

شناسایی و پهنه‌بندی نواحی دمای فرین سرد ایران

سید ابوالفضل مسعودیان* ، دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان
محمد دارند ، دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان

چکیده

در این پژوهش از داده‌های روزانه‌ی دمای ۶۶۳ ایستگاه اقلیمی و همدید کشور، در بازه‌ی زمانی ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ بهره‌برداری شده است. به کمک روش زمین آماری کریگینگ، داده‌ها روی پیکسل‌های ۱۵×۱۵ کیلومتر درون‌یابی شدند. به این ترتیب آرایه‌ای به ابعاد ۷۱۸۷×۱۵۹۹۲ تشکیل شد. برای شناسایی روزهای فرین سرد از نمایه‌ی انحراف بهنجار شده‌ی دما (NTD₁) بهره بردیم، سپس داده‌ها برحسب مقدار این نمایه و گستره‌ی حاکمیت سرما (NTD<0) مرتب شد و ۵۰۰ روز اول که شرط $NTD < -2$ را تأمین می‌کرد به عنوان نمونه انتخاب شد. سرانجام یک آرایه به ابعاد ۷۱۸۷×۵۰۰ تشکیل شد. انجام تحلیل خوشه‌ای به روش وارد بر روی این آرایه نشان داد که ایران را می‌توان از نظر سرماهای فرین به شش ناحیه بخش کرد. آرایش جغرافیایی این نواحی نشان می‌دهد که همسایگی با توده‌های بزرگ آب و موانع کوهستانی در منطقه‌بندی نواحی دمای فرین سرد ایران نقش بازی می‌کنند. از سوی دیگر آرایش جغرافیایی این نواحی بازتاب دهنده‌ی مسیرهای نفوذ هوای بسیار سرد به ایران است.

واژگان کلیدی:

پهنه‌بندی، دمای فرین سرد، ایران. پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

۱- مقدمه

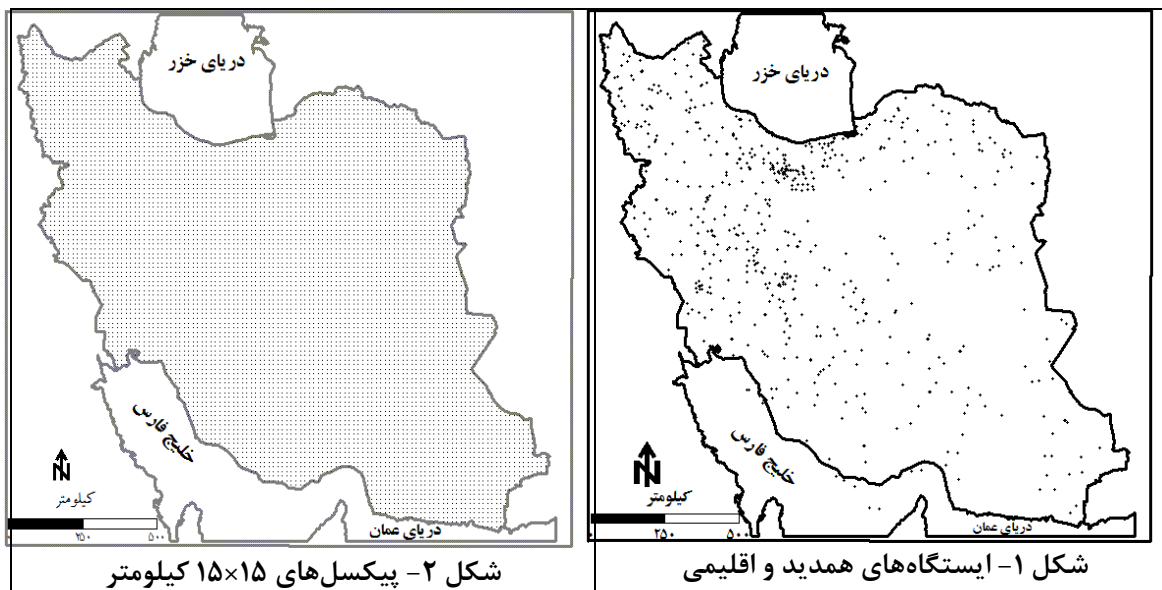
افزایش فراوانی و شدت رخداد‌های فرین با تغییر اقلیم در پیوند است. شواهد زیادی وجود دارد که فعالیت‌های انسان بر تغییرات دما، به ویژه توزیع رخداد‌های فرین دما تأثیر دارد (Stott et al., 2004: 611; Christidis et al., 2005: 32; Klein et al., 2005: 1). مطالعاتی که بر روی دمای اروپا انجام شده همه توافق نظر دارند که میانگین دما و فراوانی رخداد‌های فرین دما در ۱۰۰ سال آینده افزایش می‌یابد (Wagner, 1996: 683; Huth et al., 2000: 29; Meehl and Tebaldi, 2004: 994; Schar et al., 2004: 332; Weisheimer and Palmer, 2005). بررسی دمای ایران نشان داده که گذشته از وجود چرخه در دمای کشور (عساکره، ۱۳۸۰) روند افزایشی دما در برخی مناطق دیده می‌شود (شیرغلامی و قهرمان، ۱۳۸۴: ۹ و مسعودیان، ۱۳۸۴: ۲۹). گذشته از تغییر ویژگی‌های زمانی ویژگی‌های مکانی دما نیز دستخوش تغییر شده است. برای نمونه براتی و موسوی (۱۳۸۴: ۵۱) جابه‌جایی مکانی امواج گرم فصل زمستان ایران را به سوی البرز و آذربایجان گزارش کرده‌اند. با توجه به این که با هر درجه افزایش دما ارتفاع برف‌مرز حدود ۱۶۰ متر افزایش می‌یابد (مسعودیان، ۱۳۸۲: ۸۷-۹۶) جابه‌جایی امواج گرم به سوی مناطق کوهستانی پیامدهای آب‌شناختی زیانباری برای کشور خواهد داشت. فعالیت‌های انسان و محیط زیست به شدت از فرین‌های اقلیمی و هوا تأثیر می‌پذیرند. آسیب‌پذیری جامعه نسبت به اثرات رخداد فرین‌های اقلیمی، انگیزه‌ی شناسایی و بررسی آن‌ها را بیشتر می‌کند. مطالعات فراوانی بر روی دماهای فرین به روش‌های مختلف در جهان انجام شده است. در گذشته روش‌های طبقه‌بندی اقلیمی یا منطقه‌بندی اقلیمی مختلفی ارائه شده است. دست کم دو رویکرد متفاوت طبقه‌بندی اقلیمی وجود دارد. یکی طبقه‌بندی‌های سنتی مانند طبقه‌بندی اقلیمی کوپن و تورنت وایت که در آن نخست نوع اقلیم با توجه به معیارها و آستانه‌های از پیش گزیده شده مشخص می‌شود و سپس برای هر منطقه که داده‌ها به قدر کافی در دسترس باشد، طبقه‌بندی صورت می‌گیرد (Koppen, 1923: 633; Thornthwaite, 1931: 369). دیگری رویکرد طبقه‌بندی نوین است که برخلاف رویکرد اول، معیار طبقه‌بندی و آستانه‌ها از پیش مشخص نیست؛ بلکه بسته به هدف طبقه‌بندی معیارها و آستانه‌ها به یاری روش‌های گوناگون داده‌آمایی مشخص می‌شوند. برای مثال می‌توان به طبقه‌بندی شبه قاره‌ی هند توسط گادگیل و جوشی، غرب آفریقا توسط آنیاداک، چین توسط رونبرگ و وانگ و ایالات متحده توسط استینر، فاوول و طبقه‌بندی دشت‌های شمالی ایالات متحده آمریکا توسط بونکرز و همکاران اشاره کرد (Gadgil and Joshi, 1983: 47; Anyadyke, 1987: 157; Ronberg and Wang, 1987: 391; Steiner, 1965: 329; Fovell, 1992: 380; Bunkers et al., 1996: 130). خلیلی (۱۳۷۸: ۷) نخست به بررسی گرمایش و سرمايش ایران پرداخته و چند سال بعد (خلیلی، ۱۳۸۳: ۵-۱۵) برپایه‌ی همین دو ویژگی به طبقه‌بندی ایران دست زده است. روش‌های نوین طبقه‌بندی، دانش اقلیم‌شناسی را به دانشی کاربردی تبدیل کرده است. به یاری این روش‌ها پژوهش‌های کاربردی زیادی در زمینه‌های گوناگون انجام گرفته است. مثلاً براون و کاتاز به تحلیل منطقه‌ای دماهای فرین ایالات متحده آمریکا پرداختند. بررسی آن‌ها نشان داد که می‌توان به لحاظ دماهای فرین سرد و گرم، منطقه را طبقه‌بندی کرد و آن را به عنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در نظر گرفت. یو و همکاران، گرمایش اقلیم مناطق شرق و مرکزی فلات تبت را در ارتباط با تغییرات گردش‌های جوی بررسی کردند. آن‌ها نخست به کمک روش تحلیل مؤلفه‌های مبنا (PCA) منطقه‌ی مورد مطالعه را به لحاظ تغییرات دما به ۴ زیر ناحیه تقسیم کردند؛ سپس برای هر کدام از نواحی، تحلیل روند فصلی و ماهانه دما را انجام دادند

¹ - Principle component analysis

(You et al., 2010: 11). طبقه‌بندی اقلیمی ایران (حیدری و علیجانی ۵۷:۱۳۷۸ و مسعودیان ۱۳۸۲:۱۸۴) نیز نشان داده است که دما از عوامل مهم تمایز اقلیمی نقاط مختلف ایران است. شو و همکاران تغییرات دما و بارش‌های فرین حوضه‌ی یانگ‌تسه در سده‌ی بیست و یکم را بررسی کردند. آن‌ها از ۷ شاخص دما و بارش فرین استفاده کردند و منطقه‌ی مورد مطالعه را به زیرنواحی مختلف بخش کردند (Xu et al., 2009:44). دایکسایت و چن دماهای فرین مناطق کشاورزی جنوب استرالیا (ویکتوریا) را پهنه‌بندی کردند. آن‌ها نشان دادند که در سال ۲۰۰۳، حدود ۵۸ درصد منطقه‌ی مورد مطالعه در معرض خطر دماهای فرین بالا و حدود ۷۳ منطقه تحت تأثیر دماهای فرین پایین بوده است. در حالی که در سال ۲۰۰۴، حدود ۴۶ درصد منطقه در معرض خطر دماهای فرین بالا و حدود ۳۹ درصد منطقه تحت تأثیر دماهای فرین پایین بوده است (Dixit and Chen, 2010: 198). دیفنباوگ و همکاران تغییرات رخداد دما و بارش فرین را در ارتباط با تغییرات محور چرخش زمین در غرب امریکای شمالی بررسی کردند. آن‌ها هر کدام از مناطق مختلف اقلیمی غرب امریکای شمالی را به‌طور جداگانه بررسی کردند (Diffenbaugh et al., 2006:151). جین‌هو و همکاران ویژگی‌های رخداد دماهای فرین شمال غرب چین را طی ۴۵ سال گذشته در ارتباط با گرمایش منطقه‌ای مطالعه کردند. به دلیل این که منطقه‌ی شمال غرب چین منطقه‌ی وسیعی است و دارای عوارض و ناهمواری پیچیده‌ای است؛ بنابراین دارای تنوع اقلیمی فراوانی است. برای شناسایی ویژگی‌های رخداد دماهای فرین منطقه‌ی شمال غرب چین، می‌تواند به کمک توابع متعامد تجربی دوران یافته به پنج زیر ناحیه رخداد فرین سرد و گرم تقسیم شود. ایشان هر کدام از زیر ناحیه‌ها را به لحاظ ویژگی‌های دماهای فرین سرد و گرم مورد مطالعه قرار دادند (Jinhu et al., 2008: 7010). مسعودیان (۱۳۸۲: ۱۷۱) نواحی اقلیمی ایران را به روش‌های نوین و رویکرد پیکسل‌ای شناسایی کرد. وی نشان داد که اقلیم ایران ساخته‌ی شش عامل اقلیمی است که دما یکی از آن‌ها است. وی به کمک روش تحلیل خوشه‌ای، ایران را به پانزده ناحیه‌ی اقلیمی طبقه‌بندی کرد. از سوی دیگر مسعودیان و همکاران (۱۳۸۹: ۴) نواحی دمایی ایران را مشخص کردند و نشان دادند که در مجموع، ایران از لحاظ دمایی به دو بخش سرد کوهستانی و گرم کم ارتفاع تقسیم می‌شود. تنوع دمایی در بخش سرد کوهستانی زیادتر است، چون در این بخش دما عمدتاً متأثر از ارتفاع است. به همین دلیل، این بخش خود به چهار ناحیه‌ی کوچک‌تر تقسیم می‌شود. چون در ناحیه‌ی گرم و کم ارتفاع دما عمدتاً متأثر از سامانه‌های کلان جوی است، این بخش از تنوع کمتری برخوردار است و به دو ناحیه تقسیم می‌شود. به این ترتیب، در ایران شش ناحیه‌ی دمایی شناسایی شده است. اگر ایران به شش ناحیه‌ی دمایی متمایز بخش شده، به این معناست که در بخش‌های مختلف کشور سازوکارهای گوناگونی در شکل‌گیری دما نقش دارند. اما آیا این امر در مورد دماهای فرین سرد نیز صادق است. هدف این پژوهش پاسخ به همین پرسش است. در این جا می‌کوشیم تا با معرفی نمایه‌ای برای شناسایی سرماهای فرین نخست، به شناسایی سردترین روزهای ایران بپردازیم و سپس با روش‌های پهنه‌بندی نواحی دمایی فرین سرد ایران را مشخص کنیم.

۲- داده‌ها و روش‌ها

برای پهنه‌بندی سرماهای فرین ایران، در این پژوهش از داده‌های میانگین دمای روزانه ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیمی کشور بهره برده‌ایم (شکل ۱). با کمک روش درون‌یابی کریگینگ ۱۵۹۹۲ نقشه‌ی همدمای کشور از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ بر روی پیکسل‌های ۱۵*۱۵ کیلومتر محاسبه شد (شکل ۲).



در این پژوهش برای شناسایی رخداد سرماهای فرین از نمایه‌ی انحراف به‌هنجار شده‌ی دما بهره بردیم. این نمایه توسط فوجیه و همکاران معرفی شده است (Fujibe et al., 2007: 63-67). برای دستیابی به این نمایه نخست باید میانگین بلند مدت دما برای هر یک از روزهای تقویمی سال محاسبه شود. میانگین بلندمدت دمای روزانه‌ی دوره‌ی مورد مطالعه به کمک رابطه‌ی ۱ بدست می‌آید.

$$\overline{T_*(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1383} T_*(i, j, n) \div N \quad (1)$$

که در آن i روز، j ماه و n سال است. چنان‌که گفتیم دوره‌ی مورد مطالعه از ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ می‌باشد که برابر با ۱۵۹۹۲ روز است. پس برای محاسبه‌ی میانگین بلندمدت دمای هر کدام از روزهای مورد نظر از مقادیر دمای مربوط به ۴۴ سال میانگین گرفته می‌شود. پس از محاسبه‌ی میانگین بلندمدت برای از بین بردن نوفه‌های موجود در میانگین دمای روزانه، میانگین متحرک ۹ روزه، سه بار بر روی این داده‌ها اعمال می‌شود. بعد از انجام این مراحل انحراف دمای هر یک از ۱۵۹۹۲ روز مورد بررسی، از میانگین بلندمدت همان روز به کمک رابطه‌ی ۲ محاسبه می‌شود.

$$\Delta T_*(i, j, n) = T_*(i, j, n) - \overline{T_*(i, j)}. \quad (2)$$

مقدار ΔT_* نماینده‌ی انحراف دمای هر روز هر محل (پیکسل)، نسبت به میانگین بلندمدت دمای همان روز همان محل است و برحسب فصل و منطقه متفاوت خواهد بود. از آنجا که بر روی هر نقطه‌ی جغرافیایی معین دامنه‌ی تغییرات دما در هر یک از روزهای سال می‌تواند بسیار متفاوت باشد، بنابراین مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلندمدت هر روز (ΔT_*) نمی‌تواند مبنای مقایسه‌ی دماهای فرین زمان‌های مختلف باشد. همین استدلال در مورد تشخیص اهمیت مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلندمدت که در نقاط جغرافیایی مختلف محاسبه شده‌اند نیز صادق است. مثلاً $+5$ درجه انحراف دما برای نقاطی که در عرض‌های جنوبی قرار دارند و تغییرات دمایی آن‌ها اساساً ناچیز است، بسیار مهم‌تر از همین مقدار انحراف دما برای نقاطی است که در سرزمین‌های خشک ایران مرکزی قرار گرفته‌اند و دامنه‌ی تغییرات دمای آن‌ها بسیار بزرگ

است؛ بنابراین برای آنکه مقادیر انحراف دمای زمان‌های مختلف در یک نقطه‌ی جغرافیایی و مکان‌های مختلف در یک زمان معین با یکدیگر قابل مقایسه باشند، لازم است مقادیر مطلق انحراف دما به کمک پراش دما استانداردسازی شوند. پراش ΔT_* روی کرنل ۳۱ روزه برای هر روز تقویمی به کمک رابطه‌ی ۳ به دست آمده و میانگین متحرک ۹ روزه سه بار بر روی آن اعمال می‌شود تا نوفه‌ها از بین برود.

$$\overline{\sigma^2(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1383} \sum_{j'=j-15}^{j+15} [\Delta T_*(i, j', n) - \overline{\Delta T(i, j')}]^2 \div 31N \quad (3)$$

$\overline{\Delta T_*(i, j)}$ میانگین انحراف دما روی کرنل ۳۱ روزه است و از رابطه‌ی ۴ بدست می‌آید.

$$\overline{\Delta T_*(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1383} \sum_{j'=j-15}^{j+15} \Delta T_*(i, j', n) \div 31N \quad (4)$$

سرانجام نمایه‌ی تفاضل دمای بهنجار شده (NTD) به کمک رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود.

$$x_*(i, j, n) = \Delta T_*(i, j, n) \div \overline{\sigma_*(i, j)} \quad (5)$$

که در آن $\overline{\sigma_*(i, j)} = \sqrt{\overline{\sigma^2_*(i, j)}}$ می‌باشد.

این نمایه برای ۷۱۸۷ پیکسل (شکل ۲) و بر روی هر پیکسل برای ۱۵۹۹۲ روز محاسبه شد؛ سپس برای هر یک از ۱۵۹۹۲ روز بررسی شده میانگین مکانی نمایه بر روی ایران و درصد مساحتی از ایران که نمایه زیر صفر داشته، استخراج شد. به این ترتیب یک آرایه‌ی $2 * 15992$ به دست آمد که بزرگی و گستره‌ی سرماهای ایران برای هر یک از روزهای بازه‌ی ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ را نشان می‌دهد. این آرایه را بر حسب مقادیر میانگین و گستره مرتب کرده و از بین ارقام این آرایه ۵۰۰ روز نخست که دمای ایران دست کم ۲ انحراف معیار از میانگین بلندمدت خود کمتر بود ($NTD < -2$) و گستره‌ی وسیعی از ایران را سرما فراگرفته بود، به عنوان نمونه برگزیده شد. به کمک روش تحلیل خوشه‌ای، انحراف به هنجار شده‌ی دمای ۷۱۸۷ پیکسل در ۵۰۰ روز برگزیده دسته‌بندی شد.

۳- یافته‌های پژوهش

همان‌طور که شکل ۳ نشان می‌دهد بیشتر سرماهای فرین ایران در ماه دی رخ می‌دهد. کمترین رخداد سرماهای فرین ایران در ماه خرداد و تیر است. شکل ۴ نمودار درختی ۷۱۸۷ پیکسل‌ای که ایران را می‌پوشاند و شکل ۵ نمودار درختی شش ناحیه‌ی دمای فرین سرد ایران را نشان می‌دهند. نتایج این پژوهش نشان داد که ایران را به لحاظ دماهای فرین سرد می‌توان به ۶ ناحیه‌ی متمایز دسته‌بندی کرد (شکل ۶). لانه‌گزینی نواحی دمای فرین سرد مختلف به نحوی بیانگر نحوه‌ی ورود و حاکمیت سامانه‌های مختلفی است که منجر به رخداد سرماهای فرین ایران می‌شود. با این که ناهمواری نقش بسیار مهمی در مقدار دمای نقاط مختلف ایران بازی می‌کند و به همین سبب نواحی دمایی ایران هماهنگی بسیار زیادی با پیکربندی ناهمواری‌ها دارد (مسعودیان و همکاران ۱۳۸۹: ۱۸۰)؛ اما نقش ناهمواری در مرزبندی نواحی دمای فرین ایران بیشتر محدود به سرماهای وزشی است. اگر در شکل شش به مرز میان نواحی دو، سه و پنج از یک سو با نواحی چهار و شش توجه کنیم درمی‌یابیم که مرز میان این نواحی بر محور زاگرس منطبق است. این آرایش جغرافیایی نواحی دمای فرین، نقش زاگرس را در پیش‌گیری از گسترش سرماهای وزشی آشکار می‌سازد؛ بنابر

این شکل شش، گواهی بر این ادعاست که سازوکارهای سرماهای فرین دوسوی زاگرس با یکدیگر متفاوتند. از سوی دیگر به دلیل جهت کشیدگی البرز نسبت به سامانه‌های همدیدی که سرماهای فرین بخش شمالی ایران را پدید می‌آورند، البرز و کوه‌های خراسان، دو ناحیه‌ی شمالی و مرکزی را از هم متمایز می‌سازند. اینک برخی از ویژگی‌های عمومی نواحی دمای فرین سرد ایران را بر می‌شماریم.

ناحیه‌ی شمالی: این ناحیه ده درصد از پهنه‌ی ایران را در بر دارد و در شمال، شمال غرب و شمال شرق کشور قرار دارد. قلمرو جغرافیایی این ناحیه نشان می‌دهد که سامانه‌هایی که موجب رخداد سرماهای فرین این ناحیه گردند توسط موانع کوهستانی محدود می‌شوند. میانگین انحراف به‌هنجارشده‌ی دما در این ناحیه برابر با $2/2$ - درجه سانتی‌گراد است. سامانه‌هایی که منجر به سرمای فرین این نواحی می‌شود، بیشتر از سیبری، اروپا یا به صورت ادغام این دو سامانه است. پیش از این نیز گنگ و هو چگونگی اثر سامانه‌ی پرفشار سیبری بر دما و بارش اوراسیا را نشان داده بودند (Gong and Ho, 2002). سردترین و فراگیرترین سرماهای این ناحیه در بهمن دیده شده است. در امرداد شدت سرماهای فرین به حداقل خود می‌رسد. در این ناحیه باوجود عرض جغرافیایی بالا و نزدیک بودن به سامانه‌های جوی که منجر به سرمای فرین می‌شوند، شدت سرمای فرین در مقایسه با ناحیه‌ی غربی زیاد نیست. به نظر می‌رسد قرار گرفتن در همسایگی دریا (تأثیر شرایط رطوبت جوی) منجر به تعدیل شدت برودت سرمای سامانه‌های جوی می‌شود (شکل ۷). در مطالعه‌ی منتشر نشده‌ای که نویسندگان بر روی شناسایی سامانه‌هایی که منجر به سرمای فرین می‌شود انجام دادند، تأثیر رطوبت جوی دریای خزر، بر شدت سرمای سامانه‌های جوی کاملاً آشکار است.

ناحیه‌ی غربی: این ناحیه در محدوده‌ی استان‌های کرمانشاه، کردستان، اراک، قم و همدان است و حدود ۱۶ درصد پهنه‌ی ایران را در بر دارد. میانگین انحراف به‌هنجارشده‌ی دما در این ناحیه برابر با $3/4$ - درجه سانتی‌گراد است. شدیدترین سرماهای فرین در پهنه‌ی ایران مربوط به این ناحیه است و این ناحیه از این جهت از دیگر نواحی کاملاً متمایز است. در این ناحیه انحراف به‌هنجارشده‌ی دما حدود یک درجه پایین‌تر از نواحی دیگر است. شدیدترین و فراگیرترین سرمای فرین این ناحیه در ماه دی رخ می‌دهد. در امرداد سرمای فرین به حداقل شدت خود می‌رسد. بطور کلی پراش سرمای فرین در ماه‌های مختلف سال نسبت به نواحی دیگر به بیشترین حد خود می‌رسد. در این ناحیه نیز سامانه‌هایی که منجر به سرمای فرین می‌شوند شامل سامانه‌ی پرفشار سیبری، پرفشار اروپایی و یا سامانه‌های ادغامی است. به نظر می‌رسد که دو عامل در شدت و برودت سرمای فرین در این ناحیه تأثیر داشته باشند. نخست فاصله گرفتن از تأثیر رطوبت جوی دریای خزر و دیگری عرض جغرافیایی بالا و نزدیکی به هسته‌های سامانه‌های پرفشار.

ناحیه‌ی جنوب غربی: این ناحیه بیشتر مناطق جنوب غرب کشور را شامل می‌شود و ۱۱ درصد از پهنه‌ی ایران را در بر دارد. میانگین انحراف به‌هنجارشده‌ی دما در این ناحیه برابر با $2/2$ - درجه سانتی‌گراد است. در ماه دی و فروردین شدیدترین و فراگیرترین سرمای فرین در این ناحیه رخ می‌دهد. شدت سرمای فرین در ماه شهریور و تیر به حداقل خود می‌رسد. رطوبت جوی ناشی از مجاورت با خلیج فارس و پایین بودن عرض جغرافیایی بر شدت سرمای فرین در این ناحیه تأثیر دارد.

ناحیه‌ی مرکزی: این ناحیه حدود ۲۵ درصد پهنه‌ی ایران را در بر دارد و شامل مناطق شمال شرق تا بخش‌های مرکزی کشور است. این ناحیه جهت شمال شرق - جنوب غربی دارد و در راستای جهت نفوذ سامانه‌ی پرفشار سیبری و پرفشار شمال دریای خزر است. میانگین انحراف به‌هنجارشده‌ی دما در این ناحیه

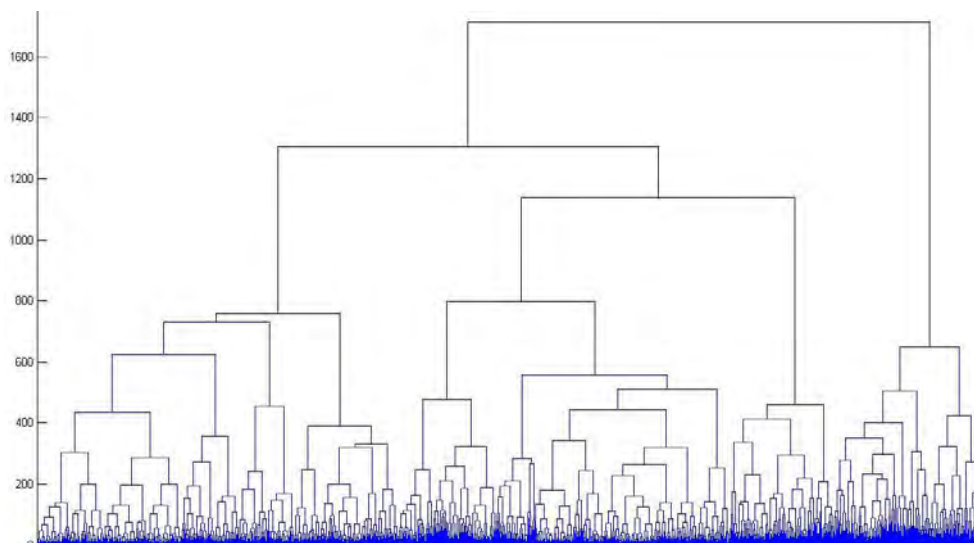
برابر با ۳- درجه‌ی سانتی‌گراد است. شدیدترین و فراگیرترین سرماهای فرین در این ناحیه در ماه تیر و شهریور رخ می‌دهد. سامانه‌ی پرفشار شمال دریای خزر نیز در همین ایام حاکمیت دارد. شدت سرمای فرین در این ناحیه در ماه آبان به حداقل خود می‌رسد. پراش سرمای فرین در ماه‌های مختلف سال نسبت به نواحی دیگر بسیار کم است. در بخش شمال شرق این ناحیه دارای شدت سرمای فرین بیشتری نسبت به بخش‌های مرکزی این ناحیه است. در این ناحیه همانند ناحیه‌ی شماره دو، فاصله گرفتن از دریا (رطوبت جوی دریای خزر) و نزدیک بودن به سامانه‌های پرفشار، دلیل شدت سرماهای فرین است. این ناحیه بیشتر تحت تأثیر سامانه‌ی جوی پرفشار سیبری و پرفشار شمال دریای خزر است. سامانه‌ی پرفشار سیبری با حرکت رو به غرب خود و سامانه‌ی پرفشار شمال دریای خزر که بیشتر در ایام گرم سال ایجاد می‌شود، منجر به سرماهای فرین در این ناحیه می‌شود.

ناحیه‌ی جنوبی: این ناحیه حدود یازده درصد پهنه‌ی ایران را در بر دارد و میانگین انحراف به‌هنجارشده‌ی دما در این ناحیه برابر با ۲/۱- درجه سانتی‌گراد است. این ناحیه در جنوب کشور قرار دارد. شدت سرمای فرین در این ناحیه در اردیبهشت به حداکثر و در بهمن و اسفند به حداقل خود می‌رسد. پراش سرمای فرین در ماه‌های مختلف سال کم است. سامانه‌ی پرفشار شمال دریای خزر در اردیبهشت به حداکثر شدت خود می‌رسد. البته ذکر این نکته لازم است که سامانه‌ی پرفشار سیبری و پرفشارهای مهاجر اروپایی نیز در ایجاد سرمای فرین این ناحیه تأثیر دارند. عرض جغرافیایی پایین و رطوبت جوی بر شدت سرماهای فرین این ناحیه تأثیر دارد. با فاصله گرفتن از دریا میزان شدت سرمای فرین افزایش می‌یابد (شکل ۷).

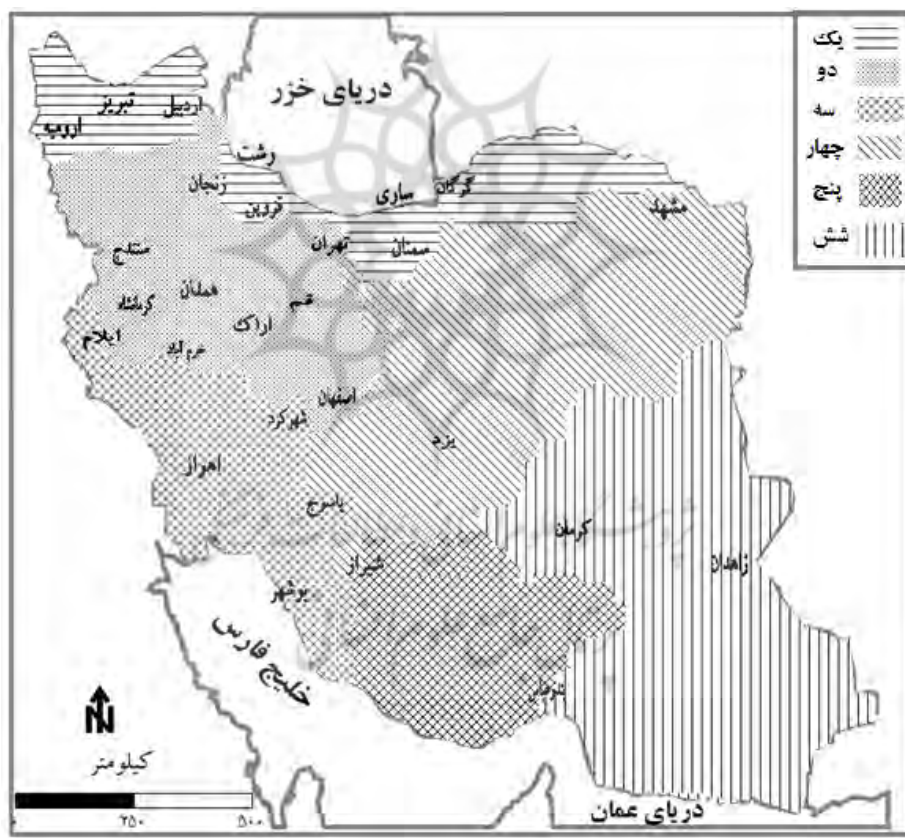
ناحیه‌ی شرقی: این ناحیه بخش‌های شرق و شمال شرق کشور را شامل می‌شود. شدت سرمای فرین در این ناحیه در ماه آذر به حداکثر خود می‌رسد. در امرداد شدت سرمای فرین به حداقل خود می‌رسد. این ناحیه ۲۷ درصد پهنه‌ی ایران را در بر گرفته و میانگین انحراف به‌هنجارشده‌ی دمای آن ۲/۲- درجه سانتی‌گراد است. با فاصله گرفتن از اثر رطوبتی دریای عمان شدت سرماهای فرین این ناحیه به حداکثر خود می‌رسد. سامانه‌هایی که منجر به سرمای فرین در این ناحیه می‌شوند بیشتر سامانه‌ی پرفشار سیبری و سامانه‌ی شمال دریای خزر است. این سامانه‌ها وقتی که به حداکثر شدت خود می‌رسند می‌توانند نواحی شمال شرق و شرق کشور را تحت تأثیر قرار دهند. پراش سرمای فرین این ناحیه در ماه‌های مختلف سال برابر با ۰/۴۴ است.



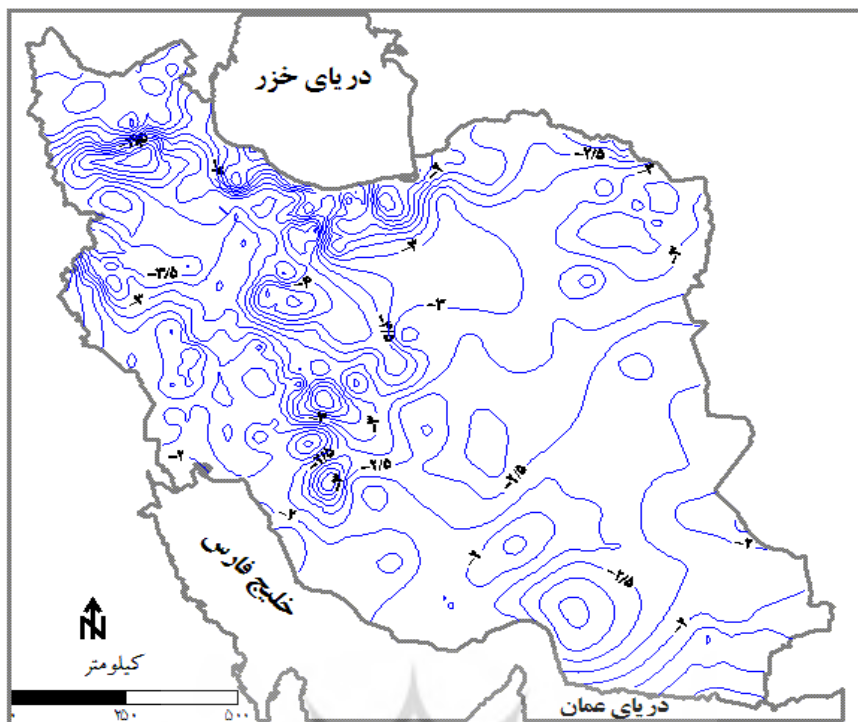
شکل ۳- درصد فراوانی ماهانه رخداد ۵۰۰ سرمای فرین بزرگ ایران



شکل ۴- نمودار درختی ۵۰۰ سرمای فرین ایران بر روی ۷۱۸۷ پیکسل



شکل ۶- نواحی دمای فرین سرد ایران



شکل ۷- میانگین انحراف به‌هنجارشده‌ی دما برای پهنه ایران در ۵۰۰ روز مورد بررسی

جدول ۱- ویژگی‌های نواحی دمای فرین سرد ایران

ناحیه	تعداد پیکسل‌ها	درصد پهنه	میانگین انحراف به‌هنجارشده‌ی دما
شمالی	۷۴۹	۱۰/۴	-۲/۲
غربی	۱۱۲۷	۱۵/۷	-۳/۴
جنوب‌غربی	۷۹۲	۱۱	-۲/۲
مرکزی	۱۷۷۹	۲۴/۸	-۳
جنوبی	۷۸۵	۱۰/۹	-۲/۱
شرقی	۱۹۵۵	۲۷/۲	-۲/۲

جدول ۲- میانگین انحراف به‌هنجارشده‌ی دمای نواحی دمای فرین سرد ایران در ماه‌های مختلف سال

ناحیه	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	پرش
شمالی	-۲	-۱/۵۶	-۱/۵	-۲	-۱/۴	-۲	-۲/۱	-۲/۲	-۲	-۲/۳	-۲/۷	-۲/۲	۰/۳۶
غربی	-۲/۷	-۱/۸	-۱/۶	-۲	-۱/۴	-۲/۶	-۲/۶	-۲/۵	-۲/۹	-۴/۵	-۴	-۳/۴	۰/۹۳
جنوب‌غربی	-۲/۷	-۲/۱	-۱/۸	-۱	-۱/۱	-۱	-۲/۱	-۲/۶	-۱/۹	-۲/۸	-۲/۲	-۱/۹	۰/۶۳
مرکزی	-۲/۵	-۲/۷	-۲/۵	-۳/۵	-۲/۸	-۳/۴	-۳/۲	-۲/۳	-۳	-۳	-۳	-۳	۰/۳۶
جنوبی	-۲/۴	-۳	-۲	-۱/۷	-۲/۵	-۲/۴	-۲	-۲	-۲	-۲/۲	-۱/۸	-۱/۸	۰/۳۷
شرقی	-۱/۷	-۲/۲	-۲/۵	-۱/۴	-۲/۷	-۲/۳	-۱/۹	-۱/۸	-۲/۸	-۲/۴	-۱/۹	-۲/۲	۰/۴۲

۴- نتیجه گیری

ایران کشوری پهناور است و از همین رو سامانه‌های جوی مختلفی آن را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند. اندرکنش بین سامانه‌های جوی مختلف با ویژگی‌های ثابت محلی، مانند دوری و نزدیکی به توده‌های بزرگ آب و پیکربندی ناهمواری، در دراز مدت منجر به شکل‌گیری اقلیم می‌شود. ناحیه‌بندی اقلیمی و پارامترهای اقلیمی توسط محققان فراوانی با اهداف متفاوت انجام شده است. ناحیه‌بندی اقلیمی بر مبنای پارامترهای اقلیمی متفاوت صورت می‌گیرد و این گونه پژوهش‌ها برای مدیریت و برنامه‌ریزی بهتر منابع و محیط ضروری به نظر می‌رسد. یکی از مهم‌ترین جنبه‌های اقلیم، بویژه با توجه به اثر آن بر جامعه و محیط، رخدادهای فرین اقلیمی است. انسان و محیط، خود را با شرایط متعادل و میانگین جوی سازگار کرده‌اند و کوچک‌ترین تغییر در شرایط متعارف، منجر به بروز مشکلات فراوانی می‌شود. در این پژوهش با استفاده از نمایه‌ی انحراف به‌هنگار شده‌ی دما، روزهای همراه با سرمای فرین ایران شناسایی شد. انجام تحلیل خوشه‌ای بر روی روزهای فرین سرد ایران، نشان داد که ایران را می‌توان به شش ناحیه‌ی دمای فرین سرد طبقه‌بندی کرد. نواحی بدست آمده به نحوی حاکمیت سامانه‌ها مختلف در ایجاد سرماهای فرین را نشان می‌دهند. سامانه‌های پرفشار سیبری، اروپایی، شمال دریای خزر به صورت منفرد یا ادغامی منجر به رخداد سرماهای فرین ایران می‌شوند. این سامانه‌ها هر کدام در ماه‌های خاصی از سال بیشترین رخداد را داشته و به حداکثر شدت خود می‌رسند. بسته به زمان و شدت رخداد هر کدام از سامانه‌ها، مناطق همگن رخداد سرماهای فرین در ایران شکل می‌گیرد. با این که نواحی سرماهای فرین در تمام ماه‌های سال، رخداد سرماهای فرین را نشان می‌دهند اما در برخی از ماه‌های سال رخداد سرماهای فرین به حداکثر شدت خود می‌رسد؛ این خود بیانگر حاکمیت سامانه‌هایی است که در این ماه‌ها بیشترین شدت و فراوانی رخداد را دارند. ناحیه‌ی شمالی مناطق شمال‌غرب، شمال و شمال‌شرق کشور را شامل می‌شود. نقش دریای خزر و رطوبت جوی ناشی از آن در تعدیل سرمای سامانه‌ها، بسیار حائز اهمیت است. ناحیه‌ی دو، سخت‌ترین سرماهای ایران را تجربه کرده است. این ناحیه در محدوده‌ی استان‌های غربی کشور است. میانگین انحراف به‌هنگار شده‌ی دمای این ناحیه برابر با $3/4$ - درجه سانتی‌گراد است که در مقایسه با نواحی دیگر از شدت زیادی برخوردار است. به نظر می‌رسد که دلیل این امر فاصله گرفتن از دریا (خشک بودن جو)، عرض جغرافیایی و نزدیک بودن به مرکز سامانه‌هایی است که منجر به شکل‌گیری سرماهای فرین ایران می‌شوند. ناحیه‌ی مرکزی نیز تقریباً دارای چنین ویژگی‌هایی است. در ناحیه مرکزی و جنوبی شدت سرماهای فرین با وجود رخداد سرمای فرین در ماه‌های سرد سال، در ماه‌های گرم سال به اوج خود می‌رسد. این واقعیت بیانگر حاکمیت سامانه‌ها و سازوکارهایی است که در فصل گرم سال بیشترین فراوانی را دارند. ناحیه‌ی شرقی نیز تقریباً دارای شرایطی مشابه است. لازم به ذکر است که در نواحی نزدیک به دریا شدت سرما به حداقل خود می‌رسد. در نواحی یاد شده نیز این نکته صادق است.

۵- فهرست منابع

- براتی، غلامرضا و موسوی، سیدشفیعی (۱۳۸۴)، جابجایی مکانی موج های زمستانی گرما در ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۵، صص ۴۱-۵۲.
- حیدری حسن و علیجانی، بهلول (۱۳۷۸)، طبقه‌بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیک‌های آماری چند متغیره، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۷، صص ۷۴-۵۷.
- خلیلی، علی (۱۳۷۸)، تحلیل سه بعدی درجه روزهای گرمایش و سرماییش در گستره ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، شماره ۵۵-۵۴، صص ۱۹-۷.
- خلیلی، علی (۱۳۸۳)، تدوین یک سامانه جدید پهنه بندی اقلیمی از دیدگاه نیازهای گرمایش - سرماییش محیط و اعمال آن بر گستره ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، شماره ۷۵، صص ۱۵-۵.
- شیرغلامی، هادی و قهرمان، بیژن (۱۳۸۴)، بررسی روند تغییرات دمای متوسط سالانه در ایران، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد ۹، شماره ۱، صص ۲۵-۹.
- عساکره، حسین (۱۳۸۰)، تجزیه و تحلیل آماری اقلیمی سربهای زمانی دما در ایران، رساله‌ی دکتری، دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۲)، تحلیل ساختار دمای ماهانه ایران، مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان، جلد پانزدهم، شماره ۲ و ۱، صص ۹۶-۸۷.
- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۲)، نواحی اقلیمی ایران، مجله جغرافیا و توسعه، ۱۷۱-۱۸۴.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴)، بررسی روند دمای ایران در نیم سده گذشته، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۴، صص ۴۵-۲۹.
- مسعودیان، سیدابوالفضل، حمیده زینالی و رحیم حجتی‌زاده (۱۳۸۹)، نواحی دمایی ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۸۹، ۱۷۱-۱۸۴.
- Anyadyke, R. N. C., 1987, **A multivariate classification and regionalization of West African climates**, Journal of Climatology, vol. 7, pp.157-164.
- Brown, B. G., and R.W. Katz, 1993, **Regional analysis of temperature extreme: spatial analog for climate change?**, journal of climate, vol, 8, pp. 108-119.
- Bunkers, M. J., J. R. Miller Jr., and A. T. DeGaetano, 1996, **Definition of climate regions in the northern Plains using an objective clustermodification technique**, J. Climate, Vol. 9, pp.130-146.
- Christidis, N., P. A. Stott, S. Brown, G. C. Hegerl, and J. Caesar, 2005, **Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century**, Geophys. Res. Lett., 32, L20716, doi:10.1029/ 2005GL023885.
- Diffenbaugh, N. S., J. L. Bell., and L. C. Sloan, 2006, **Simulated changes in extreme temperature and precipitation events at 6 ka**, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 236, pp. 151-168.
- Dixit, P. N., and D. Chen, 2010, **Farm-scale zoning of extreme temperatures in Southern, Mallee**, Victoria, Australia, biosy stems engineering, Vol,105, pp. 198- 204.
- Fovell, R. G., 1992, **Problems associated with the inclusion of redundant and irrelevant variables in cluster analysis**. Proc. 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, Natl. Oceanic Atmos. Admin, pp. 380-383.
- Fujibe, F., Yamazaki, N., Kobayashi K., and Nakamigawa H., 2007, **long-term changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan**, papers in Meterology and Geophysics, Vol 58, pp.63-72.

- Gadgil, S., and N. V. Joshi, 1983, **Climatic clusters of the Indian region**. *J. Climatol*, Vol. 3, pp. 47–63.
- Gong, D.Y., Ho C.H., 2002, **Siberian high and climate change over middle to high latitude Asia**. *Theoretical and Applied climatology* 72:pp.1-9
- Huth, R., J. Kyselý, and L. Pokorná., 2000, **A GCM Simulation of Heat Waves, Dry Spells, and Their Relationship to Circulation**. *Climatic Change*, Vol.46, pp.29-60.
- Jinhu, Yang, Ren Chuanyou, Jiang Zhihong, 2008, **Characteristics of Extreme Temperature Event and Its Response to Regional Warming in Northwest China in Past 45 Years**, *Chin. Geogra. Sci.*, Vol.18, No.1, pp.1070-1076.
- Klein Tank, A.M.G., G. P. Konnen, and F. M. Selten, 2005, **Signals of anthropogenic influence on European warming as seen in the trend patterns of daily temperature variance**, *Int. J. Climato.*, 25,pp. 1 – 16.
- Koppen, W., 1923, **Die Klimate der Erde. Grundriß der Klimakunde**. - de Gruyter Berlin u. Leipzig, 369 pp.
- Meehl, G. A., and C. Tebaldi, 2004, **More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century**, *Science*, 305, 994–997.
- Ronberg, B., and W.C. Wang, 1987, **Climate patterns derived from Chinese proxy precipitation records: An evaluation of the station networks and statistical techniques**, *J. Climatol*, Vol. 7,pp. 391–416.
- Schar, C., P. L. Vidale, D. Luthi, C. Frei, C. Haberli, M. A. Liniger, and C. Appenzeller, 2004, **The role of increasing temperature variability in European summer heat waves**, *Nature*, Vol.427,pp. 332– 336.
- Steiner, D., 1965, **A multivariate statistical approach to climate regionalization and classification**, *Tijdsch. K. Ned. Aardrijkskundig Genootschap*, Vol.82,pp. 329–347.
- Stott, P., D. Stone, and M. Allen, 2004, **Human contribution to the European heat wave of 2003**, *Nature*, Vol.432,pp. 610–614.
- Thornthwaite, C.W., 1931, **The climates of North America, according to a new classification**, *Geogr. Rev*, Vol. 21, pp.633–655.
- Wagner, R., 1996, **Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic**, *J. Geophys. Res*, Vol. 101. No.16, 683–694.
- Weisheimer, A., and T. N. Palmer, 2005, **Changing frequency of occurrence of extreme seasonal temperatures under global warming**, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20721, doi:10.1029/2005GL023365.
- Xu, Ying, Chonghai Xu, Xuejie Gao, Yong Luo, 2009, **Projected changes in temperature and precipitation extremes over the Yangtze River Basin of China in the 21st century**, *Quaternary International*, Vol, 208, pp. 44–52.
- You, Q.; Kang, S.; Pepin, N.; Flugel, W.A.; Sanchez-lorenzo, A.; Yan, Y. and Zhang, Y., 2010, **Climate warming and associated changes in atmospheric circulation in the eastern and central Tibetan Plateau from a homogenized dataset**, *Global and Planetary Change*, vol, 72, pp.11–24.