

تحلیل ترمودینامیک و سینوپتیکی سیالب‌های لحظه‌ای مناطق کوهستانی (حوضه بهشت آباد)

چکیده

بارش‌های سنگین به دلیل نقشی که در رخداد سیالب‌های بزرگ دارند، از جمله عوامل موجود بحران محسوب می‌شوند. حوضه آبی بهشت آباد در سال‌های اخیر با بحران طبیعی سیالب رو به رو بوده، به نحوی که فراوانی و مقدار دبی‌های حد همواره در دوره ۲۷ ساله (۱۳۶۳-۸۹)، دارای روند افزایشی می‌باشد. به منظور بررسی مکانیسم بارش‌های سیل‌زای حوضه آبی بهشت آباد، شرایط دینامیکی و همدیدی بارش موجود سیالب مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۲۱ با دبی لحظه‌ای (m^3)^{۶۰۵} به عنوان نمونه در این مقاله مورد بررسی قرار می‌گیرد. داده‌های مورد استفاده، شامل مقادیر دبی ساعتی ایستگاه بهشت آباد، باران سنج‌های ثبات ایستگاه‌های شهرکرد، بروجن، فارسان و اردل و داده‌های همدید از سایت NCAR بوده که با روش محیطی-گردشی مورد تحلیل قرار گرفته‌اند. بر اساس محاسبات صورت گرفته، شاخص‌های برآباری و راکلیف در منطقه با مقادیر ۱۵/۲- و ۶۷/۳ نشان دهنده مهیا بودن شرایط همدید جهت ریزش بارش‌های شدید در حوضه است. علاوه بر آن تحلیل همدید تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که این شرایط با گسترش پرارتفاع اقیانوس اطلس-اروپا به سمت قطب، جایی تاوه قطبی به سمت عرض‌های پایین، قرار گیری ایران در معرض وزش توایی مثبت هماهنگ بوده و همین جوړشده‌گی عوامل ریزش بارش‌های سنگین و رخداد سیالب در سطح حوضه بهشت آباد را فراهم می‌نماید.

واژه‌های کلیدی: حوضه بهشت آباد، شاخص‌های راکلیف و برآباری، سیالب حد اکثر.

مقدمه

حوضه بهشت آباد یکی از زیر حوضه‌های کارون شمالی است که در استان چهارمحال بختیاری قرار دارد. با توجه به قرارگیری حوضه در نیمه غربی کشور و متأثر شدن از سامانه‌های غربی و جنوب غربی و همچنین ماهیت کوهستانی حوضه، در بعضی از زمان‌ها ترکیب این عوامل با همدیگر باعث رخداد بارش‌های شدیدی در حوضه شده که منجر به سیالب‌های مغرب و وارد آمدن خسارات مالی و جانی فراوانی می‌شود. علی‌رغم رخداد سیالب‌های مغرب و همچنین اهمیت حوضه از لحاظ تأمین حجم قابل توجهی از آب رودخانه‌های غربی و جنوب غربی کشور مطالعات انگشت شماری بر روی شرایط جوی و نمایه‌های قائم هوا در هنگام رخداد اینگونه رگبار‌های شدید موجود سیالب‌های مغرب در حوضه انجام شده است. در مورد رخداد بارش‌های ابر سنگین موجود سیالب مطالعات خارجی و داخلی

فراوانی عمدتاً با دیدگاه همدیدی، ترمودینامیکی و آماری انجام شده است. در زیر به چندین مورد از این مطالعات اشاره می‌نماییم.

صادقی حسینی و رضائیان(۱۳۸۵)، به بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان پرداختند. آنها بعد از محاسبه و انجام عملیات آماری برروی داده‌های بارش و داده‌های هواشناختی در یافتند که شاخص آب قابل بارش ابر نسبت به شاخص‌های شولتر، k و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی بهترین معرف در این زمینه می‌باشد. تاج بخش و همکاران(۱۳۸۸)، در پژوهشی سعی نمودند تا شیوه پیش‌بینی وقوع توفان تندri را با استفاده از درخت تصمیم‌گیری عرضه نمایند. آنها با تحلیل برخی از مهم‌ترین خروجی‌های مدل منطقه‌ای MM5 دریافتند که شاخص‌های بزرگ‌مقیاس وقوع توفان تندri مشابه غالب ناپایداری‌های جوی است و پیش‌بینی این پدیده نیازمند اجرای مدل‌های منطقه‌ای میان‌مقیاس است. موسوی بایگی و اشرف(۱۳۸۹)، در بررسی سه بارش رخ داده در تابستان ۱۳۸۸ در مشهد و روزهای قبل از این بارندگی به این نتیجه رسیدند که گسترش سامانه پر فشار سیری طی فصل گرم سال، همزمان با فرارفت هوای گرم و مرطوب جنوبی باعث ایجاد ناپایداری شدید هوا به طور غیرمنتظره شده است. حجتی زاده(۱۳۸۱)، سیلاپ‌های کارون را بررسی کرده است. مسعودیان (۱۳۸۳)، الگوهای گردشی پدید آورنده سیلاپ‌های بزرگ در کارون ایجاد کننده آنها را بررسی کرده است. رحیمی(۱۳۸۵)، به منظور برآورد حداقل بارش و سیلاپ محتمل حوضه کارون شمالی مقادیر بارش بزرگ‌دانسته است. رحیمی(۱۹۵۶-۲۰۰۰) را بررسی و با استفاده از روش‌های آماری و سینوپتیک مقادیر ذکر شده را برآورد و دبی روزانه در دوره (۱۹۵۶-۲۰۰۰) را بررسی و آن را ابزار مناسبی در جهت بررسی سیلاپ‌های بزرگ‌دانسته است. نجف‌پور (۱۳۸۵)، الگوهای گردشی ایجاد کننده سیلاپ در حوضه مند را شناسایی کرده است و بیان کرده که با شناسایی توالی الگوهای گردشی مختص به سیلاپ، وقوع سیلاپ‌های شدید را قبل از شروع بارش می‌توان پیش‌بینی کرد. ترویوکی کاتو^۱ و همکاران(۲۰۰۴)، بارش‌های سنگین فرو ریخته شده را بر روی ناحیه نیاگاتا فوکوشیما در ۱۸ و ۱۳ ژولای ۲۰۰۴ را بررسی کردند و نتیجه گرفتند که عامل اصلی این بارش‌ها شدید ناپایداری همرفتی ناشی از هوای مرطوب سطح پایین و هوای خشک سطح بالا بوده است. اسلی^۲ (۱۹۶۶)، شاخص‌های همرفتی را برای گسترش ابرهای کومولونیمبوس در آلبتا و ادمونتون به کار گرفت. وی نشان داد که این شاخص‌ها همبستگی مناسبی را با گسترش ابرها داشته‌اند. روبرت^۳ (۱۹۹۸)، رابطه شرایط جو بالا را با رویداد بارش‌های سنگین تابستان در یوتا بررسی نمود. او در تحقیق خود نقش عوامل سینوپتیکی را چه مستقیم و چه غیرمستقیم مهم دانسته و همچنین به این نتیجه رسیده است که انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس در ایجاد این بارش‌های سنگین، اهمیت فوق العاده‌ای داشته است. الیسا^۴ و همکاران(۱۹۹۷)، همرفت‌های محیطی واقع در مالورکای اسپانیا را مطالعه کردند و آنها را در پنج گروه (تگرگ، بارش سنگین، توفان، توفان همراه بارش و تورنادو) تقسیم نمود. ژیانگ^۵ و همکاران(۲۰۱۰)، علت ریزش بارش‌های سنگین تایوان را بررسی نمودند.

^۱ Tereuyuki kato

^۲ W.K.sly

^۳ Robert

^۴ Elisa tuduri

رخداد سیلاب های متعدد ناشی از بارش های سنگین در این حوضه آبی منجر به خسارت های گسترده مالی، منابع طبیعی و سازه های آبی به ویژه در سال های اخیر گردیده است که به عنوان نمونه می توان به سیلاب سال های ۱۳۸۰، ۱۳۸۳، ۱۳۸۴، ۱۳۷۱، ۱۳۷۶، ۱۳۷۷، ۱۳۷۱ اشاره داشت. در تمامی سیلاب های ذکر شده خسارات مالی شامل تخریب منازل مسکونی، آب گرفتگی اراضی کشاورزی، شکسته شدن سدهای خاکی، تخریب شبکه آبرسانی دشت ها و فرسایش شدید خاک رخداده است. بنابراین بررسی و شناخت ماهیت این سیلاب ها و عوامل ایجاد کننده آن و همچنین پیش بینی رخداد سیلاب از جمله اقداماتی هستند که باعث کاهش خسارات می گردد. هدف پژوهش حاضر، تبیین ترمودینامیکی و بررسی نمایه قائم جو منجر به بارش های مخرب موجد سیلاب و شناخت شرایط جوی حوضه در هنگام ورود سامانه و فرایند های آن با استفاده از ترسیم نقشه ها و نمودارها ویژه ترمودینامیکی و ارائه‌ی الگوی مناسب و منطبق با این شرایط جوی در جهت پیش بینی این بارش های مخرب و کاهش خسارات ناشی از این بارش ها می باشد.

داده ها و روش ها :

در پژوهش حاضر، برای نیل به یک دید کلی سعی شده است که شرایط همدید و ترمودینامیکی قائم لایه جو در روز های بارشی موجد سیلاب مورد تبیین قرار گیرد. لذا برای مشخص نمودن این روزها، داده های دبی و بارش در بازه زمانی ساعتی و روزانه (از روزهای قبل از سیلاب) از ایستگاه دبی سنجی بهشت آباد و داده های بارش نیز در همین بازه زمانی مربوط به ایستگاه های سینوپتیک شهرکرد، بروجن و ایستگاه باران سنجی فارسان از سازمان هواشناسی و شرکت آب منطقه ای استان چهار محال بختیاری اخذ گردید. برای تبیین شرایط همدید و مشخص نمودن سامانه های مؤثر در رخداد بارش های مذکور نقشه های فشار سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده ی به طول ۴۰-۲۰ درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض صفر تا ۹۰ درجه شمالی از پایگاه NCEP/NCAR استخراج و مورد بررسی قرار گرفت. برای تبیین شرایط قائم لایه های جو و ترسم نمودار ترمودینامیکی ابتدا با استی مقادیر دما و نقطه شبنم برای هر یک از تراز های ارتفاعی مشخص گردد، با توجه به اینکه حوضه بهشت آباد فاقد ایستگاه رادیو سوند بوده و هدف تحقیق در تبیین شرایط معادلات فیزیکی بر روی این داده ها این نقیصه بر طرف گردد. لذا این عمل در چندین گام به صورت ذیل انجام گرفت، در گام اول برای مشخص نمودن نقطه نماینده مناسب جهت استفاده داده و تبیین شرایط قائم، با توجه به طول و عرض حوضه چهار نقطه برای (۵۰ و ۵۰، ۳۰ و ۳۰، ۵۲/۵ و ۳۲/۵، ۵۲/۵ و ۳۲/۵) حوضه مشخص شد، سپس از میان این چهار نقطه، نقطه ای با طول ۵۰ درجه شرقی و ۳۲/۵ درجه شمالی با توجه به نزدیک ترین فالله با ایستگاه های بارشی به خصوص ایستگاه شهرکرد با ارتفاع ۲۰۶۶ متر از سطح دریا انتخاب گردید. در گام دوم متغیر های هواشناختی مربوط به این نقطه در بازه زمانی ساعت ۰۶ و ۱۲ و ۱۸ زلو مورد استفاده قرار گرفت که شرح این متغیرها و تراز موردن استفاده در جدول(۱) آمده است. در گام سوم با توجه به قرار گیری ارتفاع ایستگاه شهرکرد بین سطوح فشار ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و عدم ثبت داده برای ارتفاع مذکور، سعی شده که با استفاده از معادلات فیزیکی مقادیر متغیر های هواشناختی سطح حوضه محاسبه گردد.

برای تعیین نمایه قائم شرایط رخداد بارش سنگین مقادیر افت محیطی دما، میزان فشار، نقطه شبنم، دمای بالقوه خشک و دمای بالقوه تر با استفاده از روابط زیر برآورد گردیده، سپس به کمک شاخص‌های دینامیکی برآذباری و راکلیف میزان پایداری و ناپایداری جو و احتمال رخداد رگبار و تندر مشخص شده است.

در ابتدا با استفاده از افت محیطی دما بین ارتفاع سطح ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال در هر ساعت پاییشی میزان دما تخمین زده شد. سپس میزان فشار با استفاده از معادله فراستنجی برای هر ساعت پاییشی محاسبه شد(رابطه ۱).

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{mg}{RT} (z_2 - z_1) \quad \text{رابطه ۱}$$

در این رابطه z_2 ارتفاع ایستگاه بر حسب متر، z_1 ارتفاع سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب متر، p_2 فشار ایستگاه بر حسب هکتوپاسکال p_1 سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، g شتاب گرانی زمین بر حسب متر بر ثانیه، m جرم مولکولی هوای خشک بر حسب گرم، R ثابت هوای خشک ژول بر کیلو گرم، T^* متوسط دمای مجازی بر حسب کلوین. دمای نقطه شبنم به عنوان نمادی از وضعیت رطوبتی - دمای توده هوا برای سطح حوضه تا سطح فشار ۳۰۰ هکتوپاسکال با استفاده رابطه ارائه شده توسط آقای مگنوس محاسبه شد(رابطه ۲).

$$D_p(T, RH) = \frac{\lambda \left(\ln \left(\frac{RH}{100} \right) + \frac{\beta T}{\lambda + T} \right)}{\beta - \left(\ln \left(\frac{RH}{100} \right) + \frac{\beta T}{\lambda + T} \right)} \quad \text{رابطه ۲}$$

در این رابطه $\beta = 17/62 = 243/12$ ، $T = 243/12$ ، D_p دمای هوا بر حسب درجه سلسیوس و RH نم نسبی بر حسب درصد. به منظور تحلیل نمایه قائم دما و دمای نقطه‌ی شبنم با استفاده از نرم افزار RAOB نمودار اسکیوتی برای هر ساعت پاییشی پلات شد.

برای بررسی وضعیت ناپایداری خشک و اشباع توده هوا، مقدار دمای بالقوه خشک و دمای بالقوه تر توده هوا برای هر ساعت پاییشی، از سطح فشار ایستگاه تا سطح فشار ۳۰۰ هکتوپاسکالی به ترتیب با استفاده از روابط (۳ و ۴) محاسبه شد

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R}{m_C p}} \quad \text{رابطه ۳ خشک‌کاری‌های معمولی}$$

این عبارت را معادله پواسون گویند و معمولاً نمای معادله را $0/286 = 1005 - C_p$ و $R = 287$ که واحد هر دو بر اساس ژول بر کیلو گرم بر کلوین می‌باشد. T دمای ایستگاه(کلوین)، T_0 دمای سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال(کلوین)، P فشار ایستگاه(هکتوپاسکال)، P_0 فشار سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال.

جدول ۱) متغیرهای هواشناختی و ترازهای مورد استفاده در این پژوهش

نام متغیر جوی	یکا و نماد	ترازهای مورد بررسی متغیرهای هواشناختی
ارتفاع ژئو پتانسیل	متر	۱۰۰، ۱۵۰، ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۱۰۰۰
دمای هوا	کلوین	۱۰۰، ۱۵۰، ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۱۰۰۰
نم ویژه	گرم بر گرم	۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۱۰۰۰
نم نسبی	درصد	۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۱۰۰۰

$$C_p dT - \frac{RT dP_d}{m_d P_d} + d(L\omega_s) = 0 \quad \text{رابطه ۴) تریاق‌فرمایی}$$

در این رابطه، L گرمای نهان تبخیر بر حسب ژول بر کیلو گرم بر کلوین، ω محتوای بخار آب بر حسب گرم بر گرم، مشخصات C_p ، m_d ، R مانند روابط گذشته است.

در پایان برای ارائه یک معیار کلی از وضعیت جو از دو شاخص برآدباری^۱ و راکلیف^۲ طبق روابط (۵ و ۶) و جداول (۳ و ۴) استفاده شد.

$$Bi = \theta_w 500 - \theta_w 850 \quad (5)$$

Bi شاخص ناپایداری برآدباری، $\theta_w 500$ دمای بالقوه تر تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ $\theta_w 850$ دمای بالقوه تر تراز فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال. مقادیر شاخص برآدباری مطابق جدول (۲) می باشد

جدول (۲) مشخصات شاخص برآدباری

میزان شاخص Bi	مقدار ناپایداری
< -2	ناپایداری در تابستان
< +3	ناپایداری در زمستان
< +3	ناپایداری در کل فصول

منبع: <http://www.skystef.be/weather-calculators.htm>

راکلیف این شاخص احتمال رخداد رگبار را بر اساس اختلاف دمای بالقوه تر سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای خشک سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برآورد می نماید. راکلیف مقدار این شاخص را مطابق با جدول (۳) می دارد.

$$Ri = \theta_w 850 - T 500 \quad (6)$$

جدول (۳) مشخصات شاخص راکلیف

میزان شاخص Ri	مقدار ناپایداری
> 25	احتمال رگبار
25 - 29	احتمال تند همراه رگبار
> 30	تند

منبع: <http://www.skystef.be/weather-calculators.htm>

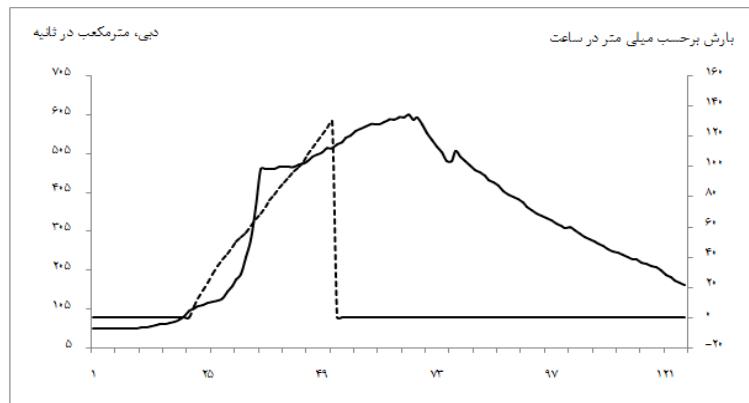
به دلیل کوهستانی بودن حوضه به جای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در این دو رابطه استفاده نمودیم. در این پژوهش برای نیل به اهداف مورد نظر، در ابتدا با استفاده از شاخص استاندارد مقادیر سیلاب طی دوره آماری ۱۳۸۹-۱۳۶۴ مورد بررسی قرار گرفته اند که در این بین شش مورد ارزشیدترین سیلاب های رخداده در حوضه بهشت آباد طبق شاخص مذکور به منظور بررسی شرایط دینامیکی و سینوپتیکی انتخاب گردیده اند که در این پژوهش تنها سیلاب ثبت شده بهمن ۱۳۸۴، به عنوان بزرگ ترین سیلاب و شرایط حدی دبی - بارش حوضه ارائه می گردد.

^۱ Bradbury Index

^۲ Rackliff Index

یافته های پژوهش:

سیلاب بیست و یکم بهمن ماه ۱۳۸۴ با دبی ۶۰۵ متر مکعب در طی دوره آماربرداری ایستگاه هیدرومتری بهشت آباد طی سال های ۱۳۸۹-۱۳۶۴، بزرگ ترین دبی ثبت شده را به خود اختصاص داده است. این سیلاب نتیجه بارش های یک دوره بارش متوالی ۳ روز می باشد که مقادیر آن در ایستگاههای فارسان، شهرکرد و بروجن به ترتیب برابر با ۱۵۷، ۹۶ و ۶۲ میلیمتر به ثبت رسیده است. نمودار شماره (۱)، هیدروگراف ساعتی و هایترگراف بارش های حوضه را نشان می دهد.



بر اساس نمودار شماره (۱)، ضریب رواناب سیلاب ذکر شده ۳۵ درصد بوده و البته با درنظر گرفتن متوسط ضریب رواناب ۲۰ درصد برای حوضه (مطالعات طرح جامع حوضه کارون شمالی)، ۱۵ درصد رواناب حاصله ناشی از ذوب برف موجود در حوضه طی ماه های قبل است.

در چارچوب روش تحقیق ارائه شده و هدف پژوهش، در ابتدا مشخصات ترمودینامیکی بارش های موجود سیلاب منتخب حوضه مناسب با شاخص های مانند فشار توده هوا در سطح حوضه، دمای توده هوا، دمای نقطه شبنم، دمای بالقوه تر، پایه ابر فرارقتی، شاخص راکلیف، شاخص برآدبازی و شدت بارش در طی ساعات قبل از شروع بارش تا روز حداقل دبی لحظه ای سیلاب و در ادامه تحلیل شرایط همدید سیلاب بر اساس روابط و داده های جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارائه شده، در بخش روش تحقیق (معادلات شماره ۱ الی ۶) محاسبه گردیده است. مقادیر محاسباتی هر کدام از پارامترها به تفکیک روز و ساعت زولو در جدول شماره (۴) ارائه شده است.

جدول ۴) خصوصیات متغیرهای هواشناختی و شدت بارش در روزهای تحت مطالعه مربوط به سیالب ۱۳۸۴/۱۱/۲۱

ساعت	شدت بارش میلی متر در ساعت	شاخص برادباری درجه سلسیوس	شاخص راکلیف درجه سلسیوس	پایه ابر (LCL)	دماه بالقوه تر درجه سلسیوس (CCL)	نقشه شبتم درجه سلسیوس	دما درجه سلسیوس (میلیبار)	فشار (میلیبار)	تاریخ	ساعت
-	۰/۰۰۲	۳۲/۶۳	۷۹۱/۳۵	۱۷/۹۷	۸/۴	۸/۷	۷۹۴/۹۶	۸۴/۱۱/۱۹	۰۶	
۵/۵۳	-۲/۱۵	۳۳/۶۷	۷۹۳/۳۴	۱۹/۷	۱۰/۵	۱۰/۵	۷۹۳/۳۴	۸۴/۱۱/۱۹	۱۲	
۳/۳۷	۰/۵۹	۳۱/۳۳	۷۹۱/۵۱	۱۸/۷	۹/۳	۹/۵	۷۹۳/۳۲	۸۴/۱۱/۱۹	۱۸	
۳/۰۵	۰/۲۴	۳۲/۲	۷۸۴/۴	۱۸/۴۸	۸/۸	۹/۴	۷۹۱/۹۶	۸۴/۱۱/۲۰	۰۶	
۲/۹۲	۲/۴۷	۲۹/۵۸	۷۹۱/۳۵	۱۶	۶/۲	۶/۲	۷۹۱/۳۵	۸۴/۱۱/۲۰	۱۲	
	۴/۲	۲۷/۸۴	۷۹۴/۶	۱۲/۴	۳/۲	۳/۲	۷۹۴/۶	۸۴/۱۱/۲۰	۱۸	
	۶/۳	۲۵	۷۸۷	۱۱/۵	۰/۴۶	۱/۳	۷۹۷/۵۶	۸۴/۱۱/۲۱	۰۶	
	۵/۵	۲۶/۴	۶۸۱/۳	۱۱/۶	-۴/۸	۵/۳۲	۷۹۷/۱۳	۸۴/۱۱/۲۱	۱۲	
	۵/۷	۲۶/۷	۶۸۹	۱۰/۴۸	-۵/۸۶	۳/۶	۷۹۸	۸۴/۱۱/۲۱	۱۸	

تحلیل ترمودینامیکی سیالب:

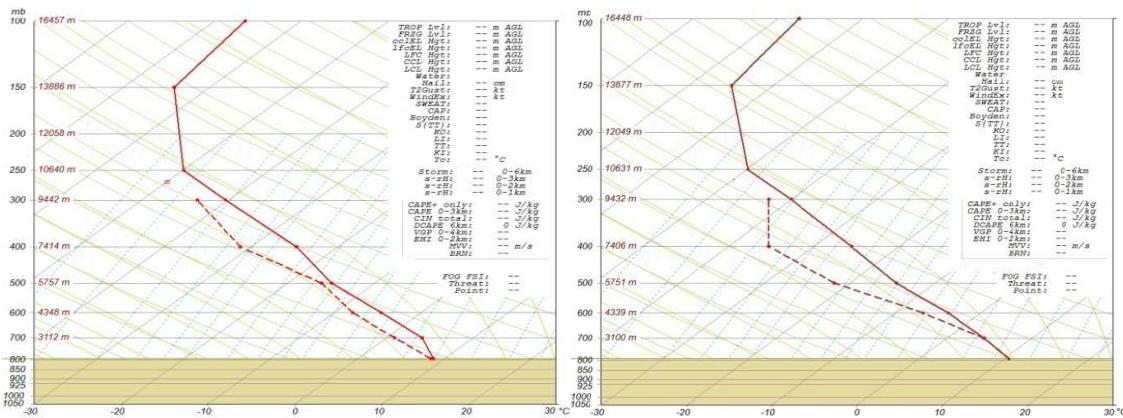
بر اساس جدول شماره (۴)، فشار دارای یک حرکت رفت و برگشتی در طی دوره سیالب می باشد. بدین معنی که میزان فشار سطح حوضه در ساعت ۶ زولو مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۱۹ حدود ۷۹۵ میلی بار شروع شده و با افت آهنگ حدود ۳/۶۱ میلی بار در ساعت ۱۲ زولو مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۲۰ به حداقل فشار در طی دوره سیالب رسیده که این میزان افت بیانگر ورود توده هوای گرم و در همین دوره مقایسه دما محیط و دماه نقطه شبتم حاکی کاهش اختلاف این دو و مهیا شدن شرایط ریزش بارش است.

گردایان دماه بالقوه تر منطقه به عنوان مهم ترین شاخص نشان دهنده وجود تمایز دو توده هوای (شکل گیری جبهه) در ساعت ۱۲ زولو مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۱۹ با دماه ۱۹/۷ درجه سلسیوس که در مقایسه با ساعت قبل از خود حدود ۲ درجه سلسیوس افزایش یافته، بیانگر حداکثر ناپایداری می باشد. این میزان ناپایداری با حداکثر پایه فرارفتش ابر، بالاترین میزان شاخص راکلیف و پایین ترین مقدار شاخص برادباری و همچنین بیشترین میزان شدت بارش همزمان می باشد.

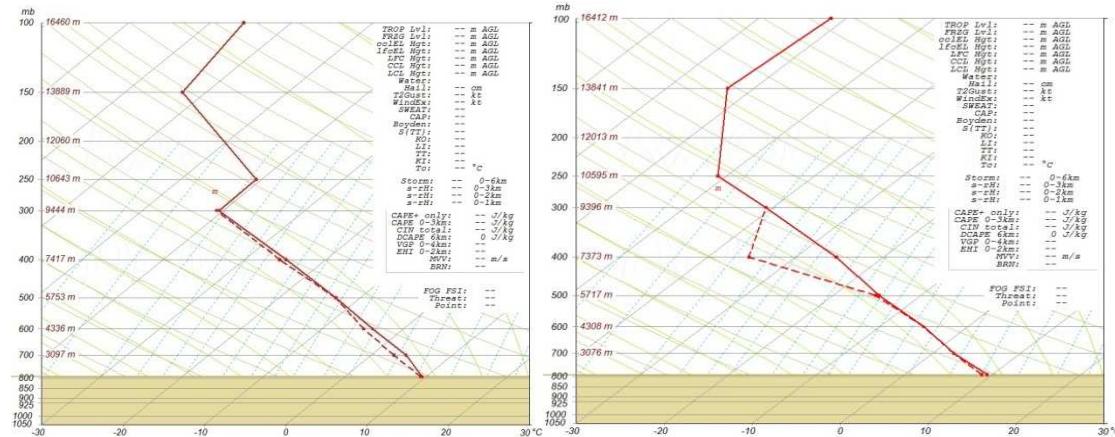
کاهش اندک فشار و نزدیکی دما محیط و نقطه شبتم و همچنین مقادیر نزدیک به هم دماه بالقوه تر از ساعت ۱۲ زلوی روز ۸۴/۱۱/۱۹ تا ساعت ۱۲ زلوی روز ۸۴/۱۱/۲۰ حاکی از حاکمت جبهه سرد ولی از ساعت ۱۲ زلو مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۲۰ به بعد دماه محیط، دماه بالقوه تر دچار افت گردیده و فشار افزایش یافته که این نشانه ای عبور جبهه سرد و جایگزینی توده هوای سرد به جای هوای گرم می باشد. از این ساعت به بعد بارش های ایستگاه خاتمه می یابند. به نحوی که تا ساعت ۱۸ زلوی روز ۸۴/۱۱/۲۱ روند فشار و دماه بالقوه تر تقریباً ثابت است. شاخص های LCL و CCL بیانگر وضعیت ذکر شده می باشند، به نحوی که سطح رخداد میان (تبديل بخار آب به مایع) LCL در این روز تراز ۷۹۳/۳۴ میلی باری را نشان می دهد. علاوه بر آن سطح تراز میان هموفتی که با دماه نقطه شبتم نشان داده شده است، نیز با ۱۰/۵ درجه سانتیگراد بهترین شرایط ریزش و همرفت در طول طوفان را نشان می دهد.

نمودار اسکیوتوی (۲)، در ساعت ۰۶ زلو روز نوزدهم نشان می دهد که لایه در آغاز اشباع نبوده، منحنی حالت در طرف راست منحنی بی دروی خشک افزایش دمای بالقوه خشک با ارتفاع و پایداری خشک را نشان می دهد. اما بررسی منحنی بی دروی اشباع نسبت به منحنی حالت اشباع نشان می دهد که اگر لایه در آغاز دچار اشباع گردد و یا به هر نحوی تا تراز ۷۹۱ هکتوپاسکال فرازش یابد لایه دچار ناپایداری شدیدی شده و به عبارتی لایه در این ساعت دارای ناپایداری مشروط می باشد.

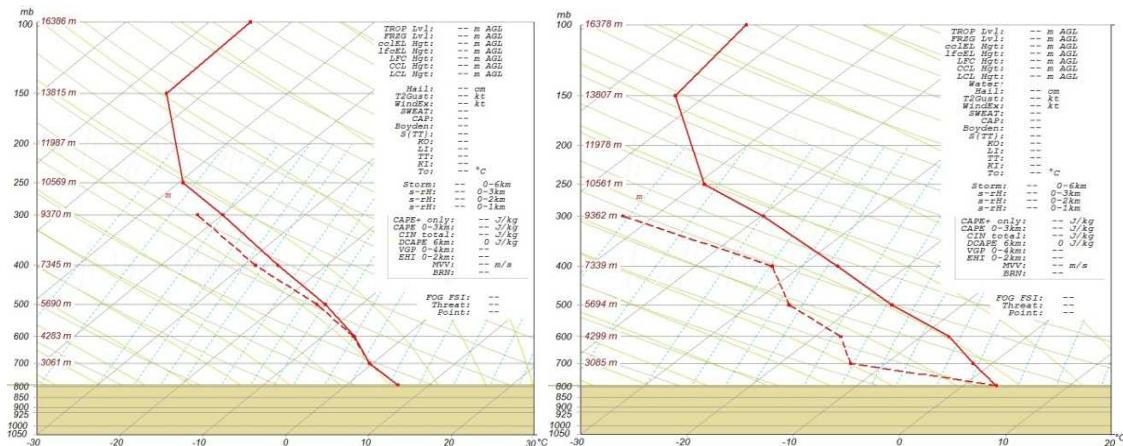
نمودار شماره (۳)، ساعت ۱۲ زلو نشان می دهد که لایه در آغاز اشباع، منحنی حالت اشباع به طرف چپ منحنی بی درو اشباع کشیده و از سطح ایستگاه تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کج می شود. یعنی دمای بالقوه تر با افزایش ارتفاع کاهش می یابد و ناپایداری شدید، غلبه تندر و رگبار شدید را بر روی حوضه به دنبال دارد. در همین دوره شاخص های محاسباتی دینامیکی راکلیف و برآذباری به مقدار $33/67$ و $2/16$ - وقوع تندر و ناپایداری شدید را تأیید می نمایند. به طوری که ایستگاه های باران سنگی در این ساعت شدید ترین بارش ها برابر با $5/53$ میلی متر در ساعت را نشان می دهند. نمودار های شماره (۴، ۵ و ۶) به ترتیب ساعت ۱۸ زلوی روز نوزدهم و ۰۶ و ۱۲ زلوی روز بیست و شاخص های دینامیکی ساعت مذکور تداوم ناپایداری و بارش را در حوضه بیان می نمایند. در صورتی که نمودار شماره (۷) ساعت ۱۸ زلوی روز بیست نشان می دهد که علی رغم اشباع بودن توده در سطح حوضه، اما منحنی حالت اشباع فقط تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به طرف چپ منحنی شبه بی دروی خارج شده از ایستگاه کج می شود. از این تراز به بعد منحنی حالت اشباع به طرف راست منحنی شبه بی درو کج می شود. در واقع این امر حکایت از قرار گیری همگرایی بالا و ریزش هوای سرد بر روی ایستگاه و جلو گیری از فرازش هوا علی رغم ناپایداری سطحی دارد. همچنین شاخص های دینامیکی راکلیف با $27/84$ و برآذباری با $4/2$ درجه سلسیوس (جدول شماره ۴) نیز غلبه پایداری و خاتمه بارش را تأیید می نمایند. این روند تا ساعت ۱۸ زلوی روز بیست و یکم ادامه می یابد.



شکل (۲) نمودار اسکیوتوی روز ۱۹/۱۱/۱۳۸۴ ساعت ۶:۰۰ زلو شکل (۳) نمودار اسکیوتوی روز ۱۹/۱۱/۱۳۸۴ ساعت ۱۲:۰۰ زلو



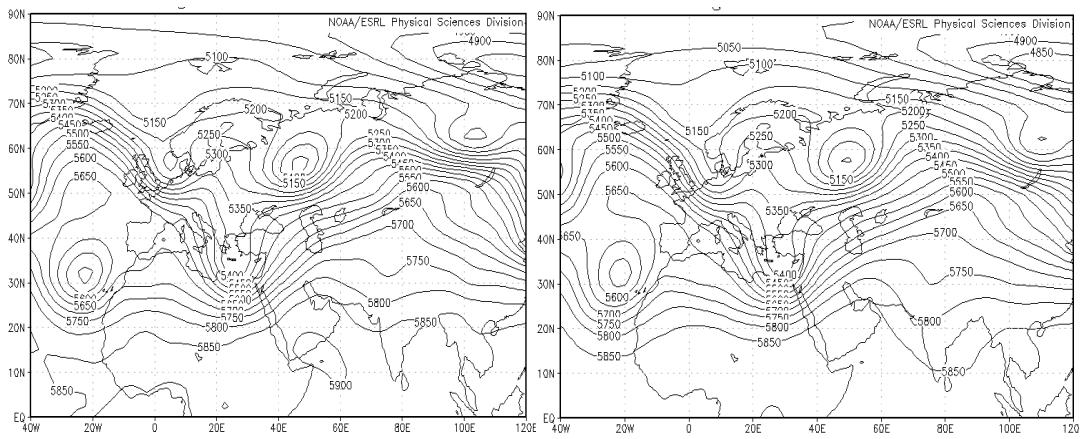
شکل ۵) نمودار اسکیوتوی روز ۱۹/۱۱/۱۳۸۴ ساعت ۱۸:۰۰ از لو



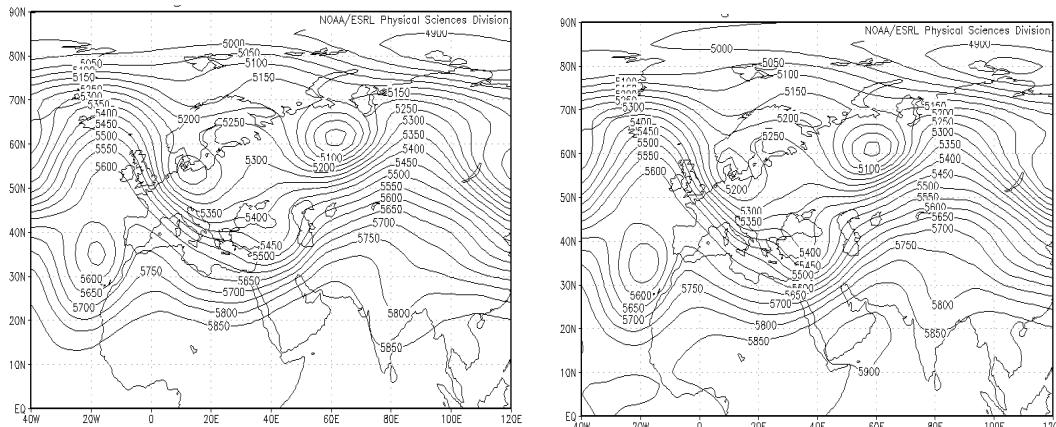
شکل(۶) نمودار اسکیوتوی روز ۱۳۸۴/۱۱/۲۰ ساعت ۱۲ از لع شکل(۷) نمودار اسکیوتوی روز ۱۳۸۴/۱۱/۱۹ ساعت ۱۸ از لع

تحلیل همدید سیلان:

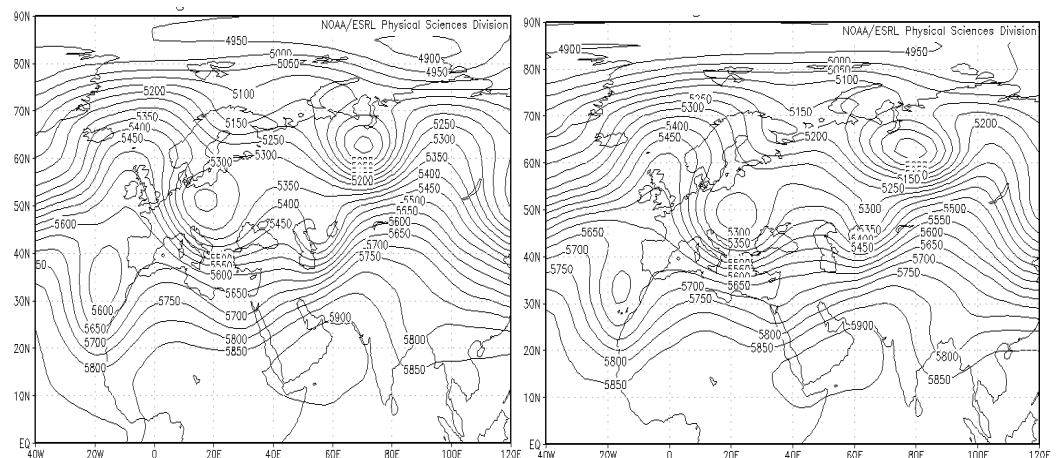
تحلیل همدید بارش‌های موجد سیلان منتخب حوضه بهشت آباد با توجه به نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که در ساعت ۰۶ زلولی روز ۱۳۸۴/۱۱/۱۹ (شکل ۸) گسترش فراز اقیانوس اطلس به سمت قطب و جابه جای تاوه قطبی از موقعیت متوسط خود بر روی کلاهک قطبی و گسترش پایین سوی آن به سمت عرضهای میانی شده، به نحوی که در این ساعت یکی از سلول‌های تاوه قطبی بر روی شمال غرب و غرب روسیه قرار می‌گیرد. این عمل باعث افزایش تاوایی پتانسیل بر روی اروپا و منطقه مدیترانه و همچنین کاهش شیو نصف النهاری و افزایش شیو مداری و جایگزینی الگوی نصف النهاری به جای الگوی مداری در مناطق مذکور شده است. در نتیجه فرود عمیقی در نیمه شرقی دریای مدیترانه بر روی دریای یونان و فرازی در غرب اروپا شکل گرفته به طوری که ریزش هوای سرد عرضهای بالا توسط نیمه شرقی فراز اروپایی باعث تقویت فرود مذکور و حرکت شرق سوی آن شده است. در ساعت ۱۲ زلولی روز ۱۳۸۴/۱۱/۱۹ (شکل ۱۰)، با حرکت فراز اروپایی به سمت جنوب غرب و ریزش هوای سرد بر روی فرود، فرود نیز به سمت شرق حرکت نموده به طوری که در شرق مدیترانه در امتداد جزیره قبرس تا سودان قرار می‌گیرد، که در این ساعت نیمه غربی کشور در معرض تاوایی مشتبه و ناپایداری شدید حاصل از آن قرار می‌گیرد. در ساعت ۰۶ و ۱۲ زلولی روز ۱۳۸۴/۱۱/۲۰ (شکل ۱۱) سلول تاوه قطبی با جهت جنوب غربی- شمال شرقی به سمت عرضهای شمالی روسیه حرکت کرده و همزمان فراز مستقر بر روی غرب اروپا ضمن حرکت شرق سو بسیار ضعیف گشته و بر روی دریای یونان قرار می‌گیرد. ضعف فراز و کاهش عمق آن به معنی قطع ریزش هوای سرد عرضهای بالا توسط فراز بر روی محور فرود می‌باشد. در این رابطه فرود نیز ضمن ضعیف شدن و کاهش عمق با جهت شمال غربی- جنوب شرقی بر روی ترکیه و غرب ایران قرار می‌گیرد. با این وجود نیمه غربی کشور هنوز در معرض وزش چرخندگی مشتبه و ناپایداری قرار دارد. در ساعت ۰۶ و ۱۲ زلولی روز ۱۳۸۴/۱۱/۲۱ (شکل ۱۲ و ۱۳)، سلول کم ارتفاع بریده بر روی شمال دریای آدریاتیک قرار می‌گیرد و همچنین محور فراز عمیقی از اکراین تا جنوب دریای خزر کشیده می‌شود. همچنین فرود ترکیه- غرب ایران نیز به سمت شمال شرق حرکت کرده و از ایران خارج می‌گردد. در این ساعت‌ها الگوی نصف النهاری از بین رفته و الگوی مداری و پایداری بر نیمه‌ی غربی کشور و حوضه تحت مطالعه حاکم می‌گردد. یافته‌های حاصل از تبیین همدیدی جو با استفاده از نقشه‌های سطوح ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای تحت مطالعه منطبق بر تبیین فیزیکی و ترمودینامیکی جو می‌باشد.



شکل ۸) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بار روز ۰۶/۱۱/۰۴ ساعت ۰۰ زلو شکل ۹) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بار روز ۲۰/۱۱/۰۴ ساعت ۱۲ زلو



شکل ۱۰) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بار روز ۰۶/۱۱/۰۴ ساعت ۰۰ زلو شکل ۱۱) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بار روز ۲۰/۱۱/۰۴ ساعت ۱۲ زلو



شکل ۱۲) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بار روز ۰۶/۱۱/۰۴ ساعت ۰۰ زلو شکل ۱۳) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بار روز ۲۰/۱۱/۰۴ ساعت ۱۲ زلو

نتیجه گیری

تحلیل ترمودینامیک حوضه، بیانگر همزمانی رخداد رگبارهای شدید و رخداد تندر با شرایط ترمودینامیکی با مشخصات زیر می باشد. میزان شدیدترین ناپایداری و موقعه تندر با بالاترین میزان شاخص راکلیف $33/67$ و پایین ترین مقدار شاخص برآبازی $2/15$ ، کاهش دمای بالقوه تر با افزایش ارتفاع، یعنی قرار گیری منحنی حالت اشباع در طرف چپ منحنی بی دروی اشباع و همچنین بیشترین میزان شدت بارش حوضه به مقدار $5/53$ میلی متر در ساعت همزمان می باشد. همچنین بررسی ترمودینامیکی روزهای تحت مطالعه نشان داد که در مناطقی که فاقد ایستگاه رادیو سوند می باشند، می توان از داده های شبکه NCEP/NCAR با توجه به طول و عرض و ارتفاع منطقه مورد مطالعه مناسب ترین نقطه شبکه را برای منطقه تشخیص داد و اقدام به ترسیم نمودارهای ترمودینامیکی و تبیین نمایه های قائم لایه ی جو نمود. همچنین نتایج پژوهش نشان می دهد که شاخص برآبازی می تواند شاخص مورد اعتمادی در تعیین پایداری و ناپایداری لایه جو باشد. اما استفاده از شاخص راکلیف در مناطق کوهستانی و به خصوص مناطقی که دارای ارتفاعی بیشتر از 1600 متر می باشند، باید با احتیاط مورد استفاده قرار گیرد.

تحلیل همدید نشان داد که هرگاه پر ارتفاع اقیانوس اطلس- اروپا به سمت قطب حرکت کند، باعث کشیدگی تاوه قطبی و تقسیم شدن آن به چندین سلول در عرض های پایین می شود با استقرار الگوی نصف النهاری، بادهای غربی ضمن کاهش سرعتشان به سمت عرض های پایین تر (مدیترانه و خاورمیانه) جابه جا می شوند. با این شرایط به وجود آمده در بادهای غربی فرازها و فرودها عمیق تر شده و در این موقع شاهد تشکیل و تقویت سامانه های بارش زا در مناطق مدیترانه و خاورمیانه می باشیم.

در نهایت باید اذعان نمود که شرایط مساعد جو بالا و پوشش مناسب برف در سطح حوضه شرایط لازم را جهت رخداد یک سیلان ترکیبی با دیبی بالا در حوضه بهشت آباد مهیا نموده است. به نحوی که تحلیل هیدروگراف سیل منتخب و حجم بارش رخداده در سطح حوضه نشان می دهد که سیلان های بزرگ حوضه نتیجه ذوب برف انباسته در ماه های قبل از سیلان و ریزش بارش مایع در دوره مورد بررسی می باشد. علاوه بر آن با کمک شاخص های ترمودینامیکی و تحلیل همدید نقش های تراز بالای جو می توان با پیش بینی دقیق از حجم آب قابل بارش و داده های زمینی شدت بارش، سیلان را پیش بینی نمود و حداقل در زمان رخداد سیلان با انجام عملیات پیش آگاهی از مقدار خسارات آن کاست.

منابع و مأخذ

- (۱) تاج بخش، سحر و همکاران(۱۳۸۸)، روشی برای پیش بینی رخداد توفان های تندri با طرح دو بررسی موردی. مجله فیزیک زمین و فضا. شماره ۴، صص ۱۴۷-۱۶۶.
- (۲) حجتی زاده، رحیم(۱۳۸۱)، بررسی سینوپتیکی سیلاب رودهای دامنه غربی زاگرس (با تأکید بر حوضه های آبی کرخه و کارون-دز ، پایان نامه دکتری اقلیم شناسی، استادراهنما؛ دکتر محمد رضا کاویانی، دکتر حسنعلی غیور ، دانشگاه اصفهان.
- (۳) رایرت بایز، هاریس(۱۳۷۷)، هواشناسی عمومی، برگردان، تاج الدین بنی هاشم و دیگران، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی ۱۳۷۷
- (۴) رحیمی، داریوش(۱۳۸۸)، تأثیر رگبارهای منفرد بر مدیریت بحران سیلاب در حوضه فارسان، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۳۵ ، پاییز ۱۳۸۸، صص ۱۰۰-۸۵.
- (۵) رحیمی، داریوش(۱۳۸۵)، «بررسی سیلاب محتمل کارون شمالی»، پایان نامه دکتری اقلیم شناسی، استاد راهنما؛ دکتر جواد خوشحال، دانشگاه اصفهان.
- (۶) روش، ترپله(۱۳۸۰)، هواشناسی عمومی، برگردان، جمشید شاهرخی، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی ۱۳۸۰.
- (۷) صادقی حسینی، علی رضا و رضایان، مهتاب.(۱۳۸۵)؛ بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری و پتانسیل بارور سازی ابر های همروفی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا جلد ۳۲، شماره ۲، صص ۹۸-۸۳.
- (۸) قائمی، هوشنگ(۱۳۸۵)، هواشناسی عمومی، انتشارات سمت. ۱۳۸۵.
- (۹) مارتین، جاناتان(۱۳۸۸)، دینامیک جو در عرض میان، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، انتشارات سمت، ۱۳۸۸.
- (۱۰) مسعودیان، سید ابوالفضل(۱۳۸۴)، شناسایی الگوهای گردشی پدید آورنده سیلاب های بزرگ در کارون، مجله جغرافیا و توسعه شماره ۵.
- (۱۱) موسوی بایگی، سید محمد. و اشرف، بتول(۱۳۸۹)، بررسی و مطالعه نمایه قائم هوای منجر به بارندگی های مخرب تابستانه(مطالعه موردی: مشهد) (نشریه آب و خاک. جلد ۲۴ شماره ۵، ۱۳۸۹ صص ۴۸-۱۰۳۶).
- (۱۲) نجف پور، بهرام(۱۳۸۵)، «شناختی الگوهای گردشی ایجاد کننده سیلاب در حوضه مند»، پایان نامه دکتری اقلیم شناسی، استادراهنما؛ دکتر محمد رضا کاویانی، دکتر مسعودیان، دانشگاه اصفهان.
- (۱۳) Banacos , Peter c, David M. Schultz (۲۰۰۴),The Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives. WEATHER AND FORECASTING VOLUME ۲۰.JUNE ۲۰..
- (۱۴) Brown, J. M., (۱۹۸۶), Adecision tree for forecasting down slope winds in Colorado, Preprints II ThConf. Weather Forecasting and Analysis, Kansas City, Am. Meteorol. Soc., ۸۳-۸۸.
- (۱۵) Kato,Teruyuki (۲۰۰۴), formation features of ۲۰۰۴ Niigata-Fukushima and Fukui heavy rain rain fall and problems in the precipitation using a cluded resolving model.Solla,vol.,doi ۱۰.۲۱۵۱ /sola.۲۰۰۴.
- (۱۶) Robert P., Harnack D., jensan D., and joseph R. (۱۹۹۸), Investigation of upper-air conditions occurring with heavy summer rain in Utah. International journal of climatology int, ۱۱:۱۱۲-۱۳۰..
- (۱۷) Tuduri,elisa (۱۹۹۷), The Environments of Significant Convective Events in the Western Mediterranean.jurnal of weather and forecasting,volume ۱۲,p ۲۹۴-۳۰۶.
- (۱۸) Turcotte, V., and Vigneux, D. (۱۹۸۷), Severe thunderstorms and hail forecasting using derived parameters from Standard RA OBS data. Preprints, Second Workshop on Operational Meteorology, Halifax, NS, Canada, Atmospheric Environment Service/Can Meteorol Ocean. Soc., ۱۴۲-۱۵۳.
- (۱۹) W.K.sly (۱۹۹۶),A convective index as an indicator cumulonimbus Development Journal of applied meteorology. Volume ۵. P, ۸۴۹-۸۴۹.
- (۲۰) www.cdc.noaa.gov.

