

پیش‌بینی تغییرات تبخیر واقعی سالانه در مناطق خشک با استفاده از چارچوب اصلاح شده بادیکو (مطالعه موردی: حوضه آبریز نیشابور-رخ)

آمنه میان آبادی¹، امین علیزاده^{2*}، سیدحسین ثنائی نژاد³، بیژن قهرمان⁴، کامران داوری⁵

تاریخ دریافت: 1395/2/11 تاریخ پذیرش: 1395/6/24

چکیده

تعیین و پیش‌بینی مؤلفه‌های بیلان آب به‌ویژه تبخیر واقعی در حوضه‌های آبریز اهمیت زیادی در ارزیابی راهکارهای مدیریتی و برنامه‌ریزی‌های سازگاری با تغییر اقلیم دارد. مدل‌های هیدرولوژیکی توزیعی یا فیزیکی-مبنا بسیار پیچیده بوده و برای تخمین مؤلفه‌های بیلان آب نیازمند داده‌های فراوانی می‌باشند. هم‌چنین دقت و کیفیت داده‌های ورودی تأثیر زیادی بر میزان دقت این مدل‌ها دارد. در برخی موارد نیازی به داشتن تخمین بسیار دقیق مؤلفه‌های بیلان نیست و برای اهداف مدیریتی داشتن تخمین اولیه از تبخیر و رواناب در مقیاس سالانه کافی می‌باشد. به همین دلیل استفاده از مدل‌های یکپارچه مفهومی در مطالعات اولیه هیدرولوژی گسترش یافته است. یکی از مدل‌های یکپارچه ساده که کاربرد آن در سطح جهان گسترش زیادی یافته، منحنی‌های بادیکو می‌باشد. منحنی‌های بادیکو برای حوضه‌های دارای شرایط پایدار که در آن‌ها تغییرات ذخیره آب ناچیز فرض می‌شود، قابل استفاده می‌باشد. با گسترش استفاده از چارچوب بادیکو مدل جدیدی (مدل Greve et al., 2016) ارائه شده است که با تغییر شرایط مرزی بتواند در مقیاس‌های زمانی کوچک و در شرایطی که تغییرات ذخیره آب قابل صرف‌نظر کردن نیست، مقدار تبخیر حوضه را تخمین بزند. در پژوهش حاضر با توجه به شرایط ناپایدار حوضه نیشابور - رخ، مدل جدید ارائه شده با استفاده از داده‌های بارش، تبخیر پتانسیل و تبخیر واقعی و آسنجی و سپس مقدار تبخیر برای دوره پایه (1350-1351 تا 1383-1384) و دوره آینده (1395-1396 تا 1428-1429) با استفاده از مدل اقلیمی به دست آمده از پروژه CORDEX تخمین زده شد. میانگین پارامترهای مدل گریو و همکاران (k و γ_0) با توجه به تبخیر واقعی به دست آمده از مدل SWAT به ترتیب برابر 0/24 و 1/54 به دست آمد. نتایج بررسی تغییر اقلیم نشان داد که مقدار بارش در دوره آینده 0/48 درصد کاهش و دمای متوسط، تبخیر پتانسیل و تبخیر واقعی به ترتیب 11/25، 4/66 و 2/11 درصد افزایش خواهد یافت.

واژه‌های کلیدی: بادیکو، تبخیر، تغییر اقلیم، SWAT، CORDEX، حوضه نیشابور - رخ

مقدمه

توسط محققان مختلف ارائه شده است. امکان استفاده از مدل‌های توزیعی هیدرولوژیکی به دلیل نیاز به داده زیاد، پیچیدگی و عدم قطعیت مربوط به ورودی‌ها، پارامترها و ساختار مدل در همه حوضه‌های آبریز به‌ویژه در حوضه‌های فاقد داده، وجود ندارد. از این‌رو تلاش‌های بسیاری در جهت ارائه مدل‌های یکپارچه که نیاز به ورودی کم‌تری داشته و در همه حوضه‌ها قابل استفاده باشند، انجام شده است. میزان تبخیر یک حوضه را می‌توان به آسانی با استفاده از مدل‌های مفهومی یکپارچه¹ از جمله مدل‌های مبتنی بر فرضیه بادیکو تخمین زد (Yang et al., 2007). اساس منحنی‌های بادیکو معادلات بیلان آب و انرژی بوده (Arora., 2002) و شکل کلی آن‌ها به صورت معادله 1 است.

$$\frac{E}{P} = F(\theta), \theta = \frac{E_p}{P} \quad (1)$$

در این معادله، E تبخیر سالانه، P بارش سالانه، E_p تبخیر پتانسیل سالانه، $\frac{E}{P}$ نسبت تبخیر² و θ نمایه خشکی (نسبت تبخیر

یکی از مؤلفه‌های مهم معادله بیلان آب و انرژی در حوضه‌ها تبخیر است که اندازه‌گیری آن به راحتی امکان‌پذیر نمی‌باشد. از آن‌جا که برای بررسی بیلان آب و مدل‌سازی هیدرولوژی در سطح حوضه، دانستن مقدار تبخیر اهمیت زیادی دارد، لذا معادلات تجربی و فیزیکی و هم‌چنین مدل‌های هیدرولوژیکی مختلفی برای تخمین تبخیر واقعی

1- دانشجوی دکتری گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

2- استاد گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

3- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

4- استاد گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

5- استاد گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

*- نویسنده مسئول: (Email: alizadeh@um.ac.ir)

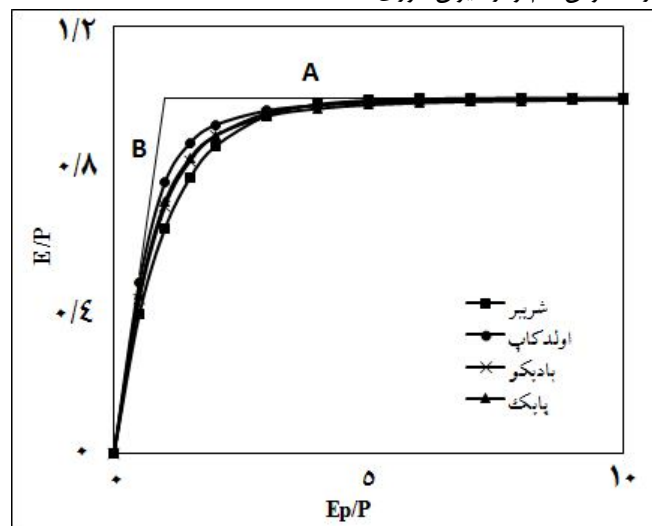
موردنیاز برای تبخیر بارش سالانه باشد. در این شرایط مقدار انرژی در دسترس تبخیر را محدود می‌کند (شکل 1، خط A). خط A و B به ترتیب شرایط مرزی آب - محدود و انرژی - محدود در چارچوب بادیکو می‌باشند. پس از ارائه مدل‌های فاقد پارامتر در چارچوب بادیکو که فقط عوامل اقلیمی بزرگ مقیاس (تحت عنوان عوامل کنترل کننده اولیه) را برای تخمین تبخیر متوسط سالانه در نظر می‌گیرند و نتایج خوبی در مقیاس حوضه ارائه می‌دهند، مطالعات بسیاری برای بررسی عوامل دیگر (تحت عنوان عوامل کنترل کننده ثانویه) بر میزان تبخیر و رواناب در قالب منحنی‌های بادیکو انجام شد و مبنای فیزیکی به روابط داده شد (Porporato et al., 2004, Yang et al., 2008, Donohue et al., 2012, Wang and Tang., 2014, Zhou et al., 2015). این مطالعات بر اساس تحلیل‌های تجربی، اضافه نمودن پارامتر به مدل و ارائه مدل‌های جدید برای بررسی نقش عوامل ثانویه بر بیان آب در چارچوب بادیکو صورت گرفته‌اند. عوامل ثانویه مؤثر بر مؤلفه‌های بیان آب، شامل نوع و دینامیک پوشش گیاهی، رژیم فصلی بارش³، ظرفیت ذخیره آب در خاک، عمق بارش، شکل بارش و نسبت برف، خصوصیات خاک حوضه، توپوگرافی و تغییرات سطح آب زیرزمینی می‌باشد که در مطالعات مختلف مورد بررسی قرار گرفته‌اند. یکی از کاربردی‌ترین معادلات ارائه شده در چارچوب بادیکو معادله فو (Fu., 1981) می‌باشد که با در نظر گرفتن شرایط مرزی تعریف شده (خط A و B در شکل 1)، توسط (Zhang et al., 2004) ارائه شد:

$$\frac{E}{P} = 1 + \phi - [1 + (\phi)\omega]^{\frac{1}{\omega}} \quad (2)$$

در این رابطه ω تنها پارامتر معادله فو (Fu., 1981) است که بستگی به خصوصیات حوضه دارد.

پتانسیل به بارش) می‌باشد. اولین معادله ساده در چارچوب بادیکو توسط شریبر (Schreiber., 1904) ارائه شد. شریبر بر اساس داده‌های سالانه تبخیر، بارش و شاخص خشکی، مدل ساده خود را بدون دانش صریحی از اصول فیزیکی مربوط به آن ارائه نمود. پس از آن (Ol'dekop., 1911), (Turc., 1954) و (Pike., 1964) معادلات ساده خود را برای تخمین تبخیر به عنوان تابعی از تبخیر پتانسیل و بارش ارائه نمودند.

تلاش اصلی برای ارائه چارچوب بادیکو توسط (Budyko., 1974, 1958) صورت گرفت. او با استفاده از داده‌های بیان آب چندین حوضه و برازش منحنی، به این نتیجه رسید که منحنی حاصل بین منحنی‌های پیشنهادی شریبر و اولدکاپ (Schreiber., 1904; Ol'dekop., 1911) قرار می‌گیرد. بنابراین میانگین هندسی دو منحنی شریبر و اولدکاپ را به عنوان تابع مناسبی جهت محاسبه نسبت تبخیر بر اساس نمایه خشکی پیشنهاد نمود. بادیکو معادله خود را برای حوضه آبریز بزرگ در اروپا (Budyko., 1951) و سپس برای 1200 حوضه که داده‌های بارش و رواناب آن‌ها موجود بود (Budyko and Zubenok., 1961) بررسی نموده و نتایج قابل قبولی به دست آورد. نتایج او نشان داد برای حوضه‌هایی با مساحت بیش از 1000 کیلومتر مربع، پراکندگی داده‌ها در اطراف منحنی بادیکو کم و 90 درصد تغییرات قابل توضیح است. شکل 1 منحنی‌های شریبر، اولدکاپ، پایک و بادیکو را نشان می‌دهد. بر اساس چارچوب بادیکو در مناطقی که انرژی کافی برای تبخیر بارش وجود دارد، تبخیر سالانه با بارش سالانه برابر می‌باشد. در این شرایط مقدار آب در دسترس تبخیر را محدود می‌کند (شکل 1، خط A). در بعضی دیگر از مناطق مقدار تبخیر سالانه با مقدار تبخیر پتانسیل برابر می‌شود. این حالت در صورتی رخ می‌دهد که میزان انرژی در دسترس کم‌تر از میزان انرژی



شکل 1- نمایش 4 منحنی بادیکو (شریبر، اولدکاپ، بادیکو و پایک)، خطوط مشخص شده با A و B به ترتیب شرایط با محدودیت آب و انرژی را نشان می‌دهد

بررسی نمود. از چارچوب اصلی بادیکو برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر رواناب در شرایط پایدار حوضه و در مقیاس میانگین بلند مدت سالانه و با استفاده از مفهوم الاستیسیته اقلیمی در برخی مطالعات استفاده شده است (Nemecand Schaake., 1982, Dooge et al., 1999, Arora., 2002, Niemann and Eltahir., 2005, Fu et al., 2009, Roderick and Farquhar., 2011, Teng et al., 2012) اما برای مقیاس‌های زمانی کوچک‌تر و در شرایطی که تغییرات ذخیره آب حوضه قابل صرف‌نظر کردن نمی‌باشد، نمی‌توان از چارچوب اصلی بادیکو و از مفهوم الاستیسیته اقلیمی برای تخمین رواناب استفاده نمود. از طرفی تاکنون از چارچوب بادیکو برای پیش‌بینی مستقیم تبخیر واقعی حوضه استفاده نشده است. هم‌چنین پیش‌بینی تبخیر و رواناب در مقیاس سالانه و ماهانه در شرایط تغییر اقلیم مورد توجه نبوده است. بنابراین به نظر می‌رسد می‌توان از مدل ارائه شده گریو و همکاران (Greve et al., 2016) برای تخمین مستقیم تبخیر واقعی حوضه در مقیاس‌های مختلف زمانی و در حوضه‌های ناپایدار استفاده نموده و با داشتن بارش و تبخیر پتانسیل در دوره آینده، مقدار تبخیر واقعی را به دست آورد. سپس با فرض تغییرات ثابت در ذخیره آب حوضه و با استفاده از معادله بیلان آب، مقدار رواناب را در دوره آینده پیش‌بینی نمود. با توجه به این مسائل پیش‌بینی تبخیر در مقیاس‌های زمانی مختلف در شرایط ناپایدار و به‌ویژه در پیش‌بینی رواناب حوضه اهمیت زیادی دارد.

در زمینه چارچوب بادیکو به‌ویژه در شرایط ناپایدار در ایران مطالعات کمی صورت گرفته است. حمیدی کاربزنوئی (1392) با استفاده از خروجی مدل SWAT (ایزدی، 1392) منحنی‌های بادیکو را با اضافه کردن عمق آبیاری در معادلات در دشت نیشابور برای 10 سال واسنجی نموده و بهترین معادله را برای حوضه به دست آورد. یآوری و همکاران (1393) نیز در مطالعه مشابهی معادلات بادیکو را با استفاده از تبخیر به‌دست آمده از الگوریتم سبال و برای 3 سال واسنجی نمودند. در این مطالعات عمق آبیاری با در نظر گرفتن ساعت کارکرد چاه‌های کشاورزی تخمین زده شده است. از آن‌جا که تهیه داده‌های آبیاری همیشه به راحتی در دسترس نمی‌باشد و هم‌چنین با توجه به اینکه ممکن است به دلایل مختلف (از جمله وجود چاه‌های کشاورزی غیرمجاز) نتوان عمق دقیق آبیاری را محاسبه کرد، بنابراین استفاده از معادلات واسنجی شده در مطالعات ذکر شده به آسانی و با دقت کافی امکان‌پذیر نمی‌باشد. هم‌چنین برای پیش‌بینی اثر تغییر اقلیم بر میزان تبخیر، نمی‌توان مقدار آبیاری را برای سال‌های آینده به دست آورد. از سوی دیگر، در ایران نیز در زمینه بررسی اثر تغییر اقلیم بر میزان تبخیر واقعی با استفاده از چارچوب بادیکو مطالعه‌ای صورت نگرفته است. بنابراین بر اساس آن چه گفته شد، هدف اصلی پژوهش حاضر تخمین تبخیر سالانه در اثر تغییر اقلیم با استفاده از چارچوب

معادلات ارائه شده در چارچوب بادیکو از جمله معادله فو (Fu., 1981) برای شرایط پایدار (در مقیاس مکانی حوضه‌های بزرگ‌تر از 10000 کیلومتر مربع و مقیاس زمانی میانگین بلند مدت) ارائه شد. بنابراین در این چارچوب در مقیاس زمانی بلند مدت از تغییرات ذخیره آب خاک در برابر عمق بارش صرف‌نظر می‌شود. اما در مقیاس زمانی سالانه، ماهانه و فصلی باید مقدار تغییرات ذخیره آب را برای محاسبه مقدار آب در دسترس در نظر گرفت. در برخی از حوضه‌های آبریز مناطق خشک، به دلیل ناکافی بودن مقدار بارش، نیاز آبی گیاهان با استفاده از آب‌های سطحی یا زیرزمینی تأمین می‌شود. بنابراین علاوه بر بارش، آب آبیاری نیز یکی از منابع اصلی تبخیر می‌باشد که موجب می‌شود در این حوضه‌ها مقدار تبخیر از میزان بارش بیش‌تر باشد. در این شرایط نسبت تبخیر بیش‌تر از یک بوده و نمی‌توان برای تخمین تبخیر حوضه از منحنی اصلی بادیکو استفاده نمود. برای حل این مشکل و با در نظر گرفتن اثر تغییرات ذخیره آب خاک در منحنی بادیکو، وانگ نشان داد که می‌توان به جای بارش از بارش مؤثر (تفاوت بارش و تغییرات ذخیره ΔS) استفاده نمود (Wang., 2012). چن و همکاران با قرار دادن بارش مؤثر به جای بارش در معادله فو (Fu., 1981) مقدار تبخیر را در مقیاس فصلی و ماهانه تخمین زدند (Chen et al., 2013). هان و همکاران با در نظر گرفتن مجموع بارش و آبیاری، معادله فو (Fu., 1981) را برای حوضه مورد مطالعه خود که یک حوضه کشاورزی فاریاب بود، اصلاح نمودند (Han et al., 2011). از آن‌جایی که اندازه‌گیری داده‌هایی چون تغییرات ذخیره رطوبت خاک، تغییرات ذخیره آب زیرزمینی و یا برداشت آب‌های زیرزمینی سخت بوده و یا فراهم کردن آن‌ها به‌ویژه در حوضه‌های فاقد داده‌های اندازه‌گیری یا داده‌های غیر معتبر امکان‌پذیر نمی‌باشد، بنابراین امکان استفاده از روابط ارائه شده توسط (Wang., 2012) و (Han et al., 2011) به سادگی امکان‌پذیر نیست. برای حل این مشکل گریو و همکاران با تغییر شرایط مرزی معادله فو (Fu., 1981) را با اضافه نمودن یک پارامتر جدید برای استفاده در شرایط ناپایدار اصلاح نمودند (Greve et al., 2016).

با دانستن مقدار تبخیر سالانه در شرایط تغییر اقلیم می‌توان از آن برای ارزیابی منابع آب در حوضه‌های آبریز و ارائه راهکارهای مدیریتی سازگاری با تغییر اقلیم جهت استفاده بهینه از منابع آب موجود و نیز کاهش تنش‌های احتمالی در شرایط کمبود آب بهره برد. از آن‌جا که در مباحث مدیریتی و ارائه راهکارهای سازگاری، داشتن تخمین کلی از برخی متغیرها با دقت قابل قبول در مقیاس‌های زمانی و مکانی بزرگ کفایت می‌کند، لذا نیازی به اجرای مدل‌های زمان‌بر و پیچیده نمی‌باشد. بر این اساس با استفاده از چارچوب بادیکو و تنها با داشتن داده‌های بارش و تبخیر پتانسیل می‌توان مقدار تبخیر را برای دوره‌های آینده تخمین زده و اثر تغییر اقلیم را بر تغییرات تبخیر

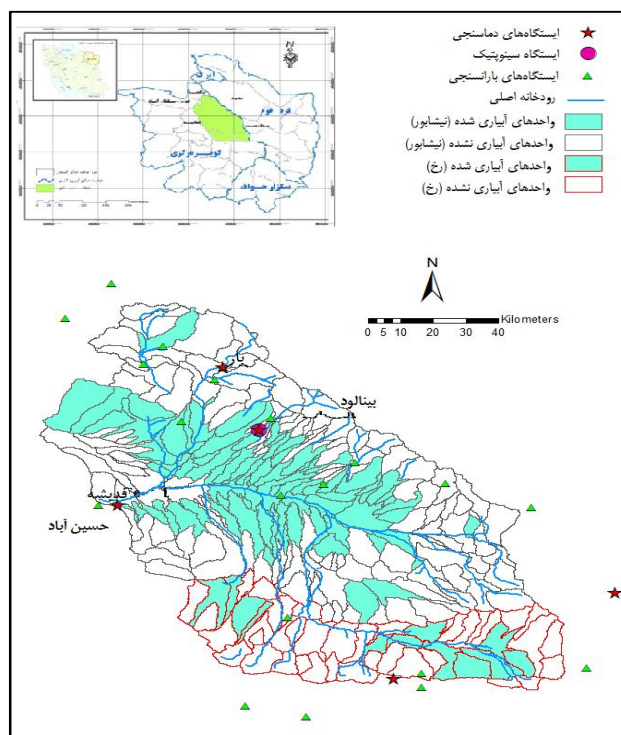
35 دقیقه شرقی و 35 درجه و 31 دقیقه تا 36 درجه و 39 دقیقه شمالی واقع شده است. بیش‌ترین ارتفاع حوضه 3300 و در ارتفاعات بینالود (شمال غرب حوضه) و کم‌ترین ارتفاع 1050 متر و در خروجی دشت نیشابور (حسین‌آباد جنگل) می‌باشد. (مهندسين مشاور سازآب شرق، 1387؛ مهندسين مشاور آبيگر سازه طوس، 1386). متوسط بارندگی در حوضه آبریز نیشابور 265 میلی‌متر در سال (با ضریب تغییرات 0/31) است. متوسط دمای سالانه از 13 درجه سلسیوس در ایستگاه بار (در ارتفاعات) تا 13/8 درجه سلسیوس در ایستگاه فدیشه (در دشت) متغیر است. متوسط تبخیر پتانسیل حوضه نزدیک به 2335 میلی‌متر می‌باشد (ولایتی و توسلی، 1370). حدود 47 درصد سطح حوضه به زمین‌های کشاورزی و 48 درصد آن به مراتع اختصاص یافته است و لذا می‌توان این حوضه را از نظر کاربری در دسته حوضه‌های آبریز کشاورزی قرار داد (مهندسين مشاور سازآب شرق، 1387). موقعیت حوضه آبریز نیشابور در کشور و استان خراسان رضوی در شکل 2 نمایش داده شده است.

بادیکو در شرایط ناپایدار و بدون نیاز به داده‌های برداشت آب زیرزمینی و تنها با استفاده از داده‌های بارش و تبخیر پتانسیل می‌باشد به این منظور برای تخمین تبخیر از معادله گریو و همکاران (Greve et al., 2016) که در بخش مواد و روش‌ها به تفصیل توضیح داده خواهد شد، استفاده شد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوضه‌های آبریز نیشابور و رخ در استان خراسان رضوی و در شرق حوضه آبریز کویر مرکزی قرار دارند. به دلیل ارتباط هیدرولوژیکی دو حوضه رخ و نیشابور، مجموع دو حوضه در کنار هم به عنوان یک حوضه بسته و تحت عنوان نیشابور-رخ مورد بررسی قرار گرفته است. مساحت کل حوضه آبریز نیشابور-رخ نزدیک به 9158 کیلومتر مربع می‌باشد که 4917 کیلومتر آن به دشت و 4241 کیلومتر آن به مناطق کوهستانی تخصیص یافته است. موقعیت جغرافیایی حوضه نیشابور-رخ بین 58 درجه و 13 دقیقه تا 59 درجه و



شکل 2- موقعیت حوضه نیشابور-رخ در ایران و استان خراسان رضوی

ترتیب با استفاده از رابطه بین بارش و دما با ارتفاع و با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی مقدار متوسط بارش، دما و تبخیر پتانسیل برای حوضه مورد مطالعه به دست آمد. تبخیر پتانسیل با استفاده از معادله هارگریوز - سامانی (Hargreaves and Samani., 1982) محاسبه

داده‌ها

برای محاسبه متوسط بارش و تبخیر پتانسیل در حوضه مورد مطالعه، از داده‌های ایستگاه باران سنجی، دماسنجی، تبخیرسنجی و سینوپتیک در حوضه و اطراف آن استفاده شد (شکل 2). به این

شد:

$$E_p = 0.0023(T_{mean} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (3)$$

در این رابطه E_p تبخیر پتانسیل، T_{mean} دمای متوسط روزانه، T_{max} حداکثر دمای روزانه، T_{min} حداقل دمای روزانه و R_a تابش ورودی در بالای اتمسفر می باشد.

معادله گریو و همکاران (Greve et al., 2016)

در تلاش برای عمومی کردن چارچوب بادیکو، گریو و همکاران (Greve et al., 2016) به صورت تحلیلی شکل جدیدی از معادله بادیکو را برای استفاده در شرایط غیر پایدار و به ویژه در مقیاس های زمانی کوچک تر از مقیاس سالانه ارائه نمودند. روش آن ها بر مبنای فرض ساده پدیدارشناختی⁴ است که در آن تغییرات ذخیره آب خاک به خودی خود در نظر گرفته می شود. در این روش بخش آب-محدود (خط A، شکل 1) قید قابل تغییری می باشد. بر اساس معادله فو (Fu., 1981) می توان گفت که برای تبخیر پتانسیل ثابت، میزان تغییر در تبخیر به عنوان تابعی از بارش $(\frac{\partial E}{\partial P})$ با $E_p - E$ افزایش و با بارش کاهش می یابد. همچنین میزان تغییر در تبخیر به عنوان تابعی از تبخیر پتانسیل $(\frac{\partial E}{\partial E_p})$ با $P - E$ افزایش و با E_p کاهش می یابد. بنابراین:

$$\frac{\partial E}{\partial P} = f(x), \quad x = \frac{E_p - E}{P} \quad (4)$$

$$\frac{\partial E}{\partial E_p} = g(y), \quad y = \frac{P - E}{E_p} \quad (5)$$

با توجه به این که تبخیر پتانسیل قید طبیعی (کران بالا) برای تبخیر می باشد لذا:

$$\left. \frac{\partial E}{\partial P} \right|_{x=0} = 0 \quad (6)$$

فو (Fu., 1981) فرض کرد که بارش نیز قید طبیعی برای تبخیر می باشد و بنابراین شرط مرزی (رابطه 7) را ارائه نمود:

$$\frac{\partial E}{\partial P} = 0 \quad (7)$$

این فرض تنها در شرایط پایدار و برای مقیاس زمانی متوسط سالانه و مقیاس مکانی حوضه معتبر است ($P - E \geq 0$). اما به دلیل تغییرات ذخیره آب خاک در مقیاس های زمانی و مکانی کوچک تر ممکن است تبخیر از بارش بیش تر باشد ($y \leq 0$) و در این شرایط تبخیر پتانسیل تنها قید موجود خواهد بود. بنابراین بسته به مقدار آب موجود برای تبخیر، کم ترین مقدار y (y_{min}) بین -1 و صفر خواهد بود ($-1 \leq y_{min} \leq 0$). در این صورت تغییرات ذخیره آب خاک در نظر گرفته می شود. با فرض $y_0 = -y_{min}$ شرط مرزی به شکل رابطه 8 تعریف می شود ($0 \leq y_0 \leq 1$).

$$\left. \frac{\partial E}{\partial E_p} \right|_{-y_0} = 0 \quad (8)$$

با حل معادله دیفرانسیلی 4 و 5 با در نظر گرفتن شرایط مرزی 6 و 8 و با ساده سازی، معادله 9 حاصل می شود (Greve et al., 2016):

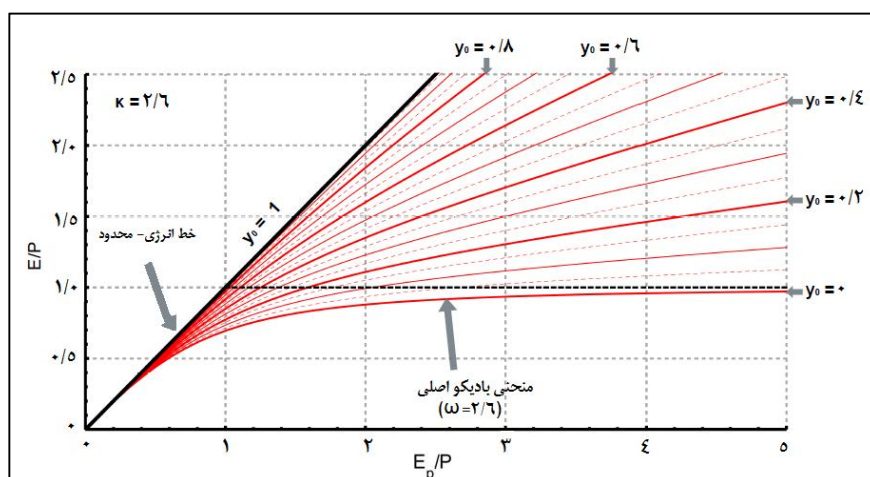
$$\frac{E}{P} = F(\emptyset, k, y_0) = 1 + \emptyset - (1 + (1 - y_0)^{k-1} \emptyset^k)^{\frac{1}{k}} \quad (9)$$

در این رابطه k یک ثابت ریاضی است (مانند پارامتر ثابت معادله فو) و معرف خصوصیات حوضه می باشد، ولی پارامتر y_0 تفسیر فیزیکی واقعی داشته و نشان دهنده مقدار آب موجود برای تبخیر، به غیر از بارش، می باشد. از آن جا که y_{min} به صورت کم ترین مقدار y تعریف می شود، لذا مقدار y_0 از نظر فیزیکی بیان کننده بخشی از تبخیر (نسبت به تبخیر پتانسیل) است که ناشی از بارش نیست. اگر $y_0 > 0$ باشد، در این صورت خط آب-محدود به طور سیستماتیک از خط آب-محدود اصلی (قسمت A، شکل 1) بالاتر قرار می گیرد. این مساله با افزایش y_0 ، افزایش می یابد (شکل 3). مقدار y_0 شیب حداکثر منحنی جدید بادیکو را با توجه به داده های تبخیر واقعی، تبخیر پتانسیل و بارش تعیین می کند. پس از به دست آوردن مقدار y_0 ، شیب واقعی منحنی از رابطه 10 به دست می آید:

$$m = 1 - (1 - y_0)^{1-1/k} \quad (10)$$

در شرایطی که داده کافی برای تخمین دو پارامتر y_0 و k در معادله فوق وجود نداشته باشد، با استفاده از داده های تبخیر واقعی، تبخیر پتانسیل و بارش موجود در حوضه می توان با واسنجی معادله، پارامترهای آن را تخمین زد.

برای واسنجی معادله ارائه شده نیاز به داده های تبخیر واقعی سالانه می باشد. از آن جا که مقدار تبخیر واقعی در حوضه نیشابور-رخ اندازه گیری نمی شود، بنابراین برای واسنجی معادله فوق از خروجی مدل SWAT که توسط ایزدی (1392) در حوضه نیشابور-رخ اجرا شده است، استفاده شد. مدل SWAT (Arnold et al., 1998) مدل پیوسته، فیزیکی-مینا و توزیعی بوده و برای پیش بینی اثرات مدیریت اراضی بر هیدرولوژی حوضه و شبیه سازی انتقال آب، رسوب، آلودگی و مواد شیمیایی در حوضه های دارای فعالیت های کشاورزی ارائه شده است (Qi and Grunwald., 2005). در این مدل بر اساس شبکه جریان حوضه آبریز به زیر حوضه ها و زیر حوضه ها نیز به واحدهای کوچک تری که واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی⁵ نام دارند، تقسیم می شوند. در مدل SWAT فرض می شود که واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی هیچ اندرکنشی با هم ندارند. خصوصیات خاک، پوشش گیاهی و توپوگرافی در هر واحد پاسخ هیدرولوژیکی باید مشابه باشد. تخمین مؤلفه های بیلان آب از جمله تبخیر در قالب واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی و با در نظر گرفتن مدیریت های مختلف آبیاری و گیاهی انجام می شود.



شکل 3- مجموعه منحنی‌های چارچوب جدید بادیکو برای $k = 2.6$ و مقادیر متفاوت (Greve et al., 2016)

تغییر اقلیم

برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر تبخیر سالانه حوضه از پروژه CORDEX (<http://www.cordex.org>) استفاده شد. در پروژه CORDEX از سناریوهای جدید IPCC (IPCC., 2013) به جای سناریوهای پیشین که برای غلظت‌های مختلف دی اکسید کربن تعریف شده است، استفاده می‌شود. سناریوهای جدید بر اساس سطح تکنولوژی و وضعیت اجتماعی و اقتصادی، چهار نوع آینده اقلیمی احتمالی را توصیف می‌کند که هر یک مربوط به سطح انتشار متفاوت گازهای گلخانه‌ای و تغییرات اقلیمی می‌باشد. این چهار مسیر را RCP4.5 (Thomson et al., 2011b)، RCP2.6 (van Vuuren et al., 2011b)، RCP8.5 (Riahi et al., 2011) و RCP6 (Masui et al., 2011) می‌نامند و بر اساس نقش انتشار گازهای گلخانه‌ای بر سطح واداشت تابشی⁸ برای سال 2100 طبقه‌بندی شده‌اند (van Vuuren et al., 2011a). پروژه CORDEX ترکیبی از چندین مدل منطقه‌ای می‌باشد که برای 13 دامنه شامل اروپا، آفریقا، آسیای مرکزی، غرب آسیا، شرق آسیا، منا، استرالیا، آمریکای شمالی، آمریکای جنوبی، آمریکای مرکزی، قطب شمال، قطب جنوب و منطقه مدیترانه در حال انجام است. خروجی CORDEX برای دوره پایه (1850-2005) و دوره آینده (2006-2100) و در شبکه 0/22 و 0/44 درجه فراهم شده است. کشور ایران به طور کامل در دامنه‌های جنوب آسیا، منا، آسیای مرکزی و بخش عظیمی از آن در دامنه آفریقا قرار دارد. به دلیل موقعیت مناسب ایران در دو دامنه جنوب آسیا و منا، از این دو دامنه استفاده شد. دامنه جنوب آسیا در شبکه 0/44 درجه و برای سه سناریوی اقلیم RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 ارائه شده است. داده‌های دامنه منا نیز در حال حاضر در شبکه 0/22 و تنها برای سناریو RCP8.5 فراهم شده است. خروجی این دو دامنه در حال تکمیل برای سناریوهای دیگر و مدل‌های مختلف می‌باشد. برای

تبخیر از سطح خاک و تعرق پوشش گیاهی در مدل SWAT جداگانه محاسبه می‌شود. پس از محاسبه تبخیر مرجع به یکی از روش‌های پنمن - مانتیث (Monteith., 1965)، پریستلی - تیلور (Priestley and Taylor., 1972) و هارگریوز و سامانی (Hargreaves and Samani., 1982) مقدار تبخیر واقعی محاسبه می‌شود. در مدل SWAT ابتدا مقدار تبخیر حاصل از برگاب و سپس مقدار تبخیر از سطح خاک بر اساس تعرق و تبخیر حداکثر محاسبه می‌شود. تعرق به صورت تابعی خطی از تبخیر پتانسیل و شاخص سطح برگ به دست می‌آید. تبخیر واقعی از سطح خاک نیز بر اساس توابع نمایشی بین عمق خاک و رطوبت خاک محاسبه می‌شود (Neitsch et al., 2009).

مدل SWAT بر اساس داده‌های عملکرد گندم (به عنوان نماینده گیاهان زمستانه) و ذرت (به عنوان نماینده گیاهان تابستانه) و نیز بر اساس داده‌های رواناب و اسنجی و اعتبارسنجی شده و نتایج آن قابل قبول بوده است (Izady et al., 2015). به دلیل این‌که مدل SWAT برای 12 سال آبی (1379-1380 تا 1390-1391) اجرا شده، بنابراین برای واسنجی معادله گریو و همکاران از داده‌های بارش و دما در همین دوره آماری استفاده شد. به دلیل تعداد کم داده‌ها (12 سال) برای تخمین پارامترهای معادله از روش اعتبارسنجی متقابل⁶ استفاده شد. در این روش ابتدا در هر مرحله به ترتیب داده‌های یک سال حذف شده و واسنجی برای 11 سال باقی‌مانده اجرا شد. سپس میانگین مقدار پارامترهای به دست آمده در 12 مرحله به عنوان مقدار نهایی آن پارامتر استفاده شد. برای واسنجی معادله در هر مرحله از روش برازش منحنی⁷ استفاده شد. محاسبات فوق در محیط برنامه-نویسی متلب انجام شد.

بررسی اثر تغییر اقلیم داده‌های بارش و دمای نقاطی از شبکه مدل که درون حوضه قرار داشت در دوره پایه و آینده و برای سناریوهای مختلف از دامنه‌های غرب آسیا و منا استخراج شد و سپس میانگین آن‌ها به عنوان متوسط بارش و دمای حوضه در نظر گرفته شد. برای ارزیابی خروجی CORDEX متوسط دما و بارش استخراج شده از CORDEX با متوسط دما و بارش به دست آمده از ایستگاه‌ها (جدول 1) مقایسه شد. پس از ارزیابی خروجی CORDEX تبخیر پتانسیل با استفاده از رابطه هارگریوز - سامانی و تبخیر واقعی با استفاده از معادله واسنجی شده گریو و همکاران محاسبه شد. سپس تغییرات بارش، دما، تبخیر پتانسیل و تبخیر واقعی در دوره آینده (1395-1396 تا 1428-1429) نسبت به دوره پایه (1350-1351 تا 1383-1384) بررسی شد.

نتایج و بحث

واسنجی مدل گریو و همکاران (Greve et al., 2016)

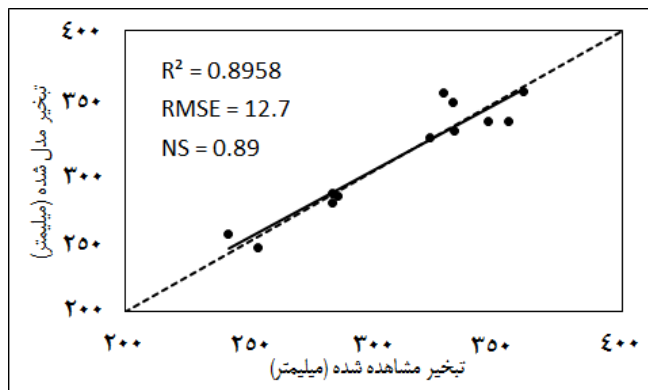
پارامترهای معادله گریو و همکاران با استفاده از داده‌های بارش و تبخیر پتانسیل در سطح حوضه و تبخیر به دست آمده از مدل SWAT تخمین زده شد. جدول 2 مقدار پارامترهای به دست آمده را برای هر مرحله واسنجی به روش اعتبارسنجی متقابل نشان می‌دهد. میانگین پارامتر y_0 و k برای مدل گریو به ترتیب برابر 0/24 و 1/54 به دست آمد که تقریباً با نتایج گریو و همکاران (Greve et al., 2016) که مقادیر این دو پارامتر را در مقیاس جهانی و با استفاده از داده‌های تبخیر سنجش از دور با توان تفکیک 1 درجه به دست آورده‌اند،

همخوانی دارد. در مطالعه آن‌ها مقادیر این دو پارامتر برای محدوده حوضه نیشابور - رخ تقریباً برابر 0/2 و 1/4 می‌باشد که تفاوت موجود به خاطر تفاوت در مقدار تبخیر واقعی به دست آمده از مدل SWAT و تبخیر به دست آمده از سنجش از دور می‌باشد. حدود اطمینان 95 درصد برای پارامتر y_0 بین 0/16 و 0/32 و برای پارامتر k بین 1/38 و 1/72 به دست آمد. ضریب تبیین بین 0/87 تا 0/94 و مجذور میانگین مربعات خطا بین 10/8 تا 13/6 میلی‌متر در سال تغییر می‌کند. پس از تعیین پارامترها در هر مرحله به روش برازش منحنی با استفاده از داده‌های 11 سال، مقدار تبخیر سال دوازدهم با استفاده از پارامترهای تعیین شده محاسبه شد. میزان خطای بین تبخیر واقعی و تبخیر تخمین زده شده در هر مرحله محاسبه شد که در جدول 2 آمده است. مقدار مطلق خطای اعتبارسنجی متقابل بین 4 و 27/9 میلی‌متر در سال تغییر می‌کند که در مقابل متوسط تبخیر واقعی سالانه 310 میلی‌متر در سال ناچیز می‌باشد.

شکل 4 همبستگی مقدار تبخیر واقعی و تبخیر به دست آمده با مدل گریو و همکاران (Greve et al., 2016) با در نظر گرفتن میانگین پارامتر y_0 و k (0/24 و 1/54) را نشان می‌دهد. ضریب تبیین، مجذور میانگین مربعات خطا و ضریب نش - ساتکلیف نیز در شکل نشان داده شده است. ضریب تبیین، مجذور میانگین مربعات خطا و ضریب نش - ساتکلیف به ترتیب برابر 0/896، 12/7 و 0/89 به دست آمده است. نتایج نشان می‌دهد که مدل گریو با دو پارامتر $y_0 = 0.24$ و $k = 1.54$ به خوبی بر داده‌های تبخیر واقعی سالانه حوضه برازش می‌یابد.

جدول 2- مقادیر پارامترهای مدل گریو به همراه حدود اطمینان 95 درصد، ضریب تبیین، مجذور میانگین مربعات خطا و مقدار خطای اعتبارسنجی متقابل در هر مرحله واسنجی

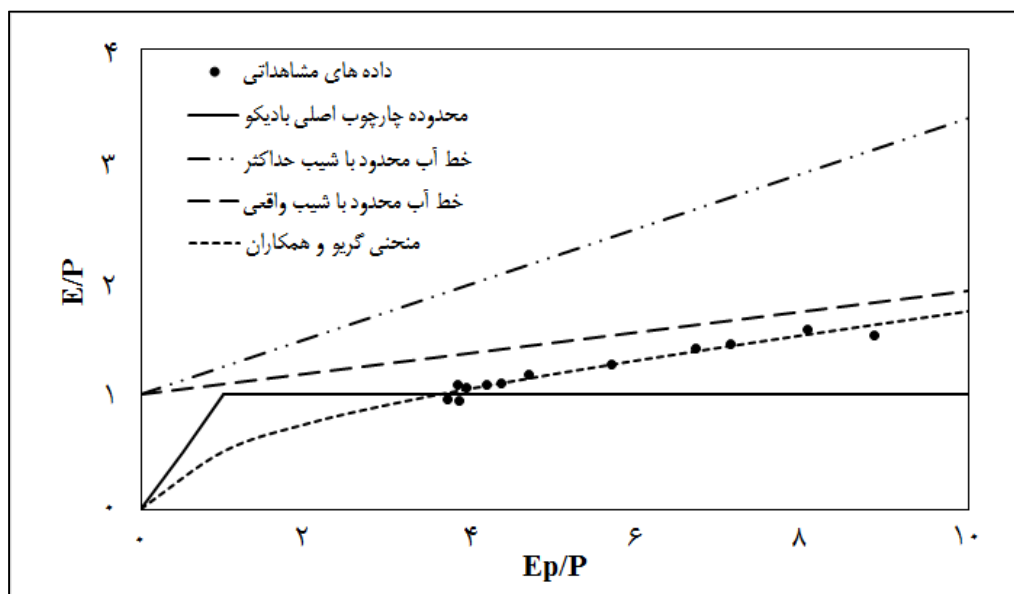
سال حذف شده	پارامتر y_0		پارامتر k			R ²	RMSE (mm/year)	مقدار خطای اعتبارسنجی متقابل (mm/year)
	حد بالا	حد پایین	حد بالا	حد پایین	مقدار پارامتر			
1379-1380	0/14	0/22	0/3	1/41	1/58	0/87	13	10/6
1380-1381	0/15	0/24	0/32	1/38	1/55	0/89	13/5	-3/4
1381-1382	0/17	0/25	0/34	1/36	1/51	0/91	11	23/7
1382-1383	0/15	0/24	0/32	1/37	1/55	0/89	13/5	-4
1383-1384	0/15	0/22	0/3	1/4	1/58	0/91	12	-19/6
1384-1385	0/15	0/23	0/31	1/38	1/55	0/89	12/9	9/1
1385-1386	0/15	0/21	0/28	1/43	1/59	0/94	10/8	-27/9
1386-1387	0/2	0/29	0/38	1/34	1/46	0/88	11/6	-20/3
1387-1388	0/15	0/23	0/33	1/37	1/54	0/88	13/6	9
1388-1389	0/16	0/24	0/33	1/37	1/53	0/90	12/5	13/2
1389-1390	0/15	0/23	0/32	1/38	1/55	0/89	13	6/7
1390-1391	0/15	0/24	0/33	1/36	1/54	0/89	13	3/3
میانگین	0/16	0/24	0/32	1/38	1/54	-	-	-



شکل 4- همبستگی بین تبخیر به دست آمده از مدل گریو و تبخیر برآورد شده از SWAT.

بنابراین برای مقادیر ثابت نمایه خشکی، اگر خصوصیات حوضه به نحوی تغییر کند که با افزایش k همراه باشد، شیب واقعی به شیب حداکثر نزدیک‌تر شده و مقدار تبخیر واقعی افزایش می‌یابد. در شکل 5 خط آب-محدود با شیب حداکثر و شیب واقعی نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که می‌توان معادله گریو و همکاران (Greve et al., 2016) را با استفاده از داده‌های بارش، تبخیر پتانسیل و تبخیر واقعی برای هر منطقه واسنجی نموده و سپس با داشتن مقادیر γ_0 و k مقدار تبخیر واقعی حوضه را برای هر سال و تنها با داشتن مقادیر بارش و تبخیر پتانسیل تخمین زد.

شکل 5 منحنی برازش یافته بر داده‌های تبخیر را در چارچوب بادیکو نشان می‌دهد. با توجه به مقدار شیب حداکثر ($\gamma_0 = 0.24$)، مقدار شیب واقعی خط تغییر یافته آب-محدود با استفاده از رابطه 10 برابر $m = 0.09$ به دست آمده است. شیب حداکثر در واقع حد نهایی خط آب-محدود را با توجه به داده‌های بارش، تبخیر واقعی و تبخیر پتانسیل نشان می‌دهد که مقدار نسبت تبخیر از آن بیش‌تر نخواهد شد. اما شیب واقعی منحنی تحت تأثیر پارامتر k تغییر می‌کند و در صورتی که k به سمت بی‌نهایت میل کند، شیب واقعی به شیب حداکثر میل می‌کند. در صورتی که k کوچک و γ_0 بزرگ (نزدیک به یک) باشد، تفاوت بین شیب حداکثر و شیب واقعی بیش‌تر می‌شود.



شکل 5- منحنی بادیکو برازش یافته بر نقاط با $\gamma_0 = 0.24$ و $k = 1.54$. خط آب-محدود اصلی و خط آب-محدود تغییر یافته با شیب حداکثر ($\gamma_0 = 0.24$) و شیب واقعی ($m = 0.09$) نیز در شکل نشان داده شده است.

میانگین بارش، دمای حداکثر و دمای حداقل در حوضه مورد مطالعه نشان می‌دهد. میانگین بارش و دمای حوضه در CORDEX، با

ارزیابی خروجی CORDEX
جدول 3 مقادیر آماره‌های ارزیابی خروجی CORDEX را برای

به دلیل توان تفکیک مکانی پایین شبکه مدل احتمال آشکارسازی پدیده‌های همرفتی در فاصله بین نقاط کم‌تر می‌شود (میان آبادی و همکاران، 1392). نتایج میانگین بارش سالانه نیز این مساله را تایید می‌کند. میانگین بارش سالانه برای دامنه منا 209 میلی‌متر و برای دامنه جنوب آسیا تنها 66 میلی‌متر می‌باشد. ملاحظه می‌شود که در دامنه جنوب آسیا مقدار میانگین بارش بسیار کم‌تر از میانگین بارش سالانه اندازه‌گیری شده حوضه بر مبنای داده‌های ایستگاهی (265 میلی‌متر) می‌باشد که دلیل آن می‌تواند توان تفکیک مکانی پایین شبکه آن باشد. مقادیر RMSE بارش نیز نشان می‌دهد که دامنه منا (RMSE=23.8) به دلیل توان تفکیک مکانی بالاتر آن تخمین بهتری از بارش نسبت به دامنه جنوب آسیا (RMSE=26.1) ارائه می‌دهد. با توجه به نتایج ضعیف دامنه جنوب آسیا در تخمین مقدار بارش، در این مطالعه از دامنه منا برای بررسی اثر تغییر اقلیم استفاده شد. همان‌طور که ذکر شد پیش‌بینی دما و بارش در دوره آینده در دامنه منا فقط برای سناریوی RCP8.5 فراهم شده است.

میانگین‌گیری بارش و دمای نقاطی از شبکه مدل که درون حوضه قرار می‌گیرد (برای دامنه منا 21 نقطه و برای دامنه جنوب آسیا 9 نقطه) به دست آمد. برای محاسبه میانگین دما و بارش اندازه‌گیری شده در حوضه نیز رابطه بین دما و بارش هر ایستگاه برای میانگین ماهانه و سالانه با ارتفاع آن ایستگاه به دست آمد. سپس با استفاده از مدل ارتفاع رقومی مقدار دما و بارش برای هر پیکسل محاسبه شد و در نهایت میانگین دما و بارش پیکسل‌ها به عنوان میانگین بارش و دمای حوضه در نظر گرفته شد. همان‌طور که در جدول 3 دیده می‌شود، CORDEX برای دمای حداقل و حداکثر تخمین خوبی ارائه می‌دهد (ضریب همبستگی اسپیرمن بزرگ‌تر از 90 درصد)، اما نتایج آن برای بارش از دقت بالایی برخوردار نیست که این مساله به خاطر تغییر پذیری شدید بارش در زمان و مکان می‌باشد. یکی از دلایل مهم اختلاف موجود بین خروجی CORDEX و داده‌های اندازه‌گیری شده بارش، شبکه CORDEX می‌باشد. شبکه 0/22 دامنه منا برابر 25 کیلومتر و شبکه 0/44 دامنه جنوب آسیا برابر 50 کیلومتر می‌باشد.

جدول 3- ارزیابی خروجی CORDEX برای میانگین بارش و دما در حوضه نیشابور - رخ

عناصر اقلیمی	ضریب همبستگی اسپیرمن		RMSE		میانگین سالانه	
	منا	جنوب آسیا	منا	جنوب آسیا	جنوب آسیا	مشاهدات
بارش (میلی‌متر)	0/60	0/50	23/8	26/1	66	265
دمای حداکثر (درجه سلسیوس)	0/96	0/95	4/5	7/5	13/9	20/5
دمای حداقل (درجه سلسیوس)	0/95	0/95	4/8	5/5	1/4	5/8

در دوره پایه کاهش چشمگیری نداشته است، بنابراین بخش زیادی از افزایش تبخیر واقعی ناشی از افزایش نسبتاً زیاد دما (11/25 درصد) و تبخیر پتانسیل (4/66 درصد) می‌باشد.

نتیجه‌گیری

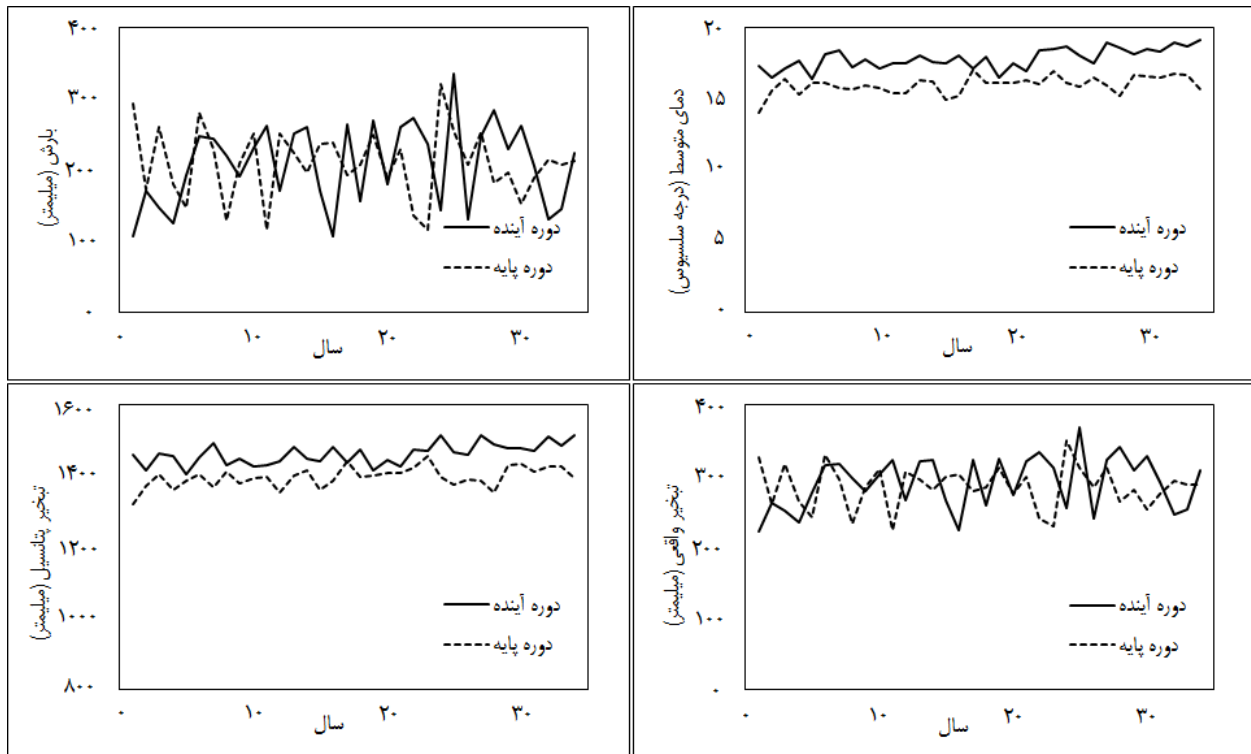
معادله گریو و همکاران (Greve et al., 2016) به‌عنوان یکی از معادلات ارائه شده در چارچوب بادیکو در مقیاس‌های زمانی کوچک‌تر از متوسط بلندمدت و مقیاس‌های مکانی کوچک‌تر از حوضه (وجود شرایط ناپایدار) قابل استفاده می‌باشد. در صورت داشتن داده‌های مناسب بارش، تبخیر پتانسیل و تبخیر واقعی می‌توان معادله فوق را برای حوضه‌های مختلف و در مقیاس‌های زمانی سالانه، فصلی و ماهانه واسنجی نموده و برای تخمین تبخیر در سطح حوضه از آن استفاده نمود. برای حوضه‌هایی که فاقد داده‌های کافی و مناسب برای اجرای مدل‌های پیچیده هیدرولوژیکی هستند، استفاده از این مدل و یا سایر مدل‌های بادیکو با توجه به خصوصیات حوضه می‌تواند تخمین قابل قبولی از تبخیر واقعی در مقیاس‌های مختلف زمانی و مکانی ارائه دهد. از آن‌جائیکه یکی از مشکلات اساسی در معادله

اثر تغییر اقلیم بر تبخیر

با داشتن مقادیر پارامتر مدل گریو و همکاران (Greve et al., 2016) مقدار تبخیر پتانسیل و بارش در دوره آینده و پایه، مقدار تبخیر واقعی برای هر دو دوره به دست آمد. شکل 6 روند تغییرات متغیرهای بارش، دمای متوسط، تبخیر پتانسیل و تبخیر واقعی را برای دوره پایه و آینده (سناریوی RCP8.5) نشان می‌دهد. متوسط بارش دوره آینده (1395-1396 تا 1428-1429) نسبت به دوره پایه (1351-1351 تا 1383-1384) کاهش و متوسط دما، تبخیر پتانسیل و تبخیر واقعی افزایش می‌یابد. مقدار کاهش متوسط بارش و افزایش دما، تبخیر پتانسیل و تبخیر واقعی در جدول 4 نشان داده شده است. مقدار متوسط بارش در دوره پایه 209 میلی‌متر بوده است که نسبت به دوره آینده با 208 میلی‌متر بارش، به اندازه یک میلی‌متر (0/48 درصد) کاهش داشته است. متوسط دمای متوسط در دوره پایه 16 درجه بود. دما در دوره آینده به 17/8 درجه افزایش یافته است (11/25 درصد). تبخیر پتانسیل نیز با افزایش 65 میلی‌متری، 4/66 درصد و تبخیر واقعی با افزایش 6 میلی‌متری، 2/11 درصد افزایش یافته است. با توجه به این‌که متوسط بارش در دوره آینده نسبت به متوسط بارش

تغییر اقلیم، می‌تواند به بهبود عملکرد مدل‌های توزیعی، هیدرولوژیکی نیز کمک نماید. ترکیب مدل‌های ساده‌ای همچون منحنی‌های بادیکو با مدل‌های توزیعی راهکار مفیدی برای افزایش دقت تخمین متغیرهای هیدرولوژیکی می‌باشد.

بیان آب و انرژی در اکثر حوضه‌های آبریز کشور نداشتن تخمین مناسبی از تبخیر واقعی می‌باشد، لذا به نظر می‌رسد که با توجه به سادگی مدل فوق و نیاز به داده‌های کم، می‌توان از این مدل برای تخمین تبخیر واقعی حوضه‌ها استفاده نمود. دانستن تخمین اولیه از مقدار تبخیر در حوضه‌ها علاوه بر ارائه راهکارهای مدیریتی در شرایط



شکل 6- روند تغییرات 34 ساله متغیرهای اقلیمی بارش، دمای متوسط، تبخیر پتانسیل و تبخیر واقعی برای دوره پایه و آینده

جدول 4- مقدار متغیرهای اقلیمی برای دوره پایه و آینده و میزان و درصد تغییرات آن‌ها

متغیر اقلیمی	دوره پایه	دوره آینده	میزان تغییر	درصد تغییر
بارش (mm)	209	208	-1	-0/48
دمای متوسط (°C)	16	17/8	1/8	11/25
تبخیر پتانسیل (mm)	1396	1461	65	4/66
تبخیر واقعی (mm)	285	291	6	2/11

تنش‌های آبی موجود میان ذی‌مدخلان کمک شایان توجهی نماید. بر اساس نتایج این پژوهش، مقدار تبخیر در آینده همچنان از مقدار بارش بیش‌تر است. معادله گریو و همکاران (Greve et al., 2016) با داده‌های فعلی و در شرایطی که حجم زیادی از آب‌های زیرزمینی برداشت می‌شود، واسنجی شده است. بنابراین این روند برداشت در سال‌های آینده هم دیده می‌شود. با همین روند برداشت ممکن است در سال‌های آینده آبی در آبخوان باقی نماند و لذا باید برای مدیریت برداشت از آب‌های زیرزمینی برنامه‌ریزی‌های مناسبی صورت گیرد. در صورت تغییر در برداشت آب‌های زیرزمینی به نظر می‌رسد که

نتایج این مطالعه نشان داد که با افزایش دما و کاهش بارش، مقدار تبخیر واقعی سالانه حوضه افزایش می‌یابد. افزایش تبخیر و کاهش بارش می‌تواند منجر به کاهش رواناب حوضه شود. کاهش رواناب و کاهش منابع آب تبعات اجتماعی، اقتصادی و زیست محیطی فراوانی دارد و نیازمند ارائه راهکارهای مدیریتی و سازگاری اقلیمی مناسب برای استفاده بهینه از منابع آب موجود می‌باشد. استفاده از چارچوب بادیکو برای تخمین تبخیر و رواناب حوضه‌های آبریز می‌تواند به برنامه‌ریزی‌های بلندمدت در همه حوضه‌های آبریز کشور برای تعدیل تبعات ناخوشایند تغییر اقلیم و کاهش منابع آب و کاهش

- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R. 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *Journal of American Water Resources Association*. 34: 73-89.
- Arora, V.K. 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of Hydrology*. 265, 164-177.
- Budyko, M.I. 1951. On climatic factors of runoff. *Problem Fiziology and Geography*. 16: 41-48.
- Budyko, M.I. 1958. The Heat Balance of the Earth's Surface. US Department of Commerce, Washington DC.
- Budyko, M.I., Zubenok, L.I. 1961. The determination of evaporation from the land surface. *Izvestiya, Academy and Nauk of SSSR Geography*. 6, 3-17.
- Budyko, M.I. 1974. *Climate and Life*. Academic Press, Orlando, Florida. 508 pp.
- Chen, X., Alimohammadi, N., Wang, D. 2013. Modeling interannual variability of seasonal evaporation and storage change based on the extended Budyko framework. *Water Resources Research*. 49: 6067-6078.
- Donohue, R.J., Roderick, M.L., McVicar, T.R. 2012. Roots, storms and soil pores: Incorporating key ecohydrological processes into Budyko's hydrological model. *Journal of Hydrology*. 436-437: 35-50.
- Dooge, J.C.I., Bruen, M., Parmentier, B. 1999. A simple model for estimating the sensitivity of runoff to long-term changes in precipitation without a change in vegetation. *Advances in Water Resources*. 23:153-163.
- Fu, B.P. 1981. On the calculation of the evaporation from land surface. *Scientia Atmospherica Sinica*. 5:23-31.
- Fu, G., Charles, S.P., Yu, J., Liu, C. 2009. Decadal Climatic Variability, Trends, and Future Scenarios for the North China Plain. *Journal of Climatology*. 22:2111-2123.
- Greve, P., Gudmundsson, L., Orłowski, B., Seneviratne, S.I. 2016. A two-parameter Budyko function to represent conditions under which evapotranspiration exceeds precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*. 20 (6):2195-2205.
- Han, S., Hu, H., Yang, D., Liu, Q. 2011. Irrigation impact on annual water balance of the oases in Tarim Basin, Northwest China. *Hydrologic Processes*. 25:167-174.
- Hargreaves, G., Samani, Z. 1982. Estimating potential evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Division*. 108:225-230.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical*

معادله باید دوباره واسنجی شود. بنابراین این معادله بهتر است هر چند وقت یک بار و با داده‌های جدید واسنجی شود. همچنین ممکن است نتایج تحت تأثیر عدم قطعیت مدل SWAT باشد، بنابراین در صورت تأمین داده‌های تبخیر مناسب‌تر با عدم قطعیت کمتر، می‌توان معادله گریو و همکاران (Greve et al., 2016) را بار دیگر واسنجی نمود.

پی‌نوشت‌ها

- ¹Lumped conceptual models
- ²Evaporation ratio
- ³Seasonality
- ⁴Simple phenomenological assumptions
- ⁵Hydrologic Response Unit (HRU)
- ⁶Cross validation
- ⁷Curve fitting
- ⁸Radiative Forcing

منابع

- ایزدی، ع. 1392. کاربرد و ارزیابی یک مدل توسعه یافته تلفیقی آب زیرزمینی - آب سطحی در حوضه آبریز نیشابور، رساله دکتری، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- حمیدی کاریزنوئی، ز. 1392. ارزیابی روش‌های تجربی برآورد تبخیر - تعرق واقعی سالانه در مقیاس بزرگ به کمک تبخیر - تعرق برآوردی از مدل SWAT، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- مهندسین مشاور آبگیر سازه طوس. 1386. گزارش تمدید ممنوعیت محدوده مطالعاتی نیشابور.
- مهندسین مشاور سازآب شرق. 1387. مطالعاتی هم پیوسته منابع آب حوضه نیشابور، گزارش‌های هواشناسی، هیدرولوژی و خاکشناسی، مشهد.
- میان‌آبادی، آ.، علیزاده، ا.، ثنایی نژاد، ح.، بنایان اول، م. و فریدحسینی، ع. 1392. ارزیابی آماری خروجی مدل CMORPH در برآورد بارش شمال شرق ایران (مطالعه موردی: خراسان شمالی)، مجله آب و خاک. 27: 5. 919-927.
- ولایتی، س.، توسلی، س. 1370. منابع و مسائل آب خراسان. موسسه چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد، ایران.
- یاوری، م. 1392. ارزیابی روش‌های تجربی برآورد تبخیر و تعرق واقعی سالانه در مقیاس بزرگ به کمک تبخیر و تعرق برآوردی از روش سیال در دشت نیشابور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد.

- properties. *Water Resources Research*. 47, W00G07: 1-11.
- Schreiber, P. 1904. About the relationship between the precipitation and the water management of the river in Central Europe. *Meteorology*. 21:441–452.
- Teng, J., Chiew, F.H.S., Vaze, J., Marvanek, S., Kirono, D.G.C. 2012. Estimation of Climate Change Impact on Mean Annual Runoff across Continental Australia Using Budyko and Fu Equations and Hydrological Models. *Journal of Hydrometeorology*. 13: 1094–1106.
- Thomson, A.M., Calvin, K.V., Smith, S.J., Kyle, G.P., Volke, A., Patel, P., Delgado-Arias, S., Bond-Lamberty, B., Wise, M.A., Clarke, L.E., Edmonds, J.A. 2011. RCP4.5: A pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change*. 109, 77–94.
- Turc, L. 1954. The water balance of the soil. Relationship between precipitation, evaporation and runoff. *Annals of Agronomy*. 5: 491–569.
- van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S.J., Rose, S.K. 2011a. Representative concentration pathways: An overview. *Climatic Change*. 109:5–31.
- van Vuuren, D.P., Stehfest, E., den Elzen, M.G.J., Kram, T., van Vliet, J., Deetman, S., Isaac, M., Goldewijk, K.K., Hof, A., Beltran, A.M., Oostenrijk, R., van Ruijven, B. 2011b. RCP2.6: Exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2°C. *Climatic Change* 109, 95–116.
- Wang, D. 2012. Evaluating interannual water storage changes at watersheds in Illinois based on long-term soil moisture and groundwater level data. *Water Resources Research*. 48, W03502: 1-12.
- Wang, D., Tang, Y. 2014. A one-parameter Budyko model for water balance captures emergent behavior in darwinian hydrologic models. *Geophysical Research Letters*. 41: 4569–4577.
- Yang, D., Sun, F., Liu, Z., Cong, Z., Ni, G., Lei, Z. 2007. Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in nonhumid regions of China using the Budyko hypothesis. *Water Resources Research*. 43, W04426:1–12.
- Yang, H., Yang, D., Lei, Z., Sun, F. 2008. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation. *Water Resources Research*. 44, W03410: 1-9.
- Zhang, L., Hickel, K., Dawes, W.R., Chiew, F.H.S., Western, A.W., Briggs, P.R. 2004. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water Resources Research*. 40, Science Basis, Working Group I Contribution to the IPCC 5th Assessment Report - Changes to the Underlying Scientific/Technical Assessment.
- Izady, A., Davary, K., Alizadeh, A., Ziaei, A.N., Akhavan, S., Alipoor, A., Joodavi, A., Brusseau, M.L. 2015. Groundwater conceptualization and modeling using distributed SWAT-based recharge for the semi-arid agricultural Neishaboor plain, Iran. *Hydrogeology Journal*. 23: 47–68.
- Masui, T., Matsumoto, K., Hijioka, Y., Kinoshita, T., Nozawa, T., Ishiwatari, S., Kato, E., Shukla, P.R., Yamagata, Y., Kainuma, M. 2011. An emission pathway for stabilization at 6 Wm⁻² radiative forcing. *Climatic Change*. 109(1); 59-76.
- Monteith, J.L. 1965. Evaporation and environment. In the state and movement of water in living organisms, XIXth Symposium Society of Experimental Biology, Swansea, Cambridge University Press.
- Neitsch, S., Arnold, J., Kiniry, J., Williams, J. 2009. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009. Texas Water Resources Institute, TR-406. 1–647.
- Nemec, J., Schaake, J. 1982. Sensitivity of water resource systems to climate variation. *Hydrological Sciences Journal*. 27: 327–343.
- Niemann, J.D., Eltahir, E.A.B. 2005. Sensitivity of regional hydrology to climate changes, with application to the Illinois River basin. *Water Resources Research*. 41, W07014: 1-15.
- Ol'dekop, E.M. 1911. On evaporation from the surface of river basins. *Transactions on Meteorological Observations*. 4, 200.
- Pike, J.G. 1964. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate. *Journal of Hydrology*. 2: 116–123.
- Porporato, A., Daly, E., Rodriguez-Iturbe, I. 2004. Soil water balance and ecosystem response to climate change. *The American Naturalist*. 164: 625–632.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J. 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*. 100: 81–92.
- Qi, C., Grunwald, S. 2005. GIS-based hydrologic modeling in the Sandusky watershed using SWAT. *Transactions of the ASAE*. 48:169–180.
- Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fischer, G., Kindermann, G., Nakicenovic, N., Rafaj, P. 2011. RCP 8.5-A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*. 109: 33–57.
- Roderick, M.L., Farquhar, G.D. 2011. A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment

Budyko functions. Geophysical Research Letters. 42:
1781–1790.

W02502: 1-14.

Zhou,S., Yu,B., Huang,Y., Wang,G. 2015. The
complementary relationship and generation of the

Prediction of Annual Evaporation Change in Dry Regions Using the Budyko-type framework (Case Study of Neishaboor-Rokh Watershed)

A. Mianabadi¹, A. Alizadeh^{2*}, H. Sanacinejad³, B. Ghahraman⁴, K. Davary⁵

Received: Apr.30, 2016

Accepted: Sep.14, 2016

Abstract

Prediction of the water balance components, including actual evaporation is important for water resources management and climate change adaptation. Physically-based or distributed hydrological models are too complicated and they need lots of data as inputs to estimate the water balance components. Also the accuracy and the quality of the inputs can affect the accuracy of the models' prediction. In some cases, it is not needed to have an accurate estimation of the water balance components and a primary estimation of annual evaporation and runoff is adequate for the management of the catchments. For these purposes, the conceptual lumped models were developed for the primary studies of hydrology. One of the most applied lumped models is developed based on Budyko hypothesis. Budyko curves were applied for the steady-state catchments in which the soil water storage is negligible. In the Budyko framework, a new equation (Greve et al., 2016) was developed to estimate evaporation in non-steady-state situations where the soil water storage cannot be negligible. In this study, the new proposed model was calibrated for the non-steady-state catchment of Neishaboor-Rokh using the precipitation, potential evaporation and actual evaporation and then using the calibrated equation, actual evaporation was estimated for the historical (1971-2005) and future (2016-2050) period of CORDEX project. Based on the actual evaporation from SWAT model, Greve et al. model parameters (y_0 and k) were 0.24 and 1.54, respectively. The results showed that, under climate change, the precipitation rate would decrease by 0.48% and mean temperature, potential evaporation and actual evaporation would increase by 11.25%, 4.66% and 2.11%, respectively.

Keywords: Evaporation, Budyko, climate change, CORDEX, SWAT, Neishaboor-Rokh watershed

1- PhD student, Water Engineering Department College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad

2- Professor, Water Engineering Department College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad

3- Associate professor, Water Engineering Department College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad

4- Professor, Water Engineering Department College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad

5- Professor, Water Engineering Department College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad

(* - Corresponding Author: alizadeh@um.ac.ir)