



DOI:10.52547/GeoSpa.22.3.1.71

*تقی طاوسی^۱

شیمای رستمی جلیلیان^۲

تحلیل شاخص‌های ناپایداری هوا در هنگام بروز توفان‌های تندری کرمانشاه و ارتباط آن با انسو

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۲۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۷/۱۵

چکیده

هدف بررسی شاخص‌های ناپایداری هوا منجر به بارش‌های سنگین در استان کرمانشاه است. لذا روزهای همراه با بارش سنگین در پنج ایستگاه هواشناسی استان کرمانشاه در دوره (۱۹۹۰-۲۰۱۹) انتخاب شد. شاخص‌های دینامیکی صعود (LI)، شوالتر (SI)، کی (K)، انرژی پتانسیل همرفت (CAPE)، آب قابل بارش (PWC)، نمودار Skew-T و نقشه‌های همدید مربوطه بررسی شد. نتایج نشان داد که شاخص K روزهای با بارش سنگین ۲۰/۷ تا ۳۴/۸ و در روز قبل ۲۰/۹ تا ۳۷/۷ است. پایین‌ترین مقادیر در ژانویه، فوریه و مارس و بالاترین در نوامبر، آوریل و می رخ داده که گویای بارش‌های سنگین زمستانی با ناپایداری کمتر و در پاییز و بهار با ناپایداری بیشتر است. شاخص صعود (LI) سال‌های ۱۹۹۷ و ۲۰۰۲ در روز با بارش سنگین، صفر تا ۲- بود که گویای احتمال رخداد توفان با رگبارهای باران و برف است. مقدار LI یک روز قبل از بارش برای ۱ نوامبر ۱۹۹۳ (۲-۰) و برای ۱۲ می ۱۹۹۳، ۲۱ نوامبر ۱۹۹۴، ۱۸ آوریل ۲۰۰۲ بین ۲- تا ۵- بود که گویای احتمال رخداد توفان تندری است. الگوی گردشی نیز گویای استقرار سامانه‌های جرخندی در قالب ناوهای عمیق و سردچال بود که نقش اصلی در رخداد بارندگی داشتند. همچنین نتایج گویای پیوند نسبت میان شمار توفان‌های تندری با شاخص (ONI) است. حدود ۶۸ درصد توفان‌های تندری با فاز گرم انسو (النینو) همزمان است.

کلید واژه‌ها: بارش سنگین، Skew-T، نمایه قائم، گرمایشی.

*۱- گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران (نویسنده مسئول).

E-mail: t.tavousi@gep.usb.ac.ir

۲- دانش‌آموخته گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

مقدمه

توفان‌ها با شدت‌های متفاوتی شناسایی شده‌اند. به طور میانگین گستره افقی توفان‌ها تا چند ده کیلومتر، گستره قائم آنها حدود ۱۰۰۰۰ متر و طول عمر آنان ۳۰ دقیقه است (Henderson, 2006). این توفان‌ها اغلب با ابرهای کومه‌ای، کومه‌ای باران‌زا و برجی شکل همراهند و در زیر آنها ابرهای پوششی کم ارتفاع و غلطان به چشم می‌خورند. پدیده‌های جوی خطرناک شامل: تلاطم، چینش باد، یخ‌زدگی، کاهش دید، آذرخش، تگرگ، دیوباد و بارش سنگین با توفان‌ها همراهند. شکل ۱ گویای ایجاد یک سلول توفان است. حرکت‌های تلاطمی شدید پیرامون آن تا مسافت ۴۰ کیلومتر در پیش روی مسیر حرکت توفان نیز وجود دارد (Tajbakhsh et al., 2010).

پژوهشگران در هنگام شکل‌گیری توفان‌های تندری، شاخص‌هایی را بررسی می‌کنند که شرایط تشکیل توفان و همچنین چگونگی ناپایداری جو و یا احتمال همرفت را نشان می‌دهد. این شاخص‌ها از روی داده‌های رادیوسوندها و ترسیم نمودارهای دما و نقطه شبنم در لایه‌های مختلف فشاری هواسپهر به دست می‌آید (Mojarrad et al., 2018). این پژوهش‌ها به دو گروه تفکیک می‌شود. دسته‌ای همچون (Showalter, 1953)، (Galway, 1956) و (Moncrieff and Miller, 1976) انواع شاخص ناپایداری را تبیین کردند. دسته دیگر مانند (Chignon, 2001)، (López et al., 2001)، (Manzato and Morgan, 2003)، (Craven and Brooks, 2004)، (Doswell et al., 2005)، (Marinaki et al., 2006)، (Romero et al., 2007)، (Schmeits et al., 2008)، (Adams and Souza, 2008)، (Gottlieb, 2009)، (Siedlecki, 2009)، (Chaudhuri and Middey, 2012)، (Sadeghi Hossein and Rezaeian, 2006)، (Zahedi & Choobdar, 2007)، (Mir Mousavi and Akbarzadeh, 2010)، (Tajbakhsh et al., 2010)، (Salehi et al., 2014)، (Tavousi, 2016)، (Masoompour samakosh et al., 2016)، (Khorshiddoust et al., 2017)، (Tavousi, 2017) et al., 2017) به بررسی و آزمون شاخص‌های ناپایداری و در برخی موارد، استخراج آستانه‌هایی برای تحلیل پدیده بر پایه شرایط محلی پرداختند.

از شاخص‌های ناپایداری می‌توان برای پیش‌بینی احتمال فعالیت همرفتی استفاده کرد (Sadeghi Hossein and Rezaeian, 2006). از جمله این شاخص‌ها می‌توان به شاخص (Showalter, 1953)، یا شاخص (SI)، شاخص (Galway, 1956)، شاخص صعود (LI)، شاخص (K)، شاخص خطر هوای ویرانگر (SWEAT) و شاخص مجموع (TT) و شاخص جامع و بسیار با ارزش انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE) را معرفی کرد که نشانگر میزان شانس فعالیت توفان‌های تندری است. با استفاده از شاخص‌های بدست آمده از نمایه عمودی هوا و نمودار Skew-T و تلفیق آنها با متغیرهای گوناگون دیگر، می‌توان هشدارهای به هنگامی از رخداد پدیده‌های همرفتی ویرانگری مانند توفان و تگرگ ارائه و درستی پیش‌بینی‌های صادره از این نوع پدیده‌ها را تا حد زیادی بالا برد. پژوهشی که در مورد اقلیم‌شناسی محیط‌های رخداد توفان‌های آذرخشی شدید در استرالیا انجام شده است بر نقش انسو (ENSO) بر توزیع فضایی و شدت توفان‌های تندری استرالیا اشاره می‌کند و نشان می‌دهد که در دسترس بودن رطوبت مهمترین عامل در کنترل توفانهای تندری شدید است (Allen and Karoly, 2014).

در پژوهشی که داده های روزهای توفان های تندری ماهانه (TD) ۱۴ شهر بزرگ برزیل (۲۰۱۰-۱۹۵۱) را با داده های نیمه اول قرن ۲۰ همان شهرها مقایسه کرده، همبستگی (TD) با دمای سطح آب دریا (SST) در منطقه استوایی اقیانوس آرام و اقیانوس اطلس بررسی شده است. نتایج گویای این بود که شرایط ال نینو منجر به افزایش فعالیت توفان تندری در مناطق جنوب (تنها در بهار / تابستان)، جنوب شرقی، شمال شرقی و شمال (تنها در پاییز و زمستان) برزیل می شود. بررسی دمای آب سطح دریای (SST) اقیانوس اطلس استوایی و نیز تجزیه و تحلیل شاخص های اقیانوس اطلس استوایی جنوبی (TSA) و اقیانوس اطلس استوایی شمالی (TNA) نمی توانست گویای تفاوت معنادار بین فعالیت توفان تندری برای دو شرایط شدید مثبت و منفی اقیانوس اطلس استوایی جنوبی (TSA) در مناطق جنوب و جنوب شرقی برزیل باشد، در حالی که در مناطق شمال شرقی و شمال این کشور، افزایش چشمگیری در فعالیت توفان تندری در هنگام رخداد مثبت شدید اقیانوس اطلس استوایی جنوبی (TSA) وجود داشت. به عکس، تنها در منطقه شمال شرقی برزیل تأثیر اقیانوس اطلس استوایی شمالی (TNA) بر فعالیت توفان تندری معنادار بود. این تأثیر به حدی است که در شرایط منفی شدید اقیانوس اطلس استوایی شمالی (TNA) نسبت به شرایط مثبت شدید اقیانوس اطلس استوایی شمالی (TNA)، فعالیت توفان تندری بزرگتر است (Pinto, 2015).

پژوهشی با هدف شناخت تأثیر الگوهای پیوند از دور بر فراوانی روزانه توفان های تندری (DTF) در ایران انجام شده است. تجزیه و تحلیل همبستگی ماهانه DTF با الگوهای پیوند از دور گویای این است که همبستگی فراوانی ماهانه رخداد توفان های تندری در مه، ژوئن و اکتبر در مناطق جنوبی، غربی و شرقی با دمای سطح دریای اقیانوس آرام (SST) معنادار است. تجزیه و تحلیل فصلی نیز گویای رابطه معنادار بین شاخص های چند متغیره انسو (MEI) و شاخص (SST) با مناطق جنوبی و غربی کشور در بهار و پاییز است. همبستگی (DTF) در بازه سالانه با رخداد شاخص های چند متغیره انسو (MEI) و شاخص (SST) از نظر معناداری با بازه زمانی فصلی در تمام مناطق منطقه مورد مطالعه مشابه بود. به باور نویسندگان این مقاله، تأثیر الگوهای پیوند از دور که در رخداد (DTF) کارآمد هستند را می توان از طریق دمای سطح آب اقیانوی آرام (SST)، شاخص چند متغیره انسو (MEI)، شاخص نوسان جنوبی (SOI) و شاخص نوسان قطب شمال (AO) بهتر بررسی کرد (Ghavidel et al., 2016).

با استفاده از این شاخص ها و تفسیر نمودار Skew-T و تلفیق آنها با متغیرهای دیگر، می توان هشدارهای به موقعی از رخداد پدیده های همرفتی که ممکن است با تگرگ های بزرگ، بارش های سنگین، آذرخش های مرگبار، بادها و یا توفندهای ویرانگر همراه باشند ارائه، و صحت پیش بینی های این نوع پدیده ها را تا حد زیادی بالا برد. در این پژوهش با استفاده از داده های جو بالا و محاسبه شاخص های ناپایداری^۳ جو از جمله: شاخص صعود^۴ (LI)، شاخص شوالتر^۵ (SI)، شاخص احتمال رخداد^۶ (K index)، انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی^۷ (CAPE)، آب قابل بارش^۸ (PWC) و

3-Instability Indices

4-Lifted index

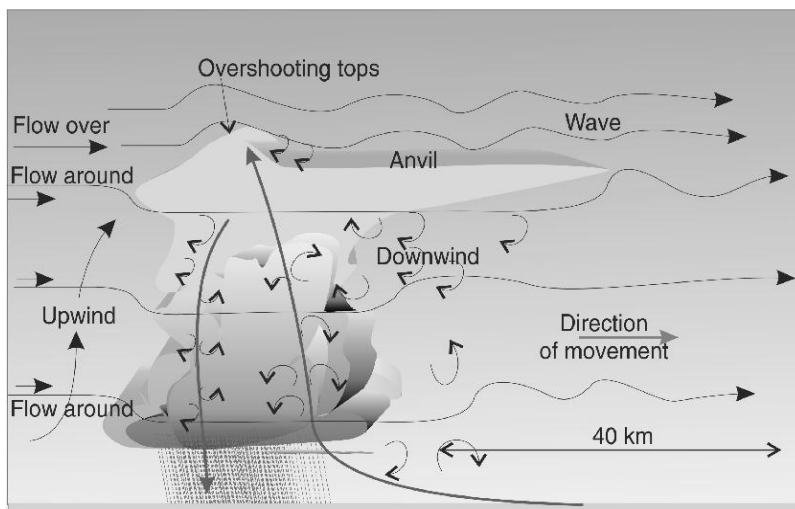
5-Shower index

6-K index

7-Convective Available Potential Energy

8-Precipitable water [mm] for entire sounding

تحلیل نمودار Skew-T وضعیت ناپایداری و میزان این شاخص‌ها در زمان رخداد بارش‌های سنگین در کرمانشاه بررسی شده است. هدف این پژوهش بررسی شاخص‌ها و پارامترهای مؤثر بر ناپایداری هوا و در نتیجه پیدایش سامانه‌های همرفتی است که به رخداد بارش‌های سنگین در استان کرمانشاه منجر می‌شود. از آنجایی که رخداد توفان‌های تندری رابطه تنگاتنگی با پیدایش الگوهای ویژه اتمسفری دارد. در این مقاله، نقش فازهای مختلف انسو (ONI) با رخداد توفان‌های تندری مورد مطالعه نیز کنکاش شده است.



شکل ۱: رخداد تلاطم هنگام توفان تندری (Henderson, 2006)

Figure 1: The occurrence of turbulence during a thunderstorm (Henderson, 2006)

مواد و روش‌ها

به منظور بررسی و تحلیل شاخص‌های ناپایداری هوا در هنگام بروز توفان‌های تندری کرمانشاه، تعداد پنج ایستگاه هواشناسی همدید در استان کرمانشاه انتخاب شد (جدول ۱). شرط گزینش این ایستگاه این بود که از سال ۱۹۹۰ میلادی دارای داده‌های آماری مورد نیاز در این پژوهش بودند. ایستگاه‌های هواشناسی منتخب دارای ارتفاع بین ۵۴۵ تا ۱۴۶۸ متر از سطح دریا هستند. شهر روانسر با میانگین بارندگی سالانه حدود ۵۰۰ میلی‌متر مرطوب‌ترین و کنگاور با میانگین بارندگی سالانه حدود ۳۸۸ میلی‌متر کمترین میانگین بارندگی سالانه دارد. با توجه به ارتفاع کم شهر کنگاور، این شهر با ۱۹/۷ درجه سلسیوس میانگین سالانه دما، گرم‌ترین و کنگاور با ۱۳/۲ درجه سلسیوس سردترین شهر مورد مطالعه هستند. بر پایه سیستم طبقه‌بندی کوپن - گایگر (Köppen and Geiger)، اقلیم محلی منطقه مورد مطالعه در طبقه (Csa) قرار می‌گیرد که گویای حاکمیت آب و هوای نمناک عرض‌های میانی با رژیم بارندگی زمستانه است. این گروه اقلیمی دارای تابستانهای گرم و خشک و زمستانهای سرد و نمناک است (Climate data for cities worldwide. 1982-2012).

تحلیل رخداد توفان‌های تندری به کمک بررسی شاخص‌های ناپایداری هوا و بر پایه داده‌های رادیوسوند ایستگاه هواشناسی شهر کرمانشاه انجام شد. برای تحلیل شاخص‌های فیزیکی و دینامیکی هواپیهر، از داده‌های رادیوسوند

در ساعات صفر و ۱۲ گرینویچ (ساعت ۳/۵ بامداد و ۱۵/۵ بعد از ظهر) استفاده شده است، این داده ها از تارنمای ([weather.uwyo.edu/upper air/sounding.html](http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html)) به دست آمد.

جدول ۱- ایستگاه های هواشناسی منتخب در استان کرمانشاه

Table 1- Selected weather stations in Kermanshah Province

شهر	کد ایستگاه	ارتفاع به متر	طول ج	عرض ج	بارندگی سالانه به میلی متر	دما به سلسیوس
اسلام آباد غرب	۴۰۷۷۹	۱۳۴۸/۸	۴۶:۲۸	۳۴:۰۷	۴۶۴/۶	۱۴/۴
روانسر	۴۰۷۶۴	۱۳۷۹/۷	۴۶:۳۹	۳۴:۴۳	۴۹۹/۷	۱۳/۸
سرپل ذهاب	۴۰۷۶۵	۵۴۵	۴۵:۵۲	۳۴:۲۷	۴۱۹/۵	۱۹/۷
کرمانشاه	۴۰۷۶۶	۱۳۱۸/۶	۴۷:۰۹	۳۴:۲۱	۴۳۲/۳	۱۳/۳
کنگاور	۴۰۷۷۱	۱۴۶۸	۴۷:۵۹	۳۴:۳۰	۳۸۷/۷	۱۳/۲

شاخص های ناپایداری، روابطی هستند که به کمک آنها می توان، ناپایداری همرفتی مناطق مختلف جو را بررسی کرد. این شاخص ها در پیش بینی فعالیت های همرفتی به کار می روند و بیشتر به کمک نمودارهای گرمایی و داده های رادیوسوند محاسبه می شوند.

به منظور بررسی علت رخداد ناپایداری، از داده های جو بالا، تحلیل نمودار Skew-T و شاخص های ناپایداری استفاده شده است. این شاخص های ناپایداری شامل: شاخص صعود (LI)، شاخص شوالتر (شاخص صعود) (SI)، شاخص احتمال رخداد (K index)، انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE) و آب قابل بارش (PWC) می باشند. داده های رادیوسوند و نمودار Skew-T در سایت دانشگاه وایومینگ^۹ در دسترس است.

شاخص صعود (LI): بررسی ناپایداری جو می تواند به کمک شاخص بالابری LI صورت گیرد که طبق رابطه زیر تعریف می شود (Zahedi & Choobdar, 2007; Ghavidel Rahimi, 2011; Tavousi, 2016):

$$LI = T_{005} - Td_{500} \quad \text{رابطه (۱)}$$

در اینجا LI گویای شاخص بالابری برای تعیین ناپایداری، T_{500} دمای محیط در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و Td_{500} دمای بسته هوا به سلسیوس در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است که به صورت بی درروی خشک از سطح زمین تا تراز بالابری میعان (تراز LCL) و سپس به صورت بی درروی مرطوب تا تراز ۵۰۰ میلی باری صعود کرده است.

شاخص احتمال رخداد (K index): گویای احتمال رخداد توفان، به صورت تابع افت آهنگ دما (T) بین ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال ($T_{850} - T_{500}$)، محتوای رطوبت در دمای نقطه شبنم TD در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (T_{850}) و عمق لایه مرطوب در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال ($T_{700} - TD_{700}$)، بر اساس رابطه زیر معرفی می شود (Zahedi & Choobdar, 2007).

$$k - index = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850}(T_{700} - TD_{700}) \quad \text{رابطه (۲)}$$

جدول ۲- احتمال رخداد توفان بر اساس شاخص LI

Table 2- Probability of storm occurrence based on the LI index

وضعیت رخداد توفان	آستانه مقادیر
احتمال رخداد رگبارهای باران و برف	۰ تا ۲-
احتمال رخداد توفان	۳- تا ۵-
احتمال رخداد توفان شدید	۶-
احتمال رخداد تورنادو	بیش از ۷-

منبع: (Tajbakhsh et al., 2010)

جدول ۳- رابطه بین مقدار شاخص k و احتمال رخداد توفان تندری

Table 3- The relationship between the value of the k index and the probability of a thunderstorm

مقدار شاخص k	احتمال رخداد توفان تندری
کمتر از ۲۰	پایداری هوا
۲۰-۲۴	۲۰ تا ۴۰ درصد
۲۵-۲۹	۴۰ تا ۶۰ درصد
۳۰-۳۵	۶۰ تا ۸۰ درصد
بیشتر از ۳۵	بیش از ۸۰ درصد

منبع: (Masoompour samakosh et al, 2016)

شاخص شوالتر (Showalter index): یکی از قدیمی‌ترین شاخص‌ها است این شاخص تفاوت دمای محیط و دمای بسته هوا در تراز ۵۰۰ میلی بار است در شرایطی که فرض شود بسته اولیه در سطح ۸۵۰ میلی بار قرار داشته باشد و از رابطه زیر بدست می‌آید (Zahedi & Choobdar, 2007).

$$SI = T_{500} - \dot{T}_{500} \quad \text{رابطه ۳}$$

این شاخص، پایداری کلی را برای توده های هوا بیان می‌کند و امکان ناپایداری را بین ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال اندازه گیری می‌کند. اما اگر رطوبت در ترازهای پایین تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال قرار داشته باشد و یا زمانی که مرز جبهه یا وارونگی قوی دما بین لایه‌های ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود داشته باشد، این شاخص نمی‌تواند نمایانگر ناپایداری باشد.

مقادیر منفی SI گویای این است که لایه مرزی نسبت به گشت سپهر میانی ناپایدارتر و محیطی است که در آن همرفت می‌تواند رخ دهد. به عبارت دیگر SI منفی تر ناپایداری نیرومندتر و در نتیجه شناوری بیشتر را نشان می‌دهد که موجب بسته از لایه مرزی جو به سمت بالا حرکت کند (Sadeghi Hossein and Rezaeian, 2006).

انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE): یکی از عوامل مهم در تشکیل توفان‌های همرفتی، وجود شرایط محیطی مساعد برای تشکیل همرفت عمیق است. انرژی پتانسیلی در دسترس همرفتی مثبت معرف شناوری قائم مثبت

بسته هوایی است که به طور بی دررو در حال صعود است. این پارامتر معرف بیشینه انرژی در دسترس برای صعود بسته هوا و رطوبت است (Ghavidel Rahimi, 2011).

$$CAPE = \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} Bdz \quad \text{رابطه ۴}$$

در این رابطه B حداکثر شناوری در واحد جرم است که بسته شناور می تواند کسب کند تا از سطح LFC تا تراز EL در نزدیکی تروپوسفر بالا رود (Tajbakhsh et al., 2010). این شاخص از شاخص های کلان برای پیش بینی های یک یا دو روزه ناپایداری است و نمی تواند عامل ناپایداری را مشخص کند. مقادیر زیاد CAPE گویای اختلاف بیشتر بین دمای محیط و دمای بسته هوای بالارونده است. هر چه این اختلاف بیشتر باشد نیروی شناوری نیرومندتر و در نتیجه شتاب بالارو بیشتر خواهد شد.

جدول ۴- تعیین میزان ناپایداری و احتمال رخداد توفان بر اساس SI

Table 4- Determining the amount of instability and the probability of storm occurrence based on SI Index

محدوده شاخص شوالتر	وضعیت احتمالی جو
برابر و بیشتر از ۳	عدم رخداد بارش همرفتی
۱ - ۳	احتمال رخداد رگبار
۱ - ۳	احتمال رخداد توفان تندری
کمتر از ۳	احتمال رخداد تورنادو

آب قابل بارش (PWC) (precipitable water of cloud): آب قابل بارش به صورت جرم بخار آب موجود در ستونی از هوا به سطح مقطع S از سطح زمین تا بالای تروپوسفر یا بین هر دو سطح فشاری دلخواه در نظر گرفته می شود و به میلی متر است. مقدار آب قابل بارش از راه های متفاوت محاسبه می شود (Manzato, 2003).

$$PWC = \left(\frac{1}{g} \int_{P_{CCL}}^{P_{EL}} \bar{r} dp \right) \times 10^{-1} \quad \text{رابطه ۵}$$

در این رابطه $\bar{r}$ مقدار متوسط نسبت اختلاط بین سطوح فشاری Pcll و PEL (فشار در پایه و قله ابر است). باید توجه شود در محاسبه آب قابل بارش هرگاه وارونگی دما بین دو لایه فشاری در بالای پایه ابر وجود داشته باشد، مقدار ($\bar{r}dp$) برای آن لایه با علامت منفی در نظر گرفته می شود. چون با افزایش دما، پتانسیل پذیرش رطوبت بسته هوا افزایش می یابد، کمبود اشباع ایجاد شده و تبخیر در اثر این افزایش دما نیز نمی تواند این کمبود اشباع را جبران کند (Sadeghi Hossein and Rezaeian, 2006).

جهت تحلیل سینوپتیک علل وقوع این رخدادهای از مجموعه داده های پیش بینی میان مدت جوی مرکز اروپایی (ECMWF) با قدرت تفکیک ۰/۱۲۵ درجه قوسی شامل، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰، امگای تراز ۷۰۰، فشار تراز دریا (SLP)، مؤلفه های مداری و نصف النهاری باد در تراز ۳۰۰، رطوبت ویژه در تراز ۷۰۰ به دلیل قدرت تفکیک بالاتر در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. با استفاده از این داده ها و ترسیم نقشه های سامانه های سینوپتیک و

الگوهای باد در نرم افزار GRADS؛ الگوهای بادی و سامانه‌های همدیدی مؤثر در در هنگام بروز توفان‌های تندری کرمانشاه بازنگری شد.

تصاویر MODIS جهت بررسی یک رخداد مانند سیل، فوران آتشفشان، توفان‌های تندری، گرد و غبار و غیره همواره استفاده می‌شود. در این پژوهش، برای درک بیشتری از ابعاد و ویژگی‌های این توفان‌های تندری از تصاویر سنجنده MODIS در وبسایت تخصصی (NASA) استفاده شده است^{۱۱}. سپس با انتخاب نوع سنجنده (MODIS) و انتخاب مکان و زمان مورد نظر تمام تصاویر موجود در دسترس قرار می‌گیرند.

امکان رخداد توفان‌های تندری در بسیاری از موارد، با شکل‌گیری الگوهای ویژه اتمسفری همراه است. رویداد انسویکی با فازهای مختلف گرم (ال‌نینو) و سرد (لانینا)، پدیده‌ایی که چرخه برگشت دارد و در مقیاس جهانی تأثیرگذار است (Kulkarni et al., 2013). لذا در این مقاله رابطه فازهای مختلف انسو (ONI) با رخداد توفان‌های تندری بررسی شده است.

یافته‌ها و بحث

با برآورد شاخص‌های مختلف ناپایداری در روزهایی با بارش سنگین و روز پیش از آن در استان کرمانشاه، میزان این شاخص‌ها بدست آمد. جدول ۵، مقادیر شاخص‌های ناپایداری جو طی (۱۹۹۰-۲۰۱۹) را ارائه می‌دهد.

شاخص K: مقادیر شاخص K در روزهای با بارش سنگین، بین ۲۰/۷ تا ۳۴/۸ می‌باشد، در صورتی که میزان این شاخص در روز پیش از بارش سنگین بین ۲۰/۹ تا ۳۷/۷ می‌باشد. پایین‌ترین مقادیر مربوط به ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس و بالاترین مقادیر مربوط به نوامبر، آوریل و می است که نشان می‌دهد بارش‌های سنگین در فصل زمستان با ناپایداری کمتری و در پاییز و بهار با ناپایداری بیشتری همراه است. به ویژه این که میزان شاخص ناپایداری K در فصل پاییز و بهار در روز پیش از بارش سنگین به طور کلی بیشتر است. در روز با بارش بیشینه برای نوامبر ۱۹۹۴، مارس ۲۰۰۴ و فوریه ۲۰۰۷ مقادیر شاخص K بین ۲۴ تا ۲۹ می‌باشد که ۴۰ تا ۶۰ درصد احتمال رخداد توفان تندری وجود دارد. این مقدار برای نوامبر ۱۹۹۲، نوامبر ۱۹۹۳، ژانویه ۱۹۹۷، آوریل ۲۰۰۲ بین ۲۹ تا ۳۵ می‌باشد که ۶۰ تا ۸۰ درصد احتمال رخداد توفان تندری وجود دارد.

شاخص LI: با توجه به اینکه این شاخص نشان دهنده صعود هوا می‌باشد در روزهایی که مقدار این شاخص منفی و بزرگ است فعالیت‌های همرفتی در جو بیشتر بوده و در نتیجه رخداد بارش بیشتر ناشی از ابرهای همرفتی (کومه‌ای) است. اما در روزهایی که این شاخص مثبت و بزرگ است بارش‌ها ناشی از ابرهای غیر همرفتی است. به طور نمونه در روز ۱۲ می ۱۹۹۳ بالاترین مقدار منفی LI وجود دارد و بنابراین سهم چشمگیری از بارش از نوع بارش‌های همرفتی است، در صورتی که در روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ بالاترین مقدار مثبت LI وجود دارد که نشان می‌دهد بارش سنگین در این روز از نوع همرفتی نیست. مقادیر این شاخص برای سال‌های ۱۹۹۷ و ۲۰۰۲ در روز با

11- <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/search>

بارش سنگین بین صفر تا ۲- قرار دارد که احتمال رخداد توفان رگبارهای باران و برف وجود دارد. مقدار LI برای یک روز قبل از بارش برای ۱ نوامبر ۱۹۹۳ بین صفر تا ۲- و برای روزهای ۱۲ می ۱۹۹۳، ۲۱ نوامبر ۱۹۹۴، ۱۸ آوریل ۲۰۰۲ بین ۲- تا ۵- می باشد که احتمال رخداد توفان تندری وجود دارد.

شاخص SI: مقادیر شاخص SI یا شوالتر گویای وضع هوا را است. اگر SI بیشتر از (۳+) باشد ابرهایی با ساختار کومه ای بارانزا شکل نمی گیرند اما هرچه مقدار SI از (۳+) کمتر باشد (به ویژه مقادیر منفی) رگبارها و توفان تندری بیشتری روی می دهد. این شاخص ارتباط نزدیکی با شاخص LI دارد. مقادیر پایین تر از ۱ احتمال رخداد توفان تندری را بیان می کند که این مقدار در روزهای ۸ نوامبر ۱۹۹۲، ۲ نوامبر ۱۹۹۳، ۱۶ ژانویه ۱۹۹۷ و ۱۹ آوریل ۲۰۰۲ کمتر از ۱ می باشد.

جدول ۵- مقادیر شاخص های ناپایداری جو در روزهای با بارش سنگین

Table 5- Values of atmospheric instability indices on days with Heavy Precipitation

ردیف	سال	ماه	روز	بارش	KI	LI	SI	CAPE	PWS
۱	۱۹۹۲	۱۱	۷	۲	۲۸/۳	۳/۵۹	۳/۷۹	۰	۱۷/۲۴
۱	۱۹۹۲	۱۱	۸	۴۳	۳۲	۰/۶۳	۰/۸۲	۰	۱۸/۲۳
۲	۱۹۹۳	۵	۱۲	۴	۳۶/۶	-۳/۱۸	-۲/۸۱	۴۳۰/۴۶	۱۹/۰۴
۲	۱۹۹۳	۵	۱۳	۴۳	۲۲/۹	۲/۰۹	۲/۳۳	۰	۱۲/۸۴
۳	۱۹۹۳	۱۱	۱	۱۳	۳۵/۳	-۱/۹	-۱/۵۷	۲۳۲/۳	۲۰/۵۵
۳	۱۹۹۳	۱۱	۲	۵۲	۳۴/۸	۰/۰۲	۰/۰۴	۰	۱۹/۹۲
۴	۱۹۹۴	۱۱	۲۱	۱	۳۳/۷	-۲/۱۸	-۱/۸۹	۲۲۲	۱۸/۷۶
۴	۱۹۹۴	۱۱	۲۳	۸۱	۲۴/۶	۶/۰۶	۶/۵۸	۰	۱۸/۴۷
۵	۱۹۹۷	۱	۱۵	۱۴/۱	۲۲/۷	۶/۷۴	۷/۱۳	۰	۱۴/۹۳
۵	۱۹۹۷	۱	۱۶	۴۰/۴	۲۹/۸	-۰/۴۲	-۰/۶	۹۷/۱۱	۹/۳۵
۶	۲۰۰۲	۴	۱۸	۲۵	۳۷/۷	-۲/۷۷	-۲/۸۵	۳۴۹/۳۵	۱۹/۸۵
۶	۲۰۰۲	۴	۱۹	۴۵/۶	۳۲/۳۳	-۰/۳۳	-۰/۵	۲۵/۳۶	۱۵/۶۶
۷	۲۰۰۴	۳	۳۰	۴/۷	۲۰/۹	۱/۳	۱/۴	۰	۱۱/۲۵
۷	۲۰۰۴	۳	۳۱	۴۲	۲۴/۷	۶/۸۸	۶/۸۸	۰	۱۸/۰۷
۸	۲۰۰۵	۳	۱۰	۱۴/۲	۲۹	۳/۲۴	۳/۵۸	۰	۱۸/۴۸
۸	۲۰۰۵	۳	۱۱	۴۶	۲۰/۷	۷/۷۱	۸/۴۶	۰	۱۶/۰۳
۹	۲۰۰۷	۲	۳	۲	۲۵/۸	۳/۹۱	۴/۰۱	۰	۱۱/۴۷
۹	۲۰۰۷	۲	۴	۴۰	۲۷/۶	۱/۷۵	۱/۹۵	۰	۱۰/۳۴
۱۰	۲۰۱۹	۳	۲۵	۴۱/۶	۲۷/۹	۴/۰۳	۴/۳	۰	۱۶/۹۸
۱۱	۲۰۱۹	۴	۱	۵۸/۶	۱۹/۴	۱۰/۵۳	۱۱/۲۲	۰	۱۷/۱۵

<http://weather.uwyo.edu/upperair>

شاخص CAPE: مقادیر انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی از عوامل مهم توفان های همرفتی است. هنگامی که مقدار CAPE صفر باشد، بارش همرفتی نبوده و خاستگاه همدیدی (ابره های لایه ای) داشته و هنگامی که این شاخص بالاتر از صفر است نقش دو عامل همرفتی و سیستم های همدیدی باعث ایجاد بارش شده است. مقادیر بسیار بالای CAPE همراه

با توفان‌های تندری می‌باشد. برای نمونه در روزهای ۱۲ می ۱۹۹۳ و ۱۸ آوریل ۲۰۰۲ مقادیر این شاخص در یک روز پیش از بارش بالا است که بیانگر رخداد توفان تندری می‌باشد.

شاخص PWS: مقادیر آب قابل بارش برای روزهای اوج بارش و یک روز پیش از آن نشان می‌دهد که مقادیر بالای آب قابل بارش، با روزهایی که فعالیت‌های همرفتی بالاست، بیشتر منطبق است. همچنین با افزایش آب قابل بارش، احتمال رخداد بارش‌های بیشتر افزایش می‌یابد. مقادیر آب قابل بارش در روزهای اوج بارش بین حداقل ۹/۳۵ مربوط به ۱۶ ژانویه ۱۹۹۷ و حداکثر آن ۱۹/۹۲ مربوط به ۲ نوامبر ۱۹۹۳ می‌باشد.

با استفاده از این نقشه‌ها شاخص‌های مختلفی مانند: نسبت آمیختگی بخار آب در جو، بررسی نیمرخ دما و فشار، نقطه شبنم، رطوبت نسبی، ارتفاع، پایه کف ابر (تراز میعان) و سرعت و جهت باد در ترازهای مختلف جو به دست می‌آید. در اینجا این نمودارهای Skew-T کرمانشاه در روزهای با بارش سنگین در ساعت ۱۲ گرینویچ (۸ نوامبر ۱۹۹۲، ۲۳ نوامبر ۱۹۹۴، ۳۱ مارس ۲۰۰۴، ۴ فوریه ۲۰۰۷) و در ساعت ۰۰ گرینویچ در روزهای (۲ نوامبر ۱۹۹۵، ۱۱ مارس ۲۰۰۵)، در شکل ۲ ترسیم شده است. همچنین مقادیر پارامترهای که از این نمودارها قابل استخراج است در جدول ۶ ارائه شده است. بر روی این نمودار می‌توان مشخص کرد که ایستگاه مورد نظر در چه سطحی قرار دارد به عنوان مثال کرمانشاه با ارتفاع ۱۳۱۸/۶ متر تقریباً در سطح ۸۵۰ میلی بار قرار می‌گیرد. از جمله دیگر پارامترها، دما و فشار تراز میعان است که بیانگر کف پایه ابر از سطح زمین می‌باشد. همچنین میانگین نسبت آمیختگی لایه یا رطوبت ویژه که در روز ۲ نوامبر ۱۹۹۳ بالاترین مقدار را داراست.

جدول ۶- پارامترهای مستخرج از نمودارهای Skew-T کرمانشاه در روزهای با بارش سنگین

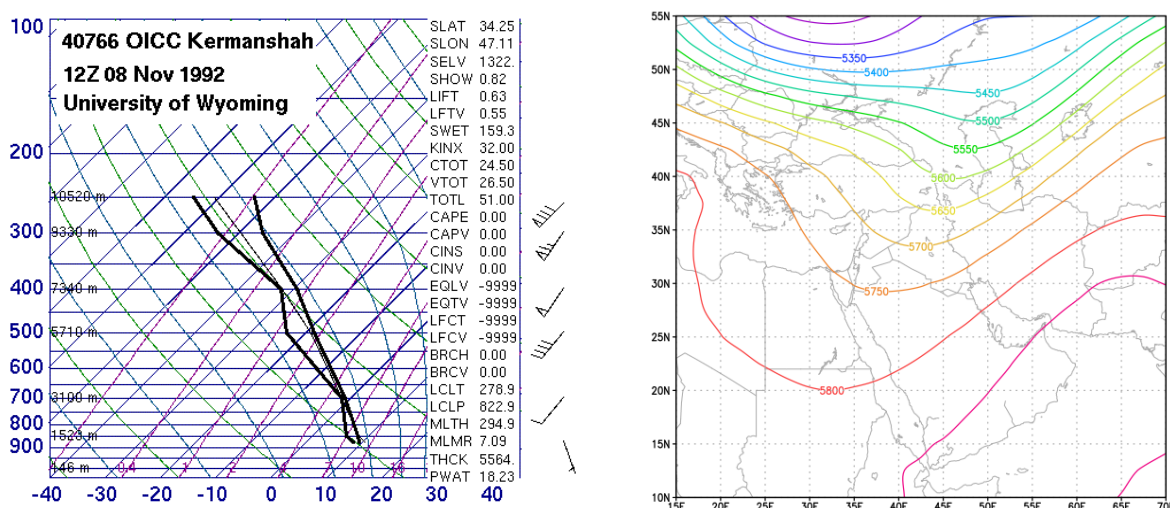
Table 6- Parameters extracted from Skew-T charts of Kermanshah on days with Heavy Precipitation

روز	۸	۲	۲۳	۳۱	۱۱	۱
ماه	۱۱	۱۱	۱۱	۳	۳	۲
سال	۱۹۹۲	۱۹۹۳	۱۹۹۴	۲۰۰۴	۲۰۰۵	۲۰۰۷
دمای تراز میعان (کف پایه ابر)	۲۷۸/۹	۲۷۸/۶	۲۷۵/۷	۲۷۵/۹	۲۷۴/۴	۲۷۳/۲
فشار تراز میعان	۸۲۲/۹	۷۷۱/۶	۷۹۷/۳	۷۸۲/۲	۷۸۹/۶	۷۵۳/۴
میانگین نسبت آمیختگی لایه (رطوبت ویژه)	۷/۰۹	۷/۴۰	۵/۸۲	۶/۰۳	۵/۳۶	۵/۱۶
دمای هوا در سطح زمین	۱۰	۱۴	۸	۸	۸	۹
نقطه شبنم در سطح زمین	۹	۱۰	۶	۷	۶	۴
ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به متر	۵۷۱۰	۵۷۶۰	۵۶۷۰	۵۶۶۰	۵۷۰۰	۵۶۱۰
جهت باد غالب	جنوبغرب	جنوبغرب	جنوبغرب	جنوبغرب	جنوبغرب	جنوبغرب

تفاوت دمای هوا و نقطه شبنم در سطح سطح زمین گویای این است که هر چه فاصله این دو کمتر باشد نم هوا بیشتر است و در سطوح بالاتر جایی که خط دمای هوا و نقطه شبنم همدیگر را قطع می‌کند ابر تشکیل و بارندگی ایجاد می‌شود. روی این نمودارها سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال، سطحی است که این دو خط به همدیگر نزدیک‌تر یا همدیگر را قطع کردند. ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به متر در هر روز، نشانگر دمای میانگین لایه بین ۵۰۰ و ۱۰۰۰

هکتوپاسکال (هر چه ارتفاع کمتر، دمای میانگین لایه کمتر، ناپایداری یا بارش بیشتر) است. جریانات نیرومند سطوح بالای جو و تغییرات شدید چینش قائم باد هم از نظر جهت و هم سرعت، نشان شدت ناپایداری هاست. بر روی نمودار Skew-T وزش باد با سرعت ۴۰ تا ۵۰ نات در همه روزهای مورد بررسی به جز روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ که به سرعت حدود ۸۰ نات می‌رسد. همچنین سرعت باد از سطح زمین به سطوح بالا افزایش می‌یابد و جهت باد غالب جنوب غربی است که جهت ورد سامانه بادهای غربی به این منطقه می‌باشد.

تحلیل نمودار Skew-T و نقشه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای منتخب همراه با بارش سنگین روز ۱۷ آبان ۱۳۷۱: رطوبت نسبی هوا در ایستگاههای هواشناسی مورد مطالعه بسیار بالا و بین ۷۱/۳ (روانسر) تا ۸۷/۸ درجه سلسیوس (سرپل ذهاب) و مقدار بارندگی بین ۱۸/۷ (روانسر) تا ۳۲/۷ میلی‌متر (کرمانشاه) بود. بررسی نمودار Skew-T گویای اختلاف ناچیز دمای هوا و دمای نقطه شبنم تا سطح ۶۵۰ هکتوپاسکال است. چنانکه در سطح ژئوپتانسیل ۷۰۰ هکتوپاسکال دو منحنی مزبور بر روی یکدیگر منطبق می‌شوند. مقدار آب قابل بارش ۱۸/۲۳ میلی‌متر است. اگر چه شاخص‌های (Li) و (Si) وجود شرایط همرفت محلی را تأیید نمی‌کند ولی شاخص (K) احتمال رخداد توفان تندری را ۶۰-۸۰ درصد و پتانسیل بالای همرفت را نشان می‌دهد. نمایه مجموع (TT) برابر با ۵۱ بود که گویای رخداد توفانهای شدید منفرد در محل است. بررسی نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال گویای استقرار یک ناوه عمیق در غرب کشور ایران است که تا عرض ۱۵ درجه به سوی عرض‌های پایین کشیده شده است و به خوبی هوای گرم‌تر عرض‌های جنوبی را که پتانسیل بارگیری رطوبت بالایی دارند به سوی نیمه غربی ایران روانه کرده است (شکل ۲).



شکل ۲: نمودار Skew-T و نقشه هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، روز ۸ نوامبر ۱۹۹۲ (۱۷ آبان ۱۳۷۱)

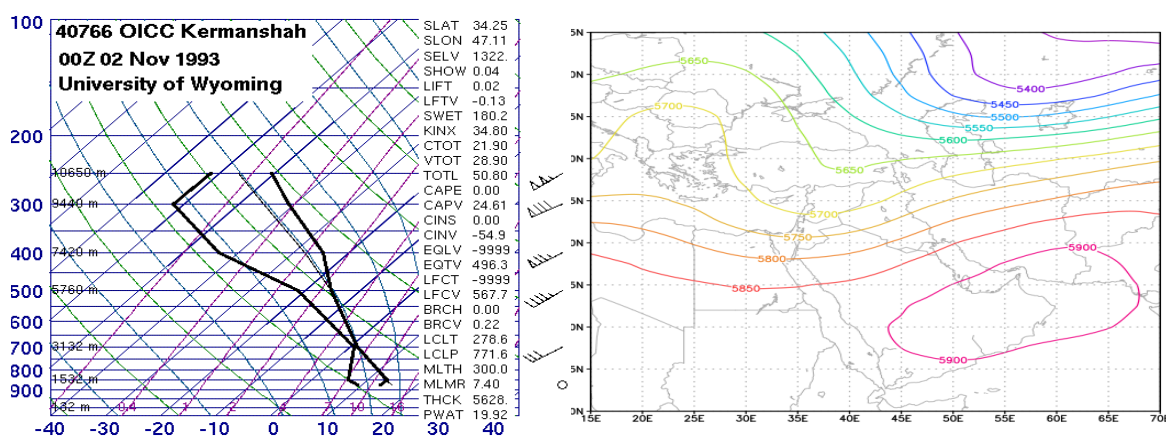
Figure 2: Skew-T diagram and 500 hpa geopotential level map, November 8, 1992

روز ۱۰ آبان ۱۳۷۲: مقدار بارندگی از ۱۶ میلی‌متر در کنگاور تا ۳۴/۲ میلی‌متر در روانسر و نم نسبی هوا بین ۵۲/۸ درصد در سرپل ذهاب تا ۸۱/۹ درصد در کنگاور متغیر بود. بررسی نمودار Skew-T گویای این است که از سطح

فشار ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال شرایط برای همرفت آزاد مهیا می‌باشد. مقدار آب قابل بارش ۱۹/۹ میلی‌متر بود و شاخص‌های دینامیکی (Li) و (Si) گویای وجود ناپایداری مشروط و شاخص (K) گویای پتانسیل بالای همرفت است. نمایه مجموع (TT) حدود ۵۰/۸ است که نشان می‌دهد وجود رخداد توفان‌های شدید منفرد در سطح استان محتمل بوده است. الگوی همدید نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیانگر حاکمیت یک سامانه باران‌زا است. ناوهای که از عرض جغرافیایی ۵۲ تا ۲۳ درجه عمیق شده است و نیمه جلویی این ناوه بر فراز غرب و شمال‌غرب ایران گسترده شده است (شکل ۳).

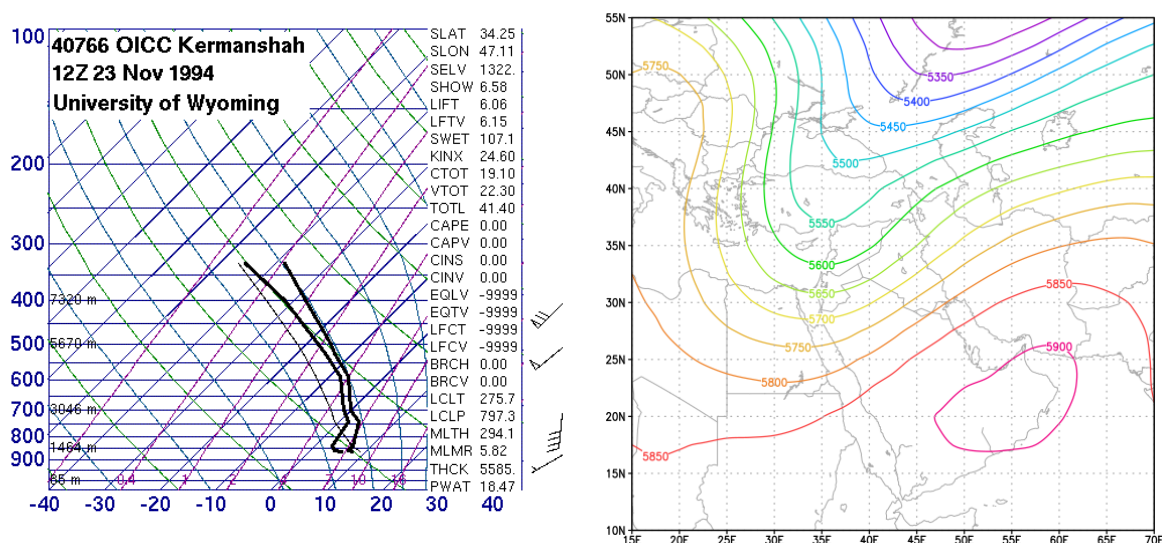
روز ۲ آذر ۱۳۷۳: مقدار آب قابل بارش ۱۸/۵ میلی‌متر بود و نم نسبی از ۷۱/۸ درصد در سرپل ذهاب تا ۹۳/۳ درصد در کنگاور و اسلام آباد غرب گویای رطوبت نسبی بالای هوا بود. بررسی نمودار Skew-T و شاخص‌های دینامیک هوا بیانگر پتانسیل اندک برای همرفت بوده و شرایط ناپایداری ضعیف و مشروط است. نمایه مجموع (TT) برابر ۴۱/۴ بود که عدم احتمال همرفت را بیان می‌کند. بررسی الگوی گردش اتمسفری نشان می‌دهد که ناوه بسیار عمیقی که محور آن از شمال‌شرقی - جنوب‌غربی آن دقیقاً روی دریای سیاه و دریای مدیترانه قرار گرفته است و حدود ۵۰ درجه عرض جغرافیایی از عرض ۱۲ درجه شمالی تا ۶۲ درجه شمالی را فرا گرفته است. این سامانه بارش‌زا نقش اصلی در بارش‌های استان کرمانشاه داشته است (شکل ۴).

روز ۱۲ فروردین ۱۳۸۳: مقدار بارندگی ایستگاه‌های هواشناسی منتخب بین ۷/۲ میلی‌متر در کنگاور تا ۷۳/۱ میلی‌متر در روانسر متفاوت بود. نم نسبی هوا نیز از ۶۶/۹ درصد در کرمانشاه تا ۹۳/۷ درصد در سرپل ذهاب گویای رطوبت بالای هوا در استان بود. آب قابل بارش حدود ۱۸ میلی‌متر است. شاخص (K) گویای این است که پتانسیل مورد نیاز برای همرفت هوا ناچیز است. نمایه مجموع (TT) حدود ۳۹/۶ بود که نشان می‌دهد احتمال همرفت در محل وجود نداشته است. بررسی نقشه همدی نشان می‌دهد که محور ناوهای نه چندان عمیق دقیقاً در نیمه غربی ایران و بر روی استان کرمانشاه قرار گرفته است. جهت وزش باد از شمال‌غرب (سرپل‌ذهاب) و حرکت تقریباً مداری بادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز در نقشه هوا مشهود است (شکل ۵).



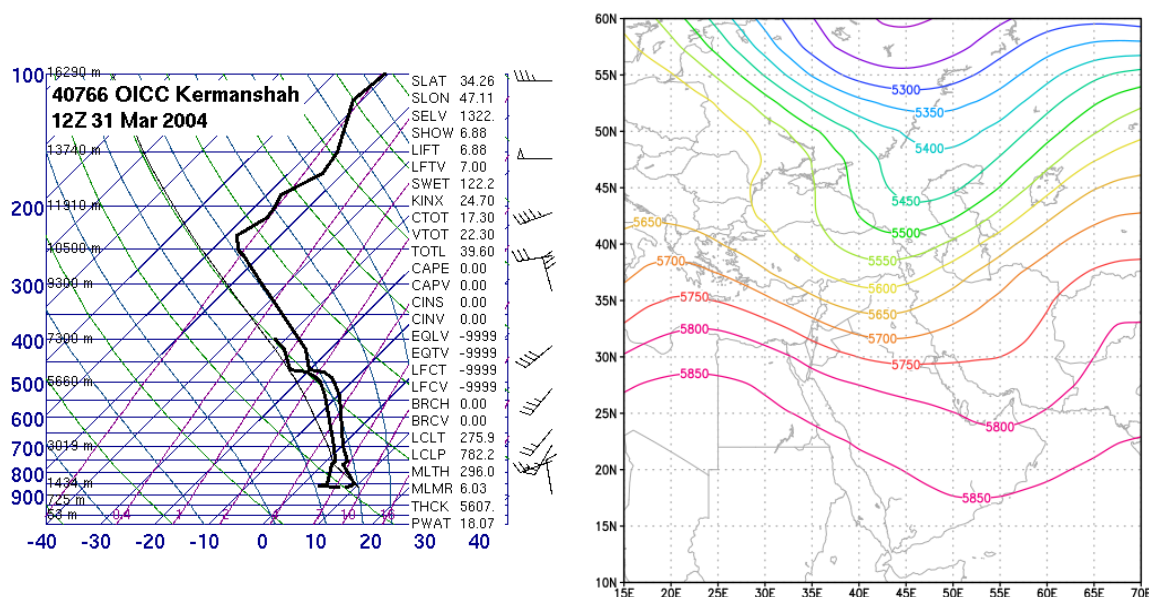
شکل ۳: نمودار Skew-T و نقشه هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، روز ۲ نوامبر ۱۹۹۳ (۱۰ آبان ۱۳۷۲)

Figure 3: Skew-T diagram and 500 hpa geopotential level map, November 2, 1993



شکل ۴: نمودار Skew-T و نقشه هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، روز ۲۳ نوامبر ۱۹۹۴ (۲ آذر ۱۳۷۳)

Figure 4: Skew-T diagram and 500 hPa geopotential level map, November 23, 1994



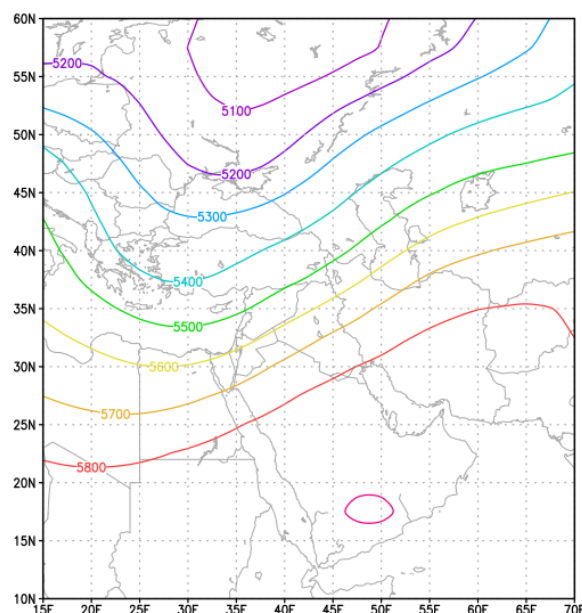
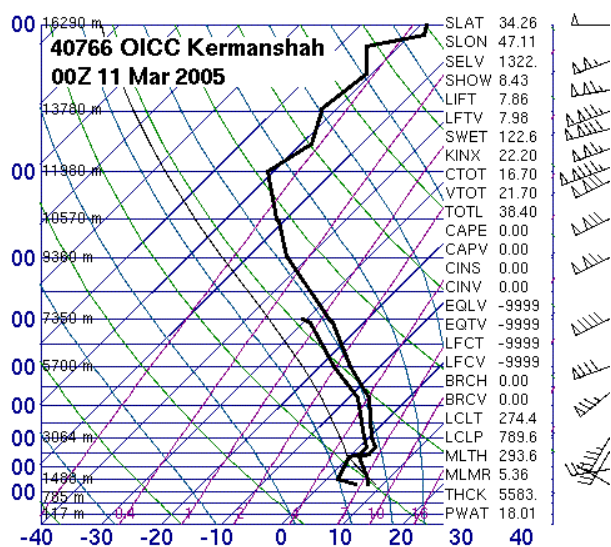
شکل ۵: نمودار Skew-T و نقشه هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، روز ۳۱ مارس ۲۰۰۴ (۱۲ فروردین ۱۳۸۳)

Figure 5: Skew-T diagram and 500 hPa geopotential level map, March 31, 2004

روز ۲۱ اسفند ۱۳۸۳: مقدار نم نسبی هوا در همه ایستگاههای هواشناسی مورد مطالعه بیش از ۹۳ درصد بود و حتی نم نسبی در کنگاور به ۱۰۰ درصد می رسید. بارندگی از ۲۲/۴ میلی متر در کنگاور تا ۵۱/۴ در اسلام آباد غرب متغیر بود. شاخص های دینامیکی هوا پتانسیل همرفتی را کم نشان می دهد. نمایه مجموع (TT) حدود ۳۸/۴ بود که گویای عدم احتمال همرفت است. وجود شرایط همرفت آزاد نیز در نمودار Skew-T مشهود نیست. بررسی نقشه همدید

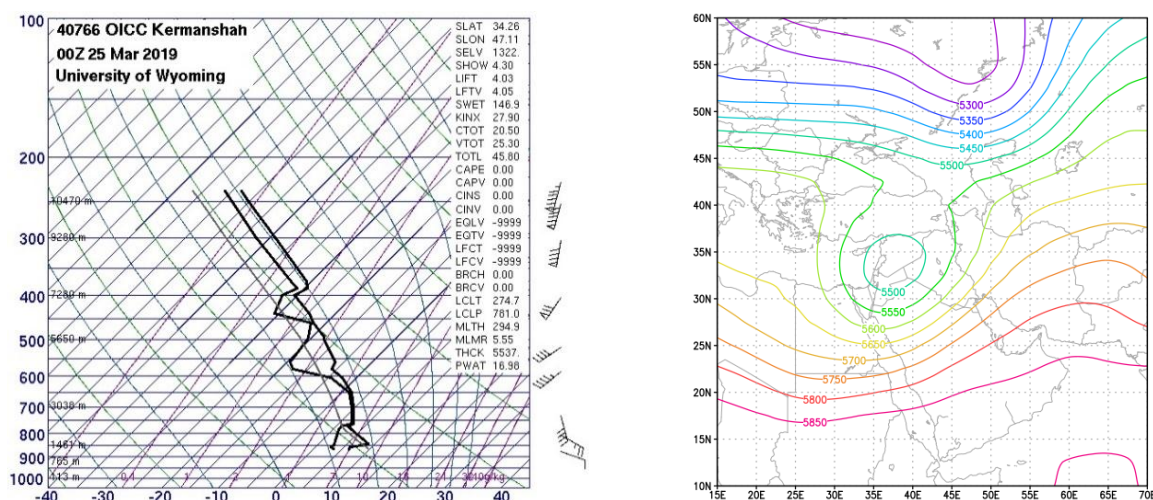
گویای استقرار یک ناوه عمیقی است که از عرض شمالی ۵۷ تا عرض ۱۷ درجه گسترش یافته است و محور آن از شمال دریای سیاه تا شمال قاره آفریقا کشیده شده است. استقرار نیمه جلویی محور فرود بر فراز منطقه مورد مطالعه موجب شده تا بارشهای بسیار فراوانی در استان کرمانشاه رخ دهد. ریزش هوای گرم و مرطوب عرض‌های جنوبی نیز، افزایش خیره کننده نم نسبی در شهرهای استان کرمانشاه را فراهم کرده است (شکل ۶).

روز ۵ فروردین ۱۳۹۸: بیشترین بارندگی روزانه استان در کنگاور ریزش کرد و مقدار آن از ۵۱ میلی متر فراتر رفت. نم نسبی همه ایستگاههای منتخب نیز بیش از ۷۰ درصد بود و کنگاور با نم نسبی ۹۳/۱ درصد مرطوب‌ترین هوا داشت. در بررسی شاخص‌های ناپایداری هوا مشخص شد که نمایه (K) گویای شرایط متوسط برای همرفت است. نمایه مجموع (TT) ۴۵/۸ بود و احتمال رخداد همرفت هوا را تأیید می‌کند. بررسی نمودار Skew-T نیز تقاطع چند لایه دمای هوای در حال صعود با دمای نقطه شبنم را نشان می‌دهد که می‌تواند بیانگر تشکیل ابرهای چند لایه در اتمسفر باشد. بررسی نقشه همدید هوا در سطح ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال که حاکمیت یک سردچال در غرب ایران را نشان می‌دهد که هسته آن درست در خاور دریای مدیترانه قرار گرفته است. چرخندگی مثبت پیرامون هسته سردچال و وجود ناپایداری هوا در نیمه جلویی سردچال که بر آسمان غرب و جنوب غرب ایران گسترش یافته است سبب ورود هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین جغرافیایی و بارش فراوان در استان کرمانشاه شده است (شکل ۷).



شکل ۶: نمودار Skew-T و نقشه هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ (۲۱ اسفند ۱۳۸۳)

Figure 6: Skew-T diagram and 500 hpa geopotential level map, March 11, 2005

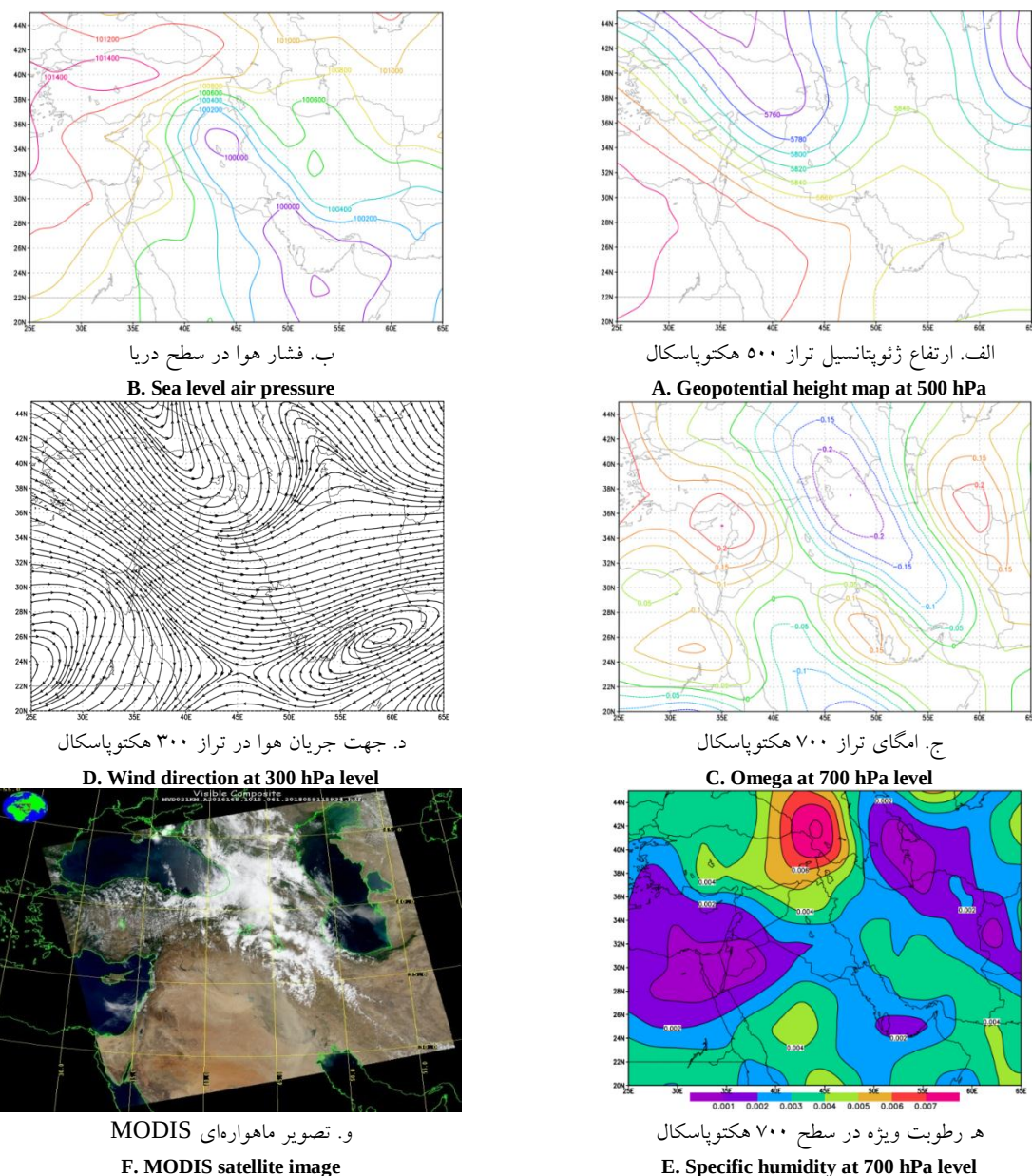


شکل ۷: نمودار Skew-T و نقشه هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، روز ۲۵ مارس ۲۰۱۹ (۵ فروردین ۱۳۹۸)

Figure 7: Skew-T diagram and 500 hpa geopotential level map, March 25, 2019

مطالعه همدیدی شرایط ناپایداری هوا و توفان های گرد و غبار

به منظور بررسی شرایط ناپایداری هوا و توفان های گرد و غبار، شرایط هوای ناپایدار روز ۲۷ خرداد سال ۱۳۹۵ خورشیدی انتخاب شده است. نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال گویای استقرار سامانه پرفشار در غرب کشور است (شکل ۸، الف)، یعنی شرایط پایداری در این سطح از اتمسفر حاکم است. در صورتی که نقشه فشار تراز دریا بیانگر حاکمیت یک سامانه کم فشار بر فراز خلیج فارس است، به گونه ای که زبانه منحنی های هم فشار به سوی غرب کشور کشیده شده است (شکل ۸، ب). گردش چرخندی در این زبانه کم فشار، سبب انتقال گرد و غبار از کشورهای عراق و سوریه به غرب ایران شده است. تحلیل نقشه باد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال گویای این است که یک سردچال در شرق مدیترانه و سامانه پراارتفاع جنب استوایی در فراز شبه جزیره عربستان و جنوب ایران در برابر هم قرار دارند (شکل ۸، ج). بررسی کمیت و کیفیت نقشه امگا و نیز سمت و سرعت باد بیانگر شرایط صعود عمیق و نیرومند هوا در محل است (شکل ۸، د). نقشه رطوبت گویای رطوبت ناچیز در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است. چنانکه در گستره مورد مطالعه، مقدار رطوبت بسیار کم و کمتر از ۲۵ درصد است. در نتیجه وجود کم فشار گرمایشی سطح زمین و شرایط ناپایداری در لایه مرزی هوا با شرایط سطوح فوقانی اتمسفر اثر یکدیگر را خنثی نموده و در اصطلاح سینرژی منفی (هم کاهندگی) شکل گرفته است (شکل ۸، ه). بررسی تصویر ماهواره ای (MODIS) روز ۲۷ خرداد ۱۳۹۵ خورشیدی گویای جریان هوای غبارآلود به سوی غرب ایران و کرمانشاه است (شکل ۷).



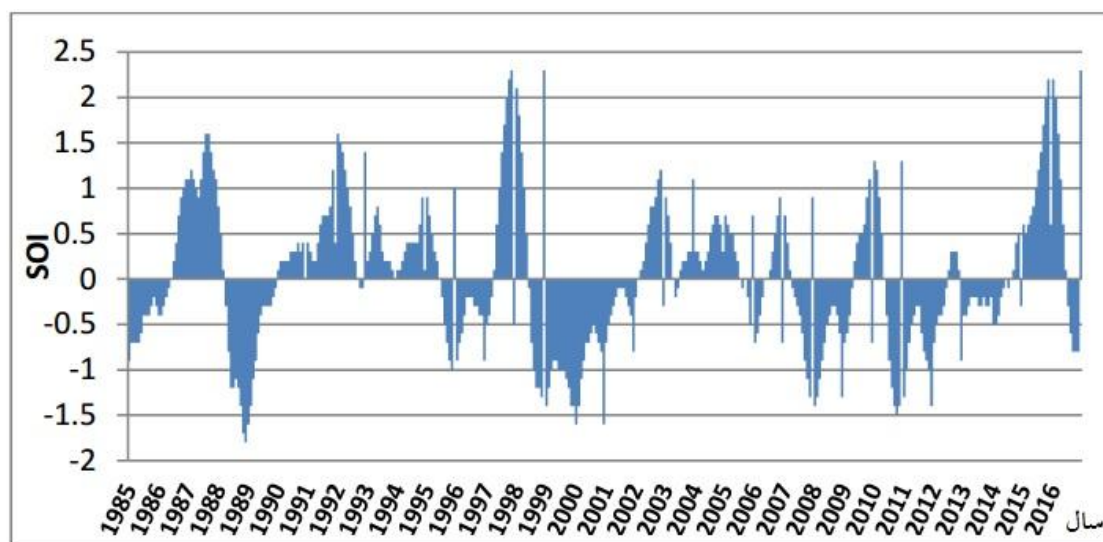
شکل ۸: نقشه‌های هم‌دید شرایط ناپایداری هوا در روز ۲۷ خرداد سال ۱۳۹۵ خورشیدی

Figure 8: Synoptic maps of unstable weather conditions on June 16, 2016

ارتباط توفان‌های تندری با ال‌نینو: پدیده انسو دارای چرخه فازهای گرم (ال‌نینو) و سرد (لانینا) است که در مقیاس جهانی تأثیرگذار است. شکل (۹) گویای آهنگ تغییرات شاخص (ONI) در رابطه. فازهای انسو در سال‌های پیاپی است. چنین رفتار یکسانی نیز در سری زمانی توفان‌های تندری نیز مشاهده می‌شود. بدین معنا که توفان‌های تندری نیز از نوسانات درون سالی برخوردار است که می‌توان علت آن را مربوط به تغییرات الگوهای جوی در طی فازهای مختلف انسو دانست. بیشترین توفان‌های تندری مورد بررسی (۲۰۱۵-۱۹۹۰) در سالهای ۲۰۱۵-۲۰۰۷، ۲۰۰۵-۲۰۰۳، ۱۹۹۷-۱۹۹۱ مشاهده شده است که در بیشتر سال‌ها شاخص انسو، گویای رخداد فاز گرم است. در فاز گرم انسو (ال‌نینو) احتمال

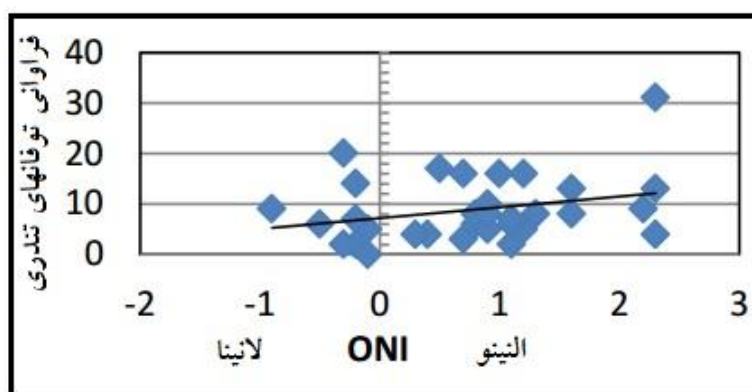
رخداد توفان های تندری بیشتر است. در مقابل، در فاز سرد انسو (لانینا) بروز توفان های تندری از فراوانی کمتری برخوردار است.

شکل (۱۰) گویای پیوند از دور میان فراوانی رخداد توفان های تندری کرمانشاه با شاخص الگوی انسو (ONI) است. ارقام منفی بیانگر فاز سرد (لانینا) و ارقام مثبت گویای فاز گرم انسو (النینو) است. نزدیک به ۶۸ درصد توفان های تندری همزمان با فاز گرم انسو (النینو) رخ داده است. در صورتی که فراوانی توفان های تندری در هنگام چیرگی فاز سرد انسو (لانینا) از ۳۲ درصد تجاوز نمی کند. وجود پیوند از دور میان فازهای مثبت و منفی انسو با پدیده های اقلیمی به ویژه توفان های تندری (Tavousi, 2016)، در پژوهش های دیگر نیز اثبات شده است (Satori et al., 2009)، (Kandalgaonkar et al., 2010)، (Kulkarni et al., 2013). با توجه به شیب افزایشی خط روند، می توان گفت به نسبت افزایش شدت شاخص (ONI)، شمار رخداد توفان های تندری نیز افزایش می یابد.



شکل ۹: تغییرات سالانه فازهای انسو (ONI) در دوره (۱۹۸۵-۲۰۱۶)

Figure 9: Annual changes of ONI phases (1985-2016)



شکل ۱۰: نمودار پراکنش فراوانی سالانه توفان های تندری کرمانشاه و شاخص (ONI)

Figure 10: Distribution of the annual frequency of thunderstorms in Kermanshah and the ONI index

جدول ۷- پارامترهای هواشناسی ایستگاههای هواشناسی منتخب استان کرمانشاه در روزهای با بارش سنگین

Table 7- Meteorological parameters of selected meteorological stations in Kermanshah Province on days with Heavy Precipitation

تاریخ	پارامتر	اسلام آباد غرب	روانسر	سرپل ذهاب	کرمانشاه	کنگاور
۱۷ آبان ۱۳۷۱	فشار هوا	۸۶۷/۴	۸۶۳/۸	۹۵۶/۷	۸۷۰/۷	۸۵۵/۷
	دمای هوا در سطح زمین	۱۰	۱۱	۱۵	۱۰	۷
	نقطه شبنم در سطح زمین	۸	۶	۱۳	۷	۴
	رطوبت نسبی	۸۷/۴	۷۱/۳	۸۷/۸	۸۱/۶	۸۱/۲
۱۰ آبان ۱۳۷۲	فشار هوا	۸۶۸/۳	۸۶۴/۷	۹۵۵/۲	۸۷۱/۷	۸۵۵/۸
	دمای هوا در سطح زمین	۱۴	۱۳	۲۱	۱۳	۱۲
	نقطه شبنم در سطح زمین	۹	۹	۱۱	۹	۹
	رطوبت نسبی	۷۱/۸	۷۶/۶	۵۲/۸	۷۶/۷	۸۱/۹
۲ آذر ۱۳۷۳	فشار هوا	۸۶۴/۷	۸۶۱/۵	۹۵۳	۸۶۷/۵	۸۵۲/۳
	دمای هوا در سطح زمین	۶	۶	۱۴	۷	۶
	نقطه شبنم در سطح زمین	۵	۴	۹	۴	۵
	رطوبت نسبی	۹۳/۳	۸۷	۷۱/۸	۸۱/۲	۹۳/۳
۱۲ فروردین ۱۳۸۳	فشار هوا	۸۶۰/۱	۸۵۶/۵	۹۴۷/۷	۸۶۳/۴	۸۴۶/۹
	دمای هوا در سطح زمین	۱۱	۱۰	۱۵	۱۳	۱۱
	نقطه شبنم در سطح زمین	۹	۸	۱۴	۷	۹
	رطوبت نسبی	۸۷/۵	۸۷/۴	۹۳/۷	۶۶/۹	۸۷/۵
۲۱ اسفند ۱۳۸۳	فشار هوا	۸۶۳/۵	۸۵۹/۵	۹۵۱/۴	۸۶۶/۲	۸۵۰/۳
	دمای هوا در سطح زمین	۶	۵	۱۰	۷	۷
	نقطه شبنم در سطح زمین	۵	۴	۹	۶	۷
	رطوبت نسبی	۹۳/۳	۹۳/۲	۹۳/۵	۹۳/۴	۱۰۰
۱۲ بهمن ۱۳۸۵	فشار هوا	۸۶۹/۸	۸۶۶/۵	۹۶۲	۸۷۲/۸	۸۵۶/۴
	دمای هوا در سطح زمین	۰	۱	۶	۵	۱
	نقطه شبنم در سطح زمین	-۲	-۱	۳	-۱	۰
	رطوبت نسبی	۸۶/۴	۸۶/۵	۸۱/۱	۶۵/۲	۹۳
۵ فروردین ۱۳۹۸	فشار هوا	۸۵۲	۸۴۸/۸	۹۳۵/۷	۸۵۷/۵	۸۴۵/۸
۱۲ فروردین ۱۳۹۸	دمای هوا در سطح زمین	۱۰	۹	۱۶	۷	۲
	نقطه شبنم در سطح زمین	۸	۶	۱۲	۵	۱
	رطوبت نسبی	۸۷/۴	۸۱/۵	۷۷/۲	۷۰/۵	۹۳/۱
	فشار هوا	۸۵۷/۳	۸۵۴/۳	۹۴۳/۱	۸۶۲/۱	۸۴۷/۱
۱۲ فروردین ۱۳۹۸	دمای هوا در سطح زمین	۷	۶	۱۴	۵	۰
	نقطه شبنم در سطح زمین	۵	۱	۹	۴	۰
	رطوبت نسبی	۸۷/۱	۷۰/۳	۷۱/۸	۹۳/۲	۱۰۰

در اینجا فشار هوا به هکتوپاسکال، دمای هوا به سلسیوس، رطوبت نسبی به درصد است.

جدول ۸- مقدار بارندگی، جهتوزش باد و دید افقی ایستگاههای هواشناسی منتخب استان کرمانشاه در روزهای با بارش سنگین

Table 8- Rainfall, wind direction and visibility of the meteorological stations of Kermanshah province on days with heavy rainfall

تاریخ	پارامتر	اسلام آباد غرب	روانسر	سرپل ذهاب	کرمانشاه	کنگاور
۱۷ آبان ۱۳۷۱	بارندگی	۱۹	۱۸/۷	۱۹/۹	۳۲/۷	۲۰/۷
	جهت باد	-	جنوبشرق	-	جنوبشرق	جنوبشرق
	دید افقی	ب ۱۰ ک	ب ۱۰ ک	۷۰۰۰	ب ۱۰	۶۰۰۰
۱۰ آبان ۱۳۷۲	بارندگی	۲۳/۱	۳۴/۲	۱۴/۳	۲۵/۲	۱۶
	جهت باد	-	جنوبشرق	جنوب	شرق	-
	دید افقی	ب ۱۰ ک	ب ۱۰ ک	ب ۱۰ ک	ب ۱۰ ک	۸۰۰۰
۲ آذر ۱۳۷۳	بارندگی	۸۴/۵	۶۴/۶	۱۲/۶	۷۳	۴۶/۷
	جهت باد	-	شمالغرب	-	شمال	-
	دید افقی	۶۰۰۰	۵۰۰۰	۹۰۰۰	۳۰۰۰	۶۰۰۰
۱۲ فروردین ۱۳۸۳	بارندگی	۱۵/۱	۷۳/۱	۱۰/۷	۱۸	۷/۲
	جهت باد	-	-	شمالغرب	-	-
	دید افقی	۶۰۰۰	۵۰۰۰	۶۰۰۰	ب ۱۰ ک	ب ۱۰ ک
۲۱ اسفند ۱۳۸۳	بارندگی	۵۱/۴	۳۹/۹	۴۲/۴	۳۳/۱	۲۲/۴
	جهت باد	غرب	غرب	-	-	شرق
	دید افقی	۲۰۰۰	۶۰۰۰	۶۰۰۰	۸۰۰۰	۸۰۰۰
۱۲ بهمن ۱۳۸۵	بارندگی	۱/۶	۰/۹	۶/۲	۰	۰
	جهت باد	-	شمالغرب	-	-	-
	دید افقی	ب ۱۰ ک	ب ۱۰ ک	ب ۱۰ ک	ب ۱۰ ک	ب ۱۰ ک
۵ فروردین ۱۳۹۸	بارندگی	۳۳	۲۹	۲/۴	۴۱/۶	۵۱/۱
	جهت باد	جنوبشرق	شمال	غرب	شرق	-
	دید افقی	۸۰۰۰	۸۰۰۰	۹۰۰۰	۸۰۰۰	۳۰۰۰
۱۲ فروردین ۱۳۹۸	بارندگی	۳۹/۲	۵۵/۵	۱/۴	۵۸/۶	-
	جهت باد	-	شمالشرق	جنوبشرق	غرب	-
	دید افقی	ب ۱۰ ک	۸۰۰۰	ب ۱۰ ک	۴۰۰۰	۲۰۰۰

در اینجا بارندگی به میلی متر، دید افقی به متر و نماد (ب ۱۰ ک) مخفف «بیش از ۱۰ کیلومتر» است.

نتیجه گیری

شاخص های جو بالا و نمودار Skew-T ابزارهای مناسبی در پیش بینی وضعیت پایداری یا ناپایداری هوا به ویژه شرایط رخداد توفان های تندری می باشد. مقادیر بالای شاخص K و شاخص انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی همراه با مقادیر منفی و کم شاخص شوالتر و شاخص صعود می تواند نشان دهنده بارندگی شدید همرفتی باشد. در غیر این صورت زمانی مقادیر شاخص شوالتر و شاخص صعود مثبت و بالا و مقادیر شاخص CAPE کوچک یا صفر می باشد، بارندگی سنگین علت همرفتی نداشته و بیشتر خاستگاه همدیدی دارد. در این حالت ناپایداری و تلاطم هوا کمتر بوده و امکان تشکیل توفان تندری همراه با بارش وجود ندارد. همچنین این شاخص های می تواند در پیش بینی

رخداد توفان‌های تندری مؤثر باشد زیرا مقادیر این شاخص‌ها در روزهای قبل از رخداد بارش‌سنگین با خاستگاه ابرهای کومه‌ای هشدار لازم را می‌دهد.

با برآورد شاخص‌های ناپایداری KI، SI، LI، CAPE و PWS در روزهایی با بارش‌سنگین (۴۰ میلی‌متر و بیشتر) و روز پیش از آن در ایستگاه هواشناسی کرمانشاه، نتایج زیر بدست آمد: مقادیر شاخص K در روزهای با بارش‌سنگین بین ۲۰/۷ تا ۳۴/۸ می‌باشد که مقادیر بالاتر از ۲۰ احتمال رخداد توفان تندری با درصدهای متفاوت وجود دارد. بارش‌های سنگین در فصل زمستان با ناپایداری کمتری و در پاییز و بهار با ناپایداری و توفان تندری همراه است. همچنین با افزایش آب قابل بارش، احتمال رخداد بارش‌های بیشتر و ناپایداری افزایش می‌یابد.

همچنین تحلیل نمودارهای Skew-T گویای این است که این نمودارها با نشان دادن نیم‌رخ داده‌های جو بالا کمک زیادی به پیش‌بینی وضع هوا و بررسی رخداد توفان‌های تندری می‌کند. از جمله این شاخص‌ها دمای هوا و نقطه شبنم در سطح زمین نیز از این نمودارها به دست می‌آید. هرچه فاصله بین دمای هوا و دمای نقطه شبنم کمتر باشد نشان دهنده اشباع هواست که در سطح زمین ایجاد می‌کند و در ترازهای بالاتر جایی که خط دمای هوا و نقطه شبنم به هم نزدیک یا همدیگر را قطع می‌کند ابر تشکیل و بارندگی ایجاد می‌شود که بر روی بیشتر نمودارهای مورد بررسی در این پژوهش، تراز ۷۰۰-۸۰۰ هکتوپاسکال تراز است که این دو خط به همدیگر نزدیک یا همدیگر را قطع کردند که کف پایه ابر در این تراز تشکیل می‌شود. جریانات قوی سطوح بالای جو و وجود تغییرات شدید چینش قائم باد، هم از نظر جهت و هم سرعت، نشان شدت ناپایداری‌هاست. بر روی این نمودارهای جریان باد، سرعت ۴۰ تا ۵۰ نات در همه روزهای مورد بررسی به جز روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ که دارای سرعت حدود ۸۰ نات بوده است. همچنین سرعت باد از سطح زمین به سطوح بالا افزایش می‌یابد و جهت باد غالب جنوب‌غربی است که جهت ورود سامانه‌ها با بادهای غربی به این منطقه می‌باشد.

به هر حال اتکا صرف به شاخص‌های ناپایداری هوا بدون توجه به شرایط سینوپتیکی و مراکز منطقه‌ای کنترل اقلیم ایران نمی‌تواند توفان‌های تندری را تبیین کند و همان‌گونه که نتایج پژوهش (Zahedi & Choobdar, 2007) نیز نشان داده، شاخص‌های ناپایداری در هر محل متناسب با شرایط جغرافیایی، اقلیمی، توپوگرافی و ... متغیر است.

بررسی نقشه‌های همدید گویای استقرار ناوه در غرب ایران است که موجب می‌شود هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین به سوی منطقه مورد مطالعه رانده شده و با توجه به شرایط ناپایداری هوا در جلوی محور ناوه، بارش‌های سنگینی در استان کرمانشاه به همراه داشته باشند.

بررسی شرایط ناپایداری هوا و توفان‌های گرد و غبار گویای شرایط پایداری در سطح بالای اتمسفر و حاکمیت سامانه کم‌فشار در سطح زمین است. ناپایداری هوا در لایه مرزی، انتقال گرد و غبار از کشورهای عراق و سوریه به غرب ایران را سبب می‌شود. استقرار یک سردچال در شرق مدیترانه و یک سامانه پراارتفاع جنب استوایی در فراز شبه جزیره عربستان و جنوب ایران و همچنین شرایط صعود عمیق و نیرومند هوا در محل به این موضوع کمک شایانی می‌کند. گرچه رطوبت ناچیز در منطقه نقش بارزی در ایجاد هوای غبارآلود در شرایط ناپایداری ایفا می‌نماید.

نتایج این پژوهش در راستای مطالعات (Allen and Karoly, 2014) است که وجود ناوه در سطح بالاتر از سطح زمین و جریان بالاسوی باد را از جمله عوامل ناپایداری رخداد توفان تندری بیان می کنند. به باور آنها، جریان جرم هوا و تراف (فروود) منجر به صعود اجباری و توسعه فعالیت همرفتی شدید می شود و از عوامل مهمی است که در ایجاد این توفان تأثیرگذار است.

نتایج گویای وجود پیوند میان فراوانی رخداد توفان های تندری کرمانشاه با شاخص الگوی انسو (ONI) است. از آنجایی که حدود ۶۸ درصد توفان های تندری همزمان با فاز گرم انسو (النینو) رخ می دهد، می توان گفت همزمان با رخداد فاز مثبت انسو (النینو)، فراوانی توفان های تندری در کرمانشاه بیشتر خواهد بود. این دست آورد با نتایج پژوهش های دیگر در ایران از جمله (Tavousi et al, 2017) همخوانی دارد. همچنین وجود شیب افزایشی خط روند فراوانی رخداد توفان های تندری نسبت به شدت ناهنجاری فاز مثبت شاخص (ONI)، گویای این حقیقت است که با تشدید فاز مثبت انسو (النینو)، شمار توفان های تندری کرمانشاه افزایش خواهد یافت.

تحلیل شاخص های ناپایداری نسبت به شاخص انسو می تواند مکمل نتایج پژوهش (Ghavidel Rahimi 2011) باشد که هم نیروزایی شاخص های ناپایداری محلی با عوامل سینوپتیک در سطوح فشاری ۷۵۰، ۶۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال را برای تشدید ناپایداری های محلی لازم می داند. همچنین با پژوهش (Pinto 2015) در کشور برزیل نیز همسو است، از این نظر که با توجه به رابطه بین الگوهای پیوند از دور و توفان های آذرخشی، نشان داد که فعالیت های آذرخشی و رخداد توفان تندری به شدت و به طور معناداری با الگوهای انسو (ENSO) مرتبط هستند. نتایج این پژوهش با نتایج پژوهش (Ghavidel Rahimi 2011) نیز همسو است. آنها بر این باورند که در نیمه شمالی و غربی کشور الگوهای شاخص نوسان قطب شمال (AO) و انسو (ENSO)، (دمای سطح آب (SST)، النینو (Niño) به ویژه (Niño 3) و شاخص چند متغیره (ENSO)) در ژوئن، و الگوی ENSO در ماه مه (شاخص های دمای سطح آب (SST)، النینو (Niño)، به ویژه شاخص (Niño 3.4) و شاخص چند متغیره (ENSO)) رابطه نسبتاً مثبتی با فراوانی توفان های تندری نشان می دهد. همچنین، در بازه فصلی در بهار، فراوانی توفان های تندری با شاخص های ENSO (شاخص های SST)، به ویژه (Niño 1 + 2) و فراوانی سالانه توفان های تندری (AFT) در جنوب، غرب و مناطقی در شرق کشور و در پاییز، رابطه معناداری با شاخص های (SST)، به ویژه (Niño 4) و شاخص چند متغیره انسو (MEI) نشان می دهد. آنها نشان دادند که تأثیرگذارترین الگوهای پیوند از دور در نوسان های فراوانی توفان های تندری در ایران، الگوی انسو-اقیانوس-اتمسفر (ENSO-Oceanic-Atmospheric) (به ویژه شاخص دمای سطح آب دریا (SST)، شاخص چند متغیره انسو (MEI) و شاخص نوسان جنوبی (SOI) از انسو (ENSO) است.

References

- Adams, D. K., & Souza, E. P. (2008). "CAPE and convective events in the southwest during the North American monsoon". *Monthly Weather Review*, 137 (1), 83-98. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2502.1>
- Allen, J. T., & Karoly, D. J. (2014). "A climatology of Australian severe thunderstorm environments 1979–2011": inter-annual variability and ENSO influence". *International journal of climatology*, 34(1), 81-97. <https://doi.org/10.1002/joc.3667>
- Chaudhuri, S., & Middey, A. (2012). A composite stability index for dichotomous forecast of thunderstorms. *Theoretical and Applied Climatology*, 110, 457-469. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0640-z>
- Chignon, S. A. (2001). "Thunderstorm rainfalls in the contiguous U.S". *Bull, Amir, Meteor, Soc*, 82, 1925-1940. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<1925:TRITCU>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<1925:TRITCU>2.3.CO;2)
- Climate data for cities worldwide. (1982-2012). "Asia, Iran, Kermanshah". [online]: <https://en.climate-data.org/location/764522/>.
- Craven, J. P., & Brooks, H. E. (2004). "Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection". *National Weather Digest*, 28, 13-24.
- Doswell, C.A., Brooks, H.E. & Kay, M.P. (2005). "Climatological estimates of daily local nontornadic severe thunderstorm probability for the United States". *Weather & Forecasting*, 20, 577- 595.
- Galway, J. G. (1956). "The lifted index as a predictor of latent instability". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 37, 528–529.
- Ghavidel Rahimi, Y. (2011). "Applications of the instability indices for detection and dynamic analysis of 25 April 2010 thunderstorm in Tabriz". *Geographical Space*, 34, 182-195. [In Persian].
- Ghavidel Rahimi, Y., Baghbanan, P., & Farajzadeh, M. (2016). "A statistical survey on linking between thunderstorm frequency and teleconnection patterns in Iran". *Arabian Journal of Geosciences*, 9(6), 1-12.
- Gottlieb, R.J. (2009). "Analysis of stability indices for severe thunderstorms in the Northeastern United States". M.Sc Thesis, College of Agriculture and Life Sciences, Physical Sciences of Cornell University, Ithaca, NY.
- Henderson, A. (2006). "*Thundestorms*". [online]: <http://www.caem.wmo.int/moodle/login/index.php>.
- <http://weather.uwyo.edu/upperair>.
- Kandalgaonkar, S.S., Kulkarni, J.R., Tinmakerand, M.I.R., & Kulkarni, M.K. (2010). "Land-ocean contrasts in lightning activity over the Indian region". *International Journal of Climatology*. 30, 137–145. <https://doi.org/10.1002/joc.1970>
- Khorshiddoust, A. M., Asadi, M., & Hajimohammadi, H. (2017). "The study of regional structure of atmosphere during the thunderstorm hail event on 16 to 18 July 2016 Case study: North West of Iran". *Journal of Spatial Analysis Environmental Hazards*, 4(2), 37-50. [In Persian].
- Kulkarni, M.K., Revadekar, J.V., & Varikoden, H. (2013). "About the variability in thunderstorm and rainfall activity over India and its association with El Nino and La Nina". *Nat. Hazards*. 69: 2005–2019. DOI 10.1007/s11069-013-0790 -z
- López, L., Marcos, J. L., Sanchez, J. L., Castro, A., & Fraile, R. (2001). "CAPE values and hailstorms on northwestern Spain". *Atmospheric research*, 56(1-4), 147-160.

- Manzato, A. (2003). "A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods". *Atmos. Res*, 68, 417-454. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(03)00058-9)
- Manzato, A., & Morgan. J. (2003). "Evaluating the sounding instability with the lifted parcel theory". *Atmospheric Research*, 67, 455-473.
- Marinaki, A., Spiliotopoulos, M., & Michalopoulou, H. (2006). "Evaluation of atmospheric instability indices in Greece". *Advances in Geosciences, European Geosciences Union*, 7, 131-135. <https://doi.org/10.5194/adgeo-7-131-2006>
- Masoompour samakosh, J., Miri, M., & Rahimi, M. (2016). "Statistical-synoptic analysis of thunderstorm in the Southern Coast of Iran". *Journal of the Earth and Space Physics*, 42(3), 697-708. doi: 10.22059/jesphys.2016.58912. [In Persian].
- Mir Mousavi, S.H., & Akbarzadeh, Y. (2010). "Tempro- spatial study of hailing in the seasonal calendar of crop production case study: East Azerbaijan province". *Journal of Geography and Planning*, 33, 175-190. [In Persian].
- Mojarrad, F., Koshki, S., Masompour, J., & Miri, M. (2018). "Analysis of thunderstorm instability indexes in iran using reanalysis data". *Journal of Spatial Analysis Environmental Hazards*, 4, 33-48. [In Persian].
- Moncrieff, M. W., & Miller, M. J. (1976). "The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines". *Royal Meteorological Society*, 102, 373-394.
- Pinto, Jr. O. (2015). "Thunderstorm climatology of Brazil: ENSO and tropical Atlantic connections". *International Journal of Climatology*, 35(6), 871-878.
- Romero, R., Gayf, M., & Doswell, C.A. (2007). "European climatology of severe convective storm environmental parameters: a test for significant tornado events". *Atmos Res*, 83, 389-404
- Sadeghi Hossein, A.R., & Rezaeian, M. (2006). "Study of few instability indices and potential of convective clouds for the Esfahan area". *Journal of the Earth and Space Physics*, 32(2), 83-98. [In Persian].
- Salehi, H., Saneinejad, H., & Mousavi Baygi, M. (2014). "Analysis of instability indices during severe weathers, in Mashhad Metropolis". *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 3(1), 113-123. doi: 10.22067/geo.v3i1.27409. [In Persian].
- Satori, G., Williams, E., & Lemperger, I. (2009). "Variability of global lightning activity on the ENSO timescale". *Atmospheric Research*, 91, 500-507.
- Schmeits, M.J., Kok, K.J., Vogelesang, D.P., & Van Westrhenen, R.M. (2008). "Probabilistic forecasts of (severe) thunderstorms for the purpose of issuing a weather alarm in the Netherlands". *Weather & Forecasting*, 23, 1253- 1267.
- Showalter, A. K. (1953). "A stability index for thunderstorm forecasting". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 34 (6), 250 -252.
- Siedlecki, M. (2009). "Selected instability indices in Europe". *Theor Appl Climatol*, 96,85- 94.
- Tajbakhsh, S., Ghaffarian, P., & Mirzaei, E. (2010). "Two case studies to introduce a method for thunderstorm forecasting". *Journal of the Earth and Space Physics*, 35(4), 147-166. [In Persian].
- Tavousi, T. (2016). "Analysis of synoptic patterns and vertical profiles of air in heavy rainfall in transitional periods: a case study of heavy rainfall occure in South East of Iran, Oct. 2011". *Geo Res*; 31 (2) ,115-127.[In Persian].

- Tavousi, T., HamidianPour, M., & Dahani, R. (2017). "A Study of Temporal variations and spatial analysis of thunderstorms and their relation with ENSO". *Journal of Spatial Analysis Environmental Hazards*, 4 (3), 17-34. [In Persian].
- Zahedi, M., & Choobdar, A. (2007). "Comparison of Ajichai basin instability indices with the standards of air instability and developing a model for the catchment". ***Journal of Geography and Regional Development***, 9, 23-44. doi: 10.22067/geography.v5i9.4236. [In Persian].

Analysis of Atmospheric Instability Indices During of Thunderstorms in Kermanshah and its Relationship with Enso

Taghi Tavousi, Professor of Climatology, University of Sistan and Baluchestan

Email: t.tavousi@gep.usb.ac.ir

Shima Rostami Jalilian, M.A. in Climatology Tehran University

Introduction: The climatology of Thunderstorms is an important component in research for severe weather. Thunderstorms are among the first meteorological phenomena, which have attracted human attention (Khorshiddoust et al, 2017). Thunderstorms are dangerous and one of the most important, abundant and severe atmospheric hazards. Thunderstorms can be associated with a number of hazards. This phenomenon is associated with severe storms, showery precipitation, hail, and thunder and lightning. Heavy rains can lead to flash flooding events. High winds generated by thunderstorm can cause damage to homes, overturn vehicles, uproot or damage trees, causing wide spread power outages. Generally, researchers consider the intense weather instability as a result of convection in lower levels of the atmosphere with high levels enough of humidity. Usually statistic instability, the humidity of lower levels of the atmosphere and lifting mechanisms near the ground are the main factors leading to convection. Moreover, the combination of three factors, instability, humidity and convergence in lower levels of the atmosphere plays an important role in increasing the possibility of thunderstorms (Masoompour Samakosh et al, 2016). In connection with thunderstorms extensive research work has been carried out in Iran and the world in including: Chignon et al. (2001), Manzato, (2003), Doswell et al. (2005), Henderson (2006), Sadeghi et al. (2006), Romero et al. (2007), Schmeits et al. (2008), Siedlecki (2009), Sanaeinejad et al. (2010), Tajbakhsh et al. (2010), Ghavidel Rahimi (2011), Masoompour Samakosh et al. (2014) Masoompour Samakosh et al. (2016), Tavousi (2016), Dehani (2017), Khorshiddoust et al. (2017), Tavousi et al. (2016). The city of Kermanshah is the capital of the Kermanshah province and is located in the west of Iran. The latitude of the Kermanshah meteorological station is 34: 21 N and the longitude is 47: 9 E and altitude 1318.6 meters. Kermanshah's climate is classified as warm and temperate. The winters are rainier than the summers in Kermanshah. The climate here is classified as Csa by the Köppen-Geiger system. The average annual temperature is 13.3 °C in Kermanshah. The average annual rainfall is 437 mm (Climate data for cities worldwide, 1982-2012). Kermanshah has annually been witnessing a variety of thunderstorms systems and associated precipitation. This city has suffered lots of damage resulted from the phenomena caused by thunderstorms.

Materials & Methods: In this research, instability conditions of heavy precipitation in Kermanshah are investigated. For this purpose, high atmospheric instability indices such as lifted index, showalter index, K index, convective available potential energy (CAPE) index, precipitable water capacity (PWC) and thermodynamic diagram Skew-T Atmospheric is studied using the radiosound data. The data of upper atmosphere (radio-sound data), available in the website of Wayoming University, were applied to investigate the thermodynamic features of the occurred thunderstorms. The thermodynamic features include KI, SI, TT, LI, CAPE indices and skew- T chart in RAOB software.

Discussion of Results & Conclusions: The results showed that the values of K index in days with heavy precipitation were 20.7-34.8 and in a day before 20.9 - 37.7. The lowest values recorded in January, February and March, and the peaked were in November, April and May. This suggests heavy precipitation in winter with less instability and is accompanied by more instability in the fall and spring. The lifted index in 1997 and 2002 in days has heavy precipitation were 0 to -2.2, which represents the probability of storms with rain and snow showers. The value of the lifted index in a day

before precipitation on November 1, 1993 was zero to -2 and on May 12, 1993, November 21, 1994, and April 18, 2002 from -2 to -5, which represents the probability of thunderstorm occurring. Study of precipitable water capacity (PWC) in the peak days of precipitation and one day before is showed that is most matches with the days that air convection has been intense. On peak precipitation days, the PWC was between a minimum of 35/7 on 16 January 1997 and a maximum of 19.92 on 2 November 1993. The wind speed has been between 40-50 knots in all days, except on March 11, 2005, the wind had a speed of about 80 knot. The Prevailing winds are southwest which shows the direction of the Westerly winds system to this area. Investigation of thermodynamic charts showed that rapid convective ascent of available potential energy depending on the weather in the region has been so high and caused the weather to approach three days in advance to the upper layers of the atmosphere and atmospheric turbulence was created for the region.

Key words: Heavy Precipitation, Thermodynamic, Skew-T, Vertical Profiles.