



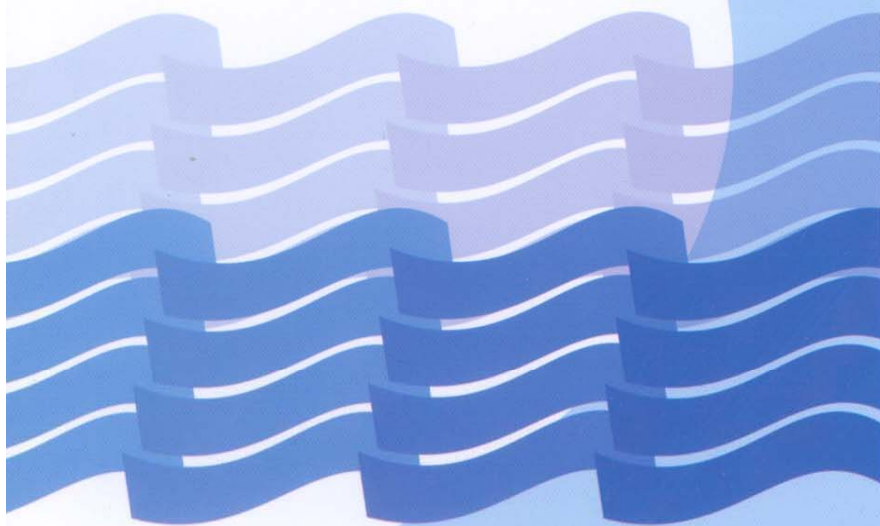
وزارت نیرو  
معاونت امور آب و آبفا  
دفتر مهندسی و معیارهای فنی  
آب و آبفا

پیش‌نویس

دستورالعمل مطالعات امکان‌سنجی و مکان‌یابی

طرح‌های گردشگری در حاشیه منابع آب

(رودخانه و مخازن سدها)



پیش‌نویس

**دستورالعمل مطالعات امکان‌سنجی و  
مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در حاشیه  
منابع آب (رودخانه و مخازن سدها)**

## 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 اجتناب‌ناپذیر 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 دوباره‌کاری‌ها 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 مآخذ 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 تهیه‌کننده استاندارد
- استانداردها ابتدا به صورت پیش‌نویس برای نظرخواهی منتشر شده و نظرات دریافتی پس از بررسی تیم تهیه‌کننده و گروه نظارت در نسخه نهایی منظور خواهد شد.
- امید است کارشناسان و صاحب‌نظرانی که فعالیت آنها با این رشته از صنعت آب مرتبط می‌باشد، با توجهی که مبذول می‌فرمایند این پیش‌نویس را مورد بررسی دقیق قرار داده 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 مطالعات امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در حاشیه منابع آب

(رودخانه و مخازن سدها)» [نشریه شماره ۱-۴۲۶ - الف]

مجری: شرکت مهندسين مشاور يكم

دکترای محیط زیست	شرکت مهندسين مشاور يكم	مؤلف اصلی: سام حائری‌پور
<b>اعضای گروه تهیه‌کننده:</b>		
فوق لیسانس MBA	شرکت سازه‌پردازی ایران	آروین آشفته
فوق لیسانس برنامه‌ریزی جهانگردی	دانشگاه علامه طباطبایی	صمد حاجی محمد امینی
دکترای محیط زیست	شرکت مهندسين مشاور يكم	سام حائری‌پور
فوق لیسانس ارزیابی محیط زیست	شرکت مهندسين مشاور يكم	ادریس شاهی
فوق لیسانس آلودگی محیط زیست	شرکت مهندسين مشاور يكم	گلدیس شلتوکی
<b>اعضای گروه نظارت:</b>		
فوق لیسانس سازه‌های هیدرولیکی	شرکت مدیریت منابع آب ایران	موسی امین‌نژاد
دکترای برنامه‌ریزی توسعه منطقه‌ای	شرکت مهندسين مشاور رویان	محمدعلی حامدی
فوق لیسانس برنامه‌ریزی، مدیریت و آموزش محیط زیست	طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور - وزارت نیرو	الهام رسول‌پور شبستری
فوق لیسانس عمران - مهندسی آب و فاضلاب	شرکت تلاشگران ژرفاندیش	عباس شفیعی
<b>اعضای گروه تایید کننده (کمیته تخصصی محیط زیست طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور):</b>		
فوق لیسانس مهندسی عمران - مهندسی محیط زیست	شرکت مهندسی آب و فاضلاب کشور	کامران اسماعیلی
دکترای برنامه‌ریزی توسعه منطقه‌ای	شرکت مهندسين مشاور رویان	محمدعلی حامدی
فوق لیسانس مدیریت محیط زیست	شرکت مدیریت منابع آب ایران	جواد حسن‌نژاد
دکترای اکولوژی آب‌های داخلی	دانشگاه شهید بهشتی	بهروز دهنزاد
فوق لیسانس مهندسی شیمی	سازمان حفاظت محیط زیست	نادیا روستایی
فوق لیسانس برنامه‌ریزی، مدیریت و آموزش محیط زیست	طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور - وزارت نیرو	الهام رسول‌پور شبستری
دکترای ارزیابی و آمایش محیط زیست	دانشگاه جامع علمی‌کاربردی	محمد محمدی
دکترای مهندسی محیط زیست	دانشگاه شهید بهشتی	سیدحسین هاشمی
فوق لیسانس مهندسی محیط زیست	شرکت اندیشه زلال	سیدرضا یعقوبی

## فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۱	مقدمه
۳	فصل اول - کلیات
۵	۱-۱- لزوم انجام مطالعات امکان‌سنجی و مکان‌یابی
۵	۱-۲- سوابق طرح (روش‌شناسی دستیابی به دستورالعمل حاضر)
۶	۱-۳-۱- بسترهای قانونی تدوین دستورالعمل
۶	۱-۳-۱- قوانین
۷	۱-۳-۲- آیین‌نامه‌ها
۸	۱-۳-۳- برنامه چهارم توسعه
۹	۱-۳-۴- دستورالعمل‌ها و بخشنامه‌ها
۱۰	۱-۴- تعاریف
۱۹	فصل دوم- روش‌شناسی طرح‌های گردشگری در حاشیه سدها
۲۱	۱-۲- امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در اطراف سدها
۲۱	۱-۱-۲- روش‌شناسی امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در اطراف سدها
۲۱	۱-۲-۲- جمع‌آوری اطلاعات پایه
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	۳-۴- بیلان آب منطقه‌ای شامل چند حوضه آبریز
۳۱	۳-۵- جنگل‌ها و حوضه‌های آبریز جنگلی
۳۶	۳-۶- بیلان آب در طول یک رودخانه
۳۶	۳-۷- بیلان آب در محدوده یک آبخوان
۴۳	۳-۸- بیلان آب کارست
۴۵	۳-۹- بیلان آب دریاچه‌ها و مخازن
۴۹	۳-۱۰- بیلان آب مزرعه
۴۹	۳-۱۰-۱- اراضی فاریاب
۵۴	۳-۱۰-۲- اراضی زهکشی شده

## فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
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
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

## فهرست مطالب

### عنوان

### صفحه

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
۱۲۵	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>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۵	جدول ۱-۱- طبقه‌بندی فعالیت‌های گردشگری قابل انجام در حاشیه منابع آبی (رودخانه‌ها و سدها)
۹۹	جدول ۱-۶- روش‌های اندازه‌گیری بده جریان
۱۰۳	جدول ۲-۶- مقیاس‌های توصیه شده برای تهیه نقشه‌های رواناب متناظر با تراکم شبکه ایستگاه‌های آب‌سنجی
۱۱۲	جدول ۳-۶- مقادیر ماهانه ضریب تشت تبخیر کلاس الف
۱۲۹	جدول ۴-۶- مقادیر C و D برای برآورد ذخیره کانالی در شبکه‌های آبراهه‌ای متوسط و کوچک (رابطه ۶-۶۳)
۱۲۹	جدول ۵-۶- مقادیر $\bar{d}$ در رابطه (۶-۶۴)
۱۳۶	جدول ۶-۶- متوسط مقادیر آبدهی ویژه سنگ‌ها

## فهرست شکل‌ها و نمودارها

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۲۱	نمودار ۱-۲- روند انجام امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در اطراف سدها
۳۰	شکل ۱-۳- بیان آب در یک محدوده مطالعاتی
۴۴	شکل ۲-۳- مدل مفهومی بیانگر ترکیبی از شبکه‌های متصل به هم و آبراهه‌ها برای شناسایی مناطق کارستی
۶۵	شکل ۱-۴- موقعیت عوارض زمینی و ماهواره‌ها
۷۷	شکل ۲-۴- نقش RS و GIS در فرایند تصمیم‌گیری و برنامه‌ریزی
۱۰۹	شکل ۱-۶- جداسازی آبنمود رودخانه اونژا در ایستگاه ماکاریوو
۱۱۰	شکل ۲-۶- جداسازی آبنمود رودخانه ولگا در ایستگاه کامیشین
۱۱۰	شکل ۳-۶- جداسازی آبنمود رودخانه ترک در ایستگاه کازبگی
	شکل ۴-۶- نمایشی از مقطعی از به هم رسیدن رودخانه‌ها برای توضیح چگونگی برآورد ذخایر آبراهه‌ای با استفاده از معادلات (۶-۶۱) و (۶-۶۲)
۱۲۸	
۱۳۳	شکل ۵-۶- نوسانات سطح آب که بیانگر تغذیه و تخلیه می‌باشند (H تراز آب و t زمان)



## مقدمه

در حال حاضر سدهای زیادی در کشور با مقاصد شرب، کشاورزی، تغذیه آبخوان‌ها، کنترل سیلاب‌ها و یا به صورت چند منظوره ساخته شده و روند سدسازی همچنان ادامه دارد. با توجه به اینکه اهداف ذکر شده در ارتباط با ساخت سدها، اصلی‌ترین و مهم‌ترین اهداف بهره‌برداری از آنها می‌باشد، لذا هرگونه فعالیت جانبی در صورت اجرا باید با در نظر گرفتن ضوابط حفاظتی این منابع صورت گیرد.

در بسیاری از کشورهای دنیا، موارد ذکر شده تنها بخشی از اهداف طرح‌های سدسازی را تشکیل می‌دهند و فعالیت‌های جانبی و از جمله گردشگری در حاشیه این منابع سهم عمده‌ای در مدیریت منابع آب را به خود اختصاص می‌دهند. به عبارت دیگر بخشی از هزینه‌های مربوط به سدسازی و توسعه طرح‌های منابع آب از طریق توسعه گردشگری در حاشیه آنها تامین شده و تاثیر بسیار مثبتی بر بخش اجتماعی، اقتصادی و فرهنگی دارا می‌باشد.

بر همین اساس و به منظور بهره‌برداری پایدار از منابع آبی در هر دو جهت تامین آب با کمیت و کیفیت مناسب و بهره‌مندی از پتانسیل تفریحی این منابع، تدوین «دستورالعمل حاضر با عنوان امکان‌سنجی، مکان‌یابی و نحوه استقرار و بهره‌برداری از طرح‌های گردشگری در حاشیه منابع آبی با تاکید بر حفاظت از محیط زیست و کیفیت منابع آب‌های سطحی» در دستور کار قرار گرفت. این دستورالعمل با رویکرد حفاظت کمی و کیفی منابع آب همگام با بهره‌برداری پایدار در زمینه تفرج تهیه شده است. در همین راستا دستورالعمل مکملی نیز با عنوان «دستورالعمل ارزیابی زیست محیطی طرح‌های گردشگری در حاشیه منابع آبی با تاکید بر حفاظت از محیط زیست و کیفیت منابع آب‌های سطحی» تهیه شده است که به روند چگونگی ارزیابی اثرات محیط زیست طرح‌های گردشگری که در دستورالعمل حاضر طبقه‌بندی شده‌اند می‌پردازد.

در حقیقت دستورالعمل امکان‌سنجی و مکان‌یابی (دستورالعمل حاضر) با رویکرد ارزیابی توان و آمایش سرزمین تهیه شده است که در نتیجه فرایند امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری بر اساس مرغوبیت‌های طبیعی را تشریح می‌نماید حال آنکه دستورالعمل ارزیابی اثرات محیط زیست طرح‌های گردشگری که به عنوان مکمل این دستورالعمل تهیه شده است، فرایند پیش‌بینی پیامدهای زیست‌محیطی طرح‌های اجرایی تعریف شده در مناطق مشخص که قبلاً مکان‌یابی و امکان‌سنجی شده‌اند را با این هدف که پیامدهای سوء زیست محیطی طرح گردشگری در اطراف منابع آبی را به حداقل رسانده و حفاظت توأمان کمیت و کیفیت منابع آبی را تامین کند، تشریح می‌نماید.

## - هدف

این دستورالعمل با اهداف کلان زیر تهیه شده است:

- حفاظت محیط زیست
- وحدت رویه در فرایند امکان‌سنجی، مکان‌یابی و ارزیابی زیست‌محیطی طرح‌های گردشگری در حاشیه منابع آب سطحی
- ایجاد وحدت رویه برای جلب سرمایه‌گذاران

- همسو کردن قوانین، مقررات و آیین‌نامه‌ها
  - حفاظت توامان کمیت و کیفیت منابع آب
  - فراهم آوردن زمینه امکان بهره‌برداری از جاذبه‌های گردشگری در حاشیه منابع آبی
  - ساماندهی وضعیت نامناسب الگوی توسعه مراکز تفرجگاهی حوضه‌های آبریز
- همچنین اهداف خرد این دستورالعمل به شرح زیر می‌باشد:

- تعیین ضوابط و معیارهای استقرار و بهره‌برداری
- اولویت‌بندی و درجه‌بندی طرح‌های گردشگری
- تسهیل نحوه پایش و ممیزی طرح‌ها
- تسهیل هماهنگی‌های درون و برون سازمانی
- تسهیل در پاسخگویی به تقاضاهای روزافزون برای استقرار طرح‌های گردشگری

#### - دامنه کاربرد

دستورالعمل حاضر به منظور ایجاد وحدت رویه بین نهادهای ذیل در زمینه مکان‌یابی و نحوه استقرار و بهره‌برداری از طرح‌های گردشگری در حاشیه منابع آبی تهیه و تدوین شده است:

- وزارت نیرو
- شرکت‌های سهامی آب منطقه‌ای و شرکت سهامی سازمان آب و برق خوزستان
- سازمان میراث فرهنگی، گردشگری و صنایع دستی و موسسات و شرکت‌های تابعه و ادارات زیرمجموعه استان‌ها
- سازمان حفاظت محیط زیست و ادارات محیط زیست استان‌ها
- سازمان جنگل‌ها، مراتع و آبخیزداری
- شرکت‌های مهندسی مشاور محیط زیست
- شرکت‌های مشاور طراح (طراحی گردشگاه‌ها)
- سرمایه‌گذاران در امر گردشگری اعم از حقیقی و حقوقی در بخش‌های مختلف دولتی و غیردولتی
- جوامع محلی
- شرکت‌های آب و فاضلاب شهری و روستایی
- شهرداری‌ها، بخشداری‌ها، دهیاری‌ها
- استانداری‌ها، فرمانداری‌ها
- سازمان‌های مسکن و شهرسازی استان‌ها (شورای عالی شهرسازی و معماری ایران، کمیسیون‌های ماده پنج شهرسازی استان‌ها، شورای برنامه‌ریزی و توسعه استان‌ها، کارگروه خاک و آب استان‌ها (آب، کشاورزی و منابع طبیعی)، کارگروه آمایش و محیط زیست، کارگروه گردشگری و میراث فرهنگی)

# فصل ۱

---

---

## کلیات



## ۱-۱- لزوم انجام مطالعات امکان‌سنجی و مکان‌یابی

با توجه به تقاضای روزافزون برای استقرار طرح‌های گردشگری در اطراف سدها و سایر منابع آبی به عنوان جاذبه‌های گردشگری، ضروری دیده شد تا دستورالعمل و ضابطه مشخصی در این بخش تنظیم شود تا سرمایه‌گذاران (اشخاص حقیقی و حقوقی دولتی و غیردولتی) بتوانند بر مبنای آن به طور قانونی و کنترل شده فعالیت‌های گردشگری در حاشیه این منابع را به اجرا رسانند. این دستورالعمل روند واحدی را برای انجام مطالعات امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در اطراف منابع آبی با هدف حفاظت کمی و کیفی این منابع از طریق مشخص نمودن روش‌های کنترلی و اصلاحی در جهت مدیریت گردشگاه‌ها حاشیه منابع آب در فاز مطالعاتی، ساختمانی و بهره‌برداری ارائه می‌نماید.

## ۱-۲- سوابق طرح (روش‌شناسی دستیابی به دستورالعمل حاضر)

برای دستیابی به دستورالعمل حاضر مطالعات گسترده‌ای انجام شد و از ماحصل مطالعات انجام شده جهت تبیین رویکردها و استراتژی‌های کلان تهیه این دستورالعمل استفاده گردید. در گام اول جمع‌آوری و تجزیه و تحلیل مطالعات موردی در سطح ملی و بین‌المللی انجام شد. اهم رویکردهای اتخاذ شده در این زمینه که شالوده اصلی این دستورالعمل را تشکیل می‌دهند، براساس تجارب بین‌المللی و بومی به شرح زیر می‌باشد:

- حفظ کیفیت سدها و رودخانه‌ها به عنوان مهم‌ترین منابع آب شیرین برای مصارف کشاورزی و شرب و صنعت به عنوان والاترین ارزش، از اهمیت بالایی برخوردار است.
- تقاضا برای استقرار انواع گردشگری در اطراف منابع آبی کشور به خصوص در مناطق با منابع آبی محدود بسیار بالا می‌باشد.
- در بسیاری از مناطق کشور پتانسیل خوبی برای استقرار این طرح‌ها در اطراف منابع آبی وجود دارد.
- رها کردن منابع آبی و یا ایجاد ممنوعیت همه‌جانبه در رابطه با کاربری‌های گردشگری به‌منظور دستیابی به گردشگری پایدار و در راستای چارچوب و ضوابط قانونی نمی‌تواند ضامنی برای حفظ کیفیت منابع آبی باشد.
- در حاشیه اغلب منابع آبی با حفظ قیود و رعایت قوانین و مقررات ملی، می‌توان از پتانسیل منابع آبی برای توسعه یکی از شکل‌های متنوع گردشگری استفاده کرد.
- علیرغم حساسیت بالای منابعی که مصرف شرب دارند، در صورت رعایت استانداردها و برخی محدودیت‌های تعریف شده، این موضوع نباید مانع توسعه گردشگری در هر شکلی باشد.
- توسعه گردشگری نقش اساسی در رشد اقتصادی، فرهنگی و اجتماعی جوامع پیرامونی دارد.

- با توجه به تقابل اهداف در حوزه منابع آب شیرین در بین نهادهای متعدد تصمیم‌گیر مانند وزارت نیرو، وزارت جهاد کشاورزی، سازمان میراث فرهنگی، گردشگری و صنایع دستی، وزارت مسکن و شهرسازی و سایر متولیان و متصدیان ذینفع و ذیربط در این موضوع، مدیریت جامع مبتنی بر حفظ اهداف کلیه نهادهای درگیر با رعایت حفاظت کمی و کیفی در سطح ملی و در سطح حوضه‌های آبریز بسیار ضروری می‌باشد.
- با توجه به پرسشنامه‌های جمع‌آوری شده از شرکت‌های سهامی آب منطقه‌ای استان‌ها و شرکت سهامی سازمان آب و برق خوزستان، انواع فعالیت‌های تفریحی قابل اجرا در داخل و حاشیه سدها و رودخانه‌ها در کشور در یکی از طبقات حفاظت و بازدید از منابع آبی و تاسیسات، ورزش‌ها و فعالیت‌های آبی غیرموتوری، فعالیت‌های ورزشی ساحلی و احداث مناطق اقامتگاهی قرار می‌گیرد.
- پارامترهای دوره بازگشت سیلاب و رانش و لغزش، ایمنی و شیب و تعیین حرایم زیست محیطی منابع آبی در استقرار کاربری‌های تفریحی از اهمیت فوق‌العاده برخوردارند.

### ۳-۱- بسترهای قانونی تدوین دستورالعمل [۲۱]

با توجه به تعدد نهادهای تصمیم‌گیر و سیاست‌گذار در رابطه با استقرار طرح‌های گردشگری در اطراف منابع آبی ضروری است تا به منظور تامین ضمانت اجرایی این دستورالعمل از بسترهای حقوقی ملی و بین‌المللی که در کشور جمهوری اسلامی ساری و جاری می‌باشد، استفاده شود. در همین رابطه کلیه قوانین و مقررات موجود در این زمینه، مطالعه و استخراج گردید. این دستورالعمل بر اساس بسترهای حقوقی ذیل بنا شده است که تمکین از این بندهای قانونی از وظایف ملی در سطح کشور می‌باشد. اهم قوانینی که می‌تواند ضمانت اجرایی دستورالعمل حاضر را فراهم آورد عبارتند از:

#### ۱-۳-۱- قوانین

- اصل ۵۰ قانون اساسی جمهوری اسلامی ایران
- قانون حفاظت و بهسازی محیط زیست (مصوب ۵۳/۳/۲۸ و اصلاحیه ۷۱/۸/۲۴) در ارتباط با حفاظت، بهبود و بهسازی محیط زیست و پیشگیری و ممانعت از هر نوع آلودگی و اقدام مخربی که موجب برهم خوردن تعادل و تناسب محیط زیست گردد.
- قانون توزیع عادلانه آب (مصوب ۱۳۶۱/۱۲/۱۶) در ارتباط با مالکیت و بهره‌برداری از منابع آب و در ارتباط با مالکیت بستر رودخانه‌ها و آنها، تعیین حریم و بستر و حریم مخازن و تاسیسات آبی و نحوه برخورد وزارت نیرو در صورت قرارگیری اعیانی در حریم دریاچه سد و رودخانه است.

- قانون تعیین حریم دریاچه احدائی در پشت سدها (مصوب ۱۳۴۴) در ارتباط با حریم دریاچه احدائی در پشت سدها- در این قانون حریم دریاچه احدائی، یک صد و پنجاه متر از محیط اطراف تر شده مخزن سد برمبنای حداکثر ارتفاع آب روی سرریز می‌باشد. در مورد سدهایی که بعد از تصویب این قانون احداث می‌شود، ایجاد مستحدثات در حریم دریاچه سدها هم‌زمان با آگهی وزارت آب و برق درباره احداث سد طبق آیین‌نامه مذکور در ماده یک خواهد بود. در مورد مستحدثاتی که قبل از آگهی مذکور در حریم دریاچه سدها ایجاد شده باشد، عینا مانند مستحدثاتی که در مخزن سد قرار گرفته‌اند رفتار خواهد شد. این قانون نحوه خریداری مستحدثات واقع در حریم دریاچه سدها توسط دولت را بیان می‌کند.
- قانون آب و نحوه ملی شدن آن (مصوب ۱۳۴۷) مشتمل بر مالکیت عمومی و ملی آب و اینکه بستر انهار طبیعی و رودخانه‌ها اعم از اینکه آب دائم یا فصلی داشته باشند متعلق به دولت است و پهنای آن تا حدی است که مسیر رودخانه یا نهر را در حداکثر طغیان معمولی نشان دهد. ایجاد هر نوع اعیانی در بستر انهار و رودخانه‌ها و در سواحل دریا و دریاچه‌ها اعم از طبیعی و یا مخزنی با توجه به حریم قانونی ممنوع است مگر با اجازه وزارت آب و برق.
- ماده ۱۹ قانون حفاظت و بهره‌برداری از منابع آبی جمهوری اسلامی ایران (مصوب ۷۴/۶/۱۴)، شرکت سهامی شیلات ایران در آب‌های داخلی (پشت سدها یا رودخانه‌ها)- آبی‌دار کردن آب‌های مورد استفاده برای شرب یا آب‌هایی که برای مصارف کشاورزی مورد استفاده قرار می‌گیرند، باید طبق برنامه تامین آب در زمان معین رها شده و به مصرف برسد و این امر صرفا پس از هماهنگی و کسب مجوز از وزارت نیرو میسر می‌باشد. جزییات بیش‌تر در خصوص صدور مجوز تخصیص و بهره‌برداری آب جهت آبی‌پروری از سوی وزارت نیرو در مواد ۲۰ و ۲۱ و ۲۴ و ۳۹ آیین‌نامه اجرایی قانون فوق‌الذکر تشریح شده است.
- مواد ۵۸۸ و ۵۶۰ در ارتباط با مجازات‌های مربوط به خسارت به آثار تاریخی و باستانی و مبادرت به عملیاتی در حریم این آثار می‌باشد. از قانون مجازات اسلامی تعزیرات (مصوب ۷۵/۳/۲ فصل نهم- تخریب اموال تاریخی، فرهنگی)
- ماده ۶۸۸ قانون مجازات اسلامی - تعزیرات (مصوب ۷۵/۳/۲، اصلاحات ۷۶/۵/۸) در ارتباط با مجازات هر اقدام تهدید کننده علیه بهداشت عمومی (از قبیل آلوده کردن آب آشامیدنی و ...)
- قوانین برنامه توسعه اقتصادی، اجتماعی و فرهنگی

### ۱-۳-۲- آیین‌نامه‌ها

- ماده ۳، ۴، ۵، ۶، ۸، ۱۸ و ۲۰ آیین‌نامه جلوگیری از آلودگی آب (مصوب ۷۳/۲/۱۸ هیات وزیران)
- آیین‌نامه اجرایی ماده ۱۳۴ تنفیذی قانون برنامه سوم توسعه (مصوب ۷۹/۱۲/۲۷)، موضوع ماده ۲۰ قانون

## ۱-۳-۳- برنامه چهارم توسعه

- تبصره ماده ۱ و ماده ۶۳ آیین‌نامه اجرایی قانون برنامه چهارم توسعه اقتصادی، اجتماعی و فرهنگی سال ۱۳۸۳ (مصوب ۱۳۸۶)، در ارتباط با ساماندهی سواحل سدها و دریاچه‌ها است.
- آیین‌نامه نحوه وصول عوارض به تناسب شدت آلودگی از کلیه واحدهایی که فاضلاب آنها موجب آلودگی آب‌های سطحی و زیرزمینی می‌شود (مصوب ۷۳/۱۰/۲۸).
- آیین‌نامه اجرایی قانون حفاظت و بهره‌برداری از منابع آبی جمهوری اسلامی ایران (مصوب ۷۸/۲/۵) است.
- ماده ۱۳ آیین‌نامه مربوط به بستر و حریم رودخانه‌ها، انهار، مسیل‌ها، مرداب‌ها برکه‌های طبیعی و شبکه‌های آبرسانی، آبیاری و زهکشی (مصوب ۱۳۷۹/۸/۱۱). بر اساس این ماده وزارتخانه‌ها، موسسات و شرکت‌های دولتی، شهرداری‌ها و همچنین سازمان‌ها و نهادهای وابسته به دولت مکلفند قبل از اجرای طرح‌های مربوط به خود و صدور پروانه لازم، بستر و حریم رودخانه‌ها، انهار، مسیل‌ها، مرداب‌ها و برکه‌های طبیعی را استعلام نمایند.
- الحاقیه تبصره ماده (۲) آیین‌نامه مربوط به بستر و حریم رودخانه‌ها (مصوب ۱۳۸۲) مبنی بر این که کلیه مراجع تعیین‌کننده کاربری و صادرکننده پروانه استقرار فعالیت، مکلفند قبل از تعیین کاربری و یا صدور هرگونه مجوزی در حریم موضوع بند (خ) ماده (۱) این آیین‌نامه، نسبت به کسب نظریه شرکت آب منطقه‌ای مربوط در رابطه با کمال انتفاع و عدم ضرر برای موضوع مورد نظر اقدام نمایند.
- آیین‌نامه مربوط به اجرای ماده ۱ قانون تعیین حریم دریاچه‌ها در پشت سدها - در مورد لزوم کسب مجوز کتبی از طرف وزارت آب و برق یا موسسات تابعه مجاز وزارت آب و برق جهت دخل و تصرف و احداث هرگونه ساختمان و ایجاد اعیانی در حریم دریاچه پشت سدها، با نحوه اخذ مجوز، وظایف وزارت آب و برق و یا موسسات تابعه مجاز برای صدور مجوز و ارتباط با احداث جنگل، باغ، درخت‌کاری و گل‌کاری و هرگونه عملیات کشاورزی در حریم دریاچه سدها می‌باشد.
- مواد ۱ تا ۱۱ آیین‌نامه تشکیل قانون ملی هماهنگی گردشگری کشور (۱۳۸۳/۷/۴) - در خصوص تقویت ارتباطات فراسازمانی در زمینه گردشگری می‌باشد.
- مواد ۱ تا ۷ آیین‌نامه اجرایی تبصره ماده (۲) قانون تشکیل سازمان میراث فرهنگی و گردشگری می‌باشند.
- آیین‌نامه الگوی ارزیابی اثرات محیط زیستی طرح‌ها و پروژه‌های گردشگری (بیست و یکمین جلسه شورای عالی مورخ ۸۱/۳/۲۱) است.
- آیین‌نامه شورای برنامه‌ریزی و توسعه استان و کارگروه‌های تخصصی - کلیات این آیین‌نامه در خصوص هماهنگی و تصمیم‌گیری در امور برنامه‌ریزی، توسعه و عمران استان‌ها و نظارت بر آنها، هدایت و تصویب طرح‌ها در چارچوب برنامه‌ها و سیاست‌ها و خط‌مشی‌های کلان در کلیه استان‌های کشور است که



کارگروه‌های مرتبط شامل کارگروه آمایش و محیط زیست، کارگروه گردشگری و میراث فرهنگی و کارگروه آب کشاورزی و منابع طبیعی می‌باشد.

#### ۱-۳-۴- دستورالعمل‌ها و بخشنامه‌ها

- دستورالعمل تعیین حریم کیفی آب‌های سطحی (مصوب ۱۳۸۴): این دستورالعمل نقش کلیدی و تعیین‌کننده‌ای در تدوین مجموعه حاضر ایفا نموده است. در این دستورالعمل جهت تعیین حریم کیفی رودخانه‌ها، انهار طبیعی، برکه‌ها و ...، در راستای کمال انتفاع و حفاظت کیفی، منابع آب سطحی به سه گروه منابع آب شرب، تالاب‌ها و رودخانه‌های حفاظت شده و همچنین سایر منابع آب سطحی تقسیم شده و برای هر گروه طبق روش ذکر شده تعیین حریم می‌گردد.
  - راهنمای مطالعات تعیین حریم سواحل دریاها، دریاچه‌ها، تالاب‌ها و خورها، نشریه شماره ۵۳۴، معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رییس‌جمهور و دفتر مهندسی و معیارهای فنی آب و آبفا است.
  - بخشنامه شماره ۵۶۱۹/۱۰۰ مورخ ۱۳۸۳/۲/۱۴ وزارت نیرو در مورد استفاده از پتانسیل‌های تفریحی و پرورش منابع آبی در مخازن سدها است.
  - بخشنامه رئیس قوه قضاییه در خصوص جلوگیری از ساخت و ساز در حریم و بستر رودخانه و تجاوز و تخریب تاسیسات آب و برق به مراجع قضایی (دادگاه‌های عمومی - انقلاب) سراسر کشور می‌باشد.
  - ماده ۲ تفاهم‌نامه همکاری‌های مشترک فیما بین وزارت نیرو و سازمان حفاظت محیط زیست (۸۸/۱۲/۲۵) در خصوص موضوعات همکاری مشترک آب و آبفای وزارت نیرو با محیط زیست و ارکان، کمیته‌های تخصصی و استانی است.
  - ماده ۱۱۴ برنامه چهارم توسعه در ارتباط با اقدامات دولت به منظور اهتمام ملی در شناسایی، حفاظت، پژوهش، مرمت، احیا، بهره‌برداری و معرفی میراث فرهنگی کشور و ارتقای توان گردشگری، تولید ثروت و اشتغال‌زایی و مبادلات فرهنگی در کشور و ماده ۷۲ در ارتباط با وظایف دولت به منظور توزیع مناسب جمعیت و فعالیت‌ها در پهنه سرزمین، با هدف استفاده کارآمد از قابلیت‌ها و مزیت‌های کشور می‌باشد.
  - مواد ۱۲ و ۱۳ ضوابط ملی آمایش سرزمین در رابطه می‌باشند.
  - بخشنامه شماره ۳۹۳۶۱ مورخ ۱۳۸۳/۷/۱۹ به کلیه وزارتخانه‌ها، سازمان‌ها، موسسات دولتی، نهادهای انقلاب اسلامی و استانداری‌های سراسر کشور مبنی بر تحقق اهداف توسعه گردشگری، حمایت قانونی از فعالیت‌های تاسیسات گردشگری، سرمایه‌گذاران و شاغلین در بخش مذکور است.
- در عرصه بین‌المللی نیز اهم کنوانسیون‌ها و معاهداتی که جمهوری اسلامی ایران متعهد به رعایت آنها می‌باشد، به شرح زیر می‌باشد:

- کنوانسیون رامسر

- کنوانسیون حمایت میراث فرهنگی و طبیعی جهان
- منشور توریسم فرهنگی: مصوب نوامبر ۱۹۷۶-ایکوموس
- منشور بین‌المللی حمایت و مدیریت میراث فرهنگی زیر آب مصوب ۱۹۹۶-ایکوموس

#### ۴-۱- تعاریف

##### - گردشگری (جهانگردی)<sup>۱</sup> [۴]

بر اساس قانون توسعه صنعت ایرانگردی و جهانگردی، گردشگری چنین تعریف شده است: منظور از ایرانگردی و جهانگردی هر نوع مسافرت انفرادی یا گروهی است که بیش از ۲۴ ساعت بوده و به منظور کسب و کار نباشد.

##### - جهانگرد و گردشگر

به کسی گفته می‌شود که حداقل یک شب در یک اقامتگاه عمومی یا خصوصی در محل مورد بازدید به سر برد.

##### - گردشگر یک روزه

به گردشگری اطلاق می‌شود که شب را در یک اقامتگاه عمومی یا خصوصی در محل مورد بازدید به سر نمی‌برد.

##### - بازدید کننده

کسی که به محلی غیر از محل زندگی خود به مدتی کمتر از ۱۲ ماه سفر کند و هدف از اقامتش کسب درآمد و امرار معاش نباشد.

##### - تفرج

سرگرمی‌های متعددی که در محیط‌های باز صورت می‌گیرد تفرج یا گشت و گذار نامیده می‌شود.

<sup>۱</sup> - انواع گردشگری (تفرج) قابل اجرا در حاشیه سد و رودخانه‌ها طبقه‌بندی شده و در جدول (۱-۱) ارائه شده است.

جدول ۱-۱- طبقه‌بندی فعالیت‌های گردشگری قابل انجام در حاشیه منابع آبی (رودخانه‌ها و سدها)

اولویت	سطوح کاربری	گونه اصلی	زیرگونه‌های فعالیتی	ملاحظات امکان‌سنجی و مکان‌یابی	نیاز به زیرساخت	ظرفیت برد	ملاحظات طراحی	ملاحظات بهره‌برداری	میزان آلاینده‌گی و تخریب
۱	سطح یک	حفاظت و بازدید از سد، سازه‌های آبی، تاسیسات و موزه‌ها و سایر جاذبه‌های طبیعی	تورهای علمی و ترویجی دانش‌آموزی و دانشجویی، گردشگری جنگ	ایمنی و بهداشت	جاده دسترسی مناسب، سرویس ایاب و ذهاب، سرویس بهداشتی و شبکه‌های جمع‌آوری و دفع فاضلاب، فروشگاه و ارائه خدمات جنبی، سیستم جمع‌آوری زباله	مطابق قوانین وزارت نیرو	پیش‌بینی دفع صحیح پسماندها و زباله‌ها	مدیریت پسماندها و زباله و دفع صحیح فاضلاب	بسیار اندک
۲	سطح دو	فضاهای ورزشی و نمایشگاهی	ایجاد فضاهای ورزشی و برگزاری جشنها، نمایشگاه‌ها و عرضه محصولات محلی و ... به طور دائمی یا موقت، گردشگری جنگ	ایمنی و بهداشت	جاده دسترسی مناسب، سرویس ایاب و ذهاب، سرویس بهداشتی و شبکه‌های جمع‌آوری و دفع فاضلاب، فروشگاه و ارائه خدمات جنبی، سیستم جمع‌آوری زباله	مطابق قوانین وزارت نیرو	پیش‌بینی دفع صحیح پسماندها و زباله‌ها	استقرار فضا به عنوان خوابگاه، محل استقرار و غیره در این منطقه غیر مجاز می‌باشد.	اندک
۳	سطح سه	ورزش‌های آبی	ماهگیری ورزشی، نیمه حرفه‌ای و دسته جمعی	توان اکولوژیکی + ایمنی + کنترل بهداشت کیفیت	خدمات پزشکی و نجات مصدومان، جاده دسترسی مناسب، سرویس ایاب و ذهاب، سرویس بهداشتی و شبکه‌های جمع‌آوری و دفع فاضلاب، فروشگاه و ارائه خدمات جنبی، سیستم جمع‌آوری زباله	مطابق فرمول ارائه شده در دستورالعمل (کم و محدود، کوتاه مدت و فصلی)	دارد	مدیریت و کنترل کیفی آب، جمع‌آوری و دفع فاضلاب، پسماندها و زباله‌ها	اندک
			ماجراجویی (فرود از آبشار، رفتینگ، کانو، سایر قایق‌ها)، شنا	غیرموتوری	غیر مجاز مگر در شرایط خاص	غیر مجاز مگر در شرایط خاص	غیر مجاز مگر در شرایط خاص	غیر مجاز مگر در شرایط خاص	غیر مجاز مگر در شرایط خاص
۳	سطح سه	تفریحات آبی و فعالیت‌های وابسته به آب، کت‌ها، سراب‌ها	اسکی روی آب، جت اسکی، قایق موتوری	غیر مجاز مگر در شرایط خاص	غیر مجاز مگر در شرایط خاص	غیر مجاز مگر در شرایط خاص	غیر مجاز مگر در شرایط خاص	غیر مجاز مگر در شرایط خاص	زیاد
			پیک نیک و تفریح در حاشیه منابع آبی، شنا گردشگری جنگ (الگوی گردشگری انبوه، بویژه گروه‌های خانواده با تمرکز بالا)	توان اکولوژیکی + ایمنی + کنترل بهداشت کیفیت	خدمات پزشکی و نجات مصدومان، جاده دسترسی مناسب، سرویس ایاب و ذهاب، سرویس بهداشتی، فروشگاه و ارائه خدمات جنبی	مطابق فرمول ارائه شده در دستورالعمل (کم و محدود، کوتاه مدت و فصلی)	دارد	در حد متوسط دارد	غیر مجاز مگر در شرایط خاص
۴	سطح چهار	مراکز اقامتی و سکونتگاهی	هتل، متل، شهرک‌های توریستی، ویلاسازی، ساخت مجتمع‌های تجاری، مسکونی یا خدماتی	توان اکولوژیکی + همخوانی با کاربری‌های مجاور (محیط اجتماعی، اقتصادی و فرهنگی)	همخوانی با کاربری‌های مجاور محیط (اجتماعی، اقتصادی و فرهنگی)	مطابق فرمول ارائه شده در دستورالعمل (زیاد، وسیع، دائمی)	مخصوصاً ضوابط طراحی، نسبت عرصه به اعیان	در حد زیاد دارد	زیاد (قابلیت کنترل آلودگی وجود دارد)

**- مخزن سد [۹]**

مخازن سدها، یکی از انواع دریاچه‌های انسان ساخت هستند که برای برآورده کردن نیازهای آبی مختلفی مانند تهیه آب آشامیدنی، تنظیم جریان و کنترل سیلاب، تولید انرژی برق، ماهی‌گیری، حمل و نقل، تفریحات آبی و دیگر مقاصد، به وجود می‌آیند.

**- رودخانه**

مجرای است طبیعی که آب به طور دائم یا فصلی در آن جریان داشته باشد [۶].

**- رودخانه فصلی**

رودخانه‌ای است که بیش از ۵۰٪ ایام سال خشک باشد [۶].

**- نهر طبیعی**

مجرای است که آب به طور دائم یا فصلی در آن جریان داشته باشد ولی دارای حوضه آبریز مشخصی نباشد [۶].

**- نهر سنتی**

مجرای آبی است که به وسیله اشخاص و به صورت غیرمدرن احداث شده باشد [۵].

**- مسیل**

آبراه‌های است طبیعی که در صورت نزول برف و باران، در آن آب جاری می‌گردد [۵].

**- مسیل متروک**

مجرای است طبیعی که تحت تاثیر عوامل طبیعی و یا غیر طبیعی امکان حدوث سیلاب در آن وجود نداشته باشد [۵].

**- بستر**

بخشی از رودخانه یا مسیل است که توسط سیلاب با دوره بازگشت ۲۵ ساله یا دوره بازگشت مصوب حوضه ستادی وزارت نیرو غرقاب گردد. بدین ترتیب بر اساس تعریف آیین‌نامه آن قسمت از رودخانه، نهر یا مسیل است که در هر محل با توجه به آمار هیدرولوژیک و داغاب و حداکثر طغیان با دوره بازگشت ۲۵ ساله به وسیله وزارت نیرو یا شرکت‌های آب منطقه‌ای تعیین می‌شود. در مناطقی که ضروری باشد، سیلاب با دوره بازگشت کم‌تر یا بیش‌تر از ۲۵ ساله ملاک محاسبه قرار گیرد، سازمان‌های آب منطقه‌ای بر حسب مورد با ارائه نقشه‌های مربوط و توجیهات فنی از حوضه ستادی وزارت نیرو، مجوز لازم را اخذ خواهند نمود [۵].

**- حریم**

حریم انهار طبیعی، رودخانه‌ها و مسیل‌ها (اعم از اینکه آب دائم یا فصلی داشته باشند) و مرداب‌ها و برکه‌های طبیعی برای عملیات لایروبی و بهره‌برداری، از یک تا بیست متر و برای حفاظت کیفی آب رودخانه‌ها، انهار طبیعی و برکه‌ها تا یکصد و پنجاه متر (تراز افقی) از منتهی‌الیه بستر خواهد بود که بنا به مورد و نوع مصرف و وضع رودخانه، نهر طبیعی و برکه به وسیله وزارت نیرو یا شرکت‌های آب منطقه‌ای تعیین می‌گردد.

حریم کیفی برای رودخانه‌ها، انهار طبیعی و برکه‌های تامین کننده آب شرب مقطوعاً یکصد و پنجاه متر خواهد بود [۶].

**- سیلراه**

قسمتی از رودخانه که هنگام وقوع سیلاب جریان از آن عبور می‌نماید و بخشی از پهنه سیل‌گیر با دوره بازگشت صد سال که اشغال آن باعث افزایش تراز سیلاب بیش از ۳۲ سانتی‌متر می‌گردد [۵].

**- حاشیه سیلاب**

به آن بخش از پهنه سیل‌گیر سیلاب با دوره بازگشت صدساله گفته می‌شود که اشغال آن باعث افزایش تراز سیلاب به میزان کم‌تر از ۳۲ سانتی‌متر گردد [۵].

**- پهنه سیل‌گیر**

به سطحی از اراضی رودخانه یا مجاور آن گفته می‌شود که در سیلابی با دوره بازگشت معین غرقاب گردد [۵].

**- پهنه‌بندی سیل**

تعیین پهنه‌های سیل‌گیر برای سیلاب‌های با دوره بازگشت‌های معین را پهنه‌بندی سیل می‌گویند [۵].

**- کت**

کت‌ها حفره‌های غارمانندی هستند که توسط انسان در دیواره‌های سنگی حاشیه رودخانه دز که از سنگ کنگلومرا تشکیل شده‌اند، حفر شده و در طول مسیر رودخانه به تعداد زیاد دیده می‌شوند.

**- سراب یا سرچشمه رودخانه**

سراب به معنای سر آب یا ابتدای سرچشمه رودخانه است. این نوع از منابع آب در مناطق زاگرسی بسیار مشاهده می‌شود و در بسیاری موارد تامین آب شرب شهرها و روستاهای اطراف از طریق آنها صورت می‌گیرد.

**- گردشگری جنگ**

نوعی از گردشگری است که در آن بازدید از بقایای خرابه‌ها و آثار جنگی صورت می‌گیرد و هدف آن رونق دوباره مناطق جنگ‌زده و بهبود وضعیت اقتصادی این مناطق و یا بسط و توسعه تاثیرات فرهنگی و اجتماعی جنگ می‌باشد. این نوع از گردشگری می‌تواند در قالب یکی از ۴ سطح کاربری تعریف شده در جدول (۱-۱) طبقه‌بندی گردد.

**- پهنه‌بندی**

منظور از پهنه‌بندی در این دستورالعمل، مشخص نمودن بازه‌های مناسب در حاشیه رودخانه‌ها و سدها می‌باشد. این پهنه‌بندی در حاشیه سدها و رودخانه‌ها منطبق بر حرایم کمی و کیفی تعریف شده توسط وزارت نیرو می‌باشد [۷].

**- زون‌بندی**

منظور از زون‌بندی در این دستورالعمل، مشخص نمودن پلی‌گون‌هایی با مشخصات معین می‌باشد که بر اساس معیارهای تعیین شده وزن‌دهی می‌گردند و درجه مرغوبیت آنها برای کاربری‌های سطوح ۱ تا ۴ اولویت‌بندی می‌شوند.

**- آمایش سرزمین**

تنظیم رابطه انسان، سرزمین و فعالیت‌های انسانی در سرزمین به منظور بهره‌برداری درخور و پایدار از جمیع امکانات انسانی و فضایی سرزمین در جهت بهبود وضعیت مادی و معنوی اجتماع در طول زمان و حفظ منافع برای نسل‌های آتی می‌باشد.

**- ارزیابی توان اکولوژیک**

تعیین قدرت بالقوه و یا نوع کاربرد سرزمین با توجه به ویژگی‌های محیط فیزیکی و زیستی آن با تاکید بر بهره‌برداری از عواید منابع طبیعی و نه مصرف اصل آن می‌باشد.

**- مکان‌یابی**

عبارت است از فرایند انتخاب بهترین محل برای اختصاص یکی از کاربری‌های تفرج متمرکز، گسترده و یا حفاظت بر اساس پارامترهایی چون توان اکولوژیکی منطقه، در دسترس بودن، قابل استفاده بودن برای مردم، هزینه‌های متناسب با نوع کاربری، وسعت و کمیت در دسترس، بسترهای حقوقی و قانونی و تامین نیروی انسانی کارآمد و رعایت اصول آمایشی و رعایت اصول حفاظت کمی و کنترل بهداشت کیفی منابع آب.

**- امکان‌سنجی**

عبارت است از تجزیه و تحلیل و ارزیابی پروژه پیشنهادی برای یکی از کاربری‌های سطوح ۱ تا ۴ در زون‌های مکان‌یابی شده و تعیین درجه مرغوبیت با توجه به عوامل فنی، بودجه‌ای و تامین منافع عمومی و پارامترهای دخیل در مکان‌یابی.

## - ظرفیت برد [۱۶و۱۴]

ظرفیت برد معیاری است که حداکثر دامنه استفاده از یک موقعیت و محل تفرجی یا هر منبع خاص را بدون وارد آوردن خسارتی به محیط زیست و منابع طبیعی و حد بردباری آن نشان می‌دهد و عبارت است از: شمار مراجعین به هر واحد تفرجی قابل استفاده در هر دوره زمانی، به طوری که تفرجگاه مورد نظر در هر سال بتواند به خوبی پاسخگوی مراجعین باشد، بدون این که خسارت فیزیکی یا بیولوژیکی دائمی یا ثابتی بر توانایی پهنه یا لطمه محسوسی بر کیفیت تفریحی آن وارد شود.

## - ظرفیت برد فیزیکی

بر اساس دستورالعمل پیشنهادی توسط اتحادیه جهانی حفاظت از منابع (IUCN)، ظرفیت برد فیزیکی عبارت است از حداکثر تعداد بازدیدکنندگانی که در یک مکان و زمان معین می‌توانند در منطقه حضور فیزیکی داشته باشند. در حقیقت بیشترین تعداد افرادی که می‌توانند در زمان معینی در داخل و یا اطراف منبع آبی حضور داشته باشند، ظرفیت برد فیزیکی را تشکیل می‌دهد. این مقدار براساس فرمول ۱ محاسبه می‌شود:

$$PCC = A \times \frac{V}{a} \times RF \quad (1-1)$$

A: مساحت پهنه مناسب برای استفاده گردشگری (فضای در دسترس برای استفاده عموم)

$\frac{V}{a}$ : مقدار فضایی که هر بازدیدکننده نیاز دارد تا به راحتی بتواند در آن جابجا شود و تداخلی با سایر پدیده‌های فیزیکی و یا افراد نداشته باشد (این مقدار در حالت عادی برای یک فرد معمولی مساحتی افقی به اندازه ۱ متر مربع می‌باشد و در یک فعالیت تفرجی گروهی با توجه به موانع طبیعی، حساسیت منطقه و یا ملاحظات ایمنی متغیر می‌باشد) که در این مطالعه با توجه به تلفیق داده‌ها در فضاهای بسته برای هر نفر ۳ متر مربع و در فضاهای باز ۱۰ مترمربع در نظر گرفته شده است.

RF: تعداد بازدید روزانه از یک مکان می‌باشد که مطابق فرمول ۲ قابل محاسبه است:

$$Rf = \frac{\text{زمان قابل استفاده برای بازدیدکنندگان در یک روز}}{\text{زمان متوسط یک بازدید}} \quad (2-1)$$

## - ظرفیت برد واقعی

ظرفیت برد واقعی بیانگر حداکثر تعداد مجاز گردشگران در یک سایت می‌باشد که با در نظر گرفتن عوامل تصحیح کننده ظرفیت برد فیزیکی، نظیر متغیرهای بیوفیزیکی، محیط زیستی، اکولوژیکی و اجتماعی به دست می‌آید. فرمول ۳ مربوط به محاسبه زیر برد واقعی می‌باشد:

۱- به عنوان مثال وقتی که دریاچه سد دارای سطح متوسط ۱۱۰۰۰ هکتار می‌باشد و فضای مورد نیاز برای هر قایق که بتواند به راحتی تردد نماید و با سایر قایق‌ها تداخل نداشته باشد، یک پنجم هکتار (۲۰۰۰ مترمربع) می‌باشد و تنها در یک روز آخر هفته مورد استفاده قرار می‌گیرد، ظرفیت برد فیزیکی برای تعداد قایق‌های مجاز در دریاچه معادل ۲۲۰۰ قایق می‌باشد.

$$RCC = PCC - Cf_1 - Cf_2 \dots Cf_n \quad (۳-۱)$$

که در آن Cf عامل تصحیح‌کننده می‌باشد و مقدار آن از فرمول ۴ بدست می‌آید.

$$Cf = \frac{M1 \times 100}{Mt} \quad (۴-۱)$$

M1: Limiting Magnitude of Variable      Mt: Total Magnitude of Variable

در این فرمول M1 بزرگی محدود‌کننده و Mt بزرگی کل خواهد بود.

### - ظرفیت برد موثر

ظرفیت برد موثر نمایانگر حداکثر تعداد بازدیدکنندگانی است که یک سایت با توجه به ظرفیت مدیریت موجود و اهداف و عملکردها قادر به حمایت آنها می‌باشد. همچنین متغیرهایی مانند زیرساخت‌ها، تسهیلات و پرسنل، امکانات و بودجه بر این ظرفیت برد اثر گذار می‌باشد. به عبارت دیگر به حداکثر تعداد بازدیدکنندگان از یک مکان که مدیریت موجود توانمندی اداره آن را به صورت پایدار دارد، ظرفیت برد موثر می‌گویند. ظرفیت برد موثر همیشه از ظرفیت برد فیزیکی کم‌تر است و وجود توانمندی‌های مدیریتی می‌تواند موجب استفاده از یک پهنه تا حد ظرفیت برد واقعی و نه بیش‌تر از آن گردد. ظرفیت برد مجاز با استفاده از فرمول ۵ محاسبه می‌شود:

$$ECC = \frac{[\text{Infrastructure Capacity} \times MC] \times ECC}{RCC} \times 100 \quad (۵-۱)$$

منظور از MC ظرفیت مدیریتی موجود نسبت به سطح مطلوب ظرفیت‌های مدیریتی می‌باشد. به منظور محاسبه این پارامتر از اطلاعات مدیران منطقه در ارتباط با کارکنان و ... استفاده می‌شود.

همواره ظرفیت برد فیزیکی از ظرفیت برد واقعی بزرگ‌تر و ظرفیت برد واقعی از ظرفیت برد موثر یا مجاز بزرگ‌تر است. بنابراین رابطه زیر همیشه صادق می‌باشد:

$$RCC \geq ECC \quad \text{و} \quad PCC > RCC$$

برای محاسبه ظرفیت برد زیرساخت‌ها از فرمول ۶ استفاده می‌شود:

$$\text{ظرفیت برد زیرساخت‌ها} = \frac{\text{استفاده کننده} + \text{مجاز موجود}}{\text{تعداد مسیرهای موجود گردشگری}} \times \frac{\text{زمان قابل استفاده برای بازدیدکنندگان در یک روز}}{\text{زمان متوسط یک بازدید}} \quad (۶-۱)$$

۱- به عنوان مثال زمانی که در یک گردشگاه به دلیل شرایط اقلیمی سخت در ۴ ماه از سال گردشگاه غیر قابل استفاده خواهد بود و همچنین در ۴ ماه نیز فرایندهای جوجه‌آوری و جفت‌گیری حیات‌وحش و ... حادث خواهد شد، این دو عامل به عنوان عوامل محدود‌کننده مورد بحث قرار خواهند گرفت. در صورتی که ۲ روز در هفته، منطقه مورد مطالعه مورد استفاده گردشگری قرار می‌گیرد، یعنی در طول یک سال ۱۰۰ روز در منطقه گردشگری خواهد شد و در طول ۴ ماه ۳۳ روز به دلیل شرایط اقلیمی و ۳۳ روز به دلیل مسایل اکولوژیک حذف خواهد شد. بنابراین ظرفیت برد واقعی منطقه طبق فرمول زیر محاسبه می‌گردد:

$$Cf1: \text{شرایط اقلیمی سخت در ۴ ماه از سال} = 100 - 33 = 67$$

$$Cf2: \text{شرایط بیولوژیک خاص در ۴ ماه از سال} = 100 - 33 = 67$$

$$RCC = 100 - 33 / 100 \times 100 - 33 / 100 \times PCC$$



$$\text{ظرفیت بودجه و کادر مدیریتی در وضعیت موجود} \\ \text{میزان بودجه و کادر مدیریتی مورد نیاز} \times 100 = \text{ظرفیت برد مدیریتی}$$

برای توسعه گردشگری در حاشیه سدها و رودخانه‌های کشور، باید ظرفیت برد فیزیکی و واقعی منطقه به درستی محاسبه گردد و تعداد گردشگران ورودی به منطقه بر مبنای آن تنظیم گردد.



## فصل ۲

---

---

روش‌شناسی طرح‌های گردشگری در

حاشیه سدها



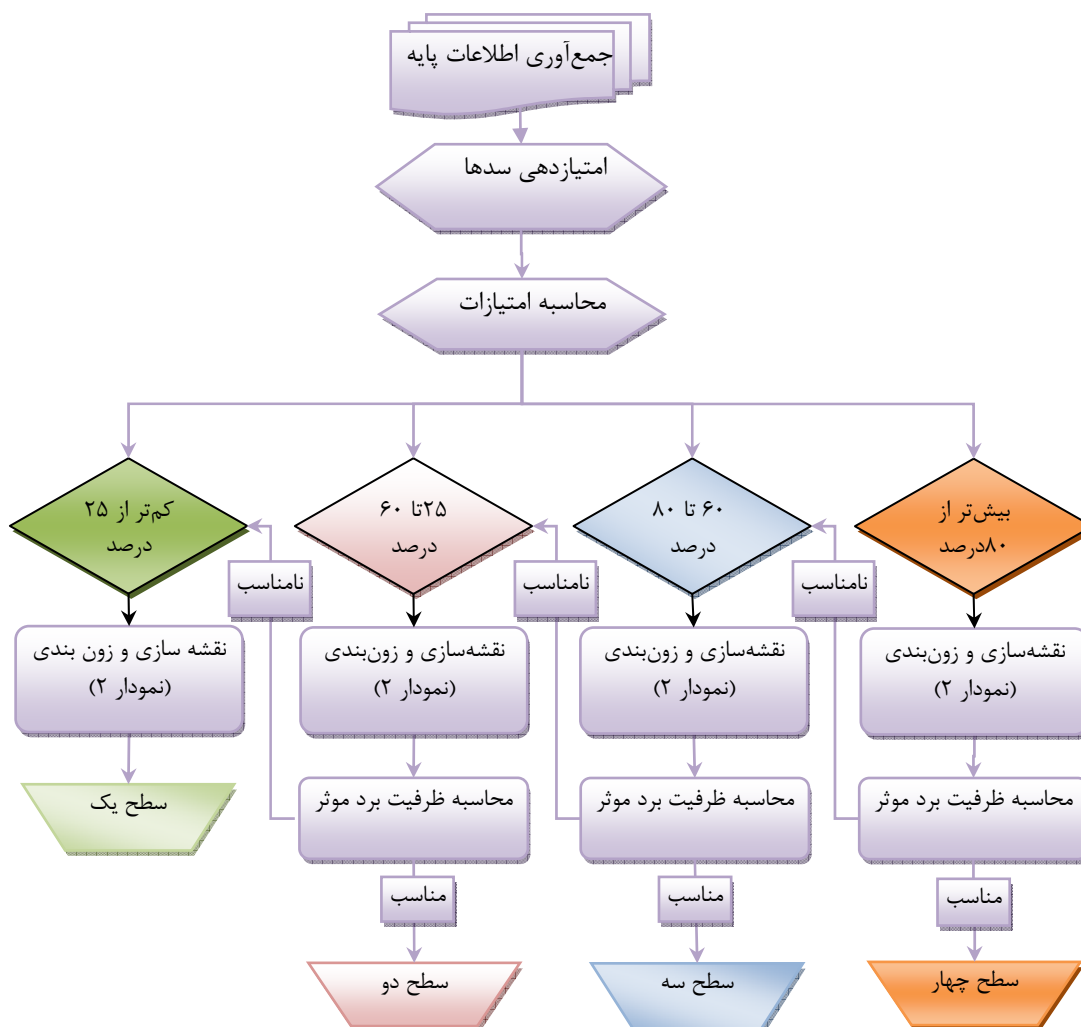
## ۱-۲- امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در اطراف سدها

### ۱-۱-۲- روش‌شناسی امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در اطراف سدها

روند انجام امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در اطراف سدها در نمودار ۱ مشخص شده است. برای این منظور ضروری است تا مراحل ذیل به ترتیب انجام گردد:

#### ۲-۱-۲- جمع‌آوری اطلاعات پایه

جهت انجام امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در حاشیه سدها اطلاعات مورد نیاز باید مطابق ستون ۱ جدول (۱-۲) جمع‌آوری گردد. لازم به ذکر است که برخی از این اطلاعات در قالب نقشه و برخی در قالب اطلاعات توصیفی می‌باشد.



نمودار ۱-۲- روند انجام امکان‌سنجی و مکان‌یابی طرح‌های گردشگری در اطراف سدها

جدول (۲-۲) راهنمای امتیازدهی جهت تعیین مرغوبیت کاربری‌های تفرجی اطراف سدها را نشان می‌دهد همان‌طور که در ستون انتهایی این جدول با عنوان تعیین سطوح کاربری ملاحظه می‌گردد، حداقل امتیازهای لازم برای هر یک از کاربری‌ها داده شده است. لازم به ذکر است که خانه‌هایی که با رنگ آبی نمایش داده شده‌اند، عوامل و توکننده هستند، یعنی منطقه مورد نظر باید حتماً در این بخش این امتیاز را کسب نماید. در سمت چپ این جدول ستونی قرار داده شده است که امتیازات کسب شده توسط منطقه مورد مطالعه در آن ثبت خواهد شد.

از این جدول به عنوان چک لیست امتیازدهی جهت تعیین مرغوبیت کاربری‌های تفرجی استفاده گردد.

## فصل ۳

---

---

تعریف معادله بیلان و تعیین اجزای

آن





### ۳-۱- بیلان آب در سطح ملی

تعیین بیلان آب کشورها عمدتاً با اهداف کلی صورت می‌پذیرد. این اهداف شامل به‌دست آوردن اطلاعات لازم برای استفاده منطقی از منابع آب ملی و همچنین تدوین بیلان‌های فرا-ملی تعمیم یافته آب درهای دریایی، 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  $\Delta S$  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 (۳-۱) بیان می‌گردد:

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

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.  $Q_{SO}$  و  $Q_{SI}$  با اندازه‌گیری‌های بده رودخانه‌ای در ایستگاه‌های آب‌سنجی 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 به‌دست آمده توسط دو روش به‌طور تقریبی یکسان می‌باشد. با این وجود اگر اختلاف رواناب در یک ناحیه مشخص که بدین ترتیب به‌دست 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 باران‌سنج‌ها، ایستگاه‌های هواشناسی، آب‌سنجی 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 [۲۲]:

$$S_p = P - E_{act} \quad (۲-۳)$$

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

$$R = S_p + \Delta W_{unsat} \quad (۳-۳)$$

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

$$\Delta W_{unsat} = \int_0^{100} \theta(z, t + \Delta t) dz - \int_0^{100} \theta(z, t) dz \quad (۴-۳)$$

که در آن  $\theta$  رطوبت حجمی خاک،  $z$  عمق و  $t$  زمان می‌باشد. از رطوبت خاک در معادله (۴-۳) 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 (۴-۳) را می‌توان به صورت زیر ساده کرد:

$$\Delta W_{unsat} = \theta_{avg}(t + \Delta t)100 - \theta_{avg}(t)100 \quad (۵-۳)$$

که در آن  $\theta_{avg}$  متوسط رطوبت برای پروفیل ۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متری می‌باشد. با جداسازی شارش‌های آشکار  $H$  و نهان  $\lambda E$ ،  $\theta_{avg}$  را می‌توان به صورت زیر نمایش داد [۲۲]:

$$\theta_{avg} = \frac{\theta_{sat}}{0.51} \exp\left\{\frac{|\lambda E / (\lambda E + H) - 1.28|}{0.421}\right\} \quad (۶-۳)$$

که در آن  $\theta_{sat}$  مقدار آب خاک در حالت اشباع می‌باشد. معادله (۳-۳) برای نواحی محدودی که تقابل آب‌های زیرزمینی و میزان نگهداشت آب‌های سطحی از اهمیت چندانی برخوردار نباشد از کارایی مناسبی برخوردار است. در این شرایط، رواناب به عنوان مولفه نهایی بیلان آب در نظر 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. درحالی 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  $\Delta W_{\text{unsat}}$  در نظر 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:

$$G = P - ET_{\text{act}} + \Delta W_{\text{unsat}} - R \quad (۷-۳)$$

در این صورت  $G$  بیانگر مواردی چون (الف) عدم اطمینان در  $P$ ،  $ET_{\text{act}}$  و  $\Delta W_{\text{unsat}}$ ، (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- 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:

$$P - Q - E = 0 \quad (۸-۳)$$

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 باید در معادله (۸-۳) اعمال شود. ملاحظات ویژه‌ای لازم است تا بتوان تبادلات آب زیرزمینی را با دقت مناسبی ارزیابی نمود. متوسط ریزش جوی ( $\bar{P}$ ) و متوسط بده ( $\bar{Q}$ ) 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:

$$\bar{E} = \bar{P} - \bar{Q}_S \quad (الف-۸-۳)$$

اگر آب رودخانه در یک مقیاس وسیع برای صنعت (اولیه یا ثانویه) استفاده شود، مولفه  $Q_\alpha$  برای برداشت آب برای اهداف اقتصادی و مولفه  $Q_\beta$  برای آب بازگشتی از صنعت نیز باید در معادله (۸-۳) اعمال شود.

بر حسب دقت 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:

$$P - Q_S - Q'_u - E = 0 \quad (۹-۳)$$

بر پایه این معادله، امکان دارد تعریف شود:

$$N = P - Q_S = Q'_u + E; \quad K_u = \frac{Q'_u}{N}; \quad K_E = \frac{E}{N} \quad (۱۰-۳)$$

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 ۶-۲-۶ را ببینید).

معادله عمومی بیلان آب (۱-۱) 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 باید به معادلات (۸-۳)، (۹-۳) 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  $S_L \Delta$  تغییر ذخیره آب در دریاچه‌ها و سایر گودی‌های طبیعی،  $S_{Ch} \Delta$  تغییر در ذخیره آب در کانال‌های رودخانه،  $S_{Sn} \Delta$  تغییر آب معادل پوشش برفی،  $M \Delta$  تغییر ذخیره آب در یک متری بالایی خاک،  $G \Delta$  تغییر ذخیره آب زیرزمینی،  $Q_{\alpha}$  آب خارج شده از رودخانه برای نیازهای اقتصادی و/یا به سایر نواحی،  $Q_{\beta}$  آب بازگشتی،  $Q_{SL}$  جریان ورودی از نواحی مجاور و  $\eta$  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  $\eta'$  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 ( $\mu$ ) در حد ۱۲ میلی‌متر یا ۰.۲/۱٪ 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 کانال رودخانه‌ای زهکشی نشده‌اند می‌باشد. ریزش جوی و سایر مولفه‌های دیگر حاوی خطای نمونه‌برداری و اندازه‌گیری‌اند. تناقض بیلان آب دقیقاً مبین 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 باید برای هر مولفه صورت پذیرد.

بیلان آب یک حوضه بسته رودخانه‌ای در ناحیه معتدل و برای یک دوره زمانی مشخص از معادله (۳-۱۱) محاسبه می‌شود. درحالی‌که بیلان آب یک حوضه باز رودخانه‌ای که ناحیه مشخصی از زمین را دربرمی‌گیرد، از معادله (۳-۱۲) محاسبه می‌شود.

معادلات (۳-۱۱) و (۳-۱۲) برای محاسبات بیلان آب برای دوره‌های زمانی فصلی، ماهانه و کوتاه‌تر مناسب‌اند. هنگامی‌که بیلان آب برای سال و فصل محاسبه شوند، جمله  $\Delta S_{ch}$  از معادله می‌تواند حذف شود زیرا مقدار آن ناچیز است. در حالت محاسبه بیلان آب برای یک سال تقویمی یا هیدرولوژیکی، جمله  $\Delta S_{sn}$  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 یخ‌ها 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 باید 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 (۳-۱۳) قابل بیان می‌باشد [۴۰].

$$\sum_{i=1}^t (d_{pcp} - d_{ro} - d_{los} - d_{perc} - d_{et}) = dsw(t) - dsw(0) \quad (3-13)$$

که در آن  $dsw(t)$  و  $dsw(0)$  بیانگر محتوی آب خاک به ترتیب در شرایط اولیه و روز  $t$  می‌باشد. در سمت چپ معادله (۳-۱۳)،  $d_{pcp}$  مقدار بارش،  $d_{ro}$  رواناب،  $d_{los}$  افت انتقالی،  $d_{perc}$  نفوذ از پروفیل خاک و  $d_{et}$  تبخیر- تعرق برحسب 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 کانال 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 [۲۰]. روزهایی که جریان اتفاق می‌افتد، تعیین روزهایی که جریان نرخ افزایشی دارد، مقدار افزایش جریان و تعیین کاهش

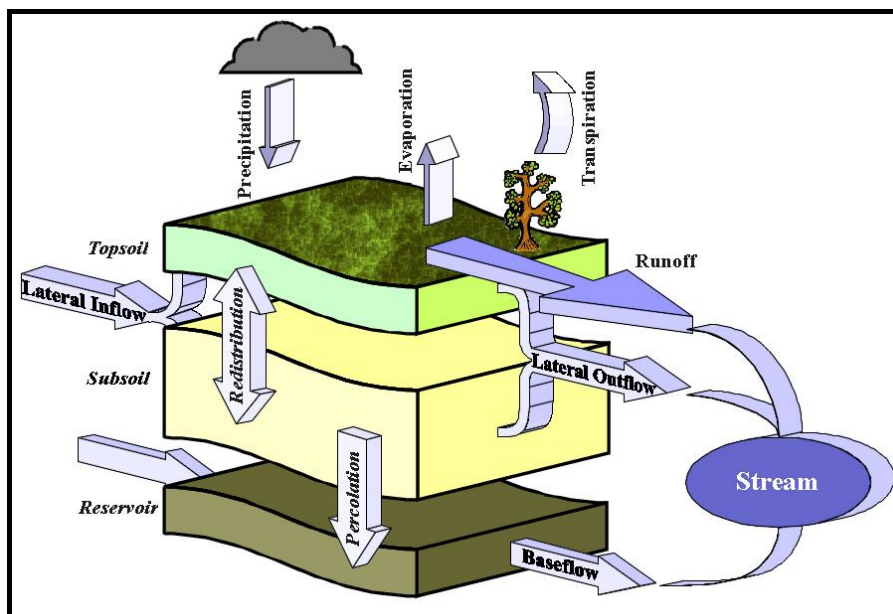
جریان عواملی‌اند که در این شرایط لحاظ می‌شوند. تحلیل این وضعیت می‌تواند به کمک زنجیره مارکوف، که ابزار مناسبی در بررسی تغییرات روزانه هواشناسی- هیدرولوژیکی می‌باشد، به کار برده شود. ماتریس احتمالات انتقالی زنجیره مارکوف سه حالتی برای تعیین حالات یک رودخانه فصلی را می‌توان به شکل معادله (۱۹-۳) نمایش داد.

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

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 باید محدوده مکانی مشخصی را برای تدوین بیلان یک حوضه آبریز در نظر 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

### ۳-۴- بیلان آب منطقه‌ای شامل چند حوضه آبریز

منابع در دسترس کاربرد بیلان آب در محدوده بیش‌تر از یک حوضه آبریز را به بررسی‌های جفتی معرفی می‌کنند [۳۰]. بررسی‌های جفتی به طور متداول وسیله‌ای برای تعیین تغییر مقدار آبدهی در نتیجه تغییر پوشش گیاهی می‌باشد [۲۶]. در این بررسی‌ها آبدهی به صورت درصدی از بارندگی در نظر 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.

### ۳-۵- 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 به‌دنبال 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، باید با یک دیوار تقسیم‌کننده (از سطح زمین تا رسیدن به محل تقریبی لایه غیرقابل نفوذ) به طور مصنوعی از نواحی مجاور مجزا شوند. بسته به گونه انواع 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:

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

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 تنه درختان به طرف پایین جاری می‌شود (ساقاب)،  $Q_{so}$  و  $Q_{uo}$  به ترتیب 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،  $\Delta S_s$  تغییر ذخیره آب در سطح زمین جنگلی،  $\Delta M$  تغییر در ذخیره آب در لایه یک متری سطحی خاک و  $\Delta G$  تغییر ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد.  $\eta$  مولفه تناقض بیلان آب ( $\eta = \Delta M' + Q_{up} + \eta'$ ) که در آن  $\Delta M'$  تغییر ذخیره آب در ناحیه هوایی زیر لایه یک متری بالایی و پایین تا ناحیه اشباع،  $Q_{up}$  نفوذ عمقی ورای ناحیه اشباع، و  $\mu'$  مولفه تناقض مشخص نشده بیلان) است.

ریزش جوی گیرش شده توسط تاج گیاهی ( $P_1$ ) و ریزش جوی که از طریق تنه درختان به طرف 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 نفوذ کرده از طریق تاج گیاهی ( $P_1$ ) و ریزش جوی که از طریق تنه درختان به طرف 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 (خزه، 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 عمده‌ای 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 تنه درختان رو به پایین حرکت می‌کنند ( $P_3$ ) در نظر 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:

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

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<sup>۱</sup> توصیف شده است، اندازه‌گیری می‌کنند [۴۹]. مقدار آن به طور میانگین یک سوم مقدار



تبخیر از ناحیه درختی در نظر می‌گیرند. اطلاعات آزمایشی به دست آمده در والادای<sup>۱</sup> 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 بارش‌سنج (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 به‌وسیله دکل‌های شیب‌دار نصب شده در جنگل که مجهز به تجهیزات هواشناسی و اکتینومتریک<sup>۲</sup> باشند به‌دست آیند. دکل‌ها باید در جنگل و در فاصله حدود ۵۰-۶۰ متری 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 [۴۹] 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 به‌دست آمده در یک ضریب انتقال تجربی (۱/۲۵) ضرب می‌شوند. تبخیر از جنگل‌ها در ناحیه معتدل در دوره ماه‌های انتقالی (فروردین، آذر، آبان) برابر با تبخیر پتانسیل در نظر گرفته می‌شود. در صورتی 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،

1- Valadi

2- Actinometric

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 توأم گردند.

بسیار محتمل است که در کلیه شرایط امکان اندازه‌گیری مولفه‌های مورد نیاز در دسته معادلات (۳-۲۰) تا (۳-۲۷) میسر نباشد. در این صورت در معادله (۴-۲۸) باید 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 در نظر 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  $i$  (غالباً بازه‌های یک روزه) از معادله زیر تعریف می‌شود [۱۷۵]:

$$F_i = P_i - E_{ti} - E_{wi} - E_{ui} - \Delta W_i \quad (۳-۲۹)$$

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  $\Delta W_i$  تغییر در ذخیره رطوبتی خاک است. استفاده از مدل‌های یک بعدی که در برگیرنده شرایط اتمسفری و فیزیولوژی تعرق بوده و آن‌ها را با فرایندهای هیدرولوژیکی خاک ترکیب می‌کنند، یک راه‌کار 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 در نظر 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 [۸۳]:

$$(1 - \text{ref})S \downarrow + \varepsilon L = \varepsilon L \downarrow = \varepsilon \sigma T_s^4 + H + LE + G \quad (۳-۳۰)$$

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

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (۳-۳۱)$$

$$LE = \ell \rho C_H U [\text{hq}_{\text{sat}}(T_s) - q] \quad (۳-۳۲)$$

در این معادلات  $\text{ref}$  ضریب بازتابش سطح خاک،  $S \downarrow$  عبارت از تشعشع عمودی خورشید ( $\text{Wm}^{-2}$ ) و  $\varepsilon$  گسیل‌مندی سطح خاک می‌باشد.  $L \downarrow$  بیانگر تشعشع موج بلند به سمت پایین،  $\varepsilon$  ثابت انتقال-بولترمن،  $T_s$  دمای سطحی خاک بر حسب درجه کلونین،  $H$  شارش گرمای محسوس معین،  $LE$  شارش گرمای نهان و  $G$  شارش گرمای خاک است.  $T$ ،  $U$ ،  $c_p$  و  $q$  به ترتیب بیانگر گنجایش حرارتی هوا ( $\text{J kg K}^{-1}$ )، سرعت باد ( $\text{ms}^{-1}$ )، دمای هوا ( $K$ ) و رطوبت ویژه ( $\text{kg.kg}^{-1}$ ) در ارتفاع  $z$  می‌باشد.  $q_{\text{sat}}(T_s)$  عبارت از رطوبت ویژه اشباع در دمای  $T_s$  بر حسب  $K$  و  $\ell$  عبارت از گرمای نهان تبخیر از

سطح آب ( $Jkg^{-1}$ ) و  $\beta$  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 [۸۳]:

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

که در آن گرمای ویژه خاک ( $Jkg^{-1}K^{-1}$ )،  $\rho_G$  دانسیته حجمی خاک ( $kg.m^{-3}$ )،  $T_G$  دمای خاک (C) و  $t$  زمان و  $Z$  بیانگر عمق می‌باشد. عدد  $0.7$  به عنوان حد بالای انتگرال احتمالا 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:

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

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

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

که در آن‌ها:

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

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

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

که در آن:

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

در این معادلات  $\theta$  محتوی حجمی رطوبت خاک ( $m^3 m^{-3}$ )،  $\rho_w$ ، دانسیته آب ( $1000 kg m^{-3}$ )  $Q_{liq}$  شارش با اهمیت مایع ( $kg s^{-1} m^{-2}$ ) و  $Q_{vap}$  شارش بخار آب ( $kg m^{-2} s^{-1}$ ) می‌باشد.  $K$  بیانگر هدایت هیدرولیکی ( $ms^{-1}$ ) و  $\theta$  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.  $\theta_{sat}$  نشان دهنده  $\theta$  در حالت اشباع بوده،  $Q_{liq}(z = bottom)$  عبارت از شارش آب در کف و  $D$  بیانگر ضریب پخشیدگی ملکولی بخار آب در هوا ( $2.54 \times 10^{-5} m^2 s^{-1}$ ) می‌باشد.  $F_n$  نشان دهنده اغتشاش انتقال بخار آب در خاک ( $M$ )،  $Q_h$  شارش گرما در خاک ( $W m^{-2}$ )  $LE_{soil}$  شارش گرمای نهان در خاک ( $W m^{-2}$ ) و  $\lambda_G$  هدایت گرمایی خاک ( $W m^{-1} K^{-1}$ ) می‌باشد.

### ۳-۶- 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  $\Delta t$  را می‌توان به شکل زیر نوشت [۸۷]:

$$\sum Q_{up}^i - Q_d^i + \sum Q_I^i \pm Q_{ice}^i - Q_{evp}^i \pm Q_{gr}^i \pm Q_r^i = 0 \quad (۳-۴۱)$$

که در آن  $\sum Q_{up}^i$  و  $Q_d^i$  بیانگر بده جریان از بخش‌های بالایی و پایینی هیدرولوژیکی می‌باشند.  $\sum Q_I^i$  عبارت از بده 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 می‌افتند 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 در خصوص 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  $Q_I^i$  در نظر 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.

### ۳-۷- بیلان آب در محدوده یک آبخوان

در بعضی از شرایط ضروری خواهد بود که بیلان آب‌های آب زیرزمینی در قالب مجموعه‌های آبی مجزا نیز مورد مطالعه و محاسبه واقع شود. محاسبه بیلان آب‌های آب زیرزمینی، به‌ویژه برای نشان دادن اهمیت آن‌ها به عنوان یک منبع مهم تامین آب، بسیار حائز اهمیت 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 [۱۴۹]:

$$Q_{up} + Q_{um} + Q_{ul} + Q_{ul} - Q_{u2} - Q_{u\gamma} + Q_{u\beta} - Q_{uc} - Q_{u2} - Q_{uo} - Q_{u3} - Q_{u\alpha} - \Delta G - \eta_l = 0 \quad (۳-۴۲- الف)$$

$$(Q_{u1} + Q_{u1} - Q_{u0} - Q_{u2}) + (Q_{up} - Q_{uc}) + (Q_{um} - Q_{uy} - Q_{u3}) + (Q_{ub} - Q_{ua}) - \Delta G - \eta_1 = 0 \quad (\text{ب} - ۴۲-۳)$$

که در آن‌ها  $Q_{up}$  جریان ورودی ناشی از نفوذ ریزش جوی به سطح بالایی آب زیرزمینی،  $Q_{um}$  جریان ورودی آب سطحی در طول محدوده مورد مطالعه آبخوان (یعنی در طول کانال رودخانه)،  $Q_{uy}$  جریان خروجی آب زیرزمینی در طول کانال،  $Q_{ui}$  جریان ورودی آب زیرزمینی به محدوده مورد مطالعه از آبخوان،  $Q_{ui}$  جریان ورودی آب زیرزمینی از سایر آبخوان‌ها،  $Q_{ub}$  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 به وسیله تبخیر-تعرق در اثر کشش موئینه و تغییر غلظت و فشار،  $Q_{uo}$  جریان خروجی آب زیرزمینی از محدوده مورد مطالعه از طریق آبخوان مورد نظر،  $Q_{u2}$  جریان خروجی آب زیرزمینی به سایر آبخوان‌ها،  $Q_{u3}$  جریان خروجی آب زیرزمینی از طریق چشمه‌ها،  $Q_{ua}$  آب زیرزمینی تخلیه شده از آبخوان‌های آرتزین،  $\Delta G$  تغییر در ذخیره آب زیرزمینی و  $\eta_1$  بیانگر اجزای کمی تعیین نشده بیلان و خطاهای برآورد سایر مولفه‌های بیلان می‌باشد. دو جمله آخر معادله، یعنی  $\Delta G$  و  $\eta_1$ ، ممکن است مثبت و یا منفی باشد. برای دوره‌های طولانی مدت از قبیل سال آبی، عموماً جمله  $\Delta G$  می‌تواند صفر در نظر 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 صرف نظر شود. زمانی که محاسبه بیلان آب برای یک آبخوان محصور که درون مرزهای حوضه آبریز زیرزمینی واقع شده است (درون کاملاً بسته زیرزمینی)، معادله (۳-۴۲-الف) می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای ساده شود. مناسب‌تر آن است که جملات دسته‌بندی شده در معادله (۳-۴۲-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 به وسیله 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 (۳-۴۲-ب) می‌تواند از روی اندازه‌گیری بده چشمه‌ها و محاسبات جریان آب زیرزمینی و با استفاده از اندازه‌گیری‌های جریان رودخانه‌ای در معادله بیلان آب سطحی  $Q_{uy}$  و  $Q_{um}$  برآورد شود:

$$Q_{SI} + Q_{OVO} + Q_{u3} + Q_{uy} - Q_{up} - Q_{so} - \Delta S_s - \eta_2 = 0 \quad (\text{الف} - ۴۳-۳)$$

$$Q_{um} - Q_{uy} - Q_{u3} = Q_{SI} + Q_{OVO} - Q_{SO} - \Delta S_s - \eta_2 \quad (\text{ب} - ۴۳-۳)$$

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 آب غیرقابل بازگشت جذب شده از رودخانه‌ها و دریاچه‌ها)،  $Q_{ovo}$  جریان رو زمینی ورودی به کانال‌های رودخانه‌ای،  $\Delta S_s$  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 روزمینی در صورت قابل توجه بودن مستقلاً برآورد می‌شود و در غیر این صورت بی‌اهمیت فرض می‌شود. جمله چهارم در معادله (۳-۴۲-ب) را می‌توان از روی اطلاعات آبخوان‌های آرتزین و چاه‌های تغذیه برآورد نمود؛ از این رو از طریق برآورد سه جمله در معادله (۳-۴۲-ب)

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 برآورد 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 برآورد نمود:

$$Q_{up} - Q_{uc} = P - Q_{ovo} - E - \Delta M - \eta_3 \quad (۴۴-۳)$$

که در آن  $P$ ، ریزش جوی،  $E$  تبخیر، و  $\Delta M$  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)  $\Delta G$  را نیز محاسبه کرد. به طور معکوس اگر معادله (۴۲-۳) برای محاسبه  $(Q_{UP} - Q_{UC})$  استفاده شود، آن‌گاه معادله (۴۴-۳) قادر به برآورد  $\Delta M + \eta_3$  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  $(Q_{UI} = Q_{U2} = 0)$  قرار گرفته باشد، به عنوان مثالی از انعطاف‌پذیری معادله بیلان آب زیرزمینی به شمار آورد. در این صورت معادله بیلان آب زیرزمینی (۴۲-۳) به شکل زیر ساده می‌شود:

$$(Q_{UI} - Q_{UO}) + (Q_{UP} - Q_{UC}) + (Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3}) - \Delta G - \eta_1 = 0 \quad (۴۵-۳)$$

اگر میزان تغییر ذخیره آب زیرزمینی  $\Delta G$  بتواند به‌طور هم‌زمان با تعیین جمله  $(Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3})$  محاسبه شود و همچنین  $(Q_{UP} - Q_{UC})$  به‌طور مستقل برآورد شود، در آن صورت برآوردی 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  $(Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3})$  و با یک معادله بیلان آب سطحی (۴۳-۳)، محاسبه نمود.

چنانچه  $G = 0\Delta$  باشد، به‌دست 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  $(Q_{UI} - Q_{UO})$  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 عمده تغذیه یا تخلیه آبخوان اتفاق می‌افتد، تحت تاثیر خصوصیات ساختمانی یا هیدروژئولوژیکی زمین واقع می‌شود. جهت بررسی این تبادل باید 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 در نظر 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 عمده تغذیه و تخلیه تفکیک شود. برای‌های رودخانه‌ای که در آبخوان‌های آبرفتی واقع شده‌اند، معادله بیلان آب را به صورت زیر می‌نویسند:

$$P + Q_{SI} + Q_{UI} - E - Q_{SO} - Q_{UO} + Q_{U1} - Q_{U2} - \Delta S - \eta = 0 \quad (۴۶-۳)$$

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

بحث مذکور به طور عمده 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 دقتی 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 به‌کار رفته در هدایت بررسی‌های آب زیرزمینی توجه کم‌تری شده است.

منابع علمی مورد بررسی در این تحقیق شناخت بیش‌تری در مورد به‌کارگیری 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 عمده باقی می‌ماند: جمله خطا تا چه حد می‌تواند بزرگ در نظر 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 هیدرومتئورولوژیکی که برای برآورد هر کدام از جملات مورد استفاده قرار می‌گیرند با چه حدی از دقت باید در نظر 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 محدود می‌شود. بنابراین توصیه می‌شود که این محاسبات هیدرودینامیکی تا حد امکان با روش‌های مستقلى، برای مثال به‌وسیله استفاده از معادله (۳-۴۳)، (۳-۴۴) و/یا (۳-۴۵)، کنترل شود.

در نگرش‌های سرانگشتی‌تر و در کاربردهای نادقیق به منظور بهبود راندمان استفاده از آب در حوضه‌های آبریز که دچار کم‌آبی شده‌اند، روش بیلان ارائه شده توسط مفید است [۱۳۳]. 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 آبیگری 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 در نظر می‌گیرد:

$$I = D + Q + \Delta S \quad (۴۷-۳)$$

$$I = P + S_s + S_g \quad (۴۸-۳)$$

$$D = Et_a + V + U \quad (۴۹-۳)$$

$$\Delta S = \Delta S_s + \Delta S_m + \Delta S_g \quad (۵۰-۳)$$

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

روش تورنت وایت<sup>۱</sup> یکی از روش‌های مطمئن و قابل کاربرد برای یک منطقه در بین روش‌های موجود بیلان آبی می‌باشد. تبخیر تعرق پتانسیل ( $E_p$ ) به کمک فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$E_p = 16(10T / I)^a \quad (۵۱-۳)$$

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  $i_j = (T / 5)I.514$ ) است و ضریب a با معادله زیر داده شده است:

$$a = 0.49239 + (1792 \times 10^{-5})I - (771 \times 10^{-7})I^2 + (675 \times 10^{-9})I^3 \quad (۵۲-۳)$$

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



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

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

که در آن  $P$  بارش،  $S_t$  مجموع آب مازاد (نفوذ و رواناب)،  $W_{si}$  مقدار آب خاک در ماه  $i$ ،  $W_{max}$  ذخیره آب حداکثر در خاک (ثابت) 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 حداکثر باشد. کاربرد دیگر روش ترنت وایت، 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 ( $\sum \text{input or } Q_{in}$ ) و مجموع خروجی‌ها یا جریان‌های خروجی ( $\sum \text{output or } Q_{out}$ ) می‌باشد. با این نگرش، معادله به کار گرفته شده برای بیلان آب زیرزمینی در طول یک سال هیدرولوژیکی به شکل زیر نوشت:

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

که در آن  $\Delta S$  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:

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

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:

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

تغییر در ذخیره آب زیرزمینی ( $\Delta S$ ) 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 عواقب دخالت‌های بشر در چرخه هیدرولوژی را بیان می‌کند [۱۲۳]. مهم‌ترین ویژگی این روش در جزیی نگرستن 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 [۱۲۳]. 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:

$$I^s = P + S_g + Irr_g \quad (۵۹-۳)$$

$$D^s = ET_a + V + U \quad (۶۰-۳)$$

$$Q^s = Q_{s+R} \quad (۶۱-۳)$$

$$\Delta S^s = \Delta S_s + \Delta S_{sm} \quad (۶۲-۳)$$

و برای محدوده آب زیرزمینی:

$$I^g = R + S_g \quad (۶۳-۳)$$

$$D^g = Irr_g \quad (۶۴-۳)$$

$$Q^g = Q_g \quad (۶۵-۳)$$

$$\Delta S^g = \Delta S_g \quad (۶۶-۳)$$

که در آن‌ها بالانویس‌های s و g به ترتیب بیانگر پارامترهایی برای محدوده‌های بالای آب زیرزمینی و آب زیرزمینی، Irr<sub>g</sub> 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 ریزش 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 بده تخلیه آب زیرزمینی، که فرض می‌شود تنها منبع برای بده پایه باشد، خواهد شد. با فرض یک منحنی خطی خشکیدگی برای بده پایه، زهکشی آبخوان با یک فرآیند زوال نمایی بیان می‌شود:

$$S_{gt} = S_{gt-\Delta t} \exp(-\alpha \Delta t) \quad (۶۷-۳)$$

که در آن S<sub>gt</sub> و S<sub>gt-Δt</sub> ترازهای آب زیرزمینی (ذخیره آب زیرزمینی در واحد مساحت) بالای یک تراز مبنای، به ترتیب در آغاز و خاتمه هر ماه، - واحدها بر حسب طول بیان می‌شوند- و S<sub>gt-Δt</sub> مساوی با مجموع تراز آب زیرزمینی در انتهای ماه t-1، S<sub>gt-1</sub>، 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 احتمالا شامل تراکم و طول رودخانه‌های دائمی، شیب و خصوصیات هیدرولیک آبخوان است. در نهایت، بده تخلیه آب زیرزمینی،  $Q_g$ ، به صورت زیر بیان می‌شود:

$$Q_g = A(S_{gt} - S_{gt-1}) \quad (۶۸-۳)$$

که در آن  $A$  مساحت حوضه آبریز می‌باشد.

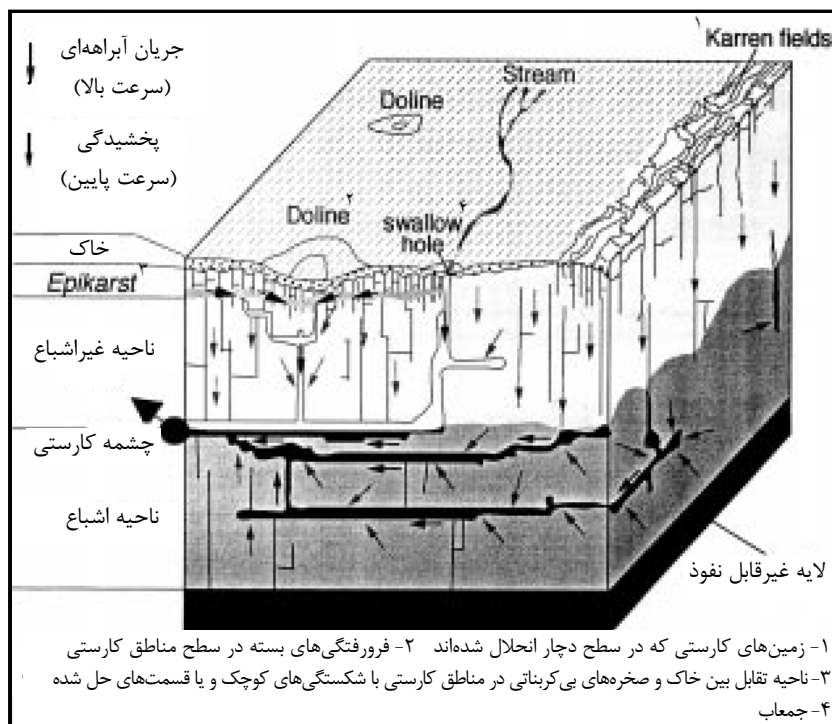
### ۳-۸- بیلان آب کارست

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، جمع‌آب‌های فروبرنده آب<sup>۱</sup>، 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 می‌تواند 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 چشمه‌های کارستی مقادیر کم بده اوج سیلاب و شیب کم بازوی کاهنده آبنمود سیلاب می‌باشد [۱۶۱].

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 [۴۲]. 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 سونداژ منجر به جدایش مرز لایه‌های ژئوالکتریکی در مطالعات مربوط 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 [۶]. روش رادار نیز که بر اساس پاسخ زمین به فرکانس‌های بلند امواج الکترومغناطی بنا نهاده شده است می‌تواند در مطالعه ساختارهای زیرسطحی به کار برده شود [۴].

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 سیلابی 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 که ممکن است در کانون‌های جمعیتی باعث آلودگی منابع آب زیرزمینی نیز گردند [۱۴] و [۱۱].

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 اندازه‌گیری‌های 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 انتگرال‌گیری 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. برآزش 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<sup>۱</sup> را می‌توان به شکل زیر توصیف نمود:

$$C_i(t) = \frac{M_i}{Q} \times \frac{1}{t_{oi} \sqrt{4\pi P_{Di} \left(\frac{t}{t_{oi}}\right)^3}} \times \exp \left[ -\frac{\left(1 - \frac{t}{t_{oi}}\right)^2}{4P_{Di} \left(\frac{t}{t_{oi}}\right)} \right] \quad (۶۹-۳)$$

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

$$P_D = \frac{D}{v_x} = \frac{\alpha}{x} \quad (۷۰-۳)$$

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

$$C(t) = \sum_{i=1}^N C_i(t) \quad (۷۱-۳)$$

با واسنجی مدل پارامترهای مورد نیاز تعیین می‌شود. با رسم مقادیر اختلاف بده در دو ایستگاه بالادست و پایین دست می‌توان به میزان مشارکت آب‌های کارستی در بده رودخانه دست یافت. انطباق منحنی‌های اختلاف بده در این دو ایستگاه بیانگر نقاط بده محدود می‌باشد که نشان‌دهنده دخالت آب زیرزمینی در بده رودخانه است [۲۱].

### ۳-۹- 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 [۹۳]. دومین منظر مربوط به آزمون تاثیرات نوسانات طبیعی اقلیم از قبیل ENSO یا تغییرات اقلیم فعالیت بشر مانند گرم شدن جهانی بر روی هیدرولوژی دریاچه مربوط می‌شود [۴۸]. سومین نگاه، در خصوص مدل‌سازی تراز خروجی دریاچه بوده که به کمک آن بتوان وقایع پیشین بارندگی و یا نوسانات اقلیمی را بررسی نمود [۱۱۵]. نگاه آخر به تحلیل شوری در دریاچه یا مخزن مربوط می‌شود [۷۲]. 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 بینابینی را تشکیل می‌دهند. معادله بیلان آب برای دریاچه‌ها و مخازن برای هر دوره زمانی را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$Q_{SI} + Q_{ul} + P_L - E_L - Q_{So} - Q_{uo} - \Delta S_L - \eta = 0 \quad (۷۲-۳)$$

که در آن  $Q_{SI}$  جریان ورودی سطحی به دریاچه یا مخزن،  $Q_{UI}$  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، و  $\Delta S_L$  تغییر ذخیره آب در دریاچه برای دوره بیلان می‌باشد ( $\eta$  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 جانبی  $Q_I$  تقسیم می‌شود یعنی:

$$Q_{SI} = Q_m + Q_I \quad (۷۳-۳)$$

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. 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 [۳۷]. در این صورت معادله (۷۲-۴) به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$Q_{SI} + Q_{UI} - Q_{SO} - Q_{UO} - \Delta S_L - \eta = 0 \quad (۷۴-۳)$$

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:

$$Q_{SI} + Q_{UI} + P_L = Q_{SO} + Q_{UO} + E_L \quad (۷۵-۳)$$

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 (۷۵-۳) به صورت زیر ساده خواهد شد:

$$Q_{SI} + P_L = Q_{SO} + E_L \quad (۷۶-۳)$$

اگر تنها اطلاعات بارش و رواناب (جریان ورودی) وجود داشته باشد، از معادله (۷۷-۳) می‌توان برای ارزیابی تقریبی از منابع آب دریاچه‌های بسته کوچک بهره برد:

$$Q_{SI} + P_L = E_L \quad (۷۷-۳)$$

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، بده‌های رودخانه، پارامترهای هواشناسی (برای برآورد تبخیر) در دسترس باشد، تفاضل مولفه‌های مجهول 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 مستغرق، 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  $\Sigma I$  مجموع مولفه‌های ورودی،  $Q$  بده خروجی از تاسیسات پایین دست سازه اصلی (شامل جمع بده‌های خروجی از طریق توربین‌ها، سرریزها و دریچه‌های کنترل تراز آب، و نفوذ از طریق سد) و  $\Delta S_L$  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 متمرکز در نظر گرفته شوند (نرخ بالای تبادل آب) و بده‌های 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  $\Delta S_L$  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 در نظر گرفته شده باشد.

امروزه کاربرد روش‌های ایزوتوپی برای دستیابی به بیلان‌های هیدرولوژیکی و شیمیایی دریاچه‌ها متداول شده است [۶۰]. پتانسیل استفاده از ترکیب ایزوتوپی یک دریاچه برای برآورد بیلان آب در شرایط کمبود داده در ترکیب ایزوتوپی بخار آب اتمسفر به‌ویژه 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 ایزوتوپی تاثیر می‌گذارد [۵۹]. تقابل بین سفره‌های آب زیرزمینی و دریاچه‌ها نقش عمده‌ای در بیلان شیمیایی دریاچه ایفا می‌کنند. این نقش در دریاچه‌های دارای غلظت املاح کم‌تر شدیدتر می‌باشد [۱۷۲]. با برقراری بیلان هیدرولوژیکی دریاچه و تغییراتی که در تراز آب زیرزمینی نواحی مجاور آن به‌وجود می‌آید می‌توان جریان خروجی از آب زیرزمینی و یا نشت به آبخوان را مورد بررسی قرار داد [۱۱۱]. عمدتاً ترکیب توام بیلان‌های هیدرولوژیکی و شیمیایی برای دریاچه‌های بسته کوچک انجام شده است [۹۱]، 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 اندکی 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. [۴۳]

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 [۹۲]. در این شرایط نشت عمودی را از روی معادله دارسی که برای حرکت عمودی نوشته می‌شود می‌توان محاسبه کرد [۱۱۱].

$$L = \frac{K_v}{b} \Delta h \quad (۷۹-۳)$$

که در آن  $K_v/b$  میانگین هدایت هیدرولیکی عمودی طبقات پایین دریاچه و آبخوان‌های زیرین و  $\Delta h$  اختلاف بار هیدرولیکی بین تراز آب دریاچه و بار هیدرولیکی در آبخوان‌های زیرین است. نکته حائز اهمیت 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 [۴۶]. 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 متداول است. در این صورت بیلان آب سفره آب زیرزمینی در شرایط اشباع به شکل زیر در نظر گرفته می‌شود [۱۸۵]:

$$R_r(t) + R_l(t) + Q_{in}(t) - [c(t) + Q_b(t) + P(t) + Q_{out}(t)] = \frac{\Delta S(t + \Delta t)}{\Delta t} \quad (۸۰-۳)$$

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 موئینه‌ای،  $Q_b$  سهم آب زیرزمینی به جریان رودخانه‌ای،  $P$  استحصال آب توسط پمپاژ،  $Q_{in}$  جریان ورودی آب زیرزمینی،  $Q_{out}$  جریان خروجی آب زیرزمینی،  $\Delta t$  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» می‌توان فرض تساوی این دو مولفه را پذیرفت [۱۸۵]. در این صورت تغییر در ذخیره با معادله زیر بیان می‌شود:

$$\Delta S(t + \Delta t) = \omega A(t) [h(t + \Delta t) - h(t)] \quad (۸۱-۳)$$

که در آن  $\omega$  آبدهی 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:



$$CL = \frac{10^4 \cdot A_L \cdot S_h}{V_L} = \frac{10^4 \cdot A_L \cdot S_h}{86400 Q_I T} \quad (۸۲-۳)$$

که در آن  $A_L$  مساحت سطح آب مخزن،  $S_h$  خطای برآورد میانگین تراز، و  $V_L = 86400 Q_I T$  جریان ورودی،  $Q_I$  جریان ورودی آب، (مترمکعب در ثانیه) و  $T$  مدت دوره زمانی بیلان بر حسب روز می‌باشد. با بررسی‌های انجام شده بر روی رودخانه‌ها و مخازن بزرگ اتحاد جماهیر شوروی سابق، میانگین خطای برآورد هیدرومتریک جریان ورودی و جریان خروجی  $\pm 5\%$  و خطای اندازه‌گیری‌های میانگین تراز (که از آن‌ها برای محاسبه تغییر ذخیره استفاده می‌شود)،  $\pm 10\%$  میلی‌متر برآورد شده است [۱۴۹]. از معادله (۴-۱۰۶) برای تعیین طول دوره زمانی معادله بیلان به گونه‌ای استفاده می‌شود که خطای نسبی  $CL$  بیش‌تر از  $\pm 5\%$  نباشد. این مقدار خطا به این معنی است که خطای بررسی در محدوده دقت برآورد 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 تضمین‌کننده شرط  $C_L < 5\%$  در یک بده مشخصی باشد می‌تواند کاهش یابد.

### ۳-۱۰-۳- بیلان آب مزرعه

#### ۳-۱۰-۳-۱- اراضی فاریاب

عمدتاً بررسی‌های 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 بهره‌وری اراضی فاریاب، و (ب) دستیابی به تغییرات بیلان آب و منابع آب‌های رودخانه‌ای که آب را برای آبیاری تامین می‌کنند صورت می‌پذیرد. نواحی فاریاب ممکن است از نقطه نظر هیدرولوژیکی به اراضی با زهکشی خوب، که در آن‌ها رواناب زیرزمینی در مولفه‌های آب زیرزمینی بیلان قابل توجه بوده و اراضی با زهکشی ضعیف، که در آن‌ها رواناب زیرزمینی وجود ندارد، تقسیم شود. بر پایه ویژگی‌های اقلیمی، این امکان وجود دارد که بین اراضی فاریاب در مناطق خشک، یعنی جایی که آب آبیاری مولفه غالب بیلان آب به شمار می‌آید، و ناحیه تقریبی بیلان آب، یعنی جایی که ریزش جوی ممکن است اهمیتی مثل تامین آب آبیاری داشته باشد، بتوان تمایز قایل شد. هر ناحیه توسط روابط ویژه‌ای بین مولفه‌های بیلان آب قابل شناسایی بوده و بررسی آن‌ها پیش‌بینی شور شدن ثانویه و تشکیل نواحی ماندابی را میسر می‌سازد. در نتیجه تدوین معیارهای لازم برای جلوگیری از چنین وقایعی امکان‌پذیر خواهد بود.

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

$$P + (I_3 - I_4 - I_5) + (I_1 + I_2) + (Q_{SI} - Q_{SO}) + (Q_{MI} - Q_{MO}) + (Q_{ul} - Q_{uo}) + (Q_{U1} - Q_{U2}) - (E + E_1) - \Delta S - \eta = 0 \quad (۸۳-۳)$$

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 کانال‌ها،  $I_1$  و  $I_2$  بیانگر جریان آب ورودی به واسطه نفوذ از کانال‌های اصلی و از کانال‌های آبیاری،  $Q_{SI}$  و  $Q_{SO}$  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 کانال‌ها،  $\Delta S$  تغییر ذخیره آب در سطح و زیرزمین می‌باشد. جمله  $\Delta S$  خود می‌تواند از چندین مولفه تشکیل شود:

$$\Delta S = \Delta S_{sn} + \Delta S_s + \Delta M + \Delta G \quad (۸۴-۳)$$

که در آن  $\Delta S_{sn}$  تغییر ذخیره آب در سطح خاک ناشی از تجمع برف،  $\Delta S_s$  تغییر ذخیره آب در سطح خاک به دلیل تجمع آب در گودال‌ها،  $\Delta M$  تغییر ذخیره آب در ناحیه غیراشباع و  $\Delta G$  تغییر ذخیره آب در آبخوان‌ها می‌باشد.  $\Delta S_{sn}$ ،  $\Delta S_s$  و  $\Delta M$  به صورت تفاوت‌هایی بین مقادیر اجزای مربوط در انتها و در شروع دوره بیلان محاسبه می‌شوند. برای محاسبه  $\Delta G$ ، معادله بیلان آب برای محدوده آب زیرزمینی به کار می‌رود:

$$\Delta G = Q_{up} - Q_{uc} + (Q_{ui} - Q_{uo}) + (Q_{u1} - Q_{u2}) \quad (۸۵-۳)$$

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.

معمولاً 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  $\Delta S$  یا مولفه آن  $\Delta M$ ، 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، این‌طور 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 به دلیل 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 (مثلاً یک روزه)، فرآیندهای متعددی مدل می‌شوند [۸۱]. 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 باقی مانده 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 متوالیا در یک فرآیند «مخزنی» در لایه پایین تر 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 [۱۵۱]. 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 خطایی در این فرضیات منجر به خطای زیادی در تغذیه نخواهد شد. در شرایطی که هیچ شارش آب ورودی و خروجی به‌جز آنچه با گرادیان واحد در پایین لایه شکل گرفته است وجود نداشته باشد، طبق اصل بقای ماده برای هر لایه مجزا می‌توان نوشت:

$$L \frac{d\theta}{dt} = -K(\theta) \quad (۸۶-۳)$$

که در آن  $L$  ضخامت لایه (m)،  $\theta$  متوسط رطوبت حجمی خاک در لایه ( $\text{mm}^{-3}$  یا  $\text{mm}^{-1}$ )،  $t$  زمان (s) و  $K$  هدایت هیدرولیکی غیراشباع ( $\text{ms}^{-1}$ ) می‌باشد. حل معادله (۸۶-۳) به تابعی که رابطه  $K$  را با  $\theta$  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، به دلیل این‌گونه نااطمینانی‌ها، این تابع هر چه ساده‌تر باشد مناسب‌تر خواهد بود. معادله‌نمایی زیر تنها دارای یک پارامتر بی بعد  $\alpha$  است:

$$K(\theta) = K_s \exp\left(-\alpha \frac{\theta_s - \theta}{\theta_s - \theta_d}\right) \quad (۸۷-۳)$$

که در آن  $K_s$  هدایت هیدرولیکی اشباع،  $\theta_s$  رطوبت حجمی لایه خاک در حالت اشباع، و  $\theta_d$  میزان رطوبت خاک خشک است. سابقه استفاده از چنین تابعی برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی در شمال آمریکا در کارهای موجود است. مقدار  $\alpha$  را می‌توان برای خاک همگن حدود ۱۳ در نظر گرفت [۱۵۲] و [۱۵۳]. ولی برای خاک‌های غیرهمگن می‌تواند به ۱۶ نیز برسد [۱۳۸]. با این وجود برای اهداف مدل‌سازی، واسنجی مقدار  $\alpha$  توصیه می‌شود. با میل کردن  $\theta$  به  $\theta_d$ ،  $K(\theta)$  بسیار ناچیز ولی مخالف صفر خواهد بود. بنابراین بهتر است از آن برای شرایطی استفاده نمود که خاک کاملاً خشک نمی‌شود.

با جای‌گذاری معادله (۳-۸۷) در معادله (۳-۸۶) 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:

$$\theta_t = \theta_s - \frac{\theta_s}{\alpha} \ln \left[ \frac{\alpha K_s \Delta t}{L \theta_s} + \exp \frac{\alpha}{\theta_s} (\theta_s - \theta_{t-\Delta t}) \right] \quad (۳-۸۸)$$

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

در قدم بعدی تبخیر-تعرق واقعی،  $E_t$  ( $ms^{-1}$ )، از هر لایه محاسبه می‌شود و از میزان آب خاک کسر می‌شود.  $E_{Ta}$  بخشی از تبخیر-تعرق پتانسیل،  $E_{Tp}$ ، است که دربرگیرنده تبخیر پتانسیل از خاک،  $E_p$ ، و تعرق پتانسیل از گیاه،  $T_p$ ، است. نسبت  $E_p$  به  $T_p$  (یعنی چگونگی تخصیص  $E_{Tp}$  به  $E_p$  و  $T_p$ ) به مرحله رشد گیاه و چگونگی توسعه برگ‌های آن - که به جزیی از تابش نفوذی موثر به تاج گیاهی ( $\tau$ ) - بستگی دارد [۳۵]:

$$\tau = \exp[(-K_b)(LAI)] \quad (۳-۸۹)$$

که در آن  $K_b$  ضریب بدون بعد مرگ و میر تاج گیاهی است و مقدار آن در حدود  $0/۸۲$  است و  $LAI$  نمایه سطح برگ ( $m^2 m^{-2}$ ) است. مقادیر روزانه این نمایه برای گیاهان مختلف در منابع وجود دارد [۵۴] و یا می‌توان توسط مدل‌سازی رشد گیاهان [۱۳۴] آن را محاسبه نمود. بر این اساس می‌توان  $E_{Tp}$  را به شکل زیر تفکیک نمود:

$$E_p = (\tau)(E_{Tp}); \quad T_p = (1 - \tau)(E_{Tp}) \quad (۳-۹۰)$$

در شرایط کمبود رطوبت، تبخیر-تعرق واقعی از تبخیر-تعرق پتانسیل کوچک‌تر می‌باشد ( $E_{Ta} \leq E_{Tp}$ ). نشان دادند که مجموع تبخیر واقعی و تعرق واقعی برای کل نیمرخ خاک می‌تواند به صورت زیر در نظر گرفته شود:

$$E_a = E_p \left[ 1 - \left( \frac{\theta}{\theta_{wp}} \right)^{-b} \right]; \quad T_a = T_p \left[ 1 - \left( \frac{\theta}{\theta_{wp}} \right)^{-b} \right] \quad (۳-۹۱)$$

که در آن  $b$  نمای رابطه منحنی رطوبتی بروکس-کوری (معکوس توزیع اندازه منافذ،  $\lambda$ )،  $\theta_{wp}$  رطوبت نقطه پژمردگی و  $\theta$  میزان رطوبت محاسبه شده بعد از نفوذ (معادله ۳-۸۸) می‌باشد. مقادیر عددی  $\lambda$  برای خاک‌های با بافت مختلف توسط [۱۲۹] و [۱۳۰] 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. این عمق برای خاک با بافت متوسط در چین حدود ۳ متر گزارش شده است [۸۱]. منابع دیگر این عمق را در حدود  $0/۴۵$  متر برای تیمارهای مختلف آیش و فاریاب گزارش کردند. برای رسیدن به نتیجه مشخص‌تر، اعمال تیمارهای مزرعه‌ای و/یا استفاده از مدل‌های رایانه‌ای (مثلاً SWAP) توصیه می‌شود [۸۲].

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 [۱۱۷]:

$$S(Z) = T_a \frac{\delta \exp\left[-\delta\left(\frac{Z}{Z_r}\right)\right]}{Z_r [1 - \exp(-\delta)]} \quad (۹۲-۳)$$

که در آن  $Z_r$  عمق ریشه گیاه در پروفیل خاک و  $\delta$  پارامتر توزیع مصرف آب می‌باشد. این پارامتر یک عدد ثابت تجربی است که انحنای تابع نمایی را توصیف می‌کند. مقدار این پارامتر تقریباً از صفر (توزیع خطی) تا مقادیر بیش‌تری که مبتنی انحنای در این تابع باشد تغییر می‌کند [۱۳۴]. مقدار این پارامتر برای اغلب گیاهان بین ۰/۵ تا ۵/۰ است [۱۱۷].

برای لایه خاک حاوی ریشه در بین دو عمق  $Z_1$  و  $Z_2$  از سطح زمین، جزیبی از کل  $T_a$  تخصیص یافته به این لایه از انتگرال‌گیری معادله (۹۲-۴) بین این دو عمق به‌دست می‌آید:

$$u_f^t = \left( \frac{1}{1 - \exp(-\delta)} \right) \left\{ \exp\left[-\delta\left(\frac{Z_1}{Z_2}\right)\right] \left[ 1 - \exp\left(-\delta\frac{Z_2 - Z_1}{Z_r}\right) \right] \right\} \quad (۹۳-۳)$$

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 باید کل عمق پروفیل به‌جای عمق ریشه جایگزین شود. از آنجایی که مقدار تبخیر بیش‌تر در سطح زمین، (در قیاس با تعرق)، متمرکز می‌شود، برای محاسبات مربوط به تبخیر  $\delta = 10$  توصیه می‌شود. در نتیجه تبخیر واقعی و تعرق واقعی از یک لایه مشخص خاک،  $i$ ، در خلال یک گام زمانی از معادله زیر به‌دست می‌آید:

$$E_{a(i)} = u_f^e E_a \Delta t \quad ; \quad T_{a(i)} = u_f^t T_a \Delta t \quad (۹۴-۳)$$

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

$$\theta_{i,t} L = \theta_{i,t-1} L + q_{i-1,t} + q_{i,t} - ET_{a(i,t)} \quad (۹۵-۳)$$

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 بیلان آب خاک در یک دوره زمانی یک روزه برای کل مزرعه بر اساس معادله (۴-۹۶) محاسبه شده است [۱۸۸]:

$$\Delta W = P + I + U - R - I_n - ET - D \quad (۹۶-۳)$$

که در آن  $\Delta W$  تغییر روزانه ( $\pm$ ) در ذخیره آب (همگی حسب میلی‌متر) در پروفیل خاک (0-170 cm)،  $P$  باران روزانه،  $I$  آبیاری،  $u$  صعود آب از طریق موئینگی،  $R$  رواناب سطحی،  $I_n$  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  $R$ ،  $I_n$  و  $U$  صرف‌نظر کردند و زهکشی را مطابق معادله (۴-۹۷) بازنویسی کردند:

$$D = P + I - ET - \Delta W \quad (۹۷-۳)$$

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

$$D_i = \max([P_i + I_i - ET + SWD_{i-1}], 0) \quad (۹۸-۴)$$

که در آن SWD کمبود آب خاک (میلی‌متر، منفی)، نمایه‌های  $i$  و  $i-1$  به روز  $i$  و  $i-1$  اشاره دارند، مقادیر  $P$ ،  $I$  و  $\Delta W$  مستقیماً و  $ET$  با لایسیمتر اندازه‌گیری شدند و کمبود خاک از روی  $\Delta W$  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 [۱۶۶]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = P + I + CR - D - E - R \quad (۹۹-۳)$$

که در آن  $\partial \theta / \partial t$  تغییر در میزان کل رطوبت پروفیل خاک نسبت به زمان،  $P$  بارندگی،  $I$  مقدار آبیاری،  $CR$  حاشیه موئینه‌ای،  $D$  نفوذ عمقی،  $E$  تبخیر و  $R$  رواناب می‌باشد. در این معادله از مولفه‌های ورودی و خروجی جانبی زیر سطحی صرف نظر شده و  $\theta$  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 [۱۰۹].

$$P = E + SWS \quad (۱۰۰-۳)$$

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.

### ۳-۱۰-۲- 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:

$$P + Q_{SI} - Q_{SO} + Q_{UI} - Q_{UO} + Q_{U1} - Q_{U2} - E - \Delta S - \eta = 0 \quad (۱۰۱-۳)$$

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،  $Q_{U1}$  و  $Q_{U2}$  جریان خروجی آب زیرزمینی از آبخوان‌های عمیق‌تر (تبادل عمودی آب زیرزمینی)،  $E$  تبخیر،  $\Delta S$  تغییر رطوبت خاک در سطح و زیرزمین و  $\eta$  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 ( $۳-۸۳$ ) و ( $۳-۸۴$ ) 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.

### ۳-۱۱- معادله بیلان در مناطق خاص

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

#### الف- یخچال‌های کوهستانی و حفاظ‌های یخی

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

$$P - E - Q - \Delta S_{gl} - \Delta S_{sn} - \Delta M - Q_{up} + Q_{uc} - \eta = 0 \quad (۳-۱۰۲)$$

که در آن  $P$  ریزش جوی،  $E$  تبخیر،  $Q$  رواناب (تخلیه در مقطع اندازه‌گیری خروجی) از کل حوضه کوهستان یخچالی،  $\Delta S_{gl}$  تغییر در کل ذخیره یخ و برف در سطح تمامی یخچال‌ها در برای دوره زمانی بیلان،  $\Delta S_{an}$  تغییر در ذخیره فصلی برف بر روی مساحت غیر یخچالی،  $\Delta M$  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  $\eta$  تناقض بیلان می‌باشد. این معادله اگر خط مرز حوضه آبریز سطحی و زیرسطحی بر هم منطبق در نظر گرفته شود محاسبه رواناب ( $Q$ ) از کل حوضه کوهستان یخچالی را میسر می‌سازد. جملات معادله ( $۳-۱۴۳$ ) به طور مستقل برای نواحی پوشیده شده و پوشیده نشده توسط یخچال برآورد می‌شود. مقدار  $\Delta S_{gl}$  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 ( $۳-۱۰۲$ ) برای بخشی از که توسط یخچال‌ها پوشیده نشده باشد برآورد می‌شود.

ریزش جوی جامد و مایع ( $P$ ) بر پایه اطلاعاتی از برف‌سنجی و از ایستگاه‌های اندازه‌گیری ریزش جوی که در بخش‌های مختلف نصب شده باشد ارزیابی می‌شود. بررسی‌های برف‌سنجی نیز روشی برای برآورد مقدار  $\Delta S_{sn}$  می‌باشد.

جملات  $\Delta S_{gl}$  ممکن است به‌وسیله 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 به‌دست آمده از تبخیرسنج‌ها استفاده نمود. معمولاً برآورد  $\Delta M$  نیاز به زمان بیش‌تری خواهد داشت چرا که به اندازه‌گیری‌های رطوبت خاک به‌وسیله 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 (۳-۱۰۲) بیانگر بیلان آب برای دوره‌های کوتاه مدت مشخص (ماه‌ها، فصول مشخص) می‌باشد. برای میانگین‌های سالانه، می‌توان فرض  $\Delta M = 0$  و  $\Delta S_{an} = 0$  را در نظر گرفت، مگر اینکه یک دلیل منطقی برای پذیرفتن اینکه یخچال در تعادل وجود داشته باشد. از طرف دیگر مقدار  $\Delta S_{gl} = 0$  بر خلاف  $\Delta M = 0$  را فقط زمانی می‌توان در نظر 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  $\Delta S_{gl}$  دربردارد. برای هر یخچال مشخص،  $\Delta S_{gl}$  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:

$$\Delta S_{gl} = P_{sn} + Q_{gl+sn} + \Delta S_{snf} - \Delta S_{snm} - E \quad (۳-۱۰۳)$$

که در آن  $\Delta S_{snm}$  میزان برف و یخ ذوب شده در خلال دوره زمانی بیلان،  $\Delta S_{snf}$  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 به‌دلیل بهمن و کولاک می‌باشد.

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

$$\Delta S_{gl} = P'_{sn} - \Delta S_{sn} - \Delta S_{ice} - E \quad (۳-۱۰۴)$$

که در آن  $\Delta S_{gl}$  تغییر کل مقدار یخ و برف یک یخ‌پهنه معین برای دوره زمانی بیلان،  $\Delta S_{sn}$  میزان یخ و برف ذوب شده، و  $\Delta S_{ice}$  میزان یخ تلف شده به‌وسیله 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 متقابلی 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.



در این قسمت بیلان مناطق مجاور دریای ابریا<sup>۱</sup> مدنظر قرار داده شده است. معادله بیلان برای هر حجم کنترل مطابق زیر می‌تواند نوشته شود [۷۱]:

$$q_S = q_N + \sum_i q_i \quad (۱۰۵-۳)$$

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 [۱۱۹].

### ۳-۱۲- بیلان آب در تالاب‌ها

روش بیلان آب را می‌توان برای تعیین منابع عمده آب در تالاب‌ها و همچنین برای مشخص کردن مولفه‌های هیدرولوژیکی به‌کاربرد. بیلان آب ابزار تحقیقاتی متداولی برای بررسی‌های هیدرولوژیکی دریاچه‌ها و تالاب‌ها به‌شمار می‌آید. [۶۸] 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، حائز اهمیت‌اند. 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 عمده: 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 اولیگوتروفیک<sup>۲</sup> مشخص می‌شوند. تالاب‌های پست با خصوصیتی از قبیل موقعیت در گودی‌ها، دره‌های رودخانه‌ای یا پهناهای 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 بوتروفیک<sup>۳</sup> 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 جریان جریان به‌واسطه شیب 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 ۱۰۰-۸۰ میلی‌متر در تالاب‌های پست و ۷۰۰-۶۰۰ میلی‌متر در تالاب‌های مرتفع متغیر می‌باشد. جریان آب (روان آب) در لایه فعال به صورت

1- Iberia  
2- Oligotrophic  
3- Eutrophic

جریان سطحی و تا حدی به صورت جریان 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 جریان سطحی و زیر سطحی ایجاد می‌شود. حجم رواناب افقی در لایه خنثی کم‌تر از ۱٪ روان آب در لایه فعال می‌باشد؛ بنابراین جریان خروجی افقی از یک تالاب به طور عملی مساوی با مقدار آب جریان یافته در لایه فعال آن خواهد بود.

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

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

که در آن P ریزش جوی بر سطح تالاب،  $Q_1$  روان آب از تالاب از طریق شبکه کانال‌ها (جوی‌ها و نهر)،  $Q_2$  جریان افقی در لایه فعال که جریان پخشیده‌ای را به زمین‌های خشک مجاور تخلیه می‌کند،  $Q_3$  جریان ورودی به تالاب از شیب‌های زمین‌های خشک مجاور و همچنین جریان 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  $\Delta M$  تغییر ذخیره رطوبت در لایه فعال طی دوره زمانی بیلان می‌باشد.

معادله (۳-۱۰۶) ممکن است برای محاسبه بیلان‌های آب در دوره‌های زمانی سالانه، فصلی، ماهانه، و ۱۰ روزه در تالاب‌ها در طی دوره آماری مشخص مورد استفاده قرار گیرد. برای بیلان‌های میانگین،  $\Delta M$  صفر در نظر گرفته می‌شود. بسته به شرایط مشخص پر شدن تالاب، اگر برخی از مولفه‌ها حذف شوند و یا مساوی با صفر قرار داده شوند، معادله (۳-۱۰۶) به شکل ساده‌تری تبدیل شده و یا اینکه ممکن است توسط اعمال جملات اضافی بسط داده شود.

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

تبخیر و تغییرات ذخیره آب تالاب در بخش‌های گوناگون از تالاب، به پارامترهای جزئی 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 در نظر گرفته می‌شود. بنابراین اندازه‌گیری‌های تبخیر و نوسانات تراز آب و همچنین برآوردهای خصوصیات نفوذ لایه فعال باید به‌طور 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 در نظر 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 به طور 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 در نظر گرفته شده است. باعث می‌شود در خلال ماه‌های خشک و در ترازهای پایین آب در تالاب، تناقض‌های منفی بزرگی در بیلان‌های ماهانه آب مشاهده می‌شود.

برای بررسی وضعیت رشدی یک تالاب حاوی گونه کمیاب *Water Howellia* در ایالات مونتانا در آمریکا، معادله بیلان را به صورت زیر در نظر گرفته شد [۱۳۱]:

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

که در آن  $g_{w_{inflow}}$  جریان ورودی (بده) زیرزمینی از حوضه آبریز به داخل تالاب،  $ppt$  ریزش جوی مستقیم بر روی تالاب،  $evap$  تبخیر مستقیم از سطح آزاد آب تالاب،  $trans$  تعرق گیاهی از گونه‌های گیاهی تالاب (گیاهان آبدوست)،  $s_{w_{outflow}}$  جریان خروجی آب سطحی از تالاب و  $g_{w_{outflow}}$  جریان خروجی زیرزمینی از حوضه آبریز می‌باشد.

اندازه‌گیری مولفه‌های بیلان آب تنها هنگامی که خصوصیات مورفولوژیکی تالاب و حوضه آبریز مشخص شوند قابل تعیین‌اند. برای تعیین کمی مولفه‌های بیلان از تجهیزات متعددی چون اندازه‌گیرهای میله‌ای، باران‌سنج، دستگاه‌های ثبات، تجهیزات برف‌سنجی و تشت‌های تبخیر می‌توان استفاده نمود. برای اندازه‌گیری‌های غیرثبات 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 برف‌سنجی 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 کم عمق به دست می‌آید. تغییرات مساحت تالاب در طول

زمان باید از روی اندازه‌گیری‌های تراز تالاب که با وسایل اندازه‌گیری میله‌ای به دست می‌آید، تعبیر 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 [۱۳۱] و [۱۷۴] و [۱۰۳].

$$ET = S_p (24r \pm \Delta S) A \quad (3-110)$$

که در آن  $S_p$  آبدهی ویژه،  $24r$  تغییر در تراز تالاب در روز،  $\Delta S$  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 خطا برای هر مولفه 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  $\pm 5\%$  تا  $15\%$  ممکن است برای داده‌های طولانی مدت به وجود آید [۱۷۷]. با این وجود چنانچه درختان متمرکزی در تالاب وجود داشته باشد، خطای  $\pm 5\%$  کاملاً مناسب خواهد بود [۱۳۱].

تشت‌های شناور تبخیر را می‌توان به عنوان یک وسیله اندازه‌گیری مستقیم در نظر 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  $\pm 10\%$  تا  $15\%$  برای خطا اشاره شده است [۱۷۷]. درصد خطا با افزایش میزان باد افزایش می‌یابد و در شرایطی که تالاب بادخیز نباشد محدوده پایین ( $\pm 10\%$ ) توصیه می‌شود [۱۳۱]. محاسبات تبخیر-تعرق با استفاده از تحلیل هیدروگراف‌های آب‌های سطحی (پیشنهادی توسط Meyboom) با خطای قابل ملاحظه‌ای توأم می‌باشد. گرچه چارت‌های آب سطحی کاملاً دقیق‌اند، ولی به علت تغییر شکل و اندازه منحنی، تعیین شیب این منحنی‌های شبانه‌روزی با خطای ذاتی توأم خواهد بود. استفاده از یک زمان مشخص در شبانه‌روز برای رسیدن به نتیجه مطلوب ضروری به نظر می‌رسد [۱۳۱] ساعت ۶ صبح را توصیه کرده‌اند. تفاوت اندازه‌گیری بر روی چارت‌های هیدروگراف برای تحلیل شیب، عموماً ۳ میلی‌متر یا کم‌تر است. متوسط خطایی حدود  $\pm 20\%$  از ضرب این مقدار در مساحت هر تالاب در بررسی [۱۳۱] به دست آمد. با توجه به برآوردی از خطا برای تبخیر توسط تشت‌های شناور، این مقدار خطا را می‌توان به مولفه‌های تعرق گیاهی منتسب نمود.

با توجه به وسعت منطقه بررسی و وسایل موجود، تعیین تراز تالاب به نزدیک‌ترین  $1/5$  متر صورت می‌پذیرد. دقت تهیه نقشه پستی و بلندی‌های آبریز مشرف به تالاب، به دقت وسایل نقشه‌برداری و مهارت تیم عملیاتی بستگی دارد. خطایی در حدود  $0/6$  میلی‌متر برای ارتفاع نقاط عموماً مناسب می‌باشد. تعیین مورفولوژی 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 کانال، 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. به‌علاوه تغییر در بده 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  $\pm 50$  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 خطاها از تمامی مولفه‌های بیلان آب می‌شود. چون این مولفه به عنوان مولفه باقی‌مانده سایر مولفه‌های دیگر است، یک روش آماری انتشار خطا برای محاسبه خطاهای این مولفه از بیلان آب [۱۷۷] می‌تواند به کار رود:

$$\sqrt{E_{\text{gw\_inflow}}} = E_{\text{ppt}}^2 + E_{\Delta\text{wetland volume}}^2 + E_{\text{evap}}^2 + E_{\text{trans}}^2 + E_{\text{SW\_outflow}}^2 \quad (111-3)$$

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

در روش انتشار خطا، 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 خطا است. دوم اینکه مولفه‌های متمایز بیلان آب متغییرهای تصادفی مستقل‌اند. در آخر و سوم اینکه به دلیل ماهیت خطی معادله بیلان آب، خطاهای مولفه‌های بیلان آب می‌توانند با هم جمع شوند. گر چه فرض استقلال مولفه‌های بیلان آب از یکدیگر ممکن است بحث برانگیز باشد، ولی به دلیل درجه وابستگی مجهول آن به یکدیگر محاسبه کوواریانس بین این مولفه‌ها غیرممکن است [۱۳۱].



## فصل ۴

---

---

ارزیابی جایگاه سنجش از دور و

کاربرد مدل‌های رایانه‌ای در پیلان

منابع آب

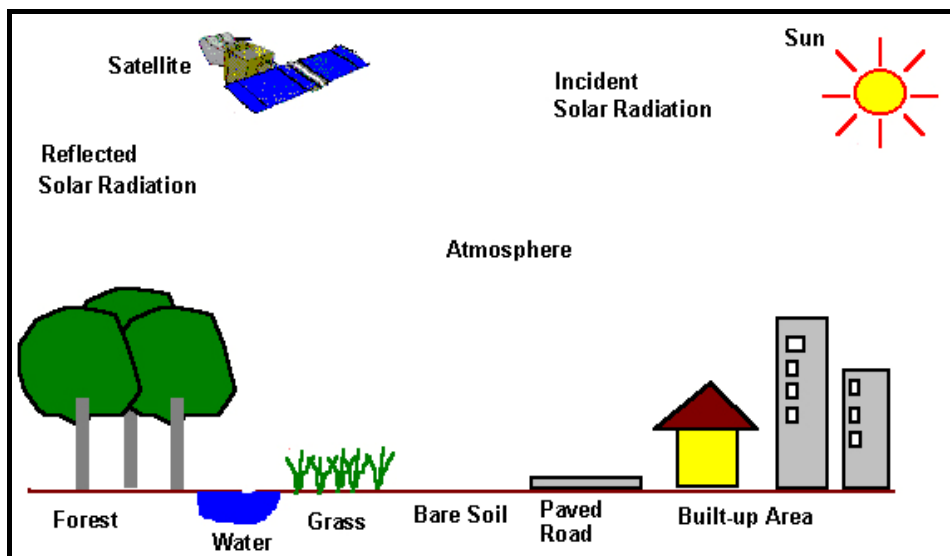




در دیدگاه استفاده از سنجش از دور مدل‌های مورد استفاده باید بتوانند نتایج حاصل از این فن‌آوری را به کمیت‌های هیدرولوژیکی مرتبط نمایند. فن‌آوری سنجش از دور یک تکنیک قدرتمند برای مطالعات محیطی می‌باشد. در مقایسه با سایر روش‌های جمع‌آوری اطلاعات، اطلاعات به‌دست آمده توسط این فن‌آوری به دلیل دید یکپارچه و 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.

#### ۴-۱- اصول سنجش از دور

دور سنجی، دور کاوی و یا سنجش از دور 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 ۴-۱). 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 میکروویو آن در سنجش از دور مورد توجه و استفاده قرار می‌گیرد.



شکل ۴-۱- 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 ماکروویو بخشی از طیف است که بین امواج مادون قرمز و امواج رادیویی قرار دارند 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 به‌جز 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 عمده درباره سنجنده‌ها شامل (الف) قدرت تفکیک طیفی، (ب) قدرت تفکیک مکانی، (ج) قدرت تفکیک رادیومتریکی و (د) قدرت تفکیک زمانی می‌باشد.

منبع داده‌های سنجش از دور معمولاً تابش الکترومغناطیسی است که از یک پدیده یا یک شیء گسیل 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 [۲]. علاوه بر افزایش دقت در مقیاس‌های بزرگ، به کمک تکنیک‌های RS و DTM می‌توان به صورت اقتصادی‌تری به فهم ویژگی‌های زمین پرداخت [۱]. 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 سنجنده‌ها این عوامل را تا حد امکان بهینه نمایند. امروزه ماهواره‌های بسیاری چون Spot, LandSat, IRS, ایکونوس، کوئیک‌برد، ارب و یو (orb View-3)، کارتوست (Cartosat-1)، Terra و Noaa فعال هستند. استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای در مطالعه اقیانوس‌ها، دریاها، دریاچه‌ها، منابع آب در حوضه‌های آبریز بسیار گسترده است. تشخیص آب، دشت‌های سیلابی، مکان آب‌های زیرزمینی، درجه حرارت آب‌ها، مطالعات برف‌سنجی و یخ‌سنجی، تشخیص، تعیین و تخمین سیلاب‌ها و میزان خسارت آن‌ها، بررسی تغییرات سواحل و جریان‌های دریایی و تشخیص دریاچه‌ها از جمله کاربردهای فن‌آوری سنجش از دور در منابع آب می‌باشد [۲].

#### 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 هر کدام از رسته‌ها مشخص می‌گردند [۱۲]. تهیه نقشه‌های خاک (مثلا شوری خاک) از جمله کاربری‌هایی است که اخیرا به کمک فن‌آوری سنجش از دور توسعه یافته است. به عنوان مثال بهترین تصاویر برای مطالعه شوری و قلیائیت خاک‌ها، تصاویری است که در زمان گرفتن تصویر پوشش گیاهی خاک حداقل باشد. معمولا طبقه‌بندی خاک‌های شور با دو روش طبقه‌بندی چشمی و رقومی امکان‌پذیر است [۵].

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<sup>۱</sup> درسیستم زمانی زمین یک برنامه اساسی بین‌المللی محسوب می‌شود. مأموریت این بانک جدای از تهیه اطلاعات زمانی و قابل اعتماد زمین‌مبنا، ارائه خدمات اطلاعاتی یکسان بین‌المللی 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 دربر دارند. مقیاس منطقه‌ای بیانگر یک چشم‌انداز درون قاره‌ای است درحالی که جزئیات کافی جهت فهم بیشتر از پدیده‌های رایج را نیز دارا می‌باشد [۶۱].

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 مسوول 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 به‌کارگیری سیستم‌های دسته‌بندی متناقض انجام شود. در مجموع امکان تولید داده‌های مناسب برای دسترسی تمام سازمان‌ها به علت اختلاف در سیستم‌های دسته‌بندی به وجود می‌آید.

تجهیزات تجاری سنجش از دور برای مدیریت تنش‌های زیستی و غیرزیستی محصولات مختلف که تحت آبیاری‌های مختلف قرار می‌گیرند مورد استفاده است [۵۱]. 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 دریافت‌کننده‌های مادون قرمز و ارزیابی تغییرات دمای تاج گیاهی بین رژیم‌های مختلف آبیاری و رابطه آن با محصول به کمک عکس‌برداری‌های مختلف (IRTS و IR) و جستجوی چگونگی اعمال کم‌آبیاری و استفاده از ضرایب گیاهی برای برنامه آبیاری مورد آزمون و تحقیق قرار می‌گیرد.

#### ۴-۳- 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 باید 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 برف‌سنجی 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. فن‌آوری سنجش از دور (RS) یکی از قوی‌ترین و مهم‌ترین ابزارهایی است که ما را در شناسایی و برآورد وسعت میدان‌های پوشیده از برف، به‌ویژه 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 پر حجم 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 درحالی‌که 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.

معمولا استفاده از داده‌های AVHRR<sup>۱</sup> 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.

معمولا 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. معمولا دو گونه اصلاح بر روی داده‌های حاصل از ماهواره‌های ماهواره‌ای صورت می‌پذیرد که شامل اصلاحات ژئومتری و اصلاحات رادیومتری می‌باشد. درخصوص برف‌سنجی 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 بر روی عکس‌های ماهواره‌ای، زمین- مبنا 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 به‌گونه‌ای جدا گردد که کم‌ترین خطا را در بر داشته باشد. عموماً دو روش (الف) روش طبقه‌بندی نظارت نشده چند طیفی<sup>۲</sup> و (ب) روش طبقه‌بندی نظارت شده چند طیفی<sup>۳</sup> مورد 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<sup>۴</sup> یک رابطه خطی وجود دارد که به کمک آن می‌توان درصد پوشش برف را تعیین کرد.

1- Advanced Very High Resolution Radiometer

2- Unsupervised Multi spectral Classification

3- Supervised Multi spectral Classification

4- Digital Number

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 عمده پوشش برف عبارت از افزایش ضریب بازتابش به بیش‌تر از ۰/۹ برای برف تازه می‌باشد؛ گرچه در عمل مقدار ضریب بازتابش کم‌تر به این مقدار می‌رسد [۱۱۶] و [۷۶]. 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 معمولاً 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 بیان‌کننده ابر و برف باشد، اما داده‌های AVHRR دارای باندهای 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<sup>۱</sup> 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 متکن<sup>۱</sup> 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:

$$SD = 259.391 - 0.0965Tb_{37v} \quad (۱-۴)$$

که در آن SD عمق برف به سانتی‌متر و  $Tb$  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 آب، 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 هوا، 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 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 [۱۷].

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 بوده، لذا رابطه بین  $NDVI-K_{cb}$  که در مدل ضریب گیاهی 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 [۵۰]. 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.

$$ET_c = (K_{cb} - K_e) \times ET_0 \quad (۲-۴)$$

که در آن  $K_e$  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 تنش آبی و تبخیر از خاک می‌باشد. برای تخمین‌های واقعی از تبخیر تعرق واقعی محصول (AET)،  $K_{cb}$  به وسیله ضریب تنش آبی حاصل می‌گردد.

$$AET = (K_{cb} \cdot K_s + K_e) Et_0 \quad (۳-۴)$$

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  $Z_e$  می‌بایست قبلاً ارزیابی شده باشد.

مشابه  $K_e$ ، تخمین  $K_s$  نیز نیازمند یک محاسبه بیلان روزانه برای ناحیه ریشه  $Z_r$  می‌باشد. محتوی 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 تنش) خواهد بود. تنش آبی زمانی اتفاق می‌افتد که  $D_r$  به سمت REW، یعنی عمق آب قابل دسترس در ناحیه ریشه (آب سهل‌الوصول)، حرکت می‌کند. زمانی که  $D_r > REW$  باشد  $K_s$  از معادله آلن محاسبه می‌شود:

$$(۴-۴)$$

که در آن TAW عبارت از آب خاک در دسترس در ناحیه ریشه (mm) و  $\rho$  بخشی از TAW که گیاه می‌تواند از ناحیه ریشه بدون شرایط تنش دریافت نماید. زمانی که  $D_r \leq RAW$  آنگاه  $K_s = 1$  و TAW از عمق روزانه ریشه گیاه ( $Z_r$ ) و  $\theta_{wp}$ ،  $\theta_{fc}$  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  $5 \text{ mm.day}^{-1}$  تغییر می‌کند  $\rho$  می‌تواند با استفاده از تقریب زیر محاسبه گردد:

$$\rho = 0.55 + 0.04(5 - ET_c) \quad (۵-۴)$$

معمولاً 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 آنیموتر سونیک سه بعدی، که اندازه‌گیری کننده غلظت بخار آب و دی‌اکسید کربن می‌باشد، باشد. به کمک سنجنده‌های TDR محتوی 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 ( $\rho_{red}, 0.63 - 0.69\mu m$ ) و قرمز نزدیک

$$(\rho_{pir}, 0.76 - 0.9\mu m) \text{ دسته‌بندی می‌نمایند و از آن جهت تهیه NDVI} = \frac{\rho_{PIR} - \rho_{red}}{\rho_{PIR} + \rho_{red}} \text{ استفاده می‌نمایند.}$$

جهت تعیین  $f_c$  (سهم خاک پوشیده شده توسط پوشش گیاهی) می‌توان به کمک دستگاه‌های مجهز به لنز چشم ماهی با زاویه مشخص ( $138^\circ$ ) نسبت به زمین از تاج گیاهی عکس‌برداری نمود. این تکنیک به طور گسترده‌ای 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  $7^\circ$  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 مینا و یا  $ET_0$  معمولاً بر طبق معادله پنمن - مانیتث فائو 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  $(mm\ day^{-1})$ ،  $R_n$ ؛ 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  $(kPa)$ ،  $\Delta$  زاویه منحنی فشار بخار  $(kPa \cdot ^\circ C^{-1})$  و  $\gamma$  ثابت سایکرومتریک  $(kPa \cdot ^\circ C^{-1})$  می‌باشد. در کاربرد و با گام‌های ۲۴ ساعته  $G$  برابر با صفر  $MJ / m^2\ day$  فرض می‌شود. و  $e_s$  به شکل  $e_s = 0.5 [e^\circ(T_{max}) + e^\circ(T_{min})]$  محاسبه شده به طوری که  $e^\circ$  تابع بخار اشباع و  $T_{max}$ ،  $T_{min}$  به ترتیب بیشینه و کمینه دمای روزانه هستند. معادله پنمن - مانیتث فائو تبخیر-تعرق را از روی سطح چمن فرضی که ۰/۱۲ متر ارتفاع داشته و دارای مقاومت سطحی  $70\ sm^{-1}$  و ضریب بازتابش ۰/۲۳ می‌باشد، تخمین می‌زند. 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 می‌باشند.

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، یک تابع نمایی بین NDVI و شاخص سطح برگ (LAI) ارائه شده است [۴۵].

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

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 رابطه‌ی دیگری بین  $K_{cb}$  و  $LAI$  توسط نامبردگان ارائه شده است:

$$K_{cb} = 1.07(1 - \exp(-0.8LAI)) \quad (۸-۴)$$

جهت حذف  $LAI$  می‌توان روابط (۷-۴) و (۸-۴) را با یکدیگر به شکل زیر ترکیب نموده رابطه بین  $NDVI$  و  $K_{cb}$  را به دست آورد.

$$K_{cb} = 1.07 \left[ 1 - \left( \frac{NDVI_{max} - NDVI}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^{0.8/0.54} \right] \quad (۹-۴)$$

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

$$f_c = 1.18(NDVI - NDVI_{min}) \quad (۱۰-۴)$$

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 مربوط، برآورد صحیحی از  $ET$  در اختیار قرار نمی‌دهند. در نتیجه برای بالا بردن دقت نیازمند نمونه‌گیری‌های فراوان می‌باشند که خود مستلزم هزینه‌های اضافی خواهد بود. در این مواقع یک پاسخ مناسب مساله که توجیه اقتصادی نیز دارد عبارت از تخمین  $ET$  به کمک فن‌آوری  $RS$  می‌باشد.  $RS$  می‌تواند داده‌های منطقه‌ای ماهواره‌ای را با اندازه‌گیری‌های مکانی ناشی از ایستگاه‌های زمینی 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 تنش 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 تنش گیاهی با استفاده از  $IRTC$  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 تنش آبی گیاه مورد استفاده قرار گیرند. 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 تنش ناشی از بیماری استفاده می‌شود. در حال حاضر شرکت‌های مختلفی تولیدات تجاری بر مبنای عکسبرداری  $IR$  در معرض فروش دارند. دمای تاج گیاهی به عنوان یک شاخص حساس از وضعیت آبی گیاه که منجر به توسعه تنش مرتبط با شاخص مربوط به تشخیص تاج‌های گیاهی مختلف و دمای هوای اطراف می‌شود، می‌باشد. عدم توانایی  $IRTS$  در تشخیص بین تنش‌های زیستی و غیرزیستی می‌تواند به ارتفاع نصب  $IRTS$  نسبت داده شود.

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 تنش فراهم می‌گردد هر چند که سطح زیر پوشش هر دوربین کاهش پیدا خواهد نمود [۵۱].

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. ثابت شده است که افزایش مقدار آب باعث کاهش دمای تاج گیاهی در رژیم‌های مختلف آبیاری می‌گردد [۱۶۹]. 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 بیان 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، یخ 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 عمده پدید آورنده فرسایش خاک، یعنی آب و باد، را تعیین نمود. اولین تقسیم‌بندی فرسایش آبی بر مبنای آبدوی (جریان 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 تجارب 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<sup>۱</sup> 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. به‌علاوه 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<sup>۲</sup> برای به‌دست آوردن اطلاعات فیزیوگرافی حوضه‌های آبریز کاربرد بسیار وسیعی پیدا نموده است. این نحوه استفاده سبب افزایش سرعت و دقت در به‌دست 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 به‌دست 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 فوق‌العاده 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.

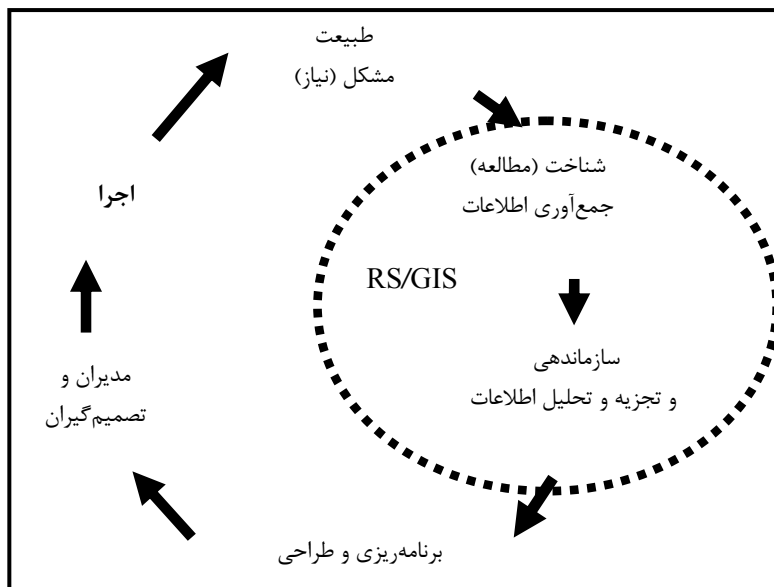
#### ۴-۷- کاربردهای GIS و RS

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

1- Thematic Maps

2- Digital Elevation Model

می‌گذارد. به‌طور کلی نقش سنجش از دور (RS) و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی (GIS) در فرایند تصمیم‌گیری و برنامه‌ریزی را می‌توان در شکل (۲-۴) خلاصه نمود.



شکل ۲-۴- 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 درونیابی 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 به‌شمار 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 واحدها 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، درونیابی 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. به‌عنوان مثال در مکان‌یابی 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 فن‌آوری‌های نوین سنجش از دور و پردازش و تحلیل رقومی تصاویر ماهواره‌ای<sup>۱</sup> 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 بندی و تراکم جنگل‌ها با روش‌های پیمایشی و صحرایی صرف (به‌خصوص 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 تنهایی کافی نبوده و بعضاً دارای اشکالات و اشتباهات فراوانی می‌باشد. با توجه به پیشرفت‌های روز افزون بشری در زمینه فن‌آوری‌های پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای که به منظور سهولت تشخیص و تفکیک عوارض سطح زمین و در نتیجه 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 به‌خصوص 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 ثانیاً 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. در صورتی 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 کارگیری GPS شامل (الف) نقشه‌برداری در انواع شرایط آب و هوایی، (ب) نقشه‌برداری در تمام طول شبانه‌روز، (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 بیان منابع آب

به سختی می‌توان یک مدل رایانه‌ای را تعریف کرد که بتواند بیان منابع آب را به طور کامل تحلیل کند. این دشواری در ماهیت بسیار گسترده «بیان منابع آب» نهفته است. به طور کلی، بیان منابع آب در چارچوب مکانی و زمانی بسیار متفاوتی می‌تواند تحلیل شود. چارچوب مکانی در محدوده‌ای در گستره یک کرت 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 - وایت 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 بیان آب سطحی بر اساس معادله بیان 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 قبلاً توسط نامبردگان 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 مهندسی ارتش 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، کانال‌ها 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 کارایی 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 رسوب و انتقال آن به حوضه آبریز کاربرد دارد.

بسته نرم‌افزاری مدل Mike در محیط GIS رفتار 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 گسترده و قابلیت انعطاف برای مقیاس‌های زمانی از دیگر ویژگی‌های این مدل به شمار می‌آید.

مدل Ribasim، 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 پروژه‌های مختلف در کشورهای زیادی کاربرد دارد.



مدل SWAP نسخه توسعه یافته مدل SWATRE است. این مدل با گرفتن اطلاعات ورودی چون پارامترهای آب و هوایی 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- تفرق 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 ۵

---

---

## 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 (مثلاً 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 برآورد این مولفه استفاده شود. مثلاً از پارامترهای فیزیکی خاک و رطوبت خاک می‌توان برآوردی از مولفه نفوذ عمقی در بیلان آب در مزرعه انجام داد.

## ۵-۱- 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.

### ۵-۱-۱- 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 مراحل 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 [۳۸]. آمار و اطلاعات مناسب با این منابع شامل مقدار و تناوب آن‌ها در ایستگاه‌های اندازه‌گیری می‌باشد. تناوب 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.

### ۵-۱-۲- منابع روی سطح زمین

در یک تقسیم‌بندی کلی، منابع آبی روی سطح زمین به دو نوع جاری و راكد قابل تفکیک هستند. رودخانه، مسیل‌ها، انهار و کانال‌های 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 انهار 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 باید 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 مبتای تعریف شده)، رابطه این ارتفاع (و یا اشل) با حجم توده جامد، رابطه حجمی توده جامد با آب معادل آن باید گردآوری، محاسبه و یا برآورد شوند.

این که آبی که توسط یک مصرف‌کننده دریافت می‌شود ممکن است به طور کامل مصرف نشود در تجزیه و تحلیل‌های بیلان حائز اهمیت است. در چنین شرایطی آب بازمانده 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 پس‌آب 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 پس‌آب‌های 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 حق‌آبه‌های 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 می‌یابند 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 انهار 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.

### ۵-۱-۳- منابع زیر سطحی

حسب کاربرد متفاوت بیلان، این منابع ممکن است راكد و یا جاری باشند. چشمه‌ها و قنوت‌های انواعی از منابع زیرسطح زمین به شکل جاری را تشکیل می‌دهند. حرکت طبیعی آب در زیر سطح زمین نیز نوعی حرکت طبیعی جانبی 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 چین‌خوردگی‌ها، جهت شیب‌ها، و شرایط سطحی زمین از نظر میزان نگهداشت آب، و بالاخره اقلیم منطقه جهت شناسایی و قضاوت‌های اولیه از جمله ملزومات 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، آب‌دهی 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 نشتی بودن)، اطلاعات مربوط به میزان برداشت آب از منابع آب زیرزمینی شامل چاه‌ها، قنوت‌ها و چشمه‌ها می‌باشد. در خصوص چاه‌ها اطلاعات مورد نیاز را می‌توان به صورت بده چاه، مدت زمان کارکرد، تاریخ حفر، کف‌شکنی‌های انجام شده، جابه‌جایی‌ها، روند تغییر آبدهی، تجهیزات مکانیکی و الکترونیکی طبقه‌بندی کرد.

در سفره‌های آب زیرزمینی کم عمق، علی‌الخصوص مناطقی که فاقد برجستگی‌های روزمینی 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 عمده‌ای 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 پیرومتری 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، آبدهی و نحوه تغییرات آن، تغییرات احتمالی به وجود آمده در سطح زمین، سیستم‌های درز و شکاف در بیرون‌زدگی‌های پیرامون دشت، تعیین وضعیت پی سنگ منطقه از نقطه نظر تکتونیکی و تعیین فاکتورهای موثر در تشکیل یک دشت کارستی تعیین گردد [۳] و [۸]. مجموعه اطلاعات فوق می‌تواند به شکل نقشه‌های زمین‌شناسی همراه با مقاطع و با تاکید بر رابطه سازندهای آهکی و آبرفت، نقشه‌های ژئومورفولوژی سازندهای آهکی و سایر بررسی‌های لازم نمود پیدا کند [۷].

## ۵-۲- مصارف

مصرف 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 سه‌بخش (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. درحالی‌که تبخیر از سطوح آزاد آب یکی از انواع مصرف کنترل نشده به شمار می‌آید.

### ۵-۲-۱- 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 تصعید از سطوح برفی و یخچالی می‌باشد. هرکدام 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 متفاوت 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 (اتمسفیر) 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 استثنا 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 باید 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 باید اندازه‌گیری و تعیین شوند.



برای برآورد تعرق گیاهان، عواملی چون ویژگی‌های روزنه برگ‌ها مورد نیاز خواهد بود.

با این وجود به جز در موارد معدودی 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 Kc) 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 اعماق 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.

### ۵-۲-۲- 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 باید 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 برآوردی 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) باید 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، بده رودخانه یا کانال به عنوان آمار و اطلاعات خواهد بود.

### ۵-۲-۳- 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 آبخویی خاک از جمله مصارف کنترل شده است. درحالی‌که 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 آبخویی، 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 باید اندازه‌گیری و یا برآورد شود.

### ۵-۳- 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 مسوول 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.<sup>۱</sup> 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

۱- این اطلاعات در سایت این سازمان به آدرس [www.irimet.net](http://www.irimet.net) قابل بازخوانی است.

نیرو سالانه در کتابچه‌هایی چاپ و منتشر می‌شود. وزارت نیرو تعدادی ایستگاه‌های برف‌سنجی را نیز سرپرستی می‌کند. این آمار و اطلاعات هم در مرکز استان مربوط و هم در سازمان مدیریت منابع آب در تهران نگهداری می‌شود. بعضا 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 بده‌های روزانه می‌باشد. در مواقع 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 (مثلا کانال‌ها، 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 بعضا 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 معدودی، 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 پیژومترهای مشاهداتی و همچنین چاه‌های بهره‌برداری، توسط وزارت نیرو صورت می‌گیرد. علاوه بر این، وزارت نیرو اطلاعات برف‌سنجی 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 حائز اهمیت است. رسوب‌سنجی نیز از وظایف وزارت نیرو به شمار می‌آید. از طرف دیگر سازمان حفاظت از محیط زیست مسوول اندازه‌گیری سطح آب در تالاب‌ها و مرداب‌ها می‌باشد. گرچه سازمان هواشناسی، مراکز تحقیقاتی وزارت کشاورزی و دانشگاه‌ها به طور موردی 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 پیژومتری 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، لیتولوژی 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 می‌بایست 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 مسوول رعایت حق‌آبه‌های 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.

#### ۵-۴- 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 به‌وجود آمده توسط انسان بر سطح زمین و اقلیم در مقیاس‌های محلی، منطقه‌ای و یا جهانی مد نظر 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 دورنما 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 دقت در مسایل کاربردی.

دیدگاه‌هایی که در حال حاضر برای پیش‌بینی عکس‌العمل حوضه‌های آبریز مدنظر قرار می‌گیرند شامل برون‌یابی 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 توام مدل‌های هیدرولوژیکی-هواشناسی بدون نیاز به داده‌های ویژه بارش می‌باشند. عمدتاً تئوری‌های فوق‌الذکر 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 گستردگی روش‌های پیش‌بینی پارامترهای هیدرولوژیکی در شرایط مختلف، محقق می‌تواند به مراجع مرتبط با موضوع بر مبنای شرایط مقتضی مراجعه نماید.

# فصل ۶

---

---

**تبیین نحوه بر آورد پارامترهای پیلان**



## ۶-۱- 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 در نظر 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 باید متراکم‌تر باشد. ایستگاه‌های سنجش ریزش جوی برای محاسبات بیلان آب باید 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 ۲۵-۵۰ 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.

### ۶-۱-۱- 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 ثابت، 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 ۱۰٪ 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:

$$S_x = d \times S_s \quad (1-6)$$

که در آن  $S_x$  ارتفاع ذخیره آبی برف،  $S_s$  ارتفاع پوشش برف و  $d$  چگالی برف می‌باشد. برای چگالی برف برحسب 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 باید 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:

$$S = K \times D \quad (۲-۶)$$

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 قابل 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 ۶۰٪-۴۰٪ 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، درحالی‌که تلفات ناشی از تبخیر به‌طور متوسط در حدود ۰/۶٪ مجموع ریزش جوی در خلال تابستان (بسته 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 باید محاسبه می‌شوند. برای توضیحات بیش‌تر روش کریجینگ، به کتاب‌های زمین‌آمار مراجعه شود. با زیاد شدن دوره زمانی، نتایج به‌دست آمده از روش‌های مختلف همگرا می‌شوند درحالی‌که 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. مقدار 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 گرادیان‌ها ترسیم می‌شوند. فواصل بین خطوط هم‌مقدار نباید کم‌تر از متوسط خطای میان‌یابی باشد. با افزایش انحراف استاندارد با مقدار 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 توصیه کرده است که نقشه‌های متوسط ریزش جوی سالانه در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰۰۰ خطوط هم‌مقدار ۱۰۰؛ ۲۰۰؛ ۸۰۰؛ ۱۰۰۰؛ ۱۶۰۰؛ ۲۰۰۰؛ ۳۲۰۰؛ ۴۰۰۰ میلی‌متر داشته باشند [۱۴۹].

### ۳-۱-۶- 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 جریان‌های صعودکننده 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 بر روی 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 باید 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 آئروپینامیکی، 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 باید در مرکز بخش فاقد درخت در جنگل و در جایی که ارتفاع بالای خط افقی از قیف دستگاه تا بالای نزدیک‌ترین درختان ۵۰-۳۰ برای جنگل‌های مخروطیان و ۸۰-۷۸ برای جنگل‌های خزان‌داران 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.

## 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) کانال‌های دست‌ساخته بشر و (ج) لوله‌های دست‌ساخته بشر می‌باشند. بده 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 [۱۷۹].

### ۶-۲-۱- 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 قبلاً به دست آمده باشند. الف- دوره‌های زمانی کوتاه مدت. براساس بخش (۵-۳) این دستورالعمل، اندازه‌گیری و گزارش رواناب‌های سطحی و سیلاب‌ها از رودخانه‌ها در محل ایستگاه‌های آب‌سنجی در ایران با ادارات آب‌های سطحی وزارت نیرو است. با این حال کاملاً محتمل است که در محل ورودی به چارچوب مکانی بیلان، ایستگاه آب‌سنجی 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 بده جریان در یک رودخانه/آبراهه/کانال/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، کانال‌ها و لوله‌های کوچک ممکن است قابل توصیه باشد. از روش‌های اولتراسوند برای برآورد بده جریان در هر نوع از آبراهه سطحی می‌توان استفاده کرد. روش گونیا برای برآورد بده 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. بده 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 ۶-۱).

جدول ۶-۱- روش‌های اندازه‌گیری بده جریان [۱۱۰]

روش	توصیف	کاربرد	ویژگی‌ها
رقیق‌سازی	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 $0.5 \text{ m/s}$ بیش‌تر است. برای اندازه‌گیری در خلال سیکل‌های جزر و مد مناسب است.	به قایق موتوری، تجهیزات اکوی صوتی و پروانه برای اندازه‌گیری زاویه جریان نیاز دارد.
مافوق 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 جزر و مدی، 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. نصب 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 متناسب 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 باید 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 $10 \text{ L/S}$ به کار می‌رود.	
حباب‌های هوا در سطح آب	از روی نیمرخ سطحی حباب‌هایی که از یک شلنگ هوا کار گذاشته شده در عرض رودخانه به سطح آب می‌آیند، می‌توان نیمرخ سرعت را استنتاج کرد.	رودخانه‌ها یا کانال‌هایی با جریان آهسته	سطح آب باید نسبتاً بدون تلاطم باشد تا بتوان نیمرخ حباب‌ها را مشاهده کرد.
میله بار 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.

ادامه جدول ۶-۱- روش‌های اندازه‌گیری بده جریان [۱۱۰]

روش	توصیف	کاربرد	ویژگی‌ها
اندازه‌گیری غیرمستقیم بده اوج در محل‌های جمع‌شدگی جریان	با استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده افت بار در محل‌های تنگ‌شدگی، معادله انرژی را برای محاسبه سرعت حل می‌کند.	برای برآورد بده اوج در مکان‌هایی که وجود پایه‌های پل باعث تنگ‌شدگی جریان شود.	تنها بده اوج محاسبه می‌شود. تراز اوج توسط شاخص‌هایی که بر روی تاج نصب شده‌اند به دست می‌آید.
اندازه‌گیری غیرمستقیم بده 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 بده اوج محاسبه می‌شود. تراز اوج توسط شاخص‌هایی که بر روی تاج نصب شده‌اند به دست می‌آید.
اندازه‌گیری غیرمستقیم بده جریان در سدها، تاج‌ها و خاک‌ریزها	معادله بده جریان در سرریزها 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 تنهایی (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 تهیه 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 برازش 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 باید 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 نباید در خلال دوره زمانی مورد مطالعه تغییر کنند. رواناب سالانه متوسط یا نرمال باید 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 (مثلاً روند، جهش و شکست) در این جا نیامده است. توضیحات بیش‌تر در این زمینه در منابع مختلف آمده است [۱۴۱].

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.

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

موقعی که اطلاعات آب‌سنجی 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 ۶۰-۵۰ سال باشد، مقدار میانگین ممکن است از روی تمامی سری بدون در نظر گرفتن تغییرات دوره‌ای محاسبه شود.

### ۶-۲-۳- 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 آب‌سنجی 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 باید 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 ۱۰-۸ نباشد، ضریب تعیین  $0.7-0.8$  ممکن است قابل قبول در نظر گرفته شوند. به عنوان یک معیار سرانگشتی، انحراف قابل قبول نقاط از منحنی سنج در حدود  $15\%-10\%$  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 کوتاه مدت می‌تواند بدون محاسبه مقادیر رواناب برای تک‌تک سال‌ها، از روی رواناب نرمال در ایستگاه با سری طولانی مدت تعیین شود. از طرف دیگر زمانی که رابطه بین دو ایستگاه به شکل منحنی باشد، باید مقادیر رواناب در ایستگاه کوتاه مدت برای تمامی سال‌های فاقد آمار محاسبه 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.

تبدیل 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 مبدا 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 مبنا، 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 آب‌سنجی است. علاوه بر آن، آمار ریزش‌های جوی برای دوره‌های زمانی طولانی مدت‌تری موجود است. با این حال دقت این روش زیاد نیست و بنابراین باید با احتیاط زیاد به کار رود.

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

عمدتاً روش کلاسیک حل مسایل هیدرولوژیکی شامل تخمین رواناب حاصل از یک شبکه زهکشی و روندیابی آن تا کانال اصلی می‌باشد. استفاده از روش‌های: (الف) نقشه‌ای از خطوط هم‌مقدار رواناب، (ب) روش شباهت، (ج) معادله بیلان 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 عمدتاً توسط عوامل محلی تعیین می‌شوند و یا اطلاعات مربوط به رودخانه‌های بزرگ که جریان آن‌ها ممکن است مربوط به چند ناحیه فیزیوگرافیکی متفاوت باشد، نباید استفاده شود. زیرا این اطلاعات ورودی ناهمگن منجر به عدم اطمینان برای میانگین رواناب برآورد شده مکان مورد نظر می‌گردد. برای تهیه نقشه‌های خطوط هم‌مقدار رواناب

برای نواحی جلگه‌ای، استفاده از اطلاعات مربوط به رودخانه‌هایی با مساحت حوضه ۵۰۰-۵۰۰۰ کیلومتر مربعی که رژیم جریان در آن‌ها توسط بشر دست نخورده باشد، توصیه می‌شود. محدوده مساحتی کوچک‌تر از ۵۰۰-۱۰۰۰ 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 غیردائمی 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 مساحت‌سنجی (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. به‌طور ایده‌آل، مقیاس نقشه باید 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 باید ۱:۱۰۰۰۰۰۰ انتخاب شود. مقیاس‌های مناسب برای تراکم ایستگاهی مختلف در جدول (۶-۲) 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) باید با یکدیگر هماهنگ باشند.

جدول ۶-۲- مقیاس‌های توصیه شده برای تهیه نقشه‌های رواناب متناظر با تراکم شبکه ایستگاه‌های آب‌سنجی [۱۴۹]

Gaugin intensity (km <sup>2</sup> /station)		Map scale		
	100	1:	1	000 000
	500	1:	1	500 000
1	000	1:	2	500 000
5	000	1:	5	000 000
10	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 مساحت‌سنج (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 کیلومتر مربع) در حدود ۱۰٪ تا ۲۵٪ می‌باشد [۱۴۹]. برای رودخانه‌های بزرگ، این خطا در حد ۱۰٪-۸٪ خواهد بود. در استفاده از نقشه‌های خطوط هم‌مقدار برای محاسبه رواناب حوضه، باید 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 خطا توأم 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 معدودی از خطوط هم‌مقدار رواناب دارند که از اطلاعات تعداد ناکافی ایستگاه‌های مبنا تهیه شده‌اند به کار می‌رود. در موقع انتخاب حوضه‌های مشابه باید توجه ویژه‌ای به شباهت حوضه‌های تحت مقایسه در رابطه با ویژگی‌های فیزیوگرافیکی (پستی و بلندی، زمین‌شناسی، اقلیم، خاک، پوشش گیاهی)، ویژگی‌های هیدروگرافیکی (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  $\bar{P}$  و  $\bar{Q}$  و مقادیر مربوط به ایستگاه مبنا  $\bar{P}_{an}$  و  $\bar{Q}_{an}$  باشد، آن وقت:

$$\bar{Q} = \frac{\bar{P}}{\bar{P}_{an}} \cdot \bar{Q}_{an} \quad (۴-۶)$$

با این روش یک مقدار تقریبی از رواناب نرمال را برای رودخانه‌هایی که ایستگاه‌های 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 به‌دست آورد (بخش ۶-۳ را ببینید). برای حوضه‌های کوچک این روش ممکن است منجر به نتایج ناصحیحی شود و بنابر دلایلی که قبلاً عنوان شد، محاسبه یک مولفه عمده 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 در نظر گرفته می‌شود به‌دست آورد. بده جریان لحظه‌ای و بده متوسط سالانه درهای آبریز رودخانه‌های واقع در یک ناحیه به طور مناسبی به رتبه  $N$  که بر طبق روش شایدیگر 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 بده و زمان جریان بوده و برای های آبریز مختلف متفاوت است. اختلاف بین مقادیر بده واقعی و مقادیر محاسبه شده توسط معادله (۴-۲۷) 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 بده لحظه‌ای تقریباً به میزان ۲ برابر افزایش می‌یابد. مقدار  $b$  برای هر آبریز عموماً به صورت  $b = \ln 2 = 0.69$  در نظر گرفته می‌شود. فاکتور  $a$  وابسته به بده جریان یعنی  $Q_k$  و رتبه  $N_k$  در ایستگاه‌های پایین‌تر رودخانه به شکل  $a = Q_x \cdot e_k^{-0.69N}$  می‌باشد.

### ۶-۲-۵- برآورد رواناب از روی 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 [۳۹].

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 و آلودگی نیتراته در آب‌ها [۱۲۵] و [۱۷۶] تاثیرگذار است. میزان رواناب ناشی از ذوب برف شدیداً به یخ بسته بودن خاک سطحی بستگی دارد [۲۳]. در این شرایط معادله بیلان آب به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$q_{in} = d\theta_w \Delta Z_{soil} + q_{out} \quad (۷-۶)$$

که در آن:

$$q_{in} = q_{prec} - d(SWE) - q_{subl} \quad (۸-۶)$$

$$q_{out} = q_{surf} + q_{subsurf} + q_{perc} \quad (۹-۶)$$

در روابط فوق  $\theta_w$  میزان آب خاک به شکل مایع،  $\Delta Z_{soil}$  ضخامت خاک،  $q_{prec}$  مقدار ریزش جوی، SWE آب معادل برف،  $q_{subl}$  تصعید از توده برف،  $q_{surf}$  رواناب سطحی،  $q_{subsurf}$  جریان زیرسطحی و  $q_{perc}$  نفوذ عمقی می‌باشد. تعیین آب معادل برف<sup>۱</sup> و سطح پوشش برف<sup>۲</sup> با استفاده از پارامترسازی مشخصات حوضه آبریز قابل انجام می‌باشد. بر این اساس از تغییرپذیری پوشش برف در یک سلول شبکه بندی شده که توسط یک تابع 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:

$$SCA = \int_{D_m}^{\infty} f(w)dw \quad (۱۰-۶)$$

$$SWE = \int_{D_m}^{\infty} (w - D_m)f(w)dw \quad (۱۱-۶)$$

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. برف تجمع یافته کل  $Da$  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:

1- SWE, Snow Water Equivalent

2- SCA, Snow Cover Area

$$P_s = \begin{cases} P_{\text{bais}}^* & , t_d < t_{\text{snow}} \\ 0 & , t_d \geq t_{\text{snow}} \end{cases} \quad (۱۲-۶)$$

$$P_r = \begin{cases} 0 & , t_{\text{snow}} < t_d \\ P_{\text{bais}}^* & , t_{\text{snow}} \geq t_d \end{cases} \quad (۱۳-۶)$$

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

ذوب برف ( $\text{mmd}^{-1}$ )  $M_s$  می‌تواند توسط روش شاخص دما تخمین زده شده و توسط رابطه رانگو و مارتینز<sup>۱</sup> تشریح گردد.

$$M_s = \begin{cases} (t_d - t_{\text{melt}})^* \text{ddpar} & , t_{\text{melt}} > t_d \\ 0 & , t_{\text{melt}} \leq t_d \end{cases} \quad (۱۴-۶)$$

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

$$\text{ddpar} = \begin{cases} K(t_{30} - t_{\text{base}})^{t_{\text{powr}}} & , t_{\text{base}} > t_{30} \\ Kt_{\text{base}} & , t_{\text{base}} \leq t_{30} \end{cases} \quad (۱۵-۶)$$

که در آن  $t_{30}$  و  $t_{\text{base}}$  برحسب  $^{\circ}\text{C}$  بوده و  $t_{\text{powr}}$  یک پارامتر بی‌بعد است. ثابت  $K = 1(\text{mm}^{\circ}\text{C}^{-2}\text{d}^{-1})$  را می‌توان به طور ثابت در رابطه (۱۵-۶) در نظر گرفت. از آنجا که پارامتر درجه روز مکرراً برای مقادیر و زمان‌های مختلف در فصل ذوب ظاهر می‌گردد، معادله (۱۴-۶) برای خاصیت فصلی بودن در فرآیند ذوب بدون افزودن هر پارامتر اضافی به کار برده می‌شود.

عمق روزانه ذوب برف،  $M_d$  ( $\text{mmd}^{-1}$ ) را می‌توان به کمک انتگرال‌گیری روی قسمت مثبت تابع توزیع احتمال عمق برف محاسبه نمود.

$$M_d = \int_{d_m}^{\infty} \min(M_s, w - D_m) f(w) dw \quad (۱۶-۶)$$

که میزان ذوب را در سطوح برف کم‌عمق و پوشش بدون برف کم در نظر می‌گیرد. پارامترسازی برف برحسب زیر شبکه‌ها باید در نظر گیرنده این واقعیت باشد که ریزش دوباره برف باعث قطع ذوب می‌گردد. در این مواقع برف تازه ممکن است بر روی 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 برسد، 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 تجمع‌یافته 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 در نظر گرفته می‌شوند. یک بخش از باران و ذوب برف به عنوان رواناب مستقیم در نظر گرفته می‌شود:

$$Q_d = \text{frdir}^* (P_r + M_d) \quad (۱۷-۶)$$

$$W_i = P_r + M_d - Q_d \quad (۱۸-۶)$$

که در آن  $P_r$  مقدار بارش و  $\text{frdir}$  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 ( $\text{mmd}^{-1}$ ) می‌باشد. بیلان آب لایه بالایی در مدل دولایه بیلان به شکل زیر تعریف می‌شود.

$$\frac{dW_u}{dt} = W_i - D - E \quad (۱۹-۶)$$

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

$$D = \begin{cases} W_u - \text{smcap} & , \text{smcap} > W_u \\ 0 & , \text{smcap} \leq W_u \end{cases} \quad (۲۰-۶)$$

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

$$E = \text{PET} \cdot \frac{\text{smcap}}{W_u} \quad (۲۱-۶)$$

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

$$\text{PET} = \text{etpar} \times L \times \rho_v(\text{sat}) \quad (۲۲-۶)$$

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

$$\frac{dW_b}{dt} = D - Q_b \quad (۲۳-۶)$$

$$Q_b = \text{frtgw} \times W_b \quad (۲۴-۶)$$

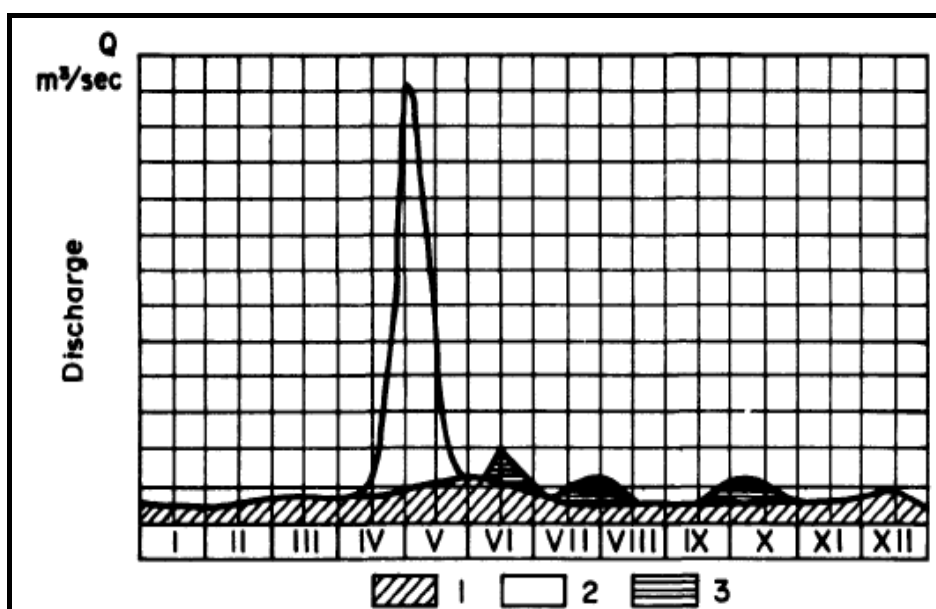
که در آن‌ها  $W_b$  عبارت از ذخیره در لایه زیرین (mm)،  $Q_b$  جریان پایه ( $\text{mmd}^{-1}$ ) و  $\text{frtgw}$  پارامتر مدل بوده و بیانگر سهم ذخیره آب زیرزمینی که به صورت جریان پایه در یک روز زهکشی می‌شود می‌باشد. رواناب روزانه مجموع رواناب مستقیم و جریان پایه می‌باشد:

$$Q = Q_d + Q_b \quad (۲۵-۶)$$

### 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 [۳۸] سه روش خط مستقیم، روش بده پایه ثابت و روش شیب متغیر را بدین منظور پیشنهاد نموده است. وقتی چنین جداسازی صورت پذیرفت، رواناب زیرسطحی توسط مساحت‌سنجی (پلانی متری) زیر نمودار محاسبه می‌شود.

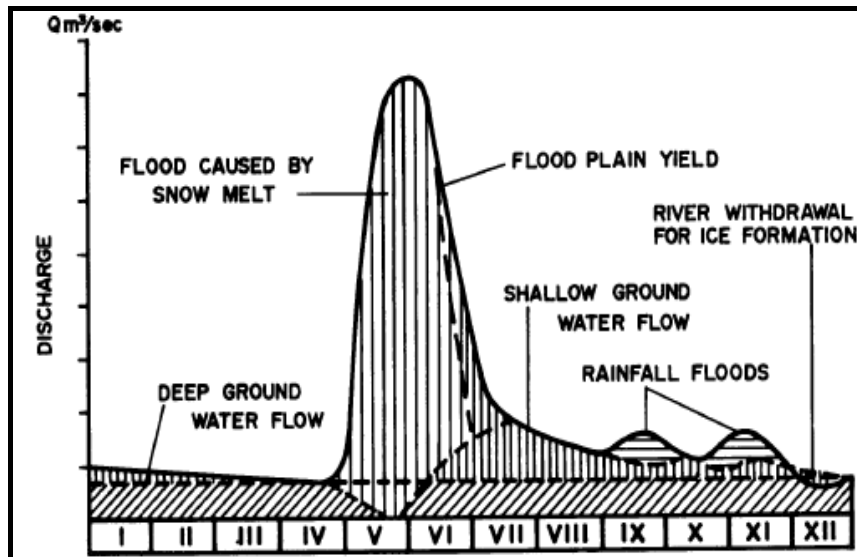
برای رودخانه‌هایی که در دشت جاری هستند، جداسازی جریان زیرسطحی و جریان سیلابی برای یک واقعه سیلاب بهاری بسیار دشوار است. تشخیص دادن بده پایه پایدار در خلال دوره کم آبی در زمانی که رودخانه عمدتاً توسط آب زیرزمینی تغذیه می‌شود ساده‌ترین الگو است. در این شرایط، با ترسیم یک خط افقی و یا یک منحنی هموار که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



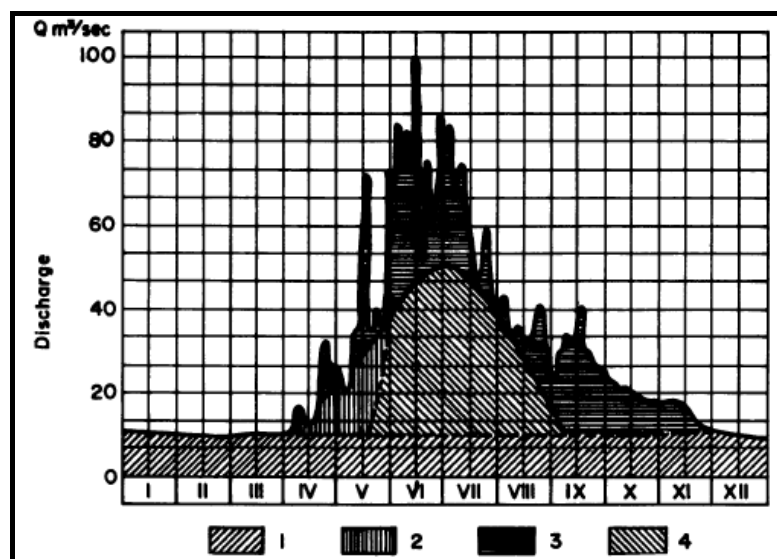
شکل ۶-۱- جداسازی آبنمود رودخانه اونزا در ایستگاه ماکاریو  
(۱): بده آب زیرزمینی، (۲): بده ذوب برف، (۳): بده ناشی از بارندگی [۱۴۹]

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 ۶-۲) نشان داده شده، پایداری بیش‌تر آن است.

شکل ۶-۳) 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 ۶-۲- جداسازی آبنمود رودخانه ولگا در ایستگاه کامیشین [۱۴۹]



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

در نواحی خشک، سفره آب عموماً پایین تر 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.

### ۳-۶- تبخیر، تبخیر-تعرق، تصعید

در بررسی‌های بیلان، تبخیر می‌تواند از سطوح مختلفی چون (الف) سطوح آبی (دریاچه‌ها، مخازن یا تالاب‌ها)، از خاک بدون پوشش (مثلاً 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 آئرودینامیک و (ه) فرمول‌های تجربی قابل محاسبه خواهد بود. انتخاب روش مناسب به امکان تعیین و اندازه‌گیری پارامترهای موثر در آن بستگی دارد.

### ۱-۳-۶- تبخیر از سطوح آبی

#### ۱-۱-۳-۶- تشت تبخیر

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

$$E_L = K \cdot E_p \quad (۲۶-۶)$$

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، باید 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 باید یا به‌طور کامل درون و یا خارج از سطح آبی تحت مطالعه قرار داشته باشند. در نتیجه ضرایب مورد استفاده نیز باید مطابق با آن انتخاب شود.

تشت تبخیر کلاس الف آمریکایی متداول‌ترین تشت تبخیر در ایران است. هر دو موسسه وزارت نیرو و سازمان هواشناسی از این وسیله به‌طور 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 ۰/۷ 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 ۰/۷ نیز بیش‌تر باشد. بنابراین استفاده از معادله (۶-۲۷) 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 راهنما، از مقادیر ارائه شده در جدول (۶-۳) در مقیاس ماهانه می‌توان استفاده نمود [۶۲].

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

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

خطاهای مشاهداتی و سایر کاستی‌های دیگر ممکن است خطایی به میزان  $\pm 0/10$  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:

$$E_L = K' \frac{e_L^* - e_z}{e_p - e_z} E_p \quad (۶-۲۷)$$

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 بلافاصله 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 [۱۷۰]. مقادیر تبخیر محاسبه شده روزانه جمع بسته می‌شوند تا تبخیر ماهانه به دست 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 [۱۷۷]. 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.

#### ۶-۳-۱-۲- 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،  $\Delta S_L$  تغییر ذخیره آب در مجموعه آبی،  $\Delta Q_S = (Q_{S1} - Q_{S0})$  تفاوت بین جریان ورودی و جریان خروجی سطحی از مجموعه آبی و  $\Delta Q_U = (Q_{U1} - Q_{U0})$  تفاوت بین جریان ورودی و جریان خروجی زیرزمینی می‌باشد. روش‌های برآورد ریزش جوی در بخش (۱-۶)، روش‌های برآورد تغییر ذخیره آب در بخش (۴-۶)، روش‌های برآورد جریان‌های سطحی در بخش (۲-۶) و روش‌های برآورد جریان‌های زیرزمینی در بخش (۵-۶) 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 هیدروژئولوژی 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.

### ۳-۱-۳-۶- روش بیلان گرما

اگر اطلاعات لازم برای تعیین مولفه‌های بیلان گرما موجود باشد، می‌توان از این روش [۱۷۸] 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  $\rho_w$  و  $L$  چگالی و گرمای نهان تبخیر آب،  $R_n$  تابش خالص ورودی (رابطه ۲۸-۶)،  $H_a$  و  $H_b$  گرمای آشکار ورودی در سطح و کف دریاچه،  $\Delta J$  افزایش در میزان گرما در دریاچه در خلال دوره زمانی بیلان،  $\Delta J_S = J_{S1} - J_{S0}$  و  $\Delta J_U = J_{U1} - J_{U0}$  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 ( $\text{Im}^2$ ) می‌باشند.)

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

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 (۶-۲۷) 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:

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

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

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

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

برای ارزیابی  $\Delta J$ ، درجه حرارت در نیمرخ عمق دریاچه (معموماً تا دقت  $0.1^\circ C$ ) باید اندازه‌گیری شود. برای دریاچه‌های متوسط و بزرگ، دوره زمانی بین این عمق‌یابی به‌طور متداول باید 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  $\beta$  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 خطاها شود.

#### ۶-۳-۱-۴- 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 باتجربه‌ای 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 نیمرخ سرعت باد بالای سطح دریاچه را در نظر می‌گیرد بستگی دارد [۱۷۸]. در این روش تبخیر در یک دوره زمانی کوتاه مدت، را می‌توان از رابطه زیر محاسبه نمود:

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

که در آن  $E_L$  شدت تبخیر حسب  $h_1$ ،  $h_2$  و  $h_3$ ،  $mm/sec$  و  $u_3$  و  $u_4$  سرعت‌های باد در ارتفاعات  $z_3$  و  $z_4$ ،  $k = 0.43$  ثابت ون کارمن، و  $\rho_a$  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  $3-4^\circ C$  باشد، ممکن است از تاثیرات لایه‌ای بودن درجه حرارت در هر سرعتی از باد صرف نظر می‌شود.

### ۶-۳-۱-۵- 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 آئرو دینامیک 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 غیر خطی‌اند:

$$E_L = (a + bu)(e_s^* - e_z) \quad (۳۳-۶)$$

$$E_L = cu(e_s^* - e_z) \quad (۳۴-۶)$$

$$E_L = a(e_s^* - e_z)^b \quad (۳۵-۶)$$

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 تحت 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 [۸۴]. 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 [۶۶]. 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  $0.82$  متغییر است [۱۴۹].

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 لازم است [۸۵].

فرمول‌های ترکیبی بر پایه ترکیبی از بیلان انرژی و معادلات انتقال آئرودینامیکی استوار است [۱۴۸] و فرض می‌شود که اطلاعات مورد نیاز چون فشار بخار و درجه حرارت در سطح تبخیر، در دسترس می‌باشد. شناخته شده‌ترین شکل این فرمول‌ها، فرمولی است که از آن به شکل زیر برای برآورد تبخیر دریاچه می‌توان استفاده نمود [۱۲۲]:

$$E_L = \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \cdot \frac{1000 R_n}{\rho_w L} \cdot \frac{\gamma}{\Gamma + \gamma} \cdot c u (e_s^* - e_z) \quad (۳۶-۶)$$

که در آن  $\Gamma$  شیب منحنی فشار بخار اشباع در مقابل درجه حرارت،  $\gamma$  ثابت سایکرومتریک،  $R_n$  تابش خالص رسیده به سطح دریاچه،  $\rho_w$  و  $L$  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  $c$ ،  $e_s^*$  فشار بخار اشباع در درجه حرارت هوا در ارتفاع  $z$ ، و  $e_z$  فشار بخار هوا در ارتفاع  $z$  می‌باشد.

تابش خالص ( $R_n$ ) باید برای سطح آب دریاچه تعیین شود که به طور کلی 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 [۸۵].

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

$$u_z = k_1 k_2 k_3 u'_z \quad (۳۷-۶)$$

$$e_z = e'_z + k_4 (0.8 e_s^* + e'_z) \quad (۳۸-۶)$$

$$\theta_z = \theta'_z + k_4 (\theta + \theta'_z) \quad (۳۹-۶)$$

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 برحسب ویژگی‌های فیزیوگرافیکی تغییر می‌کند. برای مثال برای ایستگاه‌های واقع در ناحیه جنگلی،  $k_1$  محدوده‌ای بین ۱/۳ در نواحی علفی تا ۲/۴ در جنگل دارد، و برای ایستگاه‌هایی در نواحی باز از ۱/۰ در استپ تا ۱/۵ در شهرها و نواحی پرجمعیت دارد. ضریب  $k_2$  محدوده‌ای بین ۰/۷۵ زمانی که ایستگاه در بالای دامنه تا ۱/۳ در کف دره یا گودی باشد دارد. برای مخزنی با سواحل پوشیده از جنگل در ارتفاع ۲۰ متر، ضریب  $k_3$  برطبق مساحت مخزن بین ۰/۲۵

زمانی که متوسط طول مسیر باد بر روی مخزن ۱۰۰ متر است تا ۱/۰۰ زمانی که بیش‌تر از ۵ کیلومتر است تغییر می‌کند. ضریب  $k_4$  تحت شرایط تفاوت‌های کم بین درجه حرارت‌های آب و هوا، محدوده‌ای بین ۰/۰۲ برای متوسط طول مسیر باد ۱۰۰ متر تا ۰/۳۴ برای متوسط طول مسیر باد ۲۰ کیلومتر دارد.

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

$$E = \frac{1000}{\rho_w L} (R_n + H_a + H_B) \quad (۴۰-۶)$$

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 در نظر گرفتن تفاوت بین درجه حرارت هوا و آب به آن اضافه شد [۱۴۹]. با داشتن  $\theta$ ، می‌توان مقدار  $e_s^*$  را به دست آورد.

### ۶-۳-۱-۶- تاثیر گیاهان آبی

تعرق از طریق برگ‌های شناور در آب و برگ‌هایی که به صورت عمودی رشد می‌کنند، ممکن است تاثیر عمده‌ای بر روی تبخیر از یک دریاچه یا مخزن داشته باشد. برآورد کمی و دقیق از چنین تاثیراتی 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 آبی در شرایط طبیعی، مثلاً ایزوله کردن کل گیاه و یا بخشی از آن، نیز بعید است که دقیق باشد. زیرا این جداسازی احتمالاً بر روی نرخ تعرق آن تاثیر خواهد گذاشت.

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

روش‌های بیلان انرژی (بخش ۶-۳-۱-۳)، نسبت باون (بخش ۶-۳-۱-۳) و ترکیبی (بخش ۶-۳-۱-۵) نیز مشروط بر اینکه تاثیرات احتمالی گیاهان بر روی خرد اقلیم نزدیک سطح آب با دقت در نظر 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 ۱ است. مقادیر این ضریب برای گیاهان شناور متداول از ۰/۴۵ تا ۶/۶ متغیر است [۱۴۹]. به نظر می‌رسد مقادیر  $k_{p1}$  با افزایش درجه حرارت، کاهش رطوبت، و افزایش اندازه و سختی گیاهان آبی 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 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  $k_{PI}$  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 [۱۴۹].

در نقطه مقابل برای نواحی خشک با رطوبت‌های کم،  $k_{PI}$  ممکن است کم‌تر از ۱ باشد [۱۳۵]. نامبردگان ترکیبی از عوامل، از قبیل چگونگی سایه‌اندازی سطح آب توسط گیاهان آبی، باز تابش بیش‌تر و مقاومت داخلی بیش‌تر در مقابل حرکت آب در خلال دوره‌های کم‌آبی می‌تواند دلیل این پدیده باشد.

[۴۴] روش‌های متداول بررسی تبخیر-تعرق تالاب‌ها را مرور کرده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که عملی‌ترین روش برای این منظور استفاده از رابطه  $E_0 \cdot K_c$  (که  $E_0$  تبخیر-تعرق گیاه مرجع و  $K_c$  ضریب گیاهی است) می‌باشد. با این وجود اشکال عمده 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 آبی جمع‌آوری و ارائه شده است.

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



که در آن  $\alpha$  یک مقدار ثابت،  $\delta$  شیب منحنی فشار بخار اشباع-دما،  $\gamma$  ثابت رطوبت‌سنجی و  $L$  گرمای نهان تبخیر می‌باشد.

#### ۳-۲-۳-۶- روش بیلان گرما

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

$$E = \frac{1000(R_n - H_{SO})}{\rho_w L(1 + \beta)} \quad (۶-۴۵)$$

که در آن  $R_n$  تابش خالص،  $H_{SO}$  شارش گرما به داخل خاک،  $\rho_w$  و  $L$  چگالی و گرمای نهان تبخیر آب و  $\beta$  نسبت باون، تعریف شده در معادله (۶-۳۰)، (بخش ۶-۳-۱-۳) می‌باشد. این روش برای استفاده در ایستگاه‌های تحقیقاتی مناسب است و استفاده از آن برای کارهای عملی توصیه نمی‌شود چرا که به وسایل بسیار دقیقی نیازمند است. از آنجایی که معادله (۶-۴۵) 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  $\Delta e$  باید تا حد امکان نزدیک به زمین اندازه‌گیری شود. تحت شرایط تابش زیاد، ارتفاع از ۰/۱ تا ۰/۲ متر و تحت شرایط طبیعی تا ۱ متر توصیه می‌شود. معادله (۶-۴۵) برای استفاده در نواحی خشک مناسب نیست.

#### ۳-۲-۴- روش آنرودینامیک

برای تعیین تبخیر-تعرق به وسیله روش آنرودینامیک، معادله (۶-۳۲) 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. روش‌هایی را برای تعیین تصحیحات برای در نظر گرفتن لایه‌ای بودن درجه حرارت پیشنهاد شده است [۱۴۹]. 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، بعید است که این روش‌ها بتوانند به صورت حرفه‌ای مورد استفاده قرار گیرند.

#### ۳-۲-۵- روش‌های تجربی

برخلاف روش‌های بیلان، روش‌های تجربی برای تعیین تبخیر نیز وجود دارد. این روش‌ها بر مبنای اطلاعات میانگین‌گیری 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 تعمیم یافته

فرمول ترکیبی از روی معادله بیلان انرژی و معادلات انتقال گرمای آشکار و نهان به دست می آید و می تواند به صورت زیر بیان شود [۱۵۸]:

$$E = \frac{1000}{\rho_w L} \cdot \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \left[ (R_n - H_{SO}) + \frac{\rho_a C_p}{\Gamma} \left\{ (e_z^* - e_z) - (e_s^* - e_s) \right\} T \cdot f(u) \right] \quad (۴۶-۶)$$

که در آن  $\rho_w$  و  $L$  چگالی و گرمای نهان تبخیر آب،  $\Gamma$  شیب منحنی فشار بخار اشباع در مقابل درجه حرارت،  $\gamma$  ثابت سایکرومتریک،  $R_n$  تابش خالص،  $H_{SO}$  شارش گرما به داخل خاک،  $\rho_a$  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  $z$ ،  $e_s^*$  و  $e_z^*$  فشار بخار اشباع متناظر با درجه حرارت در سطح و در ارتفاع  $z$ ،  $T$  دوره زمانی بیلان، و  $f(u)$  تابع سرعت باد می باشد. مقدار  $\Gamma$  برای میانگین درجه حرارت در سطح و در ارتفاع  $z$  در نظر گرفته می شود.

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

$$f(u) = k^2 u_z \left[ \varphi + \text{Ln} \left\{ (z + d + z_r) / z_r \right\} \right]^{-2} \quad (۴۷-۶)$$

که در آن  $k = 0.43$  ثابت ون کارمن،  $u_z$  سرعت باد در ارتفاع  $z$ ،  $\varphi$  پارامتر پروفیل دیاباتیک،  $d$  جابه جایی سطح صفر، و  $z_r$  طول زبری می باشند. مقادیر  $d$  و  $z_r$  می توانند از روی مشاهدات تجربی پروفیل باد در نزدیک سطح که دارای پوشش گیاهی است تعیین شود. برای پوشش گیاهی فاریاب، می توان  $\varphi = 0$  در نظر گرفت [۱۶۳].

وقتی که سطح تبخیر کننده خیس باشد،  $e_s = e_s^*$  و بنابراین تبخیر پتانسیل  $E_0$  برابر خواهد بود با:

$$E_0 = \frac{1000}{\rho_w L} \cdot \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \left[ (R_n - H_{SO}) + \frac{\rho_a C_p}{\Gamma} \left\{ (e_z^* - e_z) - (e_s^* - e_s) \right\} T \cdot f(u) \right] \quad (۴۸-۶)$$

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) می توانند به طریقی که فشار بخار  $e_s$  در سطح تبخیر حذف شود با یکدیگر ترکیب شوند. در این صورت تنها اندازه گیری درجه حرارت در سطح لازم است و معادله منتج که تبخیر را به تبخیر پتانسیل مرتبط می کند به شکل زیر ارائه شده است:

$$E = \frac{\Gamma + \gamma}{\gamma} E_0 - \frac{1000 \rho_a C_p}{\Gamma \rho_w L} (e_s^* - e_z) T \cdot f(u) \quad (۴۹-۶)$$

برای اعمال فرمول های ترکیبی به سطوح دارای پوشش گیاهی، تابش خالص  $R_n$  عموماً به طور مستقیم با تابش خالص سنج ها اندازه گیری می شود. 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.

برای به‌دست آوردن تبخیر پتانسیل حداکثر محتمل ماهانه از معادله‌ی زیر استفاده شده است [۱۴۹]:

$$E_0 = 16D' \left( \frac{10\bar{\theta}}{i} \right) a \quad (۵۰-۶)$$

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

برای محاسبه متوسط تبخیر سالانه از نواحی حوضه، فرمول زیر پیشنهاد شده است [۱۴۹]:

$$E = P / \left[ 1 + P / E_0 \right]^{1/n} \quad (۵۱-۶)$$

که در آن  $P$  ریزش جوی سالانه و  $E_0$  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  $E_0$  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) باید با  $P + \Delta M$  جایگزین شود که در آن  $\Delta M$  تلفات رطوبت خاک به شکل تبخیر در خلال دوره زمانی بیان می‌باشد.

### ج- استفاده از مفهوم تبخیر-تعرق گیاه مرجع

نرخ تبخیر از گیاه علفی ایده‌آل با ارتفاع ثابت ۰/۱۲ m، ضریب بازتابش ۰/۲۳ و مقاومت سطحی ۶۹ s.m-1 به نام تبخیر-تعرق گیاه مرجع معروف است. روش‌های متنوعی بر پایه‌های دمایی، تابشی و ترکیبی برای این منظور وجود دارد [۱۷]. 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 تاملین کننده انرژی است) قابل اعتماد نیستند. چنین فرمول‌هایی باید بیان 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:

$$ET_p = K_c \cdot ET_0 \quad (۵۲-۶)$$

مقادیر ضریب گیاهی برای گیاهان زراعی و باغی در [۱۷] و برای گیاهان تالابی در [۴۴] 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  $\theta$  است، در رابطه (۶-۵۲) ضرب می‌شود تا تبخیر-تعرق واقعی محاسبه شود:

$$ET = K_s(\theta) \cdot K_c \cdot ET_0 \quad \text{mm day}^{-1} \quad (۵۳-۶)$$

میزان آب خاک قابل دسترس برای گیاهان، به عمق ریشه آن‌ها بستگی دارد. این عمق البته بارشد گیاهان تغییر می‌کند و در گیاهان سالانه حائز اهمیت 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 [۴۷]:

$$f(\theta) = \frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} \quad (۵۴-۶)$$

این توابع تجربی وابسته به خاک بوده و جزئیات آن‌ها نیز باهم تفاوت دارند. خاکی که در ابتدا توسط باران یا آبیاری بارانی اشباع شده، رطوبت آن  $\theta_s$  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  $\theta_f$  نشان داده می‌شود. خشک شدن بدون اینکه رطوبت خاک محدودیت جدی ایفا کند ادامه می‌یابد تا اینکه رطوبت به  $\theta_d$  برسد در این حالت میزان رطوبت نوعاً ۵۰ تا ۸۰ درصد  $\theta_f$  است. سپس هدایت هیدرولیکی  $K_s$  و همچنین نرخ تعرق شروع به کاهش می‌کند تا اینکه «نقطه پژمردگی» برسد. رطوبت خاک در این حالت  $\theta_w$  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  $\Psi_s$  حساسیت نشان می‌دهند. بنابراین مقداری از تغییرات مشاهده شده در شکل تابع  $f(\theta)$ ، ممکن است به دلیل توابع مختلف منحنی رطوبتی (رابطه بین  $\theta_s$  و  $\Psi_s$ ) برای خاک‌های مختلف به وجود آید. در برخی از کاربردهای هیدرولوژیکی، و به‌ویژه در مورد مدل کردن بیلان آب، شکل دقیق  $f(\theta)$  اهمیت زیادی ندارد.

### ۳-۳-۶- 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 [۱۸۶]:

$$E = (0.18 + 0.98u_{10}) \cdot (e_{sn}^* - e_2) \quad (۵۵-۶)$$

$$E = (0.24 + 0.04u_{10}) \cdot (e_2^* - e_2) \quad (۵۶-۶)$$

که در آن‌ها  $e_2$ ،  $e_2^*$ ،  $e_{sn}^*$ ،  $u_{10}$  به ترتیب متوسط مقادیر روزانه سرعت باد، فشار بخار اشباع 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 [۱۶۰].

### ۴-۶- 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 جزئی‌تری چون ذخیره آب در انسان و اندام‌های گیاهی در این‌جا آورده نشده است. این موارد در مقوله تبخیر-تعرق کلاسه‌بندی می‌شوند. در اقلیم‌های معتدل و سرد با پوشش پایدار برفی، تجمع عمده آب در زمستان رخ می‌دهد، درحالی‌که 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، درحالی‌که 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.

#### ۶-۴-۱-۱- 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.

#### ۶-۴-۱-۲- 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 غیر یخچالی 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 غیر یخچالی حوضه توسط بررسی‌های برف‌سنجی 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 انباشته شده مفید خواهد بود. برای هر دو بخش یخچالی و غیر یخچالی، استفاده از روش‌های سنسجش 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 ۲-۳٪ 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. نقشه برداری 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، به‌دست 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 آبیگری 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  $\Delta S_L$  در دریاچه یا مخزن، از متوسط تراز آب برای تاریخ معین استفاده می‌شود. متوسط تراز آب دریاچه‌های کم‌عمق و مخازن عریض مستقیماً توسط قرائت‌های اشل (یا اشل‌ها) که حتی‌الامکان تحت تاثیر باد قرار نداشته باشند، به‌دست می‌آید. متوسط تراز آب مخازن رودخانه‌ای به‌طور جداگانه برای بازه‌هایی با شیب‌های 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 شیب مشخصی دارند، منحنی‌های مجزای اشل-حجم برای هر بازه استفاده می‌شود.

#### ۱-۲-۴-۶- ذخیره کانالی در یک حوضه رودخانه‌ای

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

امکان پذیر نباشد، مرزهای مقاطع باید در محل ایستگاه‌های اندازه‌گیری باشد. برای یک تاریخ مشخص، ذخیره کانالی برای مقطع  $Q_j$  از روی متوسط بده  $(Q_j)$  و از روی زمان تاخیر  $\tau_j$  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:

$$Q_j = mQ'_j \quad (۵۷-۶)$$

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

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

$$V_j = Q_j \tau_j \quad (۵۸-۶)$$

که در آن  $\tau_j$  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 بالادست و پایین دست مقطع برآورد می‌شود:

$$V_j = [KQ_{jI} + (1-K)Q_{jO}] \tau_j \quad (۵۹-۶)$$

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

$$K = 0.5 - (0.5 - l_1 / l) a_1 / a \quad (۶۰-۶)$$

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

$$V_j = b_1 Q_1 + b_2 Q_2 + \delta Q_3 \quad (۶۱-۶)$$

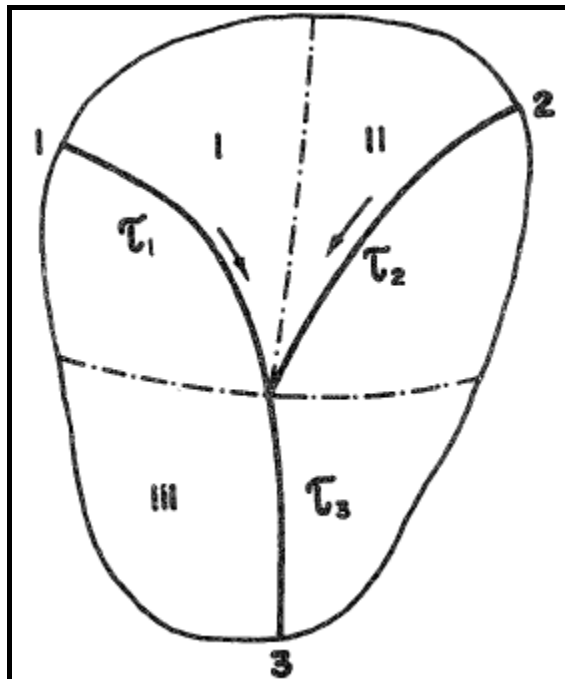
که در آن  $Q_1$ ،  $Q_2$  و  $Q_3$  به ترتیب بده‌های رودخانه در خطوط ایستگاه‌های بالادست شاخه‌ها و در خط اندازه‌گیری در محل خروجی می‌باشد، و ضرایب  $b_1$  و  $b_2$  و  $\delta$  از روی معادلات زیر برآورد می‌شوند:

$$b_1 = \tau_{j1} + \tau_{j3} - \delta_1 \quad (۶۲-۶ الف)$$

$$b_2 = \tau_{j2} + \tau_{j3} - \delta \quad (۶۲-۶ ب)$$

$$\delta = \frac{\tau_{j3}}{2} + \frac{1}{2} \left[ (\tau_{j1} + \tau_{j3}) \frac{a_1}{a} + (\tau_{j2} + \tau_{j3}) \frac{a_2}{a} \right] \quad (۶۲-۶ ج)$$

که در آن‌ها  $\tau_1$ ،  $\tau_2$  و  $\tau_3$  مقادیر زمان‌های تاخیر متناظر با زیر-مقاطع  $a_1$  و  $a_2$  مساحت‌های زهکشی زیر-مقاطع بالایی می‌باشد. برآوردهای تقریبی برای ذخیره کانالی در یک شبکه زهکشی متوسط و کوچک از رابطه زیر به دست می‌آید:



شکل ۶-۴- نمایشی از مقطعی از هم رسیدن رودخانه‌ها برای توضیح چگونگی برآورد ذخایر آبراهه‌ای با استفاده از معادلات (۶-۶۱) و (۶-۶۲) [۱۴۹]

$$V_{ch1} = \frac{\bar{q}}{\bar{U}} (CA + D) \times 10^6 \quad (۶-۶۳)$$

که در آن  $\bar{q}$  متوسط بده در واحد مساحت (برآورد شده برای رودخانه‌های معرف کوچک)، و  $\bar{U}$  متوسط سرعت حسب (برآورد شده به صورت متوسط حسابی سرعت سه یا چهار رودخانه مشابه که طول آن‌ها  $< 50$ ،  $100$  یا  $150$  m/sec (کیلومتر است)،  $A$  مساحت کل حوضه،  $C$  و  $D$  فاکتورهایی‌اند که به مشخصات حوضه آبریز بستگی دارند (جدول ۶-۴) 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:

$$U' = 0.75 \bar{d} Q_{max}^{0.25} \bar{i}^{0.38} \quad (۶-۶۴)$$

که در آن  $\bar{i}$  متوسط شیب سطح آب در خلال دوره جریان کم حسب متر در هزار متر،  $Q_{max}$  میانگین حداکثر بده برآورد شده از اطلاعات مشاهده‌ای (و یا از داده‌های رودخانه‌های مشابه، اگر اطلاعات مشاهده‌ای وجود نداشته باشد) و  $\bar{d}$  پارامتری است که از جدول (۶-۵) به دست می‌آید. برای یک زمان مشخص، کل ذخیره کانالی توسط جمع مقادیر ذخیره آب در شبکه زهکشی بزرگ، متوسط و کوچک محاسبه می‌شود، یعنی:

$$V_{ch} = \sum V_j + V_{ch1} \quad (۶-۶۵)$$



تغییر در ذخیره کانالی  $\Delta V_{ch}$  تفاوت بین کل حجم ذخیره کانالی در حوضه در ابتدا و در انتهای دوره زمانی بیلان می‌باشد. سپس برای استفاده در معادله بیلان آب، حجم ذخیره  $\Delta V_{ch}$  به عمق معادل  $\Delta S_{ch}$  تبدیل می‌شود (معادله ۲-۲). روش‌های فوق برای برآورد ذخیره کانالی ممکن است برای حوضه‌هایی با مساحت‌های بیش‌تر از ۵۰۰۰ - ۳۰۰۰ کیلومتر مربع توصیه شود. برای حوضه‌های کوچک‌تر، مقادیر ذخیره کانالی مهم نمی‌باشند.

جدول ۶-۴- مقادیر C و D برای برآورد ذخیره کانالی در شبکه‌های آبراه‌های متوسط و کوچک (رابطه ۶-۳) [۱۴۹]

Natural zone	Type of drainage network (distance to the mouth, km)					
	۰ - ۵۰		۰ - ۱۰۰		۰ - ۱۵۰	
	C	D	C	D	C	D
Tundra	۰/۰۱۷	۶/۶۵	۰/۰۴۰	۴۰/۳	۰/۰۶۶	۱۰/۸
Forest	۰/۰۱۸	۶/۴۹	۰/۰۴۲	۳۹/۸	۰/۰۶۸	۱۰/۷
Forest-steppe	۰/۰۱۳	۷/۵۳	۰/۰۳۵	۴۳/۱	۰/۰۶۱	۱۱/۰
Steppe	۰/۰۱۱	۷/۸۸	۰/۰۳۲	۴۴/۲	۰/۰۵۸	۱۱/۰
Semi-desert	۰/۰۱۱	۸/۰۹	۰/۰۳۱	۴۵/۱	۰/۰۵۷	۱۱/۱

جدول ۶-۵- مقادیر  $\bar{d}$  در رابطه (۶-۴) [۱۴۹]

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 مستقیماً تخریبی به واسطه تخریب ساختمان 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 نوترون 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 باید 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 [۱۴۹]. با این وجود، میزان رطوبت خاک تنها از روی اندازه‌گیری‌های رطوبت خاک در لایه یک متری بالایی خاک ارزیابی می‌شود. غالباً

محاسبه متوسط مقدار رطوبت خاک با یک 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 [۸۹] و [۱۰۰]. 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<sup>۱</sup> مناسب می‌باشد. در هر دو حالت، اطلاعات به‌دست آمده می‌تواند با روش‌های استاندارد آماری تحلیل شوند.

بیان رطوبتی خاک را می‌توان به شکل زیر نوشت:

$$P = AE + I + R + \Delta Sm \quad (۶-۶۶)$$

که در آن P بارندگی، AE تبخیر-تعرق،  $\Delta Sm$  تغییرات ذخیره رطوبتی خاک، I نفوذ آب و R جریان سطحی می‌باشد. روش بیان رطوبتی تورنت وایت در این خصوص کاربرد عملیاتی وسیعی پیدا کرده است.

تدوین بیان 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 بیان آب معمولاً در مقیاس‌های زمانی ماهانه و یا روزانه صورت می‌پذیرد. روش برگستریم و فورسمن<sup>۲</sup> روشی برای تدوین بیان 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 متری با استفاده از ۱۰-۸ نمونه، عموماً از ۱۵-۱۰٪ مقدار متوسط بیش‌تر نخواهد شد. در روش نوترون متر میزان رطوبت خاک برای حجمی از خاک به‌دست 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 بیان باید در نقاط متعددی واقع در چارچوب مکانی بیان 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 انجام اندازه‌گیری‌ها ضروری خواهد

1- Data Logger

2- Bergstorm and Forsman

بود. برای دوره‌های زمانی طولانی‌تری از بیلان، چنین تجمعی ممکن است به سایر مولفه‌های بیلان آب که می‌توانند مستقلاً اندازه‌گیری شوند نیز انتقال یابد. برای دوره‌های زمانی کوتاه‌تر بیلان، روش‌های غیرمستقیم (مثلاً نوترن متر) رضایت بخش‌ترین روش نمونه‌گیری اعماق است. برای ارزیابی بیلان در محدوده‌های وسیع، استفاده از سنجش 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:

$$API_t = \sum_{i=1}^N b_i P_{t-i} \quad (۶۷-۶)$$

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 در نظر 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 در نظر گرفت:

$$b_i = 1 \Rightarrow API_t^N = \sum_{i=0}^{48N-1} P_{t-i} \quad (۶۸-۶ \text{ الف})$$

$$b_i = e^{-ki} \Rightarrow API_t^{N,k} = \sum_{i=1}^N \left( \sum_{j=48(i-1)}^{48i-1} P_{t-j} e^{-ki} \right) \quad (۶۸-۶ \text{ ب})$$

$$b_i = k^i \Rightarrow API_t = k \cdot API_{t-1} + P_t \quad (۶۸-۶ \text{ ج})$$

که در آن‌ها  $k$  پارامتر تاخیر بوده و با واسنجی قابل برآورد می‌باشد. معادله (۶۷-۶) تنها شامل یک پارامتر تعداد روز می‌باشد. سایر روابط شامل ۲ پارامتر  $k$  و  $N$  می‌باشند. در معادله (۶۸-۶) مقدار اولیه  $API$  نیز لحاظ شده است. باید در نظر 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:

$$\frac{dw}{dt} = P(t) - S(t) - e(t) - b(t) \quad (۶۹-۶)$$

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:

$$S(t) = P(t) \cdot \left( \frac{w(t)}{w_{\max}} \right)^m \quad (۷۰-۶)$$

$$e(t) = ET_p(t) \cdot \frac{w(t)}{w_{\max}} \quad (۷۱-۶)$$

$$b(t) = K_s \cdot \left( \frac{w(t)}{w_{\max}} \right)^n \quad (۷۲-۶)$$

که در آن‌ها  $m$  پارامتر غیرخطی فرآیند نفوذ،  $K_s$  هدایت هیدرولیکی 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 فوق‌الذکر توصیه می‌شود [۲۹].

معادله بیلان در حالت ناچیز بودن تبخیرتعرق طی مدت یک واقعه بارش به شکل زیر خلاصه می‌شود:

$$P = R + Wp \quad (۷۳-۶)$$

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 مسیل‌ها، نهرها و کانال‌های موقت عبور سیلاب به کار برده شود [۳۸]. روش دیگر تعیین میزان تغذیه، استفاده از میزان جریان پایه می‌باشد. پیچیدگی‌های فراوانی در تفسیر فرونشینی جریان پایه تحت تاثیر منابع آب زیرزمینی وجود دارد. روش میبوم جهت تعیین تغذیه آب زیرزمینی بر اساس تحلیل شاخه فرونشینش 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 ( $\Delta G$ ) 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 آبدهی ویژه  $v_{sz}$  است، و در حالت صعود تراز آب زیرزمینی بیانگر کمبود اشباع  $v_{uz}$  زمین و خاک بالای ناحیه موئینه‌ای می‌باشد. محاسبه تغییرات ذخیره آب زیرزمینی باید به طور جداگانه برای دوره‌های زمانی نزول یا صعود ترازهای آب زیرزمینی انجام شود. مشروط بر اینکه کمبود اشباع با ضریب آبدهی 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:

$$\Delta G = v \cdot \Delta \bar{h} \quad (۷۴-۶)$$

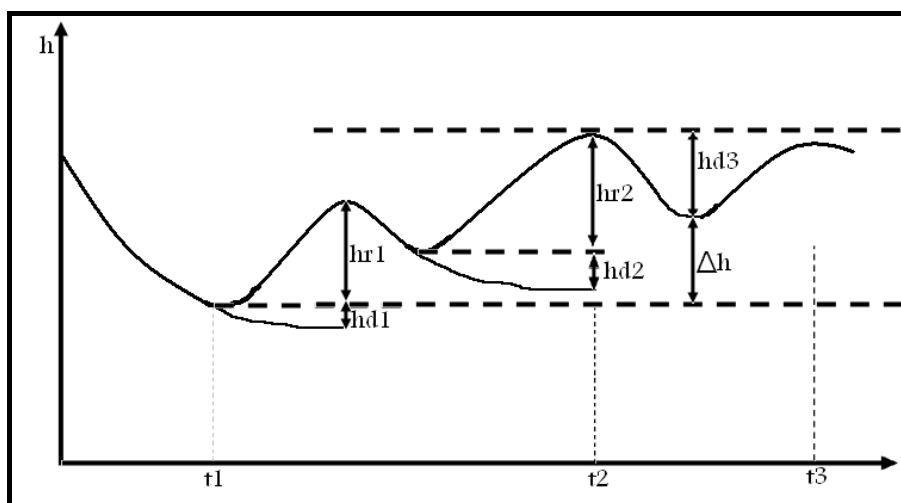
که در آن  $\Delta \bar{h}$  میانگین تغییر تراز آب زیرزمینی برای ناحیه تحت مطالعه است.

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.

$$w = S(hr_1 + hd_1 + h_2 + hd_2) \quad (۷۵-۶)$$

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 باید در نظر گرفته شود. برای حوضه‌هایی که از نظر هیدروژئولوژیکی 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 به‌جای گذارد. به عبارت دیگر، تغییرات ذخیره آب زیرزمینی باید برای هر قسمت متفاوت از حوضه که در آن شرایط هیدروژئولوژیکی همگن باشند به‌طور جداگانه ارزیابی شود.



شکل ۶-۵- نوسانات سطح آب که بیانگر تغذیه و تخلیه می‌باشند (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 صرفاً از مقادیر متوسط وزنی نوسان تراز استفاده شود، محاسبه دقیق‌تری از بیلان به‌دست 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. فرونشینی شاخه دارای یک بخش اصلی پرشیب بوده که نمایش دهنده زهکشی از ذخیره سفره و شرایط فرونشینی نرمال بیانگر کم بودن سرعت زهکشی می‌باشد. معادله بوزینسک نحوه خروج آب از ذخیره سفره را نشان می‌دهد.

$$Q = Q_0 e^{-at}$$

(۶-۷۶)

که در آن  $Q_0$  جریان پایه در زمان  $t_0$ ،  $Q$  جریان پایه در هر لحظه  $t$  و  $a$  ثابت فرونشینی وابسته به مشخصات ژئوهیدرولوژیکی حوضه آبریز می‌باشد. این معادله را می‌توان به شکل زیر نوشت:

$$(h - h_m) = (h_0 - h_m)e^{-at} \quad (۷۷-۶)$$

که در آن  $h$  سطح آب چاه در زمان  $t$ ،  $h_0$  سطح آب در لحظه شروع فرونشینی،  $h_m$  سطح آب برای وضعیت  $dh/dt = 0$  و  $a$  ثابت فرونشینی می‌باشد. شکل ساده‌تر معادله فوق عبارت است از:

$$h = h_0 e^{-at} \quad (۷۸-۶)$$

معادله عملی جهت محاسبه نوسانات متمادی برای حالتی که فقط میزان بارندگی در دسترس باشد به شکل زیر است:

$$h_i = (p_i - p_{\min})(h_b - h_a) / (p_a - p_b) \quad (۷۹-۶)$$

که در آن  $h_i$  میزان بالآمدگی سطح سفره ناشی از بارندگی به میزان  $p_i$  در سال  $i$ ،  $p_{\min}$  حداقل بارندگی لازم که بر روی سفره اثرگذار باشد،  $h_a$  و  $h_b$  بالآمدگی سطح آب متناسب با بارندگی سالانه  $p_a$  و  $p_b$  در دو نقطه انتخابی بر روی مناسب‌ترین خط بالآمدگی سفره با کمک روش فوق برای سال‌هایی که بارندگی وجود داشته باشند است. متوسط بالآمدگی سطح آب را می‌توان از رابطه زیر به‌دست آورد:

$$h_{av} = (p_{av} - p_{\min})(h_b - h_a) / (p_a - p_b) \quad (۸۰-۶)$$

که در آن  $h_{av}$  و  $p_{av}$  به ترتیب بالآمدگی و بارندگی متوسط می‌باشند. متوسط تغذیه سالانه را می‌توان از رابطه ذیل به‌دست آورد:

$$W_{av} = Sh_{av} \quad (۸۱-۶)$$

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 باید 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 هم‌دیگر 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 ارائه شده است [۷۵]. استفاده از روش‌های زمین‌آمار گزینه دیگری برای طراحی بهینه شبکه‌های اندازه‌گیری محسوب می‌شوند [۵۷].

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 بیش تر از ۵ متر باشد، تعداد چاه‌ها را ممکن است کم تر نیز انتخاب کرد.

کمبود اشباع  $v_{uz}$  تفاوت بین کل ظرفیت رطوبت خاک و رطوبت واقعی مواد در ناحیه نوسانات آب زیرزمینی است و از روی اطلاعات مزرعه‌ای تعیین می‌شود [۹۰]. آبدهی ویژه ( $v_{uz}$ ) برای مواد شنی و لومی را می‌توان به صورت تفاوت بین کل ظرفیت رطوبت و حداقل ظرفیت رطوبت زراعی در نظر گرفت. برای سنگ‌های شنی حداکثر 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 می‌کنند. 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 بیش تر) تخلخل خاک باشد.

در جایی که خاک در ناحیه‌ای که آب زیرزمینی نوسان می‌کند و لایه‌دار یا مطبق باشد،  $v$  به صورت مقدار میانگین وزنی محاسبه می‌شود:

$$v = \frac{1}{\Delta h} \sum_{i=1}^n v_i d_i \quad (۸۲-۶)$$

که در آن  $v$  آبدهی ویژه لایه‌ای از مواد با ضخامت  $d_i$  و  $\Delta h$  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-ناحیه نسبتاً همگنی تقسیم‌بندی می‌شود. سپس برای محاسبه تغییر در ذخیره برای کل ناحیه، تغییرات ذخیره زیر-ناحیه 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 بده در محل خروجی در خلال دوره‌های زمانی که جریان حداقل در رودخانه پایدار باشد، اندازه‌گیری می‌شوند. منحنی‌هایی برای ارتباط دادن بده در واحد سطح حوضه آبریز در خروجی،  $q$ ، به متوسط تراز آب زیرزمینی در حوضه،  $\bar{h}$ ، ترسیم می‌شود. اگر بده از ناحیه اشباع به درون ناحیه تهویه‌ای زیاد نباشد، مقدار متوسط ذخیره آب زیرزمینی  $v_{uz}$  در بالادست نقطه خروجی ممکن است توسط معادله زیر محاسبه شود:

$$v_{sz} = \Delta q_1 / \Delta \bar{h} \quad (۸۳-۶)$$

مقدار متوسط ذخیره آب زیرزمینی  $v_{uz}$ ، برای لایه‌های مختلف سنگی به طور جداگانه ارزیابی می‌شود. اگر هیچ اندازه‌گیری صحرائی از  $v_{uz}$  امکان‌پذیر نباشد، اولین تقریب می‌تواند از روی مقادیر آبدهی ویژه ارائه شده در جدول (۶-۶) به دست آید. اطلاعات با جزییات بیش تری درباره اندازه‌گیری ذخیره آب زیرزمینی در حوضه‌های رودخانه‌ای ارائه شده است [۱۶۰].

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 [۱۸۱]:

$$R - D = \Delta H \mu S \quad (۸۴-۶)$$

که در آن R تغذیه آب زیرزمینی (شامل نشت از رودخانه‌ها، مخازن، دریاچه‌ها و سایر مجموعه‌های آبی، تغذیه از نشت کانال 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)،  $\Delta H$  تغییر در ارتفاع سفره آب آبخوان،  $\mu$  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  $\rho$  و آبدهی ویژه  $\mu$  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	۰/۲-۰/۲۵
Coarse and gravelly sand	۰/۲۵-۰/۳۵
Sandstone with clay cement	۰/۰۲-۰/۰۳
Fracured limestone	۰/۰۱-۰/۱۰

$$\rho P A_c - V_g = \Delta H \mu A_c \quad (۸۵-۶)$$

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،  $\rho$  درصد ریزش جوی که تغذیه می‌شود،  $A_c$  مساحت ناحیه، و  $\Delta H$  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، برآوردی 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 [۱۵۳] بیلان آب را در مقیاس ماهانه ارزیابی می‌کند. [۱۲۳] این مدل را برای در نظر گرفتن نواحی غیراشباع و اشباع به تفکیک تصحیح کردند 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 ( $P_t$ ) بیش تر و یا کم تر از تبخیر-تعرق پتانسیل ( $ETP_t$ ) باشد، افزایش یا کاهش می‌یابد. زمانی که  $P_t < ETP_t$  باشد، آب موجود در ناحیه ریشه ناکافی بوده و هیچ آبی از نیمرخ خاک خارج نخواهد شد. بنابراین:

$$Ssm_t = Ssm_{t-1} - \exp[-(ETP_t - P_t) / (Sfc - Swp)] \quad (۸۶-۶)$$

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،  $Sfc$ ، منهای رطوبت خاک در نقطه پژمردگی،  $Swp$ ) می‌باشد. زمانی که  $ETP_t < P_t$  باشد، آب ذخیره شده در ناحیه ریشه مطابق رابطه زیر افزایش می‌یابد:

$$Ssmt = \min[(Ssm_{t-1} + P_t - ETP_t), (Sfc - Swp)] \quad (۸۷-۶)$$

اگر  $Ssm_t > Sfc - Swp$ ، آن‌گاه نفوذ عمقی (تغذیه)،  $R_t$ ، رخ می‌دهد، لذا:

$$R_t = Ssm_t - (Sfc - Swp) \quad (۸۸-۶)$$

چگونگی اندازه‌گیری هر یک از پارامترهای مورد نیاز فوق‌الذکر قبلاً بیان شده است.



## منابع و مراجع

- ۱- آزادبخت، بهرام. ۱۳۸۵. خصوصیات ژئومورفولوژیکی 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. ۱۷۴-۱۷۷.
- ۵- عبدی، علی. ۱۳۸۴. کاربرد تصاویر ماهواره‌ای در تهیه نقشه شوری خاک با استفاده از روش طیفی. سپهر ۵۶، ۹-۱۵.
- ۶- علیاری، علیرضا. ۱۳۸۴. برگردان یک بعدی داده‌های سونداژ الکتریکی قائم در شناسایی نابهنجاری های سه بعدی در دشت مرکزی همدان. کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۸۸-۹۹.
- ۷- رئیسی اردکانی، عزت اله. ۱۳۸۴. چاله‌های کارستی حادثه ساز و پتانسیل ایجاد آن در ایران. کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۱۳۱-۱۴۲.
- ۸- سعادت، قادر. ۱۳۸۴. ارتباط فروچاله‌های دشت مرکزی همدان با وضعیت تکتونیکی منطقه. کنفرانس بررسی خطرات فروچاله در مناطق کارستی. همدان. ۱۰۰-۱۲۰.
- ۹- قندهاری احمد، ۱۳۸۲. پیش‌بینی جریان رودخانه به کمک RS در محیط فازی. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه صنعتی شریف. دانشکده عمران.
- ۱۰- قهرمان، بیژن، سیدمحمودحسینی و حمیدرضا عسگری، ۱۳۸۲. کاربرد زمین آمار در ارزیابی شبکه‌های پایش کیفی آب زیرزمینی. نشریه علمی-پژوهشی امیرکبیر (مهندسی عمران و گرایش‌های وابسته)، ۱۴(۵۵-۵): ۹۷۱-۹۸۱.
- ۱۱- محبی حسن آبادی، یزدان و سلمان فرهاد توسکی. 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 به‌هم پیوسته منابع آب حوضه نیشابور، گزارش‌های هواشناسی، هیدرولوژی و خاک‌شناسی. مشهد.
- ۱۴- ولی زاده، 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. ۱۱۱ص.

- 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. Helweg. 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- Bruscke, 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. Marinetti. 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. Cothorn, 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, residency, 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 of 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 flux 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- Istanbuluoglu, A., F. Konukcu and I. Kocaman. 2002. Modification of Turc 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, Base 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- Liqueste, 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](http://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. *Continental 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- Portoghese, 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 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. Practical 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 Tornthwaite-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- Toebes, 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 experimental verification. *Water 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 from 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 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. Killington, 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>