نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال هجدهم، شماره ۵۱، زمستان ۹۷

تغییرات رطوبت ورودی به جو ایران و ارتباط آن با دوره‌های مرطوب و خشک فصلی

دریافت مقاله: ۹۶/۶/۲۷ **پذیرش نهایی:** ۹۷/۳/۱۶

صفحات: ۱۳۱-۱۱۵

مصطفی کریمی: استادیار گروه اقلیم شناسی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران، تهران، ایران[۱].
mostafakarimi.a@ut.ac.ir
مهناز جعفری: دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
m.jafari1987@gmail.com
فرامرز خوش اخلاق: دانشیار گروه اقلیم شناسی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران، تهران، ایران.
fkhosh@ut.ac.ir
سعید بازگیر: استادیار گروه اقلیم شناسی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران، تهران، ایران.
sbazgeer@ut.ac.ir

چکیده

در این پژوهش تغییرات رطوبت ورودی جو ایران و ارتباط آن در وقوع دوره‌های مرطوب و خشک فصلی بررسی گردید. با توجه به هدف پژوهش از داده‌های دوباره واکاوی شده‌ی ERA interim مرکز پیش‌بینی‌های میان مدت اروپا (ECMWF)، در دوره آماری ۲۰۱۱-۱۹۸۱ بهره گرفته شده است. برای استخراج دوره‌های مرطوب و خشک فصول پائیز، زمستان و بهار ایران، از شاخص استاندارد شده z (ZSI) استفاده شد. فصول دارای بیشینه درصد مساحت رخداد خشکسالی و ترسالی در دوره‌های فوق، گزینش شدند. مجموع قائم واگرایی شار رطوبت ورودی در سه لایه زیرین، میانی و بالایی وردسپهر برروی ایران در دوره‌های منتخب، استخراج گردید. نتایج حاصله نشان داد که در هر سه فصل در تمامی لایه‌ها، شار رطوبت در دوره مرطوب، بیشینه و در دوره خشک کاهش یافته است. به طوری که مقادیر شار رطوبت در کل ضخامت وردسپهر، در فصول پائیز، زمستان و بهار در دوره مرطوب به ترتیب ۱۶/۶، ۱۹/۲ و ۲۱/۶ و در دوره خشک به ترتیب ۱۱/۱، ۱۲/۷ و ۱۸/۶ کیلوگرم بر متر مربع بر روز بوده است. در همه لایه‌ها در دوره‌های مرطوب و خشک، مقادیر رطوبت ورودی به ایران در فصل گرم سال، نسبت به فصول سرد افزایش داشته است. همچنین تفاوت و تغییرات مقادیر رطوبت، در فصل گرم، در مقایسه با فصول سرد کمتر و دارای تغییرات اندکی بوده است. در ترازهای بالایی تغییرات قابل ملاحظه‌ای در مقادیر رطوبتی در سه فصل مشاهده نمی‌شود. بطورکلی تفاوت معناداری به لحاظ الگوی جریان حاکم در دوره خشک و مرطوب وجود دارد. شرایط مساعد الگوهای جریان برروی سطوح آبی منطقه، وضعیت را برای افزایش انتقال رطوبت توسط جریان‌های عبوری مساعد و زمینه انتقال رطوبت به ایران را فراهم کرده است. اما در دوره خشک انحراف و تغییر جهت جریان‌ها بویژه در ترازهای زیرین، شرایط را برای کاهش انتقال رطوبت و رخداد دوره خشک در ایران مهیا نموده است.

کلیدواژگان: دوره خشک، دوره مرطوب، رطوبت جوی، شاخص استاندارد شده z، ایران.

---

۱. **نویسنده مسئول:** تهران، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا، گروه اقلیم شناسی ۰۹۳۵۴۴۸۳۹۱۲

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

مقدمه

عنصر بارش را می‌توان یکی از عناصر پیچیده و غیرترمودینامیک جو دانست که دارای تغییرات زمانی و مکانی قابل ملاحظه‌ای است. چون بخش اعظم ایران در مناطق خشک و نیمه خشک دنیا قرار دارد، تغییر در الگوهای بارش مانند تغییر در نوع، میزان و تاریخ‌های بارش از حساسیت زیادی برخوردار بوده و افزایش یا کاهش آن و یا تغییر قابل ملاحظه در رخداد موارد حدی که منجر به بروز سیل یا خشکسالی می‌شود مسلما می‌تواند تاثیر بسزایی در برنامه ریزی‌های کلان کشور داشته باشد (عسگری و رحیم زاده، ۱۳۸۲: ۲۳۴). بارش ایران از تنوع زمانی و مکانی قابل‌ملاحظه‌ای برخوردار است. برهم‌کنش مداوم سیستم‌های گردشی اتمسفری در طول سال بطور برجسته و گسترده‌ای چنین تنوعی را موجب گردیده است. خشکسالی یک پدیده زیست محیطی خزنده است که اثرات مخرب بسیاری در اقتصاد، کشاورزی و جامعه دارد. خشکسالی یک وضعیت کمبود بارندگی و ورودی رطوبت است (بروقانی و همکاران، ۲۰۱۵: ۱). نحوه‌ی پراکندگی بارش بر روی زمین را عوامل به‌وجود آورنده آن یعنی عامل صعود و منبع رطوبت تعیین می‌کند. 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: ۱۳۸). شار رطوبت سازوکاری مهم در تقویت یا تضعیف چرخندها و فرآیند بارش است (خدادی و همکاران، ۱۳۹۲: ۹۸). افزایش یا کاهش رطوبت در یک ناحیه وابسته به انتقال رطوبت به داخل یا خارج از آن ناحیه به وسیله جریان‌های اتمسفری و گردش هوا به اشکال گاز یا مایع می‌باشد. به همین علت است که الگوهای چگونگی شار رطوبت به طور فزاینده‌ای با گردش جو بخصوص الگوهای پرفشار همخوانی دارد (زانگ[۱]، ۲۰۰۱، لیندسای[۲]، ۱۹۹۳، به نقل از فرج زاده و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۹۴).

انتقال بخارآب در جو وابستگی مستقیم به شرایط گردش هوا داشته و با تغییرات گردش جو در طی سال، میزان و مسیر انتقال رطوبت نیز تغییر می‌یابد. یکی از مولفه‌های گردش جوی موثر در انتقال رطوبت مراکز پرفشار هستند و نکته بسیار مهم محل قرارگیری آن‌ها بر روی سطح آب می‌باشد (ژائو و همکاران[۳]، ۲۰۰۳، نقل از کریمی احمدآباد و فرج زاده، ۱۳۹۰: ۱۱۰). الگوی زمانی رطوبت بیشتر متاثر از الگوی جریان‌های جوی حامل رطوبت است اما الگوی مکانی آن بیشتر تابع دوری و نزدیکی به دریاها است (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۰۶). مطالعه رفتار عوامل موثر در بارش می‌تواند رویکرد بسیار مناسبی در شناخت توزیع نامناسب زمانی-مکانی این پدیده پر اهمیت اقلیمی باشد. در سطح جهان و ایران مطالعاتی در زمینه شار رطوبت و ارتباط آن با خشکسالی و ترسالی و منابع تامین رطوبت بارش‌ها در مناطق مختلف انجام شده است که می‌توان به تعدادی از آن‌ها اشاره نمود. اسمیرنوف ومور[۴] (۱۹۹۷) ساختار مکانی و زمانی حمل و نقل بخارآب جوی در حوضه رودخانه مکنزی را بررسی نموده و به این نتیجه رسیدند که تعادل بخار آب در این حوضه به شدت وابسته به پدیده های آب و هوایی گذرا از آن می‌باشد. در مطالعه‌ی دیگری لیو و استوارت[۵] (۲۰۰۳) شار بخار آب برروی حوضه رودخانه ساسکاچوان در کانادا

۱ - Zong
۲ - Lindsay
3 - Zhao et al
4 - Smirnov & Moore
5 - Liu & Stewart

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

را بررسی نمودند. نتایج تجزیه و تحلیل فصلی نشان داده که ورود رطوبت در مرز غربی و خروج از آن در مرز شرقی طی تمام فصول رخ می‌دهد با این حال، جهت شار رطوبت در جهت جنوب به شمال در طی فصول تغییر می‌کند. در اغلب ماه‌ها ورود رطوبت از شمال به حوضه بوده اما خروج جریان از حوضه در اواخر بهار و اوایل تابستان وجود دارد، همچنین ورود رطوبت از مرز جنوبی در تابستان و خروج در فصول دیگر تسلط دارد. حوضه رودخانه ساسکاچوان دارای چهار منابع رطوبت، اقیانوس آرام، ترکیبی از خلیج کالیفرنیا و خلیج مکزیک، خلیج هادسون، و اقیانوس منجمد شمالی می‌باشد. ، زئو و همکاران[1] (۲۰۰۸) منابع رطوبتی سیل تابستان ۱۹۹۸ را در رودخانه یانگ تسه چین بررسی نموده و به این نتیجه رسیدند که خلیج بنگال و دریای چین جنوبی منبع رطوبت این سیل بوده‌اند. نتایج بین سیل و خشکسالی نشان می‌دهد که حمل و نقل قوی بخار آب از دو منبع فوق به رودخانه یانگ تسه منجر به بارش سنگین در تابستان می‌شود، در حالی که حمل و نقل ضعیف خشکسالی را به دنبال دارد. محمود راشد[2] و همکاران (۲۰۱۰) در مقاله‌ای با شناسایی سه دوره خشکی شدید در منطقه کوه تیان شان از سین کیانگ چین، خشکسالی حاکم بر این منطقه و مکانیزم‌های فیزیکی غالب در طول دوره خشکسالی آن را مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد شرایط خشکسالی به‌طور عمده توسط فشار بالای سطح دریا، اختلاف باد قوی، انتقال کم رطوبت و یا کمتر در دسترس بودن آن کنترل می‌شود که این شرایط اغلب اجازه نمی‌دهد فرآیند تراکم و انعقاد قطرات آب و تبدیل آن به قطرات باران شود و باعث کاهش میزان بارش در منطقه می‌شود. منابع اصلی تامین رطوبت برای این منطقه اقیانوس اطلس و دریای خزر می‌باشند. دو قطبی فشار زیاد تبت و مغولستان نقش بسیار مهمی در کنترل اختلاف باد و تنظیم عرضه رطوبت به منطقه ایفا می‌کنند. براستگی[3] و همکاران (۲۰۱۱) برای ریزمقیاس نمایی از شار رطوبت سطحی و بارش در دره ابرو (اسپانیا) از روش آماری رگرسیون خطی چندگانه استفاده نموده‌اند.

در سطح کشور مطالعات بسیاری در زمینه شار رطوبت، منابع تامین رطوبت بارش‌های کشور یا سامانه‌های باران زا، شار رطوبت و ارتباط آن با خشکسالی و ترسالی و ... انجام شده است که می‌توان به مواردی از آن‌ها اشاره نمود. در پژوهشی براتی و حیدری (۱۳۸۲) منشا رطوبت بارش‌های ایران به‌ویژه غرب آن را به ترتیب دریاهای مدیترانه، سرخ و سیاه دانسته‌اند. اما در مطالعاتی مشخص گردید که انتقال رطوبت در ترازهای پایینی با میانی و فوقانی جو متفاوت است و دریاهای عرب و مدیترانه نقش اصلی و مهم را در انتقال رطوبت به ایران داشته که دریاهای عمان و عرب در تراز پایین، سرخ در ترازهای میانی و مدیترانه در ترازهای بالا در انتقال رطوبت مشارکت بیشتری داشته‌اند (فرج زاده و همکاران، ۱۳۸۶، ۲۰۰۷، کریمی احمدآباد و فرج زاده، ۱۳۹۰، کریمی احمدآباد ۱۳۸۶). قائدی و همکاران (۱۳۹۱) دریای سرخ را به عنوان عامل مهم رطوبتی برای بارش‌های فوق سنگین کشور معرفی نموده‌اند. پور اصغر و همکاران (۱۳۹۱) بررسی شاررطوبتی دردوره‌های ترسالی و خشکسالی استان آذربایجان شرقی را بررسی نموده و به این نتیجه رسیده‌اند که مهمترین منابع رطوبتی آذربایجان شرقی دریای مدیترانه، دریای سیاه، دریای خزر و پهنه‌های آبی جنوبی کشور می‌باشد. در دوره ترسالی در تمامی فصول استقرار کم ارتفاع در شرق مدیترانه و غرب ایران شار رطوبتی را به استان وارد و در دوره خشکسالی استقرار پرفشار در

1 - Xu *et. al.*
2 - Mahmood *et. al.*
3 - Berastegi *et. al.*

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

شمال غرب کشور شار رطوبتی را از منطقه خارج می‌نماید. برخی از محققین نیز با بررسی بارش‌های مناطق مختلف کشور، سطوح آبی نزدیک به منطقه را در تامین رطوبت آن‌ها موثر دانسته‌اند (خوشحال و همکاران ۱۳۸۸، قویدل رحیمی ۱۳۹۰). اما مطالعات بسیاری نیز همچون مطالعات فرج زاده ۱۳۷۴، خوش اخلاق ۱۳۷۷، جهان بخش و قویدل رحیمی ۱۳۸۱، بذرافشان و خلیلی ۱۳۸۲، احمدی و همکاران ۱۳۹۲، صالحوند و همکاران ۱۳۹۲، ، ذبیحی و همکاران ۲۰۱۴، مشاری عشق آباد ۲۰۱۴، سیوندی و قره داغی ۲۰۱۴، ، جین و همکاران ۲۰۱۵ در زمینه دوره‌های خشک و مرطوب و استخراج این دوره‌ها با استفاده از شاخص‌های مختلف خشکسالی و مقایسه این شاخص‌ها، انجام پذیرفته است.

وقوع بارش و به تبع آن مدیریت منابع آب از مشکلات بسیار حاد پیش روی بسیاری از مناطق ایران در سالیان اخیر است. چرا که از یک سو با توجه به قرارگیری ایران در محدوده خشک و نیمه خشک کره زمین و عدم یکپارچگی در تاثیرپذیری از سامانه‌های مختلف جو در طی سال، بارش در فصول مختلف دستخوش تغییرات و نوسانات بسیاری می‌باشد، و از سویی دیگر به سبب تضعیف و تقویت سامانه‌های ورودی به آن در طی سالیان مختلف، وقوع نوسان بارش و در پی آن ایجاد خشکسالی و ترسالی امری اجتناب ناپذیر است. در مطالعات صورت گرفته در ارتباط با علل رخداد خشکسالی –ترسالی تعداد محدودی به تفاوت جریان‌های انتقال رطوبت اشاره کرده‌اند. بنابراین هدف این مطالعه، بررسی تغییرپذیری رطوبت ورودی به ایران بعنوان یکی از شرط‌های لازم برای رخداد بارش و ارزیابی تاثیر تغییرات آن در ایجاد دوره‌های مرطوب و خشک در فصول مختلف بوده است.

روش تحقیق

هدف از این مطالعه سنجش ارتباط بین میزان رطوبت جو و مقدار منتقل شده آن بر روی ایران با وقوع بارش و در پی آن رخداد شرایط خشک و مرطوب است. برای این منظور از داده‌های بارش (واحد داده بارش در داده‌های ECMWF متر می‌باشد که در محاسبات پژوهش به میلیمتر تبدیل شده است)، ارتفاع ژئوپتانسیل (هکتوپاسکال)، نم 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 که ترازهای استاندارد جو هستند، استفاده شده است. این متغیرها از داده‌های بازواکاوی شده‌ی ERA interim[1] مرکز پیش‌بینی‌های میان مدت اروپا (ECMWF[2]) با قدرت تفکیک مکانی ۱*۱ درجه طول و عرض جغرافیایی در دوره آماری ۲۰۱۱-۱۹۸۱ به مدت ۳۰ سال، تهیه شده است. شکل (۱).

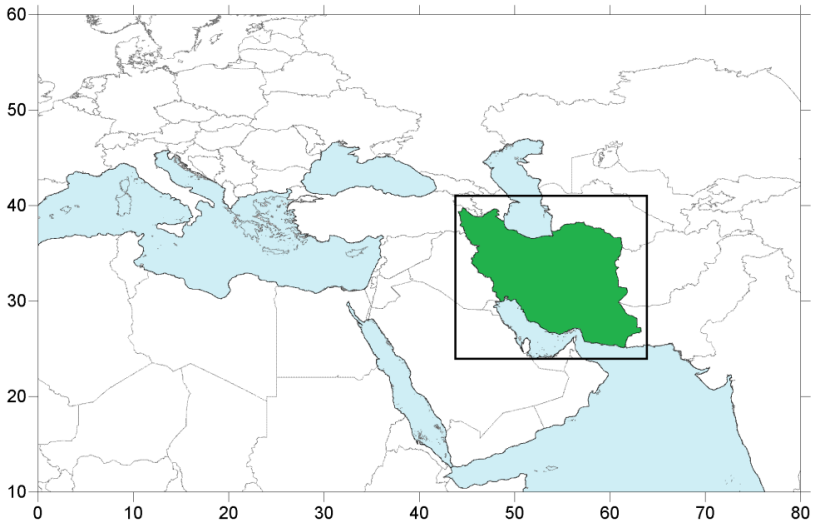
۱. ECMWF Interim Reanalysis

2. European Center for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]

[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]



شکل (۱). منطقه مطالعاتی: محدوده بزرگ جهت بررسی گردش همدید جو و کادر درونی، محدوده سرزمینی ایران به منظور محاسبه خشکسالی و رطوبت ورودی.

نخست برای محاسبه و استخراج الگوهای مرطوب و خشک فصلی در ایران از شاخص استاندارد شده z (ZSI)[1] رابطه (۱)، بهره گرفته شده است. این شاخص بدون بعد بوده و از بی نظمی داده‌های گسسته و تبدیل شده‌ی بارش که بر انحراف معیار بارندگی تقسیم شده است، محاسبه می‌شود (منتظری و غیور، ۱۳۸۸: ۷۵). در برخی از مطالعات شاخص ZSI به عنوان یک شاخص مناسب برای تعیین خشکسالی در مناطق مختلف ایران معرفی شده است (سلیقه و یوسفیرامندی ۲۰۱۵، مرید و همکاران ۲۰۰۶، بروقانی و همکاران ۲۰۱۵، شهاب‌فر و ایتزینگر ۲۰۱۳، انصافی مقدم ۱۳۸۶). بر این اساس با استفاده از این شاخص، محاسبات مربوط به درصد وقوع الگوهای فوق به صورت فصلی در ایران حاصل و فصولی که دارای بیشینه درصد مساحت رخداد دوره‌های مرطوب و خشک بوده‌اند به عنوان نمونه برای ارزیابی رطوبتی انتخاب گردیدند.

$$ZSI = \frac{(P_i - \bar{P}_i)}{SD}$$ رابطه (۱)

P_i میانگین بارش در یک سال معین، $\bar{P}_i$ میانگین بارش کل دوره و SD[2] انحراف معیار بارش می‌باشد. جدول (۱).

جدول (۱). طبقه‌بندی وضعیت خشکسالی شاخص استاندارد شده (انصافی مقدم، ۱۳۸۶، مشاری عشق آباد، ۲۰۱۴).

وضعیت	Z-Score (ZSI)
ترسالی	بیشتر از ۰/۲۵+
نرمال	۰/۲۵- تا ۰/۲۵+
خشکسالی	کمتر از ۰/۲۵-

1 - China Z Index
۲ - Standard Divition

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

سپس، با بهره‌گیری از نرم افزار GrADS[۱] محاسبات مجموع قائم واگرایی شار رطوبت در لایه‌های زیرین (۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال)، میانی (۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال)، بالایی (۵۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال) و کل ضخامت جو (۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال)، در فصول منتخب انجامروابط (۲ تا ۴)، و مقادیر آن از شبکه‌های ۱ در ۱ طول و عرض جغرافیایی بر روی ایران، استخراج گردید. در روش یادشده انتقال بخارآب 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.

$$V = u_{i\lambda} + v_{i\phi}$$ رابطه (۲)

که در آن i_λ و i_ϕ بردار واحد جهات شرقی و شمالی هستند.

برای به دست آوردن واگرایی شار بخارآب (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 بخارآب 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)

که در آن HFD[۲] واگرایی افقی شار رطوبت به $Kg*m^2/s$ ، ∂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).

$$Q_{vert} = \frac{1}{g}\int_{P1}^{P2} HDF\, dp$$ رابطه (۴)

در نهایت مقادیر استخراج شده‌ی مجموع قائم واگرایی شار رطوبت در دوره‌های مرطوب و خشک در هر یک از فصول، در ترازهای پایینی، میانی و بالایی محاسبه شد و به منظور بررسی الگوی گردشی هر یک از ترازهای یادشده نقشه‌های میانگین فصلی نم ویژه، باد و ژئوپتانسیل در دوره‌های فصلی مرطوب و خشک منتخب ترسیم و بررسی گردید.

نتایج

در این بخش بر اساس شاخص استاندارد شده z (ZSI)، پس از انتخاب دوره‌های منتخب مرطوب و خشک نمونه فصلی با بیشینه درصد مساحت وقوع به ترتیب در سه فصل پائیز، زمستان و بهار، در دوره آماری ۱۹۸۱- ۲۰۱۱، محاسبات واگرایی شار رطوبت آن‌ها در ایران، انجام شد که نتایج حاصل از آن در شکل ارائه گردیده است. فصل پائیز، سال‌های ۱۹۸۶ و ۲۰۱۰ به ترتیب با ۷۷/۱ و ۹۹/۴ درصد، فصل زمستان سال‌های ۱۹۹۶ و ۲۰۰۱ به ترتیب با ۹۴/۳ و ۹۵/۵ درصد و فصل بهار نیز سال‌های ۱۹۹۲ با ۷۹درصد، ۲۰۰۰ با ۹۸/۷ درصد به عنوان نمونه برای دوره مرطوب و خشک، جهت بررسی مقادیر رطوبتی انتخاب شدند. شکل‌های (۲ تا ۴). به علت یکسانی

۱. GrADS : Grid Analysis and Display System

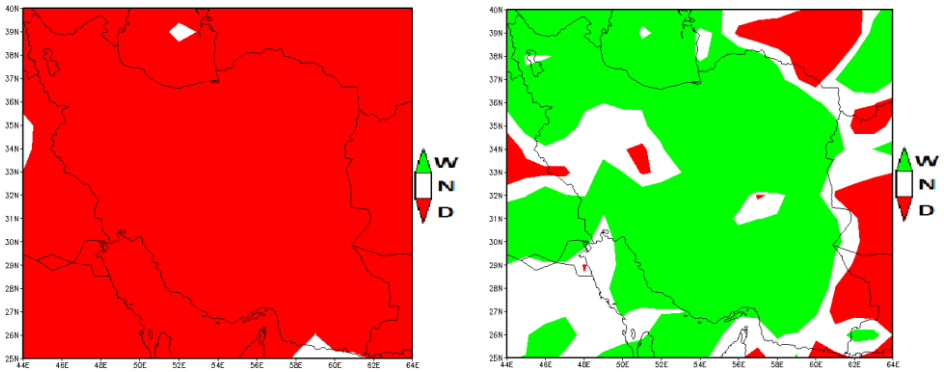
۲. Horizontal Flux Divergence

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

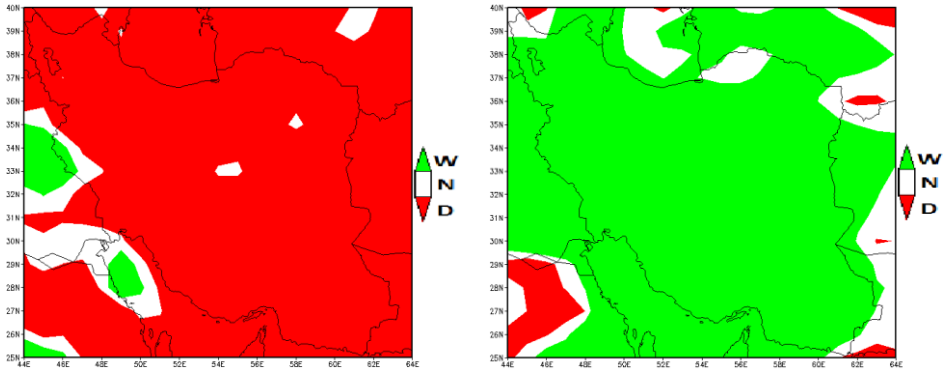
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]

[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

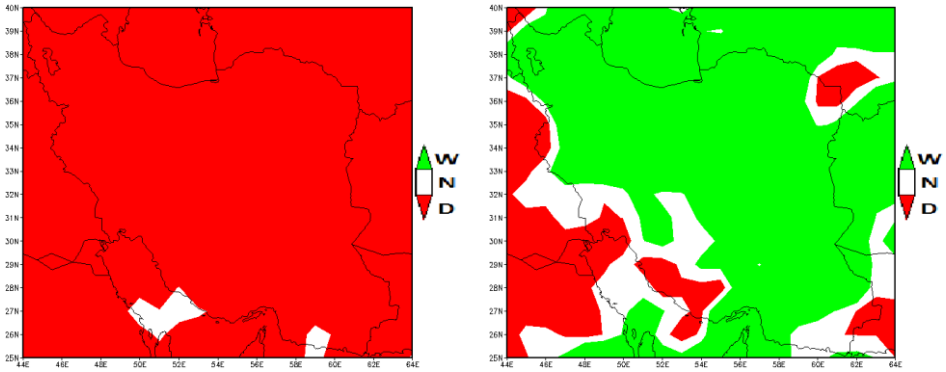
شرایط جو در گستره وسیعی از ایران و عدم ورود سامانه‌های جوی به داخل آن در فصل تابستان، از بررسی شرایط رطوبتی در این فصل صرفنظر شده است.



شکل (۲). شاخص استاندارد شده ZSI (W مرطوب، N نرمال، D خشک)، فصل پائیز کاملا مرطوب، سال ۱۹۸۶ (راست)، فصل پائیز کاملا خشک، سال ۲۰۱۰ (چپ).



شکل (۳). شاخص استاندارد شده ZSI (W مرطوب، N نرمال، D خشک)، فصل زمستان کاملا مرطوب، سال ۱۹۹۶ (راست)، فصل زمستان کاملا خشک، سال ۲۰۰۱ (چپ).

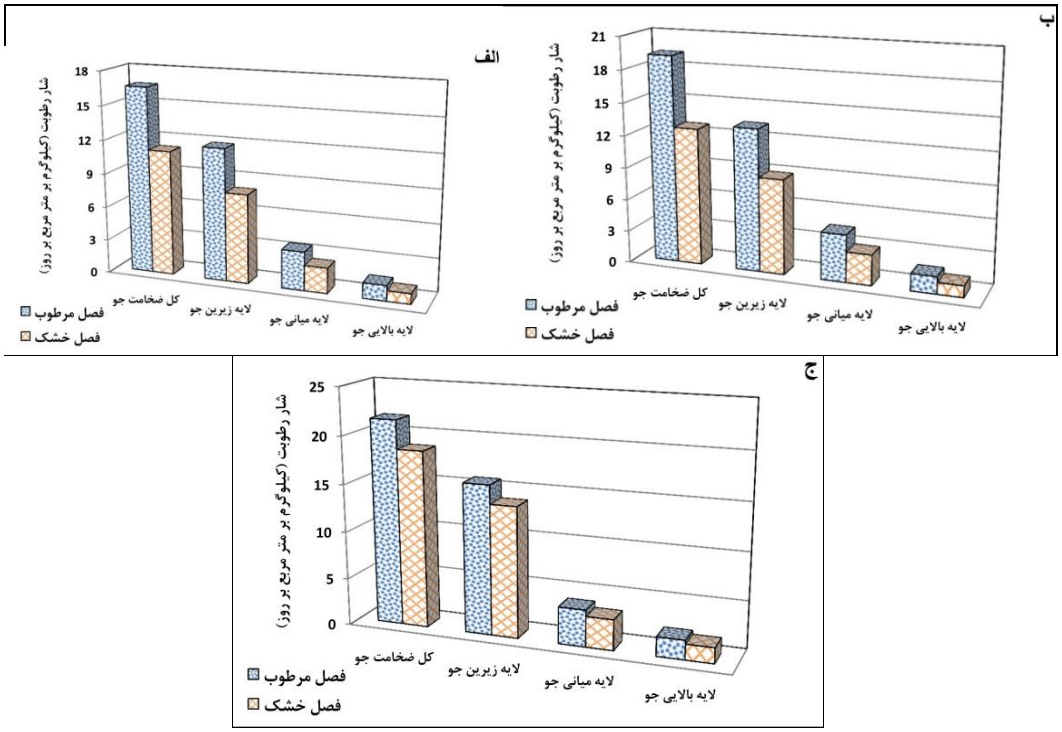


شکل (۴). شاخص استاندارد شده ZSI (W مرطوب، N نرمال، D خشک)، فصل بهار کاملا مرطوب، سال ۱۹۹۲ (راست)، فصل بهار کاملا خشک، سال ۲۰۰۰ (چپ).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

مقایسه شار رطوبت در دوره‌های مرطوب و خشک فصلی

همانطور که مشخص است مقدار شار رطوبت به ایران در تمامی لایه‌های مورد بررسی در سه فصل پائیز، زمستان و بهار مرطوب بیشتر از دوره خشک می‌باشد. به عبارت دیگر در دوره خشک رطوبت ورودی به ایران نسبت به دوره مرطوب کاهش یافته است. این تفاوت در لایه زیرین جو نسبت به لایه میانی و بالایی بیشتر و در لایه بالایی به کمترین مقدار رسیده است. در فصل زمستان مقادیر رطوبت در کل ضخامت جو و لایه زیرین و تا حدودی لایه میانی جو در مقایسه با فصل پائیز افزایش داشته است اما در لایه بالایی شرایط تقریبا همانند فصل پائیز می‌باشد. در فصل بهار افزایش در رطوبت در لایه‌های مذکور بیشتر بوده و بیش از ۲۰ کیلوگرم بر متر مربع در روز رسیده است ولی بازهم در لایه بالایی جو تفاوتی در مقادیر رطوبتی وجود نداشته و مانند فصول سرد سال (پائیز و زمستان) است. این شرایط می‌تواند ناشی از مقدار اندک تاثیر رطوبت ترازهای بالایی جو در سامانه‌های بارشی ایران باشد. همچنین اختلاف رطوبتی در دوره‌های مرطوب و خشک در فصل بهار، نسبت به فصول پائیز و زمستان کمتر بوده و دارای تغییرات اندکی می‌باشد. این شرایط می‌تواند ناشی از دوره گذار این فصل بین فصول سرد و گرم سال باشد. شکل (۵).



شکل (۵). نمودار میانگین شار رطوبت به ایران در دوره مرطوب و خشک، در چهار لایه زیرین، میانی، بالایی و کل ضخامت جو در فصل الف: پائیز، ب: زمستان و ج: بهار.

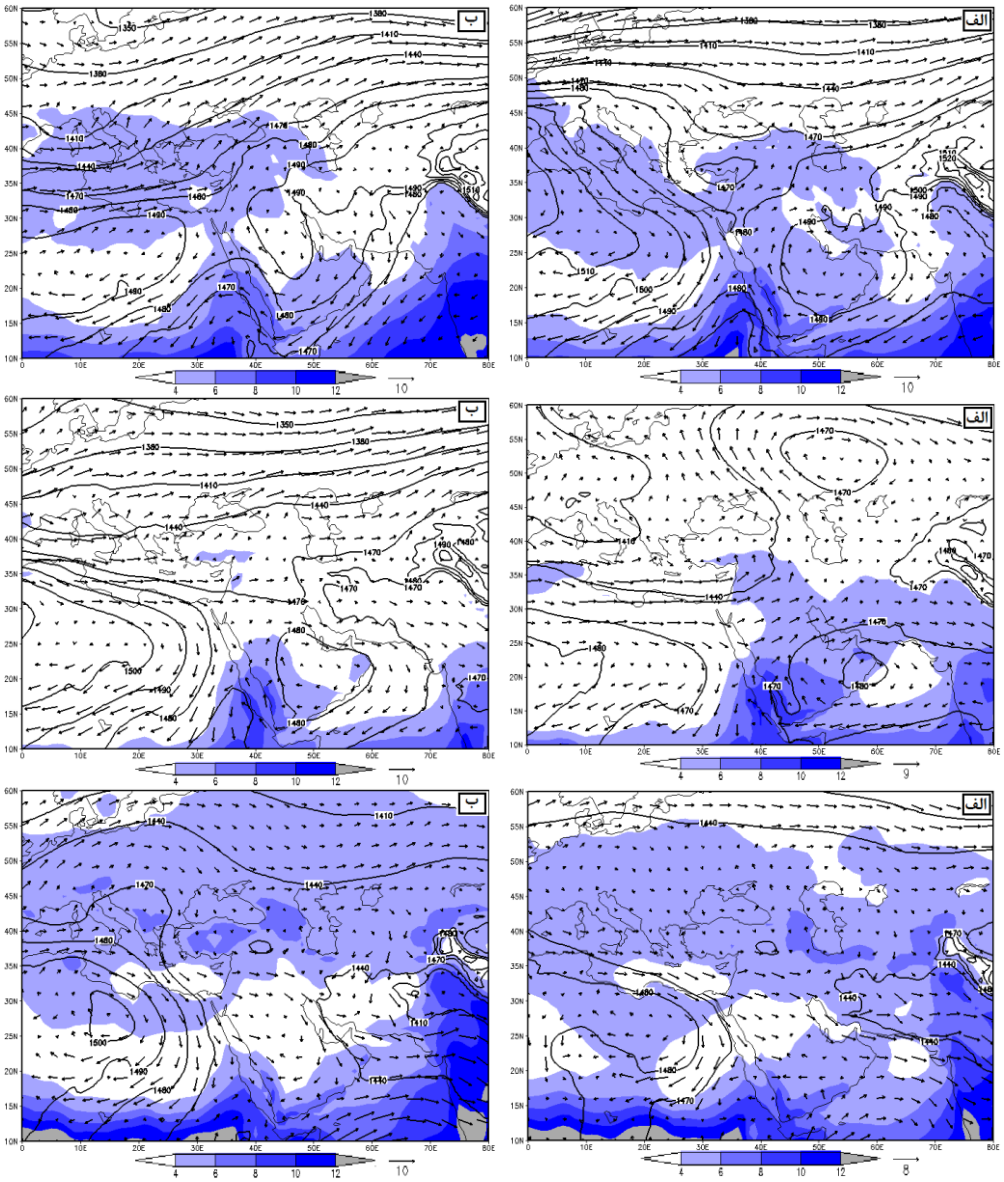
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

لایه زیرین جو

شکل (۶) الگوی جریان، نم ویژه و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در فصول پائیز، زمستان و بهار مرطوب و خشک را نشان می‌دهد. در این اشکال به وضوح تفاوت در الگوی جریان دوره‌های مذکور نمایان است، به طوری که جابجایی سلول‌های ارتفاعی بر روی سطوح آبی و خشکی و تغییرات جغرافیایی آن‌ها همچون پرارتفاع عربستان و پرارتفاع شمال آفریقا به شدت در انتقال رطوبت و تغییرات بارشی ایران تاثیرگذار بوده است. در فصل پائیز مرطوب قرارگیری بازوی شرقی پرارتفاع عربستان بر روی دریای عرب سبب برداشت رطوبت از این دریا و دریای سرخ، توسط جریان‌های شمال شرقی ایجاد شده از این پرارتفاع و انتقال آن از مرزهای غربی و جنوب غربی به ایران می‌شود. از سویی دیگر کم ارتفاع موجود در بخش شرقی دریای مدیترانه و جریان‌های شمال غربی ایجاد شده بر روی این دریا، توسط بازوهای پرارتفاع شمال آفریقا به جهت قرارگیری مرکز آن در مناطق غربی‌تر، نیز در برداشت و انتقال رطوبت این دریا به ایران تاثیرگذار است، به طوری که مقدار نم ویژه تا حدود ۶ گرم بر کیلوگرم رسیده است. شکل (۶-۱-الف). در فصل پائیز خشک قرارگیری کامل مرکز بسته پرارتفاع عربستان بر روی خشکی‌های شبه جزیره عربستان و جنوب عراق و کشیدگی نصف‌النهاری آن، منجر به عدم ورود جریان‌های غربی و جنوب غربی به ایران و گذر از عرض‌های جغرافیایی بالاتر شده است که وقوع این شرایط سبب کاهش انتقال رطوبت و بالطبع کاهش بارش در ایران می‌شود. شکل (۶-۱-ب).

در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در فصل زمستان مرطوب، مراکز پرارتفاع یکی در شمال دریای خزر و دیگری در جنوب دریای عمان و چرخش ساعتگرد هر دو، شرایط مناسبی را برای ورود جریان‌های حاوی رطوبت از شمال و جنوب به داخل ایران ایجاد نموده است. شکل (۶-۲-الف). اما در فصل زمستان خشک از یک سو فقدان پرارتفاع شمال دریای خزر و تبدیل آن به جریان‌های تقریبا مداری سبب قطع ورود رطوبت از شمال به ایران شده است، و از سویی دیگر گسترش مرکز بسته پرارتفاع عربستان به ویژه بر روی خشکی‌های عربستان موقعیت نامناسب رطوبتی را برای ایران ایجاد نموده است. شکل (۶-۲-ب).در فصل بهار برخلاف فصول سرد سال، به علت گسترش پرارتفاع جنب حاره‌ای بر روی ایران، الگوی جریان در عرض‌های جغرافیایی پایین، به ویژه سطوح آبی مستقر در این مناطق، که تاثیر بسیاری در انتقال رطوبت به ایران دارند، به صورت غربی، شمال غربی و جنوب غربی است، که این الگوی جریان سبب ممانعت از ورود رطوبت از پهنه‌های آبی جنوبی به ایران و انتقال به مناطق شرقی می‌شود. در این میان تضعیف پرارتفاع عربستان در فصل بهار مرطوب در مقایسه با فصول پائیز و زمستان مرطوب سبب شده که این پراتفاع در این فصل نقش چندانی در رطوبت ایران نداشته باشد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]



شکل (۶). نقشه میانگین نم ویژه (گرم بر کیلوگرم)، ارتفاع ژئوپتانسیل (هکتوپاسکال) و الگوی جریان (متر بر ثانیه) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال دوره الف: مرطوب و ب: خشک در فصل ۱: پائیز، ۲: زمستان و ۳: بهار.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

الگوی جریان‌های ایجاد شده بر روی دریای مدیترانه توسط پرارتفاع شمال آفریقا که به صورت غربی-شمال غربی است، منجر به برداشت و انتقال رطوبت بخش شمالی و شرقی این دریا به ایران شده که مرکز کم ارتفاع موجود بر روی ترکیه در ایجاد این شرایط تاثیرگذار است. در لایه‌های زیرین جو در فصل بهار خشک مقدار رطوبت ورودی به ایران نسبت به فصل بهار مرطوب کمتر است. دلیل این تفاوت مقدار را می‌توان در گسترش بیشتر زبانه‌های پرارتفاع از بخش‌های شرقی و جنوب شرقی بر روی ایران و همچنین تغییر جهت جریان‌ها بر روی دریای مدیترانه به تبع جابجایی پرارتفاع شمال آفریقا دانست که باعث مشارکت بخش محدودتری از این دریا در انتقال رطوبت به ایران شده است. به طوری که در حالت مرطوب جریان‌های شمال غربی از روی دریا با گذر از شبه جزیره عربستان و دریاهای جنوبی به مناطق غربی منتقل شده است ولیکن در فصل خشک وجود پشته‌ای بر روی دریای مدیترانه، جریان‌های نسبتا شمالی را بر روی آن ایجاد نموده که سبب انحراف آن‌ها به شمال آفریقا شده و جریان بسیار محدودی به ایران ورود پیدا کرده است. شکل (۳ تا ۶ الف و ب).

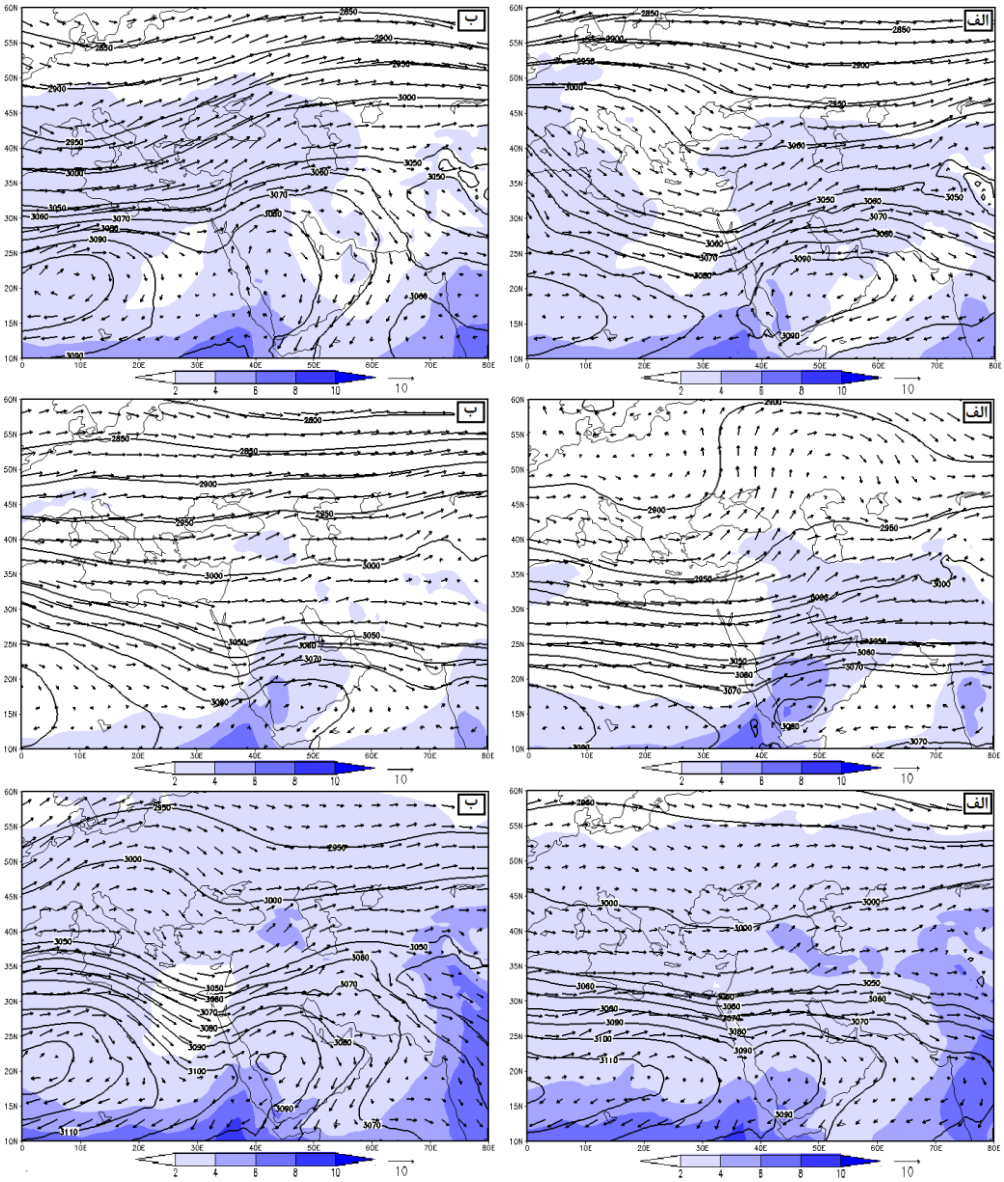
لایه میانی جو

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و در فصل پائیز مرطوب، تداخل زبانه‌های دو مرکز ارتفاعی عربستان و شمال آفریقا باعث شکل گیری ناوه‌ای نسبتا عمیق در حدود مدار ۳۰ درجه شرقی شده است که بخش جلویی آن با ایجاد جریان‌های جنوب غربی در انتقال رطوبت به ایران تاثیرگذار بوده است. شکل (۷-۱-الف). اما در فصل خشک تضعیف دو مرکز پرارتفاع نسبت به فصل مرطوب، و همچنین تلفیق آن‌ها و گسترش زبانه‌های شرقی آن بر روی نیمه جنوبی ایران سبب تضعیف ناوه موجود و شکل گیری حالت مداری در آن شده است. این شرایط عاملی در جهت کاهش انتقال رطوبت به ایران می‌شود که کاهش مقدار نم ویژه در این دوره به خوبی بیانگر این موضوع می‌باشد. شکل (۷-۱-ب).

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و یا به عبارتی تراز میانی جو، مهمترین عامل تاثیرگذار در تغییرات رطوبتی در ایران در فصل زمستان مرطوب و خشک در فراز و فرود ایجاد شده در بادهای غربی می‌باشد. به این شکل که در فصل مرطوب انحنای موجود در ناوه شکل گرفته بر روی دریای مدیترانه، در برداشت رطوبت از این دریا در بخش عقب و در انتقال رطوبت به ایران و صعود در بخش جلویی آن بسیار تاثیرگذار است. در فصل زمستان خشک، ناوه به عرض‌های جغرافیایی پایین منتقل شده و تقریبا بر روی دریای مدیترانه موجودیت خود را از دست داده و باعث گسترش جریان‌های مداری بر روی ایران شده است. شکل گیری این حالت در بادهای غربی سبب کاهش و یا عدم ورود رطوبت به ایران و به تبع آن کاهش بارش و مواجه با بحران آب در آن می‌شود. شکل (۷-۲-الف و ب).

در ترازهای میانی، در فصل بهار مرطوب، جریان‌های غربی نسبتا مداری در عرض‌های میانی دیده می‌شود که نشان از مشارکت تمامی دریای مدیترانه، همچنین شمال دریای سرخ و خلیج فارس در انتقال رطوبت به ایران است. در فصل بهار خشک موج‌هایی در جریان‌های غربی وجود دارد که سبب ایجاد ناوه‌ای در نیمه شرقی دریای مدیترانه شده است که بخش جلویی آن منجر به هدایت رطوبت به ایران می‌شود اما با توجه به جهت جریان‌ها در مقایسه با شرایط مرطوب، از مشارکت دریای مدیترانه در انتقال رطوبت کاسته شده است. اشکال (۷ – ۳ الف و ب).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]



شکل (۷). نقشه میانگین نم ویژه (گرم بر کیلوگرم)، ارتفاع ژئوپتانسیل (هکتوپاسکال) و الگوی جریان (متر بر ثانیه) تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال دوره الف: مرطوب و ب: خشک در فصل ۱: پائیز، ۲: زمستان و ۳: بهار.

لایه بالایی جو

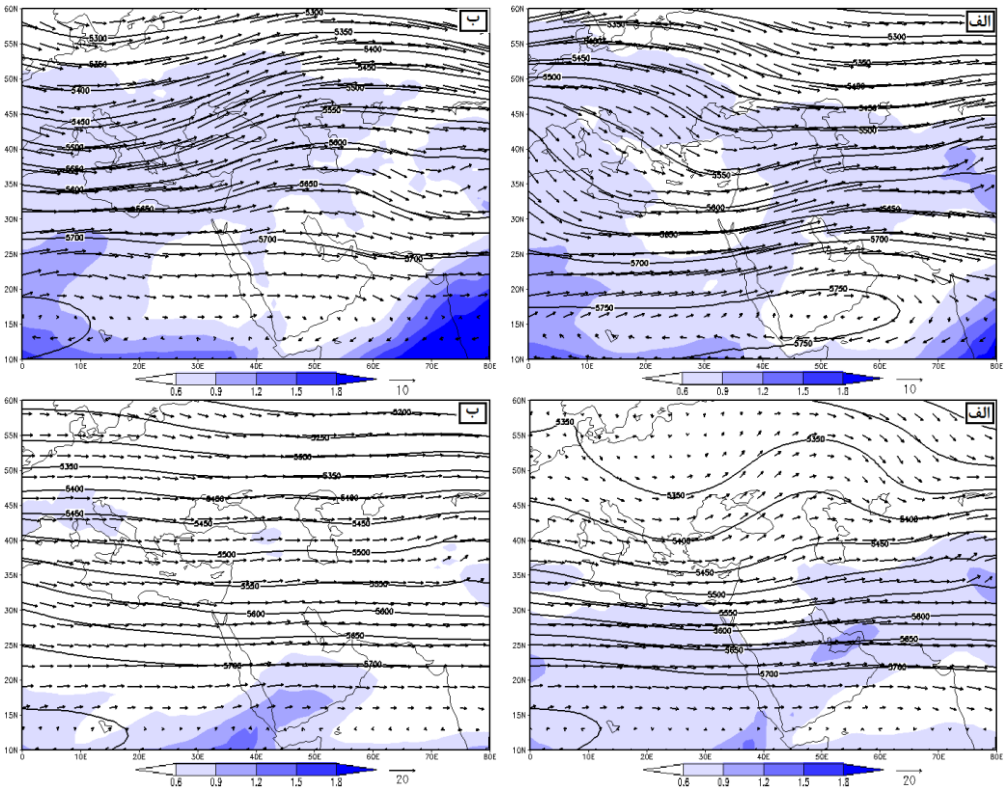
فراز و فرودهای ایجاد شـده در بادهای غربی تراز ۵۰۰ هکتوپاسـکال تفاوت در ورود رطوبت به ایران را در تراز بالایی آشـکار سـاخته اسـت، به گونه‌ای که در فصـل پائیز مرطوب، ناوه موجود سـبب بهبود شرایط رطوبتی در ایران شـده اسـت. اما در فصـل خشـک پشـته‌ای نه چندان عمیق کاملا ایران را احاطه نموده که هم به لحاظ رطوبتی و هم به لحاظ صـعود قائم هوا شرایط نامساعدی برای وقوع بارش در ایران ایجاد کرده است. شکل (۸-۱-الف و ب).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

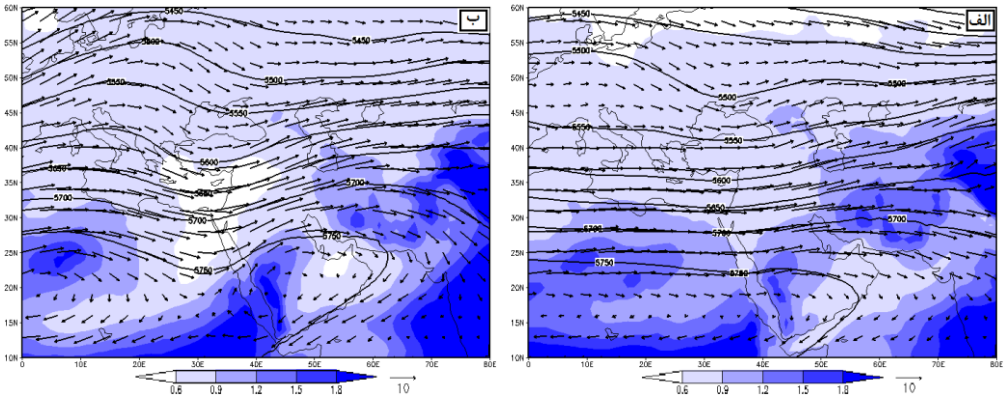
در فصل زمستان مرطوب، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال که به عنوان نماینده ترازهای بالایی جو در نظر گرفته شده است، انحنای بسیار کمی که در بادهای غربی وجود دارد سبب بهبود شرایط رطوبتی در ایران شده است اما در فصل خشک شکل گیری جریان‌های غربی به صورت کاملا مداری عدم انتقال رطوبت را به همراه داشته و پایداری ایجاد شده در جو منجر شده است که حتی در صورت وجود رطوبت در لایه‌های زیرین به علت فقدان صعود قائم هوا، بارشی وجود نداشته و یا در صورت وجود بسیار ناچیز است. شکل (۸-۲-الف و ب).

در لایه بالایی جو در فصول بهار مرطوب و خشک نیز شرایط تقریبا همانند فصول پائیز و زمستان می باشد و الگوهای گردش جوی انتقال دهنده رطوبت در ترازهای بالایی جو تاثیر چندانی در سامانه های بارشی ایران ایجاد نمی‌کنند. شکل (۸-۳-الف و ب).

به طورکلی و با توجه به شکل (۵) در ترازهای میانی و بالایی، بویژه ترازهای بالایی جو، تفاوت در مقدار رطوبت ورودی به ایران در دوره‌های مرطوب و خشک، اندک می‌باشد و شرایط نسبتا مساعدی در انتقال رطوبت وجود دارد اما به نظر می‌رسد عاملی که سبب تفاوت رطوبتی در فصول مرطوب و خشک شده و این دوره‌ها را در ایران ایجاد نموده است، وجود پشته‌ای در نیمه شرقی ایران و ایجاد جریان‌های تقریبا مداری بر روی آن و یا دریای مدیترانه در دوره خشک باشد که مانع صعود رطوبت ورودی به ایران و ایجاد بارش در آن می‌شود.



[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]



۳

شکل (۸). نقشه میانگین نم ویژه (گرم بر کیلوگرم)، ارتفاع ژئوپتانسیل (هکتوپاسکال) و الگوی جریان (متر بر ثانیه) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دوره الف: مرطوب و ب: خشک در فصل ۱: پائیز، ۲: زمستان و ۳: بهار.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش هدف، بررسی و ارزیابی ارتباط میان نوسانات بارش فصلی (دوره‌های تر و خشک فصلی) با تغییرات رطوبت جو ایران بوده است. با توجه به آن با محاسبه شاخص استاندارد شده z، فصل پائیز سال‌های ۱۹۸۶ و ۲۰۱۰، فصل زمستان سال‌های ۱۹۹۶ و ۲۰۰۱ و فصل بهار سال‌های ۱۹۹۲ و ۲۰۰۰ به ترتیب برای دوره مرطوب و خشک به عنوان نمونه انتخاب و محاسبات واگرایی شار رطوبت مربوط به آن‌ها در چهار لایه زیرین، میانی، بالایی و کل ضخامت جو در سطح ایران انجام و مقادیر آن استخراج شد. نتایج حاصل از این پژوهش نشان داد در دوره‌های فصلی در هر سه فصل در تمامی ترازهای جوی، شار رطوبت در دوره مرطوب بیشینه و در دوره خشک کاهش یافته است. در همه لایه‌های جوی مورد بررسی در دوره‌های مرطوب و خشک، مقادیر رطوبت ورودی به ایران در فصل گرم سال، نسبت به فصول سرد افزایش داشته است، همچنین تفاوت و تغییرات مقادیر رطوبت در دوره‌های مذکور، در فصل گرم، در مقایسه با فصول سرد کمتر و دارای تغییرات اندکی می‌باشد. این تفاوت اندک در فصل بهار می‌تواند ناشی از دوره گذار این فصل بین فصول سرد و گرم سال و نیز ناشی از یکسان بودن شرایط جوی در ایران به علت گسترش تدریجی پرارتفاع جنب حاره و ممانعت از ورود جریان‌های هوا و ایجاد پایداری در آن فصل باشد. علاوه بر این در فصل بهار تضعیف پرارتفاع عربستان سبب شده است که این پرارتفاع در این فصل نقش کم رنگ‌تری در رطوبت ایران داشته باشد.

در تراز بالایی جو تغییرات قابل ملاحظه‌ای در مقادیر رطوبتی در فصول مورد بررسی مشاهده نمی‌شود و همچنین تفاوت رطوبت ورودی به ایران در دو دوره مرطوب و خشک در این تراز، در مقایسه با ترازهای دیگر، خاصه تراز پایینی جو، بسیار اندک بوده است، به نظر می‌رسد این شرایط به علت نقش نه چندان پر رنگ ترازهای بالایی جو در انتقال رطوبت و تاثیر اندک آن در سامانه‌های بارشی ایران باشد. از نتایج دیگر می‌توان به شباهت روند تغییرات کل ضخامت جو و لایه زیرین جو اشاره نمود که می‌تواند گویای این مطلب باشد که لایه زیرین جو در مقایسه با سایر لایه‌ها، تاثیر بیشتری در انتقال رطوبت دارد و درصد قابل توجهی از شار رطوبت به هر منطقه در لایه‌های زیرین اتفاق می‌افتد و در لایه‌های میانی و بالایی این مقدار بسیار اندک است، به طوری که می‌توان با بررسی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

تغییرات رطوبت در لایه‌های زیرین جو، تغییرات در لایه‌های بالاتر و کل ضخامت جو را ردیابی نمود و به آن‌ها تعمیم داد.

به طور کلی 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، وضعیت را برای افزایش برداشت رطوبت توسط جریان‌های عبوری از سطوح آبی اطراف مساعد نموده و زمینه را جهت انتقال بیشتر رطوبت به منطقه فراهم می‌نماید که ره آورد آن ایجاد بارش و به تبع آن رخداد دوره مرطوب می‌باشد. اما در دوره خشک انحراف و تغییر جهت جریان‌ها بویژه در سطوح زیرین جو، شرایط را برای کاهش انتقال رطوبت و رخداد دوره خشک در ایران مهیا نموده است. نتیجه حاصله در رابطه با تاثیرگذاری الگوهای گردش جوی و تفاوت آن‌ها در فصول سرد و گرم سال، با نتایج مطالعات محققین مختلف در زمینه منابع رطوبتی و نقش آن در بارش، از جمله خدادی و همکاران (۱۳۹۱)، کریمی احمدآباد (۱۳۸۶)، فرج زاده و همکاران (۱۳۸۶) منطبق می‌باشد.

منابع

احمدی، محمود؛ نصرتی، کاظم؛ سلکی، هیوا. (۱۳۹۲). **خشکسالی و ارتباط آن با رطوبت خاک (مطالعه موردی: کبوترآباد اصفهان)**، جغرافیا (فصلنامه بین‌المللی انجمن جغرافیای ایران)، ۱۱ (۳۸): ۹۱-۷۶.

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، ۱۴ (۲): ۲۸۸-۲۷۱.

بذرافشان، جواد؛ خلیلی، علی. (۱۳۸۲). **ارزیابی کارایی چند نمایه خشکسالی هواشناسی در نمونه های اقلیمی مختلف ایران**، نشریه نیوار، (۴۸-۴۹): ۹۳-۷۹.

براتی، غلامرضا؛ حیدری، ایرج. (۱۳۸۲). **رده بندی منابع رطوبتی بارش‌های غرب ایران (سال آبی ۸۵-۱۹۸۴)**، سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییراقلیم، اصفهان، ۲۹ مهر الی اول آبان سال ۱۳۸۲، ۲۳-۱۶.

پور اصغر، فرناز؛ حسنعلیزاده، امیر شاهرخ؛ امیدفر، محمد؛ اصلاحی، مهدی؛ اکبرزاده، یونس. (۱۳۹۱). **بررسی شاررطوبتی دردوره های ترسالی و خشکسالی استان آذربایجان شرقی**، پنجمین کنگره بین المللی جغرافیدانان اسلام، دانشگاه تبریز.

خدادی، محمدمهدی؛ آزادی، مجید؛ رضازاده، پرویز. (۱۳۹۲). **منابع رطوبت و ترابرد ماهانه آن روی ایران و برهمکنش آن با مونسون هندوستان و پرارتفاع جنب حاره، مجله ژئوفیزیک ایران**، ۷ (۲): ۱۱۳-۹۶.

خوشحال، جواد؛ خسروی، محمود؛ نظری پور، حمید. (۱۳۸۸). **شناسایی منشا و مسیر رطوبت بارش‌های فوق سنگین استان بوشهر**، مجله جغرافیا و توسعه، (۶۱): ۲۸-۷.

خوش اخلاق، فرامرز. (۱۳۷۷). **بررسی الگوهای ماهانه خشکسالی و ترسالی در ایران**، رساله‌ی دکتری، دانشگاه تبریز.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]

[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

ذبیحی، محسن؛ شاهدی، کاکا؛ دارابی، حمید؛ صفری، عطا. (۲۰۱۴). **مطالعه خشکسالی هواشناسی دشت بجنورد با استفاده از شاخص‌های SPI، PNPI، NITZCHE، ZSI و DI**، پنجمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران.

صالحوند، ایران؛ منتظری، مجید؛ مومنی، مهدی. (۱۳۹۲). **پهنه‌بندی خشکسالی با شاخص‌های (SPI,PNI,DI,CZI,ZSI) و دنباله‌ها در شهرهای استان خوزستان در محیط GIS**، فصلنامه جغرافیا و برنامه ریزی شهری چشم انداز زاگرس، ۵ (۱۷): ۵۲-۳۵.

عسگری، احمد؛ رحیم زاده، فاطمه. (۱۳۸۲). **برجستگی نوسان بارش در کشور نسبت به روند و جهش آن**، سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییراقلیم، اصفهان، ۲۹ مهر الی اول آبان سال ۱۳۸۲، ۲۳۴-۲۴۲.

علیجانی، بهلول. (۱۳۷۲). **مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران**، مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم، (۸۵).

فرج زاده، منوچهر. (۱۳۷۴). **تحلیل و پیش بینی خشکسالی در ایران**، رساله‌ی دکتری جغرافیای طبیعی، گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.

فرج زاده، منوچهر؛ کریمی احمدآباد، مصطفی؛ قائمی، هوشنگ؛ مباشری، محمدرضا. (۱۳۸۶). **چگونگی انتقال رطوبت در بارش زمستانه غرب ایران (مطالعه موردی بارش ۳-۷ ژانویه ۱۹۹۶)**، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ۱۳ (۱): ۲۱۷-۱۹۳.

قائدی، سهراب؛ موحدی، سعید؛ مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۹۱). **رابطه فرود دریای سرخ با بارش‌های سنگین ایران**، مجله جغرافیا و پایداری محیط، (۲): ۱۸-۱.

قویدل رحیمی، یوسف. (۱۳۹۰). **نگاشت و تحلیل همگرایی جریان رطوبت جو طی بارش فوق سنگین ناشی از توفان حاره‌ای فت در سواحل چاه‌بهار**، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ۱۵ (۲): ۱۱۸-۱۰۱.

کریمی احمدآباد، مصطفی؛ فرج زاده، منوچهر. (۱۳۹۰). **شار رطوبت و الگوهای فضایی-زمانی منابع تامین رطوبت بارش‌های ایران**، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۹ (۲۲): ۱۲۷-۱۰۹.

کریمی احمدآباد، مصطفی. (۱۳۸۶). **تحلیل منابع تامین رطوبت بارش‌های ایران**، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، گرایش اقلیم شناسی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس.

مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۹۰). **آب و هوای ایران**،چاپ اول، انتشارات شریعه توس.

منتظری، مجید؛ غیور، حسنعلی. (۱۳۸۸). **تحلیل مقایسه‌ای روند بارش و خشکسالی حوضه‌ی خزر**، مجله جغرافیا و توسعه، (۱۶): ۹۲-۷۱.

Berastegi G I, Ezcurra J S A, El´ıas A, Argando˜na J D, Errasti I. 2011. **Downscaling of Surface Moisture Flux and Precipitation in the Ebro Valley (Spain) Using Analogues and Analogues Followed By Random Forests and Multiple Linear Regression**, Hydrology and Earth System Sciences, (15): 1895–1907.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]

[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]

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, 19 (5): 1-4.

Farajzadeh M, Karimi Ahmadabad M, Ghaemi H, Mobasheri M R. 2007. **Studying the Moisture Flux over West of Iran: A Case Study of January 1 to 7, 1996 Rain Storm**, Journal of Applied Sciences, (7): 3023-3030.

Jain V K, Pandey R P, Jain M K, Byun Hi-R. 2015. **Comparison of Drought Indices For Appraisal of Drought Characteristics in the Ken River Basin**, Weather and Climate Extremes, (8): 1-11.

Liu J, Stewart R E. 2003. **Water Vapor Fluxes over the Saskatchewan River Basin**, Journal of Hydrometeorology, (4): 944-959.

Mahmood R, Li S, Khan B. 2010. **Causes of Recurring Drought Patterns in Xinjiang China**, Journal of Arid Land, 4 (2): 279-285.

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

Morid S, Smakhtin V, Moghaddasi M. 2006. **Comparison of Seven Meteorological Indices For Drought Monitoring in Iran**, International Journal of Climatology, (26): 971–985, **DOI**.org/doi.10.1002/joc.1264.

Shahabfar A, Eitzinger J. 2013. **Spatio-Temporal Analysis of Droughts in Semi-Arid Regions by Using Meteorological Drought Indices**, Atmosphere, (4): 94-112, **DOI**.org/doi.10.3390/atmos4020094.

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, 3 (1): 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, (4): 730-738.

Smirnov V V, Moore G W K. 1997. **Spatial and Temporal Structure of Atmospheric Water Vapor Transport in the Mackenzie River Basin**, Journal of Climate, (12): 681-696.

Xu X D, Shi X Y, Wang Y Q, Peng S Q, Shi X H. 2008. **Data Analysis and Numerical Simulation of Moisture Source and Transport Associated With Summer Precipitation In the Yangtze River Valley over China**, Meteorology Atmospheric Physics, (100): 217–231.

Zhang R. 2001. **Relations of Water Vapor Transport From Indian Monsoon With That Over East Asia And The Summer Rainfall In China**, Advances in Atmospheric Science, 18 (5): 1005-1017.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.6.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.115]