



دانشگاه صنعتی شریف
مرکز تحقیقات سنجش از دور (RSRC)



ستاد احیای دریاچه ارومیه

امکان سنجی تخمین تبخیر و تعرق اراضی پایاب سد نوروزلو با استفاده از الگوریتم اصلاح شده سبال و تصاویر ماهواره لندست

تهیه کنندگان

پیمان صائمان
محسن قلیزاده
فاطمه کردی
نیما کریمی



شناسه سند		
عنوان سند		امکان سنجی تخمین تبخیر و تعرق اراضی پایاب سد نوروزلو با استفاده از الگوریتم اصلاح شده سبال و تصاویر ماهواره لندست
نوع سند	گزارش فنی ☐	یادداشت تحقیقاتی ☒
	یادداشت فنی ☐	خلاصه مدیریتی ☐
کد سند		۱۳۹۴/۱۰-RM-۰۱-F-۳۲
شماره قرارداد		
تاریخ قرارداد		
کارفرما		
گروه فنی		
مدیر فنی طرح		پیمان صائمیان
داوران خارجی		
کارشناسان فنی طرح		پیمان صائمیان، محسن قلیزاده، فاطمه کردی، نیما کریمی
تاریخ انتشار		۱۳۹۵/۱/۱۶
ویرایش		سوم

پیش‌گفتار

قرارگیری دریاچه ارومیه در آستانه بحرانی زیست‌محیطی در مقیاس بین‌المللی در سال‌های منتهی به سال ۱۳۹۲ شمسی و مطالبات مردم شریف منطقه، هیأت محترم وزیران را بر آن داشت که در اولین جلسه خود در دولت یازدهم، طی مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۱۱۱۱۴۶ مورخ ۱۳۹۲/۰۵/۲۸، تشکیل کارگروه نجات دریاچه ارومیه را به تصویب رسانند که پس از بررسی‌های گروه‌های کارشناسی، ۱۹ طرح اولویت‌دار جهت نجات دریاچه ارومیه در جلسه ۱۳۹۲/۰۷/۱۶ کارگروه نجات دریاچه ارومیه تصویب گردید.

به منظور تمرکز و تسریع در روند اقدامات مرتبط با احیای دریاچه ارومیه، پیشنهاد تشکیل «کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه» در جلسه مورخ ۱۳۹۲/۱۱/۰۲ هیأت محترم وزیران مطرح و به موجب اختیارات اصل ۱۳۸ قانون اساسی، طبق مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۱۷۰۰۹۲ مورخ ۱۳۹۲/۱۱/۱۲، مقرر گردید که ریاست کارگروه بر عهده معاون اول محترم رئیس‌جمهور باشد و جناب آقای دکتر عیسی کلانتری به عنوان دبیر کارگروه و مدیر اجرایی احیای دریاچه ارومیه تعیین گردیدند. ۷ وزیر، ۲ معاون رئیس‌جمهور و ۳ استاندار حوضه آبریز نیز به عنوان اعضای این کارگروه معرفی شدند.

در گام بعدی، ستاد احیای دریاچه ارومیه ضمن ایجاد کمیته‌های تخصصی شش‌گانه، ۲۰ کارگروه تخصصی، انجام مطالعات تطبیقی و ایجاد شوراهای منطقه‌ای، ضمن برگزاری ۹۸ جلسه متنوع کارشناسی و مدیریتی و بهره‌گیری از نظرات بیش از ۷۵۰ نفر از متخصصان داخلی و بین‌المللی در بازه زمانی ۱۳۶ روزه (از ۱۳۹۲/۱۱/۰۲ تا ۱۳۹۳/۰۳/۱۷)، اقدام به تدوین و اجرای یک نقشه راه جامع در راستای احیای دریاچه ارومیه نمود که نقشه راه مذکور در جلسه مورخ ۱۳۹۳/۰۴/۰۸ به ریاست رئیس‌جمهور محترم جناب آقای دکتر روحانی، ارائه و مورد تصویب قرار گرفت و دستور شروع عملیات اجرایی راه‌کارهای مصوب توسط ایشان صادر گردید. کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه نیز طی مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۵۷۵۴۲ مورخ ۱۳۹۳/۰۵/۲۵ به طور رسمی مسئولیت مطالعه و طراحی طرح نجات دریاچه ارومیه را به دانشگاه صنعتی شریف سپرد.

در کنار دستاوردهای میدانی متعدد حاصل از طرح ملی نجات دریاچه ارومیه از جمله قرار گرفتن دریاچه در مسیر احیای پایدار و رفع مخاطرات بهداشتی و سلامتی، نقش محوری دانشگاه‌های ملی و استانی در کلیه امور مطالعه و پایش، شاخصه‌ای کم‌نظیر در پروژه بوده که توانسته است ضمن خلق تعاملی پویا و چندسویه با دستگاه‌های اجرایی، روح اقدامات علمی-پژوهشی را در کالبد همه پروژه‌های ذیل طرح، جاری نمایند.

لذا با هدف شفاف‌سازی اقدامات مطالعاتی و پژوهشی انجام شده و نیز به منظور فراهم شدن امکان استفاده مجامع علمی در رشته‌های مختلف دانشگاهی از آب (هیدرولوژی، آب زیرزمینی، هیدرولیک و هیدرودینامیک)، محیط‌زیست، اکولوژی و لیمنولوژی گرفته تا اقتصاد و جامعه‌شناسی از دانش بومی تولید شده در این طرح ملی، کلیه مطالعات انجام شده توسط دبیرخانه کارگروه در کتابخانه مرکزی دانشگاه صنعتی شریف در دسترس پژوهشگران محترم قرار گرفته است. یقیناً تدارک مطالعه و پژوهش در این منابع بومی ارزشمند که حاصل سال‌ها تلاش مجدانه محققان تراز اول داخلی و بین‌المللی بوده، سرآغازی خواهد بود برای تداوم نهضت علمی شکل گرفته و به زودی با بروز جهشی علمی در بستر استثنایی پدید آمده، شاهد شکوفایی برکات این گردش آزاد اطلاعات در اقصی نقاط کشور خواهیم بود.

کلیه تعبیر، نتایج و تفاسیری که در این اثر ذکر شده‌اند، محصول تلاش‌های نویسندگان (یا نویسندگان) آن بوده و لزوماً منعکس‌کننده دیدگاه‌های دبیرخانه کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه نیست. لذا مسئولیت صحت کلیه اطلاعات و نتایجی که توسط این اثر در دسترس عموم قرار می‌گیرد، به عهده نویسندگان (یا نویسندگان) آن می‌باشد.

چکیده

یکی از پارامترهای مهم جهت مدیریت منابع آب در بخش کشاورزی، تعیین تبخیر و تعرق (ET) محصولات کشاورزی می‌باشد. معمولاً این پارامتر به دلیل مشکلات موجود در اندازه‌گیری مستقیم، به طور غیر مستقیم و بر اساس داده‌های هواشناسی در ایستگاه‌های هواشناسی برآورد می‌گردد. با توجه به تغییرات مکانی پارامترهای هواشناسی و در نتیجه تبخیر و تعرق، امروزه استفاده از روش‌هایی از جمله روش‌های مبتنی بر سنجش از دور که این تغییرات را در نظر می‌گیرند کاربرد فراوان یافته است. برآورد تغییرات مصرف آب بخش کشاورزی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه با توجه به کاهش چشمگیر سطح دریاچه در سال‌های اخیر از اهمیت بالایی برخوردار است. در این مطالعه با استفاده از الگوریتم SEBAL اصلاح شده و تصاویر ماهواره لندست ۸ با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر، مقادیر تبخیر و تعرق واقعی برای بخشی از حوضه آبریز دریاچه ارومیه - حوضه میاندوآب - برای ماه ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی برآورد شده است. هم‌چنین نتایج بدست آمده با نتایج تبخیر و تعرق برآورد شده با استفاده از الگوریتم مشابه و تصاویر سنجنده MODIS با قدرت تفکیک مکانی ۱ کیلومتر در این ماه مقایسه شده است.

مقادیر میانگین ماهیانه تبخیر و تعرق واقعی بدست آمده با استفاده از الگوریتم سبال و تصاویر ماهواره لندست و مودیس در منطقه مورد بررسی به ترتیب حدود ۷۸/۹ و ۷۷/۷ میلی‌متر برآورد شده است. با وجود اختلاف حدود ۱/۵ میلی‌متری میان مقادیر برآورد شده، از نظر آماری مقادیر تبخیر تعرق در حوضه میاندوآب هیس‌توگرام مشابه داشته است. اختلاف ۱/۵ میلی‌متری در برآورد نرخ تبخیر و تعرق می‌تواند ناشی از عواملی مختلفی باشد. از آن‌جا که یکی از نقشه‌های ورودی برای الگوریتم سبال، آلبدوی سطح بوده و ماهواره لندست ۸ در سال ۲۰۱۳ میلادی پرتاب شده، منبع کاملاً معتبری برای محاسبه این نقشه در هنگام محاسبه وجود نداشته و متعاقباً احتمال وجود خطا در این نقشه بالا بوده است. از طرفی در محاسبه شاخص سطح برگ (LAI) از دستورالعمل موجود در دفترچه راهنما سبال و نه اندازه‌گیری‌های میدانی در منطقه استفاده شده است. توصیه می‌گردد تا در آینده از اندازه‌گیری‌های میدانی برای کالیبره کردن این شاخص استفاده شود.

همچنین عامل دیگر وجود اختلاف در میانگین دو نقشه بدست آمده می‌تواند ناشی از انتخاب پیکسل سرد و گرم باشد. البته این انتخاب بیشتر مربوط انتخاب پیکسل گرم خواهد بود، چراکه در انتخاب پیکسل سرد نهایت دقت بکار برده شده، در حالیکه انتخاب هرچه بهتر پیکسل گرم، مقادیر منفی در نقشه تبخیر و تعرق را به حداقل رسانده و نهایتاً نقشه بدست آمده تدقیق می‌شود. مقادیر تبخیر تعرق بدست آمده از دو ماهواره در فریم مربوط

به دشت میاندوآب در ماه ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی (خرداد و تیر ۱۳۹۳) در حدود ۲۹۰ میلیمتر ثبت شده است. الگوی مکانی تبخیر- تعرق نشانگر آن است که هم در تصاویر تبخیر و تعرق واقعی بدست آمده از ماهواره لندست و هم سنجنده مادیس، اراضی کشاورزی واقع در پایاب رودخانه‌های سیمینه‌رود و زرینه‌رود و قسمت‌های شرقی حوضه چون سراب بیشترین مقادیر ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی را نسبت به سایر نقاط حوضه آبریز دریاچه ارومیه دارا می‌باشند.

کلیدواژه‌ها: *بیان انرژی، تبخیر و تعرق، SEBAL، LANDSAT8، حوضه دریاچه ارومیه، پایاب سد نوروزلو*

فهرست مطالب

۱- مقدمه.....	۱
۲- مرور ادبیات فنی.....	۴
۳- اهداف.....	۹
۳-۱- فاز نخست: استخراج تصاویر لندست، آماده سازی و انجام تصحیحات برای ماه گرم (ژوئن).....	۹
۳-۱-۱- تهیه تصاویر.....	۹
۳-۱-۲- پیش پردازش و آماده سازی تصاویر ماهواره لندست ۸.....	۱۱
۳-۲- فاز دوم: تهیه نقشه های ورودی الگوریتم سبال اصلاح شده با استفاده از تصاویر لندست برای ماه ژوئن.....	۱۳
۳-۲-۱- مفاهیم و روابط الگوریتم SEBAL.....	۱۴
۳-۳- فاز سوم: محاسبه شار تشعشع خالص در سطح زمین (RN) و شار گرمایی زمین (G).....	۱۴
۳-۳-۱- محاسبه شار تشعشع خالص در سطح زمین (RN).....	۱۴
۳-۳-۲- شار گرمایی زمین (G).....	۱۹
۳-۴- فاز چهارم: شار حرارتی محسوس (H).....	۱۹
۳-۵- فاز پنجم و ششم: محاسبه تبخیر تعرق برای ماه ژوئن در سال ۲۰۱۴ میلادی با ماهواره لندست و مقایسه نتایج با خروجی های سنجنده مودیس در همین ماه.....	۲۸
۴- پیوست.....	۳۳
۴-۱- محاسبه آلبدو.....	۳۳
۴-۲- محاسبه NDVI.....	۳۴
۴-۳- محاسبه SAVI و LAI (شاخص سطح برگ).....	۳۴
۴-۳-۱- محاسبه SAVI.....	۳۴
۴-۳-۲- محاسبه شاخص سطح برگ (LAI).....	۳۵
۴-۴- محاسبه ZOM.....	۳۵
۴-۵- محاسبه LST.....	۳۵
۵- فهرست مراجع.....	۳۶

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱- باندهای طیفی ماهواره لندست ۸ و طول موج آن‌ها در مقایسه با ماهواره لندست + (ETM) ۷-..... ۴
- شکل ۲-مقایسه تبخیر تعرق (ETA) با تبخیر تعرق بدست آمده از تشتک‌های زمینی در سه ایستگاه مختلف (واحد داده‌ها میلی متر در روز) ۸
- شکل ۳-فلوچارت گام‌های طی شده به منظور برآورد نقشه‌های تبخیر تعرق و مقایسه آن‌ها ۱۰
- شکل ۴-محدوده مورد مطالعه برای انتخاب تصویر لندست ۸ که در ۹ فریم ادغام شده جهت پوشش کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه انتخاب شده است ۱۱
- شکل ۵- شماتیک بیلان انرژی در سطح زمین (SEBAL MANUAL, 2002)..... ۱۴
- شکل ۶- دیاگرام محاسبه شار حرارتی محسوس ۲۲
- شکل ۷- مشخصات گیاه مرجع به صورت شماتیک (VAN BLOEMEN WAANDERS ET AL. 2005) ۲۶
- شکل ۸-نقشه تبخیر تعرق بدست آمده به وسیله الگوریتم سبال با استفاده از ماهواره لندست ۸ برای دشت میاندوآب در ماه ژوئن در سال ۲۰۰۸ میلادی ۲۹
- شکل ۹- نقشه تبخیر تعرق به دست آمده به وسیله الگوریتم سبال با استفاده از سنجنده مودیس برای دشت میاندوآب در ماه ژوئن در سال ۲۰۱۴ میلادی ۲۹
- شکل ۱۰-مقایسه نقشه‌های تبخیر تعرق به دست آمده برای دو فریم تصویر در دشت میاندوآب برای ماهواره لندست و سنجنده مودیس در دشت میاندوآب برای ماه ژوئن در سال ۲۰۱۴ میلادی ۳۰
- شکل ۱۱-دامنه‌های اطراف کوه سهند در تصویر مربوط به تبخیر تعرق در سنجنده مودیس که اعداد بدست آمده برای اطراف دامنه-های غربی (نواحی چسبیده به خط قرمز در دامنه‌های غربی) با توجه به این که تبخیر تعرق در ارتفاعات برابر صفر در نظر گرفته شده، تقریباً برابر کمترین مقدار می‌باشند ۳۱
- شکل ۱۲-بررسی آماری (هیستوگرام) برای نقشه‌های تبخیر تعرق در ماه ژوئن برای سال ۲۰۱۴ میلادی- الف- هیستوگرام مربوط به ماهواره لندست ۸ ب- هیستوگرام مربوط به سنجنده مودیس بر روی ماهواره TERRA ۳۲

فهرست جدول‌ها

جدول ۱- مقایسه باندهای طیفی سنجنده های OLI و سنجنده مادون قرمز حرارتی با باندهای طیفی سنجنده نقشه بردار موضوعی بهبود یافته	۳
جدول ۲- مقادیر ثابت C_N و C_D جهت محاسبه تبخیر و تعرق مرجع [FAO-PM, TABLE A-1, 2005]	۲۴
جدول پ-۱- میانگین تابش ورودی خورشید برای لندست ۸	۳۳

فهرست علائم

c_p	air specific heat	J/kg/K
d	zero plane displacement	m
d_{e-s}	relative earth-sun distance	-
d_r	inverse squared relative earth-sun distance	-
ET	actual evapotranspiration rate	mm/hr
ET_r	reference evapotranspiration	mm/hr
G	soil heat flux	W/m^2
H	sensible heat flux	W/m^2
k	von Karman's constant	0.41
L	Monin-Obukhov length	m
L_λ	spectral radiance for band λ	$W/m^2/sr/\mu m$
r_{ah}	aerodynamic resistance to heat transport	s/m
R_n	net radiation flux	W/m^2
$\downarrow SR$	incoming shortwave radiation	W/m^2
$\downarrow LR$	incoming longwave radiation	W/m^2
$\uparrow LR$	outgoing longwave radiation	W/m^2
R_c	corrected thermal radiance from the surface	$W/m^2/sr/\mu m$
R_p	path radiance in the 10.4 – 12.5 μm band	$W/m^2/sr/\mu m$
R_{sky}	narrow band downward thermal radiation for a clear sky	$W/m^2/sr/\mu m$
T_a	near surface air temperature	K
T_s	surface temperature	K
u	wind velocity	m/s
u_*	friction velocity	m/s
z	height	m
z_{om}	momentum roughness length	m
α	surface albedo	-
$\alpha_{path-radiance}$	albedo path radiance	-
α_{toa}	albedo at top of atmosphere	-
β	solar elevation angle	degrees
γ	aspect angle of the pixel	radians
δ	declination of the earth	radians
ϵ_0	broad band surface emissivity	-
ϵ_{NB}	narrow band surface emissivity	-
ϵ_a	atmospheric emissivity	-
θ	solar incidence angle	degrees
λ	latent heat of vaporization	J/kg
λET	latent heat flux	W/m^2
ρ	air density	kg/m^3
ρ_λ	reflectivity for band λ	-

σ	Stefan-Boltzmann constant	$5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$
τ_{sw}	shortwave transmissivity of air	-
τ_{NB}	narrow band transmissivity of air	-
ϕ	latitude of the pixel	radians
ψ_{h}	stability correction for heat transport	-
ψ_{m}	stability correction for momentum transport	-
ω	mountain wind speed weighting coefficient	-
ω_{λ}	weighting coefficient for band λ	-

۱- مقدمه

تبخیر-تفرق یکی از مؤلفه‌های اصلی بیلان آبی هر منطقه و همچنین یکی از عوامل کلیدی برای برنامه‌ریزی صحیح و مناسب آبیاری به منظور بهبود راندمان آب مصرفی در اراضی کشاورزی می‌باشد (Tang et al. 2010). استفاده از روش‌های تجربی با تکیه بر داده‌های نقطه‌ای با وجود فراهم نمودن مقادیر نقطه‌ای از تبخیر و تفرق واقعی، امکان مقایسه تغییرات زمانی و بررسی مکانی نتایج را مهیا نمی‌سازند. امروزه و با گسترش داده‌های سنجش از دور، استفاده از روش‌های مبتنی بر این داده‌ها مورد توجه محققین قرار گرفته است. یکی از روش‌های کارآمد برآورد تبخیر و تفرق واقعی با تکیه بر اطلاعات سنجش از دور، به کارگیری الگوریتم سبال می‌باشد.

در این الگوریتم مقادیر تبخیر و تفرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های ایستگاهی، با استفاده از بیلان انرژی محاسبه می‌گردد. در این روش، نوع تصاویر ورودی بسته به نیاز کاربر تعیین و قدرت تفکیک مکانی نتیجه خروجی -تبخیر و تفرق- بسته به تصاویر ورودی تعیین می‌گردد. در مطالعات پیشین مرکز، مقادیر تبخیر و تفرق کل حوزه آبریز دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر سنجنده مادیس و الگوریتم سبال اصلاح شده برای سال میلادی ۲۰۱۴ برآورد شده است (فریدزاد و همکاران، ۱۳۹۴).

با توجه به نیاز پروژه‌های موازی و آتی به تفکیک مکانی بالاتر، در این پژوهش تلاش شده است تا با استفاده از الگوریتم مشابه و تصاویر ماهواره لندست، مقادیر تبخیر و تفرق محاسبه و نتایج مقایسه گردند. استفاده از تصاویر ماهواره لندست امکان برآورد نتایج تبخیر و تفرق واقعی را با تفکیک مکانی ۳۰ متر مهیا می‌نماید.

ماهواره لندست ۷ از سال ۱۹۹۹ با توان تفکیک زمانی ۱۶ روزه و توان تفکیک مکانی ۳۰ متر آغاز به کار کرده است. از تاریخ ۳۰ می سال ۲۰۰۳ میلادی به دلیل از کار افتادن تصحیح کننده خط اسکن این سنجنده، تصاویر بدست آمده دچار خلاء اطلاعاتی و از دست رفتن برخی از خطوط تصویربرداری شدند. پس از آن دیگر خطوط تصویربرداری به صورت موازی برداشت نمی‌شود و باعث ایجاد شرایط زیگزاگی در فرآیند برداشت خطوط اطلاعاتی شد. به عبارت دیگر زمانی که تصاویر مورد پردازش قرار می‌گیرند، در چنین شرایطی مقدار اطلاعات از دست رفته در تصاویر به حد قابل توجهی کاهش می‌یابد و می‌توان این گونه بیان داشت که میزان اطلاعات از دست رفته در تصویر بسیار اندک است.

ماهواره لندست ۸ در ادامه پروژه عظیم لندست و در فوریه سال ۲۰۱۳ به فضا پرتاب شد. تصاویر لندست ۸ نیز به مانند سایر ماهواره‌های سری لندست به عنوان یک ماهواره سنجش از دور است که قابلیت اخذ تصویر

و داده از سطح سیاره زمین با توان تفکیک زمانی ۱۶ روز به صورت زمین مرجع شده دارا می باشد. با توجه به این که ماهواره لندست ۷ نیز همزمان در حال مأموریت است، بر همین اساس از لحاظ زمانی، فاصله تصاویر به دست آمده از این دو ماهواره ۸ روز است و بر همین اساس می توان بیان داشت که فعالیت همزمان ماهواره های لندست ۷ و لندست ۸ توان تفکیک زمانی اخذ تصویر از ماهواره های لندست را به صورت همزمان به ۸ روز کاهش دهد (USGS LANDSAT, Handbook).

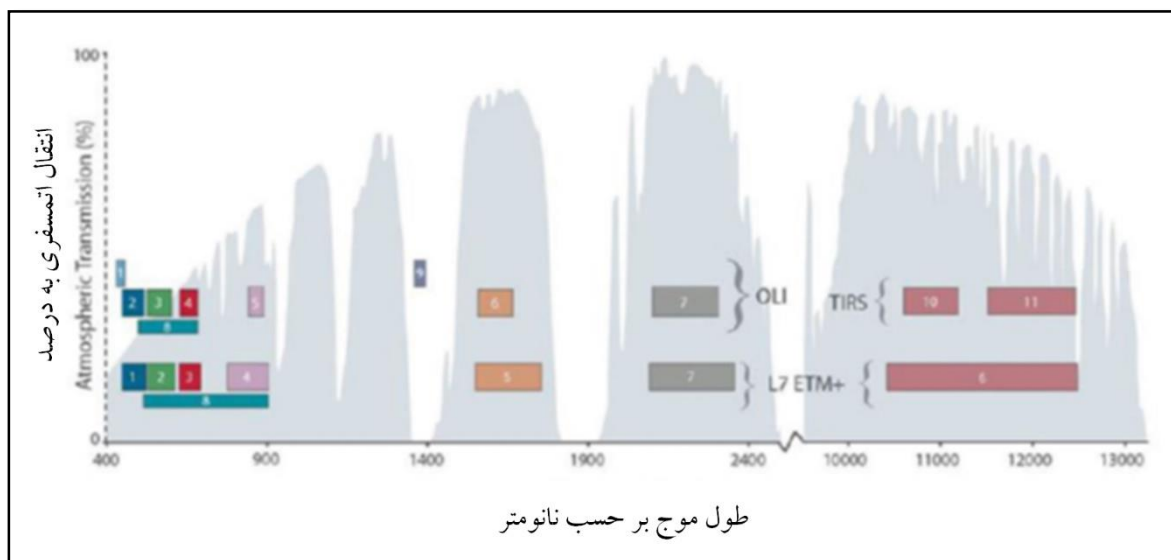
اگرچه شباهت هایی از لحاظ طیفی در سنجنده OLI نسبت به سنجنده نقشه بردار موضوعی بهبود یافته وجود دارد، اما با این حال شاهد آن هستیم که توان تفکیک طیفی در این سنجنده با اضافه شدن دو باند جدید بهبود پیدا کرده است. یکی از این باندهای جدید، باند شماره یک در محدوده آبی طیف الکترومغناطیسی است که به صورت خاص برای مطالعات مربوط به منابع آب و تحقیقات مرتبط با نواحی ساحلی طراحی شده، و دیگری باندهای جدید در محدوده مادون قرمز است که شامل باند ۹ این سنجنده می گردد و از آن برای شناسایی ابرهای سیروس استفاده می شود. همچنین در سنجنده دیگر این ماهواره یعنی سنجنده مادون قرمز حرارتی نیز از دو باند حرارتی استفاده شده است؛ در حالی که در سنجنده های قبلی مورد استفاده در پروژه لندست، تنها از یک باند حرارتی در این رابطه استفاده می شده است.

توان تفکیک مکانی اخذ تصویر برای باندهای حرارتی ۱۰۰ متر است، اما توان های تفکیک نمونه برداری مجدد شده و به ۳۰ متر ارتقا یافته است (همانند داده ها و تصاویر بدست آمده از باندهای سنجنده). OLI حجم فایل های تصویری به دست آمده از لندست ۸ بسیار حجیم تر از فایل های ماهواره های سری قبل لندست است و یکی از مهم ترین دلایل آن نیز توان تفکیک رادیومتریکی این ماهواره بوده که برابر با ۱۶ بیت می باشد. برای مثال در سنجنده نقشه بردار موضوعی بهبود یافته توان تفکیک رادیومتری ۸ بیت بوده و این بدین معنا است که درجه روشنایی های تصویر در بازه ۰ تا ۲۵۵ مقدار قرار می گیرد؛ اما با این حال، سنجنده OLI از توان تفکیک رادیومتری ۱۶ بیت برخوردار است و بر همین اساس درجه روشنایی های آن در بازه ۰ تا ۶۵۵۳۵ مقدار قرار می گیرد. بنابراین تصاویر به دست آمده از لندست ۷ برای هر فریم تصویر به صورت فشرده سازی شده، در حدود ۲۵۰ مگابایت است؛ در حالی که برای ماهواره لندست ۸ برای هر فریم تصویر به صورت فشرده سازی شده حجمی معادل با ۱ گیگابایت را به صورت متوسط دارا هستند.

محدوده باندها برای دو ماهواره لندست ۷ و ۸ در جدول ۱ آورده شده است. برای بررسی بیشتر به صورت طیفی و همچنین بررسی میزان تفکیک باندهای در این دو ماهواره، انتقال اتمسفری به درصد در برابر طول موج در شکل ۱ آورده شده است (USGS LANDSAT, Handbook).

جدول ۱- مقایسه باند طیفی سنجنده های OLI و سنجنده مادون قرمز حرارتی با باندهای طیفی سنجنده نقشه بردار موضوعی بهبود یافته

نام باند	لندست ۸		لندست ۷		نام باند
	توان تفکیک مکانی	محدوده طیفی	توان تفکیک مکانی	محدوده طیفی	
آئروسل ساحلی	۳۰	۰/۴۳ تا ۰/۴۵	-----	-----	
آبی	۳۰	۰/۴۵ تا ۰/۵۱	۳۰	۰/۴۵ تا ۰/۵۲	آبی
سبز	۳۰	۰/۵۳ تا ۰/۵۹	۳۰	۰/۵۲ تا ۰/۶	سبز
قرمز	۳۰	۰/۶۴ تا ۰/۶۷	۳۰	۰/۶۳ تا ۰/۶۹	قرمز
مادون قرمز نزدیک	۳۰	۰/۸۵ تا ۰/۸۸	۳۰	۰/۷۷ تا ۰/۹۰	مادون قرمز نزدیک
مادون قرمز طول موج کوتاه ۱	۳۰	۱/۵۷ تا ۱/۶۵	۳۰	۱/۵۵ تا ۱/۷۷	مادون قرمز میانی
مادون قرمز حرارتی ۱	۱۰۰ (۳۰)	۱۰/۶۰ تا ۱۱/۱۹	۶۰ (۳۰)	۱۰/۴۰ تا ۱۲/۵۱	مادون قرمز حرارتی
مادون قرمز حرارتی ۲	۱۰۰ (۳۰)	۱۱/۵۰ تا ۱۲/۵۱			
مادون قرمز طول موج کوتاه ۲	۳۰	۲/۱۱ تا ۲/۲۹	۳۰	۲/۰۹ تا ۲/۳۵	مادون قرمز طول موج کوتاه
پانکروماتیک	۱۵	۰/۵۰ تا ۰/۶۸	۱۵	۰/۵۲ تا ۰/۹۰	پانکروماتیک
سیروس	۳۰	۱/۳۶ تا ۱/۳۸	-----	-----	



شکل ۱- باندهای طیفی ماهواره لندست ۸ و طول موج آن‌ها در مقایسه با ماهواره لندست ۷ (ETM+)

به منظور ارزیابی بیشتر داده‌های ماهواره‌ای، در مطالعه‌ای که به منظور مقایسه ماهواره Landsat8 با MODIS، Landsat7 و GOCI در سال ۲۰۱۵ میلادی برای محاسبه شاخص NDVI انجام شده، مشخص گردید که Landsat8 پوشش گیاهی را بهتر از سایر ماهواره‌ها نشان می‌دهد و همچنین در تفکیک مکانی مناطق با پوشش گیاهی و شهری از Landsat7 عملکرد بهتری داشته ولی در سایت‌های همگن جنگلی عملکرد یکسانی از خود نشان داده‌اند. علاوه بر قابلیت تفکیک بالاتر بین مناطق با پوشش گیاهی و مناطق آبی در مطالعه مشخص گردید که سنجده جدید دارای قابلیت بهتر پایش سطح زمین از جمله نقشه‌برداری سطح زمین، دینامیک مکانی و زمانی از رشد پوشش گیاهی و ارزیابی خشک سالی است (Ke et al. 2015). بنابراین با توجه به نکاتی که برای لندست ۸ مطرح شد، برای بررسی میزان تبخیر و تعرق در داخل حوضه دریاچه ارومیه در منطقه پایاب سد نوروزلو، از تصاویر این ماهواره استفاده شد. البته برای استفاده از این ماهواره، تصحیحات لازم برای تصاویر بایستی صورت گیرد که در طول گزارش نکات مربوط به تصحیحات بیشتر بررسی شده است.

۲-مرور ادبیات فنی

روش‌های مختلفی جهت تخمین تبخیر و تعرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های زمینی برای مناطق وسیع توسعه داده شده است (Granger 2000; Vidal and Perrier 1989) در برآورد میزان تبخیر و تعرق دو عنصر اصلی گیاه و خاک حضور دارند. بسته به در نظر گرفتن گیاه و خاک به صورت مجموعه

واحد و یا جداگانه مدل‌های تخمین تبخیر و تعرق به دو دسته کلی تک منبعی^۱ و دو منبعی^۲ تقسیم‌بندی می‌شوند. در مدل‌های تک منبعی، تنها از یک مقاومت آئرو دینامیک در فرآیند انتقال آب-گرما استفاده می‌شود و فرض می‌گردد تمامی سطح، تحت تأثیر دما و رطوبت قرار می‌گیرد (Huntingford et al. 2000; Nishida et al. 2003)؛ حال آنکه در مدل‌های دو منبعی از چندین مقاومت مجزا برای گیاه و خاک استفاده می‌نمایند. بنابراین مدل‌های دو منبعی با توجه به در نظر گرفتن مجزا خاک و گیاه در مناطقی که پوشش گیاهی پراکنده وجود دارد، نسبت به مدل‌های تک منبعی که فرض ساده کننده تلفیق خاک و گیاه را جهت برآورد تبخیر و تعرق در نظر می‌گیرند، توصیه می‌شود (Norman et al. 1995). از روش‌های دو منبعی مطرح می‌توان به Two-Source Energy Balance method (TSEB) (Kustas and Norman 1999; Norman et al. 1995) و Simplified Two-Source Energy Balance (STSEB) (Sánchez et al. 2008) و از روش‌های معروف تر تک منبعی می‌توان به Surface Energy Balance Algorithm (SEBAL) (Allen et al., 2007) for Land، METRIC^۳ (Bastiaanssen 2000; Bastiaanssen et al. 1998) و (Allen et al. 2007) SEBS Surface Energy Balance System اشاره کرد.

یکی از روش‌های تخمین ET، الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین (SEBAL) است که توسط (Bastiaanssen 1995) ارائه شده است. SEBAL یک مدل بر مبنای روابط تجربی و فیزیکی است که ابتدا در مصر و اسپانیا با تصاویر Landsat برای برآورد تبخیر و تعرق مناطق کشاورزی، تعیین یکنواختی محصول، تنش آبی و مدیریت شبکه‌های آبیاری بکار گرفته شد (Bastiaanssen et al. 1998) و پس از آن به صورت گسترده و در مطالعات مشابه مورد استفاده قرار گرفت. استفاده از داده‌های میدانی برداشت شده می‌تواند برای مقایسه نتایج حاصل از مدل‌ها به کار رود و کاربرد مدل در یک منطقه را توجیه کند. با توجه به موارد گفته شده از جمله نقطه‌ای بودن روش‌های معمول برآورد تبخیر-تعرق، استفاده از روش‌هایی که تبخیر-تعرق را با توجه به شرایط خاک و رطوبت و دمای هر نقطه از منطقه مشخص سازد، در برنامه‌ریزی‌های کلان می‌تواند کاربرد داشته باشد. با استفاده از این الگوریتم، مؤلفه‌های بیلان انرژی در مقیاس منطقه‌ای و با کمترین داده‌های زمینی محاسبه می‌شود. به طور خلاصه ارتباط بین تشعشعات دریافتی توسط ماهواره‌ها از

^۱ Single-Source

^۲ Two-Source

^۳ Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration

سطح زمین در باندهای مرئی و مادون قرمز حرارتی و همچنین تفاوت هیدرولوژیکی سطح زمین، پایه و اساس روابط در الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین می باشد. در این الگوریتم با توجه به تشعشع ورودی به پوشش سطح زمین و خروجی از آن با طول موج کوتاه و بلند امکان محاسبه تشعشع خالص جذب شده توسط هر سلول (پیکسل) در سطح زمین فراهم می آید. این تشعشع خالص با توجه به اختلاف درجه حرارت هوا و سطح پوشش زمین، شدت و ضعف پوشش گیاهی و مقاومت آنرودینامیکی سطح زمین به اجزا مختلف از جمله گرمایی خاک، جریان گرمای محسوس و جریان گرمای نهان تبخیر تقسیم می گردد. جریان گرمای نهان تبخیر از باقیمانده معادله بیلان انرژی حاصل می گردد (Bastiaanssen 2000; Bastiaanssen et al. 1998).

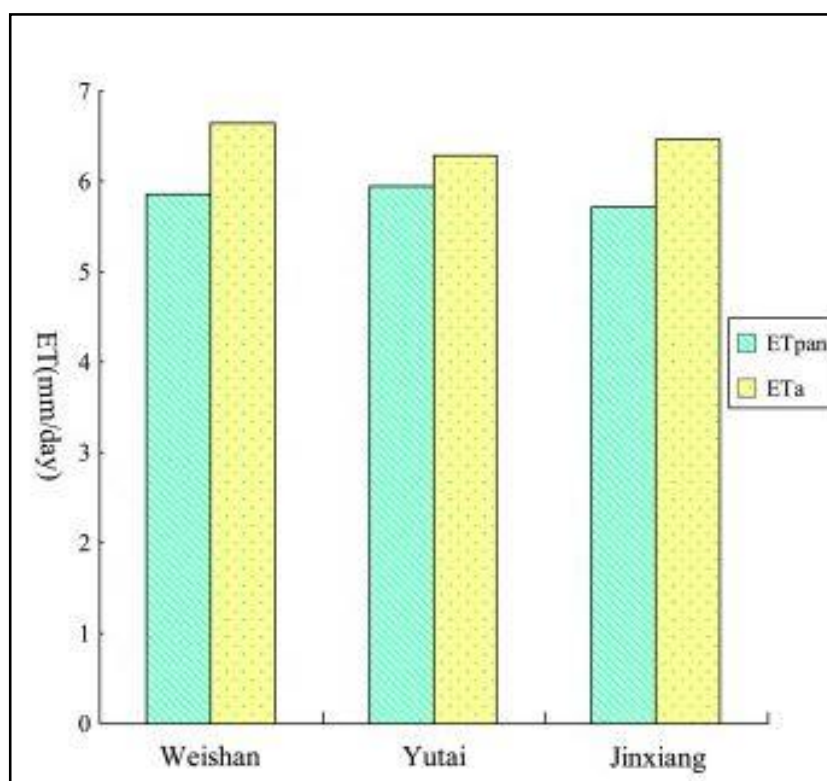
به عنوان مثال در مطالعه ای میزان مصرف آب در شبکه های آبیاری با استفاده از تصاویر سنجنده AVHRR در پاکستان مورد بررسی قرار گرفت (Bastiaanssen and Bos 1999). در سال ۲۰۰۳ میلادی برای تخمین تبخیر و تعرق واقعی فصلی با استفاده از الگوریتم SEBAL از تصاویر سنجنده های ASTER، MODIS و Landsat در حوضه Uprilis فیلیپین استفاده شد. نتایج حاکی از آن است که داده های ترکیبی بدست آمده بوسیله ماهواره های ASTER و MODIS اطلاعات تقریباً دقیقی از نظر توزیع زمینی داده های تبخیر تعرق بدست می دهند که با داده های زمینی تبخیر تعرق بدست آمده در اراضی کشتابی استوایی با کشت برنج رابطه بسیار خوبی دارند (Hafeez et al. 2003).

در مطالعه دیگری، مقایسه ای بین مقادیر تبخیر و تعرق واقعی به دست آمده از سنجنده های AVHRR و MODIS با داده های زمینی انجام گرفته است. نتایج این تحقیق نشان می دهد که همبستگی نتایج ET به دست آمده از تصاویر MODIS با داده های زمینی بسیار خوب بوده و ضریب همبستگی بالائی (۰/۹۶) را نشان داد، این در حالی است که نتایج ET به دست آمده از تصاویر AVHRR همبستگی کمتری (R^2 برابر ۰/۷۷) از خود نشان داده است (Batra et al. 2006). البته برای محاسبه این الگوریتم منحصرراً از تصاویر ماهواره های لندست نیز استفاده شده است.

در آوریل سال ۲۰۰۰ میلادی، تبخیر و تعرق واقعی (ET_a) در طیف وسیعی از تالاب دریاچه Nansi در چین با استفاده از روش سنجش از راه دور و الگوریتم SEBAL ارزیابی شده است. مقادیر ET_a برای هر پیکسل با استفاده از تصاویر لندست ۷، نقشه DEM و داده های هواشناسی از طریق الگوریتم SBAL محاسبه شده است. مقایسه مقادیر ثبت شده با مقادیر برآورد شده توسط الگوریتم SEBAL تطابق نتایج را بالا نشان

داد. همچنین این مطالعه نشان داد که مدل SEBAL پتانسیل بالایی برای برآورد میزان مکانی تبخیر-تعرق با داده‌های زمینی کم را در مناطق وسیع دارد. نمونه‌ای از این تطبیق در داده‌های زمینی با داده‌های بدست آمده از ماهواره لندست ۷ در شکل ۲ آورده شده است (Sun et al. 2011).

برآورد دقیق تبخیر و تعرق واقعی (ET_a) برای مدیریت آب منطقه‌ای یا محلی مؤثر ضروری است. در مقیاس محلی، برآورد ET می‌تواند با دقت توسط اطلاعات یک سیستم خاک-گیاه-اتمسفری با داشتن داده‌های هواشناسی کامل و یا اندازه‌گیری ET انجام شود. در مقیاس منطقه‌ای، نمی‌توان مقدار ET_a را مستقیماً اندازه‌گیری کرد و تخمین آن نیز اغلب با خطا مواجه است. استفاده از اطلاعات سنجش از دور و تکنیک‌های ارائه شده می‌تواند برای محاسبه پارامترهایی از قبیل ET_a استفاده شود. به‌طور خاص استفاده از تکنیک‌های سنجش از راه دور مانند SEBAL با موفقیت در اقلیم‌های مختلف مورد استفاده واقع شده است. مطالعه‌ای در این خصوص برای ارزیابی فرایند آبی در اراضی آبی zhalong واقع در چین صورت گرفته است. در این بررسی اکوسیستم آبی منطقه، برای حل مدل دو منبعی بالانس انرژی (TSEB) از روش جدیدی بهره گرفته شده است. این راهکار جدید مبتنی بر بازتعریف دمای آئرو دینامیکی در سازه‌ی دولایه سطح زمین می‌باشد. در این بررسی، خروجی مدل SEBAL به عنوان ورودی برای مدل TSEB استفاده شده تا از محاسبات پیچیده لایه مرزی حجم و مقاومت سطح خاک جلوگیری شود. در این مطالعات نیز، تصاویر تبخیر تعرق روزانه و پارامترهای گیاهی برای شش روز منتخب در سال‌های ۲۰۰۱ و ۲۰۰۲ میلادی به وسیله داده‌های ورودی ماهواره Landsat7/ETM+ محاسبه شد. میزان تبخیر تعرق روزانه محاسبه شده در این مطالعه علاوه بر ورودی مدل دو منبعی، برای بررسی بهتر وضعیت اراضی آبی منطقه نیز به کار برده شد. در مطالعه‌ای دیگر استفاده از فن آوری سنجش از راه دور به تخمین تأثیر تغییر پوشش گیاهی و تشدید کشاورزی آبی در شمال شرق برزیل در مصرف آب پرداخته شده و از تصاویر لندست برای دوره ۲۰۰۱-۲۰۰۷ استفاده شد. نتایج این مطالعات افزایش میزان تبخیر-تعرق را نشان داد (Teixeira et al. 2009).



شکل ۲- مقایسه تبخیر تعرق (Eta) با تبخیر تعرق بدست آمده از تشک‌های زمینی در سه ایستگاه مختلف (واحد داده‌ها میلی‌متر در روز)

از طرفی تبخیر-تعرق واقعی و آب مصرفی یک شبکه آبیاری در سال ۲۰۰۴ میلادی با استفاده از تلفیق اطلاعات ماهواره‌ای لندست-۷، سیستم اطلاعات جغرافیایی و به کارگیری الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین تعیین گردید. نتایج مذکور نشان داد که در آبیاری اول حدود ۷۰ درصد از آب تحویلی به شبکه، توسط تبخیر-تعرق تخلیه نشده و به صورت نفوذ عمقی یا ذخیره در لایه‌های خاک باقی مانده است (Chemin et al. 2004).

همچنین نتایج محاسبات تبخیر و تعرق با استفاده از الگوریتم SEBAL، یک بار با تصاویر MODIS و بار دوم با استفاده از تصاویر Landsat برای یک منطقه مشابه (Middle Rio Grande Basin) مورد بررسی قرار گرفت و نتایج حاکی از آن بود که اختلاف در نتایج نهایی محاسبات تبخیر و تعرق بسیار ناچیز است (Hong et al. 2009).

۳-اهداف

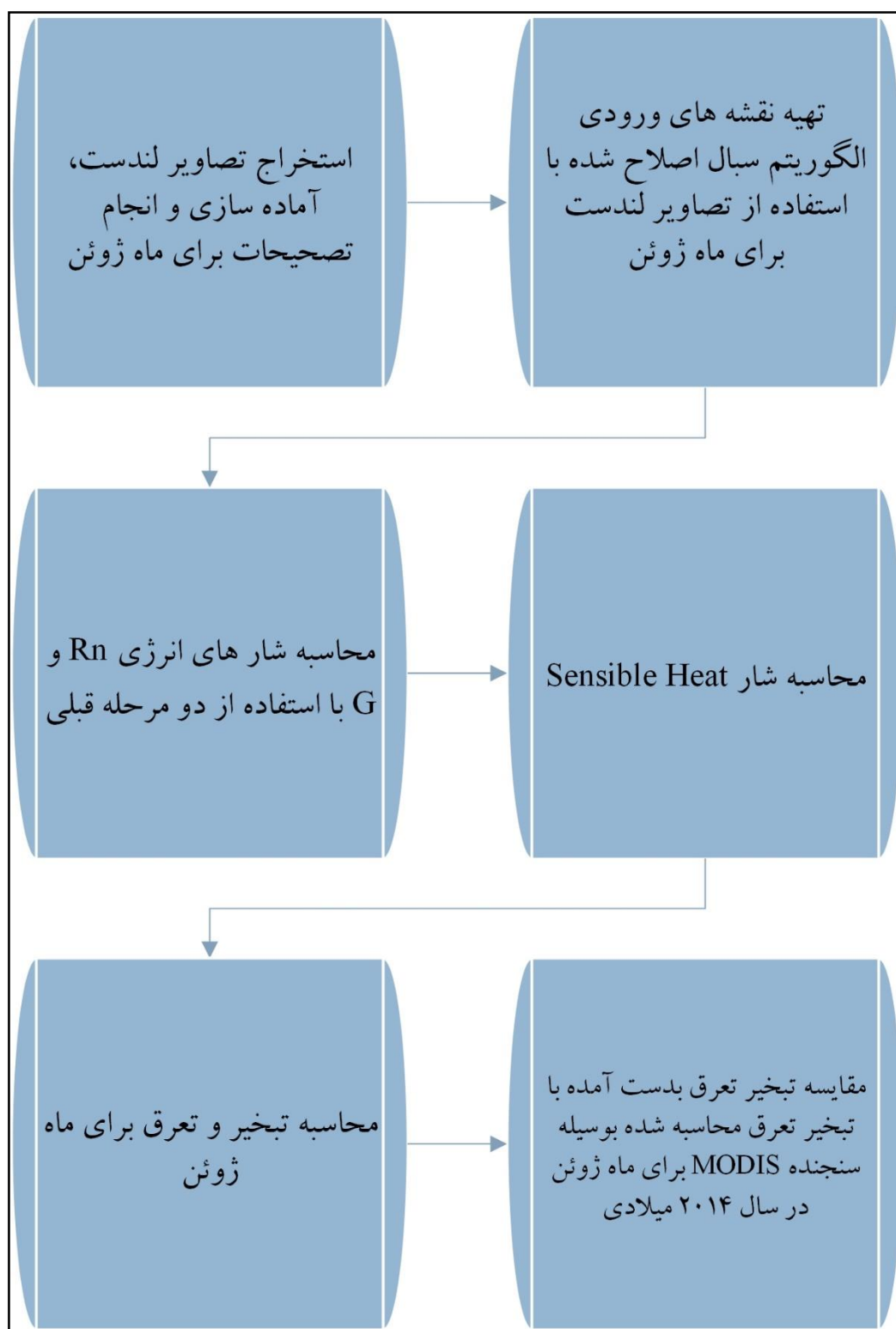
هدف کلی از این مطالعه به کارگیری الگوریتم سبال اصلاح شده با استفاده از تصاویر ماهواره لندست به منظور برآورد مقادیر تبخیر و تعرق واقعی منطقه مطالعاتی میاندوآب، پایین دست سد بوکان و صائین قلعه در قالب پروژه پایش می باشد. بدین منظور، پروژه در فازهای مختلف بررسی و داده ها و نقشه های آن با توجه به فلوچارت شکل ۳ بدست آمد.

۳-۱- فاز نخست: ۱ استخراج تصاویر لندست، آماده سازی و انجام تصحیحات برای ماه گرم (ژوئن)

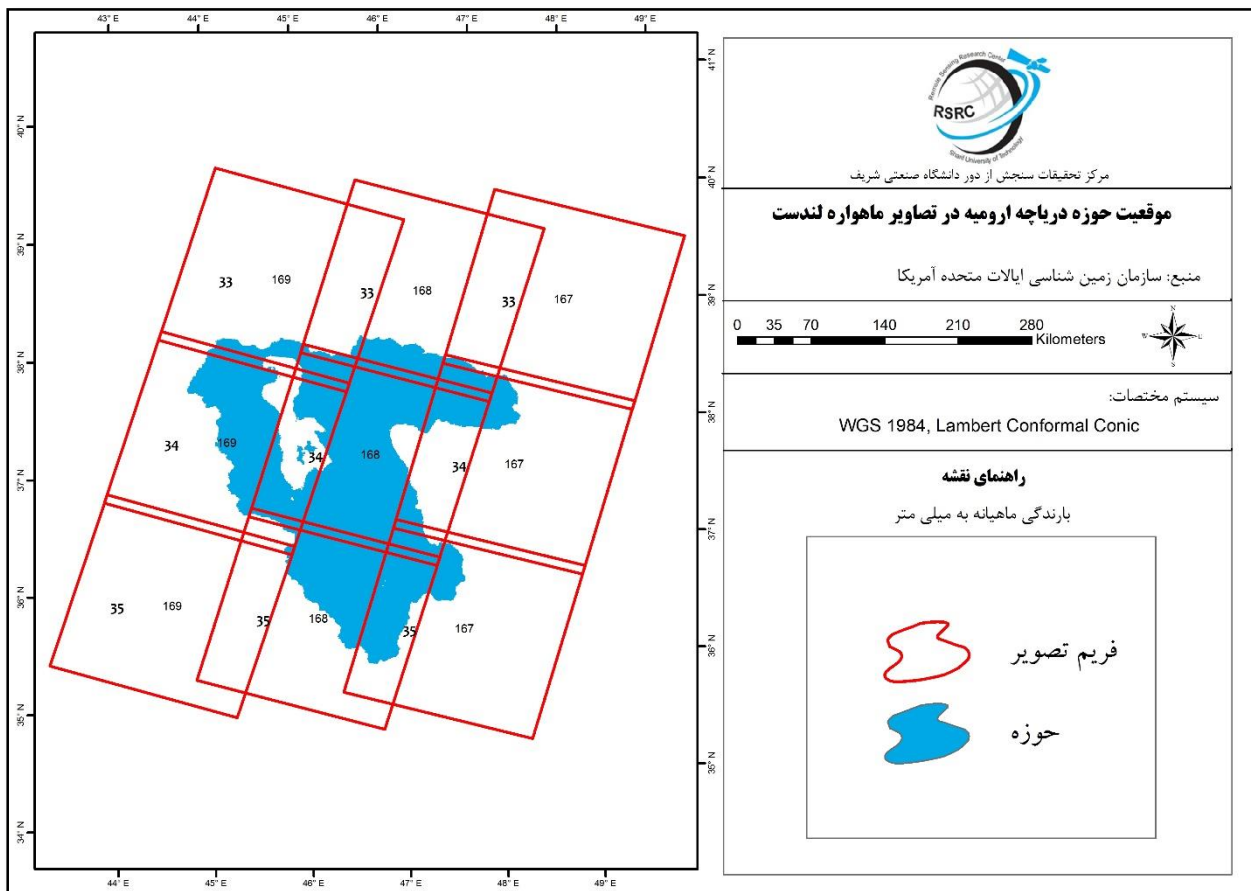
۳-۱-۱-تهیه تصاویر

به منظور تهیه داده های ماهواره لندست ۸، فریم تصاویر مورد نیاز برای پوشش منطقه مورد مطالعه ارزیابی و بر همین اساس مشخص شد که محدوده مورد مطالعه در ۹ فریم تصویر از تصاویر ماهواره لندست قرار می گیرد که نتیجه در شکل ۴ آورده شده است.

در همین راستا پس از تعیین موقعیت محدوده مورد مطالعه در فریم تصاویر ماهواره لندست، نسبت به تهیه این تصاویر از وبسایت www.earthexplorer.gov اقدام شد. نکته قابل توجه در ارتباط با اخذ تصاویر آن است که به منظور دانلود و استفاده از تصاویر ماهواره لندست باید به این نکته توجه داشت که استفاده از داده ها و تصاویر این ماهواره منوط به خالی از ابر بودن تصاویر است، چرا که در غیر این صورت وجود بیش از اندازه پوشش ابر در تصاویر منجر به افزایش میزان خطا در محاسبات و محصولات بدست آمده از تصاویر می گردد.



شکل ۳-فلوچارت گام های طی شده به منظور برآورد نقشه های تبخیر تعرق و مقایسه آنها



شکل ۴- محدوده مورد مطالعه برای انتخاب تصویر لندست ۸ که در ۹ فریم ادغام شده جهت پوشش کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه انتخاب شده است

۳-۱-۲- پیش پردازش و آماده سازی تصاویر ماهواره لندست ۸

به منظور پیاده سازی مدل SEBAL لازم است تا از تصاویر ماهواره ای ماهواره لندست ۸ به عنوان ورودی استفاده نمود. باید به این نکته توجه داشت که داده های دانلود شده از پورتال سازمان زمین شناسی ایالات متحده آمریکا به صورت زمین مرجع شده در اختیار کاربران قرار داده شده است و بر همین اساس دیگر نیازی به پیاده سازی تصحیحات هندسی بر روی تصاویر ماهواره لندست بدست آمده از این پورتال برای کاربرد مورد نظر نیست. اما به صورت کلی مرحله پیش پردازش تصاویر ماهواره ای را می توان در سه مرحله تصحیحات هندسی، رادیومتری و اتمسفری خلاصه سازی نمود. در ارتباط با تصحیحات هندسی که توضیح داده شد، اما در ارتباط با تصحیحات رادیومتری لازم به ذکر است که به منظور تبدیل درجه روشنایی های تصاویر ماهواره ای به انرژی واقعی رسیده به ماهواره بر اساس واحد وات بر مترمربع در استرادیان صورت می گیرد تا از آن ها برای انجام سایر پردازش های بعدی استفاده شود. نکته قابل توجه در این

رابطه آن است که انجام تصحیحات رادیومتری در محاسبات مربوط به Radiance و Reflectance خلاصه سازی می شود. هر دوی این محاسبات با استفاده از معادلات خط بسیار ساده قابل انجام است که در آن ها از دو ضریب و تصویر ماهواره ای استفاده می شود. ضرایب مورد نیاز برای هریک از باندها را می توان از طریق فایل Metadata تصویر ماهواره ای استخراج نمود. البته در این رابطه باید توجه داشت که پارامتر رادیانس (انرژی رسیده به سنسورهای ماهواره) با بازتاب^۴ (آن بخش از انرژی رسیده به ماهواره که حاصل بازتاب است) برای تمامی باندهای محدوده مرئی و مادون قرمز بازتابی طیف الکترومغناطیس محاسبه می شود. اما برای باندهای حرارتی موجود تنها پارامتر رادیانس مورد محاسبه قرار می گیرد و دلیل این امر آن است که امواج حرارتی ثبت شده در این محدوده از طیف الکترومغناطیسی دربردارنده امواج حرارتی گسیل شده از سطح زمین هدف مطالعه بوده و امواج حرارتی بازتاب شده دارای داده مورد نظر نمی باشند.

در همین راستا لازم به ذکر است که برای باندهای مرئی و مادون قرمز طول موج کوتاه ماهواره لندست پس از تصحیحات رادیومتریکی لازم است تا تصحیحات اتمسفری نیز بر روی آن ها صورت بگیرد تا بتوان از این طریق مقادیر بازتاب زمینی صورت گرفته از پدیده های مختلف سطح زمین را بازیابی نمود. نکته قابل تأمل در ارتباط با تصحیحات اتمسفری تصاویر آن است که روش ها و مدل های اتمسفری که در این زمینه برای انجام تصحیحات به کار برده می شوند، به دو دسته روش های مطلق و روش های نسبی تقسیم بندی می شوند. دقیق ترین روش نرم افزاری در نرم افزار ENVI روش FLAASH است که در صورت عدم در دسترس بودن داده های زمینی می تواند از دقت بالایی برخوردار باشد؛ اما با این حال در کنار این روش مطلق روش نیمه مطلق دیگری نیز به نام Quick Atmospheric وجود دارد که می تواند با دقت نسبتاً بالایی فرایند تصحیح اتمسفری را به انجام برساند. روش Quick Atmospheric به عنوان روشی است که ضمن سادگی و کم هزینه بودن از لحاظ زمانی می تواند خروجی های نسبتاً دقیقی را عرضه نماید. اما با این حال در ارتباط با تصحیحات اتمسفری مهم ترین نکته آن است که زمانی که تصحیحات اتمسفری را بر روی تصاویر لحاظ می شود، حتماً باید به کاربرد مورد نظر توجه شود.

به عنوان مثال در صورتی که فرایند آشکارسازی تغییرات در یک بازه زمانی را با استفاده از تصاویر ماهواره لندست ۸ را در یک منطقه معین هدف بررسی باشد، حتماً باید به این نکته توجه شود که در این

^۴ Reflectance

مرحله تصحیح اتمسفری باید با دقیق ترین مدل در دسترس در نرم افزار مثلاً FLAASH صورت بگیرد. اما زمانی که یک پارامتر زیست محیطی را در یک تصویر به صورت واحد و مستقل از مقایسه زمانی با تصاویر قبلی محاسبه شود، تنها انجام یک روش نیمه مطلق مانند Quick Atmospheric برای از بین بردن اثر اتمسفر کافی است. بر همین اساس در این پروژه تصاویر همگی بر اساس دقیق ترین مدل نرم افزاری موجود در نرم افزار پردازش تصاویر ماهواره ای ENVI یعنی روش FLAASH تصحیح شده اند.

اما در این میان برای پیاده سازی شاخص های مختلف طیفی برای مشخص کردن پدیده های هدف در تصاویر ماهواره ای و کاهش میزان نویز و اثر سایر پدیده های موجود در محیط نیز از تصاویر Reflectance استفاده می شود. در همین راستا تمامی شاخص های به کار برده شده در فرایند محاسبات مانند شاخص پوشش گیاهی نرمال شده، بر روی تصاویر Reflectance پیاده سازی و اجرا شده است.

برای باندهای حرارتی نیز پس از محاسبه پارامتر رادیانس در آن ها لازم است تا نسبت به محاسبه درجه حرارت ظاهری و همچنین درجه حرارت سطح زمین اقدام نمود. در حقیقت نکته قابل توجه در این رابطه آن است که رادیانس باند حرارتی و همچنین درجه حرارت ظاهری که برای آن ها محاسبه می شود به عنوان یک ورودی برای محاسبه درجه حرارت سطح زمین استفاده می شوند، که در پایان با استفاده از این روش نیز امکان استخراج درجه حرارت سطح زمین از تصاویر ماهواره لندست ممکن و میسر می شود. در ارتباط با باند حرارتی مورد استفاده ذکر این نکته ضروری است که ماهواره لندست ۸ از دو باند حرارتی ۱۰ و ۱۱ در این رابطه برخوردار است. در این مطالعه از باند ۱۰ این ماهواره برای استخراج اطلاعات دمایی در تصاویر استفاده شده، چرا که این باند حرارتی از میزان دقت بالاتری نسبت به باند ۱۱ برخوردار بوده و اثرات اتمسفری و نویزهای کمتری آن را تحت تأثیر قرار داده است.

۳-۲- فاز دوم: تهیه نقشه های ورودی الگوریتم سبال اصلاح شده با استفاده از تصاویر لندست

برای ماه ژوئن

در این مطالعه به منظور برآورد مقادیر نرخ تبخیر و تعرق واقعی ابتدا با استفاده از روابط گام زمانی لحظه ای شارهای بیلان انرژی و با توجه به لحظه محلی دریافت تصاویر محاسبات صورت گرفته و در نهایت با استفاده از روش توصیه شده در الگوریتم SEBAL برای گام های زمانی روزانه و ماهانه تعمیم داده شده اند. با توجه به این که برای محاسبه میزان تبخیر تعرق در یک حوضه، الگوریتم سبال دارای چندین ورودی به صورت نقشه می باشد، به این صورت ابتدا توضیح مختصری در مورد الگوریتم سبال داده شده و سپس نحوه تولید نقشه های

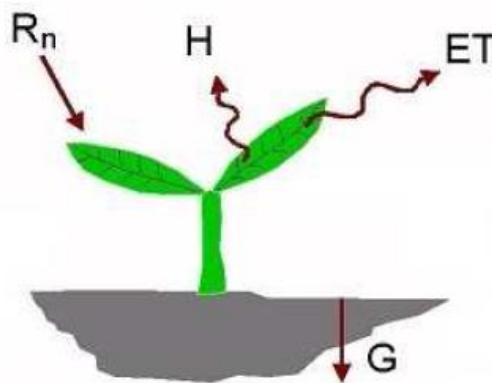
مورد نیاز جهت محاسبه آن آورده شده است. همچنین در این بخش نخست به ارائه روابط گام زمانی لحظه‌ای و در ادامه روابط گام زمانی روزانه پرداخته شده است.

۳-۲-۱- مفاهیم و روابط الگوریتم SEBAL

در مدل SEBAL، نرخ تبخیر و تعرق واقعی با به کارگیری تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های هواشناسی با استفاده از بیلان انرژی در سطح، محاسبه می‌شود. از آنجا که تصویر ماهواره‌ای تنها برای لحظه گذر ماهواره تأمین داده می‌کند، SEBAL یک شار لحظه‌ای ET برای زمان تصویر محاسبه می‌نماید. شار گرمای تبخیر برای هر پیکسل تصویر به عنوان باقیمانده رابطه بیلان انرژی سطح تخمین زده می‌شود (شکل ۵):

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (1)$$

که در آن λET شار گرمای نهان تبخیر و تعرق ($W.m^{-2}$)، R_n شار تشعشع خالص در سطح زمین ($W.m^{-2}$)، G شار گرمایی زمین ($W.m^{-2}$) و H جریان گرمای محسوس به سمت جو ($W.m^{-2}$) می‌باشند.



شکل ۵- شماتیک بیلان انرژی در سطح زمین (SEBAL Manual, 2002)

SEBAL می‌تواند ET را برای مناطق زراعی مسطح با دقت و اطمینان مناسبی تخمین زند. برای به کارگیری این الگوریتم در مناطق کوهستانی نیاز به اصلاحات مربوط به ارتفاع، شیب و Aspect می‌باشد که در محاسبه هر پارامتر برحسب ضرورت و نیاز به اصلاح، به آن اشاره می‌شود.

۳-۳- فاز سوم: محاسبه شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n) و شار گرمایی زمین (G)

۳-۳-۱- محاسبه شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n)

گام نخست در روند محاسباتی الگوریتم SEBAL، محاسبه شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n) با استفاده از رابطه ذیل است:

$$R_n = (1 - \alpha) R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (2)$$

که در آن $R_{s\downarrow}$ تابش ورودی طول موج کوتاه، $R_{L\downarrow}$ تابش ورودی طول موج بلند و $R_{L\uparrow}$ تابش خروجی طول موج بلند می‌باشند (تمامی پارامترهای فوق برحسب وات بر مترمربع می‌باشند). α آلبدو و ε_0 گسیلندگی سطح می‌باشند. با توجه به رابطه (۲)، آلبدو می‌بایست به عنوان نقشه‌ی ورودی برای محاسبه شار تشعشع خالص در سطح زمین مورد استفاده قرار گیرد. نحوه محاسبه آلبدو در پیوست این گزارش آورده شده است. پارامترهایی که در معادله شار تشعشع خالص به کار رفته، منحصرأ از روابطی بدست آمده که به صورت زیر آورده شده است:

• تابش طول موج کوتاه ورودی ($R_{s\downarrow}$)

شار تابشی طول موج کوتاه ورودی مجموع شارهای تابشی مستقیم^۵ و نفوذی^۶ رسیده به سطح زمین (برحسب W/m^2) می‌باشد. این شار با فرض شرایط بدون ابر مطابق رابطه (۳) محاسبه می‌شود:

$$R_s = G_{sc} \times \cos\theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (3)$$

که در رابطه فوق G_{sc} ثابت خورشیدی (برابر 1367 Wm^{-2})، $\cos\theta$ کسینوس زاویه برخورد اشعه خورشید به زمین، d_r مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید و τ_{sw} نیز مقدار گذردهی اتمسفری می‌باشد. در ادامه، نحوه محاسبه هر یک از پارامترهای معادله ۳ موردبررسی قرار می‌گیرد.

زاویه ورود خورشیدی^۷ (θ)، زاویه بین پرتو خورشیدی و خط عمود بر سطح زمین است. در مدل مسطح SEBAL فرض می‌گردد که سطح زمین افقی است و محاسبه $\cos\theta$ بسیار ساده و در سطح منطقه موردنظر ثابت است. در مدل کوهستانی SEBAL، $\cos\theta$ در هر پیکسل متفاوت است و به شیب و Aspect سطح زمین بستگی دارد. SEBAL از رابطه (۴) برای محاسبه $\cos\theta$ بهره می‌گیرد (Duffie and Beckman 1980):

$$\begin{aligned} \cos\theta = & \sin(\delta) \sin(\varphi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(s) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \sin(\omega) \end{aligned} \quad (4)$$

^۵ direct

^۶ diffuse

^۷ solar incidence angle

در رابطه فوق φ عرض جغرافیایی هر نقطه از نقشه ؛ s شیب، ω زاویه ساعتی^۸، δ زاویه میل خورشید^۹ و γ زاویه Aspect سطحی می باشد (تمامی موارد فوق بر حسب رادیان می باشند). نقشه های شیب و Aspect با استفاده از لایه DEM تولید می گردند. زاویه میل خورشید از رابطه (Cooper 1969) به شرح زیر محاسبه می گردد:

$$\delta = 0.409 \sin \left(\frac{2\pi \cdot JD}{365} - 1.39 \right) \quad (5)$$

که در اینجا JD روز ژولینی مورد بررسی می باشد.

زاویه ساعتی نیز تابعی از زمان استاندارد محلی (t) است و به صورت زیر تعریف می شود:

$$\omega = \frac{\pi}{12} \{ t + 0.06667(L_z - L_m) + S_c \} - 12 \quad (6)$$

که در اینجا t زمان گذر ماهواره بر حسب ساعت (برای مثال برای ساعت ۱۰:۳۰، ۱۰/۵ نوشته می شود)، L_z طول جغرافیایی مرکز منطقه زمانی^{۱۰} موجود در تصویر بر حسب دقیقه (که در این مطالعه منطقه زمانی مورد استفاده، تهران می باشد که طول جغرافیایی آن ۵۱/۴۲ درجه می باشد)، L_m طول جغرافیایی مرکز تصویر برداشت شده توسط ماهواره بر حسب دقیقه و S_c یک تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی^{۱۱} می باشد که به صورت زیر اعمال می گردد:

$$S_c = 0.1645 \times \sin(2b) - 0.1255 \times \cos(b) - 0.025 \times \sin(b) \quad (7)$$

$$b = 2\pi(JD - 81) / 364 \quad (8)$$

که در اینجا JD روز ژولینی تصویر مورد بررسی می باشد.

d_r : همان طور که پیش تر گفته شد، مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید می باشد که به وسیله رابطه زیر محاسبه می شود (Duffie and Beckman 1980):

$$d_r = 1 + 0.033 \times \cos \left(JD \frac{2\pi}{365} \right) \quad (9)$$

که در این جا JD شماره روز مورد محاسبه (روز ژولینی) می باشد.

^۸ hour angle

^۹ solar declination

^{۱۰} local time zone

^{۱۱} Solar time

گذردهی اتمسفری (τ_{sw}) نیز با فرض شرایط اتمسفری بدون ابر و نسبتاً خشک، با استفاده از رابطه زیر توصیه شده توسط نشریه FAO-56 محاسبه می گردد:

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

که در اینجا z ، ارتفاع از سطح دریا بر حسب متر می باشد که در این محاسبات از نقشه DEM منطقه استفاده شده است. بنابراین نقشه DEM به عنوان یک نقشه دیگر در تولید نقشه نهایی تبخیر تعرق مورد استفاده قرار می گیرد.

• تابش طول موج بلند خروجی ($RL_{\uparrow}$)

تابش طول موج بلند خروجی، شار تابشی حرارتی است که از سطح زمین به اتمسفر منتشر می شود ($W.m^{-2}$). این پارامتر در الگوریتم SEBAL با استفاده از رابطه استفان-بولتزمن محاسبه می شود:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (11)$$

که در آن ε_0 گسیلندگی سطح باند گسترده^{۱۲} (بدون بعد)، σ ثابت استفان بولتزمن ($W.m^{-2}.K^{-4}$)، T_s دمای سطح زمین (K) هستند. مقادیر $R_{L\uparrow}$ از ۲۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع با توجه به زمان و موقعیت تصویر می تواند تغییر نماید. بنابراین نقشه دمای سطح زمین نیز برای محاسبه نرخ تبخیر تعرق، یک نقشه ورودی محسوب می شود.

گسیلندگی سطح (ε_0)، راندمان انتشار طول موج بلند توسط سطح می باشد. این پارامتر توسط رابطه توسعه داده شده توسط (Van de Griend and Owe 1993) صورت زیر محاسبه می شود:

$$\varepsilon_0 = 0.0094 + 0.047 \times \ln(NDVI) \quad (12)$$

که در اینجا NDVI شاخص اختلاف پوشش گیاهی نرمال شده است که جهت تعیین مقدار و تراکم پوشش گیاهی در سطح زمین استفاده می شود و از اختلاف بازتابش باند محدوده قرمز و فروسرخ که در این محدوده نرمال شده به دست می آید. این شاخص در ماهواره لندست ۸ برای باندهای ۴ و ۵ مورد استفاده قرار می گیرد.

به صورت کلی، با هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع، شاهد ۵-۶ درجه سانتی گراد کاهش دمای هوا هستیم. به دلیل وجود تعادلی قوی بین دمای سطح و دمای هوا، معمولاً چنین روند کاهشی در مورد دمای سطح نیز

^{۱۲} broad-band

مشاهده می شود. در الگوریتم SEBAL فرض بر وجود رابطه ای خطی بین دمای سطح و اختلاف دمای هوا در دو ارتفاع مشخص (dT) می باشد. اما این دمای سطح می بایست با یک سطح مرجع هماهنگ شود تا dT با دقت بیشتری مورد محاسبه قرار گیرد. در غیر این صورت، ارتفاعاتی که دمای پایین تری را نشان می دهند ممکن است به اشتباه نواحی با نرخ تبخیر و تعرق واقعی بالا تشخیص داده شوند. به همین جهت، در روش اصلاح شده، نقشه دمای سطح اولیه (Ts) با استفاده از نقشه DEM به صورت زیر مورد اصلاح ارتفاعی قرار داده شده است.

$$T_{s_dem} = T_s + 0.0065 \Delta Z \quad (13)$$

که در این جا ΔZ اختلاف ارتفاع هر پیکسل با سطح مبنا می باشد. این سطح مبنا معمولاً ارتفاع از سطح دریا در یک ایستگاه هواشناسی و یا ارتفاعی در تصویر می باشد که نماینده مناطق زراعی مورد محاسبه می باشد. گفتنی است دمای اصلاح شده سطح زمین، در مناطق کوهستانی و در محاسبه شار حرارتی محسوس استفاده می شود و در محاسبه بقیه ترم ها از جمله تابش طول موج بلند خروجی از دمای سطح واقعی و یا اصلاح نشده استفاده می شود.

• تابش طول موج بلند ورودی ($R_{L\downarrow}$)

تابش طول موج بلند ورودی، شار تابشی حرارتی رو به پایین از اتمسفر می باشد ($W.m^{-2}$). این پارامتر نیز با استفاده از رابطه استفان-بولتزمن به صورت زیر محاسبه می شود:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (14)$$

که در آن ε_a گسیلندگی اتمسفر (بدون بعد)، σ ثابت استفان بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$)، و T_a دمای هوا در نزدیکی سطح زمین (K) هستند. مقادیر $R_{L\downarrow}$ از ۲۰۰ تا ۵۰۰ وات بر مترمربع با توجه به زمان و موقعیت تصویر می تواند تغییر کند.

محاسبه گسیلندگی اتمسفر با استفاده از رابطه (۱۵)، که توسط Bastiaanssen, 1995 برای غرب مصر استخراج شده است انجام گرفت:

$$\varepsilon_a = 1.08 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.265} \quad (15)$$

در این رابطه τ_{sw} گذردهی اتمسفری می باشد که توسط رابطه (۱۰) محاسبه می شود.

دمای هوای مورد استفاده در رابطه (۱۴)، در روش SEBAL معمولی، دمای هوای پیکسل سرد (T_{cold}) می باشد. در روش اصلاح شده، این دما برای هر پیکسل با استفاده از نقشه DEM به صورت زیر اصلاح می شود (Allen et al. 2002):

$$T_{cold}(\text{each pixel}) = T_{cold} + 0.0065 \Delta Z \quad (16)$$

که در این رابطه ΔZ برابر است با ارتفاع پیکسل سرد منهای ارتفاع هر پیکسل. ارتفاع پیکسل سرد با استفاده از نقشه DEM منطقه و با وارد کردن مختصات این پیکسل به دست می آید.

۳-۲-۳- شار گرمایی زمین (G)

شار گرمایی زمین در واقع نرخ ذخیره حرارت در خاک و گیاه در اثر انتقال است. SEBAL ابتدا نسبت G/R_n را با استفاده از رابطه تجربی (۱۷) که توسط (Bastiaanssen, 2000) ارائه شده تخمین می زند:

$$\frac{G}{R_n} = T_s / \alpha (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (17)$$

که در آن: T_s دمای سطح اصلاح نشده (K)، α آلبدوی سطح (Broadband Albedo) و NDVI شاخص پوشش گیاهی است.

مقادیر G/R_n برای آب و برف به صورت ذیل در نظر گرفته می شود:

• اگر $NDVI < 0$ باشد، آن سطح آب فرض می گردد. ($G/R_n = 0.5$)

• اگر $T_s < 4$ و $\alpha > 0.45$ باشد، آن سطح برف فرض می گردد. ($G/R_n = 0.5$)

به طور کلی می توان گفت در تخمین نسبت G به R_n برای سطوح خاک و گیاه از رابطه (۱۷) و برای دیگر سطوح مقدار ۰/۵ استفاده شود.

در مناطق کوهستانی نیز روند تخمین G به شکل فوق می باشد و نیازی به اصلاح T_s و سایر پارامترها نمی باشد.

۳-۴- فاز چهارم: شار حرارتی محسوس (H)

شار حرارتی محسوس در واقع هدر رفت حرارت به هوا به وسیله همرفت و انتقال می باشد. رابطه بکار رفته جهت محاسبه این ترم مطابق ذیل می باشد (SEBAL Manual, 2002):

$$H = (\rho \times C_p \times dT) / r_{ah} \quad (18)$$

که در آن ρ چگالی هوا [kg.m^{-3}], C_p گرمای ویژه در فشار معین [$1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$], $dT[\text{K}]$ اختلاف دمای هوای بین دو ارتفاع مشخص (که طبق پیشنهاد (SEBAL Manual (2002 اینجا ۰/۱ متر و ۲ متر در نظر گرفته می شود) و r_{ah} مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت [day.m^{-1}] است. حل رابطه (۱۸) به جهت وجود دو پارامتر نامشخص، r_{ah} و dT مشکل است. جهت تسهیل این محاسبه، از دو پیکسل "سرد" و "گرم" (که در آن ها می توان H را پیش بینی نمود و dT را تخمین زد) و سرعت باد در یک ارتفاع مشخص استفاده شده است. مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (r_{ah}) و شار حرارتی محسوس مطابق با روابط ارائه شده در الگوریتم شماتیک شکل ۶ محاسبه می شوند.

• انتخاب پیکسل های سرد و گرم

الگوریتم SEBAL جهت محاسبات نرخ تبخیر و تعرق واقعی، از دو پیکسل مبنا جهت تعیین حدود بالا و پایین بیلان انرژی در سطح استفاده می کند. این دو پیکسل با نام های "سرد" و "گرم" در محل تشخیص داده شده توسط کاربر تعیین می شوند. پیکسل "سرد" می بایست در محلی مرطوب، آبیاری شده و با پوشش گیاهی کامل در سطح زمین، انتخاب شود. در این پیکسل، فرض می شود که دمای سطح و دمای هوای نزدیک به سطح با هم برابر می باشند. پیکسل "گرم" نیز می بایست در یک منطقه زراعی خشک که تبخیر و تعرقی در آن رخ نمی دهد انتخاب گردد. هر دوی این پیکسل ها می بایست در مناطقی بزرگ و همگن واقع شده باشند. انتخاب این پیکسل ها نیازمند مهارت و تجربه می باشد و کیفیت محاسبات ET در الگوریتم SEBAL به انتخاب دقیق این پیکسل ها بستگی دارد. (SEBAL Manual (2002)، نحوه انتخاب پیکسل های "سرد" و "گرم" را تشریح کرده است. مختصات این پیکسل ها در مراحل بعدی محاسبه می بایست وارد گردند. نکات ذیل در مورد تخمین r_{ah} قابل توجه است:

۱. سرعت اصطکاکی (U_*) برای شرایط اتمسفری خنثی با استفاده از داده های ایستگاهی تولید می شود.

$$U_* = \frac{k u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (19)$$

که در آن، u_x سرعت باد اندازه گیری شده در ایستگاه هواشناسی که معمولاً ارتفاع ۱۰ متر می باشد

۲. k ثابت بدون بعد فون کارمن (۰/۴۱) و z_{0m} طول زبری مونتیم برای هر پیکسل (m) می باشند.

۳. طول زبری مونتیم (z_{0m}) با استفاده از روابط تجربی الگوریتم SEBS و با استفاده از نقشه LAI که خود از ماهواره لندست بدست آمده و نحوه محاسبه آن در پیوست آورده شده، محاسبه می شود (Su 2002). LAI

شاخص سطح برگ است. رابطه (۲۰) نحوه فرمول نویسی این متغیر در محیط نرم افزار ILWIS را نمایش می دهد (بر گرفته از Help نرم افزار ILWIS):

$$star2u_h = c_1 - c_2 \times \exp(-c_3 \times C_d \times LAI) \quad (20)$$

$$c_1 = 0.320; c_2 = 0.264; c_3 = 15/1; C_d = 0.2$$

$$n_h = C_d \times LAI / (2 \times \text{pow}(\text{ustar2u}_h, 2))$$

$$d_{2h} = 1 - 1 / (2 \times n_h) \times (1 - \exp(-2 \times n_h))$$

$$z_{om} = z_{o2h} \times h$$

$$z_{o2h} = (1 - d_{2h}) \times \exp(-k \times \text{pow}(\text{ustar2u}_h, (-1)))$$

$$k = 0.40$$

در مناطق کوهستانی لازم است طول زبری مونتوم (z_{om}) بر اساس شیب منطقه با استفاده از رابطه ۲۱

اصلاح شود:

$$z_{om(mnt)} = z_{om} \times [1 + (\text{slope} - 5)/20] \quad (21)$$

که در آن slope نقشه شیب منطقه (بر حسب رادیان) می باشد.

۳. سرعت باد در ارتفاعی بالا که هیچ گونه تأثیری از زبری سطح قابل تصور نمی باشد (۲۰۰ متر) محاسبه

می گردد. رابطه U_{200} در واقع همان رابطه (U_*) می باشد.

$$U_{200} = U_* \frac{\ln(\frac{z_{200}}{z_{om}})}{k} \quad (22)$$

در مناطق کوهستانی لازم است تا سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متری بر اساس تأثیرات ارتفاعی اصلاح

گردد. بنابراین ضریب وزنی سرعت باد در کوهستان به صورت رابطه (۲۳) تعیین می گردد:

$$\omega = 1 + 0.1[(h - H)/1000] \quad (23)$$

که در آن مقصود از h ارتفاع هر پیکسل و H ارتفاع مکانی که سرعت باد اندازه گیری شده می باشد.

U_{200} در هر پیکسل با ضرب کردن در ضریب ω تنظیم می شود.

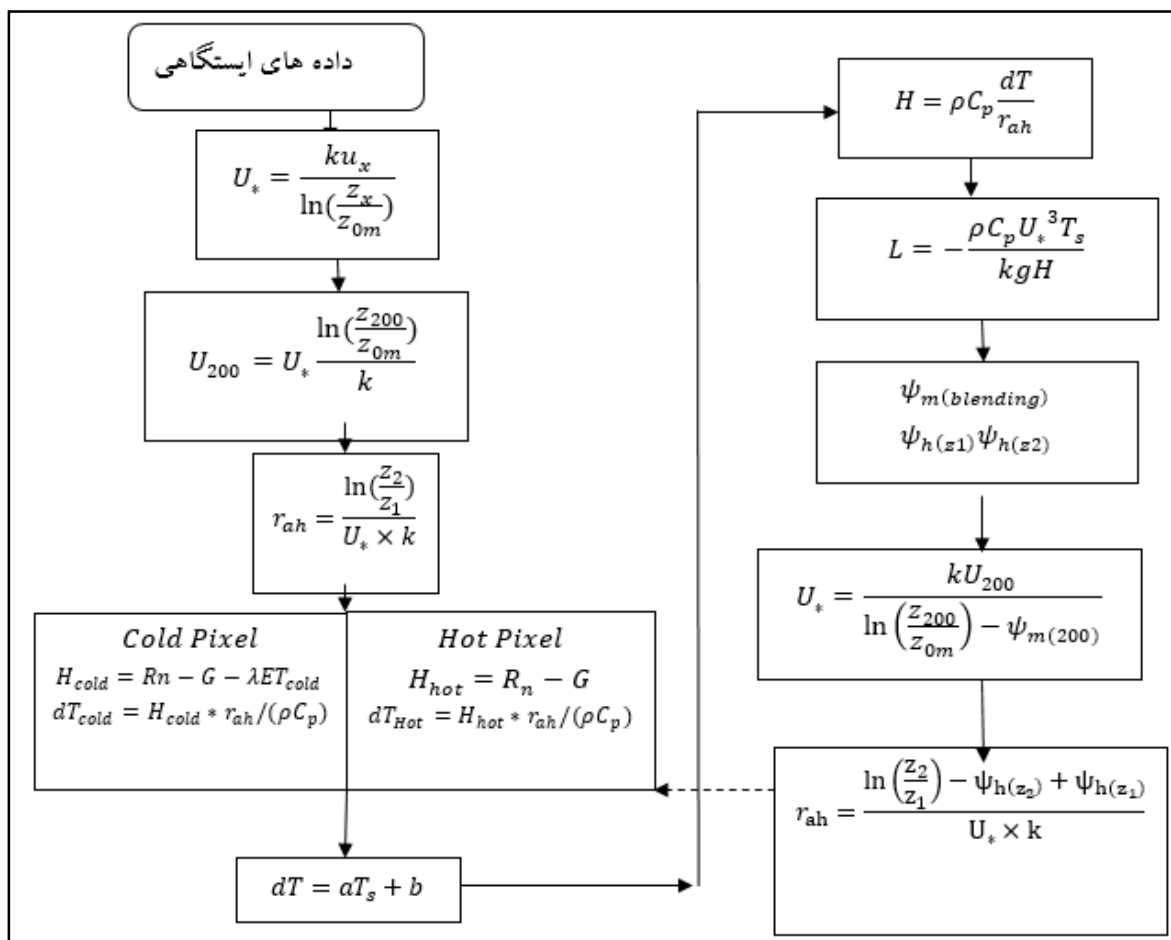
انجام یکسری محاسبات تکراری جهت در نظر گرفتن تأثیرات ناپایداری بر r_{ah} و H ضروری است.

بنابراین با فرض شرایط خنثی یک مقدار اولیه برای r_{ah} محاسبه می شود. z_1 ارتفاعی نزدیک به صفحه تغییر

مکان صفر^{۱۳} برای سطح یا پوشش گیاهی و z_2 ارتفاعی بالاتر از صفحه تغییر مکان صفر و پایین تر از لایه

^{۱۳} Zero plane displacement

مرزی سطح^{۱۴} می باشد. بر اساس تحلیل های تجربی مقدار z_1 برابر ۰/۱ و مقدار z_2 برابر ۲ متر در نظر گرفته می شود (Allen et al. 2002).



شکل ۶- دیاگرام محاسبه شار حرارتی محسوس

جهت محاسبه شار حرارتی محسوس از رابطه (۱۸) لازم است اختلاف دما در نزدیکی سطح زمین (dT) برای هر پیکسل تعیین گردد. این پارامتر درواقع اختلاف دما را در دو سطح ارتفاعی z_1 و z_2 نشان می دهد. از آنجا که اندازه گیری ها در این سطوح وجود ندارد، در الگوریتم SEBAL فرض می گردد که رابطه ای خطی بین dT و T_s برقرار است.

$$dT = b + aT_s \quad (24)$$

که در آن a و b ضرایب همبستگی می باشند.

^{۱۴} Surface boundary layer

در مناطق کوهستانی، جهت به دست آوردن تخمین مناسب تر از dT لازم است که دمای سطح بکار رفته در این رابطه بر اساس ارتفاع تنظیم و اصلاح شود. بنابراین در مدل اصلاح شده SEBAL در مناطق کوهستانی، یک نقشه دمای سطح مصنوعی باهدف محاسبه dT تولید می شود. در این لایه فرض می شود همان طور که در پروفیل دمای هوا نیز مشاهده می شود، نرخ کاهش دمای سطح با توجه به ارتفاع افزایش پیدا می کند. دمای سطح اصلاح شده بر اساس DEM منطقه از رابطه زیر به دست می آید:

$$T_{s-dem} = T_s + 0.0065\Delta z \quad (25)$$

که در آن Δz ارتفاع هر پیکسل منهای ارتفاع مبنا برحسب متر است که معمولاً ارتفاع ایستگاه هواشناسی به عنوان ارتفاع مبنای تصویر مورد استفاده قرار می گیرد.

لازم به ذکر است که لایه T_s مصنوعی تولید شده در این بخش، در تخمین dT و انتخاب پیکسل های گرم و سرد مورد استفاده قرار می گیرد و در محاسبه مربوط به تشعشع طول موج بلند خروجی کاربرد ندارد. جهت تعیین این ضرایب، SEBAL از دو پیکسل سرد و گرم که می توان در آن ها مقدار H را به شکل قابل قبولی محاسبه نمود، استفاده می کند. در مورد تخمین dT و H می توان به موارد زیر اشاره نمود:

۱. بر اساس تحقیقات انجام شده در دانشگاه Idaho می توان نرخ ET در پیکسل "سرد" را $1/0.5$ برابر

تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع در نظر گرفت (شکل ۶). بنابراین H و dT در پیکسل سرد مطابق روابط

(۲۶) و (۲۷) قابل محاسبه است:

$$H_{cold} = R_n - G - 1.05\lambda ET_r \quad (26)$$

$$dT_{cold} = H_{cold} \times r_{ah_{cold}} / (\rho_{cold} \times c_p) \quad (27)$$

۲. برای محاسبه تبخیر و تعرق مرجع در محل پیکسل سرد از شکل استاندارد شده رابطه ASCE

Penman-Monteith استفاده خواهد شد (ASCE-EWRI 2005). رابطه زیر شکل استاندارد شده رابطه

تبخیر و تعرق گیاه مرجع ASCE برای گام های زمانی ساعتی و روزانه را نشان می دهد. مقادیر ثابت های

C_n و C_d از جدول ۲ تعیین می گردد.

$$ET_{ref} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (28)$$

ET_{ref} : تبخیر و تعرق گیاه مرجع ($mm.day^{-1}$ یا $mm.hour^{-1}$)

R_n : تشعشع خالص در سطح پوشش گیاهی [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{day}^{-1}$] یا [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{hour}^{-1}$]

G : شار گرمایی خاک [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{day}^{-1}$] یا [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{hour}^{-1}$]

T : میانگین روزانه یا ساعتی دمای هوا در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری [$^{\circ}\text{C}$]

U_2 : میانگین روزانه یا ساعتی سرعت باد در ارتفاع ۲ متری [m.s^{-1}]

e_s : میانگین فشار بخار اشباع در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری [kPa]; برای محاسبات روزانه، میانگین e_s محاسبه

شده برای دمای هوای حداقل و حداکثر

e_a : میانگین فشار بخار واقعی در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری [kPa]

Δ : شیب منحنی دما- فشار بخار [kPa.C^{-1}]

γ : ثابت سایکرومتریک [kPa.C^{-1}]

جدول ۲- مقادیر ثابت C_n و C_d جهت محاسبه تبخیر و تعرق مرجع [FAO-PM, table A-1, 2005]

واحد اندازه گیری برای E_{Tr}	ET مرجع بلندمدت		گام زمانی محاسبات
	C_n	C_d	
mm.d^{-1}	۱۶۰۰	۰/۳۸	روزانه و ماهانه
mm.d^{-1}	۶۶	۰/۲۵	ساعتی در روز
mm.d^{-1}	۶۶	۱/۷	ساعتی در شب

به منظور محاسبه ثابت سایکرومتریک، فشار بخار اشباع، فشار بخار واقعی و شیب منحنی فشار بخار از روابط زیر استفاده گردیده است:

$$\gamma = \frac{c_p}{\epsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \quad (29)$$

γ : ثابت سایکرومتریک [kPa.C^{-1}]

P : فشار اتمسفر [kPa]

λ : گرمای نهان تبخیر، [$\text{MJ.kg}^{-1}.\text{C}^{-1}$] ۲/۴۵

C_p : گرمای ویژه در فشار ثابت، [$\text{MJ.kg}^{-1}.\text{C}^{-1}$] ۱/۰۱۳×۱۰^{-۳}

ϵ : نسبت وزن مولکولی بخار آب به هوای خشک (معادل ۰/۶۲۲)

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (30)$$

T_{max} : حداکثر دمای هوای روزانه [$^{\circ}\text{C}$]

T_{min} : حداقل دمای هوای روزانه [$^{\circ}\text{C}$]

$$e^0(T) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27T}{T+273}\right] \quad (31)$$

$e^0(T)$: فشار بخار اشباع در دمای T [kPa]

T : دمای هوا [$^{\circ}\text{C}$]

$$e_s = \left[\frac{e^0(T_{max}) + e^0(T_{min})}{2} \right]$$

$$\Delta = \frac{2504 \times \exp\left(\frac{17.27T}{T+237.3}\right)}{(T+237.3)^2} \quad (32)$$

Δ : شیب منحنی دما- فشار بخار [kPa/ $^{\circ}\text{C}$]

T : دمای هوا [$^{\circ}\text{C}$]

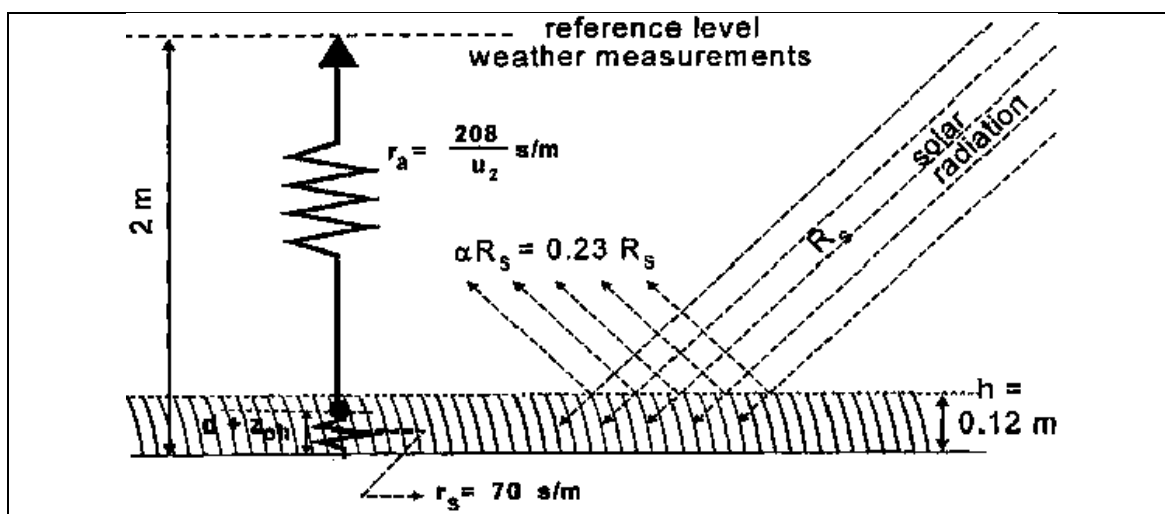
در محاسبه e_s ، در صورت محاسبه برای بازه زمانی روزانه، از همان $e^0(T)$ استفاده گردیده؛ با این تفاوت که از دمای متوسط روزانه به عنوان T در نظر گرفته شده است.

$$e_a = e^0(T_{dew}) = 0.6188 \exp\left[\frac{17.27T_{dew}}{T_{dew}+237.3}\right] \quad (33)$$

T_{dew} : دمای نقطه شبنم [$^{\circ}\text{C}$]

جهت محاسبه e_a از داده‌های روزانه و لحظه عبور ماهواره ایستگاه‌های سینوپتیک استفاده شده است. به منظور ساده‌سازی تخمین تبخیر و تعرق گیاه مرجع با استفاده از این روش، روند محاسبات در نرم‌افزار Excel به صورت خودکار محاسبه شده است.

مشخصات گیاه مرجع نیز به صورت شماتیک در شکل ۷ نمایش داده شده است.



شکل ۷- مشخصات گیاه مرجع به صورت شماتیک (van Bloemen Waanders et al. 2005)

۳. در پیکسل "گرم" (خشک)، که از سطحی خشک و فاقد پوشش گیاهی انتخاب می شود فرض می گردد که نرخ تبخیر و تعرق واقعی برابر صفر است. در پیکسل سرد نیز که در محلی مرطوب و آبیاری شده و با پوشش گیاهی کامل انتخاب می گردد فرض بر وجود بیش ترین نرخ تبخیر و تعرق واقعی می باشد (SEBAL Manual, 2002).

۴. با محاسبه dT_{cold} و dT_{hot} و با استفاده از دمای سطح پیکسل های مورد نظر می توان مقادیر a و b را به دست آورد. بدین ترتیب در هر پیکسل، مقدار dT قابل تعیین است.

۵. با استفاده از رابطه $T_a = T_s - dT$ ، دمای هوا تعیین شده و با استفاده از آن، تخمینی از چگالی هوا (ρ) در پیکسل های "سرد" و "گرم" به دست می آید.

۶. در این مرحله با استفاده از رابطه (۱۸) مقدار شار حرارتی محسوس (H) برای هر پیکسل در شرایط اتمسفری خنثی به دست می آید.

۷. جهت وارد نمودن تأثیرات شناوری که از گرم شدن سطح ناشی می شود، SEBAL از تئوری Monin-Obukhov در یک روند تکراری استفاده می کند. شرایط پایداری اتمسفر، به خصوص در شرایط خشک، تأثیر زیادی بر مقاومت آئرو دینامیکی (rah) داشته و لازم است در محاسبه شار حرارتی محسوس (H) در نظر گرفته شود. SEBAL جهت اصلاح تأثیرات شناوری، محاسبه H را در یک روند تکراری ادامه می دهد تا مقدار rah پایدار شود.

طول Monin-Obukhov(L) جهت تعیین شرایط پایداری اتمسفر در این روند تکراری محاسبه

می گردد:

$$L = - \frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (34)$$

که در آن، ρ چگالی هوا (kg/m^3)، C_p حرارت مخصوص هوا (1001 J/kg/K)، u_* سرعت اصطکاکی (m/s)، T_s دمای سطح (K)، g ثابت جاذبه (9.81 m/s^2)، و H شار حرارتی محسوس (W/m^2) است. مقادیر L شرایط پایداری اتمسفر را تعریف می کند. اگر $L < 0$ ، اتمسفر غیر پایدار، اگر $L > 0$ اتمسفر پایدار و اگر $L = 0$ اتمسفر خنثی در نظر گرفته می شود.

با توجه به شرایط اتمسفری، مقادیر اصلاح پایداری برای مونتوم و انتقال حرارت (ψ_h و ψ_m) با استفاده از فرمول های ارائه شده توسط (Webb 1970) محاسبه شده است.

اگر $L < 0$ باشد، شرایط غیر پایدار:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x(200m)}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x(200m)^2}{2} \right) - 2 \text{ARCTAN} (x(200m)) + 0.5 \pi \quad (35)$$

$$\psi_{h(z)} = 2 \ln \left(\frac{1+x(z)^2}{2} \right) \quad (36)$$

که در آن

$$X(z) = (1 - 16 \frac{z}{L})^{0.25} \quad (37-1)$$

و اگر $L > 0$ باشد، در شرایط پایدار:

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (37-1)$$

$$\psi_{h(z)} = -5 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (37-1)$$

اگر $L = 0$ ؛ شرایط اتمسفر خنثی: $\psi_m = 0$ و ψ_m

در این مرحله مقدار اصلاح شده سرعت اصطکاکی (u_*) با توجه به شرایط اتمسفر محاسبه می گردد:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln \left(\frac{z_{200}}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(200)}} \quad (38)$$

که در آن، u_{200} سرعت باد در ۲۰۰ متر (m.s^{-1})، k ثابت فون کارمن (0.41)، z_{0m} طول زبری برای هر

پیکسل (m)، و $\psi_m(200m)$ اصلاح پایداری برای انتقال مونتوم در ۲۰۰ متر است.

با اصلاح سرعت اصطکاکی، می توان مقدار اصلاح شده برای مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (r_{ah}) را در هر مرحله تکرار بدین ترتیب به دست آورد:

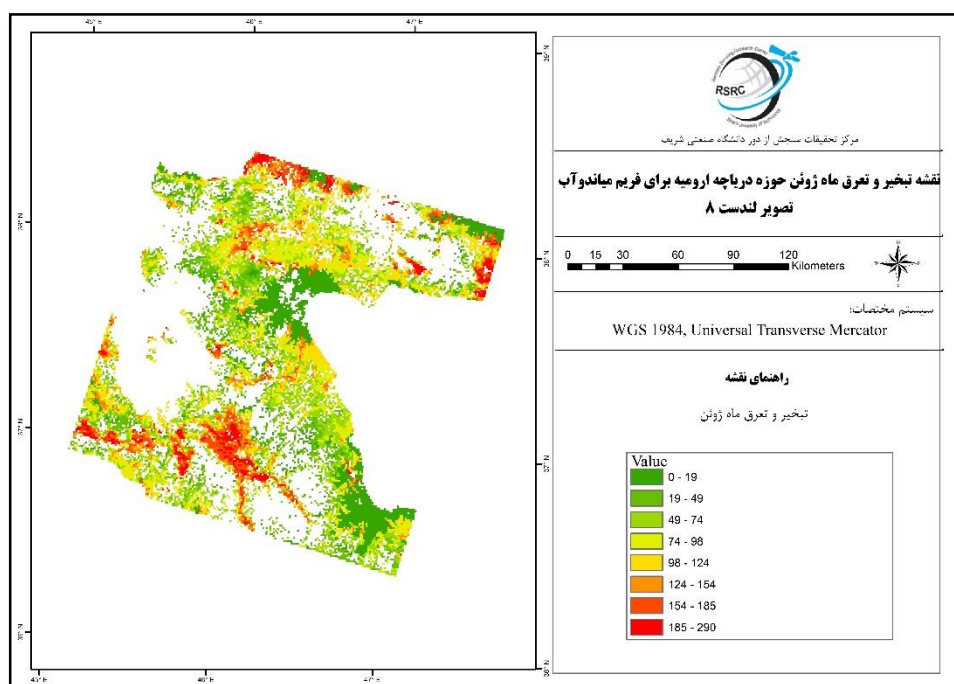
$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (39)$$

که کلیه پارامترها در بندهای قبل معرفی شده اند.

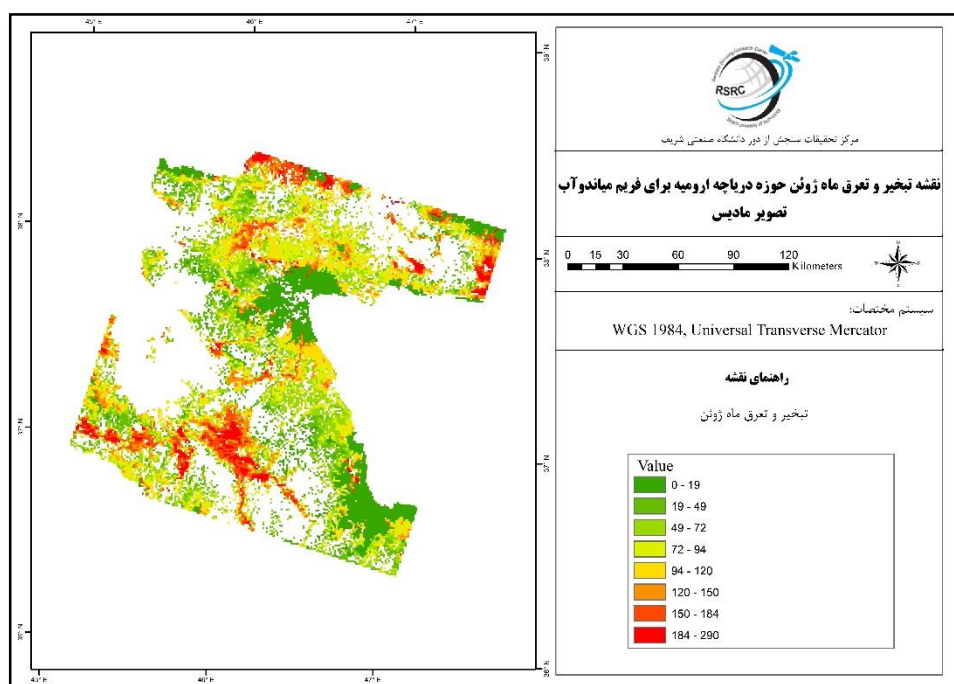
در ادامه مراحل کار از بند سوم با محاسبه dT آغاز شده و به ترتیب بالا ادامه پیدا می کند. این روند تکراری آن قدر ادامه پیدا می کند تا dT_{hot} و r_{ah} در پیکسل "گرم" به مقداری پایدار میل پیدا کند. در نهایت مقدار نهایی شار حرارتی محسوس در هر پیکسل قابل محاسبه می باشد.

۳-۵- فاز پنجم و ششم: محاسبه تبخیر تعرق برای ماه ژوئن در سال ۲۰۱۴ میلادی با ماهواره لندست و مقایسه نتایج با خروجی های سنجنده مودیس در همین ماه

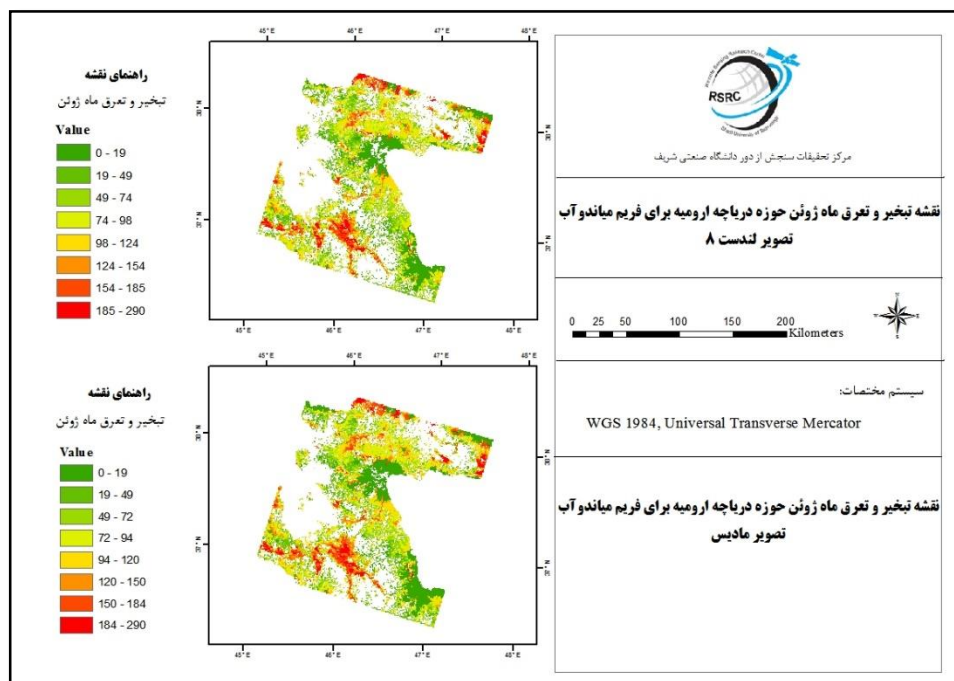
در پژوهش صورت گرفته نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه طی ماه ژوئن در سال ۲۰۱۴ (خرداد و تیر ۱۳۹۳) با استفاده از الگوریتم بیلان انرژی SEBAL و تصاویر سنجنده Landsat8 برآورد شده که در شکل ۸ آورده شده است. در گام بعد با استفاده از نتایج بدست آمده برای این ماه به وسیله سنجنده مودیس (شکل ۹) مقایسه شده و میزان میانگین تبخیر و تعرق در فریم مربوط به دشت میاندوآب بررسی شد. برای بررسی مقایسه ای، نتایج با هم در شکل ۱۰ آمده است. همان طور که مشاهده می شود، میزان بیش ترین نرخ تبخیر تعرق بدست آمده از سنجنده Landsat تقریباً برابر با ۲۹۶ میلی متر بوده و این مقدار برای تصویر MODIS برابر حدود ۲۸۸ میلی متر به دست آمده است.



شکل ۸- نقشه تبخیر تفرق بدست آمده به وسیله الگوریتم سبال با استفاده از ماهواره لندست ۸ برای دشت میاندوآب در ماه ژوئن در سال ۲۰۱۴ میلادی

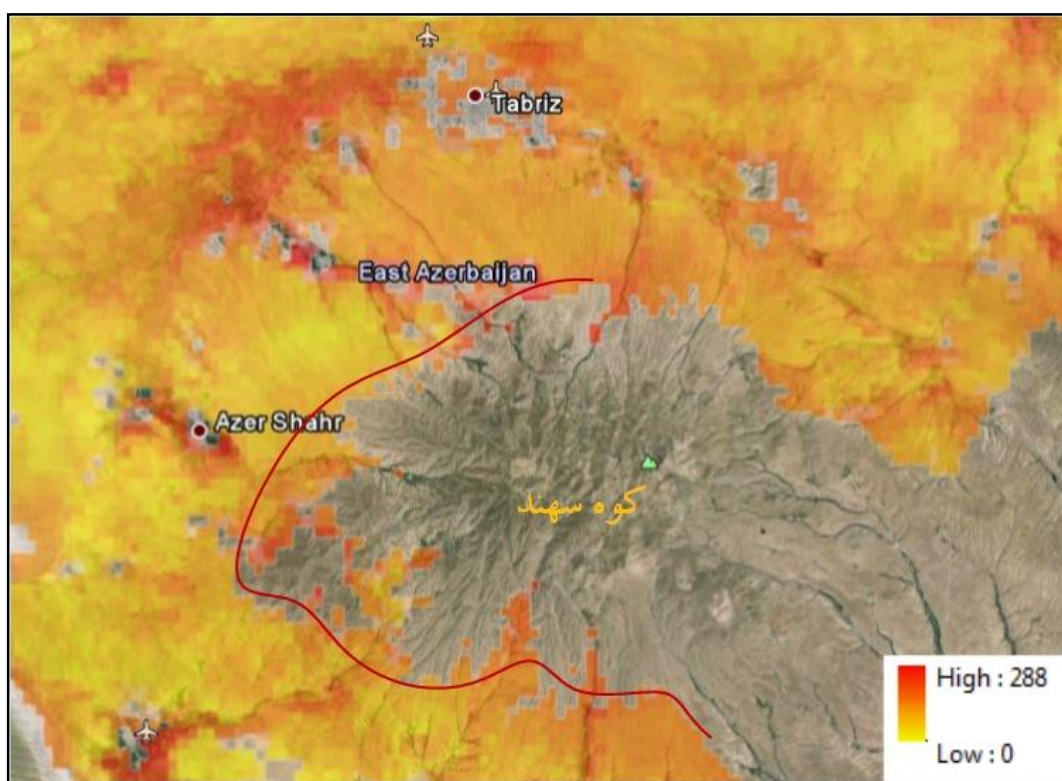


شکل ۹- نقشه تبخیر تفرق به دست آمده به وسیله الگوریتم سبال با استفاده از سنجنده مودیس برای دشت میاندوآب در ماه ژوئن در سال ۲۰۱۴ میلادی



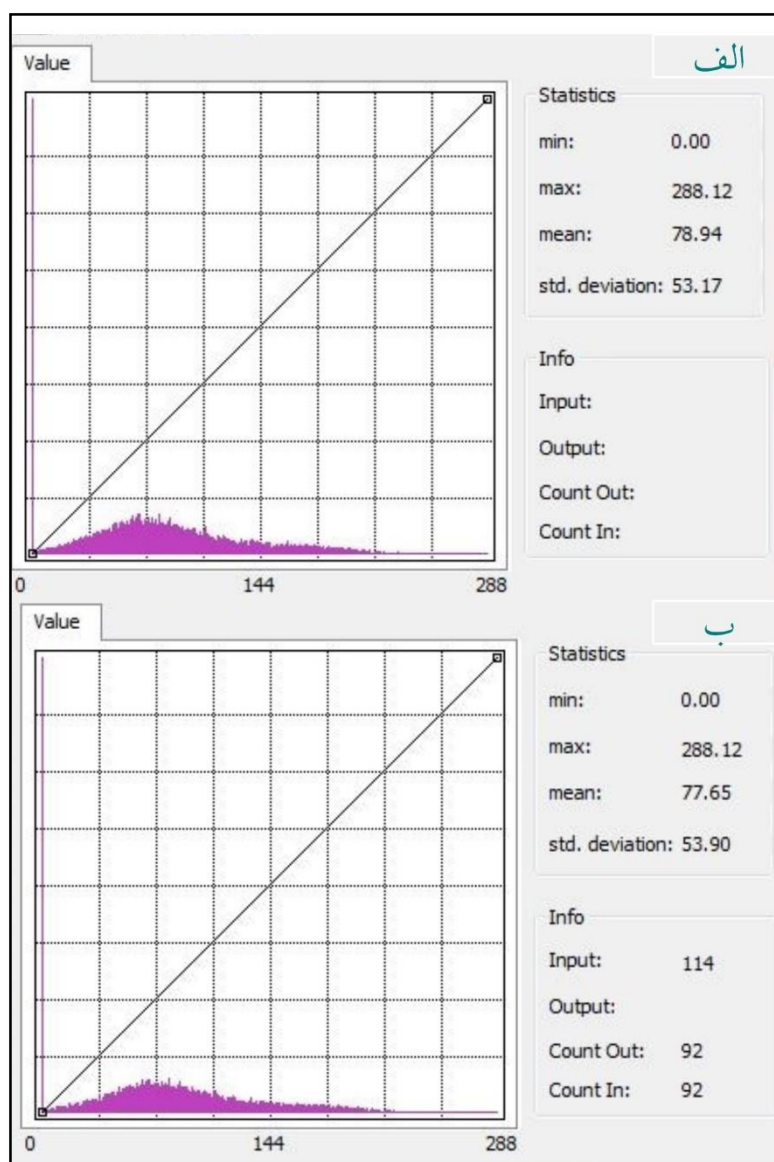
شکل ۱۰- مقایسه نقشه‌های تبخیر تعرق به‌دست‌آمده برای دو فریم تصویر در دشت میاندوآب برای ماهواره لندست و سنجنده مودیس در دشت میاندوآب برای ماه ژوئن در سال ۲۰۱۴ میلادی

همان‌طور که در شکل ۱۱ نمایش داده شده، مقادیر موجود در دامنه‌های کوه سهند برابر صفر به‌دست‌آمده و این حاکی از آن است که با بالا رفتن ارتفاع و سرد شدن هوا، برای تصحیح داده‌ها، مقادیر تبخیر و تعرق برابر صفر در نظر گرفته شده که این اتفاق برای تصویر به‌دست‌آمده از ماهواره لندست صحت ندارد و بیشینه مقادیر تبخیر تعرق در دامنه‌های غربی کوه سهند که با خط قرمز در شکل ۱۱ مشخص شده به‌دست‌آمده و به نظر می‌رسد تصحیحات برای از بین بردن نویز ابری در این قسمت انجام نگرفته و باعث شده مقادیر بیش از انتظار در این قسمت از تصویر ماهواره لندست به‌دست‌آید. بالا رفتن مقدار جزئی در بیش‌ترین مقدار تبخیر تعرق و همچنین بالا رفتن میانگین مکانی تبخیر تعرق در ماهواره لندست نسبت به ماهواره مودیس نیز به همین جهت می‌تواند باشد. اما در بررسی داده‌های به‌دست‌آمده برای دشت میاندوآب، مقادیر به‌دست‌آمده از دو ماهواره تقریباً به هم نزدیک بوده است. البته انتخاب پیکسل گرم و سرد نیز در تغییرات به‌دست‌آمده می‌تواند کاملاً اثرگذار باشد.



شکل ۱۱- دامنه‌های اطراف کوه سهند در تصویر مربوط به تبخیر تعرق در سنجنده مودیس که اعداد بدست آمده برای اطراف دامنه‌های غربی (نواحی چسبیده به خط قرمز در دامنه‌های غربی) با توجه به این که تبخیر تعرق در ارتفاعات برابر صفر در نظر گرفته شده، تقریباً برابر کمترین مقدار می‌باشند

در نهایت برای بررسی میزان میانگین در دو نقشه، نمودار هیستوگرام آن‌ها همانند شکل ۱۲ به دست آمد. میانگین نرخ تبخیر تعرق در نقشه لندست (شکل ۱۲-الف) در حدود ۷۸/۹ میلی‌متر به دست آمده که این مقدار برای سنجنده مودیس (شکل ۱۲-ب) در این ماه برابر حدود ۷۷/۷ میلی‌متر (در ماه) ثبت شده است. بیشترین مقادیر رخداد ثبت شده برای نرخ تبخیر تعرق در ماهواره لندست ۸ تقریباً در حدود ۷۰ الی ۸۰ میلی‌متر (در ماه) بوده و توالی رخداد برای سنجنده مودیس نیز در این محدوده قرار گرفته است. نواحی مشابه بدست آمده در این دو نمودار تقریباً دارای مقادیر یکسان از نظر تبخیر تعرق بوده است. البته همانند آنچه که پیشتر نیز ذکر گردید، مقایسه نتایج بین این دو ماهواره بیشتر برای امکان سنجی استفاده از ماهواره لندست ۸ برای محاسبه تبخیر تعرق در حوضه مورد نظر است. این ماهواره دارای قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متری بوده و به این صورت داده‌های یک کیلومتری مودیس بدین وسیله بهبود داده می‌شود. در گام بعدی از ماهواره لندست برای محاسبه تبخیر تعرق ماهانه برای سال ۲۰۱۴ میلادی استفاده خواهد شد و نتایج آن به صورت یک گزارش مجزا ارائه می‌گردد.



شکل ۱۲- بررسی آماری (هیستوگرام) برای نقشه‌های تبخیر تفرق در ماه ژوئن برای سال ۲۰۱۴ میلادی- الف- هیستوگرام مربوط به ماهواره لندست ۸- ب- هیستوگرام مربوط به سنجنده مودیس بر روی ماهواره TERRA

۴- پیوست

۴-۱- محاسبه آلبدو

در واقع میزان انرژی که در طول موج مشخص از یک جسم انعکاس پیدا می کند ، تقسیم بر کل انرژی که در آن طول موج به جسم تابیده می شود، آلبدو نام دارد. در این بخش، مقدار ضریب آلبدو α با استفاده از مقدار α_{top} (ضریب آلبدو در بالای اتمسفر) محاسبه می شود. برای محاسبه α_{top} از بازتاب باندهای مختلف طبق رابطه (پ-۱) استفاده می شود (Minnis et al. 1997).

$$\alpha_{top} = \sum (\omega_{\lambda} \times \rho_{\lambda}) \quad \text{رابطه (پ-۱)}$$

که در آن، ضریب وزنی برای یک باند خاص و ρ_{band} تشعشع باند مورد نظر است. نحوه محاسبه ω_{λ} در رابطه (پ-۲) آورده شده است. مقدار نسبت پتانسیل انرژی ورودی برای هر باند توسط نسبت ثابت خورشیدی $ESUN_{\lambda}$ برای هر باند تعیین می شود که این پارامتر ثابت همراه با ضرایب وزنی برای باندهای مختلف ماهواره لندست ۸ در جدول پ-۱ آورده شده است.

$$\omega_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \quad \text{رابطه (پ-۲)}$$

جدول پ-۱- میانگین تابش ورودی خورشید برای لندست ۸

باند ۱	باند ۲	باند ۳	باند ۴	باند ۵	باند ۶	باند ۷	باند ۹	
۱۷۱۹	۱۷۸۷	۱۷۴۶	۱۵۳۶	۹۹۷	۸۱۱	۷۵	۱۶۹۱	میانگین تابش ورودی خورشید در بالای جو
۰/۴۴	۰/۴۸	۰/۵۶	۰/۶۵۵	۰/۸۶۵	۱/۶۱	۰/۲۰	۰/۵۹	ضریب وزنی

بنابراین میزان ضریب آلبدو نهایی توسط α_{top} که پیشتر محاسبه شده همانند رابطه (پ-۳) بدست آمده است.

$$\alpha = \frac{\alpha_{TOA} - \alpha_{path_radiance}}{\tau_{sw}} \quad \text{رابطه (پ-۳)}$$

که در آن، τ_{SW} گذردهی اتمسفری و $\alpha_{path_radiance}$ نیز مقداری بین ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۴ را به خود اختصاص می دهد (Bastiaanssen 2000).

۲-۴- محاسبه NDVI

NDVI شاخص اختلاف پوشش گیاهی نرمال شده است که جهت تعیین مقدار و تراکم پوشش گیاهی در سطح زمین استفاده می شود و از اختلاف بازتابش باند محدوده قرمز و فروسرخ که در این محدوده نرمال شده به دست می آید. این شاخص برای ماهواره لندست ۸ همانند رابطه (پ-۴) برای باندهای ۴ و ۵ در نظر گرفته می شود.

$$NDVI = \frac{\rho_5 - \rho_4}{\rho_5 + \rho_4} \quad \text{رابطه (پ-۴)}$$

۳-۴- محاسبه SAVI و LAI (شاخص سطح برگ)

۱-۳-۴- محاسبه SAVI

شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک اولین بار توسط هیوت در سال ۱۹۸۸ ارائه گردید. از اهداف این شاخص به حداقل رساندن اثرات خاک پس زمینه بر روی سیگنال های پوشش گیاهی بوسیله ترکیب کردن فاکتور تنظیم کننده خاک با مخرج معادله شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده می باشد. دلایل دیگر استفاده از این شاخص این است که خطوط همپوش گیاهی موازی نیستند و این که بطور کامل یک نقطه را پوشش نمی دهند. شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک یک شاخص گیاهی مناسب برای محیط هایی با پوشش گیاهی کم می باشد که از رابطه (پ-۵) محاسبه می شود (Huete 1988).

$$SAVI = (1 + L) \frac{\rho_5 - \rho_4}{1 + \rho_5 + \rho_4} \quad \text{رابطه (پ-۵)}$$

L فاکتور تعدیل کننده اثر خاک است که معمولاً با سعی خطا محاسبه می شود. اگر L صفر باشد شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک همانند شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده می باشد. برای مقادیر متوسط پوشش گیاهی L حدود ۰/۵ در نظر گرفته می شود. عبارت L+1 تضمین می کند که حدود این شاخص همانند شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده بین -۱ و +۱ قرار بگیرد.

۴-۳-۲- محاسبه شاخص سطح برگ (LAI)

شاخص سطح برگ نسبت کل مساحت تمامی برگ های یک گیاه به مساحت اراضی نمایش داده شده بوسیله گیاه می باشد. این شاخص بوسیله رابطه (پ-۶) قابل محاسبه است.

$$LAI = \frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI_{ID}}{0.59}\right)}{0.91} \quad \text{رابطه (پ-۶)}$$

که در آن، مقدار SAVI برای هر منطقه مجزا محاسبه شده است (Campbell and Norman 1989).

۴-۴-محاسبه Z_{0m}

محاسبه مربوط به این پارامتر پیش تر در قسمت انتخاب پیکسل سرد و گرم در داخل متن گزارش آورده شده است.

۴-۵-محاسبه LST

یکی از مهمترین کاربردهای سنجش از دور حرارتی تهیه نقشه دمای سطح زمین یا (LST) می باشد. در سال های اخیر LST اهمیت زیادی در مطالعات محیطی پیدا نموده و ابزاری مهم جهت جایگزینی ایستگاه های هواشناسی برای تعیین دمای هوا می باشد. برای محاسبه دمای سطح زمین از شاخص پوشش گیاهی NDVI استفاده می شود. برای محاسبه این پارامتر، باند ۱۰ که یکی از باندهای حرارتی لندست ۸ می باشد، مورد استفاده قرار گرفته است.

۵- فهرست مراجع

- فریدزاد، م.، طاهری، م. و عمادزاده، م. (۱۳۹۴). گزارش برآورد اولیه تبخیر تعرق حوضه ابریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۴ میلادی. مرکز سنجش از دور، شماره گزارش: RM-94-1.
- Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R., & Bastiaanssen, W. (2002). SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). *Advance Training and Users Manual-Idaho Implementation, version, 1*, 97
- Allen, R.G., Tasumi, M., & Trezza, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133, 380-394
- ASCE-EWRI (2005). The ASCE standardized reference evapotranspiration equation: ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Report. In: ASCE Reston
- Bastiaanssen, W. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, 229, 87-100
- Bastiaanssen, W., & Bos, M. (1999). Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: a review of literature. *Irrigation and Drainage Systems*, 13, 291-311
- Bastiaanssen, W., Menenti, M., Feddes, R., & Holtslag, A. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212, 198-212
- Bastiaanssen, W.G.M. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. Landbouwniversiteit te Wageningen
- Batra, N., Islam, S., Venturini, V., Bisht, G., & Jiang, L. (2006). Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment* ۱۰۳, ۱-۵
- Campbell, G., & Norman, J. (1989). The description and measurement of plant canopy structure. *Plant canopies: their growth, form and function*, 1-19
- Chemin, Y., Platonov, A., Ul-Hassan, M., & Abdullaev, I. (2004). Using remote sensing data for water depletion assessment at administrative and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. *Agricultural Water Management*, 64, 183-196
- Cooper, P. (1969). The absorption of radiation in solar stills. *Solar energy*, 12, 333-346
- Duffie, J.A., & Beckman, W.A. (1980). *Solar engineering of thermal processes*. Wiley New York etc.
- Granger, R. (2000). Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology*, 229, 70-76

- Hafeez, M., van de Giesen, N & Vlek, P. (2003). Improving spatial resolution of seasonal actual evapotranspiration: A case study of Uprais, Philippines. In, *EGS-AGU-EUG Joint Assembly* (p. 13043)
- Hong, S.-h., Hendrickx, J.M.H., & Borchers, B. (2009). Up-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from Landsat (30 m) to MODIS (250 m) scale. *Journal of Hydrology*, 370, 122-138
- Huete, A.R. (1988). A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25, 295-309
- Huntingford, C., Verhoef, A., & Stewart, J. (2000). Dual versus single source models for estimating surface temperature of African savannah. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4, 185-191
- Ke, Y., Im, J., Lee, J., Gong, H., & Ryu, Y. (2015). Characteristics of Landsat 8 OLI-derived NDVI by comparison with multiple satellite sensors and in-situ observations. *Remote Sensing of Environment*, 164, 298-313
- Kustas, W.P., & Norman, J.M. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 13-29
- Minnis, P., Mayor, S., Smith Jr, W.L., & Young, D.F. (1997). Asymmetry in the diurnal variation of surface albedo. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 35, 879-890
- Nishida, K., Nemani, R.R., Running, S.W., & Glassy, J.M. (2003). An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 108
- Norman, J.M., Kustas, W.P., & Humes, K.S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 263-293
- Sánchez, J., Kustas, W., Caselles, V., & Anderson, M. (2008). Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1130-1143
- Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6, 85-100
- Sun, Z., Wei, B., Su, W., Shen, W., Wang, C., You, D., & Liu, Z. (2011). Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. *Mathematical and Computer Modelling*, 54, 11092-11096
- Tang, R., Li, Z.-L., & Tang, B. (2010). An application of the T s–VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sensing of Environment*, 114, 540-551

Teixeira, A.H.d.C., Bastiaanssen, W.G.M., Ahmad, M.D., & Bos, M.G. (2009). Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil: Part B :Application to the regional scale. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 477-490

USGS (2015) LANDSAT 8 (L8) Data Users Handbook. Department of the Interior US Geological Survey, LSDS-1574 Version 1.0, 105.

van Bloemen Waanders, B., Hammond, G., Shadid, J., Collis, S., & Murray, R. (2005). A comparison of Navier-Stokes and network models to predict chemical transport in municipal water distribution systems. In, *Proc., World Water and Environmental Resources Congress: ASCE/EWRI Anchorage, Alaska*

Van de Griend, A., & Owe, M. (1993). On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1119-1131

Vidal, A., & Perrier, A. (1989). Technical note Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 1327-1337

Webb, E.K. (1970). Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96, 67-90