

## بررسی الگوهای سینوپتیکی وقوع بارش های سیل آسای تابستانه در خراسان شمالی و رضوی

دکتر علیرضا بنی واهب

استادیار گروه جغرافیا دانشگاه آزاد اسلامی واحد تربت حیدریه



چکیده

به منظور بررسی و تحلیل الگوهای سینوپتیکی مربوط به وقوع بارش های سیل آسای تابستانه در خراسان شمالی و رضوی طی سال های ۸۱-۱۳۸۰ (ه.ش) نقشه های فشار سطح زمین و سطح ۵۰۰ میلی باری بررسی شده است. مهم ترین الگوهایی که با وقوع سیل هماهنگی نشان دادند، عبارت است از: پر فشار دریای خزر، تراف سطوح فوقانی جو، کم فشار دشت کویر و تلفیق رود بادهای جنب قطبی و جنب حاره ای. از ۱۸ سیل مورد بررسی، ۴/۴۴ درصد شامل ۸ مورد مربوط به پر فشار دریای خزر و جریان های شمالی روی این دریا است، ۷/۲۷ درصد شامل ۵ مورد به تراف سطوح فوقانی جو، ۱/۱۱ درصد شامل ۲ مورد به کم فشار دشت کویر و ۲/۱۶ درصد شامل ۳ مورد ناشی از تلفیق رود باد قطبی و جنب حاره مربوط است. الگوهای پر فشار دریای خزر و کم فشار دشت کویر در گرم ترین روز های فصل تابستان و الگوهای تراف سطوح فوقانی و تلفیق رود باد قطبی و جنب حاره ای در فصل بهار به وقوع پیوسته اند.

واژگان کلیدی: الگوهای سینوپتیک، سیل، خراسان شمالی و رضوی.

## مقدمه

ایران در سال‌های اخیر سیل‌های مخربی را به خود دیده است. سیل‌های ناگهانی معمولاً در حوزه‌های کوچک و پرشیب که بارندگی‌های شدیدی در آن‌ها رخ می‌دهد، مشاهده می‌شوند. وقوع بارش‌های سیل آسا و ناگهانی نه تنها در ایران بلکه در اغلب نقاط جهان، به‌خصوص در فصل تابستان و در مناطق حاره و جنب حاره دیده می‌شود. اثرات مخرب این سیل‌ها بر اقتصاد و توسعه اقتصادی کشورها، به طرز فزاینده‌ای اهمیت دارد. هر چند ایران کشوری خشک به حساب می‌آید، به طوری که میانگین بارش آن یک سوم متوسط جهانی بارندگی است با این حال سیل از جمله مهم‌ترین حوادث طبیعی آن است. اقلیم ایران بسیار متنوع بوده، هر ساله سیل‌های مخربی در آن به وقوع می‌پیوندد. خسارات اجتماعی، اقتصادی و زیست‌محیطی این سیل‌ها روز به روز در حال افزایش است. آمار و اطلاعات نشان می‌دهند که نه تنها تعداد و شدت سیل‌ها در سال‌های اخیر رو به افزایش بوده، بلکه خسارت اقتصادی، اجتماعی و زیست‌محیطی آن نیز رو به فزونی بوده است. افزایش جمعیت، اشغال دشت‌های سیلابی و کاربردی نامناسب اراضی، از جمله دلایل وقوع سیل است. بنابراین اقدامات کاهش خسارات و کنترل سیل از اولویت‌های مهم بوده و نیازمند توجه بیشتر و سامان دهی منابع برای اطمینان از دستیابی به توسعه پایدار می‌باشد.

علاوه بر موارد ذکر شده، تغییرات شدید آب و هوایی در قالب گرم شدن کلی جهان، منجر به تغییر الگوهای دما و بارش و پدید آمدن ناهنجاری‌های اقلیمی در اغلب نقاط جهان شده است. در این راستا فعالیت‌های انسانی مانند تخریب جنگل‌ها و چرای مراتع توسط دام، موجب از بین رفتن پوشش گیاهی مناطق جنگلی، مراتع و کاهش ظرفیت پذیرش آب این مناطق شده است. لذا با اندک بارشی حجم وسیعی از روان آب ایجاد شده و تبدیل به سیل می‌گردد.

برخی دانشمندان معتقدند که شرایط آب و هوایی غیر عادی سال ۲۰۰۱ و ۲۰۰۲ میلادی که باعث تلفات انسانی بسیاری در سراسر جهان شده است، ناشی از پدیده جوی ال نینو است. ال نینو علاوه بر سال ۲۰۰۲ چهار سال قبل از آن یعنی سال ۱۹۹۷-۹۸ نیز ظاهر شده بود. در آن سال‌ها نیز موجب به وجود آمدن سیلاب‌ها و خشک‌سالی‌های مخربی در امریکای جنوبی، آفریقا و شرق آسیا شد. (یوفو و همکاران، ۲۰۰۴، ص ۳۰) با استفاده از مدل آی ای پی (IAP) بارش شدید تابستانی ۱۹۹۹ را در دره رودخانه یانگ تسه با داده‌های درجه حرارت سطح دریا شبیه‌سازی نمودند. نتیجه این شد که ناهنجاری‌های مثبت درجه حرارت سطح دریا در اقیانوس هند مداری سبب بارش شدید می‌شود که شاخص بسیار مهمی جهت پیش بینی بارش‌های شدید تابستانه در محل مورد نظر می‌باشد و تاثیر ال نینو و لائینو بر بارش این دره را مشخص نمودند (انفیلد و همکاران، ۲۰۰۱، ص ۲۰۷۷). درجه حرارت سطح دریا (اطلس) در دو دوره ده ساله بررسی و تغییرات ۰/۴ درجه سانتی‌گرادی را تشخیص دادند فازهای گرم و سرد ای ام او (AMO) موثر و الگوهای زمستانه بارش با ال نینو و شاخص جنوبی در ارتباط بوده و از تغییر فازهای ای ام او اثر می‌پذیرد (روباک، ۲۰۰۲، ص ۱۰۲۷). بارش‌های مونسونی تابستانی هندوستان و اروسیا را بررسی و در مدل اقلیمی به دست آمده همبستگی بین نوسان اطلس شمالی (NAO) و مونسون را تصادفی می‌دانند.

در سال ۲۰۰۲ اغلب کشورها دارای شرایط آب و هوایی بسیار متضادی بوده‌اند، به طوری که برخی کشورها از گرمای سوزان و خشکسالی و در برخی دیگر از مناطق از باران‌های سیلابی رنج برده‌اند. این شرایط متضاد در فروردین ماه سال ۱۳۸۲ نیز در کشورمان رخ داد: به‌عنوان نمونه در فاصله ۲۰ تا ۳۰ فروردین ماه گرمای بی‌سابقه‌ای در مقایسه با دوره آماری فروردین ماه رخ داد، در حالی که در ۳۰ و ۳۱ فروردین ماه شاهد ریزش برف و سرمای شدید و به دنبال آن وارد شدن خسارت زیاد به بخش کشاورزی بودیم.

مطالعات زیادی بر روی الگوهای سینوپتیک موثر بر بارش‌های سیل‌آسا انجام گرفته است به‌عنوان نمونه (کاهانا، ۲۰۰۲، ص ۸۷۵) الگوهای سینوپتیکی سیل را در محدوده صحرای نقب بررسی کرده و چهار الگو را تشخیص داده است (هانراک، ۱۹۹۸، ص ۷۲۰). با بررسی سطوح فوقانی جو و بارش‌های سنگین تابستانه منطقه یوتا آمریکا را تجزیه و تحلیل نموده و تراف ضعیف مهاجر در سطح ۵۰۰ میلی‌باری و الگوی فشار سطح زمین را عامل بارش سیل‌آسا در این منطقه می‌داند (کشوری، ۱۳۷۵). معتقد است که بارش‌های شدید جنوب غرب کشور به دلیل شرایط توپوگرافی خاص و مجاورت این منطقه با منابع رطوبتی دریای سرخ و خلیج فارس و از طرف دیگر اثر فعالیت کم‌فشار سودانی و منطقه همگرایی دریای سرخ را موثر می‌داند (علی‌جانی، ۱۳۷۸). تغییرات الگوهای سینوپتیکی جریان سطح ۵۰۰ هکتو پاسکالی را در مدیترانه و خاورمیانه و اثر آن بر اقلیم ایران را مورد بررسی قرار داده است (مانوز و همکاران، ۲۰۰۶، ص ۱۰۶). ویژگی‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین نوامبر ۲۰۰۱ را در ناحیه مدیترانه غربی به‌وسیله الگوی ژئوپتانسیل مسدود کننده امگا بررسی کردند و چند تراف عروجی را در پاسخ به مکانیسم تشخیص دادند همچنین توسط مدل مقیاس متوسط (MM ۵) شبیه‌سازی عددی را انجام دادند (مپس، ۲۰۰۳، ص ۸۱۰). با استفاده از روش MM ۵ الگوهای روزانه بارش بخش‌هایی از کلمبیا و پنسیلوانیای آمریکا را بررسی و مدل‌های ۱۰ روزه را مناسب شناخته و الگوهای میانگین بارش را همانند اقلیم دراز مدت منطقه تشخیص داده است. گروهی با استفاده از روش‌های آماری و نقشه‌های فشار به‌صورت توام سعی در تشخیص روابط بین عوامل مختلف ایجاد بارش‌های شدید را داشتند از جمله (سانچز، ۲۰۰۴، ص ۱۷۷) مدلی را در حوضه مدیترانه طراحی نموده که با استفاده از شبیه‌سازی توسط آزمایش‌های عددی قادر به تشخیص شرایط حاد اقلیمی بود همچنین (لیمن، ۲۰۰۱، ص ۳۰۲) با استفاده از نقشه‌های فشار سطوح مختلف و همبستگی بین بارش و باد در آمریکای جنوبی به نتایج قابل توجهی رسیده‌اند (کامپینز، ۲۰۰۶، ص ۷۶). همبستگی قوی بین بارش‌های سیل‌آسا، بادهای قوی و سیکلون‌ها را بر فراز جزایر بالاریک به‌دست آورد (پاکروسکی، ۲۰۰۵، ص ۷). طبقه‌بندی الگوهای جریانی اطلس اروپایی را انجام و ارتباط بین ناهنجاری‌های فشار را مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و تغییرات جریان‌های جوی بر فراز اروپا را طی ۵۰ سال گذشته با استفاده از تجزیه و تحلیل‌های رگرسیونی، طبقه‌بندی خوشه‌ای و منطق فازی بررسی نموده است (بوچو، ۲۰۰۶، ص ۱۵). بارش‌های شدید را روی چهار ناحیه بلغارستان در نیمه گرم سال بررسی و بارش‌های شدید یک روزه را با فراوانی وقوع بالا تشخیص داده است.

تعدادی دیگر از محققان با توجه به تغییرات جوی و مناطقی که تحت تاثیر بارش‌های مونسونی می‌باشند تحقیقاتی انجام داده‌اند از جمله (هو، ۲۰۰۲، ص ۱۱۶۸) سیستم مونسون تابستانی را در دو ناحیه یکی جنوب و مرکز مکزیک و دیگری در جنوب غرب ایالات متحده آمریکا و شمال غرب مکزیک مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و موقعیت شمای (جنوبی) ITCZ به‌صورت سردتر (گرم‌تر) یا نرمال بودن درجه حرارت سطح دریا (SST) را به شرق اقیانوس آرام وابسته می‌داند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۵، ص ۳۸۶). با بررسی نقشه‌های فشار فصل بارانی مونسون آسیا را در دو فاز تشخیص دادند (رسول و همکاران، ۲۰۰۵، ص ۳۸۸). بارش‌های شدید موسمی تابستانی آسیای جنوبی را حاصل قرارگیری کم‌فشار بر بالای ناحیه بیابانی پاکستان و سیکلون بر فراز خلیج بنگال می‌داند در این تحقیق از داده‌ها و تصاویر ماهواره‌ای استفاده نموده و همبستگی بین بارش‌های شدید و جریان‌های بزرگ مقیاس جوی همچون تراف مونسونی، پرفشار جنب حاره، جت غربی، جت سطوح پایین حرکت‌های بخار آب را به‌دست آورده است (کلارک و همکاران، ۱۹۹۹، ص ۲۵۱۷). رابطه بین تغییرات درجه حرارت سطح دریا (اقیانوس هند) و تغییرات مونسون هندوستان را بررسی و مدلی جهت پیش‌بینی ارائه نمودند

همچنین اثر انسو(ENSO) به صورت دوره‌های ۱۰ ساله بررسی شده و همبستگی بین درجه حرارت سطح دریا و شاخص بارش هندوستان(AIRI) را به دست آورده‌اند(چانگ و همکاران، ۲۰۰۰، ص ۴۳۲). رابطه بین مونسون‌های تابستانه آسیای شرقی و درجه حرارت سطح دریا (اقیانوس آرام) را بررسی و وجود یک ریج قوی در غرب اقیانوس آرام شمالی جنب مداری حاصل پس خوردن مثبت جریان‌های والکر و هدلی برای وقوع مونسون مرطوب می‌دانند.

خراسان شمالی و رضوی و استان گلستان هم در طی سال‌های اخیر از آثار این ناهنجاری‌های اقلیمی به دور نبوده‌اند. وقوع دو سیل مخرب تابستانه در سال‌های ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱ دو نمونه از این ناهنجاری‌های اقلیمی هستند. در این مطالعه ضمن بررسی و تحلیل کلی رخداد‌های سیل در کشور، رخداد‌های سیل در سایر کشورها، دینامیک و سینوپتیک حاکم بر وقوع سیل و رخداد‌های سیل خراسان در تابستان سال‌های ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱ مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد.

### ۱- مفاهیم پایه‌ای بارش:

وقتی که بارش‌های سنگین در دوره زمانی نسبتاً طولانی و بر روی یک سیستم جبهه‌ای کم فشار تداوم داشته باشد، امکان بالقوه وقوع سیل، به خصوص وقتی که بارش همراه با همرفت شدید و طوفان‌های رعد و برق باشد، وجود دارد. شدت و بازدهی بارش (به معنی میزان توانایی تبدیل بخار آب به آب قابل ریزش در یک سلول تندر)، عواملی هستند که در ایجاد یک بارش سنگین مؤثرند. در این بین رطوبت و عمق لایه مرطوب توده هوا در میزان بازدهی بارش مؤثرند. علاوه بر موارد ذکر شده، لایه عمیق و گرم سطوح پایینی جو، ارتفاع دمای بالاتر از صفر و همچنین درون شارش رطوبت نیز بر بازدهی بارش مؤثرند (کارلسن، ۱۹۹۴). برای ارزیابی پتانسیل یک بارش سنگین بایستی موارد زیر را در نظر داشت:

رطوبت قابل دسترس: که از طریق محاسبه دمای نقطه شبنم سطح زمین،  $850 \text{ mb}$  و  $700 \text{ mb}$ ، آب قابل ریزش و شاخص ناپایداری K به دست می‌آید.

ناپایداری: از طریق محاسبه انرژی پتانسیل در دسترس، شاخص صعود، شاخص ناپایداری TT شاخص شولتز.

میانگین رطوبت نسبی لایه: از طریق محاسبه رطوبت نسبی لایه سطح زمین،  $700 \text{ mb}$  و رطوبت نسبی سطوح  $500 \text{ mb}$  و  $1000 \text{ mb}$ .

قدرت درون شارش: قدرت درون شارش رطوبت از نقشه‌های سطح زمین،  $850 \text{ mb}$  و  $700 \text{ mb}$  و سایر نقشه‌های جو بالا به دست می‌آید.

محاسبه موارد فوق می‌توانند پتانسیل بالقوه بارش سنگین را ارائه نماید، اما برای ارزیابی پتانسیل وقوع سیل بایستی علاوه بر پارامترهای مذکور، عوامل زیر را نیز لحاظ کرد:

توپوگرافی: سیل‌های مخرب عموماً در مناطق کوهستانی رخ می‌دهند تا در یک سرزمین هموار. شرایط گذشته: سیل‌های مخرب معمولاً در مکان‌هایی رخ می‌دهد که خاک آن‌ها به علت بارش‌های قبلی به حد اشباع رسیده باشند و هم چنین رودخانه‌های آن‌جا به دلیل بارش‌های گذشته پر آب شده باشند.

گسترش و حرکت سلول‌های رگباری: اگر حرکت سلول‌های رگباری آرام بوده و به‌طور پیوسته نیز سلول‌های رگباری ایجاد شوند، احتمال ایجاد یک سیل مخرب بیشتر می‌شود.

مطالعات مربوط به بارش‌های سیل‌آسا به دلیل فراگیر بودن این رخداد در مناطق حاره ای، اغلب به

کشورهای واقع در مناطق حاره و جنب حاره محدود شده است، هر چند در طی سال‌های اخیر به دلیل نا هنجاری‌های اقلیمی متضاد در سطح کره زمین، سایر نقاط نیز درگیر این پدیده بوده‌اند. بارش‌های سنگین مناطق حاره عمدتاً در فصل گرم و به دلیل آزاد شدن گرمای نهان در سطوح پایین جو (شامل ۸۵۰ و ۷۰۰ میلی‌باری) رخ می‌دهد. از جمله این مناطق می‌توان به آسیای جنوب شرقی، هند، پاکستان، آمریکا و ایران و برخی کشورهای دیگر اشاره کرد. اما بارش سنگین فصول سرد عمدتاً در مناطق با قابلیت سیکلون‌زایی زیاد ایجاد می‌شود، از آن جمله می‌توان به مناطق مجاور دریای مدیترانه، رشته کوه‌های آلپ و راکی اشاره کرد. در مقیاس منطقه‌ای می‌توان به بارش‌های زمستانه ناشی از سیکلون‌زایی شدید دریای سرخ اشاره کرد که موجب بارش شدید و سیل‌آسا در جنوب غرب کشورمان می‌شود.

## ۲- الگوهای سینوپتیکی وقوع بارش‌های سیل‌آسای تابستانه در خراسان شمالی و رضوی

تغییرات شدید آب و هوایی کره زمین، فعالیت‌های انسانی از جمله تخریب جنگل‌ها، چرای مراتع توسط حیوانات که موجب از بین رفتن پوشش گیاهی و کاهش ظرفیت پذیرش آب در خاک می‌شود، عواملی هستند که موجب تشدید اثرات ناشی از بارش‌های سنگین می‌شوند، به طوری که با اندک بارشی حجم عظیمی از روان آب ایجاد شده و تبدیل به سیل می‌گردد (بابائیان، ۱۳۸۱).

خراسان شمالی و به ویژه نواحی همجوار با استان گلستان همواره در معرض وقوع خطر سیلاب هستند. به دلیل شیب زیاد نواحی خراسان شمالی و گلستان که فقط کمی بیش از یک هشتم آن را دشت تشکیل می‌دهد و همچنین به دلیل شرایط توپوگرافی و کانالیزه شدن و صعود جریانات هوایی مرطوب دریای خزر بر روی مناطق مرتفع این مناطق، شرایط برای بارش‌های سنگین و سیل‌آسا مهیا می‌شود.

## ۳- الگوهای مورد بررسی

به طور کلی استان خراسان در فصول گرم سال، شامل نیمه دوم فصل بهار تا اواخر تابستان، شاهد بارش‌های رگباری است که گاهی منجر به سیل می‌شوند. همچنین در مواردی نیز بارش تگرگ موجب بروز خسارات هنگفتی به بخش کشاورزی این استان و به خصوص نواحی شمالی آن می‌شود. در این تحقیق ۱۸ مورد سیل که عمدتاً در فاصله زمانی نیمه دوم اردیبهشت تا شهریور ماه سال‌های ۸۰ تا ۸۲ رخ داده است، مورد بررسی قرار می‌گیرند. در جدول ۱ تاریخ و منطقه‌ی وقوع سیل‌های مورد بررسی دیده می‌شود.

برای بررسی الگوهای سینوپتیکی وقوع سیل نقشه‌های سطح زمین و ۵۰۰ میلی‌باری مد نظر قرار گرفتند که پس از بررسی‌های به عمل آمده مهم‌ترین الگوهای همراه با وقوع سیل عبارت بودند از:

پر فشار دریای خزر

تراف سطوح فوقانی جو

کم فشار دشت کویر

تلفیق رود بادهای قطبی و جنب حاره‌ای

از میان چهار الگوی فوق‌الذکر که موجب بارش‌های سیل‌آسا می‌گردند، الگوهای مربوط به پرفشار دریای خزر و کم‌فشار دشت کویر عموماً در گرم‌ترین روزهای فصل تابستان رخ می‌دهند و دو الگوی تراف سطوح فوقانی و تلفیق رود باد قطبی و جنب حاره‌ای، در فصل بهار رخ می‌دهند و بندرت در فصل تابستان دیده می‌شوند. حال هریک از چهار الگوی فوق‌الذکر را به تفصیل مورد بررسی قرار می‌دهیم:

## ۳-۱- پر فشار دریای خزر

از ۱۸ مورد سیل مورد بررسی ۴۴/۴٪ موارد ناشی از وجود پر فشار روی دریای خزر و وجود جریانات شمالی روی این دریا می‌باشد. در این شرایط رطوبت موجود بر روی دریا توسط جریانات شمالی هوا به سمت دامنه شمالی رشته کوه البرز جابه‌جا شده و در اثر صعود کوهستانی هوای مرطوب، سلول‌های ابر همرفتی تشکیل شده و بارش‌های سیل آسا شکل می‌گیرند. رطوبت خزری توسط جریان‌های غربی سطوح فوقانی به سمت خراسان شمالی گسترش می‌یابد. در این الگوها کثرفشاری ناشی از گرادیان دمایی سطح زمین و گرمای نهان حاصل از میعان در سطوح زیرین جو، شامل ۸۵۰ و ۷۰۰ میلی‌باری، نقش مهمی در شکل‌گیری و تقویت جریان‌های ناپایدار همرفتی می‌گردد.

بیشترین سیل‌های به وقوع پیوسته در این گروه قرار دارند که ۸ مورد از ۱۸ مورد سیل‌های مورد بررسی را شامل می‌شوند. از مهم‌ترین الگوهایی که در این گروه موجب سیل گردید می‌توان به سیل مورخه ۱۳۸۰/۵/۱۹ در شهرستان جاجرم و شهرهای آزاد شهر و بخش‌های دیگری از شرق استان گلستان اشاره کرد. این سیل موجب کشته شدن حدود ۳۰ نفر مسافر محاصره شده در جاده بجنورد به گلستان و همچنین تعدادی از اهالی روستای دشت گردید. بارش در شامگاه روز جمعه ۱۳۸۰/۵/۱۹ آغاز شد و تا آخرین ساعات شب ادامه داشت که در ساعات پایانی شب سیل مهیبی روستا دشت و جاده گلستان را در بر گرفت و با تخریب چندین بند خاکی بر اثرات تخریبی سیل افزوده شد. براساس نتایج اندازه‌گیری‌های ایستگاه هواشناسی نهالستان دشت که در محدوده سیل قرار داشت، ۱۵۰ میلی‌متر بارش در طول ۱۰ ساعت باریده است که در ۴ ساعت اول آن شدت بارش بین ۲۵ تا ۴۰ میلی‌متر در ساعت بوده است.

دو روز قبل از وقوع بارش‌های سنگین ۱۳۸۰/۵/۱۹، دما در سطح زمین و لایه‌های زیرین جو (۸۵۰ و ۷۰۰ میلی‌باری) به شدت افزایش یافت و در سطح زمین و در مرکز کشور فشار ۹۹۵ میلی‌باری و در روی دریای خزر جریانات شمالی بوده و پر فشار ۱۰۱۵ میلی‌بار بر روی دریای خزر قرار داشت. در سطوح فوقانی جو نیز شارش جریانات سرد عرض‌های شمالی وجود داشت. در این گروه وجود جریان‌های شمالی روی دریای خزر و جریان هوای مرطوب از روی آب‌های دریای خزر به سمت دامنه شمالی البرز نقش بسیار تعیین‌کننده ای دارد. در شکل‌های ۱ و ۲ الگوهای سینوپتیکی سطح زمین و ۵۰۰ میلی‌باری روز وقوع سیل دیده می‌شود. شکل ۳ تصویر دریافتی از ماهواره‌ی همان روز را نشان می‌دهد (NOAA).

دومین الگوی مهم این گروه مربوط به سیل تاریخ ۲۹/۴/۸۱ مشهد و توابع شهرستان قوچان است. در طی این روز میزان بارندگی ایستگاه مشهد ۳/۱۴ میلی‌متر اما میزان بارش ایستگاه باران سنجی منطقه ی آب و برق ۳۸ میلی‌متر گزارش شده است.

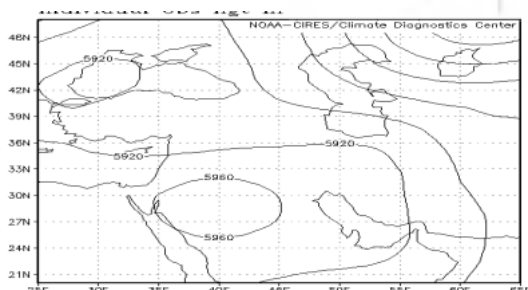
شاخص‌های ناپایداری  $k$  و  $s$  در صبح روز شنبه، قبل از وقوع ناپایداری به ترتیب ۸/۲ و ۹/۱- بوده اند. در شکل ۴ تصویر ماهواره‌ای ساعت ۵/۴ عصر روز مذکور دیده می‌شود.

الگوی سینوپتیکی سطح زمین (شکل ۵) و سطح ۵۰۰ میلی‌باری (شکل ۶)، نشان‌دهنده جریان هوای مرطوب از روی دریای خزر به سمت دامنه شمالی رشته کوه البرز و ریزش هوای سرد سطوح فوقانی به نوار شمالی کشور می‌باشد.

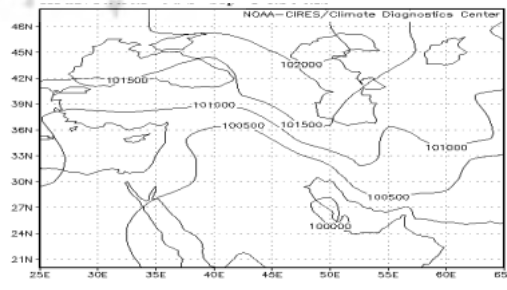
سایر الگوهای این گروه نیز وضعیت مشابهی داشتند و در تمامی آن‌ها جریان هوای مرطوب خزری از شمال تا جنوب دریای خزر به وضوح دیده می‌شود. همچنین در سطح ۵۰۰ میلی‌باری نیز حداقل یک تراف ضعیف که به منزله ریزش هوای سرد در این لایه است، وجود دارد. این وضعیت در سطوح فوقانی جو موجب میعان آب جابه‌جا شده از روی دریای خزر روی رشته کوه‌های البرز شرقی می‌گردد.

جدول ۱- تاریخ و منطقه‌ی وقوع سیل‌های مورد بررسی در این مقاله

ردیف	تاریخ	محل وقوع	ملاحظات
۱	۸۰/۵/۱۷	کلات	سیل
۲	۸۰/۵/۱۹	جاجرم	سیل
۳	۸۱/۱/۲۴	جاجرم، تربت حیدریه، بردسکن و کاشمر	سیل
۴	۸۱/۲/۲۳	تربت حیدریه (فیض آباد)	سیل و تگرگ
۵	۸۱/۳/۲	مانه و سملقان	سیل
۶	۸۱/۳/۳	مانه و سملقان	سیل
۷	۸۱/۳/۱۸ تا ۱۴	جاجرم	سیل
۸	۲۹/۴/۸۱	مشهد	سیل
۹	۸۱/۵/۲۱	جاجرم	سیل
۱۰	۸۲/۲/۱	بردسکن، درگز، شیروان	سیل
۱۱	۸۲/۲/۲	بجنورد، سبزوار، تربت جام، سرخس، شیروان، قوچان، فریمان و مشهد	سیل
۱۲	۸۲/۲/۳	سبزوار	سیل
۱۳	۸۲/۲/۴	فریمان	سیل
۱۴	۸۲/۲/۱۵	نیشابور	سیل
۱۵	۸۲/۳/۲	جاجرم، چناران و مانه و سملقان	سیل
۱۶	۸۲/۳/۳	تربت حیدریه و مانه و سملقان	سیل
۱۷	۸۲/۳/۴	تایباد، درگز، نیشابور و رشتخوار	سیل
۱۸	۸۲/۵/۱۰	سربیشه	سیل



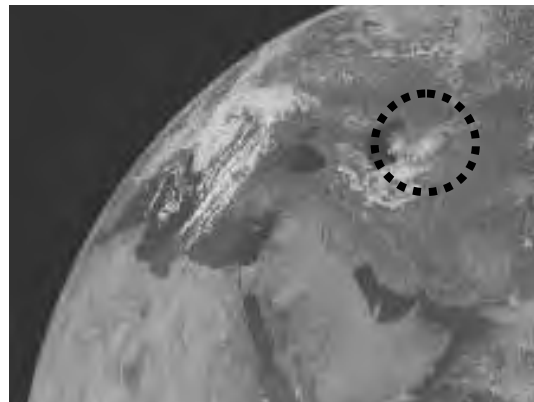
شکل ۲- الگوی سینوپتیکی نقشه ۵۰۰ میلی باری مربوط به روز ۸۰/۵/۱۹، ساعت ۴/۵ عصر



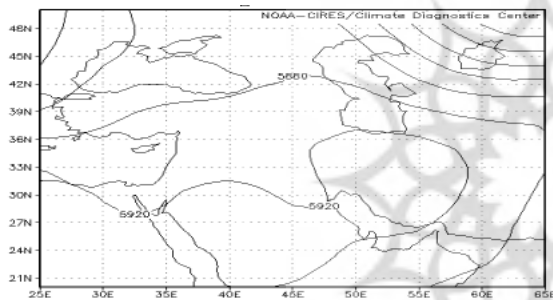
شکل ۱- الگوی سینوپتیکی نقشه سطح زمین روز ۸۰/۵/۱۹، ساعت ۴/۵ عصر (فشار برحسب پاسکال)



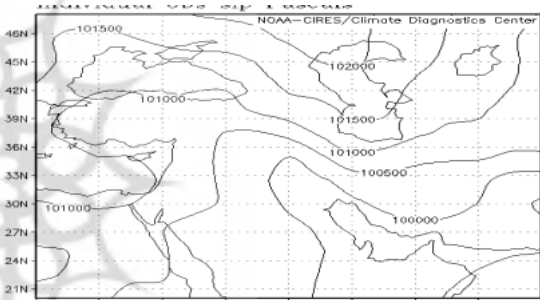
شکل ۴- تصویر ماهواره ی Meteosat-7 مربوط به روز ۸۱/۴/۲۹ (۲۱ جولای ۲۰۰۲)



شکل ۳- تصویر ماهواره Meteosat-7؛ پوشش ابر روز ۱۳۸۰/۵/۱۹



شکل ۶- الگوی سینوپتیکی سطح ۵۰۰ میلی باری روز ۸۱/۴/۲۹، مربوط به ساعت ۴/۵ عصر



شکل ۵- الگوی سینوپتیکی سطح زمین ساعت ۵/۴ عصر روز ۸۱/۴/۲۹ (فشار بر حسب پاسکال)

### ۲-۳ تراف سطوح فوقانی جو

پنج مورد از ۱۸ سیل مورد مطالعه، شامل ۲۷/۷٪، در این گروه جای دارند. این الگوها در محدوده مدل‌هایی هستند که در فصول پاییز و زمستان شکل گرفته و موجب بارش‌های سیل‌آسا می‌گردند، اما این الگوها در نیمه اول فصل بهار نیز دیده می‌شوند که دارای شدت کم‌تری نسبت به الگوهای مشابه در فصول پاییز و زمستان هستند. در این الگو در سطح زمین سیستم کم‌فشار و در سطوح فوقانی تراف نسبتاً فعالی دیده می‌شود که در روی دریای مدیترانه تقویت و به سمت کشورمان و سپس استان خراسان گسترش می‌یابد. در این الگوها، برخلاف الگوهای تابستانه، تراف سطوح فوقانی نقش مهمی در شکل‌گیری و تقویت ناپایداری‌ها دارند. از جمله مهم‌ترین این الگوها می‌توان به الگوی روز ۸۱/۱/۲۴ که موجب بارش‌های سنگین و سیل‌آسا در شهرهای جاجرم، تربت حیدریه، بردسکن و کاشمر گردید، اشاره کرد.

در شکل‌های ۷ و ۸ الگوهای سینوپتیکی سطوح ۷۰۰ میلی‌باری و الگوی سطح زمین در ۸۱/۱/۲۴ دیده می‌شوند. در الگوی سطح ۷۰۰ میلی‌باری در ساعت ۴/۵ صبح، تراف روی نواحی غربی کشور دیده می‌شود و همچنین کژفشاری ناشی از گرادیان شدید دمایی در منطقه شمال شرق کشور وجود دارد. در این ناحیه فرارفت



شدید دمایی وجود دارد که موجب تشدید ناپایداری در این ناحیه شده است. مسیر حرکت مرکز کم‌فشار سطح زمین از غرب به شمال شرق کشور می‌باشد.

### ۳-۳ کم‌فشار دشت کویر

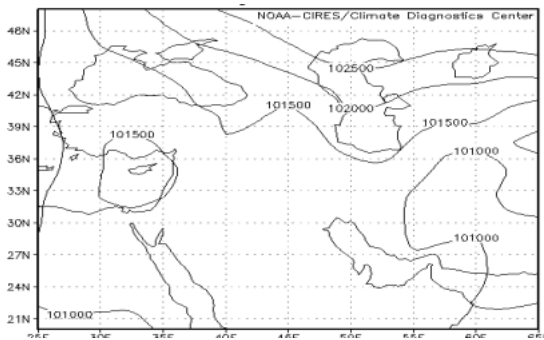
در این گروه ۲ مورد سیل جای گرفته است که ۱۱/۱ درصد کل موارد بررسی را شامل می‌شود. در صورت تقویت شدید کم‌فشار حرارتی پاکستان و گسترش آن روی مرکز ایران، به‌خصوص بر روی کویر، هوای گرم و مرطوب از روی اقیانوس هند و دریای عمان بر روی رشته کوه البرز گسترش یافته و در اثر صعود کوهستانی بارش‌های همرفتی شکل می‌گیرند. در این الگو وجود کم‌فشار حرارتی با مرکزیت ۹۹۵ میلی روی شرق دشت کویر (در مجاور نواحی شمال غربی استان خراسان کاملاً مشهود است) همچنین تک سلول‌های ۹۹۵ میلی‌باری بر روی خلیج فارس نیز دیده می‌شوند. هسته مرکزی کم‌فشار پاکستان در برخی موارد به کم‌تر از ۹۹۳ میلی‌بار نیز می‌رسد. در این گروه، ناپایداری سطح زمین مهم‌ترین نقش را در شکل‌گیری بارش‌های سیل‌آسا دارند. در سطوح فوقانی جو عمدتاً بر ارتفاع با ارتفاع ژئوپتانسیلی بیشتر از ۵۸۹۰ متر دیده می‌شود. از مهم‌ترین این الگوها می‌توان به الگوی سیل روز ۸۱/۵/۲۱ اشاره کرد که در واقع یک روز پس از سالگرد سیل مهیب ۸۰/۵/۲۰ گرگان و جاجرم رخ داد (شکل‌های ۹ و ۱۰).

### ۴-۳ تلفیق رود باد قطبی و جنب حاره‌ای

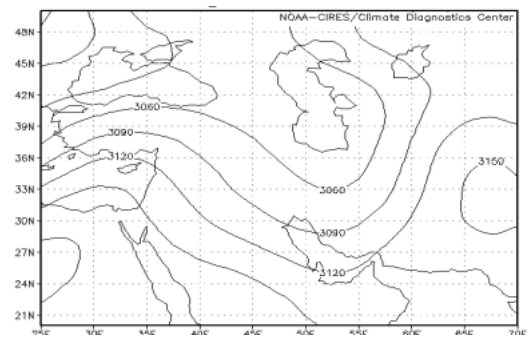
در این گروه ۳ مورد سیل جای گرفته است که مجموعاً شامل ۱۶/۲ درصد سیل‌های مورد بررسی را شامل می‌گردد. در این حالت رود باد قطبی به عرض‌های جنوبی، تا حدود ۳۸ درجه شمالی، گسترش یافته و با رود باد جنب حاره ادغام می‌شود. به‌دلیل وجود تفاوت شدید دمایی در هسته‌های مرکزی رود باد قطبی و جنب حاره‌ای، منطقه جبهه‌ای شدیدی در محل برخورد دو سیستم به‌وجود می‌آید که عمدتاً علاوه بر بارش‌های سنگین و سیل‌آسا، موجب بارش تگرگ و رعد برق نیز می‌گردد. از جمله مهم‌ترین این الگوها می‌توان به رخداد سیل، تگرگ و توفان روز ۸۱/۲/۲۳ اشاره کرد. این حادثه در منطقه فیض‌آباد، در ۶۰ کیلومتری تربت حیدریه، موجب خسارات زیادی به محصولات باغی و زراعی این منطقه گردید.

طی روزهای ۲۲ و ۲۳ اردیبهشت ۸۱، بر روی نقشه‌های پیش‌یابی یک سیستم کم‌فشار در بخش‌های جنوب شرقی و جنوبی کشور و سیستم پر فشار همراه با جریانات شمالی روی دریای خزر قرار داشت که موجب پدید آمدن گرادیان شدید فشار بر روی نواحی شمالی استان خراسان گردید. در نقشه‌های سطوح فوقانی جو نیز رود بادهای جنب حاره‌ای و قطبی بر روی شمال کشور و سپس تلفیق آن بر روی خراسان وجود داشت که موجب ریزش هوای سرد و به‌وجود آمدن جبهه سرد، گرادیان‌های افقی و قائم باد و تلاوایی قابل ملاحظه گردید.

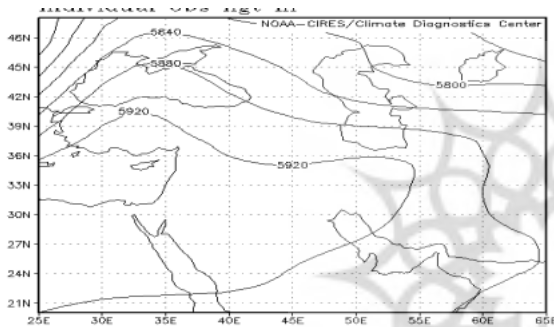
در شکل‌های ۱۱ تا ۱۴ نقشه‌های سطح ۵۰۰ میلی‌باری، سطح زمین سطح ۳۰۰ میلی‌باری و تصویر ماهواره‌ی روز مذکور دیده می‌شود، در نقشه ۵۰۰ میلی‌باری جابه‌جایی رود باد قطبی به نوار شمالی کشور (روی دریای خزر) و تلفیق آن با رود باد جنب حاره‌ای واقع بر روی نواحی مرکزی کشور دیده می‌شود.



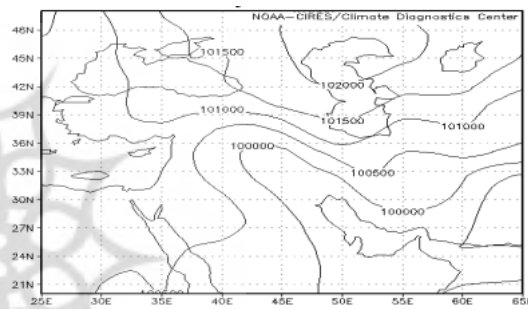
شکل ۸- الگوی سینوپتیکی سطح زمین روز  
۸۱/۱/۲۴



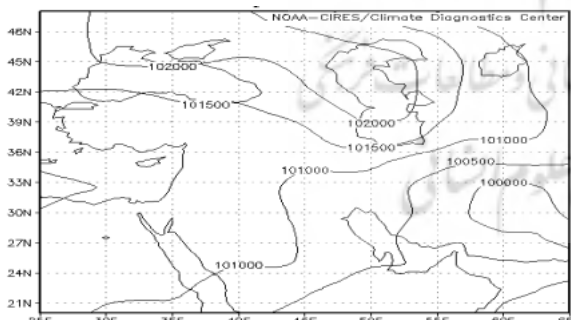
شکل ۷- نقشه واقعی سطح ۷۰۰ میلی باری  
روز ۸۱/۱/۲۴



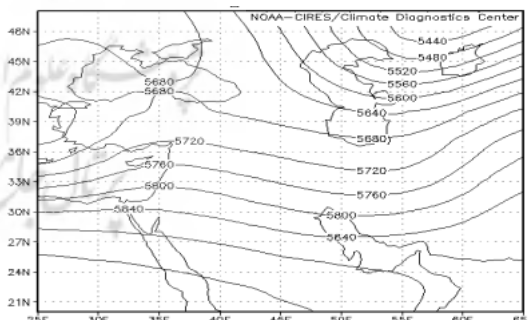
شکل ۱۰- الگوی سینوپتیکی سطح زمین روز  
۸۱/۵/۲۱



شکل ۹- الگوی سینوپتیکی سطح ۵۰۰ میلی  
باری روز ۸۱/۵/۲۱

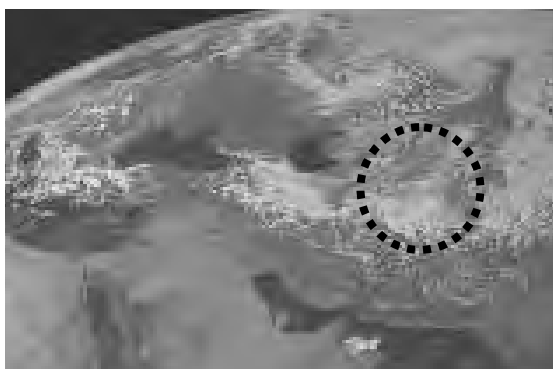


شکل ۱۲- الگوی سطح زمین روز ۸۱/۲/۲۳

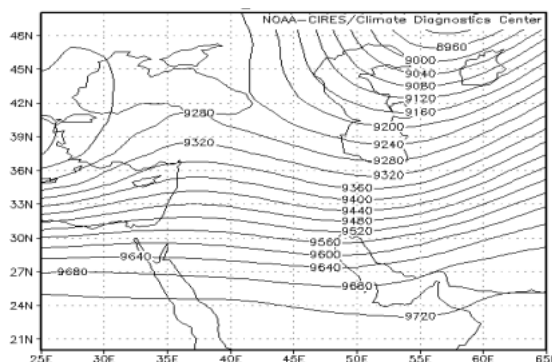


شکل ۱۱- الگوی سطح ۵۰۰ میلی باری روز  
۸۱/۲/۲۳

در نقشه سطح زمین ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی روی دریای خزر و استقرار پرفشار ۱۰۲۰ میلی‌باری روی آن دیده می‌شود. جریان هوا از شمال تا جنوب دریای خزر موجب جابه‌جایی حجم عظیمی از بخار آب و رطوبت به سواحل جنوبی دریای خزر و نوار شمالی خراسان می‌گردد. بر روی تصویر ماهواره روز وقوع سیل و تگرگ، ابرهای همرفتی بر روی شمال استان خراسان ملاحظه می‌شود.



شکل ۱۴- تصویر ماهواره‌ی هواشناسی از،  
روز ۲۳/۲/۷۸۱-7۸۱/۲/۲۳ Meteosat ماهواره



شکل ۱۳- جریانات سطح ۳۰۰ میلی باری روز  
۸۱/۲/۲۳

#### ۴- جمع بندی

تعداد ۱۸ مورد سیل در طی تابستان و عمدتاً نیمه‌ی دوم بهار سال‌های ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۲ انتخاب شدند که مبنای این انتخاب وقوع آن‌ها در فصل گرم بوده است. بیشترین فراوانی الگوی سینوپتیکی وقوع سیل، مربوط به استقرار پرفشار بر روی دریای خزر می‌باشد. مشخصات الگوهای حاصل عبارتند از پرفشار دریای خزر ۴۴/۴ درصد شامل ۸ مورد، تراف سطوح فوقانی جو، ۷/۲۷ درصد شامل ۵ مورد، کم‌فشار دشت کویر ۱۱/۱ درصد شامل ۲ مورد، تلفیق رودبادهای قطبی و جنب حاره‌ای ۲/۱۶ درصد شامل ۳ مورد می‌باشد.

اولین گروه مکانیسم‌های وقوع بارش‌های سیل‌آسا پر فشار دریای خزر می‌باشد که جریان هوای مرطوب از روی دریای خزر به دامنه‌های شمالی رشته کوه‌های البرز گسترش یافته و صعود کوهستانه بخار آب موجب بارش‌های شدید در مناطق همجوار آن به خصوص دامنه شمالی ارتفاعات خراسان می‌گردد. رطوبت موجود در این نواحی به دلیل وجود جریان‌های غربی در سطوح فوقانی جو به سمت نواحی خراسان شمالی جابه‌جا شده و بارش‌های شدید در این مناطق رخ می‌دهد. در این هنگام در سطح زمین یک الگوی پرفشار بر روی دریای خزر استقرار دارد و در بخش‌های غربی و جنوبی کشور معمولاً یک الگوی کم‌فشار حرارتی وجود دارد در سطوح فوقانی جو یک تراف نسبتاً ضعیف بر روی شرق دریای خزر قرار می‌گیرد که استقرار ناوه (تراف) موجب سرد شدن لایه‌های فوقانی و همچنین به ناپایداری‌های سطح زمین کمک می‌کند. در الگوی پر ارتفاع جنب حاره‌ای که روی صحرای عربستان قرار دارد بارش‌های شدید را به وجود می‌آورد و سیل نواحی شمالی استان خراسان به دلیل ورود این الگوی سینوپتیکی می‌باشد.

دومین گروه الگوهای بارش‌های شدید خراسان شمالی تراف سطوح فوقانی جو می‌باشد، در این الگو برخلاف الگوهای نوع اول تراف سطوح فوقانی نقش بسیار مهمی نسبت به الگوی سطح زمین دارد، در این شرایط وجود تراف عمیق موجب ریزش هوای سرد روی استان خراسان می‌گردد. به دلیل چرخندگی زیاد تراف عمیق ناپایداری‌های شدیدی در این الگوها دیده می‌شوند. عمدتاً رطوبت این سیستم‌ها از روی دریای مدیترانه و دریای سیاه تغذیه می‌شود. این الگوها معمولاً در اواخر بهار روی ایران و خراسان شکل می‌گیرند. در سطح زمین معمولاً در شمال کشور الگوی پر فشار مداری قرار دارد و در بخش‌های جنوبی یک الگوی کم فشار استقرار می‌یابد. صعود هوای گرم و مرطوب جنوبی مدیترانه‌ای بر روی پر فشار سرد مستقر در مرزهای شمال

کشور موجب پدید آمدن جبهه سرد در این نواحی شده و بارش‌های شدید را در پی دارد. سومین گروه کم فشار دشت کویر است در صورت تقویت کم فشار حرارتی مونسون هندوستان بر روی خلیج فارس دریای عمان و بخش‌های مرکزی کشور الگوی کم فشار حرارتی شکل می‌گیرد. در مواقعی به دلیل تقویت بیش از حد الگوهای کم فشار حرارتی بر روی دشت کویر لوت و حاشیه غربی استان خراسان یک الگوی کم فشار حرارتی ثانویه نیز ایجاد می‌شود. در این شرایط دمای هوا در نواحی خراسان شمالی به شدت افزایش پیدا کرده به طوری که در برخی مناطق ماکزیمم دما به بیش از ۴۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. در این هنگام سطوح فوقانی جو الگوی پر ارتفاع تمامی نقاط کشور را تحت پوشش قرار می‌دهد. به دلیل نفوذ هوای گرم و مرطوب از روی منابع رطوبتی واقع در جنوب کشور شامل اقیانوس هند، دریای عمان و خلیج فارس و صعود آن بر روی رشته کوه‌های البرز سبب بارش‌های شدید محلی در این مناطق می‌گردد این بارش‌ها تداوم زیادی نداشته و از نوع بارش‌های همرفتی می‌باشند.

چهارمین گروه جت استریم قطبی و جنب حاره‌ای است به دلیل مجاورت رود باد قطبی و رود باد جنب حاره‌ای در روی مناطق شمالی کشور تضاد حرارتی بسیار شدیدی ایجاد شده که موجب پدید آمدن منطقه جبهه در این مناطق می‌گردد. در الگوی سطوح فوقانی جو و به خصوص در نقشه‌های ۳۰۰ و ۲۰۰ میلی باری الگوهای مربوط به رود باد جنب حاره‌ای کاملاً مشهود است. در سطح زمین الگوهای کم فشار حاکم است. به دلیل صعود شدید هوا و همچنین هوای سرد در لایه‌های جو در این الگوها بارش تگرگ نیز رخ می‌دهد.

### منابع:

- ۱- بابائیان، ایمان. ۱۳۸۱. بررسی هواشناختی بارش‌های سنگین تابستانه در استان‌های گلستان و شمال خراسان، سمینار روش‌های پیشگیری و کاهش اثرات سیل گرگان.
- ۲- علیجانی، بهلول، ۱۳۷۸، تغییرات الگوهای جریان سطح ۵۰۰ هکتو پاسکال در منطقه مدیترانه و خاورمیانه و اثر آن بر اقلیم ایران در دوره ۱۹۶۱-۱۹۹۰، مرکز ملی اقلیم شناسی مشهد.
- ۳- لشکری، حسن، ۱۳۷۵، بررسی الگوهای سینوپتیکی توفان‌های جنوب غرب کشور، دانشگاه تربیت مدرس تهران، رساله دکتری.
- 4- Bocheval.etal.2006.On frequency distribution and intensity of severe convective storms over Bulgaria <http://www.balwois.mpl.ird.fr/balwois/administration/full-paper/ffp-555.pdf>
- 5-Carlson.T.1994. Mid-latitude weather systems. Harper Collins Academic, New York.
- 6-Chang.C.P.etal.2000.Internnual and Interdecadal Variation of the East Asian Summer Monsoon and Tropical Pacific SST. part1:Roles of the Subtropical Ridge.Journal of Climate.Vol.13.P.4310-4325.
- 7-Clark.C.O.etal.1999.Indian Ocean SST and Indian Summer Rainfall: Predictive Relationships and Their Decadal Variability. Journal of Climate.Vol.13.P.2503-2519.
- 8-Campins.J.etal.2006.Heavy rain and strong wind events and cyclones in the Balearics. Advances in Geosciences.Vol.7.P.73-77.
- 9-Enfield.D.B.2001.The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. Geophysical Research Letters. Vol. 28. NO.10.P. 2072-2080.
- 10-Hanrak.R.1998.Investigation of upper-air conditions occurring with heavy summer rain in Utah.Int.J.of Climatology.Vol.18.P.701-723.
- 11- <http://www.crh.noaa.gov/lmk>.
- 12-Hu.Q.2002.Interannual Rainfall Variation in the North American Summer Monsoon Region:1900-98.Journal of Climate, Vol.15.P.1189-1202.
- 13- Kahana, R. 2002, Synoptic climatology of major floods in the Negev desert, Vol.22. P. 867-882.

- 14-Liebmann.B.etal.2001.Subseasonal Rainfall Variability in the Vicinity of the South American Low-Level Jet. <http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/proceedings/cdw26-proceedings/liebmann.pdf>.
- 15-Mapes.B.E.2003.Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Monthly Weather Review. Vol.131.P.799-812.
- 16-Munoz.D.S.2006.Diagnosis and numerical simulations of a heavy rain event in the Western Mediterranean Basin. Advances in Geosciences. Vol.7.P.105-108.
- 17-Pokrovsky.O.M.2005.South European Rain Rate Modulation by NAO and Atmospheric Circulation Regimes. <http://www.balwois.mpl.ird.fr/balwois/administration/full-paper/ffp-666>.
- 18-Rasul.G.etal.2005.A Diagnostic Study of Heavy Rainfall in Karachi Due to Merging of a Mesoscale Low and a Diffused Tropical Depression during South Asian Summer Monsoon. Advances In Atmospheric Sciences. Vol.22.NO.3.P.375-391
- 19-Robock.A.etal.2003.Land surface conditions over Eurasia and India summer monsoon rainfall. Journal of Geophysical Research. Vol.108.NO.4.P.1015-1029.
- 20-Sanchez.E.etal.2004.Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model. Elsevier Global and Planetary Change. Vol.44.P.163-180.
- 21-Wang.B.etal.2002.Rainy Season of the Asian-Pacific Summer Monsoon. Journal of Climate. Vol.15.P.386-398.
- 22-Yufu.G.etal.2004.Numerical Simulation of the 1999 Yangtze River Valley Heavy Rainfall Including Sensitivity Experiments with Different SSTA. Advances in Atmospheric Sciences. Vol.21.NO.1.P.23-33.