دکتر علی‌اکبر رسولی، گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز **A.A. Rasouli, Ph.D**
محمدرضا عزیززاده، کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز **M.R. Aziz Zadeh**
E.mail: rasouli@tabrizu.ac.ir
شماره مقاله: ۶۶۶

مدلسازی مکانی پدیده سرمایش بادی در شمال غرب کشور

چکیده

"سرمایش بادی[1]" یا "سوزباد" پدیده‌ای است اقلیمی که از ترکیب عناصر دما و باد در شرایط محیطی خاصی ایجاد می‌شود. سرمایش بادی نه تنها یکی از مهمترین عوامل مختل‌کننده راحتی انسان محسوب می‌شود، بلکه در فصول مختلف سال می‌تواند ضمن ایجاد اختلال در روند شرایط زیستی، باعث آسیب دیدن اعضای بدن از طریق سرمازدگی نیز گردد. بنابراین، در این پژوهش به منظور مطالعه توزیع مکانی این پدیده در محدوده شمال غرب کشور از مشاهدات ۱۷ ایستگاه هواشناسی سینوپتیک استفاده شد. با توجه به اهداف اصلی تحقیق جاری، بعد از استخراج پارامترهای آماری، ابتدا شاخص استاندارد جهانی سرمایش بادی برای فصول سرد سال محاسبه گردید. سپس در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی[2] با بهره‌گیری از توابع نرم‌افزار ArcView، ضمن ایجاد بانکهای اطلاعاتی از سری‌های زمانی و لایه‌های توپوکلیماتیک، مدل‌های توزیع مکانی سرمایش بادی طراحی شد. مدل‌های اولیه نشان‌دهنده این واقعیت‌اند که پدیده سرمایش بادی در شمال غرب کشور، به ویژه در فصول سرد سال، به یکسان توزیع نشده است و تغییرات قابل توجهی در شدت این پدیده اقلیمی در مناطق مختلف جغرافیایی وجود دارد.

بر اساس تحلیل‌های به عمل آمده در محیط GIS، مشخص می‌گردد که نواحی خاصی از منطقه مورد مطالعه برای ایجاد و توسعه سرمایش بادی مستعدتر از بقیه بوده و

1. Winchill.
2. Geographic Information System (GIS باختصار).

در این میان نقش توپوگرافی در روند گسترش مناطق ریسک نسبت به سایر عوامل اقلیمی از اهمیت بیشتری برخوردار است.

کلیدواژه‌ها: شمال غرب ایران، سرمایش بادی، مدل‌های توزیع مکانی، توپوگرافی.

مقدمه

واژه "سرمایش بادی" برای نخستین بار در رساله دکتری "سایپل[۳]" در سال ۱۹۳۹ تحت عنوان "سازگاری مکتشفان قطب جنوب با هوای سرد" مطرح شده است. بعدها در روند اکتشاف مناطق قطبی "سایپل" به همراه همکار خود "پاسل[۴]" در جهت کمّی کردن و محاسبه مقادیر سرمایش بادی تحقیقات متعددی انجام دادند و بر مبنای آن شاخصی را ارایه کردند که هنوز هم در پیشینه موضوع مورد بحث مطرح است (*Oliver, 1987*). به نظر " اوسکزیوسکی" سرمایش بادی شرایطی است که از ترکیب دمای هوا با عنصر اقلیمی باد در سرعتهای مختلف ایجاد می‌شود (*Osczevski, 2000*). در این رابطه با تأثیرگذاری باد بر روی درجه حرارت هوا، دمای بدن انسان به پایین‌تر از دمای واقعی افت پیدا کرده و احتمال سرمازدگی و یخ زدگی بافت‌های بدن انسان افزایش می‌یابد (*Hoppe, 2000*). ثابت شده است که در مجاورت بدن انسان یک لایه بسیار نازکی از هوا، که لایه مرزی نامیده می‌شود، به صورت یک عایق حفاظتی عمل می‌کند. بدون وجود لایه مرزی گرمای موجود در بدن به وسیله فرآیندهای خاصی به بیرون منتقل و عمل حرکت هوا نیز باعث تسریع در فرآیند اتلاف گرما می‌شود (*Stedman, 1971*). در واقع، هوا به عنوان یک هادی بسیار ضعیفی برای گرما عمل می‌کند و افزایش سرعت باد ضخامت لایه مرزی را کم کرده و میزان دمای مورد نیاز به منظور گرم نمودن بدن را افزایش می‌دهد. در دمای پایین، باد باعث ناراحتی انسان شده و امکان آسیب رسیدن به بافت‌های بدن را ایجاد می‌نماید. اگرچه شاخص سرمایش بادی بر اساس درجه حرارت هوا و سرعت باد محاسبه می‌شود ولی در عمل معرف هیچ‌کدام از این عناصر اقلیمی نمی‌باشد. در واقع سرمایش بادی احساسی است که توسط پوست بدن، انسان آن را دریافت می‌دارد. به عنوان مثال، در یک شرایط جوی با داشتن دمای هوا معادل ۵- درجه سانتیگراد و سرعت باد حدود ۲۰ کیلومتر در ساعت مقدار سرمایش بادی برابر با ۱۲-

3. Siple. 4. Passel.

محاسبه می‌شود (یعنی ۷ درجه سانتیگراد کمتر از حدی که دماسنج در جعبه اسکرین هواشناسی ثبت نموده است). این مقدار سرمایش بادی در واقع معادل دمای هوا با ۱۲- درجه حرارت سانتیگراد البته در شرایط جوی آرام می‌باشد. در این صورت، شاید بتوان گفت که شاخص سرمایش بادی به نوعی احساس دریافت سرما توسط جسم انسان است که از ترکیب دمای هوا و سرعت وزش باد در شرایط محیطی خاص حاصل می‌آید. به نظر "اشلاتر" سرمایش بادی نمایشگر چگونگی دریافت حرارت هوا توسط پوست بدن در شرایطی است که سرعت باد از حد ۴/۸ کیلومتر در ساعت بالاتر بوده باشد (*Schlatter, 1981*).

از روش‌های کاربردی در تعیین مشخصه‌های هوای سرد، که بر مبنای سرمایش بادی طرح‌ریزی شده است، می‌توان به روش "دمای معادل سرمایش بادی[5]" اشاره نمود (*Kessler, 2000*). از طریق این روش امکان محاسبه کاهش مقادیر گرما در مقیاس کیلوکالری در واحد سطح (یک مترمربع) در هر ساعت با توجه به سرعت وزش باد (متر بر ثانیه) و دمای هوا (در واحد سانتیگراد) وجود دارد. باید یادآور شد که اغلب شاخص‌های مطرح شده معمولا نقش فاکتورهایی نظیر: تغییرات گرمای بدن و یا فرآیندهای حاصله از متابولیسم بدن را مورد توجه قرار نمی‌دهند. به علاوه، این شاخص‌ها بدون توجه به اثر سایر عناصر اقلیمی نظیر رطوبت هوا و تشعشعات خورشیدی به ویژه در مناطق بسیار سرد دنیا به کار گرفته می‌شدند (*Moran & Morgan, 1991*).

در سال ۲۰۰۲، بیشترین تحقیقات در جهت شناسایی و پایش پدیده سرمایش بادی توسط کشور کانادا صورت می‌پذیرد. بر اساس یافته‌های اداره هواشناسی این کشور شاخص‌های سرمایش بادی برای روزها و هفته‌های آتی پیش‌بینی و در اختیار رسانه‌های ارتباط جمعی قرار داده می‌شود (*Maurice & Zecher, 2002*).

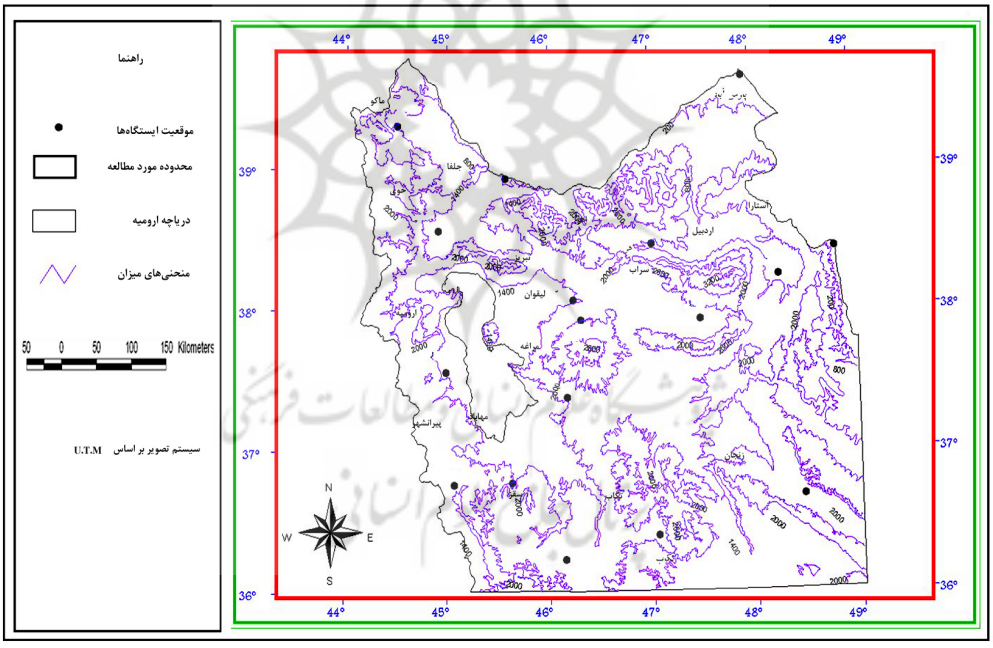
با توجه به اهمیت و مشخصات توپوکلیماتیک شمال غرب کشور، تلاش شده است تا وضعیت سرمایش بادی در منطقه جغرافیایی مطالعه گردد. بنابراین، ایستگاه‌های نمونه انتخاب و با بکارگیری شاخص مطرح در کشور کانادا، روشهای متعددی به منظور مدلسازی پدیده سرمایش بادی اعمال شد. مهمترین اهداف تحقیق جاری به قرار زیر هستند:

5. Wind Chill Equivalent Temperature.

- محاسبه مقادیر سرمایش بادی در کلیه ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک
- بررسی نحوه تغییرات مکانی سرمایش بادی در منطقه مورد مطالعه
- محاسبه میزان همبستگی بین سرمایش بادی و عوامل فیزیوگرافیک

مشخصات توپوکلیماتیک محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه محدوده شمال‌غرب کشور ایران را تشکیل می‌دهد که بین عرض‌های جغرافیای ۳۶ تا ۴۰ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۴ تا ۴۹ درجه شرقی قرار گرفته است. از مهمترین عوارض توپوگرافیک این منطقه می‌توان به وجود کوهستان‌های سهند و سبلان و رشته کوه‌های ارسباران، بزغوش، میشو و امتداد رشته کوه زاگرس در غرب دریاچه ارومیه اشاره نمود. جلگه‌های تبریز، ارومیه، مغان و دشت‌های اردبیل، سراب و اهر مهمترین مناطق پست ارتفاعی شمال غرب را تشکیل می‌دهند (شکل ۱).



شکل ۱ نقشه توپوگرافی شمال غرب کشور به همراه موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی

این منطقه با توجه به موقعیت جغرافیایی خود جزو عرض‌های میانی در دنیا و عرض‌های بلند در ایران محسوب می‌شود. در مناطق مرتفع شاهد حضور زمستان‌های سرد و جریانات هوای مختلف هستیم.

به طور کلی، آب و هوای منطقه شمال غرب کشور متأثر از دو فاکتور اصلی است:

اولین و مهمترین عامل اثرگذار روی شرایط آب و هوایی منطقه، فرارسیدن سامانه‌های جوی (توده‌های هوا) است که در مقیاس سینوپتیک حاکمیت دارد و نقش اصلی در تبیین آب و هوای منطقه در دراز مدت را به عهده دارند (*جهانبخش اصل و ذوالفقاری، ۱۳۸۱*). چندین نوع توده هوای گوناگون با داشتن ویژگی‌های جوی متفاوت و همین‌طور مقادیر رطوبتی مختلف در طول سال وارد منطقه می‌شود و در درازمدت می‌توانند شرایط اقلیمی خاصی را تحمیل نمایند (*جهانبخش اصل و دیگران، ۱۳۷۸*).

از مهمترین سامانه‌های جوی می‌توان به:

- توده هوای سرد و خشک سیبری در فصل زمستان از طرف شمال و شمال شرق
- توده هوای سرد و مرطوب اسکاندیناوی در فصول زمستان و بهار ازطرف شمال غرب
- توده هوای مدیترانه‌ای در فصل بهار از طرف غرب
- توده هوای خشک و گرم آفریقایی در فصل تابستان از طرف جنوب کشور

اشاره نمود. هر کدام از این سیستم‌ها با توجه به جابجایی‌های مراکز فشار در مقیاس جهانی و منطقه‌ای در طول سالهای مختلف می‌توانند اثرات متفاوتی را بر اقلیم منطقه به جای بگذارند (*ساری صراف، ۱۳۷۶*).

دومین عامل مؤثر در اقلیم منطقه، شرایط توپوگرافیک محلی است که به عنوان فاکتور کنترل‌کننده شرایط آب و هوایی منطقه محسوب می‌گردد (*رضائی بنفشه و رجایی، ۱۳۸۱*). باید یادآور شد که میزان ارتفاع زمین از سطح دریا، جهت ناهمواری، دوری و نزدیکی به منابع آبی، نوع پوشش گیاهی و حتی توسعه فیزیکی شهرها را می‌توان جزو فاکتورهای مؤثر در اقلیم منطقه دانست. چنین تأثیراتی را می‌توان در توزیع مقادیر دما و بارش سالانه و حتی فصلی در منطقه ملاحظه نمود (*رسولی، ۱۳۷۴*).

داده‌ها و روش‌ها

در این بررسی، داده‌های دما و باد در مقیاس فصلی و سالانه برای ۱۷ ایستگاه هواشناسی سینوپتیک به مدت ۱۴ سال (طی دوره آماری ۱۹۹۹-۱۹۸۶) جمع‌آوری و مورد ارزیابی قرار گرفت. مشاهدات بکار گرفته شده شامل مقادیر درجه حرارت (میانگین حداقل‌ها و حداقل‌های مطلق) و داده‌های متوسط سرعت باد می‌باشد. موقعیت ایستگاه‌ها

در شکل ۱ نشان داده شده است. نقشه‌های توپوگرافی در مقیاس ۵۰۰۰۰۰: ۱ از طریق رقومی کردن توسط نرم‌افزار R2V[۶] آماده و به محیط نرم‌افزار ArcView وارد گردید. سیستم تصویری تعریف شده برای کلیه لایه‌ها، سیستم تصویری مرکاتور (UTM)[۷] است و محدوده مورد مطالعه در نواحی ۳۸ و ۳۹ قرار دارد. مشاهدات اقلیمی ابتدا به محیط نرم‌افزار Excel منتقل و بعد از کنترل نهایی به محیط GIS جهت تشکیل پایگاه‌های اطلاعاتی مورد نیاز وارد شد. به منظور حصول اهداف نهایی، چندین روش مشروحه زیر در جهت تحلیل مشاهدات اجرا گردید. ابتدا، جهت کسب اطمینان از همگن بودن داده‌ها روش"ران تست[۸]" در محیط نرم‌افزار "مینی‌تب[۹]" اجرا و مشخص گردید که تمامی مشاهدات منتج از ایستگاه‌های منتخب از نظر آماری همگون می‌باشند. توسط همین نرم‌افزار کلیه شاخص‌های آماری توصیفی نیز استخراج گردید. از آنجایی‌که سرمایش بادی جزء پدیده‌هایی است که از ترکیب عناصر مختلف اقلیمی حاصل می‌شود، در جهت محاسبه مقادیر سرمایش بادی، شاخص‌های متفاوتی با توجه به مشخصات هر منطقه اقلیمی مورد نظر مطرح است. در حال حاضر، شاخص زیر توسط کشورهای کانادا و ایالات متحده به کار گرفته می‌شود (*Maurice & Zecher, 2002*).

$$W = 13.12 + 0.6215T - 11.37V_{10m}^{0.16} + 0.3965TV_{10m}^{0.16}$$

در رابطه فوق:

W عبارت از شاخص سرمایش بادی است که معمولا با عنوان درجه حرارت معادل و یا به صورت بی بعد مطرح می‌شود.

V نشان‌دهنده سرعت باد به کیلومتر در ساعت است که توسط بادسنج نصب شده در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین ثبت می‌گردد.

T هم معرف درجه حرارت هوا در واحد سانتیگراد می‌باشد.

چند نکته در ارتباط با معادله فوق قابل ذکر می‌باشد. ۱- در این فرمول سرمایش بادی فقط تابعی از مقادیر درجه حرارت هوا و سرعت باد است. ۲- بدترین شرایط، حالت آسمان شب‌های بدون ابر در فصل زمستان فرض شده است. باید یادآور شد، محاسبه سرمایش بادی تنها می‌تواند در سرعت‌های بالای ۴/۸ کیلومتر در ساعت (آستانه پایین) صورت پذیرد که جهت مدلسازی آن در محدوده شمال غرب ایران از شاخص سازمان

6. Raster to Vector. 7. Universal Transverse Mercator. 8. Run Test. 9. Minitab.

محیط زیست کشور کانادا استفاده شده است. به منظور بررسی جزییات دقیق‌تر از تغییرات مکانی مقادیر سرمایش بادی در شمال غرب کشور، فن‌آوری GIS به کار گرفته شد (*رسولی، ۱۳۸۳*). در رابطه با تحلیل داده‌های اقلیمی این سیستم چهار قابلیت اساسی زیر را فراهم می‌آورد:

a) ورود مشاهدات اقلیمی و توپوگرافیک
b) ایجاد بانکهای اطلاعاتی شامل: ذخیره، بازیابی و تلفیق داده‌ها
c) پردازش، تجزیه و تحلیل اطلاعات مکانی
d) طراحی مدل‌های سرمایش بادی منطقه‌ای در مقیاس‌های مختلف

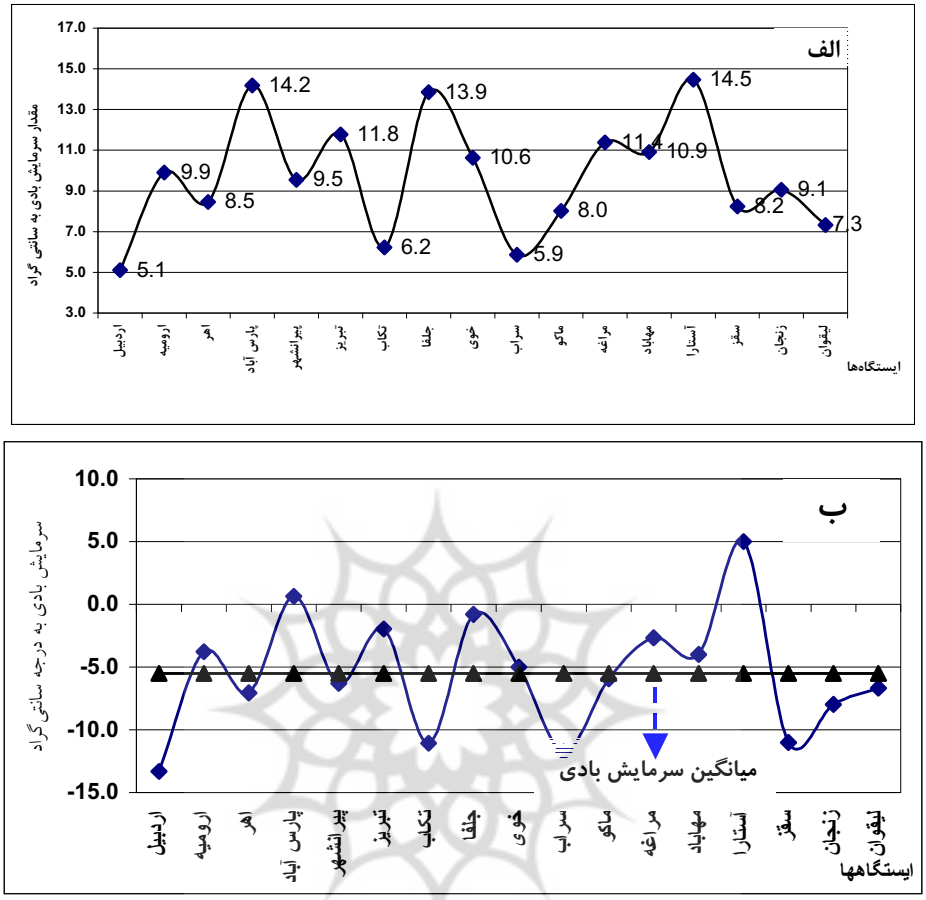
به منظور نمایش توزیع مکانی مقادیر سرمایش بادی از توابع درون یابی متعددی (به عنوان مثال، TIN)[10] بهره گرفته شده است.

یافته‌های تحقیق

جهت دستیابی به اهداف تحقیق، پس از تجزیه و تحلیل عناصر اقلیمی مستخرج از ۱۷ ایستگاه هواشناسی سینوپتیک، مقادیر سرمایش بادی در شمال غرب کشور از نظر مکانی مدلسازی شد. با بررسی اجمالی نتایج اولیه می‌توان اذعان نمود که تغییرات و نوسانات قابل توجهی در عناصر اقلیمی دما و باد و در نتیجه پدیده سرمایش بادی در محدوده مورد مطالعه در مقیاس‌های فصلی و سالانه وجود دارد. مقادیر سرمایش بادی در هریک از ایستگاه‌های منطقه اختلاف قابل توجهی نسبت به هم نشان می‌دهند (شکل ۲). به طوری که شدیدترین سرمایش بادی مربوط به ایستگاه اردبیل (با مقدار ۱۴-) است و پس از آن به ترتیب ایستگاه‌های سراب و تکاب از شدت سرمایش بادی بیشتری برخوردار هستند. ایستگاه‌های آستارا و پارس‌آباد دارای کمترین حد شدت سرمایش بادی در منطقه مورد مطالعه هستند. میانگین سرمایش بادی سالانه منطقه مورد مطالعه حدود ۴- می‌باشد.

مقادیر سرمایش بادی در مقیاس‌های مختلف در شکل‌های ۳ تا ۷ نشان داده شده است. توزیع مقادیر سرمایش بادی با در نظر گرفتن درجه حرارت میانگین حداقل در مقیاس سالانه توسط شکل ۳ بیانگر این است که در محدوده شمال غرب کشور نواحی کوهستانی سهند و سبلان با شدیدترین و نواحی جلگه‌ای و پست با حداقل سرمایش بادی مشخص می‌گردند.

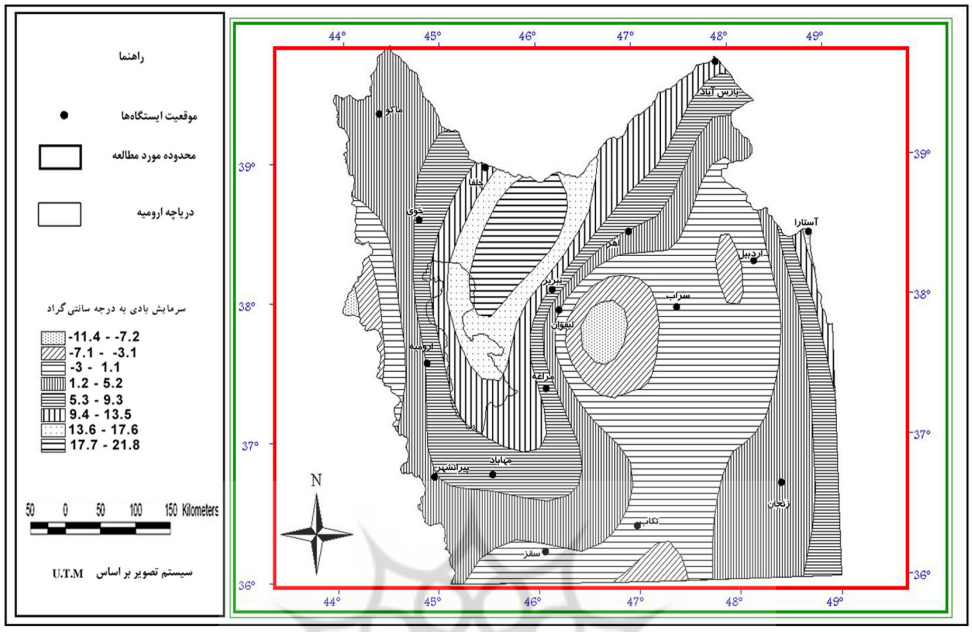
10. Triangulated Irregular Network.



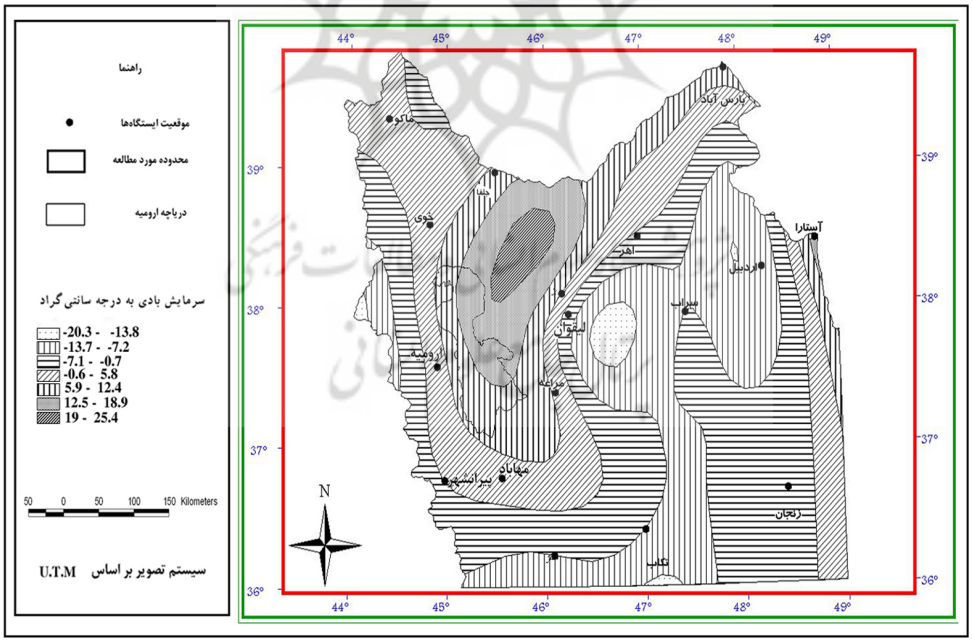
شکل ۲ مقادیر سرمایش بادی در ایستگاه‌های مورد مطالعه: (الف) درجه حرارت‌های میانگین سالانه (ب) متوسط حداقل‌های مطلق سالانه

توزیع مقادیر سرمایش بادی با در نظرگرفتن درجه حرارت حداقل مطلق سالانه در شکل ۴ نشان داده شده است. شدیدترین مقادیر سرمایش بادی تا مقدار ۲۰- منطبق بر مناطق کوهستانی شمال غرب کشور است و مقادیر ضعیف‌تر در مناطق پست محدوده مورد مطالعه توزیع شده است.

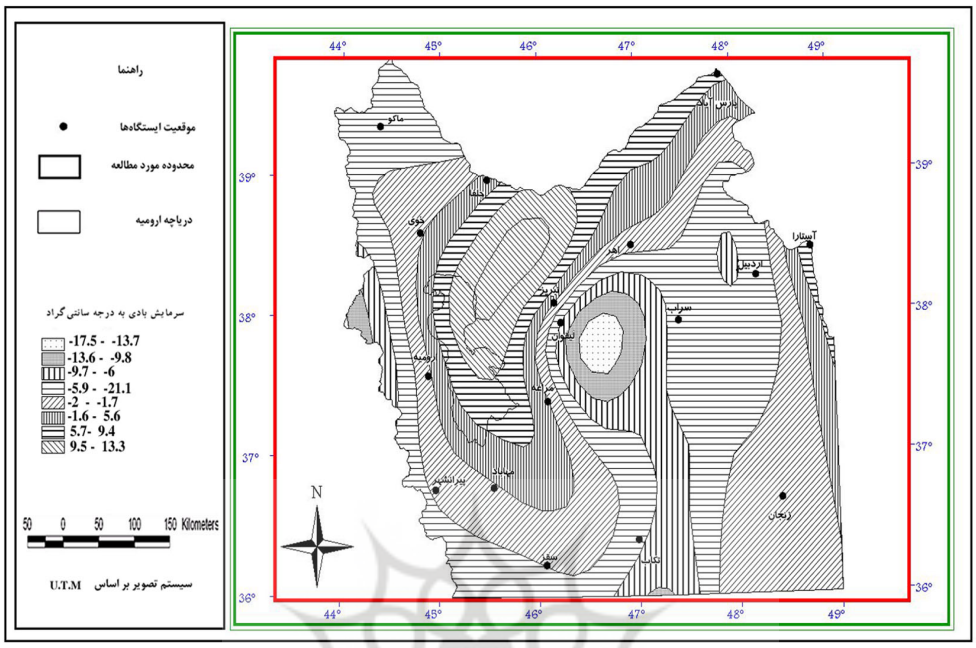
شکل ۵ نشان‌دهنده مقادیر متوسط سرمایش بادی در فصل سرد سال است (میانگین فصول پاییز و زمستان). در این مدل از محدوده گسترش مقادیر سرمایش بادی شدید تا حدودی کاسته شده است اما مناطق جلگه‌ای ارومیه و مغان با مقادیر سرمایش بادی ضعیف‌تر مشخص می‌گردد.



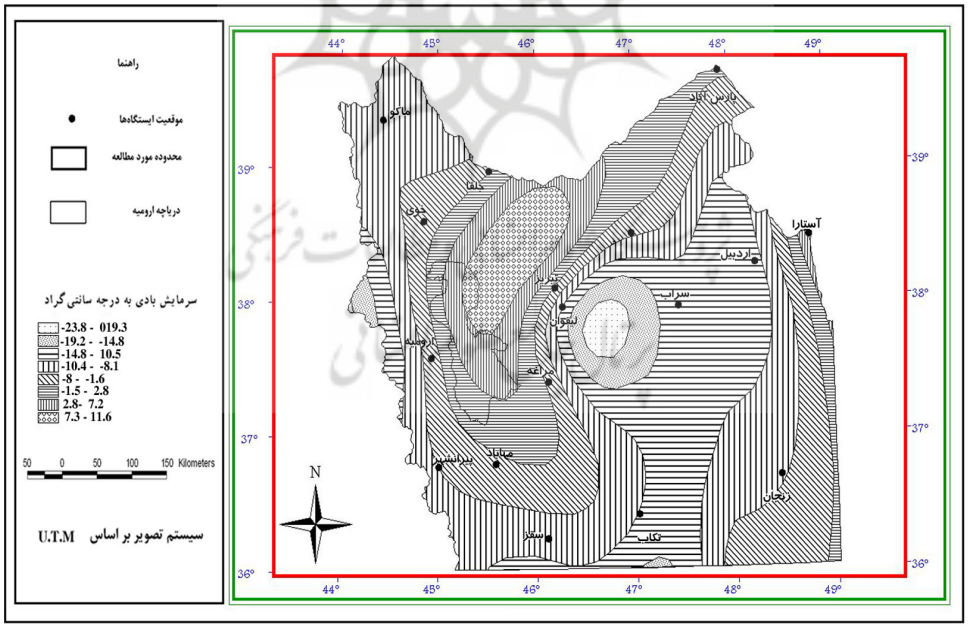
شکل ۳ توزیع سرمایش بادی در شمال غرب کشور با توجه به درجه حرارت میانگین حداقل سالانه



شکل ۴ توزیع سرمایش بادی در شمال غرب کشور با توجه به درجه حرارت حداقل مطلق سالانه

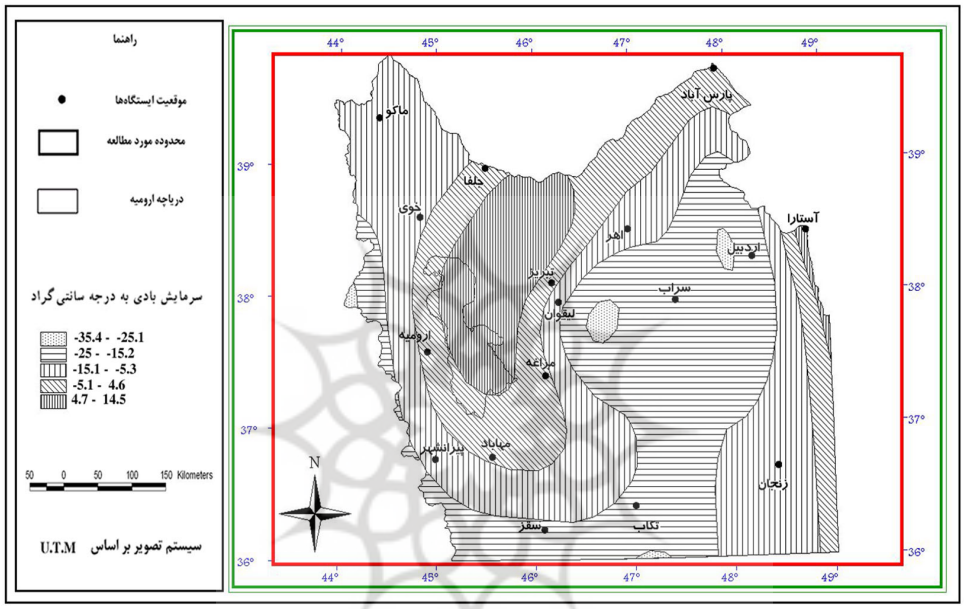


شکل ۵ توزیع سرمایش بادی در شمال غرب کشور با توجه به درجه حرارت میانگین روزانه فصول سرد سال



شکل ۶ توزیع سرمایش بادی در شمال غرب کشور با توجه به درجه حرارت میانگین حداقل فصل سرد سال

توزیع مقادیر سرمایش بادی با توجه به درجه حرارت حداقل مطلق در فصل سرد در شکل ۶ نشان داده شده است. این مدل شبیه مدل قبلی است اما تا حدودی نقش مناطق کوهستانی در نحوه گسترش مقادیر سرمایش بادی شدید مشخص‌تر شده است. در این حالت، ایستگاه‌هایی نظیر: اردبیل، سراب و لیقوان و بخشی از ارتفاعات غرب دریاچه ارومیه در وضعیت ریسک از نقطه نظر توزیع مقادیر سرمایش بادی قرار دارند.



شکل ۷ توزیع سرمایش بادی در شمال غرب کشور با توجه به درجه حرارت میانگین حداقل مطلق فصل سرد

مدل نهایی سرمایش بادی با استفاده از مشاهدات درجه حرارت مطلق نمایشگر توزیع شدیدترین محدوده‌های سرمایش بادی در شمال غرب کشور می‌باشد. مقادیر شدید تا آستانه نهایی ۳۵- در مناطق کوهستانی سهند و سبلان توزیع شده است (شکل ۷).

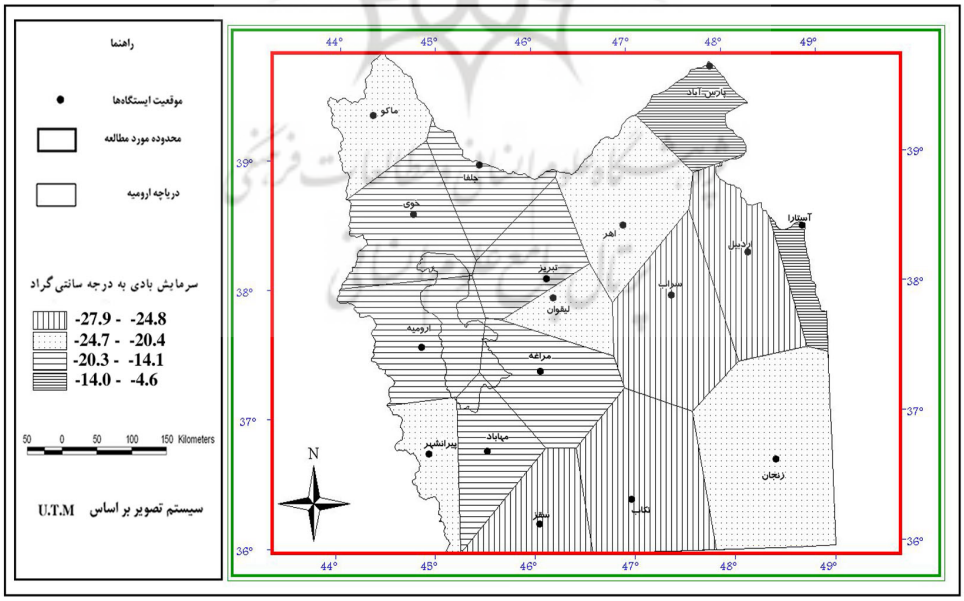
میزان همبستگی متغیرهای مختلف (نظیر ارتفاع و عرض جغرافیایی) با مقادیر متفاوت سرمایش بادی (سالانه و فصول مختلف) در جدول ۱ نشان داده شده است. در تفسیر همبستگی‌های صورت گرفته آنچه بیشتر اهمیت دارد، همبستگی بین ارتفاع و سرمایش بادی است که تا عدد ۰/۸۴- می‌رسد. این درجه از همبستگی بین دو متغیر از درجه معنی‌داری نسبتاً بالایی برخوردار است. در حالی‌که همبستگی بین عرض جغرافیایی و مقادیر سرمایش بادی ارقام کمتری را نشان می‌دهد.

جدول ۱ ماتریس همبستگی پراکندگی مکانی سرمایش بادی شمال‌غرب ایران

	ارتفاع (m)	عرض‌جغرافیایی به درجه	متوسط سرمایش بادی سالانه	سرمایش بادی فصل پاییز	سرمایش بادی فصل زمستان	سرمایش بادی فصل سرد
ارتفاع (m)	1					
عرض جغرافیایی به درجه	–0/66	1				
متوسط سرمایش بادی سالانه	–0/73	0/48	1			
سرمایش بادی فصل پاییز	–0/73	0/44	0/94	1		
سرمایش بادی فصل زمستان	–0/84	0/59	0/95	0/97	1	
سرمایش بادی فصل سرد	–0/81	0/56	0/95	0/98	0/99	1

کلیه مقادیر همبستگی در حد آلفا معادل ۵٪ (۹۵ درصد سطح اطمینان) معنی‌دار می‌باشند.

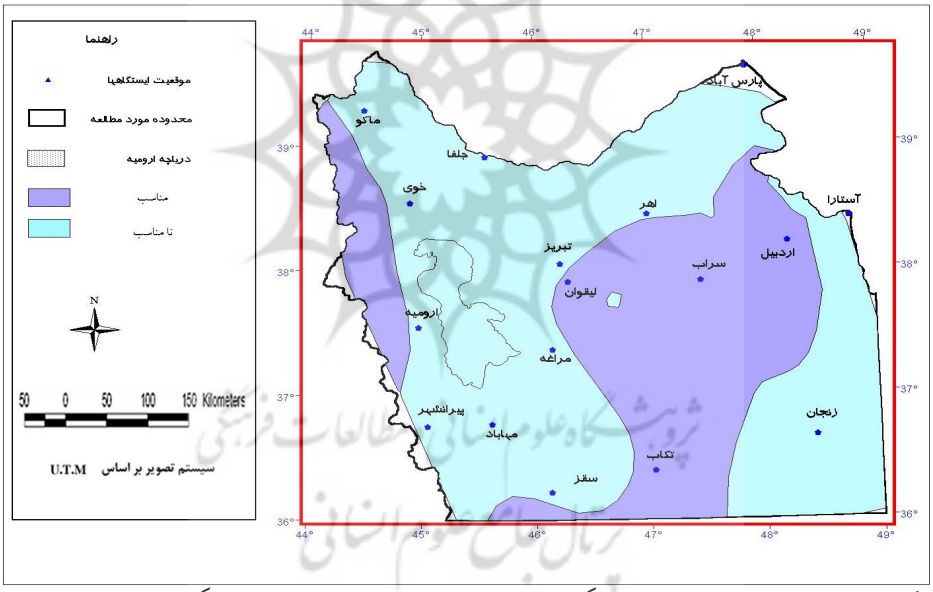
همبستگی زیاد بین مقادیر سرمایش بادی سالانه و فصل سرد سال نیز حائز اهمیت است. به عبارت دیگر آنچه که باعث می‌شود سرمایش بادی به صورت متوسط سالانه نمود مشخص‌تری پیدا کند، مقادیر مربوط به فصل سرد سال می‌باشد. ناحیه‌بندی متوسط سرمایش بادی شمال غرب کشور توسط شکل ۸ نشان داده شده است. این مدل که در محیط GIS از طریق اعمال توابع تیسن تهیه شده است، نحوه توزیع مقادیر سرمایش بادی (با لحاظ نمودن مقادیر درجه حرارت حداقل مطلق) را با یک نگاه ساده به چهار کلاس طبقه‌بندی نموده است.



شکل ۸ ناحیه‌بندی از مقادیر حداقل مطلق دمای سرمایش بادی در شمال غرب کشور به روش تیسن

بر اساس شکل ۸، می‌توان چنین استنباط کرد که در فصل زمستان، با در نظر گرفتن آستانه‌های پایین از مقادیر درجه حرارت، کلیه محدوده‌های قرار گرفته در شمال غرب ایران با ریسک سرمایش بادی (حداقل ۴/۵) مواجه می‌باشند. با توجه به این مدل، ایستگاه‌های اردبیل، سراب، تکاب و سقز در محدوده بحرانی قرار می‌گیرند.

در جهت تأیید نتایج فوق می‌توان همبستگی‌های مابین مقادیر سرمایش بادی و عوامل مؤثر در توزیع آن را با استفاده از روش همپوشانی نمایش داد. عملیات انطباق لایه‌ها از مهمترین روشهای تحلیلی محسوب می‌گردد و شامل قرار دادن دو یا چندین لایه برای تولید یک نقشهٔ نهایی کاربردی است (*رسولی، ۱۳۷۶*). از آنجایی‌که بین دما و ارتفاع و همچنین بین ارتفاع و باد رابطه ذاتی وجود دارد (*کاویانی، ۱۳۸۰*)، در مرحله اول لایه‌های دما، باد و ارتفاع بر روی هم منطبق شدند تا محدوده‌های مناسب و نامناسب بر ایجاد شرایط سرمایش بادی در منطقه مورد مطالعه مشخص گردد.



شکل ۹ انطباق لایه‌های دما، باد و توپوگرافی شمال غرب ایران (مناطق مساعد برای گسترش سرمایش بادی)

در شکل ۹ محدوده‌های مناسب به وقوع پدیده سرمایش بادی در شمال غرب ایران نشان داده شده است که در آن شرایط زیر حاکم است:

- ✓ سرعت باد این مناطق بالاتر از ۴/۸ کیلومتر در ساعت می‌باشد.
- ✓ دمای متوسط در فصول سرد سال این مناطق زیر صفر درجه سانتی‌گراد است.
- ✓ ارتفاع متوسط این مناطق بالاتر از ۱۳۰۰ متر می‌باشد.

در واقع سرعت باد در حد ۴/۸ کیلومتردر ساعت به عنوان آستانه پایین باد در ایجاد سرمایش بادی تلقی می‌گردد. دمای زیر صفر درجه سانتی‌گراد هم می‌تواند دمای معادل سوزباد محسوسی را ایجاد نماید. به طور متوسط در شمال غرب ایران مناطق بالاتر از ارتفاع ۱۳۰۰ متری از نظر توپوگرافی به صورت فلات و کوهستان ظاهر شده، بنابراین می‌تواند از نظر ریسک وقوع پدیده سرمایش بادی جزو مناطق خطرپذیر محسوب شوند. در مرحله دوم لایه‌های دما، رطوبت و ارتفاع با توجه به شرایط زیر بر روی هم منطبق شدند:

✓ محدوده‌های اقلیمی که مقادیر رطوبت نسبی سالانه در آن بیشتر از ۵۰ درصد می‌باشد (۱).

✓ مناطقی که دمای میانگین آن بالای صفر درجه سانتی‌گراد است.

✓ و ناهمواری‌هایی که ارتفاع متوسط آن پایین‌تر از ۱۳۰۰ متری از سطح دریا قرار گرفته است.

انطباق لایه‌های دما، رطوبت و ارتفاع با توجه به شرایط فوق نشان‌دهنده مناطقی است که در آن پدیده سرمایش بادی محسوس نیست و بدین‌وسیله محدوده‌های جغرافیایی با ریسک کم قابل شناسایی هستند.

در مرحله سوم همبستگی مابین سرمایش بادی و ارتفاع زمین از سطح دریا با توجه به شروط زیر برقرار گردید:

✓ مناطق جغرافیایی که در آن مقادیر متوسط سرمایش بادی سالانه بین صفر تا ۹- درجه (با میانگین ۴/۵-) می‌باشد.

✓ مناطقی که ارتفاع متوسط زمین از سطح دریا بالاتر از ۱۳۰۰ متر قرار گرفته است.

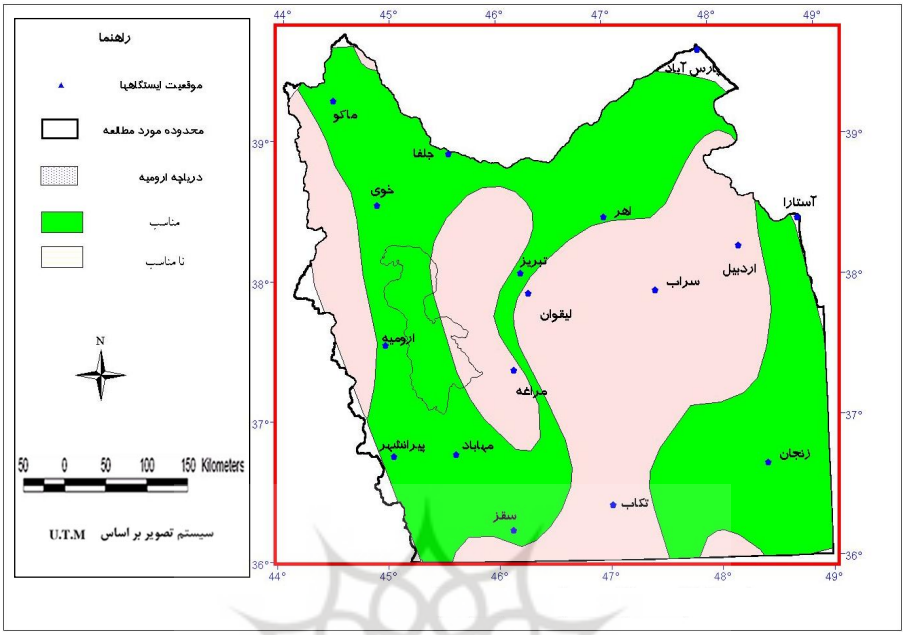
در شکل ۱۱ محدوده‌های مناسب بر ایجاد و گسترش پدیده سرمایش بادی در مقیاس سالانه مشخص گردیده است. این مدل نشان‌دهنده این واقعیت است که بین ارتفاع و نحوه توزیع مکانی سرمایش بادی همبستگی معنی‌دار مکانی وجود دارد.

در نهایت با استناد بر اینکه هر یک از ایستگاه‌های قرار گرفته در محدوده ریسک می‌توانند جمعیت مستقر در شهرهای مربوطه پیرامون خود را از نقطه نظر پدیده سرمایش بادی پوشش دهد، شرایط زیر منظور و نقشه نهایی طراحی گردید.

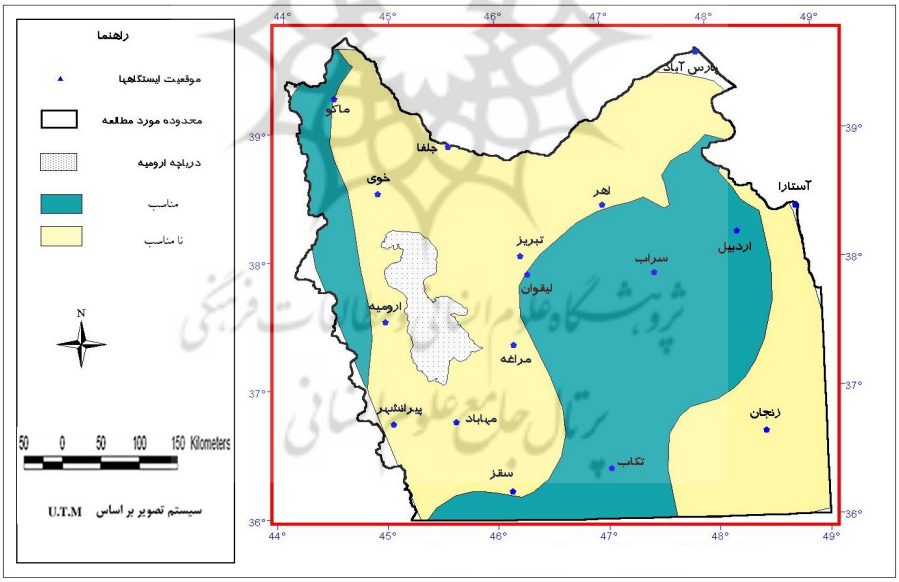
✓ مناطقی که مقادیر متوسط سرمایش بادی سالانه در حدود ۴/۵- می‌باشد.

✓ مناطقی که ارتفاع متوسط آن از سطح دریا بالاتر از ۱۳۰۰ متر می‌باشد.

فاصله از ایستگاه‌ها حدود۴۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است (۲).



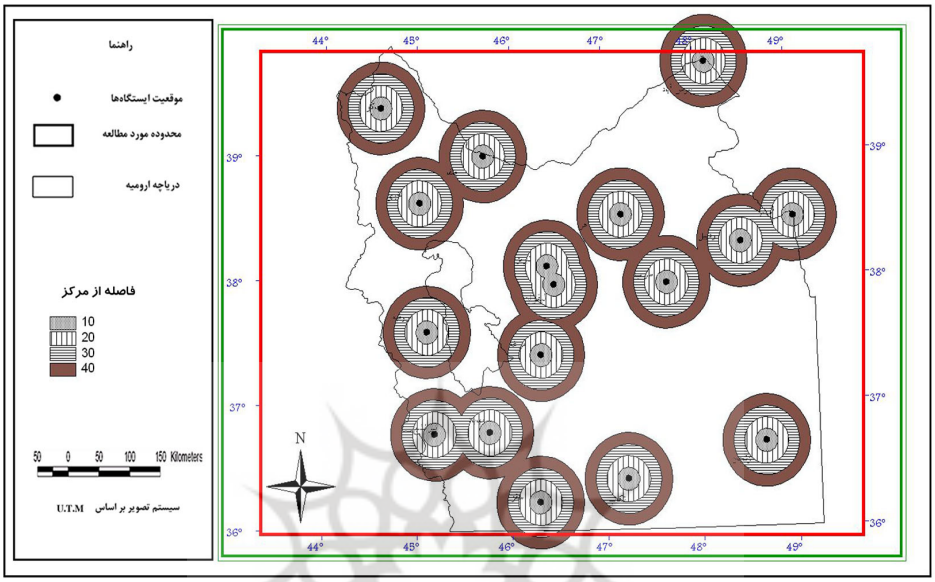
شکل ۱۰ انطباق لایه‌های دما، رطوبت و توپوگرافی شمال غرب ایران



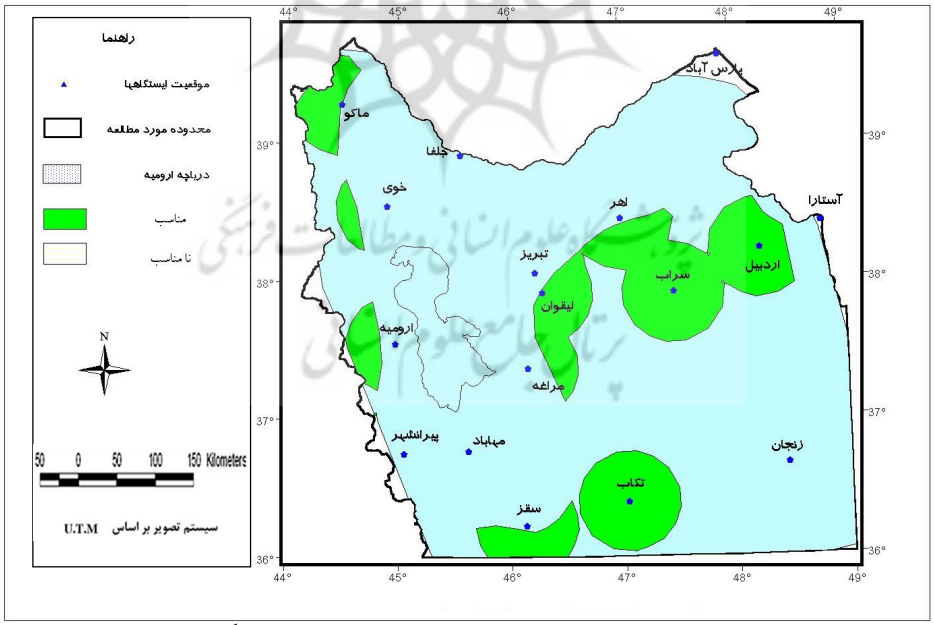
شکل ۱۱ انطباق لایه‌های سرمایش بادی و توپوگرافی در شمال غرب ایران

بر اساس مدل نهایی، ایستگاه‌های اردبیل، سراب، لیقوان و تکاب جزو مناطق با ریسک بالای سرمایش بادی شناخته شدند. البته باید یادآور شد، ایستگاه‌های اهر، سقز و ماکو نیز می‌تواند در حاشیه مناطق ریسک قرار گرفته و متأثر از این پدیده اقلیمی باشند.

مدل نهایی نشان‌دهنده این واقعیت است که بعضی از ارتفاعات نواحی غربی شمال غرب کشور هم از شدت سرمایش بادی بیشتری برخوردار هستند (شکل ۱۳).



شکل ۱۲ محدوده حوزه تأثیر ایستگاه‌های هواشناسی



شکل ۱۳ انطباق لایه‌های سرمایش بادی، ارتفاع و محدوده حواشی ایستگاه‌های هواشناسی با سرمایش بادی شدید

پیآمدهای سرمایش بادی

سرمایش بادی نوعی احساس واقعی از درجه حرارت فضای خارجی است که بر اساس میزان کاهش گرمای بدن قرار گرفته در معرض باد می‌باشد. چنین تأثیری در عمل باعث می‌گردد تا در مناطق سردسیر مثل شمال غرب ایران:

- احساس راحتی انسان کم شده و در مواقعی کارایی افراد در انجام امور خاص کاهش می‌یابد.
- سرمایش بادی بالا باعث یخ زدن سریع سطح آبهای آزاد می‌گردد.
- با افزایش شاخص سرمایش بادی میزان سوخت و هزینه‌های مربوطه در منازل افزایش می‌یابد.
- کاهش راندمان بعضی از سخت‌افزارهایی که در معرض هوای آزاد قرار دارند.
- سرمایش بادی می‌تواند موجب سرمازدگی بافت‌های انسانی و تلف شدن بعضی از حیوانات گردد.

در مواقع حاد با مقادیر سرمایش بادی شدید امکان بروز "هیپوترمای" انسانی و حتی خطر مرگ نیز وجود دارد (۳).

جدول ۲ خطر سرمازدگی و یخ زدگی ناشی از سرمایش بادی

شاخص سرمایش بادی	احتمال خطر سرمازدگی	شرایط راحتی	نحوه مقابله و توصیه‌های ایمنی
صفر الی ۹-	کم	شروع احساس عدم راحتی	پوشیدن لباس مناسب و کافی
۱۰- الی ۲۷-	متوسط	احساس عدم راحتی و خطر وقوع هیپوترما اگر انسان به مدت طولانی بدون حفاظ در معرض هوای آزاد باشد	پوشیدن چند لایه لباس مناسب به همراه یک پوشش بیرونی ضد باد و استفاده از کلاه
۲۸- الی ۳۹-	زیاد در صورتی‌که بدن به مدت ۱۰ الی ۳۰ دقیقه در معرض هوای آزاد قرار گیرد	شروع سرمازدگی اعضای انتهای بدن (مانند انگشتان بینی و گوش‌ها)	پوشیدن چند لایه لباس مناسب با یک پوشش بیرونی ضد باد همراه با کلاه - کلیه اعضای بدن در معرض هوا باید پوشیده شوند.
۴۰- الی ۴۷-	خیلی زیاد در صورتی‌که بدن به مدت ۵ الی ۱۰ دقیقه در معرض هوای آزاد قرار گیرد	سرمازدگی و بی‌حس شدن اعضای انتهای بدن (مانند انگشتان بینی و گوش‌ها)	پوشیدن چند لایه لباس گرم با یک پوشش بیرونی ضد باد همراه با کلاه کلیه اعضای بدن در معرض هوا باید پوشیده شوند. بدن را باید فعال نگه داشت.
۴۸- به پایین	خیلی شدید در صورتی‌که بدن به مدت ۲ الی ۵ دقیقه در معرض هوای آزاد قرار گیرد	خطر قطعی سرمازدگی اعضای بدن و وقوع حتمی هیپوترمای انسانی	در این شرایط باید خیلی احتیاط نمود پوشیدن چند لایه لباس گرم پشمی با یک پوشش بیرونی ضد باد همراه با کلاه. کلیه اعضای بدن در معرض هوا باید پوشیده باشد. اجتناب از حضور در فضای آزاد.

در جدول ۲ شرایط خطر سرمازدگی و یخ زدگی ناشی از سرمایش بادی با در نظر گرفتن شاخص‌های متفاوت سرمایش بادی ارایه شده است.

هرچقدر مدت زمان قرارگرفتن اعضای بدن در معرض هوای آزاد با باد شدید و در دمای پایین طولانی‌تر باشد احتمال سرمادگی به سرعت افزایش می‌یابد. در جدول ۳ مدت زمان مورد نیاز در شرایط مختلف به منظور رسیدن به آستانه سرمازدگی ارایه شده است.

با توجه به اطلاعات ارایه شده در جداول فوق، به ویژه فصل سرد در مناطق کوهستانی نظیر سهند، سبلان و رشته‌های قرار گرفته در حواشی شهرهای تکاب و سقز، باید اقدامات احتیاطی در جهت مصون ماندن از اثرات سرمایش بادی مد نظر باشد. در این ارتباط، نقشه‌های توزیع سرمایش بادی در شمال غرب به عنوان مدل‌های کاربردی در روند منطقه‌بندی محدوده‌های خطر بسیار حایز اهمیت می‌باشند.

جدول ۳ مدت زمان مورد نیاز (به دقیقه) در فرآیند سرمازدگی و یخ زدگی ناشی از سرمایش بادی

سرعت باد km/h \ دما °C	-۱۵	-۲۰	-۲۵	-۳۰	-۳۵	-۴۰	-۴۵	-۳۰
۱۰	*	*	۲۲	۱۵	۱۰	۸	۷	۲
۲۰	*	۳۰	۱۴	۱۰	۵	۴	۳	۲
۳۰	*	۱۸	۱۱	۸	۵	۲	۲	۱
۴۰	۴۲	۱۴	۹	۵	۵	۲	۲	۱
۵۰	۲۷	۱۲	۸	۵	۲	۲	۲	۱
۶۰	۲۲	۱۰	۷	۵	۲	۲	۲	۱
۷۰	۱۸	۹	۵	۴	۲	۲	۲	۱
۸۰	۱۶	۸	۵	۴	۲	۲	۲	۱

* احتمال کم سرمازدگی

بحث و استدلال

هدف اصلی این مطالعه بررسی اجمالی توزیع مکانی پدیده سرمایش بادی در شمال غرب ایران بود. آنچه که بررسی این پدیده اقلیمی را نسبت به سایر موارد متمایز می‌سازد، نوع نگرش به مسأله پدیده مورد نظر است که تا بحال در پیشینه موضوع در ایران کمتر مورد توجه قرار گرفته است. در این مطالعه نه تنها شناسایی پدیده سرمایش بادی (به عنوان یک شاخص راحتی انسان (*جهانبخش، ۱۳۷۷*)) در یک محدوده جغرافیایی مشخص مورد نظر بود بلکه ارتباط آن با بعضی از عناصر اقلیمی (رطوبت) و عوامل اقلیمی (عرض جغرافیایی و ارتفاع) نیز مطرح گردید. یافته‌های تحقیق مبین این

واقعیت‌اند که توزیع زمانی و مکانی پدیده مورد مطالعه در محدوده شمال غرب کشور دارای تفاوت‌های معنی‌داری است. در فصول سرد سال (پاییز و زمستان) وقوع سرمایش بادی در منطقه بسیار محتمل می‌باشد. این امر را می‌توان با ورود توده هواهای مختلف به منطقه به ویژه نفوذ توده هوای سیبری از طرف شمال مرتبط دانست (*جهانبخش اصل و دیگران، ۱۳۷۸*). به علاوه به دلیل ریزش‌های جوی به صورت جامد و ماندگاری پوشش برفی به ویژه در مناطق مرتفع افت قابل توجه دمای هوا و وزش بادهای شدید قابل انتظار است (*علیجانی، ۱۳۷۴*). طبق شاخص مطرح شده در این مطالعه، هر دو عنصر اقلیمی از پارامترهای اصلی کنترل‌کننده سرمایش بادی محسوب می‌گردند (*کاویانی،۱۳۷۲*). با این وجود در فصول دیگر به ویژه در اوایل فصل بهار احتمال وقوع پدیده سرمایش بادی به خصوص در ارتفاعات منطقه وجود دارد. بررسی مدل‌های مکانی حاصله نیز نشان‌دهنده این واقعیت است که توزیع جغرافیایی پدیده مورد مطالعه در منطقه شمال غرب کشور یکسان نمی‌باشد (*رسولی، ۱۳۸۲*). به عنوان مثال، ایستگاه‌های اردبیل، تکاب، لیقوان و سراب دارای ضرایب سرمایش بادی بیشتری بوده و در نتیجه در این مناطق شرایط مساعد در روند توسعه پدیده سوزباد فراهم است. برعکس، در بعضی دیگر از ایستگاه‌ها نظیر آستارا، پارس‌آباد و جلفا شرایط ایجاد سرمایش بادی در مقایسه با ایستگاه نوع اول فراهم نیست. به غیر از نفوذ و توسعه توده هواهای سرد در منطقه، چندین عامل دیگر نیز می‌توانند موجبات تغییرات مکانی نابرابر در پدیده مورد مطالعه را فراهم آورند.

نتایج تحقیق نشان‌دهنده وجود ارتباط معنی‌دار و مثبت بین سرمایش بادی و عامل ارتفاع است. مدل‌های حاصله وجود همبستگی بین این دو متغیر را تأیید نموده است. به عنوان مثال، کوهستان‌های سهند و سبلان به دلیل ارتفاع زیادی که دارند جزو مناطق بسیار مساعد برای وقوع سرمایش بادی ظاهر می‌شوند. همین‌طور شهرهای قرار گرفته در حاشیه مناطق کوهستانی از مهمترین محدوده‌های با ریسک بالا محسوب می‌گردند.

سرمایش بادی با عرض جغرافیایی نیز همبستگی مثبتی را نشان می‌دهد چرا که بر اساس اجرای آزمون t در سطح اطمینان ۹۵٪ وجود همبستگی بین این دو متغیر به اثبات می‌رسد. بررسی دقیق مدل‌های ترکیبی نشان‌دهنده این واقعیت است که در ایستگاه‌هایی مانند پارس‌آباد و جلفا (قرار گرفته در مناطق شمالی منطقه مورد مطالعه) میزان همبستگی سرمایش بادی و عرض جغرافیایی در حد متوسط و یا بسیار ضعیف می‌باشد. این مسأله را می‌توان به ارتفاع کم این مناطق ارتباط داد. بر این اساس، کمترین مقادیر سرمایش بادی

در ایستگاه آستارا مشاهده می‌گردد که ارتفاع ۲۸- متری ایستگاه پایین‌تر از سطح دریا و وجود مقادیر رطوبت فراوان در منطقه توجیه کننده مسأله می‌باشد. نباید فراموش کرد که در طبیعت علاوه بر عناصر اقلیمی مؤثر در وقوع سرمایش بادی (دما و وزش باد) سایر عناصر و عوامل اقلیمی (مانند رطوبت موجود در هوا و جهت ناهمواری و محیط های شهری) نیز می‌توانند پدیده سرمایش بادی را کنترل نمایند.

جمع‌بندی

در این مطالعه، به پدیده سرمایش بادی فقط از نقطه نظرهای توزیع جغرافیایی و تغییرات مکانی آن در محدوده شمال غرب کشور توجه گردید. اما به جنبه‌های ریسک و بحران ساز بودن آن، به ویژه در ارتباط با بیوکلیماتیک جوامع انسانی، پرداخته نشد که خود مطالعه دیگری را می‌طلبد. باید یادآور شد، آنچه در تحلیل مقادیر سرمایش بادی مطرح گردید مربوط به مشاهدات محدودی است که با توجه به موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک واقع در منطقه مورد مطالعه اعمال شد. در روند مدلسازی فرآیند سرمایش بادی نهایی، ضمن بهره‌گیری از مشاهدات کلیه ایستگاه‌های کلیماتولوژی، باید نقش همه عوامل تأثیرگذار نظیر: سیستم‌های جوی سینوپتیک، ویژگی‌های توپوکلیماتیک منطقه و شرایط میکروکلیمائی محلی را نیز دخیل دانست. در حال حاضر، با توجه به وجود تعداد قابل توجهی از ایستگاه‌های هواشناسی اتوماتیک در منطقه، می‌توان اطلاعات جوی را همزمان پایش و در یک پایگاه اطلاعات واحدی تجمیع نمود. به علاوه، با استقرار سیستم هواشناسی ماهواره‌ای در دانشگاه تبریز، مقدمات اخذ به هنگام تصاویر ماهواره‌ای NOAA فراهم گردیده است. با استفاده از چنین اطلاعات ارزشمندی، امکان ثبت مشاهدات عناصر اقلیمی مورد نیاز در روند پایش بهنگام پدیده سرمایش بادی حتی در سطح ایران فراهم خواهد شد. با تجمیع کلیه اطلاعات مستخرج از منابع مختلف در محیط GIS، امکان شبیه‌سازی تغییرات مکانی سرمایش بادی ایجاد می‌گردد. از این رهگذر، می‌توان در اسرع وقت نقشه‌های موضوعی دلخواه را طراحی و از طریق رسانه‌های جمعی (مثلا اینترنت) در اختیار همگان قرار داد. به، عملیاتی نمودن چنین دیدگاهی اصالت کاربردی رشته اقلیم‌شناسی را محقق‌تر خواهد ساخت.

پی‌نوشت‌ها

۱. رطوبت در این حد بیشترین آسایش انسانی را می‌تواند در پی داشته باشد (جهانبخش، ۱۳۷۷).

۲. حوزه تأثیر ایستگاه‌های هواشناسی به صورت اختیاری ۴۰ کیلومتر انتخاب شده است.

۳. Hypothermia (افت شدید گرمای بدن به همراه لرزش اندامها و از دست دادن کنترل حرکات ماهیچه‌ها مفهوم می‌گردد).

منابع و مآخذ

۱. اداره کل هواشناسی استان آذربایجان شرقی (۱۳۸۱)؛ **سالنامه‌های هواشناسی**.

۲. جهانبخش اصل، سعید و حسن ذوالفقاری (۱۳۸۱)؛ **بررسی الگوهای سینوپتیک بارشهای روزانه در غرب کشور**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره‌های پیاپی ۶۳- ۶۴.

۳. جهانبخش، سعید (۱۳۷۷)؛ **ارزیابی زیست اقلیم انسانی تبریز و نیازهای حرارتی ساختمان**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۸.

۴. جهانبخش اصل، سعید و دیگران (۱۳۷۸)؛ **تجزیه و تحلیل سینوپتیکی بارشهای منطقه شمال غرب ایران**، مجله دانش کشاورزی دانشگاه تبریز، جلد ۹، شماره ۱.

۵. جهانبخش، سعید (۱۳۷۷)؛ ارزیابی زیست اقلیم انسانی تبریز و نیازهای حرارتی ساختمان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۸.

۶. رسولی، علی اکبر (۱۳۷۴)؛ **توزیع آماری بارش‌های روزانه آذربایجان**، مجموعه مقالات هفتمین کنگره جغرافیایی ایران جلد دوم، دانشگاه تهران.

۷. رسولی، علی اکبر (۱۳۷۶)؛ **عملیات انطباق منطقی نقشه‌ها در محیط GIS**، نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز، شماره ۵.

۸. رسولی، علی اکبر (۱۳۸۲)؛ **تحلیل مقدماتی سری‌های زمانی- استخراج مؤلفه‌های اولیه و ثانویه عناصر اقلیمی شهر تبریز**، نشریه نیوار، شماره‌های ۴۶ و ۴۷.

۹. رسولی، علی اکبر (۱۳۸۳)؛ **تحلیلی بر فنآوری GIS**، اداره چاپ و انتشارات دانشگاه تبریز.

۱۰. رضائی بنفشه، مجید و عبدالحمید رجایی (۱۳۸۱)؛ **نگرش و تحلیلی بر نقش عوامل زمین - اقلیم در بارش‌های حوضه آبریز قره سو**، نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز، شماره ۴ سال هشتم، شماره پیاپی ۱۰.

۱۱. ساری صراف، بهروز (۱۳۷۶)؛ **بررسی رژیم بارش در حوضه ارس و دریاچه ارومیه و محاسبه ضریب جریان**، پایان‌نامه دکتری دانشگاه تبریز.

۱۲. علیجانی، بهلول (۱۳۷۴)؛ **آب و هوای ایران**، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور.

۱۳. علیجانی، بهلول (۱۳۷۴)؛ **منابع رطوبت بارندگی ایران**، مجموعه مقالات هفتمین کنگره جغرافیایی ایران، تهران، مؤسسه جغرافیای دانشگاه تهران.

۱۴. کاویانی، محمدرضا (۱۳۷۲)؛ **بررسی و تهیه نقشه زیست اقلیم انسانی ایران**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲۸.

۱۵. کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۰)؛ **میکروکلیماتولوژی**، تهران، انتشارات سمت.

16. Hoppe, P (2000); **The Physiological Equivalent Temperature PET– an example of a state of the art thermal comfort index**. Germany.

17. Kessler, E (2000); **Proposed Windchill Indices**. University of Oklahoma. USA.

18. Maurice, B. and J. Zecher (2002); **A New Approach to Accurate Windchill Factor**. Defense Research and Development Canada.

19. Moran, J.M. and M.D. Morgan (1991); **Meteorology – The Atmosphere and The Science of Weather**. Macmillan Publishing Company, New York, Canada.

17. Oliver, J. E (1987); **The Encyclopdia of Climatology**. Van Nostrand Reinhold, New York. USA.

18. Osczevski, R (2000); **Understanding windchill**. Defense Research and Development Canada.

19. Schlatter, T.W (1981); **Weather Queries**, Weatherwise, 34 (6).

20. Stedman, R.G (1971); **Indexes of Windchill of Clothed Person**. Journal of Applied Meteorlogy.