فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۰، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۴، شماره پیاپی ۱۱۸

محمد دارند، استادیار آب و هواشناسی، دانشگاه کردستان
سیّد ابوالفضل مسعودیان، استاد آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان

M. Darand, Ph.D
S. A. Masoodian, Ph.D

E-mail: m.darand@uok.ac.ir

شماره مقاله: ۱۰۳۶ صص: ۱۲۰-۱۰۵
وصول: ۹۳/۵/۵ پذیرش: ۹۴/۱/۲۵

شناسایی و تحلیل الگوهای ناهنجاری ضخامت سرماهای فرین ایران زمین (طی بازۀ زمانی ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳)

چکیده

برای انجام این پژوهش، از داده‌های روزانۀ میانگین دمای پایگاه داده یاخته‌ای اسفزاری ایران زمین، طی بازۀ زمانی ۱۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱استفاده شد. برای شناسایی سرماهای فرین ایران زمین از نمایه فوجیبه یا نمایه بهنجار شدۀ دما[1](NTD) بهره بردیم. سپس نمایه بر حسب بزرگی و گستره مرتب شد و ۵۰۰ روز که شدیدترین و فراگیرترین سرماهای ایران بودند، برای تحلیل انتخاب شدند. داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل برای دو تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال طی بازۀ زمانی یاد شده از تارنمای www.esrl.noaa.gov مربوط به آزمایشگاه پژوهش‌های سامانۀ زمین وابسته به سازمان هواشناسی و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده امریکا برداشت شد. سپس برای روزهای برگزیده شده ناهنجاری ضخامت محاسبه شد و به کمک تحلیل خوشه‌ای با روش ادغام وارد داده‌های مربوط به ناهنجاری ضخامت جو دسته‌بندی شدند. همزمان با رخداد هر الگو نقشۀ مربوط به میانگین ضخامت و ناهنجاری دمای مطلق ایران ترسیم شد. یافته‌های این پژوهش نشان داد که هنگام رخداد سرماهای فرین ایران پنج الگوی ناهنجاری متفاوت در ضخامت جو دیده می‌شود. پاسخ ناهنجاری دمای مطلق ایران زمین به الگوهای شناخته شده متفاوت است. شدیدترین سرماهای فرین ایران زمین هنگامی رخ می‌دهد که بر روی سیبری و شمال شرق ایران هسته بسیار قوی ناهنجاری منفی و بر روی دریای بارنتز،گروئنلند و اروپا ناهنجاری مثبت ضخامت جو دیده می‌شود. میانگین ناهنجاری دمای مطلق ایران زمین هنگام رخداد چنین الگویی ۵/۹- درجۀ سانتی‌گراد است.

واژه‌های کلیدی: سرماهای فرین، ضخامت، ناهنجاری، ایران.

مقدمه

آگاهی و دانش در مورد تغییرپذیری اقلیم در مقیاس منطقه‌ای و بسامد رخدادهای فرین، امری بسیار مهم برای ارزیابی اثرهای آنها بر زیست‌بوم‌ها، اقتصاد و جامعه است(ماهراس[2] و همکاران، ۲۰۰۶ :۱۶۱). یکی از مهم‌ترین اهداف

1-Normalized Temperature Deviation
2- Maheras

پژوهش‌های آب و هواشناسی اخیر، شناسایی رخدادهای فرین دماست(دیگایتانو و آلن[1] ۲۰۰۲، یان[2] و همکاران، ۲۰۰۲؛ دومونکوس[3] و همکاران، ۲۰۰۳ و ریو[4] و همکاران، ۲۰۰۴). رخدادهای فرین دمایی به عنوان نمایه‌هایی از تغییر اقلیم در نظر گرفته شده و در فهرست نمایه‌ها برای واکاوی تغییر اقلیم گنجانده شده‌اند؛ زیرا اخیراً شواهد نشان می‌دهد که ارتباط و پیوند معناداری بین گرمایش اقلیم جهانی و رخنمود فرین‌های دمایی وجود دارد(دیولیری[5] و همکاران،۲۰۱۱ و ۱۹۵۰). بنیادی‌ترین فرض آب و هوا شناسی همدید این است که گردش‌های جوی، تعیین‌کننده‌ترین عامل وضع محیط سطحی هستند. پیداکردن روابط میان گردش‌های جوی با محیط سطحی، هدف اصلی آب و هوا شناسی همدید است(یارنال،۱۳۸۵ :۱۵). نقشه‌های ضخامت یکی از مهم‌ترین نقشه های جو بالا و همدیدی است که در آب و هواشناسی همدید به منظور انجام پیش‌بینی استفاده می‌شود(امیدوار، ۱۳۸۹: ۸۱). نقشه‌های ضخامت جوی علاوه بر نمایش سردی و گرمی هوای اتمسفر جابه‌جایی توده‌های هوای سرد و گرم را هم نشان می‌دهند. تغییرات ضخامت جو ممکن است بر اثر فرارفت توده هواهای بیرونی، صعود و نزول دینامیک هوا و یا گرمایش و سرمایش سطح زمین اتفاق بیفتد(علیجانی،۱۳۸۵: ۵۳). خطوط بسته با کمترین ضخامت، محل تمرکز سردترین هوای منطقه است که منطبق بر مرکز کم‌فشار در سطح زمین و سطوح بالای جو هستند. خطوط بسته با بیشترین ضخامت نیز محل تمرکز گرمترین هوای منطقه هستند و با مرکز فشار زیاد سطح زمین و سطوح بالای جو همراهند. به بیانی دیگر، به کمک خطوط هم‌ضخامت می‌توان محل تمرکز هوای سرد یا گرم و یا زبانه‌ای از تمرکز هوای سرد یا گرم را مشخص کرد(قائمی، ۱۳۸۶ :۴۵۰-۴۵۱). ژانگ[6] و همکاران(۲۰۰۰ :۹۲۰) در مطالعه‌ای نشان دادند که ضخامت جو بر تابش موج بلند پایین‌سوی جوی و ذوب برف تأثیر بسزایی دارد. نتایج ایشان نشان داد که در ضخامت ۴۸۵۰ متری حدود ۱۳۰ وات بر مترمربع و در ضخامت ۵۴۵۰ متری ۲۸۰ وات بر متر مربع تابش موج بلند روبه پایین اتفاق می‌افتد. کیسلی[7](۲۰۰۲ :۳۳) و دومونکوس و همکاران(۲۰۰۳ :۹۸۷) بر این باورند که ارتباط قوی و معنی‌داری بین فرین‌های دما و تغییرات بسامد الگوهای گردشی که هیز-بروزوسکی برای اروپای مرکزی مشخص کرده بود، وجود دارد. هوسوس[8] و همکاران(۲۰۰۸ :۵) برای شناسایی الگوهای گردشی مرتبط با بارش‌های فرین یونان، داده‌های ضخامت جو را در روزهای رخداد همراه با بارش فرین طبقه‌بندی کردند. سرانجام ۹ الگوی گردشی ضخامت جوی را شناسایی کردند. عزیزی و همکاران(۱۳۸۸ :۱) طی مقاله-ای موج سرمای شدید دی‌ماه سال ۱۳۸۶ ایران را به کمک بررسی ساختار ضخامت جو و فرارفت هوا بررسی کردند. ساندرس و دیویس[9](۱۹۸۸: ۲۷۲۵) الگوهای ناهنجاری ضخامت جو را هنگام رخداد چرخندزایی نیمه غربی بخش‌های مرکزی اقیانوس اطلس شمالی بررسی کردند. استروث ولف[10](۱۹۹۵،۱۶۰) دمای بیشینه را به کمک یک روش تعدیل شده ضخامت جوی لایه بین ۷۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال پیش‌بینی کرد. وی ادعا می‌کند روش به‌کار گرفته شده کارایی

1- DeGaetano and Allen
2- Yan
3- Domonkos
4- Ryoo
5- Duliere
6- Zhang
7- Kysely
8- Houssos
9- Sanders and Davis
10- Struthwolf

بسیار مناسبی دارد. جان کیسلی[1] (۲۰۰۷،۶۸۹) ارتباط الگوهای گردشی غالب جوی اروپا را با رخداد و سختی دماهای فرین بررسی کرد و نشان داد که ارتباط معنی‌داری بین تیپ‌های گردشی با موج‌های گرما و سرما وجود دارد. الگوهای گردشی غالب با ناهنجاری‌های دمایی و رخداد و شدت دماهای فرین ارتباط دارد. تشدید ناهنجاری‌ها در اثر داوم بیشتر الگوهای گردشی در فصل گرم نسبت به الگوهای گردشی فصل سرما اهمیت بیشتری دارند. بونکرس[2] و همکاران(۲۰۱۰: ۷۹۹) ارتباط بین دمای لایه ۷۰۰ هکتوپاسکالی را با رخداد پدیده‌های فرین و شدید گزارش شده بر روی ایالات متحده بررسی کردند. اوسترنول[3] و همکاران(۲۰۱۰ :۴۲۹) مقادیر فرین دما در لهستان را براساس طبقه‌بندی‌های مختلف گردش جوی مطالعه کردند. نتایج آنها نشان داد که در تابستان الگوهای گردشی که همراه با فراز واچرخندی بودند، عامل گرماهای فرین و در زمستان دماهای فرین پایین بر اثر الگوی گردشی واچرخندی که همراه با جریان‌های شرقی بود، همراه بود. پژوهش‌های دیگری نیز انجام شده است که از الگوهای ضخامت جو برای توجیه رخنمود فرین‌های بارشی بهره گرفته‌اند. برای نمونه، می‌توان به پژوهش‌های محمدی(۱۳۸۷)، حسینی(۱۳۸۸)، حلبیان و حسینعلی پورجزی(۱۳۹۱) و هو[4] و همکاران(۲۰۱۰) اشاره کرد. هدف این پژوهش، شناسایی الگوهای ناهنجاری‌های ضخامت جو هنگام رخداد سرماهای فرین ایران زمین است.

داده ها و روش پژوهش

در همهٔ مطالعات همدید، دو رویکرد اصلی برای طبقه‌بندی وجود دارد: رویکرد گردشی به محیطی و رویکرد محیطی به گردشی(یارنال، ۱۳۸۵). روش تحقیق در این پژوهش، روش محیطی به گردشی است. آمار روزانهٔ میانگین دمای درون‌یابی شده به کمک ۶۶۳ پیمونگاه همدید و آب و هوای طی بازه زمانی ۱۳۴۰/۱/۱ تا۱۰/۱۱/ ۱۳۸۳برابر با ۱۵۹۹۲ روز[5] و داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در همین بازه زمانی داده‌های این پژوهش را تشکیل می‌دهند. ابتدا به کمک نمایه فوجیبه[6](۲۰۰۷) روزهای همراه با سرماهای سخت و فراگیر ایران شناخته شدند(برای آگاهی بیشتر در مورد نحوه محاسبه شاخص به مسعودیان و دارند(۱۳۸۹) مراجعه کنید). بعد از به‌دست آوردن میزان شدت شاخص و گستره آن بر روی ایران برای همه روزها در بازهٔ زمانی مورد مطالعه، ۵۰۰ روز که شدیدترین و گسترده‌ترین سرماهای فرین ایران بودند، انتخاب شدند. جدول(۱) نتایج محاسبات را نشان می‌دهد.

1-Jan Kysely
2-Bunkers
3- Ustrnul
4- Hou

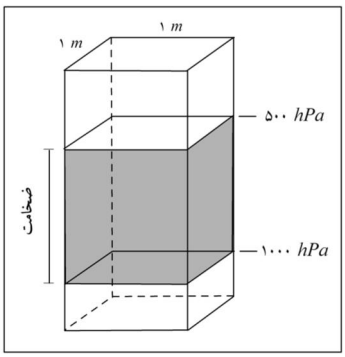
۵- داده‌های میانگین دمای درون‌یابی شده از پایگاه داده اسفزاری که توسط سید ابوالفضل مسعودیان تهیه شده، استخراج شده است.

6- Fujibe

جدول۱) مقادیر نمایه بهنجارشدهٔ دما و گستره آن بر روی پهنه ایران در ۵۰۰ روز انتخاب شده

ردیف	سال	ماه	روز	سال	ماه	روز	نمایه	گستره
	خورشیدی			میلادی			فومیاکی	ایران
۱	۱۳۵۱	۱۰	۵	۱۹۷۲	۱۲	۲۶	-۵/۳	۹۵/۴
۲	۱۳۵۱	۱۰	۵	۱۹۷۲	۱۲	۲۷	-۵/۱	۹۴/۵
۳	۱۳۴۲	۱۰	۳۰	۱۹۶۴	۱	۲۰	-۵	۹۵
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۴۹۸	۱۳۵۶	۸	۳	۱۹۷۷	۱۰	۲۵	-۱/۹	۴۷/۸
۴۹۹	۱۳۶۰	۱	۱۳	۱۹۸۱	۴	۲	-۱/۹	۵۱/۴
۵۰۰	۱۳۷۲	۱۲	۱	۱۹۹۴	۲	۲۰	-۱/۹	۴۶/۱

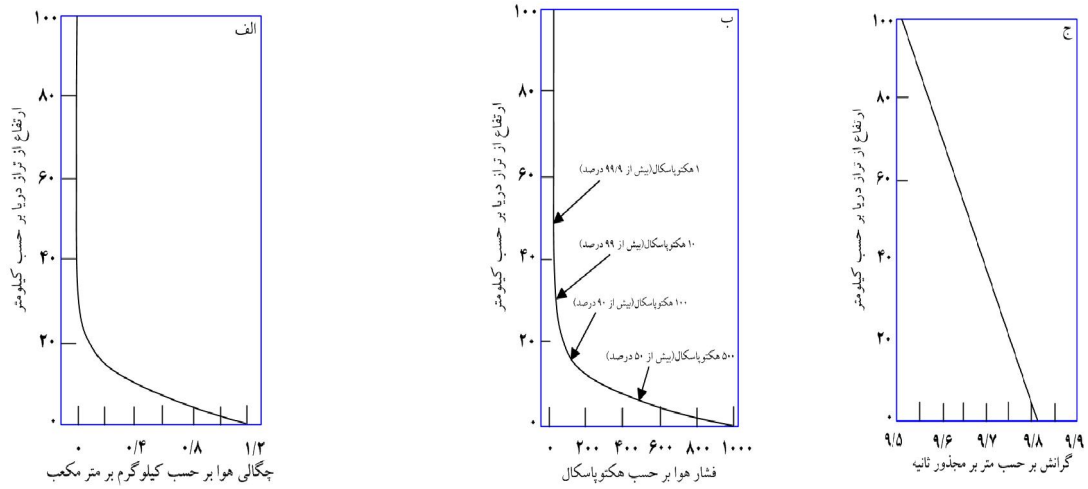
داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز از تارنمای www.esrl.noaa.gov مربوط به آزمایشگاه پژوهش‌های سامانهٔ زمین وابسته به سازمان هواشناسی و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده امریکا برداشت شد. الگوهای ناهنجاری ضخامت جوی لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۵۰۰ روز انتخاب شده محاسبه و در نهایت، به کمک تحلیل خوشه‌ای با روش ادغام وارد طبقه‌بندی شدند. میانگین ضخامت جو و ناهنجاری دمای مطلق ایران هنگام رخداد هر الگو نیز محاسبه و ترسیم شد. ستونی از جو را که بین تراز فشار۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال محصور است، در نظر بگیرید(شکل ۱). چون فشار برابر نیرو بر واحد سطح است، در واقع آن مقدار از جرم جو بر روی شکل مشخص شده که توانسته است فشاری برابر ۵۰۰ هکتوپاسکال ایجاد کند. این تکه از جو همواره جرم ثابتی دارد؛ خواه بین ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال باشد یا بین ۸۱۲ تا ۳۱۲ هکتوپاسکال(مارتین، ۱۳۸۸: ۵۹-۶۱).



شکل ۱) مقدار جرم واقع میان هر دو تراز هم‌فشار دلخواه صرف‌نظر از ضخامت لایه همواره ثابت است ولی با تغییر دما حجم آن تغییر می‌کند(مارتین، ۱۳۸۸ :۶۰)

گرچه جرم نظیر ستونی از هوا که فشار آن ۵۰۰ هکتوپاسکال باشد، ثابت است؛ اما ضخامت آن متغیر است. مسافت هندسی فاصل میان دو تراز هم‌فشار را ضخامت می‌نامند. روشن است که با تغییر ضخامت، حجم ستون هوا نیز تغییر

خواهد کرد و طبیعی است که با تغییر حجم، چگالی نیز تغییر می‌کند. با افزایش ارتفاع میزان چگالی، از فشار و گرانش کاسته می‌شود(شکل ۲).



شکل۲) تغییرات چگالی هوا(الف)، فشار هوا(ب) و گرانش (ج) با ارتفاع در ترازهای پایین جو (جاکوبسون[1]،۲۰۰۵)

تعادل بین نیروی شیو تغییرات فشار در راستای عمودی و نیروی گرانش بر پایه رابطه زیر استوار است که معادله هیدرواستاتیک نام دارد.

$$\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dz} = g \qquad (۱$$

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \qquad (۲$$

$$dp = -\rho g dz \qquad (۳$$

در عمل، اندازه‌گیری چگالی در جو بسیار پیچیده‌تر از اندازه‌گیری فشار یا دماست. بنابراین، می‌توان این کمیت را با ترکیب معادله هیدرواستاتیک با معادله گاز ایده‌آل حذف و از محاسبه آن صرفنظر کرد؛ بنابراین:

$$dp = -\frac{p}{R_d T} g dz \qquad (۴$$

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d T} dz \qquad (۵$$

$$\ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right) = -\int_0^{\bar{z}} \frac{g}{R_d T} dz \qquad (۶$$

برای به‌دست آوردن ضخامت لایه از رابطه زیر استفاده می‌شود:

1- Jacobson

$$\frac{R_d \bar{T}_v}{g} \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right) = z_2 - z_1 = dz \quad (۷$$

R_d ثابت گاز برای هوای خشک برابر با $287\ jkg^{-1}k^{-1}$ و T_v دمای لایه بین دو تراز فشار p_1 و p_2 $(p_1 > p_2)$ که در ارتفاع z_1 و z_2 $(z_2 > z_1)$ و g میانگین سیاره‌ای نیروی گرانی در تراز دریاست $(9/81 m \cdot s^{-2})$. این رابطه را معادله فرازسنجی می‌نامند(همان منبع). همان‌طور که ملاحظه می‌شود، ضخامت لایه‌ای از جو که بین دو تراز فشار ثابت قرار گرفته باشد، مستقیماً متناسب با دمای لایه است؛ زیرا در رابطه بالا تمامی مقادیر به جز T_v (دمای لایه) ثابت است.

یافته‌های پژوهش

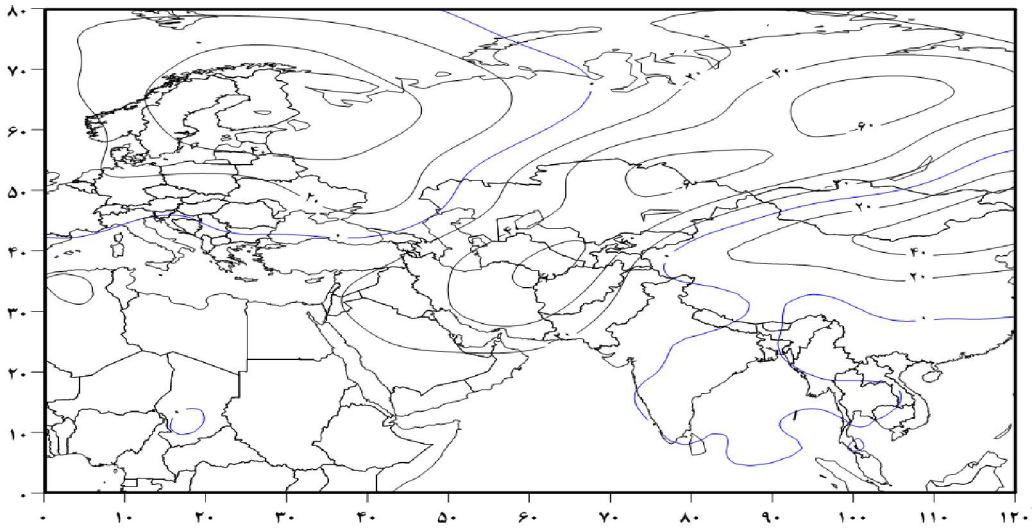
نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد نشان داد که پنج الگوی متفاوت ناهنجاری ضخامت جو هنگام رخداد سرماهای فرین ایران دیده می‌شود.

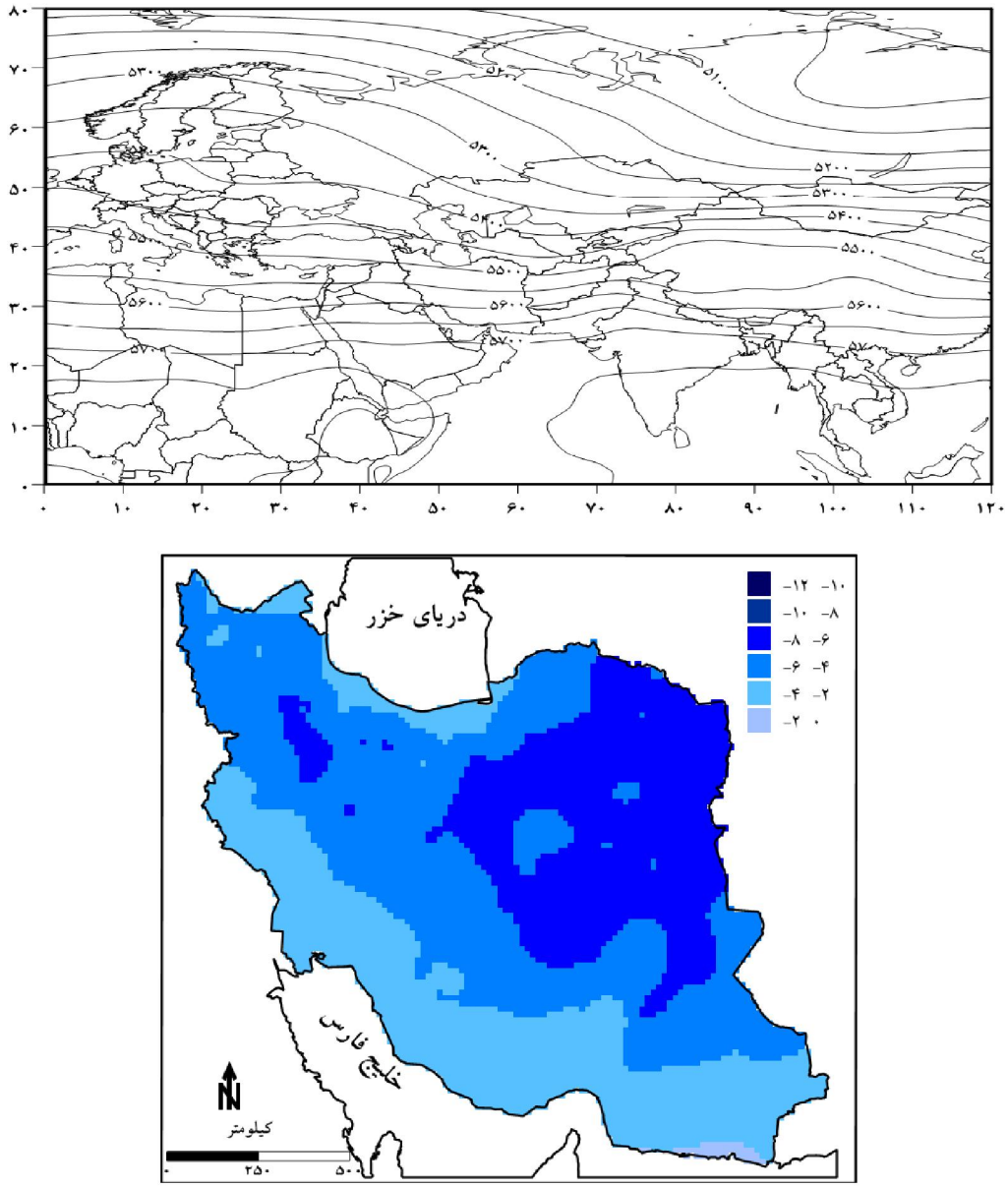
الگوی یک: در این الگو سه مرکز ناهنجاری منفی ضخامت جو بر روی روسیه، قزاقستان و شمال شرق ایران دیده می‌شود. مرکز ناهنجاری منفی ضخامت بر روی مناطق یاد شده، حدود۶۰ متر است. بر روی شمال اروپا یک مرکز ناهنجاری مثبت ضخامت شکل گرفته است. نقشه مربوط به میانگین ضخامت این الگو نیز هماهنگ با نقشهٔ ناهنجاری نشان می‌دهد که بر روی شمال اروپا یک پرارتفاع(فراز) قوی و یک کم‌ارتفاع(ناوه) بسیار قوی بر روی روسیه تا شمال شرق ایران دیده می‌شود. محور ناوه ضخامت جو در این الگو بر روی شمال شرق و شرق ایران قرار دارد. ناوه یاد شده بیانگر ریزش هوای سرد عرض‌های بالا توسط پرارتفاع قوی روی اروپاست که در بخش شرقی خود هوای سرد را به سمت بخش‌های شرقی ایران گسیل کرده است. نقشه مربوط به ناهنجاری دمای مطلق ایران هنگام رخداد این الگو نشان می‌دهد که بر روی نیمه شرقی کشور که ناهنجاری ضخامت جو منفی است و محور ناوه از آن جا عبور می‌کند، شدت ناهنجاری دمای مطلق به اوج خود می‌رسد. بر روی شمال شرق کشور ناهنجاری دمای مطلق به ۶- تا ۸- درجهٔ سانتی‌گراد رسیده است. در بین پنج الگوی شناسایی شده، این الگو پربسامدترین الگوست و مسؤول ۳۵ درصد رخداد سرماهای فرین ایران است. بیشترین فراوانی رخداد آن مربوط به برج‌های دی و اسفند است. نسبت به دیگر الگوهای ضخامت، این الگو در همه برج‌های سال دیده می‌شود. در فصل گرم سال فراوانی رخداد آن اندک است. میانگین ناهنجاری مطلق دمای ایران هنگام رخداد این الگو ۴/۸- درجهٔ سانتی‌گراد است. با اینکه این الگو بیشترین فراوانی را دارد؛ ولی نسبت به الگوهای دیگر ناهنجاری منفی دمایی کمتری را ایجاد می‌کند.

الگوی دوم: در این الگو بر روی غرب روسیه تا نیمه شمالی ایران یک مرکز ناهنجاری منفی بسیار قوی دیده می‌شود. هسته مرکزی این ناهنجاری منفی به ۸۰ متر می‌رسد؛ درحالی‌که بر روی سیبری و غرب اروپا دو مرکز ناهنجاری مثبت ضخامت دیده می‌شود. بر روی سیبری ناهنجاری قوی‌تر است و به ۱۰۰ متر می‌رسد. نقشه ترکیبی ضخامت جو هنگام رخداد این الگو نیز به‌خوبی نشان می‌دهد که بر روی سیبری و غرب اروپا فراز یا پشته قوی دیده می‌شود. ریزش هوا در بخش شرقی پشته‌ها به تقویت پرفشارهای حرارتی سطح زمین بر روی مناطق یاد شده منجر می‌شوند و زبانه‌های پرفشارهای سطحی به رخداد سرما و ناهنجاری دمای مطلق در شمال غرب و شمال شرق کشور منجر

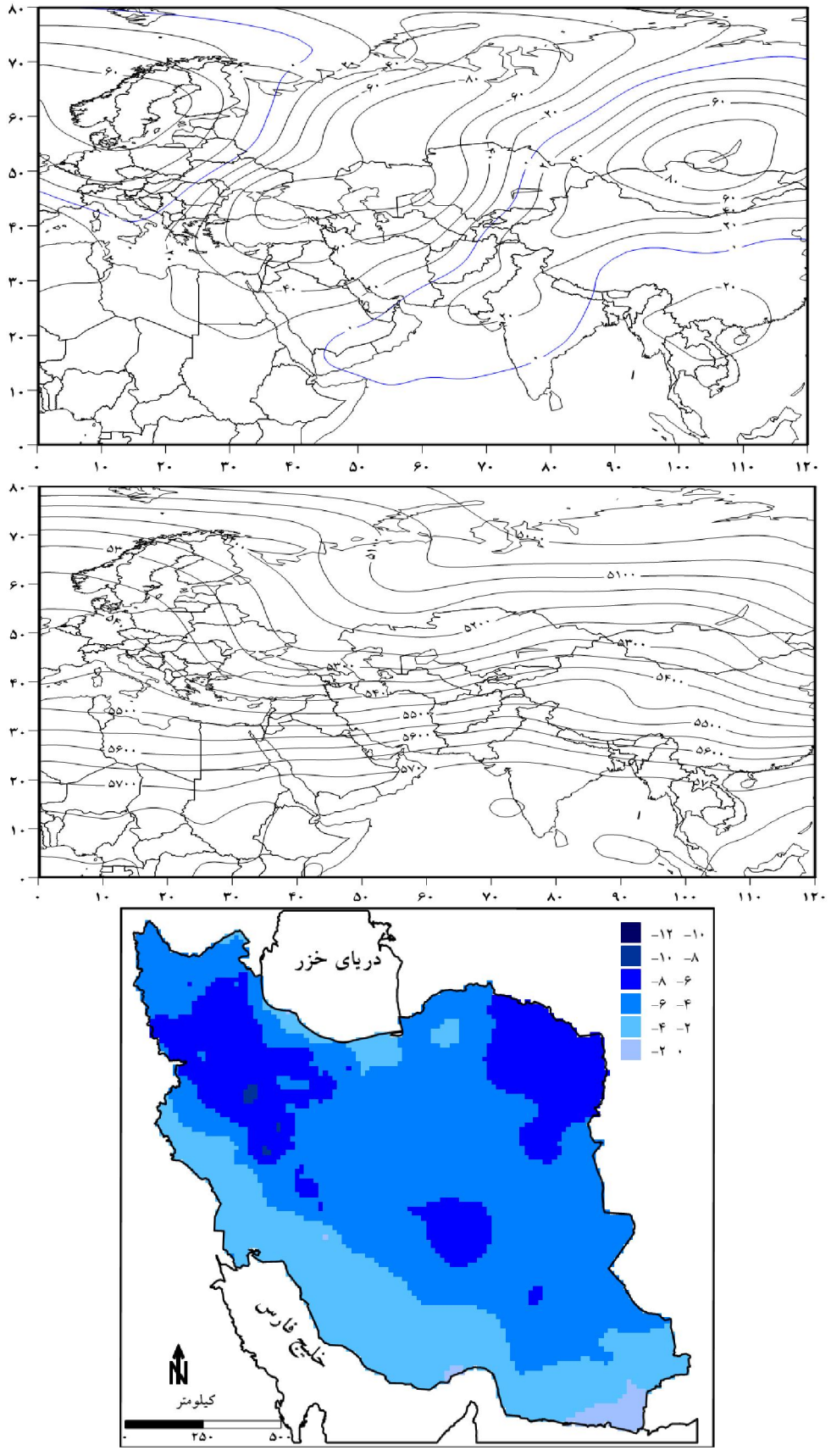
می‌شوند. نقشهٔ مربوط به ناهنجاری دمای مطلق ایران هنگام رخداد این الگو نیز نشان می‌دهد که بر روی نیمه شمالی کشور؛ به‌ویژه بر روی شمال غرب و شمال شرق کشور ناهنجاری دما به ۶ تا ۸ درجه پایین‌تر از میانگین بلندمدت خود می‌رسد. در ۲۱ درصد مواردی که سرماهای فرین ایران رخ داده، این الگو مشاهده شده است. بیشترین رخداد آن مربوط به برج‌های دی و بهمن است. میانگین ناهنجاری مطلق دمای ایران هنگام رخداد این الگو ۴/۹- درجهٔ سانتی‌گراد است. در برج‌های اردیبهشت، خرداد، مرداد و مهر دیده نشده است.

الگوی سوم: نقشهٔ ترکیبی ناهنجاری ضخامت جو در این الگو نشان می‌دهد که بر روی شمال غرب ایران و دریای بارنتز دو مرکز ناهنجاری منفی ضخامت مشاهده می‌شود. همچنین، بر روی روسیه یک مرکز ناهنجاری مثبت ضخامت دیده می‌شود که حدود ۱۰۰ متر نسبت به میانگین خود افزایش ارتفاع نشان می‌دهد. نقشهٔ ترکیبی ضخامت جو در این الگو نیز نشان می‌دهد که بر روی نیمه غربی کشور ناوه(کم ضخامت) شکل گرفته است؛ درحالی‌که بر روی شمال روسیه یک پرارتفاع و پشته(پرضخامت) دیده می‌شود. بر روی ایران نیز هماهنگ با ناهنجاری منفی ضخامت جو، بیشترین ناهنجاری دمای مطلق بر روی شمال غرب کشورشکل گرفته است. بر روی شمال استان کردستان و همدان ناهنجاری منفی دما به ۸ تا ۱۰ درجهٔ سانتی‌گراد می‌رسد. میانگین ناهنجاری دمای مطلق ایران هنگام رخداد این الگو ۵/۱- درجهٔ سانتی‌گراد است. در برج‌های دی و آذر بیشترین فراوانی رخداد را دارد. در ۱۹ درصد مواردی که سرماهای فرین رخ داده، این الگو مشاهده شده است.

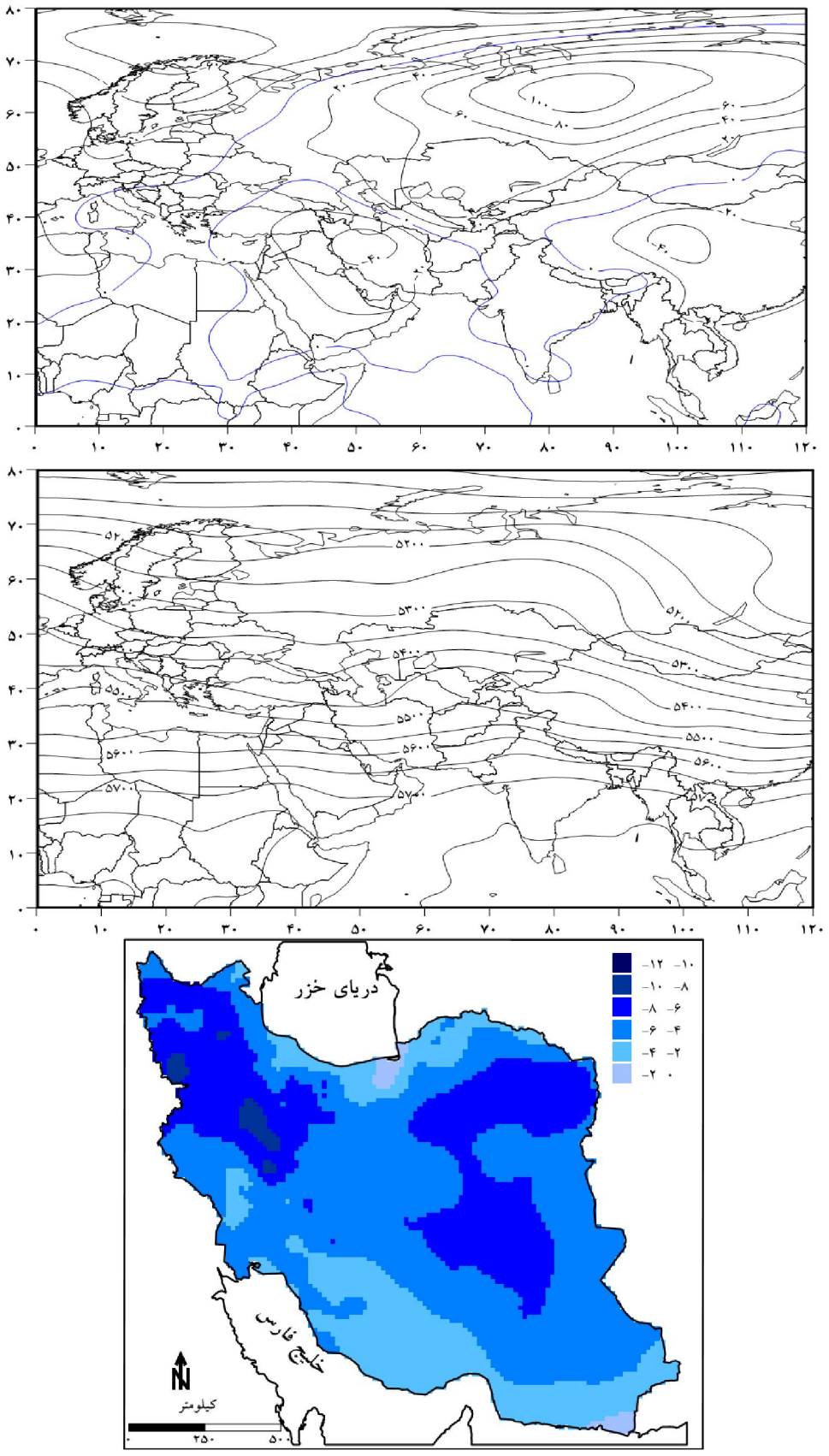




شکل۳) نقشهٔ ناهنجاری(بالا)، ترکیبی ضخامت(میانی) و ناهنجاری دمای مطلق ایران(پایین) هنگام رخداد الگوی اول



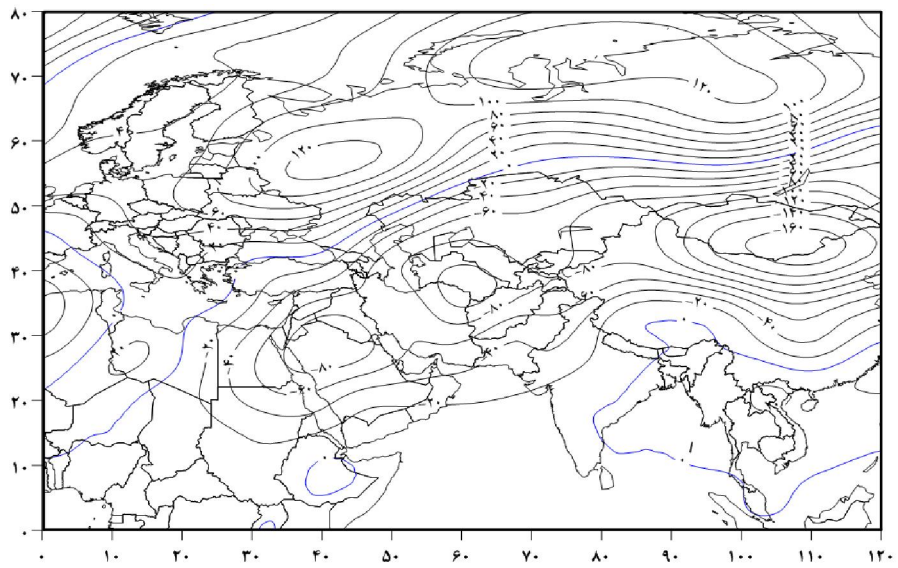
شکل۴) نقشهٔ ناهنجاری(بالا)، ترکیبی ضخامت(میانی) و ناهنجاری دمای مطلق ایران(پایین) هنگام رخداد الگوی دوم

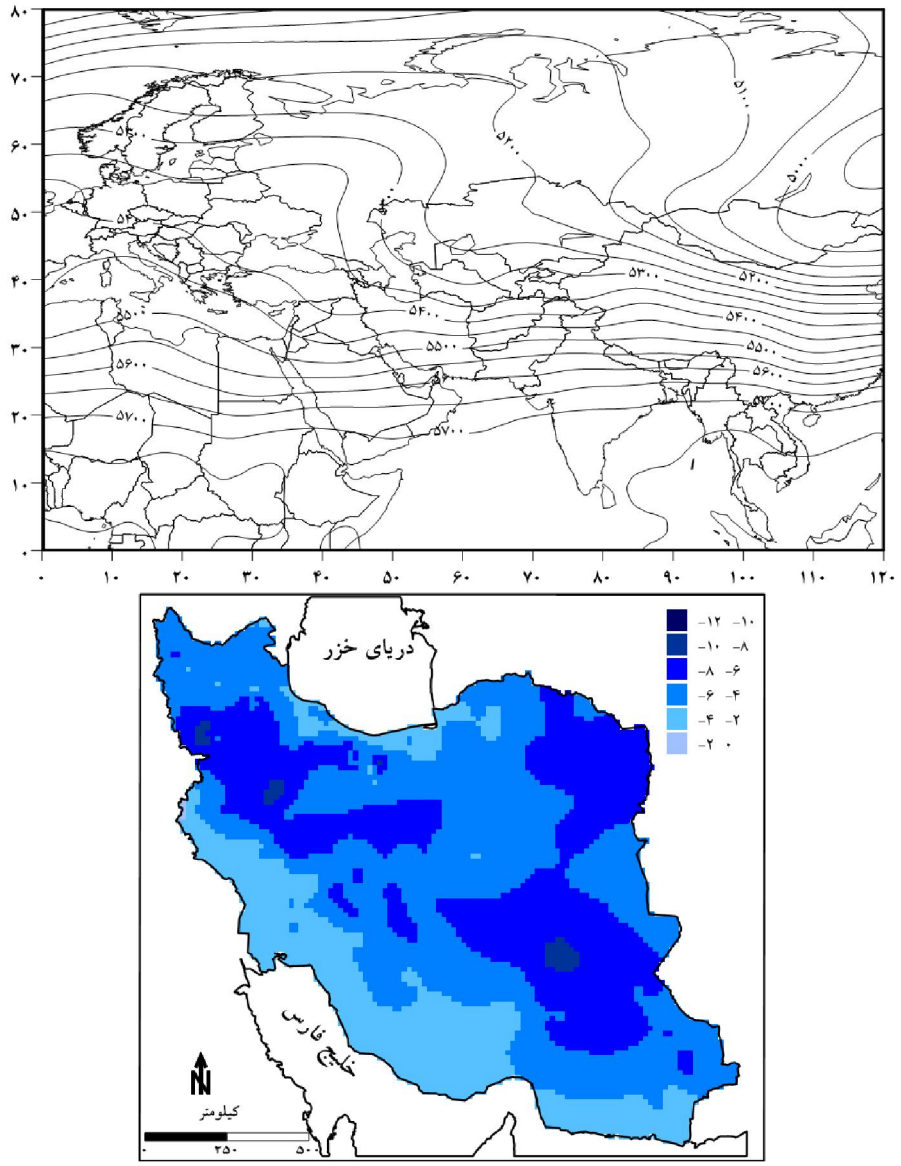


شکل۵) نقشهٔ ناهنجاری(بالا)، ترکیبی ضخامت(میانی) و ناهنجاری دمای مطلق ایران(پایین) هنگام رخداد الگوی سوم

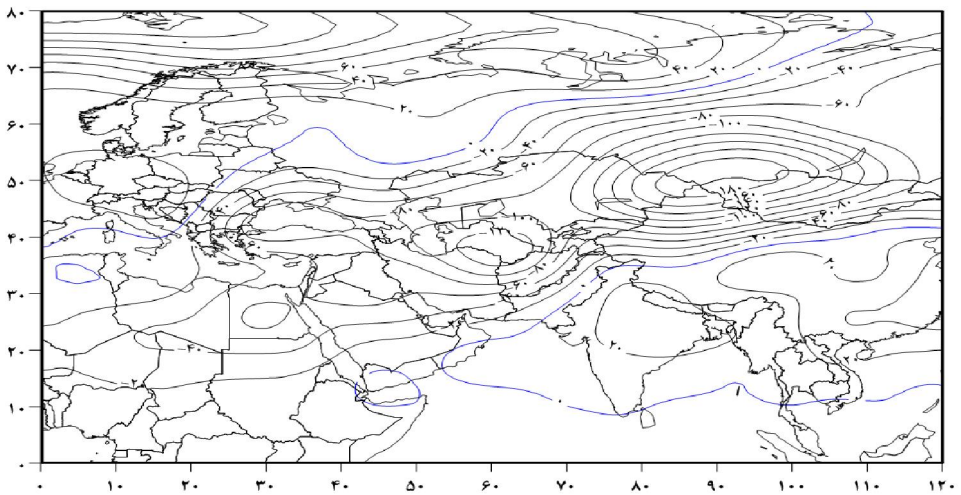
الگوی چهارم: در این الگو بر روی عربستان، شمال شرق ایران و مغولستان ناهنجاری منفی ضخامت بسیار قوی دیده می‌شود. شدت کاهش ضخامت جو بر روی کشور مغولستان ۱۶۰ متر است؛ درحالی‌که بر روی شرق اروپا و شمال روسیه ناهنجاری بسیار قوی مثبت(۱۲۰ متر) دیده می‌شود. نقشه ترکیبی ضخامت جو نیز یک ناوه بسیار قوی را بر روی ایران و یک پرارتفاع و فراز قوی را بر روی اروپا و اروپای شرقی نشان می‌دهد. نقشهٔ ناهنجاری دمای مطلق ایران به‌صورت دو هسته قوی بر روی نیمه غربی و شرق کشور دیده می‌شود. بر روی ارتفاعات جنوبی کشور بر روی کوه‌های کرمان ناهنجاری منفی دمای مطلق به ۸ تا ۱۰ درجهٔ سانتی‌گراد می‌رسد. این الگو بیشتر در برج‌های دی و آذر دیده می‌شود. فراوانی رخداد آن حدود ۱۴ درصد است. میانگین ناهنجاری دمای مطلق ایران هنگام رخداد این الگو ۵/۳- درجهٔ سانتی‌گراد است.

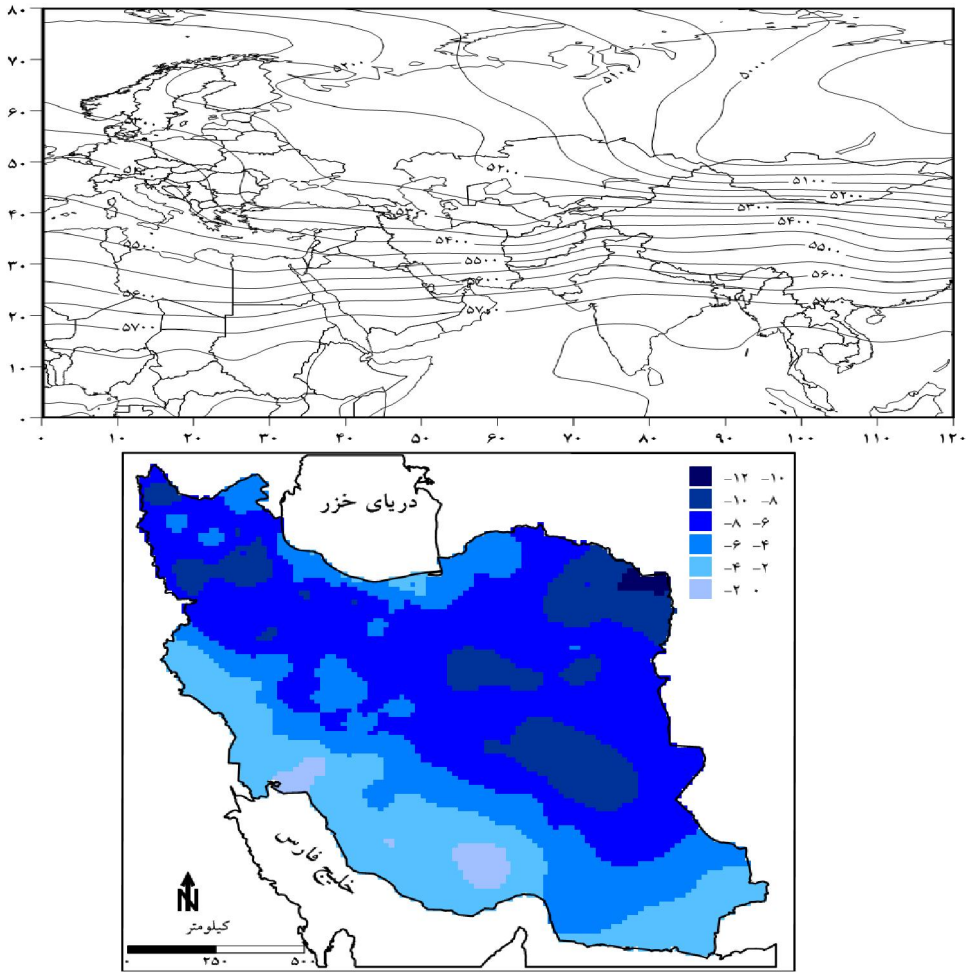
الگوی پنجم: در این الگو دو هسته بسیار قوی ناهنجاری منفی ضخامت بر روی سیبری و شمال شرق ایران دیده می‌شود. ناهنجاری منفی روی سیبری حدود ۲۰۰ متر است و این بیانگر کاهش ضخامت جو بر روی سیبری و شمال شرق ایران است؛ درحالی‌که بر روی دریای بارنتز و گروئنلند ناهنجاری مثبت ضخامت جو دیده می‌شود. بر روی ایران هماهنگ با ناهنجاری منفی ضخامت جو؛ به‌ویژه بر روی شمال شرق کشور بیشترین ناهنجاری منفی دمای مطلق حدود ۱۲- درجهٔ سانتی‌گراد دیده می‌شود. این الگو بیشتر در برج اسفند مشاهده می‌شود. با اینکه این الگو تنها مسؤول رخداد حدود ۱۰ درصد از سرماهای فرین ایران زمین است؛ ولی شدیدترین سرماهای فرین ایران بر اثر رخداد این الگوی ضخامت شکل می‌گیرد. میانگین ناهنجاری دمای مطلق ایران هنگام رخداد این الگو ۵/۹- درجهٔ سانتی‌گراد است. رخداد این الگو تنها در برج‌های سرد سال مشاهده می‌شود.





شکل۶) نقشهٔ ناهنجاری(بالا)، ترکیبی ضخامت (میانی) و ناهنجاری دمای مطلق ایران(پایین) هنگام رخداد الگوی چهارم





شکل۷) نقشهٔ ناهنجاری (بالا)، ترکیبی ضخامت (میانی) و ناهنجاری دمای مطلق ایران (پایین) هنگام رخداد الگوی پنجم

جدول ۲) فراوانی هریک از الگوهای ناهنجاری ضخامت در برج‌های مختلف سال

	الگوی یک	الگوی دو	الگوی سه	الگوی چهار	الگوی پنج	فراوانی
فروردین	۱۱	۳	۵	۲		۲۱
اردیبهشت	۱۶			۲	۳	۲۰
خرداد	۳		۲			۵
تیر	۱	۲	۱			۴
مرداد	۸					۸
شهریور	۱۳	۵	۳			۲۱
مهر	۱۷		۸	۲		۲۷
آبان	۲۱	۵	۵			۳۱
آذر	۱۴	۱۱	۲۵	۱۹	۹	۷۸
دی	۳۲	۲۷	۳۳	۳۵	۸	۱۳۵
بهمن	۱۵	۲۹	۱۲	۱۱	۱۳	۸۰
اسفند	۲۵	۲۳	۱		۲۰	۶۹
مجموع	۱۷۶	۱۰۵	۹۵	۷۱	۵۳	۵۰۰

جدول ۳) مساحت زیر پوشش ایران برای هر کدام از الگوهای استخراج شده براساس میانگین دمای مطلق

ناهنجاری دما / الگوها	۰ تا ۲-	۲- تا ۴-	۴- تا ۶-	۶- تا ۸-	۸- تا ۱۰-	۸- تا ۱۰-	میانگین ناهنجاری دمای ایران
الگوی اول	۰/۶	۳۰/۲	۴۱	۲۸/۳			-۴/۸
الگوی دوم	۱/۴	۲۵/۷	۵۲/۲	۲۰/۶	۰/۲		-۴/۹
الگوی سوم	۱	۲۰/۵	۴۹/۸	۲۷/۴	۱/۳		-۵/۱
الگوی چهارم	۰/۱	۲۱/۶	۴۶/۴	۳۱	۰/۹		-۵/۳
الگوی پنجم	۲	۲۰/۷	۲۱/۴	۴۲/۳	۱۳/۱	۰/۵	-۵/۹

نتیجه‌گیری

هدف از انجام این پژوهش، شناسایی و تحلیل الگوهای ضخامت جو به هنگام رخنمود سرماهای فرین ایران زمین بود. به کمک نمایه فوجیبه ۵۰۰ روز از شدیدترین و فراگیرترین سرماها برای تحلیل الگوهای ضخامت جو گزینش شدند. در ۵۰۰ روز برگزیده شده ضخامت جو در لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال استخراج شد. انجام تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی داده‌های صخامت جو در روزهای گزینش شده نشان داد که پنج الگوی ضخامت جو مختلف هنگام رخداد سرماهای فرین جو مشاهده می‌شود. یافته‌ها بیانگر آن است که در همه الگوها بر روی ایران زمین، ناهنجاری منفی ضخامت مشاهده می‌شود. مناطق بیشینه ناهنجاری منفی دمای مطلق ایران هماهنگ با مکان و مراکز شکل‌گیری ناهنجاری منفی ضخامت هستند.کمترین ناهنجاری منفی دما در ایران مربوط به مناطق ساحلی دریای خزر و سواحل جنوب ایران است. دلیل این امر رطوبت جوی موجود در مناطق یاد شده است که به تعدیل دمای هوا منجر می‌شود. الگوی اول پربسامدترین الگوی ضخامت جوی است که در ۳۵/۲ درصد موارد رخنمود دارد. الگوی یاد شده مختص دوره خاصی از سال نیست و در کلیه ماه‌های سال با فراوانی متفاوت دیده می‌شود. میانگین ناهنجاری دمای مطلق ایران زمین هنگام رخداد این الگو به نسبت سایر الگوها کمتر است و برابر با ۴/۸- درجه سانتی‌گراد است. الگوی پنجم کم‌بسامدترین الگوی ضخامت جوی است که در ۱۰/۶ درصد از رخداد سرماهای فرین ایران مشاهده می‌شود. هنگام رخداد این الگو ایران زمین، شدیدترین سرماهای فرین را تجربه می‌کند. میانگین ناهنجاری دمای مطلق ایران ۵/۹- درجهٔ سانتی‌گراد است. این الگو تنها در ماه‌های سرد سال رخنمود دارد. در ماه اسفند فراوانی رخداد بیشتری نسبت به سایر ماه‌های دیگر سال دارد.

منابع

۱- امیدوار، کمال .(۱۳۸۹). *آب و هواشناسی همدیدی*، انتشارات دانشگاه یزد، ۳۵۶ صفحه.

۲- حسینی، سید محمد .(۱۳۸۸). *شناسایی شرایط همدید همراه با بارش در نیمه پربارش خزری*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، به‌راهنمایی دکتر ابوالفضل مسعودیان، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان.

۳- حلبیان، امیرحسین و حسینعلی پورجزی، فرشته .(۱۳۹۱). شناسایی شرایط همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با تأکید بر الگوهای ضخامت جو، *جغرافیا و پایداری محیط*، ش ۳، صص ۱۰۱-۱۲۲.

۴- عزیزی، قاسم؛ اکبری، طیبه؛ داودی، محمود و اکبری، مهری .(۱۳۸۸). تحلیل همدیدی موج سرمای شدید دی‌ماه ۱۳۸۶ ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ش ۷۰، صص ۱-۱۹.

۵- علیجانی، بهلول .(۱۳۸۵). *اقلیم شناسی سینوپتیک*، تهران: سمت، ۲۷۲ صفحه.

۶- قائمی، هوشنگ .(۱۳۸۶). هواشناسی عمومی، تهران: سمت، ۵۹۱ صفحه.

۷- مارتین، جاناتان‌ای .(۲۰۰۶). *دینامیک جو در عرض میانه*، ترجمه سیدابوالفضل مسعودیان(۱۳۸۸)، تهران: سمت.۴۴۲ صفحه.

۸- محمدی، بختیار .(۱۳۸۷). شناسایی الگوهای ضخامت جو(مطالعه موردی: بارش‌های سنگین ایران)، *اندیشه جغرافیایی*، ش ۳، صص ۱۳۱-۱۴۹.

۹- مسعودیان، سیدابوالفضل و دارند، محمد .(۱۳۸۹). شناسایی و پهنه‌بندی نواحی دمای فرین سرد ایران، *مطالعات جغرافیایی مناطق خشک*، ش۲، صص ۴۳-۵۴.

۱۰- یارنال، برنت .(۱۹۹۳). آب و هواشناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه سیدابوالفضل مسعودیان .(۱۳۸۵). انتشارات دانشگاه اصفهان، ۲۲۶صفحه.

11- Bunkers, M.J., Wetenkamp, J.R., Schild, J.J., Fischer, A. (2010). Observations of the Relationship between 700-mb Temperatures and Severe Weather Reports across the Contiguous United States, Weather and forecasting, Vol.25, pp:799-814.

12- DeGaetano, A.T., and Allen, R.J. (2002). Trends in twentieth-century temperature extremes across the United States, J. Clim, 15, pp:3188–3205.

13- Domonkos P, Kysely J, Riotrowicz K, Petrovic P, Likso T .(2003). Variability of extreme temperature events in south-central Europe during the 20th century and its relationship with large scale circulation. Int J Climatol 23,pp:987–1010.

14- Duliere, V., Zhang, Y and SalatheJR, E.P .(2011). Extreme precipitation and temperature over the U.S. pacific northwest: A comparison between observations, reanalysis data, and regional models, Journal of climate, Vol.24, 1950-1964.

15- Fujibe, F et a l.(2007), long-term changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan, papers in Meteorology and Geophysics, No. 58,pp: 63-72.

16- Hou, Tuanjie., Leia, Hengchi., and Hu, Zhaoxia .(2010). A comparative study of the microstructure and precipitation mechanisms for two stratiform clouds in China, Atmospheric Research, Volume 96,pp: 447-460.

17- Houssos, E.E, Lolis, C.J and Bartzokas, A. (2008). Atmospheric circulation patterns associated with extreme precipitation amounts in Greece, Advances in Geophysices, Vol.17,pp5-11.

18- Jacobson, M.Z. (2005). fundamentals of atmospheric modeling, Cambridge, university press.

19- Kysely, J. (2002), Temporal fluctuations in heat waves at Prague-Klementinum, the Czech Republic, from 1901–97, and their relationships to atmospheric circulation. Int J Climatol, 22, pp:33–50.

20- Kysely, J. (2007). Short Communication Implications of enhanced persistence of atmospheric circulation for the occurrence and severity of temperature extremes, International journal of climatology,Vol.27,pp: 689-695.

21- Maheras, P., Flocas, H., Tolika, k., Anagostopoulou, Chr., and Vafidis, M. (2006). circulation types and extreme temperature changes in Greece: Climate research, 30,pp: 161-174.

22- Ryoo, S.B., Kwon, W.T., and Jhun, J.G. (2004). Characteristics of wintertime daily and extreme minimum temperature over South Korea: Int. J. Climatol, 24,pp: 145–160.

23- Sanders, F., Davis, Ch.A. (1988). Patterns of thickness anomaly for explosive cyclogenesis over the west –central north Atlantic ocean, Monthly weather review, Vol. 116,pp: 2725-2730.

24- Struthwolf, M. (1995). Forecasting maximum temperature through use of an adjusted 850- to 700-mb thickness technique, Weather and Forecasting, Vol.10,pp: 160-171.
25- Ustrunl, Z., Czekierda, D., Wypych, A. (2010). Extreme values of air temperature in Poland according to different atmospheric circulation classifications, Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 35,pp: 429–436.
26- Yan, Z., Jones, P.D., Davies, T.D., Moberg, A., and Bergstrom, H., Camuffo, D., Cocheo, C., Maugeri, M., Demaree, G.R., Verhoeve, T., Thoen, E., Barriendos, M., Rodriguez, R., Martin-Vide, j., and Yang, C. (2002). Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations: Clim. Change., 53,pp:355–392.
27- Zhang, T, Stamines, K and Bowling, S.A .(2001),. Impact of the Atmospheric Thickness on the Atmospheric Downwelling Longwave Radiation and Snowmelt under Clear-Sky Conditions in the Arctic and Subarctic, journal of climate, Vol. 14,pp: 920-939.