

A Review of Conceptual Monthly Water Balance Models

I. Sane¹, B. Saghafian^{2*}

1,2- MSc Civil Engineering & Professor, Department of Civil Engineering, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran.

*(Corresponding Author Email: b.saghafian@gmail.com)

Received: 19-02-2017

Accepted: 10-10-2017

بررسی انواع مدل‌های مفهومی بیلان آب ماهانه

ایمان صانع^۱، بهرام ثقفیان^{۲*}

۱ و ۲- به ترتیب کارشناس ارشد مهندسی عمران و استاد گروه عمران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

*(نویسنده‌ی مسئول، E-Mail: b.saghafian@gmail.com)

تاریخ دریافت: ۹۵/۱۲/۰۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۷/۱۸

Abstract

Water balance models are generally based on mass continuity and the hydrologic cycle of water in the natural environment. Monthly water balance models evaluate the importance of various hydrological parameters under diverse hydrological conditions. As water balance models are becoming widespread, there is a significant effort devoted to the development of these models towards estimating the hydrological components of the basin. Different models and algorithms consider various parameters which range from relatively complex conceptual models for dry areas to very simple models for areas with temperate climates. Therefore, it is essential that these models be closely and precisely analysed, and ultimately, reviewed. Generally, rainfall data have long been recorded, but discharge data are often scarce. Therefore, the need to estimate the discharge of rivers resulted from rainfalls has motivated a great number of research in this area of study. In this paper, parameter naming in different models has been homogenised, presenting a clearer image of similarities and differences among different models. The overall framework of the models is similar and inspired by the Thornth Waite model. The input parameters are precipitation and temperature, and the output is the monthly runoff of the basin. All models include soil water storage capacity, evapotranspiration, and runoff. However, some of the models consist of water storage capacity layers, separation of rain and snow, groundwater storage, and base discharge. These differences in the number of parameters distinguish the models from each other.

Keywords: Conceptual water balance model, Hydrological cycle, runoff estimation.

چکیده

تحقیقات متنوعی بر روی انواع مدل‌های مفهومی بیلان آب ماهانه صورت گرفته است که عموماً بر پایه پیوستگی جرم و چرخه هیدرولوژیک آب در طبیعت پایه‌ریزی شده‌اند. این مدل‌ها پارامترهای چرخه هیدرولوژیک حوضه‌های آبریز را تحت شرایط متنوع، تخمین می‌زنند. با افزایش کاربرد مدل‌های بیلان آب در بازسازی چرخه هیدرولوژیک و بررسی اثرات تغییر اقلیم، تلاش‌های بسیار زیادی جهت توسعه این مدل‌ها صورت گرفت. این مدل‌ها پارامترهای متنوعی را در فرآیند مدل‌سازی‌ها در نظر می‌گیرند، که مدل‌های مفهومی نسبتاً پیچیده برای مناطق خشک و مدل‌های بسیار ساده برای مناطق با آب‌وهوای معتدل را شامل می‌شود. بنابراین ضروری است که دقت آن‌ها برای منطقه مورد مطالعه، مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد. عموماً داده‌های بارش به مدت طولانی ثبت شده‌اند؛ اما داده‌های دبی اغلب محدود هستند. بنابراین نیاز به برآورد دبی رودخانه ناشی از بارش، انگیزه انجام تحقیقات بسیار زیادی در این زمینه بوده است. این مقاله با یکسان‌سازی نام پارامترها در مدل‌های بررسی شده و ارائه روند نام مفهومی برای آن‌ها، تصویر روشنی از چگونگی شکل‌گیری رواناب در مدل ارائه داده است. ساختار کلی مدل‌ها یکسان و الهام گرفته از مدل مشهور تورنت‌وایت هستند. پارامترهای ورودی مدل، بارش و دما هستند و پارامتر خروجی آن رواناب حوضه آبریز در مقیاس ماهانه خواهد بود. همه‌ی مدل‌ها شامل پارامترهای ذخیره رطوبت خاک، تبخیر و تعرق و رواناب هستند. ولی بعضی از مدل‌ها دارای تعداد لایه‌های ذخیره رطوبت خاک بیشتر، پروسه تفکیک بارش باران و برف، ذخیره آب زیرزمینی و دبی پایه هستند که این تفاوت در تعداد پارامترها، مدل‌ها را از یکدیگر متمایز می‌کند.

واژه‌های کلیدی: مدل مفهومی بیلان آب ماهانه، سیکل هیدرولوژیک، تخمین رواناب.

ویژگی‌های مشترک و متفاوت انواع مدل‌های بیلان آب را می‌توان به صورت زیر صورت‌بندی کرد (Singh و Xu، ۱۹۹۸).

ویژگی‌های مشترک:

۱. این مدل‌ها فرآیندهای هیدرولوژیکی بر پایه زمین را توصیف می‌کنند که به صورت مکانی یکپارچه شده‌اند.
۲. برخی از پارامترهای مدل با برآزش بر روی داده‌های مشاهداتی مثل بارش و دبی برآورد می‌شوند.
۳. آن‌ها مدل‌هایی با هدف خاص هستند و اساساً به شبیه‌سازی دبی می‌پردازند.
۴. این مدل‌ها ساختار نسبتاً ساده‌ای دارند و پارامترهای کم‌تری در مقایسه با مدل‌های با مقیاس زمانی کوچک‌تر دارند.
۵. اساس این مدل‌ها معادله پیوستگی است، که همان معادله بیلان آب است.

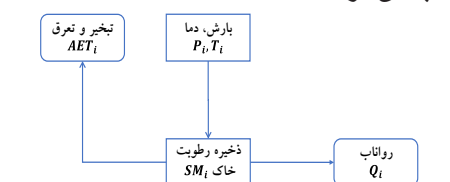
ویژگی‌های متفاوت:

علی‌رغم اینکه این مدل‌ها در طول یک دوره طولانی به دست آمده‌اند، ملاحظه می‌شود که این مدل‌ها اغلب در جزئیات با یکدیگر متفاوت‌اند تا در مفاهیم کلی. این مدل‌ها در موارد اصلی زیر با یکدیگر متفاوت‌اند:

۱. داده‌های ورودی مورد نیاز
۲. ظرفیت رطوبت خاک، دبی لایه آبدار و تعداد مخزن‌ها
۳. تعداد فرآیندهای هیدرولوژیکی
۴. در مدل‌های بررسی شده تبخیر و تعرق، دبی سریع و دبی کند به صورت خیلی ساده در نظر گرفته می‌شوند، در برخی از مدل‌های ذکر شده رواناب سطحی، نفوذ، تبخیر و تعرق، نفوذ عمقی، دبی پایه و دبی زیرزمینی محاسبه می‌شوند.

۱. مدل مفهومی بیلان آب تورنت‌وایت (۱۹۴۸)

اولین بار Thornthwaite (۱۹۴۸) تعریف دقیقی از تبخیر و تعرق پتانسیل بیان کرد و بدین ترتیب اولین اسکلت‌بندی از مدل مفهومی بیلان آب از مقایسه تبخیر و تعرق پتانسیل و بارندگی طرح‌ریزی شد. این مدل بر اساس بیلان تغییرات ذخیره رطوبت خاک پایه‌ریزی شده است. در شکل (۱) روند نامی مفهومی مدل آورده شده است. برای محاسبه رواناب حوضه آبریز، بارش و دما به عنوان ورودی‌های اولیه به مدل داده می‌شوند و مقادیر تبخیر و تعرق (پتانسیل و واقعی)، ذخیره رطوبت خاک و نهایتاً رواناب حوضه در ماه مورد نظر محاسبه می‌شود.



شکل ۱- روند نامی مفهومی مدل بیلان تورنت‌وایت (Mather و Thornthwaite، ۱۹۵۷)

مدل‌های هیدرولوژیکی معمولاً در سه گروه طبقه‌بندی می‌شوند (Singh و Xu، ۱۹۹۸):

- ۱- مدل‌های تجربی (مدل‌های Black-Box)،
 - ۲- مدل‌های مفهومی (مدل‌های Gray-Box)،
 - ۳- مدل‌های فرآیندمحور (مدل‌های White-Box).
- مدل‌های تجربی یا جعبه سیاه، در قالب ساختاری که می‌تواند کاملاً آماری و تا حدی ریاضی باشد خروجی‌ها را به ورودی‌های مدل مرتبط می‌سازد، ولی درکی از روند فیزیکی حوضه آبریز ارائه نمی‌کند. مدل‌های فرآیندمحور ساختاری منطقی مشابه با دینامیک واقعی حوضه آبریز دارند و می‌توانند در شرایطی که حوضه آبریز دچار تغییر شده است مفید واقع شوند، ولی از سوی دیگر آن‌ها مدل‌هایی به لحاظ ریاضی بسیار پیچیده هستند. در صورتی که مدل‌های مفهومی از سویی دارای معادلاتی به مراتب ساده‌تر و از سوی دیگر با ارائه فهم فیزیکی از عملکرد حوضه آبریز، مدل‌هایی کارآمد در تحقیقات منابع آب محسوب می‌شود. مدل‌های مفهومی بیلان آب به صورت مجموعه‌ای از مخازن به هم پیوسته در نظر گرفته می‌شوند که آب در طول این مخزن‌ها حرکت می‌کند. آب به صورت بارش حوضه آبریز از ورودی مخزن به آن وارد شده و به صورت دبی از آن خارج می‌گردد. مدل‌های مفهومی بیلان آب در مقایسه با مدل‌های تجربی و مدل‌های فرآیندمحور، ساختارهایی ساده‌تری دارند و به سادگی بر روی حوضه آبریز واسنجی می‌شوند. این مدل‌ها به دلیل ماهیت مفهومی بودن خود، تصویر روشنی از نوع عملکرد حوضه آبریز به کاربران ارائه می‌دهند. در سال‌های اخیر مدل‌ها در مقیاس‌های زمانی متنوع (ساعتی، روزانه، ماهانه، سالانه) و به درجات پیچیدگی مختلف توسعه یافته‌اند.

به طور کلی کاربردهای مدل‌های مفهومی بیلان آب در سه هدف عمده زیر طبقه‌بندی می‌شوند (Singh و Xu، ۱۹۹۸):

۱. بازسازی عکس‌العمل هیدرولوژی حوضه‌های آبریز
 ۲. ارزیابی اثرات تغییر اقلیم
 ۳. سنجش الگوهای فصلی و جغرافیایی تأمین آب و نیاز آبیاری
- اساساً مدل‌های بیلان آب ماهانه معرفی شده‌اند تا اهمیت پارامترهای هیدرولوژیکی مختلف را تحت شرایط و حوضه‌های آبریز متنوع ارزیابی کنند. بسیاری از مدل‌های بیلان آب ماهانه برای نیل به این هدف توسعه یافته‌اند.

بارش مهم‌ترین مؤلفه در معادله بیلان آب محسوب می‌شود، بنابراین استخراج رابطه بین مقدار بارش بر روی حوضه آبریز و دبی حاصل از آن در رودخانه، یک مسئله اساسی در هیدرولوژی است. لازمه استفاده از این مدل‌ها برای یک محدوده مطالعاتی خاص، شناخت ساختار و ویژگی‌های آن‌هاست. در این مقاله، تعدادی از مهم‌ترین مدل‌های مفهومی بیلان مورد بررسی قرار گرفته و اجزای مختلف آن‌ها شرح داده شده است.

برای محاسبه «تبخیر و تعرق پتانسیل» روابط زیر پیگیری می‌شوند:

$$J = \sum_{i=1}^{12} I_i \quad (1) \quad I_i = \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514} \quad (2)$$

$$\alpha = (6.75 \times 10^{-7} \times J^3) - (7.71 \times 10^{-5} \times J^2) + (1.792 \times 10^{-2} \times J) + 0.49239 \quad (3)$$

$$PET_0 = 16 * \left(\frac{10T_i}{J}\right)^\alpha \quad (4)$$

PET_i : تبخیر و تعرق پتانسیل ماهانه در واحد میلی‌متر

T_i : دمای متوسط ماهانه در واحد سانتی‌گراد

J : شاخص حرارتی (مجموع شاخص‌های حرارتی ماهانه).
مقدار «تبخیر و تعرق پتانسیل» در رابطه (۴) در عرض جغرافیایی صفر محاسبه شده است، که برای اصلاح آن باید مقدار «تبخیر و تعرق پتانسیل» محاسبه شده در ضریب اصلاحی K که مخصوص ماه و عرض جغرافیایی منطقه مورد نظر است، ضرب شود ($PET = K \times PET_0$). جدول (۱) ضرایب مربوط به عرض جغرافیایی ایران آورده شده است.

جدول ۱- ضریب اصلاحی K برای اصلاح تبخیر و تعرق پتانسیل در ماه‌های مختلف و عرض‌های جغرافیایی ایران (Hamon, ۱۹۶۰)

Dec	Nov	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	Latitude
۰/۷۸	۰/۸۳	۰/۹۳	۱/۰۴	۱/۱۵	۱/۲۳	۱/۲۵	۱/۲۰	۱/۱۰	۰/۹۹	۰/۸۹	۰/۸	N°۴۰
۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۹۶	۱/۰۳	۱/۱۱	۱/۱۶	۱/۱۷	۱/۱۴	۱/۰۷	۱/۰۰	۰/۹۳	۰/۸۷	N°۳۰
۰/۹۱	۰/۹۳	۰/۹۸	۱/۰۲	۱/۰۷	۱/۱۰	۱/۱۱	۱/۰۹	۱/۰۵	۱/۰۰	۰/۹۶	۰/۹۲	N°۲۰

۲. مدل مفهومی بیلان آب پالمِر^۲ (۱۹۶۵)

Palmer (۱۹۶۵) طی پژوهشی تحت عنوان «خشک‌سالی هواشناسی»، شاخص شدت خشک‌سالی $PDSI^2$ را ارائه داد. شاخص $PDSI$ بر اساس مفهوم تولید و تقاضای بیلان آب استوار است (Palmer, ۱۹۶۵). پالمِر از یک ساختار دو لایه برای محاسبات رطوبت خاک استفاده کرد و فرضیه ویژه‌ای در ارتباط با ظرفیت پذیرش و انتقال رطوبت به لایه‌های مختلف خاک ارائه نمود. در این مدل فرض شده است تا زمانی که لایه فوقانی به طور کامل پر نشود رطوبت موجود در خاک نمی‌تواند لایه تحتانی را تغذیه کند. شاخص $PDSI$ بر اساس داده‌های بارش، دما و ظرفیت رطوبت خاک AWC محاسبه می‌شود. از میان ورودی‌های محاسباتی تمام کمیت‌های اصلی مدل مفهومی بیلان آب نظیر تبخیر و تعرق، ذخیره رطوبت خاک، رواناب و تلفات رطوبتی از لایه فوقانی و تحتانی قابل محاسبه هستند. «ذخیره رطوبت خاک» وابسته به مقدار «بارش» است. در صورتی که مقدار بارش کمتر و یا بیشتر از «تبخیر و تعرق پتانسیل» ماه باشد، مقدار رطوبت از لایه‌های فوقانی و یا تحتانی خاک کم و یا به آن افزوده می‌شود.

$$SM_{U,i} = \min\{(P_i - PET_i) + SM_{U,i-1}, AWC_U\} \quad (9)$$

$$SM_{L,i} = \min\{(P_i - PET_i) - (SM_{U,i} - SM_{U,i-1}) + SM_{L,i-1}, AWC_L\} \quad (10)$$

در این روابط $SM_{U,i}$ ذخیره رطوبت خاک در لایه فوقانی، $SM_{L,i}$ ذخیره رطوبت خاک در لایه تحتانی، $SM_i = SM_{U,i} + SM_{L,i}$ مجموع ذخیره رطوبت خاک هر دو لایه، $(AWC = AWC_U + AWC_L)$ هستند. پالمِر مقادیر ۱ و ۹ اینچ را به ترتیب برای «ظرفیت رطوبت خاک» لایه‌های فوقانی و تحتانی در نظر گرفت. در صورتی که رابطه $P_i < PET_i$ برقرار باشد، کاهش رطوبت خاک توسط تبخیر و تعرق صورت خواهد گرفت.

$$L_{U,i} = \min\{SM_{U,i}, (PET_i - P_i)\} \quad (11)$$

$$L_{L,i} = \min\{SM_{L,i}, (PET_i - P_i - L_{U,i})\} \quad (12)$$

در این روابط $L_{U,i}$ کمبود رطوبت خاک در لایه فوقانی و $L_{L,i}$ کمبود

در مدل‌های مفهومی بیلان آب ظرفیتی تحت عنوان «ظرفیت رطوبت خاک» یا «رطوبت در دسترس»^۱ فرض گرفته می‌شود. این ظرفیت به بافت و مقدار تخلخل خاک بستگی دارد. سازمان حفاظت خاک آمریکا در سال ۱۹۶۴ برای خاک‌های مختلف مقادیری را برای AWC پیشنهاد داد. مقدار AWC هر حوضه با توجه به بافت خاک و عمق خاک قابل محاسبه است. پارامتر SM_i معرف «ذخیره رطوبت خاک» در انتهای ماه i -ام که کسری از «ظرفیت رطوبت خاک» یا AWC است و پارامتر SM_{i-1} معرف «ذخیره رطوبت خاک» در ابتدای ماه i -ام است. در صورتی که مقدار «بارش ماهانه» بزرگتر از «تبخیر و تعرق پتانسیل» باشد، «ذخیره رطوبت خاک» افزایش می‌یابد؛ در غیر این صورت «ذخیره رطوبت خاک» کاهش پیدا خواهد کرد.

$$P_i \geq PET_i \rightarrow SM_i = \min\{(P_i - PET_i) + SM_{i-1}, AWC\} \quad (5)$$

$$P_i < PET_i \rightarrow SM_i = SM_{i-1} \times \exp[-(PET_i - P_i)/AWC] \quad (6)$$

در ادامه با استفاده از رابطه‌های (۸) و (۹)، «تبخیر و تعرق واقعی» و نهایتاً معادله بیلان آب قابل محاسبه خواهد بود.

$$\begin{cases} P_i - PET_i \geq 0 \rightarrow AET_i = PET_i \\ P_i - PET_i < 0 \rightarrow AET_i = P_i - \Delta SM_i \end{cases} \quad (7)$$

$$Q_i = P_i - AET_i - \Delta SM_i \quad (8)$$

در این روابط AET_i تبخیر و تعرق واقعی، ΔSM_i تغییرات ذخیره رطوبت خاک ($\Delta SM_i = SM_i - SM_{i-1}$) و Q_i مقدار دبی حوضه در ماه i -ام هستند. تعداد کم پارامترهای ورودی مدل (بارش، دما)، این امکان را به کاربر می‌دهد تا از مدل برای حوضه‌هایی که داده‌های ثبت شده کمتری دارند، استفاده کند. مدل قادر است برای حوضه‌هایی که داده‌های ثبت شده‌ای برای تبخیر و تعرق وجود ندارد، مقادیر تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی حوضه را محاسبه نماید. با الهام از مدل مفهومی بیلان آب تورنت‌وایت در سال‌های اخیر و اضافه شدن ترم‌های مختلفی همچون باران و برف، بودجه برفی، رواناب سطحی، رواناب زیرسطحی و ذخیره آب زیرزمینی، مدل‌های متنوعی توسعه یافته‌اند.

رطوبت خاک در لایه تحتانی هستند. همچنین فرض شده است که «کمبود رطوبت خاک» در لایه تحتانی زمانی اتفاق می افتد که $PET_i - P_i - L_{U,i} > 0$ باشد.

«پتانسیل تجدید رطوبت» یا PR_i مقدار رطوبت مورد نیاز برای رسیدن به «ظرفیت رطوبت خاک» است ($PR_i = AWC - SM_i$).

«پتانسیل کمبود آب» یا PL_i بیان کننده مقدار رطوبت مورد نیاز برای رسیدن به نقطه پژمردگی است. در این مدل، رواناب فقط هنگامی رخ می دهد که هر دو لایه به حداکثر ظرفیت رطوبتی خود رسیده باشند. پالم در این تحقیقات هیچ گونه تأخیری برای ایجاد رواناب در نظر نگرفته است (Alley, 1984). در دو حوضه کوچک در اوهایو و کالیفرنیا مطالعاتی در خصوص تخمین رواناب حوضه با استفاده از مدل بیلان پالم صورت گرفت که نتایج این پژوهش نشان داد سری زمانی شبیه سازی شده دارای همبستگی بالایی با داده های مشاهداتی دارد (Wang و Mayer, 1993). این مدل عموماً در پژوهش های مرتبط به محاسبه شاخص خشکسالی PDSI استفاده شده است.

$$PL_i = PL_{U,i} + PL_{L,i} \quad (13)$$

$$PL_{U,i} = \min\{PET_i, SM_{U,i}\} \quad (14)$$

$$PL_{L,i} = (PET_i - PL_{U,i}) SM_{L,i} / AWC \quad (15)$$

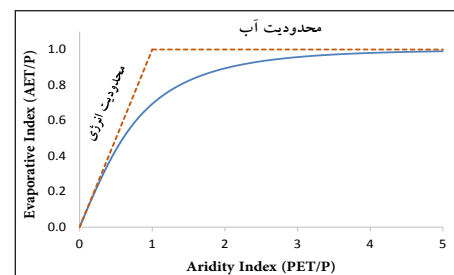
۳. مدل مفهومی بیلان آب بودیکو (۱۹۷۴)

Budyko (۱۹۷۴) طی پژوهشی تحت عنوان «اقلیم و زندگی»، چارچوبی برای مدل مفهومی بیلان آب بودیکو پیشنهاد داد. این مدل برای تخمین تبخیر و تعرق به عنوان پارامتری از شاخص خشکی (نسبت تبخیر و تعرق پتانسیل به بارش، PET/P) در چارچوب ساده عرضه و تقاضا عمل می کند. Budyko (۱۹۷۴)، منحنی بودیکو $AET/P = f(PET/P)$ را برای هزاران حوضه در اروپا و اتحاد جماهیر شوروی سابق توسعه داد. رابطه (۱۸) را Budyko (۱۹۷۴) ارائه کرد.

$$AET/P = [\varphi \cdot \tanh(1/\varphi) \cdot (1 - \exp(-\varphi))]^\alpha, \alpha \approx 0.5, \varphi = PET/P \quad (16)$$

$$AET/P = 1 + \varphi - [1 + (\varphi)^w]^{1/w} \quad (17)$$

$$\alpha = 1 - 1/w \quad (18)$$



شکل ۲- منحنی بودیکو (۱۹۴۸) و محدودیت آب و انرژی

در ادامه، مدل مفهومی بیلان آب ژانگ که بر اساس چارچوب بودیکو

توسعه یافته است بررسی می شود. این مدل از دو مخزن ذخیره سازی جهت مدل سازی بیلان آب استفاده می کند: ۱- ذخیره رطوبت خاک، ۲- ذخیره آب های زیرزمینی. در این مدل فرض بر این است که بارش در ماه i -ام به دو بخش «رواناب مستقیم» و «نگهداشت بارش» تقسیم می شود.

$$P_i = Q_{d,i} + X_i \quad (19)$$

«نگهداشت بارش» یا X شامل «تبخیر و تعرق واقعی» حوضه AET_i ، «گرادیان ذخیره رطوبت خاک» ($SM_i - SM_{i-1}$) و «تغذیه آب زیرزمینی» R_i حوضه می شود. محدودیت تقاضا یا محدودیت انرژی برای X_i برابر مجموع «گرادیان ذخیره رطوبت خاک» و «تبخیر و تعرق پتانسیل» است که $X_{0,i}$ نامیده می شود.

$$X_{0,i} = (SM_i - SM_{i-1}) + PET_i \quad (20)$$

همچنین محدودیت عرضه یا محدودیت آب به مقدار بارش P_i محدود می شود. برای روشن شدن موضوع، مفاهیم فوق به صورت

$$\begin{cases} \text{شرایط خیلی خشک} \rightarrow \frac{X_{0,i}}{P_i} \rightarrow \infty \rightarrow \frac{X_i}{P_i} \rightarrow 1 \\ \text{شرایط خیلی تر} \rightarrow \frac{X_{0,i}}{P_i} \rightarrow 0 \rightarrow X_i \rightarrow X_{0,i} \end{cases} \quad (21)$$

در شرایط اقلیمی خشک که مقدار $X_{0,i}$ بزرگتر از بارش است X_i به سمت بارش میل می کند و در شرایط اقلیمی مرطوب، با توجه به کوچکتر بودن $X_{0,i}$ نسبت به بارش مقدار X_i به سمت $X_{0,i}$ میل خواهد کرد. مقدار «نگهداشت بارش» می تواند از رابطه ای مشابه رابطه (۲۲) به دست آید. با این توضیح که تابع f می تواند یکی از انواع روابط پیشنهادی برای منحنی بودیکو باشد.

$$\begin{cases} X_i = P_i \cdot f(X_{0,i}/P_i, \alpha_i), P_i \neq 0 \\ X_i = 0, P_i = 0 \end{cases} \quad (22)$$

پارامتر α_i پارامتری برای توصیف رواناب است. هرچقدر مقدار α_i بیشتر شود به این معنی است که حوضه توانایی نگهداری باران بیشتری را دارد و مقدار رواناب کاهش پیدا می کند. «رواناب مستقیم» از رابطه $Q_{d,i} = P_i - X_i$ به دست می آید.

در مقیاس هایی کمتر از مقیاس سالانه مقدار «آب در دسترس» به صورت $W_i = X_i + SM_{i-1}$ تعریف می شود. براساس تعریفی که برای X_i ارائه شد، این رابطه به صورت $W_i = AET_i + SM_i + R_i$ بازنویسی می شود. «فرصت تبخیر» یا Y_i حداکثر آبی است که می تواند در گام زمانی i از حوضه آبریز خارج گردد (Sankarasubramanian و Vogel, 2002). محدودیت تقاضا یا محدودیت انرژی برای Y_i برابر مجموع «حداکثر ذخیره رطوبت خاک» و «تبخیر و تعرق پتانسیل» است که $Y_{0,i}$ نامیده می شود ($Y_{0,i} = AWC + PET_i$).

$$Y_i = AET_i + SM_i \quad (23)$$

$$W_i = Y_i + R_i \quad (24)$$

همچنین محدودیت عرضه یا محدودیت آب به مقدار «آب در دسترس» W_i محدود می شود.

$$\begin{cases} \text{شرایط خیلی خشک} \rightarrow \frac{Y_{0,i}}{W_i} \rightarrow \infty \rightarrow \frac{Y_i}{W_i} \rightarrow 1 \\ \text{شرایط خیلی تر} \rightarrow \frac{Y_{0,i}}{W_i} \rightarrow 0 \rightarrow Y_i \rightarrow Y_{0,i} \end{cases} \quad (25)$$

در شرایط اقلیمی خشک که مقدار $Y_{0,i}$ بزرگتر از «آب در دسترس» است، Y_i به سمت «آب در دسترس» میل می‌کند و در شرایط اقلیمی مرطوب با توجه به کوچکتر بودن $Y_{0,i}$ نسبت به «آب در دسترس» مقدار Y_i به سمت $Y_{0,i}$ میل خواهد کرد. مقدار «فرصت تبخیر و تعرق» می‌تواند از رابطه‌ای مشابه رابطه (۲۶) به دست آید؛ با این توضیح که تابع f می‌تواند یکی از انواع روابط پیشنهادی برای منحنی بودیکو باشد.

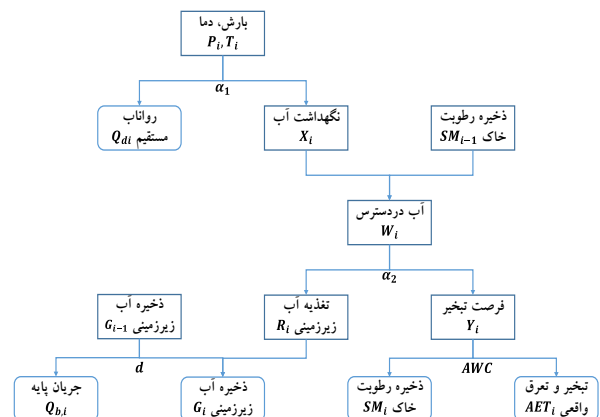
$$\begin{cases} Y_i = W_i \cdot f(Y_{0,i}/W_i, \alpha_2), & W_i \neq 0 \\ Y_i = 0, & W_i = 0 \end{cases} \quad (26)$$

پارامتر α_2 پارامتری برای توصیف بازدهی تبخیر است. افزایش مقدار α_2 به این معنی است که مقدار بیشتری از «آب در دسترس» تبخیر خواهد شد. مقدار «تغذیه آب زیرزمینی» از رابطه $W_i = Y_i + R_i$ محاسبه می‌شود. در گام بعد «تبخیر و تعرق واقعی» محاسبه خواهد شد. محدودیت تقاضا یا محدودیت انرژی برای AET_i برابر «تبخیر و تعرق پتانسیل» PET_i است. همچنین محدودیت عرضه یا محدودیت آب به مقدار «آب در دسترس» W_i محدود می‌شود. «تبخیر و تعرق واقعی» می‌تواند از رابطه‌ای مشابه رابطه (۲۷) به دست آید؛ با این توضیح که تابع f می‌تواند یکی از انواع روابط پیشنهادی برای منحنی بودیکو باشد.

$$\begin{cases} AET_i = W_i \cdot f(PET_i/W_i, \alpha_2), & W_i \neq 0 \\ AET_i = 0, & W_i = 0 \end{cases} \quad (27)$$

پارامتر α_2 در دو رابطه (۲۶) و (۲۷)، تأثیرگذار است. هر میزان مقدار α_2 بزرگتر باشد، مقدار «تغذیه آب زیرزمینی» کاهش پیدا خواهد کرد. $SM_i = Y_i - AET_i$ «ذخیره آب زیرزمینی» به صورت یک مخزن خطی رفتار می‌کند. «ذخیره آب زیرزمینی» و «جریان پایه» از روابط (۲۹) و (۳۰) محاسبه می‌شوند. در این روابط $Q_{b,i}$ دبی پایه، G_i ذخیره آب زیرزمینی و پارامتر ثابت d ، بیانگر رفتار جریان پایه و آب زیرزمینی هستند. روندهای مفهومی شکل (۳) برای مدل ژانگ پیشنهاد می‌شود.

$$Q_{b,i} = d \cdot G_i \quad (30) \quad G_i = (1-d) \cdot G_{i-1} + R_i \quad (29)$$



شکل ۳- روندهای مفهومی مدل بیان آب ژانگ بر اساس چارچوب بودیکو مدل دارای اجزای هیدرولوژیکی چون رواناب مستقیم، دبی پایه، ذخیره آب زیرزمینی، تبخیر و تعرق و ذخیره رطوبت خاک است.

این مدل دارای چهار پارامتر ثابت $d, AWC, \alpha_1, \alpha_2$ و دو مقدار اولیه «ذخیره آب زیرزمینی» و «ذخیره رطوبت خاک» است که در صورت در دسترس نبودن مقادیر مشاهداتی، این پارامترها همراه با پارامترهای فرآیندی توسط الگوریتم‌های بهینه‌سازی قابل محاسبه خواهند بود. پارامترهای حوضه آبریز به دو دسته تقسیم می‌شوند:

۱- پارامتر فیزیکی، ۲- پارامتر فرآیندی. پارامتر فیزیکی: به خصوصیات از حوضه آبریز که قابل اندازه‌گیری است اطلاق می‌شود. مساحت حوضه آبریز، مساحت رودخانه‌ها و آب‌های آزاد، شیب سطح زمین از پارامترهای فیزیکی حوضه آبریز تلقی می‌شوند. پارامتر فرآیندی: به خصوصیات از حوضه آبریز اطلاق می‌شود که مستقیماً قابل اندازه‌گیری نیست و طی یک فرآیند بهینه‌سازی تخمین زده می‌شوند. ضریب رواناب مستقیم، ذخیره رطوبت خاک، ضریب ذوب برف از پارامترهای فرآیندی حوضه آبریز تلقی می‌شوند.

۴. مدل مفهومی بیان آب abcd توماس^۷ (۱۹۸۱)

Harold و Thomas (۱۹۸۱) طی پژوهشی تحت عنوان «روش‌های بهبودیافته ارزیابی آب ملی ایالات متحده آمریکا»، مدل مفهومی بیان آب abcd را ارائه نمود. این مدل توسط محققان بسیاری چون Alley (۱۹۸۴) و Martinez و Gupta (۲۰۱۰) در گام‌های زمانی متفاوت مورد استفاده قرار گرفته است. همان‌طور که از اسم این مدل برمی‌آید، دارای چهار پارامتر است. رابطه (۳۱) معادله پیوستگی در حجم کنترل خاک فوقانی است که فرض شده است تبخیر و تعرق در آن اتفاق می‌افتد.

$$P_i - AET_i - R_i - Q_{U,i} = \Delta SM_{U,i} = SM_{U,i} - SM_{U,(i-1)} \quad (31)$$

در این معادلات R_i تغذیه آب زیرزمینی، $Q_{U,i}$ سهم رواناب لایه فوقانی و $SM_{U,i}$ ذخیره رطوبت خاک لایه فوقانی هستند. رابطه (۳۱) به صورت رابطه (۳۲) بازنویسی می‌شود.

$$P_i + SM_{U,(i-1)} = (AET_i + SM_{U,i}) + Q_{U,i} + R_i \quad (32)$$

در این رابطه $P_i + SM_{U,(i-1)}$ مقدار «آب در دسترس» (W_i) و $AET_i + SM_{U,i}$ «فرصت تبخیر» (Y_i) نامیده می‌شود. در این مدل Y_i به صورت غیرخطی با W_i در ارتباط است.

$$Y_i = \frac{W_i + b}{2a} - \sqrt{\left(\frac{W_i + b}{2a}\right)^2 - \frac{W_i \cdot b}{a}} \quad (33)$$

پارامتر a کنترل‌کننده ارتباط بین پارامترهای W_i و Y_i است و تمایل حوضه به رخداد رواناب قبل از اشباع شدن خاک است (Thomas و Harold, ۱۹۸۱). پارامتر b نشان‌دهنده ظرفیت نگهداری آب (متناسب با عمق) در لایه فوقانی خاک است.

$$AET_i = Y_i \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{PET_i}{b}\right)\right) \quad (34)$$

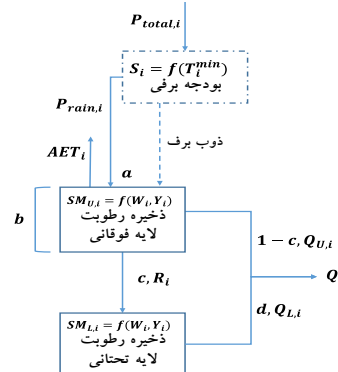
«آب در دسترس» ($W_i - Y_i$) توسط پارامتر c به دو بخش «رواناب لایه فوقانی» ($Q_{U,i} = (1-c) \cdot (W_i - Y_i)$) و «تغذیه آب زیرزمینی» ($R_i = c \cdot (W_i - Y_i)$) تفکیک می‌شود.

«ذخیره رطوبت خاک» لایه تحتانی ماه جاری $SM_{L,i}$ ، از مجموع «تغذیه آب زیرزمینی» ماه جاری R_i با «ذخیره رطوبت خاک» لایه

تحتانی ماه قبل $SM_{L,(i-1)}$ به دست می‌آید، که درصدی از آن به صورت «رواناب لایه تحتانی» جاری می‌شود $(Q_{L,i}=SM_{L,i},d)$.

$$(35)$$

نهایتاً «رواناب کل» از مجموع دو «رواناب لایه فوقانی» و «رواناب لایه تحتانی» محاسبه می‌شود $(Q_i=Q_{U,i}+Q_{L,i})$. روندنمای مفهومی در شکل (۴) برای مدل، با اضافه کردن پارامتر برف ارائه شده است.



شکل ۴- روندنمای مفهومی مدل بیلان abcd پارامتر برف افزوده (Gupta و Martinez، ۲۰۱۰)

۵. مدل مفهومی بیلان آب راتو^۱ و الوقدنی^۲ (۱۹۹۵)

طی پژوهش Al-Wagdany و Rao (۱۹۹۵) تحت عنوان «بررسی تأثیرات تغییرات اقلیمی بر روی حوضه آبریز رودخانه Wabash در هند»، مدل بیلان آب ماهانه راتو و الوقدنی ارائه شد. نتایج این پژوهش نشان داد که تغییرات بارش نسبت به تغییرات دما اثرات بزرگتری بر روی رواناب حوضه ایجاد می‌کند. این مدل شامل پارامترهای هیدرولوژیکی بارش، ذوب برف، تبخیر و تعرق، ذخیره رطوبت خاک، ذخیره آب زیرزمینی، رواناب و جریان پایه است. این مدل در مرحله تفکیک بارش به باران و برف، همواره حداقلی از بارش را به صورت باران در نظر می‌گیرد، که این مقدار با ضریب α در مدل لحاظ می‌شود. پارامتر «دمای آستانه باران» T_{rain} دمایی است که تمامی بارش‌هایی که در دمایی بالاتر از آن رخ بدهد به صورت بارش باران در نظر گرفته می‌شود و «دمای آستانه برف» T_{snow} دمایی است که تمام بارش‌هایی که در دمایی پایین‌تر از آن رخ بدهد به صورت بارش برف در نظر گرفته می‌شود. و بارش‌هایی که در دمایی بین این دو دما به وقوع بپیوندد سهمی از بارش کل به صورت بارش باران و مابقی آن به صورت بارش برف در نظر گرفته می‌شوند.

$$P_{rain,i} = \begin{cases} T_i \leq T_{rain} & \rightarrow \alpha P_i \\ T_i \geq T_{snow} & \rightarrow P_i \\ T_{snow} \leq T_i \leq T_{rain} & \rightarrow \alpha P_i + (1-\alpha)P_i(T_i - T_{snow}) / (T_{rain} - T_{snow}) \end{cases} \quad (36)$$

$$P_{snow,i} = P_i - P_{rain,i} \quad (37)$$

$$Q_{d,i} = drofrac_i \times P_{rain,i} \quad (38)$$

در رابطه فوق $drofrac_i$ «ضریب رواناب مستقیم» ماه i -ام است. و مقدار ذوب برف SNM_i از رابطه (۳۹) محاسبه می‌شود.

$$SNM_i = S_{i-1} \times DF \times T_i \times Days_i \quad (39)$$

در روابط فوق DF نرخ ذوب برف روزانه، $Days_i$

تعداد روزهای ماه S_i بودجه برفی ماه i -ام هستند.

$$S_i = \sum_{j=1}^n (P_{snow,i} - SNM_i) \quad (40)$$

«تبخیر و تعرق واقعی» توسط «تبخیر و تعرق پتانسیل» محدود می‌شود. «تبخیر و تعرق پتانسیل» در مقیاس روزانه از روش بلنی-کریدل^۱ $PET_i = c[f(0.46T_i + 8)]$ محاسبه می‌شود. مقدار «آب در دسترس» از رابطه (۴۱) محاسبه می‌شود. «تبخیر و تعرق واقعی» نیز بر اساس «تبخیر و تعرق پتانسیل» و «آب در دسترس» محاسبه می‌شود.

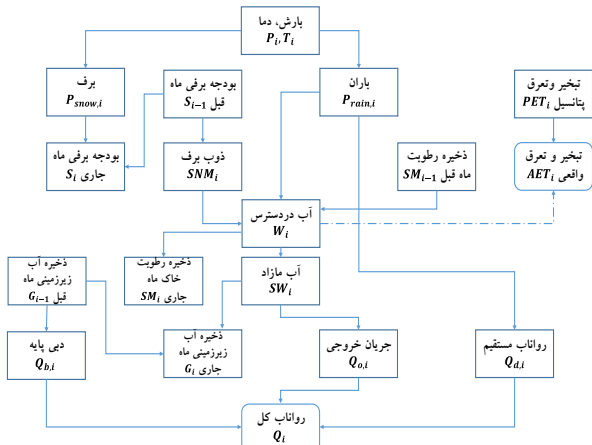
$$W_i = P_{rain,i} - Q_{d,i} + SNM_i + SM_{i-1} \quad (41)$$

$$\begin{cases} \text{if } W_i > PET_i & \rightarrow AET_i = PET_i \\ \text{if } W_i < PET_i & \rightarrow AET_i = W_i \end{cases} \quad (42)$$

$$\begin{cases} W_i - AET_i < AWC & \rightarrow SM_i = \max\{(W_i - AET_i), 0\} \\ W_i - AET_i \geq AWC & \rightarrow SM_i = AWC \end{cases} \quad (43)$$

«آب مازاد»^{۱۱} یا SW_i از رابطه $(W_i - AET_i - AWC)$ محاسبه می‌شود، که سهمی از آن تبدیل به «جریان خروجی» می‌شود $(Q_{o,i} = K_1 \times SW_i)$. «جریان پایه» نیز با یک گام تأخیر زمانی از «ذخیره آب زیرزمینی» تأمین خواهد شد $(Q_{b,i} = K_2 \times G_{i-1})$. مقدار «ذخیره آب زیرزمینی» از رابطه $G_i = (1-K_2)G_{i-1} + (1-K_1)SW_i$ محاسبه می‌شود.

نهایتاً «رواناب کل» حوضه از مجموع «رواناب مستقیم»، «جریان خروجی» و «دبی پایه» محاسبه می‌شود $(Q_i = Q_{d,i} + Q_{o,i} + Q_{b,i})$. مدل به لحاظ ساختاری مشابه مدل مفهومی بیلان آب پنج پارامتری گو است. در این مدل اگر اختلاف «آب در دسترس» از مقدار «تبخیر و تعرق پتانسیل» کمتر و یا مساوی «ظرفیت رطوبت خاک» باشد، هیچ روانابی غیر از جزء اول تشکیل نمی‌شود. روندنمای مفهومی شکل (۵) برای مدل بیلان آب راتو و الوقدنی پیشنهاد داده می‌شود.



شکل ۵- روندنمای مفهومی مدل بیلان آب راتو و الوقدنی (Al-Wagdany و Rao، ۱۹۹۵)

۶. مدل مفهومی بیلان آب گو^{۱۲}

۶-۱. مدل مفهومی بیلان آب پنج پارامتری گو (۱۹۹۵)

گو یکی از سیاستگزاران و هیدرولوژیست‌هایی است که در طی دو دهه گذشته در جهت مدیریت منابع آب و بررسی تغییرات اقلیمی

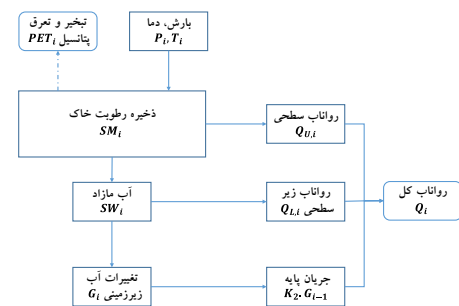
در حوضه‌های گسترده‌ای از چین مدل‌های مختلفی از بیلان آب که همگی الهام گرفته از مدل تورنت‌وایت بوده‌اند را پیشنهاد داده است. تحقیقات Guo (۱۹۹۵) نشان داد که تولید رواناب به تغییرات بارش نسبت به تغییرات دما حساسیت بیشتری نشان می‌دهند. مدل پنج پارامتری گو به منظور بررسی تأثیر تغییرات اقلیمی بر روی سامانه‌های منابع آب در حوضه رودخانه دانگ جیانگ پیشنهاد داده شد. مقدار رطوبت خاک هر ماه مشابه رابطه (۵) و (۶) در مدل تورنت‌وایت محاسبه می‌شود. در صورتی که مقدار «ذخیره رطوبت خاک» ماه مورد نظر بزرگ‌تر از «ظرفیت رطوبت در دسترس» باشد، سهمی از «آب مازاد» به «رواناب سطحی» تبدیل می‌شود. مابقی «آب مازاد» به دو بخش «رواناب زیرسطحی» ($Q_{L,i}=K_1 \cdot SW_i$) و «ذخیره آب زیرزمینی» تقسیم می‌شود.

$$SM_i \geq AWC \rightarrow Q_{U,i} = c \cdot (SM_i - AWC) \quad (44)$$

$$SW_i = (1 - c) \cdot (SM_i - AWC) \quad (45)$$

نهایتاً رواناب کل از مجموع «رواناب سطحی»، «زیرسطحی» و «جریان پایه» ($K_2 \cdot G_{i-1}$) حاصل می‌شود ($Q_i = Q_{U,i} + Q_{L,i} + K_2 \cdot G_{i-1}$). در این مدل پنج پارامتر K_0, K_1, K_2, c, AWC توسط الگوریتم‌های بهینه‌سازی محاسبه می‌شوند. با ضرب پارامتر K_0 در مقدار تبخیر از تشت حوضه، «تبخیر و تعرق پتانسیل» محاسبه می‌شود. در شکل (۶) روندنمای مفهومی مدل بیلان آب پنج پارامتری گو ارائه شده است.

$$\begin{cases} SW_i \geq 0 \rightarrow G_i = (1 - K_2) \cdot G_{i-1} + (1 - K_1) \cdot SW_i \\ SW_i < 0 \rightarrow G_i = (1 - K_2) \cdot G_{i-1} \end{cases} \quad (46)$$



شکل ۶- روندنمای مفهومی مدل بیلان پنج پارامتری گو (Guo, ۱۹۹۵)

۲-۶. مدل مفهومی بیلان آب دو پارامتری گو (۲۰۰۲)

Guo و همکاران (۲۰۰۲) طی پژوهشی با حذف اندرکنش آب زیرسطحی و زیرزمینی، مدل دو پارامتری گو را ارائه کردند. مدل در سال ۲۰۰۲ به صورت نیمه توزیعی جهت پیش‌بینی تأثیرات تغییر اقلیم حوضه‌های جنوبی کشور چین مورد استفاده قرار گرفت. این مدل از لحاظ سادگی با مدل تورنت‌وایت رقابت می‌کند.

مدل از رابطه ویژه‌ای که Ol'Dekop (۱۹۱۱) برای محاسبه «تبخیر و تعرق واقعی» پیشنهاد داده بود، استفاده می‌کند. در این مدل «تبخیر و تعرق واقعی» حوضه تابعی از تانژانت هیپربولیک «تبخیر و تعرق پتانسیل» و «بارش» حوضه است (شکل ۸). در رابطه (۴۷) زمانی که مقدار «بارش» با «تبخیر و تعرق پتانسیل» برابر باشد، ۷۶/۲ درصد از «بارش» تبخیر خواهد شد و اگر نسبت «بارش» به «تبخیر و تعرق

پتانسیل» دو برابر باشد، ۹۶/۴ درصد از بارش تبخیر می‌شود. البته این نسبت بارش به تبخیر و تعرق کمتر در ایران اتفاق می‌افتد.

$$AET_i = c \cdot PET_i \cdot \tanh(P_i/PET_i) \quad (47)$$

ضریب c اثر تغییر گام زمانی مدل‌های سالانه و ماهانه را اصلاح می‌کند. رواناب هم ارتباط نزدیکی با ذخیره رطوبت خاک دارد. در این مدل «رواناب» تابع تانژانت هیپربولیک «ذخیره رطوبت خاک» است.

$$Q_i = SM_i \cdot \tanh(SM_i/AWC) \quad (48)$$

«تبخیر و تعرق واقعی» با استفاده از داده‌های مشاهداتی «بارش» و «تبخیر و تعرق پتانسیل» و از رابطه (۴۷) محاسبه می‌شود. بنابراین آب باقیمانده در خاک مقداری برابر $SM_{i-1} + P_i - AET_i$ خواهد داشت که با استفاده از این مقدار، «رواناب» در انتهای ماه i-ام طبق رابطه (۴۹) حاصل می‌شود.

$$Q_i = (SM_{i-1} + P_i - AET_i) \cdot \tanh[(SM_{i-1} + P_i - AET_i)/AWC] \quad (49)$$

نهایتاً مقدار «ذخیره رطوبت خاک» در انتهای ماه i-ام به دست خواهد آمد ($SM_i = SM_{i-1} + P_i - AET_i - Q_i$). ساختار مدل مفهومی بیلان آب دو پارامتری گو مشابه مدل مفهومی بیلان آب تورنت‌وایت است.

۳-۶. مدل مفهومی بیلان آب چهار پارامتری گو (۲۰۰۵)

Guo و همکاران (۲۰۰۵) طی پژوهشی تحت عنوان «بررسی تغییرات اقلیمی بر روی حوضه رودخانه زرد»، مدل مفهومی بیلان آب چهار پارامتری گو را ارائه دادند. یکی از جذابیت‌های این مدل، تفکیک مقدار بارش برف از باران است.

$$\begin{cases} \text{if } T_i > T_{rain} \rightarrow P_{rain,i} = P_i \\ \text{if } T_i < T_{snow} \rightarrow P_{snow,i} = P_i \\ \text{if } T_{snow} \leq T_i \leq T_{rain} \rightarrow P_{rain,i} + P_{snow,i} = P_i \end{cases} \quad (50)$$

Guo و همکاران (۲۰۰۵) مقدار ۴ درجه سلسیوس را برای T_{rain} و مقدار ۴- درجه سلسیوس را برای T_{snow} پیشنهاد دادند که این مقادیر می‌توانند برای حوضه‌های مختلف طی فرآیند بهینه‌سازی بهبود پیدا کنند. برای ماه‌هایی که دما بین «دمای آستانه بارش» و «دمای آستانه برف» قرار دارد، مقدار بارش به صورت خطی بین بارش باران و برف تقسیم می‌شود. مقدار «بودجه برفی» و رواناب ناشی از آن از روابط (۵۱) و (۵۲) به دست می‌آید.

$$S_i = S_{i-1} + P_{snow,i} \quad (51)$$

$$Q_{SN,i} = K_{sn} \times S_i \times \exp[(T_i - T_H)/(T_H - T_L)] \quad (52)$$

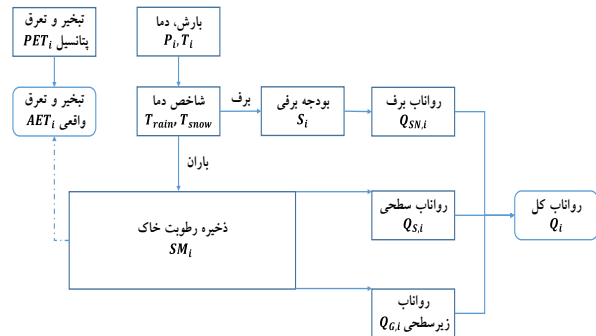
در رابطه (۵۲) K_{sn} «ضریب ذوب برف» و در روابط (۵۳) و (۵۴) K_g و K_s «ضریب رواناب سطحی» و «ضریب جریان زیرسطحی» هستند. «رواناب زیرسطحی» با یک گام زمانی عقب‌تر نسبت به جریان سطحی محاسبه می‌شود. در نهایت رواناب کل که مجموعی از رواناب ناشی از برف، رواناب سطحی و رواناب زیرسطحی خواهد بود به دست می‌آید. مقدار ذخیره رطوبت خاک در انتهای ماه i-ام (SM_i) قابل محاسبه است ($SM_i = SM_{i-1} + P_i - AET_i - Q_i$).

$$Q_{S,i} = K_s \times (SM_i/AWC) \times P_{rain,i} \quad (53)$$

$$Q_{G,i} = K_g \times SM_{i-1} \quad (54)$$

$$Q_i = Q_{SN,i} + Q_{S,i} + Q_{G,i} \quad (55)$$

این مدل دارای چهار پارامتر K_{sn} , K_s , K_g , AWC است که توسط الگوریتم‌های بهینه‌سازی بهترین مقدار آن‌ها انتخاب می‌شوند و خروجی‌های مدل شامل پارامترهای SM_i , AET_i , Q_i هستند. در شکل (۷) روند نامی مفهومی مدل بیان چهار پارامتر گو ارائه شده است.



شکل ۷- روند نامی مفهومی مدل بیان چهار پارامتری گو (Guo و همکاران، ۲۰۰۵)

۷. مدل مفهومی بیان آب وازمد (۱۹۹۶)

مدل بیان وازمد^{۱۳} (WASMOD) یکی دیگر از انواع مدل‌های مفهومی بیان آب است. این نسخه از مدل توسط Xu و همکاران (۱۹۹۶) توسعه داده شد و برای حوضه‌های آبریز^{۱۴} NOPEX توسط Halldin و همکاران (۱۹۹۹) مورد استفاده قرار گرفت. نمونه اولیه این مدل توسط Van der Beken و Byloos (۱۹۷۷) ابداع شد و Vandewiele و همکاران (۱۹۹۲) نیز پیشرفت‌ها و اصلاحات قابل توجهی بر روی آن انجام دادند. نسخه‌های اولیه مدل بدون ماژول برف بود. نسخه‌های متفاوت مدل با نام‌های نظیر MWB و VUB و یا با نام مدل NOPEX شناخته می‌شوند. مدل با گام‌های زمانی متفاوت از هفته تا ماهانه با ۳ تا ۶ پارامتر بسته به در دسترس بودن داده‌های ورودی مورد استفاده قرار می‌گیرد. مدل ترکیبات مختلفی از بارش، تبخیر و تعرق پتانسیل، ذخیره رطوبت خاک و درجه حرارت رابه عنوان ورودی می‌پذیرد. به‌طور کلی داده‌های سری زمانی تبخیر و تعرق ارجحیت دارند؛ ولی در شرایطی که این داده‌ها در دسترس نباشند، مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل با استفاده از دما تخمین زده می‌شود. روند نامی مفهومی مدل در شکل (۸) نشان داده شده است.

در مرحله اول با استفاده از یک شاخص دمایی مشابه روابطی که Vandewiele و NiLar-Win (۱۹۹۳) ارائه نمودند، بارش به باران و برف تجزیه می‌شود. مقدار «بارش برف» به «بودجه برف» افزوده شده و در انتهای ماه کسری از آن ذوب شده و به «ذخیره رطوبت خاک» افزوده می‌شود. قبل از اینکه «باران فعال» به افزایش «ذخیره رطوبت خاک» کمک کند، بخشی از باران تبخیر می‌شود. نتیجه عملکرد مدل به تصمیمات اتخاذ شده در مورد نحوه بارش باران یا برف و ذوب برف حساس است. در ادبیات فنی به دو شکل جدایی برف صورت می‌گیرد. روش اول که تعادل انرژی^{۱۵} نام دارد. متغیرهای لازم برای یک تعادل

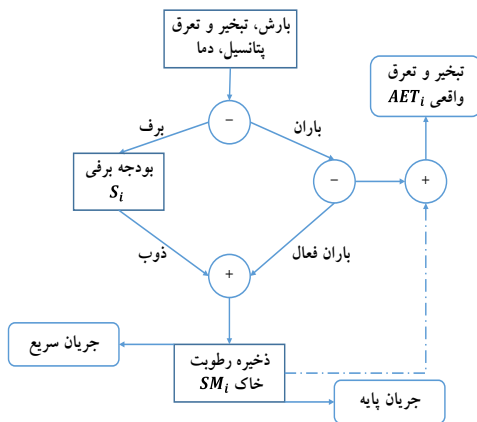
انرژی کامل شامل تابش خورشیدی کل، بازتاب، تعادل تابش طول موج (تابش مؤثر)، دمای هوا، رطوبت، سرعت باد، گرادیان دمایی در خاک و باران و برف است. علاوه بر این برخی پارامترهای فیزیکی حاکم بر تبادل حرارت با جو مانند انتقال حرارت در برف، محتوای آب مایع در برف و زهکشی از برف تخمین زده می‌شوند. با در نظر گرفتن داده‌هایی که در یک حوضه آبریز به‌طور کلی موجود است، تخمین دقیق تعادل حرارتی در توزیع منطقه‌ای پوشش برفی، این پروسه پیچیده‌تر می‌شود. روش دوم روش شاخص خام^{۱۶} است که اشکال مختلفی از روش درجه-روز بر اساس دمای آستانه هستند و اغلب در مدل‌ها ترجیح داده می‌شوند. در این مدل باید رابطه^{۱۶} $a_1 \geq a_2$ بین دو پارامتر درجه حرارت آستانه a_1 و a_2 برقرار باشد. ذوب برف زمانی آغاز می‌شود که دمای هوا بیشتر از a_2 باشد و بارش برف زمانی متوقف می‌شود که دمای هوا بیشتر از a_1 باشد. در صورتی که دما بین a_1 و a_2 باشد بارش و ذوب برف هم‌زمان اتفاق می‌افتد. ذوب برف در ماه i به عنوان تابعی از دما و بارش برف i ماه در نظر گرفته می‌شود. موارد فوق به‌صورت گرافیکی در شکل (۹) نشان داده شده است.

$$P_{snow,i} = P_i \times \max\{0, [1 - \exp(-\max\{[(T_i - a_1)/(a_1 - a_2)]^2\})]\} \quad (56)$$

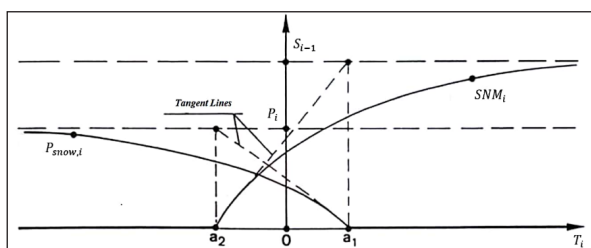
$$P_{rain,i} = P_i - P_{snow,i} \quad (57)$$

مقدار ذوب برف در ماه i تابعی از متوسط دما ماه i -ام و ذخیره برفی در ماه $(i-1)$ -ام است.

$$SNM_i = (S_{i-1} + P_{snow,i}) * \min\left\{1, \max\left[0, \left[1 - \exp\left(-\min\left\{0, \frac{a_2 - T_i}{a_1 - a_2}\right\}^2\right)\right]\right]\right\} \quad (58)$$



شکل ۸- روند نامی مفهومی مدل بیان آب وازمد (Xu و همکاران، ۱۹۹۶)



شکل ۹- نمودار ارتباط بارش باران و برف (بارش برف و ذوب برف در ماه i -ام تابعی از دما هستند)

$$S_i = S_{i-1} + P_i - SNM_i \quad (59)$$

$$W_i = P_{rain,i} + SM_{i-1} \quad (60)$$

در شرایطی که سری زمانی بلندمدت تبخیر و تعرق ماهانه در دسترس نباشد، حداقل داشتن دوازده داده از تبخیر و تعرق ماهانه برای بهبود عملکرد مدل ضروری است.

$$PET_i = (1 + a_3 * (T_i - \bar{T})) * PET \quad (61)$$

در رابطه فوق \overline{PET} متوسط تبخیر و تعرق پتانسیل، \bar{T} متوسط دمای ماهانه و پارامتر a_3 ضریب تبدیل متوسط تبخیر و تعرق پتانسیل ماهانه به تبخیر و تعرق پتانسیل واقعی هستند. در صورتی که تبخیر و تعرق پتانسیل در دسترس باشد استفاده از روابط فوق لزومی ندارد. به دلایل آشکار یک رابطه تبخیر و تعرق خوب باید شرایط زیر را دارا باشد.

$$\begin{cases} AET_i \text{ increases with } PET_i \text{ and } W_i \\ AET_i = 0 \text{ when } PET_i = 0 \text{ or } W_i = 0 \\ AET_i \leq PET_i \text{ and } AET_i \leq W_i \\ AET_i \rightarrow PET_i \text{ when } W_i \rightarrow \infty \end{cases} \quad (62)$$

روابط (63) و (64) «تبخیر و تعرق واقعی» را محاسبه می‌کنند. پارامتر a_4 مقداری بین صفر و یک دارد و در ترم $\max\{PET_i, 1\}$ مقدار یک برای جلوگیری از صفر شدن مخرج است. پارامتر a_4 مقدار «تبخیر و تعرق واقعی» را با افزایش «تبخیر و تعرق پتانسیل» و «آب در دسترس» تخمین می‌زند. مقادیر کوچک a_4 باعث از دست رفتن بیشتر «ذخیره رطوبت خاک» می‌شود.

$$AET_i = \min \left\{ PET_i \left(1 - a_4 \frac{W_i}{\max\{PET_i, 1\}} \right), W_i \right\} \quad (63)$$

$$AET_i = \min \left\{ W_i \left(1 - e^{-a_4 * PET_i} \right), PET_i \right\} \quad (64)$$

«جریان آهسته» یا Q_s اساساً به «ذخیره رطوبت خاک» در طول ماه بستگی دارد. «جریان آهسته» از رابطه $a_5 \times (SM_{i-1})^{b_1}$ به دست می‌آید. ضرایب a_5 و b_1 مقادیری غیر منفی هستند. مقدار b_1 با توجه به عملکرد حوضه یکی از مقادیر 1 و یا 2 را به خود اختصاص خواهد داد.

برای حوضه‌های خشک و نیمه‌خشک یکی از مقادیر $b_1 = 0$ و یا $b_1 = 1/2$ در محاسبات بیلان منظور می‌شود. b_1 پارامتری گسسته ولی a_5 پارامتری پیوسته است. «ضریب جریان آهسته» یا a_5 مقدار سهم رواناب ناشی از جریان پایه را مشخص می‌کند و مقادیر بزرگتر a_5 سهم بیشتری از جریان پایه را در نظر می‌گیرد. مناطق جنگلی مقادیر بزرگتری نسبت به مناطق باز با خاک‌های شنی و رسی را خواهند داشت. در مقابل «جریان سریع» به طور غیرمستقیم از طریق «تبخیر و تعرق پتانسیل» به پارامترهای بارش، ذوب برف بستگی دارد. «باران فعال» و جریان سریع نیز از روابط (65) و (66) به دست می‌آید.

$$P_{a-rain,i} = P_{rain,i} - PET_i * \left[1 - \exp \left(- \frac{P_{rain,i}}{\max\{PET_i, 1\}} \right) \right] \quad (65)$$

$$Q_{fi} = a_6 \times (SM_{i-1})^{b_2} \times (SNM_i + P_{a-rain,i}) \quad (66)$$

در روابط فوق پارامترهای a_6 و b_2 پارامترهای غیرمنفی هستند. پارامتر b_2 یکی از مقادیر 1 و یا 2 را به خود اختصاص خواهد داد. پارامتر جریان سریع a_6 با درجه شهرنشینی، شیب متوسط

حوضه و تراکم زهکشی افزایش پیدا می‌کند و در مناطقی با پوشش جنگلی، مقدار کمتری را به خود اختصاص می‌دهد. نهایتاً رواناب کل از جمع «رواناب آهسته» و «رواناب سریع» حاصل می‌شود ($Q_i = Q_{s,i} + Q_{fi}$). «ذخیره رطوبت خاک» در انتهای ماه i -ام نیز از رابطه (67) به دست خواهد آمد. مقادیر شرایط مرزی پارامترهای فرآیندی مدل در جدول (2) آمده شده است.

$$SM_i = SM_{i-1} + P_{rain,i} + SNM_i - PET_i - Q_i \quad (67)$$

جدول ۲- محدوده مقادیر پارامترهای فرآیندی مدل وازمد (Saito و همکاران، ۲۰۱۵)

پارامتر (واحد)	محدوده مرزی
a_1 (°C)	$0 \sim 3/89$
a_2 (°C)	$0 \sim a_1$
a_3	$0 \sim 1$
a_4	$0 \sim 1$
a_5	$0 \sim 1$
a_6	$0 \sim 1$

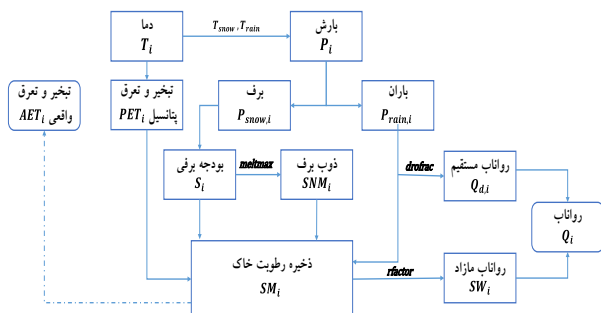
۸. مدل مفهومی بیلان آب جزیم^{۱۷} (۲۰۰۶)

مدل بیلان آب شش پارامتری جزیم برای شبیه‌سازی رواناب ماهانه حوضه‌های خشک و نیمه‌خشک که در اکثر مواقع از کمبود آب رنج می‌برند در دو حوضه در کشورهای یمن و اردن ارائه شد. نتایج این مدل در این حوضه‌ها نشان داد علیرغم شکل ساده، مدل توانایی خوبی در شبیه‌سازی رواناب در حوضه‌های کم بازده دارد. یکی از جذابیت‌های این مدل تخصیص دولایه خاک است که توانایی ذخیره رطوبتی متفاوتی دارند. «ظرفیت رطوبت خاک» و «ذخیره رطوبت خاک» در لایه فوقانی AWC_U و $SM_{U,i}$ و «ظرفیت رطوبت خاک» و «ذخیره رطوبت خاک» در لایه تحتانی AWC_L و $SM_{L,i}$ هستند که مقادیری بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ میلی‌متر را به خود اختصاص می‌دهند. پژوهش Jazim (۲۰۰۶) نشان داد بهترین رابطه برای تبخیر و تعرق برای ماه‌هایی که بارش ماهانه بزرگتر از صفر است، رابطه گو و ژانگ است. همچنین پارامتر c در بازه ۰/۵ تا ۱/۰ بهترین عملکرد را در مدل از خود نشان می‌دهد و برای ماه‌های بدون بارش «تبخیر و تعرق واقعی» از «ذخیره رطوبت خاک» فوقانی اتفاق می‌افتد. در صورتی که «ذخیره رطوبت خاک» در لایه فوقانی صفر باشد به طور پیوسته تبخیر از لایه تحتانی اتفاق خواهد افتاد.

$$\begin{cases} P_i > 0 \rightarrow AET_i = c \times PET_i \times \tanh(P_i/PET_i) \\ P_i = 0 \rightarrow \begin{cases} AET_i = SM_{U,i-1} - SM_{U,i-1} \times \exp(-PET_i/AWC_{U,i}) \\ AET_i = SM_{L,i-1} - SM_{L,i-1} \times \exp(-PET_i/AWC_{L,i}) \end{cases} \end{cases} \quad (68)$$

«ظرفیت رطوبت خاک» AWC_U و AWC_L حد بالای $SM_{U,i}$ و $SM_{L,i}$ هستند که طی یک فرآیند بهینه‌سازی به دست می‌آیند و مقادیری بین ۲۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر خواهند داشت. در صورتی که «ذخیره رطوبت

ساختار مدل شامل باران، رواناب مستقیم، برف، بودجه برفی، ذوب برف، تبخیر و تعرق پتانسیل، تبخیر و تعرق واقعی، ذخیره رطوبت خاک، آب مازاد، برداشت از ذخیره رطوبت خاک و رواناب کل هستند. این مدل طی گزارشی برای سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا^{۱۸} توسعه داده شد. و برای آن نرم‌افزاری طراحی گردید که بر روی سیستم عامل ویندوز قابل اجرا می‌باشد. این نرم‌افزار بر روی تارنمای سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا^{۱۹} قابل دسترسی است. روندنمای مفهومی مدل پیشنهادی Saito و همکاران (۲۰۱۵)، در شکل (۱۱) ارائه شده است.



شکل ۱۱- روندنمای مفهومی مدل بیلان آب مکیب (Saito و همکاران، ۲۰۱۵)

مدل با تفکیک بارش به باران و برف و در نظر گرفتن یک ذخیره با گنجایش بی‌نهایت برای مخزن ذخیره برف، یکی از کارآمدترین مدل‌های مفهومی در مطالعات بیلان آب محسوب می‌شود.

$$P_{snow,i} = P_{total,i} \times [(T_{rain} - T_i) / (T_{rain} - T_{snow})] \quad T_{snow} < T_i < T_{rain} \quad (V5)$$

$$P_{rain,i} = P_{total,i} - P_{snow,i} \quad (V6)$$

T_{snow} و T_{rain} اولین و دومین پارامترهای فرآیندی هستند که طی یک پروسه بهینه‌سازی به دست می‌آیند. پارامتر $Q_{d,i}$ یا «رواناب مستقیم»، روانابی است که از سطح‌های غیرقابل نفوذ و یا رواناب ناشی از سرریز مازاد نفوذ به «ذخیره رطوبت خاک» حاصل شده است. پارامتر $drofrac$ یا «ضریب رواناب مستقیم»، سومین پارامتر فرآیندی است که مقداری بین صفر و یک دارد ($Q_{d,i} = P_{rain,i} \times drofrac$).

مقدار «آب باقیمانده» از تفاضل «رواناب مستقیم» از «بارش باران» محاسبه می‌شود ($P_{remain,i} = P_{rain,i} - Q_{d,i}$).

«ضریب ذوب برف»^{۲۰} تابعی از دمای متوسط ماه و «ماکزیمم نرخ ذوب برف» یا $meltmax$ است. «ماکزیمم نرخ ذوب برف» یا $meltmax$ چهارمین پارامتر فرآیندی است که در بازه صفر تا یک مقدار بهینه آن محاسبه می‌شود. مقادیر «دمای آستانه باران و برف» در دو مرحله، مرحله اول در زمان وقوع بارش و مرحله دوم در زمان ذوب برف، به صورت خطی مقادیر «بارش باران»، «بارش برف» و «ضریب ذوب برف» را تعیین می‌کنند.

$$SMF_i = \min\{meltmax, [(T_i - T_{snow,i}) / (T_{rain,i} - T_{snow,i})] \times meltmax\} \quad (V7)$$

«ذخیره ذوب برف» ماه $i-m$ یا S_i از مجموع ذخیره ذوب برف ماه‌های قبل و بارش برف جاری با کسر مقدار برف ذوب شده در ماه قبل یا SNM_{i-1} به دست می‌آید و نهایتاً دوباره کسری از ذخیره ذوب برف

خاک» لایه فوقانی از «ظرفیت رطوبت خاک» تجاوز کند، بخشی از این «آب مازاد» لایه فوقانی تبدیل به «رواناب سطحی» می‌شود.

$$SM_{U,i} = SM_{U,i-1} + P_i - AET_i \quad (69)$$

$$\text{if } SM_{U,i} > AWC_{U,i} \rightarrow SW_{U,i} = SM_{U,i} - AWC_{U,i} \quad (70)$$

$$Q_{U,i} = K_1 \times SW_{U,i} \quad (71)$$

پارامتر K_1 سومین پارامتر از مدل است که باید بهینه شود و سهمی از «آب مازاد» است که به صورت «رواناب زیرسطحی» ظاهر می‌شود.

پارامتر K_2 نیز چهارمین پارامتر از مدل است که باید بهینه شود.

$$Remain_i = SW_{U,i} - Q_{U,i} \quad (72)$$

$$Q_{L,i} = K_2 \times Remain_i \quad (73)$$

با نفوذ رطوبت از لایه فوقانی به لایه تحتانی، «ذخیره رطوبت خاک» در لایه تحتانی به طور پیوسته افزایش پیدا می‌کند و توسط دبی پایه، نفوذ عمیق و تبخیر و تعرق در حالتی که «ذخیره رطوبت خاک» در لایه فوقانی صفر باشد، تخلیه می‌شود.

$$Percolate_{U,i} = Remain_i - Q_{L,i} \quad (\text{الف-} 74)$$

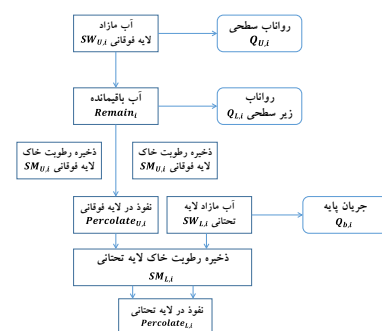
$$SM_{L,i} > 0, Percolate_{U,i} > 0 \rightarrow SM_{L,i} = SM_{L,i-1} - Q_{b,i-1} - Percolate_{L,i-1} + Percolate_{U,i} \quad (74)$$

$$SM_{L,i} > 0, Percolate_{U,i} \leq 0 \rightarrow SM_{L,i} = SM_{L,i-1} - Q_{b,i-1} - Percolate_{L,i-1} \quad (\text{ب-} 74)$$

«نفوذ عمیق» یا «نفوذ در لایه تحتانی» از رابطه $Percolate_{L,i} = K_3 \times SM_{L,i}$ به دست می‌آید. «آب مازاد» در لایه تحتانی زمانی شکل می‌گیرد که «ذخیره رطوبت خاک» در لایه تحتانی از ظرفیت رطوبت خاک، بیشتر گردد ($SW_{L,i} = SM_{L,i} - AWC_{L,i}$). «جریان پایه» نیز که کسری از «آب مازاد» لایه تحتانی است، توسط پارامتر K_4 به دست می‌آید ($Q_{b,i} = K_4 \times SW_{L,i}$).

وقتی که «ذخیره رطوبت خاک» فوقانی $SM_{L,i}$ کاهش یابد و یا برابر صفر گردد و «آب مازاد» لایه تحتانی $SW_{L,i}$ بزرگ‌تر از صفر باشد، این آب به «ذخیره رطوبت خاک» لایه فوقانی اضافه می‌شود و «جریان پایه» در آن ماه برابر صفر خواهد بود ($SM_{U,i} = SM_{U,i-1} + SW_{L,i}$).

نهایتاً رواناب کل از مجموع رواناب سطحی، رواناب زیرسطحی و دبی پایه تشکیل می‌گردد ($Q_i = Q_{U,i} + Q_{L,i} + Q_{b,i}$).



شکل ۱۰- روندنمای مفهومی مدل بیلان جزیم (Jazim، ۲۰۰۶)

۹. مدل مفهومی بیلان آب مکیب (۲۰۰۷)

مدل مفهومی بیلان آب ماهانه McCabe و Markstrom (۲۰۰۷) یکی از معروف‌ترین مدل‌های بیلان آب است که بر اساس مدل تورنت وایت توسعه داده شده است. اجزای هیدرولوژیک دخیل در

ماه جاری یا S_i اگر شرایط برای ذوب مساعد باشد، ذوب خواهد شد.

$$S_i = S_{i-1} + P_{snow,i} - SNM_{i-1} \quad (V8)$$

مقدار برف ذوب شده از حاصل ضرب «بودجه برفی» در «ضریب ذوب برف» ماه مورد نظر محاسبه خواهد شد ($SNM_i = S_i \times SMF_i$).

مقدار برف ذوب شده به مقدار آب باقیمانده اضافه خواهد شد تا مقدار «آب مایع»^{۲۱} در هر ماه محاسبه گردد ($P_{liquid,i} = P_{remain,i} + SNM_i$). «آب مایع» مقدار آبی است که در فرآیند «تبخیر و تعرق» و ایجاد «آب مازاد» مشارکت می‌کند.

در این مدل «تبخیر و تعرق پتانسیل» از رابطه Hamon (۱۹۶۰) به دست می‌آید ($PET_i = 13.97 \times d_i \times D_i^2 \times W_i$). در این رابطه W_i چگالی بخار اشباع نامیده می‌شود و واحد آن gm/m^3 است ($W_i = 4.95 \times ex$). $p(0.062 \times T_i)/100$. تعداد روزهای ماه و D_i نسبت میانگین ساعات آفتابی روز به دوازده ساعت هستند.

برای به دست آوردن «ذخیره رطوبت خاک»^{۲۲} یا SM_i و «آب مازاد»^{۲۳} یا SW_i روابط زیر پیگیری می‌شود.

$$(V9) \quad \left\{ \begin{array}{l} P_{liquid,i} - PET_i < 0 \rightarrow \left\{ \begin{array}{l} SM_i = SM_{i-1} * \exp\left(\frac{P_{liquid,i} - PET_i}{AWC}\right) \\ SW_i = 0 \end{array} \right. \\ P_{liquid,i} - PET_i > 0 \rightarrow \left\{ \begin{array}{l} SM_{i-1} + P_{liquid,i} - PET_i \leq AWC \rightarrow \left\{ \begin{array}{l} SM_i = SM_{i-1} + P_{liquid,i} - PET_i \\ SW_i = 0 \end{array} \right. \\ SM_{i-1} + P_{liquid,i} - PET_i > AWC \rightarrow \left\{ \begin{array}{l} SM_i = AWC \\ SW_i = SM_{i-1} + P_{liquid,i} - PET_i - AWC \end{array} \right. \end{array} \right. \end{array} \right.$$

مقدار «برداشت از ذخیره رطوبت خاک» که از اختلاف «ذخیره رطوبت خاک» در دو فصل متوالی به دست می‌آید، به صورت $SNM_i = SM_{i-1} - SM_i$ صورت‌بندی شده است. مقدار «تبخیر و

۱۰. مدل مفهومی بیلان آب کارپوزس^{۲۴} (۲۰۱۱)

Karpouzou و همکاران (۲۰۱۱) طی پژوهشی بر روی حوضه آبریز رودخانه Aison، مدل مفهومی بیلان آب ماهانه کارپوزس را ارائه دادند. در این مدل از الگوریتم Nash-Mead و تابع هدف Nash-Sutcliffe جهت بهینه‌سازی پارامترهای فرآیندی مدل استفاده شده است. این مدل ساختاری مشابه مدل اولیه تورنت‌وایت دارد که با استفاده از فرمول‌های زیر صورت‌بندی می‌شود.

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{if } P_i > PET_i \rightarrow \left\{ \begin{array}{l} SM_i = \min\{(SM_{i-1} + P_i - PET_i), K\}, \\ Q_{SW,i} = \max\{(SM_{i-1} + P_i - PET_i - K), 0\} \end{array} \right. \quad (A3) \\ \text{if } P_i < PET_i \rightarrow SM_i = SM_{i-1} \times \exp\{(P_i - PET_i)/K\}, Q_{SW,i} = 0 \end{array} \right.$$

$$K = 25.4[(1000/CN) - 10] \quad (A4)$$

$$AET_i = (SM_{i-1} - SM_i) + P_i - Q_i = P_i - \Delta SM_i - Q_i \quad (A5)$$

$$Q_i = a(Q_{SW,i} + Q_{i-1}) \quad (A6)$$

در روابط بالا $Q_{SW,i}$ و Q_i به ترتیب «رواناب مازاد» و «رواناب سطحی» در ماه i -ام هستند. در این مدل درصد بارش باران و یا برف به صورت یک رابطه خطی با درجه حرارت ماهانه فرض شده است. Knight و

تعرق واقعی» در هر ماه نیز تابعی از پارامترهای «تبخیر و تعرق پتانسیل» و «آب مایع» می‌باشد.

$$(A0) \quad \left\{ \begin{array}{l} P_{liquid,i} \geq PET_i \rightarrow AET_i = PET_i \\ P_{liquid,i} < PET_i \rightarrow AET_i = P_{liquid,i} - SMW_i \end{array} \right.$$

در نهایت با پیگیری روابط زیر «آب سطحی اولیه» و «رواناب کل» حاصل می‌شود. «آب سطحی اولیه» ماه جاری از جمع «آب سطحی اولیه» و «آب مازاد» و کسر «رواناب کل» ماه قبل به دست می‌آید. همچنین مقدار «رواناب کل» مجموعی از «آب مازاد»، «آب سطحی اولیه» و «رواناب مستقیم» است.

$$\text{initial surface water}_i = SW_{i-1} - \text{initial surface water}_{i-1} - Q_{i-1} \quad (A1)$$

$$Q_i = (SW_i + \text{initial surface water}_i) \times rfactor + Q_{di} \quad (A2)$$

«ضریب رواناب» یا $rfactor$ ، آخرین پارامتر فرآیندی است که طی فرآیند بهینه‌سازی به دست خواهد آمد. در جدول (۳) مقادیر شرایط مرزی پارامترهای فرآیندی مدل، آورده شده است.

جدول ۳- محدوده مقادیر پارامترهای فرآیندی مدل مکیب

(Saito و همکاران، ۲۰۱۵)

پارامتر (واحد)	محدوده مرزی
T_{rain} (°C)	۰ ~ ۵
T_{snow} (°C)	-۱ ~ -۱۰
$drofrac$	۰٫۱ ~ ۱
$meltmax$	۰٫۰۱ ~ ۱
AWC (cm)	۱۰۰ ~ ۲۵۰
$rfactor$	۰ ~ ۱
$Initial\ Surface\ Water$ (cm)	۰ ~ ۱۰۰

همکاران (۲۰۰۱) رابطه (A۷) را برای محاسبه درصد برف نسبت به کل بارش پیشنهاد داد.

$$\%Snow_i = 100 / (1.35^{T_i} \times 1.61 + 1) \quad (A7)$$

$$P_{snow,i} = \%Snow_i \times P_i, P_{snow,i} = (1 - \%Snow_i) \times P_i \quad (A8)$$

مقدار ذوب برف در هر ماه با استفاده از یک رابطه خطی توسط دما و نرخ ذوب برف تعریف می‌شود ($SNM_i = C_m \times T_a \times Days$). در این رابطه، C_m (mm/°C.day) نرخ ذوب برف روزانه، Days تعداد روزهای هر ماه و T_a میانگین دمای روزانه هستند.

نرخ ذوب برف روزانه با توجه به ویژگی‌های حوضه آبریز، عرض جغرافیایی، پوشش گیاهی و ویژگی‌های ژئومورفولوژی منطقه تعیین می‌گردد. پس از آن عمق «آب معادل برف»^{۲۵} انباشته شده SWE_i ، از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$SWE_i = \max\{(SWE_{i-1} + P_{snow,i} - SNM_i), 0\} \quad (A9)$$

مقدار «ذوب برف واقعی» از رابطه زیر محاسبه می‌گردد.

$$SNM_{a,i} = \min\{(SWE_{i-1} + P_{snow,i}), SNM_i\} \quad (A10)$$

بنابراین مقدار «بارش واقعی» برای ماه i -ام از جمع «ذوب برف واقعی» و «بارش باران» به دست می‌آید ($P_{a-min,i} = P_{min,i} + SNM_{a,i}$).

و نتیجه آن یک شبیه‌سازی غیرواقعی از ذخیره رطوبت خاک است، ۲- همبستگی بسیار بالایی بین پارامترها وجود دارد، ۳- در بعضی موارد مقادیر پارامترها تمایل دارند که در طول بهینه‌سازی از محدودیت‌های فیزیکی تجاوز کنند. در جدول (۴) خلاصه‌ای از مدل‌های بررسی شده با تاکید بر اجزای شاخص هیدرولوژیکی دخیل در فرآیند مدل‌سازی، ارائه شده است.

مدل‌های راثو و الوقدنی، چهار پارامتری گو، مکیب و کارپوزس با امکان تفکیک بارش باران و برف، برای مناطقی که سطح پوشش برف گسترده‌ای دارند مناسب‌تر می‌باشند. همچنین مدل‌های مانند مدل پالمز، توماس و جزیم با فرض دو لایه خاک، عملکرد بهتری در مناطق با آب و هوای خشک با بارش باران کمتر از خود نشان می‌دهند. مدل تورنت‌وایت و دو پارامتری گو به دلیل سادگی و تعداد کم پارامترها، امکان واسنجی آن‌ها در تمامی حوضه‌های آبریز به سادگی وجود دارد. به طور کلی مدل‌های مفهومی نسبتاً پیچیده برای مناطق خشک و مدل‌های بسیار ساده برای مناطق با آب‌وهوای معتدل استفاده می‌شوند. مدل‌های دارای تفکیک باران و برف در حوضه‌های آبریز با سطح پوشش برف گسترده، بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرند. همچنین در مناطق خشک، مدل‌های دارای دو مخزن رطوبت خاک عملکرد بهتری از خود نشان می‌دهند. بسیاری از مدل‌ها، تجربیات زیادی را نشان می‌دهند، اما باید در نظر داشته باشیم که مدل‌ها همواره در حال بهبود بوده و برای نیازهای عملی باید بررسی شوند. همچنین به کاربران مدل باید فرصت کافی داده شود تا با مدل‌ها آشنا شده و حساسیت، توانایی‌ها و ضعف‌های مدل را بشناسند. بنابراین ضروری است که این مدل‌ها را با دقت مورد تجزیه و تحلیل قرار داد و در آن‌ها بازنگری نمود.

طی نیم قرن گذشته که از زمان توسعه مدل‌های بیلان آب می‌گذرد، تجربه‌های قابل توجهی در رابطه با تشخیص بهترین روش تخمین رواناب بدست آمده است، که به سوالاتی در مورد وجود آب، خصوصیات حوضه و مدیریت منابع آب پاسخ می‌دهد. ثابت شده است که مدل‌های بیلان آب یک ابزار ارزشمند، نه فقط برای ارزیابی خصوصیات هیدرولوژیکی حوضه‌های مختلف، بلکه برای ارزیابی نتایج هیدرولوژیکی تغییر اقلیم هستند. استفاده از مدل‌هایی با ساختار نسبتاً پیچیده در نواحی خشک و نیمه خشک و مدل‌هایی با ساختاری ساده‌تر برای مناطق مرطوب و معتدل، می‌تواند سودمند باشد. این مدل‌ها از درجه حرارت به عنوان یک نیروی محرک برای برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل استفاده می‌کنند که این پارامتر همراه با بارش ماهانه به عنوان ورودی برای مدل‌ها بکار برده می‌شود.

کاربردهای اصلی مدل‌های مفهومی بیلان آب ماهانه می‌تواند به صورت زیر خلاصه شود: ۱- تولید مصنوعی طولانی مدت اجزای هیدرولوژیک حوضه آبریز، ۲- تولید رواناب برای حوضه‌های بدون ایستگاه ۳- ارائه داده‌های هیدرولوژیکی به عنوان ورودی برای اعتبارسنجی مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs)، ۴- پیش‌بینی دبی طی یک یا دو ماه جهت کنترل زمان واقعی سیستم‌های منابع آب، ۵- استخراج طبقه‌بندی‌های منطقه‌ای- هیدرولوژیکی- اقلیمی، ۶- پیش‌بینی تأثیرات هیدرولوژیکی امکان‌پذیر ناشی از تغییر کاربری و تغییر اقلیم (Singh و Xu، ۱۹۹۸).

ضعف اصلی این مدل‌ها عبارتند از: ۱- متغیرهای شبیه‌سازی شده توسط مدل‌های مختلف، ممکن است کاملاً با یکدیگر متفاوت باشند

پی‌نوشت

- 14- Northern Hemisphere Climate Processes Land-Surface Experiment
- 15- Energy Balance
- 16- Crude Index
- 17- Jazim
- 18- U.S. Geological Survey
- 19- http://www.brr.cr.usgs.gov/projects/SW_MoWS/Thorntwaite.html
- 20- Snow Melting Factor (SMF)
- 21- Liquid Water
- 22- Soil Moisture (SM)
- 23- Surplus Water (SW)
- 24- D. K. Karpouzios
- 25- Snow Water-Equivalent

- 1- Available Water Content (AWC)
- 2- Wayne C. Palmer
- 3- Palmer Drought Severity Index
- 4- Potential Loss
- 5- Climate and Life
- 6- Catchment Rainfall Retention
- 7- Harold A. Thomas
- 8- Ramachandra Rao
- 9- A. Al-Wagdany
- 10- Blaney-Criddle
- 11- Surplus Water (SW)
- 12- Shenglian Guo
- 13- The Water and Snow Balance Modeling System

اجزای هیدرولوژیکی مدل های بیان آب

توضیحات	آب زیرزمینی							مخزن رطوبت خاک							تبخیر و تعرق			فنیکی باران و برف			پارامترهای ورودی			مشخصات مدل					
	نیروی	تجمع آب	میانگین	آب در دسترس	فرصت تبخیر	تجهیزات بارش	ذخیره زیرزمینی	سیستمی زیرزمینی	رواناب زیر سطحی	رواناب سطحی	رواناب مستقیم، جریان عمودی، جریان لایه	جریان پایه	جریان پایه	رواناب کل	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	بازگشت رطوبت	سال	نام مدل
اولین مدل مفهومی بیان آب است.																										✓	1948	تورنت وایت	1
اولین مدلی که با دو لایه خاک ارائه شد.																										✓	1965	پایمر	2
تنوع در روابط پیشنهادی برای منحنی بودیکو وجود دارد.																										✓	1974	بودیکو	3
-																										✓	1981	abcd	4
ساختار مدل مشابه مدل 5 پارامتری گو است.																										✓	1995	راتو و الوقدنی	5
-																										✓	1995	پنج پارامتری گو	6
ساختار مدل مشابه مدل راتو والوقدنی است.																										✓	2002	دو پارامتری گو	7
با فنیکی بارش به باران و برف مدل برای مناطقی که پوشش برف گسترده دارد مناسب است.																										✓	2005	چهار پارامتری گو	8
این مدل در مناطق با آب و هوای خشک عملکرد مناسبی دارد.																										✓	1996	واژمد	9
نیم افزاری توسط سازمان زمین شناسی آمریکا بر اساس این مدل ارائه شد.																										✓	2006	جریم	10
مدل رابطه ویژه‌ای برای بارش باران و برف تعریف می‌کند.																										✓	2007	مکیپ	11
																										✓	2010	کارپوزس	12

جدول ۴- جمع بندی مدل‌های بیان آب

- water balance approach for reconstructing streamflow using tree-ring proxy records. *Journal of Hydrology*, 529: 535-547.
- Sankarasubramanian A. and Vogel R. M. 2002. Comment on the paper: Basin hydrologic response relations to distributed physiographic descriptors and climate by Karen Plaut Berger, Dara Entekhabi, 2001. *Journal of Hydrology* 247: 169-182.
- Thomas JR H. A. 1981. Improved Methods for National tvater Assessment Water Resources Contract: WR15249270.
- Thornthwaite C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38: 55-94.
- Thornthwaite C. W. and Mather J. R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Drexel Institute of Technology, Centerton, NJ (EUA). Laboratory of Climatology.
- Van Der Veken A. and Byloos J. 1977. A monthly water balance model including deep infiltration and canal losses/Un modèle mensuel du bilan hydrologique inclusive l'infiltration profonde et les pertes des canaux. *Hydrological Sciences Journal*, 22: 341-351.
- Van Der Beken a. and Byloos j. 1977. A monthly water balance model including deep infiltration and canal losses/Un modèle mensuel du bilan hydrologique inclusive l'infiltration profonde et les pertes des canaux. *Hydrological Sciences Journal*, 22: 341-351.
- Vandewiele G., Xu C. and Ni Lar W. 1993. Methodology for constructing monthly water balance on basin scale, second ed. Laboratory of Hydrology, Vrije Universiteit Brussel.
- Vandewiele G. and Xu C.-Y. 1992. Methodology and comparative study of monthly water balance models in Belgium, China and Burma. *Journal of Hydrology*, 134: 315-347.
- Wang D. and Mayer L. 1993. Wbandz: AC program to calibrate the hydrologic model and calculate monthly water balance and Palmer's Z-index. *Computers & Geosciences*, 19: 1267-1283.
- Xu C.-Y. 1999. Estimation of parameters of a conceptual water balance model for ungauged catchments. *Water Resources Management*, 13: 353-368.
- Xu C.-Y., Seibert J. and Halldin S. 1996. Regional water balance modelling in the NOPEX area: development and application of monthly water balance models. *Journal of Hydrology*, 180: 211-236.
- Xu C.-Y. and Singh V. P. 1998. A review on monthly water balance models for water resources investigations. *Water Resources Management*, 12: 20-50.
- Zhang L., Potter N., Hickel K., Zhang Y. and Shao Q. 2008. Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework-Model development and testing. *Journal of Hydrology*, 360: 117-131.
- Alley W. M. 1984. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resources Research*, 20: 1137-1149.
- Budyko M. 1974. *Climate and Life*, 508 pp. Academic Press, New York.
- Guo S. 1995. Impact of climatic change on hydrological balance and water resource systems in the Dongjiang Basin, China. IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences, 231: 141-150.
- Guo S., Chen H., Zhang H., Xiong L., Liu P, Pang B., Wang G. and Wang Y. 2005. A semi-distributed monthly water balance model and its application in a climate change impact study in the middle and lower Yellow River basin. *Water international*, 30: 250-260.
- Guo S., Wang J., Xiong L., Ying A. and Li D. 2002. A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China. *Journal of Hydrology*, 268: 1-15.
- Halldin S., Grying S. E., Gottschalk L., Jochum A., Lundin L.-C. and Van de Griend A. 1999. Energy, water and carbon exchange in a boreal forest landscape-NOPEX experiences. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98: 5-29.
- Hamon W. R. 1960. Estimating potential evapotranspiration. Massachusetts Institute of Technology.
- Karpouzou D., Baltas E., Kavalieratou S. and Babajimopoulos C. 2011. A hydrological investigation using a lumped water balance model: The Aison River Basin case (Greece). *Water and Environment Journal*, 25: 297-307.
- Knight C. G., Chang H., Staneva M. P. and Kostov D. 2001. A simplified basin model for simulating runoff: The Struma River GIS. *The Professional Geographer*, 53: 533-545.
- Martinez G. F. and Gupta H. V. 2010. Toward improved identification of hydrological models: A diagnostic evaluation of the "abcd" monthly water balance model for the conterminous United States. *Water Resources Research*, 46:W08507.
- Mccabe G. J. and Markstrom S. L. 2007. A monthly water-balance model driven by a graphical user interface. *Geological Survey (US)*.
- Oldekop E. 1911. About evapotranspiration in riverine basins. Tartu [in Russian].
- Palmer W. C. 1965. Meteorological drought, US Department of Commerce, Weather Bureau Washington, DC.
- Rao A. R. and Al-Wagdany A. 1995. Effects of climatic change in Wabash river basin. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 121: 207-215.
- Saito L., Biondi F., Devkota R., Vittori J. and Salas J. D. 2015. A