نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال ششم، شماره ۲، تابستان ۱۳۹۸
صفحات ۱ تا ۲۰

کاربرد روش تحلیل مقادیر فرین در اقلیم شناسی مخاطره امواج گرمایی نیمه جنوبی ایران

یوسف قویدل رحیمی،[۱] دانشیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
منوچهر فرج زاده، استاد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
بشیر قهرمانی،دانشجوی کارشناسی ارشد مخاطرات آب و هوایی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

دریافت مقاله : ۱۳۹۶/۱۱/۲۳ پذیرش نهایی: ۱۳۹۷/۱۱/۱۴

چکیده

با پیدایش و شدت رو به افزایش پدیده تغییر اقلیم و به تبع آن گرمایش جهانی در سال‌های اخیر، وقوع امواج گرمایی نیز همواره رو به افزایش بوده است. منطقه نیمه جنوبی ایران نیز بخاطر نزدیکی به مناطق گرم کره زمین و قرار گرفتن در نوار عظیم بیابانی دنیا در معرض وقوع امواج گرمایی می‌باشد. در این پژوهش با استفاده از داده‌های ۱۶ ایستگاه سینوپتیک و داده‌های جوّی به شناسایی و تحلیل سینوپتیک امواج گرمایی در دوره گرم سال در منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است. سپس با استفاده از روش حداکثر بلوک‌ها، امواج گرمایی طبقه بندی شدند. نتایج این بررسی نشان می‌دهد که امواج گرمایی در حال افزایش بوده و از عوامل اصلی تأثیر گذار بر رخداد امواج گرمایی در منطقه نیمه جنوبی ایران در سطح زمین وضعیت کم فشار و در سطوح فوقانی جوّ پر ارتفاع می‌باشد. همچنین وزش توده‌های هوایی بسیار گرم و سوزان از اطراف به این منطقه نیز تاثیر به سزایی در رخداد این فرین‌هاتی اقلیمی داشته است.

واژه‌های کلیدی: امواج گرمایی، تحلیل مقادیر فرین، رویکرد فراتر از آستانه، روش حداکثر بلوک‌ها، نیمه جنوبی ایران.

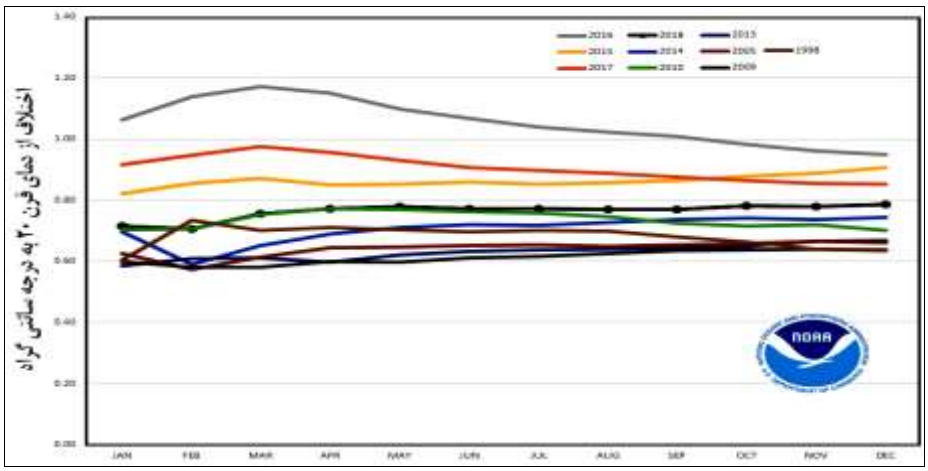
[۱]. **نویسنده مسئول:** Email:ghavidel@modares.ac.ir

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]

مقدمه

گرمایش گلخانه‌ای علّت اصلی بروز و تشدید مخاطرات جوّی سال‌های اخیر بوده است. سیّاره زمین از گذشته های دور شاهد مخاطرات طبیعی فراوان و شدیدی بوده، لیکن گرمایش جهانی بر وقوع برخی از مخاطرات جوّی، خصوصاً مخاطرات جوّی ناشی از عنصر دما، شدیداً تأثیر نهاده و بر فراوانی و شدّت مخاطرات افزوده است. از جمله مخاطرات فرین ناشی از عنصر دما که تحت تأثیر گرمایش جهانی قرار گرفته اند، می توان به روزهای گرم و داغ و تکرار بیش از یک روز آنها که امواج گرمایی تولید می کند، اشاره نمود. از اواخر قرن ۲۰، خصوصاً از سال ۱۹۹۰ به این سو، تحت تأثیر گرمایش در اکثر مناطق اقلیمی دنیا بر فراوانی وقوع، وسعت، تداوم و شدّت امواج گرمایی افزوده شده است. به عبارت دیگر ویژگی‌های زمانی و مکانی مخاطرات جوّی ناشی از دما تحت تأثیر گرمایش جهانی به شدت دستخوش تحوّل شده اند. روند افزایشی گازهای گلخانه ای که موجب افزایش شدید دمای جهان در مناطقی مثل غرب آسیا (خاورمیانه) شده است، در چند سال گذشته در قالب امواج گرمایی بسیار شدید و پردوام خود را ظاهر ساخته اند؛ به طوری که گرمای زودرس سال ۲۰۱۵، منجر به شروع و وقوع امواج ابرگرم در اواخر بهار گردیده و بخش عمده‌ای از منابع آب سطحی را تبخیر و آسیب‌های زیادی به بخش کشاورزی وارد نمود. با توجّه به این که در ۱۳۶ سال گذشته، سال ۲۰۱۵ گرم ترین سال کره زمین بوده، می توان به عمق حادثه و اثرات مخرّب امواج گرمایی وقوع یافته و دامنه تخریب آنها پی برد. گزارش اخیر ناسا نشان داد که ادعای تداوم افزایش دمای جهان در سال های آینده، تا سال ۲۰۱۶ صادق بوده و جهان در سال ۲۰۱۶ بیشتر از سال ۲۰۱۵ گرم شده ولی در سال های ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۸ روند دما رو به نزول است(شکل ۱). اهمیّت مطالعاتی امواج گرمایی در نقش مخاطره مذکور در سیستم اقتصادی اجتماعی بشر و اثرات مستقیم و شگرفی است که بر ضروری ترین نیازهای انسان مثل آب، هوا، غذا، محیط زیست و غیره دارد. بهترین دمای زیست برای ارگانیسم انسانی محدوده دمایی ۱۸ تا ۲۱ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده و بدن انسان تا ۳۵ درجه سانتی گراد که مرز و آستانه زیست اقلیمی وقوع موج گرما است، می‌تواند در مقابل افزایش دما مقاومت کند؛ لیکن فراتر از دمای مذکور بدن انسان دچار مشکل شده و بسته به میزان عبور دما از حد مذکور دچار بیماری‌های مختلف می شود.



شکل ۱. مقایسه افزایش دمای سال ۲۰۱۶ نسبت به ۸ مورد از گرم ترین سال های کره زمین (NOAA, ۲۰۱۹)

از جمله مطالعاتی که در سطح دنیا در رابطه با پدیده امواج گرمایی صورت گرفته است می‌توان به گزارشی که سرویس هواشناسی ملی آمریکا وابسته به مرکز پیش‌بینی‌های محیطی در رابطه با آمار فوت شدگان، مصدومان و خسارت‌های اقتصادی ناشی از مخاطرات آب و هوایی در ایالات متحده آمریکا در سال ۲۰۰۷ ارائه داده است، اشاره کرد. از میان ۲۶

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]

مخاطره‌ی اقلیمی، آمار فوتی‌ها و مصدومان به ترتیب ۵۱۵ و ۳۷۳۳ نفر بوده که از این میان سهم امواج سرما ۴۷ کشته و ۱۴۷ مصدوم بوده و جالب این که بالاترین تعداد فوت شدگان و مصدومان به ترتیب به تعداد ۱۰۵ و ۱۸۸۶ نفر مربوط به دماهای فرین گرم بوده است (NOAA, ۲۰۰۷). لیوو و همکاران (Loew et al, ۲۰۰۹) موج گرمای سال ۲۰۰۳ اروپا را با استفاده از شاخص‌های اولیه از سنجنده‌های مختلف مایکروویو بررسی کردند. شبیه سازی از این رویداد با استفاده از مدل‌های آب و هوایی منطقه‌ای نشان داد که کمبود بارش در آغاز سال، همراه با پوشش گیاهی زودرس منجر به کمبود شدید رطوبت خاک شده است. نتایج بیانگر ناهنجاری منفی رطوبت خاک سطحی در سال ۲۰۰۳ و کاهش رطوبت خاک در اوایل این سال می‌باشد. با استفاده از مدل‌های جهانی آب و هوا شروود و هابر (Sherwood and Huber, ۲۰۱۰) برآورد کرده بود که اگر دمای متوسط جهانی به ۷ درجه ی سانتیگراد افزایش رسیده باشد، این حد معین در آینده ای نه چندان دور به مساله مهمی تبدیل خواهد شد. وولف و مک گریگور (Wolf and McGregor, ۲۰۱۳) شاخص آسیب پذیری توسعه موج گرما برای لندن را با استفاده از شاخص آسیب‌پذیری حرارتی مورد مطالعه قرار دادند. نتایج به دست آمده از این بررسی آماری نشان داد که رابطه معناداری در رخداد امواج گرمایی وجود دارد و مناطق مرکزی و شرقی لندن از آسیب پذیری بالاتری در راستای رخداد امواج گرما برخوردارند. زو و همکاران (Zuo et al, ۲۰۱۵) به بازنگری اثرات امواج گرما پرداختند. آنها به کمک سناریوهای آب و هوایی آینده که نشان می دهد اموج گرما در مکان های خاص بیشتر و شدیدتر می شود شروع به کار کردند که نتیجه‌ی کار آنها به ارائه ی راهکارهایی برای کاهش آسیب ها در مواجهه با امواج گرمایی بود. پال و الطاهر (Pal and Eltahir, ۲۰۱۵) تأثیر دمای آینده جنوب غربی آسیا بر گسترش آستانه تطبیق پذیری انسان را بررسی کردند. آنها در این پروژه با استفاده از مجموعی از مدل های آب و هوای منطقه ای با تفکیک بالا، بیشینه های دمای حباب مرطوب در منطقه اطراف خلیج فارس را شبیه سازی کردند. نتایج بررسی های آنها یک نقطه داغ منطقه ای معین در تغییر اقلیم را نمایش داد که احتمالاً به شدت روی سکونت انسان ها در آینده تاثیر بگذارد. شار (Schär, ۲۰۱۵) مطالعات خود را بر روی خلیج فارس و وخیم ترین امواج گرمایی که برای این منطقه در پیش هستند متمرکز کرد. کار اخیر وجود یک حد بالای قوی پایداری که به توانایی بدن انسان برای انطباق با تنش گرما و رطوبت است را نشان می دهد. اگر مردم در معرض ترکیبی از دما و رطوبت بالاتر از این سطح بیش از زمان های طولانی هستند، به هیپرترمی و در نهایت مرگ منجر خواهد شد. پال و الطاهر (Pal and Eltahir, ۲۰۱۵) با استفاده از یک مدل آب و هوایی منطقه ای با وضوح بالا ارائه شواهد اثبات کردند که چنین شرایطی می تواند بسیار زودتر رخ دهد.

در سال‌های اخیر با توجّه به افزایش وقوع امواج گرمایی در ایران و تغییرات به وجود آمده در ویژگی‌های زمانی و مکانی خصوصاً در ویژگی های فراوانی وقوع، شدّت، گسترش فضایی و تداوم اهمیت آن‌ها توّجه ویژه‌ای به بررسی این رخدادها شده است. از جمله پژوهش‌هایی که در ایران در زمینه امواج گرمایی صورت پذیرفته می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

نتایج مطالعه تفسیر نقشه‌های سینوپتیک توسط قویدل رحیمی (۱۳۹۰) نشان دهنده وجود یک کم‌فشار حرارتی بر روی شبه جزیره عربستان می‌باشد که اثرات ناشی از فعالیت و مهاجرت کم‌فشار مذکور به سمت ایران عامل اصلی گرمایش و گسیل موج ابرگرم در ایران بوده است. تحلیل روند حداکثر دما و وقوع امواج گرمایی در کرمان نشان داده که بیشترین موج گرمایی در ماه آوریل و می رخ داده و این تغییرات روند تاریخی افزایشی داشته‌اند (یزدان پناه و علیزاده، ۱۳۹۰). اسماعیل‌نژاد و همکاران (۱۳۹۲) مطالعه‌ای با هدف شناسایی موج‌های گرمایی ایران و ویژگی‌های آن-ها شامل؛ تداوم، شدت و فراوانی انجام دادند و از روش درون‌یابی کریگینگ و شاخص فومیاکی استفاده نمودند. نتایج نشان می‌دهد که موج‌های گرمایی کوتاه، رخداد بیشتری داشته و تعداد امواج گرمایی پر تداوم کم‌تر رخ داده است و در

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]

پایان زمستان و روزهای نخستین پاییز موج‌های گرمایی از فراوانی بیشتری برخوردار می‌باشد. قویدل رحیمی (۱۳۹۲) در پژوهشی با استفاده از روش خوشه‌بندی وارد، تحلیلی از مخاطره اقلیمی امواج ابرگرم سال ۱۳۸۹ استان خوزستان انجام داد. نتایج به دست آمده، استقرار یک کم‌فشار در سطح زمین و استیلای پرفشار در سطوح میانی جوّ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال و افزایش ضخامت جوّ را نشان می‌دهد که این عوامل موجب گرمایش بیش از حد سطح زمین شده‌اند. هم‌چنین منشأ ورود گرما به خوزستان، فرارفت و انتقال هوای سوزان و خشک آفریقا، شبه جزیره عربستان و عراق می-باشد. قویدل رحیمی و رضایی (۱۳۹۳)، در مطالعه‌ای به تعیین آستانه دمایی و تحلیل الگوهای سینوپتیک دماهای ابرگرم منطقه جنوب شرق ایران پرداختند که نتایج این بررسی بیان کننده این مطلب است که تنها الگوی موثر بر رخداد روزهای ابرگرم جنوب شرق ایران استقرار کم‌فشار حرارتی گنگ در سطح زمین و حاکمیت پرارتفاع جنب حاره-ای آزور در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۳)، در پژوهشی نسبت به شناسایی و تحلیل همدید امواج گرمایی فرین غرب ایران اقدام نمودند. برای این کار، آنها از شاخص «انحراف نرمال شده دما»، استفاده کردند. نتایج این تحقیق نشان داد که وقوع امواج گرمایی فرین در غرب کشور روند کاهشی معنی داری داشته است و الگوی غالب به وجود آورنده امواج گرمایی فرین در سطح زمین کم فشارهای حرارتی گنگ و عربستان و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی پرارتفاع هستند. ظرافتی (۱۳۹۴) به این نتیجه رسیده که الگوی فشار حاکم در زمان وقوع امواج گرمایی در سطح زمین، وضعیت کم فشار و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پرارتفاع‌های بسته ناشی از پرارتفاع جنب حارّه است. همچنین قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۵) با استفاده از مدل مدل RegCM٤ اقدام به ریزگردانی دینامیک و تحلیل ساختار سینوپتیک موج گرمای جولای ۲۰۰۰ استان خوزستان کرده و به این نتیجه رسیده اند که پرارتفاع غرب آسیا سبب نزول بی درو هوای خشک شده و گرمای شدید منجر به موج گرمایی را ایجاد کرده است. پرارتفاع زاگرس اغلب دوره گرم سال بر روی زاگرس مستقر است.

با تداوم افزایش دما در سال های بعد از سال ۲۰۷۱ پیش بینی شده که در دوره خرداد تا اواخر شهریور وضعیّت خطرناک جوّی یاد شده منطقه جنوب غربی آسیا مخصوصاً سواحل جنوبی ایران در خلیج فارس را به شدّت تحت تأثیر خود قرار دهد که در صورت وقوع چنین وضعیت جوّی منطقه تقریباً خالی از سکنه خواهد شد (Pal and Eltahir, ۲۰۱۵).

این مقاله با هدف کاربرد دو روش از تحلیل مقادیر فرین تحت عنوان روش های فراتر از آستانه و روش حداکثر بلوک‌ها در تحلیل امواج گرمایی نیمه جنوبی ایران به انجام رسیده است.

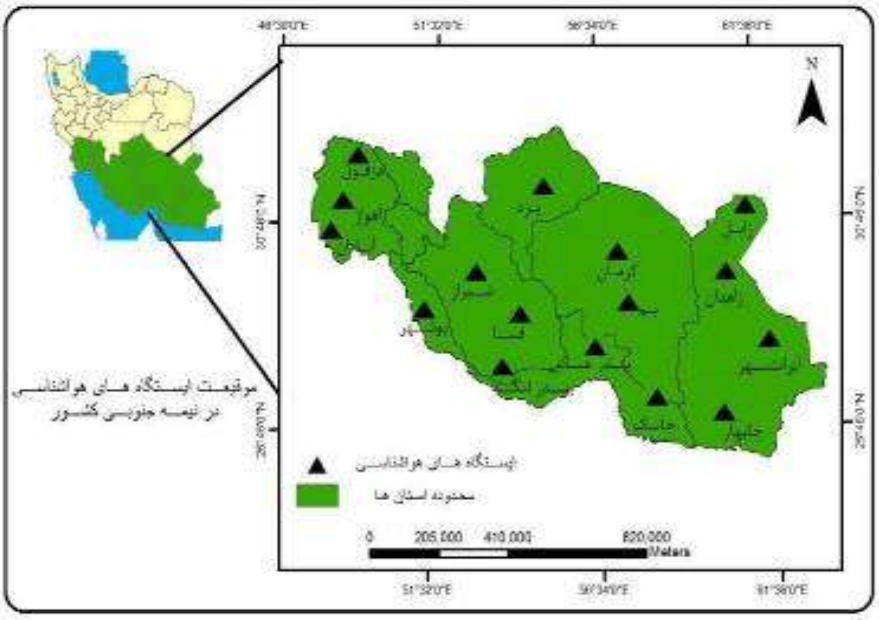
داده و روش کار

الف: منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش ایستگاه‌های منتخب در نیمه جنوبی ایران واقع در استان‌های سیستان و بلوچستان، کرمان، هرمزگان، فارس، بوشهر، خوزستان، کهگیلویه و بویر احمد، چهارمحال و بختیاری و یزد می‌باشد. جهت شناسایی، طبقه‌بندی و تحلیل سینوپتیک امواج گرمایی از داده‌های روزانه حداکثر دمای دوره گرم سال (ژوئن تا سپتامبر) نیمه جنوبی ایران شامل ۱۶ ایستگاه سینوپتیک (شکل ۲) که از سازمان هواشناسی اخذ گردیده، استفاده شده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۲ نقشه موقعیت جغرافیایی و پراکندگی ایستگاه‌های مورد مطالعه

ب: روش کار

در مرحله بعد داده‌های جوّی مورد استفاده در این پژوهش که شامل؛ داده‌های فشار سطح دریا (Slp)، دمای جو (Air)، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد (Uwnd، Vwnd) و ارتفاع ژئوپتانسیل (Hgt) می‌باشد، از پایگاه داده مرکز پیش بینی محیطی و مرکز ملی جوّی (NCEP/NCAR) دریافت و مورد استفاده قرار داده شده است.

قدرت تفکیک فضایی داده های جوّی یاد شده ۲/۵ در ۲/۵ درجه بوده و برای ساعت۱۲زولو که گرم_ترین موقع روز می باشد مورد تحلیل قرار گرفته اند.

در این تحقیق از تئوری مقادیر فرین[۱] برای تحلیل امواج گرمایی استفاده شده است. این تئوری، بیشینه یا کمینه با توزیع احتمال مشخص $Y_t = y_1, y_2, y_3, ... y_n$ سری زمانی و رفتار آن ها را شناسایی، نمایه سازی و مدل سازی می-کند.

تئوری مقدار فرین را می توان به دو رویکرد کلی تقسیم بندی نمود که شامل تئوری تعمیم یافته مقدار فرین[۲] (GEV) و روش فراتر از آستانه(POT) [۳] است. کاربرد رویکرد فراتر از آستانه با پیچیدگی هایی از جمله تعیین آستانه مناسب همراه می باشد و تمرکز اصلی پژوهش های اقلیمی بیشتر بر کاربرد این روش استوار است. تئوری مقدار فرین بر روی رخدادهای فرین تمرکز می کند و بدیهی است که با قضایای حد مرکزی که بر روی داده های مرکزی تمرکز دارد و توجّهی به رخدادهای فرین ندارد، فرق دارد. در حالت کلی دو روش برای تعیین داده های فرین وجود دارد:

روش اول یا رویکرد تعمیم یافته مقدار فرین (GEV) که روش حداکثر بلوک ها[۴] نیز نامیده می شود، حداکثر (و حداقل ها) داده ها در بازه های زمانی مختلف روزانه، ماهانه، فصلی و سالانه تعیین می شود و این بیشینه ها (و کمینه ها)، داده های فرین را تشکیل می دهند. در شکل ۳ الف داده های X_2, X_5, X_7, X_{11} داده های فرین تعیین شده با

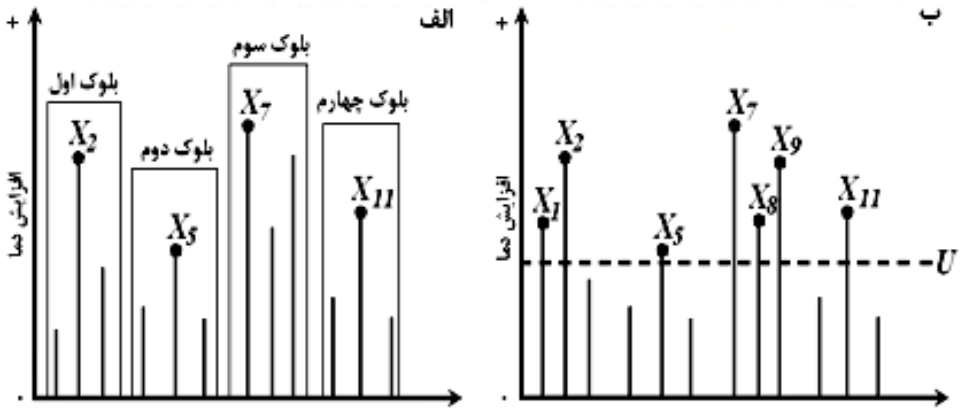
۱ - Extreme Value Theory (EVT)
۲ - Generalized Extreme Value (GEV) Theory
۳ - Peaks Over Threshold (POT) methods
٤ - Block maxima

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]

استفاده از روش حداکثر بلوک ها در چهار دوره متوالی سه روزه دمای بیشینه هستند. اگر فرض بر این باشد که دماهای بیشینه هر بلوک در واقع دماهای بیشینه به ثبت رسیده در موج های گرمایی حداقل سه روزه هستند، در هر بلوک دمای بیشینه گرم ترین روز موج به عنوان فرین بلوکی (کل روزهای موج) انتخاب شده است. این روش در تحلیل موج های گرمایی و سرمایی بسیار کاربردی است؛ زیرا علاوه بر انتخاب یک روز نماینده به جای تعداد کل روزهای موج، یا میانگین گرفتن از تمام روزهای موج، گرم‌ترین یا سردترین و به عبارت بهتر فرین‌ترین روز موج برای تحلیل انتخاب می شود. از منظر سینوپتیک، الگوهای جوّی در فرین‌ترین یا شدیدترین روز موج های گرم نمود بسیار بهتر و بارزتری دارند و این یک نکته کلیدی برای تفسیر سینوپتیک امواج است.

روش دوم یا روش نوین تعیین داده های فرین، که روش مقادیر فراتر از آستانه نیز نامیده می شود. در این روش داده هایی که از یک مقدار آستانه بیشتر باشند، داده های فرین را تشکیل می دهند. در شکل ب ۳ داده های $X_1, X_2, X_5, X_7, X_8, X_9, X_{11}$ به علت این که از حد آستانه U فراتر رفته اند، داده هایی هستند که با استفاده از روش مقادیر فراتراز آستانه، به عنوان مقادیر فرین شناخته شده اند و توزیع احتمال وقوع آنها از نوع توزیع پارتو تبعیت می کند. نمونه کاربردی از مقادیر آستانه، تعیین موج گرما و سرما با شرط وجود یک آستانه و حداقل ۲ روز متوالی، تداوم آن آستانه است که در آب و هواشناسی امواج گرمایی و سرمایی بسیار رایج و کاربردی بوده و اهمیّت آن به حدّی است که بسیاری از تعاریف امواج گرما و سرما بر این منطق پایه گذاری شده اند.

در این مطالعه جهت شناسایی، طبقه‌بندی و تحلیل سینوپتیک امواج گرمایی در دوره گرم سال در نیمه جنوبی ایران از شاخص‌های آماری مطلق دوره ژوئن-سپتامبر که در واقع همان روش مقادیر فراتر از آستانه هستند، استفاده شده است.



شکل ۳ . تعیین داده های فرین. الف: روش حداکثر بلوک ها در موج گرما، ب: روش مقادیر فراتر از آستانه در موج گرما

با استفاده از شاخص‌های آماری میانگین و انحراف معیار بلند مدت یا دوره پایه (ژوئن-سپتامبر) می‌توان شاخص‌هایی برای طبقه‌بندی امواج گرمایی و روزهای توأم با دماهای فرین بیشینه تعریف کرد. در این‌گونه طبقه‌بندی‌ها معمولاً میانگین بلند مدت یا دوره پایه ژوئن-سپتامبر به ۱ الی ۳ تا ۴ برابر انحراف معیار ضرب شده و هر مرتبه ضریب یک طبقه محسوب می‌شود. با این وضعیت شاخص‌های مشخص کننده آستانه دمایی و طبقه کیفی عبارت خواهند بود از:

۱) طبقه موج گرما $\overline{T_{\max}} + SD$

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]

۲) طبقه موج گرمای متوسط $\overline{T_{\max}} + 2SD$

۳) طبقه موج گرمای شدید $\overline{T_{\max}} + 3SD$

۴) طبقه موج ابرگرم $\overline{T_{\max}} + 3SD$

برای انتخاب روزه ها جهت تحلیل سینوپتیک، از دمای بیشینه امواج طبقه بندی شده در چهار طبقه موج گرمای ضعیف، متوسط، شدید و ابرگرم میانگین گرفته شد و پس از مشخص شدن شدیدترین موج هر طبقه بر اساس روش حداکثر بلوک ها، گرمترین روزهای هر موج به عنوان نماینده طبقه مذکور جهت تریم نقشه ها و تحلیل سینوپتیک انتخاب گردیدند.

شرح و تفسیر نتایج

بر اساس روش مقادیر فراتر از آستانه، شاخص‌های حدّی طبقه بندی شدت امواج گرمایی به شرح جدول ۱ ابداع گردید. همان گونه که از جدول ۱ برمی‌آید، محدوده دمایی شروع امواج گرمایی منطقه مورد مطالعه از ۳۸/۴ درجه سانتی‌گراد در طبقه موج گرمای ضعیف تا بیش از ۴۳/۸۹ درجه سانتی‌گراد در طبقه امواج ابرگرم متغیّر است.

جدول (۱) طبقات و محدوده های کمی انواع امواج گرمایی در دوره گرم سال (ژوئن-ژوئیه)

طبقه شدت موج گرما	معادله	محدوده دمایی به سانتی‌گراد
ضعیف	$\overline{T_{\max}} + SD$	۳۸/۴ تا ۴۰/۲۳
متوسط	$\overline{T_{\max}} + 2SD$	۴۰/۲۳ تا ۴۲/۶
شدید	$\overline{T_{\max}} + 3SD$	۴۲/۶ تا ۴۳/۸۹
ابرگرم	$< \overline{T_{\max}} + 3SD$	بالاتر از ۴۳/۸۹

پس از تعیین محدوده های دمایی طبقات مختلف بر اساس روش حداکثر بلوک ها، شدیدترین امواج گرمایی هر یک از طبقات شناسایی شده برای تحلیل سینوپتیک انتخاب گردید که مشخصات امواج مذکور در جدول ۲ قابل مشاهده هستند.

جدول (۲) مشخصات روزهای انتخابی جهت تحلیل سینوپتیک بر اساس روش حداکثر بلوک‌ها

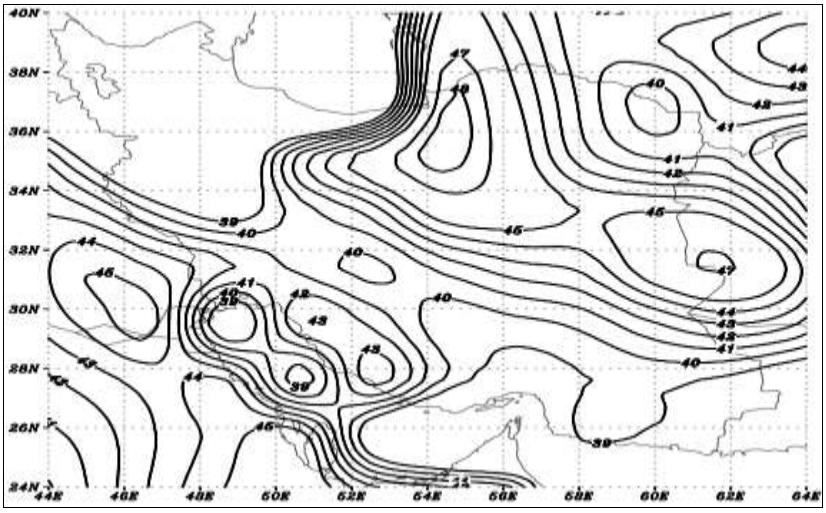
طبقه (شدت) موج	طول (دوام) موج	دما	روزهای منتخب		
			سال	ماه	روز
ضعیف	۲۲	۴۰/۹	۱۹۵۳	۷	۷
متوسط	۲	۴۲	۱۹۵۱	۷	۱۱
شدید	۱۰	۴۳/۶	۱۹۷۷	۶	۲۹
ابرگرم	۱۷	۴۷/۱	۱۹۹۸	۷	۵

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]

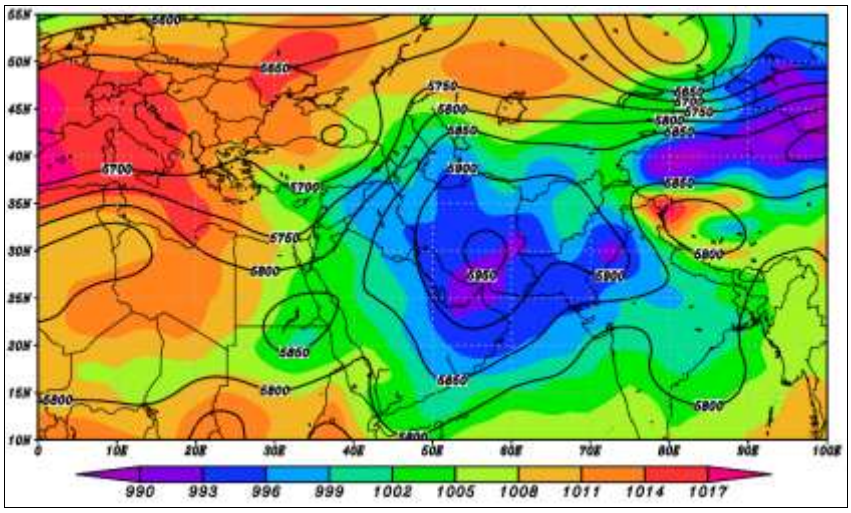
تحلیل سینوپتیک موج گرمای ضعیف ۲۲ روزه ژوئیه ۱۹۵۳

۷ ژوئیه ۱۹۵۳ گرم‌ترین روز موج مذکور است. برای تحلیل سینوپتیک موج گرمای مذکور، نقشه ترکیبی فشار سطح دریا و ضخامت جوّ ترسیم گردید. مشاهده می‌شود که در روز ۷ ژوئیه ۱۹۵۳در منطقه وضعیت کم فشاری حاکم بوده است و ۲ هسته با پربندهای فشار مرکزی ۹۹۳ هکتوپاسکال بر روی خلیج فارس و منطقه جنوب ایران تشکیل شده و منطقه مورد مطالعه را به طور کامل در بر گرفته است. در این روز فشار در تمام منطقه جنوب ایران کمتر از ۹۹۶ هکتوپاسکال می‌باشد.



شکل ۴ . دمای بیشینه دومتری سطح زمین در گرم ترین روز موج گرمایی ضعیف ۷ ژوئیه ۱۹۵۳

که نشانه تشکیل کم فشار حرارتی و گرمایش شدید در سطح زمین، همگرایی و صعود هوا می‌باشد. نقشه ضخامت جوّ نشانگر ضخیم بودن جوّ در منطقه مورد مطالعه است که تأییدی بر الگوهای مشاهده شده در نقشه ترکیبی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا بوده و گرمایش زیاد هوا را در جو نشان می‌دهد. در روز ۷ ژوئیه ۱۹۵۳ جوّ ایران دارای بیشترین ضخامت نسبت به مناطق همجوار بوده و گرمای هوای منطقه مورد مطالعه در این روز قابل توجه است (شکل ۵).

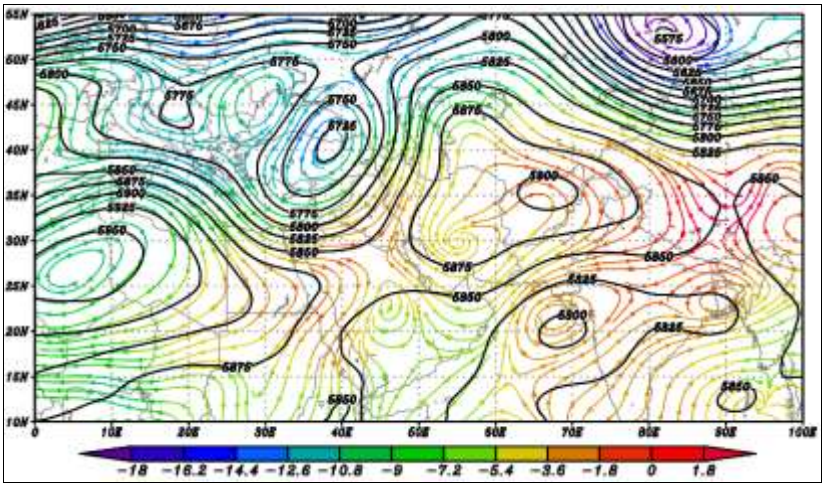


شکل ۵ . نقشه ترکیبی فشار سطح دریا و ضخامت جوّ در موج ضعیف

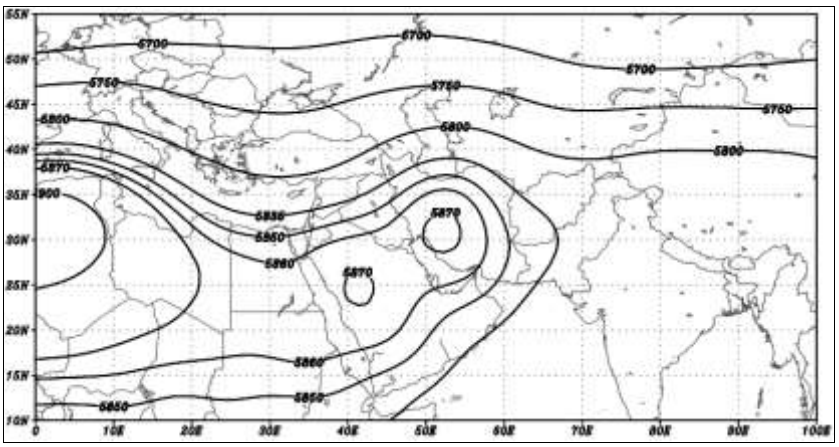
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]

در ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال پربند پرارتفاع جنب حارّه غرب آسیا تمامی منطقه مورد مطالعه را احاطه کرده و یک هسته پر ارتفاع با ۵۸۷۵ ژئوپتانسیل متر بر روی منطقه مستقر شده است. نزول هوای گرم در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به صورت سوبسیدانس بوده و با فرونشت هوا در سطوح میانی جوّ موجب تشدید گرمایش سطح زمین و جلوگیری از صعود هوای سطح زمین شده است (شکل ۶). نقشه میانگین بلند مدت ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در روز یاد شده نیمه پایین کشور بین ۵ تا ۱۵ ژئوپتانسیل متر افزایش ارتفاع داشته و همین افزایش ارتفاع و به تبع از آن افزایش ضخامت باعث گرمایش و بروز موج گرما شده است (شکل ۷). نقشه وزش دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حاکی از واگرایی و پخش گرمای بخش جنوبی مرکز ایران بوده و تقویت موج گرمایی مذکور است.



شکل ۶. نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و وزش دما در موج ضعیف

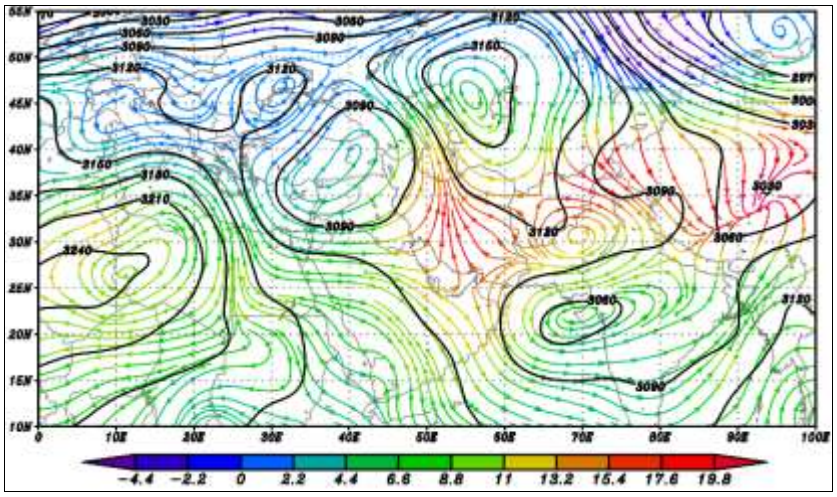


شکل ۷. نقشه بلند مدت ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره سی ساله ۲۰۰۰-۱۹۷۱

وضعیت وزش دمای سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بیانگر وزش هوای گرم عراق و شبه جزیره عربستان در بخش‌های جنوب و جنوب غرب و وزش هوای گرم و خشک شبه جزیره هند (کم فشار گنگ) به سمت نیمه جنوبی ایران است که موجب انتقال هوای گرم و وقوع موج گرمایی در ۷ ژوئیه ۱۹۵۳ در نیمه جنوبی ایران شده است (شکل ۷).

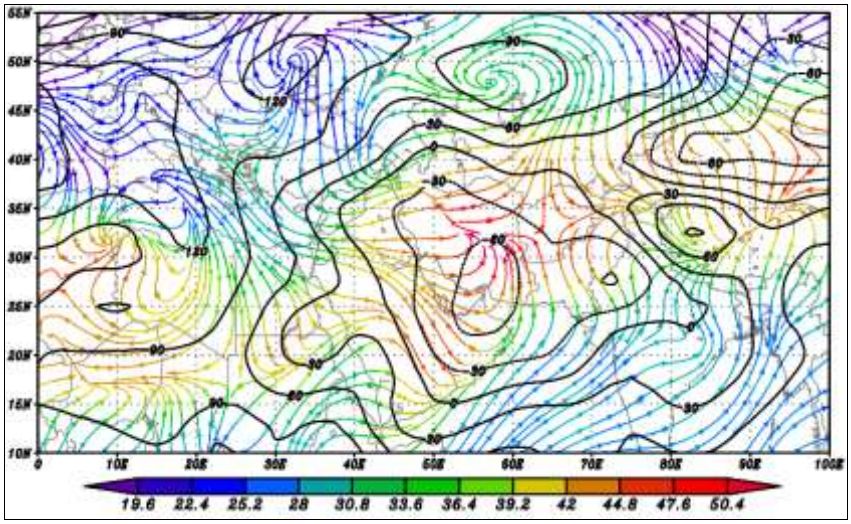
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۷ . نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در موج ضعیف

نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در شکل ۸ نشان می دهد که کل نیمه جنوبی کشور دارای شرایط کم ارتفاع بوده و در نقشه های وزش دمایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال یک خط واگرایی دمایی به چشم می‌خورد که محور آن نواحی شمال غرب تا جنوب شرق ایران را در بر گرفته است. توده های هوای گرم ایران را از کشور عراق و شبه جزیره عربستان از سمت غرب، جنوب شبه جزیره عربستان و خلیج فارس از سمت جنوب، کشور پاکستان (کم فشار گنگ) از سمت شرق و کشور افغانستان از سمت شمال شرقی در نوردیده اند که اثرات توأمان این توده های هوایی گرم و هم گرا شدن آنها در نواحی مرکزی ایران و عمدتاً در جنوب ایران باعث رخداد موج گرمایی در نیمه جنوبی ایران شده است (شکل ۸).



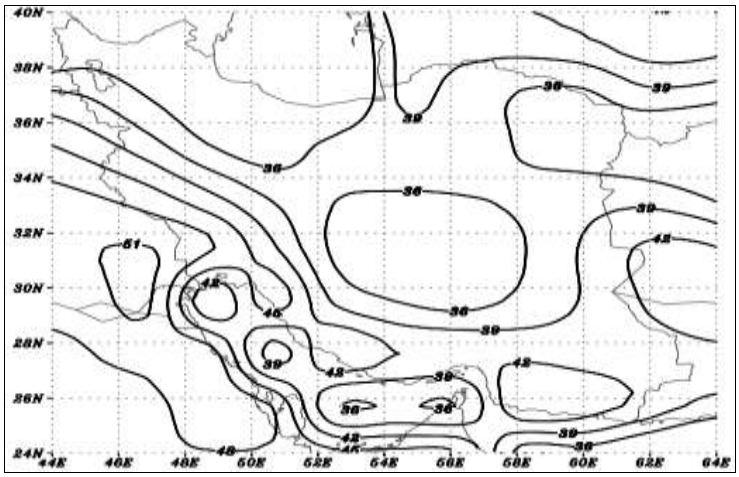
شکل ۸. نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در موج ضعیف

تحلیل موج گرمای متوسط ۲ روزه ژوئیه ۱۹۵۱

در نقشه های موج گرمای متوسط، سطح زمین در ۱۱ ژوئیه ۱۹۵۱ (گرمترین روز موج شکل ۹) الگوی غالب کم فشار می‌باشد که به صورت زبانه ای از کم فشار از نواحی جنوب شرقی و جنوب ایران وارد منطقه مورد مطالعه شده و مناطق جنوبی ایران را کاملا در بر گرفته است (شکل ۱۰).

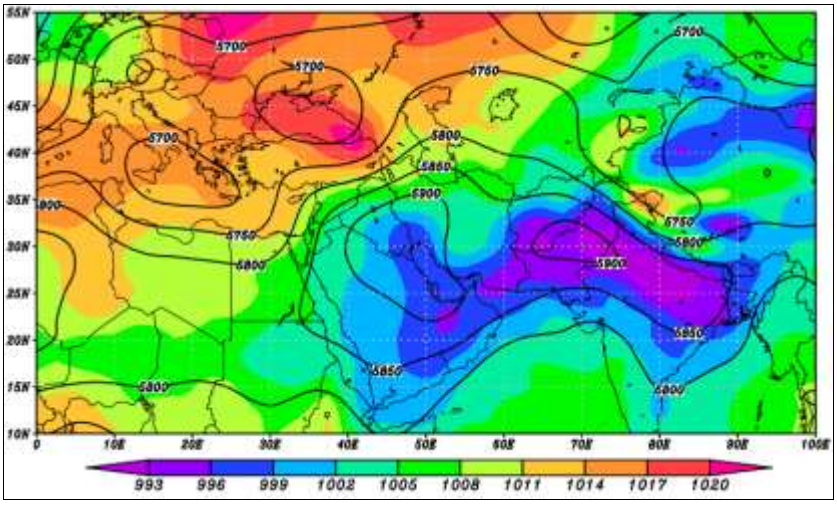
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۹. دمای بیشینه دومتری سطح زمین در گرم ترین روز موج گرمایی ضعیف ۱۱ ژوئیه ۱۹۵۱

نقشه ضخامت نیز حکایت از ضخامت بالای جوّ در محدوده بین خطوط ۵۸۵۰ تا ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر دارد (شکل ۱۰).

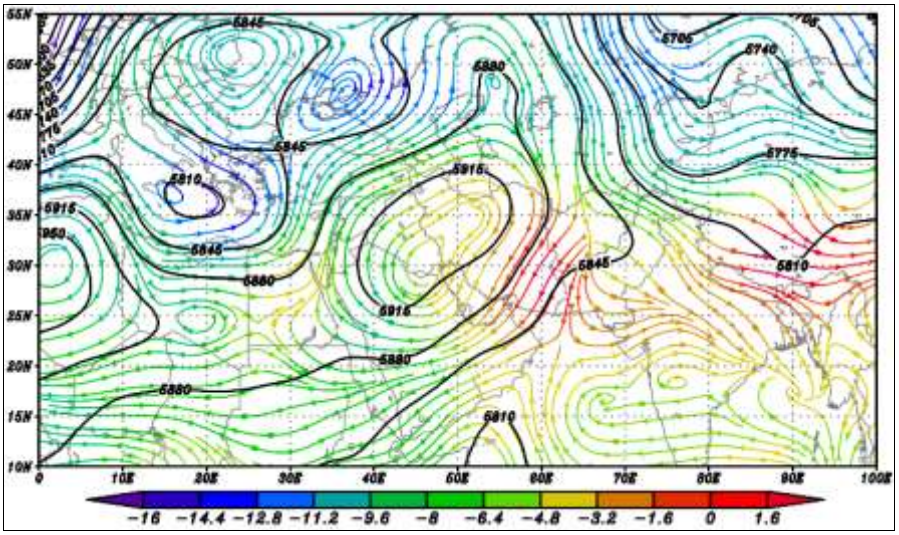


شکل ۱۰ . نقشه ترکیبی فشار سطح دریا و ضخامت جوّ در موج متوسط

در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران یک منحنی بسته پر ارتفاع با فشار مرکزی ۵۹۲۵ ژئوپتانسیل متر استقرار یافته که خط منحنی ۵۸۹۰ ژئوپتانسیل متر منطقه مورد مطالعه را در بر می‌گیرد. قدرت هسته پر ارتفاع مستقر بر روی منطقه جنوب ایران در موج حاضر در حدود ۱۵ ژئوپتانسیل متر با میانگین بلند مدت ۳۰ ساله (شکل ۷) تفاوت داشته و بیشتر است. نقشه وزش دمایی در تراز یاد شده (شکل ۱۱) و همچنین تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۱۲) نشان از حاکمیّت جریانات سرد شمالی دارند و فقط فرونشینی هوا موجب افزایش دما در سطوح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال شده است.

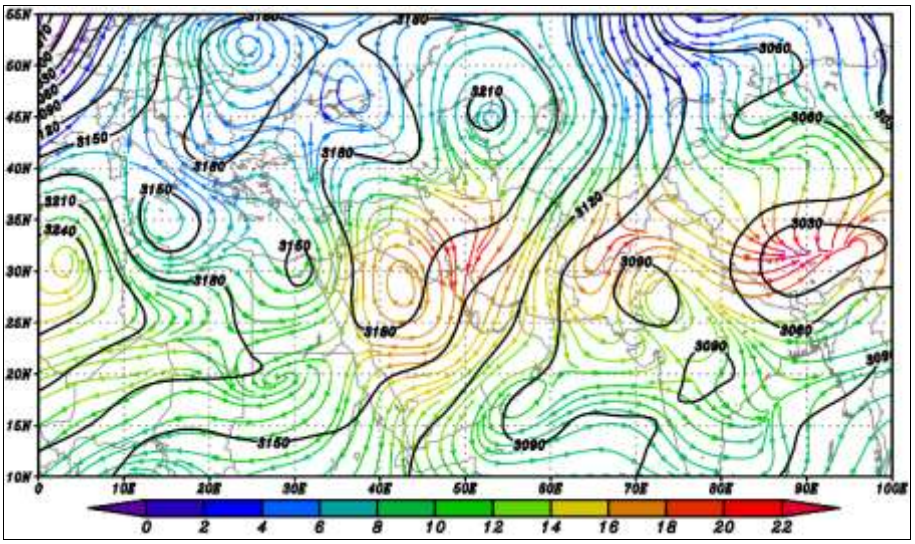
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۱۱ . نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و وزش دما در موج متوسط

نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دما سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، مبیین استقرار وضعیت عمومی کم ارتفاع و انتقال جریان گرم جنوبی بر سواحل خلیج فارس است که گرمای ناشی از آن موج گرمایی متوسط را به وجود آورده است. در بخش غربی نیمه جنوبی جریان هوا شمالی و اندکی سردتر بوده لیکن گرمایش زمین عامل وقوع موج گرمای متوسط بوده است (شکل ۱۳).

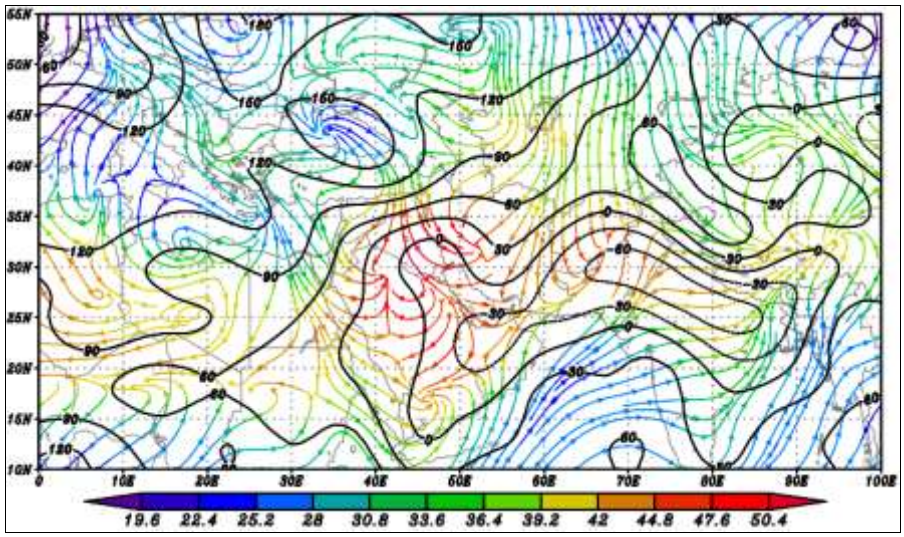


شکل ۱۲ . نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال و وزش دما در موج متوسط

در کل در موج متوسط مورد مطالعه شدت نزول هوا و گرمایش ناشی از آن مسبب اصلی وقوع موج گرما خصوصا در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ و تا حدودی تراز ۱۰۰۰ (نیمه غربی منطقه جنوب ایران) بوده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

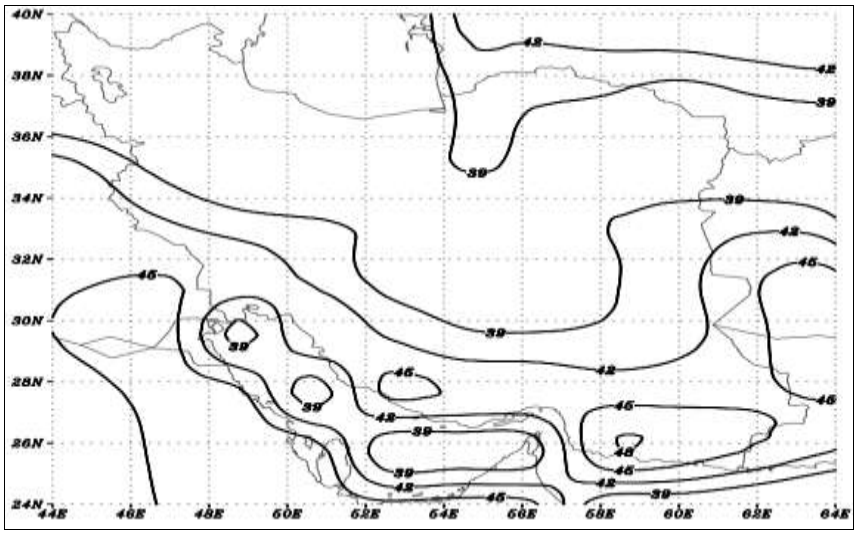
[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۱۳ . نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در موج متوسط

موج گرمای شدید ۱۰ روزه ژوئن ۱۹۷۷

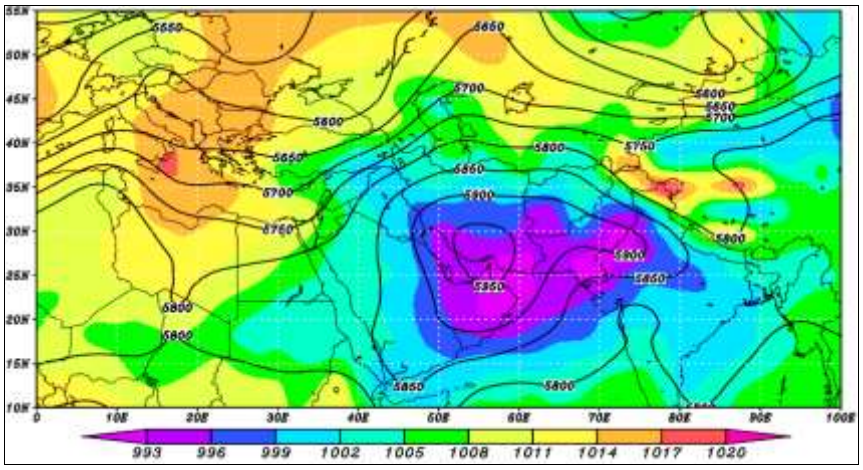
در نقشه ترکیبی فشار سطح دریا و ضخامت جوّ در گرمترین روز موج گرمای شدید (۲۹ ژوئن ۱۹۷۷ مندرج در شکل ۱۴)، در سطح زمین کم فشاری تمام نیمه جنوبی ایران را در برگرفته است که هسته کم فشار ۹۹۳ هکتوپاسکال آن سواحل جنوب شرقی ایران و هسته ۹۹۶ هکتوپاسکال آن کل نیمه جنوبی را تحت تأثر قرار داده اند (شکل ۱۵). در تطابق با نقشه فشار سطح دریا، ضخامت جوّ در نیمه جنوبی بین ۵۹۰۰ و ۵۹۵۰ ژئوپتانسیل متر تمام نیمه جنوبی کشور را تحت اشغال خود در آورده است. پربند پرارتفاع مستقر بر روی ایران پرفشار جنب حارّه غرب آسیا است که انتقال هوای بسیار گرم قاره آفریقا به منطقه مورد مطالعه را سبب شده، وضعیت جوی بسیار گرمی را در منطقه حاکم کرده است (شکل ۱۵).



شکل ۱۴ . دمای بیشینه دومتری سطح زمین در گرم ترین روز موج گرمایی ضعیف ۲۹ ژوئیه ۱۹۷۷

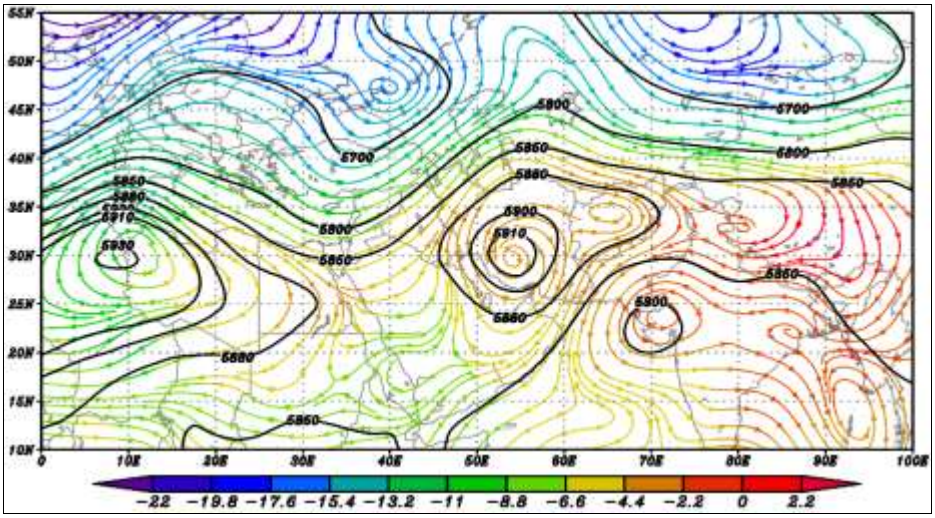
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۱۵ . نقشه ترکیبی فشار سطح دریا و ضخامت جوّ در موج گرمای شدید

نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی تراز ۵۰۰ نشان می دهد که در مقایسه با اتفاع ژئوپتانسیل بلند مدت منطقه (شکل ۷) پربند پرارتفاع اصلی مستقر بر منطقه ۴۰ و پربند پرارتفاع بزرگ دوم که کل منطقه مورد مطالعه را دربرگرفته ۳۰ ژئوپتانسیل متر ضخیم تر و در نتیجه گرمتر است (شکل ۱۶).



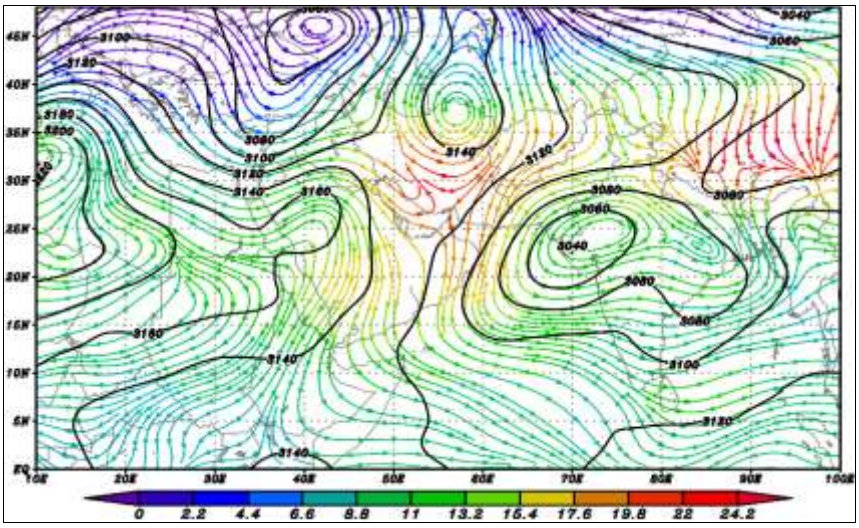
شکل ۱۶ . نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در موج گرمای شدید

نقشه وزش دمایی تراز ۵۰۰ نشان می دهد که در داخل هسته های پربند یاد شده، گرمای هوایی منتقل شده از شبه جزیره های عربستان و هند در ایران مرکزی واگرا شده و در منطقه مورد مطالعه پخش و ایجاد موج گرمای شدیدی کرده اند. سرعت فرونشینی هوا نیز عامل دینامیک تقویت شدت موج گرمای مذکور محسوب می شود (شکل ۱۶).

در نقشه وزش دمایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال وزش توده های هوای گرم از سمت عراق وارد ایران شده و در منطقه مورد مطالعه سبب وقوع موج گرمای شدیدی شده است (شکل ۱۷).

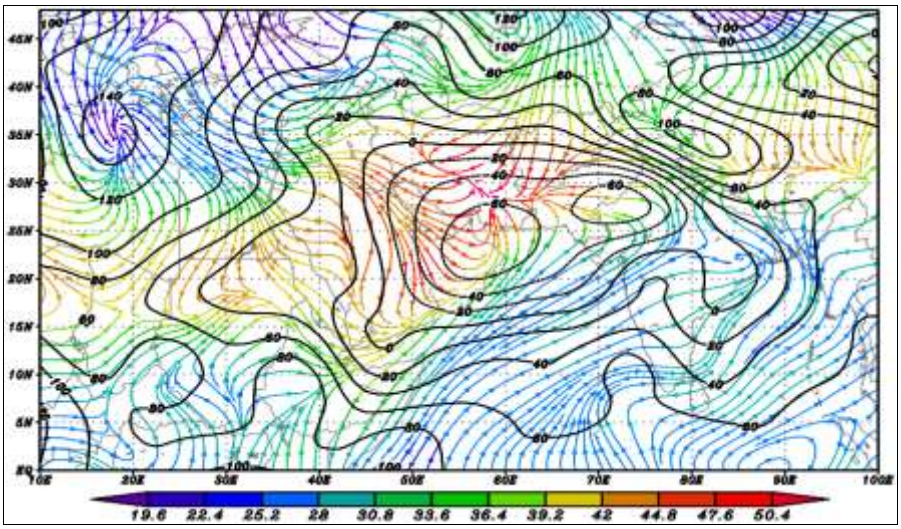
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۱۷. نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال در موج گرمای شدید

با توجه به نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال معلوم می شود کم ارتفاع ترین پربند در محدوده شرق خلیج فارس و دریای عمان فعّال است. وزش هوای گرم از سمت عراق و شبه جزیره عربستان از سمت غرب و وزش هوای گرم و سوزان شبه قاه هند از سمت جنوب شرق در خطی که از جنوب شرق به سمت شمال غرب ایران کشیده شده همگرا شده و به همین علت گرمای هوا در موج شدید در داخل کم ارتفاع فعال ۶۰- ژئوپتانسیل متر تا بالاتر از ۵۰ درجه سانتی گراد افزایش پیدا کرده است (شکل ۱۸).



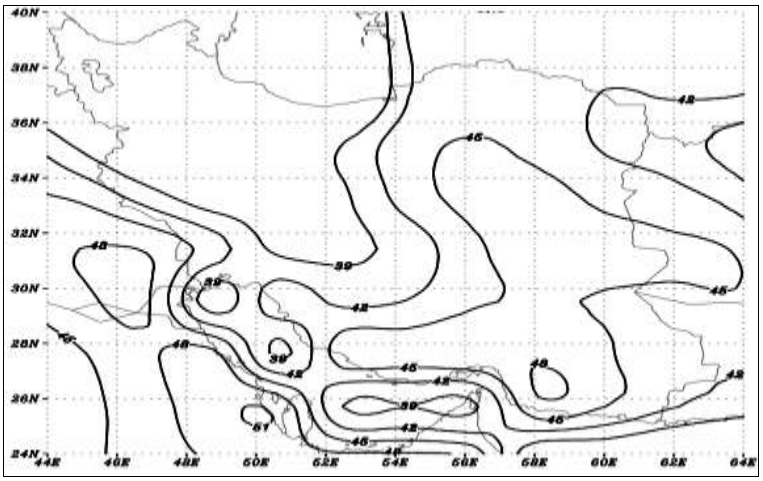
شکل ۱۸ . نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در موج گرمای شدید

تحلیل موج ابرگرم ۱۷ روزه ژوئیه ۱۹۹۸

گرمترین روز موج ابر گرم ۵ ژوئیه ۱۹۹۸است (شکل ۱۹). نقشه ترکیبی فشار سطح دریا و ضخامت جوّ در موج ابرگرم در الگوی فشار، کم فشار است که در این الگو هسته کم فشار کل جنوب ایران را در بر گرفته است (شکل ۲۰).

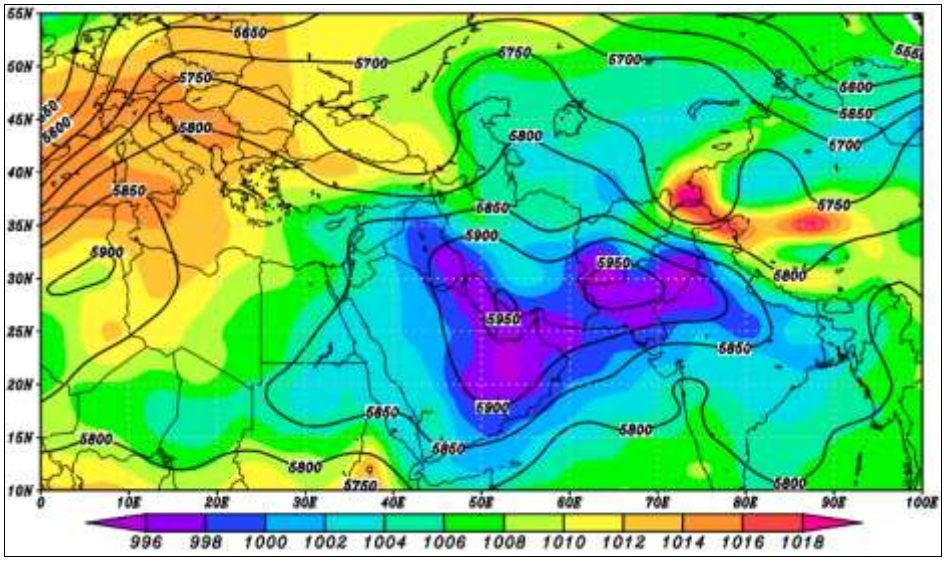
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۱۹ .دمای بیشینه دومتری سطح زمین در گرم ترین روز موج گرمایی ضعیف ۵ ژوئیه ۱۹۹۸

پربندهای بسته پرضخامت ۵۹۵۰ ژئوپتانسیل متری نیز منطبق بر کمفشارهای سطح دریا منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده اند. در زمان سیطره پر ارتفاع مذکور (پر ارتفاع غرب آسیا) بر ایران، این پرارتفاع همانند چتری عمل کرده و مانع از رسیدن هوای صعود کرده از سطح زمین به سطح اشباع می‌شود، علاوه بر آن باعث و تشدید کننده فرونشینی هوا و بازگشت مجدد هوای صعود کرده از سطح زمین می‌گردد و باعث به وجود شرایط بسیار گرم و سوزان در منطقه نیمه جنوبی ایران می‌شود (شکل ۱۶).

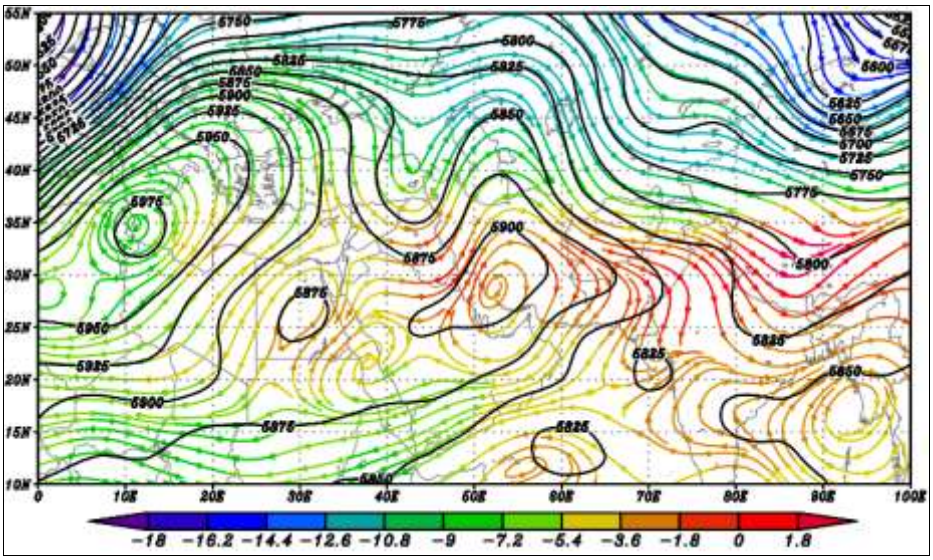


شکل ۲۰ .نقشه ترکیبی فشار سطح دریا و ضخامت جوّ در موج ابرگرم

در نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مشخص است که منطقه مورد مطالعه ۲۵ ژئوپتانسیل متر بیشتر از حد متوسط بلند مدت ارتفاع داشته و پربند ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متری کل منطقه را دربرگرفته است. در واقع پربند مذکور پرفشار جنب حاره غرب آسیا است که به شکل یک گرم‌چال بالایی ظاهر شده است. این گرم‌چال محتوی هوای گم و خشک شبه جزیره عربستان است که با واگرایی هوای گم و خشک را در منطقه مود مطالعه پخش نموده و با تشدید و تسریع فرونشینی نیمه جنوبی ایران را با موج ابرگرم مواجه ساخته است. (شکل ۲۱).

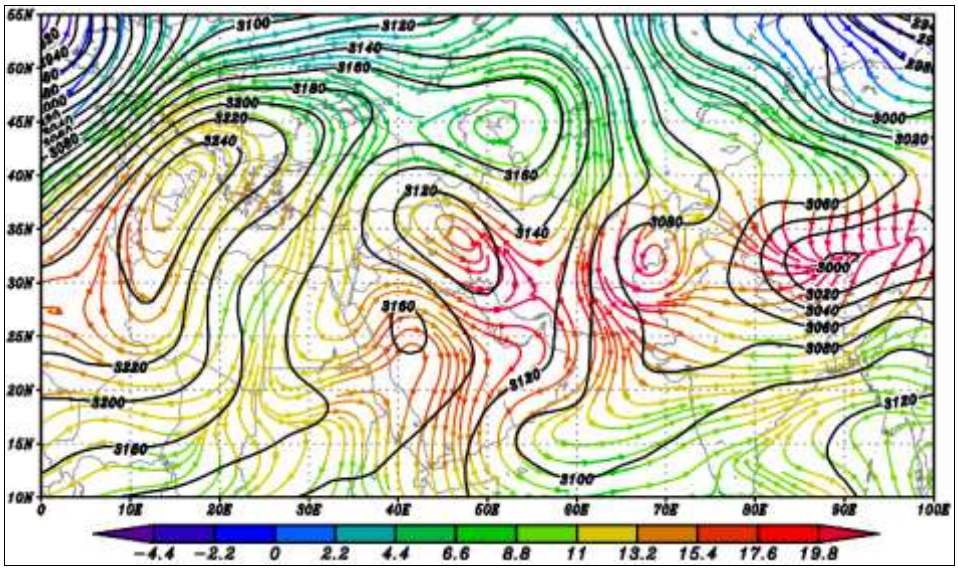
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۲۱ .نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در موج ابر گرم

در نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال واگرایی و پخش هوای گرم داخل پربند ۳۱۲۰ ژئوپتانسیل متری مستقر بر روی عراق عامل وقوع موج ابر گرم ۵ ژوئیه ۱۹۸۸ بوده است (شکل ۲۲).

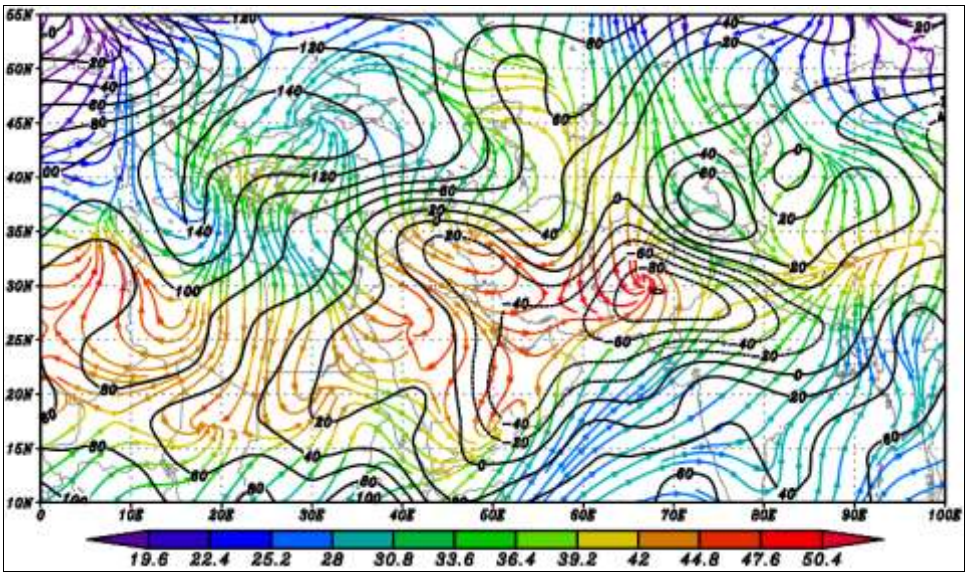


شکل ۲۲. نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال در موج ابر گرم

از نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال می توان دریافت که منطقه مورد مطالعه بین پربندهای کم ارتفاع ۳۰- و ۴۰- ژئوپتانسیل متری قرار دارند و هوای گرم و خشک پربندهای مذکور از سمت عراق و شمال شبه جزیره عربستان، به منطقه منتقل شده و موج ابرگرم روز ۵ ژوئیه ۱۹۸ را شکل داده اند (شکل ۲۳).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]



شکل ۲۳. نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش دمایی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در موج ابر گرم

نتیجه گیری

در این مطالعه از تئوری مقدار فرین در دو رویکرد کلی تعمیم یافته مقدار فرین و روش فراتر از آستانه استفاده شده است. علیرغه این که کاربرد رویکرد فراتر از آستانه با پیچیدگی هایی از جمله تعیین آستانه مناسب همراه می باشد، در این مطالعه با استفاده از میانگین و انحراف معیار بلند مدت دوره گرمایی ژوئن-ژوئیه شاخص های مطلق شروع امواج گرمایی برای دوره گرما محاسبه و به عنوان مقادیر فراتر از آستانه برای تشخیص امواج گرمایی به کار برده شده است. محدوده گرمایی مذکور از دمای ۳۸/۴ تا ۴۰/۲۳ درجه سانتی‌گراد در موج ضعیف شروع و در آستانه عددی بالاتر از ۴۳/۸۹ سانتی‌گراد در موج ابر گرم به پایان می رسد. پس از تعیین آستانه های هر طبقه موج و طبقه بندی آنها گرمترین روزهای هر موج برای تحلیل سینوپتیک انتخاب گردیدند. نتایج حاصل از بررسی‌ها نشان داد که وضعیت ضخامت جوّ در روزهای همراه با موج گرمایی در منطقه مورد مطالعه، ضخیم بودن و ارتفاع زیاد جوّ را نشان می‌دهد که این عامل خود بیانگر وجود هوای بسیار گرم و هموار بودن شرایط جهت رخداد امواج گرمایی است. به نظر می رسد که علت سینوپتیک تشکیل و تکوین امواج گرمایی نیمه جنوبی ایران بلوکه شدن بادهای غربی و تغییر مسیر آنها از غربی به جنوبی است. همچنین در سطح زمین کمفشارهایی مشاهده می شوند که در سطوح فوقانی به شکل پرفشارهای جنب حارّه ظاهر می شوند. کمفشارهای سطح زمین و پرارتفاع های سطوح فوقانی باعث گرمایش شدید سطح زمین شده و امواج گرمایی تولید می کنند. پرفشار جنب حاره‌ای مشاهده شده، مستقل از پرفشار جنب حارّه آزور بوده و در واقع می توان آن را پرفشار غرب آسیا (خاورمیانه) نامید که عامل اصلی تسلط هوای گرم در منطقه غرب آسیا بوده و اغلب امواج گرمایی شدیدی را تولید می کند. نتایج حاصل از این مطالعه که با استفاده از رویکرد فرین مقادیر بالاتر از آستانه اقدام به شناسایی و مطالع سینوپتیک امواج گرمایی نیمه جنوبی ایران کرده با نتایج مطالعات انجام یافته مطرح در پیشینه تحقیق از جمله مطالعات؛ لیوو و همکاران (۲۰۰۹)، شروود و هابر(۲۰۱۰)، وولف و مک گریگور (۲۰۱۳)، جیان زو، پالن و همکاران (۲۰۱۵)، اسکر (۲۰۱۵) و محققان داخلی از جمله؛ قویدل رحیمی (۱۳۹۰)، یزدان پناه و علیزاده (۱۳۹۰)، قویدل رحیمی (۱۳۹۲)، قویدل رحیمی و رضایی (۱۳۹۳)، قویدل رحیمی، سپهوند و فرج زاده (

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]

۱۳۹۳) و قویدل رحیمی، فرج زاده و ظرافتی (۱۳۹۴) با اندکی تفاوت دارای هماهنگی و همخوانی خوبی بوده و آنها را تأیید می کند.

منابع

رضایی، محمد. ۱۳۹۳. تحلیل آماری، سینوپتیکی دماهای فرین بالای دوره گرم سال منطقه جنوب شرق ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد، مخاطرات آب و هوایی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

ظرافتی، هادی. ۱۳۹۴. تعیین آستانه آماری و تحلیل سینوپتیک امواج گرمایی شدید جنوب غرب ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

علیجانی، بهلول ؛ محمدرضا کاویانی. ۱۳۹۱. مبانی آب و هواشناسی، چاپ هفدهم. انتشارات سمت، تهران.

علیجانی، بهلول. ۱۳۹۲. آب و هوای ایران، چاپ دوازدهم. انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.

فرج زاده، منوچهر. ۱۳۹۲. مخاطرات اقلیمی ایران. انتشارات سمت، تهران.

قویدل رحیمی، یوسف. ۱۳۹۰. شناسایی، طبقه بندی و تحلیل سینوپتیک موج آبرگرم تابستان ۱۳۸۹ ایران. مطالعات *جغرافیایی مناطق خشک*. **۳**: ۸۵-۱۰۰.

قویدل رحیمی، یوسف. ۱۳۹۱. نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم افزار Grads. چاپ دوم. انتشارات سها دانش، تهران.

قویدل رحیمی، یوسف. ۱۳۹۲. تحلیلی از مخاطره اقلیمی امواج ابر گرم سال ۱۳۸۹ استان خوزستان. *نشریه جغرافیا و برنامه ریزی*. شماره **۵۱**: ۲۸۹ – ۳۰۹.

قویدل رحیمی، یوسف ؛ محمد رضایی. ۱۳۹۳. جستاری پیرامون شناسایی، طبقه بندی و تحلیل سینوپتیک امواج گرمایی استان کرمان. *نشریه جغرافیا و برنامه ریزی*. شماره **۵۴**: ۲۵۳ - ۲۷۷.

قویدل رحیمی، یوسف ؛ راضیه سپه‌وند، منوچهر فرج زاده اصل. ۱۳۹۳. شناسایی و تحلیل سینوپتیک امواج گرمایی فرین غرب ایران. *مجله پژوهش‌های دانش زمین*. **۱۸**: ۷-۱۹.

قویدل رحیمی، یوسف؛ هادی ظرافتی، منوچهر فرج زاده اصل. ۱۳۹۵. کاربرد مدل RegCM۴ در تحلیل ساختار سینوپتیک موج گرمای جولای ۲۰۰۰ استان خوزستان. *مجله برنامه ریزی وآمایش فضا*. **۲۰**: ۲۶۹-۲۸۶.

یزدان پناه، حجت الله؛ تیمور علیزاده. ۱۳۹۰. برآورد احتمال وقوع امواج گرمایی با دوره‌های تداوم مختلف در استان کرمان به کمک زنجیره مارکف. *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*. **۳**: ۵۱-۷۱.

Lee, K., Baek, H.-J. and Cho, C. ۲۰۱۳. Analysis of changes in extreme temperatures using quantile regression. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **۴۹(۳)**: ۳۱۳-۳۲۳.

Loew, A., Holmes, T. and de Jeu, R. ۲۰۰۹. The European heat wave ۲۰۰۳: Early indicators from multisensoral microwave remote sensing? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **۱۱۴(D۵)**.

NOAA, ۲۰۱۹. National Centers for Environmental Information, State of the Climate: Global Analysis for Annual ۲۰۱۸, published online January ۲۰۱۹, retrieved March ۱۶, ۲۰۱۹ from http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/۲۰۱۸۱۳.

NOAA, ۲۰۰۷. National Centers for Environmental Information, State of the Climate: Global climate report for Annual ۲۰۰۷, published online January ۲۰۰۸, retrieved March ۴, ۲۰۱۸ from http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/۲۰۰۷۱۳.

Nations, U. ۲۰۱۰. Natural hazards, unnatural disasters: the economics of effective prevention: The World Bank.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]

Pal, J.S. and Eltahir, E.A. ۲۰۱۵. Future temperature in southwest Asia projected to exceed a threshold for human adaptability. Nature Climate Change.

Schär, C. ۲۰۱۵. Climate extremes: The worst heat waves to come. Nature Climate Change.

Sherwood, S.C. and Huber, M. ۲۰۱۰. An adaptability limit to climate change due to heat stress. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **۱۰۷(۲۱)**: ۹۵۵۲-۹۵۵۵.

Wolf, T. and McGregor, G. ۲۰۱۳. The development of a heat wave vulnerability index for London, United Kingdom. *Weather and Climate Extremes*, **۱**: ۵۹-۶۸.

Zuo, J., Pullen, S., Palmer, J., Bennetts, H., Chileshe, N. and Ma, T. ۲۰۱۵. Impacts of heat waves and corresponding measures: a review. *Journal of Cleaner Production*, **۹۲**: ۱-۱۲.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.2.1]