



فصلنامه

جغرافیا و مخاطرات

محیطی

(علمی-پژوهشی)

سال اول، شماره ۲، تابستان ۱۳۹۱

شاپا: ۱۶۸۲-۲۳۲۲

- آسیب پذیری خطوط ریلی شمال دشت لوت در مقابل سیلاب: منیژه قهرودی تالی
- روند تغییرپذیری فرین‌های دما با استفاده از شاخص‌های تغییر اقلیم در ایران: بهلول علیجانی، احمد روشنی، فاطمه پرک، روح الله حیدری
- بازسازی سیلاب‌های قدیمی رودخانه سه هزار با استفاده از دندروژئومورفولوژی: سید رضا حسین‌زاده، مهناز جهادی طرقي
- واکاوی همدید بارش تگرگ فراگیر در شمال غرب ایران: فرامرز خوش اخلاق، حسین محمدی، علی‌اکبر شمسی‌پور، اصغر افتادگان خوزانی
- شناسایی مهم‌ترین عوامل موثر بر فرسایش شیاری در واحدهای تپه‌ماهوری جنوب غرب شهرستان مشهد: سیده مطهره حسینی، ابوالفضل مساعدی، کمال‌الدین ناصری، علی گلکاریان
- تحلیل اقلیم سینوپتیک شرایط شکل‌گیری بلوم جلبکی در خزر جنوبی: عبدالعظیم قانقرمه، غلامرضا روشن
- بررسی خطر ریزش در آزاد راه رودبار-رستم آباد با استفاده از فرایند تحلیل شبکه: محمدمهدی حسین‌زاده، سعید رحیمی هرآبادی، حسن اروجی، مهدی صمدی
- بررسی شاخص جدید وضعیت دینامیکی جو در بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر: حمید نوری



دانشکده ادبیات و علوم انسانی
فصلنامه جغرافیا و مخاطرات محیطی

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد

مدیر مسؤول: دکتر حمید شایان

سرمدیر: دکتر سیدرضا حسین زاده

هیأت تحریریه (به ترتیب حروف الفبا):

ویکتور بیکر - استاد دانشگاه آریزونا - توسان آمریکا (دکترای ژئومورفولوژی رودخانه ای)
جعفر جوان - استاد دانشگاه فردوسی مشهد (دکترای جغرافیا - روستایی)
زهرایبگم حجازی زاده - استاد دانشگاه خوارزمی تهران (دکترای جغرافیا - اقلیم شناسی)
سید رضا حسین زاده - دانشیار دانشگاه فردوسی مشهد (دکترای جغرافیا - ژئومورفولوژی)
بهرز ساری صراف - استاد دانشگاه تبریز (دکترای جغرافیا - اقلیم شناسی)
حمید شایان - دانشیار دانشگاه فردوسی مشهد (دکترای جغرافیا - روستایی)
شعبان شتایی جویباری - دانشیار دانشگاه گرگان (دکترای علوم جنگل - سنجش از دور)
مینزه قهرودی تالی - دانشیار دانشگاه شهید بهشتی تهران (دکترای جغرافیا - ژئومورفولوژی)
ابوالفضل مسعودیان - استاد دانشگاه اصفهان (دکترای جغرافیا - اقلیم شناسی)
حسین نگارش - دانشیار دانشگاه سیستان و بلوچستان (دکترای جغرافیا - ژئومورفولوژی)
احمد نوحه گر - دانشیار دانشگاه هرمزگان (دکترای جغرافیا - ژئومورفولوژی)
سعدالله ولایتی - استاد دانشگاه فردوسی مشهد (دکترای زمین شناسی)
مجتبی یمانی - دانشیار دانشگاه تهران (دکترای جغرافیا - ژئومورفولوژی)

مقالات نمودار آرای نویسندگان است و به ترتیب وصول و تصویب درج می شود.

مدیر داخلی: دکتر سلیمان صادقی کارشناس اجرایی: مرضیه احمدی ویراستاری انگلیسی: دکتر آذر زرین

ویراستاری ادبی: جواد میزبان حروف نگاری و صفحه آرایی: ویدا خنتان

شمارگان: ۲۵۰ نسخه بها: داخل کشور: ۲۰۰۰۰ ریال (تک شماره) خارج کشور: ۲۵ دلار آمریکا (سالانه - آمریکا)، ۲۰ دلار آمریکا (سایر کشورها - سالانه)

نشانی: مشهد، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده ادبیات و علوم انسانی دکتر علی شریعتی، کد پستی ۹۱۷۷۹۴۸۸۳، نمابر: ۸۷۹۴۱۴۴ (۰۵۱۱)

<http://jm.um.ac.ir>

E-mail: Geo.eh@um.ac.ir

نشانی اینترنتی:

شماره پروانه: ۳/۲۷۱۱۶ - این مجله در نشست کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور مورخ ۱۳۹۰/۱۲/۱۰، رتبه علمی - پژوهشی دریافت کرده است.

این مجله در پایگاه های زیر نمایه می شود:

- پایگاه استنادی علوم جهان اسلام (ISC)
- پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID)
- پایگاه بانک اطلاعات نشریات کشور (Magiran)

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

فصلنامه جغرافیا و
مخاطرات محیطی
(علمی —
پژوهشی)

سال اول، شماره ۲، تابستان ۱۳۹۱

شاپا: ۱۶۸۲-۲۳۲۲

راهنمای تدوین و نحوه ارسال مقاله برای چاپ در فصلنامه علمی - پژوهشی

جغرافیا و مخاطرات محیطی

- ۱- مجله جغرافیا و مخاطرات محیطی به دلیل تخصصی بودن فقط در موضوعات مرتبط با مخاطرات محیطی (طبیعی و انسانی) پذیرای مقالات است.
- ۲- مقاله باید حاصل کار پژوهشی نویسنده (یا نویسندگان) بوده، قبلاً در نشریه دیگری اعم از داخلی و خارجی و یا مجموعه مقالات همایش‌ها به چاپ نرسیده و به طور همزمان نیز برای مجله دیگری ارسال نشده باشد.
- تبصره ۱: مقالات پژوهشی به زبان انگلیسی پذیرفته می‌شود.
- تبصره ۲: مقالات ترجمه شده از زبان‌های غیر فارسی پذیرفته نمی‌شود.
- تبصره ۳: مقاله‌های ارایه شده در همایش‌ها و مجامع علمی مشروط به اینکه با تغییرات قابل توجه و افزودن مطالب جدید همراه باشد، قابل بررسی خواهد بود.
- ۳- مقاله‌های مروری که پیشرفت‌های جدید در موضوعات مجله را در بر می‌گیرد، از نویسندگان مجرب و دارای مقالات پژوهشی در زمینه مورد نظر پذیرفته می‌شود.
- ۴- ساختار مقاله باید مشتمل بر عنوان، اسامی نویسنده (یا نویسندگان) چکیده فارسی، کلیدواژه‌ها، مقدمه، منطقه مورد مطالعه، مواد و روش‌ها، بحث و نتایج، نتیجه‌گیری، تشکر و قدردانی، فهرست منابع و ضمايم و چکیده مبسوط انگلیسی باشد.
- ۵- چکیده مبسوط انگلیسی حداقل ۲ و حداکثر ۳ صفحه و اجزای آن شامل موارد زیر باشد:
Introduction, Study area, Material and methods, Results and discussion, Conclusion, Key words
- ۶- حجم مقاله شامل تمام اجزای آن با رعایت استانداردهای حروفچینی مجله باید حداکثر ۲۰ صفحه باشد.
- ۷- حروفچینی مقاله باید در برنامه Word 2007 و بالاتر بر روی کاغذ A4 با فواصل ۴ سانتی‌متر از بالا، ۴ سانتی‌متر از پایین، ۳ سانتی‌متر از چپ و ۳ سانتی‌متر از راست صورت گیرد. Header: 3 و Footer: 3 عنوان مقاله با قلم ۱۲ پررنگ B.Titr، اسم، فامیل - مرتبه علمی با قلم ۱۱ پررنگ B Lotus 10، نویسنده مسؤول، شماره تلفن و ایمیل نویسنده به صورت پاورقی و با قلم B Lotus 10 باشد. چکیده ۱۲ پررنگ B Lotus 12، متن چکیده و متن آن با فواصل ۱،۵ سانتی‌متر از سمت چپ و ۱،۵ سانتی‌متر از سمت راست از متن اصلی باشد). تیتراهای اصلی متن ۱۲ پررنگ B Lotus با فاصله ۱۲ pt از پاراگراف قبل و ۶ pt از پاراگراف بعد. کل متن با B Lotus 13
- ۸- شماره و عنوان جداول در بالا و با قلم ۱۲ پررنگ B Lotus نوشته شود.
- ۹- تمام نقشه‌ها، نمودارها، شکل‌ها و عکس‌ها به طور یکنواخت با عنوان شکل شماره گذاری و شماره و عنوان اشکال در زیر آن با قلم ۱۲ پررنگ B Lotus، درج گردد.
- ۱۰- شیوه ارجاع در مقاله باید به سبک APA یا شیکاگو بوده و منابع مورد استناد در داخل متن با ذکر نام خانوادگی نویسنده، سال انتشار و شماره صفحه در داخل پرانتز و با قلم B Lotus 12 آورده شود. مثلاً (محمودی، ۱۳۶۸: ۵۸)، برای منابع خارجی در داخل متن با حروف فارسی مانند (بیکر، ۱۹۸۹: ۱۸) و در پانویست نام شخص به زبان اصلی مانند (Baker) آورده شود. در صورتی که اثر مورد نظر بیش از دو نویسنده داشته باشد به شرح: (ولایتی و همکاران، ۱۳۸۲: ۱۴۶) و چنانچه نویسنده دو نفر باشند نام هر دو نویسنده ذکر شود، مانند (حسین زاده و جهادی طرقي، ۱۳۹۱: ۸۳).
- ۱۱- شیوه نگارش مشخصات منابع و مراجع در انتهای مقاله بر اساس حروف الفبا بایستی به صورت نمونه‌های زیر باشد:
- کتاب: جداری عیوضی، جمشید؛ ۱۳۷۲. ژئومورفولوژی ایران. چاپ. تهران: مؤسسه انتشارات دانشگاه پیام نور.
- Bull, W.B., 1991. Geomorphic Responses to Climate Change. Oxford University Press, Oxford

- **مجله:** جوان، جعفر و همکاران؛ ۱۳۸۹. نقش سرمایه اجتماعی در توسعه روستایی. مجله جغرافیا و توسعه ناحیه ای شماره ۱۴، صص ۲۹-۴۹. دانشگاه فردوسی مشهد.
- Knox, J.C., 2000. Sensitivity of Modern and Holocene floods to Climate Change. *Quaternary Science Reviews*. 19, 439-457
- **مقاله چاپ شده در مجموعه مقالات یا کتاب‌های با نویسندگان متعدد:** حجازی زاده، زهرا؛ ۱۳۷۶. نقش پرفشار جنب حاره در تغییر فصل ایران. چاپ در مجموعه مقالات کنگره جغرافیدانان ایران. تبریز، صص ۱۸۵-۱۷۴.
- Baker, V.R., Kochl, R.C., 1988. Flood Sedimentation in Bedrock Fluvial Systems. In: Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C (Eds), *Flood Geomorphology*. John Wiley and Sons, U.S.A., pp.123-137.
- تبصره ۱:** در صورتی که صاحب اثر شخصیت حقوقی، یعنی سازمان یا نهاد دولتی و یا سایت مربوطه باشد، به جای نام خانوادگی و نام نویسنده، عنوان سازمان و یا نهاد مربوطه ذکر می‌شود.
- تبصره ۲:** در صورت استفاده از پایان‌نامه و رساله‌های تحصیلات تکمیلی، ذکر نام اساتید راهنما و مشاور عنوان رشته و نام دانشگاه الزامی است.
- تبصره ۳:** در صورتی که مطالب از سایت الکترونیکی سازمان‌ها و سایت‌های مشخص گرفته شود، نام و آدرس سایت درج گردد.
- تبصره ۴:** تمام منابع فارسی باید به زبان انگلیسی نیز ترجمه و در پایان خلاصه مبسوط آورده شود.
- ۱۲- مقاله در دو قالب، یک فایل Word و یک فایل Pdf و فقط از طریق سایت مجله به آدرس: <http://jm.um.ac.ir> ارسال شود. مکاتبات بعدی می‌تواند از طریق پست الکترونیک مجله به آدرس Geo.eh@um.ac.ir انجام گیرد.
- ۱۳- مسئولیت صحت مطالب مقاله از نظر حقوقی بر عهده نویسنده یا نویسندگان خواهد بود.
- ۱۴- مجله حق رد یا قبول و نیز ویراستاری مقالات را برای خود محفوظ داشته و مقالات دریافتی برگشت داده نخواهد شد.
- ۱۵- مقاله‌های ارسال شده به نویسنده جهت انجام اصلاحات در صورت عدم دریافت پاسخ، به منزله انصراف از چاپ تلقی می‌گردد.
- ۱۶- برای آشنایی بیشتر با فرمت مقالات توصیه می‌گردد نویسندگان محترم، فایل نمونه را از سایت مجله دانلود نموده و فایل خود را در قالب آن تنظیم و سپس ارسال کنند.

فترم اشتراك (يك ساله / چهار شماره) فصلنامه جغرافيا و مخاطرات محیطی

این جانب شغل
 با ارسال فیش بانکی
 به مبلغ ریال به حساب جاری شماره ۵۸۳۴۷
 بانک تجارت شعبه دانشگاه مشهد کد ۴۲۵۰ به نام فصلنامه
 جغرافیا و مخاطرات محیطی، متقاضی اشتراك فصلنامه از شماره
 هستم.
 چنانچه صاحبان مقالات منتشر شده متقاضی دریافت مجله و
 تیراژه آن از طریق پست پیشتاز باشند، باید هزینه آن را به
 شماره حساب مذکور واریز و اصل فیش پرداختی را به نشانی
 دفتر مجله ارسال نمایند.

نشانی:

کد پستی:

داوران این شماره به ترتیب حروف الفبا

۱. دکتر ابوالقاسم امیراحمدی (دانشیار دانشگاه حکیم سبزواری)
۲. دکتر علیرضا بنی واهب (استادیار دانشگاه آزاد اسلامی)
۳. دکتر مریم بیاتی خطیبی (دانشیار دانشگاه تبریز)
۴. دکتر مهناز جهادی طرقي (استادیار دانشگاه پیام نور فریمان)
۵. دکتر مجید حبیبی نوخندان (دانشیار پژوهشکده هواشناسی و اقلیم‌شناسی)
۶. دکتر سید رضا حسین زاده (دانشیار دانشگاه فردوسی مشهد)
۷. دکتر محمدمهدی حسین‌زاده (استادیار دانشگاه شهید بهشتی تهران)
۸. دکتر محمود خسروی (دانشیار دانشگاه سیستان و بلوچستان)
۹. دکتر رضا دوستان (استادیار دانشگاه فردوسی مشهد)
۱۰. دکتر آذر زرین (استادیار دانشگاه فردوسی مشهد)
۱۱. دکتر شهرام روستایی (دانشیار دانشگاه تبریز)
۱۲. دکتر غلامرضا روشن (استادیار دانشگاه گلستان)
۱۳. دکتر عادل سپهر (استادیار دانشگاه فردوسی مشهد)
۱۴. دکتر علی اکبر شمس‌پور (استادیار دانشگاه تهران)
۱۵. دکتر قاسم عزیزی (دانشیار دانشگاه تهران)
۱۶. دکتر منیژه قهرودی تالی (دانشیار دانشگاه شهید بهشتی تهران)
۱۷. دکتر پیمان محمودی (استادیار دانشگاه سیستان و بلوچستان)
۱۸. دکتر سعیدالله ولایتی (استاد دانشگاه فردوسی مشهد)
۱۹. دکتر مجتبی یمانی (دانشیار دانشگاه تهران)

فهرست مندرجات

صفحه	عنوان
۱	آسیب پذیری خطوط ریلی شمال دشت لوت در مقابل سیلاب: منیژه قهرودی تالی
۱۷	روند تغییرپذیری فرین‌های دما با استفاده از شاخص‌های تغییر اقلیم در ایران: بهلول علیجانی، احمد روشنی، فاطمه پرک، روح الله حیدری
۲۹	بازسازی سیلاب‌های قدیمی رودخانه سه هزار با استفاده از دندروژئومورفولوژی: سید رضا حسین‌زاده، مهناز جهادی طرقي
۵۵	واکاوی همدید بارش تگرگ فراگیر در شمال غرب ایران: فرامرز خوش اخلاق، حسین محمدی، علی اکبر شمس‌پور، اصغر افتادگان خوزانی
۷۱	شناسایی مهم‌ترین عوامل مؤثر بر فرسایش شیاری (نمونه موردی: واحدهای تپه ماهوری جنوب غرب شهرستان مشهد): سیده مطهره حسینی، ابوالفضل مساعدی، کمال‌الدین ناصری، علی گلکاریان
۸۵	تحلیل اقلیم سینوپتیک شرایط شکل‌گیری بوم جلبکی در خزر جنوبی: عبدالعظیم قاتقرمه، غلامرضا روشن
۱۰۱	بررسی خطر ریزش در آزاد راه رودبار - رستم آباد با استفاده از فرایند تحلیل شبکه: محمد مهدی حسین زاده، سعید رحیمی هرآبادی، حسن اروجی، مهدی صمدی
۱۱۷	بررسی شاخص جدید وضعیت دینامیکی جو در بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر: حمید نوری

آسیب پذیری خطوط ریلی شمال دشت لوت در مقابل سیلاب

منیژه قهرودی تالی^۱ - دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۳/۱۸ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۶/۲۱

چکیده

خطوط راه آهن ایران، بویژه در قلمرو مناطق خشک، از پدیده سیلاب به طور سالانه خسارت می بینند. بیشترین خسارات سیل در پل های ایجاد شده بر روی آبراهه هاست. دشت لوت ناحیه کم شیب بسیار وسیعی است که از شوره زارهای بزرگ و کوچک پوشیده شده و شبکه راه آهن شرق از شمال آن می گذرد. تعداد مسیل ها در این منطقه زیاد است؛ بطوری که ۹۳۰ پل جهت عبور رواناب از زیر خطوط راه آهن ساخته شده است، که به دلیل پست بودن منطقه و فراوانی مواد منفصل، آبراهه ها تغییر بستر می دهند. از این رو بیشتر پل ها در معرض سیلاب و آبگرفتگی هستند. این پژوهش با هدف بررسی آسیب پذیری خطوط ریلی شمال دشت لوت در مقابل سیلاب انجام شده است. منابع داده مورد استفاده در پژوهش شامل داده به هنگام سایت های بین المللی و نقشه های ۱:۲۵۰۰۰، و داده های ارتفاعی ASTER با ابعاد پیکسل ۳۰ متری باشد. در این پژوهش بر اساس مدل مخزن سطحی و دانه سنجی از ۱۷ نمونه رسوب سیلابی، نقاط تجمع رواناب در مسیر خطوط راه آهن توسط برنامه IFAS محاسبه گردیده است. نتایج نشان داد ۴۷،۲۱ کیلومتر از خطوط راه آهن بین ایستگاه های طبس تا نمکزار، رباط پشت بادام تا خنج و همچنین قسمتی از رمل تا جندق که دارای ۱۰۷ پل می باشد، در معرض سیلاب و آبگرفتگی قرار دارد. ۴۹،۷۵ کیلومتر از این خطوط شامل فاصله بین ایستگاه های شیرگشت تا بعد از ده شور و تل حمید تا رباط پشت بادام که دارای ۱۱۱ پل است، در معرض خطر احتمالی سیلاب قرار دارد. خروجی این تحلیل با رواناب به دست آمده از مدل I.C.A.R، مشاهدات میدانی و همچنین شاخص t-Trask ارزیابی شد. تحلیل نتایج به دست آمده گویای این است که خطوط راه آهن شرق در این منطقه از دشت های سیلابی عبور نموده و دارای مسیل های متعدد و متغیر هستند که این مسیل ها هنگام بارندگی توان زهکشی کافی را برای هدایت سیلاب ندارند.

کلید واژه ها: سیلاب، راه آهن، دشت لوت، IFAS.

مقدمه

امروزه گزارش‌های متعددی از خسارات سیلاب بر خطوط ریلی و راه آهن در دست است. یکی از اولین گزارش‌ها خسارات سیل راه آهن مربوط به سیلاب رودخانه مدوی^۱ در ناحیه کنت انگلیس در ۲۰ ژانویه سال ۱۸۴۶ است. در اثر این سیلاب حرکت ریلی متوقف شده و لوکوموتیوران جان خود را از دست داد (رید^۲، ۲۰۰۴: ۲۱۲). از آخرین گزارش‌های مربوط به خسارات سیل در خطوط راه آهن نیز می‌توان به سیلاب اخیر بانکوک در تایلند اشاره کرد. در اثر بارندگی‌های موسمی مهرماه سال ۱۳۹۰ در شمال و مرکز تایلند، بسیاری از قطعات خطوط راه آهن در این منطقه به زیر آب رفته و همچنین حرکت قطارها از جنوب به سمت مرکز کشور (بانکوک) متوقف شده و یا بصورت نا منظم انجام شده است. متأسفانه در کشور ما نیز سیلاب‌ها گاهی اوقات باعث تخریب بخشی از خطوط راه آهن و توقف حرکت آن شده است. از جمله آخرین موارد آن می‌توان به سیلاب تیرماه سال ۱۳۸۹ اشاره کرد که سه قطعه از مسیر ریلی تهران - مشهد در محدوده ۲۰ کیلومتری ایستگاه‌های بسطام تا گیلان در شهرستان شاهرود بر اثر سیل تخریب گردیده است. خطوط راه آهن ایران بویژه در قلمرو مناطق خشک از پدیده سیلاب به طور سالانه خسارت می‌بیند. همچنین به دلیل عدم وجود جریان پایه، سیلاب‌های نواحی خشک و نیمه خشک معمولاً کوتاه مدت بوده و تحت تاثیر شدت بارش می‌باشند. خشکی بستر رودخانه، هموار بودن زمین و عدم وجود پوشش گیاهی سبب می‌شود که آبراهه‌ها به طور فصلی و سالانه تغییر بستر دهند. این تغییرات بستر، تخریب پل‌های راه آهن، ریزش خاکریزها، گرفتگی پل توسط رسوبات و بالا آمدگی آب و در نتیجه سبب تخریب خطوط ریلی می‌شود که هر سال بخشی از سازه‌های خطوط ریلی را دچار خسارت می‌نماید؛ لذا پیش بینی وقوع سیل در می‌تواند تا اندازه زیادی خسارت وارده را کاهش دهد. انگلستان از جمله کشورهایی است که شبکه راه آهن آن به دلیل عبور از مسیرهایی با توپوگرافی پایین، رودخانه‌هایی متعددی را قطع می‌کنند، از این رو به صورت مداوم در معرض خطر سیلاب از نوع آبگرفتگی، فرسایش و آبشستگی قطعات خط و پلها و آبروهای قرار دارند. اولین استاندارد "مدیریت ریسک فرسایش و سیلاب در خطوط ریلی" توسط گروه استاندارد خطوط آهن انگلستان با کد (۵۱۴۳GC/RT) و کد (۵۱۵۱GC/RT) در سال ۱۹۹۵ و ۱۹۹۶ منتشر گردید. ویرایش دوم این استاندارد با تجدید نظر و اضافاتی و با همان کد در آوریل سال ۲۰۰۴ منتشر شده است و در استاندارد ۲۰۰۵ استفاده از سیستم‌های هشدار سیلاب در نظر گرفته شده است. وجود مشکلاتی از قبیل افزایش یا کاهش سریع دبی رودخانه، حمل مقدار زیاد رسوب، تغییر سطوح مقطع رودخانه، عدم وجود مقاطع کنترل و ناگهانی بودن بارش‌ها، امکان اندازه‌گیری جریان‌های مازاد توسط ایستگاه‌های آبسنجی در

1 Medway

2 Reed

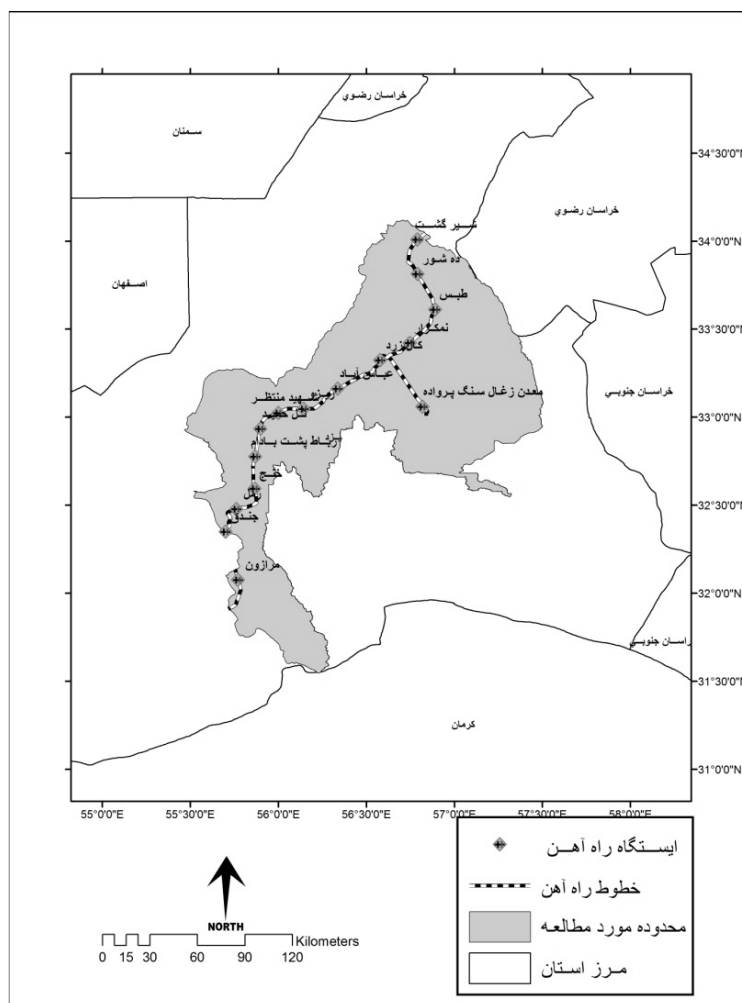
نواحی خشک را فراهم نمی سازد و از طرفی توسعه سیستم های یکپارچه تحلیل سیل به منظور کاهش مخاطره سیلاب و به حداقل رساندن صدمات انسانی در کشورهای مختلف، بویژه در مناطقی که رودخانه ها اصلاح بستر می شوند، ضرورت دارد. همچنین مشکلات کشورهای در حال توسعه در خصوص این سیستم ها شامل، راه اندازی ایستگاه های نظارت و نگهداری تجهیزات مربوط به سیستم های پیش بینی و هشدار است، زیرا این سیستم ها نیاز به جمع آوری داده باران در قسمت علیای رود و دسترسی به داده های به هنگام دارد. استفاده از مشاهدات ماهواره ای¹ EOS، محاسبه رواناب و پیش بینی سیلاب بدون مشاهدات زمینی، امکان ایجاد سیستم پیش بینی و هشدار سیل را فراهم می سازد. اگر چه در استفاده از این داده مشکلاتی مانند عدم کفایت ایستگاه اندازه گیری، میزان باران بویژه در اقلیم خشک ایران و رژیم نامنظم بارندگی، در ایران وجود دارد، لیکن استفاده از داده توپوگرافی، زمین شناسی، خاک، کاربریزمین و مدل های مناسب پیش بینی و هشدار سیل، توجه به ایجاد چنین سیستم هایی را امیدوار کننده می نماید (رید، ۲۰۰۴). در این پژوهش به منظور بررسی آسیب پذیری خطوط ریلی شمال دشت لوت در مقابل سیلاب، از سیستم های یکپارچه تحلیل سیل (IFAS²) تهیه شده توسط مرکز بین المللی مخاطرات آبی و مدیریت ریسک با همکاری یونسکو (ICHARM) و (PWRI) و داده های رقومی ماهواره ای و برداشت شده در ایران استفاده شده است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، بخش شمالی حوضه آبریز دشت لوت در استان یزد است. طول خطوط راه آهن موجود در این منطقه ۳۵۶،۳۷ کیلومتر است و در حوضه ای با مساحت ۲۰۲۵۱،۹۸ کیلومتر مربع قرار دارد (شکل ۱). از نظر توپوگرافی دشت لوت، ناحیه نسبتاً کم ارتفاع و وسیعی در ایران است که شمال و شمال غرب آن را کوه های کم ارتفاع، پراکنده و اراضی تپه ماهوری قرار دارد. جنوب، جنوب غرب و مغرب آن را کوه هایی با قله مرتفع در بر گرفته است. میانگین ارتفاع این دشت ۵۰۰ متر است و شبکه راه آهن از ناحیه کم شیب و زمین های شور شمال آن عبور می کند (شکل ۲) و روند تغییر ارتفاع از اطراف حوضه به سمت خطوط راه آهن است. این محدوده شبکه دائمی ندارد و شبکه آبراهه ها فصلی و اتفاقی رواناب بخش شمالی و غربی را به سمت خطوط راه آهن هدایت می کند و همچنین شبکه زهکشی اتفاقی در این منطقه به وسیله ۹۳۰ پل از خطوط راه آهن می گذرد. به طور کلی تعداد مسیل ها در این محدوده زیاد است و سالانه تغییر بستر می دهند و بنابراین کنترل رواناب در این منطقه مشکل است (جاماب، ۱۳۷۸).

1 Earth Observation Satellites

2 Integrated Flood Analysis System



شکل ۱ موقعیت محدوده مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از برنامه IFAS استفاده شده است و این برنامه داده های خود را از سایت های جهانی برداشت می‌کند، منابعی که مورد استفاده قرار گرفت، شامل موارد زیر است:

- ۱- بارندگی ساعتی از سایت ¹GSMaP با پیکسل های ۰,۱ درجه (یوشیو^۲ و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۵۱-۱۳۷)
- ۲- داده ارتفاعی از سایت ³GTOPO30 با بزرگنمایا کیلومتر (سازمان زمین شناسی آمریکا ۱۹۹۳). برای افزایش تفکیک مکانی اطلاعات فوق با داده توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، و داده ارتفاعی ASTER با پیکسل ۳۰ متری جایگزین شده است.

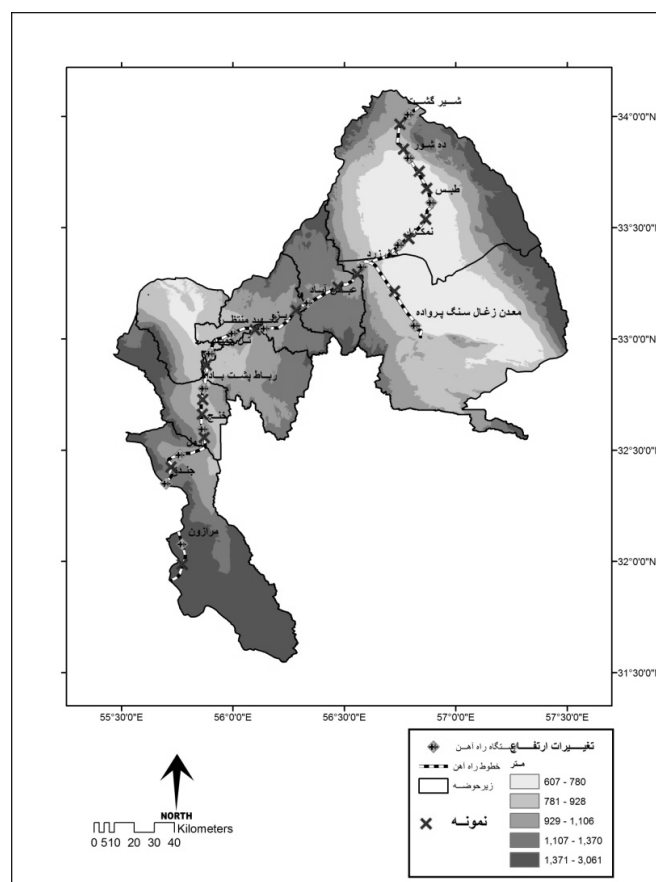
1 Global Satellite Mapping of Precipitation

2 Ushio

3 Global 30 Arc Second Elevation Data Set

۳- اطلاعات کاربری مورد نیاز از سایت (land-use GLCC(USGS، که با بزرگنمایی ۱ کیلومتر در سال ۲۰۰۰ تهیه شده است (لاند، ۱۹۹۹: ۱۰۳۲-۱۰۲۱).

۴- اطلاعات مربوط به هیدرولوژی و شبکه زهکشی از بخش هیدرولوژی، موجود در سایت ناسا^۱ با پیکسل ۳۰ ثانیه.



شکل ۲ تغییرات ارتفاع و نمونه ها در محدوده مورد مطالعه

این پژوهش در دو مرحله انجام شده است: در مرحله اول از مدل مخزن سطحی^۲، از سری مدل های توزیعی هیدرولوژیکی^۳، در برنامه IFAS استفاده شده است (آبوت ورفسگارد^۴، ۱۹۹۶). مدل مخزن سطحی شامل نسبت بارش به سطح زمین، متوسط سرعت و جریان نفوذی است (شکل ۳). در این شکل خروجی های سمت راست، نشان دهنده سطح، سرعت متوسط و جریان نفوذ زمین است. در این مدل نسبت

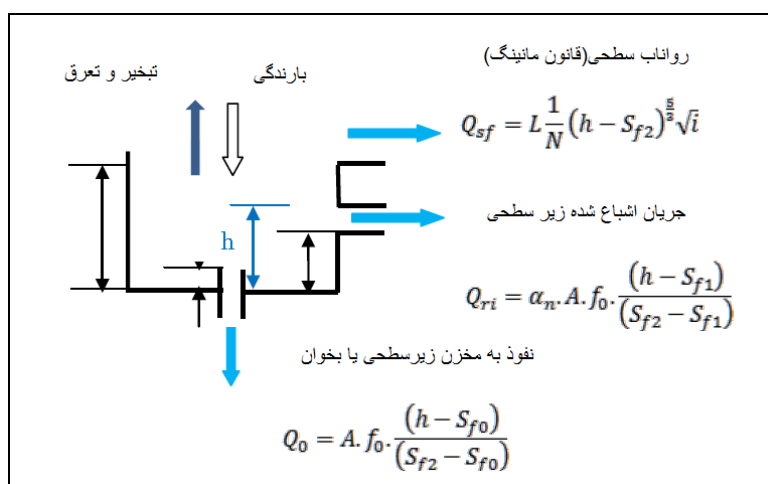
1 Hydro (NASA) Spatial resolution

2 Surface TankModel

3 Distributed hydrological modeling

4 Abbott and Refsgaard

سطح زمین به سطح اشباع شده از جریان به عنوان یک کسر ($3/5$) از ظرفیت ذخیره سازی را بر اساس قانون مانینگ^۱ برآورد شده است. در اسفند ماه ۱۳۹۰ خطوط ریلی مورد نظر با همکاری مرکز تحقیقات راه آهن، به مدت ۳ روز مورد بازدید و نمونه برداری قرار گرفت. برای محاسبه ضریب زیری مانینگ^۲ درمسیل ها و آبراهه ها، نمونه برداری در ۱۷ نقطه در مسیر قطار از مواد بستر آبراهه ها که در تقاطع با ریل بودند دانه سنجی شد. براساس قطر ذرات ۵۰ درصد (D_{50}) کانال ها به ۸ طبقه تقسیم شدند و ضریب زبری بر اساس روش آلدريج^۳ و گارت^۴ برای آنها محاسبه شد (آلدريج و گارت، ۱۹۷۳؛ بارنز^۵، ۱۹۶۷) (جدول ۱). جریان زیر سطحی سریع اشباع نشده نیز به عنوان بخشی از ظرفیت ذخیره سازی و میزان نفوذ نیز به عنوان یک بخشی از همان ظرفیت بر اساس قانون دارسی برآورد گردید (سوگاوارا^۶ و همکاران، ۱۹۸۳؛ ۲۴۷-۱۶۳؛ فلدمن^۷، ۲۰۰۰؛ لایمرینوس^۸، ۱۹۷۰).



شکل ۳ شماتیک مدل جریان سطحی (کتاب راهنمای ساختار سیستم IFAS، ۲۰۱۱: ۱۳)

اجزای مدل مزبور شامل R بارندگی، E_{ps} تبخیر، Q_0 نفوذ به مخزن پایین تر، Q_{sf} جریان سطحی، Q_{ri} جریان زیر سطحی اشباع نشده، h ارتفاع آب مخزن، Sf_1 و Sf_2 ارتفاع آب مخزن زیر سطحی اشباع نشده، Sf_0 ارتفاع نفوذ آب و $A = L * L$ طول شبکه مش برای برآورد مساحت می باشد.

1 Manning's law

2 Manning's Roughness Coefficients

3 Aldridge

4 Garrett

5 Barnes

6 Sugawara

7 Feldman

8 Limerinos

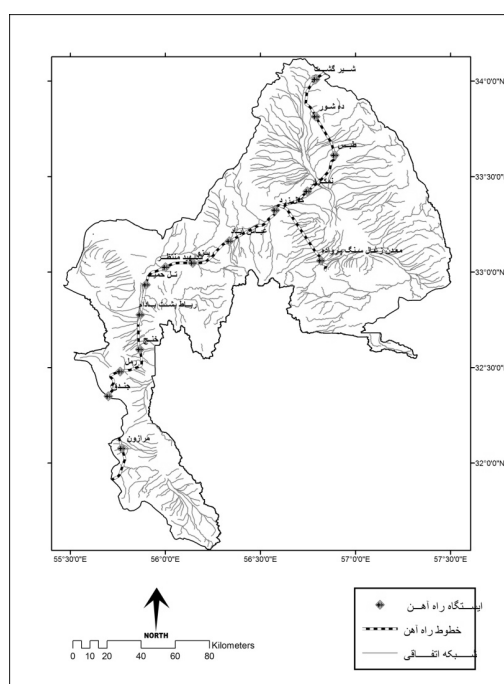
جدول ۱ ضریب زبری مانینگ (آرسمنت و اسشنیدر^۱، ۱۹۸۶: ۲۷-۳۹)

اندازه مواد به میلی متر در D50	ضریب زبری مانینگ	نمونه
۰,۲	۰,۰۱۲	
۰,۳	۰,۱۷	
۰,۴	۰,۲۰	
۰,۵	۰,۲۲	
۰,۶	۰,۲۳	
۰,۸	۰,۲۵	
۱-۲	۰,۰۲۵-۰,۰۳۲	
۲-۶۴	۰,۰۲۶-۰,۰۳۵	

در مرحله دوم برای ارزیابی نتایج مرحله اول از روش انجمن تحقیقات کشاورزی هندوستان^۱ (I.C.A.R) استفاده شده است. که معادله آن به شرح زیر است.

$$R = \frac{P^{1.44} * A^{0.63} * \Delta H^{0.66}}{15.19 * Ff^{2.05} * La^{2.05} * T^{1.34}} \quad \text{رابطه (۱)}$$

P و R به ترتیب بارش و رواناب سالانه بر حسب سانتی متر، A مساحت حوضه آبریز بر حسب کیلومتر مربع، ΔH حداکثر اختلاف ارتفاع حوضه بر حسب متر، Ff فاکتور شکل حوضه آبریز، T درجه حرارت متوسط سالانه بر حسب سلسیوس و La طول آبراهه اصلی بر حسب کیلومتر است (تولسون و شومیکر^۲، ۲۰۰۰). در این پژوهش مدل I.C.A.R به این منظور استفاده شده است که رواناب در این مدل تابع شرایط فیزیوگرافی و بارش است. با تعیین چارچوب مختصاتی شمال لوت بر اساس طول و عرض جغرافیایی داده ارتفاعی از سایت GTOPO30 استخراج و با داده توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و داده ارتفاعی ASTER با پیکسل ۳۰ متر گردید و در نتیجه عناصر زهکشی مانند خط القعر ها، شبکه مسیل ها و زیر حوضه ها با استفاده از داده های فوق تهیه شد (شکل ۴). سپس داده مربوط به کاربری از سایت GLCC (USGS) برداشت گردید (شکل ۵). بیشتر مساحت حوضه لوت از مناطق پست بیابانی تشکیل شده است و بخش اندکی به سایر کاربری ها اختصاص دارد. لایه های بارندگی از سایت QMORPH, CMORPH (NOAA) cover-area که در محدوده ۶۰ درجه عرض شمالی و جنوبی استخراج گردید. سپس مدل جریان سطحی اجرا شد. خروجی آنالیز برای هر نقطه از خطوط ریلی با مشاهدات میدانی در اردیبهشت ۱۳۹۱ ارزیابی گردید.



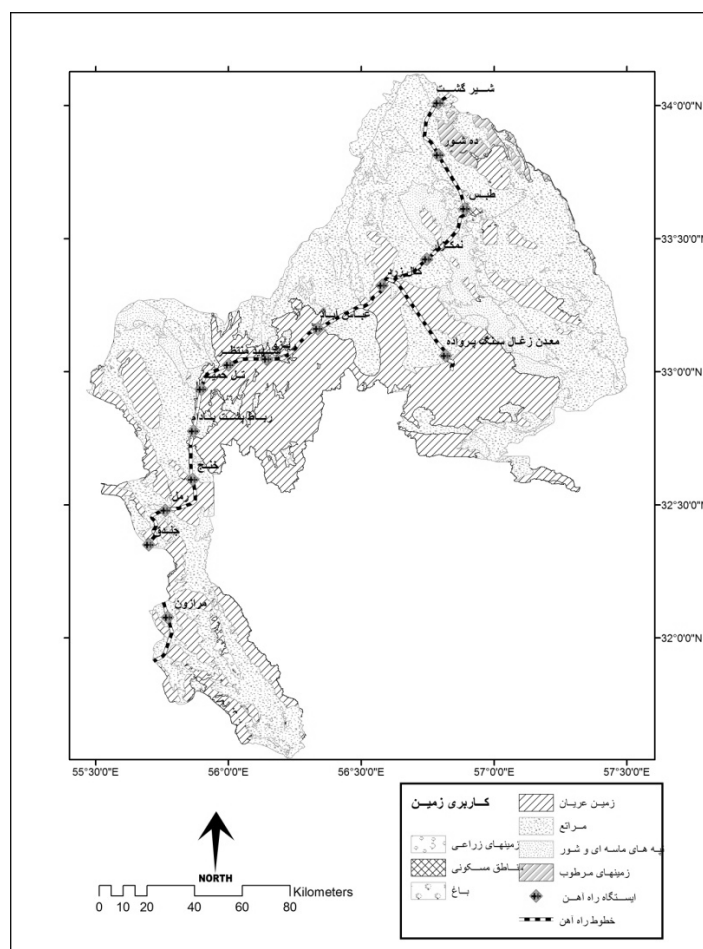
شکل ۴ شبکه زهکشی مستخرج از برنامه IFAS

1 Indian Council of Agriculture Research (I.C.A.R)

2 Tolson and Shoemaker

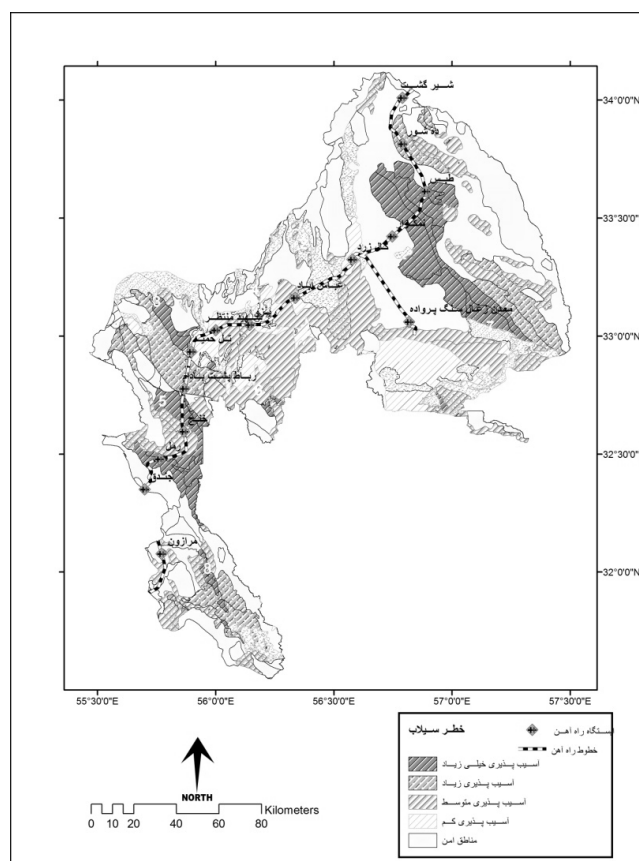
بحث و نتایج

خروجی برنامه IFAS نشان داد که از کل خطوط راه آهن مورد مطالعه که ۳۵۶,۳۷ کیلومتر است، مقدار ۴۷,۲۱ کیلومتر آن بین ایستگاه های طبس تا نمکزار، رباط پشت بادام تا خنج و همچنین قسمتی از رمل تا جندق که دارای ۱۰۷ پل است، در معرض سیلاب و آبگرفتگی هستند. ۴۹,۷۵ کیلومتر از این خطوط شامل فاصله بین ایستگاه های شیرگشت تا بعد از ده شور و تل حمید تا رباط پشت بادام که دارای ۱۱۱ پل می باشد، در معرض خطر احتمالی سیلاب قرار دارند (شکل ۶). مقایسه خروجی اخیر با رواناب به دست آمده از مدل I.C.A.R نشان داد منطقه پرخطر دارای حداکثر ارتفاع رواناب می باشد که جمع ارتفاع رواناب سالانه بیشتر از ۱۰۰ سانتی متر است (شکل ۷). حجم رواناب سالیانه در این مناطق از آن جهت زیاد است که رژیم باران آنها یکنواخت نیست و باران سالیانه خود را به صورت فصلی یا اتفاقی دریافت می کنند.



شکل ۵ داده های کاربری مستخرج از GLCC(USGS)

مشاهدات میدانی در مناطق پرخطر بین ایستگاه طبس تا نمکزار سیل بردگی های متعدد را نشان دادند. شکل ۸ بعد از ایستگاه طبس را نشان می دهد که دارای بستری از لایه های رسوبی، بویژه مارن و کنگلومرا است. این منطقه دارای توپوگرافی تپه ماهوری است و دارای مواد سست و منفصل فراوان است که آثار سیل بردگی در آن قابل مشاهده است.



شکل ۶ نقاط بحرانی تجمع رواناب استخراج از برنامه IFAS

نتیجه گرانولومتری این آبراهه نشان داد میانه قطر دانه ها (D50) حدود ۲ میلی متر است که بیانگر قدرت سیلاب در این منطقه است. شکل ۹ و شکل ۱۰ ادامه خطوط راه آهن را تا ایستگاه نمکزار و آثار سیلاب در ماه فروردین سال ۱۳۹۱ را نشان می دهد. همچنین بین ایستگاه های رباط پشت بادام تا خنج و رمل تا جندق شواهد متعددی از سیل بردگی ملاحظه شد که شکل ۱۱ بیانگر نمونه ای از آن است. نتیجه گرانولومتری این آبراهه نشان داد D50 در این بستر حدود ۱,۳ میلی متر است که حاکی از شدت سیلاب است. در سیلاب هنگام رسوبگذاری، مواد جامد از سیال براساس جور شدگی جدا می شوند و در نتیجه دارای مرزهای مشخص و لایه دار می باشند. نتایج آزمایش گرانولومتری نمونه ها در مقیاس فنی ϕ به صورت منحنی تجمعی^۱ ترسیم گردید. بین مقیاس میلی متری D و لگاریتمی ϕ رابطه ۲ برقرار است. ذرات درشت (بافنی

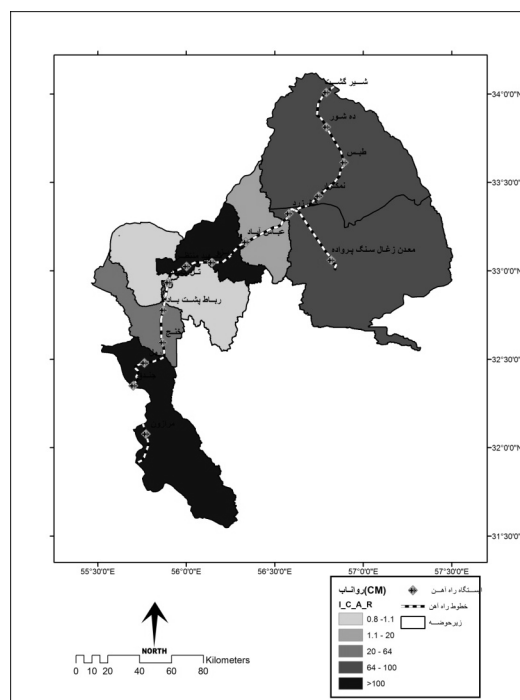
1 Cumulative curve

کمتر) در سمت چپ نمودار و ذرات ریز با فی بیشتر در سمت راست محور X قرار می گیرند. در این حالت منحنی، بسته به منشاء رسوبی تفسیر می گردد. منحنی های به دست آمده در نمونه ها به شکل را لگاریتمی^۱ می باشد. شکل ۱۲ دو نمونه مربوط به طبس و بین ایستگاه های رمل و جندق را نشان می دهد. در این شکل منحنی ها در بخش رسوبات ریز به درشت دارای شیب تند می باشد؛ بدین معنا که انرژی به صورت پیوسته بالا بوده و رسوبات جورشدگی دارند (لوویس^۲ و مک کونچی^۳، ۱۳۸۲: ۱۱۲-۱۱۰).

$$-log_2 D = (-3.219 log_{10} D) = 0 \quad \text{رابطه ۲}$$

برای تشخیص رسوبات سیلابی از سایر رسوبات از شاخص t-Trask استفاده شد این شاخص که براساس رابطه^۳ محاسبه می شود، برای رسوبات ناشی از سیلاب ها بین ۱,۸ تا ۲,۷ در تغییر است (کوستا و فلیشر، ۱۹۸۴). بازه شاخص فوق برای ۱۷ نمونه برداشت شده بین ۲-۲,۴۵ می باشد (قهرودی، ۱۳۹۱)، که بیانگر این است رسوبات تجمع یافته در زیر پل ها توسط سیلاب منتقل شده است.

$$S_o = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}} \quad \text{رابطه ۳}$$



شکل ۷ توزیع رواناب

1 Logarithmic

2 Lewis

3 McConchie



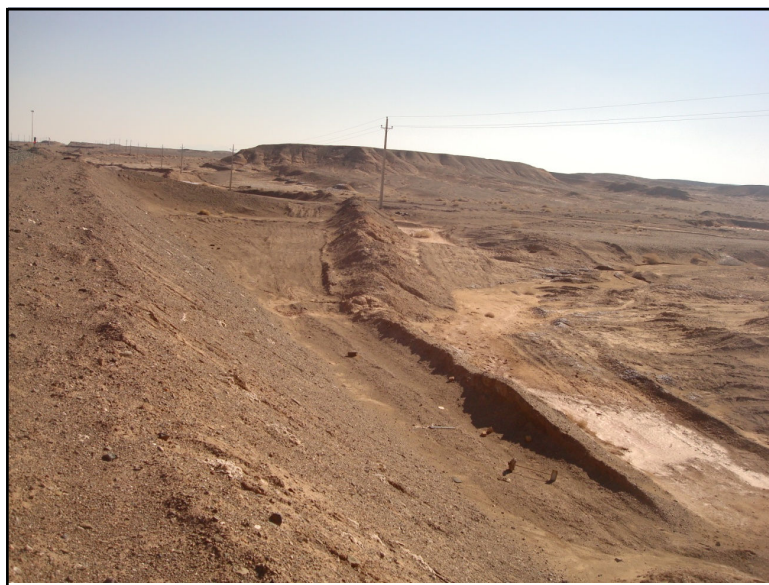
شکل ۸ آبشستگی بستر در پل کیلومتر ۲۰۰+۶۶۷ در مسیر شادمهر به تربت حیدریه



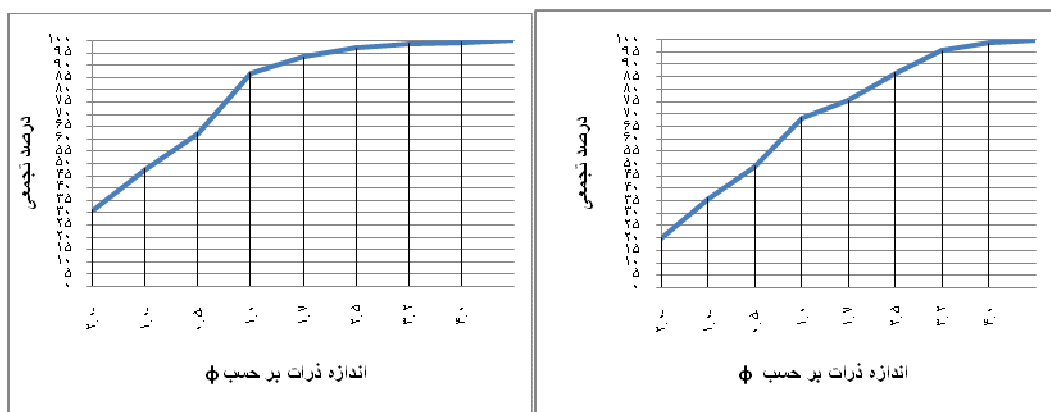
شکل ۹ آبشستگی بستر در پل کیلومتر ۲۰۰+۶۶۷ در مسیر شادمهر به تربت حیدریه



شکل ۱۰ تجمع آب در زیر پل کیلومتر ۱۰۰+۳۲۱ از نمکزار به طبس



شکل ۱۱ فرسایش شدید در کنار ریل راه آهن کیلومتر بعد از ایستگاه رمل کیلومتر ۱۴۵



شکل ۱۲ نمودار (درصد تجمعی اندازه ذرات بر حسب ϕ)، سمت راست در پل بعد از ایستگاه طبس و سمت چپ بین ایستگاههای رمل و جندق

نتیجه گیری

منطقه مورد مطالعه در مسیر راه آهن شرق کشور قرار دارد که در حمل و نقل ریلی کشور اهمیت بسزایی دارد. این ناحیه که جزو مهم ترین بخش های شبکه راه آهن ایران است، در هنگام بارندگی به دلایل متعددی خسارت می بیند. این خسارت شامل رسوبگذاری سیلاب در مسیر خط راه آهن، خطر تخریب پی در مسیر ریل، ایجاد اختلال در رفت آمد قطار، احتمال خطرات جانی ایجاد شده در مسیر و گاهی بسته شدن مسیر ریلی می باشد. در بعضی مناطق مواردی نظیر تغییر بستر، ساخت ابنیه و ایجاد باغات سبب می شود رواناب

سطحی از مسیر زهکشی طبیعی منحرف می‌گردد و در مسیر دیگری جاری می‌شوند. برای شناخت پدیده سیل خیزی و خسارت آفرینی مسیل‌های این حوزه و تعیین شبکه ریلی آسیب پذیر از برنامه IFAS که داده‌های خود را از ماهواره‌های مختلف برداشت می‌کند، استفاده گردیده است. سپس با استفاده از نقشه‌های پایه و مشاهدات میدانی بخشی از اطلاعات برنامه جایگزین شده است و نقاط آسیب پذیر در منطقه بررسی شده است. تحلیل نتایج به دست آمده گویای این است که بخش شمال دشت لوت که خطوط راه آهن شرق از آن می‌گذرد، به دلیل واقع بودن در منطقه خشک، با پدیده عدم توزیع یکنواخت باران مواجه است، بطوری‌که گاهی باران یکسال خود را در ۲ ساعت دریافت می‌کند و این سبب گستردگی سیلاب‌هایی می‌شود که عدم وجود پوشش گیاهی و وجود مواد منفصل بر سرعت و حجم آن می‌افزاید. مشاهدات میدانی نشان داد که خطوط راه آهن در این منطقه از دشت‌های سیلابی عبور نموده که دارای مسیل‌های متعدد می‌باشد. این مسیل‌ها مسیر ثابتی ندارند و در اثنای هر بارندگی تغییر بستر می‌دهند. این تغییر بستر سبب شده است که هنگام بارندگی توان زهکشی آبراهه‌ها کاهش یابد و هجوم آب به پل‌ها بصورت اریب انجام شود و در نتیجه پایه‌های پل‌ها در معرض تخریب سیلاب قرار گیرد، شکل ۸ و ۹ گویای تازگی بستر مسیل است. نتایج آزمایش گرانولومتری نمونه‌ها در مقیاس فی ۰.۰۷۵ حاکی از قدرت سیلاب و بالا بودن انرژی آب می‌باشد و همچنین شاخص Trask- نیز سیلابی بودن رسوبات را نشان داد. شکل ۱۰ عبور ریل از محدوده پلایا مانند را نشان می‌دهد که دارای املاح ریز دانه فراوان است و دچار فرسایش سطحی و شیارهای شدید است. حجم رسوباتی که سیلاب به حرکت در می‌آورد زیاد است؛ لذا تجمع رسوبات در زیر پل‌ها سبب می‌شود که پل‌ها دچار آبگرفتگی شده و خطوط ریل صدمه ببینند. شکل ۱۰ تجمع سیلاب را در زیر پل نشان می‌دهد که به دلیل حجم زیاد مواد رسوبی و گرفتگی پل، امکان زهکشی وجود ندارد.

References

- Abbott, M.B. Refsgaard J.C., 1996. "Distributed hydrological modeling". Springer, 321p.
- Aldridge, B.N., and Garrett, J.M., 1973. Roughness coefficients for stream channels in Arizona: U.S. Geological Survey Open-File Report, 87 p.
- Arcement, George and Schneider, Verne., 1989. Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2339.
- Barnes, H.H., Jr., 1967. Roughness characteristics of natural channels: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1849, 213 p.
- British Railway Group Standard (GC/RT5143). Issue One (November 1995) "Scour and Flooding- Managing the Risk".
- British Railway Group Standard (GC/RT5143). Issue Two (April 2004) "Flooding, Scour, Wave and Tidal Action – Managing the Risk".
- British Railway Group Standard (GC/RT5151). Issue One (January 1996) "Safe Asset Management - Embankments and Cuttings".

- British Rail Safety & Standards Board, Safe Management of Railway Structures (July 2005) "Flooding & Scour Risk".
- Costa, J. & P.J. Fleisher., 1984. Physical geomorphology of debris flows. Development and applications of geomorphology, Springer-Verlog, 268-311.
- Feldman, A. D., 2000. Hydrologic Modeling System HEC-HMS, Technical Reference Manual. U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, HEC, Davis, CA, USA.
- Fukami, K., Sugiura, T., Magome, J., Kawakami, T., 2009. 'Integrated Flood Analysis System' (IFAS version 1.2) User's manual Automatic Analysis/Flood Forecasting System Operation Manual.
- Ghahroudi, T.M., 2012. "Study and Survey of Flood Risk and Eliminate the risk of being flooded in the East of Iran (between Bafgh – Kashmar)" Report 3. Islamic Republic of Iran Railways.
- ICHARM., 2009. IFAS System Instruction Guidebook.
- Iran Water & Power Recourses Development CO., 1999. Studies if Lut and DarehAngir Basins".
- Limerinos, J.T., 1970. Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1898-B, 47 p.
- Loveland, T.R., Zhu, Z., Ohlen, D.O., Brown, J.F., Reed, B.C., and Yang, L., 1999. An Analysis of the IGBP Global Land-Cover Characterization Process. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 65, no. 9, p. 1021-1032.
- Louis, D. D., MacKouchi, D., 2003. "Applied of Sedimentology". Translator: Harami, S.R., mahbubi, A. Iran University Press.
- NASA: Advancing Multi-scale Landslide Hazard Prediction by Integrating High Resolution Remote Sensing Data and Subsurface In-situ Monitoring, OU/PI with PI CSM Ning LU and GSFC Dalia Kirschbaum, USGS Jonathan Godt and Richard Wooten, 05/01/2012~04/30/2016
- Reed, W.D., 2004. "A review of British railway bridge flood failures". British Hydrological Society.
- Sugawara, M., Watanabe, I., Ozaki, E., and Katsuyama, Y., 1983. Inter-comparison of Conceptual Models of Snowmelt Runoff. Report for the Norkoping conference of the WMO project, pp.163 – 247.
- Tolson, B.A. Shoemaker, C.A., 2000. "Cannonsville Reservoir Watershed SWAT model development, calibration and validation". *Journal of Hydrology*. Volume 337, Issues 1-2, 15 April 2007, Pages 68-86.
- U.S. Geological Survey., 1993. Digital elevation models. data user guide 5. Reston, Virginia, 50 p.
- Ushio, T., Kubota, T., Shige, S., Okamoto, K., Aonashi, K., Inoue, T., Takahashi, N., Iguchi, T., Kachi, M., Oki, R., Morimoto, T., Kawasaki, Z., 2009. A Kalman filter approach to the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) from combined passive microwave and infrared radiometric data. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87A, 137-151.

روند تغییرپذیری فرین‌های دما با استفاده از شاخص‌های تغییر اقلیم در ایران

بهلول علیجانی - استاد اقلیم شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
احمد روشنی^۱ - دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
فاطمه پرک - دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
روح الله حیدری - کارشناس ارشد آمار، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۵/۱۷ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۷/۲۶

چکیده

در این پژوهش، تغییرپذیری فرین‌های دما در دهه‌های اخیر در ایران بررسی شده است. برای انتخاب ایستگاه‌ها به پراکندگی مکانی مناسب و طولانی مدت بودن سری داده‌ها و میزان داده‌های گمشده توجه شده است. سپس، ۶۰ سری روزانه دما در دوره زمانی ۱۹۶۱-۲۰۰۶ برای تحلیل انتخاب شده و ۱۸ شاخص از مجموعه شاخص‌های تغییر اقلیم مورد تایید گروه بین‌المللی (WMO-CCL/CLIVAR)، استفاده شده است. برای تشخیص تغییرپذیری روندها، آزمون من‌کنдал و مدل رگرسیون خطی و برای تعیین خود همبستگی خطاهای رگرسیون نیز آزمون دوربین واتسون به‌کارگیری شده است. نتایج مطالعه نشان دهنده افزایش دمای هوا در ایستگاه‌هاست. شاخص‌های میانگین حداقل دما، میانگین حداکثر دما، شب‌های گرم، شب‌های گرمسیری و تداوم دوره‌های گرم روند افزایشی را در کل کشور نشان می‌دهند و شاخص‌های محدوده دمای روزانه (DTR) و تداوم دوره‌های سرد در بیشتر نقاط کشور دارای روند منفی هستند. به طور کلی، طول فصل رویش و روزهای گرم، در بیشتر مناطق کشور در حال افزایش و شب‌های سرد با کاهش همراه است. روندهای حاکی از سردشدگی تنها در منطقه زاگرس جنوبی و به ویژه ایستگاه شهرکرد دیده می‌شود. در نهایت می‌توان نتیجه گرفت که دما در بیشتر مناطق کشور در حال افزایش است و مقدار این افزایش در مناطق مرکزی که دارای آب و هوای خشک و نیمه خشک هستند، از شدت بیشتری برخوردار است.

کلیدواژه‌ها: تغییرپذیری اقلیم، فرین‌های اقلیمی، دما و ایران.

مقدمه

دمای جهان در طی قرن گذشته در حدود ۰/۷۴ درجه سلسیوس افزایش پیدا کرده است (IPCC^۱، ۲۰۰۷، ۳۰). در مطالعات اخیر، به افزایش احتمالی امواج گرمایی، بارش‌های سنگین، زمستان‌های سخت و رخداد طوفان‌های تابستانی بر روی خشکی‌ها به علت تغییرات اقلیمی اشاره شده است (زانگ^۲ و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۱). در دهه‌های گذشته، تحلیل‌های بلند مدت تغییر اقلیم که با استفاده از داده‌های دما انجام می‌شدند، بیشتر بر روی تغییرپذیری در ارزش میانگین متمرکز بوده‌اند و تحلیل داده‌های فرین کمتر مورد توجه قرار می‌گرفت (جونز و موبرگ^۳، ۲۰۰۳: ۲۰۶). از سوی دیگر، این باور مطرح است که تغییرات اقلیمی بیشتر جنبه‌های هوا و اقلیم به ویژه رخدادهای فرین دما را تحت تأثیر قرار می‌دهد (رادینووی و کوری^۴، ۲۰۰۹: ۲۰۰؛ لهنر^۵ و همکاران، ۲۰۰۶: ۲۹۳). بنابراین، اثرات گسترده اجتماعی-اقتصادی فرین‌ها (ریو^۶ و همکاران، ۲۰۰۴: ۱۴۵)، ضرورت توجه بیشتر به چنین مطالعاتی را نشان می‌دهد. ارزیابی تغییرات فرین‌های دما و بارش در قرن گذشته، در بخش‌های زیادی از جهان انجام شده است (مودلسی^۷ و همکاران، ۲۰۰۳؛ نیو^۸ و همکاران، ۲۰۰۱؛ موبرگ و جونز^۹، ۲۰۰۵؛ کلین تانک و کونن^{۱۰}، ۲۰۰۳؛ الکساندر^{۱۱} و همکاران، ۲۰۰۶). اثرات گسترده اجتماعی-اقتصادی فرین‌ها در مناطق خشک و نیمه خشک همانند ایران به دلیل برخورداری از اقلیم بسیار آسیب‌پذیر و شکننده، بیشتر است و تغییرات ناگهانی آنها ممکن است رخدادهای ویرانگر را به دنبال داشته باشد. تغییرپذیری مکانی و زمانی از ویژگی‌های ذاتی اقلیم ایران به شمار می‌رود و اثرات مخرب اقتصادی-اجتماعی بلایای اقلیمی از جمله سیلاب‌ها و خشکسالی‌ها در سال‌های اخیر در ایران بسیار زیاد بوده است (ناظم السادات و کوردی^{۱۲}، ۲۰۰۰: ۵۹؛ بارلو^{۱۳} و همکاران، ۲۰۰۲: ۶۹۷؛ ناظم السادات و قاسمی^{۱۴}، ۲۰۰۴: ۴۰۱۶). مطالعه رسولی (۲۰۰۴)، با موضوع تحلیل مکانی بادهای سرد در جنوب غرب ایران و کاویانی و همکارش (۲۰۰۴)، در مورد دماهای موثر در کشور تغییرپذیری و ناپایداری اقلیم را در کشور نشان می‌دهد.

1 Intergovernmental Panel on Climate Change

2 Zhang

3 Jones & Moberg

4 Radinovi & Curi

5 Lehner

6 Ryoo

7 Mudelsee

8 New

9 Moberg & Jones

10 Klein Tan & K'onnen

11 Alexander

12 Nazemosadat & Cordery

13 Barlow

14 Nazemosadat & Ghasemi

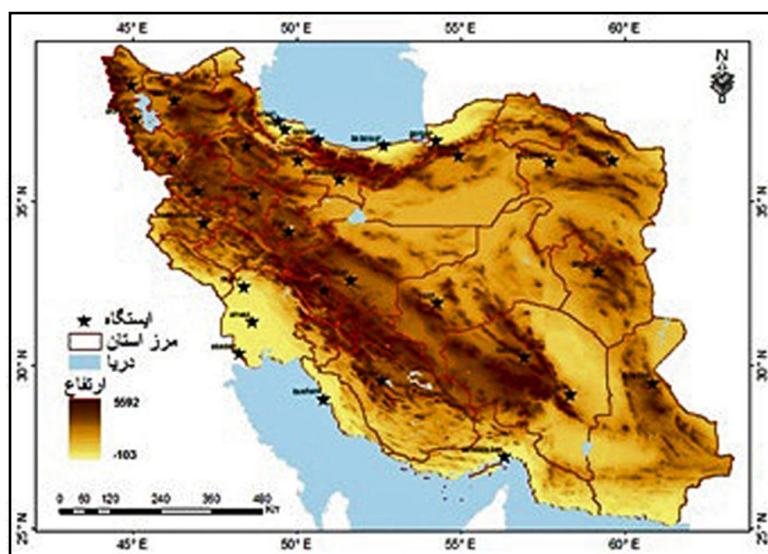
پیامد گرم شدن جهانی در ایران شامل افزایش فراوانی رخداد‌های فرین به ویژه موج‌های سرد و گرم، بارش‌های سیل آسا و خشکسالی‌های شدید دراز مدت است (رحیم زاده و همکاران، ۲۰۰۹: ۳۴۲)، در سال‌های گذشته تحقیقات مختلفی، تغییرپذیری میانگین دما را در ایران بررسی نموده‌اند (علیجانی، ۱۳۷۸؛ جهادی طرقي، ۱۳۷۸؛ رسولی، ۲۰۰۲؛ رحیم زاده و عسگری، ۲۰۰۳ و ۱۳۸۳؛ پدرام و همکاران، ۲۰۰۵؛ منتظری و مسعودیان ۱۳۸۹، اسدی و حیدری، ۱۳۹۰). بعلاوه، رحیم‌زاده و دیگران (۲۰۰۹)، تغییرپذیری فرین‌های دما و بارش را در ایران مورد توجه قرار دادند و تقوی و محمدی (۲۰۰۷)، بیان کردند که فراوانی رخداد‌های سرد و گرم به ترتیب با کاهش و افزایش همراه بوده است. کاری (۱۳۸۰)، نیز تغییرات معنی‌دار امواج گرمایی و دوره‌های سرد در تهران را تایید نموده است. هدف این پژوهش ارائه تحلیل دقیق‌تری از پراکندگی مکانی-زمانی فرین‌های دما در گستره سرزمینی ایران است.

مواد و روش‌ها

برای ترسیم تصویری دقیق از تغییرپذیری فرین‌های دما با توجه به مشکلات آماری موجود (رحیم زاده و همکاران؛ ۲۰۰۹: ۳۳۰)، در انتخاب ایستگاه‌ها به پراکندگی مکانی مناسب در گستره کشور، طولانی مدت بودن سری داده‌ها و میزان داده‌های گمشده توجه شده است. اگر نوسانات زمانی در سری داده‌های اقلیمی تنها ناشی از عوامل اقلیمی باشند، سری همگن فرض می‌شود. مهم‌ترین عوامل عدم همگنی تغییر در وسایل اندازه‌گیری، تغییر در محل ایستگاه و میزان داده‌های مفقود هستند (کولینز^۱ و همکاران، ۲۰۰۰: ۲۷۸). برای جلوگیری از اثرات ناهمگنی در نتایج، معیارهایی همچون عدم تغییر مکان ایستگاه، فقدان داده کمتر از پنج درصد و تداوم زمانی کافی در انتخاب ایستگاه‌ها استفاده شده است و در صورت نداشتن معیارهای فوق سری مربوطه از تحلیل حذف شده است؛ به عنوان مثال: ایجاد وقفه در داده‌های ایستگاه خرم آباد به دلیل تغییر مکان در ۱۹۸۰ سبب حذف آن از تحلیل شد. پس از طی مراحل فوق، داده‌های روزانه دما در ۳۰ ایستگاه سینوپتیک در دوره زمانی ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۶ از آرشیو سازمان هواشناسی کشور استخراج شده است (شکل ۱). از بیش از ۵۰ شاخص تغییر اقلیم مورد تایید گروه بین‌المللی ETCCDI، مجموعه ۱۸ شاخص برای تعیین فرین‌های دما انتخاب شده است (نیکولز و موری^۲، ۱۹۹۹: ۲۴) (جدول ۱).

1 Collins

2 Nicholls & Murray



شکل ۱ منطقه و ایستگاه‌های مورد مطالعه

جدول (۱) شاخص‌های انتخاب شده برای تحلیل فرین‌های دما در ایران

واحد	تعریف	نام تشریحی	شاخص
درجه سانتیگراد	میانگین سالانه TX*	حداکثر سالانه دما	TXMean
درجه سانتیگراد	میانگین سالانه TN*	حداقل سالانه دما	TNMean
روز	تعداد سالانه اگر $TN < 0^{\circ}C$	روزهای سرمازدگی	FD
روز	تعداد سالانه اگر $TX < 0^{\circ}C$	روزهای یخبندان	ID
روز	تعداد سالانه حداقل ۶ روز با میانگین دمای $T > 5^{\circ}C$ و از اولین دوره از جولای دارای ۶ روز با $T < 5^{\circ}C$	طول فصل رویش	GSL
درجه سانتیگراد	میانگین سالانه اختلاف بین TX and TN	محدوده دمای روزانه	DTR
روز	تعداد سالانه اگر $TX > 25^{\circ}C$	روزهای تابستان	SU25
روز	تعداد سالانه اگر $TN > 20^{\circ}C$	شب‌های گرمسیری	TR20
درصد	درصد روزهایی که $TX > 90th\ percentile$	روزهای گرم	TX90P
درصد	درصد روزهایی که $TX < 10th\ percentile$	روزهای سرد	TX10P
درصد	درصد روزهایی که $TN > 90th\ percentile$	شب‌های گرم	TN90P
درصد	درصد روزهایی که $TN < 10th\ percentile$	شب‌های سرد	TN10P
درجه سانتیگراد	بیشینه سالانه TX	بیشینه حداکثر دما	TXx
درجه سانتیگراد	کمینه سالانه TX	کمینه حداکثر دما	TXn
درجه سانتیگراد	بیشینه سالانه TN	بیشینه حداقل دما	TNx
درجه سانتیگراد	کمینه سالانه TN	کمینه حداقل دما	TNn
روز	تعداد سالانه حداقل ۶ روز متوالی اگر $TX > 90th\ percentile$	تداوم دوره گرم	WSDI
روز	تعداد سالانه حداقل ۶ روز متوالی اگر $TN < 10th\ percentile$	تداوم دوره سرد	CSDI

*TX = بیشینه دما، TN = کمینه دما

برای تشخیص روند در سری های زمانی از آزمون روند من کندال (tau)^۱، با فرض نفی "عدم وجود روند در سری زمانی" استفاده شده است. آزمون من کندال (tau)، از جمله آزمون های ناپارامتریک است و از نقاط قوت آن می توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری های زمانی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی کنند، اشاره نمود (طبری، ۲۰۱۱: ۳۱۴).

مراحل انجام این آزمون به شرح زیر است: در ابتدا محاسبه اختلاف بین تک تک مشاهدات با همدیگر و اعمال تابع علامت^۲ و استخراج پارامتر S به شرح زیر:

$$s = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k)$$

که n تعداد مشاهدات سری، و x_j و x_k به ترتیب داده های j ام و k ام سری می باشند. تابع علامت نیز به شرح زیر قابل محاسبه است:

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases}$$

$$\text{VAR}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^m t(t-1)(2t+5)}{18}$$

سپس محاسبه واریانس از رابطه:

که n تعداد داده های مشاهده شده و m معرف تعداد سری هایی است که در آنها حداقل دو داده هم رتبه وجود دارد. t نیز بیانگر فراوانی داده های با رتبه یکسان است.

سپس استخراج آماره Z به کمک یکی از روابط زیر:

$$Z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } s > 0 \\ 0 & \text{if } s = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } s < 0 \end{cases}$$

در یک آزمون دو دامنه جهت روندیابی سری داده ها، فرض صفر در صورتی پذیرفته می شود که رابطه $|Z| \leq Z_{\alpha/2}$ برقرار باشد، که α سطح معنی داری است که برای آزمون ۹۵ درصد در نظر گرفته شده است و $Z_{\alpha/2}$ آماره توزیع نرمال استاندارد در سطح معنی دار α است که با توجه به دو دامنه بودن آزمون، از $\alpha/2$ استفاده شده است. در صورتی که آماره Z مثبت باشد روند سری داده ها صعودی و در صورت منفی بودن آن، روند نزولی در نظر گرفته می شود. علاوه بر این، در آزمون من کندال نیاز هست که داده ها به لحاظ سریالی مستقل باشند. اگر داده ها دارای همبستگی سریالی مثبت باشند، من کندال میزان معنی داری روند را

1 MannKendall tau

2 Sign Function

بیش از حد برآورد خواهد کرد و از سوی دیگر اگر داده‌ها دارای همبستگی سریالی منفی باشند، میزان معنی‌داری کمتر برآورد خواهد شد (طبری، ۲۰۱۱: ۳۱۴). سپس مدل رگرسیون خطی برای محاسبه روند به ازای دهه به کار برده شده است و برای تعیین خود همبستگی خطاهای رگرسیون، آزمون دورین واتسون^۱ (کنجی^۲، ۲۰۰۶: ۱۶۹) استفاده شده است. این آزمون بر مبنای مدل اتورگرسیون درجه یک $\varepsilon_t = \varphi \varepsilon_{t-1} + u_t$ قرار دارد. آزمون دورین واتسون براساس اختلاف بین باقیمانده‌های همجوار $\varepsilon_t - \varepsilon_{t-1}$ عمل می‌کند که از رابطه: $d = \frac{\sum_{t=2}^n (\varepsilon_t - \varepsilon_{t-1})^2}{\sum_{t=1}^n \varepsilon_t^2}$ به دست می‌آید.

بحث و نتایج

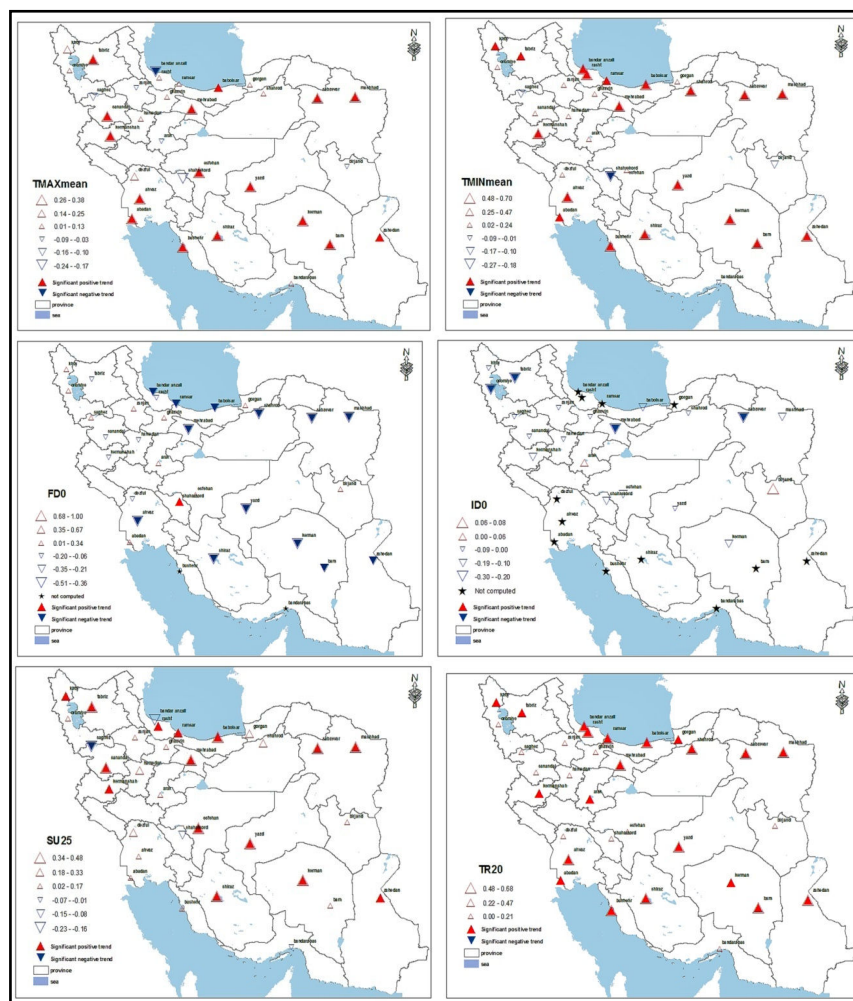
نگاهی کلی به نتایج پژوهش نشان می‌دهد میانگین حداقل (TMINmean) و حداکثر دما (TMAXmean)، در بیشتر نقاط کشور حدود یک درجه سانتیگراد در دهه در حال افزایش است. علاوه بر این، به جز در بخش‌های جنوبی کشور که فاقد روز یخبندان (FD0) هستند، روزهای یخبندان در مناطق دیگر در حال کاهش است و بیشتر روندهای منفی معنی‌دار در البرز مرکزی و شرقی و زاگرس جنوبی قابل مشاهده است و این روندها در ایستگاه‌های واقع در اطراف کویر و بیابان‌های مرکزی ایران همچون یزد، کرمان، سبزوار و شاهرود به ترتیب به میزان ۱/۵، ۱/۲، ۱/۱ روز در دهه از شدت بیشتری برخوردارند. روند مثبت معنی‌دار به جز در ایستگاه شهرکرد به میزان ۱/۲ روز در دهه، که می‌تواند به علت ارتفاع زیاد و یا قرارگیری در منطقه بیشینه بارش در رشته کوه زاگرس باشد، در بقیه نقاط دیده نمی‌شود. تسلط روندهای مثبت معنی‌دار در دو شاخص SU25 و TR20 در کل گستره مطالعاتی دیده می‌شود و بیشتر ایستگاه‌های واقع در مناطق خشک و نیمه خشک مرکزی روندهای مثبت معنی‌دار را در تعداد روزهای تابستانی نشان می‌دهند. این روندها در شرق و غرب زاگرس و شمال و جنوب البرز و در تمام عرض‌های جغرافیایی قابل مشاهده هستند و از عدم نقش آفرینی ناهمواری‌ها در وردایی روزهای تابستانی حکایت دارند. بیشترین میزان افزایش در SU25 به ترتیب در بابل و سبزوار به میزان ۱/۶ و ۱/۵ روز در دهه و کمترین مقدار در انزلی و سقز به میزان ۲/۰۹ و ۱/۰۱ روز در دهه دیده می‌شود. شاخص TR20 نیز در ۲۱ ایستگاه دارای روند مثبت معنی‌دار است افزایش چشمگیری در تعداد شب‌های گرمسیری بویژه از اوایل دهه ۱۹۸۰ در نواحی مرکزی یا جنوبی کشور مشاهده می‌شود و اهواز و قزوین به ترتیب بیشترین تغییرپذیری افزایشی و کاهشی را با ۱/۵ و ۱/۳ روز در دهه دارا هستند. تقریباً بیشتر مناطق واقع در جنوب عرض جغرافیایی ۳۲ درجه و همچنین سواحل دریای خزر روزهای با حداکثر دمای روزانه (TX)، کمتر از صفر (ID)، را تجربه نکرده‌اند و روندهای منفی بیشتر بر جهت رشته کوه‌های زاگرس و البرز منطبق هستند، البته روندهای منفی معنی‌دار بیشتر در شمال کشور مشاهده می‌شوند. روند مثبت تنها در دو ایستگاه اراک و بیرجند به مقدار ۱/۷ و ۲/۰۴ روز در دهه وجود دارد. در شاخص -

1 Durbin Watson test

2 Kanji

3 The first order autoregressive error model

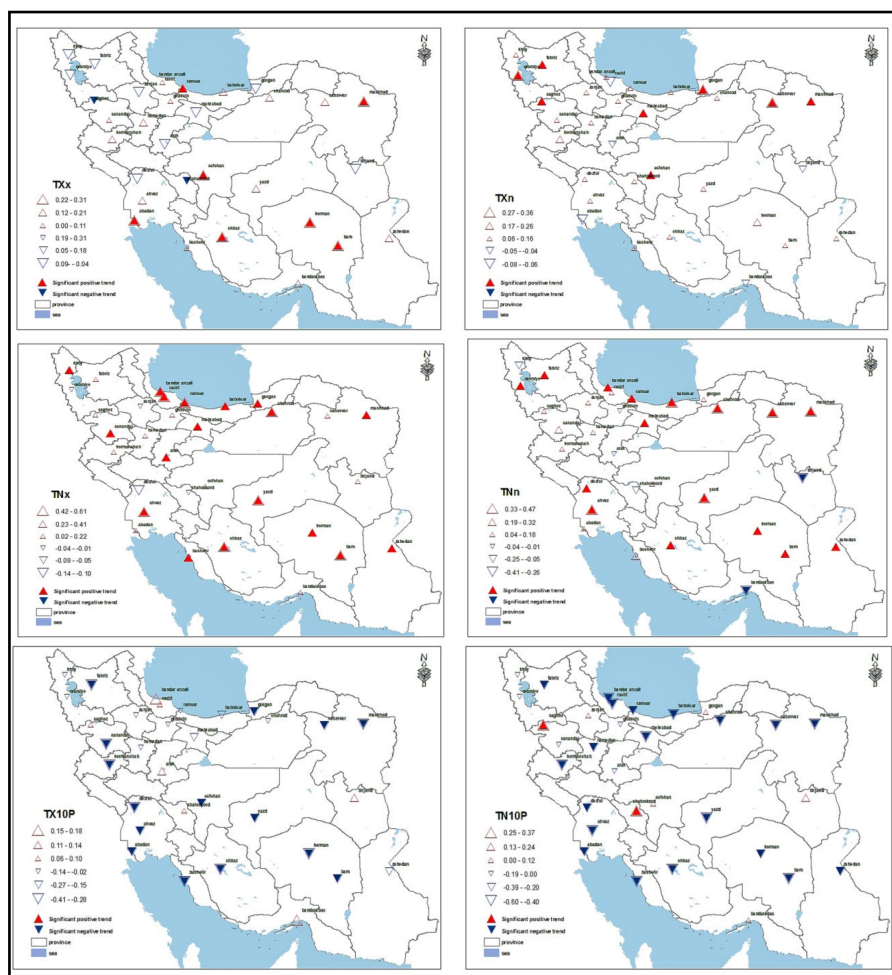
های TN_x و TX_x نیز روندهای مثبت معنی دار تسلط دارند. شاخص TN_x در ۱۸ ایستگاه دارای روند مثبت معنی دار است که بیشترین افزایش آن به بندرانزلی و شاهرود به میزان $۱/۶$ و $۱/۳$ درجه سانتیگراد در دهه تعلق دارد. تحلیل روند در شاخص TX_x نیز از افزایش دماهای فرین بیشینه در بیشتر مناطق و به ویژه در نیمه جنوبی حکایت دارد و روندهای نزولی معنی دار تنها در برخی مناطق از جمله زاگرس قابل مشاهده است. به طور کلی می توان گفت که بیشینه و کمینه دمایی در منطقه به سوی دماهای بالاتر تمایل دارد و این تمایل در دماهای کمینه بیشتر است.



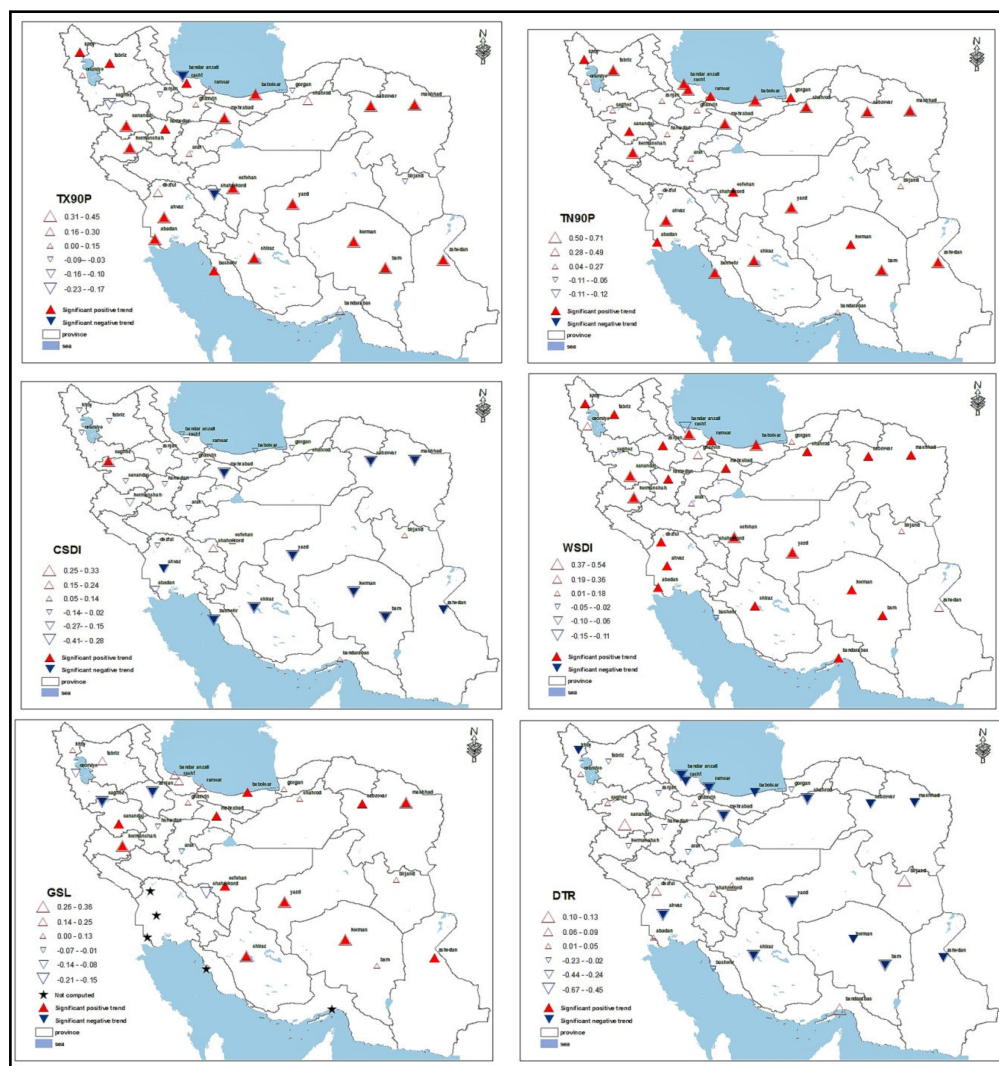
شکل ۲ روند در شاخص های $Tmax\ mean$, $Tmin\ mean$, $FD0$, $ID0$, $SU25$, $TR20$

تسلط روندهای افزایشی در شاخص های TN_n و TX_n نشان دهنده افزایش فراوانی رخداد دماهای بیشینه و کمینه فرین در کشور است. این امر به ویژه در شاخص TN_n نمود بیشتری دارد به طوری که روندهای منفی معنی دار فقط در بندرعباس و بیرجند با $۱/۵$ و $۲/۳$ درجه سانتیگراد در دهه دیده می شود و روندهای منفی ضعیفی نیز در زاگرس مرکزی وجود دارد. روندهای مثبت عمدتاً معنی دار در بین عرض های جغرافیایی ۲۹ تا ۳۳ درجه و بالاتر از ۳۶ درجه از پراکندگی مناسبی

برخورد دارند. میزان تغییرپذیری مثبت در ایستگاه اهواز در جنوب و بابلسر در شمال کشور به ترتیب به مقدار $2/1$ و $1/9$ درجه سانتیگراد در دهه می‌رسد. در شاخص شب‌های سرد $TN10p$ و به ویژه روزهای سرد $TX10p$ روندهای منفی معنی‌دار دارای تسلط می‌باشند. شاخص روزهای سرد در کرمانشاه با $1/28$ درصد در دهه رو به کاهش است و شاخص شب‌های سرد نیز در نواحی جنوبی و شمالی کشور و به ویژه در اهواز و بوشهر به مقدار $1/98$ و $1/4$ درصد در دهه با کاهش همراه است. از سوی دیگر، این شاخص در سقز و شهرکرد نیز با مقدار $0/93$ و $0/8$ درصد در دهه در حال افزایش می‌باشد. تحلیل‌های آماری نشان می‌دهند که شاخص روزهای گرم $TX90p$ و شب‌های گرم $TN90p$ در بیشتر مناطق دارای روند افزایشی هستند. در شاخص شب‌های گرم تغییرپذیری منفی معنی‌داری مشاهده نمی‌شود و محاسبات نشان دهنده افزایش آن در 22 ایستگاه به ویژه در بم و تهران به مقدار $0/99$ و $0/9$ درصد در دهه است. ایستگاه اصفهان نیز با $1/013$ درصد در دهه و ایستگاه شهرکرد با $1/32$ درصد در دهه بیشترین مقدار افزایش و کاهش را در روزهای گرم نشان می‌دهند.



شکل ۳ روند در شاخص‌های $TX10p$, $TN10p$, TNx , TNn , TXx , TXn



شکل ۴ روند در شاخص های TX90p, TN90p, CSDI, WSDI, GSL, DTR

روندهای مثبت معنی دار تداوم دوره گرم WSDI در اکثر ایستگاه ها دیده می شود و در یزد به میزان ۱/۳۷ روز در دهه و سپس در اصفهان از شدت بیشتری برخوردار هستند. در برخی از ایستگاه ها از جمله در انزلی و شهرکرد روندهای منفی ضعیفی وجود دارد. طول دوره سرد CSDI در اکثر ایستگاه ها روندهای منفی معنی داری را نشان می دهد. ایستگاه شهرکرد که با روند کاهشی در تداوم دوره گرم همراه بود، اینک افزایش در تداوم دوره های سرد به میزان ۱/۱۳ روز در دهه را نشان می دهد. هر چند ایستگاه سقز دارای روند منفی در تداوم دوره های گرم است اما، افزایش معنی دار تداوم دوره های سرد به میزان ۱/۴ روز در دهه تنها در این ایستگاه دیده می شود. دامنه دمای روزانه (DTR) نشان دهنده تسلط روندهای منفی معنی دار در بیشتر مناطق است و نشان دهنده کاهش دامنه تغییرات بین دماهای فرین حداکثر و حداقل روزانه است. روندهای ضعیف

مثبتی نیز در برخی ایستگاه‌ها دیده می‌شود، که معنی‌دار نیستند. بیشترین روند کاهشی در رامسر، شیراز و بم به مقدار ۱/۱، ۱/۰۳ و ۰/۹۵ درجه سانتیگراد در دهه قابل مشاهده است. در مناطق جنوبی برخی ایستگاه‌ها دارای مقادیر بیش از ۳۶۰ روز در طول دوره رشد هستند، بنابراین روندیابی در این مناطق به دلیل عدم معنی‌دار بودن انجام نشده است. در مناطق دیگر کشور روندهای مثبت معنی‌دار در تعداد روزهای دوره رشد (GSL) به ویژه در شیراز، کرمان و کرمانشاه مشاهده شده است و در زنجان و سقز نیز روندهای معنی‌دار منفی وجود دارد.

نتیجه گیری

این پژوهش تغییرپذیری فرین‌های روزانه بارش و دما را در ایران و در دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶ بررسی نموده است. با استفاده از داده‌های طولانی مدت و پراکندگی مکانی مناسب ایستگاه‌ها و پس از کنترل کیفیت و بررسی همگنی، روش‌شناسی معتبری برای بررسی شاخص‌های دما و بارش مورد استفاده قرار گرفته است. نتایج مشاهده شده در این مطالعه با بسیاری از یافته‌های پیشین در خصوص تغییرات در مقادیر فرین دما و بارش روزانه انطباق دارد و نیز در برخی شاخص‌ها نتایج جدیدی را ارائه می‌دهد. نتایج مطالعه نشان می‌دهد که به طور کلی دما در کشور دارای روند افزایشی است و این افزایش در همراهی با رخداد جهانی سال‌های گرم (ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷)، در سال‌های اخیر از شدت بیشتری برخوردار است. بنابراین میانگین حداقل دما در اکثر مناطق به جز در آذربایجان دارای روند افزایشی است و میانگین حداکثر دما نیز در اکثر ایستگاه‌ها به ویژه در ایران مرکزی نشان دهنده روند صعودی است. شب‌های گرم، شب‌های گرم‌سیری و تداوم دوره‌های گرم نیز در دو مقیاس ایستگاهی و منطقه‌ای روندهای افزایشی به مقدار یک روز در دهه را نشان می‌دهند و تداوم دوره‌های سرد در ایران مرکزی و البرز دارای روند منفی معنی‌دار است که با نتایج مطالعات IPCC منطبق است. روندهای منفی معنی‌دار DTR در کشور و به ویژه در زاگرس با نتایج مطالعات پیشین در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا (زانگ و همکاران، ۲۰۰۵؛ ۱۰؛ کلین تانک و همکاران، ۲۰۰۶: ۹)، انطباق دارد. طول فصل رویش نیز به جز در زاگرس شمالی و جنوب آذربایجان در بقیه نقاط دارای روند افزایشی است. شب‌های سرد در حال کاهش است و این کاهش در ایران مرکزی، البرز و مناطق جنوبی از شدت بیشتری برخوردار است. شاخص TNx نیز دارای روندهای افزایشی در زاگرس، ایران مرکزی و البرز است. روزهای گرم در زاگرس، ایران مرکزی و البرز با روند افزایشی همراه است که نتایج مطالعات زانگ و همکاران (۲۰۰۵) را تایید می‌کند. روند سرد شدگی تنها در منطقه زاگرس جنوبی و به ویژه ایستگاه شهرکرد دیده می‌شود. ID0 و روزهای سرد نیز در ایران مرکزی با کاهش و روزهای تابستانی در البرز و ایران مرکزی با افزایش همراه است. به طور کلی بیشترین تغییرپذیری در ایران مرکزی قابل مشاهده است، در

این منطقه اکثر شاخص‌ها دارای روند معنی‌دار هستند و پس از آن البرز و زاگرس بیشترین تغییرپذیری را نشان می‌دهند و آذربایجان نیز دارای کمترین تغییرپذیری در مقیاس منطقه‌ای است.

References

- Alexander, L., & et al., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Alijani, B. 1997. Temporal changes of Tehran temperature. In Conference Proceedings of first regional on Climate Change, (pp. 22–24). Tehran.
- Asadi, A., & Heydari, A., 2011. Analysis of temperature and precipitation changes of Shiraz during the period of 1951-2005. *Geography and Environmental Planning Journal*, 41, 39-42.
- Barlow, M., Cullen, H., & Lyon, B., 2002. Drought in central and Southwest Asia: La Niña, the Warm Pool and Indian Ocean precipitation. *Journal of Climate*, 15 (7), 697–700.
- Collins, D., Della-Marta, P., Plummer, N., & Trewin, B. 2000. Trends in annual frequencies of extreme temperature events in Australia. *Australian Meteorological Magazine*, 49, 277–292.
- IPCC. 2007. Assessment Report 4, Climate Change 2007: Synthesis Report. IPCC.
- Jahadi Toroghi, M., 2000. Variation of temperature and precipitation of Mashhad during 1951–1994. *Iranian Quarterly Geographical Research Journal*, 54, 151–165.
- Jones, P. D., & Moberg, A., 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J. Clim.*, 16, 206 – 223.
- Kanji, G. K., 2006. 100 Statistical Tests (Vol. 3rd Edition). London : SAGE Publications Ltd .
- Kary, S., 2010. Spatial and Temporal analysis of heat waves and cold spells in Tehran urban area. Tehran: M.S. Thesis, Tarbiat Moalem University.
- Kaviani, M., Gayour, H., & Payandeh, N., 2004. Evaluating the effective temperature over Iran. *Quarterly Journal of Geographical Researches*, 80, 13540–13549.
- Klein Tank, A. M., & Können, G. P., 2003. Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946–99. *J. Climate*, 16, 3665–3680.
- Klein Tank, A., Peterson, T., Quadir, D., Dorji, S., Zou, X., Tang, H., et al., 2006. Changes in daily temperature and precipitation extremes in Central and South Asia. *Journal of Geophysical Research*, 111 : D16105, DOI: 10, 1029/2005JD006316.
- Lehner, B., Döll, P., Alcamo, J., Henrichs, T., & Kaspar, F., 2006. Estimating the Impact of Global Change on Flood and Drought Risks in Europe: A Continental, Integrated Analysis. *Climatic Change* (2006) 75: 273–299, DOI: 10.1007/s10584-006-6338-4
- Moberg, A., & Jones, P. D., 2005. Trends In Indices For Extremes In Daily Temperature and Precipitation In Central And Western Europe 1901–99. *Int. J. Climatol*, 25, 1149–1171.
- Montazeri, M. & Masodian, A., 2010. Temperature Advection Patterns Analysis of Iran in Cold Years. *Physical Geography Research*, 74, 79-94.
- Mudelsee, M., Bönngen, M., Tetzlaff, G., & Grunewald, U., 2003. No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe. *Nature*, 425, 166–169.
- Nazemosadat, M., & Cordery, I., 2000. On the relationships between ENSO and autumn rainfall in Iran. *International Journal of Climatology*, 20, 47–61.
- Nazemosadat, M., & Ghasemi, A., 2004. Quantifying the ENSO-related shifts in the intensity and probability of drought and wet periods in Iran. *Journal of Climate*, 17 (20), 4005–4018.
- New, M., Todd, M., Hulme, M., & Jones, P., 2001. Precipitation measurements and trends in the Twentieth Century. Review Article. *Int. J. Climatol*, 21, 1889–1922.

- Nicholls, N., & Murray, B., 1999. Workshop on indices and indicators for climate extremes: Asheville, NC, USA, 3–6 June 1997. Breakout Group B: Precipitation. *Climatic Change*, 42, 23–29.
- Pedram, M., Rahimzadeh, F., Sahraian, F., & Noohi, K., 2005. Change in the frost free season length and number of frost days in the west and east Azerbaijan provinces. 1st International Conference on Climate Change and the Middle East: Past, Present and Future. Istanbul Technical University, (pp. 20–23). Istanbul.
- Radinovi, c., & Curi, c. M., 2009. Deficit and surplus of precipitation as a continuous function of time. *Theor. Appl. Climatol*, doi:10.1007/s00704-009-0104-2.
- Rahimzadeh, F., & Asgari, A., 2003. A Survey on Recent climate change over IRAN. In *Proceeding of 14th Global Warming International Conference & Expo*, (pp. 27–30). Boston.
- Rahimzadeh, F., & Asgari, A., 2005. A look at difference of increase rates of minimum with maximum temperature and at decrease rates of Diurnal Temperature Range (DTR) in Iran. *Iranian Quarterly Geographical Research Journal*, 73, 153–171.
- Rahimzadeh, F., Asgari, A., & Fattahi, E., 2009. Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades. *Int. J. Climatol*, 29, 329–343.
- Rasooli, A., 2002. Analysis of time series of Tabriz air temperature. *Iranian Nivar Journal*, 46, 7–26.
- Rasooli, A., 2004. Spatial modeling the wind cooling in the north- west of Iran. *Quarterly Journal of Geographical Researches*, 80, 13559–13579.
- Ryoo, S., Kown, W., & Jhun, J., 2004. Characteristics of wintertime daily and extreme minimum temperature over South Korea. *Int. J. Climatol.* 24: 145–160, DOI: 10.1002/joc.990.
- Tabari, H., & Hosseinzadeh Talaee, Parisa., 2011. Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005. *Journal of Hydrology*. 396, 313–320. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.11.034
- Taghavi, F., & Mohammadi, H., 2007. Studying the return period of climatic extreme events in order to understand their environmental effects. *J. Environ. Stud*, 43, 11–20.
- Trenberth, K., Jones, P., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., et al., 2007. Observation: surface and atmospheric climate change. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. UK, New York: Cambridge university press.
- Zhang, X., Aguilar, E., Sensoy, S., Melkonyan, H., Tagiyeva, U., Ahmed, N., et al., 2005. Trends in the Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. *J. Geophys. Res*, 110 (D22104).

باز سازی سیلاب های قدیمی رودخانه سه هزار با استفاده از دندروژئومورفولوژی

سید رضا حسین زاده^۱ - دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

مهناز جهادی طرقي - استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۷/۱۵ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۹/۲

چکیده

وقوع سیلاب های شدید یکی از مهم ترین مخاطرات هیدرو- ژئومورفیک حوضه های آبریز منتهی به دریای خزر است که طی سال های اخیر روندی افزایشی داشته است. رودخانه سه- هزار که از یخچال های دره ای تخت سلیمان سرچشمه می گیرد، طی ده سال اخیر و خصوصاً در تابستان ها بشدت سیلابی شده و بسیاری از کارشناسان محلی علت وقوع سیلاب ها را به تشدید ذوب یخچالی نسبت می دهند. برای بررسی بهتر موضوع، داده های طولانی تری از سیلاب مورد نیاز است که در این مقاله با استفاده از دندروژئومورفولوژی به بازسازی این تقویم پرداخته شده است. دندروژئومورفولوژی یا ژئومورفولوژی درختی از تغییرات به وجود آمده در ساختار و حلقه های رشد درختان برای بازسازی زمان و نحوه عملکرد فرایندهای ژئومورفیک استفاده می کند. برای نیل به اهداف مقاله پس از بررسی اولیه میدانی منطقه و تعیین محدوده مطالعاتی، نقشه ژئومورفولوژی بستر تهیه شد و طی عملیات میدانی تفصیلی نمونه برداری های لازم از تنه و ریشه درختان انتخابی در قالب مقاطع عرضی و گوه ها صورت گرفت. بر اساس نوع تغییرات و واکنش تنه و ریشه درختان به فرایند سیلاب، زمان وقوع سیلاب های بزرگ مشخص و دبی آنها به طور تقریبی برآورد گردید. نتایج مطالعه وقوع ۶ سیلاب بزرگ مربوط به قبل از تاریخ تأسیس ایستگاه (۱۳۸۰) را نشان می دهد. در دوره مطالعه هر چه به زمان حاضر نزدیک تر می شویم، فاصله تکرار سیلاب ها کوتاه تر شده و اثر آنها بر ژئومورفولوژی و اکولوژی منطقه شدیدتر شده است.

کلید واژه ها: دندروژئومورفولوژی، سیلاب غلیظ، سیلاب قدیمی، رودخانه سه هزار، حلقه های رشد درخت.

مقدمه

یکی از مخاطرات ژئومورفیک در حوضه‌های آبریز منتهی به دریای خزر سیلاب‌ها یا جریان‌های غلیظ^۱ خصوصاً در فصل گرم سال است که به دلیل شرایط خاص اقلیمی و ژئومورفولوژی حوضه‌ها به طور مکرر رخ می‌دهند. سیلاب‌های رودخانه مادر سو در جنگل گلستان طی سال‌های ۱۳۸۰، ۱۳۸۱، ۱۳۸۴ (جهادی و حسین‌زاده، ۱۳۹۰) سیلاب‌های متعدد تابستانه در ماسوله (رضائی ۱۳۸۸: ۱۱۰)، سیلاب مردادماه ۱۳۷۸ نکا (پوراحمد ۱۳۷۷: ۵۹، چاپ بعد از ۱۳۷۸)، سیلاب مهرماه ۱۳۹۱ بهشهر و سیلاب‌های مکرر رودخانه سه هزار در تابستان سال‌های ۱۳۸۲، ۱۳۸۳، ۱۳۸۶، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰ را می‌توان به عنوان نمونه‌هایی از مخاطره یاد شده ذکر کرد. البته سازمان‌های محلی منشأ وقوع سیلاب‌های رودخانه سه‌هزار را به ذوب یخچالی در فصل تابستان نسبت می‌دهند. وجود ۶ سیرک یخچالی با یخچال‌های دائمی در انتهای سر شاخه‌های رود اصلی و تمرکز تابستانه سیلاب‌ها، فرضیه احتمالی فوق را تقویت می‌نماید. مسأله بعدی در مورد رودخانه سه هزار اعتقاد کارشناسان و ساکنین بومی بر جدید بودن سیلاب‌های شدید در چند سال اخیر است که اگر صحیح باشد افزایش احتمالی روند تغییرات محیطی را نشان می‌دهد. متأسفانه آمار حداکثر دبی لحظه‌ای ایستگاه هیدرومتری منطقه فقط برای یک دوره کوتاه از ۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰ در دسترس بوده و بنابراین نمی‌توان بروشنی روند چنین تغییراتی را شناسایی نمود. از طرفی به دنبال وقوع سیلاب‌های چند سال اخیر، سازمان‌های مسوول در منطقه به طور عجولانه دست به تغییرات وسیعی در بستر رودخانه زده‌اند که همگام با اجرای طرح‌های جاده سازی و تخریب جنگل بر شدت و قدرت تخریبی سیلاب‌های آینده خواهد افزود. این مقاله با هدف بازسازی سیلاب‌های قبل از سال ۱۳۸۲ بر اساس داده‌های دندروژئومورفولوژیکی تهیه و ارائه گردیده است. هر چند که داده‌های ژئومورفولوژی درختی در مقایسه با سایر روش‌ها از جمله روش‌های مبتنی بر رسوبات آب راکدی، تقویم کوتاه‌تری را در بر می‌گیرد، اما بر اساس تعاریف ارائه شده برای پالئو سیلاب‌ها (حسین‌زاده و جهادی طرقي، ۱۳۹۱: ۸۴) سیلاب‌های قبل از سال ۱۳۸۰ در حوضه رودخانه سه‌هزار را می‌توان در این گروه از سیلاب‌ها قرار داد.

تحلیل‌های دندروژئومورفولوژیکی طی چند دهه اخیر به طور گسترده‌ای جهت بازسازی عملکرد فرایندها و مخاطرات ژئومورفیک مورد استفاده قرار گرفته است (استوفل^۲، ۲۰۰۸: ۱۹۵). مطالعات اولیه در بستر تحقیقات گاه‌شناسی درختی^۳ از ابتدای دهه ۱۹۶۰ در جنوب غرب آمریکا شروع و سپس در سال ۱۹۷۱ اصطلاح و روش‌های دندروژئومورفولوژیکی به وسیله یک جغرافیدان فنلاندی به نام آلستالو^۴ معرفی گردید.

1 Hyperconcentrated flows

2 Stoffel

3 D endro chronology

4 Alestalo

وی در کتاب معروف خود تحت عنوان «تفسیر دندروژئومورفولوژیکی فرایندهای ژئومورفیکی» اثر انواع فرایندهای ژئومورفیکی بر درختان و واکنش درختان به فرایندها را تشریح کرده است. سال‌ها بعد تحقیقات دندروژئومورفولوژیکی مبتنی بر مفهوم «فرایند - واقعه - پاسخ» معرفی و چارچوب و مبانی آن تدوین گردید (شرودر^۱، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۰). کارهای اولیه در این زمینه عمدتاً بر تفسیر ریشه درختان متمرکز بود، اما خیلی زود توسط سیگافوس^۲ (۱۹۶۴) به مطالعه تنه و شاخه‌ها نیز گسترش یافت. در ابتدای دهه ۱۹۶۰ برای اولین بار نرخ فرسایش از روی ریشه‌های بیرون آمده از خاک در کوهستان‌های وایت کالیفرنیا مطالعه شد (لامارچ^۳، ۱۹۶۱). کار بر روی ریشه‌ها با مطالعات بیشتری در جنوب غرب آمریکا طی دهه ۱۹۷۰ (مثلاً کاررا و کارول^۴، ۱۹۷۹) تا به امروز ادامه یافت بطوری که جدیدترین مطالعات، کارهای مایولفی^۵ و همکاران (۲۰۰۶) و سودری^۶ و همکاران (۲۰۰۸)، به نقل از استوفل (۲۰۰۸: ۹۵) در این ناحیه است. در آمریکای جنوبی مطالعه بر روی ریشه‌های لخت شده در حاشیه یک رودخانه موقتی در آرژانتین منجر به کشف ۲۱ سیلاب کاوشی از ۱۸۷۰ تا ۲۰۱۲ شده است (استوفل و همکاران، ۲۰۱۲: ۲۴۸).

مطالعه بر روی ریشه‌ها طی دهه اخیر در اروپا گسترش چشمگیری یافته است. در این زمینه می‌توان به کارهای مربوط به فرسایش صفحه‌ای با استفاده از ریشه‌های رخنمون یافته درختان در اسپانیای مرکزی (بودوکیو^۷ و همکاران، ۲۰۱۱ و ۲۰۰۵)، مطالعه موردی نرخ فرسایش از طریق ریشه‌های روباز در سوئیس (گارتنر^۸، ۲۰۰۱)، روش‌های مربوط به تحلیل فرایندهای فرسایشی با استفاده از ریشه درختان (گارتنر، ۲۰۰۷) و تغییرات آناتومیکی در ریشه‌ها پس از بیرون زدگی از خاک (هیتز^۹ و همکاران، ۲۰۰۸) اشاره کرد. همچنین گاه‌شناسی توسعه گالی‌ها در یک محیط جنگلی در جنوب هلند انجام گرفته و نتایج آن نشان می‌دهد که رشد گالی‌ها از حدود سال ۱۹۵۰ به بعد تشدید شده است (مالیک^{۱۰}، ۲۰۰۸: ۴۳۴).

اولین مطالعات درباره فرایندهای ژئومورفیک مبتنی بر رشد حلقه‌های درخت در تنه‌ها و شاخه‌ها بر وقایع سیلابی تمرکز دارد. پس زمینه مطالعات مربوط به فرایندهای سیلابی و مناظر کاوشی و تراکمی آنها توسط سیگافوس (۱۹۶۴) فراهم گردیده است. وی برای اولین بار خراشیدگی ناشی از سیلاب را بر تنه درختان برای تفسیر وقایع هیدرولوژیکی و تعیین فراوانی سیلاب‌ها مورد استفاده قرار داد. این گونه مطالعات بعداً به

1 Shroder

2 Sigafos

3 Lamarch

4 carrara and carrol

5 McAuliffe

6 Scuderi

7 Bodoque

8 Gartner

9 Hitz

10 Malik

وسیله استوارت^۱ و لامارچ^۲ (۱۹۶۷) هاریسون و رید^۳ (۱۹۶۷) و همچنین استوکس و اسمایلی^۴ (۱۹۶۸) دنبال گردید.

هلی^۴ و لامارچ (۱۹۶۸) در مطالعه دوره برگشت سیلاب ها در کالیفرنای شمالی از فنون مربوط به حلقه-های سالانه رشد درختان استفاده کرده‌اند. مطالعات بعدی بر روی سیلاب های رودخانه سفید توسط آرکانزاس و بدینگر^۵ در ۱۹۷۱ (به نقل از استوفل، ۲۰۰۸: ۱۹۵) و جریان‌های مخرب تابستانه در رودخانه پوتوماک^۶ توسط یانوسکی^۷ (۱۹۸۴ و ۱۹۸۲) انجام گرفته است. بازسازی سیلاب های بزرگ قدیمی با استفاده از گاه شناسی درختی توسط کوستا^۸ (۱۹۷۸) در بخشی از رودخانه کلرادو انجام گرفته است. در کانادا تغییرات آناتومیکی چوب درختان توسط جورج و نیلسون^۹ (۲۰۰۳ و ۲۰۰۰) برای معرفی سیلاب های غلیظ در مناطق آپی مورد استفاده قرار گرفته است. در این زمینه بعد از کارهای اولیّه توسط هوپ^{۱۰} و همکاران (۱۹۸۷ و ۱۹۸۴) در ایالات متحده آمریکا، مطالعات گسترده‌ای به وسیله استرانک^{۱۱} (۱۹۹۷ و ۱۹۹۱ و ۱۹۸۹) برای بازسازی جریان مواد در دولومیت‌های کشور ایتالیا انجام شده است.

کارهای متعدّد دیگری در آلپ‌های سوئیس و اتریش به وسیله بومان و کایزر^{۱۲} (۱۹۹۹)، استوفل و همکاران (۲۰۰۵)، بولچویلر^{۱۳} و استوفل (۲۰۰۷)، بولچویلر و همکاران (۲۰۰۸ و ۲۰۰۷) و مایر^{۱۴} و همکاران انجام شده است. مایر آثار سیلاب های غلیظ برای یک دوره ۲۰۰ ساله از ۱۸۰۰ تا ۲۰۰۰ میلادی را بر روی یک مخروط افکنه در آلپ‌های اتریش مورد مطالعه قرار داد (مایر و همکاران ۲۰۱۰: ۲۰۳)، اما مهم-ترین و بزرگ‌ترین کار انجام شده مربوط به ۱۱۰۰ نمونه درختان مخروطی در آلپ‌های سوئیس است که به بازسازی تعداد ۱۲۳ جریان مواد از ۱۵۷۰ میلادی تا سال‌های اخیر انجامیده است (استوفل و بنیستون^{۱۵} ۲۰۰۶؛ استوفل و همکاران، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۰). یکی از رویکردهای جدید در دندروژئومورفولوژی برآورد حجم دبی سیلاب‌های ناگهانی در حوضه‌های آبریز کوچک و فاقد ایستگاه است که در این زمینه می توان به کارهای

1 Stewar

2 Harrison and Reid

3 Stokes and Smiley

4 Helly

5 Arkansas and Bedinger

6 Potomac River

7 Yanosky

8 Costa

9 George and Nielson

10 Hupp

11 Strunk

12 Boumann and Kaiser

13 Bollschweiler

14 Mayer

15 Beniston

بالستروس^۱ و همکاران (۲۰۱۰ و ۲۰۱۲ زیر چاپ) و روئیز^۲ و همکاران (۲۰۱۰) اشاره کرد. از بهترین کارهای مروری درباره دندروژئومورفولوژی علاوه بر کتاب آلتالو (۱۹۷۰) می‌توان به مقاله‌های شرودر (۱۹۸۰)، هوپ (۱۹۸۸) استوفل و بولچویلر (۲۰۰۸، ۲۰۰۹)، بولچویلر و استوفل (۲۰۱۰) و استوفل و ویلفورد^۳ (۲۰۱۲) اشاره نمود.

مطالعات ژئومورفولوژی درختی در ایران تا کنون مورد توجه نبوده و به طور مختصر در برخی کتاب‌ها به این موضوع پرداخته شده است (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۷۶-۱۶۶). گرچه تحقیق حاضر در سطح محدود و با نمونه‌های اندک انجام گرفته ولی نشان می‌دهد که روش دندروژئومورفولوژیکی می‌تواند برای بازسازی تاریخ و عملکرد فرایندها و مخاطرات ژئومورفیک از جمله بازسازی سیلاب‌های بزرگ قدیمی مورد استفاده قرار گیرد. البته طی عملیات میدانی سایت‌هایی از رسوبات سیلابی آب راکدی به طور تصادفی در بازه مورد مطالعه کشف شد که به تکمیل و تایید داده‌های دندروژئومورفولوژی کمک نمود.

منطقه مورد مطالعه

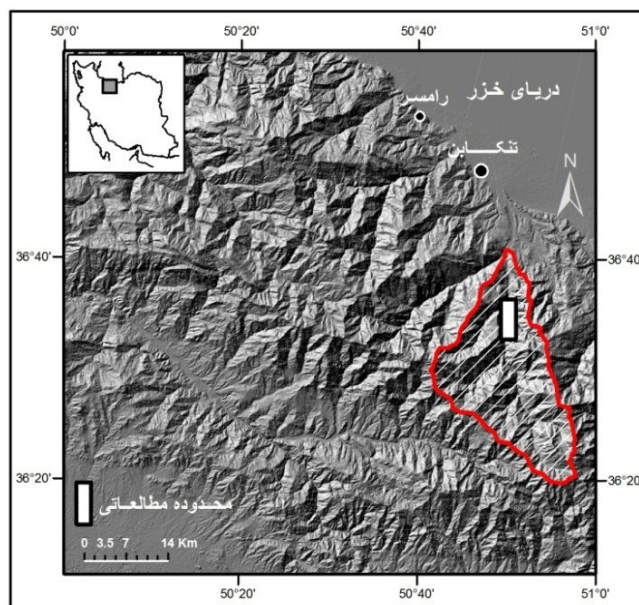
منطقه مورد مطالعه منطبق بر بخشی از بستر آبراهه اصلی حوضه آبریز رودخانه سه هزار به طول یک کیلومتر در جنوب شهر تنکابن است. نقطه شروع محدوده مورد مطالعه در سمت بالارود آن با مختصات ۳۳° ۳۶' ۳۹" عرض شمالی و ۵۰° ۵۱' ۱۵" طول شرقی و نقطه پایان آن در سمت پایین رود در مختصات ۳۶° ۴۰' ۰۵" عرض شمالی و ۵۰° ۵۰' ۱۴" طول شرقی قرار دارد. حوضه آبریز سه هزار با وسعت ۴۶۲ کیلومتر مربع از ارتفاعات تخت سلیمان سرچشمه گرفته و پس از پیوستن به رودخانه دو هزار و تشکیل رودخانه چشمه کیله به دریای خزر می‌ریزد (شکل ۱). خروجی حوضه در محل تلاقی با رودخانه دوهزار ۳۸۹ متر ارتفاع داشته و بلندترین نقطه آن با بیش از ۴۶۵۰ متر در خط الرأس مشترک با حوضه آبریز کلاردشت قرار دارد. اختلاف چشمگیر در سطوح ارتفاعی حوضه باعث تنوع محیط‌های ژئومورفیک - اکولوژیک شده به طوری که بخش‌های پایین رود آن در قلمرو جنگل‌های متراکم خزری واقع است؛ درحالی‌که بخش‌های وسیعی از سطح ارتفاعی ۲۵۰۰ متر به بالا در قلمروهای شکل‌زایی مجاور یخچالی و یخچالی قرار می‌گیرد. توپوگرافی یخچالی شامل سیرک‌ها، دره‌های یخچالی، پرتگاه‌های پر شیب و ستیغ‌ها و مورن‌های یخچالی یوده که از مرتفع‌ترین سطوح حوضه تا ارتفاع ۳۵۳۸ متری گسترش دارند. این مجموعه که جزو یخچال‌های نیمه فعال علم کوه و تخت سلیمان محسوب می‌گردد، تنها مجموعه یخچال‌های کلاسیک ایران است که به اعتقاد بسیاری از کارشناسان تحت تأثیر پدیده گرم شدن جهانی با سرعت فزاینده‌ای تحلیل می‌روند (یمانی، ۱۳۸۸: ۴۷ و ۴۸).

1 Ballesteros

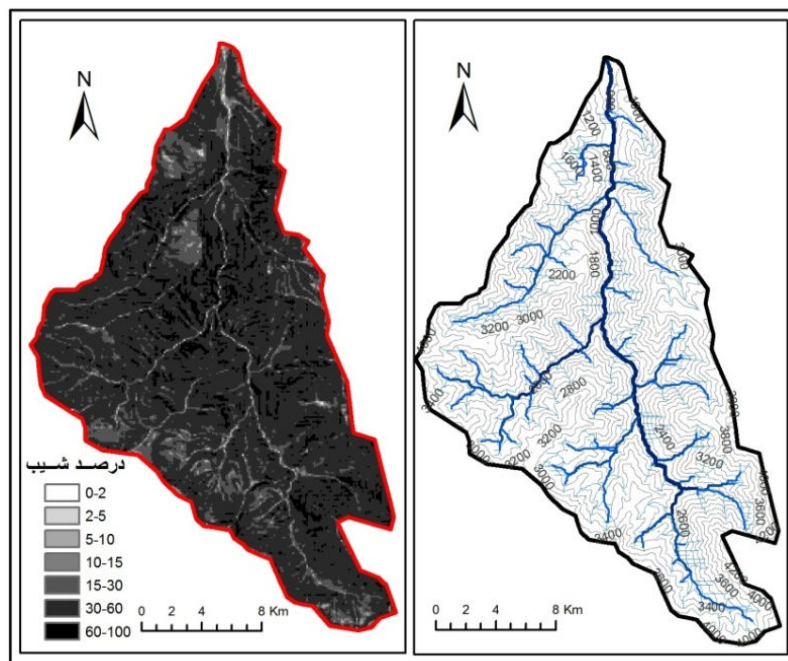
2 Ruiz

3 Wilford

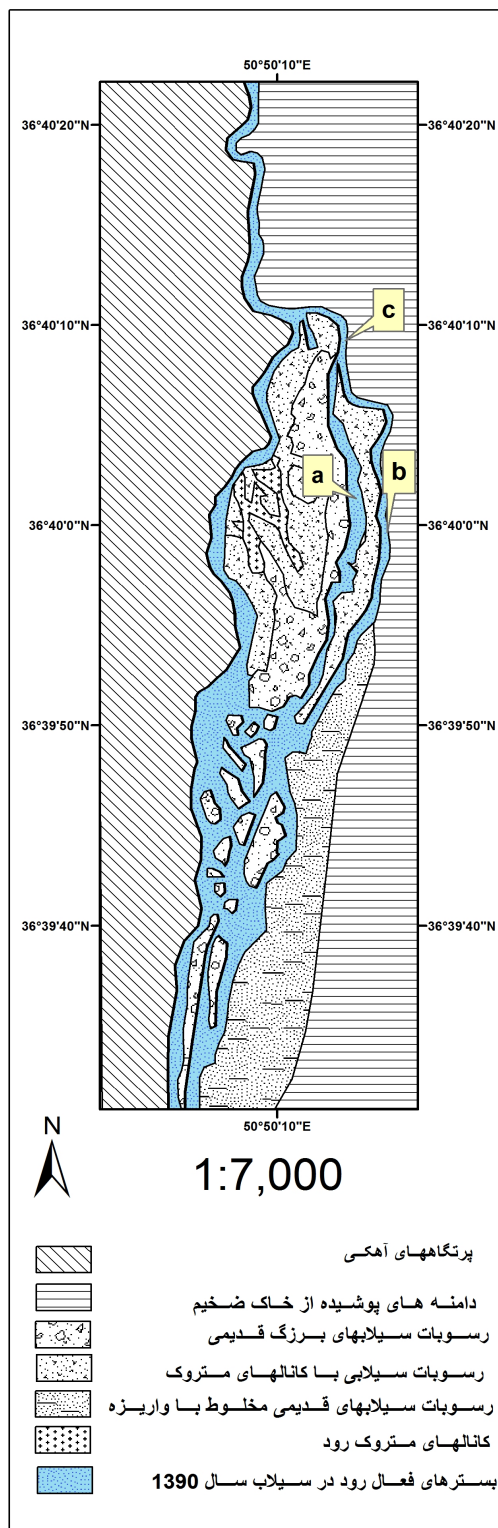
بیش از ۹۵ درصد حوضه در شیب‌های بالای ۳۰ درصد و ۸۲ درصد آن در شیب‌های بالای ۶۰ درصد قرار دارد (شکل ۲).



شکل ۱ موقعیت حوضه آبریز سه هزار و محدوده مورد مطالعه



شکل ۲ توپوگرافی و شیب در حوضه آبریز سه هزار



شکل ۳ ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه

آبراهه اصلی که از ۶ سیرک یخچالی و از برف‌های دائمی در ارتفاع حدود ۴۵۰۰ متری سرچشمه می‌گیرد، در بستری نسبتاً عمیق و باریک تا محل مورد مطالعه امتداد یافته و در این محل به دلیل فضای قابل دسترس از بستری پهن‌تر با عرض متوسط ۱۵۰ متر و از نوع چند کاناله برخوردار می‌گردد. کاهش شیب و عریض شدن بستر منجر به تراکم حجم عظیمی از رسوبات آبرفتی درشت دانه و عمدتاً با منشأ مورن‌های یخچالی در نتیجه وقوع پالئو سیلاب‌ها شده است. وجود قطعات بسیار درشت به ابعاد چندین متر در ترکیب رسوبات آبرفتی حکایت از وقوع سیلاب‌های بسیار بزرگ را دارد.

پس از یک فاز تراکمی مهم و گسترش پوشش جنگلی، آثار سیلاب‌های بعدی بصورت حفر کانال‌های جدید در رسوبات قبلی، یک بستر چند کاناله را بوجود آورده است. بر این اساس بازه مورد مطالعه را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد، یکی کانال با جریان دائمی که هم توسط سیلاب‌های با دوره برگشت کوتاه یا به اصطلاح سیلاب‌های سالانه و هم سیلاب‌های بزرگ پوشیده می‌شود و دیگری بسترهای فرعی که تنها از سیلاب‌های بزرگ متأثر می‌گردند. محدوده بسترهای فرعی در اثنای سیلاب‌های شدید دهه‌های اخیر و مخصوصاً چند سال اخیر دچار تغییرات شدیدی گردیده و به نظر می‌رسد وارد یک مرحله ناپایداری ژئومورفیکی شده

است. با توجه به این که سطح سیلاب در کانال‌های فوق فقط در اثنای سیلاب‌های بزرگ افزایش می‌یابد، لذا از شواهد دندروژئومورفولوژیکی حواشی آنها، برای بازسازی سیلاب‌های بزرگ قدیمی استفاده شده است. سیلاب تابستان ۱۳۹۰ با توجه به حجم و سطح آن در زمره سیلاب‌های بزرگ قرار می‌گیرد بنابراین به عنوان معیاری برای تخمین سطح و دبی سیلاب‌های بزرگ قدیمی در نظر گرفته است. مطالعات و تحلیل‌های این مقاله روی ۳ کانال فرعی که با حروف a, b و c در نقشه ژئومورفولوژی نامگذاری شده‌اند متمرکز گردیده است.

مواد و روش‌ها

مواد مورد استفاده در این مقاله شامل مدل رقومی ارتفاع نوع ASTER، تصویر ماهواره‌ای منطقه، آمار حداکثر دبی لحظه‌ای ایستگاه هیدرومتری سرواش پشته و تعداد ۱۵ نمونه درختی شامل مقاطع عرضی از ریشه‌های بیرون آمده از خاک، گوه‌های برداشت شده از زخم‌های تنه و بافت پینه‌ای^۱ اطراف آن و مقاطع عرضی از تنه‌های ریشه‌کن شده بوده است. چون روش نمونه‌گیری از نوع انتخابی بوده، ابتدا طی یک بازدید میدانی از محدوده مطالعاتی درختانی که از سیلاب متأثر گردیده و واکنش نشان داده‌اند، مشخص و سپس بر اساس موقعیت ژئومورفولوژیکی، سن و نوع تغییر بر اثر سیلاب‌های اخیر، نمونه‌ها جمع‌آوری شده است.^۲ بر اساس موقعیت ژئومورفولوژیکی، نمونه‌ها از سطح قدیمی‌ترین و مرتفع‌ترین رسوبات سیلابی، پادگانه‌های جوان حاشیه کانال‌های فعال کنونی، داخل بسترهای عریض شده بر اثر سیلاب‌های جدید، بارهای رسوبی کانال اصلی و همچنین دو نمونه در خروجی یکی از آبراهه‌های فرعی برداشت شده است. درختان منطقه جزو گونه‌های پهن‌برگ از نوع افرا^۳ و توسکا^۴ بوده که حلقه‌های رشد بهاره ضخیم و حلقه‌های رشد تابستانه نازکی دارند. به همین دلیل ضخامت چوب زودرس^۵ با رنگ روشن و آوندهای درشت چندین برابر ضخامت چوب دیررس^۶ آنهاست. با توجه به ممنوعیت قطع درختان در منطقه مورد مطالعه و در دسترس نبودن مته نمونه‌گیر، برای تحلیل کامل حلقه‌های رشد که نیاز به مقاطع عرضی از تنه درخت بوده، نمونه‌های مورد نیاز از درختان ریشه‌کن شده بوسیله سیلاب تابستان ۱۳۹۰ و یا درختان قطع شده توسط سازمان‌های مسوول انتخاب و برداشت شده است.

1 Callus

^۲ عملیات میدانی و جمع‌آوری نمونه‌ها در مردادماه سال ۱۳۹۱ انجام گرفته است

3 Acer

4 Alnus

5 Early wood

6 Late wood

نمونه‌های برداشت شده به مدت یک ماه در فضای آزاد و شرایط اقلیم خشک (مشهد) قرار داده شد تا کاملاً خشک گردد. سپس برای شفافیت بیشتر و تفکیک دقیق حلقه‌ها، سطح نمونه‌ها با سمباده نرم صیقلی و شمارش حلقه‌ها با میکروسکوپ و ضخامت آنها پس از ترسیم روی کاغذ میلیمتری تغییر یافته، با دقت ۰/۱ میلی متر اندازه‌گیری شد. در شمارش حلقه‌ها بر اساس نوع تغییرات در حلقه‌ها و همچنین تعداد حلقه‌های رشد یافته در بافت پینه‌ای، وقایع سیلابی تاریخ‌گذاری گردیده و حتی نوع جریان و در برخی موارد فصل وقوع آنها نیز مشخص شد.

آمار حداکثر دبی لحظه‌ای ایستگاه سرواش پشته در فاصله ۵ کیلومتری بالارود بازه مورد مطالعه برای سال‌های ۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰ در دسترس بوده و سیلاب‌های بازسازی شده به روش دندروژئومورفولوژی به آمار سال‌های قبل از ۱۳۸۰ اضافه شده است. برای محاسبه دبی سیلاب‌های قبلی تعداد ۴ مقطع عرضی از کانال-های a، b و c تهیه و شیب و ضریب زبری آنها تعیین گردیده است. سپس با استناد به آثار سیلاب بر تنه درختان حاشیه بستر و از طریق فرمول مانینگ^۱ (گودی^۲ و همکاران، ۱۹۹۰: ۸۳) سرعت متوسط و دبی سیلاب‌ها مورد تخمین قرار گرفت. در حین برداشت‌های میدانی، آثار رسوبات آب راکد سیلابی در دونقطه یکی در حاشیه کانال a و دیگری در حاشیه کانال b کشف گردید. بر اساس محل رسوبگذاری رسوبات آب راکد در کانال a به جرات می‌توان آن را به سیلاب‌های یک صد سال اخیر نسبت داد؛ لذا از شواهد فوق به عنوان داده‌های تکمیلی در تأیید سطح سیلاب‌های بزرگ قبلی نیز استفاده شده است.

اثرات سیلاب بر درختان و واکنش آنها

اثرات مختلف وقایع سیلابی بر درختان و واکنش‌های مخصوص درختان به هر یک از آنها را می‌توان به شرح زیر دسته‌بندی کرد:

- **زخم‌های پوست و چوب:** خراشیدگی یا کندگی روی پوست بیرونی^۳ و زخم‌های عمیق در کنده درخت از مناظر عمده در درختانی است که به وسیله فرایندهای ژئومورفیک آسیب دیده‌اند (استوفل و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۸۸). در منطقه مورد مطالعه زخم‌های ناشی از سیلاب هم بر تنه و هم ریشه درختان دیده می‌شود (شکل a-۴). فشارها و ضربات برخورد کننده بسیار شدید می‌تواند بافت سازنده چوب^۴ را نابود ساخته و ساختار رشد در ناحیه زخمی شده را بر هم زند. پس از ایجاد زخم، برای جلوگیری از خطر پوسیدگی و حمله حشرات، درخت شروع به تولید بافت پینه‌ای^۵ در حواشی زخم می‌نماید. در اثنای تولید بافت پینه‌ای،

1 Manning

2 Goudie

3 Outer bark

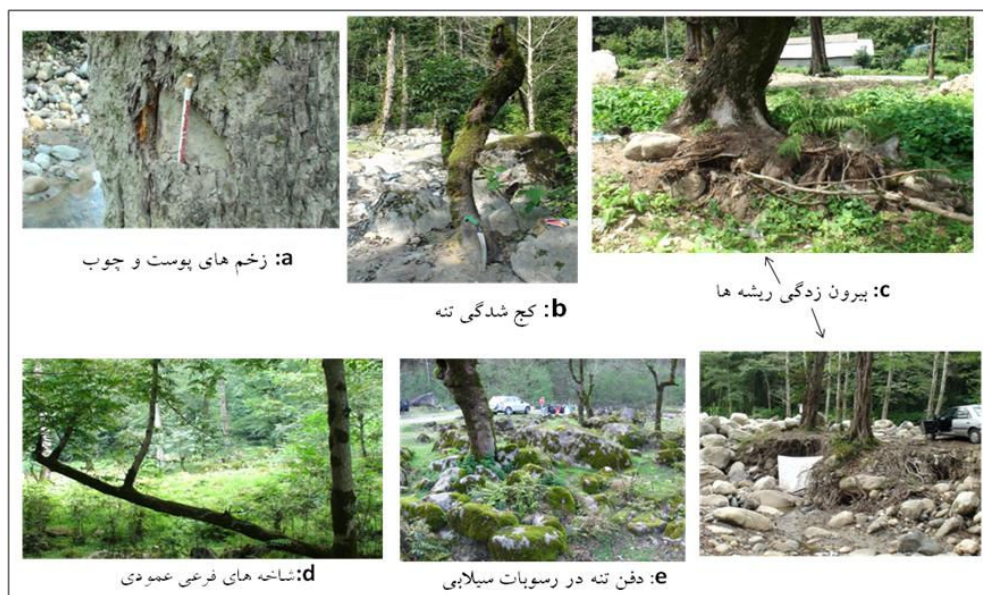
4 Cambium

5 Callus

سلول‌های سازنده چوب تا ترمیم کامل زخم، بطور پیوسته از حواشی زخم بر روی آن رشد می نمایند. بر حسب میزان شدت و انرژی سیلاب و اندازه زخم، درخت آسیب دیده بر تشکیل حلقه‌های رشد در اطراف زخم متمرکز شده در حالیکه میزان رشد در سایر بخش‌های تنه کاهش می یابد. در تجزیه و تحلیل ها می توان با تهیه نمونه از بافت پینه‌ای اطراف زخم ها و شمارش حلقه‌های اضافه شده در آن به تاریخ وقوع سیلاب پی برد.

- **کج شدن تنه درختان** (لوندستروم و همکاران ۲۰۰۸، ص ۳۵۵): فشار ناگهانی وارده بر تنه درختان باعث خم شدگی آنها می‌شود (شکل b-۴). یک درخت خم شده همواره سعی دارد دوباره به حالت قائم برگردد و این واکنش بوضوح در بخشی از تنه که از حالت قائم خارج شده دیده می‌شود. در این بخش از جایی که حلقه‌های رشد از حالت دوایر متحدالمرکز خارج شده و نامتقارن شده‌اند می‌توان زمان وقوع پدیده خم کننده درخت را تشخیص داد (استوفل و بولچویلر، ۲۰۰۸: ۱۹۰).

- **مدفون شدن بخشی از تنه در داخل رسوبات:** جریان‌های غلیظ و سیلاب ها موجب تراکم رسوب در اطراف قاعده و تنه درختان می‌شود. در شرایطی که قاعده و یا بخشی از تنه در زیر رسوب مدفون گردد، اگر رسوبات سرشار از مواد مغذی بوده، آب کافی در دسترس باشد و عمق رسوب هم زیاد نباشد، میزان رشد افزایش یافته و ضخامت حلقه‌ها بیشتر می‌شود. در صورت دفن شدگی عمیق، امکان کاهش رشد درخت و حتی خشک شدن آن نیز وجود دارد. محققین آستانه تحمل درخت در رابطه با عمق دفن شدگی را حداکثر ۱/۶ تا ۱/۹ متر بیان کرده‌اند (استرانک، ۱۹۹۷: ۱۳۷). تعیین سن زمان رسوبگذاری از طریق تحلیل و بررسی تغییرات بوجود آمده در حلقه‌های رشد درخت و در نظر گرفتن موقعیت آن امکانپذیر خواهد بود.



شکل ۴ انواع تغییرات به وجود آمده در درختان بر اثر سیلاب در منطقه مورد مطالعه

در صورتی که درختان دفن شده شروع به تولید ریشه‌های فرعی مطابق در نزدیکی سطح رسوبات سیلابی دفن کننده می‌نمایند، ریشه‌های فوق می‌تواند به تعیین سن تقریبی فرایند رسوب گذاری کمک نماید.

- ظاهر شدن ریشه‌ها در سطح زمین: فرایندهای فرسایشی و پدیدار شدن ریشه‌ها در سطح زمین می‌تواند باعث بروز واکنش در رشد تنه و خود ریشه گردد. چنانچه وقوع یک فرایند فرسایشی مثل سیلاب های شدید بطور ناگهانی باعث لخت و بی حفاظ شدن کامل ریشه‌ها گردد، آنها دیگر قادر به انجام کامل نقش اولیه خود، یعنی رساندن آب و مواد غذایی کافی به درخت نبوده و در نتیجه رشد درخت کند شده و حلقه‌های باریک‌تری در تنه به وجود می‌آید. اما اگر بخش‌هایی از ریشه بی حفاظ شود، ولی انتهای آن در خاک باقی بماند، ریشه به رشد خود ادامه داده و این رشد با تغییرات آناتومیک در ساختار چوبی ریشه‌های بیرون آمده از خاک همراه خواهد بود. این تغییرات که شامل ایجاد حلقه‌هایی مشابه تنه و شاخه‌هاست ما را قادر می‌سازد سن و نوع واقعه متاثر کننده را تعیین نماییم (بودوکیو، ۲۰۰۵: ۹۹ و ۱۰۰).

بحث و نتایج

سیلاب‌های ثبت شده توسط ایستگاه دبی سنجی

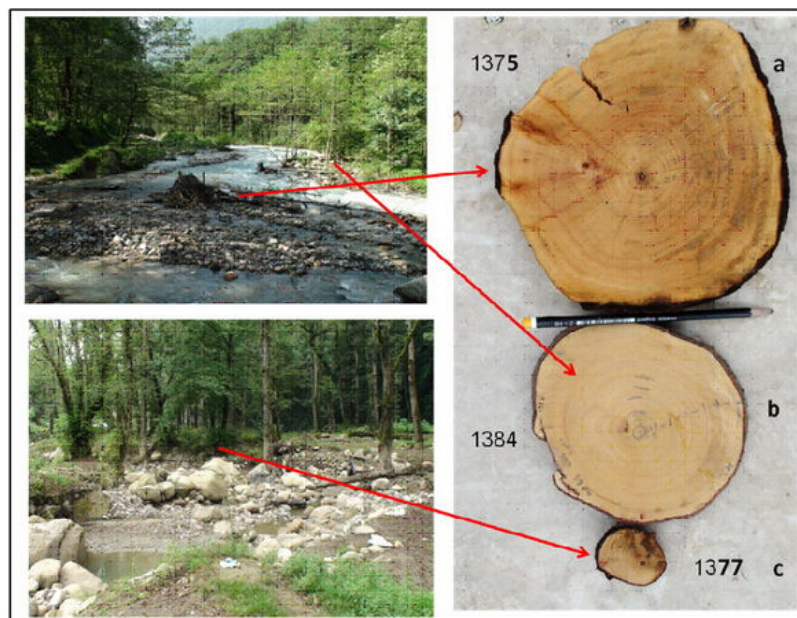
آمار دبی حداکثر لحظه‌ای ایستگاه سرواش پشته ارقامی از حداقل ۷ تا حداکثر ۶۹۸۰ متر مکعب در ثانیه برای سال های ۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰ را نشان می‌دهد. بر این اساس بزرگ ترین سیلاب ثبت شده رودخانه که آثار قابل توجهی نیز در بستر بجا گذاشته مربوط به تیرماه ۱۳۹۰ است. سیلاب مشابه دیگری با دبی ۵۲۲۵ متر مکعب در ثانیه در تیرماه ۱۳۸۲ رخ داده که گرچه از نظر بزرگی در ردیف دوم قرار می‌گیرد، اما ساکنین روستاهای یاندشت بالا و گاوپر اثرات آنرا از یاد برده‌اند. حداکثر دبی لحظه‌ای سال‌های ۱۳۸۳، ۱۳۸۶، ۱۳۸۸ و ۱۳۸۹ نیز نسبتاً بزرگ بوده و بین ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر مکعب گزارش شده است. در این میان ساکنین محلی سیلاب های سال های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ و اثرات آنرا بخوبی به یاد می‌آورند. بیشتر این سیلاب ها در فصل گرم و بزرگ‌ترین آنها در تیر ماه رخ داده‌اند (شکل ۵).



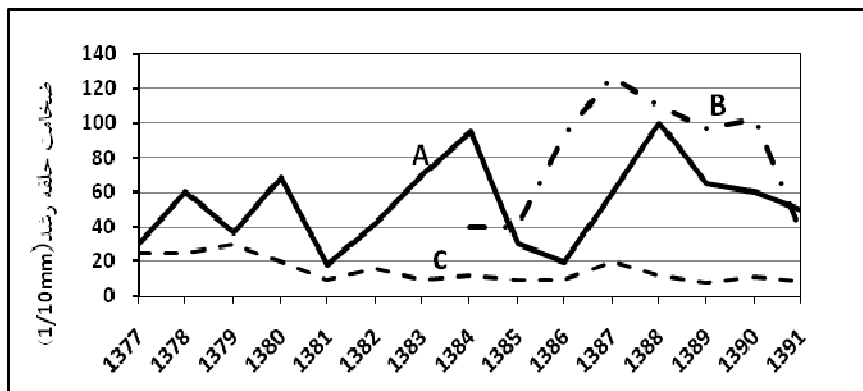
شکل ۵ حداکثر دبی لحظه‌ای ایستگاه هیدرومتری سرواش پشته (شرکت آب منطقه‌ای مازندران)

با توجه به جدید بودن سیلاب سال ۱۳۹۰ و مشابهت‌های آن با سطح و آثار سیلاب‌های بزرگ قدیمی می‌توان آن را به عنوان یک واقعه مهم و معیاری برای بازسازی دبی سیلاب‌های قدیمی در نظر گرفت. سیلاب مذکور علاوه بر کانال اصلی تقریباً تمام کانال‌های فرعی را متأثر ساخته و اثرات مهمی بر اکولوژی گیاهی و مورفولوژی کانال‌ها داشته است. این سیلاب به عنوان یک جریان غلیظ حجم قابل توجهی از رسوبات درشت دانه با قطر متوسط ۵۰ سانتی متر را با خود حمل نموده و پس از ورود به محدوده مورد مطالعه پادگانه‌های رسوبی حاشیه بستر اصلی را تخریب، درختان متعددی را ریشه‌کن و توده‌های بزرگی از سنگ را بر جای گذاشته است. مقاطع عرضی حاصل از درختان ریشه‌کن شده سن پادگانه‌های جوان حاشیه بستر را بین ۱۰ تا ۲۰ سال نشان می‌دهد (شکل ۶). با توجه به سن نمونه‌ها می‌توان تغییرات در بستر اصلی و حاشیه آن را در دوره‌های کوتاه مدت ۱۰ تا ۲۰ ساله در نظر گرفت. با توجه بیشتر می‌توان دریافت که بسیاری از درختانی که قبل یا بعد از سیلاب سال ۱۳۸۲ بر روی پادگانه‌های جوان رشد نموده‌اند، در اثنای سیلاب سال ۱۳۹۰ ریشه‌کن شده‌اند.

مقایسه حلقه‌های رشد درختان جوان حاشیه بستر اصلی با حلقه‌های درختان هم‌نوع حاشیه کانال‌های فرعی و بخش‌هایی که به وسیله سیلاب‌های کوچک و سالانه پوشیده نمی‌شوند، تفاوت‌های مهمی را نشان می‌دهد. ریشه‌کن شدن مکرر درختان حواشی کانال اصلی میزان نور و آب کافی را برای درختان جدید فراهم می‌آورد و لذا حلقه‌های رشد آنها ضخیم‌تر و قطرته آنها نیز بیشتر است در حالی که در بخش‌های پایدارتر و پادگانه‌های قدیمی‌تر به دلیل سایه افکندن درختان کهنسال ضخامت حلقه‌های رشد و قطر درختان کمتر است (اشکال ۶ و ۷).



شکل ۶ مقاطع عرضی از تنه درختان حواشی بستر اصلی (a,b) و بسترهای فرعی (c)



شکل ۷ مقایسه ضخامت حلقه‌های رشد در نمونه‌های شکل ۶

نتیجه بررسی‌های مربوط به آثار سیلاب‌ها نشان می‌دهد که تمام فرایندهای کاوشی و تراکمی مهم مربوط به سیلاب‌های بزرگ حوضه بوده است. سیلاب سال ۱۳۹۰ که در این گروه قرار می‌گیرد، تمام بسترهای فرعی با جنگل نسبتاً متراکم را تحت تأثیر قرار داده و تغییرات ژئومورفیک مهمی بر جای گذاشته است. در شکل ۸ اثرات این سیلاب به صورت داغاب سیلاب، زخم‌های تنه، ریشه‌های لخت شده و درختان ریشه‌کن شده در حاشیه کانال فرعی a را می‌توان مشاهده نمود.



شکل ۸ اثرات سیلاب ۱۳۹۰ بر مورفولوژی کانال a و پوشش جنگلی

بر اساس موقعیت درختانی که بعد از وقوع سیلاب هنوز در قلمرو بستر قرار دارند و همین طور درختانی که به داخل کانال‌ها سقوط کرده، اما موقعیت قبلی آنها در حاشیه کانال قابل تشخیص است، می‌توان متوسط عریض شدگی بستر در اثنای سیلاب سال ۱۳۹۰ را ۳ متر و بر اساس قاعده اولیه درختان و جدیدترین

ریشه‌هایی که رخنمون یافته‌اند میزان عمیق شدگی بستر را معادل ۱ متر برآورد نمود. این تغییرات در بسترهای موجود، به ایجاد کانال‌های جدید رتبه ۱ نیز کمک نموده است. روند تغییرات ژئومورفیک نشان می‌دهد که در صورت تکرار سیلاب‌های مشابه، گسترش کانال‌ها به ضرر پادگانه‌های آبرفتی، ناپایداری ژئومورفیکی شدیدتر منطقه را به دنبال خواهد داشت. متأسفانه فشار غیر مسوولانه سازمان‌های مسوول بر محیط طبیعی در قالب طرح‌های کانالیزه کردن سیلاب و یا به اصطلاح لایروبی مسیر رودخانه اصلی (شکل a-b-۹) و عملیات راه سازی گاه ناپایداری‌های غیر قابل کنترلی (شکل c-۹) را باعث شده و شدت و قدرت تخریبی سیلاب‌های آینده را افزایش خواهد داد.



شکل ۹ مداخله انسان در محیط و افزایش خطر سیلاب‌های غلیظ

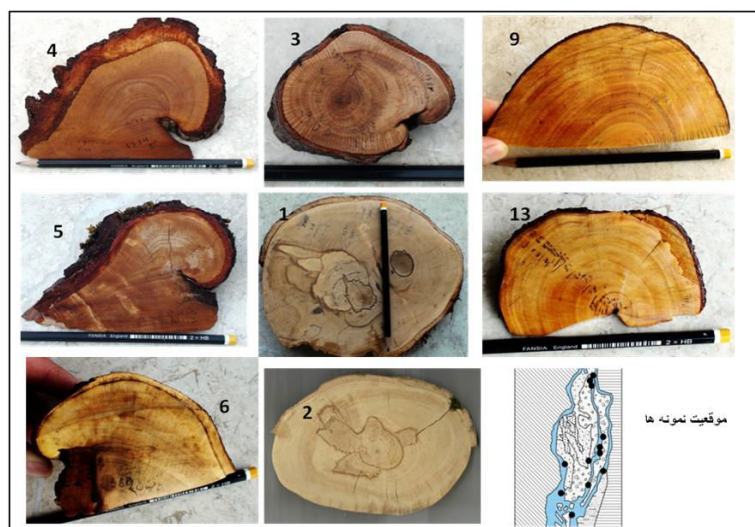
لازم به یادآوری است که با توجه به نوع جریان‌های سیلابی رودخانه سه هزار عملیات اصلاح کانال برای هدایت سیلاب بی‌نتیجه خواهد بود زیرا سیلاب‌های غلیظ قابل هدایت نبوده و بر اثر رسوب‌گذاری در بسترهای دستکاری شده، طغیان‌های مجدد را به همراه خواهند داشت. از طریق قطع پوشش جنگلی و کاهش ضریب زبری بستر، اثرات طغیان‌های احتمالی را شدت خواهد بخشید و پایداری نسبی نواحی پایین‌دست را برهم خواهد زد.

پالو سیلاب‌ها و بازسازی آنها

با توجه به سن درختان مرجع و همچنین نمونه‌های جمع‌آوری شده در منطقه مورد مطالعه، کشف و بازسازی سیلاب‌های قدیمی شامل بازه زمانی یکصد ساله اخیر است. بر اساس سن درختان می‌توان، بارها و

پادگانه‌های رسوبی رودخانه را به سه بخش تقسیم کرد. اول قطعات کوچکی از سطوح خیلی قدیمی که مرتفع‌ترین بخش‌های یستر را با درختان کهنسال و رسوبات درشت دانه تا قطر چند متر، سن بیش از صدها و یا هزاران سال را شامل می‌شود. دوم سطوح وسیع‌تری از بستر که در ارتفاع پایین‌تر قرار داشته و طی یک فاز کاوشی تشکیل و حدود یکصد سال سن دارد. فراوانی درختان با سن حداکثر یکصد سال از ویژگی‌های مشخص این پهنه‌هاست. از طرفی ریشه‌های مطابق درختان کهنسال سطوح قدیمی‌تر در داخل رسوبات این پادگانه‌ها سنی کمتر از یکصد سال داشته و این امر خود موید صحت تاریخ‌گذاری سنی آن است.

این قلمرو به طور چشمگیری در حال تغییر و تحول بوده و سقوط تعداد زیادی از درختان رشد یافته در حاشیه کانال‌های فعال شده بیانگر اثرات این سیلاب‌های ویرانگر بر پیکره پوشش جنگلی و ژئومورفولوژی منطقه است. چون سن درختان حواشی این کانال‌ها حدود صد سال است از این رو آثار سیلاب‌های چند دهه اخیر را در می‌توان در آنها جستجو کرد. لازم به ذکر است که نمونه‌های انتخابی این مقاله نیز عمدتاً از این بخش‌ها جمع‌آوری شده است. سوم محدوده شریان اصلی رود که سن آن حداکثر به ۱۰ تا ۲۰ سال می‌رسد و قبلاً درباره آن صحبت کردیم.



شکل ۱۰ تعدادی از نمونه‌های درختی مورد استفاده در تحلیل‌های دندروژئومورفولوژی

شکل ۱۰ تعدادی از نمونه‌های درختی تهیه شده پس از آماده سازی برای تجزیه و تحلیل در آزمایشگاه را نشان می‌دهد. نتایج بررسی‌های آزمایشگاهی نمونه‌ها در جدول شماره ۱ ارائه گردیده است. بر این اساس می‌توان ۶ واقعه سیلابی بزرگ را تشخیص داد که قبل از ساخت ایستگاه هیدرومتری در حوضه سه‌هزار اتفاق افتاده‌اند. این سیلاب‌ها در سال‌های ۱۳۱۵، ۱۳۲۲، ۱۳۵۵، ۱۳۶۲، ۱۳۷۱ و ۱۳۷۷ رخ داده‌اند. با توجه به ضربات وارده بر درختان و بررسی حلقه‌های رشد می‌توان گفت: سیلاب سال ۱۳۵۵ در فصل تابستان اتفاق

افتاده و ارتفاع سطح آب آن نزدیک به سیلاب سال ۱۳۹۰ بوده است. سیلاب سال ۱۳۶۲^۱ باعث تراکم رسوبات ماسه‌ای به ارتفاع ۱۲۰ سانتی‌متر در قاعده درختان شده و سیلاب شدید سال ۱۳۷۱ منجر به نمایان شدن ریشه‌های رشد یافته در رسوبات سیلابی سال ۱۳۶۲ گردیده است. آثار زخم‌های ناشی از سیلاب دیگری در تابستان ۱۳۸۲ بخوبی در ریشه‌های رخنمون یافته قابل تشخیص است (شکل ۱۰ نمونه ۳).

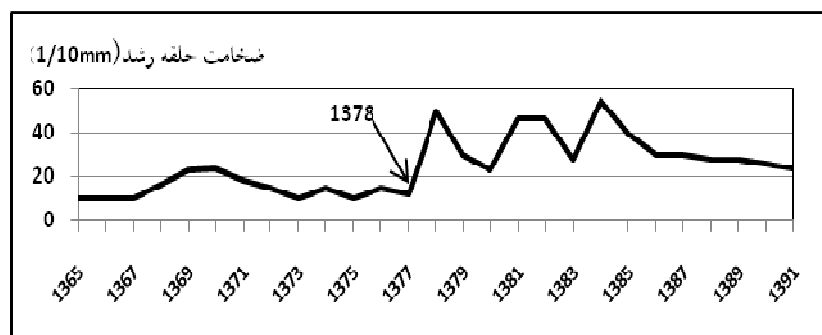
جدول شماره ۱ خصوصیات نمونه‌های مورد مطالعه، سن، تغییرات و واقعه تغییر دهنده

نوع واقعه	نوع تغییر	تاریخ تغییرات	سن	محل نمونه برداری	نوع نمونه	نوع چوب	شماره نمونه
حفر به وسیله سیلاب و ... ناگهانی ریشه	ساختار چوبی تغییر یافته	۱۳۱۵	۱۲۹۴	سطح اولیه قدیمی‌ترین بارهای رسوبی	مقطع عرضی	ریشه افقی	۱
تراکم رسوبات سیلابی	زایش ریشه حومه بر سطح رسوبات تراکمی سیلابی	-	۱۳۲۲	سطح بارهای رسوبی جدیدتر	مقطع عرضی	ریشه مطابق افقی	۲-۱
حفر و فرسایش جانبی سیلاب	ساختار چوبی تغییر یافته	۱۳۶۲	۱۳۲۲	سطح بارهای رسوبی جدیدتر	مقطع عرضی	ریشه مطابق افقی	۲-۲
تراکم رسوبات سیلابی	زایش ریشه جدید در رسوبات تراکمی	-	۱۳۶۲	حاشیه کانال a	مقطع عرضی	ریشه مطابق خروجی از تنه	۳-۱
حفر عمودی و جانبی سیلابی	خروج ریشه از خاک	۱۳۷۱	۱۳۶۲	حاشیه کانال a	مقطع عرضی	ریشه مطابق خروجی از تنه	۳-۲
سیلاب غلیظ و شدید	زخم ناشی از برخورد سنگ	۱۳۸۲	۱۳۶۲	حاشیه کانال a	مقطع عرضی	ریشه مطابق خروجی از تنه	۳-۳
سیلاب غلیظ و شدید	زخم پوست و چوب و رشد بافت پینه‌ای	۱۳۵۵	-	حاشیه کانال a روی پادگانه جدید	گوه	تنه	۴
سیلاب غلیظ و شدید	زخم پوست و چوب و رشد بافت پینه‌ای	۱۳۵۵	-	حاشیه کانال a روی پادگانه جدید	گوه	تنه	۵
سیلاب غلیظ و شدید	زخم پوست و چوب و رشد بافت پینه‌ای	۱۳۸۲	-	حاشیه کانال c پادگانه قدیمی	گوه	تنه	۶
جریان مواد یا سیلاب	زخم پوست و چوب و	۱۳۶۹	-	روی مخروط	گوه	تنه	۷

۱ وقوع سیلاب در سال ۱۳۶۲ نیز محتمل است زیرا این سن یابی بر اساس سن ریشه‌ها بوده که ممکن است اندکی بعد از رسوبگذاری به وجود آمده باشند.

غلظت از آبراهه فرعی	رشد بافت پینه‌ای		افکنه در خروجی آبراهه فرعی			
سیلاب شدید (احتمالاً ۱۳۶۲)	کج شدن درخت و رویش تنه فرعی	۱۳۶۳	حاشیه کانال فرعی a	مقطع عرضی	تنه	۸
سیلاب شدید و برخورد سنگ	انحنای تنه	بهار ۱۳۷۷	بستر اصلی	مقطع عرضی	تنه	۹
سیلاب شدید (نمونه برای مقایسه تهیه شده است)	ریشه کن شدن	تابستان ۱۳۹۰	حاشیه بستر اصلی	مقطع عرضی	تنه	۱۰
سیلاب شدید (نمونه برای مقایسه تهیه شده است)	ریشه کن شدن	تابستان ۱۳۹۰	حاشیه بستر اصلی	مقطع عرضی	تنه	۱۱
نمونه برای مقایسه گرفته شده است	-	-	حاشیه کانال a	مقطع عرضی	تنه	۱۲
سیلاب آبراهه فرعی	تغییر ضخامت حلقه‌ها به دلیل بیرون آمدن ریشه‌ها از خاک	۱۳۸۲	روی مخروط افکنه آبراهه فرعی	مقطع عرضی	تنه	۱۳
نمونه برای تعیین سن مرجع گرفته شده است	ریشه کن شدن و سقوط به داخل کانال	۱۳۹۰	روی پادگانه حاشیه کانال b	مقطع عرضی	تنه	۱۴
نمونه برای تعیین سن مرجع گرفته شده است	ریشه کن شدن	۱۳۹۰	روی پادگانه حاشیه کانال اصلی	مقطع عرضی	تنه	۱۵

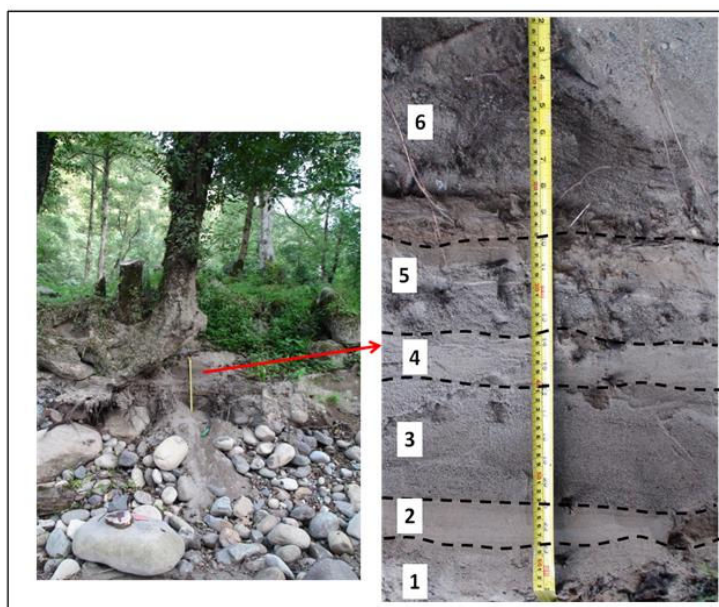
در بهار سال ۱۳۷۷ نیز وقوع یک سیلاب شدید منجر به خم شدن تنه درختان محدوده شریان اصلی شده اما آثار آن در کانال‌های فرعی ثبت نشده است؛ از این رو احتمال می رود حجم و بزرگی آن به اندازه‌ای نبوده که کانال‌های فرعی را متأثر سازد (شکل شماره ۱۱)



شکل ۱۱ تغییر در ضخامت حلقه‌های رشد در سمت پایین رود تنه خم شده

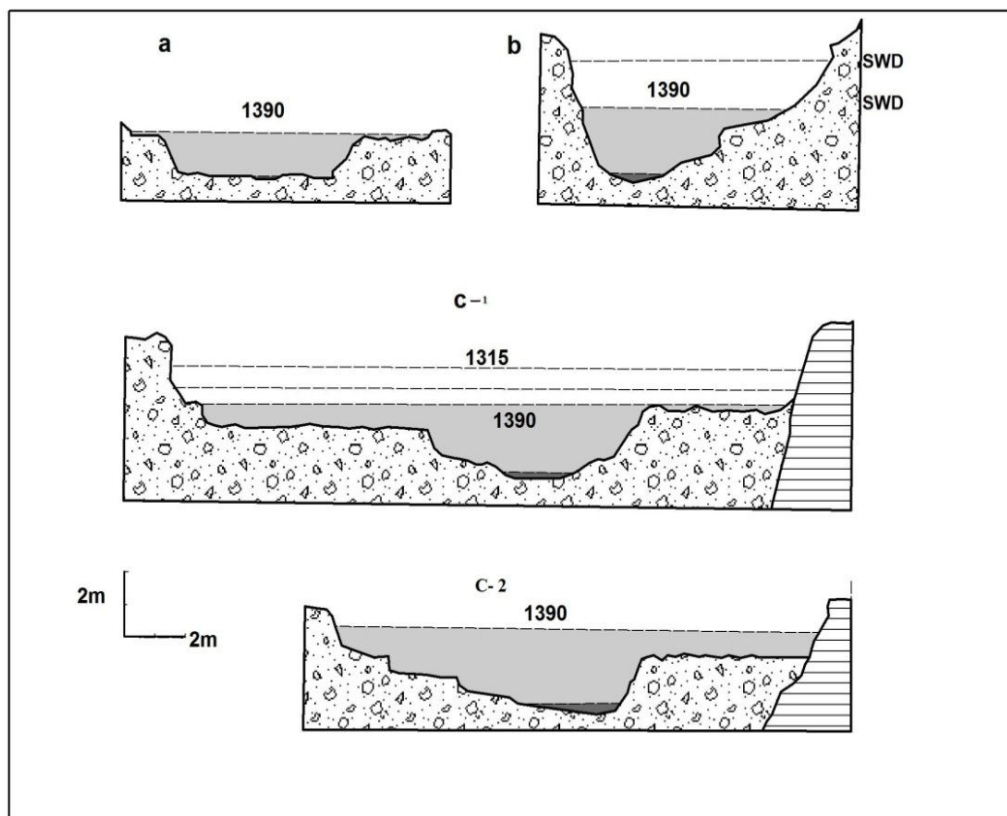
نمونه‌های تهیه شده از خروجی یک آبراهه فرعی معروف به یان دشت در بالادست منطقه مطالعاتی سیلابی شدن این آبراهه را طی سال‌های ۱۳۶۹ و ۱۳۸۲ تأیید می‌نماید. سیلاب سال ۱۳۶۹ در این زیر حوضه از نوع سیلاب‌های غلیظ بوده در حالی که سیلاب سال ۱۳۸۲ با شدتی کمتر در مسیری متفاوت از سیلاب سال ۱۳۶۹ جریان یافته است. این شواهد نشان می‌دهد که تمام سیلاب‌های منطقه را نمی‌توان به سر شاخه‌های اصلی آن در خارج از محدوده جنگلی نسبت داد، بلکه زیرحوضه‌های جنگلی نیز در اثنای بارش‌های شدید استعداد سیلابی شدن به دلیل شیب زیاد را دارند. کاهش ضخامت حلقه‌های رشد در نمونه شماره ۱۳ تاریخ رخنمون یافتن ریشه‌ها و عمیق شدن کانال‌های فرعی در مخروط افکنه زیر حوضه مذکور بر اثر سیلاب را نشان می‌دهد (شکل ۱۳-۱۰)

همان‌طور که قبلاً بیان گردید ۲ سایت رسوب آب راکد در حاشیه دو کانال فرعی حین عملیات میدانی کشف گردید که در هر دو چینه‌هایی از رسوبات سیلابی عهد حاضر بر جای گذاشته شده و سطح رسوب-گذاری در آنها با سیلاب‌های جدید هم‌خوانی داشته و می‌تواند در جهت تأیید داده‌های دندروژئومورفولوژی مفید واقع شود. سایت اول در حاشیه سمت راست کانال فرعی a و در پناه یک تنه درخت و بر بدنه پادگانه آبرفتی قرار دارد. در این سایت چینه‌های ۶ سیلاب قدیمی به چشم می‌خورد (شکل ۱۲). گرچه نمی‌توان سن چینه‌ها را تعیین کرد اما سن زیر ۱۰۰ سال درخت و تاریخ خم شدن آن که در تشکیل سایت مذکور موثر بوده بیانگر تعلق این رسوبات به سیلاب‌های یکصد سال اخیر است.



شکل ۱۲ چینه‌های رسوبات آب راکد سیلاب‌های یکصد سال اخیر در حاشیه کانال a

برای محاسبه دبی سیلاب ۱۳۹۰ و همچنین برخی سیلاب‌های قدیمی که آثار آن قابل تشخیص است چهار مقطع عرضی (شکل ۱۳) از کانال‌های a, b و c تهیه و ارتفاع سیلاب بر مبنای زخم‌های تنه درختان (بالستروس و همکاران، ۲۰۱۲: ۹۷۱) در آنها مشخص شده است. سپس پارامترهای مساحت، محیط، شیب و ضریب زبری بستر در آنها تعیین و سرعت متوسط و دبی سیلاب محاسبه شده است (جدول ۲).



شکل ۱۳ مقاطع عرضی و سطوح بازسازی شده سیلاب

با توجه به دبی‌های تخمینی و در مقایسه با دبی سیلاب‌های سال‌های ۱۳۹۰ و ۱۳۸۲ می‌توان سیلاب سال‌های ۱۳۱۵، ۱۳۲۲، ۱۳۵۵، ۱۳۶۲، ۱۳۷۱ و ۱۳۷۷ را جزو سیلاب‌های بزرگ منطقه در نظر گرفت. با توجه به دبی‌های بازسازی شده می‌توان نمودار سیلاب‌های بزرگ منطقه را در قالب شکل شماره ۱۴ ارائه نمود. همان‌طور که ملاحظه می‌شود وقوع دبی‌های بزرگ طی چند دهه اخیر فزونی یافته است. بنابر این می‌توان ذوب برف و یخچال‌های در حال اضمحلال منطقه را به عنوان علت آن ذکر کرد. فراموش نشود که فعالیت‌های عمرانی در سطح منطقه اثرات سیلاب‌های مخرب را شدیدتر خواهد کرد.

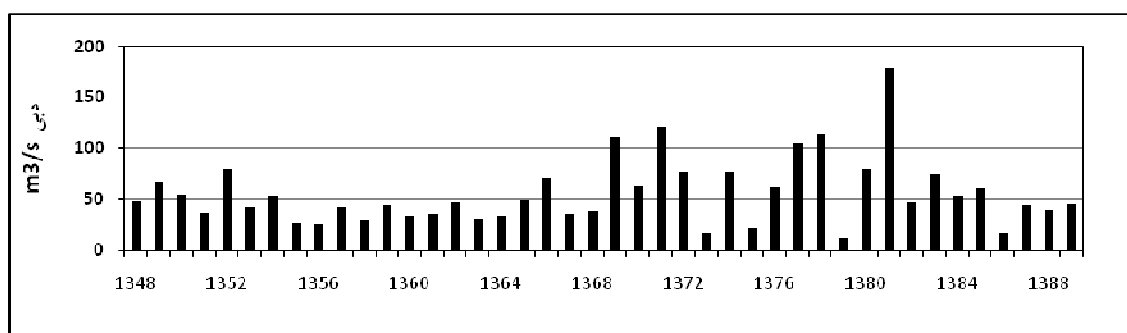
جدول ۲ برآورد تقریبی دبی سیلاب‌های قدیمی بر مبنای برآورد دبی سیلاب ۱۳۹۰ در کانال‌های فرعی

شماره	محل مقطع	تاریخ سیلاب	ارتفاع سیلاب (m)	شواهد	دبی سیلاب (m/s)	حجم دبی احتمالی در بستر اصلی (m/s)
۱	کانال a	۱۳۹۰	۲/۳۰	داغاب سیلاب	۲۹۳	۶۹۸۰
		۱۳۷۱	۱/۶۰	ریشه های مطبق	۱۹۲	۴۵۷۰
		۱۳۶۲	۱/۵۰	ریشه جدید از تنه	۱۵۷	۳۷۴۰
		۱۳۵۵	۲/۷۰	زخم‌های تنه	۳۵۶	۸۴۸۰
۲	کانال b	۱۳۹۰	۳	داغاب سیلاب رسوبات	۴۳۰	۶۹۸۰
		قدیمی	۳/۸۰	آب راکد	۶۳۶	حدود ۱۰۰۰۰
		خیلی قدیمی	۴/۱۰	رسوبات آب راکد	۸۵۷	حدود ۱۳۰۰۰
۳	کانال c-1	۱۳۹۰	۲/۵	داغاب سیلاب	۶۸۰	۶۹۸۰
		۱۳۲۲	۲/۷	ریشه های تغییر یافت	۸۳۶	۸۵۸۱
		۱۳۱۵	۲/۹	ریشه های تغییر یافته	۹۸۵	۱۰۱۱۰
۴	کانال c-2	۱۳۹۰	۳	داغاب سیلاب	۶۵۰	



شکل ۱۵ نمودار دبی سیلاب های جدید و قدیمی (بازسازی شده)

ایستگاه هیدرومتری معروف به هرات‌بر در مسیر رودخانه چشمه کیله واقع در ۱۰ کیلومتری پایین دست منطقه مورد مطالعه از سال ۱۳۴۸ تا ۱۳۹۰ آمار حداکثر دبی لحظه‌ای را ثبت کرده است. گرچه این داده‌ها منعکس کننده شرایط هیدرولوژیکی بعد از پیوستن هر دو شاخه اصلی یعنی دوهزار و سه‌هزار است اما افزایش قابل توجه دبی حداکثر لحظه‌ای سال‌های ۱۳۶۹، ۱۳۷۱، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۲ را می‌توان به ۴ سیلاب رخ داده در آبراهه سه‌هزار نسبت داد. به عبارت دیگر از ۶ سیلاب بازسازی شده ۳ سیلاب مربوط به سه دهه اخیر به خوبی در ایستگاه یاد شده انعکاس یافته است (شکل ۱۶).



شکل ۱۶ حداکثر دبی لحظه‌ای ایستگاه هرات بر در پایین دست منطقه مورد مطالعه و انعکاس سیلاب های بازسازی شده رودخانه سه‌هزار بر آن

نتیجه‌گیری

بازسازی سیلاب های قدیمی از طریق روش‌های دندروژنومورفولوژیکی می‌تواند داده‌های طولانی‌تری از زمان وقوع و سطح سیلاب در بستر رودخانه‌ها را فراهم آورد. در این مقاله بر اساس نمونه‌های جمع‌آوری شده از بستر رودخانه سه هزار زمان وقوع ۶ سیلاب بزرگ از اوایل قرن حاضر تا سال ۱۳۸۰ که شروع جمع‌آوری داده‌های هیدرولوژی در ایستگاه هیدرومتری منطقه است، کشف گردید. حداکثر دبی لحظه‌ای ایستگاه هیدرومتری منطقه از سال ۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰ وقوع سیلاب‌های متعددی خصوصاً در فصل تابستان را در رودخانه مورد مطالعه نشان می‌دهد که در این بین تعداد دو سیلاب مربوط به تابستان سال‌های ۱۳۸۲ و ۱۳۹۰ دبی مشابه با سیلاب‌های بزرگ کشف شده دارند. به همین دلیل سیلاب تابستان ۱۳۹۰ به عنوان مبنایی برای برآورد دبی سیلاب‌های قدیمی در نظر گرفته شده و بر اساس سطح سیلاب های قدیمی میزان دبی آنها نیز بطور تقریبی برآورد گردید. نتایج نشان می‌دهد که طی سال‌های اخیر فراوانی وقوع سیلاب های رودخانه سه‌هزار فزونی یافته و سیلاب‌های بزرگ عمدتاً در فصل تابستان رخ می‌دهند. چنین روندی ناشی از تشدید ذوب یخچال‌های دائمی و برف‌های سالانه در سرشاخه‌های اصلی رودخانه مذکور است.

References

- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological Interpretation of Geomorphic processes. *Fennia* 105, 1–140.
- Baker, V. R., 2008. Paleoflood hydrology: origin, Progress, prospects. *Geomorphology* 101, 1–13.
- Ballesteros, J. A., Stoffel, M., Bodoque, J. M., Bollschweiler, M., Hitz, O. M., Díez-Herrero, A., 2010. Changes in wood anatomy in tree rings of *Pinus pinaster* Ait. following wounding by flash floods. *Tree-Ring Research* 66: 93–103.
- Ballesteros, J. A., Eguibar, M., Bodoque, J. M., Díez, A., Stoffel, M., Gutiérrez, I. 2012. (in press): Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic paleostage indicators. *Hydrological Processes* 25: 970-979
- Baumann, F. and Kaiser, K. F.: The Multetta debris fan, eastern Swiss Alps: a 500-year debris flow chronology, *Arct. Antar. Alp. Res.*, 31(2), 128–134, 1999.
- Benito, G., Thorndy Craft. V. R., 2005. paleoflood hydrology and Its role in applied hydrological sciences. *Journal of Hydrology* 313, 3-15
- Bodoque, J. M., Díez-Herrero, A., Martín-Duque, J. F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R. M., and Sanz, M. A.: Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain., *Catena*, 64, 81–102, 2005.
- Bodoque, J.M., A. Lucía, J.A. Ballesteros, J.F. Martín-Duque, Juan M. Rubiales, M. Genova, 2011. Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: A case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia, *Geomorphology* 134, 417-425
- Bodoque, J. M., Ballesteros, J. A., 2010. Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (Central Spain). *Geomorphology* 118: 383–392.
- Bollschweiler, M., 2007. Spatial and temporal occurrence of past debris flows in the Valais Alps – results from tree-ring analysis, *Geo-Focus*, 20, 182 pp.
- Bollschweiler, M. and Stoffel, M.: Debris flows on forested cones – reconstruction and comparison of frequencies in two catchments in Val Ferret, Switzerland, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 207–218, 2007,
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., 2010. Tree rings and debris flows: recent developments, future directions. *Progress in Physical Geography* 34: 625–645.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Ehmsch, M., and Monbaron, M.: Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity with dendrogeomorphological methods, *Geomorphology*, 87(4), 337–351, 2007.
- Carrara, P. E. and Carroll, T. R.: The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado, *EarthSurf. Process.*, 4, 307–317, 1979.
- Costa, J. E., 1987. Colorado Big Thompson flood: geologic evidence of a rare hydrologic event. *Geology* 6, 617-620
- Esmaili, R., Hosseinzadeh, M.M., Motavalli, S., 2011. Field Technique in Fluvial Geomorphology. Lahot, Tehran, 209pp
- Gartner, H., Schweingruber, F. H., and Dikau, R.: Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth Pattern of exposed roots, *Dendrochronologia*, 19, 81–91, 2001.
- Goudie, A., Anderson. M, Burt. T., Lwein, J., Richards, K., Whalley, B., Worsley, P., 1998 *Geomorphological Techniques* Routledge. 570 pp.

- Harison, S.S., Reid, J.R., 1967. A flood-frequency graph based on tree-scar data. *Proc. North Dakota Acad. Sci.*, 21, 23-33
- Helley, E. J. and LaMarche, V. C.: December., 1964. a 400-year flood in Northern California. U.S., Geological Survey Professional Paper 600-D, D34–D37, 1968.
- Hosseinzadeh, SR., Jahadi Toroughi, M., 2012. The study of paleoflood Hydrology using slack-water Deposits. *Quantitive Geomorphology reaserches* 1, 83-104
- Hitz, O. M., Gärtner, H., Heinrich, I., and Monbaron, M.: First time application of Ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents, *Catena*, 72, 248–258, 2008.
- Hupp, C.R., 1988. Plant ecological aspects of flood geomorphology and paleoflood history, In: V.R. Baker, R.C. Kochel, and P. Patton (Editors), *Flood Geomorphology*, Wiley, New York, pp. 335-356
- Hupp, C. R., 1984. Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California, *Env. Geol. Wat. Sci.* 6, 121–128.
- Hupp, C. R., Osterkamp, W. R., and Thornton, J. L., 1987. Dendrogeomorphic evidence and dating of recent debris flows on Mount Shasta, northern California. *U.S., Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1396B, 1–39.
- Jahadi Toroughi, M., Hosseinzadeh, SR., 2011. The Response of Fluvial Systems to Large Flood Events. *Environmental Erosion Researches* 4, 68-75.
- LaMarche, V.C., 1968. Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. *US Geological Survey Professional Paper* 352-I.
- LaMarche, V. C.: An 800-year history of stream erosion as indicated by botanical evidence, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 550D, 83–86, 1966.
- LaMarche, V. C., 1961. Rate of slope erosion in the White Mountains, California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1579–1580.
- Malik, I., 2008. Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland), *Geomorphology* 93, 421–436
- Mayer, B., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hübl, J., Rudolf-Miklau, F., 2011. Possibilities and limitations of dendrogeomorphic time-series reconstructions on sites influenced by debris flows and frequent snow avalanche activity. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 43: 649–658.
- Mayer, B., Markus Stoffel b,c, Michelle Bollschweiler, Johannes Hübl, Florian Rudolf-Miklau., 2010. Frequency and spread of debris floods on fans: A dendrogeomorphic case study from a dolomite catchment in the Austrian Alps, *Geomorphology* 118, 199–206
- McAuliffe, J. R., Scuderi, L. A. and McFadden, L. D., 2006. Tree-ring record of hillslope erosion and valley floor dynamics: Landscape responses to climate variation during the last 400yr in the Colorado Plateau, northeastern Arizona. *Glob. Planet. Change*, 50, 184–201.
- Poorahmad, Ahmad., 1998. The role of Geography structure on the 1999 flood of Neka city. *Mohit Shenasi* 29. 59-70
- Rezaei, P., 2009. Synoptic Analysis of Masoule Catchment Floods. *Physical Geography Research Quarterly* 68 , 105-118.
- Ruiz-Villanueva, V., Diez-Herrero, A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J. M., Ballesteros., J. A., 2010. Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (Central Spain), *Geomorphology* 118, 383–392

- Scuderi, L., McFadden, L., and McAuliffe, J.: Dendrogeomorphically derived slope and stream response to decadal and centennial scale climate variability: Implications for downstream sedimentation, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*,
- Shroder, J. F., 1980. Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating, *Prog. Phys. Geogr.* 4, 161–188.
- Sigafoos, R. H., 1964. Botanical evidence of floods and floodplain deposition, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 485-A.
- Stewart, J. H., and Lamarch, V.C. Jr., 1967. Erosion and deposition produced by the flood of December, 1964 on Coffee Creek, Trinity County, California. United States Geological Survey, professional Paper 422-K, 1-22
- St. George, S. and Nielsen, E.: Palaeoflood records for the Red River, Manitoba, Canada, derived from anatomical tree-ring signatures, *Holocene*, 13, 547–555, 2003.
- St. George, S. and Nielsen, E.: Signatures of high-magnitude 19th century floods in *Quercus macrocarpa* tree rings along the Red River, Manitoba, Canada, *Geology*, 28, 899–902, 2000.
- Stoffel, M. and Bollschweiler, M., 2007. Tree-ring based reconstruction of past debris-flow events and assessment of future risks in 32 torrents of the Valais Alps (Switzerland), *Quat. Int.*, 167/8, 398–399.
- Stoffel, M. and Beniston, M., 2006. On the incidence of debris flows from the early Little Ice Age to a future greenhouse climate: a case study from the Swiss Alps, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16404.
- Stoffel, M., Conus, D., Grichting, M. A., Li`evre, I., and Maître, G., 2008. Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the central Swiss Alps: chronology, environment and implications for the future, *Glob. Planet. Change*, 60, 222–234.
- Stoffel, M., Li`evre, I., Conus, D., Grichting, M., Raetzo, H., Gärtnert, H. W., and Monbaron, M2005.: 400 years of debris flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland, *Arct. Antarc. Alp. Res.*, 37(3), 387–395.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D. R., Luckman, B. H., 2010. Tree rings and natural hazards: A state-of-the-art. Springer, Heidelberg, Berlin, New York, 505 pp
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8: 187–202.
- Stoffel, M., Wilford, D.J., 2012. Hydrogeomorphic processes and vegetation: disturbance, process histories, dependencies and interactions. *Earth Surface Processes and Landforms* 37: 9-22 . 12,13,14
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Widmer, S., Sorg, A., 2010. Spatio-temporal variability in debris-flow activity: a tree-ring study at Geisstriftbach (Swiss Alps) extending back to AD 1736. *Swiss Journal of Geosciences* 103: 283–292
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., 2009. What tree rings can tell about earth-surface processes. Teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass* 3: 1013–1037.
- Stoffel, M., Casteller, A., Luckman, B.H., Villalba, R., 2012. Spatiotemporal analysis of channel wall erosion in ephemeral torrents using tree roots – An example from the Patagonian Andes. *Geology*. 40(3): 247–250.

- Stoffel, M., Wilford, D.J., 2012. Hydrogeomorphic processes and vegetation: disturbance, process histories, dependencies and interactions. *Earth Surface Processes and Landforms* 37: 9-22
- Stokes, M. A. and Smiley, T. L.: An introduction to tree-ring dating, University of Chicago Press, Chicago, 73 pp., 1968.
- Strunk, H., 1997. Dating of Geomorphological processes using dendrogeomorphological methods, *Catena* 31, 137–151.
- Strunk, H.: Dendrogeomorphology of debris flows, *Dendrochronologia*, 7, 15–25, 1989.
- Yamani, M., 2009. The Measurement of Annual Movement of Alamkooch Glaciers . *Physical Geography Research Quarterly* 67, 31-52.
- Yanosky, T. M., 1982. Effects of flooding upon woody vegetation along parts of the Potomac River flood plain, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1206.
- Yanosky, T. M., 1984. Documentation of high summer flows on the Potomac River from the wood anatomy of ash trees, *Water Resour. Bull.*, 20, 241–250.

واکاوی همدید بارش تگرگ فراگیر در شمال غرب ایران

فرامرز خوش اخلاق^۱ - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، ایران

حسین محمدی - استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، ایران

علی اکبر شمسی‌پور - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، ایران

اصغر افتادگان خوزانی - دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۷/۳۰ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۹/۱۱

چکیده

منطقه شمال غرب ایران یکی از مناطق با بارش زیاد تگرگ در کشور بوده و هر سال این پدیده باعث خسارت در این منطقه، بویژه در بخش کشاورزی می‌گردد. هدف از انجام این پژوهش شناسایی الگوهای همدیدی و تعیین آستانه‌های کمیت‌های دینامیکی چون تلاوایی نسبی، همگرایی و واگرایی رطوبت، سرعت قائم در سامانه ارتفاعی و کمیت‌های ترمودینامیکی چون نم و یژه و جهت وزش جریان‌ها از ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش تگرگ است. همچنین شاخص‌های ناپایداری برای تعیین شاخص مناسب برای پیش‌آگاهی رخداد این نوع بارش‌ها، شرایط جوی ۲۴ ساعت قبل از بارش‌ها در منطقه شمال غرب ایران مورد مطالعه قرار گرفت. برای بررسی آماری پدیده تگرگ در دوره (۱۹۸۷-۲۰۰۹) از داده‌های ۱۶ ایستگاه همدید منطقه استفاده شد. جهت واکاوی همدید بارش‌ها داده‌های دوباره بازکاوی شده NCEP/NCAR از سایت این سازمان‌ها دریافت گردید. نتایج پژوهش نشان می‌دهد با عقب‌نشینی مرکز پرفشار آزورز و مرکز پرفشار فرعی به دست آمده از آن به سمت غرب و پرفشار سیبری به سمت شرق، کم‌فشار ایسلند با حرکت به سمت شرق و جنوب و قوی‌تر شدن، زبانه‌هایش تا جنوب دریای خزر می‌رسد. همچنین با عقب‌نشینی هسته پرفشار جنب حاره‌ای از شمال عربستان مسیر حرکت کم‌فشارهای دریای سرخ به سمت بین‌النهرین باز می‌شود و شرایط مناسبی برای ایجاد بارش شدید فراهم می‌گردد.

کلید واژه‌ها: مخاطرات آب و هوایی، تگرگ فراگیر، همدید، پیش‌یابی، شمال غرب.

مقدمه

مخاطرات را می‌توان بر پایه شدت رخداد و منشأ آنها، به دو گروه عمده تقسیم کرد. مخاطرات بر اساس سرعت رخداد، به دو بخش مخاطرات ناگهانی و تدریجی تفکیک می‌شوند. زلزله، سیل، زمین‌لغزش، بهمن، تگرگ و غیره از مخاطرات ناگهانی محسوب می‌شوند و خشکسالی، فرسایش، گرم شدن جهانی و غیره از مخاطرات تدریجی به شمار می‌آیند (اوزی^۱ ترجمه شده به وسیله ظاهری، ۱۳۹۰: ۶). در مخاطرات تدریجی بدلیل رخداد آرام این پدیده با اتخاذ تدابیر حفاظتی و پیشگیرانه، می‌توان خسارت‌ها و تلفات وارده را کاهش داد. در حالی که حوادث ناگهانی زمانی که شروع شود فرصتی برای چاره‌اندیشی و مقابله با آن وجود ندارد. بنابراین باید با آگاهی از عوامل بوجود آورنده این حوادث توان پیش-آگاهی از رخداد آنها را جهت کاهش خسارت و تلفات به دست آورد.

تگرگ یکی از پدیده‌های جوی مخرب است که باعث خسارات بسیار در بخش‌های مختلف همچون کشاورزی می‌شود. بارش تگرگ معمولاً از ابرهای کومولونیمبوس انجام می‌گیرد. غالباً به شکل رگبار و عموماً همراه با رعد و برق، بویژه در فصل بهار رخ می‌دهد. بطور کلی تگرگ محصول همرفت شدید هواست که در یک توفان تندری یافت می‌شود و برای اینکه یک توفان تندری به توفان تگرگ تغییر شکل دهد دو شرط اساسی نیاز است. یکی اینکه باید ابر به اندازه کافی بالای سطح یخبندان رشد کند و شرط دوم وجود یک رودباد یا دست‌کم بادهای قوی در ترازهای بین ۶۰۰۰ الی ۱۲۰۰۰ متری، می‌باشد (لشکری و امینی، ۱۳۸۹). این نوع بارش‌ها از ناپایداری همرفتی حاصل می‌شود که در این حالت توده هوا، باید در یک سطح معین، گرم‌تر از هوای مجاور خود شود. گرم شدن توده هوا نسبت به محیط اطراف آن، در نزدیکی سطح زمین به دو روش رخ می‌دهد. اول اینکه ممکن است یک قسمت از زمین در منطقه‌ای وسیع، انرژی تابشی بیشتری نسبت به اطراف کسب کند و بتدریج تا آنجایی گرم شود که گرمای آن، قسمت زیرین توده هوای بالایش را گرم-تر از هوای مجاور خود کند و هوا را ناپایدار گرداند. دوم اینکه توده هوا در مسیر حرکت خود از مناطق گرم عبور کند. گرمای چنین مناطقی از طریق رسانش به هوای گذرنده منتقل می‌شود و قسمت زیرین آن را گرم‌تر از قسمت‌های بالایی-اش می‌کند (علیچانی، ۱۳۸۴: ۲۴۲). رخداد این بارش‌ها در فصل بهار و اوایل تابستان همراه با رعدوبرق، باد شدید و رخداد سیل سبب آسیب به محصولات کشاورزی (بویژه درختانی که در این فصل دارای شکوفه‌اند)، شده و خسارات فراوانی به بار می‌آورد.

از پژوهش‌های انجام شده در زمینه تگرگ در سطح جهان و ایران می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

سیوتاس و فلوکاس^۲ (۲۰۰۳)، به بررسی همدید بارش تگرگ در شمال یونان در یک دوره ۲۶ ساله از فصل گرم با هدف طبقه‌بندی و پیش‌بینی تگرگ مبتنی بر مشخصه‌های آن با خطر زیاد تا کم پرداختند. گیایوتی^۳ و همکاران مطالعه

1 Ouzi

2 Sioutas & Flocas

3 Giaioti

تگرگ را در دشت گیولیا^۱ از دشت‌های تگرگ خیز ایتالیا، مورد بررسی قرار دادند. به این نتیجه رسیدند که عوارض غالب زمین به صورت محلی در ایجاد تگرگ مؤثر هستند. همچنین در بررسی خود به اهمیت میزان بخار آب در ترازهای پایینی جو (۱۵۰۰ متری و کمتر) برای رخداد تگرگ اشاره کردند. سیدلکی^۲ (۲۰۰۸)، به واکاوی توفان‌های دوره (۱۹۹۱-۲۰۰۵) در اروپا با استفاده از داده‌های رادیوگمانه^۳ جمع‌آوری شده توسط دانشگاه وایومینگ، پرداخت. وی برای انجام این پژوهش به واکاوی فراوانی توزیع شاخص‌هایی مانند^۴ CAPE، CIN^۵، TTI^۶، KI^۷ و SWEAT^۸ به صورت ماهانه اقدام کرد. میانگین ماهانه مقدار CAPE را در شرق مدیترانه و کشورهای ساحلی مجاور آن ۳۰۰ ژول بر کیلوگرم به دست آورد. CIN را در ماه‌های فصل تابستان در جنوب محدوده مورد مطالعه‌اش، ۱۰۰ ژول بر کیلوگرم برآورد کرد و همچنین با بهره‌گیری از شاخص‌های KI، TTI و SWEAT که هم‌آفتاب‌نگ بین ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، و هم‌رطوبت سطوح پایین را نشان می‌دهند، ناحیه آلپ و حوضه کارپتین^۹ دارای بیشترین شرایط ناپایداری ارزیابی شد. در نهایت نقش کوهساری را به عنوان مهم‌ترین عامل در ایجاد توفان بیان می‌کند. آران و همکاران^۹ به ارزیابی الگوهای گردش جو در ارتباط با رخداد تگرگ در لئیدا^{۱۰} کاتالونیای اسپانیا پرداختند. برای انجام پژوهش از داده‌های میانگین فشار سطح دریا، دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و داده‌های ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده کردند و با روش خوشه‌بندی الگوهای جوی این نوع بارش‌ها در ۹ الگوی همدیدی به دست آوردند. بیچ و همکاران^{۱۱} (۲۰۱۱)، بررسی‌هایی در زمینه بارش‌های شدید و رخداد تورنادو شبانه در مدیترانه انجام دادند. وب و همکاران^{۱۲} (۲۰۰۹)، به زمینه‌یابی اقلیمی و ارزیابی مخاطره توفان‌های شدید تگرگ در بریتانیا و ایرلند پرداختند. میچالیدز و همکاران^{۱۳} (۲۰۰۸)، مطالعه همدید-ترمودینامیکی و آگروکلیمایی در ارتباط با تگرگ شدید در کایپروس^{۱۴} انجام دادند. در این مطالعه بارش‌های تگرگ شدید رخداده در این منطقه را در طول مدت ۱۰ سال، ارزیابی و در دو طبقه‌ی، ناپایداری گرمایی و وافشاری^{۱۵} جبهه‌ای قرار دادند. و در آخر تحول زمانی و مکانی مشخصه‌های همدید، دینامیکی و ترمودینامیکی تگرگ‌های رخ داده را به صورت موردی مطالعه کردند. چری سولاکیس و همکاران^{۱۶} (۲۰۰۳)، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مادیس^{۱۷} و داده‌های رادیوگمانه به بررسی

-
- 1 Giulia
 - 2 Sidlecki
 - 3 Radiosonde
 - 4 Convective Available Potential
 - 5 Convection Condensation Level
 - 6 Total Totals Index
 - 7 Vitining Index
 - 8 Carpathian
 - 9 Aran & et al
 - 10 Lleida
 - 11 Bech & et al
 - 12 Webb & et al
 - 13 Michaelides & et al
 - 14 Cyprus
 - 15 Depression
 - 16 Chrysoulakis & et al
 - 17 Modis

منطقه‌ای ناپایداری‌های جوئی پرداختند. آنها برای ارزیابی ناپایداری‌های جوئی شاخص‌های ناپایداری بُیدن^۱، KI و شاخص فرازش^۲ را با استفاده از داده‌های رادیوگمانه و داده‌های اشتقاقی ماهواره محاسبه کردند. با مقایسه داده‌های به دست آمده از این دو روش به این نتیجه رسیدند که داده‌های ماهواره‌ای همبستگی مناسبی را با داده‌های به دست آمده از رادیوگمانه در محاسبه این شاخص‌ها از خود نشان می‌دهد. به نظر آنها از داده‌های سنجش‌ازدور می‌توان شبیه‌سازی خیلی خوبی جهت ارزیابی ناپایداری و پیش‌بینی محلی آب و هوا داشت. خوشحال دست‌جردی و قویدل رحیمی (۱۳۸۶)، در پژوهشی با استفاده از داده‌های مربوط به فراوانی وقوع توفان‌های تندری در تبریز به عنوان نمونه‌ای از اقلیم شمال‌غرب ایران، خصوصیات زمانی و آماری توفان‌های تندری را مورد مطالعه قرار دادند. بر اساس نتایج به دست آمده از این پژوهش در مقیاس زمانی ماهانه، ماه مه و در بازه فصلی، فصل بهار بیشترین فراوانی رخداد توفان تندری را نشان دادند. توزیع احتمال وقوع این بارش‌ها به ویژه در دوره‌های بازگشت‌ها، کوتاه مدت است و از این‌رو، توفان‌های تندری و پدیده‌های فرعی ناشی از آن یک خطر مخرب دائمی در منطقه شمال‌غرب بیان گردیده است. لشکری و امینی (۱۳۸۹)، به واکاوی همدید و پهنه‌بندی بارش تگرگ در خراسان بزرگ پرداختند. نتایج بررسی آنها نشان داد که حداکثر فراوانی وقوع این پدیده به ارتفاع ایستگاه-ها از سطح دریا و محل ورود سامانه‌های همراه با بارش تگرگ بستگی دارد. صانعی و همکاران (۱۳۸۲)، در بررسی مدل آماری تگرگ با استفاده از روش‌های استاندارد آماری، فراوانی رخداد پدیده‌ی تگرگ را در سطح کشور مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج به دست آمده از این پژوهش نشان داد که بیشترین فراوانی وقوع بارش تگرگ در محدوده غرب و شمال‌غرب و کمترین آن در نیمه شرقی کشور رخ می‌دهد (لشکری، ۱۳۸۹). عبدمنافی (۱۳۸۳)، به مطالعه ۱۵ مورد ریزش تگرگ در شهر تهران پرداخته است. نتایج این پژوهش نشان داد فصل بهار دارای بیشترین ریزش و ساعات ۶ تا ۱۸ دارای بیشترین احتمال رخداد بارش طی ساعات روز را دارند. امینی و امینی بروجنی (۱۳۸۴)، بارش تگرگ در استان اصفهان را به روش همدید-ترمودینامیکی بررسی کردند. در این پژوهش، رخداد تگرگی شدید در دوره تاریخی انتخاب و مورد واکاوی دینامیکی و همدید قرار گرفت. صلاحی (۱۳۸۹)، به مطالعه ویژگی‌های آماری و همدید توفان تندری در استان اردبیل پرداخته است. توزیع احتمال وقوع توفان تندری شهرستان اردبیل، حتمی بودن وقوع توفان تندری را در کلیه ماه‌های فصل بهار نشان داده است. همچنین آمار ایستگاه اردبیل بیانگر وقوع همزمان توفان تندری همراه با تگرگ، صاعقه و بارش سنگین بوده است. رطوبت به وجود آورنده این بارش‌ها حاصل هوای مرطوب مدیترانه بر اثر گسترش بادهای غربی در زمستان بیان گردیده است. که این رطوبت بعد از پسروی بادهای غربی در این منطقه باقی می‌ماند و در فصل بهار بر اثر تابش زیاد آفتاب بر روی دامنه‌های آفتاب‌گیر با ایجاد ناپایداری و شرایط صعود شرایط مساعدی برای ریزش تگرگ فراهم می‌کند. میرموسوی و اکبرزاده (۱۳۸۸)، داده‌های ۱۴ مورد بارش تگرگ در ایستگاه

1 Boyden Index

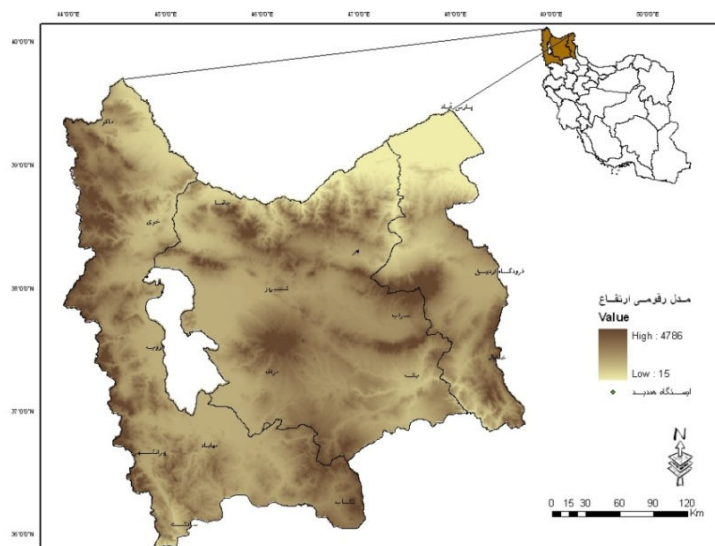
2 Lifted Index

همدید تبریز طی دوره آماری ۱۹۸۷-۲۰۰۵ استخراج کرده و برای مطالعه آنها از شاخص‌های ناپایداری ^۱LCL، ^۲CCL و K استفاده کردند.

هدف از انجام این پژوهش شناسایی الگوهای همدید و تعیین آستانه‌های کمیت‌های دینامیکی چون تاوایی نسبی، همگرایی و واگرایی رطوبت، سرعت قائم در سامانه ارتفاعی و کمیت‌های ترمودینامیکی چون نم ویژه و جهت وزش جریان‌ها از ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش تگرگ به صورت فراگیر می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه شمال غرب ایران است. ایستگاه‌های محدوده مطالعاتی از نظر مرزهای سیاسی در سه استان اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی قرار دارند. از نظر موقعیت ریاضی در محدوده عرض جغرافیایی $35^{\circ}57'$ تا $39^{\circ}46'$ شمالی و طول جغرافیایی $44^{\circ}13'$ تا $48^{\circ}55'$ شرقی گسترش یافته است (شکل ۱).



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه به همراه ایستگاه‌های همدید

مواد و روش‌ها

جهت انجام این پژوهش از داده‌های مربوط به هوای حاضر (WW) با فاصله زمانی ۳ ساعته در دوره آماری (۱۹۸۷-۲۰۰۹) برای ایستگاه‌های همدید استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی جهت واکاوی آماری پدیده تگرگ استفاده گردید. از بین ۱۰۰ کد مربوط به گروه هفتم WW برای توفان تگرگ، کدهای شماره (۹۹، ۹۶، ۸۹، ۲۷)، که بارش تگرگ با شدت‌های متفاوت را در بردارند، در نظر گرفته شد که شامل هرگونه ظهور این پدیده در ساعت

1 Lifted Condensation Level

2 Convection Condensation Level

دیدبانی و سه ساعت قبل از آن می‌شود. فراوانی رخداد کدهای نام‌برده در ۱۶ ایستگاه همدید منطقه پژوهشی تعیین گردید. سپس با توجه به فراوانی‌های به دست آمده نمودارهای مربوط به فراوانی زمانی (ساعتی و ماهانه) بارش تگرگ و فراوانی این پدیده در ایستگاه‌های منطقه، ترسیم گردید. همچنین جهت واکاوی همدید سازوکار رخداد تگرگ در حالت فراگیر (رخداد این پدیده در دو ایستگاه و بیشتر)، توفان رخ داده در ۴ می ۱۹۹۷ انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. در جدول (۱) تعدادی از بارش‌های فراگیر تگرگ منطقه در دوره تاریخی مورد بررسی ذکر گردیده است. در نهایت از داده‌های دوباره بازکاوی شده NCEP/NCAR شامل داده‌های فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی برای ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، نم و یژه و جهت وزش جریان‌ها برای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، همگرایی و واگرایی رطوبت در سطح زمین، تاوایی نسبی و اُمگا در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و نیم‌رخ اُمگا همراه با رطوبت نسبی برای عرض جغرافیایی $38^{\circ} 5'$ درجه (تبریز)، از ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش با فاصله زمانی ۶ ساعته در محدوده همدیدی صفر تا ۷۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی و صفر تا ۷۰ درجه طول جغرافیایی شرقی، مورد واکاوی قرار گرفت. در این پژوهش، بررسی تغییرات زمانی داده‌های همدید بصورت نقشه با استفاده از نرم افزار GRADS و برای ترسیم نمودارهای فراوانی رخداد تگرگ و تحلیل‌های آماری از نرم‌افزار Excel بهره گرفته شد.

جدول ۱ تعدادی از بارش‌های تگرگ در حالت فراگیر در منطقه مورد مطالعه

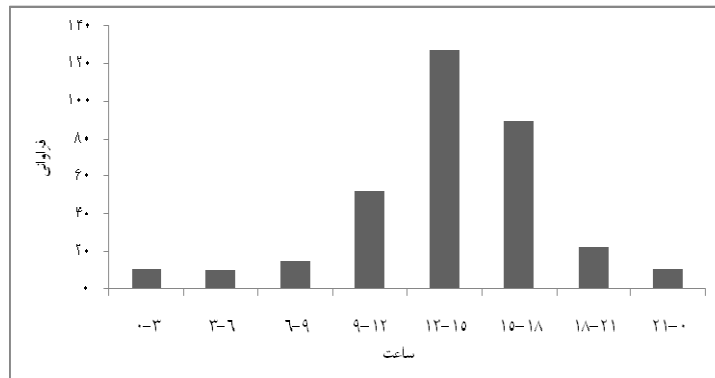
ایستگاه‌های درگیر تگرگ	تاریخ	ایستگاه‌های درگیر تگرگ	تاریخ
ماکو-اهر	۷ آگوست ۱۹۹۳	مراغه-خلخال-سردشت	۱۰ آپریل ۱۹۹۱
سراب-تبریز-اردبیل	۳ و ۴ می ۱۹۹۶	سردشت-تبریز-خلخال	۴ می ۱۹۹۷
میانه-مراغه	۱۲ می ۱۹۹۸	جلفا-اهر-ارومیه	۹ و ۱۰ آپریل ۲۰۰۰
میانه-تبریز	۲۳ آپریل ۲۰۰۳	مراغه-اهر	۳۱ می ۱۹۹۴
مراغه-نخوی	۹ آپریل ۱۹۹۷	اردبیل-خلخال	۲۲ جون ۱۹۹۲

بحث و نتایج

تحلیل آماری تگرگ

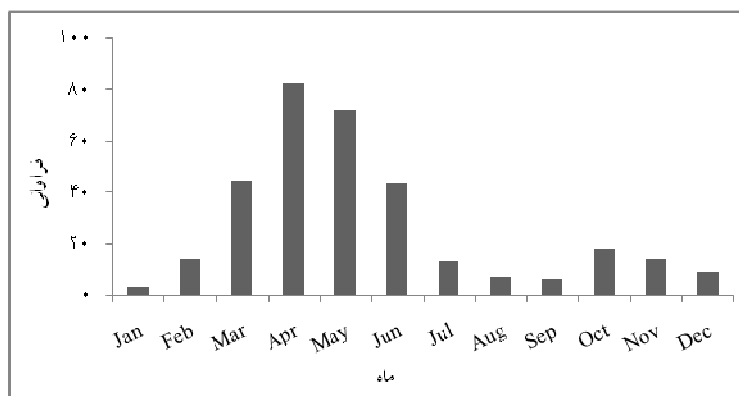
به منظور بررسی آماری بارش تگرگ در دوره آماری (۱۹۸۷-۲۰۰۹) میلادی، کدهای مربوط به بارش تگرگ (۹۹، ۹۶، ۸۹، ۲۷) از ۱۰۰ کد مربوط به گروه هفتم (هوای حاضر) از داده‌های مربوط به ۱۶ ایستگاه همدید استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی استفاده گردید. شکل‌های (۲) تا (۴) طی دوره آماری ۲۳ ساله (۱۹۸۷-۲۰۰۹) از ایستگاه‌های همدید استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی تهیه گردیده است و در زیر به تفسیر هر یک پرداخته می‌شود. شکل (۲) فراوانی ریزش تگرگ را طی شبانه روز با فاصله زمانی ۳ ساعته نشان می‌دهد. بیشترین فراوانی ریزش تگرگ طی ساعات UTC ۹ تا ۱۸ در منطقه مورد مطالعه به وقوع پیوسته است. دلیل این مسأله را می‌توان در افزایش انرژی تابشی

رسیده به جو و نهایتاً ویژگی‌ها سطح زمین در این ساعات دانست که سبب افزایش ناپایداری‌های جوی گردیده و شرایط مناسبی را جهت ریزش تگرگ فراهم ساخته است.



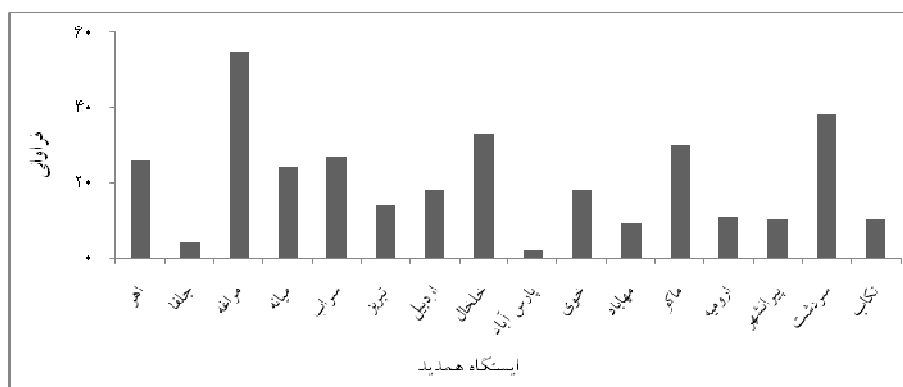
شکل ۲ فراوانی ریزش تگرگ طی ۲۴ ساعت شبانه روز در منطقه مورد مطالعه در دوره آماری (۱۹۸۷-۲۰۰۹)

شکل (۳)، فراوانی ماهانه رخداد تگرگ را نشان می‌دهد. بیشترین فراوانی این پدیده به ترتیب در ماه‌های آوریل، مه، مارس و ژوئن در منطقه پژوهش گزارش گردیده است. ماه‌های مارس و آوریل ماه‌های انتقالی از فصل سرد به گرم هستند و به دلیل گرم شدن سریع سطح زمین و لایه زیرین جو (افزایش طول روز و نزدیک شدن خورشید به خط قائم) و بالا بودن رطوبت هوا (به واسطه ریزش‌های فصول پاییز و زمستان) ناپایداری افزایش یافته و جریان‌های همرفتی، شدت یافته و تحت شرایط مساعد، ابرهای همرفتی رشد کرده و سبب ایجاد توفان تگرگ می‌شوند.



شکل ۳ فراوانی ماهانه ریزش تگرگ در منطقه مورد مطالعه در دوره آماری (۱۹۸۷-۲۰۰۹)

شکل (۴) نشان دهنده فراوانی ریزش تگرگ در دوره آماری مورد مطالعه در ایستگاه‌های همدید منطقه می‌باشد. در این مورد ایستگاه همدید مراغه بیشترین فراوانی ریزش تگرگ را در منطقه دارد که دلایل آن نیازمند پژوهشی دیگر بوده و در اهداف این مطالعه نمی‌گنجد.



شکل ۴ فراوانی رخداد تگرگ در منطقه مورد مطالعه به تفکیک ایستگاه در دوره (۱۹۸۷-۲۰۰۹)

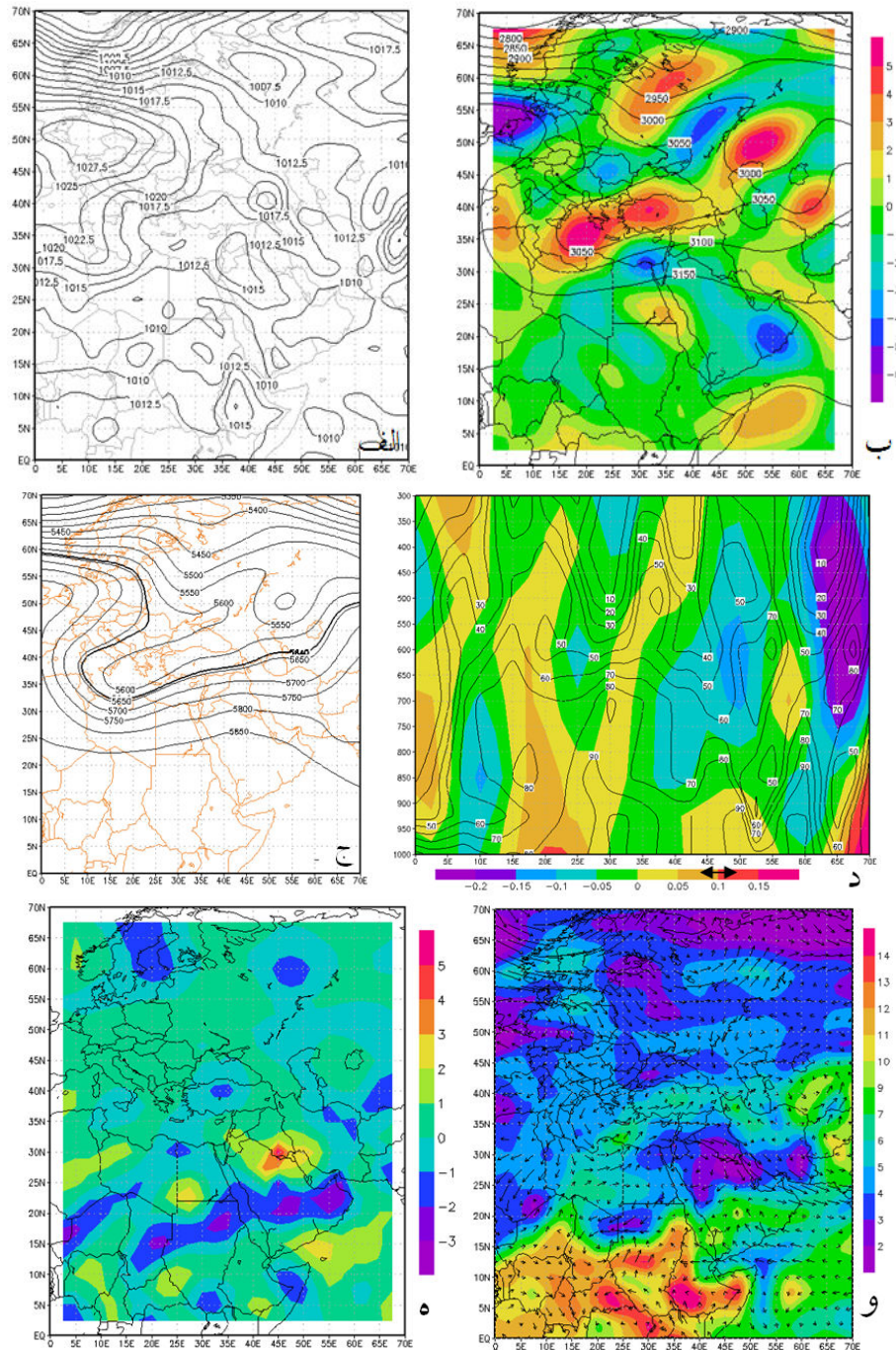
واکاوی همدید تگرگ فراگیر

به منظور واکاوی همدید بارش تگرگ به تهیه و تفسیر نقشه‌های بارش تگرگ در ۴ می ۱۹۹۴ از ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش‌ها اقدام گردید. در این روز ایستگاه تبریز ساعت UTC ۰۳، ایستگاه سردشت ساعت UTC ۰۶ و ایستگاه خلخال ساعت UTC ۲۱، گزارش رخداد این پدیده را به مرکز تهیه نقشه مخابره کرده‌اند.

روز ۲ مه ۱۹۹۷ (دو روز قبل از شروع بارش)

در این روز در نقشه سطح دریا (شکل ۵-الف)، مرکز پرفشاری در غرب اروپا با فشار مرکزی ۱۰۲۷/۵ هکتوپاسکال شکل گرفته که زبانه‌های آن نیمه غربی ایران را تا مدیترانه زیر نفوذ خود قرار داده است. در شمال اروپا کم‌فشاری با فشار مرکزی ۱۰۰۷/۵ هکتوپاسکال بسته شده که زبانه‌های آن به شمال روسیه نیز می‌رسد. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵-ب)، ناوهای با محور شمال‌شرقی - جنوب‌غربی بر روی مدیترانه و غرب ترکیه تشکیل شده و جریان‌های مداری تحت تأثیر این ناوه در سراسر ایران حاکم است. بیشینه تاوایی نسبی در این تراز در غرب دریای مدیترانه منطبق بر مرکز ناوه با شدت ۵ می‌باشد. در شمال اروپا نیز شرایط کم‌ارتفاعی حاکم است بیشینه تاوایی نسبی در آن مکان به ۴ می‌رسد. در شمال غرب ایران تاوایی بین صفر تا ۲ واحد متغیر می‌باشد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵-ج)، مانند تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال شرایط کم‌ارتفاعی بر روی مدیترانه حاکم است و ارتفاع مرکزی این کم‌ارتفاع به ۵۵۸۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد. منحنی ۵۶۴۰ ژئوپتانسیل متر از قسمت‌های شمالی محدوده مورد مطالعه گذر کرده است. در محدوده مورد پژوهش از سطح زمین تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال اُمگا مثبت حاکم است و شرایط اُمگای منفی در بالاتر از این تراز برقرار گردیده است. بیشینه اُمگا در طول جغرافیایی ۵۵ تا ۷۰ درجه شرقی و در تراز ۷۵۰ هکتوپاسکال به بالا تشکیل شده است که می‌توان این اُمگای بیشینه را در ارتباط با ناوه‌ی واقع در این طول جغرافیایی دانست. رطوبت نسبی در سطوح پایین جو به ۹۰ تا ۶۰ درصد می‌رسد و تا تراز ۳۵۰ هکتوپاسکال میزان رطوبت از ۵۰ درصد کمتر نمی‌شود (شکل ۵-د). رطوبت در نیمه غربی ایران با شدت کم‌تر در شمال و شدت بیشتر در جنوب همگرا گردیده است. بیشینه همگرایی در جنوب عراق به ۴

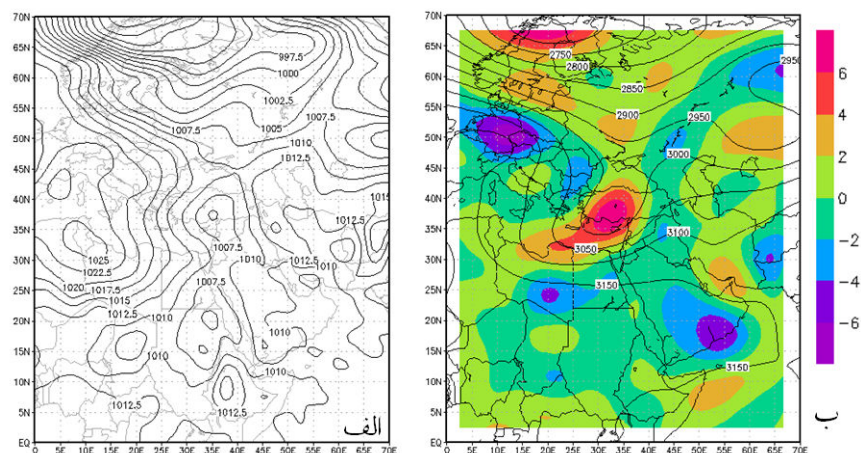
می‌رسد. در جنوب عربستان و اگرایی شدید به ۳- رسیده و در شرق مدیترانه بین صفر تا ۱- متغیر است (شکل ۵-ه). نم ویژه (شکل ۵-و) در منطقه پژوهش بین ۷ تا ۹ گرم بر کیلوگرم متغیر است.

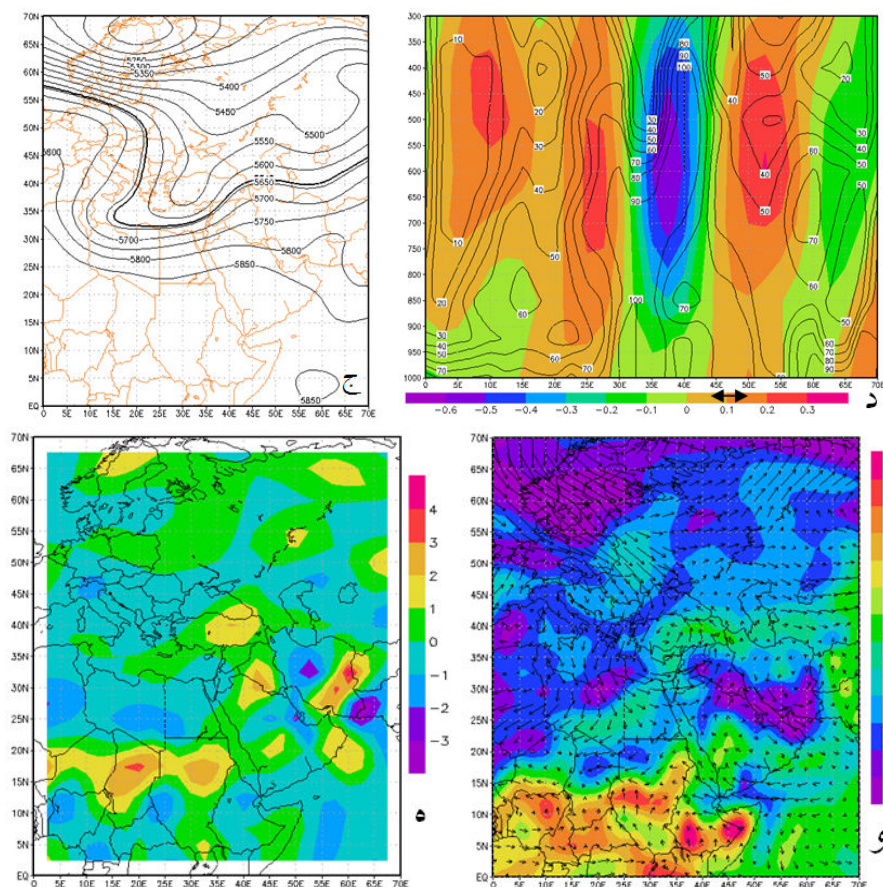


شکل ۵ الف) فشار سطح دریا، ب) ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی تراز ۷۰۰، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰، د) نیمرخ اُمگا و رطوبت نسبی در ۵' ۳۸° شمالی، ه) همگرایی رطوبت، و) نم ویژه در تراز ۸۵۰.

روز ۳ مه (روز قبل از بارش)

در نقشه سطح دریا (شکل ۶-الف) پرفشار غرب اروپا تضعیف شده و کم‌فشار شمال اروپا با قوی‌تر شدن سبب عقب راندن این پرفشار از منطقه مدیترانه می‌شود و شرایط کم‌فشاری در شرق مدیترانه و شمال آفریقا برقرار می‌گردد. همچنین سراسر ایران تحت تأثیر پرفشارهای شرقی قرار دارد. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۶-ب) با قوی‌تر شدن کم‌ارتفاع اسکاندیناوی هوای سرد از عرض‌های بالا به داخل ناوه مدیترانه ریزش کرده و سبب قوی‌تر آن شده و محور آن راستایی تقریباً شمالی - جنوبی به خود می‌گیرد. بیشینه تاوایی در این روز در غرب ترکیه به ۶ می‌رسد. در شمال غرب ایران با قرارگیری پشته این ناوه بر روی آن تاوایی به ۲- تا ۲ می‌رسد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۶-ج) مرکز کم‌ارتفاع واقع بر دریای مدیترانه نسبت به روز قبل قوی‌تر شده و ارتفاع آن به ۵۵۴۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد. در این روز ناوه کم‌ارتفاع شمال اروپا با ناوه کم‌ارتفاع شمال اروپا ادغام شده و این حالت می‌تواند سبب قوی‌تر شدن ناوه مدیترانه‌ای شده باشد. با قرارگیری پشته بر روی ایران منحنی ۵۶۴۰ ژئوپتانسیل متر در این روز به عرض‌های بالاتر انتقال پیدا کرده است. نیمرخ قائم اُمگا (شکل ۶-د)، اُمگایی مثبت را در شمال غرب ایران نشان می‌دهد که این شرایط از سطح زمین تا ترازهای بالایی جو ادامه دارد. و این در حالی است که در مرزهای غربی منطقه مورد پژوهش و در طول جغرافیایی ۲۷ تا ۴۳ درجه شرقی اُمگای منفی حاکم گردیده و بیشینه اُمگا در طول جغرافیایی ۳۷ درجه شرقی و در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال به ۰/۶- پاسکال بر ثانیه می‌رسد، که این شرایط نوید ناپایداری شدید را برای شمال غرب ایران طی ساعات آینده می‌دهد. رطوبت نسبی در منطقه در سطح زمین به ۶۰ درصد و در ترازهای بالا از ۴۰ تا ۵۰ درصد متغیر است. بیشینه رطوبت نسبی در محدوده‌ای که بیشینه اُمگا رخ داده وجود دارد. جریان رطوبتی در این روز در محدوده پژوهش واگرایی ضعیفی را در بیشتر قسمت‌ها به جز قسمتی از شمال غرب آن به وجود آمده است. در نواحی غربی ایران همگرایی ضعیف از ترکیه تا جنوب عراق شکل گرفته است (شکل ۶-ه). میزان نم و یخ در شمال غرب ایران تغییر نکرده ولی جهت جریان‌ها از غربی به جنوب غربی تغییر یافته است. گردش چرخندی جریان رطوبت را از دریای سیاه، مدیترانه و سرخ به سمت منطقه گسیل می‌دهد. در جنوب ایران و عراق همچنان کمینه نم ویژه حاکم است (شکل ۶-و).



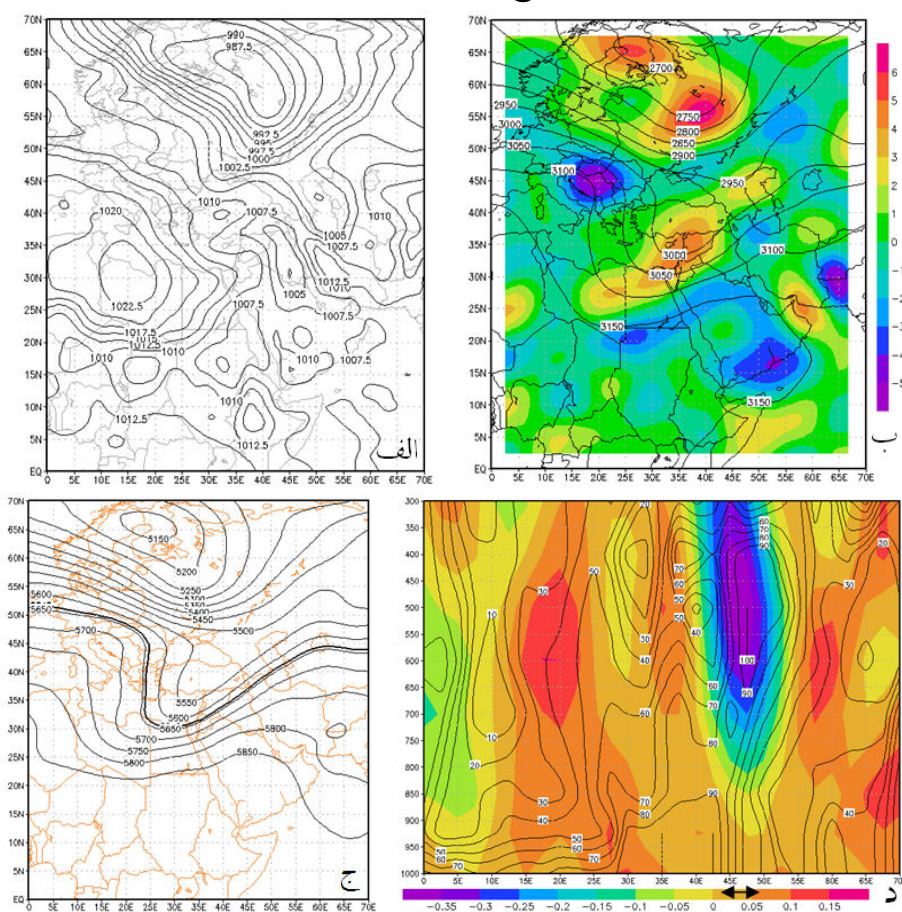


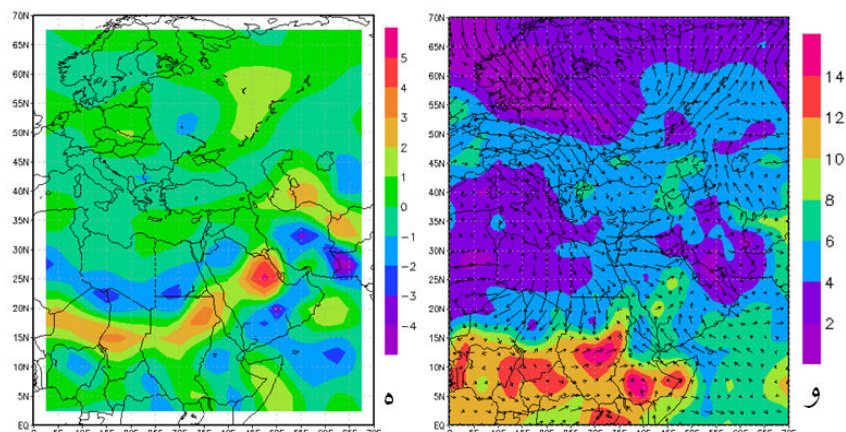
شکل ۶ الف) فشار سطح دریا، ب) ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی تراز ۷۰۰، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰، د) نیمرخ اُمگا و رطوبت نسبی در $38^{\circ} 5'$ شمالی، ه) همگرایی رطوبت، و) نم و یژه در تراز ۸۵۰.

روز ۴ مه (روز بارش تگرگ)

در نقشه سطح دریا (شکل ۷-الف) شرایط کم‌فشاری سراسر اروپا را با فشار مرکزی ۹۸۷/۵ هکتوپاسکال که در شرق اروپا بسته شده فرا گرفته است. زبانه‌های این کم‌فشار تا قسمت‌های شمال ایران رسیده و سبب عقب راندن پرفشار روز قبل به سمت جنوب گردیده است. همچنین شرایط کم‌فشاری در شرق دریای مدیترانه و سرخ حاکمیت دارد. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷-ب) با حرکت شرق سوی ناوه مدیترانه‌ای، شمال غرب ایران را در قسمت جلوی ناوه قرار می‌دهد. در این روز بیشینه تاوایی به ۴ در شرق دریای مدیترانه و ۶ در شرق اروپا می‌رسد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷-ج) محور ناوه راستایی شمال شرقی - جنوب غربی پیدا کرده و با حرکت شرق سوی خود محدوده مورد پژوهش را در قسمت جلوی ناوه قرار می‌دهد. همچنین محور این ناوه از عرض ۴۵ درجه شمالی تا ۲۵ درجه شمالی گسترش یافته است. کم‌ارتفاع اسکاندیناوی نسبت به روز قبل قوی‌تر شده و ارتفاع مرکزی آن به ۵۱۴۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد. منحنی ۵۶۴۰ در این روز از

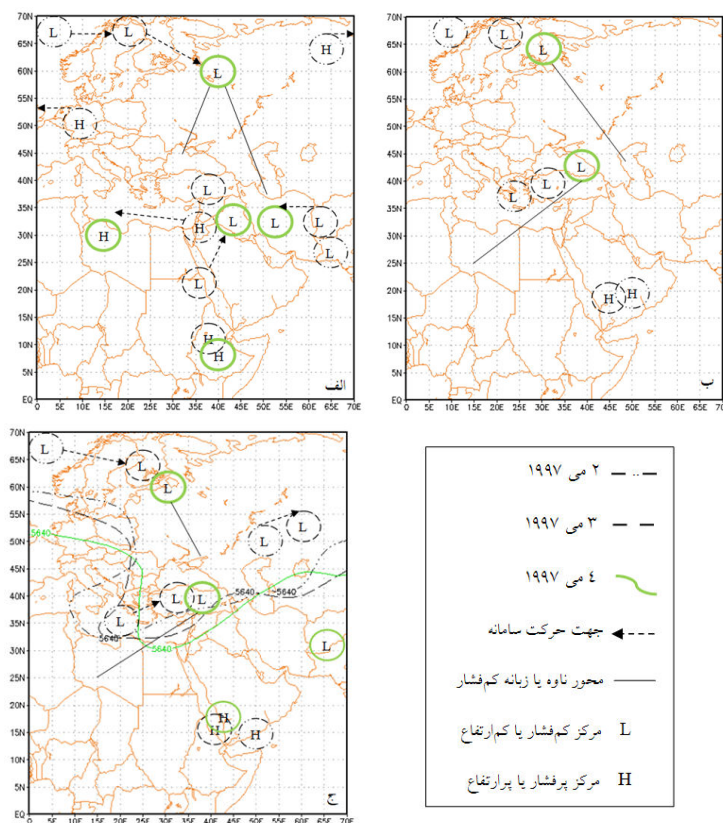
نیمه شمال غربی منطقه مورد پژوهش نیز عبور کرده که بیشترین برخورد و آمیختگی هوای سرد و خشک با هوای گرم و مرطوب را نشان می‌دهد و بنابراین مناسب‌ترین ناحیه برای گسترش کم‌فشارها می‌باشد. اُمگا (شکل ۷-د)، در طول جغرافیایی ۴۴ تا ۴۹ درجه شرقی (طول جغرافیایی محدوده مورد مطالعه) به بیشینه منفی خود رسیده و شدت آن در تراز ۶۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال به ۰/۳۵- پاسکال بر ثانیه می‌رسد. از سطح زمین تا تراز ۹۵۰ هکتوپاسکال این محدوده اُمگای مثبت حاکم است و رفته رفته با ارتفاع گرفتن از این تراز افزایش یافته و در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال به بیشینه اُمگا خود می‌رسد. رطوبت نسبی در محدوده بیشینه اُمگا به ۱۰۰ درصد رسیده و به سمت اطراف کاهش می‌یابد. رطوبت نسبی در سطح زمین از شرق (۶۰٪) به غرب (۹۰٪) افزایش می‌یابد. در شمال غرب عربستان و در عرض جغرافیایی بین ۱۵ تا ۲۰ درجه شمالی به صورت نواری، همگرایی بیشینه حاکم است که مقدار آن در شمال غرب عربستان بیشتر از قسمت‌های دیگر بوده و شدت آن به ۵ رسیده است. که در نهایت مناطق که با همگرایی همراه هستند می‌توانند در تشدید گردش چرخندی و مناطق همراه با واگرایی در تشدید گردش و اچرخندی مؤثر باشند (شکل ۷-ه). نم ویژه (شکل ۷-و) در این تراز (۸۵۰ هکتوپاسکال) نسبت به روز قبل کاهش یافته و به ۶ تا ۸ گرم بر کیلوگرم رسیده است. جریان‌ها مانند روز قبل از دریای سرخ به سمت محدوده مورد پژوهش است با این تفاوت که جریان‌هایی از خلیج فارس نیز به سمت منطقه مشاهده می‌شود.





شکل ۷ الف) فشار سطح دریا، ب) ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی تراز ۷۰۰، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰، د) نیمرخ اُمگا و رطوبت نسبی در $38^{\circ} 5'$ شمالی، ه) همگرایی رطوبت، و) نم ویژه در تراز ۸۵۰.

بررسی تغییر مراکز عمل جوئی از دو روز قبل از شروع بارش‌ها (شکل ۸)، به تأثیر کم‌فشار ایسلند در ارتباط با کم‌فشار مدیترانه در ایجاد این بارش اشاره دارد.



شکل ۸ الف) موقعیت مرکز کم فشار و پرفشار در تراز سطح دریا، ب) موقعیت مراکز کم ارتفاع و پرافتخار در تراز ۷۰۰، ج) موقعیت مراکز کم ارتفاع و پرافتخار به همراه تاوه پیراقطبی در تراز ۵۰۰.

نتیجه گیری

با توجه به سازوکار و عملکرد سامانه‌های جوی در ایجاد تگرگ فراگیر ۴ مه ۱۹۹۷ در شمال غرب ایران، با بررسی نقشه‌های تراز سطح دریا، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نتایج زیر به دست آمد.

در تراز سطح دریا (شکل ۸-الف)، با عقب نشینی مرکز پرفشار آوزوز و مرکز پرفشار فرعی متج از آن به سمت غرب و پرفشار سیبری به سمت شرق کم‌فشار ایسلند با حرکت به سمت شرق و جنوب و قوی‌تر شدن زبانه‌هایش تا جنوب دریای خزر می‌رسد. همچنین با عقب‌نشینی مرکز فرعی آوزوز از شمال عربستان میسر حرکت کم‌فشارهای دریای سرخ به سمت بین‌النهرین باز می‌شود. در شرق ایران نیز کم‌فشار پاکستان با حرکت غرب سوی خود شرایط کم‌فشاری را در سراسر ایران فراهم می‌کند. موقعیت مراکز کم‌ارتفاع و پرارتفاع در تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۸-ب) تقریباً شبیه هم بوده و در شمال غرب اروپا حرکت کم‌ارتفاع ایسلند به سمت شرق با قوی‌تر شدن آن همراه است. در مرکز مدیترانه حرکت مرکز کم‌ارتفاع و ناوه با تغییر جهت محور ناوه از راستای زناری (مداری) به راستای جنوب غربی - شمال شرقی همراه است. ناوه پیراقطبی (شکل ۸-ج)، تا عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی کشیده شده و در قسمت جلوی ناوه خود، شمال غرب ایران را نیز تحت تأثیر قرار داده است. بیشینه تاوایی نسبی در حوزه دریای مدیترانه از دو روز قبل از شروع بارش افزایش یافته و در روز بارش روندی ثابت یا کاهشی را طی کرده است. نکته قابل توجه در تاوایی نسبی الگوهای تگرگ فراگیر وجود یک کمینه در جنوب عربستان از دو روز قبل از بارش با نوسانی کم در شدت آن می‌باشد. شدت‌های بحرانی برای این کمیت در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال از ۴۸ ساعت قبل از بارش در مورد بیشینه تاوایی نسبی شدتی بین ۴ تا ۶، کمینه آن بین ۶- تا ۴- نوسان دارد و در شمال غرب گرایش بیشتر به سمت تاوایی مثبت می‌باشد. از دو روز قبل از شروع بارش همگرایی حداکثر در جنوب شرق ایران و کشورهای حاشیه خلیج فارس به وقوع پیوسته و سبب تقویت سامانه‌های چرخندی این مناطق گردیده است. واگرایی بیشینه نیز از دو روز قبل از شروع بارش در جنوب عربستان، مرکز ایران و روی خلیج فارس مشاهده گردیده است. شدت همگرایی در این الگوها بین ۲ تا ۵ نوسان دارد و شدت واگرایی از ۲- تا ۴- در نوسان می‌باشد. در شمال غرب ایران با نزدیک شدن به زمان بارش شرایط همگرایی بیشتر به چشم خورده و شدت آن بین ۳- تا ۳ متغیر است. بیشینه نم ویژه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بین ۸ تا ۱۰ گرم بر کیلوگرم می‌باشد و از نظر مکانی در شرق دریای مدیترانه تا شمال غرب ایران از ۴۸ ساعت قبل از بارش جریان می‌یابد. در شمال غرب ایران نم ویژه بین ۶ تا ۱۰ گرم بر کیلوگرم متغیر می‌باشد. جهت جریانات نیز در همین فاصله زمانی غربی تا جنوب غربی بوده و شدت آن با نزدیک شدن به زمان بارش افزایش پیدا می‌کند. نیمرخ اُمگای این الگو از روز قبل از بارش اُمگای منفی بیشینه‌ای را در غرب منطقه مورد پژوهش نشان می‌دهد که با حرکت به سمت شرق موج به سمت ایران جابه‌جا می‌گردد و در حالت بیشینه اُمگا به ۰/۳۵- پاسکال بر ثانیه رسیده است.

References

- Abdemanafi, D., 2004. The Study of Instability Indexes, Vertical Wind Shear and Moisture Conditions on Hail Occurrence in Tehran, MSc Dissertation, Islamic Azad University, Tehran-North Branch.
- Amini, L., Amini Burujeni, M., 2005. The Study of Hail Storm in Isfahan Province, Journal of Farayand, No. 29, PP. 52.
- Aran, M.a , Pena, J.C.a , Torà, M.b, 2011. Atmospheric Circulation Patterns Associated with Hail Events in Lleida (Catalonia), Atmospheric Research, Vol. 100 (4), pp. 428-438.
- Bech, J., Pineda, N., 2011. A Mediterranean Nocturnal Heavy Rainfall and Tornadic Event. Part I: Overview, Damage Survey and Radar Analysis, Journal of Atmospheric Research, Vol. 100 (4), pp. 621-637.
- Chrysoulakis, N., Spiliotopoulos, M., Domenikiotis C., & Dalezios, N., 2003, Towards Monitoring of Regional Atmospheric Instability through MODIS/AQUA Images, Geographical Information Systems and Remote Sensing, Journal of Environmental Applications, Vol. 7.
- Giaiotti, D., Nordio, S., & Stel, F., 2003, The Climatology of Hail in the Plain of Friuli Venezia Giulia, Journal of Atmospheric Research , No. 68, pp. 247– 259.
- Kavyani, M., Alijani, B., 2005. The Foundations of Climatology, SAMT Press, Tehran.
- Khoshhal, J., Alizadeh, T., 2010. A Synoptic and Thermodynamic Study on Floody Shower in Khorasan Province (Case Study: 15 September 2009), Journal of Modares, University of Tarbiat Modares, Vol. 14. No. 4.
- Khoshhal, J., Ghavidel, Y., 2007. Identification of Environmental Disaster Characteristics in North-West of Iran (Case Study: Hazard of Thunderstorms in Tabriz). Journal of Modares, University of Tarbiat Modares, Vol. 11.,pp. 101-116.
- Lashgari, H., Amini, M., 2010. Synoptic Analysis and Zoning of Hail Storm in Khorasan for Period (1996-2005), Journal of Geography and Planning, No. 31, pp. 51-108.
- Michaelides, S., Savvidou, K., Orphanou, G., 2008. Synoptic, Thermodynamic and Agroecomic Aspects of Severe Hail Events in Cyprus, Natural Hazards and Earth System Science, Vol. 8 (3), pp. 461-471.
- Mirmoosavi, H., Akbarzadeh, Y., 2009. The Study of Instability Indexes in Hail Generation on the Tabriz Meteorologic Station, Journal of Geography Space, Islamic Azad University, Ahar Branch, Vol. 25, pp. 95-108.
- Ouzi, R., 2011. Geography of Hazards (Anthropogenic and Physical), Translator: Zaheri, M., University of Tabriz Press, Tabriz.
- Salahi, B., 2010, A Consideration on Statistical and Synoptic Characteristics of Thunderstorms in Ardebil Province, Physical Geography Research Quarterly, No. 72, pp. 129-142.
- Siedlecki, M., 2009. Selected Instability Indices in Europe, Journal of Theoretical Applied Climatology, Vol. 96, pp. 85–94.
- Sioutas, M., Flocas H., 2003. Hailstorms in Northern Greece: Synoptic Patterns and Thermodynamic Environment, Journal of Theoretical Applied Climatology, Vol. 75, pp. 189–202.
- Webb, J., Elsom, D., Meaden, G., 2009. Severe Hailstorms in Britain and Ireland, a Climatological Survey and Hazard Assessment, Journal of Atmospheric Research, Vol. 93 (1-3), pp. 587-606.

شناسایی مهم‌ترین عوامل موثر بر فرسایش شیاری در واحدهای تپه‌ماهوری جنوب غرب شهرستان مشهد

سیده مظهره حسینی - دانشجوی کارشناسی ارشد مرتعداری، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

ابوالفضل مساعدی^۱ - دانشیار منابع آب، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

کمال‌الدین ناصری - استادیار علوم مرتع، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

علی گلکاریان - استادیار آبخیزداری، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۷/۳ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۹/۱۵

چکیده

فرسایش شیاری که در نتیجه تمرکز رواناب در روی دامنه به وجود می‌آید، یکی از انواع فرسایش‌های آبی است. این نوع فرسایش به عنوان آغازین مرحله فرسایش‌های درون آبراه‌های در مراتع محسوب می‌شود. به همین دلیل، شناخت عوامل موثر بر آن از اولویت بالایی برخوردار است. یکی از عوامل تخریب خاک در دامنه‌های تپه‌ماهوری منطقه احمدآباد مشهد (واقع در جنوب غربی شهرستان مشهد)، فرسایش شیاری است که شناخت عوامل موثر بر این نوع فرسایش، کاملاً ضروری است. بنابراین با استقرار ترانسکت‌های ۵۰ متری در هر یک از طول‌های مختلف دامنه، پارامترهای موثر در شکل‌گیری شیارها شامل تاج‌پوشش گیاهی، پوشش سطح زمین، سنگریزه سطحی، بافت خاک (شن، سیلت و رس موجود در خاک)، شیب و اثر مشترک طول شیب و مقدار شیب اندازه‌گیری شدند. در نهایت با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون در سطح معنی‌داری ۵٪ به کمک نرم‌افزار مینی‌تب، ارتباط این عوامل با فراوانی شیارها در واحد طول مورد بررسی قرار گرفت. هر یک از پارامترهای درصد پوشش سطح زمین، درصد تاج‌پوشش گیاهی، درصد سنگریزه سطح زمین و میزان رس موجود در خاک با پارامتر فراوانی شیار در واحد طول، همبستگی منفی و معنی‌داری نشان دادند. طول شیب و مقدار شیب ارتباط معنی‌داری با فراوانی شیارها در واحد طول نشان ندادند، اما اثر مشترک آنها به صورت مثبت، همبستگی معنی‌داری (۰/۱۴) با فراوانی شیارها در واحد طول نشان داد. فراوانی شیارها در واحد طول با پوشش سطح زمین بیشترین ضریب همبستگی را دارا بود (۰/۳-). بنابراین مدیریت پوشش گیاهی و همچنین مدیریت مرتع اولین گام در جهت کاهش پتانسیل خاک منطقه نسبت به فرسایش می‌باشد.

کلید واژه‌ها: فرسایش شیاری، مرتع، پوشش سطح زمین، طول شیب، بافت خاک.

مقدمه

آب و خاک بستر حیات به شمار می‌روند و فرسایش باعث هدررفت آنها می‌شود. به همین دلیل مبارزه با فرسایش در سطح جهان مورد توجه قرار گرفته‌است. فرسایش فرآیندی است که طی آن ذرات خاک از بستر اصلی خود جدا شده و به کمک یک عامل انتقال‌دهنده به مکان دیگر حمل می‌شوند (رفاهی، ۱۳۸۲: ۱۵-۱۳). یکی از عوامل اصلی انتقال‌دهنده ذرات خاک، جریان آب است. فرسایش شیاری از جمله فرسایش‌های آبی روی دامنه است که در اثر تمرکز نیرو و انرژی جریان آب ایجاد می‌شود (احمدی، ۱۳۸۶: ۲۱۷). با توجه به این که گسترش ابعاد شیارها با تمرکز بیش از پیش جریان آب، آبراهه‌ها و خندق‌هایی را به وجود می‌آورد که حجم زیادی رسوب تولید می‌کنند و با توجه به این که تحقیقات کمی در ایران در ارتباط با فرسایش شیاری صورت گرفته‌است، ضرورت کسب اطلاعات بیشتر و کامل‌تر درباره آن احساس می‌شود.

به طور کلی شکل‌گیری فرسایش شیاری در ارتباط با عوامل مختلف سطحی و زیرزمینی مانند ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی سازند، بافت خاک، شرایط آب و هوایی، عوامل توپوگرافی (نظیر درصد شیب و طول شیب) و میزان پوشش گیاهی می‌باشد (رفاهی، ۱۳۸۲: ۸۲-۶۳). کیمارو^۱ و همکاران (۲۰۰۸) با اندازه‌گیری فرسایش شیاری و بین شیاری در شیب شمالی یکی از کوهستان‌های تانزانیا اعلام نمودند که فرسایش شیاری با هدررفت بیشتر خاک، اهمیت بیشتری نسبت به فرسایش بین شیاری به ویژه در شیب‌های بالای ۴۰ درصد داشته‌است.

پوشش گیاهی از طرق مختلف می‌تواند باعث کاهش میزان فرسایش خاک شود. تاج‌پوشش گیاهان قسمتی از آب باران را دریافت کرده و در خود نگه می‌دارد که بعداً تبخیر می‌شود و همچون مانع، باعث تقلیل ضربات ناشی از برخورد قطرات باران به سطح خاک می‌شود که همه این موارد در کاهش فرسایش خاک موثر می‌باشند (رفاهی، ۱۳۸۲: ۸۰). با بررسی سرعت و پیش‌بینی فرسایش شیاری در بخش‌های مرکزی بلژیک توسط گاورس و لیون^۲ (۱۹۹۱)، مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده تغییرات در فرسایش زمین، پوشش گیاهی اعلام شد به طوری که در دامنه‌هایی با پوشش بیش از ۴۰ درصد شیارها حذف شده‌اند. همچنین جیمنز و گاورس^۳ (۲۰۰۷) در بررسی اثر بقایای گیاهی روی فرسایش شیاری به این نتیجه رسیدند که حضور بقایای گیاهی تأثیر قوی بر کاهش فرسایش‌دهندگی جریان شیار داشته اما اگر جریان رواناب به اندازه کافی زیاد باشد تا این بقایا را جابه‌جا کند، میزان تأثیر آنها کاهش می‌یابد. مورنودلاس-هراس^۴ و دیگران (۲۰۱۱) در بررسی اثرات زیست‌محیطی فرسایش شیاری روی دامنه‌های خشک مدیترانه‌ای اعلام نمودند که ازدست‌رفتن آب توسط شبکه شیارها منجر به افزایش استرس آب در گیاهان در حال رشد گشته و باعث کاهش غیر خطی بیومس و غنای گونه‌ای و بروز شرایط نامطلوب برای استقرار گیاهان می‌شود.

1 Kimaro

2 Govers & Leuven

3 Giménez & Govers

4 Moreno - de las Heras

به منظور بررسی تاثیر طول دامنه بر میزان فرسایش، مطالعاتی بر روی کرت‌های فرسایشی با طول‌های مختلف انجام شده‌است که در این زمینه می‌توان به تحقیقات رجمان^۱ و دیگران (۱۹۹۸) با کرت‌هایی به طول ۲۰ متر، پلیاکو و نیرنگ^۲ (۲۰۰۳) با کرت‌های ۴ متری و مارکوس^۳ و دیگران (۲۰۰۷) کرت‌های ۲۰ متری اشاره نمود. بیاتی‌خطیبی (۱۳۸۹) نیز عامل طول دامنه را در ارتباط مستقیم با فرسایش در دامنه‌های شمال غربی سبلان اعلام نمود.

بررسی مطالعات در زمینه اثر قطعات خرده سنگ بر میزان فرسایش خاک نشان می‌دهد که سنگریزه‌های لایه خاک سطحی از یک طرف باعث محافظت سطح خاک از ضربه قطرات باران و در نتیجه کاهش فرسایش باران و فرسایش خاک و از طرف دیگر باعث افزایش ضریب زبری و ممانعت از انتقال ذرات ریز خاک می‌شود، لی^۴ (۲۰۰۳). در مطالعه‌ای دیگر که توسط کانگ^۵ و دیگران (۲۰۰۱) در فلات لسی چین انجام شد، درصد شیب زمین اصلی‌ترین فاکتور تأثیرگذار بر رواناب و هدررفت خاک شناخته شده‌است. ژنگ^۶ و دیگران (۲۰۰۲)، با بررسی فرآیند جدا شدن ذرات خاک در اثر جریان سطحی کم‌عمق برای ذرات کوچک‌تر از ۵ میلی‌متر، دریافتند که شدت جدا شدن ذرات، با هر دو عامل دبی جریان و درجه شیب رابطه مستقیم دارد.

نقش بافت خاک در فرسایش‌پذیری از این جهت حائز اهمیت می‌باشد که بین مقدار سیلت یک خاک و فرسایش‌پذیری آن ارتباط نزدیک وجود دارد. هرچه مقدار سیلت خاک بیشتر باشد فرسایش‌پذیری آن افزایش می‌یابد. در مطالعه زنگی‌آبادی و همکاران (۱۳۸۹)، درصد رس خاک که از عوامل اصلی تعیین ساختمان خاک به شمار می‌رود، اثر منفی بر میزان فرسایش خاک نشان داده‌است.

مطالعات ویشمایر و مانرینگ^۷ (۱۹۶۵) نشان داده‌است که تغییر جزئی در درصد سیلت خاک غالباً با تغییر قابل توجهی در میزان فرسایش‌پذیری خاک همراه است. همچنین ریچتر و نگندانک^۸ (۱۹۷۷) نیز در تحقیقات خود نشان داده‌اند، خاک‌هایی که دارای ۴۰ تا ۶۰ درصد سیلت هستند، حساس‌ترین خاک‌ها نسبت به فرسایش به شمار می‌روند (به نقل از احمدی، ۱۳۸۶: ۲۰۱).

یکی از عوامل تخریب خاک در دامنه‌های تپه‌ماهوری منطقه احمدآباد مشهد، فرسایش شیاری است. به عبارت دیگر شکل‌گیری این نوع فرسایش در این دامنه‌ها، منجر به از دست رفتن حجم زیادی از خاک و جریان آب توسط شبکه شیاری می‌شود که علاوه بر کاهش پتانسیل اکوسیستم، منجر به افزایش استرس آب در گیاهان در حال رشد و بروز شرایط نامطلوب برای استقرار آنها می‌شود. با توجه به این که تاکنون، مطالعه‌ای در بررسی علل و عوامل فرسایش شیاری در این

1 Rejman

2 Polyakov & Nearing

3 Marques

4 Li

5 Kang

6 Zhang

7 Wischmeier & Mannering

8 Richter & Negendank

منطقه انجام نشده است، بنابراین شناخت و عملکرد این نوع فرسایش، جهت مدیریت و به حداقل رساندن هدررفت خاک، ضروری به نظر می‌رسد.

هدف از این تحقیق که در بخشی از مراتع منطقه احمدآباد مشهد انجام شده است، مطالعه و بررسی ارتباط و چگونگی تاثیر هر یک از ویژگی‌های درصد پوشش سطح زمین، درصد تاج پوشش گیاهی، درصد سنگریزه سطحی، بافت خاک، طول شیب و میزان شیب بر فرسایش شیاری از نظر تعداد و فراوانی شیارهاست.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در حدود ۶۰ کیلومتری جنوب غربی شهر مشهد، در مسیر جاده مشهد به نیشابور قرار دارد. این منطقه بر روی سازند مارن و کنگلومرا واقع شده است و توپوگرافی عمومی آن تپه‌ماهورهای کم ارتفاع با پوشش خاکی می‌باشد. منطقه مورد مطالعه در محدوده طول شرقی $59^{\circ} 28'$ تا $59^{\circ} 35'$ و عرض شمالی $35^{\circ} 58'$ تا $36^{\circ} 00'$ قرار گرفته است. متوسط بارندگی سالیانه منطقه حدود ۲۵۱ میلی‌متر برآورد گردیده که عمدتاً به صورت باران می‌باشد. با توجه به میزان بارندگی و دمای متوسط محاسبه شده، اقلیم آن، بر اساس روش دومارتن، نیمه خشک است. سیمای پوشش گیاهی منطقه به صورت بوته‌زارهایی نظیر بادام کوهی، کاهوی بیابانی، خارگونی و فورب‌هایی نظیر گل گندم، طوسک، گلرنگ و کنگر خوراکی و تعداد محدودی از گیاهان گندمی می‌باشد. شکل ۱ موقعیت محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۱ موقعیت محدوده مورد مطالعه در استان خراسان رضوی و شهر مشهد

مواد و روش‌ها

انتخاب سایت‌های مطالعاتی

سایت‌های مطالعاتی (۷ سایت) در داخل منطقه مورد مطالعه، شامل دامنه‌هایی با طول متفاوت و دارای گرا دیانی از درصد شیب (عامل موثر بر سرعت رواناب، انرژی جنبشی آن و پایداری خاک)، طول شیب (عامل موثر بر قدرت

فرساینده‌گی رواناب و حجم و سرعت آن)، میزان پوشش سطح زمین (عامل مؤثر بر جذب انرژی جنبشی باران، سرعت حرکت رواناب و ایجاد انحراف در مسیر آن، نفوذ باران و رواناب) و بافت خاک (عامل مؤثر بر سرعت نفوذ، ظرفیت ذخیره و ظرفیت نگهداری آب خاک) انتخاب شدند. با توجه به این‌که وسعت منطقه مورد مطالعه اندک و در حدود چند کیلومتر مربع است، عوامل جهت دامنه، نوع سازند زمین‌شناسی، اقلیم، بارندگی و خصوصیات آن، کاربری اراضی و نوع و میزان دخالت‌های انسانی در محدوده این سایت‌ها می‌تواند یکسان در نظر گرفته شوند.

از آن جا که در دامنه‌های محدب به دلیل فراهم‌بودن تمام عوامل فرسایشی از جمله شیب و میزان جریان، فرسایش در قسمت‌های پایینی دامنه قابل توجه است و در دامنه‌های مقعر به دلیل کمبود شیب، در قسمت‌های پایینی دامنه با وجود جریان مناسب، فرسایش قابل توجه نمی‌باشد، حتی‌المقدور ویژگی یکنواختی شکل دامنه مورد توجه قرار گرفت. به عبارت دیگر سعی شد دامنه‌های مورد مطالعه از نظر مورفولوژیکی از تحدب و تقعر خاصی برخوردار نباشند. شکل ۲ بخشی از سایت‌های مورد مطالعه را با فرسایش شیاری کاملاً مشهود در منطقه احمدآباد مشهد نشان می‌دهد.

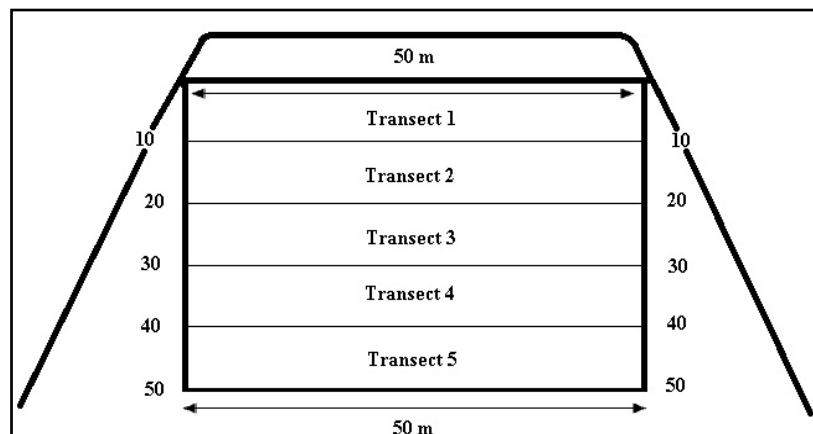


شکل ۲ بخشی از سایت‌های مورد مطالعه در منطقه احمدآباد مشهد

روش نمونه‌برداری و اندازه‌گیری

در این مطالعه، نحوه گردآوری داده‌ها با استفاده از نمونه‌گیری صورت گرفته است. در انتخاب سایت‌ها، از شیوه نمونه‌گیری سیستماتیک استفاده شده است و در هر یک از سایت‌ها، محل استقرار ترانسکت در طول شیب مشخص، به صورت تصادفی، انتخاب و در طول هر ترانسکت، پارامترهای مورد بررسی به شیوه نمونه‌گیری سیستماتیک اندازه‌گیری شدند. در هر یک از سایت‌های مطالعاتی از خط‌الراس دامنه (بالاترین نقطه خط تقسیم آب و حرکت آب به سمت دامنه)، ابتدا اقدام به ایجاد یک مربع 50×50 مترمربعی بر روی دامنه نموده، سپس از محل خط‌الراس به فواصل ۱۰ متر در دو ضلع قائم مربع، پیکه‌ها را در زمین فرو برده به‌طوری که بتوان ۵ ترانسکت ۵۰ متری از طول شیب ۱۰ تا ۵۰ متر بر روی دامنه مستقر نمود (شکل ۳). بنابراین در هر سایت ۵ ترانسکت ۵۰ متری مستقر شد. در مجموع ۷ سایت انتخاب شدند که ۳۵

ترانسکت در طول شیب‌های ۱۰ تا ۵۰ متر در آن‌ها مستقر و در طول هریک از آن‌ها اندازه‌گیری پارامترهای موردبررسی صورت گرفت. در هر ترانسکت شیب از ابتدای آن و در فواصل ۱۰ متری مورد اندازه‌گیری قرارگرفت. به‌طوری‌که در هر ترانسکت در ۶ نقطه، شیب در فواصل ۰، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰ و ۵۰ متری از ابتدای ترانسکت اندازه‌گیری شد.



شکل ۳ وضعیت شماتیکی استقرار ترانسکت‌ها در هریک از سایت‌های مورد مطالعه

شکل پوشش غالب گیاهان منطقه به گونه‌ای است که در اندازه‌گیری تاج‌پوشش گیاهان، پوشش یقه نیز لحاظ می‌شود. به عبارتی دیگر، غالب گیاهان در منطقه از پوششی نزدیک به سطح زمین برخوردار هستند و در این میان پارامتر میزان تاج-پوشش گیاهان برای اندازه‌گیری مقدار پوشش گیاهی انتخاب شد. درصد پوشش سطح زمین، شامل مجموع درصد سنگریزه سطحی (به قطر ۲ سانتی‌متر و بیشتر) و درصد تاج پوشش گیاهان علفی و بوته‌ای است. این فاکتور با استفاده از روش نمونه‌گیری برخورد نقطه‌ای الزینگا^۱ (۱۹۹۵: ۲۰۰-۱۹۸) اندازه‌گیری شد. بر این اساس در طول هر ترانسکت به فاصله هر ۲۰ سانتی‌متر، میله‌ای به صورت عمودی فرودآمده و برخورد آن با هریک از اجزاء پوشش، سنگریزه یا خاک لخت ثبت شد. سپس داده‌های حاصل برای هریک از اجزاء به درصد تبدیل شدند.

از آنجا که در بین کلیه عوامل تأثیرگذار بر خاک، عوامل توپوگرافی و ژئومورفولوژیکی از عوامل مهم در فرآیند زایش و تحول خاک‌ها محسوب می‌شوند، به همین دلیل برای درک تفاوت‌های ویژگی‌های خاک در محدوده‌های کوهستانی، تغییرات این ویژگی‌ها را در طول دامنه‌ها بررسی می‌کنند (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۹). با توجه به تغییر پذیری ویژگی‌های فیزیکی خاک‌ها در طول دامنه‌های مختلف و ثبات تقریبی این ویژگی‌ها در طول یک ترانسکت، برای تعیین بافت خاک، نمونه-برداری در ۳ نقطه از طول دامنه شامل بالا دست (طول ۱۰ متر)، وسط (طول ۳۰ متر) و پایین دست دامنه (طول ۵۰ متر) انجام شد. مشاهدات میدانی نشان دادند که خاک منطقه تا عمق ۲۰ سانتی‌متر تحت تأثیر فرسایش شیاری قرارگرفته‌است.

بنابراین، تعداد ۳ نمونه خاک از هر سایت به عمق ۲۰ سانتی‌متر برداشت شده و به آزمایشگاه منتقل و بافت نمونه‌ها به روش هیدرومتری یو اس دی آر - ان آر سی اس^۱ (۱۹۹۶) اندازه‌گیری شد. شکل ۴ تعدادی از شیاری‌های موجود در بخشی از دامنه را نشان می‌دهد.



شکل ۴ نمایی از شیاری‌های موجود در سایت‌های مورد مطالعه

اندازه‌گیری شیب در شش نقطه از طول هر ترانسکت، انجام شد، بنابراین طول کلیه ترانسکت‌ها به شش قطعه تقسیم شد، که با توجه به تعداد ۳۵ ترانسکت، ۲۱۰ قطعه ایجاد شد. طول قطعات اول و آخر ۵ متر و ۴ قطعه میانی، طول ۱۰ متر دارند. شیبی که در ابتدای هر ترانسکت اندازه‌گیری شده‌است به اولین قطعه با طول ۵ متر (فاصله صفر تا پنج متری از ابتدای ترانسکت) مربوط می‌باشد. شیب اندازه‌گیری شده در فواصل ۱۰، ۲۰، ۳۰ و ۴۰ متر از طول هر ترانسکت به ترتیب به قطعات ۲ (فاصله ۵ تا ۱۵ متری از ابتدای ترانسکت)، ۳ (فاصله ۱۵ تا ۲۵ متری از ابتدای ترانسکت)، ۴ (فاصله ۲۵ تا ۳۵ متری از ابتدای ترانسکت) و ۵ (فاصله ۳۵ تا ۴۵ متری از ابتدای ترانسکت) تعلق دارد. شیب در فاصله ۴۵ تا ۵۰ متری در طول هر ترانسکت معادل شیبی است که در انتهای ترانسکت (در فاصله ۵۰ متری از ابتدای ترانسکت) اندازه‌گیری شد. با توجه به اندازه‌گیری پوشش در فواصل ۲۰ سانتی‌متری در طول هر ترانسکت، قطعات ۵ متری دارای ۲۵ نقطه برخورد و قطعات ۱۰ متری شامل ۵۰ نقطه برخورد هستند. بنابراین هر نقطه برخورد به اجزای پوشش سطح زمین یا خاک لخت، در قطعات ۵ متری معادل ۴ درصد و در قطعات ۱۰ متری معادل ۲ درصد ارزش‌گذاری می‌شوند. توجه به داشتن فاصله شروع هر یک از شیاری‌ها از ابتدای ترانسکت در طول آن، تعداد شیاری‌های هر قطعه مشخص شد. از آنجا که طول برخی قطعات ۵ متر و طول سایر قطعات ۱۰ متر انتخاب شده‌است، پارامتر فراوانی شیاری در واحد طول محاسبه شد. در نهایت به منظور تجزیه و تحلیل آماری داده‌ها و تعیین همبستگی (در سطح معنی‌داری ۰/۵٪) بین فراوانی شیاری‌ها در واحد طول با فاکتورهای مختلف اندازه‌گیری شده، از نرم‌افزار آماری مینی‌تب^۲ ۱۶ استفاده شد.

1 USDA-NRCS

2 Minitab 16

بحث و نتایج

خلاصه نتایج حاصل از اندازه‌گیری پارامترهای مربوط به شیب، پوشش، بافت خاک و فراوانی شیارها در سایت‌های مورد مطالعه، در جدول ۱ ارائه شده است. نتایج حاصل از تعیین بافت خاک در آزمایشگاه نشان دادند که می‌توان بافت خاک منطقه مورد مطالعه را در کلاس‌های شنی لومی، لوم، لومرسی شنی و لوم‌شنی جای داد که در این میان بیش از ۷۰ درصد ترانسکت‌های مستقرشده در طول شیب‌های ۱۰ تا ۵۰ متر، بافت لوم‌شنی را به خود اختصاص می‌دهند. سه نوع بافت دیگر تنها در کمتر از ۳۰ درصد از ترانسکت‌ها مشاهده می‌شوند. بنابراین، بافت لوم‌شنی به عنوان بافت غالب خاک منطقه در نظر گرفته می‌شود.

همان طور که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، جزء شن با میزان متوسط ۶۱ درصد بیشترین سهم را در اجزای ذرات تشکیل دهنده خاک به خود اختصاص داده است. پس از آن جزء سیلت با میزان متوسط ۲۵/۵ درصد فراوانی بیشتری را نسبت به رس (با میانگین ۱۳/۷ درصد) در خاک منطقه مورد مطالعه به خود اختصاص می‌دهد. مطابق با جدول ۱ مقدار متوسط سنگریزه سطح زمین بیش از میزان پوشش گیاهی است و در اینجا سنگریزه نقش قابل توجهی در پوشاندن سطح زمین دارا می‌باشد.

جدول ۱ حداقل، حداکثر و میانگین پارامترهای مختلف اندازه‌گیری شده در محدوده مورد مطالعه

پارامتر اندازه‌گیری شده	شیب (%)	سنگریزه سطح زمین (%)	تاج پوشش گیاهی (%)	پوشش سطح زمین (%)	شن (%)	سیلت (%)	رس (%)	فراوانی شیار در واحد طول
حداکثر	۶۲	۶۶	۴۴	۷۵	۸۴/۷	۴۹	۲۳/۴	۲/۲
حداقل	۱۶	۰	۰	۴	۲۸/۹	۸/۴	۵/۳	۰
میانگین	۴۱/۲	۲۶/۹	۱۳/۶	۴۰/۵	۶۱	۲۵/۵	۱۳/۷	۰/۸

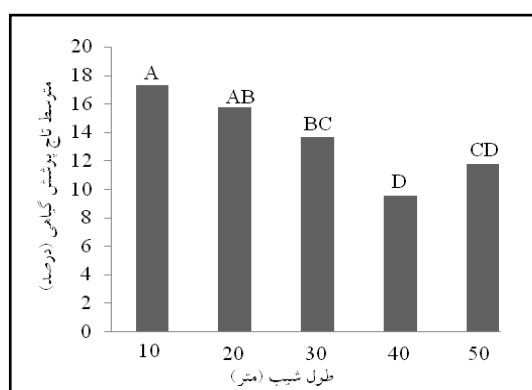
اندازه‌گیری و تحلیل داده‌های مربوط به تاج پوشش گیاهی، بیانگر این مطلب است که مقدار متوسط این فاکتور از یک طول شیب به طول شیب دیگر متفاوت است. در شکل ۵ این تفاوت‌ها نشان داده شده‌اند. به طوری که با افزایش طول دامنه میزان این پوشش کاهش می‌یابد. زیرا از یک طرف، در دامنه‌ها هرچه به طرف پایین رفته شیارها عمیق‌تر شده، به هم وصل می‌شوند و آبراهه بزرگ‌تری به وجود می‌آورند و تخریب و هدررفت خاک بیشتر می‌شود و از طرف دیگر در فرسایش به دلیل افزایش مقاومت خاک در برابر رشد و نمو گیاه، شرایط برای جوانه‌زنی گیاهان نامناسب است و رشد ریشه گیاهان، محدود می‌شود (رفاهی، ۱۳۸۲: ۱۴۲).

به منظور بررسی نرمال بودن داده‌های هر یک از پارامترهای تاج پوشش گیاهی، پوشش سطح زمین، سنگریزه سطحی زمین، بافت خاک، شیب سطح زمین، اثر مشترک طول شیب و مقدار شیب و فراوانی شیارها در واحد طول، آزمون بررسی نرمال بودن^۱

1 Normality test

این داده‌ها در نرم‌افزار مینی‌تب ۱۶ انجام شد که بر طبق این آزمون، داده‌های تمامی متغیرهای مورد بررسی از توزیع نرمال برخوردار بودند. با توجه به نرمال بودن متغیرها و کمی بودن آن‌ها از ضریب همبستگی پیرسون در بیان ارتباط هریک از عوامل مؤثر بر فرسایش با فراوانی شیارها در واحد طول استفاده شد.

جدول ۲ ضرایب همبستگی فاکتورهای مختلف اندازه‌گیری شده در این مطالعه را با فاکتور فراوانی شیار در واحد طول نشان می‌دهد. همان‌گونه که در این جدول نشان داده شده‌است از میان ۹ فاکتور بررسی شده، ضرایب همبستگی ۵ فاکتور در سطح ۵ درصد معنی‌دار هستند که در این میان میزان پوشش سطح زمین در محدوده مورد مطالعه دارای بیشترین ضریب همبستگی معنی‌دار با فراوانی شیار در واحد طول پاست.



شکل ۵ مقایسه میانگین‌های تاج پوشش گیاهی در طول شیب‌های مختلف

با توجه به جدول ۲ بین هر یک از عوامل طول شیب و درصد شیب با فراوانی شیار در واحد طول رابطه معنی‌داری در سطح ۵ درصد وجود ندارد. این در حالی است که طول شیب از عوامل مؤثر بر قدرت فرسایش، حجم و سرعت جریان رواناب است و به همین دلیل فرسایش در شیب‌های طولانی بیشتر است. با افزایش درصد شیب نیز سرعت حرکت رواناب افزایش یافته و انرژی جنبشی آن بیشتر می‌شود. بنابراین میزان فرسایش‌پذیری خاک افزایش می‌یابد. نتایج این بخش از تحقیق با نتایج زنگی‌آبادی و همکاران (۱۳۸۹)، بیاتی‌خطیبی (۱۳۸۹)، کانگ و دیگران (۲۰۰۱) و ژانگ و دیگران (۲۰۰۲) مغایرت دارد.

در توجیه این مغایرت می‌توان بیان نمود که طول شیب و میزان آن اثر متقابلی دارند و هنگامی که کاهش درصد شیب با افزایش طول شیب و یا افزایش درصد شیب با کاهش طول شیب توأم باشد، اثرات یکدیگر را بر فرسایش کاهش داده و یا حتی خنثی خواهند نمود. بر عکس ممکن است اثر طول شیب و یا درصد شیب هر یک به تنهایی بر فرسایش ناچیز باشد، اما در صورتی که هر دو در جهت افزایش و یا کاهش فرسایش عمل کنند، اثر مشترک آنها (حاصل ضرب دو عامل طول شیب و درصد شیب) بر فرسایش معنی‌دار خواهد بود. بنابراین در چنین حالتی تنها یک عامل مانند LS که نشان‌دهنده اثر مشترک هر دو باشد به کار می‌رود (رفاهی، ۱۳۸۲: ۱۶۱-۱۶۰). در این مطالعه نیز عامل اثر مشترک طول شیب و

درصد شیب، با فراوانی شیارها در واحد طول همبستگی مثبت و معنی داری را نشان داد. ارتباط این عامل با میزان فرسایش و چگونگی تاثیر آن با نتایج رودریگز و سوارز^۱ (۲۰۱۰) و گیتاس^۲ و دیگران (۲۰۰۹) مطابقت دارد.

علاوه بر این، با توجه به جدول ۲، همبستگی میان درصد سنگریزه سطح زمین با فراوانی شیار در واحد طول معنی دار می باشد و نوع رابطه معکوس می باشد. به عبارت دیگر با افزایش درصد سنگریزه سطح زمین فراوانی شیار کاهش می یابد. این نتیجه مورد تایید محققینی چون پواسن و اینگلمو - سانچز^۳ (۱۹۹۲) و لی (۲۰۰۳) است.

با توجه به ضرایب همبستگی ارائه شده در جدول ۲، میزان تاج پوشش گیاهان نیز همبستگی منفی و معنی داری با پارامتر فراوانی شیار در واحد طول نشان داده است. همچنین پوشش سطح زمین که شامل مجموع پوشش های گیاهی و سنگریزه ای است با داشتن بیشترین میزان همبستگی با پارامتر فراوانی شیار در واحد طول، نقش مهمی در کاهش سرعت حرکت رواناب، کاهش میزان آبدوی و محافظت سطح خاک در برابر جدا شدن ذرات ریز آن در اثر برخورد قطرات باران، ایفا می کند. این نتیجه نیز با نتایج تحقیق انجام شده توسط زنگی آبادی و همکاران (۱۳۸۹) همسو است.

جدول ۲ ضرایب همبستگی و سطوح معنی داری فاکتورهای مختلف با فراوانی شیار در واحد طول

عامل	ضریب همبستگی
درصد پوشش سطح زمین	-0.3^*
درصد تاج پوشش گیاهی	-0.16^*
درصد سنگریزه سطح زمین	-0.24^*
درصد شن	0.07^{ns}
درصد سیلت	-0.01^{ns}
درصد رس	-0.16^*
طول شیب	0.09^{ns}
درصد شیب	0.09^{ns}
اثر مشترک درصد شیب و طول شیب	0.14^*
ns : بی معنی	* : در سطح ۹۵٪ معنی دار

با توجه به این که نوع بافت در سایت های مورد مطالعه تغییر چندانی نداشته است، رابطه همبستگی میزان شن، سیلت و رس با فراوانی شیارها در واحد طول مورد بررسی قرار گرفت که تنها میزان رس موجود در خاک با فراوانی شیارها در واحد طول رابطه معنی دار منفی ایجاد کرد که بیانگر اثر معکوس این عامل بر روی فراوانی شیارهاست. به عبارت دیگر با

1 Rodríguez & Suárez

2 Gitas

3 Poesen & Ingelmo-Sanchez

افزایش در صد رس فراوانی شیارها کاهش می‌یابد. زیرا رس، در حفظ ساختمان خاک و افزایش مقاومت خاکدانه‌ها نسبت به متلاشی شدن و پراکندگی آن‌ها، موثر است (احمدی، ۱۳۸۶: ۲۰۲، زنگی‌آبادی و همکاران، ۱۳۸۹).

نتیجه‌گیری

این تحقیق در بخشی از مراتع منطقه احمدآباد شهرستان مشهد صورت گرفت؛ چراکه فرسایش شیاری باعث هدررفت بخش زیادی از خاک این منطقه شده است. پس از اندازه‌گیری عوامل درصد پوشش سطح زمین، درصد تاج‌پوشش گیاهی، درصد سنگریزه سطح زمین، بافت خاک، طول شیب و میزان شیب، تاثیر هر یک از این عوامل بر فراوانی شیارها مورد بررسی قرار گرفت. پارامترهای درصد پوشش سطح زمین، درصد تاج‌پوشش گیاهی، درصد سنگریزه سطح زمین و میزان رس موجود در خاک، تاثیر معنی‌دار و معکوس (در سطح معنی‌داری ۰/۵) بر فراوانی شیار در واحد طول نشان دادند. اثر مشترک طول شیب و میزان آن، با پارامتر فراوانی شیار در واحد طول، همبستگی مثبت و معنی‌داری در همان سطح معنی‌داری نشان داد. در این میان فراوانی شیارها در واحد طول با پوشش سطح زمین بیشترین ضریب همبستگی را دارا بود. بر اساس نتایج به دست آمده، توجه به پوشش سطح خاک به عنوان مانعی در برابر برخورد قطرات باران در جهت کاهش پتانسیل فرسایش خاک و تولید رسوب ضروری به نظر می‌رسد. تقویت پوشش گیاهی مراتع به ویژه پوشش‌های نزدیک به سطح زمین، در کاهش فراوانی شیارها در فرسایش شیاری موثر است. بنابراین، حفظ و احیاء پوشش گیاهی مراتع علاوه بر ده‌ها مزیتی که دارا می‌باشد به کاهش فرسایش و حفاظت خاک کمک نموده و زمینه احیاء و توسعه پایدار مراتع را فراهم می‌آورد. پیشنهاد می‌شود تحقیقاتی مشابه این تحقیق، در سایر مناطق کشور و با شرایط متفاوت انجام شود تا بتوان در ارتباط با عوامل مؤثر بر فرسایش شیاری به یک مدل منطقه‌ای دست یافت؛ زیرا از این طریق به امکان پیش‌بینی فرسایش و مدیریت مراتع در جهت کاهش هدر رفت خاک کمک خواهد شد.

تشکر و قدردانی

این تحقیق در راستای انجام پایان‌نامه کارشناسی ارشد با کد طرح ۱۸۸۳۴ انجام شده است، که از حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد تشکر و قدردانی می‌شود.

References

- Ahmadi, H., 2007. Applied Geomorphology (water erosion). University of Tehran Press.
- Bayati Khatibi, M., 2010. Role of Changes in Physical and Chemical Properties of Soils during the Slopes in Erodibility of Soils in the Mountains (with Emphasis on Gully Erosion): (Northwest slopes Sabalan from ahar to Meshkinshahr). Human Sciences MODARES. 1, 33-56.
- Elzinga, C.L., Salzer, D.w., Willoughby, J.W., 1998. Measuring and monitoring plant population. BLM Technical reference, USA., 1730p

- Giménez, R., Govers, G., 2007. Effects of freshly incorporated straw residue on rill erosion and hydraulics. *Catena*. 72, 214-223.
- Gitas, I.Z., Douros, K., Minakou, C., Silleos, G.N., 2009. Multi-temporal soil erosion risk assessment in N. Chalkidiki using a modified USLE raster model. *European Association Remote Sensing Laboratories Proceedings*. 1, 40-52
- Govers, G., Leuven, G., 1991. Rill erosion on arable land in Central Belgium: Rates, Controls and Predictability. *Catena*. 18, 133-155.
- Kang, S., Zhang, L., Song, X., Zhang, S., Liu, X., Liang, Y., Zheng, S., 2001. Runoff and sediment loss responses to rainfall and land use in two agricultural catchments on the Loess Plateau of China. *Hydrological Processes*. 15, 977-988.
- Kimaro, D.N., Poesen, J., Msanya, B.M., Deckers, J.A., 2008. Magnitude of soil erosion on the northern slope of the Uluguru Mountains, Tanzania: Interrill and rill erosion. *Catena*. 75, 38-44.
- Li, X.Y., 2003. Gravel-sand mulch for soil and water conservation in the semiarid loess region of northwest China. *Catena*. 52, 105-127.
- Marques, M.J., Bienes, R., Jimenes, L., Perez-Rodrigues, R., 2007. Effect of Vegetal Cover on Runoff and Soil Erosion under Light Intensity Events, Rainfall Simulation over USLE plots. *Science of the Total Environment*. 378, 161-165.
- Moreno-de las Heras, M., Espigares, T., Merino-Martín, L., Nicolau, J.M., 2011. Water-related ecological impacts of rill erosion processes in Mediterranean-dry reclaimed slopes. *Catena*. 84, 114-124.
- Poesen, J., Ingelmo-Sanchez, F., 1992. Runoff and sediment yield from topsoil with different porosity and affected by rock fragment cover and position. *Catena*. 19, 451-474.
- Polyakov, V.O., Nearing, M.A., 2003. Sediment transport in rill flow under deposition and detachment conditions. *Catena*. 51, 33-43.
- Rafahi, H.Gh., 2007. *Water Erosion and Conservation*, University of Tehran Press.
- Rejman, J., Turski, R., Paaluszek, J., 1998. Spatial and Temporal Variation in Erodibility of Loss Soil. *Soil and Tillage research*. 46, 61-68.
- Rodríguez, J.L.G., Suárez, M.C.G., 2010. Historical review of topographical factor LS of water erosion models. *Aqua-LAC*. 2, 56-61.
- USDA-NRCS., *Manual Soil Survey Investigations Report*. No.42, Version 3.0. Nebraska; 1996
- Wischmeier, W.H., Mannering, J.V., 1965. Effect of organic matter content of the soil on infiltration. *Soil and water Conservation*. 4, 150-152.
- Zangiabadi, M., Rangavar, A., Rafahi, H.Gh., Shorafa, M., Bihamta, M.R., 2010. Investigation of the most Important Factors Affecting on Soil Erosion in Kalat Semi-Arid Rangelands. *Water and Soil*. 4, 737-744.
- Zhang, G.H., Liu, B.Y., Nearing, M.A., Huang, C.H., Zhang, k.L., 2002. Soil detachment by shallow flow. *Trans. ASAE*. 45, 351-357.
- Elzinga, C.L., Salzer, D.w., Willoughby, J.W., 1998. *Measuring and monitoring plant population*. BLM Technical reference, USA., 1730p
- Giménez, R., Govers, G., 2007. Effects of freshly incorporated straw residue on rill erosion and hydraulics. *Catena*. 72, 214-223.
- Gitas, I.Z., Douros, K., Minakou, C., Silleos, G.N., 2009. Multi-temporal soil erosion risk assessment in N. Chalkidiki using a modified USLE raster model. *European Association Remote Sensing Laboratories Proceedings*. 1, 40-52
- Govers, G., Leuven, G., 1991. Rill erosion on arable land in Central Belgium: Rates, Controls and Predictability. *Catena*. 18, 133-155.

- Kang, S., Zhang, L., Song, X., Zhang, S., Liu, X., Liang, Y., Zheng, S., 2001. Runoff and sediment loss responses to rainfall and land use in two agricultural catchments on the Loess Plateau of China. *Hydrological Processes*. 15, 977-988.
- Kimaro, D.N., Poesen, J., Msanya, B.M., Deckers, J.A., 2008. Magnitude of soil erosion on the northern slope of the Uluguru Mountains, Tanzania: Interrill and rill erosion. *Catena*. 75, 38-44.
- Li, X.Y., 2003. Gravel-sand mulch for soil and water conservation in the semiarid loess region of northwest China. *Catena*. 52, 105-127.
- Marques, M.J., Bienes, R., Jimenes, L., Perez-Rodrigues, R., 2007. Effect of Vegetal Cover on Runoff and Soil Erosion under Light Intensity Events, Rainfall Simulation over USLE plots. *Science of the Total Environment*. 378, 161-165.
- Moreno-de las Heras, M., Espigares, T., Merino-Martín, L., Nicolau, J.M., 2011. Water-related ecological impacts of rill erosion processes in Mediterranean-dry reclaimed slopes. *Catena*. 84, 114-124.
- Poesen, J., Ingelmo-Sanchez, F., 1992. Runoff and sediment yield from topsoil with different porosity and affected by rock fragment cover and position. *Catena*. 19, 451-474.
- Polyakov, V.O., Nearing, M.A., 2003. Sediment transport in rill flow under deposition and detachment conditions. *Catena*. 51, 33-43.
- Rejman, J., Turski, R., Paaluszek, J., 1998. Spatial and Temporal Variation in Erodibility of Loss Soil. *Soil and Tillage research*. 46, 61-68.
- Rodríguez, J.L.G., Suárez, M.C.G., 2010. Historical review of topographical factor LS of water erosion models. *Aqua-LAC*. 2, 56-61.
- USDA-NRCS., Manual Soil Survey Investigations Report. No.42, Version 3.0. Nebraska; 1996
- Wischmeier, W.H., Mannering, J.V., 1965. Effect of organic matter content of the soil on infiltration. *Soil and water Conservation*. 4, 150-152.
- Zhang, G.H., Liu, B.Y., Nearing, M.A., Huang, C.H., Zhang, k.L., 2002. Soil detachment by shallow flow. *Trans. ASAE*. 45, 351-357.

تحلیل اقلیم سینوپتیک شرایط شکل‌گیری بلوم جلبکی در خزر جنوبی

عبدالعظیم قانقرمه - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

غلامرضا روشن^۱ - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۷/۲۹ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۹/۱۸

چکیده

شرایط اقلیمی به عنوان یکی از عوامل اصلی در شکل‌گیری بلوم جلبکی در اکثر نواحی دریاچه‌ای، دریایی و اقیانوسی دنیا مطرح است. هدف اصلی این تحقیق، شناسایی الگوهای نقشه‌ای اقلیمی در زمان توسعه و گسترش جلبکی در سطح دریا و تعیین شرایط اقلیمی آن می‌باشد. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق شامل فشار هوا در تراز ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، باد مداری و نصف النهاری و قائم، درجه دمای هوا و آب، کلروفیل است. روش تحقیق در این پژوهش به صورت الگوی محیطی به گردشی بوده است. برای انجام این تحقیق ابتدا زمان شکل‌گیری بلوم جلبکی تعیین و سپس عناصر اقلیمی همزمان با آن نقشه‌سازی شدند و در ادامه نیز تحلیل و نتیجه‌گیری انجام گرفت. نتایج این تحقیق حاکی از آن است که در زمان شکل‌گیری بلوم جلبکی بر روی خزر جنوبی، الگوی نقشه‌ای فشار هوا به صورت یک سامانه پرفشار با تداوم زمانی زیادی دیده می‌شود و منشأ اصلی این پرفشار بر روی اقیانوس اطلس در حوالی پرفشار جنب حاره آזור قرار دارد. الگوی وزش باد به تبع این الگوی فشار در جهت عقربه ساعت بر روی منطقه در حال گردش است. همچنین جریانات عمودی هوا حاکی از آن است که در حوالی جنوب غربی خزر نزول ضعیفی از هوا دیده می‌شود.

کلید واژه‌ها: اقلیم سینوپتیک، بلوم جلبکی، خزر جنوبی، الگوی محیطی به گردشی، فراز.

مقدمه

یکی از رویدادهای مهم که عموماً با تغییر فصل در دریاها و بدنه‌های آبی در نواحی مختلف دنیا رخ می‌دهد، رشد و افزایش تعداد گونه‌های خاصی از فیتوپلانکتون‌هاست. این رویداد در محیط‌های طبیعی سبب عدم توازن اکوسیستم‌های آبی نمی‌گردد. اما آلودگی‌های ناشی از فعالیت‌های انسانی زمینه رشد و تکثیر بیش از حد این فیتوپلانکتون‌ها و یا سایر فیتوپلانکتون‌های فرصت طلب را فراهم می‌آورد (برند^۱ و کامپتن^۲، ۲۰۰۷: ۲۳۳) از جمله اثرات ناشی از فعالیت‌های انسانی می‌توان ورود فاضلاب‌های کشاورزی، صنعتی و خانگی به بدنه‌های آبی اشاره نمود که سبب ورود مواد مغذی اضافی می‌گردند. افزایش مواد مغذی سبب اختلال در توازن زیستی شده و پدیده یوتروفیکاسیون در دریا شکل می‌گیرد (گرانیل^۳ و همکاران، ۱۹۹۹).

از آنجایی که سیانوفیتا (شاخه‌ای از فیتوپلانکتون‌ها) از مواد معدنی نیز همانند مواد آلی می‌توانند به عنوان منابع غذایی استفاده کنند، لذا شکوفایی سیانوفیتی در شرایط مناسب (دما، مواد مغذی و ...) بیش از سایر گروه‌های جلبکی اکوسیستم‌های آبی را تهدید می‌کند (سز^۴، ۱۹۹۸). سیانوفیتا به صورت طبیعی بخش کوچکی از هر اکوسیستم آبی اعم از شیرین، شور و لب شور را تشکیل می‌دهند. رشد این گروه در تراکم انبوه (به تعداد ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ عدد در میلی لیتر) اصطلاحاً شکوفایی جلبکی یا بلوم نامیده شده و گاهی ممکن است که تعداد سلول‌های جلبک به بیش از یک میلیون در میلی لیتر برسد. شکوفایی جلبکی به رنگ-های سبز، قهوه‌ای مایل به زرد و قرمز دیده می‌شود (گیلبرت و پیچر، ۲۰۰۱).

شکوفایی جلبکی سبب پایین آمدن کیفیت آب شده و لایه کف مانند ضخیم و بد بویی را بر سطح آب تشکیل می‌دهد. این لایه از طرفی با سایه انداختن و جلوگیری از ورود نور خورشید به ستون آبی و نیز کاهش اکسیژن بر ساختمان بیولوژیکی و اکولوژیکی اکوسیستم آبی اثر نامطلوب می‌گذارد. از طرفی دیگر گونه تشکیل دهنده این لایه ممکن است بیوتوکسین تولید کند که مستقیماً به موجودات آبزی آسیب می‌رساند و در برخی از شرایط، سبب مرگ آنان می‌گردد. توکسین سیانوفیتی به سه دسته تقسیم می‌گردد. دسته‌ای از آنها هپاتو-تکسین به کبد صدمه می‌زنند و دسته‌ای دیگر درماتو-تکسین موجب آزار و خارش‌های پوستی در انسان، بعنوان آخرین موجود در زنجیره غذایی می‌گردند. دسته سوم نرو-تکسین بر سیستم عصبی آسیب می‌رسانند (سز، ۱۹۹۸).

1 Brand
2 Compton
3 Graneli
4 Sze

معمولاً افزایش دمای آب سطحی، pH خنثی و یا کمی قلیایی، وزش آهسته باد و میزان پایین نسبت نیتروژن به فسفر، رشد سیانوباکتری‌ها از جمله نودولارین^۱ را تشدید می‌کند. گونه *spumigena* به دلیل توانایی در تولید سم نودولارین در منطقه جنوبی دریای خزر نیاز به بررسی و تحقیق بیشتری دارد. زیرا وجود سم هپا توکسین که سبب سرطان کبد می‌شود در نودولارین ثابت گردیده است (پاکزوسکا^۲ و کزاکوسکا^۳، ۲۰۰۳: ۶۹۲-۶۷۹) سم این موجود از طرق مختلف سلامتی حیات وحش، حیوانات اهلی و انسان را بخطر می‌اندازد (کرنو^۴ و همکاران، ۲۰۰۷: ۲). به دلیل اهمیت این موضوع و ارتباط آن با عوامل آب و هوایی، پژوهشگران مختلفی از زوایای گوناگون به مطالعه زمینه‌های مختلف شکوفایی، رشد، گسترش جلبک‌های مضر و موارد شبیه به آن پرداخته‌اند (باپ^۵ و همکاران، ۲۰۰۱؛ بوید^۶ و دونی^۷، ۲۰۰۲؛ توزی^۸ و همکاران، ۲۰۰۴؛ کریستین^۹ و همکاران، ۲۰۰۴)؛ به عنوان مثال از آنجا که تغییر اقلیم و گرمایش جهانی در اکثر نواحی اقیانوسی با افزایش دمای آبها، افزایش تبخیر و تعرق و کاهش pH همراه بوده، این موضوع باعث گردیده که مور^{۱۰} و همکارانش (۲۰۰۸) تحقیقی تحت عنوان شناسایی نوسانات و تغییرات اقلیم آینده و تاثیرات آن بروی بلوم جلبک‌های مضر و سلامتی انسان انجام دهند. آنها در این مطالعه جامع، جنبه‌های مختلف تاثیرگذاری تغییرات فازهای گرم و سرد جریانات اقیانوسی شبیه النینو و انسو، تغییرات دمای آب، تغییرات و نوسانات بالا آبی جریانات اقیانوسی در بستر گرمایش جهانی و بسیاری دیگر از فاکتورهای مرتبط با تغییرات آب و هوایی را مورد ارزیابی قرار دادند. آنها تحلیل‌های متفاوتی در راستای این تغییرات آب و هوایی و تاثیر آن بروی رشد و نمو بلوم جلبکی انجام داده‌اند.

کایسا کانونن^{۱۱} و همکارانش (۱۹۹۶) در بررسی بلوم جلبکی مدخل خلیج فنلاند در دریای بالتیک به این نتیجه رسیدند که باد عامل کنترل کننده مواد مغذی در لایه اختلاط بالای آب است و همچنین شرایط آرام هوا و تابش گرم خورشید نیز سبب بالا رفتن دمای آب می‌گردد در نتیجه در لایه بالایی آب محیط مناسبی برای شکل‌گیری بلوم جلبکی فراهم می‌آید. قابل ذکر است که با توجه به بررسی‌های انجام شده توسط مولفین این مقاله، مطالعه‌ای در راستای ارتباط سنجی بین بلوم جلبکی با شرایط آب و هوایی و بالاخص با

1 Nodularia

2 Paczuska

3 Kosakowska

4 Corno

5 Bopp

6 Boyd

7 Doney

8 Tozzi

9 Christine

10 Moore

11 Kaisa kononen

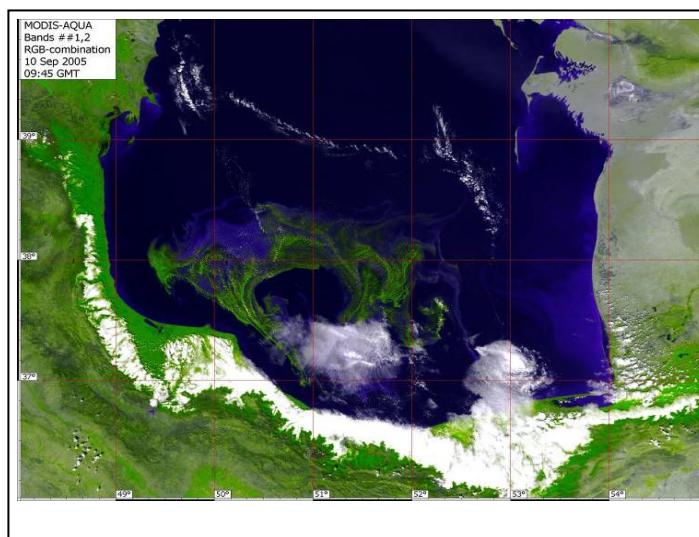
دیدگاه سینوپتیکی در سطح ایران انجام پذیرفته است. از این رو این تحقیق جزء اولین گروه پژوهش‌های مرتبط با این موضوع است. علی‌رغم این موضوع مطالعات وسیعی در زمینه الگوهای سینوپتیکی تاثیرگذار بر بارش‌ها و تغییرات دمای سواحل جنوبی خزر انجام شده است که به بعضی از آنها اشاره می‌شود. از جمله این پژوهش‌ها می‌توان به کار خوشحال (۱۳۷۶) اشاره نمود. یافته‌های پژوهش او نشان می‌دهد که یک جبهه محلی موسوم به جبهه نسیم دریا عامل اصلی وقوع بیشینه مقادیر بارش در حد فاصل خشکی و دریا است.

در عین حال، عمده محققین وقوع بارش‌های شدید فصل پائیز بر روی منطقه خزری را ناشی از وقوع همرفت دانسته‌اند (خلیلی، ۱۳۴۹؛ علیجانی، ۱۳۷۲؛ قشقایی، ۱۳۷۵). همچنین در دیگر مقالات، مفیدی و همکاران (۱۳۸۶-۱۳۸۵)، در یک بررسی همدیدی، سه الگوی اصلی برای وقوع بارش‌های شدید در دوره پائیزه و برای نواحی سواحل جنوبی دریای خزر ارائه دادند. اما بدلیل کثرت پژوهش‌ها بر روی بارش‌های پاییزه خزری و کمبود مطالعات در زمینه الگوهای همدیدی بارش‌های زمستانه، تحقیقی تحت عنوان تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید زمستانه و مقایسه آن با الگوی بارش‌های شدید پائیزه در سواحل جنوبی دریای خزر بوسیله مفیدی و همکاران (۱۳۸۷) انجام پذیرفت. یکی از نتایج این تحقیق گویای ارتباط سنجی قوی و مستقیم بین دمای آب خزر با میزان بارش‌های آن است.

در یکی از جدیدترین مطالعات، قبادی و همکاران (۱۳۹۰) در زمینه شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر پژوهشی انجام داده‌اند. یافته‌های این تحقیق نشان‌دهنده آن است که بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر نتیجه استقرار سه الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار بر روی منطقه خزری بوده و در تمامی الگوها گردش و اچرخندی همراه با بادهای شمالی در ترازهای زیرین جو بر دریای خزر تسلط دارد. در مطالعه ای دیگر ناظم السادات و قاسمی (۱۳۸۳)، تأثیر نوسان‌های دمای سطح آب دریای خزر بر بارش فصول زمستان و بهار نواحی شمالی و جنوب غربی ایران را مورد مطالعه قرار دادند. در این بررسی آنها نشان داده‌اند که سردی بیش از معمول سطح دریای خزر در زمستان منجر به افزایش بارش زمستانه در ناحیه غربی و مرکزی این دریا می‌شود. هرچند که در کاری که قبلاً توسط رادیانف (۱۹۹۴) انجام گردید، نتایج کار او نشان داد که تأثیر دمای سطح آب دریای خزر بر بارش‌های مناطق مجاور هیچ گونه تأثیری نداشته است. در مقاله ای توسط قویدل و همکاران (۱۳۸۹)، ناحیه بندی سینوپتیک دمای منطقه خزر بر مبنای متغیرهای ترمودینامیک ترازهای فوقانی جو مورد توجه قرار گرفت. بر مبنای این تحقیق، نقش پهنه بزرگ آبی دریاچه، در مقیاس سینوپتیک در توزیع مکانی و ناحیه بندی دمایی منطقه، قوی نیست و به احتمال زیاد با انتقال و تبادل انرژی و ایجاد جریان‌های نسیم خشکی - دریا، تأثیر آن در مقیاس کوچک تا متوسط و در بخش‌هایی از سال قابل رؤیت است.

به هرحال در این راستا اولین گزارش پدیده شکوفایی جلبکی بی سابقه که در سواحل ایرانی دریای خزر رخ داد، مربوط به اواخر شهریور تا مهر ۱۳۸۴ است. این حادثه که در سواحل انزلی در استان گیلان تا سواحل نوشهر در استان مازندران در بخش مرکزی و غربی سواحل ایرانی دریای خزر رخ داد، در سال های ۱۳۸۸ و ۱۳۸۹ نیز این پدیده در سواحل جنوبی دریای خزر دیده شده است.

از آنجایی که شکل گیری بلوم جلبکی، علاوه بر مهیا بودن شرایط فیزیکی و بیوشیمیایی بدنه آبی، به مناسب بودن شرایط آب و هوای نیز بستگی دارد. به همین دلیل در این مقاله سعی گردید الگوهای آب و هوایی همزمان با شکوفایی جلبکی مورد ارزیابی قرار گیرد. هدف از این مطالعه، شناسایی الگوهای اقلیمی همزمان شکوفایی جلبکی در خزر جنوبی برای ماه های اگوست و سپتامبر ۲۰۰۵ می باشد، بطوری که نتایج آن می تواند تا حدودی مرحله آغازین و احتمال پیش بینی آن را در دریای خزر فراهم آورد.



شکل ۱ تصویر ماهواره ای گسترش شکوفایی جلبکی بر روی خزر جنوبی روز ۱۰ سپتامبر ۲۰۰۵ (منبع: سلوویو، ۲۰۰۵)

مواد و روش ها

محدوده مورد مطالعه در این تحقیق بخش جنوبی دریای خزر می باشد که یکی از استثنایی ترین شکوفایی جلبکی در ماه های اگوست و سپتامبر سال ۲۰۰۵ بطور مداوم اتفاق افتاده است (تصویر شماره ۱). داده های مورد استفاده در این تحقیق شامل ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، بادهای نصف النهاری (U-wind) و بادهای مداری (V-wind) در ارتفاع ۱۰ متری، دمای هوای ارتفاع ۲ متری، دمای سطح آب دریای خزر و کلروفیل آ می باشد. محدوده الگوهای فشار از نصف النهار گرینویچ تا ۸۰ درجه طول شرقی و همچنین برای الگوی باد و دمای هوا نیز محدوده دریای خزر و نواحی مجاور آن برای ۴۰ تا

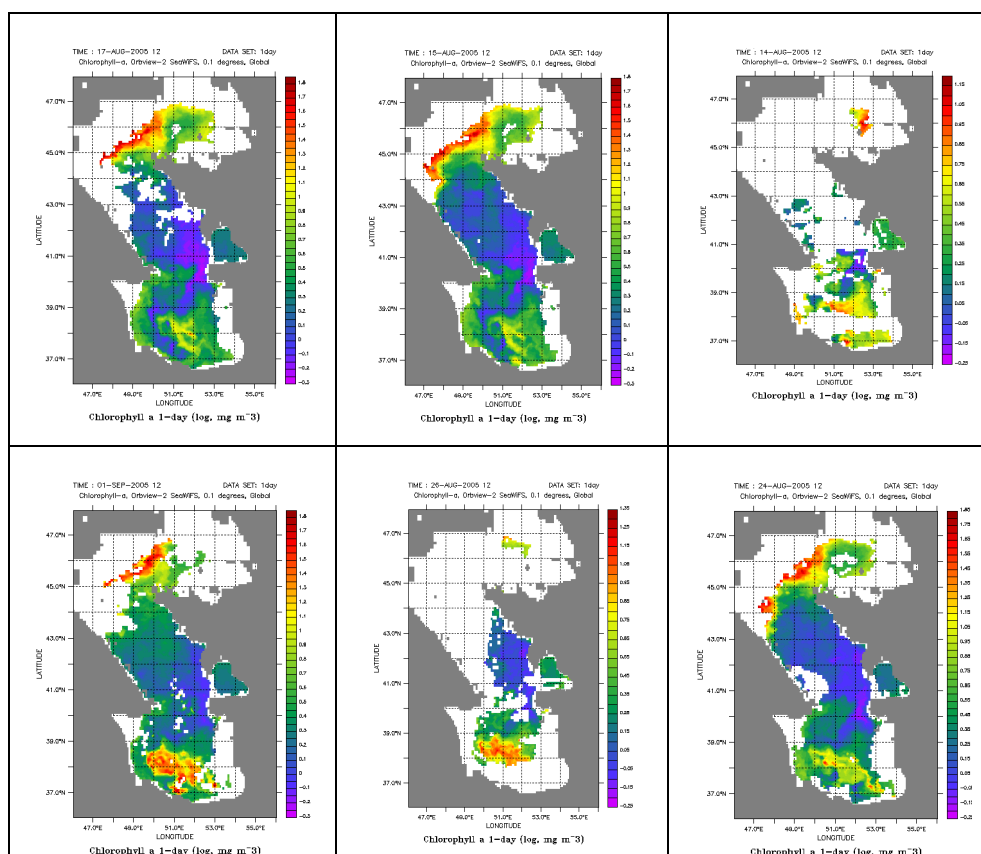
۶۰ درجه شرقی و ۳۵ تا ۵۰ درجه شرقی استفاده گردید. این داده‌ها از سایت نوا (NOAA) به صورت فرمت *.nc دریافت گردیدند و سپس به فرمت متنی (*.txt) تبدیل شدند و در مرحله بعد به صورت ماتریس زمان و مکان برای دو ماه مورد نظر در آمدند. در نهایت نقشه سری‌های زمانی برای هر کدام تولید گردیدند و به صورت همدیدی در کنار هم جایگذاری شده و سپس مورد تحلیل قرار گرفتند. در این تحقیق نقشه بادهای کمتر از ۴٫۸ متر بر ثانیه و همچنین دمای هوای بیش از ۲۵ درجه سانتیگراد مورد ارزیابی قرار گرفتند. قابل ذکر است که روش تحقیق در این مقاله به صورت کلی شامل الگوی محیطی به گردشی می‌باشد. لازم به ذکر می‌باشد که در این پژوهش از نرم افزارهای Excel، Surfer استفاده گردید، همچنین برنامه ای تحت عنوان change data برای این کار تهیه شد که در تبدیل داده از آن استفاده شد است.

بحث و نتایج

بررسی کلروفیل سطح آب دریای خزر در زمان شکوفایی جلبکی نشان می‌دهد میزان آن نسبت به مواقع عادی افزایش زیادی یافته است بطوری که از تصویر شماره (۲) مشخص می‌گردد در پهنه خزر جنوبی تغییرات طیف رنگ آن قابل ملاحظه است. همچنین تغییرات دمای سطح آب دریای خزر نیز به میزان زیادی در خزر جنوبی و بخصوص در نواحی شکوفایی جلبکی بالا بوده است (شکل ۳). با بررسی میانگین درازمدت دمای سطح آب خزر جنوبی مشخص می‌گردد که این مقدار در ماه آگوست ۲۶٫۲ سانتیگراد و برای ماه سپتامبر ۲۷٫۱ سانتیگراد می‌باشد. حال آنکه در زمان رخداد بلوم جلبکی، مقدار دمای سطح آب در خزر جنوبی بترتیب برای دو ماه مورد نظر به ترتیب ۰٫۹۶ و ۱٫۸ درجه افزایش یافته است.

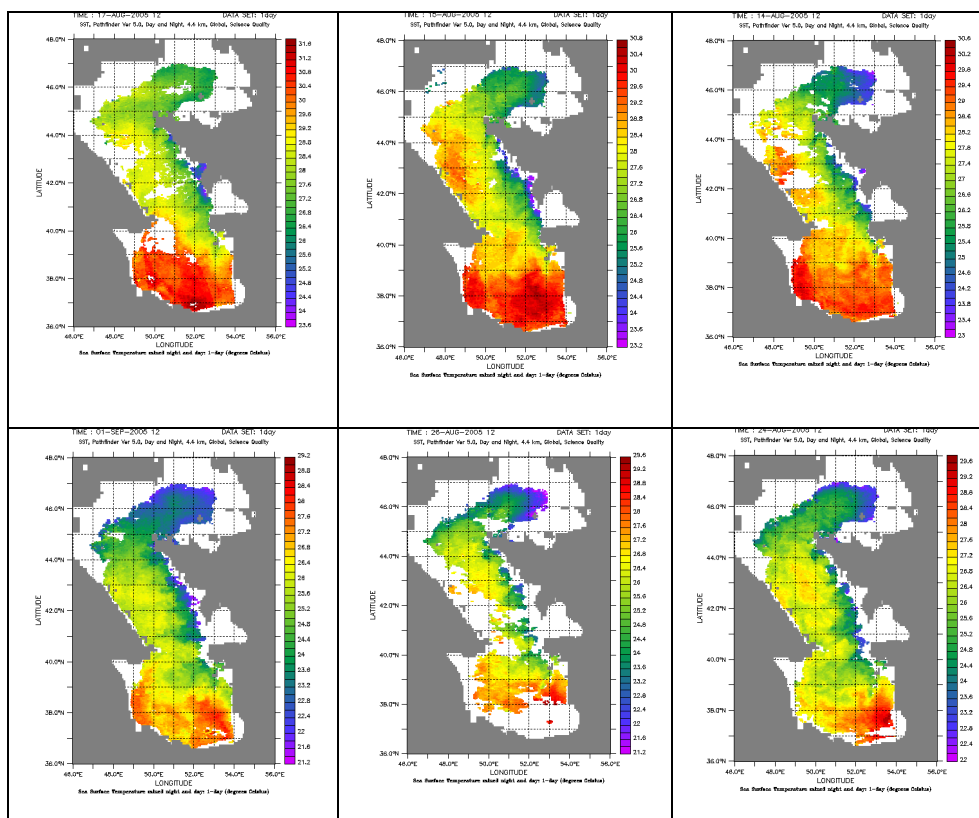
برای مشخص نمودن معیار پایداری سرعت باد ابتدا میانگین دراز مدت برای دو ماه سپتامبر و آگوست محاسبه گردید که مقدار آن ۴٫۸ متر بر ثانیه محاسبه شد. بنابراین در این پژوهش به صورت قراردادی، مقادیری که پایین تر از میانگین هستند به عنوان پایداری هوای سطحی در نظر گرفته شده است. الگوی بادهای با کمتر از ۴٫۸ متر بر ثانیه بر روی دریای خزر و نواحی مجاور، در تمامی روزهای شکوفایی جلبکی در ماه‌های آگوست و سپتامبر ۲۰۰۵، در اکثر بخش های خزر جنوبی قابل مشاهده می باشد. به عبارت دیگر بادهای کمتر از ۴٫۸ متر بر ثانیه که شاخصی از پایداری هوا بر روی دریای خزر در نظر گرفته شد، در طی دو ماه مورد نظر بر روی دریای خزر با بیشترین فراوانی دیده شده است (شکل ۴). این شرایط حاکی از آن است که در دو ماه مورد مطالعه، در حدود ۷۴ درصد از روزها نسبت به دوره بیست ساله ۲۰۱۰ تا ۱۹۹۰، سرعت باد کمتری از میانگین را تجربه کرده اند (تصویر شماره ۴). همان گونه که شکل ۴ نشان می دهد، روند کاهشی تغییرات سرعت باد با شیب ملایم تری رخ داده است بگونه ای که دامنه تغییرات سرعت باد بین تقریباً ۱۰٫۵ تا ۱ متر بر ثانیه و به سوی پایداری تدریجی تغییر روند می دهد. اما بر عکس زمانی که روند

سرعت باد افزایشی می باشد این رخ داد با شیب افزایشی و ناگهانی اتفاق افتاده است. به عنوان نمونه، از ۹ تا ۱۹ اگوست سرعت باد تقریباً ۶ متر بر ثانیه به تدریج کاهش یافته است در حالی که افزایش آن سریع تر از روند کاهشی صورت گرفته است. تغییرات جهت باد نیز نشان می دهد گردش هوا در دوره مورد نظر به صورت واپرخندی بوده و جهات وزش باد بین محدوده شمال تا شمال شرق در تغییر بوده است (شکل ۵).

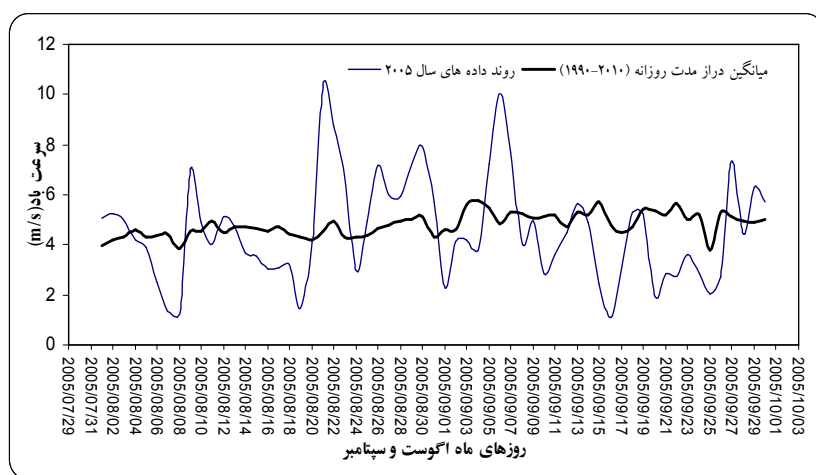


شکل ۲ نمونه ای پوشش کلروفیل آ سطح آب دریای خزر برای تعدادی از روزهای شاخص همزمان با شکوفایی جلبکی سال ۲۰۰۵ (منبع ۸).

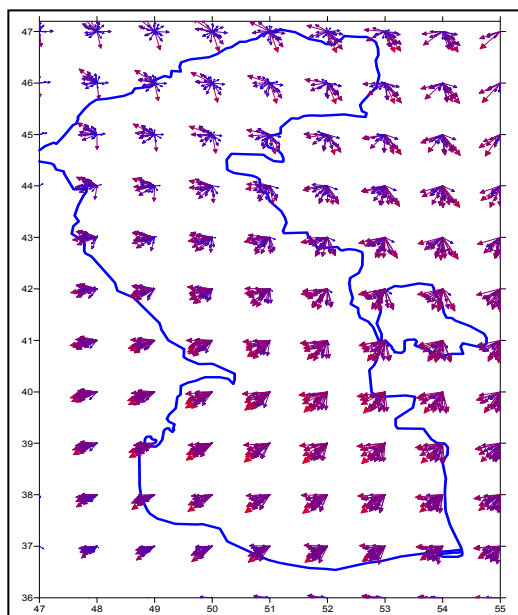
الگوی دمای هوا بر روی دریای خزر و نواحی مجاور در دو ماه اگوست و سپتامبر ۲۰۰۵ نشان می دهد که از روز ۲۰۰۵/۰۸/۰۱ تا ۲۰۰۵/۰۸/۲۰ دما بیش از ۲۵ درجه سانتیگراد بوده و گاهی نیز در غرب خزر میانی هسته همدمای خنکی تشکیل شده است. در حالی که از روز ۲۰۰۵/۰۸/۲۱ تا ۲۰۰۵/۰۹/۳۰ مناطق با دمای بیش از ۲۵ درجه سانتیگراد به خزر جنوبی و نواحی مجاور آن محدود شده است (شکل ۶).



شکل ۳ نمونه ای پوشش دمای سطح آب دریای خزر برای تعدادی از روزهای شاخص همزمان با شکوفایی جلبکی سال ۲۰۰۵
(منبع: <http://las.pfeg.noaa.gov>)

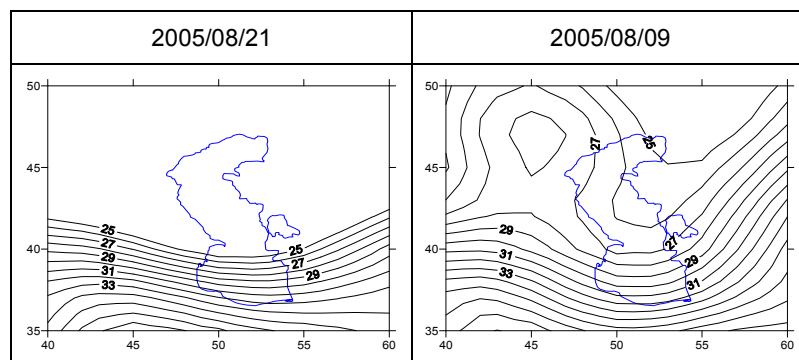


شکل ۴ مقایسه تغییرات سرعت باد در مختصات ۵۲,۵ درجه شرقی و ۳۸,۵ درجه شمالی بر روی خزر جنوبی برای میانگین دراز مدت (۱۹۹۰-۲۰۱۰) ماههای اگوست و سپتامبر نسبت به سال ۲۰۰۵



شکل ۵ نقشه جهات غالب وزش باد بر روی دریای خزر در ماه‌های اگوست و سپتامبر ۲۰۰۵

الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در دوره شکوفایی جلبکی نشان می‌دهد که بر روی خزر و نواحی مجاور آن سامانه‌های واچرخندی تقریباً پایداری حاکم شده است، اما این واچرخندها با تکرار و توالی بر روی خزر در طی دو ماهه حادث شدند. الگوهای نقشه ای این سامانه‌ها نشان می‌دهد که مرکز اصلی آن بر روی اقیانوس اطلس و پرفشار آזור قرار دارد و از آن زبانه‌های در جهت شرق در دو مسیر بر روی اروپا و آفریقا به طرف دریای خزر گسیل شدند. اما مسیر جنوبی سامانه‌های واچرخندی به دلیل استقرار کم فشار بر روی ایران مستقیم نمی‌تواند به خزر برسد و در نتیجه به شمال تمایل پیدا می‌کند و با زبانه اروپایی ادغام می‌گردد. بطور کلی زمانی که پرفشار با زبانه باریک و کم عرض بر روی دریای خزر کشیده می‌شوند به دلیل تغییرات سریع در زبانه الگوی گردشی شدیدی ایجاد می‌شود، ولی با مرور زمان این الگو هموارتر و پهن تر می‌گردد و در نتیجه الگوی گردشی پایداریتری بوجود آمده و در نتیجه هوا پایداریتر می‌گردد.



شکل ۶ نمونه‌ای از نقشه همدمای هوای بیش از ۲۵ درجه سانتیگراد در ارتفاع ۲ متری

شاخص ترین حالت زبانه کم عرض در روز ۲۰۰۵/۰۸/۰۹ دیده می شود به طوری که در این روز از غرب و شمال غرب خزر زبانه ای وارد شده است. مسیر آن از شمال دریای مدیترانه، نیمه جنوبی اروپا و از روی اقیانوس اطلس سرازیر شده است در حالی که زبانه جنوبی پرفشار آזור تا شبه جزیره عربستان کشیده شده است. شکل شماره (۷) نمونه هایی از الگوهای نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را همزمان با شکوفایی جلبکی بر روی خزر جنوبی نشان می دهد.

الگوی فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی خزر و نواحی مجاور حاکی از آن است سامانه های پرفشار مستقر بر روی ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با فرازهای سطوح میانی جو هماهنگ هستند با این تفاوت که آرایش سطوح میانی جو بدلیل قرار گرفتن در خارج از محدوده اصطکاک از نظم بیشتری برخوردار است، همچنین از نظر موقعیت مکانی کاملاً منطبق با همدیگر نیستند. اما آنچه مشخص است تمامی پرفشارها چه در سطوح پایین و چه در سطوح میانی جو از منشاء آזור از روی اقیانوس اطلس سرچشمه گرفته اند. بطور کلی مطابق جدول شماره (۱) الگوهای سطوح میانی جو در دوره های مطرح شده تقریباً شبیه همدیگراند؛ به عبارت دیگر به دلیل توالی و تداوم زمانی هر کدام تقریباً یک نوع خاصی از الگوی جوی هستند.

شکل شماره (۸) تعدادی از روزهای شاخص را برای الگوهای ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد. بر این اساس، در روز ۲۰۰۵/۰۸/۰۴ در غرب دریای خزر و در نواحی شمالی مدیترانه شرقی یک کم فشار به صورت یک سلول بسته دیده می شود و در شرق آن بر روی خزر و ایران یک سلول بسته پرفشار دیده می شود که تمامی ایران را پوشانده است. در روز شاخص ۲۰۰۵/۰۸/۱۰ یک کم فشار بر روی اروپای غربی مستقر شده است و از جنوب ایران تا عرض های ۷۰ درجه شمالی بصورت یک فراز ادغام شده دیده می شود. در این فراز که شامل دو هسته می باشد یکی از آنها در جنوب ایران و دیگری در شمال دریای خزر قرار گرفته است. در شرق دریای خزر نیز یک فرود بسیار ضعیف با محور شمال شرقی دیده می شود. در روز شاخص ۲۰۰۵/۰۸/۱۴ دو هسته پرفشار ضعیف در شمال شرق و جنوب شرق خزر یا جنوب شرق ایران قرار گرفته است و تا حدودی آرایش این سامانه ها، خزر را تحت تاثیر قرار داده اند و در غرب دریای خزر تا اقیانوس اطلس آرایش ایزوباری به موازات مداری دیده می شود.

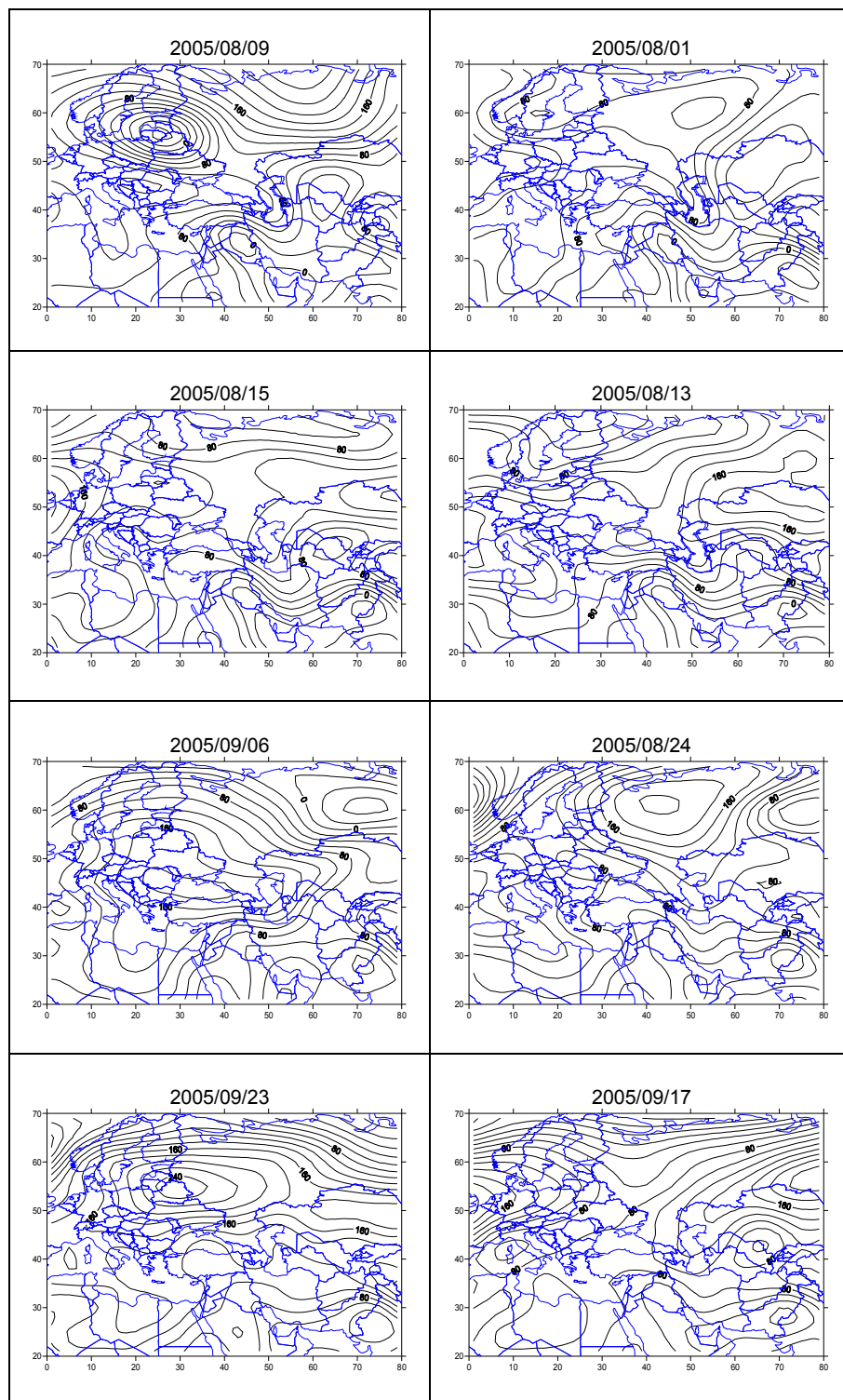
در روز شاخص ۲۰۰۵/۰۸/۱۷ بروی دریای خزر و نواحی مجاور آن یک زبانه پرفشار آזור که از روی اقیانوس اطلس، شمال آفریقا و عربستان به سمت ایران و خزر کشیده شده است. در روز ۲۰۰۵/۰۸/۲۱ در شمال شرق دریای خزر یک فرود با مرکز بسته و در جنوب نیز زبانه آזור، دریای خزر را تحت تاثیر خود قرار داده است. در روز شاخص ۲۰۰۵/۰۸/۲۶ در جنوب خزر و بر روی ایران و شبه جزیره عربستان، پرفشار آזור گسترده شده است و در بخش شمالی خزر نیز یک فراز یا واچرخند بسته شده دیده می شود که

ایزوبارهای آن با پرفشار آזור مشترک شده است. اما فرود بسته شده شمال شرق خزر نیز تا حدودی بدین وسیله تقویت شده است.

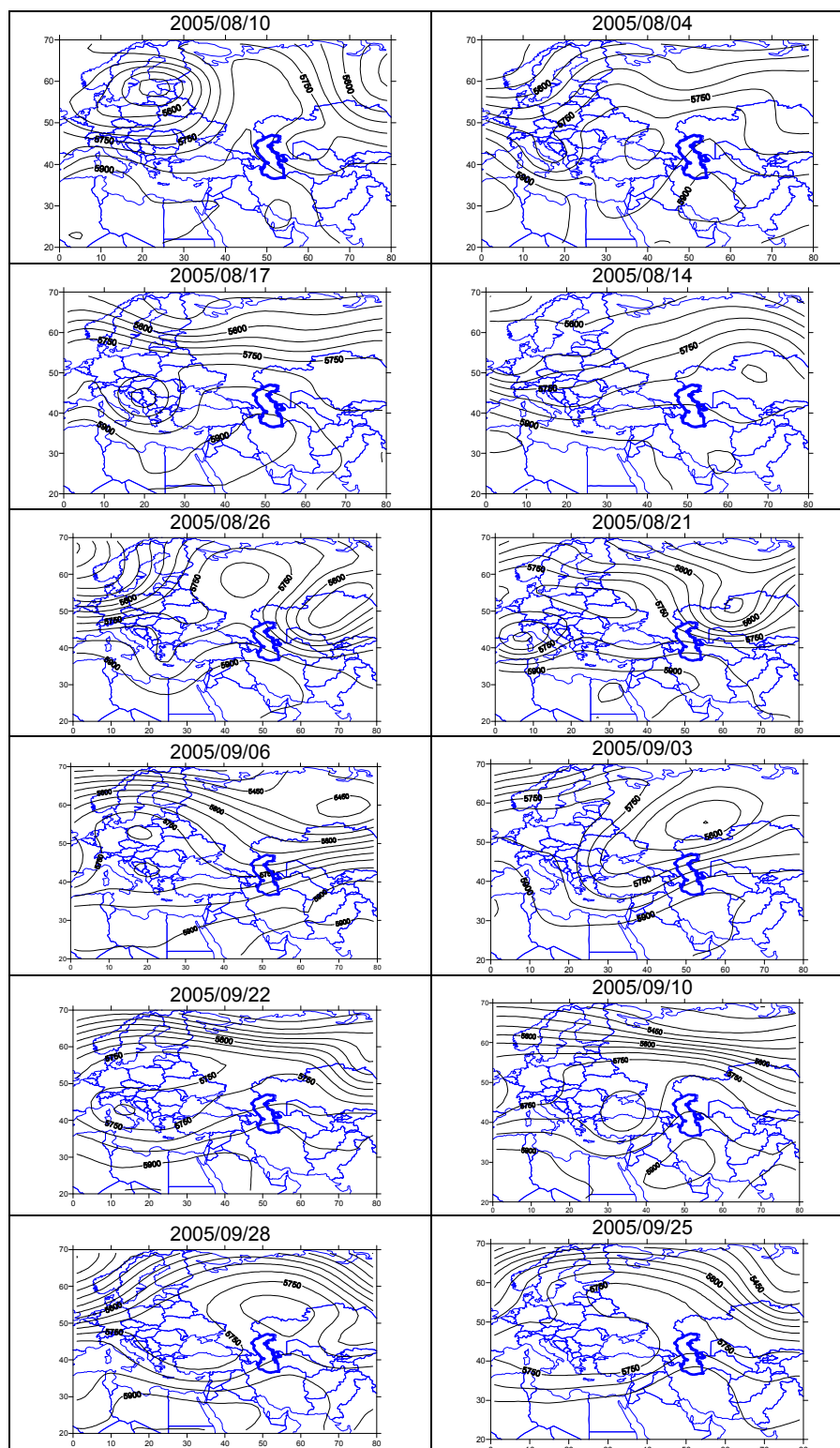
جدول ۱ دوره‌های تداوم زمانی الگوی سطوح میانی جو (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)

ردیف	دوره زمانی	تاریخ الگوی شاخص	تعداد روز
۱	2005/08/01 الی 2005/08/05	2005/08/04	۵
۲	2005/08/06 الی 2005/08/11	2005/08/10	۶
۳	2005/08/12 الی 2005/08/15	2005/08/14	۴
۴	2005/08/16 الی 2005/08/18	2005/08/17	۳
۵	2005/08/19 الی 2005/08/21	2005/08/21	۳
۶	2005/08/22 الی 2005/08/30	2005/08/26	۹
۷	2005/08/31 الی 2005/09/05	2005/09/01	۶
۸	2005/09/06 الی 2005/09/07	2005/09/06	۲
۹	2005/09/08 الی 2005/09/15	2005/09/10	۸
۱۰	2005/09/17 الی 2005/09/23	2005/09/22	۷
۱۱	2005/09/24 الی 2005/09/26	2005/09/25	۳
۱۲	2005/09/27 الی 2005/09/30	2005/09/28	۴

در روز شاخص ۲۰۰۵/۰۹/۰۱ فرود شمالشرق خزر در حال جابجایی به جهت غرب می‌باشد (به نوعی در مسیر بادهای غربی استثنا است) و در این هنگام بخش‌های شمالی خزر تحت تاثیر این سامانه و بخش جنوبی خزر نیز توسط سامانه آזור قرار گرفته است. این سامانه قسمت زیادی از ایران و نواحی جنوبی را تحت تاثیر قرار داده است. در روز شاخص ۲۰۰۵/۰۹/۰۶ در این الگو، مجدداً کم فشار شمال خزر در جهت شرق جابجا شده و طی این فرایند تضعیف گردیده است. در این الگو دریای خزر توسط یک آرایش ایزوباری به موازات مداری در بر گرفته شده است. در روز شاخص ۲۰۰۵/۰۹/۱۰ فرودی نسبتاً قابل توجه بر روی دریای سیاه تشکیل شده است اما بر روی ایران و دریای خزر به صورت یک سلول بسته دیده می‌شود. در روز شاخص ۲۰۰۵/۰۹/۲۲ دریای خزر تحت تاثیر آזור قرار گرفته است و در این زمان یک فرود نسبتاً عمیق در راستای غربی شرقی بر روی سواحل شمالی مدیترانه و یک فراز با همین راستا در شمال آن بر روی اروپا مستقر شده است. در روز شاخص ۲۰۰۵/۰۹/۲۵ فرود و فراز مستقر بر روی سواحل مدیترانه و اروپا به سوی دریای خزر جابجا شده است و پرفشار آזור با پرفشار اروپا ایزوبارهای مشترکی تشکیل داده و کل خزر را تحت تاثیر قرار داده است. در روز ۲۰۰۵/۰۹/۲۸ پرفشار شمالی و آזור در شمال و جنوب دریای خزر قرار گرفته است و پرفشار شمالی تقویت شده است.



شکل ۷ تعدادی از الگوهای فشار تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی همزمان با شکوفایی جلبکی سال ۲۰۰۵



شکل ۸ الگوهای شاخص تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همزمان با شکوفایی جلبکی ۲۰۰۵

نتیجه گیری

در نتیجه از توالی حرکات الگوهای گردش بر روی دریای خزر در طی دوره شکوفایی جلبکی مشخص می گردد که آזור، دریای خزر را از دو مسیر تحت تاثیر قرار داده است که اولین آن از مسیر شمال آفریقا، عربستان و ایران به صورت متفاوتی از زبانه، هسته و فراز جوی نمایان می گردد و از سرعت حرکت کمتری برخوردارند. مسیر دیگر آזור از روی اروپا به سوی شرق به صورت سلول های بسته یا فراز جوی خود نمایی می کند. استثنایی ترین حالتی که از استقرار پرفشارها در منطقه اتفاق افتاده است، بهم خوردن گردش عادی از غرب به شرق سامانه های کم فشار می باشد، که گاهی در شرق خزر به احتمال زیاد توسط کم فشارهای سطوح پایین مانند آسیای مرکزی تقویت شده و در جهت غرب تا حوالی شمال دریای سیاه جابجا شده است اما بعداً تحت تاثیر جریانات عادی در جهت شرق جابجا شده و تضعیف گردیدند. همچنین در این دوره فرصت مناسبی برای تشکیل کم فشار دریای سیاه پیش آمده بود.

بنابراین با توجه به اینکه شکوفایی جلبکی در صورت مهیا بودن شرایط فیزیکی و بیوشیمیایی آب در روی خزر جنوبی و همچنین الگوی آب و هوای مناسب شکل می گیرد کما اینکه ممکن است در سایر پهنه های آبی متفاوت از دریای خزر اتفاق افتد. اما رخداد شکوفایی جلبکی ماه های اگوست و سپتامبر ۲۰۰۵ بخصوص در خزر جنوبی نشان می دهد که شرایط اقلیمی برای وقوع آن، استقرار سامانه های واچرخندی با دوام زیاد و با پایداری نسبی بالا همراه بوده است. بطوری که در دوره گرم سال سبب بالا رفتن دمای سطح آب دریای خزر نیز می شود (شکل ۲). نتایج بررسی دمای هوا این موضوع را کاملاً آشکار می کند. از طرف دیگر سرعت وزش باد نیز بطور قابل ملاحظه ای در هوای پایدار پایین است و این موضوع سبب عدم تلاطم سطح آب دریا می گردد. بنابراین شرایط اختلاط آبهای سطحی و عمقی به حداقل میزان خود می رسند. هرچند اختلاط لایه بالایی آب برای بالا آوردن مواد مغذی لازم و ضروری است. بنابراین آستانه باد با میزان بسیار کمی می تواند این شرایط را مهیا کند. کما اینکه ما نیز با توجه به بادهای سینوپتیک سرعت آستانه ۴/۸ متر بر ثانیه باد را به عنوان پیش فرض در نظر گرفتیم. البته برای تایید این موضوع، نیاز به بررسی بیشتری است.

References

- Alijani, b., 1993. Climbing mechanisms of rainfall, Journal of Faculty of Letters University of Tarbiaet Moalem, New Era, 1,101-85
- Brand, L.E., Compton, A., 2007. Long-term increase in *Karenia brevis* abundance along the Southwest Florida Coast. Harmful Algae, 6(2): 232–252. doi:10.1016/j.hal.2006.08.005.
- Bopp, L., Monfray, P., Aumont, O., Dufresne, J.L., Treut, H.L., Madec, G., Terray, L., James, J., Orr, C., 2001. Potential impact of climate change on marine export production. Global Biogeochemical cycles, 15, 81-99.
- Boyd, P.W., Doney, S.C., 2002. Modelling regional responses by marine pelagic ecosystems to global climate change. Geophysical Research Letters, 29, NO. 16, 10.1029/2001GL014130.
- Corno, G., Karl, D.M., Church, M.J., Ricardo, M., Letelier, Roger Lukas, Robert, R., Bidigare, Mark Abbott, R., 2007. Impact of climate forcing on ecosystem processes in the North

- Pacific Subtropical Gyre. Journal of Geophysical Research, Vol. 112, C04021, doi:10.1029/2006JC003730.
- Christine, L., William, A., Sydeman, J., 2004. Ocean climate, euphausiids and auklet nesting: inter-annual trends and variation in phenology, diet and growth of a planktivorous seabird, *Ptychoramphus aleuticus*. Marine Ecology Progress Series Mar Ecol Prog Ser, 274, 235–250.
- Ghobadi, G., Mofidi, A., Zarin, A., 2011. Recognizing the Synoptic Patterns of Wintertime Heavy Precipitation in the Southern Coast of the Caspian Sea., Journal of Geography and Environmental Planning, 42, 40, 23
- Glibert, P. M., Pitcher, G., Eds. 2001. GEOHAB & Global Ecology and Oceanography of Harmful Algal Blooms, Science Plan. SCOR and IOC, Baltimore, Paris
- Graneli, E., Codd, G. A., Dale, B., Lipiatou, E., Maestrini, S. Y., Rosenthal, Eds. H., 1999. *Harmful in European marine and brackish waters. EUROHAB Science Initiative*. European Commission publication. Research in enclosed seas series/5, EUR 18592.
- Ghavidel, Rahimi, Y., Noori, H., Ysary, T., 2010. Synoptic classification Caspian zone temperature based on thermodynamic variables in the upper levels of the atmosphere, Humanities Teacher - Planning Journal, Volume XIV, 13, 217-232
- kononen, K., et al., 1996. Initiation of cyanobacterial blooms in a frontal region at the entrance to the Gulf of Finland, Baltic Sea. limnol Oceanogr ,41(1), by the American Society of Limnology and Oceanography, Inc
- Khalili, A., 1971. Precipitation Origin Caspian Coast, Nyvar, No. 15, 39-46
- Khoshhal Dastjerdi, J., 1997. Analyzing and presenting models for synoptic climatology over a hundred mm rainfall the Caspian southern coasts, PhD thesis, Geography, University of Modares.
- Mofidi , A., Zarin, A., Janbaz Ghobadi, G., 2006. Synoptic study of rainfall causing severe flooding in the southern coast of the Caspian Sea in autumn, Proceedings of the region's natural resources and sustainable development in the South Caspian Sea, University Noor Branch, 84-71
- Mofidi , A., Zarin, A., Janbaz Ghobadi, G., 2007. Synoptic pattern the heavy and extreme winter precipitation in the southern coast of the Caspian Sea., Journal of the Earth and Space Physics, 33 (3): 131-154
- Mofidi, A., Zarin, A., Janbaz Ghobadi, G., 2008. Synoptic patterns of winter precipitation in the southern coast of the Caspian Sea and compared them with autumn precipitation patterns, the first international conference on environmental changes in Caspian 3 to 4 Persian date Shahrivar 2008, Mazandaran University Babolsar.
- Moore, S.K., Trainer, V.L., Mantua, N.J., Parker, M.S., Laws, E.L., Backer, L.C., Fleming, L.E., 2008. Impacts of climate variability and future climate change on harmful algal blooms and human health. Environmental Health, 7(Suppl 2):S4 doi:10.1186/1476-069X-7-S2-S4.
- Nazemosadat S. M. J., Ghasemi, A. R., 2004. The Influence of the Caspian Sea SST on Winter and Spring Precipitation over Northern and Southwestern Parts of Iran, Science and Technology of Agriculture and Natural Resources, 1, 1 -14
- Qashqai, Gh., 1992. Siberian High Impact rain fall on the southern coast of the Caspian, MS thesis, University of Tarbiaet Moalem.
- Rodionov, S. N. 1994. Global and Regional Climate Interaction: The Caspian Sea Experience. Kluwer Academic Publishers. London.

- Paczuska, L., Kosakowska, A., 2003. Is iron a limiting factor of *Nodularia spumigena* blooms?. *Oceanologia*, 45 (4), 679–692.
- Soloviev, D., 2005. Identification of the extent and causes of cyanobacterial bloom in September-October 2005 and development of the capacity for observation and prediction of HAB in the Southern Caspian Sea using Remote Sensing Technique, CEP.
- Sze, P., 1998. A biology of the alge. WCB McGraw Hill, Boston, Massachusetts.
- Tozzi, S., Schofield, O., Falkowski, P., 2004. Historical climate change and ocean turbulence as selective agents for two key phytoplankton functional groups. *Marine Ecology Progress Series Mar Ecol Prog Ser*, 274, 123–132.
- www.cdc.noaa.gov
- <http://las.pfeg.noaa.gov>

بررسی خطر ریزش در آزاد راه رودبار - رستم آباد با استفاده از فرایند تحلیل شبکه‌ای

محمد مهدی حسین زاده^۱ - استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران
سعید رحیمی هر آبادی - کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، ایران
حسن اروجی - دانشجوی دکتری جغرافیا و برنامه ریزی روستایی، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران
مهدی صمدی - کارشناس ارشد سنجش از دور و GIS، دانشگاه تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۸/۱۰ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۹/۵

چکیده

یکی از عوامل موثر در کنترل مخاطرات محیطی، وجود پایداری در ساختار لندفرم هاست. در عصر حاضر ضرورت احداث سیستم‌های حمل و نقل، پیامدهای متعددی در واکنش سیستم‌های ژئومورفیک به وجود آورده است. در این ارتباط، کوهستان‌های نیمه خشک از جمله حساس‌ترین مناطق در برابر تغییرات غیر معمول یا تغییرات ناشی از دخالت‌های انسان به شمار می‌رود. این نوشتار تلاش دارد ضمن تبیین وضعیت ژئومورفولوژیک منطقه از نظر حساسیت بالای آن نسبت به ناپایداری‌های دامنه‌ای، نوعی رابطه منطقی میان احداث آزاد راه رودبار-رستم آباد و ناپایداری دامنه‌ای به ویژه فرایند ریزش سنگ به منظور تجزیه و تحلیل واکنش‌های ژئومورفولوژیک منطقه و تحقق مدیریت محیطی به ویژه در جاده‌ها برقرار کند. به همین منظور با استفاده از فرایند تحلیل شبکه و تعیین معیارهای پیشنهادی در وقوع ریزش سنگ مبتنی بر مطالعات میدانی و روش دلفی، این معیارها در دو خوشه اصلی مخاطرات طبیعی و زیست محیطی شامل میزان شیب، جهت شیب، کاربری اراضی، بارش سالیانه، فاصله از گسل، شبکه ارتباطی، آبراهه و لیتولوژی تعیین شد. در مرحله بعد با تهیه لایه‌های اطلاعاتی از عناصر فوق و ارزش‌گذاری آن‌ها در مدل تحلیل شبکه‌ای در محیط GIS مورد تحلیل قرار گرفت و نقشه نهایی مخاطرات سنگ ریزش با درجات کم، متوسط و بالا مشخص گردید و در ادامه به منظور کنترل نتایج از بازدید میدانی بهره برده شد. نتایج نشان داد مستعدترین مناطق از نظر وقوع ریزش سنگ منطبق بر میزان شیب بالا، فاصله کم از آبراهه، گسل خوردگی‌ها، حساسیت بالای سنگ‌های آتشفشانی توده‌ای و اراضی بایر هستند.

کلید واژه‌ها: ژئومورفولوژی جاده ای، مخاطرات محیطی، ریزش سنگ، فرایند تحلیل شبکه، آزاد راه رودبار-رستم آباد.

مقدمه

در مطالعات ژئومورفولوژی، محققین تلاش دارند به تفسیر چگونگی روند تغییرات در اشکال سطح زمین بپردازند (گایترز^۱ و دیگران، ۲۰۰۱: ۱۹) زیرا هر تغییری که به اجزای تشکیل دهنده محیط طبیعی تحمیل شود، بسته به قلمرو این دخالت، عدم تعادل و وقوع مخاطرات را در پی دارد (محمودی، ۱۳۸۳: ۳۱۵). اساسا مخاطرات محیطی حاصل ناسازگاری میان فرایندهای طبیعت زمین با سیستم‌های انسانی است (اسمیت، ۱۳۸۲: ۱۸) و اثراتی نسبی مطابق با درجه آسیب پذیری واکنش‌های انسانی دارد (اسمیت و پلتی^۲، ۲۰۰۹: ۱۱). هدف از کاهش خطر می‌تواند تلاش بیشتر به منظور ایجاد روندی پایدار در کاهش یافتن یا حذف نمودن دوره‌های بلند مدت مخاطرات بر روی سیستم‌های انسانی و نیز رسیدن به توانایی بیشتر برای پیشگیری معقولانه مخاطرات باشد (رحیمی هرآبادی، ۱۳۹۰: ۳۲). به طور کلی مخاطرات محیطی شامل تنوع وسیعی از انواع مخاطرات است که از رویدادهای طبیعی تا حوادث تکنولوژیک (ساخته دست انسان) تا وقایع اجتماعی (رفتارهای انسانی) را شامل می‌شود (حسین زاده، ۱۳۸۳: ۶۶). فعالیت‌های انسان به ویژه در زمینه حمل و نقل و ضرورت گسترش آن در نواحی مختلف، می‌تواند در حد قابل توجهی ساختارهای ژئومورفیک یک منطقه را تحت تاثیر قرار دهد و موجب خسارات جانی و مالی متعددی شود. این خسارت‌ها ممکن است نتیجه حذف یا بی‌توجهی به شاخص‌های ژئومورفیک مؤثر بر این سازه‌ها در هنگام انتخاب مسیر و یا رعایت نکردن حریم آن‌ها باشد (روستایی و احمدزاده، ۱۳۹۱: ۴۸). در این ارتباط کوهستان‌های نیمه خشک به لحاظ دارا بودن شرایط توپوگرافی، اقلیمی و نوع پوشش گیاهی، از حساس‌ترین مناطق در برابر تغییرات ناشی از دخالت‌های انسان هستند (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۶: ۵۱). دامنه‌ها در این نواحی ناپایدار و نسبت به برش مفاصل توده‌های سنگی، بسیار حساس هستند (دپاریس^۳ و دیگران، ۲۰۰۷: ۹۱). در کشور ایران، بسیاری از دامنه‌ها از سازندهای سطحی پوشیده شده‌اند که به طور بالقوه مخاطرات ناشی از حرکات توده‌ای مواد را تشدید می‌نمایند (کرمی، ۱۳۸۴: ۸۸). در خصوص وقوع این حرکات در گذشته، می‌توان گفت که فشارهای کمپرسیونی مداوم به ایران در طی پلیو کواترنر و مرتفع شدن فلات و حرکات زلزله‌ای متعدد باعث تکرار رخداد حرکات ریزشی و ایجاد واریزه‌ها در دامنه‌ها شده است (زمردیان، ۱۳۸۱: ۸۵).

فرایندهای دامنه‌ای از مهم‌ترین پدیده‌های طبیعی تغییر شکل دهنده سطح زمین به شمار می‌رود (حافظی مقدس، ۱۳۸۸: ۱۳۳) این فرایندها در دو گروه سنگ و خاک طبقه‌بندی می‌شوند (هوگت^۴، ۲۰۰۷: ۶۳). در این میان فرایند ریزش سنگ یکی از سریع‌ترین نوع از فرایندهای دامنه‌ای به ویژه در نواحی مرتفع کوهستانی است (کیس^۵ و دیگران، ۲۰۱۰: ۲). این پدیده در ابعاد متفاوتی روی می‌دهد. مقیاس مکانی آن از حمل سنگ فرش‌های کوچک تا جابه جایی هزاران تخته سنگ در ده‌ها کیلومتر را در بر می‌گیرد (گوزیتا^۶ و دیگران، ۲۰۰۲: ۱۰۷۹). محققین علل ریزش سنگ را هوازدگی، تناوب انجماد و ذوب، اثرات آب، زمین لرزه و یا رشد ریشه درختان بیان می‌کنند (توپال^۷ و دیگران، ۲۰۱۲: ۲۵۵) و بنابراین در دامنه‌هایی که تحت تاثیر رخنمون‌های سنگی با شیب زیاد، درز و شکاف،

1 Gutierrez

2 Smith and petley

3 Deparis

4 Huggett

5 kats

6 Guzzettia

7 Topal

گسل خوردگی و فرایند تناوبی انجماد و ذوب هستند، امکان وقوع این مخاطره وجود دارد (ریتز^۱ و دیگران، ۲۰۰۲: ۱۰۵). این پدیده در سه مرحله انجام می‌گیرد: ابتدا شکاف‌هایی در سطح دامنه ایجاد می‌شود و در ادامه آن قطعه سنگ می‌شکند. در نهایت این شکاف‌ها وسیع‌تر می‌شوند و به دلیل انهدام قدرت نگه دارنده قاعده آن، ریزش انجام می‌گیرد (کوک و دورکمپ، ۱۳۷۷: ۲۰۷). ریزش سنگ یکی از متداول‌ترین مخاطرات ژئومورفیک در نواحی کوهستانی به ویژه مناطق نیمه خشک است که باعث خسارات قابل توجهی به زیر ساخت‌های انسانی می‌شود (گیاکومین^۲ و دیگران: ۷۰۸).

اساساً سازه‌های انسانی نظیر ساخت جاده‌ها، خطوط راه آهن و فرودگاه‌ها، قادر خواهند بود محیط‌ها را از حالت طبیعی خارج کنند (اسکورو، ۱۳۸۰: ۸۳). جاده‌ها و شبکه‌های ارتباطی یکی از بخش‌های مهم چشم اندازه‌ها و از مظاهر تخریب انسانی آن‌ها محسوب می‌شوند و آثار محیطی مستقیمی بر کیفیت آب‌ها، فرسایش و پایداری دامنه‌ها و زندگی جانوری و گیاهی دارند و با افزایش دسترسی به طور غیر مستقیم، موجب اضمحلال چشم‌اندازها می‌شوند (مختاری، ۱۳۸۰: ۱۹). این پدیده حتی در ابعاد کوچک به دلیل قطع ارتباط و از بین رفتن تعادل اشکال ژئومورفولوژیکی منطقه، همچنین وقوع ناگهانی و سرعت زیاد آن می‌تواند آسیب‌هایی جدی به ساختمان‌ها و جاده‌ها وارد کند (دی کریس زونا^۳ و دیگران، ۲۰۰۷: ۱۱۸). بنابراین مطالعه فرایندهای ژئومورفولوژیک در بسیاری از فعالیت‌های مهندسی مربوط به احداث سازه‌ها از جمله ایجاد ترانشه‌ها، تغییر وزن حاصل از خاکبرداری‌ها و خاکریزی‌ها، از بین بردن پوشش گیاهی دامنه‌ها و غیره اهمیت اساسی دارد (بلادیس، ۱۳۸۷: ۴). و توجه به تحولات ژئومورفیک چنین مسیرهایی پس از احداث آن‌ها امری ضروری است (مختاری، ۱۳۸۵: ۴۰). در بررسی اثرات فرایندهای ریزشی در شبکه‌های ارتباطی، جاده‌هایی که از یک طرف یا از هر دو طرف به وسیله دیواره تند دامنه‌ها محدود شده باشند، دائماً با خطر ریزش قطعه سنگ‌های درشت و کوچک مواجه می‌باشند (رجایی، ۱۳۸۳: ۳۰۰).

به دلیل ارتباط احداث راه‌ها و مخاطرات دامنه‌ای به ویژه خطرات ریزش سنگ و اهمیت آن در مدیریت محیط کارهای متعددی در سطح جهان صورت گرفته است. از جمله کیتز^۴ و دیگران (۲۰۱۱) به بررسی خطر فرایند ریزش سنگ در دره ریفیم^۵ با روش استون^۶ پرداخته است. چی‌زا^۷ و همکاران (۲۰۱۰) به ارزیابی خصوصیات زمین شناسی، ژئومورفولوژی و آماری خطر ریزش سنگ در روستای سن کوریو^۸ پرداخته‌اند. دی پریس^۹ و همکاران (۲۰۰۷) به ارزیابی نقش نفوذپذیری آبخوان‌ها در وقوع خطر ریزش سنگ پرداخته‌اند. همچنین در ایران نیز مطالعات پراکنده‌ای صورت گرفته است: بلادیس (۱۳۸۷) در تحقیقی به بررسی مخاطرات ژئومورفیکی جاده مرند- جلفا پرداخته است و پیشنهاداتی در جهت کنترل این مخاطرات ارائه نموده است. مختاری (۱۳۸۴) با ارزیابی ژئومورفیکی بخشی از مسیر مرند- تبریز، تاکید بسیاری بر توجه بر اصول ژئومورفولوژی در مهندسی راهسازی نموده است. دانشمندی (۱۳۸۶) به بررسی متغیرهای تاثیرگذار ژئومورفولوژیکی در مدیریت جاده‌ای در هراز پرداخته است. مختاری (۱۳۸۸) به

1 Ritter

2 Giacomini

3 Di Crescenzo

4 Katz

5 Refaim valleys

6 Stone

7 Chiessi

8 San Quirico Village

9 Deparis

بررسی آثار ژئومورفیکی عملیات راهسازی در مناطق حساس ژئومورفولوژیک پرداخته و به این نتیجه رسید که مرمت‌های راه ارلان و تظاهر رسوبات مارنی و استقرار راه بر روی این رسوبات، موجب تشدید فعالیت فرایندهای ژئومورفیک نظیر حرکات توده‌ای شده است. ثروتی و همکاران (۱۳۸۷) به پهنه بندی حرکات توده‌ای در جاده سنندج - دهلگان با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی پرداختند.

در رابطه با پیشینه مطالعاتی در زمینه فرایند تحلیل شبکه که عمدتاً برای مکان‌یابی بهینه استفاده شده است. ساعتی^۱ (۲۰۰۵) به عنوان طراح این روش، مقالات متعددی را در زمینه سیستم‌های اقتصادی به چاپ رسانده است. تازکایا^۲ و دیگران (۲۰۰۸) از این روش در مکان‌یابی مطلوب صنایع و تأسیسات استفاده نمودند. در ایران نیز استفاده از مدل تحلیل شبکه بیشتر به علوم اداری محدود بوده است و در علوم جغرافیایی نیز کارهای معدودی انجام شده است. از این روش فرجی و دیگران (۱۳۸۹) در مکان‌یابی دفن بهداشتی زیاله در شهرستان قوچان استفاده کرده‌اند. همچنین کیانی و دیگران (۱۳۸۹) در حوزه شناخت ICT در تبیین وضعیت شهری و روستایی و کاربران این فناوری، استفاده نمودند. تا حال حاضر از این روش در مسائل ژئومورفولوژیک استفاده نشده است.

در این مقاله تلاش بر آن است که ضمن تبیین وضعیت ژئومورفولوژیک منطقه، نوعی رابطه منطقی میان احداث آزاد راه رودبار تا رستم آباد و ناپایداری دامنه‌ای به ویژه فرایند ریزش به منظور تجزیه و تحلیل پاسخ‌های ژئومورفولوژیک منطقه برقرار شود. اساساً هدف از ارائه این تحقیق بررسی و پهنه بندی مخاطرات ناشی از فرایند ریزش در آزادراه رودبار - رستم آباد است که با تجزیه و تحلیل‌های کمی معیارهای موثر در وقوع این پدیده صورت پذیرفته است. چنان‌که در گذشته نمونه‌های متعددی از ریزش سنگ در این جاده وقوع یافته است (شکل ۱). در نتیجه شناسایی عوامل اصلی وقوع سنگ ریزش با درجه خطر بالا به منظور مدیریت محیطی این جاده، به دلیل تازه ساخت بودن و جلوگیری از خسارت‌های احتمالی آن، الزامی است.



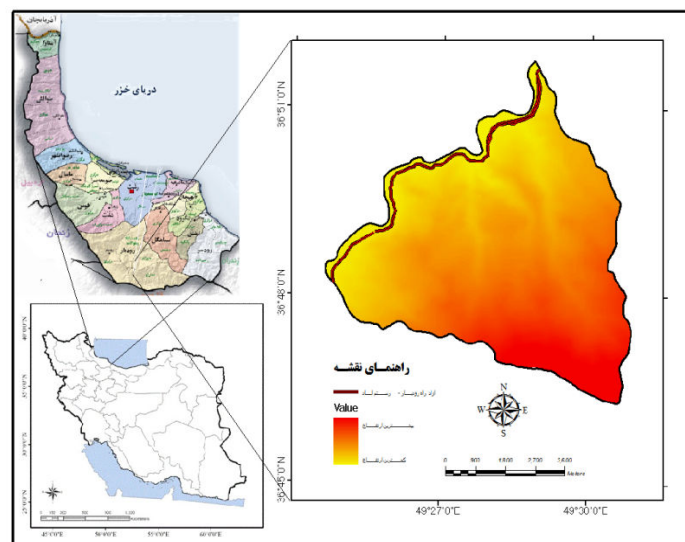
شکل ۱ نمونه‌ای از وقوع فرایند سنگ ریزه در آزادراه رودبار - رستم آباد

1 Saaty

2 Tuzkaya

منطقه مورد مطالعه

این منطقه در مقطعی از آزاد راه رودبار- رستم آباد در دره سفیدرود و در واحد ژئومورفولوژی البرز غربی قرار دارد. طول جاده مورد بررسی در این تحقیق ۲۴ کیلومتر است. با توجه به داده‌های میانگین بارش سالیانه، پوشش گیاهی و منابع ژئومورفولوژی، دامنه‌های البرز غربی در این محدوده، به عنوان کوهستانی نیمه خشک تعیین شده‌اند. دره سفیدرود در تقسیمات واحدهای ژئومورفولوژی مرز طبیعی دو واحد البرز و تالش را تشکیل می‌دهد. این دره حاصل عملکرد فرسایش رودخانه‌ای در امتداد گسل سفیدرود است و از نظر شرایط مورفولوژی در بالادست باریک و عمیق و در پایین دست عریض و فراخ می‌شود (علایی طالقانی، ۱۳۸۴: ۱۰۶). لازم به ذکر است محدوده جاده مورد مطالعه مابین بستر اصلی سفیدرود و دامنه‌های شرقی متعلق به واحد البرز غربی قرار دارد، بنابراین آزادراه مورد نظر از یک سمت با دره سفیدرود و از سمت دیگر با ریزش‌های سنگی دامنه‌های شرقی البرز در ارتباط است.



شکل ۲ موقعیت منطقه مورد مطالعه در کشور و استان گیلان (شهرستان رودبار)

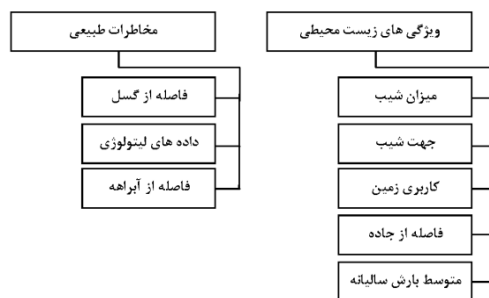
مواد و روش‌ها

با توجه به اهمیت نتایج مطالعات ژئومورفولوژی در تحقیقات مربوط به پروژه‌های مهندسی و راهسازی، شناسایی مخاطرات ژئومورفولوژیک بخش‌هایی از آزاد راه رودبار تا رستم آباد می‌تواند به عنوان زمینه‌ساز بهره‌برداری بهینه از امکانات محیط طبیعی تلقی شود. بر این اساس از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰، نقشه‌زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای TM-5 سنجنده لندست به منظور تهیه نقشه‌های شیب، مقادیر ارتفاعی و کاربری اراضی استفاده شد و از مدل ANP به عنوان روشی برای وزندهی، مقایسات زوجی و تحلیل درجه بندی فرایندهای وقوع سنگ ریزه در منطقه مورد مطالعه بهره برده شده است. در نهایت به منظور ثبت موقعیت نقاط ناپایدار در مسیر مورد نظر از داده‌های حاصل از مطالعات میدانی برای تکمیل و تطبیق یافته‌ها استفاده شده است.

اساساً روش‌های تصمیم‌گیری چند معیاره با فرض استقلال معیارها، بنا شده‌اند ولی این مورد همیشه به واقعیت نزدیک نیست. بنابراین در صورت استفاده، ممکن است انحرافی در نتیجه به دست آمده ایجاد شود و منجر به ارزیابی‌ها و تحلیل‌های نادرست گردد. بنابراین فرایند تحلیل شبکه که به وابستگی بین معیارها تاکید دارد، انتخاب می‌شود. این روش ابتدا در سال ۲۰۰۱ توسط ساعتی مطرح شد، تا چارچوبی برای تصمیم‌گیری و ارزیابی مسائل و مشکلات ایجاد شود و بر پایه نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌های وزنی - نسبی عمل می‌کند که، در تعیین و تخصیص منابع بر طبق اولویت‌های وزنی - نسبی به کار می‌رود. در روش مزبور از شبکه معیارها، گزینه‌ها و گره‌های درون خوشه‌ها، برای فرایند مدل‌سازی مسائل استفاده می‌شود. همه عناصر در شبکه می‌توانند به هر نحوی به هم مرتبط شوند و شبکه می‌تواند بازخوردها و روابط و وابستگی بین و درون خوشه‌ها را باهم ترکیب کند. مدل ANP شکل کلی از مدل AHP است که روابط بین عناصر را همانند یک شبکه با توصیف ارتباطات و مسیرهای عناصر بیان می‌کند (بنر^۱ و دیگران، ۲۰۰۶: ۷۴۸). مدل‌های سلسله‌مراتبی مانند AHP که بر پایه استقلال بین عناصر بنا شده‌اند در برخورد با مسائل تصمیم‌گیری‌های پیچیده با محدودیت‌هایی رو به رو می‌شوند و نمی‌توانند تعامل بین معیارها و زیر معیارها را به خوبی پوشش دهند (ولفسلر^۲ و دیگران، ۲۰۰۵: ۱۵۹) (جعفرنژاد و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۰۴) و نیز قادر به اندازه‌گیری وابستگی‌های بین عوامل نیستند (نجفی، ۱۳۸۹: ۶۴). مدل تحلیل شبکه دارای بخش‌های مختلفی است: بخش اول شامل ساختار سلسله‌مراتبی از معیارها و زیرمعیارها، بخش دوم شامل شبکه ارتباطات و تأثیرات بین معیارها، بخش سوم بازخوردهای بین عناصر و خوشه‌ها (شیباخان^۳ و دیگران، ۲۰۰۷: ۱۵۰۲). بخش نهایی مربوط به تشکیل ابرماتریس می‌باشد. مفهوم ابرماتریس تصمیم مشابه فرایند زنجیره‌ای مارکوف است. برای به دست آوردن اولویت بندی کلی در یک سیستم با تأثیرات وابسته، بردارهای اولویت محلی وارد ستون‌های مناسب یک ماتریس می‌گردند. در حقیقت یک ماتریس تصمیم، یک ماتریس تقسیم شده به اجزای کوچکتر است که هر جزء ماتریس نمایانگر رابطه بین دو دسته در یک ماتریس است (نخعی و همکاران، ۱۳۸۹: ۲۴). تمامی روابط و تعاملات میان عناصر سطوح تصمیم‌گیری به وسیله مقایسات زوجی در روش سوپرماتریس ارزشیابی می‌شود. اما در هنگام وارد کردن مقایسه زوجی انجام شده میان عناصر سطوح تصمیم‌گیری در سوپرماتریس، اغلب جمع ستون‌ها بیشتر از ۱ می‌شود که به آن سوپرماتریس غیروزی می‌گویند. با ضرب کردن وزن هریک از خوشه‌ها در عناصر متناظر با آن‌ها، سوپرماتریس وزنی به دست می‌آید. در نهایت برای دستیابی به وزن نهایی آلترناتیوهای مسئله و معیارهای تصمیم‌گیری و حل مسئله، سوپرماتریس حددار باید محاسبه شود (دری و حمزه‌ای، ۱۳۸۹: ۸۱). در این مقاله به منظور استفاده از این روش در تحلیل وقوع سنگ ریزه در مدیریت جاده‌ای مراحل زیر صورت گرفته است:

(۱) **تعیین معیارها و مشخص کردن خوشه‌ها**، در این مرحله ابتدا عناصر مرتبط با موضوع فرایندهای ریزش از طریق مطالعات میدانی، تکمیل پرسش‌نامه توسط کارشناسان و استفاده از مطالعات پیشین، تعیین گردید. ۸ عنصر اصلی درگیر در موضوع بر طبق مشابتهای موضوعی در دو خوشه شامل ویژگی‌های زیست محیطی و مخاطرات طبیعی جای گرفتند:

1 Banar
2 Wolfslehner
3 Sheeba Khan



شکل ۳ معیارهای اصلی وقوع سنگ ریزه در دو خوشه اصلی

۲) **تعیین روابط و وابستگی های بین عناصر**، در این مرحله تعیین شد که کدامیک از عناصر با عناصر دیگر در ارتباط بوده، بر آن ها اثر می گذارد و از آن ها اثر می پذیرد. این روابط و وابستگی ها می تواند دو طرفه یا یک طرفه باشد. هر چند تعیین روابط بین عناصر از طریق مطالعات پیشین و مطالعات میدانی نیز امکان پذیر بود ولی برای مستند کردن و افزایش اعتبار پژوهش، از پرسش نامه و فرایند دیماتل^۱ استفاده شد. تعداد ۱۰ پرسشنامه برای کارشناسان و اساتید امر ارائه و از آن ها خواسته شد که عناصر را به صورت زوجی در یک ماتریس مقایسه و بر حسب میزان اثرگذاری شان بر همدیگر از ۱ تا ۵ ارزش گذاری کنند. نتایج پرسش نامه پس از نرمال سازی در محیط Excel، در نرم افزار Matlab مورد پردازش قرار گرفت و در محیط Excel نتایج نهایی حاصل شد.

۳) **اعمال ارتباطات در خوشه ها و عناصر**، مراحل مدل از این پس، در نرم افزار ویژه این فرایند، یعنی super decisions انجام شد. نتایج ارتباطات به دست آمده از فرایند دیماتل، بر این عناصر اعمال گردیده و جهت وزن دهی اولیه فراهم شد. مرحله اصلی مدل، وزن دهی و ارزش گذاری و مقایسات زوجی بین عناصر می باشد. همان طور که گفته شد مقایسات زوجی در تحلیل شبکه براساس معیار کترلی صورت می گیرد. تنها زمانی یک عنصر می تواند معیار کترلی در نظر گرفته شود که اثرگذاری آن در فرایند دیماتل تایید شده باشد. البته در این پژوهش با توجه به اثرگذاری هایی که عناصر داخل یک خوشه بر همدیگر داشتند، ارتباطات همه عناصر داخل دو خوشه به صورت دو طرفه در نظر گرفته شد و از دیماتل برای تعیین ارتباطات بیرونی عناصر استفاده گردید. چنان چه ارتباطات بین عناصر در نرم افزار Super decisions اعمال گشته باشد، خود نرم افزار مقایسات زوجی بین عناصر را نشان می دهد و ما تنها ارزش اولیه عناصر را به نرم افزار وارد می کنیم.

۴) **وزن دهی و مقایسات زوجی عناصر**، بدین منظور از فرایند پرسش نامه استفاده گردید و تعداد ۲۵ پرسش نامه بین کارشناسان توزیع و خواسته شد که در هر بخش با توجه به معیار کترلی، عناصر و خوشه ها را بر حسب میزان برتری نسبی از ۱ تا ۹ مقایسه کنند. نتایج پرسشنامه از طریق مدل کپ لند و از طریق برنامه Copeland محاسبه گردید. مدل کپ لند تعیین می کند که کدامیک از دامنه ارزشی بین ۱ تا ۹ برای یکی از عناصر، به عنوان ارزش منتخب کارشناسان انتخاب شود. این مدل از طریق مقایسه تعداد پاسخ های داده شده برای هر گزینه و ارزش آن نسبت به سایر ارزش ها، ارزش نهایی را تعیین می کند. پس از تعیین ارزش نهایی، وزن های بدست آمده از پرسش نامه ها، به نرم افزار super decisions انتقال یافته و در نهایت می توان با استفاده از این

^۱ دیماتل فرایندی است که با استفاده از پرسش نامه های تکمیل شده، میزان ارتباطات یک طرفه یا دو طرفه بودن بین عناصر را تعیین می کند.

وزن‌ها، ضریب و وزن نهایی پژوهش را از طریق فرایند ابرماتریس و نرمال سازی آن توسط وزن خوشه‌ها، محاسبه کرد. این وزن‌ها همان وزن نهایی عناصری است که باید برای مکان یابی نهایی در نرم افزار ARC GIS به لایه‌های اطلاعاتی وارد نماییم.

(۵) طبقه بندی لایه‌ها و تهیه نقشه نهایی، آخرین مرحله به نرم افزار ARC GIS مربوط می‌شود. در این مرحله لایه‌های اطلاعاتی هر عنصر با توجه به اهمیتی که برای مکان یابی سنگ ریزش دارند، طبقه بندی می‌شوند. لایه‌ها در این برنامه طبقه بندی شد و در نهایت برای تهیه نقشه نهایی، این لایه‌ها توسط ابزار Raster calculator تلفیق شده و وزن‌های نهایی که در مدل ANP برای هر عنصر به دست آوردیم، به لایه‌های مربوطه وارد نموده و در نهایت نقشه نهایی مکان یابی خطر ریزش حاصل می‌شود.

بحث و نتایج

پس از تعیین روابط بین معیارها از طریق پرسش نامه و تعیین ضرایب اولیه هر عنصر از طریق مقایسات زوجی که بر پایه پرسش‌نامه انجام شد، ضرایب همه عناصر در یک ابرماتریس گردآوری شده و در نهایت با استفاده از عملیات ریاضی در نرم افزار، ابتدا ابرماتریس غیروزی (جدول ۱) و سپس ابرماتریس وزنی (جدول ۲) تشکیل شد. در نهایت با استفاده از این ابرماتریس، ابرماتریس حدی (جدول ۳) ساخته می‌شود. این ابرماتریس یک ضریب یکسان را برای همه عناصر نشان می‌دهد.

جدول ۱ ابرماتریس غیروزی عناصر مورد مطالعه در وقوع سنگ ریزه

		مخاطرات طبیعی			ویژگیهای زیست محیطی				
		داده های لیتولوژی	فاصله از آبراهه	فاصله از گسل	جهت شیب	فاصله از جاده	متوسط بارش سالیانه	میزان شیب	کاربری زمین
مخاطرات طبیعی	لیتولوژی	۰	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۸	۰/۶۶۶۶۶۷	۰	۰/۵	۰/۸۳۳۳۳
	فاصله از آبراهه	۰/۷۵	۰	۰/۲۵	۰/۲	۰/۳۳۳۳۳۳	۱	۰/۵	۰/۱۶۶۶۶۷
	فاصله از گسل	۰/۲۵	۰/۲۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰
ویژگیهای زیست محیطی	جهت شیب	۰/۱۵۲۲۵۷	۰	۰	۰	۰/۱۳۴۸۹۶	۰/۱۴۲۳۵۸	۰/۲۸۵۳۴۶	۰/۳۴۶۷۴۱
	فاصله از جاده	۰/۰۷۹۸۲۴	۰	۰	۰/۰۷۰۰۰۵	۰	۰/۰۵۷۵۰۳	۰/۰۸۶۲۸۸	۰/۰۷۳۹۰۱
	متوسط بارش سالیانه	۰	۰	۰	۰/۱۴۹۸۳۵	۰/۱۱۲۰۷۶	۰	۰/۱۴۶۷۲	۰/۱۴۳۳۳۲
	میزان شیب	۰/۲۵۰۴۷۸	۰/۸	۰	۰/۵۰۹۳۷۵	۰/۵۰۴۶۷۲	۰/۵۱۰۰۱۷	۰	۰/۴۳۶۰۲۶
	کاربری زمین	۰/۵۱۷۴۴۱	۰/۲	۱	۰/۲۷۰۷۸۵	۰/۳۴۸۲۶۶	۰/۳۹۰۱۳۱	۰/۴۸۵۶۹۳	۰

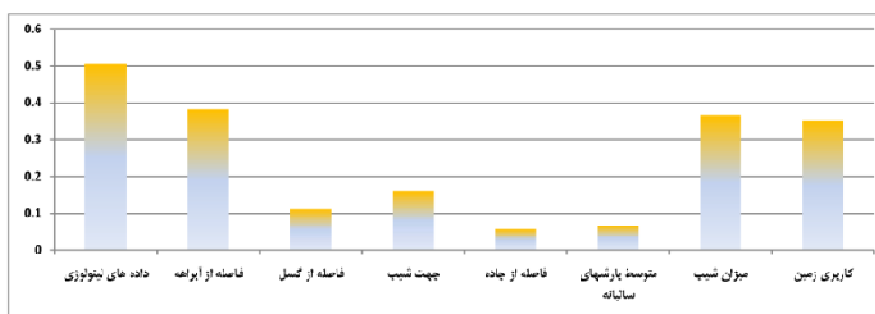
جدول ۲ ابرماتریس وزنی عناصر مورد مطالعه در وقوع سنگ ریزه

		مخاطرات طبیعی			ویژگیهای زیست محیطی				
		لیتولوژی	فاصله از آبراهه	فاصله از گسل	جهت شیب	فاصله از جاده	متوسط بارش سالیانه	میزان شیب	کاربری زمین
مخاطرات طبیعی	لیتولوژی	۰	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۴	۰/۳۳۳۳۳۳	۰	۰/۲۵	۰/۴۱۶۶۶۷
	فاصله از آبراهه	۰/۳۷۵	۰	۰/۱۲۵	۰/۱	۰/۱۶۶۶۶۷	۰/۵	۰/۲۵	۰/۰۸۳۳۳۳
	فاصله از گسل	۰/۱۲۵	۰/۱۲۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰
ویژگیهای زیست محیطی	جهت شیب	۰/۰۷۶۱۱۲۹	۰	۰	۰	۰/۰۶۷۴۴۸	۰/۷۱۱۷۹	۰/۱۴۲۶۷۲	۰/۱۷۳۳۷۱
	فاصله از جاده	۰/۰۳۹۹۱۲	۰	۰	۰/۰۳۵۰۰۲	۰	۰/۰۲۸۷۵۲	۰/۰۴۳۱۴۴	۰/۰۳۶۹۵
	متوسط بارش سالیانه	۰	۰	۰	۰/۰۷۴۹۱۷	۰/۰۵۶۰۳۸	۰	۰/۰۷۱۳۳۷	۰/۰۷۱۶۶۶
	میزان شیب	۰/۱۲۵۲۳۹	۰/۴	۰	۰/۲۵۴۶۸۸	۰/۲۵۲۳۸۱	۰/۲۵۵۰۰۸	۰	۰/۲۱۸۰۱۳
	کاربری زمین	۰/۲۵۸۷۲	۰/۱	۰/۵	۰/۱۳۵۳۹۲	۰/۱۲۴۱۳۳۳	۰/۱۴۵۰۶۱	۰/۲۴۲۸۶۷	۰

جدول ۳ ابرماتریس حدی عناصر مورد مطالعه در وقوع سنگ ریزه

		مخاطرات طبیعی			ویژگیهای زیست محیطی				
		داده های لیتولوژی	فاصله از آبراهه	فاصله از گسل	جهت شیب	فاصله از جاده	متوسط بارش سالیانه	میزان شیب	کاربری زمین
مخاطرات طبیعی	لیتولوژی	-/۲۵۳	-/۲۵۳	-/۲۵۳	-/۲۵۳	-/۲۵۳	-/۲۵۳	-/۲۵۳	-/۲۵۳
	فاصله از آبراهه	-/۱۹۱۴۴	-/۱۹۱۴۴	-/۱۹۱۴۴	-/۱۹۱۴۴	-/۱۹۱۴۴	-/۱۹۱۴۴	-/۱۹۱۴۴	-/۱۹۱۴۴
	فاصله از گسل	-/۰۰۵۵۵۵۶	-/۰۰۵۵۵۵۶	-/۰۰۵۵۵۵۶	-/۰۰۵۵۵۵۶	-/۰۰۵۵۵۵۶	-/۰۰۵۵۵۵۶	-/۰۰۵۵۵۵۶	-/۰۰۵۵۵۵۶
ویژگیهای زیست محیطی	جهت شیب	-/۰۰۸۰۰۷۴	-/۰۰۸۰۰۷۴	-/۰۰۸۰۰۷۴	-/۰۰۸۰۰۷۴	-/۰۰۸۰۰۷۴	-/۰۰۸۰۰۷۴	-/۰۰۸۰۰۷۴	-/۰۰۸۰۰۷۴
	فاصله از جاده	-/۰۰۲۸۲۳۲	-/۰۰۲۸۲۳۲	-/۰۰۲۸۲۳۲	-/۰۰۲۸۲۳۲	-/۰۰۲۸۲۳۲	-/۰۰۲۸۲۳۲	-/۰۰۲۸۲۳۲	-/۰۰۲۸۲۳۲
	متوسط بارشهای سالیانه	-/۰۰۳۳۲۱۲	-/۰۰۳۳۲۱۲	-/۰۰۳۳۲۱۲	-/۰۰۳۳۲۱۲	-/۰۰۳۳۲۱۲	-/۰۰۳۳۲۱۲	-/۰۰۳۳۲۱۲	-/۰۰۳۳۲۱۲
	میزان شیب	-/۱۸۲۵۹۷	-/۱۸۲۵۹۷	-/۱۸۲۵۹۷	-/۱۸۲۵۹۷	-/۱۸۲۵۹۷	-/۱۸۲۵۹۷	-/۱۸۲۵۹۷	-/۱۸۲۵۹۷
	کاربری زمین	-/۱۷۵۸۸۵	-/۱۷۵۸۸۵	-/۱۷۵۸۸۵	-/۱۷۵۸۸۵	-/۱۷۵۸۸۵	-/۱۷۵۸۸۵	-/۱۷۵۸۸۵	-/۱۷۵۸۸۵

در نهایت برای به دست آوردن ضریب نهایی هر عنصر، باید ضرایب به دست آمده از جدول ابرماتریس حدی را بر ضریب خوشه‌ها، ضرب کرد تا ضریب نهایی هر عنصر به دست آید (شکل ۳).



شکل ۳ ضریب نهایی عناصر موثر در وقوع سنگ ریزه

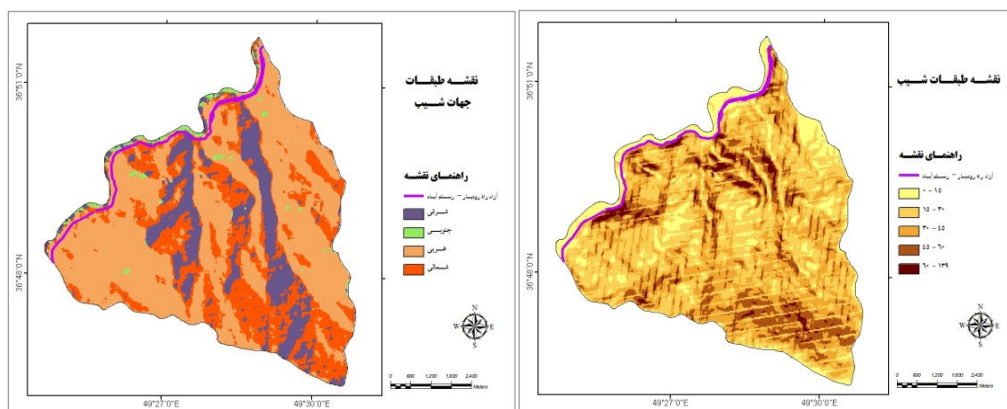
پس از به دست آوردن ضرایب نهایی حاصل شده از هر عنصر با مدل ANP، این ضرایب می‌بایست بر لایه اطلاعاتی هر عنصر اعمال شده و نقشه نهایی آن در نرم افزار ARC GIS حاصل شود. اما پیش از این کار، این لایه‌های اطلاعاتی باید از لحاظ میزان ارزش، طبقه‌بندی و هم ارزش شوند تا بتوان تحلیل نهایی را بر منطقه انجام داد. بدین منظور ابتدا لایه‌های برداری کاربری زمین و داده‌های لیتولوژی به لایه رستری تبدیل شده و در ادامه با استفاده از لایه‌های برداری گسل، آبراهه، راه، لایه رستری حریم برای هر کدام تهیه گردید. لایه رستری شیب و جهت شیب از نقشه رقومی ارتفاعی (DEM) ۳۰ متر کشور و لایه متوسط بارش سالیانه هم از طریق میان یابی داده‌های بارش ایستگاه‌های اقلیمی اطراف منطقه حاصل گردید. پس از تهیه لایه‌های رستری مربوطه، این لایه‌ها بر حسب میزان و نوع تاثیرگذاری آن بر موضوع و منطقه، به صورت زیر طبقه‌بندی شدند (شکل‌های ۴ تا ۱۱):

- لایه میزان شیب در ۵ طبقه قرار گرفت. در این طبقه‌بندی هر چه میزان شیب بیشتر باشد، خطر ریزش نیز افزایش می‌یابد.

- از منظر جهت شیب، مستعدترین جهت شیب، شیب شمالی می‌باشد. این لایه در سه طبقه دسته‌بندی شد.

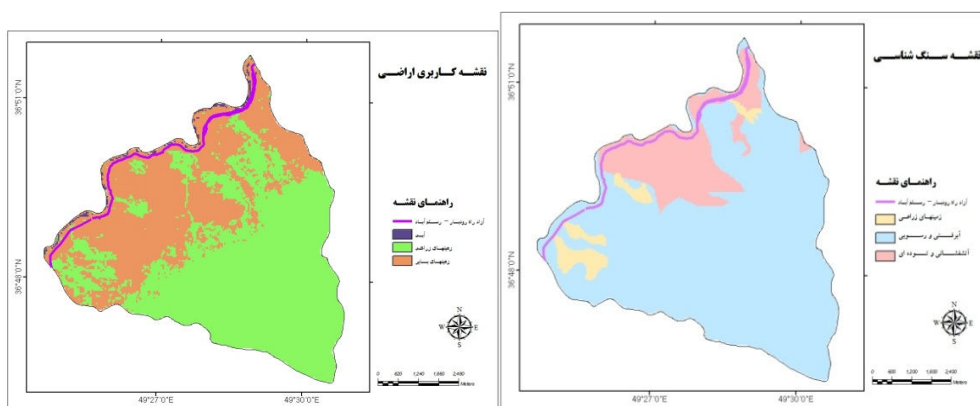
- لایه کاربری زمین بر حسب نوع ارزش هر کاربری طبقه‌بندی گردید. زمین‌های بایر بیشترین خطر ریزش را دارند و پس از آن زمین‌های زراعی و زمین‌های ساحل رودخانه در طبقات بعدی قرار گرفتند.

- در لایه اطلاعاتی لیتولوژی، سنگ‌های آتشفشانی، توده‌ای و لس مستعدترین مناطق خطر ریزش هستند. زمین‌های آبرفتی رسوبی، شن و ماسه‌ای و کنگلومرایی در دسته بعدی قرار می‌گیرند و زمین‌های زراعی کمترین خطر را دارا می‌باشد.
- لایه حریم و فاصله از راه‌های ارتباطی و جاده اصلی نیز بر حسب میزان ارزش طبقه‌بندی شد. هر چه فاصله از جاده کمتر باشد، پتانسیل بیشتری برای ریزش دارد.
- در لایه فاصله از گسل، هر چه فاصله از گسل کمتر باشد، امکان ریزش بیشتر است.
- در نقشه حریم آبراهه، هر چه فاصله از آبراهه کمتر باشد، برای ریزش مستعدتر است.
- در لایه بارش طبقه‌بندی به گونه‌ای است که هر چه میزان بارش بیشتر باشد، خطر ریزش افزایش می‌یابد. در این لایه مطابق با آمار بدست آمده از میانگین بارش سالانه، منطقه دارای اقلیم نیمه خشک است.
- لایه‌های حریم راه، گسل و آبراهه و لایه میانگین بارش سالانه، همگی در ۵ طبقه قرار گرفتند.



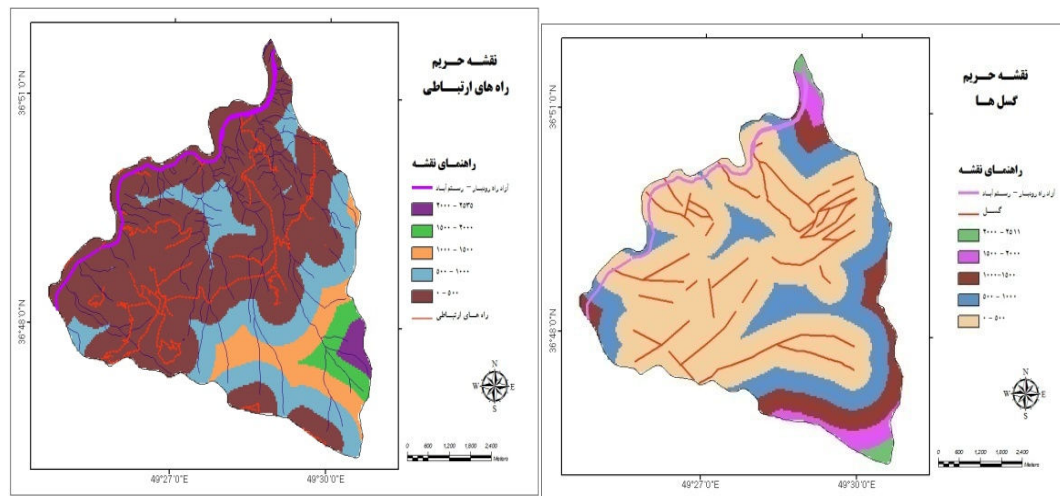
شکل ۴ طبقه‌بندی شیب

شکل ۵ طبقه‌بندی جهات شیب



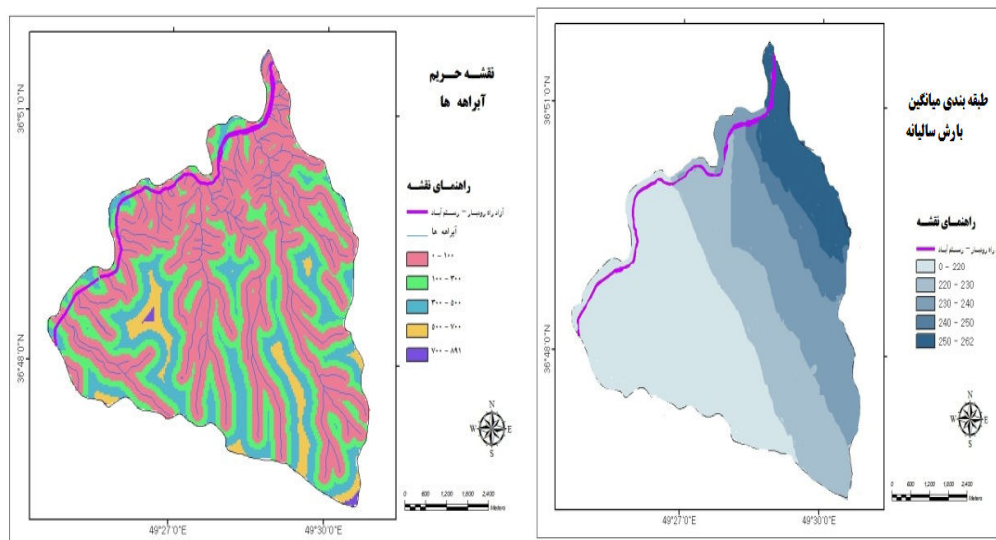
شکل ۶ طبقه‌بندی کاربری اراضی غالب

شکل ۷ لیتولوژی برحسب حساسیت به سنگ ریزه



شکل ۸ فاصله از جاده

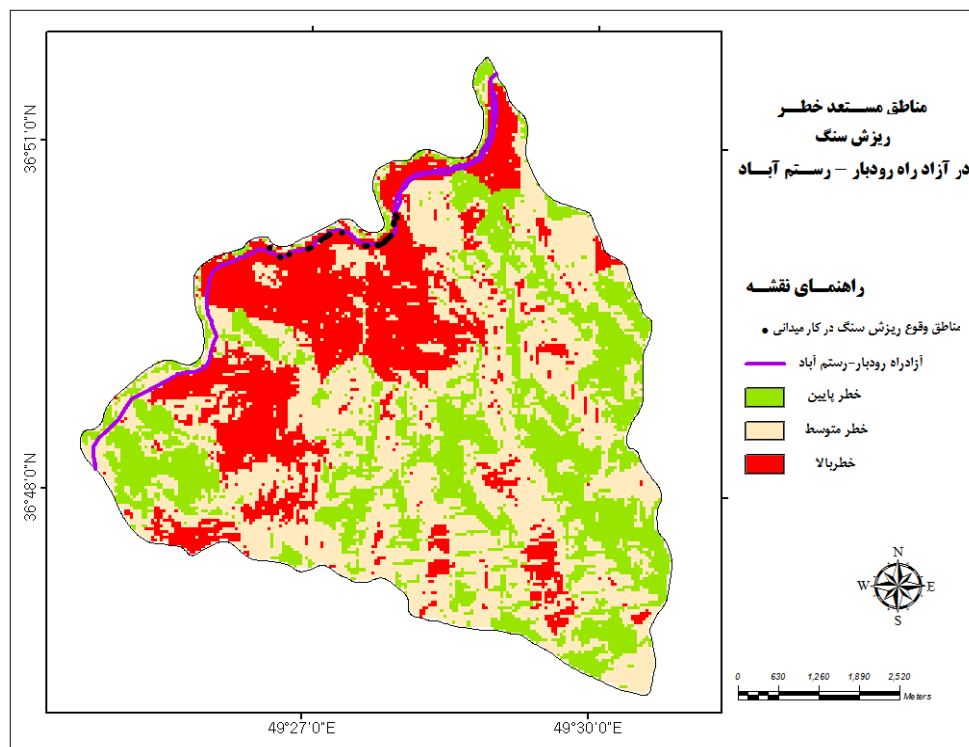
شکل ۹ فاصله از گسل



شکل ۱۰ فاصله از آبراه ها

شکل ۱۱ میانگین بارش سالانه منطقه

در نهایت با ترکیب همه لایه‌های مورد استفاده و اعمال همه ضرایب به دست آمده از مدل ANP، در بخش Raster Calculator در نرم افزار ARC GIS نقشه نهایی خطر ریزش به صورت زیر حاصل شد (شکل ۱۲). چنان چه در این نقشه مشاهده می‌شود، نقاط ثبت شده در فرایند مطالعات میدانی، با مناطق با درجه خطر بالا مطابقت دارد (شکل ۱۳). بنابراین می‌توان از نتایج به دست آمده با اطمینان بیشتری در برنامه‌ریزی‌های مخاطرات محیطی به منظور پیشگیری از خسارات مالی و جانی آتی بهره برد.



شکل ۱۲ پهنه‌بندی مناطق مستعد مخاطرات ریزش



شکل ۱۳ مناطق ناپایدار و پرخطر در دامنه‌های مشرف بر جاده

نتیجه گیری

اساساً احداث جاده در اکوسیستم های کوهستانی به دلایل مختلف ضرورتی اجتناب ناپذیر است و از سوی دیگر عبور جاده معمولاً تجاوززاتی در این اکوسیستم ها به وجود می آورد. مطابق با بررسی های میدانی که در محدوده مورد مطالعه صورت گرفت، نقاط ناپایدار مشرف بر جاده از نظر مخاطره سنگ ریزش ثبت گردید. یافته های این تحقیق و پهنه بندی درجه خطر وقوع ریزش در جاده مورد مطالعه نشان داد که نقاط ثبت شده در بررسی های میدانی منطبق بر پهنه های با خطر بالا هستند. بدین ترتیب نتایج حاصل از تحلیل های کمی و مدلینگ از لایه های مورد استفاده با بازده های میدانی به عنوان عاملی مکمل، باعث دقت بیشتری برای برنامه ریزی های عمرانی منطقه شده است. نتایج این تحقیق در قالب نقشه درجه بندی خطر سنگ ریزش نشان داد که، نقاط ناپایدار با درجه بالای خطر سنگ ریزش از نظر معیار کاربری اراضی از نوع بایر و از نظر اقلیمی در محدوده کوهستانی نیمه خشک و از نظر لیتولوژی منطبق بر سنگ های آتشفشانی توده ای است که نسبت به هوازدگی و ایجاد درز و شکاف به دلیل گسل خوردگی، حساسیت بالایی را نشان می دهد؛ همچنین مناطق با خطر بالای سنگ ریزش با بیشترین درصد شیب مطابقت دارند از این رو این منطقه از اکوسیستمی حساس نسبت به دخالت های انسانی مانند جاده ها برخوردار است. عناصر ذکر شده طبق بررسی های صورت گرفته مهم ترین عوامل موثر در وقوع ریزش در جاده مورد مطالعه می باشد. با توجه به تحلیل فرایند شبکه از مناطق وقوع ریزش می توان گفت که این محدوده به دلایل مختلفی که بیان گردید از پهنه های پرخطر در زمینه مدیریت جاده ای است. همچنین نتایج تحلیل شبکه ای نشان دهنده آن است که مناطق با خطر بالای ریزش از محدوده اطراف جاده به سمت پیرامون کشیده شده و این در جایی رخ می دهد که جاده در مجاورت آبراهه قرار داشته و از محدوده گسل های متعددی عبور کرده است و همچنین توده های آتشفشانی و لسی در آن گسترش یافته است. از این رو اگرچه مناطق وقوع سنگ ریزه در کار میدانی در مجاورت آزاد راه قرار داشتند، اما باید دامنه مطالعات و اقدامات کنترلی به بخش های دیگر منطقه نیز کشیده شود. از نتایج این تحقیق می توان برای برنامه ریزی مخاطرات محیطی در آزاد راه رودبار- رستم آباد به منظور پیشگیری از خسارات جانی و مالی احتمالی در این منطقه حساس کوهستانی بهره برد و از جمله اقدامات کنترلی می توان به احداث تورهای فلزی در مناطق با درجه بالای خطر به ویژه در واحدهای سنگی آتشفشانی توده ای و نیز پلکانی نمودن دامنه های پرخطر اشاره نمود.

References

- Alayi Taleghani, M., 2000, Geomorphology of Iran, Tehran, ghomes press. , 3thrd.
- Bayati Khtibi, M., 2006, the Impact of Man on the Occurrence of Disturbances on Slope Surface and Along the Valleys of Semi-arid Mountains and its Consequences (Case Study: Ligvans Valley (A Northern Valley of Sahand Mountain), Geographical Research Spring No.80, pp. 51-73.
- Beladpas, A., 2008, A research on Environmental and Geomorphological Hazards of Marand-Jolfa Roads, Geographic Space of quartely, N. 23, pp. 1-18.
- Chiessi, V.D., Orefice, M., Mugnozza, G., Vitale, V., Cannese, Ch., 2010, Geological, geomechanical and geostatistical assessment of rockfall hazard in San Quirico Village (Abruzzo, Italy), Geomorphology, No. 119, pp.147-161.

- Cooke, R.U., Doornkamp, J.C., 1999, *Geomorphology in Environmental Managment*, Vo.1, Tranclated by: Shahpur Gudarzinejad, Tehran, The publication of Samt.
- Crescenzo, G., Di. Santo, A., 2007, High-resolution mapping of rock fall instability through the integration of photogrammetric , geomorphological and engineering–geological surveys, *Quaternary International*, No. 171–172, pp.118–130.
- Daneshmandi, S., 2007, *Geomorphic variables Affecting Road Management*, Thesis for Geomorphology, Phd , Tehran University, By Leading Mojtaba Yamani.
- Deparis, J., Garambois, S., Hantz D., 2007, the potential of Ground Penetrating Radar to help rock fall hazard assessment: A case study of a limestone slab. *Gorges de la Bourne (French Alps) Engineering Geology*, No. 94, pp. 89–102
- Dorri, B., Hamzeei, E., 2010, strategy determination of answer to risk in the risk management by using ANP method (case study: project of the North Azadegan oil square development). *industrial management*, period 2, No. 4, pp. 75 – 92.
- Escourrou, G., 2002, *Transports, Climatical Hazard and Pollutions*. Tranclated by: Shahriar Khaledi, Publication of Shahid Beheshti University.
- Faraji, Sabokbar, H.A., Salmani, M., Fereydoni, F., Karimzadeh, H., Rahimi, H., 2010, Using Analytic Network Prcess Approach Case Study: The Villages of Quchan County. *Spatial Planning Quartely-Modares Human Sciences*, No. 14, pp.127-149.
- Giacomini, A., Buzzi a, O., Renard b, B., Giani, G.P., 2009, Experimental studies the fragmentation of rock falls on impact with rock surfaces” *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, No. 46, PP.708–715.
- Gutierrez, M., Sese, M. V. H., 2001, Multiple talus flatirons, variations of scarp retreat rates and the evolution of slopes in Almazan Basin (semi- arid central spain), *Geomorphology*, No. 38, pp. 19-29.
- Guzzettia, F., Crostab, G., Dettic, R., Agliardi F., 2002, STONE: a computer program for the three-dimensional simulation of rock-falls, *Computers & Geosciences*, No. 28, pp.1079–1093.
- Hafezi Moghaddas, N., 2009, *Applied Geomorphology*, Shahrood University of Technology of Publication.
- Hossienzadeh, S.R., 2004, *Urban Plannig Simultaneity With Natural Hazard*, *Journal of Geography and Regional Development*, No. 3, pp. 59-86.
- Huggett, R.J., 2007, *Fundamentals of Geomorphology*. 2th ed, Routledge pub. Katz, O.
- Jafarnejad A, Karimi Dastjerdi, D, Fooladvandi ,G, Vafaei Yeganeh, M, 2009, offering of a multi decisions model for suitable site selection of establishment Agencies Insurance Companies in Tehran city, insurance industry of quartely, year 24, No. 3 & 4, pp. 95 – 123.
- Karami, F., 2006, *Rural Roads Construction Hazards: An Emphasis on Mass Movements and Gullying (Case study: Sarab Township)*, *Geographic Space of quartely*, No. 16, pp. 85-104.
- Katz, O., Reichenbach, P., Guzzetti, F., 2011, Rock fall hazard along the Railway Corridor to Jerusalem , Israel, in the Soreq and Refaim valleys, *Natural Hazards* , Vol. 56, pp. 649-665.
- Kiani, A., Khanjari Alam, A., Fazelnia, G.H., 2010, Application of ANP Model In Presetation of Pattern Suitabale of ICT for Relationship Optimization Indicators Rural and Urabn , Case Study: Alashtar Township, *Spatial Planning Quartely Modares Human Sciences*, No.115, pp. 249-267.
- Mahmodi, F., 2004, *Geomorphology of Dinamic*, Tehran, Payame nor of University of Publication 6th rd.
- Mokhtary, D., 2006, Slope Instability as a Threatening Factor of Traffic Accidents Case Study: Landslide in Nir- Sarab Road of Ardebil Province in Northwest Iran, *Geographic Space of quartely*, N. 16, pp. 39-53.

- Mokhtary, D., 2010, Geomorphic Effects of Road Construction Operation IN Geomorphological_Sensitive Regions: Case Study, Rural Road of Aralan (Northwest of Iran). Geography and Environmental Planning Winter, No. 36, pp. 17-46.
- Mónica, G, M., Tomás G.N., Silvia, A.D., 2009, An ANP Approach to Assess the Sustainability of Tourist Strategies for the Coastal NP of Venezuela; LithuaniaI 5th International Vilnius Conference, Euro Mini Conference Knowledge-Based Technologies and OR Methodologies for Strategic Decisions of Sustainable Development,
- Mufide, B., Barbaros M, K., Aysun, O., Ilgin P, A., 2006, Choosing a municipal landfill site by analytic network process , Environ Geol, No. 52, pp. 747–751.
- Najafi, A., 2010, Structure and Environmental Challenges Analysis in Projects Management Using Analytical network process, international journal of Industrial Engineering and Production management, No. 21, pp. 63–76.
- Nakhai Kamalabadi, E., Amirabadi, M., Mohammadi poor, H., 2010 , Selection of strategy by using SWOT analysis and analytical network process (ANP),industry management of quartely, humanitist faculty, Islamic Azad University, Sanandaj branch, year 5, No. 11, pp 21-34.
- Rahimi, Herabadi, S., 2012, Geomorphological Hazard of Sefidrood Valley and Its Effect on the Rodbar City Development, A Thesis for The Degree of M.A in Geomorphology in Environmental Planning, University of Tehran, Faculty of Geography, By Leading Ebrahim Moghimi.
- Rajaei, H., 2004, The Application of Geomorphology to Landscape Efficiency and Environmental Management, Tehran, ghomes press, 2thrd.
- Reichenbach. P., Guzzetti. F., 2010, Rock fall hazard along the railway corridor to Jerusalem , Israel, in the Soreq and Refaim valleys , Springer, Science Business Media B.V.DOI 10.1007/s11069-010-9580-z , PP.1-17.
- Ritter, f, d., Kochel, c., Mill, Rj., 2002, Process geomorphology, 4th ed, Mc Grow-Hill., New York.
- Rostaei, SH., Ahmadzade, H., 2012, Landslide Hazard Zonation in the Tbriz-Marand by Using RS and GIS, quantitative geomorphological researches, Vo. 1, No. 1, pp. 47-58.
- Saaty, T, L., 2005, Making and Validating Complex Decisions With the AHP/ ANP, Journal of Systems Science and Systems Engineering , Vo. 14, No. 1, pp.1-36.
- Sarvati, M., Hossienzadeh, M,M., KHezri, S., Mansouri, A., 2008, The Mass Movment Zonation in the Traverse of Sanandaj– Dehlogan by Using AHP Method in GIS , Sepehr, Vol. 17, No. 66, PP. 25-32.
- Sehhat, S., Parizadi, E., 2010, Applying Analytical Network Process in SWOT(Case Study in Iran Insurance Company), Industrial Management, Vo.1, No. 2, pp.105-120.
- Sheeba, Kh., Mohd N, F., 2007, An analytic network process model for municipal solid waste disposal options, Waste Management, No. 28, pp.1500–1508.
- Smith,K., Petley, D, N., 2009, Environmental Hazards Assessing and Reducing Disaster, Routledge Pub, Fifth Edition.
- Smith, K., 2000, Environmental Hazards, Tranclated by: SHahpur Gudarzinejad and Ebrahim Moghimi,Tehran, The publication of Samt.
- Topal, T., Akin,M. K., Akin, M., 2012, Rock fall hazard analysis for an historical Castle in Kastamonu (Turkey), Nat Hazards , No. 62, pp. 255–274.

- Tuzkaya, G., Tuzkaya, U.R., Isun, B.G., 2008, An analytic network process approach for locating undesirable facilities: An example from Istanbul, Turkey, *Journal of Environmental Management*, No. 88, PP. 970–983.
- Wolfslehner, B., Vacik, H., Lexer M.J., 2005, Application of the analytic network process in multi-criteria analysis of sustainable forest management; *Forest Ecology and Management*, No. 207, pp. 157–170.
- Zomorodyan, M. J., 2002, *Iran Geomorphology*, Ferdowsi University of Mashhad Publication, Vo. 2, First Edition.

بررسی شاخص جدید وضعیت دینامیکی جو در بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر

حمید نوری^۱ - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه ملایر، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۵/۳ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۹/۶

چکیده

شاخص وضعیت دینامیکی جو که میزان انحراف از غیر ایستا بودن، خشکی و ویسکوزیته جو را بیان می‌کند، می‌تواند به عنوان یک تئوری نوین، محل و زمان حضور سامانه‌های پرفشار و کم فشار و میزان شدت آن را تعیین کند. این تحقیق به بررسی رابطه بین بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر و شاخص DSI می‌پردازد. شاخص DSI در ترازهای مختلف هم دمای پتانسیل و در زمان رخداد بارش‌های فوق سنگین و سنگین با منشا همرفت و غیر همرفت با استفاده از داده‌های یک ساعته دما، ارتفاع ژئوپتانسیل و سرعت باد استخراج شده از پایگاه داده اروپایی ار (ERA40)^۲ و با محاسبه پارامترهای چگالی هوا، تناوایی پتانسیل، دمای پتانسیل و ضریب تابع جریان برنولی^۳ به دست آمد. میانگین روزانه این شاخص در ترازهای مختلف محاسبه و برای هر گروه بارشی، ضریب همبستگی اسپیرمن با میانگین بارش منطقه‌ای در سواحل جنوبی خزر به دست آمد. نتایج نشان داد که برای همه گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین در تراز ۲۸۰ تا ۳۱۰ درجه کلون، شمال دریاچه خزر دارای مقادیر مثبت (سامانه پرفشار و فرونشینی هوا) و جنوب دریای خزر دارای مقادیر منفی (سامانه کم فشار و صعود هوا) است. در گروه بارشی فوق سنگین با منشا همرفت، تنها در ناحیه کوچکی از شمال شرقی دریاچه خزر، مقادیر مثبت قوی این شاخص و در نتیجه فرونشینی هوا دیده می‌شود و در بخش وسیع باقی مانده صعود هوا روی می‌دهد. این شاخص در هر دو گروه بارش‌های همرفت و غیر همرفت در گروه بارشی سنگین کوچک تر از فوق سنگین است تنها وسعت مناطق صعود و نزول هوا متفاوت است. با وجود هماهنگی خوب نقشه‌های DSI و نقشه‌های هم‌دید جوی در شناسایی نواحی صعود و نزول هوا، ضرایب همبستگی بین بارش و مقادیر مطلق DSI در اروپا قوی‌تری از این رابطه در سواحل جنوبی خزر است.

کلید واژه‌ها: دینامیک جو، بارش‌های فوق سنگین، سنگین، همرفت و غیر همرفت، سواحل جنوبی خزر.

مقدمه

تحلیل علل برخی مخاطرات محیطی مانند بارش‌های سنگین شرایط را برای پیش آگاهی از صدمات به زندگی انسان‌ها و اقتصاد جامعه فراهم می‌کند. در بررسی دینامیکی جو در زمان رخداد ناهنجاری‌های محیطی مانند بارش‌های سنگین، شاخص‌های دینامیکی زیادی مورد توجه محققین قرار گرفته است. یکی از مهم‌ترین آنها پارامتر تاوایی پتانسیل است. با تحلیل توزیع افقی و عمودی این پارامتر که در غیاب اصطکاک و فرایند های درزو پایستار است، می‌توان ساختار دینامیکی سامانه‌های جوی را مطالعه کرد.

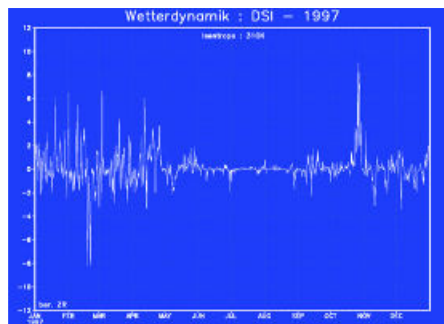
شاخص وضعیت دینامیکی هوا، تئوری توسعه یافته و جدیدی است که مبتنی بر اصول تئوری تاوایی-انرژی^۱ بنا شده شده است (بلسمن و نویر، ۲۰۰۵: ۱۶۰۷). به عنوان یک شاخص جوی، "شاخص وضعیت دینامیکی جو" می‌تواند زمان حضور سامانه‌های پرفشار و کم فشار و میزان شدت آنها را بیان کند و به عنوان یک شاخص اقلیمی می‌تواند بر اساس تغییرات تابش خورشیدی یا اثرات اصطکاک، تغییر اقلیم را نشان دهد. در مباحث فیزیکی، این شاخص، پارامتری است که ذخیره انرژی و تاوایی جو را با هم ترکیب می‌کند. با کمک تئوری تاوایی-انرژی می‌توان نشان داد که جو در شرایط بی در رو و بدون ویسکوزیته، دارای مقایر کمینه تابع تاوایی-انرژی است. در این وضعیت، باد روی سطوح هم دمای پتانسیل و در راستای خطوط هم تاوایی پتانسیل که هم سو با خطوط "هم تابع جریان برنولی" هستند، می‌وزد. زمانی که این شاخص صفر است، جو در حالت تاوایی-انرژی پایه و پایدار قرار دارد. در این وضعیت جو، ایستا، بدون ویسکوزیته، خشک و بی دررو است (ویر و نویر^۲، ۲۰۰۸: ۱). اگر شاخص مثبت باشد به معنی حضور گسترده سامانه پرفشار و اگر منفی باشد به معنی حضور سامانه کم فشار در منطقه است. بررسی رابطه بین این شاخص و الگوهای جوی در مرکز اروپا نشان می‌دهد که رابطه خوبی بین آنها برقرار است (ماتیس^۳ و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲). این رابطه در شکل ۱ ارائه شده است. برای مثال در تابستان گرم ۱۹۹۷ در اروپای مرکزی، نوسان کمی در نوار طیفی این شاخص دیده می‌شود (شکل ۲). بررسی رابطه بین تغییر پذیری جوی در طی فصول و سال‌های مختلف و متوسط این شاخص در طی دوره زمانی نشان می‌دهد که این ایده برای این گونه تحلیل‌ها می‌تواند مناسب باشد. مقایر مثبت شاخص در چنین وضعیتی نشان دهنده تقویت و مقادیر منفی آن نشان دهنده تضعیف چرخش‌های جوی است؛ برای مثال زمستان‌های ۱۹۹۵-۱۹۹۶ در مرکز اروپا همراه با سرمای شدید، کاهش دما و خشکی هوا بوده است. این مسئله به سبب استیلای پرفشارهایی در منطقه بود که در طیف میانگین متحرک این شاخص به خوبی دیده می‌شود (شکل ۳). همچنین روی آب‌های گرم شمال اقیانوس

1 EVT

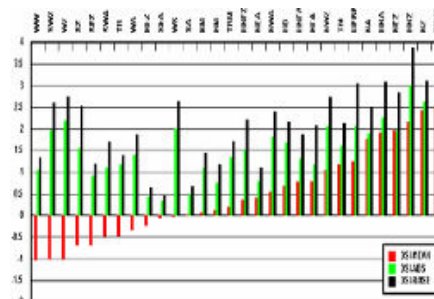
2 Weber and Nevir

3 Matthies

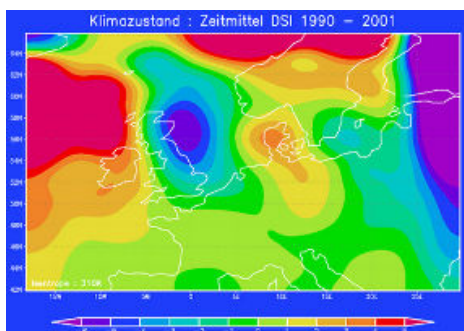
اطلس، همواره مقایر مثبت دیده می شود (شکل ۴). بنابراین می توان با استفاده از این شاخص، تغییر پذیری جوی و اقلیمی را نیز نشان داد.



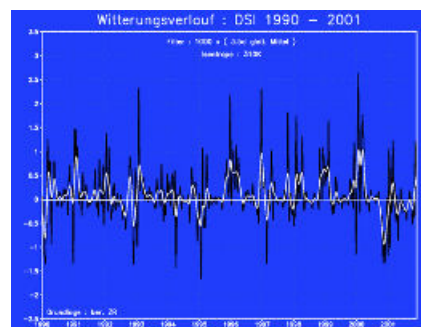
شکل ۲ وضعیت شاخص دینامیکی DSI در تراز هم دمای پتانسیل ۳۱۰ درجه کلون روی مرکز اروپا در سال ۱۹۹۷، منبع: (ماتیاس و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲).



شکل ۱ رابطه بین شاخص DSI و الگوهای جوی مستقر در اروپای مرکزی، منبع: (ماتیاس ۱ و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲).



شکل ۴ نقشه مقایر شاخص دینامیکی DSI در تراز هم دمای پتانسیل ۳۱۰ درجه کلون روی اروپا و اقیانوس اطلس از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۱، منبع: (ماتیاس و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲).



شکل ۳ وضعیت میانگین متحرک شاخص دینامیکی DSI در تراز هم دمای پتانسیل ۳۱۰ درجه کلون روی مرکز اروپا از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۱، منبع: (ماتیاس و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲).

از سوی دیگر، این شاخص می تواند در تحلیل رویدادهایی با منشا همرفت که اغلب بارش های سنگین به همراه دارند، به کار رود. رویدادهای فرین همرفت ۲ مانند بارش ها و برف های سنگین و صاعقه های شدید، فرآیندهایی غیر ایستا، با دررو ۴ و مرطوب ۵ هستند. پارامترهای مورد استفاده در تحلیل پتانسیل طوفان های

1 Matthies

2 Convective extreme weather events

3 Nonstationary

4 Diabatic

5 Moist

تندری^۱ فقط شرایط ترمودینامیک جوی را در نظر می‌گیرند. بنابراین وضعیت جوی توصیف شده به وسیله این پارامترها برای پارامترسازی مدل‌های جهانی و مدل‌های با دقت بالا^۲ مورد استفاده است. مبتنی بر همین گفتار، شاخص DSI، مجموع فرآیندهای غیر ایستا، با دررو و مرطوب و همراه با اصطکاک جو را در نظر می‌گیرد. این شاخص، میزان انحراف حل معادلات اولیه آدیاباتیک را در حالت بدون ویسکوزیته و ایستا نشان می‌دهد (وبر و نویر^۳، ۲۰۰۸: ۳). به عبارت دیگر می‌تواند میزان انحراف از غیر ایستا بودن، خشکی و ویسکوزیته جو را بیان کند. با محاسبه DSI، در سلول‌های همرفت هیدرواستاتیک و غیر هیدرواستاتیک، می‌توان انحراف از معادله اولیه آدیاباتیک را برای طوفان‌های تندری نیز شرح داد. در این حالت، ناپایداری همرفت از طریق آزاد سازی گرمای نهان مشخص می‌شود. ترکیب این شاخص و CAPE هم می‌تواند پارامتر مناسبی برای نشان دادن فعالیت‌های همرفت باشد (شارتنر^۴ و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۱۲). بنابراین شاخص DSI می‌تواند در پیش بینی وقایع فرین مانند طوفان‌های تندری و بارش‌های سنگین به کار رود (ماتیس، ۲۰۰۸: ۴۲). این شاخص می‌تواند محل و قدرت توفان‌های حاره (وبر و نویر، ۲۰۰۸: ۸) و چرخه زندگی امواج باروکلینیک را را نیز نشان دهد (شارتنر، ۲۰۰۹: ۱۳۰).

بررسی رابطه بین برخی از پارامترهای جوی مانند دما و بارش در اروپا که به طور طبیعی وابسته به فصل هستند و شاخص مورد نظر نشان می‌دهد که رابطه خوبی بین آن‌ها برقرار است. مثلاً در فصل بهار، وقتی شاخص صفر است، میانگین دمای هوا بالا است. درچنین وضعیتی، این شاخص ارتباط خوبی با بارش در اروپا دارد و رابطه قوی و روشنی بین فعالیت‌های بارشی و شدت سامانه‌های همدید برقرار است.

در مدل‌های با قدرت تفکیک بالا رابطه بین مقایر محلی DSI و بارش قوی است (کلاتسنیتزر^۵ و همکاران، ۲۰۰۸: ۸۱۳). لازم به ذکر است که در این مدل‌ها (تولید شده توسط سازمان هواشناسی آلمان)، ۵۰ لایه به صورت عمودی وجود دارد. قدرت تفکیک مکانی آن ۲٫۸ کیلومتر و قدرت تفکیک زمانی آن یک ساعت است.

به طور کلی در بررسی سینوپتیکی و دینامیکی جو در زمان رخداد بارش‌های سنگین مطالعات زیادی انجام شده است. کیو^۶ با بررسی بارش‌های سنگین شرق آسیا در تابستان نشان داد که با تقویت پرفشار جنب حاره غرب اقیانوس آرام، ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا^۷ در منطقه افزایش یافته و در پی آن

1 CAPE and KO

2 COSMODE or COSMOEU

3 Weber and Nevir

4 Schartner

5 Claußnitzer

6 Kiyu

7 SST

همرفت های قوی و بارش های سنگین به وقوع می پیوندد (کیو، ۱۹۹۸: ۵). دنگ^۱ و همکاران به تحلیل همدید رویدادهای بارشی سنگین در کره جنوبی پرداختند. آنها نشان دادند که تغییر پذیری وضعیت باروکلینیک جو نقش عمده ای را در توسعه الگوی ناپایداری جوی و ایجاد بارش سنگین داشت. همچنین گرادیان فشار بین کم فشار قاره ای و پرفشار غرب اقیانوس آرام، جریان های جنوب غربی شدیدی را موجب شده که در گسترش رطوبت به سمت دامنه های جنوب غرب کم فشار آختسک مشارکت داشت. در نتیجه وقوع این شرایط، اغتشاشاتی با مقیاس همدید در امتداد جبهه مونسون ایجاد که موجب وقوع بارش های سنگین بر روی کره جنوبی شد (دنگ و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۱۳). وایدا و کولکارنی^۲ با استفاده از یک مدل میان مقیاس، بارش سنگین ۹۴/۴ سانتیمتری را در سال ۲۰۰۵ در بمبئی رخ داده بود را همانندسازی کردند (وایدا و کولکارنی، ۲۰۰۷). در این پژوهش آنها به تحلیل پارامترهای دینامیکی در مکان بارش سنگین پرداخته و پارامترهایی مانند واگرایی، تاوایی، سرعت عمودی و رطوبت را در مراحل مختلف رویداد بارش سنگین بررسی نمودند و نشان دادند که بیشینه همگرایی و تاوایی پیش از مرحله بلوغ^۳ و بیشینه سرعت عمودی پس از آن بوده است (وایدا و کولکارنی، ۲۰۰۷). کومار^۴ و همکاران بارش سنگین ۲۶ ژولای سال ۲۰۰۵ بمبئی^۵ هندوستان را به کمک مدل عددی تحقیق و پیش بینی هوا^۶ بررسی کردند. نتایج نشان داد که این مدل عددی قادر است رویداد بارش سنگین و شرایط دینامیکی و ترمودینامیکی آن را بازسازی کند. در شمال ایران نیز، شیو حاصل از برخورد پرفشارهای شمالی و کم فشارهای داخل ایران، تقویت نسیم دریا و خشکی و اثر دمای سطح دریا و اختلاف دمای سطح دریا و هوای روی آن از مهم ترین دلایل بارش های سنگین در مطالعات سینوپتیک و دینامیک جوی شناخته شده اند (علیجانی؛ ۱۳۸۱؛ مرادی، ۱۳۸۳، مسعودیان، ۱۳۸۳ و نوری، ۱۳۹۱).

با توجه به نوپا بودن شاخص DSI به عنوان یک شاخص دینامیکی جدید در آلمان و اروپا، ارزیابی و آزمون آن در مطالعات محیطی و تحلیل سامانه های جوی در سایر نقاط جهان ضروری به نظر می رسد. از سوی دیگر اثرات محیطی بارش های سنگین و فوق سنگین یکسان نیست. حتی بارش های ناشی از ابرهای همرفت و غیر همرفت هم، تاثیرات اکوسیستمی منحصر به خود را دارند. نظر به اهمیت بارش های ناهنجار و بیش تر از میانگین نرمال به ویژه در ایجاد مخاطرات محیطی و تخریب جنگل ها، مراتع، اراضی کشاورزی، باغات و نواحی شهری، از طریق سیلاب ها، آب گرفتگی ها، فرسایش و رسوب، این پژوهش تلاش می کند

1 Dong

2 Vaidya and Kulkarni

3 Mature Stage

4 Kumar

5 Mumbai

6 WRF

رابطه بین بارش‌های سنگین و فوق سنگین ناشی از ابرهای همرفت و غیر همرفت و شاخص DSI را در شمال ایران بررسی و مقایسه کند و با شناخت مناطق فرونشینی و صعود هوا، درستی موقعیت سامانه‌های پرفشار یا کم فشار و حرکات عمودی جو در اطراف دریای خزر را در مقایسه با نقشه‌های فشار تراز دریا و الگوهای سینوپتیک جوی آزمون نماید.

منطقه مورد مطالعه

داده های زمینی در سه استان شمالی ایران (گیلان، مازندران و گلستان) مورد تحلیل قرار گرفتند. در بررسی داده‌های جو بالا، محدوده مورد مطالعه، گسترده‌تر از قلمرو منطقه مورد مطالعه زمینی انتخاب شد. این چهار چوب، مناطق بین طول جغرافیایی ۲۰- تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا ۸۰ درجه شمالی را شامل می‌شود.

داده‌ها و روش شناسی

این پژوهش از نوع اقلیم شناسی همدید با رویکرد محیطی به گردشی است. بنا بر آمار بارش روزانه هفت ایستگاه همدید سواحل جنوبی خزر (انزلی، آستارا، رامسر، سیاه بیشه، بابلسر و گنبد) در سال‌های ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۷ (مستخرج از سازمان هواشناسی کشوری)، رویدادهای بارشی به دست آمدند. مبتنی بر تعریف، "رویداد بارشی" به یک یا چند روز بارشی متوالی گفته می‌شود که در هیچ یک از روزها مقدار بارش از ۱ میلیمتر کمتر نبوده است. سپس شدت بارش برحسب میلیمتر در روز در هر رویداد محاسبه و با لحاظ ۲۵ و ۵۰ درصد احتمال وقوع، رویدادهای بارشی به ۲ گروه بارشی تقسیم شدند. برای این منظور، پس از تنظیم شدت بارش رویدادها از مقادیر بزرگ‌تر به کوچک‌تر و استفاده از روش ویبول در منابع آب، احتمال وقوع هر مقدار محاسبه شد. سپس دو محدوده احتمال که بیانگر دو محدوده بارشی مختلف هستند به دلیل اهمیت در منابع آب و مخاطرات محیطی انتخاب شدند. این گروه‌های بارشی شامل فوق سنگین (احتمال وقوع کم تراز ۲۵ درصد) و سنگین (احتمال وقوع ۲۵ تا ۵۰ درصد) هستند. روز اوج بارش در هر رویداد بارشی به عنوان روز نماینده رویداد انتخاب شد. در دو گروه بارشی فوق سنگین و سنگین، شناسه همدید ابرهای پایین در روزهای نماینده بررسی و تحلیل‌های آماری لازم صورت گرفت. سپس، ابرها بر اساس ویژگی‌های خود به دو گروه ابرهای همرفت ۱ یا کومولوفورم یا جوششی و غیر همرفت ۲ یا استراتیفورم یا پوششی تقسیم شدند. شناسه‌های همدید ابرهای نوع ۲، ۳، ۸ و ۹ نشانگر ابرهای جوششی و شناسه‌های همدید ابرهای نوع

1 Cumuliform

2 Stratford

۴، ۵، ۶ و ۷ بیانگر ابرهای پوششی هستند. این نوع تقسیم بندی بنابر پیشنهاد دپارتمان علوم جوی دانشگاه برلین انجام شد (لانگر ۱ و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۹). به این ترتیب چهار گروه بارشی جدید به شرح ذیل به دست آمد: رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفت، رویدادهای بارشی سنگین با منشا همرفت، رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیرهمرفت، رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیرهمرفت. با ترسیم خطوط هم بارش در منطقه، بیشینه، میانگین و فراگیری منطقه ای رویدادهای بارشی در هرکدام از گروه‌های بارشی در سواحل جنوبی خزر محاسبه شد. برای محاسبه شاخص DSI، از داده‌های یک ساعته دما، ارتفاع ژئوپتانسیل و سرعت باد (استخراج شده از پایگاه داده ERA40) در زمان رخداد بارش‌های فوق سنگین و سنگین با منشا همرفت و غیر همرفت استفاده و پارامترهای چگالی هوا، تاوایی پتانسیل، دمای پتانسیل و ضریب تابع جریان برنولی در ترازهای مختلف هم دمای پتانسیل (۲۶۰، ۲۸۰، ۳۱۰، ۳۲۰، ۳۳۰، ۳۴۰، ۳۵۰، ۳۶۰ و ۳۹۰ درجه کلون) محاسبه و در نهایت با استفاده از معادله ذیل، شاخص DSI به دست آمد (ویر و نویر، ۲۰۰۸: ۵)

$$DSI = [1/\rho \times \partial (\pi, \theta, B)] / \partial (x, y, z)$$

تاوایی پتانسیل: π ، دمای پتانسیل: θ ، تابع جریان برنولی: B ، چگالی: ρ

سپس میانگین روزانه این شاخص در ترازهای مختلف محاسبه و برای هر گروه بارشی، ضریب همبستگی اسپیرمن ۲ با میانگین بارش منطقه ای در سواحل جنوبی خزر به دست آمد. سپس نقشه‌های میانگین شاخص DSI در هر کدام از گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین همرفت و غیر همرفت ترسیم و با نقشه‌های فشار تراز دریا ۳ (مستخرج از سایت www.cdc.noaa.gov به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته و به صورت شبکه‌بندی منظمی با اندازه‌ی یاخته‌های $2/5 \times 2/5$ درجه جغرافیایی) مقایسه شدند.

بحث و نتایج

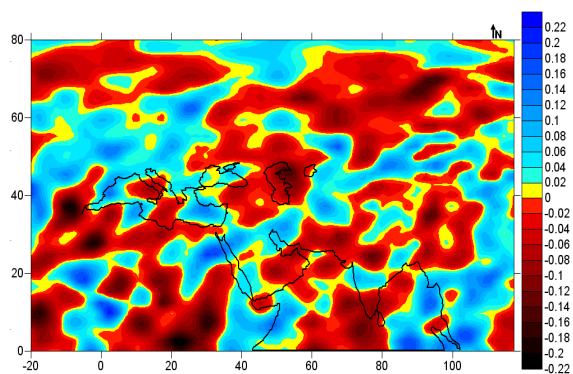
بررسی ضریب همبستگی بین شاخص DSI در ترازهای مختلف هم دمای پتانسیل و بارش در گروه‌های مختلف بارشی فوق سنگین با منشا همرفت (شکل ۵) سنگین با منشا همرفت (شکل ۶)، فوق سنگین با منشا غیر همرفت (شکل ۷) و سنگین با منشا غیر همرفت (شکل ۸) نشان می‌دهد که تنها در بارش‌های فوق سنگین با منشا همرفت و در تراز ۳۱۰ درجه کلون، این ضریب در سطح ۵ درصد معنی دار است؛ به طوری که در اطراف دریای خزر، بیشینه این ضریب (۴۰، ۱ درصد) در شمال شرق این دریاچه و کمینه آن (۳۴، ۲- درصد) در جنوب غرب آن قرار دارد. این موضوع به این معنی است که با افزایش شاخص DSI در ترازهای

1 Langer

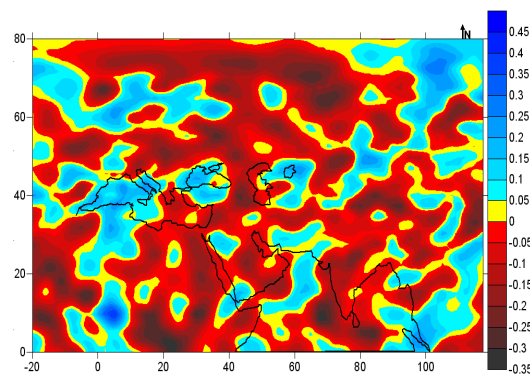
2 Spearman

3 SLP

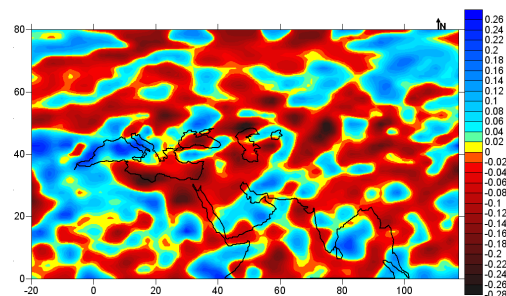
فوق در شمال شرق دریای خزر و کاهش آن در جنوب غرب این دریاچه مقدار میانگین بارش منطقه ای سواحل جنوبی خزر افزایش می‌یابد. در سایر گروه‌های بارشی ضرایب همبستگی معنی دار نیست. بررسی نقشه‌های DSI در ترازهای مختلف در منطقه (اشکال ۵ تا ۲۰) نشان می‌دهد که برای همه گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین با منشا همرفت و غیر همرفت در ترازهای ۲۶۰ تا ۳۱۰ درجه کلونین، شمال دریاچه خزر دارای DSI مثبت و جنوب دریاچه خزر دارای DSI منفی است. این موضوع در نقشه‌های میانگین فشار سطح دریا در هر چهار گروه بارشی فوق سنگین با منشا همرفت، سنگین با منشا همرفت، فوق سنگین با منشا غیر همرفت و سنگین با منشا غیر همرفت هم قابل رویت است. این بدان مفهوم است که در شمال دریاچه خزر، فرونشینی ۱ هوا و در جنوب آن و سواحل جنوبی خزر صعود هوا ۲ رخ می‌دهد. در گروه بارشی فوق سنگین با منشا همرفت، تنها در ناحیه کوچکی از شمال شرقی دریاچه خزر، مقادیر مثبت قوی این شاخص و در نتیجه فرونشینی هوا دیده می‌شود و در بخش وسیع باقی مانده صعود هوا روی می‌دهد. در گروه بارشی سنگین با منشا همرفت، در نیمه شمالی دریا عمل فرونشینی و در نیمه جنوبی آن عمل صعود با مقادیری کوچکتر از گروه بارشی فوق سنگین اتفاق می‌افتد. بنابراین در این گروه بارشی، شدت صعود به طور میانگین کم تر از بارش‌های فوق سنگین است. در گروه بارشی فوق سنگین با منشا غیر همرفت هم، نیمه شمالی دریا منطقه فرونشینی و نیمه جنوبی آن منطقه صعود است. در گروه بارشی سنگین با منشا غیر همرفت، شدت صعود کاهش می‌یابد.



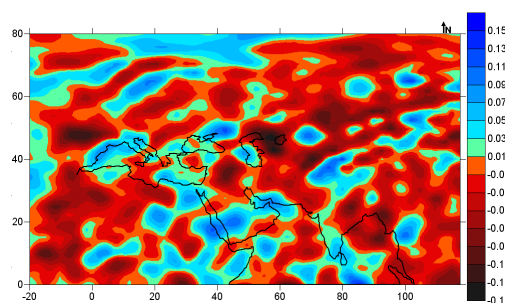
شکل ۶ نقشه ضریب همبستگی اسپیرمن بین شاخص DSI و میانگین بارش منطقه ای در تراز ۳۱۰ درجه کلونین برای بارش سنگین با منشا همرفت



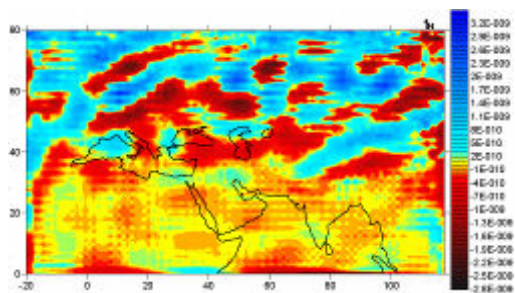
شکل ۵ نقشه ضریب همبستگی اسپیرمن بین شاخص DSI و میانگین بارش منطقه ای در تراز ۳۱۰ درجه کلونین برای بارش فوق سنگین با منشا همرفت



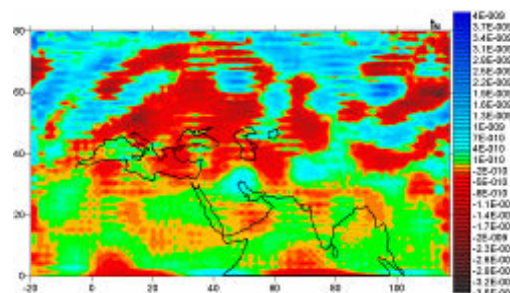
شکل ۸ نقشه ضریب همبستگی اسپیرمن بین شاخص DSI و میانگین بارش منطقه ای در تراز ۳۱۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیرهمرفت در سواحل جنوبی خزر



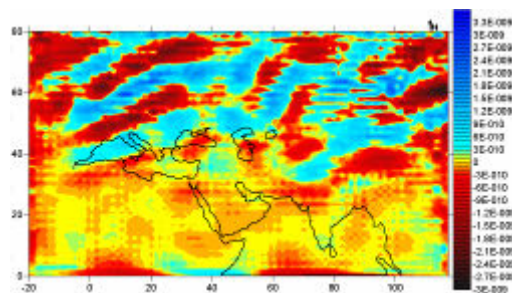
شکل ۷ نقشه ضریب همبستگی اسپیرمن بین شاخص DSI و میانگین بارش منطقه ای در تراز ۳۱۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیرهمرفت در سواحل جنوبی خزر



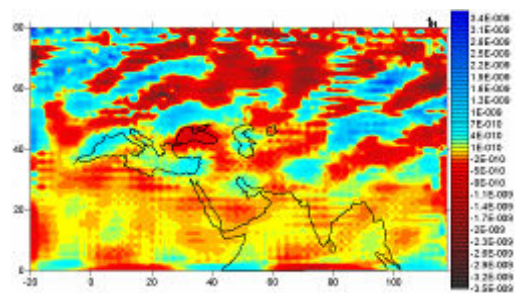
شکل ۱۰ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۶۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



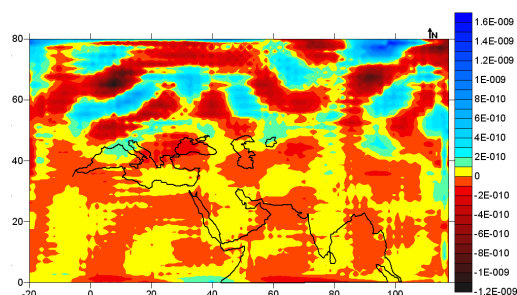
شکل ۹ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۶۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



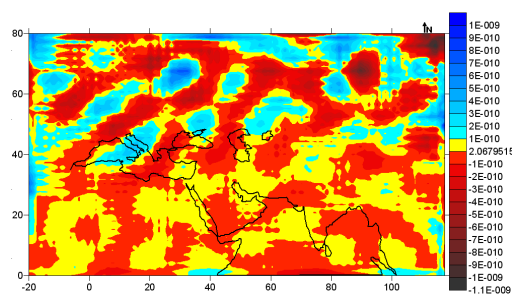
شکل ۱۲ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۶۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



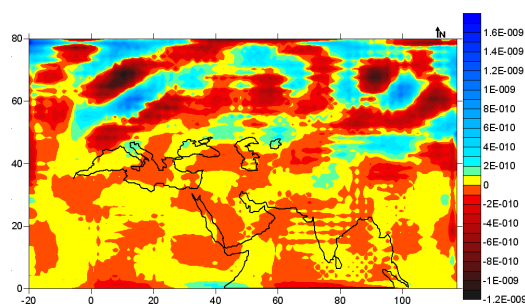
شکل ۱۱ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۶۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



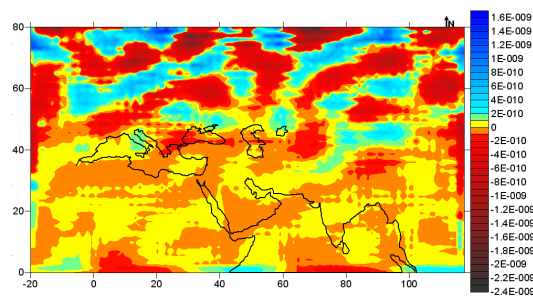
شکل ۱۴ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۸۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



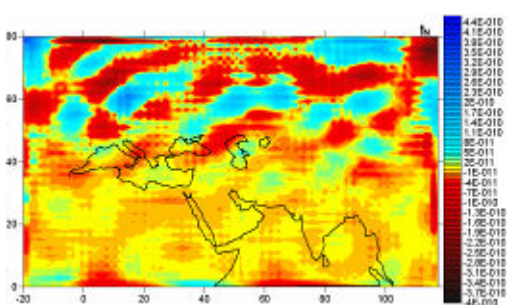
شکل ۱۳ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۸۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



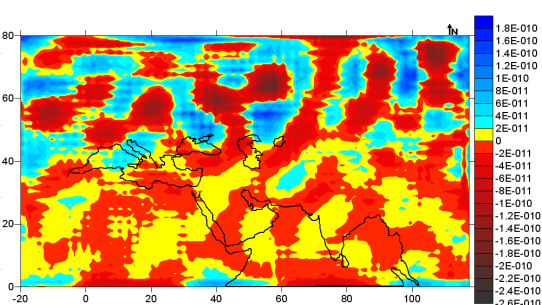
شکل ۱۶ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۸۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



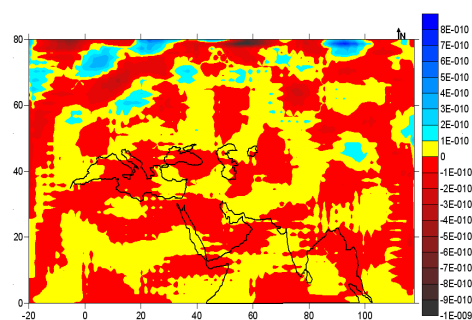
شکل ۱۵ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۸۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



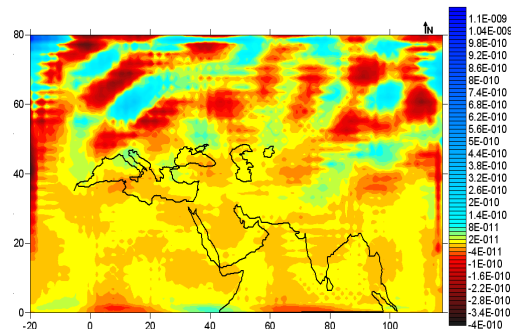
شکل ۱۸ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



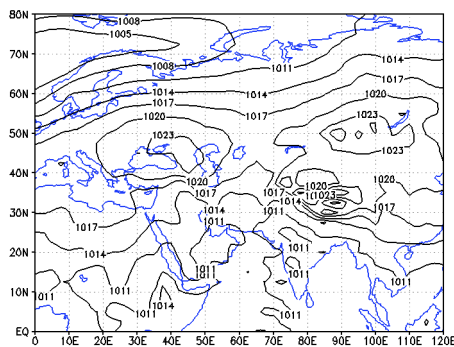
شکل ۱۷ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلون برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



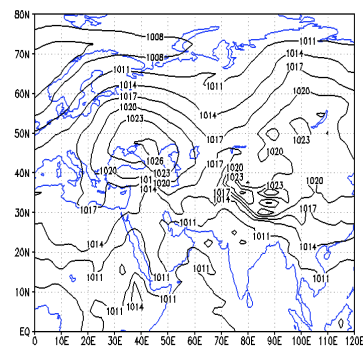
شکل ۲۰ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلونین
برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیر همرفت در
سواحل جنوبی خزر



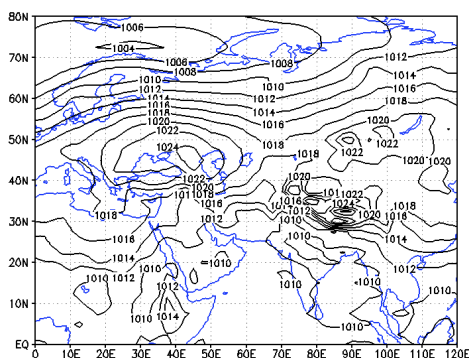
شکل ۱۹ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلونین
برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیر همرفت
در سواحل جنوبی خزر



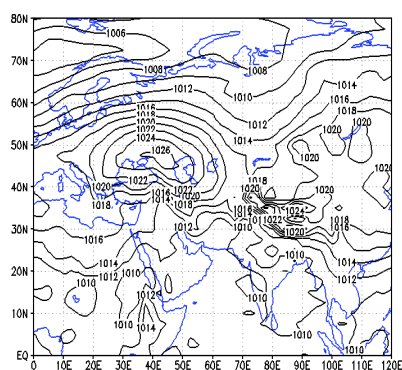
شکل ۲۲ نقشه میانگین الگوی فشار تراز دریا برای
بارش های سنگین با منشا همرفت



شکل ۲۱ نقشه میانگین الگوی فشار تراز دریا برای
بارش های فوق سنگین با منشا همرفت



شکل ۲۴ نقشه میانگین الگوی فشار تراز دریا برای
بارش های سنگین با منشا غیر همرفت

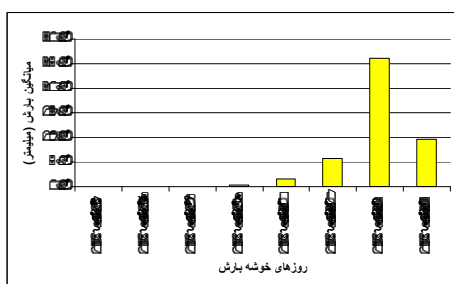


شکل ۲۳ نقشه میانگین الگوی فشار تراز دریا برای
بارش های فوق سنگین با منشا غیر همرفت

با توجه به اهمیت این شاخص در تحلیل دینامیکی جو در بارش‌های فوق سنگین با منشا همرفت در مقایسه با سایر گروه‌های بارشی، برای شناخت دقیق تر این شاخص، چندین خوشه بارش با منشا همرفت انتخاب و. شاخص وضعیت دینامیکی محاسبه و ترسیم شد. اولین خوشه بارش منتخب ۱۶ تا ۲۳ مهر ماه ۱۳۶۹ بود. شکل‌های ۲۵ تا ۲۷ به ترتیب بیشینه، میانگین و فراگیری منطقه ای بارش را در این مدت نشان می‌دهد. اوج بارش در این مدت ۸ روز در تاریخ ۲۲ مهر ۱۳۶۹ روی داد. بررسی شاخص **DSI** نشان می‌دهد که در بعداز ظهر این روز، همه سطح دریا در مسیر ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی تر قرار گرفته است. میانگین روزانه شاخص **DSI** در تراز ۳۱۰ کلون در این روز، که شامل مقادیر مثبت و بزرگی است، در نیمه جنوبی دریای خزر دیده می‌شود (شکل ۲۸).

خوشه بارش نماینده دوم از ۱۳ تا ۲۱ مهر ماه ۱۳۷۷ انتخاب شد. شکل‌های ۲۹ تا ۳۱ به ترتیب بیشینه، میانگین و فراگیری منطقه ای بارش را در این مدت نشان می‌دهد. اوج بارش در این مدت ۹ روز در تاریخ ۱۶ مهر ۱۳۷۷ روی داد. بررسی شاخص **DSI** نشان می‌دهد که در بعداز ظهر این روز، بیش تر سطح دریا در مسیر ریزش و فرونشینی هوای سرد عرض‌های شمالی تر قرار گرفته و در سواحل جنوبی خزر صعود هوا رخ می‌دهد. مقادیر مثبت و بزرگ میانگین روزانه شاخص **DSI** در تراز ۳۱۰ کلون در این روز روی دریای خزر دیده می‌شود (شکل ۳۲). به عبارت دیگر در طول روز به تدریج در همه قسمت‌های دریا تحت حاکمیت یک سامانه پرفشار، فرونشینی هوای سردتر روی می‌دهد.

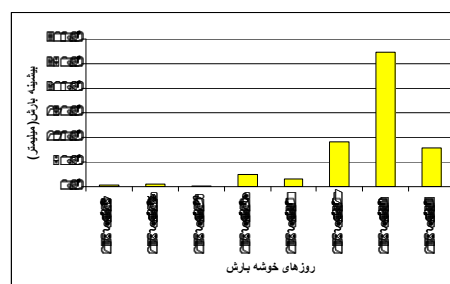
نقشه فشار سطح دریا در روزهای نماینده خوشه بارش‌های منتخب در شکل‌های ۳۳ و ۳۴ ارائه شده است. این نقشه‌ها و نقشه‌های **DSI** مربوطه، هماهنگی بسیار خوبی را نشان می‌دهند. به طوریکه در رویداد ۲۳ مهر ۱۳۶۹، زیانه ای از سامانه پرفشار مستقر بر دریای سیاه با کشیده شدن روی خزر باعث ریزش هوای سردتر عرض‌های بالایی بر نیمه جنوبی خزر می‌شود. همچنین در روز ۱۶ مهر ۱۳۷۷ یک سامانه پرفشار در شمال دریای سیاه قرار گرفته که با توجه به موقعیت جغرافیایی هسته آن می‌تواند باعث فرونشست هوای سردتر عرض‌های بالاتر روی شمال تا جنوب دریای خزر شود.



شکل ۲۵ نمودار میله ای بیشینه بارش منطقه ای در یک خوشه

بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۶، ۱۳۶۹، ۷، ۱۰، ۸ (۱۹۹۰) تا

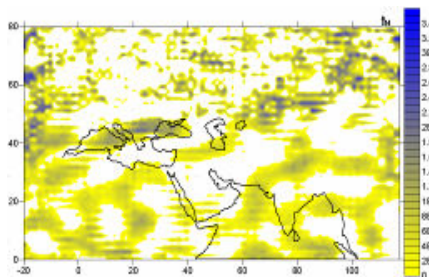
۲۳، ۱۳۶۹، ۷، ۱۰، ۱۵ (۱۹۹۰) در سواحل جنوبی خزر



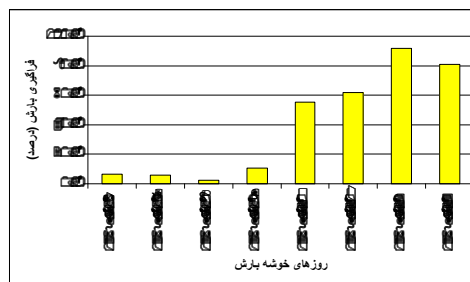
شکل ۲۶ نمودار میله ای بیشینه بارش منطقه ای در یک خوشه

بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۶، ۱۳۶۹، ۷، ۱۰، ۸ (۱۹۹۰) تا

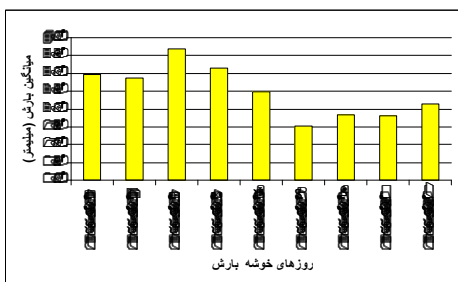
۲۳، ۱۳۶۹، ۷، ۱۰، ۱۵ (۱۹۹۰) در سواحل جنوبی خزر



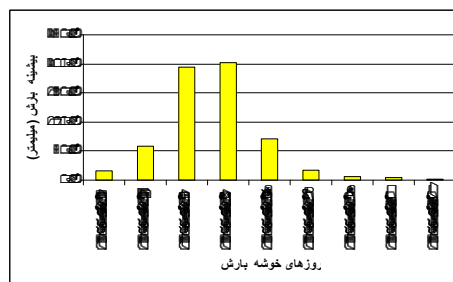
شکل ۲۸ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلون برای روز نماینده ۱۳۶۹,۷,۲۲ در سواحل جنوبی خزر



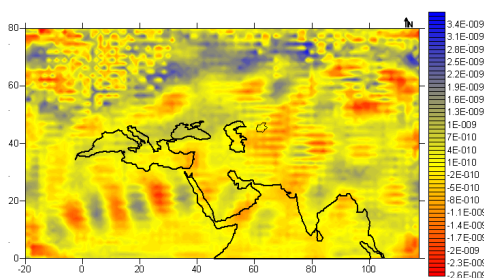
شکل ۲۷ نمودار میله ای فراگیری بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۳۶۹,۷,۱۶ تا ۱۳۶۹,۷,۲۳ (۱۹۹۰,۱۰,۱۵) در سواحل جنوبی خزر



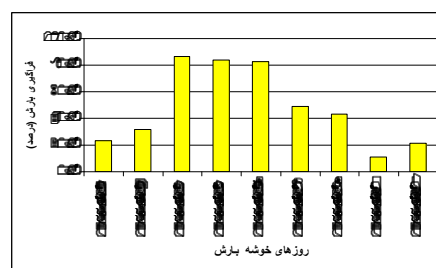
شکل ۳۰ نمودار میله ای میانگین بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۳۷۷,۷,۱۳ تا ۱۳۷۷,۷,۲۱ (۱۹۹۸,۱۰,۱۳) در سواحل جنوبی خزر



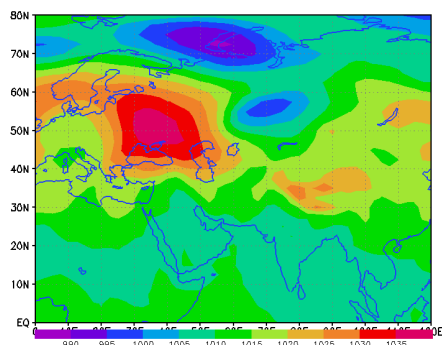
شکل ۲۹ نمودار میله ای بیشینه بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۳۷۷,۷,۱۳ تا ۱۳۷۷,۷,۲۱ (۱۹۹۸,۱۰,۱۳) در سواحل جنوبی خزر



شکل ۳۲ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلون برای روز نماینده ۱۳۷۷,۷,۱۶ در سواحل جنوبی خزر

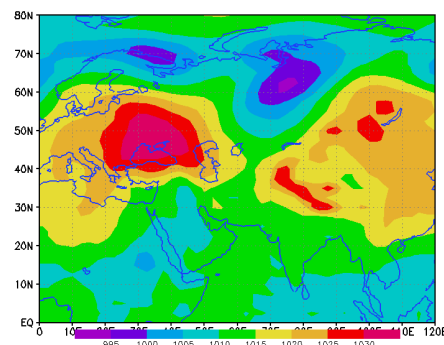


شکل ۳۱ نمودار میله ای فراگیری بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۳۷۷,۷,۱۳ تا ۱۳۷۷,۷,۲۱ (۱۹۹۸,۱۰,۱۳) در سواحل جنوبی خزر



شکل ۳۴ نقشه فشار سطح دریا برای روز نماینده ۱۳۷۷، ۷، ۱۶ در

سواحل جنوبی خزر



شکل ۳۳ نقشه فشار سطح دریا برای روز نماینده ۱۳۶۹، ۷، ۲۲ در

سواحل جنوبی خزر

نتیجه گیری

به طور کلی، بررسی شاخص جدید دینامیکی جو نشان می‌دهد که در سنگین ترین رویدادهای بارشی منطقه، زبانه ای از پرفشارهای دریای سیاه یا سیبری به سواحل جنوبی خزر نزدیک شده و باعث ریزش هوای سرد در تمام سطح دریا از شمال تا جنوب یا فقط بخش جنوبی آن می‌گردد. با توجه به وجود شرایط ترمودینامیک و دینامیک مناسب در این زمان، این فرونشینی هوا باعث رخداد بارش‌های سنگین تر در منطقه می‌شوند. نتایج نشان داد برای همه گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین با منشا همرفت و غیر همرفت در تراز ۲۶۰ تا ۳۱۰ درجه کلونین، شمال دریاچه خزر دارای مقادیر مثبت یا عملکرد سامانه پرفشار (فرونشینی هوا) و جنوب دریای خزر دارای مقادیر منفی یا عملکرد سامانه کم فشار (صعود هوا) است. در هر دو گروه بارشی همرفت و غیر همرفت، شدت صعود در بارش‌های سنگین به طور میانگین کم تر از بارش‌های فوق سنگین است؛ هر چند وسعت مناطق صعود و نزول یکسان نیست. از سوی دیگر، ضریب همبستگی این شاخص و بارش‌های فوق سنگین همرفت بیش از سایر گروه‌های بارشی است. با وجود نقش خوب این شاخص در شناسایی نواحی صعود و نزول هوا، ضرایب همبستگی بین بارش و مقادیر مطلق شاخص DSI در اروپا قوی تری از این رابطه در سواحل جنوبی خزر است. نتایج این پژوهش با مطالعات قبلی در خصوص بارش‌های خزری و شرایط صعود و نزول هوا و مناطق حضور سامانه‌های کم فشار و پرفشار در منطقه (علیجانی، ۱۳۷۴؛ مرادی، ۱۳۸۳؛ غیور و همکاران، ۱۳۹۰)، هماهنگی خوبی دارد. در یک نگاه جامع این شاخص به نقش پرفشارهای مهم منطقه شامل پرفشار اروپایی و سیبری به ویژه پرفشار مستقر در اطراف دریای سیاه اشاره دارد. هوای موجود در این پرفشارها ضمن گردش ساعتگرد خود در بخش شمال و شمال شرقی خزر فرو می‌نشینند و در اثر شرایط ترمودینامیک دریا و دینامیک ترازهای فوقانی با جذب

رطوبت، صعود کرده و با تشکیل ابر، باعث رویداد بارشی سنگین و فوق سنگین در سواحل جنوبی خزر می‌شوند.

با وجود این که مقادیر مطلق داده‌های DSI در اروپا ارتباط معنی دار قوی تری با بارش نشان داده است به نظر می‌رسد از این شاخص دینامیکی می‌توان در تحلیل دقیق دینامیکی جو در منطقه در مقیاس‌های مختلف محلی و منطقه ای هم استفاده نمود. نتایج حاصل از این تحقیق می‌تواند در انواع تحلیل‌های دینامیکی جو و روابط آن با پدیده‌های محیطی مانند مسیر حرکت چرخند ها، شدت چرخندها، شناسایی دقیق مراکز بارش‌های سنگین، بیشینه و سیلاب‌ها و نیز آشکار سازی تغییرات اقلیمی استفاده و آزمون شود.

References

- Alijani, B., 2002. Synoptic climatology, SAMT Publications, Tehran, Iran. 1:112-114.
- Blessmann, D., and N  vir, P., 2005. Analysing the vertical structure of the atmosphere using the Dynamic-State-Index (DSI), Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 08744 SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-08744
- Schartner, T., N  vir, P., Leckebusch, G. C., Ulbrich, U., 2009. Analysis of thunderstorms with the dynamic state index (DSI) in a limited area high resolution model. 5th European Conference on Severe Storms 12 - 16 October 2009 - Landshut Germany, 112-134.
- Clau  nitzer, A., N  vir, P., Langer, I., Reimer, E., Cubasch, U., 2008. Scale-dependent analyses of precipitation forecasts and cloud properties using the Dynamic State Index, *Meteorol. Zeitschrift*, 17, 813-825.
- Dong-Kyou L., Jeong-Gyun P., and Joo-Wan K. 2008. Heavy rainfall events lasting days from July 31 to August 17, 1998, over Korea, Journal of the Meteorological Society of Japan, VOL, 86, NO. 2, pp. 313-333, 2008.
- Ghayoor, H., Masoodian, A., Azadi, M., Nouri, H., 2011. Temporal And Spatial Analysis Of Heavy And Superheavy Precipitations In The Southern Coastal Of Caspian Sea, 100:21-50
- Kumar, A., Dudhia, J., Rotunno, R., Niyogi, D. and Mohanty, U., 2008. Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting(WRF), Q.J.R. Meteorol. Soc. 134:1897-1910.
- Kyou, L., Gyun, P. and Wan, K., 2008, Heavy rainfall events lasting 18 days from July 31 to August 17, 1998, over Korea, J. of the Meteorological Society of Japan, Vol, 86, NO.2, PP.313-333.
- Langer, I., E. Reimer, A. Oestreich, 2008. First results: Cloud classification from Meteosat data for separation of convective and stratiform precipitation. – Meteor. Z. 17, 19–27.
- Matthies, A., Schartner, T., Leckebusch, G.C., Rohlfing, G., N  vir, P. and Ulbrich, U., 2008. Extreme weather events in southern Germany – Climatological risk and development of a nowcasting procedure, www.geo.fu-berlin.de/met/, 32-65.
- Masoodian, S. A., 2003. Climatic regions of Iran. J. Geography and Development. 2:171-183.
- Moradi H., 2003. The role of Caspian Sea in the southern coasts precipitation, J. of Marin sciences in Iran. 2:14-15.
- Nouri, H., Ildoromi, A., 2012. Synoptic and Dynamic Analysis of Heavy Rainfall Events in the Southern Coasts of Caspian Sea in Comparison with the rest of Iran. J. of Geography and planning. 38: 12-56
- Vaidya, S. and Kulkarni, J., 2007. Simulation of heavy precipitation over Santacruz, Mumbai on 26 July 2005, using Meseoscale model, Meteorol Atmos Phys, DOI 10.1007/s00703-006-0233-4.
- Weber, T., N  vir, P., 2008. Storm Tracks and Cyclone Development using the Theoretical Concept of the Dynamic State Index (DSI), *Tellus*, 60(A), 1-10.

Vulnerability of railway against floods in the northern of Lut Plain

Manijeh Ghahroudi Tali *

¹ Department of Physical Geography, Shahid Beheshti University, Tehran, IRAN

Received 7 June 2012

Accepted 11 September 2012

Introduction

The floods particularly in arid regions of Iran damage railroads each year. Most of the damages are in the rail bridges on stream channels because of the channel bed replacements, sudden rainfalls and disjointed bed materials. Dry channels of the streams, the flat surface of the ground, and lack of vegetation cover result in seasonal and annual channel bed replacements. These channel replacements, destruction of viaducts, collapse of embankment, blockage of the channel under the viaducts by sediments and inundation destroy railroads each year with many losses. Thus, flood forecasting in arid and desert regions can, a large extent, help reducing the losses. The sudden rise and fall in river discharge, transportation of a huge amount of sediments, changes in river sections, lack of control sections and the sudden rainfalls make it impossible in arid regions to measure properly surplus flows by hydrometric stations. On the other hand, development of integrated flood analysis system is necessary to reduce flood hazard and to minimize the loss of life in different countries, particularly in the regions where the rivers have bed modifications. Developing countries have difficulties in these systems including establishment of monitoring stations and maintenance of equipment for forecasting and warning systems in that the systems need to collect upstream rainfall data and to have access to real time information. The use of Earth Observation Satellite (EOS) and runoff calculation and flood forecasting without ground observation make it possible to create the flood forecasting and warning system.

Study Area

The study area is located in the northern part of Lout Plain Basin and a portion of Yazd Province. The length of existing railroads in the study area is up to 356.37 Km that is situated in an area of 20251.98 Km². Lout Plain, in topography, is a vast area with low elevation in central plateau of Iran and from the north and northwest it is separated from Kavir-Namak by dispersed mountains and some hills. The low slope plain with average elevation of 500 m is covered of saline areas and the railroad network passes from its northern part. There is no perennial drainage network in the area and only the seasonal and incidental streams convey the runoff from northern and western mountains toward the railroad. The incidental drainage networks cross the railroad through 930 viaducts. There are a lot of watercourses with annual channel changes that make it difficult to control runoffs over the area.

Material and Method

Two groups of data were used for the research: in the first group we used real time information from international websites related to Integrated Flood Analysis System (IFAS) and in the second group some of the data were replaced by topographic map, 1:25000 at scale, and Aster elevation data, 30 meters in pixel size, in order to enhance spatial resolution in the data. The real time information include rainfall data derived from Cover-Area GSMaP (JAXA), elevation data from GTOPO30 (USGS) with 30second resolution, land use data from GLCC (USGS), hydrology data from Hydro Spatial Resolution with pixel size of 1 Km, and Global Map with spatial resolution of 30second.

* Email: M-Ghahroudi@sbu.ac.ir

The research has been conducted in two stages. In the first stage, the Surface Tank Model of the series of hydrological distributed models in IFAS was applied. The surface tank model consists of the ratio of rainfall to land surface, rapid intermediate and ground infiltration flows. In the model the ratio of ground surface to the surface saturated of flow is estimated as a fraction ($3/5$) of storage capacity based on Manning Law. To calculate the Manning Roughness Coefficient in watercourses and stream channels, 17 samples were collected along the railway from the bed materials of channels crossing the rail. After grain size measuring, the channels were classified based on 50% diameter particle size (D_{50}) into 8 different classes that the roughness coefficient according to Alridge and Garret Method was calculated for them. The underground flow, not rapidly saturated, is also estimated as a fraction of storage capacity and the ground infiltration as a fraction of storage capacity based on the Darcy Law.

Results and Discussion

The results from IFAS have indicated that out of the total length of 356.37 Km railroad that are crossed by watercourses and stream channels through 930 bridges and viaducts, up to 47.21 Km between the stations of Tabas and Namakzar, RobatPoshtBadam and Khenj, and also a part between Ramel and Jandagh, all including 107 bridges, are exposed to flooding and inundation; up to 49.75 Km of this total also in the distance between the stations of Shirgasht and after DehShour as well as Tal Hamid and Robat Posht Badam including 111 bridges are exposed to the possible danger of flooding. A comparison between the results and the amount of runoff from I.C.A.R. Model has revealed that the dangerous area has the maximum height of runoff and the total of annual runoff is more than 100 cm. This volume of annual runoff is high in these regions because it does not have a smooth temporal distribution and does receive the annual precipitation seasonally and accidentally in short duration.

The results of grain size analysis of channel bed samples indicated that the D_{50} in this bed is about 1.3 mm that is typical of intensive floods. During sedimentation by flood the solid material are separated from the soluble and suspended load and the deposits from floods have sorting with distinct boundaries. By t- Trask Index the flood deposits can be distinguished from other sediments; it changes from 1.8 to 2.7 for floods. The index for 17 samples of the study ranged from 2 to 2.45 that is representative of the fact that the accumulated deposits below the bridges were conducted by flood discharges.

Conclusion

The study area is located in the course of railroad network of the east of Iran that is very important in rail transportation of the country. The area as one of the most important parts of Iran rail transportation network experience many damages in flooding seasons. These damages include deposition of flood sediments on the railway, danger of foundation destruction in the railway, a disruption in rail traffic, and possible loss of life. In some areas, the replacements in channel bed and building construction and orchard developments diverted the runoff from its natural network. The IFAS program using different satellite data have been applied to recognize the flooding and damages by river channels in the basin, and to determine the vulnerable parts of rail networks. Some inputs in the program were replaced by base map and field observation data. The analysis of the results of the research has represented that the northern part of Lout Plain across which the east railroad network passes along an arid region have uneven distribution in precipitation so that it sometimes receive the total amount of annual precipitation just in 2 hours. This causes the extensive floods that their volume and velocity are increased due to lack of vegetation and presence of disjointed materials on the surface. The field observation revealed that the railway crosses floodplains of many watercourses. These watercourses do not have a stable channel so that they change their channels almost in every rainfall event. Because of these shifts in the place of channel bed, in flood events these channels are incompetent for drainage and there would be an oblique invasion by flow to the bridges and make their piers susceptible to destruction.

Key Words: Flood, Railroad, Lout Plain, IFAS.

Trends in extreme daily temperature using climate change indices in Iran

Bohlul Alijani¹* Roshani. A² Parak. F³ Heydari. R⁴

¹ Department of Physical Geography, Alkharazmi University, Tehran, IRAN

² Ph.D Student Candidate of physical Geography, Alkharazmi University, Tehran, IRAN

³ Ph.D Student Candidate of physical Geography, Alkharazmi University, Tehran, IRAN

⁴ M.Sc Student of Statis, Shahid Beheshti University, Tehran, IRAN

Received 7 August 2012

Accepted 17 October 2012

Introduction

Global temperature has increased about 0.74°C over the last century (IPCC, 2007, 30). In recent studies, the potential of increase in heat waves, heavy precipitation, cold winters, summer storms and drought events due to climate change has noticed (Zhang, 2005, 11).

On the other hand, it is believed that climate change will affect most aspects of weather and climate, especially precipitation and temperature extreme events (Radinovi and Curi, 2009, 200; Lehner et al., 2006, 293). The socio-economic effects of extreme events (Ryoo et al., 2004, 145), require to give more attention to such studies. Assessment of the temperature extremes changes is done in many regions of the world in the last century (Mudelsee et al. 2003; New et al. 2001; Moberg and Jones 2005; Klein Tank and Können 2003; Alexander et al. 2006). The socio-economic effects of extreme events in arid and semi arid regions like Iran due to very vulnerable and fragile ecosystems are more and their sudden changes may be followed by the devastating events. Spatial and temporal variability of climate in Iran is one of its inherent characteristics and devastative socio-economic effects of climatic disasters such as floods and droughts have been severe in recent years (Nazemosadat and Cordery 2000, 59; Barlow et al. 2002, 697; Nazemosadat and Ghasemi 2004, 4016).

Studies such as Rasouli (2004), about spatial analysis of cold winds in the South-western of Iran and Kaviani et al. (2004) on the effective temperatures in the country, show the variability and instability of climate. The result of global warming over Iran includes the increased frequency of extreme events, especially in cold and heat waves, long time severe droughts and torrential rain (Rahimzadeh et al. 2009, 342). Numerous studies in recent years, have been investigated the average temperature and precipitation variability over Iran (Alijani 1997; Jahadi Toroghi 2000; Rasooli 2002; Rahimzadeh and Asgari 2003; Rahimzadeh and Asgari 2005; Pedram et al. 2005; Asadi and Heydari 2011). Furthermore, Rahimzadeh et al (2009) considered the temperature and precipitation extreme variability in Iran and Taghavi and Mohammadi (2007), stated that the frequency of warm and cold events, respectively, has been associated of what. Moreover, Kari (2010), has confirmed significant changes in heat waves and cold periods in Tehran. The purpose of this study is to provide a more detailed analysis about the spatial and temporal distribution of the temperature extremes over Iran.

Study Area

To draw an accurate picture from the variability of climate, temperature extreme are analyzed for 30 synoptic stations which have shown a good spatial distribution over Iran.

* Email: ahmadroushani@yahoo.com

Material and Methods

Long-term (1961–2005) data set of daily maximum and minimum temperature is analyzed and has less missing values. To prevent the effects of heterogeneity in the results, some such as the station's relocation, missing values less than five percent and adequate long time continuity have been used in station selection. Other wise, the stations with irrelevant series have removed from dataset. For each station, 18 indicative climatic indices which has recommended by the joint World Meteorological Organization CCL/CLIVAR/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) were calculated (Nicholls and Murray, 1999, 24). To detect trends in time series the Mann-Kendall test (τ), with null hypothesis as "the lack of trend in time series" is used. In addition, the Mann-Kendal test requires that data to be independent in terms of series. If data has positive serial correlation, Mann-Kendal will significantly over-estimate the temperature, On the other hand, if the data has negative serial correlation, the temperature is Significantly will under-estimate (Tabari, 2011, 314). The linear regression model is used to calculate the trend per decade and to determine the autocorrelation regression error. This test is based on the first order autoregressive error model $\varepsilon_t = \varphi \varepsilon_{t-1} + u_t$. Durbin-Watson test based on the difference between the neighboring residuals $\varepsilon_t - \varepsilon_{t-1}$ and calculated using the formula: $d = \frac{\sum_{t=2}^n (\varepsilon_t - \varepsilon_{t-1})^2}{\sum_{t=1}^n \varepsilon_t^2}$

Results and Discussion

The annual minimum temperature has increased in most regions except in Azerbaijan province and annual maximum temperature in most regions especially in central region is showing an uptrend. Warm nights, tropical nights and warm spell duration in the station and regional scale show increasing trends about one day per decade and cold spell duration in central region and Alborz Mountains have a significant negative trend wich it is consistent with the IPCC study. DTR significant negative trends over iran and especially over Zagros coordinate with results of previous studies over the Middle East and Southwestern Asia (Zhang et al., 2005, 10; Klein Tank et al., 2006,9). Growing season length, in the other regions except in the northern Zagros and southern Azerbaijan has an incremental process. Cold nights are declining and this decline in Central region, Alborz Mountains and southern regions is more severe. TNx index also shows increasing trends in Zagros, Central region and the Alborz. Warm days in the Zagros, Central Iran and Alborz have increased, that confirms the results of Zhang et al. (2005). Cold process is only seen in the southern Zagros and especially Shahrekord station. ID0 and cold days have a reduction in central regions and summer days are increasing in Alborz and Central region.

Conclusion

In this study, the variability of temperature extreme was analyzed. The results observed in this study, confirm many previous findings and also provide some new results in terms of indices or regions. The results show that the temperature has increased over the whole country and this increase as well as with the global warming (Trenberth et al., 2007), have intensified in recent years. Generally, the maximum variability is visible in central regions of Iran, which area most indices are significant in this area and then, Alborz and Zagros show the greatest variability and the Azerbaijan region has the lowest variability in regional scale.

Key Words: climate variability; climatic extremes; temperature and Iran.

The Study of paleofloods in the Seh- Hezar River Using Dendrogeomorphology

Seyed Reza Hosseinzadeh^{1*} Jahadi Toroghi. M²

¹ Department of Physical Geography, Ferdowsi University, Mashhad, IRAN

² Department of physical Geography, Payame Noor University, Fariman, IRAN

Received 6 October 2012

Accepted 22 November 2012

Introduction

Extreme Floods, hyperconcentrated and debris flows are common natural hazards in the basins which located in the northern slopes of Alborz mountain range (Iranian north system). Flood occurrence in Golestan national park in 2001, 2002 and 2005 (Hosseinzadeh and Jahadi Toroghi 2012), yearly flash floods in Masuleh catchment (Rezaei, 2009), large flood in Neka basin in 1999 (Poorahmad 1999) and recent floods in Seh- Hezar basin are only a few examples. Flood hazard analysis over Iranian mountains is always considered scientific challenge because long discharge records are not available. On the other hand, flow gage stations may not correctly record during large and extreme events because they are often washed out by large events or discharge exceeded the recordable level. Where the systematic data is not available we need to understand the spatial and temporal occurrence of the processes with an approach geomorphology. Dendrogeomorphology can provide an alternative for flood event date by analyzing the growth-ring series of trees affected by past extreme floods. Dendrogeomorphology represents one of the most precise and accurate methods for the dating of various geomorphic processes (Alestalo, 1971; Shroder, 1980; Stoffel and Bollschweiler, 2008, 2010 and 2012).

However the term - Dendrogeomorphology - was coined by Alestalo (1971), however the theoretical background for the study of flooding and sedimentation processes was provided by Sigafos (1964) and Harrison and Reid (1967). Helley and LaMarche (1968) applied this techniques so as to determine the recurrence interval of flood events in Northern California. Later studies in the United States focused on floods in the White River (Arkansas; Bedinger, 1971) or high summer flows and floods in the Potomac River (Yanosky, 1982, 1983, 1984). Dendrogeomorphology was also used for dating of old large magnitude floods by Costa (1978). Moreover, George and Nielson (2000, 2003) have analyzed anatomical changes ("flood rings") in *Quercus macrocarpa* to identify 19th century high-magnitude floods in the Red River of Canada. In Europe, only a few studies have focused on floods so far. For instance the one published by Astrade and Begin (1997) documenting recent spring floods in the Saone River of France (Stoffel 2008). Recently, scientists in Europe are focused on determination of flash flood discharge in ungauged mountain catchments (Ballesteros et al., 2011 and 2012, Ruiz et al., 2010). Some review papers in dendrogeomorphology have been published by Shroder (1980), Hupp (1988), Stoffel and Bollschweiler (2008, 2009), Bollschweiler and Stoffel (2010), Stoffel and Willford (2012) after Alestalo book (1970). Study of floods using dendrogeomorphology has not been interested in Iran so far, therefore this paper introduces a new method for flood hazard researches.

Therefore, the aim of this paper is to date of past large flood events in order to improve frequency analysis and hazard estimation. We focus on the identification of large floods based on growth

* Email: srhosseinzadeh@um.ac.ir

disturbances in heavily affected trees located in or next to the channel of the Seh-Hezar River in the Northern of Iran and present (i) a geomorphic map of the floodplain and its channels (1:7000) (ii) an analysis of the relation between geomorphology and external tree disturbances; and (iii) a tree-ring-based dating of past large flood events.

Study Area

The study area includes a multichannel floodplain with 1Km length in the main channel of Seh-Hezar River located in the northern slopes of Alborz Mountain. She-Hezar catchment drains an area of 462 Km², originating from Takhte-Solayman glaciers and entering in to Caspian Sea (Fig. 1). The altitude in this catchment ranges from 389 to 4650 m which causes forms of many different geomorphic- ecologic zones including rainy forest areas in the low altitudes to Preglacial and Glacial environments at high altitudes. The annual average temperature varies from 0 to 13 °C; and the basin is characterized by abundant precipitation which falls as snow at high elevations in winter.

Extreme floods are common in the Seh-Hezar River catchment and are triggered by heavy storms and high stream gradient, which makes extremely high discharge and debris transport rates possible. Local organizations emphasize that the occurrence of floods have been increased in the river by Glacial melting which is accelerated under global warming phenomena during the last decade. Some studies have been referred to acceleration of melting and ablation of Alam-Kuh and Takhte-Solayman glaciers by global warming (e.g. Yamani 2009). Hydrological data are available only for 10 years (2001-2011) from the “Servash-Poshteh” station located in the 5 Km upper part of the study area.

Material and Methods

The materials used in this paper consist of ASTER digital elevation model, ETM satellite image, maximum flood discharge records of Servash-Poshteh station and 20 tree samples as cross section and wedges.

The methods applied in this study can be divided into three main sections, namely: (i) field procedures; (ii) tree-ring data analyses; and (iii) flood reconstructions.

Floods and Hyperconcentrated flows may affect the morphology of a tree in different ways, leading to different growth responses in the tree-ring series (Stoffel and Bollschweiler, 2009). The most frequent disturbances and associated reactions in trees growing inside or adjacent to flood torrents in the study area is shown in Fig. 4. Floods may (i) tilt the stems of trees growing in the river, on gravel bars, or river banks through the unilateral pressure of the flow or through the impact of individual boulders (Braam et al., 1987; Fantucci and Sorriso-Valvo, 1999; Stoffel et al., 2005); (ii) expose roots as a result of river bank or gravel bar erosion (Lamarche, 1968; Carrara and Carroll, 1979; McAuliffe et al., 2006); (iii) remove the bark from the stem and injure the cambium from the impact or the abrasion of boulders and wood transported in the flow (Sachs, 1991; Larson, 1994; Bollschweiler et al., 2008); or (iv) shear off trees and cause the formation of candelabra growth following severe impact by boulders (Butler, 1987; Shroder and Butler, 1987).

The dendrogeomorphological study followed a geomorphological survey of the study based on the recognition and mapping of channel landform and deposits (Fig. 3)

The sampling strategy was based on external evidences of flood activity in trees. We selected a total of 15 *Acer* and *Alnus* that were influenced by extreme floods and were located within the channel, on the gravel bars, or on the banks of the channels which were marked by a, b, and c in the study site.

Samples were dried in the outdoor area in a summer dry weather (Mashhad city) and sanded with hard and soft sandpapers until got the clear surface to simplify accounting of tree rings. Tree rings were counted by a dissecting microscope with an accuracy of 1/10 mm. Furthermore, samples were

analyzed visually, and tree rings showing compression wood or callus tissue were noted in a dedicated file and flood events were dated using these wood changes.

Results and Discussion

In the present study, 15 *Acer* and *Alnus* trees affected by extreme floods have been analyzed with 20 wedge and cross sections to reconstruct extreme flood events at Seh- Hezar River (Alborz mountain System) covering the past 100 years. While the time covered by this reconstruction is much shorter compared to other paleoflood hydrology methods (e.g. Baker 2008, and Benito 2005), our study clearly shows the potential of extreme flood analyses based on information contained in growth-ring series of affected trees. Maximum annual discharges have been recorded from 2001 to 2011 systemically. The largest flood in this period with 6980 m³/s has been occurred in summer 2011. Based on flood mark elevations on tree stems; this event approximately is similar to as large paleofloods in discharge and flood levels. A series of floods were recorded in 2003, 2004, 2007, 2010 with discharge of 5225, 2100, 2400, 2400 and 1850 m³/s respectively. The results from dendrogeomorphology analysis summarized in the table 1. These data shows occurrence of 6 extreme floods in the 1936, 1942, 1976, 1983, 1992 and 1998. The 1983 flood was buried the sampled stem trees in 1.2 m depth but 9 years later (1992) another extreme flood was degraded the sediments and exposed the new tree roots. Consequently, the aggradation and degradation ages obtained by growth rings counting of the oldest spurting roots from stem and wood reactions after root exposure (Fig. 10-3). The above mentioned root sample is scratched by flood of 2003 and the age of the flood is recognized by counting the rings in the callus tissue. The scars of 1976 flood are seen at the same level of 2011 flood and based on growth rings in the callus. We determined the age of this flood with seasonally precision (summer 1976). Based on flood scar elevations on tree stems and channel characteristics, the paleoflood discharges is assessed.

Conclusion

This paper clearly illustrates the ability of dendrogeomorphology for flood analysis and documents how dating of past events can be improved in areas where the lack of historical documents, rainfall, and discharge data prevents the use of traditional methods. This method can be used in the many mountainous watersheds in Iran. Comparing with other historical methods in geomorphology, dendrogeomorphology covers a short period of time but gives precise annual, seasonal and even monthly time for past occurrence floods in the ungauged basins. In this paper, we obtained the age of 6 extreme floods in the Seh-Hezar River and found out the amount of flood discharges was ranged between 5000 to 10000 m³/s (Table. 2). In addition the frequency of extreme floods has been increased during the last decades with a concentrating in the summer season. It may be caused by global warming which affected mountainous glaciers in the upstream of Seh-Hezar River. The results show more probable glacier melting in recent years (Fig. 13).

Key Words: Dendrogeomorphology, Extreme Floods, PaleoFlood Hydrology, Seh-Hezar basin, tree ring dating.

The Statistical and Synoptic Analysis on Widespread Hailstorm Events in North-West of Iran

Faramarz Khoshakhlagh^{1*} Mohammadi. H² Shamsipour. A.A³ Oftadegan Khuzani. A⁴

¹ Department of Physical Geography, Tehran University, Tehran, IRAN

² Department of Physical Geography, Tehran University, Tehran, IRAN

³ Department of Physical Geography, Tehran University, Tehran, IRAN

⁴ M.Sc Student of physical Geography, Tehran University, Tehran, IRAN

Received 21 October 2012

Accepted 1 December 2012

Introduction

Hazards can be divided into two main groups: one based on origin and other based on speed of occurrence. From view point of speed, the hazards divided into catastrophe and gradual types. For example earthquake, flooding, landslide, avalanche and intense rainfall especially hail are classified into catastrophe events. Gradual events include Drought, global warming and soil creeping. In gradual events per form considerations can effectively decrease the pains and damages. But in catastrophe ones there isn't enough opportunity for adaptation or response and pains and damages are intensive. Therefore pre-identifying the potential risk of catastrophe hazards can help us to decrease their pains and damages.

Hail is one of the destructive atmospheric phenomenon which causes wide destruction in different economic section including agriculture. Hail often occurs from thunderstorm systems especially cumulonimbus clouds in springtime. Hail is a result of severe convection in thunderstorm systems. The occurrence of heavy rainfalls in spring and summer may tend to flooding and damage the crops and roads. The target of this research is recognition of the synoptic patterns and determination of the quantitative dynamic thresholds such as relative vorticity, divergence and convergence of humidity, vertical motion and also thermodynamic quantities such as specific humidity and streamline from 48 hours before the storm begin to start until it reaches to peak.

Study Area

The northwest of Iran is the main study area. The selected stations belong to tree provinces: Ardebil, east and west Azerbyejan. The geographical location is within 35° 57' to 39° 46' North and 44° 13' to 48° 55' East.

Material and Methods

From 100 metrological codes, numbers of 99, 96, 89 and 27 are related to hail with various severities. Then with concern to frequencies the hourly and monthly graphs of hail occurrence for stations were drawn. And reanalysis data for hailstorm cases are obtained from; NCEP/NCAR. The data of mean sea level pressure, geopotential height of 700 and 500 HPA levels, specific humidity and wind components of 850 HPA, convergence and divergence in surface level, relative vorticity and omega of 700 HPA and the cross section of omega and relative humidity for 38° 5' N (Tabriz) are used from 48 hours before storm generated with 6 hour interval in an area from equator to 70° N and UTC

* Email: fkhosh@ut.ac.ir

meridian to 70° E. This research performed by using statistical and synoptic software, Excel and GrADS.

Results and Discussion

Investing 3-hour data, the most frequent hail is seen in hours 9 to 18 UTC. Most monthly frequencies of hail is seen on April, May, March and June, respectively. The maximum frequency of hailstorm in selected stations reported in Maraghe. For synoptic analysis of hailstorm, the daily map of May 1997 was analyzed from 48 hours before storm generation. On May 4th at 03 UTC in Tabriz, 06 UTC in Sardasht and at 21 UTC in Kalkhal the severe hailstorm was reported.

Conclusion

With concern to mechanism and behaviour of weather systems in formation of hailstorm for northwest of Iran in may 4th 1997, the following results were concluded by synoptic analysis:

- In mean sea level charts by backward motions of Azores high center to the west and Siberian high center to the east, the Icelandic Low through southeast extension is caused to its trough to penetrate into south coasts of Caspian Sea. Also with backward motion of STHP cell from north of Arabian peninsula to south, the influence field of Sudan Low and Red Sea trough reach to north and middle east especially to Mesopotamia in Iraq. In eastern boundaries of Iran the Pakistan low with westward motion expands over most parts of Iran in low levels. Position of low and high centers 700 and 500 HPA levels are similar and in northwest of Europe the eastward motion of Icelandic low associated with its strengthening.
- In central parts of Mediterranean Sea with movement of low centers the trough axis direction become northeast to southwest.
- Circumpolar Vortex expands to near 30° N and affects the northwest of Iran from east part of the trough.
- In 700 HPA level from 48 hours before rainfall occurrence, the amount of vorticity maximum is 4 to 6 unit ($\times 10^{-5}$ rad/sec) and its minimum is -4 to -6 unit and also moisture convergence amounts are 2 to 5 and -2 to -4 respectively. The maximum of specific humidity in 850 HPA is 8 to 10 (gr/kg).
- The cross section of Omega on a day before rainfall occurrence shows negative amounts in west part of study area. This pattern moves toward Iran by eastward movement of atmospheric waves and the maximum omega reaches to -0.35 (Pascal/sec).

Key Words: Climate hazards, widespread hailstorm, Synoptic, Forecast, North West of Iran.

Identification of the most Effective Elements on Rill Erosion in the South-western of mashhad district

Seyed Motahareh Hosseini¹ Mosaedi. A^{*2} Naseri. K³ Golkarian. A⁴

¹M.Sc student of Rangeland Management, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

² Department of Natural Resources and Environment, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

³ Department of Natural Resources and Environment, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

⁴ Department of Natural Resources and Environment, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

Received 24 September 2012

Accepted 5 November 2012

Introduction

Soil is one of the most valuable national resources that can be wasted by erosion phenomenon. Therefore, prevention of soil erosion is universally considered. Erosion is a process by which soil particles are separated from their original context and can be moved to another location. Rill erosion is a kind of water erosion in which detachment and movement of soil particles can be affected by concentrated flowing water. Development of rill dimensions can produce water courses and gullies that generate large amount of sediment. Therefore, determining the most important parameters affecting rill erosion process is necessary to manage and minimize soil losses. One of the factors of soil degradation in the hills of Ahmad-Abad, Mashhad region is a kind of rill erosions which makes it to recognize its behavior to control that. This study's aim is to determine the most effective elements in rill erosion of some hill slopes area in Ahmad-Abad, Mashhad region, where rill erosion is highly noticeable. The investigated parameters are as follow: slope length, canopy cover, ground cover, soil texture (percentage of sand, silt and clay in soil sample) slope and its common effect on length. Then, relations between the investigated parameters and the number of rill for one meter were investigated.

Study Area

The study area is located in the North East of Iran at a distance of approximately 60 kilometres southwest of the city of Mashhad. The geological formation of the land is Marl and Conglomerate and its general topographical structure is low hill. The location of the study area is from 59° 28' to 59° 35' in east longitude and from 35° 58' to 36° 00' in north latitude.

The average annual rainfall in the region is estimated around 251 mm. On the basis of Demarten scheme (considering the volume of rainfall and temperature) climate of the region is semi-arid. Unit area physiographic is low rounded hills covered with thin soil. Vegetation zone, where scattered and sparse from prairie feature aspect is peanuts and lettuce fields of wild grass with hardwood such as *Amygdalus eburnum*, *Lactuca orientalis* with Forbs such as *Verbascum songaricum*, *Centurea virgata* and so on.

Material and Methods

In this study, data has been collected through sampling. In selecting sites, the systematic analytical sampling method has been employed. In each site, the start point of transect has been located

* Email: Mosaedi@um.ac.ir

Corresponding Author 00989155007458

randomly, and along each transect, the parameters under investigation were measured through systematic sampling.

A quadrat of 50×50 meters was created on the slopes in each site under research from the highest point of the ridge slopes (the highest point on the dividing line of water and water movement into the hill slope). Then, 5 transects with 50 m length were established on each quadrat. The distance between each transect was 10 m. As a result, that were 5 transects with slope length of 10, 20, 30, 40 and 50 meters at each site. So, there were 7 sites containing 35 transects of 10 to 50 meters totally.

Ground slope was measured in each transect, at distances of 0, 10, 20, 30, 40 and 50 meters from the start point of the transect. Most of plants in the region are very close to the ground surface. So the parameter of canopy cover was chosen to measure the quantity of vegetation. Percentage of ground cover with regard to the percentage of gravel surface (2 cm or more in diameter) and percentage canopy cover of herbaceous plants and shrubs has been determined. This factor was measured through applying the sampling point. A rod released vertically at each transects at every 20 cm length and strike with each component of cover, gravel or bare soil was recorded. Then, the data obtained for each of the components were converted to percent.

Due to the variability of physical properties of soil in hillside and approximately stability of these features along a transect, to determine soil texture, sampling were performed at three points along the upstream domain (length 10 m), middle (length 30 m) and lower domain (length 50 m). Field observations indicate that soil to a depth of 20 cm has been affected by rill erosion. For this reason, 3 soil samples from each site to a depth of 20 cm was taken and transported to the laboratory, and soil texture of samples were measured.

According to the obtained data which were normal, Pearson correlation in the expression of relation between each of the factors affecting the erosion with number of rills per unit length was used. Statistical Minitab 16 software was used.

Results and Discussion

The results of correlation showed that most of the investigated parameters such as ground cover, canopy cover, gravel cover, amount of available clay and common effects of slope length and amount of slope have significant correlations with rill occurrence and its occasion. Moreover, the amount of rills has the highest correlation with ground cover (-0.3). Slope length and amount of slope were not correlated with rill occurrence and its occasion, however common effect of them showed a significant correlation (0.14). Accordingly, vegetation managements and rangeland management's have to be considered as the first step to reduce erosion potential in Ahmad-Abad region.

Conclusion

One of the factors of soil degradation in the hills of Ahmad-Abad, Mashhad region is a kind of rill erosions which makes the recognition of the behaviour and control essential. This study was conducted to determine the most effective elements in rill erosion of some hill slopes area in Ahmad-Abad, Mashhad region, where rill erosion is highly noticeable. The investigated parameters are as follow: slope length, canopy cover, ground cover, soil texture (percentage of sand, silt and clay in soil sample) slope and its common effect on length. Then, relations between the investigated parameters and the number of rill for one meter were investigated. The results of correlation showed the amount of rills has the highest correlation with ground cover. So improve vegetation cover of rangelands, especially coverage's near the surface are effective on reduced of rill erosion. Vegetation managements and rangeland management's have to be considered as the first step to reduce erosion potential in Ahmad-Abad region.

Key Words: rill erosion, rangeland, ground cover, soil texture, slop length.

Synoptic Climatology of the Formation of Algal blooms in the South Caspian Sea

Abdolazim Ghanghermeh¹ Roshan. GH.R^{2*}

¹ Department of Geography, Golestan University, Gorgan, IRAN

² Department of Geography, Golestan University, Gorgan, IRAN

Received 20 October 2012

Accepted 8 December 2012

Introduction

One of the important events that usually occur in seas and large water bodies' concurrent with the change of season is the growth and species increase of Phytoplankton. In the natural environment, this event does not result in imbalances of water ecosystems. However, pollution caused by human activities results in excessive growth and reproduction of Phytoplankton and other opportunist species. A certain species, cyan bacteria, which in dense populations (100 to 1000 numbers in a millilitre), is dangerous to water bodies and the cause of Algal blossoming or blooms. Algal blooms result in a decrease in water quality through the formation of a thick putrid foam-like layer on the surface of the water. This layer prevents sunlight from penetrating the water, and decreases oxygen availability. In this way, it has a negative effect on the biological and ecological structure of the aquatic ecosystems. The species that forms this layer may thus directly harm the creatures that live in this water column, and in some instances, result in their death. As the formation of Algal blooms depends on the physical and biochemical conditions of the water body together with the conditions of the water and air (sunlight, water temperature, wind speed, etc.), the Caspian sea is of interest considering both its special physical and chemical features and human interference. The Caspian Sea ecosystem is constantly changing,, and in recent years, numerous Algal blooms in the Caspian Sea have been observed. For this reason, this study has aimed to evaluate climatic patterns simultaneous with Algal blooms. The goal of this study is to identify climatic patterns simultaneous with Algal blooms in the southern Caspian, for the months of August and September 2005. By so doing, the results aim to provide the initial stage of prediction of the timing and occurrence of Algal Bloom events in the Caspian Sea.

Material and Methods

The study region for this research is the southern area of the Caspian Sea, in which one of the most exceptional Algal blooms, occurred in August and September 2005 (Figure no. 1). The data used in this research include 1000 HPA and 500 HPA air pressure, 10- meter meridian (V-wind) and zonal (U-wind) winds, at 10m altitude, the air temperature at 2m altitude, surface temperature and Chlorophyll A. The range of patterns in air pressure from the Greenwich meridian to 80° E longitude, patterns of the wind and air temperature for the region of the Caspian Sea and its neighbouring areas from 40° to 60° E and 35° to 50°N are also used. These data were obtained from NOAA website in Netcdf format and converted to text format (ASCII) there were then converted into time and place matrixes for the above mentioned two months. Finally, temporal series plots were produced for each, variable and were Composited for the analysis. For this study, wind fields less than 4.8 meter per second, and air temperature exceeding 25°C were evaluated. It is noteworthy that the research method in this research generally includes circulation to environment method.

* Email: ghr.rowshan@gmail.com

Results and Discussion

The findings of this research demonstrate that, at the time of the formation of Algal blooms in the southern Caspian Sea; the map pattern of air pressure presents an anticyclone system. The duration and source of this anticyclone is located over the Atlantic Ocean, in the high-pressure regions of the Azores high. This pattern is clear up to the level of 850 HPA. In the 500 HPA level, a relatively weak atmospheric ridge is observed. As a result of this anticyclone circulation, the wind rotates clockwise over the region. The direction of wind which is mostly over the southern Caspian has the lowest speed from northeast to the southwest. Perpendicular streams of the air demonstrate a weak decrease in speed in the regions of the southwest of the Caspian. This pattern in the perpendicular surface is stretched on the north-south axis of the Caspian Sea up to 500 HPA level. During this period, the surface temperature, air temperature and Chlorophyll have specific conditions.

Conclusion

Considering that Algal blooms are formed when the physical and biochemical conditions of water in the southern Caspian are prepared, and when there are appropriate climatic conditions, occurrence in other regions of the Caspian Sea is possible. The occurrence of the Algal blooms of the months of August and September 2005, especially in the southern Caspian, demonstrates climatic conditions required for its occurrence. These include the occurrence of an anticyclone circulation, accompanied by a long period of relatively high stability. Furthermore, the hot period of the year causes the increase in the temperature of the surface of the water of the Caspian Sea (Figure 2), clearly demonstrated by the results of the investigation of the air temperature. Wind speed is considerably low in stable atmospheric conditions, and these results in instability and imbalance of the sea surface. Therefore, the conditions of the combination of the surface and deep waters reach their minimum. Although the combination of the upper layer of water is essential for bringing the necessary nutrients to the surface, the wind threshold can bring about these conditions more easily. While we took wind as our presupposition, by considering the synoptic winds with the wind threshold of 4.8 meter per second, it should be noted that this matter needs further investigation in order to be confirmed.

Key Words: Synoptic climatology, Algal blooms, South Caspian, Pattern of the peripheral circulation, Ridge.

Evaluation of Rock Fall Hazard in Roudbar-RostamAbad Free Way by Using Analytic Network Process

Mohammah Mehdi Hosseinzadeh^{1*} Rahimi Her Abadi. S² Oruji. H³ Samadi. M⁴

¹ Department of Physical Geography, Shahid Beheshti University, Tehran, IRAN

² M.Sc Student of Physical Geography, Tehran University, Tehran, IRAN

³ Ph.D Student of Physical Geography, Alkharazmi University, Tehran, IRAN

⁴ M.Sc Student of Physical Geography, Tehran University, Tehran, IRAN

Received 31 October 2012

Accepted 10 December 2012

Introduction

One of the factors affecting in the control of environmental hazards, is the stability of the structure Landforms. Human activities especially in the case transportation, and also the need to expand it in different areas, can significantly affect on the region geomorphologic structures and causing high damages on life and financial. As a result, human activity can operate as a factor in change geomorphic systems. In this relationship, the semi-arid mountains terms of having topography, climate and vegetation Conditions, are most sensitive areas due to changes of human interventions. Roads and communications networks are one of the important parts of landscape and there is a symbol of human degradation in landscape. In this research trying to create the relationship between the situation geomorphologic of region and construction the Rudbar - Rostam Abad freeway with the mass movement, particularly rock fall process, in order to analyze the geomorphologic responses of region. The objective of this research is evaluation and classification of rock fall hazard in the Rudbar - Rostam Abad freeway that has been done with quantitative analysis of the efficient criteria for the occurrence of this phenomenon, So that in the past has happen numerous examples in this road..

Study Area

The study area is a section of Rudbar - Rostam Abad freeway in the Sefidroud Valley. This range is part of the geomorphology unit the western Alborz. According to the climate data, vegetation cover and geomorphologic resource, the climate of the region is semi-arid. Sefidroud valley in the divisions of geomorphology units is natural boundary the Alborz and Talesh units also this valley caused by the river erosion along the Talesh fault.

Material and Methods

In this research remote sensing data, topographic and geologic maps and data results of field surveys was used for the preparation land use map and Analytic Network Process model have been used to analyze the occurrence of rock falling. This model (ANP) is used as a way to weighting, paired comparisons and analysis of grading the rock fall occurring processes in the study area. This research done in the following steps: first, determine criterions and characterize the clusters, this step was to determine the factors associated with rock falling processes and 8 main element involved in the problem according to the similarities subject were divided into the two clusters of environmental features and natural hazards. Second, the relationships and

* Email: mm_hosseinzadeh1@yahoo.com

dependencies between the elements have determined. In this stage the questionnaire and Dematy I process was used and results were processed. The third step is creating connections between clusters and elements that were performed in the Super decisions software. The fourth and the main stage of the model is weighting and pair comparison between elements and values, and paired comparison will be base on network analysis and criterion control. Pair comparisons between elements were performed by using a questionnaire and after determining the final value of each comparison, values and weights obtained from the questionnaires were transferred to the Super decisions software. Finally, using these weights, the finals weight and coefficient of research through the processes of super matrix and it normalizations by the weight of clusters were calculated. The last step, is involves the classification of layers and finally Provide map the risk of rock falling with using the GIS software.

Results and Discussion

Analyze the maps obtained indicates whatever the slope is greater, the risk of rock falling increases and the North Slopes is most relevant of aspect for the rock fall. Also the wasteland has greatest risk of rock falling and then farming lands and the riverbank are placed in the next classes.

The geology information indicated that volcanic rocks, the mass rocks and Los are most prone areas for rock falling risk and lands alluvial and sediments of sand and conglomerates are placed in the next rankings. Also, by reducing the distance from the faults, road and streams, the possibility of rock falling will increase. In addition, with increasing of precipitation the risk of rock falling rises. Thus a large part of the road is located in the range with high risk of rock falling.

Conclusion

Essentially, construction of road in mountainous regions is causing destruction of the ecosystems.

According to the findings of this research and Zoning the degree of the rock fall risk and field surveys, more of this road is matches with the high-risk zones. The research results, in the form of map zoning the rock fall rick, indicated that the areas with high degree of risk the rock falling in terms of the land use criteria were of the type wasteland and in terms of climate are in semi-arid mountain areas. Moreover, areas with the higher-risk have a greater percentage of the slope. Therefore According to the reasons been said this area is a high-risk zone in the management of road. Using the results of this research can be help to planning the environmental hazards on the Rudbar - Rostam Abad highway for prevent the damage of life and financial Including these actions can be Pointed to the stepped slopes with the high risk and construction the metal tours in areas with a high degree of risk especially in the volcanic rock and mass units.

Key Words: Road Geomorphology, Environmental Hazard, Rock fall Process, Analytic Network Process, Roudbar-Rostam Abad Freeway.

Investigation on a new dynamic state index in heavy rainfall events in the southern coasts of Caspian Sea

Hamid Nouri*

Department of Rangeland and watershed Management, Malayer University, Malayer, IRAN

Received 31 August 2012

Accepted 15 December 2012

Introduction

The Dynamic State Index (DSI) is being introduced on the basis of a newly developed theory termed the Energy-Vorticity Theory (EVT). As a weather index, the DSI can describe the temporal sequence and intensity of areas of high and low pressure; but as a climate index, it can also diagnose climate change based on the variation in solar radiation or the influences of friction. In physical terms, the index is a parameter that combines the retention of energy and the atmospheric vorticity with each other. If the index is at zero, the atmosphere is in a stable basic energy-vorticity state. The new idea is to determine the variability of the weather and the climate as deviations from this characteristic status. If the index is positive, the large-scale weather pattern is characterized by extended areas of high pressure. If, however, it takes on a negative value, atmospheric activity features mainly low-pressure vortices (cyclones) instead. Hot summers, such as that experienced in Europe in 1997, are characterized by especially low fluctuations in this index. This research investigates relationships between heavy precipitation events and DSI.

Study Area

The north of Iran including Gilan, Mazandaran and Golestan provinces is the study area for surface data analyses. Also a region between 0° to 80°N in latitude and -20° to 120°E in longitude is the study area for upper levels analyses. The Caspian Sea is located in this region. The Caspian Sea is the largest closed body of water on the surface of the Earth. The sea has a surface area of 371,000 square kilometers and a volume of 78,200 cubic kilometers. Its basin has no outflows and is bounded by northern Iran, southern Russia, western Kazakhstan and Turkmenistan, and eastern Azerbaijan.

Material and Methods

On the basis of daily precipitation events and with regard to 25 and 50 percent probability, precipitation events were divided into two groups of heavy and super heavy precipitation. The precipitation was grouped into two classes including convective and non-convective clouds based on clouds synoptic indexes. The DSI was computed in different levels and different precipitation groups including heavy, super-heavy, convective and non-convective events using density, potential vorticity, potential temperature and Bernoulli-Stream function. These atmospheric characteristics were calculated using temperature, Geopotential height and wind velocity (ERA40 database). Spearman's correlation coefficient between mean daily of DSI and mean of precipitation was computed in different levels and precipitation groups. The mean SLP and mean DSI maps were compared in different precipitation groups.

* Email: Climatologyh.nouri52@gmail.com

Corresponding Author 00989188521059

Results and Discussion

investigation on correlation coefficient between DSI and mean precipitation in different groups (super-heavy and convective, heavy and convective, super-heavy and non-convective, heavy and non-convective) and different levels show that the super-heavy and convective precipitation events in 310° Kelvin level show the highest positive correlation coefficient (40%) in the north east of Caspian Sea and the highest negative correlation coefficient (-32%) in south west of Caspian Sea among the groups significantly. The north and the south of Caspian Sea have positive and negative DSI respectively in different levels and precipitation groups (figures 1-4).

Conclusion

The results reveal that the north of Caspian Sea have positive DSI(subsidence) and negative DSI(air lifting) in all precipitation groups and in 280 to 310 Kelvin. In super-heavy precipitation group when convective clouds are in the sky, there are just a small area with strong positive DSI (strong subsidence) in the north of Caspian Sea. The other parts of the Sea have negative DSI or air lifting. DSI in heavy precipitation group is less positive and less negative than super precipitation group both convective and non-convective events. Subsidence and airlifting area are different in each precipitation group. Despite the good role of the DSI for recognition of subsidence and airlifting area, correlation coefficient between precipitation and the absolute DSI is more in Europe than the north of Iran.

Key Words: DSI, Super-heavy, heavy, convective, non-convective precipitation, the Southern coasts of Caspian Sea.



CONTENTS

- Vulnerability of Railway against Floods in the Northern of Lut Plain:
Manijeh Ghahroudi Tali
- Trends in Extreme Daily Temperature Using Climate Change Indices in Iran:
Bohlul Alijani, Roshani. A, Parak. F, Heydari. R
- The Study of Pleofloods in the Seh- Hezar River using Dendrogeomorphology:
Seyed Reza Hosseinzadeh, Jahadi Toroghi. M
- The Statistical and Synoptic Analysis on Widespread Hailstorm Events in the North-West of Iran:
Faramarz Khoshakhlagh, Mohammadi. H, Shamsipour. A.A, Oftadegan Khuzani. A
- Identification of the most Effective Elements on Rill Erosion in the South Western of Mashhad District:
Seyed Motahareh Hosseini, Mosaedi. A, Naseri. K, Golkarian. A
- Synoptic Climatology of the Formation of Algal blooms in the South Caspian Sea:
Abdolazim Ghanghermeh, Roshan. GH.R
- The Assessment of Rock Fall Hazard in Roudbar-RostamAbad Freeway by Using Analytic Network Process:
Mohammah Mehdi Hosseinzadeh, Rahimi Her Abadi. S, Oruji. H, Samadi. M
- Investigation on a New Dynamic state index in Heavy Rainfall Events in the Southern Coasts of Caspian Sea:
Hamid Nouri

GEOGRAPHY AND ENVIRONMENTAL HAZARDS

Editor – in – Chief :

Dr S.R. Hosseinzadeh
Department of Geography
Ferdowsi University of Mashhad,
Mashhad, Iran.

Director :

Dr H. Shayan
Department of Geography
Ferdowsi University of Mashhad,
Mashhad, Iran.

Editorial Board:

Professor V. R. Baker
Department of Hydrology and water Resources,
University of Arizona, Tucson, USA.

Professor Z. B. Hejazizadeh
Department of Geography,
University of Alkharazmi, Tehran, Iran.

Dr S. R. Hoseinzadeh
Department of Geography,
Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

Dr M. Ghahroudi Tali
Department of Geography,
University of Alkharazmi, Tehran, Iran.

Professor J. Javan
Department of Geography,
Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

Professor A. Masudian
Department of Physical Geography,
University of Isfahan, Isfahan, Iran.

Dr H. Negareh
Department of Physical Geography,
University of Sistan, Zahedan, Iran.

Dr A. Nohegar
Department of watershed,
Management University of
Hormozgan, Bandar Abbas, Iran.

Professor B. Sari. Sarraf
Department of Physical
Geography University of Tabriz,
Tabriz, Iran.

Dr H. Shayan
Department of Geography
Ferdowsi University of Mashhad,
Mashhad, Iran.

Dr SH. Shataee. Joybari
Department of forest sciences
University of Gorgan, Gorgan,
Iran.

Professor S. Velayati
Department of Geography
Ferdowsi University of Mashhad,
Mashhad, Iran.

Dr M. Yamani
Department of Physical Geography,
University of Tehran, Tehran, Iran.

Geography and Environmental Hazards (ISSN:2322-1682) is published four times a year in June, September, December and March by Ferdowsi University of Mashhad, Postal Code 9177948883, mashhad-Iran, tel: +98(0) 511-8796827

Fax: +98(0) 5118794144 E-mail: geo.eh@um.ac.ir Website : <http://jm.um.ac.ir>

2012 annual subscription rates: 25 US\$For USA plus mailing costs, 20 US\$ for other Countries Plus mailing Coste. Please Contact to Editor – in – Chief for further arrangments and payment Options: [Srhosszadeh @um.ac.ir](mailto:Srhosszadeh@um.ac.ir)

GEOGRAPHY AND ENVIRONMENTAL HAZARDS

Notes For Contributors

AIMS AND SCOPE

Geography and environmental Hazards is an Iranian Interdisciplinary research journal devoted to the publication of original scientific and technical papers in natural and technological hazards. The subjects include of full range of Hazardous events from extreme Geological, Geomorphological, Hydrological, Atmospheric and Biological events such as earthquakes, subsidence, floods, debris flows, landslids, storms, desertification, air pollution and epidemics to technological Impacts and Human malfunction such as industrial explosions, fires, nuclear and toxic waste releases.

With an approach to Geography this journal highlights issues of Geographically risk degree of regions, human exposure, vulnerability, awareness, responses to disasters and planning.

The role of hazards in affecting development process particularly in under development countries and issues of efficiency, social justice and sustainability are also discussed in the journal.

NOTES FOR CONTRIBUTORS

Geography and Environmental Hazards is a bilingual Journal in Persian and English languages. Persian authors with papers in their own language must submit an extended abstract in English. Authors with English papers must submit the initial electronic manuscript to one of the following Addresses:

Journal website: <http://jm.um.ac.ir>

Journal Email: geo.eh@um.ac.ir

Editor-in-chief: srhosszadeh@um.ac.ir or Srhosszadeh@yahoo.com

The initial manuscript must be sent in two separate files, **word** and **pdf** form.

Manuscript style

All submissions must be printed on A4 paper size, be double-line spaced and have a margin of 3.5 cm all round.

Illustrations and tables must be printed on separate sheets and not be incorporated into the text.

Title page must list full title, short title, names and affiliations of author(s), and full address of each author. The precise mailing address, Telephone, Fax, and Email address of the corresponding author.

Supply an abstract of up to 300 words and a keyword list up to 6 words below the abstract. The abstract should precisely describe the paper, giving a clear indication of its conclusions. It should contain no citation to other published works.

Reference style

References should be presented in the text as name of author and year within brackets and listed at the end of the paper alphabetically. All references in the reference list should appear in the text.

Where reference is made to more than one work by the same author published in the same year, identify each citation in the text as follows: (Baker, 1987 a), (Baker 1987b). Where three or more authors are listed in the reference list, cite in the text as (Baker et al 1998). References should be listed in the following style:

- **Journals:** Baker, V.R., 1994. Geomorphological Understanding of Floods. *Geomorphology* 10,139–156.

- **Books:** Huggett, R., 1989. *Cataclysms and Earth History: the Development of Diluvialism*. Clarendon Press, Oxford, 220 pp.

- **Proceedings:** Baker, V.R., Webb, R.H., House, P.K., 2002. The scientific and societal value of paleoflood hydrology. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), *Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology*. Water Science and Application, vol. 5. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 1–19.

Illustrations must relate clearly to the section in which appear and should be referred to in the text as **figure 1**, **figure 2**, etc. Illustrations should be supplied as **JPEG** or **TIFF** files, the filename must include the corresponding author, Surname and figure number. This journal is only grayscale so all figures (**Maps, graphs and pictures**) must be comprehensible in black and white, please use patterns to differentiate sections.

Contents (extended Abstracts)

VOLUME 1, NO 2, SUMMER 2012	Pages
Vulnerability of Railway against Floods in the Northern of Lut Plain: Manijeh Ghahroudi Tali	1
Trends in Extreme Daily Temperature Using Climate Change Indices in Iran: Bohlul Alijani, Roshani. A, Parak. F, Heydari. R	3
The Study of Pleofloods in the Seh- Hezar River using Dendrogeomorphology: Seyed Reza Hosseinzadeh, Jahadi Toroghi. M	5
The Statistical and Synoptic Analysis on Widespread Hailstorm Events in the North-West of Iran: Faramarz Khoshakhlagh, Mohammadi. H, Shamsipour. A.A, Oftadegan Khuzani. A	9
Identification of the most Effective Elements on Rill Erosion in the South Western of Mashhad District: Seyed Motahareh Hosseini, Mosaedi. A, Naseri. K, Golkarian. A	11
Synoptic Climatology of the Formation of Algal blooms in the South Caspian Sea: Abdolazim Ghanghermeh, Roshan. GH.R	13
The Assessment of Rock Fall Hazard in Roudbar-RostamAbad Freeway by Using Analytic Network Process: Mohammah Mehdi Hosseinzadeh, Rahimi Her Abadi. S, Oruji. H, Samadi. M	15
Investigation on a New Dynamic state index in Heavy Rainfall Events in the Southern Coasts of Caspian Sea: Hamid Nouri	17