

بررسی پدیده گرمباد در رشته کوه‌های البرز غربی و تأثیر آن بر میزان تنش‌های حرارتی ایجاد شده در پوشش‌های گیاهان با استفاده از تصاویر لندست ۸

قاسم کیخسروی^۱

شهریار خالدی^۲

آمنه یحیوی^۳

تاریخ دریافت مقاله: ۹۸/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۹/۰۱/۰۵

چکیده

گرمباد، پدیده رایج در دامنه‌های شرقی و شمالی البرز غربی در کشور ایران است. ایجاد تغییرات دمایی در دامنه‌های بادپناه مناطق درگیر گرمباد، منجر به تنش‌های گرمایی در محیط اکوسیستم منطقه می‌شود. بارها به خاطر افزایش دمای منطقه‌ی گرمباد آتش‌سوزی‌های گسترده‌ای در منطقه رخ داده است. فراوانی وقوع گرمباد در دوره سرد سال در مقایسه با دوره گرم سال افزایش قابل توجهی دارد. بر اساس نمونه مطالعاتی ۴ سپتامبر ۲۰۱۵، مناطقی که دارای پوشش تراکم جنگلی هستند (دامنه‌های شرقی رشته کوه البرز) دارای بالاترین مقادیر تابش دریافتی‌اند. اثر حوزه نفوذ پدیده گرمباد در این دامنه‌ها باعث افزایش تابش دریافتی بین مقادیر ۶۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع گردیده است. در مقابل، در دامنه‌های رو به باد (دامنه‌های غربی) میزان تابش خالص دریافتی در پایین دست دامنه حدود ۷۵ و در ارتفاعات ۱۵۰ وات بر مترمربع نسبت به حوزه تأثیر گرمباد، کمتر است. مقادیر شار حرارتی خاک در دامنه‌های غربی (بادگیر) به علت وجود تراکم پوشش گیاهی کمتر میزان انتقال انرژی حرارتی به زمین نسبت به دامنه‌های شرقی (بادپناه) بسیار بیشتر است. در دامنه‌های غربی قسمت اعظم منطقه دارای شار حرارتی بین ۸۰ تا ۱۲۰ وات بر مترمربع و دامنه‌های شرقی به علت جذب تابش‌های خورشیدی صرف بالا رفتن دما در اطراف تاج پوشش شده و زمینه لازم برای تبخیر بیشتر از پوشش گیاهی و ایجاد تنش‌های حرارتی در اندام‌های پوشش گیاهی فراهم می‌شود.

واژه‌های کلیدی: گرمباد، تابش خالص، شار حرارتی خاک، سنجش از دور، لندست ۸، رشته‌کوه‌های البرز غربی

۱- استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی (نویسنده مسئول) Gh_keikhosravi@sbu.ac.ir

۲- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی s-khledi@sbu.ac.ir

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد، آب و هواشناسی محیطی، دانشگاه شهید بهشتی aamenehyahyavi@gmail.com

مقدمه

گرمداد (فون)^۱ ریزش هوای خشک و گرمی است که تحت شرایطی خاص در دامنه‌ی پشت به باد کوه‌ها ایجاد می‌شود. وقتی که توده‌های هوا به رشته کوه‌ها برخورد می‌نمایند و وادار به صعود می‌گردند. این صعود به صورت صعود بی در رو خواهد بود^۲. بعد از آنکه هوای مرطوب صعود کرد و سرد شد گرمای نهان آزاد شده به روند صعود از رشته کوه و رسیدن به قله کوه سرعت می‌بخشد. در اینجا مقداری از رطوبت هوا بوسیله بارش باران و یا برف خارج می‌گردد. بنابراین وقتی این توده هوا از آن طرف رشته کوه نزول می‌نماید به علت رطوبت کم و فشردگی، زودتر گرم می‌شود (نگاره ۱). یکی از آثار محیطی گرمداد، ایجاد شرایط مناسب برای آتش‌سوزی در سطح جنگل‌ها است. نزول آن بر روی درختان و نباتات باعث تبخیر و خشک شدن سریع برگ‌های درختان و نباتات، تبخیر و خشک شدن سریع برگ درختان، مراتع و چمنزارها شده و احتمال وقوع آتش‌سوزی را شدت می‌بخشد. آتش‌سوزی جنگل‌ها بر روی شکل و ترکیبات گونه‌های مختلف پوشش گیاهی و الگوی فضایی آن‌ها تأثیر گذاشته و برای انسان نیز به عنوان یک تهدید محسوب می‌شوند (Zumbrunnen et al, 2011).

این مخاطره باتوجه به نقش جنگل‌ها در فضای سبز، تولید اکسیژن، ذخیره دی‌اکسید کربن، فرسایش خاک، اقلیم و اقتصاد یک تهدید جدی برای بیوسفر کره زمین محسوب می‌گردد (Yang et al, 2011). ایران با اقلیم خشک و بیابانی از نظر پوشش گیاهی ضعیف و فقیر محسوب می‌گردد. پوشش جنگلی ایران به طور عمده محدود به مناطق جنگلی شمال کشور (حاشیه دریای خزر)، شمال غرب (جنگل‌های ارسباران) و غرب (جنگل‌های زاگرس) است. این جنگل‌ها نیز به دلیل استفاده‌های نادرست مانند قطع جنگل توسط جنگل نشینان، اجرای پروژه‌های عمرانی، خشکسالی‌های

شدید و همچنین آتش‌سوزی‌ها به شدت تهدید گردیده و سطح آن‌ها رو به کاهش است (رحیمی، ۱۳۹۷). لشکری و گلوانی در سال ۱۳۹۰ در مطالعه‌ای نقش گرمداد در ایجاد آتش‌سوزی جنگل‌های شمال را بررسی و عنوان نموده با توجه به این که ایران از لحاظ اکوسیستم جنگلی در وضعیت بحرانی قرار دارد و این اکوسیستم هر ساله چندین بار طعمه حریق شده است، بنابراین لازم است جهت پیشگیری و شناخت دلایل آتش‌سوزی جنگل‌ها اقدامات لازم صورت گیرد (گلوانی و لشکری، ۱۳۹۰). نتایج تحقیق عزیزی و همکاران در سال ۱۳۹۱ نشان می‌دهد که وقوع پدیده گرمداد هم زمان با حضور زبانه کم ارتفاعی در سطوح میانی جو است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۱). طبق تحقیق محمدی و یلمه در سال ۱۳۹۲ در بررسی آماری و همدید آتش‌سوزی جنگل در استان گلستان در روزهای ۲۵ آذر و ۱۸ بهمن ۱۳۸۴ قرارگیری پشته بر روی ایران و ناوه عمیق در نوار شمالی کشور موجب شکل‌گیری فرارفت هوای گرم از سمت عربستان و شمال آفریقا در روزهای وقوع آتش‌سوزی است (محمدی و یلمه، ۱۳۹۲). در بررسی که توسط مؤمن‌پور و همکاران در سال ۱۳۹۳ انجام گرفت از تصاویر سنجنده مودیس، ماهواره‌های ترا و آکوا برای تأیید وجود ابرناکی و بارش (برف) در دو سوی رشته کوه البرز استفاده شد. به سبب ابرناکی و وقوع بارش در هنگام گرمداد سه دسته الگو شناسایی شد: دسته اول موارد رخداد گرمداد همراه با آسمان صاف و بدون پدیده در دو سوی رشته کوه البرز، دسته دوم فقط وجود ابرناکی در هنگام گرمداد و دسته سوم موارد همراه با وقوع بارش را در دامنه جنوبی رشته کوه البرز در زمان گرمداد شامل می‌شود (مؤمن‌پور و همکاران، ۱۳۹۳). صلاحی و عالی جهان در سال ۱۳۹۵ برای دستیابی به شرایط لازم برای رخداد آتش‌سوزی جنگل‌های دزفول تحقیقی انجام دادند و نتایج کار آن‌ها نشان داد که در واکاوی همدید-ترمودینامیکی آتش‌سوزی جنگل‌های شهرستان دزفول استقرار کم‌فشار حرارتی در سطح زمین و پدیده بلوکینگ همراه با پشته‌ای در روی منطقه موجب افزایش ضخامت جو و ریزش‌های

1- Fohn wind

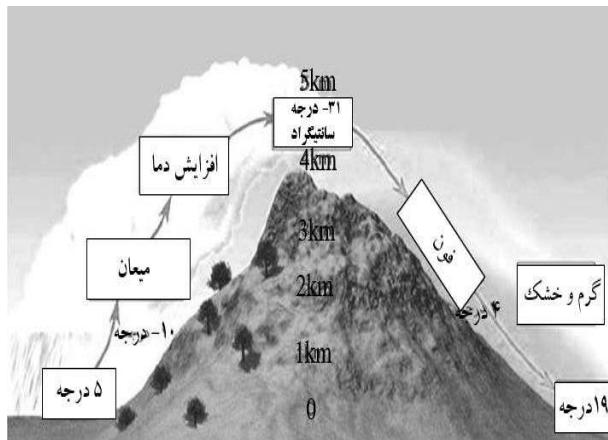
۲- فرآیند بی در رو، فرآیندی است که در آن یک بسته هوای فرضی بدون تعامل با هوای اطرافش صعود و یا نزول می‌کند.

طول مدت ۵ روز شدت یافته بود، ترکیبی از واپرخند با یک چرخند در حال رشد در جنوب شرقی سیبری و یک توفان مهاجر به شمال دریای چین شرقی موجب افزایش شدید باد ژئوستروفیک در ژاپن می‌شد که شرایط مطلوب برای وقوع غیرعادی و طولانی مدت گرمباد را ایجاد می‌کرد (Inaba, 2002).

زنگل در سال ۲۰۰۲، نشان داد که چگونه گرمباد در شرایط سطحی (کم عمق) و توپوگرافی پیچیده آلپ می‌تواند باعث تقسیم جریان شود (Zangl, 2002). جزئیات بیشتر را در مورد شکاف جریان و گرمباد می‌توان در آثار گویم و همکاران یافت (Gohm et al, 2004). پیرا و همکاران در سال ۲۰۰۵ الگوهای سینوپتیک همراه با آتش‌سوزی‌های بزرگ رخ داده در پرتغال را بررسی نمودند و با توجه به آرایش ترازهای جوی ۸۵۰ و ۵۰۰ ژئوپتانسیل بدین نتیجه رسیدند که آتش‌سوزی‌های گسترده در جنگل‌های پرتغال هنگامی رخ می‌دهد که گردش جوی پشته عمیق با شارش قوی نصف‌النهاری بر روی شبه جزیره ایبری شکل گیرد. (Piringer et al, 2005) گرویسمن و همکاران ۲۰۰۶، با استفاده از روش‌های KBDI، نستروف، نستروف اصلاح شده و شاخص‌های Zhdanko (این شاخص‌ها در روسیه به میزان زیادی استفاده می‌گردد) میزان خطر بالقوه آتش‌سوزی در اوراسیا را بررسی نمودند. طبق نظر این گروه، مهمترین منطقه از نظر پتانسیل خطر آتش‌سوزی سیبری و روسیه شرقی است (Groisman et al, 2006). در بررسی که فالارز در سال ۲۰۰۷ انجام داد عنوان کرد: پوشش برف در لهستان با نوسان اطلس شمالی (NAO) در اکتبر (در فصل زمستان) رابطه مثبت دارد. بی ثباتی و وابستگی پوشش برف به گردش جوی در قرن بیستم تقریباً به دوره‌های گردش تغییرات محلی / نصف‌النهاری اروپا مربوط می‌شود. (Falarz, 2007). گافین و همکاران در سال ۲۰۰۹ بر روی داده‌های ۳۰ سال (۱۹۷۱-۲۰۰۰) گرمباد و شرایط همدید در منطقه جنوب کوه‌های آپالاش در آمریکا که موجب افزایش دمای هوا و

گرم جنوبی شده و شرایط لازم را برای رخداد آتش‌سوزی جنگل‌های دزفول فراهم کرده است (صلاحی و عالی جهان، ۱۳۹۵). بررسی‌های رحیمی و خادمی در سال ۱۳۹۷ نشان داد که ۳۸٪ آتش‌سوزی‌ها در تابستان و ۲۹٪ آتش‌سوزی‌ها در فصل پاییز، بیشتر آتش‌سوزی‌ها در دامنه‌های شمالی-شمال غربی البرز و در شیب ۳-۰ درصد و ارتفاع ۷۲۹-۰ متر از سطح دریا رخ داده‌اند (رحیمی و خادمی، ۱۳۹۷). مطالعات موردی در مورد گرمباد وجود دارد که هر کدام از آنها به خواص مشخصی از آن پرداخته‌اند (Seibert, 1990). آتش‌سوزی جنگل، فرآیند اولیه‌ای است که ترکیبات گیاهی و ساختار مکانی آنها را نیز تحت تأثیر خود قرار می‌دهد (Flannigan et al, 2000). در تحقیقی که توسط مؤسسه هواشناسی و فیزیک در سال ۲۰۰۰ انجام شد وضعیت ازن در کوه‌های آلپ شرقی در طول دوره گرمباد جنوبی از تاریخ ۴ تا ۶ مه ۱۹۹۷ مورد بررسی قرار گرفت. ارزیابی اقلیم شناسی نشان داد که در طول گرمباد جنوبی، غلظت ازن در مناطق وقوع گرمباد، به ویژه در دره‌ها و در طول شب افزایش یافته است. مؤسسه هواشناسی و فیزیک (۲۰۰۰) اسپرنگر و شوگردر سال ۲۰۰۱ مطالعات گرمباد جنوبی را که از زمان آزمایش آلپ در سال ۱۹۸۲ تهیه شده است در قسمت شرقی کوه آلپ جمع آوری کردند (Sprenger & Schar, 2001). در بررسی پیرینجر و همکاران که در سال ۲۰۰۱ و در برنامه میان‌مقیاس آلپ، محدوده مطالعه ازن از دره راین انجام شد، ساختار عمودی و تکامل زمانی لایه مرزی سیاره‌ای و غلظت ازن در قسمت‌هایی از باد مورد بررسی قرار گرفت (Piringer et al, 2001). چندین پروژه تحقیقاتی در مورد گرمباد و سردرد، سکنه مغزی و غیره وجود دارد. با این حال، در حال حاضر هیچ نتیجه قابل ملاحظه‌ای در ارتباط بیماری‌ها با گرمباد و یا آب و هوا به طور کلی صورت نگرفته است (Field & Hill, 2002). در تحقیقی که اینابا و همکاران در سال ۲۰۰۲ انجام دادند گرمباد به طور غیر منتظره و طولانی در منطقه هوکوریو واقع در ساحل دریای ژاپن، از ۳۰ جولای تا ۳ اوت ۱۹۹۹ مشاهده شد. یک واپرخند در شرق ژاپن در

تا ۱۸ دسامبر ۲۰۰۵ در کوه‌های البرز رخ داد؛ با استفاده از ترکیبی از مشاهدات، بازآزمایی نموده و داده‌های شبیه‌سازی را مورد بررسی قرار دادند. با مطالعه بررسی آنها بطور خلاصه، می‌توان نتیجه گرفت که با توجه به جهت‌گیری شرقی-غربی کوه‌های البرز و موقعیت قرارگیری آن، امواج کوهستان که توسط کوه‌های البرز تولید می‌شوند، نسبتاً نادر و به طور معمول کم عمق هستند و انتظار می‌رود که کوه‌های البرز چندین رخداد گرماد داشته باشند که هر ساله باعث ایجاد آتش‌سوزی در جنگل‌ها می‌شود (Mofidi, et al, 2015). کیشچا و همکاران در سال ۲۰۱۸ در مطالعه‌ای گرماد و اثرات آن را بر آلودگی گرد و غبار محلی، ابرها و تابش خورشیدی مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. نتایج نشان داد که گرماد موجب شدت پخش گرد و غبار محلی می‌شود (Kishcha, et al, 2018).



نگاره (۱): سازوکار شکل‌گیری گرماد
 (مأخذ: علیزاده و همکاران، ۱۳۷۹)

در تحقیق حاضر سعی بر آن است که مقدار تنش‌ها و استرس‌های گرمایی که در نتیجه پدیده گرماد بر روی پوشش گیاهی بوجود می‌آیند، با استفاده از شار تابش خالص (آلبدو، تابش‌های طول موج کوتاه ورودی به سطح زمین، تابش‌های طول موج بلند خروجی از زمین، تابش‌های طول موج بلند ورودی به سطح زمین) و شار حرارتی خاک بررسی و مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد (نگاره ۲). چرا که

کاهش نقطه شبنم شده، مطالعه نمودند و نشان دادند سه چهارم فراوانی رخداد گرماد در سمت غربی و یک چهارم آن در سمت شرقی کوهستان بوده و افزایش دما و کاهش نقطه شبنم در نتیجه خشک شدن هوا در زیر تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی صورت پذیرفته است (Gaffin, 2009). کیلپلین و همکارانش در سال ۲۰۱۰ به بررسی پتانسیل آتش‌سوزی جنگل‌ها در شرایط تغییر اقلیم طبق سناریو انتشارات A2 پرداختند و به این نتیجه رسیدند که تا پایان این قرن به دلیل افزایش دما، تبخیر و تعرق آتش‌سوزی جنگل‌ها افزایش خواهد یافت (Kilpelaine et al, 2010). وادا و همکاران در سال ۲۰۱۱ طی مطالعه‌ای در مورد تأثیر گرماد بر دانه برنج نشان دادند که باد خشک ناشی از پدیده گرماد در طی تشکیل دانه، باعث افزایش دانه‌های گچ شکل حلقه‌ای در گیاه برنج می‌شود. گیاهان برنج بر اثر باد خشک با سرعت بالا تحت تأثیر کمبود آب قرار گرفتند. در باد خشک ناشی از گرماد فقر نشاسته دیده شد و بیشترین تعداد هسته‌های گچ شکل حلقه‌ای را تولید کردند و خشکی باد باعث کاهش فتوسنتز می‌شود (Wada, 2011). طبق مطالعه واستل و همکاران در سال ۲۰۱۲، در سال‌های اخیر تأثیر افزایش دما و تغییر الگوی بارش بر روی احتمال وقوع آتش‌سوزی در نواحی مختلف کوهستان آلپ متفاوت بوده است (Wastl, 2012). در بررسی که اسپیرز و همکاران در سال ۲۰۱۳ انجام دادند دریافتند که تناوب و شدت حوادث گرماد طولانی مدت در واکنش به موقعیت و تناوب سیکلون‌ها در منطقه متفاوت است که به نظر می‌رسد به شدت تحت تأثیر نوسان جنوبی (ENSO) و حالت حلقه جنوبی (SAM) باشد (Speirs, 2013). ما و همکاران در سال ۲۰۱۴، در مطالعه‌ای، اثر بخشی استفاده از سقف‌های با رطوبت بالا برای کاهش اثرات گرم شدن ناشی از توسعه شهر و گرماد برای یک موج گرمای رکورددار در پکن را در طول ۱۵-۱۳ ژوئیه ۲۰۰۲ شبیه‌سازی کردند. نتایج نشان داد که اثر گرمایش گرماد تحت باد شمال‌غربی به میزان زیادی به این رویداد (موج گرما در پکن) کمک می‌کند (Ma, 2014). مفیدی و همکاران در سال ۲۰۱۵، پدیده گرماد را که در ۱۶



نگاره (۳): منطقه مورد مطالعه
 (تصویر لندست ۸، در تاریخ ۴ سپتامبر ۲۰۱۵)



نگاره (۴): فلوجات مراحل تحقیق

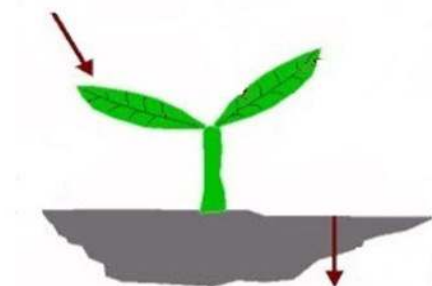
نتایج و بحث

- فراوانی وقوع گرمباد

برای استخراج مجموع فراوانی وقوع گرمباد ابتدا روزهای گرم با استفاده از شاخص بالدی استخراج گردید و با در نظر گرفتن روزهای گرم که به طریق ذکر شده استخراج گردید و با در نظر گرفتن جهت باد نسبت به موقعیت ایستگاه (جنوب غربی، غرب و شمال غربی) و افزایش دما نسبت به روزهای قبل (در برخی از موارد دو برابر و یا حتی بیشتر

موقعی که دامنه‌های بادپناه البرز غربی درگیر پدیده گرمباد است میزان سبزی‌نگی پوشش گیاهی نسبت به روزهای عادی کاهش یافته و زمینه لازم را برای وقوع آتش‌سوزی در روزهای آتی، فراهم می‌کند.

شار تابش خالص (R_n)



شار گرمایی خاک (G)

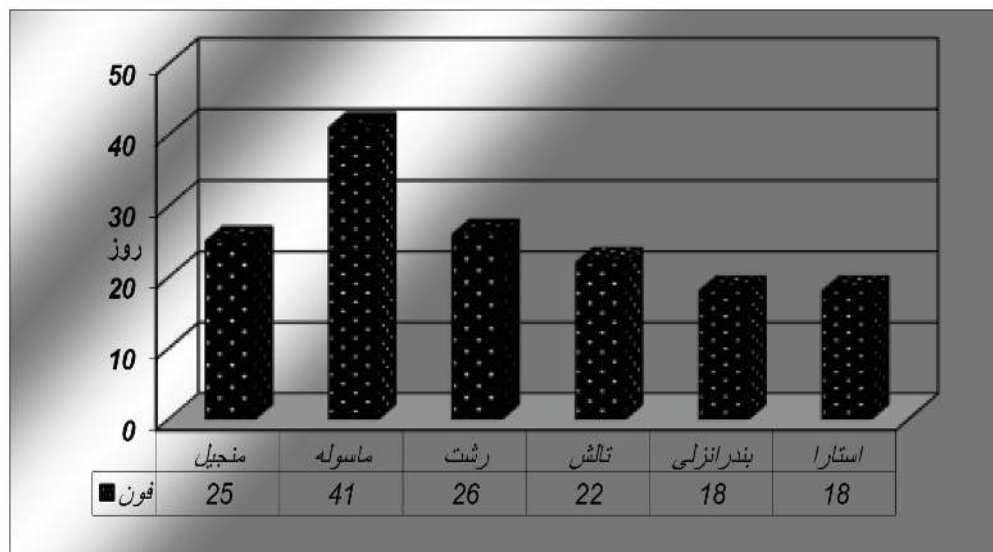
نگاره (۲): مؤلفه‌های تأثیرگذار بر روی سبزی‌نگی پوشش گیاهی

داده و روش‌ها

در این تحقیق جهت بررسی اثر گرمباد بر دامنه‌های بادپناه رشته کوه البرز غربی، ابتدا در طول دوره آماری (۲۰۱۵-۲۰۰۶) فراوانی رخداد گرمباد در ایستگاه‌های مورد مطالعه با در نظر گرفتن جهت باد، افزایش دما نسبت به روزهای قبلی و رطوبت نسبی، استخراج گردید. برای تأثیرگذاری گرمباد یک نمونه از تصاویر لندست ۸ سنجنده OLI مربوط به روز ۴ سپتامبر ۲۰۱۵ که پدیده گرمباد در منطقه رخ داده بود، از سایت سازمان زمین شناسی امریکا (Earth Explorer) دریافت شد (نگاره ۳). تخصیحات اتمسفری بر روی تصویر انجام گرفته و مبادرت به محاسبه پارامترهای ضخامت اتمسفری (انتقال پذیری اتمسفر)، آلبدوی لایه بالایی اتمسفر، آلبدوی سطح زمین، فاصله زمین تا خورشید، ارتفاع خورشید، شاخص تفاضل بهنجار شده پوشش گیاهی NDVI، شاخص سطح برگ LAI، مقدار گسیل‌مندی، دمای درخشایی، دمای سطح زمین گردید، تا میزان شار تابش خالص رسیده به سطح پوشش گیاهی و شار گرمایی خاک محاسبه شود (نگاره ۳).

جدول (۱): فراوانی وقوع گرمباد در ماه‌های مختلف ایستگاه‌های مورد مطالعه (۲۰۱۵-۲۰۰۶)

ایستگاه	تیر	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	ژوئلی	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
آبیر	...	۳	۵	۱	۱	۱	۶
آستارا	۳	۲	۵	۱	۱	۲	۱
بندرانزلی	۲	۲	۹	۲	۱
تالش	۳	۴	۹	۱	۱	۳	۲
رشت	۴	۴	۱۰	۳	۲	۲	۲
ماسوله	...	۶	۷	۱۳	۴	۱	۷	۳	۱
منجیل	...	۲	۵	۳	۳	۲	...	۴	۳	۱



نگاره (۵): مجموع فراوانی وقوع سالانه گرمباد در ایستگاه‌های مورد مطالعه (۲۰۱۵-۲۰۰۶)

با ۱۸ روز، بالاترین و پایین‌ترین رخدادهای پدیده گرمباد را داشتند (نگاره ۵).

-بررسی آلبدو

آلبدو به معنای کسری از تابش ورودی است که به وسیله انعکاس مشخص می‌شود. این انعکاس انرژی یک بخش مهم در تعادل انرژی زمین و فرایندهای حاکم بر

از آن) به عنوان روزهای همراه با وقوع گرمباد شناخته شد. جدول شماره (۱) فراوانی وقوع گرمباد را در ماه‌های مختلف ایستگاه‌های مورد مطالعه از سال ۲۰۰۶ تا سال ۲۰۱۵ نشان می‌دهد. بر اساس نگاره شماره (۵)، فراوانی وقوع گرمباد در دوره سرد سال در مقایسه با دوره گرم سال افزایش قابل توجهی دارد در بین ایستگاه‌ها، ایستگاه ماسوله با فراوانی ۴۱ روز و ایستگاه آستارا و بندرانزلی

مقدار، توزیع آن و آب و هوا و تغییر شکل‌پذیری زمین است. با کاهش آلودگی در سطح پوشش زمین، دمای سطح پوشش افزایش می‌یابد. آلودگی بسته به نوع گیاه فرق می‌کند و حتی برای یک گیاه هم در طول فصل رشد تغییر می‌کند. آلودگی سطحی با تصحیح مقدار آلودگی بالای جو (α_{toa}) به منظور اعمال اثرات ناشی از عبور از اتمسفر محاسبه می‌شود (Allen et al, 2002). که معادله آن بصورت معادله (۱) است:

مقدار، توزیع آن و آب و هوا و تغییر شکل‌پذیری زمین است. با کاهش آلودگی در سطح پوشش زمین، دمای سطح پوشش افزایش می‌یابد. آلودگی بسته به نوع گیاه فرق می‌کند و حتی برای یک گیاه هم در طول فصل رشد تغییر می‌کند. آلودگی سطحی با تصحیح مقدار آلودگی بالای جو (α_{toa}) به منظور اعمال اثرات ناشی از عبور از اتمسفر محاسبه می‌شود (Allen et al, 2002). که معادله آن بصورت معادله (۱) است:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}}{T_{sw}^2} \quad (1)$$

که در آن: α_{toa} آلودگی بالای جو، $\alpha_{path_radiance}$ آلودگی معادل تابش مسیره در سال ۲۰۰۰ مقدار آن به صورت کلی ۰/۰۳ بیان شد. (Bastiaanssen, 2000) T_{sw} ضریب شفافیت جوی است. مؤلفه ضریب شفافیت جوی (T_{sw}) نیز با فرض وجود آسمان صاف و بدون ابر با استفاده از رابطه مبتنی بر ارتفاع از طریق معادله ۲ محاسبه می‌شود.

$$T_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (2)$$

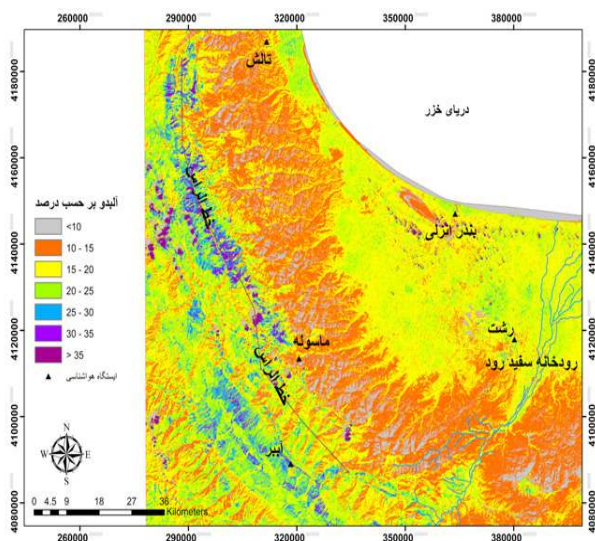
در رابطه فوق z ارتفاع از سطح دریا بر حسب متر است. این ارتفاع باید به بهترین نحو، معرف ارتفاع منطقه مورد نظر باشد. که در تحقیق حاضر با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه دارای ناهمواری زیادی است از لایه Dem برای این کار استفاده شده است.

$$\alpha_{toa} = \sum \Omega_i \times P_i \quad (3)$$

در معادله (۳)، P_i بازتابندگی هر باند و Ω_i ضریب وزنی برای هر باند است.

$$\Omega_i = \frac{E_{sun}}{\sum E_{sun}} \quad (4)$$

در معادله (۴)، $ESUN$ عبارت است از: میزان انرژی الکترومغناطیسی رسیده به سطح زمین در هر یک از طول موج‌ها. بر اساس نگاره (۶) میزان آلودگی دامنه‌های شرقی



نگاره (۶): آلودگی سطح زمین بر حسب درصد در البرز غربی، تاریخ ۴ سپتامبر ۲۰۱۵

بررسی تابش‌های طول موج کوتاه رسیده به سطح زمین تابش طول موج کوتاه ورودی ($R_s \downarrow$) در واقع، شار تابش خورشیدی است که به صورت تابش مستقیم و پراکنده به سطح زمین می‌رسد و مقدار آن برای زمان تصویر برداری و شرایط آسمان صاف و بدون ابر، به صورت معادله (۵) محاسبه می‌شود.

$$R_s \downarrow = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times T_{sw} \quad (5)$$

که در آن: G_{sc} ثابت خورشیدی بر حسب ۱۳۶۷ وات بر متر مربع به توان ۲، $\cos \theta$ کسینوس زاویه ورودی خورشید، d_r معکوس مربع فاصله زمین تا خورشید و T_{sw} ضریب شفافیت اتمسفر است. بر اساس معادله (۵) مقدار تابش‌های ورودی بر حسب

زمان و مکان بین ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ وات بر متر مربع می‌تواند در هر منطقه متغیر باشد. یکی از اثرات جو بر روی تابش‌های طول موج کوتاه رسیده به سطح زمین، از طریق ضخامت جو تعیین می‌گردد. هر قدر ارتفاع منطقه‌ای از سطح دریا کمتر باشد، ضخامت جو بیشتر می‌شود. جو ضخیم به دلیل غلظت بیشتر ترکیبات و عوامل جذبی یا انعکاسی، انرژی تابشی کمتری به سطح زمین می‌رسد.

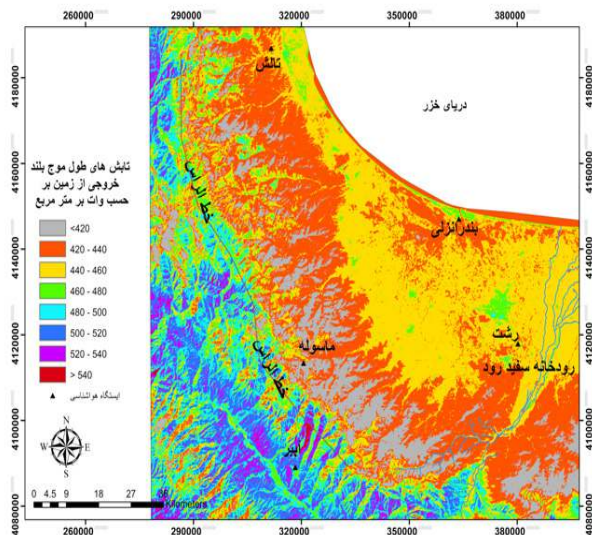
در مقابل جو بالای کوه‌ها رقیق‌تر بوده و ضخامت جو هم کمتر می‌باشد. پس هر قدر ارتفاع منطقه بیشتر باشد، ترکیبات جو رقیق‌تر و ضخامت جو کمتر می‌شود و در مقابل، سطح زمین انرژی تابشی بیشتری دریافت می‌کند. بر اساس

$$R_L \uparrow = \varepsilon \times \sigma \times T_s^4 \quad (6)$$

نگاره (۷) مقادیر تابش‌های دریافتی طول موج کوتاه بین ۸۳۰ تا ۸۸۰ وات بر متر مربع در منطقه متغیر است. بیشترین مقادیر تابش‌های طول موج کوتاه رسیده به سطح زمین (۸۷۰-۸۸۰ وات بر متر مربع) منطبق بر نواحی کوهستانی و قله ارتفاعات می‌باشد و مناطق پست و نواحی ساحلی دریای خزر، کمترین مقادیر دریافتی تابش‌های طول موج کوتاه (کمتر از ۸۳۰ وات بر متر مربع) را بخود اختصاص دادند.

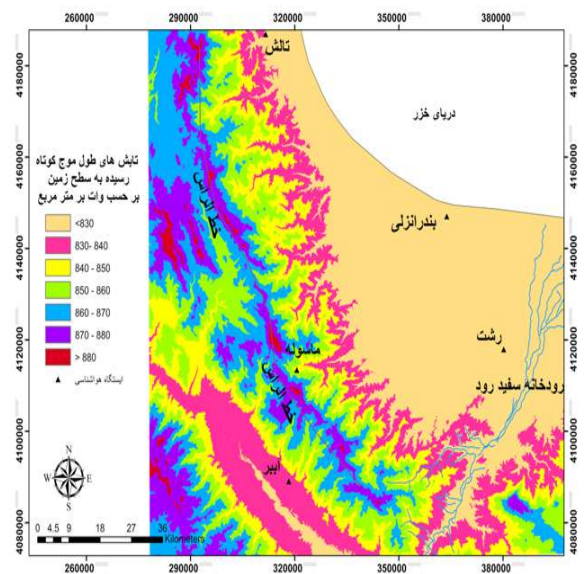
در مقابل جو بالای کوه‌ها رقیق‌تر بوده و ضخامت جو هم کمتر می‌باشد. پس هر قدر ارتفاع منطقه بیشتر باشد، ترکیبات جو رقیق‌تر و ضخامت جو کمتر می‌شود و در مقابل، سطح زمین انرژی تابشی بیشتری دریافت می‌کند. بر اساس

نگاره (۷) مقادیر تابش‌های دریافتی طول موج کوتاه بین ۸۳۰ تا ۸۸۰ وات بر متر مربع در منطقه متغیر است. بیشترین مقادیر تابش‌های طول موج کوتاه رسیده به سطح زمین (۸۷۰-۸۸۰ وات بر متر مربع) منطبق بر نواحی کوهستانی و قله ارتفاعات می‌باشد و مناطق پست و نواحی ساحلی دریای خزر، کمترین مقادیر دریافتی تابش‌های طول موج کوتاه (کمتر از ۸۳۰ وات بر متر مربع) را بخود اختصاص دادند.

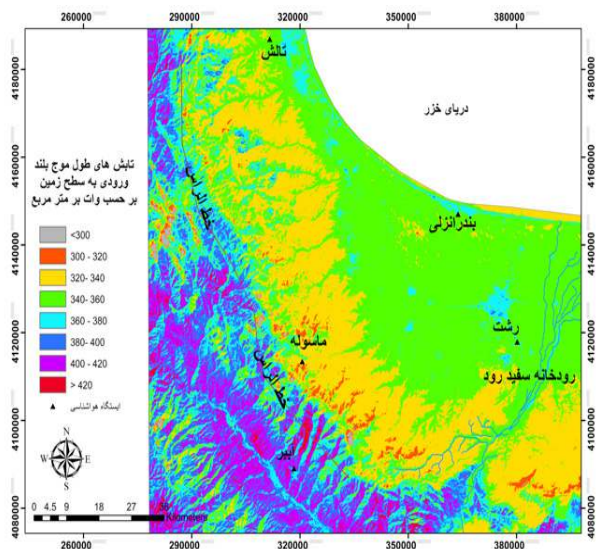


نگاره (۸): تابش‌های طول موج بلند خروجی از سطح زمین در البرز غربی، تاریخ ۴ سپتامبر ۲۰۱۵

نگاره (۸) مقادیر تابش‌های طول موج بلند منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. بر اساس نگاره (۸) مقادیر تابش‌های طول موج بلند بین ۴۲۰ تا ۵۴۰ وات بر متر مربع



نگاره (۷): تابش‌های طول موج کوتاه ورودی به سطح زمین در البرز غربی، تاریخ ۴ سپتامبر ۲۰۱۵



نگاره (۹): تابش‌های طول موج بلند ورودی به سطح زمین در البرز غربی، تاریخ ۴ سپتامبر ۲۰۱۵

- بررسی تابش‌های خالص موجود در سطح زمین انرژی الکترومغناطیسی از طرف اشیاء به سمت سنجنده حرکت می‌کند، توسط سنجنده دریافت شده و سپس ثبت می‌شود. طیف الکترومغناطیسی نواحی وسیعی از طول موج‌های کوتاه تا طول موج‌های بلند را دربر می‌گیرد. جنگل‌زارها و بوته‌زارها، بخشی از انرژی را در قسمت تاج پوشش جذب نموده و یا به دام می‌اندازند، به طوری که گاهی تا ۸۰ درصد تشعشعات رسیده توسط تاج پوشش جذب شده و کمتر از ۵ درصد آن به سطح خاک می‌رسد. تحت شرایط پیدایش گرمباد و هوای آفتابی، میزان جذب تابش توسط تاج پوشش در حداکثر است. مقدار تابش خالص از توازن چهار شارتابشی در سطح زمین (آلبدو، تابش‌های طول موج کوتاه ورودی به سطح زمین، تابش‌های طول موج بلند خروجی از سطح زمین، تابش‌های طول موج بلند ورودی به سطح زمین) به دست می‌آید (Allen et al, 2002). به نقل از قمرنیا و رضوانی، (۱۳۹۲). اهمیت تاج پوشش از نظر تبدلات تابشی خالص بر اساس معادله (۸) است.

معادله (۸)

$$R_n = (1-\alpha)R_s \downarrow + R_{T, \downarrow} - R_{T, \uparrow} - (1 - \varepsilon_0) R_{T, \downarrow}$$

متغیر می‌باشد. کمترین مقدار تابش‌های خروجی (کمتر از ۴۴۰ وات بر متر مربع) منطبق بر دامنه‌های باد پناه رشته کوه البرز غربی که عملاً تحت سیطره قلمرو گرمباد می‌باشد را دربر می‌گیرد. در مقابل دامنه‌های رو به باد مقدار تابش‌های خروجی بالاتر از ۴۸۰ وات بر متر مربع می‌باشد. لذا خارج شدن مقادیر بیشتر تابش‌های خروجی در دامنه‌های روباد باعث گردید که این دامنه‌ها (دامنه‌های غربی) نسبت به دامنه‌های مقابل (دامنه‌های شرقی) سردتر باشند.

- بررسی تابش‌های طول موج بلند ورودی به سطح زمین

شار حرارتی نامرئی و شناخته شده که گاهی اوقات به عنوان بزرگترین تأمین کننده انرژی برای اکوسیستم‌ها شناخته می‌شود، تابش‌های طول موج بلند ورودی به سطح زمین هستند.

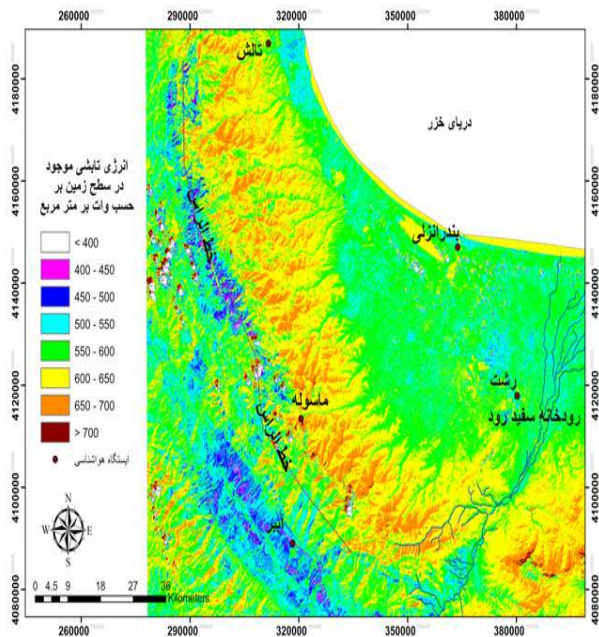
تابش طول موج بلند ورودی، شار تابش حرارتی گسیل شده از اتمسفر به سطح زمین است، که با استفاده از معادله (۷)، قابل محاسبه می‌باشد.

ارزش مقادیر تابش‌های طول موج بلند بر حسب موقعیت و زمان تصویر می‌تواند بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ وات بر متر مربع متغیر باشد.

در معادله (۷)، ε_a توان تشعشعی اتمسفر است که با استفاده از ضریب شفافیت اتمسفری محاسبه می‌شود، σ ثابت استفان بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$) و T_s دمای سطح زمین به درجه کلوین است. مقدار تابش‌های طول موج بلند ورودی به سطح زمین در منطقه از ۳۰۰ تا ۴۲۰ وات بر متر مربع متغیر است، که در این میان دامنه‌های غربی رشته کوه البرز به علت صعود توده هوا و تشکیل پوشش‌های ابری (ابرها بطور کامل انرژی خود را بصورت امواج بلند به سوی زمین و فضای خارج از جو گسیل می‌دارند) مقادیر بیشتری را نسبت به دامنه‌های شرقی البرز بخود اختصاص داده‌اند.

معادله (۷)

$$R_{L, \downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4$$



نگاره (۱۰): انرژی تابشی موجود در سطح زمین،
 تاریخ ۴ سپتامبر ۲۰۱۵

- بررسی شار گرمایی خاک

شار گرمایی به مقدار انرژی حرارتی منتقل شده در واحد زمان و بر واحد سطح گفته می‌شود. لایه نازک هوای مجاور در سطح خاک، تأثیر عمده‌ای بر شرایط حرارتی سطح و درون خاک دارد. همچنین عوامل فیزیکی خاک، مانند رنگ و بافت آن نیز بر تبدلات انرژی و تغییرات عناصر میکروکلیمای خاک مؤثر است. مقدار گسیل گرمایی به درون زمین، مرتبط با سطوح مختلف کاملاً متفاوت است. در محیط‌های جنگلی به دلیل وجود تاج پوشش معمولاً بیش از ۱۰ درصد از انرژی تابشی نمی‌تواند از پوشش گیاهی عبور کند و به سطح زمین برسد و زمین واقع در زیر پوشش گیاهی به ندرت قادر به جذب این انرژی است. در چنین محیط‌هایی در واقع انتقال گرما در خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی است. در فرایند محاسبه مقدار شار گرمای خاک، ابتدا نسبت G/R_n در نیمه روز، با استفاده از معادله تجربی ارائه شده توسط (Bastiaanssen, 2000)،

در معادله (۸): $R_s \downarrow$ تابش طول موج کوتاه ورودی بر حسب وات بر مترمربع؛ $R_{L \downarrow}$ تابش طول موج بلند ورودی بر حسب وات بر مترمربع؛ $R_{L \uparrow}$ تابش طول موج بلند خروجی بر حسب وات بر مترمربع؛ α نسبت بازتابش (آلبدوی سطحی) و ϵ_0 گسیل مندی (توان تشعشع سطحی) باندهای حرارتی است.

نگاره شماره (۱۰)، انرژی خالص دریافتی بر سطح زمین را نشان می‌دهد. مقدار تابش‌های دریافتی خالص در منطقه مورد مطالعه از ۴۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع در منطقه متغیر است. مناطقی که دارای پوشش متراکم جنگلی می‌باشند (دامنه‌های شرقی رشته کوه البرز) دارای بالاترین مقادیر تابش دریافتی خالص هستند. اثر حوزه نفوذ پدیده گرمباد (زبان‌های کم فشاری که باعث رانش هوا از سمت قله کوه به سمت پایین دست می‌گردد) در این دامنه‌ها باعث افزایش تابش دریافتی بین مقادیر ۶۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع گردیده است.

با دور شدن از حوزه نفوذ پدیده گرمباد (مناطق پست و ساحلی دریای خزر) میزان تابش دریافتی در اکثر نقاط بین ۵۰۰ تا ۶۰۰ وات بر مترمربع کاهش می‌یابد. در مقابل در دامنه‌های رو به باد (دامنه‌های غربی)، توده‌های مرطوبی که به این دامنه‌ها برخورد می‌کند در ابتدا دما با آهنگ کاهش بی‌درو خشک (کاهش دما به میزان ۱۰ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر) و سپس با صعود بیشتر توده هوا به ارتفاعات (کاهش دما به میزان ۶ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر)، کاهش می‌یابد.

این امر باعث می‌شود که قله ارتفاعات کمترین میزان انرژی تابش خالص را دریافت کنند. همانطور که در نگاره (۱۰) ملاحظه می‌شود، در دامنه‌های رو به باد (دامنه‌های غربی) میزان تابش خالص دریافتی در پایین دست دامنه در اکثر نقاط بین ۵۵۰ تا ۶۰۰ وات متر مربع است و در قله به علت صعود بی‌درو اشباع، میزان تابش خالص دریافتی به ۴۵۰ تا ۵۵۰ وات بر متر مربع رسیده است.

نتیجه‌گیری

بادهای گرم یکی از شناخته شده‌ترین سازوکارهای جوئی مرتبط با سامانه‌های کوهستانی هستند. پدیده گرمباد، پدیده‌ی رایج در دامنه‌های شرقی و شمالی البرز غربی است. در طول دوره آماری مورد مطالعه ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵، ایستگاه ماسوله با فراوانی ۴۱ روز و ایستگاه آستارا و بندر انزلی با ۱۸ روز، بالاترین و پایین‌ترین رخدادهای پدیده گرمباد را داشتند. فراوانی وقوع گرمباد در بین ایستگاه‌ها، در دوره سرد سال در مقایسه با دوره گرم سال افزایش قابل توجهی دارد. براساس نمونه مطالعاتی ۴ سپتامبر ۲۰۱۵، میزان آلدوی دامنه‌های شرقی رشته کوه البرز نسبت به دامنه‌های غربی کمتر است. مقادیر تابش‌های دریافتی طول موج کوتاه بین مقادیر ۸۳۰ تا ۸۸۰ وات بر متر مربع در منطقه متغیر است. بیشترین مقادیر تابش‌های طول موج کوتاه رسیده به سطح زمین (۸۸۰-۸۷۰ وات بر متر مربع) منطبق بر نواحی کوهستانی و قله ارتفاعات می‌باشد و مناطق پست و نواحی ساحلی دریای خزر به دلیل ارتفاع پایین نسبت به سطح دریاهای آزاد و همچنین غلظت زیاد جو و متناسب با آن ترکیبات زیاد جو، کمترین مقادیر دریافتی تابش‌های طول موج کوتاه را بخود اختصاص دادند.

کمترین مقدار تابش‌های خروجی (کمتر از ۴۴۰ وات بر متر مربع) منطبق بر دامنه‌های بادپناه رشته کوه البرز غربی است که عملاً تحت سیطره قلمرو گرمباد می‌باشد. در مقابل دامنه‌های رو به باد مقدار تابش‌های خروجی بالاتر از ۴۸۰ وات بر متر مربع می‌باشد. لذا خارج شدن مقادیر بیشتر تابش‌های خروجی در دامنه‌های رو به باد باعث گردید که این دامنه‌ها (دامنه‌های غربی) نسبت به دامنه‌های مقابل (دامنه‌های شرقی) سردتر باشد.

مقدار تابش‌های طول موج بلند ورودی به سطح زمین در منطقه از ۳۰۰ تا ۴۲۰ وات بر متر مربع متغیر است، که در این میان دامنه‌های غربی رشته کوه البرز به علت صعود توده هوا و تشکیل پوشش‌های ابری مقادیر بیشتری را نسبت به دامنه‌های شرقی البرز بخود اختصاص داده‌اند.

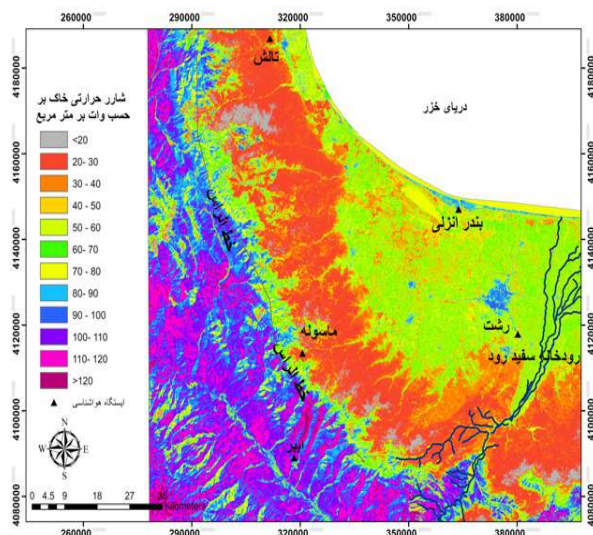
به صورت (معادله ۹) محاسبه می‌شود:

معادله (۹)

$$G = (T_s \div \alpha (0.0038 \alpha + 0.0074 \alpha^2) (1 - 0.98 \text{NDVI}^4)) \times R_{\text{II}}$$

که در آن: TS دمای سطحی (°C) و α آلدوی سطحی است. مقدار G با ضرب کردن نسبت فوق در R_{II} به دست می‌آید. نگاره (۱۱): شار گرمای خاک (G) در منطقه مورد مطالعه، زمانی که مناطق بادپناه درگیر پدیده گرمباد می‌باشد را نشان می‌دهد. مقادیر شار حرارتی خاک در منطقه بین ۲۰ تا ۱۲۰ وات بر متر مربع متغیر می‌باشد.

در دامنه‌های غربی به علت وجود تراکم پوشش گیاهی کمتر میزان انتقال انرژی حرارتی به زمین نسبت به دامنه‌های شرقی (بادپناه) بسیار بیشتر است. در دامنه‌های غربی قسمت اعظم منطقه دارای شار حرارتی بین ۸۰ تا ۱۲۰ وات بر مترمربع و دامنه‌های شرقی به علت جذب تابش‌های خورشید توسط تاج پوشش‌های جنگلی میزان شار حرارتی خاک بین ۲۰ تا ۴۰ وات بر متر مربع می‌باشد. لذا بیشتر تابش‌های خورشیدی صرف بالا رفتن دما در اطراف تاج پوشش شده و زمینه لازم برای تبخیر بیشتر از پوشش گیاهی و ایجاد تنش‌های حرارتی در اندام‌های پوشش گیاهی را فراهم می‌کند.



نگاره (۱۱): شار حرارتی خاک بر حسب وات بر متر مربع،

تاریخ ۴ سپتامبر ۲۰۱۵

تحقیق خود بدین گونه نتیجه می‌گیرند که این پدیده در ماه های سرد سال بیشتر به وقوع می‌پیوندد که با نتایج تحقیق حاضر همسو می‌باشد. اما از باب مطالعه به روش سنجش از دوری در محیط سرزمینی ایران، مطالعه ای انجام نگرفته است.

منابع و مأخذ

۱. رحیمی، د.، خادمی، س. ۱۳۹۷. تحلیل الگوهای همدید خطر آتش‌سوزی در جنگل‌های شمال ایران (استان گلستان)، مجله مخاطرات محیط طبیعی، ۷(۱۷): ۱۹-۳۶.
۲. رنجبر سعادت آبادی، ع.، پور میرزا، ج. ۱۳۹۴. مطالعه هواشناختی پدیده گرمباد در استان گیلان. نشریه جغرافیا و توسعه، ۴۰(۴): ۶۹-۹۰.
۳. صلاحی، ب.، عالی جهان. ۱۳۹۵. واکاوی همدید علل ترمودینامیکی آتش‌سوزی جنگل‌های شهرستان دزفول. جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۵(۲): ۶۵-۸۵.
۴. عزیزی، ق.، یوسفی، ی. ۱۳۸۸. گرمباد(فون) و آتش‌سوزی جنگل در استان‌های مازندران و گیلان. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۱(۹۲): ۳-۲۸.
۵. عزیزی، ق.، برزو، ف.، علیجانی، ب. ۱۳۹۱. واکاوی همدید آتش‌سوزی در جنگل‌های شمالی ایران مورد: استان‌های گیلان و گلستان، ۱۶(۳): ۷۹-۹۸.
۶. علیزاده، ا.، کمالی، غ.، موسوی، ف.، موسوی بایگی، م. ۱۳۷۹. هوا و اقلیم شناسی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، چاپ پنجم.
۷. قمرنیا، ه.، رضوانی، و. ۱۳۹۲. محاسبه و پهنه بندی تبخیر-تعرق با استفاده از الگوریتم سبال (Sebal) در غرب ایران (دشت میان دربند). نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۱(۱): ۷۲-۸۱.
۸. گلوانی، ف.، لشکری، ح. ۱۳۹۰. تحلیل و پیش‌بینی نقش باد فون بر آتش‌سوزی جنگل‌های استان گیلان. فصلنامه علمی-پژوهشی اطلاعات جغرافیایی «سپهر»، ۲۰(۷۹): ۳۱-۳۶.
۹. محمدی، ح.، یلمه، ا. ۱۳۹۲. تحلیل آماری-همدید

مقدار تابش‌های دریافتی خالص در منطقه مورد مطالعه از ۴۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع در منطقه متغیر است. مناطقی که دارای پوشش تراکم جنگلی می‌باشند (دامنه‌های شرقی رشته کوه البرز) دارای بالاترین مقادیر تابش دریافتی خالص می‌باشند. اثر حوزه نفوذ پدیده گرمباد در این دامنه‌ها باعث افزایش تابش دریافتی بین مقادیر ۶۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع گردیده است. با دور شدن از حوزه نفوذ پدیده گرمباد میزان تابش دریافتی در اکثر نقاط بین ۵۰۰ تا ۶۰۰ وات بر متر مربع کاهش می‌یابد.

مقادیر شار حرارتی خاک در منطقه بین ۲۰ تا ۱۲۰ بر حسب وات بر متر مربع متغیر می‌باشد. در دامنه‌های غربی به علت وجود تراکم پوشش گیاهی کمتر میزان انتقال انرژی حرارتی به زمین نسبت به دامنه‌های شرقی (بادپناه) بسیار بیشتر است. در دامنه‌های غربی قسمت اعظم منطقه دارای شار حرارتی بین ۸۰ تا ۱۲۰ وات بر مترمربع و دامنه‌های شرقی به علت جذب تابش‌های خورشید توسط تاج پوشش‌های جنگلی میزان شار حرارتی خاک بین ۲۰ تا ۴۰ وات بر متر مربع می‌باشد. لذا بیشتر تابش‌های خورشیدی صرف بالا رفتن دما در اطراف تاج پوشش شده و زمینه لازم برای تبخیر بیشتر از پوشش گیاهی و ایجاد تنش‌های حرارتی در اندام‌های پوشش گیاهی را فراهم می‌کند. بنابراین نزول توده‌ها بر روی درختان و نباتات باعث تبخیر و تعرق شدید می‌شود و خشک شدن سریع برگ‌های درختان، مراتع و چمنزارها را به دنبال خواهد داشت که این حالت احتمال وقوع آتش‌سوزی در سطح جنگل را شدت می‌بخشد.

در باب مقایسه نتایج تحقیق با نتایج مطالعات نویسندگان دیگر بطور کلی می‌توان اینگونه نتیجه گرفت که مطالعات گرمباد، بطور کلی به دو بخش تقسیم می‌شود: در بخش اول محققان مبادرت به فراوانی وقوع فون در دوره‌های آماری مختلف کردند و بعد از آن به بررسی تحلیل همدیدی گرمباد در منطقه پرداختند. از قبیل مطالعات رنجبر و همکاران (۱۳۹۴) عزیزی و همکاران (۱۳۸۸) گلوانی و لشکری (۱۳۹۰) مومن پور و همکاران (۱۳۹۳) که از نتایج

19. Groisman, P.Y., Sherstyukov, B.G., Razuvaev, V.N., Knight, R.W., Enloe, J.G., Stroumentova, N.S., Whitfield, P.H., Førland, E., Hannsen-Bauer, I., Tuomenvirta, H. and Aleksandersson, H., 2006. Potential forest fire danger over Northern Eurasia: changes during the 20th century. *Global and planetary change*, 56(3-4), 371-386.
20. Inaba, H., Kawamura, R., Kayahara, T. and Ueda, H., 2002. Extraordinary persistence of foehn observed in the Hokuriku district of Japan in the 1999 summer. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 80(4), 579-594.
21. Institute of Meteorology and Physics, University of Agricultural Sciences., 1999. South foehn and ozone in the Eastern Alps case study and climatological aspects. *Atmospheric Environment*, 34 (2000), 1379-1394.
22. Jaiswal, R.K., Mukherjee, S., Raju, K.D. and Saxena, R., 2002. Forest fire risk zone mapping from satellite imagery and GIS. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 4(1), 1-10.
23. Kilpeläinen, A., Kellomäki, S., Strandman, H. and Venäläinen, A., 2010. Climate change impacts on forest fire potential in boreal conditions in Finland. *Climatic Change*, 103(3-4), 383-398.
24. Kishcha, P., Starobinets, B., Savir, A., Alpert, P. and Kaplan, M., 2018. Foehn-induced effects on local dust pollution, frontal clouds and solar radiation in the Dead Sea valley. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 130(3), 295-309.
25. Ma, H., Shao, H. and Song, J., 2014. Modeling the relative roles of the foehn wind and urban expansion in the 2002 Beijing heat wave and possible mitigation by high reflective roofs. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 123(3-4), 105-114.
26. Mofidi, A., Soltanzadeh, I., Yousefi, Y., Zarrin, A., Soltani, M., Samakosh, J.M., Azizi, G. and Miller, S.T., 2015. Modeling the exceptional south Foehn event (Garmij) over the Alborz Mountains during the extreme forest fire of December 2005. *Natural Hazards*, 75(3), 2489-2518.
27. Pereira, M.G., Trigo, R.M., da Camara, C.C., Pereira,

آتش‌سوزی جنگل در استان گلستان مطالعه موردی روزهای ۲۵ آذر و ۱۸ بهمن ۱۳۸۴. نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۶۳-۸۰،

۱۰. مؤمن‌پور، ف.، فریدمجتهدی، ن.، هادی‌نژادصبوری، ش.، عابد، ح.، نگاه، س. ۱۳۹۳. سازوکار نگاره‌گیری باد گرمش در البرز. نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۱ (۴): ۱۰۵-۱۲۳.

11. Bastiaanssen, W.G., 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of hydrology*, 229(1-2), 87-100.

12. Falarz, M., 2007. Snow cover variability in Poland in relation to the macro and mesoscale atmospheric circulation in the twentieth century. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 27(15), 2069-2081.

13. Field, T.S. and Hill, M.D., 2002. Weather, Chinook, and stroke occurrence. *STROKE-DALLAS*, 33(7), 1751-1756.

14. Flannigan, M.D., Stocks, B.J. and Wotton, B.M., 2000. Climate change and forest fires. *Science of the total environment*, 262(3), 221-229.

15. Gaffin, D.M., 2009. On high winds and foehn warming associated with mountain-wave events in the western foothills of the southern Appalachian Mountains. *Weather and forecasting*, 24(1), 53-75.

16. Ghamarnea, H., Rezvani, S.V., 1392. Evaluation and zonation of evapotranspiration using Sebal algorithm in western Iran, *Journal of Water and Soil (Agricultural Science and Technology)*, (1), 72-81.

17. Gohm, A. and Mayr, G.J., 2004. Hydraulic aspects of föhn winds in an Alpine valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 130(597), 449-480.

18. Gohm, A., Zangl, G. and Mayr, G.J., 2004. South foehn in the Wipp Valley on 24 October 1999 (MAP IOP 10): Verification of high-resolution numerical simulations with observations. *Monthly weather review*, 132(1), 78-102.

37. Zangl, G., 2002. Idealized numerical simulations of shallow föhn. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 128(580), 431-450.
38. Zumbrennen, T., Pezzatti, G.B., Menéndez, P., Bugmann, H., Bürgi, M. and Conedera, M., 2011. Weather and human impacts on forest fires: 100 years of fire history in two climatic regions of Switzerland. *Forest Ecology and Management*, 261(12), 2188-2199.
- J.M. and Leite, S.M., 2005. Synoptic patterns associated with large summer forest fires in Portugal. *Agricultural and Forest Meteorology*, 129(1-2), 11-25.
28. Piringer, M., Baumann, K., Pechinger, U. and Vogt, S., 2001. Meteorological and ozone sounding experience during a strong foehn event—a MAP case study. *Meteorologische Zeitschrift*, 10(6), 445-455.
29. Seibert, P., 1990. South foehn studies since the ALPEX experiment. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 43(1-4), 91-103.
30. Speirs, J.C., McGowan, H.A., Steinhoff, D.F. and Bromwich, D.H., 2013. Regional climate variability driven by foehn winds in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *International Journal of Climatology*, 33(4), 945-958.
31. Sprenger, M. and Schär, C., 2001. Rotational aspects of stratified gap flows and shallow föhn. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(571), 161-187.
32. Wada, H., Nonami, H., Yabuoshi, Y., Maruyama, A., Tanaka, A., Wakamatsu, K., Sumi, T., Wakiyama, Y., Ohuchida, M. and Morita, S., 2011. Increased ring-shaped chalkiness and osmotic adjustment when growing rice grains under foehn-induced dry wind condition. *Crop science*, 51(4), 1703-1715.
33. Wastl, C., Schunk, C., Leuchner, M., Pezzatti, G.B. and Menzel, A., 2012. Recent climate change: long-term trends in meteorological forest fire danger in the Alps. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1621-13.
34. Waters, R., Allen, R.G., Bastiaanssen, W.G.M., Tasumi, M. and Trezza, R., 2002. SEBAL Surface Energy Balance Algorithms for Land Idaho Implementation Advanced Training and Users Manual. Version 1.0.
35. WMO., 1992. *International Meteorological Vocabulary* World Meteorological Organization Geneva Switzerland, 784 .
36. Yang, X., Tang, G., Zhang, W. and Zhu, S., 2011. Accuracy assessment of ASTER GDEM in North Shaanxi. In *Advances in Cartography and GIScience*. Volume. Springer, Berlin, Heidelberg, (2), 371-382.