

HadGEM-CC 모델의 RCP 시나리오에 따른 전지구 탄소수지 변화 전망

허태경^{1)*} · 부경온¹⁾ · 심성보¹⁾ · 홍진규²⁾ · 홍제우²⁾

¹⁾국립기상과학원, ²⁾연세대학교 대기과학과/생물대기연구실

(접수일: 2014년 11월 18일, 수정일: 2015년 1월 23일, 게재확정일: 2015년 2월 25일)

Global Carbon Budget Changes under RCP Scenarios in HadGEM2-CC

Tae-kyung Heo^{1)*}, Kyung-on Boo¹⁾, Sungbo Shim¹⁾, Jinkyu Hong²⁾, and Je-woo Hong²⁾

¹⁾National Institute of Meteorological Research, Jeju, Korea

²⁾Ecosystem-Atmosphere Process Lab, Department of Atmospheric Sciences, Yonsei University, Seoul, Korea

(Manuscript received 18 November 2014; revised 23 January 2015; accepted 25 February 2015)

Abstract This study is to investigate future changes in carbon cycle using the HadGEM2-Carbon Cycle simulations driven by CO₂ emissions. For experiment, global carbon budget is integrated from the two (8.5/2.6) representative concentration pathways (RCPs) for the period of 1860~2100 by Hadley Centre Global Environmental Model, version 2, Carbon Cycle (HadGEM2-CC). From 1985 to 2005, total cumulative CO₂ amount of anthropogenic emission prescribed as 156 GtC. The amount matches to the observed estimates (CDIAC) over the same period (136 GtC). As CO₂ emissions into the atmosphere increase, the similar increasing tendency is found in the simulated atmospheric CO₂ concentration and temperature. Atmospheric CO₂ concentration in the simulation is projected to be 430 ppm for RCP 2.6 at the end of the twenty-first century and as high as 931 ppm for RCP 8.5. Simulated global mean temperature is expected to rise by 1.6°C and 3.5°C for RCP 2.6 and 8.5, respectively. Land and ocean carbon uptakes also increase in proportion to the CO₂ emissions of RCPs. The fractions of the amount of CO₂ stored in atmosphere, land, and ocean are different in RCP 8.5 and 2.6. Further study is needed for reducing the simulation uncertainty based on multiple model simulations.

Key words: Carbon cycle, climate feedbacks, CO₂, fossil fuel, HadGEM2

1. 서 론

산업혁명 이후 인간 활동에 의해 대기 중으로 인위적으로 배출되는 온실가스는 꾸준히 증가하고 있다. IPCC 5차 보고서에 따르면 인간활동에 의한 CO₂ 배출량이 1750년부터 2011년 까지 약 555 85 GtC yr⁻¹로 보고되었다(IPCC AR5., 2013). 이렇게 증가한 대기 중 CO₂는 최근 빈번해지는 이상기후를 포함한 기후변화의 주요 원인물질로 사회적으로 중요한 문제로

대두되어 CO₂ 농도변화에 대한 관심이 증대되었다. 따라서 보다 정확한 기후 예측을 위해서는 지구탄소순환을 보다 잘 이해하고 탄소의 흡수 및 배출량의 시공간 분포 및 그 특징을 이해하는 것이 매우 중요하다.

육상 및 해양 생태계는 광합성을 통하여 이산화탄소를 흡수하여, 대기 중 CO₂ 농도 증가를 억제하는 주요한 역할을 하고 있다. 미래 기후 변화에 미치는 탄소순환의 영향과 또한 탄소순환에서 대기 중에 배출된 탄소는 육상, 해양과의 교환과정을 통해 대기 중으로 축적되는데, 이러한 육상과 해양에서의 탄소 흡수량은 육상 생물권과 해양의 생태계가 기후 변화에 의해 영향을 받으므로 CO₂ 흡수능력 역시 변화됨을 주목해야 한다. 그리고 탄소-기후 상호 작용에 의한 인간활동의 교란은 양의 되먹임(positive feedback)이

*Corresponding Author: Tae-kyung Heo, National Institute of Meteorological Research, 33 Seohobuk-ro, Seogwipo-si, Jeju-do 697-845, Korea.
Phone : +82-64-780-6674, Fax : +82-64-738-9072
E-mail : agang@korea.kr

나 음의 되먹임(negative feedback)의 결과로 기후변화에 영향을 미치게 된다. 생지화학 물질 순환의 핵심인 탄소-기후 되먹임 작용(climate-carbon feedback)은 지구의 다양한 시공간 범위에서 복잡한 과정을 통해 진행되는데, 이에 대한 이해는 아직 미흡한 실정이며 기후변화 예측의 정확도를 향상시키는데 필수적인 선행되어야 할 연구 중의 하나이다. 따라서 정확한 CO₂의 농도 변화를 예측하기 위해서는 배출량 변화로 인한 육상과 해양 생태계에서의 탄소순환의 변화를 이해하는 것이 필요하다(Le Quéré et al., 2013).

탄소순환의 기작을 이해하기 위해 Keeling et al. (2001)은 관측을 통하여 엘니뇨(El Niño) 시기에 육상 탄소와 해양탄소의 순환과정 변화가 이산화탄소 농도 변화율에 미치는 영향을 시사하였다. 육상, 해양, 대기의 CO₂ 교환에 대해서는 위성관측과 대기화학 수송모형을 이용한 전지구 대기와 해양, 식생간의 CO₂ 교환량(Sim, 2010) 연구가 있었고 정확한 탄소 수지 평가와 CO₂ 관측의 오차향상을 위한 칼만필터를 활용한 탄소플럭스 추정 및 아시아 지역 탄소 흡수량과 배출량이 연구되었다(Kim et al., 2012). 또한 기후모델이 모의하는 미래 탄소수지에측의 불확실성을 줄이기 위하여 Friedlingstein et al. (2014)에서 CMIP5 모델을 이용하여 RCP 8.5 시나리오를 바탕으로 전지구 탄소수지를 평가하고, 플럭스 관측자료를 활용하여 검증하였다.

육상생태계 탄소 기작과 관련하여 한반도의 식생 및 토양에 따른 탄소 수지 분석에 관한 연구가 수행되었다. Lim et al. (2003)과 Pyo et al. (2003)은 토양 및 임분 구성에 따른 탄소 분석과 식생 특성에 따른 탄소 흡수량에 관한 연구를 수행하였다. 식생 탄소모델과 관련해서는 Jang et al. (2010)은 한국 생태계의 실측자료와의 비교를 통해 육상탄소의 현실적인 모의에 대한 연구를 수행하였고, Yoo et al. (2012)은 생태계 모형을 이용하여 1999년~2008년간 육상탄소수지를 모의하여 우리나라 육상생태계는 배출된 탄소를 평균 연간 3.51 TgC year⁻¹로 평가하였다. 또한 Lee et al. (2010)은 순 생태계생산량(NEP: Net Ecosystem Production) 산출방법에 관한 논의를 통해 산림 생태계의 탄소 순환 중에서 토양호흡의 중요성을 시사하였다.

해양의 탄소순환과 관련해서 Sabine and Feely. (2007)에서 산업혁명 이후 배출된 CO₂의 25%를 해양이 흡수함으로써 해양이 대기 중 이산화탄소 억제에 중요한 역할을 하고 있음을 시사하였다. 해양의 탄소 흡수량은 전지구 관측자료(CDIAC)를 이용하여 대기-해양의 탄소 분압(pCO₂)차를 이용하여 CO₂ 교환량을 계산한 결과, 2002~2011년 동안 8.3 ± 0.7 GtC yr⁻¹ 씩 배출되는 CO₂를 해양에서 2.4 ± 0.7 GtC yr⁻¹ 씩 저장하는 것을 보고하였다(IPCC AR5., 2013). 해양으로

흡수된 CO₂는 해수의 화학적인 성질을 변화시켜 해수의 산도(pH)를 감소시키는 해양 산성화를 일으키며(Doney et al., 2009; Feely et al., 2009), 관측결과 해양에서의 pH는 산업혁명 이전 8.2 pH에서 8.1 pH로 약 0.1 pH 감소하여 대기 중 CO₂의 증가가 해양의 화학적 성질 변화에 중요한 원인을 검증한 바 있다(Orr et al., 2005). 산성화로 인한 해양생태계의 변화 및 지구 온난화는 해양의 CO₂ 흡수능력 감소에 영향을 미친다는 연구된 바 있으며(Arora et al., 2013; Doney et al., 2014), 해양의 생태계변화 등의 생지화학적 요인이 탄소순환과 관련되어있음을 시사하였다.

전 지구적 규모의 탄소 수지 평가를 하고 탄소-기후 상호 작용의 다양한 측면을 알아보는데 기후 모형은 매우 유용하다. 특히 모형을 이용하면 육상생태계와 해양 생지화학 과정, 대기와의 교환과 같은 광범위의 탄소 순환의 탄소량 추정이 가능하다는 장점이 있다(Ito et al., 2008). 이에 본 연구에서는 지구시스템 구성요소간의 탄소 교환량을 평가하고, 미래 탄소수지를 분석하고자 하였다. 이를 위하여 인위적인 CO₂배출량을 처방하여 탄소순환이 결합된 전지구 기후 모델인 HadGEM2-CC (Hadley Centre Global Environmental Model, Version2 - Carbon Cycle)의 산출결과를 분석하였다. 또한 선행연구를 바탕으로 탄소수지 계산에 필요한 육상탄소 및 해양탄소 교환량을 계산하고, 각 변수들의 21세기 말 변화추이를 물리적 측면과 생지화학적 측면, 그리고 배출량에 따른 탄소순환의 변화를 고려하여 대기 중 농도변화에 미치는 영향에 관해 고찰하려 한다.

2. 연구방법

본 연구에서는 영국기상청의 탄소순환이 접목된 HadGEM2-CC (Carbon Cycle)를 사용한 (Coillins et al., 2011; Jones et al., 2011; Martin et al., 2011), 현재 및 대표농도경로(Representative Concentration Pathways, RCPs, Moss et al., 2010) 시나리오 2중(RCP 2.6/8.5)에 근거한 배출량실험(Emission-driven run)에 대하여 240년(1860~2099) 간의 미래 장기 적분을 하였고 20세기 말(1985~2005) 대비 21세기 말(2080~2100)의 결과를 분석하였다. 모델 적분에 사용된 현재 및 대표농도경로 시나리오 2중(RCP 2.6/8.5) 및 HadGEM2-CC에 대해 살펴보면 다음과 같다.

2.1 RCPs

RCP 시나리오는 IPCC 5차 평가 보고서에서 사용된 온실가스 대표농도 경로로서 인간활동이 대기에 미치는 복사강제력으로 표현된다. 대표적으로 2.6, 4.5, 6.0, 8.5의 4종이 있으며 2100년까지 각기 다른 온실

기체와 에어로졸 배출량으로 구성되어 있다. 이 시나리오는 각기 다른 사회 경제적 시나리오를 기반으로 하며 복사 강제력의 변화를 통하여 배출량의 범위와 CO₂ 농도 변화를 포함한다(Moss et al., 2010).

RCP 2.6 (van Vuuren et al., 2007), RCP 4.5 (Clarke et al., 2007), RCP 6.0 (Hijioka et al., 2008), RCP 8.5 (Riahi et al., 2011)을 간략히 살펴보면 강력한 온실 가스배출 저감영향이 포함된 RCP 2.6 시나리오의 경우 복사강제력이 최고점인 3.0 W m⁻² 이후에 21세기 말 까지 감소한다. RCP 4.5, 6.0 시나리오는 복사강제력이 최대 6.0 W m⁻², 4.5 W m⁻²이며 RCP 8.5 시나리오는 복사강제력이 8.5 W m⁻²을 전망한다. RCP 8.5 시나리오는 높은 인구증가율과 낮은 기술발전으로 에너지를 많이 사용하여 온실가스 배출량이 많고 배출량 증가가 지속되어, 대기 중의 온실가스 농도가 높은 시나리오이다. 본 연구에서는 배출량 시나리오 중 RCP 2중(2.6, 8.5)에 대하여 실험하였다.

2.2 모델

HadGEM2-CC는 대기-해양모델에 탄소순환과정을 결합한 모델에 CO₂ 배출량을 입력 값으로 처방하여 역학과정 및 해양 생지화학과정이 포함된 탄소순환을 통해 모델자체에서 온실가스농도를 모의하였다. 대기 모델의 해상도는 수평적으로 N96 (1.875° × 1.25°, 192 × 145 격자)이며, 연직적으로 38층 고도로 구성된다. 해양모델의 해상도는 동서방향으로 1°간격과 남북 1~1/3°으로 적도부근에서 고해상도이며, 연직으로 40층이다(360 × 216 격자). 연직 격자구조는 표층 부근에서 5 m 간격으로 조밀하여 상층 300 m 이내에 20개 층이 할당되어 있고 하층으로 갈수록 간격 폭이 넓어진다. HadGEM2-CC에는 전지구 탄소순환 과정 모의를 위해 역학적 식생모델 TRIFFID (Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics, Cox, 2001)가 접합되어 있으며 이는 식생 경쟁과정을 통해 육상생태계의 구조 및 조성의 변화를 통해 탄소 평형과 그에 미치는 영향을 모의 한다. 해양탄소순환모델로는 HadOCC (The Hadley Centre Ocean Carbon Cycle, Palmer and Totterdell, 2001)의 diat-HadOCC (The diatom version)버전을 사용하여 두 종류의 식물성 플랑크톤과 규조류, 동물성 플랑크톤의 생산량과 개체 수를 계산한다. 또한 플랑크톤과 규조류의 성장률에 영향을 미치는 필수적인 질소(nitrate), 철분(iron), 인산염(silicate)과 영양염류의 변화과정도 포함되어 있다(Liddicoat et al., 2013). 이들 생물학적 변수의 개체 수 및 분포뿐만 아니라 조류의 광합성으로 해양에서의 일차생산량(Primary Production)이 계산된다. 이러한 해양의 생지 화학과정이 해양탄소순환에 포함되어 전지구 탄소량을 모의한다.

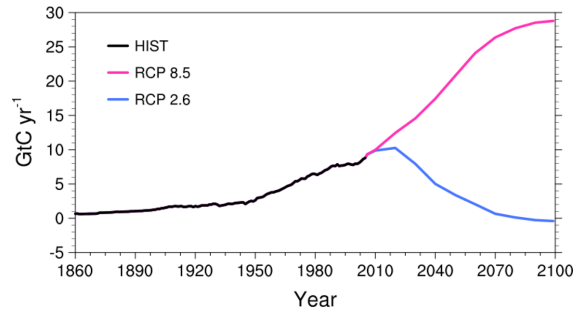


Fig. 1. Carbon dioxide emissions (GtC yr⁻¹) used in the experiment of this study from 1860 to 2100. RCP 2.6 and 8.5 are marked in blue and red.

탄소수지 분석에서 모델의 성능평가를 위해 사용된 탄소 관측자료는 CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center) 자료이다. Le Quèrè et al. (2013)에 따르면 CDIAC의 탄소자료는 UN 관측 통계자료를 기반으로 한다. 배출량 자료는 열량의 차이에 따른 연료타입 별로 산출된 전지구 평균한 탄소배출량을 이용하였으며, 1959년부터 2011년 까지 129개의 지역에서 관측된 자료이다. 해양은 관측자료를 기반으로 다섯 개의 해양 생지화학 모델을 사용하여 해양에서 흡수하는 CO₂의 양을 계산하였다. 육상에서는 DGVMs (Dynamic Global Vegetation Models)모델들을 사용하여 육상과 대기의 탄소 플럭스 값을 계산하였다(http://cdiac.ornl.gov; doi:10.3334/CIDIA/C/GCP_V2013).

2.3 실험방법

HadGEM2-CC모델에 RCP 2.6, 8.5 시나리오의 CO₂ 배출량을 입력하여 1860년부터 2100년까지 적분하였다(Fig. 1). 적분과정에서 입력된 CO₂ 배출량은 역학적 식생모델과 해양생지화학모델에 의해 탄소 플럭스가 대기와 교환되고 탄소순환의 결과로 육상과 해양에서의 탄소 플럭스 교환을 통해 남은 나머지 양이 대기 중에 잔류하는 CO₂ 농도로 계산된다. 이로부터 인위적으로 증가하는 CO₂ 배출량에 기인하여 발생하는 기후변화와 수반되는 변화하는 대기 중 CO₂ 농도와 전지구 탄소순환을 파악할 수 있다.

탄소순환 분석에서 대기, 육상, 해양에서의 탄소수지분석을 위해 CO₂ 구성 비율을 계산하였는데 이는 Enting et al. (2001)을 포함하여 여러 선행연구(Liddicoat et al., 2013; IPCC AR5., 2013)에서 제시된 식을 사용하였다(식 2.1).

$$CO_2 \text{ 배출량} = \text{대기 중 } CO_2 \text{ 농도 변화율}(dC_A/dt) + \text{육상의 탄소흡수율} + \text{해양의 탄소흡수율} \quad (2.1)$$

식 2.1에서 제시된 것과 같이 총 탄소배출량을 대

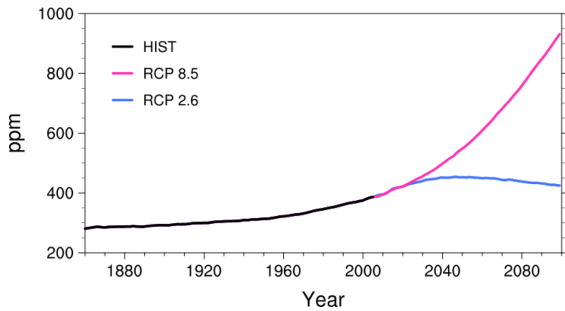


Fig. 2. Simulated atmospheric CO₂ (ppm) concentration by HadGEM2-CC, from 1860~2100. Historical period (1860~2005) is in black and RCP 2.6, 8.5 are marked in blue and red.

기 중 잔류하는 CO₂ 농도와 육상과 해양의 탄소 흡수량으로 구분 지었다(식 2.1, Enting et al., 2001; Jones et al., 2013; IPCC AR5., 2013). 육상과 해양의 CO₂ 흡수량을 계산하기 위해 본 연구에서는 HadGEM2-CC에서 산출된 대기-육상(atmosphere-land CO₂ flux)의 순 이산화탄소 교환량(Net Ecosystem Exchanges, NEE)과 대기-해양(atmosphere-ocean CO₂ flux)간의 CO₂ 플럭스 교환량을 사용하였다. 탄소 배출량에서 대기 중 잔류하는 탄소저장량과 농도 변화율을 살펴보기 위해서 대기 중 CO₂ 농도(ppm yr⁻¹)에 변화계수 2.123를 곱하여 질량단위의 탄소(GtC yr⁻¹)로 변환하여 분석하였다.

대기 중 CO₂ 농도의 변화는 육상과 해양의 탄소순환에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. Jones et al. (2013)와 Liddicoat et al. (2013)에 따르면 식 2.1은 대기 중 CO₂ 농도를 유지하기 위해 육상과 해양에서 각각 CO₂를 얼마나 흡수하는지 정량적으로 살펴볼 수 있으며 이로부터 CO₂ 농도를 유지할 수 있는 배출량을 판단할 수 있다고 하였다.

본 연구의 배출량 증가 실험에 입력된 CO₂ 배출량 자료는 Jones et al. (2011)에 따르면 화석연료에 의한 배출량과 육지사용에 의한 배출량을 합산하여 계산된 값이다(Fig. 1). 기후변화연구를 위한 배출량 실험은 사회 경제적인 요소, 환경, 과학기술수준을 반영하여 미래 CO₂ 배출량 시나리오를 결정한다. 배출량 시나리오는 과거재현 실험에서의 인위적인 배출량은 화석연료, 시멘트생산 등에 의한 CO₂ 배출량으로 1850~1949년까지는 Boden et al. (2010), 1950~2005년 까지는 Andres et al. (2011)에 근거한다. 또한 육지사용에 의한 배출량(Land Use Changes Emissions)은 Houghton et al. (2008)의 결과에 근거하여 1850~2005년에 대해 화석연료 배출량과 합산하여 사용된다. 이 육지사용(Land use change)에 의한 배출량에는 지역에 따라서

Golewijk et al. (2001)에 따른 인구증가가 반영되어 있다.

모델에 입력된 CO₂ 배출량(Fig. 1)은 과거 1860년부터 1950년까지 완만하게 증가하고 이후부터 급격히 증가하고 이 시기는 Kepling et al. (1976)에 따르면 1957년부터 고 정밀 연속 CO₂ 농도 측정으로 정확한 농도측정이 가능했던 시기로 알려져 있다. 미래에는 RCP 시나리오 별로 CO₂ 배출량과 인구 증가 등 사회적인 요인에 따라서 달라진다. RCP 2.6에서는 21세기 초부터 강력한 배출저감으로 21세기 말 현재보다 감소된 수준의 배출량을 나타내고, 사회경제적 발전을 계속 진전해가는 RCP 8.5에서는 21세기 말까지 꾸준히 증가하여 연간 배출량이 약 30 GtC yr⁻¹을 전망하고 있다(Fig. 1).

3. 실험결과

3.1 CO₂ 배출량 증가에 따른 대기 중 CO₂ 농도, 기온 전망

배출량 실험결과에 따른 대기 중 CO₂ 농도는 Fig. 2와 같이 입력된 배출량에 비례하여 모의되었다. 과거 모의실험에서 CO₂ 농도는 1860년부터 1950년까지 서서히 증가하다가 1950년 이후 두드러지게 증가한다. 1860년 290 ppm에서 2005년 386 ppm으로 약 37% 증가하였다. 이는 NOAA에서 관측으로 제공한 2005년 평균 379.8 ppm과도 비교적 유사하여 모델이 과거 기간 모의성능을 반영하고 있다. RCP 2.6에서 2046년 최고농도인 454 ppm을 지나서 21세기 말(2080~2100) 평균 431 ppm로 서서히 감소하는데 이는 Caesar et al. (2013)에서 보인 CMIP5 모델앙상블 RCP 2.6 결과 2050년경부터 CO₂ 농도가 감소하는 추세와도 유사하였다. RCP 8.5의 경우 화석연료 배출량 저감정책이 포함되어 있지 않은 시나리오로서 20세기 말 대비 21세기 말 120% 증가하였다. 21세기 말까지 배출량이 증가함에 따라서 대기 중 CO₂ 농도는 21세기 말 931 ppm까지 증가하였다. IPCC AR5 (IPCC AR5., 2013)에 따르면 CMIP5 모델들의 배출량 실험의 RCP 8.5의 평균농도 985 ± 97 ppm 범위로 알려져 있으며 Fig. 2의 대기 중 CO₂ 농도는 이 범위 안에 포함된다.

CO₂ 농도 증가와 더불어 20세기 말(1985~2005) 대비 21세기 말(2080~2100)에 RCP 2.6 시나리오의 기온은 약 1.6°C, RCP 8.5에서 3.5°C 상승하였다. IPCC 5차 보고서에서는 같은 기간 CMIP5 모델평균은 RCP 2.6에서 1.0°C (± 0.4), RCP 8.5에서 3.7°C (± 0.7) 온도가 증가하는 것으로 보고되었으며(IPCC AR5., 2013), Fig. 3의 HadGEM2-CC 모의 결과가 CMIP5 모델 평균 온도상승 범위와 유사함을 알 수 있다.

CO₂ 배출량 증가는 복사강제력에 영향을 미쳐 21

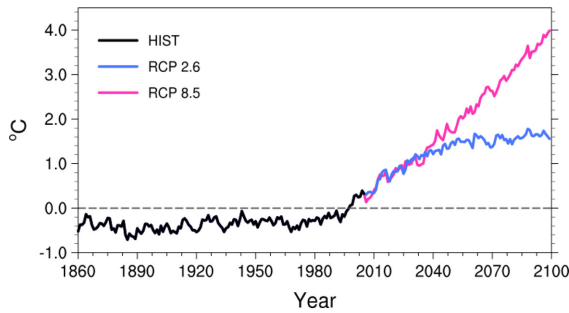


Fig. 3. Global mean temperature changes (°C) relative to 1985-2005 baseline period in emission-driven run from 1860 to 2100. Historical period is in black and RCP colors are as indicated.

세기 기온상승을 유도하여 지구 온난화를 일으킨다. 따라서 Fig. 3에서 배출량과 대기 중 농도변화추이에 대해 전지구 기온 값과 유사한 변화경향을 나타내었다. Liddicoat et al. (2013)에서 RCP 2.6의 복사강제력이 2050년 부근에 3.0 W m^{-2} 로 시나리오상 가장 높고, 이후 21세기 말까지 2.6 W m^{-2} 으로 강제력이 감소하는 경향을 띠는다고 보고하였다. CO_2 배출량이 꾸준히 증가하는 RCP 8.5 시나리오에서 20세기 말부터 21세기 말까지 온도 증가율이 두드러지게 상승하였다. CO_2 배출량증가는 따른 복사강제력과 온도변화에 영향을 미치는 것을 알 수 있다.

3.2 육상 탄소 순환의 변화

육상생태계에서 광합성에 의해 탄소가 흡수되고 식생과 토양의 호흡으로 탄소를 배출하는 과정으로 육상의 탄소순환이 구성된다(Anav et al., 2013). 산업혁명 이후 CO_2 배출량 시나리오 따라서 육상탄소 흡수량이 변화한다. 육상 생태계는 계절변동 등의 물리적인 기후조건에 민감하게 반응하므로 연간 변동성이 큰 것을 Fig. 4(a)를 통해 알 수 있으며 이는 선행 연구를 통해 알려져 있다(Keeling et al., 2001; Arora et al., 2011; Jung et al., 2010). 이와 더불어 ENSO (El Niño Southern Oscillation) 현상이 육상과 대기의 CO_2 교환에 영향을 미친다고 시사한바 있다(Sarmiento et al., 2010; Keeling et al., 2001). 모델 내에서의 육상 탄소순환의 결과는 Lee et al. (2014)에 따르면 HadGEM2-CC에는 식생역학모델(TRIFFID)이 포함되어 있어서 계절간 변동뿐만 아니라 CO_2 농도변화 및 기후변화에 따라 달라지는 육상생태계의 변화를 반영하는 것을 알 수 있다.

1860년부터 1950년 까지 완만히 증가하던 육상 탄소 흡수량이 1950년 이후 급격히 증가한다. 20세기 말(1960~2005) 평균 -1.6 GtC yr^{-1} 을 대기로부터 CO_2

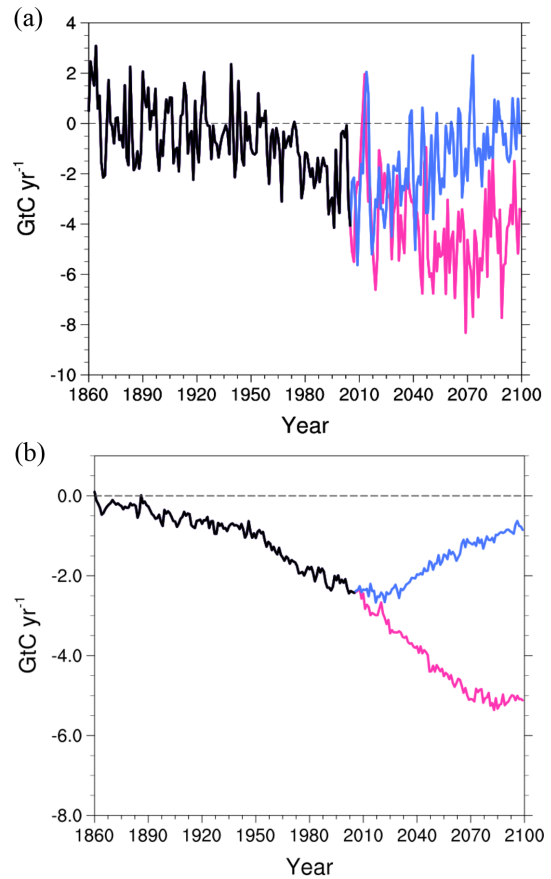


Fig. 4. (a) NEE (GtC yr^{-1}) trajectories and (b) atmosphere-ocean CO_2 flux (GtC yr^{-1}), a positive atmosphere-land CO_2 flux, and ocean CO_2 flux represents a flux to the atmosphere from the atmosphere and ocean.

를 흡수(sink)하는 것으로 모의 하였는데 Anav et al., (2013)에서 같은 기간 CMIP5모델 앙상블 평균 $-0.7 \pm 0.6 \text{ GtC yr}^{-1}$ 로 보고한 결과보다 연간 흡수량이 약간 큰 것으로 모의되었다. 육상 탄소 플럭스의 증가는 토양과 육상생태계의 꾸준한 탄소축적을 유도한다(Sarmiento et al., 2010). 또한 1960년부터 급격히 증가한 CO_2 배출량에 따라 기온상승과 더불어서 CO_2 시비효과(fertilization effect)를 일으켜 육상 탄소 순환에 영향을 미쳐(Sarmiento et al., 2010) 육상 탄소 흡수 증가의 원인이 되었다.

CO_2 배출실험의 20세기 말(1985-2005) 2.13 GtC yr^{-1} 을 흡수하였으며, RCP 2.6 시나리오에서는 21세기 초부터 CO_2 흡수량이 감소하는 경향을 보인다. RCP 8.5 시나리오에서는 흡수가 급증하는 것으로 모의하는 것으로 보아 육상 탄소 흡수량은 CO_2 배출량(Fig. 1)에 비례함을 알 수 있다. 20세기 말 대비 21세기 말

(2080~2100)에 RCP 2.6에서 육상 탄소의 흡수량이 80% 감소하여 0.5 GtC yr^{-1} 을 흡수한다. 대기 중의 CO_2 농도의 감소는 육상 생태계에서 탄소를 더 많이 흡수할 수 있는 방향으로 기후-식생 되먹임 작용하였으나, 절대적인 CO_2 농도가 감소함에 따라서 흡수량이 감소한다.

RCP 8.5의 결과에서 산업혁명 이후부터 꾸준히 해양 탄소 흡수가 증가하였으며, 20세기 말 대비 21세기 말 약 90% 탄소흡수가 증가하여, 연간 21세기 말에는 약 4 GtC yr^{-1} 의 흡수를 전망한다. RCP 8.5에 의한 21세기 말 대기 중 CO_2 농도는 약 1000 ppm로 대기 중 꾸준한 CO_2 증가로 인해 육상에서의 탄소흡수가 배출량에 비해하여 증가하였다. 육상으로 흡수된 탄소는 육상에서의 탄소흡수 능력에 영향을 미친다. 육상생태계는 기온 상승과 강수량을 제반한 기후 변화로 육상 식생 성장환경에 다양한 영향을 받고 이러한 환경 변화는 광합성 및 호흡을 통한 식생의 CO_2 흡수 능력을 변화시켜 다시 대기 중 CO_2 농도를 조절하는 과정으로 되먹임 작용을 수반한다. 한 예로 지면온도의 증가로 인한 토양호흡 증가가 육상생태의 흡수능력이 변동될 수 있는 것을 들 수 있다(Lee et al., 2014). 이에 대해 Jones et al. (2013)에서도 대기 중 CO_2 증가로 인한 기온변화가 육상 탄소 순환의 변화를 초래하며, 탄소순환의 되먹임이 CO_2 흡수능력에 영향을 줄 수 있음을 언급하였다. 또한 Liddicoat et al. (2013)에 따르면 토지이용도에 따른 피복변화가 탄소플럭스 교환에 영향을 미쳐 탄소 흡수 배출량 결정에 중요한 영향을 주는데 이에 대해 이 연구에서는 고려하지 못하였으며 이는 향후 추가 연구가 필요하다.

3.3 해양 탄소순환 변화

해양은 지구상에서 물과 에너지의 가장 큰 저장소로서 기후 시스템의 변화에 중추적인 요소이며, 대기 중의 탄소보다 약 50배 많은 양의 약 38,000 GtC를 함유하고 있다. 단기간으로 보면, 대기 중 CO_2 증가는 대기와 해양의 탄소순환의 변화를 가져올 뿐만 아니라 산업혁명 이후 인위적으로 배출되는 CO_2 를 해양에서 흡수하여 장기간 대기 중 CO_2 농도를 결정짓는 역할을 한다(Houghton et al., 2008). 해양-대기 경계 면에서 CO_2 분압($p\text{CO}_2$) 차이로 해양으로 탄소를 흡수할 뿐만 아니라, 해양으로 흡수된 CO_2 는 식물성 플랑크톤의 광합성 등의 생지화학과정(biogeochemical process)을 거쳐 탄산칼슘이 형성되며, 해양 순환을 통해서 심해로 축적된다.

해양 탄소 플럭스(Fig. 4(b))를 육상에서의 연간변화(Fig. 4(a))와 비교해 보았을 때, 육상 탄소보다 해양 탄소의 대기 중 CO_2 농도 증가에 따른 CO_2 플럭스의 변동폭이 좁다. Keeling et al. (1995)에서 해양이

육상생태계보다 CO_2 농도 증가에 대한 민감도가 낮다는 것을 시사한 바 있으며, 전지구 모델링에서 해양의 탄소저장능력에 해양순환과 해양생태계가 미치는 영향을 과소 모의하는 경향과도 연관된 것으로 생각된다(Bennington et al., 2009).

대기 중 탄소 배출량이 증가함에 따라 육상 생태계의 탄소 흡수량이 증가하는 것과 유사하게, 해양 탄소 흡수량은 RCP 배출량 시나리오에 따라 변화함을 알 수 있다. Figure 4(b)의 해양 탄소 플럭스는 1950년경부터 대기 중 CO_2 농도의 증가하면서 대기-해양 간의 분압 차이에 따라 증가하였다. 20세기 초반 1901년부터 1930년까지 30년 평균 해양 탄소 흡수량은 0.6 GtC yr^{-1} 로 도출되었으며 해양으로의 CO_2 흡수가 급격히 증가한 1960년도부터 2005년까지 평균 1.9 GtC yr^{-1} 으로 19세기부터 20세기동안 탄소 흡수량이 약 200%까지 증가한 것을 알 수 있다. 선행연구인 Anav et al. (2013)의 CMIP5 모델 앙상블 평균과 유사하였다. 20세기 초의 앙상블 평균은 $0.56 \pm 0.13 \text{ GtC yr}^{-1}$ 에서 20세기 중반부터 흡수가 두드러지게 증가하여 1960~2005년 평균 $1.6 \pm 0.2 \text{ GtC yr}^{-1}$ 의 탄소를 흡수하였다.

해양 CO_2 플럭스가 20세기 말(1985~2005) 2.16 GtC yr^{-1} 를 흡수하였고, 21세기 초반부터 감소하였다. 21세기 말(2080~2100)에 RCP 2.6에서 약 50% 정도 감소하여 0.95 GtC yr^{-1} 을 흡수하는 것으로 모의되었다. 해양 CO_2 플럭스가 20세기 말 대비 21세기 말에 RCP 8.5에서는 대기의 CO_2 배출량의 꾸준한 증가로 인하여 21세기 말까지 130% 정도 증가하여 5.1 GtC yr^{-1} 로 CO_2 흡수가 두드러지게 증가하였다. 이는 대기 중 배출량 증가에 따른 해양의 흡수량 증가를 보여주며, 2080년부터 흡수비율이 조금씩 감소하는 경향을 보인다. 이는 해양에서의 탄소저장능력 변화로 생각되며 자세한 것은 추가 연구가 필요하다.

지구온난화 현상 등의 기후변화는 해수온 상승과 함께 탄소 흡수과정 및 해수순환에 영향을 미치고, 이에 수반된 해양생지화학과정변화로 해양생태계순환이 변화된다. 이는 인위적으로 배출된 CO_2 의 분압 차 및 생지화학과정으로 인한 CO_2 흡수에도 영향을 미칠 것이라는 것을 의미한다. 해수면에서 CO_2 흡수는 온도와 알칼리도(alkalinity)에 영향을 받는 용해평형에 따라 달라진다. 해양에서 온도 1°C 당 4.23%씩 알칼리도가 감소하며(Takahashi et al., 1993), 대기 중 CO_2 농도가 100 ppm 상승할 때 마다 15%씩 해양에서의 탄소수용능력을 감소한다(Revelle and Suess, 1957). 온난화 및 기후 되먹임 작용으로 인한 생지화학 과정의 변화로 21세기 후반부터는 CO_2 흡수가 감소하여, 대기 중 CO_2 증가에 영향을 미친다(IPCC AR5., 2013)는 Fig. 4(b)에서 기존 문헌의 결과와 일치하는 것으로

Table 1. Cumulative values and specified the ratio of the change in atmospheric CO₂ concentration, simulated changes in land and ocean uptake carbon, and prescribed fossil fuel emissions. Modeled values are emission-driven simulation. Values for the 1985~2005 periods are compared with observation-based values. The 2006~2100 periods values are shown for the two RCPs (2.6, 8.5). Units are GtC.

Total accumulation (GtC)		NBP	Ocean flux	dC _A /dt	E _{FF}
1985~2005	HadGEM2	37	45	74	156
	OBS	16.2	45.4	75	136
	Fraction	0.24	0.29	0.47	1
2006~2100	RCP 2.6	126	166	79	371
	Fraction	0.34	0.45	0.21 0.3*	1
	RCP 8.5	378	391	1164	1933
	Fraction	0.2	0.2	0.6 0.69*	1

*dC_A/dt for RCP2.6, 8.5 are assigned the mean of multi-model values (Jones et al., 2013).

로 생각된다. 해양에 용해된 탄소는 해수의 산성도를 감소시키는 등(Doney et al., 2009). 해양의 CO₂ 흡수량 증가에 따라 해양 탄소 순환과 해양생지화학 과정에 영향을 미치는데 이에 대해서는 추가 연구가 필요하다.

3.4 전지구 탄소수지

산업혁명 이후 CO₂ 배출 증가에 따른 탄소수지의 분석을 위해 식2.1의 항목별로 계산하였다(Table 1). Figure 5에서 1860~1960년도까지 CO₂ 배출실험에 따르면, CO₂ 배출량 증가에 따라서 육상과 해양의 흡수량도 완만하게 증가하다가 1950년부터 육상과 해양에서의 탄소 흡수량이 증가하는 것으로 보아 1950년부터 급격히 증가하는 배출량에 따라서 육상과 해양에서의 탄소 흡수량이 달라진다.

인위적으로 배출된 CO₂는 1860년~1880년 평균 0.7 GtC yr⁻¹에서 20세기 말(1985~2005)에 7.8 GtC yr⁻¹으로 약 10배 많은 탄소를 배출한다. Table 1에서 20세기 말까지 실험에 입력된 CO₂ 배출량에 대해 45 GtC를 해양에서 흡수하고, 육상에서는 37 GtC를 흡수하는 것으로 모의되었다. 대기 중에 74 GtC이 잔류하여 배출된 탄소의 50% 정도 대기 중에 머무르는 것으로 계산 되었다. 배출된 CO₂를 육상보다 해양에서 더 많은 양을 흡수하는 것을 알 수 있으며 이는 선행 연구 Jones et al. (2013)과 Arora et al. (2011)에서도 보고된 바 있다. 이 기간 대기, 육상, 해양으로 저장된 탄소총량은 156 GtC으로 동일 기간의 CDIAC 관측 값인 137GtC와 차이를 보였다. 관측에서는 이 기간 45 GtC를 해양에서, 육상에서는 16 GtC을 각각 포함하고 대기 중에 75 GtC이 잔류하는 것으로 분석된다. 배출량 실험의 결과 해양의 탄소 저장량은 관측으로

측정된 결과 값과 매우 유사하였고, 육상에서의 탄소 흡수량은 관측과 차이가 발생 하였지만, 전반적으로 HadGEM2-CC 모델은 육상과 해양의 탄소순환 과정을 20세기에 대해 성공적으로 모사하는 것으로 생각된다. 육상 관측과 모델의 육상탄소의 차이는 육지사용에 따른 배출량의 차이와 CO₂ 시비효과 영향에 따른 큰 불확실성에 기인한다(Arora et al., 2013). 또한 Jones et al. (2013)에 따르면 육상탄소의 변화는 산불에 의한 영향도 불확실성의 요인으로 고려해야 한다고 언급되었다. 더불어 좀더 정확한 결과는 다양한 모델과 많은 실험에 기반한 추가연구가 필요하다.

탄소순환 미래 전망을 살펴보면 대표적인 배출량 감축 시나리오인 RCP 2.6은 Fig. 5(a)에서 21세기 중반부터 배출량이 감소하여 21세기 말(2080~2100)에는 -0.19 GtC yr⁻¹의 음의 값을 나타내어 20세기(1985~2005) 말 대비 21세기 말 에는 CO₂ 농도증가율이 58% 감소한다. 육상과 해양에서는 배출량 절대량의 감소에 따라서 21세기 말에는 흡수량이 감소한다.

RCP 2.6의 실험결과에 따르면 21세기(2006~2100) 기간동안 배출된 총 CO₂의 양은 371 GtC이며 Table 1에서 보는 바와 같이 배출된 CO₂ 중의 34%를 육상에서, 45%를 해양에서, 나머지 21%의 CO₂가 대기 중에 분배되었다(Table 1). 대기 중 잔류 비율이 20세기 말과 비교했을 때 47%에서 21%로 감소하였다. 이러한 경향은 선행연구인 Jones et al. (2013)에서 대기 중 CO₂ 농도 비율이 CMIP5 앙상블 평균 20세기 말 52%(관측은 49%)에서 RCP 2.6에서 30%으로 비율이 감소한다는 보고와 유사한 결과이다.

RCP 8.5의 배출량 시나리오는 1950년부터 21세기 말까지 경감정책 없이 꾸준히 증가하여 20세기 말 평균 약 7.8 GtC yr⁻¹에서 21세기 말에는 연간 약 30

Combined component of the global carbon budget

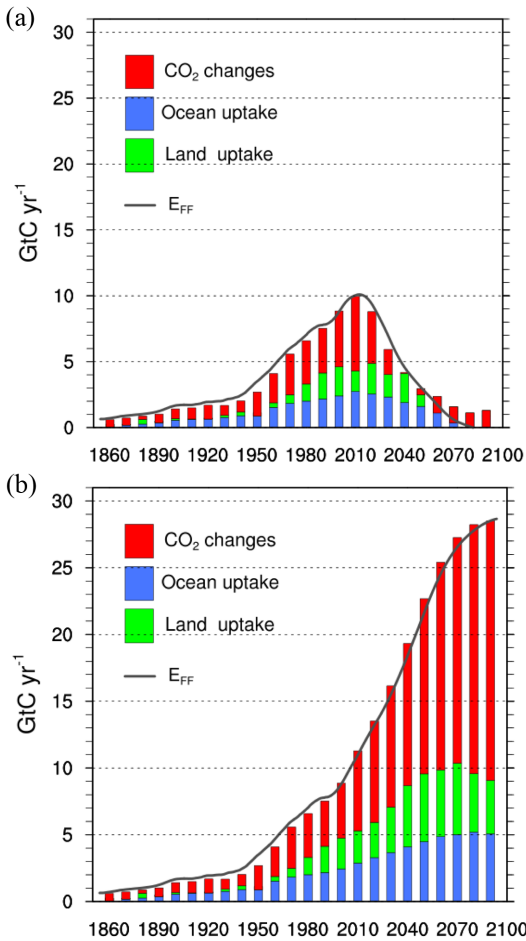


Fig. 5. The long term variations of carbon budget composition from 1860 to 2100. The bars indicate ten years moving averaged net land carbon uptake (green) and ocean carbon uptake (blue) and rate of change of atmospheric CO₂ (red) for (a) RCP 2.6, (b) RCP 8.5. The line indicates prescribed total CO₂ emission.

GtC yr⁻¹의 CO₂의 배출량이 입력된다(Fig. 5(b)). RCP 8.5에서 21세기 동안(2006~2100)에 전지구적으로 배출되어 누적된 탄소의 양은 약 1933 GtC이며, 배출된 탄소 중에 육상에서 흡수하는 양은 378 GtC, 해양에서는 391 GtC의 탄소를 저장한다. 대기 중에 1164 GtC의 탄소가 잔류한다. Table 1에서 21세기동안 배출된 탄소의 20%씩을 육상과 해양에서 각각 흡수하였고, 60%에 해당하는 탄소가 대기 중에 잔류한다. 대기 중 CO₂ 농도 증가율이 21세기 중반부터 급격히 증가하여 21세기 말에는 대기 중 CO₂ 증가율은 18.8 GtC yr⁻¹를 전망하였다. Jones et al. (2013)에서 CMIP5

양상을 평균적으로 계산한 CO₂ 배출량에 대한 대기 중 CO₂ 비율은 RCP 8.5에서 69%로 언급하였는데 본 실험의 적분결과와는 약간 차이를 보인다. 대기 중 CO₂ 농도의 두드러진 증가는 CO₂ 배출량의 꾸준한 증가와 육상과 해양에서의 흡수경향이 21세기 후반에 점차 둔화되는 것과 연관되어 보인다. 2070년부터 해양에서 과거부터 누적된 해양의 CO₂ 분압이 증가하여 대기-해양 간 CO₂ 분압 차에 의한 흡수는 감소하였고(Liddicoat et al., 2013), 해양순환의 변화와 해수온 증가에 따른 생지화학적 변화가 CO₂의 용해 능력에 영향을 받은 결과이다. 화석연료의 사용과 산림 벌채 등의 육지 사용에 의한 지표 피복의 변화로 토양에서 배출량 증가, 식생으로부터 발생하는 CO₂ 배출량이 직접적으로 CO₂ 농도 증가에 기인하였음을 알 수 있다. 이러한 CO₂ 배출량 증가에 따른 탄소순환의 기후 되먹임이 육상과 해양에서의 흡수량을 감소시키는 방향으로 작용하였음을 알 수 있다(Freidlingstein et al., 2006; Arora et al., 2013). 따라서 인위적인 배출량의 증가는 대기 중 CO₂ 농도 증가에 중요한 영향을 미친다.

3.6 위도 별 탄소수지

배출된 이산화탄소에 대한 육지와 해양에서의 흡수는 Fig. 6, 7에서와 같이 위도대별로 차이를 보인다. 고위도는 60°-90°N, 중위도는 30°-60°N, 적도 열대 지역은 10°S-10°N으로 구분하였다. 육상탄소 교환량(Net Ecosystem Exchange, NEE)은 식생의 광합성 및 식생과 토양의 호흡에 영향을 받는다. Lee et al. (2014)에 따르면 육상탄소 교환량은 지역에 따라 다를 수 있음이 시사되었으며 본 실험에서도 육상탄소의 변동성이 지역별 차이를 보였다(Fig. 6). 20세기 말(1985~2005) 동안 축적된 육상탄소의 교환량은 적도 지역에서 8.8 GtC yr⁻¹, 중위도 지역에서 17.1 GtC yr⁻¹, 고위도 지역에서 8.8 GtC yr⁻¹ 흡수하는 것으로 모의되었다(Table 2). RCP 시나리오에 따르면, 고위도와 중위도에서 대체로 전지구 탄소수지전망과 유사하게 시나리오에 비례하여 경로가 비슷하나, 적도 지역에서는 연간 변동폭이 매우 크고 시나리오간 차이가 상대적으로 작게 모의되었다(Fig. 6).

21세기 탄소 저감정책이 포함된 RCP 2.6 (2006~2100)에서 육상에서 축적된 탄소는 중위도에서 68.3 GtC yr⁻¹을 흡수하는 것으로 모의되었고, RCP 8.5에 의하면 175.7 GtC yr⁻¹을 흡수할 것을 전망 하여 20세기말 대비 21세기말 RCP 8.5에서 약 10배 흡수가 증가하는 것으로 모의 되었다. 기존 문헌에 따르면 이러한 모의 결과들은 중위도 지역에서는 산림지역을 경작지로 바꾸는 과정에서 배출되는 탄소량(Shevliakova et al., 2009)과, 질소순환 모듈이 포함될 경우 변동될 수 있음이 언급되어 있다(Dezi et al., 2010). 중위도

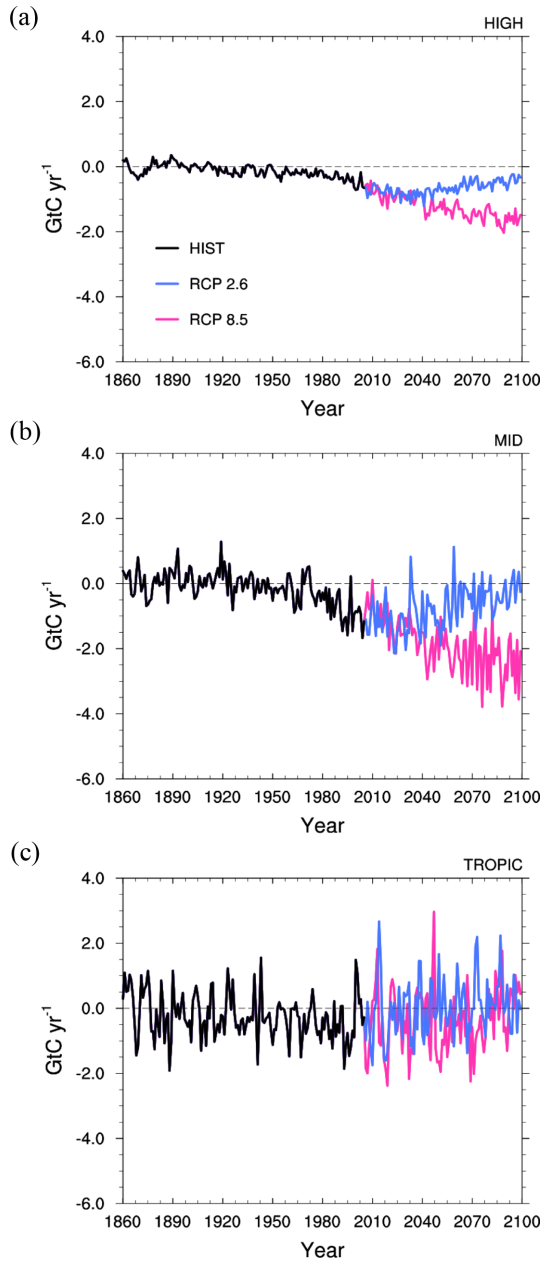


Fig. 6. The comparisons of NEE (GtC yr^{-1}) trajectories for (a) High latitude (90° - 60°N), (b) Middle latitude (30° - 60°N), (c) Tropical latitude (10°S - 10°N).

해역에서는 22.6 GtC yr^{-1} 을 흡수하여 전지구 해양 흡수가 45 GtC yr^{-1} 인 것을 감안하면 전지구 해양탄소 흡수의 약 절반가량을 중위도해역에서 흡수하여 해양의 탄소 흡수 기여도가 높은 것으로 모의 되었다.

21세기 RCP 2.6에서 적도지역의 육상탄소 교환량

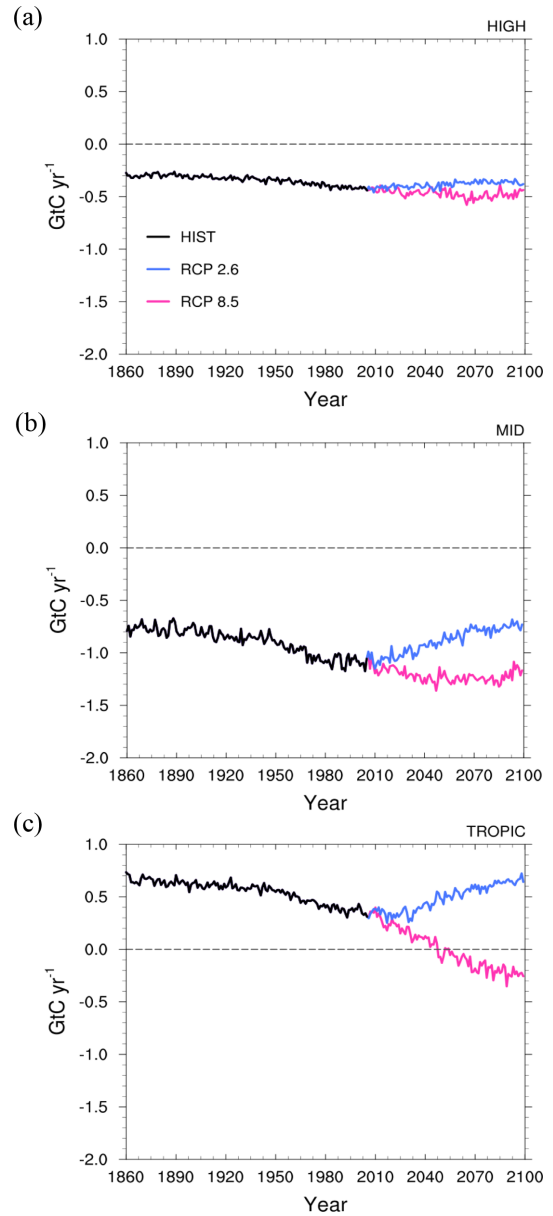


Fig. 7. Same as Fig. 6, except atmosphere-ocean CO_2 flux (GtC yr^{-1}).

을 살펴보면 6.5 GtC yr^{-1} 을 배출, RCP 8.5에 의하면 33.1 GtC yr^{-1} 을 흡수하는 것으로 전망하였다(Table 2). Figure 6(c)에서 볼 수 있는 바와 같이 적도 지역은 열대 우림 지역 식생에 의한 탄소 흡수량도 많지만 호흡량 또한 높고, 낙엽 및 미생물에 의한 탄소 배출도 활발하여 연간 변동폭도 크고 흡수와 배출 경향이 다른 위도지역과 다른 특성을 보인다. 적도해역에서는

Table 2. Regional cumulative values and simulated changes in land and ocean uptake carbon, Modeled values are emission-driven simulation. Values for the 1985~2005 periods are compared with observation-based values. The 2006~2100 periods values are shown for the two RCPs (2.6, 8.5). Units are GtC.

	Total accumulation (GtC)		NBP	Ocean flux
High Latitude	1985~2005	Historical	-8.8	-8.7
		RCP 2.6	-62	-36.2
	2006~2100	RCP 8.5	-115.5	-44.2
Middle Latitude	1985~2005	Historical	-17.1	-22.6
		RCP2.6	-68.3	-83.7
	2006~2100	RCP 8.5	-175.7	-114.2
Tropical Latitude	1985~2005	Historical	-8.8	7.8
		RCP 2.6	6.5	45.7
	2006~2100	RCP 8.5	-33.1	0.02

CO₂ 배출 경향이 두드러지게 나타나는데, 적도지역은 동태평양의 중·심층수로부터 용승하는 해수로부터 과포화로 존재하는 CO₂가 대기로 배출된다. 20세기 말(1985~2005)에는 약 7.8 GtC yr⁻¹을 배출한 것으로 모의되었으며, 21세기 RCP 2.6에서는 45.7 GtC yr⁻¹, RCP 8.5에서는 0.02 GtC yr⁻¹으로 배출 추세를 보이며, RCP 8.5에서는 배출경향이 21세기 말에는 흡수로 바뀐다. 이는 적도해역의 해양 pCO₂ 분압보다 대기 중 CO₂ 농도가 높아져 해양에서 탄소를 흡수함을 의미한다.

고위도 지역의 21세기 전망은 RCP 2.6에서 62 GtC yr⁻¹, RCP 8.5에서 115.5 GtC yr⁻¹를 흡수하여 20세기 말 기간에 8.8 GtC yr⁻¹ 흡수한 것에 비하여 약 13배 흡수량이 증가하여 위도 별 증가량이 가장 크게 나타났다. 이는 고위도지역에서 평균기온이 상승하는 봄에 식생시기의 길이가 증가하여 육상에서의 탄소흡수가 증가하는 것과 연관된 것으로 보인다. 육상생태계의 광합성에 기온과 강수량이 중요한 Piao et al. (2009)에 의해 언급된 바 있고, 온난화에 의한 고위도로의 식생 북상현상은 Lee et al. (2014)에서 언급한 바 있다. 식생이 성장할 수 있는 최저 온도 상승으로 인해 고위도대로 북상하면서 식생의 성장시기(Growing Season)의 증가로 광합성 기간이 길어지게 되고 육상 탄소 교환량이 활발해지며 탄소 저장능력도 증가한다.

전지구 평균 변화추이와 유사하게, 고위도해역의 해

양탄소교환의 연간변동폭은 육상탄소의 연간 변동폭보다 작다(Fig. 7). 고위도해역의 플럭스의 장기 변화 추이는 다른 위도대보다 매우 작아 RCP 2.6의 경우 큰 변동성이 없다. 20세기말 고위도 해역은 8.7 GtC yr⁻¹을 흡수하며, 21세기 미래전망에서는 RCP 2.6에서는 36 GtC yr⁻¹, RCP 8.5에서는 44.2 GtC yr⁻¹을 흡수하여 배출량이 증가하는 RCP 8.5에서는 RCP 2.6에 비하여 흡수량이 조금 더 증가하는 경향을 보였다. Anav et al. (2013)에서 CMIP5 모델들의 해양의 지역적인 결과에서도 고위도 지역이 중위도와 적도 해역에 비하여 흡수량이 적다는 것을 언급한 결과와 유사하다.

4. 결 론

대기 중에 배출된 탄소는 육상, 해양과의 교환과정을 통해 축적되는데 기후변화에 따라 육상 생물권과 해양의 생태계의 변화와 더불어 CO₂ 흡수량에도 영향을 받게 된다(IPCC AR5., 2013). 이에 본 연구에서는 미래 CO₂ 배출에 따른 육상, 해양의 탄소과정모의를 통하여 기후변화와 이에 수반되는 탄소순환에 대한 이해를 높이고자 하였다. 역학적 식생모델과 해양 생지화학모델이 포함된 HadGEM2-CC 모델을 이용한 배출량 실험결과를 가지고 전구 탄소수지분석을 하였다. 1860년부터 2005년까지 과거모의실험과 2006년부터 2100년까지 RCP 8.5, 2.6 시나리오의 CO₂ 배출량에 따른 미래전망실험을 진행하였다. 배출량 실험은 모델에 인위적으로 배출되는 CO₂ 양을 입력자료로 사용하여 그에 따라 변화하는 기후와 탄소순환의 상호작용을 통하여 대기 중 CO₂ 농도의 변화를 알 수 있다(Jones et al., 2011).

배출량 실험에서는 배출량에 비례하여 대기 중 CO₂ 농도가 증가하고 기온도 함께 상승하는 것을 모의하였다. 더불어 1950년부터 급격하게 배출량이 증가함에 따라 육상과 해양에서의 탄소 흡수량이 증가하였다. Enting et al. (2001)의 탄소수지 분석방법에 따른 대기, 해양, 육상의 탄소저장 비율을 계산하면 20세기 말(1985~2005) 기간 동안 배출된 전지구 CO₂는 총 156 GtC으로 육상과 해양에서 각각 24%, 29%를 포함하고 대기 중에 47%의 탄소가 잔류하였다. 배출량 경감정책이 포함된 RCP 2.6에서는 21세기 동안(2006~2099) 2050년부터 급격히 배출량이 감소함에 따라 대기 중 CO₂ 농도도 감소 하여 21%가 대기 중에, 34%는 육상에서, 45%는 해양에서 흡수하였다. 20세기 말과 비교하여 RCP 2.6에서는 육상과 해양에서의 탄소 저장량이 증가하였다. RCP 8.5에서는 이산화탄소의 흡수량은 RCP 2.6 보다 절대적인 값은 컸으나, 배출된 탄소에 대한 탄소 저장 비율은 특히 육상생태계의

역할에서 크게 달랐다. RCP 8.5에서는 1950년부터 증가하는 배출량이 21세기 말까지 꾸준히 증가함에 배출된 CO₂를 육상에서 20%, 해양에서 20%를 흡수하고 나머지 60%가 대기 중에 잔류하여 대기 중 CO₂ 농도가 지속적으로 증가하였다. 모의 결과 배출량의 증가는 지구 온난화뿐만 아니라 기후에 민감한 육상과 해양의 탄소순환에 영향을 미침을 보였다. 특히 기후-탄소간 되먹임 작용으로 인한 육상과 해양의 변화에 따라 21세기 말 육상, 해양, 대기의 탄소수지비율이 시나리오 별로 달라졌다. 육상과 해양의 변화는 위도대별로도 차이를 보였는데 중위도지역이 고위도와 저위도지역보다 CO₂ 흡수에서 주요한 역할을 하는 것으로 모의되었다.

대기 중 CO₂ 농도 변화의 미래 예측성을 높이고 기후변화의 신뢰성을 갖기 위해서 기후변화에 따른 탄소순환과정에 대한 이해는 매우 중요하다. 본 연구 결과는 한 모델에 기반한 실험으로 수치 모사의 불확실성이 고려되어야 한다. 모델 내에서 육상탄소는 불확실성을 내포한 식생탄소 및 토양탄소 역학과정에 따라 달라지며, 질소순환, 산불, 육지 사용에 따른 탄소순환의 변화와 Anav et al. (2013)가 지적한 주어진 초기값에 따른 육상-대기 간 플럭스의 불확실성 부분에서 추가적인 연구가 필요하다. 그리고 단일실험 결과의 유의성을 위해 추후 앙상블 결과와 CMIP5 모델을 활용하여 추가연구가 진행 되어야 한다.

감사의 글

육상탄소 분석에 도움을 준 이철에게 감사드립니다. 이 연구는 ‘NIMR-2012-B-2(기후변화 예측기술 지원 및 활용연구)’의 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

- Anav, A., P. Friedlingstein, and M. Kidston, 2013: Evaluating the land and ocean components of the Global carbon cycle in the CMIP5 earth system models. *J. Climate*, **26**, 6801-6844.
- Andres, R. J., J. S. Gregg, L. Losey, G. Marland, and T. A. Boden, 2011: Monthly, global emissions of carbon dioxide from fossil fuel consumption. *Tellus B*, **63**, 309-327.
- Bennington, V., G. A. McKinley, and S. Dutkiewicz, 2009: What does chlorophyll variability tell us about export and air-sea CO₂ flux variability in the North Atlantic?, *Global Biogeochemical Cycles*, **23**, 11.
- Boden, T. A., G. Marland, and R. J. Andres, 2010: Global, Regional, and National Fossil-Fuel CO₂ Emissions, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., USA, doi:10.3334/CDIAC/00001V2010.
- Boer and Arora, 2013: Feedbacks in Emission-Driven and Concentration-Driven Global Carbon Budgets, *J. Climate*, **26**, 3326-3341.
- Caesar, J., E. Palin, and S. Liddicoat, 2013: Response of the HadGEM2 earth system model to future greenhouse gas emissions pathways to the year 2300. *J. Climate*, **26**, 3275-3285.
- Collins, W. J., and Coauthors, 2011: Development and evaluation of an Earth-system model—HadGEM2. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 1051-1075.
- Cox, P. M., 2001: Description of the TRIFFID dynamic global vegetation model. *Hadley Centre Tech. Note*, **24**, 17.
- Clarke, L., 2007: Scenarios of Greenhouse Gas Emissions and Atmospheric Concentrations (Sub-report 2.1A of Synthesis and Assessment Product 2.1, US Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Department of Energy, Office of Biological & Environmental Research, Washington DC, 2007).
- Dezi, S., B. E. Medlyn, and G. Tontonoz, 2010: The effect of nitrogen deposition on forest carbon sequestration: a model-based analysis. *Glob. Change Biol.*, **16**, 1470-1486.
- Doney, S. C., V. J. Fabry, and R. A. Feely, 2009: Ocean Acidification: The Other CO₂ Problem, *Annu. Rev. Marine. Science*, **1**, 169-192.
- _____, L. Bopp, and M. C. Long, 2014: Historical and future trends in ocean climate and biogeochemistry. *Oceanography*, **27**, 108-119.
- Dixon, R. K., A. M. Solomon, and S. Brown, 1994: Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science*, **263**, 185-190.
- Enting, I. G., T. M. L. Wigley, and M. Heimann, 2001: Future emissions and concentrations of carbon dioxide: Key Ocean/Atmosphere/Land analyses. *CRI-SIRO*, **31**, 133 pp.
- Feely, R. A., S. C. Doney, and S. R. Cooley, 2009: Ocean acidification. *Oceanography*, **22**, 36-47.
- Friedlingstein, P., 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the CMIP4 model intercomparison. *J. Climate*, **19**, 3337-3353.
- _____, J. L. Dufresne, and P. M. Cox, 2003: How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle?, *Tellus*, **55B**, 692-700.

- Friedlingstein, P., M. Meinshausen, and V. K. Arora, 2014: Uncertainties in CMIP5 climate projections due to carbon cycle feedbacks. *American Meteorological Society*, **26**, 511-526.
- Gim, B. M., T. S. Choi, and J. S. Lee, 2014: Effect assessment and derivation of ecological effect guideline on CO₂ - induced acidification for marine organisms. *Journal of the Korean Society for Marine Environment and Energy*, **17**, 153-165.
- Goldewijk, K. 2001: estimating global land use change over the past 300 years: the HYDE database. *Global Biogeochemistry*, **15**, 417-433.
- Hijioka, Y., Y. Matsuoka, and H. Nishimoto, 2008: Global GHG emissions scenarios under GHG concentration stabilization targets. *J. Glob. Environ. Eng.*, **13**, 97-108.
- Houghton, R. A. 2008: Carbon Flux to the Atmosphere from Land-Use Changes: 1850~2005, in: TRENDS: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., USA, 2008.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment, Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- _____, 2013: Climate Change 2013, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment, Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ito, A., 2008. The regional carbon budget of East Asia simulated with a terrestrial ecosystem model and validated using Asia Flux data. *Agricultural and Forest Meteorology*, **148**, 738-747.
- _____, 2010. Changing ecophysiological processes and carbon budget in East Asian ecosystems under near-future changes in climate: implications for long-term monitoring from a process-based model. *Journal of Plant Research*, **123**, 577-588.
- Jang, J. H., J. K. Hong, and Y. H. Ryun, 2010: A Sensitivity Analysis of JULES Land Surface Model for Two Major Ecosystems in Korea: Influence of Biophysical Parameters on the Simulation of Gross Primary Productivity and Ecosystem Respiration. *Korea J. Agric. Forest Meteor.*, **12**, 107-121.
- Jung, M., M. Reichstein, and P. Ciais, 2010: Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, **467**, 951-964.
- Jones, C. D., 2004: Climate-Land Carbon Cycle Simulation of the 20th century: Assessment of HadCM3LC C4MIP Phase 1 experiment. Hadley centre technical note **59**.
- _____, J. K. Hughes, and N. Bellouin, 2011: The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 543-570.
- _____, E. Robertson, and V. Arora, 2013: Twenty-first-century compatible CO₂ emissions and airborne fraction simulated by CMIP5 earth system models under four representative concentration pathways. *J. Climate*, **26**, 4398-4413.
- Keeling, C. D., 2001: S.I.O. Exchanges of Atmospheric CO₂ and ¹³CO₂ with the Terrestrial Biosphere and Oceans from 1978 to 2000.I. Global Aspects Reference Series No. 00-21 (Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 2001).
- _____, T. P. Whorf, M. Wahlen, and J. Plichtt, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, **375**, 666-670.
- _____, R. B. Bacastow, and A. E. Bainbridge, 1976: Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus*, **28**, 538-551.
- Kim, H. T., B. E. Moon, and E. G. Choi, 2014: An analysis of local quantity of carbon absorption, fixation and emission by using GIS. *J. of KORRA*, **22**, 40-48.
- Kim, J. W., H. M. Kim, and C. H. Cho, 2012 : Application of carbon tracking system based on ensemble kalman filter on the diagnosis of carbon cycle in asia atmosphere. *Korean Meteorological Society*, **22**, 415-427.
- Lee, C., K. O. Boo, and J. K. Hong, 2014: Future changes in global terrestrial carbon cycle under RCP scenarios, *Atmosphere.*, **24**, 303-315 (in Korean with English abstract).
- Lee, N. Y., 2010 : Carbon cycle in terrestrial ecosystems - Net Ecosystem Production (NEP) in a forest. *Journal of National Park Research*, **1**, 163-168.
- Lee, J. Y., D. K. Kim, and H. Y. Won, 2013: Organic Carbon Distribution and Budget in the Pinus densiflora Forest at Mt. Worak National Park. *Korean J. Environ. EcoL*, **27**, 561-570.
- Lee, J. H., J. S. Yi, and Y. M. Chun, 2013: Discussion of soil respiration for understanding ecosystem carbon cycle in Korea, *KJEE*, **46**, 310-318.
- Le Quèrè, C., R. J. Andres, and T. Boden, 2013: The global

- carbon budget 1959~2011. *Earth Syst. Sci. Data*, **5**, 165-185.
- Le Quèrè, C., G. P. Peters, and R. J. Andres, 2014: Global carbon budget 2013. *Earth Syst. Sci. Data*, **6**, 235-263.
- Liddicoat, S., C. Jones, and E. Robertson, 2013: CO₂ emissions determined by HadGEM2-ES to be compatible with the representative concentration pathway scenarios and their extensions. *J. Climate*, **26**, 4381-4397.
- Lim, J. H., J. H. Shin, and G. T. Kim, 2003: KoFlux 2002 Synthesis; Forest stand structure, site characteristics and carbon budget of the Kwangneung Natural Forest in Korea. *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology*, **5**, 101-109.
- Martin, G. M., N. Bellouin, and W. J. Collins, 2011: The HadGEM2 family of met office unified model climate configurations. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 723-757.
- Moss, R. H., J. A. Edmonds, and K. A. Hibbard, 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, **463**, 747-757.
- Orr, J. C., V. J. Fabry, and O. Aumont, 2005: Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on marine calcifying organisms. *Nature*, **437**, 681-686.
- Palmer, J. R. and I. J. Totterdell, 2001: Production and export in a global ocean ecosystem model. *Deep Sea Res., Pt. I*, **48**, 1169-1198.
- Park, G. H., 2010: Variability of global net sea-air CO₂ fluxes over the last three decades using empirical relationships. *Tellus*, **62B**, 352-368.
- Piao S., P. Ciais, and P. Friedlingstein, 2009: Spatiotemporal patterns of terrestrial carbon cycle during the 20th century. *Global Biogeochemical Cycles*, **23**, GB4026.
- Pyo, J. H., S. U. Kim, and H. T. Mun, 2003: A Study on the carbon budget in pinus koreans is plantation. *Journal of Ecology and Environment*, **26**, 129-134.
- Revelle, R. and H. Suess, 1957: Carbon Dioxide Exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO₂ during the past decades. *TELUS*, **9**, 18-27.
- Riahi, K., S. Rao, and V. Krey, 2011: RCP 8.5 - A scenario of comparatively high greenhouse gas emission. *J. Climate Change*, **109**, 33-57.
- Sabine, C. L., and R. A. Feely, 2007: The oceanic sink for carbon dioxide. *Greenhouse Gas Sinks.*, Eds., CABI, 31-49.
- Sarmiento, J. L., M. Gloor, and N. Gruber, 2010: Trends and regional distributions of land and ocean carbon sinks. *Biogeosciences*, **7**, 2351-2367.
- Shevliakova, E., S. W. Pacala, and S. Malyshev, 2009: Carbon cycling under 300 years of land use change : Importance of the secondary vegetation sink. *Global Biogeochemical Cycles*, **23**, GB2022.
- Sim, C. S., 2010: Sources/Sinks Analysis with Satellite Sensing for Exploring Global Atmospheric CO₂ Distributions, *Korea Environment Institute*.
- Takahashi, T., J. Olafsson, and G. John, 1993: Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study, *Global Biogeochemical Cycles*, **7**, 843-878.
- _____, S. C. Sutherland, and R. Wanninkhof., 2009: Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans, *Deep-Sea Research II*, **56**, 554-577.
- Taylor, K. E., J. R. Stouffer, and G. A. Meehl, 2012, An overview of CMIP5 and the experiment design, *American Meteorological Society*, 2012, April, 485-498, DOI:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Van Vuuren, D. P., P. Lucas, and H. Hilderink, 2007: Downscaling drivers of global environmental change. Enabling use of global SRES scenarios at the national and grid levels. *Glob. Environ. Change*, **17**, 114-130.
- Wanninkhof, R., G.-H. Park, and T. Takahashi, 2013: Global ocean carbon uptake: magnitude, variability and trends, *Biogeosciences*, **10**, 1983-2000.
- Yoo, S. j., W.-K. Lee, and Y. H. Son, 2012: Estimation of vegetation carbon budget in South Korea using ecosystem model and spatio-temporal environmental information. *Korean Journal of Remote Sensing*, **28**, 145-157.
- Zeng, N., A. Mariotti, and P. Wetzel, 2005: Terrestrial mechanisms of interannual CO₂ variability. *Global Biogeochemical Cycles*, **19**, GB1016, pp. 15.