Archive of SID

تحلیل ترمودینامیک و سینوپتیکی سیلاب‌های لحظه‌ای مناطق خشک (حوضه زاینده رود)

داریوش رحیمی[1*] و حمید میر هاشمی[2] و فاطمه عابدی[3]

۱*- نویسنده مسئول، استادیار دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی - دانشگاه اصفهان
۲- کارشناسی ارشد اقلیم شناسی دانشگاه اصفهان
۳- کارشناسی ارشد اقلیم شناسی دانشگاه اصفهان

تاریخ دریافت: ۹۰/۴/۲۰ تاریخ پذیرش: ۹۱/۸/۲۷

چکیده

بارش‌های سنگین به دلیل نقشی که در رخداد سیلاب های بزرگ دارند از جمله عوامل موجد بحران محسوب می‌شوند. بخش آبخیز حوضه سد زاینده رود (بالا دست سد) به عنوان مهم‌ترین رودخانه مرکزی ایران با فراوانی بیشتر سیلاب‌های بزرگ روبه‌رو بوده است. سیلاب سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ با دبی ۶۴۶ مترمکعب در ثانیه در ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ با شاخص‌های استاندارد SFI=۱۰/۴۷ در حوضه مورد مطالعه رخ داده است. این سیلاب به عنوان بزرگ‌ترین سیلاب ثبت شده طی دوره آماری سال‌های ۸۸-۱۳۵۱ در حوضه سد زاینده رود برای بررسی انتخاب و جهت بررسی شرایط ترمودینامیکی و سینوپتیکی انتخاب گردید. بررسی متغیرهای هواشناختی و نمودارهای ترمودینامیکی نشان داد تغییرات دمای بالقوه‌تر معیار مناسبی جهت شناخت شرایط توفان است. محاسبات ترمودینامیکی شاخص راکلیف با ۳۳/۶ درجه سلسیوس و شاخص برادباری با ۱/۵۸- نشان دهنده شدت بارش های بالا درحوضه است. علاوه بر آن تحلیل همدید تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که شرایط مساعد ترمودینامیکی رخداد سیلاب با گسترش پر ارتفاع اقیانوس اطلس- اروپا به سمت قطب، حرکت تاوه قطبی به سمت عرض‌های پایین، غالب شدن الگوی نصف النهاری بر روی منطقه مدیترانه و خاورمیانه و تشکیل فرازی در غرب مدیترانه، فرود عمیقی در شرق مدیترانه ، قرارگیری ایران در معرض وزش تاوایی مثبت و ورود سامانه های بارش زا به حوضه منطبق است.

کلید واژه‌ها: *حوضه سد زاینده رود، نمودار اسکیوتی، دمای بالقوه تر، کم ارتفاع بریده*

مقدمه

حوضه آبریز سد زاینده رود با مساحتی حدود ۴۲۶۲ کیلومتر مربع و محیط ۳۶۲ کیلومتر در منطقه‌ای با مختصات جغرافیائی ´۵۴، °۴۹ تا ´۴۵، °۵۰ طول شرقی و ´۱۸، °۳۲ تا ´۱۲، °۳۳ عرض شمالی قرار گرفته است.

با توجه به قرارگیری حوضه در بخش مرکزی کشور و متاثر شدن از سامانه‌های غربی و جنوب غربی و همچنین ماهیت کوهستانی و نیمه‌خشک حوضه، در بعضی از زمان‌ها ترکیب این عوامل باعث رخداد بارش‌ها، سیلاب‌های مخرب و خسارت‌های مالی و جانی فراوانی می‌شود. علی‌رغم رخداد سیلاب‌های مخرب و همچنین اهمیت حوضه از لحاظ تأمین حجم قابل توجهی از آب مناطق مرکزی کشور مطالعات کمی بر روی شرایط و نمایه های قائم هوا در هنگام رخداد این گونه رگبارهای شدید موجد سیلاب‌های مخرب در حوضه انجام شده است. در مورد رخداد بارش‌های ابر سنگین موجد سیلاب مطالعات خارجی و داخلی فراوانی عمدتاً با دیدگاه همدیدی یا ترمودینامیکی و یا آماری انجام شده است. در زیر به چندین مورد از این مطالعات اشاره می‌گردد. صادقی حسینی و رضاییان به بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارور سازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان پرداختند، آنها بعد از محاسبه و انجام عملیات آماری برروی داده های بارش و داده‌های هواشناختی دریافتند که شاخص آب قابل بارش ابر نسبت به شاخص های شولتر، k و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی بهترین معرف در این زمینه می‌باشد(۷). تاج بخش و همکاران در پژوهشی با تحلیل برخی از مهم‌ترین خروجی‌های مدل منطقه‌ای (MM۵) دریافتند که شاخص‌های بزرگ مقیاس وقوع توفان تندری، مشابه غالب ناپایداری‌های جوی بوده و پیش بینی این پدیده نیازمند اجرای مدل‌های منطقه‌ای میان مقیاس است(۱). موسوی بایگی و اشرف در بررسی سه بارش رخ داده در

www.SID.ir

Archive of SID

تابستان ۱۳۸۸ در مشهد و روزهای قبل از این بارندگی به این نتیجه رسیدند که گسترش سامانه پر فشار سیبری طی فصل گرم سال، همزمان با فرارفت هوای گرم و مرطوب جنوبی باعث ایجاد ناپایداری شدید هوا به طور غیر منتظره شده است(۱۰). حجتی‌زاده سیلاب‌های کارون را بررسی و بزرگ‌ترین آنها را در قالب هفت سیلاب شناسایی و شرایط سینوپتیک ایجاد کننده آنها را بررسی کرده است(۲). مسعودیان الگوهای گردشی پدید آورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون را با تأکید بر ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی و نوسانات آن را ابزار مناسبی در جهت بررسی سیلاب‌های بزرگ دانسته است. رحیمی به منظور برآورد حداکثر بارش و سیلاب محتمل حوضه کارون شمالی مقادیر بارش و دبی روزانه در دوره (۲۰۰۰-۱۹۵۶) را بررسی و با استفاده از روش‌های آماری و سینوپتیک مقادیر ذکرشده را برآورد نموده است(۴و۵). نجف‌پور الگوهای گردشی ایجاد کننده سیلاب در حوضه مند را شناسایی و بیان کرده که با شناسایی توالی الگوهای گردشی مختوم به سیلاب، وقوع سیلاب‌های شدید را قبل از شروع بارش می‌توان پیش‌بینی کرد(۱۲). کاتو[1]، بارش‌های سنگین فرو ریخته شده را بر روی ناحیه نیاگاتا فوکوشیما در ۱۸و ۱۳ ژولای ۲۰۰۴ را بررسی و نتیجه گرفت که عامل اصلی این بارش‌ها تشدید ناپایداری همرفتی ناشی از هوای مرطوب سطح پایین و هوای خشک سطح بالا است(۱۶). اسلی[2] شاخص‌های همرفتی را برای گسترش ابرهای کومولونیمبوس در آلبرتا و ادمونتون به کار گرفت و نشان داد که این شاخص‌ها همبستگی مناسبی را با گسترش ابرها دارند(۲۱). روبرت و همکاران[3] رابطه شرایط جو بالا را با رویداد بارش‌های سنگین تابستان در یوتا بررسی و در تحقیق خود نقش عوامل سینوپتیکی را مهم دانسته و نتیجه گرفته که انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس در ایجاد این بارش‌های سنگین، اهمیت فوق العاده‌ای داشته است(۱۸). تادوری[4] شرایط محیطی واقع در مالورکای اسپانیا را مطالعه و آنها را در پنج گروه (تگرگ، بارش سنگین، توفان، توفان همراه بارش و تورنادو) تقسیم‌بندی نمود(۲۰). وانگ و لینگ[5]، گارتسمان و گاباروف[6] و گیالیو و همکاران[7] نیز در تایوان و روسیه شرایط ریزش بارش های شدید و سیلاب های ناشی از آنها را بررسی نمودند(۱۵، ۱۳ و ۱۴).

حوضه زاینده رود به عنوان بزرگ‌ترین رودخانه حوضه مرکزی ایران با رخداد سیلاب‌های متعدد ناشی از بارش‌های سنگین در این حوضه آبی منجر به خسارت‌های گسترده مالی، منابع طبیعی و سازه‌های آبی به ویژه در سال‌های اخیر روبه‌رو بوده که به عنوان نمونه می‌توان به سیلاب سال‌های۱۳۷۱، ۱۳۷۶، ۱۳۷۷، ۱۳۸۰، ۱۳۸۳ و ۱۳۸۴ اشاره داشت. در تمامی سیلاب‌های ذکر شده خسارت‌های مالی شامل تخریب منازل مسکونی، آب‌گرفتگی اراضی کشاورزی، شکسته شدن سدهای خاکی، سازه‌های آبخیزداری و فرسایش شدید خاک گردیده است. بنابراین بررسی و شناخت ماهیت این سیلاب‌ها، عوامل ایجاد کننده آن و همچنین پیش بینی رخداد سیلاب از جمله اقداماتی هستند که باعث کاهش خسارت می‌گردد. هدف پژوهش حاضر تبیین ترمودینامیکی و بررسی نمایه قائم جو منجر به بارش‌های مخرب موجد سیلاب و شناخت شرایط جوی حوضه در هنگام ورود سامانه و فرایندهای آن با استفاده از ترسیم نقشه‌ها و نمودارها ویژه ترمودینامیکی و ارائه‌ی الگوی مناسب و منطبق با این شرایط جوی در جهت پیش بینی این بارش‌های مخرب و کاهش خسارت ناشی از این بارش‌ها می‌باشد. با توجه به نقش ریزش‌های جوی منطقه کوهرنگ در رخداد سیلاب‌های حوضه زاینده‌رود لذا بارش‌های این منطقه مورد تحلیل قرار می گیرد.

مواد و روش‌ها

در پژوهش حاضر، سعی شده شرایط همدید و ترمودینامیکی قائم لایه‌ی جو در روزهای بارشی موجد سیلاب مورد تبیین قرار گیرد، لذا برای مشخص نمودن این روزها، داده‌های دبی در بازه زمانی روزانه از ایستگاه دبی‌سنجی قلعه شاهرخ و داده‌های بارش نیز در همین بازه زمانی مربوط به ایستگاه سینوپتیک کوهرنگ (ایستگاه نماینده حوضه) از سازمان هواشناسی و شرکت آب منطقه‌ای استان چهار محال بختیاری اخذ گردید. برای تبیین شرایط همدید و مشخص نمودن سامانه‌های موثر در رخداد بارش‌های مذکور، نقشه‌های فشار سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده‌ای به طول ۴۰- درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض صفر تا ۹۰ درجه شمالی از پایگاه داده‌های باز تحلیل شده NCEP/NCAR استخراج و مورد بررسی قرار گرفت.

جهت بررسی شرایط قائم لایه های جو و ترسیم نمودار ترمودینامیکی ابتدا بایستی مقادیر دما و نقطه شبنم برای هر یک از ترازهای ارتفاعی مشخص گردد، ولی به دلیل فقدان رادیو سوند و هدف تحقیق تلاش گردید با توجه به داده‌های شبکه NCEP/NCARو محاسبه معادلات فیزیکی بر روی این داده‌ها این نقیصه بر طرف شود.

با توجه به هدف تحقیق طبق الگوریتم زیر عمل گردیده است:

در گام اول برای مشخص نمودن نقطه نماینده مناسب جهت استفاده داده‌ها و تبیین شرایط قائم، با توجه به طول و عرض حوضه چهار نقطه برای (۵۰ ،۳۰ و ۵۲/۵ ، ۳۰ و۵۰، ۳۲/۵ و۵۲/۵، ۳۲/۵) حوضه مشخص شد، سپس از میان این چهار نقطه، نقطه با طول۵۰درجه شرقی و ۳۲/۵ درجه شمالی با توجه به نزدیک‌ترین فاصله با ایستگاه سینوپتیک کوهرنگ با ارتفاع ۲۲۸۵ متر از سطح دریا انتخاب گردید.

در گام دوم متوسط روزانه مقادیر متغیرهای هواشناختی مربوط به این نقطه مورد استفاده قرار گرفت که شرح این متغیرها و تراز مورد استفاده در جدول(۱) آمده است.

در گام سوم با توجه به قرار گیری ارتفاع ایستگاه کوهرنگ بین سطوح فشار ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و عدم ثبت داده برای ارتفاع مذکور، سعی شده که با استفاده از معادله‌های فیزیکی (۱) الی (۶) مقادیر متغیرهای هواشناختی سطح حوضه محاسبه گردد.

1- Kato
2- Sly
3-Robert et al.
4- Tuduri
5- Wang and Ling
6-Gartsmanand and Gubareva
7- Giulio et al.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول۱- متغیرهای هواشناختی و تراز های مورد استفاده در این پژوهش

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

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 گردید، سپس به کمک شاخص‌های دینامیکی برادباری و راکلیف میزان پایداری و ناپایداری جو و احتمال رخداد رگبار و تندر مشخص شد.

در ابتدا با استفاده از افت محیطی دما بین ارتفاع سطوح ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال میزان دما تخمین زده شد سپس میزان فشار با استفاده از معادله فراسنجی محاسبه شد(رابطه ۱) بایریز(ص ۹۸):

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{mg}{RT^*} = (Z_2 - Z_1) \qquad (۱)$$

در این رابطه Z_2 ارتفاع ایستگاه برحسب متر،

Z_1 :ارتفاع سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برحسب متر،

p_2 : فشار ایستگاه بر حسب هکتوپاسکال،

p_1 : فشار سطح ۸۵۰ بر حسب هکتوپاسکال ،

g : شتاب گرانی زمین برحسب متر بر ثانیه،

m : جرم مولکولی هوای خشک بر حسب گرم،

R : ثابت هوای خشک ژول بر کیلو گرم،

$\overline{T}^*$: متوسط دمای مجازی برحسب کلوین. دمای نقطه شبنم به عنوان نمادی از وضعیت رطوبتی- دمای توده هوا برای سطح حوضه تا سطح فشار ۳۰۰ هکتوپاسکال با استفاده رابطه مگنوس محاسبه شد(رابطه ۲)(روش ص۱۲۳)

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

در این رابطه β = ۱۷/۶۲ ،

λ ،T =۲۴۳/۱۲ دمای هوا بر حسب درجه سلسیوس

و RH نم نسبی بر حسب درصد می‌باشد.

به منظور تحلیل نمایه قائم دما و دمای نقطه شبنم با استفاده از نرم افزار RAOB(۱۹)، نمودار اسکیوتی برای هر روز پایشی رسم شد.جهت بررسی وضعیت ناپایداری خشک و اشباع توده هوا، مقدار دمای بالقوه خشک و دمای بالقوه تر توده هوا برای هر ساعت پایشی، از سطح فشار ایستگاه تا سطح فشار ۳۰۰ هکتوپاسکالی به ترتیب با استفاده از روابط(۳) و (۴) محاسبه شد(۳ و ۱۱):

$$\frac{T}{T_\circ} = \left(\frac{p}{p_\circ}\right)^{\frac{R}{m^{C_P}}} \qquad (۳)$$

این عبارت را معادلعه پواسون گویند و معمولا نمای معادله را ۰/۲۸۶ در نظر می گیرند. R =۲۸۷ و C_p =۱۰۰۵ که واحد هر دو بر اساس ژول بر کیلوگرم بر کلوین می‌باشد.

T : دمای ایستگاه(کلوین)،

T_0 : دمای سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال(کلوین)،

P : فشار ایستگاه (هکتوپاسکال)

و p_0 فشار سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد.

$$C_p dT - \frac{RT}{md} * \frac{dp_d}{p_d} + d(L\omega_s) = 0 \qquad (۴)$$

در این رابطه L گرمای نهان تبخیر برحسب ژول برکیلو گرم بر کلوین،

ω_s محتوای بخار آب برحسب گرم بر گرم، مشخصات C_p ، m_d و R مانند روابط گذشته است.

در پایان برای ارائه یک معیار کلی از وضعیت جو از دو شاخص برادباری[۱] و راکلیف[۲] طبق روابط (۵)و (۶) و جدول‌های (۲) و (۳) استفاده شد.

$$B_i = \theta_\omega 500 - \theta_\omega 850 \qquad (۵)$$

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.

شاخص 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(جدول ۳).

$$R_i = \theta_\omega 850 - T500 \qquad (۶)$$

۱-Bradbury Index

۲- Rackliff Index

www.SID.ir

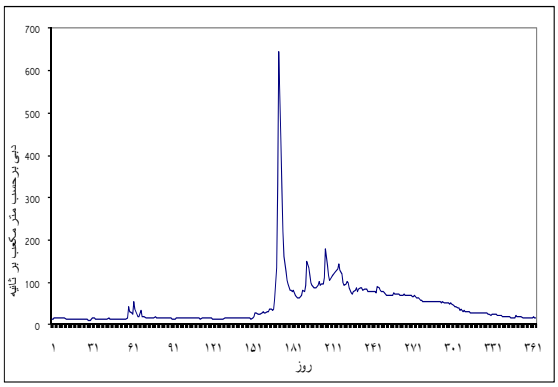
Archive of SID

جدول۲- مشخصات شاخص برادباری

مقدار ناپایداری	میزان شاخص Bi
ناپایداری درتابستان	< -2
ناپایداری در زمستان	$< +3$
ناپایداری درکل فصول	$< +8$

جدول ۳- مشخصات شاخص راکلیف

مقدار ناپایداری	میزان شاخص RI
احتمال رگبار	> 23
احتمال تندر همراه رگبار	$23 - 29$
تندر	> 30



شکل۱-آبنمود روزانه حوضه سد زاینده رود سال ۸۴-۱۳۸۳

به دلیل کوهستانی بودن محدوده لذا به جای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در این دو رابطه استفاده شد. در این پژوهش سیلاب ثبت شده اسفند ماه ۱۳۸۳ به عنوان بزرگترین سیلاب ثبت شده رودخانه زاینده رود در طی دوره آماری ۱۳۸۸-۱۳۵۱ مورد بررسی قرار می گیرد.

نتایج و بحث

سیلاب سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ با دبی ۶۴۶ مترمکعب در ثانیه در ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ با شاخص‌های استاندارد SFI=۱۰/۴۷ در حوضه مورد مطالعه رخ داده است. این سیلاب به عنوان بزرگ ترین سیلاب ثبت شده طی دوره آماری سال‌های ۸۸-۱۳۵۱ در حوضه سد زاینده رود برای بررسی انتخاب شد. به منظور بررسی سیلاب مذکور در ابتدا آبنمود روزانه سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ ترسیم گردید (شکل۱). طبق آبنمود ترسیمی از ابتدای مهرماه (ابتدای سال آبی) تا اوایل اسفند دبی در حدود ۱۰ تا ۲۰ متر مکعب و بدون نوسان بوده اما از اوایل اسفند تا اردیبهشت تغییرات محسوسی پیدا کرده ،در۱۳۸۳/۱۲/۱۹ به یک افزایش در حد ۶۰ مترمکعب در ثانیه رسیده و سپس درتاریخ ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ دبی به طور ناگهانی به ۶۴۶ متر مکعب در ثانیه افزایش یافته سپس دبی رودخانه به روند قبلی برگشته و این دبی تا اواخر اردیبهشت ماه با یک کاهش شدید بین ۱۸۰-۵۰ متر مکعب در ثانیه در نوسان بوده است. سپس دبی با یک آهنگ منفی شروع به کاهش کرده تا اینکه در مرداد و شهریور به حداقل رسیده است.

میانگین بارش به عنوان مهمترین عامل رخداد بزرگترین سیلاب حوضه زاینده رود در طی دوره منتخب برابر با ۱۲۰ میلی‌متر، حداکثر مجموع بارش دوره در ایستگاه کوهرنگ ۴۰۳/۵ میلیی‌متر و حداقل آن برابر با ۲۵ میلی‌متر در ایستگاه بویین(شکل۲)، علاوه بر آن حداکثر بارش ثبت شده ۲۴ ساعته در ایستگاه کوهرنگ برابر با ۱۵۶/۳ میلی‌متر در روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ می‌باشد. شکل(۳) مجموع بارش دریافتی حوضه طی روزهای منتخب (۱۹ الی۲۳ اسفندماه ۱۳۸۳) و روز رخداد سیلاب را نشان می دهند.

تحلیل نمایه قائم جو:

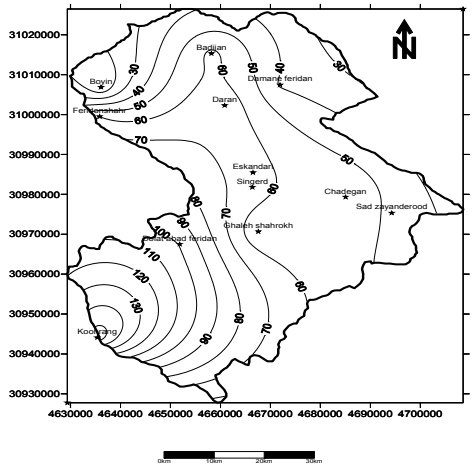
جهت بررسی ساختار سیلاب‌های بزرگ در ابتدا مشخصات ترمودینامیکی بارش‌های موجد سیلاب منتخب حوضه متناسب با شاخص‌هایی مانند فشار توده هوا در سطح حوضه، دمای توده هوا، دمای نقطه شبنم، دمای بالقوه تر، پایه ابر فرارفتی، شاخص راکلیف، شاخص برادباری و شدت بارش در طی ساعات قبل از شروع بارش تا روز حداکثر دبی لحظه‌ای سیلاب و در ادامه تحلیل شرایط همدید سیلاب بر اساس روابط و داده‌های جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارائه شده در بخش روش تحقیق (روابط ۱ الی ۶) محاسبه گردید. مقادیر

www.SID.ir

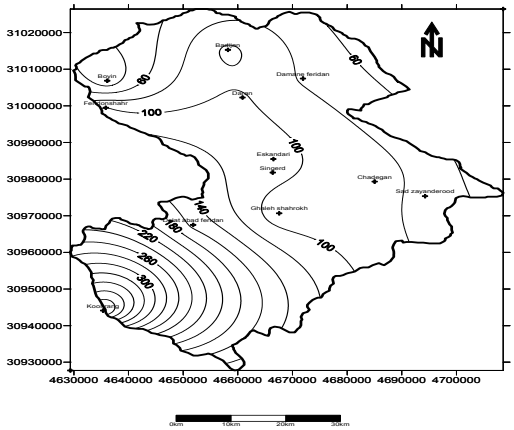
Archive of SID

محاسباتی هر کدام از پارامترها به تفکیک روز و ساعت۰۰ زولو در جدول (۴) ارائه شده است.

بر اساس جدول (۴) کمیت‌های فشار، دمای خشک، دمای شبنم و دمای بالقوه تر دارای یک نوسان نسبتاً شدید در طی رخداد سیلاب هستند. این کمیت‌ها در سطح حوضه دارای یک حرکت رفت و برگشتی طی دوره بوده به نحوی که کمیت پارامتر دماهای خشک، شبنم و بالقوه تر روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۰ نسبت به روز ۱۳۸۳/۱۲/۱۹ افزایش ولی میزان فشار در حدود یک میلی بار افت پیدا کرده است.



شکل۲- بارش روز بارانی ۱۳۸۳/۱۲/۲۲



شکل۳- مجموع بارش ایجاد کننده سیلاب اسفند ۱۳۸۳

جدول ٤- خصوصیات هواشناختی و میزان بارش در روزهای تحت مطالعه مربوط به سیلاب۱۳۸۳/۱۲/۲۲

تاریخ	فشار(میلیبار)	دما(c^0)	نقطه شبنم(c^0)	دمای بالقوه تر(c^0)	پایه ابر فرارفتی(متر)	راکلیف	برادباری	بارش(میلی متر)
۱۳۸۳/۱۲/۱۹	۷۷۴/۶۶	۹/۴	۶/۳	۱۷/۰	۷۰۸/۷۳	۲۸/۶۰	۲/۰۰	۵
۱۳۸۳/۱۲/۲۰	۷۷۳/۵	۱۱/۷	۸/۵	۱۸/۹	۷۱۹/۳۲	۳۰/۰۰	۰/۵۲	۶۲
۱۳۸۳/۱۲/۲۱	۷۷۲/۷	۱۱/۴	۵/۶	۱۸/۷	۷۰۳/۸	۳۱/۰۰	-۰/۹۸	۱۲۷
۱۳۸۳/۱۲/۲۲	۷۷۲/۸۸	۹/۰	۹/۰	۱۹/۳	۷۷۲/۸۸	۳۳/۶۰	-۱/۵۸	۱۷۷
۱۳۸۳/۱۲/۲۳	۷۷۴/۲۵	۶/۹۱	۴/۶	۱۵/۶	۷۰۸/۷۳	۲۸/۶۴	۱/۷۱	۳۲/۵

در روز ۲۱ و ۲۲ که اوج بارش‌های سیلاب بوده میزان فشار دارای وضعیت نسبتا" ثابت، دمای محیط روند کاهشی حدود سه درجه سلسیوس، دمای نقطه شبنم روند افزایشی حدود ۳ درجه سلسیوس (برابری دمای نقطه شبنم و محیط در روز ۲۲ اسفند بیانگر شرایط

www.SID.ir

Archive of SID

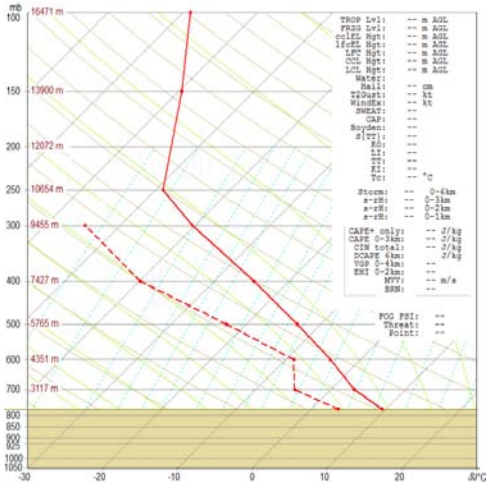
اشباع در یک حالت ایده آل بارشی بوده)و دمای بالقوه تر نیز دارای روند افزایشی می‌باشد. شاخص‌های راکلیف و برآدباری طی روزهای سیلاب به ترتیب برابر با ۳۳/۶ درجه سلسیوس و ۱/۵۸- برآورد گردیده‌اند. بنابراین طبق جدول (۴) متغیرهای هواشناختی بیانگر این نکته است که حداکثر ناپایداری و بیشترین میزان بارش در روز ۲۲ اسفند ماه با استقرار خط تندر در حوضه منطبق بوده و می‌توان نتیجه گرفت که عامل رخداد بارش‌های موجد سیلاب اسفند ماه ۱۳۸۳ ورود چرخند به همراه جبهه های گرم و سرد به حوضه زاینده رود می‌باشد.

بررسی نمودار اسکیوتی روز نوزدهم (شکل ۴) نشان می‌دهد که لایه در آغاز اشباع نیست، منحنی حالت به طرف راست منحنی بی دروی خشک خارج شده از سطح حوضه کج می‌شود یعنی دمای بالقوه خشک با ارتفاع افزایش می یابد و پایداری خشک وجود دارد اما مقادیر شاخص‌های راکلیف و برآدباری(جدول ۴) نشان می‌دهد که در این روز ناپایداری ضعیفی بر لایه جو حوضه حاکم می باشد.

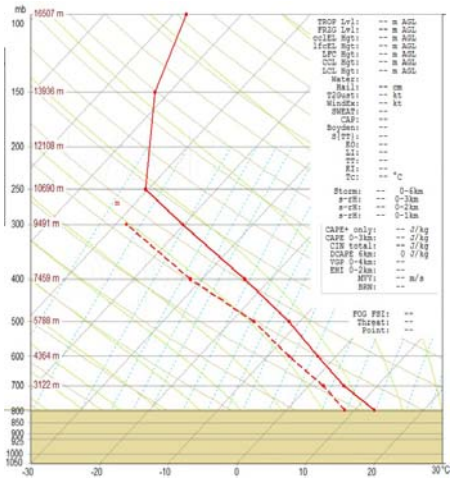
طبق نمودارهای روز بیستم(شکل۵) و روز بیست یکم(شکل ۶) لایه توده هوا به شرایط اشباع نرسیده و منحنی حالت به طرف راست منحنی بی دروی خشک بیرون ایستگاه کج گردیده و در واقع در این روزها فرازش انفرادی برای توده هوای سطح حوضه امکان پذیر نیست. ولی بررسی صعود حجمی لایه هوا نشان می‌دهد که منحنی حالت اشباع به طرف چپ منحنی بی دروی اشباع خارج شده از ایستگاه تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال انحنا پیدا کرده(دمای بالقوه تر با افزایش ارتفاع کاهش می یابد) و باعث ناپایداری برای این لایه ی از جو و رخداد رگبار در این روزها گردیده لازم به ذکر است که همچنین میزان شاخص‌های راکلیف و برادباری نیز این امر را تایید می‌نمایند. نمودار روز بیست و دوم(شکل۷) نشان می‌دهدکه با توجه به وجود شرایط اشباع دمای بالقوه تر با افزایش ارتفاع کاهش یافته و ناپایداری شدیدی به وجود آورده است. همچنین مقادیر شاخص‌های برآدباری و راکلیف به مقدار ۱/۵۸- درجه سلسیوس و ۳۳/۶۶ درجه سلسیوس وجود شدید ترین ناپایداری و وقوع تندر همراه با رگبار شدید در این روز را تأیید می‌کند. نمودار روز بیست و سوم(شکل ۸) نشان می‌دهد که در این روز لایه در آغاز اشباع نیست اما روند منحنی حالت اشباع نسبت به منحنی بی دروی اشباع با ارتفاع و همچنین روند دمای شبنم با ارتفاع نشان می‌دهد که لایه جو در این روز دارای چندین اشکوب بندی رطوبتی می‌باشد به نحوی‌که یک توده هوای مرطوب در سطح ۶۰۰ میلی‌باری بر روی توده هوای نسبتاً خشک زیرین قرار دارد.

تحلیل همدیدی

تحلیل همدید بارش‌های موجد سیلاب منتخب حوضه سد زاینده رود با توجه به نقشه های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که در روز ۱۳۸۳/۱۲/۱۹(شکل ۹) سلول پر ارتفاع جنب حاره ای با ارتفاع ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر در غرب آفریقا در عرض ۲۰ درجه شمالی قرار دارد، همچنین دو مرکز پر ارتفاعی آسیایی و اقیانوس اطلس- اروپایی به سمت عرض های بالا کشیده شده اند، به طوری‌که این عامل باعث تشکیل دو سامانه مانع در عرض های میانی در نیمه شرقی اقیانوس اطلس و آسیای مرکزی تا شبه قاره هند گردیده است. تاوه قطبی با استقرار در شمال روسیه و گسترش زبانه از آن با جهت شمال شرقی- جنوب غربی بر روی اروپا مقدار تاوایی را افزایش داده است. با این تفاسیر در منطقه خاورمیانه و مدیترانه شیو مداری دما و فشار افزایش یافته و الگوی نصف النهاری حاکم می‌شود. لذا فرودهای عمیق‌تر و شرایط ناپایداری شدیدی را به وجود می‌آورند به طوری‌که ریزش هوای سرد عرض‌های بالا توسط نیمه شرقی پشته اقیانوس اطلس- اروپای و تاوه قطبی بر روی اروپا و دریای مدیترانه باعث تشکیل فرود عمیقی بر روی دریای سیاه و دریای یونان از اروپا تا



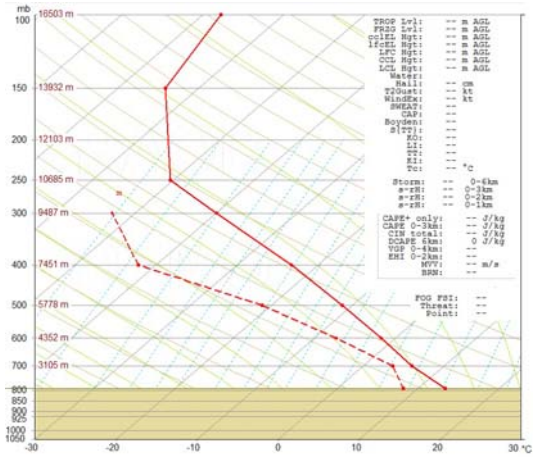
شکل٤- نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸۳/۱۲/۱۹



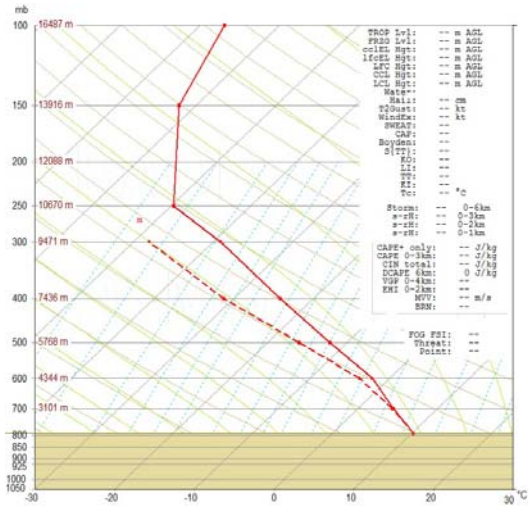
شکل٥- نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۰

www.SID.ir

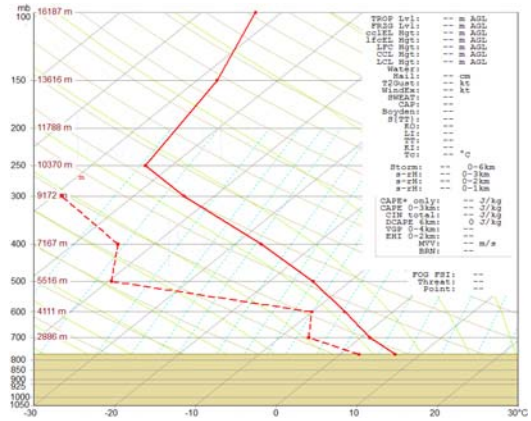
Archive of SID



شکل ٦- نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۱



شکل ۷- نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۲



شکل۸- نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۳

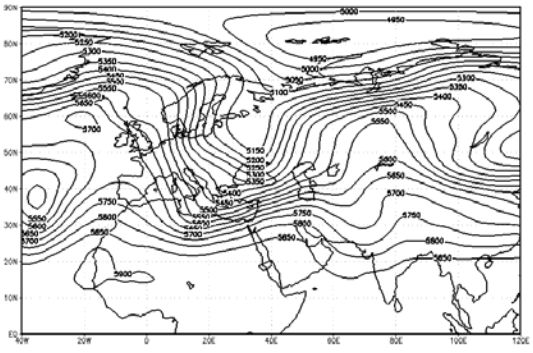
شمال آفریقا می‌گردد. به طوری‌که حوضه مورد پژوهش در معرض وزش تاوایی مثبت این فرود قرار می گیرد.

روز ۲۱ /۱۳۸۳/۱۲(شکل۱۲) فراز اسکاندیناوی با همان جهت قبلی ضمن کاهش عمق بر روی دریای آدریاتیک قرار می‌گیرد و جای آن را بر روی اسکاندیناوی کم ار تفاع بریده‌ای می‌گیرد. در این هنگام کم

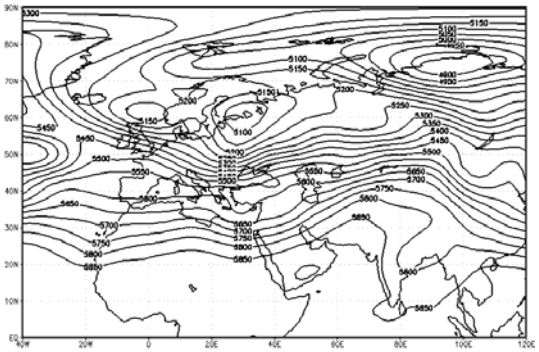
www.SID.ir

Archive of SID

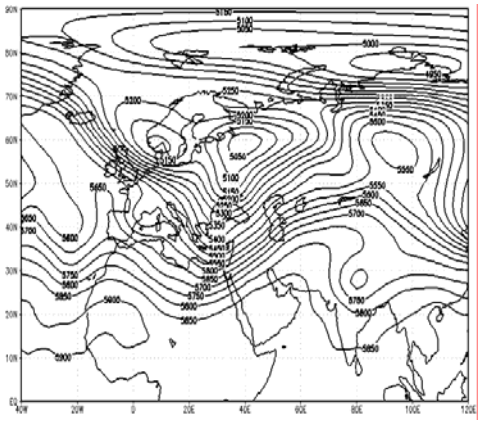
ارتفاع بریده دریای سیاه- اروپا قوی تر شده وی یک حرکت شرق سو پیدا می‌کند به نحوی که زبانه آن از دریای یونان بر روی قبرس جابه جا می‌گردد و تا مرکز دریای سرخ کشیده می‌شود روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ (شکل ۱۳) فراز دریای آدریاتیک از بین می رود و سلول کم ارتفاع بریده بر روی مدیترانه توسط بادهای مداری از نیمه جنوبی ناوه جدا شده و در شرق اسکاندیناوی مستقر و بر روی دریای مدیترانه الگوی مداری غلبه می‌یابد. در این هنگام ناوه جدا شده از کم ارتفاع بریده با جهت شمال شرقی- جنوب غربی و با شیب بسیار شدیدی از جنوب ترکیه با عبور از شرق دریای مدیترانه تا غرب دریای سرخ امتداد می‌یابد. روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۳ (شکل ۱۴) کم ارتفاع بریده ضعیف‌تر شده و به عرض‌های بالا عقب نشینی نموده در نتیجه الگوی مداری بر روی مدیترانه تقویت می‌گردد و هوای سرد تقویت کننده ناوه نیز قطع می‌گردد، در نهایت ناوه ضعیف تر شده و شیب آن کاهش می‌یابد و ناپایداری حوضه ضعیف می‌گردد.



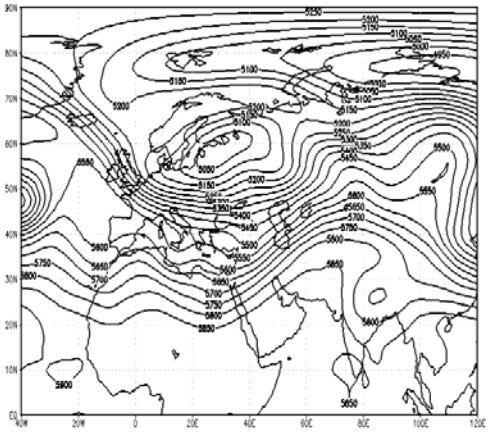
شکل ۱۰- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۲/۱۹



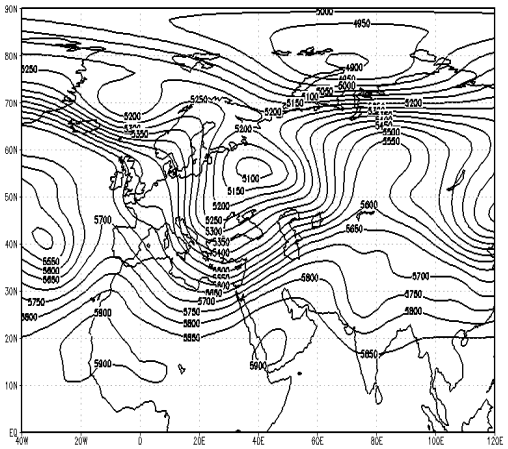
شکل ۱۱- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۱/۲۰



شکل ۱۲- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۱/۲۱



شکل ۱۳- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۱/۲۰



شکل ۱٤- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۱/۲۱

www.SID.ir

Archive of SID

نتیجه‌گیری

تحلیل ترمودینامیک حوضه بیانگر همزمانی رخداد رگبارهای شدید و تندری با شرایط ترمودینامیکی می‌باشد. میزان شدیدترین ناپایداری و وقوع تندر با بالاترین میزان شاخص راکلیف ۳۳/۶ و پایین ترین مقدار شاخص برادباری ۱/۵۸-، کاهش دمای بالقوه تر با افزایش ارتفاع، یعنی قرار گیری منحنی حالت اشباع در طرف چپ منحنی بی دروی اشباع و همچنین بیشترین میزان بارش حوضه به مقدار ۱۷۷ میلی متر همزمان می‌باشد. تحلیل همدید نشان داد که هرگاه پر ارتفاع اقیانوس اطلس- اروپا و آسیا به سمت عرض های بالا کشیده شوند و تاوه قطبی به سمت عرض‌های پایین بر روی اروپا کشیده شود باعث افزایش تاوایی پتانسیل و استقرار الگوی نصف النهاری به جای الگوی مداری در مناطق خاورمیانه و مدیترانه می‌گردد، در نتیجه بادهای غربی ضمن کاهش سرعتشان به سمت عرض‌های پایین‌تر (مدیترانه و خاورمیانه) جابه جا می‌شوند با این شرایط به وجود آمده در بادهای غربی فرازها و فرودها عمیق تر شده و در این مواقع شاهد تشکیل و تقویت سامانه‌های بارش زا در مناطق مدیترانه و خاورمیانه می‌باشیم.

بررسی‌های ترمودینامیکی نشان داد در مناطقی فاقد ایستگاه رادیو سوند می توان از داده‌های شبکه‌ی NCEP/NCAR با توجه به طول و عرض و ارتفاع منطقه مورد مطالعه مناسب‌ترین نقطه شبکه را برای منطقه تشخیص داد و اقدام به ترسیم نمودارهای ترمودینامیکی و تبیین نمایه‌های قائم لایهی جو نمود. علاوه بر آن نتایج پژوهش نشان می‌دهد که شاخص‌های برآدباری و راکلیف می‌توانند شاخص‌های مورد اعتمادی در تعیین پایداری و ناپایداری لایه ی جو و احتمال رگبار و وقوع تندر باشند.

در نهایت باید اذعان نمود که شرایط مساعد جو بالا و پوشش مناسب برف در سطح حوضه شرایط لازم را جهت رخداد یک سیلاب ترکیبی با دبی بالا در حوضه سد زاینده رود مهیا نموده است. علاوه بر آن با کمک شاخص‌های ترمودینامیکی و تحلیل همدید نقش های تراز بالای جو می‌توان با پیش بینی دقیق از حجم آب قابل بارش و داده‌های زمینی میزان بارش، سیلاب را پیش بینی نمود و حداقل در زمان رخداد سیلاب با انجام عملیات پیش آگاهی از مقدار خسارت‌های احتمالی آن کاست.

منابع

۱- تاج بخش، سحر و همکاران.(۱۳۸۸)؛ روشی برای پیش بینی رخداد توفان های تندری با طرح دو بررسی موردی. مجله ی فیزیک زمین و فضا. شماره ۴ : ۱۶۶-۱۴۷

۲- حجتی‌زاده، ر. ۱۳۸۱. بررسی سینوپتیکی سیلاب رودهای دامنه غربی زاگرس (با تاکید بر حوضه های آبی کرخه و کارون- دز، پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی.، دانشگاه اصفهان.

۳- رابرت بایرز، هاریس، ۱۳۷۷، هواشناسی عمومی، برگردان، تاج الدین بنی هاشم و دیگران، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی .۱۳۷۷.

۴- رحیمی، د. ۱۳۸۸. تأثیر رگبارهای منفرد بر مدیریت بحران سیلاب در حوضه فارسان، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره۳۵،پاییز ۱۳۸۸، صص- ۱۰۰-۸۵.

۵- رحیمی،داریوش(۱۳۸۵)؛«بررسی‌سیلاب محتمل کارون شمالی»،پایان نامه دکتری اقلیم شناسی،دانشگاه اصفهان.

۶- روش، تریپله، ۱۳۸۰، هواشناسی عمومی، برگردان، جمشید شاهرخی، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی ۱۳۸۰

۷- صادقی حسینی ، علی رضا و رضائیان، مهتاب.(۱۳۸۵) ؛ بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری و پتانسیل بارور سازی ابر های همرفتی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا جلد ۳۲، شماره۲، ۱۳۸۵ صص ۸۳-۹۸.

۸- مارتین، جاناتان، ۱۳۸۸،دینامیک جو در عرض میانه، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، انتشارات سمت،۱۳۸۸.

۹- مسعودیان،سیدابوالفضل،۱۳۸۴،شناسایی‌الگوهای گردشی پدید آورنده سیلاب های بزرگ در کارون،مجله جغرافیا و توسعه شماره۵.

۱۰- 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 صص۱۰۴۸-۱۰۳۶.

۱۱- قائمی، هوشنگ، ۱۳۸۵، هواشناسی عمومی، انتشارات سمت. ۱۳۸۵.

۱۲- نجف پور، بهرام(۱۳۸۵)؛«شناسایی الگوهای گردشی ایجاد کننده سیلاب در حوضه مند»،پایان نامه دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان.

www.SID.ir

Archive of SID

13- B.I.Gartsmanand, T.S.Gubareva. 2006. Forecast of the rainfall flood hydrograph on the Far East Rivers. ISSN 1068-3739., Russian Meteorology and Hydrology, 2007, 32(5): 328–335.

14- Giulio .G, R. Iovine, Michael F. Sheridan. 2009. Special Issue 2007in Natural Hazards on ‘‘Modeling and simulation of dangerous phenomena, and innovative techniques for hazard mapping and mitigation’, Nat Hazards, 2009, 50:409–411.

15- Jieh-Jiuh Wang, Hoe I. Ling. 2009. Relationships between typhoon types and debris flow disasters in Taiwan. Nat Hazards, 2010, 54:373–394.

16- Kato.teruyuki. 2004. Formation features of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rain fall and problems in the precipitation using a clouded resolving model, 2004, 10-2151.

17- Ge, Tim Li, Shengjun Zhang, and Melinda Peng. 2010. What causes the extremely heavy rainfall in Taiwan during Typhoon Morakot. Atmos. Sci. Let, 2010, 11: 46–50 .

18- Robert, P., Harnack, D., jensan, D. and R. joseph. 1998. Investigation of upper–air conditions occurring with heavy summer rain in Utah. International Journal of Climatology, 1998, 11:112-130.

19- Turcotte, V. and D. Vigneux. 1987. Severe thunderstorms and hail forecasting using derived parameters from standard RAOBS data. Preprints, Second Workshop on Operational Meteorology, Halifax, NS,Canada, Atmospheric Environment service/Can Meteorol Ocean, Soc:1987, 142–153.

20- Tuduri, E. 1997. The environments of significant convective events in the Western Mediterranean. Journal of Weather and Forecasting, 1997, 12: 294-306.

21- Sly, W. K. 1996.A convective index as an indicator cumulonimbus development. Journal of Applied Meteorology,1996, 5: 839-849.

22- www.cdc.noaa.gov.

23-www.skystef.be/weather-calculators.htm

24- www.theweatherprediction.com.

www.SID.ir