



سنجش از دور

GIS ایران

سنجش از دور و GIS ایران
Iranian Remote Sensing & GIS

سال هفتم، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۴
Vol.6, No.2, Summer 2014

۳۵-۳۳



تأثیر رطوبت جو در برآورد مشخصه‌های وارونگی دمایی از تصاویر ماهواره‌ای MODIS

حامد کاجار^۱، محمدرضا مباحثی^{۲*}، علی اکبر آبکار^۳، مجید رحیم‌زادگان^۴

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی سنجش از دور، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی
۲. دانشیار گروه مهندسی سنجش از دور، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی
۳. استادیار گروه مهندسی سنجش از دور، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی
۴. استادیار دانشکده عمران، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۵/۲۷

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۲/۱۱/۱۷

چکیده

وارونگی دمایی زمانی رخ می‌دهد که در تروپوسفر و تا ارتفاعی مشخص، با افزایش ارتفاع، دما افزایش یابد. از مشخصه‌های وارونگی دمایی، پارامترهای قدرت و عمق وارونگی دمایی است. قدرت وارونگی به اختلاف دمایی بین قله وارونگی و سطح زمین اطلاق می‌شود و ارتفاع متناظر با این اختلاف دمایی، عمق وارونگی نام دارد. راهکار متداول برای تعیین این مشخصه‌ها، اندازه‌گیری‌های میدانی به‌وسیله رادیوساند است، که نوعی اندازه‌گیری نقطه‌ای در جو قلمداد می‌شود. به‌منظور مدل‌سازی برای استخراج مشخصه‌های وارونگی دمایی از تصاویر ماهواره‌ای می‌توان ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف با قدرت و عمق وارونگی دمایی منتج از داده‌های رادیوساند را به‌دست آورد. در پی شایع بودن پدیده وارونگی دمایی در شهر تهران، ایستگاه هواشناسی فرودگاه مهرآباد تهران به‌عنوان منطقه نخست مورد مطالعه انتخاب شد. ضرایب همبستگی خطی به‌دست آمده بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف با عمق و قدرت وارونگی محاسبه‌شده از داده‌های رادیوساند بسیار ضعیف بود که می‌تواند ناشی از تغییرات زیاد بخار آب جو و قدرت و عمق وارونگی دمایی نسبتاً ضعیف روی داده در تهران باشد. برای اثبات فرضیه مذکور، در ادامه روند تحقیق حاضر، عوامل مؤثر در افزایش ضریب همبستگی خطی بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مذکور با عمق و قدرت وارونگی محاسبه‌شده از داده‌های رادیوساند بررسی شدند. با توجه به روی دادن وارونگی‌های عمیق و قدرتمندتر در منطقه کرمانشاه در مقایسه با تهران، این منطقه به‌عنوان منطقه دوم مورد مطالعه انتخاب شد. افزایش ضرایب همبستگی محاسبه‌شده برای کرمانشاه نشان‌دهنده تأثیر عامل میزان قدرت و عمق وارونگی دمایی است. برای مثال، ضریب همبستگی بین $BT_{7.2}$ - BT_{11} با قدرت و عمق وارونگی دمایی در تهران به ترتیب ۰/۳۲ و ۰/۱۶ و در کرمانشاه به ترتیب ۰/۵۱ و ۰/۷۰ است. به‌منظور بررسی تأثیر میزان بخار آب موجود در جو بر ضرایب همبستگی، با توجه به آنکه میزان بخار آب موجود در جو طی فصول سرد کمتر از فصول گرم است، داده‌های تهران و کرمانشاه به دو دسته تمام فصول و فصول سرد تقسیم شدند. افزایش ضرایب همبستگی محاسبه‌شده برای تهران و کرمانشاه طی فصول سرد نشان‌دهنده تأثیر عامل میزان بخار آب موجود در جو است. به‌عنوان نمونه، ضریب همبستگی بین $BT_{7.2}$ - BT_{11} با قدرت و عمق وارونگی دمایی در کرمانشاه برای تمامی فصول به ترتیب ۰/۵۱ و ۰/۷۰ و طی فصول سرد به ترتیب ۰/۷۸ و ۰/۸۵ است.

کلیدواژه‌ها: وارونگی دمایی، رطوبت، تصاویر ماهواره‌ای، رادیوساند، ضریب همبستگی.

* نویسنده مکاتبه‌کننده: تهران، خیابان ولیعصر، تقاطع میرداماد، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی، دانشکده نقشه‌برداری. تلفن: ۰۹۱۲۱۲۲۶۶۳۰

۱- مقدمه

وارونگی دمایی زمانی رخ می‌دهد که لایه‌ای از هوای گرم بالای هوای سرد مجاور سطح زمین قرار گیرد. در چنین شرایطی پایداری هوا ایجاد می‌شود و در تروپوسفر تا ارتفاعی مشخص با افزایش ارتفاع، دما افزایش می‌یابد (Kahl et al., 1992; Bradley et al., 1992). برای مقایسه و بررسی وارونگی‌های جوی پارامترهای مختلفی تعریف شده است که از جمله می‌توان به پارامترهای قدرت، عمق و بازه زمانی وقوع وارونگی اشاره کرد. قدرت وارونگی به اختلاف دمایی بین قله وارونگی و سطح زمین اطلاق می‌شود و ارتفاع متناظر با این اختلاف دمایی، عمق وارونگی نام دارد (Liu & Key, 2003). راهکار مرسوم برای تعیین قدرت و عمق وارونگی دمایی، استفاده از رادیوساند مستقر بر بالن‌ها در ایستگاه‌های هواشناسی است (Hudson & Mahesh et al., 1997; Brandt, 2005). روش مذکور، اندازه‌گیری نقطه‌ای و محلی از جو است (Hudson et al., 2004). برای اندازه‌گیری و سنجش برخی پدیده‌های طبیعی در پهنه وسیع جغرافیایی با هزینه اندک و دقت تقریباً مناسب در مقایسه با روش‌های میدانی و زمینی، به‌کارگیری روش‌های سنجش از دور اجتناب‌ناپذیر است.

نمونه‌ای از مطالعاتی که تاکنون در خارج و داخل کشور در خصوص پدیده وارونگی دمایی انجام شده، بدین شرح است: بکر و همکاران (۱۹۶۹) به بررسی فراوانی، زمان شروع، تداوم و شدت وارونگی‌های دما و تأثیر آن روی کلان‌شهر پائول طی دوره زمانی ۸ ساله ۱۹۶۱ تا ۱۹۶۸ پرداختند. کاهل (۱۹۹۰)، به بررسی وارونگی‌های مجاور سطح زمین با استفاده از داده‌های ده ساله مربوط به دو ایستگاه واقع در سواحل شمالی آلاسکا پرداخت. نتیجه مطالعات نشان دادند که ضخامت، توسعه و شدت وارونگی‌های سطح پایین آلاسکا، به واکنش‌های پیچیده بین نیروی تابشی، و فعالیت‌های سینوپتیکی و دینامیکی یخ و دریا مربوط می‌شود. بورنه و همکاران (۲۰۰۹)، وارونگی‌های دمای

سطح پایین آلاسکا را طی سال‌های ۱۹۵۷ تا ۲۰۰۸ مطالعه کردند. آنها معتقدند که پوشش ابر روی ساختار وارونگی‌ها تأثیر می‌گذارد. بدین ترتیب که گسترش پوشش ابری سبب بازگشت امواج بلند زمینی به سطح زمین می‌شود، در نتیجه با گرمایش زمین، وارونگی‌های ضعیف و با کاهش یا نبود ابر، وارونگی‌های شدید تشکیل می‌شوند. ایاکوبلیس و همکاران (۲۰۰۹)، به مطالعه تغییر اقلیم و تأثیر آن بر وارونگی‌های دمایی سطح پایین کالیفرنیا طی سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۷ پرداختند. نتایج نشان دادند که همبستگی بالایی بین سیستم‌های جوی بزرگ‌مقیاس و وقوع پدیده وارونگی دما وجود دارد و وقوع وارونگی‌های شدید همواره با سیستم‌های پرفشار و وارونگی‌های ضعیف با سیستم‌های کم‌فشار همراه است. دواشتله و همکاران (۲۰۱۰)، فراوانی و شدت وارونگی‌های دمای سواحل اقیانوس شمالی را مطالعه کردند. نتایج مشاهدات آنها روندی کاهشی را در فراوانی وارونگی‌ها نشان دادند. شدت وارونگی‌های فصل تابستان در سال ۲۰۰۷ در مقایسه با سال‌های قبل، افزایش شدیدی داشتند که ناشی از افزایش دمای لایه تروپوسفر از ۱/۵ درجه کلوین به ۳ درجه کلوین بوده است.

در ایران، پوراحمد (۱۳۷۷) نقش عوامل اقلیمی چون باد، باران، مه و وارونگی دما را بر آلودگی هوای شهر تهران بررسی کرد. نتایج تحقیق وی نشان می‌دهند که تعداد وقوع وارونگی‌های دمایی مجاور زمین طی سال‌های ۱۹۶۷ تا ۱۹۷۱، حداقل ۲۱۱ و حداکثر ۲۷۱ روز بوده است. در فصل زمستان فراوانی پدیده وارونگی مجاور سطح زمین درخور توجه است، زیرا به‌جز روزهای بارانی و ابری که تعدادشان کم است، بقیه روزها هوا صاف و بدون ابر است. در فصل تابستان تعداد وقوع وارونگی‌های دمای مجاور سطح زمین به حداکثر می‌رسد، زیرا شب‌ها هوا صاف و بدون ابر است ولی به‌علت گرم‌شدن سریع زمین به‌هنگام روز، وارونگی به‌سرعت از بین می‌رود و از مقدار آلودگی هوا کاسته می‌شود. در فصول بهار و پاییز تعداد وارونگی از نظر

داد. وی در تحقیق خود به این نتیجه رسید که با انتخاب صحیح مجموعه‌ای از کانال‌های طیفی پروفایل‌گیری در طول موج‌های مختلف، تابش‌های مشاهده‌شده را می‌توان به‌منظور ایجاد تفسیری مناسب از توزیع دمای قائم در جو به‌کار گرفت. مباحثی و رحیم‌زادگان (۲۰۱۰) مدلی را برای بهبود دقت پروفایل دمایی استحصالی‌شده از MODIS برای روزهای غیروارونگی ارائه کردند.

نخستین تحقیقات در زمینه تشخیص و تخمین مشخصه‌های وارونگی دمایی به‌وسیله سنجنده MODIS، در سال ۲۰۰۳ انجام شد. لی و کی (۲۰۰۳)، به بررسی و آشکارسازی وارونگی‌های دمایی سطوح پایین تروپوسفر با استفاده از داده‌های MODIS پرداختند. آنها به‌علت آنکه جو نزدیک سطح زمین در اکثر سال در منطقه قطب شمال و جنوب دچار وارونگی دمایی است، نواحی مذکور را به‌عنوان منطقه مورد مطالعه انتخاب کردند.

به‌طور کلی برای تعیین پروفایل‌های دما و رطوبت از اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای نظیر تصاویر MODIS، الگوریتم‌های مختلفی مطرح شده است. این روش‌ها معمولاً از روابط آماری تعیین‌شده (یا مدل‌سازی‌شده) قبلی بین تابش‌های اندازه‌گیری‌شده و پروفایل جوی متناظر آن استفاده می‌کنند (Seaman et al., 2003). برپایه مطالعه سمان و همکاران (۲۰۰۶) در آسمان عاری از ابر، چگالی شار تابش رسیده در بالای جو در بسامد f_j می‌تواند به‌صورت مجموع تابش‌هایی که از سطح زمین و از تمام لایه‌های جوی شرکت می‌کنند، در نظر گرفته شوند. به‌طور نمونه می‌توان در مورد پروفایل‌های دمایی جو رابطه (۱) را در نظر گرفت. در مورد دیگر پروفایل‌های جوی نیز چنین رابطه‌ای وجود دارد.

رابطه (۱)

$$L(f_j) = \sum_{i=1}^N p[f_j, T(p_i)]w(f_j, p_i)$$

$j = 1, 2, \dots, M$

ناپایداری کمتر است. کریمی و درخشان (۱۳۸۴)، به بررسی وارونگی دمای شهر اصفهان طی دوره زمانی ۱۹۹۱-۱۹۹۳ پرداختند و به این نتیجه رسیدند که وارونگی دما طی دوره مذکور در تمام فصل‌های سال برقرار است و تقریباً در ۸۰ درصد از روزهای سال وجود دارد، اما ارتفاع لایه وارونگی با تغییر فصول تغییراتی دارد. هدایت و لشکری (۱۳۸۵)، به تحلیل الگوی سینوپتیکی وارونگی‌های شهر تهران پرداختند و به این نتیجه رسیدند که چهار الگوی سینوپتیکی باعث ایجاد وارونگی‌های دمایی شدید در شهر تهران می‌شود. جهانبخش اصل و روشنی (۱۳۹۲) با استفاده از اطلاعات رادیوساند طی دوره زمانی ۲۰۰۴-۲۰۰۸ در مقیاس روزانه، ماهانه و فصلی به بررسی وارونگی دمای شهر تبریز پرداختند. نتایج تحقیقات آنها نشان می‌دهند که میانگین تعداد روزهای توأم با پدیده وارونگی دما در تبریز، ۱۹۱ روز است که ۸۷ درصد آن مربوط به وارونگی دمای تابشی و ۱۳ درصد دیگر مربوط به وارونگی دمای فرونشینی است.

به‌طور کلی نتایج مطالعات نشان می‌دهند که در اغلب منابع خارجی و داخلی، تحقیقات انجام‌شده در زمینه وارونگی دمایی مبتنی بر داده‌های استحصالی‌شده از رادیوساند و ایستگاه‌های هواشناسی است که به‌وسیله آنها به تأثیرگذاری و تأثیرپذیری پدیده وارونگی دما، شدت، کثرت، مداوم و تأثیر آن بر آلودگی هوا پرداخته شده است. بنابراین با توجه به موضوع تحقیق، در این بخش پیشینه‌ای از دستیابی به پروفایل‌های جوی - به‌ویژه دما - به‌وسیله مشاهدات ماهواره‌ای بیان شده است. استخراج پروفایل‌های جوی از مشاهدات جوی چگالی شار تابش‌های مادون قرمز حرارتی را نخستین بار کینگ (۱۹۵۶) انجام داد. پژوهش وی امکان استخراج پروفایل دما را از اندازه‌گیری‌های اسکن چگالی شار تابش ماهواره‌ای نشان می‌داد. کاپلان (۱۹۵۹) مفهوم پروفایل‌گیری دمایی را با اثبات اینکه قدرت تفکیک قائم میدان دمایی می‌تواند از توزیع طیفی تابش‌های حرارتی استخراج شود، شرح و بسط

سطح زمین، ۹۰۰ و ۹۵۰ هکتوپاسکال است. شکل ۱ نشان می‌دهد که در قطب، دمای درخشندگی روزنه جوی در ۱۱ میکرومتر (BT_{11}) به دمای سطح زمین و دمای درخشندگی باند بخار آب در ۷/۲ میکرومتر ($BT_{7.2}$) به دمای سطح ۸۰۰ هکتوپاسکال حساس‌تر است. بزرگی اختلاف دمای درخشندگی^۱ بین باندهای ۷/۲ و ۱۱ میکرومتر، $BT_{7.2} - BT_{11}$ ، با بزرگی اختلاف دمای بین لایه ۸۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین که مرتبط با قدرت وارونگی است، متناسب است (Liu & Key, 2003).

ضرایب همبستگی بین قدرت وارونگی دمایی و $BT_{13.6} - BT_{13.3} - BT_{11}$ ، $BT_{7.2} - BT_{11}$ ، $BT_{6.7} - BT_{11}$ - به ترتیب ۰/۹۷، ۰/۹۸، ۰/۹۵ و ۰/۹۳ و ضرایب همبستگی بین عمق وارونگی دمایی و $BT_{6.7} - BT_{11}$ ، $BT_{13.6} - BT_{11}$ ، $BT_{13.3} - BT_{11}$ ، $BT_{7.2} - BT_{11}$ به ترتیب ۰/۸۹، ۰/۹، ۰/۸۸ و ۰/۸۷ است. طبق نتایج بیان شده، رابطه خطی قوی تری بین عمق و قدرت وارونگی با $BT_{7.2} - BT_{11}$ در مقایسه با دیگر جفت‌های BTD وجود دارد به همین دلیل از $BT_{7.2} - BT_{11}$ برای بازیابی عمق و قدرت وارونگی دمایی در قطب استفاده شد (Liu & Key, 2003).

که در آن، $w(f_j, p_i)$ تابع وزن‌دهی برای در نظر گرفتن وزن شرکت هر لایه $p[f_j, T(p_i)]$ چگالی شار پلانک در بسامد f_j و دمای T در لایه فشار p_i در حالی است که همبستگی فشار به ارتفاع حتمی فرض می‌شود.

تابع وزن‌دهی در رابطه (۲) نشان داده می‌شود (Seeman et al., 2006).

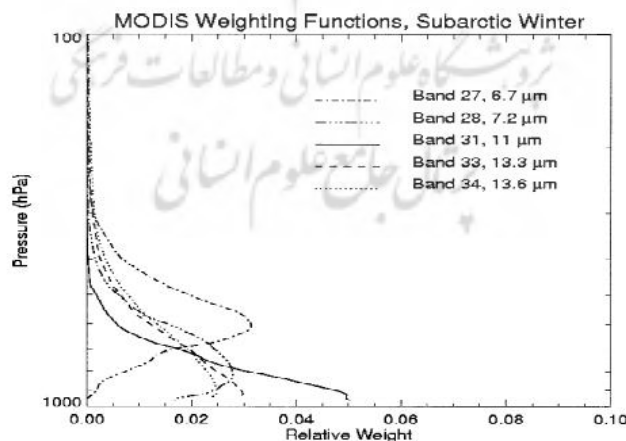
رابطه (۲)

$$w(f_j, p_i) = \varepsilon(f_j, p_i) \tau(f_j, 0 \rightarrow p_i)$$

که در آن، تابع وزن‌دهی $w(f_j, p_i)$ اثر گسیلمندی ε و عبوردهی τ بالای جو تا سطح i در باند j را ترکیب می‌کند.

شکل ۱، تابع وزن‌دهی دما را برای باندهای ۲۷، ۲۸، ۳۱، ۳۳ و ۳۴ سنجنده MODIS که برای جو استاندارد در فصل زمستان قطب شمال محاسبه شده است، نشان می‌دهد.

باندهای ۲۷ و ۲۸ باندهای جذبی بخار آب، ۳۱ روزنه جوی، و باندهای ۳۳ و ۳۴ باندهای جذبی دی‌اکسیدکربن هستند. با توجه به شکل ۱، نوک تابع وزن‌دهی نسبی برای باندهای ۲۷، ۲۸، ۳۱، ۳۳ و ۳۴ به ترتیب در سطوح فشار ۶۰۰ و ۸۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۱. تابع وزن‌دهی دما برای طول موج‌های ۶/۷، ۷/۲، ۱۱، ۱۳/۳ و ۱۳/۶ میکرومتر سنجنده MODIS، به وسیله به کارگیری پروفایل جو استاندارد قطب (Liu & Key, 2003)

1. Brightness Temperature Difference

اراج مرجع اطلاعات رادیوساند تعیین شد. علت انتخاب این ایستگاه، فراوانی اطلاعات در بانک داده‌های رادیوساند به دلیل فرستادن دو بالون در روز است. شناسه ایستگاه در سطح جهانی OIII و شماره ایستگاه ۴۰۷۵۴ است.

همان گونه که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، ایستگاه مهرآباد در منطقه‌ای هموار و با شیب کم واقع شده که با دشت‌های اطراف تقریباً هم‌ارتفاع است. از این رو خصوصیات آب‌وهواشناسی ایستگاه مهرآباد با دشت‌های مجاورش تقریباً یکسان است.

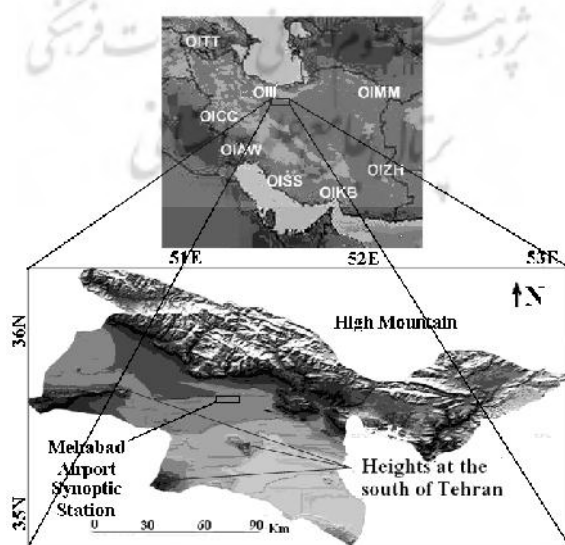
با مطالعات و بررسی‌های انجام‌شده روی ایستگاه‌های هواشناسی موجود در ایران که اطلاعات رادیوساند آنها به‌طور منظم برداشت می‌شود و در اختیار کاربران قرار می‌گیرد، ایستگاه هواشناسی کرمانشاه به‌عنوان منطقه مورد مطالعه دوم در نظر گرفته شد. شهر کرمانشاه دارای اقلیم معتدل کوهستانی است. ایستگاه هواشناسی کرمانشاه در موقعیت ۴۷ درجه و ۹ دقیقه طول جغرافیایی و ۳۴ درجه و ۲۱ دقیقه عرض جغرافیایی با ارتفاع ۱۳۱۸ متر از سطح دریا، به‌عنوان منطقه مورد مطالعه انتخاب شد. شناسه ایستگاه در سطح جهانی OICC و شماره ایستگاه ۴۰۷۶۶ است. در شکل ۳، موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه نسبت به استان کرمانشاه نشان داده شده است.

بررسی‌ها نشان دادند که تحقیقات انجام‌شده به‌منظور استخراج پارامترهای وارونگی دمایی از تصاویر ماهواره‌ای، غالباً در مناطق سردسیر به‌ویژه قطب صورت گرفته است و به‌نظر می‌رسد علت اصلی انتخاب مناطق سردسیر به‌عنوان مناطق مورد مطالعه، شرایط جوی خاص و متفاوت این مناطق (برودت و سرمای بسیار زیاد و به تبع آن بخار آب و رطوبت ناچیز هوا) باشد. از این رو در پژوهش حاضر به‌منظور اثبات فرضیه تأثیر عوامل جوی در برآورد مشخصه‌های وارونگی دمایی به‌وسیله تصاویر ماهواره‌ای، تأثیر رطوبت جو در برآورد مشخصه‌های وارونگی‌های دمایی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS بررسی می‌شود.

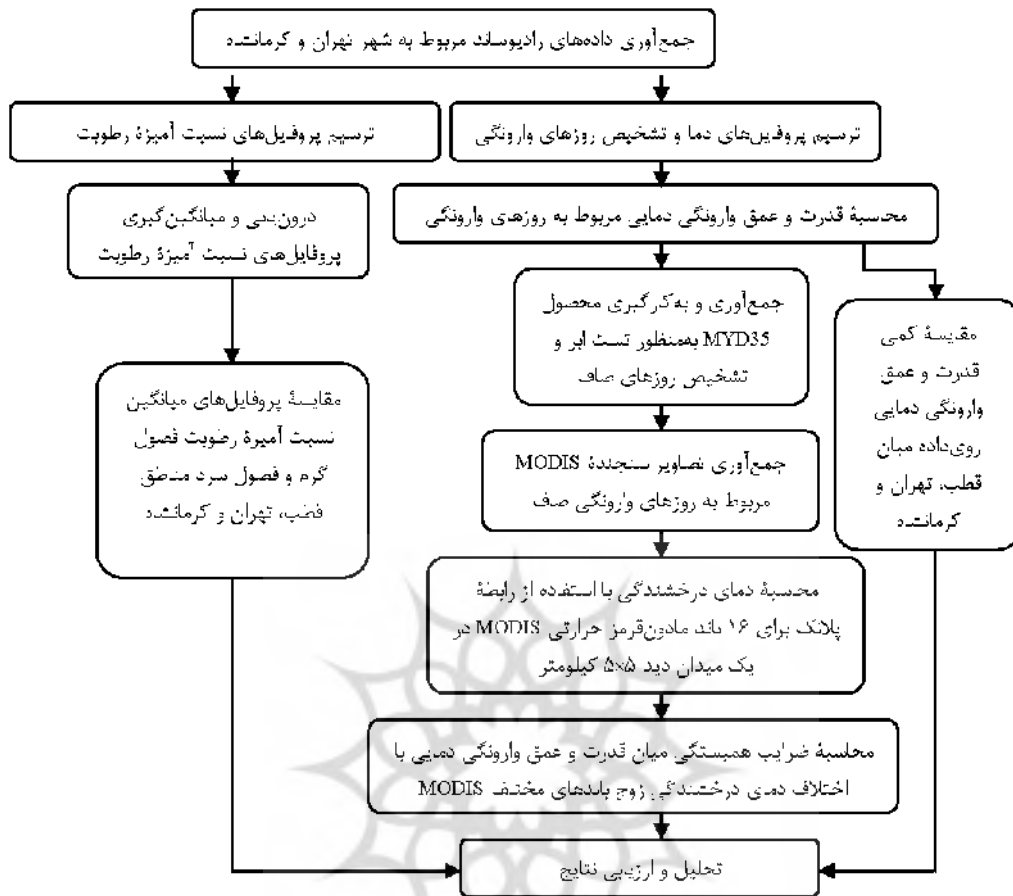
۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

در پژوهش حاضر با توجه به اهمیت شهر تهران به‌عنوان بزرگ‌ترین کلان‌شهر ایران و مداومت پدیده وارونگی دمایی بر آن (هدایت و لشکری، ۱۳۸۵)، این منطقه به‌عنوان نخستین منطقه مطالعاتی انتخاب شد. ایستگاه سینوپتیک مهرآباد تهران در موقعیت ۵۱ درجه و ۲۱ دقیقه طول جغرافیایی و ۳۵ درجه و ۴۱ دقیقه عرض جغرافیایی و به ارتفاع ۱۱۹۱ متر از سطح دریا به‌عنوان مرجع اندازه‌گیری‌های هم‌دید و ایستگاه جو بالای سه‌راه



شکل ۲. موقعیت توپوگرافیکی منطقه مورد مطالعه نسبت به استان تهران



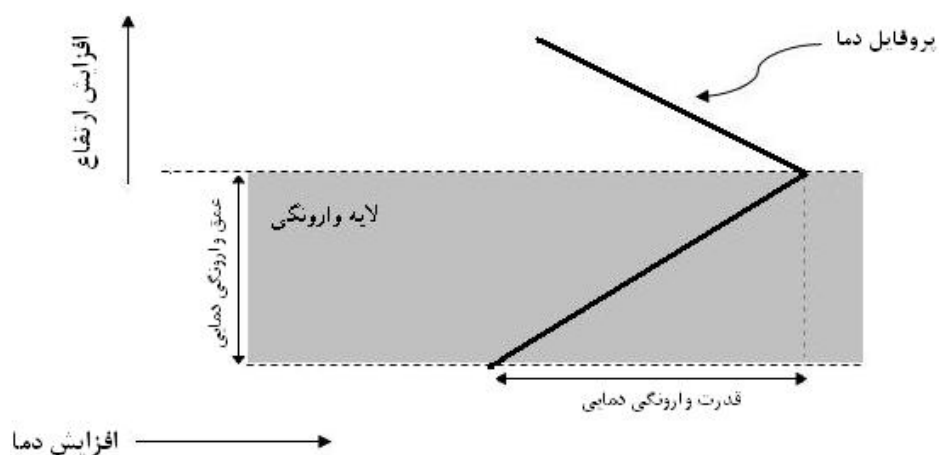
شکل ۴. روند کلی تحقیق به‌منظور بررسی تأثیر رطوبت جو در برآورد مشخصه‌های وارونگی دمایی به‌وسیله تصاویر ماهواره‌ای

با توجه به نبود محاسبه تابع وزن‌دهی دما و همچنین نشناختن حساسیت باندهای سنجنده MODIS در سطوح ارتفاعی متفاوت نسبت به دما برای جو استاندارد تهران و دیگر شهرهای ایران، برای مطالعه دقیق و همه‌جانبه و بررسی تمامی حالت‌های ممکن، بررسی همه باندهای مادون‌قرمز حرارتی MODIS به‌منظور دستیابی به مشخصه‌های وارونگی دمایی لازم به‌نظر می‌رسد. از این‌رو در پژوهش حاضر به‌رغم مطالعه انجام‌شده در قطب، نقش همه باندهای مادون‌قرمز حرارتی MODIS، در برآورد مشخصه‌های وارونگی دمایی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت.

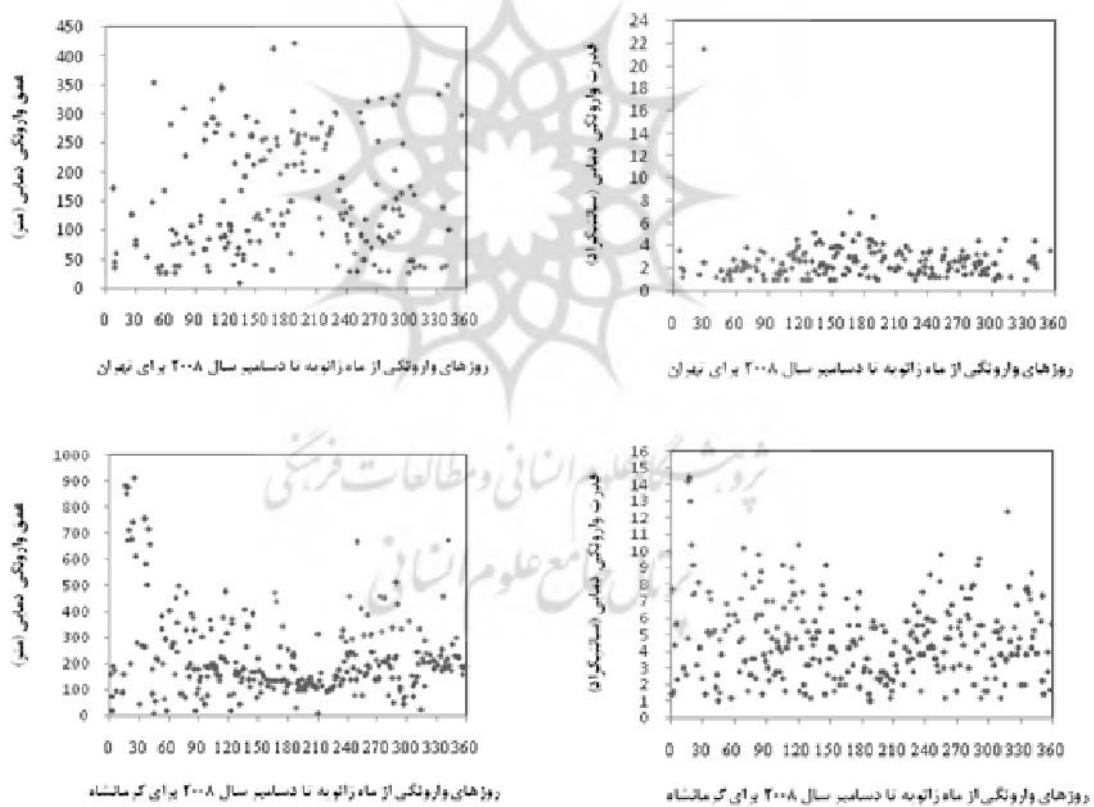
۲-۳-۱- تشخیص روزهای وارونگی و محاسبه

قدرت و عمق وارونگی دمایی

با تحلیل پروفیل‌های دمایی به‌دست‌آمده از اندازه‌گیری‌های رادیوساند و مقایسه آن با شرایط ایده‌آل جوی، بروز پدیده وارونگی دمایی را می‌توان تشخیص داد (شکل ۵) (Bradley & Keiming, 1993; Walden et al., 1996).



شکل ۵. مشخصه‌های لایه وارونگی دما



شکل ۶. نمودار تغییرات قدرت و عمق وارونگی دما برای تهران و کرمانشاه طی سال ۲۰۰۸

1. Isothermal

درخشندگی هریک از باندهای حرارتی سنجنده MODIS، از دمای درخشندگی باند ۳۱ که به دمای سطح زمین حساس است، محاسبه شد. باندهای ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۲۳ و ۳۲ سنجنده MODIS که رفتاری شبیه به باند ۳۱ دارند و به دمای سطح زمین حساس هستند، در تحلیل‌های آتی وجود ندارند.

۳- نتایج و بحث

۳-۱- بررسی ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی با مشخصه‌های وارونگی دمایی

در ادامه پژوهش حاضر، ارتباط بین قدرت و عمق وارونگی دمایی منتج از داده‌های رادیوساند با اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت. بدین منظور، ضریب همبستگی (R) بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف و قدرت وارونگی دمایی منتج از داده‌های رادیوساند جمع‌آوری شده برای ایستگاه هواشناسی فرودگاه مهرآباد تهران محاسبه و در شکل ۷ نشان داده شد.

ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف و عمق وارونگی دمایی مبتنی بر داده‌های رادیوساند جمع‌آوری شده برای ایستگاه هواشناسی فرودگاه مهرآباد تهران در شکل ۸ نشان داده شده است. شکل‌های ۷ و ۸ رابطه اختلاف دمای درخشندگی را با قدرت و عمق وارونگی دمایی نشان می‌دهند و بیان می‌کنند که با بالا رفتن قدرت و عمق وارونگی دمایی، اختلاف دمای درخشندگی نیز افزایش می‌یابد. با توجه به شکل‌های ۷ و ۸ برای منطقه مورد مطالعه اول - یعنی ایستگاه هواشناسی فرودگاه مهرآباد - ضرایب همبستگی نسبتاً ضعیفی در مقایسه با قطب، بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف با قدرت و عمق وارونگی دمایی وجود دارد. با توجه به آنکه ویژگی‌های وارونگی دمایی برای مناطق گوناگون به علت گونه‌های متفاوت آب‌وهوایی مانند دمای سطح، بخار آب جو و فشار سطح متفاوت است، تابع وزن دهی و ارتباط بین مشخصه‌های وارونگی و اختلاف دمای درخشندگی (BTD) نیز متفاوت خواهد بود.

در پژوهش حاضر، فرض بر این است که مبنای وارونگی دمایی سطح زمین است. بنابراین ارتفاع مبنای ارتفاع ایستگاه هواشناسی است و بالای وارونگی دمایی، ارتفاع ماکزیمم دمای اندازه‌گیری شده به وسیله رادیوساند است. اگر ماکزیمم دما درون یک لایه هم‌دما^۱ قرار گیرد، قسمت فوقانی لایه هم‌دما به عنوان بالای وارونگی در نظر گرفته می‌شود. با توجه به توضیحات گفته شده، قدرت وارونگی به عنوان اختلاف دمای سطح و قله وارونگی و عمق وارونگی به عنوان اختلاف ارتفاع بین سطح و بالای وارونگی، برای همه روزهای وارونگی برای هر دو منطقه مطالعاتی طی سال‌های مذکور محاسبه شد (شکل ۵). برای مقایسه قدرت و عمق وارونگی‌های روی داده در تهران و کرمانشاه به عنوان نمونه در شکل ۶، وارونگی‌های روی داده در هر دو ایستگاه هواشناسی برای سال ۲۰۰۸ نشان داده شده است.

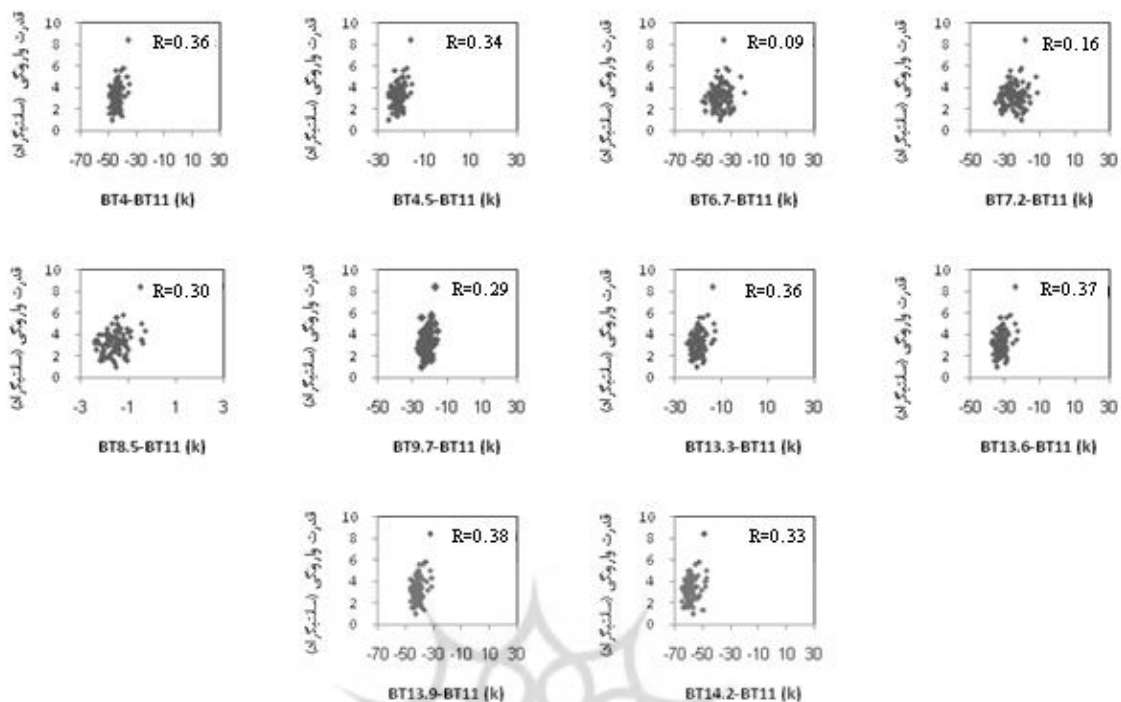
با توجه به شکل ۶، پدیده وارونگی دمایی روی شهر تهران و کرمانشاه در تمام فصول سرد و گرم (از ژانویه تا دسامبر) در شرایط سینوپتیکی حاکم بر منطقه وجود دارد و بسیار بادوام است.

۲-۳-۲- محاسبه دمای درخشندگی باندهای

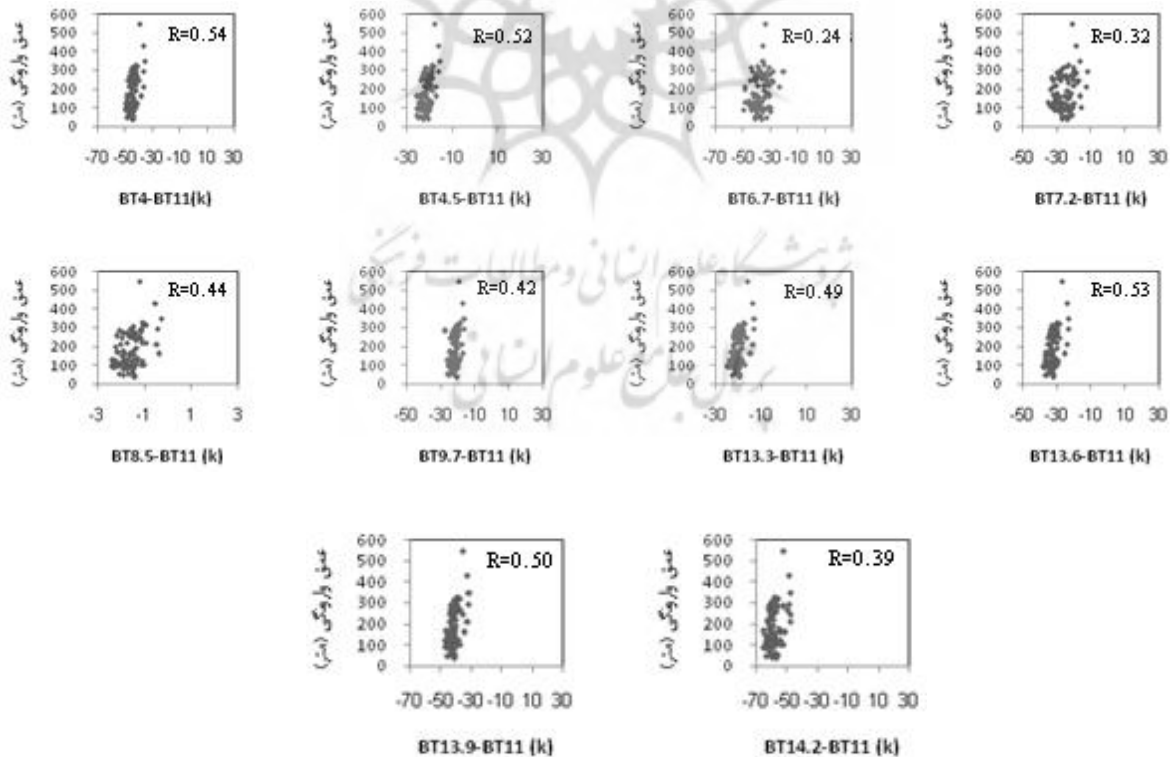
مادون قرمز حرارتی MODIS

در پژوهش حاضر، به دلیل ممانعت و اختلال ابر در فضای اندازه‌گیری و میدان دید بین سنجنده و سطح زمین، فقط وارونگی‌های دمایی تحت شرایط آسمان صاف بررسی شدند. محاسبه عمق و قدرت وارونگی با استفاده از ۹۰ داده رادیوساند ایستگاه سینوپتیک مهرآباد و ۹۰ داده ایستگاه هواشناسی کرمانشاه که شرط آسمان صاف با استفاده از محصول ابر MODIS یعنی MYD35 در آنها احراز شد، صورت گرفت.

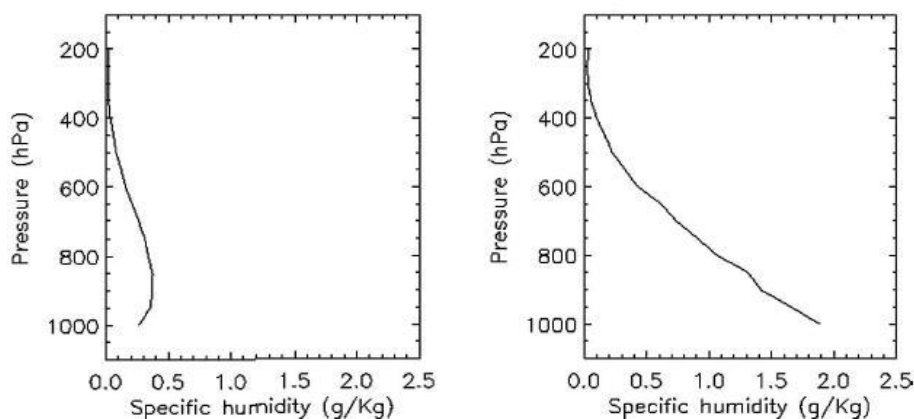
با استفاده از تصاویر MYD02 که از نظر زمانی و موقعیت مکانی منطبق با ۹۰ داده رادیوساند است، برآورد دمای درخشندگی با استفاده از رابطه پلانک در همه باندهای حرارتی سنجنده MODIS انجام شد. به منظور بررسی همبستگی میان مشخصه‌های وارونگی دمایی با اختلاف دمای درخشندگی، تفاضل دمای



شکل ۷. ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف MODIS با قدرت وارونگی دمایی مشاهده شده به وسیله رادیسوند در تهران (۹۰ روز وارونگی بدون ابر از ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ طی تمامی فصول)



شکل ۸. ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف MODIS با عمق وارونگی دمایی مشاهده شده به وسیله رادیسوند در تهران (۹۰ روز وارونگی بدون ابر از ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ طی تمامی فصول)



شکل ۹. پروفایل میانگین نسبت آمیزه رطوبت در فصل گرم (شکل راست) و در فصل سرد (شکل چپ) برای جو قطب

منبع: Liu et al., 2006

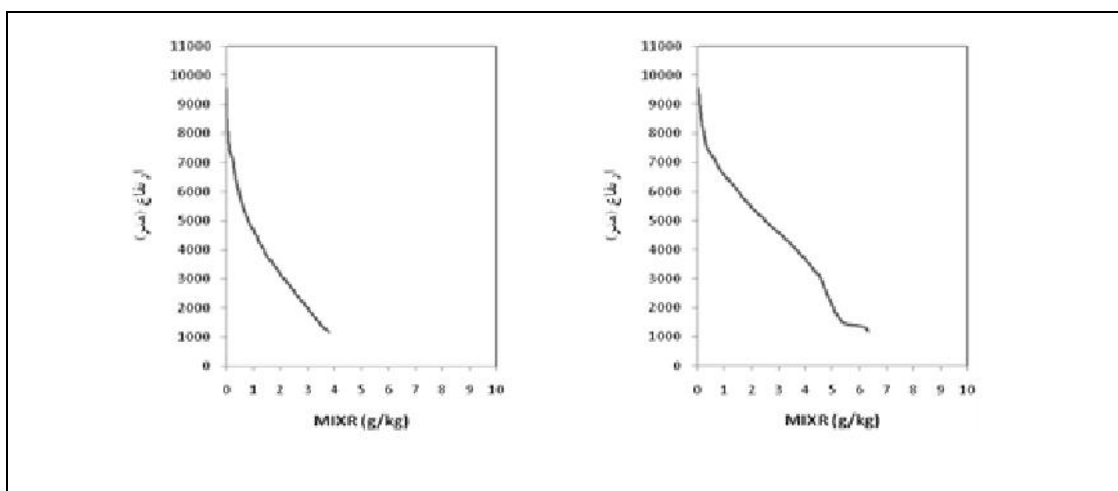
نوامبر تا مارس برای فصول سرد و ماه‌های آوریل تا اکتبر برای فصول گرم، پروفایل میانگین نسبت آمیزه رطوبت برآورد شد (شکل ۱۰).

با مقایسه شکل‌های ۹ و ۱۰ به روشنی می‌توان تفاوت شرایط جوی منطقه شهری همچون تهران با قطب را دریافت. میزان بخارآب موجود در جو قطب در شرایط بیشترین نسبت آمیزه رطوبت (که همان فصول گرم است) به مراتب از میزان بخارآب موجود در جو تهران در شرایط کمترین نسبت آمیزه رطوبت (که همان فصول سرد است) کمتر است. شاید بتوان دلیل انجام بیشتر تحقیقات در حوزه مطالعه وارونگی دمایی به وسیله تصاویر ماهواره‌ای را در مناطق قطبی، میزان بخارآب کم و غیرشهری بودن مناطق قطبی دانست. یکی از دلایل همبستگی بالا بین اختلاف دمای درخشندگی با عمق و قدرت وارونگی دمایی در قطب، کمبود محتوای بخارآب در جو قطب است. وجود بخارآب در جو موجب افزایش جذب انرژی الکترومغناطیسی در محدوده امواج مادون قرمز حرارتی شده است، که برآورد دمای جو با استفاده از تصاویر حرارتی را دچار اختلال می‌کند (Jensen, 2007).

از آنجاکه عوامل بسیاری بر روابط و شرایط حاکم بر جو تأثیر می‌گذارند، در این بخش و به منظور نوآوری صرفاً به یکی از مهم‌ترین این پارامترها، یعنی میزان بخارآب موجود در جو پرداخته شده است. مقدار بخارآب موجود در جو برحسب زمان و مکان متغیر است، به همین دلیل مقدار آن در جو تهران متفاوت از منطقه قطب (مرجع کارهای انجام شده در قطب) است. مقدار واقعی بخارآب موجود در یک نمونه هوا، با پارامترهایی نظیر نسبت آمیزه رطوبت^۱ تعریف می‌شود (Bonne et al., 2014). نسبت آمیزه رطوبت به نسبت جرم بخارآب به واحد جرم هوای خشک (هوای بدون بخارآب) اطلاق می‌شود و واحد آن گرم بر کیلوگرم است (مباشری، ۱۳۷۹). برای بیان تأثیر بخارآب در برآورد اختلاف دماهای درخشندگی، میزان بخارآب موجود در جو تهران و قطب با یکدیگر مقایسه شده است. شکل ۹ میزان بخارآب موجود در جو قطب در دو فصل سرد و گرم سال را نشان می‌دهد. فصل سرد از ماه نوامبر تا مارس و فصل گرم از ماه آوریل تا اکتبر در نظر گرفته شده است.

برای جو تهران طی سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ با استفاده از ۷۰۰ داده رادیوساند ایستگاه سینوپتیک مهرآباد، پروفایل نسبت آمیزه رطوبت با فواصل ارتفاعی ۱۰۰ متر درون‌یابی خطی شد و طی ماه‌های

1. Humidity mixing ratio



شکل ۱۰. پروفایل میانگین نسبت آمیزه رطوبت در فصل گرم (شکل راست) و در فصل سرد (شکل چپ) منتج از داده‌های رادیوساند ایستگاه هواشناسی مهرآباد برای جو تهران

با عمق و قدرت وارونگی منتج از داده‌های رادیوساند درمقایسه با تهران قوی‌تر است. برای مثال، ضریب همبستگی (R) بین $BT_{7.2} - BT_{11}$ با قدرت و عمق وارونگی دمایی در تهران به ترتیب ۰/۱۶ و ۰/۳۲ و در کرمانشاه به ترتیب ۰/۵۱ و ۰/۷۰ است. شاید بتوان دلیل اصلی این پدیده را عمیق و قدرتمندتر بودن مشخصه‌های وارونگی دمایی در کرمانشاه دانست.

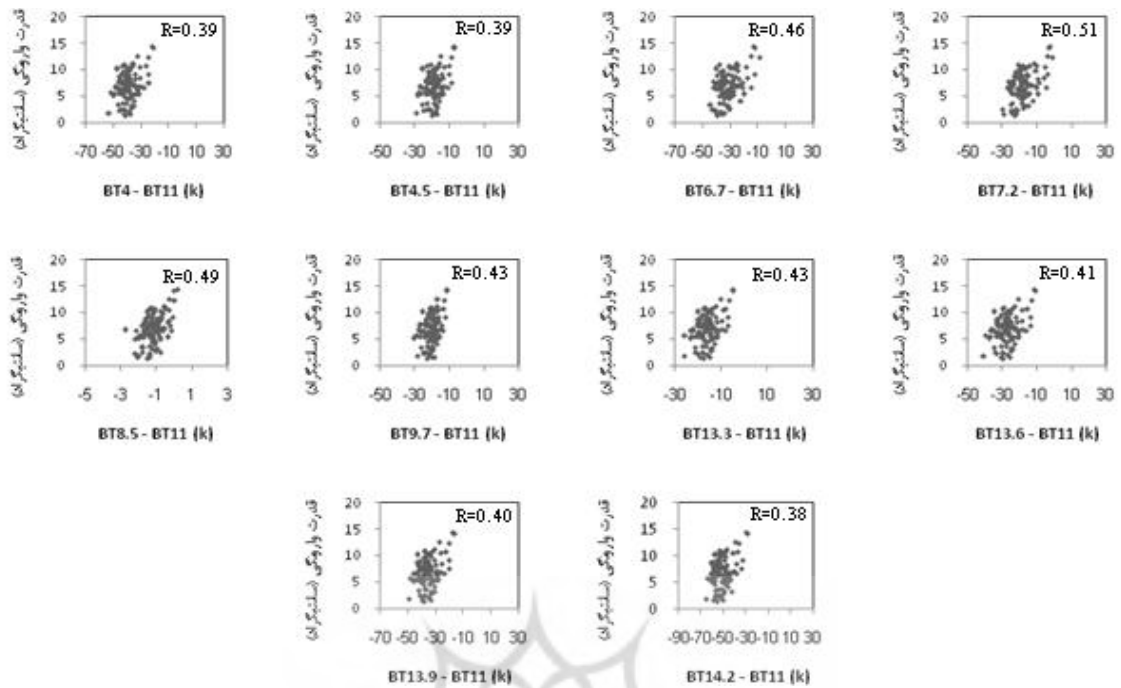
۳-۲- بررسی نقش بخارآب در میزان ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی با مشخصه‌های وارونگی دمایی

با توجه به موارد مطرح‌شده در بخش ۳-۱، یکی از دلایل اصلی همبستگی نسبتاً پایین بین عمق و قدرت وارونگی دمایی با اختلاف دمای درخشندگی در مناطق شهری همچون تهران و کرمانشاه درمقایسه با قطب، میزان رطوبت و بخارآب موجود در جو است. به‌منظور بررسی عامل مذکور در این بخش به بررسی نقش فصول مختلف از جنبه بخارآب در میزان ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی با مشخصه‌های وارونگی پرداخته شده است.

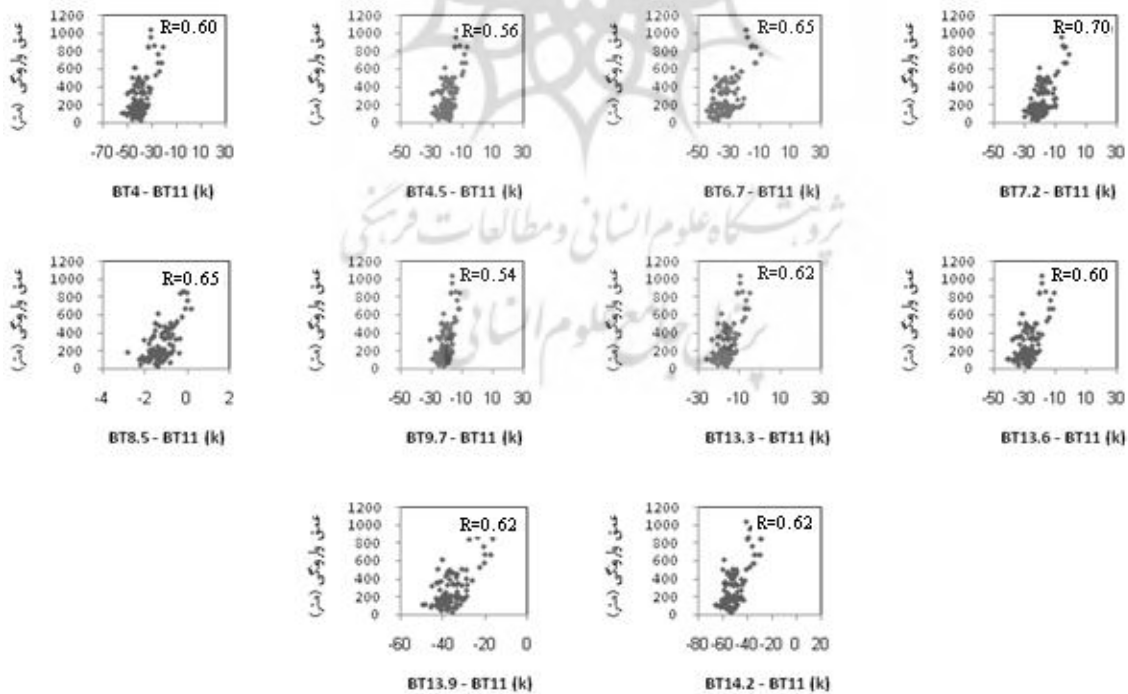
در ادامه پژوهش حاضر به بررسی تأثیر عواملی چون میزان قدرت و عمق وارونگی روی داده و میزان رطوبت جو در مدل‌سازی وارونگی‌های دمایی پرداخته شده است. با توجه به آنکه ارتباط بین قدرت و عمق وارونگی دمایی با BTD برای وارونگی‌های کم‌عمق و ضعیف، ناچیز است و غالب وارونگی‌های روی داده در تهران طی سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ عمق و قدرت بسیار کمی دارند، در این مطالعه برای بررسی تأثیر مؤلفه وارونگی‌های عمیق و قدرتمندتر، منطقه دیگری از ایران که چنین وارونگی‌هایی در آن روی داده است نیز بررسی و تحلیل شد. با بررسی‌های انجام‌شده روی ایستگاه‌های هواشناسی موجود در ایران که اطلاعات رادیوساند آنها به‌طور منظم برداشت می‌شود و در اختیار کاربران قرار می‌گیرد، ایستگاه هواشناسی کرمانشاه به‌عنوان منطقه مورد مطالعه دوم در نظر گرفته شد. در ادامه، شکل‌های ۱۱ و ۱۲ به ترتیب ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف و قدرت و عمق وارونگی دمایی منتج از داده‌های رادیوساند ایستگاه هواشناسی کرمانشاه را نشان می‌دهند.

طبق شکل‌های ۱۱ و ۱۲ با توجه به وارونگی‌های عمیق‌تر و قدرتمندتر روی داده در کرمانشاه (شکل ۶)، ارتباط اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف

تأثیر رطوبت جو در برآورد مشخصه‌های وارونگی دمایی از تصاویر ماهواره‌ای MODIS



شکل ۱۱. ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف MODIS با قدرت وارونگی دمایی مشاهده‌شده به وسیله رادیوساند در کرمانشاه طی تمامی فصول (۹۰ روز وارونگی بدون ابر از ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸)



شکل ۱۲. ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف MODIS با عمق وارونگی دمایی مشاهده‌شده به وسیله رادیوساند در کرمانشاه طی تمامی فصول (۹۰ روز وارونگی بدون ابر از ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸)

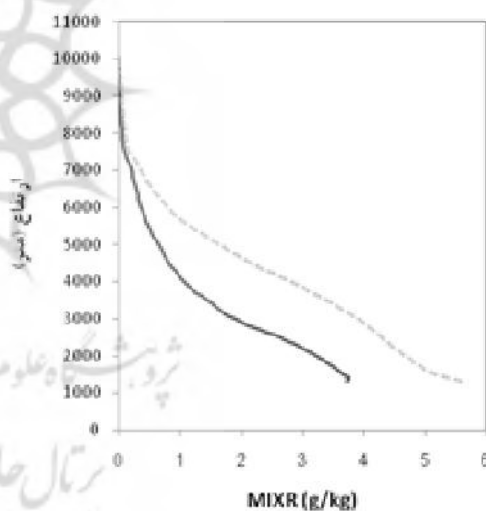
وارونگی دمایی منتج از داده‌های رادیوساند با اختلاف دمایی درخشندگی زوج باندهای مختلف طی فصول سرد سال تحلیل و بررسی می‌شود. بدین منظور، ضریب همبستگی (R) بین اختلاف دمایی درخشندگی زوج باندهای مختلف، به ترتیب با قدرت و عمق وارونگی دمایی منتج از داده‌های رادیوساند طی فصول سرد تهران محاسبه و در شکل‌های ۱۴ و ۱۵ نشان داده شدند. شکل‌های ۱۶ و ۱۷ نیز ارتباط بین اختلاف دمایی درخشندگی زوج باندهای مختلف را به ترتیب با قدرت و عمق وارونگی دمایی منتج از داده‌های رادیوساند طی فصول سرد کرمانشاه نشان می‌دهند.

با مقایسه شکل‌های ۱۴ و ۱۵ (مربوط به فصول سرد) با شکل‌های ۷ و ۸ (مربوط به تمامی فصول)، و همچنین با مقایسه شکل‌های ۱۶ و ۱۷ (مربوط به فصول سرد) با شکل‌های ۱۱ و ۱۲ (مربوط به تمامی فصول)، افزایش ضرایب همبستگی میان قدرت و عمق وارونگی دمایی با اختلاف دمایی درخشندگی استحصال شده از تصاویر MODIS در تهران و کرمانشاه طی فصول سرد به روشنی مشخص خواهد شد.

به عنوان نمونه، ضریب همبستگی (R) بین $BT_{7.2}$ و BT_{11} با قدرت و عمق وارونگی دمایی در تهران و کرمانشاه (برای تمامی فصول و فصول سرد) و در قطب (برای تمامی فصول) مقایسه شده و در جدول ۱ نشان داده شده است. لازم به ذکر است که نتایج حاصل از مطالعه انجام شده در قطب برای تمامی فصول است.

با توجه به شکل‌های ۱۴ تا ۱۷ و همچنین جدول ۱، روند افزایش ضرایب همبستگی میان قدرت و عمق وارونگی دمایی با اختلاف دمایی درخشندگی استحصال شده از تصاویر MODIS در تهران و کرمانشاه طی فصول سرد به روشنی مشهود است. به نظر می‌رسد یکی از علل اصلی این امر، کم‌تر بودن بخار آب موجود در جو تهران و کرمانشاه طی فصول سرد در مقایسه با فصول گرم است.

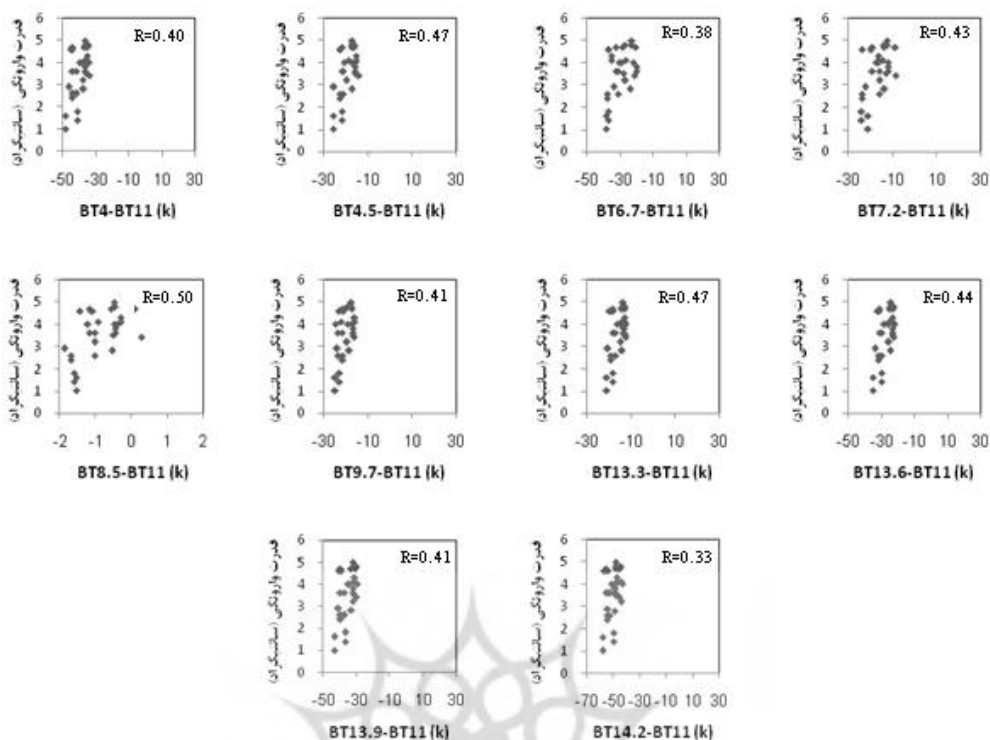
در این زمینه، با توجه به وجود داده‌های رادیوساند، هر دو منطقه تهران و کرمانشاه بررسی شدند. به طور معمول، میزان بخار آب موجود در جو طی فصول سرد سال به علت سردی هوا، کمتر از فصول گرم است (مباشری، ۱۳۷۹). برای اثبات درست بودن این فرضیه همانند جو تهران (شکل ۱۰)، برای جو کرمانشاه نیز طی سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸ با استفاده از داده‌های رادیوساند ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه، پروفایل نسبت آمیزه رطوبت با فواصل ارتفاعی ۱۰۰ متر درون یابی خطی شد و برای فصول سرد و گرم سال، پروفایل میانگین نسبت آمیزه رطوبت محاسبه شد (شکل ۱۳). به منظور محاسبه پروفایل میانگین نسبت آمیزه رطوبت برای فصول گرم و سرد به ترتیب از ۲۱۰ و ۱۵۰ داده رادیوساند استفاده شد.



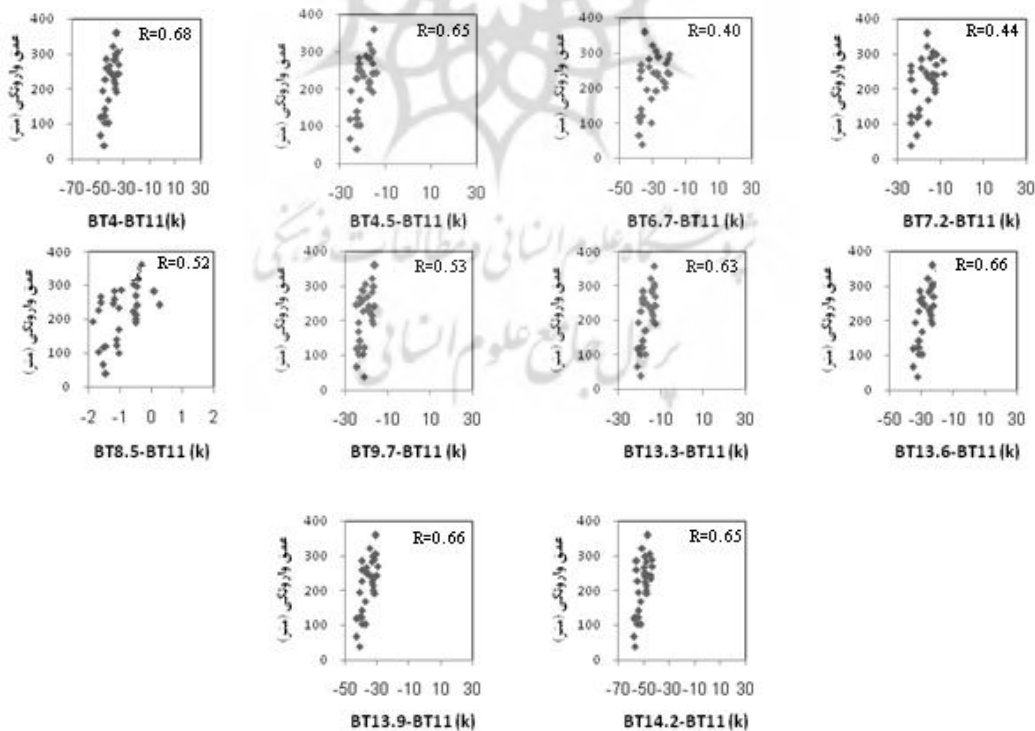
شکل ۱۳. پروفایل میانگین نسبت آمیزه رطوبت در فصل گرم (خط نقطه چین) و در فصل سرد (خط توپر) منتج از داده‌های ایستگاه هواشناسی شهر کرمانشاه

با توجه به شکل‌های ۱۰ و ۱۳، تفاوت میزان بخار آب موجود در جو تهران و کرمانشاه، طی فصول سرد و گرم سال به خوبی مشهود است. در ادامه روند تحلیل و بررسی نقش فصول از جنبه بخار آب، ارتباط بین قدرت و عمق

تأثیر رطوبت جو در برآورد مشخصه‌های وارونگی دمایی از تصاویر ماهواره‌ای MODIS

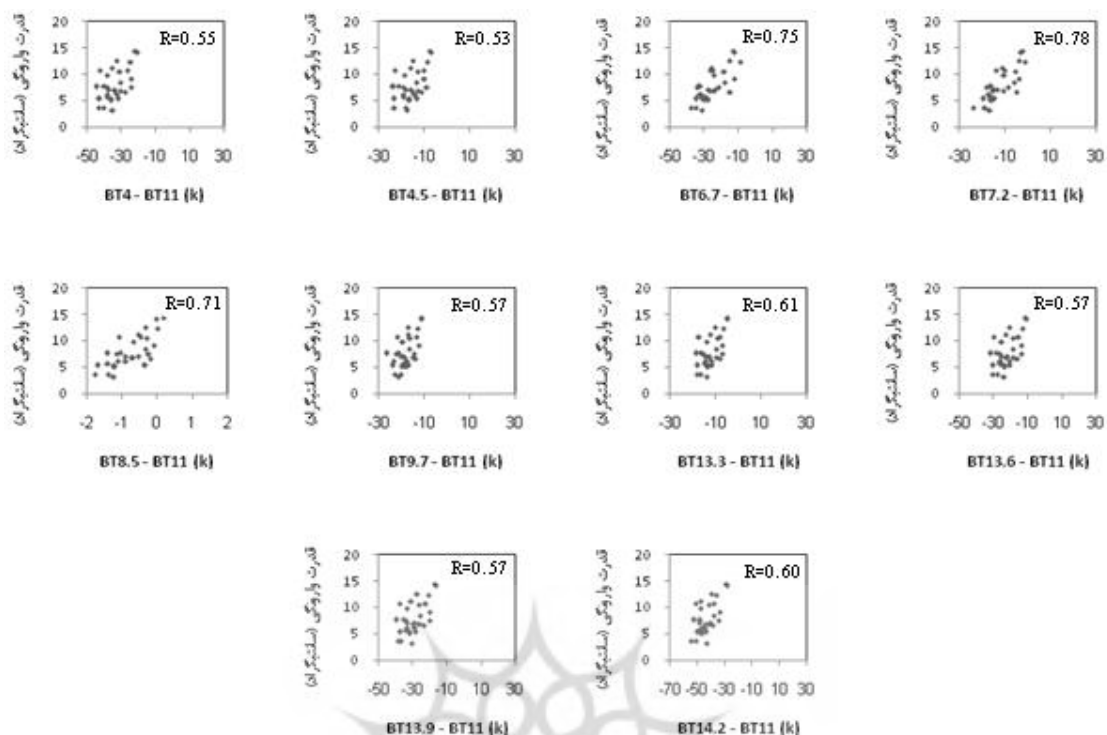


شکل ۱۴. ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف MODIS با قدرت وارونگی دمایی مشاهده‌شده به وسیله رادیوساند در تهران طی فصول سرد

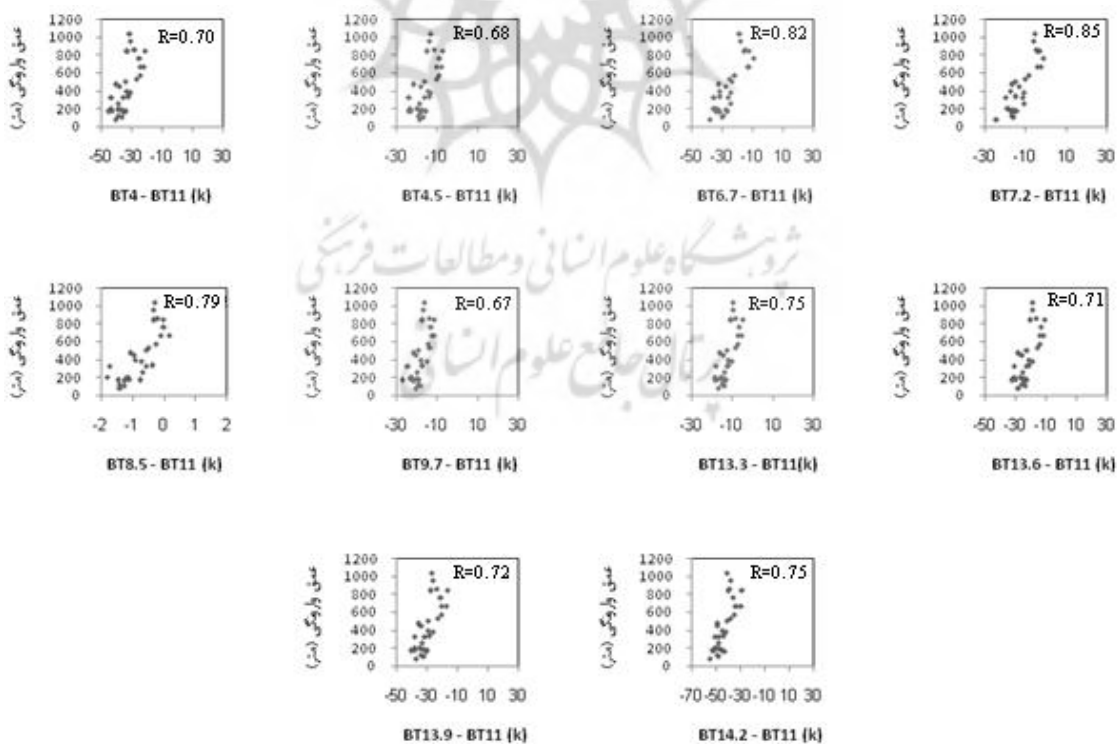


شکل ۱۵. ارتباط بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف MODIS با عمق وارونگی دمایی مشاهده‌شده به وسیله رادیوساند در تهران طی فصول سرد

حامد کاچار و همکاران



شکل ۱۶. ارتباط بین اختلاف دمای درختندگی زوج باندهای مختلف MODIS با قدرت وارونگی دمایی مشاهده شده به وسیله رادیوساند در کرمانشاه طی فصول سرد



شکل ۱۷. ارتباط بین اختلاف دمای درختندگی زوج باندهای مختلف MODIS با عمق وارونگی دمایی مشاهده شده به وسیله رادیوساند در کرمانشاه طی فصول سرد

تأثیر رطوبت جو در برآورد مشخصه‌های وارونگی دمایی از تصاویر ماهواره‌ای MODIS

جدول ۱. مقایسه ضرایب همبستگی (R) بین $BT_{7.2} - BT_{11}$ با قدرت و عمق وارونگی دمایی در تهران و کرمانشاه و قطب برای تمامی فصول و فصول سرد

مناطق مطالعاتی و فصل‌های مورد نظر	تهران	کرمانشاه	قطب (Liu & Key, 2003)
	فصل سرد	فصل سرد	تمامی فصول
ضریب همبستگی (R) بین $(BT_{7.2} - BT_{11})$ با قدرت وارونگی دمایی	۰/۴۳	۰/۵۱	۰/۹۸
ضریب همبستگی (R) بین $(BT_{7.2} - BT_{11})$ با عمق وارونگی دمایی	۰/۴۴	۰/۷۰	۰/۹۰

با توجه به شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۳ و همچنین جدول ۱، ضرایب همبستگی محاسبه‌شده برای قطب طی تمامی فصول در مقایسه با ضرایب همبستگی محاسبه‌شده برای تهران و کرمانشاه طی فصل سرد بیشتر است. یکی از دلایل اصلی این امر را می‌توان در ناچیز بودن بخار آب موجود در جو قطب (طی تمامی فصول) در مقایسه با میزان بخار آب موجود در جو تهران و کرمانشاه (طی فصول سرد) دانست.

۴- نتیجه‌گیری

در مطالعه حاضر، تأثیر عوامل مختلف به‌ویژه رطوبت جو در برآورد مشخصه‌های وارونگی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS بررسی شد. روش مذکور شامل بررسی ارتباط بین قدرت و عمق وارونگی دمایی با اختلاف دمای درخشندگی منتج از سنجنده MODIS در طول موج باندهای ۲۴، ۲۵، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۳، ۳۴ و ۳۵ است. ابتدا ایستگاه هواشناسی مهرآباد تهران به‌عنوان منطقه مطالعاتی نخست انتخاب شد. پس از مشخص شدن ارتباط ضعیف بین اختلاف دمای درخشندگی هر ۱۰ زوج باند با قدرت و عمق وارونگی دمایی در تهران و مقایسه شرایط جوی و وارونگی‌های رخ داده در تهران با قطب، دو عامل میزان قدرت و عمق وارونگی دمایی رخ داده و همچنین میزان رطوبت جوی، به‌عنوان عوامل مؤثر بر افزایش یا کاهش ارتباط بین قدرت و عمق وارونگی دمایی با اختلاف

دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف شناسایی شدند. در ادامه برای بررسی عامل میزان قدرت و عمق وارونگی دمایی رخ داده، با توجه به روی دادن وارونگی‌های عمیق‌تر و قدرتمندتر در کرمانشاه، ایستگاه هواشناسی کرمانشاه به‌عنوان منطقه مطالعاتی دوم انتخاب شد. نتایج به‌دست آمده در کرمانشاه رابطه خطی قوی‌تری را نشان دادند. برای مثال، ضریب همبستگی بین $BT_{7.2} - BT_{11}$ با قدرت و عمق وارونگی دمایی در تهران به ترتیب ۰/۱۶ و ۰/۳۲ و در کرمانشاه به ترتیب ۰/۵۱ و ۰/۷۰ است. به‌منظور بررسی تأثیر میزان بخار آب موجود در جو بر افزایش یا کاهش میزان ارتباط بین قدرت و عمق وارونگی دمایی با اختلاف دمای درخشندگی، داده‌های تهران و کرمانشاه به دو دسته داده فصول سرد و تمامی فصول تقسیم شدند. لازم به ذکر است که بخار آب موجود در جو طی فصول سرد کمتر از فصول گرم است. با بررسی‌های انجام‌شده، افزایش ضریب همبستگی میان قدرت و عمق وارونگی دمایی با اختلاف دمای درخشندگی استحصال شده از تصاویر MODIS در تهران و کرمانشاه طی فصول سرد در مقایسه با تمامی فصول به‌روشنی مشخص شد. به‌عنوان نمونه، ضریب همبستگی بین $BT_{7.2} - BT_{11}$ با قدرت و عمق وارونگی دمایی در تهران برای تمامی فصول به ترتیب ۰/۱۶ و ۰/۳۲ و طی فصول سرد به ترتیب ۰/۴۳ و ۰/۴۴ و برای کرمانشاه برای تمامی فصول به ترتیب ۰/۵۱ و ۰/۷۰ و طی فصول سرد ۰/۷۸

Baker, D., Enz, J. & Paulus, H., 1969, **Frequency, Duration, Commencement Time and Intensity of Temperature Inversion at St. Paul-Minneapolis**, Journal of Applied Meteorology, Vol. 8, PP. 747-753.

Bonne, J.L., Delmotte, V.M., Cattani, O., Delmotte, M., Risi, C., Sodemann, H. & Steen Larsen, C., 2014, **The Isotopic Composition of Water Vapor and Precipitation in Ivittuut, Southern Greenland**, Journal of Atmospheric Chemistry and Physics, 14, PP. 4419-4439.

Bourne, S.M., Bhatt, U.S., Zhang, J. & Thoman, R., 2009, **Surface-based Temperature Inversions in Alaska from a Climate Perspective**, Atmospheric Research, PP. 353-366.

Bradley, R.S. & Keiming, F.T., 1993, **Recent Changes in the North American Arctic Boundary Layer in Winter**, Journal of Geophys, 98, PP. 8851-8858.

Bradley, R.S., Keiming, F.T. & Diaz., H.F., 1992, **Climatology of Surface-based Inversions in the North American Arctic**, Journal of Geophys, 97, PP. 699-712.

Devasthale, A., Willen, U., Karlsson, K.G. & Jones, C.G., 2010, **Quantifying the Clear-sky Temperature Inversion Frequency and Strength over the Arctic Ocean during Summer and Winter Seasons from AIRS Profiles**, the Journal Atmospheric Chemistry and Physics, 10, PP. 5565-5572.

Hudson, S.R. & Brandt, R.E., 2005, **A Look at the Surface-based Temperature Inversion on the Antractic Plateau**, Journal of Climate, 18, PP. 1673-1696.

و ۰/۸۵ و همچنین برای قطب برای تمامی فصول به ترتیب ۰/۹۸ و ۰/۹۰ هستند.

هدف پژوهش حاضر، بررسی عوامل مذکور به‌ویژه رطوبت جو در افزایش یا کاهش میزان رابطه خطی بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف با قدرت و عمق وارونگی دمایی منتج از داده‌های رادیوساند بوده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در مطالعه انجام‌شده در قطب با توجه به عمیق‌تر و قدرتمندتر بودن وارونگی‌های روی داده و ناچیزبودن بخار آب در جو قطب، رابطه‌ای تقریباً خطی بین اختلاف دمای درخشندگی زوج باندهای مختلف با عمق و قدرت وارونگی دمایی به‌دست آمده است. این پدیده سبب مدل‌سازی مناسب برای تشخیص و استخراج مشخصه‌های وارونگی‌های دمایی به‌وسیله تصاویر ماهواره‌ای در قطب شده است.

۵- منابع

پوراحمد، ا.، ۱۳۷۷، نقش اقلیم و ساختار جغرافیایی در آلودگی هوای شهر تهران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۴.

جهانبخش اصل، س.، روشنی، ر.، ۱۳۹۲، بررسی وضعیت و شدت وارونگی‌های سطح پایین شهر تبریز طی دوره ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۸، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، شماره ۴، صص. ۴۵-۵۴.

کریمی، م.، درخشان، ح.، ۱۳۸۴، بررسی وارونگی دمایی (اینورژن) در شهر اصفهان، مجموعه مقالات دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، صص. ۶-۱. مباحثی، م.ر.، ۱۳۷۹، آشنایی با فیزیک هوا، انتشارات بهنشر (آستان قدس رضوی).

هدایت، پ.، لشکری، ح.، ۱۳۸۵، تحلیل الگوی سینوپتیکی اینورژن‌های شدید شهر تهران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۶، صص. ۸۲-۶۵.

- Hudson, S.R., Town, M.S., Walden, V.P. & Warren, S.G., 2004, **Temperature, Humidity, and Pressure Response of Radiosondes at Low Temperature**, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 221, PP. 825-836.
- Iacobellis, S.F., Norris, J.R., Kanamitsu, M., Tyree, M. & Cayan, D.C., 2009, **Climate Variability and California Low-level Temperature Inversions**, California Climate Change Center, PP. 1-47.
- Jensen, J., 2007, **Remote Sensing of the Environment an Earth Resource Perspective**, Prentice Hall series in geographic information science, Second Edition.
- Kahl, J.D., 1990, **Characteristics of the Low-level Temperature Inversion along the Alaskan Arctic Coast**, International Journal of Climatology, Vol. 10, PP. 537-548.
- Kahl, J.D., Serreze, M.C. & Schnell, R.C., 1992, **Low-level Tropospheric Temperature Inversions in the Canadian Arctic**, Atmos-Ocean, 30, PP. 511-529.
- Kaplan, L.D., 1959, **Inference of Atmospheric Structure from Remote Radiation Measurements**, Journal of the Optical Society of America, 49, 1004 pages.
- King, J.I.F., 1956, **The Radiative Heat Transfer of Planet Earth; Scientific Use of Earth Satellites**, University of Michigan Press, Ann Arbor, Michigan, PP. 133-136.
- Liu, Y. & Key, J., 2003, **Detection and Analysis of Clear Sky, Low-level Atmospheric Temperature Inversion with MODIS**, J. Atmos. Oceanic Technol, No. 20, PP. 1727-1737.
- Liu Y., Key, J.R., Schweiger, A. & Francis, J., 2006, **Characteristics of Satellite – Derived Clear Sky Atmospheric Temperature Inversion Strength in the Arctic, 1980 – 96**, Journal of Climate, Vol. 19.
- Mahesh, A., Walden, V.P. & Warren, S.G., 1997, **Radiosonde Temperature Measurements in Strong Inversions: Correction for thermal lag based on an experiment at South Pole**, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 14, PP. 45-53.
- Rahimzadegan M. & Mobasheri M.R., 2010, **An Attempt for Improving MODIS Atmospheric Temperature Profiles Products in Clear Sky**, Meteorological Application, 10.1002/met.221.
- Seemann, S.W., Borbas, E.E., Menzel, W.P. & Gumley, L.E., 2006, **Modis Atmospheric Profile Retrieval Algorithm Theoretical Basis Document**, MOD07/MYD07 ATBD C005, Version 6.
- Seemann, S.W., Li, J., Menzel, W.P. & Gumley, L.E., 2003, **Operational Retrieval of Atmospheric Temperature, Moisture, and Ozone from MODIS Infrared Radiances**, J. Appl. Meteor, 42, PP. 1072-1091.
- Walden, V.P., Mahesh, A. & Warren, S.G., 1996, **Comment on Recent Changes in the North American Arctic Boundary Layer in Winter**, Journal of Geophys, 101, PP. 7127-7134.