

آشکارسازی اثر نوسانات بارش بر روانآب سطحی حوضه آبریز سرخس (کشف رود)

منچهر فرج زاده، استادیار گروه جغرافیه، دانشگاه تربیت مدرس

سعید رجایی نجف آبادی*، کارشناس ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس

یوسف قویدل رحیمی، استادیار گروه جغرافیه، دانشگاه تربیت مدرس

چکیده

هدف از این پژوهش بررسی اثر نوسان بارش بر دبی رود کشف رود است. در این پژوهش داده‌های اقلیمی بارش و روانآب سطحی در یک دوره‌ی آماری ۴۰ ساله از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۸۷ برای شناسایی تغییر و جهش بارش - روانآب در سطح کل حوضه و همچنین ایستگاهی مورد استفاده قرار گرفت. به وسیله‌ی ضریب همبستگی «پیرسون»، میان بارش و روانآب، میزان اثر مستقیم بارش بر روانآب، در سطح حوضه مشخص کرده و سپس با استفاده از میزان انحراف معیار ماهانه و سالیانه، نرخ نوسانات را در طی دوره‌ی آماری نمایش دادیم. همچنین به وسیله‌ی میانگین متحرک سه ساله و آزمون «من-کندال» روند خطی و جهش‌های شکل گرفته در سری‌های زمانی در سال‌های مورد مطالعه بررسی شدند. نتایج نشان داد که بارش و دبی در سطح حوضه، طی سال‌های اخیر، خشکی و ترسالی‌های متوالی را سپری کرده است. علاوه بر آن شدت خشکی‌ها در حال افزایش است. روند کلی بارش و دبی حوضه کاهش یافته است. همچنین از نظر فصلی بیشترین تغییرات ماهانه بر روی روانآب سطحی در فصل بهار و فروردین ماه مشاهده شده است و کمترین این تغییرات در اواخر تابستان می‌باشد که دلیل آن خشک شدن رود در این فصل در طی سال‌های مورد مطالعه است. آزمون من-کندال نیز نشان از جهش در ایستگاه‌های دبی سنجی داشته که این جهش در جهت منفی و کاهش یافته است. در برخی از ایستگاه‌ها این جهش از محدوده‌ی اطمینان ۹۵ درصد خارج شده و موجب تغییر اقلیم در سطح ایستگاهی گردیده است.

واژگان کلیدی

تغییر اقلیم، دبی، من-کندال، میانگین متحرک، کشف رود

مقدمه

تغییر اقلیم یکی از بزرگ‌ترین چالش‌های در پیش روی بشر است (۲۰۱۱; T. Spickett et al.). آب و هوای زمین بسیار متغیر، و در دوره‌های گذشته با گرمایش و سرمایش‌های متداول همراه بوده است (Jansen et al.; ۲۰۰۷). بر اساس محاسبات هیئت بین‌الدول تغییر اقلیمی (IPCC^۱) دمای جهانی از اوایل دوران صنعتی روندی رو به افزایش را داشته و به دلیل تغییر در میزان گازهای گلخانه‌ای دمای کره‌ی زمین به میزان ۰/۷۴ درجه سانتی‌گراد در میان سال‌های ۲۰۰۵-۱۹۰۶ افزایش داشته که نتیجه‌ی آن موجب ذوب شدن یخچال‌های طبیعی و بالا آمدن سطح آب دریاها به میزان ۷۰ سانتی‌متر بوده است (Church et al., ۲۰۰۱). تغییر اقلیم نتیجه‌ی افزایش میزان غلظت گازهای گلخانه‌ای است که موجب گرمایش جهانی نتیجه‌ی آن، افزایش رطوبت مطلق در لایه‌های جوی نزدیک سطح زمین و تغییر در رژیم بارندگی جهانی در قرن حاضر شده است (۲۰۱۱; Chmura; et al.).

لبیت و همکاران (۲۰۰۴)، در یک دوره آماری ۱۰۰ ساله رابطه‌ی بین امواج گرمایی را بر روی رودهای بزرگ در سراسر جهان مطالعه کرد و نشان دادند که رابطه‌ی نزدیکی میان دما، بارش و جریان آب سطحی وجود دارد. گرمایش زمین و سناریوهای تغییرات اقلیمی در چرخه‌ی آب شناختی نمود کاملاً بارزی می‌یابند که تمامی اجزای آن تحت تأثیر تغییرات حاصله در میزان تبادلات انرژی و جرم قرار می‌گیرند؛ نیاز به این منابع با افزایش تبخیر و تعرق در شرایط گرم‌تر، خشک و آفتابی‌تر بیشتر می‌شود.

تغییر اقلیم فرایندی کاملاً طبیعی نبوده و تحت تأثیر شرایط اقتصادی و اجتماعی جامعه نیز قرار دارد و در سال‌های اخیر سرعت و روند نامشخص‌تری به خود گرفته است (۲۰۱۰; Kabashi et al.). افزایش گازهای مختلف گلخانه‌ای از جمله CO_2 , CH_4 , NO_x و ذرات گرد و غبار آلوده‌کننده‌ی هوا از جمله SO_2 , CO گرمایش جهانی تحت تأثیر فعالیت‌های بشر را شدت بخشیده، که از این میان دی‌اکسید کربن جو سهم بیشتری به خود اختصاص داده، البته این تحت تأثیر فعالیت‌های انسانی برای کسب انرژی و تولید بیشتر ملی در بازار جهانی روند به شدت رو به رشدی داشته است (۲۰۱۰; Hatzigeorgiou et al.). چین و هند جز بزرگ‌ترین کشورهای هستند که طبیعت را قربانی تولید کرده و در صدر کشورهای تولیدکننده CO_2 می‌باشند (۲۰۱۰; Doucette et al.); این امر موجب ادامه‌ی سیر گرمایش زمین با روند نامشخص‌تری شده است.

اگر چه تغییرات برای تمامی کره زمین قطعی بوده، اما این گرمایش در برخی نواحی به مانند نیم‌کره‌ی شمالی قابل توجه‌تر می‌باشد (۲۰۱۰; Chaouche et al.). مطالعات نشان می‌دهد که با افزایش هر ۱ درجه سانتی‌گراد دمای محیط، میزان جریان آب سطحی به میزان ۴ درصد افزایش یافته و باعث تغییر در رواناب سطحی، بار رسوبی و املاح آب رودها می‌شود (۲۰۱۱; Sereda et al.) به طور کلی، گرمایش جهانی باعث تشدید چرخه جهانی آب‌شناختی و در نهایت افزایش جریان رواناب سطحی در مناطق عرض‌های جغرافیایی بالا مانند آمریکای شمالی، کانادا و شمال اروپا می‌گردد (۲۰۱۱; Zhang et al.). اما در عرض‌های پایین‌تر و مناطق گرم و خشک میزان رواناب‌های سطحی در برابر تغییر اقلیم واکنش کاملاً متفاوتی به نسبت عرض‌های بالا نشان می‌دهد و از میزان دبی رودها کاسته می‌شود. در این میان رخداد طوفان‌ها، سیلاب‌ها،

^۱. Intergovernmental Panel on Climate Change

^۲. David Labat ; ۲۰۰۴

خشک‌سالی‌ها، گرمایش و سرمايش‌ها با شدت بیشتری و فاصله زمانی کوتاه‌تری روی خواهند داد (Jentsch and beierkuhnlein, ۲۰۰۸).

نتیجه گرمایش به واقع تاثیر عمیقی بر روی چرخه آب، به ویژه در منطقه‌ی مدیترانه می‌گذارد، زیرا این منطقه در میان آب و هوای گرم و خشک شمال آفریقا و سرد و مرطوب اروپا قرار دارد (Goubanova and Li, ۲۰۰۷). پیش‌بینی‌ها حاکی از آن است که متغیرهایی اقلیمی فصلی شدت بیشتری یافته‌اند (Haas, ۲۰۰۲) به این صورت که از یک طرف فصل تابستان در مناطق خشک و نیمه خشک، خشک‌تر و گرم‌تر گردیده (Planton et al, ۲۰۰۵) هم‌چنین روان آب‌های سطحی چه از نظر حجم آب، و چه از نظر شدت جریان کاهش یافته، که به دنبال این رخدادها میزان تغذیه آب‌های زیرزمینی نیز کاهش یافته‌اند (Booij, ۲۰۰۵; Zhang et al., ۲۰۰۴). یکی از اساسی‌ترین مشکلات برای درک تغییرات اقلیم، ابهام در مورد تغییرات اقلیم در مقیاس محلی است. (Wigley, ۲۰۰۳)

از مطالعاتی که در ایران صورت گرفته می‌توان به کار «کوچکی» (۱۳۸۷) با موضوع تأثیر تغییر اقلیم، با استفاده از مدل SUCROSE که برای محاسبه‌ی اثر افزایش غلظت CO₂ بر پارامترهای فتوسنتزی اصلاح شده انجام شده بود، اشاره کرد. عزیزی (۱۳۸۷) داده‌های ماهانه‌ی ۱۶ متغیر اقلیمی برای یک دوره‌ی ۵۰ ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۰) مورد استفاده قرار داد. داده‌ها شامل دو گروه متغیرهای دما و رطوبت می‌شوند. روش تحقیق مبنی بر تحلیل آماری چند متغیر و مدل‌های پیش‌بینی باکس‌جنگیز می‌باشد. با توجه به محاسبات صورت گرفته بر روی داده‌ها، متغیرهای دمایی به ویژه میانگین دمای حداقل و دمای نقطه شبنم، دارای روند تغییرات معنی‌دار ولی با جهت متفاوت بوده‌اند. هم‌چنین داده‌های رطوبت و بارش از روند تغییرات معنی‌داری برخوردار نیستند.

نتیجه‌ی پژوهش مساح (۱۳۸۴) نیز، با تجزیه و تحلیل مدل گردش عمومی HadCM³ در دو دوره‌ی ۲۰۳۹-۲۰۱۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ نشان از کاهش بارندگی، افزایش دما و افزایش سال‌های خشک متوالی تا سال ۲۱۰۰ دارد. شبیه‌سازی دبی ورودی به سد چادگان با استفاده از تکنیک شبکه عصبی - مصنوعی و مدل‌سازی تخصیص آب در حوضه با مدل ZWAM نیز افت جریان ورودی به سد و کاهش آب تخصیص یافته به بخش کشاورزی را نشان می‌دهد.

به طور کلی می‌توان اثرات تغییر اقلیم و آسیب‌هایی طبیعی و انسانی که در پی دارد را به صورت موارد زیر تفکیک و مورد مطالعه قرار داد: (۱) شیلات (۲) انرژی و حمل و نقل (۳) سلامتی انسان (۴) توریسم و گردشگری (۵) منابع آب (Hofmann et al; ۲۰۱۱)

تغییر اقلیم بیش‌ترین اثرات منفی خود را در کشورهای فقیر و در حال توسعه نشان می‌دهد، زیرا این کشورها در مقایسه با دیگر کشورها بیشتر در تعامل با آب و هوا هستند و حیاط آن‌ها محدود به منابع طبیعی و کشاورزی است؛ از دیگر سو، ظرفیت انطباقی این کشورها با محیط طبیعی کم‌تر است (Tol et al; ۲۰۰۴).

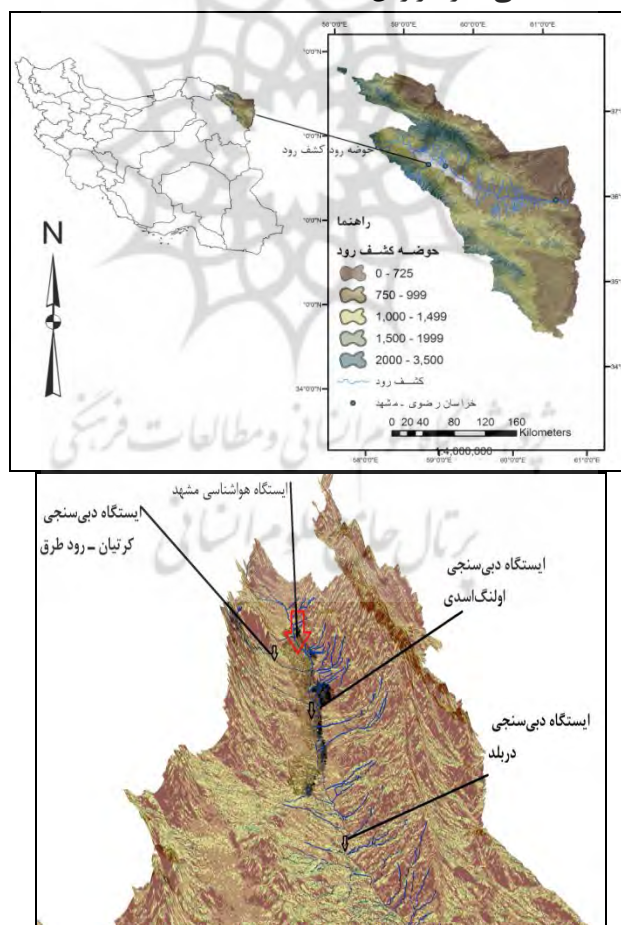
ایران نیز، به دلیل تکیه بر منابع اولیه و رواج صنعت کشاورزی در بیشتر مناطق کشور، به ویژه در دشت‌های خراسان، از آسیب‌های گرمایش جهانی و تغییر اقلیم بی‌نصیب نبوده، و هر ساله با کاهش بارش و دبی در خراسان رضوی و حوضه‌ی رود کشف‌رود هم‌چنین افزایش نیازهای غذایی مردم منطقه به ویژه شهر مشهد به عنوان یکی از ۵ کلان‌شهر ایران، موجب فشار بیش‌تر بر منابع آب زیرزمینی شده که نتیجه‌ی آن،

افت شدید آب زیرزمینی در این منطقه است؛ به شکلی که در زمان حاضر، دشت‌های این منطقه، جزو دشت‌های ممنوعه کشور از نظر حفر چاه اعلام گردیده است.

موارد ذکر شده در بالا، موجب اهمیت مطالعه بر روی منابع آب و مطالعه روند تغییرات پارامترهای اقلیمی و دبی سنجی برای پیش‌بینی ریسک و مدیریت منابع آب گردیده است. هدف از این پژوهش بررسی اثرات تغییر عناصر دما و بارش بر روی دبی کشف‌رود می‌باشد.

داده‌ها و روش کار

کشف‌رود، در میان دره کشف‌رود، در استان خراسان رضوی جاری است. این رودخانه از کوه‌های هزار مسجد و بینالود سرچشمه می‌گیرد. طول رودخانه کشف‌رود ۲۹۰ کیلومتر است، پس از طی مسیری طولانی، در محل پل خاتون سرخس، به رودخانه هریرود می‌پیوندد و از آن‌جا به بعد رودخانه تجن نام گرفته، به سمت ترکمنستان جریان یافته، و در ریگ‌زارهای ترکمنستان فرو می‌رود. منبع تغذیه این رود، باران‌های فصلی و ذوب برف در فصل گرم است. حوضه آبریز رودخانه‌ی کشف‌رود در میان عرض‌های جغرافیایی ۳۴ درجه تا ۳۸ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۸ درجه تا ۶۱ درجه شرقی واقع شده است (شکل شماره ۱). میزان نزولات جوی در ارتفاع و سطح دشت تفاوت زیادی دارد، به‌طوری که در ارتفاعات هزارمسجد ۸۰۰ میلی‌متر و در سطح دشت مشهد، متوسط ۲۵۰ میلی‌متر گزارش شده است.



شکل شماره ۱: موقعیت جغرافیایی رود کشف‌رود در خراسان رضوی و موقعیت جغرافیایی ایستگاه دبی سنجی و

هواشناسی مورد استفاده

در این مطالعه با استفاده از داده‌های بارش و دبی سنجی سازمان مدیریت منابع آب ایران، در میان سال‌های ۱۳۸۷-۱۳۴۷ روند بارش و رواناب سطحی را در سطح حوضه مورد بررسی قرار داده و سپس با استفاده از ایستگاه‌های دبی سنجی سطح حوضه با دوره‌های آماری حداقل ۳۵ ساله بر روی ایستگاه دبی سنجی «ولنگ اسدی» در میان سال‌های ۱۳۵۱ تا سال ۱۳۸۶ و حداکثر ۵۶ ساله (۱۳۲۹-۱۳۸۵) در ایستگاه دبی سنجی در بلد سعی بر انطباق و اعتبار سنجی این تغییرات در سطح ایستگاهی با سطح حوضه شده است. در ادامه با بررسی مقادیر بارش و دبی، میزان نوسان دبی و بارش ماهانه و سالانه محاسبه و سپس از طریق آزمون پیرسون میزان همبستگی پارامتر اقلیمی بارش و دبی در طی دوره مطالعاتی مورد مقایسه قرار گرفت. از سوی دیگر به وسیله آزمون‌های میانگین متحرک سعی بر آشکار سازی روند خطی ماهانه و سالیانه رواناب در طی سال‌های مورد مطالعه شد. همچنین آزمون ناپارامتری «من-کندال» جهت آزمون معناداری روند و آشکار سازی جهش در سری‌های زمانی دبی مورد استفاده قرار گرفت.

آزمون رتبه‌ای «من-کندال» در چند مرحله صورت می‌گیرد. به این ترتیب که ابتدا داده‌ها را رتبه بندی کرده و آماره t_i را که نسبت رتبه i به رتبه‌های ماقبل خود است، مورد محاسبه قرار می‌گیرد. در مرحله‌ی بعدی فراوانی تجمعی آماره t_i (معادله ۱) مورد محاسبه قرار گرفت. در گام‌های بعد به ترتیب آماره‌های E_i که معرف امید ریاضی، V_i یا واریانس و U_i که شاخص مقایسه‌ای آزمون «من-کندال» است، مورد محاسبه قرار گرفت. معادله‌ی آماره‌های فوق الذکر به شرح ذیل می‌باشند:

(۱)

$$t_i = \sum_{i=1}^n t_i$$

(۲)

$$E_i = \frac{n_i(n_i - 1)}{4}$$

(۳)

$$V_i = \frac{n_i(n_i - 1)(2n_i + 5)}{72}$$

(۴)

$$U_i = \frac{(\sum t_i - E_i)}{\sqrt{V_i}}$$

در معادلات فوق n_i ترتیب زمانی داده‌ها است. برای ترسیم نمودار «من-کندال» و آشکار سازی معنی داری یا غیر معنی دار بودن روند سری زمانی باید آماره‌های قرینه‌ای تحت عناوین t_i ، E_i ، V_i و U_i نیز مورد محاسبه قرار گیرند. معادله آماره‌های فوق الذکر به شرح زیر می‌باشند:

(۵)

$$t'_i = \sum_{i=1}^n t_i$$

(۶)

$$E'_i = \frac{[N - (n_i - 1)](N - n_i)}{4}$$

(۷)

$$V'_i = \frac{[[N - (n_i - 1)](N - n_i)][2(N - n_i)] + 5}{72}$$

(۸)

$$U'_i = \frac{(\sum t_i - E_i)}{\sqrt{V'_i}}$$

در معادلات فوق N طول دوره آماری یا حجم نمونه است. محل تلاقی U_i و U'_i در محدوده‌ی اطمینان ۹۵ درصدی، بیانگر تغییرات معنی دار سری زمانی اقلیمی بوده و رفتار U_i بعد از محل تلاقی وضعیت نزولی یا صعودی سری اقلیمی را مشخص می‌کند (زاهدی و همکاران، ۱۳۸۶، ص ۱۸۸).

نتایج و بحث

حوضه‌ی آبریز سرخس با مساحتی بالغ بر ۴۴۸۶۹ متر مربع کوچک‌ترین حوضه شش‌گانه کشور است. بارش متوسط این حوضه ۲۲۱/۲ میلی‌متر و متوسط روانآب سطحی این حوضه ۹۸/۵۸ متر مکعب در ثانیه می‌باشد.

میزان تاثیر بارش بر روانآب سطحی ایستگاه‌ها به یک میزان نبوده و بسته به تاثیر مستقیم بارش بر روانآب سطحی، میزان همبستگی ایستگاه‌ها متغیر است (شکل شماره ۲).



شکل شماره ۲: میزان همبستگی در ایستگاه‌های مختلف در حوضه سرخس

همان‌گونه که از نقشه بالا بر می‌آید همبستگی میان دبی و بارش در ایستگاه دبی‌سنجی «کرتیان» (طرق) با میزان همبستگی ۰/۷۵ و سطح معناداری کمتر از ۰/۰۰۰۱، بیش‌ترین مقدار همبستگی را به خود اختصاص داده است. میزان همبستگی در ایستگاه دبی‌سنجی «اولنگ اسدی» بر روی رود کشف‌رود نیز ۰/۴۵ و سطح معناداری کمتر از ۰/۰۰۰۱ می‌باشد. در ایستگاه‌های بالا دست حوضه به دلیل تاثیر کمتر عواملی

مانند برداشت آب برای مصارف مختلف انسانی چون کشاورزی و هم‌چنین نفوذ؛ از همبستگی بالاتری برخوردار است. هر چه به سمت ایستگاه‌های پایین دست حوضه حرکت کنیم به دلیل تاثیر عوامل مختلف از جمله فعالیت‌های انسانی، از این ارتباط کاسته می‌شود. در ایستگاه‌های بالا دست این حوضه، میان دبی و بارش رابطه مستقیم وجود داشته و دبی تحت تاثیر نوسانات بارشی، نوسان می‌یابد (شکل شماره ۲).

ویژگی‌های بارش حوضه‌ی آبریز سرخس

حوضه آبریز سرخس به طور متوسط سالانه در حدود ۲۲۱/۲۲ میلی‌متر بارش دریافت می‌کند. میزان انحراف معیار در این حوضه‌ی آبریز برابر با ۵۸/۳۲ می‌باشد که تحت تاثیر اختلاف فصلی بارش در طی سال‌های ۱۳۴۷-۱۳۸۸ ایجاد شده است (جدول شماره ۱).

از نظر ماهانه نیز بیش‌ترین میزان بارش در فروردین‌ماه (۴۲/۱۹) مشاهده می‌گردد. بر همین اساس بالاترین میزان انحراف معیار نیز به دلیل نوسانات بالای سالانه بارش در این ماه‌ها مشاهده می‌گردد. میزان انحراف معیار در فروردین ماه ۱۷/۳ می‌باشد. دلیل بارش زیاد در اواخر زمستان و بهار، رطوبت بادهای غربی در این منطقه است که تحت تاثیر موج‌های بادهای غربی به این ناحیه جریان می‌یابد. حداقل میزان بارش نیز در مرداد ماه می‌باشد و میزان متوسط آن در میان سال‌های مورد مطالعه ۰/۷۵ میلی‌متر بوده است. کمترین میزان انحراف معیار مشاهده شده نیز در این ماه (۱/۲) گزارش گردیده است (جدول شماره ۱).

جدول شماره ۱: بارش متوسط و نوسانات آن در حوضه‌ی آبریز سرخس (گزارش سازمان مدیریت منابع آب ایران سال

(۱۳۴۷-۱۳۸۸)

سالانه	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	
بارش ماهانه حوضه آبریز سرخس (mm)													
میانگین	۲۲۱.۲۲	۱.۲۱	۰.۷۵	۲.۲۸	۹.۱۲	۲۶.۲۵	۴۲.۱۹	۴۰.۷۶	۳۳.۶۰	۲۵.۸۷	۲۰.۸۵	۱۳.۸۸	۴.۴۶
حداکثر	۳۵۰.۰۲	۱۳.۰۹	۴.۲۹	۲۷.۰۰	۳۸.۲۰	۶۲.۶۱	۹۰.۴۰	۷۷.۵۳	۸۴.۲۷	۵۸.۸۳	۴۴.۷۷	۴۱.۰۲	۳۱.۹۹
حداقل	۱۱۱.۳۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۷۶	۷.۲۸	۶.۰۰	۱۰.۶۱	۴.۵۷	۱.۲۰	۰.۰۰	۰.۰۰
انحراف معیار	۵۸.۳۲۶	۲.۴۵۲۸	۱.۲۰۴	۴.۵۴۹۴	۹.۷۷۳۹	۱۶.۲۸۵	۱۷.۳۰۲	۱۵.۶۹۵	۱۵.۱۵۲	۱۰.۴۴۴	۹.۸۷۱۶	۱۱.۰۰۳	۶.۲۲۰۹
ضریب تغییرات	۳.۷۹۲۹	۰.۴۹۴۲	۰.۶۲۴۴	۰.۵۰۱۷	۰.۹۳۲۸	۱.۶۱۱۷	۲.۴۳۸۳	۲.۵۹۷	۲.۲۱۷۷	۲.۴۷۷۳	۲.۱۱۲۵	۱.۲۶۱۱	۰.۷۱۷۳

ویژگی‌های دبی حوضه آبریز سرخس

دبی متوسط سالانه‌ی حوضه‌ی آبریز سرخس بالغ بر ۹۸/۵۸ مترمکعب در ثانیه می‌باشد. میزان انحراف معیار در این حوضه‌ی آبریز برابر با ۳۹/۴۱ بوده که تحت تاثیر اختلاف بهاره و تابستانه این حوضه ایجاد شده است (جدول شماره ۲).

از نظر ماهانه نیز بیش‌ترین میزان دبی ماهانه در سطح حوضه، تحت تأثیر بارش و ذوب برف بهاره، در فروردین ماه (۲۲۱/۳ متر مکعب در ثانیه) مشاهده می‌گردد. بر همین اساس بیش‌ترین میزان انحراف معیار نیز به دلیل نوسانات بالای سالانه دبی در این ماه مشاهده می‌گردد. میزان انحراف معیار در اردیبهشت ماه ۱۳۱/۶

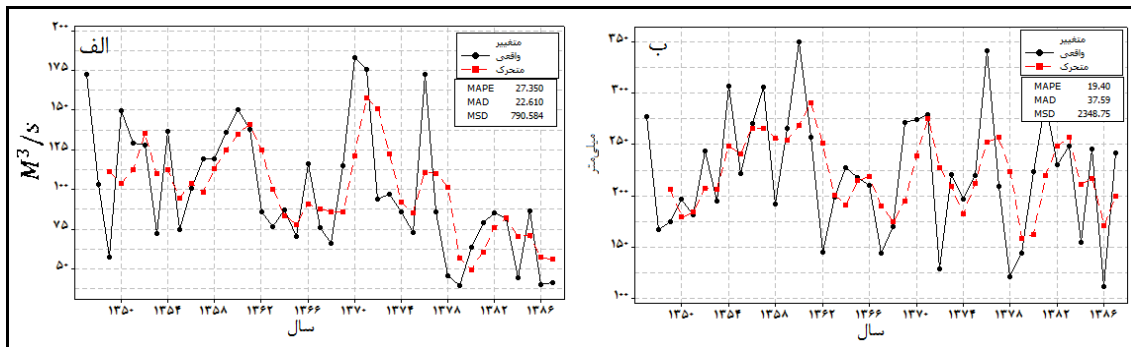
می‌باشد. کمترین میزان رواناب فصلی نیز در مرداد ماه جریان می‌یابد و میزان متوسط آن در میان سال‌های مورد مطالعه ۴۴ متر مکعب در ثانیه بوده است. کمترین میزان انحراف معیار مشاهده شده نیز در مهر ماه (۲۲/۱۵) و تحت تاثیر نوسانات پایین دبی در این ماه طی دوره آماری مورد مطالعه، مشاهده می‌گردد (جدول شماره ۲).

جدول شماره ۲: آب‌دهی متوسط و نوسانات آن در حوضه آبریز ایران مرکزی (گزارش سازمان مدیریت منابع آب ایران سال ۱۳۸۸-۱۳۴۷)

سالانه	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	
آب‌دهی ماهانه حوضه آبریز سرخس (M ³ /s)													
میانگین	۹۸.۸۵۶	۴۸.۴	۴۴.۰	۵۵.۷	۱۱۲.۵	۱۹۲.۶	۲۲۱.۲	۱۴۲.۴	۹۲.۳	۷۶.۶	۷۴.۵	۶۸.۷	۵۷.۲
حداکثر	۱۸۳.۰۹۸	۱۴۳.۱	۱۱۴.۲	۱۶۶.۲	۵۳۷.۸	۵۲۶.۲	۴۸۳.۴	۴۱۰.۱	۲۲۷.۰	۱۳۳.۵	۱۳۱.۶	۱۴۵.۴	۱۱۵.۳
حداقل	۳۹.۳۸۷	۴.۹	۱.۹	۷.۵	۱۴.۶	۲۲.۴	۴۰.۳	۴۱.۱	۳۹.۰	۳۹.۰	۳۸.۳	۳۳.۲	۲۲.۴
انحراف معیار	۳۹.۴۱۲	۲۶.۳۱۸	۲۵.۴۱۳	۳۶.۱۷	۱۰۲.۷۲	۱۳۱.۶۳	۱۲۲.۰۶	۸۶.۶۵۲	۳۵.۴۲۷	۲۲.۲۲	۲۱.۱۵۷	۲۳.۲۴۹	۲۲.۱۵۳
ضریب تغییرات	۲.۵۰۸۳	۱.۸۳۷۷	۱.۷۳۲۶	۱.۵۳۹۹	۱.۰۹۵۶	۱.۴۶۳۴	۱.۸۱۳۱	۱.۶۴۲۷	۲.۶۰۵۹	۳.۴۴۷۷	۳.۵۲۱۱	۲.۹۵۳۵	۲.۵۸۱۶

نوسانات بارش و دبی در سطح حوضه آبریز سرخس

براساس میانگین سالیانه بارش و دبی درمی‌یابیم که بارش و دبی در سطح حوضه روندی کاهشی را در پیش گرفته است. بارش حوضه‌ی سرخس در میان سال‌های ۱۳۷۹-۱۳۷۲ یک دوره‌ی خشکی را سپری کرده به شکلی که میزان بارش از میانگین متوسط سطح حوضه کمتر شده و در سال ۱۳۷۸ به کمتر از ۱۲۵ میلی‌متر نزول یافته است که در تمامی طول دوره‌ی آماری ایستگاه تا این سال بی سابقه بوده است. نوسانات بارشی ایستگاه از سال ۱۳۷۹ به بعد روندی مثبت در پیش گرفته و میزان بارش از میانگین بیشتر شده است. این روند افزایشی تا سال ۱۳۸۲ ادامه یافته است و از این سال به بعد مجدد بارش سیری نزولی در پیش گرفته و در سال ۱۳۸۶ به حدود ۱۱۰ میلی‌متر کاهش یافته که کمترین میزان بارش در طی تمامی سال‌های مورد مطالعه بوده است (شکل شماره ۳). نوسانات بارش بر روی رواناب در سطح حوضه اثر گذاشته و موجب کاهش شدن روند دبی در سطح حوضه شده است. در میان سال‌های ۱۳۷۲ تا ۱۳۷۵ میزان دبی کمتر از حد متوسط شده و ایستگاه، دوران خشکی را سپری می‌کند. در سال ۱۳۷۶ میزان دبی به طور موقت افزایش یافته ولی در سال ۱۳۷۷ تا سال ۱۳۷۹ میزان دبی به روند کاهشی خود ادامه داده به شکلی که در سال ۱۳۷۹ به کمترین میزان خود در میان سال‌های مورد مطالعه رسیده است. میزان دبی در این سال به ۲۵ متر مکعب در ثانیه نزول یافته است که در طول دوره‌ی آماری حوضه بی سابقه بوده است. در میان سال‌های ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۳ روند دبی افزایشی شده ولی این امر موقتی بوده و در سال ۱۳۸۴ تا اواخر دوره‌ی آماری دوره‌ی خشکی را سپری می‌کند (شکل شماره ۳).



شکل شماره ۳: الف) میانگین متحرک سه ساله دبی در سطح حوضه ب) میانگین متحرک سه ساله بارش در سطح حوضه

ویژگی‌های رواناب ایستگاه‌های دبی سنجی حوضه آبریز سرخس

در میان ایستگاه‌های مورد مطالعه در حوضه آبریز سرخس، بیش‌ترین میزان نوسانات سالانه دبی متعلق به ایستگاه «دربلد» می‌باشد. میزان نوسانات سالانه این ایستگاه ۱/۵ می‌باشد. کمترین میزان تغییرات ایستگاهی در کرتیان بر روی رود طرق از سرچشمه‌های کشف‌رود و با میزان انحراف معیار ۰/۴۱ مشاهده می‌گردد (جدول شماره ۳). تغییرات ماهانه ایستگاه‌ها نیز نشان می‌دهد که در ایستگاه دبی سنجی «دربلد» در حوضه آبریز سرخس، بیش‌ترین نوسان ماهانه در اردیبهشت (۹/۶) روی داده است. کمترین میزان انحراف معیار نیز در اواخر تابستان و شهریور مشاهده می‌گردد. کمترین میزان انحراف معیار در شهریور ماه (۰/۱) می‌باشد. در ایستگاه دبی سنجی «کرتیان» نیز بالاترین میزان نوسانات در فروردین ماه (۲/۱۲) مشاهده می‌گردد. کمترین میزان نوسانات دبی در این ایستگاه نیز در تابستان و با میزان انحراف معیار ۰/۱۶ روی داده است (جدول شماره ۳). در فصل تابستان به دلیل خشک شدن اکثر سرچشمه‌های رود، جریان رودخانه تبدیل به مسیل گردیده و این امر موجب پایین بودن میزان انحراف معیار در فصل گرم گردیده است، زیرا بیش‌تر سال‌ها رود خشک بوده و در نتیجه اختلاف سالانه پایین می‌باشد.

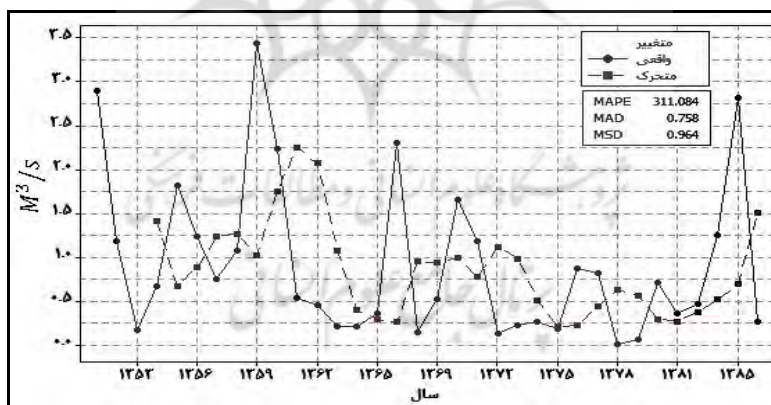
جدول شماره ۳: دبی متوسط ایستگاهی و نوسانات آن در حوضه‌ی آبریز سرخس

سالانه	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	
دبی ماهانه ایستگاه دربلد ۱۳۸۵-۱۳۲۹ (حوضه آبریز سرخس) (M ³ /s)													
میانگین	۰.۱۷۴۳	۰.۳۵۲۷	۰.۶۰۵۷	۰.۹۴۵۴	۱.۴۸۸۶	۳.۱۵۸	۶.۴۳۰۹	۵.۸۸۸۳	۱.۵۹۷۶	۰.۲۹۲۴	۰.۰۷۷۳	۰.۰۴۴	۱.۷۵۴۶
حداکثر	۳۶۴۳	۷.۳۸۹	۲.۸۷۳	۷.۵۱	۱۰.۹۹۳	۲۰.۰۵۵	۳۶.۴۸۷	۶۳.۰۷۲	۱۵.۹۰۶	۴.۷۳۹	۰.۹۶۴	۰.۴۹۳	۶.۹۱۵
حداقل	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۳۷
انحراف معیار	۰.۵۶۶۷	۱.۰۹۴۹	۰.۸۲۲۹	۱.۴۲۹۴	۲.۱۵۴۵	۳.۸۲۴۷	۷.۸۷۰۹	۹.۶۰۸۶	۲.۹۵۵۴	۰.۷۵۴۲	۰.۱۶۷۶	۰.۱۰۱۶	۱.۵۳۳۲
دبی ماهانه ایستگاه کرتیان ۱۳۸۵-۱۳۳۱ (حوضه آبریز سرخس) (M ³ /s)													
میانگین	۰.۰۲۵۱	۰.۱۲۹۶	۰.۱۶۳۱	۰.۲۷۷۶	۰.۴۵۱۵	۱.۲۲۱۸	۲.۲۲۴۴	۱.۵۳۷۲	۰.۵۸۷۹	۰.۱۹۰۷	۰.۰۲۱۴	۰.۰۰۴۴	۰.۵۷۰۵
حداکثر	۰.۱۷۸	۰.۹۹۵	۱.۱۳۷	۲.۲۱۷	۲.۶۹	۵.۲۴۱	۱۲.۰۱۵	۸.۲۵۹	۳.۸۱۴	۱.۸۰۸	۰.۷۶۱	۰.۰۸۳	۱.۵۸۴
حداقل	۰	۰	۰	۰.۰۳۲	۰.۰۶۷	۰.۰۷۶	۰.۱۰۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۵۳
انحراف معیار	۰.۰۴۴۵	۰.۱۷۸۲	۰.۱۷۲۸	۰.۳۷۵۵	۰.۵۱۷۲	۱.۱۹۵۹	۲.۱۲۳	۱.۳۷۴	۰.۶۹۶۹	۰.۳۶۴۹	۰.۱۱۱۶	۰.۰۱۶۴	۰.۴۱۸۳
دبی ماهانه ایستگاه بولنگ اسدی ۱۳۸۵-۱۳۵۱ (حوضه آبریز سرخس) (M ³ /s)													
میانگین	۰.۰۸۰۱	۰.۱۷۷۵	۰.۳۱۵۴	۰.۳۹۸۶	۰.۷۱۵۹	۱.۸۶۹۶	۳.۶۰۲۲	۲.۴۶۴۱	۱.۲۸۵۶	۰.۱۹۴۷	۰.۰۲۰۳	۰.۰۰۱۷	۰.۹۲۷۳
حداکثر	۱.۷۵۹	۲.۹۰۹	۲.۷۰۵	۱.۹۱۶	۴.۱۸	۱۲.۵۸	۲۳.۳۳۱	۲۹.۰۳	۱۱.۲۲۵	۳.۰۴۳	۰.۲۳۶	۰.۰۴۴	۳.۴۳۶
حداقل	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۲۱	۰.۰۰۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱۴
انحراف معیار	۰.۳۱۵۸	۰.۵۰۴۵	۰.۵۴۵۶	۰.۴۰۷۸	۰.۷۸۸۸	۲.۶۶۱۵	۵.۲۳۴۵	۵.۳۳۵۴	۲.۹۶۷۷	۰.۶۱۷۲	۰.۰۶۰۲	۰.۰۰۷۸	۰.۹۰۳۴

مقایسه روند دبی در سطح ایستگاهی با تغییرات در سطح حوضه

میانگین‌های سه ساله در حوضه‌ی آبریز دریاچه‌ی سرخس در سطح ایستگاه‌ها، به مانند تمامی سطح حوضه، گویای چندین دوره خشکی و ترسالی در ایستگاه‌های مورد مطالعه می‌باشد. طولانی‌ترین دوره‌های خشکی در میان سال‌های ۱۳۶۵-۱۳۶۰ و ۱۳۷۹-۱۳۷۱ رخ داده است؛ با روی داد این دو دوره خشکی در سطح ایستگاه، دبی در تمامی ایستگاه‌ها به حداقل میزان خود کاهش یافته است. در میان سال‌های ۱۳۷۹-۱۳۸۴ تمامی ایستگاه‌ها دبی سنجی حوضه دارای روندی مثبت در میزان روانآب سطحی گردیده و نرخ دبی از متوسط میانگین متحرک بیشتر شده است. این روند افزایشی دبی پایدار نبوده و از سال ۱۳۸۴ مجدد کاهش یافته است. نوسانات دبی در سال‌های اخیر بیش از دیگر سال‌ها بوده و دوره‌های خشکسالی با شدت بیشتری به نسبت سال‌های قبل مشاهده می‌گردد.

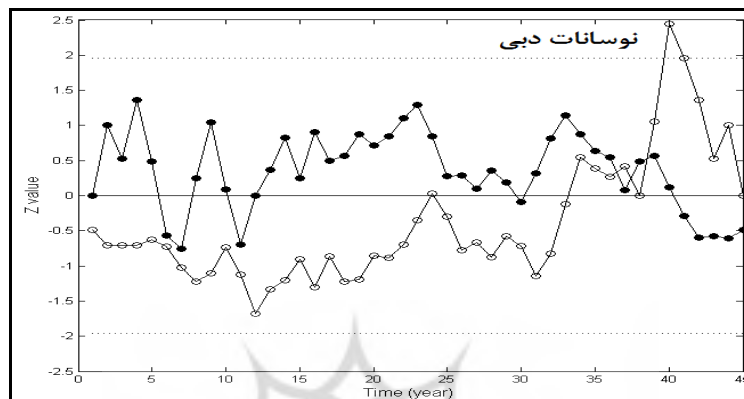
به عنوان مثال در ایستگاه دبی سنجی «اولنگ اسدی» بر روی رود کشف‌رود، به عنوان ایستگاه شاخص در کل حوضه آبریز سرخس. که تغییرات را در سطح حوضه به خوبی نمایش می‌دهد گویای این مساله می‌باشد که دبی در طی این دوره آماری در میان سال‌های ۱۳۷۴ و ۱۳۷۵ از میانگین متحرک بیش‌تر شده، اما این روند موقتی بوده و در سال‌های بعد مجدد کاهش یافته است. خشک‌ترین دوره از نظر حجم روانآب سطحی در ایستگاه «اولنگ اسدی» در میان سال‌ها ۱۳۷۹-۱۳۷۱ مشاهده می‌گردد، به شکلی که کمترین میزان روانآب سطحی مشاهده شده در این ایستگاه، در سال ۱۳۷۸ می‌باشد که میزان دبی به کمترین میزان خود (۰) رسیده است (شکل شماره ۴). در سال‌های اخیر نیز دبی به صورت موقت نرخ افزایش داشته و در سال ۱۳۸۴ دبی به بیش از ۲/۷۵ مترمکعب در ثانیه افزایش یافته است. بیش‌ترین نرخ دبی در طی سال‌های مورد مطالعه مربوط به سال ۱۳۵۹ با حجم دبی ۳/۵ مترمکعب در ثانیه مشاهده شده است.



شکل شماره ۴: میانگین متحرک سه ساله دبی برای رود کشف‌رود (ایستگاه دبی اولنگ اسدی)

در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه در حوضه‌ی آبریز سرخس، گراف «من-کندال» در میان سال‌های ۱۳۷۴-۱۳۸۰ برای ایستگاه‌های مورد مطالعه در سطح حوضه، جهش در نرخ دبی و حتی در برخی از ایستگاه‌ها مانند «اولنگ اسدی» خروج از محدوده‌ی اطمینان ۹۵ درصد را به صورت موقت نمایش می‌دهد. به عنوان نمونه گراف «من-کندال» در ایستگاه دبی اولنگ اسدی در شکل شماره ۵ نمایش داده شده است.

با توجه به این گراف می‌توان به این نتیجه رسید که در حوضه‌ی سرخس نوسانات مختلفی را در طول دوره‌ی آماری (۱۳۴۸-۱۳۸۶) از خود نمایش می‌دهد، اولین این جهش‌ها در سال ۱۳۷۵ می‌باشد که دو خط U_i و U'_i به یک دیگر رسیده، روند تغییر دبی معنادار شده و دبی رو به کاهش می‌رود، اما مجدد در سال ۱۳۷۶ دبی جهش مجدد می‌یابد و روندی افزایش را در پیش می‌گیرد، در نهایت در سال ۱۳۷۹ دو خط U_i و U'_i مجدداً به یک دیگر رسیده و نرخ رو به کاهش رفته و تا به امروز روند کاهش خود را حفظ کرده، اما از محدوده‌ی اطمینان ۹۵ درصدی خارج نشده است.



شکل شماره ۵: گراف من - کندال برای رود کشف‌رود (ایستگاه دبی سنجی اولنگ اسدی)

نتیجه‌گیری

میانگین رواناب سطحی سرخس ۹۸/۸۵ متر مکعب در ثانیه می‌باشد که از این میزان بیشترین سهم رواناب مربوط به فصل بهار و فروردین ماه کمترین میزان رواناب سطحی نیز در تابستان و مرداد ماه مشاهده می‌شود. در طی سال‌های مورد مطالعه نیز بیشترین نوسان ماهانه رواناب سطحی در اردیبهشت ماه مشاهده می‌شود. دلیل این نوسان بالای فروردین ماه تغییر دبی طی سال‌های متوالی در این ماه می‌باشد. کمترین میزان نوسان دبی نیز در آذر ماه مشاهده شده است که نشان از نوسان پایین رواناب در این ماه، طی سال‌های مورد مطالعه دارد.

«تیان» و «اولنگ اسدی» در منتهی‌الیه رود کشف‌رود استفاده شد. در این ایستگاه‌ها میزان نوسانات دبی به دلیل کاهش در نرخ آب‌های سطحی رودخانه کشف‌رود در میان سال‌های ۱۳۸۵-۱۳۲۹، رو به کاهش می‌باشد. روان آب سطحی حوضه‌ی آبریز سرخس هفت دوره‌ی خشک‌سالی و شش دوره‌ی ترسالی را تجربه کرده است. در سال‌های اخیر از میزان رواناب سطحی حوضه کاسته شده و بر شدت دوره‌های خشک حوضه آبریز افزوده شده است. طولانی‌ترین دوران ترسالی در حوضه‌ی آبریز سرخس در میان سال‌های ۱۳۵۴ تا سال ۱۳۶۲ بوده است، ولی هر چه به سال‌های اخیر نزدیک‌تر می‌شویم از میزان بارش و رواناب کاسته شده است. هم‌چنین بر شدت و طول مدت خشک‌سالی‌ها نیز در سال‌های اخیر افزوده شده است. طولانی‌ترین سال‌های خشکی از نظر بارش و در پی آن دبی در سال‌های ۱۳۷۳ تا سال ۱۳۷۹ گزارش شده است. در این سال‌ها به ویژه سال ۱۳۷۹ خشک‌ترین سال اقلیمی کشور بوده و حجم رواناب سطحی حوضه‌ی آبریز سرخس در این سال به کمتر از ۱ متر مکعب در ثانیه تنزل یافته و رود تبدیل به یک مسیل شده است. هرچند که در میان

سال‌های ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۴ بر میزان بارش و دبی افزوده شده است ولی این روند پایدار نبوده و از سال ۱۳۸۴ تا به امروز این روند کاهشی هم‌چنان ادامه یافته است.

از کارهای مشابه که در ایران انجام گردیده، می‌توان به مطالعات مدرسی و همکاران (۱۳۸۹) و هم‌چنین خوش‌اخلاق و همکاران (۱۳۸۹) اشاره کرد. در مطالعات مشابهی دمای حداقل و حداکثر در ایستگاه‌های مورد مطالعه افزایش یافته و این امر موجب کاهش در میزان رطوبت جو و در نتیجه کاهش بارش در ایستگاه گردیده است. از دیگر سو افزایش دما موجب تغییر الگوی بارش و شکل‌گیری باران به جای برف در مناطق مورد مطالعه شده است. بر اساس مطالعات فوق و هم‌چنین بررسی‌های صورت گرفته در این مطالعه می‌توان به این نتیجه رسید که ذخیره برف که یکی از منابع تغذیه کشف‌رود می‌باشد، کاهش یافته که این امر می‌تواند تحت تاثیر افزایش دما و تغییر در نوع بارش باشد و نتیجه آن، کاهش در نرخ دبی بهاره و تابستانه این رود می‌باشد.



منابع

۱. خوش اخلاق، فرامر، افشار منش، حمیده، شفیع، زلیخا، آقاعلیخانی، مرضیه؛ ۱۳۸۹؛ ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی آب‌های سطحی، مطالعه‌ی موردی: رودخانه‌ی کارون؛ ۲۳-۱۹۵ اردیبهشت ۸۹، مؤسسه‌ی ژئوفیزیک، مقالات پوستری، فیزیک فضا، صفحه ۱۹۲ چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ۲۱.
۲. زاهدی، مجید، ساری صراف، بهروز، جامعی، جاوید، ۱۳۸۶، تحلیل تغییرات زمانی-مکانی دمای منطقه‌ی شمال غرب ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، صص ۱۸۳-۱۹۸.
۳. عزیزی، قاسم، شمسی پور، علی اکبر، یاراحمدی، داریوش؛ ۱۳۸۷؛ ارزیابی تغییر اقلیم در نیمه غربی کشور با استفاده از تحلیل‌های آماری چند متغیره؛ پژوهش‌های جغرافیایی؛ (۶۶): ۱۹-۳۵.
۴. کوچکی، علیرضا، نصیری محلاتی، مهدی؛ ۱۳۸۷؛ تاثیر تغییر اقلیم همراه با افزایش غلظت CO₂ بر عملکرد گندم در ایران و ارزیابی راهکارهای سازگاری؛ پژوهش‌های زراعی ایران؛ (۱)۶: ۱۳۹-۱۵۳.
۵. مدرسی، فرشته، عراقی نژاد، شهاب، ابراهیمی، کیومرث، خیاط خلقی، مجید؛ ۱۳۸۹؛ بررسی منطقه‌ای پدیده تغییر اقلیم با استفاده از آزمون‌های آماری مطالعه‌ی موردی: حوضه آبریز گرگانود-قره سو؛ آب و خاک علوم و صنایع کشاورزی؛ ۲۴(۳): ۴۷۶-۴۸۹.
۶. مساح بوانی، علیرضا، مرید، سعید؛ ۱۳۸۴؛ اثرات تغییر اقلیم بر جریان رودخانه زاینده رود اصفهان؛ علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی؛ ۹(۴): ۱۲-۲۷.
- ۷.
۸. Booij, M.J., ۲۰۰۵. Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolution. *J.Hydrol.* ۳۰۳ (۱-۴), ۱۷۶-۱۹۸.
۹. Chaouche Keltoum, Neppel Luc, Dieulin Claudine, Pujol Nicolas, Ladouche Bernard, Diodato, N., ۲۰۰۴. Local models for rainstorm induced hazard analysis on Mediterranean river torrential geomorphological systems. *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.* ۴ (۰), ۳۸۹-۳۹۷.
۱۰. Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nguan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L., ۲۰۰۱. Changes in sea level. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Xiaosu, D. (Eds.), *Climate Change ۲۰۰۱. The Scientific Basis.* Cambridge University Press, Cambridge, pp. ۶۳۹-۶۹۳.
۱۱. Doucette Reed T., McCulloch Malcolm D.; ۲۰۱۱; Modeling the CO₂ emissions from battery electric vehicles given the power generation mixes of different countries; *Energy Policy* ۳۹ ۸۰۳-۸۱۱.
۱۲. E. Hofmann Mareen, Hinkel Jochen, Wrobel Marku; ۲۰۱۱; Classifying knowledge on climate change impacts, adaptation, and vulnerability in Europe for informing adaptation research and decision-making: A conceptual meta-analysis; *Global Environmental Change* ۲۱ - ۱۱۰۶-۱۱۱۶
۱۳. Goubanova, K., Li, L., ۲۰۰۷. Extremes in temperatures and precipitation around the Mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations. *Glob. Planet. Change* ۵۷, ۲۷-۴۲.
۱۴. Haas.,L., ۲۰۰۲. Mediterranean water resource planning and climate change adaptation. *Water, wetlands and climate change. Building linkages for their integrated management. Mediterranean Regional Roundtable. Athens, Greece, December ۱۰-۱۱ Draft for Discussion*, ۶۲ p.

۱۵. Hatzigeorgiou Emmanouil, Polatidis Heracles, Haralambopoulos Dias; ۲۰۱۱; CO₂ emissions, DP and energy intensity: A multivariate cointegration and causality analysis for Greece, ۱۹۷۷-۲۰۰۷; *Applied Energy* ۸۸ - ۱۳۷۷-۱۳۸۵.
۱۶. IPCC CZMS, ۱۹۹۲. *A common methodology for assessing vulnerability to sea-level rise second revision*. In: *Global Climate Change and the Rising Challenge of the Sea*. Report of the Coastal Zone Management Subgroup, Response Strategies Working Group of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Ministry of Transport, Public Works and Water Management, The Hague, The Netherlands, Appendix C, ۲۷pp.
۱۷. IPCC. *Climate Change ۲۰۰۷: Synthesis Report. An Assessment of Intergovernmental Panel on Climate Change*. (۲۰۰۷) Geneva, Switzerland, <http://ipcc.ch/index.html>.
۱۸. J. Chmura Daniel, D. Anderson Paul, T. Howe Glenn, A. Harrington Constance, E. Halofsky Jessica, L. Peterson David, C. Shaw David, St. Clair J. Brad; ۲۰۱۱; *Forest responses to climate change in the northwestern United States: Ecophysiological foundations for adaptive management; Forest Ecology and Management* ۲۶۱ ۱۱۲۱-۱۱۴۲.
۱۹. Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D., ۲۰۰۷. *Paleoclimate*. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change ۲۰۰۷: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. ۴۳۳-۴۹۷.
۲۰. Jentsch, A., Beierkuhnlein, C., ۲۰۰۸. *Research frontiers in climate change: Effects of extreme meteorological events on ecosystems*. *C. R. Geoscience* ۳۴۰, ۶۲۱-۶۲۸.
۲۱. Kabashi Skender, Bekteshi Sadik, Ahmetaj Skender, Kabashi Gazmend, Najdovski Dimitrij, Zidanšek Aleksander, Šlaus Ivo; ۲۰۱۱; *Applied Energy* ۸۸ - ۴۷۳-۴۷۸.
۲۲. Labat David, Godd_eris Yves, Luc Probst Jean, Loup Guyot Jean; ۲۰۰۴; *Evidence for global runoff increase related to climate warming; Advances in Water Resources* ۲ ۶۳۱-۶۴۲
۲۳. Planton, S., Deque, M., Douville, H., Spagnolli, B., ۲۰۰۵. *Impact du re' chauffage climatique sur le cycle hydrologique*. *C. R. Geoscience* ۳۳۷, ۱۹۳-۲۰۲.
۲۴. Sereda Jeff, Bogard Matthew, Hudson Jeff, Helps Devin, Dessouki Tarik ; ۲۰۱۱; *Climate warming and the onset of salinization: Rapid changes in the limnology of two northern plains lakes; Limnologica* ۴۱ - ۱ - ۹.
۲۵. T. Spickett Jeffery, L. Brown Helen, Katscherian Dianne; ۲۰۱۱; *Adaptation strategies for health impacts of climate change in Western Australia: Application of a Health Impact Assessment framework; Environmental Impact Assessment Review* ۳۱ - ۲۹۷-۳۰۰.
۲۶. Tol Richard S.J., Downing Thomas E, Kuik Onno J, Smith Joel B; ۲۰۰۴; *Distributional aspects of climate change impacts; Global Environmental Change* ۱۴ - ۲۵۹-۲۷۲
۲۷. Wigley, T., ۲۰۰۳. *Modelling Climate Change under No-Policy and Policy Emissions Pathways*. OECD, Paris (ENV/EPOC/ GSP(۲۰۰۳) ۷/FINAL).
۲۸. Zhang ua Huang Guo, H., Dunling Wang, Zhang Xiaodong ; ۲۰۱۱; *Uncertainty assessment of climate change impacts on the hydrology of small prairie wetlands; Journal of Hydrology* ۳۹۶ - ۹۴ - ۱۰۳
۲۹. Zhang, X.B., Zwiers, F.W., Li, G.L., ۲۰۰۴. *Monte Carlo experiments on the detection of trends in extreme values*. *J. Climate* ۱۷, ۱۹۴۵-۱۹۵۲.