طبقه‌بندی شدت خشکسالی هیدرولوژیکی با شاخص $SMMD_{30}$ (مطالعه موردی رودخانه‌های با رژیم جریان برفی یخچالی استان مازندران)

میرامید هادیانی[1*]

استادیار گروه مهندسی محیط‌زیست، واحد قائم‌شهر، دانشگاه آزاد اسلامی، قائم‌شهر، ایران.

*رایانامه نویسنده مسئول مکاتبات: m.omidhadiani@qaemiau.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۹/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۱۵

چکیده

در شمال ایران، وقوع خشکسالی‌ها نسبت به ترسالی‌ها در استان مازندران از فراوانی بیشتری برخوردار بوده ولی هیچ روند خاص اقلیمی مبنی بر کاهش بارندگی در سال‌های منتهی به دهه‌های اخیر در منطقه مشاهده نشده است. از نظر الگوی مکانی نیز وقوع خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها از نظم خاصی تبعیت نکرده و در بین مناطق مختلف استان، غالبا از هم‌زمانی و هماهنگی خاصی برخوردار نمی‌باشند. در این تحقیق شدت خشکسالی‌های هیدرولوژیک رودخانه‌های با رژیم جریان برفی یخچالی استان مازندران، به روش تئوری توالی و با شاخص استاندارد متوسط جریان کمینه ۳۰ روزه، مورد مطالعه و طبقه‌بندی (ضعیف، شدید و خیلی شدید) قرار گرفت. مستقل بودن رفتار هیدرولوژیک رودخانه‌ها به خصوص در برابر خشکسالی، تفاوت‌های پستی و بلندی و خصوصیات فیزیکی حوزه‌های آبخیز، مستقل بودن حد آستانه دبی کمینه در شرایط خشکسالی و در نهایت تفاوت میکروکلیماهای موجود سبب شد که این شاخص حتی در فصول مختلف سال، متفاوت باشد. شاخص شدت خیلی شدید در فصل پاییز رودخانه چالوس ۱/۴۸۶- و همین شاخص برای رودخانه چشمه کیله با رژیم جریان مشابه برابر ۰/۷۴۳- بوده و در عین حال در تحلیل منطقه‌ای می‌توان شاخص طبقه‌بندی شدت خیلی شدید خشکسالی هیدرولوژیک را در رژیم جریان برفی یخچالی در فصل پاییز ۱/۳۸۵- بیان نمود.

واژه‌های کلیدی: خشکسالی هیدرولوژیک، دبی کمینه، رژیم جریان، شاخص $SMMD_{30}$، شدت خشکسالی، مازندران.

مقدمه

وقوع خشکسالی هیدرولوژیک در هر رژیم بارشی و دمایی امکان‌پذیر بوده و منطقه شمال کشور، به خصوص استان مازندران نیز از این قاعده مستثنی نیست. با توجه به اقلیم مرطوب تا خیلی‌مرطوب استان مازندران، کمتر به ذهن می‌رسد که وقوع خشکسالی در آن مسئله جدی محسوب شود. در حالی که وابستگی شدید اقتصادی این استان به منابع آبی سبب شده که وقوع خشکسالی‌ها همه ساله خسارت زیادی بر نظام‌های اقتصادی اجتماعی و اکولوژیکی منطقه وارد سازد. افزایش تعدد وقوع خشکسالی در دهه اخیر (به‌طور متوسط دو ماه در سال) و هم‌زمانی آنها با افزایش نیاز آبی منطقه به‌خصوص در فصل کشت و تخصیص متوسط سه میلیارد ریال بودجه تامین خسارات خشکسالی توسط مدیریت بحران استانداری مازندران برابر گزارش رسمی ستاد حوادث غیرمترقبه استان مازندران در سال ۱۳۹۳ و برآورد بیش از ۱۹۳۰ میلیارد ریال خسارت، تنها در آن سال موید اهمیت این پدیده در منطقه است (ستاد مدیریت بحران استانداری مازندران، ۱۳۹۳). بدین ترتیب ضرورت مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب در برابر خشکسالی‌ها، برای دستیابی به توسعه پایدار از اهمیت خاصی برخوردار شده و لازم است ضمن شناخت همه جانبه ابعاد و ویژگی‌های این پدیده،

تعریف واضح و مشخصی از شرایط و آستانه‌های خشکسالی‌های‌هیدرولوژیک‌رودخانه‌های‌منطقه صورت پذیرد.

رمضانی و علیجانی (۱۳۸۰) معتقدند وقوع خشکسالی‌ها نسبت به ترسالی‌ها در استان مازندران از فراوانی بیشتری برخوردار بوده، اما با این حال هیچ روند خاص اقلیمی مبنی بر کاهش بارندگی در منطقه مشاهده نشده است. از نظر الگوی مکانی نیز وقوع خشکسالی و ترسالی‌ها از نظم خاصی تبعیت نکرده و در بین مناطق مختلف استان، غالبا از هم‌زمانی و هماهنگی خاصی برخوردار نمی‌باشند. دانستن خصوصیات خشکسالی‌های منطقه‌ای، اطلاعات مناسبی از شرایط بحرانی در مدیریت منابع آب فراهم می‌آورد. ترابی‌پلت‌کله و کارآموز (۱۳۸۱)، رضیی و همکاران (۱۳۸۲)، زرین و همکاران (۱۳۸۴) و سمیعی و همکاران (۱۳۸۵) از جمله محققینی می‌باشند که به‌طور مشخص بر روی خصوصیات خشکسالی هیدرولوژیک مطالعه نمودند. عضدی و همکاران (۱۳۸۶) نیز در بررسی خصوصیات خشکسالی و پهنه‌بندی آن در استان مازندران بیان کردند که اغلب خشکسالی‌های شدید در شرق استان مشاهده شده و با پیشروی به سمت غرب استان از شدت خشکسالی‌ها کاسته می‌شود. این در حالی است که بیشترین تداوم خشکسالی‌ها در غرب استان دیده می‌شود و شرق استان به رغم دارا بودن شدت بالای خشکسالی، شاهد تداوم خشکسالی کمتری است.

نصرتی (۱۳۹۱) شاخص جریان پایه را به‌عنوان یکی از شاخص‌های جریان کمینه به صورت نسبت حجم جریان پایه به حجم جریان کل تعریف کرد و آن را به عنوان شاخصی از خشکسالی هیدرولوژیک و توانایی حوزه آبخیز در ذخیره و رهاسازی منابع آب در دوره‌های خشکسالی معرفی نمود. اما سلاجقه و همکاران (۱۳۹۶) معتقد بودند که تابع مقادیر حدی تعمیم یافته[1] بهترین برازش به پارامترهای خشکسالی را داشته و نتایج این تحقیق می‌تواند در مدیریت منابع آب منطقه و همچنین برنامه‌ریزی‌های لازم در جهت جلوگیری و یا کاهش اثرات خشکسالی منطقه موثر باشد.

در سال‌های اخیر بر روی جزئیات توزیع توام خصوصیات خشکسالی از جمله شدت و مدت با استفاده از توابع مفصل ارزیابی گسترده‌ای صورت گرفته است. هر چند تلاش کمی در زمینه مدل‌سازی خصوصیات خشکسالی محاسبه شده بر اساس داده‌های جریان رودخانه، به خصوص در مناطق نیمه‌خشک مانند جنوب ایران، انجام شده است. فرسادنیا و همکاران (۱۳۹۷) به دنبال دو هدف، یکی یافتن مناسب‌ترین تابع توزیع حاشیه‌ای شدت و مدت خشکسالی هیدرولوژیک و همچنین یافتن بهترین تابع کوپلا آن بوده و با استفاده از تئوری دنباله‌ها، شدت و مدت خشکسالی هیدرولوژیک در ایستگاه‌های دبی‌سنجی حوزه آبخیز کرخه را استخراج نموده و در نهایت نتایج آنان نشان داد که شدت و مدت خشکسالی برای تمامی ایستگاه‌های هیدرومتری حوضه کرخه از توزیع حاشیه‌ای مقادیر حداکثری تعمیم‌یافته و همچنین از تابع مفصل خانواده گامبل پیروی می‌کند و این موضوع می‌تواند در توسعه مدل‌های منطقه‌ای توابع مفصل مورد استفاده قرار گیرد.

علیجانی و وفاه‌خواه (۱۳۹۷) برای پیش‌بینی خشکسالی جهت مدیریت منابع آب، مدل میانگین متحرک خودهمبسته‌ی یکپارچه فصلی[2] را در پیش‌بینی ماهانه جریان رودخانه‌ای حوزه‌آبخیز قره‌سو به‌کار بردند. مصطفی‌زاده و همکاران (۱۳۹۷) معتقد بودند پایش و پیش‌بینی خشکسالی هیدرولوژیک و تعیین دقیق زمان شروع و تداوم آن اهمیت ویژه‌ای در مدیریت منابع آبی و برنامه‌ریزی جهت کاهش اثرات مخرب خشکسالی دارد. ایشان از روش تحلیل تابع توانی[3]، الگوهای شدت و تداوم دوره‌های ماهانه خشکسالی هیدرولوژیک استفاده نموده و نتایج پژوهش آنها نشان داد بین شدت وقوع و تداوم رابطه عکس وجود دارد. تحلیل دوره‌های کم‌آبی و پرآبی با استفاده از روش تحلیل تابع توانی در ایستگاه‌های مختلف حوزه گرگان‌رود، امکان تعیین رژیم دبی جریان، شدت و تداوم دوره‌های کم‌آبی و پرآبی را فراهم نموده است. این در حالی است که یاراحمدی و رستمی‌زاد (۱۳۹۸) در تحلیل خشکسالی هیدرولوژیک شمال دریاچه ارومیه، مشخصات خشکسالی‌های هیدرولوژیکی شامل زمان وقوع، مدت، شدت و حداقل دبی مشاهده شده در طول رخداد خشکی را از روش سطح آستانه با نرم‌افزار NIZOWKA2003 محاسبه نمودند. مقادیر سطح آستانه از منحنی مدت جریان انتخاب شده و دوره‌های ریز و وابسته

1 GEV

2 SARIMA

3 Power Laws Analysis (PLA

دوسویه خشکی نیز با اعمال روش IC از سری رخدادهای خشکی مشاهداتی حذف شده و تحلیل فراوانی بر اساس سری‌های جزیی و با برازش توابع توزیعی مختلف برای بررسی احتمال وقوع رخدادهای خشکی، شدت و مدت آن صورت گرفته است.

قربانی و همکاران (۱۳۹۸) نیز در تحلیل جامع خشکسالی هیدرولوژیک رودخانه ارمند از تمامی شاخص جریان کم‌آبی شامل شاخص‌های منحنی تداوم جریان، ویژگی‌های کمبود، تحلیل فراوانی جریان کم‌آبی و شاخص جریان پایه برای تعیین مشخصاتی همچون دوره‌های خشک و تر، مقدار جریان در زمان خشکسالی، آستانه خشکسالی، طول مدت خشکسالی، حجم و شدت کمبود جریان و فراوانی وقوع جریان‌های کم استفاده نمودند. این در حالی است که عبدالهی و همکاران (۱۳۹۸) از تکنیک تحلیل سری‌های زمانی و شاخص خشکسالی جریان رودخانه[1] برای تحلیل خشکسالی هیدرولوژیک منطقه مادیان رود لرستان استفاده نمودند.

کواکبی و همکاران (۱۳۹۹) از شاخص‌های خشکسالی هواشناسی بارش- تبخیرتعرق استاندارد شده[2]، شاخص خشکسالی شدت برآورد شده[3] و رواناب استاندارد[4] برای پیش‌بینی ریسک خشکسالی استفاده کرده و به‌منظور بررسی تاثیر تغییر اقلیم بر این پدیده، از دو سناریوی انتشار خوش‌بینانه و بدبینانه و دو روش مدل‌سازی BQR و رگرسیون ناپارامتریک برای مدل‌سازی ریسک خشکسالی استفاده نمودند. نتایج ایشان حاکی از مناسب بودن مدل رگرسیون ناپارامتری برای پیش‌بینی ریسک خشکسالی آینده بود. جوان (۱۳۹۹) نیز در ارزیابی روند شاخص‌های خشکسالی حوضه آبریز دریاچه ارومیه از شاخص استاندارد بارش[5] به عنوان شاخصی که به شدت، مدت و فراوانی خشکسالی و ناهنجاری های اقلیمی توجه دارد در سری‌های زمانی ۱۲ و ۲۴ ماهه استفاده کرده است.

Chang (۱۹۹۱)؛ Hisdal و Tallaksen (۲۰۰۳)؛ Al-Salihi (۲۰۰۳)؛ Nyabeze (۲۰۰۴)؛ Fleming (۲۰۰۶)؛ Vasiliades و Loukas (۲۰۰۹)؛ Ashok و Mishra و Singh (۲۰۱۰) نیز از جمله محققینی بودند که به‌طور مشخص بر روی خصوصیات خشکسالی هیدرولوژیک مطالعه نمودند. با وجود تحقیقات زیادی که در خصوص بررسی خصوصیات خشکسالی‌ها صورت گرفته، کمتر مطالعه‌ای بر مطالعه شدت خشکسالی و روشی برای طبقه‌بندی آن، به‌خصوص در قالب منطقه‌ای تمرکز یافته است. از جمله این مطالعات می‌توان به طبقه‌بندی شدت خشکسالی هیدرولوژیک در تحقیقات Ben-Zvi (۱۹۸۷) اشاره نمود. Wang و همکاران (۲۰۰۹)، نیز در بررسی روابط خشکسالی و تاثیر آن در محصول برنج از دو شاخص رواناب نشانگر خشکسالی (Z_{rd}) و خشکسالی رواناب آبیاری (Z_{ir}) استفاده نمودند. در این طبقه‌بندی مقدار شاخص نشانگر خشکسالی در بازه ۰/۵۲۴۴- > z > ۱/۶۴۴۸- بیانگر خشکسالی ضعیف و ۱/۶۴۴۸- > z نشان‌دهنده خشکسالی است. همچنین در تبیین شاخص خشکسالی رواناب آبیاری بر مبنای ضرورت یا نیاز به اخیر در آبیاری اولیه به سه طبقه خشکسالی کم، خشکسالی متوسط و خشکسالی طبقه‌بندی نمودند.

Wen و همکاران (۲۰۱۱) معتقد بودند ساده‌ترین و مفیدترین ابزار تحقیق، پایش و مدیریت خشکسالی هیدرولوژیک در یک سیستم رودخانه‌ای کاملا ساماندهی شده، شاخص جریان استاندارد[6] است. اما باید توجه داشت که شدت و تداوم خشکسالی بیشترین چالش در اندازه‌گیری خطر خشکسالی بر مدیریت منابع آب را در پی دارند (Zhang *et al.*, 2015). بدون شک تاثیر خشکسالی‌های هیدرولوژیک به شدت وقوع آنها بستگی داشته که در تداوم خشکسالی رودخانه و حجم جریان نمود پیدا می‌کند. بنابراین تحلیل خشکسالی با مقادیر بحرانی و ابزارهای آماری مانند روش‌های اتورگرسیون[7]، رگرسیون چندمتغیره و مدل‌های خطی مناسب است (Van Loon & Laaha, 2015).

Mercado و همکاران (۲۰۱۶) به مطالعه خشکسالی با شاخص‌های بارش استاندارد[8]، بارش – تبخیرتعرق استاندارد، کمبود تبخیرتعرق[9] و شاخص موثر استاندارد شده[10] و مقایسه نتایج آنها با یکدیگر پرداخته و نتیجه گرفتند که الزاما یک روش بیانگر تمامی خروجی‌های مناسب در تحلیل خصوصیات خشکسالی با تداوم‌های ۳-۱ ماهه، ۶-۳ ماهه، ۹

1 SDI 2 SPEI 3 eRDI 4 SRI 5 SPI

6 SFI 7 Stepwise 8 SPI 9 ETDI 10 SEDI

و ۱۲ تا ۲۴ ماهه نیستند. Swetalina و Thomes (۲۰۱۶) دبی پایه با احتمال وقوع ۷۵ درصد را به عنوان شاخص مطالعه خشکسالی هیدرولوژیک قرار دادند، در حالی که Alison و همکاران (۲۰۱۷) متوسط جریان ماهانه رودخانه را به عنوان حد بحرانی ارزیابی خشکسالی هیدرولوژیک در نظر گرفتند. Vazifekhah و Kayha (۲۰۱۹) نیز از شاخص جریان استاندارد شده رودخانه‌ای[1]، جهت تحلیل خصوصیات خشکسالی هیدرولوژیک به‌خصوص شدت و تداوم خشکسالی استفاده کردند.

Zhu و همکاران (۲۰۱۹) با توجه به اینکه معتقد بودند خشکسالی هیدرولوژیک و هواشناسی کاملا به هم وابسته بوده و تنها با یک تاخیر زمانی به‌وقوع می‌پیوندند، از شاخص‌های رواناب استاندارد و شاخص بارش – تبخیرتعرق استاندارد و شبیه‌سازی متغیر ظرفیت نفوذ[2] برای تحلیل خصوصیات خشکسالی استفاده کردند. اما Wang و همکاران (۲۰۲۰) با کمک شاخص‌های بارش- تبخیرتعرق استاندارد شده و شاخص جریان استاندارد[3] به بررسی خصوصیات خشکسالی هیدرولوژیک حوزه آبخیز رودخانه زرد در چین پرداخته و مشخص کردند که در این حوزه بیشترین شدت خشکسالی با تداوم ۳۲ ماهه و با شدت ۴۳/۳ و دوره بازگشت ۲۳ ساله به‌وقوع پیوسته و تابع مفصل فرانک[4] بهترین توزیع توابع مفصلی تحلیل خشکسالی این رودخانه است. Bevaqua و همکاران (۲۰۲۱) نیز با همین شاخص‌ها به مطالعه خصوصیات خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیک در برزیل پرداختند. به نظر Song و همکاران (۲۰۲۱) در بین مشخصه‌های خشکسالی، تداوم خشکسالی کلید مدیریت خشکسالی محسوب می‌شود. تابع مفصل گامبل بهترین مدل اندازه‌گیری توزیع اتصال تداوم، شدت و سطح خشکسالی است (Feng و همکاران، ۲۰۲۱). Yang و همکاران (۲۰۲۱) در مطالعه حوزه آبخیز رودخانه آکسو در چین نشان دادند که با تغییرات زیست محیطی در این منطقه زمان وقوع و بیشترین شدت خشکسالی هیدرولوژیک در فصول مختلف متفاوت خواهد شد. در این بین مطالعات Wu و همکاران (۲۰۲۱) نیز حاکی از آن است که در هنگام بروز خشکسالی‌های هیدرولوژیک همبستگی بین روابط بارندگی – جریان رودخانه و همچنین سطح معنی‌داری بین این دو پارامتر کاهش معنی‌داری پیدا می‌کند. در نهایت Ding و همکاران (۲۰۲۱) تاکید کردند مناطق با اقلیم‌های متفاوت به دلیل وجود خصوصیات متفاوت سبب می‌شوند که پارامترهای اصلی موثر در بروز خشکسالی‌های هیدرولوژیک متفاوت بوده و این امر در خصوصیات خشکسالی‌های پیش آمده از جمله میزان شدت خشکسالی هیدرولوژیک تاثیر به‌سزایی دارند و بدین ترتیب بر اهمیت مطالعات منطقه‌ای در رژیم‌های جریان همگن به‌طور جداگانه تاکید داشتند.

همان‌گونه که از بررسی پیشینه تحقیقات در منطقه مورد مطالعه مشخص است، به نظر می‌رسد عموما تحلیل‌های خشکسالی منطقه‌ای در قالب محیط‌های همگن هیدرولوژیک به‌خصوص در قالب رژیم‌های جریان مختلف صورت نگرفته و تنوع رژیم‌های جریان متفاوت رودخانه‌های استان مازندران می‌طلبد که تحلیل‌های هیدرولوژیک در قالب‌های میکرواقلیمی منطبق بر محیط‌های همگن هیدرولوژیک بر روی آن صورت پذیرد. از سوی دیگر با توجه به تفاوت‌های توپوگرافیک حوزه آبخیز رودخانه‌های مختلف استان مازندران و عدم مشابهت رفتار هیدرولوژیکی آنها به‌خصوص در برابر شرایط خشکسالی هیدرولوژیک و مستقل بودن حد آستانه دبی کمینه آنها طبقه‌بندی شدت خشکسالی‌های هیدرولوژیک هر رودخانه به عنوان یک واحد هیدرولوژیک با رفتاری مستقل در کنار تحلیل‌های منطقه‌ای اهمیت یافته و تلفیق بازه‌های زمانی و تفاوت رفتار عناصر اقلیمی نیز در این تحلیل‌ها بر دقت نتایج خواهد افزود. بنابراین در این تحقیق سعی شده است با تحلیل خشکسالی‌های هیدرولوژیک رودخانه‌های با رژیم جریان برفی یخچالی واقع در استان مازندران به عنوان یک محیط همگن هیدرولوژیک به بررسی خصوصیات خشکسالی‌های به‌وقوع پیوسته، به کمک شاخص پیشنهادی $SMMD_{30}$ (شاخص استاندارد متوسط جریان کمینه ۳۰ روزه)، پرداخته و طبقه‌بندی شدت خشکسالی هیدرولوژیکی برای هر رودخانه در بازه‌های فصلی به عنوان واحدهای هیدرولوژیک با رفتارهای مستقل در کنار طبقه‌بندی منطقه‌ای شدت خشکسالی هیدرولوژیک صورت پذیرد.

1 SSFI
2 VIC
3 SSI
4 Frank Capula

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوزه آبخیز رودخانه‌های استان مازندران از نظر وسعت و آبدهی به سه دسته بزرگ (۹ رودخانه)، متوسط (۱۶ رودخانه) و کوچک (۲۱ رودخانه) طبقه بندی می‌شوند. رژیم جریان هیدرولوژیک این رودخانه‌ها عبارتند از رژیم‌های جریان بارانی، بارانی برفی، برفی بارانی و برفی یخچالی. منطقه مورد مطالعه در این تحقیق شامل حوزه آبخیز رودخانه‌های با رژیم جریان برفی یخچالی استان مازندران در مختصات جغرافیایی ۴۸ و ۴۹ تا ۴۱ و ۵۴ درجه طول شرقی و ۳۶ و ۳۵ تا ۱۹ و ۳۷ درجه عرض شمالی است. این رودخانه‌ها عبارتند از رودخانه هراز در شهرستان آمل در مرکز استان، رودخانه چشمه کیله و رودخانه سردابرود در شهرستان تنکابن و رودخانه چالوس در شهرستان چالوس که در غرب استان مازندران واقع شده و رژیم جریان هیدرولوژیک آنها متاثر از یخچال‌های طبیعی ارتفاعات غربی رشته کوه البرز است.

شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه

داده‌های مورد استفاده

در این پژوهش از داده‌های روزانه، ماهانه و سالانه ایستگاه‌های هیدرومتری رودخانه‌های با رژیم جریان برفی یخچالی (متوسط دبی و دبی کمینه) به شرح ایستگاه‌های مندرج در جدول (۲) طی دوره پایه ۴۵ ساله از سال ۱۳۵۰ تا ۱۳۹۵ استفاده شده است.

شاخص آستانه خشکسالی هیدرولوژیک

برای تعیین آستانه خشکسالی هیدرولوژیک رودخانه‌ها با تحلیل جریان‌های کمینه از طریق ترسیم هیدروگراف جریان، منحنی سنجه جریان و برآورد مقادیر با دوره بازگشت و احتمال وقوع‌های مختلف، از هفت شاخص در دو گروه شاخص‌های جریان کمینه سالانه و شاخص‌های جریان کمینه ۳۰ روزه استفاده شد که عبارتند از دبی مشخصه کم‌آبی (مقدار جریانی که در ۳۵۵ روز از سال دبی بیش از آن مقدار است (مهدوی و همکاران، ۱۳۸۵؛ Tallaksen & lanen, 2004; Smakhtin, 2004)، مقدار دبی که ۹۰ درصد، احتمال وقوع دبی کمینه بیش از آن می‌باشد (زهتابان و موسوی، ۱۳۷۸؛ زرین و همکاران، ۱۳۸۴؛ Dracup *et al.*, 1980 ; Desalegn *et al.*, 2010)، مقدار دبی که ۹۵ درصد، احتمال وقوع دبی کمینه بیش از آن می‌باشد (اسلامیان و همکاران، ۱۳۷۹؛ زرین و همکاران، ۱۳۸۴؛ Laaha & Bloschl, 2005)، دبی با دوره بازگشت دو ساله داده‌های جریان کمینه با میانگین متحرک جریان ۳۰ روزه (وفاخواه و مهدوی، ۱۳۷۸)، حداقل دبی جریان کمینه ۳۰ روزه (Tallaksen & lanen, 2004; Smakhtin, 2004)، ۹۰ درصد، احتمال وقوع دبی کمینه ۳۰ روزه بیش از آن می‌باشد (ابراهیمی، ۱۳۸۲) و در نهایت مقدار دبی که ۹۵ درصد، احتمال وقوع دبی کمینه ۳۰ روزه بیش از آن می‌باشد (خزایی و همکاران، ۱۳۸۲؛ Laaha & Bloschl, 2005). پس از محاسبه این هفت شاخص، بهترین شاخص معرف خشکابی هر رودخانه از روش تجزیه

به مولفه‌های اصلی که یک تجزیه چندمتغیره در روش‌های آماری به حساب می‌آید، به کمک نرم‌افزار SAS تعیین گردید.

بررسی خصوصیات خشکسالی‌های هیدرولوژیک به‌وقوع پیوسته

با مقایسه دبی کمینه ماهانه در هر سال با شاخص آستانه خشکسالی هیدرولوژیک فصلی و سالانه ماه‌های مواجه با کمبود آب در هر سال مشخص گردید. پیشنهاد می‌شود کم‌آبی‌های ماهانه‌ای که تداوم آنها بیش از یک ماه بوده، به عنوان «خشکابی» معادل واژه «خشکسالی هیدرولوژیک» و کم‌آبی‌های با تداوم زمانی یک‌ماهه تحت عنوان «کم‌آبی» مورد بررسی قرار گرفته و خصوصیات و ویژگی خشکسالی‌ها مورد تحلیل قرار گرفته است. برای تحلیل خصوصیات خشکسالی هیدرولوژیک از تئوری توالی (Mishra Ashok & Singh, 2010) استفاده شده است.

تعیین شاخص طبقه‌بندی شدت خشکسالی هیدرولوژیک

در این تحقیق برای طبقه‌بندی وضعیت و شدت خشکسالی هیدرولوژیک به صورت ابتکاری شاخصی به نام شاخص استاندارد متوسط جریان کمینه ۳۰ روزه هادیانی ($SMMD_{30}H$) بر مبنای رابطه پیشنهادی زیر تعریف شده است:

$$I_{SMMD_{30}H} = \frac{Q_D - Q_{\min 50\%}}{S_{Q_{\min}}}$$ رابطه (۱)

در رابطه (۱) Q_D: دبی در شرایط خشکسالی هیدرولوژیک ماهانه (مترمکعب بر ثانیه)؛ $Q_{min50\%}$: دبی کمینه متوسط ۳۰ روزه با احتمال وقوع ۵۰ درصد (مترمکعب بر ثانیه) و S_{Qmin}: انحراف‌معیار دبی کمینه ماهانه در طول دوره پایه.

برای طبقه‌بندی شدت خشکسالی هیدرولوژیک منطقه‌ای نیز رابطه (۲) پیشنهاد می‌شود که در آن A، مساحت حوضه آبخیز به کیلومترمربع است:

$$I_{SMMD_{30}H} = \frac{(Q_D - Q_{\min 50\%})\times 100}{A.S_{Q_{\min}}}$$ رابطه (۲)

در نهایت با توجه به حداقل دبی در شدیدترین خشکسالی هیدرولوژیک به وقوع پیوسته، حداکثر دبی در کمترین شدت خشکسالی هیدرولوژیک به وقوع پیوسته و دبی شاخص آستانه خشکسالی هیدرولوژیک به طبقه‌بندی شدت خشکسالی هیدرولوژیک در سه وضعیت ضعیف، شدید و خیلی‌شدید پرداخته شده است. با فرض آنکه در رابطه فوق به جای Q_D، حداقل دبی در شدیدترین خشکابی به‌وقوع پیوسته قرار گیرد، مقدار $I_{SMMD_{30}H}$ برابر A می‌شود. همچنین اگر در رابطه فوق به جای Q_D، حداکثر دبی در کمترین شدت خشکسالی هیدرولوژیک به‌وقوع پیوسته قرار گیرد، مقدار $I_{SMMD_{30}H}$ برابر B می‌شود. در نهایت در رابطه فوق به جای Q_D، دبی شاخص آستانه خشکسالی هیدرولوژیک را جایگزین نموده و مقدار $I_{SMMD_{30}H}$ برابر C می‌شود، آنگاه می‌توان با توجه به جدول (۱) به طبقه‌بندی شدت خشکسالی هیدرولوژیک پرداخت.

جدول ۱. طبقه‌بندی شدت خشکسالی هیدرولوژیک

$I_{SMMD30H}$	**وضعیت** خشکسالی هیدرولوژیک
› C	ترسالی
B-C	خشکابی ضعیف
A-B	خشکابی شدید
‹ A	خشکابی خیلی‌شدید

مقدار کمبود ویژه

می‌توان شدت خشکسالی هیدرولوژیک را به صورت مقدار کمبود ویژه نیز بیان کرد و مورد تحلیل قرار داد. برای محاسبه کمبود ویژه یا حجم آبی که در هر ایستگاه در شرایط وقوع خشکسالی هیدرولوژیک لازم است تا به حد نرمال برسد (V)، از رابطه (۳) می‌توان استفاده کرد که در آن T_d زمان در طول دوره خشکسالی هیدرولوژیک به ثانیه است:

$$V = (Q_D - Q_{Min50\%})\times T_d$$ رابطه (۳)

سپس مجموع کمبود آب در خشکسالی‌های هیدرولوژیک به‌وقوع پیوسته در هر سال محاسبه می‌شود. نسبت

حاصل‌ضرب مجموع کمبود در مساحت حوزه آبخیز به مساحت کل استان یا مساحت کل حوزه‌های با رژیم جریان مشابه را می‌توان مقدار کمبود ویژه هر حوزه آبخیز در هر سال دانست (رابطه ۲). با استفاده از رابطه (۳)، مقدار کمبود منطقه‌ای در یک سال معین در کل استان یا در کل حوزه‌های آبخیز با رژیم جریان مشابه به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\sum Vi = V_1 + V_2 + V_3 + ... \quad \text{رابطه (۴)}$$

$$V_{WD} = \sum V_i \times \frac{a_i}{A} \quad \text{رابطه (۵)}$$

$$V_{RWD} = \sum \left[\sum V_{Si} \times \left(\frac{A_{Si}}{A} \right) \right] \quad \text{رابطه (۶)}$$

در روابط فوق:

V_i: حجم کمبود آب در هر خشکسالی هیدرولوژیک (مترمکعب)؛ V_{WD}: حجم کمبود آب منطقه‌ای هر حوزه آبخیز در هر سال (مترمکعب)؛ V_{RWD}: حجم کمبود آب منطقه‌ای هر رژیم جریان در هر سال (مترمکعب)؛ a_i: مساحت حوزه آبخیز رودخانه i (کیلومترمربع)؛ A_{si}: مساحت اثر هر ایستگاه هیدرومتری (کیلومترمربع)؛ A: مساحت کل منطقه/ رژیم جریان (کیلومترمربع).

نتایج

در بین رودخانه‌های منطقه، کمترین ضریب تغییرات جریان مربوط به رودخانه‌هایی با رژیم جریان برفی یخچالی است. نحوه تغییرات جریان در طول یک سال منظم بوده و حداکثر طغیان سالانه آنها در اواخر بهار یا اوایل تابستان به‌وقوع می‌پیوندند. هیدروگراف این رودخانه‌ها بیانگر وجود یک دوره مشخص بسیار پرآب است که از اوایل بهار شروع شده و به علت ذوب برف در ارتفاعات، در اردیبهشت و خرداد ماه به اوج خود می‌رسد و دوره پرآبی تا تیر ماه و در برخی سال‌ها تا اواسط تابستان نیز تداوم می‌یابد. در هر حال دوره پرآبی در اواخر فصل بهار کاملا محسوس است. وجود جریان پایه دایمی بسیار مشخص و قابل ملاحظه، کم اهمیت بودن نسبی اثر بارندگی‌ها در جریان رودخانه که تنها به‌صورت حداکثرهای موضعی در اواخر پاییز و اوایل زمستان تحت تاثیر بارش‌های زمستانه رخ می‌دهد و تغییرات بسیار کم جریان تابستانه از دیگر مشخصه‌های جریان این رژیم جریان است.

در یک تحلیل کلی می‌توان چنین اظهار کرد که خشکسالی هیدرولوژیک رودخانه‌های شرق استان مازندران، فارغ از نوع رژیم جریان آنها، دارای شدت، تداوم و فراوانی بیشتری نسبت به رودخانه‌های غرب استان است. این در حالی است که رودخانه‌های با رژیم جریان برفی یخچالی از نظر موقعیت جغرافیایی، عموما در منطقه غرب استان مازندران واقع شده‌اند. از سوی دیگر فراوانی وقوع خشکسالی هیدرولوژیک در منطقه شرق منطقه مورد مطالعه در دو دهه اخیر بیشتر بوده، در حالی که رودخانه‌های غرب استان مازندران اغلب در دهه ۵۰ و ۶۰ دارای فراوانی وقوع خشکسالی هیدرولوژیک بیشتری بودند. باید توجه داشت که از نظر توپوگرافیک عرض بخش کوهستانی در مناطق مرکزی حدود ۱۰۰ کیلومتر و در مناطق شرقی تا ۶۰ کیلومتر بوده و بخش مسطح و کم‌شیب حوضه در امتداد دریاچه خزر قرار داشته و عرض آن در مناطق غربی حداکثر ۲۰ کیلومتر و در بخش شرقی تا ۵۰ کیلومتر می‌رسد. همچنین در مناطق غربی اغلب بارندگی‌های اوروگرافیک و در مناطق شرقی در دست بارش‌های کنوکسیونی و جبهه‌ای و در ارتفاعات بارش کنوکسیونی به‌وقوع پیوسته و عموما از غرب به شرق مقدار بارندگی به‌طور قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد. چنین شرایط اقلیمی می‌تواند از مهمترین دلایل تفاوت رفتار هیدرولوژیکی دو رودخانه با رژیم جریان یکسان ولی موقعیت جغرافیایی متفاوت باشند. این تفاوت در رودخانه‌های برفی یخچالی کمتر به چشم می‌خورد چرا که موقعیت جغرافیایی آنها عموما یکسان بوده و در غرب استان مازندران واقع شده‌اند.

نتایج حاصل از شاخص استاندارد متوسط جریان کمینه ۳۰ روزه هادیانی، برای طبقه‌بندی خشکسالی هیدرولوژیک رودخانه‌های مورد مطالعه در این تحقیق و همچنین طبقه‌بندی منطقه‌ای آن برای رژیم جریان برفی یخچالی در جدول‌های (۲) و (۳) ماهانه، فصلی و به تفکیک هر رودخانه و منطقه‌ای ارایه شده است.

جدول ۲. شاخص طبقه‌بندی خشکسالی هیدرولوژیک در فصل‌های مختلف (شاخص استاندارد متوسط جریان کمینه ۳۰ روزه هادیانی)

فصل‌ها	رودخانه	ایستگاه‌ها	ترسالی	خشکسالی ضعیف	خشکسالی شدید	خشکسالی خیلی‌شدید
	نکارود	سفید چاه	> ۰/۰۱۷	۰/۰۷۳ _ ۰/۰۱۷	۰/۴۶۱ _ ۰/۰۷۳	< ۰/۴۶۱
	چشمه کیله	هراتبر	> ۰/۱۰۵	۰/۱۷۵ _ ۰/۱۰۵	۰/۷۴۳ _ ۰/۱۷۵	< ۰/۷۴۳
	هراز	کره سنگ	> ۰/۰۱۱	۰/۱ _ ۰/۰۱۱	۱/۹۴۲ _ ۰/۱	< ۱/۹۴۲
		سرخرود	> ۰/۰۰۴	۰/۰۵۷ _ ۰/۰۰۴	۰/۲۳۱ _ ۰/۰۵۷	< ۰/۲۳۱
پاییز	نور رود	بلده	> ۰/۰۰۱	۰/۰۵۷ _ ۰/۰۰۱	۰/۱۴۴ _ ۰/۰۵۷	< ۰/۱۴۴
		رزن	> ۰/۰۰۷	۰/۲۱۷ _ ۰/۰۰۷	۰/۵۵۷ _ ۰/۲۱۷	< ۰/۵۵۷
		پل ذغال	> ۰/۰۵۸	۰/۴۳۹ _ ۰/۰۵۸	۱/۴۸۶ _ ۰/۴۳۹	< ۱/۴۸۶
	چالوس	ولی آباد	> ۰/۰۲۱	۰/۰۰۸ _ ۰/۰۲۱	۰/۳۵۶ _ ۰/۰۰۸	< ۰/۳۵۶
		معین دره	> ۰/۰۰۴	۰/۰۵۳ _ ۰/۰۰۴	۰/۳۵۲ _ ۰/۰۵۳	< ۰/۳۵۲
	زنگوله	پل مرگن	> ۰/۰۰۱	۰/۱۲۹ _ ۰/۰۰۱	۰/۷۷۷ _ ۰/۱۲۹	< ۰/۷۷۷
	هریجان	هریجان	> ۰/۰۲۸	۰/۱۲۳ _ ۰/۰۲۸	۰/۳۱۲ _ ۰/۱۲۳	< ۰/۳۱۲
		کلاردشت	> ۰/۰۰۹	۰/۰۵۳ _ ۰/۰۰۹	۰/۸۷۲ _ ۰/۰۵۳	< ۰/۸۷۲
	سردابرود	والت	> ۰/۰۶۲	۷۹۸۰ _ ۰/۰۶۲	۱/۲۰۸ _ ۰/۷۹۸	< ۱/۲۰۸
		پل جاده	> ۰/۰۰۴	۰/۰۰۹ _ ۰/۰۰۴	۰/۳۲۹ _ ۰/۰۰۹	< ۰/۳۲۹
	نکارود	سفید چاه	> ۰/۰۷۵	۰/۰۹۷ _ ۰/۰۷۵	۰/۲۷۳ _ ۰/۰۹۷	< ۰/۲۷۳
	چشمه کیله	هراتبر	> ۰/۰۷۵	۰/۳۱۷ _ ۰/۰۷۵	۰/۴۶۵ _ ۰/۳۱۷	< ۰/۴۶۵
	هراز	کره سنگ	> ۰/۲۲۲	۰/۳۰۲ _ ۰/۲۲۲	۰/۵۳۴ _ ۰/۳۰۲	< ۰/۵۳۴
		سرخرود	> ۰/۰۷۳	۰/۰۸۲ _ ۰/۰۷۳	۰/۱۵ _ ۰/۰۸۲	< ۰/۱۵
زمستان	نور رود	بلده	> ۰/۰۵۷	۰/۱۰۷ _ ۰/۰۵۷	۰/۱۹۶ _ ۰/۱۰۷	< ۰/۱۹۶
		رزن	> ۰/۰۴۳	۰/۱۸۴ _ ۰/۰۴۳	۰/۱۸۴	< ۰/۱۸۴
		پل ذغال	> ۰/۱۳۲	۰/۱۹۱ _ ۰/۱۳۲	۰/۴۳۱ _ ۰/۱۹۱	< ۰/۴۳۱
	چالوس	ولی آباد	> ۰/۰۷۸	۰/۰۹۱ _ ۰/۰۷۸	۰/۴۱۷ _ ۰/۰۹۱	< ۰/۴۱۷
		معین دره	> ۰/۰۷۹	۰/۱۲ _ ۰/۰۷۹	۰/۳۵۷ _ ۰/۱۲	< ۰/۳۵۷
	زنگوله	پل مرگن	> ۰/۱۰۸	۰/۳۰۲ _ ۰/۱۰۸	۰/۳۹۶ _ ۰/۳۰۲	< ۰/۳۹۶
	هریجان	هریجان	> ۰/۰۶۵	۰/۱۲۴ _ ۰/۰۶۵	۰/۲۴۲ _ ۰/۱۲۴	< ۰/۲۴۲
		کلاردشت	> ۰/۲۸۶	۱/۱۸ _ ۰/۲۸۶	۱/۱۸	< ۱/۱۸
	سردابرود	والت	> ۰/۳۶۶	۰/۴۰۳ _ ۰/۳۶۶	۰/۶۶۹ _ ۰/۴۰۳	< ۰/۶۶۹
		پل جاده	> ۰/۰۶۵	۰/۰۷۲ _ ۰/۰۶۵	۰/۵۵۳ _ ۰/۰۷۲	< ۰/۵۵۳
	نکارود	سفید چاه	> ۰/۰۳۵	۰/۰۱۵ _ ۰/۰۳۵	۰/۰۰۵ _ ۰/۰۱۵	< ۰/۰۰۵
	چشمه کیله	هراتبر	> ۰/۲۳۹	۰/۳۸۱ _ ۰/۲۳۹	۰/۶۳۲ _ ۰/۳۸۱	< ۰/۶۳۲
	هراز	کره سنگ	> ۰/۴۵۱	۰/۵۴۵ _ ۰/۴۵۱	۰/۹۸۷ _ ۰/۵۴۵	< ۰/۹۸۷
		سرخرود	> ۰/۰۲	۰/۰۰۵ _ ۰/۰۲۳	۰/۰۲۳ _ ۰/۰۰۵	< ۰/۰۲۳
بهار	نور رود	بلده	> ۰/۳۹۲	۰/۵۵۹ _ ۰/۳۹۲	۰/۶۰۸ _ ۰/۵۵۹	< ۰/۶۰۸
		رزن	> ۰/۲۹۶	۰/۳۰۳ _ ۰/۲۹۶	۰/۶۵۹ _ ۰/۳۰۳	< ۰/۶۵۹
		پل ذغال	> ۰/۱۳۶	۰/۱۴۳ _ ۰/۱۳۶	۰/۵۸ _ ۰/۱۴۳	< ۰/۵۸
	چالوس	ولی آباد	> ۰/۱۱۶	۰/۱۹۶ _ ۰/۱۱۶	۰/۴۷۱ _ ۰/۱۹۶	< ۰/۴۷۱
		معین دره	> ۰/۰۹۶	۱۶۸۰ _ ۰/۰۹۶	۰/۵۶۷ _ ۰/۱۶۸	< ۰/۵۶۷
	زنگوله	پل مرگن	> ۰/۰۵۵	۰/۰۸۶ _ ۰/۰۵۵	۰/۳۰۶ _ ۰/۰۸۶	< ۰/۳۰۶
	هریجان	هریجان	> ۰/۰۸۸	۰/۱۲۲ _ ۰/۰۸۸	۰/۱۷۹ _ ۰/۱۲۲	< ۱۷۹۰
		کلاردشت	> ۰/۲۴۸	۰/۳۳۸ _ ۰/۲۴۸	۰/۴۲۸ _ ۰/۳۳۸	< ۰/۴۲۸
	سردابرود	والت	> ۰/۰۵۱	۰/۲۵۵ _ ۰/۰۵۱	۰/۰۹۶ _ ۰/۰۲۵	< ۰/۰۹۶
		پل جاده	> ۰/۱۱۶	۰/۱۰۲ _ ۰/۱۱۶	۰/۳۲ _ ۰/۱۰۲	< ۰/۳۲
	نکارود	سفید چاه	> ۰	۰/۰۴۳ _ ۰	۰/۰۴۳	< ۰/۰۴۳
	چشمه کیله	هراتبر	> ۰/۱۴۱	۰/۱۳۷ _ ۰/۱۴۱	۰/۷۶۹ _ ۰/۱۳۷	< ۰/۷۶۹
	هراز	کره سنگ	> ۰/۲۳۴	۰/۱۲ _ ۰/۲۳۴	۰/۶۸۵ _ ۰/۱۲	< ۰/۶۸۵
		سرخرود	> ۰/۰۲۱	۰/۰۷ _ ۰/۰۲۱	۰/۰۸۵ _ ۰/۰۷	< ۰/۰۸۵
تابستان	نور رود	بلده	> ۰/۱۳۳	۰/۱۱۲ _ ۰/۱۳۳	۰/۲۲۵ _ ۰/۱۱۲	< ۰/۲۲۵
		رزن	> ۰/۳۱۹	۰/۲۸۱ _ ۰/۳۱۹	۰/۵۷۶ _ ۰/۲۸۱	< ۰/۵۷۶
		پل ذغال	> ۰/۲۸۹	۰/۰۱۴ _ ۰/۲۸۹	۰/۲۶۲ _ ۰/۰۱۴	< ۰/۲۶۲
	چالوس	ولی آباد	> ۰/۱۷	۰/۱۲۵ _ ۰/۱۷	۰/۳۷۷ _ ۰/۱۲۵	< ۰/۳۷۷
		معین دره	> ۰/۱۷۴	۰/۰۸۸ _ ۰/۱۷۴	۰/۵۹۳ _ ۰/۰۸۸	< ۰/۵۹۳
	زنگوله	پل مرگن	> ۰/۱۰۲	۰/۰۷۵ _ ۰/۱۰۲	۰/۵۹۸ _ ۰/۰۷۵	< ۰/۵۹۸
	هریجان	هریجان	> ۰/۰۷۵	۰/۰۳۸ _ ۰/۰۷۵	۰/۱۵۱ _ ۰/۰۳۸	< ۰/۱۵۱
		کلاردشت	> ۰/۱۷۹	۰/۱۵۳ _ ۰/۱۷۹	۰/۳۱۹ _ ۰/۱۵۳	< ۰/۳۱۹
	سردابرود	والت	> ۰/۲۴۵	۰/۰۹ _ ۰/۲۴۵	۰/۱۰۳ _ ۰/۰۹	< ۰/۱۰۳
		پل جاده	> ۰/۰۸۶	۰/۰۷۶ _ ۰/۰۸۶	۰/۲۱۱ _ ۰۷۶۰	< ۰/۲۱۱

جدول ۳. شاخص طبقه‌بندی خشکسالی هیدرولوژیک منطقه‌ای در فصل‌های مختلف

فصل‌ها	ترسالی	خشکسالی ضعیف	خشکسالی شدید	خشکسالی خیلی شدید
پاییز	>-۰/۰۴۲	-۰/۰۴۲ _ -۰/۲۲۳	-۱/۳۸۵ _ -۰/۲۲۳	< -۱/۳۸۵
زمستان	> -۰/۱۷۹	-۰/۱۷۹ _ -۰/۳۳۵	-۰/۵۸۹ _ -۰/۳۳۵	< -۰/۵۸۹
بهار	> -۰/۳۴۸	-۰/۳۴۸ _ -۰/۴۵۱	-۰/۸۹۸ _ -۰/۴۵۱	< -۰/۸۹۸
تابستان	> ۰/۰۱۵	۰/۰۱۵ _ ۰/۰۰۸	-۰/۰۳۸ _ ۰/۰۰۸	< -۰/۰۳۸

بحث و نتیجه‌گیری

ممکن است گاهی پیش‌بینی‌های منطقه‌ای خشکسالی هیدرولوژیک با رفتار هیدرولوژیکی برخی از رودخانه‌ها انطباق کامل نیابد. این استثناها از تنوع رژیم جریان و پراکندگی موقعیت جغرافیایی با توپوگرافی متفاوت، عدم مشابهت کامل رفتار هیدرولوژیکی رودخانه‌ها در برابر خشکسالی‌ها و مستقل بودن حتی آستانه دبی خشکسالی هیدرولوژیک در هر رودخانه به تناسب دبی کمینه آن و در نهایت وجود تفاوت‌های میکرواقلیمی و عدم تشابه خصوصیات فیزیکی حوزه‌های آبخیز ناشی می‌شوند.

در بررسی شدت خشکسالی رودخانه‌ها نمی‌توان تنها به استناد مقادیر شدت خشکسالی هیدرولوژیک که در تحلیل خصوصیات خشکسالی‌ها محاسبه شده است، به مقایسه شدت و ضعف بروز خشکسالی هیدرولوژیک در دو رودخانه پرداخت. چرا که خصوصیت شدت علاوه بر تداوم، به مقادیر دبی رودخانه در هنگام بروز خشکسالی هیدرولوژیک و وخامت خشکسالی نیز بستگی دارد که خود بیانگر رفتار مستقل هیدرولوژیکی رودخانه‌ها بوده و ضرورت تحلیل شدت و ضعف خشکسالی هیدرولوژیک را به‌طور مستقل در هر رودخانه یا به‌صورت مناطق همگن هیدرولوژیک می‌رساند. حتی نمی‌توان تنها به استناد داده‌های حاصله از شدت خشکسالی هیدرولوژیک رودخانه‌ها به مقایسه شدت و ضعف خشکسالی هیدرولوژیک با تداوم یکسان در دو رودخانه پرداخت. برای مثال شدت این خشکسالی هیدرولوژیک با تداوم شش ماهه به‌وقوع پیوسته رودخانه پلنگ‌آبرود ۰/۰۳ مترمکعب بر ثانیه در ماه و شدت خشکسالی هیدرولوژیک با همان تداوم در رودخانه چالوس، ۱/۶۴ مترمکعب بر ثانیه در ماه برآورد شده است.

از نظر کمیت، شدت خشکسالی هیدرولوژیک رودخانه چالوس به مراتب بیش از شدت به‌وقوع پیوسته در رودخانه پلنگ‌آبرود است. اما باید توجه داشت که رودخانه پلنگ‌آبرود یک رودخانه کوچک با رژیم جریان بارانی با دبی متوسط آن ۰/۴۸ مترمکعب بر ثانیه، متوسط دبی کمینه سالانه ۰/۱۶ و حد آستانه خشکسالی هیدرولوژیک آن در ماه‌های به‌وقوع پیوسته، ۰/۰۳ مترمکعب بر ثانیه بوده است. این در حالی است که رودخانه چالوس، یکی از رودخانه‌های مهم از نظر منابع آب سطحی استان بوده که دارای رژیم جریان برفی یخچالی بوده و در ایستگاه پل‌ذغال دارای دبی متوسط سالانه ۱۳/۹۶ و متوسط دبی خشکسالی ۲/۱۱ مترمکعب بر ثانیه بوده و حد آستانه خشکسالی هیدرولوژیک آن در ماه‌هایی که این خشکسالی شش ماهه رخ داده است، ۳/۷۶ مترمکعب بر ثانیه برآورد شده است.

در این تحقیق بر مبنای حداقل دبی شدیدترین خشکسالی هیدرولوژیک، حداکثر دبی در کمترین شدت خشکسالی هیدرولوژیک، دبی شاخص آستانه خشکسالی هیدرولوژیک و دبی کمینه متوسط ۳۰ روزه با احتمال وقوع ۵۰ درصد هر رودخانه، به تعریف شاخص شدت خشکسالی هیدرولوژیک برای هر رودخانه و حتی در قالب محیط‌های همگن هیدرولوژیک پرداخته شده است.

بدین ترتیب با توجه به شاخص‌های برآورد شده، خشکسالی‌های هیدرولوژیک به‌وقوع پیوسته به تفکیک رودخانه‌ها و به‌صورت منطقه‌ای مورد ارزیابی شدت و ضعف قرار گرفته است. برای کنترل نتایج و طبقه‌بندی پیشنهاد شده به مقایسه آمار خسارت‌های ثبت شده در بخش خشکسالی ستاد حوادث غیرمترقبه استانداری مازندران پرداخته شد. در جدول (۴) نتایج حاصل برای چهار رودخانه به‌عنوان نمونه ارایه شده است. مقایسه نتایج به وضوح، مستقل بودن

طبقه‌بندی شدت و ضعف خشکسالی‌های هیدرولوژیک در رودخانه‌های مختلف را تایید می‌کند.

جدول ۴. مقایسه طبقه‌بندی شدت و ضعف خشکسالی هیدرولوژیک رودخانه‌های نمونه با آمار خسارات خشکسالی ثبت شده

رودخانه	سیاهرود			بابلرود			تالار			هراز		
طبقه‌بندی خشکابی	سال	شدت $m^3/s/Month$	میزان خسارت میلیارد ریال	سال	شدت $m^3/s/Month$	میزان خسارت میلیارد ریال	سال	شدت $m^3/s/Month$	میزان خسارت میلیارد ریال	سال	شدت $m^3/s/Month$	میزان خسارت میلیارد ریال
خیلی شدید	۶۵-۶۴	۰/۴۸	۰/۷	۷۹-۷۸	۰/۸۶	۱۲	۵۵-۵۴	۲/۰۵	۲۰	۵۵-۵۴	۰/۵	۳۵
شدید	۸۰-۷۹	۰/۲۰۵	۰/۶۴	۶۶-۶۵	۰/۳۷۳	۸/۲	۸۰-۷۹	۰/۷۵	۶	۸۱-۸۰	۰/۱۲۴	۱۸
ضعیف	۸۵-۸۴	۰/۰۰۵	۰/۲	۸۲-۸۱	۰/۱۸۷	۳	۸۷-۸۶	۰/۲۴	۲/۵	۶۳-۶۲	۰/۰۳	۶

در عین حال باید توجه داشت در میان پیشینه تحقیق، روش مطالعاتی Ben-Zevi (۱۹۸۷)، بیشترین مقاربت را با روش این تحقیق داشته است. وی برای تعیین حد آستانه خشکسالی هیدرولوژیک و طبقه‌بندی شدت وقوع آن در هر دوره بر مبنای دبی متوسط ماهانه طی دوره پایه (Q_i) و انحراف‌معیار داده‌های دبی ماهانه در طول دوره پایه (σ)، چنین اظهار داشت که وقوع دبی جریان ماهانه کمتر از $Q_i-3\sigma$، خشکسالی خیلی‌شدید، بین $Q_i-3\sigma$ تا از $Q_i-2\sigma$، خشکسالی شدید و از $Q_i-2\sigma$ تا $Q_i-\sigma$، خشکسالی ملایم تعریف می‌گردد. به عبارت دیگر در آن تحقیق حد آستانه خشکسالی هیدرولوژیک رودخانه‌های مورد مطالعه مقدار $Q_i-\sigma$ تعریف شده است. استفاده از این شاخص در رودخانه‌های استان مازندران با توجه به شرایط اقلیمی، انحراف‌معیار داده‌ها و رفتار هیدرولوژیکی رودخانه‌ها در مقایسه با منطقه مورد مطالعه ایشان (اقلیم خشک و نیمه‌خشک) مناسب نبوده و در اغلب موارد شاخص‌های آستانه خشکسالی برای شدت‌های مختلف منفی می‌شود که برای مقادیر دبی معنی‌دار نیست. اگر با حفظ ساختار شاخص Ben-Zevi، ۰/۱ مقادیر میانگین دبی کمینه را با ۰/۰۱ مقادیر انحراف‌معیار داده‌ها در نظر گرفته شود، این شاخص به شاخص‌های مورد استفاده در این تحقیق نزدیک می‌شود، ولی کماکان مقادیر کمتری از شاخص‌های به‌دست آمده در این تحقیق را شامل شده و به نظر می‌رسد بهتر است در تعیین آستانه خشکابی رودخانه‌ها از شاخص‌های معرفی شده در این تحقیق استفاده شود.

اگر در ساختار شاخص Ben-Zevi (۱۹۸۷)، مقادیر متوسط دبی کمینه با ۰/۱ مقادیر انحراف‌معیار داده‌ها در نظر گرفته شود، حد آستانه خشکابی چنان زیاد می‌شود که بسیاری از سال‌ها را دارای وقوع خشکابی معرفی می‌کند. مانند سال‌های آبی ۷۹-۸۰، ۸۰-۸۱ و ۸۳-۸۴ که به‌ترتیب دارای دبی متوسط ۳/۸، ۲/۳ و ۴/۰۸ مترمکعب بر ثانیه بوده و در دهه اخیر جز سال‌های پرآب در این حوضه ثبت شده‌اند و هیچ گونه گزارش بروز خشکسالی نیز در این سال‌ها در گزارش ستاد حوادث غیرمترقبه استانداری مازندران ثبت نشده است. بدین ترتیب شاخص ارایه شده در این تحقیق کالیبره‌تر و منطبق بر رفتار هیدرولوژیک رودخانه‌های استان مازندران ارزیابی شده است.

منابع

اسلامیان، س.س.، زراعی، ع.ر. و ابریشم‌چی، ا. (۱۳۷۹) پیش‌بینی خشکسالی هیدرولوژیک. اولین کنفرانس ملی بررسی راهکارهای مقابله با کم‌آبی و خشکسالی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، صفحات ۱۷۸-۱۸۲.

ترابی‌پلت‌کله، ص. و کارآموز، م. (۱۳۸۱) مدیریت خشکسالی، تحلیل و پیش‌بینی خشکسالی و اثرات آن در مدیریت منابع آب. طرح پژوهشی دانشکده عمران، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، صفحات ۸۵-۸۷.

جوان، خ. (۱۳۹۹) بررسی روند خشکسالی هیدرولوژیک در سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه. هیدروژئومورفولوژی، ۷(۲۵): ۳۲۱-۳۳۰.

خزایی، م.ر.، تلوری، ع.ر. و جباری، ا. (۱۳۸۲) تحلیل توزیع فراوانی خشکسالی هیدرولوژیک، مطالعه موردی حوضه رودخانه قره‌سو. نشریه جغرافیا و توسعه، ۱(پیاپی ۲): ۴۵-۵۶.

رضیی، ط.، شکوهی، ع.ر. و ثقفیان، ب. (۱۳۸۲) پیش‌بینی شدت، تداوم و فراوانی خشکسالی با استفاده از روش‌های احتمالاتی و سری‌های زمانی، مطالعه موردی استان سیستان و بلوچستان. نشریه بیابان، ۸(۲): ۲۹۲-۳۱۰.

رمضانی، ب.ا. و علیجانی، ب. (۱۳۸۰) تحلیل و پیش‌بینی خشکسالی‌ها و ترسالی‌های استان مازندران. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد رشته جغرافیای طبیعی، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه تربیت معلم، صفحات ۱۲۱-۱۲۵.

زرین، ه.ا.، شریفی، ف.، وفاخواه، م. و مهدیان، م.ح. (۱۳۸۴) بررسی جریان‌های کمینه در حوزه‌های کرخه و کارون به‌منظور برآورد رواناب. کارشناسی‌ارشد رشته آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، صفحات ۴۵-۵۱.

زهتابیان، غ.ر. و موسوی، ع.ا. (۱۳۷۸) کاربرد همگن‌سازی عددی و غیرعددی در برآورد خشکسالی‌های هیدرولوژیک: جریان‌های حداقل، مطالعه موردی دریاچه نمک ایران. دومین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، تهران: سازمان‌هواشناسی کشور. ستاد مدیریت بحران استانداری مازندران. (۱۳۹۰) گزارش دوره‌ای خسارات بلایای طبیعی استان مازندران، جلد دوم، صفحه ۲۷.

سلاجقه، ع.، مصباح‌زاده، ط.، سلیمانی‌ساردو، ف. و علی‌پور، ن. (۱۳۹۶) ارزیابی خشکسالی هیدرولوژیک با استفاده از روش حد آستانه ثابت، مطالعه موردی حوزه سد کرج. مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۱۱(۳۹): ۹۹-۸۹.

سمیعی، م.، ثقفیان، ب. و مهدوی، م. (۱۳۸۵) آنالیز منطقه‌ای شدت خشکسالی هیدرولوژیکی در حوزه‌های آبخیز استان تهران. نشریه منابع طبیعی ایران، ۵۹(۱): ۲۷-۳۹.

عبدالهی، ل.، فرجی، م.، حقی‌زاده، ع. و دهداری، س. (۱۳۹۸) بررسی روند خشکسالی هیدرولوژیک با استفاده از تحلیل سری‌های زمانی و شاخص SDI در حوزه آبخیز مادیان رود لرستان. نشریه مرتع و آبخیزداری (منابع طبیعی ایران)، ۷۲(۲): ۴۷۷-۴۸۷.

عضدی، م.، سلیمانی، ک.، حبیب‌نژادروشن، م. و عبداللهی، خ. (۱۳۸۶) پایش خشکسالی با استفاده از شاخص SPI در دوره بازگشت‌های مختلف، مطالعه موردی استان مازندران. سومین کنفرانس بین‌المللی مدیریت جامع بحران در حوادث غیرمترقبه، تهران، صفحات ۱۲۵-۱۳۱.

علیجانی، ر. و وفاخواه، م. (۱۳۹۷) پیش‌بینی خشکسالی هیدرولوژیک با استفاده از سری‌های زمانی. نشریه مهندسی اکوسیستم بیابان، ۷(۲۰): ۵۶-۴۵.

فرسادنیا، ف.، قهرمان، ب.، مدرس، ر. و مقدم‌نیا، ع.ر. (۱۳۹۷) تحلیل فراوانی خشکسالی هیدرولوژیک حوضه کرخه با استفاده از تحلیل آماری دو متغیره. علوم آب و خاک (علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی)، ۲۲(۳): ۳۵۵-۳۳۹.

قربانی، م.، مزین، م. و زارعی، ح. (۱۳۹۸) بررسی خشکسالی هیدرولوژیک رودخانه ارمند با استفاده از تجزیه و تحلیل جریان های کم‌آبی. پژوهش‌های حفاظت آب و خاک (علوم کشاورزی و منابع طبیعی)، ۲۶(۳): ۲۴۷-۲۶۳.

کواکبی، غ.، موسوی‌بایگی، م.، علیزاده، ا.، مساعدی، ا. و جباری‌نوقابی، م. (۱۳۹۹) ارایه مدل پیش‌بینی ریسک خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیک با روش‌های آماری تحت تاثیر تغییرات اقلیمی، مطالعه موردی زیرحوضه آبریز افین. نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۹(۳۳): ۱۳۷-۱۱۷.

مصطفی‌زاده، ر.، حاجی، خ. و اسمعلی‌عوری، ا. (۱۳۹۷) تعیین شدت و تداوم دوره‌های خشکسالی هیدرولوژیک جریان با استفاده از روش Power Laws Analysis در رودخانه‌های حوزه آبخیز گرگانرود. نشریه فضای جغرافیایی، ۱۸(۶۲): ۲۳۷-۲۵۲.

مهدوی، م.، وفاخواه، م. و قنادها، م.ر. (۱۳۸۵) انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع آماری جهت برآورد جریان‌های حداقل یک و هفت روزه، مطالعه موردی در حوزه آبخیز دریاچه نمک. نشریه پژوهش و سازندگی، (۴۴): ۲۶-۳۰.

نصرتی، ک. (۱۳۹۱) تحلیل منطقه‌ای خشکسالی هیدرولوژیک در حوزه آبخیز سفیدرود با بهره‌گیری از شاخص جریان پایه. نشریه مرتع و آبخیزداری (منابع طبیعی ایران)، ۶۵(۲): ۲۵۷-۲۶۷.

وفاخواه، م. و مهدوی، م. (۱۳۷۸) ارایه مدل ریاضی جهت برآورد خشکسالی هیدرولوژیک در مناطق خشک مرکزی ایران. دومین کنفرانس منطقه ای تغییر اقلیم، تهران: سازمان هواشناسی کشور، صفحات ۴۵-۵۳.

یاراحمدی، ج. و رستمی‌زاد، ق. (۱۳۹۸) تحلیل خشکسالی‌های هیدرولوژیک در شمال دریاچه ارومیه. نشریه هیدروژئومورفولوژی، ۵(۱۹): ۱۰۰-۷۹.

Alison, R. C., Bell, V.A. and Kay, A.L. (2017) National-scale analysis of simulated hydrological droughts (1891–2015). Journal of Hydrology, 550(5): 368-385.

Al-Salihi, A.H. (2003) Drought identification and characterization in Jordan. Journal of Arid Environments, 53(1): 585-606.

Ben-Zvi, A. (1987) Indices of hydrological drought in Israel. Journal of Hydrology, 92(1): 179–191.

Bevacqua, A.G., Chaffe, P.L.B., Chagas, V.B.P. and AghaKouchak, A. (2021) Spatial and temporal patterns of propagation from meteorological to hydrological droughts in Brazil. Journal of Hydrology, 603, Part A: 126902.

Chang, T.J. (1991) Investigation of precipitation droughts by use of kriging method. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE, 117(1): 935–943.

Desalegn, Ch.E., Mukand Singh, B. and Ashim D.G. (2010) Drought analysis in the Awash river basin, Ethiopia. Water Resource Management, 24(2): 1441–1460.

Ding, Y., Gong, X., Xing, Zh., Cai, H., Zhou, Zh., Zhang, D., Sun, P. and Shi, H. (2021) Attribution of meteorological, hydrological and agricultural drought propagation in different climatic regions of China. Agricultural Water Management, 255: 106996.

Dracup, J.A., Lee, K.S. and Paulson, E.G. (1980) On the definition of droughts. Water Resources Research, 16(3): 297–302.

Feng, K., Su, X., Singh, V.P., Ayantobo, O.O., Zhang, G., Wu, H. and Zhang, Z. (2021) Dynamic evolution and frequency analysis of hydrological drought from a three-dimensional perspective. Journal of Hydrology, 600: 126675.

Fleming, S.W. (2006) Comparative statistical hydro climatology of glacial and Nival rivers in Southwest Yukon and Northwest British Columbia. Ph.D. Thesis, Department of Earth and Ocean Sciences, The University of British Columbia, Vancouver, B.C., Canada: 128-134.

Hisdal H. and Tallaksen, L.M. (2003) Estimation of regional meteorological and hydrological drought characteristics: A case study for Denmark. Journal of Hydrology, 281(2): 230-247.

Laaha, G. and Blöschl, G. (2005) Low flow estimates from short stream flow records - A comparison of methods, Original Research Article. Journal of Hydrology, 306(1-4): 264-286.

Mercado, V.D., Perez, G.C., Solomatine, D. and van Lanen, H.A.J. (2016) Spatio-temporal analysis of hydrological drought at catchment scale using a spatially-distributed hydrological model. Procedia Engineering, 154(2): 738-744.

Mishra Ashok, K., and Singh, V.P. (2010) Drought modeling: A review Article. Journal of Hydrology, 403(1-2): 157-175.

Nyabeze, W.R. (2004) Estimating and interpreting hydrological drought indices using a selected catchment in Zimbabwe. Physics and Chemistry of the Earth, 29(1): 1173-1180.

Smakhtin, V.U. (2004) Low flow hydrology: A review article. Journal of Hydrology, 240(3-4): 147-186.

Song, S., Singh, V.P., Song, X. and Kang, Y. (2021) A probability distribution for hydrological drought duration. Journal of Hydrology, 599: 126479.

Swetalina, N. and Thomas, T. (2016) Evaluation of hydrological drought characteristics for Bearma Basin in Bundelkhand region of central India. Procedia Technology, 24(2): 85-92.

Tallaksen, L.M. and Lanen, H.A.J. (2004) (Eds) Hydrological drought – Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Developments in Water Sciences 48, Elsevier Science BV, Amsterdam, The Netherlands, 835–843.

Van Loon, A.F. and Laaha, G. (2015) Hydrological drought severity explained by climate and catchment characteristics. Journal of Hydrology, 526(3): 3-14.

Vasiliades L. and Loukas, A. (2009) Hydrological response to meteorological drought using the Palmer drought indices in Thessaly, Greece. Desalination Journal, 237(2): 3-21.

Vazifehkhah, S. and Kahya, E. (2019) Hydrological and agricultural droughts assessment in a semi-arid basin: Inspecting the teleconnections of climate indices on a catchment scale. Agricultural Water Management, 217(3): 413-425.

Wang, F., Wang, Z., Yang, H., Di, D., Zhao, Y., Liang, Q. and Hussain, Z. (2020) Comprehensive evaluation of hydrological drought and its relationships with meteorological drought in the Yellow River basin, China. Journal of Hydrology, 584(3): 124751.

Yang, P., Xia, J., Zhang, Y., Zhan, C., Cai, W., Zhang, Sh. And Wang, W. (2021) Quantitative study on characteristics of hydrological drought in arid area of Northwest China under changing environment. Journal of Hydrology, 597(4): 126343.

Zhang, Q., Mingzhong, X. and Singh, V.P. (2015) Uncertainty evaluation of copula analysis of hydrological droughts in the East River basin, China. Global and Planetary Change, 129(1): 1-9.

Zhu, Y., Liu, Y., Wang, W., Singh, V.P. Ma, X. and Yu, Zh. (2019) Three dimensional characterization of meteorological and hydrological droughts and their probabilistic links. Journal of Hydrology, 578(4): 124016.

Wang, J., Feng, J., Yang, L., Guo, J. and Pu, Zh. (2009) Runoff-denoted drought index and its relationship to the yields of spring wheat in the arid area of Hexi corridor, Northwest China. Agricultural Water Management, 96(2): 666-676.

Wen, L., Rogers, K.L., Ling, J. and Saintilan, N. (2011) The impacts of river regulation and water diversion on the hydrological drought characteristics in the Lower Murrumbidgee River, Australia. Journal of Hydrology, 405(3-4): 382-391.

Wu, J., Chen, X., Yuan, X., Yao, H., Zhao, Y. and Agha Kouchak, A. (2021) The interactions between hydrological drought evolution and precipitation-streamflow relationship. Journal of Hydrology, 597(3): 126210.

Hydrological drought intensity classification with $SMMD_{30}$ index (Case study of snowy-icy flow regime rivers in Mazandaran province)

Miromid Hadiani[1]*

Assistant Professor, Environmental Faculty, Qaemshahr Branch, Islamic Azad University, Qaemshahr, Iran.
*Corresponding Author Email Address: m.omidhadiani@gmail.com

Date of Submission: 2021/12/17 Date of Acceptance: 2022/03/06

Abstract

Drought occurrence is more than wet years in the North of Iran, while no specific climatic trend has been observed in the region in terms of declining precipitation in the years leading up to recent decades. In terms of spatial pattern, the occurrence of droughts and wet years did not follow a specific trend and mostly did not have special synchronicity and coordination between different regions of the province. In this study, the intensity of hydrological droughts in the rivers with a snowy-icy flow regime in Mazandaran province was studied and classified (weak, severe, and very severe) by sequence theory method with the standard index of minimum flow of 30 days. The independence of the hydrological behavior of the rivers, especially in drought status, the differences in the topographic and physical attributes of watersheds, the independence of the minimum discharge threshold in drought conditions, and consequently the difference in the microclimates caused that this index was different even in different seasons of the year. The very severe intensity index of the Chalous river was -1.486 in the autumn and this index was -0.743 in Cheshmeh Kile river with a similar hydrologic regime and at the same time, in the regional analysis, it was possible to express the classification index of the very severe intensity of hydrological drought in the snowy-icy flow regime was -1.385 in the autumn.

Keywords: Drought intensity, Flow regime, Hydrological drought, Mazandaran, Minimum discharge, $SMMD_{30}$ index.