

بررسی نوسانات رطوبت ورودی به مناطق خشک ایران در رخدادهای

خشکسالی و ترسالی

مصطفی کریمی^۱، استادیار آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران
مهناز جعفری، دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه شهید بهشتی، ایران

چکیده

آب، با توجه به شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک، در اکثر مناطق سرزمین ما، حیاتی‌ترین ماده است. رطوبت عاملی مهم در ایجاد بارش بوده، بنابراین شناسایی و آگاهی از چگونگی انتقال رطوبت، نوسان و تاثیرگذاری آن بر بارش در یک منطقه، ضروری می‌باشد. به همین منظور در این پژوهش، داده‌های دوباره واکاوی شده‌ی ERA interim بارش، ارتفاع ژئوپتانسیل، نم‌ویژه و مولفه‌های (مداری و نصف النهاری) باد در دوره آماری ۱۹۸۱-۲۰۱۱ با قدرت تفکیک مکانی ۱ در ۱ درجه قوسی از مرکز پیش‌بینی‌های میان مدت اروپا (ECMWF) اخذ گردید. با بهره‌گیری از شاخص استاندارد شده Z (ZSI) سال‌های خشک و مرطوب استخراج، و شار رطوبت ورودی به منطقه در این سال‌ها محاسبه گردید. برای مقایسه، الگوهای گردشی و تغییرات شار رطوبت در سال‌های خشک و مرطوب نمونه بررسی شد. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد تفاوت معناداری به لحاظ الگوی جریان حاکم در این سال‌ها وجود دارد، به طوری که با تغییر در جهت جریان‌ها در سطوح زیرین جو (۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال)، مقادیر رطوبت ورودی به منطقه تغییر نموده است. در سال‌های مرطوب در مقایسه با سال‌های خشک، جابجایی مرکز پراتفاح عربستان به سمت شرق و فرارگیری بیشتر بر روی دریا، کشیدگی مداری و افزایش گستره بازوی شرقی آن باعث تقویت جریان‌های شرقی-شمال شرقی بر روی دریای عرب و ایجاد و گسترش جریان‌های جنوب غربی بر روی شبه جزیره عربستان و ایجاد ناوه عمیق‌تر با محوری شرق سو مابین آن با پراتفاح شمال آفریقا شده است. این شرایط با افزایش رطوبت برداشتی از پهنه‌های آبی جنوبی و انتقال به منطقه مورد بررسی در ایجاد بارش و شکل‌گیری سال‌های مرطوب آن تاثیرگذار بوده است.

کلمات کلیدی: خشکسالی، ترسالی، مناطق خشک و نیمه خشک، رطوبت، ایران.

^۱ - نویسنده مسئول
mostafakarimi.a@ut.ac.ir

مقدمه

وجود دوره یا سال‌هایی که طی آن بارش کمتر یا بیشتر از میانگین ثبت می‌شود، یک خصیصه شناخته شده در اقلیم قریب به اتفاق مناطق کره زمین می‌باشد و از آنجا که شرایط اقلیمی هر منطقه تابع متغیرهای زیادی است و این متغیرها هر ساله از شرایط و مقدار ثابتی برخوردار نیستند، وجود نوسان در بارش مناطق مختلف را می‌توان امری بدیهی و اجتناب ناپذیر به حساب آورد (عزیزی، ۱۳۷۹). بخش وسیعی از ایران ما و تقریباً یک سوم قاره‌های زمین با خشکی مواجه بوده و از نظر تامین شرایط رشد نباتات قابل کشت با کمبود آب مواجه می‌باشند. اگرچه غالب خشکسالی‌های وسیع، حاصل سیستم‌های درون چرخش سیاره‌ای بوده و از آن به نام خشکسالی‌های اقلیمی نام برده می‌شود، با این حال خشکسالی‌های کشاورزی و هیدرولوژیکی، ریشه در خشکسالی‌های اقلیمی دارند. خشکسالی‌های شدید حاصل تغییرات چرخش اتمسفری و جابجایی سیستم‌های سینوپتیکی در مقیاس وسیع می‌باشد (کاوایی، ۱۳۸۰). در سطح ایران و جهان مطالعات بسیاری در زمینه خشکسالی و ترسالی و استخراج این سال‌ها با استفاده از شاخص‌های مختلف بویژه شاخص ZSI انجام پذیرفته است. در پژوهشی شاخص‌های بارش استاندارد شده (SPI) و بارش-تبخیر و تعرق استاندارد شده (SPEI) برای ایستگاه کبوترآباد اصفهان مورد مقایسه قرار گرفت و مشخص شد که این دو شاخص دارای همبستگی معنی دار بوده اما شاخص بارش-تبخیر و تعرق استاندارد شده پاسخ سریعتری نسبت به خشکسالی داشته است (احمدی و همکاران، ۱۳۹۲). همچنین برای مقایسه شاخص‌های خشکسالی SPI، PNI، DI، CZI و ZSI در شهرهای استان خوزستان مطالعه‌ای انجام شده و نتایج حاکی از مقادیر نسبتاً بالای ضریب همبستگی دوگانه میان نمایه‌های خشکسالی در تمام ایستگاه‌های این استان بوده است (صالحوند و همکاران، ۱۳۹۲). پژوهش دیگر در خصوص خشکسالی‌های خراسان رضوی احراز نمود که شاخص SPI بهترین عملکرد در میان دیگر شاخص‌ها برای برآورد خشکسالی دارد. همچنین شاخص PNI و ZSI نیز همان دقت را در تعیین خشکسالی در استان خراسان رضوی دارا است (بروقانی و

همکاران، ۲۰۱۵). همچنین نتیجه مقایسه ۷ شاخص خشکسالی SIAP، PNPI، MPNPI، MDRI، RAI، DI و MNICHE در خصوص شناسایی خشکسالی‌های بسیار شدید برای مناطق شمال غرب ایران نشان داد که، شاخص‌های DI، RAI و SIAP در رتبه اول، شاخص‌های MNICHE و MPNPI در رتبه دوم و شاخص‌های MDRI و PNPI در رده‌های سوم و چهارم قرار گرفته‌اند (نجارسلیقه و یوسفی رامندی، ۲۰۱۵). از دیگر پژوهش‌های انجام گرفته در خصوص شاخص‌های خشکسالی در ایران می‌توان به مطالعات فرج زاده ۱۳۷۴، خوش اخلاق ۱۳۷۷، انصافی مقدم ۱۳۸۶، ذبیحی و همکاران ۲۰۱۴، مشاری عشق آباد ۲۰۱۴، عاصف جاه و همکاران ۲۰۱۴، سیوندی و قره داغی ۲۰۱۴ و ... اشاره نمود.

نحوه‌ی پراکندگی بارش بر روی زمین را عوامل به‌وجود آورنده آن، عامل صعود و منبع رطوبت تعیین می‌کنند. در جایی که تأثیر این دو عامل، مطلوب باشد حداکثر بارش رخ می‌دهد و در جایی که هیچ کدام از این عوامل موثر نباشد، میزان بارش به حداقل خود می‌رسد (علیجانی، ۱۳۸۹). بخار آب موجود در جو به دلیل نقش آن به عنوان یک گاز گلخانه‌ای و حجم زیاد انرژی مبادله شده در طی تغییر حالت آن، از مهمترین عوامل تعیین کننده آب و هوا و اقلیم زمین است (قره خانی و قهرمان، ۱۳۸۹). حاصل تعامل عوامل محلی و الگوهای گردشی در بلندمدت، نوع و حالت آرایش الگوهای رطوبتی هر پهنه جغرافیایی را تعیین می‌کند. رطوبت یکی از عناصر مهم اقلیمی است که آثار انکارناپذیری بر فعالیت‌های مختلف انسانی و فرآیندهای طبیعی، به خصوص در مناطق خشک و نیمه خشک می‌گذارد (فلاح قالمهری و همکاران، ۱۳۹۴). بخش قابل توجهی از پویایی آب جوی توسط گردش عمومی جو انجام می‌گیرد. با وجودی که گردش عمومی جو از لحاظ زمانی و مکانی الگوهای متوسطی را عرضه می‌دارد، ولی تغییرات شدید یا مکرر زمانی سبب ناهنجاری در این الگو شده و نهایتاً عناصر جوی مثل رطوبت، دما و ... را دچار دگرگونی می‌سازد که یکی از این تغییرات، منحنی کاهش بارش و خشکسالی، و دیگری افزایش بیش از حد بارش یا ترسالی است (معصوم پور، ۱۳۸۴: ۱۵). حمل و نقل رطوبت به داخل یک

منطقه بستگی به پویایی جوی و همچنین منابع رطوبت دیگر بخش‌های جهان است. البته، در برخی از مناطق رطوبت هوا وجود دارد اما به علت فقدان عوامل بارش، میعان و بارش صورت نگرفته و فقط در سراسر منطقه جریان دارد، در حالی که در مناطق دیگر همگرایی رطوبت در سیستم‌های آب و هوا تضمین می‌کند که بارش رخ می‌دهد. بنابراین شاخه جوی چرخه آب قابل توجه است (ترینبرث، ۱۹۹۹). به همین سبب مطالعات بسیاری در زمینه رطوبت جوی و منابع تامین کننده رطوبت در مناطق مختلف جهان انجام شده است. در مطالعه‌ای، تنوع فضایی و زمانی منابع رطوبت برای حوضه رودخانه لاپلاتا انجام شده است. حدود ۶۳ درصد متوسط رطوبت بارش سالانه بر روی حوضه رودخانه لاپلاتا از آمریکای جنوبی می‌آید، از جمله ۲۳ درصد از منابع این حوضه محلی و ۲۰ درصد از جنوب آمازون است. ۳۷ درصد باقیمانده بیشتر از جنوب اقیانوس اطلس و اقیانوس آرام گرمسیری می‌آید. رطوبت حوضه لاپلاتا در طول فصل زمستان خشک، هنگامی که تبخیر محلی حداقل و رطوبت خروجی افزایش می‌یابد تا حد زیادی بستگی به منابع خارجی دارد. تغییرات در حمل و نقل رطوبت از آمازون به لاپلاتا در هر دو مقیاس زمانی ماهانه و روزانه بیشتر به تغییرات گردش جوی بستگی دارد (مارتینز و دومینگز، ۲۰۱۴). در پژوهشی منابع و مسیرهای رطوبت جوی و اهمیت کمی آنها در مناطق موسمی شرق آسیا بررسی شده است، نتایج آن نشان داد که در فصل زمستان بزرگترین جریان هوای ورودی به منطقه، غربی و خشک بوده و سهم کوچک‌تر مربوط به اقیانوس‌های گرمسیری است. در فصل تابستان سهم اصلی از طریق بادهای موسمی جنوب غربی با میانگین رطوبت ۹/۸ گرم بر کیلوگرم است که بیش از ۴۰ درصد رطوبت منطقه را تامین می‌کند. همچنین تبخیر محلی به عنوان یک منبع رطوبت نقش مهمی در هر دو فصل زمستان و تابستان در منطقه دارد (لی و همکاران، ۲۰۱۶). برای موسمی آمریکای شمالی نیز منابع رطوبت اقیانوسی و زمینی ارزیابی و این نتیجه احراز شده که تبخیر و تعرق زمینی برای بارش منطقه مهم است، و منابع زمینی در حدود ۴۰ درصد از رطوبت موسمی را تامین می‌کنند. یک گسترش رطوبت به سمت شمال از منابع رطوبت زمینی، با شروع از آمریکای

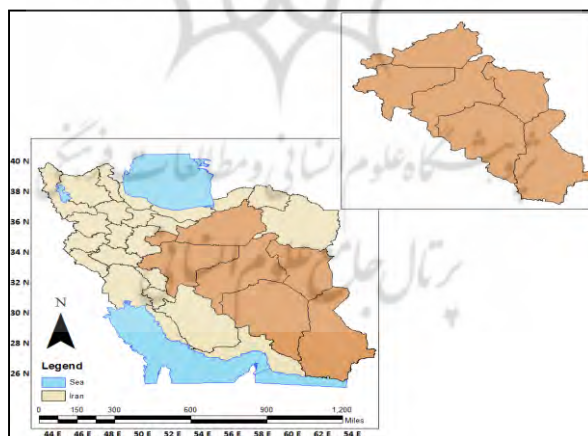
مرکزی و انتقال به شمال مکزیک و منطقه موسمی آمریکای شمالی، در اوج فصل موسمی وجود دارد. شدیدترین بارش در اواخر فصل، رخ می‌دهد و سرچشمه رطوبت آن در خلیج کالیفرنیا و اقیانوس آرام استوایی است. اما بارش‌های مربوط به منابع خلیج مکزیک و دریای کارائیب بیش از منابع خلیج کالیفرنیا و اقیانوس آرام استوایی غنی است (هیو و دومینگر، ۲۰۱۵). در دیگر پژوهش، با بررسی منابع رطوبت و چگونگی ترابرد ماهانه و عوامل موثر بر آن بر روی ایران مشخص گردید که در ماه‌های دسامبر تا آوریل در لایه زیرین جو، با وجود سامانه کم ارتفاع در شرق مدیترانه، ترابری رطوبت از روی این دریا به شمال غرب ایران وجود دارد، همچنین به علت استقرار واپرخندی بردار شار رطوبت از روی شبه جزیره عربستان، دریای عمان و عرب، خمش واپرخندی بردار شار رطوبت از روی غرب اقیانوس هند و دریای سرخ به شرق عربستان شده و با شکل‌گیری سامانه‌های دینامیکی در شرق مدیترانه و ترکیب آن‌ها با چرخند شمال شرق آفریقا موجب ترابرد رطوبت از این ناحیه به نواحی غرب و جنوب غرب ایران می‌شود (خدادی و همکاران، ۱۳۹۲).

در همین راستا قرارگیری ایران در مناطق خشک و نیمه خشک کره زمین، به‌ویژه موقعیت آن در کمربند بیابانی جهان و همچنین گستردگی عرض جغرافیایی آن، موقعیت گذار را در میان منطقه حاره و برون حاره در فصول مختلف سال به وجود می‌آورد، که این شرایط سبب شده به استثنای مناطق محدودی از ایران که موقعیت طبیعی و جغرافیایی منحصر به فردی را داشته و دارای رطوبت و بارش قابل توجه در بسیاری از ایام سال می‌باشند، سایر مناطق آن از جمله مناطق مرکز، شرق و جنوب شرق این‌گونه نبوده و از نظر انتقال رطوبت و به تبع آن بارش سالانه با مشکلاتی مواجه هستند. بنابراین بارش یکی از فاکتورهای مهم در مناطق مختلف می‌باشد و مطالعه و بررسی افزایش و کاهش این عنصر اقلیمی، علل نوسان و عوامل ایجاد آن به ویژه عامل رطوبت جو و تغییرپذیری آن توسط الگوهای جوی، به منظور مقابله با معضلات ایجاد شده در مناطق مختلف کره زمین امری فوق‌العاده ضروری و پراهمیت است که در این مطالعه سعی بر آن است که

تفاوت در الگوهای جوی ایجاد کننده خشکسالی و ترسالی در سطوح زیرین جو (۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال) و همچنین نوسان شار رطوبت در این سال‌ها در مناطق خشک و نیمه خشک ایران مقایسه و ارزیابی شود.

داده‌ها و روش‌ها

ویژگی‌های خشکسالی ایران نشان می‌دهد که به طور کلی هیچ منطقه‌ای در آن از این پدیده در امان نبوده و به نسبت موقعیت طبیعی خود اثرهای این پدیده مخرب را تجربه می‌نماید و بخش‌های جنوبی، شرقی و مرکزی ایران به علت نوسان‌های بیشتر در مقادیر بارندگی از آسیب پذیری زیادتری برخوردار هستند (انصافی مقدم، ۱۳۸۶: ۲۷۲). به همین منظور در این مطالعه سه منطقه ذیل به عنوان محدوده مورد بررسی انتخاب شد که شامل استان‌های سمنان، قم، اصفهان، یزد، خراسان جنوبی، کرمان و سیستان و بلوچستان می‌باشد. تمامی این استان‌ها دارای آب و هوای خشک و نیمه خشک هستند و مساحت قابل توجهی از ایران را شامل می‌شوند (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.

در این پژوهش تفاوت الگوهای گردشی و تاثیر شار رطوبت در ایجاد بارش سال‌های خشک و مرطوب در مناطق خشک و نیمه خشک ایران بررسی گردید. به منظور استخراج الگوهای خشکسالی و ترسالی مناطق خشک و نیمه خشک، از داده‌های بارش و برای بررسی و تحلیل الگوی جریان و رطوبت ورودی در زمان رخداد الگوهای فوق‌الذکر از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل (هکتوپاسکال)، نم و ویژه (کیلوگرم بر کیلوگرم)، و مولفه مداری و نصف‌النهاری باد (متر بر ثانیه)، ساعت ۰۰ و ۱۲ استاندارد جهانی در ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. این داده‌ها در دوره آماری ۱۹۸۱-۲۰۱۱ به صورت سال آبی (اکتبر تا سپتامبر) و با قدرت تفکیک مکانی ۱ در ۱ درجه قوسی در محدوده ۰ تا ۸۰ درجه طول جغرافیایی و ۰ تا ۷۰ درجه عرض جغرافیایی از داده‌های دوباره واکاوی شده‌ی ERA interim^۲ مرکز پیش بینی‌های میان مدت اروپا (ECMWF) تهیه شده است.

برای تحلیل کمی خشکسالی، وجود یک شاخص مشخص جهت تعیین دقیق سال‌های خشک و مرطوب بسیار ضروری است (سیلوا، ۲۰۰۳: ۲۵۸). محققین به منظور ارزیابی و پایش خشکسالی شاخص‌های مختلفی را ارائه کرده‌اند، و هر یک از این شاخص‌ها براساس به کارگیری متغیرهای هواشناسی و روش‌های محاسباتی متفاوتی طراحی شده‌اند (ریچارد و هیم، ۲۰۰۲: ۱۱۵۰). در ایران با وجود حاکم بودن شرایط خشکی، میزان انحراف واقعی بارش نسبت به مقادیر متوسط ماهانه، فصلی یا سالانه می‌تواند بیان‌کننده خشکسالی باشد (انصافی مقدم، ۱۳۸۶: ۲۷۶). بر این اساس در گام نخست از شاخص استاندارد شده ZSI^۳ (رابطه ۱) برای استخراج سال‌های خشک و مرطوب بهره گرفته شده است. نمره استاندارد بیانگر آن است که مقادیر یک متغیر با چند درصد انحراف بیشتر یا کمتر از میانگین آن متغیر قرار دارد.

$$ZSI = \frac{(P_i - \bar{P}_i)}{SD}$$

رابطه ۱

^۲ - ECMWF Interim Reanalysis

^۳ - European Center for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF)

^۴ - Z Score Index

\bar{P}_i میانگین بارش در یک سال معین، \bar{P}_i میانگین بارش کل دوره و SD^5 انحراف معیار بارش می‌باشد.

جدول ۱. طبقه‌بندی وضعیت خشکسالی شاخص نمره استاندارد.

Z-Score	وضعیت
بیشتر از +۱/۲۸	ترسالی بسیار شدید
+۱/۲۸ تا +۰/۸۴	ترسالی شدید
+۰/۵۲ تا +۰/۸۴	ترسالی متوسط
+۰/۲۵ تا +۰/۵۲	ترسالی ضعیف
+۰/۲۵ تا -۰/۲۵	نرمال
-۰/۲۵ تا -۰/۵۲	خشکسالی ضعیف
-۰/۵۲ تا -۰/۸۴	خشکسالی متوسط
-۰/۸۴ تا -۱/۲۸	خشکسالی شدید
کمتر از -۱/۲۸	خشکسالی بسیار شدید

منبع (انصافی مقدم، ۱۳۸۶: ۲۷۸، مشاری عشق آباد، ۲۰۱۴: ۴۴۷).

پس از محاسبه شاخص ZSI برای دوره آماری مذکور و مشخص شدن درصد وقوع خشکسالی و ترسالی در منطقه مورد بررسی، در گام بعدی پژوهش، به منظور مقایسه و بررسی تاثیر الگوهای گردش در شار رطوبت به منطقه، سال‌هایی را که در هر سه منطقه خشک و نیمه خشک ایران به طور همزمان، بیشینه درصدی پدیده‌های فوق رخداد نموده‌اند به عنوان نمونه، جهت بررسی و تحلیل انتخاب گردید که از این میان برای هر کدام، سه سال دارای شرایط مذکور بوده‌اند. سپس به دلیل تاثیرگذاری بیشتر تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در شار رطوبت، نقشه‌های میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل این تراز، در سال‌های منتخب خشک و مرطوب، ترسیم و تفاوت الگوی جریان آن‌ها در منطقه،

⁵ - Standard Division

مورد بررسی قرار گرفته شد.

برای اینکه مقدار رطوبت در هر تراز متفاوت بوده و در ترازهای پایین مقدار آن نسبت به ترازهای بالایی جو بیشتر است، بنابراین محاسبات شار رطوبت در سه منطقه، به صورت مجموع قائم به چهار طریق ترازهای پایینی شامل سطوح ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال، ترازهای میانی شامل سطوح ۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال، ترازهای بالایی شامل سطوح ۵۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال و کل لایه جو یا سطوح ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال انجام و مقادیر آن استخراج شده است. روابط ۵ تا ۸ بیانگر نحوه محاسبه مجموع قائم شار رطوبت در چهار لایه می‌باشد. در روش فوق انتقال بخار آب به وسیله بردار باد حاصله از مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری سرعت باد محاسبه می‌گردد، مجموع بردار سرعت باد از رابطه (۲) به دست آمده است.

$$V = u_{i\lambda} + v_{i\phi} \quad \text{رابطه ۲}$$

که در آن $i\lambda$ و $i\phi$ بردار واحد جهات شرقی و شمالی هستند (کریمی احمدآباد، ۱۳۸۶).

برای به دست آوردن واگرایی شار بخار آب (رطوبت)، تغییرات جزئی مقادیر نم ویژه و مولفه‌های u و v در جهات x و y (طول و عرض جغرافیایی) به وسیله رابطه (۳) که رابطه واگرایی افقی شار بخار آب می‌باشد، محاسبه گردیده است.

$$HFD = - \left[u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + q \frac{\partial u}{\partial x} + q \frac{\partial v}{\partial y} \right]$$

رابطه ۳

رابطه (۳) را می‌توان به صورت زیر گسترش داد.

$$HFD = - \left[u_{ij} \frac{q_{i+1j} - q_{i-1j}}{x_{i+1j} - x_{i-1j}} + v_{ij} \frac{q_{ij+1} - q_{ij-1}}{y_{ij+1} - y_{ij-1}} + q_{ij} \frac{u_{i+1j} - u_{i-1j}}{x_{i+1j} - x_{i-1j}} + q_{ij} \frac{v_{ij+1} - v_{ij-1}}{y_{ij+1} - y_{ij-1}} \right]$$

رابطه ۴

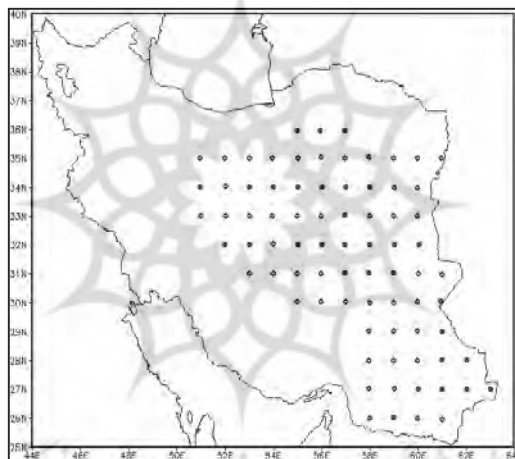
که در آن^۶ HFD واگرایی افقی شار رطوبت، ∂x و ∂y فاصله در جهات طول و عرض جغرافیایی است. مقادیر مثبت، همگرایی شار رطوبت و مقادیر منفی، واگرایی شار رطوبت می‌باشد (کریمی احمدآباد، ۱۳۸۶).

$$Q_{vi}^{low} = \frac{1}{g} \int_{1000}^{700} Vq dp \quad \text{رابطه ۵}$$

$$Q_{vi}^{mid} = \frac{1}{g} \int_{700}^{500} Vq dp \quad \text{رابطه ۶}$$

$$Q_{vi}^{top} = \frac{1}{g} \int_{500}^{300} Vq dp \quad \text{رابطه ۷}$$

$$Q_{vi}^{low} = \frac{1}{g} \int_{1000}^{300} Vq dp \quad \text{رابطه ۸}$$



شکل ۲. پوشش نقاط شبکه در سطح ایران مورد استفاده در استخراج مقادیر محاسبه شده شاخص استاندارد بارش و شار رطوبت.

نتایج و بحث

با استخراج درصد خشکسالی و ترسالی در مناطق مرکز، شرق و جنوب شرقی در دوره آماری مورد بررسی، سال‌های آبی ۱۹۸۵-۱۹۸۴، ۱۹۹۴-۱۹۹۳ و ۲۰۰۰-۱۹۹۹ به عنوان سال خشک و سال‌های آبی ۱۹۹۶-۱۹۹۵، ۱۹۹۸-۱۹۹۷ و ۲۰۰۷-۲۰۰۶ به عنوان سال

^۶- Horizontal Flux Divergence

مرطوب با بیشینه درصدی، برای بررسی انتخاب (شکل ۳ و جدول ۲)، و جهت مقایسه آن‌ها با بهره‌گیری از نرم افزار GrADS⁷ نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، الگوی جریان و نم ویژه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ترسیم و همچنین مقدار شار رطوبت در سطوح زیرین، میانی، بالایی و کل ضخامت وردسپهر محاسبه، استخراج و نمودار آن‌ها ترسیم شد.

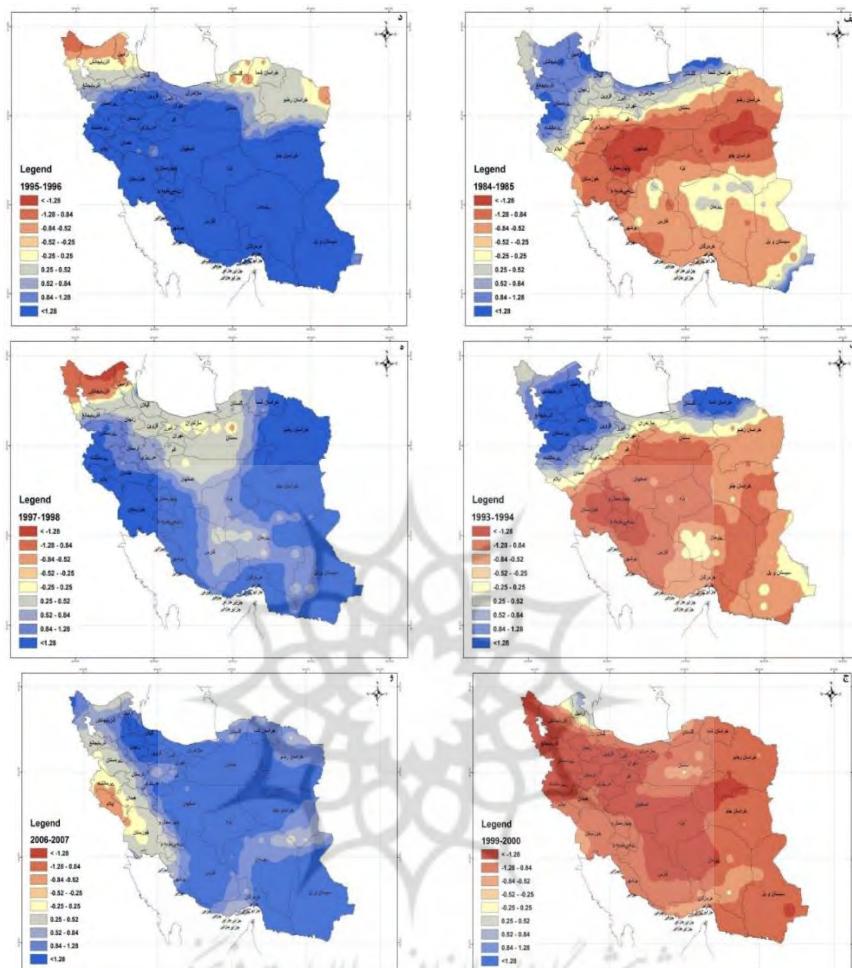
جدول ۲. درصد مساحت وقوع حالات خشکسالی و ترسالی و شرایط نرمال در نواحی

مورد بررسی.

سال	وضعیت	مرکز	شرق	جنوب شرق	سال	وضعیت	مرکز	شرق	جنوب شرق
۱۹۸۲-	ترسالی	۰.۰	۲۳.۱	۸۲.۶	۱۹۹۷-	ترسالی	۶.۳	۷.۷	۳۰.۴
۱۹۸۱	نرمال	۹.۴	۳۰.۸	۰.۰	۱۹۹۶	نرمال	۱۲.۵	۲۳.۱	۵۶.۵
	خشکسالی	۹۰.۶	۴۶.۲	۱۷.۴		خشکسالی	۸۱.۳	۶۹.۲	۱۳.۰
۱۹۸۳-	ترسالی	۵۶.۳	۵۳.۸	۲۶.۱	۱۹۹۸-	ترسالی	۶۵.۶	۱۰۰.۰	۱۰۰.۰
۱۹۸۲	نرمال	۱۲.۵	۳۰.۸	۱۳.۰	۱۹۹۷	نرمال	۲۸.۱	۰.۰	۰.۰
	خشکسالی	۳۱.۳	۱۵.۴	۶۰.۹		خشکسالی	۶.۳	۰.۰	۰.۰
۱۹۸۴-	ترسالی	۴۶.۹	۰.۰	۰.۰	۱۹۹۹-	ترسالی	۴۶.۹	۵۳.۸	۱۳.۰
۱۹۸۳	نرمال	۲۵.۰	۷.۷	۰.۰	۱۹۹۸	نرمال	۱۲.۵	۳۸.۵	۲۶.۱
	خشکسالی	۲۸.۱	۹۲.۳	۱۰۰.۰		خشکسالی	۴۰.۶	۷.۷	۶۰.۹
۱۹۸۵-	ترسالی	۰.۰	۰.۰	۴.۳	۲۰۰۰-	ترسالی	۰.۰	۰.۰	۰.۰
۱۹۸۴	نرمال	۶.۳	۰.۰	۱۷.۴	۱۹۹۹	نرمال	۰.۰	۰.۰	۰.۰
	خشکسالی	۹۳.۸	۱۰۰.۰	۷۸.۳		خشکسالی	۱۰۰.۰	۱۰۰.۰	۱۰۰.۰
۱۹۸۶-	ترسالی	۶۲.۵	۷۶.۹	۳۴.۸	۲۰۰۱-	ترسالی	۳۴.۴	۷.۷	۰.۰
۱۹۸۵	نرمال	۳۱.۳	۱۵.۴	۲۶.۱	۲۰۰۰	نرمال	۴۳.۸	۰.۰	۰.۰
	خشکسالی	۶.۳	۷.۷	۳۹.۱		خشکسالی	۲۱.۹	۹۲.۳	۱۰۰.۰
۱۹۸۷-	ترسالی	۴۶.۹	۳۰.۸	۳۴.۸	۲۰۰۲-	ترسالی	۵۹.۴	۵۳.۸	۰.۰
۱۹۸۶	نرمال	۱۵.۶	۲۳.۱	۳۹.۱	۲۰۰۱	نرمال	۲۵.۰	۷.۷	۰.۰

⁷ - GrADS : Grid Analysis and Display System

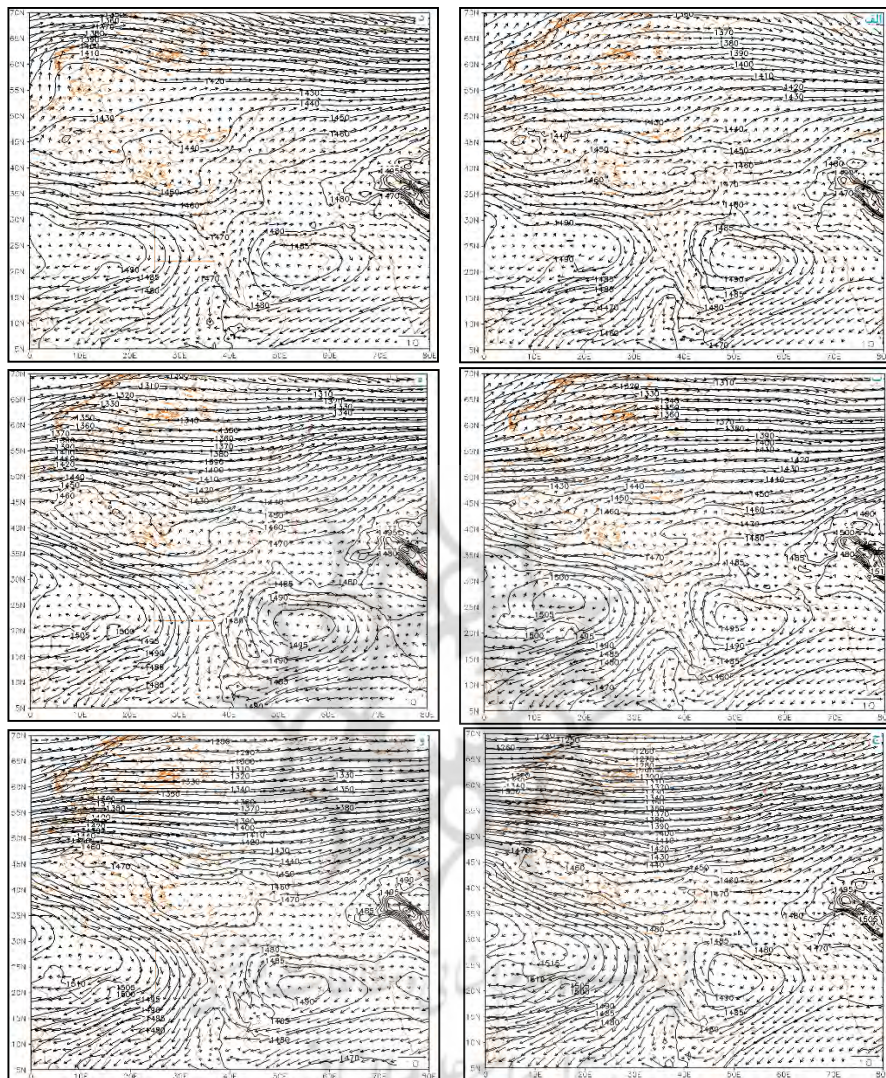
۱۰۰.۰	۳۸.۵	۱۵.۶	خشکسالی		۲۶.۱	۴۶.۲	۳۷.۵	خشکسالی	
۰.۰	۱۵.۴	۴۰.۶	ترسالی		۸.۷	۵۳.۸	۶۵.۶	ترسالی	
۰.۰	۳۰.۸	۲۸.۱	نرمال	۲۰۰۳-	۴۷.۸	۴۶.۲	۳۴.۴	نرمال	۱۹۸۸-
۱۰۰.۰	۵۳.۸	۳۱.۳	خشکسالی	۲۰۰۲	۴۳.۵	۰.۰	۰.۰	خشکسالی	۱۹۸۷
۰.۰	۳۰.۸	۱۵.۶	ترسالی		۰.۰	۰.۰	۲۱.۹	ترسالی	
۰.۰	۱۵.۴	۱۲.۵	نرمال	۲۰۰۴-	۴.۳	۰.۰	۳.۱	نرمال	۱۹۸۹-
۱۰۰.۰	۵۳.۸	۷۱.۹	خشکسالی	۲۰۰۳	۹۵.۷	۱۰۰.۰	۷۵.۰	خشکسالی	۱۹۸۸
۹۱.۳	۹۲.۳	۶۸.۸	ترسالی		۴۳.۵	۲۳.۱	۱۸.۸	ترسالی	
۸.۷	۷.۷	۲۸.۱	نرمال	۲۰۰۵-	۴۷.۸	۳۰.۸	۳۴.۴	نرمال	۱۹۹۰-
۰.۰	۰.۰	۳.۱	خشکسالی	۲۰۰۴	۸.۷	۴۶.۲	۴۶.۹	خشکسالی	۱۹۸۹
۰.۰	۰.۰	۶.۳	ترسالی		۶۵.۲	۶۱.۵	۷۱.۹	ترسالی	
۴.۳	۰.۰	۱۵.۶	نرمال	۲۰۰۶-	۳۰.۴	۳۸.۵	۱۵.۶	نرمال	۱۹۹۱-
۹۵.۷	۱۰۰.۰	۷۸.۱	خشکسالی	۲۰۰۵	۴.۳	۰.۰	۱۲.۵	خشکسالی	۱۹۹۰
۹۱.۳	۱۰۰.۰	۱۰۰.۰	ترسالی		۱۷.۴	۸۴.۶	۸۱.۳	ترسالی	
۸.۷	۰.۰	۰.۰	نرمال	۲۰۰۷-	۶۵.۲	۱۵.۴	۹.۴	نرمال	۱۹۹۲-
۰.۰	۰.۰	۰.۰	خشکسالی	۲۰۰۶	۱۷.۴	۰.۰	۹.۴	خشکسالی	۱۹۹۱
۵۶.۵	۰.۰	۰.۰	ترسالی		۳۰.۴	۹۲.۳	۲۸.۱	ترسالی	
۱۷.۴	۰.۰	۰.۰	نرمال	۲۰۰۸-	۳۰.۴	۷.۷	۱۵.۶	نرمال	۱۹۹۳-
۲۶.۱	۱۰۰.۰	۱۰۰.۰	خشکسالی	۲۰۰۷	۳۹.۱	۰.۰	۵۶.۳	خشکسالی	۱۹۹۲
۴.۳	۵۳.۸	۳۷.۵	ترسالی		۰.۰	۰.۰	۰.۰	ترسالی	
۴۷.۸	۳۰.۸	۴۰.۶	نرمال	۲۰۰۹-	۰.۰	۰.۰	۳.۱	نرمال	۱۹۹۴-
۴۷.۸	۱۵.۴	۲۱.۹	خشکسالی	۲۰۰۸	۱۰۰.۰	۱۰۰.۰	۹۶.۹	خشکسالی	۱۹۹۳
۳۰.۴	۳۰.۸	۲۱.۹	ترسالی		۴.۳	۶۹.۲	۶۵.۶	ترسالی	
۵۲.۲	۲۳.۱	۲۸.۱	نرمال	۲۰۱۰-	۱۷.۴	۳۰.۸	۳۱.۳	نرمال	۱۹۹۵-
۱۷.۴	۴۶.۲	۵۰.۰	خشکسالی	۲۰۰۹	۷۸.۳	۰.۰	۳.۱	خشکسالی	۱۹۹۴
۳۴.۸	۰.۰	۰.۰	ترسالی		۱۰۰.۰	۶۹.۲	۹۳.۸	ترسالی	
۳۹.۱	۷.۷	۳.۱	نرمال	۲۰۱۱-	۰.۰	۳۰.۸	۳.۱	نرمال	۱۹۹۶-
۲۶.۱	۹۲.۳	۹۶.۹	خشکسالی	۲۰۱۰	۰.۰	۰.۰	۳.۱	خشکسالی	۱۹۹۵



شکل ۳. شاخص نمره استاندارد (ZSI) بارش مناطق خشک و نیمه خشک ایران، سال آبی خشک (۱۹۸۴-۱۹۸۵، الف، ۱۹۹۳-۱۹۹۴، ب، ۲۰۰۰-۱۹۹۹، ج)، سال آبی تر (۱۹۹۵-۱۹۹۶، د، ۱۹۹۸-۱۹۹۷، ه، ۲۰۰۷-۲۰۰۶، و).

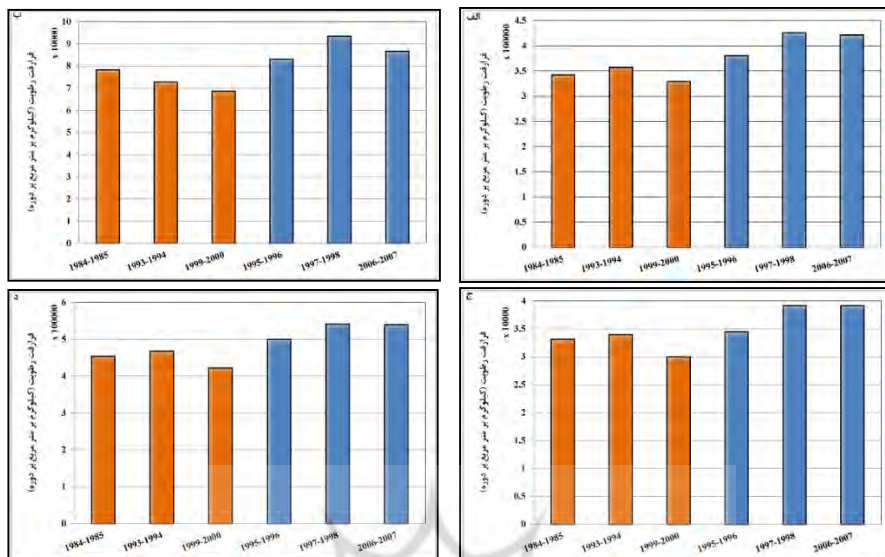
نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال به منظور مقایسه الگوی جریان در این سطح، در سال‌های خشک و مرطوب ترسیم شده است. در سال مرطوب، قرارگیری مرکز پراارتفاع عربستان در بخش‌های شرقی‌تر، نزدیکی بیشتر به دریا و همچنین کشیدگی

مداری آن، منجر به افزایش گستره بازوی شرقی این پراتفعا و به تبع آن افزایش جریان‌های شرقی-شمال‌شرقی بر روی دریای عرب می‌شود که این شرایط سبب افزایش برداشت رطوبت توسط جریان‌های فوق می‌گردد. از طرفی دیگر، در بخش غربی پراتفعا، ایجاد تعامل با پراتفعا شمال آفریقا و تقویت جریان‌های جنوب غربی، رطوبت برداشتی از دریای عرب همراه با رطوبت دریا‌های مدیترانه، سرخ و خلیج فارس وارد ایران و مناطق مورد بررسی می‌شود. در این میان وجود ناوه موجود در شمال دو پراتفعا، افزایش عمق و قرارگیری محور آن در بخش شرقی‌تر در مقایسه با سال خشک، در افزایش برداشت رطوبت از پهنه‌های آبی اطراف و مشارکت بیشتر آن‌ها در انتقال رطوبت به ایران بویژه مناطق خشک و نیمه خشک و ایجاد بارش تاثیرگذار بوده است. اما در سال خشک تغییر الگوی گردشی جو نسبت به سال مرطوب علت کاهش رطوبت ورودی به منطقه مورد بررسی شده است، به طوری که با جابه جایی و گسترش کامل مراکز پراتفعا به خصوص پراتفعا عربستان، بر روی خشکی، تمایل به سمت شمال و قرارگیری در عرض‌های بالای جغرافیایی نسبت به سال مرطوب، سبب کاهش گسترش آن بر روی دریای عرب و کاهش محدوده جریان‌های رطوبت‌پذیر عبوری از روی این دریا شده و در نتیجه رطوبت برداشتی کمتر و به تبع آن انتقال آن توسط جریان‌های جنوب غربی به منطقه کمتر شده است. همچنین در سال خشک هسته پراتفعا از کشیدگی شمالی جنوبی کمی برخوردار بوده است که سبب انحراف و تغییر جهت جریان‌ها و ایجاد جریان‌های کاملاً شمال شرقی بر روی دریا شده که عاملی در جهت انتقال بیشتر رطوبت برداشتی به شمال آفریقا و کاهش انتقال رطوبت به سمت ایران و به تبع آن کاهش بارش و رخداد خشکسالی در مناطق خشک و نیمه خشک شده است (شکل ۳).



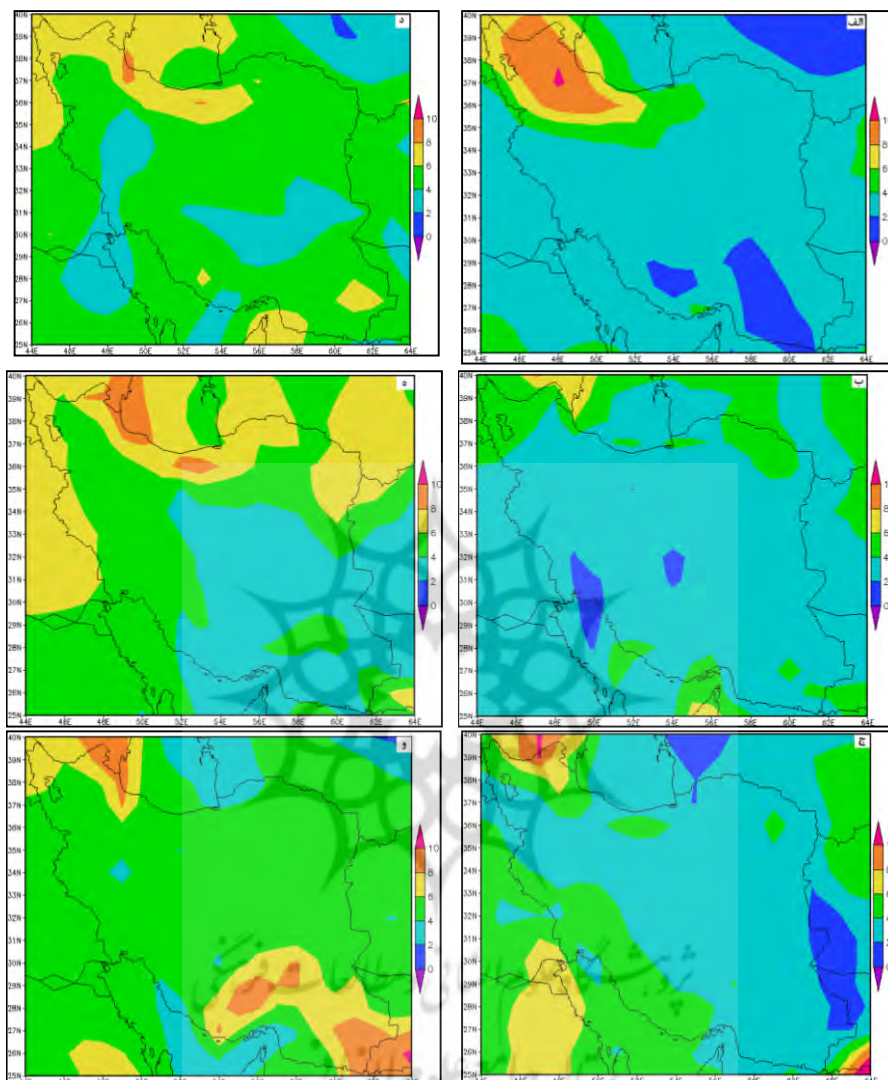
شکل ۴. نقشه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل (هکتوپاسکال) و بردار باد (متر بر ثانیه) سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، سال آبی خشک (۱۹۸۵-۱۹۸۴، الف، ۱۹۹۳-۱۹۹۴، ب، ۲۰۰۰-۱۹۹۹، ج)، سال آبی مرطوب (۱۹۹۵-۱۹۹۶، د، ۱۹۹۸-۱۹۹۷، ه، ۲۰۰۷-۲۰۰۶، و).

شکل ۵ نمودارهای مربوط به شار رطوبت در چهار لایه زیرین، میانی، بالایی و کل ضخامت جو در سال‌های آبی مرطوب و خشک منتخب می‌باشد. بدیهی است که بیشینه مقدار رطوبت در لایه زیرین جو و پس از آن به ترتیب در لایه میانی و بالایی جو است که در شکل‌های ۵-الف تا ۵-ج مشاهده می‌شود. همانطور که مشخص است مقدار شار رطوبت در تمامی لایه‌های مورد بررسی و همچنین کل ضخامت جو در سال‌های مرطوب بیشتر بوده و در سال‌های خشک مقدار شار رطوبت جوی به مناطق مورد بررسی کاهش داشته است. در میان سال‌های خشک سال آبی ۱۹۹۹-۲۰۰۰ دارای کمترین مقدار شار رطوبت به مناطق خشک و نیمه خشک در چهار لایه جو می‌باشد که با توجه به حاکمیت شدید خشکسالی نه تنها در مناطق خشک و نیمه خشک بلکه در تمامی ایران این حالت قابل توجیه می‌باشد. سال آبی خشک ۱۹۹۳-۱۹۹۴ به استثنای لایه میانی جو که مقدار رطوبت ورودی نسبت به سال ۱۹۸۴-۱۹۸۵ کاهش داشته، در دیگر لایه‌های جوی و نسبت به دیگر سال‌های خشک مورد بررسی، دارای رطوبت بیشتری بوده است. البته با توجه به حاکم بودن شرایط خشکی در ایران، شار رطوبت در سال خشک نیز قابل توجه است. بنابراین دلایل خشکسالی را نمی‌توان تنها در کمبود یا فقدان رطوبت جوی دانست و علل خشکی را باید در عوامل دیگری که در وقوع بارش تاثیرگذار هستند نیز جستجو نمود، از جمله کمبود یا فقدان عامل صعود که حتی در شرایط بهینه رطوبتی سبب عدم رخداد بارش می‌شود. در سال‌های مرطوب، سال‌های ۱۹۹۸-۱۹۹۷ و ۲۰۰۶-۲۰۰۷ در تمامی لایه‌های جو، در مرتبه اول و پس از آن سال ۱۹۹۶-۱۹۹۵ در مرتبه دوم انتقال رطوبت به مناطق مرکز، شرق و جنوب شرقی ایران، قرار گرفته‌اند.



شکل ۵. نمودار مجموع شار رطوبت (کیلوگرم بر متر مربع بر دوره) در سال آبی خشک (۱۹۸۴-۱۹۸۵، ۱۹۹۳-۱۹۹۴، ۱۹۹۹-۲۰۰۰) و سال آبی مرطوب (۱۹۹۶-۱۹۹۵، ۱۹۹۸-۱۹۹۷-۱۹۹۶) الف: لایه زیرین جو، ب: لایه میانی جو، ج: لایه بالایی جو و د: کل ضخامت جو.

به دلیل بررسی الگوی جریان سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های میانگین نم ویژه آن نیز در سال‌های منتخب خشک و مرطوب در محدوده ایران به منظور بررسی رطوبت موجود، ترسیم شده است که در شکل ۶ مشاهده می‌شود. همانگونه که مشخص است مقدار نم ویژه در سه سال خشک مورد بررسی در محدوده مورد نظر کمتر از ۴ گرم بر کیلوگرم می‌باشد اما در سال‌های مرطوب این مقدار افزایش یافته و به بیش از ۴ گرم بر کیلوگرم رسیده است، البته در سال ۱۹۹۶-۱۹۹۵ و ۱۹۹۸-۱۹۹۷ در مناطقی کوچکی از محدوده مورد مطالعه مقدار نم ویژه کمتر از ۴ گرم بر کیلوگرم نیز مشاهده می‌شود که در سال ۱۹۹۷-۱۹۹۸ گسترش بیشتری داشته است.



شکل ۶. نقشه میانگین نم ویژه (گرم بر کیلوگرم) سطح ۱۵۰ هکتوپاسکال، سال آبی خشک (۱۹۸۵-۱۹۸۴، الف، ۱۹۹۳-۱۹۹۴، ب، ۱۹۹۹-۲۰۰۰، ج) (راست)، سال آبی مرطوب (۱۹۹۵-۱۹۹۶، د، ۱۹۹۷-۱۹۹۸، ه، ۲۰۰۶-۲۰۰۷، و) (چپ).

نتیجه‌گیری

هدف از این پژوهش بررسی و مقایسه الگوهای گردش جوی سطوح زیرین جو و تاثیر آن در انتقال رطوبت در خشکسالی‌ها و ترسالی‌های مناطق خشک و نیمه خشک ایران و همچنین بررسی مقدار شار رطوبت ورودی به این مناطق در این سال‌ها می‌باشد که با انتخاب سال‌های آبی ۱۹۸۵-۱۹۹۴، ۱۹۸۴، ۱۹۹۳-۱۹۹۴ و ۲۰۰۰-۱۹۹۹ به عنوان سال خشک و سال‌های آبی ۱۹۹۶-۱۹۹۵، ۱۹۹۸-۱۹۹۷ و ۲۰۰۷-۲۰۰۶ به عنوان سال مرطوب و ترسیم نقشه‌های الگوی جریان و استخراج مقادیر شار رطوبت ورودی به این مناطق، این هدف انجام پذیرفت. گرچه در مطالعات مختلفی که درباره بارش و خشکسالی انجام گرفته، گاهی به تفاوت در جریان جو و انتقال رطوبت اشاره شده است (خدادی و همکاران (۱۳۹۲) و پوراصغر و همکاران (۱۳۹۱)) ولی تمرکز تحقیق حاضر بر روی بحث تفاوت الگوی گردش جو و تغییر در میزان شار رطوبت منتقل شده به منطقه مورد مطالعه در سال‌های با خشکسالی و ترسالی بوده است. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد تفاوت معناداری به لحاظ الگوی جریان حاکم در دوره خشک و مرطوب وجود دارد، به طوری که شرایط مساعد الگوهای جریان بر روی منطقه و عرض‌های بالاتر جو، از جمله افزایش گستره پراارتفاع عربستان بر روی دریای عرب و به تبع آن افزایش جریان‌های شرقی-شمال شرقی بر روی این دریا، شرایط را برای افزایش برداشت رطوبت توسط جریان‌های فوق مساعد نموده و زمینه را جهت انتقال رطوبت به منطقه فراهم می‌نماید که ره آورد آن ایجاد بارش و به تبع آن رخداد ترسالی در منطقه می‌باشد به طوری که مقادیر رطوبت ورودی به منطقه تغییر نموده و سبب آن شده که مقدار شار رطوبت در تمامی لایه‌های مورد بررسی و همچنین کل ضخامت جو در سال‌های مرطوب بیشتر شود. به همین سبب در سال‌های مرطوب، سال‌های ۱۹۹۸-۱۹۹۷ و ۲۰۰۷-۲۰۰۶ در تمامی لایه‌ها به استثنای لایه میانی جو که سال ۱۹۹۸-۱۹۹۷ بیشترین مقدار شار رطوبت را دارا می‌باشد، در مرتبه اول رطوبت فرستی به منطقه قرار دارند.

اما در دوره خشک انحراف و تغییر جهت جریان‌ها در سطوح زیرین جو بویژه ایجاد جریان‌های کاملاً شمال شرقی بر روی دریای عرب با انتقال بیشتر رطوبت برداشتی به شمال آفریقا، شرایط را برای کاهش انتقال رطوبت و رخداد خشکسالی در مناطق خشک و نیمه خشک ایران مهیا نموده است، بنابراین در میان سال‌های خشک، سال آبی ۲۰۰۰-۱۹۹۹ با ایجاد خشکسالی شدید و فراگیر در ایران دارای کمترین مقدار شار رطوبت به مناطق خشک و نیمه خشک در چهار لایه جو می‌باشد. در سال‌های خشک مقدار نم ویژه در محدوده مورد نظر کمتر از ۴ گرم بر کیلوگرم می‌باشد اما در سال‌های مرطوب این مقدار افزایش یافته و به بیش از ۴ گرم بر کیلوگرم رسیده است. می‌توان گفت که میزان شار رطوبت در سال‌های مرطوب به طور محسوسی نسبت به دوره‌های خشکسالی بیشتر بوده و در این سال‌ها الگوهای گردش جو نیز مناسب این امر بوده است. بنابراین الگوی جریان باد مناسب (جنوب غربی) به همراه وجود ناپایداری‌های جوی در منطقه، دوره‌های مرطوبی را در منطقه ایجاد خواهد کرد.

منابع

- احمدی، محمود، کاظم نصرتی و هیوا سلکی، (۱۳۹۲)، خشکسالی و ارتباط آن با رطوبت خاک (مطالعه موردی: کبوترآباد اصفهان)، جغرافیا (فصلنامه بین‌المللی انجمن جغرافیای ایران)، دوره جدید، سال یازدهم، شماره ۳۸، صفحات ۷۶-۹۱.
- انصافی مقدم، طاهره (۱۳۸۶)، ارزیابی چند شاخص خشکسالی اقلیمی و تعیین مناسب‌ترین شاخص در حوضه دریاچه نمک، فصلنامه علمی-پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان ایران، جلد ۱۴، شماره ۲، صفحات ۲۷۱-۲۸۸.
- پور اصغر، فرناز، حسنعلیزاده، امیر شاهرخ، امیدفر، محمد، اصلاحی، مهدی، اکبرزاده، یونس، (۱۳۹۱)، بررسی شاررطوبتی در دوره‌های ترسالی و خشکسالی استان آذربایجان شرقی، پنجمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان اسلام، دانشگاه تبریز.

- خدادی، محمدمهدی، مجید آزادی و پرویز رضازاده، (۱۳۹۲)، منابع رطوبت و ترابرد ماهانه آن روی ایران و برهمکنش آن با مونسون هندوستان و پرارتفاع جنب حاره، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۷، شماره ۲، صفحات ۹۶-۱۱۳.
- خوش اخلاق، فرامرز، (۱۳۷۷)، بررسی الگوهای ماهانه خشکسالی و ترسالی در ایران رساله‌ی دکتری، هوشنگ قائمی، دانشگاه تبریز.
- صالحوند، ایران، مجید منتظری و مهدی مومنی، (۱۳۹۲)، پهنه‌بندی خشکسالی با شاخص‌های (SPI, PNI, DI, CZI, ZSI) و دنباله‌ها در شهرهای استان خوزستان در محیط GIS.
- فرج زاده اصل، منوچهر، (۱۳۷۴)، تحلیل و پیش بینی خشکسالی در ایران، رساله‌ی دکتری جغرافیای طبیعی، گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.
- فلاح قالهری، غلام عباس، مهدی اسدی و عباسعلی داداشی رودباری، (۱۳۹۴)، تحلیل فضایی پراکنش رطوبت در ایران، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷، شماره ۴، صفحات ۶۵۰-۶۳۷.
- قره خانی، ابوذر، و نوذر قهرمان، (۱۳۸۹)، بررسی روند تغییرات فصلی و سالانه رطوبت نسبی و نقطه شبنم در چند نمونه اقلیمی در ایران، نشریه آب و خاک، جلد ۲۴، شماره ۴، صفحات ۶۴۶-۶۳۶.
- ذبیحی، محسن، کاکا شاهی، حمید دارابی و عطا صفری، (۲۰۱۴)، مطالعه خشکسالی هواشناسی دشت بجنورد با استفاده از شاخص‌های SPI, PNI, ZSI, NITZCHE, DI و پنجمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران.
- عزیزی، قاسم، (۱۳۷۹)، النینو و دوره‌های خشکسالی-ترسالی در ایران، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۸، صفحات ۷۱-۸۴.
- علیجانی، بهلول، (۱۳۸۹)، آب و هوای ایران، انتشارات پیام نور، چاپ چهارم.
- کاویانی، محمدرضا، (۱۳۸۰)، بررسی اقلیمی شاخص‌های خشکی و خشکسالی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۰، صفحات ۷۱-۸۹.

کریمی احمدآباد، مصطفی، (۱۳۸۶)، تحلیل منابع تامین رطوبت بارش‌های ایران، منوچهر فرج زاده، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، گرایش اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس.

معصوم پور سماکوش، جعفر، (۱۳۸۴)، مطالعه سینوپتیکی خشکسالی‌های فراگیر در سواحل جنوبی خزر، فرامرز خوش اخلاق، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.

Asefjahi, B., Fanian, F., Feizi, Z., Abolhasani, A., Paktinat, H., Naghilou, M., Molaei Atani, A., Asadollahi, M., Babakhani, M., Kouroshniya, A., Salehi, F., 2014, Meteorological Drought Monitoring Using Several Drought Indices (Case Study: Salt Lake Basin in Iran), *Desert*, Volume 19, Pages 155-165.

Boroghani, M., Moradi, H., Zangane Asadi, M., 2015, An Analysis on the Determination of Climatic Drought Indices and Zoning in Khorasan Razavi Province, *Arid Regions Geography Studies*, Volume 5, Number 19, Pages 1-4.

Hu, H., Dominguez, F., 2015, Evaluation of Oceanic and Terrestrial Sources of Moisture for the North American Monsoon Using Numerical Models and Precipitation Stable Isotopes, *Journal of Hydrometeorology*, Volume 16, Number 1, Doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-14-0073.1>, Pages 19-35.

Li, L., Dolman, J., A., Xu, Z., 2016, Atmospheric Moisture Sources, Paths, And The Quantitative Importance to The Eastern Asian Monsoon Region, *Journal of Hydrometeorology*, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-15-0082.1>, Volume 17, Number 2, Pages 637-649.

Martinez, J., A., Dominguez, F., 2014, Sources of Atmospheric Moisture for the La Plata River Basin, *Journal of Climate*, Volume 27, Doi: [10.1175/JCLI-D-14-00022.1](http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00022.1), Pages 6737-6753.

Mashari Eshghabad, S., Omidvar, E., Solaimani, K., 2014, Efficiency of Some Meteorological Drought Indices in Different Time Scales (Case Study: Tajan Basin, Iran), *Ecopersia*, Volume 2, Pages 441-453.

Richard, R., Heim, H., 2002, A Review of Twentieth Century Drought Indices Used in the United State, *American Meteorological Society Journal*, Pages 1149-1165.

Saligheh Najjar, M., Yousefi Ramandi, R., 2015, Studying & Comparing the Efficiency of 7 Meteorological Drought Indices in Droughts Risk Management (Case Study: North West Regions), *Applied mathematics in Engineering, Management and Technology*, Volume 3(1), Pages 131-142.

- Sivandi, A., Gharehdaghi, H., 2014, Performance Evaluation of Some Meteorological Drought Indices In South Of Khuzestan Province And Zoning It Using Geographic Information System (GIS), Indian Journal of Fundamental and Applied Life Sciences, Volume 4, Pages 730-738
- Silva, V., P., R., 2003, On Climate Variability in Northeast Brazil, Journal of Arid Environment, Volume 54(2), Pages 256-367.
- Trenberth, K., E., 1999, Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation, Journal of Climate, Volume 12, Pages 1368-1381.

