

واکاوی همدیدی - ترمودینامیکی الگوهای بارش فراگیر تابستانه در نیمه شمالی ایران

داریوش یار احمدی: استادیار اقلیم شناسی گروه جغرافیا، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

وصول: ۱۳۹۲/۲/۲۳ پذیرش: ۱۳۹۲/۶/۲۰، صص ۲۳۰-۲۱۵

چکیده

تحلیل شرایط همدیدی و ترمودینامیکی الگوهای گردش جوی، در شناسایی عوامل موثر بر ایجاد بارش‌های سنگین بسیار حائز اهمیت است. هدف اصلی تحقیق حاضر تبیین ساز و کار ترمودینامیکی و همدیدی بارش‌های فراگیر تابستانه در نیمه شمالی کشور است. بدین منظور از داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های همدید کشور و داده‌های رقومی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا برای دوره ۲۰ ساله (۲۰۰۵-۱۹۸۶) استفاده شد. با استفاده از داده‌های رقومی ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهار باد، سرعت قائم جو، رطوبت نسبی، فشار سطح دریا و دمای ترازهای مختلف؛ نقشه‌های ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی نسبی و خطوط جریان ترسیم و مورد تحلیل قرار گرفتند. با ترسیم نمودار اسکیتوی در محیط نرم‌افزار RAOB، مشخصه‌های ترمودینامیکی بررسی شدند. در نهایت سه الگوی غالب سامانه‌های بارشی مشخص شد. الگوی اول؛ شکل‌گیری مراکز کم‌ارتفاع در دریای مدیترانه و انتقال به سمت شرق، نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری از سمت شمال‌شرق و نوار شمالی کشور که باعث انتقال رطوبت و ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر به نیمه شمالی کشور می‌شود. الگوی دوم نشانگر جابجایی و گسترش کم‌ارتفاع‌های عرض‌های بالا و نواحی قطبی به سمت شرق و کشیده شدن زبانه‌های آن به سمت جنوب و ایجاد سرد چال می‌باشد و الگوی سوم؛ شکل‌گیری سامانه‌ی اُمگایی (بلوکنینگ) بین ۶۰-۳۵ درجه عرض شمالی که سبب عقب‌نشینی پرفشار عربستان شده و از طرف دیگر کم‌ارتفاع غربی سامانه بندالی، بارش‌های تابستانه مناطق شمالی کشور را به وجود می‌آورد. در عین حال، فرارگیری پرفشارهای نسبتاً قوی بر روی نواحی شمالی دریای خزر باعث انتقال رطوبت و فرارفت دمای سرد عرض‌های بالاتر به داخل کشور می‌شود. تحلیل نمودارهای ترمودینامیکی نیز نشان داد که انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی نقش بسزائی در تسهیل و تقویت شرایط ناپایداری در سطوح پایین جو دارد و عامل تقویت و تشدید بارش است.

واژه‌های کلیدی: بارش فراگیر، بلوکنینگ، نمودار اسکیتوی، شاخص CAPE، نیمه شمالی ایران.

۱- مقدمه

را در ایران زمین در پی داشته است (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۷۹). گردش جو به عنوان یک عامل بلافصل در تعیین شرایط اقلیمی هر منطقه نقش مهمی ایفاء می‌کند. در واقع الگوی متوسط گردش جو در هر

تنوع زمانی و مکانی الگوهای گردش جو در مقیاس منطقه‌ای و برون منطقه‌ای در ترکیب با ویژگی‌های جغرافیایی مقیاس محلی، تنوع اقلیمی قابل ملاحظه‌ای

بلوچستان پاکستان و سواحل جنوب شرقی ایران را در درجه اول ناشی از وقوع توفان‌های همرفتی و سپس گسترش غرب سوی کم‌فشارهای موسمی هند می‌داند. هارناک و همکاران^۵ (۱۹۹۸)، با بررسی رابطه شرایط جو بالا و رخداد بارش‌های تابستانه در ایالت یوتا، نقش عوامل همدیدی را مهم دانسته و به این نتیجه رسیدند که انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس در ایجاد بارش‌های سنگین این منطقه اهمیت زیادی دارد. بتولی و پنالب^۶ (۲۰۰۳)، با بررسی الگوی گردشی هوا در تراز زیرین جو و ارتباط آن با بارش‌های تابستانه آرژانتین اظهار کردند که تغییرات منطقه‌ای بارش با تغییرات همدیدی در ارتباط است. گاتزلر^۷ (۲۰۰۶)، با بررسی ناهنجاری‌های بارش تابستانه در نیومکزیکو بیان کرد که سامانه موسمی آمریکای شمالی یکی از اجزای مهم در رخداد توفان‌های تابستانه است و با دو الگوی مجزا در جولای و آگوست سال ۲۰۰۶ در ایالت نیومکزیکو باعث بارش ۲۱۰ میلی‌متری شده است. گالوچی و همکاران^۸ (۲۰۱۱)، دلیل اصلی وقوع سیل سال ۲۰۰۳ ویکتوریای استرالیا را مقدار زیاد آب قابل بارش در جو شناسایی کردند. البته بیان کردند که ناپایداری جوی (شامل مقدار بالای CAPE) به دلیل گرمایش سطحی افزایش یافته است. این گرمایش سطحی به دلیل کاهش آلودگی سطحی و رطوبت خاک ناشی از آتش‌سوزی بوده است.

منطقه‌ای بیانگر شرایط اقلیمی غالب در آن مکان است (مفیدی و زرین، ۱۳۸۴: ۲۵). فلات ایران به دلیل تنوع الگوهای گردشی و تعدد مؤلفه‌های مؤثر، تنوع اقلیمی قابل ملاحظه‌ای در طول سال تجربه می‌کند. در دوره گرم سال، پرفشارهای جنب حاره تابستانه، مؤلفه اصلی و بلافصل کنترل کننده اقلیم منطقه جنوب غرب آسیا محسوب می‌شوند (سارونی و زیو^۱؛ زیو ۲۰۰۴). در چنین شرایطی وقوع بارش‌های فراگیر و رگباری در دوره گرم و کم بارش تابستانی از مظاهر برجسته تنوع بارش در فلات ایران است. بارش به عنوان یکی از مهم‌ترین پدیده‌های محیطی از دیر باز محور اصلی بسیاری از مطالعات همدیدی در مقیاس جهانی بوده است (علیجانی، ۱۳۸۱: ۸)، و هدف اصلی مطالعات همدیدی نیز، استناد و استدلال تغییرات شرایط محیطی سطح زمین از روی تغییرات الگوهای فشار است (بری و پری^۲، ۱۹۷۳: ۹۳). بررسی پژوهش‌های انجام شده در منطقه‌ی خاورمیانه بیانگر آن است که تحلیل نحوه‌ی توزیع مکانی و سازوکار حاکم بر وقوع بارش‌ها، یکی از محورهای با اهمیت پژوهش در این منطقه بوده است (دایان و آبرامسکی^۳، ۱۹۸۳؛ دایان و همکاران، ۲۰۰۱)

اسنید^۴ (۱۹۶۸)، در مطالعه تعیین تیپ بارش‌های جنوب غرب پاکستان، وقوع بارش تابستانه منطقه

5 Harnack

6 Bettoli and Penalbe

7 Gutzler et al

8- Gallucci et al

1 Saaroni and Ziv

2 Barry and Perry

3 Dayan and Abramski

4 Snead

واچرخندهای سرد عرض‌های جغرافیایی بالا (مانند نوع الف) با مراکز چرخندی (یا ناوه) عبوری از روی دریای مدیترانه و یا دریای سرخ (مانند نوع ب)، که باعث گرادیان شدید فشاری و دمایی در نوار شمالی کشور شده و نهایتاً موجب شکل‌گیری منطقه جبهه‌ای روی استان خراسان می‌شوند. قویدل (۱۳۹۰)، دلیل اصلی وقوع توفان تندر (بارش ۱۷/۵ میلی‌متر و بارش تگرگ) ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز را ناپایداری محلی هوا و همرفت دامنه‌ای نمی‌داند، بلکه بیان می‌کند که وقوع ناپایداری شدید و توفان تندر مذکور به دلیل ورود جبهه هوای سرد و عوامل همدید رخ داده است. رسولی و همکاران (۱۳۹۱)، با بررسی مراکز الگوهای همدیدی موثر بر بارش‌های فصلی ایران در یک دوره ۶۱ ساله بیان کردند که تقویت پرفشار سیبری در فصل بهار منجر به پدید آمدن گرادیان فشار در نواحی شمالی کشور می‌شود که ناپایداری‌ها و بارش بهاره را تشدید می‌کند، همچنین کاهش سامانه‌های ادغامی مدیترانه و سودانی، باعث کاهش بارش در کشور شده‌اند.

با در نظر گرفتن ویژگی‌های محیطی کشور ایران، مطالعه و بررسی الگوهای بارش تابستانه با توجه به بارش اندک تابستانه (به استثنای سواحل خزر)، ضروری به نظر می‌رسد. منطقه مورد مطالعه متشکل از ۲۲ استان نیمه شمالی کشور می‌شود که تحت تأثیر فعالیت سامانه‌های مورد مطالعه قرار می‌گیرند. شکل ۱ وسعت منطقه و موقعیت ۲۷ ایستگاه همدیدی مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

کاویانی و حاجتی‌زاده (۱۳۸۰)، با تحلیل همدید و ترمودینامیک رخداد سیل اسفند ۱۳۷۱ در حوضه کارون دریافتند که این سیل نتیجه فعالیت سامانه باران‌زایی بود که از شمال غربی شبه جزیره عربستان به سمت شمال شرق حرکت کرده و پس از ۳ روز جنوب غربی کشور را تحت تأثیر قرار داده است. عربی (۱۳۸۵) با مطالعه همدیدی بارش‌های تابستانه ایران در تیر ۱۳۷۸ بیان کرد که گسترش و نفوذ سیستم کم‌فشار مونسون از سمت جنوب و جنوب‌شرق و سیستم‌های پرفشار مهاجر از طرف شمال باعث وقوع بارندگی شده است. لشکری (۱۳۸۴)، با تحلیل دو نمونه از الگوی بارش زمستانه جنوب‌شرق ایران نتیجه گرفت که سامانه‌های باران‌زای زمستانه جنوب‌شرق ایران از دو الگوی اصلی تبعیت می‌کند؛ الف) دو مرکز واچرخندی یکی روی شمال دریای سیاه و شرق اروپا و دیگری در شرق دریاچه آرال بسته می‌شود و زبان‌های این دو مرکز با هم ادغام شده و زبانه جنوبی آن شرق مدیترانه تا شمال آفریقا را فرا می‌گیرد. ب) واچرخندی روی دریاچه آرال و واچرخندی دیگر روی اقیانوس اطلس و غرب مدیترانه بسته می‌شود که زبانه آن تمام مدیترانه و شمال آفریقا تا مصر را در بر می‌گیرد. اردکانی و همکاران (۱۳۸۷)، با مطالعه همدیدی و دینامیکی بیشترین بارش منطقه خراسان، سه الگو را مشخص کردند؛ الف) سامانه‌های واچرخندی نسبتاً سریع با منشأ کشورهای اسکاندیناوی و اروپای مرکزی، ب) چرخندهای جبهه‌ای کژفشار با منشأ شرق مدیترانه، ج) برخورد

۲- مواد و روش‌ها

به منظور تعیین الگوهای همدیدی بارش‌های فراگیر تابستانه و چگونگی تأثیر این سامانه‌ها بر آب و هوای تابستانه نیمه شمالی کشور، از دو روش همدیدی و ترمودینامیکی استفاده شد. بدین منظور داده‌های بارش روزانه ۲۷ ایستگاه همدیدی و داده‌های رقومی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی مطالعات جوی^۱ برای دوره آماری ۲۰ ساله (۲۰۰۵-۱۹۸۶) اخذ شد (شکل ۱). معیار انتخاب سامانه‌های بارشی بدین صورت است که در دوره‌های مورد نظر حداقل در دو سوم ایستگاه‌های مورد مطالعه بارش گزارش شده باشد. پس از بررسی، ۹ سامانه که برای نیمه شمالی کشور موجب بارش تابستانه شده بودند مشخص شد و بواسطه آنها، ۳ الگوی غالب استخراج گردید. به دلیل کمبود داده‌های جو بالا، سامانه‌های بارشی‌ای دارای داده‌های جو بالا انتخاب شدند (جدول ۲). با استفاده از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل متر، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، سرعت قائم جو، رطوبت نسبی، فشار سطح دریا و دمای ترازهای مختلف جو؛ نقشه‌های ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوانی نسبی، خطوط جریان، ضخامت و درصد ابرناکی در محیط نرم‌افزار GrADS ترسیم شدند. تحلیل ترمودینامیکی نیز با استفاده از داده‌های رادیوسوند و ترسیم نمودار اسکیوتی^۲ انجام شد. بدین بدین منظور، داده‌های جو بالا ایستگاه‌های همدید

تبریز، تهران (مهرآباد) و مشهد (ساعت ۰۰/۰۰ و ۱۲/۰۰ UTC) از سایت دانشگاه وایومینگ آمریکا اخذ و نمودار ترمودینامیکی اسکیوتی با استفاده از نرم‌افزار RAOB ترسیم و انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی (CAPE)^۳ نیز مشخص گردید. نمودار اسکیوتی، امکان مطالعه شرایط پایداری یا ناپایداری جو را فراهم می‌کند و تمامی عناصر موجود در لایه‌های جو زمین مشخص می‌سازد (اداره هواشناسی ملی آمریکا، ۱۹۸۷؛ ساندرز^۴، ۲۰۰۴). در این پژوهش، پژوهش، سطوح مهمی مانند: سطح تراکم صعود^۵، سطح همرفت آزاد^۶، سطح تراکم همرفتی^۷، سطح تراکم همرفتی - سطح تعادل^۸، سطح شناوری خشی^۹ و سطح همرفت آزاد - سطح تعادل^{۱۰} بر روی نمودار ترمودینامیکی مشخص می‌شوند.

^۳ - Convective Available Potential Energy (CAPE)

^۴ - Sanders

^۵ - Lifting Condensation Level (LCL)

^۶ - Level of Free Convection (LFC)

^۷ - Convection Condensation Level (CCL)

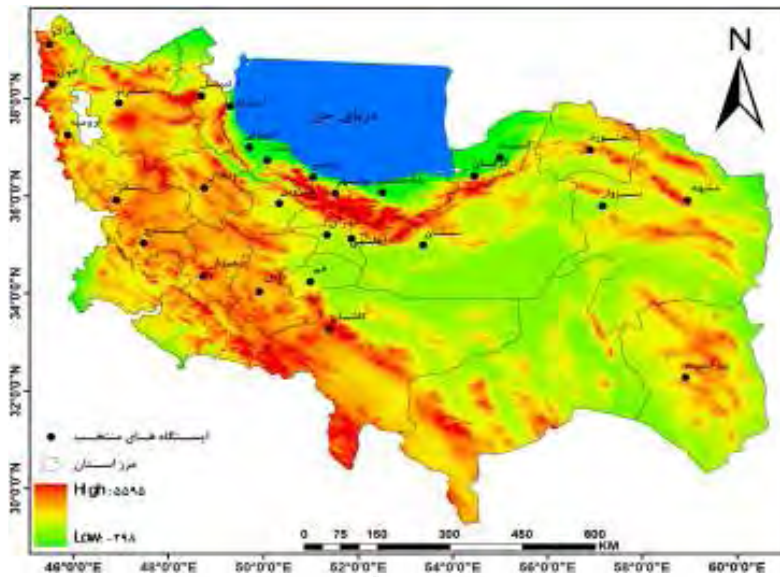
^۸ - Convection Condensation Level-Equilibrium Level (CCL-EL)

^۹ - Level of Neutral Buoyancy (LNB)

^{۱۰} - Level of Free Convection- Equilibrium Level (LFC-EL)

^۱ - NCEP & NCAR

^۲ - Skew-T



شکل ۱- وضعیت توپوگرافی و موقعیت ایستگاه‌های همدید محدودده مورد مطالعه

معروفند. ناحیه مثبت- که به رنگ صورتی بر روی نمودار مشخص می‌شود - سطحی است که بسته هوا می‌تواند آزادانه صعود کند. این نواحی به عنوان مناطق ناپایدار مشخص می‌شوند و مناطقی هستند که ابرهای با رشد عمودی زیاد در آنجا شکل می‌گیرند و به منطقه انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی یا (CAPE) معروف است (رالف^۲، ۱۹۵۹). سطح منفی - که به رنگ آبی بر روی نمودار مشخص می‌شود - به عنوان منطقه بازداری همرفتی^۳ یا (CIN) مطرح است. در واقع سطحی را که بسته هوا متحرک نسبت به محیط اطرافش سردتر است، سطح منفی می‌نامند (لشکری، ۱۳۹۰: ۹۰-۹۱).

شاخص انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی

(CAPE)

این شاخص حداکثر انرژی جنبشی ممکن بسته هوای ناپایدار را صرف نظر از اثر بخار آب و آب چگالیده شده در شناوری، نشان می‌دهد. این شاخص یکی از شاخص‌های عمده برای پیش بینی‌های یک یا دو روزه ناپایداری و فقط نشان دهنده ناپایداری است و نمی‌تواند عامل ناپایداری را مشخص کند. مقادیر زیاد CAPE گویای اختلاف بیشتر بین دمای محیط و دمای بسته هوای بالارونده است (جدول ۲). هر چه این اختلاف بیشتر باشد نیروی شناوری قوی‌تر و در نتیجه شتاب بالارو بیشتر خواهد شد (صادقی حسینی، ۱۳۸۵، ۸۷).

دو مورد بسیار مهم نیز بر روی نمودار اسکيو- تی مورد توجه قرار می‌گیرند که به سطح مثبت و منفی^۱

2- Ralph
3- Convective Inhibition Energy (CIN)

^۱- Positive and Negative Areas

جدول ۱- محدوده‌های شاخص ترمودینامیکی مورد

استفاده (سیوتاس و همکاران^۱، ۲۰۰۳: ۱۹۷)

میزان ناپایداری و همرفت			شاخص
بیش از ۲۵۰۰	۲۵۰۰ تا ۱۵۰۰	۱ تا ۱۵۰۰	CAPE
فوق العاده: CAPE	وسیع: CAPE	مثبت: CAPE	

جدول ۲- تعداد و تاریخ الگوهای بارشی استخراج شده

جهت مطالعه بارش تابستانه در نیمه شمالی ایران

شماره الگو	تعداد سامانه‌های بارشی	روزهای بارندگی	ماه	سال
۱	۱	۳۱-۲۹	شهریور	۱۳۷۴
	۲	۲۳-۲۲	شهریور	۱۳۷۶
	۳	۳۰-۲۷	شهریور	۱۳۸۰
	۴	۲۱-۱۹	تیر	۱۳۸۳
۲	۱	۱۴-۱۲	مرداد	۱۳۶۷
	۲	۱۸-۱۵	مرداد	۱۳۷۹
۳	۱	۱-۳۰	مرداد/	۱۳۷۲
	۲	۳۱-۲۸	تیر	۱۳۸۱
	۳	۶-۴	مرداد	۱۳۸۱

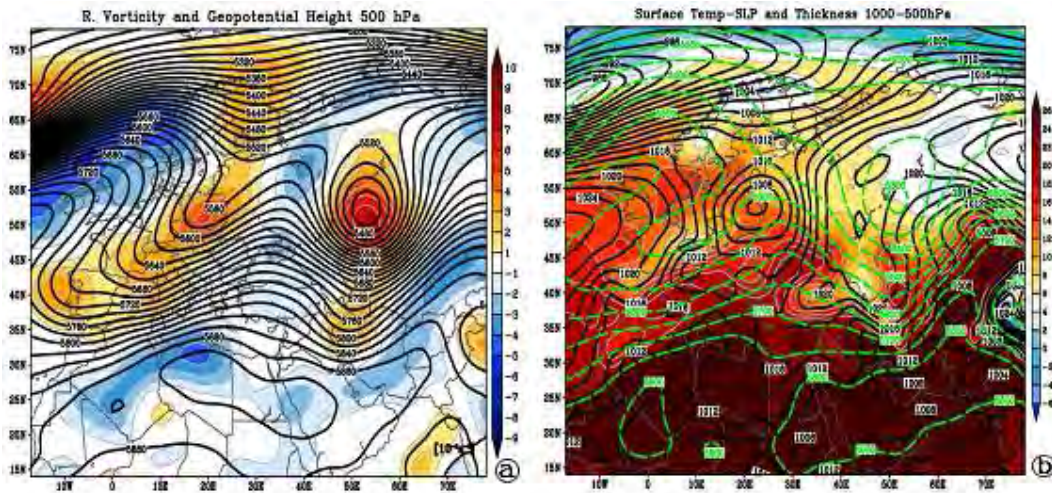
۳- یافته‌های تحقیق

از آنجا که هدف اصلی این پژوهش تعیین الگوهای بارش فراگیر تابستانه در نیمه شمالی کشور است، در این بخش نقشه‌های جوی بارش‌های فراگیر ۳ الگوی استخراج شده مورد بررسی و تحلیل هم‌مدیدی- ترمودینامیکی قرار می‌گیرند.

۳-۱- الگوی بارشی اول

شرایط هم‌مدیدی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان دهنده شکل‌گیری مراکز کم‌ارتفاع در دریای مدیترانه و انتقال آنها به سمت شرق و همچنین قرارگیری آنها در نواحی جنوب غرب روسیه است. این شرایط باعث می‌شود که عرض‌های میانی همچون نیمه شمالی ایران به طور متناوب زیر پوشش کم‌ارتفاع و پراارتفاع‌های مهاجر اروپایی و مدیترانه‌ای قرار گیرند. به عنوان

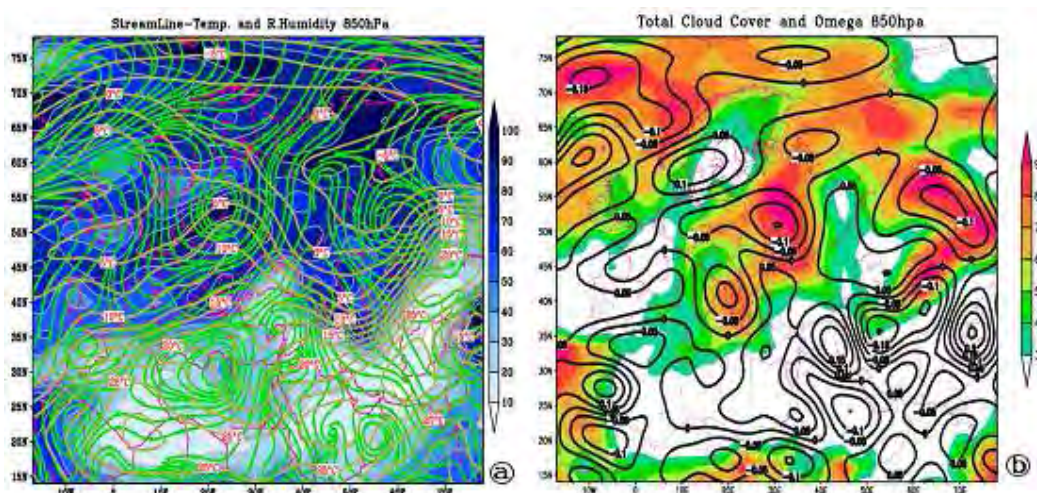
مثال، مرکز کم‌ارتفاعی با ارتفاع ۵۴۸۰ ژئوپتانسیل متر در شمال دریای خزر بسته شده که ترفای بسیار عمیق تا نواحی جنوبی کشور ایجاد کرده است که این امر شرایط مناسب را برای صعود فراهم می‌سازد. در این الگو، پرفشار جنب حاره در عرض‌های پایین بسیار فعال بوده و در نواحی جنوبی کشور با پرفشار عربستان ادغام شده، مانع هرگونه صعود می‌شود. وضعیت نقشه میانگین فشار سطح زمین حاکی از گسترش غرب سوی یال پرفشار سیبری است، به طوری که با نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری از سمت شمال شرق و نوار شمالی باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر بر روی نیمه شمالی کشور می‌شود (شکل ۲b). می‌توان گفت که این شرایط اختلاف دمای توده‌های مختلف هوا را تشدید کرده و باعث بارش جبهه‌ای می‌شود. محاسبه مقدار تاوایی مثبت بین $9^{\circ} S^{-1}$ تا $3^{\circ} S^{-1}$ نشان‌دهنده شرایط بسیار مناسب وضعیت تاوایی نسبی است (شکل ۲a). مقدار فشار سطح دریا ناشی از نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری بر روی منطقه بین ۱۰۱۲-۱۰۲۰ هکتوپاسکال در نوسان است. وضعیت میانگین ضخامت سطح ۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال هماهنگی بسیار مناسبی را با مراکز فشاری نشان می‌دهد، به طوری که با فشردگی زیاد خطوط در نیمه شمالی کشور به خوبی می‌توان ریزش هوای سرد در اثر سامانه پرفشار سیبری مشاهده کرد (شکل ۲b). این شرایط هم‌مدیدی تقریباً در ۴ سامانه بارشی مورد مطالعه مشاهده شده است.



شکل ۲- (a) میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ($10^{-5} s^{-1}$); (b) میانگین روزانه درجه حرارت سطح زمین (درجه سلسیوس)، فشار سطح دریا و ضخامت ۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال در تاریخ ۲۹ شهریور ۱۳۷۴.

جوی (أمگا) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، شرایط ابرناکی آسمان را توجیه می‌کند. سرعت حرکت قائم بین $0/15$ تا $0/2$ پاسکال بر ثانیه بوده که باعث پوشش ۶۰-۹۰ درصدی ابر شده است (شکل ۳b). بررسی نمودار ترمودینامیکی اسکویوتی ایستگاه تهران در ساعت ۱۲/۰۰ UTC در تاریخ ۳۰ شهریور ۱۳۷۴ (به عنوان نمونه) نشان می‌دهد که مقدار رطوبت نسبی لایه‌های جو بین حداقل ۳٪ در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال و حداکثر ۶۷٪ در تراز ۵۶۰ هکتوپاسکال و دمای نقطه شبنم بین $2/4$ تا -42 درجه سلسیوس در نوسان است. این حالت توزیع فزاینده رطوبت را بین سطح زمین تا ارتفاع ۵ کیلومتری نشان می‌دهد که در لایه‌های بالایی جو به شدت از مقدار آن کاسته می‌شود.

بررسی شرایط میانگین میدان‌های مداری و نصف‌النهاری باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که سامانه‌های بارشی این الگو اصولاً از دو منبع رطوبتی تغذیه می‌شوند: ۱- استقرار سامانه‌های سیکلونی یا آنتی‌سیکلونی مهاجر بر روی دریای خزر و ایجاد جریانات شمالی، ۲- تغذیه سامانه‌های مذکور از دریای مدیترانه. با شکل‌گیری و انتقال سامانه‌های کم‌ارتفاع مدیترانه‌ای به سمت شرق و وجود بادهای تراز پایین جو، شرایط مناسبی برای تزریق رطوبت فراهم می‌شود. به دلیل شرایط دمایی (۲۵-۵ درجه سلسیوس) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، بارش سامانه‌ها به صورت باران است. طبق تعریف، منحنی صفر درجه در این تراز مرز بین بارش مایع یا جامد است (شکل ۳a). همچنین، وضعیت بسیار خوب حرکت قائم



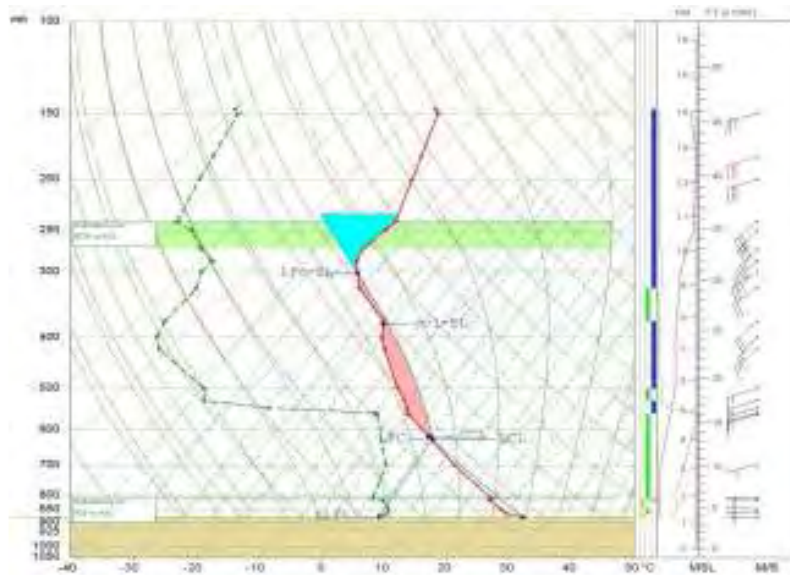
شکل ۳- (a) میانگین روزانه رطوبت نسبی (درصد)، درجه حرارت (درجه سلسیوس) و میدان‌های باد (کیلومتر در ساعت) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال؛ (b) میانگین روزانه مقادیر متوسط اُمگا (پاسکال بر ثانیه) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال همراه با درصد ابرناکی در تاریخ ۲۹ شهریور ۱۳۷۴.

همرفتی شدت زیادی داشته‌اند. مقدار CAPE در ایستگاه مشهد ۱۳۲ و در ایستگاه تبریز ۵۲ ژول بر کیلوگرم ثبت شده است. این شرایط نشان می‌دهد که در این روز، پتانسیل لازم برای حمایت و تقویت سامانه بارشی‌ای فراگیر در محیط وجود دارد. جدول ۳ داده‌های مربوط به برخی ویژگی‌های جو بالا برای ایستگاه همدید تهران در ساعت ۱۲/۰۰ نشان می‌دهد.

بنابراین، وضعیت رطوبت نسبی نشان می‌دهد که جریان‌ات سطوح زیرین جو (۸۵۰ هکتوپاسکال) نقش بسیار مهمی در انتقال منابع رطوبتی به منطقه ایفا می‌کنند. مقدار CAPE در این ساعت در ایستگاه مهرآباد ۴۰۷ ژول بر کیلوگرم گزارش شده است (شکل ۴)، همچنین محاسبه شاخص‌های دینامیکی بر روی این نمودار نشان داد که میزان ناپایداری و انرژی

جدول ۳- داده‌های مربوط به برخی ویژگی‌های جو بالا در ایستگاه مهرآباد تهران، ساعت ۱۲/۰۰ روز ۳۰ شهریور ۱۳۷۴

سطح (hPa)	دما (°C)	نسبت ترکیب (g/kg)	دمای پتانسیل خشک (°C)	دمای پتانسیل تر (°C)	دمای نقطه شبنم (°C)	رطوبت نسبی (%)	سرعت باد (m/s)
سطح زمین	۲۵/۴	۲۳/۶	۳۶/۳	۲۹/۴	۲/۴	۲۲	۶/۲
تراز ۸۵۰	۲۰/۶	۱۷/۷	۳۴/۴	۲۵/۸	۲/۶	۳۰	۶/۲
تراز ۷۰۰	۵/۶	۸/۱	۳۵/۵	۱۹/۶	-۵/۴	۴۵	۷/۲
تراز ۵۰۰	-۱۶/۵	۲	۳۹/۲	۱۵/۳	-۴۷/۵	۵	۱۷



شکل ۴- نمودار ترمودینامیکی اسکیتیوی ایستگاه مهرآباد تهران، ساعت ۱۲/۰۰ UTC در تاریخ ۳۰ شهریور ۱۳۷۴ برابر با ۲۱ سپتامبر ۱۹۹۵. مؤلفه‌های باد (متر بر ثانیه)، رطوبت نسبی (درصد)، دما (درجه سلسیوس)، مقدار CAPE (ژول بر کیلوگرم) است.

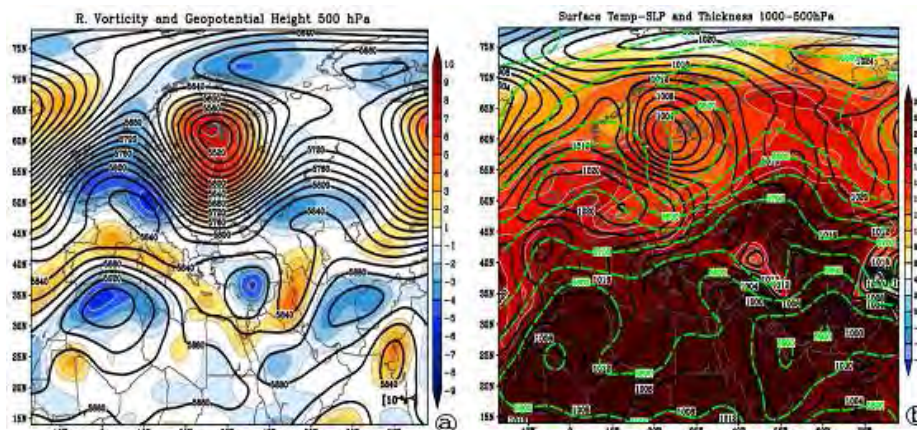
۳-۲- الگوی بارشی دوم

در نقشه سطح زمین گسترش پرفشار سیبری به سمت شرق و جنوب شرق، باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر بر روی کشور ایران می‌شود؛ این امر تشدید اختلاف دمایی توده‌های هوا را به دنبال دارد. در عین حال، با کشیده شدن کم‌فشار سودانی در امتداد شمال شرقی - جنوب غربی، زبانه‌های آن بخش غربی ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد که تقابل این دو سامانه (پرفشار سیبری و کم‌فشار سودانی) علاوه بر انتقال رطوبت بر روی کشور ایران، اختلاف دمایی زیادی را به وجود آورده که بر شدت بارش می‌افزاید. به عنوان نمونه، در این الگو گسترش زبانه‌های پرفشار سیبری از سمت شمال شرق و افزایش فشار تا ۱۰۱۲ هکتوپاسکال تا شرق ترکیه، باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر بر روی نیمه شمالی کشور شده است. بررسی نقشه ضخامت حاکی از قرارگیری پراتفعا‌هایی بر شمال آفریقا و کشیده شدن زبانه‌های

در این الگو، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، کم‌ارتفاع‌های واقع شده در عرض‌های بالا و اروپای شرقی از سیستم‌های بارز به شمار می‌آیند که به سمت شرق جابجایی دارند. در حین جابجایی، زبانه‌های از آن به سمت جنوب کشیده شده و عرض‌های پایین‌تر را تحت تأثیر قرار می‌دهند که عمدتاً به شکل سرد چال‌هایی نمود پیدا می‌کنند و به تبع آن اثر ویژه‌ای بر نیمه شمالی کشور ایران دارند. به عنوان نمونه، به دنبال قرارگیری کم‌ارتفاعی با ارتفاع ۵۵۲۰ ژئوپتانسیل متر در شرق اسکاندیناوی، زبانه آن بر روی کشور عراق کشیده شده و شرایط بسیار مناسب صعود و بارش را در شمال غربی کشور فراهم کرده است. مقدار تاوایی مثبت بر روی منطقه، بین $2^{\circ} s^{-1}$ تا $6^{\circ} s^{-1}$ در ثانیه، بیانگر وضعیت تاوایی مناسب است (شکل ۵a).

¹- Cut off low

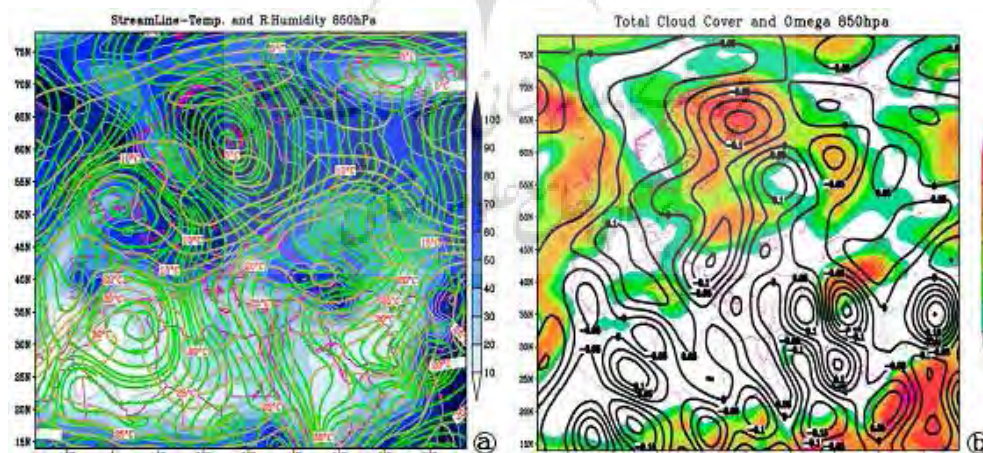
آن به سمت شرق است. این حالت واگرایی و همگرایی سامانه‌های جوی در سطح زمین و ترازهای بالاتر را توجیه می‌کند (شکل b۵).



شکل ۵- (a) میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) و تاوایی نسبی (حسب $10^{-6} s^{-1}$) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ (b) میانگین روزانه درجه حرارت سطح زمین (درجه سلسیوس)، به همراه فشار سطح دریا و همچنین ضخامت ۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال در تاریخ ۱۴ مرداد ۱۳۶۷.

حرکت قائم بین $-0/15$ تا $-0/26$ پاسکال بر ثانیه مشاهده شده است (شکل b۶)، این شرایط با انتقال سریع‌تر ذرات هوا به ترازهای بالایی جو و تسریع عمل تراکم، به توفانی شدن سامانه‌ها کمک زیادی می‌کند.

مقدار میانگین رطوبت نسبی بین ۴۰ تا ۹۰ درصد (شکل a۶) و مقدار ابرناکی آسمان بین ۵۰-۹۰ درصد (شکل b۶) شرایط مناسب سامانه‌های این الگو را نشان می‌دهد. حرکت قائم جو (أمگا) در طی فعالیت سامانه‌های بارشی مناسب بوده و سرعت



شکل ۶- (a) میانگین روزانه رطوبت نسبی (درصد)، درجه حرارت (سلسیوس) و میدان‌های باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (کیلومتر در ساعت)؛ (b) میانگین روزانه مقادیر متوسط أمگا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (پاسکال بر ثانیه) به همراه درصد ابرناکی آسمان در تاریخ ۱۴ مرداد ۱۳۶۷.

بررسی نمودار اسکویوتی ایستگاه تبریز (شکل ۷) نشان می‌دهد که رطوبت به‌طور غیر یکنواخت بین سطح زمین تا ۳۰۰ هکتوپاسکال توزیع شده است. مقدار رطوبت نسبی لایه‌های جو بین حداقل ۴۰٪ در سطح ۸۰۰ هکتوپاسکال و حداکثر ۷۰٪ در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال و دمای نقطه شبنم بین ۷ تا ۲۶- درجه

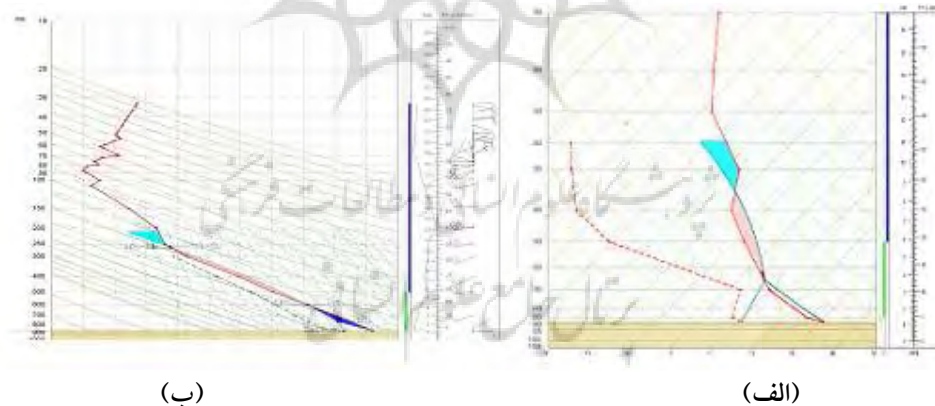
سلسیوس در نوسان است. نیمرخ عمودی سرعت و جهت باد در سطوح مختلف جو نشان‌دهنده افزایش سرعت باد با افزایش ارتفاع تا حداکثر ۱۲/۵ کیلومتری و سرعت ۴۶/۸ متر بر ثانیه بوده که به تدریج کاهش می‌یابد.

جدول ۴- داده‌های مربوط به برخی ویژگی‌های جو بالا در ایستگاه تبریز ساعت ۱۲/۰۰ روز ۱۴ مرداد ۱۳۶۷

سرعت باد (m/s)	رطوبت نسبی (%)	دمای نقطه شبنم (°C)	دمای پتانسیل تر (°C)	دمای پتانسیل خشک (°C)	نسبت ترکیب (g/kg)	دما (°C)	سطح (hPa)
۹/۸	۵۷	۱۳	۲۶/۷	۳۳/۸	۱۹/۵	۲۲	سطح زمین
۱۲/۴	۴۰	-۲/۶	۲۴/۷	۴۰/۱	۱۳/۷	۱۳/۸	تراز ۸۵۰
۱۲/۴	۴۰	-۲/۶	۲۳/۵	۴۱/۴	۱۱/۳	۱۰/۲	تراز ۷۰۰
۲۸/۸	۵۷	-۱۶/۵	۱۹/۶	۴۸/۴	۳/۶	-۹/۹	تراز ۵۰۰

مقدار شاخص CAPE در این ساعت در ایستگاه تبریز ۵۲۸ و در ایستگاه مهرآباد ۳۹۷ ژول بر کیلوگرم است. این مقدار انرژی پتانسیل همرفتی به‌همراه محاسبه شاخص‌های ناپایداری نشان می‌دهد که محیط به لحاظ همرفتی، سامانه بارشی را در ایجاد بارش تقویت می‌کند. جدول ۴ داده‌های مربوط به برخی ویژگی‌های جو بالا در ایستگاه همدید تبریز ساعت ۱۲/۰۰ نشان می‌دهد.

مقدار شاخص CAPE در این ساعت در ایستگاه تبریز ۵۲۸ و در ایستگاه مهرآباد ۳۹۷ ژول بر کیلوگرم است. این مقدار انرژی پتانسیل همرفتی به‌همراه محاسبه شاخص‌های ناپایداری نشان می‌دهد که محیط به



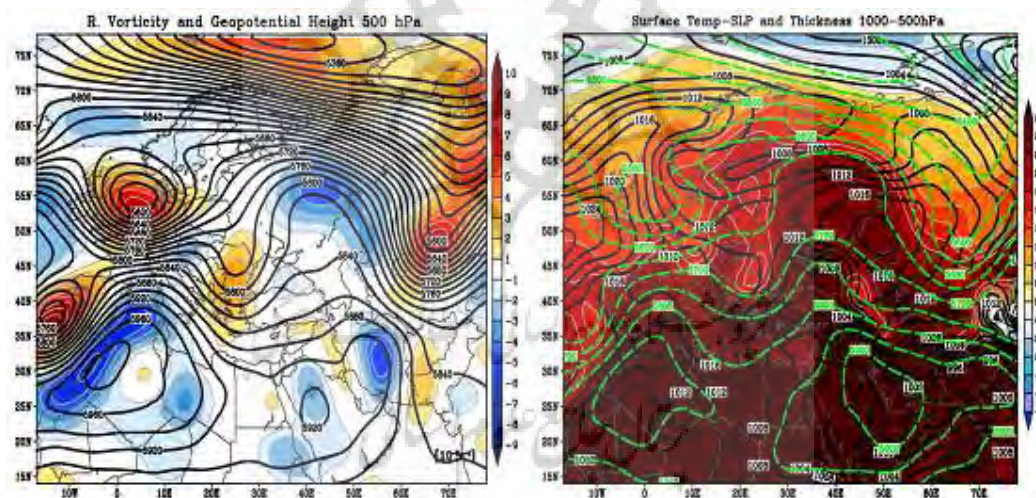
شکل ۷- نمودار ترمودینامیکی اسکویوتی در ایستگاه همدید مهرآباد (الف) و تبریز (ب)، ساعت ۱۲/۰۰ UTC در تاریخ ۱۴ مرداد ۱۳۶۷ (برابر با ۵ آگوست ۱۹۸۸). مؤلفه‌های باد (متر بر ثانیه)، رطوبت نسبی (درصد)، دما (درجه سلسیوس)، مقدار CAPE (ژول بر کیلوگرم)

۳-۳- الگوی بارشی سوم: ویژگی غالب این الگو تقابل پرفشار عربستان و کم‌ارتفاع‌های جبهه قطبی است. وضعیت میانگین فشار ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که پرفشار جنب‌حاره

تقابل پرفشار عربستان و کم‌ارتفاع‌های جبهه قطبی

نسبتاً قوی در نواحی شمالی دریای خزر باعث انتقال رطوبت و فرارفت هوای سرد عرض‌های بالاتر به داخل کشور ایران می‌شوند. در عین حال، گسترش زبانه‌های کم‌فشار سودانی در امتداد شمال‌شرقی - جنوب غربی، بخش غربی ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد. تقابل این دو سامانه و ایجاد اختلاف دمایی نسبتاً زیاد بین نیمه شمالی و جنوبی کشور، ریزش بارش را فراهم می‌سازد. بررسی نقشه میانگین ضخامت، نشان‌دهنده قرارگیری پراتفاح‌هایی بر روی شمال آفریقا و عربستان و کشیده شدن زبانه‌های آن به سمت شمال و شمال‌شرق است (شکل ۸b). این حالت در هر ۳ سامانه بارشی مورد مطالعه مشاهده گردید.

گسترش زیادی به سمت شمال داشته و به دنبال آن پرفشار عربستان به عرض‌های بالاتر کشیده شده است. از طرف دیگر، کم‌ارتفاع‌های جبهه قطبی گسترش زیادی به عرض‌های پایین‌تر داشته، و زبانه‌هایی از آن تا عرض کمتر از ۳۵ درجه شمالی کشیده می‌شود. در اثر تقابل این دو سامانه، سامانه مانع امگا شکلی در عرض‌های ۶۰-۳۵ درجه شمالی ایجاد می‌شود. به دنبال شکل‌گیری این سامانه مانع در منطقه و همزمان با عقب نشینی پرفشار عربستان به سمت نواحی جنوبی، کم‌ارتفاع غربی آن بارش‌های تابستانه مناطق شمالی کشور را سبب می‌شوند. محاسبه مقدار تاوایی مثبت بین $1^{\circ} s^{-1}$ تا $4^{\circ} s^{-1}$ در ثانیه، شرایط نسبتاً مطلوب وضعیت تاوایی را نشان می‌دهد (شکل ۸a). فعالیت آنتی‌سیکلونی پرفشارهای



شکل ۸- (a) میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) و تاوایی نسبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ($10^{\circ} s^{-1}$)؛ (b) میانگین

روزانه درجه حرارت سطح زمین (درجه سلسیوس) به همراه فشار سطح دریا و همچنین ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰

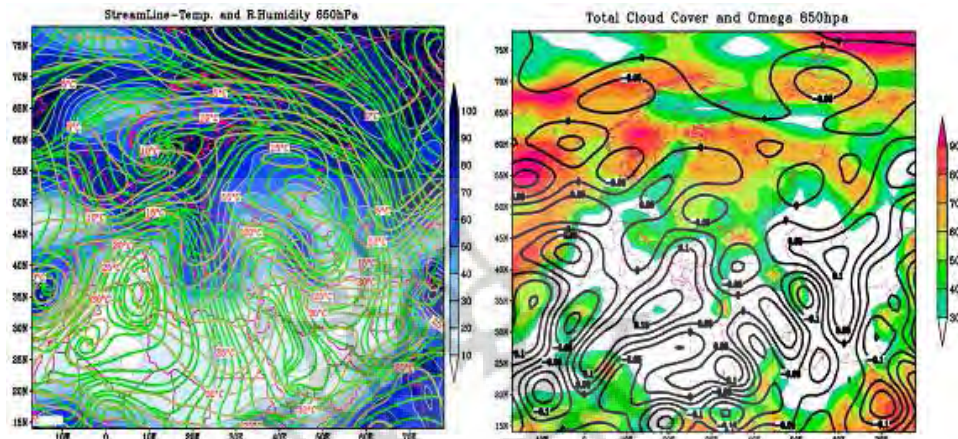
هکتوپاسکال در تاریخ ۳۰ تیر ۱۳۸۱.

که سامانه‌های بارشی این الگو اصولاً از دو منبع رطوبتی تغذیه می‌شوند: ۱- استقرار سامانه‌های آنتی‌سیکلونی بر روی دریای خزر، ایجاد جریانات

بررسی شرایط میانگین میدان‌های مداری و نصف‌النهاری باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد

قرار داشته و به طور کلی، شرایط ابرناکی آسمان هماهنگی مناسبی را با وضعیت سرعت قائم جو نشان می‌دهد. سرعت حرکت قائم در جو منطقه بین ۰/۱- تا ۰/۱۵- پاسکال بر ثانیه مشاهده می‌شود و همچنین نوار شمالی کشور ۶۰-۳۰ درصد پوشش ابری داشته است. (شکل b۹).

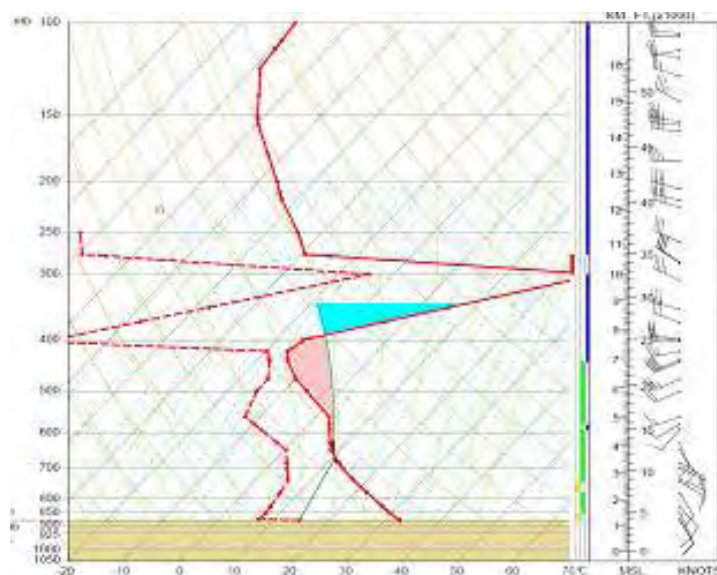
شمالی و انتقال رطوبت بر روی نیمه شمالی کشور، ۲- دریای سیاه، که شرایط مناسبی برای تزریق رطوبت به منطقه فراهم می‌آورد. شرایط دمایی (۳۰- ۲۰ درجه سلسیوس) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال باعث شده ریزش‌های جوی به صورت باران باشد (شکل a۹). وضعیت میانگین حرکت قائم جو (مگا) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در این الگو در شرایط نسبتاً خوبی



شکل ۹- (a) میانگین روزانه رطوبت نسبی (درصد)، درجه حرارت (سلسیوس) و میدان‌های باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (کیلومتر در ساعت)؛ (b) میانگین روزانه مقادیر متوسط اُمگا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (پاسکال بر ثانیه) به همراه درصد ابرناکی در تاریخ ۳۰ تیر ۱۳۸۱

شمال غربی تغییر جهت می‌دهد. مقدار CAPE در این ساعت در ایستگاه مهرآباد ۵۵۱ ژول بر کیلوگرم است. همچنین مقدار CAPE در ۲۹ تیرماه در ایستگاه مهرآباد ۱۹۶، در ایستگاه مشهد ۸۷ و در ایستگاه تبریز ۱۸ ژول بر کیلوگرم ثبت شده است. این مقدار از انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی همرفتی نشان می‌دهد که در این روز محیط پتانسیل لازم برای حمایت و تقویت سامانه بارشی دارد. جدول ۵ داده‌های مربوط به برخی ویژگی‌های جو بالا را در ایستگاه مهرآباد در ساعت ۱۲/۰۰ نشان می‌دهد.

نمودار اسکیتیوی ایستگاه مهرآباد به عنوان نمونه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت (شکل ۱۰). بررسی‌ها نشان می‌دهد که رطوبت به طور یکنواخت بین سطح زمین تا ۴۰۰ هکتوپاسکال توزیع شده است. مقدار رطوبت نسبی لایه‌های جو بین حداقل ۲۱٪ در سطح ۸۷۵ هکتوپاسکال و حداکثر ۷۶٪ در سطح ۴۵۰ هکتوپاسکال و دمای نقطه شبنم بین ۳۲/۶ در سطح زمین تا ۶۰- درجه سلسیوس در سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال در نوسان است. نیمرخ عمودی جهت باد در سطوح مختلف جو نشان‌دهنده این است که جهت باد در سطح ۶۰۰ هکتوپاسکالی از جنوب شرقی به



شکل ۱۰- نمودار اسکیتیوی جو بالا در ایستگاه مهرآباد تهران، ساعت ۱۲/۰۰ UTC در تاریخ ۳۰ تیر ۱۳۸۱ برابر با ۲۱ جولای ۲۰۰۲. مؤلفه‌های باد (متر بر ثانیه)، رطوبت نسبی (درصد)، دما (درجه سلسیوس)، مقدار CAPE (ژول بر کیلوگرم).

جدول ۵- داده‌های مربوط به برخی ویژگی‌های جو بالا در ایستگاه مهرآباد تهران، ساعت ۱۲/۰۰ روز ۲۱ جولای ۲۰۰۲

سرعت باد (m/s)	رطوبت نسبی (%)	دمای نقطه شبنم (°C)	دمای پتانسیل تر (°C)	دمای پتانسیل خشک (°C)	نسبت ترکیب (g/kg)	دما (°C)	سطح (hPa)
۶/۱۲	۳۴	۱۴/۶	۴۴/۲	۴۶/۴	۱۲/۰۴	۳۲/۶	سطح زمین
۶/۱۲	۲۵	۷/۴	۴۳/۷	۴۵/۳	۷/۶۵	۲۹/۴	تراز ۸۵۰
۷/۱۴	۵۱	۳/۶	۴۴/۴	۴۵/۸	۷/۱۳	۱۳/۶	تراز ۷۰۰
۱۰/۷۱	۴۹	-۱۴/۹	۵۲/۶	۵۳/۲	۲/۴۲	-۵/۹	تراز ۵۰۰

۴- نتیجه‌گیری

مرکزی و منطقه مورد مطالعه می‌شود. به دلیل رخداد بیشتر سامانه‌های بارشی، این الگو به عنوان الگوی غالب و اصلی بارشهای تابستانه نیمه شمالی کشور تعیین شد. در الگوی دوم، جابجایی کم‌ارتفاع‌های عرض‌های بالا و نواحی قطبی به سمت شرق و کشیده شدن زبانه‌هایی از آن به سمت جنوب، مناطق عرض‌های پایین‌تر را تحت تأثیر قرار می‌دهند که در این میان، عمدتاً سرد چال‌های جدا شده از این سامانه‌ها باعث ریزش‌های جوی تابستانه می‌شوند.

هدف اصلی این مقاله بررسی الگوهای بارش فراگیر تابستانه نیمه شمالی کشور از لحاظ هم‌مدیدی و ترمودینامیکی است. پس از بررسی ۹ سامانه بارشی برای یک دوره ۲۰ ساله، ۳ الگوی بارش استخراج و تجزیه و تحلیل شد. بررسی نقشه‌های هم‌مدیدی ترازهای بالای جو نشان می‌دهد که در الگوی اول، شکل‌گیری مراکز کم‌ارتفاع بر روی دریای مدیترانه و همچنین دریای سیاه، سبب انتقال رطوبت به آسیای

شایانی به ریزش باران در روزهای مورد مطالعه می‌کند. محاسبه مقادیر انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی (CAPE) و شاخص‌های دینامیکی بر روی این نمودارها نشان می‌دهد که شرایط محیطی به لحاظ همرفتی، سامانه‌های جوی را در ایجاد بارش حمایت و تقویت می‌کند.

منابع

اردکانی، حسین، زمانیان، محمدتقی و هاشمی‌دوین، مه‌ری، (۱۳۸۷)، مطالعه همیدی و دینامیکی بیشترین بارش روی منطقه خراسان، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۴، شماره ۲: ۱۰۷-۱۲۳.

رسولی، علی‌اکبر، بابائیان، ایمان، قائمی، هوشنگ و زواررضا، پیمان، (۱۳۹۱)، تحلیل سری‌های زمانی فشار مراکز الگوهای همیدی موثر بر بارش‌های فصلی ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۷، ۸۸-۷۷.

صادقی حسینی، سید علیرضا و رضائیان، مهتاب (۱۳۸۵)، بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۲، شماره ۲، صص ۸۳-۹۸.

عربی، زهرا، (۱۳۸۵)، تحلیل همیدی بارندگی دوره ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ در ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، ۵۶: ۱-۱۵.

علیجانی، بهلول، (۱۳۸۱)، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، تهران.

قویدل‌رحیمی، یوسف، (۱۳۹۰)، کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹

الگوی سوم در اثر شکل‌گیری سامانه مانع امگا شکلی در عرض‌های ۶۰-۳۵ درجه شمالی و قرارگیری مرکز کم‌ارتفاع قسمت غربی این سامانه بر روی منطقه مورد مطالعه، امکان صعود و انتقال رطوبت را برای نیمه شمالی ایران فراهم آورده است. در نقشه‌های سطحی نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری از سمت شمال شرق و نوار شمالی کشور، باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر به نیمه شمالی کشور می‌شود که این امر شرایط انتقال رطوبت را از روی دریای خزر تسهیل می‌بخشد که شرایط دمایی ۴ سامانه بارشی الگوی اول به خوبی این حالت را نشان می‌دهند. فعالیت آنتی‌سیکلون‌های مهاجر بر روی منطقه باعث انتقال رطوبت و فرارفت هوای سرد عرض‌های بالاتر بر روی کشور ایران می‌شود (شکل‌های ۲، ۵، ۸).

بررسی وضعیت رطوبت نسبی نشان می‌دهد که سامانه‌های بارشی منطقه مورد مطالعه اصولاً از طریق دریای خزر، دریای مدیترانه، دریای سیاه و آنتی‌سیکلون‌های مهاجر تغذیه رطوبتی می‌شوند. مقادیر تاوایی نسبی مثبت در تمامی ناه‌های کم‌ارتفاع الگوهای مورد مطالعه بسیار قابل توجه بود، که نشان از شرایط بسیار مساعد صعود دینامیکی هوا است (شکل‌های ۲، ۵، ۸). همچنین وضعیت حرکت قائم‌جو (امگا) در سامانه‌های بارشی به‌وقوع پیوسته، نشان‌دهنده امگای منفی (همگرایی شدید) می‌باشد (شکل‌های ۳، ۶، ۹). این شرایط نشان‌دهنده هماهنگی بین حرکت قائم‌جو با شرایط ابرناکی آسمان، صعود نسبتاً سریع ذرات جو و انتقال آن به ارتفاعات بالاتر به منظور تراکم و بارش است. همچنین بررسی نمودارهای اسکیوتی بیانگر این است که شرایط ناپایداری در سطوح پایینی جو کم‌

- Dayan, U., B. Ziv, A. Margalit, and D. Sharon. (2001). A Severe Autumn Storm over the Middle East: Synoptic and Mesoscale Convection analysis, *Theoretical and Applied Climatology*, 69: 103-122.
- Dayan, U., R. Abramski. (1983). Heavy Rain in the Middle east Related to unusual jet stream properties, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 64(10): 1138-1140.
- Gallucci, J., L. Tryhorn, A. Lynch, and K. Parkyn. (2011). On the meteorological and hydrological mechanisms resulting in the 2003 post-fire flood event in Alpine Shire Victoria, *Australian Meteorological and Oceanographic Journal* 61: 31-42.
- Gutzler, D. (2006). Anomalous summer precipitation over New Mexico during 2006: Natural Climate Variability or Climate change, University of New Mexico.
- Harnack, R. P., D.T. Jensen, and J.R. Cermak. (1998). Investigation of upper - air conditions occurring with heavy summer rain in Utah, *International Journal of Climatology*, Vol. 18(7): 701-723.
- Ralph, H. E. (1959). *Glossary of Meteorology*, American Meteorological Society, p 435.
- Saaroni, H., B. Ziv. (2000). Summer rain episodes in a Mediterranean climate, The case of Israel: Climatological-Dynamical analysis, *International Journal of Climatology*, 20:191-209.
- Sanders. C., (2004). Skew-T Diagrams: New Tools For Vertical Analysis, *National Weather Service*, Volume 3, Number 1.
- Sioutas, M.V., Flocas, H. A., (2003) Hailstorms in Northern Greece: synoptic patterns and thermodynamic environment, *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 75, No. 3-4 189-202.
- Snead, R., (1968). Weather patterns in southern West Pakistan, *Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology*, Ser.B (16): 316-346.
- Ziv, B., H. Saaroni, P. Alpert (2004) The factors governing the summer regime of the Eastern Mediterranean, *International Journal of Climatology*, 24: 1859-1871.
- تبریز، فصلنامه فضای جغرافیایی، سال ۱۱، شماره ۳۴: ۱۸۲-۲۰۸.
- کاویانی، محمدرضا و حجتی‌زاده، رحیم، (۱۳۸۰)، تحلیل همدید و ترمودینامیک واقعه سیل اسفند ۱۳۷۱ در حوضه آبی کارون، مجله علمی-پژوهشی دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان، دوره ۲، شماره ۲۶ و ۲۷: ۱-۱۸.
- لشکری، حسن، (۱۳۹۰)، اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- لشکری، حسن، (۱۳۸۴)، تحلیل دو نمونه از الگوهای بارش‌های زمستانه جنوب‌شرق ایران، مجله مدرس، ویژه نامه جغرافیایی، شماره ۳۸: ۱۹۶-۱۶۹.
- مفیدی، عباس و زرین، آذر، (۱۳۸۴)، تحلیل همدیدی ماهیت سامانه‌های کم‌فشار سودانی (مطالعه موردی؛ توفان دسامبر ۲۰۰۱)، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، ۶: ۴۸-۲۴.
- مفیدی، عباس، زرین، آذر و جانبازقبادی، غلامرضا، (۱۳۹۱)، تبیین علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در قیاس با بارهای پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۸، شماره ۱: ۱۷۷-۲۰۳.
- Air Weather Service. (1987). The Use of the Skew T, Log P Diagram in Analysis and Forecasting, Dec, (1979), revised November 1987. AWS/TR-79/006.
- Barry, R. G., A.H. Perry. (1973). *Synoptic Climatology: Methods and Applications*; London: Methuen and Co. Ltd. 158p.
- Bettoli, M.L., O. Penalbe. (2003). Low-Level circulation Pattern and Precipitation in the Argentine, Department to de ciencia de la atmosphere los oceans,(2003).