

تعیین پهنه‌های سیل گیر با استفاده از مدل HEC-RAS (مطالعه موردی: بالادست سد طالقان از پل کلینگ تا پل وشته)

دکتر مجتبی یمانی^۱ - دانشیار ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، ایران
مریم تورانی - دانشجوی کارشناسی ارشد جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران
سمیرا چزغه - دانشجوی کارشناسی ارشد جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۲/۲۰ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۳/۳۰

چکیده

رودخانه طالقان در گذشته با سیلاب‌های متعددی مواجه بوده که همواره خسارات فراوانی را در پی داشته است؛ از این رو بررسی نواحی مستعد وقوع سیلاب و تهیه نقشه پهنه‌های سیل گیر در این منطقه ضرورت دارد. در این تحقیق، سطوح سیل گیر در دوره بازگشت‌های ۲ تا ۲۰۰ ساله در بازه‌ای به طول ۶/۵ کیلومتر از بستر رودخانه طالقان رود با استفاده از مدل HEC-RAS^۲ و الحاقیه HEC-geo-RAS تعیین گردیده است. به این منظور از نقشه‌های رقومی ۱:۴۰۰، آمار دبی ایستگاه طالقان رود، اطلاعات مربوط به ویژگی پل‌های منطقه، ویژگی‌های مورفولوژی بستر و مقاطع عرضی که طی عملیات میدانی جمع‌آوری گردیده، استفاده شده است. در نهایت داده‌ها به نرم افزار HEC-RAS وارد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. پس از تعیین حدود سیل گیری در دوره بازگشت‌های گوناگون در هر مقطع عرضی، نتایج به محیط ArcGIS وارد و از این طریق خروجی نقشه‌های پهنه‌بندی سیلاب به دست آمده است. نتایج نشان می‌دهد که از کل مساحت در قلمرو سیل ۲۰۰ ساله حدود ۸۸/۱۶ درصد مستعد سیل گیری توسط سیل‌های با دوره برگشت ۲۵ سال و کمتر از آن است.

کلیدواژه‌ها: سیلاب، پهنه بندی مناطق سیل گیر، طالقان رود، ضریب زبری مانینگ، HEC-RAS.

مقدمه

در فرهنگ بین‌المللی، سیلاب به جریان آبی با دبی بالا گفته می‌شود که طی آن آب بالا آمده و زمین‌های اطراف را که معمولاً زیر آب نیستند غرقاب می‌کند (قدسیان، ۱۳۷۷: ۵). دشت‌های سیلابی به دلیل وجود منابع مختلف از اهمیت زیادی برخوردارند و همواره مورد توجه جوامع بشری قرار گرفته‌اند. در سال‌های اخیر رشد شهرهایی که در حاشیه رودخانه‌ها قرار دارد رو به فزونی گذاشته است. رشد روزافزون جمعیت و عدم توجه به ظرفیت‌های محیط و استفاده نامناسب از منابع، باعث گسترش خسارات به جوامع مذکور شده و همین مسئله لزوم اعمال مدیریت در سیلاب‌دشت‌ها را آشکار می‌سازد.

اولین گام در طرح‌های مدیریتی سیلاب و دشت‌های سیلابی تهیه نقشه پهنه‌بندی سیل است. از موارد کاربرد این نقشه‌ها می‌توان به تعیین بستر و حریم رودخانه‌ها، مطالعه و توجیه اقتصادی طرح‌های عمرانی، پیش‌بینی و هشدار سیل، عملیات امداد و نجات و بیمه سیل اشاره نمود (برخوردار و چاوشیان، ۱۳۷۹). برای تهیه این نقشه‌ها روش‌های متفاوتی وجود دارد که یکی از جدیدترین روش‌ها استفاده از سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی (GIS)^۱ و تلفیق آن با مدل‌های هیدرولیکی و هیدرولوژیکی است. نخستین فعالیت‌ها در مورد کاربرد سامانه اطلاعات جغرافیایی در مطالعه پدیده سیلاب به اوایل دهه ۱۹۸۰ میلادی باز می‌گردد که اولین کارها در این زمینه با آنالیز مدل ارتفاعی رقومی برای کاربردهای هیدرولوژیکی شروع شد؛ اما ارتباط مدل‌های هیدرولوژیکی و GIS به اوایل دهه ۱۹۹۰ بر می‌گردد (صادقی و همکاران، ۱۳۸۲: ۵).

تحلیل رودخانه انجمن مهندسين ارتش آمريكا (HEC-RAS) نرم افزاری است که به کاربر امکان انجام محاسبات هیدرولیک رودخانه را در حالت جریان ماندگار و غیر ماندگار می‌دهد. سیستم HEC-RAS شامل سه مؤلفه تحلیل هیدرولیکی یک بعدی برای محاسبات پروفیل سطح آب در حالت جریان ماندگار؛ شبیه‌سازی جریان غیر ماندگار و محاسبات انتقال رسوب در مرز متحرک، می‌باشد. این سه مؤلفه از یک نمایش داده‌های هندسی مشترک و از روند محاسبات هندسی و هیدرولیکی یکسان استفاده می‌کنند (جبل‌فرد و همکاران، ۱۳۸۷، پیشگفتار).

با توجه به اینکه رودخانه طالقان در محدوده مورد مطالعه از حاشیه شهرک طالقان، که اصلی‌ترین استقرارگاه جمعیتی در منطقه است گذر کرده و ساخت و ساز بناهای مسکونی در حاشیه رودخانه بدون توجه به مسائل و مخاطرات زیست محیطی رو به گسترش است، این پژوهش با هدف تعیین پهنه‌های سیل‌گیر در امتداد بازه‌ای به طول حدود ۶/۵ کیلومتر انجام و با استفاده از نرم افزار Hec-Ras سعی شده

1 Geographic Information System (GIS)

است اراضی سیل‌گیر در دوره بازگشت‌های مختلف تعیین و مساحت این سطوح سیل‌گیر در هر دوره مشخص گردد.

در خصوص پهنه بندی و شناسایی نواحی سیلاب‌گیر مطالعاتی در سطح جهان و ایران صورت پذیرفته است؛ از جمله ناپرادین^۱ و همکاران (۲۰۰۶) نقشه پهنه بندی خطر سیل‌گیری را برای حوضه‌های آبریز کوچک در نزدیکی دریای بابا^۲ در دره آستورو^۳ تهیه کردند. برای این منظور از ترکیب دو برنامه WetSpa و Hec-Ras استفاده کردند، بدین ترتیب که از خروجی داده‌های برنامه WetSpa به عنوان ورودی برای برنامه Hec-Ras استفاده شد و برای هر دو مدل از نرم افزار ۳ و ۲ ArcView استفاده گردید. نبل^۴ و همکاران (۲۰۰۵) با استفاده از مدل هیدرولوژیکی HEC-HMS و مدل هیدرولیکی HEC-RAS و استفاده از تخمین بارش راداری (NEXRAD) در حوضه سن آنتونیو^۵ تگزاس مرکزی در آمریکا مدل منطقه‌ای برای سیلاب ارائه کردند و مدل را با سیلاب تابستان سال ۲۰۰۲ مقایسه نمودند. نتایج کارایی مدل در پیش‌بینی سیلاب در مقیاس منطقه‌ای را نشان داد. هیل^۶ (۲۰۰۱) قابلیت مدل کامپیوتری HEC-geo-RAS را در پهنه بندی خطر سیل و مزایای استفاده از نرم افزار HEC-RAS را بیان نمود. تیت^۷ و همکاران (۱۹۹۹) روشی برای افزایش دقت آنالیز خروجی نرم افزار HEC-RAS در سیستم اطلاعات جغرافیایی با مطابقت دادن داده های نقشه‌برداری زمینی، هندسه رودخانه و سازه های کنترل با مدل زمینی موجود در سیستم اطلاعات جغرافیایی ارائه دادند.

قمی اویلی و همکاران (۱۳۸۹) اقدام به پهنه بندی سیل با استفاده از مدل HEC-RAS در رودخانه کارون حد فاصل بند قیر تا اهواز کردند. برای این منظور آن‌ها در مسیر مورد نظر با استفاده از روش هیدرولیک واحد و شاخص هیدروگراف سیل خروجی در بالا دست حوضه و زیر حوضه‌های موجود را به دست آوردند و در طول ۴۳ کیلومتر از رودخانه ۴۴ مقطع ترسیم نمودند و حداکثر رقوم تراز آب را در مقاطع معین برای دوره بازگشت‌های ۲۵، ۲۰، ۱۰، ۵، ۵۰ و ۱۰۰ ساله به دست آوردند و محدوده و میزان اراضی کشاورزی و مناطق مسکونی را که در صورت وقوع سیل به مخاطره خواهند افتاد، محاسبه کردند. غفاری و امینی (۱۳۸۹) به پهنه بندی خطر سیل با استفاده از امکانات مدل HEC-RAS و نرم افزار ArcView و الحاقیه HEC-geo-RAS در بازه‌ای به طول ۴/۵ کیلومتر از رودخانه قزل‌اوزن پرداخته‌اند. آن‌ها نقشه‌های

1 Napradean

2 Baia

3 Usturoi

4 Knebl

5 San Antonio

6 Hill

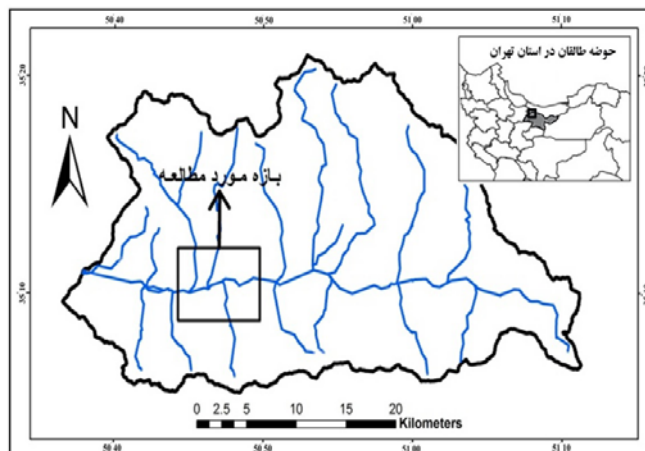
7 Tate

پهنه بندی را برای ۷ دوره ۲، ۵، ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰ و ۲۰۰ ساله تهیه کردند و دریافتند که ۸۶/۱۴٪ کل سطح سیل گیر ۲۰۰ ساله را سیل های زیر ۲۵ سال تشکیل می دهد. حکمتی فر و همکاران (۱۳۸۸) به ارزیابی خسارات کشاورزی ناشی از سیلاب با استفاده از HEC-RAS و ArcView درباره ای به طول ۲۹/۵ کیلومتر از رودخانه قره سو از حوضه های کرمانشاه پرداختند و نتیجه گرفتند که پیشنهاد های ارائه شده برای طرح ترکیبی اصلاح و لایروبی تفاوت زیادی به لحاظ کاهش خسارات با طرح اصلاح و طرح لایروبی ندارد. خسروی (۱۳۸۷) با استفاده از روش شبکه عصبی مصنوعی و HEC-HMS و معادلات تجربی به پیش بینی سیلاب در بخشی از حوضه آبریز طالقان نمود. شعبانلو و همکاران (۱۳۸۷) با استفاده از نرم افزار-HEC HMS و HEC-RAS به پهنه بندی سیلاب در شبکه رودخانه های استان گلستان پرداختند و مناطق مورد تهدید سیل را مشخص و نهایتاً کل مساحت خسارت دیده را بر اساس نرم افزار HEC-RAS برای دوره بازگشت های گوناگون محاسبه کردند. غریب و همکاران (۱۳۸۶) به پهنه بندی خطر و ارزیابی خسارت سیل در رودخانه قره چای در حومه شهر رامیان با استفاده از نرم افزار HEC-RAS پرداخته و پس از محاسبه رقوم سطح آب پهنه خطر در هر بخش را تعیین و نهایتاً مقادیر خسارت احتمالی در هر پهنه را برآورد نمودند. رضایی مقدم (۱۳۸۳) به بررسی آثار ژئومورفولوژیکی سیلاب در حوضه رئیس کلا پرداخت و ابتدا با استفاده از شاخص های دیرینه تراز و روش های گیاهی از چند مقطع عرضی نقشه برداری کرد و با استفاده از نرم افزار HEC-RAS تنش برشی، قدرت رود و سایر محرک (پارامتر) های مورد نیاز را به دست آورد و نتیجه گرفت که با استفاده از شاخص های دیرینه تراز و توانش جریان در رودخانه های پرشیب و کوچک کوهستانی می توان بزرگی سیلاب را با دقت بیشتری پیش بینی کرد. خلیلی زاده و همکاران (۱۳۸۳) در حوضه آبخیز شهر گرگان اقدام به پهنه بندی خطر سیل با استفاده از نرم افزار HEC-RAS و ArcView نمودند و پروفیل سطح آب را برای دوره بازگشت های ۲، ۵، ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰ و ۲۰۰ ساله محاسبه کردند. حاجی قلی زاده (۱۳۸۳) به بررسی نقش دخالت های انسانی بر رفتار سیل در بخشی از رودخانه کن تهران با استفاده از نرم افزار هیدرولیکی HEC-RAS پرداخت و نقش دخالت های انسانی شامل پل ها، آب گذرها، آبشکن ها و احداث پارک ارم را در طول بازه ای به طول ۷ کیلومتر در دوره بازگشت های متفاوت بررسی کرد. نتایج پژوهش وی حاکی از تأثیر متفاوت هر یک از دخالت های مذکور بر عمق و سطح سیل گیری بوده و تعیین دوره بازگشت بهینه برای هریک از سازه ها در بازه مورد نظر مشخص نمود که آب گذرها و شیب شکن ها به ترتیب، بیشترین و کمترین تأثیر را در عمق و سطح سیل گیری دارند. عبقری (۱۳۸۳) اقدام به پهنه بندی خطر سیلاب در بخشی از حوضه جاجرود با استفاده از مدل HEC-RAS و GIS برای دوره بازگشت های متفاوت نمود و نتیجه گرفت این مدل قابلیت خوبی در تحلیل هیدرولیکی رقوم سطح آب نشان می دهد. جلالی راد

(۱۳۸۱) با استفاده از مدل HEC-RAS به پهنه‌بندی خطر سیلاب در حوزه شهری دارآباد پرداخت. در این تحقیق او توانایی این مدل را در پردازش رقوم سطح آب نمایش داد.

منطقه مورد مطالعه

حوضه آبخیز طالقان، که یکی از زیر حوضه‌های مهم سفید رود به شمار می‌رود، در دامنه جنوبی رشته کوه‌های البرز و در بخش شمال غربی شهر تهران و در فاصله ۱۲۰ کیلومتری آن قرار گرفته است. از نظر موقعیت جغرافیایی این حوضه بین $36^{\circ} 5' 31''$ تا $36^{\circ} 23' 37''$ عرض شمالی و $50^{\circ} 21' 00''$ تا $51^{\circ} 16'$ طول شرقی قرار گرفته و وسعت آن ۱۳۵۲۰۰ هکتار است. ارتفاع حوضه از سطح دریا ۱۱۰۰ تا ۴۴۰۰ متر متغیر است. رودخانه طالقان در مرکز این حوضه از گردنه عسلک در غرب کندوان سرچشمه می‌گیرد و به سمت غرب در جریان است. این رودخانه پس از دریافت شاخه‌های متعدد سرانجام به رودخانه الموت می‌پیوندد و پس از آن با نام رودخانه شاهرود به دریاچه سد سفید رود می‌ریزد. در این پژوهش بازه‌ای به طول ۶/۵ کیلومتر در بالادست دریاچه سد طالقان از پل گلینک در غرب تا پل وشته در شرق مورد بررسی قرار گرفته و شهرک طالقان، که از استقرارگاه‌های سکونت اصلی در امتداد طالقان، رود است، نیز در این بخش است (شکل ۱).



شکل ۱ بازه مورد مطالعه در مسیر طالقان رود

مواد و روش‌ها

جهت مطالعه سیلاب‌دشت هر رودخانه ابتدا نیاز به تهیه نقشه رقوم با مقیاس مناسب برای شبیه‌سازی رودخانه و اراضی اطراف است. بدین جهت از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۴۰۰ شاخه اصلی طالقان رود که

توسط شرکت آب منطقه‌ای تهران در مطالعات تعیین بستر و حریم طالقان رود نقشه‌برداری شده بود، به عنوان نقشه‌های پایه استفاده شده است. در محیط ArcGIS نقشه از نقشه توپوگرافی آن TIN منطقه تهیه و با استفاده از الحاقیه HEC-geo-RAS در محیط نرم افزار مذکور خط مرکزی جریان و سواحل کانال اصلی^۱ و همچنین مسیر جریان^۲ ترسیم شدند. برای نمایش شکل کلی رودخانه، مقاطع عرضی در فواصل مناسب از کناره چپ به سوی کناره راست بر روی TIN رسم گردید. این مقاطع کاملاً عمود بر جریان و در طول شاخه اصلی و در کل سیلاب دشت تهیه شده و در تمامی طول مسیر بازه مورد بررسی انطباق یافته‌اند. لازم به ذکر است سه بعد فاصله‌ای مختلف بین مقاطع عرضی در نظر گرفته شده و به مدل معرفی می‌گردد که عبارتند از: ۱- فاصله مقاطع عرضی از یکدیگر در کناره چپ؛ ۲- فاصله مقاطع عرضی از هم در کناره راست (به دلیل مستقیم نبودن آبراهه، فاصله دو پروفیل عرضی در طرفین آبراهه یکسان نیست)؛ ۳- فاصله مقاطع در بستر اصلی آبراهه (تالوگ). بدین ترتیب، مدل می‌تواند مستقیم بودن یا پیچ‌دار بودن آبراهه و امتداد این پیچ‌ها را در راستای رودخانه به خوبی تشخیص دهد. با رسم این خطوط موقعیت، وضعیت و پهنای مقاطع عرضی از TIN استخراج شده و در لایه مذکور معرفی و ذخیره گردید. در نهایت این اطلاعات به نرم افزار HEC-RAS انتقال داده شدند.

اطلاعات اولیه مورد نیاز جهت شبیه سازی پهنه بندی سیل با استفاده از مدل HEC-RAS عبارتند از:

- اطلاعات هیدرولیکی (ضرایب زبری، وضعیت مسیر رودخانه ...)
- اطلاعات توپوگرافیک (پروفیل طولی و عرضی رودخانه و اراضی حاشیه ...)
- اطلاعات جریان سیل (هیدروگراف ورودی سیل، منحنی دبی - اشل ...).

مراحل مدل‌سازی در نرم افزار به ترتیب زیر انجام شده است:

الف) پلان رودخانه از طریق تعیین مختصات و ترسیم مقاطع عرضی رودخانه تعریف گردید (طول، عرض و ارتفاع هر نقطه در امتداد هر مقطع). اطلاعات این بخش - همان‌طور که بیان شد - با استفاده از الحاقیه Hec-geo ras از نرم افزار Arc GIS وارد نرم افزار HEC-RAS گردید. علاوه بر این سازه‌های موجود در مسیر آبراهه نیز وارد سامانه شد. برای اجرای دقیق مدل، تمام موانع و سازه‌های ایجاد شده در مسیر آبراهه برداشت و شبیه سازی شد. این موانع شامل سه قطعه پل و همچنین گروهی از موانع و سازه‌های حفاظتی در حاشیه رودخانه بوده است. این سازه‌ها عمدتاً به شکل پایه پل‌ها و حصار سکونتگاه‌ها و در قالب دیواره سنگ چین شده، پرچین و حصار باغات بوده است (شکل ۲). برای شبیه‌سازی پل‌ها، طی کارهای میدانی مشخصات کلی آن‌ها، شامل طول، عرض و تعداد پایه‌های پل به انضمام طول و عرض هر یک از

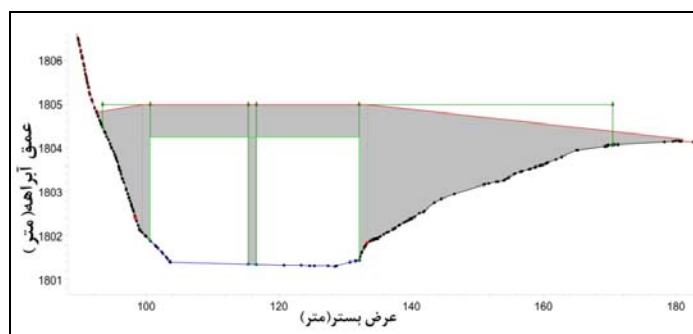
1 River Banks

2 flowpath

پایه‌ها و سرانجام اندازه عرصه پل برداشت گردید. جهت شبیه‌سازی موانع موجود در سطح سیلاب دشت نیز از داده‌های نقشه‌برداری شده منطقه استفاده و موقعیت هر یک از این موانع تعیین شد. در نهایت داده‌های مذکور در نرم افزار شبیه سازی شدند (شکل ۳).



شکل ۲ سازه‌های احداث شده در مسیر رود شامل، پل در سمت راست و سازه‌های مسکونی در سمت چپ



شکل ۳ نمایی از بازسازی پل شهرک در نرم افزار HEC-RAS

ب) تعیین ضریب زبری رودخانه در مسیر کانال اصلی و سیلاب دشت؛ کاربردی‌ترین روش، تعیین ضریب زبری مانینگ (n) عبارت است از: بازدید میدانی، قضاوت کارشناسی و استفاده از جداول پیشنهادی ارائه شده توسط محققین، که عموماً بر مبنای نوع دانه بندی بستر و پوشش آن ارائه شده‌اند. از جمله روابط ارائه شده برای تعیین ضریب مانینگ می‌توان به رابطه معروف کاون^۱ اشاره کرد که ابتدا بر اساس جداول موجود، ضریب مانینگ اولیه تخمین زده شده و سپس با توجه به دیگر شرایط حاکم بر رودخانه در مقاطع

مختلف، تأثیر دیگر عوامل همچون درجه ناهمواری، وجود موانع، پوشش گیاهی و شکل مسیر اعمال و ضرایب مانینگ مطابق رابطه (۱) اصلاح شده است (وزارت نیرو، ۱۳۹۰: ۷۹):

$$n = (n_b + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)m \quad \text{رابطه شماره (۱):}$$

n_b = ضریب مانینگ پایه که بر اساس دانه بندی مواد تشکیل دهنده جدار آبراهه و یا سیلاب دشت تعیین می شود.

n_1 = ضریب مانینگ تعدیلی برای درجه بی نظمی سطح آبراهه و یا سیلاب دشت

n_2 = ضریب مانینگ تعدیلی برای تغییرات مقاطع عرضی

n_3 = ضریب مانینگ تعدیلی برای موانع آبراهه اصلی و سیلاب دشت

n_4 = ضریب مانینگ تعدیلی برای پوشش گیاهی آبراهه اصلی و سیلاب دشت

m = ضریب اصلاحی بر اساس درجه پیچان رودی آبراهه اصلی

در این پژوهش از رابطه کاون برای تعیین ضرایب زبری در رودخانه اصلی و سیلاب دشت استفاده شده. ابتدا با استفاده از اطلاعات دانه بندی موجود در سه بخش بالادست سد، شهرک طالقان بالای شهرک تا پل وشته با استفاده از رابطه تجربی استریکلر^۱ (۱۹۲۳) ضریب زبری دانه های رسوب (n_b) تعیین شد و پس از آن با استفاده از جداول مربوطه ضریب مانینگ تعدیلی برای عوامل مختلف به دست آمد و پس از آن با استفاده از رابطه (۱) ضریب مانینگ نهایی برای هر بخش به محاسبه گردید. نتایج حاصله حساسیت سنجی شد؛ بدین ترتیب که به ضرایب به دست آمده ۱۰ و ۲۰ درصد افزوده شد و ۱۰ و ۲۰ درصد کسر گردید و پس از آن به ازای مقادیر به دست آمده مدل مجدداً اجرا و اختلاف در سطح، عمق و سرعت اندازه گیری شد. در تمام نتایج به دست آمده میزان این اختلاف کمتر از ۱۰٪ و در اکثر موارد کمتر از ۵٪ بود که این مسئله نشان دهنده اعتبار ضرایب به دست آمده می باشد. نتایج به دست آمده در جدول شماره ۱ بیان شده است.



شکل ۴ دانه بندی مواد بستر رودخانه در حاشیه شهرک طالقان (راست) و بالادست حوضه مورد مطالعه (چپ)



شکل ۵ وضعیت پوشش گیاهی در حواشی رود در شهرک (راست) و بالادست (چپ)

جدول ۱ نتایج حاصل از تعیین ضرایب زبری در آبراهه اصلی و سیلاب دشت

ضریب زبری			محل مقطع
ساحل راست	بستر	ساحل چپ	
۰/۰۸۳	۰/۰۴۹	۰/۰۸	بالا دست سد طالقان
۰/۱۰۵	۰/۰۵۵	۰/۰۶	شهرک
۰/۰۷۸	۰/۰۴۷	۰/۰۸۳	بالا دست شهرک تا پل وشته

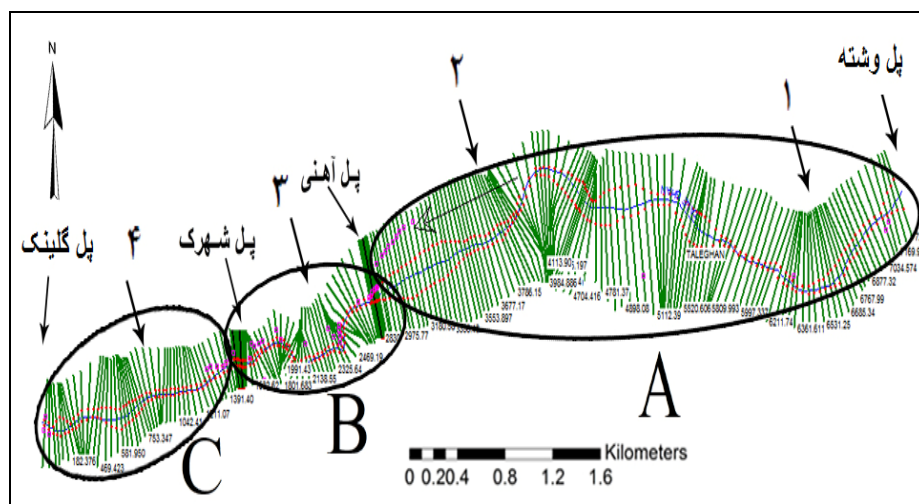
ج) وارد کردن شرایط مرزی بالادست و پایین دست؛ در دو سوی بازه مورد مطالعه در بالا دست و پایین دست، باید شرایط مرزی تعیین شود. شرایط مرزی برای برقراری سطح آب آغازین در هر یک از دو انتهای سیستم رودخانه (پایین دست و بالادست) مورد نیاز است. به منظور شروع محاسبات توسط برنامه، تعریف یک سطح آغازین آب ضروری می‌باشد. شرایط مرزی در مرز فیزیکی بالادست و پایین دست در بازه مورد نظر بازسازی شد. بدین منظور از روش عمق نرمال استفاده گردیده که مستلزم وارد کردن شیب خط انرژی و همچنین دبی داده شده در محل مورد نظر است. چنانچه شیب خط انرژی موجود نباشد، می‌توان از شیب کف رودخانه استفاده کرد که بدین منظور از روی پروفیل طولی در بالا دست و پایین رودخانه این شیب به دست آمده است.

د) وارد کردن میزان دبی لازم (به منظور تحلیل جریان)؛ برای این منظور از نتایج مطالعات شرکت آب منطقه ای تهران بر روی رودخانه طالقان استفاده گردید. همچنین از مقادیر سیلاب حداکثر لحظه‌ای در دوره بازگشت‌های مورد نظر در محل مورد مطالعه به روش کریگر استفاده شد. شایان ذکر است که در محل مورد مطالعه برآورد مقادیر سیلاب حداکثر لحظه‌ای به روش‌های دیکن، فولر و کریگر صورت پذیرفته که روش

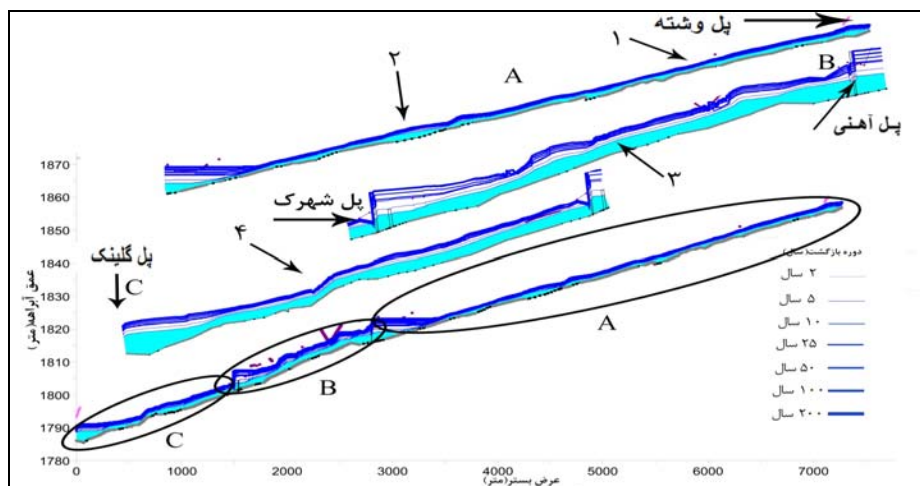
کریگر مورد تایید است. در بازه مورد نظر در ۲ بخش رودهای فرعی به شاخه اصلی می‌پیوندند که در این محل‌ها میزان دبی نیز افزایش می‌یابد و مقدار دبی محاسباتی در این محل‌ها لحاظ گردید. (و) انتخاب رژیم جریان مورد نظر (که جریان مختلط انتخاب گردید).

بحث و نتایج

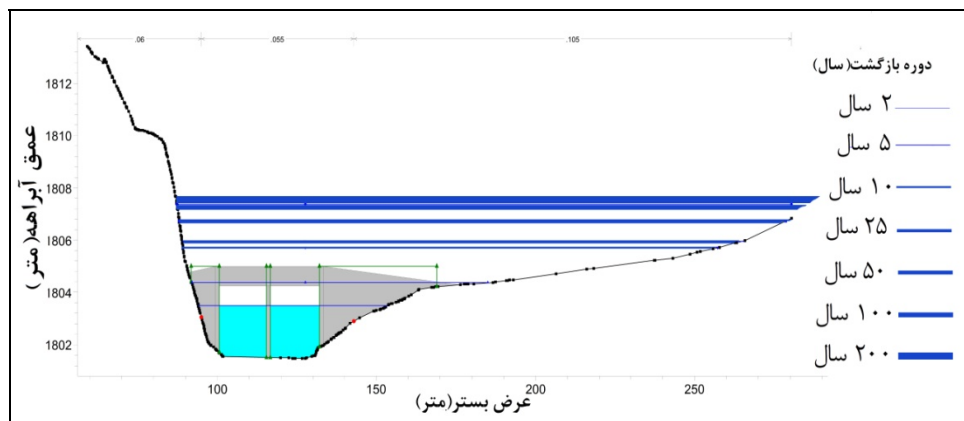
در شکل های ۶ تا ۱۳ برخی از نتایج اخذ شده از مدل سازی با نرم افزار HEC-RAS نشان داده شده است.



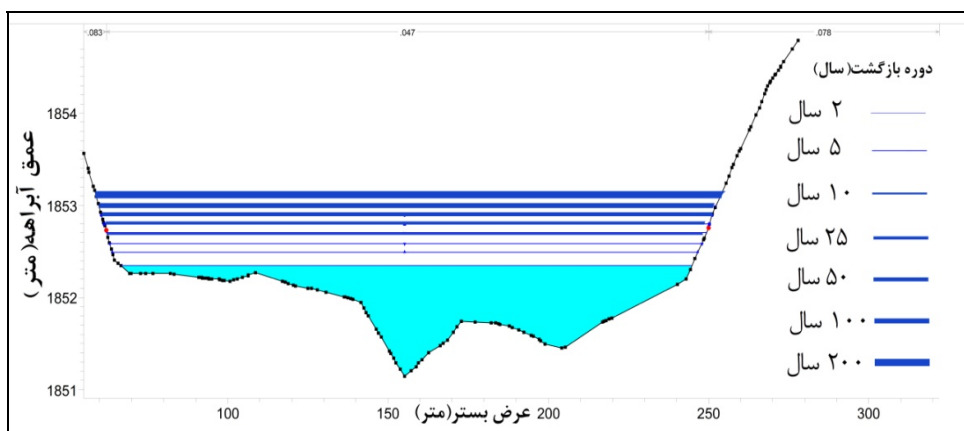
شکل ۶ موقعیت مقاطع عرضی بر روی رودخانه



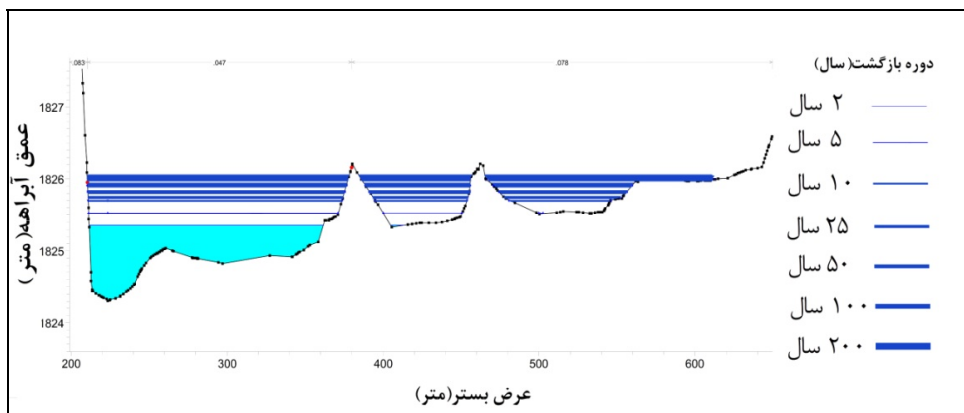
شکل ۷ پروفیل های طولی سطح آب به ازای دوره بازگشت های مختلف



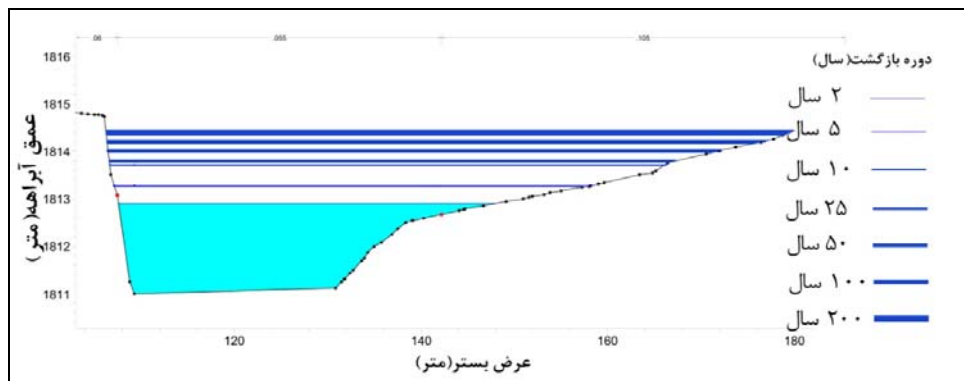
شکل ۸: پروفیل عرضی و سطوح سیلابی در محل قرارگیری پل شهرک



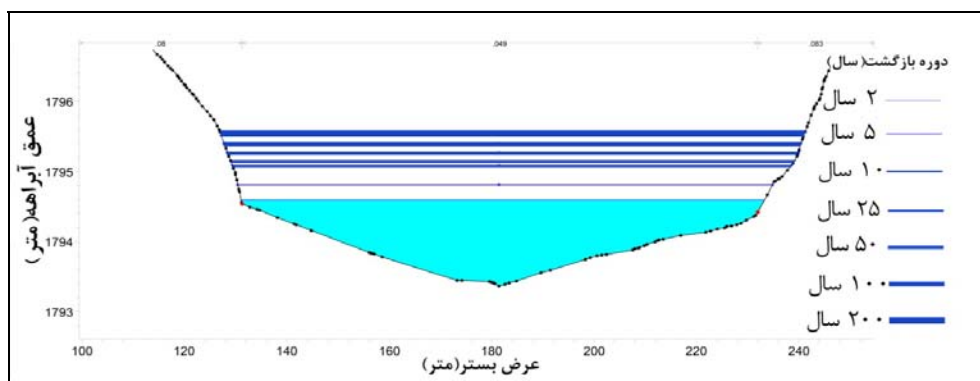
شکل ۹: پروفیل عرضی و سطوح سیلابی در محل قرارگیری مقطع شماره ۱



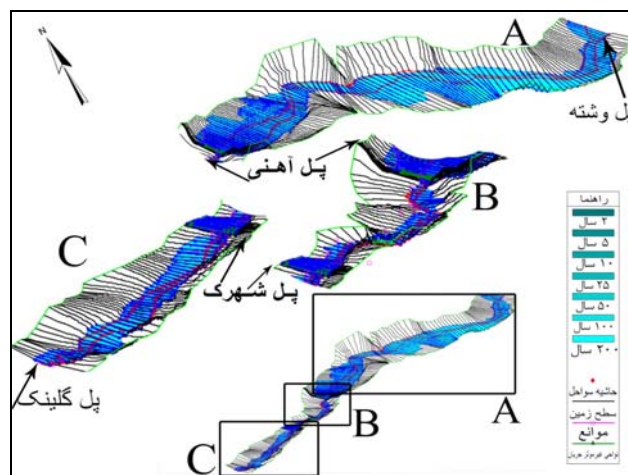
شکل ۱۰: پروفیل عرضی و سطوح سیلابی در محل قرارگیری مقطع شماره ۲



شکل ۱۱ پروفیل عرضی و سطوح سیلابی در محل قرارگیری مقطع شماره ۳

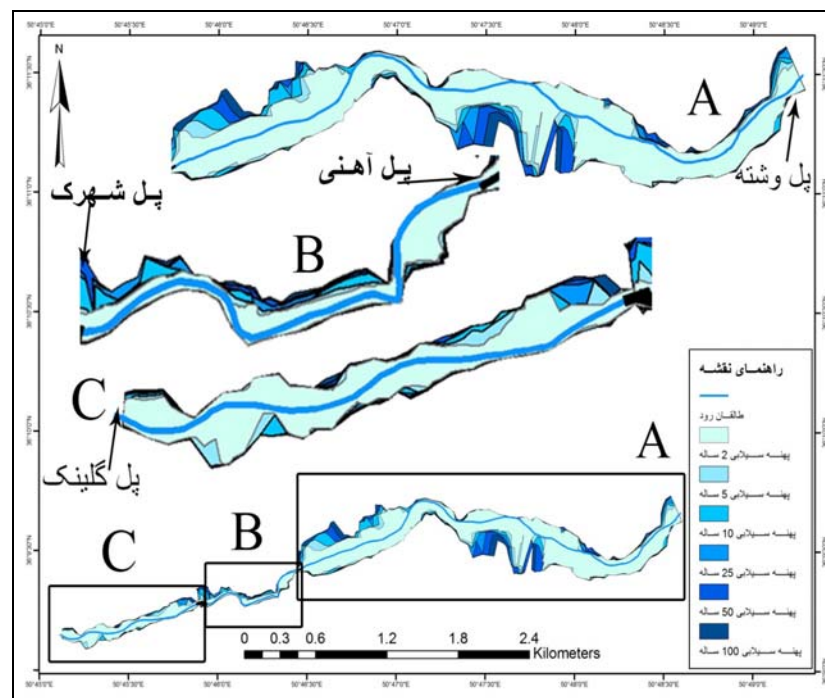


شکل ۱۲ پروفیل عرضی و سطوح سیلابی در محل قرارگیری مقطع شماره ۴



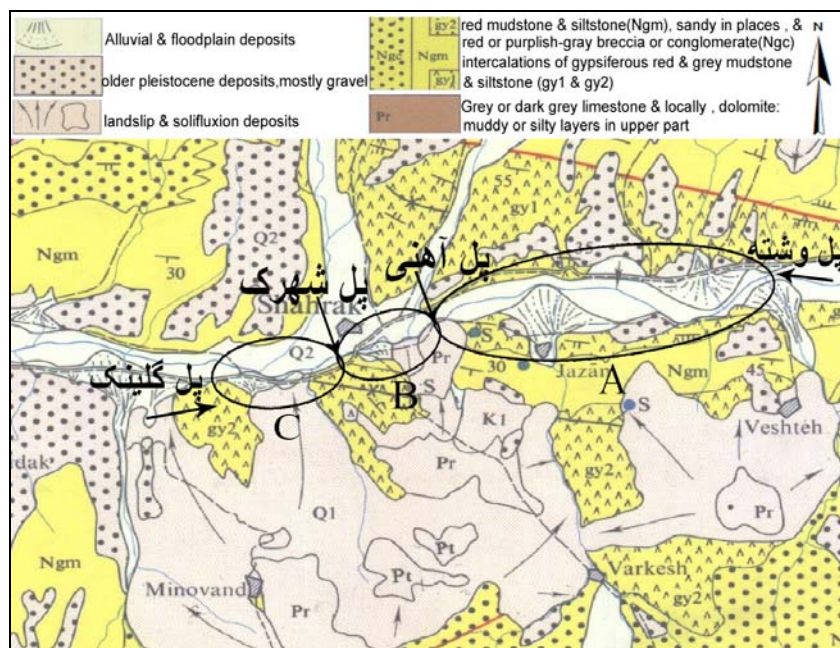
شکل ۱۳ نمای سه بعدی از سطوح سیلاب گیر در بازه مورد مطالعه

نتایج حاصل از محاسبات سطوح آب در دوره بازگشت‌های مختلف در نرم افزار HEC-RAS از طریق الحاقیه GIS به HEC-geo RAS منتقل و پهنه های سیلابی در هر دوره تعیین گردید. همان طور که در شکل ۱۴ دیده می شود، به ازای دوره بازگشت‌های طولانی تر میزان دبی بیشتر شده و پهنه سیلابی نیز وسعت بیشتری یافته است. البته تفاوت در گسترش پهنه سیلاب‌گیر در درجه اول ناشی از ویژگی‌های توپوگرافی مسیر دره می‌باشد. هر جا عرض بستر آبراهه زیاد شده پهنای سطح سیلابی نیز افزایش یافته و آب در سطح وسیع‌تری گسترش داشته است. برعکس، هر جا دره تنگ‌تر شده به همان نسبت پهنای سطح سیلابی نیز کاهش یافته و به موازات آن عمق سطح سیلابی افزایش یافته است. در حقیقت علت کم بودن تفاوت سطح سیل‌گیر در بسیاری از بخش‌ها وجود توپوگرافی پرشیب در حاشیه رود اصلی است. این ویژگی در حوالی شهرک به خوبی نمایان است. همچنین از طرف شهرک به سمت بالادست رودخانه، این مسئله در ساحل چپ رودخانه، که با بخش جنوبی کناره انطباق دارد، محرز است. در بسیاری از مقاطع، به ویژه در دوره بازگشت‌های زیر ۱۰۰ سال وجود برخی از موانع به خصوص آن دسته از موانع که ارتفاع بیش از ۲ متر دارند نظیر ساختمان‌ها موجب شده‌اند که دشت سیلابی از وسعت کمی برخوردار باشد. حتی در برخی از مقاطع، که تمام سطوح سیلابی بر یک سطح مشترک انطباق دارند، وجود موانع مرتفع و عدم توانایی آب در غرق کردن آن‌ها علت این موضوع است.



شکل ۱۴ پهنه‌های سیل‌گیر در دوره بازگشت‌های مختلف

با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و مشاهدات میدانی از منطقه، مشخص گردید که عامل اصلی تنگ‌شدگی و بازشدگی دره در محدوده مورد مطالعه، تفاوت مقاومت نسبی سنگ‌هاست. همان‌طور که در شکل شماره (۱۵) آمده، در محدوده پل وشته تا پل آهنی (A) جنس سنگ‌ها عمدتاً از ریپس و مادستون و سیلت استون است. همچنین بخش وسیعی از دره با رسوبات آبرفتی و سیلابی پوشیده شده است، قابلیت انحلال ریپس و همچنین فرسایش پذیری بسیار زیاد سایر رسوبات مذکور منجر به گسترش دره در این بخش شده، همین عامل گسترش عرضی در پهنه‌های سیل گیر و کاهش ارتفاع سیلاب در این بخش را در پی داشته است. در بخش B یعنی از پل آهنی تا پل شهرک وضعیت به گونه‌ای دیگر است، در این بخش جنس سنگ‌ها عمدتاً آهک‌ها و دولومیت‌های مقاوم است و همچنین رسوبات قدیمی‌تر پلیوستوسن و گراول در این بخش به چشم می‌خورد؛ به علاوه در این ناحیه، لغزشی عظیم در جهت شیب دره به سمت بستر رود رخ داده که خود عامل مهمی در تنگ‌شدگی و کاهش عرض دره است. این مسئله باعث شده تا از عرض پهنه‌های سیلاب گیر کاسته شده و بر ارتفاع آب در مواقع سیلابی افزوده گردد. بخش C نیز که پل شهرک تا پل گلینک را در بر می‌گیرد، وضعیتی مشابه بخش B دارد. به علاوه باید بیان داشت که پیوستن چندین شاخه فرعی در بخش B و C مانع گسترش دره‌ها در جهت عرضی شده‌اند و رسوب گذاری پی در پی این شاخه‌ها منجر به تنگ‌شدگی مجرای اصلی گردیده است.



شکل شماره ۱۵ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

نتایج نشان می‌دهد که از کل مساحت تحت پوشش سیل ۲۰۰ ساله حدود ۸۸/۱۶٪ مستعد سیل‌گیری توسط سیل‌های ۲۵ سال و کمتر از آن است. بخش زیادی از اراضی کشاورزی و بخشی از سکونتگاه‌ها در این بخش واقع شده است. در این میان ۱/۰۵ کیلومتر مربع از اراضی با سیلاب‌های ۲ ساله و ۱/۱۸ کیلومتر مربع با سیلاب‌های ۵ ساله، ۱/۲۹ کیلومتر مربع با سیلاب‌های ۱۰ ساله، ۱/۳۷ کیلومتر مربع با سیلاب‌های ۲۵ ساله، ۱/۴۴ کیلومتر مربع با سیلاب‌های ۵۰ ساله، ۱/۵۰ کیلومتر مربع با سیلاب ۱۰۰ ساله و ۱/۵۶ کیلومتر مربع با سیلاب ۲۰۰ ساله به زیر آب خواهند رفت.

References

- Abghari, H. 2004. Flood hazard zonation by using mathematical models and GIS. MSc Thesis, Tehran University.
- Barkhordar, M., Chavoshiyan, A. 2000. Flood Zoning, Workshop of Rivers Flood Control. Hydraulic Association.
- Goush, S. N., Translated by Qodsiyan, M. 1998. Flood Control and Drainage Engineering. Center for scientific publishing of Tarbiat Modares University.
- Gharib, M., Mosaedi, A., Najafi Nejad, A., Yakhkeshi, E. 2007. Zonation and risk assessment of flood damage (case study: Qarachay River suburban of Ramiyen). Journal of Faculty of Natural Resources, Volume 60, No 3, pp 785 to 797.
- Ghaffari, G., Amini A. 2010. The management of floodplains using geographic information system (GIS) (Case study: Qezel Ozan River), Journal of geographical space, year 10, No. 32, pp. 117 to 134.
- Geological Survey of Iran. 1959. 1:100,000 geological map of Shokran.
- Haji Gholizadeh, M. 2004. The Role of human intervention on floods Behavior in a part of Kan in Tehran zone. MSc thesis Watershed Engineering, Tarbiat Modarres University.
- Hekmatifar, H., Nazariha, M., Givehchy, S. 2009. The assessment of Agriculture Damages due to flood by using modeling in ARC View & HEC- RAS. Journal of Environmental Science and Technology, Volume XI, No 4.
- Hill, M. 2001. "Flood Plain Delineation Using the HEC-geo-RAS Extension for Arc View" Brigham Young University, CeEn 514.
- Heydari, A., Emami, K., Sadat Miri, M. H., Taqi Khan, S., Moradi Fallah, S, Barkhordar, , M. 2005. Flood forecasting and warning. Iranian National Committee on Irrigation and Drainage.
- Jebeli Fard, S., Omidvar, A., Najafi jilani, A. 1999. The Analizing of River System by HEC-RAS Model. Jahade Daneshgahi Amir Kabir Publications, third edition.
- Jalali Rad, R. 2002. Flooding zones in the Urban basin of Tehran by using GIS. MSc thesis Watershed Engineering, Tarbiat Modarres University.
- Khosravi, M. 2008. flood forecasting using artificial neural network and empirical equations (case study: Taleghan River). MSc Thesis, Tehran University.
- Knebl, M.R., Yang, Z.L., Hutchison, K., Maidment, D.R. 2005. Regional Scale Flood Modelling using (NEXRAD). Rainfall.GIS, and HEC-HMS/RAS: A Case study for the San Antonio River Basin Summer 2002 storm Event, Journal of Environment Management, 75:325-336.
- Khalil Zadeh, M., Fosaedi, A., Najafi Nejad, A. 2005. Flood hazard zonation of part of the Ziyarat river in the Urban basin of Gorgan, Agricultural Sciences and Natural Resources, Year XII, Issue IV.

- Ministry of Energy, Water Affairs and ABFA. 2011. Manual hydraulic roughness coefficients rivers. Publication No. 331, pp 79.
- Napradean, I and Chira, R. 2006. The hydrological modeling of the Usturoi Valley - Using two modeling programs - WetSpa And HecRas. CARPATHIAN JOURNAL OF EARTH AND ENVIRONMENTAL SCIENCES.vi.issn (1842-4090.53-62).
- Qomi Oili, F., Sadeghiyan, M. S., Javeed, A. H., Mir Bagheri, S. A. 2010. Zoning of flood simulation model using HEC-RAS (Case study: Karun river in between Ahvaz Bande Ghir). Quarterly of Science and Techniques in Natural Resources, Fifth Years, No. 1, pp. 105 to 115
- Rezaee Moghadam, M. H., Ismail, R. 2005. Geomorphological effects of flooding in the Reiskola basin: Northern Alborz. Journal of Agricultural Science, Volume 9, No 4.
- Shabanlu, S., Sedghi, H., Saghafeyan, B., Mousavi Jahromi, H. 2008. Zoning of flood in river network of Golestan province using GIS. Journal of Iranian Water Research, Year II, No. III, pp. 11 to 22.
- Sadeghi, S. H., Jalali Rad. R., Alimohammadi Sarab. A. 1382. Flood Zoning Using HEC-RAS software and Geographic Information System (Case Study: Tehran Darabad urban watershed). Journal of Agricultural Sciences and Natural Resources of the Caspian, first year, second edition. Pp. 34 to 47.
- Tate, E.C., Olivera, F., Madement, D. 1999. Floodplain Mapping Using HEC-RAS and ARC View GIS. Center for Research (CRWR).Report, N0.pp-1.

نابهنجاری‌های همدیدی منجر به یخبندان‌های فراگیر ایران

پیمان محمودی^۱ - دانشجوی دکترای اقلیم شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران

دکتر محمود خسروی - دانشیار اقلیم شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران

دکتر سید ابوالفضل مسعودیان - استاد اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

دکتر بهلول علیجانی - استاد اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۴/۲۰ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۵/۱۰

چکیده

این مطالعه نابهنجاری‌های همدیدی منجر به یخبندان‌های فراگیر ایران را با هدف بهبود قابلیت‌های پیش بینی این پدیده حادی مورد توجه قرار داده است. برای رسیدن به این هدف یخبندان‌های ایران براساس یک اصل مکانی، به سه دسته یخبندان‌های فراگیر، نیمه فراگیر و جزئی تقسیم بندی شدند. در ادامه سال‌های دارای حداکثر و حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر را که یک انحراف استاندارد بالاتر و پایین تر از میانگین بلند مدت بودند برای یک دوره ۴۳ ساله از ۱۹۶۲ تا ۲۰۰۴ مورد بررسی قرار گرفت. نقشه‌های مرکب حداکثری یخبندان‌های فراگیر، یک نابهنجاری فشاری دو قطبی با یک مقدار مثبت در شمال شرق و یک مقدار منفی ضعیف در شمال غرب ایران بر روی کشور ترکیه را نشان می‌دهد. چنین ساختاری باعث تقویت پرفشار سبیری و گسترش زیانه غربی آن تا غرب دریای مدیترانه می‌گردد و شرایط برای استقرار یک سامانه پرفشار بر روی این دریا فراهم می‌شود که نتیجه آن، عقب راندن زیانه سامانه کم فشار موسمی سودان به عرض‌های جغرافیایی پایین تر و همچنین مهیا شدن شرایط همدیدی برای ریزش هوای سرد از عرض‌های جغرافیایی بالاتر بر روی ایران است. برای شرایط حداکثری نیز مشاهده می‌شود که کل منطقه مورد مطالعه تحت سیطره یک نابهنجاری منفی است که کانون مرکزی شدت آن بر روی ترکیه قرار گرفته است. لذا پیکربندی الگوهای فضایی این گروه نشان از تضعیف پرفشار سبیری و متعاقب آن عدم گسترش زیانه غربی آن تا دریای مدیترانه دارد که شرایط برای استقرار یک کم فشار با گردش چرخندی بر روی دریای مدیترانه فراهم می‌شود لذا تحت این شرایط و با گسترش زیانه کم فشار موسمی سودان و تزریق رطوبت از واچرخند اقیانوس هند (دریای عرب) جو ایران شرایط مرطوب تر و گرمتری را تجربه می‌کند.

کلیدواژه‌ها: یخبندان، ایران، نابهنجاری همدیدی، پرفشار سبیری، الگوهای همدیدی.

مقدمه

اگرچه دماهای صفر و زیر صفر درجه سلسیوس در فصل سرد سال و در عرض‌های جغرافیایی میانه لزوماً یک پدیده حدی به شمار نمی‌آیند، اما ماندگاری طولانی مدت آنها در یک ناحیه وسیع و یا وقوع ناگهانی آنها در ابتدا و انتهای فصل سرما می‌تواند این دماها را به یک پدیده حدی تبدیل کنند. پدیده‌های حدی حاصل اندرکنش بین گردش‌های جوی بزرگ مقیاس و ویژگی‌های محلی مکان مورد مطالعه (ناهمواری، ارتفاع از سطح دریا و ...) هستند (مسعودیان و همکار، ۱۳۹۰: ۱۸۵-۱۶۵). با توجه به وضعیت جغرافیایی ایران و ارتفاع نسبتاً بالای بیشتر مناطق آن از سطح دریا و همچنین ورود توده هوای متفاوت به این سرزمین، وقوع سرما و یخبندان هر ساله بیشتر نقاط کشور و در بعضی سال‌ها حتی قسمت‌های جنوبی کشور را در بر می‌گیرد و خسارات زیادی را به بار می‌آورد. بنابراین شناسایی الگوهای گردشی به وجود آورنده این پدیده حدی که هدف اصلی این مقاله است می‌تواند در پیش‌بینی‌های دقیق‌تر و همچنین مدیریت کاهش خسارات ناشی از آن بسیار کمک‌رسان باشد.

مطالعات فراوانی در خصوص تعیین الگوهای گردشی به وجود آورنده رخداد‌های فرین‌دمایی در سطح جهان (اسکوبار و همکار^۱، ۱۹۹۹: ۲۶۰-۲۵۳؛ اسکوبار و همکاران، ۲۰۰۴: ۸۹-۶۹؛ پیتزا و همکار^۲، ۲۰۰۵: ۲۴۱-۲۱۵؛ روستی کوچی و همکار^۳، ۱۹۹۵: ۳۰۰-۲۹۱؛ وان دن باسلر^۴ و همکاران، ۲۰۰۹: ۴۳۹-۴۳۱) و ایران (لشکری، ۱۳۸۷: ۱۸-۱؛ لشکری و همکار، ۱۳۸۹: ۱۷۷-۱۵۱؛ علیجانی و همکار، ۱۳۸۷: ۱۶-۱؛ عزیزی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۹-۱) انجام گرفته است. اما مطالعاتی که اختصاصاً الگوهای گردشی مرتبط با یخبندان‌ها را مورد توجه قرار داده باشند، بسیار اندک هستند. پری‌یرا^۵ و همکاران (۱۹۹۲: ۱۱۸-۱۰۹) با تفکیک یخبندان‌ها به دو دسته یخبندان‌های تابشی و فرارفتی، منشاء همدیدی آنها را در لاس‌ویگاس^۶ در ویراکروز^۷ مکزیک مورد مطالعه قرار دادند. آنها دریافتند که منشاء یخبندان‌های فرارفتی، بادهای شمالی و یخبندان‌های تابشی عموماً بعد از بادهای شمالی و در شرایط آسمان‌های صاف رخ می‌دهند.

کاسومنوس^۸ و همکاران (۱۹۹۷: ۲۵۶-۲۴۹) در یک مطالعه موردی شرایط همدیدی به وجود آورنده یخبندان‌های اواخر ماه مارس ۱۹۹۴ را در مقدونیه مرکزی یونان با استفاده از یک مدل عددی شبیه‌سازی نمودند. شرایط همدیدی اواخر این ماه نشان می‌دهد یک جریان ضعیف باد، ناشی از یک گردش واپرخندی و وجود یک گرادیان ضعیف فشار در منطقه

1 Escobar and Bischoff

2 Pezza and Ambrizzi

3 Rusticucci and Vargas

4 Van den Besselaar

5 Pereyra

6 Las Vigas

7 Veracruz

8 Kassomenos

باعث به وجود آمدن رخداد یخبندان در این منطقه شده است. مولر^۱ و همکاران (۲۰۰۰: ۱۶۳۷-۱۶۱۹) نیز گزارش می‌دهند یخبندان‌ها در ناحیه وت پامپاس آرژانتین دارای تغییرات سال به سال زیادی هستند که بخشی از این تغییرات را می‌توان توسط تغییرات گردش جوی در طول زمان وقوع رخداد ال نینو - نوسان جنوبی توجیه کرد. همچنین رابطه بین تشدید رودبادهای جنب حاره‌ایی با افزایش فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر در جنوب مرکز آمریکای جنوبی موضوعی است که توسط مولر و همکاران (۲۰۰۵: ۱۱۲-۹۵) تایید شده است. آنها تشدید این رودباد را مرتبط به تقویت یک گردایان فشار در منطقه به سبب افزایش در فعالیت امواج روزبای می‌دانند.

در جنوب آمریکای جنوبی برای سال‌های با حداکثر فراوانی یخبندان‌ها نیز مشخص شده است که همواره یک آنومالی فشاری دو قطبی، که مرکز آنتی سیکلونی آن در شمال و مرکز سیکلونی آن در جنوب بر روی اقیانوس آرام قرار دارد، مشاهده می‌شود. این الگو شرایط را برای ورود آنتی سیکلون‌ها به درون قاره فراهم می‌کند. اما برای سال‌هایی که دارای حداقل فراوانی یخبندان‌ها بوده اند، یک آنومالی مثبت در فشار سطح دریا در شرق قاره مشاهده می‌شود که این الگو باعث ورود هوای گرم‌تر و مرطوب‌تر به درون ناحیه وت پامپاس و متعاقب آن کاهش فراوانی یخبندان‌ها می‌شود (مولر، ۲۰۰۷: ۱۳۸۷-۱۳۷۳).

بر مبنای مطالعات انجام شده در گذشته در خصوص الگوهای گردشی مسبب یخبندان‌های فراگیر در جنوب مرکز آمریکای جنوبی، این سوال در ذهن مولر و آمبریزی (۲۰۰۷: ۶۴۵-۶۳۳) به وجود آمد که آیا الگوهای بزرگ مقیاس خاصی از طریق گسترش امواج رزبای بر وقوع فراوانی حداکثر این رخدادها اثر گذار هستند یا نه؟ آنها برای جواب دادن به این سوال ابتدا محدوده گسترش امواج رزبای را از طریق تعیین دامنه حداکثر و حداقل گسترش آنها تعیین نمودند. سپس مشخص کردند که در زمان وقوع یخبندان‌های فراگیر، موج برهای قطبی و جنب حاره ای قبل از ورود به قاره آمریکای جنوبی با همدیگر ترکیب می‌شوند و این ترکیب، باعث افزایش ورود بی در پی امواج سرد به منطقه مورد مطالعه می‌شوند.

اما در ایران جابجایی سیستم‌های فشار از عرض‌های جغرافیایی بالاتر و بر خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت به یخبندان‌های شدید و فراگیر و جابجایی از عرض‌های پایین‌تر و در جهت حرکت عقربه‌های ساعت به یخبندان‌های ضعیف و نیمه فراگیر منتهی می‌شود، ضمن اینکه استقرار محور فرود در ساحل شرقی مدیترانه غالباً نشانه ورود موج یخبندان در همان روز به ایران و تداوم به طور متوسط ۷ روزه آن است (براتی، ۱۳۷۵: چکیده). بهیار (۱۳۸۲: ۱۲۰-۱۰۷) وجود یک سامانه پرفشار بر روی سطح زمین و یک افزایش ناگهانی ارتفاع در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را عامل ایجاد یخبندان شدید ۲۶ آوریل ۲۰۰۰ شهرستان شهرکرد می‌داند. همچنین ایشان میزان گرمایی را که در زمان وقوع این یخبندان از محیط گرفته شده است ۷۱ برابر میانگین دوره پنج روزه محاسبه نموده است یعنی به طور میانگین ۷۱ ساعت طول می‌کشد تا به طور طبیعی این میزان گرما جبران و دوباره به محیط وارد شود. در یک ارزیابی همدیدی از یخبندان‌های فراگیر در نیمه غربی ایران مشاهده می‌شود که در تمام روزهایی که پدیده یخبندان رخ داده است، یک سیستم کم ارتفاع در

تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شمال دریای خزر مشاهده می‌شود، که این سیستم معمولاً با یک سیستم کم ارتفاع نسبتاً قوی در غرب خود و بر روی دریای مدیترانه همراه است. همچنین در روزهای یخبندان خطوط همدمای ۱۵- تا ۳۰- درجه سلسیوس در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از روی ایران عبور می‌کند (عزیزی، ۱۳۸۳: ۹۹-۱۱۶). فتاحی و همکار (۱۳۸۸: ۱۳۶-۱۲۷) نیز با انجام تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های روزانه، فشار سطح زمین و تراز ارتفاعی ۵۰۰ هکتوپاسکال، الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه ایران را شناسایی نمودند. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد تیپ‌های هوای پرفشار اروپای شمالی، پرفشار سیبری و پرفشار اروپای شرقی بیشترین تأثیر را در رخداد یخبندان‌های شدید و فراگیر ایران داشته‌اند؛ به طوری که این تیپ‌های هوا جریانات سرد قطبی را از عرض‌های جغرافیایی بالا به سوی عرض‌های پایین منتقل کرده و به دنبال آن یخبندان‌های شدید و فراگیر را به وجود می‌آورند.

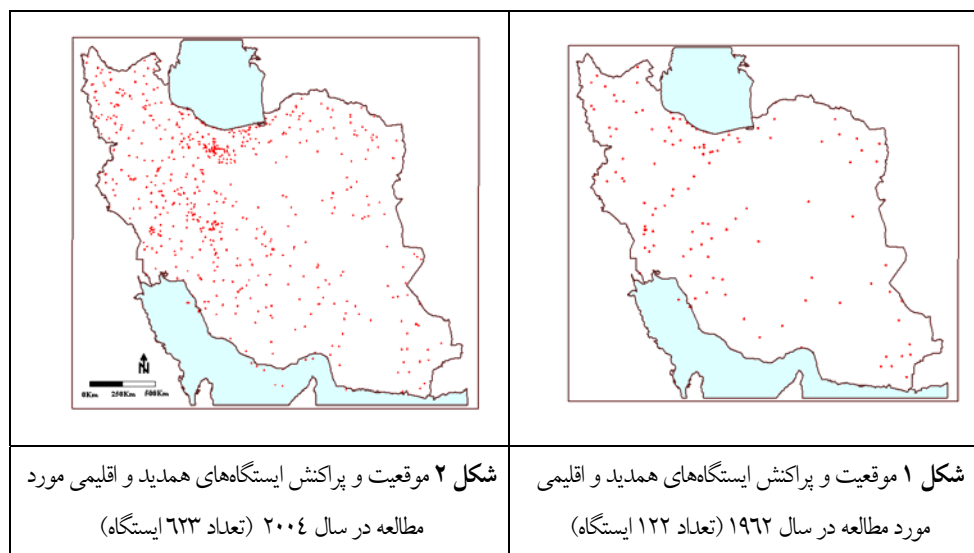
با توجه به نتایج به دست آمده از مطالعات قبلی، می‌توانیم یخبندان‌ها را به سه گروه دسته‌بندی کنیم: ۱- یخبندان‌های فراگیر؛ ۲- دوم یخبندان‌های نیمه فراگیر؛ ۳- یخبندان‌های جزئی. هدف این تحقیق، بررسی مشخصات و ویژگی‌های میانگین سالانه، فصلی و ماهانه الگوهای گردش جوی مرتبط با وقوع حداقل و حداکثر فراوانی یخبندان‌های فراگیر ایران است. این تجزیه و تحلیل‌ها در جهت شناخت مکانیسم‌های فیزیکی به وجود آورنده یخبندان‌های گروه اول، یعنی یخبندان‌های فراگیر، بسیار می‌تواند کمک‌رسان باشد. در نهایت نتایج به دست آمده از هر دو گروه (یعنی حداقل و حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر) با یکدیگر مقایسه می‌شوند. از این راه الگوهای مختلف گردش اتمسفری که باعث ایجاد یخبندان‌های فراگیر می‌شوند شناسایی می‌گردند. نتایج حاصل از این مطالعه این امکان را جهت تشخیص انواع مختلف یخبندان‌ها در ایران را فراهم می‌کند. همچنین نتایج حاصل از این مطالعه کمک‌شایانی در بهبود پیش‌بینی‌های این رخداد و کاهش اثرات منفی آن خواهد نمود.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش جهت شناسایی نابهنجاری‌های همدید مرتبط با یخبندان‌های فراگیر ایران به دو پایگاه داده نیاز است: یکی پایگاه داده‌های جوی، که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌کند و دیگری پایگاه داده‌های رویداد سطحی. داده‌های سطحی مورد بررسی در این پژوهش شامل تمامی اندازه‌گیری‌های دمای حداقل روزانه ۶۶۳ ایستگاه سینوپتیک و اقلیم‌شناسی کشور با دوره آماری ۴۳ ساله (۱۹۶۲-۲۰۰۴) برای ماه‌های اکتبر تا آوریل است که از سازمان هواشناسی ایران اخذ شد. داده‌های جوی لازم برای این پژوهش نیز از پایگاه داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی محیطی-مرکز ملی پژوهش‌های جوی^۱ NCEP/NCAR برداشت شد. این داده‌ها در تارنمای (www.cdc.noaa.gov) در دسترس هستند.

1 National Center Environmental Prediction – National Climatic American Research

پس از آماده کردن پایگاه داده ای دمای حداقل کشور، نقشه‌های همدمای کشور از ۱۹۶۲/۱/۱ تا ۲۰۰۴/۱۲/۳۱ به مدت ۹۱۱۶ روز به روش کریگینگ میانابی شد. لازم به اشاره است که تعداد ایستگاه‌ها در هر کدام از سال‌های مورد مطالعه متفاوت بوده است؛ به طوری که تعداد ایستگاه‌های سینوپتیک و اقلیم شناسی در سال ۱۹۶۲، ۱۲۲ ایستگاه (شکل ۱) و در سال ۲۰۰۴، ۶۶۳ ایستگاه (شکل ۲) بوده است.



در ادامه یخبندان‌ها (یعنی آن روزهایی که درجه حرارت مساوی یا کمتر از صفر درجه سلسیوس است) به سه گروه تقسیم می‌شوند: یخبندان‌های جزئی، یخبندان‌های نیمه فراگیر و یخبندان‌های فراگیر. بر اساس معیارهای تعریف شده زیر، هر روز در یکی از گروه‌های سه گانه بالا به شرح ذیل طبقه بندی شدند:

- یخبندان‌های جزئی: یخبندان هائی هستند که درصد مساحت همراه با یخبندان برابر یا کمتر از ۲۵ درصد کل مساحت ایران باشند.
- یخبندان‌های نیمه فراگیر: یخبندان هائی هستند که میزان مساحت دارای یخبندان ۲۵ تا ۶۵ درصد کل مساحت ایران را شامل شوند.
- یخبندان‌های فراگیر: یخبندان هائی هستند که حدود ۶۵ درصد و بیشتر مساحت در ایران یخبندان را تجربه کرده باشند.

در ادامه، فرین‌های فراوانی روزهای وقوع یخبندان‌ها به طور جداگانه برای گروه یخبندان‌های فراگیر که یک واحد انحراف معیارپائین تر $(-\sigma)$ و یا بالاتر $(+\sigma)$ از میانگین بلندمدت دوره ۱۹۶۲-۲۰۰۴ هستند، انتخاب می‌گردند. جدول شماره ۱ سال هائی را که با حداکثر $(+\sigma)$ و حداقل $(-\sigma)$ وقوع روزهای یخبندان در دوره‌های مختلف انتخاب شده مطابقت دارند، نشان می‌دهد. مشخصات دوره‌های مستقل انتخاب شده به شرح زیر هستند:

- سالانه (از اکتبر تا آوریل)
- فصلی (پاییز [اکتبر و نوامبر]، زمستان [دسامبر، ژانویه و فوریه] و بهار [مارس و آوریل])
- و ماهانه.

جدول ۱ سال‌های با فراوانی وقوع پدیده حلی یخبندان‌های فراگیر برای دوره‌های مورد مطالعه

آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	دسامبر	نوامبر	اکتبر	بهار	زمستان	پاییز	سالانه
۱۹۶۵/۱۹۶۷	۱۹۶۷/۱۹۶۸	۱۹۶۷/۱۹۶۸		۱۹۶۵/۱۹۶۶	۱۹۶۶/۱۹۶۷	۱۹۶۶/۱۹۶۷	۱۹۶۶/۱۹۶۷	(۷۴-۷۶)	۱۹۶۶/۱۹۶۷	(۶۵-۶۷)
۱۹۸۱/۱۹۸۲	۱۹۸۲/۱۹۸۳	۱۹۸۲/۱۹۸۳		۱۹۸۱/۱۹۸۲	۱۹۸۲/۱۹۸۳	۱۹۸۲/۱۹۸۳	۱۹۸۲/۱۹۸۳	(۷۷-۷۹)	۱۹۸۲/۱۹۸۳	(۶۷-۶۹)
	۱۹۸۵/۱۹۸۶	۱۹۸۵/۱۹۸۶		۱۹۸۵/۱۹۸۶	۱۹۸۶/۱۹۸۷	۱۹۸۶/۱۹۸۷	۱۹۸۶/۱۹۸۷	(۸۰-۸۲)	۱۹۸۶/۱۹۸۷	(۷۴-۷۶)
	۱۹۹۰/۱۹۹۱	۱۹۹۰/۱۹۹۱		۱۹۸۹/۱۹۹۰	۱۹۹۰/۱۹۹۱	۱۹۹۰/۱۹۹۱	۱۹۹۰/۱۹۹۱	(۸۱-۸۳)	۱۹۹۰/۱۹۹۱	(۷۶-۷۸)
	۱۹۹۷/۲۰۰۰			۱۹۹۷/۲۰۰۰	۱۹۹۷/۲۰۰۰	۱۹۹۷/۲۰۰۰	۱۹۹۷/۲۰۰۰	(۸۳-۸۴)	۱۹۹۷/۲۰۰۰	(۷۸-۸۰)
										(۸۱-۸۳)
										(۸۳-۸۴)
	۱۹۶۶/۱۹۶۷	۱۹۶۶/۱۹۶۷	۱۹۶۶/۱۹۶۷	۱۹۶۸/۱۹۶۹	۱۹۶۸/۱۹۶۹	۱۹۶۸/۱۹۶۹	۱۹۶۸/۱۹۶۹	(۶۳-۶۵)	۱۹۶۸/۱۹۶۹	(۶۵-۶۷)
	۱۹۷۷/۱۹۷۸	۱۹۷۷/۱۹۷۸	۱۹۷۷/۱۹۷۸	۱۹۷۸/۱۹۷۹	۱۹۷۸/۱۹۷۹	۱۹۷۸/۱۹۷۹	۱۹۷۸/۱۹۷۹	(۶۵-۶۷)	۱۹۷۸/۱۹۷۹	(۶۷-۶۹)
	۱۹۸۶/۱۹۸۷	۱۹۸۶/۱۹۸۷	۱۹۸۶/۱۹۸۷	۱۹۸۷/۱۹۸۸	۱۹۸۷/۱۹۸۸	۱۹۸۷/۱۹۸۸	۱۹۸۷/۱۹۸۸	(۶۷-۶۹)	۱۹۸۷/۱۹۸۸	(۶۹-۷۱)
	۱۹۹۶/۱۹۹۷	۱۹۹۶/۱۹۹۷	۱۹۹۶/۱۹۹۷	۱۹۹۷/۱۹۹۸	۱۹۹۷/۱۹۹۸	۱۹۹۷/۱۹۹۸	۱۹۹۷/۱۹۹۸	(۶۹-۷۱)	۱۹۹۷/۱۹۹۸	(۷۱-۷۳)
								(۷۱-۷۳)		(۷۳-۷۵)
								(۷۳-۷۵)		(۷۵-۷۷)
								(۷۵-۷۷)		(۷۷-۷۹)
								(۷۷-۷۹)		(۷۹-۸۱)
								(۸۱-۸۳)		(۸۱-۸۳)
								(۸۳-۸۴)		(۸۳-۸۴)

با مشخص شدن دو گروه از یخبندان‌های دارای حداکثر و حداقل فراوانی، نقشه‌های مرکبی از متغیرهای گوناگون هواشناسی، که با شرایط تعریف شده برای هر گروه مطابقت داشت، فراهم گردید. متغیرهای مورد استفاده جهت تشریح ناهنجاری‌های استخراج شده عبارتند از: فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل سطوح بالا و پایین، دمای سطح زمین، رطوبت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، بردار باد در سطح ۸۵۰ و ۲۵۰ هکتوپاسکال، به انضمام باد مداری و نصف النهاری در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال. ناهنجاری‌ها - همان گونه که گفته شد - با توجه به دوره اقلیم شناسی (۱۹۶۲-۲۰۰۴) برای هر سه زیر دوره سالانه، فصلی و ماهانه استخراج گردیدند. داده‌های مورد استفاده در این قسمت، داده‌های دوباره تحلیل شده مرکز پیش بینی زیست محیطی (NCEP) با قدرت تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه است.

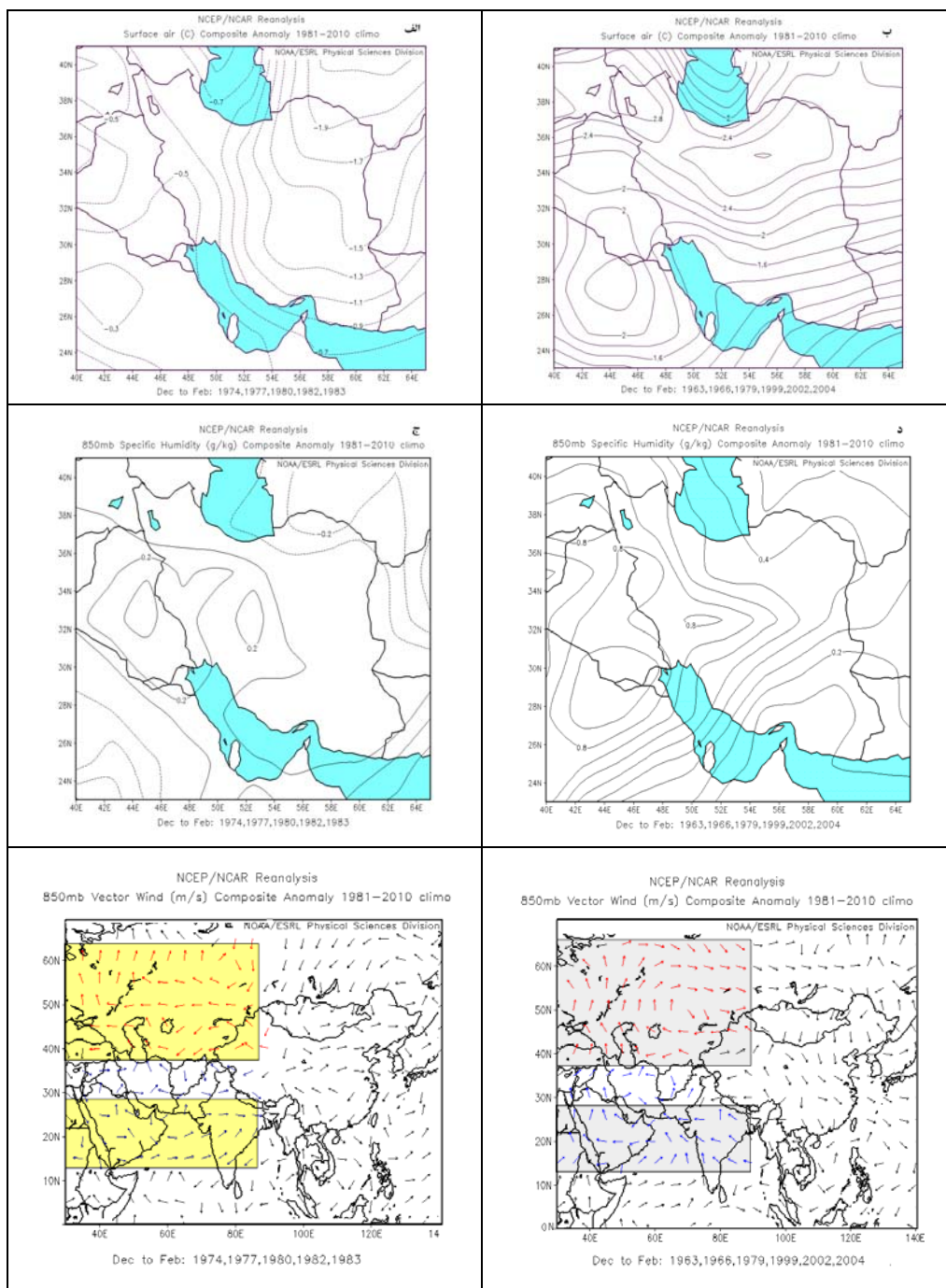
بحث و نتایج

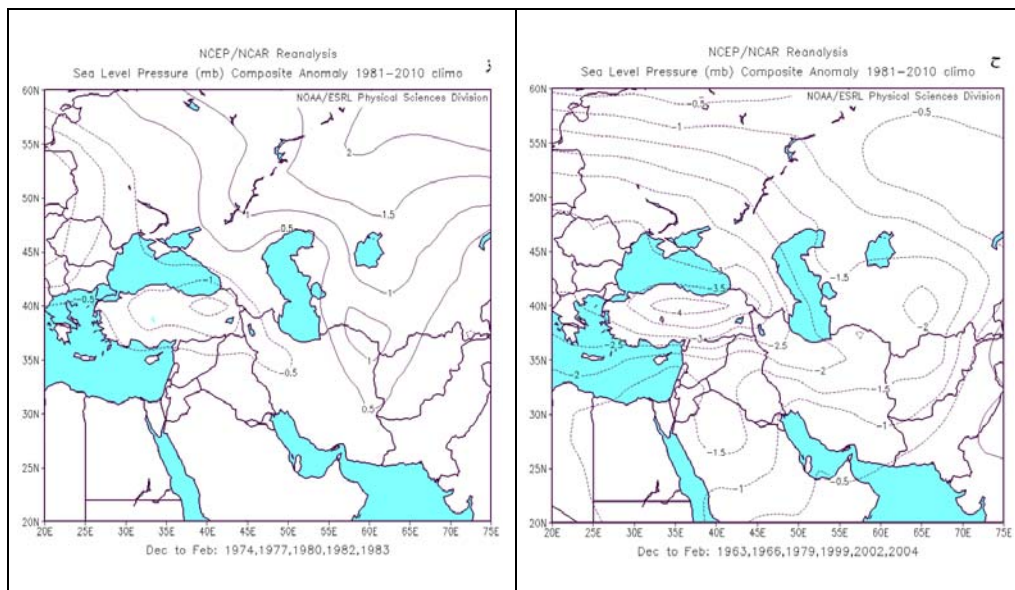
زمانی که نقشه‌های مرکب هر کدام از سال‌های دارای حداقل ($-\sigma$) و حداکثر ($+\sigma$) فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر تهیه شد (جدول ۱) مشاهده گردید رفتارهای متضادی در رفتار متغیرهای مورد مطالعه در هر کدام از فرین‌های حداقل و حداکثر در بسیاری از دوره‌های تحلیل شده وجود دارد. در این مورد، نقشه‌های مرکب ناهنجاری‌های دمایی سطح زمین در زمان وقوع یخبندان‌های فرین فصل زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) در شکل ۳ (الف) و (ب) با مقادیر منفی برای حداکثر فراوانی روزهای دارای یخبندان ($+\sigma$) و مقادیر مثبت برای حداقل فراوانی روزهای دارای یخبندان ($-\sigma$) نشان داده شده است. همان طور که انتظار می‌رفت در مقایسه نقشه‌های مرکب فصل زمستان با نقشه‌های

به دست آمده برای فصل پاییز، فصل بهار و سالانه مشاهده شد که مشابهت‌های زیادی بین آنها وجود دارد. همچنین یک رابطه مشابه برای ناهنجاری‌های رطوبتی، همان‌طور که در شکل شماره ۳ (ج) و (د) نشان داده شده است، وجود دارد. همچنین با ملاحظه نقشه‌های مرکب ناهنجاری باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در طول زمستان‌های دارای حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر (شکل ۳ ه)) مشاهده شد که یک ناهنجاری در الگوهای گردش روی اقیانوس هند (دریای عرب) و همچنین یک ناهنجاری در الگوهای گردش واقع بر روی دریای مدیترانه قابل مشاهده است. همین ناهنجاری‌ها برای زمستان‌های دارای حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر نیز قابل مشاهده است، اما تقریباً با وضعیتی بر عکس وضعیت مشاهده شده برای الگوهای با حداکثر یخبندان‌های فراگیر (شکل ۳ و)). دوره‌های سالانه و دو فصل بهار و پاییز نیز ویژگی‌های بسیار مشابهی با فصل زمستان نشان دادند که علت آن را می‌توان در مشابه بودن سال‌های انتخاب شده جستجو نمود (جدول ۱). به همین علت از آوردن نقشه‌های مرکب سالانه و دو فصل بهار و پاییز خودداری شده است.

فشار اتمسفری سطح دریا نیز در سال‌های با حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر ($\sigma +$) با یک الگوی دوقطبی، با حداکثر ناهنجاری مثبت در شمال شرق ایران در حد فاصل دو عرض جغرافیایی ۳۵ تا ۵۵ درجه شمالی و یک حداقل ناهنجاری منفی در شمال غرب ایران در حد فاصل دو عرض جغرافیایی ۳۵ تا ۴۰ درجه شمالی مشخص می‌شود (شکل ۳ ز)). مقایسه نقشه‌های مرکب الگوهای سالانه و فصلی (پاییز و بهار) با الگوهای فصل زمستان حاکی از وجود همان الگوها، اما با فراوانی و گسترش مکانی کمتری نسبت به الگوهای فشار فصل زمستان است. از طرف دیگر، برای سال‌هایی با حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر ($\sigma -$) (شکل ۳ ح))، شاهد یک ناهنجاری منفی بسیار قوی در شمال غرب ایران با مرکزیت آن بر روی ترکیه هستیم، که تمام ایران را حتی تا جنوب شرق آن در برگرفته است. این الگوها، تفاوت بین فرین‌های حداقل و حداکثر روزهای یخبندان فراگیر در ایران را از لحاظ همدیدی تشریح می‌کند، بنابراین، اگر سامانه پرفشاری که در شمال شرق ایران مستقر شده است، تقویت شود به دلیل فراهم شدن شرایط ورود این سیستم‌ها به داخل ایران، شاهد افزایش تعداد روزهای یخبندان‌های فراگیر در ایران هستیم. الگوی همدیدی به دست آمده با موقعیت آنتی سیکلون‌های به وجود آورنده سرماهای فرین ایران مطابقت دارد. این الگوها توسط مسعودیان و دارند (۱۳۹۰: ۱۸۵-۱۶۵) که با استفاده از یک طبقه بندی اقلیمی سینوپتیکی، الگوهای گردش اتمسفری سرماهای فرین ایران را (که روزهای با شرایط یخبندان‌های گروه فراگیر را نیز شامل می‌شد) استخراج نموده بودند، مطابقت دارد. از این گذشته، فرین‌های حداقل، زمانی رخ می‌دهند که یک ناهنجاری منفی قوی بر روی ترکیه در شمال غرب ایران و یک ناهنجاری منفی ضعیف در شمال شرق ایران مستقر گردد. در این شرایط، شاهد کاهش شدت کانون مرکزی پرفشار سیری در شمال شرق ایران و در نتیجه، کاهش گستردگی نفوذ زیانه‌های این پرفشار به داخل ایران هستیم. در شمال غرب نیز شاهد کاهش فشار سیستم‌های پرفشار هستیم. بر اساس نتایج حاصل از تحقیقات براتی (۱۳۷۵: ۲۱۳-۱) جابجایی سیستم‌ها از عرض‌های

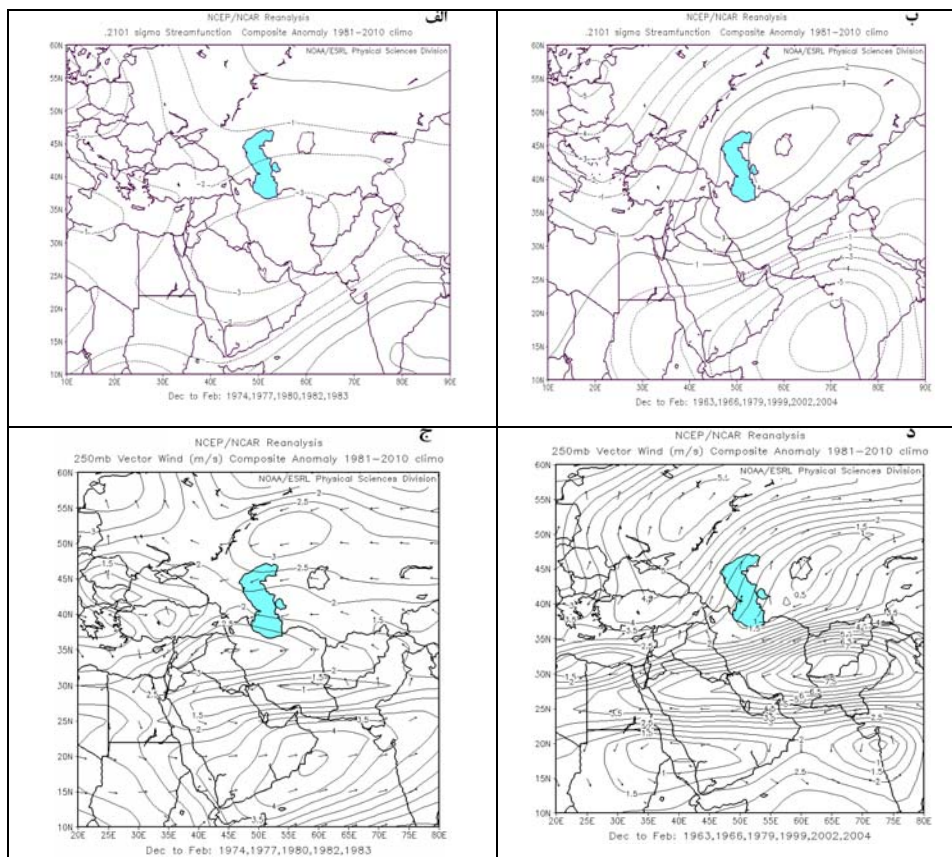
جغرافیایی پایین تر و در جهت حرکت عقربه‌های ساعت به یخبندان‌های ضعیف و نیمه فراگیر منتهی می‌شود. این سیستم‌ها دارای بروود کمتر و در نتیجه مانع افزایش یخبندان‌های فراگیر گسترده بر روی کشور می‌شوند.





شکل ۳ نابهنجاری‌های دمای سطحی ($^{\circ}\text{C}$) (الف)-(ب)، رطوبت ویژه (g Kg^{-1}) در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال (ج)-(د)، باد برداری در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال (ه)-(و)، فشار سطح دریا (hPa) (ز)-(ح)، برای نقشه‌های مرکب یخبندان‌های فراگیر برای دوره زمستان $+\sigma$ (سمت چپ) و زمستان $-\sigma$ (سمت راست). خطوط پر (خط چین) مقادیر مثبت (منفی) را نشان می‌دهد.

برای هر دوی حداکثر ($+\sigma$) و حداقل ($-\sigma$) فراوانی وقوع روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر، نقشه‌های مرکب سطوح فوقانی منطبق بر دوره‌های سالانه و فصلی ترسیم گردیدند. این نقشه‌ها نیز همچون نقشه‌های مرکب تهیه شده در قبل، پیکربندی‌های مختلفی را برای فصل زمستان نشان می‌دهد. چنانکه در شکل شماره ۴ (الف) مشاهده می‌شود، یک نابهنجاری منفی از تابع جریان سرتاسر ایران را در سطوح فوقانی در بر گرفته است که این نابهنجاری باعث ایجاد گردش سیکلونی در سطوح فوقانی و متعاقب آن کاهش سرعت رودباد بر روی ایران می‌گردد. این نابهنجاری در کاهش سرعت رودباد و همچنین جهت وزش باد در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال به طور مشخص در شکل شماره ۴ (ج) قابل مشاهده است. اما در زمستان‌های با حداقل فراوانی روزهای یخبندان ($-\sigma$)، یک نابهنجاری مثبت از تابع جریان در نیمه شمالی ایران و یک نابهنجاری منفی در نیمه انتهایی جنوب ایران قابل مشاهده است (شکل ۴ (ب))؛ بنابراین، در نیمه شمالی ایران یک نابهنجاری آنتی سیکلونی و در نیمه جنوبی آن یک نابهنجاری سیکلونی حاکم است که نتیجه آن تقویت و تشدید رودباد در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال بر روی ایران است (شکل ۴ (د)).

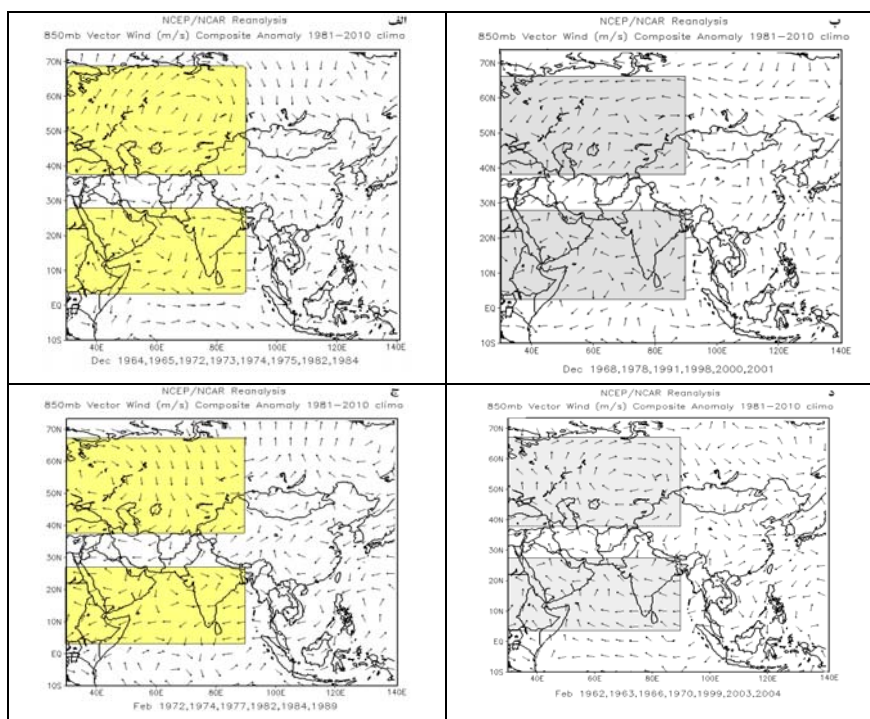


شکل ۴: نابهنجاری‌های تابع جریان ($\times 10^{-6} m^2 s^{-1}$) در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال (الف)-(ب)، و باد برداری و مؤلفه مداری (ms^{-1}) در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال (ج)-(د)، برای نقشه‌های مرکب گروه یخبندان‌های فراگیر برای فصل زمستان $\sigma +$ (سمت چپ) و فصل زمستان $\sigma -$ (سمت راست). خطوط پر (خط چین) مقادیر مثبت (منفی) را نشان می‌دهد.

در تحلیل‌های ماهانه میانگین گردش اتمسفری نیز ابتدا برای هر کدام از ماه‌های مورد مطالعه، دو پارامتر دمای هوا و رطوبت ویژه مورد بررسی قرار گرفتند. در مورد دمای هوا، الگوهای ماهانه از اکتبر تا آوریل حاکی از همسان بودن الگوهای نابهنجاری این ماه‌ها با الگوهای فصل زمستان هستند (شکل شماره ۳، الف و ب). در مورد رطوبت ویژه نیز تجزیه و تحلیل‌های ماه به ماه هیچ تغییری را با فصل زمستان نشان نمی‌دهد؛ یعنی کل ایران برای ماه‌های با حداقل روزهای یخبندان دارای نابهنجاری مثبت و برای حداکثر روزهای یخبندان دارای نابهنجاری منفی است؛ بنابراین، از آوردن نقشه‌های مرکب آنها اجتناب گردیده است (شکل ۳، ج و د).

نقشه‌های مرکب ماهانه نابهنجاری‌های بردار باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای حداقل وقوع روزهای یخبندان $\sigma -$ (شکل ۵، قسمت راست پانل) نیز نشان می‌دهد در ماه دسامبر در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در شمال ایران و تقریباً در حد

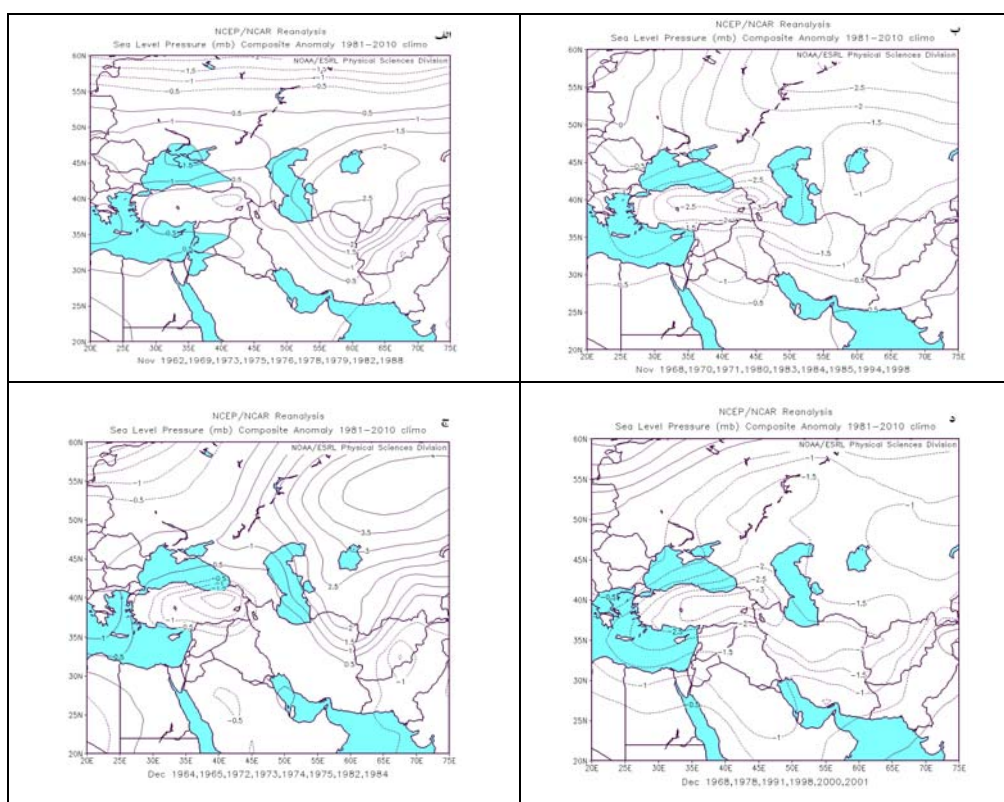
فاصل ۴۰ تا ۷۰ درجه عرض شمالی جریانات دارای یک گردش نامنظم شبه چرخندی و در جنوب ایران بر روی اقیانوس هند تقریباً در حد فاصل ۱۰ تا ۲۵ درجه عرض شمالی دارای یک گردش و اچرخندی قوی هستند (شکل شماره ب - ۵). همچنین یک نابهنجاری چرخندی بر روی دریای مدیترانه نیز قابل مشاهده است این حاکی از نفوذ و استیلای بیشتر جریانات گرم و مرطوب جنوبی بر جریانات سرد و خشک شمالی بر روی ایران در این ماه است. در ماه فوریه نیز بردار باد با اندکی تغییرات همان جهت‌های ماه دسامبر را در قسمت شمالی و جنوبی ایران نشان می‌دهد؛ به طوری که در شمال ایران بردار باد دارای یک گردش و اچرخندی مشخص است که هسته مرکزی این گردش در شمال شرقی ایران واقع شده است (شکل شماره د - ۵). در عوض، برای حداکثر وقوع روزهای یخبندان $\sigma +$ (قسمت چپ پائل) یک وضعیت غیر معمول در نقشه‌های مرکب ماه دسامبر مشاهده می‌شود به طوری که جهت بردار باد در قسمت شمالی ایران دارای یک گردش و اچرخندی است که این نوع گردش بر روی دریای مدیترانه نیز قابل مشاهده است. در جنوب ایران نیز یک گردش و اچرخندی ضعیف و با گستردگی کم قابل مشاهده است (شکل الف - ۵) در ماه فوریه نیز این وضعیت غیر معمول، اما با مقداری تفاوت مشاهده می‌شود (شکل شماره ج - ۵). این تفاوت در جریان‌ها باعث می‌شود نابهنجاری‌های دمایی نیز محسوس‌تر گردد. در ماه‌های ژانویه، مارس و آوریل نیز نقشه‌های مرکب با کمی تفاوت حاکی از شبیه بودن الگوهای این ماه با میانگین الگوهای فصلی زمستان می‌باشد.

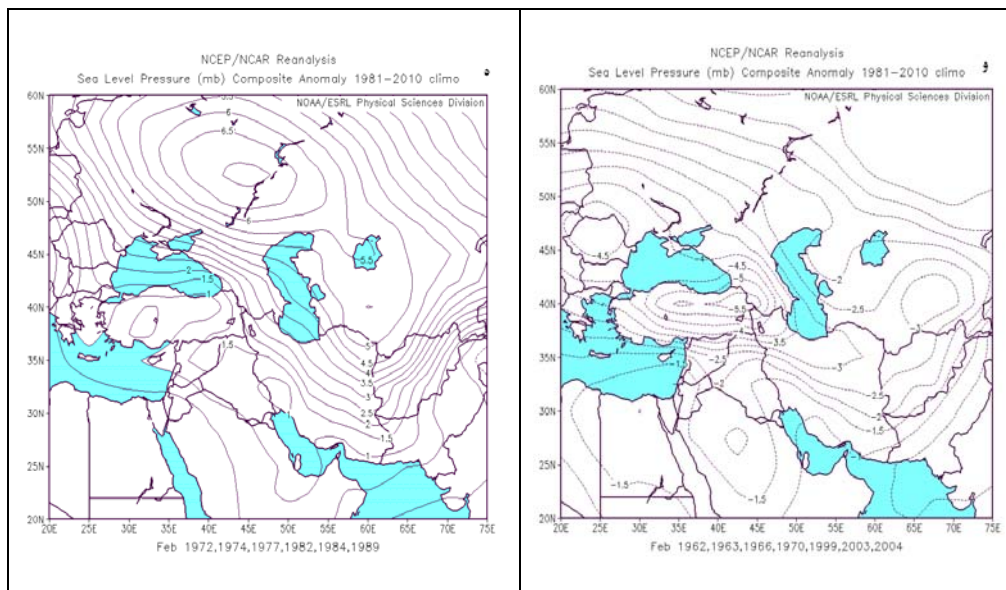


شکل ۵ نابهنجاری باد برداری در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای نقشه‌های مرکب گره یخبندان‌های فراگیر $\sigma +$

(سمت چپ) و $\sigma -$ (سمت راست)، دسامبر (الف)-(ب) و فوریه (ج)-(د)

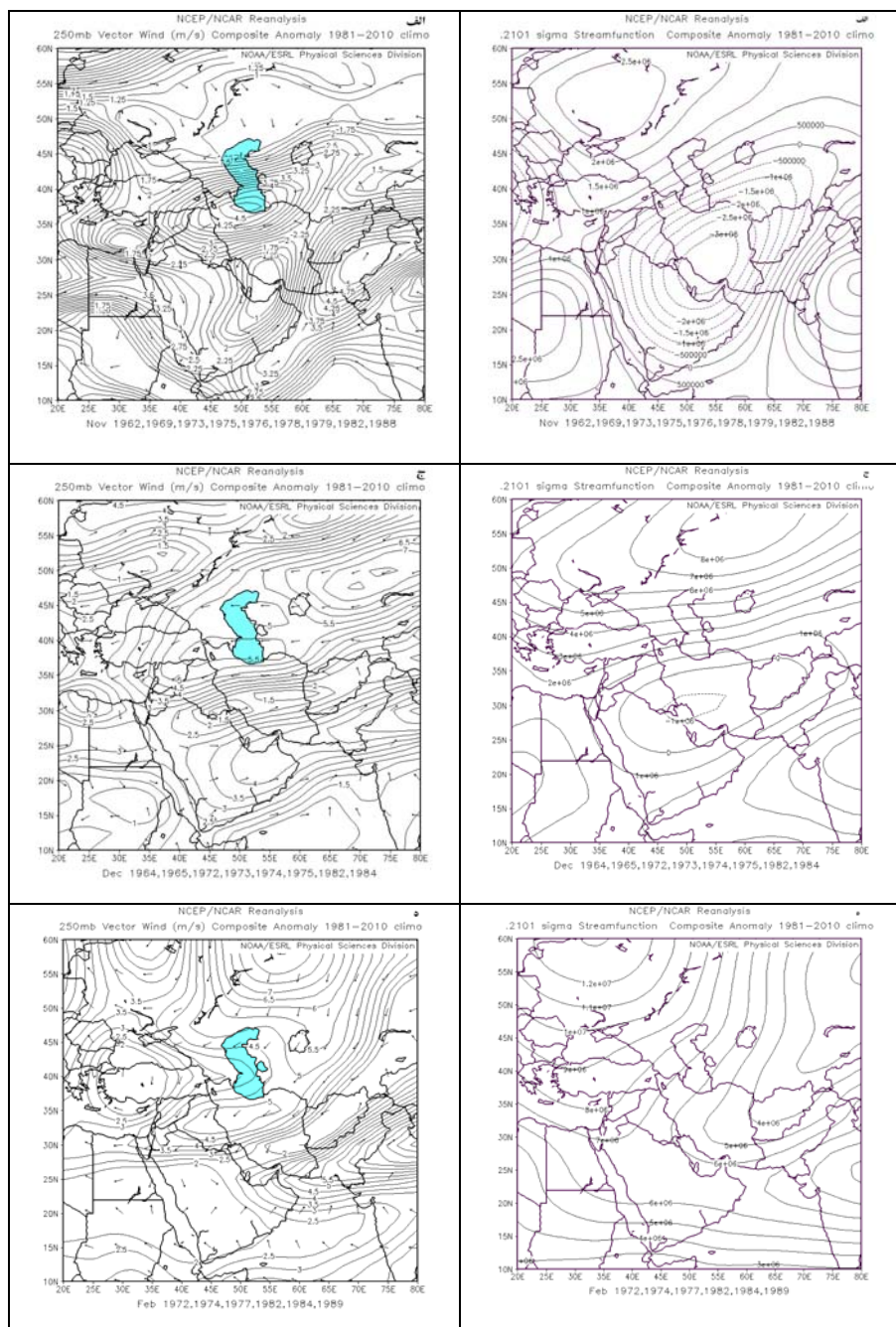
شکل ۶ نقشه‌های مرکب فشار سطح دریا را برای ماه‌های نوامبر، دسامبر و فوریه برای حداقل فراوانی روزهای یخبندان (قسمت راست پانل) نشان می‌دهند. هرچند این نقشه‌ها تفاوت‌های جزئی با یکدیگر دارند، اما در کل، در زمان وقوع حداقل فراوانی روزهای یخبندان‌های فراگیر، سرتاسر ایران شاهد یک ناهنجاری منفی در فشار سطح دریا است. هسته بیشترین ناهنجاری‌ها نیز در شمال غرب ایران است که با ناهنجاری‌هایی که در جهت باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در شمال ایران مشاهده گردیده بودند و پیش‌تر نیز تشریح شده‌اند، تطابق دارند. برای حداکثر وقوع روزهای یخبندان $+ \sigma$ (قسمت چپ پانل) یک ناهنجاری مثبت در شمال شرق ایران در ماه آگوست مشاهده می‌شود که زبانه‌ای از آن سرتاسر مرکز ایران از شمال غرب تا جنوب شرق را در امتداد رشته کوه‌های زاگرس در بر گرفته است (شکل الف - ۶)، در ماه دسامبر نیز (شکل شماره ج - ۵) این ناهنجاری مثبت در شمال شرق ایران دوباره مشاهده می‌شود؛ با این تفاوت که در شمال غرب ایران و بر روی ترکیه یک ناهنجاری منفی از فشار سطح دریا که در ماه نوامبر به صورت یک هسته بسیار کوچک وجود داشت؛ در این ماه گسترش مکانی بیشتری پیدا کرده است. اما در ماه فوریه (شکل شماره ه - ۶) ناهنجاری‌های مثبت تقریباً سرتاسر ایران را پوشش داده‌اند. به طوری‌که در این ماه یک ناهنجاری آنتی سیکلونی گسترده به سمت ایران گسترش یافته است. این الگو که با ناهنجاری‌های باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در منطقه مورد مطالعه در ارتباط است (شکل ج - ۵)، حکایت از ریزش جریان‌ات سرد شمالی در طول این ماه بر روی ایران دارند.





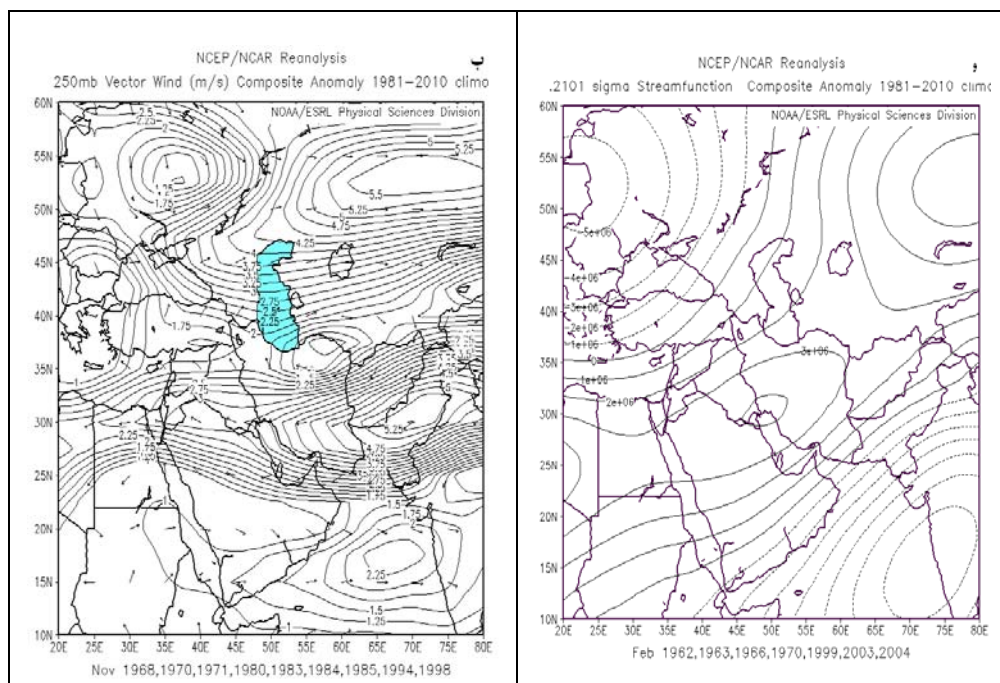
شکل ۶ نابهنجاری فشار سطح دریا (hPa) برای نقشه‌های مرکب گروه یخبندان‌های فراگیر $\sigma +$ (سمت چپ) و $\sigma -$ (سمت راست)، نوامبر (الف)-(ب) و دسامبر (ج)-(د)، فوریه (ه)-(و). خطوط پر (خط چین) مقادیر مثبت (منفی) را نشان می‌دهد.

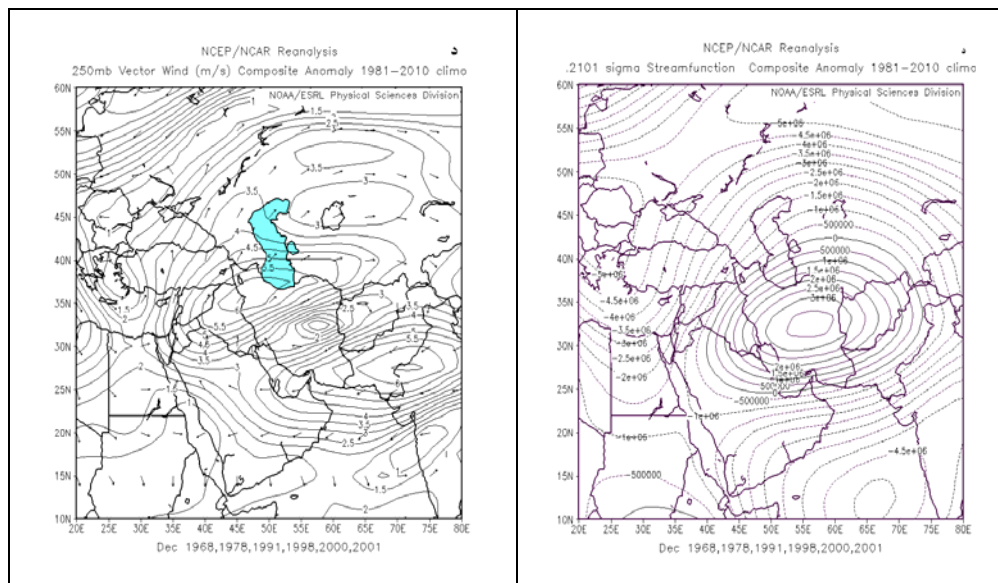
نقشه‌های مرکب نابهنجاری‌های ماهانه تابع جریان و ماهانه بردار باد در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال برای سه ماه نوامبر، دسامبر و فوریه در شکل‌های ۷ و ۸ نشان داده شده است. نقشه‌های مرکب تهیه شده برای ماه نوامبر با حداکثر فراوانی وقوع روزهای یخبندان فراگیر یک نابهنجاری منفی از تابع جریان را بر روی کل ایران نشان می‌دهد (شکل الف - ۷ سمت راست پانل) که حاکی از یک جریان چرخندی بر روی ایران دارد (شکل الف - ۷ سمت چپ پانل). اما در ماه دسامبر کل ایران تحت تأثیر یک نابهنجاری مثبت از تابع جریان است (شکل ج - ۷ سمت راست پانل) که باعث ایجاد گردش و اچرخندی در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال بر روی ایران می‌گردد (شکل ج - ۷ سمت چپ پانل). در ماه فوریه نیز همان نابهنجاری مثبت از تابع جریان بر روی ایران مشاهده می‌شود (شکل ه - ۷ سمت چپ پانل) که باعث گردش و اچرخندی در سطوح فوقانی بر روی ایران می‌شود (شکل ه - ۷ سمت راست پانل). نقشه‌های مرکب تهیه شده برای دیگر سایر ماه‌ها، گویای همان نابهنجاری‌های تک قطبی اما با شدت و ضعف‌های مختلف بر روی ایران بوده است. این نابهنجاری‌های تک قطبی از تابع جریان، باعث کاهش سرعت رودباد در سطوح فوقانی جو بر روی ایران می‌گردند. به عبارت دیگر برای ماه‌ها، فصول و سال‌های دارای حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر، میانگین سرعت رودباد بر روی ایران کاهش پیدا می‌کند.



شکل ۷ نابهنجاری‌های تابع جریان ($\times 10^{-6} m^2 s^{-1}$) در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال (الف)-(ج) و (ه) سمت راست پانل، و باد برداری و مؤلفه مداری (ms^{-1}) در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال (الف)-(ج) و (ه) سمت چپ پانل برای نقشه‌های مرکب گروه حداکثر یخبندان‌های فراگیر برای ماه‌های نوانبر، دسامبر و فوریه. خطوط پر (خط چین) مقادیر مثبت (منفی) را نشان می‌دهد.

از طرف دیگر، نقشه‌های مرکب تهیه شده برای ماه‌های دارای حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر نشان می‌دهد که در ماه نوامبر دو نابهنجاری از تابع جریان یکی با علامت مثبت بر روی نیمه شمالی و دیگری با علامت منفی بر روی نیمه جنوبی ایران قابل مشاهده است (شکل ب - ۸) سمت چپ پانل). این نابهنجاری‌ها باعث ایجاد گردش و اچرخندی بر روی نیمه شمالی و گردش چرخندی بر روی نیمه جنوبی ایران می‌شود (شکل ب - ۸) سمت راست پانل). با توجه به شکل د - ۸) سمت چپ پانل مشاهده می‌شود در ماه دسامبر یک هسته نابهنجاری منفی از تابع جریان کل ایران را فراگرفته است که این هسته نابهنجار باعث ایجاد گردش و اچرخندی بر روی ایران می‌شود. همچنین در جنوب ایران و در فاصله‌ای دورتر و بر روی دریای عرب نیز یک نابهنجاری مثبت از تابع جریان مشاهده می‌شود که این تابع جریان مثبت با یک گردش چرخندی ایجاد می‌کند (شکل د - ۸) سمت راست پانل). در ماه فوریه نیز همان شرایط ماه دسامبر، اما با اندکی تفاوت مشاهده می‌شود؛ یعنی یک نابهنجاری مثبت از تابع جریان بر روی کل ایران و یک نابهنجاری منفی از تابع جریان در جنوب آن مشاهده می‌شود (شکل و - ۸ سمت چپ پانل) که بر اساس توضیحات ارائه شده در بالا این نابهنجاری‌ها باعث ایجاد یک گردش و اچرخندی بر روی ایران و یک گردش چرخندی در جنوب آن می‌گردد (شکل و - ۸ سمت راست پانل). در دیگر ماه‌های مورد مطالعه نیز همین نابهنجاری‌های دو قطبی مشاهده می‌شود که این نابهنجاری‌های دو قطبی باعث افزایش سرعت رودباد بر روی ایران می‌شوند.





شکل ۸. نابهنجاری‌های تابع جریان ($\times 10^{-6} m^2 s^{-1}$) در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال (ب)-(د) و (و) سمت راست پانل، و باد برداری و مؤلفه مداری (ms^{-1}) در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال (ب)-(د) و (و) سمت چپ پانل برای نقشه‌های مرکب گروه حداقل یخبندان‌های فراگیر برای ماه‌های نوامبر، دسامبر و فوریه. خطوط پر (خط چین) مقادیر مثبت (منفی) را نشان می‌دهد.

نتیجه‌گیری

بر اساس یک معیار مکانی، یخبندان‌ها در ایران به سه دسته: یخبندان‌های فراگیر، نیمه فراگیر و جزئی تقسیم بندی شدند و سپس نابهنجاری‌های میانگین گردش عمومی جو برای سال‌ها، فصل‌ها و ماه‌هایی که دارای حداکثر و حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر بودند، مورد بررسی قرار گرفت.

در سطوح پایینی اتمسفر برای حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر، یک نابهنجاری فشاری دو قطبی با یک مقدار مثبت در شمال شرق و یک مقدار منفی ضعیف در شمال غرب ایران بر روی کشور ترکیه مشاهده می‌شود (این موقعیت اندکی در ماه‌های مختلف جابجا و تضعیف می‌شوند). بر اساس این نابهنجاری، پیکربندی الگوهای فضایی این گروه از یخبندان‌ها به گونه‌ای خواهد شد که شرایط برای ورود واپرخندها هم از جانب شمال شرق و هم از جانب شمال غرب به ایران فراهم می‌شود؛ به عبارت دیگر، با تقویت پرفشار سبیری و گسترش زبانه غربی آن بر روی دریای مدیترانه شرایط برای استقرار یک سامانه پرفشار بر روی این دریا فراهم می‌شود که نتیجه این استقرار، عقب راندن زبانه سامانه کم فشار موسمی سودان به عرض‌های جغرافیایی پایین تر و

همچنین مه‌ها شدن شرایط همدیدی برای ریزش هوای سرد از عرض‌های جغرافیایی بالاتر به سمت نیمه غربی ایران است. همین شرایط، نابهنجاری‌های بردار باد در سطوح پایینی اتمسفر را که در نقشه‌های مرکب فصل زمستان قابل مشاهده است را نیز توجیه می‌کند؛ به طوری که جهت بردار باد در قسمت شمالی غربی ایران دارای یک گردش و اچرخندی است که این نوع گردش بر روی دریای مدیترانه نیز قابل مشاهده است. در جنوب ایران نیز یک گردش و اچرخندی ضعیف و با گستردگی کم بر روی اقیانوس هند قابل مشاهده است.

برای حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر نیز مشاهده می‌شود که کل منطقه مورد مطالعه (۲۰ تا ۶۰ درجه شمالی و ۲۰ تا ۷۵ درجه شرقی) تحت سیطره یک نابهنجاری منفی است که کانون مرکزی شدت آن بر روی ترکیه قرار گرفته است. از این رو پیکربندی الگوهای فضایی این گروه نشان از تضعیف پرفشار سبیری و متعاقب آن عدم گسترش زبانه غربی آن تا دریای مدیترانه دارد که شرایط برای استقرار یک کم فشار با گردش چرخندی بر روی دریای مدیترانه فراهم می‌شود. این الگو با نابهنجاری باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز هماهنگ است، بنابراین تحت این شرایط و با گسترش زبانه کم فشار موسمی سودان و تزریق رطوبت از و اچرخند اقیانوس هند (دریای عرب) جو ایران شرایط مرطوب تر و گرمتری را تجربه می‌کند که این امر، باعث کاهش فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر بر روی ایران می‌شود.

میدان باد در سطوح بالا برای نقشه‌های مرکب حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر یک نابهنجاری تک قطبی از تابع جریان را عموماً با علامت مثبت (به استثنای ماه نوامبر) بر روی ایران نشان می‌دهد که این نابهنجاری تک قطبی باعث ایجاد گردش و اچرخندی (با استثنای ماه نوامبر) بر روی ایران می‌شود. این نابهنجاری تضعیف رودباد جنب حاره ائی بر روی ایران نشان می‌دهد؛ یعنی رودباد روی ایران که ضعیف تر از نرمال است با فراوانی بیشتری از وقوع یخبندان‌های فراگیر در ایران همراه است. اما در دوره‌هایی که با حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر روبرو بوده است، مشاهده شد که همواره نابهنجاری‌های تابع جریان دو قطبی بوده است به این صورت که بر روی ایران گردش و اچرخندی و در جنوب آن گردش چرخندی حاکم بوده است که تحت این شرایط چرخند جنوبی هوای گرم را به عرض‌های بالاتر و و اچرخند شمالی هوای سرد را به سمت عرض‌های پایین تر انتقال می‌دادند که در محل تلاقی این دو گردش سرعت رودباد افزایش پیدا می‌کند. بنابراین برای دوره‌های دارای حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان فراگیر میانگین سرعت رودباد بر روی ایران بیشتر از دوره‌های با یخبندان‌های فراگیر حداکثر بوده است.

References

- Alijani, B., and Houshyar, M. 2008. Synoptic origin of cold temperatures over the northwest of Iran. *Phys. Geogr. Res. Quart.* 65: 1-16. (In Persian with English Abstract)
- Azizi, G.H. 2004. Synoptic assessment of spring widespread frost in the west of Iran. *Modares Human Sciences* 32: 99-116. (In Persian with English Abstract)
- Azizi, G.H., Akbari, T., Davudi, M., and Akbari, M. 2010. A synoptic Analysis of January 2008 severe cold in Iran. *Phys. Geogr. Res. Quart.* 70: 1-19. (In Persian with English Abstract)
- Barati, G. 1996. Designing and forecasting the patterns of spring frost days in Iran. Dissertation, Tarbiat Modarres University. (In Persian)
- Behyar, M.B. 2003. Investigation reason synoptic and dynamic freezing and chilling in Charmahal & Bakhtiary Province. *Geogr. Res. Quart.* 69: 107-120. (In Persian with English Abstract)
- Escobar, G. C. J., S. A. Bischoff., 1999. Meteorological situations associated with significant temperature falls in Buenos Aires: an application to the daily consumption of residential natural gas. *Meteorological Applications*, Volume 6, Issue 3, 253-260.
- Escobar, G. C. J., R. H. Compagnucci, and S. A. Bischoff., 2004. Sequence patterns of 1000 hpa and 500 hpa geopotential height fields associated with cold surges in Buenos Aires. *Atmosfera*, Volume 017, Number 02, 69-89.
- Fatahi, E., and Salehi Pak, T. 2009. A synoptic patterns analysis of winter freezing in Iran. *Geography and Development* 13: 127-136. (In Persian with English Abstract)
- Guentchev, G. S., 2007. Changes in atmospheric circulation over Europe and the relationship to temperature extreme in Bulgaria. A dissertation submitted to Michigan State University for degree of doctor of philosophy, department of geography.
- Kassomenos, P., H. A. Flocas, S. Lykoudis, and M. Petrakis. 1997. A study of frost events in areas characterized by the absence of observations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 62, pages 249-256.
- Lashkari, H., 2009. Synoptical analysis of intervene coldness in Iran 2003. *Phys. Geogr. Res. Quart.* 66: 1-18. (In Persian with English Abstract)
- Lashkari, H., and Keykhosravi, G.H. 2010. Synoptic analysis of January 8th – 15th 2006 cold wave in Iran. *Spatial Planning (Modares Human Sciences* 65: 151-177. (In Persian with English Abstract)
- Massodiyani, S.A., and Darand, M. 2011. Synoptic analysis of extreme colds of Iran. *Geography and Development* 22: 165-185. (In Persian with English Abstract)
- Muller, G. V. 2007. Patterns leading to extreme events in Argentina: partial and generalized frosts. *International journal of climatology*, 27, Pages 1373-1387.
- Muller, G. V., and Ambrizzi, T. 2007. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. *Climate Dynamic*, 29, 633-645.
- Muller, G. V., T. Ambrizzi, and M. N. Nunez. 2005. Mean atmospheric circulation leading to generalized frosts in central southern South America. *Theoretical and Applied climatology*, 82, pages 95-112.
- Muller, G. V., M. N. Nunez., and M. E. Seluchi. 2000. Relationship between ENSO cycles and frost events within the Pampa Humeda region. *International journal of climatology*, 20, Pages 1619-1637.
- Pereyra D., B. Palma., I. Zitacuaro. 1992. Correlation between northern of Gulf of Mexico and frosts at Las Vigas, Veracruz, Mexico. *Atmosfera*, Volume 005, Number 002, 109-118.
- Pezza AB, Ambrizzi T. 2005. Dynamical conditions and synoptic tracks associated with different types cold surges over tropical South America. *International Journal of Climatology* 25:215-241.
- Rusticucci M, Vargas W. 1995. Synoptic situations related to spells of extreme temperatures over Argentina. *Meteorological Applications* 2:291-300.
- Van den Besselaar, E. J. M., A. M. G. Klein Tank, G. van der Schrier, 2010. Influence of circulation types on temperature extremes in Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, Volume 99, Numbers 3-4, 431-439.

بررسی جزیره حرارتی شهر مشهد با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نظریه فرکتال

دکتر محمد موسوی بایگی^۱ - دانشیار هواشناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

بتول اشرف - دانشجوی دکترای هواشناسی کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

دکتر علیرضا فرید حسینی - استادیار منابع آب، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

آمنه میان آبادی - دانشجوی دکترای هواشناسی کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۳/۱۳ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۵/۱۵

چکیده

رشد جمعیت و توسعه شهرنشینی یکی از عوامل مؤثر بر افزایش دمای هوا در نواحی شهری است که موجب ایجاد جزیره حرارتی بر روی این مناطق در مقایسه با محیط اطراف می‌شود و اثرات ناشی از آن می‌تواند نقشی اساسی و مهم در کیفیت هوا داشته و به تبع آن، سلامت عمومی ایفا کند. در این پژوهش، تصاویر TM ماهواره لندست پنج در تاریخ ۲۵ ژوئیه ۱۹۹۲ و ETM+ ماهواره لندست هفت در تاریخ ۶ اگوست ۲۰۰۲ برای بررسی جزیره حرارتی شهر مشهد مورد بررسی قرار گرفته و نقشه‌های دما و کاربری اراضی با استفاده از آن‌ها تهیه شده است. برای بررسی بهتر این پدیده، نیمرخ‌هایی در جهت شمالی-جنوبی، شرقی-غربی و شمال غربی-جنوب شرقی در نظر گرفته شده است. علاوه بر این برای داشتن درک بهتری از رفتار حرارتی پوشش‌های مختلف و اثرات الگوی فضای سبز بر دمای محیط، بعد فرکتالی این نیمرخ‌ها با استفاده از روش تقسیم کننده، محاسبه گردیده است. نتایج نشان داده دمای تابشی سطح مشهد به طور کلی در طی دهه ۱۹۹۲ تا ۲۰۰۲ افزایش داشته است و این افزایش در مناطق مسکونی چشمگیرتر است. نقشه‌های کاربری اراضی نیز نشان می‌دهند مناطق مسکونی در سال ۲۰۰۲ نسبت به سال ۱۹۹۲ توسعه یافته و بسیاری از پوشش‌های گیاهی از بین رفته و این مطلب توسط بعد فرکتالی محاسبه شده نیز مورد تأیید قرار گرفته است. نتایج همچنین نشان داده نیمرخ شمال غربی-جنوب شرقی به علت گسترش بیشتر شهر و عدم یکنواختی سطوح، نسبت به سایر نیمرخ‌ها بعد فرکتالی بیشتری دارد. **کلیدواژه‌ها:** جزیره حرارتی، ماهواره لندست، تصاویر TM و ETM+، نقشه کاربری اراضی، بعد فرکتالی، روش تقسیم کننده.

مقدمه

یکی از مخاطرات محیطی نوظهور، که ناشی از گسترش شهرنشینی است، پدیده «جزیره حرارتی» است. این پدیده هنگامی شکل می‌گیرد که درصد زیادی از پوشش‌های طبیعی سطحی از بین می‌روند و جای خود را به ساختمان‌ها، جاده‌ها و سایر تأسیسات شهری می‌دهند (موسوی بایگی و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۹۰). این مسئله باعث می‌شود تابش خورشیدی ورودی در طی روز در لابه لای ساختار شهری به دام بیفتد و در هنگام شب بازتابش شود، در نتیجه فرآیند سرد شدن طبیعی سطح زمین در طی شب با سرعت کم‌تری اتفاق می‌افتد؛ بنابراین دمای هوای شهرها به طور معمول از دمای هوا در مناطق حومه شهر بالاتر خواهد بود (آکه^۱، ۱۹۷۳: ۷۶۹). این اختلاف دما گاهی به ۵ تا ۶ درجه سلسیوس می‌رسد و حتی در شب‌های آرام و صاف در شهرهای بزرگ در حدود ۶ تا ۸ درجه سلسیوس نیز گزارش شده است (باری^۲ و چورلی^۳، ۱۹۸۷: ۳۵۸). بنابراین شدت جزیره حرارتی به سیستم‌های هواشناسی حاکم بستگی داشته و در شب‌های آرام (بدون باد) و صاف دارای بیشترین مقدار خود است (یاگ^۴ و همکاران، ۱۹۹۱: ۳۲۸؛ کلاسیک^۵ و فورتونیاک^۶، ۱۹۹۹: ۳۸۸۶؛ مونتافس^۷ و همکاران، ۲۰۰۰: ۸۹۰).

واژه جزیره حرارتی برای اولین بار حدود یک قرن قبل و در سال ۱۸۳۳ توسط هاوارد^۸ مطرح شد (سولک^۹، ۲۰۰۴: ۱۰). پس از آن پژوهش‌های متعددی در شهرهای بزرگ و صنعتی جهان انجام گرفت که نتایج آن‌ها بیانگر این است که شهرنشینی موجب ایجاد تغییرات قابل ملاحظه بر روی پارامترهای هواشناسی و ویژگی‌های سطح زمین شده و به تبع آن تغییرات زیادی در وضع هوا و اقلیم محلی به وجود آورده است. (آتواتر^{۱۰}، ۱۹۷۴: ۱۰۶۹؛ چانون^{۱۱}، ۱۹۸۱: ۸۹؛ کاتن^{۱۲} و پیلک^{۱۳}، ۱۹۹۵: ۱۹۱؛ بابک^{۱۴} و چان^{۱۵}، ۱۹۹۷: ۴۷۵؛ تومانوف^{۱۶} و همکاران، ۱۹۹۹: ۴۱۸۰).

-
- 1 Oke
 - 2 Barry
 - 3 Chorely
 - 4 Yague
 - 5 Klysik
 - 6 Fortuniak
 - 7 Montaves
 - 8 Haward
 - 9 Solecke
 - 10 Atwater
 - 11 Changnon
 - 12 Cotton
 - 13 Pielke
 - 14 Baik
 - 15 Chun
 - 16 Tumanov

آکه (۱۹۸۲: ۲۰) در مطالعات خود به این نتیجه رسید که اثر جزیره حرارتی بر روی دما بیش از سایر کمیت‌های هواشناسی است. وی همچنین بیان کرد که در یک آسمان صاف، وزش باد ضعیف و وجود یک واجر خند، می‌تواند شرایط مناسبی را برای ایجاد یک جزیره حرارتی نسبتاً شدید ایجاد کند. در مطالعه‌ای که در لندن طی سال‌های ۱۹۳۱ تا ۱۹۶۰ انجام شد، تغییرات سالانه دمای هوا مورد بررسی قرار گرفت و میانگین سالانه دمای هوای این شهر ۱۱، دمای حومه شهر ۱۰/۳ و در نواحی روستایی اطراف ۹/۶ درجه سلسیوس گزارش شد که این تفاوت دما وقوع جزیره حرارتی را در این شهر اثبات نمود (باری و چورلی، ۱۹۸۷: ۳۵۸). در مطالعه دیگری که در پکن چین انجام شد، مقادیر دمای تابش سطح زمین^۱ از یک تصویر *TM*^۲ ماهواره لندست^۳ استخراج شد و ایجاد جزیره حرارتی در این شهر مورد تأیید قرار گرفت (ژائو^۴، ۲۰۰۲: ۲۲). ولازکوز^۵ (۲۰۰۶: ۱۷۳۸) با تحلیل تفاوت دمای هوای شهر ساحلی سن ژوان^۶ در پورتوریکو^۷ و اطراف آن، نشان داد جزیره حرارتی این منطقه از ۴۰ سال گذشته با سرعت ۰/۰۶ درجه سلسیوس در سال و در مجموع ۴۰ سال ۲/۴ درجه سلسیوس افزایش یافته است. موسوی بایگی و همکاران (۲۰۱۰: ۱۹۷) با استفاده از داده‌های دما و ازن سطحی در یک دوره آماری بلندمدت، وقوع جزیره حرارتی را در کلان شهر تهران مورد بررسی قرار دادند. نتایج مطالعات آن‌ها نشان داد میزان ازن و نیز دمای هوا در تهران دارای روند افزایشی بوده و میزان افزایش دمای کمینه نسبت به میزان افزایش دمای بیشینه، بیشتر است. ژائولینگ^۸ و همکاران (۲۰۰۶: ۱۴۴) از تصاویر *TM* و *ETM+*^۹ ماهواره لندست در دوره زمانی ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۰ برای بررسی پوشش گیاهی یکی از کلان شهرهای چین استفاده کرده و وقوع پدیده جزیره حرارتی را در منطقه مورد مطالعه به اثبات رساندند. در مطالعه‌ای که در یک منطقه خشک و نیمه گرمسیری آمریکا انجام شد، این پدیده با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای *ASTER* مورد بررسی قرار گرفت و نتایج نشان‌دهنده شدت بیشتر آن در طول شب نسبت به روز بود (هارتز^{۱۰} و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۹۸). تحقیقات محققین دیگر در شهرهای آریزونا^{۱۱} و توسان^{۱۲} آمریکا نشان داد بادهای محلی ترازهای پایین جو به طور چشمگیری اثر این پدیده را از بین می‌برند و همچنین

1 Surface Radiation Temperature

2 Thematic Mapper Image

3 Landsat

4 Xiao

5 Velazquez

6 San Juan

7 Puerto Rico

8 Xiao-Ling

9 Enhanced Thematic Mapper Plus Image

10 Hartz

11 Arizona

12 Tucson

در صورت ریزش هوای سرد از دره‌های مجاور، امکان ایجاد جزیره حرارتی وجود ندارد (کامری^۱، ۲۰۰۰: ۴۲۸). مطالعات صورت گرفته در شهر سنول نشان داد بیشترین مقدار جزیره حرارتی در پاییز و زمستان و کمترین مقدار آن در بهار و تابستان رخ می‌دهد (کیم^۲ و بایک^۳، ۲۰۰۱: ۶۵۷). در سنگاپور نیز تحقیقی درباره اثر فضای سبز و پوشش گیاهی گیاهی برای کاهش اثرات این پدیده انجام شد (وانگ^۴ و یو^۵، ۲۰۰۵: ۵۵۶).

هدف از این پژوهش، با توجه به اهمیت جزیره حرارتی و اثرات زیانبار آن بر روی محیط زیست و سلامت عموم، بررسی وقوع این پدیده در شهر مشهد به عنوان یکی از کلان شهرهای ایران، است. به این منظور در این پژوهش از تصاویر ماهواره‌ای و نظریه فرکتال‌ها استفاده شده است. تغییرات با فرکانس بالا در سطوح مکانی، ناشی از خصوصیات طیفی مختلف پوشش‌های متفاوت زمین است. انتشار تابش از سطح زمین، که توسط حسگرهای مادون قرمز حرارتی (شامل حسگرهای توپوگرافیکی و غیر توپوگرافیکی) ثبت می‌گردد، این تغییرات را نشان می‌دهد (لام^۶، ۱۹۹۰: ۱۸۹). بنابراین سطوح مکانی توصیف شده به وسیله تصاویر مادون قرمز حرارتی دارای ویژگی‌هایی فرکتالی هستند که فرکانس-های توپوگرافیکی و غیر توپوگرافیکی را ترکیب می‌کند. به این ترتیب استفاده از فرکتال‌ها برای تحلیل تصاویر مادون قرمز حرارتی، به خوبی می‌تواند رفتار حرارتی انواع پوشش‌های مختلف زمین و اثر الگوی فضای سبز بر فرآیندهای حرارتی محیط را نشان دهد. تحقیقات بسیاری در زمینه استفاده از فرکتال‌ها برای بررسی پیچیدگی پوشش‌های مختلف سطح زمین با استفاده از تصاویر *TM* لندست انجام شده است که همه آن‌ها به این نتیجه رسیدند در مناطق شهری بعد فرکتالی، بالاتر از مناطق حومه شهر است (دکولا^۷، ۱۹۸۹: ۶۰۸؛ لام^۸، ۱۹۹۰: ۱۹۴؛ امرسون^۹ و همکاران، ۱۹۹۹: ۵۹؛ کیو^۹ و همکاران، ۱۹۹۹: ۶۹؛ ونگ^{۱۰}، ۲۰۰۳: ۵۶۰).

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش کلان شهر مشهد با مختصات جغرافیایی ۳۳° ۴۳' ۵۹" شرقی و ۳۶° ۱۷' ۴۵" شمالی است. شکل (۱) موقعیت مشهد را نشان می‌دهد.

1 Comrie

2 Kim

3 Baik

4 Wong

5 Yu

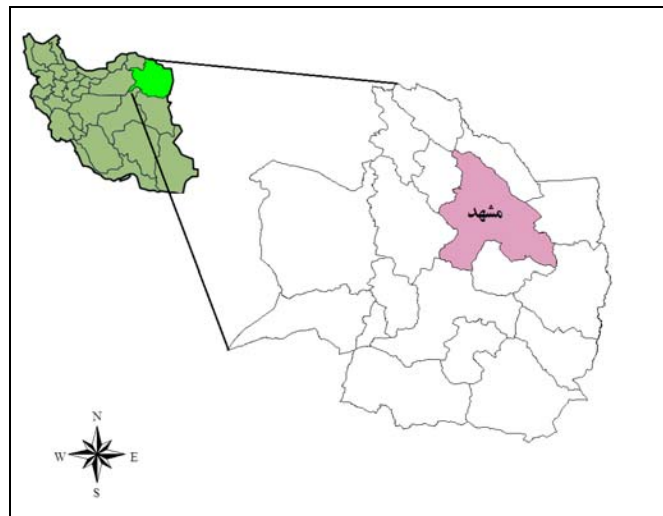
6 Lam

7 De Cola

8 Emerson

9 Qiu

10 Weng



شکل ۱ موقعیت شهر استان مشهد در ایران و خراسان رضوی

این شهر به دلیل قرار گرفتن در مسیر توده‌های مختلف آب و هوایی دارای شرایط اقلیمی خاصی بوده و تنوع اقلیمی ویژه‌ای دارد. با وجود این امر و با توجه به میانگین بارش و دمای سالانه مشهد (به ترتیب ۲۵۷/۵ میلی‌متر و ۱۴/۱ درجه سلسیوس)، اقلیم این منطقه به روش طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن، در گروه مناطق نیمه خشک قرار می‌گیرد.

بر اساس اطلاعات آمار سرشماری نفوس و مسکن ۱۳۸۵ (مرکز آمار ایران، ۱۳۸۶)، مشهد به عنوان دومین کلان شهر ایران دارای جمعیتی بالغ بر ۲۴۱۰۸۰۰ نفر است. ساخت و سازهای بی رویه ناشی از افزایش جمعیت که در سال‌های اخیر با شدت بیشتری صورت گرفته، باعث شده است امروزه بسیاری از مناطق حومه شهر مسکونی شده و ساختمان‌های بسیاری جایگزین اراضی طبیعی شود.

برای بررسی جزیره حرارتی به طور کلی دو روش وجود دارد: ۱- استفاده از داده‌های دمای اندازه گیری شده در ایستگاه‌های هواشناسی؛ ۲- استفاده از باند حرارتی تصاویر ماهواره‌ای. این دو روش اگرچه هر کدام دارای معایبی هستند، اما می‌توان برای بررسی پدیده جزیره حرارتی از همپوشانی آن‌ها استفاده کرد. بنابراین در این تحقیق ابتدا از داده‌های سه ساعته دمای کمینه و دمای بیشینه ایستگاه همدیدی مشهد در سال‌های ۱۹۹۲ تا ۲۰۰۲ جهت مشاهده نحوه تغییرات دما و بررسی وقوع یا عدم وقوع جزیره حرارتی در طی این سال‌ها استفاده شده است. بدین منظور ابتدا دمای متوسط هوا با استفاده از این داده‌ها در ساعات سینوپتیکی، توسط نرم افزار Excel محاسبه شده و سپس نمودارهای ماهانه (شکل ۲، الف و ب) و سالانه (شکل ۲، ج) رسم شده است. لازم به ذکر است از آن جا که داده‌های مناسبی برای بررسی نحوه تغییرات دمای حومه شهر و مقایسه آن با شکل (۲) جهت تأیید وقوع این پدیده موجود نبود، از تصاویر ماهواره‌ای و همچنین نظریه

فرکتال را این امر استفاده شد. هندسه فرکتالی برای اولین بار در سال ۱۹۷۷ مندلبروت^۱ برای مدل کردن پدیده‌های طبیعی مطرح کرد. اشیاء فراکتالی عموماً خودمتشابه^۲ هستند؛ به این معنا که الگویی مشابه در اجزاء مختلف این اشیاء به چشم می‌خورد. بر اساس میزان تشابه موجود در بین اجزای گوناگون این اشیاء که می‌تواند از صددرصد خود متشابه بودن یا متشابه بودن قطعی^۳ آغاز شده و به درجات کوچک‌تری از تشابه (تشابه تصادفی یا آماری^۴) ختم گردد، روش‌های مختلفی مختلفی برای تحلیل ریاضی آنها پدید آمده است. فرکتال‌های تصادفی را معمولاً خودآفین^۵ نیز می‌گویند که بیشتر برای مدل کردن توپوگرافی سطح زمین به کار می‌روند (مدلبروت، ۱۹۸۳: ۲۹۳). تغییر پوشش حاصل از گسترش شهرنشینی باعث افزایش پیچیدگی توپوگرافی و در نتیجه تغییر بعد فرکتالی آن می‌شود. بنابراین، محاسبه بعد فرکتال تصاویر ماهواره‌ای به عنوان نماینده تغییرات مکانی می‌تواند به تایید وقوع پدیده جزیره حرارتی کمک کند.

تصاویر ماهواره‌ای استفاده شده در این مطالعه، شامل تصویر TM ماهواره لندست پنج در تاریخ ۲۵ ژوئیه ۱۹۹۲ و تصویر ETM+ ماهواره لندست هفت در تاریخ ۶ اگوست ۲۰۰۲ است. اگرچه دانستن تفاوت دما در هر دو مقیاس روزانه و شبانه، برای تأیید وقوع این پدیده بسیار مطلوب است، اما به دلیل این که تصاویر فوق دمای شب را پوشش نمی‌دهند، تنها به داده‌های روزانه اکتفا شده است. برای محاسبه دمای تابش سطح زمین با استفاده از تصویر TM، از معادله ۱ استفاده شد (مالارت^۶ و همکاران، ۱۹۸۵: ۱۴۱۰).

$$T(k) = 209.831 + 0.834DN - 0.00133DN^2 \quad (1)$$

در این معادله $T(k)$ دمای تابش سطح زمین و DN ^۷ شماره باند (باند ۶ یا باند حرارتی) مربوطه است. این معادله معرف دمای سطح، برای یک جسم سیاه است؛ بنابراین باید با توجه به پوشش سطح زمین و ضریب انتشار^۸ (ϵ)^۹ تصحیحاتی در آن اعمال شود. مقدار ضریب انتشار توسط نیکول^۹ (۱۹۹۴: ۱۲۲۸) برای مناطق دارای پوشش گیاهی ۰/۹۵ و برای مناطق بدون پوشش گیاهی ۰/۹۲ تعیین شده است. به این ترتیب برای تعیین مناطق دارای پوشش و یا بدون پوشش گیاهی، از شاخص $NDVI$ ^{۱۰} استفاده شد و سپس مقدار دمای واقعی سطح با اعمال ضریب انتشار در رابطه زیر به دست آمد (آرتیس^{۱۱} و کارهان^{۱۲}، ۱۹۸۲: ۳۱۷):

-
- 1 Mandelbrot
 - 2 Self Similar
 - 3 Deterministic Self Similarity
 - 4 Statistical Self Similarity
 - 5 Self affine
 - 6 Malaret
 - 7 Digital Number
 - 8 Emissivity
 - 9 Nichol
 - 10 Normalized Difference Vegetation Index
 - 11 Artis
 - 12 Artis

$$T_s = \frac{T(k)}{1 + \frac{\lambda T(k)}{\rho} \ln \varepsilon} \quad (2)$$

در این معادله λ طول موج تابش انتشار یافته است و به طور متوسط برابر $11/5$ میکرون در نظر گرفته می‌شود (مارخام^۱ و بارکر^۲، ۱۹۸۵: ۷۰۲). مقدار ρ در معادله بالا نیز با استفاده از معادله ۳ و برابر $1.438 \times 10^{-2} mK$ به دست آمد.

$$\rho = \frac{hc}{\sigma} \quad (3)$$

در این معادله، h ثابت پلانک و برابر $6.626 \times 10^{-34} Js$ ، c سرعت نور و برابر $2.998 \times 10^8 ms^{-1}$ و σ ثابت استفان بولتزمن و برابر $5.67 \times 10^{-8} wm^{-2} K^{-4}$ است.

برای محاسبه مقادیر دمای تابش سطح زمین با استفاده از تصویر ETM+ ابتدا لازم است مقدار DN توسط معادله زیر به تابش طیفی^۳ (L) تبدیل شود (ویلیامز^۴، ۲۰۰۲: ۱۰):

$$L = 0.0370588DN + 3.2 \quad (4)$$

در معادله بالا مقدار تابش طیفی بر حسب $wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ است. پس از محاسبه L ، مقدار دمای تابش سطح زمین برابر است با:

$$T(k) = \frac{K_2}{\ln(\frac{K_1}{L} + 1)} \quad (5)$$

در این معادله، K_1 و K_2 ثابت‌های واسنجی^۵ و به ترتیب برابر $666.09 wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ و $1282.71 K$ می‌باشند (ویلیامز، ۲۰۰۲: ۱۱). پس از محاسبه مقدار دمای تابش سطح زمین، مقدار دمای واقعی سطح با محاسبه شاخص NDVI برای تعیین مناطق دارای پوشش یا بدون پوشش گیاهی و اعمال ضریب انتشار مربوطه در معادله ۲ به دست آمد. همه محاسبات فوق در نرم افزارهای Arc GIS، ERDAS و IDRISI انجام شده و به این ترتیب نقشه‌های پهنه‌بندی شده دما حاصل شد. با توجه به این که مقادیر دمای تابش سطح در روابط ذکر شده در بالا بر حسب درجه کلوین است، در نقشه‌های نهایی به درجه سلسیوس تبدیل شد تا امکان مقایسه بهتر تمامی اشکال فراهم شود.

1 Markham

2 Barker

3 Spectral Radiance

4 Williams

5 Calibration constant

از آنجا که تغییر دمای حاصل شده در شهرهای بزرگ به علت تغییر پوشش و کاربری زمین است، برای بررسی بهتر این موضوع، نقشه کاربری اراضی (شکل ۵) با استفاده از نقشه‌های دما برای سال‌های ۱۹۹۲ و ۲۰۰۲ تهیه شد. در نقشه کاربری اراضی، پوشش زمین شامل مناطق مسکونی، زمین‌های بایر، مزارع و باغات، جنگل و مراتع می‌باشد که بر اساس طبقه‌بندی اندرسون^۱ و همکاران (۱۹۷۶: ۱۲) تهیه شده است و تغییرات کاربری اراضی در دوره زمانی تحت مطالعه در آن به خوبی مشاهده می‌شود.

همانطور که ذکر شد تصاویر سنجش از دور نشان دهنده سطوح مکانی هستند؛ از این رو پیچیدگی آنها را می‌توان توسط مدل‌های فرکتالی، به ویژه فرکتال‌های خودآفین توصیف نمود (لام، ۱۹۹۰: ۱۹۱). بعد فرکتالی سطوح و نیمرخ‌ها در تصاویر ماهواره‌ای با استفاده از روش‌های مختلف از جمله روش شمارش جعبه‌ای^۲، روش طیفی^۳، روش تقسیم کننده^۴ و روش منشور مثلثی^۵ تخمین زده می‌شود که در این مطالعه به دلیل سادگی و دقت بیشتر روش روش تقسیم کننده و نیز به دلیل استفاده از نرم افزار ICAMS^۶ که بر مبنای روش فوق اجرا می‌شود، از این روش استفاده شده است. در این روش، خط‌کش‌های با طول‌های مختلف (λ) در طول منحنی قرار داده می‌شوند. طول حاشیه برابر حاصلضرب تعداد خط‌کش‌های لازم برای پوشاندن منحنی (n) در مقیاس (λ) است. رابطه توانی بین مقیاس اندازه گیری و طول منحنی از رابطه زیر به دست می‌آید که در آن n یک مقدار ثابت است:

$$L(\lambda) = n\lambda^{1-D_R} \quad (6)$$

در این رابطه D_R بعد فرکتالی است. با لگاریتم گرفتن از معادله بالا و رسم آن، می‌توان بر اساس شیب خط مقدار بعد فرکتال را محاسبه کرد (براون^۷، ۱۹۹۵: ۸۱).

برای تخمین بعد فرکتالی در این مطالعه از الگوی ایزاریتم^۸ یا خطوط هم مقدار استفاده شد. این الگو را ابتدا در سال ۱۹۸۰ گودچایلد^۹ و سپس در سال ۱۹۸۳ شلبرگ^{۱۰} و همکاران ارائه کردند که شرح کامل آن در منابع جگی^{۱۱} و همکاران (۱۹۹۳: ۷۴۸) و لام (۱۹۹۰: ۱۹۲) آمده است. طبق این الگو ابتدا بعد فرکتالی خطوط ایزاریتم که توصیف

1 Anderson

2 Box counting Method

3 Spectral Method

4 Divider Method

5 Triangular prism Method

6 Image Characterization And Modeling System

7 Brown

8 Isorithm

9 Goodchild

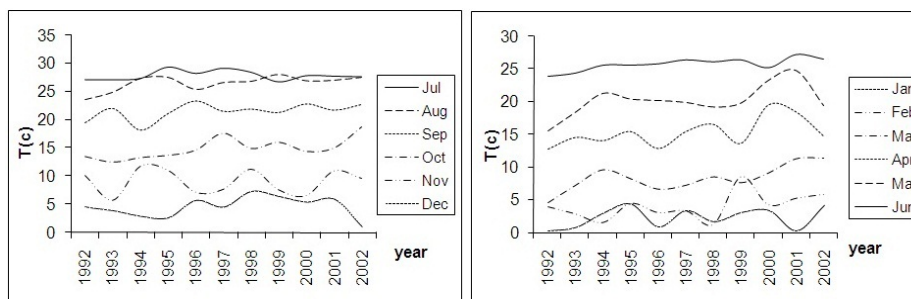
10 Shelberg

11 Jaggi

کننده سطوح مکانی تصویر هستند، تعیین شده و سپس با میانگین‌گیری از آن‌ها بعد نهایی سطح به دست می‌آید. توضیح بیشتر این روش در منابع ذکر شده آمده است.

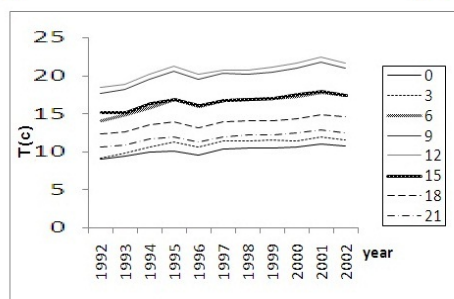
نتایج و بحث

در شکل (۲) نمودارهای ماهانه (الف و ب) و سالانه (ج) تغییرات دمای متوسط ساعتی هوا بین سال‌های ۱۹۹۲ تا ۲۰۰۲ نشان داده شده است. همان‌گونه مشاهده می‌شود، به طور کلی دمای هوای شهر در این دوره زمانی افزایش یافته است و این افزایش در کلیه ماه‌ها و نیز در تمام ساعات ثبت دما، مشاهده می‌شود که این امر، نشان دهنده وقوع پدیده جزیره حرارتی در شهر مشهد است. البته لزوماً روند افزایش دما در نمودارهای نشان داده شده اکیدا صعودی نیست؛ چرا که شدت افزایش دما در زمان‌های متفاوت به طور قطع متفاوت خواهد بود. اما در صورت مقایسه با نتایج بررسی تصاویر ماهواره‌ای می‌توان این قضیه را تایید کرد.



(ب)

(الف)

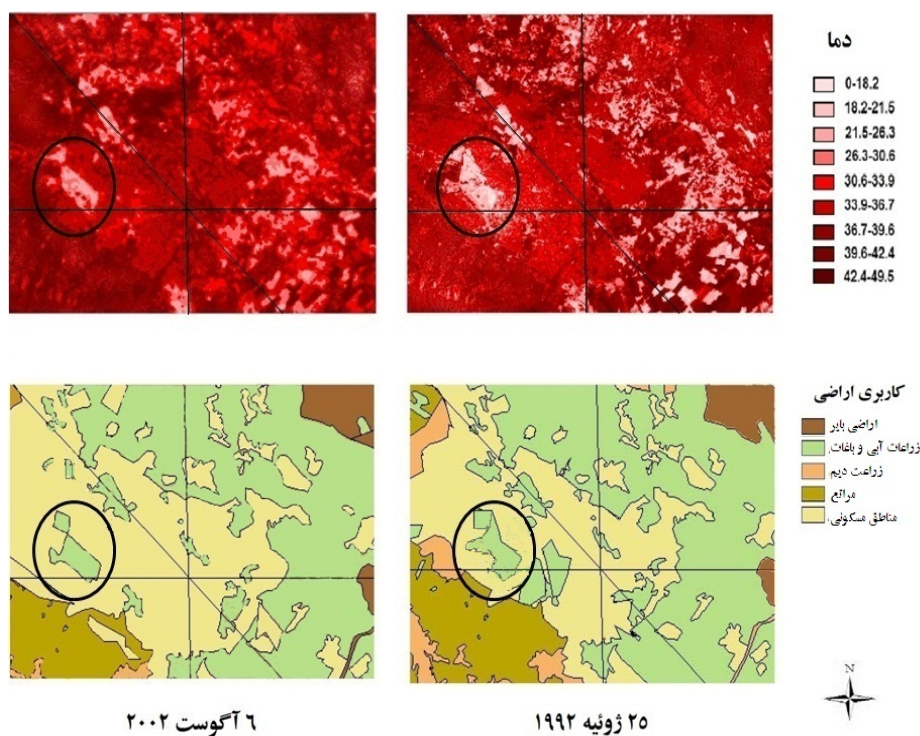


(ج)

شکل ۲ دمای متوسط ماهانه مشهد در (الف) شش ماه اول و (ب) شش ماه دوم سال‌های ۲۰۰۲ - ۱۹۹۲ و

(ج) دمای متوسط سالانه در ساعات ثبت دما در این دوره زمانی

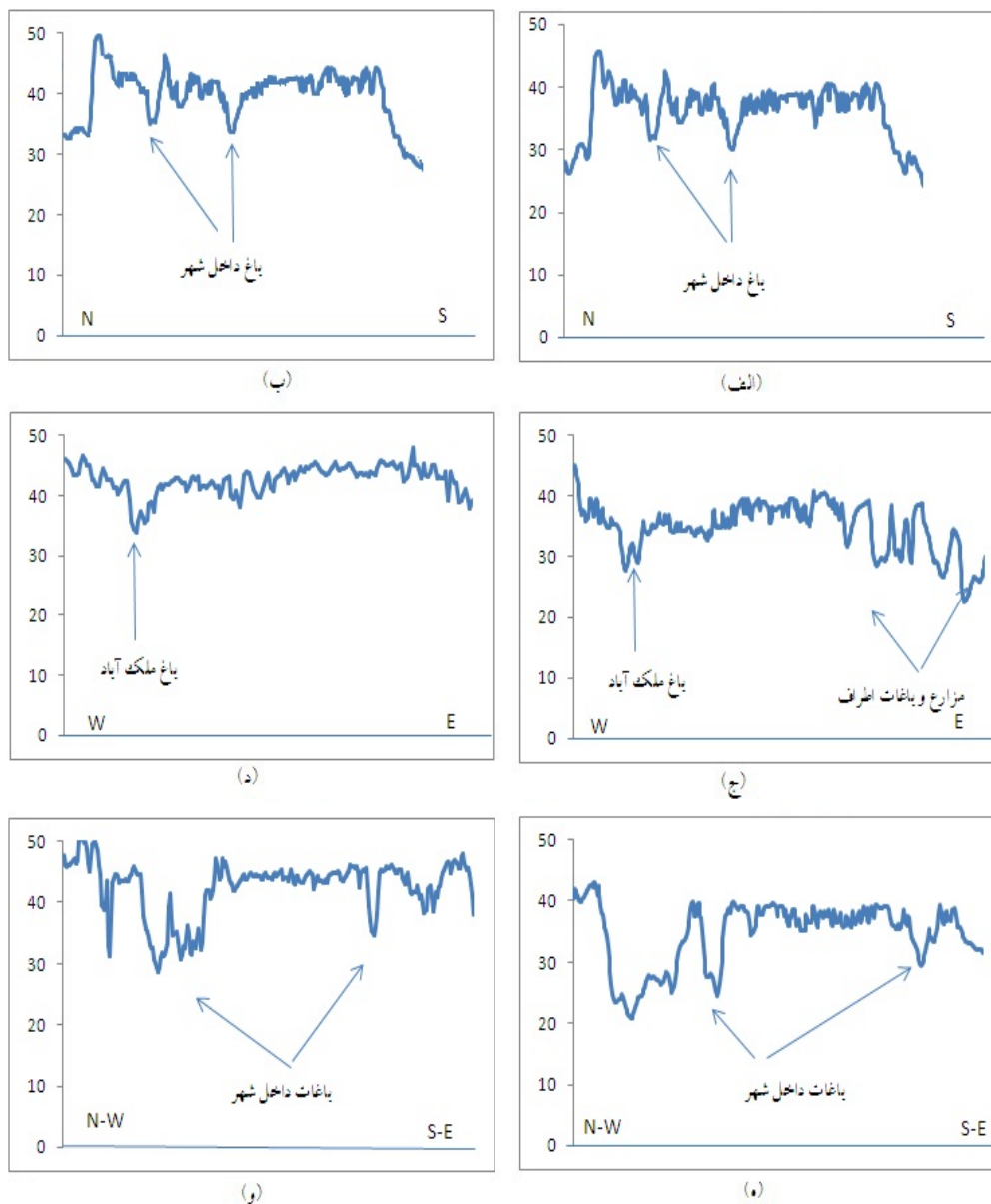
شکل (۳) تصویر تغییرات دما و کاربری اراضی محدوده شهر مشهد و اطراف آن را در سال‌های ۹۲ و ۲۰۰۲ نشان می‌دهد. در نقشه‌های دما مناطق روشن تر محل باغات داخل و اطراف شهر و بخش‌های تیره، مناطق مسکونی و نیز مناطق بایر اطراف شهر را نشان می‌دهد. نقشه کاربری اراضی نیز نشان می‌دهد بخش مسکونی شهر در سال ۲۰۰۲ نسبت به سال ۱۹۹۲ افزایش یافته است. بخشی از مساحت باغات موجود در سطح شهر کم شده و ساختمان‌ها جایگزین آن شده است. نگاهی به منطقه باغ ملک آباد این مسئله را تأیید می‌کند. جهت بررسی بهتر تغییرات دما، سه نیمرخ در سه جهت شمال-جنوب، شرق-غرب و شمال غرب-جنوب شرق روی شکل‌ها مشخص شده است. در محل تقاطع سه نیمرخ، که تقریباً در اطراف حرم مطهر قرار دارد، دما در سال ۱۹۹۲ برابر 33.6°C درجه سلسیوس بوده است که در سال ۲۰۰۲ به 42.8°C درجه سلسیوس رسیده است. دمای محدوده حرم مطهر به طور متوسط در سال ۱۹۹۲ برابر 38.4°C درجه سلسیوس بوده که در سال ۲۰۰۲ به 44.5°C درجه سلسیوس رسیده است. همچنین در محدوده باغ ملک آباد متوسط دما در سال ۱۹۹۲، 26.6°C درجه سلسیوس می‌باشد که این دما در سال ۲۰۰۲ به 29.7°C درجه سلسیوس رسیده است. همان طور که ملاحظه می‌شود، میزان افزایش دما در منطقه پر جمعیت شهر نسبت به منطقه باغ ملک آباد بیش تر است و این به معنی وقوع پدیده جزیره حرارتی است.



شکل ۳ نقشه کاربری اراضی و دمای تابش سطح شهر مشهد و محدوده اطراف در ۲۵ ژوئیه ۱۹۹۲ و ۶ آگوست

۲۰۰۲ (دایره محل باغ ملک آباد و محل تقاطع نیمرخ‌ها محدوده حرم را نشان می‌دهد)

با مقایسه نقشه‌های کاربری اراضی و دما در سال‌های ۱۹۹۲ و ۲۰۰۲ مشاهده می‌شود منطقه با دمای کم‌تر، بیشتر مربوط به زمین‌های باغی است (وجود باغ ملک آباد در قسمت مرکزی مشهد این مسئله را تأیید می‌کند). شکل ۴ دمای تابشی سطح را در سه نیمرخ در سال‌های ۱۹۹۲ و ۲۰۰۲ نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که دما در سال ۲۰۰۲ نسبت به سال ۱۹۹۲ افزایش داشته است که افزایش آن در مناطقی که پوشش گیاهی شان حذف شده و به ساختمان‌های مسکونی تبدیل شده است، بیشتر می‌باشد.



شکل ۴ دمای تابشی سطح زمین در سه نیمرخ شمالی- جنوبی، شرقی- غربی و شمال غربی- جنوب شرقی در سال‌های ۱۹۹۲ (به ترتیب الف)، (ج) و (ه) و ۲۰۰۲ (به ترتیب ب)، (د) و (و))

همان‌طور که در بخش قبل ذکر شد، پس از مشخص شدن وقوع پدیده جزیره حرارتی در کلان شهر مشهد از نظریه فرکانال نیز جهت تأیید رخداد این پدیده استفاده گردید. جدول (۱) بعد فرکانال نیمرخ‌های مختلف و دمای متوسط هر نیمرخ را نشان می‌دهد.

جدول ۱ بعد فرکتال و دمای متوسط هر نیمرخ

سال	نیمرخ	بعد فرکتال	متوسط دما در کل نیمرخ	متوسط دما در منطقه مسکونی
۱۹۹۲	شمالی - جنوبی	۱/۲۷	۳۵/۳	۳۷/۵
	شرقی - غربی	۱/۲۵	۳۵/۷	۳۷/۱
	شمال غربی - جنوب شرقی	۱/۴۱	۳۶/۳	۳۷/۸
۲۰۰۲	شمالی - جنوبی	۱/۲۹	۴۳/۰	۴۳/۸
	شرقی - غربی	۱/۳۷	۴۴/۲	۴۴/۴
	شمال غربی - جنوب شرقی	۱/۴۹	۴۵/۳	۴۴/۶

به طور کلی، مناطقی که دارای پوشش یکنواخت‌تر باشند، دارای بعد فرکتال کم‌تری خواهند بود. در مناطق مسکونی به علت عدم یکنواختی پوشش زمین و تغییرپذیری بیشتر ضریب زبری سطح، بعد فرکتال بالاتری مشاهده می‌شود. با توجه به شکل (۳) در نیمرخ شمال غربی - جنوب شرقی، وسعت مناطق مسکونی بیش‌تر از دو نیمرخ دیگر است. از این رو همان‌طور که در جدول ۲ ملاحظه می‌شود، در هر دو مقطع زمانی مورد مطالعه، بعد فرکتال در این نیمرخ (۱/۴۱ و ۱/۴۹) بیش‌تر از نیمرخ شمالی - جنوبی (۱/۲۷ و ۱/۲۹) و شرقی - غربی (۱/۲۵ و ۱/۳۷) است. همچنین جدول (۱) نشان می‌دهد به علت گسترش بیشتر مناطق شهری در جهت شرقی - غربی، بعد فرکتال سال ۲۰۰۲ در این نیمرخ نسبت به سال ۱۹۹۲ بیشتر از سایر نیمرخ‌ها افزایش داشته است.

نتیجه گیری

از آنجا که پوشش مکانی ایستگاه‌های هواشناسی برای بررسی پدیده جزیره حرارتی چندان مناسب نیست، برای بررسی بهتر این پدیده از تصاویر ماهواره‌ای استفاده می‌شود. همچنین با توجه به این که نوع پوشش زمین بر بعد فرکتالی سطوح اثر می‌گذارد، می‌توان تغییر در کاربری اراضی و نیز عدم یکنواختی در پوشش زمین را با استفاده از بعد فرکتالی بررسی کرد که این مسئله منجر به درک بهتر وقوع پدیده جزیره حرارتی می‌شود. با توجه به نتایج به دست آمده در این پژوهش، توسعه شهری، به خاطر ایجاد تغییر در پوشش زمین و ضریب زبری سطح، منجر به افزایش تغییرات مکانی دمای تابش سطح و نیز بعد فرکتال می‌شود که این مسئله وقوع پدیده جزیره حرارتی را در کلان شهر مشهد نشان می‌دهد.

سپاس گذاری

نگارندگان مقاله از حمایت و مساعدت معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد برای انجام این تحقیق در قالب طرح تحقیقاتی شماره ۴۸۸ پ، قدردانی و سپاسگزاری کنند.

References

- Anderson J. R., E. E. Hardy., J. T. Roach., R.E. Witmer. 1976. A Land Use and Land Cover Classification Systems for Use with Remote Sensing Data. USGS Professional Paper 964, U.S. Government Printing Office. Washington D.C. 27 p.
- Artis D.A., W.H. Carnahan. 1982. Survey of emissivity variability in thermography of urban areas. *Remote Sensing of Environment*, No. 12, pp. 313–329.
- Atwater M. A. 1974. Thermal changes induced by urbanization pollutants. *J. Appl. meteor*, No. 14, pp. 1061-1071.
- Baik J. J., H. Y. Chun. 1997. A dynamical model for urban heat island. *Bound Layer, Meteor*, No. 83, pp. 463- 477.
- Barry R., R. J. Chorley. 1987. *Atmosphere, Weather and climate*, London: Methuen and co. Ltd.
- Brown S.R. 1995. Measuring the dimension of self-affine fractals: examples of rough surfaces. *Fractals in the Earth Sciences*, Plenum Press, New York, N.Y., pp. 77–87.
- Changnon S. A. 1981. METROMEX: A Review and Summary, *Meteor, Monogr*, No. 40, Amer. Meteor, Soc, 181 p.
- Comrie A. C. 2000. mapping a wind modified urban heat island in Tucson. Arizona, (With comments on integrating to search and under graduate learning. *bulletin of American Meteorological society*, Vol. 81, No. 2, pp. 417-431.
- Cotton W. R., R. A. Pielke, 1995, *Human Impacts on Weather and Climate*, Cambridge University Press, 288 p.
- De Cola, L. 1989. Fractal analysis of a classified Landsat scene. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 55, No. 5, pp. 601–610.
- Emerson C.W., N.S.N. Lam., D.A. Quattrochi. 1999. Multiscale fractal analysis of image texture and pattern. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol. 65, No. 1, pp. 51–61.
- Garcia-Santos, V., E. Valor, E. Caselles. 2010. Determination of the surface temperature by remote sensing, *Tethys*, No. 7, pp. 67-74.
- Hartz D. A., L. Prashad, B. C. Hedquist, J. Golden, and A.J. Brazel. 2006. Linking satellite images and hand-held infrared thermography to observed neighborhood climate conditions, *Remote Sensing of Environment*, No. 104, pp. 190–200.
- Iranian Statistical Center, 2007, Final Report of President's Office of Management & Investigate, Statistical Center (<http://www.amar.org.ir>).
- Jaggi S., D. Quattrochi, and N.S. Lam. 1993. Implementation of operation of three fractal measurement algorithms for analysis of remote sensing data, *Computers & Geosciences*, Vol. 19, No. 6, pp. 745–767.
- Kim Y. H., and J. J. Baik. 2001. Maximum Urban Heat Island intensity in Seoul. *J. Appl. Meteorol*, No. 43, pp. 651-659.
- Klysik K., and K. Fortuniak. 1999. Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Lodz. Poland, *Atmos, Environ*, No. 33, pp. 3885-3895.
- Lam N. S. N. 1990. Description and measurement of Landsat TM images using fractals, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol. 56, No. 2, pp. 187–195.
- Malaret E., L. A., Bartolucci, D. F. Lozano, P.E. Anuta and C.D. McGillem. 1985. LANDSAT-4 and Landsat-5 Thematic Mapper data quality analysis, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, No 51, pp. 1407–1416.
- Mandelbrot B. B. 1983. *The Fractal Geometry of Nature*, W.H. Freeman, San Francisco. California, 468 p.
- Markham B. L., J. K. Barker. 1985. Spectral characteristics of the LANDSAT Thematic Mapper sensors. *International Journal of Remote Sensing*, No. 6, pp. 697–716.
- Mira, M., T. J., Schmugge, E., Valor, V. Caselles, C., Coll. 2009. Comparison of Thermal Infrared Emissivities Retrieved With the Two-Lid Box and the TES Methods With Laboratory Spectra. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE*, Vol. 47, No. 4, pp. 1012-1021.

- Montaves J. P., A. Rodriguez., J. I. Jimenez. 2000. A study of the urban heat island of Granada, Int. J. Climatol, No. 20, pp. 889-911.
- Mousavi-Baygi M., B. Ashraf., A. Miyanabady. 2010. The Investigation of Tehran's Heat Island by using the Surface Ozone and Temperature Data. International Journal of Applied Environmental Sciences, Vol. 5, No. 2, pp. 189-200.
- Nichol J. E. 1994. A GIS-based approach to microclimate monitoring in Singapore's high-rise housing estates. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, No. 60, pp. 1225-1232.
- Oke T. R. 1973. City size and the urban heat island, Atmospheric Environment, No. 7, pp. 769-779.
- Oke T. R. 1982. The energetic basis of urban heat island. Journal of the Royal Meteorological Society, No. 108, pp. 1-24.
- Prata A.J. 1993. Land surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-Track Scanning Radiometer 1, Theory, Journal of Geophysical Research, No. 98 (D9), pp 6,689- 6,702.
- Qiu H. L., N. S. N. Lam, Q. D. A. uattrochi., J. A. Gamon. 1999. Fractal characterization of yperspectral imagery. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, Vol. 65, No. 1, pp. 63-71.
- Solecki W. D., C. Rosenzweig, G. Pope, M. Chopping, R. Goldberg., A. Polissare. 2004. Urban Heat Island and Climate Change: An Assessment Interacting and Possible Adaptations in the Camden. New Jersey Region, New Jersey's Environmental Decision Making.
- Tumanov S., A. Stan-Sion, A. Iupu, C. Soci, and C. Oprea. 1999. Influences of the city of Bucharest on weather and climate parameters. Atmospheric Environment, N0. 33, pp. 4173-4183.
- Velazquez-Lozada, A., 2006, Urban Heat Island effect analysisng for San Juan, Puerto Rico, Atmospheric Environment, No. 40, pp. 1731-1741.
- Weng O. 2003. Fractal Analysis of Satellite-Detected Urban Heat Island Effect, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, Vol. 69, No. 5, pp. 555-566.
- Williams, D. 2002. LANDSAT Project Science Office, LANDSAT 7 science data user's handbook.
- Wong N. H., and Ch. Yu, 2005, Study of green area and urban heat island in a tropical city, Habitat International, No. 29, pp. 547-558.
- Xiao R. 2002. Detecting and analyzing urban heat island patterns in Beijing, China, Research Center for Eco-Environmental Sciences. Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085.
- Xiao-Ling Ch., Z. Hong-Mei, L. Ping-Xiang., Y. Zhi-Yong. 2006. Remote sensing image-based analysis of the relationship between urban heat island and land use/cover changes. Remote Sensing of Environment, No. 104, pp. 133-146.
- Yague C., E. Zorita., A. Martinez. 1991. Statistical analysis of the Madrid urban heat Island, Atmos, Environ, No. 25B, pp. 327-332.

استخراج پهنه‌های شوری خاک در مناطق خشک و نیمه خشک با استفاده از داده‌های سنجش از دور (مطالعه موردی: شهرستان داراب)

دکتر احمد نوحه گر^۱ - دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه هرمزگان، ایران
غلامرضا زارع - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۲/۳۰ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۵/۱۸

چکیده

شور شدن خاک‌ها و توسعه آن در مناطق شکننده خشک و نیمه خشک از جمله مخاطرات محیطی است که در سال‌های اخیر مورد توجه واقع شده است. شهرستان داراب از جمله مناطقی است که دارای شرایط محیطی خشک و نیمه خشک بوده و یکی از مخاطرات محیطی آن شوری‌زایی و شور شدن اراضی است. در این تحقیق با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست (سال‌های ۱۹۸۷ و ۲۰۱۰ میلادی) و روش خایر^۲ (۲۰۰۳) از طریق فن آَشکارسازی (Band 5 - Band 7 / Band 5 + Band 7) در محیط نرم‌افزاری پهنه‌های شوری خاک و اراضی استخراج گردید. جهت صحت‌سنجی نقشه استخراج شده پهنه‌های شوری، از محدوده مورد مطالعه بازدید میدانی صورت گرفت که انطباق نقشه خروجی با واقعیت را نشان داد. بر اساس نقشه خروجی (تصویر ۲۰۱۰)، ۵۴۵/۳۷ کیلومترمربع از مساحت منطقه مورد مطالعه دارای شوری زیاد (۸/۳۳ درصد)، ۱۸۰۴/۶۹ کیلومترمربع دارای شوری قابل ملاحظه (۲۷/۵۸ درصد)، ۲۳۴۳/۴۱ کیلومترمربع بیانگر شوری متوسط (۳۵/۸۱ درصد)، ۱۶۴۵/۳۳ کیلومترمربع نشان دهنده شوری کم (۲۵/۱۴ درصد) و ۲۰۴/۹۱ کیلومترمربع از شهرستان داراب دارای شوری بسیار ناچیز (۳/۱۳ درصد) هستند. مقایسه این نقشه با نقشه استخراج شده سال ۱۹۸۷ بیانگر کاهش پهنه‌های شوری زیاد، قابل ملاحظه و ناچیز و افزایش پهنه‌های شوری کم و متوسط است. نتایج تحقیق نشان داد گنبدهای نمکی عامل اصلی شور شدن اراضی و خاک‌های سطحی هستند که در این بین گنبد نمکی کرسیا بیشترین نقش را ایفا می‌کند. به نظر می‌رسد نقشه استخراجی پهنه‌های شوری شهرستان داراب می‌تواند نقش قابل توجهی در مدیریت محیطی جهت رسیدن به توسعه پایدار ایفا کند.

کلیدواژه‌ها: مخاطرات محیطی، ژئومورفولوژی مناطق خشک و نیمه خشک، مخاطره شوری‌زایی، سنجش از دور، داراب، گنبدهای نمکی.

مقدمه

بیش از یک سوم خاک‌های دنیا و بخش اعظم خاک‌های ایران در مناطق خشک و نیمه خشک واقع شده است (تاج گردان و همکاران، ۱۳۸۸: ۲). برای مناطق خشک و نیمه خشک اصطلاحات مناطق کم آب و نیمه کم آب نیز به کار می‌برند. مناطق خشک و نیمه خشک، شکنند بوده و برای شوری‌زایی مستعد هستند (دبنهام^۱، ۱۹۹۲: ۱). بنابراین شوری‌زایی یکی از مشکلات خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک می‌باشد (فرناندز^۲ و همکاران، ۲۰۰۶: ۶۴۴). در این مناطق شوری‌زایی باعث بیابانی شدن زمین‌ها و کاهش کیفیت آنها شده است (جیان لی^۳ و همکاران، ۲۰۱۱: ۴۰۵). شوری‌زایی خاک ممکن است همانند سایر مخاطرات طبیعی (زمین‌لرزه، زمین‌لغزش و غیره) دارای قدرت تخریبی سریع نباشد (مترینیچت^۴ و همکاران، ۲۰۰۳: ۱). اما به عنوان یک مخاطره محیطی شدید محسوب می‌گردد (یو^۵ و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۹۵۲). می‌توان گفت که اهمیت مطالعه شوری خاک در جهان هر ساله در حال افزایش است (زهنایان و همکاران، ۱۳۸۵: ۳۶۹). مخاطره شوری‌زایی از جمله قدیمی‌ترین مشکلات زیست محیطی بوده و به عنوان یکی از هفت عامل اصلی بیابان‌زایی محسوب می‌گردد (کاساس^۶، ۱۹۸۷: ۲۴). شوری‌زایی خاک در مناطق خشک و نیمه خشک اثرات زیادی بر افزایش جمعیت و تامین غذای مورد نیاز آنها گذاشته است (فریفته^۷ و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۹۲). شناسایی مناطق تحت مخاطره شوری خاک برای اموری همچون مدیریت کشاورزی به ویژه در مناطق خشک و نیمه خشک حائز اهمیت بسیاری است (فریفته^۸ و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۹۶). مطالعات زیادی در سطح دنیا برای استخراج پهنه‌های شوری خاک با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و فنون رادیومتری صورت گرفته است. محققانی با ترکیب باندهای مختلف و همچنین اندازه‌گیری‌های میدانی توانسته‌اند شوری‌زایی را در نقاطی از جهان مطالعه کنند؛ از جمله: لانگ^۹ و همکاران، ۱۹۸۷: ۲۲۱؛ اوریت^{۱۰} و همکاران، ۱۹۸۸: ۱۲۸۳؛ کسلیج^{۱۱} و همکاران، ۱۹۹۳: ۲۳۱؛ ورما^{۱۲} و همکاران، ۱۹۹۴: ۱۹۰۱؛ بی‌شوپ^{۱۳} و همکاران، ۲۰۰۱: ۱۴۹؛ کار^{۱۴} و همکاران،

1 Debenham

2 Fernandez

3 Jian-li

4 Mettemicht

5 Yu

6 Kassas

7 Farifteh

8 Farifteh

9 Long

10 Everitt

11 Csillage

12 Verma

13 Bishop

14 Carre

۲۰۰۲: ۲۴۱؛ دوآیی^۱، ۲۰۰۶: ۲۱۷؛ ملندز^۲ و همکاران، ۲۰۱۰: ۵۵؛ گواتیرز^۳ و همکاران، ۲۰۱۰: ۴۶؛ بو عزیز^۴ و همکاران، همکاران، ۲۰۱۱: ۲۳۷. در ایران نیز محققینی توانسته‌اند با استفاده از داده‌های سنجش از دوری به مطالعه شوری‌زایی و استخراج پهنه‌های آن در مناطقی از کشور بپردازند؛ از جمله: عبدی‌نام، ۱۳۸۳: ۳۳؛ دشتکیان و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۳۹؛ احمدیان و همکاران، ۱۳۸۹: ۱۷۹؛ زارع، ۱۳۸۹: ۷۴؛ نوروزی و همکاران، ۱۳۹۰: ۵۹. سنجش از دور به عنوان فن و علم دستیابی به اطلاعات در مورد پدیده‌ها بدون تماس فیزیکی با منطقه محسوب می‌گردد. همچنین سیستم اطلاعات جغرافیایی به عنوان یک سامانه در جمع‌آوری، ذخیره و تحلیل اطلاعات مربوط به پدیده مورد استفاده قرار می‌گیرد. بدیهی است که هر دو، فنون مناسبی برای جمع‌آوری اطلاعات، تصمیم‌گیری سریع، دقیق و با صرفه‌ای محسوب می‌شوند (دادرسی و همکاران، ۱۳۸۵: ۱۷۴). در دو دهه اخیر استفاده از تکنیک‌های میدانی و ترکیب آنها با داده‌های سنجش از دوری کمک قابل توجهی به نقشه‌کشی اراضی شور کرده است. سنجش از دور قابلیت و توانمندی استخراج و مطالعه مشکل شوری‌زایی در پهنه‌های بزرگ مقیاس را دارا است (بو عزیز و همکاران، ۲۰۱۱: ۷۹۶). همچنین سنجش از دور امکان پیش‌بینی، ارزیابی اثرات شوری‌زایی، تشخیص روند و غیره را نیز فراهم می‌کند (باستیانسن^۵ و همکاران، ۲۰۰۰: ۱۳۸؛ مترنچت^۶، ۲۰۰۱: ۱۶۴). نقشه‌های شوری مستخرج از داده‌های سنجش از دوری قابلیت زیادی در کشاورزی و دیگر فعالیت‌های انسانی دارند (لاگرلوف^۷، ۲۰۰۹: ۱؛ عباس^۸ و همکاران، ۲۰۱۱: ۲). از جمله مناطق کشور ایران که شوری‌زایی خاک در آنجا قابل توجه بوده شهرستان داراب است. در این پژوهش سعی بر این است تا با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست و همچنین پیمایش میدانی پهنه‌های شوری مستخرج و علل شور شدن اراضی مورد تحلیل قرار گیرد.

منطقه مورد مطالعه

دشت داراب در جنوب شرقی استان فارس و در محدوده ۵۴ درجه و ۱۱ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۴۷ دقیقه طول شرقی و ۲۸ درجه و ۳۳ دقیقه تا ۲۸ درجه و ۴۹ دقیقه عرض شمالی در فاصله ۲۵۰ کیلومتری از شیراز واقع شده است. شهرستان داراب از غرب به جهرم و فسا، از شرق به هرمزگان، از شمال به نیریز و استهبان و از جنوب به زرین‌دشت و لارستان منتهی می‌گردد (شکل ۱).

1 Douaoui

2 Melendez

3 Gutierrez

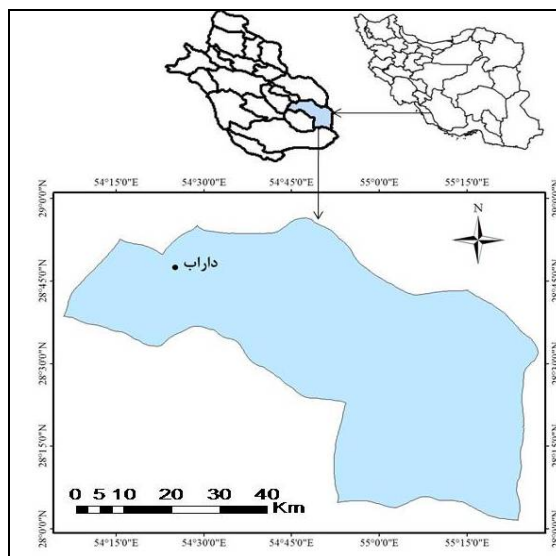
4 Bouaziz

5 Bastiaanssen

6 Mettemicht

7 Lagerloef

8 Abbas



شکل ۱ موقعیت شهرستان داراب در استان فارس

از دیدگاه ژئومورفولوژی این منطقه جزء زاگرس جنوب شرقی (منطقه فارس) است. در این منطقه زاگرس به حداکثر پهنای خود رسیده و چهره ظاهری ناهمواری‌ها با سایر بخش‌های زاگرس متفاوت است؛ به طوری که امواج چین‌ها ملایم‌تر و بازتر شده و بیشتر به صورت چاله‌های ناودیس و برجستگی‌های طاق‌دیزی خود نمایی می‌کند. چاله‌های ناودیزی اغلب از طریق فرودهای محوری طاق‌دیس‌ها به یکدیگر متصل شدند که در نتیجه دشت‌های بسیار باز (دشت داراب) را به وجود آورده است (علایی طالقانی، ۱۳۸۲: ۱۶۰). بیشتر بارندگی محدوده مورد مطالعه در دوره سرد سال رخ داده و ژانویه پر باران‌ترین ماه سال است. در تابستان به دلیل دور بودن از منابع رطوبتی و مسیرهای ورودی بخار آب و گاهی نبودن عامل صعود واقعاً هوای بسیار گرم و خشک کویری پیدا می‌کند. این وضعیت خشکی در عوامل بارشی نیز منعکس است. البته در داراب بارش‌های تابستانی وابسته به رژیم موسمی جنوب شرقی مشاهده می‌شود. این ویژگی در روزهای بارندگی بیشتر از ۱۰ میلی‌متر منعکس شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهند در بعضی از سال‌ها، هنگامی که کف پرفشار آזור به حد کافی ارتفاع می‌گیرد، هوای مرطوب رسیده از دریای عمان و خلیج فارس صعود کرده و باران‌های شدید و رگباری به وجود می‌آیند (علیچانی، ۱۳۷۹: ۱۹۱).

مواد و روش‌ها

در این تحقیق ابتدا با استفاده از روش مطالعه اسنادی، مطالب مرتبط با موضوع گردآوری شد. سپس با توجه به هدف تحقیق از تصاویر ماهواره‌ای لندست (سنجنده TM به مسیر و ردیف ۱۶۱ و ۴۰ به تاریخ ۱۵ ژوئن سال ۲۰۱۰ میلادی و ۱۶ ژوئن سال ۱۹۸۷ میلادی با اندازه پیکسل‌ها برای باند حرارتی ۵۷ متر، باند پانکروماتیک ۱۴/۲۵ متر و

برای بقیه باندها ۷۹ متر) بهره گرفته شد. این تصاویر از سایت GLCF به خاطر سهولت دسترسی دانلود گردید. برای استخراج پهنه‌های شوری خاک از روش (خایر^۱، ۲۰۰۳: ۴۳) استفاده شده است. در این روش از باندهای ۵ و ۷ ماهواره لندست که داده‌های ورودی بوده و بر طبق رابطه ۱ در نرم‌افزار ENVI پهنه‌های شوری استخراج می‌گردد.

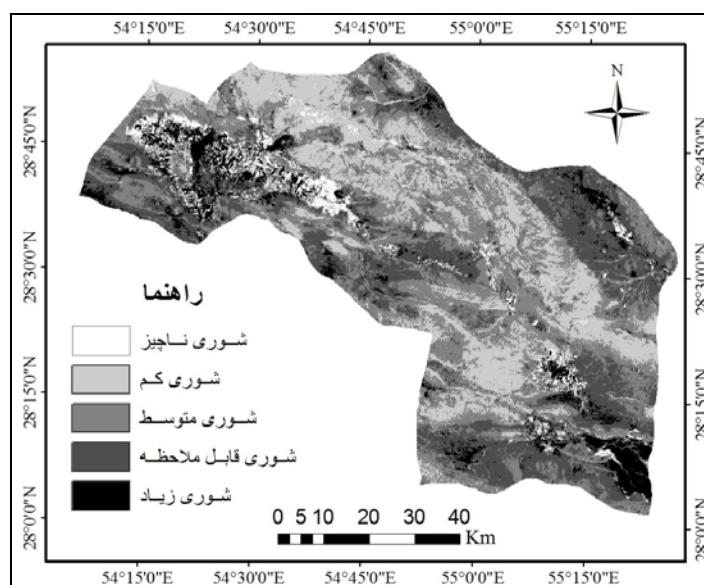
رابطه ۱: Band 5 – Band 7 / Band 5 + Band 7

پس از اجرای رابطه ۱ در نرم‌افزار ENVI جهت مشخص کردن و محاسبه مقادیر کمی و کیفی شوری خاک در منطقه مورد مطالعه از نرم‌افزار Arc GIS بهره گرفته شد. در واقع فن اصلی در این تحقیق روش آشکارسازی پیکسل‌های معرف شوری است. سپس عوامل موثر در زایش شوری خاک مورد تحلیل قرار گرفتند. برای این کار در ابتدا لندفرم‌های موجود در منطقه با استفاده از بازدید میدانی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی (داراب، نمردان و بزجان به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه شده به وسیله سازمان زمین‌شناسی کشور) بررسی گردیدند، که گنبدهای نمکی از جمله لندفرم‌های موجود در منطقه بودند. برای به دست آوردن موقعیت گنبدهای نمکی از نقشه‌های توپوگرافی (داراب، مادوان، فدای، قلعه نو و خسویه به مقیاس ۱:۵۰۰۰۰) استفاده گردید. این نقشه‌ها و همین‌طور نقشه‌های زمین‌شناسی ابتدا در محیط نرم‌افزاری Arc GIS زمین – مرجع سازی شدند و سپس ارتفاع گنبدهای نمکی از سطح دریا و پایه، مساحت آنها محاسبه و پراکندگی گنبدها به صورت نقشه نشان داده شد. برای محاسبه مقادیر شیب و جهت شیب از داده مدل رقومی ارتفاع (۳۰ متر) استر استفاده شد. جهت محاسبه تاثیر عوامل اقلیمی داده‌های ایستگاه سینوپتیک داراب مورد تحلیل قرار گرفتند. برای تکمیل و همچنین جهت اطمینان و اعتبارسازی یافته‌های تحقیق سه مرحله پیمایش میدانی از منطقه مورد مطالعه صورت گرفت. در مرحله اول لندفرم‌های منطقه از نزدیک مشاهده گردیدند. در مرحله دوم از اراضی شور، فاصله آنها از گنبدهای نمکی و همین‌طور آبراهه‌های انتقال دهنده نمک عکسبرداری شد. در مرحله سوم جهت اعتبار سنجی یافته‌های تحقیق، پهنه‌های استخراج شده (با درجه‌های شوری متفاوت) با سطح زمین انطباق داده شد، تا میزان صحت محاسبات و نقشه شوری خاک مشخص گردد. در نهایت نیز بر اساس یافته‌های تحقیق و بررسی درستی آنها اقدام به نتیجه گیری شد.

بحث و نتایج

مقادیر پیکسل‌ها به ترتیب اعداد ۰.۴۸- و ۰.۵۸ را نشان می‌دهد؛ به عبارت دیگر، هر قدر عدد پایین‌تر بوده، مقدار شوری نیز افزایش یافته است و بیانگر شوری زیاد است. نقشه استخراج شده شوری مقادیر ۰.۴۸- تا ۰.۲۲- (شوری زیاد)، ۰.۲۲- تا ۰.۲۵ (شوری قابل ملاحظه)، ۰.۲۵ تا ۰.۲۸ (شوری متوسط)، ۰.۲۸ تا ۰.۳۱ (شوری کم) و ۰.۳۱ تا ۰.۵۸ (شوری ناچیز) را نشان می‌دهد. از تعداد پیکسل‌ها ۶۰۵۹۶۴ مربوط به کلاس (شوری زیاد)، ۲۰۰۵۲۷۰۷

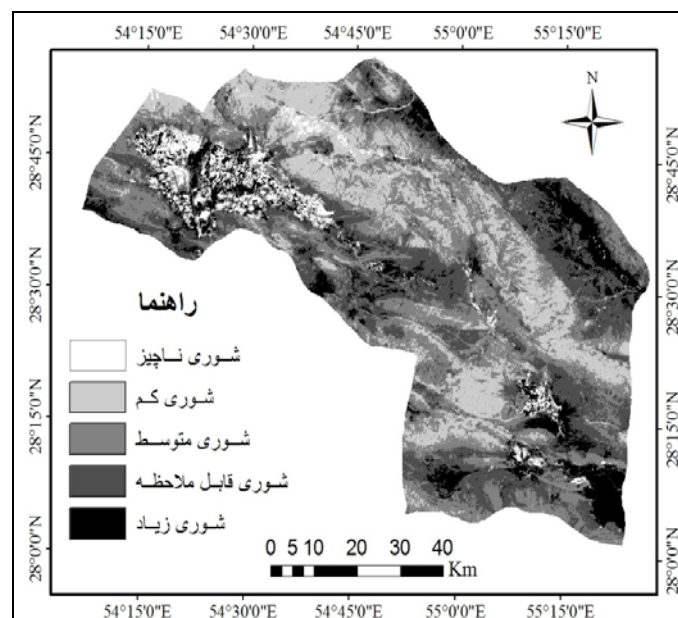
(شوری قابل ملاحظه)، ۲۶۰۳۷۸۷ (شوری متوسط)، ۱۸۲۸۰۳۴ (شوری کم) و ۲۲۷۳۷۴ (شوری ناچیز) است؛ به عبارتی باید گفت ۵۴۵/۳۷ کیلومتر مربع از مساحت منطقه مورد مطالعه دارای شوری زیاد (۸/۳۳ درصد)، ۱۸۰۴/۶۹ کیلومتر مربع دارای شوری قابل ملاحظه (۲۷/۵۸ درصد)، ۲۳۴۳/۴۱ کیلومتر مربع بیانگر شوری متوسط (۳۵/۸۱ درصد)، ۱۶۴۵/۲۳ کیلومتر مربع نشان دهنده شوری کم (۲۵/۱۴ درصد) و ۲۰۴/۹۱ کیلومتر مربع از شهرستان داراب دارای شوری بسیار ناچیز (۳/۱۳ درصد) را نشان می‌دهد (شکل ۲).



شکل ۲ پهنه‌های استخراج شده شوری خاک در محدوده مورد مطالعه (پهنه شده از تصویر ماهواره لندست، ۲۰۱۰ میلادی)

همان طوری که در شکل (۲) دیده می‌شود، عمده اراضی شوری با زیاد در غرب و جنوب شرقی شهرستان داراب واقع شده است. می‌توان گفت که تنوع لندفرم‌ها در محدوده مورد مطالعه باعث شده است که مساحت قابل توجهی (بیش از ۶۰ درصد) از اراضی شهرستان داراب قابل کشت و زرع باشند. البته در شمال و شمال شرق نیز لکه‌های شوری دیده می‌شود که ناشی از رسوبات تبخیری در آنجاست. وجود مخروط افکنه‌های متعدد در شمال شهرستان و سیلاب‌های شیرین که هر ساله مقادیر قابل توجهی رسوب (اعم از خاک و غیره) را از بالا دست و حوضه‌های آبریز با خود به سمت پایین دست و شهرستان حمل و به جا می‌گذارند. به همین دلیل بسیاری از مخروط افکنه‌های دشت داراب فعال و در حال توسعه بوده (البته باید به برداشت‌های انسان از منابع رسوبی رودخانه‌ها توجه داشت) و اراضی مستعد برای کشت و زرع را مهیا کرده‌اند. مطلب دیگری که باید به آن پرداخته شود پایش شوری‌زایی در محدوده مورد مطالعه می‌باشد. برای این کار از تصویر سال ۱۹۸۷ میلادی با یک روز اختلاف استفاده شد. بر اساس تصویر استخراج شده سال ۱۹۸۷ مقادیر پیکسل‌ها بین ۰.۴۳- تا ۰.۴۹+ است. همانند

نقشه استخراجی سال ۲۰۱۰ در این خروجی نیز هر قدر مقادیر پیکسل‌ها کمتر باشد، میزان شوری نیز افزایش یافته است. در نقشه استخراجی سال ۱۹۸۷، مقادیر ۰.۴۳- تا ۰.۲۴- بیانگر (شوری زیاد)، ۰.۲۴- تا ۰.۲۶+ (شوری قابل ملاحظه)، ۰.۲۶+ تا ۰.۲۸+ (شوری متوسط)، ۰.۲۸+ تا ۰.۳۲+ (شوری کم) و ۰.۳۲+ تا ۰.۴۹+ نشان دهنده شوری ناچیز هستند؛ به عبارت دیگر در نقشه خروجی سال ۱۹۸۷ مساحت پهنه شوری زیاد ۸۰۶/۲۱ کیلومتر مربع (۱۲/۳۲ درصد)، شوری قابل ملاحظه ۱۸۸۷/۹۵ کیلومتر مربع (۲۸/۸۶ درصد)، شوری متوسط ۲۱۴۷/۸۹ کیلومتر مربع (۳۲/۸۴ درصد)، شوری کم ۱۴۴۹/۱۹ کیلومتر مربع (۲۲/۱۵ درصد) و مساحت پهنه‌های شوری ناچیز ۲۵۲/۳۴ کیلومتر مربع (۳/۸۶ درصد) می‌باشد (شکل ۳).



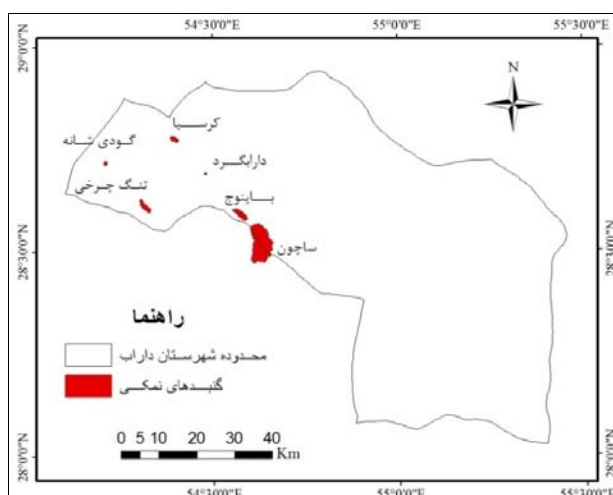
شکل ۳ پهنه‌های استخراج شده شوری خاک در محدوده مورد مطالعه (پهنه شده از تصویر ماهواره لندست، ۱۹۸۷ میلادی)

مقایسه دو نقشه خروجی نشان می‌دهد میزان شوری ناچیز، قابل ملاحظه و زیاد از نظر مساحت کاهش یافته‌اند که در این میان پهنه‌های با شوری زیاد با ۲۶۰/۸۴- کیلومتر مربع بیشترین کاهش را داشته است. همچنین پهنه‌های با شوری کم و متوسط افزایش یافته‌اند که پهنه با شوری متوسط با ۱۹۵/۵۲ کیلومتر مربع بیشترین افزایش را نشان می‌دهد (جدول ۱). همچنین اراضی از حالت شوری زیاد در جنوب شرقی و شمال شرقی محدوده مورد مطالعه به شوری قابل ملاحظه تغییر یافته است. مجموع اراضی با درجه شوری زیاد و قابل ملاحظه در سال ۲۶۹۴/۱۹۸۷، ۲۶ کیلومتر مربع بوده، در حالی که این پهنه‌ها در سال ۲۰۱۰ روند کاهشی را نشان می‌دهد و به ۲۳۴۹/۸۶ کیلومتر رسیده است.

جدول ۱ مقایسه پهنه‌های شوری تصاویر سال ۱۹۸۷ با ۲۰۱۰ میلادی

تصویر (سال میلادی)	شوری ناچیز		شوری کم		شوری متوسط		شوری قابل ملاحظه		شوری زیاد	
	تعداد پیکسل	مساحت (Km ²)	تعداد پیکسل	مساحت (Km ²)	تعداد پیکسل	مساحت (Km ²)	تعداد پیکسل	مساحت (Km ²)	تعداد پیکسل	مساحت (Km ²)
۱۹۸۷	۲۸۰۳۸۳	۲۵۲/۳۴	۱۶۱۰۲۱	۱۴۴۵/۱۹	۲۳۸۶۵۴۰	۲۱۴۷/۸۹	۲۰۹۷۷۳۳	۱۸۸۷/۹۵	۸۹۵۷۸۷	۸۰۶/۲۱
۲۰۱۰	۲۲۷۶۷۴	۲۰۴/۹۱	۱۸۲۸۳۴	۱۶۴۵/۲۳	۳۶۰۳۷۸۷	۲۳۴۳/۴۱	۲۰۰۵۲۷۰۷	۱۸۰۴/۴۹	۶۰۵۹۶۴	۵۴۵/۳۷
اختلاف	-	-۴۷/۴۳	-	۲۰۰/۰۴	-	۱۹۵/۵۲	-	-۸۳/۴۶	-	-۳۶۰/۸۴

علت اصلی شوری خاک در منطقه مورد مطالعه گنبدهای نمکی است. ۶ گنبد نمکی، کرسیا (شمال غرب)، گودی شانه و تنگ چرخ (غرب)، دارابگرد (مرکز)، باینوج و ساچون (جنوب) در دشت داراب واقع شده‌اند (شکل ۴). از نظر مساحت بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین مساحت در بین گنبدهای نمک به ترتیب مربوط به ساچون و دارابگرد است (جدول ۲). شیب قسمت بیشتر منطقه مورد مطالعه کمتر از ۱۵ درصد می‌باشد؛ به طوری که ۵۱/۸۴ درصد از مساحت شهرستان داراب شیبی کمتر از ۱۵ درصد دارند (جدول ۳). در مسیرهایی که گنبدهای نمکی واقع شده‌اند، معمولاً شیب کمتر از ۱۵ درصد می‌باشد، از این رو انتقال نمک از این گنبدها به آرامی صورت می‌گیرد. البته شیب در پای گنبد نمکی کرسیا که بیشترین نقش را در شوری خاک شهرستان داراب ایفا می‌کند به کمتر از ۵ درصد نیز می‌رسد. اما شیب در پای گنبد نمکی باینوج بیشتر از ۳۰ درصد است، بنابراین تخلیه نمک از این گنبد نمکی سریع‌تر از سایر گنبدها می‌باشد. شیب پای گنبد نمکی تنگ چرخ نیز کمی بیش از ۱۵ درصد بوده، بنابراین تخلیه نمک در اینجا نیز زودتر از گنبد نمکی کرسیا و باینوج انجام می‌شود. عامل دیگر که در شوری‌زایی خاک منطقه مورد مطالعه موثر بوده جهت شیب است.



شکل ۴ پراکندگی گنبدهای نمکی در دشت داراب

جدول ۲ ویژگی‌های گنبدهای نمکی منطقه مورد مطالعه

ردیف	نام گنبد نمکی	ارتفاع از سطح دریا (متر)	ارتفاع از سطح پایه (متر)	مساحت (کیلومتر مربع)
۱	ساچون	۱۵۰۰	۳۶۰	۴۳/۲۳
۲	باینوج	۱۴۰۰	۳۴۸	۵/۴۶
۳	تنگ چرخی	۱۲۰۰	۱۸۰	۴/۳۱
۴	کرسیا	۱۱۱۰	۱۹۰	۲/۱۶
۵	گودی شانه	۱۲۰۰	۶۰	۰/۷۸
۶	دارابگرد	۱۱۰۰	۱۴۰	۰/۲۱

جدول ۳ طبقه بندی شیب (به درصد) در شهرستان داراب

ردیف	مقدار شیب (درصد)	مساحت (کیلومتر مربع)	مساحت به درصد
۱	۰ تا ۱۵	۳۴۰۲/۶۱	۵۱/۴
۲	۱۵/۱ تا ۳۰	۱۷۵۳/۹۵	۲۶/۷۲
۳	۳۰/۱ تا ۴۵	۱۰۸۸/۳۳	۱۶/۵۸
۴	بیشتر از ۴۵	۳۱۸/۶	۴/۸۵
جمع	-	۶۵۶۳/۴۵	۱۰۰

جهت شیب غالب در پای گنبد نمکی کرسیا جنوب، جنوب غربی و جنوب شرقی، در پای گنبد نمکی باینوج شمال و شرقی، در پای گنبد نمکی تنگ چرخی شمالی و شرقی، در پای گنبد نمکی ساچون به خاطر وسعت گنبد نمکی شمال، جنوب، شرق و غرب بوده، در پای گنبد نمکی گودی شانه شمال، در پای گنبد نمکی دارابگرد نیز جهت شیب جنوبی است. جهت شیب نقش بسیار زیادی در هدایت آبراهه‌ها و همچنین مکان تخلیه آب‌های شور ناشی از فرسایش گنبدهای نمکی دارد. جهت جنوبی شیب در کنار گنبد نمکی کرسیا باعث شده است که جهت آبراهه‌ها نیز جنوبی شود و خاک اراضی پایین دست این گنبد نمکی دچار شوری شدید شود؛ به طوری که اصلاً قابل کشاورزی نیست. گنبد نمکی دارابگرد به وسیله خندق ایجاد شده در اطراف آن فقط توانسته تا شعاع ۱۵۰ متری اطراف خود را شور کند. در اطراف این گنبد نمکی هیچ گونه علفی رویش ندارد و تنها گونه گیاهی که در اطراف آن دیده می‌شود، گز است. مهم‌ترین نقش را در شوری خاک‌های داراب گنبد نمکی کرسیا ایفا می‌نماید. همان‌طوری که در شکل (۴) دیده می‌شود، این گنبد نمکی در شمال غربی

شهرستان داراب واقع شده است. این گنبد نمکی حدود ۶۰۰۰ هکتار از اراضی را شور و غیر قابل کشت نموده است (رامشت و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۴). به جزء گنبد نمکی دارابگرد و کرسیا سایر گنبدهای نمکی به وسیله توده‌های کوهستانی محدود شده‌اند و تنها از یک یا دو طرف بر اراضی اطراف خود تسلط دارند. در اطراف گنبد نمکی کرسیا چشمه‌های شوری وجود دارد که در سایر گنبدهای نمکی مشاهده نمی‌گردد (شکل ۵). هر ساله مقدار قابل توجهی نمک از طریق این چشمه‌ها در کنار گنبد نمکی کرسیا بر جای گذاشته می‌شوند (شکل ۶). مشاهدات میدانی نشان می‌دهد تقریباً نیمی از این گنبد نمکی در اثر فرسایش ناشی از عمل آب‌های جاری (بارش‌های رگباری) از بین رفته است. مهم‌ترین نشانه آنها شکل‌گیری مخروط نمکی در پای این گنبد نمکی و شوره‌زار پایین دست در جنوب غربی گنبد است. روستای کرسیا در جنوب شرقی گنبد بر روی بخشی از مخروط نمکی استقرار یافته است. در پایین دست این گنبد نخ‌آب‌های زیادی دیده می‌شوند که نقش آنها در انتقال نمک به اراضی پایین دست گنبد کاملاً مشهود به نظر می‌رسد. در سال‌های اخیر انسان با دستکاری در زمین‌های اطراف پایین دست و ایجاد تاسیساتی بر روی مخروط نمکی موجب به هم خوردن این نظم شده و با ایجاد خاکریزهایی باعث تجمع آب‌های مسلح به نمک شده است (شکل ۷). نکته جالب توجه این است که بازدید میدانی نشان داد شوری اراضی ناشی از فرسایش گنبد نمکی کرسیا به سمت اطراف در زمانی قطع شده است؛ به عبارت دیگر شوری‌زایی محدود گشته است. می‌توان گفت علت محدود شدن، ظهور رودخانه شاه‌یجان (اوغلان و غز) در شرق گنبد نمکی و چشمه گلابی در غرب آن است.



شکل ۵ یکی از چشمه‌های اطراف گنبد نمکی کرسیا (شکل ۶ به جا گذاشتن نمک در پای گنبد نمکی کرسیا)



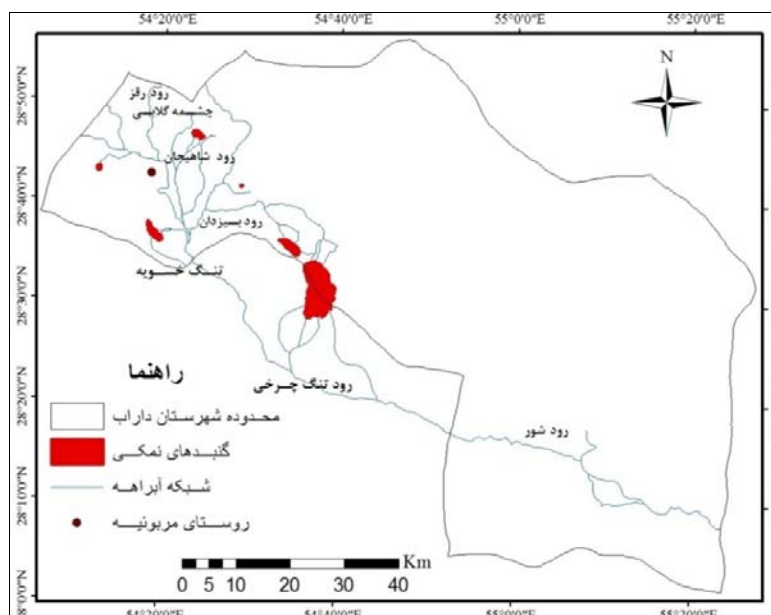
شکل ۷ ایجاد خاکریز و تاسیسات انسانی در پایین دست گنبد نمکی کرسیا

رود شاه‌یجان و چشمه گلایی علاوه بر ایجاد بستر برای خود مقدار قابل توجهی از اراضی شور را شسته و با خود به تنگ خسویه منتقل کرده‌اند. در محل سرچشمه این دو رودخانه هدایت الکتریکی ۵۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر بوده در حالی که در تنگ خسویه مقدار هدایت الکتریکی آب به بیش از ۲۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر مربع می‌رسد (وزارت نیرو، ۱۳۷۱). البته باید گفت که هدایت الکتریکی آب در حاشیه گنبد نمکی باینوج ۵۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌باشد (رامشت و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۷). همچنین سیلابی شدن رودخانه‌های مستقر بر روی مخروط‌افکنه‌ها در شرق (مخروط افکنه رودبال) و مخروط‌افکنه‌های منصوریه، اعراب چگینی، پاسخن در غرب گنبد نمکی نیز نقش قابل توجهی در شستشوی اراضی شور و انتقال مواد شور به سمت تنگ خسویه را ایفا می‌کنند. با توجه به شیرین بودن این سیلاب‌ها، همواره مقداری رسوب (بسته به قدرت رودخانه) که شامل گل و لای بوده بر روی اراضی شور به جا گذاشته می‌شوند. این مورد در اطراف روستای مریوئیه در غرب دشت داراب به خوبی مشاهده می‌شود. زمین‌های جنوب شرقی این روستا در محل عبور سیلاب رود رقرز هستند (به طور میانگین سالی یکبار این رودخانه سیلابی می‌شود). در مورد پوشش گیاهی اطراف گنبد نمکی کرسیا نیز می‌توان گفت که با دور شدن از این گنبد نمکی پوشش گیاهی نیز افزایش می‌یابد. این گیاهان از گونه‌های شور پسند بوده (شکل ۸) از جمله آنها می‌توان به *Juncus gerardi* و *Halocnemum strobilaceum* اشاره کرد (ولی، ۱۳۸۵: ۲۶۱).



شکل ۸ رشد گونه‌های گیاهی شور پسند در ۱۵۰ متری پایین دست گنبد نمکی کرسیا

کار انتقال نمک و املاح شور از سطح گنبدهای نمکی به وسیله شبکه آبراهه‌ها صورت می‌گیرد. شبکه زهکشی به کمک شیب، جهت شیب و بسته به نیروی انتقالی و قدرت خود اراضی دشت داراب را شور کرده‌اند؛ به عبارت دیگر، شیب و جهت شیب دشت داراب به سمت تنگ خسویه است؛ از این رو محل تجمع شبکه آبراهه‌ای در آنجاست (شکل ۹). در دهانه تنگ خسویه انسان اقدام به ایجاد سدی نموده که در پشت این سد هر ساله مقداری نمک بر جای گذاشته می‌شود. در گذشته که سدی وجود نداشت آب‌ها از طریق رودخانه تنگ چرخنی به سمت جنوب شرقی حرکت می‌کردند و شوری منطقه فورگ و آبشور در جنوب شرقی دشت داراب معلول عبور این رودخانه از آنجا بود. البته ملحق شدن آب آبشار فدایی به رود در این قسمت تا حدودی از شوری آب می‌کاهد. به طوری که از رود جهت آبیاری نخلستان‌ها و اراضی استفاده می‌شود. در این قسمت اما هم اکنون با ایجاد سد به مرور زمان در پشت سد شاهد شوری‌زایی خاک خواهیم بود. همچنین در مواقعی که آب در پشت سد بیش از مخزن آن باشد، درپچه‌های سد باز می‌شود که این امر در هنگام سیلاب‌های شدید معمولاً در زمستان صورت می‌گیرد. بعضی مواقع نیز بارش‌های رگباری در انتقال نمک از گنبدها به سمت اراضی نقش موثری را ایفا می‌کنند. این مسئله در بعضی از سال‌ها در تابستان که توده هوای موسمی به داراب می‌رسد کاملاً مشهود است. این بارش‌ها عمدتاً در تیر و مرداد ماه رخ می‌دهند. از یک طرف در طایین بارش‌ها در مدت ۱۰ تا ۱۵ دقیقه ۵ تا ۱۰ میلی‌متر باران رخ می‌دهد (همانند مرداد ماه ۱۳۸۵، ۱۳۹۰) و از طرف دیگر دمای بالای ۴۰ درجه سانتی‌گراد در این موقع از سال باعث تبخیر سریع رطوبت ناشی از بارش شده و لکه‌های نمکی بر جای می‌مانند.



شکل ۹ شبکه آبراهه‌ای و موقعیت استقرار گنبدهای نمکی در محدوده مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

یکی از مخاطرات محیطی در مناطق خشک و نیمه خشک جهان شوری خاک است. به همین دلیل مشخص کردن پهنه‌های شوری و پایش آن در چند سال اخیر برای بشر به خاطر توسعه اقدامات عمرانی، زیربنایی و کشاورزی اهمیت زیادی یافته است. در چند سال اخیر برای استخراج و پایش شوری سطحی از داده‌های سنجش از دوری استفاده می‌شود. شهرستان داراب یکی از مناطقی است که با مخاطره شوری خاک مواجه بوده و محدودیت‌هایی را برای کشاورزی ایجاد کرده است. در این تحقیق برای مشخص کردن پهنه‌های شوری و میزان کمی آن از تکنیک آشکارسازی تصاویر ماهواره لندست (سال‌های ۱۹۸۷ و ۲۰۱۰ میلادی) بهره گرفته شد. جهت انجام این تکنیک از روش خایر (۲۰۰۳) استفاده گردید. در این روش باندهای ۵ و ۷ مورد نیاز است. نتیجه تحقیق نشان داد که بر اساس تصویر سال ۲۰۱۰، ۵۴۵/۳۷ کیلومتر مربع از مساحت منطقه مورد مطالعه دارای شوری زیاد (۸/۳۳ درصد)، ۱۸۰۴/۶۹ کیلومتر مربع دارای شوری قابل ملاحظه (۲۷/۵۸ درصد)، ۲۳۴۳/۴۱ کیلومتر مربع بیانگر شوری متوسط (۳۵/۸۱ درصد)، ۱۶۴۵/۲۳ کیلومتر مربع نشان دهنده شوری کم (۲۵/۱۴ درصد) و ۲۰۴/۹۱ کیلومتر مربع از شهرستان داراب دارای شوری بسیار ناچیز (۳/۱۳ درصد) هستند. فقط در اراضی با شوری زیاد که کمتر از ۱۰ درصد مساحت شهرستان داراب بوده، امکان کشاورزی وجود ندارد. در اراضی با شوری قابل ملاحظه نیز گونه‌های شور پسند و محصولات کشاورزی که تحمل شوری خاک را دارند، رشد و نمو می‌یابند. مقایسه نقشه خروجی ۲۰۱۰ با تصویر سال ۱۹۸۷ بیانگر کاهش اراضی با شوری ناچیز، قابل ملاحظه و زیاد و افزایش مساحت شوری کم و متوسط است. به نظر می‌رسد دستکاری‌های انسانی نقش زیادی در کاهش مساحت شوری زیاد در شهرستان داراب دارد. عامل اصلی شور شدن اراضی در محدوده مورد مطالعه گنبدهای نمکی است. در شهرستان داراب ۶ گنبد نمکی وجود دارند که در بین آنها گنبد نمکی کرسیا بیشترین نقش را در شور شدن اراضی ایفا می‌کند. در اطراف این گنبد نمکی چشمه‌هایی وجود دارند که هر ساله مقدار قابل توجهی نمک در اطراف آنها بر جای می‌مانند. در اطراف گنبدهای نمکی به خاطر شوری زیاد فقط گیاهانی توانسته‌اند رشد و نمو داشته باشند که شورپسند بوده‌اند. علاوه بر تاثیر گنبدهای نمکی در شوری سطحی خاک، آب‌های زیر زمینی نیز متاثر از گنبدهای نمکی هستند؛ به طوری که در تنگ خسویه میزان هدایت الکتریکی آب به بالای ۵۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌رسد. وجود رودها و سیلاب‌های شیرین باعث جلوگیری از گسترش اراضی شور گردیده و همچنین موجب شستشوی اراضی و انتقال نمک به تنگ خسویه شده‌اند. به طور کلی دستاورد این تحقیق مشخص کردن پهنه‌های شوری، شناسایی و تحلیل عوامل موثر بر شوری زایی سطحی خاک در محدوده مورد مطالعه بوده که به عنوان یک سند علمی نقش قابل توجهی در مدیریت محیطی می‌تواند ایفا کند.

References

- Abbas. A., S. Khan., N. Hussain., M. Hanjra., S. Akbar. 2011. Characterizing soil salinity in irrigated agriculture using a remote sensing approach. *Journal of Physics and Chemistry of the Earth*, pp 1- 10.
- Abdinam, A. 2003. Investigation of prepare soil salinity using of regression relation satellite data with numerical much soil salinity in Ghazvin plain. *Journal of research and construct* , Vol 64, pp 33- 38.
- Ahmadian. M., M. Pakparvar., D. Asherlo. 2010. Investigation of change soil salinity using of digital processes landsat satellite information in Ghahavand plain (Hamadan province). *Journal of soil research*, Vol 24, pp 179 – 191.
- Alaei Taleghani. M. 2002. *Geomorphology of Iran*. Ghomes press.
- Alijani. B. 1999. *Climate of Iran*. Payam noor press.
- Bastiaanssen, W.G.M., Molden, D.J., Makin, I.W. 2000. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management* 46, 137–155.
- Bishop, T.F.A., McBratney, A.B. 2001. A comparison of prediction methods for the creation of field-extent soil property maps. *Geoderma* 103, 149–160.
- Bouaziz, M., Leidig, M., Gloaguen, R. 2011. Optimal parameter selection for qualitative regional erosion risk monitoring: a remote sensing study of SE Ethiopia. *Geoscience Frontiers* vol. 2 (2), 237–245.
- Bouaziz. M., J. Matschullat., R. Gloaguen. 2011. Improved remote sensing detection of soil salinity from a semi-arid climate in Northeast Brazil, *Journal of C. R. Geoscience* 343, pp 795–803.
- Carre´. F., Girard, M. 2002. Quantitative mapping of soil types based on regression–kriging of taxonomic distances with landform and landcover attributes. *Geoderma* 110, 241–263.
- Csillag, F., Pasztor, L., Biehl, L.L. 1993. Spectral band selection for the characterization of salinity status of soils. *Remote Sens. Environ.* 43, 231–242.
- Dadrasi. A., M. Yamani., M. Pakparvar., Z. Davarzani. 2006. Investigation of path soil salinity using of remote sensing data and geographic information system in dry and hot area southeast Sabzevar township. *Journal of geography and development*, Vol 16, pp 173-184.
- Dashtkian. K., M. Pakparvar., J. Abdollahi. 2007. Investigation of map prepare method of soil salinity using of landsat satellite data in Marvast region. *Journal of research range and desert of Iran*, Vol 15, pp 139- 157.
- Debenham. F. 1992. *World Atlas of Desertification*. United Nations Environment Program (UNEP). Edward Arnold for UNEP: Kent, 69 p
- Douaoui. A., H. Nicolas., C. Walter. 2006. Detecting salinity hazards within a semiarid context by means of combining soil and remote-sensing data, *Journal of Geoderma* 134, pp 217–230.
- Everitt, D.E., Gerbermann, A., Alaniz, M. 1988. Detecting saline soils with video imagery. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 54, 1283–1287.
- Farifteh. J., A. Farshad., R. George. 2006. Assessing salt-affected soils using remote sensing, solute modelling, and geophysics. *Journal of Geoderma* 130 , pp 191–206.

- Farifteh, J., F. van der Meer., M. van der Meijde., C. Atzberger. 2008. Spectral characteristics of salt-affected soils: A laboratory experiment. *Journal of Geoderma* 145, pp 196–206.
- Fernandez-Buces. N., C. Siebe., S. Cram., J. Palacio. 2006. Mapping soil salinity using a combined spectral response index for bare soil and vegetation: A case study in the former lake Texcoco, Mexico, *Journal of Arid Environments* 65, pp 644–667.
- Gutierrez.M., E. Johnson. 2010. Temporal variations of natural soil salinity in an arid environment using satellite images. *Journal of South American Earth Sciences* 30, pp 46–57.
- Jian-li. D., W. Man-chun., T. Tiyp. 2011. Study on Soil Salinization Information in Arid Region Using Remote Sensing Technique, *Journal of Agricultural Sciences in China* 10(3), pp 404–411.
- Kassas, M. 1987. Seven paths to desertification. *Desertification Control Bulletin* 15, pp 24–26.
- Khaier, F. 2003. Soil salinity detection using satellite remote sensing, geoinformation science and earth observation. *International Institute for Geo-information Science and Earth Observation*, p: 1–70.
- Lagerloef, G.S.E. 2009. In: Steele, J.H., Turekian, K.K., Thorpe, S.A. (Eds.), *Satellite Remote Sensing: Salinity Measurements Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, Oxford.
- Long, D.S., Nielsen, G.A. 1987. Detection and inventory of saline seep using color infrared aerial photographs and video image analysis. In: *Proceedings of the 14th Workshop Color Aerial Photography and Videography in Resource Monitoring*. Montana State University, Bozeman, MT, USA, 220–232.
- Melendez-Pastor. I., J. Navarro-Pedreño., M. Koch., I. Gómez. 2010. Applying imaging spectroscopy techniques to map saline soils with ASTER images. *Journal of Geoderma* 158, pp 55–65.
- Metternicht. G. 2001. Assessing temporal and spatial changes of salinity using fuzzy logic, remote sensing and GIS. *Foundations of an expert system. Journal of Ecological Modelling* 144, pp 163–179.
- Metternicht. G., J. Zinck. 2003. Remote sensing of soil salinity: potentials and constraints. *Journal of Remote Sensing of Environment*, Vol 85, pp 1–20.
- Noroozi. A., M. Homaei., A. Farshad. 2011. Integrated Application of Remote Sensing and Spatial Statistical Models to the Identification of Soil Salinity: A Case Study from Garmsar Plain. Iran. *ENVIRONMENTAL SCIENCES* Vol.9, No.1, pp 59–74.
- Organization of water regional of Fars, Bohsher, Kohkeloei and Boyerahmad. 1991. Summary of result studied bar Rodbar Darab Project.
- Ramesht. M., M. Moayeri., I. Ghazi., S. Futoohi. 2007. Effect salt domes in groundwater salinity Darab playa. *Journal of human science*, pp 129–144.
- Tajgordan. T., S. Ayobi., S. Shataei., F. Khormali. 2008. Preparation of surface soil salinity using of remote sensing ETM (Case study: North Aghla: Golestan province). *Journal of research water and soil protect*, Vol 16, pp 1–18.
- Vali. A. 2005. Effect of *Juncus gerardi* and *Halocnemum strobilaceum* on some properties soil stem environment (Case study: Corsia saline). *Journal of scientist and technology agriculture and natural source*, Year 10, No 1, pp 261–270.

- Verma, K.S., Saxena, R.K., Barthwal, A.K., Deshmukh, S.N. 1994. Remote sensing technique for mapping salt affected soils. *Int. J. Remote Sens.* 15, pp 1901–1914.
- Yu. R, T.Liu, Y. Xu., C. Zhu., Q. Zhang., Z. Qu., X. Liu., C. Li. 2010. Analysis of salinization dynamics by remote sensing in Hetao Irrigation District of North China. *Journal of Agricultural Water Management* 97 , pp 1952–1960.
- Zare. Gh. 2010. Investigation of effective agents on alluvial fans hazards geomorphologic (Case study: Garmsar Alluvial fan), M. A Thesis of Physical Geography. Tarbiat Modares University.
- Zehtabian. Gh., M. Tayeb., M. Sori. 2005. Investigation of soil salinity in Kerman province (Case study: Kabotar Khan plaine). *Journal of research range and desert of Iran*, Vol 13, pp 368- 384.

ارزیابی عامل‌های مؤثر در رویداد زمین لغزش و پهنه‌بندی آن با استفاده از مدل رگرسیون لجستیک در محیط GIS (مطالعه موردی: حوضه آبخیز طالقان)

دکتر شهریار خالیدی^۱ - دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران
خه‌بات درفشی - کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران
اکبر مهرجونزاد - دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، ایران
سعیده قره‌چاهی - کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران
شاهین خالیدی - دانشجوی کارشناسی ارشد معماری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۳/۱۳ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۵/۲۷

چکیده

زمین لغزش از جمله مخاطرات طبیعی است که موجب خسارت‌های مالی، جانی و تخریب منابع طبیعی می‌شود. ترکیب عامل‌های طبیعی و انسانی، شرایط رویداد این پدیده ناپایدار دامنه‌ای را در فرآیندهای انتقال ژئومورفیکی در پی دارد. در پژوهش حاضر، با استفاده از مدل رگرسیون لجستیک در محیط ArcGIS به شناسایی عوامل مؤثر در رویداد زمین لغزش و پهنه‌بندی میزان خطر این رویداد در حوضه آبخیز طالقان پرداخته شد. لایه پهنه‌های زمین لغزش به‌عنوان متغیر وابسته و لایه‌های زمین‌شناسی، فاصله از گسل، فاصله از جاده، ارتفاع، شیب، جهت دامنه و تراکم شبکه آبراهه به‌عنوان متغیرهای مستقل در مدل وارد شدند. ضرایب به دست آمده از اجرای مدل، متغیر فاصله از گسل را مهم‌ترین عامل مؤثر در رویداد زمین لغزش حوضه نشان می‌دهد. بر مبنای استاندارد سازی لایه‌ها و ضرایب به دست آمده، پهنه‌بندی خطر احتمال رویداد زمین لغزش در پنج رده بسیار بالا، بالا، متوسط، پایین و بسیار پایین انجام گرفت که درصد مساحت این پهنه‌ها به ترتیب ۲۸/۱۹، ۶۷/۶۴، ۱۸، ۶/۸۴ و ۲/۳۳ از مجموع مساحت حوضه است؛ به عبارتی ۷۲/۸۳ درصد از مساحت حوضه آبخیز طالقان در رده‌های با خطر بالا و بسیار بالا قرار می‌گیرد. کلیدواژه‌ها: زمین لغزش، پهنه‌بندی، رگرسیون لجستیک، GIS، حوضه آبخیز طالقان.

۱. مقدمه

زمین لغزش از جمله مخاطرات طبیعی است که همه ساله خسارت‌های جانی و مالی فراوانی را در مناطق کوهستانی، پرباران و لرزه‌خیز به‌همراه دارد. رشد سریع جمعیت، گسترش شهرها در نواحی کوهستانی، مشکل بودن پیش‌بینی زمان رویداد زمین لغزش و متعدد بودن عامل‌های مؤثر در رویداد این پدیده، ضرورت پهنه‌بندی خطر زمین لغزش را آشکار می‌سازد. با استفاده از پهنه‌بندی خطر رویداد زمین لغزش می‌توان مناطق حساس و دارای پتانسیل خطر را شناسایی نمود و با ارائه راهکارها و شیوه‌های مدیریتی مناسب تا حدی از رویداد زمین لغزش‌ها جلوگیری و یا خسارت ناشی از رویداد آن‌ها را کاهش داد (احمدی، ۱۳۸۲: ۳۲۳؛ کورکی نژاد، ۱۳۸۵: ۳۶۲).

ایران با توپوگرافی عمدتاً کوهستانی، فعالیت تکتونیکی و لرزه‌خیزی زیاد، شرایط متنوع اقلیمی و زمین‌شناسی عمده شرایط طبیعی را برای ایجاد طیف وسیعی از لغزش‌ها داراست (نیک‌اندیش، ۱۳۷۶: ۱۶). براساس آمار اولیه بانک اطلاعاتی زمین لغزش‌های کشور (وزارت جهاد کشاورزی، ۱۳۸۳) خسارت ناشی از ۲۵۴۸ زمین لغزش بالغ بر ۱۰۷ کشته و ۳۸۶ میلیارد ریال است.

حوضه آبخیز طالقان از جمله مناطقی است که به‌دلیل بارندگی نسبتاً فراوان و وجود تشکیلات زمین‌شناسی مساعد، رویداد زمین لغزش‌های متعددی در آن گزارش شده است. براساس تحقیقات حق‌شناس (۱۳۸۱) و پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری (۱۳۸۱) تعداد ۴۵۴ زمین لغزش در منطقه شناسایی شده است؛ این تعداد براساس آمار سازمان جنگل‌ها، مراتع و آبخیزداری کشور ۵۰۰ زمین لغزش است.

بهره‌گیری از سیستم اطلاعات جغرافیایی به‌عنوان ابزار تحلیلی پایه در پهنه‌بندی وقوع زمین لغزش همراه با مدل‌های مناسب بسیار مؤثر است. نقشه پهنه‌بندی بر پایه عوامل محرک بر روش‌های کمی و کیفی زیادی استوار است؛ از جمله روش‌های موجود، مدل‌های آماری از جمله رگرسیون لجستیک است. پژوهش‌های زیادی از مدل رگرسیون لجستیک^۱ جهت پیش‌بینی احتمال وقوع زمین لغزش با تحلیل نمودن روابط عاملی بین عناصر مؤثر و زمین لغزش استفاده نموده‌اند (اولماچر و دیویس^۲، ۲۰۰۳؛ دیوی و لی^۳، ۲۰۰۳؛ آیالیه و یاماگیشی^۴، ۲۰۰۵؛ لی^۵، ۲۰۰۵؛ یسیناکار و توپال^۶، ۲۰۰۵؛ کن^۷ و همکاران، ۲۰۰۵؛ اینخاوت^۸ و همکاران، ۲۰۰۶؛ دومان^۹ و همکاران، ۲۰۰۶؛ چانگ^{۱۰} و همکاران، ۲۰۰۶؛ لی و همکاران،

1 Logistic Regression

2 Ohlmacher and Davis

3 Dai and Lee

4 Ayalew and Yamagishi

5 Lee

6 Yesilnacar and Topal

7 Can

8 Eeckhaut

9 Duman

10 Chang

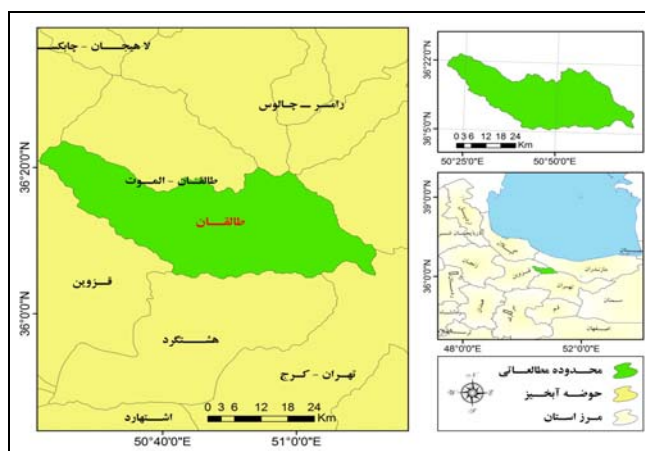
۲۰۰۷؛ لین^۱ و همکاران، ۲۰۱۰) و در ایران (اشق‌لی فراهانی، ۱۳۷۹؛ شیرانی، ۱۳۸۲؛ گرایسی، ۱۳۸۶؛ کاویان و همکاران، ۱۳۸۸؛ مصطفایی و همکاران، ۱۳۸۹؛ حسین زاده و همکاران، ۱۳۸۹).

بنابراین اهداف این تحقیق، بررسی عامل‌های مؤثر در رویداد زمین لغزش و تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر این پدیده به منظور شناسایی مناطق حساس و دارای پتانسیل خطر بالای لغزش در حوضه آبخیز طالقان با استفاده از مدل رگرسیون لجستیک و نرم افزار GIS جهت ارائه راهکارهای مدیریتی مناسب برای مقابله با بحران ناشی از زمین لغزش، کاهش خسارات آن و بهبود وضعیت زیست محیطی است.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- ویژگی‌های منطقه مطالعاتی

حوضه آبخیز طالقان با مساحتی معادل ۱۳۲۶ کیلومتر مربع یکی از زیرحوضه‌های مهم سفید رود به‌شمار می‌رود که در دامنه جنوبی رشته کوه‌های البرز و در بخش شمال غربی تهران و به فاصله ۱۲۰ کیلومتری از این شهر واقع شده است. این حوضه از شمال به حوضه آبخیز الموت، از جنوب به زیاران و صمغ آباد، از شرق به بخشی از حوضه آبخیز کرج و از غرب به حوضه آبخیز شاهرود محدود می‌شود. موقعیت جغرافیایی حوضه بین $36^{\circ} 5'$ تا $36^{\circ} 23'$ عرض شمالی و $50^{\circ} 21'$ تا 51° طول شرقی قرار دارد (شکل ۱). ارتفاع متوسط حوضه ۲۷۴۰ متر از سطح دریا (ارتفاع حداکثر ۴۴۰۰ و حداقل ۱۰۸۰ متر) است. بر مبنای دوره آماری ۱۰ ساله داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک کرج و هشتگرد و ایستگاه باران‌سنجی جزنیان، میانگین بارش سالانه حوضه آبخیز طالقان ۵۱۵/۱۶ میلی‌متر و دمای سالانه آن نیز ۱۰/۵ درجه سانتیگراد است (سازمان هواشناسی استان تهران) که براساس طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن، آب و هوای حوضه در طبقه نیمه مرطوب قرار می‌گیرد.



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی حوضه آبخیز طالقان

در پژوهش حاضر، لایه پراکنش رویداد زمین لغزش حوضه آبخیز طالقان از سازمان جنگل‌ها، مراتع و آبخیزداری کشور تهیه گردید، که شامل موقعیت جغرافیایی زمین لغزش‌ها به همراه زمان وقوع، ویژگی‌های مورفومتری و عوامل مؤثر در رویداد آن‌هاست. زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه و لایه گسل از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور تهیه گردید. لایه‌های آبراهه و جاده نیز از نقشه‌های با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ پایگاه داده‌های علوم زمین استخراج شد. مدل ارتفاعی رقومی^۱ سنجنده ASTER با اندازه سلول‌های ۳۰^۲ متری، مبنای داده‌های ارتفاعی، شیب و جهت شیب قرار گرفت.

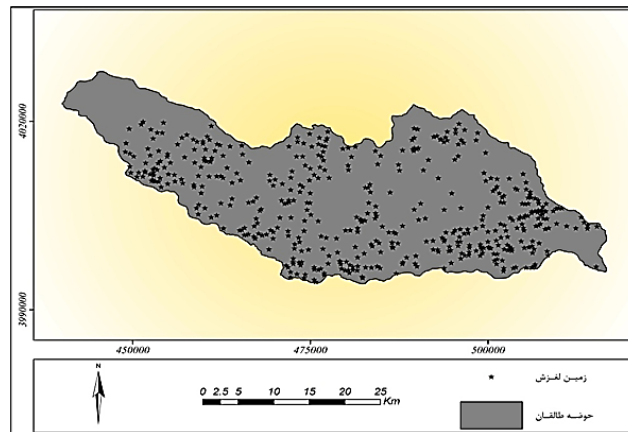
۲-۲- آماده سازی داده‌ها و مدل رگرسیون لجستیک

شناسایی عوامل مؤثر در وقوع زمین لغزش، مهم‌ترین مرحله پهنه‌بندی رویداد این خطر است (حسین زاده و همکاران، ۱۳۸۸: ۲۸). در پژوهش حاضر، جهت شناسایی این عوامل از روش بینا استفاده شده است (در پهنه‌بندی‌های بینا با مبنا قرار دادن نقشه پراکنش زمین لغزش‌ها، وزن‌دهی (امتیازدهی) به پارامترهای مختلف و کلاس‌های آنان صورت می‌گیرد)؛ در این روش با استفاده از لایه پراکنش زمین لغزش و مقایسه آن با نقشه عواملی که گمان می‌رود در رویداد زمین لغزش سهیم بوده‌اند، نقش آن‌ها تعیین می‌گردد. براساس تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی، ۷ عامل اولیه مؤثر بر زمین لغزش در حوضه آبخیز طالقان شناسایی شدند؛ عواملی که در سطح منطقه یکنواخت نبوده و دارای ویژگی‌های متفاوتی هستند. تنها برای لایه زمین‌شناسی که ویژگی‌های آن به صورت متنی بود از روش بینا استفاده نشد و جهت تبدیل آن به لایه رستری، به هر کدام از واحدهای زمین‌شناسی ارزش عددی داده شد.

در ابتدا داده‌های پراکنش رویدادهای زمین لغزش در حوضه آبخیز طالقان به صورت نقطه‌ای درآمد؛ سپس این لایه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست و نیز Google Earth به پهنه‌های لغزشی تبدیل گردید؛ یعنی با تعیین پراکنش موقعیت نقطه‌ای زمین لغزش‌ها بر روی تصاویر ماهواره‌ای و Google Earth، بر مبنای این موقعیت و محدوده مکانی زمین لغزش اتفاق افتاده و همچنین ویژگی‌های ظاهری آن (محل تاج زمین لغزش، مقدار توده افتاده، میزان جابجایی سطحی خاک و ...)، لایه نقطه‌ای به لایه سطح یا پهنه‌ای زمین لغزش‌ها تبدیل گردید. لایه به دست آمده از پهنه‌های رویداد زمین لغزش به عنوان مهم‌ترین لایه مورد استفاده در پژوهش حاضر، متغیر وابسته در اجرای مدل رگرسیون لجستیک است. پراکنش رویدادهای زمین لغزش حوضه مورد بررسی در شکل (۲) نشان داده شده است.

1 Digital Elevation Model (DEM)

2 Cell Size



شکل ۲ پراکنش زمین لغزش‌های حوضه آبخیز طالقان (منبع: سازمان جنگل‌ها، مراتع و آبخیزداری کشور)

نقشه‌های مربوط به عوامل مؤثر در زمین لغزش‌های حوضه طالقان که متغیرهای مستقل در رویداد زمین لغزش هستند، در محیط نرم‌افزاری Arc Map پردازش شدند. تهیه لایه زمین شناسی بر مبنای واحدهای زمین شناسی حوضه آبخیز طالقان انجام گرفت. براساس طبقه‌بندی فواصل معین از شبکه گسل‌های استخراج شده از نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، نقشه فاصله از گسل منطقه مورد مطالعه تهیه شد. نقشه فاصله از جاده نیز با طبقه‌بندی فواصل معین از جاده-های محدوده مطالعاتی ایجاد گردید. برای اندازه‌گیری میزان تراکم شبکه زهکشی از تابع تراکم^۱ در نرم افزار Arc Map استفاده شد. این تابع براساس شعاع مشخص در هر نقطه، مجموع طول آبراهه‌ها را بر مساحت تقسیم می‌کند (حسین زاده و همکاران، ۱۳۸۸)؛ در این پژوهش شعاع در نظر گرفته شده برای محاسبه تراکم شبکه زهکشی ۱۰۰ متر است. نقشه طبقات ارتفاعی، شیب و جهت شیب نیز براساس مدل ارتفاعی رقومی ASTER تهیه گردیدند.

رگرسیون لجستیک و مدل‌سازی خطر وقوع زمین لغزش: این مدل که مدل تحلیلی چند متغیره از گروه مدل‌های آماری خطی تعمیم یافته است، جهت تحلیل حضور یا عدم حضور یک ویژگی یا خروجی بر مبنای ارزش‌های مجموعه‌ای از متغیرهای مستقل مفید است (لی و همکاران، ۲۰۰۷: ۳۵). هدف اصلی از رگرسیون لجستیک، مدل‌سازی احتمال وقوع یک رویداد دو حالتی متداول، حضور و عدم حضور عوامل مختلف و معنی‌داری این حضور یا عدم حضور است (رودریگز و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۷۸). مزیت مدل‌سازی با رگرسیون لجستیک نسبت به سایر فنون آماری چند متغیره مانند تحلیل رگرسیون چند متغیره و تحلیل تشخیص آن است که متغیر وابسته می‌تواند تنها دو مقدار داشته باشد که یکی احتمال وقوع حادثه و دیگری عدم وقوع آن است (دیی و همکاران، ۲۰۰۲: ۶۸). در پژوهش حاضر، از مدل رگرسیون لجستیک به منظور تحلیل ارتباط فضایی بین رویداد زمین لغزش و عوامل مؤثر در این رویداد استفاده می‌شود؛ که هدف اصلی از

1 Density

2 Rodriguez

اجرای آن یافتن بهترین مدل برای تشریح روابط میان حضور و یا عدم حضور متغیر وابسته (زمین لغزش) و مجموعه گروه‌هایی از متغیرهای مستقل در رویداد زمین لغزش است.

شکل عمومی معادله رگرسیون لجستیک به صورت رابطه (۱) است.

رابطه ۱:

$$P = \frac{1}{1 + e^{-x}}$$

در این معادله P احتمال رویداد حادثه (در این پژوهش زمین لغزش) و Z پارامتر یا فاکتور خطی است و از رابطه ۲ به دست می‌آید؛ e نیز عدد ثابت ۲/۷۱۸ می‌باشد.

رابطه ۲:

$$x = \ln\left(\frac{P}{1-P}\right) \\ = C_0 + C_1X_1 + \dots + C_nX_n$$

که C_0 عرض از مبدأ یا ضریب ثابت مدل، و $X_1, X_2, \dots, X_n$ ضرایب مربوط به متغیرهای مستقل $C_1, C_2, \dots, C_n$ هستند. با تغییر مقدار Z از $-\infty$ تا $+\infty$ احتمال وقوع زمین لغزش (P) به صورت S از ۰ تا ۱ تغییر می‌کند که هرچه به عدد یک نزدیک‌تر باشد، احتمال وقوع زمین لغزش بیشتر و هرچه به عدد صفر نزدیک‌تر باشد، احتمال وقوع آن کمتر خواهد بود (چاو^۱ و همکاران، ۲۰۰۵: ۲۳۲).

کاربرد مدل رگرسیون لجستیک جهت شناسایی عوامل مؤثر در رویداد زمین لغزش به دو حالت حضور و عدم حضور این رویداد و یا به عبارتی صفر و یک می‌باشد. بنابراین به پهنه‌های لغزشی عدد یک و به پهنه‌هایی که زمین لغزش حضور نداشت عدد صفر داده شد. استفاده از این پهنه‌ها در اجرای مدل، نیازمند تبدیل آن‌ها به لایه نقطه‌ایست؛ لایه‌ای که براساس همان صفر و یک ایجاد می‌شود. پس از ایجاد این لایه، با استفاده از روش ایجاد نقاط تصادفی^۲ تعداد ۵۰۰۰ نقطه برای پهنه‌های با عدد یک و ۲۵۰۰۰ نقطه برای پهنه‌های با عدد صفر ایجاد و با هم ترکیب شدند. در ادامه، از طریق Intersect Point Tool در محیط نرم‌افزار Arc Map و براساس لایه‌های رستری مربوط به عوامل مؤثر در وقوع زمین لغزش، ارزش این لایه‌های رستری طبقه‌بندی شده به لایه‌ی نقطه‌ای صفر و یک داده شد. لایه جدید به دست آمده شامل نقاطی است که هرکدام از آنها دارای ویژگی‌های لایه‌های رستری مورد استفاده می‌باشد. از این لایه برای اجرای مدل در محیط نرم‌افزار SPSS بهره گرفته شد؛ اجرای مدل براساس متغیر وابسته (زمین لغزش) و متغیرهای مستقل (عوامل مؤثر در زمین لغزش) انجام گرفت. از آنجایی که متغیرهای مستقل به صورت لایه‌های گسسته (طبقه‌بندی شده) هستند، این طبقه‌بندی برای مدل

1Chau

2 Generate Random Point

تعریف شد تا یکی از طبقات در هر کدام از لایه‌ها به عنوان طبقه مبنا در نظر گرفته شده و ضرایب سایر طبقات با توجه به آن تحلیل گردد.

با توجه به ضرایب به دست آمده از مدل رگرسیون لجستیک، ضریب مثبت β به این معنی است که آن متغیر نقش بیشتری در وقوع زمین لغزش دارد و بالعکس ضریب منفی β نشانگر هم‌بستگی ضعیف متغیر مستقل با متغیر وابسته (زمین لغزش) است (آیالا و همکاران، ۲۰۰۵: ۲۳). پس از اعمال ضرایب به دست آمده از مدل به طبقات متغیرهای مستقل، براساس رابطه ۱ پارامتر خطی Z تهیه و در معادله اصلی رگرسیون لجستیک (رابطه ۲) جای گذاری شد.

برای تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر زمین لغزش، می‌توان به دو صورت عمل کرد: حالت اول این است که از همان ضرایب لایه‌های طبقه‌بندی شده حاصل از مدل رگرسیون لجستیک در پهنه‌بندی استفاده کرد، ولی در حالت دوم هرکدام از لایه‌های مؤثر در وقوع زمین لغزش به مقیاس صفر و یک برده می‌شوند که اصطلاحاً به آن استاندارد سازی لایه‌ها گفته می‌شود. این استاندارد سازی از طریق رابطه ۳ انجام می‌گیرد. انجام پهنه‌بندی با لایه‌های استاندارد شده سبب می‌شود لایه پهنه‌بندی به دست آمده از احتمال رویداد زمین لغزش به صورت S دامنه‌ای از صفر تا یک داشته باشد. در پژوهش حاضر، براساس نتیجه معادله اصلی رگرسیون لجستیک (P) از لایه‌های استاندارد شده، نقشه احتمال خطر زمین لغزش حوضه آبخیز طالقان تهیه و به پنج رده خطر بسیار بالا، بالا، متوسط، پایین و بسیار پایین تقسیم گردید. پردازش این مراحل در محیط نرم‌افزار ArcMap انجام شد.

رابطه ۳:

$$X_{standard} = \frac{X - Min(x)}{Max(x) - Min(x)}$$

مدل رگرسیون لجستیک با هفت متغیر مستقل برای ارزیابی عوامل مؤثر در رویداد زمین لغزش (متغیر وابسته) حوضه آبخیز طالقان بکار گرفته شد و براساس ضرایب به دست آمده برای متغیرهای مستقل از طریق اجرای مدل، پهنه‌بندی میزان خطر این رویداد نیز در محدوده مطالعاتی انجام گرفت. در ادامه نتایج حاصل از پردازش هرکدام از متغیرها آورده می‌شود.

زمین شناسی؛ زمین شناسی و ساختار متنوع آن باعث اختلاف در پایداری و مقاومت سنگ‌ها و هم‌چنین تنوع جنس خاک می‌شود (آیالا و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۸). نوع سازند زمین شناسی هر ناحیه نقش مهمی در گسترش پهنه‌های لغزشی دارد (لی و همکاران، ۲۰۰۶: ۸۵۱). گستره واحدهای زمین شناسی محدوده مطالعاتی در شکل (۳) نشان داده شده است. هم‌چنین جدول (۱)، ویژگی‌های هر یک از این واحدها را نشان می‌دهد.

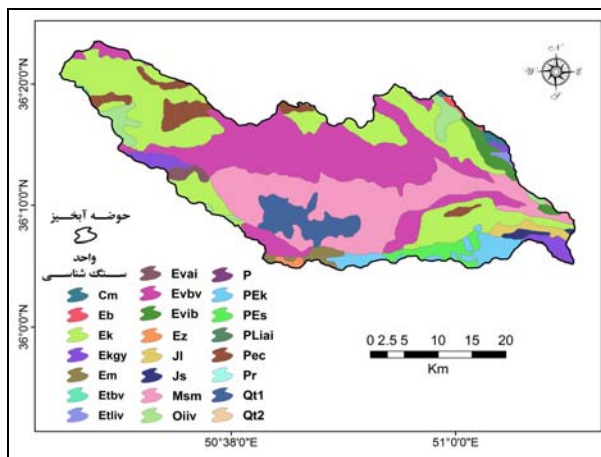
فاصله از گسل؛ در حوضه آبخیز طالقان وجود گسل‌ها نقش مهمی در افزایش زاویه شیب و ناپایداری دامنه‌ها دارند. با توجه به اینکه در بیشتر موارد لغزش‌ها معلول فشارهای نئوتکتونیکی هستند، در مناطقی که پراکندگی خطوط گسل بیشتر از سایر نقاط است، می‌توان شاهد تعدد وقوع حرکات توده‌ای به خصوص وقوع لغزش‌ها بود. بنابراین نه تنها عوامل تکتونیکی به طور مستقیم (تحریک سازندهای سست) باعث وقوع لغزش‌ها می‌شوند (رجایی، ۱۳۸۲)، بلکه به طور غیر

مستقیم نیز باعث ناپایداری دامنه‌ها می‌گردند. خطر رویداد زمین لغزش در نواحی که فاصله کمتری از گسل دارند بیشتر است. در این پژوهش، جهت بررسی ارتباط زمین لغزش با عامل گسل، نقشه فاصله از گسل در فواصل مختلف تهیه و در لایه‌ای ۶ طبقه‌ای جای گرفت که در شکل (۴) نشان داده شده است.

فاصله از جاده: نوع کاربری اراضی و فعالیت‌های انسانی همیشه نقش تعیین کننده‌ای در تغییرات محیطی ایفا می‌کنند. در بسیاری از موارد، مکان‌گزینی این کاربری‌ها به اندازه‌ای نامناسب بوده که باعث ایجاد نابه‌سامانی‌ها و اختلال در اکوسیستم‌های طبیعی شده است (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۸۸: ۳۲). جهت تحلیل رابطه فاصله از جاده با رویداد زمین لغزش در حوضه مورد مطالعه، لایه‌ای ۶ طبقه‌ای ایجاد گردید (شکل ۵).

ارتفاع: این عامل، جهت رواناب‌ها و میزان تراکم شبکه زهکشی را کنترل می‌کند و در میزان رطوبت خاک و شیب دامنه‌ها تأثیر به‌سزایی دارد. نقشه ارتفاعی براساس مدل ارتفاعی رقومی در ۶ طبقه آماده گردید که در شکل (۶) آورده شده است. **شیب:** شیب و مورفولوژی دامنه‌ها تأثیر بسیار زیادی در وقوع پدیده زمین لغزش دارد. وجود این عامل به‌صورت بحرانی نقش تأثیرگذار عوامل دیگر را در حرکات توده‌ای تشدید می‌نماید. در یک دامنه یک شکل، با ویژگی‌های مواد برابر، افزایش شیب دامنه بیشترین ضریب تأثیر را در وقوع حرکات توده‌ای دارد (دیی و لی، ۲۰۰۲: ۲۱۵). جهت تحلیل ارتباط این عامل با رویداد زمین لغزش لایه شیب براساس درجه و در ۶ طبقه تهیه گردید (شکل ۷).

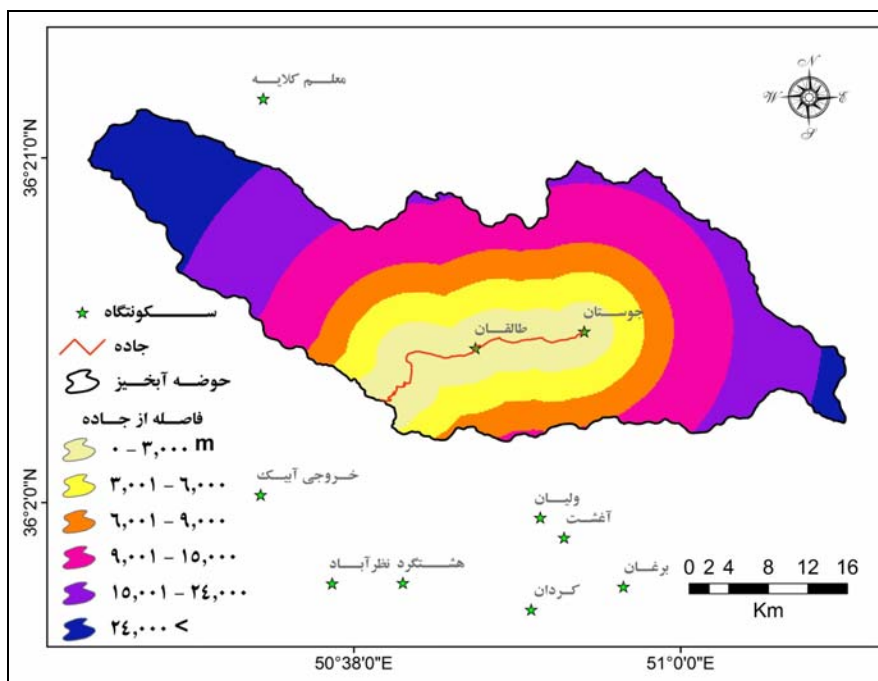
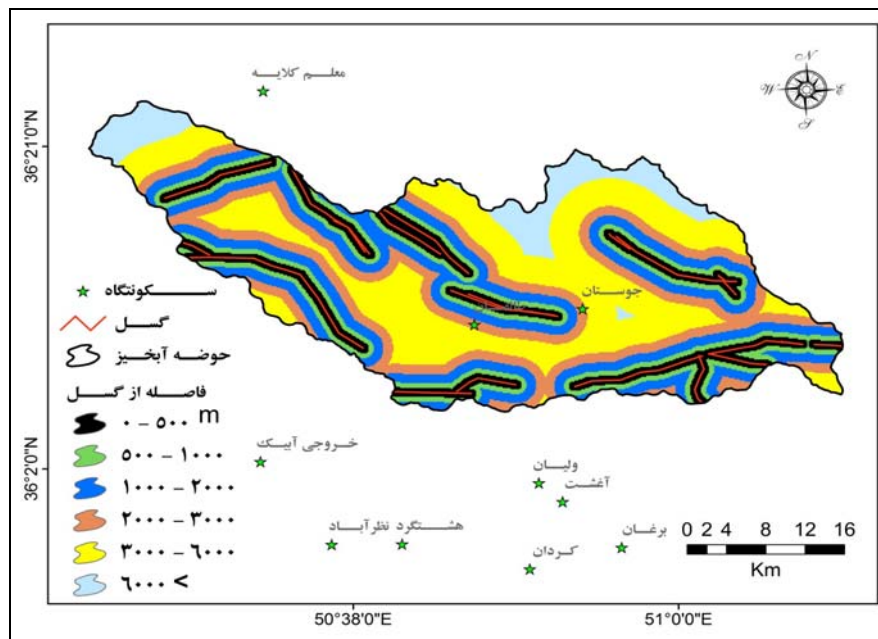
جهت شیب دامنه: جهت شیب دامنه نیز به‌عنوان یکی دیگر از عوامل مؤثر (متغیر مستقل) در ایجاد حرکات توده‌ای مدنظر قرار گرفته است. در حالت کلی دامنه‌های شمالی و غربی به‌دلیل برخورداری از برف و رطوبت، نقش مؤثرتری در ایجاد حرکات توده‌ای ایفا می‌کنند. برای این منظور، نقشه جهت شیب منطقه مورد مطالعه با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی در ۸ طبقه تهیه گردید (شکل ۸).

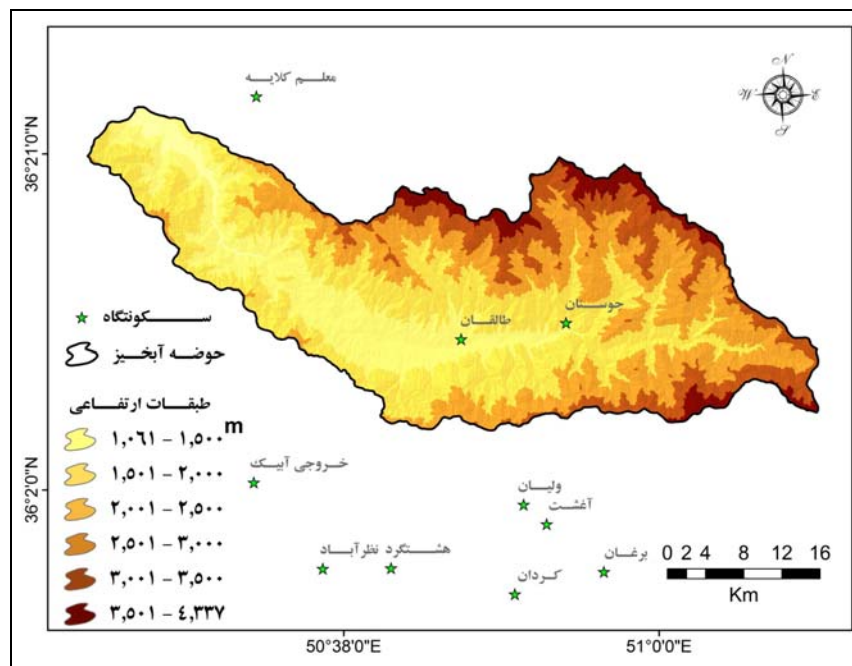


شکل ۳ واحدهای زمین‌شناسی حوضه آبخیز طالقان

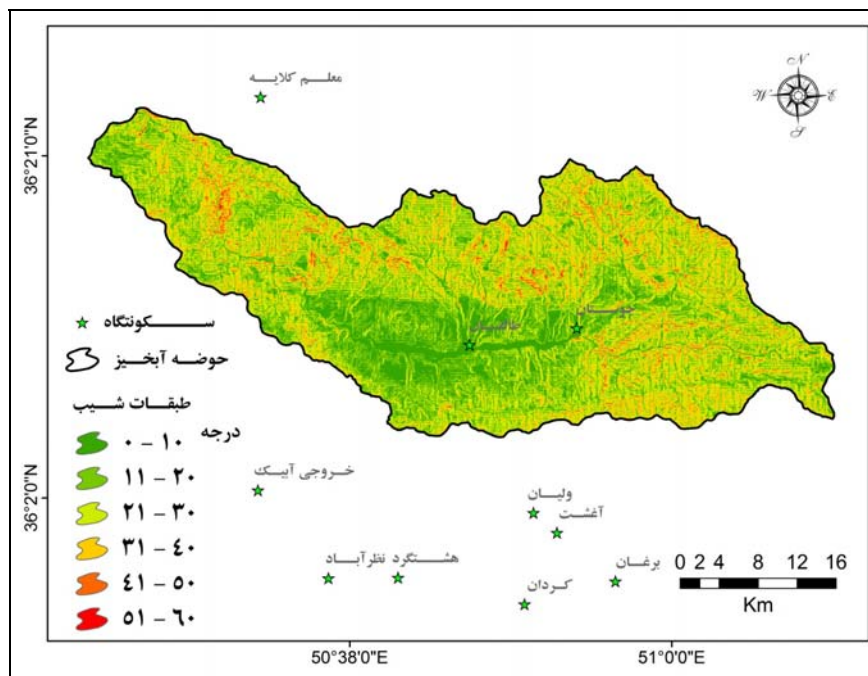
جدول ۱ ویژگی واحدهای سنگ‌شناسی حوضه آبخیز طالقان

دوره	مشخصه	واحد	دروه	مشخصه	واحد
اوسن میانه	عمدتاً بازالتو آندزیت بابافت حفره‌ای	<i>Evvv</i>	کواترنری	ذخایر تراسی و مخروط افکنه - های کوهپایه‌ای جدید کم ارتفاع	<i>Qt2</i>
اوسن پایانی	ژپس	<i>Ekgy</i>	کواترنری	ذخایر تراسی و مخروط افکنه - های کوهپایه‌ای قدیمی مرتفع	<i>Qt1</i>
زوراسیک - کرتاسه	سنگ آهک توده‌ای - نازک لایه خاکستری روشن (سازند لار)	<i>Jl</i>	پلیوسن	گرانیت دیوریتی	<i>PLiai</i>
تریاس	شیل خاکستری تیره و ماسه سنگ (سازند شمشک)	<i>Js</i>	پلیوسن - اوسن	کنگلومرا با میان لایه‌های ماسه سنگی	<i>Pec</i>
پرمین	سنگ‌های تفکیک نشده پرمین	<i>P</i>	پلیوسن - اوسن	سنگ آهک ریفی و مارن ژپس دار (سازند زیارت)	<i>Ez</i>
پرمین	سنگ آهک توده‌ای تا متوسط لایه (سنگ آهک روتنه)	<i>Pr</i>	میوسن	مارن، ماسه سنگ کلسیم دار، سنگ آهک ماسه‌ای و کنگلومرای ریز	<i>Msm</i>
کریوفنر	سنگ آهک فسیل دار خاکستری تیره تا سیاه به همراه شیل سیاه زیرین (سازند مبارک)	<i>Cm</i>	الیگوسن	دیوریت	<i>Oiiv</i>
کامبرین	دولومیت نازک تا ضخیم لایه، سنگ آهک نرم فسیل دار، سیلستون و ماسه سنگ (سازند میلا)	<i>Em</i>	اوسن	شیل تیره توف دار با میان لایه - هایی از توف (عضو زیرین توف) (سازند کرج)	<i>Ek</i>
پرکامبرین - کامبرین	واحد دولومیت ضخیم و سنگ آهک بطور بخشی چرتی با میان لایه‌های شیل ضخیم (سازند سلطانیه)	<i>PEs</i>	اوسن	توف بازالتی	<i>Etbv</i>
پرکامبرین	سنگ‌های تفکیک نشده پروتروزوئیک بالایی - کامبرین زیرین	<i>Eb</i>	اوسن	گدازه‌های بازالتی و آندزیتی	<i>Evib</i>
پرکامبرین	شیل اسلیتی با میان لایه‌های فرعی ماسه سنگ کوارتزی (سازند کهر، سری‌های مراد و سازند کلرد)	<i>PEk</i>	اوسن	توف گدازه‌ای آندزیتی	<i>Etiv</i>
-	-	-	اوسن	گدازه‌های داسیتی تا آندزیتی	<i>Evai</i>

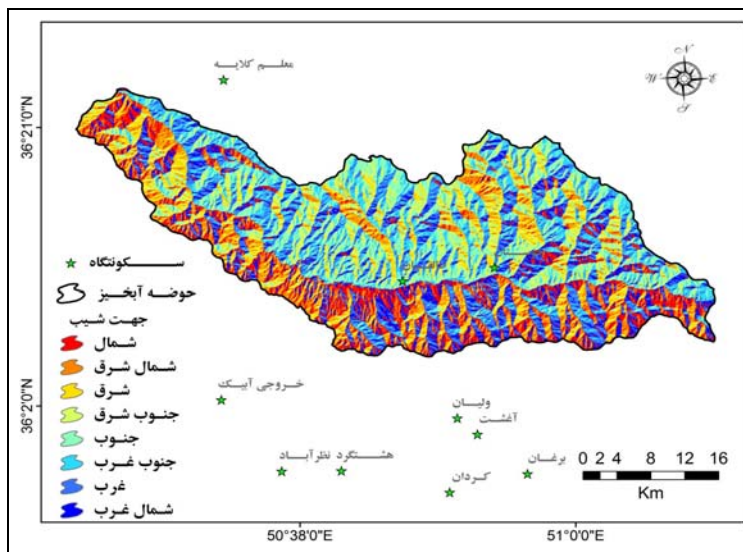




شکل ۶ نقشه طبقات ارتفاعی حوضه آبخیز طالقان (ارتفاع به متر)

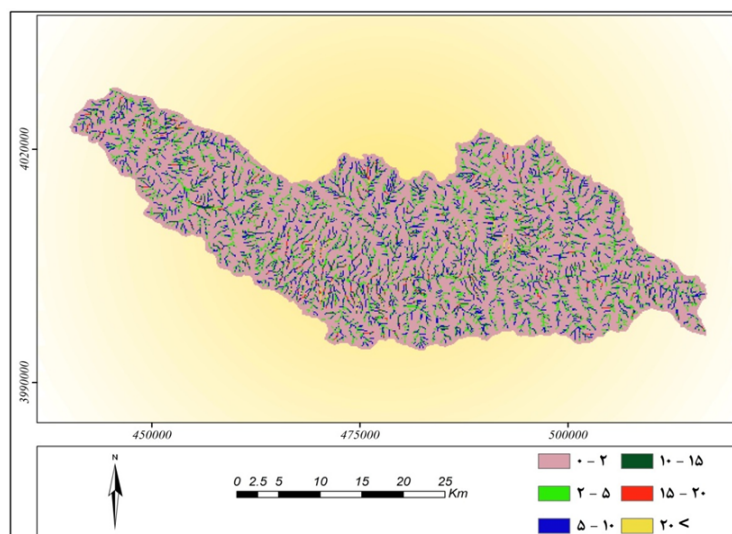


شکل ۷ نقشه شیب حوضه آبخیز طالقان (شیب به درجه)



شکل ۸ نقشه جهت شیب حوضه آبخیز طالقان

تراکم شبکه آبراهه؛ آب‌های جاری یکی از عوامل افزایش رویداد لغزش در دامنه‌ها به‌شمار می‌روند؛ به همین دلیل مجموع طول رودخانه‌ها در هر شبکه سلولی به‌عنوان عاملی در افزایش پتانسیل ناپایداری دامنه‌ها در نظر گرفته می‌شود. دامنه‌هایی که دارای شیب کمتری باشند، تراکم آبراهه‌ها بیشتر بوده، تراکم لغزش‌ها افزایش می‌یابد؛ این امر نقش مهم تراکم آبراهه‌ها را در ایجاد لغزش‌ها نشان می‌دهد. اما در جایی که شیب دامنه افزایش می‌یابد، میزان تراکم آبراهه‌ها پایین آمده و به تبع حرکات توده‌ای نیز کمتر می‌شود. شکل (۵) نتایج حاصل از تابع تراکم شبکه آبراهه را به‌صورت لایه ۶ طبقه‌ای نشان می‌دهد.



شکل ۹ نقشه تراکم شبکه آبراهه حوضه آبخیز طالقان (تراکم برحسب Km^2/Km)

۳- یافته‌های پژوهش

مدل رگرسیون لجستیک با هفت متغیر مستقل برای ارزیابی عوامل مؤثر در رویداد زمین لغزش (متغیر وابسته) حوضه آبخیز طالقان به کار گرفته شد و براساس ضرایب به دست آمده برای متغیرهای مستقل از طریق اجرای مدل، پهنه‌بندی میزان خطر این رویداد نیز در محدوده مطالعاتی انجام گرفت.

نتایج حاصل از اجرای مدل رگرسیون لجستیک جهت ارزیابی مهم‌ترین عوامل مؤثر در رویداد زمین لغزش حوضه آبخیز طالقان در جدول (۲) نشان داده شده است. براساس نتایج، ضرایب لایه‌های فاصله از جاده، فاصله از گسل و ارتفاع منفی به دست آمده است که بیانگر رابطه معکوس متغیر وابسته (زمین لغزش) با این متغیرهای مستقل است؛ به عبارتی با افزایش فاصله از گسل و جاده و همچنین افزایش ارتفاع، احتمال رویداد زمین لغزش کاهش می‌یابد. البته در مورد متغیر ارتفاع رابطه منفی برای طبقات ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ و ۲۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متری صدق نمی‌کند؛ به‌طوریکه طبقه ارتفاعی ۲۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متر دارای رابطه مثبت با احتمال رویداد زمین لغزش است و بیشترین زمین لغزش‌های محدوده مطالعاتی نیز در همین طبقه روی داده است. کاهش فراوانی رویداد لغزش در ارتفاعات بالا، نشان‌دهنده آن است که در منطقه عوامل دیگری هم‌چون لیتولوژی، بسیار مقاوم به زمین لغزش است. ارتباط زمین لغزش با لایه‌های جهت شیب، شیب، زمین شناسی و تراکم آبراهه مثبت است.

در مجموع براساس نتایج حاصل از مدل رگرسیون لجستیک، مؤثرترین عامل در رویداد زمین لغزش حوضه آبخیز طالقان لایه فاصله از گسل با ضریب $-۱/۷۳۳$ است. فاصله از جاده با ضریب $-۰/۶۹۱$ و تراکم شبکه آبراهه با ضریب $۰/۴۱۴$ در درجه‌های بعدی اهمیت قرار دارند. عامل ارتفاع با $-۰/۰۵۹$ به‌عنوان کم‌اثرترین متغیر مستقل در رویداد زمین لغزش حوضه مورد مطالعه مطرح است.

جدول ۲ ضرایب حاصل از رابطه رگرسیون لجستیک

متغیر مستقل	ضریب β	سطح معناداری
جهت شیب	$۰/۳۳۵$	۰
شیب	$۰/۳۴۸$	$۰/۰۰۱$
فاصله از جاده	$-۰/۶۹۱$	۰
زمین شناسی	$۰/۲۸۴$	۰
فاصله از گسل	$-۱/۷۳۳$	۰
ارتفاع	$-۰/۰۵۹$	$۰/۰۰۹$
تراکم شبکه آبراهه	$۰/۴۱۴$	$۰/۰۰۷$
عدد ثابت	$-۱/۳۹۵$	۰

جدول ۳ (الف و ب) میزان ضرایب اثرگذاری هر طبقه از متغیرهای مستقل را بر روی رویداد زمین لغزش نشان می‌دهد. با توجه به جدول، احتمال رویداد زمین لغزش در طبقه ۲۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متر بیشتر از سایر طبقات ارتفاعی است. مهم‌ترین طبقه شیب برای این رویداد در حوضه آبخیز طالقان طبقه ۱۰ تا ۲۰ درجه است؛ وضعیت شیب از آن جهت بااهمیت است که مکانیسم بسیاری از جابجایی‌های مربوط به مواد سطحی و فرآیندهای حمل، تابع میزان شیب است. در عامل جهت شیب، ضریب تأثیر گذاری جهت غرب در رویداد زمین لغزش بیش از سایر جهت‌ها به دست آمده است که دلیل این امر را می‌توان به تأثیر رطوبت به‌عنوان یکی از عامل‌های مؤثر بر رویداد حرکات توده‌ای نسبت داد. حوضه آبخیز طالقان تحت تأثیر سیستم باران‌زای غربی بوده که رطوبت جهت غربی دامنه‌های حوضه را تأمین می‌کند. بین رویداد زمین لغزش با تراکم شبکه آبراهه همبستگی مثبت وجود دارد؛ با توجه به‌اینکه هرچه تراکم شبکه آبراهه بیشتر باشد احتمال زمین لغزش افزایش می‌یابد، مؤثرترین طبقه این عامل در زمین لغزش‌های حوضه طالقان طبقه ۱۵ تا ۳۰ (کیلومتر بر کیلومترمربع) است. هرچه فاصله به گسل نزدیک‌تر باشد احتمال زمین لغزش افزایش می‌یابد که نتایج حاصل از مدل رگرسیون لجستیک در این پژوهش نیز آن را تأیید می‌کند؛ به‌طوری‌که طبقه ۰ تا ۵۰۰ متر به‌عنوان اولین طبقه فاصله از گسل، مؤثرترین طبقه نیز در رویداد زمین لغزش است. فاصله از جاده نیز مشابه لایه گسل است، با افزایش فاصله از جاده، احتمال رویداد زمین لغزش نیز کاهش پیدا می‌کند؛ مؤثرترین طبقه این عامل فاصله ۰ تا ۳۰۰۰ متری از جاده است. در توضیح نتایج به دست آمده لازم است ذکر شود که دامنه‌ها در طول زمان به سمت تعادل پیش می‌روند؛ حال هر فعالیتی این تعادل را برهم بزند، احتمال رویداد حرکات توده‌ای از جمله زمین لغزش را تقویت می‌کند. احداث جاده، زیربری رودخانه و هم‌چنین فعالیت گسل‌ها از جمله‌ی عوامل برهم زدن تعادل دامنه‌ها هستند که می‌توانند در رویداد زمین لغزش هر منطقه نقش زیادی داشته باشند.

جدول ۳ (الف) ضریب تأثیرگذاری طبقات متغیرهای مستقل در رویداد زمین لغزش

ارتفاع		شیب		جهت شیب	
طبقه	ضریب β	طبقه	ضریب β	طبقه	ضریب β
۱۵۰۰-۱۰۰۰	-۱/۲۹۹	۱۰-۰	۰/۰۸۴	شمال	-۰/۱۵۵
۲۰۰۰-۱۵۰۰	۰/۰۹۱	۲۰-۱۰	۰/۲۵	جنوب	۰/۰۳۷
۲۵۰۰-۲۰۰۰	-۰/۰۸۶	۳۰-۲۰	۰/۲۲۴	غرب	۰/۱۹۸
۳۰۰۰-۲۵۰۰	۰/۱۰۵	۴۰-۳۰	۰/۲۱۱	شرق	۰/۱۱۸
۳۵۰۰-۳۰۰۰	-۰/۱۱۶	۵۰-۴۰	۰/۱۹۵		

جدول ۳ (ب) ضریب تأثیرگذاری طبقات متغیرهای مستقل در رویداد زمین لغزش

تراکم شبکه آبراهه		فاصله از گسل		فاصله از جاده	
طبقه	ضریب β	طبقه	ضریب β	طبقه	ضریب β
۳-۰	۰/۳۶۶	۵۰۰-۰	۱/۶۹۱	۳۰۰۰-۰	۰/۷۳۲
۷-۳	۰/۶۲	۱۰۰۰-۵۰۰	۱/۴۲۴	۶۰۰۰-۳۰۰۰	۰/۵۲۴
۱۱-۷	۰/۴۳۲	۲۰۰۰-۱۰۰۰	۱/۳۲	۹۰۰۰-۶۰۰۰	۰/۲۳۸
۱۵-۱۱	۰/۴۵۷	۳۰۰۰-۲۰۰۰	۱/۴۳۹	> ۹۰۰۰	۰/۱۵۴
۳۰-۱۵	۰/۸۵۱	۶۰۰۰-۳۰۰۰	۱/۲۴۱		

گسترش سازندهای کرج و قرمز بالایی با نوع مصالح موجود در این سازندها به همراه یک سری چین و رانندگی‌های شرقی - غربی که به سوی شمال و جنوب برهم رانده شده اند، ساختار زمین شناسی حوضه آبخیز طالقان را تشکیل می‌دهند. سرگذشت زمین ساخت حوضه با افزایش کوه‌های طالقان در جنوب و البرز در شمال و عملکرد مکانیسم‌های فرسایش بعدی، با ایجاد دره‌های عمیق و دامنه‌های پرشیب، به همراه چینه شناسی و سنگ شناسی خاص منطقه باعث گردیده تا فرآیندهای لغزشی در نقاط مختلفی از حوضه قابل تشخیص باشد. پهنه‌های لغزشی در جاهای مختلف حوضه گسترش دارند و این بیانگر مساعد بودن شرایط سنگ شناسی و زمین شناسی حوضه برای رویداد زمین لغزش است.

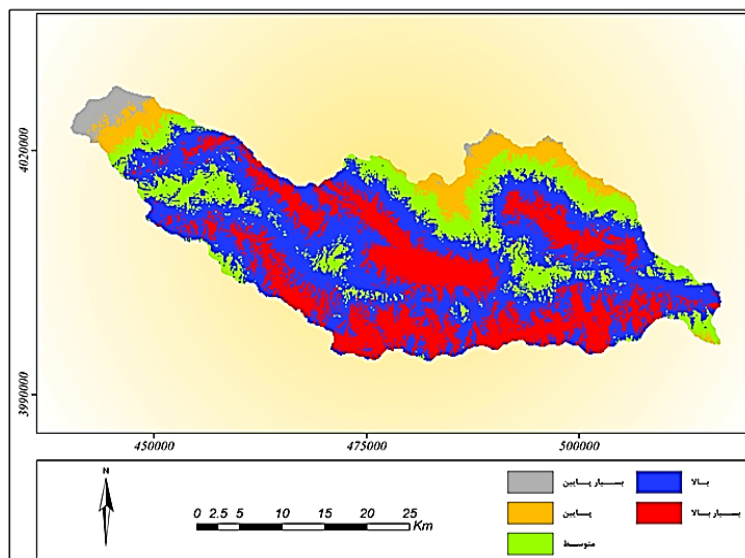
۴- نتیجه‌گیری

زمین لغزش یکی از مخاطره آمیزترین بلایای طبیعی است که دولت و مؤسسه‌های پژوهشی هرساله برای ارزیابی میزان خسارت جهت نشان دادن توزیع فضایی آن تلاش می‌کنند. در این پژوهش، مدل آماری رگرسیون لجستیک در محیط نرم‌افزار Arc GIS برای تهیه نقشه خطر زمین لغزش در حوضه آبخیز طالقان به کار گرفته شد. این مدل جهت شناسایی عوامل مؤثر در رویداد زمین لغزش، ایجاد و همچنین تحلیل ارتباط این رویداد با عوامل محیطی استفاده گردید. عامل‌های زمین شناسی، فاصله از گسل، فاصله از جاده، ارتفاع، شیب، جهت شیب و تراکم شبکه آبراهه به عنوان متغیرهای مستقل و پهنه‌های لغزشی به عنوان متغیر وابسته در اجرای مدل رگرسیون لجستیک وارد شدند. تحلیل این ارتباط بر مبنای نتایج مدل، متغیر فاصله از گسل را با ضریب ۱/۷۳۳- به عنوان مؤثرترین عامل در رویداد زمین لغزش‌های حوضه مورد مطالعه معرفی می‌کند؛ انطباق نقشه پراکنش پهنه‌های لغزشی با لایه فاصله از گسل نیز این ارتباط را بخوبی تأیید می‌کند. ضریب منفی بیانگر ارتباط معکوس این دو متغیر است که با افزایش فاصله از گسل، احتمال رویداد لغزش نیز کاهش می‌یابد. متغیرهای فاصله از جاده، تراکم شبکه آبراهه، شیب، جهت دامنه، زمین شناسی و ارتفاع در درجه‌های بعدی اهمیت قرار دارند که در این بین ارتباط زمین لغزش با فاصله از جاده به صورت منفی است.

بر مبنای ضرایب به دست آمده از مدل رگرسیون لجستیک برای لایه‌های استاندارد شده، پهنه‌بندی میزان خطر رویداد زمین لغزش برای حوضه آبخیز طالقان در نرم‌افزار Arc Map انجام گرفت که نقشه آن در شکل (۱۰) نشان داده شده است. میزان احتمال رویداد زمین لغزش (P) از ۰/۱ تا ۰/۶۶ به دست آمد که براساس روش طبقه‌بندی فاصله ژئومتریک^۱ به پنج رده با خطر بسیار بالا، بالا، متوسط، پایین و بسیار پایین تقسیم شد؛ مساحت هر کدام از این پهنه‌ها در جدول (۴) نشان داده شده است. انتخاب این روش برای طبقه‌بندی به دلیل انطباق بیشتر آن با واقعیت منطقه است. با توجه به جدول، ۷۲/۸۳ درصد از مساحت حوضه آبخیز طالقان در رده‌های با خطر بالا و بسیار بالا قرار می‌گیرد که نشان از مستعد بودن این حوضه برای رویداد زمین لغزش است.

جدول ۴ مساحت پهنه‌های لغزش حوضه آبخیز طالقان در ۵ رده خطر

میزان خطر	احتمال رویداد زمین لغزش	مساحت	درصد
بسیار پایین	۰/۱-۰/۲	۳۰/۷	۲/۳۳
پایین	۰/۲-۰/۳	۹۰/۰۹	۶/۸۴
متوسط	۰/۳-۰/۴	۲۳۷/۲۱	۱۸
بالا	۰/۴-۰/۵	۵۸۸/۳	۴۴/۶۴
بسیار بالا	۰/۵-۰/۶۶	۳۷۱/۵	۲۸/۱۹



شکل ۱۰ نقشه پهنه‌بندی میزان خطر رویداد زمین لغزش در حوضه آبخیز طالقان

نتایج حاصل از اجرای مدل، بهترین تابع برازش را جهت توصیف ارتباط بین عامل‌های مؤثر (متغیر مستقل) با رویداد زمین لغزش (متغیر وابسته) و نیز پهنه‌بندی آن در حوضه مورد مطالعه به دست داد. تأثیر هرکدام از متغیرهای مستقل بر زمین لغزش، از ضریب مشابه در تابع رگرسیون لجستیک ارزیابی شد. این ارزیابی، منجر به تهیه نقشه پهنه‌بندی این مخاطره ژئومورفولوژیکی و در نهایت فهم بهتر آن شده که این فهم، یکی از راهکارهای مهم برای کاهش خسارات ناشی از رویداد این پدیده است.

References

- Agricultural Jihad Ministry. 2004. Report of Nation Landslide Database. Landslide Study Group, Watershed, Ranges and Forests Organization. (In Per.)
- Ahmadi, H., Esmaili, A., Fayznia, S., and Shariat J. M. 2003. Zonation of the Mass Movements using Multivariate Regression (MR) and Analytic Hierarchy Process (AHP) Methods, a Case Study Gerny Chai Watershed. Natural Resources of IRAN, 56 (4): 323-336. (In Per.)
- Ashghali Farahani, A. 2001. Assessment of the Natural Slopes Instability Risk in Roudbar Area using Fuzzy Theory. Thesis of M.Sc Degree in Engineering Geology, Tarbiat Moalem University, 141 pp. (In Per.)
- Ayalew, I. and Yamagishi H. 2005. The Application of GIS-based Logistic Regression for Landslide Susceptibility Mapping in the Kakuda-Yaahiko Mountains Central Japan, Geomorphology, 65: 15-31. (In Eng.)
- Can, T., Nefeslioglu, H. A., Gokceoglu, C., Sonmez, H. and Duman, Y. 2005. Susceptibility Assessment of Shallow Earth Flows Triggered by Heavy Rainfall at three Catchments by Logistic Regression Analysis, Geomorphology, 82: 250-271. (In Eng.)
- Chang, K. T. and Chiang, S. H. 2007. Modeling Typhoon and Earthquake induced Landslide in a Mountainous Watershed using Logistic Regression. Geomorphology, 89: 335-347. (In Eng.)
- Chau, K. T., Sze, Y. L., Fung, M. K., Wong, W. Y., Fong, E. L. and Chan, L. C. 2004. Landslide Hazard Analysis for Hong Kong using Landslide Inventory and GIS. Computers and Geosciences, 30: 429-443. (In Eng.)
- Dai, F. C. and Lee, C. F. 2002. Landslide Characteristics and Slope in Stability Modeling using GIS Lantau Island Hong Kong. Geomorphology, 42: 213-228. (In Eng.)
- Dai, F. C., Lee, C. f. and Ngai, Y. Y. 2002. Landslide Risk Assessment and Management: an Overview. Engineering Geology, 64: 65-87. (In Eng.)
- Duman, T. Y., Can, T., Gokceoglu, C., Nefeslioglu, H. A. and Sonmez, H. 2006. Application of Logistic Regression for Landslide Susceptibility Zoning of Cekmece Area Istanbul Turkey. Environmental Geology, 51: 241-256. (In Eng.)
- Garaay, P. 2007. Study of Mass Movements to Present the Risk Zonation Regional Model in Lajimroud Watershed. Thesis of M.Sc Degree, Mazandaran University, pp. 231. (In Per.)
- Garcia-Rodriguez, M. J., Malpica, B. and Diaz, M. 2008. Susceptibility Assessment of Earthquake Triggered Landslide in EI Salvador using Logistic Regression. Geomorphology, 95: 172-191. (In Eng.)
- Gouraki Nejhad, M., Onagh, M., Islami, M., Kabir, A., and Shafieezadeh, A. 2005. Landslide Risk Zonation in Golestan Roudbar Siah Watershed. 2th Congress of Watershed, Soil and Water Resources Management, Kerman, pp. 361-368. (In Per.)
- Haghshenas, E. 1995. Zonation of Landslide and its Relation with Sediment Yield in Taleghan Watershed. Thesis of M.Sc Degree, Tarbiat Modarres University, pp. 156. (In Per.)

- Hosseinzadeh, M., Servati, M. R., and Mansouri, A. 2009. Zonation of Mass Movements Occurring Risk using Logistic Regression Model. IRAN Geology Quarterly, 3 (11): 27-37. (In Per.)
- Lee, S. and Pradhan, B. 2007. Landslide Hazard Mapping at Selangor Malaysia using Frequency Ratio and Logistic Regression models, Landslide, 4: 33-41. (In Eng.)
- Lee, S. and Sambath, T. 2006. Landslide Susceptibility Mapping in the Dameri Romel Areas Cambodia using Frequency Ratio and Logistic Regression Models. Environmental Geology, 50: 847-855. (In Eng.)
- Lee, S. 2007. Application and Verification of Fuzzy Algebraic Operators to Landslide Susceptibility Mapping. Environment Geology, 52: 615-623. (In Eng.)
- Mossafay, J., Onagh, M., and Shariat Jaefari, M. 2009. Comparing of Theoretical and Statistical Models in Alamout Watershed Landslide Risk Zonation. Journal of Natural Resources and Agricultural Sciences, 16 (4): 25-42. (In Per.)
- Nikandish, N. 1997. Study of Earth Mass Movement Importance in IRAN. Jihad Technical Journal, 12 (155): 46-61. (In Per.)
- Ohlmacher, G. C. and Davis, J. C. 2003. Using Multiple Logistic Regression and GIS Technology to Predict Landslide Hazard in Northeast Kansas USA. Engineering Geology, 69: 331-343. (In Eng.)
- Rajahy, A. 2003. Implication of Physical Geography in Rural and Urban Planning. Samt Publication, Tehran. (In Per.)
- Shirani, K. 2003. Assessment of Landslide Risk Zonation Methods to select the Proper Method for Semirom Area of Esfahan Province in Maribor River Route. Soil Conservation and Watershed Institute. Tehran, pp. 104. (In Per.)

تحلیل مخاطرات ناشی از ماسه های روان بر سکونتگاه های غرب دشت لوت (مطالعه موردی: روستای حجت آباد - شرق شهداد)

دکتر مهران مقصودی^۱ - دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، ایران
سعید نگهبان - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، ایران
سجاد باقری - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۴/۵ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۵/۲۷

چکیده

این پژوهش به بررسی مخاطرات ناشی از ماسه های روان ریگ حجت آباد بر روستای حجت آباد واقع در غرب دشت لوت (شرق شهداد) می پردازد. تحقیق از نوع توصیفی - تحلیلی مبتنی بر روش های میدانی، مقایسه ای و کتابخانه ای است؛ بدین صورت که پس از مشخص کردن محدوده مورد مطالعه از روی عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای، کار میدانی در منطقه مورد مطالعه انجام و سپس میزان تأثیر پذیری کنونی منطقه از ماسه های بادی مشخص شده است. در مرحله بعد با استفاده از عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای چهار دوره زمانی، تغییرات و جابجایی محدوده ماسه های روان و همچنین تغییرات محدوده روستای حجت آباد در طول دوره ۵۴ ساله مشخص گردیده است. نتایج حاصل از بررسی تغییرات مساحت و جابجایی ریگ مورد مطالعه نشان می دهد مساحت ریگ در فاصله زمانی بین سال های ۱۳۳۵ تا ۱۳۴۸ حدود ۸ هکتار افزایش مساحت و ۳۵۰ متر به سمت جنوب شرق جابجایی داشته و همین جابجایی باعث شده تپه های ماسه ای در نزدیکی اراضی کشاورزی و خانه های روستای حجت آباد مستقر شوند. ریگ مورد مطالعه در فاصله زمانی ۱۳۴۸ تا ۱۳۷۷ حدود ۴۶ هکتار افزایش مساحت و حدود ۷۰۰ متر به سمت جنوب شرق جابجایی داشته و این امر باعث گردیده تا حجم وسیعی از اراضی کشاورزی روستای حجت آباد در زیر ماسه های بادی مدفون گشته و در نتیجه از مساحت سکونتگاه کاسته شود. محدوده ریگ در فاصله زمانی ۱۳۷۷ تا ۱۳۸۸ حدود ۲۲ هکتار افزایش مساحت داشته که این افزایش مساحت سطح بسیار بیشتری از اراضی را به زیر ماسه های روان برده است. نتایج حاصل از بررسی جمعیتی روستای حجت آباد نیز نشان می دهد در طول دوره های سرشماری تا سال ۱۳۷۵ روند جمعیتی آن حالت صعودی و از این سال به بعد حالت نزولی داشته که یکی از مهم ترین دلایل آن، مخاطرات ناشی از ماسه های روان بوده است.

کلیدواژه ها: مخاطرات طبیعی، دشت لوت، ریگ حجت آباد، شهداد.

مقدمه

ایران جزو ۱۰ کشور اول مستعد وقوع مخاطرات طبیعی دنیا بوده و از ۳۵ مخاطره طبیعی تاکنون حدود ۳۰ مخاطره در ایران اتفاق افتاده است (نگارش و لطیفی، ۱۳۸۸: ۱). یکی از انواع مخاطرات طبیعی که هر ساله سبب وارد آمدن خسارات زیادی به ویژه در مناطق خشک و بیابانی دنیا می‌شود، طوفان‌های ماسه‌ای (امیدوار، ۱۳۸۵: ۴۴) و حرکت ماسه‌های روان در نتیجه جابجایی و حرکت ریگزارهاست. باد در حدود ۲۸ درصد از خشکی‌های جهان را فرسایش می‌دهد (نیکولاس^۱، ۲۰۰۸: ۱۸۰) و طوفان‌های ماسه‌ای و همچنین حرکت ماسه در سطح زمین نه تنها در ایران، بلکه در سایر کشورهای آسیایی، آفریقایی و آمریکایی نیز موجب بروز خسارات مالی و جانی فراوانی می‌شود (لین^۲، ۲۰۰۲). در این زمینه می‌توان به طوفان سیاه شمال چین که سال ۱۹۹۳ باعث کشته‌شدن ۸۵ نفر و تخریب حدود ۳۷۳۰۰۰ هکتار از محصولات زراعی گردید (یولین^۳، ۲۰۰۲) و همچنین جابجایی سالانه دست کم ۱۶۱ میلیون تن خاک کانادا به ارزش ۲۴۹ میلیون دلار به آمریکا (اسکوایرز^۴، ۲۰۰۲) اشاره کرد.

ایران در کمربند خشک و بیابانی دنیا قرار دارد و دو سوم از وسعت آن در قلمرو مناطق خشک واقع شده است (مقصودی، ۱۳۸۵: ۱۴۹). مطالعات انجام شده نشان می‌دهد ۱۴ استان کشور تحت تأثیر فرسایش بادی قرار دارند که استان کرمان دارای شرایط حادثتری در این زمینه است. در ایران بیش از ۲۰ ریگ نسبتاً بزرگ و همچنین ریگ‌های کوچک متعددی با مساحت تقریبی ۳۶۰۰۰ کیلومتر مربع (محمودی، ۱۳۷۰) وجود دارد. ریگ‌های مناطق مذکور، بویژه ریگ‌های کوچک، دارای دینامیک پویا و فعالی هستند. ماسه‌های روان ناشی از حرکت این ریگزارها هر ساله خسارات زیادی را به سکونت‌گاه‌های انسانی و تأسیسات مختلف که در حاشیه آنها قرار دارند، وارد می‌نماید.

در واقع مسائل مربوط به چگونگی شکل‌گیری و تکامل عوارض ماسه‌ای در مناطق بیابانی توجه بسیاری از دانشمندان داخلی و خارجی را به خود معطوف کرده است (باگنولد^۵، ۱۹۴۱؛ لیو^۶، ۱۹۶۰؛ مک‌کی^۷، ۱۹۷۹؛ ژو^۸، ۱۹۸۰؛ لینگ^۹، ۱۹۹۰؛ لی^{۱۰}، ۱۹۹۲). طیف گسترده‌ای از اشکال عوارض ماسه‌ای که در مناطق بیابانی یافت می‌شوند، توسط ژئومورفولوژیست‌ها در طبقات متعددی تقسیم‌بندی شده‌اند. نوع این اشکال در هر

1 Nicholas

2 Lin

3 Youlin

4 Squires

7 Bagnold

6 Liu

7 Mckee

8 Zhu

9 Ling

10 Li

منطقه‌ای به مقدار شن و ماسه و جهت غالب باد در طول سال وابسته است (باگنولد، ۱۹۴۱؛ بروک فیلد و آهالبرانت^۱، ۱۹۸۳؛ نیکلینگ^۲، ۱۹۸۶؛ پای و تسوار^۳، ۱۹۹۰؛ بسلر^۴، ۱۹۹۲؛ لنکستر^۵، ۱۹۹۵؛ کوکرک^۶، ۱۹۹۶؛ لیوینگستون و همکاران^۷، ۲۰۰۷؛ دونگ و همکاران^۸، ۲۰۰۸).

با توجه به واقع شدن دو سوم مساحت سرزمین ایران در مناطق خشک و نیمه خشک و فعال بودن سیستم شکل‌زایی بادی در این مناطق و همچنین با توجه به اینکه باد و لندفرم‌های حاصل از آن به صورت یک محدودیت جدی در توسعه جوامع انسانی این گونه مناطق مطرح می‌شوند، شناسایی چگونگی شکل‌گیری و تحول این لندفرم‌ها امری اجتناب ناپذیر است. همه ساله جابجایی ماسه ها باعث خطرانی چون از بین رفتن زمین‌های کشاورزی، شیوع بیماری‌ها، صدمه به تاسیسات راه و ساختمان، تخریب تاسیسات و تجهیزات زیربنایی و آسیب‌های زیست محیطی در شهرها و روستاها می‌گردد. به همین دلیل مطالعه تحول ریگزارها می‌تواند اطلاعات خوبی در زمینه ویژگی‌های دینامیکی این عوارض در اختیار متخصصان و مسئولان قرار دهد. در این پژوهش به بررسی تأثیرات ماسه های روان بر روستای حجت آباد از توابع شهرستان شهداد استان کرمان پرداخته شده و مخاطرات ناشی از آن در این روستا مورد بحث و بررسی قرار گرفته و در پایان راهکارهایی را در راستای مدیریت و کنترل این مخاطرات ارائه گردیده است. هدف از تحقیق تعیین میزان و جهت جابجایی ریگ حجت‌آباد و چگونگی تأثیر آن بر روند تحول روستای حجت آباد بوده است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در قسمت شرق استان کرمان و غرب دشت لوت در طول جغرافیایی $57^{\circ}52'15''$ تا $57^{\circ}53'15''$ شرقی و عرض جغرافیایی $32^{\circ}27'00''$ تا $32^{\circ}28'00''$ شمالی قرار داشته و دارای ارتفاع متوسط ۲۹۸ متر است. این منطقه در بخش تکاب شهرستان کرمان در ۱۵ کیلومتری شرق شهر شهداد و در مجاورت روستای حجت آباد قرار دارد. در واقع ریگ حجت‌آباد در شمال و شرق روستای مذکور قرار دارد. در قسمت شرقی محدوده مورد مطالعه، کلوت‌های دشت لوت به صورت کلوتک‌های کوچک پدیدار شده‌اند (شکل شماره ۱). در حقیقت کلوت‌های دشت لوت با جهت شمال‌غرب به جنوب شرق از شرق روستا و ریگ حجت‌آباد عبور

1 Brookfield and Ahlbrandt

2 Nickling

3 Pye and Tsoar

4 Besler

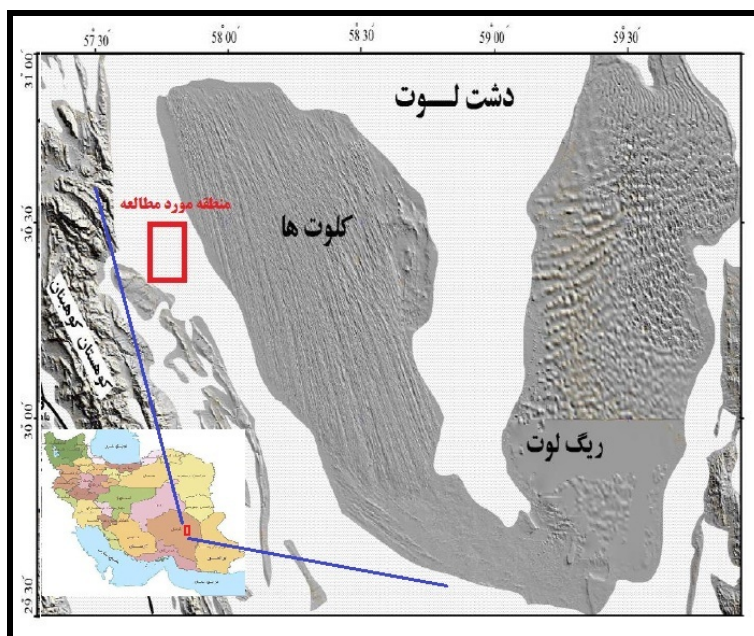
5 Lancaster

6 Kocurek

7 Livingstone et al

8 Dong and et al

می‌کنند. در اطراف روستای حجت‌آباد روستاهای اسلام‌آباد، شورآباد، شجاع‌آباد، دولت‌آباد و در نهایت در شمال غرب منطقه روستای ده سیف قرار دارد.



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

در این پژوهش ابتدا محدوده مورد نظر از روی عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره ای مشخص شده و سپس بازدید میدانی از منطقه مورد مطالعه به عمل آمده است و طی سه روز عملیات میدانی به شناسایی تپه‌های ماسه‌ای و تعیین محدوده ریگ مورد مطالعه اقدام گردید. در مرحله بعد به بررسی مناطق مختلف روستای حجت‌آباد و چگونگی تاثیرپذیری روستا از ماسه‌های بادی پرداخته شد و مناطق آسیب پذیر روستا که عمدتاً باغات و زمین‌های زراعی بودند، مشخص گردید. همچنین با استفاده از داده‌های اقلیمی ایستگاه سینوپتیک شهداد به تحلیل بادهای منطقه اقدام گردید. آمار بادهای ایستگاه سینوپتیک شهداد واقع در ۱۵ کیلومتری محدوده مورد مطالعه تهیه گردیده است. بر این اساس، تاثیرات بادهای غالب منطقه بر جابجایی برخان‌ها و ریگ منطقه مورد مطالعه بررسی شد. در این قسمت برای تحلیل آماری از نرم‌افزار Excel و برای ترسیم گلبادهای از نرم‌افزار Plots Wind یا Worplot استفاده شد. همچنین با استفاده از عکس‌های هوایی سه دوره از منطقه مورد مطالعه، که شامل عکس‌های هوایی مقیاس ۱:۵۵۰۰۰ سال ۱۳۳۴، عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ سال ۱۳۴۸، عکس‌های هوایی با مقیاس

۱:۴۰۰۰۰ مربوط به سال ۱۳۷۴ و تصاویر ماهواره ای Google Earth مربوط به سال ۲۰۰۹، میزان جابجایی ریگ و تپه های ماسه ای در دوره زمانی مورد مطالعه، بررسی گردید. در این مرحله برای افزایش دقت اندازه گیری ها، کلیه عکس های هوایی مربوط به دوره های مختلف زمانی ذکر شده زمین مرجع^۱ گردید. سپس با استفاده از نرم افزار ArcGIS و ابزارهای اندازه گیری این نرم افزار، جابجایی و همچنین تغییرات مساحت ریگ مورد مطالعه در طول دوره زمانی مذکور (۵۴ ساله) اندازه گیری گردید و در نهایت به صورت کمی مقایسه و تحلیل شد. در مرحله بعد تاثیرپذیری روستای حجت آباد و اراضی کشاورزی آن از جابجایی ماسه ها بررسی و سپس با استفاده از آمار سرشماری ها، تغییرات جمعیتی روستای حجت آباد در طول دوره های آماری مختلف نیز تحلیل گردید.

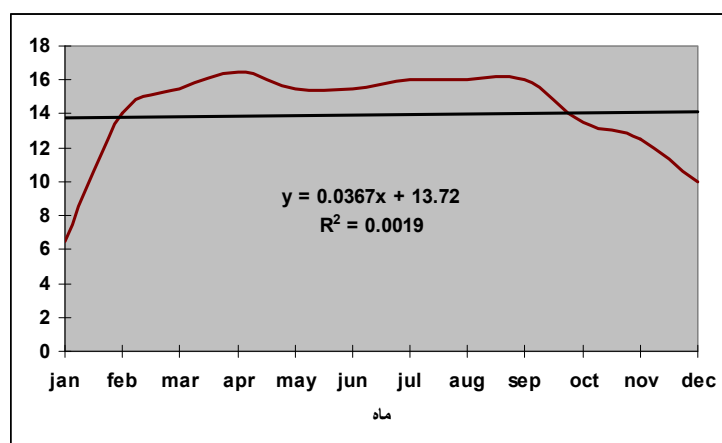
بحث و نتایج

تحلیل فراوانی سرعت بادها

مشاهده و تحلیل آمار بادها نشان می دهد بیشترین فراوانی بادها مربوط به بادهای شمالی و شمال غربی در منطقه است و سریع ترین بادها در ماه های آوریل تا سپتامبر می وزند (جدول شماره ۱ و شکل شماره ۲). شایان ذکر اینکه ایستگاه شهید اخیراً احداث شده و فقط آمار سال های ۲۰۰۶ و ۲۰۰۷ در دسترس محققان قرار گرفت.

جدول ۱ فراوانی سرعت بادها در ماه های مختلف سال با جهت های آنها (۲۰۰۶-۲۰۰۷)

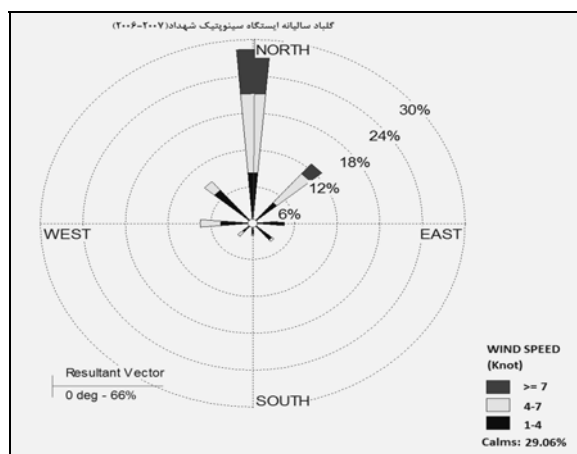
Month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Speed	6/5	14	15/5	16/5	15/5	15/5	16	16	16	13/5	12/5	10
Direction	SW	NW	N	W	NW	N	N	N	N	N	N	N



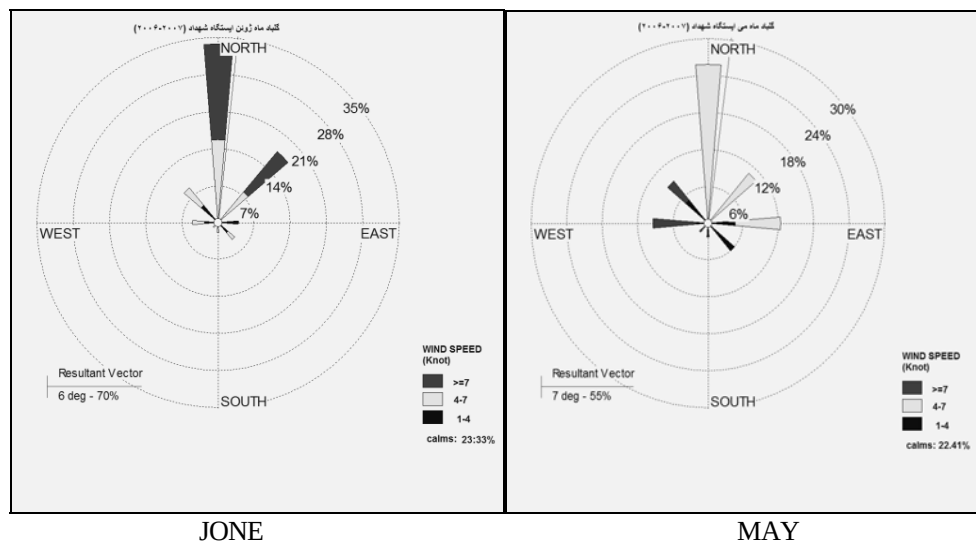
شکل ۲ فراوانی سرعت بادهای منطقه مورد مطالعه در ماه های مختلف (۲۰۰۶-۲۰۰۷)

گلباد منطقه مورد مطالعه

جهت ترسیم گلباد منطقه مورد مطالعه از آمار ایستگاه سینوپتیک شهداد واقع در ۱۵ کیلومتری شرق منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. گلباد منطقه نشان می دهد بیشترین فراوانی بادها دارای جهت شمالی هستند و جهت های شمال شرق و شمال غرب در مقام های بعدی قرار دارند (شکل شماره ۳ و ۴). با توجه به این موارد، حرکت و جابجایی ریگ مورد مطالعه به سمت جنوب و جنوب شرق کاملاً توجیه پذیر است، زیرا ماسه های روان، که اغلب اشکال پویایی مانند برخان ها را در منطقه مورد مطالعه ساخته اند، تحت تاثیر بادها حرکت کرده و موجب جابجایی ریگ در طی سال های متمادی می شوند.

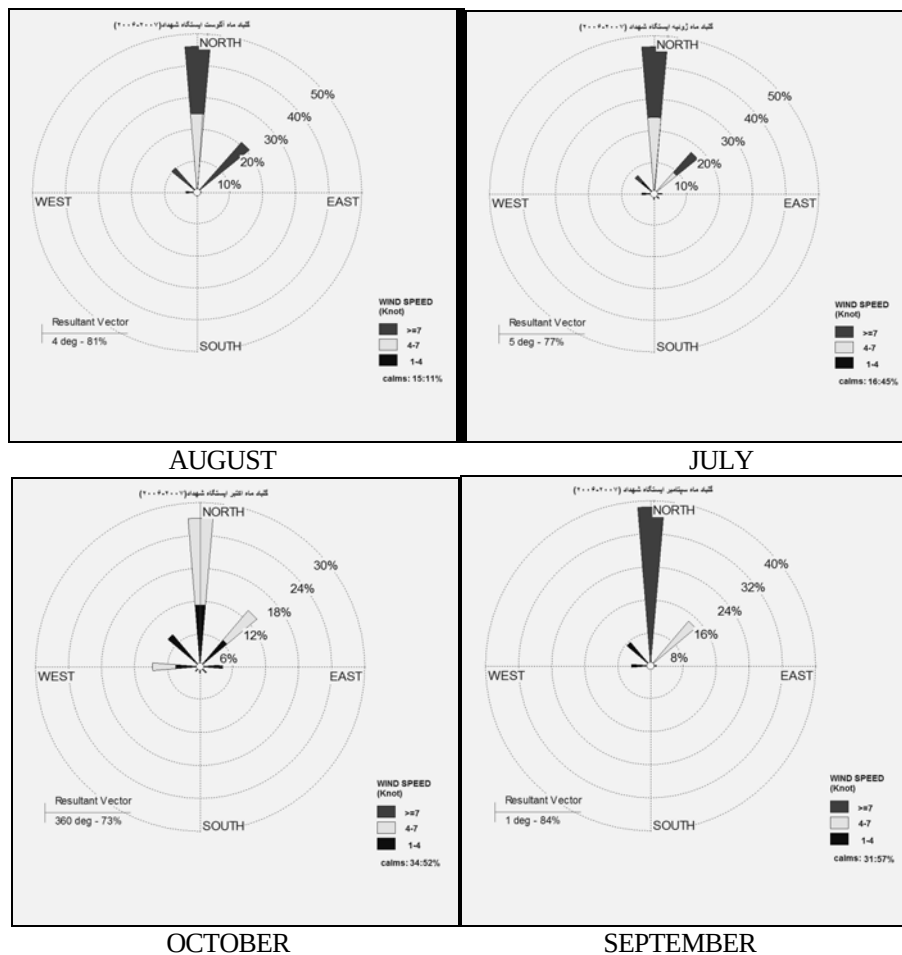


شکل ۳ گلباد سالانه ایستگاه شهداد (۲۰۰۶-۲۰۰۷)



JUNE

MAY



شکل ۴ گلباد ماه های گرم ایستگاه شهداد (۲۰۰۶-۲۰۰۷)

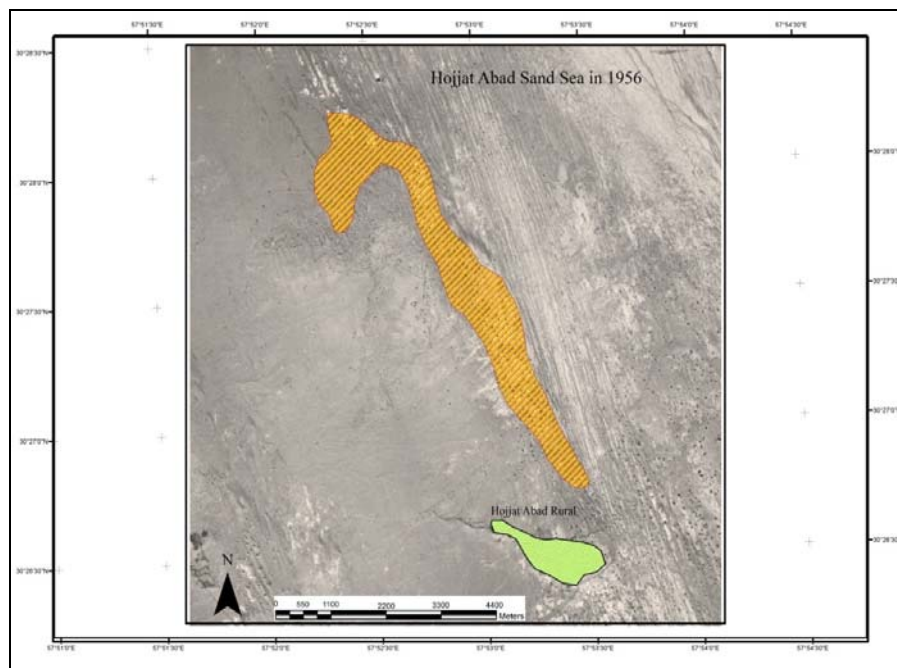
تغییرات و جابجایی ریگ حجت آباد در فاصله زمانی ۱۳۳۴ (۱۹۵۵) تا ۲۰۰۹

بررسی های انجام شده بر روی عکس های هوایی سه دوره منطقه مورد مطالعه که شامل عکس های هوایی مقیاس ۱:۴۰۰۰۰ سال ۱۳۳۴، عکس های هوایی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ سال ۱۳۴۸، عکس های هوایی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ مربوط به سال ۱۳۷۸ و تصاویر ماهواره ای Google Earth نشان داد مساحت ریگ در طول این دوره ۴۲ ساله رو به گسترش بوده است؛ بدین صورت که در اولین دوره بررسی، یعنی در سال ۱۳۳۴ مساحت ریگ حدود ۲۳۷ هکتار بوده است (شکل ۵) و این مساحت در ۱۳ سال بعد، یعنی در سال ۱۳۴۸ تغییر کرده و حدود ۸ هکتار بیشتر شده به طوری که مساحت ریگ در این سال ۲۴۵ هکتار بوده است (شکل ۶). همچنین در بررسی دیگر مساحت ریگ در سال ۱۹۹۸ که در فاصله زمانی بیشتری (۲۹ سال) نسبت به دوره دوم می باشد، نشان داد مساحت ریگ ۴۶ هکتار

افزایش داشته و به حدود ۲۹۳ هکتار رسیده است (شکل ۷). علاوه بر این، مطالعات انجام شده نشان دهنده جابجایی یا پیشروی ریگ مورد مطالعه به سمت جنوب شرق است. بدین ترتیب جهت مشخص کردن میزان جابجایی یا پیشروی ریگ از یک شاخص ثابت که روستای حجت آباد بود استفاده گردید و تغییرات موقعیت ریگ نسبت به این نقطه ثابت محاسبه گردید. نتایج نشان می‌دهد در دوره اول، یعنی در بین سال‌های ۱۳۳۴ تا ۱۳۴۸ که ۱۳ سال طول کشیده، ریگ مورد مطالعه تقریباً ۳۵۰ متر به سمت جنوب شرق جابجایی یا پیشروی داشته است. این مورد بدین صورت محاسبه گردیده که در سال ۱۳۳۴ مرز جنوب شرقی ریگ در فاصله ۵۵۰ متری روستای حجت آباد قرار داشته و در سال ۱۳۴۸ به فاصله ۲۰۰ متری روستا رسیده است، که این تغییرات نشان از جابجایی یا پیشروی ریگ به سمت جنوب شرقی است که با توجه به فراوانی بادهای که بیشتر از جهت شمالی در مقام اول و شمال غرب در مقام سوم می‌وزند توجیه پذیر است (شکل ۳ و ۴). در این دوره زمانی روستای حجت آباد تأثیرپذیری کمی از جابجایی ماسه‌های بادی را به خود دیده است، زیرا هنوز ماسه‌ها به طور مستقیم وارد منطقه نشده‌اند. در دوره بعدی که حدود ۲۹ سال طول کشیده، به دلیل جابجایی بسیار زیاد ریگ حجت آباد، ماسه‌های بادی به اراضی کشاورزی روستا وارد شده و مساحت وسیعی از اراضی را پوشانده‌اند. در نتیجه از وسعت اراضی کشاورزی و حتی مسکونی روستای حجت آباد کاسته شده است. نتایج حاصل از بررسی این دوره نشان می‌دهد در این فاصله زمانی که از دوره اول طولانی‌تر بوده، میزان جابجایی یا پیشروی ریگ بیشتر بوده و حدود ۷۰۰ متر به سمت جنوب شرق جابجا شده است؛ به طوری که از مجاورت روستای حجت آباد عبور کرده و حتی در مواردی به زمین‌های کشاورزی و باغات این روستا نیز آسیب‌هایی وارد آورده است (شکل ۹). برای بررسی طولانی مدت‌تر تغییرات مساحت ریگ حجت آباد اقدام به اندازه‌گیری تصاویر ماهواره‌ای (سال ۲۰۰۹) ریگ مورد مطالعه در نرم افزار Google Earth گردید. نتایج نشان می‌دهد مساحت ریگ مورد مطالعه در این فاصله زمانی ۱۱ ساله حدود ۲۲ هکتار افزایش یافته است؛ به طوری که مساحت ریگ به ۳۱۵ هکتار رسیده (شکل ۸) و این نشان دهنده پویایی این ریگ در طول زمان می‌باشد. در واقع این پویایی تحت تأثیر بادهای غالب منطقه، فراهمی ذرات ماسه تشکیل‌دهنده ریگ و همواری زمین در منطقه مورد مطالعه است (جدول ۲). نتیجه جابجایی این ماسه‌های روان در طول زمان، از بین رفتن اراضی کشاورزی روستای حجت آباد و در نتیجه کاهش جمعیت روستا و مهاجرت است.

جدول ۲ تغییرات مساحت ریگ در دوره زمانی مورد مطالعه

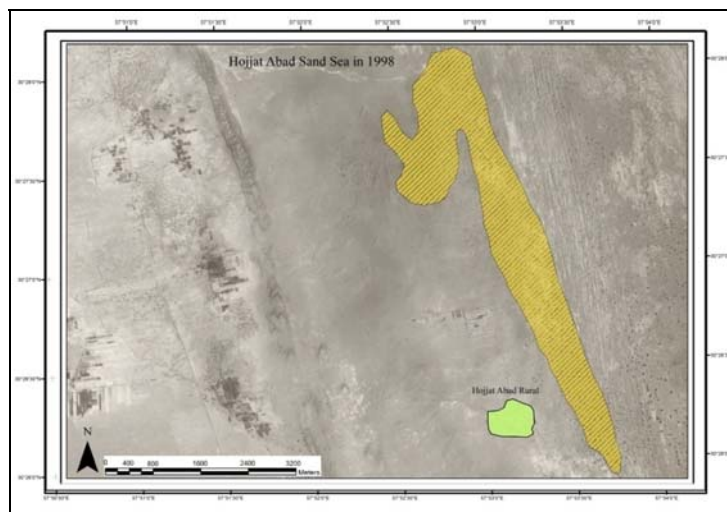
سال	مساحت (هکتار)	جابجایی (متر)	مقیاس
سال ۱۳۳۴	۲۳۷	—	۱:۵۵۰۰۰
سال ۱۳۴۸	۲۴۵	۳۵۰	۱:۲۰۰۰۰
سال ۱۳۷۷	۲۹۳	۷۰۰	۱:۴۰۰۰۰
سال ۲۰۰۹	۳۱۵	—	—



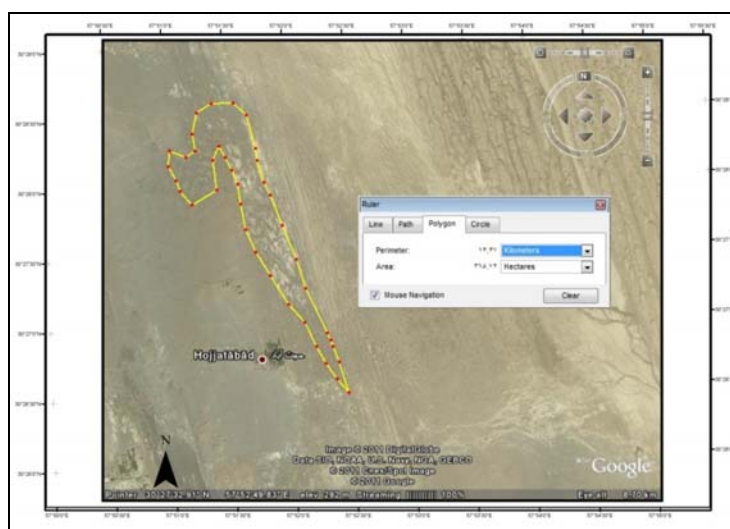
شکل ۵ محدوده ریگ حجت آباد در سال ۱۳۳۵ (سازمان جغرافیایی کشور عکس های هوایی ۱:۵۵۰۰۰)



شکل ۶ محدوده ریگ حجت آباد در سال ۱۳۴۸ (سازمان نقشه برداری کشور عکس های هوایی ۱:۲۰۰۰۰)



شکل ۷ محدوده ریگ حجت آباد در سال ۱۳۷۷ (سازمان نقشه برداری کشور عکس‌های هوایی ۱:۴۰۰۰۰)



شکل ۸ محدوده ریگ حجت آباد در سال ۲۰۰۹ (نرم افزار Google Earth)

تأثیرپذیری روستای حجت آباد از خطر ماسه‌های بادی

با توجه به مطالب ارائه شده درباره با جابجایی ریگ حجت آباد و تاثیرات آن بر اراضی کشاورزی و سکونت‌گاه‌های انسانی و باغات منطقه، مشخص گردید بزرگ‌ترین خطری که حیات این روستا و ساکنان آن را تهدید می‌کند، ماسه‌های بادی هستند. طبق مشاهدات انجام گرفته در منطقه مورد مطالعه، باغات منطقه که بیشتر شامل درختان خرماست و همچنین اراضی کشاورزی در معرض نابودی قرار دارند. در واقع سالانه حجم وسیعی از

ماسه های بادی وارد روستا شده و ضمن پوشاندن اراضی کشاورزی، کوچه ها و پشت دیوارهای منازل روستا را می پوشانند و در طول زمان، باعث مهاجرت و تخلیه روستا می گردد (شکل های ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲).



شکل ۱۰: پوشیده شدن باغات و اراضی کشاورزی حجت آباد از ماسه های بادی

شکل ۹: انباشته شده کوچه ها و پشت دیوارهای روستا از ماسه های بادی

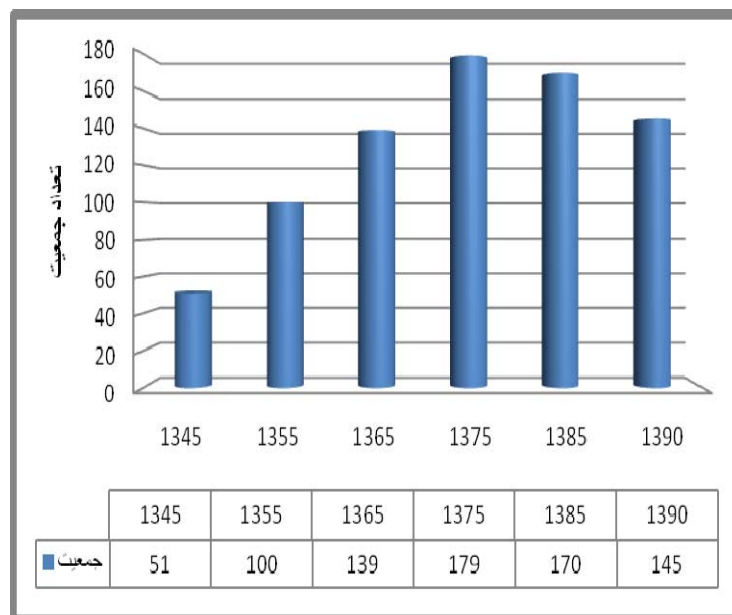


شکل ۱۲: تخلیه بعضی مساکن و از بین رفتن کانالهای آبیاری در حجت آباد

شکل ۱۱: حیات انسانی در معرض خطر روستای حجت آباد

بررسی تغییرات جمعیتی روستای حجت آباد

یکی از مهم‌ترین تأثیراتی که ماسه‌های بادی بر سکونت‌گاه‌های انسانی در طول زمان‌های مختلف می‌گذارند، تأثیر بر میزان جمعیت آنهاست؛ زیرا با نابود شدن منبع درآمد روستائیان (عمدتاً زمین‌های کشاورزی و باغات) و همچنین سکونتگاه‌های آنان بوسیله ماسه‌های روان، روستائیان توان زندگی در محل را از دست داده و به مناطق مناسب‌تر مهاجرت می‌نمایند. در نتیجه در طول زمان روستاها تخلیه شده و آبادی‌ها از بین می‌روند و در نهایت تنها بقایای خانه‌های پوشیده شده از ماسه بر جای خواهد ماند. روستای حجت آباد نیز دارای چنین روندی بوده است؛ بدین صورت که جمعیت این روستا تا سال ۱۳۷۵ در حال افزایش بوده و از این سال به بعد جمعیت کاهش می‌یابد (شکل شماره ۱۳). بدین صورت که از سال ۱۳۴۵ تا ۱۳۷۵ جمعیت از ۵۱ نفر به ۱۷۹ نفر افزایش می‌یابد و از این سال تا سال ۱۳۹۰ جمعیت روستا به حدود ۱۴۵ نفر می‌رسد که همان‌طور که قبلاً اشاره گردید، یکی از مهم‌ترین دلایل کاهش جمعیت را می‌توان ماسه‌های روان و مخاطرات ناشی از آن دانست. اگرچه روستای حجت آباد دارای جمعیت کمی می‌باشد، اما از جمله معدود روستاهایی است که در حاشیه دشت لوت استقرار دارد و مردم بومی آن به شرایط آب و هوایی و ویژگی‌های طبیعی آن خو گرفته‌اند. بنابراین تغییر شرایط محیطی و از بین رفتن زمین‌های کشاورزی، که تنها راه تأمین معیشت آنها محسوب می‌شود، تأثیر انکارناپذیری بر موجودیت روستا خواهد داشت.



شکل شماره ۱۳ تغییرات جمعیتی روستای حجت آباد در طول دوره های سرشماری (منبع: مرکز آمار ایران)

نتیجه گیری

در این پژوهش مخاطرات ناشی از ماسه های روان در منطقه حجت آباد از توابع شهداد استان کرمان بررسی شد. بر اساس مطالعات انجام شده، مشخص گردید این منطقه در طول سال های متمادی تحت تاثیر ماسه های روان قرار داشته و به اراضی کشاورزی و باغات آن خسارات بسیار زیادی وارد شده است. جهت بررسی این تاثیر پذیری از عکس های هوایی سه دوره طی سال های ۱۳۳۴، ۱۳۴۸ و ۱۳۷۴ و همچنین تصویر ماهواره ای ۲۰۰۹ استفاده و به طور مقایسه ای اقدام به تعیین حدود گسترش ماسه ها (ریگ حجت آباد) در اطراف روستای حجت آباد شده است. بررسی ها نشان داد در دوره اول روستا تاثیر خاصی از ماسه های بادی نپذیرفته است و ماسه ها فقط به نزدیکی روستا رسیده اند؛ در دوره دوم ماسه ها بخشی از اراضی کشاورزی را پوشانده اند و در دوره سوم محیط مسکونی و سکونتگاه های انسانی را نیز تحت تاثیر قرار داده اند و در نهایت اینکه تصویر ماهواره ای نیز این امر را تصدیق می کند. نتایج حاصل از بررسی جمعیتی روستای حجت آباد نشان می دهد در طول دوره های سرشماری تا سال ۱۳۷۵ روند جمعیتی آن حالت صعودی و از این سال به بعد حالت نزولی داشته است که یکی از مهم ترین دلایل آن، مخاطرات ناشی از ماسه های روان است. به طور کلی در طول دوره مطالعاتی، ماسه های روان مهم ترین خطری بوده اند که روستای حجت آباد را تهدید کرده اند و این خطر تاکنون نیز ادامه دارد و برای کنترل این خطر باید راهکارهایی در راستای تثبیت ماسه ها ارائه شود. شایان ذکر است عمده راهکارهایی که پیشنهاد می شود شامل دو روش است: یکی روش کاشت درختان، بوته ها یا علفی ها برای توسعه پوشش گیاهی روی تپه های ماسه ای و یا در مناطقی که پوشش گیاهی در آنجا تخریب شده است. مواد مورد استفاده در این روش زنده هستند. این نوع مبارزه روش بیولوژیکی یا روش گیاهی برای کنترل بیابان است. روش دیگر مستقر کردن خاک، خار و خاشاک روی تپه های ماسه ای است. تمام مواد مورد استفاده در این روش غیر زنده هستند؛ مانند ساقه های گندم، شاخه های درختان، نی و حصیر، ساقه های ذرت، خاک رس، سنگ ریزه و مواد شیمیایی نفتی و امثال آن. این نوع مبارزه را، روش مکانیکی یا روش مهندسی برای کنترل بیابان می نامند.

References

- Bagnold R. A. 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dune. London: Methuen & Co. Ltd. 172 - 218.
- Besler, H. 1992. Geomorphology der ariden Gebiete. Wiss.Buchges, Darmstadt.
- Brookfield, T.S., Ahlbrandt, M.E. 1983. Eolian Sediments and Processes. Elsevier, Amsterdam.
- Dong Zhibao, Jianjun Qu, Xunming Wang, Guangqiang Qian, Wanyin Luo, Zhenhai Wei. 2008. Pseudo-feathery dunes in the Kumtagh Desert. Geomorphology, Volume 100, Pages 328-334.
- Haney Alan., Marlin Bowles., Steven Apfelbaum., Emily Lain., Tom Post. 2008. Gradient analysis of an eastern sand savanna's woody vegetation, and its long-term responses to restored fire processes. Forest Ecology and Management, Volume 256, Pages 1560-1571.

- Kocurek, G. 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H.G. Ed. , *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd edn. Blackwell, Oxford, pp. 125–153.
- Lancaster, N. 1995. *Geomorphology of desert dunes*. Routledge, London.
- Li Houqiang., Ai Nanshan. 1992. Turbulent theory for wind-accumulated landform formation. *Journal of Desert Research*, 12. (3): 1-9. (in Chinese).
- Lin, Guanghui. 2002. Dust bowl in the 1930' sand storms in the USA, *Global Alarm, Dust and sand storms from the world's dry lands*. United Nations.
- Ling Yuquan. 1990. Flow field characteristics and their relationship to the intensity of drifting sand activity in the Taklimakan Desert. In: *DIEERDE*, Berlin. 6: 113-121.
- Liu Zhenxing. 1960. Movement of dune under the action of wind. *Acta Meteorologica Sinica*, 31 (1) : 84 - 91. (in Chinese).
- Livingstone Ian, Giles F.S. Wiggs, Corinne M. Weaver. 2007. Geomorphology of desert sand dunes: A review of recent progress. *Earth-Science Reviews*, Volume 80, Pages 239-257.
- Maghsoudi, M. 2006. Assessment of effective factors on evolution of sand landforms (case study: sand landforms of Sirjan playa), *Geography research Quarterly*, 56, 149-160
- Mahmoudi, F. 1991. Important Erg of Iran, research report, deputy of research. University of Tehran, Tehran
- Mckee E. D. 1979. *A Study of Global Sand Sea*. Washington: U. S. Govement Printing Office. 8 - 19.
- Negararesh, H. Lotfi, L. 2009. Damage assessment of sand movement in western Zabol using satellite image. *Physical geography research quarterly*, 67, 73-87
- Nicholas P.Webb, Hamish A. McGowan, Stuart R. Phinn and Grant H. Mc Tainsh. 2006. AUSLEM (Australian Land Erodibility Model): A tool for identifying wind erosion hazard in Australia. *Geomorphology*, volume 78, pp 179-200.
- Nickling, W.G. 1986. *Aeolian Geomorphology*. Allen and Un-win, London.
- Omidvar, K. 2006. Study and analysys of sand storm in Yazd-Ardakan plain. *Geographical research*, 81, 43-58
- Pye, K., Tsoar, H. 1990. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Unwin Hyman, London.
- Squires, Victor, R. 2002. Dust and sand storms: An early warning of impending disaster, *Global Alarm: Dust and sand storms from the world's dry lands*. United Nations.
- Youlin, Yang. 2002. Black windstorm in northwest China: A case study of the stormy sanddust storms on May 5th 1993, *Global Alarm: Dust and sand storms from the world's dry lands*, United Nations.
- Zhu Zhenda, Wu Zhen, Liu Shu et al. 1980. *Desert in China*. Beijing: Science press. 36-55 (ir~ Chinese).

بازسازی تغییرات دمای حداکثر استان کرمانشاه با استفاده از حلقه های درختی

محسن ارسلانی^۱ - کارشناس ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه تهران، ایران

قاسم عزیزی - دانشیار جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

فرامرز خوش اخلاق - استادیار جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۷/۲۰ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۷/۱۵

چکیده

مطالعه تغییرات اقلیمی نیاز به داده های اقلیمی صحیح و طولانی مدت دارد. در این تحقیق جهت بازسازی تغییرات دمای حداکثر استان کرمانشاه، با استفاده از یک مته رویش سنج از تعداد ۱۰ درخت کهنسال بلوط مازودار (*Quercus Infectoria*) در رویشگاه فریادرس تعداد ۱۹ نمونه برداشت شد. کار اندازه گیری حلقه های سالیانه توسط دستگاه اندازه گیری LINTAB5 و با دقت ۰/۰۱ میلی متر صورت گرفت. تطابق زمانی و همبستگی بین منحنی های رویشی توسط نرم افزار تخصصی TSAP به انجام رسید. جهت حذف اثرات غیر اقلیمی از منحنی های رویشی، سری زمانی حلقه های رویشی با استفاده از برنامه ARSTAN استاندارد سازی شدند. گاهشناسی باقیمانده (RES) محاسبه شده با دمای حداکثر ماهانه ایستگاه هواشناسی کرمانشاه طی دوره ۱۹۵۱-۲۰۱۰، واسنجی شد. بر اساس روابط و همبستگی های بین گاهشناسی به دست آمده و داده های اقلیمی موجود در دوره آماری مشترک، با استفاده از روش رگرسیون خطی کار بازسازی دمای حداکثر برای مطمئن ترین بخش از گاهشناسی به انجام رسید. نتایج این بازسازی نشان می دهد که دمای حداکثر یکی از عوامل محدود کننده رویش درختان در این منطقه می باشد و در فصل رویش درختان بالاترین میزان تاثیر منفی را بر روی رویش بجای می گذارد. در این بازسازی پائین ترین دماهای حداکثر بازسازی شده در سال های ۱۸۴۲، ۱۸۴۸، ۱۸۵۸، ۱۸۶۴، ۱۸۷۴، ۱۸۷۶، ۱۸۸۵، ۱۸۹۰، ۱۹۴۰، ۱۹۵۰، ۱۹۵۷، ۱۹۷۳، ۱۹۸۲ و ۱۹۹۲ رخ داده است. همچنین بالاترین دماهای حداکثر در طول دوره بازسازی با حداقل یک درجه سلسیوس اختلاف نسبت به میانگین، در سال های ۱۸۴۷، ۱۸۷۱، ۱۹۴۴، ۱۹۴۸، ۱۹۶۰، ۱۹۸۴ و ۲۰۰۹ اتفاق افتاده است.

کلیدواژه ها: اقلیم شناسی درختی، تغییرات دما، بلوط مازودار، گاهشناسی، کرمانشاه.

مقدمه

دما یکی از مؤلفه‌های مهم در اقلیم هر منطقه می‌باشد که با تغییر و نوسان آن علاوه بر تغییر در دیگر عناصر اقلیمی، اثرات زیانباری را بر روی جوامع انسانی و دیگر اکوسیستم‌های طبیعی کره زمین به جای می‌گذارد. امروزه با جدی شدن مسئله گرم شدن جهانی، در بسیاری از مناطق کره زمین میزان دمای حداکثر افزایش چشمگیری پیدا کرده و در برخی موارد حالت بحرانی به خود گرفته است. در طی دوره ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۴ روند خطی دمای حداکثر سالانه نیمکره شمالی ۰/۱۵ درجه سلسیوس در دهه بوده است (وس^۱ و همکاران، ۲۰۰۵). بر اساس گزارش‌های IPCC از سال ۱۸۶۰ تا ۲۰۰۰ میانگین دمای جهانی تقریباً ۰/۶ درجه سلسیوس افزایش یافته است. شواهد نشان می‌دهد که گرمایش قرن ۲۰ در نیمکره شمالی بیشترین گرمایش را طی ۱۰۰۰ سال گذشته داشته است (عساکره، ۱۳۸۶: ۱۸۹). بین عرض-های جغرافیایی ۴۰ تا ۷۰ درجه در آمریکای شمالی و اوراسیا هفت مورد از بالاترین رکوردهای دما از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۷ رخ داده اند (IPCC, 2007). از طرف دیگر به طور مسلم جهت ارزیابی و مطالعه نوسانات دما در یک منطقه، که عمدتاً در دوره‌های زمانی مختلف دچار تغییر می‌شود، در اختیار داشتن داده‌های اقلیمی با کیفیت و طولانی مدت ضروری می‌باشد. در مطالعات تغییر اقلیم، آمارهای بلند مدت اقلیمی می‌توانند تغییرات، چگونگی و خصوصیات آن را تا اندازه زیادی نمایش دهند (عزیزی و روشنی، ۱۳۸۷: ۱۳). در مناطق مختلف جهان ایستگاه‌های هواشناسی محدوده زمانی نسبتاً کوتاهی از داده‌های اقلیمی پوشش می‌دهند. بنابراین برای فراهم نمودن داده‌های اقلیمی طولانی مدت و با کیفیت، مدل سازی‌ها و بازسازی‌های اقلیمی مورد توجه محققین قرار گرفته است. یکی از مهمترین روشهایی که می‌توان از آن جهت بازسازی‌های اقلیمی کمک گرفت، اقلیم شناسی درختی^۲ می‌باشد. اقلیم‌شناسی درختی زیر مجموعه‌ای از علم بوم‌شناسی درختی است که با استفاده از حلقه‌های رویشی تاریخ‌گذاری شده، مطالعه اقلیم‌های گذشته و حال را ممکن می‌سازد (کنل^۳ و شواین‌گروبر^۴، ۱۳۸۱: ۶۷). درختان شواهد اقلیمی زنده‌ای هستند که با رویش سالانه خود تغییرات و نوسانات اقلیمی رخ داده را ضبط می‌کنند و از طریق مطالعه حلقه‌های سالیانه آنها به خوبی می‌توان به وضعیت اقلیمی گذشته یک منطقه پی برد. درختان می‌توانند برای صدها یا حتی هزاران سال زندگی کنند بنابراین با استفاده از پارامترهای فیزیکی آنها، می‌توان تغییرات اقلیم را در سراسر زندگی درخت، بازسازی نمود (لودر و همکاران، ۲۰۰۷: ۶۲). معمولاً در اقلیم‌های معتدل هر درخت سالیانه یک حلقه رویشی به مجموع حلقه‌های خود اضافه می‌کند. حلقه‌های درختی می‌توانند داده‌های پالئوکلیمایی را به طور سالیانه برای مناطق یا دوره‌های زمانی فاقد داده اقلیمی فراهم نمایند (گارسیا سوارز و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۸۳). استان کرمانشاه در غرب ایران و در منطقه زاگرس میانی واقع شده است. این منطقه در طول سال تحت تاثیر سیستم‌های جوی و نوسانات اقلیمی متعددی قرار می‌گیرد. در این

1 Vose

2 Dendroclimatology

3 Kaennel

4 Schweingruber

منطقه نوسانات دمای حداکثر در دهه‌های اخیر شدت بیشتری به خود گرفته است. این نوسانات تأثیرات منفی زیادی بر روی منابع آب، کشاورزی و دیگر بخش‌های زندگی مردم منطقه بجای گذاشته است. برای شناخت صحیح‌تر روند اقلیم فعلی در این منطقه، آگاه شدن از وضعیت اقلیمی گذشته این منطقه بسیار ضروری می‌باشد. یکی از بزرگترین رویشگاه‌های بلوط مازودار در منطقه فریادرس کرمانشاه قرار دارد. این رویشگاه دارای درختان کهنسال بوده و به واسطه دیرزیستی که این گونه دارد می‌توان با مطالعه حلقه‌های سالیانه آنها به بررسی وضعیت تغییرات اقلیمی منطقه در سده‌های گذشته پرداخت.

علیرغم وجود رویشگاه‌ها و گونه‌های درختی مناسب در مناطق مختلف ایران، تا کنون مطالعات برجسته‌ای در زمینه بازسازی متغیرهای اقلیمی از طریق حلقه‌های درختی صورت نگرفته است.

ارسلانی (۱۳۹۰) در پژوهشی تغییرات دما و بارش زاگرس میانی را با استفاده از حلقه‌های درختی بلوط بازسازی نمود. نتایج ایشان نشان داد که در قرن ۲۰ دمای حداکثر روند صعودی پیدا کرده و بر عکس به نحو چشمگیری از میزان بارش در این قرن کاسته شده است.

عزیزی و همکاران (۱۳۹۱) تغییرات بارش اکتبر-می شهر کرمانشاه را با استفاده از حلقه‌های درختی بلوط مازودار^۱ بازسازی کردند. آنها ضمن مشخص کردن دهه‌های خشک و مرطوب منطقه طی ۳۰۰ سال گذشته به این نتیجه رسیدند که در دهه‌های پایانی قرن ۲۰ بارش منطقه به میزان چشمگیری کاهش پیدا کرده است.

پورطهماسی و همکاران (۲۰۱۲) رابطه اقلیم-رویش بلوط و ارس را در شمال ایران بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که گاه‌شناسی‌های بدست آمده از این دو گونه واکنش‌های متفاوتی به متغیرهای اقلیمی دارند. همچنین رابطه بین اقلیم-رویش گونه درختی بلوط مازودار توسط نجفی و همکاران (۱۳۸۹) در شهرستان جوانرود و کرم‌زاده و همکاران (۱۳۹۰) در سراوان گیلان مورد بررسی قرار گرفته است.

ویلسون^۲ و همکاران (۲۰۰۲) در پژوهشی، حداکثر و حداقل دما و میزان دمای روزانه می-آگوست را با استفاده از حلقه‌های درختی درختان صنوبر، برای محدوده بریتیش کلمبیا، تا سال ۱۸۲۰ بازسازی کردند. نتایج آنها نشان داد که در مناطق با دمای پایین، حلقه‌های درختی رابطه نزدیکتری با حداکثر دما نسبت به دمای حداقل یا میانگین دارند. جان جاکوبی^۳ و همکاران (۲۰۰۴) دما و رابطه آن با نوسان دهه‌ای آرام^۴ را با استفاده از حلقه‌های درختی درختان کهنسال بلوط برای جزایر کوریل (روسیه) طی یک دوره ۴۰۰ ساله بازسازی کردند. نتایج آنها نشان داد که بین شاخص حلقه-های درختی و میانگین حداکثر دمای ماهانه بالاترین همبستگی وجود دارد. فرانک^۵ و همکاران (۲۰۰۵) به بازسازی و

1 Quercus Infectoria Olive

2 Wilson

3 Jacobi

4 Pacific Decadal Oscillation

5 Frank

مقایسه دمای ثبت شده با داده به دست آمده از طریق شبکه گاهشناسی حلقه‌های درختی در آلپ پرداختند. آن‌ها توانستند میانگین دمای منطقه مورد مطالعه را برای دو مقطع زمانی ژوئن-اگوست و آوریل-سپتامبر، تا سال ۱۶۰۰ با استفاده از روش رگرسیونی بازسازی کنند. آنها همچنین گرمترین و سردترین دهه‌ها را به همراه حداقل و حداکثر دماهای رخ داده در طول دوره بازسازی نسبت به میانگین قرن ۲۰ مشخص کردند. لیانگ و همکاران (۲۰۰۷) دمای تابستان را برای حوضه رودخانه یانگ تسه در فلات تبت در یک دوره ۳۷۹ ساله با استفاده از حلقه‌های درختی بازسازی کردند. نتایج آنها نشان داد که دوره‌های سرد و رخداد‌های یخچالی با فوران آتشفشان تامبورا اندونزی در سال ۱۸۱۵ همزمان می‌باشد. یانگ بلات و لاکمن (۲۰۰۸) دمای حداکثر ژوئن-جولای را در جنوب غرب یوکان با استفاده از حلقه‌های درختی طی ۳۰۰ سال گذشته بازسازی کردند. نتایج آنها نشان داد که حداکثر دمای بازسازی شده در دهه ۱۹۴۰ رخ داده است. آنها همچنین نشان دادند که کمینه خورشیدی و رخداد‌های یخچالی مخصوصاً در اوایل قرن‌های ۱۸ و ۱۹ عامل ایجاد دوره‌های دمای پایین بوده است. فان^۱ و همکاران (۲۰۰۸) دمای سالانه را در کوه‌های هنگدوان مرکزی چین با استفاده از حلقه‌های درختی بازسازی کردند و دریافتند که دهه‌های ۱۸۱۰، ۱۸۶۰ و ۱۹۸۰-۶۰ دهه‌های سرد و دهه‌های ۱۷۸۰، ۱۸۵۰، ۱۹۴۰-۶۰ و دو دهه گذشته دهه‌های گرم منطقه مورد مطالعه بوده‌اند. فان و همکاران (۲۰۱۰) تغییرپذیری دمای می-اگوست را از ۱۵۸۵ میلادی در جنوب شرقی تبت با استفاده از حلقه‌های درختی بررسی کردند. آنها ضمن بازسازی دمای می-اگوست، دوره‌های گرم و سرد را برای منطقه مشخص نمودند. های^۲ و همکاران (۲۰۱۱) تغییرپذیری دمای اگوست را با استفاده از حلقه‌های درختی از ۱۳۸۵ میلادی را در جنوب شرقی فلات تبت بررسی کردند. آنها ضمن مشخص کردن دوره‌های گرمتر و سردتر از میانگین اگوست، به این نتیجه رسیدند که روند گرمایشی قرن ۲۰ در شش قرن گذشته وجود ندارد. فلاور^۳ و اسمیت^۴ (۲۰۱۱) میانگین دمای ژوئن-جولای را در کوه‌های راکی کانادای شمالی با استفاده از اقلیم‌شناسی درختی بازسازی کردند. آنها با استفاده از دو نوع گاهشناسی از روی پهنای حلقه‌های درختی صنوبر در ارتفاع بین ۱۱۵۰ تا ۱۴۰۰ متر از سطح دریا به این نتیجه رسیدند که پهنای حلقه‌های درختی همبستگی مثبت بالایی با دمای حداقل، حداکثر و میانگین فصل رویش جاری دارد. هدف از انجام این تحقیق بررسی و بازسازی طولانی مدت نوسانات دمای حداکثر استان کرمانشاه با استفاده یک گاهشناسی درختی مطمئن می‌باشد.

مواد و روشها

برای انجام این پژوهش از داده دمای حداکثر ماهانه سال رویشی جاری (آوریل-سپتامبر) و ماه‌های قبل از رویش (ژانویه - مارس) ایستگاه هواشناسی کرمانشاه (۱۹۵۱-۲۰۱۰) استفاده شده است. به منظور بازسازی تغییرات دمای

1 Fan

2 Hai

3 Flower

4 Smith

حداکثر منطقه، رویشگاه فریادرس که یکی از بزرگترین رویشگاه‌های گونه درختی بلوط مازودار در غرب کشور می- باشد جهت نمونه برداری مشخص شد. برای نمونه‌برداری^۱ از این رویشگاه از بین درختان بلوط کهن سرپا و سالم که دارای فاکتورهایی نظیر عدم پیچ‌خوردگی تنه، عدم سرشاخه‌زنی، تقارن تاج‌پوشش، حداقل تاج‌پوشش، عدم زخم- خوردگی و سوختگی روی تنه بودند، به صورت گزینشی از تعداد ۱۰ درخت نمونه‌برداری انجام شد. از هر درخت دو نمونه با استفاده از یک مته رویش‌سنج سونتو^۲ مخصوص درختان سخت چوب از ارتفاع برابر سینه (۱/۳ متر) با زاویه ۹۰ درجه در جهت‌های مختلف برداشت شد. بعد از استخراج هر نمونه، حفره ایجاد شده در تنه درخت با استفاده از چسب باغبانی مسدود گردید تا از آسیب رسیدن به درخت جلوگیری شود. سپس نمونه‌های برداشت شده بر روی نگه‌دارنده‌های چوبی جهت انتقال به آزمایشگاه تثبیت شدند. در حین نمونه برداری نمونه‌هایی که دچار شکستگی شدند با استفاده از نوار چسب کنار هم قرار گرفتند تا زمان اندازه‌گیری مشکلی به وجود نیاید. نمونه‌های برداشت شده در معرض هوای آزاد قرار گرفتند تا با دمای محیط خشک شده و از کپک زدن احتمالی آنها جلوگیری شود. شکل ۱ منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

1 Sampling

2 Suunto Increment Borer

جهت وضوح بیشتر حلقه‌های رویشی، ابتدا سطح نمونه‌ها اندکی مرطوب شد سپس با استفاده از اسکالپل یک لایه بسیار نازک از سطح نمونه‌ها از سمت پوست به مغز با دقت برداشته شد. در مواردی که تشخیص حلقه‌های سالیانه مشکل بود مقداری گچ تحریر بر روی قسمت مورد نظر کشیده شد تا وضوح بالاتری به دست آید. کار اندازه‌گیری پهنای حلقه‌های سالیانه نمونه‌ها با استفاده از دستگاه اندازه‌گیری LINTAB5 که مجهز به نرم افزار تخصصی TSAP می‌باشد، با دقت ۰/۰۱ میلی متر از سمت پوست به مغز انجام شد. در مواردی که تشخیص مرز بین حلقه‌های سالیانه مشکل بود حلقه مورد نظر علامت گذاری می‌شد و شماره آن بر روی برگه یادداشت ثبت شده تا در صورت نداشتن تطابق با نمونه‌های دیگر اصلاح شود.

بعد از اتمام اندازه‌گیری، همخوانی زمانی^۱ دو نمونه از هر درخت، با استفاده از نرم‌افزار TSAP^۲ هم به صورت چشمی^۳ و هم به صورت آماری به انجام رسید. از آزمون‌های آماری علامت^۴ و t استیودنت برای تطابق زمانی استفاده شد. در برخی از نمونه‌ها که تطابق زمانی مناسبی نداشتند با مشخص نمودن حلقه مورد نظر، دوباره اندازه‌گیری اصلاحی به عمل آمد. این فرایند برای سری زمانی درختان نیز به انجام رسید.

رویش سالیانه هر درخت علاوه بر اقلیم، تحت تاثیر فاکتورهای نظیر سن درخت و عوامل غیر اقلیمی دیگری نیز قرار دارد. بنابراین جهت حذف این گرایشات غیر اقلیمی، کار استانداردسازی حلقه‌های رویشی توسط برنامه^۵ ARSTAN (کوک، ۱۹۸۵). صورت گرفت. کار استاندارد سازی با توجه به طول نمونه‌ها با استفاده از منحنی برازش شده چند جمله‌ای^۶ با وزن پالایشی^۷ ۳۰ ساله محاسبه شد. از بین چهار گاهشناسی (RES, STD, RAW,ARS) ساخته شده توسط برنامه مذکور، گاهشناسی RES^۷ به کار گرفته شد. این گاهشناسی سیگنال‌های بسیار ضعیف را به خوبی در سری زمانی حلقه‌های رویشی حفظ می‌کند و برای مطالعات اقلیم شناسی درختی شرایط مناسب‌تری را دارا می‌باشد (کوک، ۱۹۸۵). همچنین با توجه به پراکنش درختان موجود در این رویشگاه و پائین بودن میزان رقابت بین درختان، این گاهشناسی نسبت به دیگر گاهشناسی‌های ساخته شده مناسب تر به نظر رسید. برای گاهشناسی ساخته شده میانگین حساسیت^۸، نسبت سیگنال به اغتشاش^۹ (لیو و همکاران، ۲۰۱۱) و میزان سیگنال تجمعی (EPS)^{۱۰} (ویگلی و همکاران، ۱۹۸۴) نیز محاسبه شد. میانگین حساسیت تفاوت‌های نسبی در پهنای بین حلقه‌های مجاور را نشان می‌دهد. در مطالعات اقلیم شناسی درختی هر چه عامل اقلیم (Signal) نسبت به عوامل غیر اقلیمی (Noise)

1 Cross dating

2 Tree Station Analyze program

3 Visual

4 Gleichläufigkeits

5 Autoregressive Standardization

6 Cubic smoothing spline

7 Residual chronology

8 Mean sensitivity

9 Signal to noise ratio

10 Expressed population signal

بیشتر باشد نشان می‌دهد که سری زمانی حلقه‌های رویشی بیشتر تحت تاثیر اقلیم قرار دارند. میزان EPS نیز با محاسبه آستانه آن که معمولاً ۰/۸۵ در نظر گرفته می‌شود، با توجه به تعداد و هم پوشانی تعداد نمونه های بکار رفته در ساخت گاهشناسی، مطمئن ترین بخش از گاهشناسی را جهت بازسازی نشان می‌دهد.

در مرحله واسنجی^۱ با استفاده از نرم افزار آماری SPSS، به بررسی همبستگی و رابطه بین گاهشناسی باقیمانده (RES) به دست آمده از رویشگاه با متغیر اقلیمی دمای حداکثر ماهانه در دوره آماری مشترک (۱۹۵۱-۲۰۱۰) پرداخته شد. برای بررسی دقیقتر روابط همبستگی بین گاهشناسی و داده های اقلیمی در طول دوره واسنجی (۱۹۵۱-۲۰۱۰)، دوره آماری مذکور به دو دوره ۳۰ ساله (۱۹۵۱-۱۹۸۰، ۱۹۸۱-۲۰۱۰) تقسیم شد و در فواصل این دوره ها وضعیت واسنجی مورد ارزیابی قرار گرفت. بعد از پیدا کردن همبستگی معنادار بین شاخص گاهشناسی با متغیر اقلیمی دمای حداکثر، کار بازسازی برای طول دوره گاهشناسی با بکارگیری یک روش رگرسیونی خطی به انجام رسید. همچنین جهت اعتبار سنجی^۲ مدل، همبستگی بین دمای حداکثر بازسازی شده و دمای حداکثر واقعی ایستگاه هواشناسی طی دوره ۱۹۵۱-۲۰۱۰ مورد ارزیابی قرار گرفت.

یافته‌های تحقیق

بعد از انجام فرایند تطابق زمانی برای دو نمونه از هر درخت و میانگین گیری از آن‌ها، منحنی رویشی تمام درختان رویشگاه به دست آمد. تمامی درختان نمونه برداری شده دارای همبستگی و تطابق زمانی مناسبی با هم بودند. جدول ۱ ماتریس تقابل زمانی درختان را در رویشگاه فریادرس نشان می‌دهد. هر چه مقادیر عددی این آماره‌ها بیشتر باشد، حاکی از هماهنگی و تطابق زمانی بیشتری بین منحنی‌های رویشی درختان رویشگاه می‌باشد.

جدول ۱ ماتریس تقابل زمانی درختان در رویشگاه فریادرس کرمانشاه

درخت ۱۰	درخت ۹	درخت ۸	درخت ۷	درخت ۶	درخت ۵	درخت ۴	درخت ۳	درخت ۲	
۶۱۰۰۰۴/۶	۶۱۰۰۰۵/۱	۶۴۰۰۰۲/۱	۵۸۰۰۴/۳	۶۱۰۰۰۳/۱	۶۰۰۰۳/۱	۶۴۰۰۰۲/۶	۶۲۰۰۰۳/۶	۶۵۰۰۰۱	درخت ۱
۶۴۰۰۰۳/۸	۵۹۰۰۲/۸	۶۰۰۰۴/۳	۶۶۰۰۰۳/۷	۷۵۰۰۰۴/۳	۶۲۰۰۰۶/۴	۶۸۰۰۰۶/۳	۶۷۰۰۰۵/۳		درخت ۲
۶۰۰۰۰۷/۴	۶۳۰۰۰۴/۸	۵۶۰۰۵/۴	۶۵۰۰۰۸/۷	۵۹۰۰۲/۹	۶۰۰۰۰۹/۱	۶۴۰۰۰۱۰/۴			درخت ۳
۶۹۰۰۰۳/۸	۶۵۰۰۰۴/۸	۵۷۰۰۴/۲	۶۵۰۰۰۸	۷۱۰۰۰۳/۳	۵۹۰۰۱۱/۱				درخت ۴
۵۶۰۰۳/۷	۵۴۰۰۳/۴	۵۳۰۰۴/۴	۵۳۰۰۸	۵۸۰۰۴/۲					درخت ۵
۶۷۰۰۰۲/۷	۶۱۰۰۰۴/۵	۶۱۰۰۰۳/۹	۶۴۰۰۰۳/۹						درخت ۶
۶۱۰۰۰۳/۲	۶۶۰۰۰۶/۲	۶۲۰۰۰۵/۹							درخت ۷
۶۵۰۰۰۲/۵	۶۳۰۰۰۳/۳								درخت ۸
۶۰۰۰۱/۵									درخت ۹

1 Calibration

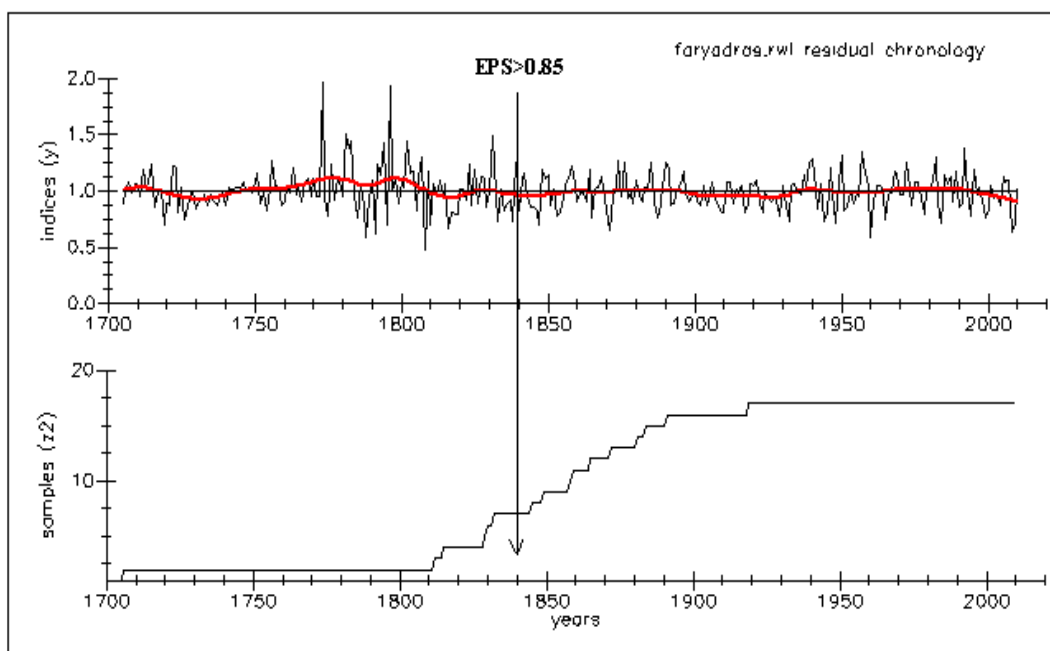
2 Verification

عدد اول از سمت چپ در هر ستون مقدار آماره حاصل از آزمون علامت (GLK) را نشان می‌دهد. علامت * معناداری در سطح ۱۰ درصد، ** معناداری در سطح ۵ درصد و *** معناداری در سطح ۱ درصد را نشان می‌دهند. عدد بعدی حاصل آزمون t استیودنت می‌باشد که منحنی‌های رویشی را با هم مقایسه می‌کند.

گاهشناسی رویشگاه فریادرس

با استانداردسازی منحنی‌های رویشی توسط نرم افزار ARSTAN، اثرات غیر اقلیمی از سری زمانی حلقه‌های رویشی حذف شدند. شکل ۲ گاهشناسی RES به همراه تعداد نمونه‌های استفاده شده در رویشگاه فریادرس را نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود در طول دوره گاهشناسی نوسانات زیادی در رویش سالیانه درختان این رویشگاه وجود دارد.

طول گاهشناسی به دست آمده برای رویشگاه فریادرس ۳۰۵ سال (۱۷۰۵-۲۰۱۰) می‌باشد. حداقل سن درختان در این رویشگاه ۱۲۰ سال و میانگین سنی درختان ۱۷۶ سال می‌باشد. با محاسبه میزان EPS توسط نرم افزار مذکور، سال ۱۸۴۰ به عنوان آستانه EPS مشخص شد. به عبارت دیگر با توجه به تعداد و هم پوشانی نمونه‌های برداشت شده، گاهشناسی RES به دست آمده از سال ۲۰۱۰ تا سال ۱۸۴۰ دارای بالاترین اطمینان جهت بازسازی می‌باشد.



شکل ۲ گاهشناسی RES رویشگاه فریادرس. نمودار دوم نشان دهنده تعداد نمونه های مورد استفاده در گاهشناسی می‌باشد. فلش عمودی نیز آستانه ۸۵٪ EPS را برای سال ۱۸۴۰ نشان می‌دهد.

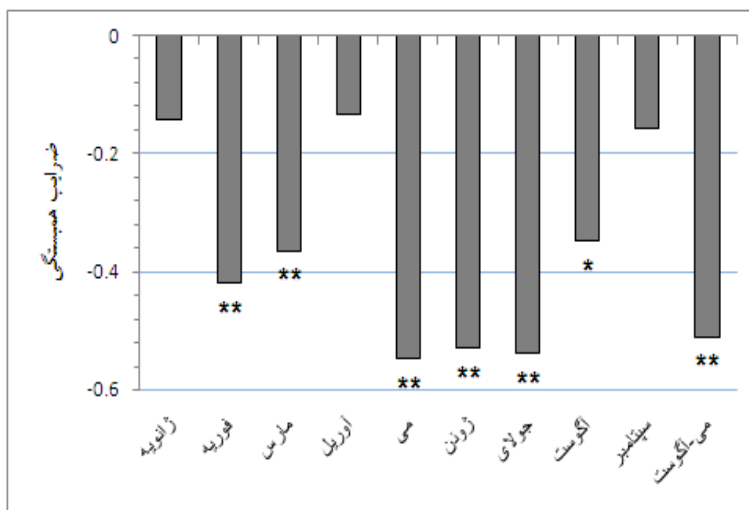
جدول ۲ ویژگی‌های گاهشناسی محاسبه شده برای رویشگاه فریادرس را نشان می‌دهد. محاسبه میزان حساسیت برای گاهشناسی درختان رویشگاه فریادرس نشان می‌دهد که پهنای هر حلقه سالیانه حدود ۰/۲۵ نسبت به حلقه‌های مجاور نوسان دارد. همچنین محاسبه نسبت سیگنال به اغتشاش در درختان این رویشگاه نشان می‌دهد که میزان تغییرات پهنای حلقه‌های سالیانه آن‌ها که تحت تاثیر اقلیم شکل می‌گیرند تقریباً مشابه می‌باشد و تغییرات ناشی از اختلافات درون درختی که باعث تغییر در پهنای حلقه‌های سالیانه می‌شود اندک می‌باشد. لازم به ذکر است که رویشگاه فریادرس دارای کمترین میزان اختلاف ارتفاع (کمتر از ۱۰۰ متر) و فاصله طولی (۳۵ کیلومتر) با ایستگاه هواشناسی کرمانشاه می‌باشد.

جدول ۲ ویژگی‌های گاهشناسی رویشگاه فریادرس

محل نمونه برداری	نوع درخت	تعداد درخت	تعداد نمونه	ارتفاع به متر	سال آغاز گاهشناسی	سال پایان گاهشناسی	طول گاهشناسی	میانگین حساسیت	سیگنال به اغتشاش
فریادرس	مازودار	۱۰	۱۹	۱۲۸۰	۱۷۰۵	۲۰۱۰	۳۰۵	۰/۲۵۰۵	۱۰/۲

واسنجی گاهشناسی با دمای حداکثر

شکل ۳ رابطه بین دمای حداکثر ماهانه با گاهشناسی به دست آمده از رویشگاه فریادرس را نشان می‌دهد. دمای حداکثر ماهانه هم در ماه‌های سال رویشی جاری (آوریل - سپتامبر) و هم در ماه‌های قبل از فصل رویش (ژانویه - مارس) در رویشگاه فریادرس بر روی رویش درختان دارای تاثیر معکوس می‌باشد. در ماه‌های فوریه و مارس قبل از رویش، دمای حداکثر در سطح ۰/۰۱ با گاهشناسی معنادار می‌باشد. دمای حداکثر ماه‌های می، ژوئن و جولای در سال رویشی جاری با گاهشناسی دارای همبستگی منفی معنادار در سطح ۰/۰۱ می‌باشد در حالی که در ماه آگوست دمای حداکثر در سطح ۰/۰۵ با گاهشناسی معنادار می‌باشد. همچنین پیوند معناداری در سطح ۰/۰۱ بین دمای حداکثر می-آگوست و گاهشناسی به دست آمده وجود دارد. رویش درختان منطقه معمولاً در ماه آوریل شروع می‌شود. در این ماه درخت برای فعالیت‌های حیاتی خود نیاز به دما دارد بنابراین در این ماه از میزان تاثیر منفی دمای حداکثر بر روی رویش درختان کاسته شده است. همچنین در ماه سپتامبر که فصل رویش درختان به پایان می‌رسد دمای حداکثر تاثیر منفی کمتری را بر روی رویش درختان دارد. لازم به ذکر است که دمای حداکثر در ماه‌های فصل رویش بیشترین تاثیر منفی را بر روی رویش درختان این رویشگاه بر جای می‌گذارد. همانطور که مشاهده می‌شود مشاهده می‌شود میزان تاثیر دمای حداکثر ماهانه بر روی گاهشناسی در ماه‌های مختلف متفاوت می‌باشد.



شکل ۳ رابطه بین حداکثر ماهانه و گاه‌شناسی رویشگاه فریادرس. علامت * معناداری در سطح ۰/۰۵ و علامت ** معناداری را در سطح ۰/۰۱ نشان می‌دهند.

جدول ۳ نتایج آماری مرحله واسنجی و اعتبار سنجی مدل را نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود در دو فاصله زمانی ۱۹۵۱-۱۹۸۰ و ۲۰۱۰-۱۹۸۱ واسنجی گاه‌شناسی با دمای حداکثر واقعی در سطح ۰/۰۱ معنا دار می‌باشد. همچنین در دو فاصله زمانی مذکور اعتبارسنجی بین دمای حداکثر بازسازی شده و دمای حداکثر واقعی حکایت از معنا داری و صحت مدل بازسازی دارد. همچنین آماره‌های حاصل از Sign test نشان می‌دهد که بین دمای حداکثر بازسازی شده و دمای حداکثر واقعی در دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۵۱ تطابق بسیار مناسبی برقرار می‌باشد.

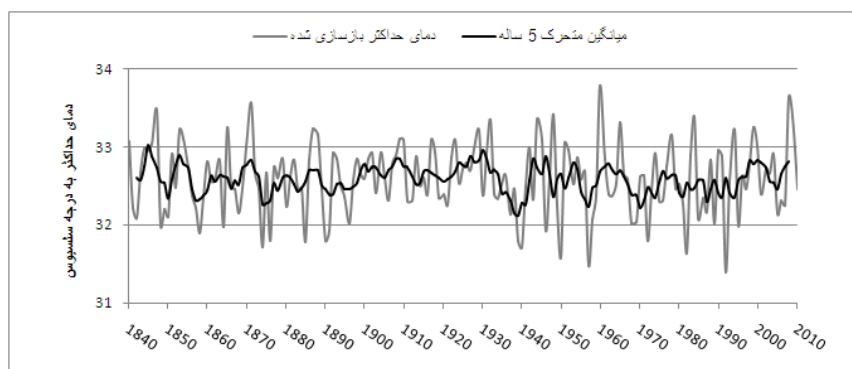
جدول ۳ نتایج آماری اعتبارسنجی و واسنجی مدل

واسنجی	R	R ²	SE	DW	
۱۹۵۱-۱۹۸۰	0.57**	0.37	0.95	1.96	
۱۹۸۱-۲۰۱۰	0.54**	0.34	0.85	1.58	
۱۹۵۱-۲۰۱۰	0.51**	0.32	0.82	2.05	
اعتبار سنجی	R	R ²	RE	CE	Sign test
۱۹۸۱-۲۰۱۰	0.53**	0.32	0.40	0.38	24/6
۱۹۵۱-۱۹۸۰	0.58**	0.38	0.45	0.41	25/5

R: ضریب همبستگی پیرسون، SE: میزان خطای استاندارد، DW: ضریب دورین واتسون، RE: کاهش خطا (هر مقدار مثبت از RE نشان دهنده درجه اطمینان بازسازی می باشد)، CE: ضریب کارایی، آماره Sign test تعداد اشتراک و اختلاف بین داده های باز سازی شده و واقعی را نشان می دهد و علامت ** نشان دهنده معناداری در سطح ۰/۰۱ می باشد.

بازسازی دمای حداکثر

بر اساس محاسبه میزان EPS، مطمئن ترین بخش از گاهشناسی بین دوره ۲۰۱۰ تا ۱۸۴۰ مشخص شد. بنابراین جهت اطمینان بیشتر تنها برای این بخش از گاهشناسی بازسازی صورت گرفته است که شامل یک دوره ۱۷۰ ساله می باشد. شکل ۴ بازسازی دمای حداکثر می-آگوست استان کرمانشاه را طی دوره ۲۰۱۰-۱۸۴۰ نشان می دهد. همانطور که مشاهده می شود پائین ترین دماهای حداکثر بازسازی شده در سال های ۱۸۴۲، ۱۸۴۸، ۱۸۵۸، ۱۸۶۴، ۱۸۷۴، ۱۸۷۶، ۱۸۸۵، ۱۸۹۰، ۱۹۴۰، ۱۹۵۰، ۱۹۵۷، ۱۹۷۳، ۱۹۸۲ و ۱۹۹۲ رخ داده است. بالاترین دماهای حداکثر در طول دوره بازسازی با حداقل یک درجه سلسیوس اختلاف نسبت به میانگین، در سال های ۱۸۴۷، ۱۸۷۱، ۱۹۴۴، ۱۹۴۸، ۱۹۶۰، ۱۹۸۴ و ۲۰۰۹ اتفاق افتاده است. در فاصله سال های ۱۹۳۱ تا ۱۹۴۰ دمای حداکثر منطقه به نحو محسوسی کاهش پیدا کرده است.



شکل ۴ منحنی دمای حداکثر بازسازی شده استان کرمانشاه

بحث و نتیجه گیری

با توجه با بالا بودن مقادیر آماره های حاصل از آزمون علامت (GLK) و t استیودنت، مشخص می شود درختانی که در رویشگاه فریادرس برای نمونه برداری انتخاب شده اند دارای الگوی رویشی یکسان هستند و عوامل اقلیمی محدود کننده رویش آنها مشابه می باشد. همچنین مقادیر میانگین حساسیت و S/N درختان در این رویشگاه نشان می دهد که گونه درختی بلوط مازودار حساسیت پذیری بالایی دارد و نقش متغیرهای اقلیمی محدود کننده رویش بسیار قابل

توجه است. امیرچخماقی و همکاران (۱۳۸۹) نیز در مطالعه‌ای که بر روی گونه بلوط ایرانی در زاگرس انجام داد، به این نتیجه رسید که این گونه در برابر متغیرهای اقلیمی به خوبی واکنش نشان می‌دهد. دمای حداکثر در این رویشگاه تأثیر منفی بر روی رویش دارد. این اثر در هر دو دوره ماه‌های سال رویشی جاری و ماه‌های قبل از رویش دیده می‌شود. از آنجا که دمای حداکثر بخصوص در مناطق خشک و نیمه خشک باعث افزایش تبخیر و تعرق و در نتیجه کاهش آب در دسترس (آب موجود در خاک) و آب موجود در بافت‌های درخت می‌شود، این نوع رابطه طبیعی جلوه می‌کند. درخت در دوره رویشی برای جلوگیری از هدر رفتن شدید آب، وقتی دما از آستانه تحمل آن بالاتر رود با بستن روزنه برگ‌ها عمل فتوسنتز را متوقف می‌کند. بر اثر کاهش مواد قندی تولید شده، درخت حلقه‌های سالیانه باریکتری را تولید می‌کند. در ماه‌های قبل از رویش نیز درختان آب مورد نیاز خود را برای رویش سال بعد ذخیره می‌کنند. با افزایش دمای حداکثر در این ماه‌ها، بخشی از آب از دسترس درخت خارج می‌شود. بنابراین همانطور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، دمای حداکثر ماهانه در دو ماه قبل از فصل رویش (فوریه و مارس) و ماه‌های می، ژوئن و جولای سال رویشی جاری بالاترین تأثیر منفی را بر روی رویش درختان در این رویشگاه به جای می‌گذارد. نجفی (۱۳۸۹) نیز در پژوهشی که بر روی گونه مازودار در جوانرود انجام داد به این نتیجه رسید که دما در ماه‌های بهمن و اسفند قبل از رویش و ماه خرداد سال رویشی جاری رابطه منفی و معناداری با رویش درختان داشته است.

در سال‌های ۱۸۴۰، ۱۸۷۱، ۱۸۵۱، ۱۸۸۷، ۱۸۹۳، ۱۹۰۹، ۲۸-۱۹۲۵ دمای حداکثر در منطقه مورد مطالعه افزایش یافته است در این سالها نیز کوسه و همکاران (۲۰۱۱) و آکمیک (۲۰۰۹) به این نتیجه رسیدند که در این سال‌ها نیز دمای حداکثر دارای افزایش بوده و خشکسالی‌های شدیدی در غرب آناتولی و کشورهای مجاور رخ داده است. در قرن بیستم در سال‌های ۲۹-۱۹۲۵، ۳۲-۱۹۳۱، ۴۵-۱۹۴۴ نشان دهنده افزایش شدید دمای حداکثر می‌باشد. لاک (۲۰۱۱) مشخص کرد که در این سال‌ها نیز خشکسالی‌ها و قحطی‌های شدیدی در خاورمیانه، آمریکای لاتین و استرالیا رخ داده است.

References

- Akkemik, U., 2009. **Dendroclimatology in the Near East**. The International Symposium on Climate Change and Dendrochronology in Caspian Ecosystems, Sari.
- Amir Chakhmaghi, N., Sohrabi, H., 2010. **Evaluation of Quercus Persica Tree Rings for Dendroclimatology**. The First Iranian Conference on Natural Resources Research, Snamadaj, Iran.
- Arsalani, M., 2012. **Reconstruction of Precipitation and Temperature Variations Using Oak Tree Rings in Central Zagros**. M.A. Dissertation, University of Tehran, Faculty of Geography, Tehran, Iran.
- Asakereh, H., 2007. **Climate change**. Zanzan University Press.
- Azizi, GH., Arsalani, M., Yamani, M., 2012. **Reconstruction of October-May precipitation variations based on tree rings in Kermanshah city over the period 1705-2010**. Physical Geography Research Quarterly, No. 79, PP. 37-53.
- Azizi, GH., Roshani, M., 2008. **Study of Climate Change in Southern Coastal of Caspian**

- Sea Using Man- Kendal Method.** Physical Geography Research Quarterly, No. 64, PP. 13-28.
- Cook, E. R., 1985. **A time series analysis approach to tree-ring standardization.** Unpublished ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson, AZ, USA, P. 171.
- Fan, Ze-Xin., Brauning, A., Cao, Kun-Fang., 2008. **Annual temperature reconstruction in the central Hengduan Mountains, China, as deduced from tree rings.** Dendrochronologia, v. 26, p. 97-107.
- Fan, Ze-Xin., Brauning, A., Tian, Qin-Hua., Yang, Bao., Cao, Kun-Fang., 2010. **Tree ring recorded May–August temperature variations since A.D. 1585 in the Gaoligong Mountains, southeastern Tibetan Plateau.** PALAEO, v. 296, P. 94–102.
- Flower, A., Esmith, D.J., 2011. **A dendroclimatic reconstruction of June–July means temperature in the northern Canadian Rocky Mountains.** Dendrochronologia, V. 29, and P. 55–63.
- Frank, D., Esper, J., 2005. **Temperature reconstructions and comparisons with Instrumental data from a tree-ring network for the European Alps.** Int. J. Climatol, V. 25, P. 1437-1454.
- Garcia- Suarez, M.A., Butler, C.J., Baillie, M.G.L., 2009. **Climate signal in tree-ring chronologies in a temperature climate: A multi – species approach.** Dendrochronologia, v. 27, p. 183-198.
- Hai, F. Z., Xue, M, S., Zhi, Y, Y., Peng, X., Yan, X., Hua, T., 2011. **August temperature variability in the southeastern Tibetan Plateau since AD 1385 inferred from tree rings.** PALAEO, v. 5, p. 703.
- IPCC-TGICA, 2007. **General Guidelines on the Use of Scenario Data for Climate Impact and Adaptation Assessment.** Version 2, Prepared by T.R. Carter on behalf of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Assessment, 66 pp.
- Jacoby, G., Solomina, O., Frank, D., Eremenko, N., Arrigo, R. D., 2004. **Kunashir (Kuriles) Oak 400-year reconstruction of temperature and relation to the Pacific Decadal Oscillation.** PALAEO, v. 209, P. 303-311.
- Kaennel, M., Schweingruber, F.H., 2001. **Multilingual Glossary of Dendrochronology.** Translated by: D. Parsapajouh, H. R. Taghiyari., M. Faezipour., Tehran University Press.
- Karamzadeh, S., Pourbabai, H., Torkaman, J., 2010. **Dendroclimatology of Quercus Infectoria in Saravan Region, Gilan.** Iranian Journal of Forest and Poplar Research, Vol. 19, No. 1, PP. 15-26.
- Kose, N., Akkemik, U., Dalfes, H.N., Ozeren, M.M., 2011. **Tree-ring reconstructions of May–June precipitation for western Anatolia.** Quaternary Research -03177.
- Lake, p. Sam., 2011. **Drought and Aquatic Ecosystems Effects and Responses.** WILY-BLACKWELL, 168p.
- Liang, E., Xuemei, S., Ningsheng, Q., 2007. **Tree-ring based summer temperature reconstruction for the source region of the Yangtze River on the Tibetan plateau.** Global and Planetary Change, v. 16, p. 313-320.
- Liu, J., Yang, B., Qin, C., 2011. **A Tree-ring based annual precipitation reconstruction since AD 1480 in south central Tibet.** Quaternary International 236, 75-81.
- Loder, N., Danny, M., Mary, G., Iain, R., Risto, J., 2007. **Stable Isotopes as Indicators of Ecological Change.** Chapter three, Elsevier Inc.
- Najafi, F., Pourtahmasi, K., Karimi, A., 2010. **Dendroclimatology Investigation of Quercus Infectoria in the West of Iran.** The First Iranian Conference on Natural Resources Research, Sanandaj, Iran.

- Pourtahmasi, K., Bräuning, A., Poursartip, L., Burchardt, I., 2012. **Growth-climate responses of oak and juniper trees in different exposures of the Alborz Mountains, northern Iran.** TRACE Vol. 10, in the press
- Vose, R. S., Easterling, D. R., and Gleason, B., 2005. **Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004.** Geophys Res, V. 32. doi:10.1029/2005GL024379
- Wigley, T., Briffa, K.R., Jones, P.D., 1984. **On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology.** Journal of Applied Meteorology 23, 201-213.
- Wilson, R. J. S., Luckman, B. H., 2002. **Tree-ring reconstruction of maximum and minimum temperatures and the diurnal temperature rang in British Columbia, Canada.** Dendronologia, v. 20/3, P. 1-12.
- Youngblut, D., Luckman, B., 2008. **Maximum June-July temperature in the southwest Yukon over the last 300 years reconstructed from tree rings.** Dendrochronologia, v. 25, p. 153-166.

تحلیل فضایی و مکانیابی مراکز اسکان موقت با استفاده از تلفیق فرآیند تحلیل شبکه‌ای (ANP) و سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS)

هاشم داداش‌پور^۱ - استادیار برنامه‌ریزی شهری و منطقه‌ای، دانشگاه تربیت مدرس، ایران
حمیدرضا خدابخش - کارشناس ارشد برنامه‌ریزی شهری و منطقه‌ای، دانشگاه تربیت مدرس، ایران
مجتبی رفیعیان - دانشیار برنامه‌ریزی شهری و منطقه‌ای، دانشگاه تربیت مدرس، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۷/۲۰ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۷/۱۵

چکیده

به طور کلی مکان‌یابی و جانمایی مراکز اسکان موقت موضوع پیچیده‌ای است که تابعی از معیارها و متغیرهای متعدد می‌باشد. بنابراین با توجه به قابلیت‌های تکنیک‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره (MCDM) می‌توان ادعان داشت که امروزه بهره‌گیری از این روش‌ها به منظور تعیین و سنجش ضرایب اهمیت معیارها و شاخص‌های تأثیرگذار بر مکان‌یابی فعالیت‌ها، یکی از مناسب‌ترین روش‌ها به حساب می‌آید. فرآیند تحلیل شبکه‌ای (ANP) یکی از جدیدترین روش‌های تصمیم‌گیری در این حوزه به حساب می‌آید، که امروزه کاربرد گسترده‌ای را در عرصه تحقیقات علمی به خود اختصاص داده است. مقاله حاضر که با هدف استفاده از فرآیند تحلیل شبکه‌ای و سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) در مکان‌یابی سایت‌های اسکان موقت تدوین گردیده است؛ در ابتدا به معرفی این روش و مراحل تحقیق آن پرداخته و سپس با معرفی دیدگاه‌ها و متغیرهای تأثیرگذار در عرصه مسکن و سرپناه پس از سانحه، به کاربرد این مدل در منطقه ۱۶ کلانشهر تهران اشاره نموده است. نتایج تحقیق نشان می‌دهد که از میان شاخص‌های مطالعه شده؛ ۳ شاخص میزان سرانه خدماتی، هزینه تملک و کاربری وضع موجود بیشترین و سه شاخص میزان مجاورت با حریم معابر و محورهای ارتباطی، صنایع آلاینده و حریم خطوط فشار قوی کمترین میزان اهمیت را در فرآیند گزینش مکان برای سکونت‌دهی افراد بی‌خانمان در حوزه تصمیم‌گیری از منظر برنامه‌ریزان به خود اختصاص می‌دهند، در ضمن با توجه به روش و شاخص‌های گزینش شده، دو بوستان بعثت و بهمن مناسب‌ترین مکان برای استقرار سایت‌های اسکان موقت شناسایی گردیده‌اند.

کلیدواژه‌ها: مسکن موقت، فرآیند تحلیل شبکه‌ای (ANP)، مکان‌یابی، سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، منطقه ۱۶ تهران.

مقدمه

در حوزه مسایل برنامه‌ریزی شهری یکی از موضوعاتی که هم تابعی از متغیرهای متعدد بوده و هم متشکل از متغیرهای بهم مرتبط و پیوسته می‌باشد، موضوع مکانیابی و جانمایی سایتهای اسکان موقت است که از وجوه گسترده اجتماعی، اقتصادی، سیاسی، کالبدی و محیطی تاثیر می‌پذیرد. در ادبیات بلایا، تأمین سرپناه و مسکن برای حادثه‌دیدگان جریان پیوسته‌ای از سرپناه اضطراری تا احداث مسکن دائمی را در بر می‌گیرد؛ که معمولاً با ۳ گروه اسکان اضطراری، اسکان موقت و اسکان دائم (بهزادفر، ۱۳۸۲: ۲۷) و بعضاً با ۴ گروه سرپناه اضطراری، سرپناه موقت، مسکن موقت و مسکن دائمی (نِیگ و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۲۰)^۱ معرفی می‌گردد. صرف نظر از ویژگیهای هر یک از انواع سرپناه‌های پس از سانحه، دو دیدگاه به صورت زیر مطرح می‌گردد:

الف) دیدگاه اسکان دو مرحله‌ای: حامیان دیدگاه فرآیند دو مرحله‌ای معتقدند که با حذف مسکن موقت از فرآیند سکونت‌دهی افراد بی‌خانمان، می‌توان هزینه احداث مسکن موقت را برای بازسازی منازل ذخیره نمود. حامیان این دیدگاه علی‌رغم آنکه بر فرآیند بازسازی اصولی تأکید دارند اما برای بهره‌گیری از عامل زمان اهمیت بیشتری قائل هستند و معتقدند که انتظار برای تهیه و تصویب آیین‌نامه‌های جدید ساختمانی، یا بکارگیری سیاست‌های جدید کاربری زمین جهت تعریض معابر (و یا بازیافت زمین شهری) و تخلیه (خروج اضطراری) سایتهای آسیب‌پذیر منجر به از دست رفتن عامل زمان می‌گردد. بنابراین آنها معتقدند که در برخی موارد انتخاب «بهترین راه حل از بدترین‌ها» به دو دلیل مناسب‌تر است: اول آنکه بازماندگان ممکن است در شرایط سکونت نامناسب (که در سکونتگاه‌های موقت متداول می‌باشد)، آسیب بیشتری داشته باشند و دیگر آنکه در صورت فراهم بودن روابط بین سازمانی و وجود منابع مالی لازم، بازسازی سریع‌تر انجام می‌گردد (سازمان ملل متحد، ۲۰۰۶: ۸)^۲ در ضمن، آنها بیان می‌دارند که این گونه از واحدهای مسکونی به دلیل احتمال دائمی شدن می‌بایست به عنوان آخرین راه حل انتخاب گردند (فلاحی، ۱۳۸۶: ۴۱). علاوه بر این هزینه احداث مسکن موقت معمولاً (در برخی از جوامع) بیش از هزینه احداث بنای دائمی می‌باشد. مخصوصاً در شرایطی که مصیبت‌زدگان می‌توانند خانه‌هایشان را به دست خود و از مصالح بومی بسازند^۳ (کانی، دیویس و کریمگولد، ۱۳۶۹: ۱۱).

ب) دیدگاه اسکان سه مرحله‌ای: حامیان این دیدگاه معتقدند در بیشتر مواردی که میزان و شدت خسارات ناشی از سانحه گسترده بوده و امکانات لازم برای بازسازی سریع و اصولی مهیا نمی‌باشد نادیده انگاشتن مسکن موقت به معنای نادیده انگاشتن سطح فنی برنامه است. در چنین مواردی نوع نگاه برنامه ریزان به مسکن موقت می‌بایست از زاویه‌ای

1 Nigg, Barnshaw and Torres, 2006: 119-120

2 UN-Habitat, 2006: 8

۳ البته این امر با توجه به الگوی ساخت و ساز در ایران متفاوت بوده و نمی‌تواند با شرایط ایران الزاماً تطبیق داده شود. برای اطلاع بیشتر به اصل مقاله مراجعه شود.

دقیق‌تر مورد توجه قرار گیرد. بوربی و همکاران^۱ در مقاله‌ای با عنوان "ایجاد جامعه بازگشت‌پذیر در برابر بلایای طبیعی از طریق برنامه‌ریزی کاربری زمین"^۲ ضمن تشریح اقدامات لازم برای کاهش آسیب‌پذیری و روش‌های دستیابی به جامعه بازگشت‌پذیر بر این موضوع تاکید داشته‌اند که جوامع محلی می‌بایست به وقوع فاجعه از دریچه فرصت نگاه نمایند (باربی و همکاران، ۲۰۰۰: ۱۰۵). فرصتی برای رفع ناکامی‌ها و معضلات بافتهای فرسوده و توسعه مجدد زمین^۳. دکتر برندا فلیس^۴ در کتاب "جبران بلایا"^۵ بیان می‌دارد که احتمال دارد تا پیش از وقوع بحران، واحدهای مسکونی موجود جزء مسکن قابل استطاعت^۶ نباشند. وقوع بحران این امکان را برای جامعه فراهم می‌نماید تا امکان احداث مسکن قابل استطاعت در اولویت قرار گیرد (فلیس، ۲۰۰۹: ۷۷-۸۰). بنابراین به منظور بهره‌مندی از فرصت ایجاد شده پارامتر بسیاری مهمی به نام زمان و افزایش زمان بازسازی دخالت دارد؛^۷ چرا که به نظر می‌رسد فرآیند بازسازی اصولی که بتواند بلافاصله پس از وقوع سانحه از فرصت ایجاد شده جهت توسعه مجدد زمین استفاده نماید اگر نگوییم که امکان ناپذیر است بسیار دشوار خواهد بود. بنابراین در صورت عدم پاسخگویی یا به تعویق انداختن پاسخ‌گویی به نیاز سرپناه افراد بی‌خانمان، رجوع به اراضی پست شهری و شکل و بسط دادن سکونتگاههای غیر رسمی امری دور از ذهن نخواهد بود. موضوعی که علاوه بر افزایش معضلات شهری می‌تواند به شکل‌گیری شورشهای شهری که مهم‌ترین دلیل این پدیده اجتماعی در شهرهای ایران می‌باشد (پیران، ۱۳۸۴: ۱۰۱) منجر گردد. لذا در این دیدگاه و با اتخاذ این شیوه نگرش، ایجاد مسکن موقت در ضمن آنکه می‌تواند به نیاز افراد بی‌خانمان پاسخ مناسبی دهد، فرصت لازمه را برای بازسازی اصولی ایجاد می‌نماید. در ضمن آنکه برنامه‌ریزی مناسب این مراکز می‌تواند علاوه بر فراهم نمودن منافع گسترده اجتماعی، هزینه‌های اجتماعی را تا میزان گسترده‌ای کاهش دهد. اما این موضوع نیز به طور قطع به یقین و در تمامی موارد و در تمامی مناطق تأیید شده نمی‌باشد. حقیقت این است که فرآیند تأمین سرپناه می‌بایست از ابتدای تأمین سرپناه برای آوارگان تا مسکن دائمی به صورت پیوسته مورد توجه قرار گیرد. حال این امر می‌تواند در طی یک فرآیند دو مرحله‌ای از سرپناه تا مسکن دائمی نظیر آنچه که در زلزله شهر مکزیکوسیتی در سال ۱۹۸۵ رخ داد مورد توجه قرار گیرد و یا در یک فرآیند سه مرحله‌ای شامل سرپناه، مسکن موقت و مسکن دائمی نظیر آنچه که در زلزله کوبه ژاپن در سال ۱۹۹۵ مشاهده گردید صورت پذیرد (سازمان ملل متحد، ۲۰۰۶: ۸).^۸ برای این اساس مقاله حاضر تلاش تلاش دارد تا با نگاه بحران‌پذیری به مکانیابی و استقرار سایتهای اسکان موقت در منطقه ۱۶ تهران بپردازد تا به یکی از

1 Burby et al

2 Creating Hazard Resilient Communities Through Land-use Planning

3 Land Readjustment Development

4 Brenda Phillips

5 Recovery Disaster

6 Affordable Housing

۷ البته منظور نگارندگان مقاله به هیچ عنوان نادیده انگاشتن زمان نمی‌باشد. چرا که کاهش سرعت در عملیات بازسازی خود مشکلات عدیده‌ای را ایجاد می‌نماید.

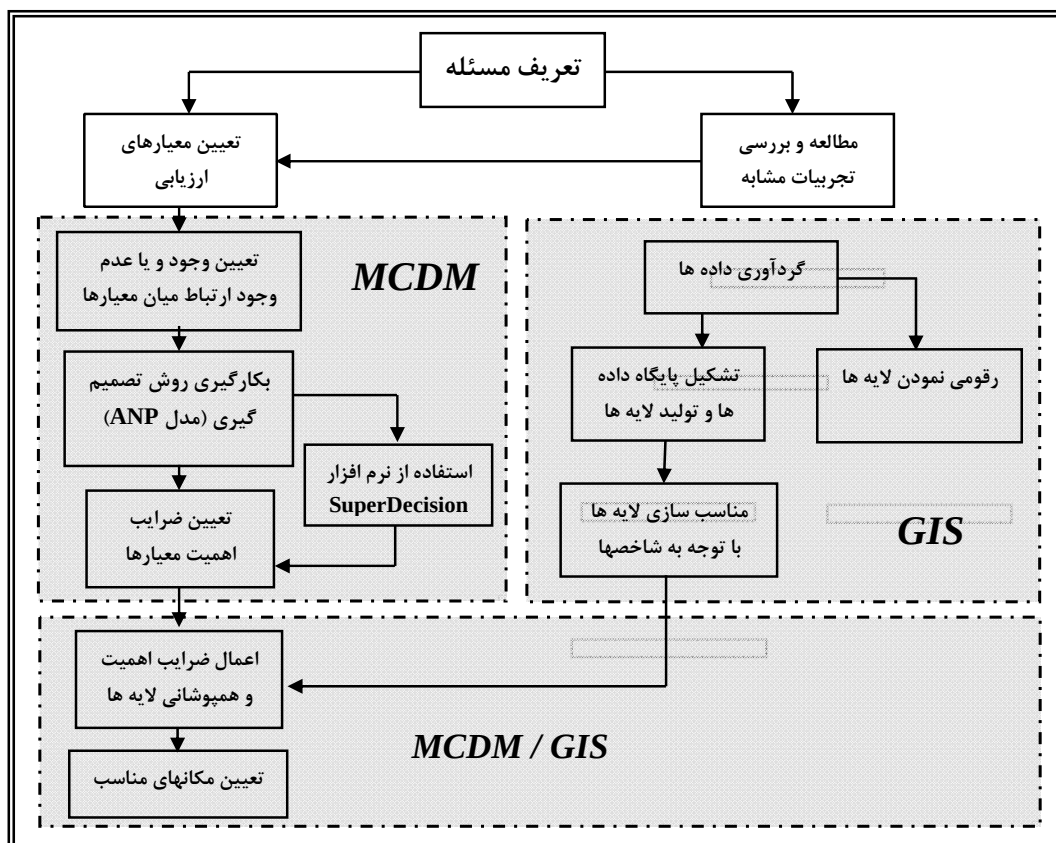
8 UN-Habitat, 2006: 8

مهمترین نیازهای انسان که همان سرپناه می باشد پاسخ داده و به علاوه زمان لازمه را برای بازسازی اصولی فراهم آورد. در این راستا با توجه به گستردگی و مرتبط بودن متغیرها از تلفیق فرآیند تحلیل شبکه ای (ANP) و سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) استفاده شده است.

مواد و روشها

فرآیند پژوهش

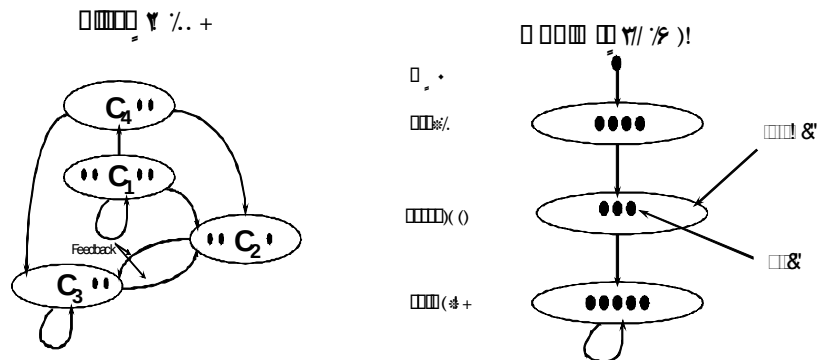
فرآیند پژوهش در این مقاله، مبتنی بر یک نظام ۴ سطحی است. بدین طریق که در ابتدا با تعریف مسئله، معیارهای مورد سنجش معرفی شده، سپس با استفاده از فرآیند تحلیل شبکه ای به عنوان یکی از مهم ترین تکنیکهای MCDM- میزان ضرایب اهمیت معیارها مشخص گردیده است. در مرحله بعد به وسیله سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) لایه های اطلاعاتی در تناسب با شاخص ها، تولید شده و با توجه به قابلیت های GIS، ادغام و همپوشانی لایه های اطلاعاتی به منظور مکان یابی مراکز اسکان موقت صورت پذیرفته است. شکل ۱ فرایند پژوهش را درمقاله نشان می دهد.



شکل ۱ فرآیند پژوهش

فرآیند تحلیل شبکه‌ای (ANP)

فرآیند تحلیل شبکه‌ای روشی جامع و قدرتمند برای تصمیم‌گیرهای دقیق می‌باشد، که توسط توماس ال ساعتی^۱ در سال ۱۹۹۶ میلادی مطرح گردیده است. وی در مقدمه مقاله "اصول فرآیند تحلیل شبکه‌ای" خود بیان می‌دارد که؛ ANP یک مرحله اساسی و ضروری در فرآیند تصمیم‌گیری به حساب می‌آید که به دلیل اهمال و قصور رویکرد سستی به دلیل ساختار خطی‌اش، ساختار بازگشت‌پذیری را مورد توجه قرار داده که با در نظر گرفتن تمامی جوانب مثبت و منفی‌اش می‌توان آن را یک مرحله گم شده در فرآیند تصمیم‌سازی به حساب آورد (ساعتی، ۱۹۹۹: ۱).^۲ از این رو مهم‌ترین وجه تمایز میان این روش با روش سلسله مراتبی در نحوه تأثیرپذیری و تأثیرگذاری معیارها بر روی یکدیگر می‌باشد. شکل ۲ درک بهتری از تفاوت‌های میان ساختار سلسله مراتبی و ساختار شبکه‌ای را ارائه می‌نماید.



شکل ۲ مقایسه ساختار سلسله مراتبی و شبکه‌ای؛ مأخذ: ساعتی، ۲۰۰۴: ۳

همانطور که در این تصویر مشاهده می‌شود، در ساختار سلسله مراتبی ابتدا یک هدف یا یک گره واقع شده که در انتها به یک گره یا خوشه مقصد ختم می‌گردد. بنابراین در آن ساختاری خطی، از بالا به پایین و بدون بازگشت از سطوح پایین‌تر و یا بالاتر وجود دارد. ولی در حالت شبکه‌ای، یک شبکه و خوشه‌هایش به صورت منظم توزیع نمی‌شوند. به علاوه در یک خوشه اجازه تأثیرپذیری یک خوشه از خودش (وابستگی داخلی) یا تأثیرگذاری بر خوشه دیگر (وابستگی خارجی) وجود داشته و همچنین اجازه بازگشت به طور مستقیم از خوشه دوم یا عبور از طریق خوشه میانه وجود دارد. در ساختار شبکه‌ای ممکن است یک سیستم از یک سلسله مراتب با افزایش تدریجی ارتباطاتش شکل بگیرد، به طوری که یک جفت از اجزای مرتبط کننده به طور دلخواه به هم مرتبط گردند و برخی از اجزایش وابستگی حلقه‌ای درونی داشته باشند (ساعتی، ۲۰۰۴: ۳).^۳

1 Thomas L. Saaty

2 Saaty, 1999: 1

3 Saaty, 2004: 3

با توجه به توضیحات فوق می‌توان بیان نمود که از ۴ شرط مطرح در فرآیند تحلیل سلسله مراتبی که عبارتند از معکوس‌پذیری، همگنی، وابستگی و انتظارات (قدسی‌پور، ۱۳۸۸: ۸)، شرط سوم -که همان شرط وابستگی سلسله مراتبی است- در فرآیند تحلیل شبکه‌ای نقض می‌گردد، نقض این شرط باعث می‌گردد تا بتوان ANP را تکنیک قدرتمندتری در ساخت محیط‌های پیچیده نسبت به AHP دانست. چرا که در این صورت، این روش می‌تواند تنوعی از تعاملات و ارتباطات را مورد توجه قرار دهد (خان و دیگران، ۲۰۰۸: ۱۵۰۲)^۱ در ضمن ANP ساختاری را ایجاد می‌نماید که به گونه‌ای بالقوه، خطاهای ناشی از قضاوتها را (که پیش‌تر نیز قابل پیش‌بینی است) از طریق بهبود "اطمینان از پردازش اطلاعات" کاهش می‌دهد (نیرما و همکار، ۲۰۰۴: ۵۷۴)^۲. گرچه این فرآیند نیازی به ساختار سلسله مراتبی ندارد اما همانند AHP از مقیاس نسبی با قضاوت‌های انسانی (در عوض مقیاس‌های خودسرانه) بهره می‌برد. لذا بدین طریق با استفاده از مقیاس نسبی تمامی تأثیرات و قضاوت‌های افراد اخذ گردیده و به وسیله این مقیاس‌ها پیش‌بینی دقیقی در رابطه با آن‌ها صورت می‌پذیرد (توزکایا و همکاران، ۲۰۰۴: ۹۷۲)^۳ فرآیند تحلیل شبکه‌ای از ۳ گام اساسی تشکیل شده است:

گام اول: ایجاد مدل و ساختار موضوع: موضوع بایستی به وضوح بیان گردیده و در درون سیستمی منطقی نظیر شبکه، تجزیه و تحلیل شود. این ساختار شبکه‌ای می‌تواند به وسیله تصمیم‌گیران و از طریق روشهایی چون طوفان فکری و یا روشهای ریاضی نظیر DEMATEL^۴ شکل بگیرد.

گام دوم: تشکیل ماتریس‌های مقایسه دودویی و استخراج بردار اولویت آنها: این گام مشابه با فرآیند تحلیل سلسله مراتبی می‌باشد بدین صورت که در ابتدا میزان اهمیت یا ارجحیت معیارها یا زیرمعیارها، با توجه به معیار کنترل در بازه ۱ الی ۹ (و یا با مقدار عددی معکوس) توسط کارشناس یا کارشناسان مورد سوال و سنجش قرار گرفته می‌شود. سپس میزان ناسازگاری قضاوتها توسط ضربی که به نام ضریب ناسازگاری (I.R.)^۵ شناخته می‌شود مورد سنجش قرار می‌گیرد. در صورتی که این ضریب کوچکتر از ۰.۱ باشد سازگاری در قضاوتها مورد قبول است و گرنه باید در قضاوتها تجدید نظر شود. پس از کسب اطمینان در رابطه با سازگار بودن قضاوتها نوبت به تعیین ضرایب اهمیت معیارها می‌باشد. در صورتی که محاسبات این روش از طریق نرم‌افزار Super Decision صورت پذیرد برای این منظور از روشی موسوم به روش بردار ویژه (مطابق با رابطه زیر) برای تعیین بردار اولویت ماتریس‌ها استفاده می‌شود.

رابطه (۱)

$$AW = \lambda_{\max} W$$

که در آن **A** ماتریس مقایسه دودویی، **W** بردار ویژه، و $\lambda_{\max}$ بیشترین مقدار عددی ویژه می‌باشد.

1 Khan et al, 2008: 1502

2 Niemira, Saaty, 2004: 574

3 Tuzkaya et al, 2004: 972

4 Decision Making Trial and Evaluation Laboratory

5 Inconsistency Ratio

گام سوم: تشکیل ابرماتریس: ابرماتریس، مفهومی مشابه با زنجیره مارکوف^۱ دارد. برای این منظور جهت محاسبه اولویتهای نهایی مولفه‌ها در سیستمهایی با متغیرهای وابسته، تمامی بردار اولویتهای اولیه بدست آمده از ماتریسهای مقایسه

دودویی، به درون ماتریسی ستونی وارد می‌شوند (یاکسل و همکار، ۲۰۰۴: ۳۳۳۸).^۲ حال برای درک بهتر این موضوع فرض کنید که ما یک سیستمی از N خوشه یا مؤلفه داریم که به موجب آن مؤلفه‌ها در هر خوشه متقابلاً بر روی یکدیگر تأثیر می‌گذارند و یا از برخی از مؤلفه‌های آن خوشه و یا خوشه‌های دیگر تأثیر می‌پذیرند.

جدول ۱ ساختار ابرماتریس

$$W = \begin{matrix} & \begin{matrix} C_1 & C_2 & \dots & C_N \end{matrix} \\ \begin{matrix} C_1 \\ C_2 \\ \vdots \\ C_N \end{matrix} & \begin{bmatrix} e_{11}e_{12}\dots e_{1n_1} & e_{21}e_{22}\dots e_{2n_2} & \dots & e_{N1}e_{N2}\dots e_{Nn_N} \\ W_{11} & W_{12} & \dots & W_{1N} \\ W_{21} & W_{22} & \dots & W_{2N} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ W_{N1} & W_{N2} & \dots & W_{NN} \end{bmatrix} \end{matrix}$$

در صورتی که خوشه h (که با $C_h, h = 1, 2, \dots, N$ نشان داده می‌شود) دارای زیرمعیار باشد (که این

زیرمعیارها با $e_{h1}, e_{h2}, \dots, e_{hn_h}$ نشان داده می‌شوند) هر W_{ij} در این ابرماتریس بیانگر بردار ویژه (بردار اولویت) معیارهای واقع در سطرهاى ابرماتریس با توجه به معیارهای واقع در ستون‌های آن می‌باشد. بنابراین می‌توان بیان داشت که ابرماتریس، اولویت تأثیرات معیارهای واقع در سمت چپ ماتریس را بر روی معیارهای بالای ماتریس نشان می‌دهد. یک ابرماتریس همراه با یک مثال از ورودی‌های i, j در جدول ۱ نشان داده شده است (ساعتی، ۲۰۰۴: ۵)^۳

در این ماتریس هر ردیف از، بردار ویژه (بردار اولویت) تأثیرات یا اهمیت مؤلفه i شبکه بر روی مؤلفه j می‌باشد. زمانی که یک معیار، هیچ تأثیری بر روی معیار دیگر نداشته باشد تأثیر آن صفر در نظر گرفته می‌شود.

1 Markov

2 Yuksel, Dagdeviren, 2004: 3368

3 Saaty, 2004: 5

ابرماتریس فوق را ابرماتریس وزندهی نشده^۱ می نامند. حال برای اینکه این ابرماتریس به ابرماتریس وزندهی شده^۲ مبدل گردد لازم است تا ابرماتریسی ایجاد نمود که جمع ستونهای آن برابر با یک باشد (که از آن با عنوان ماتریس تصادفی^۳ یاد می شود). این ماتریس از حاصل ضرب داده های ماتریس خوشه ای در ابرماتریس وزندهی نشده و نرمالیزه نمودن ماتریس حاصل شده بدست می آید.

پس از محاسبه ابرماتریس وزندهی شده نوبت به تشکیل ابرماتریس محدود می باشد، برای این منظور ابرماتریس وزندهی شده به توان حدی می رسد تا عناصر ماتریس همگرا شوند به عبارتی دیگر مقادیر سطری ماتریس با هم برابر شوند (رابطه (۲)).

رابطه (۲)

$$\lim_{k \rightarrow \infty} W^k$$

ماتریسی که در نتیجه به توان رسیدن و ماتریس وزنی به دست می آید، ماتریسی حدی است که مقادیر هر سطر آن با هم برابر می باشند. اگر ابرماتریس اثر زنجیرواری داشته باشد (بدین مفهوم که فرضاً شاخصهای معیار "الف" بر روی شاخص های معیار "ب" تأثیر داشته و شاخص معیار "ب" بر شاخص های معیار "ج" تأثیر بگذارد و ...)، در این صورت لازم است که این تأثیر گذاریها نیز محاسبه گردند. در این حالت رابطه ۳ در نظر گرفته می شود: (ساعتی، ۲۰۰۶: ۱۰-۱۵؛ ساعتی، ۲۰۰۴: ۳-۶)^۴

رابطه (۳)

$$\lim_{k \rightarrow \infty} \frac{1}{N_k} \sum_{k=1}^N W^k$$

با محاسبه رابطه فوق اعداد واقع در سطرهاى ابرماتریس با یکدیگر برابر می شوند. در این صورت اعداد واقع در سطرهاى ابرماتریس محدود، میزان ضرایب اهمیت شاخص ها را نشان می دهند.

معرفی معیارها و شاخص ها:

بنابر مطالعات صورت گرفته به منظور مکان یابی مراکز اسکان موقت در سطح منطقه ۱۶ تهران، ۲۴ شاخص تأثیر گذار و قابل سنجش شناسایی گردیده، که این ۲۴ شاخص را می توان در قالب چهار معیار دسترسی (A)، دوری از نامالایمات (B)، سهولت در اجراء (C) و سهولت در بهره برداری از فضا (D) و به صورت زیر دسته بندی نمود:

الف - معیار دسترسی (A): که شامل شاخص های دسترسی به مراکز درمانی (A₁₁)، مراکز آموزشی (A₁₂)، مراکز امداد (A₁₃)، مراکز انتظامی (A₁₄)، محل سکونت قبلی (A₂)، شریانهای اصلی (A₃)، شبکه گاز (A₄₁) و دسترسی به شبکه برق (A₄₂) می باشد.

1 Unweighted Supermatri

2 Weighted Supermatrix

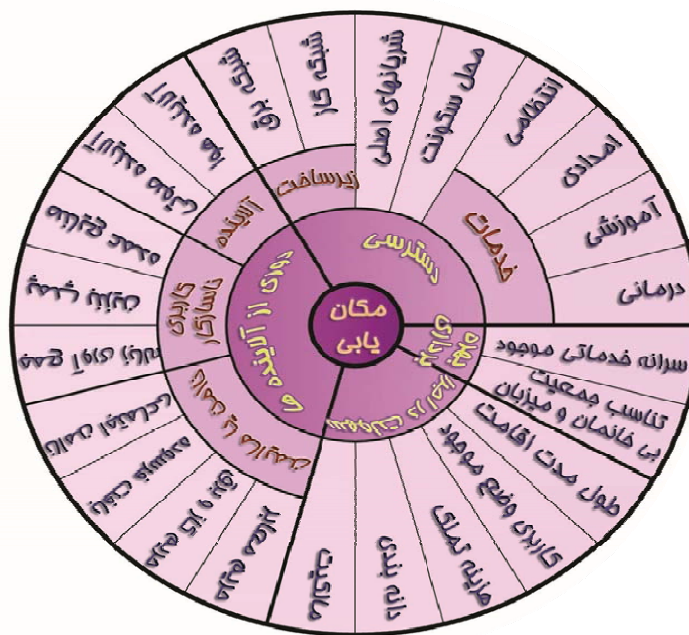
3 Stochastic Matrix

4 Saaty , Vargas, 2006, 10-15, Saaty, 2004: 3-6

ب- معیار دوری از ناملايمات (B)؛ که طیف وسیعی از شاخصهای دوری از آلاینده‌های هوا (B₁₁)، آلاینده‌های صوتی (B₁₂)، صنایع عمده و آلاینده (B₂₁)، پمپ بنزین و مراکز توزیع سوخت (B₂₂)، مراکز جمع آوری زباله (B₂₃)، نواحی ناامن اجتماعی (B₃₁)، بافتهای فرسوده شهری (B₃₂)، حریم خطوط فشارقوی و شبکه گاز (B₃₃) و حریم معابر و خطوط راه آهن (B₃₄) را در بر می‌گیرد.

ج- معیار سهولت در اجرای طرح (C)؛ که برای سنجش این معیار ۵ شاخص مالکیت اراضی (C₁)، دانه بندی (C₂)، هزینه تملک (C₃)، کاربری وضع موجود (C₄)، مدت زمان بهره برداری از فضا به عنوان اسکان موقت (C₅) در نظر گرفته شده است.

د- معیار سهولت در بهره برداری از فضا به عنوان اسکان موقت (D)؛ این معیار توسط دو شاخص برقراری تناسب میان تعداد جمعیت بی‌خانمان و میزبان (D₁) و برقراری تناسب میان جمعیت بی‌خانمان و سرانه خدماتی موجود (D₂) مورد سنجش قرار گرفته است. شکل ۳ معیارها و شاخص‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۳ شاخص‌های مورد مطالعه

ویژگی‌های عرصه پژوهش

محدوده مورد مطالعه منطقه ۱۶ شهر تهران می‌باشد که مساحتی بالغ بر ۱۶۶۸ هکتار و جمعیتی معادل ۲۹۰ هزار نفر را در خود سکونت داده است. این منطقه از شمال با مناطق ۱۱ و ۱۲، از شرق با منطقه ۱۵، از جنوب با منطقه ۲۰ و از

غرب با مناطق ۱۷ و ۱۹ مجاور می باشد، از این رو، نه تنها خود به عنوان یکی از مناطق آسیب پذیر تهران به حساب می آید، بلکه با فرسوده ترین مناطق شهر تهران نیز همجوار می باشد. مطابق با مطالعات صورت گرفته توسط آژانس همکاریهای بین المللی ژاپن (جایکا) در صورت بروز زلزله احتمالی در شهر تهران چیزی در حدود ۵ الی ۲۸ هزار واحد مسکونی در منطقه ۱۶ شهر تهران در معرض خطر قرار داشته و با توجه به اینکه زلزله در چه ساعتی از شبانه روز و با چه شدتی به وقوع بپیوندد و اینکه نوع، میزان و سرعت امداد رسانی به چه صورت باشد ما بین ۷۵۵ الی ۲۹۷۳۲ نفر تلفات انسانی را بر جای خواهد گذاشت (مرکز مطالعات زلزله و زیست محیطی تهران بزرگ و جایکا، ۱۳۸۰: ۱۸۳-۱۵۴). و از این رو، بدون تردید می توان بیان داشت که این میزان آسیب پذیری منجر به بی خانمان شدن تعداد بسیاری زیادی از هموطنان ما خواهد شد.

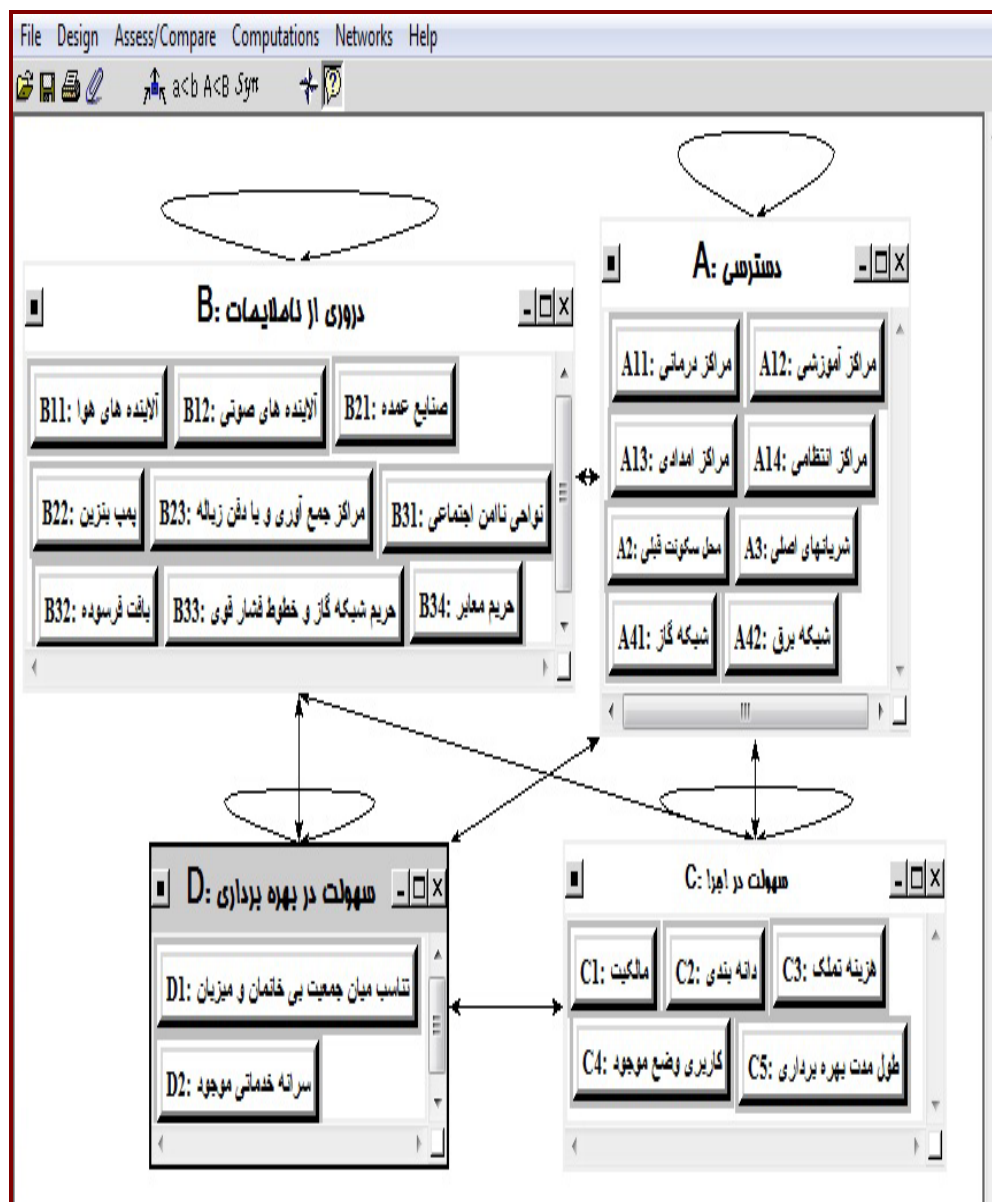
یافته های تحقیق و بحث

سنجش ضرایب اهمیت معیارها

الف- مدل و ساختار موضوع: پس از تعیین معیارها و شاخصها به منظور سنجش مکان برای استقرار مراکز اسکان موقت، اکنون نوبت به تعیین ضرایب اهمیت هر یک از مولفه ها می باشد. برای این منظور در ابتدا لازم است تا ساختار مدل پیشنهادی ترسیم گردد. شکل ۴ ساختار مدل پیشنهادی و نوع روابط میان مولفه ها را در درون نرم افزار Super Decision نمایش می دهد. با توجه به شکل ۴ ساختار مدل ANP (ابرماتریس وزندهی نشده) برای سنجش ضرایب اهمیت مولفه ها به صورت جدول ۲ می باشد.

جدول ۲ ساختار در نظر گرفته شده به منظور سنجش ضرایب اهمیت مولفه ها

معیار	زیرمعیار	A	B	C	D
		A ₁₁ , A ₁₂ , ..., A ₄₂	B ₁₁ , B ₁₂ , ..., B ₃₄	C ₁ , C ₂ , ..., C ₅	D ₁ , D ₂
A	A ₁₁	W _{AA}	W _{AB}	W _{AC}	W _{AD}
	A ₁₂				
	.				
	A ₄₂				
B	B ₁₁	W _{BA}	W _{BB}	W _{BC}	W _{BD}
	B ₁₂				
	.				
	B ₃₄				
C	C ₅	W _{CA}	W _{CB}	W _{CC}	W _{CD}
	C ₅				
	.				
	C ₅				
D	D ₁	W _{DA}	W _{DB}	W _{DC}	W _{DD}
	D ₂				



شکل ۴ ساختار پیشنهادی برای تعیین ضرایب اهمیت معیارها

در جدول فوق هر یک از W_{ij} ها، نمایانگر میزان اهمیت (بردار اولویت یا بهره ویژه) مولفه های i بر مولفه های j با توجه به معیار کنترل می باشد. در صورتی که هیچ ارتباطی میان زیرمعیارها در هر یک از W_{ij} ها وجود نداشته باشد مقدار آن ۰ و در صورت وجود ارتباط میان آنها حاصل جمع ستونی هر ستون W_{ij} برابر یک خواهد شد. برای محاسبه ماتریس فوق (ماتریس "W" که به ابرماتریس وزندهی نشده معروف می باشد) لازم است تا به تکمیل ماتریس های مقایسه

دودویی و محاسبه میزان ضرایب اهمیت معیارها، از طریق روشی موسوم به روش بردار ویژه، پرداخت. این موارد در گام بعدی مورد توجه قرار می‌گیرد.

ب- تشکیل ماتریس‌های مقایسه دودویی و استخراج بردار اولویت آنها: نظیر آنچه که در فرآیند تصمیم‌گیری سلسله‌مراتبی (AHP) صورت می‌پذیرد رکن اصلی در تعیین ضرایب اهمیت معیارها و شاخص‌ها در فرآیند تصمیم‌گیری شبکه‌ای (ANP) مبتنی بر قضاوت‌های تصمیم‌گیران در رابطه با میزان اهمیت معیارها و شاخص‌ها در درون یک یا چند ماتریس مقایسه دودویی (و در یک بازه امتیازدهی ۰ الی ۹) می‌باشد. لذا در این بخش لازم است تا با توجه به وجود یا عدم وجود ارتباط میان معیارها و زیرمعیارها و به منظور تکمیل ابرماتریس W ، اقدام به تشکیل ماتریس‌های مقایسه دودویی میان معیارها و زیرمعیارها نموده و سپس بردار اولویت معیارها/زیرمعیارها (w) و همچنین میزان نرخ ناسازگاری قضاوتها (I.R.) محاسبه می‌گردد. لازم به ذکر است که با توجه به تعداد بی‌شمار ماتریس‌های مقایسه دودویی، در این مقاله تنها ماتریس مقایسه دودویی میان خوشه‌ها (معیارها) ارائه شده است. جدول ۳ ماتریس مقایسه دودویی میان خوشه‌ها (معیارها) را با توجه به روابط درونی آن‌ها نشان می‌دهد.

جدول ۳ ماتریس مقایسه دودویی میان معیارها با توجه به روابط درونی آن‌ها

با توجه به معیار A						با توجه به معیار B					
معیارها	A	B	C	D	بردار اولویت (w)	معیارها	A	B	C	D	بردار اولویت (w)
A	۱	۴.۶	۱.۸۹	۴.۹	۰.۵۲	A	۱	۰.۳	۳.۶	۱.۶	۰.۲۵
B		۱	۰.۵۰	۱.۲	۰.۱۲	B		۱	۵.۷	۲.۳	۰.۴۹
C			۱	۲.۳	۰.۲۶	C			۱	۰.۴	۰.۰۸
D				۱	۰.۱	D				۱	۰.۱۸
(I.R.)	۰.۰۰۲					(I.R.)	۰.۰۱۴				
با توجه به معیار C						با توجه به معیار D					
معیارها	A	B	C	D	بردار اولویت (w)	معیارها	A	B	C	D	بردار اولویت (w)
A	۱	۳.۶	۰.۳۸	۱.۰	۰.۲۱	A	۱	۱.۶	۲.۲	۰.۷	۰.۲۹
B		۱	۰.۱۷	۰.۳	۰.۰۸	B		۱	۱.۳	۰.۴	۰.۱۷
C			۱	۲.۲	۰.۵	C			۱	۰.۳	۰.۱۳
D				۱	۰.۲۱	D				۱	۰.۴۱
(I.R.)	۰.۰۰۲					(I.R.)	۰				
A: دسترسی؛ B: دوری از ناملايمات؛ C: سهولت در اجرا؛ D: سهولت در بهره برداری از فضا											
R: نرخ ناسازگاری قضاوتها											

تدوین: نگارندگان

ج- تشکیل ماتریس خوشه‌ای و ابرماتریس: پس از تکمیل ماتریس‌های مقایسه دودویی و استخراج بردار اولویت آنها، اکنون نوبت به تشکیل ماتریس خوشه‌ای و ابرماتریس می‌باشد. برای این منظور از گردهم آوردن بردار اولویت‌های ماتریس‌های مقایسه دودویی خوشه‌ها (معیارها) در کنار یکدیگر و به صورت عمودی، ماتریس خوشه‌ای؛ و از گردهم‌آوری بردار اولویت‌های زیرمعیارها در کنار یکدیگر و به صورت عمودی، ابرماتریس وزندهی نشده تشکیل می‌گردد. جدول ۴ و ۵ به ترتیب ماتریس خوشه‌ای و ابرماتریس وزندهی نشده را نشان می‌دهد.

جدول ۴ ابرماتریس وزندهی نشده

معیارها		A								B								C					D		
زیرمعیارها		A11	A12	A13	A14	A2	A3	A41	A42	B11	B12	B21	B22	B23	B31	B32	B33	B34	C1	C2	C3	C4	C5	D1	D2
A	A11	+	+	۰.۱۹	۰.۰۵	+	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۱۷	۰.۴۶	۰.۳۳	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۰۹	+	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۷	+	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۲۲	۰.۰۷
	A12	+	+	+	۰.۰۶	۰.۲۹	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۱۹	۰.۰۴	+	۰.۰۵	۰.۲۷	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۵	+	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۳	+	۰.۰۵
	A13	۰.۲۷	+	+	+	+	۰.۰۹	۰.۱۲	+	+	+	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۴	+	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	+	+	+	۰.۰۳	۰.۰۴	+	۰.۰۶
	A14	۰.۰۱	+	+	+	۰.۲۳	۰.۰۶	+	۰.۱۵	۰.۱۰	۰.۱۷	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۳۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	+	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۲	+	۰.۰۴
	A2	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۲۷	۰.۰۶	۰.۰۹	+	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۱۷	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۳۰	+	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۱۲	۰.۰۴
	A3	۰.۱۹	+	۰.۲۷	۰.۲۲	+	۰.۰۰	۰.۲۳	+	+	+	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	+	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۷	+	+	+	۰.۰۲	۰.۰۲	+	۰.۰۳
	A41	+	+	+	+	+	۰.۰۸	+	+	+	+	+	+	+	+	۰.۰۶	+	+	+	+	+	۰.۰۱	۰.۰۲	+	+
	A42	+	+	+	+	+	۰.۰۷	+	+	+	+	+	+	+	+	+	۰.۰۲	+	+	+	+	۰.۰۲	۰.۰۳	+	+
B	B11	+	+	+	۰.۰۱	+	۰.۰۱	+	+	+	+	۰.۱۳	۰.۴۶	۰.۱۲	+	+	+	۰.۱۰	+	+	+	۰.۰۲	۰.۰۰	+	+
	B12	+	۰.۰۶	+	۰.۰۱	+	۰.۰۱	+	+	+	+	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۰۶	+	+	+	۰.۰۶	+	+	+	۰.۰۱	۰.۰۰	+	+
	B21	+	+	+	۰.۰۱	+	۰.۰۱	+	+	+	+	+	+	۰.۰۶	+	+	۰.۰۶	۰.۰۷	+	+	+	۰.۰۱	۰.۰۰	+	+
	B22	+	+	+	+	+	۰.۰۱	+	+	+	+	+	+	+	+	۰.۴۹	۰.۲۵	+	+	+	+	+	+	+	
	B23	۰.۰۲	+	+	+	+	۰.۰۱	+	+	+	+	۰.۱۲	+	+	+	+	۰.۰۶	+	+	+	+	۰.۰۱	۰.۰۱	+	+
	B31	+	۰.۰۶	+	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۰۲	+	+	+	+	۰.۱۲	+	۰.۱۳	+	+	۰.۰۶	۰.۱۸	+	+	+	۰.۰۲	۰.۰۱	+	+
	B32	۰.۱۰	+	۰.۱۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	+	+	+	+	+	+	۰.۱۳	+	+	۰.۰۶	۰.۱۸	+	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۰۱	۰.۰۱	+	۰.۱۷
	B33	+	+	+	+	+	۰.۰۲	+	۰.۱۲	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	۰.۰۰	۰.۰۴	+	+
	B34	+	+	+	+	+	۰.۰۳	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
C	C1	+	+	+	۰.۰۶	+	۰.۰۴	+	+	+	+	۰.۰۱	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	+	+	+	+	۰.۱۴	۰.۱۴	+	+
	C2	+	+	+	۰.۰۳	+	۰.۰۵	+	+	+	+	۰.۰۱	+	+	+	+	+	+	+	+	+	۰.۰۴	۰.۰۳	+	+
	C3	۰.۱۰	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۱۶	۰.۰۷	۰.۱۷	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۴۲	۰.۳۷	+	۰.۲۲	۰.۱۸	۰.۱۱	۰.۰۵
	C4	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۰۶	+	۰.۰۶	+	۰.۰۷	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۱۹	۰.۱۴	۰.۳۳	+	۰.۰۹	+	۰.۰۵
	C5	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۱۶	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۱۷	۰.۱۰	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۲
D	D1	+	+	+	+	۰.۱۰	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	۰.۰۵	۰.۰۹	+	۰.۴۱
	D2	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	+	۰.۱۰	+	۰.۱۰	+	+	۰.۱۸	+	۰.۱۸	+	۰.۱۸	۰.۱۸	+	+	+	۰.۲۱	۰.۱۶	۰.۱۲	۰.۰۵	+

جدول ۵ ماتریس خوشه‌ای

	A	B	C	D
A	۰.۵۲	۰.۲۵	۰.۲۱	۰.۲۹
B	۰.۱۲	۰.۴۹	۰.۰۸	۰.۱۷
C	۰.۲۶	۰.۰۸	۰.۵۰	۰.۱۳
D	۰.۱۰	۰.۱۸	۰.۲۱	۰.۴۱

ابرماتریس فوق ماتریسی وزندهی نشده می باشد، لذا پیش از محاسبه بردار اولویت های نهایی که در غالب ابرماتریس حدی محاسبه می گردد، لازم است تا آن را به ابرماتریسی وزندهی شده مبدل نمود. برای این منظور لازم است تا داده های ماتریس خوشه ای در ابرماتریس وزندهی نشده ضرب گردد. جدول ۶ نتایج این محاسبات را نشان می دهد.

جدول ۶ ابرماتریس وزندهی شده

معیارها		A								B								C					D		
زیرمعیارها		A11	A12	A13	A14	A2	A3	A41	A42	B11	B12	B21	B22	B23	B31	B32	B33	B34	C1	C2	C3	C4	C5	D1	D2
A	A11	۰	۰	۰.۱۹	۰.۰۵	۰	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۱۷	۰.۴۶	۰.۲۳	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۰۹	۰	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۷	۰	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۲۲	۰.۰۷
	A12	۰	۰	۰	۰.۰۶	۰.۲۹	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۱۹	۰.۰۴	۰	۰.۰۵	۰.۲۷	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۵	۰	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۳	۰	۰.۰۵
	A13	۰.۲۷	۰	۰	۰	۰	۰.۰۹	۰.۱۲	۰	۰	۰	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۴	۰	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰	۰	۰	۰.۰۳	۰.۰۴	۰	۰.۰۶
	A14	۰.۰۰	۰	۰	۰	۰.۲۳	۰.۰۶	۰	۰.۱۵	۰.۱۰	۰.۱۷	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۳۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۲	۰	۰.۰۴
	A2	۰.۰۶	۰.۵۲	۰.۰۶	۰.۰۹	۰	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۱۷	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۲۰	۰	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۱۳	۰.۰۴
	A3	۰.۱۹	۰	۰.۲۷	۰.۲۲	۰	۰.۰۰	۰.۲۳	۰	۰	۰	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۷	۰	۰	۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰	۰.۰۳
B	A41	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰	۰
	A42	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۷	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۲	۰	۰	۰	۰	۰.۰۲	۰.۰۳	۰	۰
	B11	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰	۰.۱۳	۰.۰۶	۰.۱۲	۰	۰	۰	۰.۱۰	۰	۰	۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰	۰
	B12	۰	۰.۰۶	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۰۶	۰	۰	۰	۰.۰۶	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰	۰
	B21	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۶	۰	۰	۰.۰۶	۰.۰۷	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰	۰
	B22	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۹	۰.۲۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
C	B23	۰.۰۲	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰	۰.۱۲	۰	۰	۰	۰	۰.۰۶	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰	۰
	B31	۰	۰.۰۶	۰	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۰۲	۰	۰	۰	۰	۰.۱۲	۰	۰.۱۳	۰	۰	۰.۰۶	۰.۱۸	۰	۰	۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰	۰
	B32	۰.۱۰	۰	۰.۱۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۱۳	۰	۰	۰.۰۶	۰.۱۸	۰	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۰۱	۰.۰۱	۰	۰.۱۷
	B33	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۲	۰	۰.۱۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۴	۰	۰	۰
	B34	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
	C1	۰	۰	۰	۰.۰۶	۰	۰.۰۴	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰	۰	۰	۰.۱۴	۰.۱۴	۰	۰
D	C2	۰	۰	۰	۰.۰۳	۰	۰.۰۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۴	۰.۰۳	۰	۰
	C3	۰.۱۰	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۱۶	۰.۰۷	۰.۱۷	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۴۲	۰.۳۷	۰	۰.۲۲	۰.۱۸	۰.۱۱	۰.۰۵
	C4	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۰۶	۰	۰.۰۶	۰	۰.۰۷	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۱۹	۰.۱۴	۰.۳۳	۰	۰.۰۹	۰	۰.۰۵
	C5	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۱۶	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۱۷	۰.۱۰	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۲
	D1	۰	۰	۰	۰	۰.۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۵	۰.۰۹	۰	۰.۰۹
D2	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰	۰.۱۰	۰	۰.۱۰	۰	۰	۰	۰.۱۸	۰	۰.۱۸	۰	۰.۱۸	۰.۱۸	۰	۰	۰	۰.۲۱	۰.۱۶	۰.۱۲	۰.۵۰	۰

پس از حاصل آمدن ابرماتریس وزندهی شده با به توان رسانیدن چندباره ابرماتریس وزندهی شده و محاسبه جمع کرازو، ابرماتریس محدود بدست می آید. محاسبه این روابط از آن جهت حایز اهمیت می باشد که بتوان تاثیرات مستقیم و غیر مستقیم شاخص ها را بر روی یکدیگر محاسبه نمود. جدول ۷ نتایج حاصل از این محاسبات را در غالب ابرماتریس محدود نشان می دهد.

جدول ۷ ابرماتریس محدود

معیارها		A								B								C					D			
زیرمعیارها		A11	A12	A13	A14	A2	A3	A41	A42	B11	B12	B21	B22	B23	B31	B32	B33	B34	C1	C2	C3	C4	C5	D1	D2	
A	A11	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۱	
	A12	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	
	A13	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۴۴	
	A14	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	
	A2	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	
	A3	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲
	A41	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	
B	A42	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	
	B11	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	
	B12	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	
	B21	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳
	B22	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷
	B23	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵
	B31	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸
C	B32	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۲
	B33	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴
	B34	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
	C1	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹
	C2	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	
	C3	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱
	C4	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۵
D	C5	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۳
	D1	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷
	D2	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹

همانطور که در این جدول مشاهده می‌شود داده‌های واقع در سطرهاى ابرماتریس با یکدیگر برابر بوده و مجموع ستونی اعداد موجود در این ماتریس برابر با یک می‌باشد. در چنین حالتی داده‌های موجود در سطرهاى ابرماتریس، میزان ضرایب اهمیت آن شاخص را نشان می‌دهند. بنابراین با توجه به جدول فوق می‌توان بیان داشت که ۳ شاخص میزان سرانه خدماتی موجود، هزینه تملک و کاربری وضع موجود به ترتیب هر یک با میزان ضریب اهمیت ۰.۱۱۹، ۰.۱۱۱ و ۰.۰۸۵ بیشترین و سه شاخص میزان مجاورت با حریم معابر و محورهای ارتباطی، صنایع آلاینده و حریم خطوط فشار قوی به ترتیب هر یک با میزان ضریب اهمیت ۰.۰۰۲، ۰.۰۰۳ و ۰.۰۰۴ کمترین میزان اهمیت را در فرآیند گزینش مکان برای سکونت دهی افراد بی‌خانمان در حوزه تصمیم‌گیری به خود اختصاص می‌دهند. در ضمن معیارهای دسترسی، سهولت در اجراء، سهولت در بهره‌برداری از فضا و دوری از ناملایمات هریک با میزان ضرایب اهمیت ۰.۳۸۱، ۰.۲۹۶، ۰.۱۸۶ و ۰.۱۳۶ از بیشترین تا کمترین میزان ضرایب اهمیت برخوردار می‌باشند. جدول ۸ شرح کامل - تری از میزان ضرایب اهمیت معیارها و شاخص‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

جدول ۸ ضریب اهمیت معیارها و شاخص‌ها

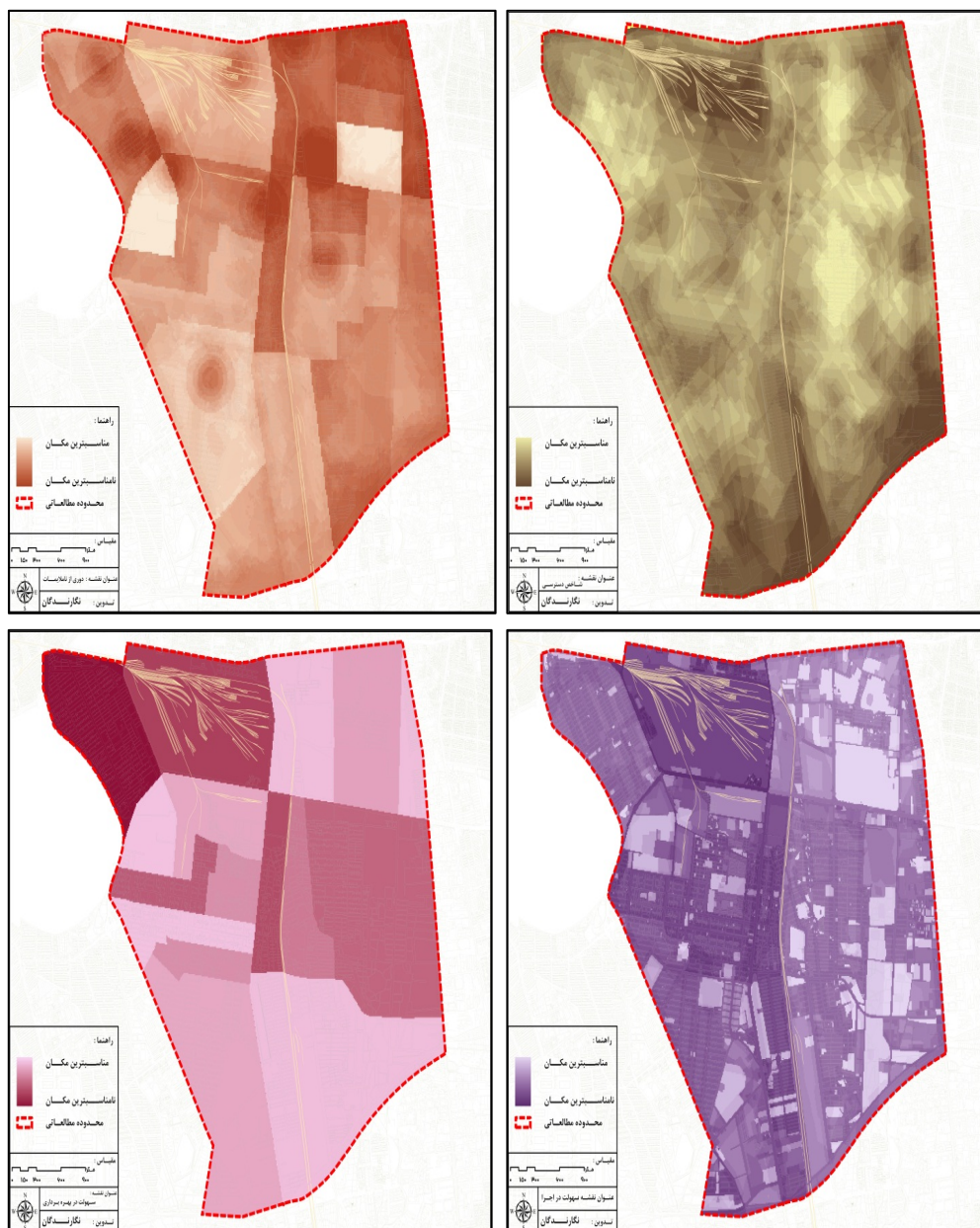
معیار	شاخص	ضریب اهمیت معیارها	ضریب اهمیت شاخصها	ضریب اهمیت نهایی
A: دسترسی	A11: مراکز درمانی	۰.۳۸۱	۰.۲۱۳	۰.۰۸۱
	A12: مراکز آموزشی		۰.۱۴۶	۰.۰۵۶
	A13: مراکز امداد		۰.۱۱۶	۰.۰۴۴
	A14: مراکز انتظامی		۰.۱۳۰	۰.۰۵۰
	A2: محل سکونت قبلی		۰.۲۰۹	۰.۰۸۰
	A3: شریانهای اصلی		۰.۱۴۳	۰.۰۵۴
	A41: شبکه گاز		۰.۰۲۵	۰.۰۱۰
	A42: شبکه برق		۰.۰۱۸	۰.۰۰۷
B: دوری از ناملايمات	B11: آلاینده های هوا	۰.۱۳۶	۰.۱۲۱	۰.۰۱۷
	B12: آلاینده های صوتی		۰.۰۷۲	۰.۰۱۰
	B21: صنایع عمده و آلاینده		۰.۰۱۹	۰.۰۰۳
	B22: پمپ بنزین و مراکز توزیع سوخت		۰.۱۹۷	۰.۰۲۷
	B23: مراکز جمع آوری و دفن زباله		۰.۰۳۳	۰.۰۰۵
	B31: نواحی ناامن اجتماعی		۰.۱۳۴	۰.۰۱۸
	B32: بافتهای فرسوده		۰.۳۸۰	۰.۰۵۲
	B33: حریم شبکه برق و گاز		۰.۰۳۲	۰.۰۰۴
	B34: حریم معابر و خطوط راه آهن		۰.۰۱۲	۰.۰۰۲
C: سهولت در اجراء	C1: مالکیت اراضی	۰.۲۹۶	۰.۰۹۷	۰.۰۲۹
	C2: دانه بندی		۰.۰۳۲	۰.۰۱۰
	C3: هزینه تملک		۰.۳۷۳	۰.۱۱۱
	C4: کاربری وضع موجود		۰.۲۸۵	۰.۰۸۵
	C5: مدت زمان بهره برداری		۰.۲۱۳	۰.۰۶۳
D: سهولت در بهره‌برداری	D1: تناسب میان جمعیت بی خانمان و میزبان	۰.۱۸۶	۰.۳۶۱	۰.۰۶۷
	D2: میزان سرانه خدماتی موجود		۰.۶۳۹	۰.۱۱۹

تدوین: نگارندگان

همپوشانی لایه‌ها و گزینش مکانهای مناسب

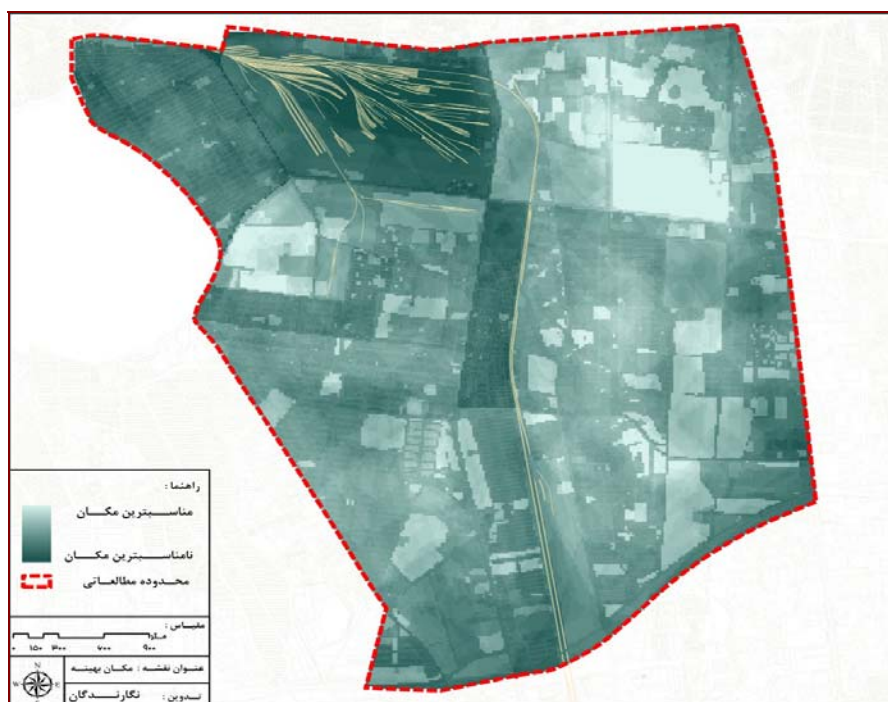
پس از بدست آوردن ضرایب اهمیت معیارها و زیرمعیارها، اکنون نوبت به گردآوری داده‌ها، رقومی نمودن و تشکیل پایگاه‌ها و در نهایت تولید لایه‌ها در تناسب با شاخص‌ها می‌باشد. برای این منظور با توجه به استانداردهای موجود و نظرات کارشناسان لایه‌های اطلاعاتی تولید گردید و با تولید لایه‌های اطلاعاتی و اعمال ضرایب اهمیت معیارها و همپوشانی لایه‌ها، نقشه‌ها و لایه‌های ترکیبی و همچنین نقشه‌های اولویت مکان برپایه هر معیار بدست آمده و

با همپوشانی نقشه‌های ترکیبی اولویت‌های مکانی برای استقرار سایتهای اسکان موقت شناسایی گردید. شکل ۵ نقشه‌های ترکیبی حاصل از همپوشانی لایه‌ها و همچنین اعمال ضرایب اهمیت شاخص‌ها را نشان می‌دهد:



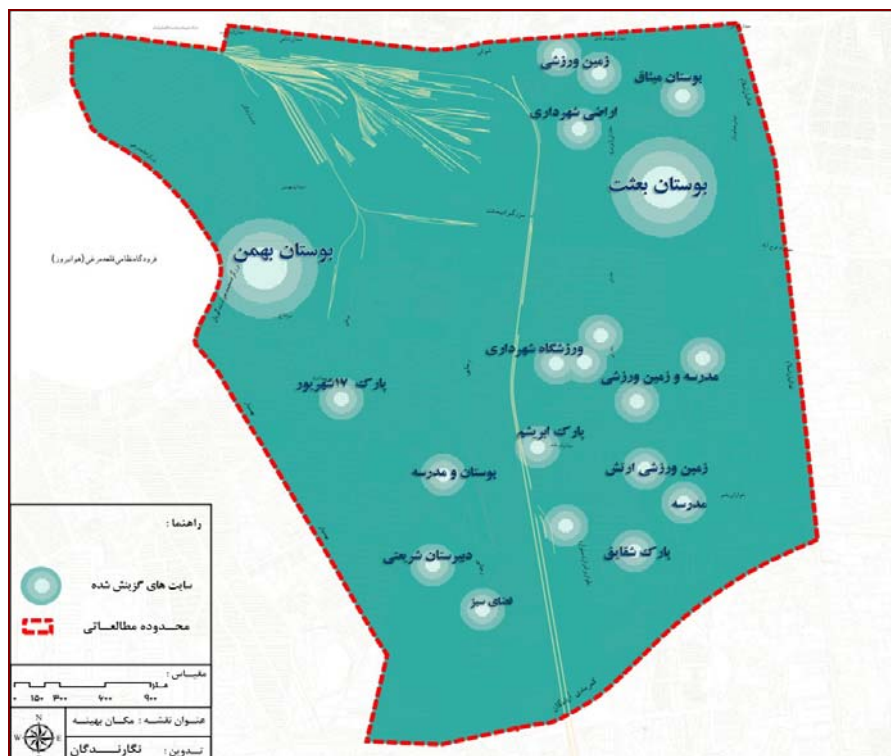
شکل ۵ به ترتیب از راست به چپ و از بالا به پایین برهم‌نهی لایه‌های معیار دسترسی، دوری از ناملازمات، سهولت در اجرا و سهولت در بهره برداری از فضا

لازم به ذکر است که در شکل فوق مکانهای روشتر نمایانگر مکانهای مناسب برای استقرار سایتهای اسکان موقت بوده و با تیره‌تر شدن مناطق از اولویت مکانها برای استقرار سایتهای اسکان موقت کاسته می‌شود. اکنون پس از بدست آوردن نقشه‌های ترکیبی نوبت به برهم نهی نقشه‌های ترکیبی و ایجاد نقشه اولویت بندی مکانها می‌باشد. برای این منظور ۴ نقشه بدست آمده در مرحله پیشین رویهم اندازی شدند و بدین ترتیب نقشه نهایی حاصل گردید. شکل ۶ اولویت بندی مکانها را برای استقرار سایتهای اسکان موقت نشان می‌دهد.



شکل ۶ اولویت بندی مکانها برای استقرار سایتهای اسکان موقت

اکنون پس از بدست آوردن نقشه‌های ترکیبی نوبت به برهم نهی نقشه‌های ترکیبی و ایجاد نقشه اولویت بندی مکانها می‌باشد. برای این منظور ۴ نقشه بدست آمده در مرحله پیشین رویهم اندازی شدند و بدین ترتیب نقشه نهایی حاصل گردید. شکل ۶ اولویت بندی مکانها را برای استقرار سایتهای اسکان موقت نشان می‌دهد. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، این نقشه طیفی از مکانهای نامناسب تا مکانهای مناسب را نشان می‌دهد. برای آنکه بتوان مکانهای مناسب را شناسایی نمود لازم است تا آن را دسته‌بندی مجدد نمود. این موضوع در شکل ۷ صورت پذیرفته است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود دو بوستان بعثت و بهمن و چندین بوستان و مدارس دیگر، مکان مناسب برای استقرار سایتهای اسکان موقت شناسایی و معرفی گردیده است.



شکل ۷ مکانهای منتخب برای استقرار سایت‌های اسکان موقت

نتیجه گیری

هدف از تدوین این مقاله، ارائه و تدوین چارچوبی علمی و دقیق در نظام برنامه‌ریزی و مکان‌یابی تأمین سرپناه افراد بی‌خانمان بوده است، که ضمن استفاده از مبانی نظری و تجربیات اسکان موقت، به تدوین شاخص‌ها در این عرصه پرداخته و در نهایت با بکارگیری روشی مناسب در حوزه تصمیم‌گیری چند معیاره به مکانیابی سایت‌های اسکان موقت در منطقه ۱۶ تهران بپردازد. برای دستیابی به این هدف در ابتدا با توجه به قابلیت‌های فرآیند تحلیل شبکه‌ای (ANP) در توجه به روابط میان معیارها و شاخص‌ها، این تکنیک روشی مناسب برای تعیین ضرایب اهمیت معیارها شناسایی و معرفی گردید. در مرحله بعد به منظور سنجش مکان مناسب برای استقرار سایت‌های اسکان موقت، ۲۴ شاخص تأثیرگذار در قالب ۴ مولفه "دسترسی"، "دوری از نامالایمات"، "سهولت در اجرا" و "سهولت در بهره‌برداری از فضا" معرفی و مورد توجه قرار گرفت، و میزان ضرایب اهمیت هر یک از این شاخص‌ها با بکارگیری فرآیند تحلیل شبکه‌ای مورد سنجش قرار گرفت. سپس با تولید لایه‌های اطلاعاتی و از طریق همپوشانی لایه‌ها، مکان‌های مناسب شناسایی و معرفی گردید. نتایج مطالعه حاضر، حاکی از آن است که در فرآیند گزینش سایت‌های اسکان موقت شاخص‌هایی نظیر میزان سرانه خدماتی موجود، هزینه تملک، کاربری وضع موجود، دسترسی به خدمات، میزان فاصله از محل سکونت قبلی و

... شاخصهای تعیین کننده به حساب می آیند. علاوه بر این در این مقاله امکان پذیری تلفیق تکنیک های تصمیم گیری چند معیاره (MCDM) نظیر فرآیند تحلیل شبکه ای (ANP) با سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) مورد سنجش قرار گرفت و نتایج آن نشان داد که تلفیق این دو بویژه با توجه سطح پیوسته ای از اطلاعات و مکانها (تعدادی شماری از مکانها)، روشی مناسب برای مکان گزینی به حساب می آید. در ضمن با توجه به اینکه در بسیاری از مسایل شهری پارامترها دارای بازخورد و تأثیرات چندسویه می باشند فرآیند تحلیل شبکه ای روشی است مطمئن که علاوه بر حفظ ویژگی های فرآیند تحلیل سلسله مراتبی (AHP) (نظیر سادگی، انعطاف پذیری، تبدیل شاخص های کیفی به کمی و ...) روابط یک و یا چند سویه و دارای بازخورد میان شاخص ها را نیز مورد توجه قرار می دهد.

References

- Asgharpoor Mohammad, 2008, Multi-criteria decision making, Tehran: Tehran University.
- Behzadfar Mustafa, 2004-5, The first step in planning: The Reconstruction, Deployment strategies and systems for temporary housing, Journal of haft shahr, No. 18, 19.
- Burby J. Raymond, Deyle E. Robert, Godschalk R. David and Olshansky B. Robert 2000, Creating hazard resilient communities through land-use planning, Natural Hazards Review, Vol. 1, No. 2.
- Earthquake and environmental studies center of Great Tehran, 2001, The seismic micro-zoning of great Tehran, Tehran: Earthquake and environmental studies center great Tehran.
- Ghazinori seyed sepehr, tabatabaeian seyed habibolah, 2002, Sensitivity analysis of multi-criteria decision making problems than to technique, Used in case study, Iranian Journal of Knowledge Management, No.56.
- Ghodsipoor seyed hasan, 2002, Discussions in multi criteria decision Analytical Hierarchy Process, Tehran: Amirkabir University of Technology.
- Khan Sheeba , Nishat Faisal Mohd 2008, An analytic network process model for municipal solid waste disposal options, Waste Management, NO 28.
- Latina, Corrado, 1990, Long-term use of prefabricated temporary housing in earthquake in Italy, Tehran: Building and housing research center, No. 116.
- Niemira, Michael, Saaty L. Thomas 2004, An analytic network process model for financial-crisis forecasting, International Journal of Forecasting, No20.
- Nigg, Barnshaw and Torres 2006, Hurricane Katrina and the Flooding of NewOrleans: Emergent Issues in Sheltering and Temporary, The Annals of the American Academy Housing, 604, 113-128.
- Perez, J.A.M., Vega, J.M.M., Verdegay, J.L., 2004. Fuzzy location problems on networks. Fuzzy Sets and Systems 142, 393-405.
- Phillips Brenda 2009, Recovery Disaster, Published by Taylor & Francis Group.
- Piran parviz, 2005, The consequences and reactions posed by Social crises and threats, Iranian Journal of Social Welfare, No. 16.
- Saaty L. Thomas 1999, Fundamental of the Analytic Network Process, ISAHP, Kobe Japan.
- Saaty L. Thomas 2004, The Analytic network process dependence and feedback in decision making part 2 theory and validation examples, Available at: www.knu.edu.tw/.../The%20AHP%20and%20ANP%20Part%202%202004.doc, Access Date: 2010/9/17.

- Saaty L. Thomas, Vargas Luis 2006, Decision Making with the Analytic Network Process Economic, Political, Social and Technological Applications with Benefits, Opportunities, Costs and Risks, USA, University of Pittsburg Springer.
- Tuzkaya Gulfem and et al 2008, An analytic network process approach for locating undesirable facilities: An example from Istanbul, Turkey, Journal of Environmental Management, NO 88.
- UN-Habitat 2006, A new start: The paradox of crisis, Journal of Habitat Debate, Vol.12.No.4, Available at: <http://www.unhabitat.org/pmss/getElectronicVersion.asp?nr=2301&alt=1> Access Date: 2010/5/10.
- Yuksel, Ihsan , Dagdeviren, Metin 2007, Using the analytic network process ANP in a SWOT analysis – A case study for a textile firm, Information Sciences, NO 177.