



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر



گزارش طرح تحقیقاتی

برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی شاخص در دشت روانسر با استفاده از
تکنیک های سنجش از دور (۲۰-۲۳۴۶)

نام واحد سازمانی:

جهاد دانشگاهی واحد کرمانشاه

نام گروه پژوهشی:

هیدرولیک و منابع آب

نام مجری:

مسلم حدیدی

اسفند ماه ۱۳۹۶



فهرست

۶	۱- مقدمه:
۷	۲- روش‌های اندازه‌گیری مقدار تبخیر
۷	۱-۲- روشیلا نآب
۷	۲-۲- روش شش تبخیر
۸	۳-۲- روش همبستگی پیچهای
۸	۳- تبخیر-تعرق
۸	۱-۳- روش‌های اندازه‌گیری تبخیر-تعرق
۹	۱-۱-۳- دستگاه لایسیمتر
۱۰	۲-۱-۳- دستگاه اسکیتیلومتر
۱۰	۳-۱-۳- روش تورنت-وایت
۱۱	۴-۱-۳- روش پنمن-مانتیث
۱۱	۵-۱-۳- معادل‌پنمن-مانتیث
۱۲	۶-۱-۳- رابط‌هاون
۱۳	۷-۱-۳- رابط‌تورک
۱۴	۴- تبخیر-تعرق گیاه مرجع
۱۴	۱-۴- محاسبه تبخیر و تعرق گیاه مرجع
۱۴	۱-۱-۴- روش بلانی-کریدل
۱۴	۲-۱-۴- روش هارگریوز
۱۵	۳-۱-۴- روش پنمن-مانتیث
۱۵	۵- ضرورت استفاده از سنجش از دور در برآورد میزان تبخیر-تعرق واقعی



- ۱-۵- روشهای محاسبه تبخیر و تعرق مبتنی بر سنجش از دور ۱۶
- ۱-۱-۵- مدل جکسونو همکاران ۱۶
- ۲-۱-۵- مدل کیسلو همکاران ۱۶
- ۳-۱-۵- روش کارلسونو همکاران (روش B) ۱۷
- ۴-۱-۵- روش تیلور و پریستلی ۱۷
- ۵-۱-۵- روش بوگو سوو گارد ۱۹
- ۶-۱-۵- الگوریتم سبال ۱۹
- ۶- خصوصیات ماهواره ها و تصاویر ماهواره های ۲۰
- ۱-۶- ماهواره های سربیلندست ۲۰
- ۱-۱-۶- مشخصات سنجنده های ماهواره هلندست ۲۱
- ۲-۱-۶- ماهواره هلندست ۷ ۲۲
- ۳-۱-۶- ماهواره هلندست ۸ ۲۳
- ۱-۳-۱-۶- مشخصات فنیلندست ۸ ۲۴
- ۲-۳-۱-۶- ابزار تصویر ساز عملیاتی زمین (OLI) ۲۴
- ۳-۳-۱-۶- سنسور مادون قرمز حرارتی (TIRS) ۲۵
- ۷- الگوریتم بالانس انرژی سطح زمین (SEBAL) ۲۶
- ۱-۷- معرفی پارامترهای الگوریتم SEBAL ۲۸
- ۱-۱-۷- تابش های ماوراء زمینی ۲۴ ساعته (R_{a24}) ۲۸
- ۲-۱-۷- تابش طیفی پیرایه رابند (L λ) ۲۸
- ۳-۱-۷- بازتاب طیفی پیرایه رابند ($\rho\lambda$) ۲۹
- ۴-۱-۷- آلبیدو سطح (α) ۲۹



- ۳۱-۵-۱-۷- تفاضل شاخص گیاهینر مالشده (NDVI)..... ۳۱
- ۳۱-۶-۱-۷- شاخص گیاهیتعدیلکننده اثرات خاک (SAVI)..... ۳۱
- ۳۲-۷-۱-۷- شاخص سطح برگ (LAI)..... ۳۲
- ۳۲-۸-۱-۷- قابلیت انتشار سطوح (E)..... ۳۲
- ۳۳-۹-۱-۷- دمای سطح (Ts)..... ۳۳
- ۳۳-۱۰-۱-۷- تصحیح دمای سطح بر اساس جهت و جهت شمالی در قوس ارتفاع..... ۳۳
- ۳۴-۱۱-۱-۷- تشعشع خالص (Rn)..... ۳۴
- ۳۵-۱۲-۱-۷- شار گرما یخاک (G)..... ۳۵
- ۳۵-۱۳-۱-۷- زبرسطح برآیند انتقال اندازه حرکت (Zom)..... ۳۵
- ۳۶-۱۳-۱-۷- شار گرما محسوس (H)..... ۳۶
- ۳۸-۱۴-۱-۷- جزء تبخیری (A)..... ۳۸
- ۳۸-۱۵-۱-۷- تبخیر-تعرق واقعی ۲۴ ساعته (ET_{۲۴})..... ۳۸
- ۳۹-۸- مواد و روشها..... ۳۹
- ۳۹-۸-۱- روش تحقیق..... ۳۹
- ۳۹-۲-۸- منطقه مورد مطالعه..... ۳۹
- ۴۰-۳-۸- دادهها ی مورد استفاده..... ۴۰
- ۴۰-۳-۸-۱- لایسیمتر..... ۴۰
- ۴۲-۳-۸-۱-۱- نوع و مشخصات کلی لایسیمترها..... ۴۲
- ۴۳-۳-۸-۲-۱- ابعاد لایسیمترها..... ۴۳
- ۴۵-۸-۴- دادهها یا ایستگاهها ی هواشناسی..... ۴۵
- ۴۵-۸-۴-۱- دمای هوا..... ۴۵



- ۴۶..... ۸-۴-۲- بارندگی
- ۴۷..... ۸-۴-۳- سرعتو جهتباد
- ۴۷..... ۸-۴-۴- رطوبتنسبی
- ۴۸..... ۸-۴-۵- تبخیر
- ۴۸..... ۵-۸-۸- تصاویر ماهوارهایی
- ۴۹..... ۸-۵-۱- آلبیدوسطحی (α)
- ۴۹..... ۸-۵-۲- تفاضلشاخصگیاهینرمالشده (NDVI)
- ۵۰..... ۸-۵-۳- شاخصگیاهیتعدیلکنندهاثراتخاک (SAVI)
- ۵۰..... ۸-۵-۴- شاخصسطحبرگ (LAI)
- ۵۰..... ۸-۵-۴-۱- دمایسطحی (T_s)
- ۵۰..... ۸-۵-۴-۲- تشعشعخالص (R_n)
- ۵۱..... ۸-۵-۴-۳- شارگرمایخاک (G)
- ۵۱..... ۸-۵-۴-۴- انتخابیکسلسردوگرم
- ۵۲..... ۵-۵-۸- تعیینماناخذتصاویر ماهوارهایی

Archive of SID



۱- مقدمه:

افزایش روزافزون جمعیت، کمبود آب و خشکسالی های اخیر باعث شده است که مدیران و سیاست گذاران بخش کشاورزی به فکر استفاده بهینه از مقدار آب تخصیص یافته به این بخش و تولید بیشتر مواد غذایی باشند. آبیاری از عوامل توسعه کشاورزی است که رشد روش های آبیاری از سی سال پیش تاکنون سبب افزایش ۵۰ درصدی در تولید مواد غذایی در جهان شده است. در کشور ما افزایش جمعیت و کمبود منابع آب در سال های اخیر، بخش کشاورزی را با چالش های عمده ای در جهت تأمین نیاز غذایی مردم و نیل به خود کفایی و برپا ساختن است. از مجموع ۱۶۵ میلیون هکتار اراضی کشور، حدود ۳۷ میلیون هکتار آن جهت عملیات کشت مناسبات، لیکن به خاطر محدودیت منابع آب حدود ۸/۱ میلیون هکتار از این اراضی به صورت تفریابو ۶/۲ میلیون هکتار به صورت دیم زیر کشت محصولات تفریابی قرار گرفته است (اکبری و حیدری ۱۳۸۲). افزایش در تولید محصول، بدون امکان دسترسی به آب و استفاده صحیح از سایر نهادهای کشاورزی امکان پذیر نیست. هم اکنون بیشتر مناطق جهان با کمبود آب و مسائل جدی ناشی از مدیریت آبیاری روبه رو شده است. در کشور ما نیز زمان بارندگی ها با نیازهای آبی کشاورزی که مصرف کننده اصلی آب است، مطابقت ندارد. لذا برای سازگاری با مسئله کمبود آب در ایران باید از منابع آب موجود به نحو مطلوب استفاده شود. عملی شدن این کار در گرو شناخت دقیق مولفه های چرخه آب شناسی مانند بارش، آب های سطحی، زیرزمینی و تبخیر-تعرق می باشد (سیف و همکاران، ۱۳۸۹). در افق ۲۰۲۰ جمعیت کشور از مرز ۱۰۰ میلیون نفر گذشته و نیاز غذایی آن دو برابر نیاز فعلی خواهد بود. به عبارت دیگر نیاز آبی کشور در سال مذکور بالغ بر ۱۵۰ میلیارد متر مکعب خواهد شد که ۱۵ درصد بیشتر از ظرفیت کل کشور است. با توجه به اینکه بهره برداری



از منابع آب کشور تقریباً به سقف اقتصادی و فنی خود نزدیک شده، بهره‌برداری‌های آبی از آن به سهولت گذشته نخواهد بود. لذا هر گونه تلاش برای بهینه‌سازی مدیریت منابع آب بدون توجه به مدیریت آبیاری در بخش کشاورزی، موفقیت آمیز نخواهد بود (کشاورز و صادق‌زاده، ۱۳۷۹). یکی از روش‌هایی که باعث بهبود مدیریت بهره‌برداری آب و در نهایت افزایش راندمان مصرفی می‌شود، برآورد دقیق تبخیر-تعرق یا تخمین میزان آب مصرفی گیاهان می‌باشد. تبخیر-تعرق یکی از مولفه‌های اصلی بیلان آبی هر منطقه و همچنین یکی از عوامل کلیدی برای برنامه‌ریزی درست و مناسب آبیاری برای بهبود راندمان آب مصرفی در اراضی فاریاب می‌باشد (لی و همکاران، ۲۰۰۳). بنابراین با توجه به اهمیت عامل تبخیر-تعرق، لازم است این پارامتر به طور دقیق برآورد شود.

۲- روش‌های اندازه‌گیری مقدار تبخیر

برای اندازه‌گیری مقدار تبخیر از سطح آزاد آب روش‌های مختلفی از سال‌های قبل مورد استفاده قرار گرفته است. روش تشت تبخیر، روش بیلان آب و استفاده از معادلات تجربی از جمله این روش‌ها است که در ادامه در خصوص آن‌ها توضیحات مختصری ارائه می‌گردد.

۲-۱- روش بیلان آب

در روش بیلان آب با نوشتن معادله بیلان آب برای یک منطقه مقدار تبخیر به دست می‌آید:

$$E = P + (I - O) - \Delta S \quad (1)$$

که در آن P مقدار بارندگی در بازه زمانی مورد نظر، O مقدار آب خروجی از مخزن، I مقدار آب ورودی به مخزن، E مقدار تبخیر و ΔS تغییرات حجم آب در مخزن در دوره زمانی مورد نظر است که در صورت افزایش حجم مثبت و در صورت کاهش حجم منفی در نظر گرفته می‌شود. به این ترتیب می‌توان با داشتن اطلاعاتی نظیر میزان بارش و حجم آب ورودی و خروجی معادله بیلان آب را تشکیل داده و مقدار تبخیر را محاسبه کرد (علیزاده ۱۳۹۱).

۲-۲- روش تشت تبخیر

روش تشت تبخیر اولین بار در آمریکا توسط FAO مورد استفاده قرار گرفت. با استفاده از این روش نیز می‌توان مقدار تبخیر از سطح آزاد را با استفاده از معادله زیر تخمین زد:

$$E = k(E_{pan}) \quad (2)$$



که در آن E_{pan} مقدار تبخیر از تشت و k ضریبی است که برای ماه های مختلف سال و متناسب با نوع تشت متفاوت است به طوری که در ماه های گرم مقدار k بیشتر و در ماه های سرد این مقدار کمتر خواهد شد. مقدار k برای تشت تبخیر استاندارد کلاس A بین ۰/۶ تا ۰/۸ متغیر است (علیزاده ۱۳۹۱).

۲-۳- روش همبستگی پیچهای

در سال ۱۹۵۱ روشی موسوم به روش همبستگی پیچه ای که بانام هایشاریپیچه ای^۱ و شار همبستگی پیچه ای^۲ نیز شناخته میشود توسط سوین بنک^۳ ارائه گردید (وانگ و همکاران، ۲۰۱۱). این روش برای بر آورد شار بخار آب و شار گرما استفاده می شود. معادله ی زیر برای اندازه گیری تبخیر استفاده می شود:

$$E = \frac{0.622}{P} \rho_a \omega' e' \quad (3)$$

که در آن E شار قائم بخار آب (تبخیر) بر حسب میلیمتر، P فشار هوا، چگالی هوا بر حسب پاسکال و انحراف لحظه ای فشار جزئی بخار آب از میانگین میباشند. به منظور استفاده از روش همبستگی پیچه ای برای اندازه گیری های مورد نظر، به تجهیزاتی حساس که قادر به اندازه گیری یو جمعاً و ریداده در بسامدهای کوه تا هیدر حدود ۵ ثانیه باشند نیاز داریم. همانطور که آشکار است روش همبستگی پیچه ای روشی دقیق بوده، ولیا احتیاج به اندازه گیری های بیافواصل مانیکو تاهدارد.

برای محاسبه ی تبخیر از سطح آزاد علاوه بر روش های فوق، فرمول های تجربی زیادی نیز ارائه شده است که مورد استفاده قرار می گیرند.

۳- تبخیر- تعرق

مقدار تبخیر از سطح مرطوب خاک و گیاه با جمع مقدار تبخیر از خاک و تعرق گیاه سنجیده می شود. منظور از تعرق میزان آبی است که گیاه برای فتوسنتز از طریق ریشه جذب می کند و به ساقه می رساند و در نهایت به صورت بخار بر روی سطح برگ های گیاه نمایان می شود (علیزاده، ۱۳۹۱). معمولاً مقدار تعرق گیاه نقش بیشتری در کل مقدار تبخیر (E) دارد (دیر مایر و همکاران، ۲۰۰۹).

۳-۱- روش های اندازه گیری تبخیر- تعرق

در دهه های گذشته مطالعات زیادی بر روی اندازه گیری تبخیر- تعرق و همچنین هر کدام از اجزای آن به صورت مجزا یعنی تبخیر^۴ و تعرق^۱ صورت پذیرفته است که آن ها را می توان به دو دسته مطالعات نظری و فیزیکی طبقه-

^۱ Eddy flux

^۲ Eddy correlation flux

^۳ Swinbank

^۴ - Evaporation



بندی کرد. از جمله مطالعات ارزشمندی که در این راستا انجام شده است می توان به فرمول فیزیکی پنمن اشاره کرد که در آن با ترکیب معادلات بیلان انرژی و معادلات آئرو دینامیکی انتقال بخار آب، تبخیر- تعرق پتانسیل (ET) مورد اندازه گیری قرار می گرفت (پنمن، ۱۹۴۷؛ پنمن، ۱۹۵۶) که سرانجام مانیتس با در نظر گرفتن پارامتر پایداری پوشش گیاهی^۲ معادله مذکور را مورد بازبینی قرار داد. بعدها جنسن با مقایسه ۲۰ روش مختلف که جهت اندازه گیری تبخیر- تعرق پتانسیل مورد استفاده قرار می گیرند به این نتیجه رسید که روش پنمن- مانیتس دقیق ترین روش ممکن جهت اندازه گیری تبخیر- تعرق پتانسیل (بر روی مناطق با پوشش گیاهی چمن یا یونجه) در شرایط مختلف آب و هوایی است (جانسن و همکاران، ۱۹۹۰). اما از جمله نقایص روش های ذکر شده آن است که این روش ها عمدتاً جهت اندازه گیری تبخیر- تعرق پتانسیل مورد استفاده قرار می گیرند و قادر به اندازه گیری تبخیر- تعرق واقعی نیستند. به همین دلیل است که در دهه های اخیر نگاه ها همواره به سمت روش های اندازه گیری تبخیر- تعرق واقعی معطوف گردیده است.

۳-۱-۱- دستگاه لایسیمتر

به طور کلی روش های برآورد تبخیر- تعرق واقعی را می توان به دو دسته مستقیم و غیر مستقیم طبقه بندی نمود. در روش مستقیم مقادیر تبخیر- تعرق از طریق لایسیمترها اندازه گیری می شود. قدیمی ترین روش برای محاسبه تبخیر از سطح خاک و تعرق توسط پوشش گیاهی دستگاه لایسیمتر است که از سال ۱۶۸۸ مورد استفاده قرار گرفته است. (علیزاده، ۱۳۹۱). لایسیمتر دستگاهی است که در آن گیاه مورد نظر کشت شده و با آبیاری بیش از حد نیاز گیاه، مقدار آب اضافی در ظرف دیگری جمع می شود و اختلاف مقدار آب اولیه و آب اضافی، مقدار تبخیر- تعرق گیاه مورد نظر را نشان می دهد. اما در تمام مناطق امکان استفاده از لایسیمتر وجود ندارد.

در هیدرولوژی به جای تبخیر- تعرق واقعی، توان تبخیر- تعرق منطقه را تخمین می زنند که به آن تبخیر- تعرق پتانسیل گفته می شود. در واقع تبخیر- تعرق پتانسیل حداکثر مقدار تبخیر- تعرقی است که در یک وضعیت آب و هوایی مشخص در صورتی که محدودیتی از نظر میزان وجود آب نباشد از یک پوشش گیاهی صورت می گیرد.

^۱ - Transpiration
^۲ - Canopy Resistance

۳-۱-۲- دستگاه اسکین تیلومتر^۱

ابزار مذکور که طرحی از آن در زیر نشان داده شده است، از یکسری ادوات هواشناسی و سنجنده های مخصوص جهت اندازه گیری حرارت محسوس سطح خاک، سرعت باد، دما، فشار هوا، تابش خالص خورشید و دمای سطح خاک تشکیل شده است که در نهایت با ترکیب داده های مذکور و برآورد پارامترهایی همچون شار گرمای محسوس (H) که از جمله پارامترهای ورودی الگوریتم های سنجش از دوری نیز است، اقدام به اندازه گیری مقدار تبخیر- تعرق واقعی می نمایند. از ویژگی های دستگاه اسکین تیلومتر می توان به دقت مناسب و قابل حمل بودن آن اشاره کرد، به طوری که در بسیاری از مناطق جهان از داده های آن به عنوان داده های مرجع زمینی استفاده می شود و با توجه به قابل حمل بودن آن امکان استفاده از آن در هر منطقه ای و با هر وضعیت جغرافیایی وجود دارد.

۳-۱-۳- روش تورنت-وایت

در سال ۱۹۳۸ روشی موسوم به روش تورنت-وایت برای تخمین تبخیر-تعرق پتانسیل ارائه گردید که در آن تبخیر-تعرق برای هریک از ماه های سال محاسبه می شود (علیزاده ۱۳۹۱):

$$P_{ET} = 16N_m \left(\frac{10T_m}{I} \right)^a \quad (4)$$

در این رابطه I نمایه حرارتی سال است که با جمع نمایه های حرارتی هر ماه بدست می آید. نمایه حرارتی هر ماه نیز به صورت زیر محاسبه می شود:

$$i_m = \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1.51} \quad (5)$$

T_m متوسط دمای هوا بر حسب درجه سانتیگراد برای هر ماه است. و N_m ضریب اصلاحی است که به عرض جغرافیایی و ماه بستگی دارد.

از جمله کاربردهای این روش برآورد تبخیر- تعرق گیاه مرجع است (ET). در واقع با استفاده از ضرایب اصلاحی می توان مقادیر تبخیر- تعرق گیاه مرجع را با استفاده از مقادیر تبخیر- تعرق پتانسیل برآورد کرد. در همین راستا مطالعات مختلفی انجام شده است که در آنها قابلیت روش تورنت وایت در برآورد تبخیر- تعرق گیاه مرجع مورد ارزیابی قرار گرفته است. بر اساس این مطالعات می توان عنوان کرد که روش تورنت وایت با توجه به اینکه تنها از دمای هوای ماهانه برای برآورد تبخیر- تعرق پتانسیل استفاده می کند.

^۱ - Scintillometer

۳-۱-۴- روش پنمن-مانتیت^۱

در بررسی که در سال ۱۹۶۰ توسط پلتون و همکاران انجام شد روش تورنت - وایت در مناطق خشک مقدار ET_0 را کمتر از مقدار واقعی برآورد میکند و طی بررسی کامارگو و همکاران در سال ۱۹۹۹ این روش در مناطق مرطوب استوایی آمازون مقدار تبخیر- تعرق را بیش از مقدار واقعی بر آورد می‌کند. در سال ۱۹۴۸، پنمن با استفاده از تابش های سطحی و دما و رطوبت برای تخمین تبخیر- تعرق پتانسیل رابطه ای را ارائه کرد که این معادله در سال های بعد توسط متخصصان اصلاح گردید که یکی از معروفترین این معادلات، معادله پن من-مانتیت است. این معادله در سال ۱۹۶۵ ارائه گردید. معادله پن من-مانتیت در واقع ترکیبی از تئوری Monin-Obukhov و معادله توازن انرژی است. این تئوری که به اختصار Most نامیده میشود در سال ۱۹۵۰ گسترش یافت که آشفتگی (حرکات نامنظم مولکول های هوا یا اصطلاحاً توربولانس) را به متوسط تغییرات دما و تغییرات درصد رطوبت نزدیک سطح زمین مربوط می‌کند (بیزینگر و همکاران ۱۹۷۱). این تئوری در محاسبه ی شار گرمای محسوس به کار می‌رود که معمولاً حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد خطا خواهد داشت (فوکن، ۲۰۰۶). معادله پنمن -مانتیت به صورت زیر است:

$$\lambda_E = [\rho c_p (e_s(T_a) - e) / r_h + (R_n - G)\Delta] / [\Delta + \left(\frac{1+r_c}{r_h}\right)\gamma] \quad (6)$$

که در آن

λ_E پتانسیل تبخیر و تعرق گیاه (مقدار انرژی که صرف تبخیر - تعرق میشود)، T_a دمای هوا بر حسب درجه سانتیگراد، R_n تابش خالص دریافتی بر حسب وات بر متر مربع (W/m^2)، e_s کمبود فشار بخار اشباع هوا، Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع با دما، γ ثابت سایکرومتری، I_h مقاومت آئرو دینامیکی هوا و I_c مقاومت پوشش گیاهی میباشد.

قابل ذکر است که در اصلاحات مختلف فرمول های متنوعی از جمله فرمول پنمن-فائو، پنمن کیمبرلی و غیره نیز ارائه شده اند.

۳-۱-۵- معادله ی پنمن-مانتیت

معادله ی پنمن-مانتیت در بررسی که در سال ۱۹۹۸ انجام شد به عنوان روشی نسبتاً دقیق برای برآورد تبخیر- تعرق شناخته شد (آلن و همکاران، ۱۹۹۸). در سال ۱۹۷۲ معادله ی پنمن-مانتیت توسط دو دانشمند به نام های

^۱ - Penman-Monteith



پرستلی و تیلور ساده سازی شد. به این صورت که مقدار پتانسیل تبخیر- تعرق با استفاده از فرمول زیر تخمین زده شد:

$$\lambda E = (R_n - G) \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \alpha \quad (7)$$

در این معادله α ضریب تیلور نام دارد که بین ۱.۲ تا ۱.۳ تغییر می کند. در بررسی انجام شده در سال ۱۹۹۵ این ضریب می تواند بسته به دمای خاک منطقه بین ۱ تا ۱.۵ تغییر کند (بروت سرت و چن، ۱۹۹۵). همچنین R_n مقدار تابش خالص دریافتی از خورشید بر حسب وات بر متر مربع است.

۳-۱-۶- رابطه باون^۱

یکی دیگر از روشهای ابداع شده در زمینه ی محاسبه ی تبخیر-تعرق رابطه باوناست که در سال ۱۹۲۶ ارائه گردید. باون به این نتیجه رسید که اگر رطوبت خاک به اندازه کافی زیاد باشد می توان تابش خالص را به دو قسمت شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان تقسیم کرد. وی معادله ای را برای برآورد مقدار انرژی صرف شده برای تبخیر- تعرق ارائه کرد. در این روش نیز هم چون روش همبستگی پیچیده- ایلازماست متغیرهای مهم چون دما، فشار بخار آب و رطوبت پتانسیل اندازه گیری شوند از این روش در طرحهای تحقیقاتی برای برآورد تبخیر-تعرق در فواصل زمانی کوتاه استفاده می شود.

این روش از تغییرات دما در یک ارتفاع کوچک نزدیک به سطح زمین و تغییرات مقدار رطوبت استفاده می کند. در این روش نسبت شار محسوس به پتانسیل تبخیر با β نشان داده شده و به صورت زیر محاسبه می گردد:

$$\frac{H}{\lambda E} = \beta = \frac{[(T_1 - T_2)C_p]}{[q_1 - q_2]\lambda} \quad (8)$$

در رابطه بالا T دمای هوا (درجه سانتیگراد) است و q به صورت زیر محاسبه می شود:

$$q = 0.622 \frac{e}{p} \quad (9)$$

مقدار H نیز از رابطه زیر محاسبه می شود که در آن z ارتفاع تراز مورد نظر و C_p گرمای ویژه هوا است:

$$H = \frac{[(T_1 - T_2)C_p \rho k]}{(z_1 - z_2)} \quad (10)$$

^۱ - Bowen equation



در بررسی انجام گرفته در سال ۱۹۷۰ این روش برای محاسبه ی تبخیر-تعرق پوشش های گیاهی کوتاه مناسب تشخیص داده شد (دن میود و مک لوری ، ۱۹۷۰). در این بررسی مقدار تبخیر محاسبه شده با استفاده از نسبت باون با اطلاعات لایسیمتر مقایسه شد.

۳-۱-۷- رابطه تورک

در سال ۱۹۶۱، تورک برای شرایط اقلیمی اروپای غربی رابطه ای را برای محاسبه ی تبخیر-تعرق واقعی سالانه در یک حوضه آبریز ارائه کرد:

$$ET = \frac{P}{[0.9 + (\frac{P}{I})^2]^{0.5}} \quad (11)$$

که در این فرمول :

ET ، تبخیر- تعرق واقعی سالانه، P بارندگی سالانه بر حسب میلیمتر و I عامل مربوط به دمای متوسط سالانه هوا میباشند.

اما فرمول تورک در برخی موارد که میزان بارندگی زیاد باشد، میزان تبخیر-تعرق واقعی را بیش از حد واقعی تخمین میزند (علیزاده، ۱۳۹۱). برای رفع این مشکل این معادله مورد اصلاح قرار گرفت و برای دو وضعیت رطوبت نسبی هوا، فرمول های متفاوتی ارائه شد:

(۱) اگر رطوبت نسبی هوا بیشتر از ۵۰ درصد باشد:

$$ET = \frac{(58.2R_a + 50)0.013T}{T + 15} \quad (12)$$

(۲) اگر رطوبت نسبی هوا کمتر از ۵۰ درصد باشد:

$$ET = \left(\frac{(58.2R_a + 50)0.013T}{T + 15} \right) \left[1 + \frac{50 - RH}{70} \right] \quad (13)$$

در فرمول های بالا، ET تبخیر- تعرق بر حسب میلیمتر در روز، T دمای هوا بر حسب درجه سانتیگراد، RH درصد رطوبت نسبی و R_a تابش خورشیدی در قسمت بالای اتمسفر و قبل از ورود به داخل جو زمین بر حسب میلیمتر آب قابل تبخیر در روز می باشند (علیزاده، ۱۳۹۱).

۴- تبخیر- تعرق گیاه مرجع

در برخی موارد برای محاسبه نیاز آبی، به جای محاسبه تبخیر-تعرق پتانسیل، مفهوم دیگری به نام تبخیر-تعرق گیاه مرجع به کار می‌رود که با ET نشان داده می‌شود. این اصطلاح ابتدا توسط پنمن بکار برده شد و بصورت زیر تعریف گردید:

تبخیر-تعرق از یک سطح فرضی پوشیده شده کامل از چمن کوتاه به ارتفاع ۸ تا ۱۰ سانتیمتر که وسعت آن بسیار زیاد باشد و بدون آنکه دارای آفات یا بیماری باشد در وضعیتی که از نظر مصرف آبی محدودیتی نداشته باشد، فعالانه رشد کند (علیزاده ۱۳۹۱). با گذشت زمان فرمول های دیگری با توجه به گیاه مرجع یونجه (روش پنمن-رایت) یا گیاه مرجع فرضی (روش پنمن - مونتیت) نیز برای محاسبه تبخیر-تعرق گیاه مرجع ارائه گردید.

۴-۱- محاسبه تبخیر و تعرق گیاه مرجع

۴-۱-۱- روش بلانی-کریدل

در سال ۱۹۴۰ روش بلانی - کریدل ارائه گردید که فرمول پیشنهادی آنها توسط پروت (Pruitt) مورد واسنجی قرار گرفت و فرمول جدیدی به صورت زیر برای تخمین تبخیر-تعرق گیاه مرجع ارائه گردید. (علیزاده ۱۳۹۱)

$$ET_o = a + b[P(0.46T + 8.13)] \quad (14)$$

در این فرمول ET_o ، تبخیر-تعرق گیاه مرجع بر حسب میلیمتر در روز، P ضریب مربوط به طول روز یا درصد سالانه تابش آفتاب، T متوسط ماهانه درجه حرارت بر حسب درجه سانتیگراد و a و b ضرایب اقلیمی هستند.

۴-۱-۲- روش هارگریوز^۱

در سال ۱۹۸۰ روش دیگری موسوم به روش هارگریوز برای محاسبه تبخیر-تعرق مرجع ارائه گردید که در آن فقط به داده های دمای هوا نیاز است (علیزاده ۱۳۹۱). در فرمول ارائه شده لازم است تا برای دوره مورد نیاز متوسط دمای هوا و تفاوت حداکثر و حداقل دما در بازه مورد نظر را داشته باشیم. این فرمول به صورت زیر ارائه گردید:

$$ET_o = 0.0023R_a(T_a + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (15)$$

^۱ - Hargreaves



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

که در آن ET_0 ، تبخیر- تعرق گیاه مرجع بر حسب میلیمتر در روز، R_a تابش خورشیدی در قسمت بالای اتمسفر و قبل از ورود به داخل جو زمین بر حسب میلیمتر آب قابل تبخیر در روز، T_a متوسط دمای هوا بر حسب درجه سانتیگراد، T_{max} حداکثر دمای هوا در دوره مورد نظر و T_{min} حداقل دمای هوا در دوره مورد نظر می باشند.

۴-۱-۳- روش پنمن-مانتیت

همچنین در سال ۱۹۹۰ جنسن و همکاران در ۱۱ منطقه با شرایط آب و هوایی مختلف نتایج حاصل از معادلات مختلف برآورد ET_0 را با داده های لایسیمتری مقایسه نمودند که در پایان دقت روش پنمن-مانتیت بیشتر از سایر روش ها ارزیابی گردید.

در سال ۱۹۹۰ از سوی کمیسیون بین المللی آبیاری و زهکشی و سازمان خوار و بار جهانی (FAO) روش پنمن-مانتیت به عنوان تنها روش استاندارد برای محاسبه ET_0 از رویدادهای اقلیمی و همچنین برای ارزیابی سایر روشها پیشنهاد شده است (هارگریوز، ۱۹۹۴).

۵- ضرورت استفاده از سنجش از دور در برآورد میزان تبخیر-تعرق واقعی

همانگونه که ملاحظه شد، با روش های ذکر شده می توان کمیت تبخیر-تعرق را با دقت زیادی ولی برای یک نقطه بدست آورد و محدوده اعتبار مکانی آن بسته به شرایط اقلیمی و جغرافیائی محل، حداکثر از چند کیلومتر تجاوز نمی کند. با این توصیف مزیت استفاده از سنجش از دور می تواند در این نکته باشد که تبخیر-تعرق را می توان بدون نیاز به کمی کردن سایر فرآیندهای پیچیده هیدرولوژیکی برای سطوح وسیع و در یک لحظه محاسبه نمود. البته در این رابطه دقت اندازه گیری کمتر از روش های زمینی خواهد بود.

تبخیر-تعرق کمیتی بسیار متغیر در مکان و زمان است. در بعد مکان متغیر است بعلاوه وسیع مکانی میزان بارندگی، رفتار هیدرولوژیکی خاک و وجود انواع پوشش های گیاهی و تجمع چگالی آنها. از طرفی با زمان متغیر است زیرا که اقلیم با زمان تغییر می کند. تصاویر ماهواره ای می توانند ابزاری بسیار عالی در تهیه نقشه ساختار مکانی و زمانی تبخیر-تعرق باشد. بطور خلاصه سنجش از دور با ارائه تخمینی از میزان تبخیر-تعرق (با حداقل استفاده از داده های زمینی)، دارای پتانسیلی بسیار بالا برای اصلاح الگوی کشت و مدیریت منابع آبی در مناطقی بسیار وسیع است.

از جمله محدودیت های استفاده از روش های مستقیم می توان به موارد زیر اشاره کرد:



نخست اینکه این روش‌ها به علت اینکه مقدار تبخیر- تعرق را در یک نقطه به ما می‌دهند (از داده های نقطه‌ای استفاده می‌کنند) محدودند و این محدودیت، اصلی‌ترین مانع برای استفاده از این روش‌ها است. از طرف دیگر برای محاسبه‌ی تبخیر با این روش‌ها نیاز به داده های هواشناسی زیادی است که خود محدودیت بزرگی به حساب می‌آید زیرا تهیه‌ی این اطلاعات در بعضی موارد عملاً غیر ممکن یا بسیار سخت است. همچنین با توجه به وسعت عرصه‌های منابع طبیعی و حوضه‌های آبخیز و عدم امکان بررسی ایستگاهی تبخیر-تعرق در یک حوضه آبریز نیاز است تا برای تخمین تبخیر- تعرق به دنبال روش‌های جدیدی برای محاسبه تبخیر- تعرق باشیم. بنا به دلایل گفته شده سنجش از دور به کمک هیدرولوژی آمد تا محاسبه تبخیر تعرق را به طور دقیق‌تر امکان‌پذیر سازد (باستیانسن و همکاران، ۱۹۹۸).

سنجش از دور تنها روشی است که قادر است پارامترهای مهمی مثل ضریب آلبیدو و دمای سطحی را منطبق با محیط فراهم کند. مزیت استفاده از این روش که داده‌های دست آمده از ماهواره‌ها سطح وسیعی را پوشش می‌دهند، برای مطالعات و تحقیقات منطقه‌ای کاربرد خوبی دارند. با پیشرفت تکنولوژی ماهواره‌ها در دو دهه اخیر، روش‌های مختلفی توسط محققین برای تعیین تبخیر- تعرق واقعی و پتانسیل با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای ارائه شده است.

۵-۱-۱- روش‌های محاسبه تبخیر و تعرق مبتنی بر سنجش از دور

۵-۱-۱-۱- مدل جکسون و همکاران

اساس روشهای تجربی که با استفاده از داده های ماهواره ای تبخیر- تعرق را بر آورد می کنند مدل جکسون و همکاران است که در ابتدا برای تعیین تبخیر- تعرق در سطح یک مزرعه در سال ۱۹۹۷ ارائه گردید. این مدل با استفاده از اختلاف دمای سطح زمین و دمای هوا تبخیر- تعرق را تخمین میزند.

$$ET = R_n + A - B(T_s - T_a) \quad (16)$$

که در آن دمای زمین، دمای هوا، R_n تابش خالص (وات بر مترمربع)، A و B ضرایب تجربی هستند که به نوع گیاه و سرعت باد و مقاومت آئروپنامیکی هوا بستگی دارند.

۵-۱-۲- مدل کیسلس و همکاران

از آنجا که اطلاعات مورد نیاز برای مدل جکسون به وسیله اطلاعات تصاویر ماهواره قابل بر آورد بود، این مدل بعداً توسط محققین برای مقیاس منطقه ای مورد استفاده قرار گرفت. کیسلس و همکاران در سال ۱۹۹۸ مدل فوق را برای مزارع کشاورزی توسعه دادند. آنها فرض کردند در مناطق وسیع با پوشش گیاهی یکنواخت که با



کمبود آب مواجه نباشد تغییرات دمای هوا و تابش خورشید ناچیز خواهد بود و لذا حداکثر تبخیر- تعرق در این مناطق به وقوع می پیوندد که مقدار آن از رابطه زیر تخمین زده میشود:

$$ET_m = R_n + A - B(T_s - T_{sm}) \quad (17)$$

در این رابطه دمای سطح زمین در مناطقی که در آن حداکثر تبخیر- تعرق اتفاق می افتد و حداکثر تبخیر- تعرق است. در این رابطه برای تعیین از تصاویر ماهواره ای استفاده می شود.

۵-۱-۳- روش کارلسون و همکاران (روش B)

در سال ۱۹۹۵ کارلسون و همکاران روش ساده شده ی دیگری به نام روش B ارائه دادند که در آن تبخیر- تعرق واقعی روزانه از رابطه ی زیر بدست می آید:

$$ET = R_n + A - B(T_s - T_a)^n \quad (18)$$

که در آن B ضریب تبدیل است و طبق نظر کیسلس و همکاران (۱۹۹۲) از رابطه ی زیر محاسبه می شود:

$$B = \left(\frac{R_{nd}}{R_{ni}}\right) \left(\frac{\rho C_p}{r_a}\right) \quad (19)$$

که در آن تابش خالص (وات بر مترمربع)، اندیس های i و d نشان دهنده تابش لحظه ای و رزوانه، گرمای ویژه هوا در فشار ثابت و مقاومت آئرو دینامیکی هوا است. ضریب n نیز مطابق نظر سگین و آیتر (۱۹۸۳) برابر یک در نظر گرفته می شود.

۵-۱-۴- روش تیلور و پرستلی

تیلور و پرستلی (۱۹۷۲) رابطه ET پتانسیل را با استفاده از داده های سنجش از دور ارائه دادند که بر اساس صورت زیر است:

$$\lambda ET_p = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (20)$$

که در آن Δ شیب منحنی تغییرات فشار جزئی بخار آبر حسب دما، γ ضریب رطوبتسنجی (سایکومتري)، α ثابت تجربی تبخیر که برابر ۱.۲۶ در نظر گرفته می شود، شار تابش خالص و G شار انرژی گرمایی خاک است.

بارتن (۱۹۷۸) نتایج دست آمده از رابطه فوق را برای یک سطح غیر اشباع در نظر گرفتن α

بعنوان تابعی از رطوبت لایه خاک سطحی اصلاح کرد. در رابطه تعیین ET منطقه ای با استفاده از داده های سنجش از دور، کوتودا



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

و همکاران (۱۹۸۳) از داده های سنجنده MSS هوابرد

در محدوده ۸ تا ۱۴ میکرو متر جهت تهیه نقشه های سطحی از پوشش گیاهی استفاده کردند و با استفاده از رابطه پریستلی - تایلر داده های مایسنجش شده از راه دور را جهت برآورد تابش خالص به کار بردند.

رجیناتو و همکاران (۱۹۸۵) تابش خورشیدی انعکاس یافته و داده های سطحی سنجش شده از راه دور را با داده های هواشناسی زمین مرجع (تابش خورشیدی سیدهبه زمین، دمای هوا، سرعت باد و فشار بخار) جهت برآورد تابش خالص شارگرمای محسوس، ترکیب کردند. خاک G تابعی از تابش خالص و ارتفاع پوشش گیاهی است. پیشنهاد گردید:

$$G = (0.1 - 0.42h)R_n \quad (21)$$

که در آن h ارتفاع تاج پوشش (متر) و R_n شار تابش خالص (W/m^2) است.

سیسبا استفاده از معادله توازن انرژی مقادیر لحظه ای ET برای ۱۸ پلات گندم محاسبه شد

که در سه پلات داده های ایسی متر نیز وجود داشت. مقادیر روزانه ET با استفاده از پارامترهای مقادیر لحظه ای تخمین زده شد و با

ET

حاصل از داده های رطوبت خاک مقایسه شدند. رجیناتو نتیجه گرفت که در وضعیت آسمان صاف ET میتواند با استفاده از ترکیب داده های زمین مرجع و سنجش از راه دور، با دقت مناسب برآورد شود.

دلجیتو و کیسل (۱۹۷۸) از داده های تابش کلیکره زمین و حداکثر دمای هوای اندازه گیری شده توسط ماهواره هیرا برآورد

ET منطقه ای محصولات مختلف در رابطه برآورد استفاده کردند.

$$ET_o = A + BR_g + CR_g T_a \quad (22)$$

که در آن ET_o برابر تبخیر-تعرق ماکزیمم محصول مرجع (چمن سبز)، تابش کلی حاصل از اندازه گیری های آلبیدو

توسط ماهواره، بیشینه دمای هوا که از اندازه گیری شده توسط ماهواره در نیمه روز بدست می آید و A و B و

C ثوابت تجربی وابسته به رطوبت نسبی باد هستند. سیسمقدار محاسبه شده برای هر محصول خاص و سیله معادل هر اصلاحی -

شود:

$$ET_m = K_c ET_o \quad (23)$$

که در آن ET_m برابر حداکثر تبخیر-تعرق برای محصول مورد نظر و ضریب محصول است.



5-1-5- روش بوگ و سووگارد

بوگ و سووگارد (۱۹۹۹) شیوه جدیدی را جهت برآورد میزان تعرق در تاج پوشش های تنگیاهها استفاده کردند. در این روش میزان تعرق λE_v با به کارگیری شیوه هیپلانتر زیر ویمؤلفه پوشش گیاهی سطح زمین محاسبه میشود. آنها با استفاده از تصاویر SPOT و تصاویر TM ماهواره Landsat، تابش خالص جذب شده بوسیله پوشش گیاهی و دمای سطح حیراب را با استفاده از NDVI بدست آوردند. میزان تعرق مدل شده بخوبی با اندازه گیری های باز داده های جریانا بیداخل گیاهو شارهای دیگر مایم محسوس در محدوده وسیع از انواع سطوح (محصولات کشاورزی، پوشش گیاهی طبیعی، پوشش گیاهی جنگلی) انطباق دارد.

رای (۲۰۰۰) با استفاده از داده های ماهواره های Sea WiFS و IRS-1C و همچنین استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، تبخیر-تعرق محصول در ناحیه Gujarat کشور هند برآورد کرد. ضرایب محصول K_C برای محصولات تا صلیب طور تجربی از مقادیر شاخص گیاهی تعدیل شده بوسیله خاک (SAVI) حاصل از داده های ماهواره های برآورد شدند. نقشه تبخیر و تعرق محصول مرجع () از مشاهدات هواشناسی نقطه های تهیه شده بوسیله ET_0 و K_C جهت تولید نقشه تبخیر-تعرق فصلی با همترکیب شدند.

5-1-6- الگوریتم سبال

الگوریتم های ماهواره ای از جمله الگوریتم سبال و الگوریتم متریک از جمله روشهای بیان انرژی برای محاسبه ی تبخیر-تعرق واقعی در یک منطقه می باشند. الگوریتم سبال روشی است که بر پایه روابط تجربی و فیزیکی، میزان تبخیر-تعرق واقعی را با حداقل داده های زمینی برآورد مینماید و الگوریتم آن اولین بار توسط باستیلنس و همکاران در سال ۱۹۹۸ ارائه شد.

این الگوریتم در سال ۲۰۰۲ توسط Allen و همکاران اصلاح گردید. الگوریتم سبال مقدار λE_T را برای هر پیکسل از تصاویر به عنوان باقی مانده معادله توازن انرژی در لحظه برداشت تصویر محاسبه می کند.

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (26)$$

که در آن:

R_n تابش خالص سطح بر حسب وات بر متر مربع، G شار گرمایی خاک (وات بر متر مربع) و H شار گرمای محسوس بر حسب وات بر متر مربع می باشند (میزان هدر رفت گرما به هوا بوسیله همرفت و هدایت مولکولی بعلت اختلاف دما).



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

از جمله ماهواره های مورد استفاده برای الگوریتم های سبال و متریک میتوان به ماهواره های Landsat و MODIS و یا Aster اشاره کرد که تصاویر حاصل از این ماهواره ها حاوی اطلاعات مهمی برای تخمین پارامترهای الگوریتم می باشند.

۶- خصوصیات ماهواره ها و تصاویر ماهواره ای

برای رسیدن به توسعه پایدار می بایست فاکتورهایی مانند منابع زمینی، محیط، جمعیت، اقتصاد و اجتماع را در نظر داشت. محیط به عنوان بخش مهمی از این سیستم، حفظت از آن شرط اصلی توسعه پایدار است. از جمله راه های کسب اطلاعات از محیط، به کار گیری فناوری سنجش از دور و تلفیق آن با سامانه اطلاعات جغرافیایی است. در این زمینه ماهواره ها می توانند اطلاعاتی در چند بعد، چند مقیاس و چند طیف تهیه کنند که این ویژگی ها به اهمیت و نقش آن ها می افزاید.

با استفاده از تصاویر ماهواره ای و تکنیک های سنجش از دور، می توان با هزینه و زمان کمتر، طیف وسیعی از پروژه ها را در سطح جهانی، منطقه ای، ملی، استانی و محلی به نتیجه رساند. علاوه بر این، قابلیت تکرار اخذ داده های ماهواره ای به فاصله زمانی چند ساعت تا چند روز در طول ماه یا سال، امکان مطالعات تغییرات و پایش پدیده های زمینی را بخوبی فراهم ساخته است. قابلیت داده های ماهواره ای، سبب شده تا دانشمندان و محققان این رشته فعالیت های خود را گسترش داده و نتایج مطالعات خود را به تغییرات اقلیمی و نوسانات جهانی آن و اندازه گیری عوامل زیست محیطی بسط دهند.

مطالعات کشاورزی و منابع طبیعی، پایش بیابان زایی، تخریب سیلاب، خشکسالی، تغییرات آب دریاها و دریاچه ها، تغییرات آب و هوا، مطالعات تبخیر و تعرق، آلودگی آب و خاک و هوا، تغییرات شهرها و مناطق مسکونی به عنوان ابزارهایی برای مدیریت دقیق مطرح است که با اطلاعات ماهواره ای انجام بسیاری از این مطالعات مقدور می شود. تلاش های متخصصان فناوری های فضایی و سنجش از دور و مدیران سبب شده که با استفاده از اطلاعات و داده های ماهواره ای بتوان در جهت اعمال مدیریت صحیح و مبتنی بر دانش روز گام هایی برداشت.

۶-۱- ماهواره های سریلندست

ماهواره های سری لندست که توسط سازمان ملی هوانوردی و فضاوردی آمریکا (ناسا) طراحی و در مدار زمین قرار گرفته اند، شامل دو نسل می باشند که ماهواره های لندست ۱ و ۲ و ۳ را ماهواره های نسل اول و ماهواره های ۴ و ۵ را ماهواره های نسل دوم می گویند. ماهواره های نسل اول با قطر حدوداً ۱/۵ متر و طول تقریباً ۳ متر و پهنای



آن به همراه باله‌ها ۴ متر و وزن حدود ۹۳۵ کیلوگرم است. این ماهواره‌ها در مدارهای خورشید آهنگ در هر ۹۹ دقیقه یکبار به دور زمین گردش می‌کنند و مدار گردش این ماهواره‌ها به گونه‌ای انتخاب شده که در ساعت حدود ۹:۴۵ به وقت محلی از بالای خط استوا عبور می‌کنند. این ماهواره‌ها در هر گذر نواری به عرض ۱۸۵ کیلومتر را پوشش می‌دهند تهیه پوشش کامل زمین ۱۶ روز طول می‌کشد.

۶-۱-۱- مشخصات سنجنده‌های ماهواره‌لندست

سنجنده MSS یا اسکن کننده چند طیفی به صورت نوارهایی در جهت عمود بر مسیر پرواز ماهواره تصویر برداری می‌کند. در سنجنده‌های MSS ماهواره‌های نسل اول لندست آینه‌ای متحرک نصب شده که دارای حرکت غرب به شرق است و امواج منعکس شده از یک نوار به پهنای ۴۷۴ متر به آینه می‌رسد. در لندست‌های ۱ و ۲ که در ۴ باند تصویر برداری می‌کنند میدان دید لحظه‌ای برابر ۷۹×۷۹ متر در روی زمین است. اما به دلیل پوشش مشترک قطعات ۷۹×۷۹ متری اطلاعات در ابعاد ۷۹×۵۶ متر توسط ثبت کننده‌های سنجنده ثبت می‌گردد که به آن یک پیکسل یا قدرت تفکیک زمینی نیز می‌گویند. این واژه به معنی حداقل مساحتی از زمین که قابل تشخیص است یا کوچکترین عنصر شکل دهنده تصویر نیز بکار می‌رود.

جدول ۱- مشخصات ماهواره‌های لندست ۱ تا ۶

ماهواره	زمان پرتاب	زمان از کار افتادن	باندهای RBV	باندهای MSS	باندهای TM	زمان پوشش کامل زمین/ارتفاع
لندست ۱	۲۳ جولای ۱۹۷۲	۶ ژانویه ۱۹۷۸	۱،۲،۳	۴،۵،۶،۷	-	۱۸ روز/۹۰۰ کیلومتر
لندست ۲	۲۲ جولای ۱۹۷۵	۲۵ فوریه ۱۹۸۲	۱،۲،۳	۴،۵،۶،۷	-	۱۸ روز/۹۰۰ کیلومتر
لندست ۳	۵ مارس ۱۹۷۸	۳۱ مارس ۱۹۸۳	a,b,c,d	۴،۵،۶،۷	-	۱۸ روز/۹۰۰ کیلومتر
لندست ۴	۱۶ جولای ۱۹۸۲	-	-	۱،۲،۳،۴	۱،۲،۳،۴،۵،۶،۷	۱۶ روز/۷۰۵ کیلومتر
لندست ۵	۱۵ اکتبر ۱۹۹۳	-	-	۱،۲،۳،۴	۱،۲،۳،۴،۵،۶،۷	۱۶ روز/۷۰۵ کیلومتر
لندست ۶	۱ مارس ۱۹۸۴	ناموفق	-	-	-	-

سنجنده TM که نوع پیشرفته‌ای از سنجنده MSS است علاوه بر آنکه قدرت تفکیک مکانی آن بهبود یافته قدرت تفکیک رادیومتری آن نیز افزایش یافته است. با توجه به بهبودهای حاصله در TM از لحاظ قدرت تفکیک مکانی، طیفی و رادیومتری، بر اساس تجزیه و تحلیل‌ها می‌توان نتیجه گرفت که TM از لحاظ فراهم ساختن اطلاعات در مقایسه با MSS توانایی دو برابر دارد و این توانایی موجب می‌شود تعداد کلاس‌های قابل تفکیک در منطقه مورد مطالعه به دو برابر افزایش یابد.



جدول ۲- مشخصات سنجنده های MSS و TM در لندستهای ۴ و ۵

نام ماهواره	سنجنده	شماره باند	دامنه طیفیاند (میکرومتر)	نام دامنه طیفی	قدرت تفکیک مکانی (متر)	ابعاد پوشش (کیلومتر)
لندست ۴	MSS	۱	۰/۵-۰/۶	سبز	۷۹	۱۸۵×۱۸۵
		۲	۰/۶-۷/۰	قرمز	۷۹	
		۳	۰/۷-۰/۸	مادون قرمز نزدیک	۷۹	
		۴	۰/۸-۱/۱	مادون قرمز نزدیک	۷۹	
لندست ۵ (۱۹۸۴)	TM	۱	۰/۴۵-۰/۵۲	آبی	۳۰	۱۸۵×۱۸۵
		۲	۰/۵۲-۰/۶۰	سبز	۳۰	
		۳	۰/۶۳-۰/۶۹	قرمز	۳۰	
		۴	۰/۷۶-۰/۹۰	مادون قرمز نزدیک	۳۰	
		۵	۱/۵۵-۱/۷۵	مادون قرمز میانی	۳۰	
		۶	۱۰/۴-۱۲/۵۰	مادون قرمز حرارتی	۱۲۰	
		۷	۲/۰۸-۲/۳۵	مادون قرمز میانی	۳۰	

جدول ۳- مقایسه محدوده های طیفی باندهای TM و ETM

باند سنجنده	باند ۱	باند ۲	باند ۳	باند ۴	باند ۵	باند ۶	باند ۷	باند ۸
TM	۰/۴۵-۰/۵۲	۰/۵۲-۰/۶۰	۰/۶۳-۰/۶۹	۰/۷۶-۰/۹۰	۱/۵۵-۱/۷۵	۱۰/۴-۱۲/۵	۲/۰۸-۲/۳۵	-
ETM	۰/۴۵-۰/۵۲	۰/۵۳-۰/۶۱	۰/۶۳-۰/۶۹	۰/۷۸-۰/۹۰	۱/۵۵-۱/۷۵	۱۰/۴-۱۲/۵	۲/۰۹-۲/۳۵	۰/۵۲-۰/۹۰

۶-۱-۲- ماهواره لندست ۷

ماهواره لندست ۷ در ۱۵ آوریل ۱۹۹۹ به فضا پرتاب شد، این ماهواره مجهز به سنجنده ای به نام ETM است.

سنجنده ETM در مقایسه با سنجنده TMLandsat ۵ قابلیت های ویژه ای دارد:

۱- وجود باند پنکروماتیک با محدوده طیفی ۰/۵۲-۰/۹۰ میکرومتر و قدرت تفکیک زمینی ۱۵ متر.

۲- بهبود قدرت تفکیک مکانی باند حرارتی از ۱۲۰ متر به ۶۰ متر.



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجنش از دور در دشت روانسر

۳- وجود تنظیم کننده که تنظیم و تبدیل انرژی رادیومتری داده های سنجنده را بهبود می بخشد.

جدول ۴- مشخصات سنجنده ETM

شماره بند	محدوده طیفی (میکرومتر)	قدرت تفکیک مکانی (متر)	زمان پوشش کامل زمین/ارتفاع مدار	ابعاد پوشش (کیلومتر)
۱	۰/۴۵-۰/۵۱۵	۳۰	۱۶ روز/۷۰۵ کیلومتر	۱۸۵×۱۸۵
۲	۰/۵۲۵-۰/۶۰۵	۳۰		
۳	۰/۶۳-۰/۶۹	۳۰		
۴	۰/۷۵-۰/۹۰	۳۰		
۵	۱/۵۵-۱/۷۵	۳۰		
۶	۱۰/۴-۱۲/۵	۶۰		
۷	۲/۰۹-۲/۳۵	۳۰		
پانکروماتیک	۰/۵۲-۰/۹۰	۱۵		

۶-۱-۳- ماهواره لندست ۸

ماهواره لندست ۸ در تاریخ ۱۱ فوریه ۲۰۱۳ راه اندازی شده است. این هشتمین ماهواره در برنامه ماهواره- هایلندست و هفتمین ماهواره ای است که با موفقیت به مدار رسیده است. این ماهواره که در اصل LDCM^۱ نامیده می شود، محصول همکاری بین ناسا و سازمان زمین شناسی ایالات متحده آمریکا (USGS) است. با بازنشستگیندست ۵ در آوریل سال ۲۰۱۳، ماهواره لندست ۷ به عنوان تنها ماهواره موجود از سری ماهواره- هایلندست بر روی مدار وجود داشت، و لندست ۸ اخذ مستمر داده و در دسترس بودن داده هایلندست را با استفاده از دو حسگر، یکی سنسور عملیاتی تصویر ساز زمین (OLI^۲) و دیگری سنسور حرارتی مادون قرمز (TIRS^۳) تصمیم خواهد کرد. این دو سنسور به ترتیب، اطلاعات تصویر برای ۹ باند موج کوتاه و دو باند طول موج حرارتی را جمع آوری می کنند. ماهواره لندست ۸ سه ماموریت کلیدی و اهداف علمی دارد:

- جمع آوری و آرشیو اطلاعات تصاویر چند طیفی (multispectral) با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متری برای ایجاد پوشش فصلی برای یک دوره حداقل ۵ ساله.

- اطمینان از اینکه داده های لندست ۸ به اندازه کافی با داده های ماهواره های قبلی سریلندست از لحاظ هندسه اخذ داده، کالیبراسیون، خصوصیات پوشش، ویژگی های طیفی، کیفیت محصول خروجی و در دسترس بودن

^۱ Landat Data Continuity Mission

^۲ Operational Landsat Imager

^۳ Thermal InfraRed Sensor



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

داده‌ها سازگار هستند تا بدین وسیله امکان مطالعات پوشش گیاهی و مطالعات تغییرات کاربری اراضی در طول زمان وجود داشته باشد.

- توزیع محصولات اطلاعاتی لندست ۸ به عموم مردم بدون هیچگونه تبعیض و هزینه‌ای برای کاربر.

۶-۱-۳-۱- مشخصات فنی لندست ۸

با ارائه تصاویر با قدرت تفکیک مکانی متوسط از ۱۵ تا ۱۰۰ متر از سطح زمین و مناطق قطبی، لندست ۸ در محدوده نور مرئی، مادون قرمز نزدیک (near-infrared)، موج کوتاه مادون قرمز، و طیف مادون قرمز حرارتی (infraredthermal) به کار گرفته می‌شود. لندست ۸ حدود ۴۰۰ تصویر در روز می‌گیرد که نسبت به ۲۵۰ متر تصویر در روز در ماهواره لندست ۷ افزایش قابل توجهیافته است. سنسورهای OLI و TIRS نسبت سیگنال به نویز (SNR) را در عملکرد رادیومتری بهبود بخشیده‌اند و در نتیجه این کوانتیزیشن (quantization) دوازده بیتی داده‌ها را از طریق همین بیت‌های بیشتر امکان توصیف بهتری از پوشش زمین را می‌دهد.

جدول ۵- پارامترهای برنامه‌ریزی شده برای محصولات استاندارد لندست

نوع محصول	سطح T ₁ (با تصحیحات زمین)
فرمت خروجی	GeoTIFF
اندازه پیکسل	۱۵ متر/۳۰ متر/۱۰۰ متر (panchromatic/multispectral/thermal)
سیستم تصویر	UTM
دیتوم	WGS ۸۴
جهت	به سمت شمال
روش	Resampling Cubic convolution
دقت	LI مقدار ۱۲ متر خطای دایره‌ای، سطح اطمینان ۹۰ درصد
	TIRS مقدار ۴۱ متر خطای دایره‌ای، سطح اطمینان ۹۰ درصد

۶-۱-۳-۲- ابزار تصویر ساز عملیاتی زمین (OLI)

ابزار تصویر ساز عملیاتی زمین (OLI) در ماهواره لندست ۸ سنسورهای مورد استفاده در لندست‌های گذشته را بهبود می‌بخشد. در مقایسه با سنسورهای whiskbroom که در ماهواره‌های Landsat قبلی مورد استفاده قرار می‌گرفت، ابزار OLI از سنسور pushbroom استفاده می‌کند. با وجود بیش از ۷۰۰۰ آشکار ساز در هر بانده طیفی، طراحی pushbroom باعث حساست بیشتر، قطعات متحرک کمتر و بهبود اطلاعات مربوط به سطح زمین می‌شود.



جدول ۶- باندهای طیفی OLI

قدرت تفکیک مکانی (متر)	محدوده طیفی (میکرومتر)	باند طیفی
۳۰	۰/۴۳۳-۰/۴۵۳	باند ۱- Aerosol/Coastal
۳۰	۰/۴۵۰-۰/۵۱۵	باند ۲- آبی
۳۰	۰/۵۲۵-۰/۶۰۰	باند ۳- سبز
۳۰	۰/۶۳۰-۰/۶۸۰	باند ۴- قرمز
۳۰	۰/۸۴۵-۰/۸۸۵	باند ۵- مادون قرمز نزدیک
۶۰	۱/۵۶-۱/۶۶	باند ۶- مادون قرمز نزدیک
۳۰	۲/۱۰۰-۲/۳۰۰	باند ۷- مادون قرمز طول موج کوتاه
۱۵	۰/۵۰۰-۰/۶۸۰	باند ۸- پانکروماتیک
۳۰	۱/۳۶۰-۱/۳۹۰	باند ۹- Cirrus

OLI داده‌ها را از ۹ باند طیفی جمع‌آوری می‌کند. ۷ عدد از این ۹ باند با سنسورهای TM و ETM+ که بر روی ماهواره‌های نسل جدید قرار داشتند سازگار می‌باشند، که این عمل علاوه بر سازگاری با داده‌های تاریخی لندست، قابلیت‌های اندازه‌گیری را نیز بهبود داده است. دو باند طیفی جدید، یعنی باند ساحلی آبی (aerosol blue coastal) و باند سیروس (cirrus) مادون قرمز موج کوتاه، به متخصصان امکان می‌دهد تا کیفیت آب را اندازه‌گیری کرده و همچنین ابرهای بالا و نازک را تشخیص دهند.

۶-۱-۳-۳- سنسور مادون قرمز حرارتی (TIRS)

سنسور مادون قرمز حرارتی (TIRS) توسط ناسا ساخته شده و امکان تصویربرداری حرارتی و حمایت از برنامه‌های دیگر مانند اندازه‌گیری میزان تبخیر و تعرق برای مدیریت آب را فراهم می‌آورد. برای اولین بار است که در برنامه لندست از TIRS برای تشخیص تابش اشعه مادون قرمز استفاده شده است. با ثبت داده‌های TIRS با داده‌های OLI محصولات ۱۲ بیتیلندست ۸ تولید خواهد شد که تصحیحات هندسی، رادیومتریک و زمین به آن‌ها اعمال شده است. داده‌های دو باند طول موج بلند مادون قرمز توسط TIRS جمع‌آوری خواهد شد.



جدول ۷- باندهای طیفی TIRS

باند طیفی	طول موج (میکرومتر)	قدرت تفکیک
باند ۱۰ - مادون قرمز طول موج بلند	۱۰/۳۰-۱۱/۳۰	۱۰۰ متر
باند ۱۱ - مادون قرمز طول موج بلند	۱۱/۵۰-۱۲/۵۰	۱۰۰ متر

۷- الگوریتم بالانس انرژی سطح زمین (SEBAL)

SEBAL یک مدل پردازش تصویر است که تبخیر-تعرق و دیگر تبدیلات انرژی در سطح زمین را با استفاده از داده‌های تصاویر رقومی که توسط ماهواره‌های سنجش از دوری که تشعشعات مرئی، مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز حرارتی را اندازه می‌گیرند، محاسبه می‌کند. الگوریتم SEBAL یک بیان کامل از تشعشع و انرژی سطوح به همراه جریان گرمای محسوس و زبری آئروپنایمیک سطوح تهیه می‌کند. تبخیر-تعرق به عنوان جزئی از انرژی در هر پیکسل محاسبه می‌شود. تبخیر-تعرق برای زمان‌های بین عبور ماهواره‌ها، بوسیله کاربرد نسبت تبخیر-تعرق که از SEBAL بدست می‌آید به تبخیر-تعرقی که با استفاده از ایستگاه‌های زمینی هواشناسی بدست می‌آید، محاسبه می‌شود. این نسبت فقط به عنوان ضریب گیاهی انحصاری برای هر پیکسل از هر تصویر می‌باشد. هر تصویر لندست حدود ۳۰ میلیون پیکسل را شامل می‌باشد. روش SEBAL شامل الگوریتم مناسبی است که بیان انرژی (معادله ۲-۱) را حل می‌کند. R_n برای هر پیکسل با استفاده از آلبیدو^۱ و قابلیت انتقال^۲ که از باندهای موج کوتاه و نشر موج بلند که از باندهای حرارتی^۳ بدست می‌آیند، محاسبه می‌شود. شار گرمای خاک خاک (G) با استفاده از شاخص‌های گیاهی^۴ که از ترکیب باندها و تشعشع خالص بدست می‌آیند، محاسبه می‌شود. شار گرمای محسوس (H) با توجه به چندین فاکتور تعیین می‌شود که عبارتند از: دمای سطح^۵ و سرعت باد^۶ که از داده‌های زمینی می‌باشند، زبری سطح^۷ که بر اساس شاخص‌های گیاهی تعیین می‌شود و اختلاف دمای سطح-هوا محاسبه می‌شود. سایر محاسبات به صورت ویژه برای هر پیکسل در تصویر محاسبه می‌شوند. محاسبات گرمای محسوس با استفاده از تصحیح ثبات اتمسفری مانین-ابوکوف^۸ اصلاح می‌شود. در شکل ۱ روند SEBAL به صورت شماتیک نمایش داده شده است.

^۱ Albedo

^۲ Transmittance

^۳ Thermal band

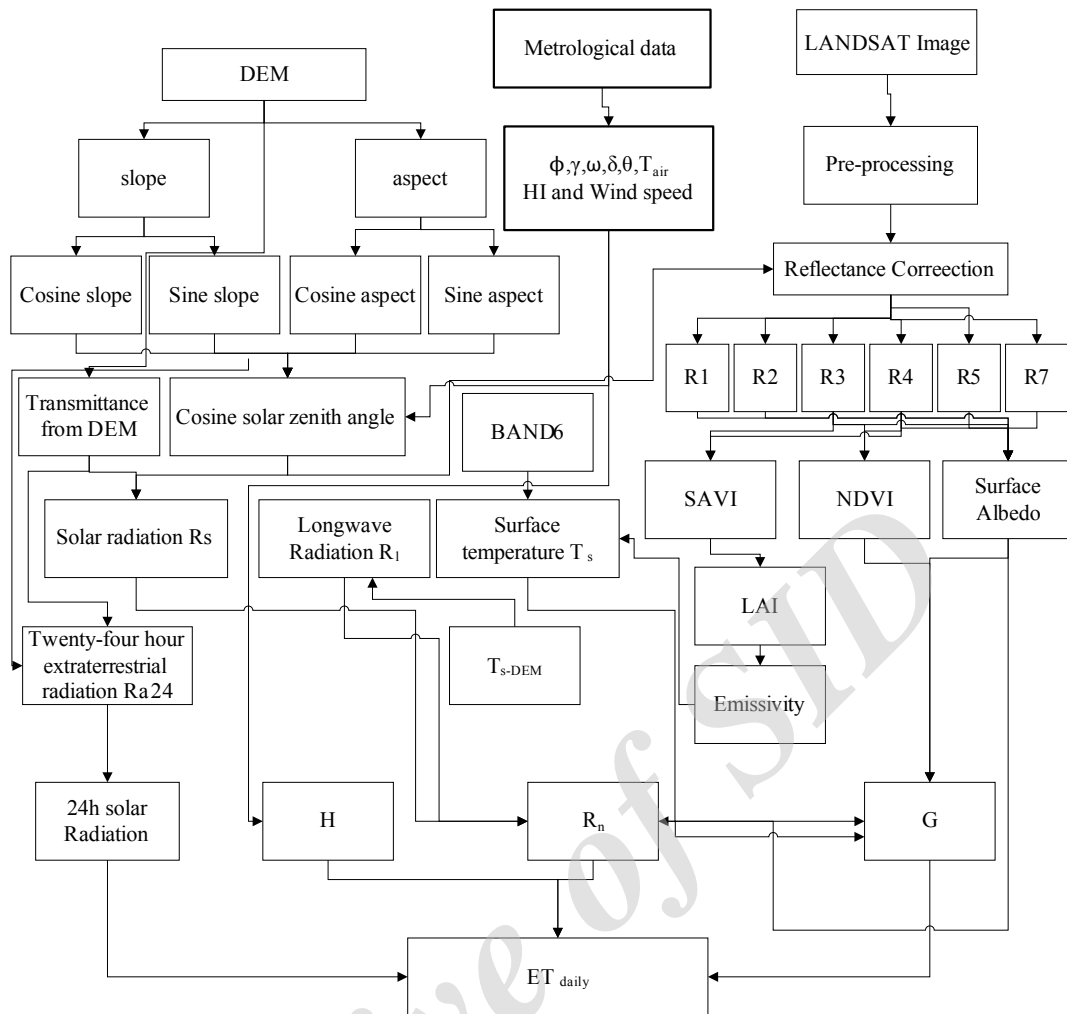
^۴ Vegetation index

^۵ Surface temperature

^۶ Wind speed

^۷ Surface roughness

^۸ Monin-Obukhov



شکل ۱- شمای کلی الگوریتم SEBAL

در نهایت بوسیله شرایط شناخته شده در یک نقطه مرجع، H که از تصویر ماهواره‌ای بدست می‌آید، محدود می‌شود. در آخر تبخیر-تعرق با تقسیم λET بر گرمای نهان تبخیر^۱ (λ) بدست می‌آید. SEBAL محاسبات اولیه خود از تبخیر-تعرق را برای لحظه عبور ماهواره انجام می‌دهد. تبخیر-تعرق برای دوره‌های ۲۴ ساعته تصاویر، بر اساس استفاده از کسر تبخیر(EF)^۲ که در یک فضای پیکسل در پیکسل محاسبه می‌شود، می‌باشد. SEBAL فرض می‌کند که کسر تبخیر در طول روز ثابت است. این فرض با توجه به یکسری مطالعات مزرعه‌ای بدست آمده است.

^۱ Latent heat vaporization
^۲ Evaporation friction



۱-۷- معرفی پارامترهای الگوریتم *SEBAL*

۱-۱-۷- تابش های ماوراء زمینی ۲۴ ساعته^۱ (R_{a24})

R_{a24} : تشعشعات خورشیدی ورودی روزانه که به صورت پراکنده و مستقیم از اتمسفر عبور می کنند با استفاده از معادله (۲۴) محاسبه می شود.

$$R_{a24} = Gsc \times dr \times \cos \theta \quad (24)$$

در این معادله، Gsc ثابت خورشیدی^۲ که برابر با $1367 \text{ (W/m}^2\text{)}$ است، d_r معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید^۳ که بدون بعد می باشد و مطابق رابطه (۲۵) تعریف می شود:

$$dr = 1 + 0.033 \times \cos\left(\frac{DOY}{365} \times 2\pi\right) \quad (25)$$

θ زاویه ورودی تابش خورشید^۴ و بر حسب رادیان می باشد.

DOY روز متوالی^۵ سال است و واحد $\left(\frac{2\pi}{365} \times DOY\right)$ رادیان است (آلن و همکاران، ۱۹۹۸).

۲-۱-۷- تابش طیفی^۶ برای هر باند (L_λ)

در این مرحله، انرژی خروجی^۷ هر باند که در بالای اتمسفر توسط ماهواره اندازه گیری می شود محاسبه می شود. تابش طیفی با استفاده از معادله (۲۶) برای تصاویر ماهواره ای لندست ۵ و ۷ محاسبه می شود:

$$L_\lambda = \left(\frac{LMAX - LMIN}{QCALMAX - QCALMIN}\right) \times (DN - QCALMIN) + LMIN \quad (26)$$

در این معادله، DN ارزش رقومی هر پیکسل، $LMAX$ و $LMIN$ به ترتیب حداقل تابندگی مورد نیاز برای تولید حداکثر ارزش داده و تابندگی مربوط به ارزش رقومی صفر بر حسب $(\text{W/m}^2/\text{sr}/\mu\text{m})$ برای هر باند می باشد که در جدول ۸ مقادیر آنها برای ماهواره لندست ۵ آمده است، $QCALMAX$ و $QCALMIN$ بیشترین و کمترین ارزش پیکسل کالیبره شده کوانتیزه شده و L_λ تابش طیفی برای هر باند بر حسب $(\text{W/m}^2/\text{sr}/\mu\text{m})$ می باشد.

برای لندست ۵، $QCALMAX$ برابر ۲۵۵ و $QCALMIN$ برابر صفر می باشد. در این صورت رابطه (۲۶)

به صورت رابطه (۲۷) می شود:

^۱Twenty-four hour extraterrestrial radiation

^۲Solar constant

^۳Inverse relative distance earth-sun

^۴Solar incidence angle

^۵Julian date

^۶Spectral radiance

^۷Outgoing energy

$$L_{\lambda} = \left(\frac{LMAX - LMIN}{255} \right) \times DN + LMIN \quad (27)$$

جدول ۸ مقادیر LMAX و LMIN برای باندهای مختلف تصاویر لندست ۵

	Band۱	Band۲	Band۳	Band۴	Band۵	Band۶	Band۷
LMAX	۱۹۳	۳۶۵	۲۶۴	۲۲۱	۳۰/۲	۱۵/۳۰۳	۱۶/۵
LMIN	-۱/۵۲	-۲/۸۴	-۱/۱۷	-۱/۵۱	-۰/۳۷	۱/۲۳۷۸	-۰/۱۵

۷-۱-۳- بازتاب طیفی^۱ برای هر باند (ρ_{λ})

در این مرحله، بازتاب طیف برای هر پیکسل در باندهای ۱ تا ۵ و ۷ از رابطه (۲۸) محاسبه می شود.

$$\rho_{\lambda} = \left(\frac{\pi \times L_{\lambda}}{ESUN_{\lambda} \times \cos \theta \times dr} \right) \quad (28)$$

در این معادله، متوسط مقدار d_r یک و دامنه تغییرات آن ۰/۹۷ تا ۱/۰۳ است.

$ESUN_{\lambda}$ مقدار ثابت خورشیدی برای هر باند بر حسب ($W/m^2/\mu m$) که در جدول ۹ مقادیر آن آمده است.

جدول ۹ مقدار ثابت خورشیدی برای باندهای مختلف تصاویر لندست ۵ (آلن و همکاران، ۲۰۰۵)

Band	Band۱	Band۲	Band۳	Band۴	Band۵	Band۷
$ESUN_{\lambda}$	۱۹۵۷	۱۸۲۶	۱۵۵۴	۱۰۳۶	۲۱۵	۸۰/۶۷

۷-۱-۴- آلبیدو سطح (α)

آلبیدو نسبتی از تشعشعات بازتابیده ورودی در سطح می باشد. در روش های قدیمی از معادله (۲۹) برای

محاسبه آلبیدو سطح استفاده می شود، در این روش فقط تصحیحات اتمسفری برای باند پهن صورت می گیرد.

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path-radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (29)$$

در این معادله، α_{toa} آلبیدوی سطحی در بالای اتمسفر، $\alpha_{path-radiance}$ آلبیدو مسیر که معمولا بین ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۴

است و τ_{sw}^2 قابلیت انتقال دو طرفه و بدون بعد می باشد.

مقدار عمومی برای قابلیت انتقال یک طرفه در آسمان صاف و شرایط نسبتاً خشک اتمسفری برابر است با:

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (30)$$

در این معادله، Z ارتفاع از سطح دریا (m) (آلن و همکاران، ۱۹۹۸)

در روش جدید تصحیحات اتمسفری برای هر باند از تصویر ماهواره ای اعمال می شود. بنابراین آلبیدو سطح با استفاده از روابط زیر به دست می آید (آلن و همکاران، ۲۰۰۵):

$$\rho_{s,b} = \frac{\rho_{t,b} - \rho_{a,b}}{\tau_{in,b} \times \tau_{out,b}} \quad (31)$$

در این معادله، $\rho_{s,b}$ میزان انعکاس در هر باند از سنجنده در سطح و مقدار آن بین صفر تا یک است (بدون بعد)، $\rho_{t,b}$ میزان انعکاس در هر باند از سنجنده در بالای اتمسفر و مقدار آن بین صفر تا یک است (بدون بعد)، که از رابطه (۳۲) محاسبه می گردد، $\rho_{a,b}$ مقادیر ثابت انعکاس کاذب برای هر باند (بدون بعد) $\tau_{in,b}$ قابلیت انتقال اتمسفری برای تابش های ورودی خورشید در هر باند، که از رابطه (۳۳) محاسبه می گردد، $\tau_{out,b}$ قابلیت انتقال اتمسفری برای تابش های خروجی انعکاس یافته از سطح در هر باند که از رابطه (۳۴) محاسبه می گردد.

$$\rho_{t,b} = \frac{\pi \times L_{\lambda}}{ESUN_{\lambda} \times \cos \theta \times d_r} \quad (32)$$

در این معادله، L_{λ} تابش طیفی در هر باند $(w/m^2/sr/\mu m)$ ، $ESUN_{\lambda}$ پتانسیل تابش خورشید در هر باند که در جدول (۹) مقادیر آن ذکر شده است، θ زاویه تابش خورشید، dr معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید

$$\tau_{out,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 \times P_{air}}{K_t \times 1} - \frac{C_3 W + C_4}{1} \right] + C_5 \quad (33)$$

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 \times P_{air}}{K_t \times \cos \theta_h} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \theta_h} \right] + C_5 \quad (34)$$

$C_1 - C_5$ ضرایب تعمیم یافته از مدل MODTRAN (آلن و همکاران، ۲۰۰۵) برای هر باند که مقادیر آنها در جدول (۱۰) آمده است، P_{air} میانگین فشار اتمسفر (KPa)، W آب معلق در اتمسفر، K_t ضریب تیرگی^۳ که یک در نظر گرفته می شود. θ_h در رابطه (۳۴) زاویه سنجنده از سطح افق (صفر برای لندست) است.

جدول (۱۰) مقادیر ضرایب $\rho_{a,b}$ و C_1 تا C_5 برای باندهای مختلف تصاویر لندست ۵ (آلن و همکاران، ۲۰۰۵)

Terms	Band ۱	Band ۲	Band ۳	Band ۴	Band ۵	Band ۷
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

^۱ False Reflectivity

^۲ Precipitable Water in Atmosphere

^۳ Turbidity (clearness) Coefficient

C_1	۰/۹۸۷	۲/۳۱۹	۰/۹۵۱	۰/۳۷۵	۰/۲۳۴	۰/۳۶۵
C_2	-۰/۰۰۰۷۱	-۰/۰۰۰۱۶	-۰/۰۰۰۳۳	-۰/۰۰۰۴۸	-۰/۰۰۱۰۱	-۰/۰۰۰۹۷
C_3	۰/۰۰۰۰۳۶	۰/۰۰۰۱۰۵	۰/۰۰۰۰۲۸	۰/۰۰۰۵۰۱۸	۰/۰۰۰۴۳۳۶	۰/۰۰۰۴۲۹۶
C_4	۰/۰۸۸۰	۰/۰۴۳۷	۰/۰۸۷۵	۰/۱۳۵۵	۰/۰۵۶۰	۰/۰۱۵۵
C_5	۰/۰۷۸۹	-۱/۲۶۹۷	۰/۱۰۱۴	۰/۶۶۲۱	۰/۷۷۵۷	۰/۶۳۹
$\rho_{a,b}$	۰/۰۷۲۶	۰/۰۵۹۷	۰/۰۳۴۴	۰/۰۱۹۳	۰/۰۱۸۰	۰/۰۱۵۲

در نهایت آلبیدو سطح از رابطه (۳۵) محاسبه می شود:

$$\alpha = \sum_{b=1}^7 [\rho_{s,b} \times w_b] \quad (35)$$

α آلبیدو سطح، w_b ضرایب وزنی برای هر باند که در جدول (۱۱) نشان داده شده است.

جدول (۱۱) ضرایب وزنی w_b برای باندهای مختلف تصاویر لندست ۵

Band	Band ۱	Band ۲	Band ۳	Band ۴	Band ۵	Band ۷
w_b	۰/۲۵۴	۰/۱۴۹	۰/۱۴۷	۰/۳۱۱	۰/۱۰۲	۰/۰۳۶

۷-۱-۵- تفاضل شاخص گیاهی نرمال شده (NDVI)

شاخص گیاهی NDVI، مقدار پوشش گیاهی در سطح زمین را مشخص می کند. توسط نقشه های NDVI زمین های بایر را می توان از زمین های با پوشش تراکم تشخیص داد. NDVI همچنین در تعیین آب و یخ می تواند مورد استفاده قرار گیرد. محدوده این شاخص بین ۱ و -۱ می باشد. مقادیر بالای این شاخص نشان دهنده افزایش تراکم پوشش گیاهی است (پرویز و همکاران، ۱۳۸۹). NDVI با استفاده از معادله (۳۶) برای تصاویر لندست محاسبه می گردد.

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (36)$$

در این معادله، ρ_3 و ρ_4 بازتاب طیفی باندهای ۳ و ۴ است.

۷-۱-۶- شاخص گیاهی تعدیل کننده اثرات خاک (SAVI)^۱

در مناطق خشک و نیمه خشک تنک بودن پوشش گیاهی باعث می شود اثرات بازتاب خاک زمینه اثر بازتاب

^۱ Soil Adjusted Vegetation Index

پوشش گیاهی را تحت تاثیر قرار دهد و بر آن چیره شود. SAVI شاخص تصحیح شده NDVI است که با استفاده از معادله (۳۶) محاسبه می‌گردد. این شاخص اثرات خاک زمین و رطوبت خاک را در شاخص NDVI کاهش می‌دهد.

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_4 - \rho_3)}{(\rho_4 + \rho_3 + L)} \quad (36)$$

در این معادله، L فاکتور تصحیح اثرات خاک است که دامنه آن از صفر برای پوشش گیاهی متراکم تا ۱ برای پوشش گیاهی با تراکم اندک می‌باشد. این فاکتور با استفاده از اطلاعات تصاویر ماهواره‌ای، از روابط (۳۷) و (۳۸) محاسبه می‌شود.

$$L = 1 - 2 \times a \times NDVI \times WDWI \quad (37)$$

$$WDWI = \rho_4 - \gamma \rho_3 \quad (38)$$

$a=1/6$ و γ ضریب خط خاک می‌باشد که در واقع شیب خط برازش داده شده بر نمودار بازتاب طیفی باندهای مادون قرمز نزدیک (بانده ۴) و قرمز (بانده ۳) است (یانگ و همکاران، ۲۰۰۶).

۷-۱-۷- شاخص سطح برگ (LAI)

LAI نسبت سطح کل برگ‌های گیاه به تاج پوشش آن گیاه می‌باشد که با استفاده از معادله (۳۹) برآورد می‌گردد (واترز و همکاران، ۲۰۰۲).

$$LAI = -\frac{\left(\ln\left(\frac{C_1 - SAVI}{C_2}\right)\right)}{C_3} \quad (39)$$

در این معادله، ضرایب C_1 ، C_2 و C_3 به ترتیب ۰/۶۹، ۰/۵۹ و ۰/۹۱ می‌باشد.

۷-۱-۸- قابلیت انتشار سطوح (ε)

نسبت انرژی تابیده شده از جسم، در دمای خاص، به انرژی تابیده از یک جسم سیاه در همان دما قابلیت انتشار سطح نامیده می‌شود. در الگوریتم SEBAL دو نوع انتشار از سطح استفاده می‌شود:

۱- انتشار سطحی برای باند باریک حرارتی لندست (بانده ۶) که دارای طول موج ۱۰/۴ تا ۱۲/۵ میکرومتر است را نمایش می‌دهد (ϵ_{NB}).

۲- انتشار سطحی برای طیف حرارتی پهن که دارای طول موج ۶ تا ۱۴ میکرومتر را نمایش می‌دهد (ϵ_0).

ϵ_{NB} و ϵ_0 به ترتیب برای محاسبه دمای سطح و تشعشعات موج بلند انتشار یافته از سطح استفاده می‌شود و



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجنش از دور در دشت روانسر

برای $NDVI > 0$ از روابط (۴۰) و (۴۱) محاسبه می شوند:

$$\varepsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033LAI \quad LAI < 3 \quad (40)$$

$$\varepsilon_o = 0.95 + 0.01LAI \quad LAI < 3 \quad (41)$$

برای $LAI \geq 3$ ، $\varepsilon_{NB} = 0.98$ و $\varepsilon_o = 0.98$ است.

برای آب و برف نیز مقادیر ε_{NB} و ε_o به صورت زیر است:

برای آب و زمانی که $NDVI < 0.47$ و $\alpha < 0.47$ باشد $\varepsilon_{NB} = 0.99$ و $\varepsilon_o = 0.985$ است.

برای برف و زمانی که $NDVI < 0.47$ و $\alpha \geq 0.47$ باشد $\varepsilon_{NB} = 0.99$ و $\varepsilon_o = 0.985$ است (واترز و همکاران، ۲۰۰۲).

۷-۱-۹- دمای سطح (T_s)

در این مرحله دمای سطح با استفاده از باند حرارتی (معادله ۴۲) بدست می آید.

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} \times K_1}{R_c} + 1\right)} \quad (42)$$

در این معادله، R_c تشعشعات حرارتی تصحیح شده از سطح با استفاده از تابش طیفی باند ۶ بر حسب $(W/m^2/sr/\mu m)$ ، K_1 و K_2 ضرایب ثابت برای تصاویر لندست ۵ بر حسب $(mW/cm^2/sr/\mu m)$ می باشد که مقادیر آنها به ترتیب ۶۰۷/۷۶ و ۱۲۶۰/۵۶ می باشد (مارخام و بارکر، ۱۹۸۶).

۷-۱-۱۰- تصحیح دمای سطحی با توجه به نقشه مدل رقومی ارتفاع^۱

شار گرمای محسوس با توجه به چند فاکتور تعیین می شود که عبارتند از: دمای سطح و سرعت باد که از داده های زمینی می باشند، زبری سطح که بر اساس شاخص های گیاهی تعیین می شود و اختلاف دمای سطح-هوا محاسبه می شود. دمای هوا زمانی که ارتفاع از سطح مبنا افزوده می شود، کاهش می یابد. دمای سطح، همبستگی زیادی با دمای هوا دارد. در طی تخمین اختلاف دمای سطح-هوا، SEBAL با استفاده از تابع دمای سطح، مقداری برای dT بدست می آورد. دمای سطح به عنوان یک منبع رایج برای تشخیص dT به کار می رود. به منظور اعمال تاثیر ارتفاعات بر روی دمای سطح، از مدل رقومی ارتفاع استفاده می شود. دمای سطحی که توسط مدل رقومی ارتفاع تصحیح می شود، توسط معادله (۴۳) محاسبه می گردد.

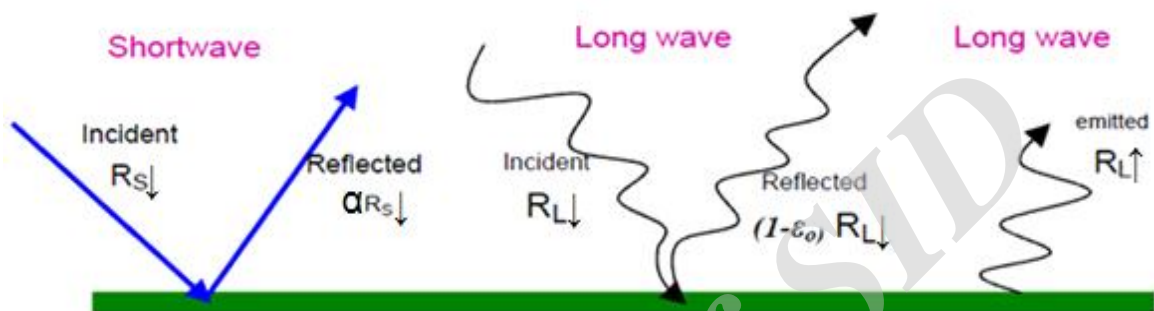
$$T_{s-dem} = T_s + 0.0065\Delta Z \quad (43)$$

^۱Digital Elevation Model

ΔZ اختلاف ارتفاع پیکسل از سطح مبنا (m)

۱۱-۱-۷- تشعشع خالص (R_n)

مقدار R_n توسط بیلان تشعشع سطحی بدست می آید (معادله ۴۴). شکل (۲) اجزای تشکیل دهنده بیلان انرژی سطح را نشان می دهد.



شکل ۲- اجزای تشکیل دهنده بیلان انرژی سطح (باستیانسن، ۱۹۹۸ا)

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (44)$$

در این معادله، $R_{s\downarrow}$ تشعشعات موج کوتاه ورودی (W/m^2)، $R_{L\downarrow}$ تشعشعات موج بلند ورودی (W/m^2)، $R_{L\uparrow}$ تشعشعات موج بلند خروجی (W/m^2)، α آلبیدو سطح (بدون بعد) و ϵ_0 انتشار حرارتی سطح می باشد. $R_{s\downarrow}$ برای شرایط بدون ابر از رابطه (۴۵) بدست می آید:

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (45)$$

در این معادله، G_{sc} ثابت خورشیدی برابر $1367 W/m^2$ ، θ زاویه تابش ورودی خورشید (رادیان)، d_r معکوس فاصله نسبی زمین-خورشید و τ_{sw} قابلیت انتقال یک طرفه می باشد.

$R_{L\downarrow}$ برای شرایط بدون ابر از معادله (۴۶) بدست می آید (باستیانسن، ۱۹۹۵):

$$R_{L\downarrow} = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \times \sigma \times T_{cold}^4 \quad (46)$$

در این معادله، T_{cold} دمای پیکسل سرد بر حسب کلوین (K) که برای پیکسل خوب آبیاری شده معمولا دمای هوا و دمای سطح یکی است، σ ثابت استفان-بولتزمن $5.67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$. $R_{L\uparrow}$ از معادله (۴۷) بدست می آید:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (47)$$

که T_s دمای سطح بر حسب کلوین (K) می باشد.

۷-۱-۱۲- شار گرمای خاک (G)

این مرحله بر روی محاسبه شار گرمای خاک تاکید می‌کند. شار گرمای خاک (G) با استفاده از رابطه (۴۸) محاسبه می‌گردد.

$$G = \lambda_s \frac{dT_s}{dZ} \quad (48)$$

در این معادله، λ_s رسانایی گرمای خاک، dT_s اختلاف دما بین T_1 و T_2 (درجه کلونین) و dZ اختلاف عمق بین Z_1 و Z_2 (متر) می‌باشد.

اندازه‌گیری شار گرمای خاک به طور مستقیم با استفاده از تکنیک سنجش از دور امکان پذیر نیست اما مطالعات بسیاری نشان داده‌اند که بین مقدار G/R_n و پارامترهایی چون NDVI، دمای سطح (T_s) و آلبیدو (α) رابطه وجود دارد. در این تحقیق از معادله تجربی (۴۹) که توسط باستانسن در سال ۲۰۰۰ توسعه یافته جهت برآورد مقدار شار گرمای خاک استفاده شده است (باستانسن، ۲۰۰۰).

$$G = R_n \left(\frac{T_s - 273}{\alpha} \right) (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (49)$$

رابطه (۴۹) برای زمین‌های کشاورزی مناسب می‌باشد و برای آب و برف کاربردی ندارد. برای زمین‌های برفی از رابطه (۵۰) استفاده می‌شود.

$$G_{snow} = 0.5R_n \quad (50)$$

برای آب روابط (۵۱) و (۵۲) ارائه شده‌اند:

$$G_{Water} = R_n - 90 \quad (51)$$

$$G_{Water} = 0.9R_n - 40 \quad (52)$$

رابطه (۵۱) مربوط به دوره July تا December و رابطه (۵۲) برای دوره January تا June می‌باشد.

۷-۱-۱۳- زبری سطح برای انتقال اندازه حرکت (Z_{om})

Z_{om} به صورت ارتفاع بالای سطح صفر جابه‌جایی می‌باشد که سطح صفر برای پروفیل باد، درست از سطح زمین یا پوشش گیاهی شروع می‌شود. زبری سطح با استفاده از معادله (۵۳) محاسبه می‌گردد.

$$Z_{om} = \exp \left[\left(a \times \frac{NDVI}{\alpha} \right) + b \right] \quad (53)$$

در این معادله a و b ثابت های همبستگی بوده که از پلات بین $\ln(Z_{om})$ و کسر $\frac{NDVI}{\alpha}$ برای دو پیکسل یا بیشتر که معرف انواع پوشش گیاهی منطقه باشند، بدست می آید (آلن، ۲۰۰۰). Z_{om} زبری سطح برای انتقال اندازه حرکت (m) که تجربی است را می توان از رابطه (۵۴) برآورد نمود.

$$Z_{om} = 0.12h \quad (54)$$

در این معادله، h ارتفاع گیاهان منطقه مورد مطالعه بر حسب متر می باشد (بروتسات، ۱۹۸۲).

۷-۱-۱۳- شار گرمای محسوس (H)

شار گرمای محسوس از معادله (۵۵) بدست می آید:

$$H = \frac{\rho \times C_p \times dT}{r_{ah}} \quad (56)$$

در این معادله، H شار گرمای محسوس (W/m^2)، ρ چگالی هوا که تابعی از فشار اتمسفر می باشد (kg/m^3)، C_p ظرفیت گرمایی هوا ($1004 J/kg/K$)، dT اختلاف دما ($T_1 - T_2$) بین دو ارتفاع Z_1 (و Z_2) و r_{ah} مقاومت آئرو دینامیک در انتقال گرما (s/m) می باشد که از رابطه (۵۷) محاسبه می شود.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* \times k} \quad (57)$$

در این معادله، k ثابت فومن کارمن (0.41)، u_* سرعت اصطکاکی (m/s)، Z_1 و Z_2 ارتفاع بالای سطح زمین (m)، که Z_1 متوسط ارتفاع تاج پوشش گیاهان و Z_2 درست زیر ارتفاع لایه مرزی است. برای تعیین سرعت اصطکاکی (u_*)، SEBAL نیاز به آخرین سرعت باد مشاهده شده برای روز تصویر برداری شده دارد. سرعت باد در ارتفاع بالا (200 متر) برای تمامی پیکسل های تصویر بدست می آید. سرعت اصطکاکی با استفاده از رابطه (۵۸) محاسبه می شود.

$$u_* = \frac{k \times u_{200}}{\ln\left(\frac{Z_{200}}{Z_{om}}\right)} \quad (58)$$

در این معادله، u_{200} سرعت باد در ارتفاع 200 متری (m/s)، k ثابت فومن کارمن (0.41)، Z_{200} ارتفاع 200 متر و Z_{om} زبری سطح به دست آمده از رابطه (۵۳) می باشد.

لایه مرزی در بالای سطح زمین واقع شده است که هر تغییری در مشخصات سطح، باعث تغییر آن می شود. ارتفاع این لایه بین 0.1 تا 0.2 فاصله از اولین شروع تغییرات در گیاهان در جهت باد، فرض شده است.

در روش SEBAL جهت برآورد شار گرمای محسوس، ابتدا دو پیکسل آستانه انتخاب می شوند یکی از



پیکسل‌ها که پیکسل سرد نامیده می‌شود مربوط به منطقه‌ای است که به طور کامل پوشیده از پوشش گیاهان آبیاری شده است و دمای سطح زمین در این پیکسل نزدیک دمای هواست و تبخیر و تعرقی معادل تبخیر و تعرق مرجع دارد. پیکسل دوم که پیکسل گرم نامیده می‌شود زمین کشاورزی بدون پوشش گیاهی و خشک می‌باشد. در سبال برای بدست آوردن اختلاف دمای هوای نزدیک سطح (dT) در هر پیکسل، ابتدا باید این پارامتر را برای پیکسل های سرد و گرم بدست آورده و سپس با ایجاد رابطه خطی بین این دو پیکسل، می‌توان مقدار dT را برای سایر پیکسل‌ها بدست آورد. در پیکسل سرد $R_n-G=ET-H \approx 0$ و در پیکسل گرم $R_n-G=H-ET \approx 0$ در نظر گرفته می‌شود. در SEBAL فرض می‌شود که dT رابطه خطی با T_s دارد و از رابطه (۵۹) محاسبه می‌شود.

$$dT = aT_s + b \quad (59)$$

که در آن، a و b ضرایب همبستگی هستند که از رسم dT پیکسل‌های سرد و گرم در مقابل T_s پیکسل‌های سرد و گرم به دست می‌آیند.

مقاومت آیرودینامیکی پایدار و تصحیح شده (r_{ah}) از معادله (۶۰) به دست می‌آید.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right) - \psi_{h(Z_2)} + \psi_{h(Z_1)}}{u_* \times k} \quad (60)$$

در این معادله، ψ_h فاکتور تصحیح پایداری برای انتقال گرمای اتمسفر در ارتفاع (Z_1 و Z_2) می‌باشد.

سرعت اصطکاکی تصحیح شده (u_*) از معادله (۶۱) به دست می‌آید.

$$u_* = \frac{k \times u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right) - \psi_{m(200)}} \quad (61)$$

ψ_m فاکتور تصحیح پایداری برای انتقال مومنتم است، u_{200} سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متری.

برای شرایط مرزی ناپایدار ($L < 0$):

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2 \arctan(x_{(200m)}) + 0.5\pi \quad (62)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (63)$$

$$\psi_{h(0.1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0.1m)}^2}{2}\right) \quad (64)$$

$$x_{(height)} = \left(1 - 16 \frac{(height)}{L}\right)^{0.25} \quad (65)$$



برآورد نیاز آبی و تبخیر-تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

height ارتفاع مربوط به هر یک از مقادیر ۲۰۰، ۲ و ۰.۱ متر می باشد.

برای شرایط مرزی پایدار ($L > 0$):

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (66)$$

$$\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (67)$$

$$\psi_{h(0.1m)} = -5 \left(\frac{0.1}{L} \right) \quad (68)$$

برای شرایط طبیعی ($L=0$) مقادیر ψ_m و ψ_h برابر صفر می باشد.

طول مانین_ابوکوف (L) با استفاده از معادله (۶۹) بدست می آید:

$$L = \frac{-\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (69)$$

در این معادله، T_s دمای هوا برحسب درجه کلونین، g شتاب جاذبه زمین (9.81 m/s^2)، C_p ظرفیت گرمایی هوا

u_* سرعت اصطکاکی (m/s)، H شار گرمای محسوس (W/m^2) و k ثابت فومن کارمن

(۰.۴۱) می باشد.

۷-۱-۱۴- جزء تبخیری (Λ)

λET شار گرمای نهفته با استفاده از H ، G و R_n بدست می آید (معادله ۷۰). ET_{inst} نشان دهنده تبخیر-تعرق

لحظه ای در زمان گذر ماهواره است که از معادله (۷۱) محاسبه می شود:

$$R_n = H + \lambda ET + G \quad (70)$$

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (71)$$

که در آن، ET_{inst} تبخیر-تعرق لحظه ای (mm/hr)، 3600 جهت تبدیل تبخیر-تعرق از ثانیه به ساعت و λ

گرمای نهان تبخیر (J/kg) می باشد.

در این مرحله جزء تبخیری در پیکسل تصویر حساب می شود. می توان تخمین ۲۴ ساعته تبخیر-تعرق برای

تصویر را با فرض ثابت بودن جزء تبخیری (Λ) در دوره ۲۴ ساعته بدست آورد.

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{R_n - G} \Rightarrow \Lambda = \frac{R_n - G - H}{R_n - G} \quad (72)$$

۷-۱-۱۵- تبخیر-تعرق واقعی ۲۴ ساعته (ET_{24})

تبخیر-تعرق ۲۴ ساعته در نهایت از معادله (۷۳) بدست می آید:



$$ET_{24} = \frac{86400\Lambda(R_{n24} - G_{24})}{\lambda} \quad (73)$$

که در آن، R_{n24} تشعشع خالص روزانه (W/m^2) ، G_{24} شار گرمای خاک روزانه (W/m^2) ، λ گرمای نهان تبخیر (J/kg) ، Λ کسر تبخیر و ET_{24} تبخیر-تعرق روزانه (mm/day) .

G_{24} برای سطوح خاک و گیاه تقریباً برابر صفر است زیرا میانگین انرژی ذخیره شده در خاک در طول روز در هنگام شب در هوا آزاد می‌شود. مقدار G_{24} برف هم تقریباً صفر است. برای سطوح آبی، مخصوصاً دریاچه‌های عمیق، G_{24} را نمی‌توان صفر در نظر گرفت زیرا ظرفیت ذخیره حرارتی آب بالا است.

$$\lambda = (2.501 - 0.00236(T_s - 273)) \times 10^6 \quad (74)$$

$$R_{n24} = (1 - \alpha)R_{a24}\tau_{sw} - 110\tau_{sw} \quad (75)$$

که در آن، R_{a24} تابش ماوراء زمینی روزانه، R_s (تشعشعات خورشیدی ۲۴ ساعته) را می‌توان به جای $R_{a24}\tau_{sw}$ در معادله به کار برد.

۸- مواد و روش‌ها

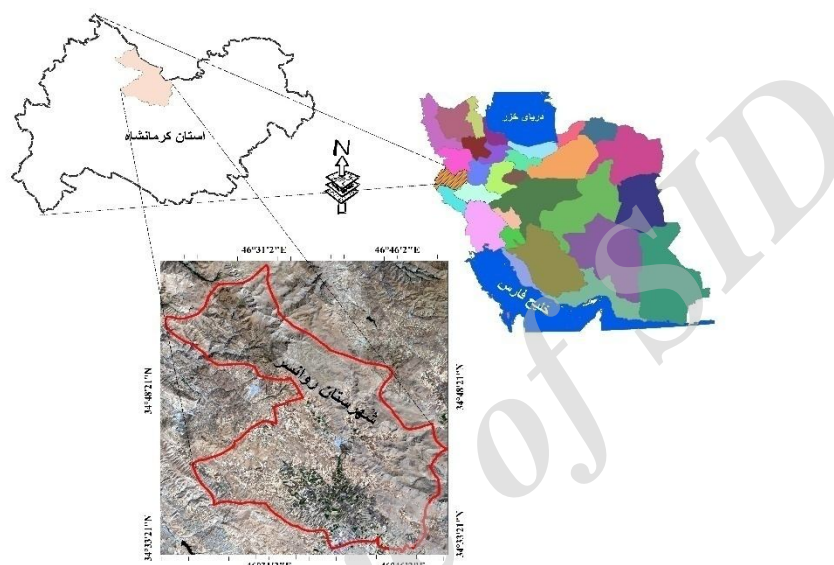
۸-۱- روش تحقیق

روش کلی تحقیق شامل سه مرحله می‌باشد. مرحله اول شامل آماده‌سازی مزرعه های تحقیقاتی، کشت محصولات در این مزرعه هاو لایسیمتر و جمع‌آوری داده‌های هواشناسی جهت محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل با استفاده از روش پنمن-مانتیت می‌باشد. مرحله دوم شامل دانلود تصاویر ماهواره‌ای، بازدیدهای صحرائی، برداشت نقاط موقعیت مزرعه تحقیقاتی جهت انجام محاسبات به صورت جداگانه بر روی این مزرعه ها در نرم افزار ERDAS IMAGINE و برداشت موقعیت مزارع با پوشش گیاهی مختلف برای محاسبه زبری سطح با استفاده از GPS می‌باشد. مرحله سوم نیز شامل اندازه‌گیری شاخص سطح برگ در تاریخ‌های تصویر برداری، کالیبره کردن معادله شاخص سطح برگ، اندازه‌گیری تبخیر و تعرق گیاه با استفاده از لایسیمتر، آنالیز و پردازش تصاویر ماهواره‌ای و اجرای الگوریتم SEBAL و محاسبه تبخیر و تعرق در مزرعه لایسیمتر و در سطح حوضه با استفاده از این الگوریتم‌ها و مقایسه نتایج به دست آمده و در نهایت محاسبه نیاز آبی گیاهان می‌باشد.

۸-۲- منطقه مورد مطالعه

شهرستان روانسر در حدود ۵۵ کیلومتری شمال غرب کرمانشاه و در دامنه کوه یله ور (کوهستان شاهو) قرار دارد. جمعیت این شهرستان در سال ۱۳۹۵، برابر با ۶۵۷/۴۷ نفر بوده‌است. از ارتفاعات مهم اطراف آن می‌توان به ماه زرد، انجیره، شور و طاقه چرمی اشاره کرد. چشمه بزرگ سراب گنی خانی در روانسر سرچشمه اصلی

رودخانه قره سو است. از دیگر رودخانه‌های اطراف آن یکی وشکه رو در شرق آن و دیگری گراب یا آوی خر در جنوب غربی آن است. بجز چشمه پر آب گنی خانی، دو چشمه سراب جاوری و سراب بروارین در نزدیکی روانسر واقع اند. آب و هوای آن نسبتاً سرد و مرطوب بوده و از میزان بارش سالانه چشمگیری برخوردار است. اقتصاد آن عمدتاً متکی به کشاورزی و دامداری است. شهرستان روانسر دارای شش دهستان به نامهای دولت آباد، حسن آباد، بدر آباد، زالوآب، منصورآقایی و قوری قلعه می باشد. روانسر تا چند دهه پیش شامل روانسر و گرمه خانی بود که پس از انقلاب هر دو گسترش یافته وشهرستان روانسر امروزمین را تشکیل دادند.



شکل ۳- موقعیت محدوده مورد نسبت به کشور و استان کرمانشاه

۳-۸- داده‌های مورد استفاده

داده‌های مورد استفاده در تحقیق شامل چهار دسته داده‌های به دست آمده از ایستگاه‌های هواشناسی، لایسیمتر، تصاویر ماهواره‌ای و همچنین مدل رقومی ارتفاعی منطقه می‌باشد.

۳-۸-۱- لایسیمتر

در تقسیم‌بندی صورت گرفته توسط اسکانلون و همکاران (۲۰۰۲) استفاده از لایسیمتر برای اندازه‌گیری تغذیه آب زیرزمینی در زمره روش‌های فیزیکی مبتنی بر مطالعه محیط غیر اشباع قرار گرفته است. استفاده از لایسیمتر تنها روشی است که با آن تعیین مستقیم مقدار آب فرونشست کرده در پروفیل خاک امکان‌پذیر می‌گردد (میسر و همکاران، ۲۰۰۸).



لایسیمترها وسایلی هستند که توسط آنها میزان تبخیر و تعرق واقعی و نیز آب خارج شده از قسمت پایین دستگاه که تحت عنوان نفوذ عمقی نامیده می شود سنجیده می شود. لایسیمترها در واقع ظرف های بزرگی هستند که در داخل آنها خاک قرار داشته و در مزرعه و یا به طور کلی در زمین طوری کار گذاشته می شوند که حتی الامکان خاک داخل آنها نظیر شرایط طبیعی خاک های اطراف باشد. میزان مقادیر آب ورودی به این ظرف و خروجی از آن سنجیده می شود. آب نفوذ یافته در لایسیمتر می تواند حاصل از بارش ها یا آبیاری باشد که بعنوان ورودی در نظر گرفته می شوند. مقادیر آب زهکشی شده و تبخیر و تعرق انجام یافته از سطح خاک و گیاهان داخل محفظه لایسیمتر بعنوان خروجی از آن در نظر گرفته می شوند. بنابراین با توجه به مقادیر ورودی و خروجی و نیز اندازه گیری تغییرات رطوبت در خاک داخل لایسیمتر می توان معادله بیلان را برای این دستگاه نوشت. مقدار تبخیر و تعرق معمولاً مولفه مجهول این معادله را تشکیل می دهد. معادله بیلان می تواند بصورت حجمی یا وزنی نوشته شود.

لایسیمترها در شکل ها و اندازه های متفاوتی طراحی و ساخته می شوند. شکل لایسیمترها شامل مربع، دایره و مستطیلی می باشد. اندازه لایسیمترها نیز بسیار متفاوت می باشد. تاکنون در تحقیقات مختلف صورت گرفته، لایسیمترهایی با سطح ۱۰۰ سانتی متر مربع تا ۳۰۰ متر مربع به کار گرفته شده اند. عمق لایسیمترها نیز از چند ده سانتی متر تا ۱۰ تا ۲۰ متر متغیر است. اندازه لایسیمتر تابعی از کاربرد آن و دقت دلخواه و یا مورد نیاز اندازه گیری می باشد. بر اساس نحوه جمع آوری خاک داخل لایسیمتر، لایسیمترها می توانند بصورت یکپارچه^۱، دوباره پر شده^۲ و یا ترکیبی از این دو باشند. در لایسیمترهای یکپارچه خاک داخل لایسیمتر بصورت دست نخورده می باشد. در لایسیمترهای دوباره پر شده، خاک داخل لایسیمتر خاکی دست خورده است و به گونه ای در لایسیمتر پر شده که خصوصیات خاک دست نخورده را شبیه سازی نماید (پایرو و ایرماک، ۲۰۰۷).

همچنین لایسیمترها را در حالت کلی می توان به دو دسته حجمی و وزنی تقسیم بندی نمود. انواع لایسیمترهای حجمی و وزنی متداول به شرح زیر می باشند (علیزاده، ۱۳۷۹؛ میلانی، ۱۳۶۳).

لایسیمترهای حجمی: لایسیمترهای زهکش دار، لایسیمترهای با سطح آب ثابت

لایسیمترهای وزنی: لایسیمترهای وزنی مکانیکی، الکترونیکی، هیدرولیکی بالشتکی و هیدرولیکی شناور

در لایسیمترهای وزنی، وزن کل دستگاه لایسیمتر توسط سیستم های توزین مختلف اندازه گیری می گردد. تغییرات وزن ثبت شده نشانگر مقادیر آب ورودی و یا خروجی می باشد و بنابراین با استفاده از معادله بیلان

^۱ . Monolithic
^۲ . Repacked



وزنی می توان مقادیر تبخیر و تعرق و با اندازه گیری آب زهکشی شده مقادیر آبی را که به صورت نفوذ عمقی از دستگاه خارج می گردد محاسبه نمود. لایسیمترهای وزنی گران قیمت هستند.

لایسیمترهای حجمی ارزان ترین لایسیمترها هستند. در این لایسیمترها لازم است که مقادیر آب ورودی به صورت حجمی اندازه گیری شود. آب خروجی به صورت زهکشی نیز در ظرف های مخصوص جمع آوری و حجم آنها اندازه گیری می شود. تغییرات رطوبت خاک داخل لایسیمتر نیز می بایستی با وسائل مناسبی اندازه گیری شود و به این ترتیب مولفه های مورد نیاز معادله بیلان حجمی به غیر از مولفه تبخیر و تعرق معین گردیده و مولفه مجهول محاسبه می گردد.

شدت تغذیه در مقیاس های زمانی دقیقه تا سال می تواند با لایسیمتر تخمین زده شود. کمترین جریان آبی که می تواند با استفاده از لایسیمتر اندازه گیری شود به دقت اندازه گیری زهکشی و مساحت سطح لایسیمتر بستگی دارد. در لایسیمترهای بزرگ (با سطحی در حدود ۱۰۰ متر مربع)، شدت تغذیه ای در حدود 1 mm/year می تواند اندازه گیری شود (اسکانلون و همکاران، ۲۰۰۲).

سیستم جمع آوری زهکشی در اغلب لایسیمترها دارای سطح آزاد (در تبادل با اتمسفر) می باشد. از اینرو موجب به وجود آمدن یک سطح تراوش^۱ در مرز پایین دست می شود. برای محیط های غیر اشباع ضخیم، این مسئله موجب به وجود آمدن پروفیل های رطوبتی و فشاری متفاوت با خاک دست نخورده مجاور در لایسیمتر می گردد. جهت حداقل سازی تاثیر شرایط مرزی پایین دست، برخی از لایسیمترها در قسمت پایین به یک صفحه متخلخل با بار فشاری معین مجهز می شوند (اسکانلون و همکاران، ۲۰۰۲). ایجاد فشار منفی یا مکش در سیستم زهکشی با کنترل فشار هوای واقع در روی سطح آب مخزن جمع آوری آب انجام می پذیرد (مک داوول و همکاران، ۲۰۰۲).

۸-۳-۱-۱- نوع و مشخصات کلی لایسیمترها

با سه عدد لایسیمتر در سه نوع کشت مختلف می توان میزان خطا را برآورد نمود. ابعاد لایسیمتر $1.5 * 2 * 1.5$ متر یا $1.5 * 2 * 2$ و اطراف به فاصله ۱۰ برابر ابعاد لایسیمتر باید از همان گیاه باشد. تا اثر حاشیه ای حذف شود. در کارگذاری لایسیمترها باید نکاتی را در نظر گرفت که عبارتند از:

- حجم لایسیمتر باید به اندازه کافی بزرگ باشد تا مانعی در رشد گیاه ایجاد نکند. برای گیاهان با عمق ریشه کم، حجم لایسیمتر یک متر مکعب و برای گیاهانی با عمق ریشه زیاد این حجم تا چند متر مکعب می باشد.

^۱ Seepage Face



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

- شرایط خاک در داخل لایسیمتر باید مشابه شرایط خاک مزرعه باشد یعنی بافت خاک در لایسیمتر مشابه بافت خاک در مزرعه باشد و لایسیمتر دارای سیستم زهکشی مناسب باشد.

- گیاه کاشته شده در لایسیمتر می بایست وضعیتی مشابه گیاه کاشته شده در مزرعه داشته باشد یعنی فاصله گیاهان همان فاصله اجرا شده در مزرعه باشد. همچنین مقدار کود و سموم مصرف شده نیز همانند مزرعه اصلی باشد.

- در اطراف لایسیمتر تا فاصله ۱۰ برابر ابعاد لایسیمتر از همان پوشش گیاهی که در لایسیمتر وجود دارد، موجود باشد. $40 * 40$ متر مربع. شکل ۴ مراحل اجرایی نصب لایسیمترها را نمایش می دهد.

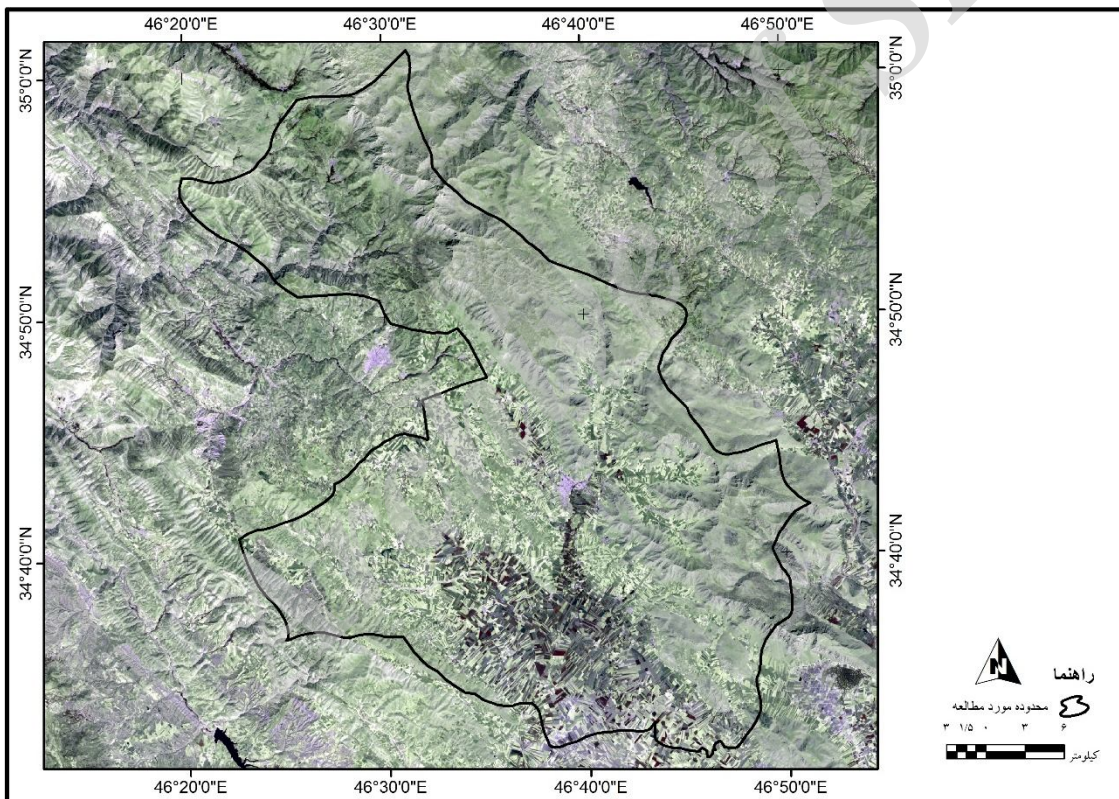
۸-۳-۱-۲- ابعاد لایسیمترها

بر اساس نظر باوئر (۱۹۷۸) در مبحث تغذیه آبهای زیرزمینی، نفوذ عمقی را می توان توسط لایسیمترها اندازه گیری نمود. لایسیمترهای متداول مخازن مدور یا مربعی شکل هستند که سطح آنها در حدود ۱ تا ۱۰ متر مربع و عمق آنها ۱ الی ۲ متر است. این مخازن با خاک محلی پر شده و در زمین طوری کار گذاشته می شوند که خاک داخل آنها هم تراز با خاک زمین اطراف باشد. در تحقیق مورد نظر لایسیمترها به ابعاد $1/5 m \times 1/5 m$ در نظر گرفته شد.

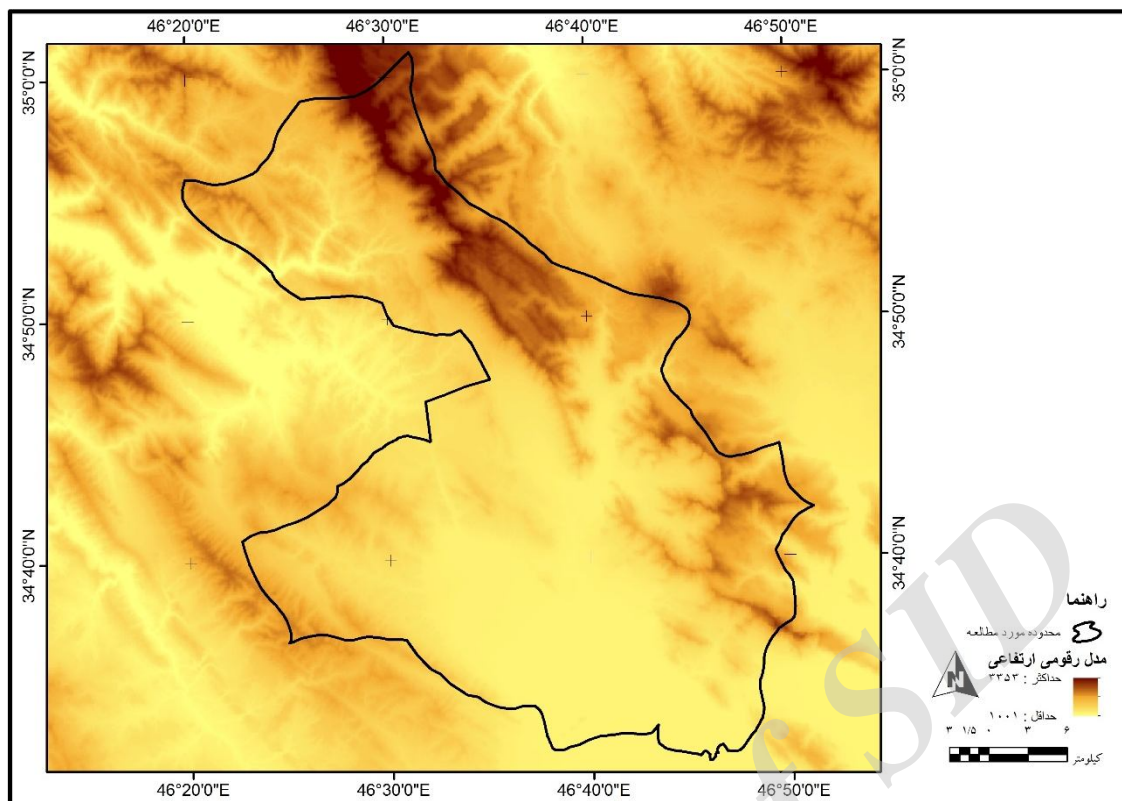


شکل
۴-
نمای
ی از
مراح
ل
اجرا
بی
نظ

ب لایسمترها



شکل ۵- موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره لندست



شکل ۶- مدل رقومی ارتفاعی منطقه مورد مطالعه

۸-۴- داده های ایستگاه های هواشناسی

جهت محاسبه تبخیر- تعرق نیاز به اطلاعات هواشناسی منطقه می باشد که از ایستگاه های سینوپتیک مجاور قابل اخذ می باشد. جهت تعیین پارامترهای اقلیمی در محدوده مورد مطالعه از داده های ایستگاه های موجود به شرح زیر استفاده شده است:

- ۱- ایستگاه سینوپتیک روانسر متعلق به سازمان هواشناسی کشور.
 - ۲- ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه متعلق به سازمان هواشناسی کشور.
- بر اساس اطلاعات ایستگاه های فوق پارامترهای اقلیمی به شرح زیر مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۸-۴-۱- دمای هوا

تشعشع خورشیدی که توسط اتمسفر جذب شده و توسط زمین به گرما تبدیل شده، باعث بالا رفتن دمای هوا می شود. گرمای محسوس هوای محیط، انرژی را به گیاه منتقل می کند و بر مقدار تبخیر-تعرق تاثیر می گذارد. در آب و هوای گرم آفتابی، اتلاف آب توسط تبخیر-تعرق بیشتر از آب و هوای خنک ابری است (آلن و همکاران، ۱۹۹۸).



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

شاخص های حرارتی شامل دمای متوسط ماهیانه، متوسط حداکثر، متوسط حداقل، حداکثر مطلق و حداقل مطلق در محدوده مورد مطالعه مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

جدول ۱۲- پارامترهای مختلف دمای ماهانه و سالانه در ایستگاه های کرمانشاه و روانسر بر حسب درجه سانتی گراد

ایستگاه	کرمانشاه				روانسر					
	ماه	میانگین حداکثر	میانگین حداقل	میانگین مطلق	میانگین حداکثر	میانگین حداقل	میانگین مطلق	حداکثر حداقل		
مهر	۲۹/۹۴	۱۱/۱۱	۲۰/۵۹	۳۵	۶/۲	۲۷/۳۴	۹/۹۵	۱۸/۳۵	۲۹/۸	۵
آبان	۲۳/۹۳	۶/۲۷	۱۴/۸۶	۴۵/۷	۰/۲	۲۱/۵	۶/۹	۱۳/۵۶	۲۵/۶	۱/۸
آذر	۱۴/۱۶	-۰/۱۹۳	۶/۵	۲۱/۸	-۷/۹	۱۰/۱۶	-۰/۹۹	۳/۷	۱۵/۴	-۵/۸
دی	۱۱/۲۲	-۰/۰۷	۴/۵۶	۱۵/۴	-۶/۴	۹/۶۲	-۰/۶۲	۳/۵۹	۱۴/۲	-۴/۶
بهمن	۶/۹۳	-۳/۲۴	۱/۴۲۵	۱۲/۲	-۱۰/۴	۴/۰۷	-۳/۴	-۰/۲۳	۹	-۱۲/۷
اسفند	۱۳/۱۸	-۰/۷۶	۵/۹۶	۱۹/۸	-۹/۲	۱۳/۱۷	۰/۹۳	۶/۵	۱۹/۵	-۶/۸
فروردین	۱۶/۳۳	۵	۱۰/۶۳	۲۵/۹	۰/۲	۱۶/۶	۶/۲۸	۱۱/۱۵	۲۶	۰/۸
اردیبهشت	۲۴/۴۷	۹/۲۹	۱۷	۳۰/۵	۴	۲۵/۹۷	۹/۵۸	۱۷/۸۱	۳۰/۶	۳/۶
خرداد	۳۱/۲۳	۱۰/۱۵	۲۲/۲۸	۳۵/۹	۶/۳	۳۱/۱۷	۱۱/۷۴	۲۲/۱۶	۳۴/۸	۶
تیر	۳۷/۰۳	۱۶/۲۲	۲۷/۹۹	۴۰/۴	۱۳/۵	۳۶/۵۱	۲۱	۲۹/۲۲	۳۹	۱۳/۴
مرداد	۳۹/۲۶	۱۸/۵۷	۳۰/۳۷	۴۰/۱	۱۶/۶	۳۸/۳۵	۲۲	۳۰/۸۹	۳۹/۶	۱۶
شهریور	۳۸/۰۹	۱۷/۰۹	۲۸/۴۷	۳۹/۵	۱۲/۸	۳۶/۸۶	۱۸/۴۶	۲۸/۰۴	۳۸/۳	۱۴/۶
سالانه	۲۳/۸۱	۷/۴۵	۱۵/۸۹	۴۵/۷	-۱۰/۴	۲۲/۶۱	۸/۵	۱۵/۳۹	۳۹/۶	-۱۲/۷

۸-۴-۲- بارندگی

بارندگی با تاثیر در مقدار دما و رطوبت تعدیل کننده شرایط حاکم بر فرایند تبخیر- تعرق می باشد.

جدول ۱۳- توزیع ماهانه بارندگی در ایستگاه های کرمانشاه و روانسر بر حسب میلی متر

ایستگاه	ماه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور
کرمانشاه	۰/۰۱	۱	۱۵	۶۸/۴۱	۸۰/۵۲	۱۳/۹۵	۱۴۵/۹۷	۶۲/۴۴	۰/۰۲	۰	۰	۰	۰
روانسر	۰	۰/۷۲	۳۴/۳۲	۶۸/۱۱	۱۲۴/۲۲	۱۲۱/۰۲	۱۳۷/۵۲	۲۳/۵	۰/۱۱	۰	۰/۹	۰	۰

بر اساس داده های جدول (۱۳) ، بیشترین بارش در فروردین ماه وقوع یافته و ماه های گرم سال شامل تیر، مرداد و شهریور کمترین بارندگی ماهانه را دارند.

۸-۴-۳-سرعت و جهت باد

فرایند انتقال بخار، وابستگی زیادی به باد و آشفستگی هوا دارد که مقدار زیادی از هوا را از سطح تبخیر منتقل می‌کند. هنگام بخار آب، هوای بالای سطح تبخیر به مرور اشباع از بخار آب می‌شود. اگر این هوا مرتباً با هوای خشک جابه‌جا نشود، نیروی محرک منتقل کننده بخار و مقدار تبخیر-تعرق کاهش می‌یابد (آلن و همکاران، ۱۹۹۸).

متوسط سرعت، جهت و درصد باد غالب در ایستگاه ها بررسی خواهد شد.

جدول ۱۴- متوسط سرعت (m/s)، جهت و درصد باد غالب در ایستگاه کرمانشاه

مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور
جهت باد غالب	غربی جنوب شرقی	جنوب شرقی	جنوب شرقی	جنوب جنوب شرقی	غربی	غربی	غربی	غربی	غربی	غربی	غربی
سرعت باد غالب (m/s)	۳/۹	۴/۱	۴/۰	۴/۳	۴/۲	۴/۴	۴/۳	۴/۳	۴/۰	۴/۱	۴/۰
درصد باد غالب	۱۴	۱۲/۸	۱۲/۴	۱۵	۱۴/۵	۱۳	۱۸/۶	۲۰	۲۵	۱۹	۲۲
درصد باد آرام	۵۰	۵۲	۵۰	۴۱	۳۸	۳۶	۳۸	۳۶	۴۰	۳۹	۴۳
درصد باد در دیگر جهات	۳۷	۳۵	۳۷	۴۴	۴۸	۵۱	۴۴	۴۴	۳۵	۴۲	۳۵

در تعیین سرعت و جهت باد از اطلاعات ایستگاه کرمانشاه استفاده شد. متوسط سرعت، جهت و درصد باد غالب در ایستگاه کرمانشاه در جدول ۱۴ نشان داده شده است.

۸-۴-۴-رطوبت نسبی

رطوبت هوا معرف آب موجود در اتمسفر است. از آنجایی که تامین انرژی از خورشید و هوای اطراف، اصلی ترین منبع نیرو برای تبخیر آب است، تفاوت بین فشار بخار آب در سطح تبخیر و تعرق کننده و هوای اطراف، فاکتور تعیین کننده انتقال بخار است. زمین های خوب آبیاری شده در مناطق گرم و خشک مقدار آب بیشتری مصرف می کنند که در این اثر ازدیاد انرژی و قدرت خشک کنندگی اتمسفر است. در مناطق مرطوب استوایی علی رغم انرژی ورودی زیاد، رطوبت بالای هوا، تبخیر و تعرق را کاهش می دهد. برای مثال، در جایی که هوا در نزدیکی نقطه اشباع است، آب کمتری می تواند ذخیره کند و از این رو تبخیر-تعرق کمتر از مناطق خشک است (آلن و همکاران، ۱۹۹۸).



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

جدول (۱۵) مقادیر رطوبت نسبی را در ایستگاه کرمانشاه نشان می دهد.

جدول ۱۵- مقادیر رطوبت نسبی در ایستگاه کرمانشاه

ایستگاه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه
حداقل	۱	۱	۲	۹	۱۰	۴	۱۰	۷	۲	۱	۱	۰	۴
کرمانشاه میانگین	۱۷/۹۸	۲۷/۸	۳۴/۸	۵۵/۹	۶۹/۷	۵۰/۳۵	۵۷/۶۸	۴۹/۵	۲۲/۵۸	۱۵/۲	۱۰/۶۶	۱۰/۶	۳۵/۲۵
حداکثر	۵۶	۱۰۰	۸۶	۹۷	۹۸	۹۸	۹۸	۹۸	۷۷	۴۱	۴۶	۱۰۰	۷۵/۸۲

به طور کلی، تغییرات رطوبت نسبی نشان می دهد که با کاهش دمای هوا بر مقدار رطوبت نسبی افزوده و با افزایش دمای هوا مقدار آن کاهش می یابد. در استان کرمانشاه، عموماً با ورود توده های هوای سرد از اوایل مهر ماه افت دما و افزایش رطوبت نسبی مشاهده می شود.

۸-۴-۵- تبخیر

جدول (۱۶) میانگین ماهانه و سالانه تبخیر در ایستگاه های کرمانشاه و روانسر را نشان می دهد.

جدول ۱۶- میانگین ماهانه و سالانه تبخیر در ایستگاه های کرمانشاه و روانسر

ماه ایستگاه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه	طول دوره آماره (سال)
کرمانشاه	۶/۹۶	۵/۱۴	۰/۸۴	۰	۰	۱/۴۵	۴/۷۸	۸/۹۹	۱۱/۷۷	۱۱/۳۴	۱۱/۵۴	۵/۲۳	۵/۲۳	۱
روانسر	۶/۱۲	۳/۴۱	۰	۰	۰	۲/۳۵	۵/۷۱	۸/۱۳	۱۰/۶۹	۱۱/۲۷	۹/۴۲	۴/۷۵	۴/۷۵	۱

۸-۵- تصاویر ماهواره ای

همانطور که پیش تر ذکر شد، در این پژوهش از تصاویر لندست ۸ با قدر تفکیک مکانی بالاتر بهره رده می شود. قدر تفکیک فضایی که عامل مهم است چون ممکن است در یک منطقه عواملی چون توپوگرافی، خواص خاک و پوشش گیاهی به طور قابل توجهی، بیش از حد متفاوت باشند. تعیین الگوریتم مناسب برای برآورد تبخیر- تعرق واقعی نیز انجام خواهد گرفت و با توجه به پارامترهای مورد نیاز برای هر الگوریتم اقدام به برآورد آنها با استفاده از تصاویر ماهواره ای خواهد شد.

تصحیحات هندسی، تصحیحات رادیومتری، تصحیحات اتمسفری Subset - تصاویر، با توجه به این که منطقه مورد مطالعه بخش یاز فریم کاملاً استلذاد را این مرحله، در تمام باندها، منطقه مورد مطالعه جدا شده و ذخیره می شود.

به طور کلی در موارد زیر تصحیحات رادیومتری ضروری اند:



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

الف- زمانی که که از نسبت های باندها استفاده می شود، به دلیل این که باندهای مختلف به مقدار مختلفی تحت تاثیر شرایط اتمسفری قرار می گیرند، بنابراین باید تصحیح شوند.

ب- زمانی که از تصاویر چند زمانه استفاده می شود، به دلیل آن که در زمان های مختلف، سنجنده ها در شرایط متفاوت اتمسفری قرار دارند، بنابراین باید تصحیح شوند.

ج- همچنین زمانی که از باندهای با طول موج کوتاه استفاده می شود، به دلیل آن که پراکنش اتمسفری در این باندها حداکثر است، توصیه می شود تصحیح رادیومتری شوند (علوی پناه و همکاران، ۱۳۸۷).

تصحیح رادیومتری شامل دو مرحله است:

۱. تبدیل ارزش رقومی (DN) به تابش طیفی

۲. تبدیل تابش طیفی به بازتاب طیفی.

مرحله دوم از تصحیحات رادیومتری تبدیل تابش طیفی به بازتاب طیفی است. استفاده از بازتاب طیفی نسبت به تابش طیفی دو مزیت دارد:

۱. اثر اختلاف زاویه تابش خورشید به علت تفاوت زمانی بین داده های مورد استفاده، می تواند از بین برود.

۲. بازتاب طیفی می تواند تفاوت ارزش های طیفی را که از باندهای مختلف طیفی نشأت گرفته، تصحیح کند (علوی پناه و همکاران، ۱۳۸۷).

سپس با توجه به روابط ذکر شده پارامترهای زیر محاسبه خواهد شد.

۸-۵-۱- آلبیدو سطحی (α)

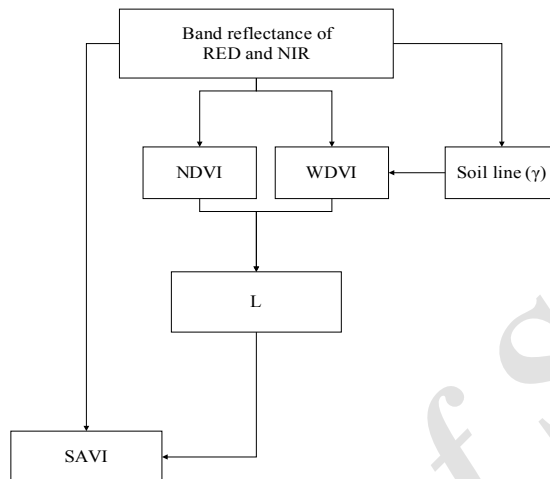
آلبیدو نسبتی از تشعشعات بازتابیده ورودی در سطح می باشد. آلبیدو با توجه به نوع گیاه و در بعضی مواقع، به خصوص برای آب یا برف که بسیار وابسته به زاویه تابش است، متغیر می باشد. آلبیدو در محاسبه تعادل انرژی، به ویژه در مدل های محاسبه تشعشع خالص مورد استفاده قرار می گیرد (بورمن و پوچاپ، ۱۹۹۴).

۸-۵-۲- تفاضل شاخص گیاهی نرمال شده (NDVI)

شاخص گیاهی NDVI، مقدار پوشش گیاهی در سطح زمین را مشخص می کند. توسط نقشه های NDVI زمین های بایر را می توان از زمین های با پوشش متراکم تشخیص داد. NDVI همچنین در تعیین آب و یخ می تواند مورد استفاده قرار گیرد.

۸-۵-۳- شاخص گیاهی تعدیل کننده اثرات خاک (SAVI)

با توجه دشوار بودن محاسبه فاکتور تصحیح اثرات خاک (L)، در اغلب تحقیقات برای محاسبه شاخص SAVI فاکتور L را برابر ۰/۵ که نشان دهنده شرایط تراکمی متوسط است در نظر می گیرند. در این تحقیق فاکتور L برای هر پیکسل از تصویر محاسبه و سپس شاخص SAVI به دست خواهد آمد. شکل (۷) نحوه محاسبه شاخص SAVI و فاکتور L را نشان می دهد.



شکل ۷- نحوه محاسبه شاخص گیاهی SAVI

۸-۵-۴- شاخص سطح برگ (LAI)

۸-۵-۴-۱- دمای سطحی (T_s)

در این مرحله با استفاده از باند حرارتی سنجنده TM (باند ۶)، دمای سطحی با استفاده از رابطه (۲-۲۱) محاسبه می شود. در نهایت دمای سطح با بکارگیری نقشه DEM و رابطه (۲-۲۲) اصلاح می شود.

۸-۵-۴-۲- تشعشع خالص (R_n)

فرآیند تبخیر- تعرق، به مقدار انرژی در دسترس وابسته می باشد. تابش خورشیدی، بزرگترین منبع انرژی است که می تواند مقدار بسیار آبراز حالت مایع به بخار تبدیل کند. تابش پتانسیل ورودیه سطح تبخیر به موقعیت مکانی و مانع سطح استگیدارد. به دلیل تفاوت موقعیت خورشید، تابش پتانسیل در عرض های جغرافیایی و فصل های متفاوت یکسان نمی باشد. مقدار تابش ورودیه سطح تبخیر، به کدورت اتمسفر و وجود ابرها بستگی دارد که به خشک شده ایاز تابش را جذب می کنند. هنگام ارزیابی اثر تابش خورشید بر تبخیر-



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

تعرق، باید توجه شود که همپانرژی در دسترس، صرف تبخیر آبنمی شود و بخشیا از آن، اتمسفر و نیمرخ خاک را گرمی کند (آلن و همکاران، ۱۹۹۸). تشعشع خالص R_n ، تفاوت بین تشعشع ورودی و خروجی در طول موج کوتاهی که توسط خورشید ساطع می شود و طول موج بلندی که از زمین و ابرها و دیگر ماده های هوا ساطع می شود، می باشد (بورمن و پوچاپ، ۱۹۹۴).

۸-۵-۴-۳- شار گرمای خاک (G)

در برآورد تبخیر-تعرق، باید تمامی اجزای موازنه انرژی در نظر گرفته شوند. شار گرمای خاک (G)، مقدار انرژی مصرفی برای گرم شدن خاک است. مقدار شار گرمای خاک در هنگام گرم شدن، خاک مثبت و در زمان سرد شدن آن، منفی است. اگر چه، مقدار شار گرمای خاک در مقایسه با تابش خالص پایین بوده و اغلب، ممکن است از آن صرف نظر شود لیکن، از نظر فرض علمی، مقدار انرژی بدست آمده یا از دست رفته به وسیله خاک در این فرآیند، باید هنگام برآورد تبخیر-تعرق به مقدار تابش خالص افزوده یا از آن کم شود (آلن و همکاران، ۱۹۹۸).

۸-۵-۴-۲- انتخاب پیکسل سرد و گرم

در این تحقیق از NDVI و دمای سطحی تصحیح شده برای تعیین پیکسل های سرد و گرم استفاده شده است. به طوری که در پیکسل گرم NDVI حداقل و دمای سطحی حداکثر بوده و در پیکسل سرد، NDVI حداکثر و دما حداقل می باشد.



برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر

۵-۵-۸- تعیین زمان اخذ تصاویر ماهواره‌ای

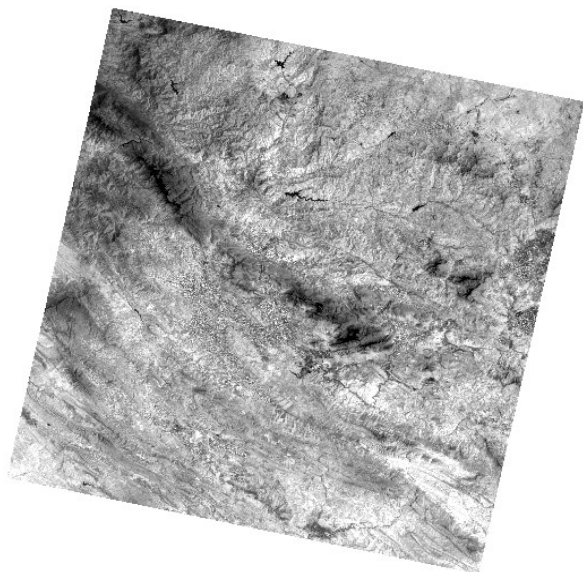
با توجه به تقویم زراعی محصولات مورد مطالعه، موقعیت جغرافیایی لایسیمترها و همچنین اندکس تصاویر لندست ۸ و پس از بررسی تاریخ‌های گذر تصاویر لندست از محدوده مورد مطالعه (جدول ۱۷) در بازه زمانی انجام تحقیق استخراج شد.

جدول ۱۷- تاریخ های گذر ماهواره لندست

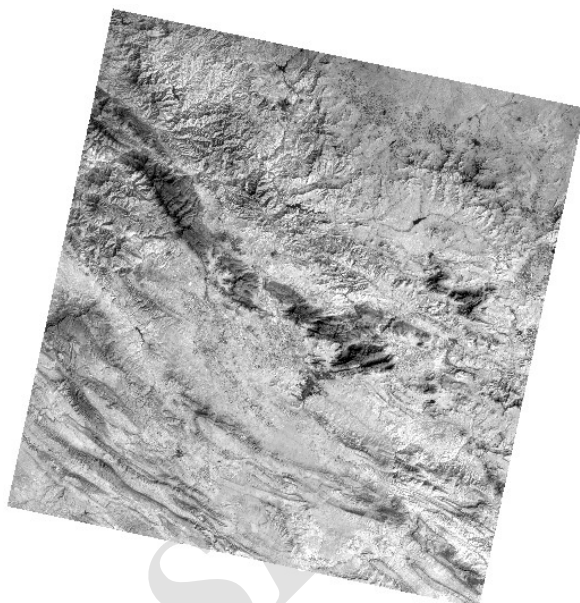
ردیف	۱۶۷-۳۶	وضعیت
۱	۲۰۱۶/۹/۱۳	خوب - بدون پوشش ابری
۲	۲۰۱۶/۹/۲۹	خوب - بدون پوشش ابری
۳	۲۰۱۶/۱۰/۱۵	حدودا ۲۵ درصد پوشش ابری
۴	۲۰۱۶/۱۰/۳۱	نیمه ابری
۵	۲۰۱۶/۱۱/۱۶	خوب - کمی در شرق ابری
۶	۲۰۱۶/۱۲/۱۸	حدودا ۵۰ درصد پوشش ابری و برفی
۷	۲۰۱۷/۱/۳	نسبتا خوب - ابری و برفی
۸	۲۰۱۷/۱/۱۹	برفی
۹	۲۰۱۷/۲/۴	ابری و برفی
۱۰	۲۰۱۷/۲/۲۰	برفی
۱۱	۲۰۱۷/۳/۸	ابری و برفی
۱۲	۲۰۱۷/۴/۲۵	برفی
۱۳	۲۰۱۷/۵/۱۱	خوب
۱۴	۲۰۱۷/۵/۲۷	خوب
۱۵	۲۰۱۷/۶/۱۲	خوب
۱۶	۲۰۱۷/۶/۲۸	خوب - حدودا ۳۰ درصد ابری
۱۷	۲۰۱۷/۷/۱۴	خوب
۱۸	۲۰۱۷/۷/۳۰	خوب
۱۹	۲۰۱۷/۸/۱۵	خوب
۲۰	۲۰۱۷/۸/۳۱	ابری
۲۱	۲۰۱۷/۹/۱۶	خوب
۲۲	۲۰۱۷/۱۰/۲	خوب



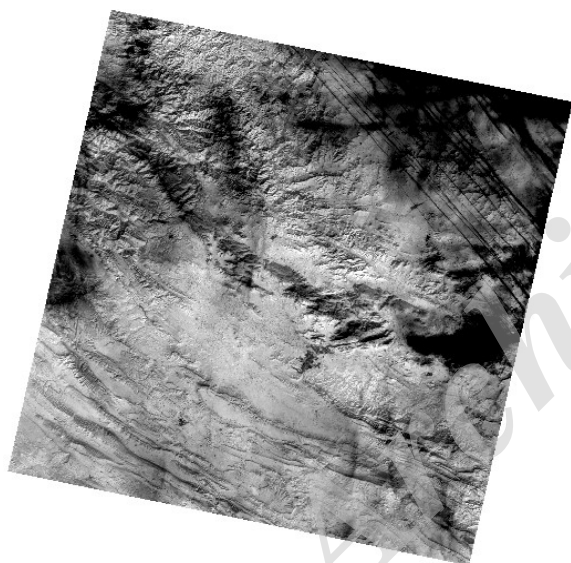
برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر



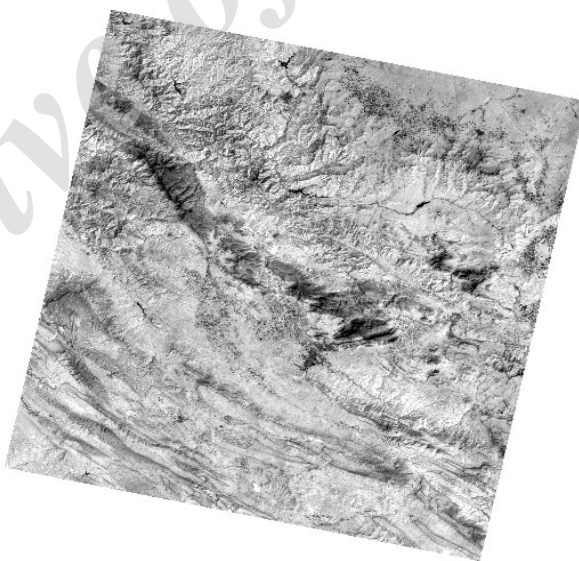
۲۰۱۶/۰۹/۱۳



۲۰۱۶/۰۹/۲۹



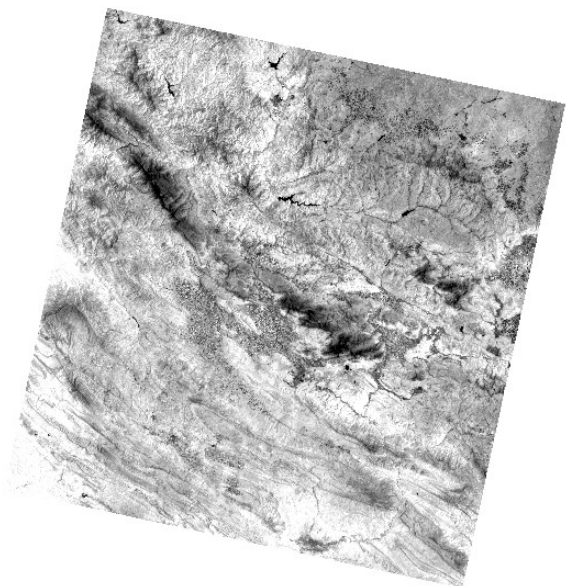
۲۰۱۶/۱۱/۱۶



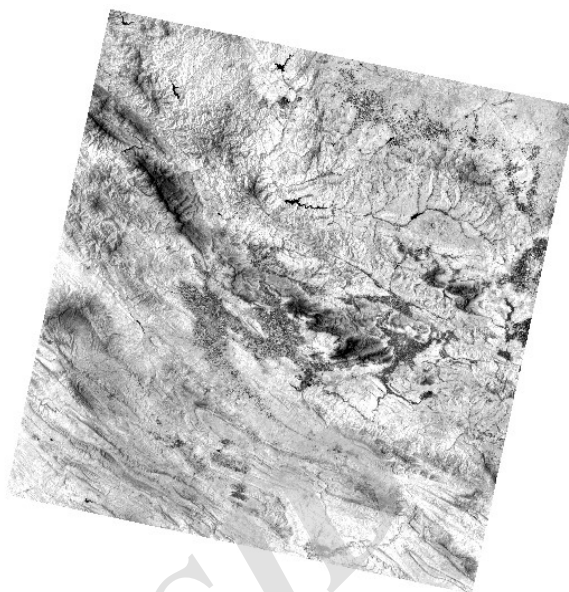
۲۰۱۷/۰۵/۱۱



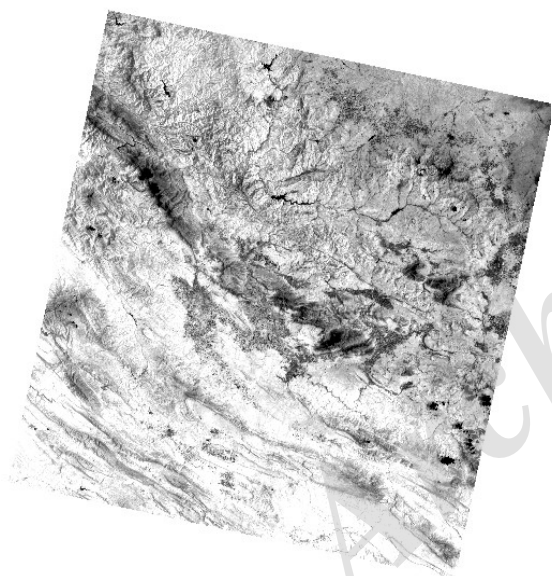
برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر



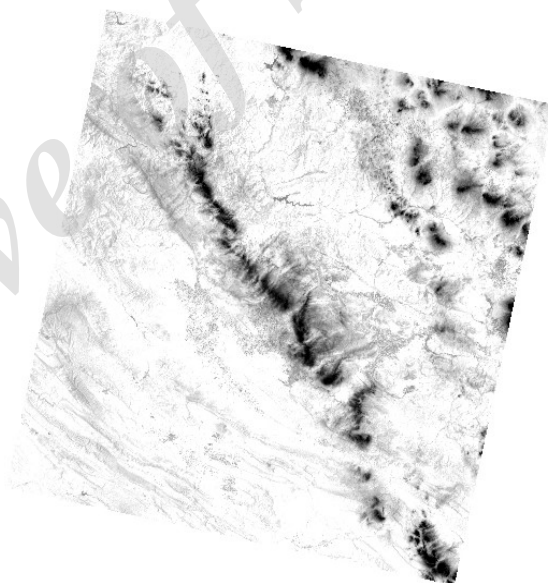
۲۰۱۷/۰۵/۲۷



۲۰۱۷/۰۶/۱۲



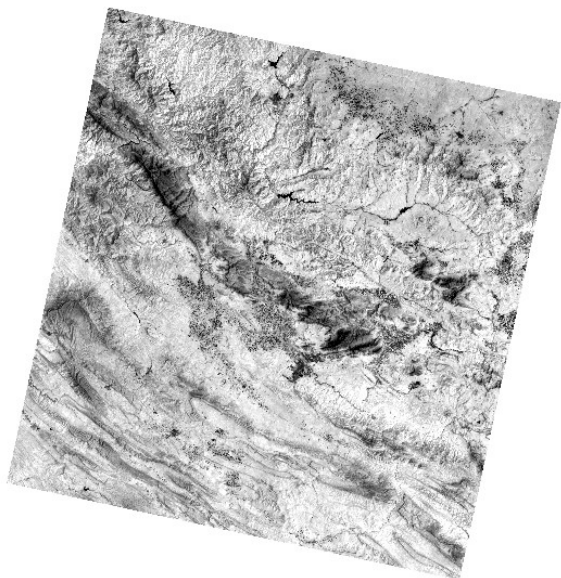
۲۰۱۷/۰۷/۱۴



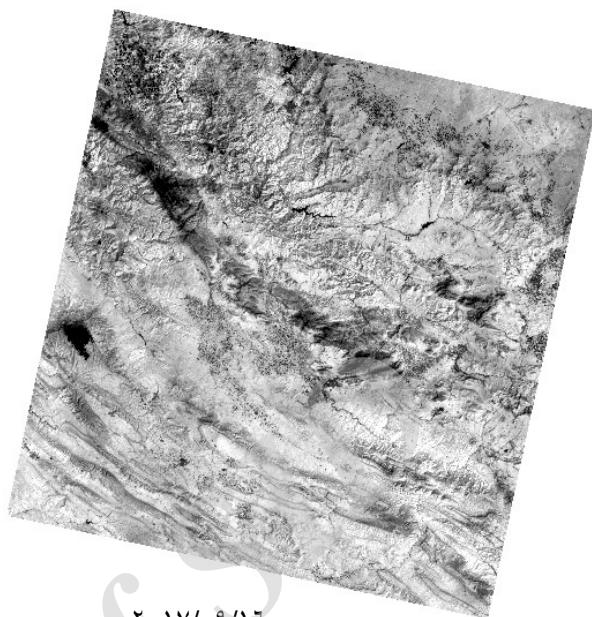
۲۰۱۷/۰۷/۳۰



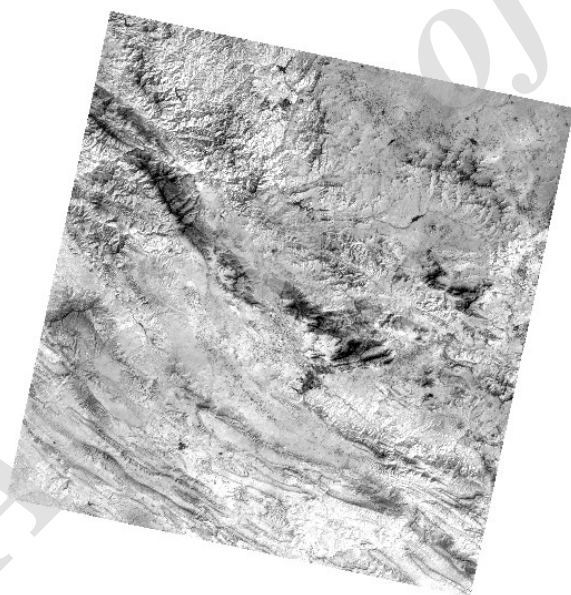
برآورد نیاز آبی و تبخیر- تعرق واقعی محصولات آبی عمده با تکنیک های سنجش از دور در دشت روانسر



۲۰۱۷/۰۸/۱۵



۲۰۱۷/۰۹/۱۶



۲۰۱۷/۱۰/۰۲