

توزیع زمانی - مکانی تاوایی نسبی در ایران با تاکید بر بارش

دکتر بهلول علیجانی^۱ و غلامحسین رضایی^۲

تاریخ وصول: ۱۳۹۲/۲/۳۰، تاریخ تایید: ۱۳۹۲/۵/۱۸

چکیده

به منظور بررسی توزیع زمانی و مکانی تاوایی نسبی در ایران، از داده‌های بازسازی شده میانگین ماهانه تاوایی نسبی از NCEP/NCAR در محدوده ۴۵ تا ۶۲/۵ درجه طول شرقی و ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی استفاده شد که پس از رسم نقشه‌های هر ماه، تجزیه و تحلیل لازم صورت گرفت. بر این اساس ارتباط توزیع مکانی و زمانی تاوایی با مراکز فشار و بارش در ایران بررسی گردید. نتایج نشان می‌دهد که در فصل زمستان اکثر مناطق کشور به جز سواحل دریای عمان و استان بوشهر دارای تاوایی نسبی مثبت در سطوح بالای جو هستند. و در این فصل کشور تحت نفوذ بادهای غربی قرار دارد. در اوایل فصل بهار نیز شرایط مانند زمستان است، ولی در اواخر فصل بهار تاوایی منفی بتدریج از سمت جنوب گسترش یافته و بتدریج تمام کشور را دربر می‌گیرد. در فصل تابستان ایران به‌طور کامل در سطوح بالای جو دارای تاوایی منفی می‌باشد و در همین فصل کشور تحت سیطره مرکز پرفشار جنب حاره قرار دارد و بارندگی در این فصل به جز در سواحل خزر که ساز و کار بارش در آن متفاوت است، در دیگر نقاط کشور متوقف می‌شود و سرانجام در فصل پاییز مجدداً تاوایی مثبت از عرض‌های شمالی به سوی جنوب گسترش یافته و به تدریج کل کشور را دربر می‌گیرد.

کلیدواژگان: تاوایی، چرخندگی، تاوایی نسبی در ایران، پراکندگی فضایی تاوایی نسبی، ایران.

۱. استاد آب و هواشناسی دانشگاه خوارزمی

۲. دانشجوی مقطع دکتری آب و هواشناسی دانشگاه تهران

مقدمه

تجزیه و تحلیل‌های اقلیم‌شناسی در خصوص توزیع فضایی و زمانی تاوایی در فهم مکانیسم‌های دینامیکی بوجود آورنده شکل و حرکت سیستم‌ها و الگوهای جوی بسیار مهم است (H.A.Flocas, 2001). از نظر هواشناسی، تاوایی عبارت است از: چرخش افقی حجمی از هوا دور یک محور عمود بر سطح زمین (علیجانی، ۱۳۸۱). در هر نقطه از روی زمین تاوایی بسته هوا ضمن چرخیدن به دور محوری عمود بر سطح زمین به دو مؤلفه تاوایی نسبی (ZR) و تاوایی زمین یا نیروی کوریولیس (f) تجزیه می‌شود. پس به این ترتیب داریم:

$$(۱) \quad ZA = ZR + f$$

تاوایی نسبی ZR از دو مؤلفه تاوایی برشی و تاوایی انحنایی تشکیل شده است. از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$(۲) \quad ZR = \frac{\delta V}{\delta X} - \frac{\delta U}{\delta Y}$$

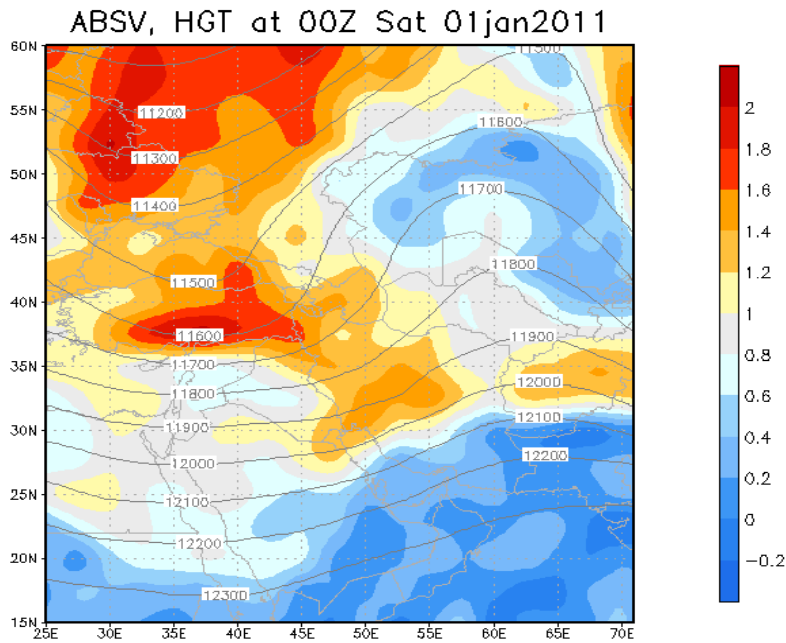
در این فرمول V مؤلفه نصف‌النهاری باد، U مؤلفه مداری باد، δV تفاوت مؤلفه نصف‌النهاری بین دو نصف‌النهار شرقی و غربی و δU تفاوت مؤلفه مداری بین دو مدار جنوبی و شمالی، δX فاصله بین دو نصف‌النهار در امتداد مدارات بر حسب متر و δY فاصله بین دو مدار در امتداد نصف‌النهارات بر حسب متر است (علیجانی، ۱۳۸۱). توزیع تاوایی نسبی یک شاخص مهم از حرکت در مقیاس سینوپتیک در عرضهای جغرافیایی میانه است. امروزه می‌دانیم که سیکلونهای سطحی مراکز تاوایی مثبت هستند (فلوکاس، 2001). مقدار و نوع تاوایی یکی از مهمترین عوامل تعیین مکانیزم صعود و یا نزول هوا می‌باشد و با توجه به رابطه و تأثیر تاوایی بر سایر سیستم‌های سینوپتیک از جمله فشار، توده‌های هوا، بارندگی و موجهای غربی با بررسی و محاسبه تاوایی می‌توان به شکل بهتری به شناسایی عوامل موثر بر آب و هوای ایران پرداخت. پژوهش‌های بسیاری در خصوص ارتباط و تأثیر تاوایی با دیگر شاخصهای سینوپتیک صورت گرفته است. در معدود کارها در داخل کشور تیپ‌های هوایی باران‌آور تهران بر اساس محاسبه تاوایی شناسایی گردید (علیجانی، ۱۳۷۳). که در آن با استفاده از روش کمی محاسبه تاوایی و بر اساس آمار فشار سطح زمین، تیپهای هوا و جهت جریان روزهای بارش یک میلیمتر و بیشتر ایستگاه تهران تعیین گردید. سپس شدت متوسط بارش تیپ‌های شناسایی شده محاسبه شد. در

تحقیقی دیگر از مقادیر روزانه تاوایی نسبی به جهت تعیین آغاز و پایان گردش تابستانه، برای تعیین گردش جو تابستانه در وردسپهر فوقانی بر روی جنوب غرب آسیا و وردایی زمانی آن، استفاده گردید (مفیدی و زرین، ۱۳۸۹). در همین راستا، بارتزوکاس رابطه بین گردش جو روی اروپا و بارندگی در یونان را بررسی نمود. که در این پژوهش از مراکز تاوایی نسبی در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال استفاده شد (بارتزوکاس، ۲۰۰۳). الپرت (۱۹۹۰) توزیع افقی و عمودی تاوایی نسبی روی ناحیه مدیترانه و آنالیز اقلیم‌شناسی سیکلونهاى مدیترانه را برای یک دوره ۵ ساله انجام داد. فلوکاس (۲۰۰۱) مطالعه اقلیم‌شناسی از توزیع افقی و عمودی میانگین تاوایی نسبی را بر روی مدیترانه برای یک دوره ۴۰ ساله بررسی کرد. که در آن ساختار عمودی تاوایی سیکلونهاى مدیترانه بررسی و کوشش شد مکانیسم اصلی شکل‌دهی آنها کشف شود. رویز و وارگاس (۱۹۹۸) توزیع تاوایی را در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در روی آرژانتین بررسی کرده و رابطه آن را با بارندگی‌های بزرگ مقیاس در آن حوضه مقایسه نمودند. وانگ (۲۰۰۷) تاوایی نسبی بادهای اقیانوسی و تأثیر آن را در تکوین سیکلونهاى حاره‌ای در دریای چین جنوبی بررسی کرد. آنها یک رابطه بین توزیع میانگین ۷ ساله تاوایی نسبی بادهای سطحی، (که از اندازه‌گیری بادهای اقیانوسی با وضوح ۲۵ کیلومتر توسط ماهواره Quikscat انجام گرفته) با محل پیدایش سیکلون‌های حاره‌ای، یافتند. رویز و وارگاس (۱۹۹۹) با کمک تاوایی رابطه بین متغیرهای تروپوسفر میانی و بارندگی‌های روزانه را در آمریکای جنوبی مطالعه نمودند. لویو و اسمیت (۱۹۹۵) عکس‌العمل‌های سیاره‌ای و سینوپتیکی یک چرخه آنتی‌سیکلونی بلاکینگ را در شمال اقیانوس اطلس با کمک تاوایی بررسی کردند. کوندیک و جونز (۲۰۰۶) رابطه تاوایی مثبت را با جریان مونسون سطح پایین را در آفریقای غربی و اقیانوس اطلس شرقی مطالعه نمودند. پرزروکاس و فلوکاس (۲۰۰۷) تشکیل پشته ناپایدار دینامیکی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و پیشروی سیکلونهاى سطحی در مدیترانه مرکزی را با استفاده از تاوایی بررسی کردند. رونالد، اریک، کوین، رادر و فیلیون (۲۰۰۲) با کمک شاخص تاوایی، حساسیت میزان بارش و اختلالات آن را بررسی کردند. همچنین وینسنت (۲۰۰۷) توسعه سیکلون در ناحیه همگرایی اقیانوس آرام جنوبی را با استفاده از تاوایی مطالعه نمود. از جمله کاربردهای مهم دیگر تاوایی، تحلیل تئوری موجی بودن بادهای غربی یا امواج راسبی است. بادهای غربی به وزش مداری تمایل دارند، ولی ناهمواریهای سطح زمین از این امر جلوگیری می‌کند (علیجانی و

کاویانی، ۱۳۸۰). علت این نوع آرایش خطوط هم ارتفاع و تغییرات مسیر وزش بادهای، تغییرات مؤلفه‌های تاوایی مطلق و ثابت بودن آن در طول مسیر حرکت بادهاست (علیجانی، ۱۳۸۱). در این تحقیق سعی شده است مقدار تاوایی در تلاقی‌های با فاصله ۲/۵ درجه روی سطح ایران و در مجموع برای ۵۶ نقطه استخراج و میانگین‌گیری گردد. که با در اختیار داشتن داده‌های تاوایی در یک دوره ۳۰ ساله و تعیین نوع آن (سیکلونی یا آنتی سیکلونی)، رابطه آن با دیگر عناصر و عوامل اقلیمی تأثیرگذار بر ایران از جمله بارندگی، بادهای غربی و مرکز پرفشار جنب حاره بررسی گردیده است.

رابطه تاوایی با بارش

تاوایی امکان ارزیابی وضعیت متوسط الگوهای فشار در سطح زمین و ارتباط آنها با الگوهای ترازهای بالایی جو را فراهم می‌کند (رضیعی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۲۱). برای نشان دادن ارتباط تاوایی با بارش از نقشه‌های روز یکم ژانویه سال ۲۰۱۱ برای منطقه ایران از داده‌های بازسازی شده NCEP/NCAR استفاده شد. نقشه ترکیبی تاوایی مطلق و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، وجود مراکز فشار را بصورت ناوه و پشته به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۱). این نقشه الگویی از موج راسبی را مشخص می‌کند که در آن یک ناوه روی کشور ترکیه، دریای سیاه و شمال آن، و یک پشته روی آسیای مرکزی استقرار یافته است. در ناحیه محور ناوه میزان تاوایی مثبت چشمگیر است و در ناحیه محور پشته مقدار تاوایی بسیار کم و یا منفی است. نقشه بارش مربوط به همان روز نشان می‌دهد که بارشها در مناطق با تاوایی مثبت رخ داده و مناطق با تاوایی منفی از بارش بی‌بهره هستند (شکل ۲).

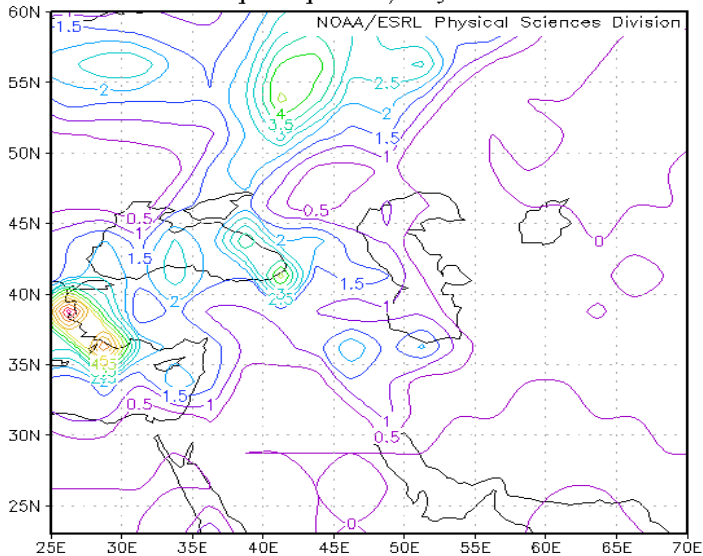


شکل ۱: نقشه ترکیبی تاوایی مطلق و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (اول ژانویه ۲۰۱۱)

t: Jan 1 2011

lev: 0

Pentad Mean precip mm/day



شکل ۲: میزان بارش (اول ژانویه ۲۰۱۱)

داده‌ها و روشها

در این تحقیق میانگین ماهانه تاوایی نسبی (Monthly Mean of relative vorticity) برای تلاقی‌های با فاصله $2/5$ درجه در محدوده 45 تا $62/5$ درجه شرقی و 25 تا 40 درجه شمالی از داده‌های رقومی بازسازی شده NCEP/NCAR بر حسب واحد $(10^{-5} * S^{-1})$ در سطح $\sigma = 0.22$ برای یک دوره 30 ساله از سال 1971 تا سال 2000 استخراج و برای هر ماه، متوسط 30 ساله محاسبه شد. سپس نقشه‌های میانگین تاوایی نسبی ماهانه در دوره آماری 30 ساله رسم شد. به‌عنوان مثال در جدول ۱ مقادیر تاوایی نسبی برای یک تلاقی در ماه ژانویه برای 30 سال جمع‌آوری شده است. مقدار میانگین تاوایی تلاقی 45 درجه شرقی و 39 درجه شمالی برای ماه ژانویه، برابر است با: $2.95 * 10^{-5}$

به همین ترتیب سایر تلاقی‌ها را برای دیگر ماه‌ها محاسبه کرده و نقشه میانگین سی ساله تاوایی ماه موردنظر را رسم می‌کنیم.

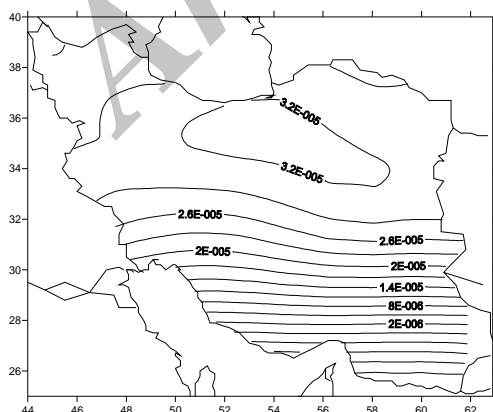
جدول ۱: مقادیر تاوایی ماه JAN در 30 سال

year	Vorticity	year	Vorticity
1971	8.74E-06	1986	2.42E-05
1972	4.25E-05	1987	-4.57E-06
1973	3.05E-05	1988	2.83E-05
1974	3.77E-05	1989	4.10E-05
1975	4.14E-05	1990	3.62E-05
1976	3.27E-05	1991	3.48E-05
1977	3.25E-05	1992	3.48E-05
1978	2.68E-05	1993	3.11E-05
1979	1.30E-05	1994	2.07E-05
1980	3E-05	1995	2.41E-05
1981	2.80E-05	1996	2.95E-05
1982	2.06E-05	1997	3.59E-05
1983	3.45E-05	1998	4.55E-05
1984	3.13E-05	1999	3.39E-05
1985	2.44E-05	2000	3.51E-05

یافته‌های تحقیق

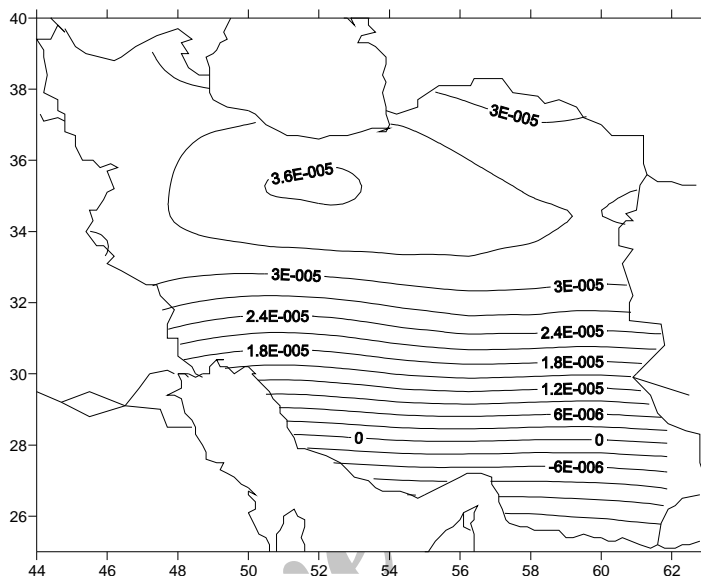
برای تعیین آغاز و پایان فصول گرم و سرد، همچنین بیان شدت آن از مقادیر ماهانه تاوایی نسبی استفاده شد. استفاده از مقادیر تاوایی نسبی جهت تعیین زمان آغاز، پایان و طول فصول بر این اصل استوار است که هر ساله در حین پیشروی دوره گرم بر روی جنوب غرب آسیا، در یک بازه زمانی خاص در ترازهای فوقانی و ردسپهر گردش چرخندی (تاوایی مثبت) در مقیاس منطقه‌ای به گردش و اچرخندی (تاوایی منفی) تغییر می‌یابد. گردش و اچرخندی در تمام طول تابستان تداوم یافته تا در نهایت، در پیشروی دوره گرم در یک بازه زمانی خاص مجدداً به گردش چرخندی مدبل گشته و فصل سرد آغاز می‌گردد (مفیدی، ۱۳۸۹: ۱۴۹). وضعیت توزیع تاوایی نسبی ماهانه در ماه‌های مختلف در طول سی سال بررسی و نتایج زیر حاصل گردید:

در ماه ژانویه تقریباً بیشتر مناطق ایران در سطوح بالای جو ($\sigma = 0.22$) در منطقه استیلای تاوایی مثبت قرار دارد. شدت آن در نیمه شمالی کشور مقدار $3/2 * 10^{-5}$ می‌باشد (شکل ۳). در این ماه تنها در سواحل دریای عمان و همچنین در استانهای هرمزگان و بوشهر تاوایی منفی داریم که مقدار آن نسبتاً ضعیف است. قسمت اعظم کشور در این ماه تحت پوشش بادهای غربی است که از عرض‌های بالاتر به سوی عرض‌های پایینتر گسترش پیدا کرده‌اند. از دیگر عوامل تأثیرگذار بر روی کشور در این ماه ورود پرفشار سیبری به شمال کشور است که تأثیر به‌سزایی در سرد شدن هوا و تشدید بارندگی‌ها دارد. نظر به اینکه در این ماه مرکز پرفشار جنب حاره از روی ایران خارج شده و به جنوب ایران نقل مکان کرده است لذا شرایط صعود و نتیجتاً بارش در کشور کاملاً مهیا می‌باشد و در صورت وجود رطوبت کافی این امکان فراهم خواهد گردید.



شکل ۳: میانگین ۳۰ ساله تاوایی نسبی در ماه ژانویه

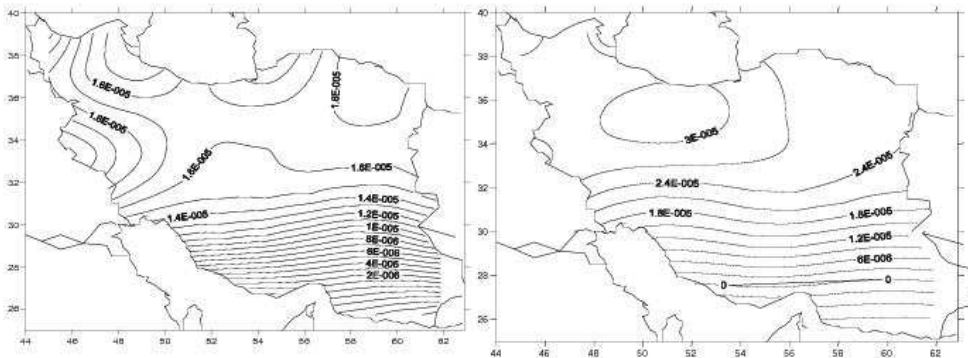
وضعیت توزیع تاوایی در ماه فوریه شباهت زیادی به ماه ژانویه دارد. در این ماه نیز بیشتر مناطق ایران در منطقه استیلای تاوایی مثبت قرار دارد. شدت آن در نیمه شمالی کشور مقدار 3.6×10^5 است که از ماه ژانویه نیز قویتر است (شکل ۴).



شکل ۴: میانگین ۳۰ ساله تاوایی نسبی در ماه فوریه

در ماه مارس نیز میزان توزیع تاوایی همانند دیگر ماه‌های زمستان می‌باشد. با این تفاوت که هم مقدار مثبت آن و هم مقدار منفی آن اندکی ضعیف‌تر شده است (شکل ۵). بیشینه آن در نیمه شمالی کشور است که کمی به سمت غرب متمایل شده و کمینه آن در جنوب شرق کشور است.

در ماه آپریل با تغییر فصل دگرگونی‌های بیشتری در توزیع تاوایی در کشور بوجود می‌آید. بیشینه تاوایی مثبت نسبت به زمستان ضعیف‌تر گردیده و حدود 2.2×10^{-5} می‌باشد. مقادیر تاوایی مثبت در این ماه از یکنواختی خارج شده و چندین هسته بیشینه را در سطح کشور تشکیل داده است. بیشینه تاوایی مثبت یکی در منطقه آذربایجان، دیگری در ایلام، کرمانشاه و غرب لرستان و مورد آخر در گلستان قرار دارد (شکل ۶). میزان تاوایی منفی در این ماه بسیار ضعیف شده و فقط سواحل دریای عمان را در بر می‌گیرد. بیشینه تاوایی منفی در این ماه 6×10^{-6} می‌باشد. در واقع این ماه ضعیف‌ترین حضور تاوایی منفی بین کل ماه‌های سال در ایران محسوب می‌شود.

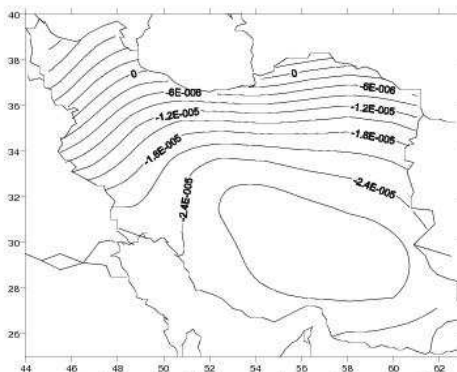


شکل ۶: میانگین ۳۰ ساله تاوایی نسبی در ماه آپریل

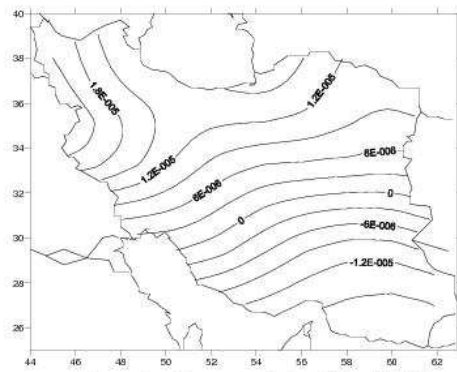
شکل ۵: میانگین ۳۰ ساله تاوایی نسبی در ماه مارس

در ماه می نیمه شمالی کشور همچنان تحت سیطره تاوایی مثبت می‌باشد که مقدار بیشینه آن در استانهای ایلام، لرستان، کرمانشاه، کردستان و آذربایجان می‌باشد (شکل ۷). بیشترین مقدار تاوایی مثبت در این ماه 2.4×10^{-5} است. تفاوت قابل ملاحظه توزیع تاوایی در این ماه نسبت به فصل زمستان، گسترش تاوایی منفی از جنوب به سوی مرکز ایران است. که استانهای سیستان و بلوچستان، کرمان، فارس، بوشهر و هرمزگان را شامل می‌شود. و مقدار بیشینه آن 1.8×10^{-5} است که نسبت به ماه‌های قبل بسیار قوی‌تر گردیده است. نفوذ تاوایی منفی از جنوب به سمت مرکز ایران نشان‌دهنده حرکت مرکز پرفشار جنب حاره به سمت شمال است. که به تبع آن بادهای غربی نیز کم کم به سوی عرضهای شمالی عقب‌نشینی می‌کنند.

ماه ژوئن را می‌توان شروع استیلای تاوایی منفی بر روی کشور قلمداد کرد. در این ماه تاوایی مثبت ضعیف شده و به استانهای آذربایجان شرقی و غربی، اردبیل، سواحل خزر و تا حدودی شمال گلستان و خراسان شمالی محدود شده است. بیشینه تاوایی مثبت در این ماه 1.8×10^{-5} است (شکل ۸). بقیه کشور در ماه ژوئن تحت نفوذ تاوایی منفی است که شدت آن نیز زیاد شده و به 3×10^{-5} رسیده است. مرکز پر فشار جنب حاره آزر نیز با سرعت زیادی به سمت شمال کشور حرکت کرده و بیشتر مساحت کشور را در بر می‌گیرد. در این ماه بارندگی در این مناطق که قسمت اعظم کشور را شامل می‌شود، قطع شده و فصل خشک آغاز می‌شود. مناطق تحت پوشش تاوایی مثبت که حاشیه شمالی کشور را شامل می‌شوند و هنوز بادهای غربی بر آنها سیطره دارند، دیرتر از مناطق مرکزی و جنوبی کشور فصل خشک خود را آغاز می‌کنند.



شکل ۸: میانگین تاوایی نسبی ۳۰ ساله در ماه ژوئن

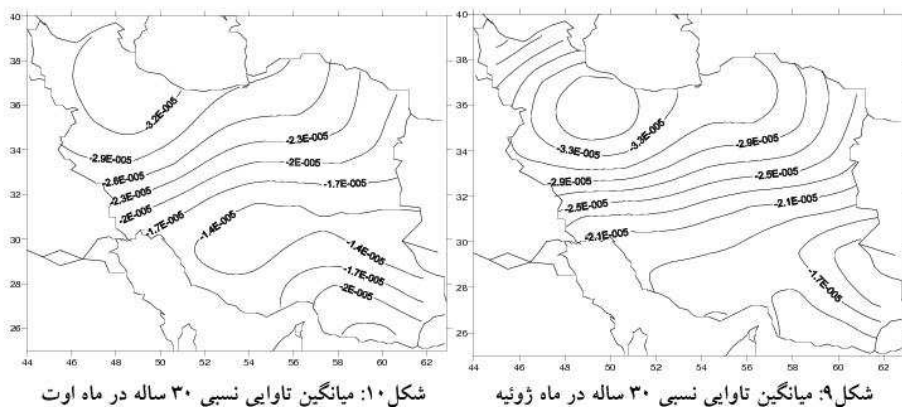


شکل ۷: میانگین تاوایی نسبی ۳۰ ساله در ماه می

در ماه ژوئیه تاوایی منفی تمام مساحت کشور را در بر گرفته است و منطقه آذربایجان و سواحل خزر نیز که در ماه قبل دارای تاوایی مثبت بودند، دارای تاوایی منفی گردیده‌اند. فصل خشک برای این مناطق نیز شروع می‌شود (شکل ۹). بیشینه تاوایی منفی در این ماه بسیار قوی و مقدار آن 3.7×10^{-5} است. که قویترین مقدار تاوایی منفی در کل ماه‌های سال بوده و بیشتر متمایل به شمال غرب است. مرکز پرفشار جنب حاره در این ماه بر روی ایران قرار گرفته و تا چندین ماه باقی خواهد ماند. بادهای غربی به‌طور کامل از کشور خارج شده و به عرض‌های شمالی‌تر نقل مکان می‌کنند و تا اواخر اکتبر و اوایل نوامبر به کشور بازمی‌گردند. در این ماه ضعیف‌ترین مقدار تاوایی منفی در استان سیستان و بلوچستان است که دلیل آن تأثیر توده‌های هوای موسمی

هندوستان و پاکستان بر این استان در فصل تابستان است. این توده هوا بعضی مواقع تا مرکز کشور هم نفوذ کرده و ایجاد بارندگی می‌کند.

توزیع تاوایی ماه اوت نیز شباهت زیادی به ماه ژوئیه دارد و تمام کشور تحت سیطره تاوایی منفی قرار دارد. مقدار تاوایی منفی در این ماه بین -3.5×10^{-5} و -1.4×10^{-5} متغیر است. که بیشینه آن در منطقه شمال غرب ایران قرار دارد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: میانگین تاوایی نسبی ۳۰ ساله در ماه اوت

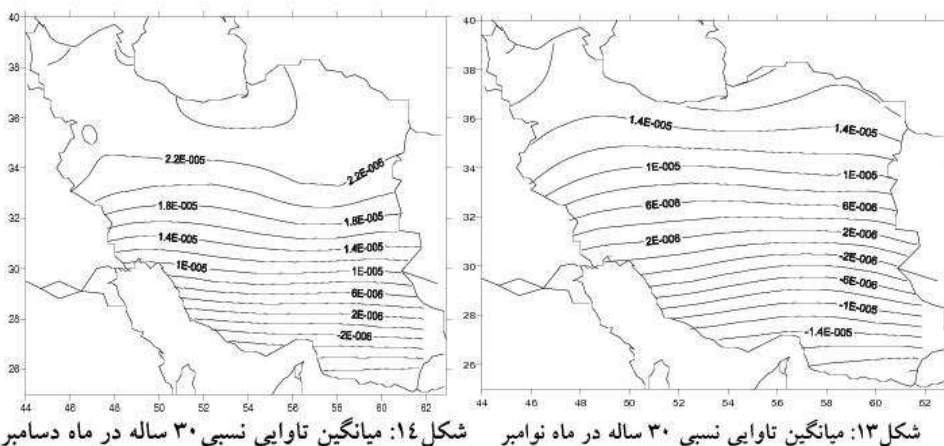
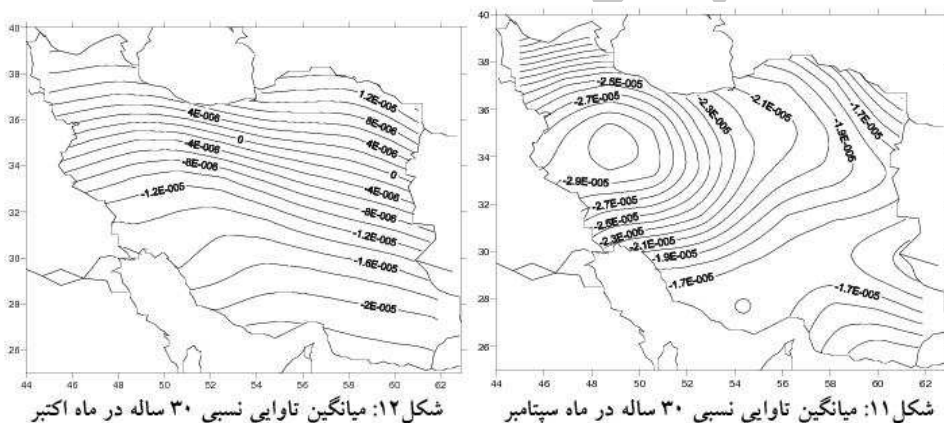
شکل ۹: میانگین تاوایی نسبی ۳۰ ساله در ماه ژوئیه

در ماه سپتامبر نیز ایران بطور کامل تحت نفوذ تاوایی منفی است با این تفاوت که تاوایی منفی در حال ضعیف شدن است. و بیشینه آن از شمال غرب کشور به غرب کشور نقل مکان کرده که نشان‌دهنده شروع حرکت آن به سمت عرضهای جنوبی است (شکل ۱۱). مقدار تاوایی منفی در این ماه بین -3.1×10^{-5} و -1.2×10^{-5} متغیر است.

در ماه اکتبر توزیع تاوایی در کشور مجدداً تغییرات زیادی می‌کند. و پس از چند ماه تداوم استقرار تاوایی منفی در کل کشور، در این ماه مجدداً تاوایی مثبت شمال کشور را فرا می‌گیرد. در این ماه مرکز پرفشار جنب حاره حرکت خود را به سمت عرضهای جنوبی شروع کرده و جای خود را در شمال به تدریج به بادهای غربی می‌دهد با ورود سیکلونهای مهاجر همراه بادهای غربی بارندگی‌ها به تدریج از نیمه شمالی کشور آغاز می‌شوند. در ماه اکتبر استانهای آذربایجان غربی و شرقی، اردبیل، زنجان، قزوین، تهران، سمنان، خراسان شمالی و رضوی و سواحل دریای خزر دارای تاوایی مثبت هستند (شکل ۱۲). مقدار بیشینه تاوایی مثبت 1.6×10^{-5} است. بقیه مناطق کشور دارای تاوایی منفی هستند که مقدار بیشینه آن -2.4×10^{-5} است.

در ماه نوامبر تاوایی مثبت نیمه شمالی و مناطق مرکزی کشور را در بر گرفته و مقدار آن نیز قوی تر گردیده است که به معنای پایان فصل خشک برای بیشتر مناطق کشور است. مقدار بیشینه تاوایی مثبت در این ماه $2*10^{-5}$ می‌باشد (شکل ۱۳). تاوایی منفی نیز به استانهای جنوبی کشور محدود گردیده و بیشینه آن $-2.2*10^{-5}$ است.

در ماه دسامبر تاوایی مثبت بیشتر مناطق کشور به جز سواحل جنوبی را در بر گرفته است (شکل ۱۴). مقدار بیشینه آن $2.6*10^{-5}$ است که نسبت به ماه قبل قوی تر گردیده است. در این ماه مرکز پرفشار جنب حاره به جنوبی‌ترین نقطه کشور نقل مکان کرده و بادهای غربی بیشتر مناطق کشور را دربر گرفته است. تاوایی منفی در این ماه فقط در استانهای سیستان و بلوچستان، هرمزگان و بوشهر وجود دارد. مقدار بیشینه آن $-1*10^{-5}$ است که نسبت به ماه قبل ضعیف تر گردیده است.



شکل ۱۳: میانگین تاوایی نسبی ۳۰ ساله در ماه نوامبر

شکل ۱۴: میانگین تاوایی نسبی ۳۰ ساله در ماه دسامبر

بحث و نتیجه گیری

در فصل زمستان بیشتر مناطق ایران در سطوح بالای اتمسفر تحت نفوذ تاوایی مثبت یا سیکلونی می‌باشند، در این فصل مرکز پرفشار جنب حاره بر روی دریای عمان و خلیج فارس قرار گرفته است که با خروج آن، بادهای غربی سطح کشور را فراگرفته‌اند. در فصل بهار و در ماه آپریل شرایط توزیع تاوایی همانند فصل زمستان است ولی از ماه می شرایط تغییر کرده و تاوایی منفی از سمت جنوب کشور به شمال گسترش می‌یابد. که این گسترش در ماه آخر بهار یعنی ژوئن بسیار چشمگیرتر است. در این فصل به مرور بادهای غربی از سمت شمال، از کشور خارج می‌شوند. در فصل تابستان مرکز پرفشار جنب حاره بر روی ایران مستقر شده و باعث پایداری هوا گردیده و جلو هرگونه صعود هوا و در نتیجه بارش را می‌گیرد. در این فصل کل کشور در سطوح بالای جو تحت سیطره تاوایی منفی قوی قرار دارد. در فصل پاییز تاوایی مثبت به تدریج از سمت شمال، کشور را تحت نفوذ خود قرار داده و بادهای غربی مجدداً از سمت شمال وارد کشور می‌شوند که به تبع آن شرایط بارندگی برای نیمه شمالی و با تاخیر در نیمه جنوبی کشور فراهم می‌گردد.

Archive of SID

کتابشناسی

۱. رضیئی، طیب؛ مفیدی، عباس؛ زرین، آذر (۱۳۸۸)، مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی خاورمیانه و ارتباط آنها با بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۱، صص ۱۲۱-۱۴۱؛
۲. علیجانی، بهلول (۱۳۷۳)، شناسایی تیپ‌های هوایی باران‌آور تهران بر اساس محاسبه چرخندگی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی؛
۳. علیجانی، بهلول (۱۳۸۱)، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، سمت؛
۴. علیجانی، بهلول؛ کاویانی، محمدرضا (۱۳۷۱)، مبانی آب و هواشناسی، سمت؛
۵. مفیدی، عباس؛ زرین، آذر (۱۳۸۹)، گردش جو تابستانه در وردسپهر فوقانی بر روی جنوب غرب آسیا و بردایی زمانی آن در طی نیم قرن گذشته، چهارمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، تهران، ۱۴۹-۶۰؛
6. Alpert P, Neelman BU, Shay-El Y, (1990), Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data, *Tellus* 42A:65-77;
7. A Lupo, P Smith, (1995), Planetary and synoptic-scale interactions during the life cycle of a mid-latitude blocking anticyclone over the North Atlantic, *Tellus*;
8. Bartzokas A, Lolis C, Metaxas D, (2003), The 850 hPa relative vorticity centres of action for winter precipitation in the greek area. *International Journal Of Climatology*;
9. Dayton G. Vincent, (2007), Cyclone development in the south pacific convergence zone during fgge 10-17 January 1979, *Royal Meteorological Society*;
10. H.A. FLOCASa, P. MAHERASb, T.S. KARACOSTASb, I. PATRIKASc and C. ANAGNOSTOPOULOUb, (2001), A 40- YEAR CLIMATOLOGICAL STUDY OF RELATIVE VORTICITY DISTRIBUTION OVER THE MEDITERRANEAN, *International Journal Of Climatology*;
11. J Schwendike, S Jones, (2006), Convection in an African Easterly wave over west Africa and the eastern Atlantic: a model case study of Helene, *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*;
12. L Wang, K H Lau, C H Fung, J P Gan, (2007), The relative vorticity of ocean surface winds from the QuikSCAT satellite and its effects on the geneses of tropical cyclones in the south China sea, *Tellus*;
13. N G Prezerakos, H A Flocas, (2007), The fornation of synamically unstable ridge at 500 hpa a as a precursor of surface cyclogenesis in the centre Mediterranean, *The Royal Meteorological Society*;
14. Ronald M. Errico, Kevin D. Raeder and Luc Fillion, (2002), Examination of the sensitivity of forecast precipitation rates to possibli perturbations of initial conditions, *Tellus*;
15. Ruiz NE, Vargas WM, (1998), 500 hPa vorticity analyses over Argentina Their climatology and capacity to distinguish synoptic-scale precipitation, *Theoretical and Applied Climatology* 60: 77-92;
16. Ruiz NE, Vargas WM, (1999), Mid-troposphere variables and their association with daily local precipitation, *Meteorol.*