal changes in the south Indian Ocean thermocline. *J. Clim.*, **18**, 1575-1590.
- McLaughlin, F.A., E.C. Carmack, R.W. Macdonald, and J.K.B. Bishop, 1996: Physical and geochemical properties across the Atlantic Pacific water mass front in the southern Canadian Basin. *J. Geophys. Res.*, **101**(C1), 1183-1197.
- McNeil, B.I., et al., 2003: Anthropogenic CO<sub>2</sub> uptake by the ocean based on the global chlorofluorocarbon data set. *Science*, **299**(5604), 235-239.
- McPhaden, M.J., and D.X. Zhang, 2002: Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature*, **415**(6872), 603-608.
- McPhaden, M.J., and D.X. Zhang, 2004: Pacific Ocean circulation rebounds. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(18), L18301, doi:10.1029/2004GL020727.
- Mecking, S., M.J. Warner, and J.L. Bullister, 2006: Temporal changes in pCFC-12 ages and AOU along two hydrographic sections in the eastern subtropical North Pacific. *Deep-Sea Res.*, **53**(1), 169-187.
- Meredith, M.P., and J.C. King, 2005: Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19604, doi:1029/2005GL024042.
- Meyers, G., 1996: Variation of the Indonesian throughflow and the El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12255-12263.
- Miller, L., and B.C. Douglas, 2004: Mass and volume contributions to 20th century global sea level rise. *Nature*, **428**, 406-409.
- Millot, C., J.-L. Fuda, J. Candela, and Y. Tber, 2006: Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep-Sea Res. I*, **53**, 656-666.
- Milly, P.C.D., and A.B. Shmakin, 2002: Global modeling of land water and energy balances: 1. The land dynamics (LaD) model. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 283-299.
- Milly, P.C.D., A. Cazenave, and M.C. Gennero, 2003: Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea-level rise. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **100**(213), 13158-13161.
- Minami, H., Y. Kano, and K. Ogawa, 1998: Long-term variations of potential temperature and dissolved oxygen of the Japan Sea Water. *J. Oceanogr.*, **55**, 197-205.
- Mitchell, T.P., and J.M. Wallace, 1992: The annual cycle in equatorial convection and sea-surface temperature. *J. Clim.*, **5**(10), 1140-1156.
- Mitchell, W., J. Chittleborough, B. Ronai, and G.W. Lennon, 2001: Sea level rise in Australia and the Pacific. In: *Pacific Islands Conference on Climate Change, Climate Variability and Sea Level Rise, National Tidal Facility Australia, Rarotonga, Cook Islands, 3-7 April 2000*. Flinders Press, Adelaide, Australia, pp. 47-57.
- Mitchum, G.T., 1994: Comparison of Topex sea surface heights and tide gauge sea levels. *J. Geophys. Res.*, **99**(C12), 24541-24554.
- Mitchum, G.T., 2000: An improved calibration of satellite altimetric heights using tide gauge sea levels with adjustment for land motion. *Mar. Geodesy*, **23**, 145-166.
- Mitrovica, J.X., M. Tamisiea, J.L. Davis, and G.A. Milne, 2001: Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature*, **409**, 1026-1029.
- Mitrovica, J.X., et al., 2006: Reanalysis of ancient eclipses, astronomic and geodetic data: a possible route to resolving the enigma of global sea level rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **243**, 390-399.
- Molinari, R.L., 2004: Annual and decadal variability in the western subtropical North Atlantic: signal characteristics and sampling methodologies. *Prog. Oceanogr.*, **62**(1), 33-66.
- Morison, J., M. Steele, and R. Andersen, 1998: Hydrography of the upper Arctic Ocean measured from the nuclear submarine USS Pargo. *Deep-Sea Res. I*, **45**(1), 15-38.
- Munk, W., 2003: Ocean freshening, sea level rising. *Science*, **300**, 2041-2043.
- Murray, R.J., N.L. Bindoff, and C.J.C. Reason, 2007: Modelling decadal changes on the Indian Ocean Section 15 at 32°S. *J. Clim.*, in press.
- Nerem, R.S., and G.T. Mitchum, 2001: Observations of sea level change from satellite altimetry. In: *Sea Level Rise: History and Consequences* [Douglas, B.C., M.S. Kearney, and S.P. Leatherman (eds.)]. Academic Press, San Diego, pp. 121-163.
- Nerem, R.S., et al., 1999: Variations in global mean sea level associated with the 1997-1998 ENSO event: Implications for measuring long term sea level change. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3005-3008.
- Ngo-Duc, T., et al., 2005: Effects of land water storage on the global mean sea level over the last half century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09704, doi:10.1029/2005GL022719.
- Ono, T., et al., 2001: Temporal increases of phosphate and apparent oxygen utilization in the subsurface waters of western subarctic Pacific from 1968 to 1998. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(17), 3285-3288.
- Orr, J.C., et al., 2005: 21st century decline in ocean carbonate and high latitude aragonitic organisms. *Nature*, **437**, 681-686.

- Orsi, A.H., W.M. Smethie, and J.L. Bullister, 2002: On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorophyll and carbon measurements. *J. Geophys. Res.*, **107**(C8), 3122, doi:10.1029/2001JC000976.
- Østerhus, S., W.R. Turrell, S. Jósson, and B. Hansen, 2005: Measured volume, heat, and salt fluxes from the Atlantic to the Arctic Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07603, doi:10.1029/2004GL022188.
- Pahlow, M., and U. Riebesell, 2000: Temporal trends in deep ocean Redfield ratios. *Science*, **287**(5454), 831-833.
- Palmer, M.H., H.L. Bryden, J.L. Hirschi, and J. Marotzke, 2004: Observed changes in the South Indian Ocean gyre circulation, 1987-2002. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(15), L15303, doi:10.1029/2004GL020506.
- Parrish, R.H., F.B. Schwing, and R. Mendelssohn, 2000: Midlatitude wind stress: the energy source for climatic regimes in the North Pacific Ocean. *Fish. Oceanogr.*, **9**, 224-238.
- Peltier, W.R., 2001: Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history. In: *Sea Level Rise: History and Consequences* [Douglas, B.C., M.S. Kearney, and S.P. Leatherman (eds.)], Academic Press, San Diego, pp. 65-95.
- Peltier, W.R., 2004: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**, 111-149.
- Penduff, T., B. Barnier, W.K. Dewar, and J.J. O'Brien, 2004: Dynamical response of the oceanic eddy field to the North Atlantic Oscillation: A model-data comparison. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 2615-2629.
- Peng, T.-H., R. Wanninkhof, and R.A. Feely, 2003: Increase of anthropogenic CO<sub>2</sub> in the Pacific Ocean over the last two decades. *Deep-Sea Res. II*, **50**, 3065-3082.
- Peng, T.-H., et al., 1998: Quantification of decadal anthropogenic CO<sub>2</sub> uptake in the ocean based on dissolved inorganic carbon measurements. *Nature*, **396**(6711), 560-563.
- Plag, H.-P., 2006: Recent relative sea level trends: an attempt to quantify the forcing factors. *Philos. Trans. R. Soc. London A*, **364**(1841), 821-844.
- Polyakov, I.V., et al., 2004: Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years. *J. Clim.*, **17**(23), 4485-4497.
- Polyakov, I.V., et al., 2005: One more step toward a warmer Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17605, doi:10.1029/2005GL023740.
- Ponte, R.M., 2006: Low frequency sea level variability and the inverted barometer effect. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **23**(4), 619-629.
- Potter, R.A., and M.S. Lozier, 2004: On the warming and salinification of the Mediterranean outflow waters in the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(1), L01202, doi:10.1029/2003GL018161.
- Prentice, I.C., et al., 2001: The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 183-237.
- Proshutinsky, A.Y., and M.A. Johnson, 1997: Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **102**(C6), 12493-12514.
- Proshutinsky, A., et al., 2004: Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **109**(C3), C03042, doi:10.1029/2003JC002007.
- Qian, H., Y. Yin, and Y. Ni, 2003: Tropical Indian Ocean subsurface dipole mode and diagnostic analysis of dipole event in 1997-1998. *J. Appl. Meteorol. Sci.*, **14**, 129-139 (in Chinese).
- Quadfasel, D., A. Sy, D. Wells, and A. Tunik, 1991: Warming in the Arctic. *Nature*, **350**(6317), 385.
- Raven, J., et al., 2005: *Ocean Acidification due to Increasing Atmospheric Carbon Dioxide*. The Royal Society, London, 59 pp.
- Reverdin, G., D. Cayan, and Y. Kushnir, 1997: Decadal variability of hydrography in the upper northern North Atlantic in 1948-1990. *J. Geophys. Res.*, **102**(C4), 8505-8531.
- Rigor, I.G., J.M. Wallace, and R.L. Colony, 2002: Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *J. Clim.*, **15**, 2648-2663.
- Rixen, M., et al., 2005: The Western Mediterranean Deep Water: A new proxy for global climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12608, doi:10.1029/2005GL022702.
- Robertson, R., M. Visbeck, A.L. Gordon, and E. Fahrbach, 2002: Long-term temperature trends in the deep waters of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res. II*, **49**(21), 4791-4806.
- Roemmich, et al., 2007: Decadal spin-up of the South Pacific Subtropical Gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 162-173.
- Roether, W., et al., 1996: Recent changes in eastern Mediterranean deep waters. *Science*, **271**(5247), 333-335.
- Rohling, E.J., and H.L. Bryden, 1992: Man-induced salinity and temperature increases in western Mediterranean deep-water. *J. Geophys. Res.*, **97**(C7), 11191-11198.
- Rupolo, V., S. Marullo, and D. Iudicone, 2003: Eastern Mediterranean transient studied with Lagrangian diagnostics applied to a Mediterranean OGCM forced by satellite SST and ECMWF wind stress for the years 1988-1993. *J. Geophys. Res.*, **108**(C9), 8121.
- Sabine, C.L., R.M. Key, R.A. Feely, and D. Greeley, 2002: Inorganic carbon in the Indian Ocean: Distribution and dissolution processes. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 1067, doi:10.1029/2002GB001869.
- Sabine, C.L., R.A. Feely, Y.W. Watanabe, and M. Lamb, 2004a: Temporal evolution of the North Pacific CO<sub>2</sub> uptake rate. *J. Oceanogr.*, **60**(1), 5-15.
- Sabine, C.L., et al., 1999: Anthropogenic CO<sub>2</sub> inventory of the Indian Ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**, 179-198.

- Sabine, C.L., et al., 2004b: The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science*, **305**(5682), 367-371.
- Sahagian, D.L., 2000: Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: sea level and water redistribution. *Global Planet. Change*, **25**, 39-48.
- Sahagian, D.L., F.W. Schwartz, and D.K. Jacobs, 1994: Direct anthropogenic contributions to sea level rise in the twentieth century. *Nature*, **367**, 54-56.
- Sarma, V.V.S.S., T. Ono, and T. Saino, 2002: Increase of total alkalinity due to shoaling of aragonite saturation horizon in the Pacific and Indian Oceans: Influence of anthropogenic carbon inputs. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(20), 1971, doi:10.1029/2002GL015135.
- Sarmiento, J.L., C. Le Quéé and S.W. Pacala, 1995: Limiting future atmospheric carbon dioxide. *Global Biogeochem. Cycles*, **9**(1), 121-137.
- Schauer, U., E. Fahrbach, and S. Østerhus, 2004: Arctic warming through the Fram Strait - Oceanic heat transport from three years of measurements. *J. Geophys. Res.*, **109**, C06026, doi:10.1029/2003JC001823.
- Schneider, N., and B.D. Cornuelle, 2005: The forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Clim.*, **18**(21), 4355-4373.
- Schoenefeldt, R., and F. Schott, 2006: Decadal variability of the Indian Ocean cross-equatorial exchange in SODA. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08602, doi:10.1029/2006GL025891.
- Schott, F.A., et al., 2004: Circulation and deep-water export at the western exit of the subpolar North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 817-843.
- Seager, R., et al., 2001: Wind-driven shifts in the latitude of the Kuroshio-Oyashio Extension and generation of SST anomalies on decadal timescales. *J. Clim.*, **14**(22), 4249-4265.
- Sekine, Y., 1988: Anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan. I. Influence of the seasonal and interannual variations in the wind stress over the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **93**(C3), 2247-2255.
- Sekine, Y., 1999: On variations in the subarctic circulation in the North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, **43**(2-4), 193-203.
- Senjyu, T., et al., 2002: Renewal of the bottom water after the winter 2000-2001 may spin-up the thermohaline circulation in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(7), 1149, doi:10.1029/2001GL014093.
- Sivan, D., et al., 2004: Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for sea level changes during the last 2000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **222**, 315-330.
- Smith, T.M., and R.W. Reynolds, 2003: Extended reconstructions of global sea surface temperatures based on COADS Data (1854-1997). *J. Clim.*, **16**, 1495-1510.
- Sprattall, J., et al., 2004: INSTANT: A new international array to measure the Indonesian Throughflow. *EOS*, **85**(39), 369.
- Stammer, D., et al., 2003: Volume, heat and freshwater transports of the global ocean circulation 1993-2000. *J. Geophys. Res.*, **108**(C1), doi:10.1029/2001JC001115.
- Stark, S., R.A. Wood, and H.T. Banks, 2006: Re-evaluating the causes of observed changes in Indian Ocean water masses. *J. Clim.*, **19**(16), 4075-4086.
- Steele, M., and T. Boyd, 1998: Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **103**(C5), 10419-10435.
- Stephens, C., S. Levitus, J. Antonov, and T. Boyer, 2001: On the Pacific Ocean regime shift. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3721-3724.
- Stephens, C., et al., 2002: World ocean database 2001, Volume 3: Temporal distribution of conductivity-temperature-depth profiles. In: *NOAA Atlas NESDIS 44* [Levitus, S. (ed.)]. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp. 47, CD-ROMs.
- Sterl, A., and W. Hazeleger, 2003: Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. *J. Clim.*, **21**, 559-571.
- Stramma, L., J. Fischer, P. Brandt, and F. Schott, 2003: Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic. In: *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean* [Goni, G., and P. Malanotte-Rizzoli (eds.)]. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-22.
- Stramma, L., et al., 2004: Deep water changes at the western boundary of the subpolar North Atlantic during 1996 to 2001. *Deep-Sea Res.*, **51A**, 1033-1056.
- Sy, A., et al., 1997: Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean. *Nature*, **386**(6626), 675-679.
- Takahashi, T., S.C. Sutherland, R.A. Feely, and R. Wanninkhof, 2006: Decadal change of the surface water pCO<sub>2</sub> in the North Pacific: A synthesis of 35 years of observations. *J. Geophys. Res.*, **111**, C07S05, doi:10.1029/2005JC003074.
- Takahashi, T., et al., 2002: Global sea-air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II*, **49**(9-10), 1601-1622.
- Talley, L.D., 1996: North Atlantic circulation and variability, reviewed for the CNLS conference. *Physica D*, **98**(2-4), 625-646.
- Talley, L.D., and M.S. McCartney, 1982: Distribution and circulation of Labrador Sea-water. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**(11), 1189-1205.
- Talley, L.D., J.L. Reid, and P.E. Robbins, 2003a: Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean. *J. Clim.*, **16**, 3213-3226.
- Talley, L.D., et al., 2003b: Deep convection and brine rejection in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(4), 1159, doi:10.1029/2002GL0165451.
- Trenberth, K.E., and J.M. Caron, 2001: Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Clim.*, **14**(16), 3433-3443.
- Trenberth, K.E., J.M. Caron, and D.P. Stepaniak, 2001: The atmospheric energy budget and implications for surface fluxes and ocean heat transports. *Clim. Dyn.*, **17**, 259-276.
- Tsimplis, M.N., and M. Rixen, 2002: Sea level in the Mediterranean Sea: The contribution of temperature and salinity changes. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(23), 2136.



- doi:10.1029/2002GL015870.
- Tsimplis, M.N., A.G.P. Shaw, R.A. Flather, and D.K. Woolf, 2006: The influence of the North Atlantic Oscillation on the sea level around the northern European coasts reconsidered: the thermosteric effects. *Phil. Trans. R. Soc. London A*, **364**(1841), 845-856, doi:10.1098/rsta.2006.1740.
- Vargas-Yáñez, M., et al., 2004: Temperature and salinity increase in the eastern North Atlantic along the 24.5°N in the last ten years. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06210, doi:10.1029/2003GL019308.
- Vaughan, D., et al., 2003: Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Clim. Change*, **60**, 243-274.
- Vellinga, M., and R.A. Wood, 2002: Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Clim. Change*, **54**, 251-267.
- Venegas, S.A., L.A. Mysak, and D.N. Straub, 1998: An interdecadal climate cycle in the South Atlantic and its links to other ocean basins. *J. Geophys. Res.*, **103**(C11), 24723-24736.
- Vignudelli, S., G.P. Gasparini, M. Astraldi, and M.E. Schiano, 1999: A possible influence of the North Atlantic Oscillation on the circulation of the Western Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(5), 623-626.
- Vranes, K., A.L. Gordon, and A. Ffield, 2002: The heat transport of the Indonesian Throughflow and implications for the Indian Ocean heat budget. *Deep-Sea Res. I*, **49**, 1391-1410.
- Wadhams, P., and W. Munk, 2004: Ocean freshening, sea level rising, sea ice melting. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(11), L11311, doi:10.1029/2004GL020039.
- Wakelin, S.L., P.L. Woodworth, R.A. Flather, and J.A. Williams, 2003: Sea-level dependence on the NAO over the NW European continental shelf. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(7), 1403, doi:10.1029/2003GL017041.
- Watanabe, Y.W., H. Ishida, T. Nakano, and N. Nagai, 2005: Spatiotemporal decreases of nutrients and chlorophyll-a in the surface mixed layer of the western North Pacific from 1971 to 2000. *J. Oceanogr.*, **61**, 1011-1016.
- Watanabe, Y.W., et al., 2001: Probability of a reduction in the formation rate of the subsurface water in the North Pacific during the 1980s and 1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(17), 3289-3292.
- White, N.J., J.A. Church, and J.M. Gregory, 2005: Coastal and global averaged sea-level rise for 1950 to 2000. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(1), L01601, doi:10.1029/2004GL021391.
- Whitworth, T., 2002: Two modes of bottom water in the Australian-Antarctic Basin. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(5), 1973, doi:10.1029/2001GL014282.
- Wijffels, S., and G.A. Meyers, 2004: An intersection of oceanic wave guides: Variability in the Indonesian Throughflow region. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1232-1253.
- Willey, D.A., et al., 2004: Global oceanic chlorophyll uorocarbon inventory. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L01303, doi:10.1029/2003GL018816.
- Willis, J.K., D. Roemmich, and B. Cornuelle, 2004: Interannual variability in upper-ocean heat content, temperature and thermosteric expansion on global scales. *J. Geophys. Res.*, **109**, C12036, doi:10.1029/2003JC002260.
- Wong, A.P.S., N.L. Bindoff, and J.A. Church, 1999: Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian oceans. *Nature*, **400**(6743), 440-443.
- Wong, A.P.S., N.L. Bindoff, and J.A. Church, 2001: Freshwater and heat changes in the North and South Pacific Oceans between the 1960s and 1985-94. *J. Clim.*, **14**(7), 1613-1633.
- Woodworth, P.L., 1990: A search for accelerations in records of European mean sea level. *Int. J. Climatol.*, **10**, 129-143.
- Woodworth, P.L., and D.L. Blackman, 2002: Changes in extreme high waters at Liverpool since 1768. *Int. J. Climatol.*, **22**, 697-714.
- Woodworth, P.L., and R. Player, 2003: The Permanent Service for Mean Sea Level: An update to the 21st century. *J. Coastal Res.*, **19**, 287-295.
- Woodworth, P.L., and D.L. Blackman, 2004: Evidence for systematic changes in extreme high waters since the mid-1970s. *J. Clim.*, **17**, 1190-1197.
- Woodworth, P.L., M.N. Tsimplis, R.A. Flather, and I. Shennan, 1999: A review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges. *Geophys. J. Int.*, **136**, 651-670.
- Woolf, D., A. Shaw, and M.N. Tsimplis, 2003: The influence of the North Atlantic Oscillation on sea level variability in the North Atlantic Region. *Global Atmos. Ocean System*, **9**(4), 145-167.
- Xie, S.P., H. Annamalai, F.A. Schott, and J.P. McCreary, 2002: Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *J. Clim.*, **15**(8), 864-878.
- Yamagata, T., et al., 2004: Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean. In: *Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction* [Wang, C., S.-P. Xie, and J.A. Carton (eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 189-212.
- Yashayaev, I., J.R.N. Lazier, and R.A. Clarke, 2003: Temperature and salinity in the central Labrador Sea. *ICES Marine Symposia Series*, **219**, 32-39.
- Yasuda, I., T. Tozuka, M. Noto, and S. Kouketsu, 2000: Heat balance and regime shifts of the mixed layer in the Kuroshio Extension. *Prog. Oceanogr.*, **47**(2-4), 257-278.
- Yasuda, I., et al., 2001: Hydrographic structure and transport of the Oyashio south of Hokkaido and the formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **106**(C4), 6931-6942.
- Zhang, K., B.C. Douglas, and S.P. Leatherman, 2000: Twentieth-century storm activity along the U.S. east coast. *J. Clim.*, **13**, 1748-1761.