

## آیا پرفشار جنب حاره ای تابستانه بر روی ایران زبانه ای از پرفشار جنب حاره ای آזור است؟

«بررسی یک نظریه»

آذر زرین

پژوهشگر فوق دکتری، مرکز پژوهش های اقلیمی، دانشگاه ویسکانسین- مدیسن، ویسکانسین، آمریکا

zarrin@wisc.edu

عباس مفیدی

استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، خراسان رضوی، ایران

abbasmofidi@um.ac.ir

### چکیده

در این پژوهش صحت و سقم نظریه گسترش پرفشار آזור بر روی خاورمیانه مورد ارزیابی قرار گرفت. در این راستا ساختار و ماهیت پرفشارهای جنب حاره تابستانه بر روی ایران مورد بررسی قرار گرفت. ابتدا با استفاده از داده های دوباره تحلیل شده NCEP/NCAR خصوصیات جغرافیایی پرفشارهای جنب حاره تابستانه بر روی خاورمیانه از نظر فراوانی وقوع در یک دوره آماری ۳۰ ساله (۲۰۰۰-۱۹۷۱) در ترازهای زیرین، میانی و فوقانی وردسپهر بررسی شد. سپس نقش واداشت های گرمایی در تشکیل و تقویت پرفشار مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. بدین منظور شار گرمای محسوس و گرمایش دررو به عنوان باقیمانده ی معادله ترمودینامیک محاسبه شد و اثر رشته کوههای مرتفع فلات ایران در تشکیل و تقویت پرفشار با استفاده از یک مدل اقلیمی مقیاس منطقه ای (RegCM4) مورد ارزیابی قرار گرفت.

نتایج حاصل از بررسی فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره بر روی منطقه خاورمیانه نشانگر ماهیت مستقل پرفشار جنب حاره ای ایران در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر می باشد. بررسی گرمایش محسوس، گرمایش محلی، گرمایش ناشی از فرارفت افقی و قائم و گرمایش دررو، بر انطباق هسته های بیشینه گرمایش با رشته کوههای مرتفع فلات ایران تأکید دارد. در این رابطه حذف رشته کوه زاگرس، نقش و اهمیت آن را بعنوان یک چشمه ی گرمایی ارتفاع یافته در تشکیل و تداوم پرفشار تابستانه ی ایران نشان داد. بررسی ها حاکی از آنست که در شرایط حذف رشته کوه زاگرس، بدنبال کاهش مقادیر گرمایش بر روی منطقه، سرعت قائم بالاسوی ترازهای زیرین به سرعت قائم پایین سو بر روی منطقه تبدیل می گردد. همچنین حذف رشته کوه ها نه تنها منجر به تضعیف گردش و اچرخندی در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر شده، بلکه گردش چرخندی ترازهای زیرین را نیز تضعیف و حتی به گردش و اچرخندی تبدیل می نماید. نتایج مدلسازی انجام شده بر نقش برجسته رشته کوه زاگرس در شکل گیری و تداوم گردش های مقیاس منطقه ای جو در ترازهای میانی و زیرین بر روی خاورمیانه تأکید می نماید. یافته های پژوهش حاضر بیانگر آن است که مرکز و اچرخندی مستقر بر روی غرب ایران بیش از آنکه متاثر از واداشت خارجی باشد، ناشی از واداشت های گرمایی سطحی در منطقه خاورمیانه است.

**کلمات کلیدی:** پرفشار ایران، پرفشار آזור، رشته کوه زاگرس، گرمایش دررو، مدل RegCM4

### مقدمه

در امتداد مناطق جنب حاره نیمکره شمالی و جنوبی، نوارهایی از فشار یا ارتفاع ژئوپتانسیل زیاد وجود دارد که معمولاً به عنوان کمربندهای پرفشار جنب حاره خوانده می شوند. با این وجود پرفشارهای مذکور به صورت کمربندی ممتد نبوده و به دلایلی از جمله وجود کوهستان ها و تضاد گرمایشی بین خشکی و دریا بودجه انرژی جو تغییر کرده و کمربندها به صورت سلول های پرفشار مجزا ظاهر می گردند. سلول های پرفشار مذکور که از دیرباز «مراکز فعالیت» (Centers of Action) نامیده می شوند (بری و کارلتون، ۲۰۰۱) و بارزترین و دائمی ترین سیمای گردش وردسپهری در این مناطق به شمار می روند، گردش جو و انتقال بخار آب به اطراف را تحت تأثیر قرار داده و وضع جوی و اقلیم را نه

تنها در نواحی مجاور و در امتداد جنب حاره ها، بلکه بر روی کل کره زمین متأثر می سازند. در نیمه ی گرم سال، بویژه در فصل تابستان، پرفشارهای جنب حاره نواحی وسیعی را در وردسپهر (Troposphere) زیرین، میانی و فوقانی در بر می گیرند. برای مثال سلول های پرفشارهای جنب حاره ای که در فصل تابستان شمالی در سطح دریا بر روی اقیانوس آرام شمالی تشکیل می شوند، حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد از کل نیمکره شمالی را به خود اختصاص می دهند (وو و همکاران، ۲۰۰۴). پرفشار جنب حاره ای تراز فوقانی وردسپهر نیز در تابستان کل منطقه ی جنوب آسیا تا شمال آفریقا را در بر می گیرد. از اینرو ناپهنجاری ها در وسعت و شدت پرفشارهای جنب حاره ای معمولاً با گردش های منطقه ای یا جهانی ناپهنجار و بلایای جوی و ناپهنجاریهای اقلیمی همراه است که سبب خسارت های اقتصادی و اجتماعی بر زندگی انسانها می شود. بررسی ها نشان داده اند که بارش های سیل آسا، توفانها، سیل ها و خشکسالی هایی که تقریباً همه ساله در طی ماههای تابستان در جنوب شرق آسیا رخ می دهد، با ناپهنجاریها در پرفشار جنوب آسیا در وردسپهر فوقانی و پرفشار غرب اقیانوس آرام در وردسپهر زیرین در ارتباط است (وو و همکاران، ۲۰۰۴). از اینرو شناخت خصوصیات پرفشارهای جنب حاره و همچنین نحوه تشکیل و تکوین آن ها از دیر باز مورد توجه اقلیم شناسان بوده است.

بررسی منابع نشان می دهد که مطالعات مربوط به پرفشارهای جنب حاره را می توان از نظر روش شناسی و همچنین نتایج بدست آمده در سه گروه عمده مطالعات همدیدی، بررسی های آماری و تحلیل سازوکارهای فیزیکی - دینامیکی دسته بندی نمود. تا اواخر دهه ۱۹۷۰ مطالعات انجام شده بر روی پرفشارهای جنب حاره عمدتاً مبتنی بر روش همدیدی بوده اند. این مطالعات با استفاده از نقشه های همدیدی سعی در شناسایی مراکز پرفشار و بررسی وردش های زمانی و مکانی آنها داشتند (رید، ۱۹۳۷؛ ۱۹۳۸؛ کلاین؛ ۱۹۵۸؛ ماسون و اندرسن، ۱۹۶۳؛ نیاما، ۱۹۶۸؛ گرینهاث، ۱۹۷۷؛ پرزراکوس، ۱۹۸۴ و هارمان، ۱۹۸۷). بررسی نتایج مطالعات فوق بیانگر آن است که پژوهشگرانی که از نقشه های همدیدی استفاده کرده اند، صرفاً به تشریح موقعیت، فراوانی و نحوه ی ارتباط مراکز پرفشار جنب حاره با سایر مراکز فشار در مقیاس منطقه ای و یا جهانی پرداخته اند و سازوکار تشکیل و یا تکوین این مراکز فشار را کمتر مورد توجه قرار داده اند. از نیمه ی دوم دهه ی ۱۹۸۰ با در دسترس قرار گرفتن داده های رقومی، روش مطالعات انجام شده بر روی پرفشارهای جنب حاره وارد فاز جدیدی شد. این دسته از مطالعات بر مبنای بکارگیری از روش های آماری پرفشارهای جنب حاره ای را از نظر موقعیت سلول مرکزی و مسیر حرکت آن و همچنین فراوانی های فصلی مورد توجه قرار دادند (هارمان، ۱۹۸۷؛ بل و بوسارت، ۱۹۸۹؛ پارکر و همکاران، ۱۹۸۹؛ اجی، ۱۹۹۰؛ دیویس و همکاران، ۱۹۹۷؛ گلارنیو و بوسارت، ۲۰۰۸). مطالعات فوق عمدتاً اقلیم شناسی توصیفی بوده و سازوکار تشکیل و یا تکوین این مراکز فشار را مورد توجه قرار نداده اند. سومین دسته از مطالعات انجام شده بر روی پرفشارهای جنب حاره مبتنی بر تحلیل سازوکارهای فیزیکی و دینامیک تشکیل و تقویت آنها می باشد. طرح این سوال بنیادین که چرا پرفشارهای جنب حاره ای تابستانه نسبت به همتهای زمستانه ی خود از شدت بیشتری برخوردارند، از انگیزه های اصلی محققان برای بررسی ماهیت این پرفشارها در این دوره به شمار می آید (هاسکینز، ۱۹۹۶). توضیح اینکه در ادبیات کلاسیک علت تشکیل پرفشارهای جنب حاره ای به نزول هوا در جانب قطب سوی سلول هدلی نسبت داده می شود، درحالیکه از نظر فیزیکی شیب فشار نصف النهاری شدیدتر در فصل زمستان باید پرفشارهای قوی تری را در این فصل نسبت به فصل تابستان ایجاد کند. نتایج اولیه مطالعات این محققین مبنی بر وجود ارتباط بین گردش موسمی و تشکیل پرفشارهای جنب حاره سرآغاز تحقیقات وسیعی در رابطه با دینامیک پرفشار های جنب حاره شد (هاسکینز، ۱۹۹۶؛ رادول و هاسکینز، ۱۹۹۶؛ چن و همکاران، ۲۰۰۱). مطالعات گسترده محققین بویژه بر روی پرفشار جنب حاره ای جنوب آسیا و پرفشار جنب حاره ای غرب اقیانوس آرام نتایج جدیدی را به دنبال داشت. مهمترین دستاورد مطالعات فوق بر این نکته دلالت دارد که نه در جو آزاد و نه در لایه مرزی سیاره ای، بازوی فرونشینی سلول هدلی نمی تواند بعنوان تنها سازوکار موثر در تشکیل پرفشارهای جنب حاره ای تابستانه در نظر گرفته شود. بر اساس این مطالعات

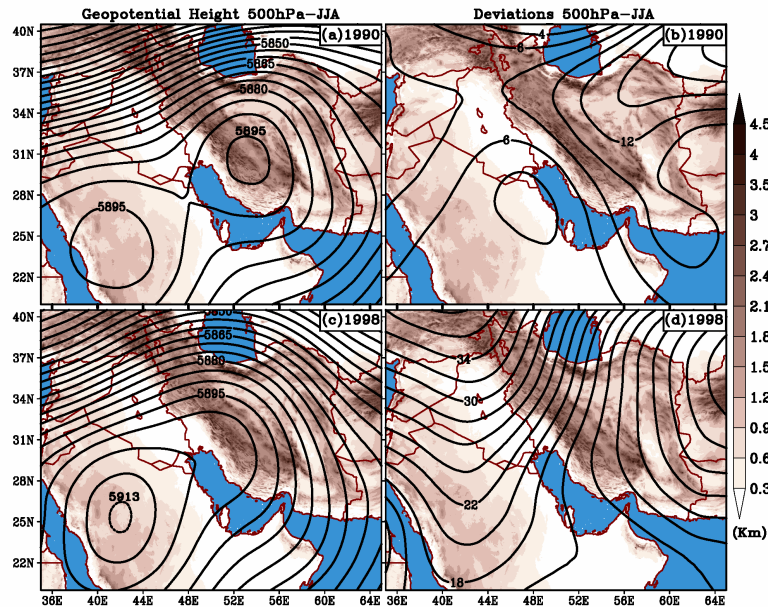
سازگاری گرمایی جو به واداشت های گرمایی خارجی و واداشت چرخندگی پتانسیل در یک میدان سه بعدی مهمترین عامل در تشکیل این پرفشارهاست. بر اساس این دیدگاه واداشت های گرمایی همچون گرمایش محسوس، گرمای نهان، گرمایش حاصل از همرفت های عمیق و سرمایش حاصل از تابش طول موج بلند زمینی در ایجاد پرفشارهای جنب حاره نقشی اساسی دارند (لیو و همکاران، ۲۰۰۴).

بررسی متون اقلیمی بیانگر آن است که از دیرباز مطالعات متعددی بر نقش مراکز پرفشار جنب حاره ای در اقلیم خاورمیانه تأکید داشته اند. حتی در برخی از بررسی ها این مراکز را مهمترین مؤلفه ی تعیین کننده و کنترل کننده ی اقلیم خاورمیانه برشمرده اند (آراکوا، ۱۹۸۱؛ علیجانی، ۱۳۷۲). معدود مطالعات انجام شده در ایران به بررسی ارتباط پرفشار با برخی ویژگی های اقلیمی منطقه پرداخته اند (حجازی زاده، ۱۳۷۲؛ صادقی، ۱۳۷۹؛ فهامی، ۱۳۸۰). با این وجود کمتر پژوهشی به شناخت ماهیت و سازوکار تشکیل آنها پرداخته است. در واقع سازوکاری که برای پرفشارهای جنب حاره تابستانه بر روی ایران ذکر می گردد بر گسترش زبانه ای از پرفشار آزور بر روی منطقه دلالت دارد (اسنید، ۱۹۶۸؛ لیدولف، ۱۹۷۷؛ علیجانی، ۱۳۷۶؛ سلیقه، ۱۳۸۲). اما برخی از مطالعات اخیر به طور جدی اساس این تفکر را به زیر سوال برده اند (زایچک و همکاران، ۲۰۰۷؛ زرین و همکاران، ۲۰۱۰؛ زرین و همکاران، ۲۰۱۱). هدف اصلی این تحقیق تبیین سازوکار حاکم بر تشکیل و تقویت پرفشار جنب حاره ای تابستانه بر روی ایران و ارزیابی صحت و سقم نظریه گسترش پرفشار آزور بر روی خاورمیانه است.

## مواد و روش

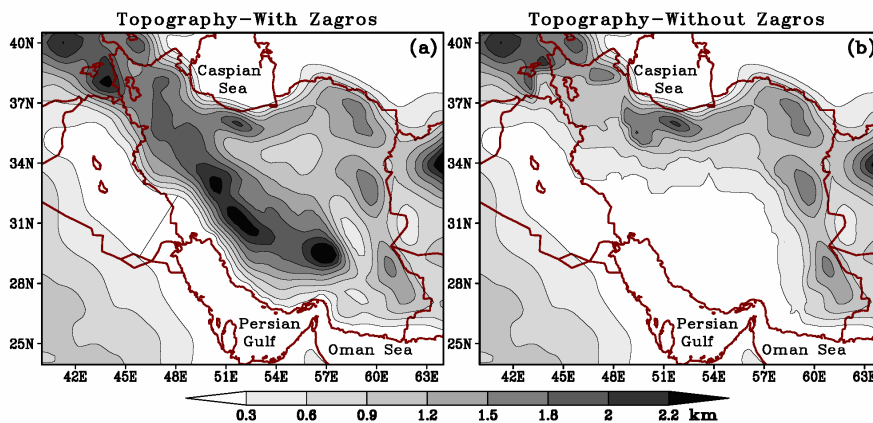
به منظور بررسی وضعیت پرفشار جنب حاره ایران و تعیین ارتباط آن با مراکز پرفشار مجاور منطقه مطالعه از طول جغرافیایی ۶۰ درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا ۴۵ درجه شمالی انتخاب شد. داده های استفاده شده در این پژوهش، داده های دوباره تحلیل شده با تفکیک افقی ۲/۵ درجه در یک دوره ۳۰ ساله (۲۰۰۰-۱۹۷۱) است که از مرکز پیش بینی محیطی/ مرکز ملی پژوهش های جوی (NCEP/NCAR) تهیه شد (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶). به منظور تعیین موقعیت مکانی مرکز پرفشار جنب حاره از داده های ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیل در چهار تراز ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ ه.پ. استفاده شد. مرکز پرفشار جنب حاره نقطه شبکه ای در نظر گرفته شد که بیشترین ارتفاع ژئوپتانسیل را در مقایسه با سایر نقطه شبکه های مجاور دارا بوده و موقعیت جغرافیایی آن با طول و عرض بیان شده است. بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل معیار معمول برای تعیین مرکز پرفشار جنب حاره محسوب می شود (بل و بوسارت، ۱۹۸۹؛ پارکر و همکاران، ۱۹۸۹؛ کیان و همکاران، ۲۰۰۲؛ زانگ و وو، ۲۰۰۲؛ گالانیو و همکاران، ۲۰۰۸). شایان ذکر است که در صورت وجود بیشینه های متعدد در هر مورد مشاهداتی، با شرط وجود اختلاف حداقل ۱۰ ژئوپتانسیل متر در شبکه های حدفاصل بین دو بیشینه مجاور، هر دو به عنوان مرکز پرفشار محسوب شده اند. جهت تبیین میزان نقش رشته کوههای زاگرس در شدت و گستردگی پرفشار جنب حاره تابستانه در منطقه ی فلات ایران از مدل اقلیمی میان مقیاس RegCM4 استفاده شد. در بررسی سال به سال موقعیت استقرار و مقادیر متوسط فصلی (جون، جولای و آگوست) ارتفاع ژئوپتانسیل در مراکز پرفشار جنب حاره ی تابستانه بر روی ایران در ترازهای میانی در یک دوره ۳۰ ساله (۲۰۰۰-۱۹۷۱) بیانگر آن است که در تابستان سال ۱۹۹۰ مرکز پرفشار جنب حاره بر روی ایران از شرایط نسبتاً بهنجاری از جهت مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل (شکل الف) و موقعیت (شکل ب) برخوردار بوده است. بر این اساس دوره ی گرم سال ۱۹۹۰ جهت انجام مدلسازی انتخاب گردید. در عین حال جهت تعیین نقش و میزان تأثیر رشته کوههای زاگرس بر روی تشکیل و تقویت پرفشار جنب حاره تابستانه در طی سالهایی که مراکز پرفشار جنب حاره از نظر موقعیت و ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی جنوب غرب آسیا شرایط نابهنجاری دارند، سال ۱۹۹۸ نیز جهت اجرای مدل انتخاب گردید. شایان ذکر است که نتایج بیانگر آن است که در طی دوره ی ۳۰ ساله ی مورد بررسی، مرکز پرفشار سال ۱۹۹۸ چه از لحاظ مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل (شکل ج) و چه از لحاظ موقعیت استقرار (شکل د) نابهنجارترین سال بوده است.

دوره ی زمانی اجرای مدل از اول می تا پایان سپتامبر در نظر گرفته شد تا کل دوره ی گرم سال را پوشش دهد.



شکل ۱. میانگین فصلی (تابستانه) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ. سالهای ۱۹۹۰ (الف) و ۱۹۹۸ (ج). نابهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل سالهای ۱۹۹۰ (ب) و ۱۹۹۸ (د) نسبت به میانگین ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰).

در مرحله ی اول مدل با تمامی داده های واقعی اجراء شد. سپس با توجه به هدف تحقیق حاضر، رشته کوه مرتفع زاگرس و همچنین کوههای مرکزی ایران از داده های توپوگرافی حذف و مدل دوباره اجراء گردید. شکل ۲ توپوگرافی مدل را در اجرای اول و در اجرای مدل پس از حذف رشته کوه زاگرس و کوههای مرکزی ایران نشان می دهد.



شکل ۲. توپوگرافی منطقه در مدل RegCM. (الف) در اجرای مرجع و (ب) پس از حذف کوه.

برای درک بهتر ساختار حاکم در شرایط وجود کوه و زمان حذف کوه، گام زمانی داده ها به میانگین ماهانه تبدیل شد و نقشه های میانگین ماهانه ی میدان تاوایی نسبی، گرمایش دررو، سرعت قائم و ارتفاع ژئوپتانسیل برای ترازهای مختلف جو تهیه و مورد تحلیل قرار گرفت. جهت مقایسه ی گرمایش دررو بین شرایط اجرای مرجع و شرایط حذف کوه عبارات معادله ی انرژی ترمودینامیک (رابطه ۱) برای ماههای تابستانه ی جون، جولای و آگوست به تفکیک برای شرایط وجود کوه و حذف کوه برای سالهای ۱۹۹۰ و ۱۹۹۸ محاسبه گردید.

$$Q = c_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad \text{رابطه ۱}$$

## یافته ها

### فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره

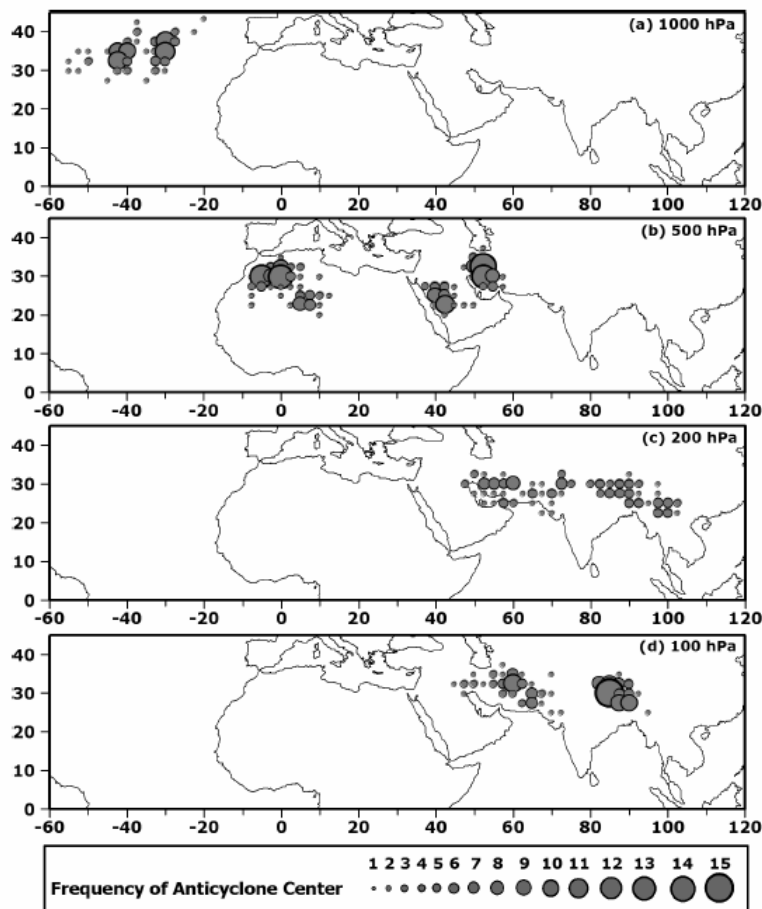
به منظور بررسی موقعیت جغرافیایی پرفشار جنب حاره، فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره در طی یکدوره ۳۰ ساله (۲۰۰۰-۱۹۷۱) در منطقه مورد مطالعه تعیین گردید. بررسی های اولیه نشان داد که بجز تراز ۱۰۰۰ ه.پ.، در سایر ترازها گاهی در یک زمان معین دو یا چند مرکز پرفشار بسته در منطقه مورد بررسی وجود دارد که تمام این مراکز به عنوان مراکز پرفشار در نظر گرفته شده است.

در بررسی فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره در تراز ۱۰۰۰ ه.پ. (شکل ۳-الف) مشاهده می گردد که مراکز پرفشار جنب حاره در این تراز در محدوده طول جغرافیایی ۲۵ تا ۶۰ غربی و عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۵ شمالی جایگاه یافته است. بطوریکه در شکل مشاهده می گردد، مراکز پرفشار جنب حاره در این تراز برخلاف سایر ترازها، در تمامی ماهها از مراکز و ثبات جغرافیایی خاصی در یک منطقه معین (شرق اقیانوس اطلس شمالی) برخوردار است.

در تراز ۵۰۰ ه.پ. موقعیت قرارگیری مراکز پرفشار بجز در ماههای آوریل و اکتبر متغیر است و از طول جغرافیایی ۴۰° W تا حدود ۷۰° E را در بر می گیرد. فراوانی مراکز پرفشار در دو ماه می و سپتامبر که ماههای انتقالی محسوب می شوند تقریباً مشابه بوده، بطوریکه مراکز پرفشار در این دو ماه در دو منطقه یکی بر روی غرب و مرکز افریقا و دیگری بر روی شبه جزیره عربستان متمرکز شده است. در ماههای تابستان مراکز پرفشار به عرض های جغرافیایی بالاتر (بویژه بر روی افریقا) جابجا شده و علاوه بر دو منطقه فوق مراکز پرفشاری نیز بر روی ایران ظاهر می گردد (شکل ۳-ب). استقرار این مراکز پرفشار بر روی ایران، وجود تاوایی منفی زیاد در تراز ۵۰۰ ه.پ. (شکل ۳-ب) را توجیه می نماید. شکل ۳-ب فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره را در تراز ۵۰۰ ه.پ. برای فصل تابستان نشان می دهد. همانطوریکه در شکل ملاحظه می شود، مراکز پرفشار جنب حاره با توجه به فراوانی وقوع آن به ترتیب بر روی شمال غرب افریقا، ایران و شبه جزیره عربستان استقرار می یابد.

بررسی فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره در تراز ۲۰۰ ه.پ. بیانگر آن است که در طی ماه آوریل، مراکز پرفشار جنب حاره در جنوب شرق آسیا بر روی دریای چین جنوبی قرار می گیرد، در ماه می بر روی هندوچین استقرار می یابد و از ماه جون ضمن جابجایی به سمت شمال، در جهت شمال غرب به سوی مناطق خشکی غرب آسیا حرکت می نماید (شکل ۳-ج). این مراکز در طی ماههای جولای و آگوست به شمالی ترین موقعیت خود رسیده و به شکل کمربندی از شرق فلات تبت تا غرب ایران، بالاتر از مدار ۳۰° N استقرار می یابند. در طی ماههای سپتامبر و اکتبر این مراکز مجدداً به عرض های جنوبی تر باز می گردند. شکل ۳-ج مجموع فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره فصل تابستان در تراز ۲۰۰ ه.پ. را برای دوره ۳۰ ساله نشان می دهد. با توجه به شکل، حدود نیمی از مراکز پرفشار جنب حاره تابستانه در این تراز بر روی فلات ایران استقرار یافته اند.

بررسی فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره در تراز ۱۰۰ ه.پ. نشان می دهد که در ماه آوریل موقعیت جغرافیایی مراکز پرفشار بسیار پراکنده است و از جنوب شرق آسیا تا خلیج گینه را در بر می گیرد. در ماه می مراکز پرفشار جنب حاره بیشتر بر روی جنوب شرق آسیا (هندوچین-برمه) استقرار می یابد، اما در طی ماههای جون تا آگوست، ضمن جابجایی مراکز فوق به عرض های شمالی تر، مراکز دیگری نیز در شرق فلات ایران پدیدار می شود (شکل ۳-د). نکته جالب در این تراز، تمرکز مراکز پرفشار بر روی مناطق جغرافیایی خاص و عدم پراکندگی آن است. بطوریکه دو منطقه فلات تبت و فلات ایران مناطقی هستند که مراکز پرفشار عمدتاً بر روی آنها استقرار یافته است (شکل ۳-د).



شکل ۳. فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره. مجموع برای تابستان (جون، جولای، آگوست)، (زرین و همکاران، ۲۰۱۰).

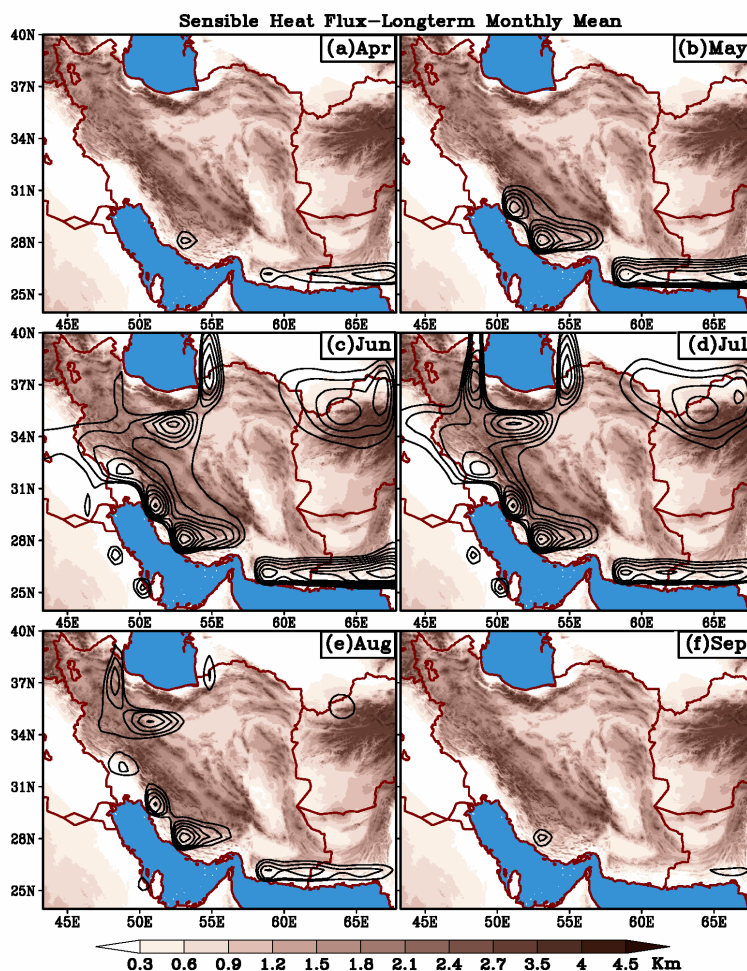
### گرمایش محسوس

در بررسی تشکیل و تکوین پرفشارهای جنب حاره مشخص گردید که خصوصیات گرمایشی سطح زمین در شکل گیری و تقویت مراکز پرفشار نقش دارد. بر این اساس مقادیر گرمایش محسوس بعنوان یکی از پارامترهای مهم محلی در طی دوره ی گرم (می تا سپتامبر) روی فلات ایران مورد بررسی قرار گرفت. هدف از انجام این بررسی تعیین مقادیر گرمایش محسوس و تکوین زمانی آن و در نهایت شناسایی مقادیر گرمایش بر روی مناطق مختلف فلات ایران بویژه در ارتفاعات زاگرس و کوههای مرکزی ایران می باشد.

بررسی ها نشان داد که در ماه آوریل مرکز اصلی گرمایش در منتهی الیه جنوب شرق فلات ایران قرار دارد. هسته ی اصلی گرمایش با مقدار ۱۵۰ وات بر مترمربع بر روی جنوب غرب پاکستان واقع شده است. همچنین هسته ی کوچکی نیز با مقدار ۱۴۵ وات بر مترمربع بر روی شمال خلیج فارس و جنوب زاگرس مشاهده می گردد (شکل ۴-الف).

بررسی تکوین بیشینه ی گرمایش محسوس بیانگر آن است که در ماه می گرمایش بر روی نیمه ی جنوبی زاگرس افزایش می یابد. بطوریکه تنها ظرف مدت یکماه گرمایش محسوس به میزان ۲۵ وات بر متر مربع در جنوب زاگرس افزایش می یابد. این درحالیست که در محدوده ی جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان در امتداد مداری بیشینه ی گرمایش از ۱۶۰ وات بر مترمربع فزونی می یابد. افزایش شدید گرمای محسوس در مسافت کوتاهی در جانب شمالی خلیج فارس نشان دهنده ی نقش بارز رشته کوه زاگرس در افزایش مقادیر گرمایش در ماه می می باشد (شکل ۴-ب). در بررسی تکوین ماهانه ی بیشینه ی گرمای محسوس مشاهده می گردد که در ماه جون، تمامی مناطق واقع در غرب

کشور و در امتداد رشته کوه زاگرس از گرمایش محسوس بالایی برخوردارند. این درحالیست که مقادیر گرمای محسوس بر روی مناطق شمال و شمال شرق فلات ایران نیز در این ماه به یکباره افزایش می یابد. نکته جالب توجه در ماه جون آن است که گرمایش بر روی نیمه ی غربی کشور در امتداد زاگرس و همچنین البرز میانی به بیشینه مقدار خود می رسد، بطوریکه هسته های بیشینه ی گرمایش ۱۸۰ وات بر مترمربع بر روی نیمه ی جنوبی و غربی زاگرس مشاهده می گردد و در دامنه های جنوبی البرز نیز به ۱۶۵ وات بالغ می گردد (شکل ۴-ج). این وضعیت در طی ماه جولای تداوم یافته بطوریکه الگوی گرمایشی ماه جون و جولای از جهت مقادیر بیشینه شباهت زیادی به هم داشته و تنها تفاوت آشکار پیدایش یک مرکز بیشینه گرمایش در شرق آذربایجان به میزان ۱۷۰ وات بر مترمربع در ماه جولای می باشد (شکل ۴-د).



شکل ۴. متوسط درازمدت (۱۹۷۱-۲۰۰۰) شارگرمایش محسوس در مقیاس ماهانه (زرتین، ۱۳۸۶).

بررسی بیشینه گرمایش در ماه آگوست نشان دهنده ی آن است که میزان گرمایش بر روی فلات ایران بطور قابل توجهی کاهش یافته است. با توجه به شکل ۴-ه مقادیر بیشینه گرمایش بر روی شمال و شمال شرق فلات ایران به شدت کاهش یافته، در حالیکه بر روی محور زاگرس بویژه نیمه ی جنوبی آن همچنان هسته های گرمایشی با بیشینه ای بیش از ۱۶۰ وات بر مترمربع مشاهده می گردد. در ماه سپتامبر بیشینه ی گرمایش محسوس تنها در محدوده های کوچکی در منتهی الیه جنوب زاگرس جنوبی و جنوب پاکستان قابل مشاهده است. مقادیر گرمایش محسوس در این هسته ها کمتر از ۱۴۰ وات بر مترمربع می باشد (شکل ۴-و). بطور کلی بررسی تکوین زمانی گرمایش محسوس بر روی فلات ایران بیانگر آن است که مرکز بیشینه ی گرمایش از آهنگ تابش خورشید و همچنین ویژگی های توپوگرافی

فلات ایران تبعیت می کند. در واقع می توان چنین نتیجه گرفت که وجود رشته کوه پهناور زاگرس در غرب ایران نقش اساسی ایی در شکل گیری هسته های بیشینه ی گرمایش در فلات ایران در دوره ی گرم سال داراست. وجود بیشینه های گرمایش در طی تابستان بر روی زاگرس و البرز مرکزی و شرق آذربایجان بیانگر اهمیت رشته کوههای مرتفع در افزایش گرمایش محسوس بر روی فلات ایران است.

### نقش واداشت های مقیاس منطقه ای

جهت درک خصوصیات گرمایشی حاکم در دوره ی گرم سال و میزان نقش آن در شکل گیری و یا تقویت مراکز پرفشار تابستانه در منطقه ی جنوبغرب آسیا، عبارات معادله ی ترمودینامیک (رابطه ی ۱) برای فصل تابستان در ترازهای مختلف جو محاسبه گردید. از سویی، بررسی مقادیر گرمایش محسوس در طی دوره ی گرم سال نشان داد که رشته کوههای مرتفع در نیمه ی غربی فلات ایران در توزیع فضایی مقادیر بیشینه ی گرمایش بر روی منطقه ی جنوبغرب آسیا نقش مهمی را بر عهده دارند. همچنین بررسی های انجام شده در رابطه با دینامیک و ماهیت مراکز پرفشار جنب حاره بیانگر آن است که رشته کوههای وسیع و مرتفع در تشکیل و تقویت این مراکز نقش بارزی را ایفاء می نمایند (یه، ۱۹۸۲؛ وو و زانگ، ۱۹۹۸). یافته های اولیه نشان دهنده ی آن است که رشته کوههای مرتفع فلات ایران و فلات تبت بعنوان چشمه های گرمایی ارتفاع یافته در تشکیل و تکوین پرفشارهای جنب حاره در دوره گرم سال مؤثرند (کیان و همکاران، ۲۰۰۲؛ زانگ و وو، ۲۰۰۲). از اینرو جهت تبیین میزان نقش گرمایش دررو و تأثیر کوههای مرتفع در شدت و گستردگی پرفشار جنب حاره تابستانه در منطقه ی فلات ایران، با استفاده از مدل اقلیمی مقیاس منطقه ای RegCM4 میزان گرمایش دررو در شرایط مرجع (وجود رشته کوهها) و شرایط حذف رشته کوه زاگرس مورد بررسی قرار گرفت. از آنجائیکه هدف از مدلسازی فوق تبیین دقیق تر نقش واداشت های مقیاس منطقه ای بویژه نقش رشته کوهها در تشکیل و تقویت پرفشار جنب حاره ای ایران است، مؤلفه های گرمایش دررو، سرعت قائم و تاوایی نسبی در اجرای مرجع و شرایط حذف کوه مورد بررسی و ارزیابی قرار خواهند گرفت.

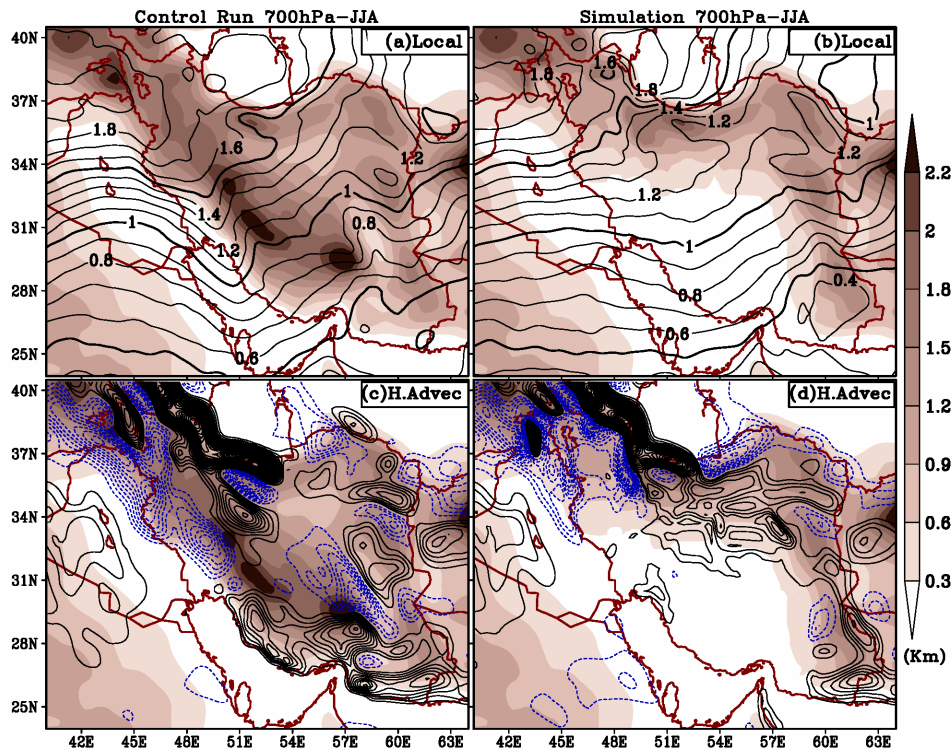
### گرمایش دررو

عبارات معادله ی انرژی ترمودینامیک برای ماههای تابستان (جون، جولای و آگوست) سالهای ۱۹۹۰ و ۱۹۹۸ در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ ه.پ. به تفکیک برای اجرای مرجع و شرایط حذف کوه محاسبه گردید. نتایج اولیه ی حاصل از بررسی نقشه ها حاکی از آن است که در اجرای مرجع، خصوصیات گرمایشی حاکم بر فلات ایران در تمامی عبارات معادله ی انرژی ترمودینامیک از کوههای زاگرس و مرکزی ایران متأثر شده و عمدتاً چشمه ی گرمایش منطقه ای و بیشینه ی گرمایش بر روی محدوده ای در حدفاصل غرب تا شمال غرب ایران استقرار می یابد. در مقابل، در شرایط حذف کوه علاوه بر کاهش مقادیر بیشینه ی گرمایش نحوه ی آرایش خطوط هم ارزش تفاوت آشکاری را با اجرای مرجع در نیمه ی غربی ایران نشان می دهد. با توجه به این که امکان ارائه کلیه ی نقشه های مورد بررسی (۱۹۲ نقشه) در بخش حاضر مقدور نمی باشد، در ادامه صرفاً الگوی متوسط فصلی گرمایش در اجرای مرجع و شرایط حذف کوه در تراز ۷۰۰ ه.پ. برای تابستان ۱۹۹۰ مورد بررسی و تحلیل قرار می گیرد.

بررسی نقشه های مربوط به گرمایش محلی تابستان ۱۹۹۰ در تراز ۷۰۰ ه.پ. نشانگر آن است که هسته ی بیشینه ی گرمایش محلی در اجرای مرجع کاملاً از محور رشته کوه زاگرس و امتداد آن تا شمالغرب ایران تبعیت می کند. بطوریکه خطوط هم ارزش بر روی رشته کوه زاگرس به سمت عرض های جغرافیایی پایین تر کشیده شده است. در صورتیکه در شرایط حذف کوهها خطوط هم ارزش مداری تر شده و بویژه در منطقه ی زاگرس در عرض های جغرافیایی بالاتر جای گرفته اند (شکل ۵-الف و ۵-ب). این ویژگی در تراز ۸۵۰ ه.پ. نیز به شکل برجسته ای قابل مشاهده است (نشان داده نشده است). در کل می توان چنین نتیجه گرفت که در طی فصل تابستان وجود رشته



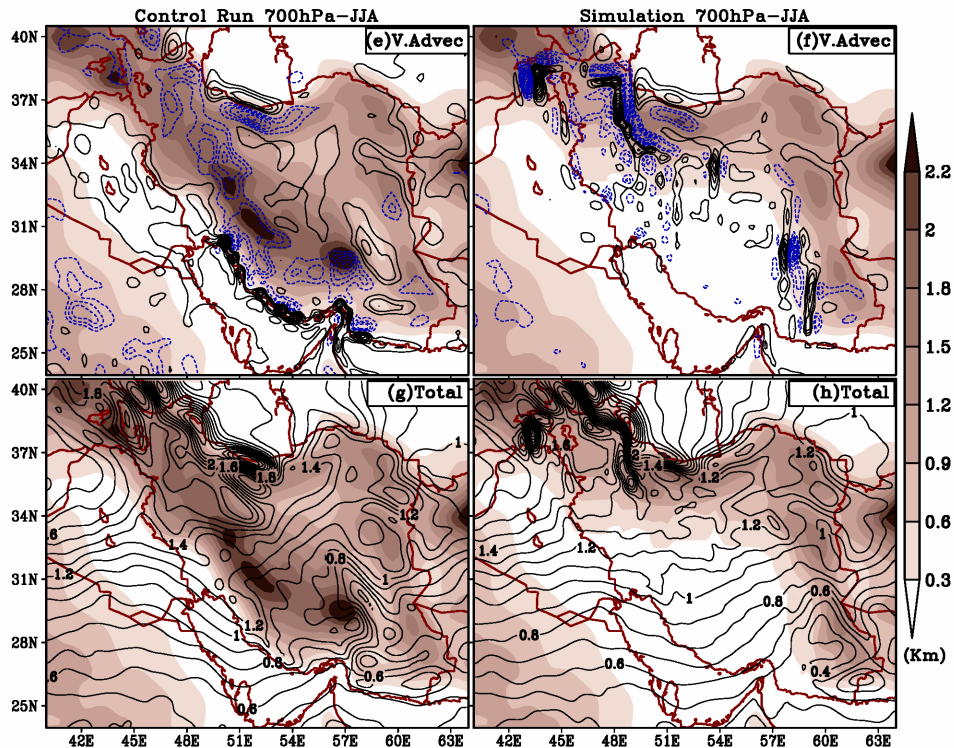
کوههای مرتفع در نیمه ی غربی ایران نقش مهمی در گرمایش محلی وردسپهر زیرین و حتی میانی دارد. توزیع فضایی گرمایش محلی برای تابستان سال ۱۹۹۸ نیز الگوی مشابهی را به نمایش می گذارد.



شکل ۵. مقادیر متوسط فصلی جمله گرمایش محلی (a,b) و فرارفت افقی (c,d) در تراز ۷۰۰ ه.پ. برای تابستان ۱۹۹۰ برحسب کلون در روز. (a) و (b) در شرایط اجرای مرجع و (c) و (d) در شرایط حذف کوه (زرتین و همکاران، ۲۰۱۱).

مقایسه ی جمله های فرارفت افقی گرما در اجرای مرجع و حذف کوه نیز بر نقش کوهها در توزیع فضایی گرمایش بر روی منطقه دلالت دارد. درحالیکه در شرایط مرجع مناطق کوهستانی ایران بویژه مناطق واقع در نیمه شمالی رشته کوه زاگرس تا آزارات و کوههای آذربایجان در ۷۰۰ ه.پ. (همچنین در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ ه.پ.) منطقه فرارفت گرما به نواحی مجاور محسوب می گردد. در مقابل در شرایط حذف کوه، در تمامی مناطق واقع در غرب ایران مقادیر فرارفت افقی گرما در عرض های پایین تر از ۳۵ N به صفر می رسد (شکل ۵-ج و ۵-د). شایان ذکر است که وجود کوههای مرتفع در نیمه ی غربی فلات ایران ذخیره ی گرمایی مناسبی را در لایه های زیرین و میانی وردسپهر فراهم می نماید که حذف کوهها منجر به کاهش این منابع گرمایی می گردد.

بررسی جمله فرارفت قائم گرما در تابستان ۱۹۹۰ نشان دهنده ی وجود هسته های بیشینه ی گرمایش ناشی از فرارفت قائم بالاسو در ترازهای زیرین وردسپهر (هر دو تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ ه.پ.) بر روی کوههای مرتفع ایران و بویژه رشته کوه پهناور زاگرس در اجرای مرجع می باشد. به طور کلی می توان گفت که در اجرای مرجع، بخش هایی از زاگرس، البرز و کوههای آذربایجان از فرارفت قائم بالاسو بهره می برند (شکل ۵-ه). در شرایط حذف کوه در ترازهای یادشده مناطق بیشینه ی فرارفت قائم بالاسو با مقادیر فرارفت نزدیک صفر جایگزین گردیده است. از سویی، حذف کوهها نه تنها مقادیر گرمایش را در منطقه کوهستانی غرب ایران بشدت کاهش داده، بلکه در تمامی مناطق مجاور آن نیز الگوی گرمایش را دچار تغییر عمده ای نموده است (شکل ۵-و). چنین الگویی از گرمایش قائم در تابستان ۱۹۹۸ نیز مشاهده می شود.



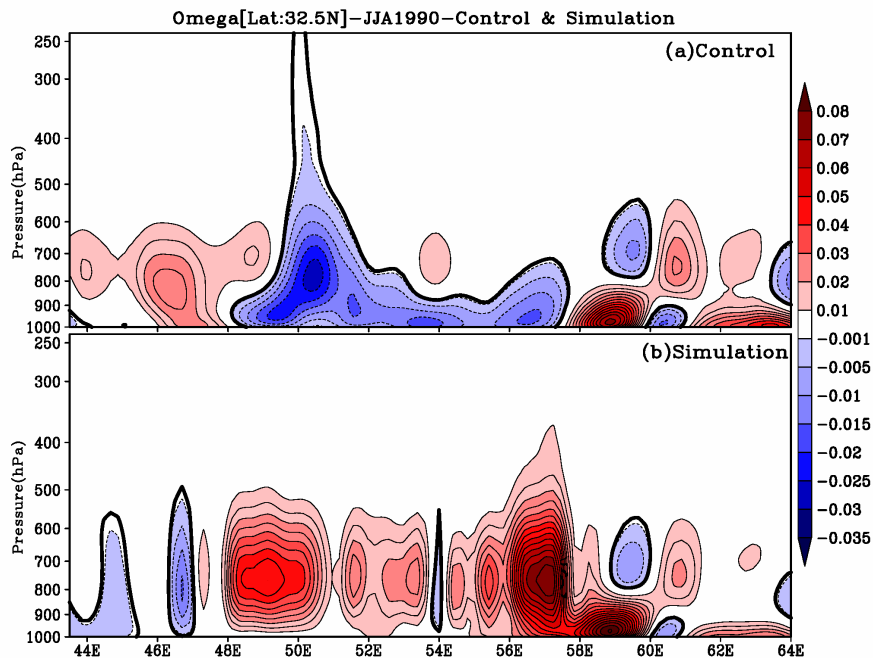
ادامه شکل ۵. مقادیر متوسط فصلی جمله فرارفت قائم گرما (e,f) و گرمایش کلی (g,h) در تراز ۷۰۰ ه.پ. برای تابستان ۱۹۹۰ برحسب کلونین در روز. (e) و (f) در شرایط اجرای مرجع و (g) و (h) در شرایط حذف کوه.

بررسی گرمایش دررو (گرمایش کلی) در تابستان ۱۹۹۰ حاکی از آن است که هسته های بیشینه ی گرمایش در ترازهای زیرین جو (۸۵۰ و ۷۰۰ ه.پ.) در اجرای مرجع بر روی رشته کوههای مرتفع جای گرفته و عمدتاً از جهت و امتداد کوهها پیروی می کنند. درمقابل در شرایط حذف کوه، مجموع گرمایش درروی حاصله در ترازهای زیرین در نیمه غربی ایران، بواسطه کاهش شدید مقادیر فرارفت قائم و فرارفت افقی (شکل ۵-د و ۵-و)، با الگوی گرمایش محلی (آهنگ فصلی تابش خورشیدی) تبیین می گردد (شکل ۵-ب و ۵-ح). به عبارت دیگر، محاسبه مقادیر گرمایش کلی و مقایسه آن با سه جمله گرمایش محلی، فرارفت قائم و افقی گرما در شرایط مرجع و حذف کوه به نقش بسیار مهم دو جمله فرارفت افقی و قائم (شکل ۵-د و ۵-و) در تبیین توزیع فضایی گرما در طول تابستان اشاره دارد (شکل ۵-ز).

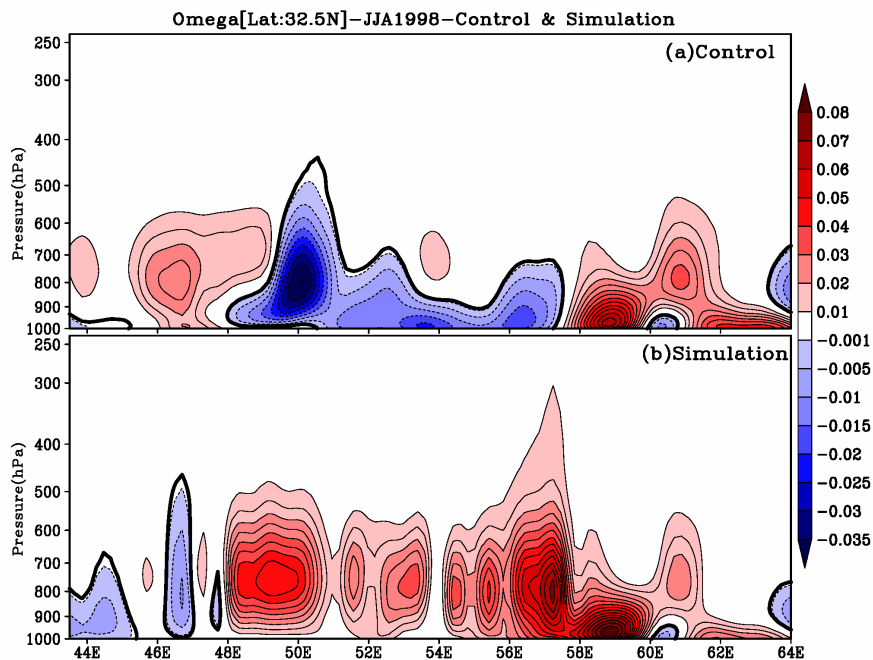
### سرعت قائم و تاوایی نسبی

سرعت قائم متغیر هواشناسی دیگری است که در این تحقیق جهت بررسی نقش کوههای مرتفع در تشکیل و تکوین پرفشار جنب حاره ای ایران مورد استفاده قرار گرفته است. شکل ۶ و ۷ متوسط فصلی سرعت قائم را در مقطع قائم به ترتیب برای تابستان سالهای ۱۹۹۰ و ۱۹۹۸ نشان می دهند. شکل ها برای پهناورترین و مرتفع ترین بخش زاگرس (۳۲/۵ N) تهیه شدند. در هر دو سال انتخاب شده، تمامی مناطق واقع درحداصل طول ۴۸ E تا ۵۸ E (جاییکه کوههای مرتفع غرب و مرکز ایران قراردارند)، یک حرکت بالاسوی آشکار را در اجرای مرجع تجربه می کنند. وجود کوهها میزان حرکت صعودی را در مرتفع ترین بخش زاگرس، یعنی طول ۴۹ E تا ۵۱ E، به بالاترین مقادیر منطقه ای خود رسانیده و در عین حال امکان نفوذ جریانات صعودی را تا وردسپهر فوقانی ممکن ساخته است (شکل ۶-الف و ۷-الف). در مقابل، در شرایط حذف کوههای زاگرس نه تنها از حرکت بالاسوی گسترده خبری نیست، بلکه منطقه مرتفع

غرب به‌مراه مناطق داخلی ایران یک جریان نزولی گسترده و قوی را در وردسپهر میانی و زیرین تجربه می‌کند. به عبارتی در صورت نبود کوههای مرتفع زاگرس، فلات ایران یک جریان نزولی گسترده را تا سطح زمین تجربه می‌نماید که بیشینه‌های نزول آن بر مرتفع‌ترین بخش‌های رشته کوه زاگرس و کوههای مرکزی ایران منطبق خواهد بود (شکل ۶-ب و ۷-ب).



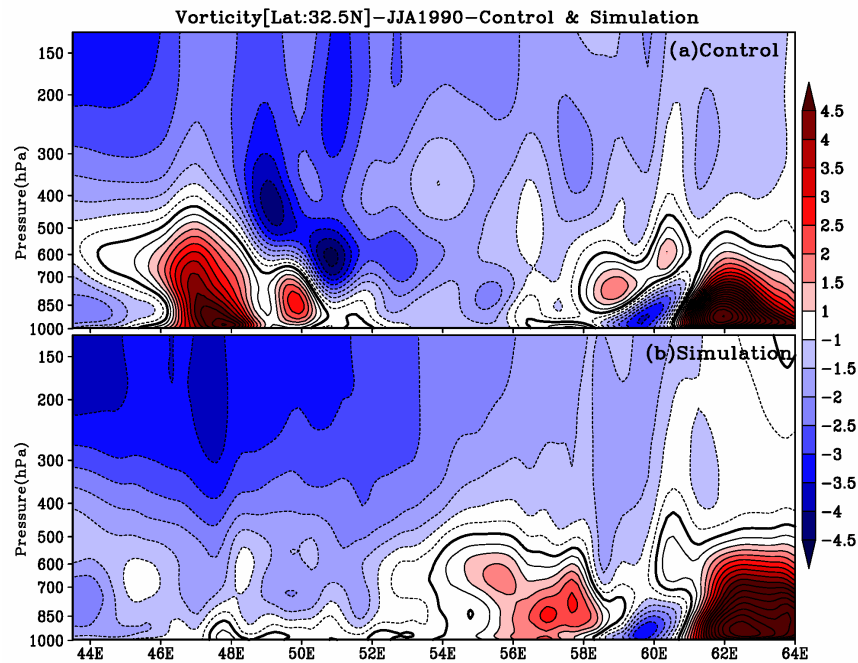
شکل ۶. متوسط فصلی سرعت قائم در امتداد عرض  $32.5^{\circ}N$  برای تابستان ۱۹۹۰. (a) خروجی مدل در اجرای مرجع و (b) خروجی مدل در شرایط حذف کوه (زرزین و همکاران، ۲۰۱۱).



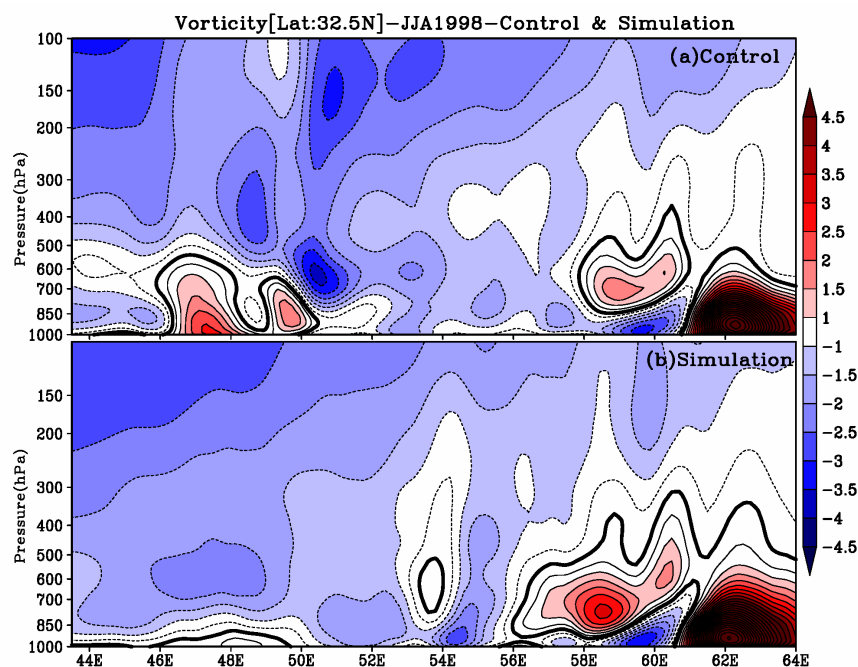
شکل ۷. همانند شکل ۶ برای تابستان ۱۹۹۸.

بکارگیری تاوایی نسبی امکان ارزیابی تغییرات حاصله در شدت پرفشار جنب حاره ای ایران را در اجراهای مرجع و

شرایط حذف کوه فراهم می آورد. تاوایی نسبی متغیر مناسب دیگری است که در تبیین ماهیت پرفشار ایران به ما کمک خواهد نمود. شکل های ۸ و ۹ با ویژگی هایی مشابه شکل ۶ و ۷ تهیه شده اند. بررسی نیمرخ های قائم تاوایی نسبی بیانگر استقرار پرفشار ایران در حداصل طول  $49^{\circ}E$  تا  $51^{\circ}E$  (رشته کوه زاگرس) و در ارتفاع ۷۰۰ تا ۴۰۰ ه.پ. می باشد. کمینه متوسط فصلی گردش و اچرخندی در مرکز پرفشار ایران در عرض  $32/5^{\circ}N$  در تابستان سالهای ۱۹۹۰ و ۱۹۹۸ به ۴- واحد بالغ می گردد.



شکل ۸. متوسط فصلی تاوایی نسبی ( $\times 10^{-5} s^{-1}$ ) در امتداد عرض  $32/5^{\circ}N$  برای تابستان ۱۹۹۰. (a) خروجی مدل در اجرای مرجع و (b) خروجی مدل در شرایط حذف کوه (زرین و همکاران، ۲۰۱۱).



شکل ۹. همانند شکل ۸ برای تابستان ۱۹۹۸.

با توجه به خروجی های مدل، واداشت های گرمایی ناشی از وجود رشته کوه مرتفع زاگرس، علاوه بر ایجاد گردش چرخندی قوی در سطح فلات، موجبات شکل گیری یک واچرخند تراز میانی بر روی غرب ایران، درست بر فراز رشته کوه های زاگرس را در اجرای مرجع فراهم می آورد (شکل ۸-الف و ۹-الف). در شرایط حذف کوه، وضعیت فوق کاملاً تغییر می یابد. بدین معنی که حذف کوه های مرتفع نه تنها موجب محو واچرخند تراز میانی از روی نیمه غربی ایران می گردد، بلکه در عین حال ناپدید شدن گردش چرخندی در سطح فلات را نیز در پی دارد (شکل ۸-ب و ۹-ب). بدین ترتیب نتایج مدلسازی انجام شده بر نقش برجسته رشته کوه زاگرس در شکل گیری و تداوم گردش های مقیاس منطقه ای جو در ترازهای میانی و زیرین بر روی خاورمیانه تأکید می نماید. بر همین اساس و برخلاف تصور موجود بایستی ادعان داشت که مرکز واچرخندی مستقر بر روی غرب ایران بیش از آنکه متأثر از واداشت خارجی باشد، ناشی از واداشت های گرمایی سطحی در منطقه خاورمیانه می باشد.

### نتیجه گیری

بررسی پرفشار جنب حاره در ۴ تراز ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ ه.پ. در منطقه مورد مطالعه (E ۱۲۰- W ۶۰) نشان داد که فقط فلات ایران در هر دو تراز میانی و فوقانی وردسپهر دارای پرفشار مستقل است. سایر مناطق از جمله فلات تبت تنها در تراز فوقانی و شمالغرب افریقا و شبه جزیره عربستان فقط در تراز میانی وردسپهر دارای مراکز پرفشار می باشند. به همین ترتیب، پرفشار آזור فقط در تراز زیرین وردسپهر گسترش می یابد. این نتیجه برخلاف تصور موجود در متون اقلیم شناسی ایران مبنی بر گسترش پرفشار آזור تا وردایست است (بوشر، ۱۳۷۳). همچنین براساس نتایج به دست آمده، پرفشار جنب حاره ای ایران برخلاف یافته های پیشین (اسنید، ۱۹۶۸؛ لیدولف، ۱۹۷۷؛ علیجانی، ۱۳۷۶؛ سلیقه، ۱۳۸۲)، در هیچ تراز زبانه ای از پرفشار آזור نیست. در واقع پرفشار آזור فقط در تراز زیرین وردسپهر بر روی مجمع الجزایر آזור واقع در شرق اقیانوس اطلس شمالی تشکیل و در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر مشاهده نمی شود. در صورتیکه پرفشار ایران در تراز میانی و بویژه فوقانی وردسپهر، یکی از مهمترین مولفه های گردش جو در خاورمیانه به شمار می آید.

بررسی موقعیت جغرافیایی مرکز پرفشار جنب حاره در فصل تابستان در ترازهای مختلف وردسپهر نشان داد که در تراز ۱۰۰۰ ه.پ. مرکز پرفشار بر روی شرق اقیانوس اطلس از ثبات و تمرکز خاصی برخوردار است. در صورتیکه موقعیت مرکز پرفشار در سایر ترازهای مورد بررسی، در یک منطقه معین متمرکز نیست و حالت دو یا چند مرکزی دارد. الگوی موقعیت جغرافیایی مرکز پرفشار در فصل تابستان در ترازهای ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ ه.پ. به ترتیب یک مرکزی (شرق اقیانوس اطلس)، سه مرکزی (شمال غرب افریقا-عربستان-ایران)، پراکنده (از جنوب چین تا غرب ایران) و دو مدی (فلات تبت-فلات ایران) است. این نتیجه بوضوح بیانگر آن است که پرفشار های جنب حاره ای مستقر بر روی آسیا و افریقا در ترازهای مختلف وردسپهر بر یکدیگر انطباق نداشته و باید سازوکار تشکیل و تقویت متفاوتی داشته باشند. در واقع این یافته تأییدی بر این تفکر است که پرفشارهای جنب حاره تابستانه نمی توانند بر اساس نظریه کلاسیک تنها از فرونشینی هوا بر جانب قطب سوی سلول هدلی حاصل شده باشند.

نتایج بررسی های موقعیت جغرافیایی استقرار مرکز پرفشار جنب حاره در تراز ۱۰۰ ه.پ. نشان داد که از نظر طول جغرافیایی، موقعیت استقرار پرفشار در آسیا از توزیعی دومی برخوردار است و به نظر می رسد که سرزمین های مرتفع آسیا نقش مهمی در شکل گیری این سامانه در منطقه بازی می کنند. بدین ترتیب که در فصل تابستان این سامانه ترجیحاً بر روی دو منطقه یکی بر روی فلات ایران و دیگری فلات تبت استقرار می یابد. نتایج نشان داد که در حالیکه فراوانی استقرار پرفشار در مد تبت نسبت به مد ایران اندکی بیشتر است، اما پرفشار جنب حاره در مد ایران عرض جغرافیایی بالاتری را تجربه می کند.

بررسی میانگین درازمدت گرمایش محسوس و گرمایش دررو در طی دوره ی گرم سال نشان داد که بیشینه ی

گرمایش محسوس و گرمایش دررو کاملاً از توزیع جغرافیایی رشته کوههای مرتفع در فلات ایران تبعیت می کند. بطوریکه کوههای مرتفع و پهنای زاگرس یکی از مناطق استقرار هسته های بیشینه ی گرمایش محسوس بر روی فلات ایران بوده و بیشینه ی گرمایش دررو بر روی فلات ایران بویژه در ترازهای زیرین از محور رشته کوههای زاگرس تبعیت می کند.

نتایج حاصل از مدلسازی نشان داد که رشته کوه زاگرس در شکل گیری و تداوم پرفشار جنب حاره تابستانه در ترازهای میانی و رددسپهر بر روی ایران نقش مهمی بر عهده دارد. بررسی عبارات معادله انرژی ترمودینامیک در سال بهنجار ۱۹۹۰ و سال نابهنجار همراه با پرفشار قوی ۱۹۹۸ نشان داد که در هر دو سال، با حذف رشته کوه های زاگرس از مقادیر گرمایش محلی، گرمایش ناشی از فرارفت افقی و قائم و بالطبع گرمایش دررو در منطقه کاسته می شود که به دنبال آن گردش چرخندی در سطح فلات و گردش و اچرخندی در ترازهای میانی به شدت کاهش می یابد. اجرای مدل اقلیمی مقیاس منطقه ای RegCM4 در دو اجرای مرجع و اجرا در شرایط حذف رشته کوه زاگرس، نقش رشته کوهها را در شکل گیری پرفشار جنب بخوبی آشکار ساخت. بررسی مقادیر فصلی (جون، جولای و آگوست) سرعت قائم در دو اجرای مرجع و شرایط حذف رشته کوه زاگرس، نشان داد که بطور کلی فلات ایران بویژه نیمه ی غربی آن در شرایط اجرای مرجع، صعود قابل ملاحظه ای را در ترازهای زیرین و رددسپهر (تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ ه.پ.) تجربه می کند که در زمان حذف کوه به نزول تبدیل می شود.

بررسی مقادیر تاوایی نسبی فصلی نشان داد که در زمان حذف رشته کوه زاگرس در ترازهای میانی، گردش و اچرخندی بر روی رشته کوهها به شدت کاهش می یابد و کمینه تاوایی منفی بر روی منطقه ی زاگرس ناپدید می گردد. این در حالیست که در ترازهای فوقانی و رددسپهر نیز گردش و اچرخندی تضعیف می شود. همچنین بررسی مقادیر تاوایی نسبی در نیمرخ قائم حاکی از کاهش مقادیر تاوایی مثبت در زیر تراز ۵۰۰ ه.پ. در زمان حذف رشته کوهها می باشد. نتیجه آنکه حذف رشته کوهها نه تنها منجر به کاهش تاوایی منفی و تضعیف گردش و اچرخندی در ترازهای میانی و فوقانی می شود، بلکه سبب تضعیف گردش چرخندی در ترازهای زیرین و حتی تبدیل آن به گردش و اچرخندی می گردد. این امر می تواند ناشی از کاهش قابل ملاحظه ی مقادیر گرمایش سطحی در شرایط حذف رشته کوه باشد.

بررسی دو سال بهنجار ۱۹۹۰ و سال نابهنجار ۱۹۹۸ نشان داد که وجود کوههای زاگرس و مرکزی ایران نقش مهمی در شکل گیری مرکز پرفشار تابستانه بر روی ایران دارد. نقش یاد شده حتی در سالهایی که واداشت های خارجی موجب ناهنجاری در شدت و موقعیت پرفشارهای جنب حاره بر روی جنوبغرب آسیا می گردد نیز کاملاً بارز است.

## منابع و ماخذ

- بوشر، کیت، (۱۳۷۳)، آب و هوای کره زمین، جلد دوم، ترجمه: بهلول علیجانی، انتشارات سمت.
- حجازی زاده، زهرا بیگم، (۱۳۷۲)، بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- سلیقه، محمد، (۱۳۸۲)، مدل سازی اثرهای آب و هوایی کم فشارهای حرارتی در منطقه جنب حاره، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۷۰: صفحه ۹۰-۷۴.
- زرین، آذر، (۱۳۸۶)، تحلیل پرفشار جنب حاره ای تابستانه بر روی ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی - گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- علیجانی، بهلول، ۱۳۷۶، آب و هوای ایران، چاپ سوم، انتشارات پیام نور، ۲۲۱ صفحه.
- فهامی، لیدا، (۱۳۸۰)، بررسی و مطالعه پرفشار جنب حاره ای و ارتباط آن با تابستان های گرم ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران-شمال.
- صادقی، سپیده، (۱۳۷۹)، بررسی سینوپتیکی-آماری اثر فشار زیاد جنب حاره بر بارش و دما در نیمه ی جنوبی کشور در فصل زمستان سالهای ۱۹۸۵-۱۹۸۰، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران-شمال.
- مفیدی، عباس، (۱۳۸۶)، تحلیل گردش جو تابستانه بر روی ایران و ارتباط آن با بارش های تابستانه ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی - گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران.

- Agee, E. M., 1991, "Trends in cyclone and Anticyclone Frequency and Comparison with Periods of Warming and Cooling over the Northern Hemisphere". *Journal of Climate*, 4, 263-267.
- Arakawa, H., and Takahashi, K., 1981, Climates of Southern and Western Asia, In: World Survey of Climatology, 9, Elsevier Scientific Publications, 183-229.
- Bell, G. D. and Bosart, L. F., 1989, "A 15-year climatology of Northern Hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers". *Monthly Weather Review*, 117, 2142-2163.
- Chen, P., Hoerling, M. P., and Dole, R. M., 2001, "The origin of the subtropical anticyclones". *Journal of Atmospheric Science*, 58, 1827-1835.
- Davis, R. E., Hayden, B. P., Gay, D. A., Phillips, W. L., and Jones, G. V., 1997, "The North Atlantic Subtropical Anticyclone". *Journal of Climate*, 10, 728-744.
- Galarneau TJ, Bosart LF, Ayyer AR. 2008. Closed anticyclones of the subtropics and midlatitudes: A 54-yr climatology (1950-2003) and three case studies. Synoptic-Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting: A Tribute to Fred Sanders, *Meteorological Monographs*, 55: 349-392.
- Greenhut, G. K., 1977, "A New Criterion for Locating the Subtropical High in West Africa". *Journal of Applied Meteorology*, 16: 727-734.
- Harman, J. R., 1987, "Mean Monthly North American Anticyclone Frequencies, 1950-79". *Monthly Weather Review*, 115: 2840-2848.
- Hoskins, B., 1996, "On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones: Bernhard Haurwitz memorial lecture". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 1287-1292.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., and Joseph, D., 1996, "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-472.
- Liu, Y. and Wu, G. X., 2004, "Progress in the Study on the Formation of the Summertime Subtropical Anticyclone". *Advances in Atmospheric Sciences*, 21: 322-342.
- Liu, Y., Wu, G. X., and Ren, R., 2004, "Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating". *Journal of Climate*, 17: 682-698.
- Liu, Y. M., Wu, G. X., Liu, H., and Liu, P., 2001, "Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere". *Climate Dynamics*, 17: 327-338.
- Lydolph, P.E., 1977, *Climate of the Soviet Union*, in: World Survey of Climatology, Vol.7, Elsevier Scientific Pub., 362p.
- Mason, R. B. and Anderson, C. E., 1963, "The Development and Decay of the 100 mb Summertime Anticyclone over Southern Asia". *Monthly Weather Review*, 93: 3-12.
- Parker, S. S., Hawes, J. T., Colucci, S. J., and Hayden, B. P., 1989, "Climatology of 500 mb Cyclones and Anticyclones, 1950-85". *Monthly Weather Review*, 117: 558-570.
- Qian, Y., Zhang, Q., Yao, Y., and Zhang, X., 2002, "Seasonal Variation and Heat Preference of the South Asia High". *Advances in Atmospheric Sciences*, 19: 821-836.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J., 1996, "Monsoons and the dynamics of deserts". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122: 1385-1404.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B., 2001, "Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons". *Journal of Climate*, 14: 3192-3211.
- Snead, R., 1968, "Weather Pattern in Southern West Pakistan". *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology*, 16B: 316-346.
- Wu, G. X. and Zhang, Y. S., 1998, "Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea". *Monthly Weather Review*, 126: 913-927.
- Wu, G. X., Liu, Y., and Liu, P., 2004, Formation of the Summertime Subtropical Anticyclone. *East Asian Monsoon (World Scientific Series on Meteorology of East Asia)*, Chang, C. P., Ed., World Scientific Publishing Company, 560.
- Zaitchik, B. F., Evans, J. P., and Smith, R. B., 2007, "Regional impact of an elevated heat source: the Zagros Plateau of Iran". *Journal of Climate*, 20: 4133-4146.
- Zarrin A., Ghaemi H., Azadi M., Farajzadeh M., 2010, The spatial pattern of summertime subtropical anticyclones over Asia and Africa: a climatological review. *International Journal of Climatology*, 30: 159-17
- Zarrin, A., Ghaemi, H., Azadi, M., Mofidi, A., and Mirzaei, E., 2011, The effect of Zagros Mountains on the formation and maintenance of Iran anticyclone using RegCM4. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 112(3-4): 91-100, DOI: 10.1007/s00703-011-0134-z.
- Zhang, Q. and Wu, G. X., 2002, "The Bimodality of 100hPa South Asia High and its Relationship to the Climate Anomaly over East Asia in Summer". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80: 733-744.