Haines Index를 이용한 동아시아 지역 산불 확산 위험도 변화와 지표-대기 상호관계와의 연관성 연구

이미나¹⁾ · 홍승범¹⁾ · 박선기^{1),2),3),4),*}

¹⁾이화여자대학교 기후환경변화예측연구센터

²⁾이화여자대학교 환경공학과

³⁾이화여자대학교 대기과학공학과

⁴⁾이화여자대학교 국지재해기상 예측기술센터

(접수: 2012년 12월 12일, 수정: 2013년 5월 15일, 게재확정일: 2013년 6월 8일)

Future Changes of Wildfire Danger Variability and Their Relationship with Land and Atmospheric Interactions over East Asia Using Haines Index

Mina Lee¹⁾, Seungbum Hong¹⁾, and Seon Ki Park^{1),2),3),4),*}

¹⁾Center for Climate/Environment Change Prediction Research, Ewha Womans University, Korea

²⁾Department of Environmental Science & Engineering, Ewha Womans University, Korea

³⁾Department of Atmospheric Science & Engineering, Ewha Womans University, Korea

⁴⁾Severe Storm Research Center, Ewha Womans University, Korea

(Received: 12 December 2012, Revised: 15 May 2013, Accepted: 8 June 2013)

Abstract Many studies have related the recent variations of wildfire regime such as the increasing number of occurrences, their patterns and timing changes, and the severity of their extreme cases with global warming. However, there are only a few numbers of wildfire studies to assess how the future wildfire regime will change in the interactions between land and atmosphere with climate change especially over East Asia. This study was performed to estimate the future changing aspect of wildfire danger with global warming, using Haines Index (HI). Calculated from atmospheric instability and dryness, HI is the potential of an existing fire to become a dangerous wildfire. Using the Weather Research and Forecasting (WRF) model, two separated 5-year simulations of current (1995~1999) and far future (2095~2099) were performed and analyzed. Community Climate System Model 3 (CCSM3) model outputs were utilized for the model inputs for the past and future over East Asia; future prediction was driven under the IPCC A1B scenario. The results indicate changes of the wildfire danger regime, showing overall decreasing the wildfire danger in the future but intensified regional deviations between north and south. The overall changes of the wildfire regime seems to stem from atmospheric dryness which is sensitive to soil moisture variation. In some locations, the future wildfire danger overall decreases in summer but increases in winter or fall when the actual fire occurrence are generally peaked especially in South China.

Key words: Haines Index, atmospheric instability, atmospheric dryness, wildfire danger, global warming

*Corresponding Author: Seon Ki Park, Center for Climate/Environment Change Prediction Research, Ewha Womans University, 11-1 Daehyun-Dong, Seodaemun-Gu, Seoul 120-750, Korea.
Phone : +82-2-3277-3331, Fax : +82-2-3277-3275
E-mail : spark@ewha.ac.kr

1. 서 론

산불은 탈 산림화, 생태계 파괴로 인한 생물다양성의 감소, 홍수 및 산사태 피해 및 대기오염 증가 등 급격한 환경파괴뿐만 아니라, 임산물 및 산림의 환경기능 손실에 따른 산업의 교란 등으로 경제 및 사회적인 피해가 발생하고, 결국 인간 생활에 큰 영향을 미친다. 이러한 산불의 발생 빈도와 피해 규모가 최근 들어 전세계적으로 증가 추세를 보이고 있다는 보고들이 늘고 있는데, 국내에서도 근 1991-2008년 동안 한반도에서 발생했던 산불의 연간 발생 횟수가 증가하는 경향을 보이고 (Sung *et al.*, 2010), 2001년부터 2010년 동안 30 ha 이상의 대형 산불이 40건이나 발생하는 등 (Korea Forest Service, 2010), 산불 규모의 증가에 대한 우려도 높아지고 있다. 하지만, 산불의 발생 빈도와 규모를 정량화하는 것은 매우 복잡하여 산불 연구에 대한 불확실성이 여전히 크다. 예를 들어, 산불의 발생 또는 발화는 크게 두 가지로 구분할 수 있는데, 자연적인 발화와 인위적인 발화가 그것이다. 특히 인위적인 발화에 대해서는 근 2000년 동안의 인구증가 및 그에 따른 지면 용도 변화와 산불 발생 횟수와의 상관관계 연구를 통해 그들 사이의 깊은 관련성을 밝히고 있지만 (Marlon *et al.*, 2008), 인위적이라는 것 자체가 워낙 불확실한 것일 뿐만 아니라, 인간의 산불에 대한 방어 및 통제 능력 향상 또한 산불 특성연구를 방해하는 요소가 된다. 이러한 이유로, 오랜 기간 동안 축적된 산불 기록들과 관측들을 통해 최근의 산불 증가 현상이 지구 온난화에 의한 기후변화와 연관되어 있다는 연구 발표들이 늘어나고 있지만 (e.g., Gillett *et al.*, 2004; Kasischke and Turetsky, 2006; Westerling *et al.*, 2006; Marlon *et al.*, 2008; Senici *et al.*, 2010), 산불이 다른 여러 기후 요소들 간의 어떠한 연관성을 갖고 변화 하는지에 대한 연구는 많지 않다.

일반적으로 알려진 산불의 발생 및 확산에 영향을 주는 자연적인 요소들에는 바람, 습도와 같은 기상 및 기후 변수들과 생체연료로서 연소될 식생의 상태, 그리고 지형적인 조건들이 있으며, 이들 중에 불확실성이 가장 큰 요소는 변동성이 큰 기상 및 기후 변수이다 (National Wildfire Coordinating Group, 1994; Chae *et al.*, 2011; Lee *et al.*, 2011; Coen *et al.*, 2013). 그 중, 풍속은 발화후의 단기적인 산불확산 특성을 규정짓는 가장 중요한 요소로서 현장에서 쓰이는 대부분의 산불 모형에 가장 많이 쓰이는 기상 변수이다 (Coen *et al.*, 2013). 하지만, 기후변화의 차원의 산불의 위험도를 평가하는데 있어서 풍속만으로는 산불에 영향을 주는 대기 인자를 논하는 데 그 한계가 있다. 예를 들어, 풍속이 낮고 지형의 변화가 크지 않은 지역에서

도 대기의 연직 불안정도와 습도가 여전히 산불 확산 위험에 대하여 고려되어야 하기 때문이다 (e.g., Haines, 1988; Jenkins, 2002; Dominguez Martin and Garcia Diez., 2010).

지표 요소에 대해서도 산불에 대한 불확실성이 존재한다. 식생 종의 특성이나 지형적인 특성들은 많은 연구들에서 다루고 있는 요소들이지만 (e.g., Anderson, 1982; Coen, 2011), 지표의 수문학적인 관점에서의 산불 변화에 대한 연구도 필요하다. 예를 들어, 지표 경사도는 지형적인 특성으로 인한 수평적 산불확산에만 영향을 주는 것이 아니라, 수문학적인 요소, 즉, 지표 유출의 특성을 결정짓는 중요한 요소가 됨으로써, 식생의 수분상태에도 영향을 주기 때문이다 (Senci *et al.*, 2010). 이렇듯, 지표 수문학적인 관점에서의 산불 연구는 기후변화에 대한 산불 위험도 변화를 연구하는 데 간과할 수 없는 부분이다. Westerling *et al.* (2006)의 연구에 의하면 미 서부 지역의 산불 증가현상이 이 지역의 봄철 온도에 따른 용설 시기와 깊은 관련성이 있음을 밝혀내었다. 봄철 용설은 여름철의 그 지역 토양수분량에 중요한 영향을 주는 요소이다 (Sheffield, *et al.*, 2004).

따라서, 본 연구에서는 지역기후 모형을 활용한 현재 (가까운 과거)와 미래의 기후변화 모의결과를 토대로, 산불의 시공간적 특성변화를 대기-지표간 상호작용의 관점에서 분석하였다. 특별히, 산불과 기후변화에 따른 기후요소와의 관계만을 보기 위하여, 인위적인 효과로 인해 불확실성이 큰 산불 발화에 대한 것은 연구 대상에서 제외하고, 산불의 확산에 영향을 주는 기후인자들에 대해서만 그 초점을 맞추었는데, 이를 위해 사용된 대기 변수는 하층 대기의 수직적인 불안정도와 대기 건조도이다. 특별히, 이 두 대기 요소를 함께 고려하여 산불 확산 위험도를 나타내는 Haines index (Haines, 1988)를 활용하였으며, 이 지수에 대한 설명은 다음 섹션에서 다루었다. 한편, 지표 수문학적인 요소로는 증발산량, 유출량, 토양수분량 등에 대하여, 대기 요소와의 시공간적인 관련성을 분석하였다.

2. 자료 및 연구방법

2.1. 모형 및 자료

본 연구에서는 예보와 대기 연구에 사용되는 중 규모 수치예보모형인 Weather Research and Forecasting Model Version 3.4 (WRF V3.4)가 사용되었다. WRF는 다양한 역학 코어와 3-dimensional variation (3DVAR) 자료동화 시스템, 컴퓨터 병렬시스템, 시스템 확장성의 특징을 가지고 있고, 수 미터에서 수천 킬로미터의 규모의 연구에 적합한 모형이다.

본 연구를 위해 선정된 대상 지역은 산불에 대하여 가장 연구가 미흡한 동아시아 지역으로서, 한국 및 일본과 고비사막을 중심으로 중국 동부 및 몽고 지역과 일부 시베리아 동남부의 아한대 지역을 포함하며, 이 지역을 모의를 위한 WRF 모형의 설정에 대한 내용은 Table 1과 같다. 이 지역은 고비사막과 같은 서쪽의 건조기후 지역과 상대적으로 습한 동쪽의 해양성 기후 지역의 동서대조와, 중국의 양쯔강 유역과 같은 고온 다습한 지역과 시베리아 지역과 같은 아한대 지역의 남북대조가 뚜렷한 특징이 있어, 미래의 기후변화가 가져올 산불 변화 양상을 연구하기에 아주 흥미로운 지역이라고 할 수 있다. 이 지역을 위한 WRF 모형에서의 영역 연직 층수는 27개이며, 수평 격자의 수는 160×160 개로서, 격자 간격은 0.25° 로 구성하였다. WRF 모형 경제자료로는 1995~1999년의 Community Climate System Model 3 (CCSM3) 모의자료와 2095~2099년의 Intergovernmental Panel for Climate Change (IPCC)의 미래 기후시나리오 중 A1B 시나리오를 이용하여 모의한 CCSM3자료를 사용하였다. A1B 시나리오는 IPCC가 설정한 온실가스 미래 배출량 시나리오 중 2100년에 이산화탄소 농도가 현재보다 약 2배 높은 720 ppm에 도달한다고 가정한 시나리오로, 동아시아는 전 세계 평균 기온 상승보다 높은 3.3°C 가 상승할 전망이다.

2.2. 산불 위험도 평가를 위한 Haines Index

Haines Index (HI) 는 산불이 발생하였을 경우 급격한 확산과 같이 위험하게 변하게 될 가능성을 보여주는 지표로, 지표로부터 3 km 이하의 대기 하층의 대기 불안정도와 대기 건조도를 평가하고 각 항목에 대해 독립적으로 할당된 지표에 의해 결정된다 (Haines, 1988). 즉, 이 지수는 산불확산에 영향을 주는 대기의 연직 요소들에 대해서만 고려하기 때문에, 굉장히 제한적으로만 사용되어 왔다. 실제적인 산불 발생 확률 및 확산 정도를 정량적으로 평가하거나 모의하기 위해서는 대기 조건뿐 아니라, 생체연료인 식생 및 지

형조건, 그리고, 국가적인 산불 대응 능력까지 고려해야 하기 때문이다 (e.g., Chae *et al.*, 2011). 하지만, HI에서 고려하고 있는 대기 요소들의 중요성으로 인해, 미국의 기상청 (National Weather Service)과 산림청 (US Forest Service)에서, 산불 위험 예상 자료에 함께 제공되는 중요한 정보로 활용하고 있으며, 이 지수에 대한 지속적인 모니터링과 분석이 수행되고 있다 (Winkler *et al.*, 2007; Potter *et al.*, 2008). 특별히 최근에는 산불 모형 개발을 위한 전구 대상의 위성관측 자료들이 적극 활용되는 추세이나, 현 위성 기술이 지역적인 기상 조건 관측에 대하여 한계를 갖고 있어, 대기조건을 주요 요소로 사용하는 HI가 중요한 보조 자료로 사용되기도 한다 (Brewer *et al.*, 2012; Ichoku *et al.*, 2012; Petrenko *et al.*, 2012). 국내에서도 미국과 같은 산불 정보 시스템 구축을 위해 HI의 한반도를 대상으로 한 시공간적인 특성을 분석한 연구 사례도 있다 (Choi *et al.*, 2006).

HI에서 대기 불안정도 (atmospheric instability)는 주어진 두 개의 지오폠펌셜 고도 (geo-potential height)에서의 기온 차를 통하여 묘사되며, 대기 건조도 (atmospheric dryness)는 하나의 지오폠펌셜 고도에서의 대기 온도와 이슬점의 차이인 이슬점 격차 (Dew-point Depression: DPD)로 묘사된다. HI는 지표의 온도와 지표 근처의 역전 층에 대한 일변화의 영향을 작게 하기 위하여 대기 하층을 지표면의 고도에 따라 Table 2에서처럼 세 가지 층으로 구분하는데, 일반적으로 고도가 다양하게 나타나는 한반도 지역의 경우 지표면의 고도가 500 m 이하인 지역 (낮은 고도)에서는 950 mb와 850 mb의 대기층, 지표면의 고도가 500~1500 m인 지역 (중간 고도)은 850 mb와 700 mb의 대기층, 지표면의 고도가 1500 m 이상인 지역(높은 고도)은 700 mb와 500 mb의 대기층으로 각각 계산된다 (Choi *et al.*, 2006). 이렇게 계산된 대기 불안정도와 대기 건조도는 각각 정해진 기준 값에 따라 다시 세 가지의 등급으로 분류되어 1에서 3까지의 지수가 부여되고, 최종적으로는 각각의 부여된 두 지수값의 합으로 HI

Table 1. The WRF V3.4 model configuration.

Domain Coverage	East Asia covering 105-145E and 20-60N
Spatiotemporal Resolution	160 by 160 grids with 0.25 Degree and 6 hour interval
Microphysics	WRF Single-Moment 3-class Scheme (WSM3)
Cumulus Parameterization	New Kain-Fritsch Scheme
Planetary Boundary Layer	Yeonsei University Scheme (YSUPBL)
Longwave Radiation Scheme	Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)
Shortwave Radiation Scheme	Dudhia Shortwave Scheme
Surface Layer	Monin-Obukhov Scheme
Land Surface Scheme	Unified Noah Land Surface Model

Table 2. Calculating Haines Index (Haines, 1988).

Elevation		Instability (I)	Index		DPD (D)	Index
low (< 500 m)	T950 - T850	$< 4^{\circ}\text{C}$	1	T850 - Td850	$< 6^{\circ}\text{C}$	1
		$4\sim 8^{\circ}\text{C}$	2		$6\sim 10^{\circ}\text{C}$	2
		$\geq 8^{\circ}\text{C}$	3		$\geq 10^{\circ}\text{C}$	3
mid ($500\sim 1500$ m)	T850 - T700	$< 6^{\circ}\text{C}$	1	T850 - Td850	$< 6^{\circ}\text{C}$	1
		$6\sim 11^{\circ}\text{C}$	2		$6\sim 13^{\circ}\text{C}$	2
		$\geq 11^{\circ}\text{C}$	3		$\geq 13^{\circ}\text{C}$	3
high (≥ 1500 m)	T700 - T500	$< 18^{\circ}\text{C}$	1	T700 - Td700	$< 15^{\circ}\text{C}$	1
		$18\sim 22^{\circ}\text{C}$	2		$15\sim 21^{\circ}\text{C}$	2
		$\geq 22^{\circ}\text{C}$	3		$\geq 21^{\circ}\text{C}$	3

지수를 산정한다. 이때 결국 HI는 2부터 6까지의 숫자를 갖게 되는데, 일반적으로 HI가 2~3인 경우는 산불확산 잠재도가 very low, 4는 low, 5는 moderate, 6은 high로 평가한다.

고도에 따른 각각의 온도 값은 WRF 모형의 결과 값을 이용하여 구하였고, 여기서, 이슬점온도의 경우는 수증기 혼합비와 기압의 모의 결과값을 활용하여 다음과 같은 식으로 계산하였다.

$$T_d = \left[273.15 - \frac{35.86}{17.269} \ln \left(\frac{QP}{380} \right) \right] / \left[17.269 - \ln \left(\frac{QP}{380} \right) \right] \quad (1)$$

여기에서 Td는 이슬점 온도, Q는 수증기 혼합비, P는 지오폠폠텔이다.

본 연구를 위해 대상 지역으로 선정된 동아시아 지역에서 HI 계산을 위한 고도 별 분포를 보면 낮은 고도와 중간 고도 지역이 대부분을 차지하고 있는데, 지역적으로 낮은 고도는 중국의 동남쪽과 동북쪽, 그리고 한국, 일본, 시베리아 동남쪽 등에 주로 분포하고 있으며, 중간 고도는 동아시아의 서북쪽에 주로 분포하고 있다. 한편, 높은 고도 지역의 경우 중국의 중앙부에 아주 적은 비율로 분포하고 있다.

3. 연구결과 및 토의

본 연구에서는, 산불 확산 잠재도를 평가함에 있어서, HI가 5 이상인 경우의 월별 발생일수 (Monthly day count: MDC)를 기본 분석자료로 활용하였는데, 특별히 산불 확산에 대한 심각성을 좀더 면밀히 분석하기 위해, HI가 6인 경우도 따로 분리하여 분석하였다. 또한, HI의 월별 변동성에 대한 대기 불안정도와 대기 건조도의 기여도를 분석하기 위하여 항목별, 고도별로 분리하여 분석하였으며, 이들의 변동성과 지표상

에서의 기후 요소들과의 관련성 및 기여도를 평가하였다. 모의 결과를 분석함에 있어서, HI MDC, 대기 불안정도 및 건조도에 대하여 월별, 고도별 정규화 분석을 수행하였는데, HI MDC의 경우, 월별 HI MDC를 해당 월의 총 일수로, 대기 불안정도와 건조도의 경우, 각 항목별 고도에 대하여 최대치의 지수를 부여하게 되는 온도 차를 기준으로 정규화하였다.

3.1. 모형을 통한 일반적인 미래 기후 변화

Figure 1은 격자별 5년 평균 기온(a)과 강수량(b)의 미래와 현재의 차를 나타낸 그림이다. IPCC A1B 시나리오상 약 100년 후의 동아시아 전 지역 평균기온 상승은 2.8 K이며, 최고 6 K까지 상승한다는 모의 결과를 보였다. 하지만, 지역적으로 남중국 지역은 미래의 기온 상승이 크지 않으며, 가장 많은 기온 상승을 보이는 지역은 시베리아 동부 지역으로 모의되었다. 강수량 또한 전 지역에서 대체로 상승하는 경향을 보이지만, 특별히 대한민국을 포함한 남중국 지역의 강수량 증가가 가장 두드러지며, 시베리아 지역의 경우는 강수량의 증가가 미미한 것으로 모의되었다. 동아시아 전 지역 평균으로는 0.4 mm day^{-1} 정도의 강수량 증가가 전망되었다.

3.2. 기후변화에 따른 고도별 HI의 시공간적 변동 분석

3.2.1. 공간적인 변동성

미래와 현재에 대한 모형으로부터의 산불위험도 결과 (HI가 5 이상인 경우의 5년 평균 MDC)는 Fig. 2와 같다. 동아시아 지역의 고도는 주로 동서로 구분되는데, 낮은 고도는 양쯔강을 중심으로 한 중국 동남부와 한반도를 포함한 중국 북동부 및 시베리아 남동부 지역을 포함하고 있으며, 그 외의 지역은 주로 중간 고도 지역으로서, 높은 고도 지역은 거의 없다. 동아시아 지역의 전체적인 HI 분포는 현재와 미래 둘 다 중국 남부의 낮은 고도 지역에 집중되어 있으며, 북

Fig. 1. Differences of future (2095~2099) and current (1995~1999) 5-year averages in (a) 2m temperature and (b) precipitation.

쪽 지역인 시베리아 지역에서는 상대적으로 낮은 산불위험도 분포를 보이는 등, 남북간의 대조가 명확하게 나타났다. 이는 동아시아 지역의 실제 산불 발생 건수가 식생이 많이 분포되어 있는 중국 남부에 주로 집중되고 있다는 사실에 비추어 볼 때, 모형의 모의 결과가 어느 정도의 신뢰성을 보여주고 있음을 알 수 있다. 단, HI를 통한 산불 확산 지수는 식생상태를 고려하지 않기 때문에, 실제 관측과는 다소 차이가 날 수 있다. 예를 들어, 고비사막 근처 (중서부 지역)의 경우, 상당히 높은 HI의 분포를 관찰할 수 있는데, 이는 상대적으로 높은 건조기후를 갖고 있는 지역적

Fig. 2. 5-year averages of monthly average of MDC for HI over 5 (a) and HI over 6 (b), and the averaged differences between the future and current MDC (c) in percent. Red solid lines in the figures indicate the elevation contours for 500 and 1500 meters.

특성이 반영되었기 때문이며, 이 지역의 적은 식생 분포를 감안한다면 실질적인 산불 발생은 적을 것으로 판단된다.

한편, 미래의 기후변화에 따른 산불위험도 변화

(Fig. 2c)를 살펴보면, 고도별 차이에 크게 국한되기 보다, 뚜렷한 남북간의 지역적인 차이가 관찰됨에 따라 지역별 분석이 요구되는 바, 이에 대한 분석은 3.3.절에서 자세히 다루기로 한다.

Fig. 3. 5-year averaged normalized Monthly-Day-Count (two top rows), atmospheric instability (the 3rd row), dew-point depression (the 4th row), precipitation (the 5th row), runoff (the 6th row), evapotranspiration (the 7th row), and soil moisture content (the 8th row) at three different elevation: (a) less than 500 m, (b) between 500~1500 m, and (c) higher than 1500 m. Atmospheric instability and dew-point depression were normalized by the maximum temperature for the highest HI at each elevation. The dashed and solid lines indicate the current and future estimations, respectively. The dotted lines indicate the normalized point of the temperature assigning the maximum HI indexes for atmospheric instability and DPD.

3.2.2. 시간적인 변동성 및 지표 물 수지 변수들과의 관계

Figure 3을 통해 동아시아 지역의 각 고도별 평균적인 HI의 시계열 변화를 나타내었는데, HI 지수 계산을 위해 사용된 두 개의 대기 인자 (대기 불안정도와 건조도) 또한 함께 나타내었다. 낮은 고도의 경우, 현재와 미래 모두 산불 위험도가 겨울에는 낮고 여름에는 높게 나타나는 양상을 보이지만, 특별히 미래의 여름철 산불 위험도가 현재에 비해 상당히 감소하는 경향이 관찰된다. 이러한 여름철의 HI 차이는 대기 불안정도보다는 대기 건조도의 지표인 DPD의 상당한 감소에 의한 것으로 판단되며, 낮은 고도에서의 HI 변화는 주로 DPD에 의해 좌우되는 것으로 볼 수 있다. 중간고도에서는 전체적으로 겨울철 산불 위험도 변화는 거의 나타나지 않지만, HI가 5 이상인 경우의 MDC 그래프에 의하면, 7, 8월의 미래 산불 위험도가 현재에 비해 감소한 것이 특징적이라 할 수 있다. 하지만, 이 지역 HI가 6인 경우만을 보면 산불 위험도의 최절정 시기가 7월에서 6월로 앞당겨졌음을 알 수 있는데, 이는 이 지역의 미래의 여름철 변화가 상대적으로 두드러지게 줄어드는 대기건조도에 의해 결정되었음을 알 수 있다. 한편, 높은 고도에서는 전체적으로 산불위험도가 낮은 것으로 나타났고, 이 지역 HI 변화에 건조도의 영향은 아주 낮고, 주로 대기 불안정도에 의해 결정되는 것으로 나타났다. 이 지역의 계절적인 특징은 중간고도에서와는 반대로 산불 위험도의 최절정 시기가 미래에 5월에서 6월로 늦춰진 것을 들 수 있다.

위의 고도별 산불 위험도 변화와 지표 물 수지 변수 변화와의 관계를 분석하기 위해, 대표적인 지표의 물 수지 변수인 강수량, 유출량, 증발산량, 그리고 토양 수분량 (10 cm 깊이)을 분석하였다 (Fig. 3). 이들 지표 변수들과 HI와의 관계를 분석하여 볼 때, 각각의 변수들의 HI 변화에 대한 기여도가 계절적으로 다양함을 알 수 있다. 예를 들어, 강수량의 시계열 변화는 낮은 고도에서 주로 봄철과 여름철에 미래기후에 따른 상당한 증가 현상으로, 중간고도와 높은 고도에서는 전 계절 소폭 증가와 가을철에 집중된 증가 현상으로 묘사된다. 이러한 강수량의 시간적 변동성은 HI의 변화와 크게 연관성이 없는 것으로 보여지지만, 중간고도에서의 여름철 강수량 증가와 높은 고도에서의 가을철 강수량 증가가 같은 시기 HI의 감소의 원인으로 그 관련성을 설명할 수 있다. 하지만, 봄철의 강수량 증가가 대부분의 지역에서 HI에 별다른 영향을 주지 못하거나, 오히려 이 계절 HI의 현상에 대하여 설명력이 부족하다 할 수 있다. 유출량과 증발산량의 경우도 미래기후상에서 여름철에 집중적인 증가를 보여주고 있을 뿐, HI와의 별다른 상관관계를 보여주고 있지 않다.

한편, 지표의 토양의 건조상태를 대변하는 토양 수분량 변화를 통해 산불위험도의 최정점시기의 변화를 설명할 수 있다. 예를 들어, 낮은 고도에서 4월부터 시작하는 토양 수분량의 감소 시기가 여름철 산불 위험도 증가 시기와 일치하고, 7월경 토양 수분량의 소폭 상승 또한 이 시기 대기건조도의 급격한 감소 양상과 일관됨을 관찰할 수 있다. 중간고도에서도 마찬가지로, 미래의 토양수분량이 6월에 최소값을 가지면서 이 시기 대기건조도 또한 최고점을 갖게 되는 것으로 판단되며, 7, 8월 강수량이 현재보다 상당량 상승하면서, 토양수분량도 함께 증가하여 미래의 대기건조도도 감소하는 것으로 해석될 수 있다. 이와 같은 산불위험도와 토양 수분량 변화와의 관련성은, 낮은 고도와 중간고도의 산불위험도가 대기건조도에 더 민감한 지역들이기 때문인 것으로 분석된다.

3.3. 지역별 산불 위험도 분석

앞의 고도별 공간적인 산불위험도 분석에서도 나타났듯이, IPCC A1B 시나리오 상의 미래기후변화에 대한 산불위험도의 공간적 분포도의 차이가 고도별 차와 크게 상관없이, 대체로 중국 남부쪽에서 두드러질 것이라는 모의 결과로부터, 지역별 변동 분석이 요구되는바, 모든 격자에 대하여 기후변화에 따른 시계열 변동성 분석을 위한 미래와 현재의 MDC 시계열 차에 대한 표준편차를 Fig. 4에 나타내었다. 현재와 미래 사이에 가장 큰 시계열 변동성을 보이는 지역은 가장 평균값이 높게 나왔던 중국 남부 지역으로 나타났으며, HI가 6인 경우 남중국 이외에 중국과 몽고 및 시베리아 접경 지역에서도 미래 기후에 따른 시계열 변동성이 커질 것이라는 모의 결과를 보였다. 이러한 변동성 차이는 중국 남부 지역의 경우 여름철 강수량이 증가함에 따라 산불 위험도가 큰 폭으로 감소하는 현상 때문으로 해석할 수 있지만, 미래의 강수량이 큰 변화가 없는 중-러 국경 지역의 경우는 강수량만으로 해석이 되지 않는다.

미래기후 변화에 따른 계절별 변동 추이를 보기 위해, 계절별 평균 (봄: 3, 4, 5월, 여름: 6, 7, 8월, 가을: 9, 10, 11월, 겨울: 1, 2, 12월) 값들을 분석하였으며, 특별히 미래에 산불위험도가 부분적으로 증가할 것으로 모의된 가을과 겨울에 대한 결과를 Fig. 5에 나타내었다. 다른 계절들(봄, 여름)은 전 지역 미래의 산불위험도 감소를 보여주었는데, 특히 여름철이 전체적으로 가장 많은 감소를 보였으며 (예: 남중국 지역 평균 15% 이상 감소), 봄철은 현재와 미래의 차이가 거의 나타나지 않았다. 이러한 감소 및 증가 추세에 대하여 고도별 차이에 의한 특이성은 크게 관찰되지 않았으며, 오히려 위도별 또는 기후대별 차이가 더 명확하게 나타났다. 계절별 산불위험도의 증가를 주요하

Fig. 4. Standard deviation of normalized MDC difference (future - current) for HI over 5 (a) and HI over 6 (b).

게 보이는 지역은 크게 두 곳으로서, 시베리아 남부 지역은 가을 (평균 8% 정도 상승), 중국 남부 지역에서는 겨울 (평균 11% 정도 상승)에 각각 미래의 산불 위험도 증가를 보여주고 있다. 이들 지역은 앞에서의 모의 결과 분석을 통해 미래기후에 대한 시계열 변동성이 크게 바뀌는 지역들로서, 전 계절 평균값이 감소되었던 지역들이다. 하지만, 특정지역에 대하여 특별히 증가하는 추세도 함께 보여줌으로써, 이들 지역에 대한 추가적인 시계열 분석이 요구된다. 각 지역 (Region 1과 Region 2)에 대한 지역별 시계열 변화는 Fig. 6에 나타내었다.

Figure 6은 Fig. 5의 논의에서 언급되었던, Region 1과 Region 2에 대하여 미래와 현재의 차에 대한 월별 변화를 나타낸 그림이다. 우선 시계열 변동폭이 다

Fig. 5. Normalized MDC differences (future - current) for fall (a) and winter (b) for the cases of HI over 5.

소 큰 Region 1의 경우 산불위험도의 전체적인 평균값 감소는 역시 봄과 여름의 강우량 증가와 깊은 관련이 있는 것으로 보인다. 즉, 7월의 미래 강우 증가와 함께 이 시기 상당한 산불위험도 감소를 보이는데, 주목할 만한 것은 겨울철 강우량 소폭 감소와 함께 나타나는 산불위험도의 겨울철 증가이다. 이 지역의 이러한 변동의 주된 요인은 대기 불안정도와 건조도의 동반상승 효과에 의한 것으로 판단되며, 이는 단순히 이 시기 강우량 감소 현상만으로 그 연관성을 설명하기보다, 물 수지 변수들의 전체적인 상호관계에 의해 설명하는 것이 타당하다. 예를 들어, 12월의 상대적으로 증가하는 토양 수분량과 증발산량에도 불구하고, 산불 위험도가 여전히 증가하는 현상을 비추어 볼 때, 이 시기 전체적인 물 수지 평형(강우량 - 증발산량 - 유출량)이

Fig. 6. 5-year averaged differences between future and current estimations for normalized Monthly-Day-Count (two top rows), normalized atmospheric instability (the 3rd row), normalized dew-point depression (the 4th row), precipitation (the 5th row), and soil moisture content (the 6th row), surface runoff (the 7th row), evapotranspiration (the 8th row) for the region 1 (a) and 2 (b).

음의 값 (-0.8 mm day^{-1})을 갖게 되어 산불위험도를 오히려 증가시키는 현상으로 설명될 수 있다. 마찬가지로, 1, 2월의 경우, 유출량 및 토양수분량이 강수량 감소와 함께 동반 감소하는 한편, 증발산량은 미래기 후에서 여전히 증가하는 현상을 보여, 물 수지 평형을 더욱 큰 음의 값 (-1.0 mm day^{-1})을 갖게 하여, 결국은 대기 건조도를 가중시키는 것으로 해석될 수 있다. 이 지역의 이러한 겨울철 산불위험도 증가는 현재의 실제 산불 발생이 이 지역에 집중됨을 감안할 때, 미래기후에 따른 산불 발생 빈도수의 증가 가능성을 의미 하기도 한다.

Region 2의 경우 미래기후에서의 산불위험도의 변화폭은 Region 1보다 크지 않다. 6월과 9월의 두 차례 산불위험도가 현재에 비해 증가하는 것으로 모의되었으며, 이러한 변화의 가장 주된 요인은 Region 1과 마찬가지로 대기 불안정도와 건조도의 동반 상승효과 때문으로 판단된다. 이 지역의 산불위험도의 9월 증가 현상은 강수량과의 깊은 연관성으로 설명되나, 6월 증가의 경우는 시기적으로 강우가 감소하게 되는 시기 (5월)와 일치하지 않는다. 이는 역시 이 시기 전체적인 지표 물 수지 평형이 음의 값 (-0.6 mm day^{-1})을 갖게 되기 때문으로 해석된다.

4. 결 론

본 연구에서는 IPCC A1B 미래기후 시나리오에 기초로 WRF 지역기후모형을 통한 산불위험도의 변화를 분석하였는데, 산불위험도 평가를 위해 HI를 활용하였다. 동아시아의 미래기후는 온도가 전 지역에 걸쳐 약 2~3 K 상승, 강수량은 계절적, 지역적 편차가 존재하지만 전체적으로 약 0.04 mm day^{-1} 정도의 소폭 증가로 모의되었다. 이러한 미래기후 조건 하에서 HI에 의한 산불 확산위험도의 변화는 계절별, 지역별로 다양한 형태로 변화하는데, 평균적으로 전체적인 감소가 예상되었으며, 특별히 중국 남부 지역의 감소가 두드러졌다. 고도별로 구분된 분석에 의하면, 낮은 고도에서의 여름철 산불위험도 감소와 중간고도 지역의 산불위험도 최절정시기의 변화 등을 꼽을 수 있으며, 이들의 변화들은 주로 대기 불안정도보다 건조도에 의해 크게 좌우됨이 관찰되었다. 또한, 이러한 변화들은 지표 현상들과 복잡한 상호관계를 가지는데, 특별히 지표 수분량과의 밀접한 관계가 있음이 밝혀졌다. 즉, 강우량에 의해 토양이 수분량에 대한 메모리 역할 능력의 차이에 따라 대기건조도에 영향을 미치고, 더 나아가 산불 확산위험도에 영향을 미치는 것으로 해석된다.

주목할 만한 것은, 미래기후에 따른 산불위험도 변화의 계절별 변동성으로서, 중국 남부 지역에서 높은 시계열 변동성과 함께, 여름철의 큰 폭 감소에도 불구하고

하고, 겨울철 증가 현상이 나타났다. 이처럼 중국 남부의 미래의 겨울철 산불위험도 증가는 이 지역의 높은 식생분포를 감안할 때, 그 증가폭이 크지 않다 하더라도 주목해야 할 부분일 것이다. 즉, 이 지역의 전 계절 평균적인 산불위험도의 감소가 예상된다고 하더라도, 산불 발생이 가장 많이 일어나는 계절인 겨울에 오히려 산불위험도가 현재에 비해 증가한다는 결과는 산불 방재 대책에 대한 앞으로의 각별한 관심과 주의를 요구하는 것이기 때문이다. 한편, 시베리아 지역의 경우 평균적인 산불위험도는 대체로 낮으며, 미래기후에 대한 평균적인 변화도 그리 크지 않다. 하지만, 가을철 시베리아 남단 러시아 국경지역의 경우 미래 기후에 따른 산불위험도가 증가한다는 점도 주목해 볼 만 하다. 지구 온난화 현상으로 인해 식생의 양이 고위도 지방에서 점점 증가할 것이라는 전망과 함께, 생체 연료로서의 식생량 증가를 고려한다면 이 지역도 각별한 주의가 요구된다고 할 수 있다.

본 연구에서는 현재와 미래에 대해서 각각 5년 동안의 자료를 모의한 결과를 통하여 HI를 분석하였다. 하지만 5년이란 기간은 한 지역의 평균적인 대기 상태를 표현한 기후로 보기에는 짧은 기간이라 여겨지므로, 향후 동아시아 지역에서 현재와 미래에 대해 최소 10년 이상의 자료를 모의하여 HI의 MDC 빈도수와 최대값의 이동의 변화양상에 대한 연구가 진행되어야 할 것이다. 또한 특별히, 동아시아 지역 중에서 시베리아 지역은 산불 발생 잠재도가 증가하는 냉대침엽수림이 분포하는 지역이므로, 본 연구에서 보여졌던 미래 토양수분량 변화의 원인, 그리고 산불 최절정시기의 변화 요인등과 같은 좀 더 심도 있는 연구가 진행되어야 할 것으로 판단된다.

감사의 글

이 연구는 2013년도 정부 (미래창조과학부)의 재원으로 한국연구재단의 지원 (과제번호 2009-0083527)을 받아 수행되었으며, 이 논문을 심사하여 주시고 많은 조언을 해주신 심사위원들께 감사드립니다.

REFERENCES

- Anderson, H. E., 1982: Aids to determining fuel models for estimating fire behavior. *USDA Forest Service, General Technical Report INT-122*.
- Brewer, M. C., C. F. Mass, and B. E. Potter, 2012: The west coast thermal through: Climatology and synoptic evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3820-3824, doi:10.1175/MWR-D-12-00078.1
- Chae, H. M., G. J. Um, and S.-Y. Lee, 2011: The vulnerability assessment of forest fire in Gangwon Province using CCGIS. *Journal of Korean Society of Hazard Mitigation*, **11**(4), 123-130.
- Choi, G., J. Kim, and M.-S. Won, 2006: Spatial patterns and temporal variability of the Haines Index related to the wildland fire growth potential over the Korean Peninsula. *Journal of the Korean Geographical Society*, **41**(2), 168-187.
- Coen, J. L., 2011: Some new basics of fire behavior. *Fire Manage. Today*, **71**, 37-42.
- _____, M. C. Cameron, J. Michalak, E. G. Patton, P. J. Riggan, and K. M. Yedinak, 2013: WRF-Fire: coupled weather-wildland fire modeling with the Weather Research and Forecasting model. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 16-38, doi:10.1175/JAMC-D-12-023.1
- Donminguez Martin, S. and E. L. Garcia Diez, 2010: The singular role of the atmospheric stability in forest fires. *Atmosfera*, **23**(2), 129-139.
- Gillett, N. P., A. J. Weaver, F. W. Zwiers, and M. D. Flannigan, 2004: Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18211, doi:10.1029/2004GL020876
- Haines, D. A., 1988: A lower atmospheric severity index for wildland fire. *National Weather Digest*, **13**, 2: 23-27
- Ichoku, C. R. Kahn, and M. Chin, 2012: Satellite contributions to the quantitative characterization of biomass burning for climate modeling. *Atmos. Res.*, **111**, 1-28, doi:10.1016/j.atmosres.2012.03.007
- Jenkins, M. A., 2002: A examination of the sensitivity of numerically simulated wildfires to low level atmospheric stability and moisture, and the consequences for the Haines Index. *Int. J. Wildland Fire*, **11**(4): 213-232.
- Kasischke, E. S. and M. R. Turetsky, 2006: Recent changes in the fire regime across the North American boreal region - Spatial and temporal patterns of burning across Canada and Alaska. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L09703, doi:10.1029/2006GL025677
- Korea Forest Service, 2001: Cause and effect of wildfire, http://sanfire.forest.go.kr/newkfsweb/html/HtmlPage.do?pg=/conser/conser_010301.html&mn=KFS_02_01_03_01
- Lee, S.-Y, H.-S. Park, Y.-W. Kim, H.-Y. Yun, and J.-K. Kim, 2011: The studies on relationship between forest fire characteristics and weather phase in Jeollanam-do region. *J. Agriculture & Life Science*, **45**(4): 29-35.
- Marlon, J. R, P. J. Bartlein, C. Carcaillet, D. G. Gavin, S. P.

- Harrison, P. E. Higuera, F. Joos, M. J. Power, and I. C. Prentice, 2008: Climate and human influences on global biomass burning over the past two millennia. *Nature Geoscience*, doi:10.1038/ngeo313
- National Wildfire Coordinating Group, 1994: Introduction to wildland fire behavior S-190. *National Interagency Fire Center NFES 180*, 66 pp.
- Petrenko, M., R. Kahn, M. Chin, A. Soja, T. Kucsera, and Harshvardhan, 2012: The use of satellite-measured aerosol optical depth to constrain biomass burning emissions source strength in the global model GOCART. *J. Geophys. Res.*, **117**, D18212, doi:10.1029/2012JD017870
- Potter, B. E. J. A. Winkler, D. F. Wilhelm, and R. P. Shadbolt, 2008: Computing the low-elevation variant of the Haines index for fire weather forecasts. *Wea. Forecasting*, **23**, 159-167, doi:10.1175/2007WAF2007025.1
- Senici, D., H. Y. H. Chen, Y. Bergeron, and D. Cyr, 2010: Spatiotemporal variations of fire frequency in central boreal forest. *Ecosystems*, **13**, 1227-1238, doi:10.1007/s10021-010-9383-9
- Sheffield, J., G. Goteti, F. Wen, and E. R. Wood, 2004: A simulated soil moisture based drought analysis for the United States. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24018, doi:10.1029/2004JD005182
- Sung, M.-K., G.-H. Lim, E.-H. Choi, Y.-Y. Lee, M.-S. Won, and K.-S. Koo, 2010: Climate change over Korea and its relation to the forest fire occurrence. *Atmosphere at Korean Meteorology Society*, **20**(1), 27-35.
- Westerling, A. L., H. G. Hidalgo, D. R. Cayan, and T. W. Swetnam, 2006: Warming and earlier spring increase Western U. S. forest wildfire activity. *Science*, **313**, 940-943, doi:10.1126/science.1128834
- Winkler, J. A. B. E. Potter, D. F. Wilhelm, R. P. Shadbolt, K. Piromsopa, and X. Bian, 2007: Climatological and statistical characteristics of the Haines index for North America. *Int. J. Wildland Fire*, **16**, 139-152.