

الله اعلم
بالحق



دانشکده عمران

گروه مهندسی آب و محیط‌زیست

برآورد تبخیر- تعرق با استفاده از الگوریتم ماهواره ای سبال و مقایسه آن با نتایج

لایسیمتر (مطالعه موردی: منطقه هشتگرد، استان البرز)

دانشجو : سعید صالحی نیا

اساتید راهنما :

دکتر سعید گلیان

دکتر مهدی شهابی فر

استاد مشاور:

دکتر نعمت الله کریمی

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

زمستان 93

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی عمران

گروه مهندسی آب و محیط زیست

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای سعید صالحی نیا

تحت عنوان: برآورد تبخیر - تعرق با استفاده از الگوریتم ماهواره ای سبال و مقایسه آن با

نتایج لایسیمتر (مطالعه موردی: منطقه هشتگرد، استان البرز)

در تاریخ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و

با درجه مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی :
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی :

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی :
			نام و نام خانوادگی :

تقدیم اثر:

با احترام فراوان برای تلاش و کمک همه عزیزان برای موفقیت من....

این پایان نامه را به پدر و مادر مهربان و استاد دلسوزم تقدیم میکنم.

تشکر و قدردانی:

سپاس خدای را که سخنوران، در ستودن او بمانند و شمارندگان، شمردن نعمت‌های او ندانند و کوشندگان، حق او را گزاردن نتوانند.

برحسب وظیفه و از باب من لم تشکر المنعم من المخلوقین لم یشکر الله عزّ و جلّ: از پدر و مادر عزیزم... این دو معلم بزرگوارم... که همواره بر کوتاهی و درستی من، قلم عفو کشیده و کریمانه از کنار غفلت‌هایم گذشته‌اند و در تمام عرصه‌های زندگی یار و یابری بی چشم‌داشت برای من بوده‌اند؛ از اساتید با کمالات و شایسته؛ جناب آقای دکتر گلیان، جناب آقای دکتر شهابی فر و جناب آقای دکتر کریمی که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ کمکی در این عرصه بر من دریغ ننمودند و زحمت راهنمایی این پروژه را بر عهده گرفتند؛ و از اساتید فرزانه و دلسوز؛ آقایان دکتر عابدینی و دکتر عجمی که زحمت داوری این پایان‌نامه را متقبل شدند؛ کمال تشکر و قدردانی را دارم و امیدوارم بتوانم گوشه‌ای از زحمات ایشان را جبران کنم.



دانشکده: عمران و معماری

پایان نامه کارشناسی ارشد

برآورد تبخیر- تعرق با استفاده از الگوریتم ماهواره ای سبال و مقایسه آن با نتایج

لایسیمتر (مطالعه موردی: منطقه هشتگرد، استان البرز)

نام نویسنده: سعید صالحی نیا

اساتید راهنما:

دکتر سعید گلیان

دکتر مهدی شهابی فر

ماه و سال انتشار: دی ماه 93

تعهدنامه

اینجانب **سعید صالحی نیا** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **مهندسی عمران** - **سازه‌های هیدرولیکی** دانشکده **مهندسی عمران** دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه **برآورد تبخیر - تعرق با استفاده از الگوریتم ماهواره ای** **سبال و مقایسه آن با نتایج لایسیمتر (مطالعه موردی: منطقه هشتگرد، استان البرز)**

تحت راهنمایی **دکتر سعید گلیان** متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
 - در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورداستفاده استناد شده است.
 - مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
 - کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج بانام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
 - حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
 - در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (بافته‌های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
 - در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.
- تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه‌های تکثیرشده پایان‌نامه وجود داشته باشد.

چکیده

یکی از پارامترهای مهم جهت مدیریت منابع آب در بخش کشاورزی، تبخیر-تعرق (ET)¹ می باشد. تبخیر-تعرق یکی از مهمترین راههای مصرف آب در یک حوضه آبخیز است که پایش و بررسی تغییرات آن در دوره های زمانی معین می تواند ضمن نشان دادن میزان آب مصرفی در هر کاربری اراضی، در مدیریت آب در مقیاس حوضه و تعیین میزان آب مورد نیاز جهت تخصیص به هر کاربری مورد استفاده واقع شود. معمولاً این پارامتر بدلیل مشکلات موجود در اندازه گیری مستقیم، به طور غیر مستقیم و بر اساس داده های هواشناسی در ایستگاههای هواشناسی برآورد می گردد. با توجه به تغییرات مکانی پارامترهای هواشناسی و نتیجتاً تبخیر-تعرق، استفاده از روشهای مبنی بر سنجش از دور که این تغییرات را در نظر می گیرند و مقادیر تبخیر-تعرق را در تمامی نقاط منطقه مورد مطالعه در اختیار ما قرار میدهند، مطلوب تر است. الگوریتم توازن انرژی سطح زمین (SEBAL)، یکی از روشهایی است که در برآورد تبخیر-تعرق با استفاده از تصاویر ماهواره ای در برخی از مناطق دنیا مورد استفاده قرار گرفته است. هدف این مطالعه، ارزیابی دقت تبخیر-تعرق روزانه حاصل از الگوریتم سبال در مقایسه با اندازه گیری لایسیمتری در دشت نظام آباد هشتگرد، واقع در استان البرز میباشد. برای این منظور از تصاویر ماهواره LANDSAT 7 در مهر ماه سال 1391 استفاده شد. خطای تبخیر-تعرق محاسبه شده برای دشت مذکور با استفاده از الگوریتم سبال در مقایسه با مقادیر اندازه گیری شده با استفاده از لایسیمتر در حد قابل قبول 21 درصد تعیین گردید. همچنین در این پژوهش، نتایج حاصل از الگوریتم سبال با نتایج حاصل از چند روش تجربی اندازه گیری تبخیر-تعرق، در منطقه ایستگاه هواشناسی مقایسه گردید که نتیجه معادله ی تجربی هارگریوز، بیشترین مطابقت را با نتیجه الگوریتم سبال داشت.

¹ evapotranspiration

فهرست مطالب

1	فصل اول ، مقدمه
2	1-1- کلیات و بیان مساله
3	2-1- اهمیت و ضرورت پژوهش
4	3-1- اهداف و کاربرد های پژوهش
5	4-1- بخشهای مختلف پایان نامه
7	فصل دوم، مروری بر تحقیقات گذشته
8	1-2- مقدمه
8	2-2- مروری بر روشهای تجربی برآورد تبخیر- تعرق
9	2-2-1- روش بیلان آب
9	2-2-2- روش تشت تبخیر
10	2-2-3- فرمول های تجربی
18	2-3- مروری بر برآورد تبخیر- تعرق با استفاده از سنجش از دور
29	فصل سوم، مواد و روش ها
30	1-3- مقدمه
33	2-3- محاسبه R_n
34	3-2-1- محاسبه ضریب آلبیدو
34	3-2-2- محاسبه ضریب α_{toa}
36	3-2-3- محاسبه ضریب τ_{sw}
37	3-2-4- محاسبه تابش ورودی با طول موج کوتاه $R_{s\downarrow}$
39	3-2-5- محاسبه شاخص NDVI
40	3-2-6- محاسبه شاخص SAVI
40	3-2-7- محاسبه شاخص LAI

- 41.....۳-۲-۸- محاسبه شاخص گسیلمندی
- 43.....۳-۲-۹- محاسبه دمای سطحی T_s
- 44.....۳-۲-۱۰- محاسبه تابش خروجی با طول موج بلند $R_{L\uparrow}$
- 45.....۳-۲-۱۱- پیکسل های گرم و سرد
- 46.....۳-۲-۱۲- محاسبه تابش ورودی با طول موج بلند $R_{L\downarrow}$
- 47.....۳-۳- محاسبه شار گرمای خاک G
- 49.....۳-۴- محاسبه شار گرمای هوا H
- 59.....۳-۵- محاسبه تبخیر- تعرق
- 61..... فصل چهارم، نتایج
- 62.....۴-۱- نقشه آلبیدو
- 63.....۴-۲- تابش ورودی با طول موج کوتاه (R_s)
- 64.....۴-۳- شاخص پوشش گیاهی NDVI
- 65.....۴-۴- شاخص سطح برگ LAI
- 66.....۴-۵- شاخص پوشش گیاهی SAVI
- 67.....۴-۶- شاخص گسیلمندی سطحی ϵ_0
- 68.....۴-۷- ضریب گسیلمندی سطحی در باند حرارتی با پهنای کم (ϵ_{NB})
- 69.....۴-۸- تابش خروجی با طول موج بلند
- 70.....۴-۹- تابش ورودی با طول موج بلند ($R_{L\downarrow}$)
- 71.....۴-۱۰- نقشه تابش خالص ورودی (R_n)
- 72.....۴-۱۱- نسبت شار گرمایی خاک به تابش خالص ورودی (G/R_n)
- 73.....۴-۱۲- نقشه شار گرمایی خاک (G)
- 74.....۴-۱۳- نقشه مقاومت آئرو دینامیکی هوا (r_{ah})
- 75.....۴-۱۴- نقشه طول زبری تکانه
- 76.....۴-۱۵- نقشه سرعت اصطکاک

77	۱۶-۴- نقشه اختلاف دمای سطح زمین و ارتفاع دو متری سطح زمین (dT)
78	۱۷-۴- نقشه شار گرمایی هوا (H)
79	۱۸-۴- نقشه λ_{ET}
80	۱۹-۴- نقشه مقدار تبخیر- تعرق روزانه (ET)
81	۲۰-۴- بررسی تاثیر پارامتر $\alpha_{\text{path-radiance}}$ در مقدار تبخیر- تعرق
83	۲۱-۴- محاسبه تبخیر- تعرق به چند روش تجربی
83	۲۱-۴-۱- رابطه تورک اصلاح شده
87	۲۱-۴-۲- روش تورنت- وایت
90	۲۱-۴-۳- معادله تجربی هارگریوس
97	فصل پنجم، نتیجه گیری و بحث
98	۱-۵- مقدمه
98	۲-۵- نتیجه گیری و بحث
99	۳-۵- پیشنهادات
101	مراجع

فهرست اشکال

- 10..... شکل (1-2)، دستگاه لایسیمتر.....
- 62..... شکل (1-4)، نقشه آلبیدو (α).....
- 63..... شکل (2-4)، نقشه تابش ورودی با طول موج کوتاه (R_s).....
- 64..... شکل (3-4)، نقشه شاخص پوشش گیاهی NDVI.....
- 65..... شکل (4-4)، نقشه شاخص پوشش گیاهی LAI.....
- 66..... شکل (5-4)، نقشه شاخص پوشش گیاهی SAVI.....
- 67..... شکل (6-4)، نقشه گسیلمندی سطحی (ϵ_0).....
- 68..... شکل (7-4)، نقشه ضریب گسیلمندی سطحی در باند حرارتی با پهنای کم (ϵ_{NB}).....
- 69..... شکل (8-4)، نقشه تابش خروجی با طول موج بلند (R_{Lout}).....
- 70..... شکل (9-4)، نقشه تابش ورودی با طول موج بلند (R_{Lin}).....
- 71..... شکل (10-4)، نقشه تابش خالص ورودی (R_n).....
- 72..... شکل (11-4)، نقشه نسبت شار گرمایی خاک به تابش خالص ورودی (G/R_n).....
- 73..... شکل (12-4)، نقشه شار گرمایی خاک (G).....
- 74..... شکل (13-4)، نقشه مقاومت آئرو دینامیکی هوا (r_{ah}).....
- 75..... شکل (14-4)، نقشه طول زبری تکانه.....
- 76..... شکل (15-4)، نقشه سرعت اصطکاک.....
- 77..... شکل (16-4)، نقشه اختلاف دمای سطح زمین و ارتفاع دو متری سطح زمین (dT).....
- 78..... شکل (17-4)، نقشه شار گرمایی هوا (H).....
- 79..... شکل (18-4)، نقشه λET
- 80..... شکل (19-4)، نقشه مقدار تبخیر- تعرق روزانه (ET).....
- 81..... شکل (20-4)، نقشه مقدار تبخیر- تعرق روزانه (ET) برای $\alpha = 0.025$
- 82..... شکل (21-4)، نقشه مقدار تبخیر- تعرق روزانه (ET) برای $\alpha = 0.04$

فهرست جداول

- جدول (1-3)، ضریب های وزنی ω_{λ} 35
- جدول (2-3)، مقادیر Z_{om} 53
- جدول (1-4)، مقادیر R_a 84
- جدول (2-4)، مقادیر درصد رطوبت در ماه مهر 85
- جدول (3-4)، مقادیر دمای روزانه در ماه مهر 86
- جدول (4-4)، مقادیر تبخیر روزانه با روش تورک اصلاح شده 87
- جدول (5-4)، مقادیر متوسط دمای ماهانه 88
- جدول (6-4)، مقایسه مقادیر تبخیر- تعرق در ایستگاه هواشناسی هشتگرد 91
- جدول (7-4)، مقایسه مقادیر تبخیر- تعرق در ایستگاه لایسیمتر 92
- جدول (8-4)، مقایسه مقادیر تبخیر در سد لتیان 93
- جدول (9-4)، مقایسه مقادیر تبخیر در ایستگاه هواشناسی برای $\alpha_{path-radiance} = 0.025$ 94
- جدول (10-4)، مقایسه مقادیر تبخیر در ایستگاه هواشناسی برای $\alpha_{path-radiance} = 0.04$ 94
- جدول (11-4)، مقایسه مقادیر تبخیر در ایستگاه لایسیمتر برای $\alpha_{path-radiance} = 0.025$ و $\alpha_{path-radiance} = 0.04$ 95

فصل اول

مقدمه

۱-۱- کلیات و بیان مساله

تبخیر فرآیندی فیزیکی است که در آن، آب از فاز مایع به فاز گاز تبدیل می شود. تبخیر از سطح آبها (شامل اقیانوسها، دریاها، دریاچه ها، رودخانه ها و غیره)، خاک تر، سطوح برف و یخ، سطح تر گیاهان و حتی آبهای زیرزمینی با عمق کم انجام می گیرد. تعرق، فرآیندی است که طی آن بخشی از آب موجود در گیاه بصورت بخار از محل روزنه های هوایی و عدسکها خارج می شود. در زمینهای دارای پوشش گیاهی، علاوه بر تبخیر، فرآیند تعرق نیز رخ می دهد. در چنین زمینهایی جدا کردن تبخیر و تعرق از یکدیگر، تقریبا غیرممکن است. بنابراین معمولا دو فرآیند تبخیر و تعرق تحت عنوان فرآیند تبخیر - تعرق (ET) در نظر گرفته شده و یکجا اندازه گیری می شوند. تبخیر - تعرق در محاسبه ی تلفات آب و همچنین در برآورد نیاز آبیاری حائز اهمیت است. همچنین یکی از پارامترهای مهم جهت مدیریت منابع آب در بخش کشاورزی تبخیر - تعرق می باشد. برای برآورد تبخیر - تعرق، روشهای گوناگونی ابداع شده است. روش تورنت وایت، روش بلانی کریدل، روش پنمن، استفاده از دستگاه لایسیمتر، روشهای بیلان آب و خاک، روشهای بیلان هیدرولوژیکی و روشهای غیرمستقیم از این جمله اند. اما ایراداتی که در این روشها وجود دارد باعث گردیده تا بشر همچنان در سال های گذشته به دنبال پیدا کردن روشهای دقیق تر برای محاسبه و تخمین تبخیر - تعرق باشد. از جمله اینکه این روشها به علت اینکه مقدار تبخیر - تعرق را در یک نقطه به ما می دهند (از داده های نقطه ای استفاده می کنند)، محدودند و این محدودیت یک ایراد برای این روشها میباشد. از طرف دیگر برای محاسبه

تبخیر با این روشها نیاز به داده های هواشناسی زیادی داریم و تهیه ی این اطلاعات در بعضی موارد عملا غیر ممکن یا بسیار سخت می باشد. لذا برای برآورد دقیقتر تبخیر- تعرق، علم سنجش از دور به کمک هیدرولوژی آمد و امکان برآورد بسیاری از پارامترهای لازم را با دقت قابل قبول فراهم نمود. سنجش از دور امکان تخمین تبخیر- تعرق را با دقتی بالاتر از روابط تجربی ذکر شده فراهم نمود. الگوریتم های ماهواره ای مانند الگوریتم سبال برای محاسبه ی تبخیر- تعرق ارائه شدند. در این پژوهش، قصد داریم تا با استفاده از سنجش از دور، مقدار تبخیر- تعرق را برای منطقه مشخصی تخمین بزنیم. منطقه مورد مطالعه، منطقه هشتگرد واقع در استان البرز دارای طول جغرافیایی 51 درجه و 8 دقیقه و عرض جغرافیایی 35 درجه و 43 دقیقه میباشد.

۱-۲- اهمیت و ضرورت پژوهش

فرآیندی که به نام تبخیر- تعرق شناخته می شود، در مدیریت منابع آب و کشاورزی از اهمیت بسزایی برخوردار است. همچنین تبخیر - تعرق اثر قابل توجهی بر زندگی انسان و دیگر موجودات زنده دارد. از آنجا که این فرآیند نقش موثری در مصرف آب و نیاز آبی گیاهان دارد، مطالعه و برآورد آن در کشاورزی و همچنین مطالعات بومشناسی گیاهی مورد توجه است. 70 درصد بارانی که به سطح زمین می رسد مجددا توسط فرآیند تبخیر و یا تعرق به جو باز می گردد. این فرآیند در مناطق خشک به 90 درصد می رسد. بنا به نوشته مجله تایم مشکل کمبود آب در مقیاسی وسیع در بسیاری از نقاط جهان از چنان ابعاد گسترده ای برخوردار است که احتمال وقوع جنگ و نزاعهایی بر سر آب

در آینده نزدیک وجود دارد (هاشمی نیا، 1378).

در کشور ما افزایش جمعیت و کمبود منابع آب در سالهای اخیر، بخش کشاورزی کشور را با چالش های عمده ای در جهت تامین نیاز غذایی مردم و نیل به خودکفایی روبرو ساخته است.

هدف از این پژوهش تخمین میزان تبخیر- تعرق واقعی با استفاده از سنجش از دور و الگوریتم ماهواره ای سبال برای منطقه هشتگرد در استان البرز به طول جغرافیایی 50 درجه و 56 دقیقه و عرض جغرافیایی 35 درجه و 46 دقیقه می باشد.

۱-۳- اهداف و کاربرد های پژوهش

در این پژوهش، هدف تخمین مقدار واقعی تبخیر- تعرق با استفاده از سنجش از دور و مقایسه نتایج بدست آمده با نتایج موجود از دستگاه لایسیمتر و فرمول های تجربی موجود برای تخمین تبخیر- تعرق میباشد. سنجش از دور از جمله تکنیک های جدیدی است که می تواند مقادیر تبخیر- تعرق را در مقیاس های مختلف زمانی و مکانی ارائه کند. برآورد میزان تبخیر- تعرق در کشاورزی، بویژه در کشاورزی صنعتی و کشاورزی دقیق و همچنین کشاورزی با مدیریت پایدار یا کشاورزی پایدار از اهمیت ویژه ای برخوردار است. چون برای برآورد متغیرهایی همچون نیاز آبی محصولات¹ و آب مورد نیاز آبیاری استفاده می شود. میزان تبخیر - تعرق همچنین در طرحهای ایجاد جنگلهای مصنوعی و مراتع مصنوعی و نیز در طراحی و مدیریت سیستم های آبیاری و پیش بینی میزان عملکرد محصول

¹ Crop water requirement

ضروری است. محاسبه مقدار تبخیر- تعرق برای یک منطقه، میتواند در مدیریت آب در مقیاس حوضه و تعیین میزان آب مورد نیاز جهت تخصیص به هر نوع کاربری مورد استفاده واقع شود.

۱-۴- بخشهای مختلف پایان نامه

۱-۴-۱- در فصل دوم این پژوهش، روشهای مرسوم برای محاسبه تبخیر- تعرق و مروری بر پژوهش های انجام شده در گذشته ارائه خواهد شد.

۱-۴-۲- در فصل سوم، روش انجام پژوهش به طور کامل شرح داده خواهد شد.

۱-۴-۳- در فصل چهارم، نتایج حاصل از پژوهش، ارائه و با نتایج حاصل از روشهای تجربی مقایسه خواهند شد.

۱-۴-۴- در فصل پنجم، نتایج تحلیل شده و میزان دقت و خطای روشها مورد ارزیابی قرار میگیرد. در

این فصل همچنین پیشنهاداتی برای پژوهش های دیگر در آینده داده خواهد شد.

فصل دوم

مروری بر تحقیقات گذشته

به فرآیند تبدیل آب به بخار، تبخیر میگویند. این فرآیند با تغییر حالت (مایع به گاز)، جذب انرژی و سرد شدن سطح زمین همراه خواهد بود. این اثر خنک کنندگی به اندازه ای زیاد است که اگر به طور فرضی مقدار تبخیر صفر میبود، نیمکره ی شمالی زمین حدودا 15 تا 20 درجه گرمتر میشد (Shuklaandmints، 1982). برای اینکه آب تبخیر شود لازم است تا پیوند های هیدروژنی بین مولکول های آب شکسته شوند. لازمه ی این امر زیاد شدن انرژی جنبشی مولکول های آب می باشد. مهمترین منبع برای زیاد شدن انرژی جنبشی مولکول ها، تابش خورشید و انرژی حاصل از آن می باشد. تبخیر معمولا یا از سطح آزاد آب (مثلا سطح آزاد دریاچه)، یا از سطح مرطوب خاک و گیاه صورت میگیرد. از جمله عوامل موثر بر میزان تبخیر میتوان به سرعت باد، تابش خورشید و رطوبت نسبی هوا اشاره کرد (علیزاده، 1391). برای اندازه گیری مقدار تبخیر از سطح آزاد آب روشهای مختلفی از سالهای قبل مورد استفاده قرار گرفته است. دسته اول روشهای معمول تجربی که استفاده از آنها سابقه طولانی دارد و از سالها قبل مورد استفاده قرار میگرفته اند و دسته دوم الگوریتم های ماهواره ای که با کمک سنجش از دور تبخیر- تعرق را بر آورد میکنند.

۲-۲- مروری بر روشهای تجربی بر آورد تبخیر و تبخیر- تعرق

روشهای مختلفی از جمله روش تشت تبخیر، بیلان آب و غیره جزو این دسته اند که در زیر توضیح

داده میشوند :

۲-۲-۱- روش بیلان آب

در روش بیلان آب با نوشتن معادله بیلان آب برای یک منطقه مقدار تبخیر بدست می آید :

$$E = P + (I - O) - \Delta S \quad (1-2)$$

که در آن، P، مقدار بارندگی در بازه ی 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 ی زمانی مورد نظر میباشد که در صورت افزایش حجم، مثبت و در صورت کاهش، حجم منفی لحاظ میشود. به این ترتیب میتوان با داشتن اطلاعاتی نظیر میزان بارش و حجم آب ورودی و خروجی معادله ی بیلان آب را تشکیل داده و مقدار تبخیر را محاسبه کرد (علیزاده، 1391).

۲-۲-۲- 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 آب را با استفاده از معادله ی زیر تخمین زد :

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

که در آن، E_{pan} ، مقدار تبخیر از تشت و k، ضریبی است که برای ماه های مختلف سال و بسته به نوع تشت، متفاوت است به طوری که در ماههای گرم، مقدار k بیشتر و در ماههای سرد، این مقدار کمتر خواهد شد. مقدار k مقدار تشت تبخیر استاندارد کلاس A، بین 0.6 تا 0.8 تغییر می کند

(علیزاده ، 1391). لازم به ذکر است که E_{pan} ، مقدار تبخیر از تشت است که توسط خط کش مدرج

درون تشت قرائت میشود.

۲-۲-۳- فرمول های تجربی

مقدار تبخیر از سطح مرطوب خاک و گیاه با جمع مقدار تبخیر از خاک و تعرق گیاه سنجیده میشود.

منظور از تعرق، میزان آبی است که گیاه برای فتوسنتز از طریق ریشه جذب میکند و به ساقه میرساند

و در نهایت به صورت بخار بر روی سطح برگ های گیاه نمایان میشود. همانطور که ذکر شد مقدار

تبخیر از سطح مرطوب خاک و گیاه با جمع مقدار تعرق گیاه و مقدار تبخیر از سطح خاک بدست می

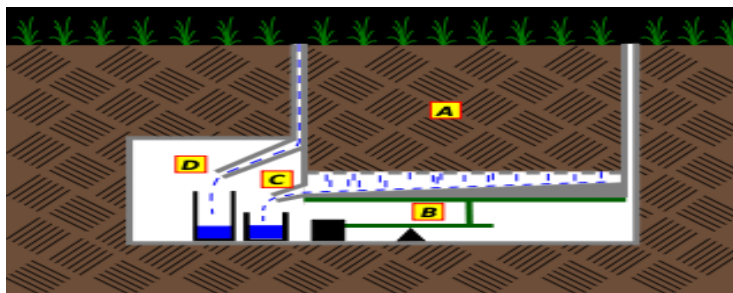
آید (علیزاده، 1391). معمولا مقدار تعرق گیاه نقش بیشتری در کل مقدار تبخیر (E) دارد (Dir

Mayer و همکاران ، 2009). قدیمی ترین روش محاسبه تبخیر- تعرق ، دستگاه لایسیمتر است که از

سال 1688 مورد استفاده قرار گرفته است (علیزاده ، 1391). 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.



شکل (۱-۲)، دستگاه لایسیمتر

اما در تمام مناطق امکان استفاده از لایسیمتر وجود ندارد. در هیدرولوژی به جای تبخیر- تعرق واقعی، توان تبخیر- تعرق منطقه را تخمین میزنند 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 وجود آب نداشته باشیم، از یک پوشش گیاهی صورت میگیرد. در سال 1938 روشی موسوم به روش تورنت- وایت (Torrent-White) ، برای تخمین تبخیر- تعرق پتانسیل ارائه گردید که در آن تبخیر- تعرق برای هریک از ماههای سال محاسبه میشود (علیزاده 1391).

$$P_{ET} = 16N_m \left(\frac{10T_m}{I}\right)^a \quad (۶-۲)$$

در این فرمول 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 :

$$i_m = \left(\frac{T_m}{5}\right)^{1.51} \quad (۷-۲)$$

T_m ، متوسط دمای هوا بر حسب درجه سانتیگراد برای هر ماه میباشد و N_m ، ضریب اصلاحی است که به عرض جغرافیایی . ماه بستگی دارد. در بررسی که در سال 1960 توسط پلتون (Pelton) و همکاران انجام شد، روش تورنت - وایت در مناطق خشک مقدار ET_0 را کمتر از مقدار واقعی برآورد میکند و طی بررسی کامارگو (Camargo) وهمکاران در سال 1999، این روش در مناطق مرطوب

استوایی آمازون مقدار تبخیر- تعرق را بیش از مقدار واقعی بر آورد میکند.

در سال 1948، پنمن (Penman) با استفاده از تابش های سطحی، 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 پنمن - مانتیث (Penman-Monteith) می باشد. این معادله در سال 1965 ارائه گردید. معادله پنمن- مانتیث در واقع ترکیبی از تئوری مانین- آبخوف (Monin-Obukhov) و معادله توازن انرژی است. این تئوری که به اختصار Most نامیده میشود، در سال 1950 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 (Businger و همکاران 1971). این تئوری در محاسبه ی شار گرمای محسوس به کار می رود که معمولاً حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد خطا خواهد داشت (Foken, 2006). معادله پنمن- مانتیث به صورت زیر می باشد :

$$\lambda_E = [\rho c_p (e_s(T_a) - e) / r_h + (R_n - G)\Delta] / [\Delta + \frac{1+r_c}{r_h}] \gamma \quad (1-2)$$

که در آن :

λ_E ، پتانسیل تبخیر - 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 سایکومتري، r_h ، مقاومت

اُتروودینامیکی هوا و r_c ، مقاومت پوشش گیاهی میباشند.

قابل ذکر است که در اصلاحات مختلف فرمول های متنوعی از جمله فرمول پنمن- فائو، پنمن کیمبرلی و غیره نیز ارائه شدند. معادله ی پنمن - مانتیت در بررسی که در سال 1998 انجام شد به عنوان روشی نسبتاً دقیق شناخته میشود (Allen و همکاران، 1998). در سال 1972 معادله پنمن مانتیت توسط دو دانشمند به نام های Priestley و Taylor ساده سازی شد. به این صورت که مقدار پتانسیل تبخیر- تعرق با استفاده از فرمول زیر تخمین زده شد :

$$\lambda E = (R_n - G) \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \alpha \quad (9-2)$$

در این معادله، α ، ضریب تیلور نام دارد که بین 1.2 تا 1.3 تغییر میکند. در بررسی انجام شده در سال 1995 این ضریب بسته به دمای خاک منطقه بین 1 تا 1.5 تغییر می کند (Chen, 1999). همچنین R_n ، مقدار تابش خالص دریافتی از خورشید بر حسب وات بر متر مربع (w/m^2) و λE پتانسیل تبخیر- تعرق میباشد. یکی دیگر از روشهای ابداع شده در زمینه ی محاسبه ی تبخیر- تعرق رابطه ایست که توسط Bowen در سال 1926 ارائه گردید. وی به این نتیجه رسید که اگر رطوبت خاک به اندازه کافی زیاد باشد میتوان 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 لازم است متغیرهایی همچون دما، فشار بخار آب و رطوبت به دقت اندازه گیری شوند. از این روش در طرحهای تحقیقاتی و 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 :

$$\frac{H}{\lambda_E} = \beta = \frac{[(T_1 - T_2)C_p]}{[q_1 - q_2]\lambda} \quad (1-2)$$

در رابطه بالا T ، دمای هوا بر حسب درجه سانتیگراد ، P ، فشار هوا و q ، به صورت زیر محاسبه می شود :

$$q = 0.622 \frac{e}{p} \quad (11-2)$$

مقدار H نیز از رابطه ی زیر محاسبه می شود که z ، ارتفاع تراز مورد نظر ، T_1 و T_2 ، دمای هوا در هریک از تراز های ارتفاعی و C_p گرمای ویژه هوا می باشد :

$$H = \frac{[(T_1 - T_2)C_p \rho k]}{(z_1 - z_2)} \quad (12-2)$$

در بررسی انجام گرفته در سال 1970 این روش برای محاسبه ی تبخیر - تعرق پوشش های گیاهی کوتاه مناسب تر است (McIlroy و Denmead ، 1970). در این بررسی مقدار تبخیر محاسبه شده با استفاده از نسبت بون با اطلاعات لایسیمتر مقایسه شد. در سال 1961، تورک برای شرایط اقلیمی اروپای غربی رابطه ای را برای محاسبه ی تبخیر- تعرق واقعی سالانه در یک حوضه آبریز ارائه کرد :

$$ET = \frac{P}{[0.9 + (\frac{P}{I})^2]^{0.5}} \quad (13-2)$$

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، 1391). 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 50 درصد باشد :

$$ET = \frac{(58.2R_a + 50)0.013T}{T + 15} \quad (14-2)$$

۲) اگر رطوبت نسبی هوا کمتر از 50 درصد باشد :

$$ET = \left(\frac{(58.2R_a + 50)0.013T}{T + 15} \right) \left(1 + \frac{50 - RH}{70} \right) \quad (15-2)$$

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، 1391). 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_0 نشان داده میشود. این اصطلاح ابتدا توسط پنمن بکار برده شد و به صورت زیر تعریف گردید :

تبخیر- تعرق از یک سطح فرضی پوشیده شده کامل از چمن کوتاه به ارتفاع 8 تا 10 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 ، 1391).

در سال 1980 روش دیگری موسوم به روش هارگریوز (Hargreaves)- سامانی برای محاسبه تبخیر- تعرق مرجع ارائه گردید که در آن فقط به داده های دمای هوا نیاز است. (علیزاده ، 1391). در فرمول ارائه شده لازم است تا برای دوره مورد نیاز متوسط دمای هوا و تفاوت متوسط حداکثر و حداقل دما را در مورد نظر داشته باشیم. این فرمول به صورت زیر ارائه گردید :

$$ET_o = 0.0023R_a(T_a + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (17-2)$$

در این فرمول :

ET_o ، 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 سانتی گراد، T_{max} ، حداکثر دمای هوا در دوره مورد نظر و T_{min} ، حداقل دما در

در دوره مورد نظر میباشند.

در سال 1983، Salih و Sendil، پنج روش مختلف برآورد ET_0 را در قسمت مرکزی عربستان سعودی مورد استفاده قرار دادند و در پایان برای مناطق خشک، استفاده از معادله Jensen-Haise را پیشنهاد کردند. همچنین در سال 1990 جنسن و همکاران در 11 منطقه با شرایط مختلف آب و هوایی، 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 روشها ارزیابی گردید. در سال 1990، از سوی کمیسیون بین المللی آبیاری و زهکشی و سازمان خواروبار جهانی (FAO) روش پنمن - مانتیت به عنوان تنها روش استاندارد برای محاسبه ET_0 از روی داده های اقلیمی و هم چنین برای ارزیابی سایر روش ها پیشنهاد شده است (هارگریوز، 1994). کلیه روشهای ارائه شده در بالا برای محاسبه تبخیر- تعرق به کار میروند که دقت هر کدام از این روشها متفاوت است، اما ایراداتی که در این روشها وجود دارد باعث گردیده تا بشر همچنان در سال های گذشته به دنبال پیدا کردن روشهای دقیق تر برای محاسبه و تخمین تبخیر- تعرق باشد. نخست اینکه این روشها به علت اینکه مقدار تبخیر- تعرق را در یک نقطه به ما می دهند (از داده های نقطه ای استفاده می کنند)، محدودند و این محدودیت اصلی ترین ایراد برای این روشها میباشد. از طرف دیگر برای محاسبه ی تبخیر با این روشها نیاز به داده های هواشناسی زیادی است که خود ایراد بزرگی به حساب می آید زیرا تهیه ی این اطلاعات در بعضی موارد عملاً غیر ممکن یا بسیار سخت می باشد. همچنین با توجه به وسعت عرصه های منابع طبیعی و حوضه های 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 استفاده از سنجش از دور به کمک هیدرولوژی آمد تا محاسبه تبخیر- تعرق را به طور دقیق تر امکان پذیر سازد (Bastiansen و همکاران ، 1998). 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 این است که داده های بدست آمده از ماهواره ها سطح وسیعی را پوشش میدهند و برای مطالعات و تحقیقات منطقه ای کاربرد خوبی دارند. با پیشرفت تکنولوژی ماهواره ها در دو دهه اخیر، روشهای مختلفی توسط محققین برای تعیین تبخیر- تعرق واقعی و پتانسیل با استفاده از داده های ماهواره ای ارائه شده است.

۳-۲- مروری بر برآورد تبخیر- تعرق با استفاده از سنجش از دور

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 مزرعه در سال 1997 ارائه گردید. این مدل با استفاده از اختلاف دمای سطح زمین و دمای هوا تبخیر- تعرق را تخمین میزند.

$$ET = R_n + A - B(T_s - T_a) \quad (18-2)$$

که در آن T_s ، دمای زمین بر حسب درجه سانتیگراد، T_a ، دمای هوا، R_n ، تابش خالص (w/m^2) و A و B ، ضرایب تجربی هستند که به نوع گیاه، سرعت باد و مقاومت آئروپودینامیکی هوا بستگی دارند. 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 1998 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 ی زیر خواهد بود تخمین زده میشود :

$$ET_m = R_n + A - B(T_s - T_{sm}) \quad (19-2)$$

در این رابطه، T_{sm} ، دمای سطح زمین در مناطقی که در آن حداکثر تبخیر- تعرق اتفاق می افتد (درجه سانتیگراد) و ET_m ، حداکثر تبخیر- تعرق میباشد. در این رابطه برای تعیین T_{sm} ، از تصاویر ماهواره ای استفاده میشود. در سال 1995، Carlson 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 :

$$ET = R_n + A - B(T_s - T_a)^n \quad (20-2)$$

که در آن B ، ضریب تبدیل است و طبق نظر کیسلس و همکاران (1992) از رابطه ی زیر محاسبه

میشود :

$$B = \left(\frac{R_{nd}}{R_{ni}}\right) \left(\frac{\rho C_p}{r_a}\right) \quad (21-2)$$

که در آن R_n ، تابش خالص (w/m^2)، اندیس های i و d ، نشان دهنده لحظه ای و روزانه، C_p ، گرمای

ویژه هوا در فشار ثابت و α_a مقاومت آئرودینامیکی هوا میباشد. ضریب n نیز برابر یک در نظر گرفته میشود (Seguin, 1983).

Taylor و Priestly در سال 1972 رابطه ET پتانسیل را با استفاده از داده های سنجش از دور ارائه دادند که برای سطوح اشباع بصورت زیر است :

$$\lambda ET_p = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (2-22)$$

که Δ ، شیب منحنی تغییرات فشار جزئی بخار آب برحسب دما، γ ، ضریب رطوبت سنجی (سایکومتری)، α ، ثابت تجربی تبخیر برابر 1.26، R_n ، شارتابش خالص (w/m^2) و G ، شار انرژی گرمایی خاک است.

Barton در سال 1978 نتایج بدست آمده از رابطه فوق را برای یک سطح غیراشباع با در نظر گرفتن α بعنوان تابعی از رطوبت لایه خاک سطحی اصلاح کرد. در رابطه با تعیین ET منطقه ای با استفاده از داده های سنجش از دور، Kotoda و همکاران در سال 1983 از داده های سنجنده MSS هوابرد در محدوده 8 تا 14 میکرومتر جهت تهیه نقشه دمای سطحی از پوششی ناهمگن در ژاپن استفاده کردند و با استفاده از رابطه Priestly - Taylor داده های دمای سنجش شده از راه دور را جهت برآورد تابش خالص به کار بردند.

Reginato و همکاران در سال 1985 تابش خورشیدی انعکاس یافته و دماهای سطحی سنجش شده

از راه دور را با داده های هواشناسی زمین مرجع (تابش خورشیدی رسیده به زمین، دمای هوا، سرعت باد و فشار بخار) جهت برآورد تابش خالص و شار گرمای محسوس، ترکیب کردند. شار گرمای خاک G ، تابعی از تابش خالص و ارتفاع تاج پوشش گیاه تشخیص داده شد و رابطه زیر برای محاسبه آن پیشنهاد گردید:

$$G = (0.1 - 0.42h)R_n \quad (2-23)$$

که h ، ارتفاع تاج پوشش (متر) و R_n ، شار تابش خالص (W/m^2) میباشد. سپس با استفاده از معادله توازن انرژی، مقادیر لحظه ای ET برای 18 پلات گندم محاسبه شد که در سه پلات داده های لایسیمتری 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.

Reginato نتیجه گرفت که در وضعیت آسمان صاف، ET می تواند با استفاده از ترکیب داده های زمین مرجع و سنجش از راه دور با دقت مناسبی برآورد شود.

Caselles و Delegido در سال 1978 از داده های تابش کلی کره زمین و حداکثر دمای هوای اندازه گیری شده توسط ماهواره، برای برآورد ET منطقه ای محصولات مختلف در رابطه زیر استفاده کردند.

$$ET_o = A + BR_g + CR_g T_a \quad (2-24)$$

که ET_o ، برابر ET ماکزیمم محصول مرجع (چمن سبز)، R_g ، تابش کلی حاصله از اندازه گیریهای آلبیدو توسط ماهواره (w/m^2) ، T_a ، بیشینه دمای هوا که از دمای اندازه گیری شده توسط ماهواره در نیمه روز بدست می آید و A ، B و C ثوابت تجربی وابسته به رطوبت نسبی و باد هستند. سپس مقدار محاسبه شده ET_o برای هر محصول خاص بوسیله معادله زیر اصلاح شده است.

$$ET_m = K_c ET_o \quad (25-2)$$

که ET_m ، برابر ET حداکثر برای محصول مورد نظر و K_c ، ضریب محصول می باشد.

Boegh و Soegaard در سال 1999 شیوه جدیدی را جهت برآورد میزان تعرق در تاج پوششهای تنک گیاهی استفاده کردند. در این روش، میزان تعرق λE_v ، با بکارگیری شیوه بیلان انرژی روی مؤلفه پوشش گیاهی سطح زمین محاسبه می شود. آنها با استفاده از تصاویر اسپات و TM لندست، تابش خالص جذب شده بوسیله پوشش گیاهی و دمای سطحی را براساس تابعی از $NDVI$ بدست آوردند. میزان تعریق مدل شده بخوبی با اندازه گیریهایی از داده های جریان آبی داخل گیاه و شارهای گرمای محسوس در محدوده وسیعی از انواع سطوح (محصولات کشاورزی، پوشش گیاهی طبیعی و پوشش گیاهی جنگلی) انطباق دارد.

S.S.Ray در سال 2000 با استفاده از داده های ماهواره های Sea WiFS و IRS-1C و همچنین

استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، تبخیر و تعرق محصول را در ناحیه Gujarat هند برآورد کرد. ضرایب محصول K_c برای محصولات اصلی بطور تجربی از مقادیر شاخص گیاهی تعدیل شده بوسیله خاک (SAVI) حاصله از داده های ماهواره ای برآورد شدند. نقشه تبخیر و تعرق محصول مرجع (ET_0) از مشاهدات هواشناسی نقطه ای تهیه شده سپس نقشه های K_c و ET_0 جهت تولید نقشه تبخیر- تعرق فصلی با هم ترکیب شدند. الگوریتم های ماهواره ای از جمله الگوریتم سبال و الگوریتم متریک از جمله روشهای بیلان انرژی برای محاسبه ی تبخیر - تعرق واقعی در یک منطقه میباشند. الگوریتم سبال روشی است که بر پایه روابط تجربی و فیزیکی، میزان تبخیر- تعرق واقعی را با حداقل داده های زمینی برآورد می نماید و الگوریتم آن اولین بار توسط Bastiansen و همکاران در سال 1998 ارائه شد. این الگوریتم در سال 2002 توسط Allen و همکاران اصلاح گردید. الگوریتم سبال مقدار λ_{ET} را برای هر پیکسل از تصاویر به عنوان باقیمانده معادله توازن انرژی در همان لحظه ای که تصویر از ماهواره دریافت شده است محاسبه می کند.

$$\lambda_{ET} = R_n - G - H \quad (۲۶-۲)$$

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 بعلاو اختلاف دما). از جمله ماهواره های مورد استفاده برای الگوریتم های سبال و متریک، میتوان به ماهواره های Landsat، Modis و یا Aster اشاره کرد که

عکس های حاصل از این ماهواره ها حاوی اطلاعات مهمی برای تخمین پارامترهای الگوریتم میباشند. استفاده از الگوریتم های سنجش از دور در سرتاسر دنیا در پروژه های زیادی مورد استفاده قرار گرفت و پیشرفت کرد. جیمی و الکساندر در سال 2001 در تحقیقی تصاویر تبخیر- تعرق واقعی برنج در دشت زانگه چین را از الگوریتم سبال بدست آورده و سپس آنها را با داده های تبخیر- تعرق مرجع روزانه بدست آمده از داده های هواشناسی به منظور شبیه سازی تبخیر- تعرق فصلی برای کشت برنج از می تا سپتامبر به کار بردند.

Chandrapala و Wimalasuriya در سال 2003 با استفاده از تصاویر نوآ و الگوریتم سبال، در طی یک دوره 12 ماهه، تصاویر 88 روز را پردازش و ET ده روزه را در سریلانکا برآورد کردند. برای تعیین دقت ET برآورد شده، این مقادیر با ET واقعی اندازه گیری شده توسط دستگاه مقایسه گردید. نتایج نشان داد که اختلاف بین مقادیر حاصله از سبال و مقادیر اندازه گیری شده در دوره ده روزه و ماهیانه بترتیب 17 درصد و 1 درصد می باشد. لذا استفاده از اطلاعات ماهواره ای برای برآورد ET توسط پژوهشگران مذکور توصیه شده است.

Bastiaanssen و همکاران در سال 1998 به منظور اعتبارسنجی الگوریتم سبال از اطلاعات موجود ET مزارع در مقیاس بزرگ در کشورهای چین، هند، اسپانیا و پاکستان استفاده نمودند و اندازه گیریهای مزرعه ای ET را با نتایج حاصله از سبال مقایسه کردند. نتایج نشان داد که در 85 درصد موارد پارامترهای بدست آمده از الگوریتم سبال با اندازه گیریهای مزرعه ای بدون هیچگونه واسنجی

مطابقت داشته است. همچنین این محققین گزارش نمودند که نتایج حاصل از سبال و مدل شبیه سازی بیلان آب در دلتای رود مصر در سطح 700000 هکتار اراضی آبیاری شده اختلاف حدود 5 درصد را نشان داده است. نتایج حاصل از این مقایسه نشان داد که ET برآورد شده از سبال در سطح زمین از دقت قابل قبولی برخوردار است و برای مطالعات ET در مقیاس حوزه آبخیز و شبکه آبیاری قابل توصیه است. در بررسی که توسط تاسومی و همکاران در سال 2005 در آیداهو انجام شد مدل توازن انرژی سبال با نتایج حاصل از لایسیمتر هم مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج نشان داد مدل توازن انرژی با نتایج حاصل از لایسیمتر تطابق خوبی دارد. Trezza نیز در سال 2006 طی یک بررسی مقایسه ای بین دو مدل متریک و سبال در ونزوئلا، دریافت که هر دو مدل قادرند مقادیر ET را در محدوده ی قابل قبولی برآورد نمایند.

در یک بررسی جالب در منطقه Texas در سال 2008 که توسط Prasanna H. Gowdar و همکاران برای محاسبه ی میزان آب لازم کشاورزی انجام گردید، با استفاده از الگوریتم متریک و تصاویر ماهواره ی لندست در دو تاریخ 27 June و 29 July میزان تبخیر- تعرق که یکی از مهمترین پارامترها در تعیین مقدار آب مورد نیاز است تخمین زده شد. نتایج حاصله از پیاده سازی این الگوریتم در این منطقه به این صورت بود که در مقایسه با نتایج حاصل از اندازه گیری مستقیم (لایسیمتر) مقدار تبخیر - تعرق روزانه در تاریخ 27 June، حدودا 8.1 ± 12.7 درصد خطا و در تاریخ 29 July، حدودا 4.7 ± 4.9 درصد خطا داشت که میزان خطا تقریبا کم و قابل قبول بود. در بررسی دیگری در سال 2008 توسط Richard G Allen و همکاران برای بررسی وضعیت آب زیر زمینی در سه منطقه ی

کالیفرنیا، نیومکزیکو و آیداهو، مقدار تبخیر- تعرق ماهانه و فصلی با استفاده از الگوریتم متریک تخمین زده شد. در پایان این فعالیت نیز نتایج حاصله از الگوریتم ماهواره ای با نتایج لایسیمتر مقایسه شد که این مقایسه قدرت الگوریتم را در تخمین ET (تبخیر- تعرق) را در حد خوبی نشان داد. در سال 2008 برای محاسبه ی ضریب K_c (که عبارت است از نسبت تبخیر- تعرق پتانسیل به تبخیر تعرق مرجع)، با استفاده از تصاویر ماهواره ای لندست 7 در منطقه شرق آیداهو نیز پژوهشی توسط Eric B. rafn و همکاران انجام گردید. در سال 2010، Jenifer Kinoti و همکاران در حوضه آبریز Ewasoongo در کشور کنیا به منظور محاسبه ی تابش خالص، مقاومت در برابر بخار شدن و تعادل انرژی برای هر پیکسل الگوریتم سبال را اجرا کردند. نتایج حاصل از الگوریتم برای بررسی توزیع مکانی- زمانی ET_a (تبخیر - تعرق واقعی) در حوضه استفاده شد. همچنین مقدار متوسط تبخیر - تعرق واقعی سالانه (ET_a) تخمین زده شده با الگوریتم سبال برای سال های 2000 ، 2003 و 2006 با نتایج حاصل از میانگین تبخیر - تعرق سالیانه از روش توازن آب¹ برای همان سال ها مقایسه گردید که نتایج همخوانی خوبی با هم داشتند و همبستگی 70 درصد گزارش شد. همچنین مشاهده گردید که مقدار تبخیر- تعرق برای این منطقه با نرخ سالانه 15 درصد از سال 2000 تا 2006 افزایش داشته است. در سال 2011، Zhongping sun و همکاران با استفاده از تصاویر لندست 7 برای محاسبه ی مقدار ET_a در حوضه ی Nansi lake wetland در چین الگوریتم سبال را پیاده کردند. نتایج حاصل از الگوریتم سبال با نقشه های کاربری سال 2000 تحلیل شده که

¹ Water balance

مشخص گردید مناطق سطح آزاد (مانند مرداب)، بیشترین مقدار تبخیر را داشت و بعد از این مناطق، زمین های ساخته شده ی شهری و زمین های خشک مقدار تبخیر کمتری نسبت به مناطق آب آزاد داشتند که این با تئوری تبخیر سازگاری داشت. در سال 2013 به کمک داده های دمایی عکس های ماهواره ای و اطلاعات هواشناسی موجود مقدار تبخیر - تعرق ماهانه و فصلی برای 48 کشور در جنوب کانادا و شمال مکزیک تخمین زده شد. در این بررسی که از تصاویر مودیس استفاده شد بر خلاف روش های معمول سبال یا متریک، در دو پیکسل گرم و سرد فرض می شود دمای پیکسل ها سال به سال تغییر نمیکنند. هرچند این فرض در ابتدا شاید کمی دور از واقعیت به نظر برسد اما چون قسمت عمده تبخیر به R_n بستگی دارد و از طرفی الگوریتم های سنجش از دور نیز در شرایط هوای آفتابی به کار میروند این فرض قابل بررسی است. به طور خلاصه نو آوری این روش که شرایط مرزی خاصی را برای پیکسل های گرم و سرد در نظر می گیرد این است که فقط با داشتن دمای پیکسل گرم، دمای پیکسل سرد و مقدار ET_0 (تبخیر- تعرق مرجع) میتوان مقدار تبخیر را تخمین زد. در پایان این مطالعه نتایج حاصله از الگوریتم ماهواره ای با نتایج حاصل از روش Eddy covariance مقایسه و تطابق بسیار خوبی با هم داشتند. این پژوهش توسط Gabriel B senay و همکاران انجام گردید. در سال 2013 در کشور مصر و در مخزن Lake Nasser مقدار تبخیر با استفاده از اطلاعات حاصل از عکس های ماهواره ای و با کمک تعادل انرژی، توسط Mohamed hassan برآورد گردید. در یکی از جدید ترین کارهای انجام شده در سال 2013 در حوضه ی آبریز pangani در شرق آفریقا، با استفاده از تصاویر مودیس و الگوریتم سبال، 138 عکس برای 16 نوع

کاربری متفاوت زمین برای دوره ی 2008 تا 2010 مورد بررسی قرار گرفت. نتایج قابل توجهی از الگوریتم سبال گرفته شد. در تبخیر از سطح آزاد مخزن Nyumba yamungu مقدار تبخیر - تعرق تخمین زده شده با الگوریتم سبال در مقایسه با اطلاعات در دسترس از تشتک تبخیر خطایی کمتر از 5 درصد نشان داده شد که بسیار کم و قابل قبول بود. همچنین در مناطق کوهستانی حوضه مقدار ET در ترازهای بالای (2300 متر بالاتر از سطح دریا) به طور قابل توجهی کم شد که با افزایش پتانسیل تبخیر سازگاری داشت و در نهایت، نتایج حاصل از الگوریتم قابل اطمینان ارزیابی گردید.

فصل سوم

مواد و روش ها

همانطور که در فصول قبل توضیح داده شد، منطقه مورد مطالعه، منطقه هشتگرد واقع در استان البرز به طول جغرافیایی 51 درجه و 8 دقیقه و عرض جغرافیایی 35 درجه و 43 دقیقه میباشد که اطلاعات تبخیر از این منطقه در مهر ماه سال 1391 به وسیله دستگاه لایسیمتر و اطلاعات هواشناسی این منطقه برای استفاده از روشهای تجربی بر آورد تبخیر- تعرق، گرد آوری شده است. لذا برای مقایسه دقیقتر و منطقی تر خروجی های پروژه با اطلاعات در دست، میبایست مراحل الگوریتم سبال بر روی تصویری از همین منطقه در همان تاریخ (مهر ماه سال 1391) پیاده شوند تا در پایان بتوانیم مقایسه ای دقیق انجام داده و نتایج منطقی تری بگیریم. در اولین گام باید تصویر ماهواره ای مربوط به منطقه مورد نظر را بدست آورد. دانلود تصویر ماهواره ای در این پروژه از طریق وبسایت زیر انجام شده است :

www.EarthExplorer.Usgs.gov

لازم به ذکر است که برای دانلود تصویر باید ابتدا در این وبسایت ثبت نام کرد. در این وبسایت یک نقشه کلی از تمام جهان موجود است که میتوان کشور ایران را به راحتی پیدا کرده و حدود منطقه مطالعاتی خود را به راحتی مشخص کرد. برای این کار همچنین میتوان با تایپ کردن نام منطقه مورد نظر در نوار سمت چپ صفحه که در بالای آن عبارت Address/Place نوشته شده است، منطقه مورد نظر را به راحتی بر روی نقشه پیدا کرد. با مشخص شدن منطقه مورد نظر به راحتی میتوانیم با مشخص کردن چند نقطه دیگر نزدیک نقطه اصلی، یک چند ضلعی بسته بسازیم به

طوری‌که منطقه مورد نظرمان تقریباً در وسط این چند ضلعی قرار بگیرد. مشخص کردن این چند ضلعی به این معناست که تصویر ماهواره ای مورد نظر ما باید حتی الامکان این مناطق را پوشش داده باشد. در گام بعدی، باید تاریخ مورد نظر خود را در نوار پایین صفحه سمت چپ وارد نماییم. تاریخ وارد شده باید بر اساس تاریخ میلادی باشد. در این پروژه تاریخ مورد نظر مهر ماه سال 91 است که این بازه یک ماهه در قسمت مربوطه وارد گردید. با مشخص کردن محدوده و تاریخ مورد نظر، برای دیدن تصاویری که شرایط دلخواه ما را دارند، گزینه Data set از پایین صفحه سمت چپ را انتخاب میکنیم. در اینجا باید نوع ماهواره مورد نظر را نیز مشخص کنیم. در این پروژه از ماهواره Landsat7 استفاده میشود. در پایان با انتخاب گزینه Results، تمامی تصاویری که خصوصیات خواسته شده را دارا میباشند، در اختیار کاربر قرار میگیرند. در زیر هر تصویر در منویی کوچک چند آیکون قرار دارد که میتوان با کلیک بر روی اولین آیکون منطقه پوشش داده شده توسط تصویر را مشاهده کرد. همچنین تاریخ هر تصویر نیز در بالای آن درج شده است. در نهایت پس از بررسی کلیه شرایط و انتخاب بهترین تصویر، با استفاده از گزینه دانلود که در همان نوار ابزار کوچک زیر هر تصویر موجود است، پنجره ای باز میشود که در آن پنجره با انتخاب آخرین گزینه دانلود تصویر شروع خواهد شد. باید توجه داشت به علت حجم بالای تصاویر، تصویر انتخاب شده دارای تمامی شرایط لازم باشد تا مجدداً مجبور به دانلود تصویر دیگری نشویم. هر تصویر شامل هفت باند میباشد که هر باند، دارای طول موج متفاوتی است. لازم به توضیح است که مراحل الگوریتم سبال و روند اجرای آن، به طور کامل از manual تالیف شده توسط باستانسن، ریچار آلن و تاسومی در این قسمت آورده شده است.

الگوریتم سبال با استفاده از معادله توازن انرژی که در زیر آورده شده است میزان تبخیر- تعرق را تخمین میزند :

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (1-3)$$

در این معادله R_n ، میزان تابش خالص ورودی توسط خورشید، G ، شار گرمایی خاک یا همان میزان گرمایی که صرف گرم شدن خاک زمین میشود و H ، شار گرمای محسوس (میزان انرژی که صرف گرم شدن هوا میشود) میباشد. در معادله بالا واحد های هر سه پارامتر وات بر متر مربع میباشد. در واقع معادله توازن انرژی گویای این مطلب است که اگر از کل انرژی تابیده شده به زمین توسط خورشید، مقدار انرژی که صرف گرم شدن هوا و گرم شدن خاک (سطح زمین) میشود را کم کنیم، میتوانیم انرژی باقیمانده را به عنوان مقدار انرژی که صرف تبخیر- تعرق میشود در نظر بگیریم. هریک از سه ترم معادله بالا که به عنوان معادله اصلی الگوریتم سبال شناخته میشود، باید به ترتیب و برای کلیه نقاط نقشه منطقه مورد نظر محاسبه گردد، به طوریکه بر روی نقشه برای هر نقطه دلخواه از منطقه مورد نظر، مقدار تابش خالص یا هر پارامتر دلخواه دیگری مشخص باشد. لازم به ذکر است در تصاویر ماهواره ای Landsat، هر نقطه (پیکسل) از تصویر، نشان دهنده (نماینده) یک سطح به ابعاد $30m \times 30m$ میباشد. هر تصویر شامل چندین باند میباشد که هر باند در طول موج مشخصی تصویر برداری شده است. اصطلاحا به این باندها، تصویر خام گفته میشود. این باندها به تنهایی فقط شامل مقدار انرژی بازتاب شده توسط اجسام روی زمین میباشد. لذا لازم است پس از تهیه عکس ماهواره ای لازم از منطقه مورد مطالعه، برای اجرای الگوریتم سبال عملیات خاصی را بر روی عکس

ماهواره ای انجام دهیم تا بتوانیم اطلاعات لازم برای اجرای الگوریتم را استخراج کنیم که از جمله ی این اطلاعات دمای سطحی میباشد. پردازش عکس های ماهواره ای برای بدست آوردن اطلاعات لازم از عکس ها، در این پروژه با استفاده از نرم افزار ENVI انجام گرفته است. با استفاده از این نرم افزار میتوان عملیات ریاضی لازم را بر روی کلیه باند ها و کلیه نقاط تصویر اعمال نمود و مرحله به مرحله نقشه های لازم را بدست آورد.

۲-۳- محاسبه R_n

اولین مرحله محاسبه تابش خالص ورودی به سطح (R_n) با استفاده از معادله توازن تابش سطح می باشد :

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (۲-۳)$$

در این معادله α ، ضریب آلبیدو سطح است که به صورت نسبت تابش انعکاس یافته از یک سطح به کل تابش فرودی به همان سطح میباشد. $R_{s\downarrow}$ ، مقدار تابش ورودی به زمین با طول موج کوتاه، $R_{L\downarrow}$ ، مقدار تابش ورودی به زمین با طول موج بلند، $R_{L\uparrow}$ ، مقدار تابش خروجی از سطح زمین با طول موج بلند و ε_0 ، شاخص گسیلمندی سطحی است که به صورت نسبت انرژی گرمایی تابش شده بوسیله سطح به انرژی گرمایی تابش شده بوسیله جسم سیاه در همان دما تعریف می شود. برای محاسبه R_n باید تمامی پارامتر های لازم را به ترتیب محاسبه و نقشه مربوط به آن پارامتر را تهیه کرد. اولین گام محاسبه ضریب آلبیدو میباشد.

۳-۲-۱- محاسبه ضریب آلبیدو

طبق روابط ارائه شده، ضریب آلبیدو از رابطه زیر محاسبه خواهد شد :

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path-radiance}}{\tau_{sw}} \quad (3-3)$$

در این فرمول α_{toa} ، آلبیدوی بالای اتمسفر، τ_{sw} ، شفافیت اتمسفری و $\alpha_{path-radiance}$ ، آلبیدو ناشی از رادیانس مسیر نام دارند.

۳-۲-۲- محاسبه α_{toa}

طبق رابطه پیشنهادی در الگوریتم سبال، مقدار α_{toa} برابر است با حاصلضرب ضریب وزنی هر باند در انعکاس هر باند. لذا برای محاسبه این پارامتر ابتدا لازم است تا با استفاده از نرم افزار از نقشه خام موجود، نقشه های انعکاس (Reflectance) را استخراج نماییم. نقشه های انعکاس، در واقع نشان دهنده نسبت انرژی منعکس شده به انرژی تابیده شده میباشد. مشخص است که بعد از استخراج این نقشه ها کلیه مقادیر روی نقشه باید بین صفر و یک باشند. برای تهیه این نقشه ها پس از باز کردن عکس ماهواره ای در نرم افزار، از قسمت Basic Tools، گزینه Preprocessing و سپس گزینه Calibration Utilities را انتخاب میکنیم و در پایان در منوی باز شده گزینه Landsat Calibration را انتخاب میکنیم. سپس در پنجره باز شده، نرم افزار از ما تصویر مورد نظر را به عنوان ورودی درخواست میکند که با کلیک بر روی تصویر موجود در همان پنجره، تصویر ورودی انتخاب میشود. بعد از انتخاب تصویر ورودی پنجره ای باز میشود که در آن برخی اطلاعات تصویر از جمله تاریخ تصویر

گرفته شده در آن ارائه شده است که برای کنترل کردن میتوان این اطلاعات را با اطلاعات تصویر مقایسه کرد. در این پنجره با تیک زدن بر روی گزینه Reflectance و انتخاب گزینه Choose، آدرس محل ذخیره نقشه Reflectance را به نرم افزار میدهیم تا نقشه انعکاس در محل دلخواه ذخیره شود. این نقشه مقدار انعکاس را برای تمامی نقاط روی نقشه در هر باند به ما نشان میدهد. حال برای محاسبه α_{toa} ، لازم است تا ضریب های وزنی هر باند را در مقدار انعکاس هر باند ضرب کنیم. ضریب وزنی هر باند به مفهوم نسبت میانگین تابش فرودی باند در بالای اتمسفر به جمع کل تابش های فرودی در کل باند ها میباشد. طبق جدول پیشنهادی الگوریتم سبال، ضریب های وزنی بر طبق جدول زیر استفاده میشوند :

جدول (۳-۱)، ضریب های وزنی ω_{λ} (آلن و همکاران، 2002)

	Band1	Band2	Band3	Band4	Band5	Band6	Band7
Landsat5	0.293	0.274	0.233	0.157	0.033	-	0.011
Landsat7	0.293	0.274	0.231	0.156	0.034	-	0.012

حال برای محاسبه آلبیدو بالای اتمسفر، لازم است تا انعکاس هر باند را در ضریب وزنی مربوط به هر باند ضرب کنیم. برای تهیه نقشه α_{toa} ، لازم است است تا در نرم افزار از قسمت Basic Tools، گزینه Band math را انتخاب کنیم. در پنجره باز شده باید رابطه ریاضی موجود را به نرم افزار بدهیم تا نرم

افزار این رابطه را برای کلیه نقاط عکس اعمال کند و نقشه α_{toa} بدست آید. برای این کار در پنجره باز شده هریک از باندها را به صورت Float تعریف میکنیم و باندها را به ترتیب شماره گذاری میکنیم. با مشخص بودن ضرایب وزنی رابطه محاسبه α_{toa} را به صورت زیر مینویسیم :

$$\text{Float}(b1)*0.293+\text{float}(b2)* 0.27+\text{float}(b3)*0.231+\text{float}(b4)*0.156+\text{float}(b5)*0.034$$

$$+\text{float}(b7)*0.012$$

سپس نرم افزار از ما میخواهد تا هریک از متغیرهای تعریف شده در فرمول را برای نرم افزار تعریف کنیم. در پنجره باز شده به ترتیب متغیرها را از بالا انتخاب و از باندهای موجود آنرا تعریف میکنیم، به عنوان مثال ابتدا بر روی B1 کلیک کرده و سپس از منوی باندهای موجود با کلیک بر روی باند 1 به نرم افزار میفهمانیم متغیر Floatb1 که در فرمول به کار برده شد، مقادیر باند 1 در تصویر ماهواره ای بوده است. به همین ترتیب کلیه متغیرها را تعریف میکنیم و در پایان با انتخاب گزینه Choose ، مکان مورد نظر برای ذخیره نقشه α_{toa} را انتخاب میکنیم. به این ترتیب نقشه α_{toa} نیز بدست خواهد آمد.

۳-۲-۳- محاسبه τ_{sw}

بعد از محاسبه α_{toa} ، نوبت به بدست آوردن نقشه τ_{sw} میرسد. τ_{sw} نسبتی از تابش فرودی است، که از اتمسفر عبور می کند و نشان دهنده اثرات جذب و انعکاس داخل اتمسفر است.

رابطه ارائه شده به این صورت است :

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (۴-۳)$$

Z در معادله بالا ارتفاع از سطح دریا میباشد. برای محاسبه τ_{sw} ، نقشه ارتفاعی از منطقه مورد نظر را تهیه کرده و آنرا در نرم افزار باز میکنیم. سپس مانند روال توضیح داده شده در قسمت محاسبات ریاضی، رابطه τ_{sw} را تعریف میکنیم و متغیر مربوطه را نقشه ارتفاع تعریف میکنیم. به این ترتیب نقشه τ_{sw} نیز بدست خواهد آمد.

به این ترتیب تنها متغیر باقیمانده از رابطه مربوط به آلبیدو، $\alpha_{path-radiance}$ است. مقدار این پارامتر بین 0.025 تا 0.04 اختیار میشود که طبق نظر باستیانس، مقدار این متغیر در الگوریتم سبال 0.03 در نظر گرفته میشود. حال برای بدست آوردن نقشه آلبیدو، کلیه پارامترها و نقشه های لازم در دست میباشند. طبق روال قبلی از قسمت Band Math فرمول مربوط به آلبیدو را نوشته و متغیرها را برای نرم افزار تعریف میکنیم، در نهایت نقشه آلبیدو را در محل دلخواه ذخیره میکنیم.

۴-۲-۳- محاسبه $R_{s\downarrow}$

گام بعدی در الگوریتم سبال محاسبه تابش ورودی با طول موج کوتاه یعنی $R_{s\downarrow}$ میباشد. در الگوریتم سبال با فرض شرایط آسمان صاف و بدون ابر، رابطه پیشنهادی برای محاسبه این پارامتر به صورت زیر است :

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (۵-۳)$$

در این فرمول G_{sc} ، ثابت تابش خورشیدی است که مقدار آن 1367 وات بر متر مربع میباشد. θ ، زاویه

فرودی خورشید و d_r ، معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید است. برای محاسبه d_r از فرمول

پیشنهادی Duffie و Beckman در سال 1980 استفاده میکنیم :

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(DOY \frac{2\pi}{365}\right) \quad (3-6)$$

در این فرمول DOY، شماره روز از ابتدای سال میلادی است (شماره روزی که تصویر در آن روز

گرفته شده از ابتدای سال میلادی). در این فرمول برای بدست آوردن θ به این صورت عمل میکنیم

که فایل با پسوند Txt موجود در فایل تصویر دانلود شده را باز کرده و از اطلاعات موجود در این

فایل، مقدار Sun elevation را استخراج میکنیم. برای بدست آوردن θ کفایت این مقدار را از 90

کم کنیم، رابطه زیر نشان دهنده نحوه بدست آوردن مقدار θ است :

$$\theta = 90 - SunElevation \quad (3-7)$$

حال برای بدست آوردن نقشه تابش ورودی با طول موج کوتاه (R_s)، تمامی پارامتر های لازم را در

اختیار داریم و کفایت از گزینه Band Math استفاده کرده و رابطه لازم برای محاسبه این پارامتر را

بنویسیم و متغیر های رابطه را برای نرم افزار تعریف کنیم. بهتر است ابتدا مقدار d_r و $\cos\theta$ را که دو

عدد ثابت هستند محاسبه کنیم تا در نوشتن فرمول نهایی راحت تر باشیم. به این ترتیب در پایان با

مشخص کردن مکان مناسب برای ذخیره، نقشه تابش ورودی با طول موج کوتاه $R_{s\downarrow}$ در محل مورد

نظر ذخیره میشود.

۳-۲-۵- محاسبه شاخص NDVI

در ادامه الگوریتم سبال برای محاسبه پارامترهای دیگر از جمله R_L ، نیاز به بدست آوردن برخی از

شاخصهای گیاهی داریم که در زیر به توضیح آنها میپردازیم :

• شاخص NDVI

این شاخص به میزان و وضعیت پوشش گیاهی منطقه بستگی دارد و به صورت زیر تعریف میشود :

$$NDVI = \frac{R_4 - R_3}{R_4 + R_3} \quad (۳-۸)$$

در این فرمول R_4 و R_3 به ترتیب، انعکاس باند چهار و انعکاس باند سه میباشند. در مراحل اولیه کار،

نقشه های انعکاس ذخیره گردید لذا برای بدست آوردن نقشه NDVI کفایت در قسمت Band

Math، رابطه مربوطه را نوشته و متغیر ها را تعریف کنیم. فرمول لازم برای این قسمت به این صورت

است :

$$(Float(b1)-Float(b2))-(Float(b3)+Float(b4))$$

بدین ترتیب با انتخاب محل دلخواه ذخیره، نقشه NDVI بدست آمده و در محل دلخواه ذخیره

میگردد. در مناطق خشک و نیمه خشک، تنک بودن پوشش گیاهی باعث می شود اثرات بازتاب خاک

زمینه، اثر بازتاب پوشش گیاهی را تحت تاثیر قرار دهد و بر آن چیره شود. SAVI، شاخص تصحیح

شده NDVI است. این شاخص اثرات خاک زمينه و رطوبت خاک را در شاخص NDVI کاهش ميدهد.

۳-۲-۶- محاسبه شاخص SAVI

• شاخص SAVI

يکي ديگر از شاخص هاي لازم براي ادامه کار در الگوريتم، سبال شاخص SAVI ميباشد که به صورت زير تعريف ميشود :

$$SAVI = \frac{(1+L)(R_4 - R_3)}{(R_4 + R_3 + L)} \quad (9-3)$$

در اين فرمول L ، يک ضريب تصحيح است که بسته به نوع پوشش گياهي و تراکم آن از صفر تا يک تغيير ميکند، به طوريکه براي پوشش هاي گياهي با تراکم بسيار بالا 1 و براي پوشش هاي گياهي با تراکم کمتر تا صفر هم تغيير ميکند. مقدار استاندارد استفاده شده مقدار 0.5 است که براي تراکم متوسط مورد استفاده قرار ميگيرد. براي تهيه نقشه SAVI نيز کافيست مطابق روند قبلي فرمول مربوطه را در قسمت Band Math نوشته و متغير هاي آنرا که همان باند هاي سه و چهار انعکاس ميباشند تعريف کرده و نقشه نهايي را در محل دلخواه ذخيره کنيم.

۳-۲-۷- محاسبه شاخص LAI

• شاخص LAI

این شاخص که به شاخص سطح برگ نیز معروف است، معیاری از مقاومت تاج پوشش گیاهی است و به صورت نسبت مساحت کل برگهای گیاه، به سطح زمین پوشانده شده توسط آن گیاه تعریف میشود.

مقدار LAI از رابطه زیر قابل محاسبه است :

$$LAI = - \frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59}\right)}{0.59} \quad (1-3)$$

همانطور که مشخص است برای محاسبه LAI، لازم است تا مقادیر SAVI را در دست داشته باشیم.

در پایان این مرحله نقشه مربوط به LAI نیز بدست می آید.

۳-۲-۱- شاخص گسیلمندی

- شاخص گسیلمندی

گسیلمندی سطحی بصورت نسبت انرژی گرمایی تابش شده بوسیله سطح به انرژی گرمایی تابش

شده بوسیله جسم سیاه در همان دما تعریف می شود. در سبال، دو گسیلمندی سطحی استفاده می

شود، اولین گسیلمندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در باند کم پهنای حرارتی (صفر تا

$0.25 \mu m$)، می باشد که با علامت ϵ_{NB} نشان داده می شود. دومین گسیلمندی معرف رفتار

سطحی برای گسیل حرارتی در محدوده وسیع حرارتی میباشد. گسیلمندی های سطحی با استفاده از

روابط تجربی زیر بدست می آیند :

زمانیکه $NDVI > 0$:

$$\epsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033LAI$$

برای $LAI < 3$ (۱-۳)

برای $LAI < 3$

$$\varepsilon_0 = 0.95 + 0.01LAI \quad (12-3)$$

برای $LAI \geq 3$

$$\varepsilon_{NB} = 0.98 \quad , \quad \varepsilon_0 = 0.98 \quad (13-3)$$

برای زمانی که $NDVI < 0$ باشد داریم :

$$\varepsilon_{NB} = 0.99 \quad , \quad \varepsilon_0 = 0.985 \quad (14-3)$$

با مشخص شدن روابط مربوط به شاخص های گسیلمندی، باید روابط مربوطه را در نرم افزار وارد

کنیم تا بتوانیم نقشه های مربوط به هر کدام را تهیه کنیم. نحوه نوشتن فرمول های مربوطه در این

قسمت به صورت زیر است.

برای محاسبه ε_{NB} از فرمول زیر استفاده میکنیم که شرط های موجود را در بر میگیرد. در رابطه

نوشته شده $b1$ ، نشانگر $NDVI$ و $b2$ ، نشانگر LAI میباشد. همچنین در این رابطه gt و lt به ترتیب به

معنای بزرگتر از و کوچکتر از میباشدند. پرانتز اول نوشته شده، در بر گیرنده شرط و پرانتز بعد از آن

رابطه ایست که در صورت ارضا شدن شرط اعمال میگردد. برای اعمال شدن شرط بعد از نوشتن پرانتز

اول، از علامت * استفاده میکنیم. بعد از شرط اول اگر بخواهیم شرط دیگری را اعمال کنیم از علامت

+ استفاده میکنیم. فرمول زیر برای تهیه نقشه ϵ_{NB} استفاده میشود که لازم است بعد از نوشتن فرمول متغیر های آن نیز طبق توضیحات بالا برای نرم افزار مشخص شوند.

$$(b1 > 0 \text{ and } b2 < 3) * (\text{Float}(b2) * 0.0033 + 0.97) + (b1 > 0 \text{ and } b2 > 3) * 0.98 + (b1 < 0) * 0.99$$

برای محاسبه ϵ_0 نیز به رابطه ای مشابه با رابطه بالا نیازمندیم که به صورت زیر میباشد :

$$(b1 > 0 \text{ and } b2 < 3) * (\text{Float}(b2) * 0.01 + 0.95) + (b1 > 0 \text{ and } b2 > 3) * 0.98 + (b1 < 0) * 0.985$$

با استفاده از فرمول بالا نیز میتوانیم نقشه مربوط به ϵ_0 را تهیه کنیم.

لازم به ذکر است متغیر های این فرمول نیز مشابه فرمول بالا میباشد که باید برای نرم افزار مشخص گردند. با مشخص شدن نقشه های شاخص های پوشش گیاهی، نیازمندیم تا نقشه دما را نیز تهیه کنیم. این نقشه، دمای نقاط روی عکس را بر حسب درجه کلوین مشخص میکند. برای این کار بعد از باز کردن فایل MTL در نرم افزار، از قسمت Preprocessing و انتخاب گزینه Calibration و سپس انتخاب گزینه Landsat Calibration، باند 6 که به باند حرارتی معروف است را مشخص کرده و با انتخاب گزینه choose، محل ذخیره این نقشه را مشخص میکنیم. این نقشه دمای کلیه نقاط روی عکس ماهواره ای را مشخص میکند.

۳-۲-۹- محاسبه T_s

گام بعدی، محاسبه T_s میباشد. این پارامتر معرف دمای هوا نزدیک سطح زمین میباشد. برای تهیه

این نقشه از رابطه ی زیر استفاده میکنیم :

$$T_s = \varepsilon_{NB} \times T \quad (15-3)$$

در این رابطه T دمای سطحی است که در گام قبل، نقشه مربوط به آنرا تهیه کردیم. حال میتوانیم با نوشتن رابطه مناسب نقشه مربوط به T_s را نیز تهیه کنیم.

$$R_{L\uparrow} \text{ - محاسبه } 1-2-3$$

حال در معادله اصلی مربوط به R_n میتوانیم پارامتر تابش خروجی با طول موج بلند را محاسبه کنیم. معادله مربوط به این پارامتر در الگوریتم سبال به صورت زیر است :

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (16-3)$$

در این معادله σ ، ثابت استفان- بولتزمن میباشد که مقدار آن برابر با $5.67 \times 10^{-8} w/m^2/k^4$ میباشد. همچنین T_s ، دمای هوای نزدیک سطح زمین میباشد که در مراحل قبلی نقشه مربوط به آن تهیه گردید. ε_0 ، ضریب گسیلمندی سطح میباشد که در مراحل مربوط به محاسبه شاخص های پوشش گیاهی محاسبه گردید. لذا برای محاسبه تابش خروجی با طول موج بلند، تمامی پارامتر ها و نقشه های لازم را در اختیار داریم. تنها کفایت طبق روند توضیح داده شده فرمول مربوطه را در نرم افزار وارد کرده و متغیر ها را برای نرم افزار تعریف کنیم.

۳-۲-۱۱- پیکسل های گرم و سرد

در این مرحله لازم است تا در منطقه مورد مطالعه پیکسل های سرد و گرم را مشخص و انتخاب نماییم. سبال از دو پیکسل شاخص برای مشخص کردن شرایط مرزی در معادله بیلان انرژی استفاده می کند. پیکسل سرد که نشان دهنده یک منطقه با پوشش گیاهی انبوه و بسیار خوب آبیاری شده طوری که تمامی انرژی رسیده شده به این پیکسل صرف تبخیر - تعرق شود و دمای زمین و هوای نزدیک به سطح زمین در این پیکسل تقریبا یکسان باشد و پیکسل گرم که خالی از آب و پوشش گیاهی است و به علت عدم وجود آب و پوشش گیاهی، مقدار تبخیر- تعرق در این پیکسل صفر در نظر گرفته میشود. انتخاب این دو پیکسل تا حد زیادی به بررسی و تمرین نیاز دارد اما میتوان با کمک گرفتن از نقشه های تهیه شده در مراحل قبلی از جمله نقشه NDVI و LAI و یا همچنین نقشه دمای سطح زمین، انتخاب این پیکسل ها را تا حدودی آسانتر کرد. برای انتخاب پیکسل سرد میتوانیم مناطقی که دارای LAI زیاد و NDVI نزدیک به یک دارند را مشخص و از بین پیکسل ها بهترین و مناسب ترین پیکسل را انتخاب کنیم. باید توجه داشت که انتخاب هرچه دقیقتر و صحیح تر این دو پیکسل یقینا دقت الگوریتم را تا حد زیادی بالا خواهد برد زیرا در مراحل بعدی الگوریتم از اطلاعات این دو پیکسل استفاده میکنیم و محاسبات انجام شده به دقت انتخاب این دو پیکسل نیز بستگی خواهند داشت.

۳-۲-۱۲- محاسبه $R_{L\downarrow}$

با مشخص شدن پیکسل سرد و گرم به سراغ مرحله بعدی محاسبات که محاسبه تابش ورودی با طول موج بلند است میرویم. رابطه پیشنهادی این پارامتر به صورت زیر است :

$$R_{L\downarrow} = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \times \sigma \times T_{cold}^4 \quad (17-3)$$

در این رابطه T_{cold} ، دمای پیکسل سرد است که در مرحله قبل انتخاب شد. لازم است تا دمای این پیکسل را برداشت کنیم و در رابطه فوق استفاده کنیم. همچنین τ_{sw} ، شفافیت اتمسفری است که قبلا به محاسبه آن پرداختیم. در این رابطه σ ، ثابت استفان بولتزمن میباشد.

حال برای بدست آوردن تابش ورودی با طول موج بلند، کفایت تا رابطه لازم را در نرم افزار وارد و متغیر های آنرا برای نرم افزار مشخص کنیم.

حال با نگاهی دوباره به فرمول محاسبه تابش خالص ورودی میبینیم که با بدست آمدن نقشه تابش ورودی با طول موج بلند، تمامی پارامتر های لازم برای محاسبه R_n در دست میباشد.

$$R_n = (1-\alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1-\varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (18-3)$$

در پایان نقشه تابش خالص را در محل دلخواه ذخیره میکنیم. به این ترتیب اولین پارامتر در معادله توازن انرژی که پایه الگوریتم سبال است را محاسبه و نقشه مربوط به آن را در اختیار داریم.

۳-۳- محاسبه شار گرمای خاک G

با محاسبه اولین پارامتر از معادله توازن انرژی، نوبت به محاسبه ترم دوم معادله یعنی شار گرمای خاک (G) می رسد. شار گرمای خاک، میزان ذخیره گرما داخل خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی می باشد. بسیاری از مطالعات نشان داده اند که نسبت G/R_n در نیمه روز با استفاده از شاخصهای گیاهی اندازه گیری شده توسط ماهواره از قبیل LAI با دقت بالایی قابل پیش بینی است. البته این شیوه در نواحی با تاج پوشش کم تراکم فاقد اعتبار است. علت آنرا می توان بدین صورت توضیح داد که اگر خاکها لخت و خشک باشند انتقال گرما داخل خاک قسمت مهمتری از تابش خالص را در برمیگیرد. برای این مناطق می توان نسبت G/R_n را بر اساس دمای سطحی بدست آورد. در الگوریتم سبال از نسبت G به R_n برای محاسبه G استفاده میشود. برای این منظور روابط تجربی زیادی وجود دارد اما در الگوریتم سبال از فرمول پیشنهادی تجربی باستیانسن که در سال 2000 ارائه کرد استفاده میشود :

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.007\alpha^2)(1 - 0.98NDVI^4) \quad (19-3)$$

در این فرمول T_s دمای سطحی بر حسب درجه سانتیگراد، α ضریب آلبیدو سطح و NDVI، شاخص پوشش گیاهی است. در مراحل قبلی کلیه پارامتر های لازم برای استفاده از این فرمول محاسبه و نقشه های آن نیز تهیه گردید. نکته قابل توجه در اینجا این است که دمای سطحی مورد استفاده در این فرمول بر حسب درجه سانتیگراد است اما نقشه تهیه شده ی دمای سطحی در مراحل

قبل، بر حسب درجه کلون است. لذا باید ابتدا نقشه دمای سطحی بر حسب درجه سانتیگراد را تهیه کنیم. برای اینکار در نرم افزار نقشه دمای سطحی را باز کرده و از قسمت Band Math رابطه لازم برای تبدیل دما از درجه کلون به درجه سانتیگراد را به صورت زیر مینویسیم :

Float(b1)-273

پس از تهیه نقشه دمای سطحی کافیت برای محاسبه نسبت G/R_n ، رابطه ی مربوطه را وارد نرم افزار کرده و پارامتر های رابطه را برای نرم افزار تعریف نماییم.

پس از مشخص کردن پارامتر ها، نقشه G/R_n را در محل دلخواه خود ذخیره میکنیم. بعد از این کار در گام نهایی برای بدست آوردن نقشه شار گرمایی خاک کافیت از نقشه G/R_n استفاده کرده و با استفاده از محاسبات ریاضی در قسمت Band Math، نقشه G را بدست آورده و در محل دلخواه ذخیره کنیم. رابطه ساده استفاده شده در این قسمت به صورت زیر است :

Float(b1)*Float(b2)

در این رابطه b_1 ، تابش خالص ورودی (R_n) و b_2 ، G/R_n است که نقشه آن در مرحله قبلی تهیه گردید. پس از معرفی این دو پارامتر برای نرم افزار، با انتخاب گزینه Choose مکان دلخواه برای ذخیره نقشه شار گرمایی خاک را به نرم افزار معرفی میکنیم. بدین ترتیب در معادله توازن انرژی دو پارامتر از سه پارامتر را محاسبه و نقشه های مربوط به هر کدام را تهیه کردیم. در گام پایانی کافیت پارامتر H یعنی شار گرمای هوا را محاسبه کنیم تا تمامی متغییر های معادله توازن انرژی را بدست آورده باشیم و معادله را حل نماییم.

۳-۴- محاسبه شار گرمای هوا H

آخرین پارامتر در معادله توازن انرژی، پارامتر H (شار گرمای محسوس) است. به بیان ساده تر این پارامتر مقدار گرمایی را که صرف گرم شدن هوا میشود نشان میدهد. تا این لحظه مقدار تابش خالص ورودی به زمین را محاسبه کرده ایم و همچنین با بدست آوردن شار گرمای خاک (G)، مشخص کردیم که از کل انرژی ورودی به زمین توسط خورشید، چه مقدار آن سهم گرم شدن زمین (خاک) میشود. در گام بعدی با محاسبه H، مقدار انرژی که سهم گرم شدن هوا میشود را نیز محاسبه میکنیم تا در پایان بتوانیم مقدار انرژی باقیمانده از کل تابش خالص ورودی را به عنوان مقدار انرژی که صرف تبخیر- تعرق میشود در نظر بگیریم. برای محاسبه H از معادله انتقال گرما استفاده میکنیم که به صورت زیر است:

$$H = \frac{\rho C_p dT}{r_{ah}} \quad (۳-۲)$$

در این معادله ρ ، گرمای ویژه هوا بر حسب کیلوگرم بر متر مکعب، C_p ، گرمای ویژه هوا که مقدار آن (1004 J/Kg/K) در نظر گرفته میشود، dT ، اختلاف دما بین دو ارتفاع Z_1 و Z_2 است و r_{ah} ، مقاومت آئرودینامیکی برای انتقال گرما بر حسب (s/m) میباشد.

در معادله فوق دو مجهول dT و r_{ah} حل معادله را مشکل میسازند. در این بخش برای ساده تر کردن محاسبات، از دو پیکسل سرد و گرم که می تواند مقادیر قابل اعتماد برای H را پیش بینی کرده و با

استفاده از آن dT برآورد شود استفاده میکنیم. در ادامه برای استفاده از برخی روابط نیازمندیم تا به تعریف چند اصطلاح بپردازیم :

سبال برای در نظر گرفتن اثرات شناوری که در طی گرم شدن سطح رخ می دهند از تئوری مونین-آبوخوف در یک فرایند تکراری استفاده می کند. شرایط پایداری آتمسفر تاثیر زیادی روی مقاومت آئرودینامیکی دارد و باید در محاسبه شار گرمای محسوس بخصوص برای شرایط خشک در نظر گرفته شود. هوا سه حالت پایداری دارد که عبارتند از: ناپایدار، خنثی و پایدار. سه شرط پایداری برای هوا به شرح زیر میباشد :

اگر توده ای هوای غیر اشباع بطورسریع مثلا تا ارتفاع 100 متر بالا رود بعلت افت بی دررو، دمای آن حدود 65 درجه سانتیگراد کاهش می یابد. حال اگر دمای هوای مجاور پایینتر از دمای این توده هوا باشد، توده هوا به بالا رانده شده و به صعود خود ادامه می دهد. این حالت، ناپایداری نامیده می شود. اگر دمای هوای مجاور برابر با دمای توده هوا باشد هیچ نیرویی به توده هوا وارد نشده و در اینحالت، خنثی نامیده می شود. اگر دمای هوای مجاور بیشتر از دمای توده هوا باشد نیرویی در جهت پایین به توده هوا وارد شده که در اینحالت، هوا را پایدار می نامند. عموما هوا در زمین های کشاورزی خوب آبیاری شده و در هنگام ظهر، دارای پایداری خنثی و در زمین بایر خشک، ناپایدار است. حالت پایداری اغلب در شب و گاهی اوقات در بعدازظهر در نواحی آبیاری شده که بوسیله بیابان احاطه شده اند اتفاق می افتد. همانطور که در بالا توضیح داده شد پایداری یا ناپایداری هوا با استفاده از طول

مانین آبخوف تعیین میشود، به اینصورت که اگر $L < 0$ باشد آتمسفر ناپایدار، اگر $L = 0$ باشد آتمسفر خنثی و اگر $L > 0$ آتمسفر پایدار در نظر گرفته میشود. طول مانین آبخوف از فرمول زیر محاسبه میشود :

$$L = \frac{\rho C_p U^*{}^3 T_s}{KgH} \quad (۲۱-۳)$$

از آنجا که مقاومت آئرو دینامیکی (r_{ah}) ، خود تابع شار گرمای محسوس (H) میباشد، لذا معادله H ، به طور صریح قابل حل نبوده و باید به روش تکرار حل گردد. برای این کار در الگوریتم سبال ابتدا با فرض شرایط آتمسفری خنثی مقادیر اولیه U^* و r_{ah} را در ایستگاه هواشناسی از روابط زیر بدست می آوریم :

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{U^* \times K} \quad (۲۲-۳)$$

$$U^* = \frac{KU_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)} \quad (۲۳-۳)$$

$$Z_{om} = 0.12h \quad (۲۴-۳)$$

$$U_{200} = U^* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)}{K} \quad (۲۵-۳)$$

در روابط بالا Z_1 و Z_2 ، ارتفاعهای بالای جابجایی سطح صفر میباشند که Z_1 ، معادل ارتفاع پوشش گیاهی و Z_2 ، کمی بالاتر از آن در نظر گرفته میشود. در الگوریتم سبال مقادیر پیشنهادی برای این دو پارامتر به ترتیب معادل 0.1 متر و 2 متر میباشند. K ، ثابت ون کارمن است که معادل 0.41 در نظر گرفته میشود. U^* ، سرعت اصطکاک است که نوسانات تلاطمی سرعت در هوا را بصورت کمی بیان می کند (m/s)، Z_{om} ، طول زبری تکانه، U_x ، سرعت باد در ارتفاع Z_x و h ، متوسط ارتفاع پوشش گیاهی در منطقه بر حسب متر است. حال طبق فرمول های بالا، ابتدا مقادیر U^* و r_{ah} را برای ایستگاه هواشناسی و مطابق اطلاعات هواشناسی موجود از منطقه مورد مطالعه محاسبه میکنیم، برای این منظور مطابق مراحل زیر عمل میکنیم: ابتدا با مشخص بودن میانگین ارتفاع پوشش گیاهی در اطراف ایستگاه هواشناسی مقدار Z_{om} را از فرمول زیر محاسبه میکنیم (با فرض ارتفاع 50 سانتیمتر):

$$Z_{om} = 0.12h = 0.12 \times 0.5 = 0.06$$

سپس ارتفاع دلخواهی که سرعت میانگین باد در آن ارتفاع در ایستگاه هواشناسی را داریم در نظر گرفته و مقدار U^* را برای ایستگاه هواشناسی طبق فرمول زیر محاسبه میکنیم: (در اینجا ارتفاع 10 متر و سرعت باد در آن ارتفاع 5 متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است).

$$U^* = \frac{KU_x}{\ln \frac{Z_x}{Z_{om}}} = 0.4 \text{ m/s}$$

در گام بعدی مقدار r_{ah} را طبق فرمول زیر برای ایستگاه هواشناسی محاسبه میکنیم:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{U^* \times K} = 18.26$$

با بدست آمدن r_{ah} و U^* ، برای ایستگاه هواشناسی، U_{200} را محاسبه و در گام های بعد به دنبال

محاسبه r_{ah} برای کل تصویر ماهواره ای خواهیم رفت :

$$U_{200} = U^* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)}{K} = 7.91 \text{ m/s}$$

حال برای محاسبه r_{ah} کل تصویر، لازم است تا ابتدا Z_{om} را برای کل تصویر محاسبه کنیم. اگر نقشه

کاربری اراضی از منطقه مورد مطالعه در دست داشته باشیم برای هر پیکسل با توجه به نوع کاربری

مقدار Z_{om} از جدول زیر برداشت میشود :

جدول (۳-۲)، مقادیر Z_{om} ، (آلن و همکاران، ۲۰۰۲)

نوع زمین	آب	شهر	جنگل	علفزار	بیابان با پوشش گیاهی	برف
Z_{om}	0.0005	0.2	0.5	0.02	0.1	0.005

در صورتیکه نقشه کاربری موجود نباشد، از رابطه تجربی زیر برای محاسبه Z_{om} استفاده میکنیم که

در آن Z_{om} به صورت تابعی از شاخص سطح برگ (LAI) میباشد.

$$Z_{om}=0.018 LAI$$

(۲۶-۳)

لذا با توجه به اینکه نقشه LAI در مراحل قبلی الگوریتم تهیه گردید، میتوان در نرم افزار با نوشتن فرمول ساده ای، از نقشه LAI، نقشه Z_{om} را بدست آورد. در گام بعدی لازم است تا مقادیر U^* را برای کل نقاط تصویر بدست آوریم. برای اینکار لازم است تا در فرمول اولیه U^* ، به جای U_x ، از مقادیر U_{200} که در بالا محاسبه شد استفاده کنیم. لذا خواهیم داشت :

$$U^* = \frac{k.U_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)} \quad (۲۷-۳)$$

با توجه به اینکه در مرحله قبلی نقشه Z_{om} تهیه و ذخیره گردید، برای تهیه نقشه U^* کافیت فرمول ساده ای را نوشته و نقشه حاصل را ذخیره نماییم. در پایان برای بدست آوردن r_{ah} تصویر از فرمول مربوط به آن استفاده میکنیم :

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{2}{0.1}\right)}{U^* \times k}$$

حال کافیت با توجه به مشخص بودن نقشه U^* ، با نوشتن فرمول لازم در نرم افزار، مقادیر r_{ah} را برای کلیه نقاط تصویر بدست آوریم. برای سهولت بیشتر بهتر است صورت کسر را که یک عدد ثابت است بصورت جداگانه محاسبه و عدد نهایی را در فرمول وارد کنیم :

$$2.99/(\text{Float}(b1)*0.41)$$

. در این مرحله باید مقدار dT را برای نقاط تصویر بدست آوریم تا بتوانیم به هدف نهایی که محاسبه شار گرمای محسوس است برسیم. در مراحل قبلی دو پیکسل سرد و گرم که به پیکسل های حدی مرسوم اند را انتخاب و اطلاعات اصلی آنها را برداشت نمودیم. در این مرحله با استفاده از این دو پیکسل و ویژگی خاص آنها به ادامه کار میپردازیم. همانطور که قبلا توضیح داده شد در پیکسل سرد فرض ما بر این است که تمامی انرژی تابشی صرف تبخیر- تفرق میشود، زیرا این پیکسل دارای پوشش گیاهی کامل و خوب آبیاری شده است. از طرف دیگر در پیکسل گرم که بدون پوشش گیاهی و آب است فرض ما بر این است که میزان تبخیر- تفرق صفر است، با استفاده از این خصوصیات میتوان نوشت :

در پیکسل گرم: ←

$$ET=0 \longrightarrow R_n-G-H=0 \longrightarrow H=R_n-G$$

با توجه به اینکه مقادیر R_n و G در گامهای قبلی برای تمامی پیکسل های تصویر محاسبه گردیده

است، لذا مقادیر آنها برای پیکسل گرم نیز معلوم و در نتیجه مقدار H در پیکسل گرم نیز مشخص

خواهد گردید. از طرفی با استفاده از معادله اصلی H در پیکسل گرم میتوان نوشت :

$$H = \frac{\rho C_p dT}{r_{ah}}$$

با مشخص بودن مقدار H برای این پیکسل و همچنین مقدار r_{ah} (که قبلا برای تمام پیکسل ها محاسبه شده) معادله فوق فقط یک مجهول دارد که به راحتی قابل حل است. لذا در پیکسل گرم مقدار dT به راحتی وبا حل یک معادله ساده به دست می آید. از طرفی در پیکسل سرد با توجه به اینکه مقدار انرژی تابشی فقط صرف تبخیر- تفرق میشود، لذا از انرژی موجود در این پیکسل هیچ گرمایی صرف گرم کردن خاک یا هوا نمیشود و مقدار H در این پیکسل صفر خواهد بود. لذا در این پیکسل مقدار dT نیز صفر در نظر گرفته میشود. لذا برای هر دو پیکسل گرم و سرد مقادیر dT موجود میباشد. در مرحله بعدی بین dT و T_s رابطه ای خطی به صورت کلی زیر برآزش میدهیم :

$$dT = a + bT_s \quad (28-3)$$

حال برای بدست آوردن a و b کفایت اطلاعات موجود از دو پیکسل گرم و سرد را در معادله جایگزین کنیم. (مقادیر dT و دمای سطحی برای هر دو پیکسل مشخص هستند که با جایگذاری در شکل کلی معادله میتوان با حل یک دستگاه دو معادله و دو مجهول، مقادیر a و b را بدست آورد.

$$H_{hot} = R_n - G \quad (29-3)$$

مقادیر dT برای هر پیکسل بار توجه به رابطه ی برآزش داده شده قابل محاسبه است. از طرفی مقدار دمای هوا نیز برای هر پیکسل با توجه به رابطه ی زیر قابل محاسبه است :

$$T_{air} = T_s - dT \quad (30-3)$$

حال با بدست آمدن دمای هوا برای هر پیکسل، مقدار چگالی هوا را تصحیح کرده و میتوان با جایگذاری در فرمول، مقدار H اولیه برای هر پیکسل را محاسبه کرد. لازم به ذکر است مراحل توضیح داده شده برای محاسبه dT و T_{air} به مانند روال گذشته و با فرمول نویسی در نرم افزار انجام میشود. با مشخص شدن شار محسوس اولیه برای هر پیکسل، لازم است تا مقدار طول مانین آبخوف را که قبلا توضیح داده شد محاسبه و شرط پایداری را بررسی میکنیم. سپس مقادیر اصلاح شده ی U* و r_{ah} را با استفاده از روابط زیر بدست می آوریم :

$$U^* = \frac{U_{200}k}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right) - \phi_m(200m)} \quad (31-3)$$

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right) - \phi_{h(Z_2)} + \phi_{h(Z_1)}}{k * U^*} \quad (32-3)$$

در این روابط $\phi_m(200m)$ ، تصحیح پایداری برای انتقال تکانه در ارتفاع 200 متری و $\phi_{h(Z_2)}$ و $\phi_{h(Z_1)}$ ، بترتیب تصحیحات پایداری برای انتقال گرما در دومتر و یک دهم متر میباشد که از روابط زیر بدست می آیند :

اگر $L < 0$:

$$\phi_m(200m) = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2ARCTAN(x_{200m}) + 0.5\Pi \quad (33-3)$$

$$\phi_h(2m) = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (34-3)$$

$$\phi_h(0.1m) = 2 \ln\left(\frac{1 + x^2(0.1m)}{2}\right) \quad (35-3)$$

اگر $L > 0$:

$$\phi_m(200m) = -5\left(\frac{2}{L}\right) \quad (36-3)$$

$$\phi_h(2m) = -5\left(\frac{2}{L}\right) \quad (37-3)$$

$$\phi_h(200m) = -5\left(\frac{0.1}{L}\right) \quad (38-3)$$

اگر $L = 0$:

$$\phi_m, \phi_h = 0 \quad (39-3)$$

در این روابط مقادیر X_{200m} ، X_{2m} و $X_{0.1m}$ از روابط زیر بدست می آیند:

$$x(200m) = \left(1 - 16\frac{200}{L}\right)^{0.25} \quad (40-3)$$

$$x(2m) = \left(1 - 16\frac{2}{L}\right)^{0.25} \quad (41-3)$$

$$x(0.1m) = \left(1 - 16\frac{0.1}{L}\right)^{0.25} \quad (42-3)$$

لذا لازم است پس از محاسبه طول مانین آبخوف با توجه به مثبت یا منفی بودن آن از روابط اصلاحی استفاده کرده و مقادیر r_{ah} و U^* را اصلاح کنیم. با جایگزینی r_{ah} تصحیح شده در فرمول H ، مقدار dT تصحیح شده برای هر دو پیکسل بدست آمده و دوباره مقادیر جدید a و b را بدست می آوریم. به همین ترتیب این روند تکراری با نوشتن برنامه ای ساده در نرم افزار Excel را ادامه میدهیم تا زمانیکه مقادیر a و b ثابت شوند. با نهایی شدن این مقادیر، در پایان مقادیر H برای کلیه نقاط تصویر به مانند روند گذشته محاسبه و نقشه آن در محل دلخواه ذخیره میگردد. با مشخص شدن مقادیر شار گرمای محسوس، تمامی پارامترهای موجود در معادله توازن انرژی بدست آمده و میتوانیم برای هر پیکسل مقدار انرژی که سهم تبخیر- تفرق میشود را محاسبه و نقشه مربوط به آن را بدست آوریم.

۳-۵- محاسبه تبخیر- تفرق

در پایان و در گام نهایی برای محاسبه مقدار تبخیر- تفرق بر حسب میلیمتر بر ساعت از فرمول زیر استفاده میکنیم :

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (3-43)$$

در این فرمول λ گرمای نهان تبخیر آب میباشد که مقدار آن 2450 ژول بر گرم است. اگر بخواهیم مقدار تبخیر- تفرق را بر حسب میلیمتر در روز محاسبه کنیم، طبق روابط زیر عمل میکنیم :

$$ET_r F = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (3-44)$$

ET_r ، مقدار تبخیر- تعرق مرجع محاسبه شده با استفاده از اطلاعات هواشناسی موجود، با استفاده از

روش پنمن-مانتیث و ET_{inst} ، تبخیر- تعرق محاسبه شده ساعتی در گام قبل است.

در نهایت مقدار تبخیر تعرق روزانه از رابطه زیر بدست می آید :

$$ET_{24} = ET_r \times 24 \times F \quad (3-45)$$

$ET_r \times 24$ ، مقدار تبخیر تعرق مرجع در کل روز میباشد. در پایان میتوان نقشه های مربوط به تبخیر -

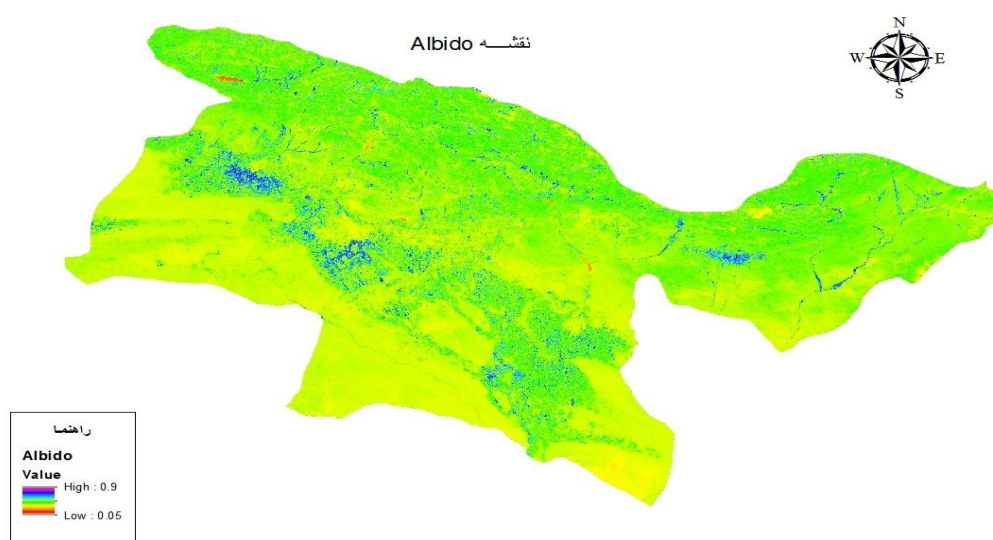
تعرق را نیز با استفاده از فرمول های بالا تهیه و ذخیره کرد.

فصل چہارم

نتائج

۱-۴- نقشه آلبيدو

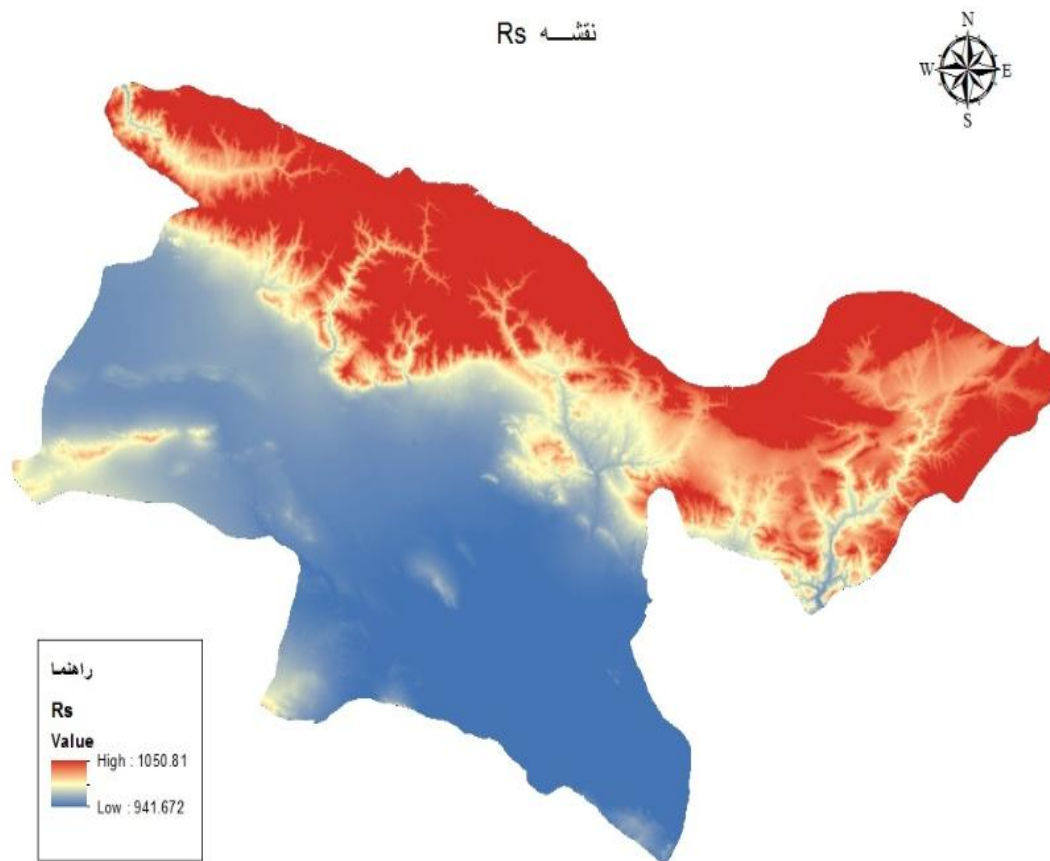
ضريب آلبيدو كه نشان دهنده نسبت تشعشعات منعكس شده به تشعشعات تابيده شده به سطح ميباشد، براي تصوير ماهواره اي محاسبه گرديد. با توجه به تعريف هرچه مقدار ضريب آلبيدو بيشتر باشد، مقدار انرژي دريافت شده كمتر يا مقدار انرژي بارتابانده شده بيشتر خواهد بود. ماكزيمم مقدار ممكن براي ضريب آلبيدو، يك و كمترين مقدار براي اين ضريب، صفر ميباشد. معمولا آب مقدار ضريب آلبيدو كم و برف و يخ مقدار ضريب آلبيدوي بيشترى دارند (بين 0.7 تا 0.85). در منطقه مورد نظر درصد بسيار كمى از مناطق داراي ضريب آلبيدو بالاتر از 0.8 هستند. بيشتر مناطق داراي ضريب آلبيدو بين 0.2 تا 0.4 ميباشند. در منطقه مورد مطالعه بيشترين مقدار آلبيدو 0.9 و كمترين مقدار آن 0.05 ميباشد. اين ضريب بدون بعد ميباشد.



شكل (۱-۴)، نقشه ضريب آلبيدو

۲-۴- تابش ورودی با طول موج کوتاه (R_s)

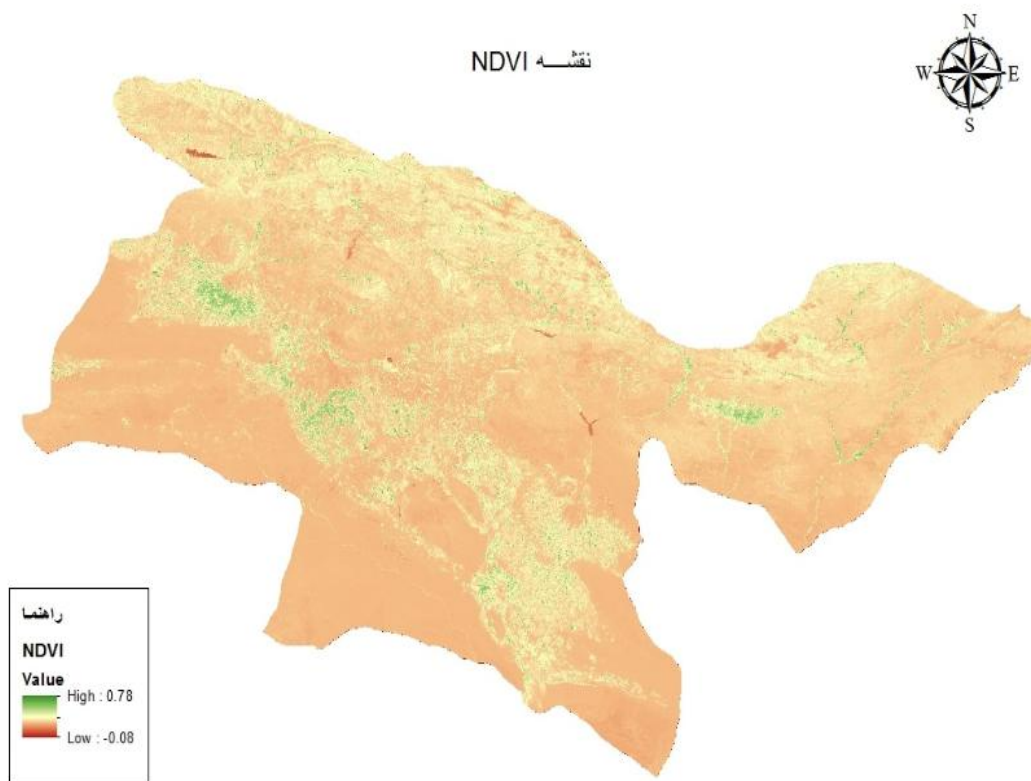
مقدار تابش ورودی به زمین با طول موج کوتاه بر حسب وات بر متر مربع نیز برای منطقه مورد مطالعه محاسبه و نقشه‌ی آن تهیه گردید. مقدار این پارامتر تا حد زیادی به زاویه تابش خورشید و همچنین تاریخ ثبت شدن تصویر وابسته است. مقادیر این پارامتر برای منطقه و تاریخ مورد نظر بین 940 تا 1050 وات بر متر مربع متغیر است.



شکل (۲-۴)، مقادیر R_s (وات بر متر مربع)

۳-۴- شاخص پوشش گیاهی NDVI

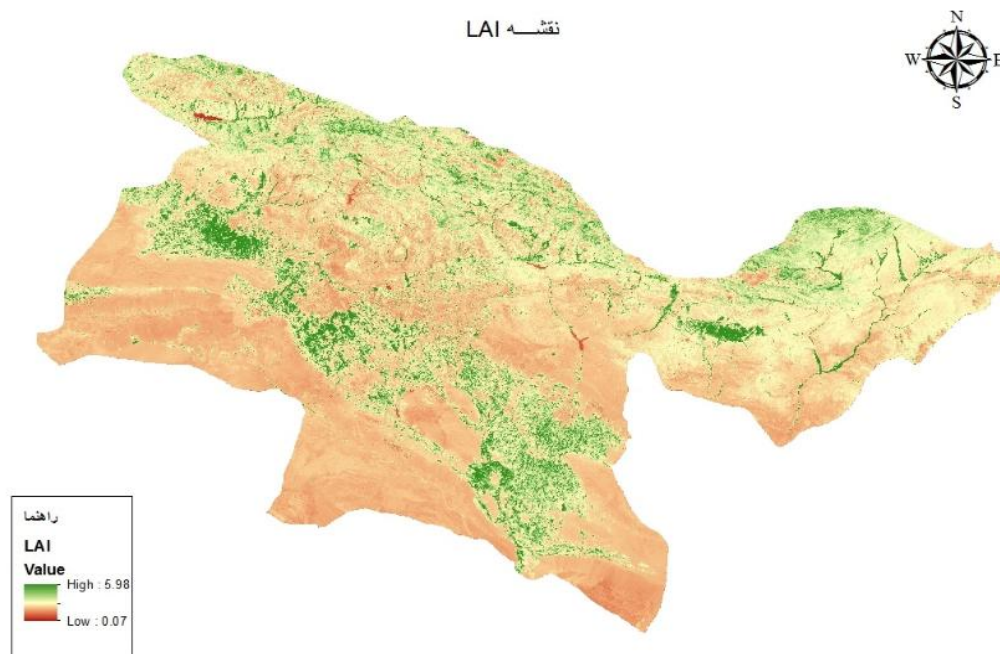
مقادیر این شاخص برای منطقه مورد مطالعه تخمین زده شده است. مناطق با پوشش گیاهی دارای NDVI بیشتر و مناطق بدون پوشش گیاهی دارای مقادیر NDVI کمتر میباشند. معمولا مناطق دارای آب از جمله دریاچه ها یا سد ها دارای مقدار NDVI منفی هستند. این شاخص معیاری برای شناختن مناطق دارای پوشش گیاهی نیز محسوب میشود. در منطقه مورد مطالعه بیشترین مقدار این پارامتر 0.78 و کمترین مقدار آن -0.08 میباشد. بیشتر مناطق دارای NDVI بین 0.2 تا 0.35 هستند. این شاخص نیز بدون بعد میباشد.



شکل (۳-۴)، نقشه NDVI

۴-۴- شاخص سطح برگ LAI

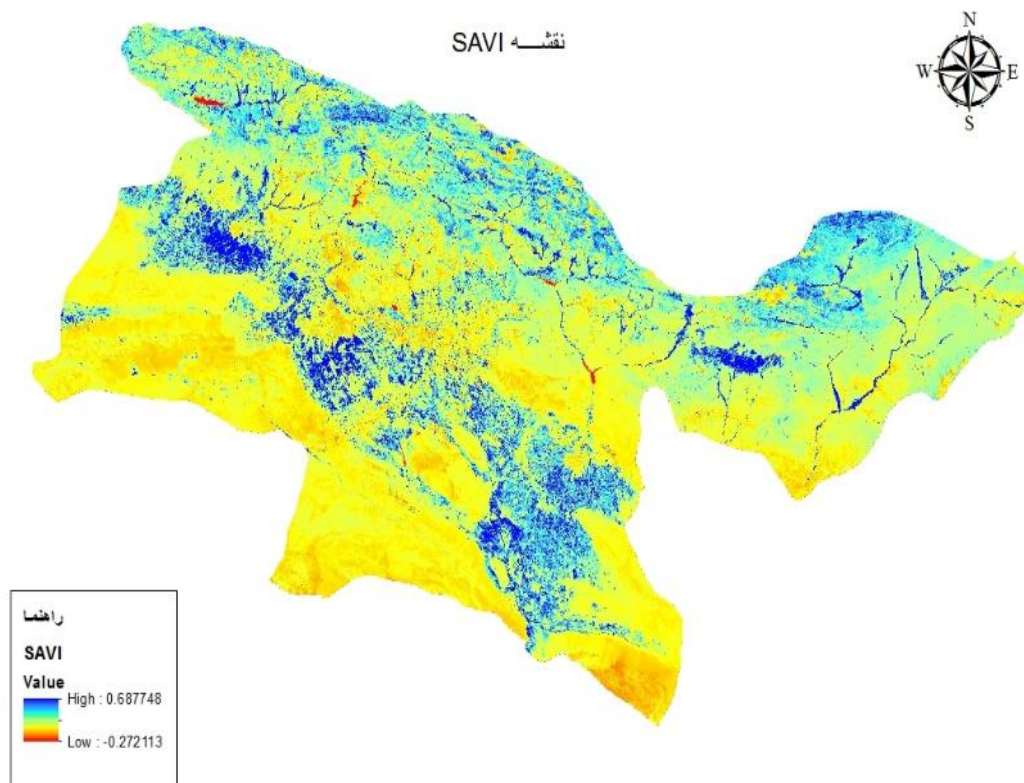
این شاخص نیز یکی دیگر از شاخص های پوشش گیاهی است. مقادیر این پارامتر نیز محاسبه گردیده است. مناطق دارای مقدار بیشتر LAI، معمولاً نشانگر مناطقی هستند که دارای پوشش گیاهی خوبی هستند. مقدار این پارامتر معمولاً از صفر تا 6 تغییر میکند که عدد 6 نشانگر منطقه دارای پوشش گیاهی کاملاً خوب و عدد صفر نشان دهنده منطقه بدون پوشش گیاهی میباشد. معمولاً مناطقی که دارای LAI بالاتر از 3 میباشند به عنوان مناطق دارای پوشش گیاهی خوب و مناسب شناخته میشوند. در منطقه مورد مطالعه مقادیر این پارامتر از 0.07 تا حدود 6 تغییر میکند. قابل ذکر است که بیش از 50 درصد منطقه، LAI کمتر از سه دارند. درصد کمی از منطقه نیز دارای LAI بالاتر از 4 هستند.



شکل (۴-۴)، نقشه LAI

۴-۵- شاخص پوشش گیاهی SAVI

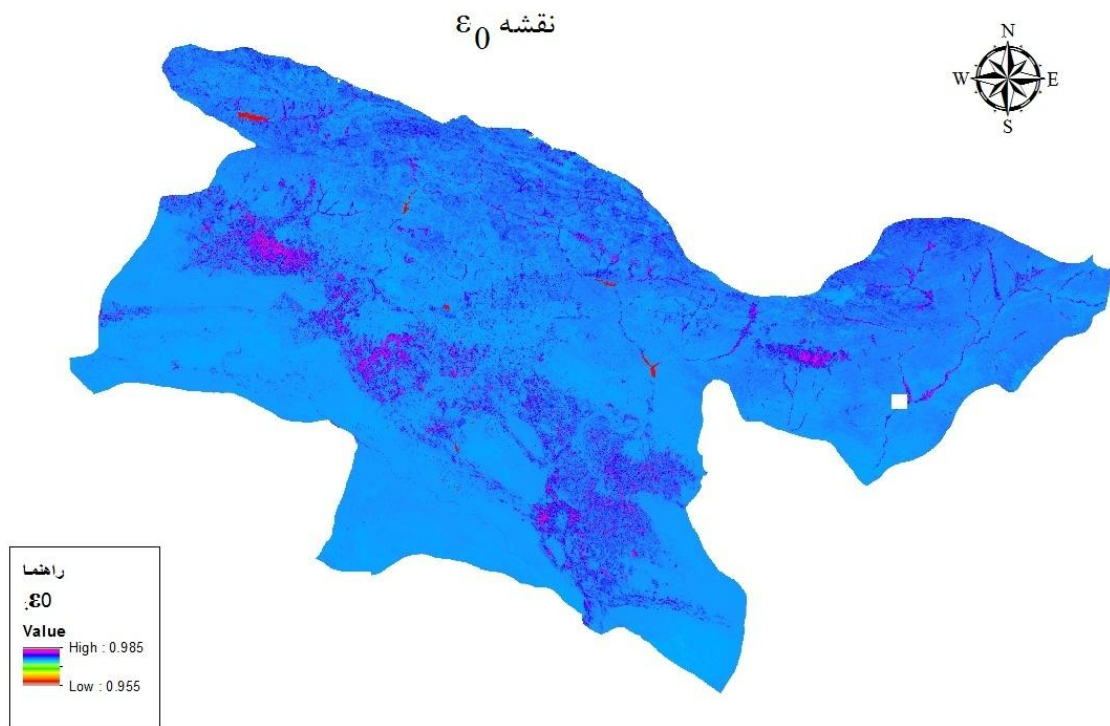
یکی دیگر از شاخص های پوشش گیاهی مقدار SAVI میباشد که نقشه مربوط به آن تهیه گردیده است. مقادیر بیشتر نشان دهنده وضعیت بهتر پوشش گیاهی میباشد. در منطقه مورد مطالعه مقادیر بین -0.27 تا 0.68 متغیر است. درصد بیشتری از مناطق دارای مقدار 0.2 تا 0.4 میباشد. این شاخص پوشش گیاهی نیز بدون بعد است.



شکل (۴-۵)، نقشه SAVI

۴-۶- شاخص گسیلمندی سطحی ϵ_0

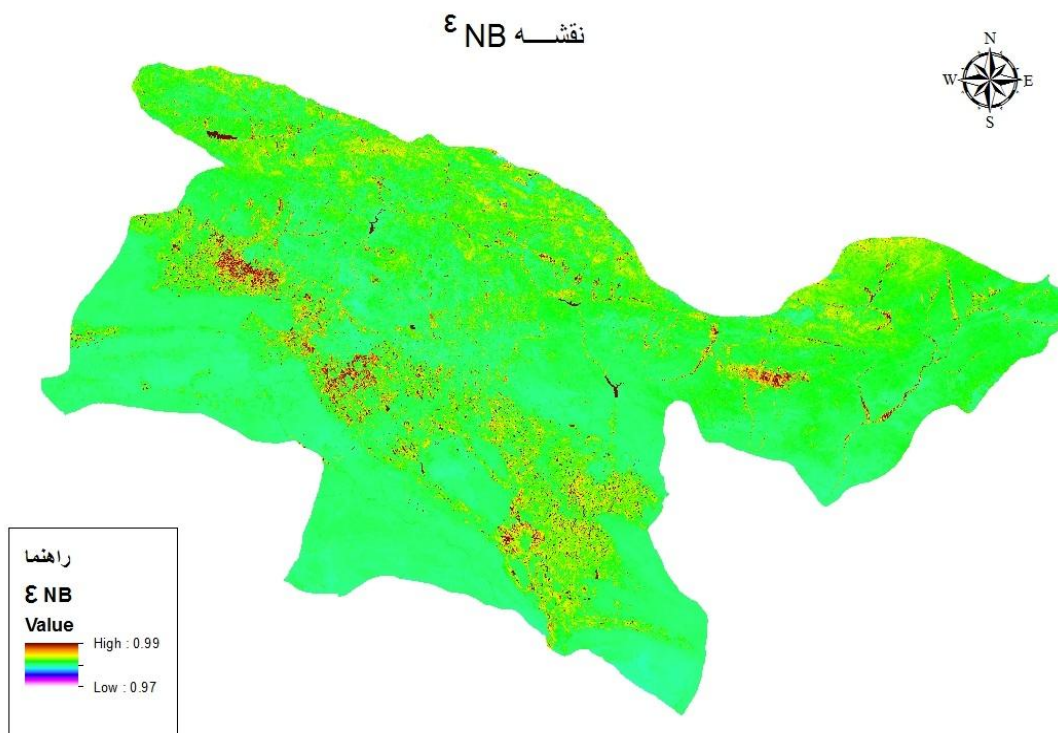
این شاخص به صورت نسبت انرژی گرمایی تابش شده بوسیله ی سطح به انرژی گرمایی تابش شده توسط جسم سیاه در همان دما در باند وسیع حرارتی تعریف میشود. با توجه به تعریف، این پارامتر بدون بعد میباشد. مقدار این پارامتر بسته به مقدار LAI و NDVI برای منطقه مورد نظر بین 0.955 تا 0.985 متغیر است. مقادیر این پارامتر نیز محاسبه شده است که در شکل زیر آورده شده است :



شکل (۴-۶)، نقشه ϵ_0

۷-۴- ضریب گسیلمندی سطحی در باند حرارتی با پهنای کم (ϵ_{NB})

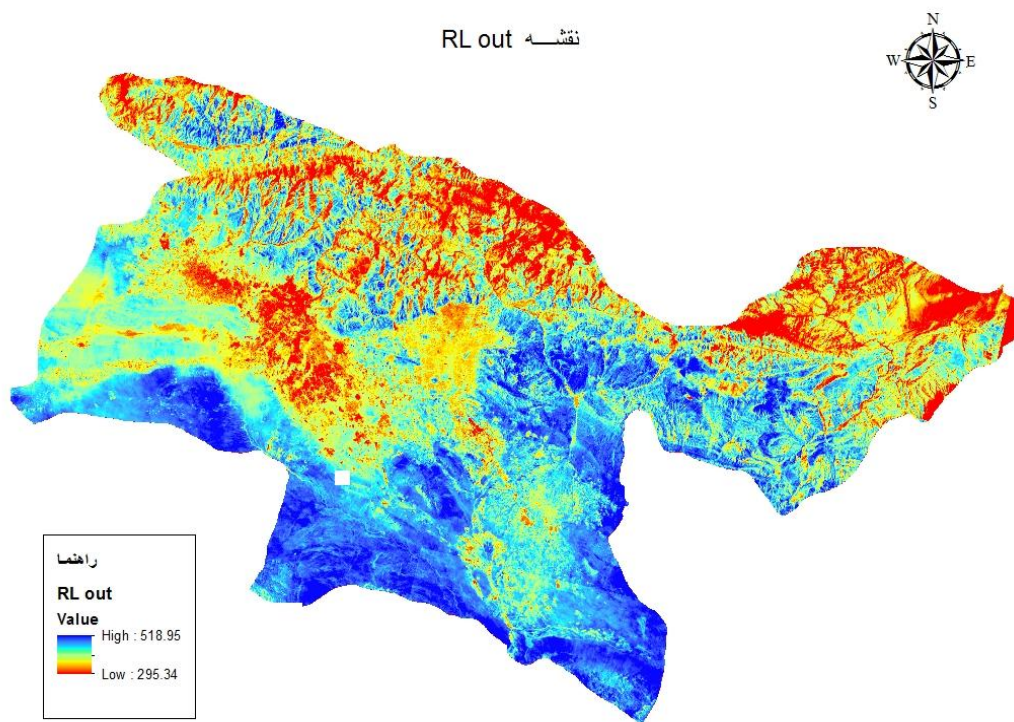
این شاخص به صورت نسبت انرژی گرمایی تابش شده بوسیله ی سطح به انرژی گرمایی تابش شده توسط جسم سیاه در همان دما در باند با پهنای کم حرارتی تعریف میشود. مقادیر این پارامتر بین 0.97 تا 0.99 متغیر است. همچنین این پارامتر نیز بدون بعد است. بیش از 60 درصد مناطق مورد مطالعه دارای مقادیر متوسط 0.98 میباشند.



شکل (۷-۴)، نقشه ϵ_{NB}

۸-۴- تابش خروجی با طول موج بلند

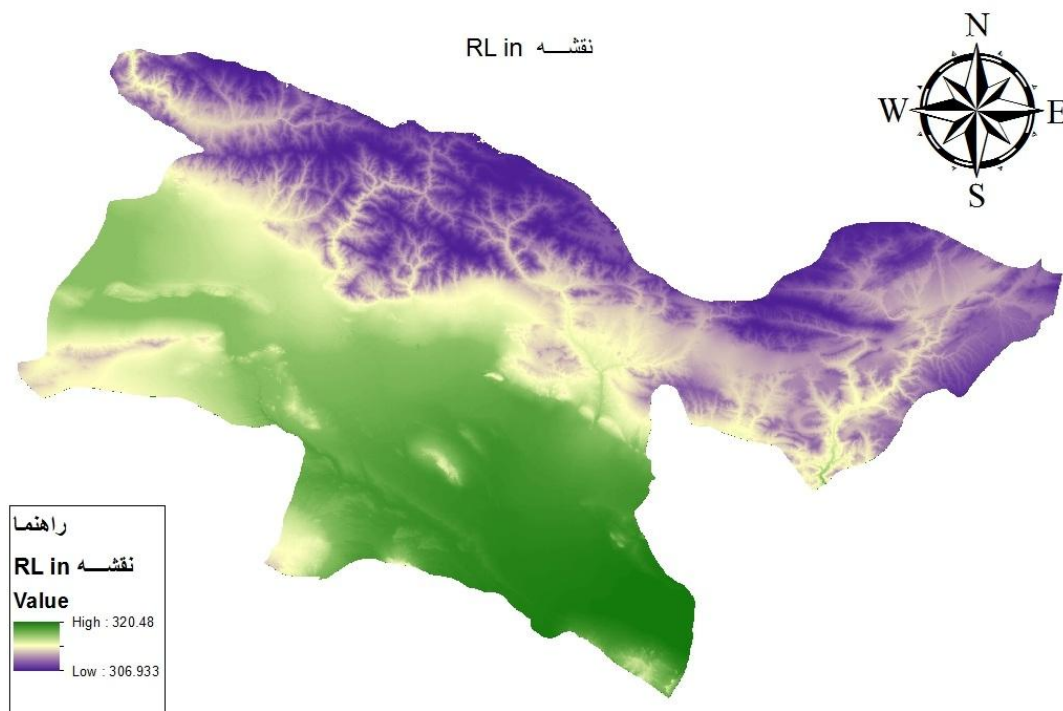
این پارامتر معرف مقدار تابش با طول موج بلند است که توسط سطح بازتابنده میشود. مقدار این پارامتر به گسیلمندی سطحی و همچنین دمای سطح بستگی دارد. در منطقه مورد مطالعه بیشترین مقدار این پارامتر، 518 وات بر متر مربع و کمترین مقدار آن 295 وات بر متر مربع میباشد. در منطقه مورد مطالعه بیش از 60 درصد مناطق دارای R_L بیشتر از 400 وات بر متر مربع میباشد.



شکل (۸-۴)، نقشه R_L out، وات بر متر مربع

۹-۴- تابش ورودی با طول موج بلند (RL in)

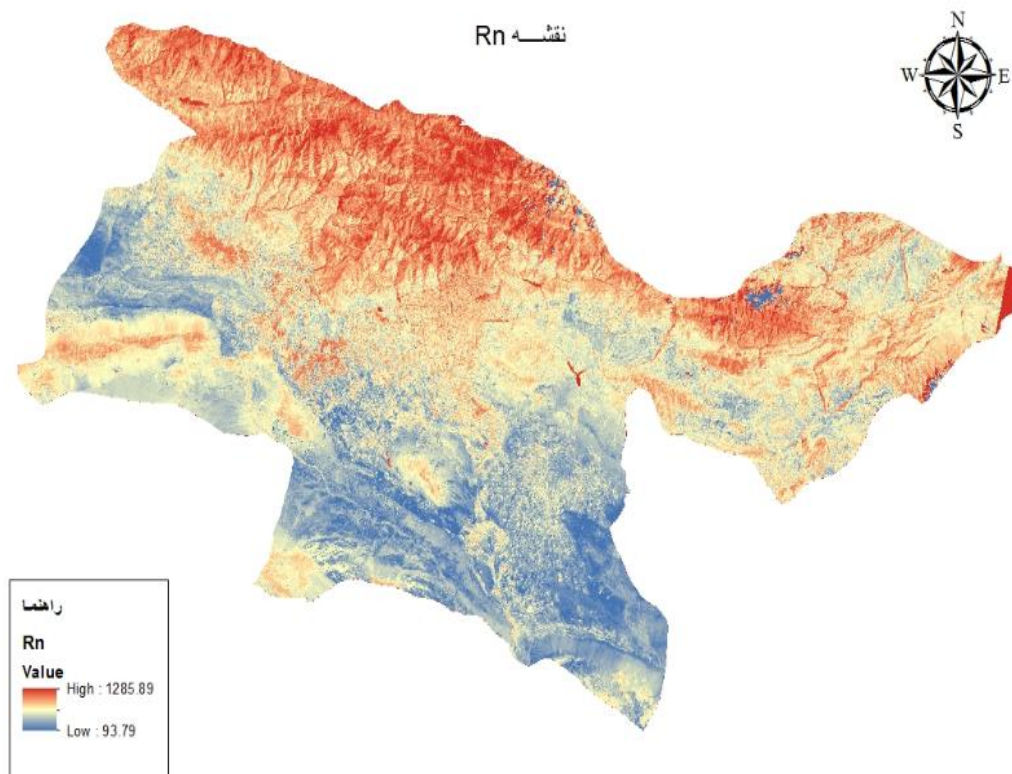
این پارامتر نشان دهنده مقدار تابش ورودی به سطح زمین با طول موج بلند میباشد. مقدار این پارامتر تا حد زیادی وابسته به انتخاب پیکسل سرد میباشد زیرا دمای پیکسل سرد به طور مستقیم در محاسبه مقدار این پارامتر وارد میشود. به علت تاثیر ناچیز شفافیت اتمسفری در این پارامتر، دامنه تغییرات این پارامتر در کل ناحیه ناچیز میباشد. این مقدار بین 307 تا 320 وات بر متر مربع تغییر میکند که در نقشه تهیه شده مشخص گردیده است.



شکل (۹-۴)، نقشه RL_{in}، وات بر متر مربع

۴-۱- نقشه تابش خالص ورودی (R_n)

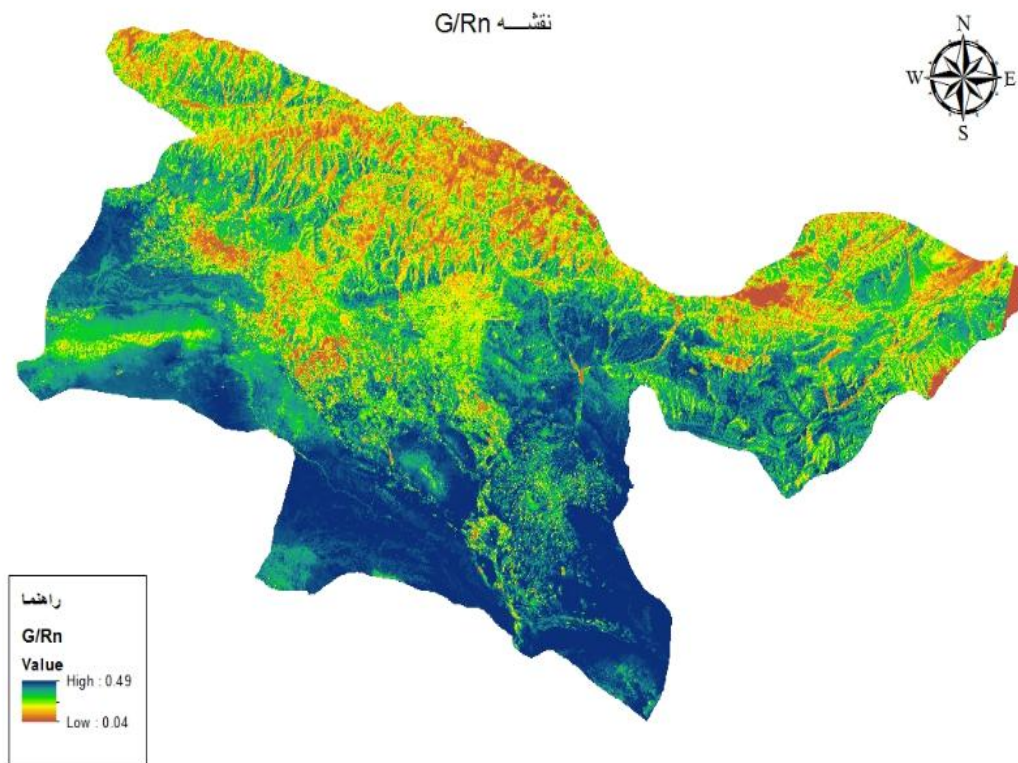
این پارامتر نشان دهنده تابش خالصی است که به زمین می‌رسد. مقدار این پارامتر به ضریب آلبیدو، ضریب گسیلمندی سطحی و همچنین مقادیر تابش های ورودی با طول موج های کوتاه و بلند و تابش خروجی با طول موج بلند می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه بیشترین مقدار این پارامتر حدودا 1285 وات بر متر مربع و کمترین مقدار این پارامتر حدودا 93 وات بر متر مربع می‌باشد. میانگین این پارامتر در منطقه حدودا 680 وات بر متر مربع می‌باشد. نقشه تهیه شده در شکل زیر مشخص شده است :



شکل (۱-۴) نقشه R_n وات بر متر مربع

۴-۱۱- نسبت شار گرمایی خاک به تابش خالص ورودی (G/R_n)

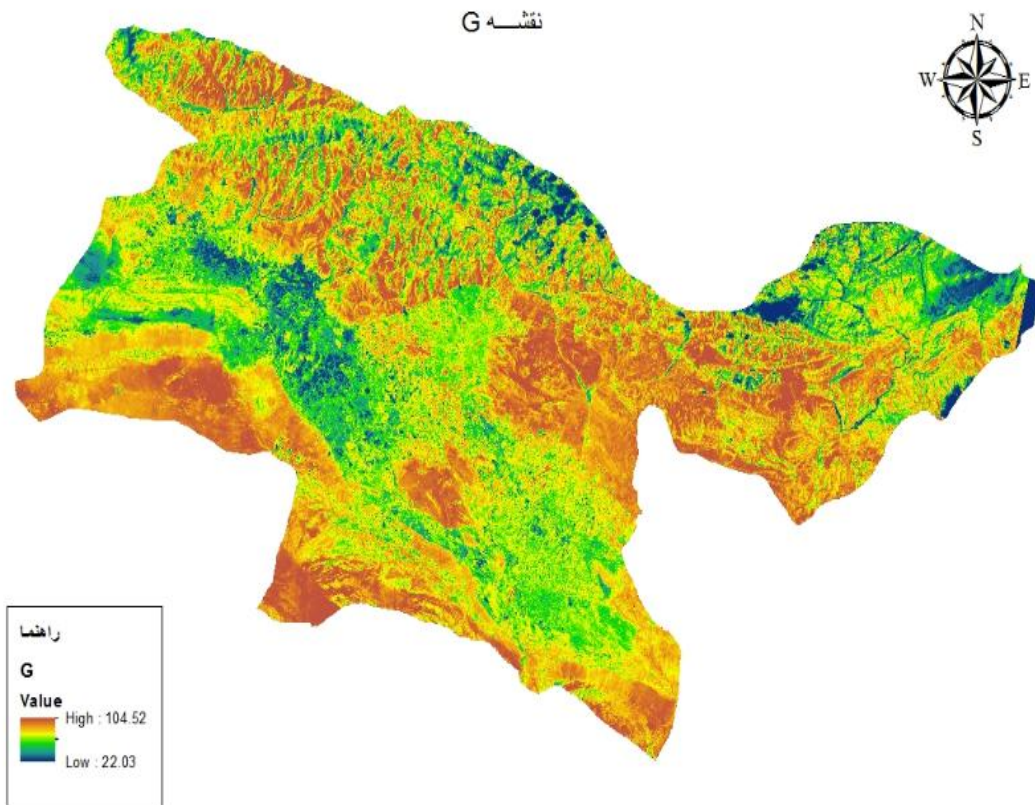
این نسبت نشان دهنده میزان سهم شار گرمای خاک از کل تابش خالص ورودی به زمین (R_n) میباشد. مقدار این نسبت بین صفر تا یک میتواند تغییر کند. در منطقه مورد مطالعه بیشترین مقدار این نسبت 0.49 و کمترین مقدار این نسبت حدوداً 0.04 میباشد. به طور میانگین مقدار این نسبت در کل ناحیه مورد مطالعه 0.24 میباشد. نقشه تهیه شده در شکل زیر آورده شده است :



شکل (۴-۱۱)، نقشه G/R_n

۱۲-۴- نقشه شار گرمایی خاک (G)

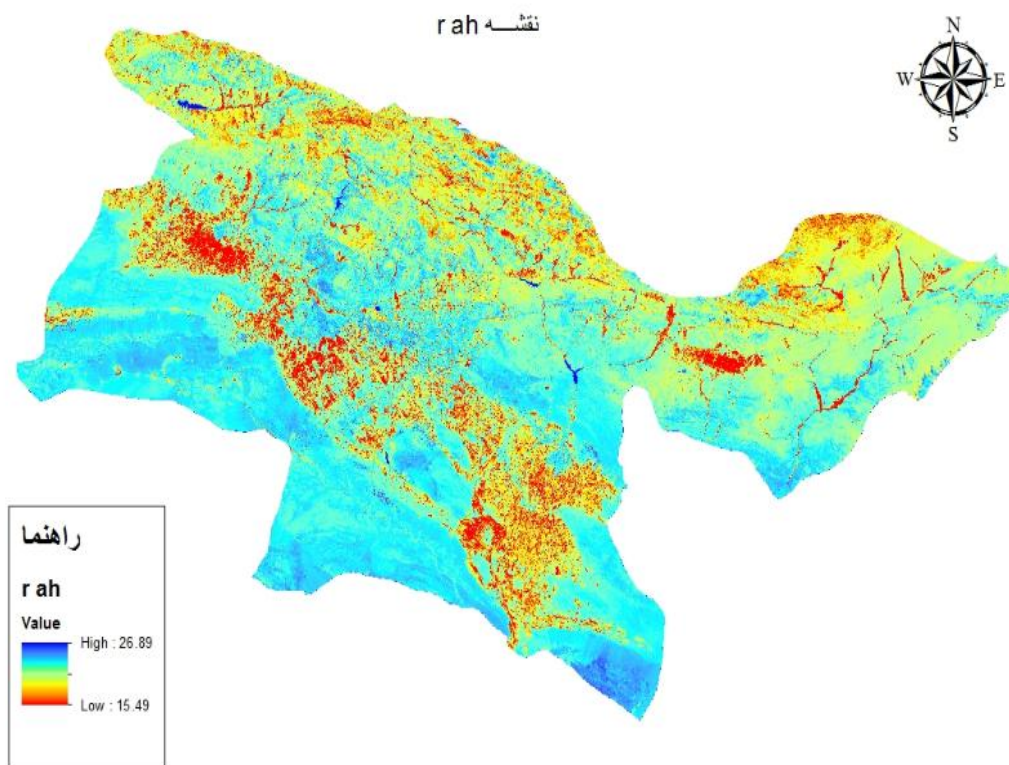
این مقدار بیانگر میزان انرژی است که سهم گرم شدن خاک میشود. حداکثر مقدار این پارامتر حدودا 104 وات بر متر مربع و حداقل مقدار آن حدودا 22 وات بر متر مربع میباشد. میانگین مقدار شار گرمایی خاک در منطقه حدودا 84 وات بر متر مربع میباشد. در مناطقی که مقدار شار گرمایی خاک بیشتر است طبیعتا مقدار پوشش گیاهی کمتر خواهد بود. نقشه تهیه شده برای این پارامتر در کل منطقه به صورت زیر میباشد :



شکل (۱۲-۴)، نقشه G وات بر متر مربع

۱۳-۴- نقشه مقاومت آئرو دینامیکی هوا (r_{ah})

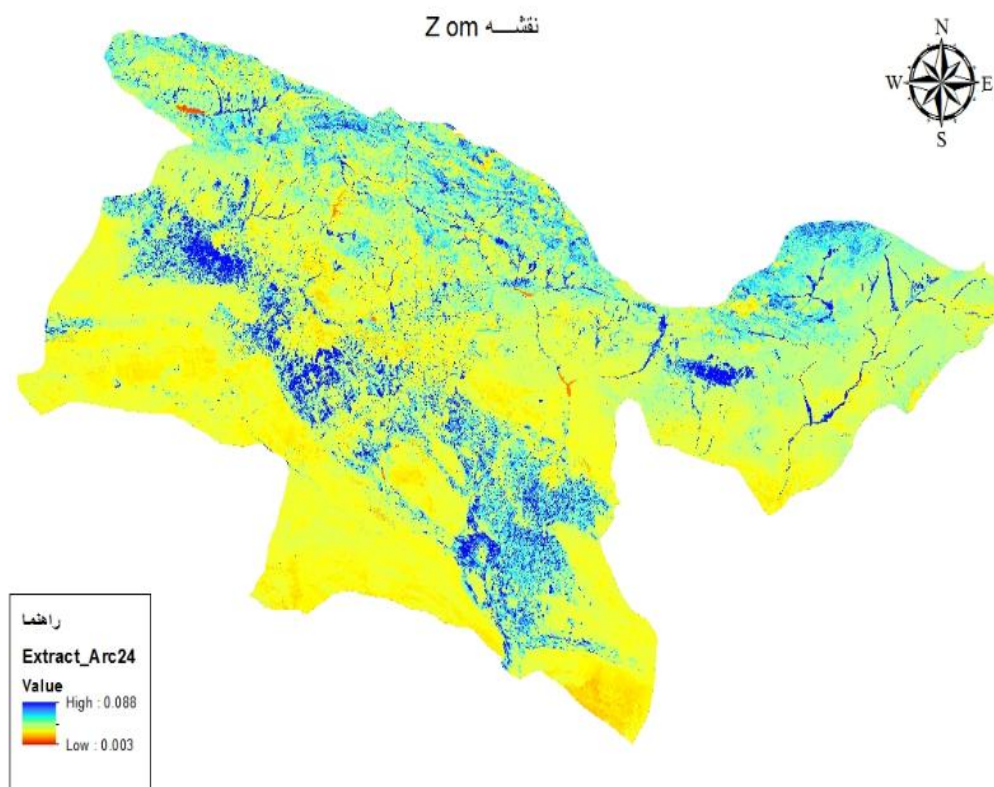
مقدار این پارامتر در محاسبه شار گرمایی هوا کاربرد دارد. به طوریکه هرچه مقدار مقاومت هوا بیشتر باشد، میزان شار گرمایی هوا کمتر خواهد بود. محاسبه این مقدار همچنین به نوسانات تلاطمی سرعت در هوا بستگی خواهد داشت. مقادیر این پارامتر نیز برای منطقه مورد مطالعه تخمین زده شده است. حداکثر و حداقل این پارامتر در منطقه به ترتیب 15 و 26 متر بر ثانیه میباشد.



شکل (۱۳-۴)، نقشه r_{ah} ، متر بر ثانیه

۱۴-۴- نقشه طول زبری تکانه

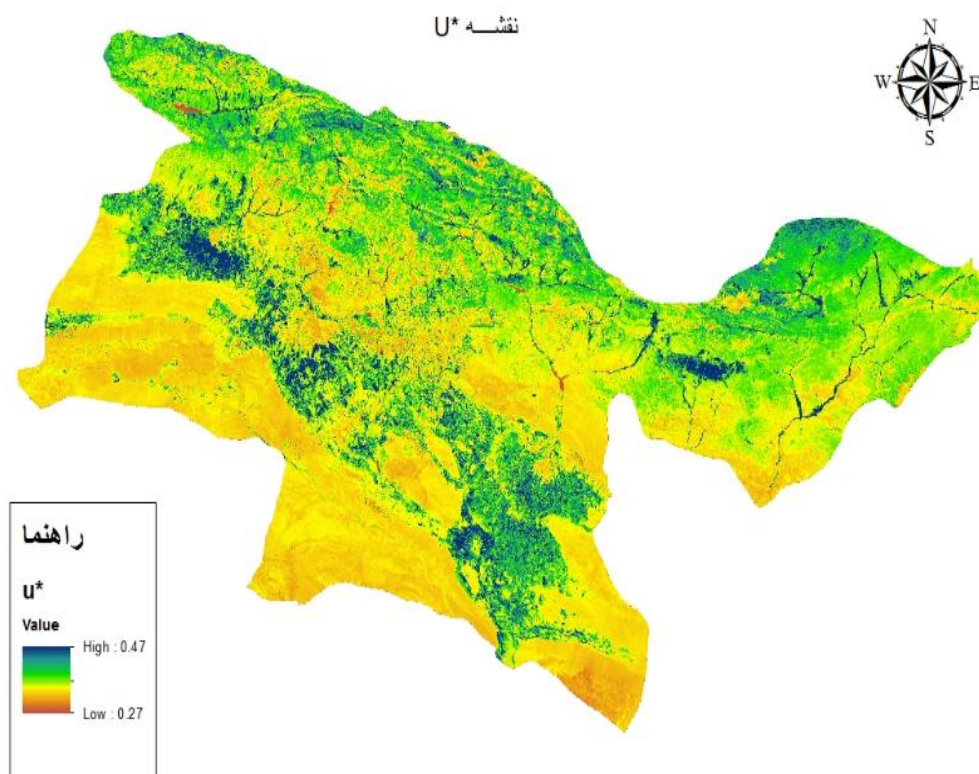
این پارامتر به نوع و خصوصیات پوشش گیاهی بستگی دارد. محاسبه این پارامتر با استفاده از ضریب شاخص سطح برگ (LAI) انجام میشود. این پارامتر در محاسبه نوسانات سرعت و همچنین مقدار شار گرمایی هوا مورد استفاده قرار میگیرد. مقدار حداکثر و حداقل این پارامتر به ترتیب 0.008 و 0.003 متر میباشد. نقشه این پارامتر نیز برای منطقه مورد مطالعه تهیه شده است :



شکل (۱۴-۴) نقشه Z_{om} بر حسب متر

۱۵-۴- نقشه سرعت اصطکاک

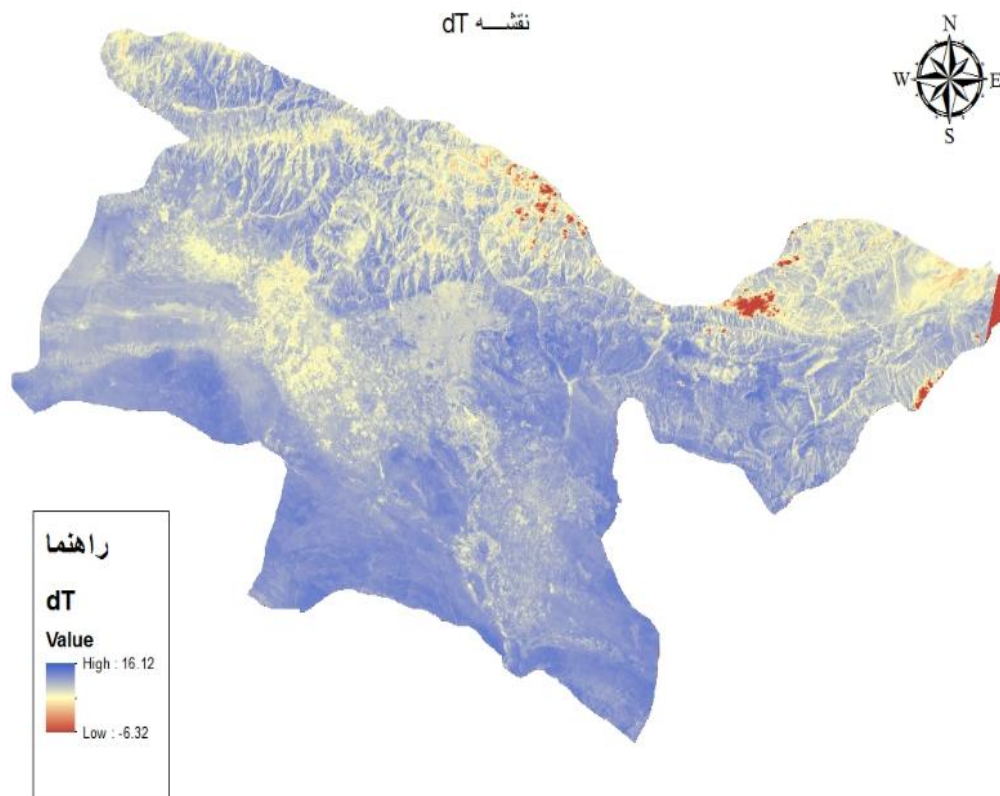
این پارامتر بیانگر نوسانات سرعت در هوا میباشد. این پارامتر به طول زبری تکانه بستگی دارد. مقدار این پارامتر از 0.27 تا 0.47 تغییر میکند. در محاسبه مقاومت آئرو دینامیکی هوا این پارامتر مورد استفاده قرار میگیرد. نقشه تهیه شده از این پارامتر برای منطقه مورد مطالعه در شکل زیر نمایش داده شده است :



شکل (۱۵-۴)، نقشه U^* ، متر بر ثانیه

۴-۱۶- نقشه اختلاف دمای سطح زمین و ارتفاع دو متری سطح زمین (dT)

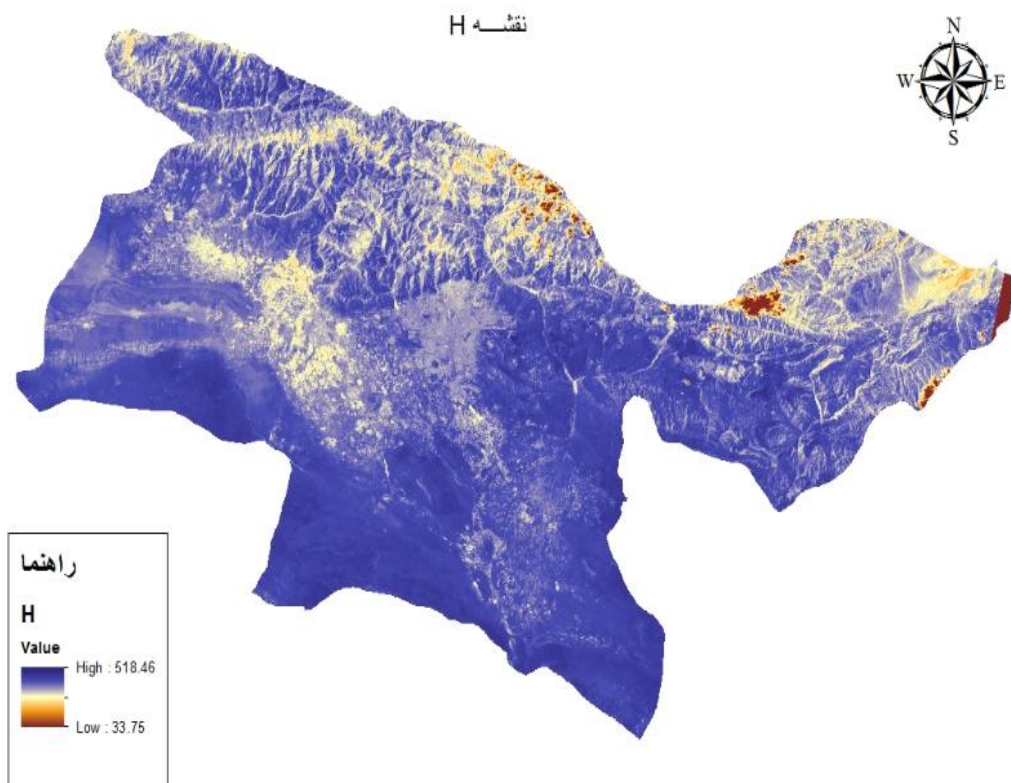
با توجه به تعریف این پارامتر بیانگر اختلاف دمای سطح زمین و ارتفاع دو متری سطح زمین می‌باشد. برای محاسبه مقدار شار گرمایی خاک، این پارامتر یکی از مهمترین پارامترها می‌باشد. حداکثر و حداقل این پارامتر به ترتیب 6- و 16 درجه سانتیگراد می‌باشد. بیش از 95 درصد مناطق دارای مقدار مثبت می‌باشند. نقشه این پارامتر به صورت زیر می‌باشد :



شکل (۴-۱۶)، نقشه dT درجه سانتیگراد

۴-۱۷- نقشه شار گرمایی هوا (H)

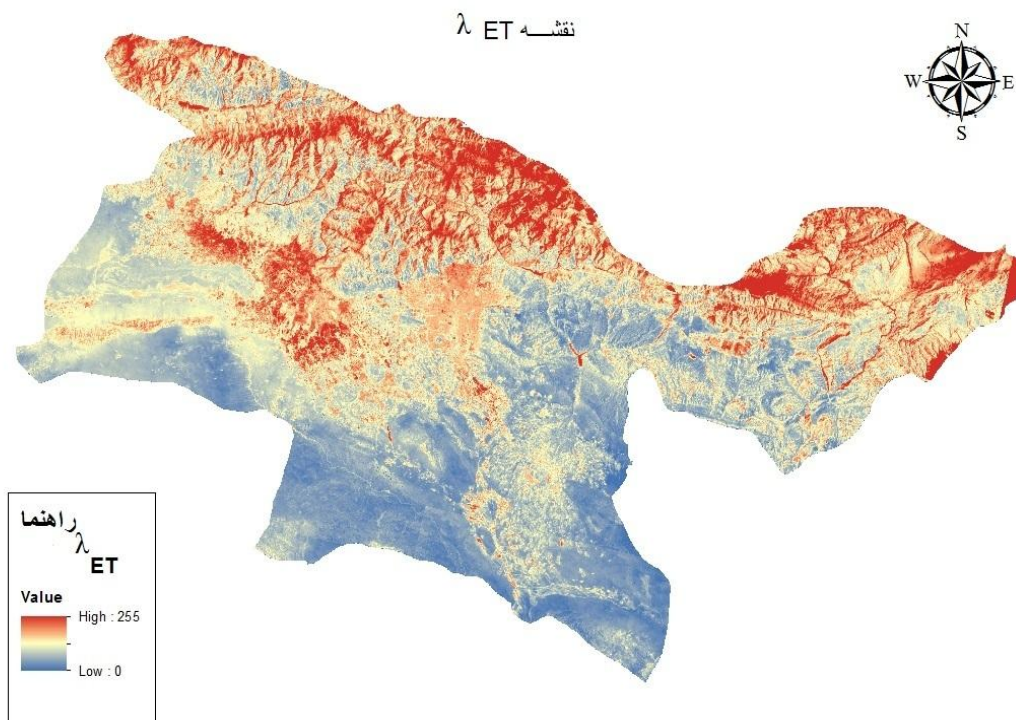
این پارامتر معرف مقدار انرژی است که سهم گرم کردن هوا میشود. هرچه مقدار این پارامتر بیشتر باشد گرمای بیشتری از کل تابش خالص ورودی صرف گرم شدن هوا میشود و در نتیجه مقدار گرمای کمتری صرف تبخیر خواهد شد. حداکثر مقدار این پارامتر در منطقه 518 و حداقل آن 33 وات بر متر مربع میباشد. میانگین مقدار این پارامتر حدودا 310 وات بر متر مربع میباشد. نقشه تهیه شده به شکل زیر میباشد :



شکل (۴-۱۷)، نقشه H وات بر متر مربع

۱۸-۴- نقشه λ_{ET}

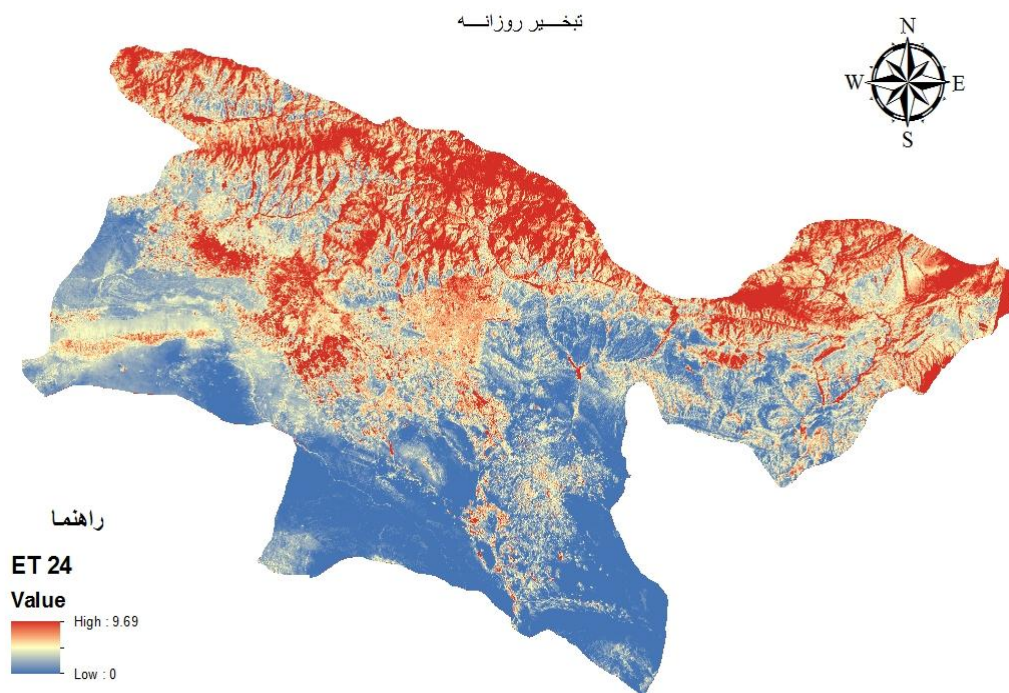
این پارامتر نشان دهنده مقدار انرژی است که فقط صرف تبخیر- تعرق میشود. این پارامتر با کم شدن مقدار شار گرمایی هوا و شار گرمایی خاک از کل تابش خالص ورودی بدست می آید. حداقل و حداکثر مقدار این پارامتر به ترتیب صفر و 255 وات بر متر مربع میباشد. در مناطقی که مقدار این پارامتر بیشتر باشد، مقدار تبخیر نیز بیشتر خواهد بود. میانگین این پارامتر در کل منطقه 108 وات بر متر مربع میباشد.



شکل (۱۸-۴)، نقشه λ_{ET} وات بر متر مربع

۴-۱۹- نقشه مقدار تبخیر- تعرق روزانه (ET)

در نهایت مقدار تبخیر- تعرق روزانه بر حسب میلیمتر در روز برای منطقه محاسبه گردید. بیشترین مقدار تبخیر- تعرق در منطقه مربوط به مناطق سطح آزاد آب (سد لتیان) میباشد که حدود 9.69 میلیمتر در روز در واحد سطح میباشد. کمترین مقدار تبخیر- تعرق نیز صفر میباشد که معمولا متعلق به مناطق کوهستانی یا مناطق دارای برف و یخ میباشد. نقشه تبخیر- تعرق منطقه به شکل زیر میباشد :

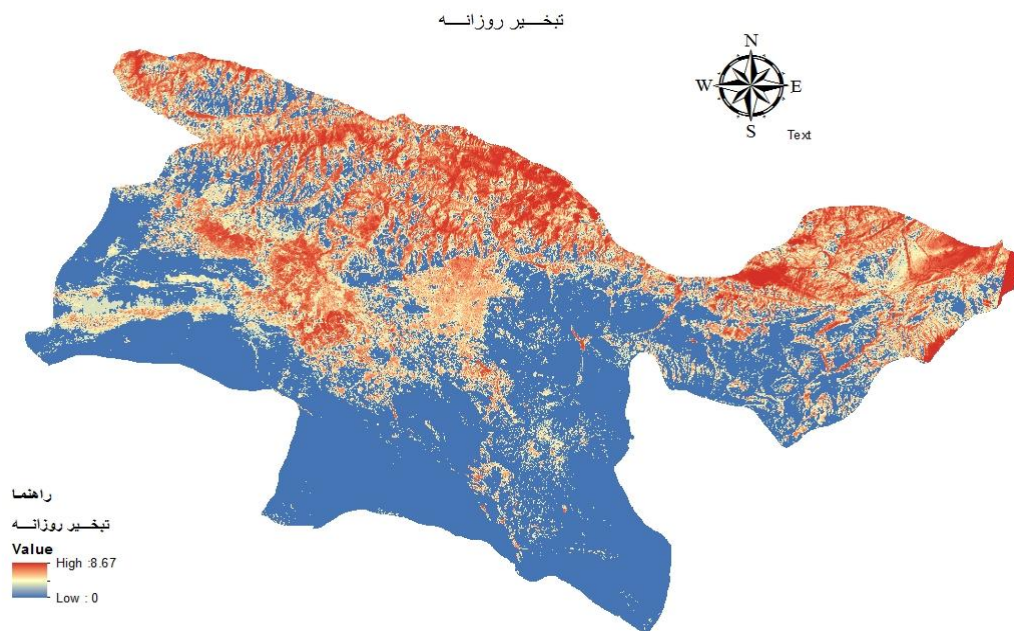


شکل (۴-۱۹)، نقشه ET میلیمتر بر روز

مقادیر تبخیر- تعرق با استفاده از الگوریتم ماهواره ای سبال محاسبه و برای استان تهران تخمین زده شد. مقدار تبخیر- تعرق برای منطقه هشتگرد در تاریخ دوازدهم مهر ماه سال 1391 حدودا 5.58 میلیمتر بر روز تخمین زده شد.

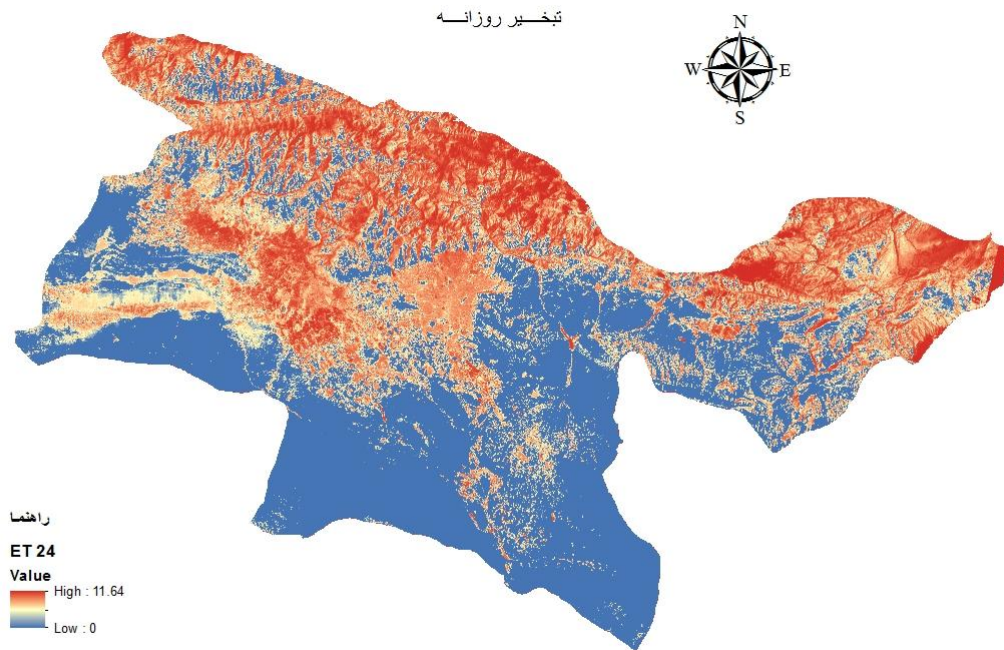
۴-۲- بررسی تاثیر پارامتر $\alpha_{\text{path-radiance}}$ در مقدار تبخیر - تعرق

در پایان برای بررسی تاثیر پارامتر $\alpha_{\text{path-radiance}}$ ، الگوریتم را برای مقادیر پیشنهادی حداقل و حداکثر که به ترتیب 0.025 و 0.04 میباشد پیاده کرده و نقشه نهایی تبخیر - تعرق در زیر آورده شده است. برای زمانیکه این پارامتر، 0.025 اختیار شود، مقادیر تبخیر تعرق نسبت به حالت اولیه کمتر شده و بیشترین مقدار آن، 8.67 میلیمتر در روز میباشد.



شکل (۴-۲)، مقدار تبخیر - تعرق روزانه برای $\alpha=0.025$

همچنین زمانیکه مقدار این پارامتر، 0.04 اختیار گردد، مقادیر تبخیر- تعرق افزایش یافته و بیشترین مقدار تبخیر به 11.64 میلیمتر در روز میرسد.



شکل (۴-۲۱)، مقدار تبخیر - تعرق روزانه برای $\alpha=0.04$

اینک مقدار بدست آمده با الگوریتم سبال را با چند روش تجربی محاسبه تبخیر- تعرق و داده های بدست آمده از دستگاه لایسیمتر مقایسه میکنیم.

۴-۲۱- محاسبه تبخیر- تعرق به چند روش تجربی

۴-۲۱-۱- رابطه تورک اصلاح شده

رابطه تورک برای محاسبه ی مقدار تبخیر- تعرق واقعی مورد اصلاح قرار گرفت و بسته به میزان

درصد رطوبت نسبی هوا فرمول های زیر پیشنهاد شد :

الف) اگر رطوبت نسبی هوا بیشتر از 50 درصد باشد :

$$ET = \frac{(58.2R_a + 50)0.013T}{T + 15} \quad (۱-۴)$$

ب) اگر رطوبت نسبی هوا کمتر از 50 درصد باشد :

$$ET = \frac{(58.2R_a + 50)0.013T}{T + 15} \left[1 + \frac{50 - RH}{70} \right] \quad (۲-۴)$$

که در فرمول های بالا :

ET : تبخیر-تعرق بر حسب میلیمتر در روز

T : دمای هوا بر حسب درجه سانتیگراد

RH : رطوبت نسبی (درصد)

R_a : تابش خورشیدی در قسمت بالای اتمسفر و قبل از ورود به داخل جو زمین بر حسب میلیمتر آب

قابل تبخیر در روز.

میزان R_a بر حسب کالری بر سانتیمتر مربع در روز از جدول زیر برداشت میشود که برای تبدیل آن به

معادل میلیمتر آب قابل تبخیر در روز باید اعداد جدول را بر 58.5 تقسیم نمود.

جدول (۱-۴)، مقادیر R_a ، (علیزاده، 1391)

عرض جغرافیایی	jan	feb	mar	Apr	May	jun	jul	Aug	sep	Oct	Nov	Dec
90°N	-	-	-	465	880	1070	930	660	155	-	-	-
80	-	-	105	460	860	1050	970	625	235	10	-	-
70	-	65	255	540	800	1000	870	670	400	140	5	-
60	75	205	400	655	860	975	925	750	500	275	110	55
50	200	350	540	750	910	985	950	820	620	430	155	175
40	355	490	650	820	880	985	960	870	740	550	395	325
30	500	620	750	870	945	915	955	900	795	670	540	465
20	640	725	820	895	930	930	930	900	850	760	660	610
10	755	820	870	895	885	870	870	885	880	830	770	730
0	885	885	895	870	820	790	795	840	880	885	860	840

10	930	930	885	810	730	685	705	770	845	900	920	930
20	985	940	855	740	630	570	595	680	790	900	965	990
30	1015	930	800	640	505	445	465	575	725	870	985	1030
40	1020	895	715	525	375	305	335	450	630	810	960	1045
50°S	1000	835	620	400	240	175	200	315	505	735	950	1040

مقادیر درصد رطوبت در هریک از روزهای ماه مهرسال 91 در منطقه هشتگرد بر اساس اطلاعات

جمع آوری شده از اداره هواشناسی استان البرز (ایستگاه سینوپتیک هشتگرد) در جدول زیر آورده

شده است :

جدول (۴-۵) مقادیر درصد رطوبت (ماه مهرسال 1391)

روز	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
درصد رطوبت	32.2	31.6	46.6	55.4	44.6	38.8	56.6	58	43.6	38.4	40.4	37.2	30.4	35.2	35.6

روز	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
درصد رطوبت	42	41.4	46.2	39.4	37.2	38.75	59	59	48.2	43.8	57	48.4	49.2	52.2	48.2

با استفاده از جدول (۱-۴)، مقدار R_a برای ماه مهر در منطقه هشتگرد بر حسب میلیمتر آب قابل

تبخیر در روز برابر است با :

$$Ra = \frac{610}{58.50} = 10.42mm/day$$

در جدول زیر، مقادیر دمای روزانه برای ماه مهر نیز بر اساس اطلاعات هواشناسی جمع آوری شده در

منطقه هشتگرد آورده شده است :

جدول (۳-۴)، مقادیر دمای روزانه در ماه مهر سال 91

روز(ماه مهر)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
دمای(درجه سانتیگراد)	25.6	24.5	21.8	19.4	22	23.5	20.2	17.8	20.7	21.5	19.7	19.8	20.4	22.0	22.6

روز(ماه مهر)	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
دمای(درجه سانتیگراد)	22	21.7	19.6	21.6	21.5	22.2	16.8	15.1	17.7	18.6	16	15.6	14.4	13.9	14.8

حال با توجه به میزان درصد رطوبت و دما در هر روز، مقدار تبخیر- تعرق را محاسبه میکنیم :

جدول (۴-۴)، مقادیر تبخیر روزانه با روش تورک اصلاح شده

روز	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
تبخیر (mm/day)	6.75	5.29	5.05	4.81	5.07	5.21	4.90	4.63	4.95	5.03

روز	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
تبخیر (mm/day)	4.84	4.86	4.92	5.07	5.13	5.07	5.04	4.83	5.04	5.03

روز	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
تبخیر (mm/day)	5.1	4.50	4.28	4.62	4.72	4.40	4.35	4.18	4.10	4.24

در نهایت با میانگین گرفتن از مقادیر تبخیر روزانه، مقدار میانگین تبخیر روزانه برابر خواهد بود با:

$$ET_{ave} = 4.87 \text{ mm/day}$$

۴-۲۱-۲ روش تورنت - وایت

یکی از روشهای تجربی محاسبه ی تبخیر- تعرق پتانسیل استفاده از روش تورنت - وایت میباشد. در

این روش به جای تبخیر - تعرق واقعی، توان تبخیر- تعرق منطقه تخمین زده میشود. در این روش

تبخیر- تعرق پتانسیل برای هریک از ماههای سال محاسبه میشود و اساس این روش دمای متوسط ماهانه است.

مراحل این روش به صورت زیر میباشد :

الف (ابتدا نمایه حرارتی (i_m) برای هریک از ماههای سال از معادله ی زیر حساب میشود :

$$i_m = \left(\frac{T_m}{5}\right)^{1.51} \quad (3-4)$$

در این رابطه i_m ، نمایه حرارتی هر ماه و T_m ، متوسط دمای هوا برای ماه مورد نظر بر حسب درجه

سانتیگراد است. با توجه به اطلاعات هواشناسی موجود از منطقه هشتگرد برای هریک از ماههای سال

نمایه حرارتی را محاسبه میکنیم :

جدول (4-5)، مقادیر متوسط دمای هر ماه در سال 91

ماه	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
متوسط	12.46	18.24	21.47	26.38	28.59	24.94	19.79	12.41	5.04	1.53	6.75	8.21
دما °C												

$$i_1 = 3.97$$

$$i_2 = 7.06$$

$$i_3 = 9.03$$

$$i_4 = 12.32$$

$$i_5 = 13.91$$

$$i_6 = 11.32$$

$$i_7 = 7.98$$

$$i_8 = 3.94$$

$$i_9 = 1.01$$

$$i_{10} = 0.17$$

$$i_{11} = 1.57$$

$$i_{12} = 2.11$$

نمایه ی حرارتی سال را با جمع نمایه های حرارتی ماهانه در سال بدست می آوریم :

$$I = \sum i_m = 74.39$$

ب) پس از بدست آمدن نمایه حرارتی سالانه، ضریب a را از معادله ی زیر محاسبه میکنیم :

مقدار a برابر است با :

$$a = (6.75 \times 10^{-7})I^3 - (7.71 \times 10^{-5})I^2 + (1.97 \times 10^{-2})I + 0.49 = 1.80 \quad (4-4)$$

ج) برای هر یک از ماههای سال تبخیر-تعرق پتانسیل (P_{ET}) بر حسب میلیمتر از فرمول زیر محاسبه

میشود :

$$P_{ET} = 16 \left(\frac{10T_m}{I} \right)^a \quad (5-4)$$

برای ماه مهر مقدار تبخیر - تعرق پتانسیل برابر است با :

$$P_{ET} = 93mm$$

در نهایت برای بدست آوردن میانگین تبخیر روزانه در ماه مهر، مقدار تبخیر بدست آمده را بر 30 تقسیم می کنیم :

$$ET = 3.11 \text{mm/day}$$

۴-۲۱-۳- معادله تجربی هارگریوس (1985)

در این معادله مقدار تبخیر-تعرق از رابطه زیر تخمین زده میشود :

$$ET_0 = 0.0023 R_a (T_a + 17.8)(T_{\max} - T_{\min})^{0.5} \quad (۴-۴)$$

T_a ، دمای متوسط در دوره مورد نظر است.

واحد تبخیر با واحد تابش خورشیدی R_a یکسان است. در اینجا R_a بر حسب میلیمتر بر روز است و واحد تبخیر نیز میلیمتر بر روز خواهد بود.

در ماه مهر مقدار R_a بر حسب میلیمتر آب قابل تبخیر 10.43 میلیمتر در روز و دمای ماکزیمم و مینیمم به ترتیب 31.2 و 7.2 درجه میباشد. مقدار تبخیر برابر خواهد بود با :

$$ET=4.32 \text{mm/day}$$

در پایان نتایج حاصل از روشهای مختلف را در موقعیت ایستگاه هواشناسی هشتگرد، موقعیت لایسیمتر و همچنین در موقعیت تشت تبخیر سد لتیان را مقایسه میکنیم :

- مقایسه در موقعیت ایستگاه هواشناسی

جدول (۴-۶)، مقایسه مقادیر تبخیر- تعرق در ایستگاه هواشناسی هشتگرد

روش	مقدار تبخیر در 12 مهرسال 91 (mm/day)
تورک اصلاح شده	4.87
تورنت وایت	3.1
هارگریوس	4.32
الگوریتم سبال ($\alpha=0.03$)	4.21

در بین روشهای استفاده شده، نتایج روش تجربی تقریبا همخوانی خوبی با الگوریتم سبال دارد که از

بین آنها روش تجربی هارگریوز بیشترین مطابقت را با الگوریتم ماهواره ای سبال دارد.

- مقایسه در موقعیت لایسمتر

جدول (۷-۴)، مقایسه مقادیر تبخیر- تعرق در ایستگاه لایسیمتر

روش	مقدار تبخیر در 12 مهرسال 91 (mm/day)
الگوریتم سبال ($\alpha=0.03$)	5.58
دستگاه لایسیمتر	7.12

مقدار اختلاف الگوریتم ماهواره ای سبال با نتایج حاصل از لایسیمتر نیز میتواند دلایل مختلفی داشته باشد که به عنوان مثال میتوان به تفاوت مکان لایسیمتر و ایستگاه هواشناسی اشاره کرد که این تفاوت مکانی یقیناً باعث اختلاف در اطلاعات هواشناسی استفاده شده در محاسبات میشود، اما با توجه به اینکه الگوریتم سبال مقادیر تبخیر - تعرق را به صورت گسترده و برای یک منطقه وسیع محاسبه میکند و امکان استفاده از لایسیمتر برای تمام نقاط تقریباً غیر ممکن است، بسیار کارآمد و قابل قبول است و دقت ارزیابی آن نیز تقریباً خوب ارزیابی میشود. نتیجه حاصل از الگوریتم سبال در مقایسه با نتایج حاصل از دستگاه لایسیمتر، حدوداً 21 درصد تفاوت دارد.

$$E = \frac{7.12 - 5.58}{7.12} = 0.21$$

21% = درصد خطا

- مقایسه در موقعیت تشت تبخیر در سد لتیان

جدول (۸-۴)، مقایسه مقادیر تبخیر در سد لتیان

روش	مقدار تبخیر در 12 مهرسال 91 (mm/day)
الگوریتم سبال ($\alpha=0.03$)	9.23
تشت تبخیر	6.1

از آنجا الگوریتم سبال برای تبخیر - تعرق از سطح گیاه و زمین ارائه شده است، معمولا مقادیر الگوریتم سبال با مقادیر تبخیر از سطح آزاد آب اختلاف بیشتری دارد. مقدار خطا در این مورد حدود 51 درصد است.

$$E = \frac{9.23 - 6.1}{6.1} = 0.51$$

51% = درصد خطا

در پایان برای حالت های بیشترین و کمترین مقدار آلبیدو مسیر، مقایسه انجام شده است :

جدول (۹-۴)، مقایسه مقادیر تبخیر-تعرق برای حالت $\alpha=0.025$ در ایستگاه هواشناسی

روش	مقدار تبخیر-تعرق (mm/day)
هارگریوز	4.32
تورک اصلاح شده	4.87
تورنت- وایت	3.1
سبال	4.06

جدول (۱۰-۴)، مقایسه مقادیر تبخیر-تعرق برای حالت $\alpha=0.04$ در ایستگاه هواشناسی

روش	مقدار تبخیر-تعرق (mm/day)
هارگریوز	4.32
تورک اصلاح شده	4.87
تورنت- وایت	3.1
سبال	4.51

همچنین در موقعیت لایسیمتر این مقایسه به صورت زیر است :

جدول (۱۱-۴)، مقایسه مقادیر تبخیر-تعرق در ایستگاه لایسیمتر

روش	مقدار تبخیر - تعرق (mm/day)
الگوریتم سبال ($\alpha=0.04$)	6.47
الگوریتم سبال ($\alpha=0.025$)	4.93
لایسیمتر	7.12

در پایان مقایسه مشخص گردید که مقادیر آلبیدو مسیر رابطه مستقیمی با مقدار تبخیر - تعرق برآورد شده توسط الگوریتم دارد. در واقع با کم شدن این پارامتر، مقدار ضریب آلبیدو افزایش یافته و با افزایش آلبیدو، مقدار تابش خالص ورودی کاهش می یابد. کاهش تابش خالص ورودی نیز باعث کاهش مقدار تبخیر - تعرق خواهد شد. این ضریب باید ابتدا برای الگوریتم کالیبره شود و مقدار دقیق آن انتخاب شود. به این صورت که ابتدا برای داده های لایسیمتر در موقعیت متفاوت، مقدار این ضریب را طوری اختیار کنیم که نتیجه ی الگوریتم با لایسیمتر یکسان شود. سپس الگوریتم را برای نقطه ی دیگری پیاده کرده و با داده های لایسیمتر در همان منطقه مقایسه کنیم. در این پژوهش انتخاب بیشتر از 0.03 برای این پارامتر، جوابها را به واقعیت نزدیکتر کرد.

فصل پنجم

نتیجه گیری و بحث

در این پروژه مقدار تبخیر- تعرق با استفاده از الگوریتم ماهواره ای سبال برای استان تهران در تاریخ دوازدهم مهر ماه سال 1391 تخمین زده شد و این مقدار تبخیر- تعرق برای منطقه هشتگرد با مقدار تبخیر- تعرق حاصل از چند روش تجربی و دستگاه لایسیمتر در همین تاریخ مقایسه گردید.

۵-۲- نتیجه گیری و بحث

نتایج بدست آمده برای منطقه هشتگرد با روشهای مختلف مقایسه گردید. در پایان مشخص گردید که الگوریتم ماهواره ای سبال با 21% خطا، همخوانی خوبی با نتایج تبخیر- تعرق حاصل از دستگاه لایسیمتر دارد. این میزان خطا در الگوریتم سبال به علت اینکه مقادیر تبخیر- تعرق به صورت گسترده در اختیار کاربر قرار میگیرد، تا حد زیادی قابل چشم پوشی است و از نظر صرف وقت و هزینه بسیار قابل دفاع میباشد. البته باید توجه داشت که تفاوت مکان دستگاه لایسیمتر و ایستگاه هواشناسی هشتگرد، خود عاملی در به وجود آمدن این مقدار خطا میباشد، زیرا این تفاوت مکانی باعث ایجاد تغییر در شرایط و پارامترهای هواشناسی میشود، به عنوان مثال سرعت باد ثبت شده در ایستگاه هواشناسی که در الگوریتم سبال مورد استفاده قرار میگیرد، با سرعت باد در مکانی که دستگاه لایسیمتر قرار گرفته یقیناً تفاوت خواهد داشت که این عامل، خود میتواند یکی از علل ایجاد خطا باشد. در بین روشهای تجربی نیز، روش هارگریوز مطابقت بیشتری با الگوریتم سبال داشت.

۳-۵- پیشنهادات

- استفاده از الگوریتم های ماهواره ای دیگر از جمله الگوریتم متریک برای تخمین تبخیر- تعرق و مقایسه آن با مقادیر الگوریتم سبال و مقادیر دستگاه لایسیمتر.
- بررسی ضرایب پیشنهادی الگوریتم و کالیبره کردن این ضرایب با استفاده از داده های لایسیمتر و بدست آوردن مقادیر دقیقتر برای ضرایب ثابت پیشنهادی الگوریتم.
- استفاده از مقادیر تبخیر - تعرق تخمین زده شده با الگوریتم سبال برای مدل سازی های آبهای زیر زمینی استان و حتی پیش بینی شرایط آن در سال های آینده.

References

- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith (1998), Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements, **j.of.FAO Irrig. Drain.** Pap. 56, Food and Agric. Organ. of the United Nations, Rome
- Allen, R., Waters, R., Tasumi, M., Trezza, R., Bastiaanssen, 2002. SEBAL, Surface energy balance algorithms for land, Idaho Implementation. Advanced Training and Users Manual, version 1.0
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A. and Holtslang, A.A.1998- . A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): Formulation. **J. Hydrol.**, 212-213(1-4), 198-212
- Bowen, I. S. (1926), The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface, **Phys. Rev.**, 27(6), 779,
- Brutsaert, W., and D. Chen (1995), Desorption and the two stages of drying of natural tallgrass prairie, **j.of.Water Resour. Res.**, 31(5), 1305-1313
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley (1971), Flux-profile relationships in atmospheric surface layer, **J.of. Atmos. Sci.**, 28(2), 181-189,
- Camargo, A.P., Marin, F.R., Sentelhas, P.C., and Picini, A.G. 1999. Adjust of the Thornthwaite's method to estimate the potential evapotranspiration for arid and

superhumid climates, based on daily temperature amplitude, **J. of Revista Brasileira De Agrometeorologica**, 7: 251-257.

- Carlson, T.N., Capehart, W.J., and Gillies, R.R., 1995. "A new Look at the simplified Method for Remote sensing of Daily Evapotranspiration", **REMOTE SENS. ENVIRON** 54: 161-167

- caselles, V., Artigao, M.m, Hurtado, E., coll, C. and brasa, A., 1998 "Mapping evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA VHHR Images; application to the Barrax Area, Albacete, Spain" **Remote sensing of Environmet** 63: 1-10

- Chemin Y. and Alexanderidis, T., 2001. "Improving Spatial Resolution of ET Seasonal for Irrigated Rice on Zhanghe, China" 22 nd Asian conference on Remote Sensing , 5-9 November. Singapore

- Denmead, O. T., and I. C. McIlroy (1970), Measurements of nonpotential evaporation from wheat, **Agric. For. Meteorol.**, 122(3-4), 193-205

- Dirmeyer, P. A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki, and N. Hanasaki (2006), GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface, **Bull. Am. Meteorol. Soc.** 87(10), 1381-1397

- E. Boegh, H. Soegaard, N. Hanan, P. kabat, and L. lesch, 1999. A Remote Sensing Study of the NDVI-Ts Relationship and the Transpiration from Sparse Vegetation in the Sahel Based on High- Resolution Satellite Data.. **REMOTE SENS. ENVIRON.** 69:224-

- Eric B. Rafn; Bryce Contor; and Daniel P.,-2008, Ames Evaluation of a Method for Estimating Irrigated Crop-Evapotranspiration Coefficients from Remotely Sensed Data in Idaho-,**Remote Sens. Environ.**, 60(2), 195–216,
- Foken, T. (2006), 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory, **j.of.Boundary Layer Meteorol.**, 119(3), 431–447,
- Gabriel B. Senay, Stefanie Bohms, Ramesh K. Singh, Prasanna H. Gowda, Naga M. Velpuri, Henok Alemu, and James P. Verdin , 2013, operational evapotranspiration mapping using remote sensing and weather data sets, , **J. Hydrometeorol.**, 8(2), 144–159,
- Hargreaves, G.H. 1994. Defining and using reference evapotranspiration. **J.of. Irrig. Drain. Engine.** ASCE. 12: 6. 1132-1139
- H. Gowda 1, José L. Chávez , Terry A. Howell , Thomas H. Marek and Leon L.-2008. New Surface Energy Balance Based Evapotranspiration Mapping in the Texas High Plains, **Trans. ASABE**, 50(5), 1639–1644
- Jackson,R.D.,Reginato, R.L.and Idso, S.B,1977 “wheat canopy temperature : A practical Tool for evaluation water requirements”, **water resources research** 13: 651-656
- Jeniffer kinoti, tsahaei woldai, zhongbo su,2008, using satellite remoensing to asses evapotranspiration. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, 11(2), 983–995,

- Jensen, M.E., Burman, R.D., and Allen, R.G. 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. **Agric. Water Manage.**, 8(1–3), 133–150,
- Kaicun Wang and Robert E. Dickinson ,(2012), a review of global terrestrial evapotranspiration: **J.of. Rev. Geophys** , , 116(3347), 147–198,
- Pelton, W.L., King, K.M., and Tanner, C.B. 1960. An Evaluation of the thornthwaite and mean temperature methods for determining potential evapotranspiration. **Agron. Water Resour. Res.**, 36(8), 2263–2274.
- Richard G. Allen, Masahiro Tasumi, Anthony Morse and Ricardo Trezza-2008 , satellite-based evapotranspiration by energy balance for western states water management, **J. Irrig. Drain. Eng**, 133(4), 395–406
- Salih, A.M.A., and Sendil, U. 1983. Evapotranspiration under extremely arid environment. **J.of Irrig. Drain. Engine**. 110: 3. 289-303
- Seguin ,B.and Itier, B., 1983. “Using Midday surface Temperature to estimate Daily Evapotranspiration from satellite IR Data” International **J. Remote Sens**, 4: 371-383
- Shukla, J., and Y. Mintz (1982), Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth’s climate,. **J of Science**, 215(4539), 1498–1501,
- S.S. Ray, V.K. Dadhwal, 2001. Estimation of crop evapotranspiration of irrigation command area using remote sensing and GIS. **J.of.Agricultural Water Management** 49:239-249

- 28- Tasumi, M., Trezza, R., Allen, R.G. and Wright, J.L. 2005. Operational aspects of satellite-based energy balance models for crops in the semi-arid U.S. **J. of Irrigation and Drainage Systems**, 19: 355-376
- 29- Trezza, R., 2006. Estimation Of Evapotranspiration From Satellite-Based Surface Energy Balance Models For Water Management In The Rio Guarico Irrigation System, Venezuela, **Remote Sens. Environ.**, 114(3), 540–551
- 30- zhongping sun, binwei, wei su, 2011, wenming shen, evapotranspiration estimation based on sebal model in the nansi lake wetland. **Clim. Change**, 46(4), 485–509,.

مراجع فارسی

- po chop, L.O ، ۱۳۷۸ ، تبخیر، تبخیر - تعرق و داده های اقلیمی، جلد اول، مجید هاشمی نیا، چاپ نوزدهم، نشر آموزش کشاورزی وابسته به معاونت آموزش و تجهیز نیروی انسانی سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، کرج.

- علیزاده امین، ۱۳۹۱، اصول هیدرولوژی کاربردی، جلد اول، چاپ سی و ششم انتشارات آستان

قدس رضوی، مشهد. ، صفحات ۲۳۰-۲۷۰

Estimates of evapotranspiration using SEBAL satellite algorithm and compare it with the results of the lysimeter

(Case Study: Alborz province, Hashtgerd region)

Abstract:

Evapotranspiration (ET) is one of the important parameters for agriculture water management. Evapotranspiration is one of the most significant sources for water loss in a watershed and hence, monitoring and assessing its temporal and spatial changes can also show the amount of water consumption for various land uses and also utilized for basin-scale water management and water to various sectors and land-uses. Because of several difficulties in measuring its value directly, many methods have been proposed to estimate ET indirectly, based on meteorological data at weather stations. Due to spatial changes of meteorological parameters and consequently ET value, some algorithms which are based on remotely sensed data have been developed in the past few decades. Surface energy balance algorithm (SEBAL), is one of the most widely-used algorithms for estimating evapotranspiration using satellite images. The purpose of this study was to assess the accuracy of daily evapotranspiration data from SEBAL algorithm and some empirical ET equations compared with measured data from a lysimeter in Nezamabad Hashtgerd plain, Alborz province, Iran. For this purpose, the LANDSAT 7 satellite imagery acquired in October 2012 was utilized. Results revealed that ET difference between SEBAL algorithm, and measured values from lysimeter, is 21%. Also, among empirical methods, the results of the Hargreaves equation, was most consistent with the results of the SEBAL algorithm.

Keywords: SEBAL algorithm, evapotranspiration, lysimeter, LANDSAT 7 images, empirical equatio



Shahrood University of Technology

Civil Engineering Faculty

**Estimates of evapotranspiration using SEBAL satellite algorithm and
compare it with the results of the lysimeter**

(Case Study: Alborz province, Hashtgerd region)

Saeed Salehinia

Supervisors:

Dr. Saeed Golian

Dr. Mahdi Shahabi far

Date: 2014/28/12