

## مطالعه ساختار دینامیکی رخدادهای فرین گرم در شرق و شمال شرق

ایران، مطالعه موردی: ۱۳ ژوئن ۲۰۰۸

مهدی اسدی<sup>۱\*</sup>، تهمینه چهره آرا ضیابری<sup>۲</sup>، کریم امینی نیا<sup>۳</sup>

۱- استادیار، گروه آموزش جغرافیا، دانشگاه فرهنگیان، تهران.

۲- استادیار، گروه آب و هواشناسی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه پیام نور، قزوین.

۳- استادیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه آزاد اسلامی، آذربایجان شرقی، اهر.

### چکیده

در این پژوهش ضمن شناسایی دوره‌های فوق گرم ماهیت ساختاری سامانه‌های به وجود آورنده آن در شرق و شمال شرق ایران نیز مورد بررسی قرار گرفت. در ادامه از دو پایگاه داده، شامل داده‌های مربوط به ایستگاه‌های هواشناسی و داده‌های متعلق به NCEP/NCAR استفاده گردید. برای تفکیک روزهای فرین گرم از شاخص ناهنجاری مثبت دما نسبت به بلندمدت در دوره گرم سال استفاده و برای شناسایی الگوهای گردشی به وجود آورنده دماهای فرین گرم، به مطالعه ساختار دینامیکی جو در منطقه پرداخته شد. همچنین برای روشن‌تر شدن ساختار سامانه‌های مرتبط با گرمای فراگیر در منطقه یک روز به‌عنوان نماینده انتخاب گردید و مورد بررسی دقیق‌تر قرار گرفت. یافته‌های تحقیق بیانگر آن است که پیشروی پرفشار جنب‌حاره‌ای به عرض‌های بالاتر و تداوم چندروزه آن بر روی منطقه سبب تشکیل هسته‌های همگرایی در جو بالا شده و موجبات نزول دینامیکی هوا را فراهم می‌سازد. پرفشار جنب حاره در این ماه (ژوئن) دارای دو هسته فعالیت، یکی بر روی صحرا و دیگری بر روی عربستان است که میانگین ارتفاع آن بین ۵۹۰۰ تا ۵۹۱۰ ژئوپتانسیل متر بوده و در روز ۱۳ ژوئن براساس میانگین‌گیری بلندمدت ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر است. در مجموع، تغییرات الگوهای بزرگ‌مقیاس همچون جابجایی هسته‌های پرفشار جنب حاره واقع بر روی ایران در راستای طول و عرض جغرافیایی نیز از عوامل بسیار مهم در رخداد این پدیده به‌حساب می‌آید که به‌صورت یک الگوی ناهنجار ظاهر می‌گردد.

کلید واژه‌ها: دماهای فرین گرم، الگوهای گردشی، ارتفاع ژئوپتانسیل، فشار سطح دریا، شرق و شمال شرق ایران.

## مقدمه

رویدادهای دمایی شدید یکی از مظاهر اصلی تغییرات اقلیمی است که بر تمام فعالیت های حیاتی روی زمین تأثیر زیادی گذاشته است. به طور مشخص تر، دماهای شدید بر بسیاری از جنبه های شرایط اجتماعی-اقتصادی، اکولوژیکی و محیطی از جمله رفاه انسان تأثیر می گذارد (منگستو و همکاران، ۲۰۲۴؛ بالماکسیدا-هورت و همکاران، ۲۰۲۴). انواع متداول رویدادهای شدید دمایی شامل امواج گرمایی دوره های گرم، امواج سرمایی دوره های سرد است (وو و همکاران، ۲۰۲۴؛ تول و مارتینوس، ۲۰۲۴). گردش عمومی جو از لحاظ زمانی و مکانی از الگوی مشخصی پیروی می کند. باوجود این، تغییرات شدید برخی پارامترها سبب ناهنجاری در این الگوها گردیده و درنهایت بر روی پارامترهایی چون دما تأثیر می گذارد. یکی از پیامدهای این تغییرات پدیده‌هایی چون موج‌های گرما هستند (زهو و همکاران، ۲۰۲۴). امواج گرمایی چیزی جز استقرار هوایی پایدار با حرکتی عموماً نزولی نیست که باعث ریزش و هجوم هوای گرم به منطقه می شود. شرایط مذکور ارتباط کاملی با سامانه‌های جوی در ترازهای مختلف دارد. به طوری که گاهی با برهم خوردن نظم جریانات غربی به دلیل حضور و فعالیت سیستم‌هایی چون بندال‌ها در دوره‌های گرم سال، موج گرمای فراگیری را برای مناطق تحت سلطه به وجود می آورند. باین وجود شناسایی الگوهای حاکم در زمان رخداد امواج فراگیر گرما، ساختار و تغییرپذیری سیستم‌های سینوپتیک امری مهم به حساب می آید. در زمینه موج‌های گرما تحقیقات گوناگونی در جهان و ایران صورت پذیرفته که از جمله آن می توان به کامپلا و روستی کیوسی (۱۹۸۸) که پس از قرار دادن آستانه ۲ انحراف معیار به عنوان موج گرمایی شدید، به تحلیل سینوپتیک موج گرمای شدید ماه مارس سال ۱۹۸۰ در آرژانتین پرداختند. آن‌ها تداوم گردش آنتی سیکلونی در تمامی سطوح جو و تأثیر همرفت هوای گرم به همراه دریافت انرژی تابشی زیاد ناشی از صافی آسمان را عوامل ایجادکننده این پدیده ذکر نموده‌اند. کرنه و همکاران (۲۰۰۷) اشاره کرد که به بررسی موج گرمای سال ۲۰۰۳ در شرق آرژانتین پرداختند، آن‌ها تقویت کمربند همگرایی اقیانوس اطلس جنوبی و همچنین فرونشینی هوا در جنوب امریکای جنوبی را عامل رخداد این پدیده دانسته‌اند. ژانگ و همکاران (۲۰۰۸) بر اساس توزیع احتمال آماری، مقادیر بالاتر از ۹۰ درصد در دماهای فرین بیشینه و دماهای فرین بیشینه و دهک

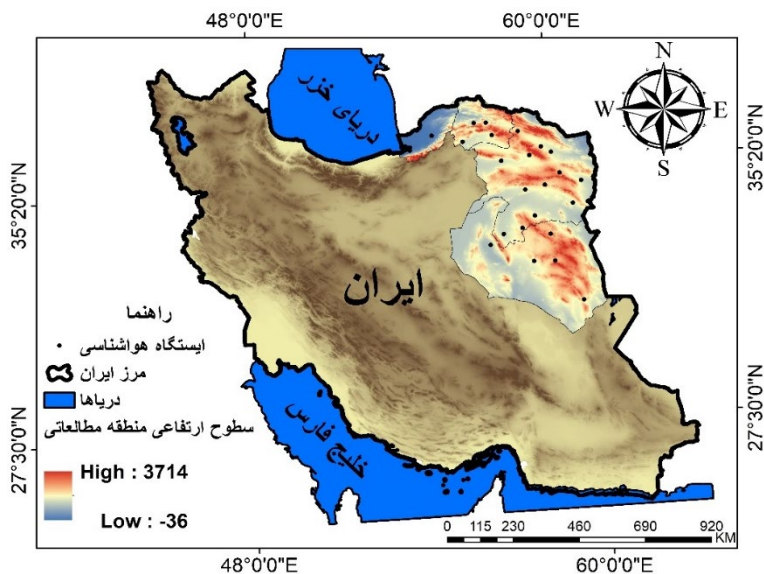
آخر یا ده درصد پایینی توزیع مقادیر دمای فرین کمینه را به عنوان آستانه‌ی تفکیک مورد بررسی قرار دادند. نتیجه مطالعه آن‌ها نشان داد که روند دماهای فرین بالا در قسمت‌های غربی و شمالی حوضه‌ی رودخانه‌ی زرد، افزایش معنی داری داشته است. دینگ و همکاران (۲۰۱۰) در مطالعه‌ای به بررسی روند تغییرات روزهای گرم و امواج گرمایی کشور چین طی دوره‌ی ۱۹۶۱-۲۰۰۷ پرداختند. آن‌ها دماهای بالاتر از ۳۵ درجه سانتی‌گراد و مقادیر بالاتر از ۹۰ درصد دماهای حداکثر را به عنوان آستانه‌ی روزهای گرم قرار داده و به این نتیجه رسیدند که بعد از سال ۱۹۹۰ افزایش قابل ملاحظه در روزهای گرم رخ داده است. فیودل و شوکلا (۲۰۱۱) به تأثیر دمای سطح آب بر وقوع موج گرمای تابستان ۲۰۰۳ در اروپا پرداختند. آن‌ها ناهنجاری‌های دمای سطح آب در منطقه‌ی دریای مدیترانه که موجب بروز افزایش پایداری هوا و تقویت سامانه‌ی بلوکینگ شده بود را عامل این پدیده دانسته‌اند. لویکیست و همکاران (۲۰۱۵) به مقایسه بین الگوهای گردش جوی مشاهده شده و مدل شبیه‌سازی شده در ارتباط با روزهای دارای درجه حرارت شدید در سراسر شمال امریکا با استفاده از شبیه‌سازی‌های تاریخی CMIP5 پرداختند. ایشان به این نتیجه رسیدند که این مدل توانایی مناسبی در بارز سازی پدیده مذکور در منطقه را دارا می‌باشد. دیاثو و همکاران (۲۰۱۵) به بررسی زمستان‌های نامتقارن با درجه حرارت بالا در کنش بین نوسان شمالگان پرداختند که عامل اصلی در تقویت این پدیده را وجود فرارفت‌های گرم در منطقه همراه با تشکیل فرابارها در تراز میانی دانستند. برور و مس (۲۰۱۶) با استفاده از مدل CMIP5 به تحلیل و بررسی تغییرات دمای فرین گرم در شمال غرب ایالات متحده و کنش‌های پیوندی بین مقیاس‌های سینوپتیک و میان‌مقیاس پرداختند. نتایج نشان داد که برای غرب اورگان و واشنگتن گرمای شدید افزایش خواهد یافت و افزایش آن برای مناطق داخلی کمتر خواهد بود. سلیم و همکاران (۲۰۲۰) به بررسی تغییرات منطقه‌ای دماهای حدی ثبت شده در بالای پاکستان پرداخته و ارتباط آن با تغییرات اقیانوس آرام را مورد ارزیابی قرار داد. تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی افزایش قوی در شدت و فرکانس دماهای شدید، با واریانس کل ۹۵ درصد را نشان داد. در فصل بهار، ارتباط قوی بین رویدادهای لائینا در غرب اقیانوس آرام و تغییرات دمای حدی مشاهده شد. تجزیه و تحلیل نشان می‌دهد که قدرت اپیزودهای لائینا تأثیر بسیار بیشتری بر شدت رویدادهای با دمای بسیار بالا در مناطق

آب و هوایی خشک تا نیمه خشک دارد. کوروتو و همکاران (۲۰۲۴) به بررسی دماهای حدی در آفریقای جنوبی پرداختند. یافته‌های پژوهش نشان دهنده افزایش روزهای گرم، شب‌های گرم و روزهای مرطوب است. از دیگر پژوهش‌ها در سطح جهان می‌توان به موارد زیر اشاره کرد (سنونگ و همکاران، ۲۰۲۰؛ بیرنه، ۲۰۲۱؛ هو و سان، ۲۰۲۲؛ لو و همکاران، ۲۰۲۳؛ پولویکو و همکاران، ۲۰۲۴). در ایران قویدل رحیمی (۱۳۹۰) در پژوهش خود با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای وارد، موج گرمای تابستان ۱۳۸۹ را به سه طبقه‌ی موج گرم، گرم شدید و ابر گرم تقسیم نموده است، وی دلیل وقوع این پدیده را وزش هوای گرم و خشک آفریقا و عربستان به سوی ایران دانسته است. قویدل رحیمی (۱۳۹۰) در پژوهشی به شناسایی ۱۰ روز فرین سرد در ایستگاه مراغه پرداخت. ایشان در این پژوهش ۳ الگوی فشار در سطح زمین و ۳ الگو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در بروز دماهای فرین سرد مراغه مؤثر دانسته است. از تحقیقات اخیر که در داخل کشور صورت پذیرفته می‌توان به شناسایی، طبقه‌بندی و تحلیل هم‌مدیدی امواج گرمایی به‌منظور کاهش مخاطرات انسانی در شمال غرب ایران (جهانبخش، ۱۳۹۴)، کاربرد مدل RegCM4 در تحلیل ساختار سینوپتیک موج گرمای جولای ۲۰۰۰ استان خوزستان (قویدل رحیمی و همکاران، ۱۳۹۵)، تحلیل سینوپتیک امواج گرما و سرما در سواحل جنوبی دریای خزر (قاسمی‌فر و همکاران، ۱۳۹۶)، تحلیل هم‌مدیدی مخاطره امواج گرما در شمال غرب ایران (خورشیددوست و همکاران، ۱۳۹۶) و بررسی روند و تحلیل فضایی تداوم دوره‌های گرم و سرد مبتنی بر سناریوهای SSPs در شمال غرب ایران (نبی و همکاران، ۱۴۰۲) اشاره نمود که در تحقیقات حاضر نقش

پرفشار جنب‌حاره‌ای و تقویت آن بر روی ایران و ادغام آن با پرفشار عربستان عامل اصلی رخداد دمای فرین گرم در منطقه به حساب می‌آید. با توجه به پژوهش‌های انجام شده هدف اصلی پژوهش حاضر این است که تا ضمن شناسایی الگوهای سطح زمین و تراز فوقانی جو در زمان رخداد روزهای فرین گرم در شرق و شمال شرق ایران، تغییرپذیری سامانه‌های جوی مرتبط با آن نیز بررسی شوند.

### داده و روش

جهت شناسایی الگوی سینوپتیکی حاکم در زمان رخداد دماهای فرین گرم، از آمار روزانه حداکثر دمای ۲۱ ایستگاه هواشناسی واقع در سه استان گلستان، خراسان شمالی، رضوی و جنوبی طی دوره آماری ۲۷ ساله (۱۹۹۰-۲۰۱۷) میلادی که از سازمان هواشناسی کشور اخذ شده بود، استفاده شد. در ادامه برای شناسایی روزهای توأم با این پدیده از شاخص صدک ۹۵ صدم برای شناسایی روزها بکار گرفته شد. به‌منظور بررسی الگوهای به وجود آورنده نیز با مراجعه به تارنمای متعلق به مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی و علوم جوی آمریکا (NCEP/NCAR) داده‌های مربوط به فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیل، دمای هوا، رطوبت نسبی، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، شار گرمای محسوس، شاخص ناپایداری (امگا)، داده‌های OLR (زیر نویس شود معادل فارسی) و نم ویژه استفاده و نقشه‌های هم‌مدید برای هر دوره ترسیم گردید. شکل ۱ محدوده مورد مطالعه و موقعیت ایستگاه‌ها را نشان داده است.



شکل ۱. نقشه محدوده مورد مطالعه و موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی

بنا به هدف مطالعه، داده‌های دوره گرم سال از ژوئن تا سپتامبر انتخاب گردید. برای شناسایی روزهای حدی گرم از شاخص ناهنجاری مثبت دما نسبت به بلندمدت در دوره گرم سال استفاده گردید. بر این اساس ۲۹۰ روز برای هرماه طی بازه زمانی مذکور شناسایی شدند. در آخرین گام یک روز به عنوان نماینده روزهای همراه با دمای فرین گرم انتخاب (۱۳ ژوئن ۲۰۰۸) و به صورت موردی تحلیل گردید (در این پژوهش با تکیه بر پژوهش‌های دیگران مانند حاتمی زرنه و همکاران، ۱۳۹۸؛ قویدل رحیمی و همکاران، ۱۳۹۸؛ اسدی، ۱۴۰۰ که فرین دمایی گرم رو بررسی کرده‌اند و در ادامه پژوهش آن‌ها، نگارندگان به دنبال بررسی عوامل و کمیت‌های تأثیرگذار دینامیکی و سینوپتیکی بر موج گرما می‌باشند، لذا از انجام خوشه‌بندی مجدد صرف نظر شد) و در این مسیر از شاخص‌هایی چون: گرمایش در رو، تاوایی، واگرایی و وزش رطوبت استفاده شد. گرمایش در رو (دیپاتیک) این شاخص با استفاده از معادله انرژی ترمودینامیک (رابطه ۱) برای منطقه مورد مطالعه محاسبه شد. گرمایش در رو معمولاً به عنوان باقیمانده در معادله انرژی ترمودینامیک محاسبه می‌گردد. معادله انرژی ترمودینامیک در مختصات فشاری به صورت زیر نوشته می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۱):

$$c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} = -c_p \vec{V} \cdot \nabla \theta + c_p \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \frac{\partial \theta}{\partial p} \omega + Q \quad (1)$$

در رابطه ۱  $c_p$  گرمای ویژه در فشار ثابت هوای خشک برابر با  $1004/67 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{k}^{-1}$ ،  $\theta$  دمای پتانسیل بر اساس رابطه

### تاوایی و واگرایی

برای نمایش بهتر وضعیت جو در منطقه از نمودارهای مربوط به نیمرخ قائم جو استفاده شد. در این راستا برای دو طول ۵۸ و ۵۹ درجه شرقی و ۱۴ تا ۴۵ درجه عرض شمالی و سطوح ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال نمودار هافمولر برای نمایش وضعیت تاوایی و واگرایی ترسیم گردید. چرخش بردار سرعت، حول محور عمود بر سطح زمین را تاوایی گویند که با رابطه ۲ نمایش داده شده و از آن به عنوان تاوایی نسبی یاد می‌شود (ویو و همکاران، ۲۰۰۴):

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2)$$

در رابطه فوق  $\xi$  تاوایی نسبی و  $u$  و  $v$  مؤلفه‌های سرعت باد (مداری و نصف‌النهاری) می‌باشد که تغییرات آن‌ها را در این رابطه نسبت به محور  $x$  ها و  $y$  ها محاسبه می‌کنند.

واگرایی نیز عبارت است از ضرب نقطه‌ای عملگر  $\nabla$  در یک بردار دلخواه مانند  $\vec{V}$ . در یک فضای دوبعدی واگرایی  $\vec{V} =$

برای شناسایی رفتار مکانی سامانه پرفشار جنب‌حاره‌ای و نحوه تعامل آن با الگوهای مجاور، از داده‌های بلندمدت (۲۰۱۰-۱۹۸۱) ماهانه و روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل، فشار تراز دریا و مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد در ماه ژوئن در محدوده ۶۰- تا ۱۰۰ درجه طول شرقی و ۰ تا ۵۰ درجه شمالی استفاده شد.

### نتایج و بحث

در شکل ۲ سری زمانی حداکثر دماهای رخداد در ۲۱ ایستگاه طی ۲۷ سال به تفکیک همراه به نمایش گذاشته شده است. ملاحظه می‌شود که بالاترین دماهای ثبت شده در ماه جولای و کمترین آن در سپتامبر است. در هیستوگرام تهیه شده برای حداکثر دماها (شکل ۳)، مشاهده می‌شود که در ماه سپتامبر بالاترین دما مابین ۳۰ تا ۳۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در سایر ماه‌ها به خصوص ژوئن و جولای دمای حداکثر بین ۳۶ تا بیش از ۴۵ درجه سانتی‌گراد رسیده است. بر همین اساس گرم‌ترین دوره از بین ماه‌های ژوئن و جولای انتخاب گردید در این دوره به منظور شناسایی مکانیسم حاکم بر این پدیده و اثرگذاری سامانه‌هایی همچون پرفشار جنب حاره بر آن (۱۳ ژوئن ۲۰۰۸) به‌عنوان روز نماینده انتخاب شد.

**بررسی وضعیت جوی در روز نماینده ۱۳ ژوئن ۲۰۰۸**  
در روز ۱۳ ژوئن ۲۰۰۸ مشاهده می‌شود که در هرکدام از ایستگاه‌های هواشناسی دماهای بسیار بالایی براساس موقعیت جغرافیایی (کوبری، کوهستانی یا جلگه‌ای) ثبت کرده است (جدول ۱). انتخاب این روز به دلیل فراگیر بودن حداکثر دمای رخ داده در ایستگاه‌های نماینده شرق و شمال شرق بود. بر اساس نقشه تهیه شده برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مشخص شد که تشکیل و استقرار یک پشته بلند به طول ۱۵ درجه جغرافیایی با ارتفاعی معادل ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی ایران، سبب شده تا شرق کشور در زیر محور پشته و قسمت چرخندگی منفی این سامانه قرار گیرد. ریزش هوا از طبقات فوقانی و گرمایش بی‌دررو سبب شده تا هوایی صاف و ساکن برای منطقه به وجود آید (شکل ۴). در سطح زمین به دلیل گرمایش ناشی از سیستم مانع، یک کم‌فشار سطحی با فشار مرکزی ۹۹۹ هکتوپاسکال در شمال شرق ایران تشکیل شده

$u\hat{i} + v\hat{j}$  به صورت زیر تعریف می‌شود (ویو و همکاران، ۲۰۰۴):

$$\nabla \cdot \vec{V} = \left( \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} \right) \cdot (u\hat{i} + v\hat{j}) \quad (۳)$$

$$\nabla \cdot \vec{V} = \left[ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right]$$

حاصل این عمل یک کمیت نرده‌ای است که واگرایی  $\vec{V}$  نامیده می‌شود. مقادیر مثبت این کمیت نماینده واگرایی و مقادیر منفی نماینده همگرایی هستند.

### وزش رطوبت

وزش رطوبت را می‌توان به کمک نم ویژه به صورت زیر محاسبه کرد (ولدین و لیکسو، ۱۹۸۸):

$$-\vec{V} \cdot \nabla q \quad (۴)$$

که  $q$  نم ویژه برحسب گرم بر گرم و  $\vec{V}$  بردار باد برحسب متر بر ثانیه است؛ بنابراین وزش رطوبت برحسب گرم بر گرم بر ثانیه به دست خواهد آمد. در یک دستگاه دکارتی دوبعدی وزش رطوبت را می‌توان چنین تعریف کرد:

$$-\left( u \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} \right) \quad (۵)$$

هرگاه  $-\vec{V} \cdot \nabla q < 0$  یعنی وزش رطوبت منفی باشد، با گذشت زمان هوا خشک‌تر خواهد شد (وزش خشک). در مقابل اگر  $-\vec{V} \cdot \nabla q > 0$  باشد آنگاه با وزش رطوبتی مثبت (وزش مرطوب) روبرو هستیم و با گذشت زمان هوا مرطوب‌تر خواهد شد.

### پرفشار جنب حاره

کمربند و اچرخند جنب حاره منطقه‌ای در امتداد جنب حاره است که فشار هوا در جهت نصف‌النهاری دارای شیو فشار و جرم است ولی در امتداد خط افقی پشته و اچرخند جنب حاره رابطه زیر حاکم است (قائمی و همکاران، ۱۳۸۸):

$$\frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = < 0 \quad (۶)$$

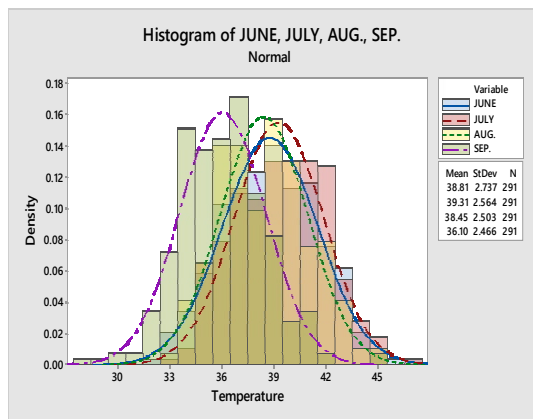
با استفاده از رابطه زمینگرد، جایگاه پشته و اچرخند جنب حاره در جو آزاد، با توجه به میانگین مداری، از توزیع باد نصف‌النهاری و نیز معیار زیر تعریف می‌شود:

$$\begin{cases} (a) & u = 0 \\ (b) & \frac{\partial u}{\partial y} \begin{cases} > 0 \\ < 0 \end{cases} \end{cases} \quad (۷)$$

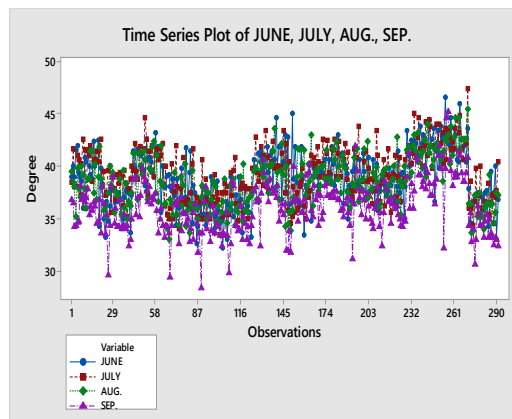
اولی  $> 0$  در نیمکره شمالی و دومی  $< 0$  در نیمکره جنوبی

ملاحظه شد که به دلیل حضور یک پرفشار در تراز فوقانی و ریزش هوا، مقادیر این شاخص بر روی ایران بین ۲۶۰ تا ۳۰۰ وات بر مترمربع رسیده است (شکل ۵).

که هسته آن خارج از کشور بوده و زیانهایی از آن وارد منطقه شده است. بر روی پاکستان نیز یک سلول کم فشار قوی با فشار مرکزی ۹۹۶ هکتوپاسکال به وجود آمده که در جنوب شرق کشور با یکدیگر ادغام شده‌اند. براساس شاخص OLR



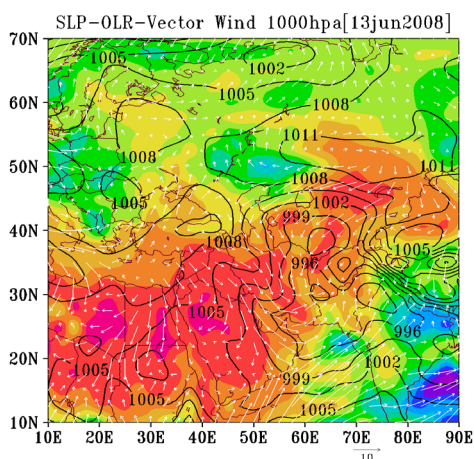
شکل ۳. هیستوگرام حداکثر دما در شرق و شمال شرق ایران



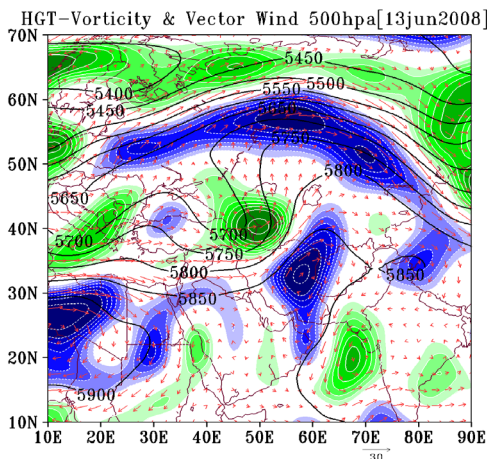
شکل ۲. سری زمانی حداکثر دما در شرق و شمال شرق ایران

جدول ۱. وضعیت دما در ایستگاه‌های منتخب منطقه مورد مطالعه در روز ۱۳ ژوئن ۲۰۰۸

ایستگاه	دما	ایستگاه	دما	ایستگاه	دما	ایستگاه	دما	ایستگاه	دما
بجنورد	۳۷/۴	گلمکان	۳۵/۶	ترت حیدریه	۴۰	فریمان	۳۸/۶	سبزوار	۴۳/۶
بیرجند	۴۲/۵	گناباد	۴۲	ترت جام	۴۲	قائن	۴۱/۴	گرگان	۳۴
خور	۴۴/۶	کاشمر	۴۱/۲	گنبد کاووس	۳۸	قوچان	۳۴/۸	نیشابور	۳۹/۴
بشرویه	۴۷/۴	مشهد	۴۰/۶	مراوه تپه	۳۶/۴				



شکل ۵. نقشه وضعیت فشار تراز دریا و شاخص OLR



شکل ۴. نقشه وضعیت ژئوپتانسیل و ناوایی تراز ۵۰۰ پ

میزان بیشینه گرمایش در مرکز آن به ۵ درجه در روز بالغ می‌گردد که دقیقاً بر روی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۶). در بخش فرا رفت افقی گرما یک چشمه بسیار قوی گرمایی با هسته بیش از ۴۵ درجه سانتی‌گراد در جنوب

### گرمایش در رو (آدیاباتیک)

در بخش گرمایش محلی، متوسط بیشینه گرمایش در شرق و شمال شرق و در امتداد محور شمال غرب-جنوب و جنوب شرق به وقوع پیوسته که دریای خزر نیز در بر گرفته است.

### وزش رطوبت

همان‌طور که اشاره شد مقادیر منفی نماینده کاهش رطوبت در طی زمان است. بر همین اساس پس از اعمال رابطه ۵ در محیط نرم‌افزار GrADS به دلیل شناسایی مناطق همراه با کاهش رطوبت، از مقادیر مثبت آن چشم‌پوشی شد. نیمرخ‌های جوی تهیه‌شده برای دو طول ۵۸ و ۵۹ درجه شرقی و عرض‌های ۱۸ تا ۴۵ درجه شمالی و ترازهای ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال است. در نمودارهای هافمولر تهیه‌شده برای دو طول جغرافیایی، نواحی و سطوح همراه با کاهش رطوبت شناسایی شدند. در دو شکل ۱۲ و ۱۳ کاهش رطوبت مابین عرض‌های ۳۴ تا ۴۰ درجه شمالی از سطح زمین تا ۳۰۰ هکتوپاسکال رخ داده که دارای دو هسته بیشینه کاهش یکی بین ترازهای ۱۰۰ تا ۸۰۰ هکتوپاسکال و دیگری بین ۷۰۰ تا ۳۵۰ هکتوپاسکال به ترتیب ۱- تا ۴- و ۳- تا ۷- گرم بر گرم بر ثانیه به وجود آمده است. محدوده کاهش رطوبت دقیقاً منطبق بر گسترش منطقه مورد مطالعه مابین عرض‌های ۳۴ تا ۴۰ درجه شمالی است.

### پرفشار جنب حاره

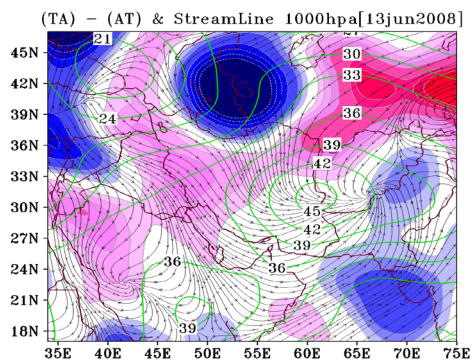
با توجه به شکل ۱۴ الف و ب، پرفشار جنب حاره دارای دو هسته فعالیت، یکی بر روی صحرا و دیگری بر روی عربستان است که میانگین ارتفاع آن در ماه ژوئن بین ۵۹۰۰ تا ۵۹۱۰ ژئوپتانسیل متر است. رژیم تمرکز یافته‌ای که سبب شده تا وضعیت جو همراه با فرونشینی توده‌هوا، آسمانی صاف و بدون ابر را در این مقطع از سال به وجود آورد. در قسمت سوم این شکل (پ)، هسته فعالیتی که بر روی شبه‌جزیره عربستان قرار داشته که ارتفاع آن ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر است وارد ایران شده و دقیقاً بر روی شرق ایران متمرکز شده است. مهاجرت این سلول پرفشار با ناهنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی عربستان و مقادیر مثبت آن بر روی شرق ایران همراه بوده است.

منطقه مورد نظر مشاهده می‌گردد. از طرفی مقادیر فرا رفت، گرمایش ۱ تا ۵ درجه سانتی‌گراد در روز را نشان می‌دهد (شکل ۷). در بخش فرا رفت قائم مناطق رنگی معرف گرمایش حاصل از جریانات پایین‌سو و بیانگر گرمایش ناشی از نزول هوا می‌باشند. خط‌چین‌ها و خطوط ممتد نیز مقادیر مثبت و منفی شاخص امگا را نشان می‌دهند. بر همین اساس یک سلول بسیار گرم بر اثر نزول هوا با هسته بین ۱۵ تا بیش از ۳۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده که تمامی مناطق مذکور در جمله گرمایش محلی را در بر گرفته است.

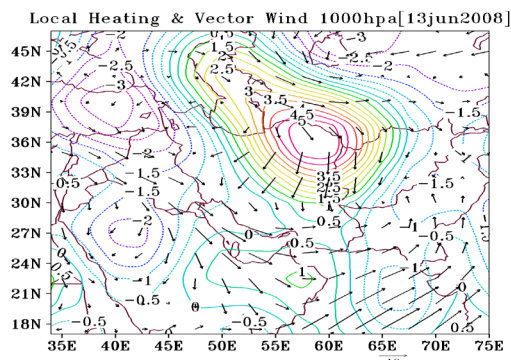
با توجه به مقادیر مثبت امگا انطباق شرایط موجود با جریانات پایین‌سو به وضوح مشخص است (شکل ۹). در شکل ۸ نیز وضعیت شار گرمای محسوس در سطح زمین برای روز نماینده تهیه و ترسیم شد. با توجه به این نقشه مشخص شد که بیشینه شار گرمای محسوس در کشور مربوط به جنوب البرز و ایران مرکزی است که به ترتیب ۱۵۰ و ۱۳۰ وات بر مترمربع است. شرق کشور نیز بی‌تأثیر نبوده و به دلیل گرمایش حاصل از سیستم‌های واچرخندی پربند ۱۱۰ تا ۱۴۰ وات بر مترمربع از آنجا عبور کرده که این وضعیت تا شرق دریای خزر ادامه دارد.

### تاوایی و واگرایی

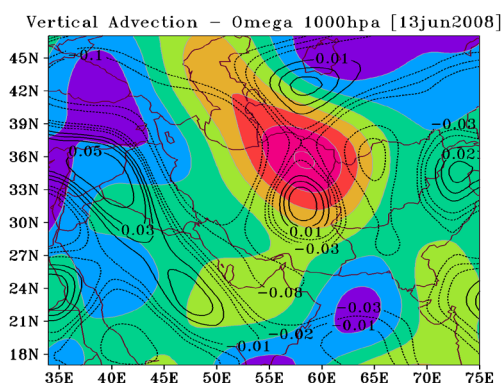
در شکل ۱۰ و ۱۱ مشاهده شد که در سطح زمین به دلیل گرمایش شدید، یک چرخند از نوع حرارتی به وجود آمده تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال مقادیر مثبت تاوایی و شرایط چرخندی ادامه دارد. ولی از تراز مورد ذکر تا ۱۰۰ هکتوپاسکال به دلیل قرارگیری و فعالیت پرفشار دینامیکی مقادیر تاوایی منفی شده و شرایط واچرخندی بر منطقه حاکم شده است. این در حالی است که شدت و منطقه گسترش این واچرخند بین عرض‌های ۱۲ تا ۴۲ درجه شمالی بوده که منطبق بر منطقه مورد مطالعه در این پژوهش است. مقادیر واگرایی نیز در سطح زمین منفی بوده و تا تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال ادامه دارد. ولی به دلیل تشکیل یک هسته همگرایی مابین ترازهای ۲۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال از گسترش آن جلوگیری شده و از ۲۰۰ تا ۸۰۰ هکتوپاسکال مقادیر واگرایی مثبت شده است. این واگرایی در ترازهای پایین‌تر نزول دینامیکی و گرمایش بی‌دررو آن را به خوبی نشان می‌دهد.



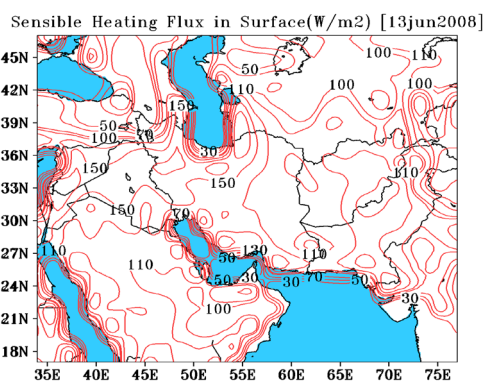
شکل ۷. نقشه دما و فرا رفت آن در سطح زمین



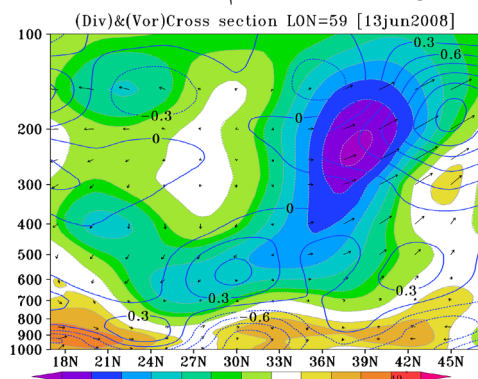
شکل ۸. نقشه گرمایش محلی و بردار باد در سطح زمین



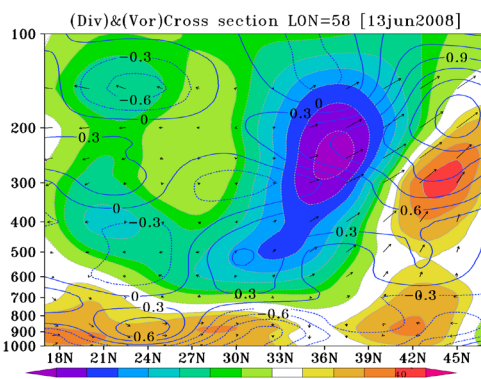
شکل ۹. نقشه فرا رفت قائم گرما و شاخص امگا



شکل ۱۰. نقشه شار گرمای محسوس

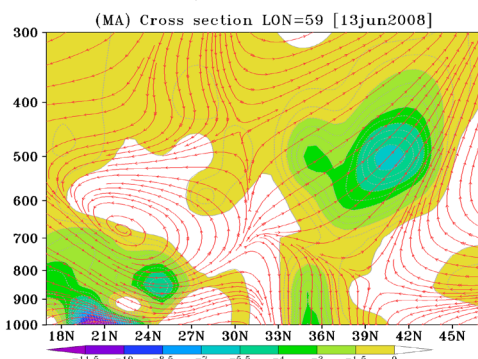


شکل ۱۱. نقشه وضعیت تاوایی و واگرایی برای طول ۵۹ درجه



شکل ۱۲. نقشه وضعیت تاوایی و واگرایی برای طول ۵۸ درجه

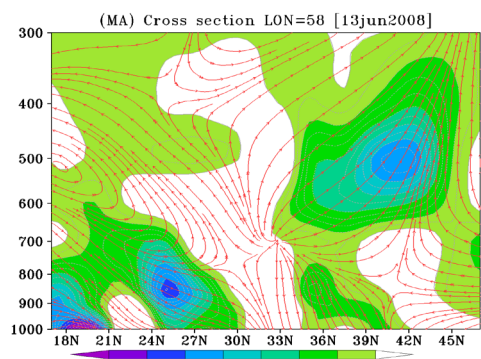
شرقی-سایه روشن: تاوایی و پربندها: واگرایی



شکل ۱۳. نقشه وزش منفی رطوبت و خطوط جریان برای طول

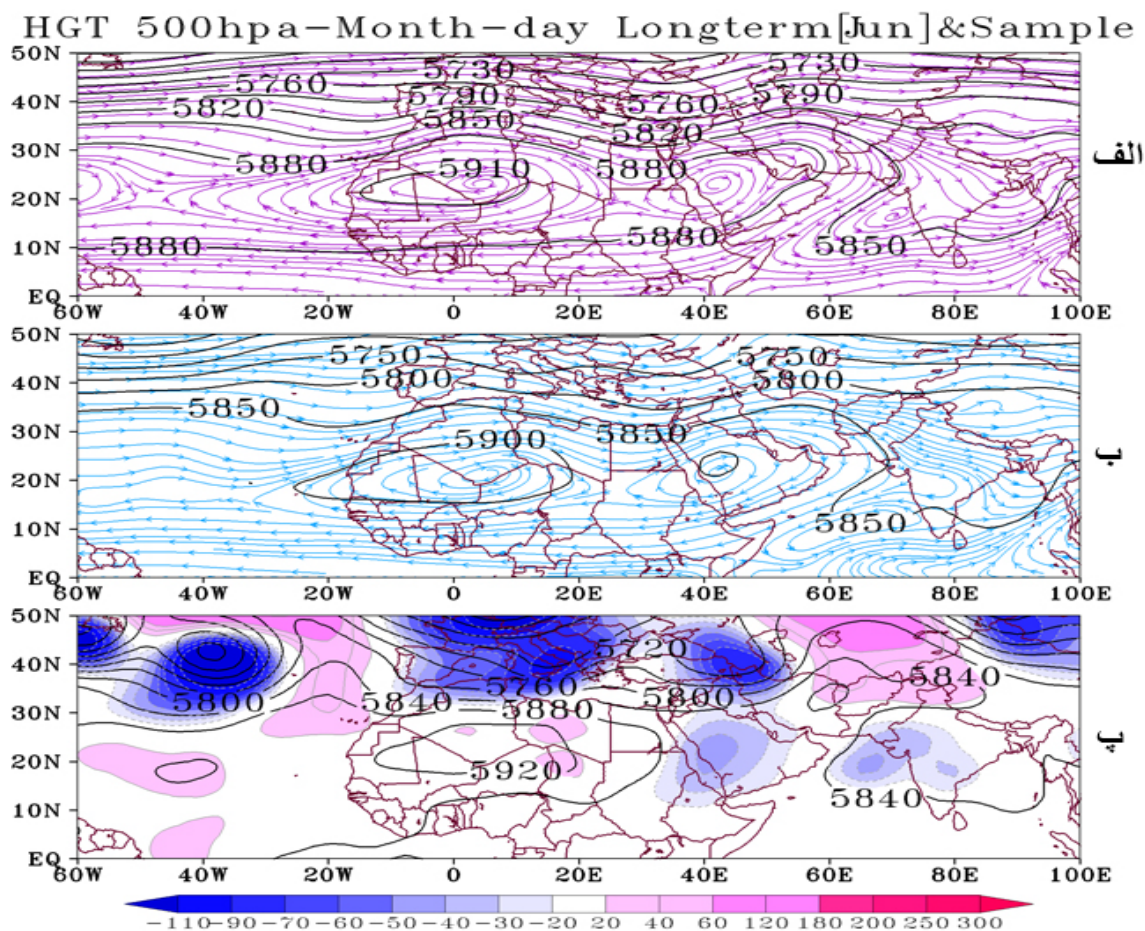
۵۹ درجه شرقی

شرقی-سایه روشن: تاوایی و پربندها: واگرایی



شکل ۱۴. نقشه وزش منفی رطوبت و خطوط جریان برای طول

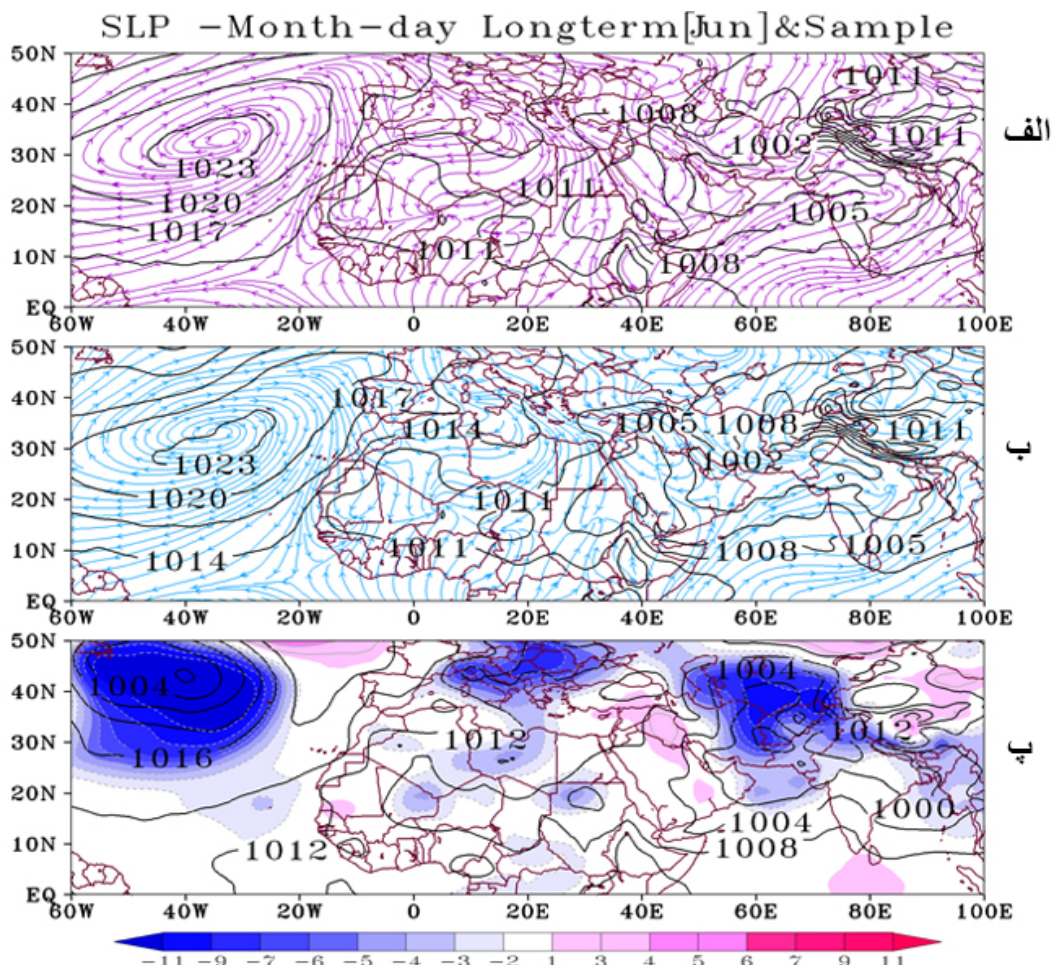
۵۸ درجه شرقی



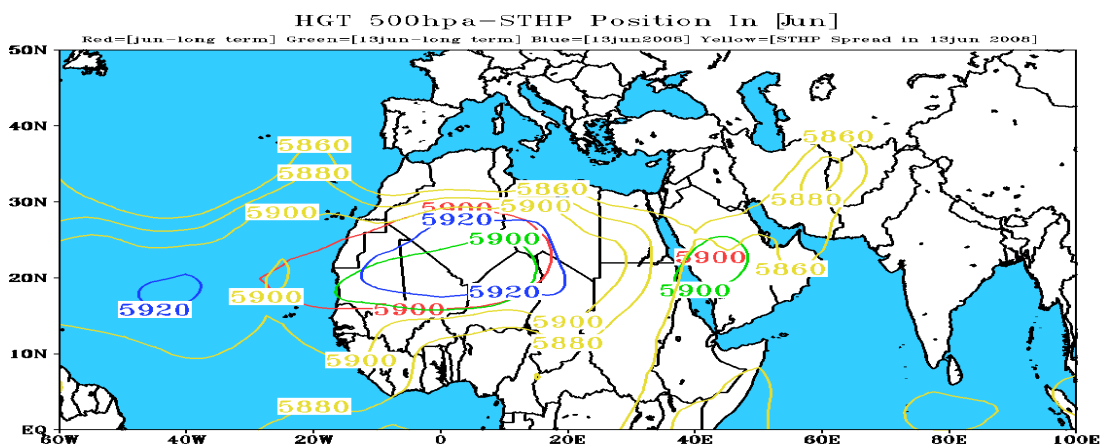
شکل ۱۴. الف: نقشه وضعیت پرفشار جنب حاره در ماه ژوئن در بلندمدت. ب: نقشه وضعیت پرفشار جنب حاره در ۱۳ ژوئن در بلندمدت. پ: نقشه وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل و ناهنجاری آن در روز ۱۳ ژوئن ۲۰۰۸.

۳ هکتوپاسکالی نسبت به میانگین بلندمدت در غرب خاورمیانه و کاهش ۱۱ هکتوپاسکالی در شرق خزر و مدیترانه از ویژگی‌های فشار تراز دریا در این روز به شمار می‌آید. با مشاهده سلول پرفشار قرارگرفته بر روی اقیانوس اطلس، تغییر شکل ماهیت این سامانه از حالت یاخته‌ای و بیضی‌شکل به صورت گرد و دایره‌ای شکل سبب شده تا تأثیر متفاوتی را بر روی ناحیه تحت پوشش ایجاد کند (شکل ۱۶).

در شکل ۱۵ که وضعیت فشار تراز دریا برای بلندمدت ماه ژوئن و ۱۳ ژوئن ترسیم شده، وضعیت پرفشار جنب‌حاره‌ای مابین طول‌های ۶۰- تا ۳۰- غربی و عرض‌های ۲۰ تا ۵۰ درجه شمالی با فشار مرکزی ۱۰۲۳ هکتوپاسکال قرار دارد که پربند ۱۰۱۱ هکتوپاسکالی آن وارد شمال آفریقا شده است. ولی در روز ۱۳ ژوئن ۲۰۰۸ کاهش شدید فشار تا ۱۹ هکتوپاسکال در هسته فعالیت بر روی اطلس شمالی و افزایش



شکل ۱۵. الف: نقشه وضعیت فشار در سطح دریا در ماه ژوئن در بلندمدت. ب: نقشه وضعیت فشار در سطح دریا در ۱۳ ژوئن در بلندمدت. پ: نقشه وضعیت فشار در سطح دریا و ناهنجاری آن در روز ۱۳ ژوئن ۲۰۰۸.



شکل ۱۶. وضعیت هسته‌های فعالیت پرفشار جنب حاره در ماه ژوئن و ۱۳ ژوئن در بلندمدت، ۱۳ ژوئن ۲۰۰۸ و نحوه گسترش آن

تروپوسفر فوقانی شده و موجبات نزول دینامیکی هوا و گرمایش بی‌دررو آن را مهیا می‌سازد. به دلیل گرمایش حاصل از سامانه مذکور، کم‌فشار حرارتی با فشار مرکزی کمتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر روی شرق ایران به وجود آمده و

### نتیجه‌گیری

نتایج به‌دست‌آمده در تحقیق بیانگر آن است که با پیشروی پرفشار جنب‌حاره‌ای به عرض‌های بالاتر و تداوم چندروزه آن بر روی منطقه سبب تشکیل هسته‌های همگرایی در

most pervasive hot day in Iran during 1964 to 2009. *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 2(3), 35-52.

3- Balmaceda-Huarte, R., Baño-Medina, J., Olmo, M. E., & Bettolli, M. L. (2024). On the use of convolutional neural networks for downscaling daily temperatures over southern South America in a climate change scenario. *Climate Dynamics*, 62(1), 383-397.

4- Brewer, M. C., & Mass, C. F. (2016). Projected changes in heat extremes and associated synoptic and mesoscale conditions over the northwest United States. *Journal of Climate*, 29(17), 6383-6400.

5- Byrne, M. P. (2021). Amplified warming of extreme temperatures over tropical land. *Nature Geoscience*, 14(11), 837-841.

6- Campetella, C., & Rusticucci, M. (1998). Synoptic analysis of an extreme heat wave over Argentina in March 1980. *Meteorological Applications*, 5(3), 217-226.

7- Cerne, S. B., Vera, C. S., & Liebmann, B. (2007). The nature of a heat wave in eastern Argentina occurring during SALLJEX. *Monthly weather review*, 135(3), 1165-1174.

8- Coronato, T., Carril, A. F., Zaninelli, P. G., & Abalone, R. (2024). Exploring warm extremes in South America: insights into regional climate change projections through dry-bulb and wet-bulb temperatures. *Climate Dynamics*, 1-20.

9- Diao, Y., Xie, S. P., & Luo, D. (2015). Asymmetry of winter European surface air temperature extremes and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 28(2), 517-530.

10- Ding, T., Qian, W., & Yan, Z. (2010). Changes in hot days and heat waves in China during 1961–2007. *International Journal of Climatology*, 30(10), 1452-1462.

11- Farajzadeh Asl, M., Ghaemi, H., Zarrin, A., & Azadi, M. (2009). The Analysis of Spatial Pattern of Subtropical Anticyclones over Asia and Africa. *Modarres Journal of Spatial Planning*, 13 (1), 219-245.

12- Feudale, L., & Shukla, J. (2011). Influence of sea surface temperature on the European heat wave of 2003 summer. Part I: an observational study. *Climate dynamics*, 36, 1691-1703.

13- Ghasemifar, E., & Naserpour, S. (2017). Synoptic analysis of heat and cold waves over southern coastal of Caspian Sea. *Scientific-Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR)*, 26(103), 137-146.

14- Ghavidel Rahimi Y (2011). Identification, Classification and synoptic analysis of Iran super heat. *Journal of Arid Regions Geographic Studies*, 2(3), 85-100.

شرایط برای چرخندزایی فراهم می‌گردد؛ اما به دلیل پر ارتفاع تشکیل‌شده در تراز میانی جو، این چرخندزایی تا بیشتر از تراز ۸۵۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال ادامه ندارد. کاهش سریع رطوبت و افزایش سریع دما هم به‌صورت ستون قائم جو و هم به‌صورت افقی از سایر ویژگی‌های این سامانه همدیدی به‌شمار می‌آید. پرفشار جنب حاره در این ماه دارای دو هسته فعالیت، یکی بر روی صحرا و دیگری بر روی عربستان است که میانگین ارتفاع آن در ماه ژوئن بین ۵۹۰۰ تا ۵۹۱۰ ژئوپتانسیل متر است. مقادیر آن در روز ۱۳ ژوئن میانگین گیری شده در بلندمدت ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر است که به‌مانند میانگین بلندمدت ماه ژوئن دارای دو هسته فعالیت هستند. ولی در روز نماینده هسته ۲۰ ژئوپتانسیل متر افزایش ارتفاع و دارای تغییرات مکانی نیز بوده‌اند. در این تغییرات هسته عربستان به‌کلی عقب‌نشینی کرده و با هسته غرب آفریقا درآمیخته‌اند. پس چنین می‌توان نتیجه گرفت که رخداد دماهای فرین گرم فراگیر در شرق و شمال شرق ایران ارتباط تنگاتنگی با الگوهای سینوپتیکی و سیاره‌ای پرفشارها در منطقه دارند. به‌طوری‌که که با پیشروی به عرض‌های بالاتر و با تغییر مکان پرفشار واقع بر روی ایران و حرکت شمال سوی چند درجه‌ای خود و تشدید فعالیت آن و فرارفت قائم و افقی هوای گرم از تروپوسفر فوقانی و گرمایش سطحی حاصل از آن سبب به وجود آمدن چنین پدیده فرینی در دوره گرم سال خواهد بود. به این مورد در تحقیقات (قاسمی فر و همکاران، ۱۳۹۶) و (خورشید دوست و همکاران، ۱۳۹۶) نیز اشاره شده است، به‌گونه‌ای که تقویت پرفشار جنب‌حاره‌ای و افزایش تاوایی منفی از عوامل اصلی وقوع این پدیده در بیشتر مناطق کشور محسوب می‌شود. در پژوهش‌های قویدل رحیمی، ۱۳۹۰؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۲؛ جهانبخش و همکاران، ۱۳۹۴ و مجرد و همکاران، ۱۳۹۴ نیز به تاثیر و تقویت پرفشار جنب حاره به عنوان عامل اصلی گرمایش و گسیل موج گرم اشاره شده است.

### منابع

1- Asadi, A. (2021). Synoptic analysis of warm extreme temperature events of Iran based on temperature advection. *Climate Change Research*, 2(6), 31-46.

2- Asakereh, H., Masoodian, S. A., & Shadman, H. (2013). Synoptic and dynamic analyses of

- duration index based on SSPs scenarios in northwest of Iran. *Journal of Spatial Analysis Environmental Hazards*, 10 (3), 183-204.
- 26- Mojarrad, F., Masoompour, J., & Rostami, T. (2015). Statistical-Synoptic Analysis of Heat Waves above 40°C in the West of Iran. *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 4(1), 41-57.
- 27- Polyakov, I. V., Ballinger, T. J., Lader, R., & Zhang, X. (2024). Modulated trends in Arctic surface air temperature extremes as a fingerprint of climate change. *Journal of Climate*.
- 28- Rodwell, M. J., & Hoskins, B. J. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14(15), 3192-3211.
- 29- Saleem, F., Zeng, X., Hina, S., & Omer, A. (2021). Regional changes in extreme temperature records over Pakistan and their relation to Pacific variability. *Atmospheric Research*, 250, 105407.
- 30- Seong, M. G., Min, S. K., Kim, Y. H., Zhang, X., & Sun, Y. (2021). Anthropogenic greenhouse gas and aerosol contributions to extreme temperature changes during 1951–2015. *Journal of Climate*, 34(3), 857-870.
- 31- Tuel, A., & Martius, O. (2024). Persistent warm and cold spells in the Northern Hemisphere extratropics: regionalisation, synoptic-scale dynamics and temperature budget. *Weather and Climate Dynamics*, 5(1), 263-292.
- 32- Volodin, E. M., & Lykosov, V. N. (1998). Parametrization of heat and moisture transfer in the soil-vegetation system for use in atmospheric general circulation models: 1. Formulation and simulations based on local observational data. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*, 34(4), 405-416.
- 33- Wu, G., Liu, Y., & Liu, P. (2004). Formation of the summertime subtropical anticyclones. In *East Asian Monsoon*: 499-544.
- 34- Wu, J., Wu, Y., Wu, Y., Yang, R., Yu, H., Wen, B., ... & Hu, Y. (2024). The impact of heat waves and cold spells on pneumonia risk: A nationwide study. *Environmental Research*, 245, 117958.
- 35- Zhang, Q., Xu, C. Y., Zhang, Z., Ren, G., & Chen, Y. D. (2008). Climate change or variability? The case of yellow river as indicated by extreme maximum and minimum air temperature during 1960–2004. *Theoretical and Applied Climatology*, 93(1-2), 35-43.
- 36- Zhu, R., Wu, X., Zhang, W., He, J., Qin, Y., Li, Z., & Shen, Y. (2024). Seasonally extreme temperature events accelerate in arid northwestern China during 1979–2018. *Atmospheric Research*, 300, 107230.
- 15- Ghavidel Rahimi, Y., Zerfati, H., & Farajzadeh Asl, M. (2016). Application of Regional Climate Model-RegCM4 in the Analysis of Synoptic Structure of July 2000 Heat Wave in Khuzestan Province. *Modarres Journal of Spatial Planning*, 20 (3), 269-286.
- 16- Hajazi Zadeh, Z. (1993). Investigating the high-pressure fluctuations in the subtropical region during the change of seasons in Iran. Ph.D. thesis. Tarbiat Modares University, Tehran.
- 17- Hatami Zarnah, D., Hajazi Zadeh, Z., & Hossein Naserzadeh, M. (2019). Analysis of heat waves temporal fluctuation in North - West region of Iran and their relationship with greenhouse gases and global land-ocean temperature anomalies. *Journal of Applied Research in Geographical Sciences*, 19 (52), 35-56.
- 18- Hu, T., & Sun, Y. (2022). Anthropogenic influence on extreme temperatures in China based on CMIP6 models. *International Journal of Climatology*, 42(5), 2981-2995.
- 19- Jahanbakhsh asl, S., Ghavidel, F., & Ashjaei, M. (2015). Recognition, Classification and synoptical Analysis of Heat waves decreasing human hazards In North West of Iran. *Environmental Management Hazards*, 2(4), 377-391.
- 20- Khurshidoost, A. M., Zanganeh, S., Zarei, Y., Mahmoudi, S. (2016). Collaborative analysis of heat wave risk in northwest Iran. *Natural Geography Quarterly*, 10(3), 1-14.
- 21- Lo, Y. E., Mitchell, D. M., Watson, P. A., & Screen, J. A. (2023). Changes in winter temperature extremes from future Arctic Sea-Ice Loss and Ocean Warming. *Geophysical Research Letters*, 50(3), e2022GL102542.
- 22- Loikith, P. C., & Broccoli, A. J. (2015). Comparison between observed and model-simulated atmospheric circulation patterns associated with extreme temperature days over North America using CMIP5 historical simulations. *Journal of climate*, 28(5), 2063-2079.
- 23- Mengistu, A. G., Woyessa, Y. E., Tesfahuney, W. A., Steyn, A. S., & Lee, S. S. (2024). Assessing the impact of climate change on future extreme temperature events in major South African cities. *Theoretical and Applied Climatology*, 155(3), 1807-1819.
- 24- Mofidi, A., & Zarrin, A. (2012). Investigating the Nature, Structure and Temporal Variations of Summertime Atmospheric Circulation over Southwest Asia. *Journal of Climate Research*, 1391(11), 15-40.
- 25- Mohamadi, N., Sari Saraf, B., & Rostamzadeh, H. (2023). Trend investigation and spatial analysis of Warm and Cold spells