

남한 지역의 홀로세 중후기 기후변화

박정재

서울대학교 지리학과 및 국토문제연구소
(2013년 2월 15일 접수, 2013년 4월 12일 수정, 2013년 4월 29일 게재 확정)

Mid- and Late-Holocene Climate Change in South Korea

Jungjae Park

Department of Geography and Institute for Korean Regional Studies, Seoul National University
(Received 15 February 2013, Revised 12 April 2013, Accepted 29 April 2013)

Abstract : There is not much difference in mid- to late-Holocene climate change between in South Korea and in other parts of the northern hemisphere. According to paleoclimate data from South Korea, the Holocene Climate Optimum ended around 7600-6000 BP. Lower latitudinal areas seemingly showed later termination times of the Holocene Climate Optimum. In late-Holocene, the climate was relatively cool between AD 200-AD 800 and AD 1300-AD 1900 and relatively warm between AD 800-AD 1300. In addition, the climate might be relatively cool between 1200 BC-400 BC and relatively warm between 400 BC-AD 200.

Key Words : mid- and late- Holocene, climate change, Holocene Climate Optimum, south Korea, pollen

1. 서론

미래의 기후변화와 그 영향을 사전에 적절히 예측하여 인류 및 지구생태계의 피해를 최소화하기 위해서는 기후변화 예측 모델의 정확성이 요구된다. 기후모델의 모사와 검증은 정확하고 세밀한 고기후 자료에 의해서만 가능하므로, 이러한 자료들을 확보하기 위해 여러 고기후 및 고환경 학자들은 다양한 종류의 분석을 시도하고 있다. 특히, 홀로세 기후 최적기 혹은 중세온난기와 같은 과거의 상대적으로 따뜻했던 시기에 대한 정보는

지구온난화의 향후 추이를 추정하는 기후모델을 검증할 때 매우 중요한 요소가 된다. 정확성이 결여된 기후변화 예측 시나리오로 인해 초래될 파장은 상상외로 클 수 있으므로, 우리는 양질의 고기후 자료를 얻기 위해 최선을 다해야 한다.

홀로세의 기온은 빙기에서 간빙기로 넘어오는 전이기 혹은 과거의 빙기 동안의 기온과 달리 상대적으로 매우 안정적이다. 따라서 프록시 자료를 통해 홀로세의 기후 변화를 찾아내는 것은 그리 쉽지 않으며, 실제 홀로세 기후 변화 연구는 고해상 자료의 부족으로 불과 이십 년 전만 해도 여

전히 시작단계에 머물러 있는 상태였다. 그러나 최근들어 고해상의 나이테, 빙코어, 스펠레오뎀, 해양 및 호수 퇴적물 등의 다양한 고환경 분석방법의 발달에 힘입어 홀로세 고기후 정보가 빠른 속도로 축적되고 있으며 홀로세 기간 중의 미묘한 기후변화가 밝혀지고 있다. 이러한 홀로세의 기온 변화를 일으킨 원인으로는 지구의 세차운동에 따른 북반구 계절성의 변화(Berger and Loutre, 1991), 화산활동(Zielinski, 2000), 태양흑점수의 변화(Stuiver and Braziunas, 1989; Solanki *et al.*, 2004), 대기-식생 피드백(Prentice *et al.*, 2000; Liu *et al.*, 2006), 대기중 온실가스량(Monnin *et al.*, 2001; Fluckiger *et al.*, 2002) 등이 제시된다.

국내의 홀로세 기후변화 연구는 대부분 화분분석결과를 토대로 복원된 식생으로부터 고기후를 추정하는 방식으로 이루어졌다. 최근들어 퇴적물의 탄소동위원소분석(박경·박지훈, 2011; Lim *et al.*, 2012), 지화학적 분석(Yang *et al.*, 2008), 식물구조체 분석(윤순옥 외, 2009), 동굴 석순 동위원소 분석(지효선 외, 2010)과 같은 새로운 방법들이 시도되고 있지만 그 결과들이 화분분석자료에 비하면 아직 양적으로 충분하지 못하며 불확실성을 내포한다. 본 논문에서는 주로 국내에서 생산된 화분자료를 활용하여 논의를 전개하였으며, 홀로세 기후 최적기로 대표되는 홀로세 중기의 기후와 주기적인 기온의 증감이 나타났던 홀로세 후기의 기후를 구분하여 종합적으로 서술하였다. 과거 홀로세의 화분분석자료를 통합하여 한반도의 기후변화를 유추하였던 리뷰논문들로는 윤순옥(1996)·최기룡(1998)·이상현(2008) 등이 있다. 그러나 대부분 식생복원에 중점을 둔 논문들로 고기후 측면에서의 검토가 면밀하지 못했고 특히 홀로세 후기 기후는 거의 다루지지 않았으므로, 지금까지 발표된 고환경 자료를 토대로 새롭게 홀로세 중후기 기후를 정리하는 작업은 의미가 있다.

2. 홀로세 중기 기후-한반도의 홀로세 기후(몬순) 최적기는?

1) 홀로세 기후 최적기

홀로세 기후 최적기는 홀로세 기간 중 상대적으로 기온이 높았던 시기이다. 이 시기에 대한 정보는 지구 온난화와 그에 따른 환경 변화를 예측하는 모델을 구축할 때 활용될 수 있으므로 가치가 매우 높다. 홀로세 기후 최적기에 대해 최종 빙기 이후 가장 기온이 높았던 시기로 간단하게 정의 내리는 경우도 있지만, 높은 온도와 풍부한 강수량이 안정적으로 유지되면서(Bates and Jackson, 1987) 삼림의 면적과 밀도가 늘어나기 시작한 시기로 정의되는 경우가 보다 일반적이다.

최종 빙기에서 홀로세로 접어들면서 시작된 홀로세 기후 최적기에는 북반구의 여름철에 증가한 일사량으로 인해 강화된 계절성(seasonality)과 이로 인한 여름몬순의 활성화가 특징적으로 나타난다(Kutzbach and Street-Perrott, 1985). 홀로세 초기에는 북반구의 빙하가 그대로 남아있고 대기 중의 탄소농도가 여전히 낮았던 관계로 높은 일사량에도 불구하고 적은 증발량 탓에 강수량이 적었다. 이로 인해 북반구에서 하계 일사량이 최고에 이른 시점은 약 11,000년 전이지만 여름몬순의 강도는 대략 9,000-7,000년 전에 최고에 다다른 것으로 보고 있다(Overpeck *et al.*, 1996). 최근 연구결과들도 홀로세 초기에 북반구의 하계 일사량 변화와 몬순의 강도 변화 간에 1,000-2,000년 정도의 간극이 존재했다는 주장을 뒷받침해준다(Haug *et al.*, 2001; Fleimann *et al.*, 2007). 그러나 홀로세 초기를 제외하면 대체로 북반구의 여름 일사량과 몬순 강도는 정비례했으며, 특히 6000년 전이후로는 더욱 강한 상관관계를 보였다(Overpeck *et al.*, 1996).

동아시아의 기후 및 식생은 동아시아 몬순으

로부터 절대적인 영향을 받는다. 기온과 강수량이 모두 증가하고 이로 인해 삼림의 밀도와 면적이 늘어나기 시작한 시기를 홀로세 기후 최적기로 정의한다면, 강수량이 상대적으로 높았던 홀로세 문순 최적기를 홀로세 기후 최적기로 바라봐도 무방할 것이다.

2) 홀로세 문순 최적기

계절에 따라 대륙과 해양의 온도차로 인해 풍향이 바뀌는 바람을 문순이라고 한다. 동계에는 비열의 차이로 인해 해양보다 대륙이 빠르게 냉각되므로 대륙 위에 고기압이 발달하는 반면, 상대적으로 온도가 높아진 해양에서는 저기압이 발달하여 바람이 대륙에서 해양으로 불게 된다. 반대로 하계에는 일사량이 증가하면서 기온이 빠르게 상승하는 대륙에서 저기압이 발달하므로 해양에서 대륙으로 바람이 불게 된다. 문순이 탁월하게 발달하는 지역으로는 동아시아, 인도, 오스트레일리아, 아프리카, 북아메리카 동부 등이 있다. 이중 동아시아의 문순은 한국을 포함하는 동부 아시아 지역의 기후 및 환경에 지대한 영향을 미친다.

동아시아 문순은 아시아 대륙과 태평양 간의 비열 차이로 인해 형성되며, 고위도 한대 기단, 저위도 해수면 온도와 수증기량, 해양과 대기의 상호작용, 열대수렴대(ITCZ), 열대순환시스템으로부터도 영향을 받는다(An, 2000). 한국을 포함하는 동북아 지역의 경우, 문순이 주로 대륙과 해양의 비열 차이에 의해 발생하므로 열대수렴대의 이동에 큰 영향을 받는 동남아 지역의 문순과는 약간 다르다.

여름 문순에 의한 동아시아 지역의 강한 강우는 여름철에 북진하는 습한 문순 기단과 북쪽의 서늘한 공기 기단이 부딪히면서 전선이 형성될 때 발생한다. 이 전선은 북쪽으로 이동하는 과정 중에 세 번 정도 정체되며 이로 인해 대략 5월 둘째 주

에는 남중국의 해양에서, 6월 셋째 주에는 양쯔강과 황하강 사이에서, 7월 중순에는 중국의 북부 및 북동부에서 비가 많이 내리게 된다(An *et al.*, 2000). 한국의 경우 6월을 전후로 한대 기단의 영향을 받는 시기에서 열대기단의 영향을 받는 시기로 바뀌며, 6월 하순부터 7월 하순까지는 정체전선(장마)의 영향을 받아 강수량이 높다.

이와 같이 동아시아 여름 문순 전선은 북반구 지역의 하계 일사량이 높아지면 북쪽으로 전진하고 낮아지면 남쪽으로 후퇴하는데, 여름철 문순 전선은 7-8월에 북위 40도까지 북상한다. 홀로세로 접어든 이후 세차운동으로 인해 북반구 중위도 지역의 여름철 일사량이 지속적으로 감소했다는 점을 감안할 때(COHMAP members, 1988), 홀로세 문순 최적기는 위도가 낮은 지역일수록 늦게 나타났을 가능성이 높다. An *et al.*(2000)은 다양한 프록시 자료를 토대로 일사량과 문순 간에 밀접한 관계가 있다는 것을 밝혀 이러한 가정을 입증하는데 성공했다. 그들은 중국의 다양한 화분, 호수위, 토양 프록시 자료들을 활용하여 과거의 문순 변화를 복원했으며 이를 기후모델과 비교하여 홀로세 기간 중 동아시아 지역의 문순 최적기가 지역별로 다른 시기에 나타났다고 주장했다(중국 북동부 지역은 10,000-8,000년 전, 중국 북중부 지역은 10,000-7,000년 전, 양쯔강 중하류 지역은 7,000-5,000년 전, 중국 남부지역은 3,000년 전 경)(그림 1). An *et al.*(2000)의 논문은 지금까지 370회 이상 인용될 정도로 신뢰할만한 연구 성과로 인정받아 왔으나, 최근 들어서는 이 가설이 갖는 문제점과 불확실성이 여러 연구에서 제시되고 있다(Chen *et al.*, 2003; Xiao *et al.*, 2004; Zhou *et al.*, 2004; Feng *et al.*, 2006; Zhao *et al.*, 2009; Cai *et al.*, 2010). 예를 들어, Feng *et al.*(2006)은 An *et al.*(2000)의 연구에서 활용된 자료만을 놓고 볼 때 9000cal BP 선의 위치가 너무

자의적이고 6000cal BP 선 이남의 자료 수가 부족하여 가설을 신뢰하기 어렵다고 주장했다(그림 1).

그러나 An *et al.*(2000)의 가설은 북반구 지역의 하계 일사량 변화에 따른 여름철 몬순 전선의 이동이라는 현재 관찰가능한 기후현상에 기초한 것으로 가설의 논리에 하자가 없기 때문에, 지금까지 발표된 연구자료만으로 이 가설의 옳고 그름을 판단하기는 쉽지 않아 보인다. 한반도 지역의 홀로세 몬순 최적기를 찾고 An *et al.*(2000)의 가설이 한반도 지역에도 적용가능한 것인지 확인하는 것은 한반도의 홀로세 기후 변화를 복원함과 동시에 현재 중국의 고기후 학계에서 논의의 중심에 있는 주제를 한반도를 배경으로 다뤄본다는 의의를 가진다. 이에 다음 장에서 화분 등의 고환경 자료들을 기초로 남한지역의 홀로세 기후 최적기를 지역별로 나눠서 정리해 보았다.

3) 남한 지역의 홀로세 기후(몬순) 최적기

남한 지역에서 홀로세 기후 최적기의 전부를 포함하는 고환경 자료는 그리 많지 않다. 자료들은 대부분 화분분석 결과들이며 연구지역은 동서해안에 치중되어 있는 편이다. 본 논문에서는 지금까지 발표된 화분 분석자료들 중 홀로세 기후 최적기를 전부 혹은 일부 포함하는 자료들을 동해안과 서해안으로 나눠서 살펴보았으며 그 결과는 표 1과 같다. 또한 화분자료가 산출된 지역의 위치는 그림 2에서 제시하였다. 각 지역의 화분 자료로부터 홀로세 기후 최적기를 찾아낼 때 중요한 기준이 되었던 것은 소나무 및 참나무 비율의 변화였다(그림 3). 소나무와 참나무는 한반도의 가장 흔하게 발견되는 수목들로 이들의 변화는 기후의 변화를 대변한다. 참나무의 경우 한반도 지역의 대표적인 활엽수로 온난습윤한 기후조건을 선호한다. 또한 그늘진 곳을 견뎌내는 속성을 갖고 있고 천천히 성장하므로 장기간 교란이 없는 안정적인

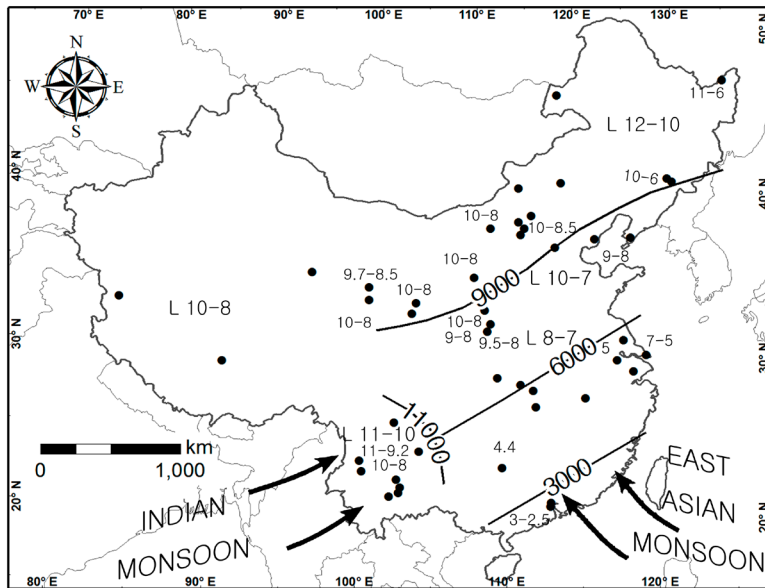


그림 1. 동아시아 몬순 최적대의 시기별 위치를 보여주는 지도(An *et al.*, 2000). 지도 속의 숫자는 지역별 몬순 최적기를 지시하며 단위는 ka임

기후환경 하에서 우점한다. 반면, 소나무는 건조함을 잘 견디고 양지바른 곳을 선호하는 수목으로 지속적인 교란으로 소위 극상종들이 우점하지 못하는 지역에 자리잡는 경우가 일반적이다. 따라서 온난습윤하고 안정적인 기후 환경 하에서는 전체 수목 중 참나무의 상대적인 비율이 높아지고 참나무의 절대개체수가 많아질 가능성이 높다. 반대로 건조하고 불안정한 기후 조건이라면 상대적으로 소나무가 유리해진다. 본 논문에서는 참나무의 상대적인 비율이 증가하고 소나무의 비율이 감소하는 시점을 홀로신 문순 최적기가 끝나는 시점으로 간주하고, 이러한 식생의 변화 시기가 지역별로 다르게 나타나는지를 보고자 하였다.

동해안 지역에는 석호가 많이 분포하고 있다. 이곳에서 산출된 화분분석 자료들은 한반도 홀로세 기후를 복원할 때 필요한 핵심 정보를 제공한

다. 그림 3에서 속초 영랑호의 화분도표를 살펴보면 약 7,600년 전부터 소나무가 갑자기 증가하는 반면 상대적으로 참나무는 급감하는 모습을 발견할 수 있다. 속초 영랑호 이남에 위치한 주문진 향호에서는 이러한 변화가 7,500년 전, 강릉 순포개호에서는 6,800년 전, 포항에서는 6,300년 전에 나타난다. 한편, 서해안의 경우, 파주에서 7,500년 전, 천리포에서 6,600년 전, 광주의 하천 배후습지에서 5,900년 전에 참나무와 소나무의 급격한 변화가 나타난다. 서해안의 화분 자료들은 동해안의 자료들과는 달리 주로 하천의 배후습지나 사구 안쪽에 위치한 습지에서 얻어진 것들이다. 이들 자료 외에 화성 남양만의 염습지에서 채취한 퇴적물에 유기물 분석을 수행한 결과 7,400년 전부터 차츰 여름 몬순이 약해졌다는 연구결과도 최근 제시된 바 있다(표 1). 한편, 홀로신 기후 최적

표 1. 홀로세 기후 최적기를 보여주는 남한지역의 화분자료

Site		Latitude Time of onset	Longitude Time of termination	Holocene Climate Optimum (Cal yr BP)		Authors	
				Time of onset	Time of termination		
east coast	E1	Sokcho Youngrangho	38°12'55"N	128°35'03"E	N/A	ca.7610	Chang and Kim (1982)
	E2	Jumunjin Hyangho	37°54'28"N	128°45'30"E	N/A	ca.7500	Fujiki and Yasuda (2004)
	E3	Gangneung Soon- pogacho	37°49'10"N	128°53'16"E	N/A	ca.6800	Park <i>et al.</i> , (2012a)
	E4	Pohang	36°00'25"N	129°22'31"E	ca.10150	ca.6290	Jo (1979)
west coast	W1	Paju Unjeong	37°42'N	126°44'E	N/A	ca.7520	Yi and Kim (2011)
	W2	Hwaseong	37°09'12"N	126°46'00"E	N/A	ca.7400	Park and Shin (2010)
	W3	Taeon Cheollipo	36°47'57"N	126°09'04"E	ca.9900	ca.6600	장병오 외 (2006)
	W4	Gwangju	35°12'36"N	126°52'10"E	ca.11110	ca.5940	최기룡 외(2005)
	W5	Gwangju	35°07'24"N	126°44'38"E	N/A	ca.5900	박정재·김민구 (2011)

기의 시작 시기는 기존 화분분석 자료에 기초해 볼 때 대체로 9,000년 전 정도였던 것으로 추정되나 빈약한 기존 연구 자료 탓에 현시점에서 이를 논하는 것은 큰 의미가 없다고 생각된다. 여기의 연대들은 속초와 파주와 같이 식생이 급변하는 깊이에서 직접 연대치를 얻은 경우를 제외하면 모두 전후의 보정연대를 내삽하여 얻었다.

이와 같이 동서해안 모두에서 고위도에서 저위도로 갈수록 홀로신 몬순 최적기가 끝나는 시점이 늦게 나타나는 것을 볼 수 있는데, 이러한 차이가 An *et al.* (2000)의 가설을 반영하고 있는지는 지금으로서는 확신할 수 없다. 무엇보다도 지역별 시간 차이가 동해안에서는 최대 약 1,300년, 서해안에서는 약 1,600년 정도에 그치고 있어서 탄소연대측정치에 내재되어 있는 에러범위, 탄소연대수의 부족, 유기체가 아닌 퇴적물의 연대측정에서 오는 부정확성, 빈약한 화분자료 수 및 고해상의 화분 자료 부족 등을 고려할 때 이러한 차이가 중요한 의미를 갖고 있다고 단정짓기는 어렵다.

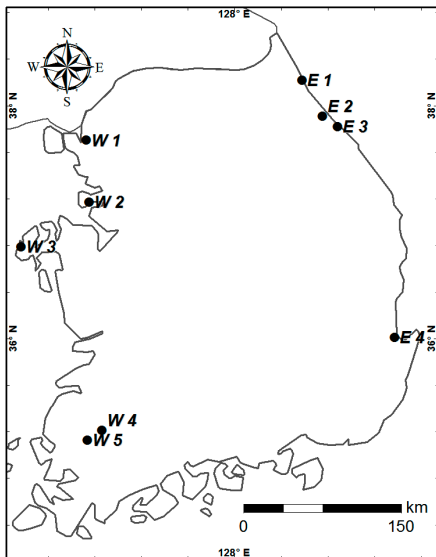


그림 2. 본문에서 언급된 연구 지점들(표 1)의 위치를 보여주는 남한 지도

그러나 속초 등의 상대적으로 고위도에 위치한 지역과 광주와 같이 저위도에 위치한 지역을 비교해 보면, 비슷한 식생 변화가 어느 정도의 시간차를 두고 나타나는 것은 분명해 보인다. An *et al.* (2000)의 가설과의 관련 여부를 떠나 남한 내에서 홀로세 중기의 기후 및 식생 변화가 시기적으로 차별성을 띠는 점에 대해 이후 연구에서 지속적으로 관심을 가져 볼 필요가 있다고 사료된다.

3. 홀로세 후기 기후

1) 홀로세 후기의 전지구 기후 변화

홀로세 동안 전세계적으로 기후 변화가 두드러졌던 시기로는 홀로세 기후 최적기, 중세온난기 (Medieval Warm Period), 소빙기(Little Ice Age) 등이 있다. 전술한 바와 같이 홀로세 기후 최적기에 대한 정보는 향후 지구온난화에 따른 환경 변화를 예측할 때 활용될 수 있는 기본 자료로서 중요성을 갖는다. 중세온난기와 소빙기의 경우, 상대적으로 가까운 과거에 존재했던 시기이므로 역사 문헌 등에 기후 변화 과정이 잘 기록되어 있고 나이트 분석 자료를 비롯한 고환경 자료도 풍부하여 정보의 정확도가 상당히 높은 편이다. 또한 인간의 문명사회에 직접적인 영향을 준 기후 시기가 오래전부터 학자들의 관심을 끌었고, 이에 관련 연구결과도 많이 축적되어 있다. 이와 같이 홀로세의 세 시기가 일반적으로 중요하게 다뤄지지만, 홀로세 기후는 태양 활동에 의해 주기적으로 변화했으므로(Stuiver *et al.*, 1995; 1997; Bond *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2005), 보다 많은 수의 기후 시기로 홀로세를 세분화해 볼 수 있다. 특히 후기 홀로세의 경우 소빙기와 중세온난기 외에도 특정 이름이 부여된 기후 시기가 다수 존재한다.

홀로세 기후 최적기가 끝나면서 북반구 대부분

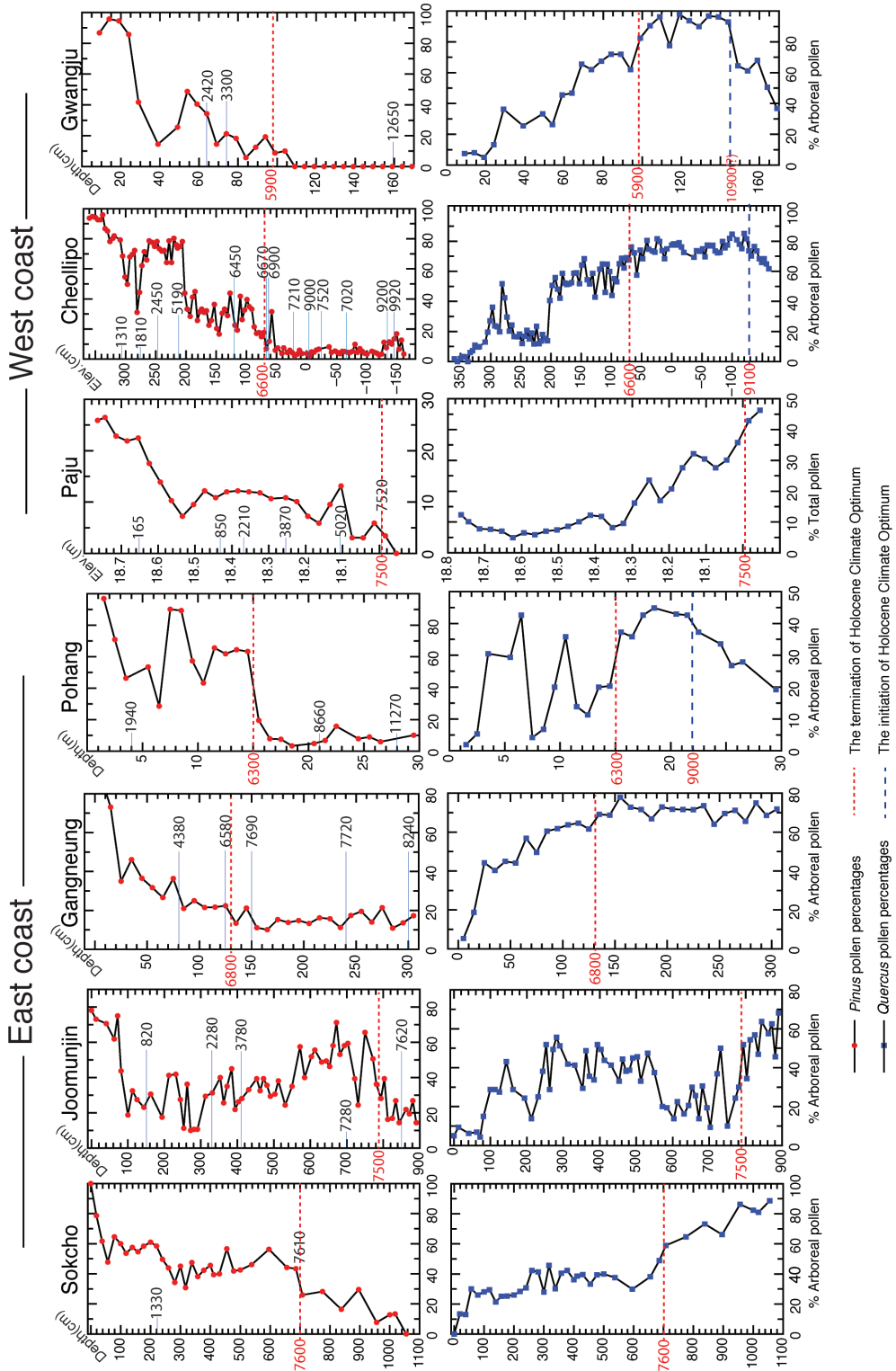


그림 3. 남한지역의 화분자료(표 1)에서 나타나는 소나무 및 참나무 화분 비율과 보정된 탄소연대치

의 지역은 기후가 냉량건조해지는 시기인 신빙기(Neoglaciation)에 접어든다. 신빙기는 AD 1400-1900년의 소빙기에서 정점에 달하고 이후 지구온난화에 의해 신빙기의 냉량건조화 경향은 끝나게 된다. 홀로신 기후 최적기가 끝난 후 기후는 지속적으로 냉량건조해졌으나 주기적으로 기온과 강수량의 상대적인 증가가 보이는 시기들이 나타난다. AD 800-1400년의 중세온난기가 이러한 시기들의 대표적인 예이다. 따라서 신빙기는 기온의 증감을 기준으로 여러 기후시기로 나뉘어진다. 다음은 이들 시기에 대한 설명이다.

철기 저온기(Iron Age Cold Epoch)는 전세계적으로 춥고 건조했던 시기로 대략 BC 900년에서 300 BC 까지 지속된 것으로 추정된다. 그린랜드 빙코어의 화학적 분석 결과 한랭건조한 기후가 BC 1100년에서 BC 400년까지 지속되었던 것으로 밝혀졌다(O'Brien *et al.*, 1995). 또한 700 BC 를 전후하여 대기중의 ^{14}C 량이 급격히 상승하는 것으로 미루어 볼 때, 이 시기에 태양 활동이 감소하면서 전세계적으로 기온이 낮았던 것으로 추정된다(Stuiver *et al.*, 1998). 아시아 지역도 예외가 아니다. 남중국의 동굴에서 채취된 석순의 산소동위원소 분석결과는 이 시기가 상대적으로 건조했음을 지시하고 있다(Wang, 2005; Dykosky, 2005).

철기 저온기가 끝난 이후 상대적으로 따뜻한 기후가 지속되는데 이를 로마 온난기(Roman Warm Period)로 부른다(Bianchi and McCave, 1999). 이 시기와 관련해서는 주로 유럽에서 관련 연구가 많이 발표되었다. 지금까지의 연구 결과들에 따르면 로마온난기는 대략 BC 300년에서 AD 400년까지 지속되었던 것으로 보인다(Desprat *et al.*, 2003; Gil-Garcia *et al.*, 2007; Martin-Chivelet *et al.*, 2011). 이와 비슷하게 동아시아 지역의 경우에도 AD 1년에서 AD 300년까지 기후가 상대

적으로 온난했다는 연구결과가 발표된 바 있다(Yang *et al.*, 2002; Liu *et al.*, 2006; Kitamura *et al.*, 2007).

로마 온난기 이후 대략 AD 400년에서 AD 800년 사이에 북반구의 기후가 다시 한랭해지는데(Moberg *et al.*, 2005), 이 기간을 중세암흑기 저온기(Dark Age Cold Period) 혹은 이주기(Migration Period)로 명명하곤 한다. 여기서 이주기는 북방의 훈족이 남하하면서 게르만 민족이 대이동을 했던 역사적 사실로부터 비롯된 이름으로, 비슷한 시기에 아시아 지역에서도 선비족 등의 북방민족이 남하하여 한족과의 다툼이 잦아지면서 북방의 이민족과 남쪽의 한족이 대치하는 남북조 시대가 열리게 된다. 석순의 동위원소 분석 결과에 따르면 아시아지역의 여름몬순이 AD 200년에서 AD 1000년 사이에 상대적으로 약했고(Zhang *et al.*, 2008), AD 1년과 AD 570년 사이에 황하강과 양쯔강 유역에서 상대적으로 겨울철(10-4월)이 추웠으며 AD 490년 경의 겨울철은 이 기간 중에서도 가장 추웠던 것으로 문헌에 기록되어 있다(Ge *et al.*, 2003)

중세암흑기의 저온 시기가 끝나고 AD 800년 경부터는 중세온난기가 시작된다. 상대적으로 온난했던 중세온난기의 경우 600년 정도 지속되다가 AD 1400년 즈음에 끝났다고 보며(Lamb 1965), 대체로 AD 1000-1250년이 가장 온난했다고 보는 것이 중론이다. 공간적인 측면에서 중세온난기가 소빙기와 같이 전세계적인 현상이었는지에 대해서는 여전히 논쟁중이나(Hughes and Diaz, 1994) 적어도 북반구의 다양한 고환경 자료들은 중세온난기의 존재를 명확히 지시하고 있다(Mann *et al.*, 2008). 아시아 지역에서도 이 시기와 관련하여 여러 연구결과들이 발표된 바 있는데, 대상 지역과 활용된 자료에 따라 그 시기에 약간씩의 차이가 나타난다. 중국의 북동부의 경

우에는 AD 1100–1200년(Hong *et al.*, 2000), 중국 중부의 경우에는 AD 950–1300년(Zhang *et al.*, 2008), 중국 전체를 놓고 봤을 때는 AD 800–1100년(Yang *et al.*, 2002)이 중세온난기로 추정되었다.

우리에게 잘 알려져 있는 소빙기와 관련해서는 전세계적으로 무수히 많은 자료들이 존재하며 이 시기에 대한 단행본들도 출간되고 있다(Fagan, 2000; Grove, 2004). 대략 AD 1400년에서 AD 1900년 사이에 상대적인 저온 상태가 지속되면서 전세계 여러지역에서 빙하가 확장되었던 시기를 소빙기라 부르는데(Grove, 2004), 나이트 등의 고환경 자료뿐 아니라 다양한 역사문헌에서도 이 시기의 존재가 뚜렷하게 확인된다. 특히 소빙기의 저온 현상은 이 시기 인간들의 삶에 큰 영향을 미쳤기 때문에 과거의 역사문헌에서 자주 언급되고 있다.

2) 남한 지역의 홀로세 후기 기후 변화

남한 지역에는 자연호가 부족하고 인간의 농경이 오래전부터 시작되어 후기 홀로세의 고환경 정보를 온전하게 갖고 있는 시료를 찾기가 쉽지 않다. 게다가 화분자료의 경우 화분조성 자체가 인간의 농경으로 인해 변화한(기후변화에 의한 것이 아닌) 식생을 반영하고 있어 화분자료로부터 후기 홀로세의 미묘한 기후변화를 찾아내는 것은 상당히 어렵다. 간혹 인간의 영향이 적게 미치는 산지 습지 시료의 분석을 통해 후기 홀로세의 기후변화를 밝히려는 화분 연구가 있었지만, 아쉽게도 기후변화에 따른 식생변화가 그리 뚜렷하지 않았다(장남기 외, 1987; 박재근·장남기, 1998; 장병오·신성욱·최기룡, 2006). 그러나 최근들어 다양한 방법을 통해 후기 홀로세 기후 변화를 복원하려는 연구들이 시도되고 있다. 이들 연구로부터 지금까지 잘 알려져 있지 않았던 홀로세 후

기의 기후 환경에 대한 정보를 얻을 수 있을 것으로 판단된다.

Park(2011)은 동해안 석호 퇴적물의 화분분석자료에 동해안에 면해있는 산지의 표층화분을 분석하여 얻은 전이함수를 적용하여 한반도 동해안의 홀로세 기후를 정량적으로 복원하였다. 여러 제한요소로 인해 정량적으로 복원된 기온 값의 정확도는 신뢰하기 어려우나, 홀로세 후기의 상대적인 기온 변화는 뚜렷하게 나타나고 있어 Park(2011)의 연구결과를 통해 중세암흑 저온기, 중세온난기, 소빙기 등의 시기를 파악하는 것은 가능하다(그림 4(c)). 그의 논문에서 AD 350년에서 AD 700년 사이에는 온도가 상대적으로 낮았던 중세암흑 저온기, AD 700년에서 AD 1200년까지는 온도가 상대적으로 높았던 중세온난기, AD 1200년에서 AD 1700년까지는 온도가 다시 낮아졌던 소빙기가 있었던 것으로 제시되었는데, 일반적으로 알려져 있는 각 시기의 연대보다는 약간씩 늦은 감이 있다. 저자는 석호 퇴적물 상층부의 연대치가 부족한 것을 그 이유로 보았다.

한편, Park *et al.*(2013)은 광주의 황룡강 배후습지에서 얻은 약 4m 두께의 퇴적물에 화분분석 등을 시도하여 홀로세 후기의 기후변화 양상을 추정하였다(그림 5). 전술하였듯이 한반도의 홀로세 후기는 인간의 농경으로 인해 식생의 변화가 심했던 시기이므로 화분분석으로 기후변화를 정확히 파악하기에는 무리가 따른다. 저자들은 화분분석 시 다량으로 동정된 밤나무 화분에 주목하였다. 저자들은 밤나무 화분과 여타 프록시 자료들의 증감을 기존의 동아시아 지역의 기후변화 자료들과 비교하였고 밤나무 화분의 증감이 홀로세 후기의 기후변화와 관련이 있음을 보여주었다. 즉 냉량건조해진 기후 탓에 작물농경이 부진해졌을 때 식량을 확보하기 위해 밤나무 농경을 확대했다는 것이 그들의 주장이다. 저자들은 AD 200년에서

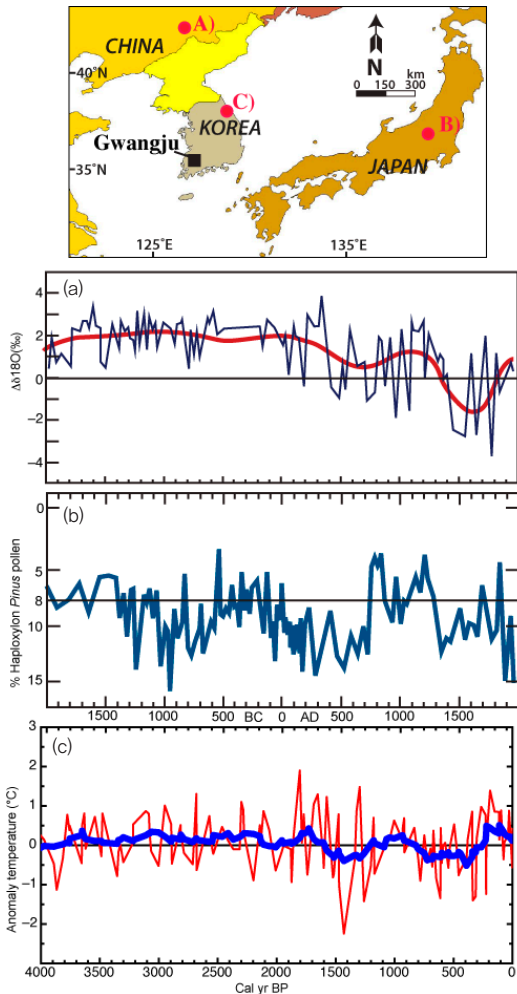


그림 4. 홀로세 후기 동북아 지역의 기온 곡선(Park *et al.*, 2013). (a) 중국 북동부(Hong *et al.*, 2000). (b) 일본 중부(Sakaguchi, 1993). (c) 한국 동해안(Park, 2011)

AD 800년 사이에 기후가 불량하여 밤나무 농경의 비중이 높아졌으며 이 시기가 중세암흑기 저온기와 대비된다고 주장하였다. 최근 발표된 대암산 용늪의 화분 자료에서도 이 시기에 전나무 화분이 증가하고 있는데 이 또한 기온의 저하를 지시하는 것으로 사료된다(Jang *et al.*, 2011).

그림 5에서 볼 수 있는 바와 같이, 밤나무 화분 비율이 높게 나타나고 있는 또 다른 시기(1100 BC-400 BC, 철기저온기)에서도 기후가 냉량건

조했을 가능성이 있다. 실제 Lim *et al.* (2007)의 연구에서 이 시기가 확인되고는 있으나, 인간의 영향으로 인한 변화일 수 있어 확실한 근거로 삼기에 어려운 측면이 있다. 이후 밤나무 화분 비율이 낮게 나타나고 있는 시기(400 BC-AD 200, 로마온난기) 또한 인간의 영향 인자(철기 농기구 도입)를 배제할 수 없어 기후의 온난화를 지시한다고 단언하기가 쉽지 않다. 이와 같이 Park *et al.* (2013)의 기후변화 정보는 프록시 자료로부터 직접적으로 얻은 것이 아니므로 불확실성을 내재하고 있는 것이 사실이다. 그러나 한반도 지역과 같이 홀로세 후기에 인간의 농경이 집약적으로 이루어져 화분 등의 고환경 자료가 기후변화 복원에 크게 도움이 되지 못하는 곳에서는 이러한 간접적인 자료도 중요한 고기후 정보가 될 수 있다.

김연옥(1984)은 조선의 문헌비고를 토대로 국내에서 처음으로 소빙기에 대한 연구를 시작하였으며, 한반도의 소빙기를 크게 세 시기로 구분하여 각 시기의 특징을 살펴보았다. 세 시기 모두 상대적으로 춥고 강수량이 많았는데 특히 1800년대의 높은 강수량은 한중일 세 나라에서 비슷하게 나타나는 현상이며(김순태, 1970; Zhang *et al.*, 2008; Batten, 2009), 1800년대 중반의 저온 현상과 높은 강수량으로 인해 화전민의 증가와 심각한 산림토사유출이 발생했다는 연구결과도 있다(Park *et al.*, 2012b). 최종남 외(1992)는 수목의 나이테 분석을 통해 남한 지역에서 유일하게 소빙기 시기의 기온변화를 복원한 바 있는데, 그들은 AD 1660-AD 1680, AD 1830-AD 1850년이 과거 350년 동안 가장 추웠던 시기라고 추정하였다. 한편, 지효선 외(2010)는 제주도 동굴 석순의 탄소동위원소분석을 통해 제주 지역의 소빙기가 1870년대에 끝났음을 밝혀냈다.

이상 위에서 소개한 연구결과들을 제외하면 남

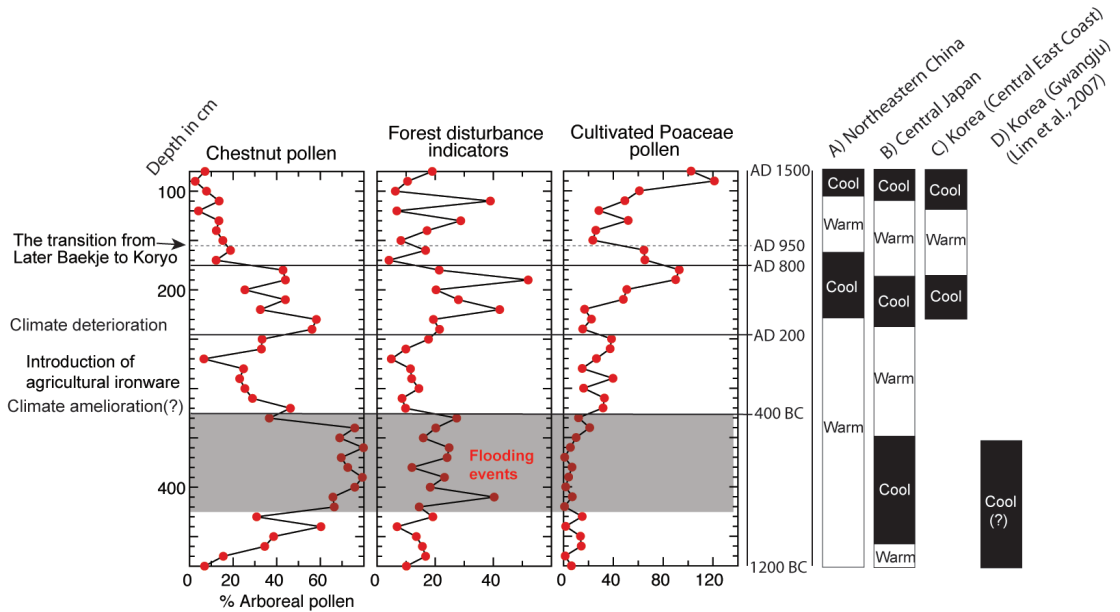


그림 5. Park et al.(2013) 연구의 요약. 오른쪽 기후 구분과 관련하여 그림 4를 참조

한 지역의 홀로세 후기 기후 변화를 보여주는 자료는 거의 없을 정도로 많이 부족한 것이 사실이다. 따라서 일본이나 중국 동북부 지역의 자료를 함께 검토해 볼 필요가 있는데, 일본 동경에서 150km 북쪽에 위치한 오제가하라늪에서 산출된 고해상의 화분분석자료는 매우 유용한 정보를 제공한다(Sakaguchi, 1993). 그림 4(b)는 오제가하라 화분분석 결과 중 잣나무류(Haploxylon pines) 화분의 비율을 보여주고 있다. 잣나무류는 추위에 강한 수종으로 이 화분의 비율이 증가한다는 것은 상대적으로 추워졌다는 것을 의미한다. 이 화분 비율의 증감을 기준으로 일본 중부 지역의 기후 변화를 추정하면, 대략 BC 1000-BC 580년, BC 250-AD 700년, 1300-1800년이 추웠고 BC 580-BC 250년과 AD 700-AD 1300년이 따뜻했으며, 이러한 변화는 Park et al. (2013) 과 Park(2011)에서 제시된 한반도의 기후변화와 매우 유사하다. 또한 한반도에 인접한 중국 지린성 후이난현의 습지퇴적물 분석 결과(Hong et al.,

2000)도 소빙기, 중세온난기, 중세암흑 저온기를 뚜렷하게 보여주고 있으며(그림 4(a)), Park(2011)의 분석결과와 비슷하게 나타나고 있다. 이러한 자료들을 통해 홀로세 후기 극동아시아의 인접한 남한지역, 일본 중부, 중국 북동부의 기후 변화는 서로 엇비슷했다는 것을 알 수 있다.

4. 요약 및 결론

홀로세 중후기의 남한 지역 기후 변화는 북반구 전역에서 나타난 일반적인 기후변화 추이와 크게 다르지 않다. 지금까지 축적된 남한 지역의 고환경자료에 따르면 홀로신 기후(문순) 최적기는 대략 9,000년 전에 시작하여 7,600-6,000년 전에 끝나고 있다. 현재의 부족한 자료만을 갖고 홀로신 기후 최적기의 시작 시점을 논하기는 어렵다. 그러나 끝나는 시점에 대한 자료는 상대적으로 충분한 편이다. 이들 자료를 함께 살펴보면 동해안

과 서해안 모두, 고위도 지역에서 홀로신 기후 최적기의 끝나는 시기가 빠르고 저위도 지역에서 늦는다는 점을 발견할 수 있다. 그러나 이러한 현상이 실제 과거의 기후변화 양상과 연관되어 있는 것인지 아니면 자료의 부정확성에 기인한 것인지 지금으로써는 판단할 수 없다. 이와 관련하여 향후 지속적으로 관심을 가져 볼 필요가 있다고 사료된다.

오래전부터 농경이 시작된 한반도 지역에서 홀로세 후기 기후변화자료를 확보하는 것은 결코 쉬운 일이 아니다. 그러나 최근 새로운 고환경 연구들에서 밝혀진 주기적인 기후변화의 증거들은 한반도도 유라시아 다른 지역과 거의 비슷한 기후변화를 겪었음을 보여주고 있다. 본 논문에서 인용된 홀로세 후기의 고기후 자료를 종합해보면, 홀로세 기후 최적기가 끝나면서 신빙기에 접어들었고, 대략 AD 200년에서 AD 800년 사이, AD 1300에서 AD 1900년 사이에는 기후가 상대적으로 냉량했던 반면, AD 800년에서 AD 1300년 사이는 상대적으로 온난했던 것으로 판단된다. 또한 불확실하지만 1200 BC에서 400 BC 사이에는 상대적으로 냉량했고 400 BC에서 AD 200 사이에는 상대적으로 온난했을 가능성이 있다. 이와 유사한 기후변화가 한반도와 가까운 일본 중부나 중국 동북부에서도 나타나고 있다.

과거 국내의 고기후 연구는 화분 분석에 치중되었다. 화분자료는 고기후를 추정할 때 매우 유용한 것은 사실이지만 화분자료 하나만 가지고 과거를 정확하게 복원하는 것은 쉬운 일이 아니다. 화분자료와 다양한 프록시 자료를 함께 확보하여 서로 비교하는 작업이 필수적으로 이루어져야 하며, 이러한 멀티프록시 자료를 기반한 연구결과가 많이 축적될 때 보다 정확한 고기후 복원이 가능할 것이다. 또한 탄소동위원소 혹은 식물규소체 등을 활용한 새로운 고기후 연구방법들은 특정

지역 혹은 특정 시기에서 활용가능한 것인지의 여부가 애매한 경우가 많아 반드시 여타 신뢰할 만한 고기후 자료(화분 등)와의 비교를 통한 고찰이 요구된다. 향후 양질의 멀티프록시 자료가 많이 축적되어 한반도 지역의 홀로세 기후 변화를 보다 정확하게 복원할 수 있게 되길 기대한다.

사사

이 논문은 2012년도 정부(교육과학기술부)의 재원으로 한국연구재단의 지원을 받아 작성되었습니다(NRF-2012S1A5A8022554).

참고문헌

- 김순태, 1970, 서울지방 강수량의 영년변화(1770-1968), 낙산지리 1, 1-16.
- 김연옥, 1984, 한국의 소빙기 기후, 지리학과 지리교육 14, 1-16.
- 박경·박지훈, 2011, 충남 부여지역의 홀로세 기후변화: 탄소동위원소분석과 대자율분석을 이용하여, 대한지리학회지, 46, 396-412.
- 박재근·장남기, 1998, 화분분석에 의한 정족산 무제치늪의 과거식생, 한국생태학회지, 21, 427-433.
- 박정재·김민구, 2011, 홀로신 중기 광주광역시 연산동 일대의 고식생 및 고기후 변화, 대한지리학회지, 46, 414-425.
- 윤순옥, 1996, 제4기학에 있어서 화분분석의 적용과 한반도에서의 화분분석연구, 지리학총, 24, 19-47.
- 윤순옥·김효선·황상일, 2009, 경포호의 식물규소체(phytolith) 분석과 Holocene 기후변화, 대한지리학회지, 44, 691-705.
- 이상현, 2008, 호수 및 습지 퇴적물에 함유된 화분을

- 이용한 고기후 연구 동향, 대한지질학회지, 44, 105-117.
- 장남기·김영복·오인혜·손영희, 1987, 대암산 습원의 이탄의 화분분석에 의한 식생변천에 관한 연구, 한국생태학회지, 10, 195-204.
- 장병오·신성욱·최기룡, 2006, 지리산 왕등재늪의 식생변천사 연구, 한국생태학회지, 29, 287-293.
- 지효선·우경식·양동윤, 2010, 제주도 용천동굴 석순(YC-2)에 기록되어 있는 한반도의 소비하기, 대기, 20, 261-271.
- 최기룡·김기현·김종원·김종찬·이기길·양동윤·남옥현, 2005, 영산강 유역 범람원 퇴적물의 화분분석 연구, 한국생태학회지, 28, 37-43.
- 최종남·유근배·박원규, 1992, 아한대 침엽수림 연륜년대기를 이용한 중부 산간지역의 고기후 복원, 한국제4기학회지, 6, 21-32.
- An, Z., 2000, The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate, *Quaternary Science Reviews*, 19, 171-187.
- An, Z., Porter, S. C., Kutzbach, J. E., Xihao, W., Suming, W., Xiaodong, L., Xiaoqiang, L., and Weijian, Z., 2000, Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon, *Quaternary Science Reviews*, 19, 743-762.
- Bates, R. L. and Jackson, J. A., 1987, *Glossary of geology*, American Geological Institute.
- Batten, B. L., 2009, *Climate change in Japanese history and prehistory: a comprehensive overview*, Edwin O. Reischauer Institute of Japanese Studies, Harvard University.
- Berger, A. and Loutre, M. F., 1991, Insolation values for the climate of the last 10 million years, *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.
- Bianchi, G. G. and McCave, I. N., 1999, Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland, *Nature*, 397, 515-517.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G., 2001, Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, *Science*, 294, 2130.
- Cai, Y., Tan, L., Cheng, H., An, Z., Edwards, R. L., Kelly, M. J., Kong, X., and Wang, X., 2010, The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation, *Earth and Planetary Science Letters*, 291, 21-31.
- Chang, C. H. and Kim C. M., 1982, Late-Quaternary vegetation in the lake of Korea, *Korean Journal of Botany*, 25, 37-53.
- Chen, F., Yu, Z., Yang, M., Ito, E., Wang, S., Madsen, D. B., Huang, X., Zhao, Y., Sato, T., and John B Birks, H., 2008, Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history, *Quaternary Science Reviews*, 27, 351-364.
- Choi, K. R., 1998, The post-glacial vegetation history of the Lowland in Korean peninsula, *Korean Journal of Ecology*, 21, 169-174.
- COHMAP Members, 1988, Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations, *Science*, 241, 1043-1052.
- Desprat, S., Sanchez Goni, M. F., and Loutre, M. F., 2003, Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data, *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 63-78.
- Dykoski, C. A., Edwards, R. L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., and Revenaugh, J., 2005, A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China, *Earth and Planetary Science Letters*, 233, 71-86.
- Fagan, B. M., 2000, *The Little Ice Age: how climate made history, 1300-1850*, Basic Books (AZ),
- Feng, Z. D., An, C., and Wang, H., 2006, Holocene climatic and environmental changes in the arid and semi-arid areas of China: a review, *The Ho-*

- locene*, 16, 119-130.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A. A., Buettner, A., and Hippler, D., 2007, Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra), *Quaternary Science Reviews*, 26, 170-188.
- Flückiger, J., Monnin, E., Stauffer, B., Schwander, J., Stocker, T. F., Chappellaz, J., Raynaud, D., and Barnola, J. M., 2002, High-resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂, *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 10.29/2001GB001417.
- Fujiki, T. and Yasuda, Y., 2004, Vegetation history during the Holocene from Lake Hyangho, north-eastern Korea, *Quaternary International*, 123, 63-69.
- Ge, Q., Zheng, J., Fang, X., Man, Z., Zhang, X., Zhang, P., and Wang, W. C., 2003, Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of the Yellow River and Yangtze River, China, during the past 2000 years, *The Holocene*, 13, 933-940.
- Gil García, M. J., Ruiz Zapata, M. B., Santisteban, J. I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., and Dabrio, C. J., 2007, Late holocene environments in Las Tablas de Daimiel (south central Iberian peninsula, Spain), *Vegetation History and Archaeobotany*, 16, 241-250.
- Grove, J. M., 2004, *Little ice ages: ancient and modern*, Taylor & Francis.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., and Röhl, U., 2001, Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene, *Science*, 293, 1304-1308.
- Hong, Y., Jiang, H., Liu, T., Zhou, L., Beer, J., Li, H., Leng, X., Hong, B., and Qin, X., 2000, Response of climate to solar forcing recorded in a 6000-year $\delta^{18}\text{O}$ time-series of Chinese peat cellulose, *The Holocene*, 10, 1-7.
- Hughes, M. K. and Diaz, H. F., 1994, Was there a 'medieval warm period', and if so, where and when?, *Climatic Change*, 26, 109-142.
- Jang, B. O., Kang, S. J., and Choi, K. R., 2011, Vegetation history around Yongneup moor at Mt. Daeamsan, Korea, *Journal of Ecology and Field Biology*, 34, 259-267.
- Jo, W. R., 1979, Palynological studies on postglacial age in eastern coastal region, Korea peninsula, *Annals of the Tohoku Geographical Association*, 31, 23-34. (in Japanese with English abstract)
- Kitamura, A., Yamamoto, N., Kase, T., Ohashi, S., Hiramoto, M., Fukusawa, H., Watanabe, T., Iri-no, T., Kojitani, H., and Shimamura, M., 2007, Potential of submarine-cave sediments and oxygen isotope composition of cavernicolous micro-bivalve as a late Holocene paleoenvironmental record, *Global and Planetary Change*, 55, 301-316.
- Kutzbach, J. E. and Street-Perrott, F. A., 1985, Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP, *Nature*, 317, 130-134.
- Lim, H. S., Chung, C. H., Kim, C. B., Il Lee, Y., Jong Lee, H., and Chul Lee, Y., 2007, Late-Holocene palaeoclimatic change at the Dongnimdong archaeological site, Gwangju, SW Korea, *The Holocene*, 17, 665-672.
- Lim, J., Yi, S., Nahm, W. H., and Kim, J. Y., 2012, Holocene millennial-scale vegetation changes in the Yugu floodplain, Kongju area, central South Korea, *Quaternary International*, 254, 92-98.
- Liu, Z., Henderson, A. C. G., and Huang, Y., 2006, Alkenone-based reconstruction of late-Holocene surface temperature and salinity changes in

- Lake Qinghai, China, *Geophysical Research Letters*, 33, L09707.
- Liu, Z., Notaro, M., Kutzbach, J., and Liu, N., 2006, Assessing Global Vegetation-Climature Feedbacks from Observations, *Journal of climate*, 19, 787-814.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Hughes, M. K., Bradley, R. S., Miller, S. K., Rutherford, S., and Ni, F., 2008, Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105, 13252-13257.
- Martín-Chivelet, J., Muñoz-García, M. B., Edwards, R. L., Turrero, M. J., and Ortega, A. I., 2011, Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems, *Global and Planetary Change*, 77, 1-12.
- O'Brien, S., Mayewski, P., Meeker, L., Meese, D., Twickler, M., and Whitlow, S., 1995, Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core, *Science*, 270, 1962-1964.
- Overpeck, J., Anderson, D., Trumbore, S., and Prell, W., 1996, The southwest Indian Monsoon over the last 18 000 years, *Climate Dynamics*, 12, 213-225.
- Park, J., 2011, A modern pollen-temperature calibration data set from Korea and quantitative temperature reconstructions for the Holocene, *The Holocene*, 21, 1125-1135.
- Park, J. and Shin, Y. H., 2010, East Asian monsoon history as indicated by C/N ratios and $\delta^{13}\text{C}$ evidence from the estuarine tidal flat sediments in the west coast of Korea, *Journal of the Korean Geographical Society*, 45, 541-552.
- Park, J., Kim, M., Lim, H. S., and Choi, J., 2013, Pollen and sediment evidence for late-Holocene human impact at the Seonam-dong archaeological site, Gwangju, Korea, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 193, 110-118.
- Park, J., Yu, K. B., Lim H. S., and Shin, Y. H., 2012a, Holocene environmental changes on the east coast of Korea, *Journal of Paleolimnology*, 48, 535-544.
- Park, J., Yu, K. B., Lim H. S., and Shin, Y. H., 2012b, Multi-proxy evidence for Holocene anthropogenic environmental changes at Bongpo marsh on the east coast of Korea, *Quaternary Research*, 78, 209-216.
- Prentice, I. C. and Jolly, D., 2000, Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa, *Journal of Biogeography*, 27, 507-519.
- Sakaguchi, Y., 1993, Kako 8000 nen no kikō henka to ningen no rekishi (Climate Change and Human History during the Past 8000 Years), *Senshū jinbun ronshū (Senshū University Essays in the Humanities)*, 51, 79-113. (in Japanese with English abstract)
- Solanki, S. K., Usoskin, I. G., Kromer, B., Schüssler, M., and Beer, J., 2004, Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years, *Nature*, 431, 1084-1087.
- Stuiver, M. and Braziunas, T. F., 1989, Atmospheric ^{14}C and century-scale solar oscillations, *Nature*, 338, 405-408.
- Stuiver, M., Braziunas, T., Grootes, P., and Zielinski, G., 1997, Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record?, *Quaternary Research*, 48, 259-266.
- Stuiver, M., Grootes, P. M., and Braziunas, T. F., 1995, The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes, *Quaternary Research*, 44, 341-354.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Plicht, J., and Spurk, M., 1998, INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP,

- Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., He, Y., Kong, X., An, Z., Wu, J., Kelly, M. J., Dykoski, C. A., and Li, X., 2005, The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate, *Science*, 308, 854-857.
- Xiao, J., Xu, Q., Nakamura, T., Yang, X., Liang, W., and Inouchi, Y., 2004, Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history, *Quaternary Science Reviews*, 23, 1669-1679.
- Yang, B., Braeuning, A., Johnson, K. R., and Shi, Y., 2002, General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia, *Geophysical Research Letters*, 29, 38-31.
- Yang, D. Y., Kim, J. Y., Nahm, W. H., Ryu, E., Yi, S., Kim, J. C., Lee, J. Y., and Kim, J. K., 2008, Holocene wetland environmental change based on major element concentrations and organic contents from the Cheollipo coast, Korea, *Quaternary International*, 176, 143-155.
- Yi, S. and Kim, J. Y., 2012, Pollen analysis at Paju Unjeong, South Korea: Implications of land-use changes since the late Neolithic, *The Holocene*, 22, 227-234.
- Zhang, P., Cheng, H., Edwards, R. L., Chen, F., Wang, Y., Yang, X., Liu, J., Tan, M., and Wang, X., 2008, A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record, *Science*, 322, 940.
- Zhao, Y., Yu, Z., Chen, F., Zhang, J., and Yang, B., 2009, Vegetation response to Holocene climate change in monsoon-influenced region of China, *Earth-Science Reviews*, 97, 242-256.
- Zhou, W., Yu, X., Jull, A., Burr, G., Xiao, J., Lu, X., and Xian, F., 2004, High-resolution evidence from southern China of an early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the past 18,000 years, *Quaternary Research*, 62, 39-48.
- Zielinski, G. A., 2000, Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system, *Quaternary Science Reviews*, 19, 417-438.