

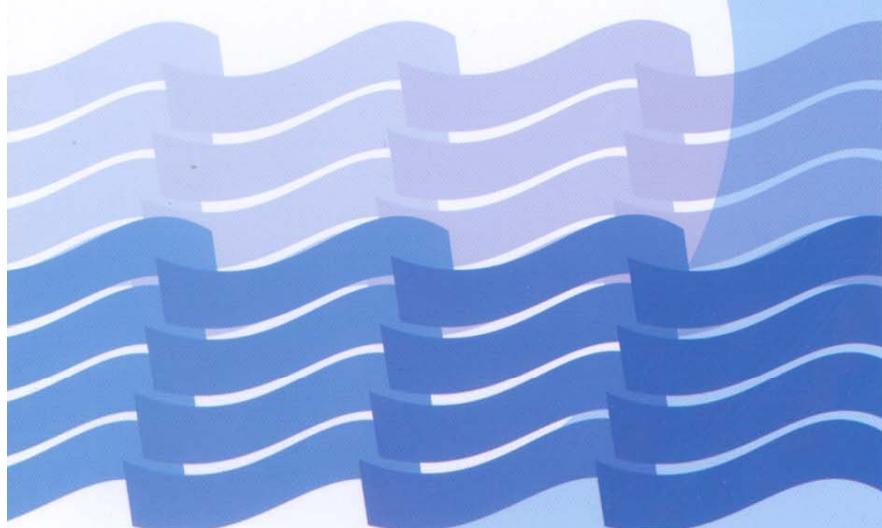


وزارت نیرو
معاونت امور آب و آبخا
دفتر مهندسی و معیارهای فنی
آب و آبخا

پیش‌نویس

دستورالعمل روش‌های محاسبه

بیلان منابع آب



پیش‌نویس

دستورالعمل روش‌های محاسبه

بیلان منابع آب

تیر ماه ۱۳۹۳

نشریه شماره ۴۱۸ - الف

بسمه تعالی

پیشگفتار

امروزه نقش و اهمیت ضوابط، معیارها و استانداردها و آثار اقتصادی ناشی از به کارگیری مناسب و مستمر آنها در پیشرفت جوامع، تهیه و کاربرد آنها را ضروری و اجتناب ناپذیر ساخته است. نظر به وسعت دامنه علوم و فنون در جهان امروز، تهیه ضوابط، معیارها و استانداردها در هر زمینه به مجامع فنی - تخصصی واگذار شده است. با در نظر گرفتن مراتب فوق و با توجه به شرایط اقلیمی و محدودیت منابع آب در ایران، تهیه استاندارد در بخش آب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و از این رو طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور وزارت نیرو با همکاری معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رییس جمهور به منظور تامین اهداف زیر اقدام به تهیه استانداردهای صنعت آب نموده است:

- ایجاد هماهنگی در مراحل تهیه، اجرا، بهره‌برداری و ارزشیابی طرح‌ها
 - پرهیز از دوباره کاری‌ها و اتلاف منابع مالی و غیرمالی کشور
- تدوین استانداردهای صنعت آب با در نظر داشتن موارد زیر صورت می‌گیرد:
- استفاده از تخصص‌ها و تجارب کارشناسان و صاحب‌نظران شاغل در بخش عمومی و خصوصی
 - استفاده از منابع و مأخذ معتبر و استانداردهای بین‌المللی
 - بهره‌گیری از تجارب دستگاه‌های اجرایی، سازمان‌ها، نهادها، واحدهای صنعتی، واحدهای مطالعه، طراحی و ساخت
- توجه به اصول و موازین مورد عمل سازمان استاندارد ملی ایران و سایر مؤسسات معتبر تهیه کننده استاندارد استانداردها ابتدا به صورت پیش‌نویس برای نظرخواهی منتشر شده و نظرات دریافتی پس از بررسی تیم تهیه کننده و گروه نظارت در نسخه نهایی منظور خواهد شد.
- امید است کارشناسان و صاحب‌نظرانی که فعالیت آنها با این رشتہ از صنعت آب مرتبط می‌باشد، با توجهی که مبذول می‌فرمایند این پیش‌نویس را مورد بررسی دقیق قرارداده و با ارائه نظرات و راهنمایی‌های ارزنده خود به دفتر طرح، این دفتر را در تنظیم و تدوین متن نهایی یاری و راهنمایی فرمایند.

تهیه و کنترل «دستورالعمل روش‌های محاسبه بیلان منابع آب» [نشریه شماره – الف]

مجری: دانشگاه فردوسی مشهد

مولف اصلی: بیژن قهرمان	دانشگاه فردوسی مشهد	اعضای گروه تهیه‌کننده:
دکترای آبیاری	دانشگاه فردوسی مشهد	سیدعلی حسینی
فوق‌لیسانس مهندسی آب‌های سطحی	آب منطقه‌ای خراسان	سید محمود حسینی
دکترای مهندسی عمران	دانشگاه فردوسی مشهد	شهرناز دانش
دکترای محیط زیست	دانشگاه فردوسی مشهد	کامران داوری
دکترای مهندسی کشاورزی و بیوپریستم	دانشگاه فردوسی مشهد	محمد غفوری
دکترای زمین‌شناسی مهندسی	دانشگاه فردوسی مشهد	احمد قندھاری
کارشناس ارشد عمران آب	آب منطقه‌ای خراسان	بیژن قهرمان
دکترای آبیاری	دانشگاه فردوسی مشهد	اعضای گروه نظارت:
دکترای منابع آب	مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری	بهرام ثقفیان
فوق‌لیسانس عمران آب	طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب	مریم رحیمی فراهانی
لیسانس زمین‌شناسی	کشور-وزارت نیرو	محمد ناسوتی
اعضای گروه تایید کننده (کمیته تخصصی مدیریت منابع آب طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور):	دکترای منابع آب	بهرام ثقفیان
فوق‌لیسانس مهندسی هیدرولوژی	مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری	فضلعلی جعفریان
دکترای علوم و مهندسی آبیاری	دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)	عباسقلی جهانی
فوق‌لیسانس آب زیرزمینی	شرکت مدیریت منابع آب ایران	پیمان دانش‌کارآراسته
طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب	فوق‌لیسانس عمران آب	رضا راعی
	کشور-وزارت نیرو	مریم رحیمی فراهانی

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	مقدمه
۳	فصل اول - کلیات
۵	۱- برنامه‌ریزی و روش انجام کار
۵	۲- شکل عمومی و حالت‌های خاص معادله بیلان آب
۷	۳- اهمیت بررسی‌های بیلان آب
۸	۴- اثر فعالیت‌های انسانی بر تغییر معادله بیلان
۹	فصل دوم - تبیین مساله و چارچوب تحلیلی
۵	۱- بیان مساله
۷	۲- شعاع مکانی بیلان
۷	۱-۲-۱- بیلان در سطح ملی
۷	۲-۲-۱- بیلان در سطح حوضه آبریز
۹	۳-۲-۲- بیلان در محدوده‌ای غیر از حوضه آبریز
۱۲	۴-۲-۲- بیلان در آبخوان‌ها
۱۳	۵-۲-۲- بیلان در دریاچه‌ها و مخازن
۱۳	۶-۲-۲- بیلان در مزارع
۱۵	۷-۲-۲- بیلان در محدوده‌های شهری
۱۵	۸-۲-۲- بیلان در مکان‌های خاص
۱۷	۹-۲-۲- بیلان در تالاب‌ها
۱۷	۳-۲-۳- وابستگی رطوبت موجود در اتمسفر و شرایط سطح زمین
۱۸	۴-۲-۴- شعاع زمانی بیلان
۱۹	۵-۲-۵- اصول و مفهوم مدل‌سازی
۲۱	۶-۲-۶- تدوین معادله بیلان آب
۲۲	۷-۲-۷- واحدها برای مولفه‌های معادلات بیلان آب
۲۳	فصل سوم - تعریف معادله بیلان و تعیین اجزای آن
۲۵	۱-۳- بیلان آب در سطح ملی
۲۷	۲-۳- بیلان آب در سطح حوضه آبریز
۳۰	۳-۳- بیلان آبی در یک محدوده مطالعاتی (شامل چند حوضه آبریز یا محدوده جغرافیایی خاص)
۳۱	۴-۳- بیلان آب منطقه‌ای شامل چند حوضه آبریز
۳۱	۵-۳- جنگل‌ها و حوضه‌های آبریز جنگلی

فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۳۵	۶-۳- بیلان آب در طول یک رودخانه
۳۶	۷-۳- بیلان آب در محدوده یک آبخوان
۴۳	۸-۳- بیلان آب کارست
۴۵	۹-۳- بیلان آب دریاچه‌ها و مخازن
۴۹	۱۰-۳- بیلان آب مزرعه
۴۹	۱۰-۳- اراضی فاریاب
۵۴	۱۰-۳- اراضی زهکشی شده
۵۵	۱۱-۳- معادله بیلان در مناطق خاص
۵۷	۱۲-۳- بیلان آب در تالاب‌ها
۶۳	فصل چهارم- ارزیابی جایگاه سنجش از دور و کاربرد مدل‌های رایانه‌ای در بیلان منابع آب
۶۵	۱-۴- اصول سنجش از دور
۶۶	۲-۴- سنجش از دور و کاربری اراضی
۶۸	۳-۴- سنجش از دور و برآورد جریان رودخانه
۷۱	۴-۴- سنجش از دور و تبخیر-تعرق
۷۵	۵-۴- سنجش از دور و فرسایش خاک
۷۶	۶-۴- سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی و تلفیق آن با سنجش از دور
۷۶	۷-۴- کاربردهای RS و GIS
۷۹	۸-۴- استفاده از مدل‌های رایانه‌ای در بیلان منابع آب
۸۳	فصل پنجم- آمار و اطلاعات
۸۵	۱-۵- منابع
۸۵	۱-۱-۵- منابع بالای سطح زمین
۸۵	۲-۱-۵- منابع روی سطح زمین
۸۷	۳-۱-۵- منابع زیر سطحی
۸۸	۲-۵- مصارف
۸۸	۱-۲-۵- مصارف در بالای سطح زمین
۸۹	۲-۲-۵- مصارف در روی سطح زمین
۹۰	۳-۲-۵- مصارف در زیر سطح زمین
۹۰	۳-۵- چگونگی تهیه آمار و اطلاعات
۹۲	۴-۵- پیش‌بینی داده‌های هیدرولوژیکی در مناطق فاقد آمار

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۹۳	فصل ششم - تبیین نحوه برآورد پارامترهای بیلان
۹۵	۱-۶- ریزش جوی
۹۵	۱-۱-۶- اندازه‌گیری ریزش‌های جوی در یک نقطه و تصحیح مقادیر اندازه‌گیری شده
۹۶	۲-۱-۶- متوسط ریزش جوی بر روی یک ناحیه
۹۷	۳-۱-۶- شرایط ویژه
۹۸	۲-۶- رواناب سطحی
۹۸	۱-۲-۶- رواناب نرمال و انتخاب دوره زمانی بیلان آب
۱۰۱	۲-۲-۶- محاسبه رواناب نرمال با استفاده از اطلاعات مشاهداتی کافی
۱۰۱	۳-۲-۶- محاسبه رواناب نرمال با استفاده از اطلاعات مشاهداتی ناکافی
۱۰۲	۴-۲-۶- محاسبه رواناب نرمال بدون اطلاعات مشاهداتی
۱۰۵	۵-۲-۶- برآورد رواناب از روی برف ذوب شده
۱۰۹	۶-۲-۶- جداسازی آبنمود رواناب به مولفه‌ها
۱۱۱	۳-۶- تبخیر، تبخیر، تعرق، تصعید
۱۱۱	۱-۳-۶- تبخیر از سطوح آبی
۱۱۸	۲-۳-۶- تبخیر از اراضی
۱۲۴	۳-۳-۶- تبخیر و تصعید از سطوح برفی و یخی
۱۲۴	۴-۶- تغییرات ذخیره آب در محدوده مکانی بیلان
۱۲۵	۱-۴-۶- ذخیره آب سطحی
۱۲۶	۲-۴-۶- ذخیره آب در مجموعه‌های آبی
۱۲۹	۳-۴-۶- ذخیره رطوبت خاک
۱۳۲	۴-۴-۶- ذخیره آب زیرزمینی
۱۳۹	منابع و مراجع

فهرست جدول‌ها

<u>عنوان</u>	<u>صفحه</u>
جدول ۱-۶ - روش‌های اندازه‌گیری بدء جریان	۹۹
جدول ۲-۶ - مقیاس‌های توصیه شده برای تهیه نقشه‌های رواناب متناظر با تراکم شبکه ایستگاه‌های آب‌سننجی	۱۰۳
جدول ۳-۶ - مقادیر ماهانه ضریب تشت تبخیر کلاس الف	۱۱۲
جدول ۴-۶ - مقادیر C و D برای برآورد ذخیره کانالی در شبکه‌های آبراهه‌ای متوسط و کوچک (رابطه ۶۳-۶)	۱۲۹
جدول ۵-۶ - مقادیر \bar{d} در رابطه (۶۴-۶)	۱۲۹
جدول ۶-۶ - متوسط مقادیر آبدی ویژه سنگ‌ها	۱۳۶

فهرست شکل‌ها

<u>عنوان</u>	<u>صفحه</u>
شکل ۱-۲ - چرخه هیدرولوژیکی آب در طبیعت	۶
شکل ۲-۲ - بیلان آب در سطح یک مزرعه	۱۵
شکل ۱-۳ - بیلان آب در یک محدوده مطالعاتی	۳۰
شکل ۲-۳ - مدل مفهومی بیانگر ترکیبی از شبکه‌های متصل به هم و آبراهه‌ها برای شناسایی مناطق کارستی	۴۴
شکل ۱-۴ - موقعیت عوارض زمینی و ماهواره‌ها	۶۵
شکل ۲-۴ - نقش RS و GIS در فرایند تصمیم‌گیری و برنامه‌ریزی	۷۷
شکل ۱-۶ - جداسازی آنمود رودخانه اونزا در ایستگاه ماکاریبو	۱۰۹
شکل ۲-۶ - جداسازی آنمود رودخانه ولگا در ایستگاه کامیشین	۱۱۰
شکل ۳-۶ - جداسازی آنمود رودخانه ترک در ایستگاه کازبگی	۱۱۰
شکل ۴-۶ - نمایشی از مقطعی از به هم رسیدن رودخانه‌ها برای توضیح چگونگی برآورد ذخایر آبراهه‌ای با استفاده از معادلات (۶۱-۶) و (۶۲-۶)	۱۲۸
شکل ۵-۶ - نوسانات سطح آب که بیانگر تغذیه و تخلیه می‌باشند (H تراز آب و t زمان)	۱۳۳

مقدمه

ارزیابی منابع آب یکی از مهمترین و اساسی‌ترین مراحل مدیریت منابع آب و لازمه مدیریت پایدار آن است. هدف اصلی ارزیابی منابع آب، برآورد و پیش‌بینی کمی و کیفی منابع آب برای تامین نیازهای کلی بخش‌های جامعه و ارائه اطلاعات لازم جهت فعالیت‌های کاهش بلایای مربوط به آب و حفظ و بهبود شرایط زیست محیطی می‌باشد. برای این منظور نیازمند داشتن سیستم برآورد و دیدگاه‌های یکسان نسبت به برآورد منابع آب در سطح یک منطقه (از یک کرت مزرعه‌ای گرفته تا کل یک کشور و یا یک قاره) هستیم. اقلیم عمدتاً خشک ایران و وجود گوناگونی شرایط آب و هوایی در آن لزوم وجود استانداردهای منطبق بر شرایط بومی، هیدرولیکی، تخصصی و امکانات و ابزار برآورد پارامترها در خصوص تدوین بیلان آب با شرایط محلی ایران را ضروری می‌کند.

دستورالعمل حاضر به کمک آخرین مقالات و تحقیقات موجود در دسترس در خصوص بیلان آب تهیه شده است. در این مجموعه با اتخاذ یک رویکرد متفاوت سعی شده است تا مبانی علمی و آخرین دیدگاه‌ها محور کار قرار گیرد که بتواند با توجه به نوع مساله انتخاب بهینه روش صورت پذیرد.

- هدف

این دستورالعمل برای محاسبه بیلان آب حوضه‌های رودخانه‌ای، زمین‌های زراعی و دیم‌زارها، آب‌های سطحی و زیر سطحی و موارد مشابه به کار می‌آید. انتظار می‌رود که این نشریه بیشتر در مناطقی که فقدان اطلاعات و یا شرایط دیگری مانع از محاسبه بیلان آب می‌شود، مغاید باشد. دانش پیش نیاز برای خوانندگان، کاربران و مهندسین، ترجیحاً دانشی از مفاهیم و مطالب هیدرولوژی است. با این وجود داشتن اطلاعاتی در مورد فیزیک خاک، هیدرولیک، منابع طبیعی و محیط زیست به درک بیشتر مطالب کمک می‌کند.

هدف اصلی این دستورالعمل، ارائه و تدوین اصول و روش‌های واحدی برای محاسبه بیلان آب و تعیین مولفه‌های آن برای شرایط ایران می‌باشد. پایه اولیه این اصول از منابع علمی موجود اخذ شده ولی متناسب با شرایط بومی تصحیح گردیده است. چنین روش‌های واحدی برای محاسبه بیلان آب حوضه‌های رودخانه‌ای بین کشورها و نواحی وسیعی که بخش‌هایی از ایران و چندین کشور مجاور را در بر می‌گیرد، ضروری است. در این خصوص هماهنگی و تعاملات بین‌المللی با کشورهای مجاور یک اصل اساسی تلقی می‌شود. روش‌های توضیح داده شده در این نشریه، تمامی تغییرات محتمل در محیط و ویژگی‌های طبیعی را دربر نمی‌گیرد و بنابراین نیاز به آزمایش و بررسی‌های تجربی در بعضی شرایط را نمی‌تواند حذف کند.

- دامنه کار

محدوده مطالعه به دو بعد مکانی و زمانی تقسیم می‌شود. از نقطه نظر بعد مکانی، دامنه بررسی از یک سطح کلان (شهر یا کشور) تا سطوح خردتر شامل حوضه آبریز، بخشی از یک حوضه آبریز و یا حتی یک مزرعه زراعی می‌تواند تغییر

کند. از طرف دیگر دامنه بررسی از نقطه نظر بعد زمانی، دوره‌های کوتاه‌مدت (مثلاً طول دوره آبیاری و یا فرآیند تشکیل رواناب در طول یک رگبار)، میان‌مدت (تحلیل‌های ماهانه یا سالانه) و بلندمدت (تحلیل‌های چند ساله) را در بر خواهد گرفت.

بنابراین نشریه حاضر روش‌هایی را برای محاسبه بیلان آب در دو دوره زمانی طولانی مدت (یا میانگین) و کوتاه مدت برای شرایط زیر توصیف می‌کند:

- مولفه‌های عمدۀ بیلان آب شامل: ریزش جوی، روان آب، تبخیر و ذخیره آب به اشکال گوناگون.
- بیلان آب نواحی زمینی شامل: حوضه‌های رودخانه‌ای، شهرستان‌ها، استان‌ها، کشورها، نواحی با کاربری خاص مثل صنایع، دامپروری، شهرها.
- بیلان آب مجموعه‌های آبی شامل: دریاچه‌ها و مخازن، تالاب‌ها، آب زیرزمینی، یخچال‌ها و یخ پنهان‌ها، دریاچه‌ها و اتمسفر.
- بیلان آب نواحی با ویژگی‌های متمایز شده شاخص هیدرولوژیکی (که ممکن است کل ناحیه را برای بیلان‌های آبی بزرگ مقیاس تحت تاثیر قرار دهد) شامل: جنگل‌ها، زمین‌های فاریاب و اراضی زهکشی شده یا احیا شده.

فصل ۱

کلیات

۱-۱- برنامه‌ریزی و روش انجام کار

برای تهیه این نشریه مراحل زیر طی شده است:

الف- تشکیل کار-گروه‌های تخصصی شامل:

- کار-گروه حوضه‌های آبریز و مناطق مشخص

- کار-گروه مصارف (صنعت، شرب، بهداشت) و محیط زیست

- کار-گروه آب‌های زیرزمینی

- کار-گروه مدل‌ها و نرم‌افزارهای رایانه‌ای

- گروه همانگ کننده

ب- با جستجوی کتاب خانه‌ای و اینترنتی، منابع موجود و قابل تهیه به هنگام تهیه و طبقه‌بندی شدند. منابع تهیه شده بر اساس موضوع تفکیک گردیده و توسط کار-گروه مربوطه مطالعه و خلاصه‌برداری شدند. مطالب تهیه شده در قالب و چارچوب نشریه، تدوین گردید.

۲-۱- شکل عمومی و حالت‌های خاص معادله بیلان آب

مطالعه بیلان آب کاربرد اصل بقای جرم، که غالبا از آن با معادله پیوستگی یاد می‌شود، در هیدرولوژی است. در این صورت برای هر حجم دلخواه و در خلال هر دوره زمانی، تفاوت بین کل ورودی و خروجی متراff با تغییر در آب ذخیره و شده درون حجم می‌باشد. بنابراین به‌طور کلی، استفاده از روش بیلان آب به مفهوم اندازه‌گیری‌های هر دو عامل ذخیره و فلاکس‌های (نرخ‌های جریان) آب پس از انتخاب مناسب حجم و انتخاب دوره زمانی بیلان خواهد بود. با این وجود برخی از اندازه‌گیری‌ها ممکن است حذف شود. در این صورت برآورده از عامل اندازه‌گیری نشده از طریق معادله بیلان صورت خواهد پذیرفت.

معادله بیلان آب برای هر ناحیه طبیعی (از قبیل یک حوضه رودخانه‌ای) یا مجموعه آبی (از قبیل یک دریاچه)، مقادیر نسبی جریان ورودی و جریان خروجی و تغییر در ذخیره آب برای ناحیه یا مجموعه را مشخص می‌کند. به‌طور کلی بخش جریان ورودی معادله بیلان آب شامل ریزش جوی (P), به صورت بارندگی و برف که واقعا در سطح زمین ریزش می‌کند، و جریان آب ورودی سطحی و زیرسطحی به داخل حوضه یا مجموعه آبی از سمت بیرون (Q_{SI} و Q_{UI}) می‌باشد. از طرف دیگر بخش جریان خروجی معادله، تبخیر از سطح مجموعه آبی (E) و جریان خروجی سطحی و زیرسطحی از حوضه یا مجموعه آبی (Q_{so} و Q_{uo}) را دربرمی‌گیرد. زمانی که جریان ورودی از جریان خروجی فزونی می‌گیرد، کل ذخیره آب در مجموعه (ΔS) افزایش می‌یابد. از دید دیگر، جریان ورودی که از جریان خروجی کمتر باشد، به کاهش در ذخیره منجر خواهد شد. تمامی مولفه‌های بیلان آب در معرض خطای اندازه‌گیری یا برآورد می‌باشند و

بنابراین معادله بیلان آب باید شامل یک جمله مغایرت (η) (Sokolov and Chapman, 1974) نیز باشد. در نتیجه بیلان آب برای هر مجموعه آبی و هر دوره زمانی به شکل کلی آن ممکن است توسط معادله زیر بیان شود:

$$P + Q_{SI} + Q_{UI} - E - Q_{SO} - Q_{uo} - \Delta S - \eta = 0 \quad (1-1)$$

معادله کلی بیلان (1-1) در حالت کلی مولفه‌های متعددی دارد و پیچیده است. از تعدادی از این مولفه‌ها در شرایط خاصی می‌توان صرفنظر کرد و لذا معادله بیلان شکل ساده‌تری به خود می‌گیرد. این شرایط به اطلاعات موجود اولیه، هدف محاسبه، نوع مجموعه (حوضه رودخانه‌ای یا ناحیه مجزا شده‌ای از آن به‌طور مصنوعی یا قراردادی، دریاچه یا مخزن وغیره) و ابعاد مجموعه آبی، ویژگی‌های هیدروگرافی و هیدرولوژیکی آن، مدت دوره بیلان، و دوره رژیم هیدرولوژیکی (سیلاب، جریان کم‌آبی) که برای آن بیلان آب محاسبه شود بستگی دارد.

در حوضه‌های وسیع رودخانه‌ای، Q_{UO} در مقایسه با سایر جملات کوچک‌اند، یعنی تبادل آب زیرسطحی با حوضه‌های مجاور فرض می‌شود که صفر باشد، و بنابراین غالباً از آن‌ها صرف نظر می‌شود. هیچ جریان ورودی سطحی به حوضه رودخانه‌ای وجود ندارد (فرض کنید که هیچ انحراف آبی به‌طور مصنوعی از سایر حوضه‌ها اتفاق نمی‌افتد)، و بنابراین مولفه Q_{SI} در معادله بیلان آب یک حوضه رودخانه‌ای وجود نخواهد داشت. از این روی برای یک حوضه رودخانه‌ای، معادله (1-1) غالباً به شکل زیر ساده می‌شود:

$$P - E - Q - \Delta S - \eta = 0 \quad (2-1)$$

که در آن Q بیانگر بدء رودخانه به خارج از حوضه است. از طرف دیگر، مولفه‌های معادله (1-1)، بسته به مساله مشخصی، ممکن است خود به اجزایی تقسیم شود. برای مثال در محاسبه بیلان آب برای دوره‌های زمانی کوتاه مدت، تغییر در کل ذخیره آب (ΔS) در یک حوضه رودخانه‌ای کوچک ممکن است به تغییرات ذخیره رطوبتی در خاک (ΔM ، در آبخوان‌ها (ΔG)، در دریاچه‌ها و مخازن (ΔS_L)، در کanal‌های رودخانه (ΔS_{Ch})، در یخچال‌ها (ΔS_{gl})، و در پوشش برفی (ΔS_{sn}) تقسیم شود. بنابراین در این حالت معادله بیلان آب به شکل زیر نوشته می‌شود:

$$P + Q_{SI} + Q_{UI} - E - Q_{SO} - Q_{UO} - \Delta M - \Delta G - \Delta S_L - \Delta S_{Ch} - \Delta S_{gl} - \Delta S_{sn} - \eta = 0 \quad (3-1)$$

که در آن Q_{SI} می‌بین انحراف خالص جریان سطحی از سایر حوضه‌ها می‌باشد.

بیلان آب ممکن است برای مجموعه‌های آبی با هر اندازه‌ای محاسبه شود. در نتیجه پیچیدگی محاسبه به مقدار زیادی به گستردگی مساحت تحت بررسی بستگی دارد. یک حوضه رودخانه‌ای تنها ناحیه طبیعی است که محاسبات بیلان آب در مقیاس در آن می‌تواند ساده شود. یک دلیل عمدۀ این است که دقت محاسبات با افزایشی در مساحت حوضه رودخانه‌ای افزایش می‌یابد. این امر با این حقیقت که هر چه مساحت حوضه کوچک‌تر باشد بیلان آب آن پیچیده‌تر است، توضیح داده می‌شود. در چنین شرایطی برآورد مولفه‌های ثانویه بیلان از قبیل تعامل آب زیرزمینی با حوضه‌های مجاور، نگهدارش آب در دریاچه‌ها، مخازن، تالاب‌ها و یخچال‌ها و پویایی بیلان آب جنگل‌ها و اراضی فاریاب و زهکشی شده دشوارتر است. تاثیر این عوامل با افزایشی در مساحت حوضه رودخانه‌ای به تدریج کاهش می‌یابد و ممکن است در نهایت بتوان از آن‌ها صرف نظر کرد. غالباً در مساحت‌های زیاد دشواری‌های فنی اندازه‌گیری و محاسبه دقیق

مولفه‌های مهم بیلان آب این مجموعه‌های آبی از قبیل جریان ورودی جانبی و تغییرات در ذخیره آب در دریاچه‌ها و مخازن بزرگ، بارندگی بر روی سطح آب آن‌ها و غیره، افزایش می‌یابد. در نتیجه تمایلی به افزایش پیچیدگی محاسبه بیلان آب دریاچه‌ها، مخازن، تالاب‌ها، حوضه‌های آب زیرزمینی و حوضه‌های یخچالی - کوهستانی با افزایشی در مساحت وجود دارد.

۱-۳-۱- اهمیت بررسی‌های بیلان آب

روش‌های تدوین بیلان آب به عنوان یکی از موضوعات اصلی در علم هیدرولوژی، بیانگر روش حل مسایل مهم نظری و عملی هیدرولوژی می‌باشد. بر پایه نگرش بیلان آب این امکان وجود خواهد داشت که بتوان ارزیابی کمی منابع آب و تغییر آن‌ها را که عمدتاً ناشی از فعالیت‌های بشر است انجام داد.

مطالعه ساختار بیلان آب دریاچه‌ها، حوضه‌های رودخانه‌ای و حوضه‌های آب زیرزمینی پایه‌ای را برای پژوهه‌های متنوعی از هیدرولوژی فراهم می‌سازد. مثال‌های متعددی از چنین پژوهه‌هایی را مثل استفاده‌ی مستقیم، کنترل و توزیع مجدد مکانی و زمانی منابع آب (برای مثال انتقال‌های بین حوضه‌ای و یا کنترل جریان رودخانه) می‌توان برشمرد. نمی‌توان از این نکته چشم‌پوشی کرد که اعمال چنین تغییرات مصنوعی به وسیله بشر در رژیم رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و حوضه‌های آب زیرزمینی مسایل متفاوتی را در پی خواهد داشت. با استفاده از بیلان آب می‌توان تخمین واقع بینانه‌تری از این عواقب و مسایل به دست آورد. اطلاعات موجود بیلان آب برای حوضه‌های رودخانه‌ای و دریاچه‌ها در دوره‌های زمانی کوتاه مدت (فصلی، ماهیانه، هفتگی و روزانه) جهت مدیریت بهره‌برداری از مخازن و همچنین برای انجام پیش‌بینی‌های هیدرولوژیکی به منظور اعمال مدیریت بهتر آب به کار می‌رود.

علاوه بر این درک صحیحی از بیلان آب برای بررسی‌های چرخه هیدرولوژیکی نیز کاملاً مهم است. با داشتن این اطلاعات از بیلان آب این امکان وجود خواهد داشت که بتوان منابع مجازی آب در یک سیستم و در طول دوره‌های متفاوت زمان را مقایسه کرده و درجه تاثیر آن‌ها را بر روی تغییرات رژیم آب ارزیابی نمود.

تحلیل اولیه انجام شده برای محاسبه مولفه‌های مجازی بیلان آب و هماهنگی این مولفه‌ها در معادله بیلان همچنین این امکان را فراهم خواهد ساخت که وجود کمبودهایی در توزیع مکانی ایستگاه‌های اندازه‌گیری را مشخص سازد و خطاهای سیستماتیک اندازه‌گیری‌ها را کشف نماید.

نهایتاً می‌توان گفت که ارزیابی غیرمستقیم یکی از مولفه‌های بیلان آب که نامعلوم بوده و اندازه‌گیری نشده باشد می‌تواند توسط مطالعات بیلان آب و با استفاده از اختلافات بین مولفه‌های معلوم صورت پذیرد. برای مثال تبخیر طولانی مدت از یک حوضه رودخانه‌ای ممکن است از روی تفاوت بین ریزش جوی و روان آب محاسبه شود.

۱-۴- اثر فعالیت‌های انسانی بر تغییر معادله بیلان

مطالعات اقلیم دیرینه‌شناسی^۱ مستنداتی را در اختیار قرار می‌دهد که می‌تواند بیانگر تغییرات ناشناخته باشد. در این مفهوم، (Berezovskaya et al. 2005) تغییرات سالانه بیلان آب رودخانه لنا^۲ در اثر فعالیت‌های بشری بر هیدرولوژی حوضه آبریز را بررسی کردند. تغییرات بلند مدت رواناب رودخانه به منظور تعیین اهمیت تغییرات آماری در جریان رودخانه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. تحلیل بیلان آب به منظور تعیین چگونگی تغییرات در اثر فرآیندهای هواشناختی بر بدء رودخانه نیز انجام گردیده است. منطقه دریایی لاتپتو^۳ دوره یخ‌بندان گذشته را تجربه کرده است. نرخ تغییرات برای بسیاری از مشخصه‌های زیست‌محیطی که در طی قرن گذشته مشاهده شد، کاملاً بی‌سابقه بوده است. Overpeck et al. (1997) گزارش دادند که میزان گرما در مناطق قطب شمال از سال ۱۸۴۰ تا اواسط قرن بیستم به بیشترین حد خود نسبت به چهار قرن گذشته رسیده است. سیستم هیدرولوژیکی نسبت به افزایش درجه حرارت حساس بوده و به شدت تحت تاثیر عوامل هواشناستی (بارش، دمای هوا، تبخیر و تعرق) و فرآیندهای سطحی زمین که بر رواناب تاثیر می‌گذارند می‌باشد. تحلیل‌های اخیر از جریان‌های ثبت شده از شش رودخانه بزرگ اورپا-آسیایی شامل رودخانه لنا، بیانگر افزایش سالانه ۷ درصدی رواناب طی سال‌های ۱۹۳۶ تا ۱۹۹۹ می‌باشد. (Sazonava et al. 2004) تاثیر سناریوهای مختلف گرم شدن آب و هوا بر ذوب یخ‌های یک مقطع عرضی از لایه فعال سطح سیبری شرقی، که در برگیرنده بخش مرکزی حوضه آبریز رودخانه لنا از بالادست دلتا می‌باشد، را مورد آزمایش قرار دادند. نتایج بیانگر آن است که افزایش دمای هوا بین ۳ تا ۵ درجه سانتی‌گراد باعث ذوب یخ در لایه فعال به میزان ۰/۵ تا ۲ متر برش عرضی می‌گردد. (Zhang et al. 2003) معتقدند که از بین رفتن لایه منجمد دائمی اعمق زمین^۴ باعث تولید آب کافی برای افزایش رواناب روی حوضه‌های آبریز رودخانه‌های سیبری شده این در حالی است که (Holms et al. 2003) ثابت کردند که ذوب این لایه منجمد در نواحی شمالی مهم می‌باشد. ضریب همبستگی بارش تابستانه (ژوئن-اوت) با رواناب رودخانه لنا در ژوئن تا سپتامبر (که تقریباً برابر ۸۲ درصد میانگین بارش سالانه است)، برابر ۸۹ درصد در سال‌های ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۵ می‌باشد. (Yang et al. 2002) گزارش داد که مقدار تغییرات در بارش و دمای هوا به اندازه کافی بر تغییرات رژیم هیدرولوژیکی رودخانه لنا موثر می‌باشد.

1- Paleo Climate

2- Lena

3- Laptev

4- Permafrost

۲ فصل

تبیین مساله و چارچوب تحلیلی

۱-۲- بیان مساله

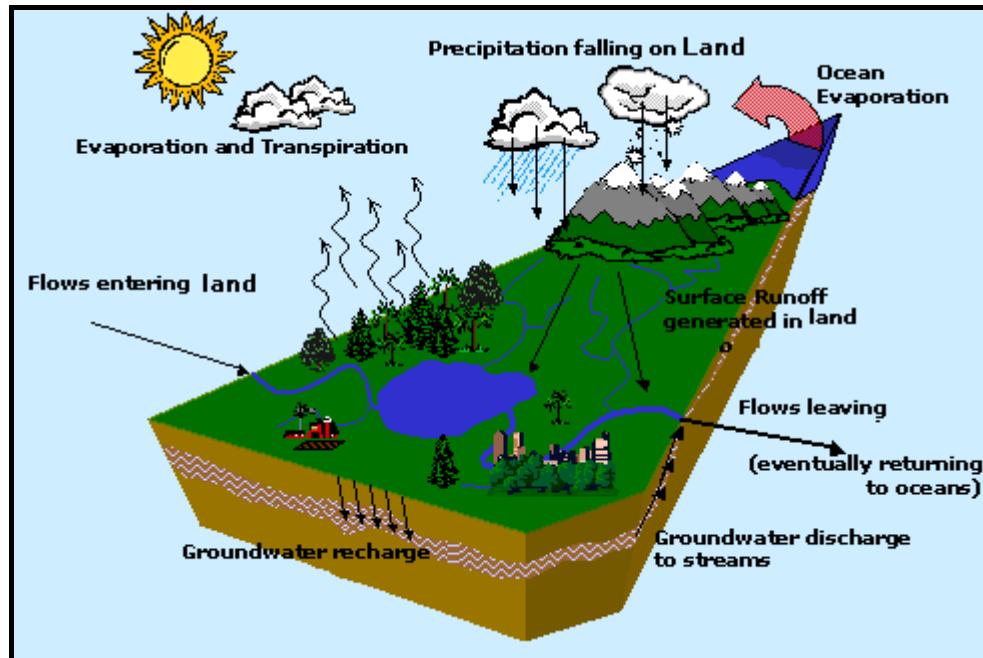
عمدتاً بررسی مسایل آبی به منظور ارائه خدمات مدیریتی بهتر جهت بهره‌برداری صحیح کمی و کیفی از منابع آب نیازمند آگاهی و برآورد پتانسیل آبی منطقه و مصارف بر اساس اصل بقای ماده در چرخه آب صورت می‌گیرد. تدوین بیلان آبی یکی از عمومی‌ترین عملیات در پژوهش‌های توسعه منابع آب، علی‌الخصوص در نواحی خشک، می‌باشد. روش‌های به کار گرفته شده در محاسبه مولفه‌های آب در دسترس می‌تواند نقش مهمی در نتایج داشته باشد (Wegchenkel, 2003). وسعت منطقه مطالعاتی می‌تواند از چرخه آب در کره زمین تا بررسی رطوبت در اطراف یک برگ را شامل شود. با توجه به گستردنی دامنه موضوع و نوع روش تجزیه و تحلیل، پارامترهای اجزای معادله عمومی بیلان آب ممکن است در یک دامنه وسیع قرار گیرند. عواملی همچون دقت، روش انجام مطالعه، تعداد پارامترها و پیچیدگی ارتباطات داخلی بین پارامترها بر روی این دامنه موثر خواهد بود. بنابراین بر روی هر مورد باید ملاحظات خاصی مد نظر قرار گیرد تا علاوه بر دسترسی سهل‌تر به پاسخ، جواب‌های به دست آمده نیز قابل استفاده باشند. به عنوان مثال در یک منطقه وسیع به طور موثری می‌توان از عکس‌های ماهواره‌ای استفاده کرد و یا در یک محدوده کوچک مطالعاتی از روش‌های عددی به دقت مناسب بهره برد (Perry, 1996).

به منظور تعیین بیلان آبی در یک حوضه آبریز در دوره‌های مختلف زمانی و پیش‌بینی میزان جریان در خروجی حوضه، مدل‌های ریاضی و نرم‌افزارهای زیادی توسعه داده شده است. به عنوان مثال مدل AWBM و نرم‌افزار MITSIM را که توانایی پیش‌بینی روزانه و ساعتی جریان رودخانه براساس معادله عمومی بیلان را دارد می‌توان نام برد. نرم‌افزار SRM با کمک پارامترهای مختلفی که از مشخصات یک حوضه می‌گیرد توانایی پیش‌بینی جریان را بر اساس معادله عمومی بیلان و خواص فیزیکی پارامترها دارد. نرم‌افزار MODFLOW و یا PMWIN نرم‌افزارهای مناسبی جهت مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی بر اساس معادله بیلان می‌باشند.

استفاده از سیستم‌های مدیریت اطلاعات و سیستم اطلاعات جغرافیایی در بسیاری از موارد می‌تواند دقت و سرعت انجام محاسبات را افزایش داده، امکان تلفیق داده‌ها و خصوصیات مکانی را در قالب یک پایگاه داده فراهم نماید (Portoghesi, et al., 2005).

شکل‌گیری و از بین رفتن آب در شرایط طبیعی عمدتاً کار دشواری است و تنها آب در چرخه طبیعی خود به حالت‌های جامد، مایع و گاز تبدیل می‌گردد (شکل ۱-۲). این بدان معناست که مقدار کل آب موجود در کره زمین نسبت به میلیون‌ها سال پیش (به جز مواردی خاص که مقادیر قابل توجهی آب از فضای خارج به شکل گلوله‌های برف کیهانی^۱ به چرخه طبیعی آب داده شده است) تغییر نکرده است.

رابطه عمومی و منطقی (۱-۲) که به معادله بیلان آب معروف است در شرایط مختلف مکانی و زمانی و منطقه‌ای دارای اجزای مختلف بوده که برآورد هر یک از آن‌ها نیازمند ملاحظاتی خاص می‌باشد. به عبارت دیگر بیلان آب روشی برای تحلیل مصارف، تلفات و کارایی آب از محتوی آب در یک محدوده مکانی مشخص و در طول یک دوره زمانی تعریف شده به شمار می‌آید.



شکل ۱-۲- چرخه هیدرولوژیکی آب در طبیعت

$$\text{تغییر حجم ذخیره + خروجی‌ها} = \text{ورودی‌ها} \quad (1-2)$$

هر کدام از عوامل رابطه (۱-۲) از مولفه‌های گوناگونی تشکیل می‌شود (بخش‌های بعدی نشریه را ببینید). این مولفه‌ها یا اندازه‌گیری و یا برآورد می‌شوند و بنابراین در معرض خطا می‌باشند. در نتیجه بسیار محتمل است که رابطه (۱-۲) از نظر ریاضی متوازن نباشد. محققین مختلفی این عدم توازن را با اضافه کردن یک مولفه اضافی توضیح داده‌اند. Sokolov (1974) and Chapman (1974) واژه مغایرت (discrepancy) را از Ruud et al., 2004 (نقل از Burt (1999) and Chapman (1974) واژه مولفه خاتمه' را پیشنهاد کرده‌اند. با این حال چنانچه امکان اندازه‌گیری و یا برآورد یکی از مولفه‌های رابطه بیلان وجود نداشته باشد، غالباً با معلوم بودن سایر مولفه‌ها، مقدار آن را از رابطه (۱-۳) محاسبه می‌کنند (مثلاً Rana and Katerji, 2000). آب خاک را یک روش غیرمستقیم برای برآورد مولفه تبخیر تعرق - به عنوان یک ترم باقی‌مانده- قلمداد کرده است. مشخص است که در این صورت این مولفه در برگیرنده کلیه خطاها خواهد بود.

۲-۲- شعاع مکانی بیلان

مشخص است که با تغییر وسعت منطقه مورد مطالعه پیچیدگی روابط بین مولفه‌های بیلان تغییر می‌کند. در نتیجه منطقی نخواهد بود که دقیق‌ترین برای تحلیل بیلان و مولفه‌های آن برای محدوده‌های متفاوت مکانی در نظر گرفت. در نتیجه غالباً در محاسبه و برآورده این مولفه‌ها از روش‌های مختلف، که مبتنی بر دقیق‌ترین محدوده انتظار و شرایط مالی و امکانات پژوهش می‌باشد، استفاده نمود. به طور کلی محدوده‌های مکانی متفاوتی را برای تدوین معادله بیلان می‌توان در نظر گرفت. این نظریه به محدوده بزرگ‌تر از یک کشور نمی‌پردازد. بنابراین معادله بیلان در سطح ملی بزرگ‌ترین محدوده مکانی در اینجا به شمار می‌آید.

۲-۲-۱- بیلان در سطح ملی

تحلیل معادله بیلان در چنین محدوده‌ای بایستی قادر به دربرگیری تعاملات آب‌های سطحی و زیرزمینی با کشورها و نواحی مجاور باشد. افزون بر این، آب‌های « محلی » که درون کشور تولید و مصرف/ذخیره می‌شود نیز از عوامل مهم دیگر بیلان در اینجا به شمار می‌آید. (Bastiaanssen and Chandrapala, 2003) توصیفی از بیلان در سطح ملی برای کشور سری‌لانکا ارائه داده شده است.

۲-۲-۲- بیلان در سطح حوضه آبریز

تحلیل در سطح یک حوضه آبریز شاید یکی از جذاب‌ترین کاربردهای معادله بیلان آب به شمار آید. در اینجا، به جز آب‌های زیرزمینی ورودی، تمامی منابع آب موجود از منابع محلی تامین می‌شود. با این وجود نمی‌توان انتقال آب بین حوضه‌ای از سایر حوضه‌ها را منتفی دانست (Jacob, 2001).

مدیریت و طرح منابع آب در سطح حوضه آبریز رودخانه زمانی موفق خواهد بود که چرخه کامل آب مدنظر قرار گیرد یعنی فرآیندهای سطح زمین (هیدرولوژی) و فرآیندهای اتمسفر در حوضه آبریز را در نظر بگیرد. در بسیاری از رودخانه‌ها شرایط ثابت آب و هوایی به عنوان یک فرض برای مدیریت پایدار منابع آب در نظر گرفته نمی‌شود. بنابراین، علی‌رغم اهمیت این موضوع کوشش در جهت تعیین منابع آبی در سطح حوضه آبریز یک رودخانه به طور وسیعی به مطالعات آب و هوایی منطقه‌ای مرتبط می‌باشد. مثال‌هایی از مطالعات بر روی اثر تغییر آب و هوا و/یا اثر آن بر روی منابع آب و یا مطالعات کاربری اراضی وجود دارد. اما در این خصوص به نظر می‌رسد که ملاحظات کافی از اثرات سطح زمین در مدل‌های اقلیمی برای مدل‌سازی دقیق مسایل مربوطه وجود ندارد (Mohamed et al., 2005; Bonan, 1995; Sun et al., 1999a, b). به عنوان یکی از چنین عواملی، اثر پدیده‌های اقلیمی جهانی بر منابع آبی در نقاط مختلف جهان به خوبی به اثبات رسیده است (Nicholson, 1996; Farmer, 1988).

جريان‌های فصلی در نواحی خشک بسیار با اهمیت می‌باشد. برای مدل‌سازی این جریان‌ها مدل‌های مختلفی توسعه داده شده است. به طور مثال (Aksoy and Bayazit, 2000) مدلی را برای تولید داده‌های مربوط به جریان‌های فصلی

روزانه تهیه کرده‌اند. مدل توسعه داده شده بر اساس زنجیره مارکوف و شامل گام‌های (الف) تعیین حالت جریان، (ب) تعیین شاخه صعودی هیدروگراف و (ج) تعیین شاخه خشکیدگی هیدروگراف می‌باشد.

معادله بیلان آب یک معیار مهم برای ارزیابی اکوسیستم‌های جنگلی محسوب می‌شود که به شدت تحت تاثیر گونه‌های جنگلی می‌باشد. تفاوت در نرخ تعرق گونه‌های درخت، به عنوان مثال منجر به تفاوت در ذخیره آب خاک (SWS) و در نتیجه تفاوت در میزان رواناب سطحی و زیرسطحی می‌گردد. تفاوت‌ها در میزان برگ آب تاج گونه‌های درختان مختلف باعث تغییر در میزان ریزش باران به سطح زمین و همچنین در میزان نفوذ می‌گردد. در مقیاس جنگل با تغییرات جزئی مکانی خصوصیات خاک و در طی یک دوره خشک بهاره، اختلاف در نرخ تعرق بین گونه‌های درختی یک فاکتور اصلی در تغییرات مکانی SWS محسوب می‌شود (Schume et al., 2003).

گاهی لازم است که معادله بیلان آب و گرما که باعث پویائی خاک در یک مکان مشخص می‌شوند به منظور فراهم آوردن شرایط کشت و کار در مواجهه با بیابان‌زایی با هم مشخص گردند. به عنوان مثال این رابطه می‌تواند در انتخاب پوشش گیاهی مقاوم به خشکی موثر باشد.

در برخی از شرایط شبیه‌سازی بیلان آب به صورت متوسط سالانه بر پایه شبکه‌بندی مکانی صورت می‌پذیرد که از متوسط زمانی بارش (به شکل شبکه‌بندی شده) و داده‌های جریان در ایستگاه‌های بدء سنجی مشخص (به شکل نقاط) و داده‌های توپوگرافی (به شکل DEM) می‌شود. سپس رابطه بین جریان پتانسیل QP (با فرض اینکه تمام بارش تبدیل به رواناب گردد) و ضریب واقعی جریان وابسته به بارش و سطح زهکشی و در نتیجه تخمین جریان در هر منطقه حوضه آبریز انجام می‌گیرد (Kahan et al., 2006). جهت انطباق داده‌های تخمین زده شده و داده‌های مشاهداتی الگوریتم‌های مختلفی ارائه شده است. علاوه بر آن یکی از مشکلاتی که در تدقیق DEM وجود دارد آن است که خط‌ها هر چند کوچک باعث عدم مدل‌سازی صحیح جریان در مسیر شیب می‌گردد. خط‌های DEM که ممکن است علی رغم کوچک بودن نقاط بحرانی برای مدل‌های هیدرولوژیکی محسوب شوند و حوضه‌های آبریز داخلی (سلول‌های کم ارتفاع که تخلیه‌گاه‌ها را تشکیل می‌دهند بدین منظور عمدتاً تدقیق DEM به شکل‌های زیر صورت می‌پذیرد:

الف- پر کردن حفره‌ها و یا پیت‌ها (به عنوان مثال به وسیله تابع Fill در Arc/info-Grid)

ب- اختصاص یک مقدار غیرداده‌ای به سلول‌های کم ارتفاع از حوضه‌های آبریز داخلی (نقاط تخلیه).

مساله حوضه‌های آبریز داخلی در بسیاری از مکان‌ها (بخش شمال غرب آفریقا) از اهمیت خاصی به واسطه وجود گودال‌های عظیم در این مناطق برخوردار هستند. حوضه‌های آبریز مربوط به دریاچه‌های باز و یا بسته و صحاری و بیابان‌های وسیع به وجود آورنده چنین مناطقی هستند که بعض خواص هیدرولوژیکی مجزا نسبت به سایر نقاط می‌باشند. در این خصوص استفاده از مدل رقومی ارتفاعی USGS قابلیت کاربرد در بسیاری از نقاط را دارد.

به کمک شبکه‌بندی بارش متوسط سالانه، متوسط سالانه جریان واقعی در ایستگاه‌های اندازه‌گیری جریان و DEM منطقه و با استفاده از یک متداول‌زی بر مبنای مفهوم ضریب رواناب می‌توان سهم هر حوضه آبریز را در جریان اصلی تعیین کرد.

۳-۲-۲- بیلان در محدوده‌ای غیر از حوضه آبریز

خاک و آب منابع اساسی طبیعی برای زندگی تمام موجودات زنده محسوب می‌شوند. در واقع این منابع در اختیار ما از آن جهت می‌باشند که بتوانیم نسل خود را حفظ کنیم، برای حفظ آن‌ها دستوراتی در تمام کتاب‌های مقدس آمده است. خاک در جایی که شکل می‌گیرد و آب در جایی که از آسمان ریزش می‌کند باید حفظ گردد. در طی بارندگی بخشی از بارش به داخل پروفیل خاک نفوذ می‌کند و بخشی از آن در اثر شیب زمین به بستر رودها رسیده و عاقبت به سدها، دریاها و اقیانوس‌ها می‌رسد. آب در این سفر تحت شوری‌ها و آلودگی‌های مختلف قرار گرفته در نتیجه استفاده از آن توسط موجودات زنده کم می‌گردد. برای جلوگیری از این وضعیت سازه‌های جمع‌آوری کننده آب مانند استخرها و سدها در مسیر جریان لازم است در مکان‌هایی که توپوگرافی زمین اجازه می‌دهد توسعه داده شوند.

ابعاد سازه‌های جمع‌آوری کننده آب که عمدتاً در منطقه خروجی حوضه‌های آبریز بر طبق مجموع رواناب ناشی از سطح حوضه آبریز مورد نظر ساخته می‌شوند وابسته می‌باشد. مقدار رواناب یک حوضه آبریز مستقیماً در یک منطقه خروجی بر روی رودخانه اصلی اندازه‌گیری شده و یا با استفاده از معادلات تجربی که بر مبنای خواص فیزیکی مهم یک حوضه آبریز خاص توسعه داده شده‌اند محاسبه می‌گردد. یقیناً بهترین روش برای پیش‌بینی کل رواناب استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده می‌باشد اما این وضعیت زمان زیادی را مصروف کرده و سرمایه‌گذاری‌ها را به تاخیر می‌اندازد. بنابراین در کاربردها معادلات ترجیح داده می‌شوند. مانند بسیاری از کشورها، روش تورک (Turk) به طور گسترده در کشور ترکیه به منظور ارزیابی حجم مخازن توسط مدیریت عمومی ترکیه از سازمان روستایی ترکیه که مسؤولیت سرمایه‌گذاری بر روی پژوهه‌های کشاورزی و فعالیت‌های غیرسازه‌ای روستایی را به عهده دارد به کار برده می‌شود.

از آنجا که این روش حجم مخازن را در مقایسه با میزان واقعی در یک ناحیه را دست بالاتر تخمین می‌زند که این موضوع باعث افزایش هزینه‌ها به طور معنی‌داری می‌گردد. بنابراین، این روش نمی‌تواند در شرایط فعلی ترکیه بدون هیچ‌گونه اصلاح مورد استفاده قرار گیرد که این خود مستلزم آن است که این روش به دقت با توجه به دیدگاه‌های اقتصادی و فنی مورد ارزیابی واقع شود. در یک تحقیق (Istanbulluoglu et al. 2002) با هدف اصلاح روش تورک برای تعیین آب تولیدی در زیرحوضه‌های آبریز درمنطقه تریس (Thrace) که بخش شمال غرب ترکیه واقع شده است مساله را مورد ارزیابی قرار دادند. در این بخش از ترکیه، مقادیر رواناب مستقیماً برای مدت ۱۵ سال اندازه‌گیری شده‌اند.

موارد متعددی وجود دارد که شعاع مکانی مورد مطالعه کوچک‌تر و یا بزرگ‌تر از یک حوضه آبریز باشد. چنین تقسیم‌بندی بر حسب نیازهای مطالعاتی و تحقیقاتی شکل می‌گیرد. یک اکوسیستم جنگلی یک نمونه به شمار می‌آید که ممکن است محدوده‌ای کوچک‌تر و یا بزرگ‌تر از یک حوضه آبریز را در بر داشته باشد. (Jost et al. 2005) کاربردی از بیلان آب برای ذخیره آب خاک در چنین اکوسیستمی را مورد تحلیل قرار داده است. نمونه‌ای از استفاده از بیلان آب در ارزیابی پژوهه‌های جمع‌آوری آب باران در مقیاس کوچک توسط (Sanchez-Cohen et al. 1997) صورت پذیرفته است. کاربرد در صنعت نمونه دیگری است که در یک محدوده کوچک که از حوضه آبریز کوچک‌تر است صورت می‌پذیرد (Bruschke et al., 2002). برای محدوده‌های بزرگ‌تر از یک حوضه آبریز می‌توان به (Brown et al. 2005) که تحقیقاتی

در حوضه‌های جفتی برای تحلیل‌های هیدرولوژیکی برآورد روان آب انجام داده است ارجاع داد. ناحیه Trace در ترکیه از نقطه نظر کشاورزی و صنعت حائزahمیت است. (Istanbulbulluoglu et al. 2002) از تحلیل بیلان آب برای این ناحیه استفاده کرده است. بیلان آب در طول بازه‌ای از رودخانه‌ای نیز ممکن است برای تحلیل‌های کیفی آب و یا ملاحظات پایاب در یک منطقه مهم باشد. (Johnson and Curtis 1994) تحلیلی برای رودخانه نیل آبی در اتیوپی انجام داده‌اند.

Mizglewicz et al. (2003) چگونگی افزایش حجم سیلاب و سرعت حریان آن به وسیله تغییر کاربری اراضی و رابطه آن با توسعه‌های کشاورزی در منطقه میدوست¹، شامل زهکشی باتلاق‌ها، را بررسی کردند. این بررسی به علت وسعت منطقه مورد مطالعه (۷۰۰۰۰۰ کیلومترمربع) کار ساده‌ای نبود. مدل‌های هیدرولوژی متداول عمدتاً مناطقی ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ برابر کوچک‌تر از سطح مورد نظر را شامل می‌شوند بنابراین پاسخ به سوالات مطرح شده در خصوص حرکت آب در سطح منطقه مورد مطالعه نیازمند تدوین بیلان روزانه آب در یک سری از زیرحوضه‌های آبریز در مناطق سیل‌گیر بود. داده‌های ثبت شده سرشاخه‌های اصلی حوضه آبریز می‌سوری در مرز منطقه مورد مطالعه مورد استفاده واقع شدند. سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) برای تدوین معادله بیلان مورد استفاده قرار گرفت.

مدارک فراوانی وجود دارد که بیانگر فرآیندهای سطحی توسعه و پایداری خشکسالی‌های شدید و طولانی قاره‌ای را اثبات می‌کنند. به نظر می‌رسد که این موضوع در ساحل غربی آفریقا از اهمیت بیشتری برخودار باشد. بنابراین برای شبیه‌سازی آب و هوای ساحل نیازمند در نظر گرفتن تمهیدات لازم در خصوص لحاظ نمودن فرآیندهای سطحی زمین می‌باشیم. بدین منظور (Nicholson and Farrer 1994) یک مدل عددی بیلان جامع آب و انرژی سطحی را توسعه داده‌اند که می‌توان از آن برای مطالعات آب و هوای مناطقی به وسعت «ساحل» استفاده نمود. مدل توسعه داده شده در حقیقت مدل بازنگری شده از مدل لیتو به نام «کلیماتونومی» است که استفاده از دیدگاه‌های عددی در خصوص مطالعات هواشناسی را عملی می‌سازد. برتری‌های این مدل در تعیین بیلان آب در مقیاس ماهانه در غرب آفریقا ثابت شده است. تا پیش از انجام این تحقیق هیچ‌کدام از مدل‌های منطقه‌ای و مدل‌های بازنگری شده در مقیاس روزانه به کار برده نشده بودند. مبنای روزانه شبیه‌سازی‌های روزانه در مناطق نیمه بیابانی و مداری عامل اهمیت مدل‌هایی هستند که مقیاس‌های زمانی به همراه فرآیندهای هیدرولوژیکی روزانه را در برمی‌گیرند. هدف از این مطالعات (Nicholson and Farrer 1994) فرمول‌سازی دوباره زیربخش تبخیر هواشناسی مدل برای استفاده در مقیاس روزانه و آزمون کاربردهای آن در مقیاس‌های زمانی کوتاه‌تر و مقیاس‌های مکانی کوچک‌تر می‌باشد. مقیاس‌های مکانی و زمانی آزمایش هاپیکس - ساحل² در نیجریه واقع در غرب آفریقا به وجود آورده یک فرصت اساسی برای آزمون مدل در دقت‌های مکانی و زمانی بالاتر به وجود می‌آورد. سه مکان ویژه برای آزمایش که در بر گیرنده شرایط گوناگون از منطقه ویژه ساحلی بوده و انعکاس دهنده گرادیان رطوبت خاک از شمال به جنوب، بارش و تغییرات پوشش گیاهی بوده و کاملاً خاص این ناحیه

می باشد در نظر گرفته شدند. در تحقیق فوق (Nicholson and Farrer 1994) تغییرات اساسی انجام شده در مدل و نحوه کاربرد آن در منطقه هاپیکس - ساحل (HAPEX-sahel) واقع در غرب آفریقا و نیز چگونگی به کارگیری داده های ناشی از آزمایشات را توصیف کرده اند. رطوبت خاک، تبخیر تعرق و رواناب برای دوره متمرکز مشاهده (IOP) از اوت تا اکتبر ۱۹۹۱ محاسبه و اندازه گیری شده است. علاوه بر آن مشخصات خاک و شاخص های مشتق از عکس های ماهواره ای برای تمام مکان های تحت بررسی به خوبی استخراج شده اند. مجموعه داده ها در طی IOP یک دامنه وسیع از شرایط هیدرولوژیکی و هواشناسی قابل مشاهده در منطقه را پوشش داده و بنابراین برای آزمون مدل اوپوکلیماتونومی مناسب می باشد.

تبادل کربن، آب و انرژی بین سبزینه و اتمسفر یک مشخصه مهم از اقلیم منطقه ای و بیلان کربن در یک منطقه به حساب می آید. چرا که جنگل ها قریب به ۳۰ درصد سطح خشکی های زمین را اشغال کرده اند و شامل ۸۰ تا ۹۰ درصد کربن گیاهی می باشد و با میزان مشارکت آن ها در معادله بیلان جهانی کربن نامعین است. فاکتورهایی که بر فرآیند کنترل جذب خالص کربن شامل اختلافات فیزیولوژیکی در توده های جنگلی مشخص و مراحل توسعه ای آن ها، زمان آشفتگی جوی، عملیات مدیریتی، آب و هوا و شرایط تغذیه ای و حاصلخیز خاک از آن جمله اند. مطالعات میدانی بر روی دی اکسید کربن اکوسیستمی کل و تبادل بخار آب به همراه مطالعات کوچک مقیاس از فرآیندهای بیولوژیکی و ارزیابی مدل های فرآیندی اکوسیستمی به عنوان پلی بین فاصله مهم منطقه ای و مکانی فرآیندها به کمک محققین آمده اند. مدل های عددی بیلان کربن، آب و نیتروژن می توانند یک وسیله مناسب جهت تخمین مکانی و زمانی جزییات تغییرات در میزان ذخیره کربن در اختیار قرار دهند. یک ارزیابی ممکن از چنین مدل هایی کنترل و آزمون توانایی آن ها در توصیف تغییرات میزان شارش بین مکانی و در مکانی در هنگام عبور از شبکه هایی نظیر آمریفلکس^۱ می باشد.

Thornton et al. (2002) بین اندازه های شارش کوواریانس آشفته، اندازه های بیلان کربن بیومتریک و مدل سازی بیلان کربن برای یک مکان همیشه سبز در اورگان (Oregon) مقایسه هایی انجام داده اند که یافته ها بیانگر همخوانی بیلان بیومتریک و تخمین های حاصل از مدل NEE و مولفه های آن می باشد. اما این روش ها تخمین های دست پایینی از میزان جذب کربن در مکان هایی که مقادیر به کمک معیارهای آشفته کوواریانس حاصل می شوند نشان می دهند.

Thornton et al. (2002) در یک مطالعه پیشنهاد نمودند که مقایسه های نهایی در اقلیم های مختلف و در شرایط مختلف توسعه می تواند در توصیف اختلاف بین شارش های مدل سازی شده و مشاهده شده به کار رود. این تحقیق شامل جنگل های همیشه سبز کاج که بخشی از شبکه آمریفلکس (Ameriflux) که اندازه گیری های فیزیولوژیکی، اکولوژیکی و خرد هواشناسی به منظور بررسی فرآیندهای کنترل دی اکسید کربن و تبادل بخار آب با اتمسفر صورت می پذیرد می باشد. جنگل ها در این بررسی دامنه وسیعی از اقلیم ها و شکل رشد را شامل می شوند؛ از کوه های صخره ای شامل سنوبرهای ارتفاعات بالا، جنگل های سنوبه در شمال ایالات متحده، کاج های بزرگ منطقه نیمه خشک معتدل و منطقه مرطوب

داگلاس فایر (Dauglas-fir) در ایالات متحده شمال غرب اقیانوس آرام کاج‌های معتدل میانه در جنوب شرقی ایالات متحده و رگه‌های نهالستان کاج در فلوریدای مرکزی. مکان‌های انتخاب شده همچنین شامل یک دامنه وسیع در زمان آشفتگی از نهال‌های کاشته شده اخیر تا جنگل‌ها می‌باشد.

Thornton et al. (2002) از اندازه‌گیری‌های کوواریانسی آشفته، تحلیل‌های بیومتریک و مدل‌سازی‌های مشخص به منظور ارزیابی نحوه کنترل جذب خالص کربن در این جنگل‌ها استفاده کردند. مدل بیومی بی‌جی‌سی (Biome-BGC) را به کار برده از پارامترهای مکانی خاص در دسترس به منظور تخمین فتوستز گیاهی- تولید خالص اولیه، مجموع تنفس اکوسیستمی، تولید خالص اکوسیستمی و تعرق بهره جستند. هدف آن‌ها آزمون توانایی مدل جهت توصیف اثر اختلافات دینامیک فصلی بین مکانی و مکانی در بیلان کربن آب و نیز ارزیابی اثر تاریخ مکانی، مرحله توسعه‌ای و شرایط آب و هوایی بر این فرآیندهای اکوسیستم بود. استفاده از یک مدل توام آب - کربن - نیتروژن از آن جهت با اهمیت می‌باشد که این مدل به ما اجازه ارزیابی هم‌زمان فشارها بر رفتار مدل را به محقق می‌دهد. علاوه بر آن یک مجموعه سازگار منطقی از تخمین‌های مدل برای شارش آب و کربن و متغیرهای حالت که می‌توانند منبع اثرات متقابل در مورد عل ممکن برای اختلاف بین نتایج مدل و مشاهدات باشد را در اختیار قرار دهد.

۴-۲-۲- بیلان در آبخوان‌ها

Chen et al. (2003) موضوعات مهمی از هر دو بعد تحقیقاتی و کاربردی برای محدوده مکانی یک آبخوان وجود دارد. به استفاده از بیلان آب و به کارگیری ردیاب‌ها برای ارزیابی افت آب زیرزمینی در آبخوانی در چین اشاره کرده است. کاربردی از بیلان آب در یک آبخوان برای مدیریت و بهینه‌سازی از منابع توام سطحی و زیرزمینی توسط Ruud et al. (2004) کاربردی از معادله بیلان برای آزمایشات پمپاژ در Peranganangin et al. (2004) ارائه شده است. آبخوان‌ها را توضیح داده است.

Kendy et al. (2003) به مطالعه بر روی مولفه مکانی تغذیه به آبخوان‌های غیرمحصور در شمال دشت چین پرداخته است. بر اساس محاسبات بیلان آب از مراجع مختلف، برآوردهای تغذیه مکانی به دشت شمال چین محدوده‌ای از ۲/۶ تا تا بیش‌تر از ۵ بیلیون مترمکعب در سال را دارا می‌باشد. بعضی اوقات روش‌هایی که در آن تغذیه به عنوان مولفه باقی‌مانده معادلات بیلان آب زیرزمینی تعیین می‌شود برای نواحی نیمه خشک، جایی که خطاهای حدی در سایر ترمها در مقایسه با مقدار کوچک تغذیه بزرگ است، دقت مناسبی ندارد. گرچه نگرش بیلان آب زیرزمینی مستقیم و بدون ابهام است، محدوده وسیع نتایج تایید می‌کند که ناطمینانی‌های ذاتی معنی‌دار است. علاوه هم بارندگی و هم آبیاری در دشت شمال چین به مقدار زیادی از سال به سال دیگر تغییر می‌کند و این نکته را خاطرنشان می‌سازد که نیاز به یک نگرش بهتر برای تحلیل طولانی مدت وجود دارد. مدل‌سازی معکوس آب زیرزمینی شکل دیگری از روش بیلان آب است که به‌طور ویژه برای برآورد تغذیه مورد استفاده قرار می‌گیرد. مدل‌سازی معکوس از این مزیت برخوردار است که هیچ

نیازی به اطلاعاتی درباره ناحیه‌های غیراشباع نداشته و به هیچ فرضی درباره مکانیزم حرکت آب در آن ندارد. با این وجود از آنجایی که تمایی پارامترها کاملاً به هم وابسته‌اند، تنها نسبت‌های آن‌ها می‌تواند برآورد شود.

۲-۲-۵- بیلان در دریاچه‌ها و مخازن

مسایل کم و بیش مشابهی ممکن است برای بیلان در محدوده مکانی یک دریاچه طبیعی و یک مخزن صنوعی بروز کند. Chikita et al. (2004) به کاربردهای بیلان در بودجه‌بندی هیدرولوژیکی و شیمیایی دریاچه‌ای در ژاپن اشاره کرده است. هیدروگرافی دریای سیاه توسط Gertman and Hecht (2002) انجام شده است. Kebede et al. (2006) تاثیر باران بر روی نوسانات تراز دریاچه‌ای در اتیوبی و Gibson (2000) تبخیر از سطح دریاچه را مورد بحث قرار دادند. تعادل آب بین مخزن و آب زیرزمینی توسط Grunberger et al. (2004) و ارزیابی نشت از حوضچه‌های تبخیری توسط Ravengai et al. (2004) تحلیل شده است.

۲-۲-۶- بیلان در مزارع

به بیلان آب در محدوده مکانی کوچک‌تری چون سطح مزرعه نیز در منابع ارجاعات فراوانی وجود دارد که حاکی از اهمیت موضوع در تحقیق، کاربرد عملی و مدیریتی دارد. اینکه سرانجام آب در یک محیط خاک به گیاه در مزرعه چه می‌شود توسط Cameira et al. (2005) شبیه‌سازی شده است. Connolly (1998) در مورد تاثیر ساختمان خاک بر روی بیلان آب نکاتی را بازگو کرده است. وضعیت نفوذ عمقی در مزرعه، تعذیه آب زیرزمینی از یک مزرعه و برآوردهایی از تبخیر و تعرق در یک اقلیم مدیترانه‌ای به ترتیب توسط Kendy et al. (2003) و Rana and Katerji (2000) ارائه شده است. van Geel and Parker (2003) و Nyhan (2005) به ترتیب در مورد بیلان آب در یک مخزن گنداب و ارزیابی فیلتر پیت در چنین محیطی گزارشاتی را تهیه کرده‌اند. استفاده از بیلان آب در چگونگی نیل به افزایش راندمان کارایی آب توسط Wallace (2000) صورت پذیرفته است. چگونگی برآورد شستشوی نیترات از روی بیلان آب نیز توسط Zhu et al. (2005) مورد بحث قرار گرفته است.

Sadras et al. (2003) نشان دادند که محدودیت‌های شیمیایی خاک زیرسطحی احتمالاً به دلیل تاثیراتشان بر روی توانایی گیاهان به جذب آب و همچنین خصوصیات هیدرولیکی خاک، تاثیرات زیادی بر روی بودجه آب گیاه دارند. تاثیر سدیم در مورد کاهش هدایت هیدرولیکی خاک در خاک‌های پلاستیکی با غلظت الکترولیت پایین می‌تواند به هماوری منفی بین زهکشی و هدایت الکتریکی ظاهری کند.

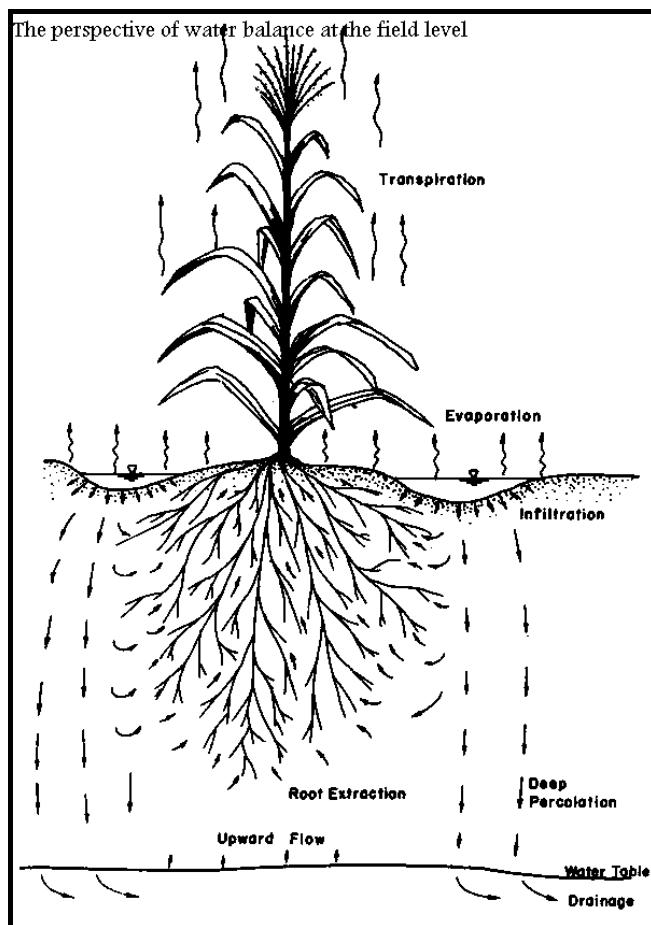
Mermoud et al. (2005) شستشوی نیترات از انتهای ناحیه ریشه را توسط نگرش‌های تجربی و همچنین مدل‌سازی بررسی نمودند. نتایج شبیه‌سازی تایید می‌کند که تغییراتی در فرکانس آبیاری به طور معنی‌داری بر روی مولفه‌های بیلان آب موثر است. کاهش فرکانس آبیاری باعث افزایش ذخیره آب در ناحیه ریشه، افزایش تعرق گیاه و کاهش میزان

آب در لایه مجاور سطح زمین می‌شود که باعث کاهش در تبخیر می‌گردد. در همان زمان زهکشی تا حدی افزایش یافت ولی در حد قابل قبولی کم باقی ماند که تهدیدی برای کیفیت آب زیرزمینی نگردید.

Reeves and and Woessner (2004) بررسی کردند. در این بررسی اهداف مشخصی چون (الف) تولید بیلان آب زمین خیس، (ب) تشخیص کنترل‌هایی بر روی نوسان فصلی در آب ورودی و (ج) تحلیل این که چگونه تصحیحات طبیعی و انسانی در زمین خیس ممکن است هیدرولوژی آن را تغییر دهد مدنظر بود.

Ranna and Katerji (2000) مهم‌ترین روش‌های اندازه‌گیری و برآورد ET واقعی در مقیاس کرت (برای انتقال در سطح مزرعه) را مرور کردند. در حدود ۹۹٪ آب مورداستفاده در کشاورزی توسط گیاهان مصرف می‌شود. این نوع از مصرف به صورت تبخیر تعرق (ET) – آب تلف شده توسط سطوح گیاهی غیراشباع به صورت بخار، به صورت تبخیر از سطح و تعرق از گیاهان می‌باشد. بسته به شرایط آب خاک، یک کنترل کم و بیش مهم بیولوژیکی در اتلاف آب اعمال می‌شود. به علاوه به این مکانیزم مشخصی توسط ساختار گیاهی در راه انتقال بخار آب به طرف اتمسفر ممانعت می‌شود. به طور کلی اقلیم‌های نیمه خشک و عمدتاً خشک تاثیر مهمی بر روی رشد گیاه در رسیدن محصول و کیفیت آن دارند. تحت این شرایط آب و هوایی، گیاهان دیم و زمین‌های کشاورزی با منابع آب محدود غالباً در معرض تنفس آبی‌اند. بنابراین مهم است بدایم که تلفات دقیق آب به وسیله تبخیر تعرق (یعنی تبخیر تعرق واقعی) و وضعیت آب گیاه و تاثیر آن بر روی تولید چگونه است. ET واقعی گیاه می‌تواند اندازه‌گیری شود، و یا برآورد شود. برای مثال برای اهداف تحقیقاتی در اکو-فیزیولوژی گیاهان، ET بایستی به دقت اندازه‌گیری شود، در حالی که برای مدیریت آبیاری مزرعه ممکن است برآورد آن نیز مناسب باشد. هر چه درجه دقت در برآورد کم‌تر باشد، اتلاف آب ناشی از مدیریت غیرصحیح آبیاری بیش‌تر خواهد بود.

Connoly (1998) وضعیت جاری مدل‌هایی را که می‌توانند تاثیرات ساختمندان خاک را نیز بر روی بیلان آب یک سیستم خاک، گیاه شبیه‌سازی کنند مرور کرده است. این مرور به مدل‌هایی که بیلان آب ناحیه ریشه گیاه و روی گیاه در یک نقطه، کرت یا یک مقیاس کوچک حوضه بیان می‌کنند محدود می‌شود. رشد گیاه مولفه مهمی به شمار می‌آید زیرا تاثیرات عده‌ای برای ارتباط دادن تولید گیاه در تحلیل سیستم‌های کشت و کار متناوب در بیلان آب ایفا می‌کند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲- بیلان آب در سطح یک مزرعه

۷-۲-۲- بیلان در محدوده‌های شهری

بیلان آب در محدوده‌های شهری نیز کاربرد دارد. Mitchell et al. (2003) به ارزیابی مولفه‌های بیلان در نواحی شهر پرداخته است و تاثیر شهری شدن بر روی بیلان آب توسط Oprijah and Mukabana (2004) مورد بحث قرار گرفته است. در مورد اینکه چگونه می‌توان از طریق مدیریت تقاضای آب شهری به پایداری آب رسید می‌توان به Brandes and Reynolds (2004) و Wenzel (2005) مراجعه کرد. Levitt et al. (2005) مطالعات متتمرکز ارزشمندی را بر روی بودجه‌بندی آب شهری ارائه کرده است. چگونگی تبخیر تعرق و بیلان آب از نواحی آسفالت شده توسط Spence (2003) قابل تهیه می‌باشد.

۸-۲-۲- بیلان در مکان‌های خاص

محدوده‌های مکانی خاص و من جمله مناطق یخی و یخچال‌ها، نیز مورد توجه مباحثت بیلان آب بوده است. Young et al. (2003) and Woo (2005) چنین مولفه‌ای را برای نواحی یخچالی کانادا مورد بحث قرار داده‌اند. بررسی‌های بیلان آب در نواحی که تحت تاثیر جذر و مد واقع می‌شوند، به عنوان یکی دیگر از چنین نواحی خاص، نیز توسط Burson (2003) انجام شده است.

صرف‌نظر از بارندگی، تبادل بخار آب (که عمدتاً شارش گرمای نهان (LE) و یا تبخیر-تعرق (ET) نامیده می‌شود) بین جو و اکوسیستم‌های زمین یک مولفه اصلی از بیلان هیدرولوژیکی زمینی محسوب می‌شود. در یک مکان مشخص، ET عمدتاً به میزان دسترسی به آب و انرژی وابسته می‌باشد. علاوه بر آن ET به واسطه وجود بعضی از پارامترها چون نحوه قرار گرفتن گیاهان و میزان توسعه آن‌ها، مشخصات خاک و متغیرهای گوناگون زیست محیطی کنترل می‌شود. برای اکوسیستم‌های خشک و نیمه خشک شبیه استپ مغولستان، استپ قریب به ۸۳ درصد خاک را دربرگرفته است تنفس آبی فاکتور محدود کننده‌ای در رشد گیاهان محسوب می‌شود به طوری که تولید سبزینه و پوشش گیاهی شدیداً به تغییرات بلند مدت (چندساله) بارش وابسته است. اما، کمبود اطلاعات در مورد چگونگی تبادل بخار آب بالای اکوسیستم استپ عموماً یک عامل مشکل‌ساز در درک کمی چرخه توازن و آب، جهت مدیریت استپ و تغییرات آب و هوا می‌باشد. امروزه فن‌آوری کوواریانس آشفته (EC) به طور گسترده برای اندازه‌گیری شارش پیوسته بلندمدت در سراسر جهان به کار برده می‌شود. در این مطالعه (Sheng-Gong, et al., 2007) از این فن‌آوری برای ارزیابی بخار آب و شارش انرژی در محیط بالای استپ مغولستان استفاده کردند. نامبردگان به اندازه‌گیری‌های کامل سالانه بخار آب و شارش انرژی بر روی یک منطقه ویژه استپ مغولستان مرکزی پرداخته‌اند. الگوهای بخار آب و الگوهای انرژی در مقیاس‌های روزانه و فصلی مورد آزمایش واقع شدند و معادله بیلان سالانه برای استپ بر اساس این داده‌ها تدوین گردیده است.

عموماً به طور سنتی تصور می‌شود که اقیانوس‌ها تنها عامل اثرگذار بالرزش از سطح زمین در مطالعات تغییر اقلیم و الگوهای هواشناسی به شمار می‌روند. اما با شروع مطالعات (Charney 1975) مدل‌های زیادی به وجود آمدند که بیانگر اثر مهم تغییرات مشخصات فیزیکی سطح زمین بر اقلیم می‌باشند. تغییرات پوشش سطح زمین می‌تواند با تغییر سهم‌بندی انرژی بین انرژی محسوس و انرژی نهان و نیز با تغییر سهم‌بندی بارش بین تبخیر تعرق و رواناب بر اقلیم موثر باشد. پژوهشگرانی از قبیل (Yue and Shukla 1993) و (Dickinson and Henderson-Sellers 1988) نشان دادند که در بین این اثرات، تغییرات پوشش گیاهی می‌تواند باعث تغییرات در جو و بازخورد آن به سطح زمین گردد. هر چند این قبیل فعالیت‌ها مانند آنچه توضیح داده شد اهمیت پوشش گیاهی و خاک را در مطالعات اقلیم و نیاز اساسی توجه به پارامتری کردن فرآیندهای فیزیکی و بیولوژیکی را که در سطح زمین اتفاق می‌افتد بیش از پیش توضیح دادند اما متغیرهایی که به منظور شناساگران سطح زمین در نظر گرفته می‌شوند نیازمند اعتبارسنجی با کمک آزمون‌های علمی و مقایسه‌های مشاهداتی هستند. نامعینی قابل توجهی در پارامترهای مشتق شده از روش‌های رایج وجود دارد. مدل آزمایشی تخمین پارامتر (Mopex) یک پروژه پیوسته بین‌المللی به منظور توسعه تکنیک‌های پیش تخمینی پارامترها در طرح مدل‌های هیدرولوژیکی اتمسفری برای فرموله کردن اثر سطح زمین می‌باشد. این مدل (Mopex) شامل اجرا و راهنمای عبور یک روش پیش تخمینی می‌باشد.

در یک مطالعه با هدف تعیین اهمیت مقادیر پارامترهای مدل در شبیه‌سازی و جستجوی روش‌هایی جهت بهبود تخمین آن‌ها را بررسی نمودند. دیدگاه این مطالعه در مسیر استراتژی مدل Mopex بوده که شامل داده‌های اصلاح شده با تخمین پارامترهای اولیه، توجه به چگونگی اجرای مدل و کنترل آن، مقایسه نتایج

و نهایتاً ایجاد یک بهبود در تخمین‌های بهتر پارامترها می‌باشد. هدف نهایی این مطالعه آسان نمودن بیش‌تر شبیه‌سازی واقعی اثرات متقابل اتمسفر/سطح زمین برای استفاده در مدل‌های توام اتمسفر/زمین می‌باشد. مدل‌های توام مانند مدل‌های چرخش عمومی (GCM) و یا مدل‌های منطقه‌ای که معمولاً برای مطالعه اثرات تهدیدات زیست محیطی مانند تخریب جنگل‌ها و بیابان‌زایی استفاده می‌شوند. این مطالعه در منطقه ساحل در قاره آفریقا انجام شده است به آن دلیل که این منطقه یک ناحیه انتقالی بین بیابان خشک صحراء به سمت شمال و یک ناحیه جنگلی بارانی به سمت جنوب واقع شده است از این‌رو ساحل دارای یک سیستم اقلیمی حساس بوده که آنرا مناسب برای مطالعات اقلیم‌شناسی نموده است. فی الجمله در ۲۵ سال گذشته خشکسالی‌های شدیدی در منطقه به وجود آمده‌اند که همراه با قحطی برای ساکنان منطقه بودند. مساله بیابان‌زایی در این منطقه بیش‌تر اهمیت اثرات متقابل بین زمین بر اقلیم را مشخص می‌کند.

بعضی از مطالعات اهمیت تنها متغیر سطح زمین را در اقلیم ساحلی، با استفاده از مدل‌های ساده زمینی توضیح داده‌اند در حالی که، اهمیت شرایط مصنوعی خاک/پوشش گیاهی در اقلیم ساحلی در مدل‌های توام اتمسفر، پوشش گیاهی نیز مورد ارزیابی واقع شده است. در این مطالعات، تیپ‌های پوشش گیاهی در مناطق خاص مطالعاتی تغییر داده شده باعث تغییرات اساسی در نتایج حاصل از شبیه‌سازی بیابان‌زایی شده‌اند. بارش تابستانه در مناطق بیابانی کم بوده و به سمت مناطق جنوبی افزایش می‌یابد.

دلتها در جاهایی شکل می‌گیرند که رسوب دریافتی به وسیله رودخانه‌ها بیش از ظرفیت پراکندگی حوضه آبریز دریافت کننده باشد. بنابراین دریای نیمه پیوسته مدیترانه با دامنه نیمه جزر و مداری اش و رسوبات نسبتاً قابل توجه رسیده به آن یک دلتای ایده‌آل را شکل می‌دهد. Liquete et al. (2005) رفتار رودخانه‌ای جنوب اسپانیا که دلتاهایی را در دریای آلبوران ایجاد می‌کنند به کمک مشخصات ژئومورفولوژی، هوا و اقلیم‌شناسی و شرایط هیدرولوژیکی شبیه‌سازی نموده‌اند. به کمک دیدگاه‌های مختلف مدل‌سازی معادله بیلان آب و رژیم رسوب سالانه آب تدوین شده و رابطه آن‌ها با نوسانات اقیانوس شمالی (NAO) مورد مطالعه قرار گرفته است.

۹-۲-۲- بیلان در تالاب‌ها

تالاب‌ها و اکوسیستم‌های آبی نیز از نقطه نظر بیلان آب حائز اهمیت‌اند. بررسی‌های متعددی از نقطه نظر بیلان آب در چنین نواحی وجود دارد. از آن میان می‌توان به Wang et al. (2004) Krause and Bronstert (2005) اشاره کرد. تغییراتی از بیلان آب ناشی از تغییر در پوشش گیاهی تالاب‌ها را مورد بحث قرار داده است. جمع‌بندی روش‌های مختلف برآورد تبخیر در نواحی تالابی مورد بحث Drexler et al. (2004) بوده است.

۹-۳-۲- وابستگی رطوبت موجود در اتمسفر و شرایط سطح زمین

Mohamed et al. (2005) به ارتباط بین رطوبت موجود در اتمسفر و شرایط سطح زمین پرداخته است. مدل اتمسفری اقلیم محلی (RACMO) یک مدل محدود به سطح از فرآیندهای اتمسفری و سطح زمینی می‌باشد. این مدل

بر مبنای سیستم پیش‌بینی آب‌وهوای HIRIAM و ترکیب با پارامترسازی فیزیکی از مدل ECMWF ایجاد شده است. این مدل اصلی‌ترین مدل محدود به سطح است که توسط KNMI برای تحقیقات آب‌وهوایی به کار رفته است. فرآیندهای فیزیکی مربوط به تشعشع، همرفت، کوهشناسی و اوروگرافی آشفتگی و سطح زمین در این مدل به هم مربوط شده‌اند. هدف اصلی عبارت از فرموله کردن سیمای سطح زمین در مدل RACMO که قبلاً طرح آجرفرش ECMWF برای تبادل با سطح زمین نامیده می‌شد، می‌باشد. هر المان سطح زمین از ۶ موزاییک برای مشخص کردن بخش‌های مختلف پوشش گیاهی و یا زمین لخت تشکیل شده است. خاک زیرین سطحی از ۴ لایه با عمق ثابت ۰/۰۷، ۰/۳۳، ۰/۲۷ و ۰/۳۲ متر ضخامت بر طبق فرضیات (Lenderink et al. 2003) تشکیل شده است. خواص فیزیکی برای تمام المان‌ها یکسان در نظر گرفته شده است. بارش بر روی هر المان به دو بخش بارش گرفته شده و بارش رسیده به زمین (Throufall) تقسیم شده است. بارش گرفته شده عبارت از یک تابع از نوع بارش (همرفتی با بزرگ مقیاس) و شاخص سطح برگ LAI می‌باشد. بارش رسیده به زمین به خاک نفوذ می‌کند که در آن تبادل قائم آب در تمام چهار لایه خاک تبعیت می‌کند. شارش آشفته (گرمای نهان و آشکار) بر مبنای پارامترهای مقاومت هر موزاییک (جريان روباز، خاک سخت خاک با پوشش گیاهی) که بیانگر خواص سطحی و آبودینامیکی و شرایط رطوبتی خاک می‌باشد، محاسبه می‌شود. شارش گرمای خالص باقی‌مانده به داخل خاک منتقل می‌شود. رواناب سطحی زمانی اتفاق می‌افتد که بارش رسیده به زمین بیش از ظرفیت نفوذ باشد. مولفه اصلی رواناب مربوط به رواناب عمیق از انتهای پایین ترین لایه می‌باشد (یعنی زهکشی آزاد). با این حال، مدل RACMO جهت مطالعات اقلیم در اروپا به طور گسترده‌ای مورد استفاده واقع شده است. به طور خاص مطالعات اقلیم اروپایی نشان‌دهنده کفايت ارائه چرخه متوسط سالانه و تغییرات روزانه بارش و دمای نزدیک سطح زمین می‌باشد. در این دامنه مدل تمایل به تخمین دست پایین بخش همرفتی بارش کل داشته اما نشانگر عمومی چرخه هیدرولوژیکی در مقیاس زیر فلات قاره کافی نمی‌باشد.

۴-۲- شاع زمانی بیلان

اجزای معادله بیلان عمدتاً تشکیل یک معادله پویا را می‌دهد که چگونگی محاسبه آن‌ها با افزایش دقت مورد تقاضاً و نیز تغییر دوره زمانی تغییر یافته و مستلزم ارائه راهکارهای عملی جهت محاسبه آن‌ها می‌باشد. بنابراین بیلان آب ممکن است برای هر دوره زمانی محاسبه شود، ولی به طور کلی غالباً تنها بین بیلان متوسط و بیلان برای دوره‌های زمانی مشخص (برای انتقال یک سال، فصل یا ماه یا تعدادی از روزها) تمایزی قابل می‌شود. در نتیجه می‌توان پذیرفت که محاسبات بیلان آب برای مقادیر متوسط و دوره‌های مشخص هر کدام هر کدام ویژگی‌های مجرایی داشته باشند. بیلان «متوسط» آب عموماً برای یک سیکل سالانه (سال تقویمی یا سال هیدرولوژیکی) محاسبه می‌شود. محاسبه بیلان متوسط سالانه آب ساده‌ترین مساله بیلان آب است، چون امکان در نظر نگرفتن تغییرات ذخیره آب در حوضه، که اندازه‌گیری و محاسبه آن دشوار است، امکان‌پذیر است. در طول یک دوره طولانی، تمایلی در به تعادل رسیدن تغییرات مثبت و منفی ذخیره آب برای سال‌های منفرد وجود دارد و لذا مقدار خالص آن‌ها در پایان یک دوره طولانی ممکن است

صفر فرض شود. از طرف دیگر، در زمانی که محاسبه بیلان آب برای دوره‌های زمانی کوتاه انجام می‌شود، وضعیت معکوسی وجود دارد. در این حالت تغییرات ذخیره آب در حوضه صفر نخواهد بود. هرچه دوره زمانی کوتاه‌تر باشد، لزوم بیشتری برای دقیق‌تر بودن اندازه‌گیری و یا محاسبه مولفه‌های بیلان آب نیز احساس می‌شود. در این صورت مولفه‌های بیلان دارای جزیيات بیشتری خواهد بود که این امر به یک معادله پیچیده بیلان آب منجر می‌شود که رسیدن به خطاهای قابل قبول در آن دشوارتر است. ممکن است بتوان پذیرفت که دوره‌های زمانی طولانی مدت‌تر متراffد با وسعت مکانی بزرگ‌تری نیز باشد. مثلاً بیلان آب در سطح ملی را به ندرت برای دوره‌های زمانی کوچک‌تر، مثلاً فصل رشد و یا حتی بین هر دو واقعه آبیاری، در نظر گرفت. در چنین نگرش از بیلان غالباً پارامترهایی چون تبخیر-تعرق واقعی و همچنین نفوذ عمیقی می‌باشد با دقت برآورد شود. اتخاذ دوره‌های زمانی کوچک‌تری مثلاً می‌تواند برای وقایع منفرد بارش-روان آب صورت پذیرد که در خلال آن چگونگی تبدیل بخشی از باران که به سه مولفه تبخیر، روان آب سطحی و نفوذ تقسیم می‌شود مورد تحلیل قرار می‌گیرد. با این حال مساله ذوب طولانی مدت یخچال‌ها ممکن است که به دوره‌های زمانی بیشتر از یک سال نیاز داشته باشد.

۲-۵- اصول و مفهوم مدل‌سازی

مدل‌سازی یک مفهوم و کاربرد رایج در ارتباط بین مولفه‌های یک سیستم به شمار می‌آید (Meana and Hasfurther, 1993). قبل از ایجاد هر بخش از یک مدل، منطق حاکم بر آن باید کاملاً درک گردد. یک مدل به سادگی ابزاری جامع را برای طراحان منابع آب و مدیران مربوطه فراهم می‌سازد. مساله‌های در خصوص خوبی شبیه‌سازی یک مدل از شرایط واقعی وجود ندارد بلکه نتایج یک مدل نباید با تشخیص و رای افراد خبره مغایرت داشته باشند. کاربرد چنین ابزاری نیازمند افراد خبره و با اطلاع بوده که توانایی تشخیص و ارزیابی هر خروجی که غیرمنطقی به نظر می‌رسد را دارا باشند. یک مدل مناسب توانایی‌های افراد را در استفاده از آن افزایش می‌دهد. از طرف دیگر استفاده کورکرانه از مدل‌ها می‌تواند تصمیم‌گیری‌ها را بر اساس داده‌های نادرست و فرض‌های غلط بنا کند. به روایت صحیح، یک مدل ابزار پرقدرتی محسوب می‌شود، اما استفاده نادرست و ناجا از آن می‌تواند باعث نتایج ناگوار و نامطلوب گردد.

بسیاری از کارها بیانگر استفاده از مدل‌سازی برای دیدگاه‌های بسیار دقیق و نامتعارف یک سیستم می‌باشند. در کنار مهندسین، کاربران مدل‌ها شامل گروه‌هایی از کشاورزان، مدیریت‌های محیط‌زیست و شیلات اقتصاددانان و طراحان شهری می‌شود. اگرچه هر یک از مشاغل مسایل خاصی برای پاسخگویی دارند، اما توجهات عمومی نسبتاً مشابه بوده و علاقه‌مندی گروهی نسبتاً به دیدگاه‌های مشابهی برمی‌گردد. معیارهای اصلی در این بخش که مورد توجه قرار می‌گیرند، شامل استفاده از مدل‌سازی برای ارزیابی‌های اقتصادی و تعیین سیستم‌های مهندسی و مدیریت منابع آب می‌باشد. به دلایل مختلف و وسیعی مسایل اقتصادی نیازمند انجام مدل‌سازی هستند. یکی از توجهات اصلی برای مدل‌سازی شامل لزوم پیش‌بینی چگونگی یک سیستم وابسته به منابع کشاورزی در مواجهه با خشکسالی و شرایط سیلابی می‌باشد. نتایج

چنین مدل‌سازی در تعیین چگونگی استفاده از منابع آبی مختلف و احياناً انحراف آب کمک می‌نماید. این اطلاعات به تقریب‌هایی از مقادیر جمع‌آوری شده تبدیل شده که مستقیماً به مسایل اقتصادی در یک منطقه مربوط هستند. مدل‌ها همچنین مقادیر سیلاب‌ها را معین کرده بنابراین میزان خسارت می‌تواند تعیین شود. استفاده اساسی اقتصادی دیگر مدل‌ها ممکن است شامل استفاده‌های تفریحی شود. اگر یک مدل بتواند در تنظیم رهاسازی آب ذخیره شده و یا پیش‌بینی تراز آب در آینده کمک نماید، مدیران پارک‌ها توانایی جایگزین نمودن سایر بهره‌برداری‌های همزمان را خواهند داشت. این توانایی به آن‌ها اجازه حداکثر کردن پتانسیل بهره‌برداری از فعالیت‌های مرتبط با تفریحات آبی را می‌دهد. استفاده تفریحی دیگر در کاربرد مدل‌های آبی به وسیله ادارات محیط‌بازی می‌باشد. با تعیین ترازهای ممکن آبراهه‌ها، رژیم‌های جایگزین جریان که می‌تواند اداره و کنترل آبراهه‌ها موثر باشند، مدنظر قرار می‌گیرند. آزمون نیازمندی‌های جریان‌های جدید می‌تواند همچنین برای دستیابی به نتایج واقعی انجام گیرد. این دلایل در کنار سایر مولفه‌های اقتصادی دیگر مثال‌های مهمی از توجهات اقتصادی برای مدل‌سازی را در اختیار قرار می‌دهند. عمدتاً مهندسین‌اند که مدل‌ها را به کار می‌گیرند. یکی از اهداف اصلی مدل‌سازی در کاربردهای مهندسی شامل محاسبه مقادیر حداکثر و حداقل در یک توده آبی مانند یک جریان سیلاب می‌باشد. این حدود معمولاً کفايت طراحی‌های مهندسی را تحت تاثیر خود قرار می‌دهند. مثال‌هایی از استفاده آن‌ها شامل تعیین اثرات آن‌ها بر سدها، کانال‌های نفوذناپذیر شده، سازه‌های انتقال آب سازه‌های بنا شده در دشت‌های سیلابی و ملاحظات زیستمحیطی مهندسان می‌شود. با دانستن تراز مناسب آب، یک طرح مهندسی قابل اطمینان‌تر و با امنیت بیش‌تر می‌شود.

به نظر می‌رسد که کاربرد گسترده مدل‌ها توسط مدیران منابع آبی صورت پذیرد. مدل کردن یک سیستم به مدیران اجازه می‌دهد که تغییراتی که در سیستم واقعی امکان وقوع دارند را به طور پیوسته ردیابی و تشخیص دهند. این موضوع آزمون مجوزهای جدید را قبل از تبدیل شدن به یک استاندارد ممکن می‌سازد. هر چند که مدیران توانایی آزمون وسائل جدید ذخیره یا تغییر مقادیر رهاسازی را در طی سال برای اطمینان از اینکه بهره‌برداری‌ها بر سایر قسمت‌های سیستم وابسته اثر منفی نگذارد، نگه می‌دارند. نمونه‌گیری که مجریان در خصوص استفاده مطلوب از مدل‌سازی‌ها مد نظر قرار می‌دهند، در خصوص شکایات می‌باشد. توجه عمدت مدیران آب مربوط به تخمين کفايت منابع آب می‌باشد. در این خصوص مدل‌ها می‌توانند در تبیین بخش‌های استفاده کننده‌ای که در یک سال خاص نباید تامین گردند و همچنین میزان تاثیر آن‌ها بر آب تعیین کننده باشند. با مدل‌سازی صحیح، استفاده کنندگان آب توجهات و تذکرات دقیقی از کمبودها و یا اضافی بودن آب در مواجهه با سیلاب‌ها، دریافت می‌کنند. بهره‌برداری از مخازن می‌تواند به منظور کمک به بهره‌برداران پایین‌دست در چگونگی رهاسازی آب کمک نماید.

دو نوع عمدت از مدل‌ها، یعنی مدل‌های استدلالی و مدل‌های تجربی وجود دارند. مدل‌های استدلالی سیستمی را که بر اساس پویایی فرآیندها بنا شده است، توصیف می‌کنند. از طرف دیگر مدل‌های تجربی کاملاً بر اساس مشاهدات و روابط بین آن‌ها استوار می‌باشد. در یک مدل استدلالی، روش‌های تحلیلی تمام فرآیندها در یک سیستم نه تنها بر مبنای مقادیر اندازه‌گیری شده پایه که به عنوان ورودی مطرح می‌شوند، را مشخص می‌نمایند. به منظور تشریح یک سیستم،

مدل‌های تجربی روابط مشاهده شده را به کار گرفته و داده‌های مشاهداتی (مانند مقادیر رواناب و سرعت تبخیر) را به کار می‌گیرند. مدل‌های تجربی دارای مزایای خاص از جمله شرایط بازنگری می‌باشند. مهم‌ترین مزیت این نوع از مدل‌ها نیازمند فهم پدیده واقعی است که ممکن است به آسانی فراهم نشود. بدون داشتن درک کاملی از اتفاقات واقعی، مدت زمانی یک مدل برای کامل شدن نیاز دارد در مقایسه با مدل‌های استدلالی کوتاه می‌شود. متاسفانه در حالی که مدل‌های تجربی تنها مجموعه‌ای از داده‌ها که اتفاق افتاده‌اند را در نظر می‌گیرند، آن‌ها به کمک روابط فرمول‌های درون‌یابی آسان به هم مربوط شده و در مجموعه‌های اندازه‌گیری شده بعدی عموماً صدق نمی‌کند.

قبل از اینکه داده‌های موجود از یک حوضه آبریز به عنوان ورودی به یک مدل توسعه داده شوند. انتخاب مدل به منظور تصمیم‌گیری در خصوص داده‌هایی که باید فراهم گردند، صورت می‌پذیرد. از دو مدل WIRROS و HIDROSS غالباً در ارزیابی‌ها استفاده می‌شود. مدل (WIRROS (Wyoming Integrated River System) توسط مهندسین مشاور لئونارد رایس برای ایالت وایومینگ توسعه داده شده است. مدل HYDEROSS (Hydrologic River Operation Study) توسط اداره احیای اراضی ایالت متحده در منطقه میسوری علیا توسعه داده شده است. هر دو مدل بر اساس System زبان برنامه‌نویسی فورتون بنا شده‌اند و می‌توانند در رایانه‌های شخصی و نیز رایانه‌های اداری و شبکه نصب و اجرا شوند.

۲-۶- تدوین معادله بیلان آب

برای تدوین معادله بیلان آب، لازم است تمامی مولفه‌های بیلان تا جایی که امکان‌پذیر باشد مستقل اندازه‌گیری یا محاسبه شود. اندازه‌گیری‌ها و محاسبات مولفه‌های بیلان آب به دلیل نواقصی در روش‌های مورد استفاده، همواره با خطا توان است. بنابراین حتی اگر تمامی مولفه‌های معادله بیلان توسط روش‌های مستقل اندازه‌گیری یا محاسبه شده باشد، معادله بیلان آب غالباً متعادل نخواهد بود. مولفه تناقض بیلان آب (۶) به عنوان جمله باقی‌مانده معادله بیلان آب تعریف می‌شود. خطاهای در تعیین مولفه‌های مورد نظر و مقادیر مولفه‌هایی که در آن شکل خاص از معادله تحت بررسی به حساب نیامده‌اند، در این جمله تناقض دربر گرفته می‌شوند. اگر ۶ مقدار کوچکی داشته باشد ممکن است بیانگر این باشد که بین مولفه‌های بیلان یک حالت تعادل نسبی برقرار است و اندازه‌گیری‌ها و برآوردها با هم هماهنگی دارد.

چنانچه به دست آوردن مقدار یکی از مولفه‌های بیلان توسط اندازه‌گیری مستقیم یا محاسبه غیرممکن باشد، آن مولفه ممکن است به صورت یک جمله باقی‌مانده در معادله بیلان آب ارزیابی شود. در این صورت، تناقض بیلان شامل این جمله نیز خواهد بود. بنابراین یک خطای نامعلوم به چنین مولفه‌ای منتسب می‌شود که ممکن است حتی از مقدار عددی مولفه نیز بزرگ‌تر باشد. زمانی که مقادیر اندازه‌گیری شده یک مولفه برای برآورد مقادیر مولفه دیگری به وسیله یک فرمول تجربی یا نیمه تجربی استفاده می‌شود، نیز ملاحظات مشابهی اعمال می‌گردد. در چنین شرایطی غالباً به دلیل نامناسب بودن فرمول است که مولفه برآورده شده با خطا توان می‌شود. در نتیجه برای محاسبه مولفه باقی‌مانده نیز خطا وجود خواهد داشت و لذا خطای کلی باز هم نامعلوم خواهد بود.

۷-۲- واحدها برای مولفه‌های معادلات بیلان آب

مولفه‌های معادله بیلان آب ممکن است به صورت ارتفاع متوسط آب بر روی حوضه یا مجموعه آبی (میلی‌متر) یا به صورت حجم آب (مترمکعب) و یا به شکل نرخ جریان (مترمکعب بر ثانیه) بیان شود. شکل آخر برای بسیاری از محاسبات مدیریتی آب مناسب‌تر است ولی غالباً در یک معادله بیلان که برای دوره مشخص زمان بسته شده بود محاسبه می‌شود. از آنجایی که محاسبه بیلان آب عموماً با محاسبه متوسط ریزش جوی بر روی حوضه شروع می‌شود، مولفه‌های دیگر نیز غالباً به صورت ارتفاع آب بیان می‌شوند. در واحدهای توصیه شده، تبدیلات بین عمق و حجم ساده است. برای مثال:

$$V = 100AS \quad (2-2)$$

که در آن S ذخیره است که بر حسب ارتفاع متوسط (میلی‌متر) بیان شده، V همان ذخیره است که بر حسب حجم مترمکعب) بیان شده و A مساحت حوضه یا مجموعه آبی (کیلومترمربع) است.

فصل ۳

تعريف معادله بیلان و تعیین اجزای

آن

۱-۳- بیلان آب در سطح ملی

تعیین بیلان آب کشورها عمدتاً با اهداف کلی صورت می‌پذیرد. این اهداف شامل به دست آوردن اطلاعات لازم برای استفاده منطقی از منابع آب ملی و همچنین تدوین بیلان‌های فرا-ملی تعمیم یافته آب درهای دریابی، قاره‌ها و جهان به صورت یکپارچه و نیز مقایسه شرایط می‌باشد. مرزهای کشورها عمدتاً به ندرت بر خطوط تقسیم حوضه‌های آبریز منطبق‌اند. این مرزها حوضه‌های آبریز رودخانه‌ها را قطع می‌کنند، و بنابراین بخش‌هایی از آن‌ها خارج از مرزهای کشور واقع می‌شوند؛ لذا حجم قابل ملاحظه‌ای از رواناب رودخانه‌های داخل کشور ممکن است از طریق شعبات رودخانه‌ای خارج از مرزها و از کشورهای دیگر تامین شوند. در شرایطی که تغییر ذخیره آب ΔS و تبادل آب زیرزمینی با نواحی کشورهای همسایه $Q_{UI} - Q_{UO}$ برابر با صفر فرض شود، بیلان متوسط آب یک کشور توسط معادله ساده شده (۱-۳) بیان می‌گردد:

$$P - E - Q_{SO} + Q_{SI} = 0 \quad (1-3)$$

که در آن Q_{SI} کل حجم آب رواناب داخلی و رواناب ورودی توسط رودخانه‌ها از کشورهای مجاور و Q_{SO} کل حجم آب (رواناب رودخانه‌ای) خارج شده از مرزهای کشور است. اختلاف $Q_{SI} - Q_{SO} = Q$ روانابی است که در درون کشور تولید شده و به‌طور مرسوم رواناب محلی نامیده می‌شود.

محاسبه ریزش جوی میانگین (P) و تبخیر میانگین (E) در کل سطح کشور، توسط روش‌های بیان شده در بخش‌های دیگر این نشریه انجام می‌شود. Q_{SO} با اندازه‌گیری‌های بدء رودخانه‌ای در ایستگاه‌های آب‌سنگی نزدیک به مرز تعیین می‌شود. در صورت وجود فاصله زیاد بین ایستگاه‌های اندازه‌گیری تا مرز، می‌باید جریان در طول رودخانه روندیابی شده و جریان ورودی محاسبه گردد. رواناب محلی را می‌توان از روی محاسبه اختلاف بین مقادیر جریان خروجی و ورودی آب در مرز و یا به کمک محاسبه رواناب رودخانه‌های منفرد (یا بازه‌هایی از آن‌ها) که در داخل کشور تولید می‌شوند تعیین نمود. عموماً مقادیر رواناب محلی به دست آمده توسط دو روش به طور تقریبی یکسان می‌باشد. با این وجود اگر اختلاف رواناب در یک ناحیه مشخص که بدین ترتیب به دست می‌آید در حدود ۵۰٪ و یا اگر بیشتر از تفاوت بین حجم‌های جریان خروجی و ورودی باشد، ممکن است خطای این روش قابل ملاحظه باشد. در این شرایط، روش اول ترجیح داده می‌شود. اگر اطلاعات کافی در خصوص رواناب رودخانه‌های منفرد در دسترس نباشد، حجم رواناب محلی را می‌توان با استفاده از نقشه خطوط هم‌مقدار رواناب متوسط سالانه (بخش ۶-۲-۴) تعیین نمود.

در کشورهایی که مساحت کوچکی دارند، بدون تقسیم کشور به حوضه‌های رودخانه‌ای منفرد می‌توان بیلان آب را برای کل ناحیه محاسبه کرد. در نقطه مقابل و برای کشورهای بزرگ با های رودخانه‌ای بزرگ متعدد، بیلان آب کل کشور الزاماً باید به کمک مجموع مولفه‌های بیلان آب، که برای های رودخانه‌ای منفرد تعیین شده‌اند محاسبه گردد.

گاهی لازم است که بیلان آب نه تنها برای کل کشور بلکه برای واحدهای اداری منفرد (ایالت‌ها، استان‌ها، شهرستان‌ها) و یا نواحی مهم اقتصادی نیز محاسبه شود. روش‌های محاسبه بیلان آب برای چنین نواحی عمدتاً تفاوتی با روش‌های توصیه شده برای یک کشور ندارد. (توضیحات بیشتر در بخش ۳-۳ آمده است.)

روش‌های سنجش از دور و استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای در سطوح وسیع مثل یک کشور، می‌تواند بسیار کارا باشد. در این شرایط استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای با هدف در نظر گرفتن وابستگی بین مصارف و منابع آبی توأم با شبکه‌بندی سطح مورد نظر و تولید نقشه‌های مختلف مورد نیاز صورت می‌پذیرد. بدین منظور عکس‌های ماهواره‌ای مختلف به همراه اطلاعات زمینی باران‌سنجی، آب‌سنگی و غیره استفاده می‌شود. لذا باران مازاد برای هر گره از شبکه (S_p) به صورت تفاوت بین بارندگی (P) و تبخیر واقعی (E_{act}) خواهد بود

:(Bastianssen and Chandrapala, 2005)

$$S_p = P - E_{act} \quad (2-3)$$

رواناب سطحی (R) با کمک باران مازاد می‌تواند محاسبه شود:

$$R = S_p + \Delta W_{unsat} \quad (3-3)$$

در این معادله ΔW_{unsat} بیانگر وضعیت رطوبت خاک ناحیه غیراشباع ناشی از فرآیندهای نفوذ، تبخیر و نشت می‌باشد. تقریبی از ΔW_{unsat} توسط تفاوت رطوبت خاک در دو بازه زمانی به دست می‌آید:

$$\Delta W_{unsat} = \int_0^{100} \theta(z, t + \Delta t) dz - \int_0^{100} \theta(z, t) dz \quad (4-3)$$

که در آن θ رطوبت حجمی خاک، z عمق و t زمان می‌باشد. از رطوبت خاک در معادله (4-3) بین سطح زمین و عمق مورد نظر بر حسب اطلاعات در دسترس و هدف مطالعه برای محاسبه تغییرات رطوبت در ناحیه ریشه انتگرال گرفته می‌شود. در سطح مطالعات ملی معمولاً می‌توان این عمق را ۱۰۰ سانتی‌متر در نظر گرفت. روش‌های متداول سنجش از دور نمی‌توانند تغییرات رطوبت نسبت به عمق را با دقت مناسبی ارائه کنند. بنابراین معادله (4-3) را می‌توان به صورت زیر ساده کرد:

$$\Delta W_{unsat} = \theta_{avg}(t + \Delta t) 100 - \theta_{avg}(t) 100 \quad (5-3)$$

که در آن θ_{avg} متوسط رطوبت برای پروفیل ۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متری می‌باشد. با جداسازی شارش‌های آشکار H و نهان λE ، θ_{avg} را می‌توان به صورت زیر نمایش داد (Bastianssen and Chandrapala, 2005):

$$\theta_{avg} = \frac{\theta_{sat}}{0.51} \exp \left\{ \frac{|\lambda E / (\lambda E + H)| - 1.28}{0.421} \right\} \quad (6-3)$$

که در آن θ_{sat} مقدار آب خاک در حالت اشباع می‌باشد. معادله (3-3) برای نواحی محدودی که تقابل آب‌های زیرزمینی و میزان نگهداری آب‌های سطحی از اهمیت چندانی برخوردار نباشد از کارایی مناسبی برخوردار است. در این شرایط، رواناب به عنوان مولفه نهایی بیلان آب درنظر گرفته می‌شود. اگر بخشی از رواناب در مخازن ذخیره شود و متعاقباً توسط گیاهان مصرف گردد، تبخیر افزایش خواهد یافت. این پدیده توسط ماهواره به عنوان تبخیر در نظر گرفته

می‌شود. در حالتی که حجم قابل توجهی از آب در مخازن ذخیره شده و به عنوان آب آبیاری رها گردد، R را نمی‌توان به سادگی به صورت تفاوت بین S_p و ΔW_{unsat} درنظر گرفت. در نتیجه معادله (۳-۳) را نمی‌توان همواره برای رودخانه‌های کنترل شده صادق دانست.

با جمع‌بندی مولفه‌های بیلان، یک مولفه اضافی G به عنوان ذخیره عرضه -که توسط جریان رودخانه تنظیم می‌شود-، قابل تعریف است:

$$G = P - ET_{act} + \Delta W_{unsat} - R \quad (7-3)$$

در این صورت G بیانگر مواردی چون (الف) عدم اطمینان در P ، ΔW_{unsat} و ET_{act} ، (ب) تغییرات ذخیره در مخازن و حوضچه‌ها ناشی از جریان‌های تنظیم شده رودخانه‌ای، (ج) تغییرات ذخیره‌ای در آب زیرزمینی، (د) انتقال آب بین حوضه‌ای، (ه) جریان زیرزمینی بین حوضه‌های مجاور و همچنین (و) تداخل آب دریا می‌باشد.

۳-۲-۳- بیلان آب در سطح حوضه آبریز

بیلان متوسط آب در حوضه‌های رودخانه‌ای و برای یک سیکل کامل سالانه (تقویمی یا سال هیدرولوژیکی)، اصلی‌ترین شکل محاسبه بیلان آب است. معادله بیلان آب یک حوضه بسته رودخانه‌ای و برای یک دوره زمانی طولانی مدت، ممکن است به صورت زیر نوشته شود:

$$P - Q - E = 0 \quad (8-3)$$

در برخی از حوضه‌ها که در آن‌ها حجم قابل ملاحظه‌ای از آب زیرزمینی را با حوضه‌های مجاور مبادله می‌کنند، جملات Q_{UI} جریان ورودی زیرزمینی و Q_{UO} جریان خروجی زیرزمینی نیز باقیستی در معادله (۸-۳) اعمال شود. ملاحظات ویژه‌ای لازم است تا بتوان تبادلات آب زیرزمینی را با دقیق مناسبي ارزیابی نمود. متوسط ریزش جوی (\bar{P}) و متوسط بدنه (\bar{Q}) سالانه را می‌توان از روی اطلاعات مشاهداتی به دست آورد (فصل ششم را ببینید). بنابراین در غیاب تبادل قابل ملاحظه آب زیرزمینی با حوضه‌های مجاور یا دریا، مقدار تبخیر متوسط سالانه از حوضه با رابطه زیر داده می‌شود:

$$\bar{E} = \bar{P} - \bar{Q}_S \quad (8-3\text{-الف})$$

اگر آب رودخانه در یک مقیاس وسیع برای صنعت (اولیه یا ثانویه) استفاده شود، مولفه Q_α برای برداشت آب برای اهداف اقتصادی و مولفه Q_β برای آب بازگشتی از صنعت نیز باقیستی در معادله (۸-۳) اعمال شود. بر حسب دقیق اندازه‌گیری‌ها، امکان تفکیک کل روان آب (Q) به روان آب سطحی (سیل) (Q_s) و روان آب زیرزمینی به رودخانه‌ها (Q'_u) برای یک دوره زمانی طولانی مدت، یعنی $Q = Q_S + Q'_u$ نیز وجود دارد. در نتیجه معادله (۸-۳) به صورت زیر ارائه می‌شود:

$$P - Q_s - Q'_u - E = 0 \quad (9-3)$$

بر پایه این معادله، امکان دارد تعریف شود:

$$N = P - Q_s = Q'_u + E; \quad K_u = \frac{Q'_u}{N}; \quad K_E = \frac{E}{N} \quad (10-3)$$

که در آن N کل نفوذ، K_u ضریب جریان رودخانه ناشی از آب زیرزمینی (مشخص کننده سهم نفوذ سالانه‌ای که رواناب زیرزمینی به رودخانه‌ها تشکیل می‌دهد) و K_E ضریب تبخیر می‌باشد. کل نفوذ یک ناحیه، به جز تلفات بارندگی و آب ذوب برف توسط نفوذ، دربرگیرنده تبخیر از سطح آب و تبخیر از سطح خیس شده حوضه زهکشی و آب تجمع یافته در چالاب‌های سطحی می‌باشد. این دو منبع تلفات ریزش جوی در نواحی که دارای درصد بالایی از دریاچه‌ها و جنگل‌ها هستند، کاملاً قابل ملاحظه می‌باشند. با تحلیل هیدروگراف رواناب است که می‌توان جداسازی کل رواناب به روان آب سطحی و زیرزمینی را انجام داد (بخش ۶-۲ را ببینید).

معادله عمومی بیلان آب (۱۰-۱) با توجه به ویژگی‌های خاص مجموعه آبی تحت بررسی و مدت دوره بیلان، به معادلات (۱۱-۳) و (۱۲-۳) تبدیل می‌شود. معادله میانگین ماهانه یا سالانه بیلان آب یک حوضه بسته رودخانه‌ای به صورت زیر می‌باشد:

$$P - Q - E - \Delta S_L - \Delta S_{Ch} - \Delta S_{Sn} - \Delta M - \Delta G - Q_\alpha + Q_\beta - \eta = 0 \quad (11-3)$$

در موقع حل معادله، ضروری است تغییر متوسط ذخیره رطوبتی در حوضه برای این دوره‌ها در نظر گرفته شود. در حالت یک حوضه غیر بسته رودخانه‌ای، یا هر ناحیه دلخواه، جریان ورودی آب سطحی (Q_{SI}) و زیرزمینی (Q_{UI}) از نواحی مجاور نیز بایستی به معادلات (۸-۳)، (۳-۹) و (۱۰-۳) اضافه شود. در نتیجه معادله میانگین ماهانه یا فصلی بیلان آب به صورت زیر در خواهد آمد:

$$P - Q - E - \Delta S_L - \Delta S_{Ch} - \Delta S_{Sn} - \Delta M - \Delta G - Q_\alpha + Q_\beta + Q_{SI} + Q_{uI} - \eta = 0 \quad (12-3)$$

که در آن ΔS_L تغییر ذخیره آب در دریاچه‌ها و سایر گودی‌های طبیعی، ΔS_{Ch} تغییر در ذخیره آب در کانال‌های رودخانه، ΔS_{Sn} تغییر آب معادل پوشش برفی، ΔM تغییر ذخیره آب در یک متری بالایی خاک، ΔG تغییر ذخیره آب زیرزمینی، Q_α آب خارج شده از رودخانه برای نیازهای اقتصادی و/یا به سایر نواحی، Q_β آب بازگشتی، Q_{SI} جریان ورودی از نواحی مجاور و η دربرگیرنده کمی مولفه‌های تعیین نشده بیلان و خطاهای اندازه‌گیری یعنی تناقض بیلان $\eta' = \Delta M' + \eta$ که در آن $\Delta M'$ تغییر ذخیره آب در توده خاک پایین‌تر از لایه یک متری بالایی و η' تناقض مشخص نشده بیلان است.

مقدار مولفه‌های تعیین نشده بیلان آب و خطاهای اندازه‌گیری برای برخی از فصول ممکن است قابل ملاحظه باشد. با این وجود با افزایشی در دوره زمانی بیلان آب، برخی از مولفه‌های تعیین نشده بیلان می‌توانند به فصول بعدی منتقل شوند و به مولفه‌های اندازه‌گیری شده معادله بیلان آب تبدیل شوند. اتخاذ مقدار سالانه تناقض بیلان آب (μ) در حد ۱۲ میلی‌متر یا ۲/۱٪ ریزش جوی مناسب به نظر می‌رسد. این مقدار دربرگیرنده مولفه‌های اندازه‌گیری نشده بیلان آب، از قبیل جریان زیرین و بخش رواناب زیر- سطحی که توسط کanal رودخانه‌ای زهکشی نشده‌اند می‌باشد. ریزش جوی و سایر مولفه‌های دیگر حاوی خطا نمونه‌برداری و اندازه‌گیری‌اند. تناقض بیلان آب دقیقاً می‌بین تناقض در مقادیر محاسبه

شده است. حتی اگر هیچ تناقض نبود، هنوز هم امکان داشت که خطا وجود داشته باشد. تناقض بیلان آب معیاری از مقدار خطانیست. اگر چنین چیزی مدنظر بود، یک تحلیل خطا بایستی برای هر مولفه صورت پذیرد. بیلان آب یک حوضه بسته رودخانه‌ای در ناحیه معتدل و برای یک دوره زمانی مشخص از معادله (۱۱-۳) محاسبه می‌شود. در حالی که بیلان آب یک حوضه باز رودخانه‌ای که ناحیه مشخصی از زمین را دربرمی‌گیرد، از معادله (۱۲-۳) محاسبه می‌شود.

معادلات (۱۱-۳) و (۱۲-۳) برای محاسبات بیلان آب برای دوره‌های زمانی فصلی، ماهانه و کوتاه‌تر مناسب‌اند. هنگامی که بیلان آب برای سال و فصل محاسبه شوند، جمله ΔS_{ch} از معادله می‌تواند حذف شود زیرا مقدار آن ناچیز است. در حالت محاسبه بیلان آب برای یک سال تقویمی یا هیدرولوژیکی، جمله ΔS_{sn} نیز مساوی با صفر است و لذا از معادله خارج می‌شود. مشابه حالت محاسبه میانگین بیلان آب، تناقض سالانه زیاد نیست، و امکان دارد تنها به مقدار ۲ میلی‌متر یا ۰.۳٪ مقدار ریزش جوی می‌رسد.

نقش مولفه‌های متفاوت در بیلان آب حوضه‌های رودخانه‌ای در نواحی معتدل ممکن است در ماهها و فصول مختلف تغییر کند. در طول ماههای زمستان بدون اینکه بیلان آب شوند، و زمانی که تبخیر کم بوده و رطوبت خاک در حالت یخ‌بندان باشد، نقش این مولفه‌ها ناچیز است. در این صورت نقش ذخیره برفی در سطح حوضه کاملاً قابل توجه است. در بهار نقش روان آب به دلیل آب شدن برف‌های متراکم شده در طول زمستان خیلی مهم است، همچنان نقش تغییرات ذخیره رطوبتی در خاک، زیرزمین و در شبکه کانالی رودخانه‌ای نیز حائز اهمیت می‌باشد. در تابستان، تبخیر از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است. ملاحظات بالا برای محاسبه دقیق مولفه‌های بیلان آب که برای ماهها و فصول مختلف میانگین‌گیری شده است بایستی مد نظر قرار داده شود.

به گونه‌ای که نقشه‌های رقومی ارتفاعی (DEM) در شبیه‌سازی مسیر واقعی جریان مورد استفاده قرار می‌گیرد، تعیین بیلان آب در محدوده یک حوضه آبریز و به کمک مدل‌های توزیعی و یا نیمه‌توزیعی می‌تواند شرایط واقعی تری را در اختیار قرار دهد. داده‌های هواشناسی، اطلاعات مربوط به خاک و کاربری اراضی عمده اطلاعات مورد نیاز در چنین شرایطی و برای محاسبه بیلان آب به صورت روزانه می‌باشد. برای تحلیل این اطلاعات نرم‌افزارهای مختلفی توسعه داده شده است. بیلان آب خاک تحت شرایط حوضه آبریز به شکل معادله (۱۳-۳) قابل بیان می‌باشد (Conan et al., 2003).

$$\sum_{i=1}^t (d_{p_{cp}} - d_{r_0} - d_{l_{os}} - d_{p_{perc}} - d_{e_t}) = d_{sw}(t) - d_{sw}(0) \quad (13-3)$$

که در آن $d_{sw}(0)$ و $d_{sw}(t)$ بیان‌گر محتوی آب خاک به ترتیب در شرایط اولیه و روز t می‌باشد. در سمت چپ معادله (۱۳-۳)، $d_{p_{cp}}$ مقدار بارش، d_{r_0} رواناب، $d_{l_{os}}$ افت انتقالی، $d_{p_{perc}}$ نفوذ از پروفیل خاک و d_{e_t} تبخیر- تعرق بر حسب میلی‌متر در روز آورده شده‌اند. رواناب سطحی از روی بارندگی روزانه توسط روش‌هایی چون شماره منحنی می‌تواند محاسبه شود. رواناب به علت افتهای انتقالی در طول کanal و همچنین نفوذ به سفره‌های زیرزمینی در طول مسیر جریان کاهش می‌یابد. بارش اضافی که پس از بارندگی در سطح خاک باقی می‌ماند، به داخل پروفیل خاک نفوذ می‌کند.

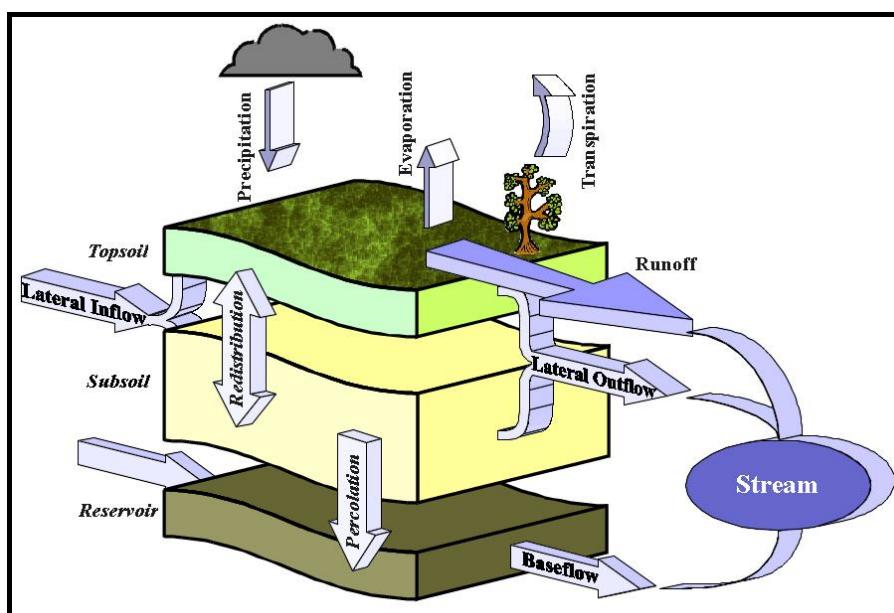
تدوین بیلان آب رودخانه‌های فصلی از پیچیدگی بیشتری نسبت به رودخانه‌های دائمی برخوردار است (Aksoy and Bayazit, 2000). روزهایی که جریان اتفاق می‌افتد، تعیین روزهایی که جریان نرخ افزایشی دارد، مقدار افزایش جریان و تعیین کاهش جریان عواملی‌اند که در این شرایط لحاظ می‌شوند. تحلیل این وضعیت می‌تواند به کمک زنجیره مارکوف، که ابزار مناسبی در بررسی تغییرات روزانه هواشناسی-هیدرولوژیکی می‌باشد، به کار برده شود. ماتریس احتمالات انتقالی زنجیره مارکوف سه حالت برای تعیین حالات یک رودخانه فصلی را می‌توان به شکل معادله (۱۹-۳) نمایش داد.

$$P = \begin{bmatrix} P_{aa} & P_{ar} & P_{az} \\ P_{ra} & P_{rr} & P_{rz} \\ P_{za} & P_{er} & P_{zz} \end{bmatrix} \quad (19-3)$$

که در آن P_{ij} بیانگر احتمال انتقال از حالت i به حالت j می‌باشد. نمایه‌های a و r و z به ترتیب در ماتریس فوق بیانگر افزایش در جریان، کاهش در جریان و یا مقدار صفر جریان می‌باشند. تعداد پارامترها ۶ می‌باشد چرا که مجموع احتمالات برای هر ردیف ماتریس برابر ۱ می‌باشد.

۳-۳- بیلان آبی در یک محدوده مطالعاتی (شامل چند حوضه آبریز یا محدوده جغرافیایی خاص)

عمدتاً باقیستی محدوده مکانی مشخصی را برای تدوین بیلان یک حوضه آبریز درنظر گرفت. با این وجود موارد متعددی وجود دارد که محدوده مکانی را نمی‌توان در قالب یک حوضه آبریز مستقل و منحصر به فرد تبدیل کرد. از این قبیل موارد می‌توان بیلان آب چند حوضه آبریز در یک منطقه، بیلان آب محدوده‌های جنگلی و بخشی از یک رودخانه را نام برد (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳- بیلان آب در یک محدوده مطالعاتی

۴-۳- بیلان آب منطقه‌ای شامل چند حوضه آبریز

منابع در دسترس (Brown et al., 2005) کاربرد بیلان آب در محدوده بیشتر از یک حوضه آبریز را به بررسی‌های جفتی معرفی می‌کنند. بررسی‌های های جفتی به طور متداول وسیله‌ای برای تعیین تغییر مقدار آبدهی در نتیجه تغییر پوشش گیاهی می‌باشد (Bosh and Helwett, 1982). در این بررسی‌ها آبدهی به صورت درصدی از بارندگی درنظر گرفته می‌شود و لذا بیلان آب مورد بررسی قرار می‌گیرد. از نظر دامنه زمانی، چنین بررسی در مقیاس سالانه و حتی فصلی می‌تواند صورت پذیرد. با این وجود تدوین معادله بیلان در این حالت با آنچه برای بیلان ملی بحث شد تفاوت ماهوی ندارد. بیلان آبی محدوده‌های شهرها، استان‌ها و موارد مشابه به همان طریقی که برای بیلان آب ملی بحث شد انجام می‌پذیرد.

۵-۳- جنگل‌ها و حوضه‌های آبریز جنگلی

اهمیت علمی و عملی بررسی‌ها و محاسبات بیلان آب در نواحی جنگلی، عمدتاً مربوط به تعیین نقش هیدروکلیماتیکی جنگل‌ها و تعیین اثر قطع جنگل‌ها، جنگل‌کاری و توسعه جنگل‌ها بر روی رژیم آب و منابع آب‌های جنگلی رودخانه‌ای می‌باشد. علاوه بر آن چنین بررسی‌هایی برای برآورد تغییرات محتمل انتقال آب در اتمسفر به‌دبیال نابودی جنگل‌ها در نواحی وسیع مورد توجه قرار می‌گیرند. بررسی‌های بیلان آب جنگل‌ها و های جنگلی می‌تواند برای نواحی مشخص در درون مناطق جنگلی که دارای مساحتی در محدوده چندصد تا چندین هزار کیلومتر مربع باشند صورت پذیرد. قطعات جایی که ممکن است نماینده نواحی جنگلی مجاور باشند، بایستی با یک دیوار تقسیم کننده (از سطح زمین تا رسیدن به محل تقریبی لایه غیرقابل نفوذ) به طور مصنوعی از نواحی مجاور مجزا شوند. بسته به گونه ا نوع پوشش گیاهی و خاک درون نواحی جنگلی، یک یا چندین قطعه مورد استفاده قرار می‌گیرد.

معادله عمومی بیلان آب در زمین‌های محصور جنگلی به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$P_1 + P_2 + P_3 - Q_{so} - Q_{uo} - E_1 - E_2 - E_3 - \Delta S_s - \Delta M - \Delta G - \eta = 0 \quad (۲۰-۳)$$

که در آن P_1 ریزش جوی بر روی زمین جنگلی که وارد تاج گیاهی می‌شود (برگاب)، P_2 ریزش جوی گیرش شده توسط تاج گیاهی، P_3 ریزش جوی که از طریق تنہ درختان به‌طرف پایین جاری می‌شود (ساقام)، Q_{so} و Q_{uo} به‌ترتیب جریان خروجی سطحی و زیرزمینی از زمین جنگلی، E_1 تبخیر زیر تاج گیاهی، E_2 تبخیر از ریزش جوی گرفته شده توسط تاج گیاهی، E_3 تعرق درختان، ΔS_s تغییر ذخیره آب در سطح زمین جنگلی، ΔM تغییر در ذخیره آب در لایه یک متری سطحی خاک و ΔG تغییر ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد. η مولفه تناقض بیلان آب ($\eta' = \Delta M' + Q_{up}$) که در آن $\Delta M'$ تغییر ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد. η' مولفه تناقض اشبع، Q_{up} نفوذ عمقی و رای ناحیه اشبع، و η'' مولفه تناقض مشخص نشده بیلان است.

ریزش جوی گیرش شده توسط تاج گیاهی (P_1) و ریزش جوی که از طریق تنہ درختان به‌طرف پایین جاری می‌شود (P_3) عمدتاً توسط روش‌های خاصی تعیین می‌شوند. ریزش جوی گرفته شده توسط تاج گیاهان (برگاب) (P_2) به صورت تفاوت بین ریزش جوی که بر روی زمین جنگلی نزول می‌کند (P) و جمع دو مولفه ریزش جوی نفوذکرده از طریق تاج گیاهی (P_1) و ریزش جوی که از طریق تنہ درختان به‌طرف پایین جاری می‌شود (P_3) محاسبه می‌شود. یعنی:

$$P_2 = P - P_1 - P_3 \quad (21-3)$$

جریان‌های خروجی سطحی و زیرزمینی (به ترتیب Q_{so} و Q_{uo}) از قطعات جنگلی توسط سرریز یا ظروف اندازه‌گیری مجهز به ثبت کننده رقوم سطح آب اندازه‌گیری می‌شود. تبخیر از زمین‌های جنگلی توسط روش‌های بیلان آب، بیلان گرما و پخشیدگی تلاطمی تعیین می‌شود. تبخیر از زمین جنگلی (E) را به شکل زیر نمایش می‌دهند:

$$E = E_1 + E_2 + E_3 \quad (22-3)$$

که در آن E_1 تبخیر از زیر تاج گیاهی، E_2 تبخیر از ریزش جوی گرفته شده توسط تاج گیاهی و E_3 تعرق می‌باشد. تبخیر از زیر تاج گیاهی (E_1) نیز می‌تواند از سه مولفه تشکیل شود:

$$E_1 = E'_1 + E'_2 + E'_3 \quad (22-3)$$

که در آن E'_1 تبخیر از خاک، E'_2 تبخیر از ریزش جوی گرفته توسط پوشش گیاهی زمینی (خرزه، بوته‌های کوتاه، علف) و E'_3 تعرق از پوشش‌های گیاهی سطح زمین است. بسته به نوع جنگل و ویژگی‌های گیاه‌شناسی درختان جنگلی (ترکیب، سن، تراکم)، نسبت بین مولفه‌های تبخیر تغییر خواهد کرد. در تمامی حالات، با این وجود، تعرق و تبخیر ریزش جوی گرفته شده توسط تاج گیاهی بخش عمدات از کل تبخیر را دربرمی‌گیرد. به منظور تعیین تبخیر زیر تاج گیاهی، تبخیرسنج‌های وزنی مطابق با شرایط گیاهی موجود در قطعات جنگلی نصب می‌شوند که به کمک آن‌ها تبخیر به صورت میانگین وزنی محاسبه می‌گردد. تبخیر از بارشی که توسط تاج گیاه گرفته شده است (E_2) ممکن است به صورت تفاوت بین ریزش جوی مستقیم روی تاج گیاهی جنگل (P) و ریزش جوی اندازه‌گیری شده در زیر تاج گیاهی (P_1) که در آن ریزش جوی که از تنہ درختان رو به پایین حرکت می‌کند (P_3) درنظر گرفته شود تعیین گردد:

$$E_2 = P - P_1 - P_3 - P_2 \quad (24-3)$$

میزان تعرق از درختان در نواحی جنگلی را می‌توان توسط معادله زیر تعیین نمود:

$$E_3 = P_1 + P_3 - Q_{so} - Q_{uo} - E_1 - \Delta S_S - \Delta M - \Delta M' - \Delta G \quad (25-3)$$

معادله تبخیر برای ناحیه جنگلی که در زمستان زیر پوشش برف قرار گرفته باشد، می‌تواند به صورت زیر بیان شود:

$$E = E''_1 + E''_2 + E''_3 \quad (26-3)$$

که در آن E''_1 تبخیر از سطح پوشش برفی در زیر سایه‌انداز گیاه، E''_2 تبخیر از برف گرفته شده توسط تاج گیاهی و E''_3 تعرق از درختان در زمستان است. تبخیر از سطح پوشش برفی در محدوده سایه‌انداز درختان را با تبخیرسنج‌های ویژه برف، که توسط کوزمین (Kuzmin) توصیف شده است (نقل از Sokolov and Chapman, 1974)، اندازه‌گیری

می‌کنند. مقدار آن به طور میانگین یک سوم مقدار تبخیر از ناحیه درختی درنظر می‌گیرند. اطلاعات آزمایشی به دست آمده در والادای (Valadi) بیان‌کننده تبخیری معادل ۲ تا ۳ درصد کل بارش جامد در مناطق جنگلی از مقدار برف گرفته شده توسط تاج درختان خزان‌دار می‌باشد. تبخیر از برف گیرشی درختان از تیره مخروطیان با معادله زیر تعیین می‌شود:

$$E''_2 = P - P''_1 \quad (27-3)$$

که در آن P ریزش جوی مستقیم روی جنگل و P''_1 ریزش جوی جامد اندازه‌گیری شده توسط بارش سنج (باران‌سنج) نصب شده در سایه‌انداز گیاه می‌باشد. در چنین ناحیه‌ای، تعرق زمستانه غالباً کمتر از ۱٪ تعرق در طول یک فصل گرم است و ممکن است بتوان از آن صرف‌نظر کرد. بنابراین تبخیر از یک جنگل در زمستان را به صورت مجموع تبخیر از سطح برف محدوده سایه‌انداز گیاه و تبخیر از برف گیرش شده توسط تاج گیاهی ارائه می‌کنند. یعنی:

$$E = E''_1 + E''_2 \quad (28-3)$$

روش محاسبه تبخیر از جنگل‌ها با استفاده از روش بیلان حرارتی نیز امکان‌پذیر است. اطلاعات اولیه برای محاسبه تبخیر از اراضی جنگلی یا های جنگلی با استفاده از بیلان حرارتی ممکن است به وسیله دکل‌های شیبدار نصب شده در جنگل که مجهر به تجهیزات هواشناسی و اکتینومتریک (actinometric) باشند به دست آیند. دکل‌ها بایستی در جنگل و در فاصله حدود ۵۰-۶۰ برابری ارتفاع درختان از مرز جنگل قرار داده شوند. توضیحات بیشتری در این زمینه، در بخش ۳-۲-۳-۶) این دستورالعمل آورده شده است.

مشاهدات انجام شده در ناحیه والادای (Sokolov and Chapman, 1974) نشان داد که مجموع تبخیر ماهانه از ناحیه جنگلی ممکن است با تبخیر پتانسیل مساوی باشد. از فرمول‌های تجربی نیز برای محاسبه تقریبی تبخیر پتانسیل جنگل استفاده می‌کنند. در نواحی معتدل کشورهای مشترک‌المنافع که در آن فصول گرم و سرد از هم متمایز می‌شوند، تبخیر از ناحیه جنگل پوشیده از برف در طول دوره سرد به کمک معادلات که برای اراضی باز توسعه داده شده است، محاسبه می‌شود. برای تعیین تبخیر از پوشش برفی زیر تاج جنگل و همچنین برف گرفته شده توسط تاج گیاهی به کمک معادلات تبخیر در اراضی باز، معمولاً نتایج به دست آمده در یک ضریب انتقال تجربی ($1/25$) ضرب می‌شوند. تبخیر از جنگل‌ها در ناحیه معتدل در دوره ماههای انتقالی (فروردین، آذر، آبان) برابر با تبخیر پتانسیل درنظر گرفته می‌شود. درصورتی که محدوده جنگل بسیار وسیع باشد و بتوان به آن «جنگلی» اطلاق نمود مطالعات به نحو قابل توجهی آسان‌تر خواهند شد.

ویژگی‌های اصلی در بررسی بیلان آب برای یک جنگلی تقریباً همانند معادلات توسعه داده شده برای یک قطعه جنگلی می‌باشند. بررسی‌های بیلان آب در یک جنگلی نیازمند در اختیار داشتن نقشه‌های بزرگ مقیاس از پستی و بلندی و شکل ظاهری زمین، هیدرولوژی، خاک و گیاه‌شناسی می‌باشد. در این صورت باید اندازه‌گیری‌های بارش، رواناب، رقوم آب زیرزمینی، و رطوبت خاک در حوضه آبریز انجام شود و با اندازه‌گیری‌های لایسیمتری و هواشناسی و نیز با خصوصیات هیدروفیزیکی خاک و لایه‌های سنگی زیرین توام گرددند.

بسیار محتمل است که در کلیه شرایط امکان اندازه‌گیری مولفه‌های مورد نیاز در دسته معادلات (۲۰-۳) تا (۲۷-۳) میسر نباشد. در این صورت در معادله (۲۸-۴) باستی ساده‌سازی‌هایی صورت پذیرد. در چنین شرایطی از برخی از مولفه‌ها صرف نظر می‌شود. مشخص است که با چنین ساده‌سازی، از دقت برآوردها نیز کاسته می‌شود. در صورت درنظر نگرفتن مولفه‌های زیرزمینی، بیلان آب در یک جنگل را به صورت تفاوت بین باران ورودی و تلفات آب به صورت تبخیر و زهکشی تعریف می‌کنند. زهکشی، F_i (شامل رواناب سطحی) در زمان Δt (غالباً بازه‌های یک روزه) از معادله زیر تعریف می‌شود (Whitehead and Beadle, 2004):

$$F_i = P_i - E_{ti} - E_{wi} - E_{ui} - \Delta W_i \quad (29-3)$$

که در آن P_i بارندگی، E_{ti} تعرق از تاج گیاهی، E_{wi} تبخیر از بارش گیرش شده توسط تاج گیاهی (تلفات گیرش)، E_{ui} تبخیر از سطح خاک و ΔW_i تغییر در ذخیره رطوبتی خاک است. استفاده از مدل‌های یک بعدی که در برگیرنده شرایط اتمسفری و فیزیولوژی تعرق بوده و آن‌هارا با فرایندهای هیدرولوژیکی خاک ترکیب می‌کنند (Mast et al., 1996)، یک راه کار موفق برای تفسیر تغییرات مولفه‌های بیلان آب و لذا آبدهی در رابطه با فعالیت‌های مدیریتی جنگل‌ها می‌باشد. به دلیل تعدد عوامل موثر، بیشترین تحقیقات بر روی به دست آوردن برآوردهایی از E_t و E_w به عنوان دو مولفه عمده بیلان آب متمرکز شده است. روش‌های برآورد مولفه‌ها در فصل ششم این دستورالعمل آمده است.

با درنظر گرفتن لایه‌های مختلف همگن برای خاک، می‌توان با داشتن مقادیر اولیه و شرایط مرزی یک سری زمانی از حرکت آب در فازهای مایع و گاز، رطوبت حجمی آب خاک در لایه‌های مختلف و بیلان گرمایی را به دست آورد. اصول استفاده از بیلان انرژی سطح خاک را برای کاربرد در جنگل تدوین کرده است: Kimura et al. (2005)

$$(1 - ref)S \downarrow + \varepsilon L = \varepsilon L \downarrow = \varepsilon \sigma T_s^4 + H + LE + G \quad (30-3)$$

که در آن شارش گرمای محسوس (H) و شارش گرمای نهان (LE) برابر خواهد بود با:

$$H = c_p \rho C_H U(T_s - T) \quad (31-3)$$

$$LE = \ell \rho C_H U \beta [hq_{sat}(T_s) - q] \quad (32-3)$$

در این معادلات ref ضریب بازتابش سطح خاک، $\downarrow S$ عبارت از تشعشع عمودی خورشید (Wm^{-2}) و ε گسیلمندی سطح خاک می‌باشد. $\downarrow L$ بیانگر تشعشع موج بلند به سمت پایین، ε ثابت انتقال-بولترمن، T_s دمای سطحی خاک بر حسب درجه کلوین، H شارش گرمای محسوس معین، LE شارش گرمای نهان و G شارش گرمای خاک است. c_p , U , T و q به ترتیب بیانگر گنجایش حرارتی هوا ($J kg K^{-1}$), سرعت باد (ms^{-1}), دمای هوا (K) و رطوبت ویژه ($kg.kg^{-1}$) در ارتفاع z می‌باشد. $q_{sat}(T_s)$ عبارت از رطوبت ویژه اشباع در دمای T_s بر حسب K و ℓ عبارت از گرمای نهان تبخیر از سطح آب ($J kg^{-1}$) و β راندمان تبخیر و h رطوبت نسبی در موقعی که بخار آب و آب مایع در تعادل هستند می‌باشد. شارش گرمای خاک برابر خواهد بود با (Kimura et al., 2005):

$$G = - \int_0^{0.7} \frac{d(C_G \rho_G T_G)}{dt} dz \quad (33-3)$$

که در آن C_G گرمای ویژه خاک ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), ρ_G دانسیته حجمی خاک (kg.m^{-3}), T_G دمای خاک (C) و t زمان و Z بیانگر عمق می‌باشد. عدد ۷/۰ به عنوان حد بالای انتگرال احتمالاً به این فرض است که تغییرات بیش از این عمق محسوس نمی‌باشد. رابطه بین آب و انتقال گرما در داخل توده خاک را می‌توان به شکل زیر نوشت:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial z} (Q_{\text{liq}} + Q_{\text{vap}}) \quad (34-3)$$

$$Q_{\text{liq}} = -\rho_w K \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) - \rho_w K \quad (35-3)$$

$$K = K_{\text{sat}} \left(\frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}} \right)^c \quad (36-3)$$

که در آن‌ها:

$$Q_{\text{liq}}(z = \text{bottom}) = -\rho_w K \quad (37-3)$$

$$Q_{\text{vap}} = \frac{\rho D}{F_n} \left(\frac{d[hq_{\text{sat}}(T_G)]}{dz} \right) \quad (38-3)$$

$$\frac{\partial T_G}{\partial t} = -\frac{1}{c_G \rho_G} \frac{\partial Q_h}{\partial z} - \frac{\ell E_{\text{soil}}}{c_G \rho_G} \quad (39-3)$$

که در آن:

$$Q_h = -\lambda_G \frac{\alpha T_G}{\alpha z} \quad (40-3)$$

در این معادلات θ محتوی حجمی رطوبت خاک (m^3m^{-3}), ρ_w ، دانسیته آب (kgm^{-3}) Q_{liq} (1000 kgm^{-3}) شارش با اهمیت مایع ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) و Q_{vap} شارش بخار آب ($\text{kgs}^{-1}\text{m}^{-2}$) می‌باشد. K بیانگر هدایت هیدرولیکی (ms^{-1}) و θ پتانسیل آب خاک (m) و K_{sat} نشان دهنده K در حالت اشباع می‌باشد و c ثابتی است که بر حسب نوع خاک تغییر می‌کند. θ_{sat} نشان دهنده θ در حالت اشباع بوده، $Q_{\text{liq}}(z = \text{bottom})$ عبارت از شارش آب در کف و D بیانگر ضریب پخشیدگی ملکولی بخار آب در هوا ($2.54 \times 10^{-5} \text{m}^2\text{s}^{-1}$) می‌باشد. F_n نشان دهنده اغتشاش انتقال بخار آب در خاک (M)، Q_h شارش گرمای خاک ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) و λ_G هدایت گرمایی خاک (Wm^{-2}) شارش گرمای نهان در خاک (Wm^{-2}) می‌باشد.

۶-۳- بیلان آب در طول یک رودخانه

چگونگی فرموله کردن جریان و توزیع آن در طول یک رودخانه، کنترل کننده بیلان آب بخش‌های مختلف شبکه کانال‌ها بین بخش‌های مرتبط هیدرولوژیکی می‌باشد. معادله بیلان برای بخش i – ام از یک رودخانه طی زمان Δt را می‌توان به شکل زیر نوشت (Kosheleva et.al., 2006):

$$\sum Q_{\text{up}}^i - Q_d^i + \sum Q_l^i \pm Q_{\text{ice}}^i - Q_{\text{evp}}^i \pm Q_{\text{gr}}^i \pm Q_r^i = 0 \quad (41-3)$$

که در آن $\sum Q_{up}^i$ و Q_d^i بیانگر بده جریان از بخش‌های بالایی و پایینی هیدرولوژیکی می‌باشند. عبارت از بدء شعبه‌هایی هستند که مشاهدات هیدرولوژیکی در آن‌ها وجود ندارد؛ Q_{ice}^i تلفات آب طی شکل‌گیری یخ یا ورودی آب در طی فصل ذوب برف، Q_{evp}^i عبارت از تلفات در اثر تبخیر، Q_{gr}^i بده تنظیمی می‌باشد که جهت تغییرات جریان رودخانه و برداشت‌های آب زیرزمینی در یک بخش اتفاق می‌افتدند و Q_r^i مولفه باقی‌مانده که ناشی از عدم توازن معادله وابسته به خطاهای محاسباتی و عدم محاسبه کامل مولفه‌های بیلان آب می‌باشد. اطلاعات پایه برای معادله فوق‌الذکر عبارت از داده‌های اندازه‌گیری شده هیدرولوژیکی شامل بده جریان در بخش‌های مختلف شبکه کانال‌ها می‌باشد. زمانی که اندازه‌گیری مستقیم درخصوص جریان‌های ورودی عرضی در دسترس، معمولاً این اطلاعات از اختلاف بین ایستگاه‌های بالادستی و پایین‌دستی هیدرولوژیکی محاسبه می‌شود. در این حالت خطای محاسبه عبارت از مجموع خطاهای عناصر مستقل بیلان آب که ممکن است به بیشتر از ۱۰۰ و تا ۳۰۰ درصد نیز برسند. به این دلیل، تخمین‌های غیرمستقیم برای ارزیابی مولفه Q_l^i درنظر گرفته می‌شوند.

در روش بیلان برای حوضه آبریز یک رودخانه، معادلات (۴-۱۰) برای بخش‌های مختلف شبکه رودخانه‌ای به صورت همزمان ترکیب می‌شوند. در اثر خطاهای تصادفی غیر قابل اجتناب در محاسبه مولفه‌های بیلان، جمع جبری این مولفه‌ها معمولاً برابر صفر نمی‌شود. عدم توازن‌ها معمولاً بر روی تمامی مولفه‌های معادله توزیع می‌شود تا مقادیر از دقت یکسان برخوردار باشند. از این رو مختصات هماهنگ تمامی بیلان‌ها در تمامی بخش‌های شبکه رودخانه به منظور ایجاد معادلات همگرا با کمترین نیاز به تصحیح بده باید ایجاد گردد.

۷-۳- بیلان آب در محدوده یک آبخوان

در بعضی از شرایط ضروری خواهد بود که بیلان آب‌های آب زیرزمینی در قالب مجموعه‌های آبی مجرزا نیز مورد مطالعه و محاسبه واقع شود. محاسبه بیلان آب‌های آب زیرزمینی، به ویژه برای نشان دادن اهمیت آن‌ها به عنوان یک منبع مهم تامین آب، بسیار حائزahemیت است.

شکل عمومی معادله بیلان آب برای یک آب زیرزمینی، یا یکی از اجزای آن، برای هر دوره زمانی مطابق یکی از روابط زیر است (Sokolov and Chapman, 1974):

$$Q_{up} + Q_{u\mu} + Q_{uI} + Q_{uI} - Q_{u2} - Q_{u\gamma} + Q_{u\beta} - Q_{uc} - Q_{u2} - Q_{uo} - Q_{u3} - Q_{u\alpha} - \Delta G - \eta_I = 0 \quad ۴۲-۳(\text{الف})$$

$$(Q_{uI} + Q_{uI} - Q_{uo} - Q_{u2}) + (Q_{up} - Q_{uc}) + (Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3}) + (Q_{u\beta} - Q_{u\alpha}) - \Delta G - \eta_I = 0 \quad ۴۲-۳(\text{ب})$$

که در آن‌ها Q_{up} جریان ورودی ناشی از نفوذ ریزش جوی به سطح بالایی آب زیرزمینی، $Q_{U\mu}$ جریان ورودی آب سطحی در طول محدوده مورد مطالعه آبخوان (یعنی در طول کanal رودخانه)، $Q_{u\gamma}$ جریان خروجی آب زیرزمینی در طول کanal، Q_{UI} جریان ورودی آب زیرزمینی به محدوده مورد مطالعه از آبخوان، Q_{uI} جریان ورودی آب زیرزمینی از سایر آبخوان‌ها، $Q_{u\beta}$ حجم تغذیه مصنوعی (چاههای تغذیه و غیره)، Q_{UC} جریان خروجی از سطح آب زیرزمینی به

سمت ناحیه تهویه‌ای (غیراشباع) برای جبران رطوبت تلف شده بهوسیله تبخیر- تعرق در اثر کشش موئینه و تغییر غلظت و فشار، Q_{UO} جریان خروجی آب زیرزمینی از محدوده مطالعه از طریق آبخوان مورد نظر، Q_{u2} جریان خروجی آب زیرزمینی به سایر آبخوان‌ها، Q_{U3} جریان خروجی آب زیرزمینی از طریق چشم‌ها، $Q_{u\alpha}$ آب زیرزمینی تخلیه شده از آبخوان‌های آرتزین، ΔG تغییر در ذخیره آب زیرزمینی و η_1 بیانگر اجزای کمی تعیین نشده بیلان و خطاهای برآوردهای بیلان می‌باشد. دو جمله آخر معادله، یعنی $G = \Delta G + \eta_1$ ، ممکن است مثبت و یا منفی باشد. برای دوره‌های طولانی مدت از قبیل سال آبی، عموماً جمله ΔG می‌تواند صفر درنظر گرفته شود. برای آبخوان‌های واقع شده بر روی آبخوان‌های کمنفوذ متراکم، از مولفه بیلان Q_{U2} (بیانگر جریان خروجی آب زیرزمینی به های مجاور) نیز ممکن است صرف‌نظر شود. زمانی که محاسبه بیلان آب برای یک آبخوان محصور که درون مرزهای حوضه آبریز زیرزمینی واقع شده است (درون کاملاً بسته زیرزمینی)، معادله (۴۲-۳-الف) می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای ساده شود. مناسب‌تر آن است که جملات دسته‌بندی شده در معادله (۴۲-۳-ب) براساس نیاز به اطلاعات حاصل از اندازه‌گیری‌های مستقیم مورد آزمون قرار گیرند. برای مثال اولین جمله در این معادله بیانگر تبادل آب زیرزمینی در طول مرز مورد نظر است و می‌تواند بهوسیله محاسبه هیدرودینامیک جریان آب زیرزمینی به کمک یک معادله مناسب حرکت آب زیرزمینی برآورد شود. این کار حتی در ساده‌ترین حالت نیز نیاز به مشاهدات ترازهای آب و محاسبات نفوذپذیری حاصل از شبکه‌ای از چاههای مشاهداتی دارد. سومین جمله در معادله (۴۲-۳-ب) می‌تواند از روی اندازه‌گیری بدء چشم‌ها و محاسبات جریان آب زیرزمینی و با استفاده از اندازه‌گیری‌های جریان رودخانه‌ای در معادله بیلان آب سطحی و $Q_{u\gamma}$ برآورده شود:

$$Q_{SI} + Q_{OVO} + Q_{u3} + Q_{u\gamma} - Q_{up} - Q_{so} - \Delta S_s - \eta_2 = 0 \quad (43-3-\text{الف})$$

$$Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3} = Q_{SI} + Q_{OVO} - Q_{SO} - \Delta S_s - \eta_2 \quad (43-3-\text{ب})$$

که در آن‌ها Q_{SI} جریان ورودی آب سطحی از های مجاور (شامل انتقال‌های مصنوعی آب)، Q_{so} جریان خروجی آب سطحی و رای مرزهای ناحیه مشخص (شامل غیرقابل بازگشت جذب شده از رودخانه‌ها و دریاچه‌ها)، Q_{ovo} جریان رو زمینی ورودی به کانال‌های رودخانه‌ای، ΔS_s تغییر در ذخیره آب سطحی می‌باشد. فرض می‌شود که ریزش جوی و تبخیر ناچیزی از سطح رودخانه وجود دارد. در به کارگیری این معادله، مولفه جریان روزمنی در صورت قابل توجه بودن مستقلابرآورده می‌شود و در غیر این صورت بی‌اهمیت فرض می‌شود. جمله چهارم در معادله (۴۲-۳-ب) را می‌توان از روی اطلاعات آبخوان‌های آرتزین و چاههای تغذیه برآورده نمود؛ از این رو از طریق برآورده سه جمله در معادله (۴۲-۳-ب) امکان دارد این معادله را برای محاسبه مقدار خالص تغذیه آب زیرزمینی در اثر نفوذ، یعنی جمله $(Q_{UP} - Q_{UC})$ ، در شرایطی که تغییر در ذخیره آب زیرزمینی برآورده شده و یا ناچیز فرض می‌شود استفاده کرد.

علاوه بر آن، مقدار خالص تغذیه آب زیرزمینی در اثر نفوذ، $(Q_{UP} - Q_{UC})$ ، را نیز می‌توان از روی معادله بیلان رطوبت خاک برآورده نمود:

$$Q_{up} - Q_{uc} = P - Q_{ovo} - E - \Delta M - \eta_3 \quad (44-3)$$

که در آن P ، ریزش جوی، E تبخیر، و ΔM تغییر در ذخیره رطوبت خاک است. بنابراین اگر $(Q_{UP} - Q_{UC})$ را بتوان با استفاده از معادله (۴۴-۳) محاسبه نمود، می‌توان با کمک معادله (۴۲-۳-ب) ΔG را نیز محاسبه کرد. به طور معکوس اگر معادله (۴۲-۳-ب) برای محاسبه $(Q_{UP} - Q_{UC})$ استفاده شود، آن‌گاه معادله (۴۴-۳) قادر به برآوردن $\Delta M + \eta_3$ خواهد بود.

می‌توان گفت که برآورد مستقل تغذیه خالص آب زیرزمینی به کمک میزان نفوذ می‌تواند در راستای تحلیل معادلات بیلان آب زیرزمینی و رطوبت خاک انجام گیرد. در صورتی که مشاهداتی با جزییات بیشتر از ترازهای آب زیرزمینی در ایستگاه‌های هیدروژئولوژیکی و همچنین اطلاعاتی از پارامترهای آبخوان وجود داشته باشد، آن‌گاه می‌توان میزان تغذیه ناشی از نفوذ را توسط محاسبات هیدرودینامیکی بر پایه اندازه‌گیری‌هایی که از نوسانات تراز آب به دست می‌آیند محاسبه نمود. برآوردهای مستقلی از $(Q_{UP} - Q_{UC})$ نیز عمدتاً از بررسی‌های لایسیمتری قابل انجام می‌باشند. به عنوان یک حالت خاص می‌توان به یک آبخوان طبیعی غیرمحصور (توسعه نیافته) که در آن $(Q_{u\alpha} = Q_{u\beta} = 0)$ (اولین توده آب زیرزمینی در زیر سطح خاک) که در واقع بر روی یک لایه کاملاً نفوذناپذیر $(Q_{U1} = Q_{U2} = 0)$ قرار گرفته باشد، به عنوان مثالی از انعطاف‌پذیری معادله بیلان آب زیرزمینی به شمار آورد. در این صورت معادله بیلان آب زیرزمینی (۴۲-۳-ب) به شکل زیر ساده می‌شود:

$$(Q_{uI} - Q_{uO}) + (Q_{up} - Q_{uc}) + (Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3}) - \Delta G - \eta_1 = 0 \quad (45-3)$$

اگر میزان تغییر ذخیره آب زیرزمینی ΔG بتواند به طور هم‌زمان با تعیین جمله $(Q_{u3} - Q_{u\mu} - Q_{u\gamma})$ محاسبه شود و همچنین $(Q_{UP} - Q_{UC})$ به طور مستقل برآورد شود، در آن صورت برآورده از تفاوت بین جریان ورودی Q_{uI} و جریان خروجی Q_{uO} از آب زیرزمینی در ناحیه مورد مطالعه بدون انجام محاسبه مستقل هیدرودینامیکی از این دو جریان قابلیت انجام دارد. لازم است یادآوری شود که $(Q_{UP} - Q_{UC})$ را می‌توان با کمک معادله بیلان رطوبت خاک (۴۳-۳) و $(Q_{u\gamma} - Q_{u3})$ و با یک معادله بیلان آب سطحی (۴۳-۳)، محاسبه نمود.

چنانچه $G = 0\Delta$ باشد، به دست آمدن یک مقدار منفی برای $(Q_{uI} - Q_{uO})$ می‌تواند مبنی بر تغذیه آب زیرزمینی باشد و لذا بر جریان آب زیرزمینی می‌افزاید. در حالی که یک مقدار مثبت از آن با تخلیه خالص آب زیرزمینی در ناحیه تحت بررسی توأم خواهد بود. بنابراین مقدار $(Q_{uO} - Q_{uI})$ متناظر با یک دوره زمانی طولانی مدت، نمایه‌ای از رژیم طبیعی آب زیرزمینی در بخشی از آبخوان غیرمحصور که برای آن محاسبه بیلان آب انجام می‌گیرد می‌باشد.

تبادل زیرزمینی آب که بین‌های رودخانه‌ای در نواحی عده‌تغذیه تخلیه آبخوان اتفاق می‌افتد، تحت تاثیر خصوصیات ساختمنی یا هیدروژئولوژیکی زمین واقع می‌شود. جهت بررسی این تبادل بایستی مولفه‌های تبادل آب زیرزمینی در معادله عمومی بیلان آب (۱-۱) در نظر گرفته شود. در این حالت، چگونگی انتخاب مرزهای ناحیه مورد بررسی بر اساس شناخت حاصل از جهت حرکت آب زیرزمینی که با تحلیل مولفه‌های بیلان به دست می‌آید، صورت می‌پذیرد. غالباً با انتخاب صحیح نواحی مورد بررسی بر طبق موقعیت‌شان در نواحی تحت تغذیه، نواحی انتقالی و یا تخلیه آب زیرزمینی می‌توان یک مدل بیلان آب مناسب را پیشنهاد نمود.

با درنظر گرفتن معادله بیلان آب برای یک آرتزین آب زیرزمینی، مفاهیم فوق احتمالاً به صورت مناسب‌تری می‌تواند نمایش داده شود. در این خصوص به منظور تعیین ساختار بهتر و دقیق‌تری از معادله بیلان آب، می‌بایست‌های آرتزین به نواحی عمدۀ تغذیه و تخلیه تفکیک شود. برای های رودخانه‌ای که در آبخوان‌های آبرفتی واقع شده‌اند، معادله بیلان آب را به صورت زیر می‌نویسند:

$$P + Q_{SI} + Q_{uI} - E - Q_{SO} - Q_{uo} + Q_{uI} - Q_{u2} - \Delta S - \eta = 0 \quad (46-3)$$

که در آن Q_{U1} جریان ورودی آب آرتزین به و Q_{U2} خروجی آب زیرزمینی به آبخوان‌های عمیق‌تر و خارج از مرزهای رودخانه‌ای می‌باشد. در هایی که در بعضی نواحی آبخوان آرتزین محدوده دیگری را تغذیه می‌کند، جمله Q_{U1} یک جریان خروجی را نشان می‌دهد و لذا باید با علامت منفی در معادله توام باشد.

بحث مذکور به طور عمدۀ با ارائه یک ساختار منطقی از معادله بیلان آب زیرزمینی بیانگر آن است که چگونه می‌توان جملات مختلف را در تدوین معادله بیلان برآورد نمود. با این کار در حقیقت توانایی‌های این معادله در بررسی‌های منابع آب نمایش داده می‌شود. با این وجود به درجه دقیقی که جملات می‌توانند برآورد شوند (وسایل و تجهیزات اندازه‌گیری آب زیرزمینی، دقت مورد انتظار و دقت اندازه‌گیری‌های آب زیرزمینی، ماهیت سیستم‌های جریان آب زیرزمینی، طراحی شبکه‌های مشاهدات آب زیرزمینی) و همچنین استراتژی به کار رفته در هدایت بررسی‌های آب زیرزمینی توجه کم‌تری شده است.

منابع علمی مورد بررسی در این تحقیق شناخت بیش‌تری در مورد به کارگیری و دقت معادله بیلان آب زیرزمینی ارائه کرده‌اند. لکن منابع علمی محدودی وجود دارند که به دقت محاسبات بیلان آب زیرزمینی پرداخته باشند. در این جا یک سوال عمدۀ باقی می‌ماند: جمله خطأ تا چه حد می‌تواند بزرگ درنظر گرفته شود؟ پاسخ این سوال به این بستگی دارد که اهمیت ساختار منطقی معادله جریان آب زیرزمینی تا چه حد مورد توجه واقع می‌شود و یا اینکه اطلاعات هیدرومئورولوژیکی که برای برآورد هر کدام از جملات مورد استفاده قرار می‌گیرند با چه حدی از دقت باید درنظر گرفته شوند. معمولاً به دست آوردن برآوردهای دقیقی از آبدهی ویژه دشوار است. ولی می‌توان با انتخاب یک دوره زمانی مناسب که در آن تغییر در ذخیره به سمت صفر میل کند، چنین خطاهایی را کاهش داد. به‌طور مشابه در شرایطی که دانش ناکافی از توزیع نفوذپذیری وجود داشته باشد، دقت محاسبات هیدرودینامیکی جریان آب زیرزمینی نیز غالباً محدوده می‌شود. بنابراین توصیه می‌شود که این محاسبات هیدرودینامیکی تا حد امکان با روش‌های مستقلی، برای مثال به‌وسیله استفاده از معادله (۴۳-۳)، (۴۴-۳) و یا (۴۵-۳)، کنترل شود.

در نگرش‌های سرانگشتی‌تر و در کاربردهای نادقيق به منظور بهبود راندمان استفاده از آب در حوضه‌های آبریز که دچار کم آبی شده‌اند، روش بیلان ارائه شده توسط Molden-Sakthivadivel (Renault et al., 2001) مفید است. این روش یک بیلان ساده آب را به یک محدوده مکانی معین و در یک دوره زمانی معین اعمال می‌کند. این محدوده گسترش مکانی دارد و شامل پهنه مکانی (یعنی حوضه آبریز) و عمق (یعنی ناحیه ریشه، ناحیه غیراشباع، آب زیرزمینی) است و نیز در زمان محدود شده است (یعنی سال آبی سالانه، فصل رشد مشخص). روش M.S. می‌تواند در سه محدوده

مکانی کلان (یا زیرحوضه آبریز)، میانه (تقسیمات منظم توزیع آب، محدوده‌های آبگیری مزارع) و خرد (یعنی ناحیه ریشه در یک قطعه زمین آبیاری یا یک مجموعه مشخص صنعتی) مورد استفاده قرار گیرد. در مقیاس حوضه آبریز، روش بیلان M.S. سه جزء آب زیرزمینی، آب خاک و آب سطحی را در یک محدوده واحد که از سطح تاج گیاهی تا کف آبخوان گسترش دارد ترکیب می‌کند و معادله بیلان آبی را برای آن به شکل زیر درنظر می‌گیرد:

$$I = D + Q + \Delta S \quad (47-3)$$

$$I = P + S_s + S_g \quad (48-3)$$

$$D = E_t_a + V + U \quad (49-3)$$

$$\Delta S = \Delta S_s + \Delta S_m + \Delta S_g \quad (50-3)$$

که در آن I جریان ورودی، D آب خروجی (تخلیه)، Q جریان خروجی، ΔS تغییر ذخیره، P ریزش S_s و S_g به ترتیب جریان سطحی و زیر سطحی به، $E_t a$ تبخیر تعرق واقعی از پوشش گیاهی، V تبخیر از سطوح آب آزاد و خاک لخت، U مصارف خانگی و غیر خانگی، Q_s جریان سطحی (شامل جریان زیر سطحی)، Q_g جریان پایه، ΔS_g تغییر در ذخیره آب سطحی، ΔS_m تغییر در میزان رطوبت خاک، ΔS_s تغییر در ذخیره آب زیرزمینی است. واحدهای تمامی پارامترها بر حسب نرخ جریان حجمی (m^3 / yr) بیان می‌شوند.

روش تورنث وايت (Thornthwaite) یکی از روش‌های مطمئن و قابل کاربرد برای یک منطقه در بین روش‌های موجود بیلان آبی می‌باشد. تبخیر تعرق پتانسیل (Ep) به کمک فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$Ep = 16(10T / I)^a \quad (51-3)$$

که در آن T عبارت از دمای ماهانه ($^{\circ}C$) و I شاخص سالانه گرما ($i = \sum_{j=1}^{12} i_j$) است که در آن i_j شاخص گرمای ماه j

(یعنی $i_j = (T / 5)1.514$) است و ضریب a با معادله زیر داده شده است:

$$a = 0.49239 + (1792 \times 10 - 5)I - (771 \times 10 - 7)I^2 + (675 \times 10 - 9)I^3 \quad (52-3)$$

با ضرب مقادیر Ep در یک فاکتور N که وابسته به عرض جغرافیایی است، تبخیر-تعرق پتانسیل تصحیح شده (E'_p) حاصل می‌شود. تبخیر تعرق واقعی (Er) را می‌توان به صورت زیر محاسبه کرد:

الف- زمانی که $E'_p \leq P$ باشد در این صورت $E'_p = E_r$ خواهد بود. در این حالت آب مازاد توسط رابطه ذیل محاسبه می‌شود:

$$S_t = P - Er, \quad W_{si} = W_{max} \quad (53-3)$$

که در آن P بارش، S_i مجموع آب مازاد (نفوذ و رواناب)، W_{si} مقدار آب خاک در ماه i ، W_{max} ذخیره آب حداقل در خاک (ثبت) وابسته به خواص خاک می‌باشد.

ب- زمانی که $E'_p \geq P$ باشد آنگاه $E_r = P + |\Delta W_s|$ خواهد بود که در آن:

$$\Delta W_s = W_{si} - W_{si-1} \quad (54-3)$$

مقدار آب خاک در ماه i (یعنی W_{si}) به کمک فرمول ذیل محاسبه می‌شود.

$$W_{si} = W_{max} e^{-(|AOWL|/W_{max})} \quad (55-3)$$

که در آن W_{max} قبلاً تعریف شده و APWL عبارت از تلفات پتانسیل مجموع آب ($P - E'p$) می‌باشد. در این حالت آب مازاد $St=0$ خواهد بود. خاطر نشان می‌شود که آب مازاد زمانی وجود دارد که ذخیره آب در خاک مقدار حداقل باشد.

کاربرد دیگر روش ترنث وايت، بررسی بیلان آب زیرزمینی است. معمولاً بیلان آب زیرزمینی را می‌توان به دو مولفه اصلی خلاصه نمود. در این صورت مجموع ورودی‌ها یا جریان‌های ورودی ($\sum input or Q_{in}$) و مجموع خروجی‌ها یا جریان‌های خروجی ($\sum output or Q_{out}$) می‌باشد. با این نگرش، معادله به کار گرفته شده برای بیلان آب زیرزمینی در طول یک سال هیدرولوژیکی به شکل زیر نوشت:

$$\sum input = \sum output \pm \Delta S \quad (56-3)$$

که در آن ΔS عبارت از تغییرات ذخیره می‌باشد. مجموع ورودی‌های آب زیرزمینی (Q_{in}) از تغذیه توسط بارش (Q_1)، جریان‌های ورودی عرضی به سفره (Q_2)، نفوذ از بستر رودها (Q_3)، تغذیه مصنوعی و پخش سیلاب (Q_4) و تغذیه در اثر آب برگشتی آبیاری (Q_5) تشکیل شده است:

$$\sum input = Q_{in} = Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5 \quad (57-3)$$

مجموع جریان‌های خروجی آب زیرزمینی (Q_{out}) نیز از مصارف آب شرب (Q_6)، آبیاری (Q_7)، مصارف آب صنعتی (Q_8) و جریان‌های خروجی زیرین (Q_9) تشکیل می‌شود:

$$\sum output = Q_{out} = Q_6 + Q_7 + Q_8 + Q_9 \quad (58-3)$$

تغییر در ذخیره آب زیرزمینی (ΔS) را می‌توان با اختلاف بین تراز متوسط در ابتدا و انتهای سال هیدرولوژیکی تخمین زد.

ویژگی منحصر بفرد روش حساب رسی آب M.S، طبقه‌بندی هر کدام از مولفه‌های بیلان آب به چگونگی استفاده از آب است که عاقد دخالت‌های بشر در چرخه هیدرولوژی را بیان می‌کند (Peranginangin et al., 2004). مهم‌ترین ویژگی این روش در جزیی نگریستن مولفه تخلیه آب D (استفاده یا خارج کردن آب از محدوده تحت بررسی که باعث می‌شود آب برای مصارف بعدی غیر قابل استفاده و یا نامناسب باشد) یا درون محدوده و یا در پایین دست می‌باشد.

با تقسیم محدوده مکانی تحلیل به دامنه‌های آب زیرزمینی و آب سطحی، این امکان وجود خواهد داشت که برآوردها بهبود بخشیده شوند. در این صورت دو محدوده مجزای «بالای آب زیرزمینی» که بین سطح پوشش گیاهی تا سفره آب و «محدوده آب زیرزمینی» که بین سفره آب تا کف آبخوان گسترش دارد قابل تعریف می‌باشد (Peranginangin et al., 2004). در نتیجه معادله بیلان آب برای کل محدوده به دو معادله بیلان مجزا تقسیم شده که در آن تغذیه R مولفه تبادل بین دو محدوده است. برای محدوده بالای آب زیرزمینی:

$$I^s = P + S_g + Irr_g \quad (59-3)$$

$$D^s = ET_a + V + U \quad (60-3)$$

$$Q^s = Q_{s+R} \quad (61-3)$$

$$\Delta S^s = \Delta S_s + \Delta S_{sm} \quad (62-3)$$

و برای محدوده آب زیرزمینی:

$$I^g = R + S_g \quad (63-3)$$

$$D^g = Irr_g \quad (64-3)$$

$$Q^g = Q_g \quad (65-3)$$

$$\Delta S^g = \Delta S_g \quad (66-3)$$

که در آن‌ها بالانویس‌های s و g به ترتیب بیانگر پارامترهایی برای محدوده‌های بالای آب زیرزمینی و آب زیرزمینی، آبیاری آب زیرزمینی و R تغذیه آب زیرزمینی می‌باشد.

اگر خاک حوضه آبریزی بسیار نفوذپذیر باشد، رواناب سطحی در آن ناچیز بوده و بنابراین فرض می‌شود که آب آبیاری و ریش جوی نفوذ کرده مازاد بر ظرفیت نگهداری آب در ناحیه ریشه، آب زیرزمینی را تغذیه کند. در واکنش به تغذیه، تراز آب زیرزمینی افزایش می‌یابد. بار هیدرولیکی که به این نحو افزایش می‌یابد سبب جریان جانبی زیر سطحی به طرف زهکش‌ها (رودخانه/دریاچه) می‌شود. این جریان در نهایت تبدیل به بدنه تخلیه آب زیرزمینی، که فرض می‌شود تنها منبع برای بدنه پایه باشد، خواهد شد. با فرض یک منحنی خطی خشکیدگی برای بدنه پایه، زهکشی آبخوان با یک فرآیند زوال نمایی بیان می‌شود:

$$S_{gt} = S_{gt-\Delta t} \exp(-\alpha \Delta t) \quad (67-3)$$

که در آن S_{gt} و $S_{gt-\Delta t}$ ترازهای آب زیرزمینی (ذخیره آب زیرزمینی در واحد مساحت) بالای یک تراز مینا، به ترتیب در آغاز و خاتمه هر ماه، - واحدها بر حسب طول بیان می‌شوند - و $S_{gt-\Delta t}$ مساوی با مجموع تراز آب زیرزمینی در انتهای ماه $t-1$ ، S_{gt-t} ، میانگین تغذیه آب زیرزمینی در خلال ماه $t-1$ ، Rt ، که با نحوه کاربری اراضی وزن داده شده است؛ Δt تعداد روزها در ماه، و α مقدار ثابتی است که بیانگر مشخصه تاخیر ذخیره در حوضه آبریز می‌باشد. عوامل کنترل کننده تاخیر احتمالاً شامل تراکم و طول رودخانه‌های دائمی، شیب و خصوصیات هیدرولیک آبخوان است. در نهایت، بدنه تخلیه آب زیرزمینی، Qg ، به صورت زیر بیان می‌شود:

$$Q_g = A(S_{gt} - S_{gt-t}) \quad (68-3)$$

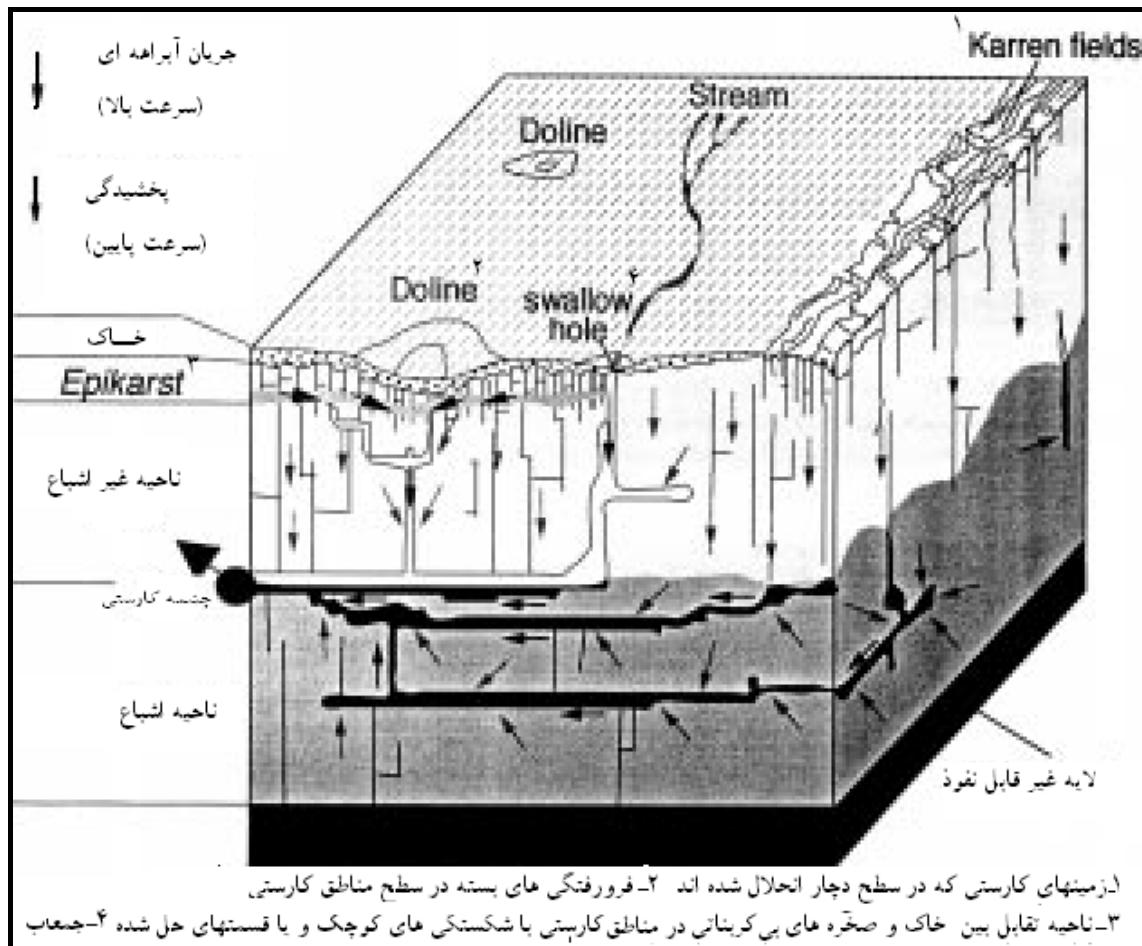
که در آن A مساحت حوضه آبریز می‌باشد.

۸-۳- بیلان آب کارست

کارست محدود به عوارض و افق‌هایی از زمین می‌باشد که عمدتاً در صخره‌های کربناتی توسعه یافته‌اند؛ علاوه بر این کلمه توسعه مربوط به مورفولوژی زیرزمینی و سفره‌های آب زیرزمینی می‌باشد که در چنین تشکیلاتی شکل می‌گیرند. اثر متقابل آب-توده سنگی فرآیند اصلی است که منجر به توسعه آبراهه‌ها در طول گسل‌ها و ترک‌ها در توده‌های کربناتی می‌گردد. اندازه این آبراهه‌ها می‌تواند تا حد یک غار نیز توسعه یابد. گرچه این فرآیند ساده به نظر می‌رسد اما هیدرولوژی کارست یکی از پیچیده‌ترین شاخه‌های علم آب‌های زیرزمینی می‌باشد. آبخوان‌های کارستی دارای مشخصات و رژیم هیدرولوژیکی ویژه‌ای می‌باشند. مشخصات عمومی آن‌ها عبارت از عدم و یا زهکشی سطحی ناچیز، جمع آب‌های فروبرنده آب (sink)، جریان‌های فرورونده، شبکه‌های زیرزمینی کارستی با اتصالات و یا آبراهه‌های باز و همچنین خروج آب زیرزمینی از منابع نقطه‌ای می‌باشد. در این مناطق رژیم هیدرولوژیکی تحت شرایط ناهمگنی جریان قرار دارد که می‌توان به تغییرات زیاد هدایت هیدرولیکی در اتصالات و آبراهه‌های باز در مقابل هدایت هیدرولیکی بسیار پایین در صخره‌های فشرده و نیز ناهمگنی‌هایی موجود در مناطق نفوذ و فرآیند پیچیده آن اشاره نمود. مشخصات عمومی چشم‌های کارستی مقادیر کم بدۀ اوج سیلان و شبکه کارستی و سیر تکاملی توسعه کارست را می‌توان تنها بر مبنای علوم مشکل تهیه اطلاعات کافی از یک منطقه کارستی و سیر تکاملی توسعه کارست را می‌توان تنها بر مبنای علوم بین‌رشته‌ای مرتفع نمود. در واقع تحلیل جزئیات مناطق کارستی نیازمند مشارکت علوم مختلف و استفاده از داده‌های فراوان می‌باشد. به منظور شناسایی انواع مناطق کارستی و دسته‌بندی آن‌ها می‌توان به (Cucchi et al., 2000) مراجعه نمود. شناسایی حفرات و درز و شکاف‌های زیرزمینی پیچیده‌ترین چالش‌های مطالعات زمین‌شناسی مهندسی در نواحی کارستیک محسوب می‌شود. بدین منظور از تکنیک‌های ویژه‌ای چون روش گرادیان استفاده می‌نمایند. تفسیر منحنی‌های سوندazer منجر به جدایش مرز لایه‌های ژئوکتریکی در مطالعات مربوطه می‌گردد. با فرض همگن بودن محیط وجود هر تغییری می‌تواند دلیلی بر وجود حفره باشد. دامنه این تغییرات به ابعاد حفره و نزدیکی آن به سطح زمین و مقاومت الکتریکی محیط اطراف بستگی دارد. با استفاده از روش گرادیان می‌توان به شناسایی این تغییرات و در نتیجه وجود حفرات پی برد (علیاری، ۱۳۸۴). روش رادار نیز که بر اساس پاسخ زمین به فرکانس‌های بلند امواج الکترومغناطیسی بنا نهاده شده است می‌تواند در مطالعه ساختارهای زیرسطحی به کار برد شود (اویسی موخر و همکاران، ۱۳۸۴).

مدل مفهومی ارائه شده در شکل (۲-۳) که ترکیبی از شبکه‌های متصل به هم و آبراهه‌ها می‌باشد در شناسایی مناطق کارستی مفید است. در طی دوره‌های سیلانی فضای درز و شکاف‌های عمیق توسط شبکه کارستی تغذیه و در طی دوره کم‌آبی عمل زهکشی انجام می‌شود. وجود فروچاله‌ها در مناطق تحت بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی نشانه‌ای از وجود شرایط کارستی منطقه است (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۴) که ممکن است در کانون‌های جمعیتی باعث آلودگی منابع آب زیرزمینی نیز گرددند (محبی حسن آبادی، ۱۳۸۴).

عمدتاً اولین اقدام در خصوص منابع کارستی شامل تزریق ردیاب‌ها می‌باشد. انتخاب میزان و محل تزریق از اهمیت بهسزایی برخوردار است. برای نمونه‌گیری از چشمه‌ها و یا احیاناً از غارها می‌توان از نمونه‌گیرهای دستی و یا خودکار و یا همچنین حس‌گرهای خاص استفاده نمود. از دیگر اندازه‌های گیری‌های مورد نیاز، درجه حرارت و هدایت هیدرولیکی می‌باشد. در نمونه‌گیری‌ها می‌بایست از وسایل کدر و غیرواکنشی با مواد تزریقی استفاده شود. به منظور محاسبه جرم ردیاب بازیافت شده در چشمه‌های کارستی، مقادیر غلظت ردیاب بعد از تفکیک به صورت متوسط روزانه، در رواناب روزانه ضرب شده و سپس با استفاده از قانون سیمپسون و انتگرال گیری بین نقاط، جرم ردیاب قابل تعیین می‌باشد. با تفسیر و تحلیل منحنی تغییرات غلظت رواناب نسبت به زمان در چشمه‌های مختلف و یا سایر منابع کارستی و به کمک مدل‌های مختلف می‌توان به نحوه انتقال آب دست یافت. یقیناً در صورت عدم وجود رابطه‌ای بین غلظت رواناب در چشمه‌های مختلف مسیرهای مجزا برای جریان قابل فرض کردن می‌باشد. علاوه بر آن با تحلیل فوق می‌توان به شناسایی آبهای راکد و یا متحرک کارستی نیز پی برد. برآش مدل بر منحنی فوق حاصل از یک آزمایش ردیابی می‌تواند در تشخیص پارامترهای هم‌رفتی (زمان متوسط عبور) و پخشیدگی فرآیند موثر باشد.



شکل ۲-۳- مدل مفهومی بیانگر ترکیبی از شبکه‌های متصل به هم و آبراهه‌ها برای شناسایی مناطق کارستی

اساس مدل‌های رایج (Multi Dispersion Model-MDM) را می‌توان به شکل زیر توصیف نمود:

$$C_i(t) = \frac{M_i}{Q} \times \frac{1}{t_{oi} \sqrt{4\pi P_{Di} \left(\frac{t}{t_{oi}}\right)^3}} \times \exp \left[\frac{\left(1 - \frac{t}{t_{oi}}\right)^2}{4P_{Di} \left(\frac{t}{t_{oi}}\right)} \right] \quad (69-3)$$

که در آن C_i غلظت ردیاب، M_i جرم ردیاب، Q بدء و t_{oi} زمان متوسط انتقال، i شاخص مسیر جریان و P_{Di} پارامتر پخشیدگی (رابطه زیر) می‌باشد.

$$P_D = \frac{D}{v_x} = \frac{\alpha}{x} \quad (70-3)$$

که در آن D ضریب پخش، v_x سرعت متوسط جریان، x فاصله و α پخشیدگی می‌باشد. بنابراین غلظت مجموع را می‌توان به شکل زیر محاسبه نمود:

$$C(t) = \sum_{i=1}^N C_i(t) \quad (71-3)$$

با واسنجی مدل پارامترهای مورد نیاز تعیین می‌شود. با رسم مقادیر اختلاف بدء در دو ایستگاه بالادست و پایین دست می‌توان به میزان مشارکت آب‌های کارستی در بدء رودخانه دست یافت. انطباق منحنی‌های اختلاف بدء در این دو ایستگاه بیانگر نقاط محدود می‌باشد که نشان‌دهنده دخالت آب زیرزمینی در بدء رودخانه است (Baker et al., 2001).

۹-۳- بیلان آب دریاچه‌ها و مخازن

هیدرولوژی دریاچه‌ها و تالاب‌ها ممکن است از چهار منظر مستقل مورد بررسی قرار گیرد. اولین دیدگاه شامل تهیه مدل‌های هیدرولوژیکی در راستای استفاده از منابع آب مربوط می‌باشد (Legesse et al., 2004). دومین منظر مربوط به آزمون تأثیرات نوسانات طبیعی اقلیم از قبیل ENSO یا تغییرات اقلیم فعالیت بشر مانند گرم شدن جهانی برروی هیدرولوژی دریاچه (Elathir, 1996) مربوط می‌شود. سومین نگاه، در خصوص مدل‌سازی تراز خروجی دریاچه بوده که به کمک آن بتوان وقایع پیشین بارندگی و یا نوسانات اقلیمی را بررسی نمود (Nicholson and Yin, 2001). نگاه آخر به تحلیل شوری در دریاچه یا مخزن مربوط می‌شود (Inosako et al., 2006, Zagona et al., 2001).

براساس ماهیت بیلان آب، دریاچه‌ها می‌توانند به دو دسته کلی دریاچه‌های باز با جریان خروجی و دریاچه‌های بسته بدون جریان خروجی تقسیم شوند. دریاچه‌هایی که جریان خروجی آن‌ها به ترازهای بالای آب بستگی دارد، یک دسته بینایینی را تشکیل می‌دهند. معادله بیلان آب برای دریاچه‌ها و مخازن برای هر دوره زمانی را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$Q_{SI} + Q_{ul} + P_L - E_L - Q_{So} - Q_{uo} - \Delta S_L - \eta = 0 \quad (72-3)$$

که در آن Q_{SI} جریان ورودی سطحی به دریاچه یا مخزن، Q_{ul} جریان ورودی آب زیرزمینی، P_L بارش بر روی سطح دریاچه، E_L تبخیر از سطح دریاچه، Q_{So} جریان خروجی سطحی از دریاچه یا مخزن، Q_{uo} جریان خروجی زیرزمینی

شامل نشت از طریق سد، ΔS_L تغییر ذخیره آب در دریاچه برای دوره بیلان می‌باشد (η مانند قبل تعریف می‌شود). برای دریاچه‌ها و مخازن بزرگ، جریان ورودی سطحی Q_{SI} عموماً به جریان ورودی Q_m از رودخانه اصلی و جریان ورودی جانسی Q_I تقسیم می‌شود یعنی:

$$Q_{SI} = Q_m + Q_I \quad (73-3)$$

برای شرایطی که حجم دریاچه‌ها و مخازن به طور قابل ملاحظه‌ای با نوسانات شدید تراز آب تغییر می‌کند، مناسب‌تر است که مولفه‌های معادله بیلان آب به صورت اندازه‌گیری‌های حجمی بیان شوند. از طرف دیگر برای دریاچه‌هایی که از یک سطح تقریباً ثابت برخوردارند، مناسب‌تر است که مولفه‌های بیلان آب به صورت ارتفاع لایه آب نسبت به متوسط سطح دریاچه بیان گردد (مثلاً Kebede et al., 2006, Valet-Coulomb et al., 2001). با این حال به طور کلی متوسط سطح دریاچه به صورت میانگین ریاضی برای دوره زمانی بیلان برآورد می‌شود.

در طول زمستان اگر سطح دریاچه یخ بسته باشد، ممکن است بتوان از مولفه‌های P_L و E_L صرف‌نظر کرد (Chikita et al., 2004) در این صورت معادله (72-۴) به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$Q_{SI} + Q_{uI} - Q_{So} - Q_{uo} - \Delta S_L - \eta = 0 \quad (74-3)$$

معادله بیلان آب برای دریاچه‌ها و مخازن باز در یک متوسط درازمدت سالانه که در آن فرض $\Delta S_L = 0$ قابل قبول باشد، به صورت زیر خواهد بود:

$$Q_{SI} + Q_{uI} + P_L = Q_{So} + Q_{uo} + E_L \quad (75-3)$$

در شرایطی که مولفه‌های رواناب زیرزمینی (Q_{uo} , Q_{uI}) به طور معنی‌داری در معادله بیلان مشارکت نداشته باشند، می‌توان از آن‌ها صرف‌نظر کرد. در چنین شرایطی معادله (75-۳) به صورت زیر ساده خواهد شد:

$$Q_{SI} + P_L = Q_{So} + E_L \quad (76-3)$$

اگر تنها اطلاعات بارش و رواناب (جریان ورودی) وجود داشته باشد، از معادله (77-۳) می‌توان برای ارزیابی تقریبی از منابع آب دریاچه‌های بسته کوچک بهره برد:

$$Q_{SI} + P_L = E_L \quad (77-3)$$

اگر هیچ اندازه‌گیری مستقیمی از این مولفه‌ها وجود نداشته باشد، می‌توان آن‌ها را از روی نقشه‌های ناحیه‌ای که مقادیر طولانی مدت آن‌ها را تعیین می‌کنند به دست آورد. در این صورت E_L از معادله بیلان آب به عنوان یک مولفه باقی‌مانده محاسبه شده شامل کلیه خطاهای حاصل از هرگونه تفاوت بین Q_{uI} و Q_{uo} می‌باشد. از طرف دیگر اگر سری‌های زمانی تراز دریاچه، بددهای رودخانه، پارامترهای هواشناسی (برای برآورد تبخیر) در دسترس باشد، تفاضل مولفه‌های مجھول در معادله بیلان (یعنی $G_{in} - G_{out}$) قابل محاسبه می‌باشد.

با ساخت مخازن متعدد بر روی رودخانه‌ها، لازم است اطلاعات روزانه هیدرولوژیکی در مورد نرخ جریان ورودی و ذخیره آب در این مخازن، یعنی مجموعه‌ای از بیلان‌های منفی آب برای دوره‌های زمانی کوتاه مدت از قبیل دوره‌های ماهانه یا ۱۰ روزه به دست آید. با کوتاه کردن دوره زمانی بیلان، محاسبات با جزئیات بیشتر و همچنین در نظر گرفتن

مولفه‌های بیشتری از بیلان آب مورد نیاز خواهند بود. حسب شرایط این مولفه‌ها ممکن است شامل تجمع آب در کانال‌ها و دشت‌های سیل‌گیر رودخانه‌های مستفرق، ذخیره ساحلی در خلال پر شدن مخزن و بازگشت مجدد این آب به داخل مخزن زمانی که تراز آب در مخزن پایین آورده می‌شود و همچنین تلفات آب به دلیل یخ باقی‌مانده در ساحل در خلال پایین افتادن تراز آب در زمستان و بازگشت این تلفات مقدماتی به شکل یخ شناور در بهار باشد.

از معادله ساده شده بیلان آب به منظور کنترل روند جریان ورودی و خروجی آب نیز استفاده می‌شود:

$$\Sigma I = Q + \Delta S_L \quad (78-3)$$

که در آن ΣI مجموع مولفه‌های ورودی، Q بدء خروجی از تاسیسات پایین دست سازه اصلی (شامل جمع بدنهای خروجی از طریق توربین‌ها، سرریزها و دریچه‌های کنترل تراز آب، و نفوذ از طریق سد) و ΔS_L تغییر حجم آب در مخزن در خلال دوره زمانی بیلان می‌باشد. نتایج حاصل از این معادله ساده شده تنها برای مخازن کوچکی که در آن‌ها جریان ورودی و جریان خروجی مرکز درنظر گرفته شوند (نرخ بالای تبادل آب) و بدنهای ورودی به نیروگاه‌های تولید برق آبی و جریان ورودی آب سطحی مهم‌ترین مولفه‌های بیلان محسوب می‌شوند مناسب می‌باشد. برای مخازنی که سطح آب در آن‌ها وسیع بوده، خطای برآورد ΔS_L ممکن است از جریان ورودی روزانه نیز بیشتر باشد. در این صورت این الگوی ساده قابلیت استفاده نخواهد داشت. برای محاسبه بیلان آب دریاچه‌های بسیار بزرگ، نیاز به یک برنامه تحقیقاتی ویژه می‌باشد که در آن خصوصیات منحصر به فرد فیزیوگرافیکی آن مجموعه آبی درنظر گرفته شده باشد.

امروزه کاربرد روش‌های ایزوتوبی برای دستیابی به بیلان‌های هیدرولوژیکی و شیمیایی دریاچه‌ها متداول شده است (Gibson et al., 2002). پتانسیل استفاده از ترکیب ایزوتوبی یک دریاچه برای برآورد بیلان آب در شرایط کمبود داده در ترکیب ایزوتوبی بخار آب اتمسفر به ویژه زمانی که تبخیر مولفه عمده بیلان هیدرولوژیکی است عامل محدود کننده می‌باشد. در شرایط وجود یک مجموعه آبی وسیع، رطوبت نواحی مجاور ممکن است تحت تاثیر رطوبت تبخیر شده قرار گیرد که به نوبه خود بر روی بیلان ایزوتوبی تاثیر می‌گذارد (Gibson et al., 1999, Vallet-Coulob et al., 2006). تقابل بین سفره‌های آب زیرزمینی و دریاچه‌ها نقش عمده‌ای در بیلان شیمیایی دریاچه ایفا می‌کنند. این نقش در دریاچه‌های دارای غلظت املح کمتر شدیدتر می‌باشد (Wentz et al., 1995). با برقراری بیلان هیدرولوژیکی دریاچه و تغییراتی که در تراز آب زیرزمینی نواحی مجاور آن به وجود می‌آید می‌توان جریان خروجی از از آب زیرزمینی و یا نشت در آبخوان را مورد بررسی قرار داد (Motz et al., 2001). عمدتاً ترکیب توان بیلان‌های هیدرولوژیکی و شیمیایی برای دریاچه‌های بسته کوچک انجام شده است (LaBaugh et al., 1997)، ولی برای دریاچه‌های وسیع هنوز مطالعات کافی صورت نگرفته است. دلیل این عدم بررسی ممکن است به این نکته مربوط شود که در دریاچه‌های وسیع تغییر اندازی در تراز دریاچه که با دقت $\pm 0.45\text{cm}$ اندازه‌گیری می‌شود می‌تواند منجر به تغییر زیادی در حجم دریاچه شود. افزون بر این توزیع بارندگی نیز در این شرایط یکنواخت نخواهد بود (Dingman, 2002).

توجه به بستر دریاچه و سفره آب زیرزمینی آن در چگونگی تدوین معادله بیلان و تعیین پارامترهای آن موثر می‌باشد. در دریاچه‌های کارستی، بخش عمده‌ای از جریان خروجی زیرزمینی از دریاچه به شکل نشت عمودی به

آبخوان‌های عمیق‌تر صورت می‌گیرد. این دریاچه‌های کارستی توسط فعالیت‌های چاله‌ای شکل می‌گیرند و موقعیت‌شان متناظر با ویژگی‌های انحلال در آهک‌های زیرزمینی بوده و توسط تخریب رس‌ها و شن‌های روئین پر می‌شوند (Lee et al., 1991). در این شرایط نشت عمودی را از روی معادله دارسی که برای حرکت عمودی نوشته می‌شود می‌توان محاسبه کرد (Motz et al., 2001)

$$L = \frac{K_v}{b} \Delta h \quad (79-3)$$

که در آن K_v/b میانگین هدایت هیدرولیکی عمودی طبقات پایین دریاچه و آبخوان‌های زیرین و Δh اختلاف بار هیدرولیکی بین تراز آب دریاچه و بار هیدرولیکی در آبخوان‌های زیرین است. نکته حائزه‌میت دیگر در نواحی خشک و نیمه خشک این است که دریاچه‌های فصلی غالباً زمانی که آب کف آن‌ها با سفره آب برخورد می‌کند پر می‌شوند (Duffy and Al-Hassan, 1988, Rodriguez-Rodriguez et al., 2006).

چگونگی تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی از منابع آب سطحی مانند مسیل‌ها یکی از مسائلی است که اتفاق نظر مشخصی در مورد آن وجود ندارد. در مناطق خشک و نیمه خشک وجود بارندگی‌های سیل‌آسا و یا رهاسازی آب از مخازن جهت تغذیه سفره آب زیرزمینی کاملاً متدال است. در این صورت بیلان آب سفره آب زیرزمینی در شرایط اشباع به شکل زیر در نظر گرفته می‌شود (Zammouri and Feki, 2005):

$$R_r(t) + R_l(t) + Q_{in}(t) - [c(t) + Q_b(t) + P(t) + Q_{out}(t)] = \frac{\Delta S(t + \Delta t)}{\Delta t} \quad (80-3)$$

که در آن R_r تغذیه از طریق نفوذ، R_l تغذیه از طریق مجموعه آبی سطحی، c حرکت آب از آب زیرزمینی به ناحیه حاشیه مؤینه‌ای، Q_b سهم آب زیرزمینی به حریان رودخانه‌ای، P استحصال آب توسط پمپاژ، Q_{in} جریان ورودی آب زیرزمینی، Q_{out} جریان خروجی آب زیرزمینی، Δt گام زمانی محاسباتی و t زمان می‌باشد. جریان ورودی و خروجی آب زیرزمینی و تغییر در ذخیره توسط خصوصیات هیدرولیکی آبخوان و تراز سطح آب و Q_{in} و Q_{out} با قانون دارسی محاسبه می‌شود. در محیطی چون «وادی» (wadi) می‌توان فرض تساوی این دو مولفه را پذیرفت (Zammouri and Feki, 2005). در این صورت تغییر در ذخیره با معادله زیر بیان می‌شود:

$$\Delta S(t + \Delta t) = \omega A(t) [h(t + \Delta t) - h(t)] \quad (81-3)$$

که در آن ω آبدی ویژه، A مساحت بازه تالاب و h تراز سفره می‌باشد. دقت محاسبه بیلان آب مخازن و حداقل دوره زمانی مجاز بیلان، به دقت برآورد مولفه‌های پایه، یعنی جریان ورودی سطحی و ذخیره آب در مخزن، بستگی دارد. خطای نسبی (CL) تغییرات ذخیره آب در مقایسه با جریان ورودی به صورت نسبت زیر بیان می‌شود:

$$CL = \frac{10^4 \cdot A_L \cdot S_h}{V_L} = \frac{10^4 \cdot A_L \cdot S_h}{86400 Q_l T} \quad (82-3)$$

که در آن A_L مساحت سطح آب مخزن، S_h خطای برآورده میانگین تراز، و T جریان ورودی، $Q_I = 86400 Q_I T$ جریان ورودی، V_L مترمکعب در ثانیه) و T مدت دوره زمانی بیلان بر حسب روز میباشد. با بررسی های انجام شده بر روی رودخانه ها و مخازن بزرگ اتحاد جماهیر شوروی سابق، میانگین خطای برآورده هیدرومتریک جریان ورودی و جریان خروجی $\pm 5\%$ و خطای اندازه گیری های میانگین تراز (که از آن ها برای محاسبه تغییر ذخیره استفاده می شود)، $10 \pm 10\%$ متر برآورده شده است (Sokolov and Chapman, 1974). از معادله (۱۰-۴) برای تعیین طول دوره زمانی معادله بیلان به گونه ای استفاده می شود که خطای نسبی CL بیشتر از $5 \pm 5\%$ نباشد. این مقدار خطای به این معنی است که خطای بررسی در محدوده دقت برآورده هیدرومتریک رواناب واقع است. اگر به دلیل افزایش جریان ورودی (برای مثال در خلال بارندگی یا ذوب برف) CL به مراتب کمتر از 5% باشد، امکان کاهش طول دوره زمانی بیلان وجود خواهد داشت. در این صورت، T به طریقی که تضمین کننده شرط $C_L < 5\%$ در یک بدء مشخص باشد می تواند کاهش یابد.

۳-۱۰-۳- بیلان آب مزرعه

۳-۱۰-۳-۱- اراضی فاریاب

عمدتاً بررسی های بیلان آب نواحی فاریاب برای نیل به اهداف مختلفی چون (الف) رسیدن به حد مطلوب رطوبت خاک و اعمال رژیم بهینه آبیاری به منظور افزایش بهره وری اراضی فاریاب، و (ب) دستیابی به تغییرات بیلان آب و منابع آب های رودخانه ای که آب را برای آبیاری تامین می کنند صورت می پذیرد. نواحی فاریاب ممکن است از نقطه نظر هیدرولوژیکی به اراضی با زهکشی خوب، که در آن ها رواناب زیرزمینی در مولفه های آب زیرزمینی بیلان قابل توجه بوده و اراضی با زهکشی ضعیف، که در آن ها رواناب زیرزمینی وجود ندارد، تقسیم شود. بر پایه ویژگی های اقلیمی، این امکان وجود دارد که بین اراضی فاریاب در مناطق خشک، یعنی جایی که آب آبیاری مولفه غالب بیلان آب به شمار می آید، و ناحیه تقریبی بیلان آب، یعنی جایی که ریزش جوی ممکن است اهمیتی مثل تامین آب آبیاری داشته باشد، بتوان تمايز قایل شد. هر ناحیه توسط روابط ویژه ای بین مولفه های بیلان آب قابل شناسایی بوده و بررسی آن ها پیش بینی شور شدن ثانویه و تشکیل نواحی ماندابی را میسر می سازد. در نتیجه تدوین معیارهای لازم برای جلوگیری از چنین وقایعی امکان پذیر خواهد بود.

معادله بیلان آب که برای یک مزرعه فاریاب در محدوده سطح خاک تا لایه کم نفوذ و برای دوره های زمانی مختلف را می توان به شکل زیر بیان نمود:

$$P + (I_3 - I_4 - I_5) + (I_1 + I_2) + (Q_{SI} - Q_{SO}) + (Q_{MI} - Q_{MO}) + (Q_{uI} - Q_{uo}) + (Q_{U1} - Q_{U2}) - (E + E_1) - \Delta S - \eta = 0 \quad (83-3)$$

که در آن I_3 و I_4 و I_5 به ترتیب جریان ورودی آب آبیاری به سطح مزرعه، جریان خروجی آب آبیاری از مزرعه و آب آبیاری خارج شده از طریق کanal ها، I_1 و I_2 بیانگر جریان آب ورودی به واسطه نفوذ از کanal های اصلی و از کanal های

آبیاری، Q_{SO} جریان ورودی و جریان خروجی طبیعی آب سطحی، Q_{MI} و Q_{MO} جریان ورودی و جریان خروجی آب خاک در ناحیه غیراشباع، Q_{UI} و Q_{UO} جریان ورودی و جریان خروجی آب زیرزمینی کم‌عمق، QU_1 و QU_2 جریان ورودی و جریان خروجی آب زیرزمینی از آبخوان‌های تحتانی، E تبخیر از سطح زمین، E_1 تبخیر از سطح آب در کanal‌ها، ΔS تغییر ذخیره آب در سطح و زیرزمین می‌باشد. جمله ΔS خود می‌تواند از چندین مولفه تشکیل شود:

$$\Delta S = \Delta S_{sn} + \Delta S_s + \Delta M + \Delta G \quad (84-3)$$

که در آن ΔS_n تغییر ذخیره آب در سطح خاک ناشی از تجمع برف، ΔS_s تغییر ذخیره آب در سطح خاک به‌دلیل تجمع آب در گودال‌ها، ΔM تغییر ذخیره آب در ناحیه غیراشباع و ΔG تغییر ذخیره آب در آبخوان‌ها می‌باشد. ΔS_{sn} ، ΔS_s و ΔM به صورت تفاوت‌هایی بین مقادیر اجزای مربوطه در انتهای و در شروع دوره بیلان محاسبه می‌شوند. برای محاسبه ΔG ، معادله بیلان آب برای محدوده آب زیرزمینی به کار می‌رود:

$$\Delta G = Q_{up} - Q_{uc} + (Q_{ul} - Q_{uo}) + (Q_{u1} - Q_{u2}) \quad (85-3)$$

که در آن Q_{up} تغذیه آب زیرزمینی به دلیل نفوذ ریزش جوی (عمدتاً به شکل بارش) و/یا آب آبیاری و Q_{UC} تخلیه آب زیرزمینی بداخل ناحیه غیراشباع می‌باشد. در فصل ششم این دستورالعمل، چگونگی برآورد و/یا محاسبه مولفه‌های فوق‌الذکر آورده شده است.

معمولًا بر پایه محاسبات بیلان آب، اندازه‌گیری‌های تکمیلی برای کنترل تعادل و توازن آب، نمک و گرما در مزارع کشاورزی جهت مدیریت مزرعه انجام می‌شوند. برای نیل به اهداف آبیاری در زراعت، عموماً معادله بیلان آب برای برآورد جمله ΔS یا مولفه آن ΔM ، یعنی تغییرات ذخیره رطوبتی در ناحیه غیراشباع مورد تجزیه و تحلیل واقع می‌شود. از نتیجه به‌دست آمده برای تعیین تاریخ یا مقدار آبیاری بعدی استفاده می‌کنند. در این صورت و برای اهداف عملی، این طور فرض می‌شود که چنین مولفه‌هایی به صورت جریان ورودی و جریان خروجی سطحی آب به خاک، تبادل آب با آبخوان‌های پایین‌تر و غیره برای مدت زمان‌های کوتاه مدت صفر هستند.

از ویژگی‌های یک «مزرعه» این است که غالباً به‌دلیل کوچک بودن مساحت آن ممکن است این امکان وجود داشته باشد که بتوان پارامترهای محلی را در آن با دقت بالاتری اندازه‌گیری و تعیین کرد. این پارامترها عموماً شامل تفکیک لایه‌بندی‌های خاک و تعیین تبخیر و تعرق به تفکیک برای هر لایه است. لذا در این نگرش می‌توان میزان نفوذ عمقی را که صرف تغذیه آب‌های زیرزمینی می‌شود را برآورد کرد. با درک مفهومی از معادله بیلان آب در خلال هر بازه زمانی (مثلای یک روزه)، فرآیندهای متعددی مدل می‌شوند (Kendy et al., 2003). اول اینکه بارندگی یا آبیاری به لایه بالایی خاک اضافه می‌شود و سپس در یک الگوی «مخزنی» به طرف پایین توزیع می‌شود. سپس شارش رو به پایین (نفوذ) در هر لایه محاسبه شده و توزیع مجدد آب در خاک مشخص می‌شود. در این الگو میزان شارش از لایه پایینی پروفیل خاک را می‌توان به عنوان مولفه تغذیه آب زیرزمینی در نظر گرفت. سپس تبخیر-تعرق از هر لایه به دو مولفه جداگانه تبخیر و تعرق تفکیک می‌شود. شاخص‌هایی از چگونگی رشد گیاه، عمق ریشه، نمایه سطح برگ و میزان رطوبت خاک کنترل کننده چنین جداسازی می‌باشند. در نهایت رطوبت جدید خاک توسط مولفه باقی‌مانده بیلان محاسبه می‌شود.

هر مقدار بارندگی و یا آب آبیاری در ابتدا به بالاترین لایه خاک اعمال می‌شود و می‌تواند آن را به حالت اشباع برساند. آب مازاد بر تخلخل موثر لایه اول و تا زمانی که تمام لایه‌ها اشباع شده و یا مقدار آب به طور کامل توزیع گردد متوالیاً در یک فرآیند «مخزنی» در لایه پایین‌تر توزیع می‌شود. هر مقدار آب مازاد بر اشباع‌سازی لایه‌های خاک به عنوان تغذیه آب زیرزمینی محسوب می‌شود. سپس آب موجود در هر لایه به صورت تابعی از هدایت هیدرولیکی به طرف پایین توزیع می‌شود. در این شرایط عموماً نیروهای ثقل بر نیروهای ماتریک برتری خواهد داشت. بنابراین گرادیان واحدی در پروفیل خاک وجود داشته و شارشی که به این صورت مدل می‌شود همیشه به طرف پایین خواهد بود. این فرضیات بهویژه در پروفیل‌های عمیق و جایی که شارش رو به بالا ناچیز است قابل قبول می‌باشد (Steenhuis et al., 1985). با این وجود می‌توان تصور کرد که از آنجایی که تغذیه آب زیرزمینی بیش‌تر به نرخ تبخیر - تعرق بستگی دارد و کم‌تر تحت تاثیر توزیع آب خاک واقع می‌شود، هرگونه خطای در این فرضیات منجر به خطای زیادی در تغذیه نخواهد شد. در شرایطی که هیچ شارش آب ورودی و خروجی به جز آنچه با گرادیان واحد در پایین لایه شکل گرفته است وجود نداشته باشد، طبق اصل بقای ماده برای هر لایه مجزا می‌توان نوشت:

$$L \frac{d\theta}{dt} = -K(\theta) \quad (86-3)$$

که در آن L ضخامت لایه (m)، θ متوسط رطوبت حجمی خاک در لایه (mm^{-3} یا mm^{-1})، t زمان (s) و K هدایت هیدرولیکی غیراشباع (ms^{-1}) می‌باشد. حل معادله (86-3) به تابعی که رابطه K را با θ بیان می‌کند وابسته است. چنین تابعی دارای پارامترهای مختلفی است و آن‌هایی که مقدارشان معلوم نباشد باید به کمک اطلاعات موجود و از طریق واسنجی مشخص شوند، بهدلیل این‌گونه ناطمنی‌های، این تابع هر چه ساده‌تر باشد مناسب‌تر خواهد بود. معادله نمایی زیر تنها دارای یک پارامتر بی بعد α است:

$$K(\theta) = K_s \exp\left(-\alpha \frac{\theta_s - \theta}{\theta_s - \theta_d}\right) \quad (87-3)$$

که در آن K_s هدایت هیدرولیکی اشباع، θ_s رطوبت حجمی لایه خاک در حالت اشباع، و θ_d میزان رطوبت خاک خشک است. سابقه استفاده از چنین تابعی برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی در شمال آمریکا در کارهای Steenhuis and van der Molen, (1986) و (1987) موجود است. مقدار α را می‌توان برای خاک‌های همگن حدود ۱۳ در نظر گرفت (Steenhuis et al., 1987, Bresler et al., 1978, Reichardt et al., 1972) ولی برای خاک‌های غیرهمگن می‌تواند به ۱۶ نیز برسد (Russo and Bresler, 1980). با این وجود برای اهداف مدل‌سازی، واسنجی مقدار α توصیه می‌شود. با میل کردن θ به θ_d ، $K(\theta)$ بسیار ناچیز ولی مخالف صفر خواهد بود. بنابراین بهتر است از آن برای شرایطی استفاده نمود که خاک کاملاً خشک نمی‌شود.

با جای‌گذاری معادله (87-3) در معادله (86-3) و با فرض $\theta_d = 0$ ، بعد از جداسازی متغیرها و محاسبه انتگرال حاصل، مقدار رطوبت حجمی خاک هر لایه بعد از نفوذ به دست می‌آید:

$$\theta_t = \theta_s - \frac{\theta_s}{\alpha} \ln \left[\frac{\alpha K_s \Delta t}{L \theta_s} + \exp \frac{\alpha}{\theta_s} (\theta_s - \theta_{t-\Delta t}) \right] \quad (88-3)$$

از روی تفاوت بین ذخیره آب خاک بر اساس معادله (۸۸-۳) و آن مقداری که در ابتدای گام زمانی محاسبه شده است، شارش خروجی از لایه محاسبه خواهد شد. این شارش بلافضله به میزان رطوبت لایه زیرین اضافه می‌گردد. عمل زهکشی به آبخوان توسط حرکت از آخرین لایه صورت می‌پذیرد.

در قدم بعدی تبخیر-تعرق واقعی، Eta (ms^{-1})، از هر لایه محاسبه می‌شود و از میزان آب خاک کسر می‌شود. ETa بخشی از تبخیر-تعرق پتانسیل، ETp ، است که در برگیرنده تبخیر پتانسیل از خاک، Ep ، و تعرق پتانسیل از گیاه، Tp ، است. نسبت Tp به Ep (یعنی چگونگی تخصیص ETp به Ep و Tp) به مرحله رشد گیاه و چگونگی توسعه برگ‌های آن -که به جزئی از تابش نفوذی موثر به تاج گیاهی (۲) - بستگی دارد (Campbell and Norman, 1988).

$$\tau = \exp [(-K_b)(LAI)] \quad (89-3)$$

که در آن K_b ضریب بدون بعد مرگ و میر تاج گیاهی است و مقدار آن در حدود 0.82 است (Stockle, 1985) و LAI نمایه سطح برگ ($m^2 m^{-2}$) است. مقادیر روزانه این نمایه برای گیاهان مختلف در منابع وجود دارد (Hay and Fischer et al., 2000) و یا می‌توان توسط مدل‌سازی رشد گیاهان (Riha et al., 1994) آن را محاسبه نمود. بر این اساس می‌توان ETp را به شکل زیر تفکیک نمود:

$$Ep = (\tau)(ETp); \quad Tp = (1 - \tau)(ETp) \quad (90-3)$$

در شرایط کمبود رطوبت، تبخیر-تعرق واقعی از تبخیر-تعرق پتانسیل کوچک‌تر می‌باشد ($ET_a \leq ETp$) (Kendy et al., 2003) نشان دادند که مجموع تبخیر واقعی و تعرق واقعی برای کل نیم‌رخ خاک می‌تواند به صورت زیر درنظر گرفته شود:

$$E_a = E_p \left[1 - \left(\frac{\theta}{\theta_{wp}} \right)^{-b} \right] \quad ; \quad T_a = T_p \left[1 - \left(\frac{\theta}{\theta_{wp}} \right)^{-b} \right] \quad (91-3)$$

که در آن b نمای رابطه منجني رطوبتی بروکس-کوري (معکوس توزیع اندازه منافذ، λ)، θ_{wp} رطوبت نقطه پژمردگی و θ میزان رطوبت محاسبه شده بعد از نفوذ (معادله ۸۸-۳) می‌باشد. مقادیر عددی λ برای خاک‌های با بافت مختلف توسط Rawls and Brakensiek, 1985 (Rawls et al., 1993, P 5.14) داده شده است. گرچه بخش اعظم تبخیر از لایه‌های سطحی آب اتفاق می‌افتد، ولی عمقی از پروفیل خاک که می‌تواند تحت تاثیر تبخیر واقع شود به نوع خاک بستگی دارد. Kendy et al. (2003) این عمق را برای خاک با بافت متوسط در چین حدود ۳ متر گزارش کردند. منابع دیگر محدوده بسیار متفاوت‌تری را ارائه می‌دهند و Khalili et al. (2001) این عمق را در حدود 0.45 متر برای تیمارهای مختلف آیش و فاریاب گزارش کردند. برای رسیدن به نتیجه مشخص‌تر، اعمال تیمارهای مزرعه‌ای و/یا استفاده از مدل‌های رایانه‌ای (مثل SWAP) توصیه می‌شود.

بر خلاف تبخیر، تنها لایه‌هایی از خاک که حاوی ریشه گیاهی هستند در تعرق نقش ایفا می‌کنند. مصرف آب، S ، از نقطه Z در پروفیل خاک که در آن توزیع ریشه به صورت نمایی باشد به صورت زیر توصیف می‌شود (Novak, 1987):

$$S(Z) = T_a \frac{\delta \exp\left[-\delta\left(\frac{Z}{Z_r}\right)\right]}{Z_r[1-\exp(-\delta)]} \quad (92-3)$$

که در آن Z_r عمق ریشه گیاه در پروفیل خاک و δ پارامتر توزیع مصرف آب می‌باشد. این پارامتر یک عدد ثابت تجربی است که انحصاری تابع نمایی را توصیف می‌کند. مقدار این پارامتر تقریباً از صفر (توزیع خطی) تا مقادیر بیشتری که مبین اینجا در این تابع باشد تغییر می‌کند (Riha et al., 1994). مقدار این پارامتر برای اغلب گیاهان بین ۰/۵ تا ۵/۰ است (Novak, 1987).

برای لایه خاک حاوی ریشه در بین دو عمق Z_1 و Z_2 از سطح زمین، جزیی از کل T_a تخصیص یافته به این لایه از انتگرال گیری معادله (۹۲-۴) بین این دو عمق به دست می‌آید:

$$u_f^t = \left(\frac{1}{1-\exp(-\delta)} \right) \left\{ \exp\left[-\delta\left(\frac{Z_1}{Z_2}\right)\right] \left[1 - \exp\left(-\delta \frac{Z_2 - Z_1}{Z_r}\right) \right] \right\} \quad (93-3)$$

که در آن u_f^t بیانگر بخشی از گیرش تعرق توسط گیاه می‌باشد. مجموع تمامی مقادیر u_f^t در کلیه لایه‌های پروفیل خاک مساوی با یک خواهد بود.

برای تخصیص تبخیر واقعی به یک لایه مشخص از خاک (u_f^e) می‌توان از همان معادله (۹۳-۴) استفاده کرد. در این صورت با استی کل عمق پروفیل به جای عمق ریشه جایگزین شود. از آنجایی که مقدار تبخیر بیشتر در سطح زمین، (در قیاس با تعرق)، متمرکز می‌شود، برای محاسبات مربوط به تبخیر $10 = \delta$ توصیه می‌شود. در نتیجه تبخیر واقعی و تعرق واقعی از یک لایه مشخص خاک، θ در خلال یک گام زمانی از معادله زیر به دست می‌آید:

$$E_{a(i)} = u_f^e E_a \Delta t \quad ; \quad T_{a(i)} = u_f^t T_a \Delta t \quad (94-3)$$

چنانچه E_a و T_a مربوط به هر لایه i در خلال گام زمانی t از میزان رطوبت خاک محاسبه شده از معادله (۸۸-۴) کسر شود، رطوبت نهایی خاک در این لایه، $\theta_{i,t}$ ، به دست می‌آید:

$$\theta_{i,t} L = \theta_{i,t-1} L + q_{i-1,t} + q_{i,t} - ET_{a(i,t)} \quad (95-3)$$

که در آن q شارش بین لایه‌ها می‌باشد. اگر $i=1$ باشد (یعنی سطح زمین)، آنگاه $q_{i-1,t} = I_t + P_t$ جمع بارش و آب آبیاری خواهد بود.

نفوذ عمق روزانه به آب زیرزمینی را نیز می‌توان با یک معادله ساده بیلان آب انجام داد (Zhu et al., 2005) ارائه شده است. نامبردگان بیلان آب خاک در یک دوره زمانی یک روزه برای کل مزرعه را بر اساس معادله (۹۶-۴) محاسبه کرند:

$$\Delta W = P + I + U - R - I_n - ET - D \quad (96-3)$$

که در آن ΔW تغییر روزانه (\pm) در ذخیره آب (همگی حسب میلی‌متر) در پروفیل خاک (0-170cm)، P باران روزانه، I آبیاری، R صعود آب از طریق مؤینگی، I_n رواناب سطحی، آب گرفته شده توسط برگ گیاهان، ET تبخیر-تعرق روزانه از خاک و گیاه، و D آب زهکش شده از ناحیه موثر ریشه گیاه می‌باشد. آن‌ها بر حسب شرایط محلی تحت مطالعه، از U، R، I_n و D صرف‌نظر کردند و زهکشی را مطابق معادله (۹۷-۴) بازنویسی کردند:

$$D = P + I - ET - \Delta W \quad (97-3)$$

در این حالت نفوذ عمقی روزانه (D_i) (پایین‌تر از 170cm) با مفروضات درنظر گرفته شد:

$$D_i = \max([P_i + I_i - ET + SWD_{i-1}], 0) \quad (98-4)$$

که در آن SWD کمبود آب خاک (میلی‌متر، منفی)، نمایه‌های $i-1$ و i به روز $i-1$ و i اشاره دارند، مقادیر P، I و ΔW مستقیماً و ET با لایسیمتر اندازه‌گیری شدند و کمبود خاک از روی ΔW و رطوبت مزرعه‌ای (FC) محاسبه شد. می‌توان از معادله بیلان (۹۹-۴) برای محاسبه تبخیر در فواصل کوتاه مدت (نیم ساعته) خاک سطحی استفاده نمود (Verhoef et al., 2006)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = P + I + CR - D - E - R \quad (99-3)$$

که در آن $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ تغییر در میزان کل رطوبت پروفیل خاک نسبت به زمان، P بارندگی، I مقدار آبیاری، CR حاشیه مؤینه‌ای، D نفوذ عمقی، E تبخیر و R رواناب می‌باشد. در این معادله از مولفه‌های ورودی و خروجی جانبی زیر سطحی صرف نظر شده و θ در عمق پروفیل بررسی می‌شود.

تدوین بیلان بلند مدت آب مزرعه، به عنوان مثال برای تعیین تاثیر آیش بر روی بیلان آب خاک، می‌توان معادله ساده شده (۱۰۰-۳) را به کار گرفت (Moret et al., 2006).

$$P = E + SWS \quad (100-3)$$

که در آن P بارندگی در دوره تحت مطالعه، E جمع کلیه تلفات شامل تبخیر از سطح خاک و مقدار زهکشی و SWS نگهداشت آب خاک در پروفیل خاک (0-70cm) (=تفاوت آب پروفیل خاک در انتهای دوره آیش و ابتدای آن) می‌باشد.

۲-۱۰-۳- اراضی زهکشی شده

بررسی‌های بیلان آب در زیرحوضه‌های آبریز رودخانه‌ای و نواحی منفرد در باتلاق‌ها و اراضی ماندابی و مناطقی که سطح آب زیرزمینی بالاتر از عمق ۳ متری واقع می‌شود با هدف ارائه یک پایه هیدرولوژیکی جهت تدوین معیارهایی برای احیای اراضی از طریق زهکشی و همچنین برای ارزیابی تاثیر زهکشی بر روی منابع آب، انجام می‌شود. به طور کلی باتلاق‌ها و اراضی ماندابی که عمدتاً غرقابی می‌باشند نیاز به زهکشی دارند. بررسی‌های محاسبات بیلان آب در چنین شرایطی عموماً در یک حوضه آبریز رودخانه‌ای کوچک و یا در یک زمین کشاورزی دارای سیستم زهکشی انجام می‌شود. معادله بیلان آب برای یک حوضه آبریز احیا شده در هر دوره زمانی با معادله زیر بیان می‌شود:

$$P + Q_{SI} - Q_{SO} + Q_{uI} - Q_{uo} + Q_{uI} - Q_{u2} - E - \Delta S - \eta = 0 \quad (10-1-3)$$

که در آن P بارندگی، Q_{SI} و Q_{SO} جریان ورودی و جریان خروجی آب سطحی، Q_{uI} و Q_{uO} جریان ورودی و جریان خروجی آب زیرزمینی، Q_{uI} و Q_{u2} جریان ورودی و جریان خروجی آب زیرزمینی از آبخوان‌های عمیق‌تر (تبادل عمودی آب زیرزمینی)، E تغییر رطوبت خاک در سطح و زیرزمین و η تناقض بیلان است.

اندازه‌گیری مولفه‌های مجزای بیلان یک احیا شده توسط روش‌های معمول در حوضه‌های آبریز رودخانه‌ای قابل انجام می‌باشد. کل جریان ورودی ($Q_{SI} + Q_{uI}$) به از نواحی بالاتر و کل رواناب ($Q_{SO} + Q_{uO}$) از حوضه آبریز در کانال‌های شبکه زهکشی توسط همان روش‌هایی که برای کانال‌های آبیاری به کار می‌رود اندازه‌گیری می‌شود. در چنین شرایطی معادله بیلان آب در ناحیه غیراشباع زمین کشاورزی زهکشی شده از همان جملات معادله (۸۳-۳) و (۸۴-۳) برای یک زمین فاریاب تشکیل می‌شود. ولی در این شرایط نسبت‌های مولفه‌های بیلان آب متفاوت خواهد بود. اندازه‌گیری مولفه‌های بیلان آب زمین‌های کشاورزی زهکشی شده شامل همان روش‌های اراضی فاریاب می‌باشد.

۱۱-۳- معادله بیلان در مناطق خاص

تدوین معادله بیلان به میزان زیادی به ویژگی‌های مکانی منطقه مورد مطالعه بستگی دارد. در ک این ویژگی‌ها در موقع تحلیل معادله بیلان و نتایج حاصله از آن می‌تواند بسیار حائزahمیت باشد. مناطق خاص در اینجا به دو نوع (الف) مناطق با یخ و برف فراوان و (ب) مناطق ساحلی تقسیم می‌شود.

الف- یخچال‌های کوهستانی و حفاظه‌های یخی

معادله بیلان آب برای یک حوضه کوهستان یخچالی برای دوره‌های زمانی کوتاه مدت (ماهانه، فصلی) را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$P - E - Q - \Delta S_{gl} - \Delta S_{sn} - \Delta M - Q_{up} + Q_{uc} - \eta = 0 \quad (10-2-3)$$

که در آن P ریزش جوی، E تبخير، Q رواناب (تخلیه در مقطع اندازه‌گیری خروجی) از کل حوضه کوهستان یخچالی، S_{gl} تغییر در کل ذخیره یخ و برف در سطح تمامی یخچال‌ها در برای دوره زمانی بیلان، ΔS_{an} تغییر در ذخیره فصلی برف بر روی مساحت غیریخچالی، ΔM تغییر میزان رطوبت در ناحیه غیراشباع مساحت که به وسیله یخچال‌ها پوشیده نشده است، $Q_{UP} - Q_{UC}$ تبادل آب بین آب زیرزمینی و ناحیه غیراشباع، Q_{UC} تغذیه آب ناحیه غیراشباع به وسیله آب زیرزمینی، Q_{UP} نشت یا نفوذ به داخل آب زیرزمینی از ناحیه غیراشباع و η تناقض بیلان می‌باشد. این معادله اگر خط مرز حوضه آبریز سطحی و زیرسطحی بر هم منطبق درنظر گرفته شود محاسبه رواناب (Q) از کل حوضه کوهستان یخچالی را میسر می‌سازد. جملات معادله (۱۴۳-۳) به طور مستقل برای نواحی پوشیده شده و پوشیده نشده توسط یخچال برآورد می‌شود. مقدار ΔS_{gl} برای نواحی اشغال شده به وسیله یخچال‌ها برآورد می‌شود و بیانگر تغییر کل

ذخیره یخ و برف در تمامی یخچال‌های تحت بررسی می‌باشد. تمامی جملات باقی‌مانده معادله (۱۰۲-۳) برای بخشی از که توسط یخچال‌ها پوشیده نشده باشد برآورد می‌شود.

ریزش جوی جامد و مایع (P) بر پایه اطلاعاتی از برف‌سنگی و از ایستگاه‌های اندازه‌گیری ریزش جوی که در بخش‌های مختلف نصب شده باشد ارزیابی می‌شود. بررسی‌های برف‌سنگی نیز روشی برای برآورد مقدار ΔS_{sn} می‌باشد. جملات ΔS_{gl} ممکن است به وسیله روش‌های مختلفی از قبیل محاسبه یخچال‌های سطحی ذوب شده بر مبنای بیلان گرما، یا با تقریب بیشتر بر اساس اطلاعات درجه حرارت هوا برآورد شود.

به منظور برآورد تبخیر (E) می‌توان از روش‌های محاسبه که در بخش‌های دیگر این نشریه ارائه شده است و یا اطلاعات به دست آمده از تبخیرسنچ‌ها استفاده نمود. معمولاً برآورد ΔM نیاز به زمان بیشتری خواهد داشت چرا که به اندازه‌گیری‌های رطوبت خاک به وسیله روش وزنی و یا سایر روش‌های مناسب دیگر نیاز دارد. از آنجایی که روش‌های سریع و دقیقی برای اندازه‌گیری تبادل آب بین آب زیرزمینی و ناحیه غیراشباع وجود ندارد، تبادل آب ($Q_{up} - Q_{uc}$) عموماً در جمله تناقض گنجانده می‌شود.

معادله (۱۰۲-۳) بیانگر بیلان آب برای دوره‌های کوتاه مدت مشخص (ماه‌ها، فصول مشخص) می‌باشد. برای میانگین‌های سالانه، می‌توان فرض $\Delta M = \Delta S_{an} = 0$ و $\Delta S_{gl} = 0$ را درنظر گرفت، مگر اینکه یک دلیل منطقی برای پذیرفتن اینکه یخچال در تعادل است وجود داشته باشد. از طرف دیگر مقدار $\Delta S_{gl} = 0$ برخلاف $\Delta M = 0$ را فقط زمانی می‌توان درنظر گرفت که یک فرض مبتنی بر تعادل یخچال وجود داشته باشد. چرا که نرخ بسیار کند پیشرفت یا پسرفت یخچال، تغییر قابل ملاحظه سالانه‌ای را در ΔS_{gl} دربردارد. برای هر یخچال مشخص، ΔS_{gl} بیانگر بیلان فاز جامد در یخچال است و ممکن است برای بیلان یخ و برف از یک یخچال کوهستانی بر پایه معادله زیر برآورد شود:

$$\Delta S_{gl} = P_{sn} + Q_{gl+sn} + \Delta S_{snf} - \Delta S_{snm} - E \quad (103-3)$$

که در آن ΔS_{snm} میزان برف و یخ ذوب شده در خلال دوره زمانی بیلان، ΔS_{snf} میزان آب ناشی از ذوب برف است که مجدداً در لایه سطحی یخ بسته است، E تبخیر از سطح یخچال، P_{an} میزان ریزش جوی جامد بر روی سطح یخچال و Q_{gl+an} میزان یخ و برف موجود بر روی سطح یخچال به دلیل بهمن و کولاک می‌باشد.

بیلان‌های آب برای حفاظه‌های یخی (یخپهنه‌ها) به طور گستردگی بررسی نشده‌اند و لذا حل این مساله ممکن است تنها به صورت تقریبی به دست آیند. معادله بیلان آب برای یخ و برف در یخپهنه به صورت زیر ارائه شده است:

$$\Delta S_{gl} = P'_{sn} - \Delta S_{sn} - \Delta S_{ice} - E \quad (104-3)$$

که در آن ΔS_{gl} تغییر کل مقدار یخ و برف یک یخپهنه معین برای دوره زمانی بیلان، ΔS_{sn} میزان یخ و برف ذوب شده، و ΔS_{ice} میزان یخ تلف شده به وسیله تشکیل کوههای یخ، E تبخیر از سطح یخپهنه، P'_{sn} میزان ریزش جوی جامد بر روی یخپهنه می‌باشد.

ب- بیلان آب در مناطق ساحلی

از ویژگی مناطق ساحلی وجود جزرومد در دریا می‌باشد. جزرومد یک پدیده طبیعی ناشی از تاثیر متقابل ماه و زمین است. در سیکل جزرومد آب دریا نیز تاثیر متقابله در مناطق ساحلی می‌گذارد و لذا موجب تغییر در بیلان آن می‌شود. کاربرد مهم بیلان آب در اینجا مربوط به بیلان نمک می‌شود زیرا آب دریا در این مناطق موجب تغییر زیاد در شوری خاک نیز می‌شوند.

Huthnance et al. (2002) بیلان مناطق مجاور دریای Iberia را مدنظر قرار دادند. معادله بیلان برای هر حجم کنترل مطابق زیر می‌تواند نوشته شود:

$$q_S = q_N + \sum_i q_i \quad (105-3)$$

که در آن q_S فلاکس ورودی در قسمت جنوبی، q_N فلاکس ورودی در قسمت شمالی و q_i فلاکس‌های خروجی در چهار سمت جغرافیایی‌اند.

بیلان آب خلیج‌های بزرگ عمدتاً توسط جریان‌های ورودی و خروجی، رواناب رودخانه‌ها و نزولات جوی خالص کنترل می‌شوند. برای مثال مولفه‌های مختلف بیلان آب برای دریای بالتیک با استفاده از مشاهدات و نتایج مدل محاسبه شده است (Omstedt and Axell, 2003).

۱۲-۳- بیلان آب در تالاب‌ها

روش بیلان آب را می‌توان برای تعیین منابع عمدۀ آب در تالاب‌ها و همچنین برای مشخص کردن مولفه‌های هیدرولوژیکی به کاربرد. بیلان آب ابزار تحقیقاتی متداولی برای بررسی‌های هیدرولوژیکی دریاچه‌ها و تالاب‌ها به شمار می‌آید. Hayashi et al., 1998) بررسی‌های بیلان آب تالاب‌ها برای انتخاب موثرترین روش احیا آن‌ها و همچنین برای برقراری روابط داخلی بین وضعیت آن‌ها و های رودخانه‌ای که تالاب‌ها در آن‌ها واقع شده‌اند، حائزه‌میت‌اند. برای محاسبه بیلان آب یک تالاب لازم است نوع تالاب مدنظر قرار گیرد. تالاب‌ها بسته به موقعیت قرارگیری، شرایط پر شدن‌شان، ماهیت پوشش گیاهی و توزیع آن در داخل زمین‌های تالاب، ممکن است به دو دسته عمدۀ: تالاب‌های مرتفع و تالاب‌های پست تقسیم شوند. تالاب‌های مرتفع با ویژگی‌هایی چون موقعیت آن‌ها نسبت به سطح حوضه آبریز، سطح محدب، جریان ورودی به داخل آن‌ها (فقط ریزش جوی باشد)، و پوشش گیاهی oligotrophic مشخص می‌شوند. تالاب‌های پست با خصوصیاتی از قبیل موقعیت در گودی‌ها، دره‌های رودخانه‌ای یا پهنه‌های سیل‌گیر، سطح مقعر یا صاف، نحوه پر شدن دوگانه (ریزش جوی به اضافه جریان ورودی سطحی و زیر سطحی از زمین‌های خشک مجاور)، و پوشش گیاهی eutrophic شناسانده می‌شود.

بسته به نرخ چرخش آب، رسوبات پیت در تالاب‌های طبیعی (احیا نشده) ممکن است به دو لایه تقسیم شود. این دو لایه شامل لایه فعال سطحی، جایی که سرعت جريان جريان به واسطه شبکه کف زیاد است، و دیگری لایه خنثی پایینی تشکیل شده از رسوب عمده پیت یعنی جایی که نفوذ و تبادل آب در آن کند می‌باشد.

ویژگی لایه فعال، تخلخل زیاد و مقدار شدیداً متغیر آب آن می‌باشد. محدوده عمق آن از $80-100$ میلی‌متر در تالاب‌های پست و $600-700$ میلی‌متر در تالاب‌های مرتفع متغیر می‌باشد. جريان آب (روان آب) در لایه فعال به صورت جريان سطحی و تا حدی به صورت جريان نفوذی به مقدار اندک رخ می‌دهد. لایه خنثی دارای دو ویژگی عمده شامل نفوذپذیری بسیار کم (ضریب نفوذپذیری در این لایه 10^{-3} تا 10^{-4} برابر ضریب در لایه فعال است) و مقدار آب با تغییرات بسیار اندک می‌باشد.

به دلیل چنین تفاوت‌هایی در خصوصیات لایه‌های فعال و خنثی پیت، تقریباً تمامی رواناب افقی از تالاب‌ها در لایه فعال توسط جريان سطحی و زیر سطحی ایجاد می‌شود. حجم رواناب افقی در لایه خنثی کمتر از 1% روان آب در لایه فعال می‌باشد؛ بنابراین جريان خروجی افقی از یک تالاب به طور عملی مساوی با مقدار آب جريان یافته در لایه فعال آن خواهد بود.

معادله عمومی بیلان آب قابل اعمال به یک تالاب، به شکل زیر می‌باشد:

$$P + Q_3 + Q_4 - Q_1 - Q_2 + Q_5 - E - \Delta M - \eta = 0 \quad (106-3)$$

که در آن P ریزش جوی بر سطح تالاب، Q_1 روان آب از تالاب از طریق شبکه کانال‌ها (جوی‌ها و نهر)، Q_2 جريان افقی در لایه فعال که جريان پخشیده‌ای را به زمین‌های خشک مجاور تخلیه می‌کند، Q_3 جريان ورودی به تالاب از شبکه‌ای زمین‌های خشک مجاور و همچنین جريان ورودی زیرزمینی از آبخوان‌های ورودی به رسوبات پیت در مرزهای تالاب، Q_5 تبادل عمومی آب بین رسوبات پیت و زمین‌های معدنی زیرین آن ($Q_5 \geq 0$) تبخیر از سطح تالاب و ΔM تغییر ذخیره رطوبت در لایه فعال طی دوره زمانی بیلان می‌باشد.

معادله (106-3) ممکن است برای محاسبه بیلان‌های آب در دوره‌های زمانی سالانه، فصلی، ماهانه، و 10 روزه در تالاب‌ها در طی دوره آماری مشخص مورد استفاده قرار گیرد. برای بیلان‌های میانگین، ΔM صفر درنظر گرفته می‌شود. بسته به شرایط مشخص پر شدن تالاب، اگر برخی از مولفه‌ها حذف شوند و یا مساوی با صفر قرار داده شوند، معادله (106-3) به شکل ساده‌تری تبدیل شده و یا اینکه ممکن است توسط اعمال جملات اضافی بسط داده شود.

مولفه‌های بیلان آب را توسط اندازه‌گیری‌های هیدرومتریولوژیکی در تالاب برآورد می‌کنند. ریزش جوی P ، تبخیر - تعرق E ، رواناب Q و جريان ورودی Q_3 مستقیماً اندازه‌گیری می‌شود. تغییر ذخیره رطوبت ΔM در لایه فعال از روی داده‌های حاصل از نوسانات تراز آب تالاب محاسبه می‌شود و آبدهی ویژه لایه فعال به طور تجربی تعیین می‌گردد. جريان افقی در لایه فعال Q_2 توسط بررسی اطلاعات ترازهای آب تالاب برآورد می‌شود ولی خصوصیات نفوذ لایه فعال به طور تجربی تعیین خواهد شد. جريان ورودی آب سطحی از اراضی شبکه مجاور و جريان ورودی آب زیرزمینی Q_4 و تبادل عمودی آب Q_5 عموماً به طور مشترک به صورت مولفه باقی‌مانده در معادله بیلان آب درنظر گرفته می‌شود.

تبخیر و تغییرات ذخیره آب تالاب در بخش‌های گوناگون از تالاب، به پارامترهای جزیی از ویژگی‌های سطحی آن وابسته می‌باشد. این خصوصیات در بخش‌های قابل تفکیک به نواحی همگن در تالاب که در آن لایه فعال خصوصیات هیدروفیزیکی یکسانی داشته باشد تعیین می‌شوند. تالاب در این بخش‌ها به‌وسیله یک یا چندین مجموعه گیاهی با ترکیب و ساختمان بوتانیکی مشابه درنظر گرفته می‌شود. بنابراین اندازه‌گیری‌های تبخیر و نوسانات تراز آب و همچنین برآوردهای خصوصیات نفوذ لایه فعال بایستی به طور منفرد برای هر تالاب مشخص صورت پذیرد. سپس با توجه به مساحت پوشیده شده از هر نوع از ویژگی‌های سطحی، تبخیر و تغییرات ذخیره آب تالاب برای کل مساحت تالاب به صورت میانگین درنظر گرفته می‌شود.

تغییرات ذخیره آب در لایه فعال تالاب توسط معادله زیر قابل محاسبه می‌باشد:

$$\Delta M = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n a_i v_i \Delta h_i \quad (107-3)$$

که در آن v_i و h_i ضریب آبدهی ویژه و تغییر تراز آب برای هر بخش به مساحت a_i که باید به طور تجربی تعیین شوند و A کل مساحت تالاب است. متوسط تبخیر برای کل تالاب نیز به‌طور مشابه توسط معادله زیر تعیین می‌شود:

$$E = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n a_i E_i \quad (108-3)$$

که در آن E_i تبخیر در خلال دوره زمانی بیلان از مساحت a_i با ویژگی سطحی مشخص می‌باشد. در نظر گرفتن خشک شدن لایه‌های بالایی رسوب پیت که باعث کاهش میزان رطوبت از ظرفیت زراعی شده است درنظر گرفته شده است. باعث می‌شود در خلال ماههای خشک و در ترازهای پایین آب در تالاب، تناظرهاشای منفی بزرگی در بیلان‌های ماهانه آب مشاهده می‌شود.

Reeves and Woessner (2004) برای بررسی وضعیت رشدی یک تالاب حاوی گونه کمیاب Water Howellia در ایالات مونتنا در آمریکا، معادله بیلان را به صورت زیر درنظر گرفتند:

$$gw_{inflow} + ppt - evap - trans - sw_{outflow} - gw_{outflow} \pm \Delta \text{Wetland Volume} = 0 \quad (109-3)$$

که در آن gw_{inflow} جریان ورودی (بده) زیرزمینی از حوضه آبریز به داخل تالاب، $gw_{outflow}$ جریان خروجی زیرزمینی از حوضه آبریز می‌باشد. $trans$ تعرق گیاهی از گونه‌های گیاهی تالاب (گیاهان آبدوست)، $evap$ تبخیر مستقیم از سطح آزاد آب تالاب، ppt باران‌سنج، $\Delta \text{Wetland Volume}$ دستگاههای تعیین‌اند. برای تعیین کمی مولفه‌های بیلان آب تنها هنگامی که خصوصیات مورفولوژیکی تالاب و حوضه آبریز مشخص شوند قابل اندازه‌گیری مولفه‌های بیلان آب تنها هنگامی که خصوصیات مورفولوژیکی تالاب و حوضه آبریز مشخص شوند قابل تعیین‌اند. تجهیزات باران‌سنجی و تشتهای تبخیر می‌توان استفاده نمود. برای اندازه‌گیری‌های غیرثبتات غالباً مقیاس زمانی دو هفته‌ای مناسب است. استفاده از حداقل دو باران‌سنج، یکی در و دیگری در تالاب، برای سنجش ریزش جوی مناسب

به نظر می‌رسد. اطلاعات برف‌سنگی برای تعیین کل ریزش‌های جوی در خلال ماههای زمستان (اکتبر تا مارس) به دقت برآوردها می‌افزاید.

از دستگاه‌های ثبات تراز آب مختلفی (من جمله Stevens نوع F) می‌توان استفاده کرد. بهتر است یکی از آن‌ها در داخل تالاب و دیگری در یک چاه کم عمق که بلافاصله در مجاورت قسمت تجمع آب تالاب باشد نصب شود. از روی قرائت‌های دو وسیله، تغییرات در تراز رقوم تالاب و سفره آب کم‌عمق به دست می‌آید. تغییرات مساحت تالاب در طول زمان بایستی از روی اندازه‌گیری‌های تراز تالاب که با وسایل اندازه‌گیری میله‌ای به دست می‌آید، تعیین شود. مورفولوژی تالاب و حوضه‌های آبریز مجاور آن با عملیاتی چون نقشه‌برداری صورت خواهد پذیرفت.

با معادله زیر تبخیر تعرق توسط هیدروگراف‌های پیوسته سطح آب در هر تالاب محاسبه می‌شود (Reeves and Meyboom, 1967). این معادله در ابتدا توسط White (1932) به دست آمد و بعداً توسط (Woessner, 2004) تصحیح شد.

$$ET = S_Y (24r \pm \Delta S)A \quad (110-۳)$$

که در آن S_Y آبدهی ویژه، $24r$ تغییر در تراز تالاب در روز، ΔS تفاوت بین تراز تالاب در خاتمه یک دوره زمانی ۲۴ ساعته و A مساحت تالاب می‌باشد. این روش در ابتدا برای محاسبه نیاز تبخیر-تعرق در آبخوان‌های غیرمحصور کم‌عمق که در معرض تقابل با پوشش گیاهی گیاهان آب‌دوست بودند تهیه شد. جهت بسط آن به تالاب‌ها از مقدار عددی یک برای ستون آب در تالاب استفاده می‌شود.

با وجودی که بیلان آب یک روش متداول در مطالعه دریاچه‌ها و تالاب‌ها به شمار می‌آید، ولی به کمیت درآوردن درصدهای خطای هر مؤلفه در معادله بیلان آب مهم است. عوامل عمده‌ای که به روی تجهیزات باران‌سنج و لذا بر روی اندازه‌گیری ریزش جوی تاثیر می‌گذارند، شامل باد، تبخیر و ارتفاع بالای زمین می‌باشد. مثلاً اگر باران‌سنج تقریباً یک متر بالای زمین نصب شده باشد، بسته به الگوی باد خطایی بین $15\% \pm 5\%$ تا $15\% \pm 10\%$ ممکن است برای داده‌های طولانی مدت به وجود آید (Winter, 1981). با این وجود چنانچه درختان متمرکزی در تالاب وجود داشته باشد، خطای $5\% \pm 5\%$ کاملاً مناسب خواهد بود (Reeves and Woessner, 2004).

تشت‌های شناور تبخیر را می‌توان به عنوان یک وسیله اندازه‌گیری مستقیم درنظر گرفت و نظریه اینکه هیچ وسیله اندازه‌گیری مستقیم دیگری برای این منظور وجود ندارد، امکان انتساب خطایی به تشت تبخیر غالباً وجود نخواهد داشت. علیرغم این موضوع در منابع به اعدادی در محدوده $10\% \pm 15\%$ برای خطای اشاره شده است (Winter, 1981). درصد خطای با افزایش میزان باد افزایش می‌یابد و در شرایطی که تالاب بادخیز نباشد محدوده پایین ($10\% \pm 10\%$) توصیه می‌شود (Reeves and Woessner, 2004).

محاسبات تبخیر-تعرق با استفاده از تحلیل هیدروگراف‌های آب‌های سطحی (پیشنهادی توسط Meyboom) با خطای قابل ملاحظه‌ای توام می‌باشد. گرچه چارت‌های آب سطحی کاملاً دقیق‌اند، ولی به علت تغییر شکل و اندازه منحنی، تعیین شیب این منحنی‌های شبانه‌روزی با خطای ذاتی توام خواهد بود. استفاده از یک زمان مشخص در شبانه‌روز برای رسیدن به نتیجه مطلوب ضروری به نظر می‌رسد (Reeves and Woessner, 2004).

بر روی چارت‌های هیدروگراف برای تحلیل شیب، عموماً ۳ میلی‌متر یا کمتر است. متوسط خطای حدود $\pm 20\%$ از ضرب این مقدار در مساحت هر تالاب در بررسی Reeves and Woessner (2004) به دست آمد. با توجه به برآورده از خطای این مقدار توسط تشتت‌های شناور، این مقدار خطای را می‌توان به مولفه‌های تعرق گیاهی منتنسب نمود.

با توجه به وسعت منطقه بررسی و وسائل موجود، تعیین تراز تالاب به نزدیک‌ترین $1/5$ متر صورت می‌پذیرد. دقت تهیه نقشه پستی و بلندی‌های آبریز مشرف به تالاب، به دقت وسائل نقشه‌برداری و مهارت تیم عملیاتی بستگی دارد. خطای در حدود 0.16 میلی‌متر برای ارتفاع نقاط عموماً مناسب می‌باشد. تعیین مورفوژی تالاب غالباً پیچیده است. در نتیجه خطای $\pm 10\%$ را برای مولفه حجم (ذخیره) تالاب در معادله بیلان آب می‌توان در نظر گرفت.

برای اندازه‌گیری جریان خروجی سطحی از روی اطلاعات عرض، ارتفاع آب، سرعت آب در کanal، خطای قابل ملاحظه‌ای رخ خواهد داد. مقدار آب خروجی سطحی در آغاز و خاتمه دوره زمانی بیلان آب مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. مقدار میانگینی برای این مولفه از دو اندازه‌گیری فوق قابل محاسبه می‌باشد. با این وجود چنانچه امکان اندازه‌گیری دوره‌ای آن در طول دوره زمانی بیلان فراهم باشد، اندازه‌گیری‌های بیشتر توصیه می‌شود. به علاوه تغییر در بدء رودخانه در طول زمان کاملاً متحمل است و حسب شرایط امکان دارد که بخش زیادی از جریان تنها در یک دوره کوتاه زمانی رخ دهد. با توجه به این عوامل، خطای ± 50 درصدی برای مولفه جریان خروجی سطحی در نظر گرفته می‌شود.

تعیین جریان ورودی خالص آب زیرزمینی از روی تفاوت در مولفه‌های بیلان آب منجر به تجمع خطای از تمامی مولفه‌های بیلان آب می‌شود. چون این مولفه به عنوان مولفه باقی‌مانده سایر مولفه‌های دیگر است، یک روش آماری انتشار خطای محاسبه خطای این مولفه از بیلان آب (Winter, 1981) می‌تواند به کار رود:

$$\sqrt{E_{gw_{inflow}}} = E_{ppt}^2 + E_{\Delta wetland volume}^2 + E_{evap}^2 + E_{trans}^2 + E_{SW_{outflow}}^2 \quad (111-3)$$

که در آن $E_{gw_{inflow}}$ مجموع خطای منتشر شده برای مولفه جریان ورودی آب زیرزمینی، E_{ppt} خطای مربوط به مولفه ریزش جوی ($\pm 5\%$)، $E_{\Delta wetland volume}$ خطای مربوط به مولفه تغییر در حجم تالاب ($\pm 10\%$)، E_{evap} خطای مربوط به مولفه تبخیر مستقیم ($\pm 10\%$)، E_{trans} خطای مربوط به مولفه تعرق گیاهی ($\pm 20\%$) و $E_{SW_{outflow}}$ خطای مربوط به مولفه آب خروجی سطحی ($\pm 50\%$) می‌باشد.

در روش انتشار خط، واریانس تمامی مولفه‌های بیلان آب با هم جمع شده و از روی آن انحراف استاندارد خطای مولفه جریان ورودی آب زیرزمینی از روی واریانس آن محاسبه می‌شود. چندین فرض در این رابطه وجود دارد. اول اینکه خطای هر مولفه بیلان آب به تنهایی مشابه با انحراف استاندارد خطای است. دوم اینکه مولفه‌های متمایز بیلان آب متغیرهای تصادفی مستقل‌اند. در آخر و سوم اینکه به دلیل ماهیت خطی معادله بیلان آب، خطای مولفه‌های بیلان آب می‌توانند با هم جمع شوند. گرچه فرض استقلال مولفه‌های بیلان آب از یکدیگر ممکن است بحث برانگیز باشد، ولی به دلیل درجه وابستگی مجھول آن به یکدیگر محاسبه کوواریانس بین این مولفه‌ها غیرممکن است. خواننده برای جزئیات بیشتر به Reeves and Woessner (2004) مراجعه کند.

فصل ۴

ارزیابی جایگاه سنجش از دور و

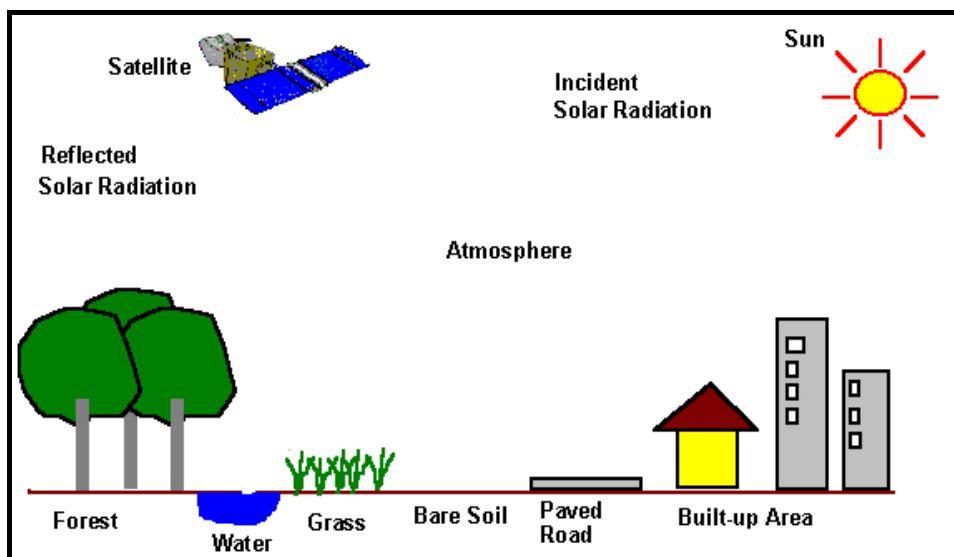
کاربرد مدل‌های رایانه‌ای در بیلان

منابع آب

در دیدگاه استفاده از سنجش از دور مدل‌های مورد استفاده باید بتوانند نتایج حاصل از این فن‌آوری را به کمیت‌های هیدرولوژیکی مرتبط نمایند. فن‌آوری سنجش از دور یک تکنیک قدرتمند برای مطالعات محیطی می‌باشد. در مقایسه با سایر روش‌های جمع‌آوری اطلاعات، اطلاعات به دست آمده توسط این فن‌آوری به دلیل دید یکپارچه و وسیع بودن، قابلیت تفکیک طیفی، تهیه پوشش‌های تکراری و بالاخره ارزان بودن از قابلیت‌های ویژه‌ای برخوردار است. با پیشرفت تکنیک‌های سنجش از دور ماهواره‌ای و امکان دسترسی به داده‌های مفید سنجنده‌های میکروموج غیرفعال مانند SSM/I و SSMR بررسی قلمروهای برفی و پارامترهای وابسته به آن ممکن می‌گردد.

۱-۴- اصول سنجش از دور

عبارت انگلیسی Remote Sensing که در برگردان فارسی دور سنجی، دور کاوی و یا سنجش از دور از آن یاد می‌شود عبارت است از علم و هنر کسب اطلاعات از پدیده‌ها یا اجسام بدون تماس فیزیکی با آن‌ها. پایه و اساس سنجش از دور بر اندازه‌گیری انرژی بازتابشی پدیده‌ها از راه دور می‌باشد (شکل ۱-۴). انرژی بازتابشی یا به عبارت ساده‌تر امواج الکترومغناطیس منعکس شده از پدیده‌ها، مبانی فیزیک سنجش از دور را تشکیل می‌دهند. امواج الکترومغناطیس دارای طیف وسیع و گسترده‌ای است، ولی تنها بخش مرئی تا میکروموج آن در سنجش از دور مورد توجه و استفاده قرار می‌گیرد.



شکل ۱-۴- موقعیت عوارض زمینی و ماهواره‌ها

بخشی دیگر از محدوده امواج مورد استفاده در سنجش از دور مربوط به محدوده طیفی مادون قرمز است. این محدوده براساس خصوصیات طیفی به دو بخش کلی محدوده مادون قرمز انعکاسی و محدوده مادون قرمز حرارتی تقسیم می‌شود. محدوده مادون قرمز انعکاسی خود شامل محدوده مادون قرمز نزدیک و محدوده مادون قرمز میانی می‌باشد. محدوده طیفی ماقرورویو بخشی از طیف است که بین امواج مادون قرمز و امواج رادیویی قرار دارد و طول موج آن‌ها از

یک میلی‌متر تا یک متر است. این امواج در شرایط بد آب و هوایی نیز قادر به عبور از جو هستند و به جز بخش اولیه، بقیه چندان تحت تاثیر اتمسفر قرار نمی‌گیرند.

سنجندها وسایلی‌اند که امواج الکترومغناطیس منعکس شده از پدیده‌های مختلف و یا سایر انرژی‌های ساطع شده را جمع‌آوری نموده و به شکلی مناسب برای کسب اطلاعات از محیط اطراف ارائه دهند. مشخصه‌های عمدۀ درباره سنجندها شامل (الف) قدرت تفکیک طیفی، (ب) قدرت تفکیک مکانی، (ج) قدرت تفکیک رادیومتریک و (د) قدرت تفکیک زمانی می‌باشد.

منبع داده‌های سنجش از دور معمولاً تابش الکترومغناطیسی است که از یک پدیده یا یک شیء‌گسیل می‌شود. انعکاس طیفی با توجه به نوع پوشش هر پدیده در روی زمین متفاوت است. تفاوت انعکاس طبیعی پدیده‌ها از مواردی است که متخصصان سنجش از دور برای تشخیص نوع پوشش‌های عوارض زمینی استفاده می‌کنند (فومنی مقدم، ۱۳۸۵). علاوه بر افزایش دقت در مقیاس‌های بزرگ، به کمک تکنیک‌های RS و DTM می‌توان به صورت اقتصادی‌تری به فهم ویژگی‌های زمین پرداخت (آزادبخت، ۱۳۸۵). تصاویر ماهواره‌ای گوناگون از نظر قدرت تفکیک مکانی، زمانی، طیفی و رادیومتری کاربردهای متنوعی در مطالعات زمینی دارند. از این رو محققان سعی می‌نمایند که در طراحی سنجندها این عوامل را تا حد امکان بهینه نمایند. امروزه ماهواره‌های بسیاری چون IRS, Spot, LandSat ایکونوس، کوئیکبرد، ارب و یو View-3 (orb)، کارت‌توست (Cartosat-1)، Terra و Noaa فعال هستند. استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای در مطالعه اقیانوس‌ها، دریاچه‌ها، منابع آب در حوضه‌های آبریز بسیار گسترده است. تشخیص آب، دشت‌های سیلابی، مکان آب‌های زیرزمینی، درجه حرارت آب‌ها، مطالعات برف‌سنگی و بخش‌سنگی، تشخیص، تعیین و تخمین سیلاب‌ها و میزان خسارت آن‌ها، بررسی تغییرات سواحل و جریان‌های دریایی و تشخیص دریاچه‌ها از جمله کاربردهای فن آوری سنجش از دور در منابع آب می‌باشد (فومنی مقدم، ۱۳۸۵).

۴-۲- سنجش از دور و کاربری اراضی

به طور کلی می‌توان پدیده‌ها را از لحاظ سرعت تغییر به سه دسته (الف) با سرعت زیاد (سیل، زلزله، طوفان، تغییرات آب و هوایی)، (ب) متوسط (کاربری اراضی، توسعه شهری) و (ج) کند (تغییرات توپوگرافی) تقسیم نمود. سنجش از دور به راحتی امکان مطالعه و بررسی تغییرات در مقیاس زمانی سریع و متوسط را فراهم می‌کند. یکی از استفاده‌های مهم سنجش از دور، یافتن و ردیابی تغییراتی است که در محیط‌های طبیعی یا محیط‌های ساخته بشر روی می‌دهد. روش‌های مختلفی برای اندازه‌گیری تغییرات وجود دارند. به طور کلی دو هدف کلی (الف) تعیین مناطق تغییر یافته و (ب) ماهیت تغییرات به وجود آمده به کمک سنجش از دور وجود دارد.

برای تعیین مناطق تغییر یافته، صرفاً شناسایی مناطق تغییر یافته از مناطق تغییر نیافته مدنظر می‌باشد. برای نیل به این هدف، از روش تفریق و تقسیم تصاویر و تحلیل مولفه‌های اصلی - که صرفاً تغییر و یا عدم تغییر را در فاصله بین دو زمان نشان می‌دهد- استفاده می‌شود. برای تعیین مناطق تغییر یافته و ماهیت تغییرات، ابتدا تصاویر چند زمانه با

استفاده از نمونه‌های آزمایشی تهیه شده و سپس طبقه‌بندی نظارت شده به دستجات مورد نظر تقسیم می‌شوند و در نهایت نوع و ناحیه تغییر هرکدام از رسته‌ها مشخص می‌گردند (محمدی، ۱۳۸۵). تهیه نقشه‌های خاک (مثلاً شوری خاک) از جمله کاربری‌هایی است که اخیراً به کمک فن‌آوری سنجش از دور توسعه یافته است. به عنوان مثال بهترین تصاویر برای مطالعه شوری و قلیاییت خاک‌ها، تصاویری است که در زمان گرفتن تصویر پوشش گیاهی خاک حداقل باشد. معمولاً طبقه‌بندی خاک‌های شور با دو روش طبقه‌بندی چشمی و رقومی امکان‌پذیر است (عبدی، ۱۳۸۴).

امروزه به راحتی می‌توان سطح زیر کشت محصول، شرایط و دوره رشد گیاه، تفکیک محصولات از یکدیگر را در مقوله‌های کشاورزی و کاربری اراضی به کمک عکس‌های ماهواره‌ای انجام داد. طبقه‌بندی جنگل‌ها و تراکم درختان از دیگر مواردی است که در خصوص گیاهان قابل برداشت می‌باشد (فومنی مقدم، ۱۳۸۵). یکی از بزرگ‌ترین کاربری‌های سنجش از دور بررسی تغییرات بزرگ- مقیاس و تغییرات اقلیمی جهانی است که امروزه از اهمیت بسیاری برخوردار می‌باشد.

بانک اطلاعاتی منابع جهانی (GRID; Global Resource Information Database) در سیستم زمانی زمین یک برنامه اساسی بین‌الملی محسوب می‌شود. ماموریت این بانک جدای از تهیه اطلاعات زمانی و قابل اعتماد زمین‌بنا، ارائه خدمات اطلاعاتی یکسان بین‌الملی جهت کمک به شناسایی معیارهای زیست محیطی در مقیاس جهانی و منطقه‌ای می‌باشد. دستاوردهای به دست آمده در مقیاس منطقه‌ای، مزایای با ارزشی در ارزیابی منابع طبیعی در اندازه‌های جهانی و ملی را در بر دارند. مقیاس منطقه‌ای بیانگر یک چشم‌انداز درون قاره‌ای است در حالی که جزئیات کافی جهت فهم بیش‌تر از پدیده‌های رایج را نیز دارا می‌باشد (Giri et al., 2001).

همواره در مواجهه با عامل بسیار مهم کاربری اراضی در مطالعات منطقه‌ای، یک چارچوب ملی برای سیستم دسته‌بندی کاربری اراضی و پوشش گیاهی نیز جهت استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و سنجش از دور مورد نیاز می‌باشد. این سیستم باید بر مبنای معیارهای سیستم‌های موجود رایج در کشور، که هر کدام به نوعی مسؤول استخراج داده‌ها از منابع سنجش دور می‌باشند، استوار باشد. داده‌های کاربری اراضی و پوشش گیاهی جهت تعیین منابع آب، کنترل سیلاب، طرح‌های تامین آب و تصفیه فاضلاب برای بسیاری از سازمان‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. سازمان‌های منطقه‌ای که از داده‌های با جزئیات بیش‌تر استفاده می‌کنند داده‌ها را از نقشه‌برداری‌های زمینی و دیگر مشاهدات تولید می‌نمایند. در این خصوص تفسیر عکس‌های هوایی بزرگ مقیاس به طور گسترده مورد استفاده واقع می‌شود. مشکل اساسی زمانی حاصل می‌شود که تفاسیر مختلف در تعاریف مقوله‌ها و روش‌های جمع‌آوری داده‌ها توسط سازمان‌های مرجع متفاوت بوده، پوشش داده‌ای کامل نباشد، زمان و سن داده‌ها متفاوت باشد و به کارگیری سیستم‌های دسته‌بندی متناقض انجام شود. در مجموع امکان تولید داده‌های مناسب برای دسترسی تمام سازمان‌ها به علت اختلاف در سیستم‌های دسته‌بندی به وجود می‌آید (توضیحات بیش‌تر در 1999 Andorson et al.).

تجهیزات تجاری سنجش از دور برای مدیریت تنش‌های زیستی و غیرزیستی محصولات مختلف که تحت آبیاری‌های مختلف قرار می‌گیرند مورد استفاده است (Falkenberg et al., 2007). امکانات تجاری سنجش از دور برای یک منطقه خاص جهت تعیین تنش زیستی و غیرزیستی ناشی از بیماری در مزارع و مقایسه داده‌های به دست آمده از عکس‌های

تجاری هوایی مادون قرمز که توسط دریافت کننده‌های مادون قرمز و ارزیابی تغییرات دمای تاج گیاهی بین رژیم‌های مختلف آبیاری و رابطه آن با محصول به کمک عکس‌برداری‌های مختلف (IRTS و یا IR) و جستجوی چگونگی اعمال کم‌آبیاری و استفاده از ضرایب گیاهی برای برنامه آبیاری مورد آزمون و تحقیق قرار می‌گیرد.

۳-۴- سنجش از دور و برآورد جریان رودخانه

امروزه کاربرد سنجش از دور به طور مستقیم و غیرمستقیم در پیش‌بینی جریان رودخانه مورد استفاده قرار می‌گیرد. برای پیش‌بینی جریان رودخانه روش‌های مختلفی چون مدل‌سازی و استفاده از معادلات تجربی به کار می‌رود. استفاده از هر یک از این روش‌ها منوط به میزان اطلاعات موجود و دقت مورد انتظار می‌باشد.

برف یکی از مهم‌ترین مولفه‌های چرخه هیدرولوژیکی است و در بسیاری از مناطق تنها منبع تامین آب محسوب می‌شود. علاوه بر این برف یک منبع ورود بخار آب به اتمسفر از طریق فرآیندهای تبخیر و تصعید می‌باشد. همچنین برف می‌تواند از طریق ایجاد تغییر در میزان بازتابش (آلبیدو) و تشعشع، بر روی ویژگی‌های آب و هوایی سطح زمین تاثیرگذار باشد. تغییرات در برف بایستی در یک محدوده وسیع در نظر گرفته شود چراکه اقلیم منطقه و ارتفاع می‌تواند روی ریزش آن موثر باشد. سطح برف را می‌توان به سه گروه برف دائمی، برف ماندگار و برف غیرماندگار تقسیم نمود (قندهاری، ۱۳۸۲). بر این اساس، شروع فصل ذوب به صورت پویا برای هر سال می‌تواند در پیش‌بینی رواناب در فصل ذوب (فصل خشک برای مناطق دارای آب هوای مدیترانه‌ای و یا تیپ‌های مشتق از آن) مورد استفاده واقع گردد.

در گذشته مطالعات برف‌سنگی فقط از طریق داده‌های زمینی و بازدیدهای صحرایی امکان‌پذیر بودند، لذا جمع‌آوری داده‌ها با این روش علاوه بر صرف هزینه‌های مالی، خسارات جانی نیز در برداشت. علاوه بر آن دسترسی مداوم به اطلاعات جامع همواره امکان‌پذیر نبود. در حال حاضر با پیشرفت سیستم‌های سنجش از دور می‌توان به مشخصه‌های مختلف برف دسترسی داشت. استفاده از تصاویر ماهواره‌ای به دلیل در دسترس بودن برای هر مکان، به طور وسیع در مطالعات هیدرولوژیکی استفاده می‌شود. در رودخانه‌های دارای رژیم برفابی اطلاع از میزان و توزیع مکانی و زمانی ذخیره برفی حوضه آبریز و میزان آب معادل برف در پیش‌بینی جریان رودخانه‌ها بسیار موثر می‌باشند. فناوری سنجش از دور (RS) یکی از قوی‌ترین و مهم‌ترین ابزارهایی است که ما را در شناسایی و برآورد وسعت میدان‌های پوشیده از برف، به ویژه در مناطق صعب‌العبور کوهستانی، یاری می‌نماید. از طرفی کار با حجم قابل توجهی از اطلاعات مربوط به حوضه‌های آبریز حاصل از روش‌های مختلف، استفاده از ابزارهایی قوی جهت این امر را اجتناب‌ناپذیر کرده است. در این خصوص استفاده از سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی (GIS) نیز به عنوان ابزار قوی می‌تواند در حفظ، پردازش و تحلیل این اطلاعات پرحجم موثر واقع شود.

به طور کلی می‌توان روند استخراج داده‌های پوشش برف از تصاویر ماهواره‌ای به مراحل (الف) جمع‌آوری تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های مورد نیاز، (ب) اصلاحات ژئومتری و رادیومتری تصاویر و (ج) جداسازی برف از سایر عوارض تقسیم‌بندی نمود.

روش‌های مختلفی جهت دسترسی به داده‌های حاصل از ماهواره‌ها وجود دارد. این داده‌ها ماهیت یکسانی نداشته و ویژگی‌های متفاوتی نیز دارند. تصاویر برخی از ماهواره‌های تجاری نیاز به خریداری داشته در حالی که برخی رایگان در محیط شبکه جهانی اینترنت قابل سفارشی دادن و دریافت کردن هستند. بر این اساس لازم است که با توجه به محدودیت‌های فوق‌الذکر، در انتخاب عکس‌ها دقت لازم به عمل آید.

معمولاً استفاده از داده‌های AVHRR^۱ برای مطالعه سطح پوشش برف و یخ سطح دریاها و نیز بارش دراز مدت فرایندهای قطبی پیشنهاد داده می‌شود، اما عدم قطعیت موجود در پارامترهای تعیین شده از داده‌های فوق همواره باید مدنظر قرار گیرد. این عدم قطعیت ناشی از وجود ابر در منطقه می‌باشد و زمانی کاهش می‌یابد که از یک روش مناسب جهت جداسازی زمین، ابر و برف استفاده گردد.

معمولاً پس از آنکه داده‌ها از یک سیستم سنجش از دور جمع‌آوری می‌شوند، لازم است متناسب با نوع کاربرد تفسیر شوند و در موارد لازم دوباره مورد پردازش قرار گیرند. معمولاً دو گونه اصلاح بر روی داده‌های حاصل از داده‌های ماهواره‌ای صورت می‌پذیرد که شامل اصلاحات ژئومتری و اصلاحات رادیومتری می‌باشد. درخصوص برف‌سنگی لازم است که جهت جلوگیری از اشتباه در تشخیص مناطق برفی از سایر مناطق، به چند پدیده مختلف در تصاویر توجه کرد. مهم‌ترین این عوامل شامل ابرها، پوشش جنگلی، سایه‌ها، سنگ‌ها و زاویه دریافت عکس است. با این وجود پوشش ابری عمده‌ترین این عوامل است. یکی از دقیق‌ترین عملیات صورت گرفته بروی عکس‌های ماهواره‌ای، زمین- مینا کردن عکس‌ها است. بر این اساس با توجه به دقت مورد نیاز، از الگوریتم‌های مختلفی استفاده می‌شود. وجود ابرها و شرایط جوی مختلف در هنگام گرفتن عکس می‌تواند اثرات نامطلوبی بر تصویر گذاشته باشد که در این صورت نیاز به اصلاحات وجود دارد.

امروزه الگوریتم‌های مختلفی جهت جداسازی پوشش برفی از سطح حوضه آبریز توسعه داده شده‌اند. بدین منظور لازم است که برف از زمین‌های بدون برف، ابرها و زمین‌های سرد اطراف به گونه‌ای جدا گردد که کمترین خطأ را در بر داشته باشد. عموماً دو روش (الف) روش طبقه‌بندی نظارت نشده چند طیفی (Unsupervised Multi spectral) مورد (ب) روش طبقه‌بندی نظارت شده چند طیفی (Supervised Multi spectral Classification) استفاده قرار می‌گیرد. در شرایط نبود ابر، جداسازی زمین از برف کار چندان پیچیده‌ای نیست به طوری که با استفاده از باند مرئی نیز قابل انجام است. در این شرایط در پیکسل‌های شامل برف و زمین بدون پوشش برف، بین درصد پوشش برف و اعداد دیجیتال^۲ یک رابطه خطی وجود دارد که به کمک آن می‌توان درصد پوشش برف را تعیین کرد.

تاکنون به کمک تصاویر ماهواره‌ای خصوصیات مختلفی از برف علاوه بر سطح پوشش آن مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفته‌اند. از جمله این خصوصیات می‌توان به اندازه ذرات برف، عمق برف، آب معادل برف، اندازه کریستال‌های یخ اشاره کرد. اثر عمدۀ پوشش برف عبارت از افزایش ضریب بازتابش به بیشتر از ۰/۹ برای برف تازه (Nolin and Dozier, 2000)

1- Advanced Very High Resolution Radiometer

2- Digital Number

می‌باشد؛ گرچه در عمل مقدار ضریب بازتابش کمتر به این مقدار می‌رسد (Jin, et al., 2001). به طور کلی ضریب بازتابش برف تازه بین ۹۵ – ۸۰ درصد و ضریب بازتابش برف کهنه بین ۶۰ – ۴۰ درصد گزارش شده است. با توجه به اینکه برف و ابر هر دو طیف الکترومغناطیس را در محدوده طول موج مرئی و مادون قرمز نزدیک به شدت منعکس می‌نمایند، استفاده از این طول‌ها برای جداسازی ابر و برف مشکل‌ساز خواهد بود. یک روش ساده برای تشخیص ابر از برف در تصاویر ماهواره‌ای این است که مساحت‌های پوشیده از ابر نسبت به زمان متغیر بوده و هم‌چنین پوشش برف عموماً از خطوط توپوگرافی پیروی می‌کند. لذا پدیده دارای انعکاس بالا در چند روز متوالی مطمئناً پوشش برف خواهد بود. نسبت بین باند مرئی و مادون قرمز نزدیک به طول موج ۱/۶۷ میکرومتر، به سادگی می‌تواند بیان کننده ابر و برف باشد، اما داده‌های AVHRR دارای باندی که طول موج مذکور را پوشش دهد، نمی‌باشند. به همین دلیل شاید باندهای حرارتی در این گروه از داده‌ها برای تشخیص برف و ابر مناسب و مفیدتر باشند، در حالی که باند ۵ ماهواره Landsat TM دارای طول موج ۱/۷۸ – ۱/۵۷ می‌باشد. این باند می‌تواند به عنوان یک تمیز دهنده مفید بین ابر و برف به کار رود. استفاده از یک مسیر برای تشخیص دادن دو پدیده‌ای که دارای مشخصات مشابه در مسیر مورد نظر می‌باشند، کاری دشوار و گاهی اوقات غیرممکن است. در این‌گونه موارد بهتر است که از دو مسیر مختلف استفاده شده و از طریق رفتار آن پدیده در دو مسیر، آن‌ها را تمیز داد. مشخصه‌های طیفی باند ۳ سنجنده AVHRR آن را جهت جداسازی ابر و برف مفید ساخته است. این باند، در طول روز هم شامل جزء انعکاسی و هم شامل جزء پراکنش و تشعشع می‌باشد. ابر و برف از نظر پراکنش دمایی^۱ در طول موج ۳/۷ میکرومتر مشابه هستند، اما از نظر مشخصه‌های انعکاس متفاوت می‌باشند. در بعضی از روش‌های جداسازی ابر و برف، داده‌های باند ۳ سنجنده AVHRR به صورت یک نسبت و یا یک تفاضل از دیگر داده‌های AVHRR استفاده شده‌اند.

برای جداسازی ابر از زمین از یک فرایند دو مرحله‌ای جهت نمایش ابر در تصاویر استفاده می‌شود. غالباً از ضریب بازتابش باند ۲، دمای باند ۴ و نسبت باند ۲ به جزء انعکاسی باند ۳ استفاده می‌شود و سپس با اشتراک گرفتن از زمین جدا شده از دو روش مذکور سطح زمین بدون ابر، تعیین شده و از تصویر جدا می‌گردد. برای جداسازی ابر و برف از تفاضل دمای باندهای ۳ و ۴ و نسبت تشعشع باند ۴ به جذر تشعشع باند ۳ استفاده شده و سپس برای جداسازی پیکسل‌های ترکیبی از چند پدیده، از یک مدل ترکیب خطی و برای تعیین آستانه پدیده‌های مختلف، از یک روش دسته‌بندی داده‌ها استفاده می‌گردد.

سنجش برف در مقیاس ناحیه‌ای برای اولین بار توسط Matkan با داده‌های ماهواره میکروموج SSM/I برای ایران صورت گرفت. وی در این اثر، پوشش برف و باران، تعداد روزهای برفی و عمق برف را در مقیاس ماهانه مورد بررسی قرار داد. نتایج بسیار امیدوارکننده بود. این تکنیک بر مبنای رابطه و الگوریتم ذیل می‌باشد:

$$SD = 259.391 - 0.0965Tb_{37V} \quad (1-4)$$

که در آن SD عمق برف به سانتی‌متر و T_b دمای روشنایی به کلوین می‌باشد.

۴-۴- سنجش از دور و تبخیر-تعرق

به طور کلی می‌توان مکانیزم تبخیر را در سه گروه تبخیر از سطح خاک و تبخیر-تعرق تقسیم نمود. شرایط لازم برای ایجاد و تداوم فرآیند تبخیر را شامل سطحی که در معرض تبخیر قرار گیرد، وجود آب در سطح تبخیر، انرژی لازم برای فرآیند تبخیر و مکانیزم لازم جهت انتقال بخار آب برای تداوم تبخیر می‌باشد. سنجش از دور می‌تواند اطلاعات مورد نیاز برای مدل‌های مختلف متداول ارزیابی تبخیر را تامین نماید. به صورت مستقیم به طور کلی با استفاده از اطلاعات حاصل از آن دمای هوای دمای سطح آب و ضریب بازتابش سطح به دست می‌آید. روش‌های موجود برای تعیین تبخیر-تعرق را به دامنه‌ای از دیدگاه‌های ساده تجربی و یا دیدگاه‌های بسیار پیچیده و دقیق بر مبنای تئوری‌های فیزیکی نیز تقسیم‌بندی می‌شود. برای اهداف کاربردی، معمولاً مدل FAO-56 (Allen et al., 1998) ترجیح داده می‌شود چرا که تنها نیازمند داده‌های آب و هوایی - زیستی و پارامترهای استاندارد هواشناسی بوده و نتایج قابل قبولی از تخمین‌های AET در مقایسه با داده‌ها و مدل‌های فیزیکی با پارامترهای بیشتر در اختیار قرار می‌دهد.

شباهت بین الگوی تغییرات فصلی از شاخص اختلاف نرمال سبزینه (NDVI) و K_{cb} (ضریب گیاه پایه)، بیانگر وجود پتانسیلی جهت مدل‌سازی K_{cb} از روی NDVI می‌باشد. رابطه حاصل بین K_{cb} و NDVI و بین f_c (سهم خاک پوشیده شده توسط گیاه) و NDVI به راحتی می‌تواند به مدل ضریب گیاهی دوگانه FAO-56 مرتبط گردد و بنابراین وسیله‌ای جهت کاربردی کردن مشاهدات سنجش از دور در برنامه‌ریزی آبیاری فراهم آورد. زمانی که تبخیر از سطح خاک قابل صرف‌نظر کردن باشند از قابلیت اعتماد بیشتری برخوردار خواهد بود. نشان داده شده است که طیف انعکاس حاصل از دوگانه برخوردار می‌باشد از اعتماد بیشتری برخوردار خواهد بود. نشان داده شده است که طیف انعکاس حاصل از سنجش از دور می‌تواند یک تخمین غیرمستقیم از ضریب گیاهی K_c در اختیار قرار دهد (Er-Raki et.al. 2007).

تخمین K_c از آن جهت از اندازه‌گیری‌های طیفی قابل انجام است که این شاخص و شاخص‌های سبزینه‌ای هر دو به شاخص سطح برگ و میزان پوشش زمین حساس می‌باشند.

دیدگاه دوگانه FAO-56 به طور گسترده جهت تعیین تبخیر تعرق محصولات و برنامه‌ریزی آبیاری در پایه معیارهای واقعی به کار برده می‌شود.

$$ET_c = (K_{cb} - K_e) \times ET_0 \quad (2-4)$$

که در آن K_c بیانگر مولفه تبخیر خاک، K_{cb} ضریب پایه گیاهی (تعرق گیاهی) که بیانگر رابطه ET_c و ET_0 در بهترین شرایط آبی بدون وجود تنفس آبی و تبخیر از خاک می‌باشد. برای تخمین‌های واقعی از تبخیر تعرق واقعی محصول (AET)، K_{cb} به وسیله ضریب تنفس آبی حاصل می‌گردد.

$$AET = (K_{cb} \bullet K_s + K_e) ET_0 \quad (3-4)$$

که در آن K_s در شرایطی که آب خاک عامل محدود کننده بوده و یا زمانی که کمبود آب وجود ندارد به ترتیب کوچک‌تر و مساوی با یک می‌باشد. در نتیجه سه پارامتر K_s , K_e و K_{cb} برای تعیین AET لازم خواهند بود. معمولاً ضریب خاک، K_e بعد از وقایع بارش و یا آبیاری به یک مقدار حداکثر می‌رسد و زمانی به صفر می‌رسد که سطح خاک خشک باشد. در نتیجه تبخیری نیز صورت نمی‌گیرد. ارزیابی K_e نیازمند محاسبه بیلان آب روزانه برای لایه تبخیری خاک به عمق موثر Z_e می‌باشد. برای محاسبه، مقادیر پارامترهایی چون رطوبت خاک در ظرفیت مزرعه و در نقطه پژمردگی، پتانسیل تبخیر آب REW و عمق Z_e می‌باشد قبلاً ارزیابی شده باشد.

متابه K_e ، تخمین K_s نیز نیازمند یک محاسبه بیلان روزانه برای ناحیه ریشه Z_r می‌باشد. محتوى متوسط آب در ناحیه ریشه به صورت افت ناحیه ریشه D_r قابل بیان می‌باشد. در حد ظرفیت مزرعه، مقدار افت آب ناحیه ریشه صفر می‌باشد ($D_r = 0$) و بنابراین $K_s = 1$ (بدون تنفس) خواهد بود. تنفس آبی زمانی اتفاق می‌افتد که D_r به سمت REW یعنی عمق آب قابل دسترس در ناحیه ریشه (آب سهل الوصول)، حرکت می‌کند. زمانی که $D_r > REW$ باشد K_s از معادله آلن محاسبه می‌شود:

$$(4-4)$$

که در آن TAW عبارت از آب خاک در دسترس در ناحیه ریشه (mm) و ρ بخشی از TAW که گیاه می‌تواند از ناحیه ریشه بدون شرایط تنفس دریافت نماید. زمانی که $D_r \leq RAW$ آنگاه $K_s = 1$ و TAW از عمق روزانه ریشه گیاه (Z_r) و θ_{wp} , θ_{fc} برای خاک در عمق ریشه طبق معادله $TAW = 1000(\theta_{fc} - \theta_{wp})Z_r$ قابل محاسبه است. RAW را می‌توان به صورت $RAW = \rho TAW$ تخمین زد. زمانی که ET_c از مقدار 5 mm.day^{-1} تغییر می‌کند ρ می‌تواند با استفاده از تقریب زیر محاسبه گردد:

$$\rho = 0.55 + 0.04(5 - ET_c) \quad (5-4)$$

معمولًا برای اندازه‌گیری شارش گرمای نهان و شارش گرمای محسوس از سیستم‌های کواریانس چرخشی (EC) استفاده می‌شود. این سیستم می‌تواند مرکب از وسایل در دسترس معمول شامل آنیمومتر سونیک سه بعدی، که اندازه‌گیری کننده غلظت بخارآب و دی‌اکسید کربن می‌باشد، باشد. به کمک سنجنده‌های TDR محتوى آب خاک قابل اندازه‌گیری است.

میزان انعکاس تاج گیاهی را می‌توان به کمک رادیومترهای دستی، که قابلیت ثبت هشت باند طیفی مختلف را دارند، اندازه‌گیری نمود. بر این اساس، معمولاً مقادیر انعکاس را به قرمز (ρ_{red} , $0.63 - 0.69 \mu\text{m}$) و قرمز نزدیک

$$NDVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_{red}}{\rho_{PIR} + \rho_{red}} \quad (5-5)$$

جهت تعیین f_c (سهم خاک پوشیده شده توسط پوشش گیاهی) می‌توان به کمک دستگاه‌های مجهرز به لنز چشم ماهی با زاویه مشخص (138°) نسبت به زمین از تاج گیاهی عکس‌برداری نمود. این تکنیک به طور گستردگی در جنگل‌ها جهت به دست آوردن اطلاعاتی در خصوص مکان، چگالی و توزیع مکان‌های خالی از پوشش گیاهی به کار برده

می‌شود. مشخص شده است که جهت جداسازی خاک از پوشش سبز می‌توان از عکاسی (با زاویه کمتر از ۷° نسبت به قائم) از قسمت بالای تاج گیاهی و استفاده از آستانه‌های رنگی استفاده نمود. مقدار آستانه ثابت بوده و روی یک شاخص سبز که به عنوان نسبتی از اختلاف باندهای قرمز و سبز به مجموع آن‌ها محاسبه می‌گردد. این عمل اجازه می‌دهد تا عکس‌های صفر و یک از پوشش گیاهی/خاک تهیه گردد. سهم سطح پوشیده شده با سبزینه به عنوان درصد پوشش می‌باشد.

عمدتاً مدل‌های محاسبه تبخیر-تعرق بر مبنای پارامترهای اصلی هواشناسی بنا نهاده شده‌اند. به عنوان مثال دمای هوا، رطوبت هوا، سرعت باد و تشعشع خورشیدی برای محاسبه ET_0 نیاز هستند. تبخیر تعرق مبنا و یا ET_0 معمولاً بر طبق معادله پنمن - مانتیث فائق محاسبه می‌شود. برای محاسبات بر اساس گام‌های روزانه معادله ذیل ارائه شده است:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (6-4)$$

که در آن ET_0 بر حسب $(m^3 day^{-1})$ ، R_n ؛ تشعشع خالص در سطح مزرعه $(MJ / m^2 day)$ ، G ، دانسیته شارش گرمای خاک $(MJ / m^2 day)$ ، T دمای هوا در ارتفاع ۲ متری ($^{\circ}C$)، U_2 سرعت باد در ارتفاع ۲ متری (m/s)، e_s ، فشار بخار اشباع (kPa) ، e_a فشار بخار واقعی (kPa) ، Δ زاویه منحنی فشار بخار $(kPa.^{\circ}C^{-1})$ و γ ثابت سایکرومتریک $(kPa.^{\circ}C^{-1})$ می‌باشد. در کاربرد و با گام‌های ۲۴ ساعته G برابر با صفر $MJ / m^2 day$ فرض می‌شود. و e_s به شکل $e_s = 0.5 [e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})]$ کمینه دمای روزانه هستند. معادله پنمن - مانتیث فائق تبخیر-تعرق را از روی سطح چمن فرضی که $0.12 / 0.12$ متر ارتفاع داشته و دارای مقاومت سطحی sm^{-1} و ضریب بازتابش $0.23 / 0.23$ می‌باشد، تخمین می‌زنند. جهت تعیین روزانه K_e پارامترهای خاک، شامل رطوبت خاک در حد ظرفیت مزرعه و نقطه پژمردگی آب سهل‌الوصول جهت تبخیر (REW) و عمق Ze مورد نیاز می‌باشد.

رابطه بین K_{cb} و $NDVI$ می‌تواند تحت شرایط (الف) لایه سطحی خاک و (ب) آب خاک در ناحیه ریشه جهت تعرق کامل گیاهی کافی باشد. با این مفهوم، یکتابع نمایی بین $NDVI$ و شاخص سطح برگ (LAI) توسط Duchemin et al. (2002) ارائه شده است.

$$NDVI = NDVI_{max} - (NDVI_{max} - NDVI_{min}) \quad (7-4)$$

که در آن $NDVI_{max}$ و $NDVI_{min}$ به ترتیب بیانگر بیشینه و کمینه مقدار $NDVI$ مربوط به زمین با پوشش سبزینه کامل و زمین لخت می‌باشند. به همین ترتیب یک رابطه نمایی دیگر بین K_{cb} و LAI توسط نامبرگان ارائه شده است:

$$K_{cb} = 1.07(1 - \exp(-0.8LAI)) \quad (8-4)$$

جهت حذف LAI می‌توان روابط (7-4) و (8-4) را با یکدیگر به شکل زیر ترکیب نموده رابطه بین $NDVI$ و K_{cb} را به دست آورد.

$$K_{cb} = 1.07 \left[1 - \left(\frac{NDVI_{max} - NDVI}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^{0.8/0.54} \right] \quad (9-4)$$

f_c را می‌توان از عکس‌های نیم‌کره‌ای توسط یکتابع خطی از NDVI که به شکل زیر ارائه می‌شود، به دست آورد:

$$f_c = 1.18(NDVI - NDVI_{min}) \quad (10-4)$$

در یک سطح وسیع به عواملی چون تراکم پوشش گیاهی، تغییرات مکانی اقلیم، تیپ خاک و عمق آب زیرزمینی بستگی دارد. برای تعیین آن صرفاً برداشت‌های نقطه‌ای مولفه‌های موثر در معادلات مربوطه، برآورد صحیحی از ET در اختار قرار نمی‌دهند. در نتیجه برای بالا بردن دقیق نیازمند نمونه‌گیری‌های فراوان می‌باشند که خود مستلزم هزینه‌های اضافی خواهد بود. در این موقع یک پاسخ مناسب مساله که توجیه اقتصادی نیز دارد عبارت از تخمین ET به کمک RS می‌باشد. RS می‌تواند داده‌های منطقه‌ای ماهواره‌ای را با اندازه‌گیری‌های مکانی ناشی از ایستگاه‌های زمینی فن‌آوری RS ترکیب کرده ET منطقه‌ای را محاسبه کند. تخمین ET به کمک RS امروزه در بسیاری از کشورها مانند مصر، هند، چین، و هلند و ایالات متحده صورت می‌پذیرد. دانشگاه ایالتی نیومکزیکو یک مدل تخمین ET منطقه‌ای (REEM) توسعه داده است که داده‌های ماهواره‌ای را در یک زمان مشخص با داده‌های اقلیمی و اندازه‌گیری‌های ET مکانی ترکیب نموده مقادیر ET برای سطح پوشش‌های مختلف گیاهی بدون توجه به گونه گیاه، تراکم، رطوبت خاک و سایر فاکتورهای رشد را محاسبه می‌کند.

دمای تاج گیاهی یک شاخص موثر از تنفس آبی گیاهی بوده که می‌تواند به طور مناسبی در توسعه یک سیستم مدیریتی موثر آبیاری به کار گرفته شود. استفاده از سنجش از دور برای تعیین دمای تاج گیاهی در پایش تنفس گیاهی با استفاده IRTC که بر روی سیستم‌های آبیاری عقربه‌ای سوار می‌شود، مناسب است. پرواز با وسایل مجهز به مادون قرمز و بالون‌های مهار شده متناسب با IRTS نیز با ثبت تغییرات دمای برگ می‌توانند در تعیین تنفس آبی گیاه مورد استفاده قرار گیرند (Falkenberg et al., 2007). گونه‌های مختلف از طیف‌های IR که به عنوان ابزار سنجش از دور مورد استفاده قرار می‌گیرند عبارت از IR نزدیک و IR گرمایی هستند. IR نزدیک بیانگر انعکاس نور به شکل طول موج اندازه‌گیری شده و برای تعیین آب گیاه و تنفس ناشی از بیماری استفاده می‌شود. در حال حاضر شرکت‌های مختلفی تولیدات تجاری بر مبنای عکسبرداری IR در معرض فروش دارند (Falkenberg et al., 2007). دمای تاج گیاهی به عنوان یک شاخص حساس از وضعیت آبی گیاه که منجر به توسعه تنفس مرتبط با شاخص مربوط به تشخیص تاج‌های گیاهی مختلف و دمای هوای اطراف می‌شود، می‌باشد. عدم توانایی IRTS در تشخیص بین تنفس‌های زیستی و غیرزیستی می‌تواند به ارتفاع نصب IRTS نسبت داده شود. IRTS می‌تواند تا حد ممکن جهت افزایش سطح زیر پوشش بالا برده شود اما این وضعیت باعث کاهش قدرت تفکیک و افزایش تعداد گیاهانی می‌شود که در یک پیکسل قرار می‌گیرند. اگر IRTS پایین آورده شود قدرت تفکیک عکس‌ها بالا رفته و به کمک مشاهدات زمینی امکان تشخیص بین انواع مختلف تنفس فراهم می‌گردد هر چند که سطح زیر پوشش هر دوربین کاهش پیدا خواهد نمود (Falkenberg et al., 2007).

افزایش قدرت تفکیک IRTS، اندازه هر پیکسل و توانایی تشخیص بین تنش‌های زیستی و غیرزیستی در ارتفاعات مختلف را افزایش می‌دهد. استفاده از مختصات GPS برای IRTS به پیکسل‌ها اجازه می‌دهد تا ضمن مسطح بودن نقاط بتوانند بر روی عکس‌های IR و رقومی حاصل از نرم‌افزارهای GIS قرار گرفته تنش‌های آبی و تنش‌های حاصل از فساد ریشه در سطح مختلف را نسبت به زمان تشخیص دهند. دوربین‌های گرمایی IR در تعیین تنش‌های غیرزیستی در محصولات به وسیله پایش دمای تاج گیاهی بسیار موثر می‌باشند. تابت شده است که افزایش مقدار آب باعث کاهش دمای تاج گیاهی در رژیم‌های مختلف آبیاری می‌گردد (Wanjura and Upchurch, 1997). نشان داده شده است که بیماری در مزارع جو قابلیت تشخیص با تحلیل عکس‌های حاصل از سنجش از دور را دارد. عکس‌های رنگی مادون قرمز توانایی نشان دادن بیماری حاصل از فساد ریشه را در مزارع که این موضوع به تشخیص افت‌های حاصل از بیماری کمک می‌کند.

۴-۵- سنجش از دور و فرسایش خاک

شرایط سطحی خاک یکی از پارامترهای کنترل کننده مهم در تدوین بیلان آب می‌باشد. این وضعیت، علی‌الخصوص در مقیاس‌های بزرگ، از اهمیت فراوانی برخوردار است چرا که شرایط فرسایشی خاک می‌تواند در تصمیم‌گیری در مورد پارامترها و برآورد آن‌ها موثر باشد. فرسایش خاک زمانی اتفاق می‌افتد که ذرات خاک از هم پاشیده و مکان طبیعی آن‌ها عمدتاً توسط آب، باد، بیخ و یا به واسطه وزنشان تغییر می‌کنند. امکان استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در شناسایی شکل‌های مختلف فرسایش یکی از مقوله‌هایی است که به چندین عامل جداگانه بستگی دارد. برخی از این عوامل را می‌توان شامل (الف) مقیاس، (ب) نوع تصویر، (ج) کیفیت تصویر، (د) پوشش سطحی زمین، (ه) عامل انسانی و (و) امکانات نرم افزاری موجود دانست.

برای شناخت اشکال فرسایشی، ابتدا لازم است عوامل عمدت پدید آورنده فرسایش خاک، یعنی آب و باد، را تعیین نمود. اولین تقسیم‌بندی فرسایش آبی بر مبنای آبدوی (جريان آب) است و به گروه‌هایی چون (الف) فرسایش خندقی، (ب) فرسایش شیاری، (ج) فرسایش ورقه‌ای، (د) فرسایش کنار رودخانه‌ای، (ه) فرسایش سطحی، (و) فرسایش پاشمانی، (ز) فرسایش کارستی، (ح) فرسایش تونلی و (ط) آبشویی مواد مغذی خاک تقسیم می‌شود.

تشخیص شرایط فرسایشی خاک به کمک سنجش از دور، عمدتاً بر پایه مشاهدات تک- واقعه‌ای یا پایش مستمر یک منطقه صورت می‌پذیرد. محقق با توجه به تجرب گذشته از انواع فرسایش می‌تواند با مشاهده تصاویر مناسب، نوع و الگوی فرسایش، عوامل ایجاد فرسایش، شرایط فرسایش و نیز اندرکنش آب با خاک را در چنین محیط‌هایی مورد ارزیابی قرار دهد.

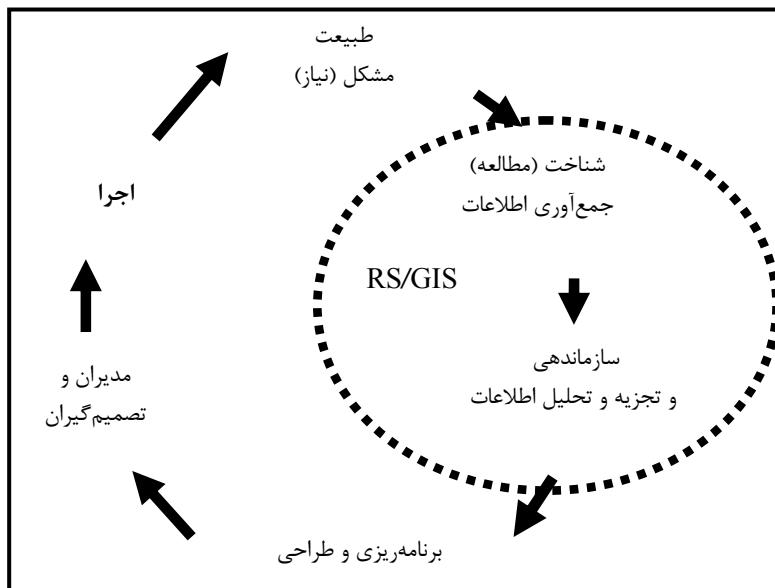
۴-۶- سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی و تلفیق آن با سنجش از دور

از زمان اولین تمدن‌ها، برای نمایش اطلاعات مربوط به سطح زمین از نقشه استفاده می‌شده است. با گسترش اطلاعات و نیاز به مطالعات بیشتر در زمینه منابع طبیعی، نقشه‌های موضوعی (Thematic Maps) نیز برای نمایش اطلاعاتی از قبیل زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی، خاک و پوشش گیاهی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

استفاده عملی از سیستم GIS و کاربردی شدن آن در زمینه‌های جغرافیا در دهه‌های ۱۹۵۰، ۱۹۶۰ و اوایل دهه ۱۹۷۰ تحقق یافت. کاربرد سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی در منابع آب بسیار گسترده می‌باشد. منابع آب سطحی و زیرزمینی دارای نقشه‌های پایه‌ای است که در طول زمان تغییر می‌نماید. بررسی این تغییرات در محیط GIS با قدرت تحلیلی بالایی که در اختیار می‌گذارد، بسیار دقیق‌تر و سریع‌تر نسبت به روش‌های سنتی انجام می‌پذیرد. از طرف دیگر تهیه مجدد این نقشه‌ها عملاً امکان‌پذیر نبوده و جهت استخراج نقشه‌ها از روی آمار اندازه‌گیری شده، یا مستلزم صرف هزینه‌های مجدد بسیار زیاد است. نگهداری از آن‌ها نیاز به محل خاص داشته و فضای نسبتاً زیادی را اشغال می‌نماید. در صورت تهیه این نقشه‌ها به صورت دیجیتال، نگهداری، بایگانی و کپی‌برداری از آن‌ها بسیار آسان شده و امکان استفاده از آن در یک سیستم GIS و بهره‌گیری از امکانات تحلیلی این سیستم‌ها فراهم می‌گردد. به علاوه تلفیق این اطلاعات با نقشه‌های پایه باعث در اختیار داشتن ابزاری برای تولید نقشه‌های جامع‌تر و جدیدتر می‌گردد. در سال‌های اخیر استفاده از مدل‌های ارتفاعی رقومی (Digital Elevation Model) برای به دست آوردن اطلاعات فیزیوگرافی حوضه‌های آبریز کاربرد بسیار وسیعی پیدا نموده است. این نحوه استفاده سبب افزایش سرعت و دقت در به دست آوردن اطلاعات مذکور نیز گردیده است. در نتیجه می‌توان نقشه‌های بسیار ارزشمندی همچون طبقات ارتفاعی، شیب، طبقات شیب، جهت شیب، وضعیت شبکه‌های آبراهه‌ای و سایر موارد مشابه را به دست آورد که در صورت عدم وجود سیستم GIS بسیار سخت و زمان‌بر می‌نمود. استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای و هوایی در محیط GIS یکی از ابتدایی‌ترین امکانات برای تهیه نقشه‌های پایه و تعیین موقعیت‌ها می‌باشد. قدرت تحلیل و محاسباتی فوق العاده نرم‌افزارهای GIS این امکان را فراهم می‌کند تا بتوان با پردازش عکس‌های ماهواره‌ای به اطلاعات مربوط به عوارض و فرآیندهای مختلف زمینی دست یافت که عملاً بدون استفاده از آن‌ها ممکن نمی‌باشد.

۷-۴- کاربردهای RS و GIS

گسترش تکنولوژی سنجش از دور و تلفیق آن با GIS و بهره‌گیری توأم این دو ابزار در منابع آب تحول عظیمی در شناخت و تحلیل دقیق‌تر پدید آورده است. شناخت محدوده‌های برف‌گیر، استخراج نقشه کاربری اراضی و بسیاری موارد دیگر و تلفیق آن با اطلاعات موجود و به کارگیری روش‌های تحلیل GIS نتایج بسیار دقیق‌تر و روشن‌تر را در اختیار می‌گذارد. به طور کلی نقش سنجش از دور (RS) و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی (GIS) در فرایند تصمیم‌گیری و برنامه‌ریزی را می‌توان در شکل (۴-۲) خلاصه نمود.



شکل ۴-۲- نقش RS و GIS در فرایند تصمیم‌گیری و برنامه‌ریزی

سازماندهی اطلاعات، استخراج اطلاعات، کنترل کیفیت اطلاعات (بررسی صحت و دقت آن‌ها)، به‌هنگام‌سازی اطلاعات، بازیابی و طبقه‌بندی اطلاعات و تجزیه و تحلیل اطلاعات شامل: روندیابی تغییرات، استخراج الگو و مدل، استخراج لایه‌های جدید (نظیر درون‌بایی و مسیریابی و غیره)، تجزیه و تحلیل و مدل‌سازی (تلفیق لایه‌های اطلاعاتی) و شبیه‌سازی نتایج سناریوهای مختلف از جمله کاربردهای کلی RS/GIS در مطالعات منابع آب به شمار می‌آید. از دیگر کاربردهای RS/GIS در مدیریت منابع آب می‌توان به مواردی چون: ارائه یک دید کلی از منطقه (شناخت بهتر بالادست و پایین‌دست)، تعیین مرز و محدوده کوه و دشت و ناهمواری‌های عرصه، استخراج واحدهای شکل زمین، زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی (تعیین محدوده مخروط افکنه‌ها و دشت‌ها)، خاک‌شناسی، کاربری اراضی و تدقیق مرز واحدهای و تفکیک واحدهای کواترنر، مطالعات پوشش گیاهی و تیپ‌بندی جنگل و مرتع، استخراج، بررسی و تدقیق شبکه آبراهه‌ای، استخراج و تدقیق لایه شبکه راه‌های ارتباطی، تعیین محدوده مناطق مسکونی و صنعتی، ارائه دید سه بعدی جهت انتخاب محل عرصه (پرواز مجازی)، شناسایی منابع قرضه برای کارهای عمرانی، تهیه مدل رقومی ارتفاعی (DEM) با استفاده از خطوط منحنی میزان و نقاط ارتفاعی، تهیه نقشه شیب با استفاده از DEM، درون‌بایی به روش‌های مختلف (TIN, GRID) جهت تهیه لایه‌های مختلف کیفیت (EC, CL, TDS)، کمیت منابع آب، تعیین ضخامت آبرفت، استخراج سطح آب زیرزمینی و تجزیه و تحلیل (تلفیق) لایه‌ها بر اساس مدل‌های مختلف اشاره کرد. به عنوان مثال در مکان‌بایی عرصه‌های مستعد پخش سیلاب، پارامترهای متعددی موثراند که اکثر آن‌ها دارای پراکندگی مکانی بوده و در محیط GIS به سادگی قابل تجزیه و تحلیل می‌باشند.

لایه کاربری فعلی اراضی و پوشش گیاهی، اعم از جنگل و مرتع، از لایه‌های اطلاعاتی بسیار مهم در مطالعات و تدوین پتانسیل آبی هر منطقه و بیلان آب به عنوان ورودی به مدل‌های تحلیلی می‌باشند. امروزه استفاده از فناوری‌های نوین سنجش از دور و پردازش و تحلیل رقومی تصاویر ماهواره‌ای (Digital Image Processing) و همچنین استفاده از

ابزارهای سیستم اطلاعات جغرافیایی در این زمینه کاربردهای فراوانی یافته است. پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای شامل استفاده صحیح و تعبیر و تفسیر تصاویر رقومی ماهواره‌ای به کمک نرمافزار مخصوص می‌باشد. تجربیات موجود و بررسی‌های به عمل آمده نشان می‌دهد که تعیین کاربری فعلی اراضی و همچنین تعیین سطح، تیپ بنده و تراکم جنگل‌ها با روش‌های پیمایشی و صحرایی صرف (به خصوص در مناطقی مانند شمال کشور که دارای جنگل‌های انبوه و یا صعب‌العبور بوده و بازدیدهای صحرایی بسیار مشکل است) و یا تفسیر چشمی عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای به تنها‌ی کافی نبوده و بعضاً دارای اشکالات و اشتباهات فراوانی می‌باشد. با توجه به پیشرفت‌های روز افزون بشری در زمینه فناوری‌های پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای که به منظور سهولت تشخیص و تفکیک عوارض سطح زمین و درنتیجه کاهش حجم عملیات میدانی و از طرف دیگر افزایش دقت و صحت نقشه‌های موضوعی استخراج شده می‌باشد، استفاده از این ابزارها امری لازم و ضروری است.

از پارامترهای مهم در مطالعات منابع آب و به خصوص مطالعات هواشناسی و هیدرولوژی، محاسبه میانگین پارامترهایی نظیر بارش، دما، تبخیر و فیزیوگرافی حوضه‌های آبریز می‌باشد. بدین منظور پس از شناسایی ایستگاه‌های هواشناسی، آمار و اطلاعات آن‌ها جمع‌آوری و سپس کنترل شده و سپس برای یک دوره مشخص آماری تطویل می‌گردد. اگر هدف تعیین میانگین بارندگی یک محدوده معین در دشت باشد، می‌توان منحنی‌های هم‌باران به کمک میانگین بلند مدت بارندگی ایستگاه‌ها را رسم نموده و پس از اندازه‌گیری سطوح هم‌بارش در محدوده دشت مورد نظر، میانگین پارامتر مورد نظر (بارندگی) را در محدوده مورد نظر محاسبه کرد. به شرطی می‌توان از این روش استفاده نمود که اولاً اختلاف ارتفاع زیادی در اراضی محدوده مورد نظر وجود نداشته و ثانياً ایستگاه‌هایی که از بارندگی آن‌ها برای تعیین منحنی‌های هم‌باران استفاده به عمل می‌آید دارای اختلاف ارتفاع زیادی با محدوده مورد بررسی نداشته باشند. چون مقدار بارندگی و کلیه عوامل هواشناسی علاوه بر اینکه با فاصله مکانی تغییر می‌کنند، تابعی از ارتفاع نیز می‌باشند، لذا برای محاسبه میانگین بارندگی در یک حوضه آبریز کوهستانی باید ابتدا گرادیان بارندگی منطقه محاسبه شده و به کمک آن میانگین بارندگی در نقاط زیادی از حوضه آبریز که با توجه به شرایط توپوگرافی انتخاب می‌شوند را محاسبه کرد. سپس به کمک میانگین بارندگی این نقاط کمکی و محل ایستگاه‌های هواشناسی، منحنی هم‌باران حوضه آبریز را رسم نموده و سطوح هم‌باران منطقه را محاسبه و آنگاه میانگین بارندگی حوضه آبریز برآورد شود. منحنی‌های هم‌باران رسم شده در این حوضه آبریز کوهستانی وقتی می‌تواند صحیح رسم شود که از نقاط کمکی زیادی در ارتفاعات مختلف حوضه با توجه به توپوگرافی حوضه آبریز استفاده شده باشد. بنابراین با افزایش تعداد نقاط کمکی دقت منحنی‌های رسم شده بیشتر شده ولی موجب افزایش بیش از حد زمان محاسبات نیز می‌گردد. علاوه بر این خطاهای انسانی نیز می‌تواند موجب کاهش دقت نتایج محاسبات می‌گردد. درصورتی که این محاسبات در محیط GIS علاوه بر اینکه محاسبات بسیار سریع‌تر انجام می‌گیرد، تقریباً فاقد خطاهای انسانی بوده و در صورت نیاز به تجدید نظر در مقادیر بارندگی ایستگاه‌ها یا گرادیان بارش می‌توان محاسبات را مجدداً با صرف وقت کمی تکرار نمود.

از دیگر کاربردهای اولیه مرتبط با سنجش از دور تعیین موقعیت مکانی نقاط، در روی زمین و در فضا، به کمک ماهواره می‌باشد. آغاز تحقیقات برای تعیین موقعیت نقاط بر مبنای فضا از سال ۱۹۶۰ صورت پذیرفت و در سال ۱۹۷۴ لزوم به کارگیری این دیدگاه در مقاصد نظامی حس گردید. در سال ۱۹۸۳ اولین ماهواره GPS به فضا پرتاب شد و تا سال ۱۹۹۵ این سیستم با پرتاب ۲۴ ماهواره دیگر تکمیل گردید. برخی از مزایای به کار گیری GPS شامل (الف) نقشه‌برداری در انواع شرایط آب و هوایی، (ب) نقشه‌برداری در تمام طول شباه روز، (ج) توانایی دید همزمان چند ماهواره، (د) امکان حذف خطاهای موثر، (ه) دقت نسبی مناسب برای نقشه‌برداری، (و) تعیین موقعیت نقطه‌ای عوارض سطح زمین، (ز) جهت‌یابی، (ح) تعیین ارتفاع و (ط) تعیین مساحت مزارع می‌باشد.

۴-۸- استفاده از مدل‌های رایانه‌ای در بیلان منابع آب

به سختی می‌توان یک مدل رایانه‌ای را تعریف کرد که بتواند بیلان منابع آب را به طور کامل تحلیل کند. این دشواری در ماهیت بسیار گسترده «بیلان منابع آب» نهفته است. به طور کلی، بیلان منابع آب در چارچوب مکانی و زمانی بسیار متفاوتی می‌تواند تحلیل شود. چارچوب مکانی در محدوده‌ای در گستره یک کوت کوچک تا سطح جهانی تغییر می‌کند. از طرف دیگر چارچوب زمانی محدوده وسیعی بین کسری از روز تا چندین دهه را ممکن است به خود اختصاص دهد. با این وجود مدل‌های رایانه‌ای متعددی تهیه شده‌اند تا بتوانند «بخشی» از فرآیندهایی چون بارش - رواناب، تبخیر از خاک، حرکت در خاک و حرکت آب زیرزمینی را تحلیل کنند.

احتمالاً اولین و ساده‌ترین مدل مربوط به تورنت - وايت در سال ۱۹۴۰ می‌باشد. این مدل بر اساس دوره زمانی ماهیانه تدوین شده است و به نحوی است که شمایی خاص از هیدرولوژی سیستم را به علت تحلیل بلند مدت از داده‌های ورودی و خروجی می‌تواند ارائه دهد.

مدل بلینی-کریدل برای محاسبه بیلان آب سطحی بر اساس معادله بیلان تدوین شده است. مصرف آب توسط گیاهان، تبخیر، بارش و نفوذ از عناصر اصلی ورودی به مدل می‌باشد. قسمت مهم در این مدل، مصرف آب توسط گیاهان است که قبل از توضیح نامبرگان ارائه شده بود. این مدل در محیط EXCELL نوشته شده است و قابل بازخوانی از طریق اینترنت می‌باشد.

مدل RiverWare برای مدل‌سازی حوضه آبریز کاربرد دارد و با همکاری اداره عمران و آبادانی و مهندسین ارشاد آمریکا و مرکز آب و محیط زیست دانشگاه کلرادو توسعه یافته است. این مدل، مدل مدیریت مخازن می‌باشد که برای برنامه‌ریزی اجرایی مخازن و عملکرد مخازن در دوره‌های کوتاه مدت و متوسط طراحی شده است. مدل RiverWare یک مدل هیدرولوژیکی و هیدرولیکی است که می‌تواند برای شبیه‌سازی چند منظوره و بهینه‌سازی از رودخانه و مخازن سدها (از قبیل ذخیره‌سازی، توربین‌های آبی، عملکرد مخازن، بازه رودخانه، کanal‌ها و مصارف آب) مورد استفاده قرار گیرد.

مدل Hec-Resim از سری نرم‌افزارهای گروه مهندسی ارتش آمریکا می‌باشد. این مدل نیز عملکرد مخازن و حوضه آبریز را تحلیل و شبیه‌سازی می‌کند.

مدل Modsim مدل شبیه‌سازی عملکرد مخازن و رودخانه‌ها می‌باشد که در دانشگاه ایالتی کلرادو تهیه شده است. این مدل می‌تواند برای دوره‌های زمانی روزانه، ماهیانه و هفتگی به کار رود. شبیه‌سازی جریان رودخانه در این مدل با استفاده از ضریب تاخیر و همچنین شبیه‌سازی کارابی مخزن شامل بررسی ذخایر، توربین‌های مولد برق، تبخیر، نفوذ و آب خارج شده از مخزن سد می‌باشد. Modsim در درون خود از معادلات آب زیرزمینی استفاده می‌کند که به خوبی می‌تواند در آبخوان‌های نامحدود اثرات متقابل با جریان رودخانه داشته باشد. این نرم‌افزار می‌تواند با اطلاعات به دست آمده از نرم‌افزار Modflow و سیستم آب زیرزمینی USGS در ارتباط باشد.

مدل SWBM مدلی در محیط GIS است که دسترسی به آب و استفاده از آن را در تحت شرایط گوناگون در حوضه آبریز نشان می‌دهد. در این مدل بیلان آب در هر واحد از اراضی، بیلان جریان آب در رودخانه، ذخیره آب در سد و مخازن کوچک، مقدار استخراج آب از مخازن و رودخانه‌ها برای مصارف شهری، کشاورزی و صنعتی شبیه‌سازی می‌شود. مدل SWBM ابزاری برای ارزیابی دسترسی به آب و مصارف مختلف آب در مقیاس حوضه آبریز می‌باشد.

مدل SWAT از مدل‌های بسط فیزیکی و هیدرولوژیکی حوضه آبریز بر پایه GIS است. این مدل امروزه کاربرد و توسعه زیادی یافته است. مدل SWAT هم سیکل هیدرولوژی و هم سیکل رشد گیاه تا مرحله برداشت در دوره‌های زمانی روزانه را شبیه‌سازی می‌کند. این مدل همچنین برای شبیه‌سازی تولید رسم و انتقال آن به حوضه آبریز کاربرد دارد.

بسته نرم‌افزاری مدل Mike GIS در محیط Rftar سیکل هیدرولوژی آب در زمین را بیان می‌کند. همچنین در صورتی که اطلاعات حوضه آبریز از قبیل بارش، تبخیر پتانسیل، چگونگی طبقات زمین با پارامترهای مدل ترکیب شود، مقدار رواناب نیز قابل محاسبه است. این مدل می‌تواند اثرات متقابل بین تقاضا و منابع آب (سطحی و زیرزمینی) را در یک حوضه آبریز نشان دهد. محاسباتی مربوط به پیش‌بینی سیل توسط این مدل قابل انجام است. شبیه‌سازی حرکت جریان آب‌های سطحی و زیرزمینی، اثرات متقابل بین آب‌های سطحی و زیرزمینی، تحلیل کیفیت آب به صورت تک- نقطه‌ای و گستره و قابلیت انعطاف برای مقیاس‌های زمانی از دیگر ویژگی‌های این مدل به شمار می‌آید.

مدل شبیه‌سازی حوضه آبریز، یک مدل عمومی برای تحلیل حوضه آبریز تحت موقعیت‌های هیدرولوژیکی مختلف می‌باشد. این مدل ورودی‌های هیدرولوژیکی در موقعیت‌های مختلفی که آب در حوضه آبریز تحت استفاده‌های مختلفی قرار می‌گیرد را به یکدیگر ارتباط می‌دهد. مدل Ribasim برای هر تحلیلی که نیاز به شبیه‌سازی بیلان آب در حوضه آبریز دارد طراحی شده است. نتایج حاصله از بیلان آب می‌تواند اطلاعات کلی از مقدار آب در نقاط مختلف حوضه آبریز و همچنین اجزای جریان آب را در هر موقعیت و در هر زمانی مشخص نماید. این نرم‌افزار بیشتر از ۲۰ سال است که برای پژوهش‌های مختلف در کشورهای زیادی کاربرد دارد.

مدل SWAP نسخه توسعه یافته مدل SWATRE است. این مدل با گرفتن اطلاعات ورودی چون پارامترهای آب و هوازی و اقلیمی روزانه، فاکتورهای گیاهی و خاک و همچنین اطلاعاتی در مورد عمق آب زیرزمینی و وضعیت زهکشی و املاح آب و خاک، بیلان آب و املاح در خاک را برای زمان‌های مورد نظر محاسبه می‌کند. به طور مشخص، تبخیر- تعرق

واقعی و تغذیه آب زیرزمینی توسط این مدل محاسبه می‌شود. این مدل نه تنها در مقیاس نقطه‌ای اجرا می‌شود بلکه در مقیاس منطقه‌ای نیز کاربرد دارد.

مدل WEAP یک ابزار پشتیبان از تصمیم دارای قابلیت سناریونویسی است که امکان تجزیه و تحلیل کاملی از منابع و مصارف آب را در حال و آینده فراهم می‌سازد. پایه این مدل بر اساس محاسبه بیلان آب است. مقیاس مکانی در مدل WEAP قابل انعطاف بوده و از یک منطقه کوچک تا یک منطقه وسیع را می‌تواند دربر گیرد. سری زمانی ماهیانه تا سالانه نیز از نقطه نظر مقیاس زمانی در این مدل می‌تواند لحاظ شود. روابط بارش- رواناب، جریان آب زیرزمینی، تقابل بین جریان سطحی و زیرزمینی، عملکرد مخازن و کیفیت آب و انتقال آب از جمله مواردی است که در این مدل تحلیل می‌شود. ساختار استراتژی‌های مدیریتی در مدل WEAP با استفاده از سناریوهایی که در محیط آن نوشته می‌شود وضعیت آینده آب را نشان می‌دهد که در آن می‌توان تاثیر آب و هوا، مدیریت کاربری اراضی، تقاضا، تنظیمات و برنامه‌ریزی‌ها را مشخص کرد.

فصل ٥

آمار و اطلاعات

ارزیابی معادله بیلان بدون وجود آمار و اطلاعات از مولفه‌های ذی‌مدخل امکان‌ناپذیر است. با توجه به شعاع مکانی و زمانی معادله بیلان، مولفه‌های بیلان تغییر می‌کند و لذا برای هر مورد ممکن است آمار و اطلاعات متفاوتی مورد نیاز باشد. با این حال به طور کلی این آمار و اطلاعات در رابطه با «منابع» و «مصارف» قابل تعریف می‌باشند. علی‌رغم چنین دسته‌بندی، گروهی از آمار و اطلاعات نیز وجود خواهد داشت که نمی‌توان آن‌ها را به طور مستقیم به هیچ‌کدام از دو دسته منابع و مصارف مرتبط نمود. این آمار و اطلاعات برای محاسبه مولفه‌هایی از بیلان مورد نیاز خواهد بود. به عنوان مثال پارامتر رطوبت نسبی برای محاسبه نیاز آبی گیاهان در بخش مصارف مورد نیاز است. از طرف دیگر همین پارامتر در تولید باران در در بخش منابع نیز ممکن است ایفای نقش نماید. با توجه به مطالب فوق، آمار و اطلاعات می‌تواند به دو دسته تقسیم شود. دسته اول از آمار و اطلاعات، مستقیماً مولفه‌های بیلان را تشکیل می‌دهند (مثلًا تبخیر از سطح دریاچه در یک بازه زمانی معین)؛ درحالی‌که دسته دوم از آمار و اطلاعات زمانی کاربرد خواهند داشت که مقدار مولفه‌ای از بیلان در دست نباشد و از چنین آمار و اطلاعاتی برای برآورده استفاده شود. مثلاً از پارامترهای فیزیکی خاک و رطوبت خاک می‌توان برآورده از مولفه نفوذ عمیقی در بیلان آب در مزرعه انجام داد.

۱-۵- منابع

در تحلیل بیلان، منابع به آن دسته پارامترهایی اطلاق می‌شود که میزان حجم آبی را به صورت بالقوه برای مصرف شدن در اختیار قرار می‌دهد. جهت تفکیک بهتر، منابع را می‌توان به سه مولفه (الف) بالای سطح زمین، (ب) روی سطح زمین و (ج) زیر سطح زمین تفکیک کرد.

۱-۱-۵- منابع بالای سطح زمین

تنها پارامتری که به عنوان منبع در بالای سطح زمین وجود دارد، انواع متفاوتی از ریزش‌های جوی یا بارندگی است. این انواع پس از طی مراحلی در چرخه آب‌شناسی، قابلیت استفاده در بخش مصارف را خواهند داشت. انواع متفاوت ریزش‌های جوی شامل باران، برف، و دیگر فرایندهایی است که آب به سطح زمین ریزش می‌کند مانند تگرگ و بوران (Chow, 1988). آمار و اطلاعات مناسب با این منابع شامل مقدار و تنابوب آن‌ها در ایستگاه‌های اندازه‌گیری می‌باشد. تنابوب آمار و اطلاعات مورد نیاز تابعی از چارچوب مکانی و زمانی بیلان است. مثلاً برای بیلان آب در سطح ملی و در مقیاس چندین ساله، مجموع بارندگی سالانه کافی خواهد بود. درحالی‌که در بیلان آب بین دو واقعه آبیاری در مزرعه، به مقدار باران در مقیاس روزانه مورد نیاز است.

۱-۲-۵- منابع روی سطح زمین

در یک تقسیم‌بندی کلی، منابع آبی روی سطح زمین به دو نوع جاری و راکد قابل تفکیک هستند. رودخانه، مسیل‌ها، انهار و کanal‌های آبیاری و زهکشی انواعی از منابع آب‌های جاری بر روی سطح زمین به شمار می‌آیند. درحالی‌که

دریاچه‌ها، تالاب‌ها، خورها، مصب‌ها، مخازن سدها، یخچال‌های طبیعی و سطوح برف‌گیر طبیعی منابع بالقوه‌ای از آب‌های راکد به هر دو صورت مایع و جامد بر روی سطح زمین را می‌توانند تشکیل دهند. منابع روی سطح زمین خود به دو نوع (الف) تولید شده در محل و (ب) انتقال یافته از بیرون چارچوب مکانی بیلان تقسیم می‌شود.

در نتیجه آمار و اطلاعات متناسب با منابع آب‌های جاری شامل بده جریان در انهر و رودخانه‌ها در مقیاس‌های زمانی مختلف (لحظه‌ای، ساعتی، روزانه، ماهانه، فصلی، سالانه) است. از طرف دیگر تنها مولفه بیلان برای منابع روی سطح زمین به صورت مایع، حجم آب در بازه زمانی بیلان (شعاع زمانی) می‌باشد. بنابراین مقدار حجم آب در چنین صورتی (مثلاً دریاچه، تالاب، مخزن سد) به عنوان آمار و اطلاعات مورد نیاز است. در شرایطی که نتوان این پارامتر را به طور مستقیم در اختیار داشت، پارامترهای دیگری از قبیل اشل (تراز آب)، چگونگی شکل مخزن (مثلاً با نقشه‌برداری) و رابطه اشل-حجم به عنوان آمار و اطلاعات بایستی لحاظ شوند. چنین نگرشی برای منابع روی سطح زمین به شکل جامد نیز وجود دارد. حجم توده یخچالی و یا حجم توده برفی در محدوده مکانی بیلان و در طول بازه زمانی آن به عنوان یکی از مولفه‌های بیلان محسوب می‌شود. در غیر این صورت، آمار و اطلاعاتی شامل ارتفاع توده جامد در یک نقطه شاخص (و یا اشل نسبت به یک سطح مبتدی تعریف شده)، رابطه این ارتفاع (و یا اشل) با حجم توده جامد، رابطه حجمی توده جامد با آب معادل آن بایستی گردآوری، محاسبه و یا برآورد شوند.

این که آبی که توسط یک مصرف کننده دریافت می‌شود ممکن است به طور کامل مصرف نشود در تجزیه و تحلیل‌های بیلان حائزهایی است. در چنین شرایطی آب بازیافتی در بخش‌های شرب و بهداشت، صنعت و کشاورزی به عنوان یک «منبع» قابل ارزیابی است. کلیه آمار و اطلاعات مرتبط با چنین مفهومی می‌بایست به صورت کمی درآیند. تعداد افراد ساکن در محدوده مکانی بیلان، الگوی مصرف و راندمان تولید پس آب یک دسته از آمار و اطلاعات را تشکیل می‌دهد. شناخت صنایع از قبیل تعداد، نوع آن‌ها، نوع دستگاه‌ها، فن‌آوری به کار رفته، سابقه تعمیرات دستگاه‌ها و کمیت و کیفیت پس آب‌های خروجی نیز در قالب آمار و اطلاعات ارزیابی می‌شوند. در بخش کشاورزی به آمار و اطلاعات بیشتری مورد نیاز است. الگو و تراکم کاشت، شیوه آبیاری (شامل نوع سیستم، مقدار، دور)، کیفیت خاک و آب (از نقطه نظر برآوردهای آبشویی)، خصوصیات پستی و بلندی زمین و حق‌آبهای زارعین از جمله آمار و اطلاعات مرتبط با این بخش می‌باشد.

حسب شرایط، تمامی منابع روی سطح زمین در محدوده چارچوب مکانی بیلان تولید نمی‌شوند. بنابراین لزوم ارزیابی آن دسته از منابع روی سطح زمین که توسط مرزهای شعاع مکانی بیلان انتقال می‌بند احساس می‌شود. چنین منابعی به دو دسته مایع و جامد تقسیم می‌شوند. برای آن دسته از منابع که به صورت مایع به شعاع مکانی بیلان وارد می‌شوند، از آمار و اطلاعاتی که در همین بخش برای انهر و رودخانه‌ها بحث شد استفاده می‌شود. برای انواع جامد چنین منابعی، علاوه بر آن چه که در این بخش در مورد چنین منابعی صحبت شد، به پارامترهایی چون سرعت حرکت این منابع نیز مورد نیاز است.

۳-۱-۵- منابع زیر سطحی

حسب کاربرد متفاوت بیلان، این منابع ممکن است راکد و یا جاری باشند. چشمه‌ها و قنوات انواعی از منابع زیرسطح زمین به شکل جاری را تشکیل می‌دهند. حرکت طبیعی آب در زیر سطح زمین نیز نوعی حرکت طبیعی جانی را تشکیل می‌دهد. امروزه حفر چاه‌ها - اعم از کم‌عمق، نیمه‌عمیق و عمیق - از روش‌های متداول استخراج آب‌های زیرسطح زمین می‌باشد. شناسایی کلی شرایط آب و هوایی ناحیه مورد مطالعه، تعیین آمار منابع و مصارف روی سطح زمین (بارندگی، پراکندگی و توزیع زمانی آن‌ها، رواناب‌های سطحی، تبخیر، تلفات انتقالی جریان، نفوذ در سطح زمین، نشت از مخازن و...) و نیز پوشش گیاهی، شکل چین خودگی‌ها، جهت شیب‌ها، و شرایط سطحی زمین از نظر میزان نگهداشت آب، و بالاخره اقلیم منطقه جهت شناسایی و قضاوت‌های اولیه از جمله ملزمات همراه با آمار منابع زیرسطحی محسوب می‌شوند.

اطلاعات مربوط به زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، نوع سنگ‌ها، میزان درز و شکاف، تخلخل خاک، دانه‌بندی، قابلیت نفوذ، آبدی ویژه، ضریب انتقال، وسعت سفره آب زیرزمینی، شکل سفره، ظرفیت ذخیره، سنگ‌های موجود در منطقه، ویژگی‌های سنگ کف از نقطه نظر جنس، شکستگی‌ها و ضخامت، عمق سفره آب زیرزمینی، نوع سفره (تحت فشار، آزاد و یا نشستی بودن)، اطلاعات مربوط به میزان برداشت آب از منابع آب زیرزمینی شامل چاه‌ها، قنوات و چشمه‌ها می‌باشد. در خصوص چاه‌ها اطلاعات مورد نیاز را می‌توان به صورت بدنه چاه، مدت زمان کارکرد، تاریخ حفر، کف‌شکنی‌های انجام شده، جایه‌جایی‌ها، روند تغییر آبدی، تجهیزات مکانیکی و الکترونیکی طبقه‌بندی کرد.

در سفره‌های آب زیرزمینی کم عمق، علی‌الخصوص مناطقی که فاقد برجستگی‌های روزمنی قابل توجه هستند، سفره آب شیرین عمدتاً تا عمق بسیار کمی در زمین پایین رفته و جای خود را با آب شور که در سواحل منشاء دریایی دارد، عوض می‌کند. در چنین مناطقی پوشش گیاهی می‌تواند سهم عده‌ای در خروج آب از سطح سفره به صورت تعرق داشته باشد. نکته قابل توجه دیگر در خصوص تبخیر از سطح آزاد سفره مربوط به دوره‌های زمانی است که بخار آب موجود در خاک به واسطه تغییر فصول و برودت خاک باعث ایجاد گرادیان رطوبتی گردیده بخار از سطح سفره به سطح زمین جریان یافته در نزدیکی سطح به مایع تبدیل می‌شود. پدیده بهار کاذب در بسیاری از مناطق معتدل مربوط به این فرایند می‌باشد که در اوایل پاییز اهمیت می‌یابد. برای مطالعه مخزن آب زیرزمینی باید شبکه‌ای از چاه‌های پیزومتری در اختیار باشند. نحوه محاسبه جریان آب زیرزمینی از یک مقطع و سایر مشخصات در فصل ششم آورده شده است.

برای شناسایی منابع آب کارست به طور ویژه لازم است که مشخصات رسوبات آبخوان و سنگ کف، ترکیب شیمیایی آب چاه‌های تحت بهره‌برداری، آبدی و نحوه تغییرات آن، تغییرات احتمالی به وجود آمده در سطح زمین، سیستم‌های درز و شکاف در بیرون‌زدگی‌های پیرامون داشت (امیری، ۱۳۸۴)، تعیین وضعیت پی سنگ منطقه از نقطه نظر تکتونیکی و تعیین فاکتورهای موثر در تشکیل یک دشت کارستی تعیین گردد (سعادتی، ۱۳۸۴). مجموعه اطلاعات فوق می‌تواند به شکل نقشه‌های زمین‌شناسی همراه با مقاطع و با تاکید بر رابطه سازنده‌ای آهکی و آبرفت، نقشه‌های ژئومورفولوژی سازند های آهکی و سایر بررسی‌های لازم نمود پیدا کند (رئیسی اردکانی، ۱۳۸۴).

۲-۵- مصارف

صرف آب از منابع آبی موجود در چارچوب مکانی بیلان و در طول بازه زمانی که بیلان برای آن تعریف می‌شود (شعاع زمانی بیلان)، شامل خروج آب به هر حالت جامد، مایع و گاز می‌باشد. مشابه تقسیم‌بندی که برای منابع صورت پذیرفت، مصارف نیز در سه بخش (الف) بالای سطح زمین، (ب) روی سطح زمین و (ج) زیر سطح زمین می‌تواند صورت پذیرد. با این وجود، در یک تقسیم‌بندی دیگر، مصارف را می‌توان به دو بخش کنترل شده و کنترل نشده تفکیک کرد. در اینجا دخالت‌های بشر در این تقسیم‌بندی بسیار مهم است. مصارف آب برای بشر در سه مقوله شرب، صنعت و کشاورزی یک نوع مصرف کنترل شده است. در حالی که تبخیر از سطوح آزاد آب یکی از انواع مصرف کنترل نشده به شمار می‌آید.

۲-۱- مصارف در بالای سطح زمین

به طور کلی مصرف آب به صورت حرکت آب از سطح زمین به طرف بالا در این بخش قرار می‌گیرد. چنین حرکت‌هایی شامل تبخیر از سطح آزاد آب، تبخیر از سطح خاک، تبخیر از سطح پوشش گیاهی، تعرق و همچنین تبخیر-تعرق از سطوح پوشش گیاهی و بالاخره تسعید از سطوح برفی و یخچالی می‌باشد. هر کدام از این فرآیندها، مولفه مستقیمی از بیلان می‌باشد و لذا به آن واژه‌ی آمار و اطلاعات اطلاق می‌شود. در صورت عدم امکان اندازه‌گیری این مولفه‌ها، روش‌های غیرمستقیم برآورد قابل تعریف خواهد بود. در این صورت آمار و اطلاعات مختلف دیگری مورد نیاز خواهد بود.

تحلیل فرآیند تبخیر از سطح آزاد آب به آمار و اطلاعاتی چون میزان تبخیر از تشت تبخیر، مساحت، عمق و درجه حرارت آب و همچنین غلظت املاح محلول آن نیاز دارد. علاوه بر این، ویژگی‌هایی از هوا شامل درجه حرارت، رطوبت نسبی، سرعت باد در ارتفاعات ۲ و ۱۰ متری، تابش خورشید، فشار بخار آب نیز دسته دیگری از آمار و اطلاعات را تشکیل می‌دهد. این ویژگی‌ها تبخیرپذیری هوا (اتمسفر) را کنترل می‌کنند.

فرآیند تبخیر از سطح خاک با تبخیر از سطح آزاد آب تفاوت دارد. این تفاوت از این ناشی می‌شود که تبخیرپذیری هوا کنترل کننده تبخیر از سطح آزاد آب است در حالی که غالباً این میزان آب خاک است که کنترل کننده شدت تبخیر از سطح خاک به شمار می‌آید. (موارد استثنای شامل خاک‌های اشباع و وجود سطح ایستابی کم عمق در خاک است که باعث می‌شود تبخیر از سطح خاک کماکان به صورت پتانسیل و بالقوه صورت پذیرد). بنابراین علاوه بر آمار و اطلاعات مربوط به تبخیر از سطح آزاد (به جز ویژگی‌های سطح، عمق و درجه حرارت آب)، ویژگی‌هایی از خاک نیز بایستی مشخص شود. این ویژگی‌ها شامل بافت خاک، درصد مواد شن، لای و رس، چگالی ظاهری و حقیقی خاک، درصد مواد آلی، خصوصیات شیمیایی خاک (PH، شوری عصاره اشباع، نسبت جذب سدیم)، منحنی مشخصه رطوبتی، ضریب آبگذری اشباع و تابع ضریب آبگذری خاک می‌باشد.

پارامترهای متعددی برای برآورد تبخیر از سطح پوشش گیاهی مورد نیاز است. علاوه بر آمار و اطلاعات مربوط به تبخیر از سطح آزاد آب، نوع پوشش گیاهی بسیار حائز اهمیت است. در نتیجه عواملی از قبیل سطح برگ‌ها، نمایه سطح برگ، تراکم گیاهی، سن گیاهان (برای درختان) به عنوان آمار و اطلاعات بایستی اندازه‌گیری و تعیین شوند.

برای برآورد تعرق گیاهان، عواملی چون ویژگی‌های روزنه برگ‌ها مورد نیاز خواهد بود. با این وجود به جز در موارد محدودی از تجزیه و تحلیل‌های دقیق زراعی، غالباً نیازی به تفکیک سه فرآیند تبخیر از سطح خاک، تبخیر از پوشش گیاهی و تعرق از پوشش گیاهی نمی‌باشد. تلفیق این سه فرآیند، تبخیر-تعرق گیاهی نامیده می‌شود. آمار و اطلاعات مورد نیاز برای محاسبه تبخیر-تعرق پتانسیل شامل پارامترهای اقلیمی (مشابه آنچه برای تبخیر از سطح آب آزاد گفته شد) و خصوصیات گیاهان مورد نظر (تاریخ کاشت، طول دوره‌های رشدی-جوانه‌زنی، سبزینه‌ای، تولید محصول، برداشت-ضرایب گیاهی K_c) است. از طرف دیگر برآورد تبخیر-تعرق واقعی گیاهان تنها از طریق استفاده از معادله بیلان در محفظه‌های کنترل شده‌ای به نام لایسیمتر میسر است. آمار و اطلاعات مورد نیاز برای این مورد، ترازوی دقیق برای توزین لایسیمترهای وزنی، برآورد رطوبت خاک در بازه‌های زمانی مختلف در اعمق لایسیمتر و اندازه‌گیری زه‌آب خروجی است. (در واقع در این حالت کنترل شده، تبخیر-تعرق یکی از مولفه‌های بیلان آب است که محاسبه می‌شود).

تحلیل فرآیند تبخیر و تصعید از سطوح جامد یخچال‌ها و سطوح برفی به آمار و اطلاعاتی از چگالی برف، آب معادل برف، خصوصیات اقلیمی (مشابه آنچه برای تبخیر از سطح آب آزاد مورد نیاز است) و نیز کیفیت شیمیایی این توده‌ها نیاز دارد.

۲-۵-۲- مصارف در روی سطح زمین

انواع کنترل شده مصارف آب در روی سطح زمین شامل استفاده آب در بخش‌های مصرف شرب، بهداشت، صنعت و کشاورزی (اعم از جنگل، محیط‌زیست و مراتع) می‌باشد. با این وجود نوع کنترل شده دیگری از مصرف به صورت انتقال بین حوضه‌ای به حوضه‌های دیگر نیز قابل تعریف است. حرکت‌های آب در سطح زمین و در نهایت خارج شدن آن از چارچوب مکانی بیلان از طرق کنترل نشده‌ی مصرف آب در روی سطح زمین به شمار می‌آید.

آمار اطلاعاتی که به نحوی به مصرف در روی سطح زمین مربوط شوند، تابعی از نوع مصرف می‌باشند.

بررسی مصرف به صورت شرب به آمار و اطلاعاتی شامل تعداد افراد جمعیت در چارچوب مکانی بیلان، الگوی مصرف متوسط آن‌ها در واحد زمان (حسب شعاع زمانی بیلان) و کیفیت آب نیاز دارد. بررسی مصارف بهداشتی و خانگی به آمار و اطلاعاتی شامل تعداد افراد جمعیت در چارچوب مکانی بیلان، الگوی مصرف در واحد زمان و کیفیت آب نیاز دارد. برای بررسی مصرف در بخش صنعت بایستی آمار و اطلاعاتی شامل تعداد صنایع متفاوت در چارچوب مکانی بیلان، میزان آب مصرفی در هر صنعت مختلف، کیفیت آب ورودی و خروجی و آب مازاد خروجی از صنعت را جمع‌آوری نمود.

عموماً بخش کشاورزی مصرف‌کننده عمده آب به شمار می‌آید. بنابراین برآورده از آب مصرفی در این بخش اهمیت ویژه‌ای دارد. آمار و اطلاعات مربوط به مصارف در روی سطح زمین در بخش کشاورزی شامل شناسایی انواع مختلف محصولات زراعی/باغی/جنگلی/مرتعی و سطح زیر کشت آن‌ها در چارچوب مکانی بیلان، میزان آب ورودی به اراضی کشاورزی متناسب با محدوده زمانی بیلان می‌باشد. اگر میزان آب ورودی اندازه‌گیری نشده باشد، آمار و اطلاعات دیگری

از قبیل نوع سیستم آبیاری، راندمان آبیاری (شامل راندمان‌های انتقال و کاربرد) به همراه خصوصیات خاک (شبیه به آنچه در بخش تبخیر از خاک اشاره شد) بایستی معلوم باشد.

آنچه آب از چارچوب مکانی بیلان خارج می‌شود (به هر دو شکل کنترل شده و کنترل نشده) نیز جزیی از مصارف در روی سطح زمین تلقی می‌شود. چنین جریاناتی اگر در کانال‌ها و یا رودخانه‌ها صورت پذیرد، بدئه رودخانه یا کانال به عنوان آمار و اطلاعات خواهد بود.

۳-۲-۵- مصارف در زیر سطح زمین

این نوع از مصرف به صورت «خروج هرگونه آب از چارچوب مکانی بیلان که در زیرسطح زمین اتفاق می‌افتد» تعریف می‌شود. چنین مصارفی خود به دو بخش کنترل شده و کنترل نشده تقسیم می‌شود. اختصاص دادن میزان آب برای آبشویی خاک از جمله مصارف کنترل شده است. در حالی که نفوذ عمقی، حرکت‌های افقی زیرزمینی آب به خارج از چارچوب مکانی بیلان از انواع مصارف کنترل نشده به شمار می‌آید. با این وجود از جنبه دیگر این مصارف را به دو نوع (الف) حرکت از مرز پایینی چارچوب مکانی بیلان (مثلاً عمق ریشه) و (ب) حرکت جانبی در زیر سطح زمین به سمت خارج از چارچوب مکانی بیلان (مثلاً به آبخوان‌های مجاور) طبقه‌بندی کرد.

آمار و اطلاعاتی که برای تعیین کمی مصرف در زیر سطح زمین مورد نیاز است شامل نفوذ عمقی، خصوصیات فیزیکی خاک شامل ضریب آبگذری اشباع و غیراشباع خاک، تخلخل خاک، میزان آب آبشویی، می‌باشد. همچنین آمار و اطلاعاتی از شکل و اندازه مخزن زیرزمینی (مشابه آنچه برای منابع زیرزمینی بحث شد)، ضریب ذخیره و ضریب انتقال لایه‌های آبدار بایستی اندازه‌گیری و یا برآورد شود.

۳-۵- چگونگی تهیه آمار و اطلاعات

آمار و اطلاعات مورد نیاز در بخش‌های قبلی این فصل طبقه‌بندی شد. این آمار و اطلاعات در شش رده کلی (الف) ریزش‌های جوی، (ب) روان آب سطحی، (ج) تبخیر، تعرق، تبخیر- تعرق، تصعید، (د) تغییرات ذخیره آب، (ه) نفوذ عمقی و جریان‌های زیرزمینی و (و) مصارف تقسیم‌بندی می‌شود.

در جمهوری اسلامی ایران دو ارگان وزارت نیرو و سازمان هواشناسی مسؤول اندازه‌گیری و ثبت ریزش‌های جوی هستند. این اطلاعات در سالنامه‌هایی به چاپ می‌رسد. سازمان هواشناسی در راستای هماهنگی با سازمان جهانی هواشناسی (WMO)، از تقویم میلادی استفاده می‌کند و اطلاعات ریزش‌های جوی را در مقیاس‌های زمانی ماهانه و سالانه به چاپ می‌رساند. این اطلاعات در سایت این سازمان به آدرس www.irimet.net قابل بازخوانی است. دسترسی به آمار و اطلاعات ریزش‌های جوی در مقیاس کوچک‌تر از یک ماه تنها با ارائه درخواست کاربر به سازمان هواشناسی میسر است. آمار و اطلاعات ریزش‌های جوی روزانه (منحصراً باران) توسط وزارت نیرو سالانه در کتابچه‌هایی چاپ و منتشر می‌شود. وزارت نیرو تعدادی ایستگاه‌های برف‌سننجی را نیز سرپرستی می‌کند. این آمار و اطلاعات هم در مرکز

استان مربوطه و هم در سازمان مدیریت منابع آب در تهران نگهداری می‌شود. بعضاً وزارت نیرو و سازمان هواشناسی نقشه‌های هم‌مقدار بارندگی را برای یک دوره زمانی چند ساله ترسیم و گزارش می‌کنند.

آمار و اطلاعات روان آب رودخانه‌ها تنها توسط ادارات آب‌های سطحی وزارت نیرو تهیه و سالانه در کتابچه‌هایی چاپ و منتشر می‌شود. این اطلاعات به صورت بددهای روزانه می‌باشد. در موقع سیلابی، قرائت‌های اشل دو ساعته نیز صورت می‌گیرد که تنها در محل ادارات آب‌های سطحی نگهداری می‌شود. سایر اندازه‌گیری‌های مربوط به رواناب در مسیرهای کوچک‌تری از رودخانه (مثلًا کanal‌ها، انهار) عموماً اندازه‌گیری نمی‌شوند.

هر دو ارگان وزارت نیرو و سازمان هواشناسی دارای تعدادی تشت تبخیر هستند که آمار آن‌ها در کتابچه‌هایی منتشر می‌شود. بر این اساس هر چند سال یک‌بار بعضاً وزارت نیرو و سازمان هواشناسی نقشه‌های هم‌مقدار متوسط تبخیر را ترسیم و گزارش می‌کنند. ولی همیشه این آمار و اطلاعات برای محاسبه بیلان آب کافی نخواهد بود. آمار و اطلاعات اقلیمی متعددی برای برآورد تبخیر (از سطوح آب، خاک، گیاه)، تعرق، تبخیر- تعرق و تصعید از سطوح منجمد لازم است. این پارامترها که می‌توانند شامل: درجه حرارت، رطوبت نسبی، باد، ساعات آفتابی، تشعشع و سایر موارد لازم باشند، عمدتاً در ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی و توسط سازمان هواشناسی اندازه‌گیری می‌شوند ولی تنها در مقیاس ماهانه گزارش می‌شوند. در موارد معدهودی، ایستگاه‌های تحقیقاتی وابسته به وزارت کشاورزی و دانشگاه‌ها نیز چنین آمار و اطلاعاتی را اندازه‌گیری و ثبت می‌کنند.

اندازه‌گیری دوره‌ای تراز آب در چاهها و پیزومترهای مشاهداتی و همچنین چاههای بهره‌برداری، توسط وزارت نیرو صورت می‌گیرد. علاوه بر این، وزارت نیرو اطلاعات برف‌سنجدی را نیز جهت محاسبه تغییر ذخیره در حوضه‌های کوهستانی و برف‌گیر انجام می‌دهد. اندازه‌گیری سطح آب در مخازن سدها توسط وزارت نیرو انجام می‌شود. مقدار بار رسوبی که به مخزن یک سد وارد می‌شود در تعیین حجم ذخیره آن حائزه‌همیت است. رسوب‌سنجدی نیز از وظایف وزارت نیرو به شمار می‌آید. از طرف دیگر سازمان حفاظت از محیط زیست مسؤول اندازه‌گیری سطح آب در تالاب‌ها و مرداب‌ها می‌باشد. گرچه سازمان هواشناسی، مراکز تحقیقاتی وزارت کشاورزی و دانشگاه‌ها به طور موردنی و یا دوره‌ای رطوبت خاک را در مکان‌های مشخصی اندازه‌گیری می‌کنند، ولی از این اطلاعات تنها در این مناطق و در همان دوره‌های زمانی می‌توان استفاده کرد.

هیچ‌گونه آمار اندازه‌گیری شده‌ای از نفوذ عمقی و جریانات آب زیرزمینی وجود ندارد. پارامترهای مرتبط با جریانات آب زیرزمینی شامل تراز آب در چاههای پیزومتری و مشاهداتی و بهره‌برداری که زیر نظر وزارت نیرو است می‌باشد. پارامترهای مرتبط با نفوذ عمقی غالباً توسط ارگان مشخصی اندازه‌گیری نمی‌شود. بنابراین ضروری خواهد بود که پارامترهای موثر در آن به نحو مقتضی برآورد گردد. این پارامترها ممکن است شامل انواع کاربری اراضی، لیتو洛ژی و سنگ‌ها، ویژگی‌های خاک‌های اراضی، ریخت‌شناسی باشد. این پارامترها به ترتیب عمدتاً توسط جهاد کشاورزی و شهرداری‌ها، سازمان زمین‌شناسی، جهاد کشاورزی، و وزارت نیرو در قالب نقشه‌ها و گزارشات فنی ارائه می‌گردند. علاوه بر موارد فوق‌الذکر، ویژگی‌هایی چون ضرایب هیدرودینامیکی آبخوان، مشخصات ژئوفیزیکی، نوع سفره آب زیرزمینی

(آزاد، تحت فشار، نشتی) و ضریب ذخیره نیز بعضاً مورد نیاز خواهد بود. این پارامترها به طور متداول می‌باشد توسط وزارت نیرو اندازه‌گیری، محاسبه و یا برآورد گردد.

آمار و اطلاعات مربوط به مصارف به ارگان‌های متعددی مربوط می‌شود. شرکت‌های آب و فاضلاب شهری و روستایی به ترتیب مصرف آب شهری و روستایی (اعم از شرب و بهداشت) را گزارش می‌کنند. گزارش مقدار آب مصرفی توسط صنایع مختلف با وزارت صنایع و وزارت جهاد کشاورزی است. وزارت نیرو مسؤول رعایت حق آبه‌های روستاییان برای مصارف کشاورزی می‌باشد. در برآورد مصارف کشاورزی، آمار و اطلاعات مربوط به سطح زیر کشت، الگوی کشت، الگوی پخش مزارع و موارد مشابه لازم است که عمدتاً توسط وزارت جهاد کشاورزی جمع‌آوری و گزارش می‌شود.

۴-۵- پیش‌بینی داده‌های هیدرولوژیکی در مناطق فاقد آمار

در بسیاری از مناطق جهان حوضه‌های آبریز بدون آمار و یا با آمار ناکافی وجود داشته و یا در برخی مناطق شبکه‌های اندازه‌گیری به مرور دچار نقص شده‌اند. این موضوع زمانی که اثرات تغییرات به وجود آمده توسط انسان بر سطح زمین و اقلیم در مقیاس‌های محلی، منطقه‌ای و یا جهانی مدنظر قرار می‌گیرد پیچیده‌تر می‌شود. یقیناً پیش‌بینی‌ها تحت چنین شرایطی به شدت با نامعینی مواجه هستند. در این صورت یک سیستم پیش‌بینی هیدرولوژیکی باید دارای سه مولفه اساسی باشد. این مولفه‌ها شامل (الف) مدلی که بتواند فرآیندهای کلیدی مورد نظر را توصیف کند، (ب) مجموعه‌ای از پارامترها که بیانگر خواص دورنمای و سطحی باشند که می‌توانند فرآیندهای بحرانی را در اختیار قرار دهند و (ج) ورودی‌های هواشناسی مورد نظر (در صورت نیاز)، که بتوانند عکس‌العمل حوضه آبریز را مشخص نمایند. عمدتاً یک حوضه آبریز فاقد آمار عبارت است از حوضه‌ای با داده‌های ثبت شده ناکافی (به هر دو شکل کمیت و کیفیت داده‌ها) از مشاهدات هیدرولوژیکی برای محاسبه متغیرهای هیدرولوژیکی مورد نظر (کمی و کیفی) در مقیاس‌های زمانی و مکانی و عدم توانایی در پذیرش نتایج از نظر دقیقت در مسایل کاربردی.

دیدگاه‌هایی که در حال حاضر برای پیش‌بینی عکس‌العمل حوضه‌های آبریز مدنظر قرار می‌گیرند شامل بروندیابی اطلاعات از یک حوضه آبریز دارای آمار به حوضه آبریز فاقد آمار، استفاده از سنجش از دور، کاربرد مدل‌های هیدرولوژیکی فرآیند-محور در جایی که ورودی‌های اقلیمی اندازه‌گیری شده و یا قابل دسترس هستند و همچنین کاربرد توان مدل‌های هیدرولوژیکی-هواشناسی بدون نیاز به داده‌های ویژه بارش می‌باشد. عمدتاً تئوری‌های فوق الذکر بر مبنای داده‌های اندازه‌گیری شده در حوضه‌های دارای آمار، داده‌های حاصل از نتایج آزمایشگاهی و درک فرآیند و نهایتاً استفاده از تئوری‌های پایه استوار هستند.

با توجه به گسترده‌گی روش‌های پیش‌بینی پارامترهای هیدرولوژیکی در شرایط مختلف، محقق می‌تواند به مراجع مرتبط با موضوع بر مبنای شرایط مقتضی مراجعه نماید.

فصل ۶

تبیین نحوه برآورد پارامترهای بیلان

۱-۶- ریزش جوی

ریزش جوی غالباً تنها منبع رطوبت وارد شده به سطح زمین است و بنابراین اندازه‌گیری و محاسبه ریزش جوی به مقدار زیادی منجر به اعتمادپذیری تمامی مولفه‌های بیلان آب می‌شود.

بدون درنظر گرفتن روش‌های سنجش از دور، اندازه‌گیری ریزش‌های جوی در یک نقطه (ایستگاه) صورت می‌پذیرد. با وجود چنین اطلاعات نقطه‌ای، مقدار متوسط ریزش جوی در شعاع مکانی بیلان -مثلاً در یک حوضه رودخانه‌ای-، توسط ایستگاه‌های سنجش ریزش جوی که داخل ناحیه تحت مطالعه نصب شده‌اند تعیین می‌شود. در صورتی که تعداد ایستگاه‌ها ناکافی باشد، آمار ایستگاه‌های سنجش ریزش جوی که در ناحیه مجاور نصب شده‌اند نیز ممکن است مورد استفاده قرار گیرد تا برآورد دقیق‌تری از میانگین ریزش جوی صورت پذیرد. هر چه دوره‌ی زمانی محاسبه بیلان آب کوتاه‌تر باشد شبکه‌ی اندازه‌گیری ریزش جوی بایستی متراکم‌تر باشد. ایستگاه‌های سنجش ریزش جوی برای محاسبات بیلان آب بایستی انتظارات متداول برای چنین ایستگاه‌هایی در یک شبکه اقلیم‌شناسی و هیدروکلیماتولوژی را برآورده سازد. برای محاسبه میانگین‌هایی از بیلان‌های آبی، سری‌های طولانی مدتی از مشاهدات ریزش جوی (در حدود ۵۰-۲۵ سال) مورد نیاز است. برای برآورد داده‌های مفقود برقراری روابط گرافیکی اطلاعات مشاهداتی در ایستگاه‌های مجاور با استفاده از روش همبستگی توصیه می‌شود.

در هنگام تعیین ریزش جوی برای یک ناحیه یا یک مجموعه آبی، دو نوع مساله به وجود می‌آید. این مسایل شامل (الف) تعیین ریزش جوی در یک نقطه و (ب) تعیین متوسط ارتفاع ریزش جوی برای ناحیه تحت مطالعه با استفاده از مشاهدات نقطه‌ای می‌باشد.

۶-۱- اندازه‌گیری ریزش‌های جوی در یک نقطه و تصحیح مقادیر اندازه‌گیری شده

ریزش‌های جوی (عمدتاً باران) توسط سه نوع ایستگاه اندازه‌گیری می‌شوند. این سه ایستگاه شامل ایستگاه‌های باران‌سنج ثبات، روزانه و ذخیره‌ای می‌باشد. این که ایستگاه‌های رایج سنجش ریزش‌های جوی در شبکه ایستگاه‌های هواشناسی تمامی مقدار ریزش جوی، عمدتاً به دلیل تاثیر باد، را دریافت نمی‌کنند کاملاً شناخته شده است. مقدار خطا شدیداً به سرعت باد، محل نصب ایستگاه، نوع ریزش جوی و درجه حرارت بستگی دارد. این فقدان دریافت، به‌ویژه هنگامی که ریزش جوی به شکل برف نازل می‌شود زیاد است و در بادهای شدید ممکن است به ۱۰۰٪ نیز برسد. علاوه بر بارش مایع، اغلب لازم است که میزان بارش جامد نیز تعیین شود. این کار عموماً شامل محاسبه آب معادل برف و ذوب آن می‌باشد. میزان ذخیره آبی برف به وسیله رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$Sx = d \times Ss \quad (1-6)$$

که در آن Sx ارتفاع ذخیره آبی برف، Ss ارتفاع پوشش برف و d چگالی برف می‌باشد. برای چگالی برف بر حسب نوع برف مقادیر مختلفی ارائه شده است که می‌توان در کتاب‌های مرجع ملاحظه نمود. روش فوق نیاز به اندازه‌گیری‌های مختلف نقطه‌ای دارد و سپس این برداشت‌های نقطه‌ای بایستی توسعه داده شوند در نتیجه این روش کم‌تر مورد استفاده

قرار می‌گیرد. عمدتاً برای این منظور از روش درجه-روز استفاده می‌شود. مزیت این روش آن است که عموماً داده‌های هواشناسی قابل دسترس را به کار می‌گیرد. اساس این روش معادله ساده زیر می‌باشد:

$$S = K \times D \quad (2-6)$$

که در آن S ارتفاع آب معادل برف در یک روز، K ضریبی که تاثیر شرایط طبیعی و اقلیمی حوضه آبریز را در مورد ذوب برف نشان می‌دهد و D دمای محاسبه شده مثبت روزانه می‌باشد.

مقداری از ریزش جوی که توسط دستگاه سنجش دریافت می‌شود در طول دوره زمانی بین آغاز ریزش جوی و زمان اندازه‌گیری تبخیر می‌شود. همچنین با خیس شدن مخزن دستگاه در هر ریزش جدید، بهویژه در باران‌های ملایم، تبخیر افزایش می‌یابد. در صورت فراوانی زیاد چنین بارش‌هایی، تلفات قبل ملاحظه خواهد بود. بنابراین در محاسبه بیلان آب، باید مقدار متوسط ریزش جوی برای حوضه‌ها یا مجموعه‌های آبی بر پایه اطلاعات تصحیح شده و تصحیح کردن خطاهای سیستماتیک اندازه‌گیری‌ها ارزیابی شود. به طور کلی میزان تصحیحات برای تاثیر باد به مقدار متوسط ۱۵٪- ۱۰٪، برای باران ۴۰٪-۶۰٪ و برای برف ارزیابی می‌شود. با این وجود تلفات ناشی از خیس شدن مخزن دستگاه در حدود ۰/۲ میلی متر در هر اندازه‌گیری برای باران و ۰/۱ میلی متر برای برف است، در حالی که تلفات ناشی از تبخیر به‌طور متوسط در حدود ۰/۶٪ مجموع ریزش جوی در خلال تابستان (بسطه به ایستگاه و درجه حرارت هوا) می‌باشد.

تصحیحات مربوط به کاهش باران اندازه‌گیری شده نسبت به مقادیر واقعی با مقایسه آمار ایستگاه‌های استاندارد و ایستگاه‌های زمینی که در مناطق حفاظت شده در مقابل باد می‌باشند به نحوی طراحی شده‌اند که حداقل خطا به دلیل پاشیدن آب به داخل و یا خارج از مخزن اندازه‌گیری را داشته باشند.

تصحیحات از نظر نزول برف نیز بر اساس اندازه‌گیری‌های موازی با باران‌سنجها که در فضای آزاد و فضای محافظت شده (به‌طور مثال در یک جنگل انبوه یا جنگل کمپشت)، یا با مقایسه ارقام و آمار ثبت شده‌ی باران‌سنجی و افزایش ذخایر برفی، با اندازه‌گیری دقیق و بررسی‌های برف در فواصل زمانی غیر نزول برف، انجام می‌گیرد.

۶-۱-۲- متوسط ریزش جوی بر روی یک ناحیه

اگر ایستگاه‌های اندازه‌گیری باران در چارچوب مکانی بیلان به طور یکنواخت توزیع شده باشند و تغییرات ریزش جوی در سطح نیز اندک باشد، غالباً می‌توان مقدار متوسط ریزش جوی در سطح مورد نظر را به صورت میانگین عددی اطلاعات از تمامی ایستگاه‌های موجود محاسبه نمود. زمانی که شبکه ایستگاه‌ها به طور غیریکسان در سطح توزیع شده باشند، ریزش جوی ناحیه‌ای از روی آمارهای ایستگاه‌های هواشناسی به صورت یک مقدار متوسط وزن‌دار محاسبه می‌شود. غالباً این وزن از روی مساحت تحت تاثیر هر ایستگاه (مثلاً شبکه‌بندی تیسن) تعیین می‌شود.

برای تلفیق با سایر برنامه‌های رایانه‌ای، مناسب‌تر خواهد بود که در ابتدا مقادیر ریزش جوی در یک الگوی شبکه‌بندی با میان‌یابی از روی اطلاعات ایستگاهی تعیین شود و سپس با میانگین‌گیری از ریزش‌های جوی در رئوس این شبکه، میانگین ریزش جوی ناحیه‌ای محاسبه شود. غالباً روش معکوس مربع فاصله برای این منظور استفاده می‌شود.

«کریجینگ» روش دیگری برای محاسبه ریزش جوی در رئوس یک شبکه منظم/نامنظم می‌باشد. برای این روش خصوصیات همبستگی ریزش جوی برای مشخص کردن وزن‌های مربوط به ایستگاه‌های مجاور با استی محاسبه می‌شوند. برای توضیحات بیشتر روش کریجینگ، به کتاب‌های زمین آمار مراجعه شود. با زیاد شدن دوره زمانی، نتایج به دست آمده از روش‌های مختلف همگرا می‌شوند در حالی که با کم شدن دوره زمانی، اختلاف این نتایج از روش‌های مختلف افزایش می‌یابد.

نقشه‌های هم‌مقدار، روش دیگر برای تعیین ریزش جوی بر روی یک ناحیه مشخص، ترسیم نقشه‌های هم‌مقدار می‌باشد. مقادار تصحیح شده ریزش جوی در هر ایستگاه بر روی نقشه گذاشته می‌شود. در نواحی کوهستانی، خطوط هم‌مقدار ریزش جوی با در نظر گرفتن پستی و بلندی‌ها و گردایان‌ها ترسیم می‌شوند. فواصل بین خطوط هم‌مقدار نبایستی کم‌تر از متوسط خطای میان‌یابی باشد. با افزایش انحراف استاندارد با مقادار ریزش جوی در نواحی که پستی و بلندی قابل ملاحظه‌ای دارند، فاصله خطوط هم‌مقدار با ارتفاع به صورت یک نرخ هندسی افزایش می‌یابد.

سازمان جهانی هواشناسی (WMO, 1970b) توصیه کرده است که نقشه‌های متوسط ریزش جوی سالانه در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰۰ خطوط هم‌مقدار ۱۰۰؛ ۲۰۰؛ ۳۲۰۰؛ ۴۰۰۰ میلی‌متر داشته باشند.

۶-۱-۳- شرایط ویژه

اندازه‌گیری‌های ریزش جوی بر روی سطوح آبی و نواحی جنگلی وسیع از ویژگی خاصی برخوردار بوده، با اندازه‌گیری در سطوح دیگر متفاوت است.

رقیق شدن جریانات هوای صعود کننده بالای سطح آب بر روی سطح دریاچه‌ها و مخازن، منجر به تشکیل ریزش جوی هم‌رفتی در مقیاس محلی می‌شود. در نتیجه میزان ریزش جوی نازل شده بر روی سطح آب کم‌تر از اراضی و نوار ساحلی است. برای مثال در جزایر مسطح در مجموعه‌های آبی بزرگ، ریزش جوی سالانه ممکن است ۱۵٪-۲۵٪ کم‌تر از سواحل باشد. لذا برای برآورد ریزش جوی ببروی سطح دریاچه و مخازن ضروری است که این تفاوت در نظر گرفته شود. برای در نظر گرفتن کاهش ریزش جوی بر روی یک دریاچه یا مخزن، تجهیزات اندازه‌گیری باستی نه تنها در دور پیرامون دریاچه، بلکه در فواصلی از ساحل دریاچه‌ها نیز نصب شدند.

برای محاسبه ریزش جوی بر روی یک ناحیه جنگلی وسیع، وسایل سنجش ریزش جوی در بخش‌های فاقد درخت نصب می‌شوند. در نواحی فاقد درخت به دلیل تاثیرات آئرودینامیکی، در بعضی اوقات شرایط در زیر مکانی که ریزش جوی (به‌ویژه برف) نازل می‌شود تغییر می‌کند و مقدار آن در مقایسه با ریزش بر روی نواحی جنگلی افزایش می‌یابد. بنابراین وسایل سنجش ریزش جوی باستی در مرکز بخش فاقد درخت در جنگل و در جایی که ارتفاع بالای خط افقی از قیف دستگاه تا بالای نزدیک‌ترین درختان ۳۰-۵۰ برای جنگل‌های مخروطیان و ۸۰-۷۸ برای جنگل‌های خزان داران باشد نصب شوند. برای تعیین مجموع ریزش جوی ماهانه جامد در زیر تاج گیاهی جنگل، به علاوه مشاهدات ریزش جوی اطلاعات بررسی برف نیز ممکن است مورد استفاده قرار گیرد.

در حال حاضر برنامه اندازه‌گیری جهانی بارش (GPM) که توسط سازمان‌های فضایی آمریکا و ژاپن در حال طراحی می‌باشد، می‌تواند بارش را تقریباً در مقیاس جهانی و با استفاده از داده‌های راداری و رادیومتری اندازه‌گیری نماید. این پروژه قادر خواهد بود نرخ بارش را از ۰/۰۱ تا ۴ اینچ در ساعت اندازه‌گیری نماید .(<http://gpm.gsfc.nasa.gov/Newsletter/october02/calibration.htm>)

۶-۲- رواناب سطحی

به طور کلی آب‌های سطحی که به چارچوب مکانی بیلان وارد می‌شوند، به سه شکل (الف) رودخانه‌ها و آبراهه‌های طبیعی، (ب) کanal‌های دست‌ساخته بشر و (ج) لوله‌های دست‌ساخته بشر می‌باشند. بدء متوسط رواناب نرمال ویژگی پایه عمده‌ای از منابع آب رودخانه‌ای به شمار می‌آید. دقت تعیین رواناب به عوامل متعددی چون دقت اندازه‌گیری و محاسبه جریان، تغییرپذیری جریان، مدت دوره زمانی مشاهدات، و همچنین تراکم شبکه اندازه‌گیری بستگی دارد (WMO, 1970a).

۶-۱- رواناب نرمال و انتخاب دوره زمانی بیلان آب

دوره زمانی بیلان و چارچوب مکانی آن می‌تواند در چگونگی تعیین رواناب سطحی نقش موثری ایفا نماید. با کوچک شدن دوره زمانی بیلان، برآورد رواناب سطحی نیز در دوره زمانی کوتاه‌تری صورت می‌پذیرد. در صورتی که برای مقاصد کلان، مثلاً در سطح ملی و یا حوضه آبریز، غالباً به میانگین‌های چند ساله (مثلاً ۱۵ ساله) نیازمند خواهد بود. در یکی از روش‌های برآورد چنین میانگین‌هایی، می‌بایست رواناب‌های سطحی در مقیاس‌های زمانی کوتاه‌تر قبل از بدست آمده باشند.

الف- دوره‌های زمانی کوتاه مدت. براساس بخش (۳-۵) این دستورالعمل، اندازه‌گیری و گزارش رواناب‌های سطحی و سیلاب‌ها از رودخانه‌ها در محل ایستگاه‌های آب‌سنگی در ایران با ادارات آب‌های سطحی وزارت نیرو است. با این حال کاملاً محتمل است که در محل ورودی به چارچوب مکانی بیلان، ایستگاه آب‌سنگی وجود نداشته باشد و یا طول دوره آمار برداری کوتاه باشد. بنابراین حسب آمار و اطلاعات در دسترس، روش‌های برآورد رواناب سطحی، به عنوان یکی از مولفه‌های بیلان، نیز متفاوت خواهد بود.

در صورت عدم وجود و یا کمبود آمار اندازه‌گیری شده، کاربر ممکن است یکی از دو شیوه (الف) اندازه‌گیری مستقیم و (ب) برآورد از روی سایر پارامترها را انتخاب کند. این انتخاب به در دسترس بودن وسایل مورد نیاز، دقت مورد مطالعه و هزینه قابل تخصیص بستگی دارد. روش‌های اندازه‌گیری بدء جریان در یک رودخانه/آبراهه/کanal/لوله به خوبی در کتب هیدرولوژی و هیدرولیک آورده شده است. روش‌های حجمی (اندازه‌گیری حجم آب عبوری از یک مقطع در یک مدت زمان معلوم) برای رودخانه‌ها، آبراهه‌ها، کanal‌ها و لوله‌های کوچک ممکن است قابل توصیه باشد. از روش‌های اولتراسوند برای برآورد بدء جریان در هر نوع از آبراهه سطحی می‌توان استفاده کرد. روش گونیا برای برآورد بدء در انواع لوله‌ها

می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. برآورد غیرمستقیم بده جریان توسط اصل پیوستگی ($Q=AV$) که در آن: Q بده جریان، V سرعت آب و A سطح مقطع عمود بر بردار سرعت) در هر نوع از آبراهه‌ای از قدیم مورد استفاده است. روش‌های تعیین سرعت حسب اندازه و چگونگی آبراهه تغییر می‌کند. غالباً عرض مقطع رودخانه به نوارهایی تقسیم می‌شود. در هر نوار در ابتدا سرعت جریان توسط روش‌هایی چون مولینه، جسم سنگین شناور در لایه‌هایی از عمق رودخانه تعیین گشته و سپس میانگین وزنی سرعت جریان در هر نوار و از روی آن بده جریان در آن نوار با استفاده از اصل پیوستگی محاسبه می‌شود. بدنه کل رودخانه با جمع بدههای جریان در نوارهای مختلف قابل محاسبه خواهد بود. با این وجود روش‌های دیگری چون اولتراسونیک و استفاده از ردیاب‌های شیمیایی هم برای این منظور کاربرد دارد (جدول ۱-۶).

جدول ۱-۶- روش‌های اندازه‌گیری بده جریان (Mosley and McKercher, 1993)

روش	توصیف	کاربرد	ویژگی‌ها
رقیق سازی	از چگونگی رقیق‌سازی یک ردیاب با غلظت زیاد برای محاسبه بده جریان استفاده می‌کند. ردیاب‌ها شامل نمک و انواع رنگ‌ها می‌باشد.	رودخانه‌های شیبدار کوهستانی که اختلاط به سرعت صورت می‌پذیرد.	در برخی از گونه‌ها می‌توان از اندازه‌گیری بده جریان در یک اشل معین را به صورت خودکار انجام داد. از روش‌های سرعت مستقل است، بنابراین یک کنترل مفید برای خطهای سیستماتیک تلقی می‌شود
روش قایق در حالت حرکت	عمق توسط اکوی صوتی صورت می‌پذیرد. سرعت در نزدیک سطح به صورت مولفه بالا دستی از بردار سرعت مشاهده شده زمانی که قایق بین نقاط مشخص شدهای در حال حرکت است نتیجه‌گیری می‌شود.	برای رودخانه‌های بزرگ مناسب است که عرض آن از ۱۵۰ متر، عمق آن از ۲ متر و سرعت جریان از 0.5 m/s بیشتر است. برای اندازه‌گیری در خلال سیکل‌های جزء و مدم مناسب است.	به قایق موتوری، تجهیزات اکوی صوتی و پروانه برای اندازه‌گیری زاویه جریان نیاز دارد.
ما فوق صوت	بعد از کسر زمان عبور پالس‌های اولتراسونیک در بالا دست و پایین دست بین دو مولد، می‌توان سرعت را محاسبه کرد.	خروجی از دریاچه، کانال‌های جزء و مدمی، و سایر شرایطی که منحنی سنجه قابل توصیف نباشد. برای کانال‌های عریض، کم عمق یا با علف هرز زیاد مناسب نیست.	اندازه‌گیری پیوسته به بار رسوبی نیاز ندارد. نسب آن گران قیمت می‌باشد.
الکترومغناطیس	یک میدان الکترومغناطیس داخل آب و در زیر رودخانه توسط یک سیم پیچ تولید می‌شود. با این کار یک اختلاف ولتاژ بین الکترودها در دو طرف رودخانه به وجود می‌آورد که با سرعت جریان مناسب است.	کانال‌هایی تا عرض ۳۰ متر در رودخانه‌های دارای علف‌های هرز یا رودخانه‌هایی دارای لای زیاد یا کف متحرک مناسب است.	تجهیزات گران قیمت دارد. منبع تامین انرژی و سیم پیچ‌ها بایستی در پوشش‌های غیر قابل نفوذ قرار داده شوند و در داخل رودخانه کار گذاشته شوند.
حجمی	بده از روی زمان لازم برای پر کردن ظرفی با حجم معلوم تعیین می‌شود.	کنترل واسنجی سرریزها و فلومها به حداقل نیم متر ارتفاع آزاد از لبه سرریز یا کف فلوم نیاز دارد. در جریان‌های کم، برای مثال کمتر از 10 L/S به کار می‌رود.	
حساب‌های هوا در سطح آب	از روی نیمرخ سطحی حباب‌هایی که از یک شلنگ هوا کار گذاشته شده در عرض رودخانه به سطح آب می‌آینند، می‌توان نیمرخ سرعت را استنتاج کرد.	رودخانه‌ها یا کانال‌هایی با جریان آهسته	سطح آب بایستی نسبتاً بدون تلاطم باشد تا بتوان نیمرخ حباب‌ها را مشاهده کرد.

ادامه جدول ۶- روش‌های اندازه‌گیری بدء جریان (Mosley and McKercher, 1993)

روش	توصیف	کاربرد	ویژگی‌ها
میله با سرعت	ارتفاع یک موج با بار سرعت مساوی در نظر گرفته می‌شود.	رودخانه‌ها و کانال‌های آبیاری کوچک که امکان وارد شدن به آن‌ها میسر باشد.	محدوده سرعت $0/5$ تا $2/5$ متر در ثانیه. روش ساده و نیز غیردقیق است.
اندازه‌گیری غیرمستقیم بدء اوج در محل‌های جمع شدگی جریان	با استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده افت بار در محل‌های تنگ شدگی، معادله انرژی را برای محاسبه سرعت حل می‌کند.	برای برآورد بدء اوج در مکان‌هایی که وجود پایه‌های پل باعث تنگ شدگی جریان شود.	تنها بدء اوج محاسبه می‌شود. تراز اوج توسط شاخص‌هایی که بر روی تاج نصب شده‌اند به دست می‌آید.
اندازه‌گیری غیرمستقیم بدء اوج در کالورتها	از مقادیر اندازه‌گیری شده تراز آب و ابعاد هندسی کالورت استفاده می‌کند و با حل معادله انرژی سرعت را به دست می‌آورد.	در کالورت‌ها به کار می‌رود.	تنها بدء اوج محاسبه می‌شود. تراز اوج توسط شاخص‌هایی که بر روی تاج نصب شده‌اند به دست می‌آید.
اندازه‌گیری غیرمستقیم بدء جریان در سدها، تاج‌ها و خاکریزها	معادله بدء جریان در سربریزها را به کار می‌برد.	برای برآورد جریان بر روی تاج سد خاکریزها استفاده می‌شود.	

در صورتی که امکان اندازه‌گیری مستقیم وجود نداشته باشد، استفاده از روش‌های غیرمستقیم اجتناب‌ناپذیر می‌باشد.

این روش‌ها به دو دسته کلی (الف) استفاده از خصوصیات حوضه آبریز به تنها (منطقی، مک-مث، SCS و NGIUH) و (ب) روش‌های منطقه‌ای تقسیم می‌شود. این دستورالعمل به چنین روش‌هایی نمی‌پردازد. دستورالعمل «برآورد رواناب در طرح‌های آبیاری و زهکشی» در حال تدوین می‌باشد و می‌توان از آن برای این منظور استفاده کرد.

ب- دوره‌های زمانی بلند مدت. در تهییه بیلان منابع آب در سطح ملی و یا حوضه‌های آبریز وسیع، غالباً نیاز به تدوین بیلان در دوره‌های زمانی چند ساله می‌باشد. در این صورت چنانچه اطلاعات رواناب در دوره‌های یک ساله موجود باشد، این اطلاعات می‌بایست تجمیع شوند.

رواناب نرمال، که به صورت میانگین عددی سری‌های زمانی از مقادیر مشاهده شده محاسبه می‌شود، یک مفهوم آماری است. بنابراین تغییرات رواناب با زمان را می‌توان با توزیع‌های آماری برآش داده و ممکن است بتوان آن را به توسط روش‌های تئوری احتمالات مورد بررسی قرار داد. براساس مفاهیم آماری، رواناب نرمال، ضریب تغییرات و ضریب چولگی، پارامترهای منحنی توزیع رواناب سالانه می‌باشد. برای بررسی‌های آماری، سری زمانی بایستی همگن باشد. همگن بودن به این معنی است که عوامل فیزیوگرافیکی که رواناب را کنترل می‌کنند و همچنین سازه‌های کنترلی بر روی رودخانه‌ها و مدیریت آن‌ها نبایستی در خلال دوره زمانی مورد مطالعه تغییر کنند. رواناب سالانه متوسط یا نرمال بایستی برای یک دوره زمانی مشاهداتی طولانی که در برگیرنده چندین سیکل تر و خشک از جریان رودخانه‌ای است، تعیین شود. هرچه تعداد سیکل‌های کامل از جریان رودخانه‌ای بیشتر باشد، خطای برآورد رواناب نرمال هم کمتر خواهد بود. رواناب نرمال ممکن است توسط میانگین‌گیری عددی از رواناب سالانه در چنین دوره زمانی مشاهداتی محاسبه شود. سایر ویژگی‌های بلند مدت سری‌های زمانی (مثل روند، جهش و شکست) در اینجا نیامده است. توضیحات بیشتر در این زمینه در منابع مختلف (مثل Salas, 1993) آمده است.

در محاسبه رواناب نرمال سه حالت ممکن است رخ دهد: (الف) اطلاعات مشاهداتی کافی موجود است، (ب) تنها اطلاعات مشاهداتی کوتاه مدت موجود است، و (ج) هیچ اطلاعات مشاهداتی وجود ندارد.

۶-۲-۶- محاسبه رواناب نرمال با استفاده از اطلاعات مشاهداتی کافی

موقعی که اطلاعات آبسننجی برای یک دوره زمانی نسبتاً طولانی مدت از یک آبراهه/رودخانه موجود باشد، رواناب نرمال به صورت میانگین عددی تمامی سری مشاهداتی محاسبه می‌شود. برای انجام این کار لازم است که یک سری یا دو یا سه دوره از جریان رودخانه‌ای وجود داشته باشد. در جایی که سری مشاهداتی حداقل ۵۰-۶۰ سال باشد، مقدار میانگین ممکن است از روی تمامی سری بدون در نظر گرفتن تغییرات دوره‌ای محاسبه شود.

۶-۲-۶- محاسبه رواناب نرمال با استفاده از اطلاعات مشاهداتی ناکافی

در موقع محاسبه رواناب نرمال از روی یک سری مشاهداتی کوتاه مدت (۱۰ سال یا کمتر)، لازم است که سری بسط داده شود. برای این منظور می‌توان از سری‌های طولانی مدت رواناب از رودخانه‌های مجاور که دارای ایستگاه آبسننجی بوده و در شرایط هیدرولوژیکی مشابهی واقع شده‌اند استفاده کرد. با بررسی این ایستگاه‌ها غالباً یک ایستگاه که دارای آمار کامل‌تر و قابل اعتمادتر باشد به عنوان ایستگاه مبنا انتخاب می‌شود. برای بسط آمار کوتاه مدت در ایستگاه مورد مطالعه بایستی روابط همبستگی قابل قبولی بین این ایستگاه و ایستگاه مبنا در طول دوره مشترک آماری برقرار باشد. بسط یک سری کوتاه مدت ممکن است توسط روش‌های ترسیمی و تحلیلی صورت پذیرد. اگر تعداد نقاط مشاهداتی کم‌تر از ۸-۱۰ نباشد، ضریب تعیین R^2 ممکن است قابل قبول در نظر گرفته شوند. به عنوان یک معیار سرانگشتی، انحراف قابل قبول نقاط از منحنی سنجه در حدود ۱۰٪-۱۵٪ مقدار رواناب محاسبه شده در نظر گرفته می‌شود. اگر سال‌های خشک و تر جداگانه تحلیل شود، نتایج قابل اعتمادتری به دست خواهد آمد. در صورت وجود یک رابطه خطی، رواناب نرمال در ایستگاه با سری طولانی مدت تعیین شود. از طرف دیگر زمانی که رابطه بین دو ایستگاه به شکل منحنی باشد، نرمال در ایستگاه با سری طولانی مدت تعیین شود. میانگین سری تکمیل شده در ایستگاه کوتاه مدت محاسبه و به عنوان رواناب نرمال محسوب می‌شود. موقعی که در بین سری مشاهداتی نواقصی موجود باشد و یا پراکندگی شدیدی بین نقاط وجود داشته باشد، امکان دارد که از روش‌های دیگری که در ادامه می‌آید استفاده شود.

تبديل سری جریان به یک سری زمانی طولانی مدت به این فرض بستگی دارد که منحنی‌هایی که جریانات رواناب در دو ایستگاه را به هم مرتبط می‌کنند از مبدأ مختصات عبور می‌کند و نسبت جریانات در دو رودخانه برای دوره‌های زمانی مختلف نیز ثابت است. در این حالت، رواناب نرمال در نقطه‌ای با سری مشاهداتی کوتاه مدت عبارت است از:

$$\bar{Q} = \bar{Q}_{an} \frac{\bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{an\ obs}} \quad (3-6)$$

که در آن \bar{Q} و \bar{Q}_{an} بیانگر رواناب نرمال به ترتیب در ایستگاه مورد نظر و در ایستگاه مبنای، و \bar{Q}_{obs} و $\bar{Q}_{an\ obs}$ بیانگر مقادیر میانگین رواناب برای دوره‌های زمانی مشاهداتی کوتاه مدت همزمان در این دو ایستگاه می‌باشد. محاسبه رواناب نرمال از معادله فوق تنها موقعی امکان‌پذیر خواهد بود که دو رودخانه در شرایط فیزیوگرافیکی یکنواختی بوده، حوضه‌ها مساحت‌های تقریباً یکسانی داشته باشند و خصوصیات نسبتاً مشابهی نیز برای جریان پایه و ضریب تغییرات در آن‌ها وجود داشته باشد. زمانی که ضرایب تغییرات رواناب سالانه برای دو رودخانه تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای داشته باشد، ممکن است خطاهای بزرگی ناشی شود.

اگر به دست آوردن رواناب برای دوره‌های فاقد آمار ایستگاه کوتاه مدت غیرممکن باشد، ممکن است توسط ایجاد ارتباط بین رواناب با برخی از پارامترهای هواشناسی، عمدتاً ریزش جوی، بتوان سری آماری فوق را بسط داد. استفاده از اطلاعات ریزش جوی برای محاسبه رواناب مطلوب است زیرا در بسیاری از کشورها تعداد ایستگاه‌های ریزش جوی بیش‌تر از تعداد ایستگاه‌های آب سنجی است. علاوه بر آن، آمار ریزش‌های جوی برای دوره‌های زمانی طولانی مدت‌تری موجود است. با این حال دقت این روش زیاد نیست و بنابراین بایستی با احتیاط زیاد به کار رود.

۴-۲-۶- محاسبه رواناب نرمال بدون اطلاعات مشاهداتی

عمدها روش کلاسیک حل مسایل هیدرولوژیکی شامل تخمین رواناب حاصل از یک شبکه زهکشی و روندیابی آن تا کanal اصلی می‌باشد. استفاده از روش‌های: (الف) نقشه‌ای از خطوط هم‌مقدار رواناب، (ب) روش شباهت، (ج) معادله بیان آب و گرما و (د) از روی خصوصیات فیزیکی یک ارزیابی تقریبی از رواناب نرمال را به دست می‌دهد

الف- نقشه‌های هم‌مقدار رواناب: برای مشخص کردن چگونگی توزیع رواناب بر روی یک ناحیه و همچنین محاسبه رواناب برای تعداد زیادی از حوضه‌هایی که آمار هیدرومتریک آن‌ها با خلاء‌هایی مواجه است، استفاده از نقشه‌های هم‌مقدار متوسط جریان سالانه نرمال مفید خواهد بود. برای تهیه نقشه رواناب نرمال متوسط سالانه، محاسبه مقدماتی رواناب نرمال برای حوضه‌های رودخانه‌ای مجزا بر اساس اندازه‌گیری‌های مستقیم صورت می‌پذیرد. برخلاف مولفه‌های هواشناسی (ریزش جوی، درجه حرارت و غیره)، اطلاعات به دست آمده، به مرکز ثقل حوضه و نه به محل ایستگاه اندازه‌گیری ارتباط دارند. برای ترسیم خطوط هم‌مقدار، ایستگاه‌های هیدرومتریک بر روی نقشه‌ای با مقیاس مناسب نقطه‌یابی می‌شوند. خط مرز حوضه ترسیم و مقادیر رواناب نرمال در وسط هر حوضه قرار داده می‌شود. بر پایه مقادیر نقطه‌یابی شده و با در نظر گرفتن پستی و بلندی و سایر عوامل فیزیوگرافیکی، خطوط متصل کننده نقاط با مقادیر مشابه رواناب نرمال ترسیم می‌شوند. در نواحی کوهستانی نرخ تغییر رواناب مکانی قابل ملاحظه بوده و الگوی خطوط هم‌مقدار پیچیده است.

برای تهیه نقشه‌های رواناب، آن دسته اطلاعات از رودخانه‌های با اندازه متوسط که ویژگی‌های رواناب آن‌ها شاخص مناسبی از ناحیه فیزیوگرافیکی آن رودخانه‌ها باشد، به کار می‌رود. از اطلاعات مربوط به رودخانه‌های کوچک که رواناب آن‌ها عمدها توسط عوامل محلی تعیین می‌شوند و یا اطلاعات مربوط به رودخانه‌های بزرگ که جریان آن‌ها ممکن است

مربوط به چند ناحیه فیزیوگرافیکی متفاوت باشد، نبایستی استفاده شود. زیرا این اطلاعات ورودی ناهمگن منجر به عدم اطمینان برای میانگین رواناب برآورد شده مکان مورد نظر می‌گردد. برای تهیه کردن نقشه‌های خطوط هم‌مقدار رواناب برای نواحی جلگه‌ای، استفاده از اطلاعات مربوط به رودخانه‌هایی با مساحت حوضه ۵۰۰۰-۵۰۰ کیلومتر مربعی که رژیم جریان در آن‌ها توسط بشر دست نخورده باشد، توصیه می‌شود. محدوده مساحتی کوچک‌تر از ۱۰۰۰-۵۰۰ کیلومتر مربع برای حوضه‌های آبریز کوهستانی پیشنهاد می‌شود. برای مناطقی که آبخوان‌های آب زیرزمینی کم عمق دارند، محدوده‌های پایین این حوضه‌ها ممکن است کاهش یابد (برای مثال در جلگه‌ها تا ۳۰۰ کیلومتر مربع و در کوهستان‌ها تا ۱۰۰ کیلومتر مربع). استفاده از اطلاعات آبراهه‌های غیر دائمی مطلوب نیست، زیرا غالباً به دلیل زهکشی ناکافی آب زیرزمینی، رواناب آن‌ها کم برآورد می‌شود. برای تایید اینکه آیا خطوط هم‌مقدار رواناب صحیح ترسیم شده‌اند، می‌توان از مساحت‌سنجدی (پلانی‌متری) مساحت‌های بین خطوط هم‌مقدار و تعیین رواناب در تمامی حوضه‌های دارای آمار استفاده کرد. در صورت وجود تناقض، موقعیت خطوط هم‌مقدار را باید تصحیح کرد.

مقیاس مناسب برای یک نقشه رواناب به تعداد نقاط مشاهداتی با رواناب نرمال معلوم، هموار بودن توزیع مکانی آن، روابط رواناب با نقاط مجاور، و بالاخره تاثیر پستی و بلندی، زمین‌شناسی، و سایر عوامل بر روی رواناب بستگی دارد. برای مشخص کردن تراکم ایستگاهی برای یک ناحیه، مساحت آن را بر تعداد ایستگاه‌های اندازه‌گیری تقسیم می‌کنند. به طور ایده‌آل، مقیاس نقشه بایستی طوری انتخاب شود که متوسط فاصله بین ایستگاه‌های اندازه‌گیری بر روی نقشه ۱۰ میلی‌متر باشد. در این صورت اطلاعات کافی برای میان‌یابی خطوط هم‌مقدار با فاصله ۵ میلی‌متر فراهم می‌شود. بنابراین اگر در منطقه‌ای ۱ ایستگاه در ۱۰۰۰ کیلومتر مربع باشد به‌طوری که متوسط فاصله بین ایستگاه‌ها ۱۰ کیلومتر گردد، مقیاس نقشه بایستی ۱:۱۰۰۰۰۰۰۰:۱ انتخاب شود. مقیاس‌های مناسب برای تراکم ایستگاهی مختلف در جدول (۲-۶) نشان داده شده است. در نواحی کوهستانی مقیاس نقشه بر اساس نرخ تغییر رواناب با ارتفاع انتخاب می‌شود. به این طریق که حداقل فاصله بین خطوط هم‌مقدار رواناب کمتر از ۲ میلی‌متر نباشد. در جایی که خطوط هم‌مقدار به یکدیگر نزدیک‌اند، خطوط هم‌مقدار حداکثر و حداقل ترسیم می‌شود و چند خط بینابینی حذف می‌گردند. نقشه‌های مقادیر سالانه متوسط مولفه‌های بیلان آب (ریزش جوی، رواناب، تبخیر) بایستی با یکدیگر هماهنگ باشند.

جدول ۲-۶- مقیاس‌های توصیه شده برای تهیه نقشه‌های رواناب متناظر با تراکم شبکه ایستگاه‌های آب‌سنجدی (Sokolov and Chapman, 1974)

Gaugin intensity (km ² /station)	Map scale
1	1: 1 000 000
	1: 1 500 000
	1: 2 500 000
	1: 5 000 000
	1: 10 000 000

برای محاسبه میانگین طولانی مدت بده برای یک حوضه رودخانه‌ای فاقد ایستگاه اندازه‌گیری توسط نقشه‌های رواناب، نواحی مجزا از حوضه که بین خطوط هم‌مقدار رواناب واقع شده‌اند با استفاده از یک مساحت‌سنجدی (پلانی‌متر) اندازه‌گیری

می‌شود. مقدار هر مساحت در میانگین ارتفاع رواناب بین خطوط هم‌مقدار ضرب می‌شود. جمع حاصل ضرب‌هایی که به این صورت به دست می‌آید تقسیم بر مساحت حوضه، میانگین وزنی رواناب حوضه را نتیجه می‌دهد.

میانگین خطای تعیین رواناب نرمال سالانه از روی یک نقشه برای یک حوضه با اندازه متوسط (۵۰۰۰-۵۰۰۰۰ کیلومترمربع) در حدود ۱۰٪ تا ۲۵٪ می‌باشد (Sokolov and Chapman, 1974). برای رودخانه‌های بزرگ، این خطای حد ۱۰٪-۸٪ خواهد بود. در استفاده از نقشه‌های خطوط هم‌مقدار برای محاسبه رواناب حوضه، بایستی خاطر نشان ساخت که این نقشه‌ها عمدتاً بر اساس میان‌یابی بین اطلاعات رواناب در ایستگاه‌های موجود به دست آمده‌اند و بنابراین ممکن است در برخی از نواحی به طور قابل ملاحظه‌ای با خط‌تاوم باشند. با این وجود نمی‌توان دقت این روش را نادیده گرفت. بررسی نقشه حوضه با جزئیات بیش‌تر همواره توصیه می‌شود، در غیر این صورت خطاهای ناشی از نقشه‌های کلی‌تر ممکن است به برآوردها و طراحی‌های آتی منتقل شود. برای رودخانه‌های کوچک نواحی خشک با جریان رواناب دیررس، رواناب نرمالی که از چنین نقشه‌هایی به دست می‌آید ممکن است به مقدار زیادی با مقادیر واقعی تفاوت (خواه افزایش و خواه کاهش) داشته باشد. لذا در برآورد رواناب نرمال برای حوضه‌های کوچک از این روابط از ضرایب تصحیح ناحیه‌ای استفاده می‌شود. برای رودخانه‌های نواحی کوهستانی، روابط بیش‌تری مورد نیاز است. در این روابط ارتباط بین رواناب نرمال و ارتفاع حوضه و جهت شیب برقرار می‌شود. این تصحیحات عمدتاً عوامل محلی خرد اقلیمی را لحاظ می‌کنند. برای نواحی در نقشه که به طور کلی فاقد ایستگاه‌های آبسنجی‌اند، امکان دارد که به عنوان یک تقریب از مقادیر رواناب محاسبه شده توسط روش بیلان آب و گرما استفاده نمود.

ب- روش مشابهت: چنانچه نقشه‌های موجود خطوط هم‌مقدار رواناب ناکافی باشند، می‌توان از روش مشابهت برای تعیین رواناب نرمال برای یک حوضه فاقد ایستگاه استفاده کرد. این روش برای یک ارزیابی مقدماتی از رواناب نرمال سالانه در نواحی که تنها تعداد محدودی از خطوط هم‌مقدار رواناب دارند که از اطلاعات تعداد ناکافی ایستگاه‌های مبنا تهیه شده‌اند به کار می‌رود. در موقع انتخاب حوضه‌های مشابه بایستی توجه ویژه‌ای به شباهت حوضه‌های تحت مقایسه در رابطه با ویژگی‌های فیزیوگرافیکی (پستی و بلندی، زمین‌شناسی، اقلیم، خاک، پوشش گیاهی)، ویژگی‌های هیدرولوگرافیکی (مساحت دریاچه، تراکم شبکه رودخانه‌ای و غیره)، ویژگی‌های مورفومتریکی (مساحت حوضه، شیب‌ها و غیره)، و سایر مشخصات صورت پذیرد. اگر شباهت کافی بین حوضه‌های تحت مقایسه در رابطه با ویژگی‌های بالا وجود داشته باشد، با این کار می‌توان پایه‌ای را برای انتقال مقادیر رواناب از یک ایستگاه مبنا به حوضه فاقد ایستگاه تدوین کرد. اگر رواناب نرمال و ریزش جوی نرمال در مکانی با سری مشاهدات کوتاه مدت به ترتیب \bar{Q} و \bar{P} و مقادیر مربوط به ایستگاه مبنا \bar{Q}_{an} و \bar{P}_{an} باشد، آن وقت:

$$\bar{Q} = \frac{\bar{P}}{\bar{P}_{an}} \cdot \bar{Q}_{an} \quad (4-6)$$

با این روش یک مقدار تقریبی از رواناب نرمال را برای رودخانه‌هایی که ایستگاه‌هایی مناسبی ندارند می‌توان محاسبه نمود.

ج- معادله بیلان آب و گرما: در نواحی که از نظر ایستگاههای اندازه‌گیری فقیراند، یک ارزیابی تقریبی از رواناب نرمال برای رودخانه‌های متوسط و بزرگ را ممکن است بتوان با استفاده از معادله زیر انجام داد. این معادله برای بیلان آب یک حوضه برای یک دوره زمانی طولانی مدت مناسب است. در این صورت، تفاوت بین ریزش جوی و تبخیر متوسط را رواناب نرمال در نظر می‌گیرند.

$$\bar{P} - \bar{E} - \bar{Q} = 0 \quad (5-6)$$

برای کاربرد این معادله، ریزش جوی نرمال سالانه ممکن است از یک نقشه هم‌بارش متوسط اخذ شود. تبخیر نرمال سالانه را می‌توان از معادله بیلان گرما و یا توسط فرمول‌های تجربی به دست آورد (بخش ۳-۶ را ببینید). برای حوضه‌های کوچک این روش ممکن است منجر به نتایج ناصحیحی شود و بنابر دلایلی که قبلاً عنوان شد، محاسبه یک مولفه عمدۀ از سیکل هیدرولوژیکی به صورت یک مولفه باقی‌مانده در معادله بیلان آب مطلوب نخواهد بود.

د- از روی خصوصیات فیزیکی: تخمین‌های غیرمستقیم را می‌توان با استفاده از روشی که برای تغییرات مقیاس در مشخصات هیدرولوژیکی رودخانه‌ها درنظر گرفته می‌شود به دست آورد. بدۀ جریان لحظه‌ای و بدۀ متوسط سالانه درهای آبریز رودخانه‌های واقع در یک ناحیه به طور مناسبی به رتبه N که بر طبق روش شایدیگر (Shaidegger's Method) محاسبه می‌شود مربوط می‌گردد. در این روش $N = \log 2P + 1$ و P عبارت از تعداد سرشاخه‌های دارای رتبه ۱ در آبریز رودخانه اصلی می‌باشد. P به صورت طبیعی به عنوان تعداد رودخانه‌ها در یک آبریز با طول کمتر از ۱۰ کیلومتر تعریف می‌شوند. رابطه $Q = f(N)$ را می‌توان به شکل معادله زیر تعریف نمود:

$$Q_2 = ae^{bN} \quad (6-6)$$

که در آن a و b عبارت از پارامترهای وابسته به سطح، متوسط بدۀ و زمان جریان بوده و برای های آبریز مختلف متفاوت است. اختلاف بین مقادیر بدۀ واقعی و مقادیر محاسبه شده توسط معادله (۲۷-۴) ممکن است برای رودخانه‌های کوچک و نهرها تحت تاثیر شرایط محلی معنی‌دار باشد. این اختلاف برای رودخانه‌های با اندازه متوسط، معمولاً بیشتر از ۳۰ درصد نیست.

به کمک تحلیل‌های مرسوم و کارهای انجام شده در رودخانه‌های روسیه می‌توان دریافت که در بسیاری از های آبریز با افزایش رتبه رودخانه در واحد سطح آبریز، متوسط آورد سالانه و بدۀ لحظه‌ای تقریباً به میزان ۲ برابر افزایش می‌یابد. مقدار b برای هر آبریز عموماً به صورت $b = \ln 2 = 0.69$ درنظر گرفته می‌شود. فاکتور a وابسته به بدۀ جریان یعنی Q_k و رتبه N_k در ایستگاه‌های پایین‌تر رودخانه به شکل $a = Q_k \cdot e_k^{-0.69N}$ می‌باشد.

۶-۲-۵- برآورد رواناب از روى برف ذوب شده

چگونگی ورود اطلاعات سطح پوشش برف در های آبریز دارای رژیم برف‌آبی یکی از مسایل پیش روی مدل‌های توصیف بیلان می‌باشد. معمولاً از روش شاخص دما جهت مدل‌سازی فرآیندهای تجمع و ذوب برف استفاده می‌شود و بیلان آب با استفاده از مفهوم مخازن ذخیره‌ای شبیه‌سازی می‌گردد (Clark et al., 2006).

کوهستان‌ها به دلیل وجود یخچال‌ها و برف نقش عمده‌ای به عنوان ذخایر آب برای اراضی پایاب ایفا می‌کنند. آن‌ها به‌ویژه آب را برای فعالیت انسان‌ها در فصول خشک، خواه به طور مستقیم در رودخانه‌ها و خواه غیرمستقیم از طریق نفوذ و تغذیه آبخوان‌ها، تامین می‌کنند. زمان ذوب برف و پویا بودن آن بر روی مواردی چون فرسایش خاک (Pikul et al., 1992) و آلودگی نیتراته در آب‌ها (Williams and Melack, 1991) تاثیرگذار است. میزان رواناب ناشی از ذوب برف شدیداً به يخ بسته بودن خاک سطحی بستگی دارد (Bayard et al. 2005). در این شرایط معادله بیلان آب به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$q_{in} = d\theta_w \Delta Z_{soil} + q_{out} \quad (7-6)$$

که در آن:

$$q_{in} = q_{prec} - d(SWE) - q_{subl} \quad (8-6)$$

$$q_{out} = q_{surf} + q_{subsurf} + q_{perc} \quad (9-6)$$

در روابط فوق θ_w میزان آب خاک به شکل مایع، ΔZ_{soil} ضخامت خاک، q_{prec} مقدار ریزش جوی، آب معادل برف، q_{subl} تضعید از توده برف، q_{surf} رواناب سطحی، $q_{subsurf}$ جریان زیرسطحی و q_{perc} نفوذ عمقی می‌باشد. تعیین آب معادل برف (SWE, snow water equivalent) و سطح پوشش برف (SCA, snow cover area) با استفاده از پارامترسازی مشخصات حوضه آبریز قابل انجام می‌باشد. بر این اساس از تغییرپذیری پوشش برف در یک سلول شبکه بنده شده که توسط یکتابع توزیع احتمال - عمدتاً لوگ نرمال دو پارامتری- استفاده می‌شود.

با فرض یکسان بودن ذوب، مقادیر SCA و SWE را می‌توان به کمک انتگرال‌گیری از تابع توزیع احتمال آب معادل برف و D_a تخمین زد. لذا خواهیم داشت:

$$SCA = \int_{D_m}^{\infty} f(w) dw \quad (10-6)$$

$$SWE = \int_{D_m}^{\infty} (w - D_m) f(w) dw \quad (11-6)$$

که در آن D_m عمق معادل برف می‌باشد. در سطح یک حوضه آبریز و بر اساس یک دیدگاه فیزیکی، از این معادلات جهت تعیین و محاسبه مجموع وزنی مقادیر SWE به کار می‌روند. بنابر این SCA شکل ساده شده مجموع سطوح با SWE در روی زمین می‌باشد.

به طور مفهومی، ابتدا بخش‌های کم‌عمق هر سلول شبکه ذوب خواهند شد و سطح پوشش برف را در هر سلول کاهش خواهند داد. از آنجا که تغییرپذیری زیرشبکه‌ها در SWE بر مبنای تجمع کل تعریف می‌شود، حتی اگر ذوب کل از مجموع تجمع نیز بیشتر باشد، برف می‌تواند در یک سلول شبکه‌بندی باقی بماند.

بر تجمع یافته کل D_a به عنوان مجموع بارش روزانه برف تعریف می‌گردد. در این صورت اگر دما کم‌تر از یک مقدار آستانه باشد، مجموع بارش به عنوان برف در نظر گرفته می‌شود. به عبارت دیگر بارش به صورت باران خواهد بود اگر:

$$P_s = \begin{cases} P_{bias}^* & , t_d < t_{snow} \\ 0 & , t_d \geq t_{snow} \end{cases} \quad (12-6)$$

$$P_r = \begin{cases} 0 & , t_{snow} < t_d \\ P_{bias}^* & , t_{snow} \geq t_d \end{cases} \quad (13-6)$$

که در آن‌ها P عبارت از بارش (mmd^{-1}) و P_s و P_r به ترتیب بارش به شکل برف و باران (mmd^{-1}) می‌باشد. P_{bias} یک پارامتر بی‌بعد و بیانگر چولگی بارش است، t_d متوسط دمای روزانه ($^{\circ}C$) و t_{snow} دمای آستانه است که بیانگر حالت بارش ($^{\circ}C$) می‌باشد. بارشی که ببروی توده برف می‌بارد بدون هیچ‌گونه تأخیری نفوذ می‌کند و بلافاصله جهت ارزیابی در مدل بیلان آب قابل دسترس است.

ذوب برف (mmd^{-1}) M_s می‌تواند توسط روش شاخص دما تخمین زده شده و توسط رابطه رانگو و مارتینز^۱ تشریح گردد.

$$M_s = \begin{cases} (t_d - t_{melt})^* ddpar & , t_{melt} > t_d \\ 0 & , t_{melt} \leq t_d \end{cases} \quad (14-6)$$

که در آن t متوسط دمای روزانه ($^{\circ}C$) t_{melt} و $ddpar$ ($mm^0 C^{-1} d^{-1}$) پارامترهای مدل می‌باشند مقدار t_{melt} عموماً صفر درجه است. $ddpar$ پارامتری است که در طی فصل ذوب جهت ارزیابی تغییرات فصلی تشعشع خورشیدی، دمای برف و مانند آن افزایش می‌یابد. $ddpar$ بر اساس دمای متوسط ۳۰ روز گذشته تخمین زده می‌شود.

$$ddpar = \begin{cases} K(t_{30} - t_{base})^{tpowr} & , t_{base} > t_{30} \\ Kt_{base} & , t_{base} \leq t_{30} \end{cases} \quad (15-6)$$

که در آن t_{30} و t_{base} بر حسب C بوده و t_{powr} یک پارامتر بی‌بعد است. ثابت $K = 1(mm^0 C^{-2} d^{-1})$ را می‌توان به طور ثابت در رابطه (۱۵-۶) درنظر گرفت. از آنجا که پارامتر درجه روز مکررا برای مقادیر و زمان‌های مختلف در فصل ذوب ظاهر می‌گردد، معادله (۱۴-۶) برای خاصیت فصلی بودن در فرآیند ذوب بدون افروزنده هر پارامتر اضافی به کار برده می‌شود. عمق روزانه ذوب برف، M_d (mmd^{-1}) را می‌توان به کمک انتگرال‌گیری روی قسمت مثبت تابع توزیع احتمال عمق برف محاسبه نمود.

$$M_d = \int_{dm}^{\infty} \min(M_s, w - D_m) f(w) dw \quad (16-6)$$

که میزان ذوب را در سطوح برف کم‌عمق و پوشش بدون برف کم درنظر می‌گیرد. پارامترسازی برف بر حسب زیر شبکه‌ها باید درنظر گیرنده این واقعیت باشد که ریزش دوباره برف باعث قطع ذوب می‌گردد. در این موقع برف تازه ممکن است ببروی کل یک سلول ببارد (یعنی ۱۰۰ درصد سطح سلول). عمل ذوب تا مادامی که ریزش برف ادامه دارد آغاز نمی‌شود. با ردیابی توده برف جدید و تا کاهش سطح پوشش برف از ۱۰۰ درصد به یک درصد (طبق تعریف)، توده جدید برف ذوب می‌شود. در این مدل توده جدید از کل میزان ذوب (D_m) حذف شده تا

باقی‌مانده ذوب به صفر بررسد، سپس توده جدید به کل برف تجمع یافته (Da) افزوده می‌شود. این روش اجازه می‌دهد که سطح پوشش برف در روی هر سلول طی دوره‌هایی که برف به صورت متناوب می‌بارد توسعه یابد. در این روش به ندرت توده جدید برف تمامی سلول را می‌پوشاند. به طوری که در بسیاری موارد خلاف شرایط واقعی می‌باشد، هرچند این روش دربرگیرنده روابط آماری بین توده تجمع یافته کل و ذوب کل بوده و برای SWE و SCA با اهمیت خواهد بود. بارش و ذوب در مدل برف به عنوان ورودی به مدل دولایه بیلان آب درنظر گرفته می‌شوند. یک بخش از باران و ذوب برف به عنوان رواناب مستقیم درنظر گرفته می‌شود:

$$Q_d = \text{frdir}^*(P_r + M_d) \quad (17-6)$$

$$W_I = P_r + M_d - Q_d \quad (18-6)$$

که در آن P_r مقدار بارش و frdir یک پارامتر بدون بعد و بیانگر سهم باران و ذوب برف در رواناب مستقیم و W_I ورودی آب باقی‌مانده برای لایه بالایی مدل بیلان آب (mmd^{-1}) می‌باشد. بیلان آب لایه بالایی در مدل دولایه بیلان به شکل زیر تعریف می‌شود.

$$\frac{dW_u}{dt} = W_i - D - E \quad (19-6)$$

که در آن W_u محتوی آب لایه بالایی (mm), D زهکشی از لایه بالایی به لایه زیرین (mmd^{-1}) (رابطه زیر) و E تبخیر (mmd^{-1}) می‌باشد.

$$D = \begin{cases} W_u - smcap & , smcap > W_u \\ 0 & , smcap \leq W_u \end{cases} \quad (20-6)$$

که در آن $smcap$ پارامتر مدل بوده و بیانگر حداکثر ظرفیت رطوبتی خاک (mm) می‌باشد. در نتیجه زهکشی تنها زمانی اتفاق می‌افتد که $smcap \geq W_u$ باشد. E را می‌توان به شکل زیر محاسبه نمود:

$$E = PET \cdot \frac{smcap}{W_u} \quad (21-6)$$

در این معادله PET تبخیر-تعرق پتانسیل (mmd^{-1}) می‌باشد که می‌توان به کمک یک فرمول تجربی آن را محاسبه نمود.

$$PET = etpar \times L \times \rho_v(\text{sat}) \quad (22-6)$$

که در آن L عبارت از طول روشنایی روز (بر حسب ساعت) و $\rho_v(\text{sat})$ (حسب gm^{-3}) رطوبت مطلق اشبع بوده که براساس متوسط دمای روزانه محاسبه می‌شود. $etpar$ یک پارامتر واسنجی مدل می‌باشد. بیلان آب لایه زیرین نیز به شکل زیر تعریف می‌شود.

$$\frac{dW_b}{dt} = D - Q_b \quad (23-6)$$

$$Q_b = frtgw \times W_b \quad (24-6)$$

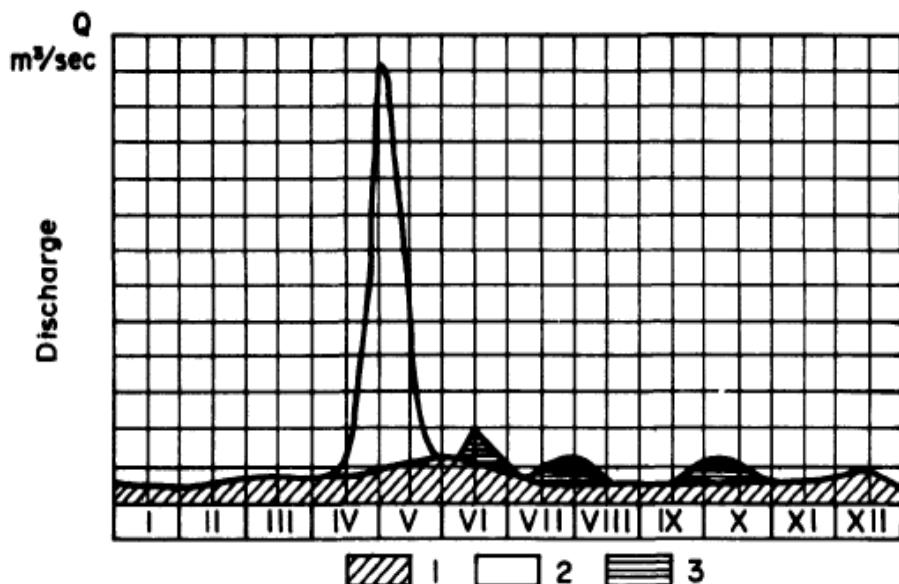
که در آنها W_b عبارت از ذخیره در لایه زیرین (mm)، Q_b جریان پایه (mmd^{-1}) و f_{tgw} پارامتر مدل بوده و بیانگر سهم ذخیره آب زیرزمینی که به صورت جریان پایه در یک روز زهکشی می‌شود می‌باشد. رواناب روزانه مجموع رواناب مستقیم و جریان پایه می‌باشد:

$$Q = Q_d + Q_b \quad (25-6)$$

۶-۲-۶- جداسازی آبنمود رواناب به مولفه‌ها

یکی از روش‌های تدوین بیلان آب سطحی و بیلان آب زیرزمینی، به صورت مجزا، استفاده از آبنمود رواناب می‌باشد. روش‌های تقریبی مختلفی در این خصوص وجود داشته که به مدل مفهومی تقابل بین آب سطحی و آب زیرزمینی بستگی دارند و هر روش از الگوی متفاوتی برای جداسازی جریان سطحی و زیرسطحی استفاده می‌کند. چاو (Chow, 1988) سه روش خط مستقیم، روش بدۀ پایه ثابت و روش شبیه متغیر را بدین منظور پیشنهاد نموده است. وقتی چنین جداسازی صورت پذیرفت، رواناب زیرسطحی توسط مساحت‌سنجی (پلانی‌متری) زیر نمودار محاسبه می‌شود.

برای رودخانه‌هایی که در دشت جاری هستند، جداسازی جریان زیرسطحی و جریان سیلابی برای یک واقعه سیلاب بهاری بسیار دشوار است. تشخیص دادن بدۀ پایه پایدار در خلال دوره کم آبی در زمانی که رودخانه عمدتاً توسط آب زیرزمینی تغذیه می‌شود ساده‌ترین الگو است. در این شرایط، با ترسیم یک خط افقی و یا یک منحنی هموار که چنین بدۀ‌هایی را با یک شبیب کم به شاخه نزولی آبنمود متصل می‌کند، عمل جداسازی صورت می‌پذیرد.

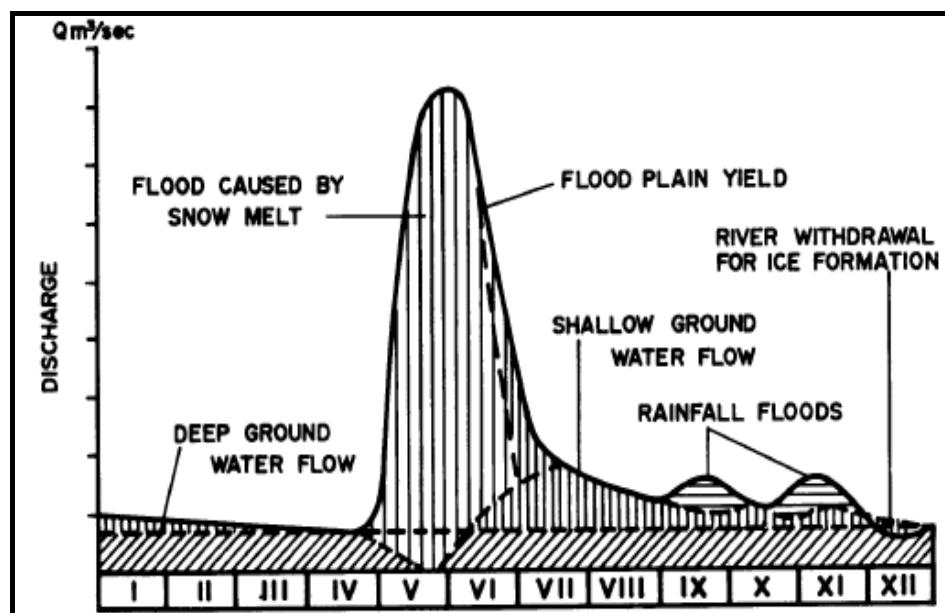


شکل ۶- جداسازی آبنمود رودخانه اونزا در ایستگاه ماکاریبو. (۱): بدۀ آب زیرزمینی، (۲): بدۀ ذوب برف، (۳): بدۀ ناشی از بارندگی (Sokolov and Chapman, 1974)

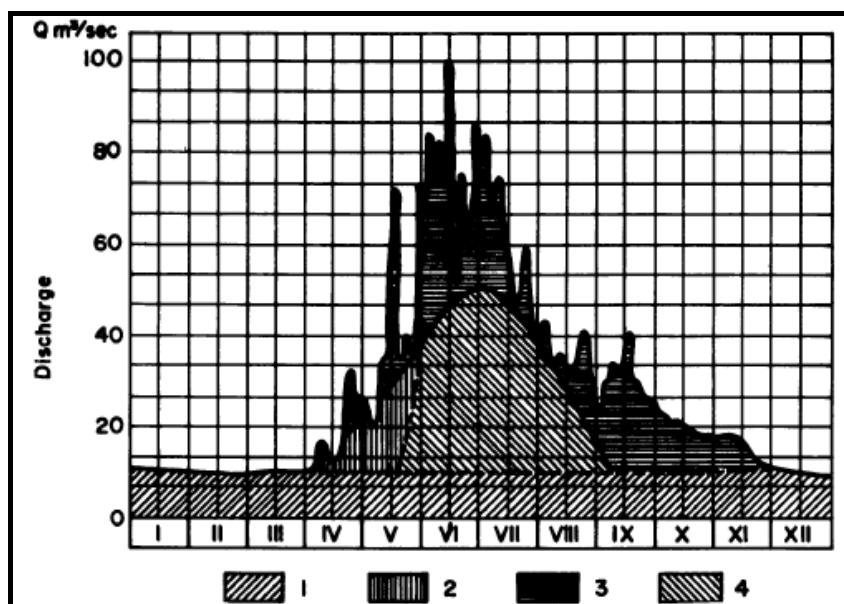
در مدل متفاوت دیگری، جریان زیرسطحی از آغاز شاخه صعودی آبنمود سریعاً کاهش می‌یابد و در زمان رسیدن به اوج سیلاب قطع می‌گردد (شکل ۶-۱). کاهش جریان زیرسطحی در این مدل توسط افزایش فشار هیدرواستاتیکی موج

سیلاب بر روی جریان آب زیرزمینی صورت می‌گیرد. این کاهش ممکن است منجر به تخلیه آب رودخانه به دره یا آب زیرزمینی شود. این امر دلیل مناسبی برای کاهش جریان زیرسطحی تا قبل از نقطه آبنمود به شمار می‌آید. در بعضی از حالات، جریان زیرسطحی به دو نوع (الف) آبرفتی محبوس و (ب) زیرزمینی عمیق تقسیم می‌شود. ویژگی جریان دوم (زیرزمینی عمیق) که با یک خط افقی در شکل (۲-۶) نشان داده شده، پایداری بیشتر آن است.

شکل (۳-۶) جداسازی رواناب برای یک رودخانه کوهستانی که توسط ذوب برف یا یخچال تغذیه می‌شود را نشان می‌دهد. جداسازی رواناب برای رودخانه‌های کوهستانی از جداسازی رواناب برای رودخانه‌های دشت دشوارتر است.



شکل ۲-۶- جداسازی آبنمود رودخانه ولگا در ایستگاه کامیشین (Sokolov and Chapman, 1974)



شکل ۳-۶- جداسازی آبنمود رودخانه ترک در ایستگاه کازبگی. (۱): جریان آب زیرزمینی، (۲): بدنه ناشی از ذوب برف، (۳): بدنه ناشی از بارندگی، (۴): بدنه ناشی از یخچال‌ها و ذوب برف از کوهستان‌های مرتفع.

در نواحی خشک، سفره آب عموماً پایین‌تر از تراز کف رودخانه است و بنابراین جریان رودخانه باعث تغذیه آب زیرزمینی می‌شود. جریان ورودی به آب زیرزمینی در پایاب طول معلومی از رودخانه می‌تواند از روی اندازه‌گیری تلفات انتقال، -تفاوت بین جریان ورودی رودخانه و جریان خروجی برای این بخش از رودخانه، تعیین شود. در صورت لزوم تصحیحاتی برای لحاظ کردن تاثیر جریان‌های ورودی از شاخه‌های فرعی و همچنین تبخیر از سطح رودخانه و نیز پوشش گیاهی اطراف آن، انجام می‌شود. این کار در حقیقت کاربرد دیگری از نگرش بیلان آب می‌باشد ولی خطاهای اندازه‌گیری و برآورد در آن ممکن است به طور غیرقابل قبولی زیاد باشد. در صورتی که طول بازه رودخانه به اندازه کافی طولانی انتخاب شود به طوری که در آن تلفات انتقال بخش بزرگی از جریان ورودی را شامل شده باشد، می‌توان خطا را کم نمود.

۶-۳- تبخیر، تبخیر - تعرق، تصعید

در بررسی‌های بیلان، تبخیر می‌تواند از سطوح مختلفی چون (الف) سطوح آبی (دریاچه‌ها، مخازن یا تالاب‌ها)، از خاک بدون پوشش (مثلًا حوضه‌های آبریز)، (ج) سطوح پوشیده از گیاه و (د) سطوح پوشیده از برف و یخ صورت پذیرد. تبخیر به طور کلی توسط روش‌های متفاوتی چون (الف) تبخیرسنج‌ها (تشت تبخیر)، (ب) روش بیلان آب، (ج) روش بیلان گرما، (د) روش آثرودینامیک و (ه) فرمول‌های تجربی قابل محاسبه خواهد بود. انتخاب روش مناسب به امکان تعیین و اندازه‌گیری پارامترهای موثر در آن بستگی دارد.

۶-۳-۱- تبخیر از سطوح آبی

۶-۳-۱-۱- تشت تبخیر

تبخیر (E_L) از دریاچه‌ها و مخازن ممکن است از روی اطلاعات به دست آمده از تبخیرسنج‌ها (تشت تبخیر) و توسط رابطه زیر برآورد شود:

$$E_L = K \cdot E_P \quad (26-6)$$

که در آن E_P تبخیر از تشت یا تانک تبخیر و K یک ضریب تجربی است. اندازه‌گیری آب تبخیر شده از تشت، از روی آب لازم برای رسانیدن سطح آب به تراز دوره زمانی پیش محاسبه می‌شود. اگر بین دو اندازه‌گیری باران باریده باشد، بایستی تاثیر آن در نظر گرفته شود. معمول است که ضرایب تبخیرسنج بر پایه سالانه محاسبه می‌شود ولی در بسیاری از آزمایشات مقایسه‌ای ضرایب ماهانه نیز محاسبه می‌شود. تبخیرسنج‌های مورد استفاده در برآورد تبخیر از سطوح آبی بایستی یا به طور کامل درون و یا خارج از سطح آبی تحت مطالعه قرار داشته باشند. در نتیجه ضرایب مورد استفاده نیز بایستی مطابق با آن انتخاب شود.

تشت تبخیر کلاس الف آمریکایی متداول‌ترین تشت تبخیر در ایران است. هر دو موسسه وزارت نیرو و سازمان هواسناسی از این وسیله به طور گسترده‌ای استفاده می‌نمایند. این روش می‌تواند یک تقریب مفید اولیه از تبخیر سالانه

دریاچه تلقی شود و قابل کاربرد در تخمین تبخیر از مخازن پیشنهادی باشد. مقدار ضریب این تشت به عوامل اقلیمی، فصلی، دستگاهی و مشاهداتی بستگی دارد. با این وجود اطلاعات تفصیلی از این ضریب در دسترس نمی‌باشد. مقدار این ضریب در مقیاس سالانه $7/0$ است. تغییرات فصلی در ضریب تشت تبخیر عموماً به اندازه‌ای زیاد است که نتوان از یک مقدار ثابت استفاده شود. محدوده ضرایب ماهانه به اقلیم و عمق دریاچه بستگی دارد و ممکن است در حالت‌های حدی از $7/0$ نیز بیشتر باشد (Australian Water Resources Council, 1970). بنابراین استفاده از معادله (۲۷-۶) برای برآورد تبخیر ماهانه در غیاب دانسته‌هایی از تغییر فصلی مناسب K برای ناحیه اقلیمی و نوع تبخیرسنج مورد استفاده عاقلانه نمی‌باشد. به عنوان یک راهنمای ارشد از مقادیر ارائه شده در جدول (۳-۶) در مقیاس ماهانه می‌توان استفاده نمود (اطلاعات بیشتر در 1970, Gray موجود است).

جدول ۳-۶- مقادیر ماهانه ضریب تشت تبخیر کلاس الف

ماه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور
۰/۶۹	۰/۶۳	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۳

خطاهای مشاهداتی و سایر کاستی‌های دیگر ممکن است خطایی به میزان $10/0 \pm$ در کاربرد این مقادیر تحمیل کنند. مقدار ضریب تشت در مقیاس ناحیه‌ای وابسته به اقلیم نیز می‌باشد، به طوری که مقدار آن در نواحی خشک کمتر از مقدار ارائه شده در مناطق مرطوب بیشتر می‌باشد. در انتخاب یک مقدار مناسب برای کاربردهای عملی، رعایت احتیاط توصیه می‌شود و بنابراین مناسب است که از اطلاعات محلی یا قابل مقایسه استفاده شود.

مشخص شده است که درجه حرارت سطح آب دریاچه و تشت تبخیر متفاوت می‌باشد. در نتیجه، فرمول زیر را می‌توان برای برآورد دقیق‌تری از تبخیر سطوح آبی به کمک اطلاعات تشت تبخیر به کار برد:

$$E_L = K' \frac{e_L^* - e_Z}{e_P^* - e_Z} E_P \quad (27-6)$$

که در آن K' ضریبی است که عمدتاً به نوع تبخیرسنج (و اندکی به مساحت دریاچه) بستگی دارد، e_L^* و e_P^* به ترتیب فشار بخار اشباع متناظر با حداکثر درجه حرارت آب بلافصله زیر سطح دریاچه و در تشت تبخیر و e_Z متوسط فشار بخار در ارتفاع z است. برای تشت تبخیر کلاس الف آمریکایی و ارتفاع اندازه‌گیری $z = 4m$ ، مقدار $K' = 1.5$ می‌باشد (Webb, 1966). مقادیر تبخیر محاسبه شده روزانه جمع بسته می‌شوند تا تبخیر ماهانه بدست آید.

تشت‌های تبخیر شناور وسیله مناسبی برای اندازه‌گیری مستقیم تلفات تبخیری از مجموعه‌های آبی به شمار می‌آید. این تشت‌های شناور در معرض شرایط یکسانی از رژیم‌های باد و دما قرار دارند و بنابراین نیازی به اعمال ضریب تشت ندارند (Winter, 1981). با این وجود، ملاحظات متعددی در استفاده از این تشت‌ها، مثل امکان سوراخ شدن کف تشت، تداخل با موج‌های سطح دریاچه، می‌بایست مدنظر قرار گیرد.

۶-۳-۲-۱-۳- روش بیلان آب

معادله برای تعیین تبخیر از دریاچه‌ها و مخازن با استفاده از روش بیلان آب به صورت زیر است:

$$E_L = P_L - \Delta S_L + \Delta Q_S + \Delta Q_u \quad (28-6)$$

که در آن E_L تبخیر از سطح دریاچه یا مخزن، P_L ریزش جوی بر روی سطح مجموعه آبی، ΔS_L تغییر ذخیره آب در مجموعه آبی، $\Delta Q_S = (Q_{S_I} - Q_{S_O})$ تفاوت بین جریان ورودی و جریان خروجی سطحی از مجموعه آبی و $\Delta Q_u = (Q_{u_I} - Q_{u_O})$ تفاوت بین جریان ورودی و جریان خروجی زیرزمینی می‌باشد. روش‌های برآورد ریزش جوی در بخش (۶-۱)، روش‌های برآورد تغییر ذخیره آب در بخش (۶-۴)، روش‌های برآورد جریان‌های سطحی در بخش (۶-۲) و روش‌های برآورد جریان‌های زیرزمینی در بخش (۶-۵) این دستورالعمل آمده است. با این وجود کاربرد روش بیلان آب برای محاسبه تبخیر از مجموعه‌های آبی محدود است، زیرا در اغلب حالات جریان از طریق کف دریاچه نمی‌تواند با دقت بالایی اندازه‌گیری و یا برآورد شود. ولی اگر بررسی‌های زمین‌شناسی و هیدرولوژی بیانگر این باشد که این مولفه در مقایسه با سایر مولفه‌های بیلان آب ناچیز است، از معادله (۲۸-۶) حذف شود. برای دوره‌های زمانی طولانی مدت، تغییر در ذخیره آب نیز ممکن است در مقایسه با سایر مولفه‌ها ناچیز باشد و بنابراین معادله به صورت زیر ساده می‌شود:

$$E = P_L - \Delta Q_S \quad (29-6)$$

از این معادله می‌توان برای تعیین مقادیر تبخیر سالانه برای دریاچه‌هایی که در پایان هر سال تقریباً به تراز آغاز سال باز می‌گردند و جریانات آب ناچیزی از طریق کف آن‌ها صورت می‌پذیرد استفاده کرد. متوسط تبخیر سالانه از میانگین‌گیری مقادیر تبخیر در سال‌های مختلف به دست می‌آید.

۶-۳-۲-۱-۳- روش بیلان گرما

اگر اطلاعات لازم برای تعیین مولفه‌های بیلان گرما موجود باشد، می‌توان از این روش (WMO, 1966) برای محاسبه تبخیر از سطح آب (E_L) استفاده نمود. معادله بیلان گرما برای ۱ متر مربع سطح دریاچه از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$E_L = \frac{1000}{\rho_w L} (R_n + H_a + H_b - \Delta J + \Delta J_S + \Delta J_u + H_p - J_E) \quad (27-6)$$

که در آن ρ_w و L چگالی و گرمای نهان تبخیر آب، R_n تابش خالص ورودی (رابطه ۶-۲۸)، H_a و H_b گرمای آشکار ورودی در سطح و کف دریاچه، ΔJ افزایش در میزان گرما در دریاچه در خلال دوره زمانی بیلان، $\Delta J_S = J_{S_I} - J_{S_O}$ و $\Delta J_u = J_{u_I} - J_{u_O}$ تفاوت بین گرمای ورودی و خروجی ناشی از جریان ورودی و جریان خروجی سطحی و زیرزمینی، H_p گرمای آشکار ورودی به دلیل تفاوت بین درجه حرارت ریزش جوی و درجه حرارت دریاچه، و J_E میزان گرمای لایه آب تبخیر شده از دریاچه در درجه حرارت معین می‌باشد. (تمامی مولفه‌های مربوط به واحد سطح ($1m^2$) می‌باشند).

$$R_n = R_g (1-r) - R_b \quad (28-6)$$

در این رابطه R_g تابش ورودی ناخالص (مجموع تابش خورشیدی مستقیم و پخشیده)، r بازتابش سطح آب، و R_b تابش موج بلند بازگشتی موثر از سطح آب می‌باشد. معادله (۲۷-۶) به اندازه‌گیری‌های متعدد دقیقی برای اجزای مختلف آن نیاز دارد. لذا در حال حاضر این معادله برای بررسی‌های تحقیقاتی تا استفاده‌های عمومی مناسب‌تر است.

کاربرد دیگر روش بیلان گرما که از نسبت باون استفاده می‌شود. می‌توان به شکل زیر بیان نمود:

$$E_L = \frac{1000}{\rho_w L} \cdot \frac{R_n - \Delta J + \Delta J_s + \Delta J_u}{1 + \beta + (C/L)(\bar{\theta}_0 - \bar{\theta}_l)} \quad (۲۹-۶)$$

که در آن C گرمای ویژه آب، $\bar{\theta}_0$ میانگین درجه حرارت آب تبخیر شونده، $\bar{\theta}_l$ میانگین درجه حرارت آب ورودی که جایگزین آب تبخیر شده می‌شود، و β نسبت باون است و مطابق زیر تعریف می‌شود:

$$\beta = \frac{PC_p}{\varepsilon L} \cdot \frac{\Delta \theta_a}{\Delta e} \quad (۳۰-۶)$$

که در آن P فشار اتمسفر، C_p گرمای ویژه هوا در فشار ثابت، $0.622 = \varepsilon$ نسبت وزن‌های مولی آب و هوا، و $\Delta \theta_a$ و Δe تفاوت‌های درجه حرارت هوا و فشار بخار است که بر روی همان بازه ارتفاعی اندازه‌گیری شده است.

برای ارزیابی ΔJ ، درجه حرارت در نیمروز عمق دریاچه (معموماً تا دقت $0.1^\circ C$) بایستی اندازه‌گیری شود. برای دریاچه‌های متوسط و بزرگ، دوره زمانی بین این عمق‌بایی به طور متداول بایستی حداقل ۲-۳ هفته باشد ولی در دریاچه‌های کوچک اتخاذ دوره زمانی کوتاه‌تری برای بیلان نیز امکان‌پذیر است. در صورتی که رطوبت خاک محدود نباشد ضمن صرف‌نظر کردن از شار گرمایی خاک در مقایسه با R_n می‌توان از رابطه زیر استفاده کرد:

$$E_L = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (۳۱-۶)$$

که در آن G شار گرمایی خاک و β نسبت باون می‌باشد.

تغییر نسبت باون در خلال دوره زمانی بیلان می‌تواند خطاهایی را در E_L به وجود آورد ولی اگر تغییرات در سرعت باد در این دوره، ولو به صورت تقریبی، اندازه‌گیری شود، می‌تواند موجب حذف خطاهای شود.

۶-۳-۴- روش آئرودینامیک

استفاده از روش آئرودینامیک، که به روش پخشیدگی گردابی نیز معروف است، تنها برای شرایطی مناسب است که تجهیزات لازم بتوانند به درستی نگهداری شوند و پرسنل با تجربه‌ای اندازه‌گیری‌ها را انجام دهند. این روش به روابط آئرودینامیکی که شارش‌های عمودی را به متوسط گرادیان عمودی ربط می‌دهد و نیز به فرضیاتی که ماهیت نیمروز سرعت باد بالای سطح دریاچه را در نظر می‌گیرد بستگی دارد (WMO, 1966). در این روش تبخیر در یک دوره زمانی کوتاه مدت، را می‌توان از رابطه زیر محاسبه نمود:

$$E_L = \frac{-1000k^2 \rho_a (h_2 - h_1) \cdot (u_4 - u_3)}{\ln(z_2/z_1) \cdot \ln(z_4/z_3)} \quad (۳۲-۶)$$

که در آن E_L شدت تبخیر حسب mm/sec و h_1 و h_2 رطوبت ویژه هوا در ارتفاعات z_1 و z_2 بالای سطح تبخیر، u_3 و u_4 سرعتهای باد در ارتفاعات z_3 و z_4 ثابت ون کارمن، و $k = 0.43$ و ρ_a چگالی هوا است.

معادله (۳۲-۶) برای یک سطح مسطح همگن بدون انتقال افقی رطوبت (ادوکسیون) در شرایط تعادل، یعنی بتوان از تاثیرات لایه‌ای بودن درجه حرارت در لایه‌های پایینی اتمسفر صرف نظر شود، به کار می‌رود. تاثیرات لایه‌ای بودن درجه حرارت در سرعتهای کم باد (کمتر از ۳ متر بر ثانیه) و زمانی که تفاوت زیادی (بیشتر از $5^{\circ}C$) بین درجه حرارت سطح آب و درجه حرارت هوا در ارتفاع ۲ متری وجود دارد از اهمیت زیادی برخوردار است. اگر تفاوت بین درجه حرارت آب و هوا کمتر از $4^{\circ}C - 3$ باشد، ممکن است از تاثیرات لایه‌ای بودن درجه حرارت در هر سرعتی از باد صرف نظر می‌شود.

۶-۳-۵- فرمول‌های تجربی

فرمول‌های تجربی متعددی برای تبخیر وجود دارد که می‌توان آن‌ها را به دو گروه زیر تقسیم نمود:

الف- فرمول‌هایی بر پایه وابستگی تبخیر از سطح آب به سرعت باد و به تفاوت فشار بخار در سطح تبخیر و در ارتفاعی بالای آن (روش انتقال جرم یا روش آئرودینامیک کلی)

ب- فرمول‌هایی با استفاده از اطلاعات اقلیم شناسی، و غالباً بر اساس حل تقریبی همزمان معادلات بیلان آب و گرما (روش پیچیده یا ترکیبی).

مفیدترین فرمول‌ها از گروه اول فرمول‌های تجربی دو جمله‌ای، یک جمله‌ای و فرمول‌های غیرخطی‌اند:

$$E_L = (a + bu)(e_s^* - e_z) \quad (33-6)$$

$$E_L = cu(e_s^* - e_z) \quad (34-6)$$

$$E_L = a(e_s^* - e_z)^b \quad (35-6)$$

که در آن‌ها u سرعت باد، e_s^* فشار بخار اشباع در سطح آب، e_z فشار بخار در ارتفاع z ، و a و b و c ضرایب تجربی‌اند که به ابعاد و گستردگی سطح تبخیر و همچنین به ناحیه اقلیمی بستگی دارند. ضرایب a و b در معادله (۳۳-۶) برای محاسبه تبخیر روزانه از سطح آب تشت تبخیر کلاس الف آمریکایی که سرعت باد و فشار بخار در ۱۵۰ میلی‌متری بالای سطح آب اندازه‌گیری شده است به ترتیب 0.32 و 0.161 خواهد بود (Kohler and Nornenson, 1959). معادله (۳۴-۶) در شرایطی که سرعت باد و فشار بخار آب هر دو در ۲ متری بالای سطح آب اندازه‌گیری می‌شوند به کار رفته است (Harbeck, 1962). در آن صورت متوسط مقدار c (برای تبخیر روزانه) 0.131 است. ولی همان طور که در مراجع توصیف شده است، تا حدی نیز به مساحت دریاچه بستگی دارد. معادله (۳۵-۶) برای محاسبه تبخیر روزانه در رومانی به کار رفته است که در آن $b = 0.85$ بوده و a بین 0.42 و 0.82 متغیر است (گزارش شده توسط Sokolov and .(Chapman, 1974

فرمول‌های گروه دوم به جای اطلاعات هواشناسی از اطلاعات اقلیم‌شناسی استفاده می‌کنند. از این فرمول‌ها به این دلیل که خطاهای به وجود آمده ناشی از تغییراتی در ذخیره گرما در چنین دریاچه‌هایی برای دوره‌های زمانی کوتاه قابل ملاحظه است، عموماً تنها برای محاسبه تبخیر سالانه دریاچه‌های با عمق متوسط یا زیاد به کار می‌رود. ولی استفاده آن‌ها برای دوره‌های زمانی ماهانه برای دریاچه‌های کم‌عمق نیز میسر است. برای امکان کاربرد فرمول‌های ترکیبی در دوره‌های زمانی ماهانه در دریاچه‌های عمیق‌تر، اعمال تصحیحات مناسب (Kohler and Parmele, 1967) لازم است.

فرمول‌های ترکیبی بر پایه ترکیبی از بیلان انرژی و معادلات انتقال آئرودینامیکی استوار است (Slatyer and McIlroy, 1961) و فرض می‌شود که اطلاعات مورد نیازی چون فشار بخار و درجه حرارت در سطح تبخیر، در دسترس می‌باشد. شناخته شده‌ترین شکل این فرمول‌ها، فرمول Penman (1956) است که از آن به شکل زیر برای برآورد تبخیر دریاچه می‌توان استفاده نمود:

$$E_L = \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \cdot \frac{1000 R_n}{\rho_w L} \cdot \frac{\gamma}{\Gamma + \gamma} \cdot c u (e_s^* - e_z) \quad (36-6)$$

که در آن Γ شب منحنی فشار بخار اشباع در مقابل درجه حرارت، γ ثابت سایکرومتریک، R_n تابش خالص رسیده به سطح دریاچه، ρ_w چگالی و گرمای نهان تبخیر آب، c همان ثابتی است که در معادله (۳۴-۶) آمده بود (تصحیح شده برای طول دوره زمانی ارزیابی)، u سرعت باد در ارتفاع مشاهده‌ای استفاده شده برای ارزیابی، e_s^* فشار بخار اشباع در درجه حرارت هوا در ارتفاع z ، و e_z فشار بخار هوا در ارتفاع z می‌باشد.

تابش خالص (R_n) بایستی برای سطح آب دریاچه تعیین شود که به طورکلی مقدار آن از تابش خالص اندازه‌گیری شده بر روی سطح زمین متفاوت است. روش‌های مناسبی برای تصحیح تابش موج کوتاه مستقیم و پخشیده ورودی در منابع موجود است (Kohler and Parmele, 1967).

اگر اندازه‌گیری مستقیم بر روی مجموعه آبی موجود نباشد، بایستی اطلاعات اندازه‌گیری شده ایستگاه‌های هواشناسی زمینی مورد استفاده قرار گیرد. تصحیح اندازه‌گیری‌های زمینی u'_z , e'_z , θ'_z به مقادیر متناظر u_z , e_z , θ_z برای مجموعه آبی توسط روابط زیر صورت می‌پذیرد:

$$u_z = k_1 k_2 k_3 u'_z \quad (37-6)$$

$$e_z = e'_z + k_4 (0.8 e_s^* + e'_z) \quad (38-6)$$

$$\theta_z = \theta'_z + k_4 (\theta + \theta'_z) \quad (39-6)$$

که در آن‌ها u'_z متوسط سرعت باد در ارتفاع استاندارد z' (تقریباً ۱۰ متر)، و k_1, k_2, k_3, k_4 ضرایبی هستند که به چگونگی تغییر جریان هوا بر روی حد فاصل زمین - آب بستگی دارد. k_1 به موقعیت و درجه حفاظت باد در ایستگاه هواشناسی، k_2 به ویژگی پستی و بلندی اطراف ایستگاه، k_3 به متوسط طول مسیر باد بالای سطح آب و درجه حفاظت مخزن در مقابل باد، و k_4 به متوسط طول مسیر باد بالای سطح آب و ارتباط بین درجه حرارت هوا بستگی دارد. مقادیر عددی ضرایب بر حسب ویژگی‌های فیزیوگرافیکی تغییر می‌کند. برای مثال برای ایستگاه‌های واقع در ناحیه جنگلی، k_1

محدودهای بین $1/3$ در نواحی علفی تا $2/4$ در جنگل دارد، و برای ایستگاههایی در نواحی باز از $1/0$ در استپ تا $1/5$ در شهرها و نواحی پرجمعیت دارد. ضریب k_2 محدودهای بین $0/75$ زمانی که ایستگاه در بالای دامنه تا $1/3$ در کف دره یا $0/25$ گودی باشد دارد. برای مخزنی با سواحل پوشیده از جنگل در ارتفاع 20 متر، ضریب k_3 برطبق مساحت مخزن بین زمانی که متوسط طول مسیر باد بر روی مخزن 100 متر است تا $1/00$ زمانی که بیشتر از 5 کیلومتر است تغییر می‌کند. ضریب k_4 تحت شرایط تفاوت‌های کم بین درجه حرارت‌های آب و هوای محدودهای بین $0/02$ برای متوسط طول مسیر باد 100 متر تا $0/34$ برای متوسط طول مسیر باد 20 کیلومتر دارد.

در غیاب اندازه‌گیری‌هایی از درجه حرارت سطح آب، تبخیر از معادله ساده بیلان گرمابه شرح زیر برآورد می‌شود:

$$E = \frac{1000}{\rho_w L} (R_n + H_a + H_B) \quad (40-6)$$

در این روش در ابتدا مجموعه آبی به صورت فرضی با عمق بسیار کم که در آن درجه حرارت سطح آب با درجه حرارت هوا یکسان در نظر گرفته شده بود به کار رفت. سپس تصحیحات تجربی برای لحاظ کردن عمق آب و همچنین برای درنظر گرفتن تفاوت بین درجه حرارت هوا و آب به آن اضافه شد (Gidrometeoizdat, 1969)-گزارش شده توسط Sokolov and Chapman, 1974. با داشتن θ ، می‌توان مقدار e^* را به دست آورد.

۶-۳-۶- تأثیر گیاهان آبزی

تعرق از طریق برگ‌های شناور در آب و برگ‌هایی که به صورت عمودی رشد می‌کنند، ممکن است تأثیر عمدہای بر روی تبخیر از یک دریاچه یا مخزن داشته باشد. برآورد کمی و دقیق از چنین تأثیراتی دشوار است و اطلاعات به دست آمده از آزمایشاتی که تحت شرایط مصنوعی انجام می‌شوند شاخص‌های قابل اعتمادی از وضعیت‌های طبیعی قرار نمی‌دهند. اندازه‌گیری‌های مستقیم تعرق گیاهان آبزی در شرایط طبیعی، مثلاً ایزوله کردن کل گیاه و یا بخشی از آن، نیز بعيد است که دقیق باشد. زیرا این جداسازی احتمالاً بر روی نرخ تعرق آن تأثیر خواهد گذاشت.

کل تبخیر از سطح آب که به طور جزیی یا کلی با گیاهان آبزی پوشیده باشد، می‌تواند با استفاده مستقیم روش بیلان آب (بخش ۶-۳-۲) یا روش آئرودینامیک (۴-۱-۳-۶) تعیین شود.

روش‌های بیلان انرژی (بخش ۶-۳-۱-۳)، نسبت باون (بخش ۶-۳-۱-۳) و ترکیبی (بخش ۶-۳-۵) نیز مشروط بر اینکه تأثیرات احتمالی گیاهان بر روی خرد اقلیم نزدیک سطح آب با دقت درنظر گرفته شده باشد، ممکن است برای این منظور به کار گرفته شوند

برای مقاصد عملی ممکن است ضریب تصحیحی (k_{p1}) را به صورت نسبت تبخیر و تعرق از یک دریاچه یا مخزن پوشیده از گیاه به تبخیر از همان دریاچه یا مخزن بدون وجود گیاه و با حفظ شرایط اقلیمی تعریف کرد. در نواحی مرطوب، k_{p1} عموماً بزرگ‌تر از 1 است. مقادیر این ضریب برای گیاهان شناور متداول از $0/45$ تا $0/6$ متغیر است

(Sokolov and Chapman, 1974). به نظر می‌رسد مقادیر k_{p1} با افزایش درجه حرارت، کاهش رطوبت، و افزایش اندازه و سختی گیاهان آبزی افزایش یابد.

اطلاعات آزمایشی برای گیاهانی مثل نی که رشد عمودی قابل توجهی دارند و نمی‌توان آن‌ها را مستقیماً به مقادیر تبخیر آب‌های آزاد مربوط کرد، در ایالات متحده بهوسیله Burian (1971) و Haslam (1970) گزارش شده است. مقادیری از k_{p1} که مستقل از نوع پوشش گیاهی باشد، تنها می‌تواند برای مقادیر متوسط فصلی برای دریاچه‌ها و مخازن کوچک تا متوسط به کار رود. ضرایب تصحیح در این شرایط به مساحت مجموعه آب پوشیده شده با گیاهان نی که رشد عمودی دارند مربوط شده است. برای نواحی جنگلی و جنگلی-استپی، مقادیر k_{p1} ۱/۱۴، ۱/۲۲ و ۱/۳ به ترتیب برای ۵۰، ۷۵ و ۱۰۰٪ پوشش به دست آمده است. برای نواحی استپ و نیمه بیابانی، مقادیر متناظر ۱/۲۴، ۱/۳۷ و ۱/۵ است (Sokolov and Chapman, 1974-Gidrometeoizdat, 1969).

در نقطه مقابل برای نواحی خشک با رطوبت‌های کم، k_{p1} ممکن است کمتر از ۱ باشد (Linacre et al. (1970)). نامبردگان ترکیبی از عوامل، از قبیل چگونگی سایه‌اندازی سطح آب توسط گیاهان آبزی، بازتابش (Rijks (1969) بیشتر و مقاومت داخلی بیشتر در مقابل حرکت آب در خلال دوره‌های کم‌آبی می‌تواند دلیل این پدیده باشد.

Rosch et al. (2004) روش‌های متداول بررسی تبخیر-تعرق تالاب‌ها را مرور کرده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که عملی‌ترین روش برای این منظور استفاده از رابطه $E_0 = K_e \cdot E_0$ (که E_0 تبخیر-تعرق گیاه مرجع و K_e ضریب گیاهی است) می‌باشد. با این وجود اشکال عمدی این روش در عدم دسترسی به ضرایب گیاهی برای گونه‌های مختلف پوشش گیاهی تالاب است. مقادیری از این ضرایب توسط نامبردگان برای انواعی از گیاهان آبزی جمع‌آوری و ارائه شده است.

در نتیجه مشخص می‌شود که درباره تاثیر گیاهان آبزی بر روی تبخیر از سطوح آبی بایستی رعایت احتیاط را انجام داد. در شرایطی که تاثیر گیاهان آبزی ممکن است بر روی مولفه مهمی از بیلان آب تحت بررسی موثر باشد، یک برنامه ویژه اندازه‌گیری بایستی تدوین شود.

۶-۳-۲- تبخیر از اراضی

محاسبه تبخیر از اراضی پیچیده است. یک بعد از این پیچیدگی به میزان رطوبت خاک مربوط می‌شود. اگر رطوبت خاک در طول دوره زمانی مشخص شده‌ای برای انجام عمل تبخیر محدود کننده نباشد، شدت تبخیر از اراضی همان تبخیر بالقوه (پتانسیل) خواهد بود. در غیر این صورت تبخیر واقعی علیرغم تبخیرپذیری اتمسفر، از تبخیر پتانسیل کوچک‌تر خواهد بود. بعد دوم پیچیدگی تبخیر از اراضی به درجه غیریکنواختی سطح مربوط می‌شود. این سطح ممکن است خاک بدون پوشش (لخت)، پوشش گیاهی (با تراکم‌های متفاوت) و یا ترکیبی از خاک لخت و پوشش گیاهی باشد. بنابراین ترکیبات مختلفی از این دو بعد از پیچیدگی، روش‌های متفاوتی برای محاسبه، برآورد و اندازه‌گیری تبخیر را ایجاد می‌کند.

در هنگام محاسبه متوسط تبخیر طولانی مدت از دشت‌های وسیع حوضه‌های آبریز، دقیق‌ترین نتایج از روش بیلان آب به دست می‌آید. برای نواحی کوهستانی هیچ روش قابل اطمینانی برای اندازه‌گیری تبخیر وجود ندارد و نگرش متداول شامل برآورد تغییر تبخیر با ارتفاع و جهت شبیب با استفاده از اندازه‌گیری‌ها و روش‌های محاسباتی است.

۶-۳-۱- استفاده از لایسیمترها

تبخیر ماهانه از خاک در هر ماه مشخص ممکن است با کمک انواع مختلف تبخیرسنج‌ها و لایسیمترهایی چون وزنی و هیدرولیکی را به دست آورد. تبخیر به مقدار زیادی به پوشش گیاهی، پوشش خاک و سایر شرایط وضعیت‌های ظاهری خاک بستگی دارد. در نتیجه این تجهیزات بایستی در نقاط مختلف حوضه که انواعی از پوشش‌های گیاهی مختلف (مزروعه، جنگل و غیره) را دارا باشد نصب شود. تبخیر متوسط از حوضه از روی مساحت پوشیده شده از انواع مختلف پوشش‌های گیاهی محاسبه می‌شود.

۶-۳-۲- روش بیلان آب

روش بیلان آب، تبخیر را به صورت یک جمله باقی‌مانده از معادله بیلان آب در نظر می‌گیرد و بنابراین خطای نامعلومی را دارا خواهد بود. روش بیلان آب غالباً برای محاسبه متوسط تبخیر از حوضه‌های آبریز وسیع از معادله زیر استفاده می‌کند:

$$E = P - Q_S \quad (41-6)$$

از رابطه فوق در شرایطی می‌توان استفاده کرد که اولاً میزان تغییرات ذخیره حوضه آبریز ناچیز باشد، ثانیاً منابع عمدۀ آب زیرزمینی که از بارش تغذیه می‌شوند وجود نداشته باشد و ثالثاً تنها مصرف کننده به عنوان آب زیرزمینی جریان پایه بوده که به همراه رواناب قابل اندازه‌گیری باشد (Szilagy, 2001). تعیین تبخیر برای یک ماه مشخص، معادله بیلان آب برای لایه بالای ناحیه هوایی برابر خواهد بود:

$$E = P - Q_S - \Delta M + Q_{uc} - Q_{up} \quad (42-6)$$

که در آن ΔM افزایش در ذخیره آب خاک در دوره زمانی بیلان آب، Q_{uc} جریان اضافه شده آب به داخل ناحیه تهویه‌ای از سفره آب به طریق مؤئنه‌ای و Q_{up} جریان رو به پایین آب از ناحیه تهویه‌ای به سفره آب زیرزمینی می‌باشد. روش‌های محاسبه جمله زهکشی خالص $Q_{up} - Q_{uc}$ (Rose and Stern, 1965) اندازه‌گیری‌های دشواری را دربر دارد و برای استفاده متداول در مقیاس یک حوضه رودخانه‌ای مناسب نیست. با این وجود، در نواحی با بارندگی اندک می‌توان پذیرفت که نفوذ از بارندگی به سفره آب زیرزمینی نمی‌رسد و با فرض اینکه سفره آب به اندازه کافی عمیق است (بیشتر از ۴-۵ متر) می‌توان گفت که جریان‌های رو به بالا نیز ناچیز می‌باشند. در چنین شرایطی، معادله (۴۲-۶) تبدیل می‌شود به:

$$E = P - Q_S - \Delta M \quad (43-6)$$

روش‌های برآورد تغییرات در رطوبت خاک ΔM در بخش (۲-۴-۶) توصیف شده است.

با توجه به فرضیات غالب بر معادلات فوق، رابطه زیر در کارهای عملی توصیه می‌شود (این رابطه بر اساس فرضیه نسبت‌های مکمل-پیشنهاد شده توسط بوشه-استوار می‌باشد):

$$E = 2E_w - E_p \quad (44-6)$$

که در آن می‌توان E_p را به کمک داده‌های تشت تبخیر یا معادله ترکیبی پنمن به دست آورد. E_w عبارت است از تبخیر از سطوح خاک-گیاه و از کل منطقه اشباع مشروط بر این که آب موجود برای تبخیر با محدودیت مواجه نباشد. لذا مقدار آن اساساً توسط انرژی در دسترس در یک مکان مشخص محدود می‌شود (Szilagyi, 2001). در نتیجه:

$$L.E_w = \alpha \frac{\delta}{\delta + \gamma} R_n \quad (44-6)$$

که در آن α یک مقدار ثابت، δ شیب منحنی فشار بخار اشباع-دما، γ ثابت رطوبت‌سنجی و L گرمای نهان تبخیر می‌باشد.

۳-۲-۳-۶- روش بیلان گرما

با شروع از معادله ساده شده بیلان گرما (۴۰-۶)، و فرض وجود همان ضریب انتقال چرخه‌ای برای بخار آب و گرمای آشکار، تبخیر می‌تواند به صورت زیر بیان شود:

$$E = \frac{1000(R_n - H_{SO})}{\rho_w L(1+\beta)} \quad (45-6)$$

که در آن R_n تابش خالص، H_{SO} شارش گرما به داخل خاک، ρ_w و L چگالی و گرمای نهان تبخیر آب و β نسبت باون، تعریف شده در معادله (۳۰-۶)، (بخش ۳-۱-۳-۶) می‌باشد. این روش برای استفاده در ایستگاه‌های تحقیقاتی مناسب است و استفاده از آن برای کارهای عملی توصیه نمی‌شود چرا که به وسائل بسیار دقیقی نیازمند است. از آنجایی که معادله (۴۵-۶) شیب افقی تبادل گرمای متلاطم (ادوکسیون) را در نظر نمی‌گیرد، استفاده آن محدود به اراضی مسطح وسیع با پوشش گیاهی یکنواخت می‌باشد.

استفاده از نسبت باون تاثیر لایه‌ای بودن درجه حرارت را در نظر نمی‌گیرد. برای حداقل کردن این تاثیر، شیب‌های $\Delta\theta$ و Δe بایستی تا حد امکان نزدیک به زمین اندازه‌گیری شود. تحت شرایط تابش زیاد، ارتفاع از ۰/۲ تا ۰/۰۵ متر و تحت شرایط طبیعی تا ۱ متر توصیه می‌شود. معادله (۴۵-۶) برای استفاده در نواحی خشک مناسب نیست.

۴-۲-۳-۶- روش آئرودینامیک

برای تعیین تبخیر-تعرق به وسیله روش آئرودینامیک، معادله (۳۲-۶) که برای تبخیر از سطح آب ارائه شده است، توصیه می‌شود. در این صورت لازم است که تاثیر ادوکسیون و لایه‌ای بودن درجه حرارت در نظر گرفته شود. برای این منظور، اندازه‌گیری‌های شیب‌های فشار بخار و سرعت باد بر روی زمین صاف با پوشش گیاهی همگن صورت می‌پذیرد.

(گزارش شده توسط Sokolov and Chapman, 1974) روش‌هایی را برای تعیین تصحیحات برای درنظر گرفتن لایه‌ای بودن درجه حرارت پیشنهاد کرده است.

به دلیل نیاز به وجود نواحی بزرگ مسطح با پوشش گیاهی یکنواخت (و ذخیره آب خاک) و همچنین دشواری‌هایی در نگهداری صحیح تجهیزات اندازه‌گیری‌های دقیق برای دوره‌های زمانی طولانی، بعيد است که این روش‌ها بتوانند به صورت حرفه‌ای مورد استفاده قرار گیرند.

۵-۲-۳-۶ روش‌های تجربی

برخلاف روش‌های بیلان، روش‌های تجربی برای تعیین تبخیر نیز وجود دارد. این روش‌ها بر مبنای اطلاعات میانگین گیری شده هواشناسی، از قبیل درجه حرارت هوا و رطوبت، سرعت باد، ابرناکی، و تداوم تابش خورشید پایه‌گذاری شده‌اند. در بعضی از روش‌ها از اطلاعات تشت تبخیر نیز استفاده می‌شود.

الف- روش ترکیبی تعیین یافته

فرمول ترکیبی (Tanner and Fuchs, 1968) از روی معادله بیلان انرژی و معادلات انتقال گرمای آشکار و نهان به دست می‌آید و می‌تواند به صورت زیر بیان شود:

$$E = \frac{1000}{\rho_w L} \cdot \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \left[(R_n - H_{SO}) + \frac{\rho_a C_p}{\Gamma} \left\{ (e_z^* - e_z) - (e_s^* - e_s) \right\} T \cdot f(u) \right] \quad (46-6)$$

که در آن ρ_w و L چگالی و گرمای نهان تبخیر آب، Γ شب منحنی فشار بخار اشباع در مقابل درجه حرارت، γ ثابت سایکرومتریک، R_n تابش خالص، H_{SO} شارش گرما به داخل خاک، ρ_a و C_p چگالی هوا و گرمای ویژه آن در فشار ثابت، e_s و e_z فشار بخار آب در سطح و در ارتفاع z و e_s^* فشار بخار اشباع متناظر با درجه حرارت در سطح و در ارتفاع z دوره زمانی بیلان، $f(u)$ تابع سرعت باد می‌باشد. مقدار Γ برای میانگین درجه حرارت در سطح و در ارتفاع z درنظر گرفته می‌شود.

مقدار $f(u)$ برای یک نوع مشخص از پوشش گیاهی سطحی و منطقه‌ای با شرایط اقلیمی مشخص عموماً به طور تجربی تعیین می‌شود. مثال‌هایی از چنین معادلاتی در مراجع داده شده است. زمانی که ابعاد سطح تبخیر کننده به اندازه کافی بزرگ باشد، $f(u)$ را می‌توان از روی تئوری پروفیل باد تعیین نمود:

$$f(u) = k^2 u_z \left[\varphi + \ln \left\{ (z + d + z_r) / z_r \right\} \right]^{-2} \quad (47-6)$$

که در آن $k = 0.43$ ثابت ون کارمن، u_z سرعت باد در ارتفاع z ، φ پارامتر پروفیل دیاباتیک، d جابه‌جایی سطح صفر، z_r طول زبری می‌باشد. مقادیر d و z_r می‌توانند از روی مشاهدات تجربی پروفیل باد در نزدیک سطح که دارای پوشش گیاهی است تعیین شود. برای پوشش گیاهی فاریاب، $\varphi = 0$ درنظر گرفتن (van Bavel, 1966).

وقتی که سطح تبخیر کننده خیس باشد، $e_s^* = e_s$ و بنابراین تبخیر پتانسیل E برابر خواهد بود با:

$$E_O = \frac{1000}{\rho_w L} \cdot \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \left[(R_n - H_{SO}) + \frac{\rho_a C_p}{\Gamma} \left\{ (e_z^* - e_z) - (e_s^* - e_s) \right\} T \cdot f(u) \right] \quad (48-6)$$

تبخیر پتانسیل تبخیر از هر سطحی است که در آن تامین آب دارای محدودیت نبوده و تحت مجموعه معلومی از شرایط هواشناسی رخ دهد. معادلات (۴۶-۶) و (۴۸-۶) می‌توانند به طریقی که فشار بخار e_s در سطح تبخیر حذف شود با یکدیگر ترکیب شوند. در این صورت تنها اندازه‌گیری درجه حرارت در سطح لازم است و معادله منتج که تبخیر را به تبخیر پتانسیل مرتبط می‌کند به شکل زیر ارائه شده است:

$$E = \frac{\Gamma + \gamma}{\gamma} E_O - \frac{1000 \rho_a C_p}{\Gamma \rho_w L} (e_s^* - e_z) T \cdot f(u) \quad (49-6)$$

برای اعمال فرمول‌های ترکیبی به سطوح دارای پوشش گیاهی، تابش خالص R_n عموماً به‌طور مستقیم با تابش خالص سنج‌ها اندازه‌گیری می‌شود. همچنین شارش گرمای خاک H_{SO} یا با استفاده از صفحات شارش گرمای خاک اندازه‌گیری می‌شود و یا توسط پروفیل درجه حرارت محاسبه می‌شود. جهت برآورد و پیش‌بینی تبخیر-تعرق پتانسیل روابط فراوانی توسعه داده شده است که حسب شرایط اقلیمی محل استخراج رابطه، می‌توان از آن استفاده کرد.

ب- روش‌های تجربی در مقیاس ماهانه

هیدرولوژیست‌ها در کارهای عملی خود استفاده از معادلات ساده‌ای را برای برآورد تبخیر-تعرق واقعی حوضه‌های آبریز در مقیاس ماهانه ترجیح می‌دهند. این روابط در شرایطی که آب و هوا در حوضه خیلی خشک نباشد بعضاً نتایج قابل قبولی را ارائه می‌کند.

Thornthwaite and Holzman (1942) (نقل از Sokolov and Chapman, 1974) معادله زیر را برای تبخیر پتانسیل

حداکثر محتمل ماهانه به‌دست آورد:

$$E_O = 16D' \left(\frac{10\bar{\theta}}{i} \right) a \quad (50-6)$$

که در آن D' مجموع ماهانه طول روز، بیان شده به صورت نسبتی از ۳۶۰ ساعت، $\bar{\theta}$ ، $a = 0.93 / (2.45 - Ln i)$ می‌باشد. جمع مقادیر ماهانه نمایه‌های درجه حرارت $i^{1.514} = (\bar{\theta} / 5)^{1.514}$ برای تمامی ۱۲ ماه سال می‌باشد.

Sokolov and Chapman, (1955) Turc (گزارش شده توسط Sokolov and Chapman, 1974) برای محاسبه متوسط تبخیر سالانه از نواحی حوضه، فرمول زیر را پیشنهاد کرد:

$$E = P / \left[1 + P / E_O \right]^{1/n} \quad (51-6)$$

که در آن P ریزش جوی سالانه و E_O فرصت تبخیر (حداکثر محتمل تبخیر تحت شرایط مشخص هواشناسی و رطوبت کافی خاک) می‌باشد. در این رابطه فرض می‌شود که مقدار پارامتر n مساوی ۲ است و E_O به صورت تابعی از متوسط

درجه حرارت هوا $\bar{\theta}$ (یعنی $E_0 = 300 + 25\bar{\theta} + 0.05\bar{\theta}^3$) تعیین می‌شود. معادله مشابهی ممکن است برای محاسبه تبخیر از نواحی کوچک و برای دوره‌های زمانی کوتاه مورد استفاده قرار گیرد. برای این منظور P در فرمول (۵۱-۶) بایستی با $P + \Delta M$ جایگزین شود که در آن ΔM تلفات رطوبت خاک به شکل تبخیر در خلال دوره زمانی بیلان می‌باشد.

ج- استفاده از مفهوم تبخیر-تعرق گیاه مرجع

نرخ تبخیر از گیاه علفی ایده‌آل با ارتفاع ثابت $m = 120$ ، ضریب بازتابش $\alpha = 0.23$ و مقاومت سطحی $s.m^{-1} = 69$ به نام تبخیر-تعرق گیاه مرجع معروف است. روش‌های متنوعی بر پایه‌های دمایی، تابشی و ترکیبی برای این منظور وجود دارد (Allen et al., 1998). این روش‌ها از درجات مختلفی از پیچیدگی برخوردارند و طیف وسیعی از پارامترها را دربر می‌گیرند. با این وجود روش‌هایی که تبخیر را از درجه حرارت هوا برآورد می‌کنند به دلیل تاخیر فصلی بین درجه حرارت و تابش (که تامین کننده انرژی است) قابل اعتماد نیستند. چنین فرمول‌هایی بایستی بیلان انرژی را یا به طور ضمنی و یا به طور صریح در نظر داشته باشند. ویژگی‌های گیاه مرجع با سایر گیاهان، شامل گیاهان زراعی، علوفه‌ای، جنگلی، بیابانی، متفاوت است. بنابراین ضریب تصحیحی به نام ضریب گیاهی (K_c) تبخیر-تعرق گیاه مرجع (ET_0) را به تبخیر-تعرق پتانسیل چنین گیاهانی (ET_p) تبدیل می‌کند:

$$ET_p = K_c \cdot ET_0 \quad (52-6)$$

مقادیر ضریب گیاهی برای گیاهان زراعی و باغی در (Allen et al. (1998) و برای گیاهان تالابی در Drexler et al. (2004) موجود است.

به طور کلی می‌توان رطوبت را به رطوبت خاک و رطوبت هوا تقسیم نمود. گرچه رطوبت عمدتاً به طور مستقیم در معادلات بیلان وارد نمی‌شود اما تغییرات آن می‌تواند به طور معنی‌داری مولفه‌های بیلان را تحت تاثیر قرار دهد.

د- محدودیت‌های رطوبت خاک

این‌که تبخیر-تعرق گیاهان در کلیه شرایط به صورت پتانسیل انجام می‌شود همیشه صادق نمی‌باشد. در صورت محدود بودن رطوبت خاک، یک عامل $(K_s(\theta))$ ، که تابعی از میزان رطوبت حجمی خاک θ است، در رابطه (۵۲-۶) ضرب می‌شود تا تبخیر-تعرق واقعی محاسبه شود:

$$ET = K_s(\theta) \cdot K_c \cdot ET_0 \quad \text{mm day}^{-1} \quad (53-6)$$

میزان آب خاک قابل دسترس برای گیاهان، به عمق ریشه آن‌ها بستگی دارد. این عمق البته بارشد گیاهان تغییر می‌کند و در گیاهان سالانه حائزهایمیت است. مطالعاتی در مورد نحوه تغییر $f(\theta)$ در واکنش به کاهش آب در خاک صورت پذیرفته است. این تابع در مقیاس ماهانه مطابق زیر است (Dyck, 1983):

$$f(\theta) = \frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} \quad (54-6)$$

این توابع تجربی وابسته به خاک بوده و جزئیات آن‌ها نیز باهم تفاوت دارند. خاکی که در ابتدا توسط باران یا آبیاری بارانی اشبع شده، رطوبت آن θ_f است با گذشت زمان زهکشی می‌شود. زهکشی تا زمانی ادامه می‌یابد که آب باقی‌مانده‌ای که بر روی ذرات خاک توسط کشش سطحی نگاه داشته شده است در تعادل با نیروهای ثقلی قرار می‌گیرد. این وضعیت رطوبتی ظرفیت مزرعه‌ای نام دارد و رطوبت آن با θ_f نشان داده می‌شود. خشک شدن بدون اینکه رطوبت خاک محدودیت جدی ایفا کند ادامه می‌یابد تا اینکه رطوبت به θ_r بررسد در این حالت میزان رطوبت نوعاً ۵۰ تا ۸۰٪ درصد θ_f است. سپس هدایت هیدرولیکی K_s و همچنین نرخ تعرق شروع به کاهش می‌کند تا اینکه « نقطه پژمردگی » بررسد. رطوبت خاک در این حالت θ_w است و فرض می‌شود که K_s صفر است. در مدل کردن تبخیر در رطوبت‌های مختلف خاک، غالباً مناسب است که « میزان آب خاک » مدنظر باشد ولی گیاهان بیشتر به پتانسیل آب خاک Ψ حساسیت نشان می‌دهند. بنابراین مقداری از تغییرات مشاهده شده در شکل تابع (θ_f) ، ممکن است به دلیل توابع مختلف منحنی رطوبتی (رابطه بین Ψ و θ_f) برای خاک‌های مختلف به وجود آید. در برخی از کاربردهای هیدرولوژیکی، و بهویژه در مورد مدل کردن بیلان آب، شکل دقیق (θ_f) اهمیت زیادی ندارد.

۶-۳-۳- تبخیر و تصعید از سطوح برفی و یخی

تبخیر از پوشش‌های برفی یا توسط روابط تجربی و یا توسط تبخیرسنج‌ها تعیین می‌شود. تبخیر روزانه از پوشش برفی می‌تواند توسط فرمول‌های زیر محاسبه شود (Konoplyantsev, 1970) :

$$E = (0.18 + 0.98 u_{10}) \cdot (e_{sn}^* - e_2) \quad (55-6)$$

$$E = (0.24 + 0.04 u_{10}) \cdot (e_2^* - e_2) \quad (56-6)$$

که در آن‌ها u_{10} ، e_{sn}^* ، e_2^* ، e_2 به ترتیب متوسط مقادیر روزانه سرعت باد، فشار بخار اشبع متناظر با درجه حرارت سطح برف و درجه حرارت هوا، و فشار بخار می‌باشد. اعداد ۱۰ و ۲ در پایین علائم بیانگر ارتفاع بالای سطح برف حسب متر می‌باشد که در آن اندازه‌گیری‌های متناظر انجام می‌شود. تبخیر ماهانه از برف از روی این فرمول‌ها با خطای استاندارد نسبی در حدود ۳۰٪ تعیین می‌شود. برای حوضه‌های رودخانه‌ای در عرض‌های میانی که کاملاً یا تا حدی هر ساله توسط برف پوشیده می‌شوند، تبخیر در خلال دوره‌های زمانی پوشش برف می‌تواند توسط توزین تبخیرسنج‌هایی که با طراحی ویژه‌ای ساخته شده‌اند صورت پذیرد (Toebes and Ouryvaev, 1970).

۶-۴- تغییرات ذخیره آب در محدوده مکانی بیلان

تغییرات ذخیره آب در یک حوضه رودخانه‌ای بایستی هم در هنگام محاسبه بیلان آب برای دوره‌های زمانی کوتاه (سال، فصل، ماه یا دوره کوتاه‌تر منفرد) و هم در هنگام محاسبه متوسط سالانه و ماهانه بیلان‌های آب در نظر گرفته شود. تمامی جملات معادله بیلان آب که به نوعی بیانگر تغییرات ذخیره آب‌اند، با استفاده از تفاوت بین ذخیره آب در

انتها و در ابتدای دوره زمانی بیلان محاسبه و تعیین می‌شوند. ذخیره آب در محدوده مکانی و زمانی بیلان در برگیرنده سه مورد کلی (الف) ذخیره آب در سطح حوضه (Se)، (ب) ذخیره آب در خاک و در ناحیه غیراشباع (M)، و (ج) ذخیره آب زیرزمینی (G) می‌باشد. موارد جزئی تری چون ذخیره آب در انسان و اندام‌های گیاهی در اینجا آورده نشده است. این موارد در مقوله تبخیر-تعرق کلاس‌بندی می‌شوند. در اقلیم‌های معتدل و سرد با پوشش پایدار برفی، تجمع عمدۀ آب در زمستان رخ می‌دهد، درحالی که در اقلیم‌های گرم و مرطوب در خلال فصل بارانی اتفاق می‌افتد. تفاوت در بیلان‌های آب این دو در این است که ریزش جوی جامد تجمع یافته به شکل پوشش برفی در نوع اول روان آب را تنها بعد از یک تاخیر طولانی تشکیل می‌دهد، درحالی که در نوع دوم ریزش جوی مایع بلافاصله پس از ریزش و یا بعد از یک تاخیر کوتاه به فرآیند هیدرولوژیکی ملحق می‌شود.

۶-۴-۱- ذخیره آب سطحی

تجمع و ذخیره آب بر روی سطح حوضه ممکن است از سه نوع متفاوت (الف) آب باران که در چالاب‌های کوچک نگهداشته شده است، (ب) ذخیره آب به شکل حالت جامد (پوشش برفی، یخ منجمد شده، یخچال‌ها) و (ج) ذخیره آب در مجموعه‌های آبی (دریاچه‌ها، مخازن، تالاب‌ها) و (د) در شبکه هیدروگرافی (کانال‌های رودخانه‌ای) تشکیل شود.

۶-۴-۱- نگهداشت آب در چالاب‌های کوچک

تجمع آب در چالاب‌های کوچک (بعد از باران و رگبار) عموماً مدت زمان طولانی به درازا نمی‌کشد، و بنابراین منظور کردن و اندازه‌گیری دقیق آن دشوار است. این آب سریعاً به وسیله تبخیر و توسط نفوذ بداخل خاک تلف می‌شود. در نتیجه این مولفه در سایر مولفه‌های بیلان دیده می‌شود.

۶-۴-۲- ذخیره آب در حالت جامد

تغییرات ذخیره آب در پوشش برفی توسط ردیابی و بررسی‌های منظم برف در طول مسیرهای مشخصی که حوضه‌های رودخانه‌ای را تا حد امکان به طور یکنواخت پوشش می‌دهد و ویژگی‌های زمینی را نیز مدنظر قرار می‌دهد، ارزیابی می‌شود. روش‌های اندازه‌گیری و محاسبه ذخیره برفی در (WMO 1970a) توصیف شده‌اند. از طرف دیگر ذخیره آب به صورت جامد را می‌توان به دو بخش ذخیره یخ و برف در یخچال‌ها و ذخیره برف بر روی مساحت غیریخچالی تقسیم کرد. تغییر در ذخیره در یخچال‌ها را ممکن است به وسیله روش‌های مختلفی چون محاسبه یخچال‌های سطحی ذوب شده به وسیله روش بیلان گرما، و یا با تقریب بیشتر بر اساس اطلاعات درجه حرارت هوا، برآورد نمود. از طرف دیگر ذخیره برف بر روی مساحت غیریخچالی حوضه توسط بررسی‌های برف‌سنجدی می‌تواند برآورد شود. برای این منظور داشتن رابطه واسنجی شده‌ای بین ارتفاع برف نسبت به یک سطح مبنا و حجم توده برفی به انضمام چگالی برف انباسته شده مفید خواهد بود. برای هر دو بخش یخچالی و غیر یخچالی، استفاده از روش‌های سنجش از دور گزینه جایگزین دیگری به شمار می‌آید.

۶-۴-۲- ذخیره آب در مجموعه‌های آبی

مجموعه‌های آبی را می‌توان متشکل از دریاچه‌ها، مخازن، تالاب‌ها و برکه‌ها دانست. تجمع آب در این مجموعه‌ها به مساحت آن‌ها در حوضه و همچنین به دامنه نوسانات تراز آب در دوره زمانی بیلان بستگی دارد. در صورتی ذخیره آب در مجموعه‌های آبی در بررسی‌های بیلان لحاظ می‌شود که حداقل ۳-۲٪ از مساحت آن‌ها در محدوده مکانی بیلان واقع شده باشد.

ساده‌ترین روش برای محاسبه تغییرات حجم آب در دریاچه‌ها و مخازن، استفاده از منحنی‌ها و روابطی است که حجم آب در دریاچه را به میانگین تراز آب ارتباط می‌دهند می‌باشد. نقشه‌برداری زمینی مخزن سد قبل از احداث آن امکان تهیه روابط اشل- ذخیره را فراهم می‌سازد. برای تهیه چنین روابطی در زمانی که مخزن یا تالاب پر از آب است، استفاده از روش‌های نقشه‌برداری دریایی توصیه می‌شود. برای اطمینان یافتن از محاسبه متوسط تراز آب برای دریاچه‌ها و مخازن بزرگ با دقت ۱۰ میلی‌متری، به دست آوردن اطلاعاتی درباره ترازهایی در شبکه‌ای از ایستگاه‌ها که ویژگی‌های مجموعه آبی را مد نظر قرار می‌دهد لازم است. برای نیل به دقت بیشتر، حذف تاثیرات انحراف ناشی از نوسانات نسبی اشل آب توصیه می‌شود. موج ناشی از باد در دریاچه‌ها و همچنین بی‌ثباتی در دریاچه ناشی از رژیم بهره‌برداری از تجهیزات آبگیری منجر به نوسانات نسبی در ترازها در مجموعه‌های آبی می‌شود. برای خارج کردن تاثیر موج ناشی از باد، اشل‌هایی در دریاچه‌های بزرگ کم عمق و مخازن عریض نزدیک مرکز ثقل مجموعه آبی (تعادل)، جایی که نوسانات نسبی تراز آب کم است، نصب می‌شود.

برای محاسبه تغییر حجم آب ΔS_L در دریاچه یا مخزن، از متوسط تراز آب برای تاریخ معین استفاده می‌شود. متوسط تراز آب دریاچه‌های کم عمق و مخازن عریض مستقیماً توسط قرائت‌های اشل (یا اشل‌ها) که حتی الامکان تحت تأثیر باد قرار نداشته باشند، به دست می‌آید. متوسط تراز آب مخازن رودخانه‌ای به طور جداگانه برای بازه‌هایی با شبکه‌ای متفاوت از سطح آب تعیین می‌شود. سپس متوسط تراز آب دریاچه‌های عمیق به صورت میانگین وزنی قرائت‌های تمامی اشل‌ها به دست می‌آید. حجم آب در مجموعه آبی برای تاریخ معین از روی قرائت تراز آب و استفاده از منحنی‌ای که حجم‌ها را به ترازهای آب مرتبط می‌کند، تعیین می‌شود. تغییر حجم آب برای دوره زمانی بیلان به صورت تفاوت بین حجم آب در آغاز و خاتمه دوره بیلان محاسبه می‌شود. برای مخازنی که شبکه مشخصی دارند، منحنی‌های مجزای اشل- حجم برای هر بازه استفاده می‌شود.

۶-۴-۲- ذخیره کanalی در یک حوضه رودخانه‌ای

تخمین‌هایی از تغییر ذخیره کanalی در یک حوضه رودخانه‌ای تنها برای دوره‌های صعود و نزول سیلاب و همچنین برای ماههایی که تفاوت قابل ملاحظه بدهای جریان بین ابتداء و انتهای ماه وجود داشته باشد، صورت می‌پذیرد. برای برآورد ذخیره کanalی در شبکه‌های زهکشی، تقسیم کردن آن‌ها به بزرگ، متوسط و کوچک مناسب است. تمامی قطعات کanal رودخانه‌ای که در بالادست توسط اشل‌های واقع شده در فواصل مساوی (۵۰، ۱۰۰، ۱۵۰ کیلومتر) از دهانه

رودخانه و در پایین دست توسط اشل خروجی محصور شده‌اند، یک شبکه زهکشی بزرگ فرض می‌شود. بقیه شبکه زهکشی متوسط یا کوچک در نظر گرفته می‌شوند. در حوضه‌های زهکشی با مساحت بین ۱۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع که یک شبکه متراکم مشاهداتی دارند، اشل‌ها در فاصله ۱۰۰ کیلومتری از دهانه انتخاب می‌شود. در صورت وجود شبکه مشاهداتی غیر متراکم، فاصله ۱۵۰ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. این فاصله برای حوضه‌های کوچک (کوچک‌تر از ۱۵۰۰۰ کیلومتر مربع) و برای حوضه‌های بزرگ (بیشتر از ۱۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع) به ترتیب ۵۰ و ۱۵۰ کیلومتر پیشنهاد می‌شود. شبکه زهکشی بزرگ که به این صورت تعریف شد، به نوبه خود به مقاطع رودخانه‌ای که جریان ورودی جانبی نداشته باشد و انتهای آن‌ها در دهانه شاخه‌های بزرگ رودخانه‌ای باشد تقسیم می‌شود. اگر چنین تقسیم‌بندی امکان‌پذیر نباشد، مرزهای مقاطع بایستی در محل ایستگاه‌های اندازه‌گیری باشد. برای یک تاریخ مشخص، ذخیره کانالی برای مقطع زام از روی متوسط بده (Q_j) و از روی زمان تاخیر τ برآورد می‌شود.

برای برآورد Q_j در یک مقطع با اطلاعات هیدرومتری موجود، روش زیر به کار می‌رود:

الف- برآورد از روی بده رودخانه (Q'_j) در یک ایستگاه اندازه‌گیری واقع شده در مقطعی که جریان ورودی جانبی به آن کم باشد:

$$Q_j = m Q'_j \quad (57-6)$$

که در آن ضریب m بیان‌گر نسبت مساحت زهکشی بالادرست وسط مقطع تا مساحت حوضه زهکشی بالادرست ایستگاه اندازه‌گیری می‌باشد.

ب- اگر شاخه‌های بزرگی در مقطع نباشد، متوسط بده رودخانه به صورت میانگین حسابی بدههای جریان در بالادرست و پایین دست مقطع (به ترتیب Q_{jl} و Q_{jO}) به صورت $Q_j = 0.5(Q_{jl} + Q_{jO})$ تعیین می‌شود. در این صورت حجم ذخیره V_j برای مقطع از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$V_j = Q_j \tau_j \quad (58-6)$$

که در آن τ_j زمان تاخیر (متوسط زمان عبور) برای مقطع بین خطوط ایستگاه‌ها می‌باشد. اگر شاخه نسبتاً بزرگی در طول مقطع به آن وارد شود که در حدود ۵۰٪ کل جریان ورودی را شامل شود، متوسط بده رودخانه در آن مقطع با وزن دادن بین بدههای بالادرست و پایین دست مقطع برآورد می‌شود:

$$V_j = [KQ_{jl} + (1-K)Q_{jO}] \tau_j \quad (59-6)$$

ضریب وزنی K به فاصله از خط ایستگاه‌ها در بالادرست مقطع تا دهانه شاخه (ℓ_1)، مساحت زهکشی شاخه (a_1) و طول و مساحت کل مقطع (به ترتیب ℓ و a) بستگی دارد:

$$K = 0.5 - (0.5 - \ell_1 / \ell) a_1 / a \quad (60-6)$$

در محل اتصال چندین رودخانه، برای مثال، که دو تای آن‌ها مساحت مشابهی دارند (شکل ۶-۴)، V توسط رابطه زیر برآورد می‌شود:

$$V_j = b_1 Q_1 + b_2 Q_2 + \delta Q_3 \quad (61-6)$$

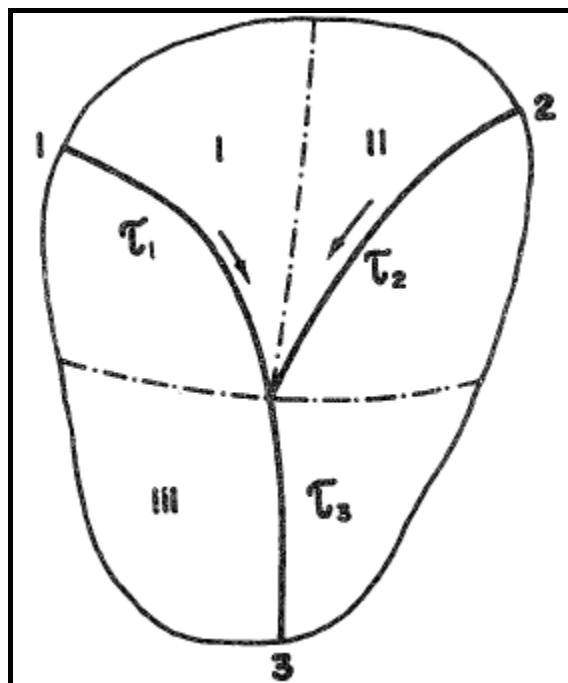
که در آن Q_1 ، Q_2 و Q_3 به ترتیب بددهای رودخانه در خطوط ایستگاه‌های بالادست شاخه‌ها و در خط اندازه‌گیری در محل خروجی می‌باشد، و ضرایب b_1 و b_2 و δ از روی معادلات زیر برآورد می‌شوند:

$$b_1 = \tau j_1 + \tau j_3 - \delta_1 \quad (62-6\text{-الف})$$

$$b_2 = \tau j_2 + \tau j_3 - \delta \quad (62-6\text{-ب})$$

$$\delta = \frac{\tau j_3}{2} + \frac{1}{2} \left[(\tau j_1 + \tau j_3) \frac{a_1}{a} + (\tau j_2 + \tau j_3) \frac{a_2}{a} \right] \quad (62-6\text{-ج})$$

که در آن j_1 ، j_2 و j_3 مقادیر زمان‌های تاخیر متناظر با زیر-مقاطع و a_1 و a_2 مساحت‌های زهکشی زیر-مقاطع بالایی می‌باشد. برآوردهای تقریبی برای ذخیره کanalی در یک شبکه زهکشی متوسط و کوچک از رابطه زیر به دست می‌آید:



شکل ۶-۶- نمایشی از مقطعی از به هم رسیدن رودخانه‌ها برای توضیح چگونگی برآورد ذخیر آبراهه‌ای با استفاده از معادلات (۶۱-۶) و (۶۲-۶) (Sokolov and Chapman, 1974)

$$V_{ch_1} = \frac{\bar{q}}{\bar{U}} (CA + D) \times 10^6 \quad (63-6)$$

که در آن \bar{q} متوسط بده در واحد مساحت (برآورد شده برای رودخانه‌های معرف کوچک)، و \bar{U} متوسط سرعت حسب m/sec (برآورد شده به صورت متوسط حسابی سرعت سه یا چهار رودخانه مشابه که طول آن‌ها 50 ، 100 یا 150 کیلومتر است)، A مساحت کل حوضه، C و D فاکتورهایی‌اند که به مشخصات حوضه آبریز بستگی دارند (جدول ۶-۶) می‌باشد. با تقریب بیشتر، متوسط سرعت رودخانه \bar{U} ممکن است به صورت متوسط حسابی سرعت‌های رودخانه‌ای $'U'$ برآورد شود که برای رودخانه‌های مشابه مطابق زیر محاسبه می‌شود:

$$U' = 0.75 \bar{d} Q_{\max}^{0.25} \bar{i}^{0.38} \quad (64-6)$$

که در آن \bar{d} متوسط شیب سطح آب در خلال دوره جریان کم حسب متر در هزار متر، Q_{\max} میانگین حداکثر بده برآورده شده از اطلاعات مشاهدهای (و یا از داده‌های رودخانه‌های مشابه، اگر اطلاعات مشاهدهای وجود نداشته باشد) و \bar{i} پارامتری است که از جدول (۵-۶) به دست می‌آید. برای یک زمان مشخص، کل ذخیره کanalی توسط جمع مقادیر ذخیره آب در شبکه زهکشی بزرگ، متوسط و کوچک محاسبه می‌شود، یعنی:

$$V_{ch} = \sum V_j + V_{chl} \quad (65-6)$$

تغییر در ذخیره کanalی ΔV_{ch} تفاوت بین کل حجم ذخیره کanalی در حوضه در ابتدا و در انتهای دوره زمانی بیلان می‌باشد. سپس برای استفاده در معادله بیلان آب، حجم ذخیره V_{ch} به عمق معادل ΔS_{ch} تبدیل می‌شود (معادله ۲-۲). روش‌های فوق برای برآورد ذخیره کanalی ممکن است برای حوضه‌هایی با مساحت‌های بیشتر از ۳۰۰۰ - ۵۰۰۰ کیلومتر مربع توصیه شود. برای حوضه‌های کوچک‌تر، مقادیر ذخیره کanalی مهم نمی‌باشند.

جدول ۶-۴- مقادیر C و D برای برآورد ذخیره کanalی در شبکه‌های آبراهه‌ای متوسط و کوچک
(Sokolov and Chapman, 1974) (۶۳-۶)

Natural zone	Type of drainage network (distance to the mouth, km)					
	+ - ۵۰		+ - ۱۰۰		+ - ۱۵۰	
	C	D	C	D	C	D
Tundra	۰/۰۱۷	۶/۶۵	۰/۰۴۰	۴۰/۳	۰/۰۶۶	۱۰۸
Forest	۰/۰۱۸	۶/۴۹	۰/۰۴۲	۳۹/۸	۰/۰۶۸	۱۰۷
Forest-steppe	۰/۰۱۳	۷/۵۳	۰/۰۳۵	۴۳/۱	۰/۰۶۱	۱۱۰
Steppe	۰/۰۱۱	۷/۸۸	۰/۰۳۲	۴۴/۲	۰/۰۵۸	۱۱۰
Semi-desert	۰/۰۱۱	۸/۰۹	۰/۰۳۱	۴۵/۱	۰/۰۵۷	۱۱۱

جدول ۶-۵- مقادیر \bar{d} در رابطه (Sokolov and Chapman, 1974) (۶۴-۶)

Flood plain	Morphometric characteristics Ratio of mean width during the flood to the mean width during the low flow	\bar{d}
Very large	۴۰-۳۰	۰/۱۲-۰/۱۴
Large	۲۵-۳۰	۰/۱۵-۰/۱۶
Medium	۱۵-۱۰	۰/۱۹-۰/۲۲
Small	۵-۲	۰/۲۶-۰/۳۰
None	۱/۳-۱/۱	۰/۳۲-۰/۳۵

۶-۴-۳- ذخیره رطوبت خاک

لازمه ارزیابی ذخیره رطوبت خاک و تغییر آن در ناحیه غیراشباع، دانستن رطوبت خاک در شروع و ختم دوره زمانی بیلان می‌باشد. روش‌های مختلف تعیین رطوبت خاک به دو دسته کلی مستقیمیا تخریبی به واسطه تخریب ساختمن خاک (نمونه‌برداری، توزین، خشک کردن، توزین مجدد) و غیرمستقیم (ایجاد یک رابطه واسنجی بین رطوبت خاک و

پارامتری از خاک که با رطوبت همبستگی بالایی داشته باشد) می‌باشد. روش‌های غیر تخریبی شامل نوترنون متر، انعکاس زمانی، پرتو گاما و سنجش از راه دور است. انتخاب هر کدام از این روش‌ها بسته به تجربه کارشناس و تجهیزات در دسترس تغییر می‌کند. برای بررسی‌های دقیق بیلان آب، چنانچه سفره آب بیشتر از ۴ متر عمق دارد، اندازه‌گیری‌های رطوبت خاک بایستی تمامی عمق خاک تا سفره آب زیرزمینی، و یا تا بیشترین عمقی که جبهه خیس‌کنندگی نفوذ می‌کند، را شامل باشد. این عمق به رژیم اقلیمی بستگی دارد، ولی عموماً کمتر از ۴ متر نخواهد بود (Kachinski, 1970; Sokolov and Chapman, 1974). با این وجود، میزان رطوبت خاک تنها از روی اندازه‌گیری‌های گزارش شده توسط رطوبت خاک در لایه یک متري بالايي خاک ارزيا بي می‌شود. غالباً محاسبه متوسط مقدار رطوبت خاک با يك دقت مشخص برای ارزیابی تغییرات کل میزان آب، یا میزان آب در لایه‌های مختلف در کل حوضه و یا در بخش‌های جداگانه آن، لازم است. در نتیجه تعداد بهینه‌ی اندازه‌گیری‌ها حائز اهمیت می‌باشد (Kovzel, 1972; McGuinness and Urban, 1964). اندازه‌گیری‌های رطوبت خاک غالباً به صورت مجزا در خلال دوره‌های زمانی مشخصی از سال صورت می‌پذیرد. در شرایطی که دانستن رطوبت خاک در زمان‌های کوتاه نیز مورد نیاز باشد، استفاده از وسایلی چون ثبت خودکار اطلاعات (data logger) مناسب می‌باشد. در هر دو حالت، اطلاعات به دست آمده می‌تواند با روش‌های استاندارد آماری تحلیل شوند.

بیلان رطوبتی خاک را می‌توان به شکل زیر نوشت:

$$P = AE + I + R + \Delta Sm \quad (۶-۶)$$

که در آن P بارندگی، AE تبخیر تعرق، ΔSm تغییرات ذخیره رطوبتی خاک، I نفوذ آب و R جریان سطحی می‌باشد. روش بیلان رطوبتی تورنت وايت در این خصوص کاربرد عملیاتی وسیعی پیدا کرده است. تدوین بیلان ماهانه در رژیمهای هیدرولوژیکی مرطوب و نیمه مرطوب در طول مدت سال مد نظر قرار می‌گیرد اما در رژیمهای خشک و نیمه خشک به علت کوتاه بودن دوره بارندگی‌ها، تنها بخشی از سال اهمیت بیشتری دارند. در نتیجه محاسبات بیلان آب معمولاً در مقیاس‌های زمانی ماهانه و یا روزانه صورت می‌پذیرد. روش برگسترم و فورسمن (Bergstorm and Forsman) روشی برای تدوین بیلان چنین نواحی است. این روش براساس این فرض استوار است که یک رابطه خطی می‌توان بین نسبت تبخیر- تعرق واقعی به تبخیر- تعرق پتانسیل و رطوبت خاک خطی برقرار نمود. یک مثال کاربردی در هنرمند ابراهیمی ارائه شده است.

دقت تعیین ذخیره آب در روش توزین، به طور مستقیم به تعداد نقاط اندازه‌گیری بستگی دارد. میزان خطا در تعیین متوسط رطوبت خاک در یک لایه یک متري با استفاده از ۸-۱۰ نمونه، عموماً از ۱۵-۲۰٪ مقدار متوسط بیشتر نخواهد شد. در روش نوترنون متر میزان رطوبت خاک برای حجمی از خاک به دست می‌آید که به مقدار رطوبت خاک بستگی دارد. در نتیجه تعیین میزان آب برای منطقه تحت مطالعه‌ای که مساحتی بین چند صد تا چند هزار مترمربع دارد، می‌بایست از چندین لوله دسترسی استفاده نمود.

تغییر رطوبت در لایه بالایی خاک در محدوده زمانی بیلان بایستی در نقاط متعددی واقع در چارچوب مکانی بیلان انجام شود. میزان آب در ناحیه تهویه‌ای برای کل محدوده به صورت میانگین وزنی حسب میلی‌متر ارتفاع آب تعیین می‌شود. اندازه‌گیری رطوبت خاک در ناحیه تهویه‌ای که بین لایه یک متری و تراز آب زیرزمینی واقع شده است به ندرت انجام می‌شود، زیرا عموماً فرض می‌شود که رطوبت خاک در این ناحیه تغییر زیادی ندارد. با این وجود، بعضی از اوقات در لایه پایینی زمین تجمع قابل ملاحظه‌ای از آب ممکن است صورت پذیرد. در این شرایط اندازه‌گیری‌ها ضروری خواهد بود. برای دوره‌های زمانی طولانی‌تری از بیلان، چنین تجمعی ممکن است به سایر مولفه‌های بیلان آب که می‌توانند مستقلاندازه‌گیری شوند نیز انتقال یابد. برای دوره‌های زمانی کوتاه‌تر بیلان، روش‌های غیرمستقیم (مثلانوترن متر) رضایت‌بخش‌ترین روش نمونه‌گیری اعمق است. برای ارزیابی بیلان در محدوده‌های وسیع، استفاده از سنجه‌ش از دور احتمالاً گزینه مناسب‌تری به شمار می‌آید.

امکان برآورد غیرمستقیم رطوبت خاک تنها از روی بارش پیشین نیز وجود دارد. در این روش می‌توان رابطه زیر را نوشت:

$$API_t = \sum_{i=1}^N b_i P_{t-i} \quad (67-6)$$

که در آن t زمان، N تعداد روزهای قبل، b_i و P_{t-i} به ترتیب وزن و عمق بارش روزانه می‌باشند. شاخص API بر مبنای داده‌های روزانه ثبت شده بارش می‌باشد. برای درنظر گرفتن تغییرات بارش از بسط سری زمانی داده‌های نیم ساعته بارش استفاده می‌شود. در حالت خاص اگر فرض شود b_i تابعی از زمان باشد، می‌توان شکلهای ذیل را درنظر گرفت:

$$b_i = 1 \Rightarrow API_t^N = \sum_{i=0}^{48N-1} P_{t-i} \quad (68-6\text{-الف})$$

$$b_i = e^{-ki} \Rightarrow API_t^{N,k} = \sum_{i=1}^N \left(\sum_{j=48(i-1)}^{48i-1} P_{t-j} e^{-kj} \right) \quad (68-6\text{-ب})$$

$$b_i = k^i \Rightarrow API_t = k \cdot API_{t-1} + P_t \quad (68-6\text{-ج})$$

که در آن‌ها k پارامتر تاخیر بوده و با واسنجی قابل برآورد می‌باشد. معادله (67-6-ب) تنها شامل یک پارامتر تعداد روز می‌باشد. سایر روابط شامل ۲ پارامتر k و N می‌باشند. در معادله (68-6-ج) مقدار اولیه API نیز لحاظ شده است. باید درنظر داشت که N بیانگر حافظه سیستم و k مربوط به میزان کاهش رطوبت خاک در اثر تبخیر-تعرق در دوره‌های بدون بارش است. بر اساس مدل مفهومی معادله بیلان، محتوای آب لایه سطحی خاک به عمق z را می‌توان به صورت زیر به دست آورد:

$$\frac{dw}{dt} = P(t) - S(t) - e(t) - b(t) \quad (69-6)$$

که در آن P بارش، S رواناب، e تبخیر-تعرق و b مجموع جریان ورودی و نفوذ عمقی می‌باشند. مقدار آب موجود در لایه مورد نظر خاک $w(t)$ را می‌توان به شکل زیر بیان کرد:

$$S(t) = P(t) \cdot \left(\frac{w(t)}{w_{\max}} \right)^m \quad (70-6)$$

$$e(t) = ET_p(t) \cdot \frac{w(t)}{w_{\max}} \quad (71-6)$$

$$b(t) = K_s \left(\frac{w(t)}{w_{\max}} \right)^n \quad (72-6)$$

که در آن‌ها m پارامتر غیرخطی فرآیند نفوذ، K_s هدايت هیدروليكی اشباع، n پارامتر ساختمان خاک و ET_p تبخیر-تعرق پتانسیل می‌باشند. پارامترهای m و n پارامترهای محلی هستند و با آزمایش تعیین می‌شوند. با توجه به پارامترهای در دسترس و عدم نیاز به اطلاعات اضافی، روابط فوق الذکر توصیه می‌شود (Brocca et al., 2004). معادله بیلان در حالت ناچیز بودن تبخیر-تعرق طی مدت یک واقعه بارش به شکل زیر خلاصه می‌شود:

$$P = R + Wp \quad (73-6)$$

که در آن P بارندگی، R جریان سطحی و Wp تغذیه ناشی از نفوذ بارندگی می‌باشد. برای تعیین میزان تغذیه طی یک واقعه بارش ثبت شده می‌توان از برهم نهی منحنی شدت بارندگی بر منحنی نفوذ استفاده کرد. این روش می‌تواند با موفقیت برای تخمین میزان تغذیه از مسیلهای نهرها و کانال‌های موقت عبور سیلاب به کار برده شود (برای اطلاعات بیش‌تر به Chow, 1988 مراجعه شود).

روش دیگر تعیین میزان تغذیه، استفاده از میزان جریان پایه می‌باشد. پیچیدگی‌های فراوانی در تفسیر فرونژینی جریان پایه تحت تاثیر منابع آب زیرزمینی وجود دارد. روش میبوم (Meyboom) جهت تعیین تغذیه آب زیرزمینی بر اساس تحلیل شاخه فرونژینش هیدروگراف سیلاب بنا نهاده شده است (برای جزئیات بیش‌تر به هنرمند ابراهیمی و یا کتب مرجع دیگر رجوع شود).

۶-۴-۴- ذخیره آب زیرزمینی

در محاسبه بیلان آب حوضه‌های رودخانه‌ای، تغییرات ذخیره آب زیرزمینی (ΔG) از روی اطلاعات مزرعه‌ای جمع‌آوری شده از نقاط مشاهداتی (چاه‌ها یا پیزومترها) و مقادیر ضریب v محاسبه می‌شود. اگر تراز آب زیرزمینی در حال افت باشد، v بیانگر ضریب آبدی ویژه v_{sz} است، و در حالت صعود تراز آب زیرزمینی بیانگر کمبود اشباع v_{uz} زمین و خاک بالای ناحیه مؤینه‌ای می‌باشد. محاسبه تغییرات ذخیره آب زیرزمینی بایستی به طور جداگانه برای دوره‌های زمانی نزول یا صعود ترازهای آب زیرزمینی انجام شود. مشروط بر اینکه کمبود اشباع با ضریب آبدی ویژه برابر باشد، تغییرات ذخیره آب زیرزمینی ممکن است برای هر دوره زمانی با یک محاسبه تقریبی ارزیابی شود. تغییرات ذخیره آب زیرزمینی برای یک ناحیه همگن توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\Delta G = v \cdot \Delta \bar{h} \quad (74-6)$$

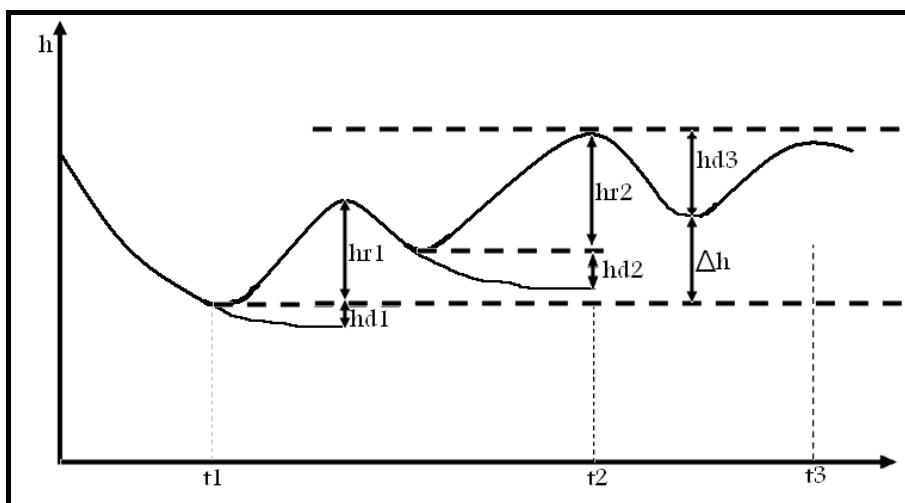
که در آن $\Delta \bar{h}$ میانگین تغییر تراز آب زیرزمینی برای ناحیه تحت مطالعه است.

از تغییرات سطح آب زیرزمینی می‌تواند به منظور تعیین میزان تغذیه استفاده کرد. به عنوان مثال در شکل (۵-۶) میزان تغذیه W در فاصله زمانی t_1 و t_2 به شکل رابطه (۷۵-۶) خواهد بود.

$$w = S(hr1 + hd1 + h2 + hd2) \quad (75-6)$$

که در آن r بیانگر بالآمدگی واقعی و d بیانگر بالآمدگی مازاد در حالتی که سفره زهکشی نشده و تراز از آن سطح بالا می‌آید می‌باشد (هنرمند ابراهیمی).

تغییرات ترازهای آب زیرزمینی برای یک دوره مشخص شده در یک حوضه را از روی تفاوت بین میانگین این ترازها در آغاز و انتهای آن دوره تعیین می‌کنند. ترازهای آب زیرزمینی در چاهها اندازه‌گیری می‌شود، در نتیجه تاثیر پستی و بلندی و ویژگی‌های لایه‌های زیرین بایستی درنظر گرفته شود. برای حوضه‌هایی که از نظر هیدرولوژیکی همگن هستند، متوسط تراز به صورت میانگین حسابی محاسبه می‌شود. در حالی که برای حوضه‌های غیرهمگن، از میانگین وزنی استفاده می‌شود. ذخیره آب زیرزمینی در چنین حوضه‌هایی ممکن است در برخی از قسمت‌ها افزایش و در برخی دیگر کاهش داشته باشد. عدم توجه به چنین تغییرات محلی قابل ملاحظه‌ای در رژیم آب زیرزمینی، می‌تواند خطاهای زیادی را در بیلان به جای گذارد. به عبارت دیگر، تغییرات ذخیره آب زیرزمینی بایستی برای هر قسمت متفاوت از حوضه که در آن شرایط هیدرولوژیکی همگن باشند به طور جداگانه ارزیابی شود.



شکل ۵-۶- نوسانات سطح آب که بیانگر تغذیه و تخلیه می‌باشد (H تراز آب و t زمان)

در صورتی که تعداد اندکی چاه برای تامین اطلاعات موجود باشد اگر حوضه را به نواحی متفاوت به نحوی تقسیم کرد که در هر ناحیه نوسانات تراز آب زیرزمینی مشابه باشد، در مقایسه با حالتی که صرفا از مقادیر متوسط وزنی نوسان تراز استفاده شود، محاسبه دقیق‌تری از بیلان به دست خواهد آمد.

تغییرات سطح آب در چاهها (هیدروگراف چاه) مشابه هیدروگراف رودخانه است. در این هیدروگراف شاخه بالارونده در فصول بارندگی و شاخه کاهنده طی مدت تخلیه ظاهر می‌شوند. فرونشنینی شاخه دارای یک بخش اصلی پرشیب بوده

که نمایش دهنده زهکشی از ذخیره سفره و شرایط فرونژینی نرمال بیانگر کم بودن سرعت زهکشی می‌باشد. معادله بوزینسک نحوه خروج آب از ذخیره سفره را نشان می‌دهد.

$$Q = Q_0 e^{-at} \quad (76-6)$$

که در آن Q_0 جریان پایه در زمان t_0 ، Q جریان پایه در هر لحظه t و a ثابت فرونژینی وابسته به مشخصات ژئوهدروژئیکی حوضه آبریز می‌باشد. این معادله را می‌توان به شکل زیر نوشت:

$$(h - h_m) = (h_0 - h_m) e^{-at} \quad (77-6)$$

که در آن h سطح آب چاه در زمان t ، h_0 سطح آب در لحظه شروع فرونژینی، h_m سطح آب برای وضعیت 0 و a ثابت فرونژینی می‌باشد. شکل ساده‌تر معادله فوق عبارت است از:

$$h = h_0 e^{-at} \quad (78-6)$$

معادله عملی جهت محاسبه نوسانات متتمادی برای حالتی که فقط میزان بارندگی در دسترس باشد به شکل زیر است:

$$h_i = (p_i - p_{min})(h_b - h_a) / (p_a - p_b) \quad (79-6)$$

که در آن h_i میزان بالآمدگی سطح سفره ناشی از بارندگی به میزان i در سال i p_{min} حداقل بارندگی لازم که بر روی سفره اثرگذار باشد، h_b بالآمدگی سطح آب مناسب با بارندگی سالانه p_a و p_b در دو نقطه انتخابی بر روی مناسب ترین خط بالآمدگی سفره با کمک روش فوق برای سال‌هایی که بارندگی وجود داشته باشند است. متوسط بالآمدگی سطح آب را می‌توان از رابطه زیر به دست آورد:

$$h_{av} = (p_{av} - p_{min})(h_b - h_a) / (p_a - p_b) \quad (80-6)$$

که در آن h_{av} و p_{av} به ترتیب بالآمدگی و بارندگی متوسط تغذیه سالانه را می‌توان از رابطه ذیل به دست آورد:

$$W_{av} = S h_{av} \quad (81-6)$$

که در آن S ضریب ذخیره می‌باشد. (جهت اطلاعات بیشتر در مورد تغذیه از رودخانه‌ها و از مقاطع مختلف سفره، انواع سفره‌های آب زیرزمینی، تغذیه از مزارع به کتب مرجع مرتبط با آب‌های زیرزمینی و یا هنرمند ابراهیمی رجوع گردد). در انتخاب تعداد بهینه نقاط اندازه‌گیری برای ارزیابی نوسانات تراز آب زیرزمینی باستی از روش‌های آماری مناسب استفاده نمود. این کار در نواحی که تعداد اندک چاه دارند میسر نیست.

برای ارزیابی نوسانات آب زیرزمینی ناشی از عوامل هواشناسی، بین ترازهای آب در چاههای واقع شده در فواصل متفاوت از هم دیگر همبستگی برقرار می‌شود. با این کار میزان درجه هم‌زمانی بین نوسانات تراز در حوضه‌های تحت مطالعه که تغییرات ذخیره آب زیرزمینی آن‌ها مدنظر است تعیین می‌شود و مشخص می‌شود که این نقاط مشاهداتی منفرد تا چه حد می‌توانند نماینده‌ای برای بخش‌های متفاوت حوضه‌ها باشند. چنین تحلیل ناحیه‌ای از اطلاعات مشاهداتی هیدروژئولوژیکی، ارزیابی واقع بینانه‌ای از تغییرات عمومی تراز آب در نقاط مشاهداتی انتخابی را ارائه می‌کند.

اطلاعات بیشتری بر روی شبکه توسط Mandel (1967) و Jacobs (1972) ارائه شده است. استفاده از روش‌های زمین آمار گزینه دیگری برای طراحی بهینه شبکه‌های اندازه‌گیری محسوب می‌شوند (قهرمان و همکاران، ۱۳۸۲؛ Ghahraman, 2001). (and Sepaskhah, 2001).

در حوضه‌های کوچک‌تر از ۱۰۰ کیلومتر مربعی در ناحیه جنگلی با اقلیم معتدل و تحت شرایط همگن هیدروژئولوژیکی که عمق آب زیرزمینی در آن‌ها بیشتر از ۵ متر نباشد، اگر در حدود ۱۰ نقطه مشاهداتی برای هر آبخوان وجود داشته باشد ذخیره آب زیرزمینی ممکن است با ۱۰٪ دقت محاسبه شود. چنانچه عمق آب زیرزمینی بسیار بیش‌تر از ۵ متر باشد، تعداد چاهها را ممکن است کمتر نیز انتخاب کرد.

كمبود اشباع_{uz} تفاوت بین کل ظرفیت رطوبت خاک و رطوبت واقعی مواد در ناحیه نوسانات آب زیرزمینی است و از روی اطلاعات مزرعه‌ای تعیین می‌شود (Krestovski and Fedorev, 1970). آبدهی ویژه (v_{uz}) برای مواد سنی و لومی را می‌توان به صورت تفاوت بین کل ظرفیت رطوبت و حداقل ظرفیت رطوبت زراعی در نظر گرفت. برای سنگ‌های شنی حداقل ظرفیت آب غشایی (هیگروسکوپیک) ممکن است جایگزین حداقل ظرفیت رطوبت زراعی شود. مقادیر فوق را از روی اندازه‌گیری میزان رطوبت نمونه‌های خاک که از بالای تراز آب زیرزمینی گرفته شده‌اند تعیین می‌کند. در موقع محاسبه آبدهی ویژه، v_{uz}، باید به این نکته توجه کرد که حتی خاک‌های کاملاً اشباع نیز ممکن است حاوی مقادیری از هوای حبس شده باشند. حجم هوای محبوس ممکن است به ۴ تا ۱۰٪ (و حتی بیش‌تر) تخلخل خاک باشد. در جایی که خاک در ناحیه‌ای که آب زیرزمینی نوسان می‌کند و لایه‌دار یا مطبق باشد، v_{uz} به صورت مقدار میانگین وزنی محاسبه می‌شود:

$$v = \frac{1}{\Delta h} \sum_{i=1}^n v_i d_i \quad (82-6)$$

که در آن v آبدهی ویژه لایه‌ای از مواد با ضخامت d_i و Δh تغییر تراز آب متناظر با ضخامت $\sum_{i=1}^n d_i$ می‌باشد.

برای یک حوضه یا یک ناحیه وسیع که از نظر هیدروژئولوژیکی غیرهمگن باشد، ناحیه به زیر-نواحی نسبتاً همگنی تقسیم‌بندی می‌شود. سپس برای محاسبه تغییر در ذخیره برای کل ناحیه، تغییرات ذخیره زیر-نواحی با هم جمع می‌شود. در بعضی از شرایط ممکن است تغییر ذخیره آب زیرزمینی از روی رابطه بین جریان ورودی آب زیرزمینی به رودخانه و میانگین تراز آب زیرزمینی در حوضه تعیین شود. برای این منظور ترازهای آب زیرزمینی و بدء در محل خروجی در خلال دوره‌های زمانی که جریان حداقل در رودخانه پایدار باشد، اندازه‌گیری می‌شوند. منحنی‌هایی برای ارتباط دادن بدء در واحد سطح حوضه آبریز در خروجی، q، به متوسط تراز آب زیرزمینی در حوضه، \bar{h} ، ترسیم می‌شود. اگر بدء از ناحیه اشباع به درون ناحیه تهווیدی زیاد نباشد، مقدار متوسط ذخیره آب زیرزمینی_{uz} در بالادست نقطه خروجی ممکن است توسط معادله زیر محاسبه شود:

$$v_{SZ} = \Delta q_1 / \Delta \bar{h} \quad (83-6)$$

مقدار متوسط ذخیره آب زیرزمینی V_{HZ} ، برای لایه‌های مختلف سنگی به طور جداگانه ارزیابی می‌شود. اگر هیچ اندازه‌گیری صحراوی از V_{HZ} امکان‌پذیر نباشد، اولین تقریب می‌تواند از روی مقادیر آبدهی ویژه ارائه شده در جدول (۶-۶) به دست آید. اطلاعات با جزئیات بیشتری درباره اندازه‌گیری ذخیره آب زیرزمینی در حوضه‌های رودخانه‌ای توسط Toebees and Ouryvaev (1970) ارائه شده است.

در صورتی که منابع تغذیه و تخلیه به نحو مناسبی معلوم باشند، می‌توان ضریب تغذیه و آبدهی ویژه در یک آبخوان را با استفاده از معادله بیلان آب برآورد کرد. در این صورت طبق اصل کلی، تغذیه‌ها منهای تخلیه‌ها با تغییر در تراز آب برابر خواهد بود. در این نگرش کلی به طور اصولی مدل بیلان آب با معادله زیر نشان داده می‌شود (Xu et al., 2005):

$$R - D = \Delta H \mu S \quad (84-6)$$

که در آن R تغذیه آب زیرزمینی (شامل نشت از رودخانه‌ها، مخازن، دریاچه‌ها و سایر مجموعه‌های آبی، تغذیه از نشت کanal و نفوذ در سیستم‌های آبیاری و نشت از آبخوان‌های عمیق و غیره)، D تخلیه آب زیرزمینی (شامل تبخیر از آب زیرزمینی، تخلیه آب زیرزمینی، پمپاژ، تخلیه رودخانه‌ها و غیره)، ΔH تغییر در ارتفاع سفره آب آبخوان، μ آبدهی ویژه (نسبت حجم آبی که توده آبخوان اشباع تحت زهکشی ثقلی در مقایسه با حجم این توده تخلیه می‌کند) و S مساحت آبخوان می‌باشد. از معادله (۸۵-۶) برای برآورد ضریب تغذیه μ و آبدهی ویژه μ می‌توان استفاده کرد:

جدول ۶-۶- متوسط مقادیر آبدهی ویژه سنگ‌ها

Very fine sand and loamy sand	۰/۱۰-۰/۱۵
Fine sand and clayey sand	۰/۱۵-۰/۲۰
Medium sand	۰/۲۰-۰/۲۵
Coarse and gravelly sand	۰/۲۵-۰/۳۵
Sandstone with clay cement	۰/۰۲-۰/۰۳
Fracured limestone	۰/۰۱-۰/۱۰

$$\rho P A_c - V_g = \Delta H \mu A_c \quad (85-6)$$

که در آن V_g مجموع حجم تخلیه آب زیرزمینی در یک ناحیه در خلال دوره زمانی، P مجموع ریزش جوی در خلال دوره زمانی، ρ درصد ریزش جوی که تغذیه می‌شود، A_c مساحت ناحیه، و ΔH تغییر در ارتفاع سفره آب آبخوان در خلال دوره زمانی (مقدار مثبت بیانگر افت سفره آب در خلال دوره زمانی است) می‌باشد. با استفاده از روابط فوق و اطلاعات آماری که از نواحی مختلف و طی دوره‌های زمانی به دست می‌آید می‌توان با استفاده از یک رگرسیون خطی، برآوردهی از ضریب تغذیه و آبدهی ویژه در یک ناحیه مشخص را به دست آورد و یا در صورت وجود ضرایب، برخی مولفه‌های بیلان را به طریق معکوس محاسبه نمود.

مدل شناخته‌شده تورنت وایت - مادر (Steenhuis and van der molen, 1986) (Thornthwaite-Mather) بیلان آب را در مقیاس ماهانه ارزیابی می‌کند. Peranginangin et al. (2004) این مدل را برای درنظر گرفتن نواحی غیراشباع و اشباع به تفکیک تصحیح کردن و از آن برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی و جریان پایه استفاده نمودند. مدل تصحیح شده

T.M.، تغذیه و تخلیه آب زیرزمینی ماهانه را از اطلاعات اقلیمی ماهانه در یک بعد محاسبه می‌کند. تغییرات ذخیره رطوبت خاک و آب زیرزمینی و جریان ورودی به دریاچه که در تدوین بیلان آب مورد نیازند، در اختیار قرار می‌دهد. رطوبت ماهانه خاک بر حسب اینکه ریزش جوی (Pt) بیشتر و یا کمتر از تبخیر-تعرق پتانسیل (ETPt) باشد، افزایش یا کاهش می‌یابد. زمانی که $ETPt < Pt$ باشد، آب موجود در ناحیه ریشه ناکافی بوده و هیچ آبی از نیمرخ خاک خارج نخواهد شد. بنابراین:

$$Ssm_t = Ssm_{t-1} - \exp[-(ETPt_t - P_t) / (Sfc - Swp)] \quad (86-6)$$

که در آن Ssm_t و Ssm_{t-1} رطوبت ذخیره شده موجود ناحیه ریشه به ترتیب در انتهای ماه t و ماه قبلی $t-1$ و $Sfc - Swp$ ظرفیت موثر نگهداشت آب در ناحیه ریشه (رطوبت خاک در ظرفیت زراعی)، P_t ، منهای رطوبت خاک در نقطه پژمردگی، (Swp) می‌باشد. زمانی که $ETPt_t > P_t$ باشد، آب ذخیره شده در ناحیه ریشه مطابق رابطه زیر افزایش می‌یابد:

$$Ssm_t = \min[(Ssm_{t-1} + Pt - ETPt_t), (Sfc - Swp)] \quad (87-6)$$

اگر $Ssm_t > Sfc - Swp$ ، آن‌گاه نفوذ عمقی (تغذیه)، R_t ، رخ می‌دهد، لذا:

$$R_t = Ssm_t - (Sfc - Swp) \quad (88-6)$$

چگونگی اندازه‌گیری هر یک از پارامترهای مورد نیاز فوق الذکر قبل از بیان شده است.

منابع و مراجع

- ۱ آزادبخت، بهرام. ۱۳۸۵. خصوصیات زئومورفولوژیکی کوه ارجیس با استفاده از تکنولوژی DTM و RST. سپهر ۵۷. ۱۶ تا ۱۸.
- ۲ فومنی مقدم، محمود. ۱۳۸۵. کاربرد سنجش از دور در مدیریت منابع طبیعی تجدید شونده. فضا. ۱۵. ۶۳-۷۴.
- ۳ امیری، منوچهر، بهروز یعقوبی و حسن موسی وند. ۱۳۸۴. تحلیلی بر فروچاله‌های دشت مرکزی همدان. کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۱۴-۲۳.
- ۴ اویسی موخر، محسن و حسین شاه نظری اول. ۱۳۸۴. مطالعه ساختارهای زیرسطحی با استفاده از روش رادار (GPR). کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۱۷۷-۱۷۷.
- ۵ عبدی، علی. ۱۳۸۴. کاربرد تصاویر ماهواره‌ای در تهیه نقشه شوری خاک با استفاده از روش طیفی. سپهر ۹، ۵۶. ۱۵.
- ۶ علیاری، علیرضا. ۱۳۸۴. برگردان یک بعدی داده‌های سونداز الکترومغناطیسی قائم در شناسایی نابهنجاری‌های سه بعدی در دشت مرکزی همدان. کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۸۸-۹۹.
- ۷ رئیسی اردکانی، عزت الله. ۱۳۸۴. چاله‌های کارستی حادثه ساز و پتانسیل ایجاد آن در ایران. کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۱۳۱-۱۴۲.
- ۸ سعادتی، قادر. ۱۳۸۴. ارتباط فروچاله‌های دشت مرکزی همدان با وضعیت تکتونیکی منطقه. کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۱۰۰-۱۲۰.
- ۹ قندھاری احمد، ۱۳۸۲. پیش‌بینی جریان رودخانه به کمک RS در محیط فازی. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه صنعتی شریف. دانشکده عمران.
- ۱۰ قهرمان، بیژن، سید محمود حسینی و حمیدرضا عسگری، ۱۳۸۲. کاربرد زمین آمار در ارزیابی شبکه‌های پایش کیفی آب زیرزمینی. نشریه علمی-پژوهشی امیرکبیر (مهندسی عمران و گرایش‌های وابسته)، ۱۴(۵-۶): ۵۵-۹۷۱. ۹۸۱.
- ۱۱ محبی حسن آبادی، یزدان و سلمان فرهاد توسمکی. ۱۳۸۴. درآمدی بر نقش فروچاله‌ها در آلودگی منابع آب کارستی با نگرشی ویژه بر فروچاله‌های همدان. کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۵۵-۶۲.
- ۱۲ محمدی، عباسعلی. ۱۳۸۵. بازیابی تغییرات کاربری شهر تهران با فن آوری سنجش از دور. سپهر ۸۵. ۳۰-۳۳.
- ۱۳ مهندسین مشاور سازآب شرق، ۱۳۸۷. مطالعات بهم پیوسته منابع آب حوضه نیشابور، گزارش‌های هواشناسی، هیدرولوژی و خاک‌شناسی. مشهد.
- ۱۴ ولی‌زاده، رسول، بهروز یعقوبی و حسن مسووند. ۱۳۸۴. تحلیلی بر فروچاله‌های دشت مرکزی همدان. کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۱۴-۲۲.

- ۱۵- هنرمند ابراهیمی، عیسی. (مترجم). تغذیه، تخلیه و بیلان آب زیرزمینی. نشریه شماره ۳ کاوآب. ۱۱۱ ص.
- 16- Abbaspour K.C. 2009. User Manual for SWAT-CUP2, SWAT Calibration and Uncertainty Analysis Programs. Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Eawag, Duebendorf, Switzerland. 95 pp.
 - 17- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Food and Agricultural Organization of the United Nations, Rome, Italy, 300p.
 - 18- Anderson J.R., E.E. Hardy, J.T. Roach and R.E. Witmer. 1999. A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. Geological survey professional paper 964.
 - 19- Arabi, M., R.S. Govindaraju, M.M. Hantush, and B.A. Engel. 2006. Role of watershed subdivision on modeling the effectiveness of best management practices with SWAT. *J. Amer. Water Resour. Assoc.* 42(2): 513-528.
 - 20- Aksoy, H. and M. Bayazit. 2000. A model for daily flows of intermittent streams. *Hydrological Processes* 14, 1725-1744.
 - 21- Baker, G., N. Petric, G. Parkin and J. Kogovsek. 2001. Surface and groundwater interaction of the Bela Stream and Vipava Springs in the Southwestern Slovenia. *ACTA, Carsologica* 30/2-12, 217-238.
 - 22- Bastiaanssen, W.G.M. and L. Chandrapala. 2003. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. *Agricultural Water Management* 58, 171-192.
 - 23- Bayard, D., M. Stahli, A. Parriaux and H. Fluhler. 2005. The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. *Journal of Hydrology* 309, 66–84.
 - 24- Berezovskaya, Sveta, D. Yang and L. Hinzman. 2005. Long-term annual water balance analysis of the Lena River. 2005. *Global and Planetary Change* 48, 84-95.
 - 25- Bonan, G.B. 1995. Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces. *J. Clim.* 8, 2691-2704.
 - 26- Bosch, J.M. and J.D. Helwett. 1982. A review of catchment to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55(1/4), 3-23.
 - 27- Brandes, O.M. and E. Reynolds. 2004. Developing Water Sustainability Through Urban Water Demand Management: A Provincial Perspective. A presentation/workshop by the Urban Water Demand Management Team at The POLIS Project on Ecological Governance, University of Victoria. THE POLIS PROJECT ON ECOLOGICAL GOVERNANCE. University House 4, University of Victoria.
 - 28- Bresler, E., D. Russo and R.D. Miller. 1978. Rapid estimate on unsaturated hydraulic conductivity function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42(1):170-172.
 - 29- Brocca, L., F., Melone and T. Moramarco. 2004. Empirical and conceptual approaches for soil moisture estimation in view of event-based rainfall-runoff modeling. Progress in Surface and Subsurface Water Studies at Plot and Small Basins Scale. 10th Conference of the UroMediterranean Network. Turin, Italy, pp1-7.
 - 30- Brown, A.E., L. Zhang, T. A. McMahon, A.W. Western, R.A. Vertessy. 2005. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology* 310, 28–61.

- 31- Bruschke, K., A. Pleßow and H. Heinrichs. 2002. Speciation of solutes in drainage and pore waters of two former lignite mines (Germany). *Water, Air, & Soil Pollution: Focus* 2(3), 27-36.
- 32- Burian, K. 1971. Primary production, carbon dioxide exchange and transpiration in *phragmites communis* Trin. on the Lake Neusiedler Sea, Austria. *Hidrobiologia* 12, 203-218.
- 33- Burson, K. 2003. The water balance relationship among Rodeo Tidal Lagoon, its watershed, and the ocean. Water Resources Center Archives Restoration of Rivers and Streams, University of California, Berkeley. 21p.
- 34- Cameira, M.R., R.M. Fernando, L. Ahuja and L. Pereira. 2005. Simulating the fate of water in field soil–crop environment. *Journal of Hydrology* 315, 1–24.
- 35- Campbell, G.S. and J.M. Norman. 1998. An Introduction to Environmental Biophysic. 2nd edn. Springer-Verlag: New York; 286 pp.
- 36- Chen, J.Y., C.Y. Tang, Y.J. Shen, Y. Sakura, A. Kondoh and J. Shimada. 2003. Use of water balance calculation and tritium to examine the dropdown of groundwater table in the piedmont of the North China Plain (NCP). *Environmental Geology* 44(5), 564-471.
- 37- Chikita, K.A., M. Nishi, R. Fukuyama and K. Hamahara. 2004. Hydrological and chemical budgets in a volcanic caldera lake: Lake Kussharo, Hokkaido, Japan. *Journal of Hydrology* 291, 91–114.
- 38- Chow, V. T., D.R. Maidment and L.W. Mays. 1988. Applied Hydrology. McGraw Hill Book Company, 572 p.
- 39- Clark, M.P., A.G. Slater, A.P. Barrett, L.E. Hey, G.J. McCabe, B. Rajagopalan and G.H. Leavesley. 2006. Assimilation of snow covered area information into hydrologic and land-surface models. *Advances in Water Resources* 29(8), 1209-1221.
- 40- Conan, C., G. de Marsily, F. Bouraoui and G. Bidoglio. 2003. A long-term hydrological modelling of the Upper Guadiana river basin (Spain). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(4-5), 193-200.
- 41- Connolly, R.D. 1998. Modelling effects of soil structure on the water balance of soil-crop systems: a review. *Soil & Tillage Research* 48, 1-19.
- 42- Cucchi, F., P. Farti and E. Marineti. 2000. Recent development in knowledge of the hydrology of the classical Karst. *ACTA, Carsologica* 29/1-4, 55-78.
- 43- Dingman, S.L. 2002. Second ed., Physical Hydrology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ. P. 646.
- 44- Drexler, J.Z., R.L. Snyder, D. Spano and K.T. Paw U. 2004. A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological Processes* 18(11), 2071-2101.
- 45- Duchemin, B., B. Berthelot, G. Dedieu, M. Leroy and P. Maisongrande. 2002. Normalisation of directional effects in 10-day global syntheses derived from VEGETATION/SPOT:: II. Validation of an operational method on actual data sets. *Remote Sensing of Environment* 81(1), 101-113.
- 46- Duffy, C.J. and S. Al-Hassan. 1998. Groundwater circulation in closed desert basins: topographic scaling and climatic forcing. *Water Resources Research* 24(10), 1675-1688.
- 47- Dyck, S. 1983. Overview on the present status on the concepts of water balance models. IAHS Publication 148, Wallingford, pp 3-19.
- 48- Elathir, E.A.B. 1996. ElNino and the natural variability in the flow of the Nile River. *Water Resources Research* 32, 13-17.

- 49- Ellis, T., T. Hatton and I. Nuberg. 2005. An ecological optimality approach for predicting deep drainage from tree belts of alley farms in water-limited environments. *Agricultural Water Management* 75, 92–116.
- 50- Er-Raki, S., A. Chehbouni, N. Guemouria, B. Duchemin, J. Ezzahar and R. Hadria 2007. Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agricultural Water Management* 87(1), 41-54.
- 51- Falkenberg, N.R. , G. Piccinni, J.T. Cothern, D.I. Leskovar. 2007. Remote sensing of biotic and abiotic stress for irrigation management of cotton. *Agricultural water management*. 87. 23-31
- 52- Faramarzi, M., K.C Abbaspour., R. Schulin., H. Yang. 2009. Modelling blue and green water resources availability in Iran. *Hydrol. Process.* 23, 486–501.
- 53- Farmer, G. 1988. Seasonal forecasting of the Kenya coast Short Rains, 1901-1948. *Journal of Climatology* 8, 489-497.
- 54- Fischer, G., H. van Velthuizen, F. Nachtergaele and S. Meadow. 2000. Global Agro-Ecological Zones, Appendix VII-Parameters for Biomass and Yield Calculations. Food and Agriculture Organization of the United Nations: Rome and International Institute for Applied Systems Analysis: Laxenburg, Austria. [Accessed on 11 April 2002 from URL <http://www.fao.org/ag/agl/agll/gaez/index.htm>]
- 55- Fontaine, T.A., T.S. Cruickshank, J.G. Arnold and R.H. Hotchkiss. 2002. Development of a snowfall-snowmelt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT), *J. Hydrol.* 262(1-4): 209-223.
- 56- Gertman, I. And A. Hecht. 2002. The Dead Sea hydrography from 1992 to 2000. *Journal of Marine Systems* 35, 169– 181.
- 57- Ghahraman, B., and A.R. Sepaskhah, 2001. Autographic raingage network design for Iran by Kriging. *Iran. J. Sci. Tech.*, 25(B4):653-660.
- 58- Gibson, J.J., 2002. Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. *Journal of Hydrology* 264, 242–261.
- 59- Gibson, J.J., T.W.D. Edwards and T.D. Prowsw. 1999. Pan-derived isotopic composition of atmospheric water vaour and its variability in northern Canada. *Journal of Hydrology* 217, 55-74.
- 60- Gibson, J.J., E.E. Prepas and P. McEachern. 2002. Quantitative comparison of the throughflow, resiodelency, and catchment runoff using stable isotopes: modeling and results from a regional survey of Boreal lakes. *Journal of Hydrology* 262, 128-144.
- 61- Giri, C., S. Shrestha and M. Levy. 2001. Assessment and Monitoring of Land Use/Land Cover Change in Continental Southeast Asia. Prepared for presentation at the Open Meeting of the Global Environmental Change. Research Community, Rio de Janeiro, 6-8 October, 2001.
- 62- Gray, D.M. 1970. Handbook on the principles of hydrology, Ottawa, Canadian National Committee for the IHD.
- 63- Grunberger, O., J.-P. Montoroi and S. Nasri. 2004. Quantification of water exchange between a hill reservoir and groundwater using hydrological and isotopic modeling (El Gouazine, Tunisia). *C. R. Geoscience* 336, 1453–1462.
- 64- Hall, F.R. 1968. Base-flow recession: a review. *Water Resources Research* 4(5), 973-983.
- 65- Haslam, S.M. 1970. the performance of phragmites communis Trin. In relation to water supply. *Ann. Bot.* 34, 867-877.

- 66- Harbeck, G.E. 1958. The lake Henfer water-loss investigation. IASH, Yoronto Trans. 3, 437-443.
- 67- Hay, R.K.M. and A.J. Walker. 1989 An Introduction to the Physiology of Crop Yield. Longman Scientific & Technical: Harlow; 292 pp.
- 68- Hayashi, M., G., van der Kamp and D. Rudolph. 1998. Water and solute transfer between a prairie wetland and adjacent uplands 1. Water balance. Journal oh Hydrology 207, 42-55.
- 69- Heuvelmans, G., B. Muys, and J. Feyen. 2004. Analysis of the spatial variation in the parameters of the SWAT model with application in Flanders, Northern Belgium. Hydrol. Earth Syst. Sci. 8(5): 931-939.
- 70- Holmes, R.M., J.W. McClelland and B.J. Peterson. 2003. Consideration of Permafrost Thaw as a Significant Contributor to Increasing Eurasian Arctic River Discharge. SEARCH, Seattle, USA.
- 71- Huthnance, J.M., H.M. Van Aken, M. White, E.D. Barton, B.L. Cann, E.F. Coelho, E.A. Fanjul, P. Miller and J. Vitorino. 2002. Ocean margin exchange—water f lux estimates. Journal of Marine Systems 32, 107– 137.
- 72- Inosako, K., F. Yuan and S. Miyamoto. 2006. Simple methods for estimating outflow salinity from inflow and reservoir storage. Agricultural Water Management 82(3), 411–420.
- 73- Istanbulluoglu, A., F. Konukcu and I. Kocaman. 2002. Modification of Terc method to determine the water yields of sub-basins in Thrace region of Turkey. 2002. Journal of Central European Agriculture, 3(1), 46-52.
- 74- Jacob, D. 2001. A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. Meteorology and Atmospheric Physics 77(1-4), 61-73.
- 75- Jacobs, M. 1972. Groundwater networks. In: Casebook on Hydrological Network Design Practice. Chapter I-6.1. WMO Publ. No. 234. Geneva, WMO.
- 76- Jin, Z. and James J. Simpson. 2001. Anisotropic Reflectance of Snow Observed from Space over the Arctic and Its Effect on Solar Energy Balance. Remote Sensing of Environment 75(1), 63-75.
- 77- Johnson, P.A. and P.D. Curtis. 1994. Water Balance of Blue Nile River Basin in Ethiopia. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 120(3), 573-590.
- 78- Jost, G., G.B.M. Heuvelink and A. Papritz. 2005. Analysing the space-time distribution of soil water storage of a forest ecosystem using spatio-temporal kriging. Geoderma 128, 258– 273.
- 79- Kahan, D.S., Y. Xue and S.J. Allen. 2006. The impact of vegetation and soil parameters in simulations of surface energy and water balance in the semi-arid sahel: A case study using SEBEX and HAPEX-Sahel data. Journal of Hydrology 320(1-2), 238-259. Kebede, S., Y. Travi, T. Alemayehu and V. Marc. 2006. Water balance of Lake Tana and its sensitivity to fluctuations in rainfall, Blue Nile basin, Ethiopia Journal of Hydrology 316, 233–247.
- 80- Krause P, Boyle DP, B̄ase F. 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. Advanced Geosciences 5: 89–97.
- 81- Kendy, E., P. Gerard-Marchant, M.T. Walter, Y. Zhang, C. Liu and T.S. Steenhuis. 2003. A soil-water-balance approach to quantify groundwater recharge from irrigated cropland in the North China Plain. Hydrol. Pross. 17:2011-2031.
- 82- Khalili, D., A.A Kamgar Haghghi and B. Ghahraman, 2001. Soil water regime and water conservation efficiency in a non-irrigated semi-arid environment. Iran Agric. Res., 20:83-96.

- 83- Kimura, R., Y. Liu, N. Takayama, X. Zhang, M. Kamichika and N. Matsuoka. 2005. Heat and water balances of the bare soil surface and the potential distribution of vegetation in the Loess Plateau, China. *Journal of Arid Environments*. 63, 439-457.
- 84- Kohler, M.A. and T.J. Nornenson. 1959. Evaporation maps for the United States. Technical Paper No. 37. Washington D.C., Dept. of Commerce, U.S. Weather Bureau.
- 85- Kohler, M.A. and L.H. Parmele. 1967. Generalized estimates of free-water evaporation. *Water Resour. Res.* 3(4), 997-1005.
- 86- Konoplyantsev, A.A. 1970. The evaluation of the ground water balance of large territories. IAHS-UNESCO Publ. No. 92, pp. 71-77.
- 87- Kosheleva, N., E. Karabanov, A. Kositskiy, D. Williams and S. Armstrong. 2006. Estimation of runoff distribution within river systems: Application to the Lena Basin (Siberia). *Journal of Geochemical Exploration*, 88(1-3), 118-123.
- 88- Kovzel, A.G. 1972. The design of networks for the determination of soil moisture. In: Casebook on Hydrological Network Design Practice. Chapter I-4.1. WMO Publ. No. 234. Geneva, WMO.
- 89- Krause, S. and A. Bronstert. 2005. An advanced approach for catchment delineation and water balance modelling within wetlands and floodplains. *Advances in Geosciences* 5, 1–5.
- 90- Krestovski, O.I. and S.F. Fedorev. 1970. Study of water balance elements of forest and field watersheds. IASH-UNESCO Publ. No. 93, pp. 445-451.
- 91- LaBaugh, J.W., T.C. Winter, D.O. Rosenberry, P.F. Schuster, M.M. Reddy and G.R. Aiken. 1997. Hydrological and chemical estimates of the balance of a closed-basin lake in north central Minnesota. *Water Resources Research* 33, 2799-2812.
- 92- Lee, T.M., D.B. Adams, A.B. Tihansky and A. Swancar. 1991. Methods, instrumentations, and preliminary evaluation of data for the hydrologic budget assessment of Lake Lucerne, Florida. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 90-4111, Tallahassee, FL, 42 pp.
- 93- Legesse, D., C. CVallet-Coulomb and F. Gasse. 2004. Analysis of the hydrological response of a tropical terminal lake, Lake Abiyata (Main Ethiopian Rift Valley) to changes in climate and human activities. *Hydrological Processes* 18, 487-504.
- 94- Lenderink, G., B. van den Hurk, E. van Meigaard, E. van Ulden and H. Cuijpers. 2003. Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments. Technical rRport, KNMI, De Bilt, The Netherlands, pp. 24, 2003.
- 95- Levitt, D.G., M.J. Hartmann, K.C. Kisiel, C. W. Criswell, P.D. Farley and C. Christensen. 2005. Comparison of the Water Balance of an Asphalt Cover and an Evapotranspiration Cover at Technical Area 49 at the Los Alamos National Laboratory. *Vadose Zone Journal* 4, 789–797.
- 96- Linacre, E.T., B.B. Hicks, G.R. Sainty and G. Grause. 1970. The evaporation from a swamp. *Agric. Meteorol.* 7, 375-386.
- 97- Linsley, R.K., M.A. Kohler and J.L.H. Paulhus. 1949. *Applied Hydrology*. New York, McGraw Hill, 689 p.
- 98- Liquete, C., P. Arnau, M. Canals and S. Colas. 2005. Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach. *Marine Geology* 222-223, 471-495.
- 99- Mandel, S. 1967. The design and instrumentation of hydro-grological observation networks. In: Proc. Quebec Symposium on design of Hydrological Networks. IASH Publ. No. 67, pp. 413-424.

- 100- McGuinness, J.L. and J.B. Urban. 1964. Soil moisture sampling plan for watersheds. U.S. Dept. of Agriculture. Agric. Res. Service Publ. 41-87. 12p
- 101- Meana, M. and V. Hasfurther. 1993. A water management model for the Green River. Technical Report. Submitted to Wyoming Water Development Commission Cheyenne, Wyoming and Wyoming Water Resources Center University of Wyoming Laramie, Wyoming.
- 102- Mermoud, A., T.D. Tamini and H. Yacouba. 2005. Impacts of different irrigation schedules on the water balance components of an onion crop in a semi-arid zone. Agricultural Water Management 77, 282–295.
- 103- Meyboom, P. 1961. Estimating groundwater recharge from stream hydrographs. J. Geophys. Res. 66(4), 1203-1214.
- 104- Meyboom, P. 1967. Mass-transfer studies to determine the groundwater regime of permanent lakes in hummocky moraine of Western Canada. Journal of Hydrology 5, 117-142.
- 105- Mitchell, V.G., T.A. McMahon and R.G. Mein. 2003. Components of the total water balance of an urban catchment. Environmental Management 32(6), 735-746.
- 106- Mizgalewicz, P.J., D.R. Maidment (Co-Principal Investigator), W.S. White, M.K. Ridd (Co-Principal Investigator). 2003. Water Balance of the 1993 Midwest Flood. Technical Report No. 210, Texas Water Resources Institute The Texas A&M University System College Station, Texas 77843-2118, 90p.
- 107- Mohamed, Y.A., B.J.J.M. van den Hurk, H.H. Savenije and W.G.M. Bastiaanssen. 2005. Hydroclimatology of the Nile: results from a regional climate model. Hydrology and Earth Sciences 9, 263-278.
- 108- Moriasi, D.N., J.G. Arnold, M.W. Van Liew, R.L. Binger, R.D. Harmel, and T. Veith. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Trans. ASABE 50(3): 885-900.
- 109- Moret, D., J.L. Arrue, M.V. Lopez and R. Gracia. 2006. Influence of fallowing practices on soil water and precipitation storage efficiency in semiarid Aragon (NE Spain). Agricultural Water Management 82(1-2), 161–176.
- 110- Mosley, M.P. and A.I. McKercher. 1993. Streamflow. In: D.R. Maidment (ed.), Handbook of Hydrology, McGraw Hill Book Company, 8.1-8.39.
- 111- Motz, L.H., G.D. Sousa and M.D. Annable. 2001. Water budget and vertical conductance for Lowry (Sand Hill) Lake in north-central Florida, USA. Journal of Hydrology 250, 134-148.
- 112- Neitsch, S.L., J.G. Arnold, J.R. Kiniry, J.R. Williams. 2005. Soil and water assessment tool, theoretical documentation Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment station and USDA Agricultural Research Service. Available online, www.brc.tamus.edu
- 113- Nicholson, S.E. 1996. A review of climate dynamics and climate variability in eastern Africa, in: The limnology, climatology and paleoclimatology of the East African lakes, edited by: Johnson, T.C. and Odada, E., Gordon and Breach, Amsterdam, 25-56.
- 114- Nicholson, S.E. and T. J. Farrar. 1994. The influence of soil type on the relationships between NDVI, rainfall, and soil moisture in semiarid Botswana. I. NDVI response to rainfall Remote Sensing of Environment, 50(2), 107-120.
- 115- Nicholson, S.E. and X. Yin. 2001. Rainfall condition in Equatorial East Africa during the nineteenth century as inferred from the record of lake Victoria. Climate Change 48, 387-398.

- 116- Nolin, A.W. and J. Dozier. 2000. A Hyperspectral Method for Remotely Sensing the Grain Size of Snow. *Remote Sensing of Environment* 74(2),207-216.
- 117- Novak, V. 1987. Estimation of soil-water extraction patterns by roots. *Agric. Water Manage.* 12(4):271-278.
- 118- Nyhan, J.W. 2005. A seven-year water balance study of an evapotranspiration landfill cover varying in slope for semiarid regions. *Vadose Zone J.* 4:466-480.
- 119- Omstedt, A. and L.B. Axell. 2003. Modeling the variations of salinity and temperature in the large Gulfs of the Baltic Sea. *AContinental Shelf Research* 23, 265–294.
- 120- Opijah, F.J., and J.R. Mukabana. 2004. On the influence of urbanization on the water budget in Nairobi city: A numerical study. *GeoJournal* 61(2), 121-129.
- 121- Overpeck, J., K. Hughen, D. Hardy, R. Bradley, R. Case, M. Douglas, B. Finney, K. Gaewski, G. Jacoby, A. Jennings, S. Lamoureux, A. Lasca, G. MacDonald, J. Moore, M. Retelle, S. Smith, A. Wolfe and G. Zielinski. 1997. Arctic environmental change of the last four centuries. *Science* 278, 1251–1256.
- 122- Penman, H.L. 1956. Evaporation: An introductory survey. *Neth. J. Agric. Sci.* 4(1), 9-29.
- 123- Peranginangin, N., R. Sakthivadivel, N.R. Scott, E. Kendy and T.S. Steenhuis. 2004. Water accounting for conjunctive groundwater/surface water management: case of the Singkarak–Ombilin River basin, Indonesia. *Journal of Hydrology* 292, 1–22.
- 124- Perry, C. J. 1996. The IIMI water balance framework: A model for project level analysis. Research Report 5. Colombo, Sri Lanka: International Irrigation Management Institute (IIMI). PO Box 2075, Colombo, Sri Lanka. 26p. Editor: Kingsley Kurukulasuriya; Consultant Editor: Stephen Breth; Artist: D.C. Karunaratne; Typesetter: Kithsiri Jayakody; Editorial/Production Manager: Nimal A. Fernando.
- 125- Pikuk Jr., J.L., J.F. Zuzel and D.E. Wilkins. 1992. Infiltration into frozen soils as affected by ripping. *Transactions of the ASAE* 35(1), 83-90.
- 126- Portoghesi, I., Uricchie, V., Vurrom, V. 2005. A GIS tool for hydrological water balance evaluation on regional scale in semi-arid environments. *Computers & Geosciences* 31(1), 15-27.
- 127- Rana, G. and N. Katerji. 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy* 13, 125–153.
- 128- Ravengai, S., R. Owen and D. Love. 2004. Evaluation of seepage and acid generation potential from evaporation ponds, Iron Duke Pyrite Mine, Mazowe Valley, Zimbabwe. *Physics and Chemistry of the Earth* 29, 1129–1134.
- 129- Rawls, W.J., L.R. Ahuja, D. L. Brakensiek and Adel Shirmahammadi. 1993. Infiltration and soil water movement. In: D.R. Maidment (ed.), *Handbook of Hydrology*, McGraw Hill Book Company, 5.1-5.51.
- 130- Rawls, W.J. and D.L. Brakensiek. 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In: *Watershed Management in the Eighties*. American Society of Civil Engineers: Reston, VA:293-299.
- 131- Reeves, D.M. and W.W. Woessner. 2004. Hydrologic controls on the survival of Water *Howellia* (*Howellia aquatilis*) and implications of land management *Journal of Hydrology* 287, 1–18.
- 132- Reichardt, K., D.R. Nielsen and J.W. Biggar. 1972. Scaling of horizontal infiltration into homogenous soils.. *Soil Sci. Soc. Am. P.* 36(2):241-245.

- 133- Renault, D., M. Hemakumara and D. J. Molden, 2001. Importance of Water Consumption by Perennial Vegetation in Irrigated Areas of the Humid Tropics: Evidence from Sri Lanka. Agricultural Water Management. 46,215-230.
- 134- Riha, S.J., D.G. Rossiter and P. Simoens. 1994. GAPS General-Purpose Atmosphere-Plant-Soil Simulation Version 3.0 User's Manual. Department of Soils, Crops and Atmospheric Sciences, Cornell University: Ithaca, NY. [Accessed on 1 September 2002 from URL <http://www.css.cornell.edu/faculty/sjr4/gaps.html>]
- 135- Rijks, D.A. 1969. Evaporation from a papyrus swamp. Q. J. R. Met. Soc. 95, 643-649.
- 136- Rodriguez-Rodriguez, M., J. Benavente, J.J. Cruz-San Julian and F. Moral Martos. 2006. Estimation of ground-water exchange with semi-arid playa lakes (Antequera region, southern Spain). Journal of Arid Environments 66(2), 272-289.
- 137- Rose, C.W. and W.R. Stern. 1965. The drainage component of the water balance equation. Aust. J. Soil Res. 3, 95-100.
- 138- Russo, D. and E. Bressler. 1980. Scaling soil hydraulic properties of a heterogeneous field soil.. Soil Sci. Soc. Am. J. 44(4):681-684.
- 139- Ruud, N., T. Harter and A. Naugle. 2004. Estimation of groundwater pumping as closure to the water balance of a semi-arid, irrigated agricultural basin. Journal of Hydrology 297, 51–73.
- 140- Sadras, V., J. Baldock, D. Roget and D. Rodriguez. 2003. Measuring and modelling yield and water budget components of wheat crops in coarse-textured soils with chemical constraints. Field Crops Research 84, 241–260.
- 141- Salas, J.D. 1993. Analysis and modeling of hydrologic time series. In: D.R. Maidment (ed.), Handbook of Hydrology, McGraw Hill Book Company, 19.1-19.72.
- 142- Sanchez-Cohen, I., V. L. Lopes, D. C. Slack and M. M. Fogel. 1997. Water balance model for small-scale water harvesting systems. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 123(2), 123-128.
- 143- Schuol J, Abbaspour KC, Yang H, Srinivasan R, Zehnder AJB. 2008. Modeling blue and green water availability in Africa. Water Resources Research 44: W07406, p. 18.
- 144- Sazonova, T.S., V.E. Romanovsky, J.E. Walsh, D.O. Sergueev. 2004. Permafrost dynamics in 20th and 21st centuries along the East-Siberian Transect. J. Geophys. Res. 109 (D1, D01108).
- 145- Schume, H., G. Jost and K. Katzensteiner. 2003. Spatio-temporal analysis of the soil water
- 146- content in a mixed Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.)–European beech (*Fagus sylvatica* L.) stand. Geoderma 112, 273– 287.
- 147- Sheng-Gong, L., J. Asanuma, A. Kotani, G. Davaa and D. Oyunbaatar. 2007. Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints. Journal of Hydrology, 333, 133-143.
- 148- Slatyer, R.O. and I.C. McIlroy. 1961. Practiacal Micrometeorology. Australia, CSIRO and Paris, UNESCO.
- 149- Sokolov, A.A. and T.G. Chapman (editors). 1974. Methods for water balance computations, An international guide for research and practice. A contribution to the International Hydrological Decade, The Unesco Press, Place de Fontenoy, 75700 Paris. 127 p.
- 150- Spence, C. and M.-k. Woo. 2003. Hydrology of subarctic Canadian shield: soil-filled valleys. Journal of Hydrology 279, 151–166

- 151- Steenhuis, T.S., C. Jackson, K.-J.S. Kung and W.H. Brutsaert. 1985. Measurement of groundwater recharge on eastern Long Island. *J. Hydrol.* 79(1-2):145-169.
- 152- Steenhuis, T.S., S. Pacenka and K.S. Porter. 1987. MOUSE: a management model for evaluating groundwater contamination from diffuse surface sources aided by computer graphics. *Appl. Agric. Res.* 2(4):277-289.
- 153- Steenhuis, T.S. and W.H. van der Molen. 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. *J. Hydrol.* 84(4-3):221-2219.
- 154- Stockle, C.O. 1985. Simulation of the effects of water and nitrogen stress on growth and yield of spring wheat. PhD dissertation, Washington State University; Pullman, WA.
- 155- Sun, L., F.H.M. Semazzi, F. Giorgi and L.A. Ogallo. 1999a. Application of the NCAR Regional Climate model to Eastern Africa, Part I: Simulation of the short rains of 1998. *Journal of Geophysical Research* 104, 6529-6548.
- 156- Sun, L., F.H.M. Semazzi, F. Giorgi and L.A. Ogallo. 1999b. Application of the NCAR Regional Climate model to Eastern Africa, Part II: Simulation of interannual variability of short rains. *Journal of Geophysical Research* 104, 6549-6562.
- 157- Szilagyi, J. 2001. Modeled areal evaporation trends over the conterminous united states. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, 127(4), 196-200.
- 158- Tanner, C.B. and M. Fuchs. 1968. Evaporation from unsaturated surfaces: A generalized combination method. *J. Geophys. Res.* 73(4), 1299-1304.
- 159- Thornton, P.E., B.E. Law, H.L. Gholz, K.L. Kenneth, L. Clark, E. Falge, D.S. Ellsworth, A.H. Goldstein, R.K. Monson, D. Hollinger, M. Falk, J. Chen and J.P. Sparks. 2002. Modeling and measuring the effects of disturbance history and climate on carbon and water budgets in evergreen needleleaf forests. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 185-222.
- 160- Toebees, C. and V. Ouryvaev. 1970. Representative and experimental basins: An international guide for research and practice. *Studies and Reports in Hydrology*, 4. Paris, UNESCO, 348p.
- 161- Tripet, J.P., N. Doerfliger, F. Zwahlen and T. Delporte. 2000. Vulnerability mapping in karst areas and its uses in Switzerland. *ACTA, Carsologica* 29/1-12, 163-171.
- 162- Valet-Coulomb, C., D. Legesse, G. Gasse, Y. Travi and T. Chernet. 2001. Lake evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia). *J. Hydrol.* 245:1-17.
- 163- van Bavel, C.H.M. 1966. Potential evaporation: The combination concept and its expereimental verification. *Wate Resour. Res.* 2(3), 455-467.
- 164- Van Geel, P.J. and W.J. Parker. 2003. Estimating the water budget for a peat filter treating septic tank effluent in the field. *Journal of Hydrology* 271, 52–64.
- 165- Van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
- 166- Verhoef, A., J. Fernandez-Galvez, A. Diaz-Espejo, B.E. Main and M. El-Bishti. 2006. The diurnal course of soil moisture as measured by various dielectric sensors: Effects of soil temperature and the implications for evaporation estimates. *Journal of Hydrology* 321(1-4), 147–162.
- 167- Wallace, J.S. 2000. Increasing agricultural water use efficiency to meet future food production Agriculture, Ecosystems and Environment 82, 105–119.
- 168- Wang, X.-P. R. Berndtsson, X.-R. Li and E.-S. Kang. 2004. Water balance change for a re-vegetated xerophyte shrub area. *Hydrological Sciences* 49(2), 283-295.

- 169- Wanjura, D.F. and Dan R. Upchurch. 1997. Accounting for humidity in canopy-temperature-controlled irrigation scheduling. Agricultural Water Management 34(3), 217-231.
- 170- Webb, E.K. 1966. A pan-lake evaporation relationship. J. Hydrol. 4, 1-11.
- 171- Wegchenkel, M. 2003. Long term evaluation of land use changes on catchment water balance area study form North-East Germany. Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C, 28(33-36).
- 172- Wentz, D.A., W.J. Rose and K.E. Webster. 1995. Long-term hydrologic and biogeochemical responses responses of a soft water seepage lake in north central Wisconsin. Water Resources Research 31, 199-212.
- 173- Wenzel, V. 2005. Integrated studies of urban water budget. Physics and Chemistry of the Earth 30, 398–407.
- 174- White, W.N. 1932. A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil; results of investigations in Escalante Valley, Utah, US Geological Survey Water Supply Paper W 0659-A, pp 105.
- 175- Whitehead, D. and C.L. Beadle. 2004. Physiological regulation of productivity and water use in Eucalyptus: a review. Forest Ecology and Management 193, 113–140.
- 176- Williams, M.W. and J.M. Melack. 1991. Solute chemistry of snowmelt and runoff in an Alpine basin, Sierra Nevada. Water Resources Research 27(7), 1575-1588.
- 177- Winter, T.C. 1981. Uncertainties in estimating the water balance of lakes. Water Resources Bulletin 17, 82-115.
- 178- WMO, 1966. Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. Technical Note No. 8, Geneva, WMO.
- 179- WMO, 1970a. Guide to Hydrometeorological Practices. Publ. No. 168, TP 82, Geneva, WMO.
- 180- WMO, 1970b. Preparation of maps of precipitation and evaporation with special regard to water balances. Geneva, WMO.
- 181- Xu, Y., X. Mo, Y. Cai and X. Li. 2005. Analysis on groundwater table drawdown by land use and the quest for sustainable water use in the Hebei Plain in China. Agricultural Water Management 75, 38-53.
- 182- Yang, D., D. Kane, L. Hinzman, X. Zhang, T. Zhang and H. Ye. 2002. Siberian Lena River hydrologic regime and recent change. J. Geophys. Res. 107 (D23), 4694– 4704.
- 183- Young, K.L., D. Yang, Å. Killingtveit, W.R. Bolton, R.E. Gieck and V.A. Shutov. 2005. A Review: Precipitation, Snowcover in Northern Circumpolar Basins as Related to Water Balance Studies. 15th International Northern Research Basins Symposium and Workshop Luleå to Kvikkjokk, Sweden, 29 Aug. – 2 Sept. 2005
- 184- Zagona, E.A., H.M. Goranflo, T.J. Fulp, R. Shane and T. Magee. 2001. RiverWare: a generalized tool for complex reservoir system modeling. Journal of the American Water Resources Association 37, 913-929.
- 185- Zammouri, M. and H. Feki. 2005. Managing releases from small upland reservoirs for downstream recharge in semi-arid basins (Northeast of Tunisia). Journal of Hydrology 314, 125–138.
- 186- Zhang, L., W.R. Dawes and T.J. Halton. 1996. Modelling hydrologic processes using a biophysically based model-application of WAVES to FIFE and HAPEX-MOBILITY. Journal of Hydrology 185, 147-169.

- 187- Zhang, T., M. Serreze, D. Yang, D. Gilichinsky, Ye.H. Etringer, R.G. Barry and S.M. Chudinova. 2003. Permafrost degradation and hydrologic response in the Russian Arctic drainage basin. *Geophys. Res. Abstr.* 5.
- 188- Zhu, A., J. Zhang, B. Zhao, Z. Cheng and L. Li. 2005. Water balance and nitrate leaching losses under intensive crop production with Ochric Aquic Cambosols in North China Plain. *Environment International* 31, 904 – 912.
- 189- <http://gpm.gsfc.nasa.gov/Newsletter/october02/calibration.htm>