



ستاد احیای دریاچه ارومیه



دانشگاه صنعتی شریف
مرکز تحقیقات سنجش از دور (RSRC)

برآورد مصارف کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و بررسی تغییرات پتانسیل تولید غبار در شرایط تغییر تراز دریاچه ارومیه با استفاده از سنجش از دور

فروردین ۱۳۹۷

بسمه تعالی

کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه

دفتر برنامه‌ریزی و تلفیق ستاد احیای دریاچه ارومیه

برآورد مصارف کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و بررسی

تغییرات پتانسیل تولید غبار در شرایط تغییر تراز دریاچه ارومیه با

استفاده از سنجش از دور

تهیه کننده:

مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف

نویسندگان

پیمان صائمیان - سهیلا یونس - زاده جلیلی - محمد فریدزاد - مریم

عمادزاده - احسان جلیلود - حمید فرهمند - مرصده طاهری - احسان فلاحتی -

سودابه نامداری - مهدی اکبری

فروردین ۱۳۹۷

۱	عنوان سند	برآورد مصارف کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و بررسی تغییرات پتانسیل تولید غبار در شرایط تغییر تراز دریاچه ارومیه با استفاده از سنجش از دور	
۲	بندهای شرح خدمات (عنوان قرارداد B Nazanin 14)	عنوان فعالیت	عنوان
		شماره بند	عنوان گزارش
۳	کد سند	OC11RN9701023	
۴	تهیه کننده	مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف	
۵	نویسندگان	پیمان صائمان - سهیلا یونس - زاده جلیلی - محمد فریدزاد - مریم عمادزاده - احسان جلیلود - حمید فرهنگد - مرسله طاهری - احسان فلاحتی - سلوبابه نامداری - مهدی اکبری	
۶	تأیید کننده		
۷	تصویب کننده		
۸	محتویات سند	در این مطالعه با استفاده از الگوریتم SEBAL که با توجه به اثر شیب، ارتفاع و جهت شیب (Aspect) اصلاح شده و تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS، نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی هفت ماه میلادی آوریل تا اکتبر سال ۲۰۱۰ میلادی (نیمه دوم فروردین تا نیمه اول آبان ۱۳۸۹) برآورد شده است.	
۹	کلمات کلیدی	بیلان انرژی- تبخیر و تعرق- صرفه جویی در آبیاری- SEBAL- حوضه دریاچه ارومیه	
۱۰	نوبت ویرایش	دوم	
۱۱	تاریخ نشر	فروردین ۱۳۹۷	
۱۲	ضمائم	-	
۱۳	نوع تکثیر گزارش	طبقه بندی گزارش	نحوه دسترسی
	مجاز ☒ غیرمجاز ☐	داخلی ☐ به کارفرما (براساس قرارداد) ☒	محدود ☐ نامحدود ☒

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

شناسه سند			
عنوان سند		برآورد مصارف کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و بررسی تغییرات پتانسیل تولید غبار در شرایط تغییر تراز دریاچه ارومیه با استفاده از سنجش از دور	
نوع سند	گزارش فنی (TR)	خلاصه مدیریتی (ES)	پروپوزال (PR)
	یادداشت تحقیقی (RN)	یادداشت فنی (TN)	مقاله (AR) خروجی غیررسمی (RM)
کد سند	RN-۹۶-۱۵		
شماره قرارداد			
تاریخ قرارداد	۱۳۹۶		
کارفرما	ستاد احیای دریاچه ارومیه		
گروه فنی	حمید طاهری شهرآیینی، بهداد چهره نگار		
همه‌نگ کننده اجرایی	مصطفی جوادیان		
مدیر فنی طرح	سهیلا یونس زاده جلیلی		
کارشناسان فنی طرح	پیمان صائمان، سهیلا یونس زاده جلیلی، محمد فریدزاد، مریم عمادزاده، احسان جلیلونند، حمید فرهمند، مرصده طاهری، احسان فلاحتی، سودابه نامداری		
تاریخ انتشار	۱۳۹۶		
ویرایش	اول		

تعریف	نوع سند
Peer review شده با فرایند داوری خیلی دقیق و جدی و دارای محتوی علمی مفصل و ویرایش شده ادبی و فنی	گزارش فنی (TR)
همانند گزارش فنی است با این تفاوت که مطالب مفصل نبوده و داوری جدی نشده است.	یادداشت فنی (TN)
خلاصه‌ای از یک کار تحقیقاتی یا مطالعاتی که برای مدیران و بارگذاری روی سایت تنظیم شده است.	خلاصه مدیریتی (ES)
جهت پاسخگویی به سوالات و ابهامات و یا آموزش و یادگیری از تکنیک‌ها و الگوریتم‌هایی که کاربرد آن برای مطالعات و پروژه‌های مرکز می‌باشد	یادداشت تحقیقی (RN)
نتیجه کار تحقیقی که تکمیل نشده و لذا داوری جدی نشده و ارزیابی عمیق و ویراستاری روی آن صورت نگرفته و به صورت غیر رسمی برای اطلاع عموم در اختیار قرار گرفته است.	خروجی غیر رسمی (RM)
پیشنهادیه انجام پروژه	پروپوزال (PR)
مقالات فارسی و انگلیسی	مقاله (AR)

پیش‌گفتار

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

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

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

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

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

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

فهرست مطالب

•	۱- بررسی و تحلیل نحوه انجام پروژه.....	۱
۱-۱	تشکیل کار گروه تخصصی جهت محاسبه بخشی از الگوریتم سبال.....	۲۲
۲-۱	برگزاری جلسات هماهنگی و بررسی زمینههای علمی و راهکارهای انجام پروژه.....	۲۳
۳-۱	انتخاب اجزای روش و انتخاب ماهواره.....	۲۴
1-4-	تهیه گزارشات پیشرفت کار به صورت هفتگی.....	۲۶
•	۲- دانلود تصاویر و محصولات ماهوارههای.....	۲۷
۱-۲	انتخاب تصاویر مناسب برای هر ماه و حذف ابر.....	۲۷
۲-۲	انتخاب محصولات ماهوارههای با توجه به تصاویر منتخب.....	۲۸
•	۳- پیشپردازش تصاویر ماهوارههای.....	۲۹
۱-۳	تبدیل تصاویر به فرمت مناسب.....	۳۰
۲-۳	زمینمرجع کردن تصاویر منتخب.....	۳۴
۳-۳	پردازش محصولات ماهوارههای.....	۳۴
۱-۳-۳	تصحیحات رادیومتری.....	۳۴
۲-۳-۳	نویزهای ناشی از سنجنده.....	۳۵
۳-۳-۳	صحیح مطلق خطای رادیومتریکی ناشی از واکنش سنسور.....	۳۶
۴-۳-۳	تصحیح نسبی خطای رادیومتریکی ناشی از واکنش سنسور.....	۳۷
۵-۳-۳	تصحیحات اتمسفری.....	۳۸
۶-۳-۳	پخش اتمسفری.....	۴۱
۷-۳-۳	پخش ریلی.....	۴۲
۸-۳-۳	پخش مای.....	۴۳
۹-۳-۳	پخش غیر انتخابی.....	۴۴
۱۰-۳-۳	جذب اتمسفری.....	۴۵
۴-۳	آمادهسازی تصاویر برای محدوده مورد مطالعه.....	۴۶
•	۴- محاسبات الگوریتم سبال.....	۴۶
۱-۴	محاسبه میزان تشعشع خالص.....	۴۷
۲-۴	محاسبه شار گرمایی زمین.....	۴۸
۳-۴	محاسبه شار حرارتی محسوس.....	۴۹
۴-۴	تبخیر و تعرق مرجع.....	۵۰

۵۱.....	دمای هوا.....	۵-۴
۵۲.....	سرعت باد.....	۶-۴
۵۲.....	درصد رطوبت.....	۷-۴
۵۳.....	ساعات آفتابی.....	۸-۴
۵۳.....	نرخ تبخیر و تعرق واقعی روزانه.....	۹-۴
۵۹.....	نرخ تبخیر و تعرق واقعی ماهانه.....	۱۰-۴
۶۱.....	مقایسه نقشه تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه با نقشه کاربری اراضی.....	۱۱-۴
۶۲.....	مقایسه مقادیر برآورد شده با داده‌های زمینی.....	۱۲-۴
۶۵.....	برآورد نیاز آبی محصولات در اراضی آبی.....	۱۳-۴
۶۷.....	بیان بخار حوضه آبریز.....	۱۴-۴
۶۸.....	حجم آب قابل صرفه‌جویی در مناطق عمده زراعی حوضه آبریز ارومیه در سال ۲۰۱۰.....	۱۵-۴
۶۹.....	• دشت میاندوآب.....	
۷۲.....	• منطقه زراعی سراب.....	
۷۳.....	• دشت ارومیه.....	
۷۵.....	• منطقه زراعی نقده و اشنویه.....	
۷۶.....	۱۶-۴ جمع‌بندی میزان پتانسیل آب قابل صرفه‌جویی در مناطق مختلف حوضه آبریز دریاچه ارومیه.....	
۷۸.....	• ❖ نتیجه‌گیری و جمع‌بندی.....	
۸۶.....	• ۵- بررسی تغییر در پتانسیل تولید غبار در شرایط احیای اکولوژیک دریاچه ارومیه در تراز ۱/۱۲۷۴.....	
۸۸.....	۱-۵ روش تحقیق.....	
۸۹.....	۲-۵ داده‌های مورد استفاده.....	
۸۹.....	۱-۲-۵ سطح دریاچه.....	
۸۹.....	۲-۲-۵ شناسایی کانون‌های غبار.....	
۹۲.....	۳-۵ نتایج.....	
۹۲.....	۱-۳-۵ پهنه‌های دارای پتانسیل تولید غبار.....	
۹۴.....	۴-۵ همپوشانی کانون‌ها.....	
۹۵.....	• ۶- مطالعه اثر تغییرات تراز دریاچه ارومیه در تغییرات پتانسیل تولید غبار.....	
۱۱۰.....	• ۷- بررسی ترسیب و انحلال نمک دریاچه ارومیه.....	
۱۲۲.....	• ۸- مطالعه تفاوت پهنه آبی دریاچه در نیمه شمالی و جنوبی دریاچه ارومیه.....	
۱۲۸.....	۱-۸ داده‌های مورد استفاده.....	
۱۲۸.....	۲-۸ سنجنده مورد استفاده جهت استخراج سطح دریاچه.....	

- ۸-۳-NDWI شاخص حد آستانه شاخص۱۲۹
- ۸-۴-NDWI شاخص۱۳۰
- ۸-۵-نتایج۱۳۰
- ۹- بررسی تبخیر دریاچه ارومیه۱۳۳

فهرست جداول

- جدول ۱- مقادیر ثابت C_D و C_N جهت محاسبه تبخیر و تعرق مرجع (ASCE-EWRI 2005)..... ۱۷
- جدول ۲- شرایط لازم برای استفاده از هر محصول در الگوریتم اصلاح شده **SEBAL**..... ۲۷
- جدول ۳- تعداد روزهای باکیفیت مناسب در فاصله ماه‌های مختلف سال ۲۰۱۰..... ۲۷
- جدول ۴- داده‌های اولیه مورد استفاده در الگوریتم بیلان انرژی به همراه تفکیک مکانی و زمانی داده‌ها..... ۲۸
- جدول ۵- تاریخ روز مورد مطالعه در هر ماه مورد بررسی در سال ۲۰۱۰ جهت محاسبه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی حوضه..... ۵۴
- جدول ۶- مقایسه مقادیر ثبت شده ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی در ایستگاه لایسیمتر تبریز و مقادیر تخمین زده شده توسط الگوریتم **SEBAL** اصلاح شده با اثر شیب و جهت شیب در سال ۲۰۱۰..... ۶۴
- جدول ۷- سطح زیر کشت و نیاز آبی در محدوده دشت میاندوآب..... ۷۰
- جدول ۸- سطح زیر کشت و نیاز آبی در محدوده شهرستان سراب..... ۷۳
- جدول ۹- سطح زیر کشت و نیاز آبی در محدوده دشت ارومیه..... ۷۴
- جدول ۱۰- سطح زیر کشت و نیاز آبی در محدوده شهرستان‌های نقده و اشنویه..... ۷۶
- جدول ۱۱- خلاصه نتایج محاسبات صرفه جویی در حوضه ارومیه..... ۷۷
- جدول ۱۲- مساحت پهنه‌های دارای پتانسیل تولید غبار شناسایی شده در محدوده دریاچه ارومیه..... ۹۴
- جدول ۱۳- مساحت پهنه‌های غبار پوشیده شده با آب در ترازهای گوناگون..... ۹۶
- جدول ۱۴- مساحت پوشیده شده از آب پهنه‌های دارای پتانسیل تولید غبار در ترازهای گوناگون..... ۱۰۲
- جدول ۱۵- درصد مساحت پهنه‌های غبار در ترازهای مختلف نسبت به مساحت پهنه غبار در تراز اکولوژیک..... ۱۰۳
- جدول ۱۶- سطح و حجم دریاچه ارومیه در ترازهای گوناگون..... ۱۰۷
- جدول ۱۷- مشخصات ۷ باند نخست سنجنده **MODIS**..... ۱۲۹
- جدول ۱۸- مشخصات شش باند نخست ماهواره لندست ۸..... ۱۲۹
- جدول ۱۹- تبخیر سالانه از دریاچه ارومیه، محاسبه شده با روش‌های مختلف طی سال ۲۰۱۶-۲۰۱۷ میلادی..... ۱۳۴
- بر حسب میلی‌متر.....

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱- تغییرات سطح تراز دریاچه ارومیه از سال ۱۳۴۴ تا ۱۳۸۹ (سازمان حفاظت محیط زیست، ۱۳۸۹)..... ۱
- شکل ۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (حوضه آبریز دریاچه ارومیه)..... ۷
- شکل ۳- مراحل انجام مطالعه ۷
- شکل ۴ - شماتیک بیلان انرژی در سطح زمین (ALLEN ET AL. 2002) ۸
- شکل ۵ - دیاگرام محاسبه شار حرارتی محسوس (ALLEN ET AL. 2002)..... ۱۶
- شکل ۶- مشخصات گیاه مرجع به صورت شماتیک (ASCE-EWRI 2005) ۱۹
- شکل ۷- اسامی و موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک استان‌های آذربایجان شرقی و غربی مورد استفاده برای محاسبات بارش ۲۵
- شکل ۸- پراکندگی ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو در سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۲۶
- شکل ۹- میزان شارهای انرژی تجمعی هفت ماه مورد مطالعه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ۴۷
- شکل ۱۰- تغییرات میانگین شار تشعشع خالص لحظه‌ای در روزهای مورد محاسبه طی هفت ماه مورد مطالعه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ($W.M^{-2}$) ۴۸
- شکل ۱۱- تغییرات میانگین شار گرمای زمین لحظه‌ای در روزهای مورد محاسبه طی هفت ماه مورد مطالعه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ($W.M^{-2}$) ۴۹
- شکل ۱۲- تغییرات میانگین شار حرارتی محسوس لحظه‌ای در روزهای مورد محاسبه طی هفت ماه مورد مطالعه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ($W.M^{-2}$) ۵۰
- شکل ۱۳- تغییرات زمانی تبخیر و تعرق مرجع با استفاده از داده‌های ایستگاه ارومیه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال میلادی ۲۰۱۰ (میلی متر) ۵۱
- شکل ۱۴- تغییرات بیشینه، کمینه و متوسط دمای هوا در محل ایستگاه ارومیه ۵۱
- شکل ۱۵- تغییرات متوسط روزانه سرعت باد در محل ایستگاه ارومیه ۵۲
- شکل ۱۶- تغییرات متوسط روزانه درصد رطوبت در ایستگاه ارومیه ۵۳
- شکل ۱۷- تغییرات تعداد ساعات آفتابی در روز در سال ۲۰۱۰ میلادی در محل ایستگاه ارومیه ۵۳
- شکل ۱۸- تغییرات تبخیر و تعرق مرجع ۲۰۱۰ محاسبه شده برای ایستگاه ارومیه بر حسب میلی متر (میانگین ماهانه و روز مورد محاسبه)..... ۵۵
- شکل ۱۹- توزیع مکانی تبخیر و تعرق واقعی روزانه در حوضه دریاچه ارومیه در تاریخ‌های تصاویر دریافتی در سال ۲۰۱۰ میلادی (1-MM. DAY) ۵۶
- شکل ۲۰- تغییرات زمانی میانگین نرخ تبخیر و تعرق واقعی اراضی کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه هفت ماه آوریل تا اکتبر در سال ۲۰۱۰ میلادی (میلی متر) ۶۰

- شکل ۲۱- تغییرات تبخیر و تعرق مرجع در محل ایستگاه ارومیه ۶۱
- شکل ۲۲- الف: نقشه توزیع مکانی اراضی کشت آبی و باغی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال میلادی ۲۰۱۰
(مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف) ب: نقشه تجمعی نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال میلادی ۲۰۱۰ ۶۳
- شکل ۲۳- نمودار مقایسه نتایج نرخ تبخیر و تعرق واقعی و اعداد ایستگاه لایسیمتری تبریز در سال میلادی ۲۰۱۰ ۶۴
- شکل ۲۴- نرخ ماهانه تبخیر و تعرق مرجع در سال ۲۰۱۰ میلادی (میلی متر) ۶۶
- شکل ۲۵- تغییرات زمانی میانگین نرخ تبخیر و تعرق واقعی اراضی کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه هفت ماه آوریل تا اکتبر در سال ۲۰۱۰ (میلی متر) ۶۶
- شکل ۲۶- تغییرات زمانی بارش مؤثر میانگین ماهانه اراضی زراعی باغی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ (میلی متر) ۶۷
- شکل ۲۷- بیلان بخار حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی هفت ماه از ماه میلادی آوریل تا اکتبر ۲۰۱۰ ۶۸
- شکل ۲۸- نقشه نرخ تبخیر و تعرق واقعی و تفکیک مناطق عمده زراعی و باغی حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۶۹
- شکل ۲۹- نمونه‌ای از توفان‌های غبار برخاسته از بستر به جای مانده از خشک شدن دریاچه OWENS در ایالات متحده ۸۷
- شکل ۳۰ - نمودار مراحل انجام تحقیق ۸۹
- شکل ۳۱ - پهنه‌های شناسایی شده با پتانسیل تولید غبار ۹۳
- شکل ۳۲- سطوح مشترک کانون‌های اولویت ۱ و ۲ با کانون‌های شناسایی شده از داده‌های سال ۲۰۱۶ ۹۴
- شکل ۳۳- سطوح مشترک پهنه‌های گردو غبار با مساحت دریاچه در تراز اکولوژیک (۱۲۷۴/۱) ۹۷
- شکل ۳۴ - سطوح مشترک پهنه‌های گردوغبار با مساحت دریاچه در ترازهای گوناگون ۹۸
- شکل ۳۵ - سطح دریاچه در ترازهای گوناگون ۱۰۱
- شکل ۳۶ - درصد مساحت پهنه غبار هر یک از ترازها نسبت به مساحت پهنه غبار دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک در همه کانون‌ها ۱۰۵
- شکل ۳۷ - درصد مساحت پهنه غبار هر یک از ترازها نسبت به مساحت پهنه غبار دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک در کانون‌های با اولویت ۱ ۱۰۵
- شکل ۳۸ - درصد مساحت پهنه غبار هر یک از ترازها نسبت به مساحت پهنه غبار دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک در کانون‌های با اولویت ۲ ۱۰۶
- شکل ۳۹ - درصد مساحت پهنه غبار هر یک از ترازها نسبت به مساحت پهنه غبار دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک در کانون‌های سال ۲۰۱۶ ۱۰۶
- شکل ۴۰- نقاط برداشت‌شده توسط ستاد احیا دریاچه ارومیه از ارتفاع کف دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۶ .. ۱۱۰

- شکل ۴۱- نام مسیرهای برداشت داده نقطه‌های ارتفاعی از کف دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۶ ۱۱۱
- شکل ۴۲- مقایسه داده برداری شهریور و اسفند سال ۱۳۹۶ ۱۱۷
- شکل ۴۳- تغییرات سطح تراز دریاچه ارومیه، بر اساس داده‌های راداری ماهواره‌های TPEX, JASON, POSEIDON ۱۲۳
- شکل ۴۴- تغییرات سطح بخش شمالی دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ ۱۳۱
- شکل ۴۵- تغییرات سطح بخش جنوبی دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ ۱۳۱

**بخش اول : بر آورد مصارف کشاورزی حوضه آبریز
دریاچه ارومیه با استفاده از سنجش از دور**

چکیده

برآورد تغییرات مصرف آب بخش کشاورزی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه با توجه به کاهش چشمگیر سطح دریاچه در سال‌های اخیر از اهمیت بالایی برخوردار است. در این مطالعه با استفاده از الگوریتم SEBAL که با توجه به اثر شیب، ارتفاع و جهت شیب (Aspect) اصلاح شده و تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS، نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی هفت ماه میلادی آوریل تا اکتبر سال ۲۰۱۰ میلادی (نیمه دوم فروردین تا نیمه اول آبان ۱۳۸۹) برآورد شده است.

الگوی مکانی تبخیر- تعرق نشانگر آن است که اراضی کشاورزی واقع در بخش غربی دریاچه ارومیه (دشت ارومیه و شهرهای اطراف آن)، بخش جنوبی دریاچه (پایاب رودخانه‌های سیمینه‌رود و زرینه‌رود) و بخش شرقی حوضه آبریز (سراب)، بیشترین مقادیر ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی را نسبت به سایر نقاط حوضه آبریز دریاچه ارومیه دارا می‌باشند. همچنین بررسی تغییرات زمانی تبخیر و تعرق نشان می‌دهد که مقادیر ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی از ماه آوریل تا ماه جولای افزایش داشته و پس از رسیدن به حداکثر مقدار خود در ماه جولای با شیب ملایم تا پایان ماه اکتبر (آبان ماه) کاهش می‌یابد.

در انتها با استفاده از مدل توسعه یافته بیلان بخار حوضه، نقشه ارزش نسبی تبخیر و تعرق به تبخیر دریاچه بدست آمده که نتایج این بررسی می‌تواند به منظور اتخاذ سیاست‌های کاهش مصرف آب کشاورزی و احیای دریاچه مورد استفاده قرار گیرد. همچنین میزان آب قابل صرفه‌جویی در ۴ منطقه از اراضی کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه که بیشترین مقدار تبخیر و تعرق را دارا هستند محاسبه شد. بیشترین درصد آب قابل صرفه‌جویی در این مناطق بدون اعمال سیاست تغییر الگوی کشت یا بهبود سیستم آبیاری، برابر با ۳۹٪ است و به دشت ارومیه تعلق دارد. حجم آب قابل صرفه‌جویی در دشت ارومیه معادل ۱۹۷ میلیون متر مکعب تخمین زده شد.

کلیدواژه‌ها: بیلان انرژی، تبخیر و تعرق، صرفه‌جویی در آبیاری، SEBAL، حوضه دریاچه ارومیه

فهرست علائم

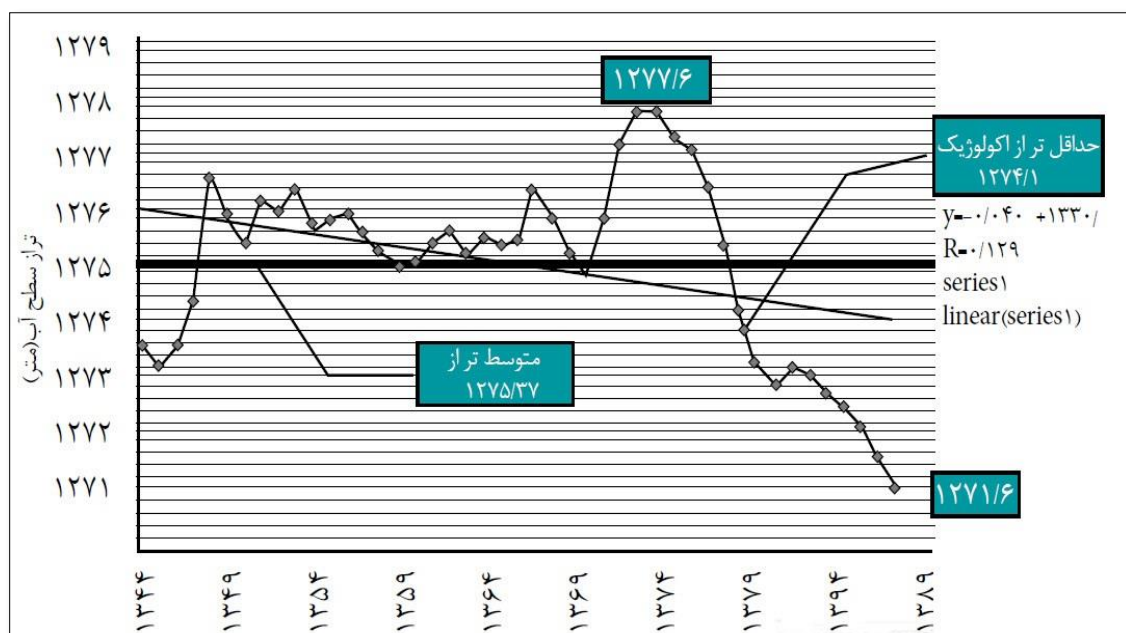
c_p	air specific heat	J/kg/K
d	zero plane displacement	m
d_{e-s}	relative earth-sun distance	-
d_r	inverse squared relative earth-sun distance	-
ET	actual evapotranspiration rate	mm/hr
ET_r	reference evapotranspiration	mm/hr
G	soil heat flux	W/m^2
H	sensible heat flux	W/m^2
k	von Karman's constant	0.41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

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

۱- بررسی و تحلیل نحوه انجام پروژه

دریاچه ارومیه به عنوان بزرگ‌ترین دریاچه داخلی ایران و دومین دریاچه آب‌شور دنیا از اهمیت زیادی برای پایداری زیست محیطی منطقه برخوردار است. آب این دریاچه بسیار شور بوده و عمدتاً از رودخانه‌های زرينه‌رود، سيمينه‌رود، تلخه‌رود، گدار، باراندوز، شهرچای، نازلو و زولا تغذیه می‌شود. مساحت حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۵۱۸۷۶ کیلومتر مربع است (Delju et al. 2013). این حوضه با داشتن دشت‌هایی مانند دشت تبریز، ارومیه، مراغه، مهاباد، میاندوآب، نقده، سلماس، پیرانشهر، آذرشهر و اشنویه، یکی از کانون‌های ارزشمند فعالیت کشاورزی و دامداری در ایران به شمار می‌رود.

این دریاچه در طی سال‌های اخیر در خطر خشک شدن کامل قرار گرفته و طی سال‌های ۱۳۷۴ تا ۱۳۹۰، ۷ متر کاهش تراز آب داشته است (شکل ۱). کاهش رواناب‌های ورودی به دریاچه در اثر ساخت سدهای متعدد در مسیر رودخانه‌های ورودی به دریاچه، افزایش مصرف در بخش کشاورزی، افزایش تبخیر، کاهش بارندگی در پی تغییرات اقلیمی و برداشت غیرمجاز از آب‌های زیرزمینی، از عوامل انسانی و غیرانسانی خشک شدن این دریاچه به شمار می‌آیند.



شکل ۱- تغییرات سطح تراز دریاچه ارومیه از سال ۱۳۴۴ تا ۱۳۸۹ (سازمان حفاظت محیط زیست، ۱۳۸۹)

با توجه به آنکه کارشناسان، افزایش مصارف کشاورزی را به عنوان مهم ترین عامل مؤثر در کاهش تراز دریاچه دانسته اند و آمارهای متفاوت و ناهماهنگ از میزان مصرف آب در بخش کشاورزی گزارش شده است، هدف از انجام این مطالعه تلاش برای پاسخ به سؤالات زیر است:

۱. یکی از ترم های مهم و مجهول در تعیین میزان مصارف حوضه آبریز دریاچه ارومیه، مقدار تبخیر و تعرق می باشد. بنابراین این سؤال مطرح می شود که آیا امکان استفاده از الگوریتم SEBAL^۱ جهت تخمین تبخیر و تعرق حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ میلادی با استفاده از داده های زمینی و ماهواره ای وجود دارد و آیا این الگوریتم، دقت مناسب در برآورد را داراست؟
 ۲. در تعیین مقادیر تبخیر و تعرق حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ میلادی با استفاده از روش بیلان انرژی تأثیر هر یک از ترم های بیلان چگونه است؟ کدام ترم بیشترین تأثیر را در برآورد مقادیر تبخیر و تعرق حوضه داراست؟
 ۳. تغییرات ترم های بیلان انرژی طی ماه های مختلف سال چگونه است؟ مقادیر بیشینه و کمینه هر یک در چه ماه هایی از سال رخ می دهند؟
 ۴. توزیع مکانی مقادیر تبخیر و تعرق حوضه دریاچه ارومیه در سال میلادی ۲۰۱۰ میلادی چگونه بوده است؟ نحوه توزیع مکانی تبخیر و تعرق حوضه طی ماه های مختلف چگونه است؟
 ۵. از آنجا که پیش بینی می شود که اراضی کشاورزی (اراضی باغی و زراعی) بیشترین میزان تبخیر و تعرق را دارا باشند آیا نقشه کاربری اراضی حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ میلادی، مطابق با تغییرات مکانی نقشه تبخیر و تعرق می باشد یا خیر؟
 ۶. حجم آب مورد نیاز گیاه جهت آبیاری و آبیاری اعمال شده در اراضی کشاورزی چه مقدار است؟
- از آنجا که فناوری سنجش از دور و تکنیک های GIS ابزار مناسبی جهت بررسی تغییرات کمی و کیفی مصرف آب در سال های مختلف را برای تصمیم گیران فراهم می نمایند؛ لذا بدین منظور در این مطالعه با پردازش تصاویر ماهواره ای و با استفاده از الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین (SEBAL)، میزان تبخیر و تعرق واقعی حوضه (ET) در سال ۲۰۱۰ میلادی تخمین زده شده است. تخمین مصرف آب در بخش کشاورزی نتیجه دیگر این مطالعه می باشد.

^۱ Surface Energy Balance Algorithm for Land

• مرور بر ادبیات موضوع :

روش‌های مختلفی جهت تخمین تبخیر و تعرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های زمینی برای مناطق وسیع توسعه داده شده است (Granger 1997; Vidal and Perrier 1989). مدل‌های تخمین تبخیر و تعرق به دو دسته کلی تک منبعی^۱ (که در آن خاک و گیاه به صورت مجموعه واحد در نظر گرفته می‌شوند) و دو منبعی^۲ (که در آن خاک و گیاه به صورت اجزای جدا در نظر گرفته می‌شوند) تقسیم‌بندی می‌شوند. در مدل‌های تک منبعی، تنها از یک مقاومت آترودینامیک در فرآیند انتقال آب-گرما استفاده می‌شود و فرض می‌شود تمامی سطح زمین، تحت تأثیر دما و رطوبت قرار می‌گیرد (Huntingford et al. 2000; Nishida et al. 2003)؛ حال آنکه در مدل‌های دو منبعی، از چندین مقاومت مجزا برای گیاه و خاک استفاده می‌شود. بنابراین در مناطقی که پوشش گیاهی پراکنده وجود دارد استفاده از مدل‌های دو منبعی بجای مدل تک منبعی توصیه می‌شود، زیرا خاک و گیاه به عنوان دو عنصر مجزا در نظر گرفته شده‌اند (Norman et al. 1995). از روش‌های دو منبعی مطرح می‌توان به TSEB^۳ (Kustas and Norman 1999; Norman et al. 1995) و STSEB^۴ (Sánchez et al. 2008) و از روش‌های معروف تر تک منبعی می‌توان به SEBAL^۵ (Bastiaanssen et al. 1998; Bastiaanssen et al. 2000)، METRIC^۶ (Allen et al. 2007) و SEBS^۷ (Su 2002) اشاره کرد. یکی از روش‌های تخمین تبخیر و تعرق واقعی، الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین (SEBAL) است که توسط Bastiaanssen ارائه شده است (Bastiaanssen 1995). SEBAL یک مدل بر مبنای روابط تجربی و فیزیکی است که ابتدا در مصر و اسپانیا با تصاویر Landsat و برای برآورد تبخیر و تعرق مناطق کشاورزی، تعیین یکنواختی محصول، تنش آبی و مدیریت شبکه‌های آبیاری بکار گرفته شد و پس از آن به صورت گسترده و در مطالعات مشابه مورد استفاده قرار گرفت (Bastiaanssen et al. 1998). به عنوان مثال، Bastiaanssen و همکاران میزان مصرف آب در شبکه‌های آبیاری در پاکستان را با استفاده از تصاویر سنجنده AVHRR و این مدل مورد بررسی قرار دادند (Bastiaanssen et al. 1999). Hafeez برای تخمین تبخیر و تعرق واقعی فصلی با

^۱ Single-Source

^۲ Two-Source

^۳ Two-Source Energy Balance

^۴ Simplified Two-Source Energy Balance

^۵ Surface Energy Balance Algorithm for Land

^۶ Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration

^۷ Surface Energy Balance System

استفاده از الگوریتم SEBAL، از تصاویر سنجنده‌های ASTER، MODIS و Landsat در حوضه Uprilis فلیپین استفاده نمود (Hafeez 2003). در مطالعه دیگری، مقایسه‌ای بین مقادیر تبخیر و تعرق واقعی به دست آمده از سنجنده‌های AVHRR و MODIS با داده‌های زمینی انجام گرفته است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که همبستگی نتایج ET به دست آمده از تصاویر MODIS با داده‌های زمینی بسیار خوب بوده و ضریب همبستگی بالائی (۰/۹۶) را نشان داد، این در حالی است که نتایج ET به دست آمده از تصاویر AVHRR ضریب همبستگی کمتری (۰/۷۷) از خود نشان داده است (Batra et al. 2006).

در مطالعه‌ای که توسط Hemakumara و همکاران در منطقه‌ای نسبتاً وسیع با محصولات زراعی مختلف در سریلانکا صورت گرفت، مقایسه نتایج تبخیر و تعرق واقعی محاسبه شده با استفاده از تصاویر NOAA و الگوریتم SEBAL با مقادیر اندازه‌گیری شده در محل با استفاده از scintillometer، خطایی ۱۷ درصدی را در بازه زمانی ۱۰ روز نشان داد. اما این خطا در محاسبات ماهانه به حدود ۱٪ تقلیل یافت (Hemakumara et al. 2003). در مطالعه‌ای دیگر که توسط Zwart و Bastiaanssen با استفاده از روش SEBAL و تصاویر سنجنده MODIS در اراضی کشت گندم در مکزیک صورت گرفت، در بازه زمانی ۱۱۰ روز، خطایی حدود ۹٪ در بین مقادیر محاسبه شده توسط این الگوریتم و اندازه‌گیری‌های میدانی گزارش شد (Zwart and Bastiaanssen 2007). در مطالعه‌ای که توسط Du و همکاران در دشت Sanjiang در چین صورت گرفت، با استفاده از ۱۲ تصویر سنجنده MODIS در طول ۱۸۴ روز دوره رشد از ماه می تا انتهای ماه اکتبر و با بهره‌گیری از مدل SEBAL، میزان اختلاف ET واقعی روزانه و اندازه‌گیری انجام شده توسط Eddy Covariance به صورت میانگین ۱۰/۵٪ گزارش شد. همچنین نتایج این مطالعه نشان از خطای ۸/۸ درصدی در مقیاس فصلی داشت (Du et al. 2013).

در مطالعه Hong و همکاران، امکان استفاده از الگوریتم SEBAL جهت محاسبه تبخیر و تعرق واقعی با استفاده از تصاویر MODIS مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به نتایج حاصل شده در مطالعه مذکور، به کارگیری الگوریتم SEBAL برای تصاویر MODIS نتایج قابل قبولی جهت تخمین تبخیر و تعرق ارائه می‌نماید. همچنین در این پژوهش، تبخیر و تعرق با استفاده از الگوریتم SEBAL، یک بار با تصاویر MODIS و بار دیگر با استفاده از تصاویر Landsat، برای یک منطقه مشابه محاسبه و مورد بررسی قرار گرفت. پس از مقایسه، اختلاف در نتایج نهایی حاصل از محاسبات تبخیر و تعرق با استفاده از دو نوع تصویر ماهواره‌ای، ناچیز ارزیابی گردید (Hong et al. 2009).

- معرفی منطقه مطالعاتی :

در حوضه دریاچه ارومیه نیز مطالعات مختلفی در خصوص تخمین تبخیر و تعرق واقعی در حوضه انجام گرفته است. از جمله، در مطالعه‌ای طی دو سال خشک و تر ۹۴-۱۹۹۳ و ۲۰۰۰-۱۹۹۹ میلادی، تخمین تبخیر و تعرق واقعی در حوضه دریاچه ارومیه در مقیاس سالانه و با استفاده از الگوریتم SEBAL و تصاویر NOAA-AVHRR صورت گرفته است (موسسه تحقیقات آب و DLG، ۱۳۸۵). در مطالعه‌ای دیگر که توسط مؤسسه تحقیقات آب وزارت نیرو انجام شده، تغییر شرایط محیطی و کاربری اراضی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه مورد بررسی قرار گرفته است. در این مطالعه برای تخمین مقادیر تبخیر و تعرق واقعی از مدل SEBAL و از تصاویر ماهواره‌ای Landsat-TM در دو تاریخ ششم مرداد ۱۳۶۳ و دهم مرداد ۱۳۸۸ استفاده گردید. در این مطالعه، میزان تبخیر از سطح دریاچه در هر دو سال حدود ۷ تا ۹ میلی‌متر برآورد شد. بعلاوه، بیشترین میزان تبخیر و تعرق در سال ۱۳۶۳، در زمین‌های کشاورزی واقع در غرب و شمال غربی دریاچه با مقداری بین ۷ تا ۱۲ میلی‌متر برآورد شد. در مقابل، نتایج این مطالعه برای سال ۱۳۸۸ نشان می‌دهد که سطح زمین‌های کشاورزی با میزان تبخیر و تعرق بیشینه (بین ۷ تا ۱۲ میلی‌متر) در شمال غرب، غرب و جنوب غرب دریاچه افزایش یافته است. همچنین در این مطالعه نشان داده شده که استان آذربایجان غربی، بیشترین افزایش سطح زیر کشت و استان کردستان، کمترین افزایش سطح زیر کشت را داشته است (موسسه تحقیقات آب، ۱۳۹۲).

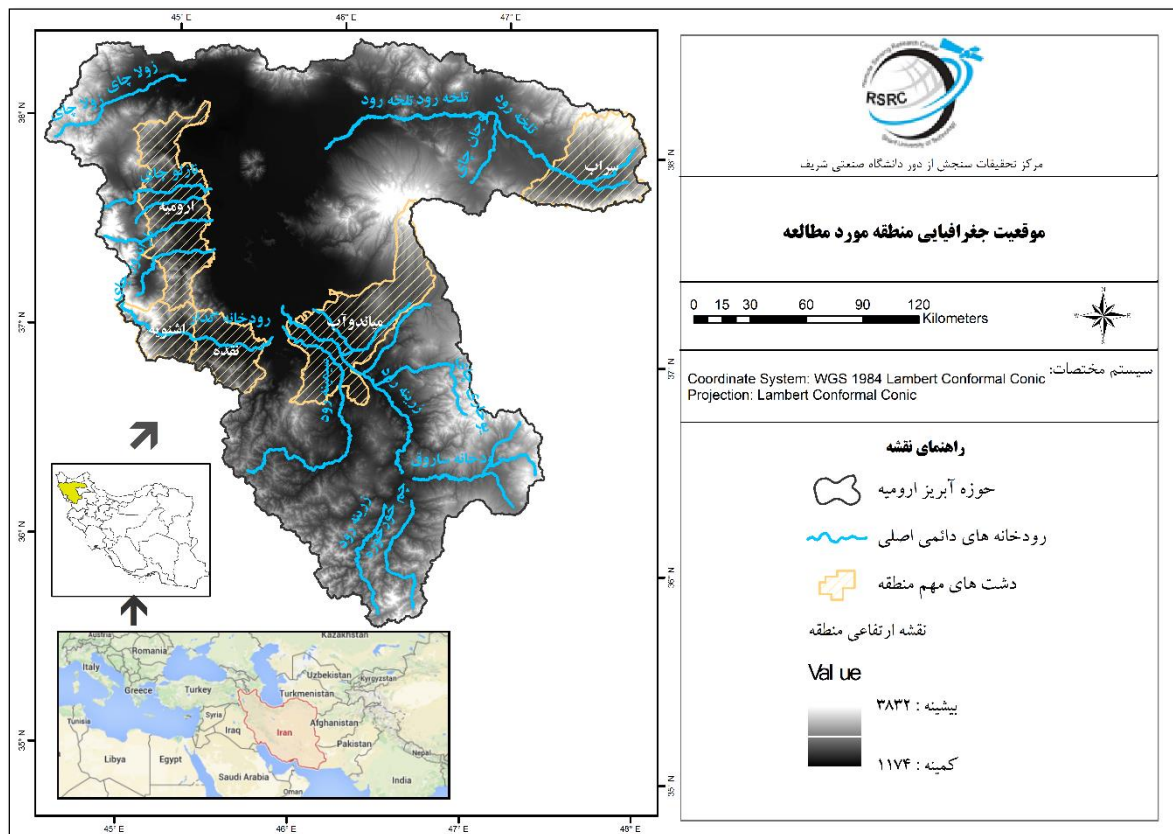
در مطالعه‌ای دیگر، به بررسی مؤلفه‌های مختلف بیلان آب شامل تغییرات حجم آبخوان، تبخیر از پیکره‌های آبی، تبخیر و تعرق واقعی و تغییرات رطوبت خاک با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS (۸۴ تصویر برای دوره زمانی ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ میلادی) و داده‌های ۷۴ ایستگاه باران‌سنجی و ۱۵ ایستگاه هیدرومتری با پنج روش شار انرژی شامل روش‌های تک منبعی SEBAL و METRIC و مدل‌های دو منبعی TSEB و STSEB به همراه مدل ترکیبی SEBAL-TSEB پرداخته شده و تبخیر و تعرق واقعی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه تخمین زده شده است. مقایسه نتایج این تحقیق با مقادیر لایسیمتر واقع در یک مزرعه در حوضه مطالعاتی نشان داد که از بین مدل‌های مطالعه شده، نتایج روش SEBAL، با درصد خطای متوسط ۱۹٪ در مقیاس روزانه، بیشترین همخوانی را با مقادیر اندازه‌گیری شده داراست. مقادیر میانگین تبخیر و تعرق واقعی در سطح حوضه در مقیاس سالانه در این مطالعه طی سال‌های مذکور از ۲۱۵ تا ۳۴۹ میلی‌متر متغیر بوده و بیشترین میزان آن در سال ۲۰۰۶

میلادی و کمترین آن نیز در سال ۲۰۰۸ میلادی مشاهده گردید. به علاوه میزان تبخیر از پهنه‌های آبی، تغییراتی بین ۹۵۰ میلی‌متر و ۱۲۵۰ میلی‌متر را به ترتیب برای سال‌های ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴ میلادی نشان داد (باقری هارونی، ۱۳۹۰).

دریاچه ارومیه در شمال غربی ایران، یکی از بزرگ‌ترین دریاچه‌های دائمی فوق شور در جهان و بزرگ‌ترین دریاچه از این نوع در خاورمیانه است که به لحاظ موقعیت جغرافیایی مابین استان‌های آذربایجان شرقی، کردستان و آذربایجان غربی و در محدوده‌ی ۳۶/۴۵ تا ۳۸/۲۰ درجه عرض شمالی و ۴۴/۵۰ تا ۴۶/۱۰ درجه طول شرقی استقرار یافته است (شکل ۲).

تغییرات بارندگی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه از حدود ۲۲۰ تا ۹۰۰ میلی‌متر بوده و از مناطق مرکزی حوضه به سوی مناطق مرتفع پیرامونی بر مقدار بارندگی افزوده می‌شود. بارش در مناطق غربی و جنوب حوضه قابل توجه است. ضمن آنکه هسته‌های نسبتاً پربارشی در ارتفاعات سهند و سبلان مشاهده می‌گردد. از نظر زمانی نیز حدود ۷۷ درصد ریزش‌ها بین آذر تا اردیبهشت رخ می‌دهد (موسسه تحقیقات آب و DLG، ۱۳۸۵).

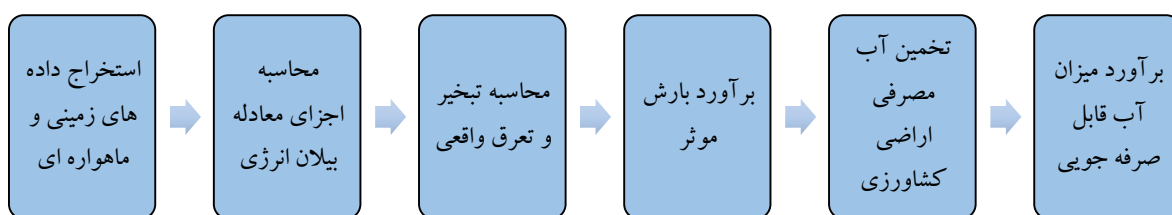
برخی از مهم‌ترین تغییرات عمده اکولوژیک در این حوضه آبریز، کاهش سطح دریاچه و ایجاد پهنه‌های وسیع شوره‌زار، افزایش غلظت نمک و تبدیل تالاب اقماری شورگل به مخزن ذخیره آب دائمی، خشک شدن تالاب یادگارلو در اثر احداث زهکش و وقوع پدیده‌ی تغذیه گرائی در اثر کاهش جریان‌های ورودی در تمامی تالاب‌های اقماری می‌باشد (موسسه تحقیقات آب و DLG، ۱۳۸۵). حداکثر سطح دریاچه در دوران پربابی در حدود ۶۱۰۰ کیلومتر مربع ارزیابی شده است؛ با این حال، از سال ۱۹۹۵ میلادی وسعت دریاچه کاهش داشته و مطابق اطلاعات به دست آمده از تحلیل داده‌های ماهواره لندست، در اوت سال ۲۰۱۱ میلادی به ۲۳۶۶ کیلومتر مربع رسیده است (Pengra 2012).



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (حوضه آبریز دریاچه ارومیه)

• روش انجام کار :

با توجه به اهداف کلی مطالعه و مرور مطالعات صورت گرفته، روند انجام تحقیق به صورت فلوچارت در شکل ۳ نشان داده شده است. در ادامه با توجه به این شکل، روش شناسی تحقیق و نتایج حاصل از آن ارائه خواهد شد.



شکل ۳- مراحل انجام مطالعه

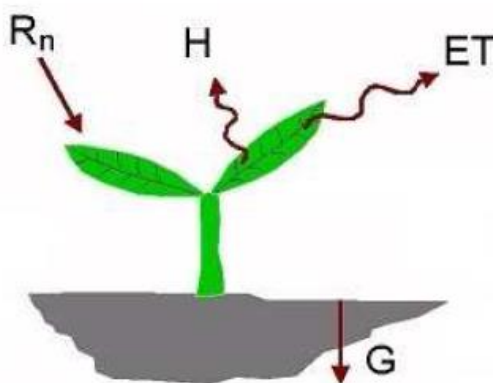
در این مطالعه، مقادیر نرخ تبخیر و تعرق واقعی ابتدا با استفاده از روابط گام زمانی لحظه‌ای شارهای بیلان انرژی و با توجه به لحظه محلی دریافت تصاویر، محاسبه شده و در نهایت با استفاده از روش توصیه شده در الگوریتم SEBAL برای گام‌های زمانی روزانه، ماهانه و فصلی تعمیم داده شده‌اند. در این بخش نخست به ارائه روابط گام زمانی لحظه‌ای و در ادامه به ارائه روابط گام زمانی روزانه پرداخته شده است.

• مفاهیم و روابط الگوریتم SEBAL:

در مدل SEBAL، نرخ تبخیر و تعرق واقعی با به کارگیری تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های هواشناسی و با استفاده از بیلان انرژی در سطح، محاسبه می‌شود. از آنجا که تصویر ماهواره‌ای تنها برای لحظه گذر ماهواره تأمین داده می‌کند، SEBAL یک شار لحظه‌ای ET برای زمان تصویر محاسبه می‌نماید. شار گرمای تبخیر برای هر پیکسل از تصویر، به عنوان باقیمانده رابطه بیلان انرژی سطح زمین تخمین زده می‌شود (شکل ۴):

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

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



شکل ۴ - شماتیک بیلان انرژی در سطح زمین (Allen et al. 2002)

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

- شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n)

گام نخست در روند محاسباتی الگوریتم SEBAL، محاسبه شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n) با استفاده از رابطه ذیل است (Allen et al. 2002):

$$R_n = (1 - \alpha) R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (2)$$

که در آن $R_{s\downarrow}$ تابش ورودی طول موج کوتاه، $R_{L\downarrow}$ تابش ورودی طول موج بلند و $R_{L\uparrow}$ تابش خروجی طول موج بلند می‌باشند (تمامی پارامترهای فوق بر حسب $W.m^{-2}$ می‌باشند). α آلبدو و ϵ_0 گسیلمندی سطح می‌باشند.

- تابش طول موج کوتاه ورودی ($R_s \downarrow$)

شار تابشی طول موج کوتاه ورودی شامل مجموع شارهای تابشی مستقیم^۱ و نفوذی^۲ رسیده به سطح زمین ($W.m^{-2}$) می باشد. این شار با فرض شرایط بدون ابر مطابق رابطه (۳) محاسبه می شود (Allen et al. 2002):

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

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

زاویه ورود خورشیدی^۳ (θ)، زاویه بین پرتو خورشیدی و خط عمود بر سطح زمین است. در مدل مسطح SEBAL فرض می گردد که سطح زمین افقی است و محاسبه $\cos \theta$ بسیار ساده و در سطح منطقه موردنظر مقدار ثابت دارد. در مدل کوهستانی SEBAL، $\cos \theta$ در هر پیکسل متفاوت است و به شیب و جهت شیب سطح زمین بستگی دارد. SEBAL از رابطه زیر برای محاسبه $\cos \theta$ بهره می گیرد (Duffie and Beckman 1980):

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

در رابطه فوق، φ عرض جغرافیایی هر نقطه از نقشه، s شیب، ω زاویه ساعتی^۴، δ زاویه میل خورشید^۵ و γ زاویه جهت شیب سطحی می باشد (تمامی موارد فوق بر حسب رادیان می باشند). نقشه های شیب و جهت شیب با استفاده از لایه DEM تولید می گردند. زاویه میل خورشید از رابطه ارائه شده توسط Cooper به شرح زیر محاسبه می گردد (Cooper 1969):

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

که در اینجا JD روز ژولینی مورد بررسی می باشد.

^۱ direct

^۲ diffuse

^۳ solar incidence angle

^۴ hour angle

^۵ solar declination

زاویه ساعتی نیز تابعی از زمان استاندارد محلی (t) است و به صورت زیر تعریف می شود (Allen et al. 2002):

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

که در اینجا t زمان گذر ماهواره بر حسب ساعت (برای مثال برای ساعت ۱۰:۳۰، ۱۰/۵ نوشته می شود)، L_z طول جغرافیایی مرکز منطقه زمانی^۱ موجود در تصویر بر حسب دقیقه (که در این مطالعه منطقه زمانی مورد استفاده، تهران می باشد و طول جغرافیایی آن، ۵۱/۴۲ درجه است)، L_m طول جغرافیایی مرکز تصویر برداشت شده توسط ماهواره بر حسب دقیقه و S_c یک تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی^۲ می باشد که به صورت زیر اعمال می گردد (Allen et al. 2002):

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

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

که در اینجا JD روز ژولینی تصویر مورد بررسی می باشد.
 d_r همان طور که پیش تر گفته شد مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید می باشد و به وسیله رابطه زیر محاسبه می شود (Duffie and Beckman 1980):

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

که در اینجا JD شماره روز مورد محاسبه (روز ژولینی) می باشد.
 گذردهی اتمسفری (τ_{sw}) نیز با فرض شرایط اتمسفری بدون ابر و نسبتاً خشک، با استفاده از رابطه زیر که توسط نشریه FAO-56 توصیه شده، محاسبه می گردد (Allen et al. 1998):

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

که در اینجا Z ، ارتفاع از سطح دریا بر حسب متر می باشد (در این محاسبات از نقشه DEM منطقه استفاده شده است).

- تابش طول موج بلند خروجی $RL \uparrow$

^۱ local time zone

^۲ Solar time

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

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

که در آن ε_0 گسیلمندی سطح باند گسترده^۱ (بدون بعد)، σ ثابت استفان بولتزمن ($W.m^{-2}.K^{-4}$)، T_s دمای سطح زمین (K) هستند. نقشه دمای سطح (T_s) به صورت محصول آماده با دقت مکانی $10 \times 67/5$ و دقت زمانی ۵ دقیقه از سنجنده MODIS و در لحظه تصویر دریافت می‌شود (به جدول ۲ مراجعه شود). مقادیر $R_{L\uparrow}$ از ۲۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع با توجه به زمان و موقعیت تصویر می‌تواند تغییر نماید.

گسیلمندی سطح (ε_0)، راندمان انتشار طول موج بلند توسط سطح می‌باشد و در سنجنده MODIS، ناشی از باند پهن است. این پارامتر بوسیله رابطه توسعه داده شده توسط Owe و Van de Griend بصورت زیر محاسبه می‌شود (Van de Griend and Owe 1993):

$$\varepsilon_0 = 1.0094 + 0.047 \times \ln(NDVI) \quad (12)$$

NDVI شاخص نرمال شده اختلاف پوشش گیاهی است که جهت تعیین مقدار و تراکم پوشش گیاهی در سطح زمین استفاده می‌شود و از اختلاف بازتابش باند محدوده قرمز و فروسرخ (که در این محدوده نرمال شده‌اند) به دست می‌آید.

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

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

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (13)$$

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

محاسبه گسیلمندی اتمسفر با استفاده از رابطه (۱۴)، که توسط Bastiaanssen برای غرب مصر استخراج شده است، صورت می‌گیرد (Bastiaanssen 1995):

^۱ broad-band

$$\varepsilon_a = 1.08 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.265} \quad (14)$$

در این رابطه τ_{sw} گذردهی اتمسفری می باشد و توسط رابطه ۱۰ محاسبه می شود.
دمای هوای مورد استفاده در رابطه (۱۳)، در روش SEBAL معمولی، دمای هوای پیکسل سرد (T_{cold}) می باشد. در روش اصلاح شده، این دما برای هر پیکسل با استفاده از نقشه DEM به صورت زیر اصلاح می شود (Allen et al. 2002):

$$T_{cold(each\ pixel)} = T_{cold} + 0.0065 \Delta Z \quad (15)$$

که در این رابطه ΔZ برابر است با اختلاف ارتفاع پیکسل سرد و ارتفاع هر پیکسل. ارتفاع پیکسل سرد با استفاده از نقشه DEM منطقه و با وارد کردن مختصات این پیکسل بدست می آید.
در نهایت، بمنظور تولید محصول لحظه ای آلبدو، آلبدوی سطحی باند پهن از رابطه (۱۶) محاسبه می شود (Starks et al. 1991):

$$\alpha = 0.215 \times Ref_1 + 0.266 \times Ref_2 + 0.242 \times Ref_3 + 0.129 \times Ref_4 + 0.112 \times Ref_6 + 0.036 \times Ref_7 \quad (16)$$

که Ref_i مقادیر تابش باندهای ۱ تا ۷ به جز باند ۵ می باشد. پس از محاسبه ترم های ذکر شده، مقدار R_n برآورد می شود.

- شار گرمایی زمین (G)

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

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

که در آن، T_s دمای اصلاح نشده سطح (K)، α آلبدوی سطح (Broadband Albedo) و NDVI شاخص پوشش گیاهی است. قابل ذکر است رابطه (۱۷)، مقادیر G/R_n را برای سطوح خاک و گیاه برآورد می کند و برای سایر سطوح (آب و برف) مقدار ۰/۵ استفاده می شود (Allen et al. 2002). در مناطق کوهستانی نیز روند تخمین G به صورت فوق می باشد و نیازی به اصلاح T_s و سایر پارامترها نمی باشد.

- شار حرارتی محسوس (H)

شار حرارتی محسوس، در واقع هدر رفت حرارت به هوا از طریق همرفت و انتقال می باشد. رابطه بکار رفته جهت محاسبه این ترم مطابق ذیل می باشد (Allen et al. 2002):

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

که در آن ρ چگالی هوا (kg.m^{-3})، C_p گرمای ویژه در فشار معین ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)، dT اختلاف دمای هوای (K) بین دو ارتفاع مشخص (که طبق پیشنهاد دستورالعمل SEBAL، 0.1 متر و 2 متر در نظر گرفته می شود) و r_{ah} مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (Sday.m^{-1}) است (Allen et al. 2002). حل رابطه (18) به جهت وجود دو پارامتر نامشخص r_{ah} و dT مشکل است. جهت تسهیل این محاسبه، از دو پیکسل "سرد" و "گرم" (که در آن ها می توان H را پیش بینی نمود و dT را تخمین زد) و سرعت باد در یک ارتفاع مشخص استفاده شده است. مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (r_{ah}) و شار حرارتی محسوس مطابق با روابط ارائه شده در الگوریتم شماتیک شکل ۵ محاسبه می شوند.

➤ انتخاب پیکسل های سرد و گرم

الگوریتم SEBAL جهت محاسبات نرخ تبخیر و تعرق واقعی، از دو پیکسل مبنا جهت تعیین حدود بالا و پایین ییلان انرژی در سطح استفاده می کند. این دو پیکسل با نام های "سرد" و "گرم" در محل تشخیص داده شده توسط کاربر، تعیین می شوند. پیکسل "سرد" می بایست در محلی مرطوب، آبیاری شده و با پوشش گیاهی کامل در سطح زمین، انتخاب شود. در این پیکسل، فرض می شود که دمای سطح و دمای هوای نزدیک به سطح با هم برابرند. پیکسل "گرم" نیز می بایست در یک منطقه زراعی خشک که تبخیر و تعرقی در آن رخ نمی دهد، انتخاب گردد. هر دوی این پیکسل ها می بایست در مناطقی بزرگ و همگن واقع شده باشند.

انتخاب این پیکسل ها نیازمند مهارت و تجربه می باشد و کیفیت محاسبات ET در الگوریتم SEBAL به انتخاب دقیق این پیکسل ها بستگی دارد. نحوه انتخاب پیکسل های "سرد" و "گرم" در دستورالعمل SEBAL تشریح داده شده است (Allen et al. 2002). مختصات این پیکسل ها در مراحل بعدی محاسبه، استفاده می گردد. نکات ذیل در مورد تخمین r_{ah} قابل توجه است:

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

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (19)$$

که در آن، u_x سرعت باد اندازه گیری شده در ایستگاه هوا شناسی (معمولاً در ارتفاع 10 متر) (m.s^{-1})، k ثابت بدون بعد فون کارمن (0.41) و z_{0m} طول زبری مومنتم برای هر پیکسل (m) می باشند.

۲. طول زبری مومنتوم (z_{0m}) با استفاده از روابط تجربی الگوریتم SEBS و با استفاده از نقشه LAI^1 که به صورت محصولی آماده از سنجنده MODIS دریافت می شود (به جدول ۲ مراجعه شود) محاسبه می گردد (Su et al. 2001). شاخص LAI یک کمیت بدون بعد است که رشد برگ گیاهان را مشخص می کند و برابر با اندازه سطح یک طرف برگ های گیاه در یک واحد از سطح زمین است. رابطه (۲۰) مقدار طول زبری مومنتوم (z_{0m}) را برآورد می کند:

$$\begin{aligned} \frac{u_*}{u(h)} &= c_1 - c_2 e^{-c_3 C_d LAI} \\ n &= \frac{C_d LAI}{2 u_*^2 / u(h)^2} \\ \frac{d}{h} &= 1 - \frac{1 - e^{-2n}}{2n} \\ \frac{z_{0m}}{h} &= \left(1 - \frac{d}{h}\right) e^{-ku(h)/u_*} \end{aligned} \quad (20)$$

در روابط بالا، u_* سرعت اصطکاک^۲ که برابر است با $(\tau_0/\rho)^{1/2}$ ، τ_0 تنش برشی سطحی، ρ چگالی هوا، $u(h)$ سرعت افقی باد در ارتفاع h گیاه، c_1 ، c_2 و c_3 ضرایب تجربی که به ترتیب برابر با ۰/۲۶۴، ۰/۳۲۰ و ۱۵/۱، C_d ضریب نیروی عقب ران اجزای برگ، LAI شاخص سطح برگ، n ضریب کاهش پروفیل سرعت باد در گیاه، d ارتفاع جابجایی (ارتفاع مؤثر نیروی عقب ران بر اجزای گیاه)، k ثابت کارمن^۳ (برابر با ۰/۴) و z_{0m} ارتفاع زبری برای انتقال مومنتم هستند.

در مناطق کوهستانی لازم است طول زبری مومنتوم (z_{0m}) بر اساس شیب منطقه و با استفاده از رابطه (۲۱) اصلاح شود (Allen et al. 2002):

$$z_{0m(mnt)} = z_{0m} \times [1 + (slope - 5)/20] \quad (21)$$

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

۳. سرعت باد در ارتفاعی که هیچ گونه تأثیری از زبری سطح قابل تصور نمی باشد (۲۰۰ متر) محاسبه می گردد. رابطه u_{200} در واقع همان رابطه (u_*) می باشد (Allen et al. 2002):

$$u_{200} = u_* \frac{\ln(\frac{z_{200}}{z_{0m}})}{k} \quad (22)$$

^۱ Leaf Area Index

^۲ Friction Velocity

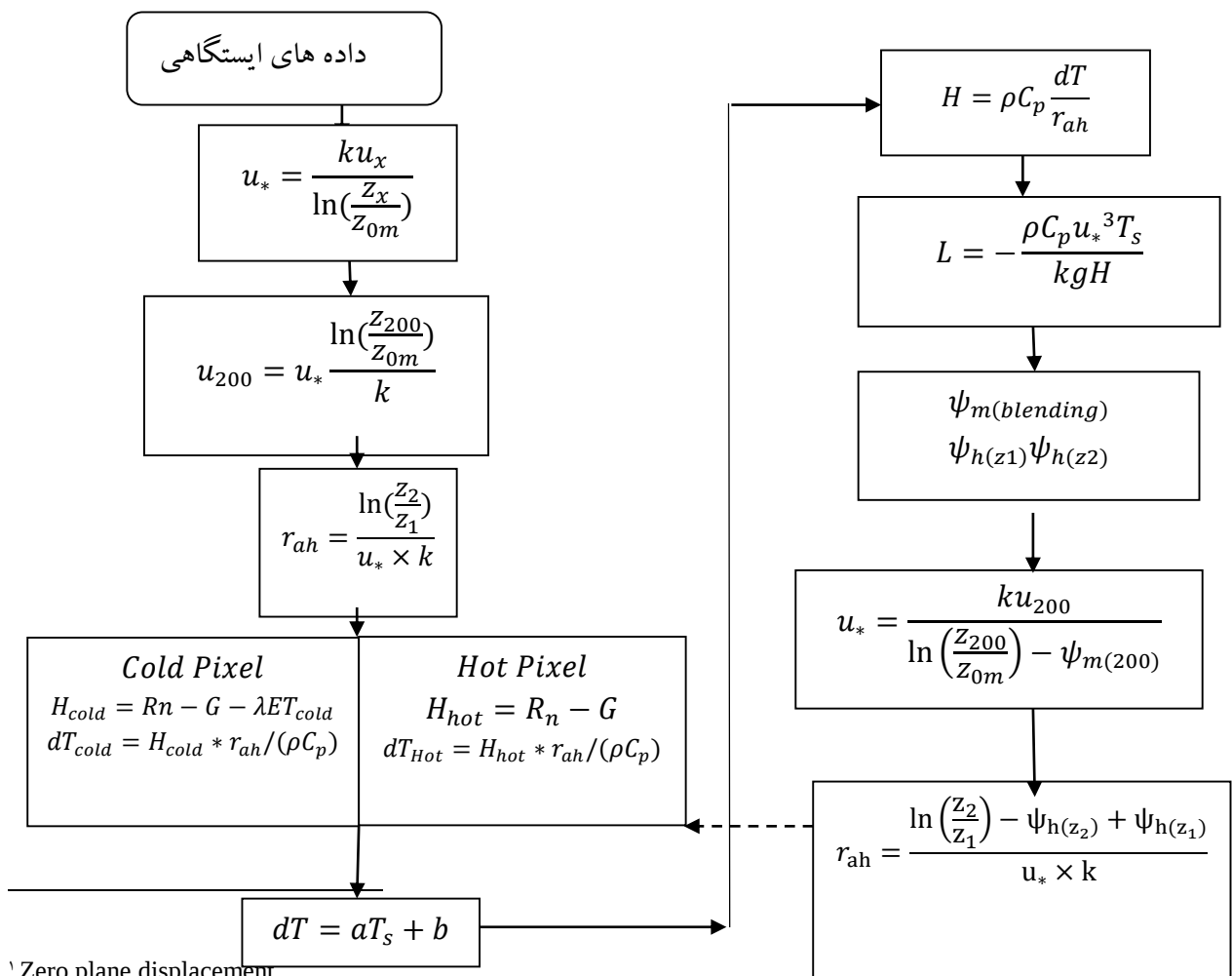
^۳ Von Karman

در مناطق کوهستانی لازم است تا سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متری (u_{200}) بر اساس تأثیرات ارتفاعی اصلاح گردد. بنابراین ضریب وزنی سرعت باد در کوهستان به صورت رابطه (۲۳) تعیین می‌گردد (Allen et al. 2002):

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

که در آن مقصود از h ، ارتفاع هر پیکسل و H ارتفاع مکان اندازه‌گیری سرعت باد می‌باشد. u_{200} در هر پیکسل با ضرب کردن در ضریب ω تنظیم می‌شود.

۴. انجام یکسری محاسبات تکراری جهت در نظر گرفتن تأثیرات ناپایداری بر r_{ah} و H ضروری است. بنابراین با فرض شرایط خنثی یک مقدار اولیه برای r_{ah} محاسبه می‌شود. z_1 ارتفاعی نزدیک به صفحه تغییر مکان صفر^۱ برای سطح یا پوشش گیاهی و z_2 ارتفاعی بالاتر از صفحه تغییر مکان صفر و پایین‌تر از لایه مرزی سطح^۲ می‌باشد. بر اساس تحلیل‌های تجربی مقدار z_1 برابر ۰/۱ و مقدار z_2 برابر ۲ متر در نظر گرفته می‌شود (Allen et al. 2002)



^۱ Zero plane displacement

^۲ Surface boundary layer

شکل ۵ - دیاگرام محاسبه شار حرارتی محسوس (Allen et al. 2002)

جهت محاسبه شار حرارتی محسوس با استفاده از رابطه (۱۸) لازم است اختلاف دما در نزدیکی سطح زمین (dT) برای هر پیکسل تعیین گردد. این پارامتر در واقع اختلاف دما را در دو سطح ارتفاعی z_1 و z_2 نشان می دهد. از آنجا که اندازه گیری دما در این سطوح وجود ندارد، در الگوریتم SEBAL فرض می گردد که رابطه ای خطی بین dT و T_s برقرار است (Allen et al. 2002).

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

که در آن a و b ضرایب همبستگی می باشند.

در مناطق کوهستانی، جهت به دست آوردن تخمین مناسب تر از dT لازم است که دمای سطح بکار رفته در این رابطه بر اساس ارتفاع اصلاح شود. بنابراین در مدل اصلاح شده SEBAL در مناطق کوهستانی، یک نقشه دمای سطح مصنوعی باهدف محاسبه dT تولید می شود. در این لایه فرض می شود (همانند آنچه که در پروفیل دمای هوا نیز مشاهده می شود)، نرخ کاهش دمای سطح با توجه به ارتفاع، افزایش پیدا می کند. دمای اصلاح شده سطح بر اساس DEM منطقه و از رابطه زیر به دست می آید (Allen et al. 2002):

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

که در آن Δz اختلاف ارتفاع هر پیکسل و ارتفاع مبنا بر حسب متر است (معمولاً ارتفاع ایستگاه هواشناسی به عنوان ارتفاع مبنا تصویر مورد استفاده قرار می گیرد).

جهت تعیین ضرایب a و b ، SEBAL از دو پیکسل سرد و گرم که می توان در آن ها مقدار H را به شکل قابل قبولی محاسبه نمود، استفاده می کند. در مورد تخمین dT و H می توان به موارد زیر اشاره نمود:

۱. بر اساس دستورالعمل SEBAL، می توان نرخ ET در پیکسل "سرد" را $1/0.5$ برابر تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع در نظر گرفت (Allen et al. 2002). بنابراین H و dT در پیکسل سرد مطابق روابط (۲۶) و (۲۷) قابل محاسبه است:

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

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

۲. برای محاسبه تبخیر و تعرق مرجع در محل پیکسل سرد از شکل استاندارد شده رابطه ASCE Penman-Monteith استفاده خواهد شد (ASCE-EWRI 2005). رابطه زیر شکل استاندارد شده رابطه تبخیر و تعرق گیاه مرجع ASCE برای گام‌های زمانی ساعتی و روزانه را نشان می‌دهد. مقادیر ثابت‌های C_n و C_d از جدول ۱ تعیین می‌گردد.

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

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

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

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

T : میانگین روزانه یا ساعتی دمای هوا در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری (C)

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

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

شده برای دمای هوای حداقل و حداکثر

e_a : میانگین فشار بخار واقعی در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری (kPa)

Δ : شیب منحنی دما-فشار بخار (kPa.C^{-1})

γ : ثابت سایکرومتریک (kPa.C^{-1})

جدول ۱- مقادیر ثابت C_n و C_d جهت محاسبه تبخیر و تعرق مرجع (ASCE-EWRI 2005)

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

به منظور محاسبه ثابت سایکرومتریک، فشار بخار اشباع، فشار بخار واقعی و شیب منحنی فشار بخار از

روابط زیر استفاده گردیده است:

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

۴: ثابت سایکرومتریک ($\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$)

P: فشار اتمسفر (kPa)

λ : گرمای نهان تبخیر، $(\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}) 2/45$

C_p : گرمای ویژه در فشار ثابت، $(\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}) 1/0.13 \times 10^{-3}$

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

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

T_{max} : حداکثر دمای هوای روزانه ($^{\circ}\text{C}$)

T_{min} : حداقل دمای هوای روزانه ($^{\circ}\text{C}$)

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

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

T: دمای هوا [$^{\circ}\text{C}$]

$$e_s = \left[\frac{e^0(T_{\text{max}}) + e^0(T_{\text{min}})}{2} \right] \quad (32)$$

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

Δ : شیب منحنی دما-فشار بخار (kPa/C)

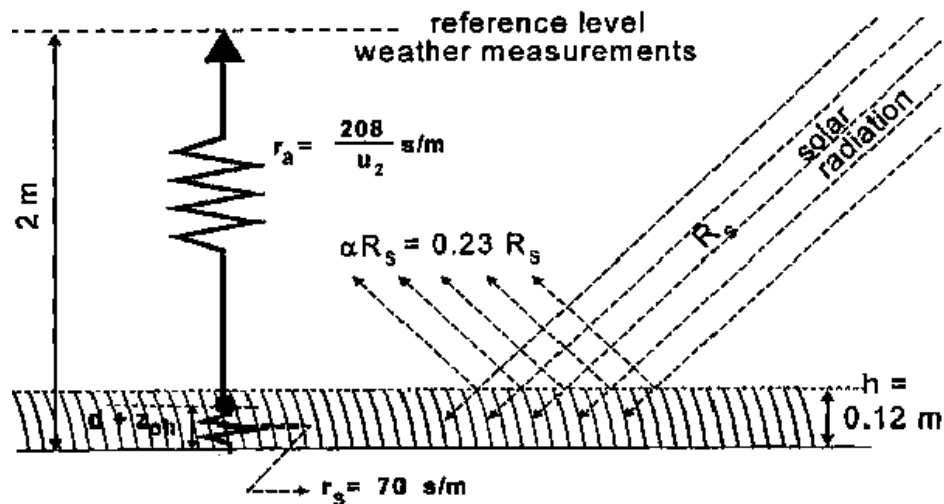
T: دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$)

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

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

T_{dew} : دمای نقطه شبنم ($^{\circ}\text{C}$)

جهت محاسبه e_a ، از داده‌های روزانه و لحظه عبور ماهواره ایستگاه‌های سینوپتیک استفاده شده است. به منظور ساده سازی تخمین تبخیر و تعرق گیاه مرجع با استفاده از این روش، روند محاسبات در نرم افزار Excel و به صورت خودکار صورت گرفته است. مشخصات گیاه مرجع نیز به صورت شماتیک در شکل ۶ نمایش داده شده است.



شکل ۶- مشخصات گیاه مرجع به صورت شماتیک (ASCE-EWRI 2005)

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

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

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

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

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

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

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

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

با توجه به شرایط اتمسفری، مقادیر اصلاح پایداری برای مونتوم و انتقال حرارت (ψ_m و ψ_h) با استفاده از فرمول‌های ارائه شده توسط Webb (Webb et al. 1971) محاسبه می‌شود.

اگر $L < 0$ ، شرایط غیر پایدار است:

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

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

که در آن

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

و اگر $L > 0$ ، شرایط پایدار خواهد بود:

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (38)$$

$$\psi_{h(z)} = -5 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (39)$$

اگر شرایط اتمسفری خنثی باشد ($L = 0$)، آنگاه هر دوی ψ_m و $\psi_{h(z)}$ برابر صفر هستند.

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

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln \left(\frac{z_{200}}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(200)}} \quad (40)$$

که در آن، u_{200} سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متر (m.s^{-1})، k ثابت فون کارمن (0.41)، z_{0m} طول زبری برای هر پیکسل (m)، و $\psi_{m(200m)}$ اصلاح پایداری برای انتقال مونتوم در ارتفاع ۲۰۰ متر است.

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

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (41)$$

که کلیه پارامترها در بندهای قبل معرفی شده‌اند.

در ادامه، مراحل کار از بند سوم با محاسبه dT آغاز شده و به ترتیب بالا ادامه پیدا می‌کند. این روند تکراری تا میل پارامترهای dT و r_{ah} در پیکسل "گرم" و "سرد" به مقداری پایدار ادامه پیدا می‌کند. در نهایت مقدار نهایی شار حرارتی محسوس در هر پیکسل محاسبه می‌شود.

- نرخ تبخیر و تعرق لحظه‌ای (ET_{inst})

ارتفاع تبخیر و تعرق لحظه‌ای از رابطه (42) قابل محاسبه است (Allen et al. 2002):

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda \rho_w} \quad (42)$$

که در آن ET_{inst} ارتفاع تبخیر و تعرق لحظه‌ای ($mm.hr^{-1}$)، عدد 3600 تبدیل واحد زمان از ثانیه به ساعت، λ گرمای نهان تبخیر یا گرمای جذب شده برای تبخیر یک کیلوگرم آب ($J.kg^{-1}$) و ρ_w چگالی آب (معادل 1000 Kg.m^{-3}) می‌باشد. λET ($W \text{ m}^{-2}$) بیانگر شار گرمای نهان تبخیر می‌باشد که طبق رابطه (1) از تفاضل G و H از R_n بدست می‌آید.

نسبت ET مرجع (ET_{ref}) نیز به عنوان نسبت ET لحظه‌ای (ET_{inst}) در هر پیکسل به ET مرجع (ET_r) که با استفاده از داده‌های هواشناسی به دست می‌آید، مطابق رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$ET_{rF} = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (43)$$

که در آن ET_{inst} از رابطه 39 ($mm.hr^{-1}$) و ET_r تبخیر و تعرق گیاه مرجع ($mm.hr^{-1}$) در زمان تصویر است. ET_{rF} جهت تبدیل ET لحظه‌ای به دوره 24 ساعته بکار می‌رود.

- نرخ تبخیر و تعرق واقعی روزانه (ET_{24})

جهت محاسبه ET روزانه در الگوریتم SEBAL، فرض می‌گردد که ET_{rF} لحظه‌ای معادل میانگین 24 ساعته این پارامتر است. بنابراین ET_{24} بر حسب میلی‌متر در روز و از رابطه (44) محاسبه می‌شود:

$$ET_{24} = ET_{rF} \times ET_{r-24} \quad (44)$$

که در آن ET_{r-24} مقدار تجمعی ET_r در طول ۲۴ ساعت روز تصویر است و با استفاده از رابطه (۳۴) محاسبه می‌شود.

- نرخ تبخیر و تعرق واقعی فصلی ($ET_{seasonal}$)

نقشه نرخ تبخیر و تعرق واقعی فصلی با استفاده از داده‌های نرخ تبخیر و تعرق واقعی ۲۴ ساعته تخمین زده می‌شود. مراحل تبدیل مقدار تبخیر و تعرق از بازه ۲۴ ساعته به بازه فصلی به شرح زیر است:

۱. تعیین طول فصل موردنظر
۲. تعیین دوره زمانی که هر تصویر ماهواره‌ای (در آن فصل موردبررسی)، نماینده آن تعداد روز می‌باشد
۳. محاسبه ET_r تجمعی برای دوره زمانی مشخص شده در مرحله قبل (برابر با مجموع مقادیر ET_r روزانه در این دوره زمانی).

۴. محاسبه ET تجمعی در هر دوره زمانی با توجه به رابطه زیر صورت می‌گیرد:

$$ET_{period} = ET_r F_{period} \cdot \sum_{1}^n ET_{r-24} \quad (45)$$

که در آن، $ET_r F_{period}$ نماینده $ET_r F$ در آن دوره، ET_{r-24} مقدار روزانه ET_r ، و n تعداد روزهای دوره زمانی است. واحد ET_{period} میلی‌متر و ET_{r-24} بر حسب mm/day می‌باشد.
در نهایت ET فصلی از مجموع مقادیر ET_{period} برای طول فصل بر حسب میلی‌متر به دست می‌آید.

۱-۱- تشکیل کارگروه تخصصی جهت محاسبه بخشی از الگوریتم سبال

جهت محاسبه الگوریتم سبال، یک کارگروه تخصصی متشکل از کارشناسان سنجش از دور، مدیریت منابع آب، محیط زیست و کشاورزی تشکیل شد تا محاسبات به نحو احسن انجام شود. بخش‌های پردازش تصویر به کارشناسان سنجش از دور پسرده شد تا دقت این بخش از کار افزایش یابد. مطالعات مربوط به تبخیر و تعرق مرجع نیز به کارشناسان کشاورزی و منابع آب واسپاری شد تا دانش تخصصی این بخش نیز به کار گرفته شود. گروه محیط زیست نیز، فعالیت‌های مربوط به بررسی روند داده‌ها را انجام داد تا تحلیل نتایج قوی‌تر گردد.

۱-۲- برگزاری جلسات هماهنگی و بررسی زمینه‌های علمی و راهکارهای انجام پروژه

جلسات هماهنگی مختلفی توسط کارگروه تخصصی الگوریتم سبال برگزار شد. این جلسات هر هفته توسط اعضای کارگروه انجام شد تا در مورد راهکارهای انجام پروژه تبادل نظر شود. در ادامه، بخش‌هایی از نتایجی که از این جلسات حاصل شد شرح داده شده است.

برای محاسبه میزان آب قابل صرفه‌جویی، اطلاعات کاملی از سطح زیر کشت هر یک از محصولات در حوضه آبریز دریاچه ارومیه مورد نیاز می‌باشد. این اطلاعات از آمارهای وزارت جهاد کشاورزی بدست آمد. همچنین، جهت تخمین نیاز آبی گیاه، فرض شده است که کل نیاز آبی گیاه، برابر با تبخیر و تعرق پتانسیل می‌باشد. جهت دستیابی به این اطلاعات، نرم‌افزار NETWAT مورد استفاده قرار گرفت. این نرم‌افزار اطلاعات مربوط به تبخیر و تعرق پتانسیل محصولات زراعی و باغی مختلف در دشت‌های مختلف کشور را با استفاده از اطلاعات میدانی و داده‌های سازمان هواشناسی محاسبه و ارائه می‌نماید.

میزان مصارف حوضه آبریز ارومیه نیز با استفاده از نقشه‌های نرخ تبخیر و تعرق واقعی در سطح حوضه برآورد شده است. لذا، با در نظر گرفتن دشت‌هایی که عمده مصرف کشاورزی حوضه آبریز ارومیه را دارا هستند (دشت میاندوآب، دشت ارومیه، منطقه زراعی سراب و منطقه زراعی نقده و اشنویه)، میزان حجم آب مصرف شده در طول سال ۲۰۱۰ میلادی و برای هر کدام از این مناطق مورد محاسبه قرار گرفت.

بخشی از نیاز آبی گیاه توسط بارش باران تأمین می‌شود. در نتیجه، قبل از تعیین میزان آبیاری مورد نیاز گیاه، باید رطوبت حاصل از بارش باران در محیط خاک ریشه گیاه محاسبه بشود. آن مقدار بارندگی که برای تأمین نیاز آبی گیاه، مفید واقع می‌گردد، باران مؤثر نامیده می‌شود. به عبارت بهتر، پس از حذف رواناب و نفوذ آب به آب زیرزمینی، آن بخش از بارش باران که در خاک ذخیره می‌شود و در دسترس گیاه قرار می‌گیرد، بارش مؤثر نامیده می‌شود.

در ادامه، با محاسبه میزان بارش مؤثر در طول دوره رشد گیاهان (که برای اغلب محصولات حوضه، این دوره بین ماه‌های آوریل تا اکتبر است) در سال ۲۰۱۰ میلادی و در هر یک از مناطق اشاره شده، حجمی از نیاز آبی گیاهان را که توسط بارش مؤثر تأمین شده است، مورد محاسبه قرار گرفت. به عبارت دیگر، در گام اول با محاسبه حجم بارش مؤثر و کم کردن آن از حجم نیاز آبی گیاه، حجم آبیاری مورد نیاز گیاهان برآورد گردید. همچنین، با کاستن حجم بارش مؤثر از حجم آب مصرف شده، حجم آبیاری اعمال شده نیز مورد محاسبه قرار گرفت. در نهایت، با در اختیار داشتن حجم آبیاری مورد نیاز و حجم آبیاری اعمال شده، میزان حجم آب قابل صرفه‌جویی برای هر یک از این مناطق، مورد تخمین قرار گرفت.

در این مطالعه، با توجه به توصیه FAO، میزان بارش مؤثر به صورت متوسط به میزان ۰/۶۹ از کل بارش باران برآورد می‌شود (Bos et al. 2008).

لازم به ذکر است که در محاسبات فوق، فرض بر این است که نیاز آبی گیاه یک بار برابر با fullET و بار دیگر برابر با ۸۰ درصد ET بوده و میزان صرفه‌جویی برآورد شده، بدون اعمال هیچ‌گونه سیاست‌های کم آبیاری می‌باشد (به جدول ۱۲ مراجعه شود).

۱-۳- انتخاب اجزای روش و انتخاب ماهواره

جهت به کارگیری الگوریتم SEBAL اصلاح شده با اثر شیب، به‌طور کلی از دو نوع داده استفاده شده است که شامل داده‌های زمینی و داده‌های ماهواره‌ای می‌باشند. در ادامه، هر یک از این نوع داده‌ها به تفکیک مورد بررسی و توضیح بیشتر قرار خواهند گرفت.

• داده‌های زمینی

استفاده از داده‌های ماهواره‌ای همواره مستلزم وجود داده‌های زمینی است. گاهی این داده‌ها خود خلأ داده‌های ماهواره‌ای در الگوریتم‌ها را پر می‌کنند و گاهی نیز جهت اعتبار سنجی داده‌ها و نتایج به‌دست‌آمده از تصاویر ماهواره‌ای استفاده می‌شوند. داده‌های زمینی مورد استفاده در این مطالعه شامل داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های سینوپتیک^۱ و اطلاعات لایسیمتر می‌باشند. داده‌هایی که از اطلاعات ایستگاه‌های سینوپتیک مورد استفاده قرار گرفته‌اند عبارت‌اند از: دمای روزانه کمینه، بیشینه و متوسط هوا (درجه سانتی‌گراد)، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری (Knot) که در محاسبات به ارتفاع ۲ متری تبدیل گردید، فشار بخار (میلی بار)، فشار هوا (میلی بار)، دمای عمق ۵ سانتی‌متری خاک (سانتی‌گراد)، رطوبت نسبی (درصد) و تعداد ساعات آفتابی (ساعت).

در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، تاکنون ۴ ایستگاه لایسیمتری احداث گردیده است که از این میان دو ایستگاه با نام‌های کهریز و ارومیه در آذربایجان غربی و دو ایستگاه با نام‌های تبریز و عجب‌شیر در آذربایجان شرقی قرار دارند. با وجود مکاتبات فراوان جهت دریافت اطلاعات ایستگاه‌ها، تنها بخشی از داده‌های لایسیمتری ایستگاه تبریز در اختیار قرار داده شد که به منظور ارزیابی دقت نتایج نرخ تبخیر و تعرق واقعی به‌دست‌آمده از روش SEBAL، مورد استفاده قرار گرفت. ایستگاه تبریز در مزرعه تحقیقاتی دانشگاه تبریز قرار دارد و مجهز به دستگاه لایسیمتر تفاضلی و دستگاه‌های اندازه‌گیری پارامترهای هواشناسی است. این مزرعه در

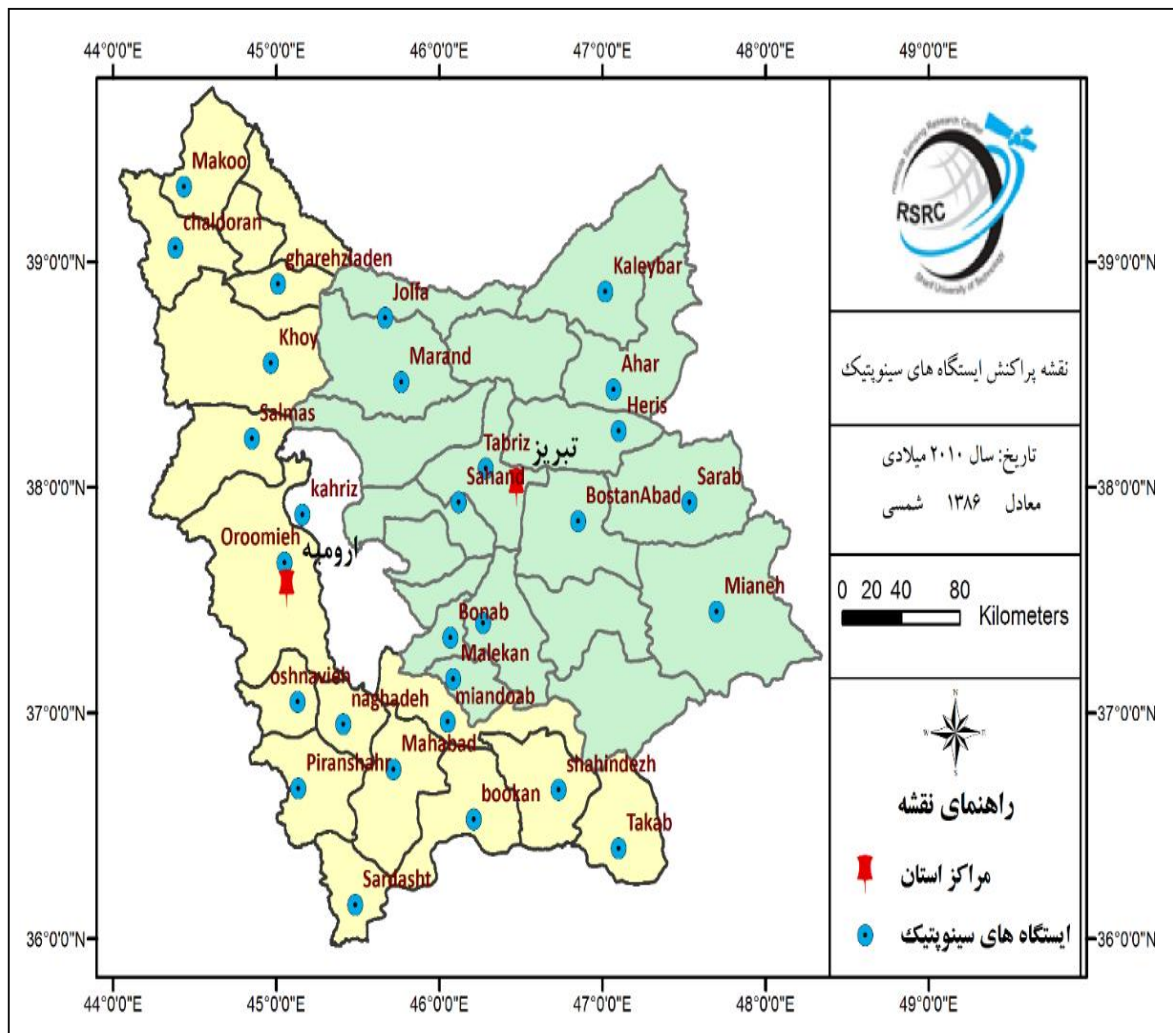
^۱ Synoptic

نزدیکی شهر تبریز، در قسمت شرقی حوضه دریاچه ارومیه و در ارتفاع ۱۶۷۰ متری از سطح دریا قرار گرفته است و مختصات جغرافیایی آن ۴۶ درجه و ۲ دقیقه و ۲۶ ثانیه شرقی و ۳۸ درجه و ۱ دقیقه و ۱۹ ثانیه شمالی است.

• داده‌های ایستگاهی جهت محاسبات بارش

➤ ایستگاه‌های سینوپتیک

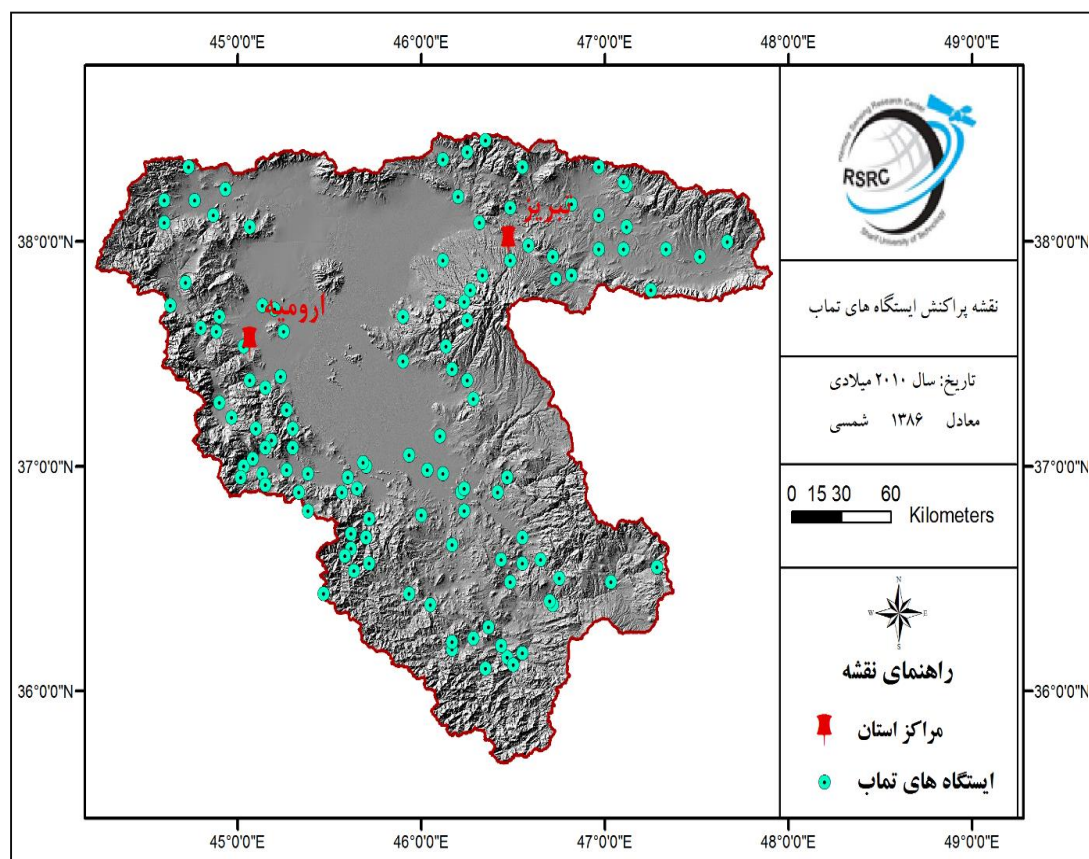
آمار بارش ماهانه مربوط به ۲۹ ایستگاه سینوپتیک واقع در استان‌های آذربایجان شرقی و آذربایجان غربی از سایت سازمان هوا شناسی (<http://www.irimo.ir>) دریافت گردید. شکل ۷ نام و موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۷- اسامی و موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک استان‌های آذربایجان شرقی و غربی مورد استفاده برای محاسبات بارش

➤ ایستگاه‌های وزارت نیرو

آمار مربوط به ۱۱۰ ایستگاه مجهز به ثبت باران در حوضه آبریز ارومیه مربوط به سال‌های ۱۳۸۸ و ۱۳۸۹ شمسی از شرکت منابع آب ایران (وابسته به وزارت نیرو) دریافت گردید. شکل ۸ پراکنش این ایستگاه‌ها را در سطح حوضه آبریز نشان می‌دهد.



شکل ۸- پراکندگی ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو در سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه

۱-۴- تهیه گزارشات پیشرفت کار به صورت هفتگی

با هدف نظم بیش‌تر در پیشرفت پروژه، تمامی همکاران موظف به تهیه گزارشات هفتگی مدونی شدند که در پایان هر هفته کاری از آنان دریافت شد. در این گزارشات، شرحی از فعالیت‌های انجام‌شده در هفته مورد نظر و همین‌طور برنامه‌های آتی پیش‌بینی شده درج شد تا مستندسازی مناسبی در این زمینه صورت پذیرد.

۲- دانلود تصاویر و محصولات ماهواره‌ای

۲-۱- انتخاب تصاویر مناسب برای هر ماه و حذف ابر

جهت افزایش سرعت مطالعه و جلوگیری از ازدیاد حجم داده‌های نامناسب، در گام نخست و پیش از سفارش تصاویر، بر اساس تصاویر موجود در سایت 'Rapid Response'، به صورت چشمی، روزهای مناسب برای برداشت تصویر انتخاب گردید. این سایت دارای تصاویری با ترکیب باند مختلف در زمان‌های گذر دو سکوی Terra و Aqua و برای تمامی روزهای سال است که به کمک آن‌ها می‌توان روزهای ابری و تصاویر با کیفیت پایین را شناسایی کرد و از روند محاسبات کنار گذاشت. پس از پالایش چشمی، تصاویر برای روزهای موردنظر دانلود و فرمت آن‌ها با استفاده از نرم‌افزار HEG از HDF به Geotiff (که فرمت مناسب برای کار در محیط نرم‌افزار ILWIS می‌باشد) تبدیل گردید. همچنین با استفاده از نرم‌افزار هگ، عملیات تصویر کردن نقشه‌ها^۲ به سیستم مختصات UTM و بریدن تصویر برای محدوده حوضه آبریز نیز انجام شد. در ادامه، تصاویر تبدیل فرمت شده وارد نرم‌افزار الویس گردید و با قرار دادن مرز حوضه آبریز و با توجه به تعداد سلول‌های بدون اطلاعات^۳ در هریک از آن‌ها، تصاویر مجدداً غربال شدند. شرایط در نظر گرفته شده برای قبول کردن هر لایه به‌عنوان لایه مناسب در جدول ۲ آورده شده است. در نهایت، از ۳۶۴ روز سال ۵۶ روز که توزیع آن‌ها در ماه‌های مختلف سال در جدول ۳ نشان داده شده است، برای ادامه کار انتخاب شدند.

جدول ۲- شرایط لازم برای استفاده از هر محصول در الگوریتم اصلاح شده SEBAL

شرایط	لایه‌ها
وجود حداقل یک تصویر در روز و یک تصویر در شب از هر یک از سکوها یا ترا یا آکوا	LST
وجود تصویر مناسب و بدون ابر در فاصله چهارروزه از تاریخ موردنظر	LAI
وجود تصویر مناسب و بدون ابر در فاصله شانزده‌روزه از تاریخ موردنظر	NDVI

جدول ۳- تعداد روزهای باکیفیت مناسب در فاصله ماه‌های مختلف سال ۲۰۱۰

روزهای پذیرفته شده برای ماهواره Terra و Aqua	
تعداد روزهای بدون ابر	ماه
۱	آوریل
۱	می

^۱ <https://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/rapid-response>

^۲Projection

^۳No data

ژوئن	۱۱
جولای	۱۲
اوت	۵
سپتامبر	۶
اکتبر	۴

۲-۲- انتخاب محصولات ماهواره‌ای با توجه به تصاویر منتخب

برای تولید هر یک از ترم‌های معادله بیلان انرژی به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم از تعدادی از محصولات سنجنده MODIS در کنار داده‌های زمینی استفاده شده است. در جدول ۴ فهرستی از داده‌های دریافت شده از سایت MODIS نشان داده شده است. همچنین در این جدول، قدرت تفکیک زمانی و مکانی داده‌ها و نوع آن‌ها نیز مشخص شده است. در این گزارش رابطه‌ای برای پارامترهایی که به صورت محصول آماده استفاده شده‌اند (مانند LAI، T_s ، NDVI) ارائه نشده است.

جدول ۴- داده‌های اولیه مورد استفاده در الگوریتم بیلان انرژی به همراه تفکیک مکانی و زمانی داده‌ها

توضیحات	Spatial Resolution	Time Resolution	Data type	Code	Downloaded Data
دمای سطح زمین	۱ کیلومتر	لحظه‌ای	رستر	MOD11L2	T_s
شاخص سطح برگ	۱ کیلومتر	۴ روزه	رستر	MCD15A3	LAI
شاخص اختلاف پوشش گیاهی نرمال شده	۱ کیلومتر	۱۶ روزه	رستر	MOD13A2	NDVI
تابش باندهای ۱ تا ۷ به جز باند ۵ که برای تخمین آلبدو استفاده می‌شوند	۱ کیلومتر	لحظه‌ای	رستر	MOD02	Reflectance(all of band)

۳- پیش پردازش تصاویر ماهواره‌ای

فرایند سنجش از دور یا پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای را می‌توان در سه مرحله خلاصه سازی نمود ، پیش پردازش ، پردازش و پس پردازش تصاویر ماهواره‌ای. مرحله پیش پردازش برای تصاویر ماهواره‌ای از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است بدلیل اینکه تصاویر ماهواره‌ای پیش از آنکه بتوانند برای پردازش‌های اصلی بکاربرده شوند ، بایستی خطاها و نویزهایی که در آنها وجود دارد برطرف شود. خطاها و نویزهایی که همواره تصاویر ماهواره‌ای را تحت تاثیر قرار می‌دهند همواره ناشی از اتمسفر و شکل سیاره زمین و همچنین خود سنجنده است و چنین خطاهایی را می‌توان خطاهای اتمسفری و هندسی و رادیومتری نامید. درحقیقت خطاهای هندسی و اتمسفری و رادیومتری به عنوان مهم‌ترین خطاهایی هستند که بشدت می‌توانند نتایج بدست آمده از تصاویر را تحت‌الشعاع قرار دهند. لذا پیش از اینکه بخواهیم پردازش‌های اصلی را بر روی تصاویر ماهواره‌ای انجام دهیم ، حتما بایستی با استفاده از تکنیک‌ها و روش‌های مختلف در پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای اقدام به حذف و یا به حداقل رساندن این نویزها نماییم. نکته‌ی قابل توجه در این زمینه آن است که مرحله پیش پردازش به عنوان یک مرحله اساسی در فرایند پردازش رقومی است و میزان دقت و صحت آن نقش تعیین کننده‌ای را در ارتباط با صحت و دقت نتایج بدست آمده از پردازش‌های مراحل بعدی برخوردار است. روش‌هایی را که ما بصورت معمول برای پیش پردازش تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده قرار می‌دهیم ، نتایج قطعی را در ارتباط با تصحیحات در اختیار کاربران قرار نمی‌دهند ، بر همین اساس برای هر مرحله پردازشی که قصد انجام آن را داریم، نیاز به دقت و توجه خاصی از سوی کاربر دارد. به علاوه لازم بذکر است که در ارتباط با تکنیک‌هایی که برای پیش پردازش تصاویر ماهواره‌ای وجود دارد اما با این حال تشخیص و نظر کاربر در انتخاب روش بهینه و استخراج بهترین نتیجه از تصاویر ، در این زمینه بسیار موثر و حائز اهمیت خواهد بود. نکته دیگر آن است که در این مرحله به کیفیت تصاویری که در اختیار داریم نیز باید توجه خاصی داشته باشیم ، چراکه گاهی تصاویر از کیفیت بسیار بالایی برخوردار هستند و لذا بر همین اساس نیازی هم به انجام برخی از پیش پردازش‌ها ندارند درحالی که تصاویر دیگری که از کیفیت مناسبی برخوردار نیستند لذا باید تحت فرایند پیش پردازش قرار داده شوند. زمانی که فرایند پیش پردازش بر روی تصاویر ماهواره‌ای صورت می‌گیرد در چنین حالتی تصویری جدید شکل می‌گیرد و درجه روشنایی‌های آن نیز تغییر پیدا کرده و حتی برخی مقادیر جدیداً ایجاد می‌شوند که به عنوان مقادیر اصلی نیستند و معادل با واقعیت نمی‌باشند ، بنابراین در این روش‌ها فرض ما بر این است که این روش‌ها مفید و کاربردی هستند.

بر همین اساس کاربر باید نسبت به پیش پردازش توجه خاص و ویژه‌ای داشته باشد و این فرایند را با تامل و تمرکز بر روی خروجی‌های آنها به انجام برساند تا بتوان از این طریق دقت لازم را برای تصاویر فراهم آورد.

۳-۱- تبدیل تصاویر به فرمت مناسب

انواع فرمت تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده در نرم‌افزار پردازش تصاویر ماهواره‌ای ENVI به پارامترهای زیر تقسیم بندی می‌شود:

همانگونه که پیش تر بدان پرداخته شد ، تصاویر ماهواره‌ای دارای ساختار پیکسل مبنا بوده و هر پیکسل از یک درجه روشنایی برخوردار است . هر پیکسل در تصویر ماهواره‌ای به عنوان یک واحد مجزا عمل می‌نماید و موقعیت آن از طریق سطر و ستونی که در آن قرار دارد توصیف می‌شود . ساختار پیکسل مبنا تصاویر ماهواره‌ای این مزیت را فراهم آورده است تا بتوان با استفاده از سیستم‌های پردازش تغییراتی در آنها ایجاد نمود به گونه‌ای که بتوان بسادگی یک پیکسل و مقدار آن را شناسایی نمود. اما نقطه ضعف داده‌هایی که ساختار پیکسل مبنا دارند این است که اگر کاربر بخواهد یک محدوده مشخصی که از مجموعه‌ای از پیکسل‌ها تشکیل شده است را به نمایش درآورد تاحدی با مشکل مواجه است که درچنین شرایطی نیزاستفاده از داده‌های برداری توصیه می‌شود. به این دلیل که در داده‌هایی که از فرمت برداری برخوردار هستند محدوده‌ها به خوبی با استفاده از پلی‌گون‌ها و خطوط نمایش داده می‌شوند. با این حال داده‌های برداری با تمامی مزایایی که برخوردار هستند اما بازهم نمی‌توان از آنها برای پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای استفاده نمود. با این حال گاهی اوقات لازم است تا نتایج پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای با استفاده از داده‌های برداری به معرض نمایش گذاشته شود. درجه روشنایی‌ها در این ساختار پیکسل مبنا میتوانند با الگوهای مختلفی ظاهر شوند و بر همین اساس می‌توان فرمت‌های مختلفی را برای تصاویر ماهواره‌ای تعریف نمود. تفاوت در ساختار درجه روشنایی‌های یک تصویر میتواند بر روی نحوه استخراج اطلاعات و همچنین محاسبات صورت گرفته بر روی آن تصویر تاثیر گذار باشد و بر همین اساس است که برخی از پردازش‌ها تنها بر روی یک فرمت خاص قابل انجام است. مهم‌ترین فرمت‌هایی که برای تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرند را در ادامه مورد بررسی و ارزیابی قرار خواهیم داد.

فرمت BIP (Band Interleaved by Pixel)

این فرمت به عنوان یکی از سه فرمت اصلی برای تصاویر ماهواره‌ای است که برای کد گذاری تصاویر چند باندهای سنجش از دور استفاده می‌شود. به علاوه این فرمت در زمره نخستین فرمت‌هایی است که برای پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده قرار می‌گرفته است. در حقیقت BIP به عنوان فرمت یک تصویر محسوب

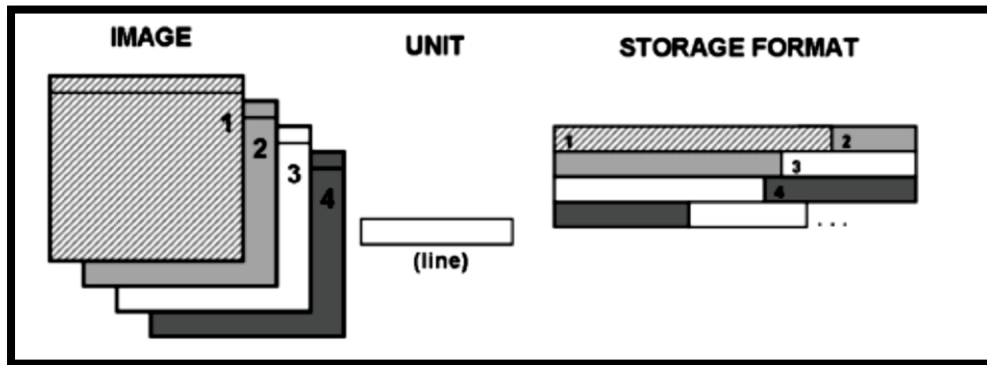
نمیشود بلکه به عنوان یک روش یا الگوریتم برای کدگذاری مقادیر پیکسل‌ها در یک فایل تصویر از آن استفاده می‌شود. به منظور تفسیر داده‌های تصویری، در نظر گرفتن باند و سطر و ستونها در تصویر حائز اهمیت است. و اطلاعات تصاویر در این فرمت با ترتیب خط ۱، پیکسل ۱ و باند ۱ شناخته می‌شوند، سپس برای خط ۱، پیکسل ۱ و باند ۲، خط ۱، پیکسل ۱ و باند ۳ (شکل ۲). پس برای هر یک از سه باندی که وجود دارد یک خط و یک پیکسل تعریف می‌شود. در حقیقت هر پیکسل معین در یک باند به خصوص قرار گرفته و سپس مقدار عددی آن پیکسل معین در سه باند تکرار شده است، بصورت پی در پی و یکی پس از دیگری. این نوع آرایش داده‌ها برای بسیاری از آنالیزها و روش‌های پردازش تصویر به منظور گزارش گیری از پیکسل‌ها و همچنین محاسبات مربوط به سایر کمیت‌ها بسیار مناسب و مقرون به صرفه است. با این حال این فرمت چندان بصورت گسترده در فرایندهای پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده قرار نمی‌گیرد. در ماتریس زیر میتوانید نحوه آرایش درجه روشنایی‌ها را در ساختار $g_k(i,j)$ ملاحظه کنید که در قالب یک ماتریس 3×3 دو باندی نشان داده شده است.

$$\begin{bmatrix} g_1(1,1) & g_2(1,1) & g_1(2,1) & g_2(2,1) & g_1(3,1) & g_2(3,1) \\ g_1(1,2) & g_2(1,2) & g_1(2,2) & g_2(2,2) & g_1(3,2) & g_2(3,2) \\ g_1(1,3) & g_2(1,3) & g_1(2,3) & g_2(2,3) & g_1(3,3) & g_2(3,3) \end{bmatrix}$$

پیکسل‌های متناظر در هر باند یکی پس از دیگری تکرار و سپس ذخیره سازی می‌شوند.

فرمت BIL (Band Interleaved by line)

در این فرمت نیز هر خط از داده‌ها به عنوان یک واحد مجزا عمل می‌نماید. ترتیب و الگوریتم قرار گیری داده‌ها در این ساختار ماتریسی به این صورت تعیین می‌شود: خط ۱ برای باند ۱، خط ۱ برای باند ۲، خط ۱ برای باند ۳، خط ۲ برای باند ۱، خط ۲ برای باند ۲، خط ۲ برای باند ۳ و در این فرمت ابتدا خط ۱ برای n باند اختصاص داده می‌شود و سپس ذخیره سازی اطلاعات در خط ۲ برای باندهای بعدی همچنان ادامه پیدا می‌نماید.



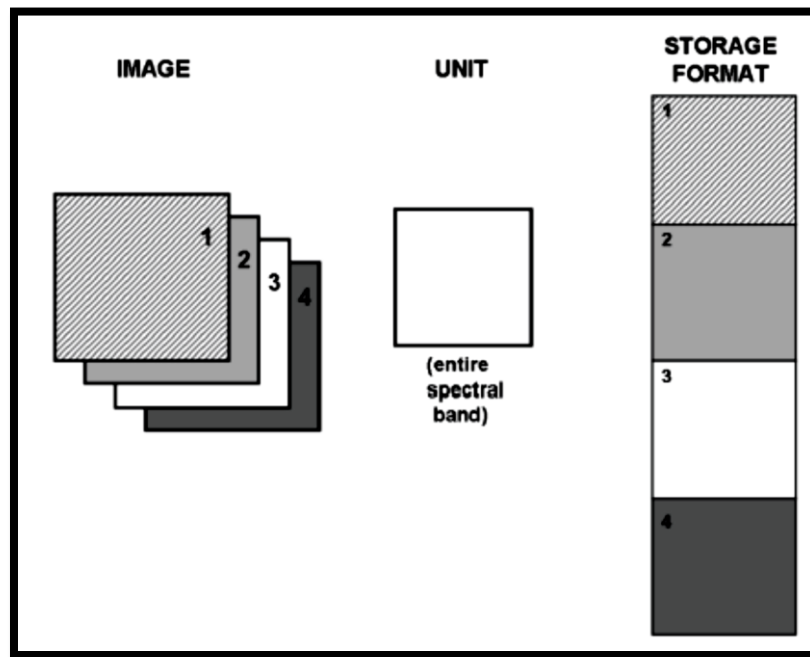
شکل ۴۰

البته نکته قابل توجه در ارتباط با این ساختار این است که معمولاً به جای آنکه از یک تک سطر برای ذخیره سازی اطلاعات در باندها استفاده شود، از دسته‌های ۳ تایی و یا ۷ تایی آنها برای هرباند استفاده می‌گردد. ماتریس 3×3 دوباندی ساختار تصاویر BIL، بر اساس $g_k(i, j)$ در زیر نشان داده شده است:

$$\begin{bmatrix} g_1(1,1) & g_1(2,1) & g_1(3,1) \\ g_2(1,1) & g_2(2,1) & g_2(3,1) \\ g_1(1,2) & g_1(2,2) & g_1(3,2) \\ g_2(1,2) & g_2(2,2) & g_2(3,2) \\ g_1(1,3) & g_1(2,3) & g_1(3,3) \\ g_2(1,3) & g_2(2,3) & g_2(3,3) \end{bmatrix}$$

فرمت BSQ (Band Sequential)

سومین نوع فرمت تصاویر ماهواره‌ای از نوع فرمت BSQ بوده که به مراتب از پیچیدگی‌های کمتری نسبت به ساختارهای قبلی برخوردار است. در این ساختار اولویت برای ذخیره سازی اطلاعات باند است، یعنی ابتدا اطلاعات باند ۱ ذخیره سازی شده و سپس اطلاعات باند ۲، باند ۳ و به عبارت دیگر در این فرمت هر باندها به عنوان یک واحد مجزا عمل می‌کنند نه یک پیکسل و یا یک خط (شکل ۴۱). این ساختار از جمله رایج‌ترین و پرکاربردترین نوع ساختاری است که به عنوان فرمت تصاویر ماهواره‌ای در بسیاری از آنالیزها و فرایندهای پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرند.



شکل ۴۱

ساختار تصاویر فرمت BSQ با استفاده از ماتریس 3×3 دوباندی در زیر آورده شده است.

$$\begin{bmatrix} g_1(1,1) & g_1(2,1) & g_1(3,1) \\ g_1(1,2) & g_1(2,2) & g_1(3,2) \\ g_1(1,3) & g_1(2,3) & g_1(3,3) \\ g_2(1,1) & g_2(2,1) & g_2(3,1) \\ g_2(1,2) & g_2(2,2) & g_2(3,2) \\ g_2(1,3) & g_2(2,3) & g_2(3,3) \end{bmatrix}$$

حال ممکن است این سوال در ذهن مخاطبان ایجاد شود که از میان این فرمت‌ها کدامیک از آن‌ها می‌تواند به عنوان بهترین گزینه برای پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای در نظر گرفته شود؟ پاسخ این است که این انتخاب تابعی است از نرم افزار و همچنین نوع پردازشی دارد که ما قصد انجام دادن آن را داریم و بر همین اساس است که یک فرمت مشخص می‌تواند انتخاب شود. برای مثال اگر که بخواهیم به تمامی باندها با استفاده از یک تصویر دسترسی داشته باشیم، بهتر است که از فرمت‌های BSQ و BIL استفاده نماییم. اما در صورتی که کاربر بخواهد موقعیت دقیق یک منطقه را شناسایی نموده و در قالب یک برش از تصویر آن را مطالعه نماید، در چنین شرایطی بهتر است که از فرمت BIP استفاده شود. از طرف دیگر مزیت ساختار BIP در این است که مقادیر درجه روشنایی تمامی باندها را همراه باهم می‌یابد و دیگر نیازی نیست تا کاربر برای یافتن مقادیر درجه روشنایی یک مکان مشخص از باندهای موجود در مجموعه داده بصورت جداگانه استفاده نماید.

فرمت HDF (Hierarchical Data Format)

اما فرمت دیگری که در زمینه پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای، خصوصاً پردازش‌های پی در پی بسیار کاربردی است و در عین حال از عمومیت کمتری نسبت به فرمت‌های قبلی برخوردار است، فرمت HDF است. این نوع فرمت توسط سازمان ناسا برای تصاویر ماهواره‌های سنجش از دور ارائه شده است که و هدف از طراحی آن نیز ارتقای موثر توانایی مدیریت داده‌های علمی بوده است. نکته قابل توجه در این زمینه آن است که تمامی فرمت‌هایی را که تا کنون در ارتباط با آنها بحث شد تنها مربوط به یک تصویر خاص بوده‌اند و این در حالی است که ساختار HDF چارچوبی را برای سازماندهی مجموعه‌ای از تصاویر فراهم می‌آورد. به عنوان مثال بسیاری از فرمت‌های دیگر ممکن است در برخی از فرایندهای پردازشی و یا بصری سازی از محدودیت‌هایی برخوردار باشند و این در حالی است که چنین محدودیت‌هایی از لحاظ نوع پردازش در داده‌هایی که از ساختار HDF برخوردار هستند وجود ندارد. در پایان لازم بذکر است که فرمت HDF کاربران را قادر خواهد ساخت تا بتوانند پردازش، آنالیز و بصری سازی موثرتری را برای تصاویر ماهواره‌ای به ارمغان آورند. از جمله مهم ترین مزیت‌های این فرمت عبارت اند از:

- (۱) ذخیره سازی حجم عظیمی از داده‌ها و تصاویر ماهواره‌ای
- (۲) ذخیره سازی اطلاعات مختلف و جانبی در ارتباط با تصاویر ماهواره‌ای و فراهم نمودن اطلاعات مورد نیاز برای پیش پردازش تصاویر ماهواره‌ای.
- (۳) یکپارچه سازی داده‌ها و تصاویری که تحت این فرمت ذخیره سازی شده اند.

۳-۲- زمین مرجع کردن تصاویر منتخب

با توجه به اینکه تصاویر سنجنده MODIS، زمین مرجع هستند عملاً نیازی به زمین مرجع کردن تصاویر وجود ندارد و فقط برحسب نیاز می‌توان اقدام به project تصاویر نمود. در این تحقیق، از projection جهانی UTM استفاده شد.

۳-۳- پردازش محصولات ماهواره‌ای

۳-۳-۱- تصحیحات رادیومتری

همانگونه که پیش تر بدان اشاره شد، برخی از خطاها ناشی از سنسور ماهواره می‌باشند و چنین نویزی مانع از آن می‌شود تا بتوان به درجه روشنائی‌های صحیح و درست دسترسی داشت. باز و بسته شدن دریچه سنسورها این امکان را به فراهم می‌آورد تا انرژی رسیده به ماهواره توسط حسگرها دریافت شود. بر همین اساس تا زمانی که

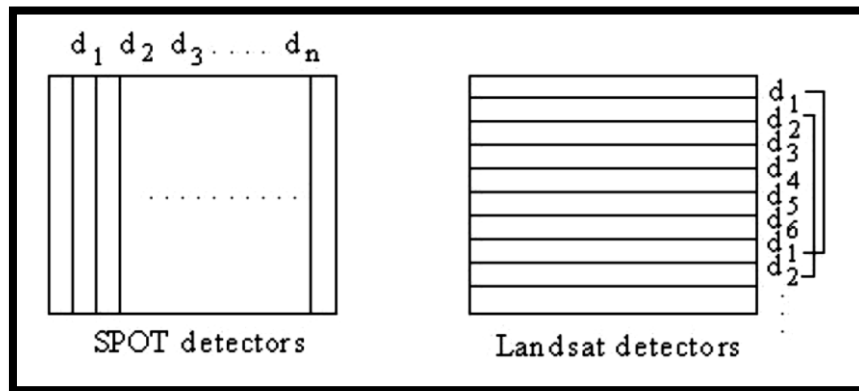
دریچه نوردی سنسور بسته است انتظار ثبت درجه روشنایی را نداریم به این دلیل که نوردی به حسگرها صورت نمی‌گیرد. اما گاهی اوقات افزایش شدید درجه حرارت سنسور ماهواره منجر به این می‌شود تا در زمانی هم که دریچه‌ها بسته هستند و نوردی صورت نمی‌گیرد، درجه روشنایی ثبت شود و یا آنکه در زمان نوردی تحت تاثیر حرارت ساطع شده از سنجنده درجه روشنایی‌های واقعی تحت تاثیر قرار می‌گیرند. پیش پردازش رادیومتری بصورت مستقیم درجه روشنایی‌های تصویر را تحت الشعاع قرار می‌دهد و هدف از این تصحیح این است که بتوان نویزها و خطاهای ایجاد شده توسط سنسور را به حداقل رساند و یا آنکه آنها را تعدیل نمود.

بصورت کلی خطاهای رادیومتریکی که مستقیماً درجه روشنایی‌های تصویر را تحت تاثیر قرار می‌دهند ناشی از سه عامل هستند: (۱) نویز سنسور، (۲) عدم عملکرد مناسب سیستم ماهواره و سنسور (نقص فنی) و (۳) اتمسفر و ترکیبات آن.

۳-۲- نویزهای ناشی از سنجنده

آن دسته از نویزهایی هستند که بدلیل خطای سنسور ایجاد می‌شوند که پیش‌تر در ارتباط با آنها صحبت شد و مستقیماً درجه روشنایی‌های تصویر را تحت الشعاع قرار می‌دهند. حال برای درک بهتر عملکرد سنسورها به این مثال توجه داشته باشید:

سنجنده اسکندر چندطیفی برای هر باند از ۶ ردیاب برخوردار است و این درحالی است که سنجنده HRV ماهواره اسپات از ۳۰۰۰ تا ۶۰۰۰ ردیاب در هر باند برخوردار است. تفاوت بین ماهواره لندست و اسپات در این مرحله، در این است که هر ردیاب ماهواره اسپات یک ستون تصویر را جمع‌آوری می‌نماید، درحالی که در ماهواره لندست هر ردیاب، سطح زمین را در قالب خطوط متعددی شناسایی می‌نماید (شکل ۴۲).



شکل ۴۲

یک مشکل اصلی در این زمینه آن است که توابع تعریف شده برای سنسورهای مختلف یا همدیگر یکی و درعین حال کاملاً سازگار نیستند و در صورتی که بخواهیم از تصاویر سنسورهای مختلف استفاده نماییم، قطعاً با مشکلاتی از این دست مواجه خواهیم بود. اما در صورت لزوم می‌توانیم اطلاعات سنجنده‌های مختلف را با یکدیگر بصورت باند به باند و یا خط به خط، بصورت ترکیبی مورد استفاده قرار داد. به منظور برطرف نمودن خطاهای رادیومتریکی ناشی از واکنش سنجنده، میتوان از دو روش برای تصحیح آن استفاده نمود، یکی روش مطلق تصحیح رادیومتریکی است و دیگری روش نسبی آن.

۳-۳-۳- تصحیح مطلق خطای رادیومتریکی ناشی از واکنش سنسور

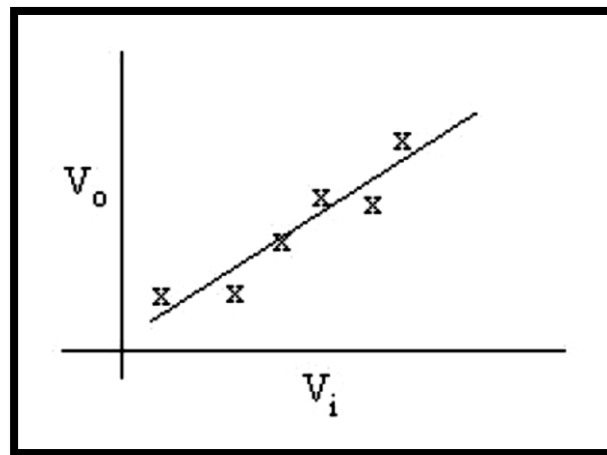
در این روش هدف ما بر این است که بتوانیم ارتباط میان مقادیر تصویر سیاه و سفید را با مقادیر بازتاب و یا تابش شده مشخص و ارائه نماییم. به منظور پیاده سازی این فرایند نیاز به مراجعی و منابعی داریم که این منابع می‌توانند شامل اطلاعات زمینی، آزمایشگاهی باشند. سپس هریک از ردیاب‌ها باید بصورت جداگانه مورد کالیبره شوند، برای مثال در سنجنده اسکندر چند طیفی که برای هر باند طیفی از ۶ ردیاب استفاده می‌نماید، سپس درجه روشنایی‌های ثبت شده توسط هریک از این ۶ ردیاب با مقادیر آزمایشگاهی و زمینی سنجنده شده و از طریق معادله خطی که بین این دو مقدار ایجاد می‌شود، می‌توان بخوبی ارتباط میان مقادیر دریافت شده توسط سنجنده را با تابش‌ها و بازتاب‌های واقعی تعریف نمود. در این رابطه فرض ما بر این است که بین مقادیر دریافت شده توسط سنجنده و آنچه که از محیط بازتاب و یا تابش شده است یک رابطه خطی برقرار است (شکل ۴۳)، به گونه‌ای که با افزایش یکی، دیگری نیز افزایش پیدا می‌کند.

$$v_0 = a_i v_i + b$$

در فرمول مذکور v_0 نشانگر درجه روشنایی ثبت شده توسط سنسور است و همچنین v_i اشاره به مقدار معادل بدست آمده از مرجع مورد نظر برای درجه روشنایی است. برای مثال در صورتی که تصویر مورد نظر ۸ بیتی باشد در چنین شرایطی انتظار می‌رود تا:

$$0 < v_0 < 255$$

همچنین برای استخراج مقادیر a و b نیز از روش حداقل مربعات استفاده می‌شود.



شکل ۴۳

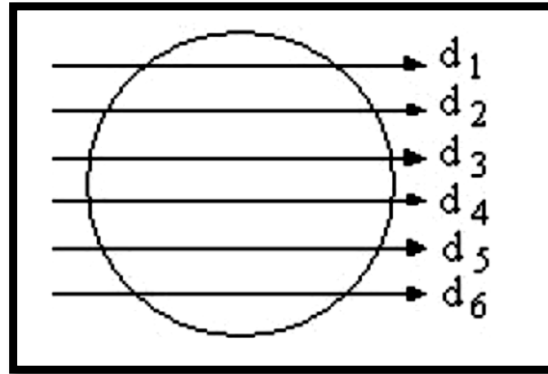
پس از اینکه هریک از ردیاب‌ها کالیبره شدند، حال این امکان فراهم است تا به محاسبه دو پارامتر مهم در این رابطه اقدام نمود که عبارت اند از: تابش (Radiance) و بازتاب (Reflectance) در صورتی که توان تفکیک رادیومتریکی تصویر مورد نظر ۸ بیت باشد در چنین شرایطی برای محاسبه مقدار تابش آن داریم:

$$L = \frac{L_{max} - L_{min}}{255} \cdot DN + L_{min}$$

۳-۳-۴- تصحیح نسبی خطای رادیومتریکی ناشی از واکنش سنسور

با وجود آنکه ممکن است طی مرحله قبلی تمامی داده‌های تصویر، بصورت مطلق کالیبره شده باشند، اما با این حال تصویر هنوز ممکن است که در اثر عملکرد نامناسب سنجنده با مشکلات عدیده‌ای مواجه باشد برای مثال در ماهواره‌های لندست ۱، ۲ و ۳، بطور معمولاً با خطای خطوط جا افتاده در تصویر مواجه هستیم و این خطا بدلیل عدم واکنش آن ردیابی که وظیفه اخذ اطلاعات در آن باند را داشته است ایجاد گردیده. و یا اینکه در بسیاری از اوقات با خطای راه راه شدگی تصاویر مواجه هستیم و این دسته از خطاها به کرات در تصاویر حاصل از سنجنده‌های اسکتر چند طیفی و نقشه‌بردار موضوعی قابل مشاهده است. خطای راه راه شدگی معمولاً در آن

دسته از مکان‌هایی ایجاد می‌شود که پیکره آبی در آنها وجود داشته و بخش‌های مختلف آب در آن محدوده از بازتاب‌های مشابهی برخوردار است (شکل ۴۴).



شکل ۴۴

همچنین به منظور تعدیل واکنش ردیاب مورد نظر از دو روش می‌توان بهره برد: (۱) تنظیم و تعدیل میانگین و انحراف معیار، (۲) تعدیل و تنظیم هیستوگرام تصویر.

۳-۳-۵- تصحیحات اتمسفری

سنسورهای ماهواره‌ای که در محدوده‌های مرئی و مادون قرمز تصویر برداری می‌نمایند، دونوع روشنایی را می‌توانند دریافت نمایند: یکی آن دسته از روشنایی‌هایی هستند مستقیماً از سطح زمین به سنسور میرسند و این دسته از امواج الکترومغناطیسی به عنوان امواج مورد علاقه ما در سنجش از دور تلقی می‌شوند. دیگری امواج هستند که تحت تاثیر اتمسفر زمین قرار داشته و از سمت آن به سنجنده می‌رسند و عموماً این دسته از امواج الکترومغناطیسی را به عنوان نویز و خطا در ارتباط با درجه روشنایی‌های اصلی در نظر گرفته می‌شوند. پس بر همین اساس می‌توان ادعا کرد که درجه روشنایی‌های ثبت شده توسط ماهواره ترکیبی است از امواج بازتاب شده از سطح زمین و همچنین امواج بازتاب و پخش شده از سوی اتمسفر. درعین حال اکنون ما این قابلیت را در اختیار نداریم تا بتوانیم این دو نوع مقدار را از همدیگر تفکیک و جداسازی نماییم. درعین حال تصحیحات اتمسفری می‌تواند این امکان را برای کاربر فراهم آورد تا بتواند اثرات اتمسفر را تا آنجا که ممکن است از درجه روشنایی‌ها از بین ببرد و درجه روشنایی‌های خالص را شناسایی نماید. برهمین اساس تصحیحات اتمسفری نیز باید به عنوان یک مرحله جداگانه از تصحیحات، بصورت مستقل، برای تمامی پیکسل‌ها صورت بگیرد. اتمسفر از اثر

قابل توجهی بر محدوده‌های طیفی مرئی و مادون قرمز برخوردار است و مهم ترین تاثیراتی که اتمسفر بر روی امواج الکترومغناطیسی دارد را می‌توان در قالب پدیده‌هایی چون پخش و جذب خلاصه نمود.

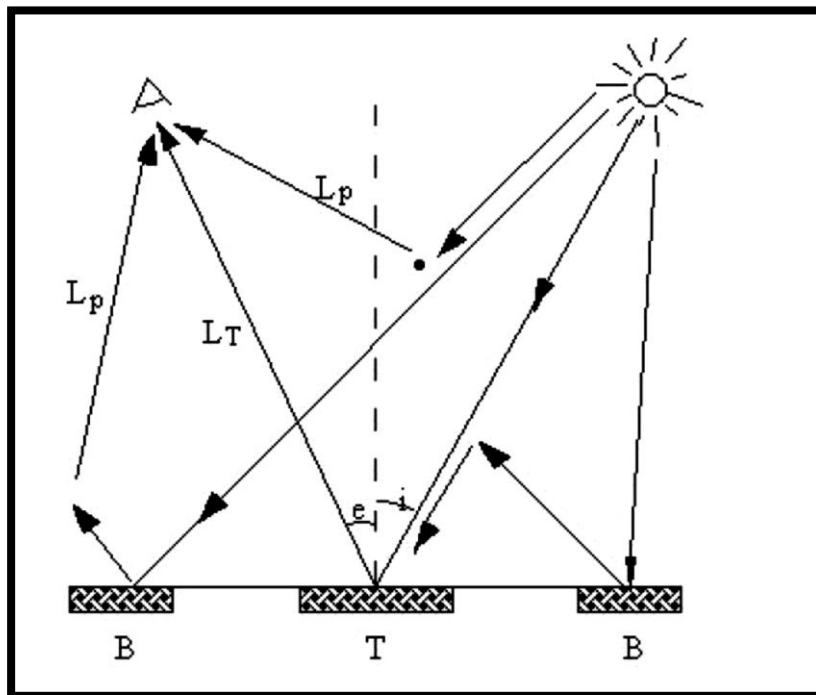
تعریف پخش و جذب اتمسفری.

به منظور محاسبه میزان تابش الکترومغناطیسی رسیده به سنجنده، بصورت عمومی از فرمول زیر استفاده می‌شود.

$$L_s = K \cdot DN + L_{min} (Wm^{-2}Sr^{-1})$$

$$K = \frac{L_{max} - L_{min}}{DN_{range}}$$

نکته مهم در ارتباط با L_s یا تابش رسیده به سنجنده این است که این تابش می‌تواند ترکیبی از تابش صورت گرفته از هدف، پس زمینه و همچنین تابش اتمسفری باشد (شکل ۴۵).



شکل ۴۵

علاوه بر تاثیرات معمول اتمسفر بر روی امواج الکترومغناطیسی که پیش تر نیز در ارتباط با آنها صحبت نمودیم لازم بذکر است که اتمسفر هم از لحاظ طیفی و هم از لحاظ مکانی باعث ایجاد خطا در امواج الکترومغناطیسی برخورد کرده با پدیده هدف می‌گردد. تاثیر دوم این است که اتمسفر می‌تواند باعث حذف امواج بازتاب شده نیز گردد. نکته سوم آن است که تابش‌های پخش شده به عنوان مسیر تابش شناخته شده است و به تابش منتقل شده اضافه می‌گردد.

در این مرحله فرض بر این است که تابش رسیده به سنجنده ترکیبی است از امواج منتقل شده و پخش شده.

$$L_s = L_t + L_p$$

در این فرمول L_t نشان دهنده تابش منتقل شده است و L_p نیز بیانگر مسیر تابش است.

مشخصاً هدف ما این است که میزان انرژی منتقل شده را شناسایی نماییم. در یک محدوده طیفی مشخص

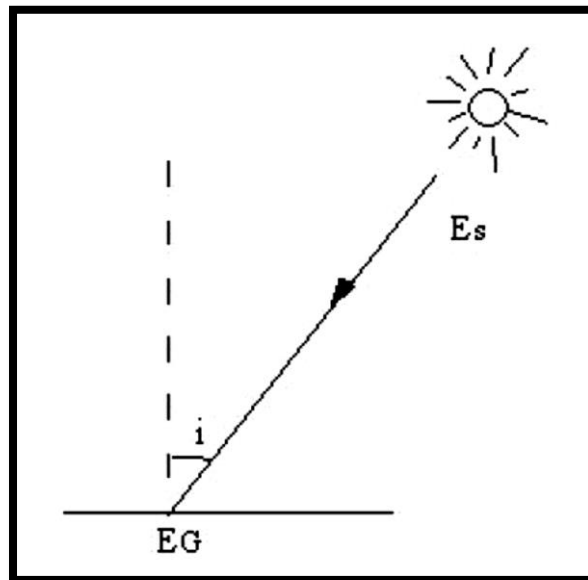
تابش خورشیدی رسیده به سطح زمین از رابطه زیر تعیت می کند :

$$E_g = \int_{\lambda_2}^{\lambda_1} (E_s T_i \cos i + E_d) d\lambda$$

جایی که در آن E_s نشان از تابش خورشیدی رسیده به سطح بیرونی جو زمین را دارد ، T_i نیز نشان دهنده

انتقال اتمسفری در راستای زاویه برخورد است ، i بیانگر زاویه برخورد است ، همچنین E_d نیز بیان کننده انرژی

پخش شده در اتمسفر است (شکل ۴۶).



شکل ۴۶

سطحی که انرژی با آن برخورد می کند ، می تواند به دو صورت آینه ای و لامبرتی (ناهموار) باشد . نکته

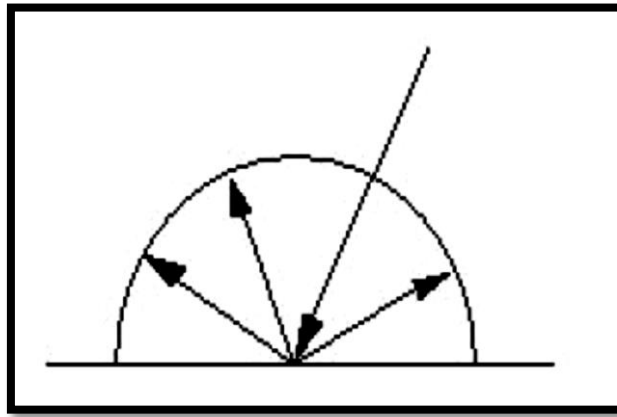
قابل وجه در این زمینه آن است که عمده سطوح در سطح زمین از نواح سطوح ناهموار و لامبرتی می باشند و این

امر منجر به آن می شود تا بازتاب در تمامی جهات صورت بگیرد .

در صورتی که فرض ما بر این باشد که سطحی که انرژی با آن برخورد می کند یک بازتاب کننده لامبرتی

تمامی است ، نسبت انرژی بازتاب شده در جهت مشاهده ، نسبت به تمامی تابش در تمامی نیم کره بالایی ، بوسیله

$\frac{1}{\pi}$ معین شده است (شکل ۴۷).



شکل ۴۷

بر اساس فرض لامبرتی بودن سطح هدف که انرژی با آن برخورد می کند ، خواهیم داشت :

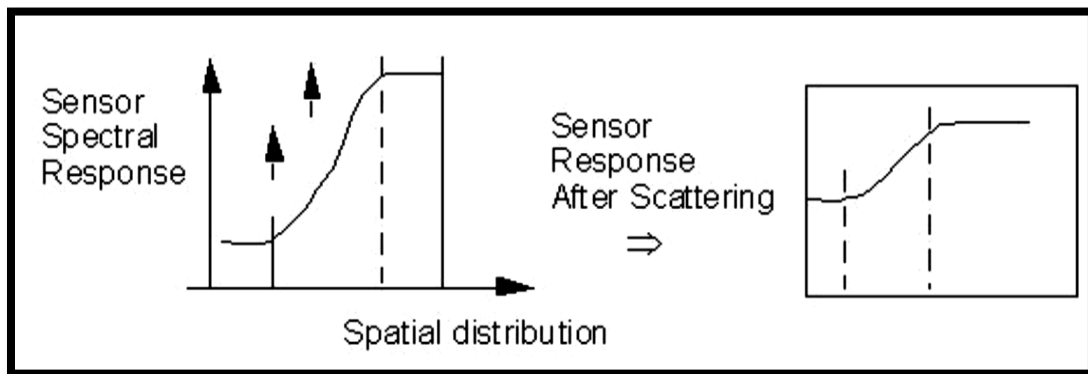
$$L_t = L_s - L_p = \frac{1}{\pi} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} p T_e (E_s T_i \cos i + E_d) d\lambda$$

در این معادله p نمایانگر بازتاب پدیده هدف است و T_e نیز نشان از انتقال در طول راستای دید دارد. پس به منظور آنالیز کمی داده های دورسنجی شده ، مثلاً یافتن مقدار p ، مقادیر مربوط به انتقال اتمسفری T و مسیر تابش L_p بایستی شناخته شده باشند.

۳-۶-۳- پخش اتمسفری

اتمافر از دو تاثیر اساسی در ارتباط با امواج الکترومغناطیسی برخوردار است ، یکی جذب و دیگری پخش اتمسفری است. پخش فرایندی است که اشاره به بازتاب شدن امواج الکترومغناطیسی در تمامی جهات بصورت پیش بینی نشده می باشد ، مهم ترین تفاوت بین بازتاب و پخش در این است که بازتاب ، مسیری پیش بینی شده را داراست ، و این درحالی است که مسیر امواج برای فرایند پخش قابل پیش بینی نمی باشد. فرایند پخش بر اساس نسبت بین طول موج و قطر ذرات موجود در جو صورت اتفاق می افتد.

نکته قابل توجه در این رابطه این است که جو زمین ، ترکیبی از گازها و ذرات و غبارها می باشد. در همین راستا مهم ترین تاثیری که ذرات گردوغبار و برخی از گازها می توانند در رابطه با کنش امواج داشته باشند در فرایند پخش اتمسفری قابل توجه است. بصورت کلی سه نوع پخش می تواند در جو زمین اتفاق بیافتد : پخش ریلی ، پخش مای و پخش غیر انتخابی . در حقیقت پخش اتمسفری یکی از مهم ترین نگرانی های است که ما در ارتباط با اثرات جو بر روی امواج الکترومغناطیسی دارا هستیم به این دلیل که چنین اثری می تواند بصورت قابل توجهی اطلاعات موجود در تصاویر را کاهش داده و باعث از بین رفتن وضوح و کانتراست و تفکیک پذیری پدیده ها از یکدیگر شود (شکل ۴۸).



شکل ۴۸

به منظور محاسبه میزان انتقال انرژی با در نظر داشتن پخش صورت گرفته در جو ، خواهیم داشت :

$$T_{TOT} = T_{Ray} \cdot T_{Mie} \cdot T_{Vapor}$$

۳-۳-۷- پخش ریلی

پخش ریلی که به عنوان پخش مولکولی شناخته می‌شود زمانی اتفاق می‌افتد که طول موج امواج الکترومغناطیسی بسیار بزرگتر از قطر مولکول‌های گازهایی چون نیتروژن و اکسیژن می‌باشد (معمولاً کمتر از ۰,۱ میکرومتر). این نوع از فریند پخش به احترام دانشمند انگلیسی کاشف آن لرد ریلایت به این صورت نام گذاری شده است. تمامی فرایندهای پخش از طریق جذب اولیه انرژی توسط مولکول‌ها و سپس گسیل مجدد آن بوسیله اتم‌ها یا مولکول‌ها شکل می‌گیرد. همچنین این امر غیرممکن است که در این فرایند مشخص شود کدام اتم و یا مولکول تابش را صورت داده است. برای آنکه اتم تحریک شود نیاز به تابش طول موج کوتاه و با فرکانس بالا داریم. پخش ریلی عمدتاً محدوده مرئی طیف الکترومغناطیسی را تحت الشعاع قرار می‌دهد. در این میان امواجی که از طول موج کوتاهتری برخوردار هستند همچون امواج آبی طیف الکترومغناطیس، بیشتر تحت تاثیر این نوع پخش قرار گرفته و در نتیجه منجر به آبی دیده شدن آسمان می‌گردد. الگوریتم توصیف کننده پخش ریلی در معادله زیر آورده شده است.

$$t_m = \frac{8\pi^3(n^1 - 1)^2}{(3N^2\lambda^4)}$$

در معادله مذکور n نشان دهنده شاخص شکست، N تعداد مولکول‌های هوا در واحد حجم و λ نشان دهنده طول موج است. مقدار پخش با توان چهارم طول موج تابش رابطه معکوس دارد. برای مثال امواج ماوراءبنفش در محدوده ۰,۳ میکرومتر، میزان پخش آن ۱۶ برابر بیشتر از امواج قرمز در محدوده ۰,۶ میکرومتر می‌باشد :

$$\left(\frac{0.6}{0.3}\right)^4 = 16$$

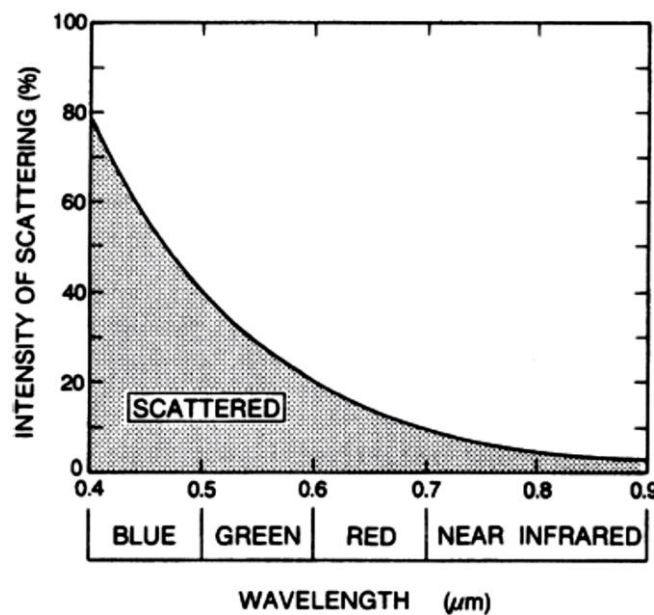
عمدتاً پخش ریلی (ناشی از مولکول‌های جو) در فاصله ۲ تا ۸ کیلومتری بالای سطح زمین اتفاق می‌افتد در همین رابطه امواج طول موج کوتاهتر همچون ماوراءبنفش و آبی بسیار بیشتر از امواج طول موج بلندتر همچون نارنجی و قرمز، تحت تاثیر این فرایند قرار می‌گیرند (شکل ۴۹).

پخش تابشی ایجاد شده، ناشی از پخش ریلی اولیه را می‌توان بصورت زیر بیان نمود:

$$1 - T_{Ray}$$

$$E_{Ray.Dif} = E_{NO-ATM} \cdot T_{Vapor,\theta} \cdot [0.5 \cdot (1 - T_{Ray,\theta}) \cdot T_{Mie,\theta}]$$

- E_{NO-ATM} : انرژی رسیده به سطح زمین بدون در نظر گرفتن انرژی
- $T_{Vapor,\theta}$: انتقال، به علت جذب ناشی از بخار آب موجود در آزمون خورشیدی معین
- $T_{Ray,\theta}$: انتقال، بدلیل پخش ریلی در آزمون خورشیدی معین
- $T_{Mie,\theta}$: انتقال، بدلیل پخش مای در یک آزمون خورشیدی معین



شکل ۴۹

۳-۳-۸- پخش مای

این نوع پخش به پخش غیر مولکولی مشهور است به دلیل اینکه عامل اصلی که منجر به این نوع پخش در اتمسفر می‌شود چیزی نیست جز ذرات گردوغبار موجود در جو (آئروسول‌ها)، که عمدتاً در ۴,۵ کیلومتری لایه پایینی جو زمین قرار دارند. در این محدوده از جو زمین عمده ذرات آئروئول موجود از لحاظ قطر، با طول موج امواج رسیده، تقریباً برابری می‌نمایند و بیشتر آن دسته از امواج مرئی که طول موج بلندتری برخوردار هستند، تحت

تاثیر این نوع پخش قرار می گیرند، قطر ذرات در این فرایند پخش می تواند از ۰,۱ میکرومتر تا ۱۰ برابر طول موج امواج رسیده متغیر باشد. البته ناگفته نماند که آلودگی جو نیز می تواند نقش مهم و تاثیرگذاری را در ارتباط با این نوع پخش در جو زمین ایفا نماید. در همین راستا امواج نارنجی و قرمز بیشتر از امواج آبی و ماوراءبنفش تحت تاثیر این فرایند قرار می گیرند و بر همین اساس آسمان را در هنگام صبح و یا مغرب ، به رنگ نارنجی و قرمز می توانیم مشاهده نماییم. نکته دیگر این است که در هنگام صبح و مغرب ، زاویه تابش خورشید کاملاً بصورت مایل بوده و خورشید در افق قرار دارد (طی حرکت ظاهری آن در آسمان) ، بر همین مبنا نور خورشید برای آنکه بتواند به سطح زمین برسد مسافت بیشتری را طی می نماید و بدنبال آن این نوع پخش اتفاق می افتد.

در مدل های اتمسفری که برای تصحیح این اثرات طراحی می شوند از معادلات و محاسبات زیر برای اندازه گیری میزان پخش ناشی از این فرایند استفاده می نمایند (بر اساس نظریات اقبال):

$$w_0 \cdot (1 - T_{Mie})$$

بصورت تجربی کار بسیار دشواری است که بخواهیم مقدار w_0 را محاسبه نماییم ، اما در عین حال معمولاً برای این مقدار طول موج بین ۰,۷ تا ۱ را در نظر می گیرند.

$$E_{Mie,Dif} = E_{NO-ATM} \cdot T_{Vapor,\theta} \cdot [F_c \cdot w_0 \cdot (1 - T_{Mie,\theta}) \cdot T_{Ray,\theta}]$$

- E_{NO-ATM} : انرژی رسیده به سطح زمین بدون در نظر گرفتن انرژی
- $T_{Vapor,\theta}$: انتقال ، به علت جذب ناشی از بخار آب موجود در آزمون خورشیدی معین
- $T_{Ray,\theta}$: انتقال ، بدلیل پخش ریلی در آزمون خورشیدی معین
- $T_{Mie,\theta}$: انتقال ، بدلیل پخش مای در یک آزمون خورشیدی معین

۳-۳-۹- پخش غیر انتخابی

این نوع پخش نیز بواسطه حضور آئروسول ها در جو صورت می گیرد (به مانند پخش مای) ، با این تفاوت که ذرات گردوغبار موجود در جو که باعث ایجاد این نوع از پخش در جو می شوند ، ۱۰ برابر بزرگتر از طول موج امواج رسیده می باشند. نکته قابل توجه در ارتباط با این نوع پخش این است که به این دلیل به آن پخش غیرانتخابی گفته می شود که تنها یک طول مشخص در آن دچار پخش نمی گردد بلکه یک محدوده طیفی (مرئی) دچار این فرایند میگردد و در آن تمامی طول موج های مرئی بصورت یکسان دچار پخش می شوند و در نتیجه این پخش رنگ کرم و یا سفید به چشم انسان خواهد رسید. برای مثال مهمترین عاملی که باعث می شود تا ابرها را با رنگ روشن مشاهده کنیم ، پخش غیر انتخابی است که ناشی از وجود قطرات آب و ذرات کریستال

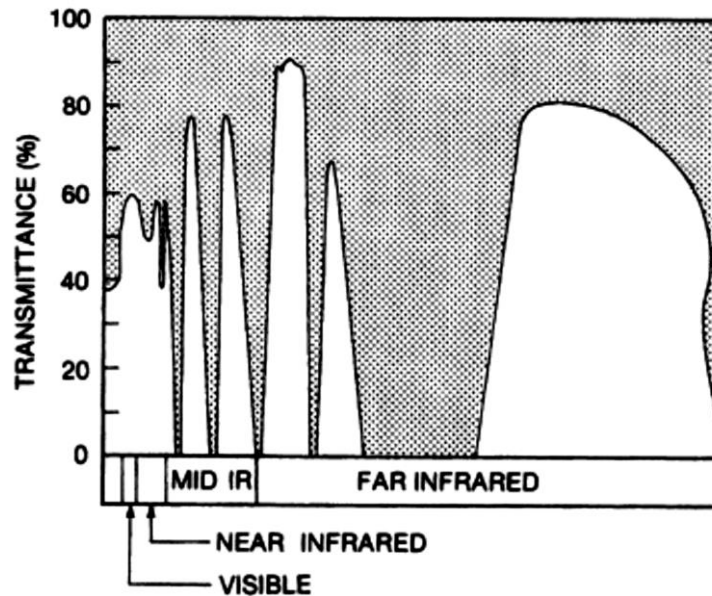
موجود در ابر هستند. برای بدست آوردن تمامی پخش صورت گرفته با در نظر گرفتن انواع آن، از رابطه زیر استفاده می شود:

$$E_{Dif} = E_{NO-ATM} \cdot T_{Vapor,\theta} \cdot [0.5 \cdot (1 - T_{Ray,\theta}) \cdot T_{Mie,\theta} + F_c \cdot w_0 \cdot (1 - T_{Mie,\theta}) \cdot T_{Ray,\theta}]$$

۳-۱۰- جذب اتمسفری

فرایندی است که طی آن انرژی از شکلی به شکل دیگر تبدیل می شود و آن مولکولها نقش بسیار مهمی را ایفا می نمایند. جذب به عنوان یک فرایندی است که می تواند هم در سطح زمین و هم در جو اتفاق بیافتد. برخی از مولکولها و ترکیبات هستند که در کنشی که با برخی از امواج الکترومغناطیسی دارند آنها را جذب می نمایند. آن دسته از امواج الکترومغناطیسی که در ارتباط با این ترکیبات و مولکولها جذب می شوند را باند جذب مینامند. از جمله ترکیباتی که در ارتباط با برخی از امواج الکترومغناطیسی جذب کننده هستند می توان به H_2O , CO_2 , O_2 , O_3 , N_2O اشاره نمود.

یک تفاوت مهمی که بین جذب و پخش اتمسفری وجود دارد در این است که پخش فقط در محدوده طیفی مرئی صورت می گیرد، در حالی که فرایند جذب تنها در محدوده طیفی مادون قرمز بصورت بارز و آشکار اتفاق می افتد. با توجه به اینکه ترکیبات مذکور همگی به میزانهای مختلف در جو زمین وجود دارند و هر یک بخش معینی از امواج مادون قرمز بازتابی و حرارتی را جذب می نمایند (عمدتاً در محدوده های ۵ تا ۸ میکرومتر و ۱۴ تا ۲۰ میکرومتر)، لذا همواره در طراحی باندهای سنسورهای ماهواره ای سعی بر آن است که از باندها و محدوده های طیفی استفاده شود که توسط ترکیبات مذکور جذب نشوند و بتوانند به راحتی از جو زمین عبور نموده و به سنجنده برسند. به چنین محدوده هایی از طیف الکترومغناطیسی که می توانند به راحتی از جو زمین عبور نمایند، بدون اتلاف قابل توجهی، از آن با عنوان پنجره اتمسفری یاد می شود (شکل ۵۰).



شکل ۵۰

جذب زمانی اتفاق میافتد که انرژی با فرکانس مشخصی ابتدا توسط اتم دریافت گردد و سپس در صورتی که فرکانس انرژی رسیده بالا بوده باشد در چنین حالتی اتم تحریک شده و بر اساس میزان تحریک شدگی و میزان جابجایی الکترون‌ها در مدارها انرژی دریافت شده، با طول موج دیگری در پاسخ به انرژی ورودی تابش خواهد شد اما در صورتی که تابش بر این اساس صورت نگیرد و انرژی وارد شده با طول موج بلندتر در قالب حرارت دوباره به محیط برگردانده شود، در چنین حالتی فرایند جذب رخ داده است. جذب اتمسفری در محدوده‌های مادون قرمز بازتابی و حرارتی منجر به کاهش شدید درجه روشنایی‌ها و در نتیجه تیره تر مشاهده شدن تصویر و دشوار شدن تفسیر می گردد.

۳-۴- آماده‌سازی تصاویر برای محدوده مورد مطالعه

با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS تمامی تصاویر برای محدوده مورد مطالعه جدا شد تا از حجم تصاویر کاسته شود. برای اینکار از ابزار mask این نرم‌افزار استفاده شد تا حوضه آبریز ارومیه از تصاویر خام جدا شود.

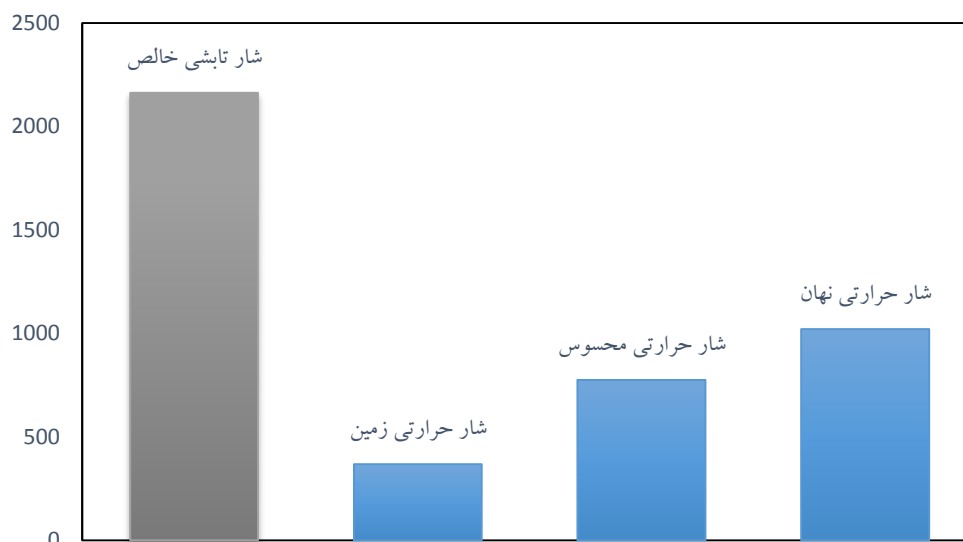
۴- محاسبات الگوریتم سبال

در مطالعه نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه به روش بیلان انرژی، سه ترم عمده تأثیر گذارند. این سه ترم عبارت‌اند از:

- شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n)
- شار گرمایی زمین (G)

• شار حرارتی محسوس (H)

هر یک از این ترم‌ها بر اساس روابط توضیح داده شده در بخش قبل به صورت جداگانه محاسبه شده و در نهایت، ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی بر اساس رابطه (۱) تخمین زده شده است. در شکل ۹ سهم هر یک از این شارهای انرژی در محاسبه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی حوضه دریاچه ارومیه به صورت تجمعی در هفت ماه مورد مطالعه (ماه آوریل تا اکتبر) نشان داده شده است. همان‌طور که در این نمودار مشخص است، شار گرمایی زمین کمترین مقدار را در این محاسبه داشته است. با توجه به ارقام محاسبه شده، بیش از یک-سوم از شار انرژی تشعشع خالص که به سطح زمین می‌رسد، تحت عنوان شار حرارتی محسوس ذخیره و کمی بیشتر از یک-ششم از آن در زمین تحت عنوان شار گرمایی زمین ذخیره می‌شود.



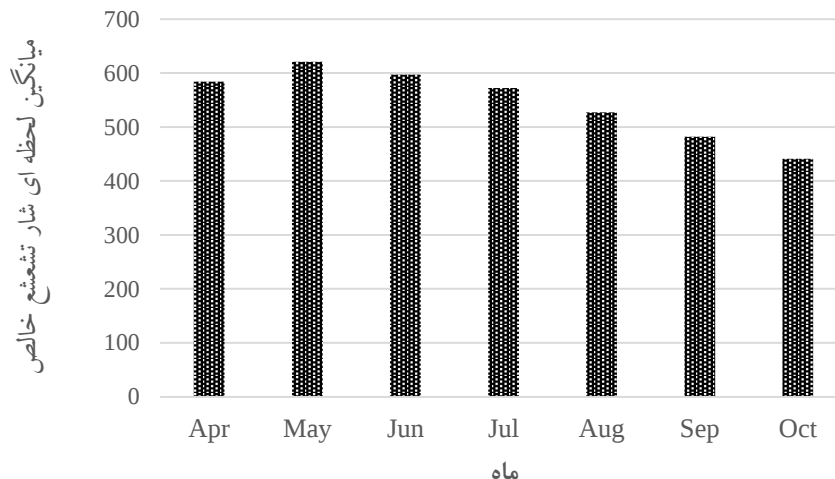
شکل ۹- میزان شارهای انرژی تجمعی هفت ماه مورد مطالعه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ($W.m^{-2}$)

در ادامه، با استفاده از روند تغییرات شارهای انرژی طی هفت ماه آوریل تا اکتبر سال ۲۰۱۰ میلادی (معادل ماه‌های فروردین تا مهر سال ۱۳۸۹ شمسی) و نقشه متوسط شارهای انرژی در این هفت ماه، تغییرات مکانی و زمانی آن‌ها مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است.

۴-۱- محاسبه میزان تشعشع خالص

در شکل ۱۰ تغییرات زمانی میانگین شار تشعشع خالص در سطح زمین طی هفت ماه آوریل تا اکتبر بر حسب وات بر مترمربع نشان داده شده است. روند تغییرات آن از ماه آوریل تا ماه می افزایش و بعد از آن تا اکتبر با شیب تقریباً ثابت و ملایمی کاهش می‌یابد. با توجه به تأثیر عمده تغییرات شار تشعشع خالص در مقادیر

کلی سالانه معادله بیلان انرژی، برآورد دقیق تر این ترم در محاسبه مقادیر نهایی نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه، تأثیر قابل توجهی خواهد داشت. هم چنین مطابق شکل ۱۰ بیشترین مقدار تابش خالص رسیده به سطح، در ماه می اتفاق می افتد. با توجه به معادلات ارائه شده در بخش ۴-۱-۳ و ۴-۱-۴، دمای سطح و هوا با توجه به داشتن توان چهارم در معادلات، بیشترین تأثیر را در محاسبه R_n خواهند داشت.



شکل ۱۰- تغییرات میانگین شار تشعشع خالص لحظه ای در روزهای مورد محاسبه طی هفت ماه مورد مطالعه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ($W.m^{-2}$)

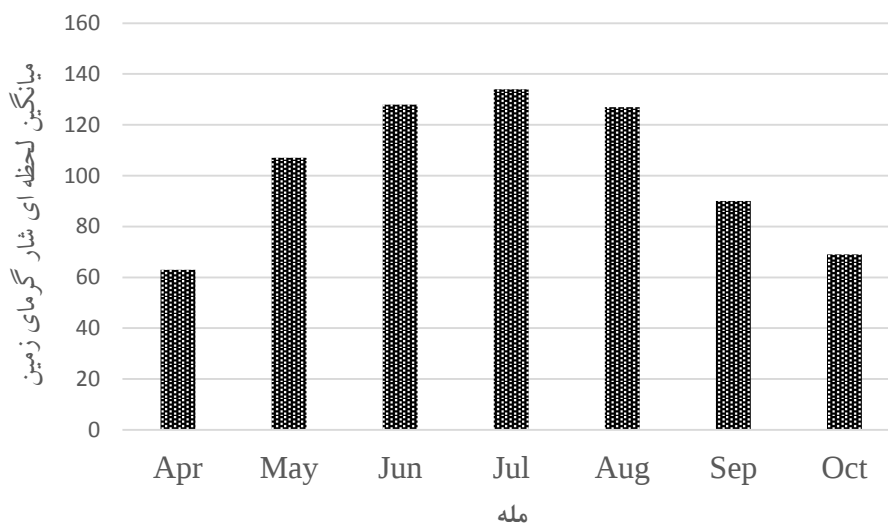
۴-۲- محاسبه شار گرمایی زمین

در شکل ۱۱ تغییرات زمانی میانگین شار گرمایی زمین طی هفت ماه آوریل تا اکتبر برحسب وات بر مترمربع نشان داده شده است. با توجه به این شکل، روند تغییرات میانگین ماهانه تقریباً مشابه تغییرات شار تابش خالص و نرخ تبخیر و تعرق واقعی می باشد. با توجه به رابطه (۱۷) مقادیر شار گرمایی زمین تابع پارامترهای زیر است:

- دمای سطح
- آلبدو
- شاخص پوشش گیاهی (NDVI)
- شار تابش خالص

با توجه به محدوده تغییرات اندک آلبدو و شاخص پوشش گیاهی می توان از تأثیرگذاری عمده این ترم ها در مقادیر شار تابش گرمای زمین صرف نظر کرد. بنابراین، تشابه روند تغییرات شار تابش گرمایی زمین و شار

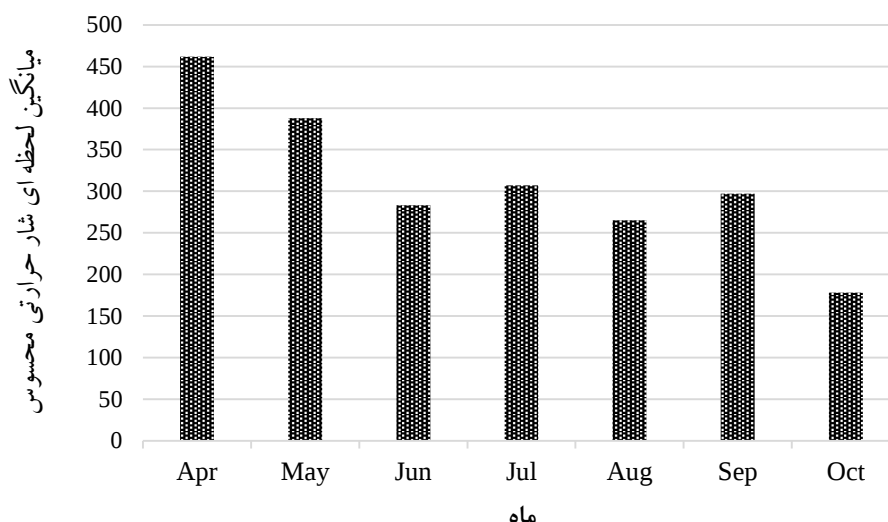
تابش خالص قابل پیش‌بینی بوده است. با توجه به مقادیر میانگین شار تابش گرمای زمین به دست آمده و مقادیر شارهای تابش خالص و شار حرارتی نشان داده شده در شکل ۹، می‌توان بیان داشت که در میان ترم‌های شارهای بیلان انرژی کمترین تأثیر را ترم شار گرمای زمین داراست؛ اما با توجه به نسبت مقادیر می‌توان نتیجه گرفت که نه در مقیاس ماهانه و نه به صورت تجمعی فصلی و سالانه، نمی‌توان از اثر ترم شار گرمای زمین صرف‌نظر کرد و رفتار این ترم با وجود همبستگی فراوان به ترم شار تابش خالص، از استقلال کافی جهت تأثیر کلی بر مقادیر نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه برخوردار است.



شکل ۱۱- تغییرات میانگین شار گرمای زمین لحظه‌ای در روزهای مورد محاسبه طی هفت ماه مورد مطالعه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ($W.m^{-2}$)

۴-۳- محاسبه شار حرارتی محسوس

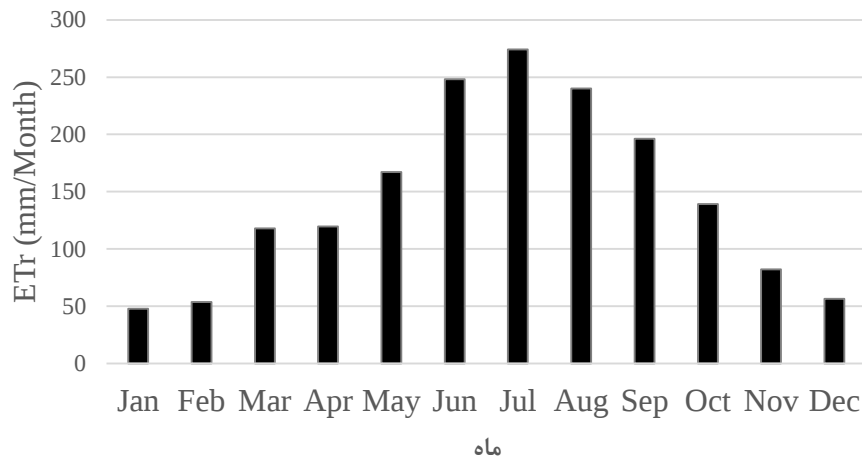
در شکل ۱۲ تغییرات زمانی میانگین شار حرارتی محسوس طی هفت ماه آوریل تا اکتبر برحسب وات بر مترمربع نشان داده شده است. برخلاف روند تغییرات شار تابش مخصوص و حتی روند تغییرات شار گرمای زمین که در ادامه مورد بررسی قرار گرفته است، روند تغییرات به صورت زنگوله‌ای نمی‌باشد. مقدار بیشینه شار تابش مخصوص در ماه آوریل دیده می‌شود. با توجه به روابط ارائه شده در بخش ۴-۱-۶، مقدار شار حرارتی با توجه به تغییرات ناچیز گرمای ویژه و چگالی هوا، به صورت عمده ناشی از تقسیم دو ترم dT و T_{ah} می‌باشد که برهم‌کنش این دو ترم با استفاده از روابط پیچیده‌تر موجود در روش تکراری (توصیه شده در SEBAL) محاسبه شده است. به صورت کلی با توجه به نقش تغییرات دما و تأثیر روزهای آفتابی می‌توان انتظار داشت که عمده این تغییرات تابع عملکرد این دو بر یکدیگر می‌باشد.



شکل ۱۲- تغییرات میانگین شار حرارتی محسوس لحظه‌ای در روزهای مورد محاسبه طی هفت ماه مورد مطالعه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ($W.m^{-2}$)

۴-۴- تبخیر و تعرق مرجع

تبخیر و تعرق مرجع (ET_r) که گاهی اوقات به اشتباه به عنوان پتانسیل ET اشاره می‌شود، نماینده‌ای است از تقاضای زیست‌محیطی برای تبخیر و تعرق و نشان‌دهنده نرخ تبخیر و تعرق از گیاه سبز مرجع (چمن) که به صورت کاملاً یکنواخت (هم در سطح و هم در ارتفاع) و با وضعیت آب کافی در پروفیل خاک در یک زمین رشد نموده است. تبخیر و تعرق مرجع در واقع بازتابی از انرژی موجود برای تبخیر آب است؛ بنابراین تغییرات زمانی آن بیانگر تغییرات بازتاب انرژی موجود برای تبخیر آب در منطقه به شمار می‌رود. در شکل ۱۳ تغییرات ماهانه تبخیر و تعرق مرجع با استفاده از داده‌های هواشناسی ایستگاه ارومیه طی دوازده ماه سال ۲۰۱۰ میلادی ارائه شده است. همان‌طور که در این شکل نشان داده شده است، تغییرات به صورت کلی به شکل زنگوله‌ای است؛ به صورتی که بیشترین مقدار تبخیر و تعرق مرجع در ماه ژوئیه با ۲۷۴ میلی‌متر و کمترین مقدار در ماه ژانویه با ۴۸ میلی‌متر برآورد شده است.

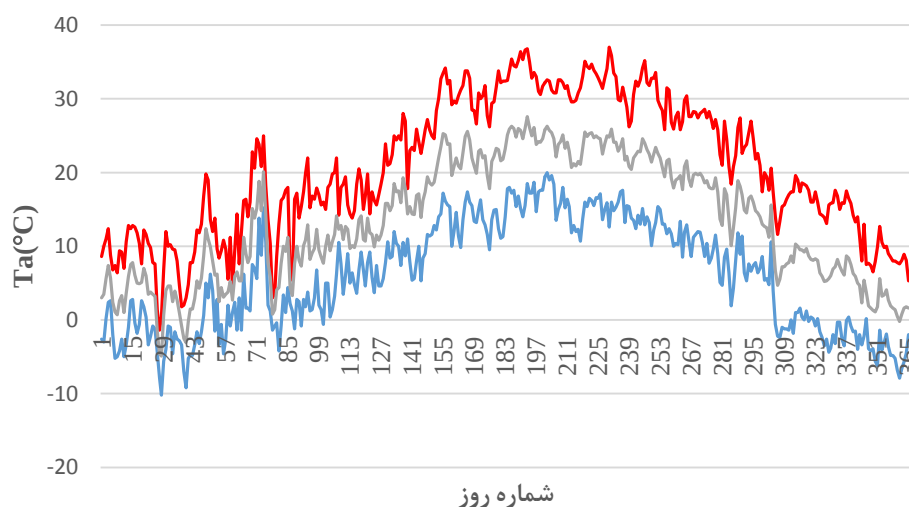


شکل ۱۳- تغییرات زمانی تبخیر و تعرق مرجع با استفاده از داده‌های ایستگاه ارومیه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال میلادی ۲۰۱۰ (میلی متر)

جهت بررسی تغییرات زمانی مقادیر تبخیر و تعرق مرجع طی هفت ماه مورد مطالعه در سال ۲۰۱۰ میلادی، تغییرات پارامترهای اقلیمی تأثیرگذار (دمای هوا، سرعت باد، درصد رطوبت، ساعات آفتابی) در محاسبه تبخیر و تعرق مرجع مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۵- دمای هوا

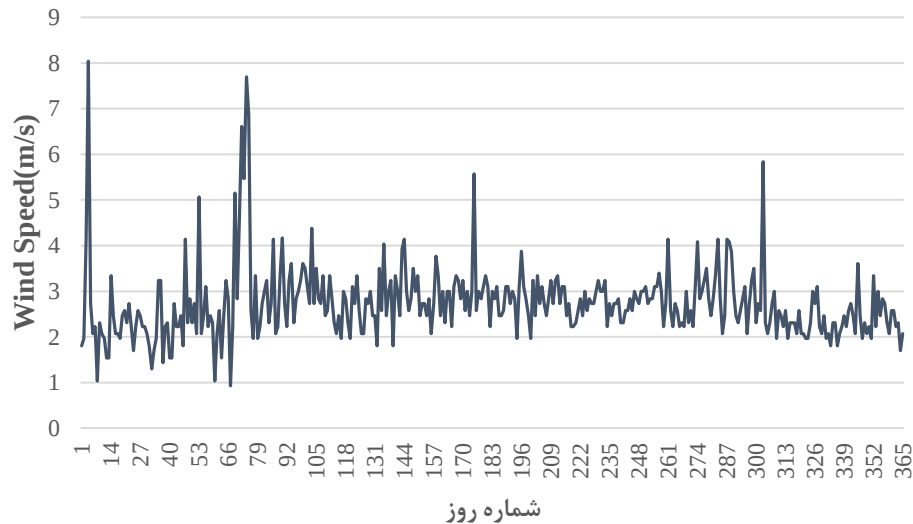
شکل ۱۴ تغییرات بیشینه، کمینه و متوسط دمای هوا در محل ایستگاه ارومیه را نمایش می‌دهد. بیشینه دمای هوا ۳۶ درجه سانتی گراد بوده و مربوط به روز ۱۹ ماه آگوست و کمینه دمای هوا برابر ۱۰/۲- درجه سانتی گراد و متعلق به ۲۷ ژانویه می‌باشد. متوسط دمای هوا در طول سال نیز برابر با ۱۳/۴ درجه سانتی گراد می‌باشد.



شکل ۱۴- تغییرات بیشینه، کمینه و متوسط دمای هوا در محل ایستگاه ارومیه

۴-۶- سرعت باد

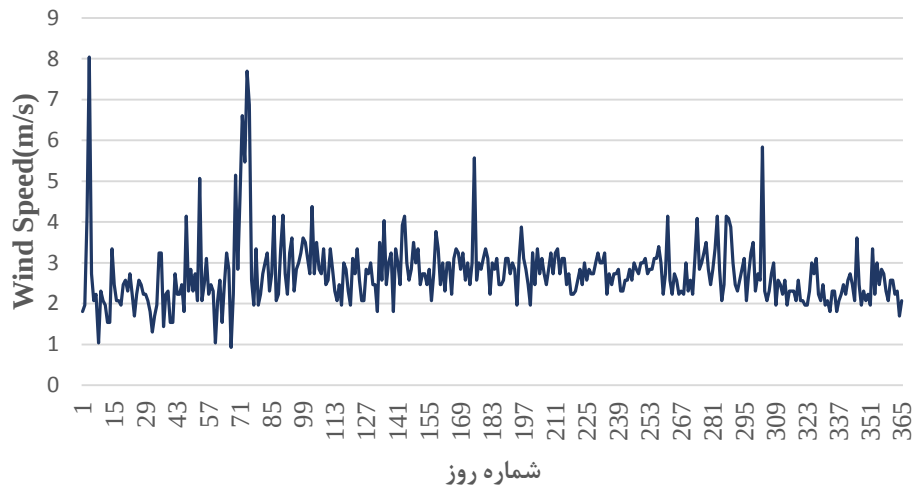
در شکل ۱۵ تغییرات سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین (ثبت شده در ایستگاه ارومیه طی سال ۲۰۱۰ میلادی) نشان داده شده است. بیشینه سرعت باد ثبت شده، معادل ۸ متر بر ثانیه بوده و مربوط به روز چهارم ماه ژانویه می‌باشد. میانگین سرعت باد در منطقه نیز ۲/۷۵ متر بر ثانیه می‌باشد.



شکل ۱۵- تغییرات متوسط روزانه سرعت باد در محل ایستگاه ارومیه

۴-۷- درصد رطوبت

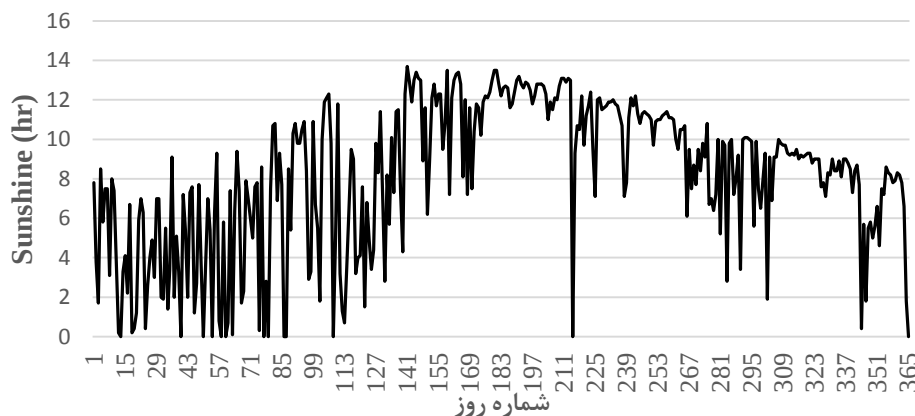
میانگین روزانه درصد رطوبت در محل ایستگاه ارومیه در شکل ۱۶ آمده است. با توجه به این شکل، درصد رطوبت در ۴ ماه ابتدای سال میلادی به طور متوسط ۳۰ درصد بیش از ۸ ماه انتهای سال میلادی می‌باشد. بیشینه درصد رطوبت معادل ۹۷٪ بوده و مربوط به روز اول ماه مارس می‌باشد و کمینه آن نیز معادل ۲۷٪ بوده و به روز پانزدهم همین ماه تعلق دارد. متوسط درصد رطوبت در محل این ایستگاه معادل ۵۷٪ می‌باشد.



شکل ۱۶- تغییرات متوسط روزانه درصد رطوبت در ایستگاه ارومیه

۴-۸- ساعات آفتابی

شکل ۱۷، تغییرات تعداد ساعات آفتابی در روزهای مختلف سال ۲۰۱۰ میلادی را نمایش می‌دهد. میانگین ساعات آفتابی در این سال معادل ۸/۲ ساعت در روز بوده و بیشینه مقدار آن ۱۳/۴ ساعت و کمترین مقدار آن نیز صفر ساعت می‌باشد.



شکل ۱۷- تغییرات تعداد ساعات آفتابی در روز در سال ۲۰۱۰ میلادی در محل ایستگاه ارومیه

۴-۹- نرخ تبخیر و تعرق واقعی روزانه

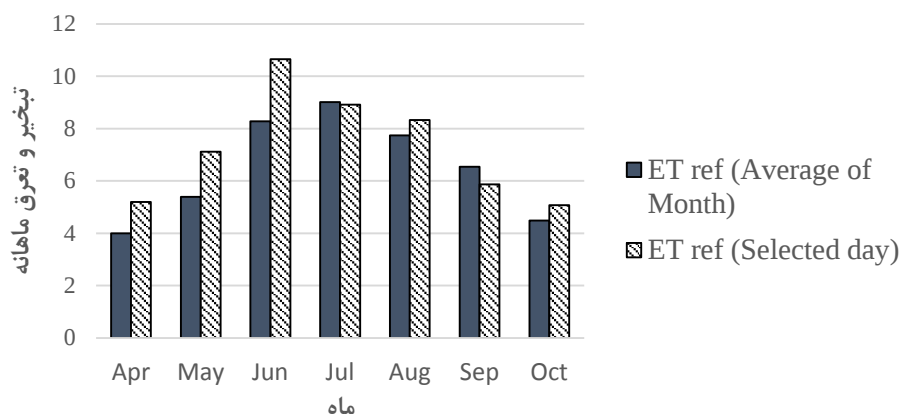
در گام زمانی روزانه، در هر ماه و با توجه به محدودیت تعداد تصاویر مناسب جهت تخمین ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی، تلاش شد تا در هر ماه حداقل یک تصویر مناسب برای محاسبه تبخیر و تعرق واقعی انتخاب شود. در جدول ۵، تاریخ روز مورد بررسی در هر ماه از هفت ماه مورد بررسی در سال ۲۰۱۰ میلادی به تفکیک

مشخص شده است. به عنوان مثال، بیست و هفتمین روز از ماه می برای محاسبه‌ی تبخیر و تعرق واقعی در این ماه مورد استفاده قرار گرفته است.

جدول ۵- تاریخ روز مورد مطالعه در هر ماه مورد بررسی در سال ۲۰۱۰ جهت محاسبه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی حوضه

روز ماه	ماه
۳	آوریل
۲۷	می
۳، ۱۴، ۲۹	ژوئن
۳۰، ۹، ۳	جولای
۲۹، ۲، ۲۰	اوت
۹، ۲۱	اکتبر

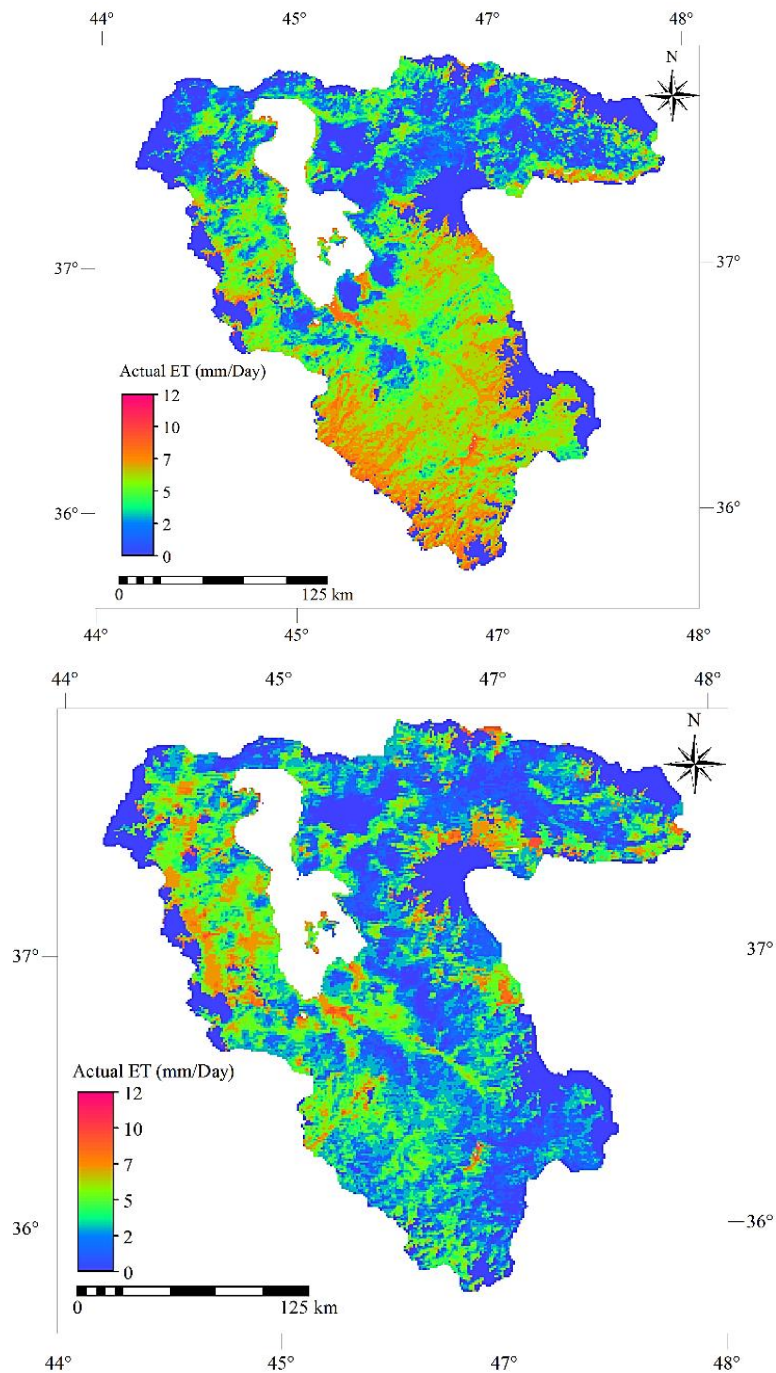
محاسبه نقشه‌های ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی در ۱۳ روز مورد بررسی طبق الگوریتم SEBAL اصلاح شده صورت گرفته است. هم‌چنین برای تبدیل مقادیر لحظه‌ای به روزانه و ماهانه، از ET_r محاسبه‌شده در کل روزهای ماه استفاده شده است. بدین منظور از مقادیر R_n و G محاسبه شده بر پایه داده‌های ایستگاه سینوپتیک ارومیه استفاده شده است. بررسی نسبت ET_r روز انتخاب شده در هر ماه نسبت به سایر ET_r های روزهای دیگر یکی از مواردی است که در این مطالعه صورت گرفته است. در نمودار ارائه شده در شکل ۱۸، نسبت تبخیر و تعرق مرجع محاسبه شده با استفاده از داده‌های ایستگاه ارومیه در روزهای مورد بررسی نسبت به میانگین دوره‌ای که معرف آن می‌باشند (کل ماه) نشان داده شده است. در تمامی روزها به غیر از روز انتخاب شده برای ماه سپتامبر، مقادیر میانگین ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی روز مورد محاسبه، بیشتر از تبخیر و تعرق مرجع میانگین آن ماه می‌باشند.



شکل ۱۸- تغییرات تبخیر و تعرق مرجع ۲۰۱۰ محاسبه شده برای ایستگاه ارومیه برحسب میلی متر (میانگین ماهانه و روز مورد محاسبه)

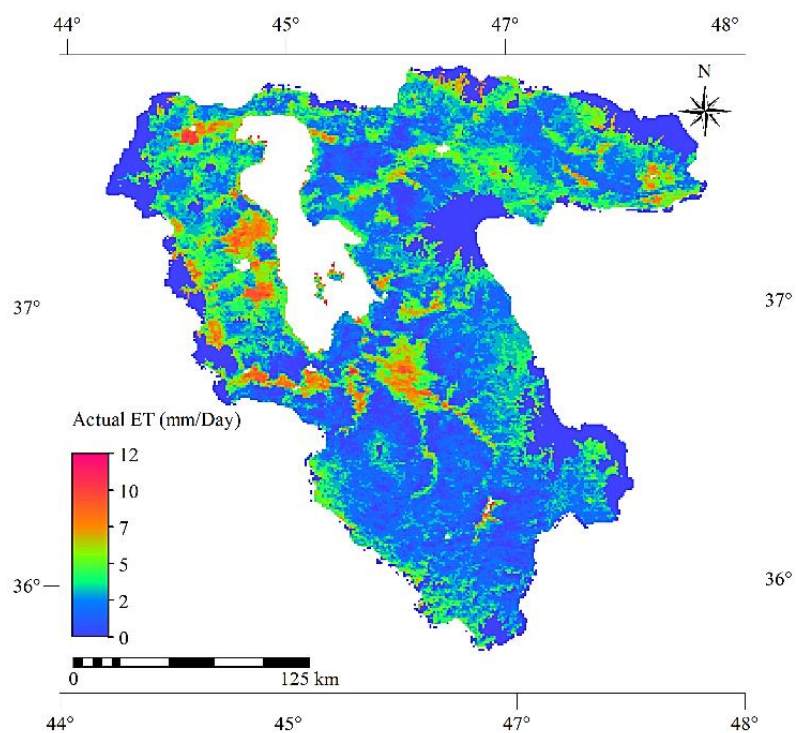
تغییرات مکانی ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی در کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه از دیگر اهداف بررسی نقشه‌های روزانه نرخ تبخیر و تعرق واقعی می‌باشد. بدین منظور، نقشه‌های ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی متوسط روزانه حوضه در هفت روز از هفت ماه مورد بررسی (مطابق با جدول ۵) در شکل ۱۹ نشان داده شده است. به صورت کلی الگوی مکانی مناطق قرمز و نارنجی رنگ مطابق با پوشش گیاهی منطقه می‌باشد. در صورت تفکیک پوشش گیاهی مناطق حوضه به دو بخش اراضی کشاورزی (شامل اراضی باغی و زراعی) و اراضی دیم، همان‌طور که در تمامی نقشه‌های روزانه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی مشاهده می‌شود و انتظار می‌رفت، اراضی کشاورزی واقع در دشت ارومیه و شهرهای اطراف آن، حاشیه سیمین‌رود و زرينه‌رود، مناطق سیلوانه در غرب و قسمت‌های شرقی چون سراب، بیشترین مقادیر ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی را نسبت به سایر نقاط منطقه حوضه آبریز دریاچه ارومیه دارا می‌باشند. در ادامه و در بخش تغییرات مکانی ماهانه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی نواحی بیشینه مورد بررسی جامع‌تری قرار گرفته‌اند.

۱۴ فروردین

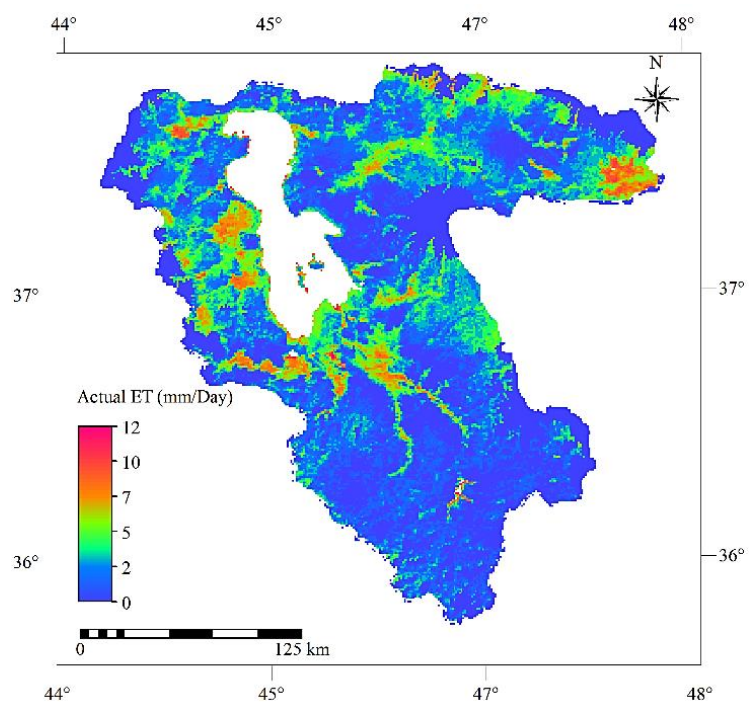


شکل ۱۹- توزیع مکانی تبخیر و تعرق واقعی روزانه در حوضه دریاچه ارومیه در تاریخ ۶های تصاویر دریافتی در سال ۲۰۱۰ میلادی (mm. day⁻¹)

۸ تیر

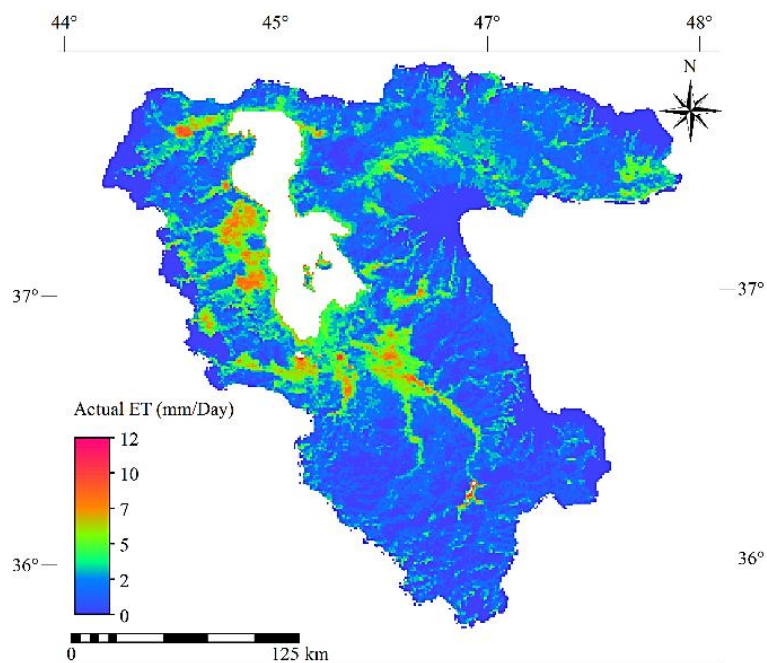


۱۲ تیر

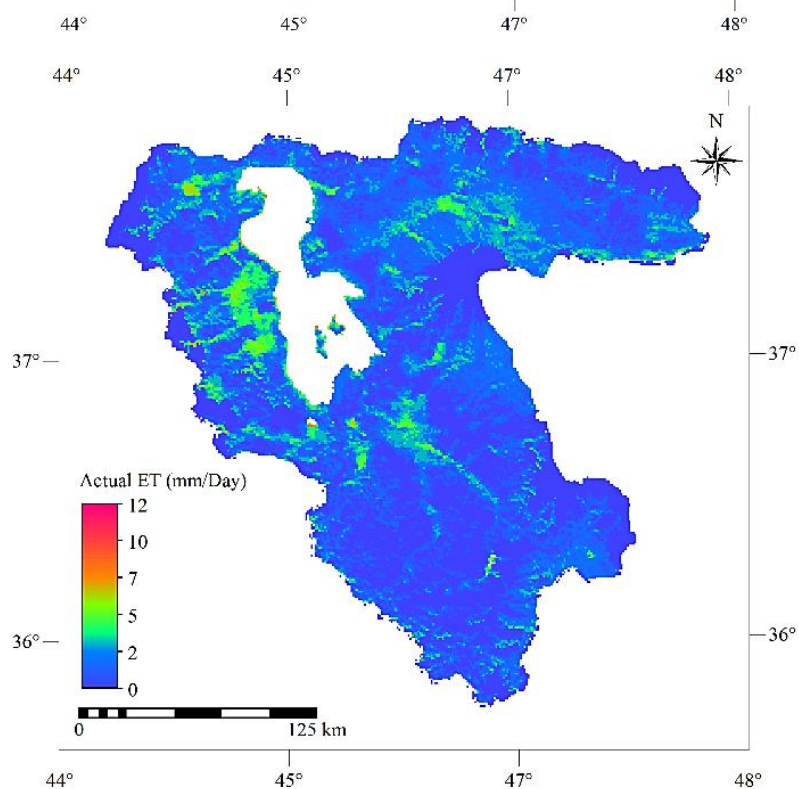


شکل ۱۹- (ادامه) توزیع مکانی تبخیر و تعرق واقعی روزانه در حوضه دریاچه ارومیه در تاریخ‌های تصاویر دریافتی در سال ۲۰۱۰ میلادی (mm. day^{-1})

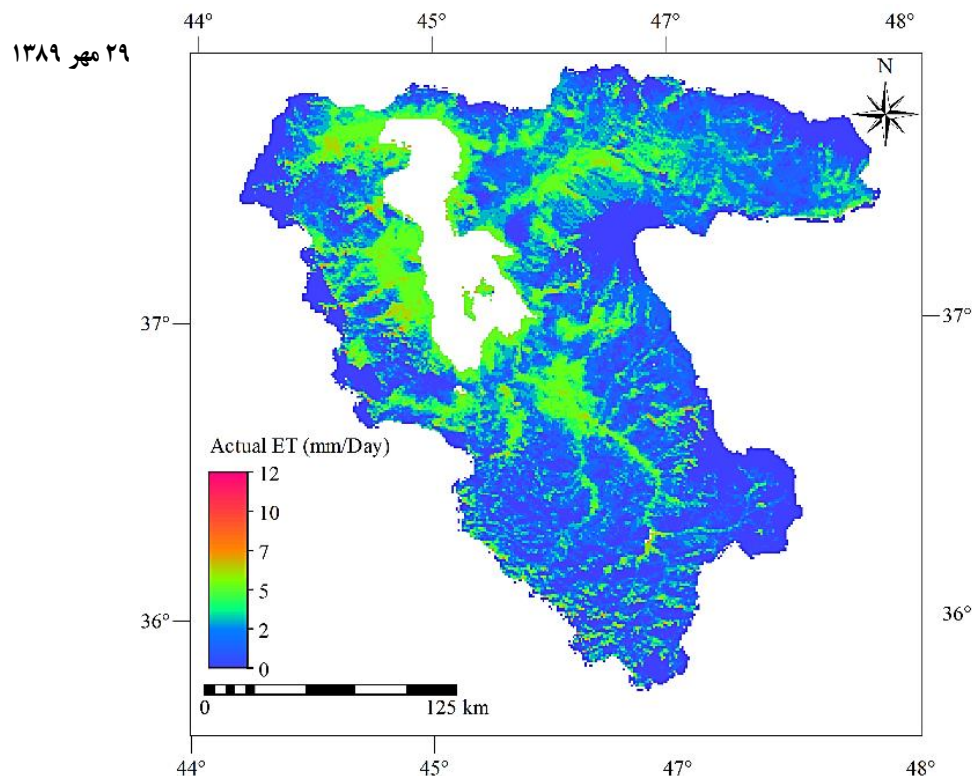
۲۹ مرداد



۲۶ شهریور



شکل ۱۹- (ادامه) توزیع مکانی تبخیر و تعرق واقعی روزانه در حوضه دریاچه ارومیه در تاریخ‌های تصاویر دریافتی در سال ۲۰۱۰ میلادی (mm. day^{-1})



شکل ۱۹ - (ادامه) توزیع مکانی تبخیر و تعرق واقعی روزانه در حوضه دریاچه ارومیه در تاریخ‌های تصاویر دریافتی در سال ۲۰۱۰ میلادی (mm. day^{-1})

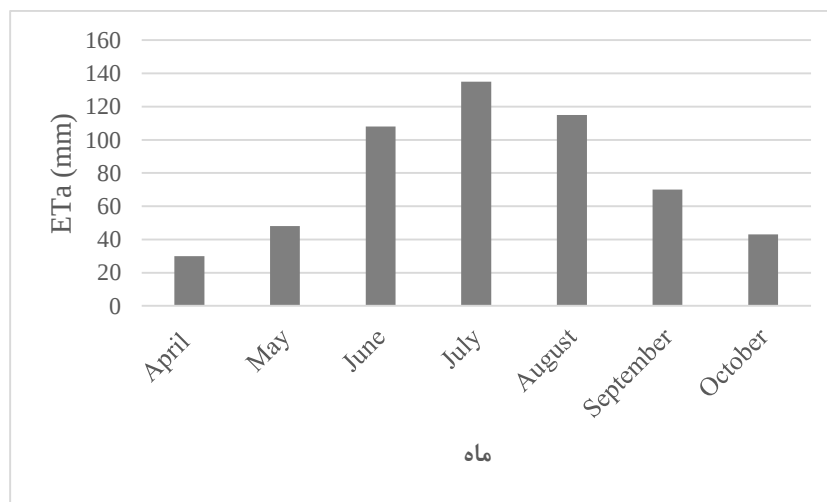
۴-۱۰- نرخ تبخیر و تعرق واقعی ماهانه

در گام زمانی ماهانه، برای تولید نقشه‌های ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی با استفاده از روش SEBAL، مقادیر ET_r برای تمامی روزها در محل ایستگاه ارومیه و با استفاده از داده‌های این ایستگاه محاسبه گردید. با استفاده از روش محاسبه‌ای SEBAL و استفاده از نقشه‌های روزانه و داده‌های ET_r ، نقشه‌های ماهانه محاسبه شده است. در ادامه با ارائه مقادیر متوسط ماهانه حوضه به بررسی نتایج به تفکیک مکانی و زمانی پرداخته خواهد شد.

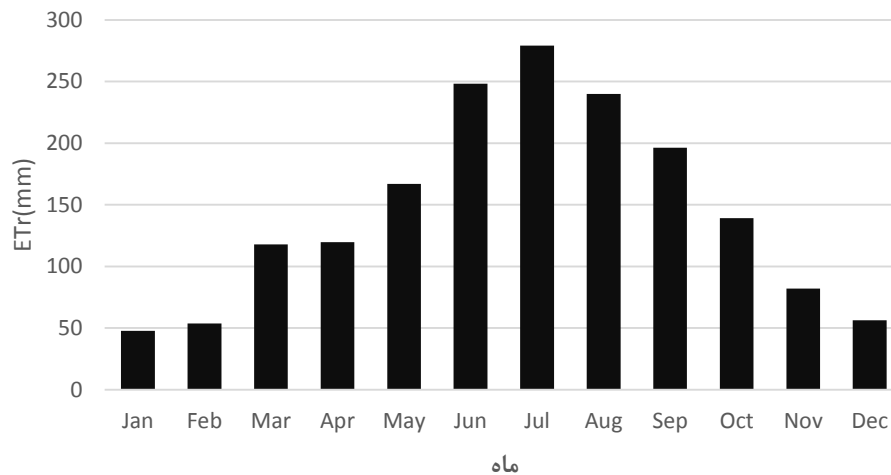
جهت بررسی زمانی مقادیر ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه، مقادیر متوسط تجمعی ماهانه طی هفت ماه مورد بررسی فروردین تا آبان به صورت نمودار در شکل ۲۰ نشان داده شده است. با توجه به مقادیر به دست آمده، بیشترین نرخ تبخیر و تعرق واقعی، در ماه جولای رخ داده است. روند تغییرات مشابه تغییرات R_n و G (شکل ۱۰ و شکل ۱۱) می‌باشد و به تدریج و با شیب ملایم از ماه ژوئیه تا اکتبر به صورت کاهشی است. نحوه تغییرات مقادیر ماهانه نرخ تبخیر و تعرق واقعی با آنچه در مورد تبخیر و تعرق مرجع رخ می‌دهد تطابق دارد (شکل ۲۱). به این نحو که از ابتدای سال تا ماه جولای، روندی افزایشی داشته و پس از آن، مقادیر تبخیر و تعرق مرجع کاهش یافته تا در ماه دسامبر به کمترین مقدار می‌رسد. بیشینه مقدار مشاهده شده در ماه جولای به دلیل تبخیر و تعرق بالای صورت گرفته از اراضی مربوط به کشت آبی می‌باشد، زیرا به دلیل

شرایط خاص جوی، نیاز آبی گیاه افزایش یافته و آب بیشتری را صرف تبخیر و تعرق می‌نماید. همچنین، در این ماه محصولات کشت دیم، برداشت شده و تبخیر و تعرق چندانی در این نوع اراضی وجود ندارد.

میزان تبخیر و تعرق پتانسیل با استفاده از منحنی ضریب محصولات (این ضریب طی دوره رشد گیاه متغیر بوده و به صورت میانگین کمتر از یک می‌باشد) و تبخیر و تعرق مرجع برای هر محصول قابل محاسبه است. طرف دیگر نرخ تبخیر و تعرق واقعی در بهترین شرایط برابر با تبخیر و تعرق پتانسیل می‌باشد. بنابراین، انتظار می‌رود تا نرخ تبخیر و تعرق واقعی در محل ایستگاه ارومیه اندکی کمتر از مقادیر تبخیر و تعرق مرجع باشد. البته اختلاف پیکسل نقشه‌های نرخ تبخیر و تعرق واقعی و موقعیت نقطه‌ای داده‌های ایستگاه ارومیه، منجر به خطای این مقایسه می‌شود.



شکل ۲۰- تغییرات زمانی میانگین نرخ تبخیر و تعرق واقعی اراضی کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه هفت ماه آوریل تا اکتبر در سال ۲۰۱۰ میلادی (میلی‌متر)



شکل ۲۱- تغییرات تبخیر و تعرق مرجع در محل ایستگاه ارومیه

۴-۱۱- مقایسه نقشه تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه با نقشه کاربری اراضی

همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، تبخیر و تعرق شامل دو بخش اصلی تبخیر و تعرق می‌باشد. تبخیر در مناطق مرتعی، از سطح خاک و در اراضی کشاورزی، از سطح خاک اطراف گیاهان رخ می‌دهد. تعرق نیز از سطح گیاهان به وقوع می‌پیوندد. بنابراین با توجه به وجود پوشش گیاهی متراکم‌تر و وسیع‌تر در اراضی کشاورزی و اعمال آبیاری علاوه بر بارش باران، انتظار می‌رود که اراضی کشاورزی نسبت به سایر نواحی حوضه آبریز دریاچه ارومیه از نرخ تبخیر و تعرق واقعی بالاتری برخوردار باشند.

با توجه به مقدمه ارائه شده، می‌توان انتظار داشت که نقاط بیشینه تبخیر و تعرق واقعی در نقشه تجمعی نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه، همان نقاطی باشند که در نقشه کاربری اراضی این حوضه آبریز، به عنوان اراضی کشاورزی معرفی گردیده‌اند. همان‌طور که در شکل ۲۲ نشان داده شده است، نقاطی از اراضی حوضه آبریز دریاچه ارومیه که دارای مقادیر تجمعی نرخ تبخیر و تعرق واقعی بالاتری بوده‌اند (که در شکل ۲۲-ب با رنگ قرمز پررنگ نشان داده شده است) کاملاً منطبق با توزیع مکانی اراضی کشت باغی و آبی مشخص شده در شکل ۲۲-الف می‌باشد. بنابراین می‌توان این گونه نتیجه گرفت که با تعیین توزیع مکانی نرخ تبخیر و تعرق واقعی هر حوضه آبریز با استفاده از الگوریتم SEBAL اصلاح شده و تعیین حد آستانه مناسب، می‌توان به نوعی به روش معکوس توزیع مکانی اراضی کشاورزی باغی و زراعی منطقه را به دست آورد. در روند محاسبه‌ی الگوریتم SEBAL، اراضی کشاورزی و جنگل‌ها از هم تفکیک نمی‌شوند در نتیجه، امکان دارد که تبخیر و تعرق برآورد شده، مربوط به مجموع این اراضی باشد. ولی از آنجا که در حوضه آبریز دریاچه

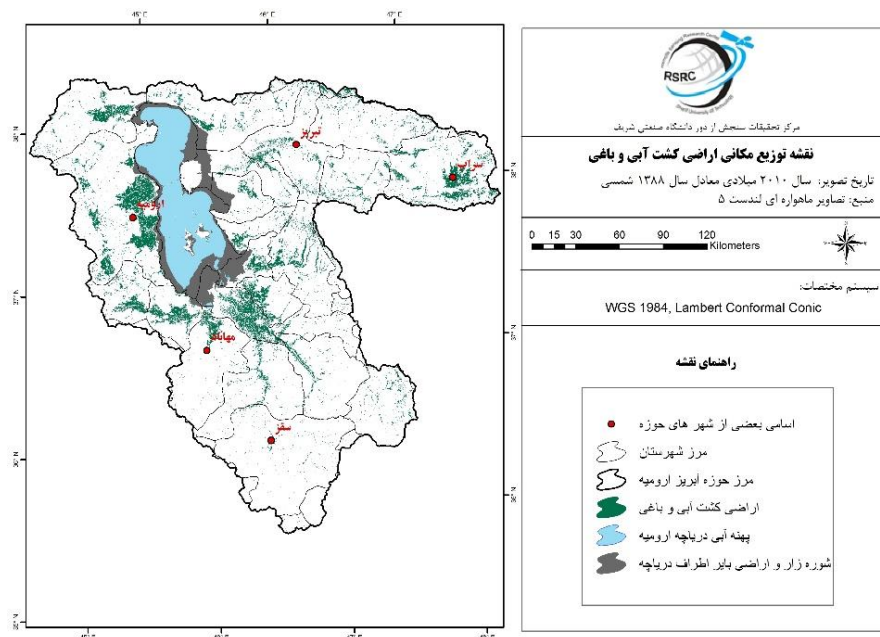
ارومیه، سطح پوشش گیاهی طبیعی (جنگل) در مقایسه با اراضی کشاورزی، ناچیز است می‌توان پوشش گیاهی عمده منطقه را به اراضی باغی و زراعی محدود و از پوشش گیاهی طبیعی صرف نظر کرد.

۴-۱۲-مقایسه مقادیر برآورد شده با داده‌های زمینی

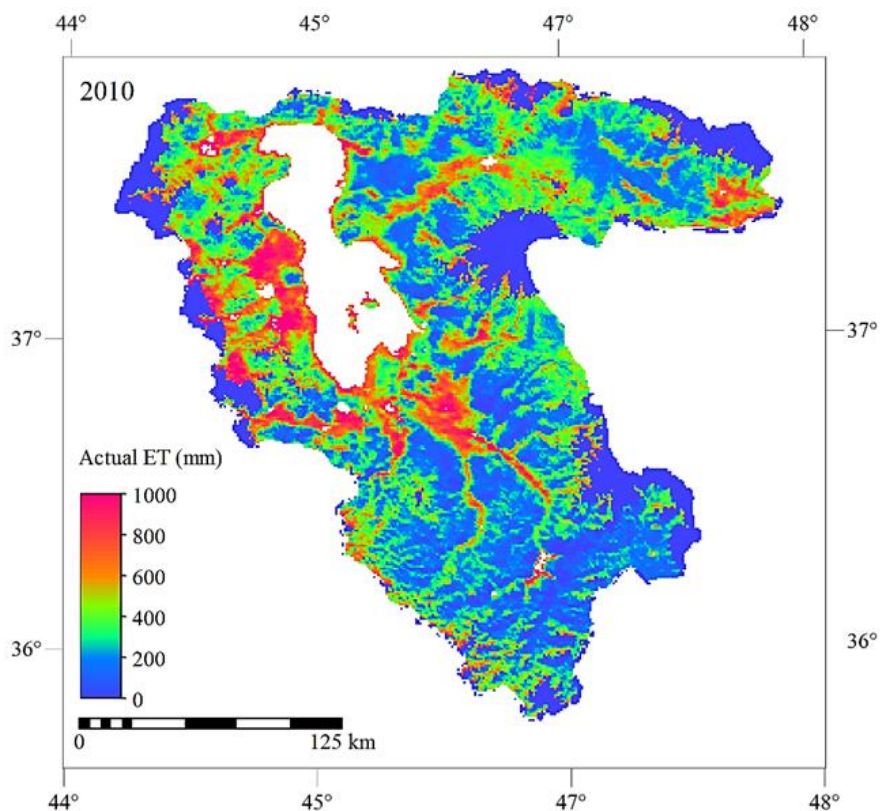
اگرچه ۴ ایستگاه لایسیمتر در حوضه موجود می‌باشد ولی در زمان تنظیم این گزارش، تنها داده‌های ۱۶ روز از ماه‌های آوریل، می، ژوئن و جولای ایستگاه مزرعه تحقیقاتی دانشگاه تبریز موجود بوده است. با توجه به روزها و ماه‌های مورد مطالعه، تنها داده‌های چهار تاریخ یعنی بیست و هفتم ماه می، سوم ماه ژوئن، نهم ماه جولای و سی‌ام ماه جولای قابل مقایسه می‌باشد. نتایج داده‌های اندازه‌گیری شده در ایستگاه لایسیمتری و داده‌های محاسبه شده در نقشه‌های تولیدی به روش الگوریتم SEBAL اصلاح شده با اثر شیب و جهت شیب در جدول ۶ نشان داده شده است. مقایسه نتایج نشان می‌دهد که مقادیر لایسیمتر در سه روز کمتر و در یک روز بیشتر از مقادیر محاسباتی توسط الگوریتم می‌باشند. ضریب تعیین (R^2) میان مقدار تبخیر و تعرق واقعی ثبت شده بوسیله لایسیمتر و تبخیر و تعرق محاسبه شده با استفاده از SEBAL، برابر با ۰/۸۴ به دست آمده است (شکل ۲۳). همچنین با توجه به داده‌های جدول ۶، درصد اختلاف بین نتایج SEBAL و لایسیمتر در روزهای مورد اشاره، به ترتیب ۶، ۷، ۲۲ و ۴۰- درصد می‌باشد. مقدار شاخص RMSE برابر با ۱/۳ میلی‌متر می‌باشد که نسبت به میانگین تبخیر و تعرق ثبت شده توسط لایسیمتر، برابر با ۲۴٪ است. مقدار MBE نیز ۰/۵۳ میلی‌متر است.

با توجه به مقادیر شاخص‌های اشاره شده در بالا می‌توان نتایجی را اظهار کرد که عبارتند از:

- ضریب تعیین تقریباً نزدیک به یک است و نشان می‌دهد که روند تغییرات زمانی تبخیر و تعرق تخمینی و واقعی، شبیه یکدیگر است.
- مقدار شاخص RMSE کم بوده و نشان از دقت قابل قبول الگوریتم مورد نظر در این مطالعه است.
- عدد مثبت MBE نشان می‌دهد الگوریتم مورد نظر، مقدار تبخیر و تعرق را کم برآورد می‌کند.



الف



ب

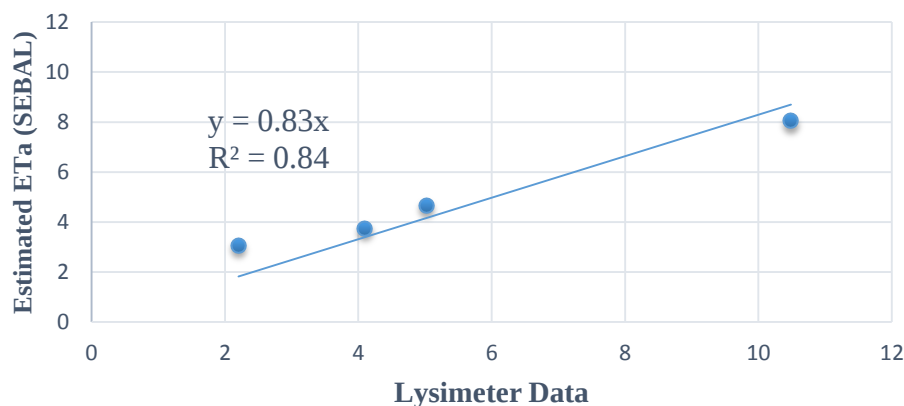
شکل ۲۲- الف: نقشه توزیع مکانی اراضی کشت آبی و باغی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال میلادی ۲۰۱۰ (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف) ب: نقشه تجمعی نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال میلادی ۲۰۱۰

اگرچه Tasumi و همکاران نیز در مطالعه خود که در منطقه Idaho با شرایط نیمه خشک و با استفاده از تصاویر Landsat صورت گرفته، به نتایج مشابهی دست یافته‌اند (Tasumi et al. 2005)، اما کمبود اطلاعات ثبت شده زمینی باعث می‌شود که نتایج مورد اشاره در بالا، صرفاً حدس و گمان بوده و نتوان با قاطعیت نسبت به آن‌ها اظهار نظر نمود.

جدول ۶- مقایسه مقادیر ثبت شده ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی در ایستگاه لایسیمتر تبریز و مقادیر تخمین زده شده توسط

الگوریتم SEBAL اصلاح شده با اثر شیب و جهت شیب در سال ۲۰۱۰

ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی (SEBAL) (میلی متر)	ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی (لایسیمتر) (میلی متر)	تاریخ
۴/۷	۵/۰	۲۷ می (۶ خرداد)
۳/۸	۴/۱	۳ ژوئن (۱۳ خرداد)
۸/۱	۱۰/۵	۹ جولای (۱۸ تیر)
۳/۱	۲/۲	۳۰ جولای (۸ مرداد)



شکل ۲۳- نمودار مقایسه نتایج نرخ تبخیر و تعرق واقعی و اعداد ایستگاه لایسیمتری تبریز در سال میلادی ۲۰۱۰

در ایستگاه لایسیمتر، مقدار متوسط ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی برای محدوده کوچک دایره‌ای به قطر ۳۰ متر ارائه می‌شود، یعنی حدود ۷۰۰ مترمربع، حال آنکه تفکیک مکانی نقشه‌های تولیدی توسط روش SEBAL در این مطالعه، سلول‌های با ابعاد ۱ کیلومتر در ۱ کیلومتر می‌باشند که این خود عملاً امکان مقایسه مناسب را محدود می‌نماید. با کاهش قابلیت تفکیک مکانی نقشه‌های تولیدی با استفاده از تغییر سنجنده مورد استفاده و یا

ریز مقیاس نمودن تصاویر و هم‌چنین افزایش تعداد روزها و ایستگاه‌های لایسیمیتری می‌توان امکان مقایسه مناسب‌تری را بین دو نقطه از مدل‌سازی و داده واقعی از محل برقرار نمود.

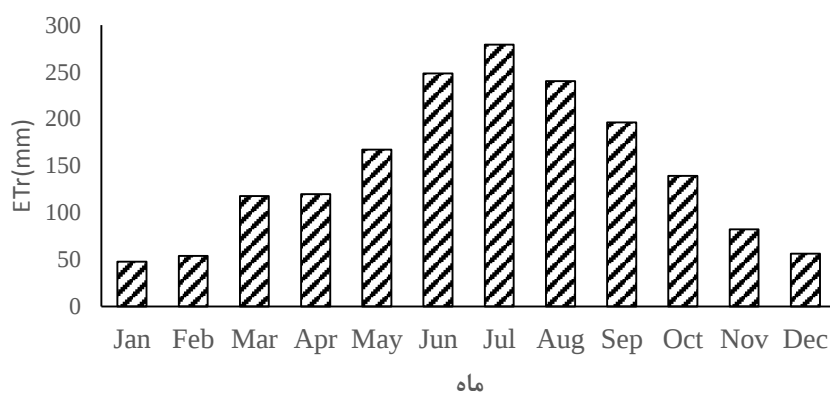
۴-۱۳- برآورد نیاز آبی محصولات در اراضی آبی

با توجه به روابط و مفاهیم ارائه شده در قبل، جهت برآورد نیاز آبی گیاه در اراضی آبی در سال ۲۰۱۰ میلادی، دو ترم بارش سالانه و نرخ تبخیر و تعرق واقعی برآورد شده‌اند. با توجه به مساحت اراضی آبی در هرماه، مقادیر حجمی هر یک از این دو ترم محاسبه و به صورت تجمعی سالانه جهت استفاده در معادله مذکور تخمین زده شده است. با توجه به محاسبه نرخ تبخیر و تعرق واقعی در هفت ماه میلادی آوریل تا اکتبر ۲۰۱۰ میلادی، فرض شده است که نرخ تبخیر و تعرق واقعی برای سایر ماه‌ها ناچیز باشند. صحت این فرض را می‌توان از طریق بررسی مقادیر ماهانه تبخیر و تعرق مرجع مورد بررسی قرار داد (شکل ۲۴). با توجه به این شکل مشاهده می‌شود مقادیر تبخیر و تعرق مرجع در ماه‌های ابتدایی و انتهایی سال به دلیل شرایط اقلیمی سرد منطقه در مقایسه ماه‌های گرم سال اندک و قابل صرف‌نظر می‌باشد و تبخیر و تعرق مرجع در این ماه‌ها حدود ۲۰٪ از مجموع سالانه را تشکیل می‌دهد.

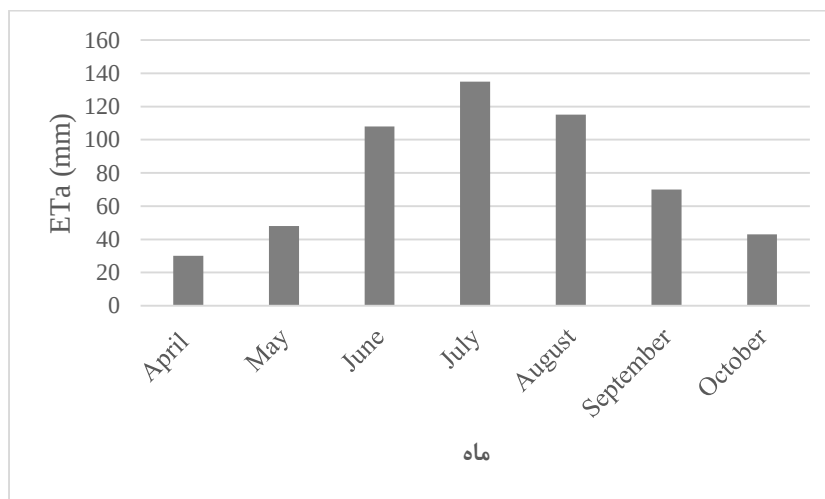
تبخیر و تعرق مرجع به عنوان یکی از متغیرهای اقلیمی شناخته می‌شود و در بسیاری از مطالعات جهت بررسی تغییرات اقلیم از این متغیر به عنوان مبنای مقایسه استفاده می‌گردد. مجموع سالانه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی طی سال ۲۰۱۰ میلادی معادل ۱۷۴۸ میلی‌متر می‌باشد که حدود ۶۵٪ از این مقدار در ماه‌های می تا اکتبر اتفاق می‌افتد. بیشینه مقدار تبخیر و تعرق مرجع (معادل ۲۸۰ میلی‌متر) متعلق به ماه جولای (تیر) بوده و کمترین مقدار (معادل ۴۷ میلی‌متر) نیز به ماه ژانویه (دی) تعلق دارد.

در شکل ۲۵ نرخ تبخیر و تعرق واقعی متوسط ماهانه سال ۲۰۱۰ میلادی اراضی آبی حوضه دریاچه ارومیه نشان داده شده است. در مقیاس سالانه، با در نظر گرفتن سطح زیر کشت اراضی زراعی و باغی، حجم بارش مؤثر سالانه روی این اراضی حوضه حدود ۱۱۹۳ میلیون متر مکعب برآورد شده است. در شکل ۲۶ مقادیر بارش مؤثر متوسط ماهانه طی سال ۲۰۱۰ میلادی در اراضی زراعی و باغی حوضه دریاچه ارومیه نشان داده شده است. هم‌چنین با استخراج نقشه تغییرات مکانی ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی در مقیاس سالانه، حجم تبخیر و تعرق واقعی صورت گرفته از سطح اراضی زراعی و باغی حوضه آبریز دریاچه ارومیه، ۳۱۳۵ میلیون متر مکعب تخمین زده شده است. با استفاده از معادله مذکور و با کم کردن حجم بارش مؤثر از حجم تبخیر و تعرق واقعی

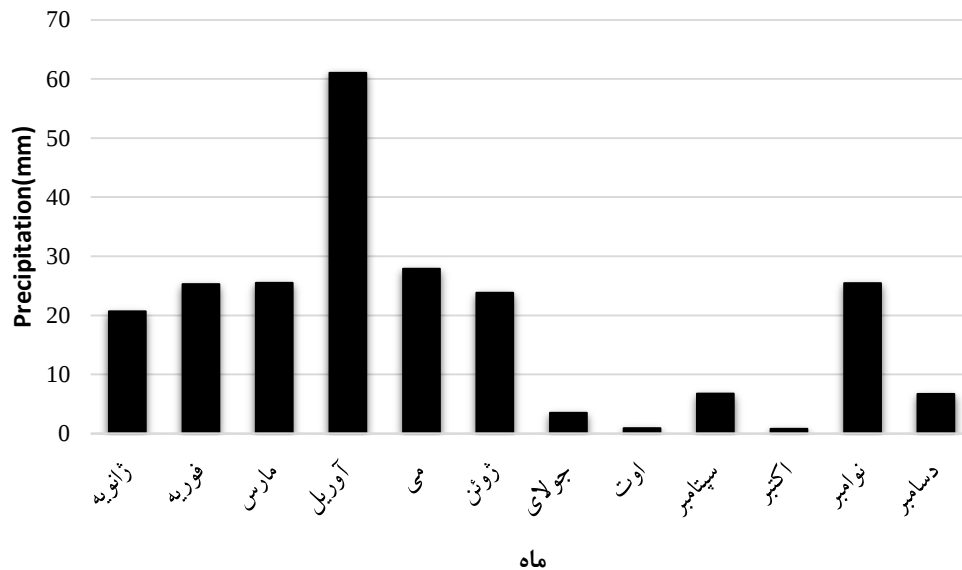
صورت گرفته، حجم آبیاری اعمال شده در اراضی آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه، معادل ۱۹۴۲ میلیون مترمکعب برآورد می گردد.



شکل ۲۴- نرخ ماهانه تبخیر و تعرق مرجع در سال ۲۰۱۰ میلادی (میلی متر)



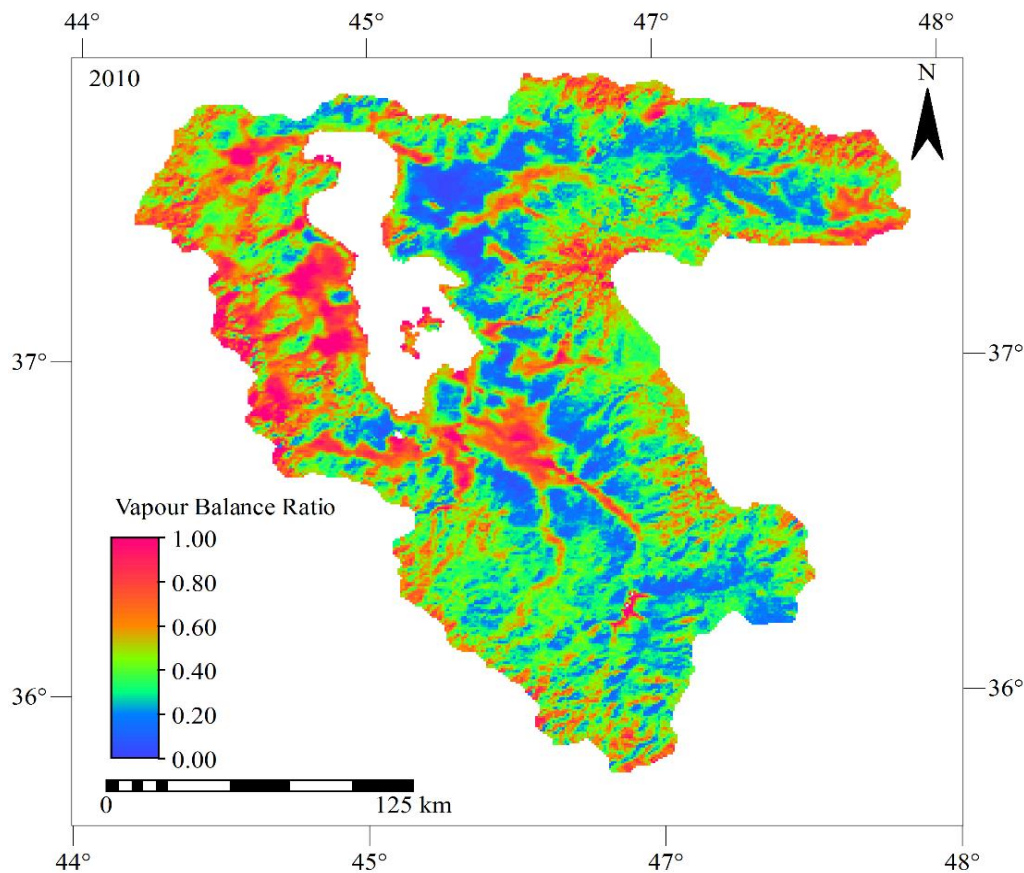
شکل ۲۵- تغییرات زمانی میانگین نرخ تبخیر و تعرق واقعی اراضی کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه هفت ماه آوریل تا اکتبر در سال ۲۰۱۰ (میلی متر)



شکل ۲۶- تغییرات زمانی بارش مؤثر میانگین ماهانه اراضی زراعی باغی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ (میلی متر)

۴-۱۴- بیلان بخار حوضه آبریز

با استفاده از تقسیم نقشه‌های ماهانه نرخ تبخیر و تعرق واقعی محاسبه شده به روش SEBAL اصلاح شده بر مقادیر تبخیر واقعی برآورد شده از سطح دریاچه در مطالعه سیمما، نقشه‌های نرمال شده ماهانه بیلان بخار حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ میلادی به دست آمده است (سیمما، ۱۳۹۲). تغییرات مکانی نقشه‌ها در هرماه نشان می‌دهد که مناطق با پوشش گیاهی بیشتر، مطابق انتظار، از اعداد نرمال شده بالاتری برخوردار هستند. بنابراین توزیع مکانی نقشه نرمال شده مشابه نقشه نرخ تبخیر و تعرق واقعی ماهانه محاسبه شده خواهد بود. با توجه به بیشتر بودن مقادیر تبخیر از پهنه آبی (دریاچه ارومیه) نسبت به مقادیر تبخیر و تعرق سایر نواحی حوضه آبریز، اعداد نرمال شده بیلان بخار، از مقدار واحد بیشتر نخواهند بود. هرچه عدد نرمال شده بیلان بخار در یک منطقه به یک نزدیک تر باشد، آن منطقه ارزش بالاتری جهت کمک به احیای دریاچه ارومیه از طریق کاهش مصرف آب کشاورزی خواهد داشت. اما ذکر این نکته مهم است که بزرگ بودن عدد نرمال شده بیلان بخار، لزوماً نشان دهنده الگوی نامناسب آبیاری نیست. به عبارت دیگر، عواملی مانند کشت گیاهان پرآب‌بر (مانند چغندر قند) و نوع سیستم آبیاری هم می‌توانند باعث افزایش عدد نرمال شده بیلان بخار بشوند. اگرچه نقشه عدد نرمال شده بیلان بخار، برای تصمیم‌گیران سیاست‌های کاهش مصرف کشاورزی جهت اولویت‌بندی مناطق مفید است (شکل ۲۷)، اما از آنجا که اصلاح الگوی کشت و بهبود سیستم آبیاری خارج از حیطه این مطالعه قرار دارد، باید آن بخش از میزان صرفه‌جویی مصرف آب کشاورزی که تنها در اثر اصلاح الگوی آبیاری به دست می‌آید، برآورد شود که در ادامه بیان خواهد شد.



شکل ۲۷- بیان بخار حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی هفت ماه از ماه میلادی آوریل تا اکتبر ۲۰۱۰

با توجه شکل ۲۷، اراضی زراعی و باغی موجود در کرانه غربی دریاچه ارومیه مقادیر بالاتری از نسبت بیان بخار را نسبت به سایر اراضی زراعی و باغی موجود در حوضه نشان می‌دهند. این بدان معناست کاهش مصرف آب در این نواحی ارزش نسبی بیشتری را در جهت احیای دریاچه نسبت به دیگر مناطق زراعی حوضه دارد.

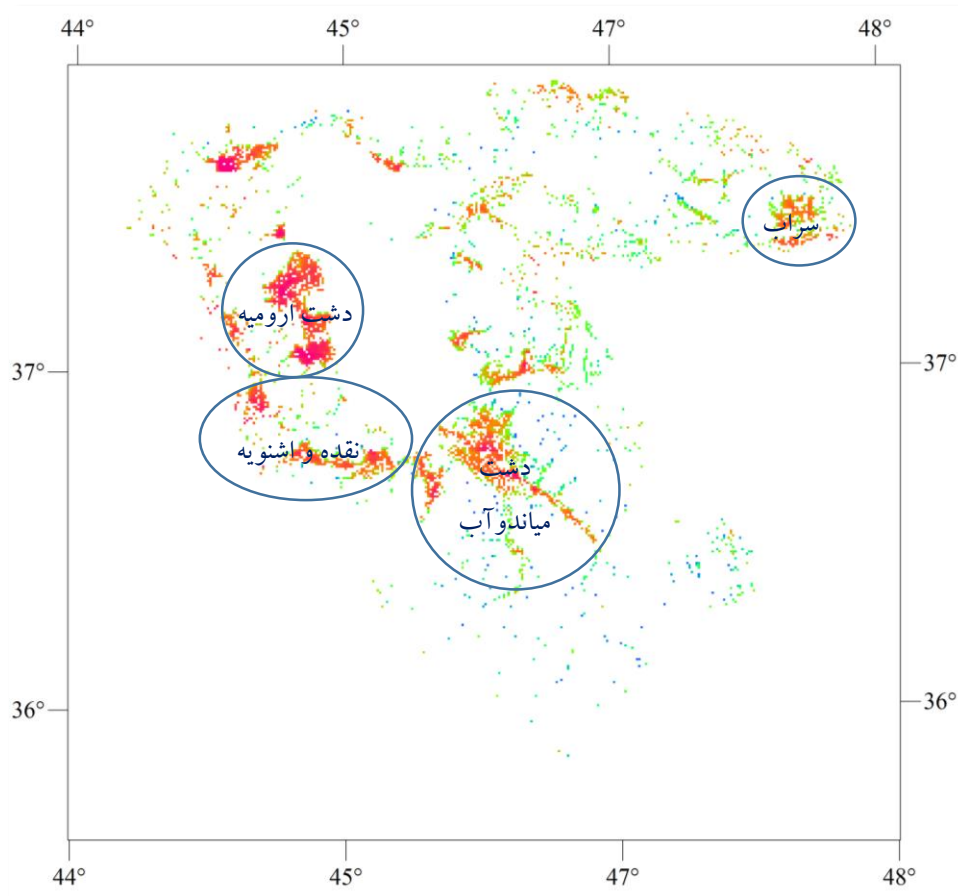
۴-۱۵- حجم آب قابل صرفه جویی در مناطق عمده زراعی حوضه آبریز ارومیه در سال ۲۰۱۰

برای محاسبه میزان صرفه جویی، اطلاعات کاملی از نوع محصولات زراعی و باغی منطقه، سطح زیر کشت هر محصول، میزان بارش مؤثر و مقادیر مصرف مورد نیاز می‌باشد. برای این منظور آمار مربوط به سطح زیر کشت محصولات زراعی و باغی استان‌های آذربایجان شرقی و غربی وزارت جهاد کشاورزی مورد استفاده قرار گرفت.

با بررسی دوره رشد محصولات زراعی و باغی مختلف حوضه آبریز دریاچه ارومیه، مشخص گردید عمده کشت این منطقه در ماه‌های فروردین تا مهر (آوریل تا اکتبر) صورت می‌گیرد. از آنجا که محاسبات انجام شده در مورد تبخیر و تعرق در این مطالعه در همین ماه‌ها می‌باشد، لذا می‌توان با محاسبه میزان بارش مؤثر صورت

گرفته طی همین مدت (ماه‌های آوریل تا اکتبر)، میزان نیاز آبی، میزان آبیاری اعمال شده و در صد صرفه‌جویی قابل حصول در هر منطقه را بدست آورد.

برای انجام تحلیل‌ها به منظور تخمین میزان آب قابل صرفه‌جویی، حوضه آبریز دریاچه ارومیه به ۴ منطقه اصلی تقسیم‌بندی گردید (شکل ۲۸). این ۴ محدوده، مناطقی هستند که بیشترین نرخ تبخیر و تعرق واقعی را دارا می‌باشند. بنابراین، میزان آب قابل صرفه‌جویی برای هر یک از این مناطق مورد محاسبه قرار خواهد گرفت.



شکل ۲۸- نقشه نرخ تبخیر و تعرق واقعی و تفکیک مناطق عمده زراعی و باغی حوضه آبریز دریاچه ارومیه

● دشت میاندوآب

محصولات زراعی عمده‌ای که در این منطقه کشت می‌شوند عبارت‌اند از گندم، جو، یونجه، چغندر قند، سیب‌زمینی و گوجه‌فرنگی. از طرف دیگر، عمده محصولات باغی کشت شده در این منطقه عبارت‌اند از سیب، انگور، گیلان و توت. میزان سطح زیر کشت و نیاز آبی محصولات عمده محدوده دشت میاندوآب بر اساس آمار وزارت جهاد کشاورزی، در جدول ۷ ارائه گردیده است. محاسبات صورت گرفته در مورد ۴۶۸۱۳ هکتار

از مجموع ۵۰۶۹۳ هکتاری سطح زیر کشت آبی در این منطقه می باشد. به عبارت دیگر، نیاز آبی محاسبه شده معادل میزان نیاز در ۹۳٪ از سطح زیر کشت آبی در این منطقه می باشد.

جدول ۷- سطح زیر کشت و نیاز آبی در محدوده دشت میاندوآب

محصول	سطح زیر کشت (هکتار)	تبخیر تعرق پتانسیل (میلی تر در سال)	حجم کل نیاز آبی (مترمکعب)
گندم	۱۵۹۰۰	۳۸۲	۶۰۷۳۸۰۰۰
جو	۴۶۵۰	۳۰۳	۱۴۰۸۹۵۰۰
ذرت دانه ای	۱۸۰۰	۴۶۷	۸۴۰۶۰۰۰
لوبیا	۸	۴۰۹	۳۲۷۲۰
سیب زمینی	۵۳	۶۱۸	۳۲۷۵۴۰
پیاز	۷۵۰	۶۲۹	۴۷۱۷۵۰۰
سبزیجات	۳۱۰	۳۲۴	۱۰۰۴۴۰۰
چغندر قند	۵۰۰۰	۶۹۶	۳۴۸۰۰۰۰۰
خریزه	۶۵۱	۳۸۶	۲۵۱۲۸۶۰
هتوانه	۲۹۵	۳۸۶	۱۱۳۸۷۰۰
یونجه	۱۰۵۷۰	۷۷۳	۸۱۷۰۶۱۰۰
سیب	۳۶۰۶	۶۴۲	۲۳۱۵۰۵۲۰
گلای	۱	۶۴۲	۶۴۲۰
آلبالو	۵	۵۸۳	۲۹۱۵۰
انواع گیلاس	۴	۵۸۳	۲۳۳۲۰
زردآلو	۲۹۰	۵۳۳	۱۵۴۵۷۰۰
انواع انگور	۲۷۲۵	۵۶۷	۱۵۴۵۰۷۵۰
گردو	۱۹۵	۷۳۹	۱۴۴۱۰۵۰
مجموع	۴۶۸۱۳		۲۵۱۱۲۰۲۳۰

➤ حجم آب مورد نیاز در دشت میاندوآب

میزان نیاز خالص آبی سالانه (تبخیر و تعرق پتانسیل) هر یک از محصولات باغی و زراعی در این منطقه که توسط نرم افزار NETWAT برآورد شده، در جدول ۷ ارائه گردیده است. با توجه به این جدول، مجموع سطح زیر کشت اراضی آبی زراعی و باغی در دشت میاندوآب برابر با ۴۶۸۱۳ هکتار و همچنین مجموع میزان نیاز خالص آبی محصولات زراعی و باغی محدوده دشت میاندوآب و در طول دوره رشد حدود ۲۵۱ میلیون متر مکعب می باشد. بخشی از نیاز ذکر شده توسط بارش مؤثر فراهم شده و بخش دیگر می بایست از طریق آبیاری تأمین شود.

➤ حجم آب تأمین شده توسط بارش در دشت میاندوآب

جهت تخمین بخشی از نیاز آبی که توسط بارش مؤثر تأمین می شود، محدوده دشت میاندوآب را از نقشه بارش در طول دوره رشد در سال ۲۰۱۰ میلادی جدا کرده و حجم بارندگی صورت گرفته در این منطقه مورد محاسبه قرار گرفت. بارش مؤثر سالانه صورت گرفته در محدوده دشت میاندوآب در طول دوره رشد به طور میانگین برابر با ۱۱۹ میلی متر بوده است. با در نظر گرفتن این مقدار بارش مؤثر، حجم آب تأمین شده در محدوده اراضی آبی زراعی و باغی این دشت در طول دوره رشد گیاه برابر خواهد بود با:

$$119 \times 46813 \times 10^{-5} = 55/7 \text{ MCM}$$

➤ حجم آب مصرف شده در دشت میاندوآب

میزان آب مصرف شده توسط پوشش گیاهی در محدوده دشت میاندوآب را می توان با استفاده از نقشه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی این منطقه بدست آورد. متوسط مصرف خالص صورت گرفته در بین ماه های آوریل تا اکتبر در محدوده اراضی دشت میاندوآب برابر با ۶۷۳ میلی متر می باشد. با در نظر گرفتن مساحت ۴۶۸۱۳ هکتاری اراضی زراعی و باغی، میزان کل خالص مصرف صورت گرفته برابر با ۳۱۵ میلیون متر مکعب خواهد بود. بخشی از این مصرف توسط بارش مؤثر تأمین شده و بخشی دیگر توسط آبیاری تأمین می شود.

➤ تخمین میزان آب قابل صرفه جویی در دشت میاندوآب

همان طور که محاسبات انجام شده نشان می دهند، میزان کل نیاز آبی خالص محصولات زراعی و باغی عمده (که در برگیرنده بیش از ۸۰ درصد سطح زیر کشت منطقه می باشد) معادل ۲۵۱ میلیون متر مکعب خواهد بود. از این مقدار نیاز آبی، حدود ۵۶ میلیون متر مکعب توسط بارش مؤثر تأمین و باقیمانده آن یعنی حدود ۱۹۵ میلیون متر مکعب از نیاز آبی محصولات، می بایست توسط آبیاری تأمین شود.

همان طور که ذکر شد، مطابق محاسبات انجام شده، میزان آب مصرف شده در اراضی زراعی و باغی مربوط به کشت آبی دشت میاندوآب برابر با ۳۱۵ میلیون متر مکعب برآورد شده است که از این مقدار حدود ۵۶ میلیون متر مکعب توسط بارش مؤثر تأمین شده است. بنابراین، حجمی از آب که توسط آبیاری تأمین شده است برابر خواهد بود با ۲۵۹ میلیون متر مکعب. لذا با توجه به محاسبات فوق، میزان صرفه جویی قابل حصول در بخش آبیاری برابر خواهد بود با:

$$(46) \quad \text{آبیاری انجام شده} / 100 \times (\text{آبیاری انجام شده} - \text{آبیاری مورد نیاز}) = \text{میزان صرفه جویی}$$

$$((259 - 195) / 259) \times 100 = 25\%$$

بنابراین، میزان صرفه‌جویی قابل انجام در حجم آبیاری اراضی زراعی و باغی دشت میاندوآب برابر با ۲۵٪ خواهد بود.

در رابطه با محاسبات صورت گرفته، ذکر این نکته ضروری است که این میزان صرفه‌جویی، برآوردی دست بالا می‌باشد؛ چرا که تمام بارش مؤثر صورت گرفته نمی‌تواند جهت تأمین نیاز آبی گیاه مورد استفاده قرار گیرد. بارندگی مؤثر موردنظر در این مطالعه، در برگیرنده بارش‌هایی نیز می‌باشد که به صورت ممتد و در طی چندین روز متوالی به وقوع پیوسته است؛ در چنین شرایطی بارش مؤثر روز دوم به دلیل وجود رطوبت باقیمانده از بارش مؤثر روز اول نمی‌تواند به‌طور کامل مورد استفاده گیاه قرار گیرد. همچنین تأمین صد در صد آب مورد نیاز گیاه نیز با توجه به ارزش اقتصادی محصولات تولیدی به ازای آب مصرفی به عنوان یک اقدام نامتعارف شناخته می‌شود و لذا می‌توان با مصرف آب کمتر همچنان به یک محصول اقتصادی با بیشترین بهره‌وری از آب دست یافت (اعمال کم آبیاری).

● منطقه زراعی سراب

محاسبات مربوط به حجم آب قابل صرفه‌جویی در منطقه سراب نیز همانند آنچه در مورد دشت میاندوآب صورت گرفت انجام پذیرفت. میزان سطح زیر کشت و نیاز آبی محصولات عمده محدوده شهرستان سراب بر اساس آمار وزارت جهاد کشاورزی، در جدول ۸ ارائه گردیده است. محاسبات صورت گرفته در مورد ۴۶۸۶۴ هکتار از مجموع ۵۰۳۲۰ هکتاری سطح زیر کشت آبی در این منطقه می‌باشد. به عبارت دیگر، نیاز آبی محاسبه شده معادل میزان نیاز آبی در ۹۳٪ از سطح زیر کشت آبی در این منطقه می‌باشد. بر اساس این جدول، مجموع سطح زیر کشت آبی در این منطقه برابر ۴۶۸۶۴ هکتار و مجموع نیاز آبی سالانه محصولات آن حدود ۲۷۲ میلیون متر مکعب می‌باشد.

جدول ۸- سطح زیر کشت و نیاز آبی در محدوده شهرستان سراب

نوع محصول	سطح زیر کشت (هکتار)	تبخیر و تعرق پتانسیل (میلی متر)	نیاز آبی (متر مکعب)
گندم	۱۲۰۰۰	۳۴۴	۴۱۲۸۰۰۰۰
جو	۶۱۵۴	۲۶۶	۱۶۳۶۹۶۴۰
انواع لوبیا	۱۰۵۰	۳۹۴	۴۱۳۷۰۰۰
سیب زمینی	۳۸۳۰	۶۱۱	۲۳۴۰۱۳۰۰
یونجه	۸۹۸۰	۷۵۲	۶۷۵۲۹۶۰۰
اسپرس	۱۴۴۰۰	۸۱۸	۱۱۷۷۹۲۰۰۰
خیار	۴۵۰	۳۵۱	۱۵۷۹۵۰۰
مجموع	۴۶۸۶۴		۲۷۲۰۸۹۰۴۰

با توجه به نقشه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی در طول فصل کشت در سال ۲۰۱۰ میلادی، نرخ تبخیر و تعرق واقعی سالانه در اراضی این منطقه حدوداً برابر با ۶۱۰ میلی متر می باشد که با در نظر گرفتن سطح زیر کشت ۴۶۸۶۴ هکتاری، میزان مصرف خالص صورت گرفته معادل ۳۰۷ میلیون متر مکعب خواهد بود. همچنین، میزان بارش مؤثر صورت گرفته در این منطقه در طی دوره رشد در سال ۲۰۱۰ میلادی برابر با ۲۵۴ میلی متر می باشد که با در نظر گرفتن سطح ۴۶۸۶۴ هکتاری اراضی این منطقه، حجم آب تأمین شده توسط بارش مؤثر معادل ۱۲۸ میلیون متر مکعب می باشد.

لذا با توجه به مطالب فوق، از میزان ۲۷۲ میلیون متر مکعب نیاز آبی، حدود ۱۲۸ میلیون متر مکعب آن توسط بارش مؤثر تأمین و میزان آبیاری مورد نیاز معادل ۱۴۴ میلیون متر مکعب خواهد شد. از طرف دیگر، میزان مصرف صورت گرفته برابر با ۳۰۷ میلیون متر مکعب می باشد که از این مقدار حدود ۱۲۸ میلیون متر مکعب آن توسط بارش مؤثر تأمین شده است. بنابراین، میزان آب مصرف شده توسط گیاهان بواسطه آبیاری برابر با ۱۷۹ میلیون متر مکعب خواهد بود. در نتیجه، درصد آب قابل صرفه جویی در منطقه زراعی سراب حدود ۲۰٪ خواهد بود.

● دشت ارومیه

اطلاعات مربوط به سطح زیر کشت و میزان نیاز آبی خالص محصولات زراعی و باغی عمده در دشت ارومیه بر اساس آمار وزارت جهاد کشاورزی، در جدول ۹ ارائه گردیده است. محاسبات صورت گرفته در مورد ۷۶۳۹۲ هکتار از مجموع ۸۱۶۵۵ هکتاری سطح زیر کشت آبی در این منطقه می باشد. به عبارت دیگر، نیاز آبی محاسبه شده معادل میزان نیاز آبی در ۹۴٪ از سطح زیر کشت آبی در این منطقه می باشد. طبق این جدول، مجموع سطح

زیر کشت آبی در این منطقه معادل ۷۸۱۶۴ هکتار می‌باشد. همچنین مجموع نیاز آبی سالانه محصولات کشت شده در این دشت معادل ۴۴۳ میلیون متر مکعب می‌باشد.

جدول ۹- سطح زیر کشت و نیاز آبی در محدوده دشت ارومیه

محصول	سطح زیر کشت (هکتار) به مترمربع	تبخیر تعرق پتانسیل (متر در سال)	حجم کل نیاز آبی (مترمکعب)
گندم	۱۸۸۰۰	۳۷۶	۷۰۶۸۸۰۰۰
جو	۱۶۰۰	۲۹۳	۴۶۸۸۰۰۰
لوبیا	۷۱	۴۱۴	۲۹۳۹۴۰
ماش	۱	۳۶۰	۳۶۰۰
سیب زمینی	۳۰۵	۶۲۹	۱۹۱۸۴۵۰
پیاز	۵۰	۶۴۵	۳۲۲۵۰۰
گوجه فرنگی	۳۵۰۰	۵۸۰	۲۰۳۰۰۰۰۰
چغندر قند	۴۰۰	۷۰۵	۲۸۲۰۰۰۰
هندوانه	۱۱۲	۳۹۷	۴۴۴۶۴۰
خیار	۱۹۹	۳۶۷	۷۳۰۳۳۰
یونجه	۱۳۴۵۱	۷۷۰	۱۰۳۵۷۲۷۰۰
ذرت علوفه ای	۳۲۰۰	۴۲۸	۱۳۶۹۶۰۰۰
آفتابگردان	۴۰۴۰	۴۸۷	۱۹۶۷۴۸۰۰
سیب	۱۹۴۳۰	۶۵۴	۱۲۷۰۷۲۲۰۰
گلایی	۸۶	۶۵۴	۵۶۲۴۴۰
آلبالو	۷۹	۵۹۶	۴۷۰۸۴۰
انواع گیلاس	۳۵۱	۵۹۶	۲۰۹۱۹۶۰
آلو	۵۰۸	۶۳۸	۳۲۴۱۰۴۰
انواع انگور	۹۱۸۴	۵۷۶	۵۲۸۹۹۸۴۰
بادام	۵۰۰	۶۹۶	۳۴۸۰۰۰۰
گردو	۵۲۵	۷۵۰	۳۹۳۷۵۰۰
مجموع	۷۸۱۶۴		۴۴۲۵۵۰۹۲۰

با توجه به نقشه نرخ تبخیر و تعرق واقعی در طول دوره رشد محصولات در سال ۲۰۱۰ میلادی، نرخ تبخیر و تعرق واقعی در اراضی این منطقه برابر با ۸۱۹ میلی‌متر می‌باشد که با در نظر گرفتن سطح زیر کشت ۷۸۱۶۴ هکتاری، میزان مصرف خالص آب برابر با ۶۴۰ میلیون متر مکعب می‌گردد. میزان بارش مؤثر صورت گرفته در این منطقه در طول دوره رشد در سال ۲۰۱۰ میلادی برابر با ۱۷۳ میلی‌متر می‌باشد که با در نظر گرفتن سطح ۷۸۱۶۴ هکتاری اراضی این منطقه، حجم آب تأمین شده توسط بارش مؤثر معادل ۱۳۵ میلیون متر مکعب می‌گردد.

با توجه به مطالب فوق، از میزان ۴۴۳ میلیون متر مکعبی نیاز خالص آبی، حدود ۱۳۵ میلیون متر مکعب آن توسط بارش مؤثر تأمین می‌شود و میزان نیاز خالص آبیاری معادل ۳۰۸ میلیون متر مکعب خواهد بود. از طرف دیگر، میزان مصرف صورت گرفته برابر با ۶۴۰ میلیون متر مکعب می‌باشد که از این مقدار حدود ۱۳۵ میلیون متر مکعب توسط بارش مؤثر تأمین شده است. بنابراین میزان آبیاری صورت گرفته برابر ۵۰۵ میلیون متر مکعب بوده است. در نتیجه میزان آب قابل صرفه‌جویی در دشت ارومیه حدود ۳۹٪ خواهد بود.

● منطقه زراعی نقده و اشنویه

اطلاعات مربوط به سطح زیر کشت و میزان نیاز آبی خالص محصولات زراعی و باغی عمده در منطقه نقده و اشنویه بر اساس آمار وزارت جهاد کشاورزی در جدول ۱۰ ارائه گردیده است. محاسبات صورت گرفته در مورد ۳۴۷۰۰ هکتار از مجموع ۴۱۳۳۵ هکتاری سطح زیر کشت آبی در این منطقه می‌باشد. به عبارت دیگر، نیاز آبی محاسبه شده معادل میزان نیاز آبی در ۸۴٪ از سطح زیر کشت آبی در این منطقه می‌باشد. بر اساس این جدول، مجموع سطح زیر کشت آبی در این منطقه معادل ۳۴۷۰۰ هکتار می‌باشد. همچنین مجموع نیاز آبی سالانه محصولات کشت شده در این دشت معادل ۱۹۴ میلیون متر مکعب می‌باشد.

با توجه به نقشه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی در طول دوره رشد در سال ۲۰۱۰ میلادی، نرخ تبخیر و تعرق واقعی در اراضی این منطقه برابر با ۷۶۳ میلی‌متر می‌باشد که با در نظر گرفتن سطح زیر کشت ۳۴۷۰۰ هکتاری، میزان مصرف خالص صورت گرفته برابر با ۲۶۵ میلیون متر مکعب می‌باشد. همچنین، میزان بارش مؤثر صورت گرفته در این منطقه در طی دوره رشد در سال ۲۰۱۰ میلادی برابر با ۱۰۴ میلی‌متر می‌باشد که با در نظر گرفتن سطح ۳۴۷۰۰ هکتاری اراضی این منطقه، حجم آب تأمین شده توسط بارش مؤثر معادل ۳۶ میلیون متر مکعب می‌باشد.

جدول ۱۰- سطح زیر کشت و نیاز آبی در محدوده شهرستان‌های نقده و اشنویه

محصول	سطح زیر کشت (هکتار)			تبخیر و تفرق پتانسیل (میلیمتر)	نیاز آبی (متر مکعب)
	نقده	اشنویه	مجموع		
گندم	۵۸۵۰	۵۶۵۰	۱۱۵۰۰	۳۸۲	۴۳۹۳۰۰۰
جو	۷۵۰	۸۵۰	۱۶۰۰	۳۰۳	۴۸۴۸۰۰۰
لوبیا	۴۰	۵۶۱	۶۰۱	۴۰۹	۲۴۵۸۰۹۰
نخود	۸۲	۴۶۸	۵۵۰	۳۲۹	۱۸۰۹۵۰۰
ماش	۰	۷	۷	۳۵۸	۲۵۰۶۰
سیب زمینی	۱۴۱	۰	۱۴۱	۶۱۸	۸۷۱۳۸۰
پیاز	۶۲	۸	۷۰	۶۲۹	۴۴۰۳۰۰
چغندر قند	۵۲۰۰	۲۶۰۰	۷۸۰۰	۶۹۶	۵۴۲۸۸۰۰۰
یونجه	۱۸۹۱	۳۱۴۸	۵۰۳۹	۷۷۳	۳۸۹۵۱۴۷۰
توتون	۰	۳۸	۳۸	۵۲۳	۱۹۸۷۴۰
سیب	۳۶۰۶	۲۴۷۰	۶۰۷۶	۶۴۲	۳۹۰۰۷۹۲۰
گلایی	۱	۳	۴	۶۴۲	۲۵۶۸۰
آلبالو	۱	۴۵	۴۶	۵۸۳	۲۶۸۱۸۰
انواع گیلاس	۰	۱۴۴	۱۴۴	۵۸۳	۸۳۹۵۲۰
زردآلو	۶۶	۱۱۸	۱۸۴	۵۳۳	۹۸۰۷۲۰
انواع انگور	۶۹۸	۳۰	۷۲۸	۵۶۷	۴۱۲۷۷۶۰
گردو	۲۷	۱۴۵	۱۷۲	۷۳۹	۱۲۷۱۰۸۰
مجموع	۱۸۴۱۵	۱۶۲۸۵	۳۴۷۰۰		۱۹۴۳۴۱۴۰۰

بنابراین، از میزان ۱۹۴ میلیون متر مکعبی نیاز آبی، حدود ۳۶ میلیون متر مکعب آن توسط بارش مؤثر تأمین و میزان نیاز آبیاری معادل ۱۵۸ میلیون متر مکعب خواهد بود. از طرف دیگر، میزان مصرف برابر با ۲۶۵ میلیون متر مکعب می‌باشد که از این مقدار حدود ۳۶ میلیون متر مکعب توسط بارش مؤثر تأمین شده است. لذا میزان آبیاری معادل ۲۲۹ میلیون متر مکعب خواهد بود. بنابراین آب قابل صرفه‌جویی در منطقه نقده و اشنویه حدود ۳۱٪ خواهد بود.

۴-۱۶- جمع‌بندی میزان پتانسیل آب قابل صرفه‌جویی در مناطق مختلف حوضه آبریز دریاچه ارومیه

در بخش قبل، پتانسیل صرفه‌جویی در حجم آبیاری مورد نیاز در مناطق عمده زراعی حوضه آبریز ارومیه بررسی گردید. خلاصه این نتایج در جدول ۱۱ با فرض آمده است. در میان مناطق مورد بررسی، دشت ارومیه بیشترین

مساحت زیر کشت آبی را با ۷۶۶۵۳ هکتار دارا است. پس از آن، دشت میاندوآب و سراب سطحی تقریباً برابر با حدود ۴۷۸۰۰ هکتار را دارا بوده و منطقه زراعی نقده و اشنویه با ۳۴۷۰۰ هکتار کمترین سطح را داراست.

جدول ۱۱- خلاصه نتایج محاسبات صرفه جویی در حوضه ارومیه

منطقه	سطح زیر کشت آبی (هکتار)	مصرف آب (MCM)	نیاز آبی (MCM)		بارش (MCM)	حجم قابل صرفه جویی (MCM)		درصد صرفه جویی	
			%۸۰	%۱۰۰		%۸۰	%۱۰۰	%۸۰	%۱۰۰
دشت میاندوآب	۴۶۸۱۳	۳۱۵	۲۵۱	۲۰۱	۵۶	۶۴	۱۱۴	۲۵	۴۴
سراب	۴۶۸۶۴	۳۰۷	۲۷۲	۲۱۸	۱۲۸	۳۵	۸۹	۲۰	۵۰
دشت ارومیه	۷۸۱۶۴	۶۴۰	۴۴۳	۳۵۴	۱۳۵	۱۹۷	۲۸۶	۳۹	۵۷
نقده و اشنویه	۳۴۷۰۰	۲۶۵	۱۹۵	۱۵۶	۳۶	۷۰	۱۰۹	۳۱	۴۸

در میان مناطق مورد بررسی، بیشترین مصرف آب به دشت ارومیه با ۶۴۰ میلیون متر مکعب اختصاص داشته و کمترین مصرف نیز به منطقه نقده و اشنویه با ۲۶۵ میلیون متر مکعب تعلق دارد. مناطق سراب و دشت میاندوآب نیز از نظر میزان مصرف آب وضعیتی تقریباً مشابه (حدود ۳۰۰ میلیون متر مکعب) را دارند. از نظر صرفه جویی قابل حصول، بیشترین درصد صرفه جویی به دشت ارومیه با ۳۹٪ تعلق دارد. پس از آن منطقه نقده و اشنویه با ۳۱٪، میاندوآب با ۲۵٪ و سراب با ۲۰٪ در رتبه‌های بعدی قرار می‌گیرند. لذا می‌توان بیان کرد که با اعمال شیوه‌های صحیح آبیاری و مدیریت آب در مزرعه، بیشترین راندمان در کاهش مصرف به دشت ارومیه و سپس نقده و اشنویه تعلق دارد. همچنین می‌توان نتیجه گرفت که بهترین وضعیت از نظر بهینه بودن مصرف آب به منطقه سراب تعلق دارد.

از نظر حجم آب قابل صرفه جویی، بیشترین مقدار به دشت ارومیه با ۱۹۷ میلیون متر مکعب اختصاص دارد. پس از آن نیز نقده و اشنویه و دشت میاندوآب با حدود ۷۰ میلیون متر مکعب در جایگاه‌های بعدی قرار می‌گیرد. به عبارت دیگر، با اعمال شیوه صحیح آبیاری (آبیاری به مقدار مورد نیاز گیاه)، دشت ارومیه بیشترین میزان کاهش در مصرف آب را خواهد داشت؛ حجمی که معادل مجموع میزان صرفه جویی در دیگر مناطق عمده حوضه (دشت میاندوآب، سراب و نقده و اشنویه) خواهد بود. لذا اعمال شیوه‌های اصلاح آبیاری و کاهش مصرف آب در منطقه ارومیه نسبت به دیگر مناطق حوضه از الویت بالاتری برخوردار است. پس از ارومیه نیز منطقه نقده و اشنویه و دشت میاندوآب و نهایتاً منطقه سراب در جایگاه‌های بعدی قرار می‌گیرند.

❖ نتیجه گیری و جمع بندی

در پژوهش صورت گرفته نرخ تبخیر و تعرق واقعی حوضه طی هفت ماه آوریل تا اکتبر در سال ۲۰۱۰ میلادی با استفاده از الگوریتم بیلان انرژی SEBAL و تصاویر سنجنده MODIS برآورد شده است. در گام بعد با استفاده از نتایج بیلان انرژی، مقادیر مصرف آب در حوضه برآورد شده و نهایتاً حجم و درصد آب قابل صرفه جویی در مناطق زراعی عمده حوضه مورد محاسبه قرار گرفته است. مهم ترین نتایج به دست آمده از این مطالعه عبارت اند از:

• اگرچه از بین ۴ ایستگاه موجود در حوضه آبریز، تنها اطلاعات مربوط به ۱۶ روز از ماه های آوریل، می، ژوئن و جولای ایستگاه مزرعه تحقیقاتی دانشگاه تبریز در اختیار بوده است، اما تنها داده های چهار تاریخ بیست و هفتم ماه می، سوم ماه ژوئن، نهم ماه جولای و سی ام ماه جولای برای انجام مقایسه بین نرخ تبخیر و تعرق واقعی محاسبه شده با مقادیر ثبت شده قابل استفاده است. مقایسه نتایج نشان می دهد که مقادیر لایسیمتر در سه روز کمتر، و در یک روز بیشتر از مقادیر محاسباتی توسط الگوریتم می باشند. با توجه به تعداد محدود روزهای مشابه نمی توان نتیجه گیری کلی نسبت به بیش یا کم برآورد نمودن روش SEBAL در تخمین مقادیر ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی ارائه نمود اما با این حال با مقایسه بین مقادیر تبخیر و تعرق واقعی تخمین زده شده با استفاده از روش SEBAL و ۴ داده تبخیر و تعرق واقعی اندازه گیری شده توسط لایسیمتر نتایج نشان داد که مقادیر تخمین دارای $RMSE=1/3 \text{ mm}$ و $MBE=0/53 \text{ mm}$ می باشد و همبستگی قابل قبولی بین مقادیر اندازه گیری و تخمین وجود دارد ($R=0/92$).

• بیشترین مقدار میانگین ماهانه ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی در اراضی کشاورزی طی هفت ماه مورد بررسی، در ماه ژوئیه و معادل با ۶۳ میلی متر بوده است. همچنین روند تغییرات در طول این هفت ماه به صورت زنگوله ای بوده به طوری که از ماه آوریل تا ژوئیه افزایش و سپس تا ماه اکتبر کاهش یافته و در این ماه به ارتفاع ۲۷ میلی متر رسیده است.

• بر اساس نقشه های ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی ماهانه، توزیع مکانی نواحی بیشینه منطبق با نقشه کاربری اراضی و مناطق با پوشش گیاهی می باشند. این نواحی شامل بخش غربی دریاچه ارومیه، بخش هایی از شرق و شمال شرق دریاچه و نواحی کشاورزی جنوب دریاچه می شود.

• با استفاده از داده های ایستگاه های سینوپتیک موجود در حوضه، نقشه های بارش حوضه در همراه به کمک درونیابی بین نقاط ایستگاه ها محاسبه گردید. بر اساس نتایج به دست آمده میانگین ارتفاع بارش طی هفت ماه مورد بررسی از ماه آوریل تا اکتبر که جزء ماه های گرم سال محسوب می شوند، مطابق انتظار بسیار کمتر

از ماه‌های دیگر سال می‌باشد و فقط ۱۳ درصد از کل بارندگی سال ۲۰۱۰ میلادی طی هفت ماه میلادی آوریل تا اکتبر رخ داده است.

• با تعیین توزیع مکانی ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی هر حوضه آبریز با استفاده از الگوریتم SEBAL اصلاح شده و تعیین حد آستانه مناسب، می‌توان به نوعی به روش معکوس توزیع مکانی اراضی کشاورزی باغی و زراعی منطقه را بدست آورد.

• با استفاده از نقشه‌های ارتفاع تبخیر و تعرق واقعی ماهانه محاسبه شده به روش SEBAL اصلاح شده و مقادیر تبخیر ماهانه از سطح دریاچه ارومیه، بیلان بخار حوضه آبریز دریاچه ارومیه در هر ماه به صورت جداگانه به تفکیک و به صورت مجموع هفت ماه از ماه آوریل تا اکتبر محاسبه شده است. بر اساس منطق محاسبات نواحی با مقادیر نزدیک‌تر به عدد یک، نرخ تبخیر و تعرق واقعی نزدیک‌تر به تبخیر از سطح دریاچه را دارا هستند. بنابراین، اعمال سیاست‌های کاهش مصرف (مانند اصلاح الگوی کشت، اصلاح الگوی آبیاری و بهبود سیستم آبیاری) به ازای سطح زیر کشت یکسان در اراضی باغی موجود در کرانه غربی دریاچه ارومیه و پس از آن اراضی موجود در حاشیه سیمینه‌رود، زرينه‌رود و دشت میاندوآب اثربخشی بیشتری به نسبت سایر اراضی در جهت احیای دریاچه دارد.

• با توجه به محاسبات صورت گرفته در مورد میزان نیاز آبی و مصرف محصولات مختلف زراعی و باغی مربوط به کشت آبی در دشت ارومیه، دشت میاندوآب، سراب و نقده و اشنویه، و با در نظر گرفتن میزان بارش در محدوده‌های مورد نظر، می‌توان در حجم آبیاری انجام شده صرفه‌جویی قابل ملاحظه‌ای انجام داد. از نظر درصد صرفه‌جویی قابل حصول، بیشترین مقدار به دشت ارومیه با ۳۹٪ تعلق دارد. پس از آن نقده و اشنویه با ۳۱٪ و میاندوآب با ۲۵٪ در رتبه‌های بعدی قرار گرفته‌اند. نهایتاً کمترین درصد صرفه‌جویی به سراب با ۲۰٪ تعلق دارد. از نظر حجم آب، بیشترین حجم قابل صرفه‌جویی به دشت ارومیه با ۱۹۷ میلیون متر مکعب اختصاص دارد. حجمی که معادل مجموع میزان صرفه‌جویی در دیگر مناطق عمده حوزه آبریز ارومیه (دشت میاندوآب، سراب و نقده و اشنویه) خواهد بود. پس از آن نیز نقده و اشنویه و دشت میاندوآب با حدود ۷۰ میلیون متر مکعب در جایگاه بعدی قرار گرفته‌اند. از آنجا که تأمین صددرصدی آب مورد نیاز گیاه نیز با توجه به ارزش اقتصادی محصولات منطقی به نظر نمی‌رسد، می‌توان با صرفه‌جویی بیش از این مقدار نیز همچنان به برداشت محصولی اقتصادی دست یافت.

مراجع

- باقری هارونی، م. ح. (۱۳۹۰). ارزیابی فن آوری سنجش از دور در برآورد مؤلفه‌های بیلان آب در مقیاس حوضه‌ای، با تأکید بر میزان برداشت خالص آب زیرزمینی (مطالعه موردی حوضه آبریز دریاچه ارومیه). پایان‌نامه کارشناسی ارشد مهندسی آب: دانشگاه تربیت مدرس.
- سازمان حفاظت محیط زیست. (۱۳۸۹). برنامه مدیریت جامع دریاچه ارومیه.
- سیما، س. (۱۳۹۲). تحلیل دینامیکی- مکانی تغییرات تبخیر و نمک در دریاچه‌های شور- مطالعه موردی دریاچه ارومیه. پایان‌نامه دکتری دانشکده مهندسی عمران: دانشگاه صنعتی شریف.
- قاجارنیا، ن. لیاقت، ن. دانش کار آراسته، پ. (۲۰۱۴). صحت‌سنجی داده‌های بارندگی ایستگاه‌های غیرثبات سازمان هواشناسی و تماب در حوضه آبریز دریاچه ارومیه. نشریه علمی-پژوهشی حفاظت منابع آب و خاک، ۴، ۹۱-۱۰۹.
- مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف. (۱۳۹۳). بررسی تحلیلی کاربری اراضی (کشاورزی آبی) در حوزه‌ی آبخیز دریاچه‌ی ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ی لندست (سال‌های ۱۹۷۶، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۳ میلادی).
- موسسه تحقیقات آب (WRI) و DLG. (۱۳۸۵). مدیریت جامع منابع آب برای حوضه آبریز دریاچه ارومیه.
- موسسه تحقیقات آب، پژوهشکده مطالعات و تحقیقات منابع آب. (۱۳۹۲). بررسی تغییر شرایط محیطی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (کاربری اراضی).
- Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R., & Bastiaanssen, W. (2002). Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)-Advanced training and Users Manual. Kimberly: Idaho Implementation
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome, 300, D05109
- Allen, R.G., Tasumi, M., & Trezza, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 133, 380-394
- ASCE-EWRI (2005). The ASCE standardized reference evapotranspiration equation: ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Report. In: ASCE Reston

- Bastiaanssen, W. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of hydrology*, 229, 87-100
- Bastiaanssen, W., Chemin, Y., Ahmad, M.-u.-D., & Asif, S. (1999). Patterns of crop evaporation in the Indus Basin, recognized from the NOAA-AVHRR Satellite
- Bastiaanssen, W., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J., Roerink, G., & Van der Wal, T. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL).: Part 2: Validation. *Journal of hydrology*, 212, 213-229
- Bastiaanssen, W.G.M. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. Landbouwniversiteit te Wageningen
- Batra, N., Islam, S., Venturini, V., Bisht, G., & Jiang, L. (2006). Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, 103, 1-15
- Bos, M.G., Kselik, R.A., Allen, R.G., & Molden, D. (2008). *Water requirements for irrigation and the environment*. Springer Science & Business Media
- Cooper, P. (1969). The absorption of radiation in solar stills. *Solar energy*, 12, 333-346
- Delju, A., Ceylan, A., Piguet, E., & Rebetez, M. (2013). Observed climate variability and change in Urmia Lake Basin, Iran. *Theoretical and applied climatology*, 111, 285-296
- Du, J., Song, K., Wang, Z., Zhang, B., & Liu, D. (2013). Evapotranspiration estimation based on MODIS products and surface energy balance algorithms for land (SEBAL) model in Sanjiang Plain, Northeast China. *Chinese geographical science*, 23, 73-91
- Duffle, J., & Beckman, W. (1980). *Solar engineering of thermal processes* Wiley and Sons. New York
- Granger, R. (1997). Comparison of surface and satellite-derived estimates of evapotranspiration using a feedback algorithm. In, *Proceedings of 3rd International Workshop on Application of Remote Sensing in Hydrology* (pp. 71-81)

- Hafeez, M.M. (2003). *Water accounting and productivity at different spatial scales in a rice irrigation system: a remote sensing approach*. Cuvillier
- Hemakumara, H., Chandrapala, L., & Moene, A.F. (2003). Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. *Agricultural water management*, 58, 109-122
- Hong, S.-h., Hendrickx, J.M., & Borchers, B. (2009). Up-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from Landsat (30m) to MODIS (250m) scale. *Journal of hydrology*, 370, 122-138
- Huntingford, C., Verhoef, A., & Stewart, J. (2000). Dual versus single source models for estimating surface temperature of African savannah. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4, 185-191
- Kustas, W.P., & Norman, J.M. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 13-29
- Nishida, K., Nemani, R.R., Running, S.W., & Glassy, J.M. (2003). An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108
- Norman, J.M., Kustas, W.P., & Humes, K.S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 263-293
- Pengra, B. (2012). The drying of Iran's Lake Urmia and its environmental consequences. *UNEP-GRID, Sioux Falls, UNEP Global Environmental Alert Service (GEAS)*
- Sánchez, J., Kustas, W., Caselles, V., & Anderson, M. (2008). Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1130-1143
- Schneider, U., Fuchs, T., Meyer-Christoffer, A., & Rudolf, B. (2008). Global precipitation analysis products of the GPCC. *Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD, Internet Publikation*, 112
- Smith, M. (1992). *CROPWAT: A computer program for irrigation planning and management*. Food & Agriculture Org.

- Starks, P.J., Norman, J.M., Blad, B.L., Walter-Shea, E.A., & Walthall, C.L. (1991). Estimation of shortwave hemispherical reflectance (albedo) from bidirectionally reflected radiance data. *Remote Sensing of Environment*, 38, 123-134
- Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6, 85-100
- Su, Z., Schmugge, T., Kustas, W., & Massman, W. (2001). An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1933-1951
- Tasumi, M., Trezza, R., Allen, R.G., & Wright, J.L. (2005). Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid US. *Irrigation and Drainage Systems*, 19, 355-376
- Van de Griend, A., & Owe, M. (1993). On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1119-1131
- Vidal, A., & Perrier, A. (1989). Technical note Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 1327-1337
- Webb, R., Eckert, E., & Goldstein, R. (1971). Heat transfer and friction in tubes with repeated-rib roughness. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 14, 601-617
- Zwart, S.J., & Bastiaanssen, W.G. (2007). SEBAL for detecting spatial variation of water productivity and scope for improvement in eight irrigated wheat systems. *Agricultural water management*, 89, 287-296

بخش دوم: بررسی تغییرات پتانسیل تولید غبار در شرایط تغییر تراز دریاچه ارومیه

چکیده

ریزگردهای اتمسفری سلامت عموم، کیفیت هوا، توازن انرژی زمین و چرخه هیدرولوژی را تحت تأثیر قرار می‌دهند. در سال‌های اخیر به دلیل کاهش تدریجی سطح و تراز دریاچه ارومیه و در نتیجه عقب‌نشینی خط ساحلی دریاچه، کانون‌های متعددی از ریزگردهای نمکی در این منطقه تشکیل شده است. ذرات ریز خاک و نمک در نواحی مذکور به علت در صد کم رطوبت و وجود املاح نمکی به‌جای مانده روی بستر خشک شده، جزء مناطق مستعد ایجاد گردوغبار به شمار می‌روند.

در این مطالعه، تأثیر نوسانات تراز و در نتیجه تغییرات سطح پهنه آبی دریاچه ارومیه در تغییرات کانون‌های تولید غبار مورد بررسی قرار گرفته است. برای رسیدن به هدف تحقیق از روش در صد همپوشانی و رگرسیون غیر خطی استفاده شده و میزان همپوشانی نقشه مربوط به محدوده دریاچه در هر یک از ترازهای مورد مطالعه با نقشه کانون‌ها محاسبه شده است.

نتایج نشان دهنده ارتباط غیر خطی بین افزایش تراز دریاچه و کاهش وسعت کانون‌های غبار است. همچنین در مسیر رسیدن به تراز اکولوژیک (۱۲۷۴/۱ متر از سطح دریا) که هدف نهایی احیای دریاچه ارومیه می‌باشد، ترازهای ۱۲۷۲ متر و بالاتر بخش مهمی از پهنه‌های دارای پتانسیل تولید توفان‌های نمکی و گردوغبار در منطقه را تحت پوشش قرار می‌دهند.

کلمات کلیدی: دریاچه ارومیه، تراز دریاچه، کانون‌های گردوغبار، کانون‌های با اولویت ۱، کانون‌های با

اولویت ۲، کانون‌های سال ۲۰۱۶

۵- بررسی تغییر در پتانسیل تولید غبار در شرایط احیای اکولوژیک دریاچه ارومیه در تراز ۱/۱۲۷۴

ذرات گرد و غبار معدنی معلق در اتمسفر، با نقش مهمی که در بودجه تابشی جوی و چرخه آب دارند، سیستم‌های آب و هوایی را مختل می‌کنند (AlizadehChoobari, 2013). علاوه بر تأثیرات مذکور، ریزگردهای تروپوسفر می‌توانند تأثیر معنی داری بر سلامت عموم بشر داشته باشند (WHO, 2000).

داشتن عنوان‌هایی نظیر بزرگترین و دومین دریاچه آب شور ایران و جهان، ثبت به عنوان یک تالاب دارای اهمیت بین‌المللی در معاهده ۱۹۷۱ رامسر و ثبت به عنوان یکی از ذخایر زیست‌کره از طرف سازمان آموزشی، علمی و فرهنگی ملل متحد (یونسکو)، نشان از جایگاه بالای زیست محیطی دریاچه ارومیه در گذشته دارد. این پهنه آبی که روزگاری با داشتن بیش از ۳۰ میلیارد متر مکعب آب، مساحتی در حدود ۶۰۰۰ کیلومتر مربع را پوشش می‌داده است (Eimanifar & Mohebbi, 2007)، امروزه در بحرانی‌ترین وضعیت خود قرار گرفته، به طوری که بخش عمده‌ای از مساحت اولیه دریاچه توسط اراضی بایر و شوره‌زارهای به جای مانده از خشک شدن دریاچه پوشیده شده است.

بحران دریاچه ارومیه و تبعات زیست محیطی حاصل از آن زمینه‌ساز ایجاد مشکلات متعدد زیست محیطی، اقتصادی و حتی اجتماعی برای استان‌های هم‌جوار آذربایجان شرقی و غربی در وهله اول و برای کل کشور در سطحی وسیع‌تر شده است. توفان‌های گرد و غبار به خودی خود دارای آثار مخرب زیست محیطی فراوانی هستند که هم به صورت مستقیم و هم به صورت غیر مستقیم بر انسان و محیط زیست انسان اثر گذارند. منابع متعدد برای توفان‌های غبار تا ۵۰ نوع اثر مخرب را نام برده‌اند (Goudie & Middleton, 2006).

ترکیب مقادیر زیاد نمک به جای مانده از عقب نشینی دریاچه ارومیه با ذرات گرد و غبار، این آثار مخرب را تا چندین برابر نیز تشدید می‌نمایند. به همین دلیل، از میان معضلات متعدد زیست محیطی، اقتصادی و حتی اجتماعی ناشی از خشک شدن دریاچه ارومیه، شاید بحران تشکیل کانون‌های گرد و غبار و تشدید غلظت گرد و غبار معلق در جو را بتوان بزرگترین بحران نام برد که تبعات آن نه تنها محدوده دریاچه که حتی نواحی واقع در کیلومترها دورتر را نیز تهدید می‌نماید (Rashid Niaghi, 2013). اهمیت این مسأله آنجا دو چندان می‌گردد که تشکیل کانون‌های فعال گرد و غبار از پی خشک شدن عرصه‌های وسیع آبی در دیگر نقاط جهان نیز رخ داده

است. دریاچه آرال^۱ واقع در بین دو کشور ازبکستان و قزاقستان و همچنین دریاچه آونز^۲ در ایالات متحده نمونه‌هایی از تشکیل کانون‌های فعال غبار در زمین‌های به جای مانده از خشک شدن پهنه‌های آبی هستند (شکل ۲۹).



شکل ۲۹- نمونه‌ای از توفان‌های غبار برخاسته از بستر به جای مانده از خشک شدن دریاچه Owens در ایالات متحده

○ سوالات طرح

سؤالاتی که این مطالعه سعی دارد تا به آن پاسخ دهد عبارتند از:

- در هریک از ترازهای شاخص، درصد مساحت هر کانون گردوغبار، نسبت به مساحت آن کانون در تراز اکولوژیک چه میزان است؟
- در لایه تجمعی کانون‌ها به عنوان کانون واحد گردوغبار، درصد مساحت پهنه غبار واقع در هریک از ترازهای گوناگون نسبت به مساحت کانون‌ها در تراز اکولوژیک چه میزان است؟
- ارتباط بین تغییرات تراز دریاچه و تغییرات سطح کانون‌های گردوغبار به چه صورت است؟

○ هدف طرح

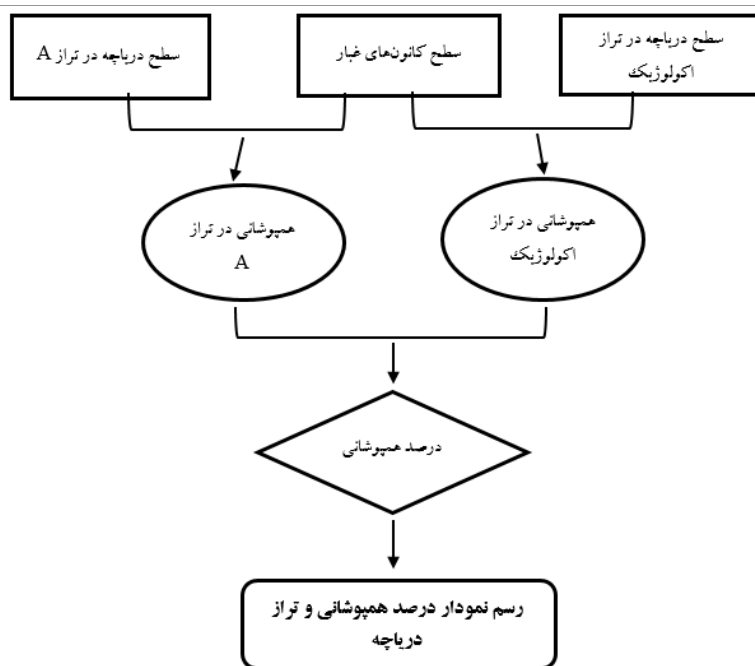
هدف از انجام این مطالعه یافتن رابطه بین تراز دریاچه و سطح پوشش داده شده از کانون‌های گردوغبار توسط آب دریاچه می باشد.

^۱ -Aral sea

^۲ -Owens lake

۵-۱- روش تحقیق

با کوچک تر شدن سطح دریاچه ارومیه در سال‌های اخیر، پهنه‌های نمکی بسیاری که در گذشته در زیر آب بودند، سر از آب بیرون آورده و تبدیل به کانون‌های تولید غبار شده‌اند. توزیع این کانون‌ها در محدوده اطراف دریاچه یکسان نبوده و بخش بزرگی از آن‌ها در قسمت‌های جنوبی و شرقی دریاچه قرار گرفته‌اند. جهت کنترل پیامدهای ناشی از کانون‌های فوق و برنامه‌ریزی‌های کوتاه مدت و بلندمدت، مطالعه رابطه بین تراز آب دریاچه و تغییرات کانون‌ها ضروری به نظر می‌رسد. در این تحقیق جهت یافتن رابطه بین تراز دریاچه و سطح پوشش داده‌شده از کانون‌ها توسط آب دریاچه، از روش درصد همپوشانی و رگرسیون غیرخطی استفاده شده است. با افزایش تراز و به دنبال آن افزایش سطح دریاچه، قسمتی از کانون‌های با پتانسیل تولید غبار توسط آب پوشیده خواهند شد. با توجه به اینکه توزیع مکانی کانون‌های غبار در اطراف دریاچه یکسان نبوده و قسمتی از این کانون‌های غبار در خارج از تراز اکولوژیک دریاچه قرار گرفته‌اند، بنابراین ابتدا بایستی محدوده‌ای از کانون‌های غبار که در داخل تراز اکولوژیک دریاچه قرار می‌گیرند را مشخص نمود و سپس با داشتن سطح دریاچه در ترازهای مختلف و سطح کانون‌های غبار در تراز اکولوژیک، همپوشانی سطوح مذکور محاسبه می‌شود، که این سطوح مشترک بیانگر کسری از کانون‌های با پتانسیل تولید غبار می‌باشند که در اثر افزایش تراز دریاچه با آب پوشیده خواهند شد. در مرحله بعد درصد همپوشانی در هر تراز نسبت به تراز اکولوژیک (به عنوان تراز معیار) محاسبه می‌شود. در نهایت با رسم نمودار تراز سطح دریاچه و درصد همپوشانی در هر تراز، با روش رگرسیون غیرخطی، معادله‌ای به دست خواهد آمد که معرف رابطه بین تراز دریاچه و سطح پوشش داده‌شده از کانون‌ها توسط آب دریاچه در آن تراز خواهد بود. مراحل انجام تحقیق در شکل ۳۰ نشان داده شده است.



شکل ۳۰ - نمودار مراحل انجام تحقیق

۵-۲- داده‌های مورد استفاده

جهت مطالعه رابطه بین تراز دریاچه و درصد همپوشانی کانون‌های غبار بایستی سطح دریاچه و کانون‌های غبار را شناسایی نمود. در این بخش داده‌های مورد استفاده در این تحقیق به اختصار تشریح می‌گردد.

۵-۲-۱- سطح دریاچه

در این تحقیق از نتایج مطالعات محاسبه سطح دریاچه که توسط مرکز سنجش از دور دانشگاه شریف (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۵)، در بازه‌های زمانی متفاوت انجام گرفته، استفاده شده است. محاسبه سطح دریاچه در مطالعات مذکور با استفاده از تصاویر ماهواره لندست ۷ و ۸ و به کارگیری شاخص‌های NDWI^۱ و NDVI^۲ انجام شده است.

۵-۲-۲- شناسایی کانون‌های غبار

طی سالیان اخیر مناطق وسیعی در اطراف دریاچه ارومیه خشک شده، به گونه‌ای که تقریباً نیمی از دریاچه به پهنه‌های نمکی تبدیل شده است. پهنه‌های نمکی فوق تبدیل به کانون‌های تولید ذرات نمکی گشته که توسط باد به مناطق پیرامون دریاچه منتقل شده و تهدید جدی برای سلامت مردم و کشاورزی منطقه محسوب می‌شوند. در

^۱ Normalized Difference Water Index

^۲ Normalized Difference Vegetation Index

این میان سنجش از دور به عنوان یکی از روش‌های کم هزینه و کارآمد، نقش مهمی در شناسایی و پایش کانون‌های تولید غبار دارد. یکی از روش‌های شناسایی کانون‌های تولید غبار، به کمک داده‌های ماهواره‌ای، استفاده از داده‌های ^۱AOD است. در این تحقیق از کانون‌هایی که در مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف (RSRC) در دو مطالعه جداگانه و در بازه‌های زمانی متفاوت شناسایی شده‌اند، استفاده شده است. مطالعه نخست در بازه زمانی سال‌های ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۴ و بر اساس داده‌های AOD سنجنده مادیس (با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ کیلومتر)، انجام شده است. داده‌های فوق به صورت میانگین روزانه و به صورت آنلاین قابل دریافت است. جهت شناسایی و الویت بندی کانون‌های غبار، از دو شاخص استفاده شده است:

(۱) رخداد: دامنه تغییرات داده‌های AOD در بازه ۰ تا ۱ است، که هر چه قدر مقدار فوق به ۱ نزدیک‌تر باشد بیانگر وجود مقدار بیشتری از ذرات معلق در هوا می‌باشد. بنابراین جهت تفکیک و اولویت‌بندی کانون‌های با پتانسیل تولید غبار بایستی یک حد آستانه تعریف نمود. در مطالعه فوق از حد آستانه ۰/۳ جهت شناسایی کانون‌های غبار استفاده شده است. بنابراین هر بار مشاهده AOD بالاتر از این حد آستانه در هر پیکسل یک رخداد محسوب می‌شود.

(۲) فراوانی وقوع: به تعداد دفعات مشاهده یک رخداد با حد آستانه معین در طول یک بازه زمانی مشخص، فراوانی وقوع آن رخداد در بازه زمانی تعیین شده گفته می‌شود. برای مثال اگر مقدار AOD روزانه ثبت شده برای یک پیکسل مشخص، در طول یک ماه، ۱۰ بار بیشتر از حد آستانه تعیین شده گردد، فراوانی وقوع حد آستانه مذکور برای پیکسل مورد نظر در طول آن ماه، عدد ۱۰ می‌باشد.

در شناسایی و اولویت‌بندی کانون‌های تولید غبار بایستی هر دو عامل فوق را به طور همزمان لحاظ نمود، بدین معنی که مناطقی که هم مقدار AOD و هم تعداد رخداد در آن‌ها بیشتر است در اولویت‌های بالاتر قرار خواهند گرفت. بر همین اساس شاخصی تحت عنوان شدت-فراوانی (^۲IIF) مطابق با رابطه ۱ ارائه شده است:

$$IIF_{(t,O)} = AOD_t \times FoO \quad (1)$$

که در این رابطه:

$IIF_{(t,O)}$: شاخص شدت-فراوانی محاسبه شده به ازای حد آستانه O برای بازه زمانی

AOD_t : میانگین AOD محاسبه شده برای پیکسل مورد نظر و در بازه زمانی t

^۱ Aerosol Optical Depth

^۲ Index of Intensity and Frequency of occurrence

FoO: تعداد دفعات مشاهده AOD بالاتر از حد آستانه انتخابی در بازه زمانی مورد نظر است.

با محاسبه شاخص فوق برای منطقه مورد مطالعه کانون‌های با پتانسیل تولید غبار در دو کلاس مختلف طبقه‌بندی شده که در ادامه با عنوان کانون‌های با اولویت یک و کانون‌های با اولویت دو مورد استفاده قرار خواهند گرفت.

قدرت تفکیک مکانی پایین داده‌های AOD سنجنده مادیس (۱۰ کیلومتر)، به خصوص در مطالعات محلی، یکی از موضوعات چالش‌برانگیز در شناسایی کانون‌های تولید غبار به شمار می‌رود. به همین دلیل در مطالعه دوم توسط مرکز سنجش از دور شریف، به دلیل رفع مشکل فوق، داده‌های AOD با قدرت تفکیک مکانی ۵۰۰ متر، بر اساس باند ۴ سنجنده مادیس (۵۵۰ نانومتر) و با استفاده از الگوریتم SARA تولید شد (Bilal, Nichol, Bleiweiss, & Dobios, 2013). روش شناسایی و تفکیک کانون‌های غبار همانند مطالعه نخست بر اساس شاخص شدت-فراوانی بوده و تفاوت دو مطالعه صرفاً در داده‌های ورودی می‌باشد. مطالعه با داده‌های AOD با قدرت تفکیک مکانی ۵۰۰ متر، در سال ۲۰۱۶ انجام گرفته و نتایج آن تحت عنوان کانون‌های سال ۲۰۱۶ در ادامه مورد استفاده قرار خواهد گرفت.

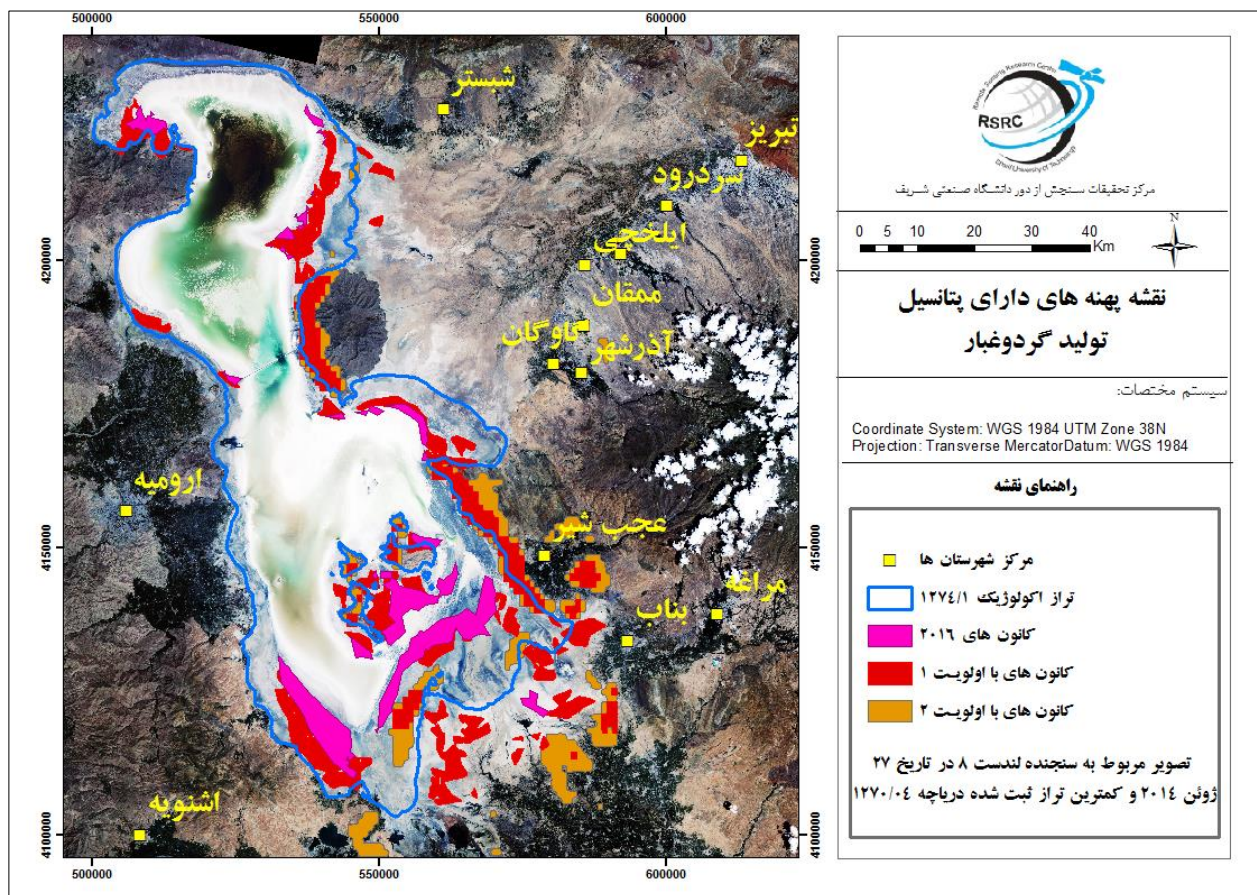
عمده کانون‌های شناسایی شده غبار با اولویت یک در حاشیه شرقی دریاچه استقرار یافته‌اند. از دلایل محتمل برای این موضوع کمتر بودن رطوبت خاک در حاشیه شرقی نسبت به حواشی غربی دریاچه است. نمک زارهای ناشی از پس‌روی دریاچه در قسمت جنوبی نیز از مناطق با پتانسیل بالای تولید گردو غبار بوده و کانون‌های محلی متعددی با اولویت‌های یک و دو در این قسمت وجود دارند. از دلایل محتمل برای این موضوع خشک و تر شدن‌های متناوب خاک و نوع کاربری اراضی (اراضی بایر و شوره‌زار) می‌باشند. جزایر جنوبی دریاچه نیز به واسطه شکل توپوگرافی و خشک شدن تدریجی به کانون‌های محلی مهمی تبدیل شده‌اند. کانون‌های شناسایی شده در حاشیه غربی دریاچه شامل یک ناحیه در شمال غربی دریاچه (شمال قالقچی)، دو ناحیه در قسمت غرب دریاچه (منتهی به بزرگ‌راه شهید کلانتری و حاشیه شرقی منطقه جبل کندی) و یک ناحیه در قسمت جنوب غربی آن است. از دلایل قابل ذکر در ایجاد کانون‌های غربی دریاچه، نوع کاربری اراضی آن (اراضی بایر و شوره‌زار) است (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۵).

به طور کلی می‌توان گفت کانون‌های شناسایی شده در سال ۲۰۱۶ نسبت به سال‌های پیشین ۶۱٪ کاهش داشته است. بخشی از این کاهش می‌تواند تحت تأثیر عملیاتی که طی سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۶ در جهت بهبود شرایط دریاچه انجام گرفته است، باشد (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۶).

۵-۳- نتایج

۵-۳-۱- پهنه‌های دارای پتانسیل تولید غبار

شناسایی کانون‌های دارای پتانسیل تولید غبار نیازمند مطالعات گسترده‌ای است که مبنای اولیه شناسایی پهنه‌های دارای پتانسیل تولید غبار، مطالعات انجام‌شده توسط مرکز سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف می‌باشد (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۵)، (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۶). در این مطالعه تاثیر تغییرات تراز دریاچه بر سه گروه از کانون‌های تولید غبار به نام‌های کانون‌های اولویت ۱، کانون‌های اولویت ۲ و کانون‌های شناسایی شده بر اساس داده‌های سال ۲۰۱۶ مورد بررسی قرار گرفته است. در شکل ۳۱ توزیع مکانی کانون‌های فوق در اطراف دریاچه و در داخل تراز اکولوژیک نشان داده شده است. نکته قابل توجه این است که برخی از پهنه‌های غبار شناسایی شده، در ترازهای بالاتر از تراز اکولوژیک (۱۲۷۴/۱ متر) واقع شده‌اند و دست کم در کوتاه مدت، برای کنترل این پهنه‌ها باید اقداماتی غیر از احیای دریاچه ارومیه مورد نظر قرار گیرد. به همین دلیل مطالعه فوق تنها در مورد پهنه‌های غبار واقع در تراز اکولوژیک دریاچه ارومیه انجام گرفته است. در جدول ۱۲ درصدی از مساحت هر یک از پهنه‌های غبار، که در داخل تراز اکولوژیک دریاچه قرار می‌گیرند آورده شده است. بر اساس داده‌های جدول ۱۲ مشاهده می‌شود که تنها حدود ۲۴ درصد (معادل ۸۳ کیلومترمربع) از کانون‌های غبار اولویت ۲ در داخل تراز اکولوژیک دریاچه قرار می‌گیرند و بخش بزرگی از کانون‌های فوق (حدود ۷۶ درصد) در خارج از تراز اکولوژیک دریاچه واقع شده‌اند. این مقدار برای کانون‌های اولویت ۱ برابر ۵۸ درصد و برای کانون‌های شناسایی شده بر اساس داده‌های سال ۲۰۱۶ برابر ۹۷ درصد می‌باشد. به طور کلی مساحت تمامی کانون‌های تولید غبار برابر ۱۴۶۹ کیلومترمربع می‌باشد که ۸۵۱ کیلومترمربع از آن (معادل ۵۸ درصد) در داخل تراز اکولوژیک دریاچه قرار دارد.



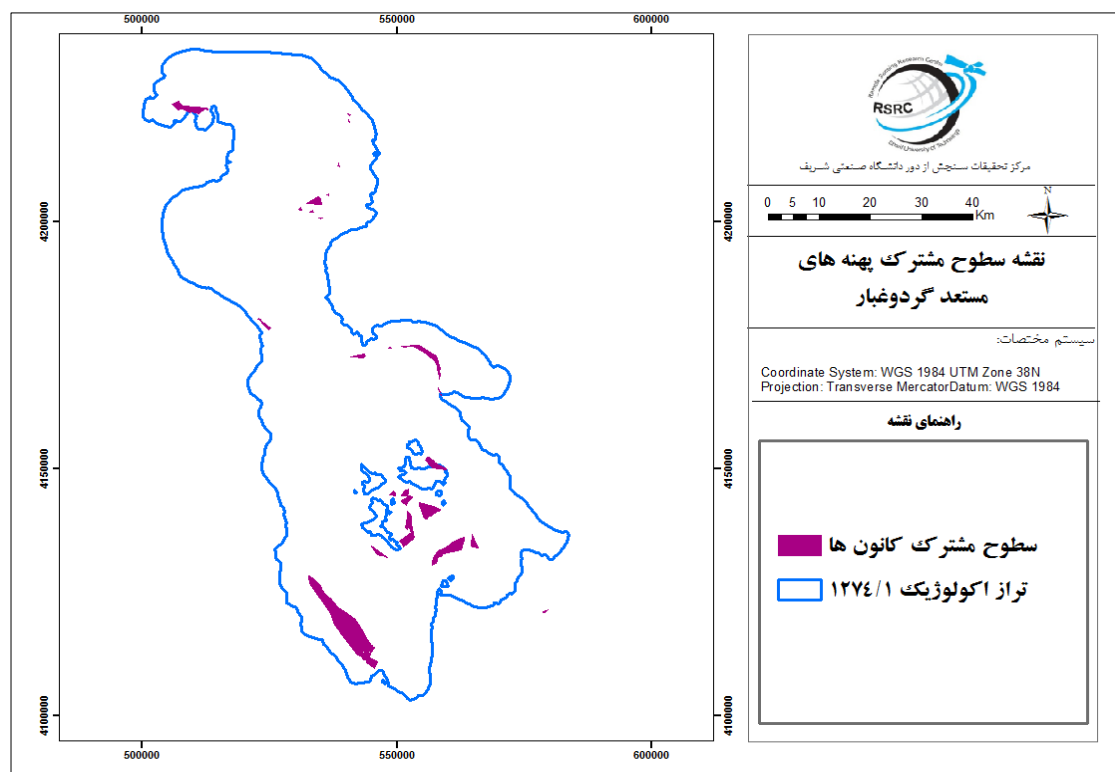
شکل ۳۱ - پهنه‌های شناسایی شده با پتانسیل تولید غبار

جدول ۱۲- مساحت پهنه‌های دارای پتانسیل تولید غبار شناسایی شده در محدوده دریاچه ارومیه

عنوان	کانون‌های با اولویت ۱	کانون‌های با اولویت ۲	کانون‌های شناسایی شده با داده‌های ۲۰۱۶
مساحت پهنه غبار (کیلومترمربع)	۸۲۰	۳۴۸	۳۰۰
مساحت پهنه غبار در داخل تراز اکولوژیک (کیلومترمربع)	۴۷۸	۸۳	۲۹۰
درصد مساحت پهنه غبار در تراز اکولوژیک نسبت به کل مساحت پهنه دارای پتانسیل غبار	۵۸	۲۴	۹۷

۵-۴- همپوشانی کانون‌ها

بررسی توزیع مکانی کانون‌های با اولویت ۱ و ۲ و کانون‌های به دست آمده از مطالعات سال ۲۰۱۶ نشان می‌دهد که در برخی نواحی این کانون‌ها دارای سطوح مشترک می‌باشند. در شکل ۳۲ نواحی مشترک این پهنه‌ها نشان داده شده است. این سطوح حدود ۱۰۵ کیلومترمربع از مساحت کانون‌ها را شامل می‌شوند.



شکل ۳۲- سطوح مشترک کانون‌های اولویت ۱ و ۲ با کانون‌های شناسایی شده از داده‌های سال ۲۰۱۶

۶- مطالعه اثر تغییرات تراز دریاچه ارومیه در تغییرات پتانسیل تولید غبار

جهت بررسی ارتباط بین تراز آب دریاچه و میزان تغییر وسعت کانون‌های غبار، ابتدا قسمتی از کانون‌های اولویت ۱ و ۲ و کانون‌های حاصل از داده‌های سال ۲۰۱۶ که در داخل تراز اکولوژیک دریاچه واقع شده‌اند محاسبه می‌شود. سپس تمامی کانون‌هایی که در داخل محدوده تراز اکولوژیک دریاچه هستند، با یکدیگر جمع شده که نتیجه آن در شکل ۳۳ نشان داده شده است. در این شکل مناطقی که با رنگ زرد هاشور خورده مشخص شده‌اند، معرف سطوح مشترک کانون‌های با پتانسیل تولید غبار هستند که در محدوده تراز اکولوژیک دریاچه قرار دارند. همان طور که مشاهده می‌شود بخشی از کانون‌های اولویت ۱ و ۲ در خارج از تراز اکولوژیک دریاچه قرار گرفته‌اند. در ادامه میزان همپوشانی این سطوح مشترک با سطح دریاچه در ۱۲ تراز مختلف محاسبه گردید. جدول ۲ نتایج حاصل از این همپوشانی را نشان می‌دهد. همان طور که پیش‌تر ذکر شد ۸۵۱ کیلومترمربع از تمامی کانون‌های غبار در داخل تراز اکولوژیک دریاچه قرار دارند، و طبق

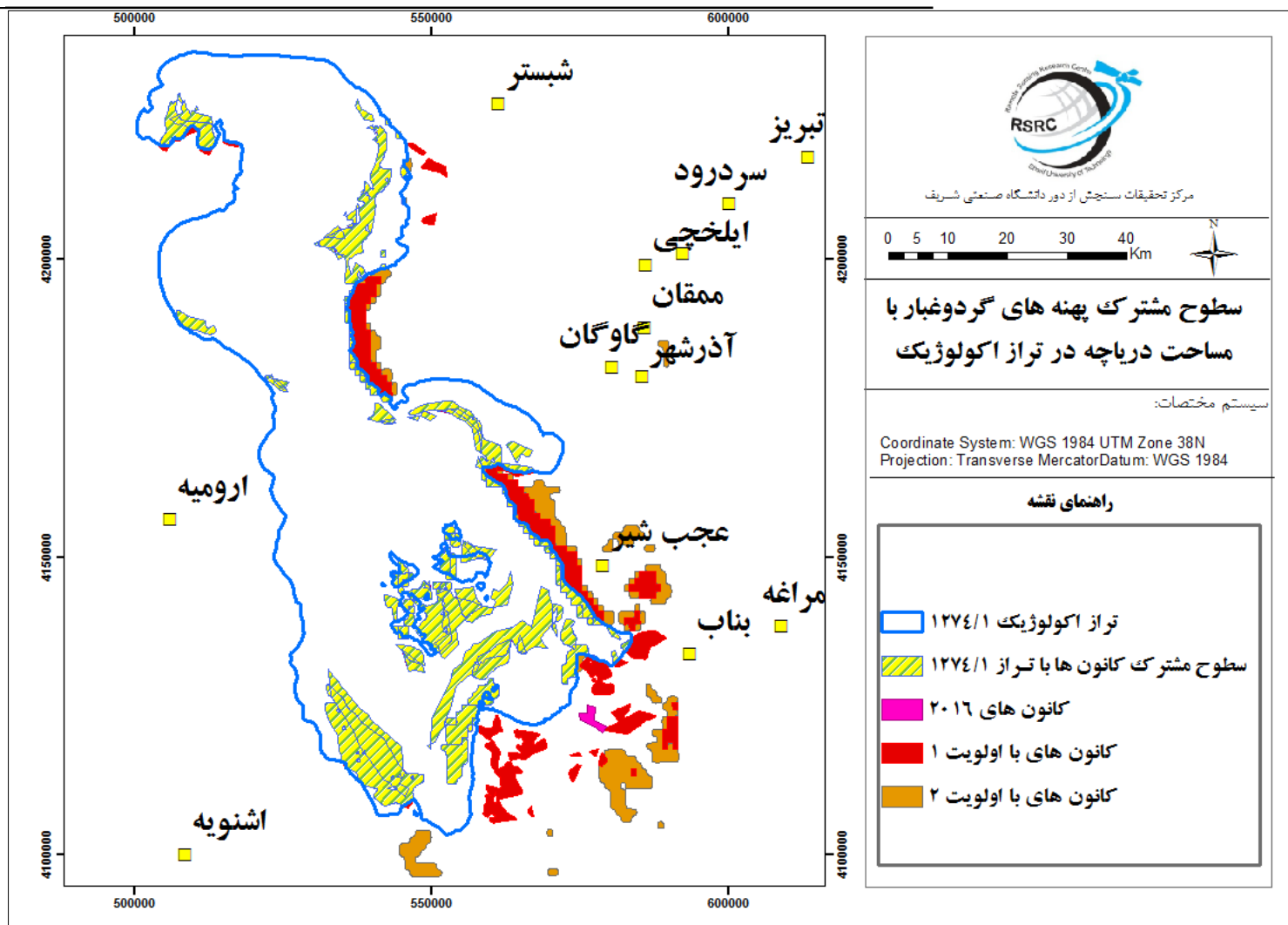
ردیف	تراز دریاچه	مساحت پوشیده شده از تمامی کانون‌ها توسط آب (km^2)	درصد مساحت پوشیده شده با آب تمامی کانون‌ها نسبت به مساحت پوشیده شده در تراز اکولوژیک
۱	۱۲۷۰/۱	۲۷	۳/۲
۲	۱۲۷۰/۶	۲۲	۲/۶
۳	۱۲۷۱	۷۲	۸
۴	۱۲۷۱/۵	۴۳۶	۵۱
۵	۱۲۷۱/۷	۵۲۶	۶۲
۶	۱۲۷۲	۶۰۵	۷۱
۷	۱۲۷۲/۲	۶۰۰	۷۰/۵

جدول ۱۳ در تراز ۱۲۷۱ متر، ۷۲	۸	۱۲۷۲/۵	۷۰۲	۸۲
	۹	۱۲۷۳/۱	۷۸۵	۹۲
	۱۰	۱۲۷۳/۵	۸۰۷	۹۵
	۱۱	۱۲۷۴	۸۳۵	۹۸
	۱۲	۱۲۷۴/۱	۸۵۱	۱۰۰

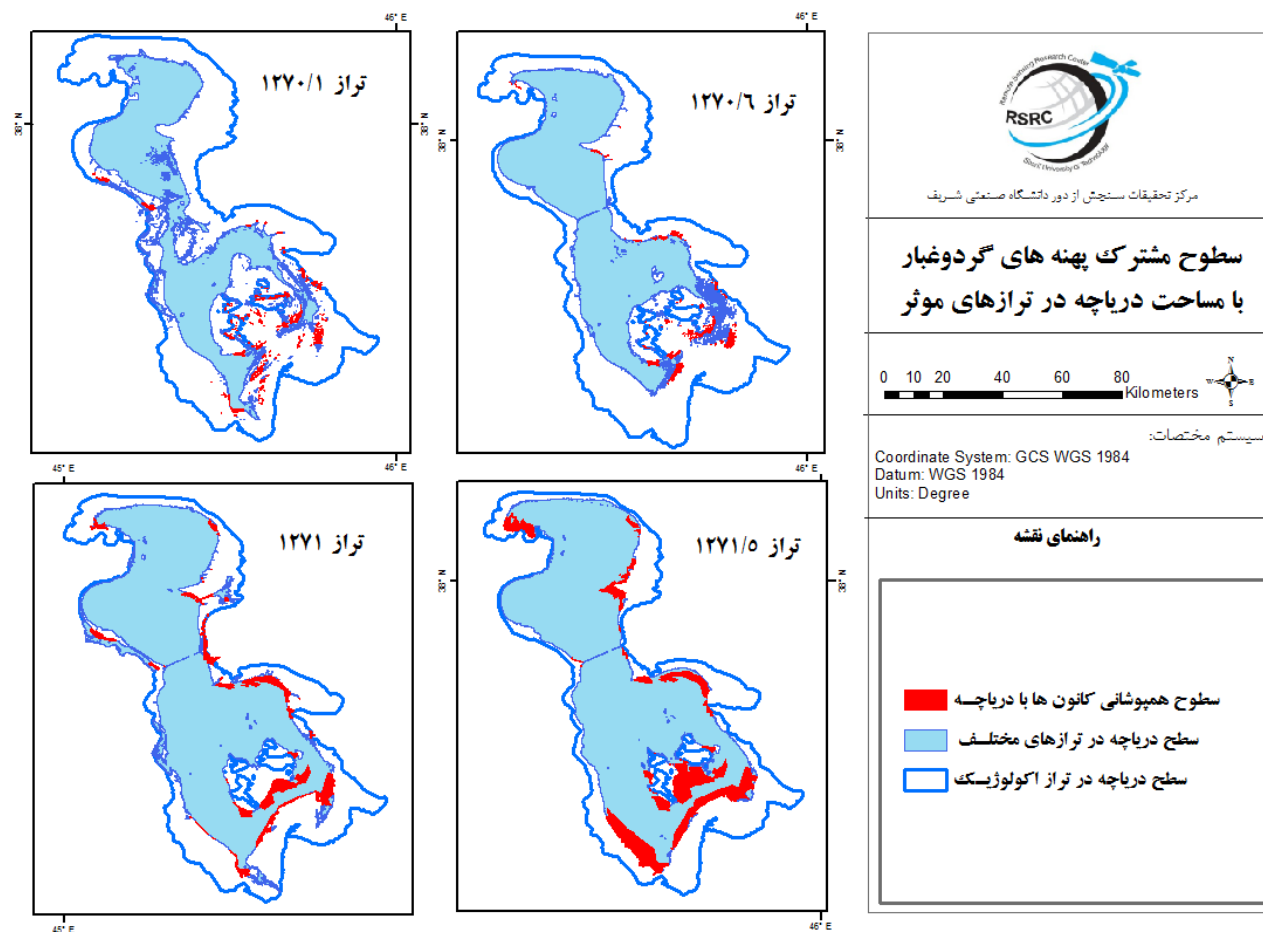
کیلومترمربع از این کانون‌های تولید غبار (معادل ۸ درصد کل کانون‌های واقع در تراز اکولوژیک)، توسط آب دریاچه پوشیده خواهند شد. در تراز ۱۲۷۱/۵ متر جهش ناگهانی در کاهش کانون‌های تولید غبار مشاهده می‌شود، به طوری که در این تراز تقریباً نیمی از پهنه‌های تولید غبار توسط آب دریاچه پوشیده خواهند شد. با رسیدن تراز دریاچه به رقم ۱۲۷۳ متر تقریباً ۹۰ درصد پهنه‌های غبار واقع در تراز اکولوژیک با آب پوشیده شده و در نهایت با رسیدن دریاچه به تراز اکولوژیک تمامی کانون‌ها به طور کامل توسط آب دریاچه پوشیده خواهند شد. در شکل ۳۴ نتیجه همپوشانی ترازهای گوناگون با سطوح مشترک کانون‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. همچنین شکل ۳۵ نحوه گسترش سطح دریاچه در ترازهای مختلف را نشان می‌دهد.

جدول ۱۳- مساحت پهنه‌های غبار پوشیده شده با آب در ترازهای گوناگون

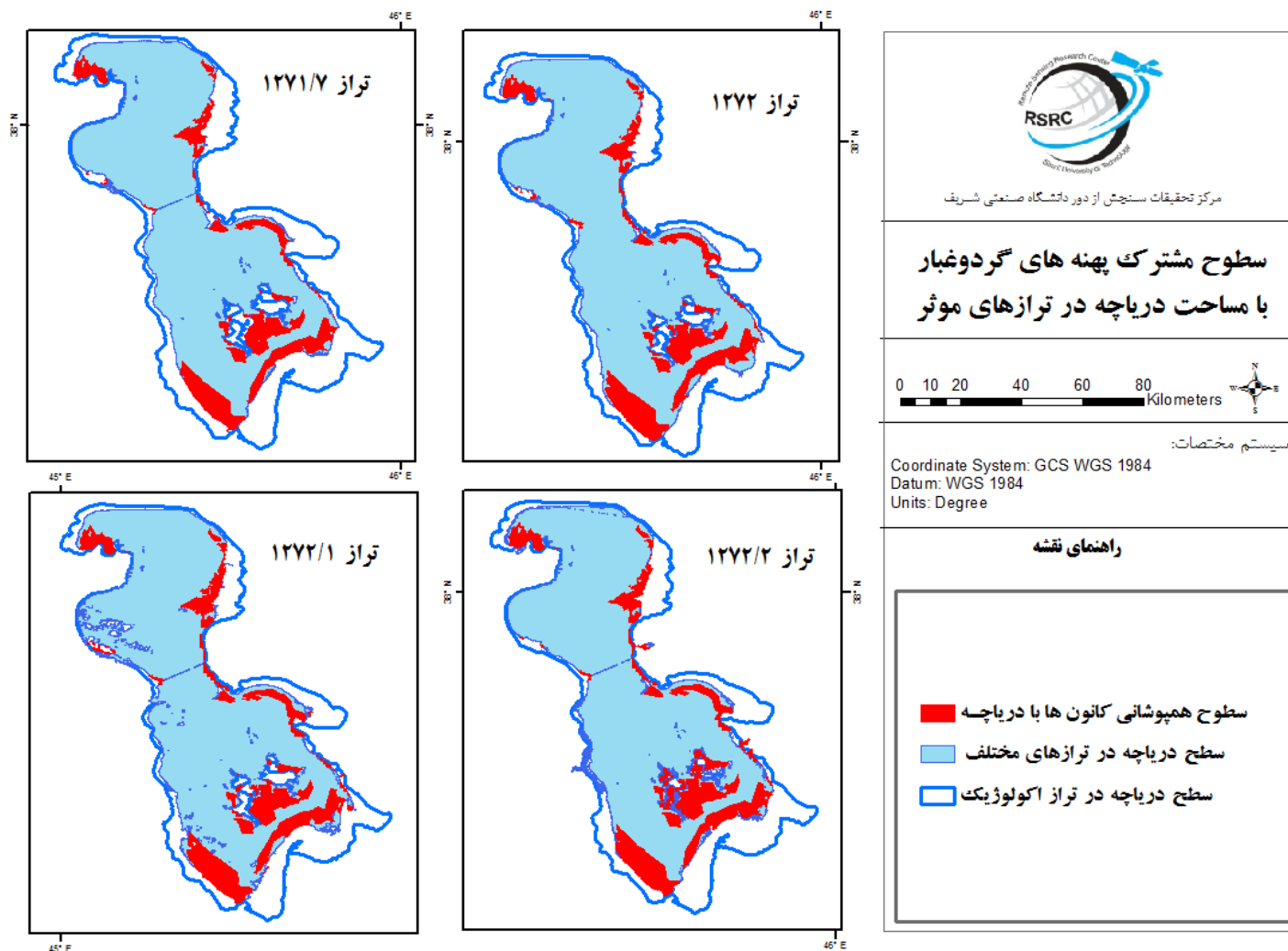
ردیف	تراز دریاچه	مساحت پوشیده شده از تمامی کانون‌ها توسط آب (km^2)	درصد مساحت پوشیده شده با آب تمامی کانون‌ها نسبت به مساحت پوشیده شده در تراز اکولوژیک
۱	۱۲۷۰/۱	۲۷	۳/۲
۲	۱۲۷۰/۶	۲۲	۲/۶
۳	۱۲۷۱	۷۲	۸
۴	۱۲۷۱/۵	۴۳۶	۵۱
۵	۱۲۷۱/۷	۵۲۶	۶۲
۶	۱۲۷۲	۶۰۵	۷۱
۷	۱۲۷۲/۲	۶۰۰	۷۰/۵
۸	۱۲۷۲/۵	۷۰۲	۸۲
۹	۱۲۷۳/۱	۷۸۵	۹۲
۱۰	۱۲۷۳/۵	۸۰۷	۹۵
۱۱	۱۲۷۴	۸۳۵	۹۸
۱۲	۱۲۷۴/۱	۸۵۱	۱۰۰



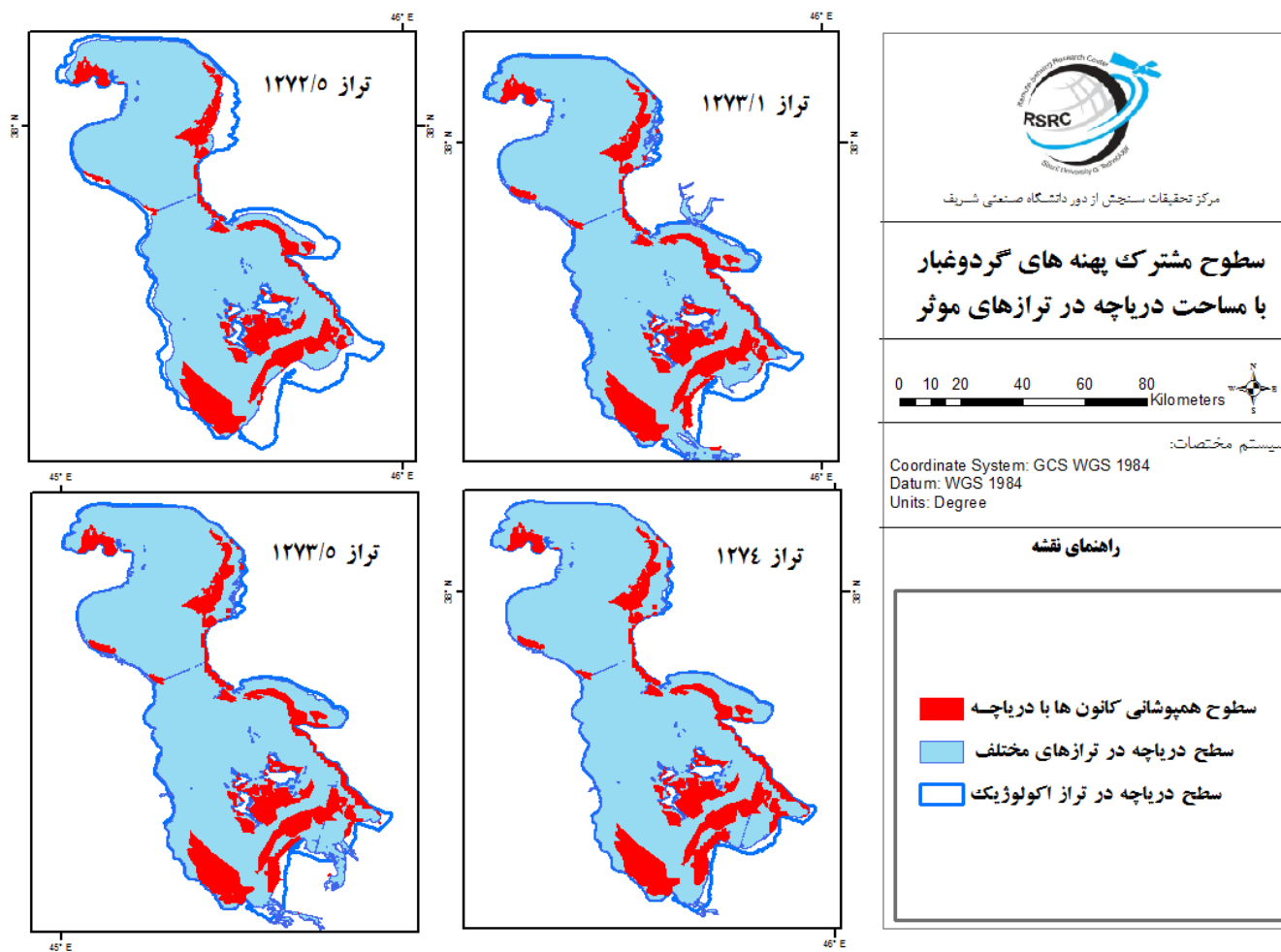
شکل ۳۳- سطوح مشترک پهنه‌های گردو غبار با مساحت دریاچه در تراز اکولوژیک (۱۲۷۴/۱)



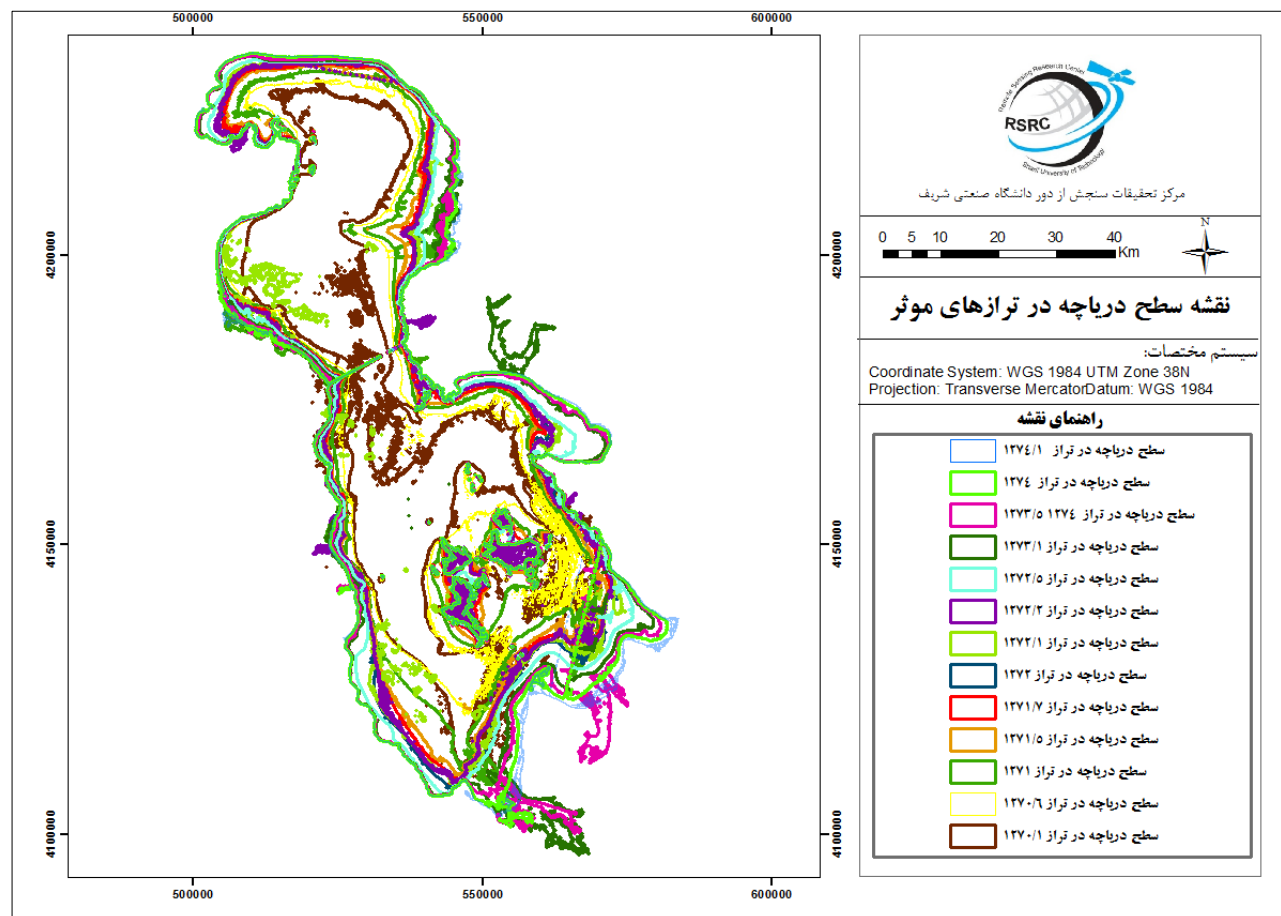
شکل ۳۴ - سطوح مشترک پهنه های گردوغبار با مساحت دریاچه در ترازهای گوناگون



ادامه شکل ۳۴- سطوح مشترک پهنه های گردوغبار با مساحت دریاچه در ترازهای گوناگون



ادامه شکل ۳۴- سطوح مشترک پهنه های گردوغبار با مساحت دریاچه در ترازهای گوناگون



شکل ۳۵ - سطح دریاچه در ترازهای گوناگون

جهت بررسی دقیق تر تأثیر تراز دریاچه بر روی هر یک از کانون های غبار، عملیات همپوشانی سطح دریاچه و کانون های غبار به تفکیک برای هر سه گروه کانون مورد مطالعه انجام گرفته و نتایج آن در جدول ۳ آورده شده است. همان طور که در جدول ۱۴ ذکر شد کل مساحت کانون های غبار اولویت ۲ برابر ۳۴۸ کیلومترمربع است که از این میزان تنها ۸۳ کیلومترمربع در داخل تراز اکولوژیک دریاچه ارومیه قرار گرفته است و با رسیدن دریاچه به تراز اکولوژیک تمامی این ۸۳ کیلومترمربع توسط آب دریاچه پوشیده خواهد شد. در مورد کانون های شناسایی شده بر اساس داده های سال ۲۰۱۶ نیز با رسیدن تراز به ۱۲۷۳ متر تقریباً تمامی این کانون ها با آب پوشیده خواهند شد.

جدول ۱۴- مساحت پوشیده شده از آب پهنه های دارای پتانسیل تولید غبار در ترازهای گوناگون

ردیف	تراز (متر)	مساحت پوشیده شده از آب در هر کانون (کیلومترمربع)		
		اولویت ۱	اولویت ۲	کانون های سال ۲۰۱۶
۱	۱۲۷۰/۱	۱۱	۱/۵	۱۵
۲	۱۲۷۰/۶	۴	۰/۳	۱۷
۳	۱۲۷۱	۳۸	۲/۴	۳۱
۴	۱۲۷۱/۵	۱۷۴	۳/۲	۲۵۹
۵	۱۲۷۱/۷	۲۳۹	۵/۴	۲۸۱
۶	۱۲۷۲	۳۰۷	۱۰/۴	۲۸۸
۷	۱۲۷۲/۲	۲۹۸	۱۵	۲۸۷
۸	۱۲۷۲/۵	۳۹۴	۱۹	۲۸۹
۹	۱۲۷۳/۱	۴۵۰	۴۶	۲۹۰
۱۰	۱۲۷۳/۵	۴۵۹	۵۹	۲۹۰
۱۱	۱۲۷۴	۴۷۰	۷۶	۲۹۰
۱۲	۱۲۷۴/۱	۴۷۸	۸۳	۲۹۰

جهت تفسیر و مقایسه بهتر نتایج و نیز یافتن معادله‌ای که بتوان بر اساس آن ارتباط بین تغییرات تراز دریاچه و میزان همپوشانی کانون‌های غبار را تعیین نمود، درصدی از هر کانون غبار که در هر تراز توسط آب دریاچه پوشیده می‌شود محاسبه شد. به عنوان مثال طبق جدول ۱۵، در تراز ۱۲۷۲ متر حدود ۳۰۷ کیلومتر مربع از کانون‌های اولویت ۱ توسط آب دریاچه پوشیده خواهد شد و با توجه به اینکه جمعاً ۴۷۸ کیلومتر مربع از کانون‌های اولویت ۱ در محدوده تراز اکولوژیک دریاچه قرار دارند، بنابراین می‌توان گفت در تراز ۱۲۷۲ متر تقریباً ۶۴ درصد از کل کانون‌های اولویت ۱ که در تراز اکولوژیک دریاچه قرار دارند، توسط آب دریاچه پوشیده خواهند شد. این عمل برای تمامی کانون‌ها و در هر تراز انجام شد که نتایج در جدول ۱۵ نشان داده شده است.

جدول ۱۵- درصد مساحت پهنه‌های غبار در ترازهای مختلف نسبت به مساحت پهنه غبار در تراز اکولوژیک

ردیف	تراز	درصد همپوشانی نسبت به تراز اکولوژیک		
		اولویت ۱ (%)	اولویت ۲ (%)	کانون‌های سال (%) ۲۰۱۶
۱	۱۲۷۰/۱	۲/۳	۱/۸	۵
۲	۱۲۷۰/۶	۰/۸	۰/۴	۶
۳	۱۲۷۱	۸	۲/۹	۱۱
۴	۱۲۷۱/۵	۳۶	۳/۹	۸۹
۵	۱۲۷۱/۷	۵۰	۶/۵	۹۷
۷	۱۲۷۲	۶۴	۱۲/۵	۹۹
۸	۱۲۷۲/۲	۶۲	۱۸	۹۸/۹
۹	۱۲۷۲/۵	۸۲	۲۳	۹۹/۶
۱۰	۱۲۷۳/۱	۹۴	۵۵	۹۹/۹
۱۱	۱۲۷۳/۵	۹۶	۷۱	۹۹/۸
۱۲	۱۲۷۴	۹۸	۹۱	۹۹/۹
۱۳	۱۲۷۴/۱	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰

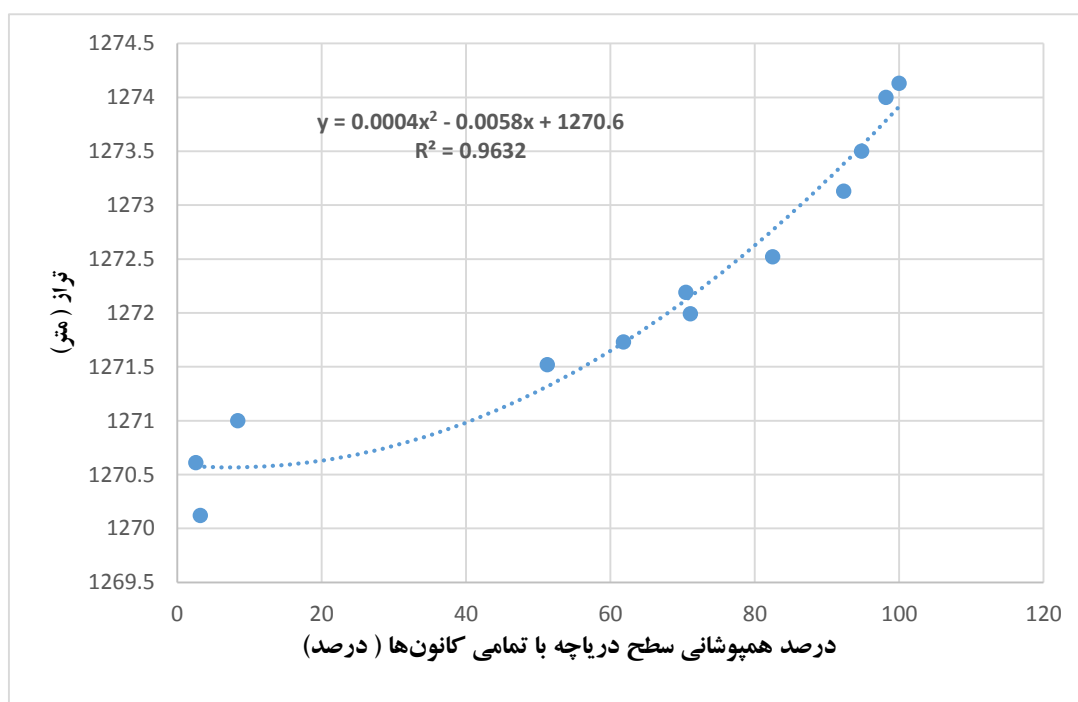
بر اساس نتایج جدول ۱۵ نمودار تغییرات تراز دریاچه و درصد همپوشانی کانون‌های غبار نسبت به تراز اکولوژیک، در شکل‌های ۸ تا ۱۱ نشان داده شده است. شکل ۳۶ درصد مساحت مجموع تمامی پهنه‌های غبار

در ترازهای گوناگون نسبت به مساحت پهنه دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک را نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌شود رابطه بین تراز دریاچه و درصد همپوشانی به صورت غیرخطی و به صورت رابطه (۲) می‌باشد:

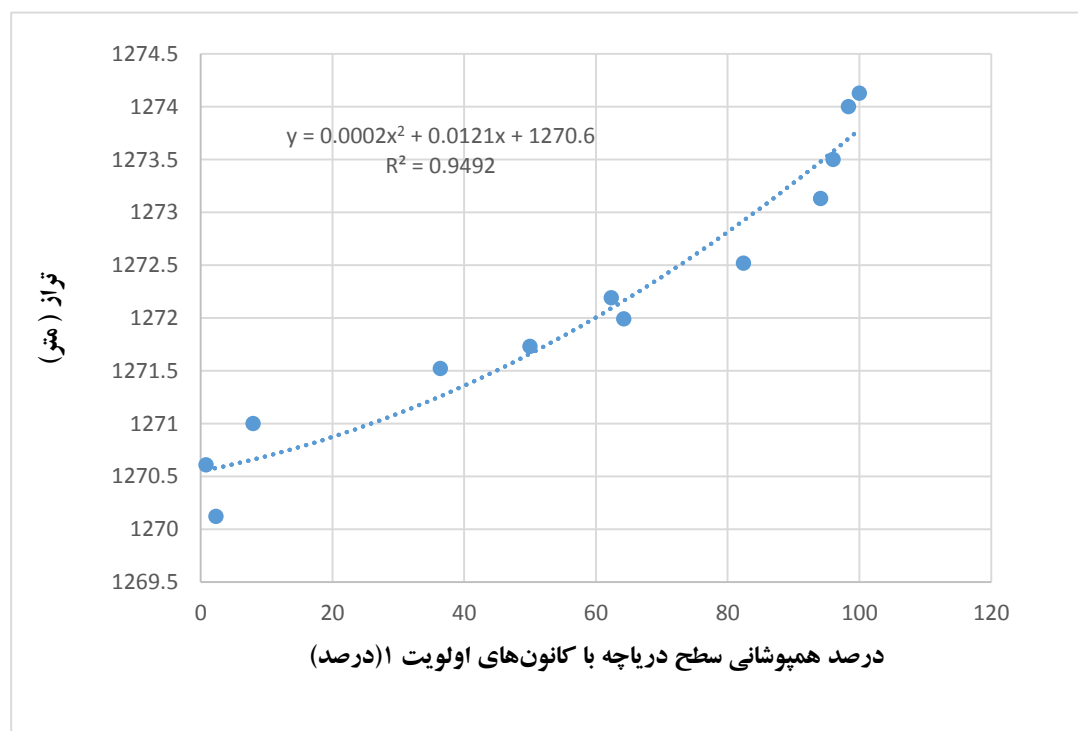
$$y = 0.0004x^2 - 0.0058x + 1270.6 \quad (2)$$

که در آن x بیانگر درصد همپوشانی کانون‌های غبار و سطح دریاچه بر حسب درصد، و y تراز دریاچه به متر است. ضریب همبستگی رابطه (۲) برابر $96/32$ درصد است. در برخی از نقاط که از روند کلی نمودار پیروی نمی‌کنند، خطاهای احتمالی در محاسبه سطح دریاچه و شناسایی کانون‌های غبار که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای انجام شده‌اند، از علل احتمالی محسوب می‌شوند. غیرخطی بودن رابطه بین تراز دریاچه ارومیه و درصد همپوشانی کانون‌های غبار بدین معنی است که در ترازهای بالاتر جهت پوشش درصد یکسان از پهنه‌های غبار نسبت به ترازهای پایین تر، بایستی آب بیشتری به دریاچه وارد شود. به عنوان مثال اگر متوسط تراز دریاچه در آذرماه سال 1396 را برابر $1270/2$ متر در نظر بگیریم جهت پوشش 20 درصد از تمامی کانون‌ها بایستی تراز دریاچه به $1270/7$ متر برسد و رسیدن تراز دریاچه به این مقدار نیازمند ورود حدوداً 940 میلیون مترمکعب آب می‌باشد. حال چنانچه فرض کنیم در یک سال دیگر تراز دریاچه به $1271/6$ متر رسیده باشد، که در این تراز حدود 60 درصد کانون‌های غبار توسط سطح دریاچه پوشش داده می‌شود و هدف پوشش 80 درصد کل کانون‌های غبار توسط دریاچه باشد (20 درصد افزایش همپوشانی)، در این حالت بایستی تراز دریاچه به $1272/5$ متر برسد که رسیدن به تراز فوق مستلزم ورود حدوداً $2/86$ میلیارد مترمکعب آب به دریاچه می‌باشد، به عبارتی تقریباً 3 برابر حالت قبل. بنابراین طبق نمودار شکل 36 این گونه استنباط می‌شود که افزایش درصد همپوشانی در اثر افزایش مقدار ثابت a (مثلاً 10 سانتی‌متر) به تراز دریاچه، وابستگی بسیار زیاد به تراز دارد که این افزایش a در آن رخ می‌دهد. در جدول 16 مساحت و حجم آب دریاچه در ترازهای مختلف بر اساس تصاویر لندست و روابط بسیمتری نشان داده شده است.

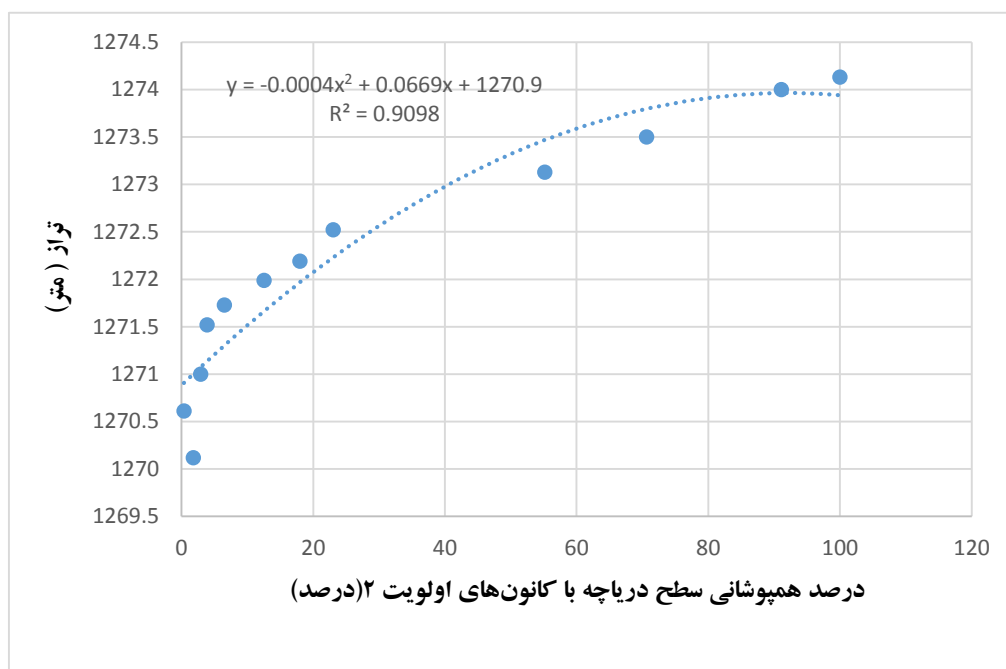
نکته قابل توجه در مورد رابطه فوق این است که اگر چه رابطه فوق ضریب همبستگی بالایی با داده‌های موجود نشان می‌دهد، اما بر اساس تعداد محدودی داده محاسبه شده و قطعاً در صورت استفاده از داده‌های بیشتر نتایج دقیق‌تری حاصل می‌شود.



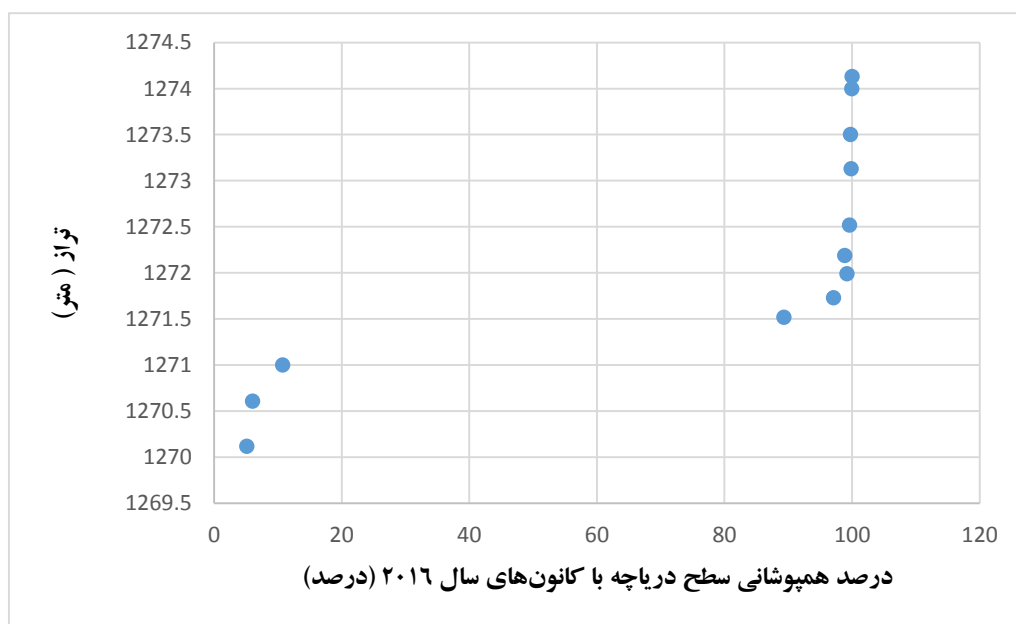
شکل ۳۶ - درصد مساحت پهنه غبار هر یک از ترازها نسبت به مساحت پهنه غبار دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک در همه کانون‌ها



شکل ۳۷ - درصد مساحت پهنه غبار هر یک از ترازها نسبت به مساحت پهنه غبار دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک در کانون‌های با اولویت ۱



شکل ۳۸ - درصد مساحت پهنه غبار هر یک از ترازها نسبت به مساحت پهنه غبار دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک در کانون‌های با اولویت ۲



شکل ۳۹ - درصد مساحت پهنه غبار هر یک از ترازها نسبت به مساحت پهنه غبار دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک در کانون‌های سال ۲۰۱۶

جدول ۱۶- سطح و حجم دریاچه ارومیه در ترازهای گوناگون

ردیف	تراز (متر)	سطح دریاچه بر اساس تصویر لندست (کیلومتر مربع)	سطح دریاچه بر حسب رابطه بسیمتری ۹۴ (کیلومتر مربع)	حجم دریاچه بر حسب بسیمتری ۹۴ (میلیارد مترمکعب)
۱	۱۲۷۰/۱	۱۶۸۴	۱۴۳۹	۰/۷۸
۲	۱۲۷۰/۶	۲۱۱۴	۲۱۱۶	۱/۶۹
۳	۱۲۷۱	۲۷۴۰	۲۵۷۴	۲/۶۲
۴	۱۲۷۱/۵	۳۱۷۲	۲۹۶۵	۴/۰۱
۵	۱۲۷۱/۷	۳۳۴۴	۳۰۹۳	۴/۶۲
۶	۱۲۷۲	۳۵۴۹	۳۳۱۵	۵/۵۸
۷	۱۲۷۲/۲	۳۵۱۱	۳۴۶۷	۶/۲۶
۸	۱۲۷۲/۵	۳۸۳۱	۳۶۲۸	۷/۳۲
۹	۱۲۷۳/۱	۴۳۶۹	۳۹۴۵	۹/۶۰
۱۰	۱۲۷۳/۵	۴۴۱۴	۴۱۰۰	۱۱/۲۱
۱۱	۱۲۷۴	۴۴۷۶	۴۲۸۷	۱۳/۳۰
۱۲	۱۲۷۴/۱	۴۵۷۵	۴۳۳۳	۱۳/۷۳

با توجه به نمودار شکل ۳۷ مشاهده می‌شود که روند افزایش درصد همپوشانی کانون‌های اولویت ۱ با افزایش تراز دریاچه، مطابق با روند کلی نمودار شکل ۳۶، و با شیب مثبت است، درحالی که این قضیه در مورد کانون‌های اولویت ۲ صادق نبوده و شاهد شیب منفی در نمودار شکل ۳۸ هستیم. شیب منفی نمودار شکل ۳۸ به این دلیل است که حتی در صورت رسیدن تراز دریاچه به تراز اکولوژیک تنها ۲۴ درصد از کانون‌های اولویت ۲ توسط سطح دریاچه پوشیده خواهند شد و قسمت اعظم این کانون‌های غبار (حدود ۷۶ درصد) در خارج از تراز اکولوژیک دریاچه قرار داشته و چندان تحت تأثیر افزایش تراز دریاچه قرار نمی‌گیرند. بنابراین به نظر می‌رسد جهت کنترل کانون‌های اولویت ۲ بایستی اقداماتی غیر از احیای دریاچه ارومیه مورد نظر قرار گیرد. در مورد کانون‌های سال ۲۰۱۶ نیز مشاهده می‌شود اگر چه شکل کلی نمودار (شکل ۳۹) مطابق با نمودار کانون‌های اولویت ۱ (شکل ۳۷) و نمودار تمامی کانون‌ها (شکل ۳۶) می‌باشد، ولی برازش یک منحنی در این مورد نتایج مطلوبی

ندارد. دلیل این امر قرار گرفتن بیش از ۹۵ درصد از وسعت کانون‌های سال ۲۰۱۶ در داخل تراز اکولوژیک بوده و تقریباً در تراز ۱۲۷۲ متر تمامی سطح کانون‌های فوق توسط آب دریاچه پوشیده خواهند شد.

❖ نتیجه‌گیری

با توجه به تأثیر ترازهای مختلف و حجم آب مورد نیاز متناظر با ترازها، در نظر گرفتن اثر تراز روی کاهش پهنه‌های دارای پتانسیل تولید غبار به عنوان هدف‌های واسطه برای رسیدن به تراز نهایی ۱۲۷۴/۱ (تراز اکولوژیک) می‌تواند راهگشا باشد. نتایج نشان می‌دهد در لایه تجمعی همه کانون‌ها، حدود ۸۰ درصد از کانون‌ها در تراز ۱۲۷۲/۵ پوشش داده خواهند شد که اگر متوسط تراز فعلی دریاچه (پاییز ۱۳۹۶) را برابر ۱۲۷۰/۲۵ متر در نظر بگیریم، پوشش ۸۰ درصدی پهنه‌های دارای پتانسیل غبار در داخل تراز اکولوژیک، مستلزم ورود ۶/۲۴ میلیارد مترمکعب آب به دریاچه است. میزان پوشش کانون‌ها در تراز ۱۲۷۱/۷ به حدود ۶۰ درصد خواهد رسید. در ترازهای پایین‌تر از ۱۲۷۰/۵ مقدار همپوشانی به کمتر از ۲۰ درصد خواهد رسید و بخش زیادی از مساحت کانون‌های گردو غبار در منطقه فعال خواهند بود؛ این مطلب به طور آشکاری اهمیت بروز مشکلات ناشی از توفان‌های نمکی را در ترازهای بسیار پایین نشان می‌دهد.

همچنین در کانون‌های با اولویت ۱، نمودار درصد مساحت پهنه غبار در هر یک از ترازها، نسبت به مساحت پهنه دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک نشان‌دهنده شباهت بسیار زیاد آن با نمودار مربوط به لایه تجمعی کانون‌ها است. در این نمودار وضعیت بحرانی کانون‌ها در ترازهای پایین‌تر از ۱۲۷۲ به وضوح آشکار است. از طرفی با توجه به آنکه حدود ۷۵ درصد کانون‌های با اولویت ۲ خارج از محدوده تراز اکولوژیک دریاچه قرار گرفته‌اند، نمودار مربوط به این کانون‌ها نشان‌دهنده آن است که در تراز کمتر از ۱۲۷۳ متر مقدار همپوشانی کمتر از ۵۰ درصد است. برخلاف کانون‌های دارای اولویت ۱، بخش زیادی از مساحت کانون‌های دارای اولویت ۲ تحت تأثیر نوسانات تراز دریاچه ارومیه قرار نمی‌گیرد.

در رابطه با کانون‌های سال ۲۰۱۶، ارتباط میان درصد مساحت پهنه غبار در هر یک از ترازها، نسبت به مساحت پهنه‌های دارای پتانسیل غبار در تراز اکولوژیک، نسبت به کانون‌های دیگر متغیر است؛ به طوری که در تراز ۱۲۷۲ همه مساحت پهنه‌های مستعد تولید گرد و غبار توسط آب دریاچه پوشیده خواهد شد. علت این مسئله آن است که بسیاری از این کانون‌ها در محدوده داخل دریاچه واقع شده‌اند و کمتر در مناطق مرزی و حاشیه دریاچه قرار گرفته‌اند. بنابراین با توجه به تحلیل‌های صورت گرفته به نظر می‌رسد تراز ۱۲۷۲ یک شاخص بسیار

مهم برای تحت پوشش قرار دادن پهنه‌های دارای پتانسیل تولید توفان‌های نمکی و گرد و غباری در منطقه باشد. از طرفی رسیدن به تراز اکولوژیک (۱۲۷۴/۱) نیز به عنوان شرایط ایده‌آل و تحت پوشش قرار دادن بخش عمده‌ای از کانون‌های مولد نمک می‌تواند به عنوان یکی از اهداف بلندمدت در نظر گرفته شود.

تشکیل کانون‌های گرد و غبار در بستر خشک به‌جامانده از عقب‌نشینی پیکره آبی دریاچه ارومیه بحرانی عظیم و چندوجهی است که به واسطه دامنه وسیع اثرگذاری این بحران، شاید بزرگ‌ترین چالش ناشی از خشک شدن دریاچه ارومیه محسوب گردد، از همین رو، خطرات بالقوه لزوم انجام هرچه سریع‌تر طرح‌های مقابله با توفان‌های گرد و غبار را بیش از پیش نمایان می‌سازد. وضعیت بحرانی دریاچه ایجاب می‌کند که برنامه‌های مقابله با گرد و غبار در کوتاه‌ترین زمان ممکن و با بیش‌ترین اثربخشی اعمال شوند. همچنین آن دست از پهنه‌های شناسایی شده خارج از دریاچه که در تراز اکولوژیک قرار نمی‌گیرند می‌بایستی با استفاده از دیگر روش‌های مهار گرد و غبار مانند مالچ پاشی و یا کاشت بوته‌های گیاهان مناسب با شرایط منطقه مورد توجه قرار بگیرند و برای کنترل غبار ناشی از آن‌ها باید راهکار جداگانه‌ای به موازات احیای دریاچه ارومیه اندیشیده شود.

۷- بررسی ترسیب و انحلال نمک دریاچه ارومیه

در شهریور و اسفند سال ۱۳۹۶ ستاد احیا دریاچه ارومیه اقدام به برداشت داده زمینی از عمق و سطح آب دریاچه ارومیه نمود. مجری این پروژه پژوهشگاه مکانیک پژوهشکده فضایی ایران بود. برای این کار تعداد بسیار زیادی نقطه به فواصل حداقل ۱۰ و حداکثر ۵۰ متر در طول مسیرهای مستقیم و موازی (به فاصله ۵۰۰ متر از یکدیگر و طول حدود ۱۵ کیلومتر) نسبت به میان گذر شهید کلانتری (۶ مسیر در شمال و ۶ مسیر در جنوب این میان گذر) مورد پایش واقع شده و داده‌های نقطه‌ای آنها برداشت شده‌اند. تیم اعزامی مجری برای برداشت داده در نقاط شمالی از قایق استفاده نمودند ولی در نقاط خشک جنوبی به کمک نقشه‌برداری توانستند داده‌های موردنظر ارتفاع کف را تهیه نمایند. در شکل ۴۰ موقعیت نقاط برداشت شده نسبت به دریاچه ارومیه نمایش داده شده است.



شکل ۴۰- نقاط برداشت شده توسط ستاد احیا دریاچه ارومیه از ارتفاع کف دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۶

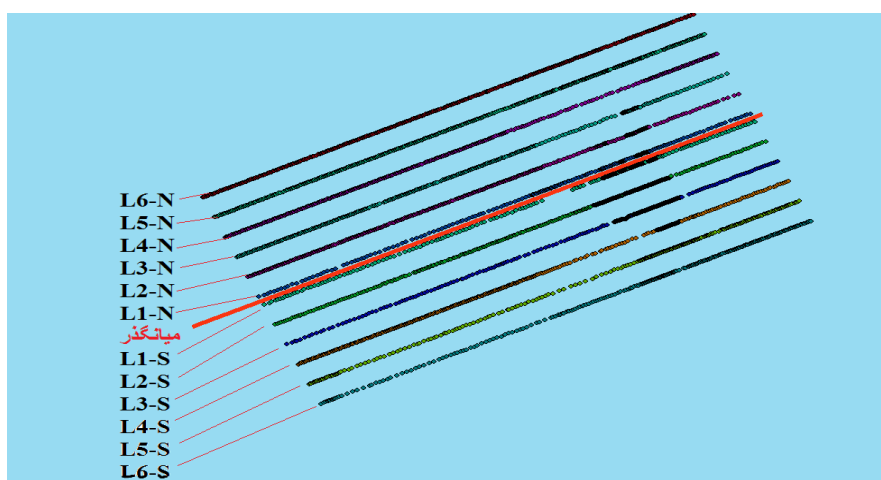
در برداشت اطلاعات نقاط یادشده، داده‌های کف دریاچه و سطح آب برداشت شده‌اند. مجموعاً در ۱۲ مسیر مذکور ۶۶۵۱ نقطه برداشت از ارتفاع کف و ۴۴۱۶ برداشت از ارتفاع سطح آب صورت گرفته است.

تحلیل نتایج

برای مقایسه نتایج هیدروگرافی و نقشه برداری انجام شده توسط ستاد احیا دریاچه ارومیه بین داده های برداشتی شهریور و اسفند سال ۱۳۹۶ سعی شده تا دقت هر مجموعه نقاط برداشت در طول ۱۲ مسیر شمالی و جنوبی به طور مجزا مورد بررسی قرار گیرد.

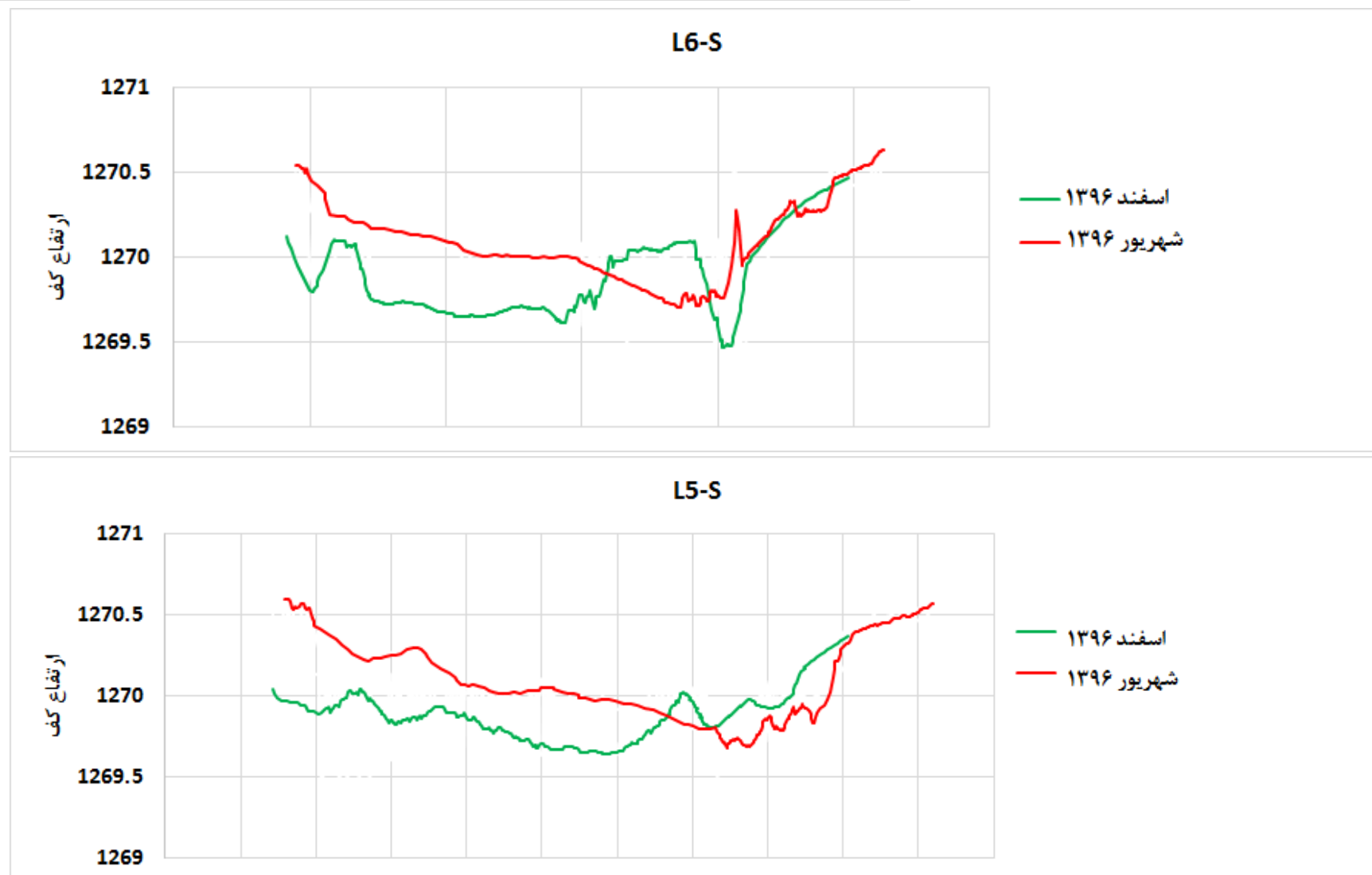
مقایسه تفکیکی داده های ارتفاعی در مسیرهای برداشت داده

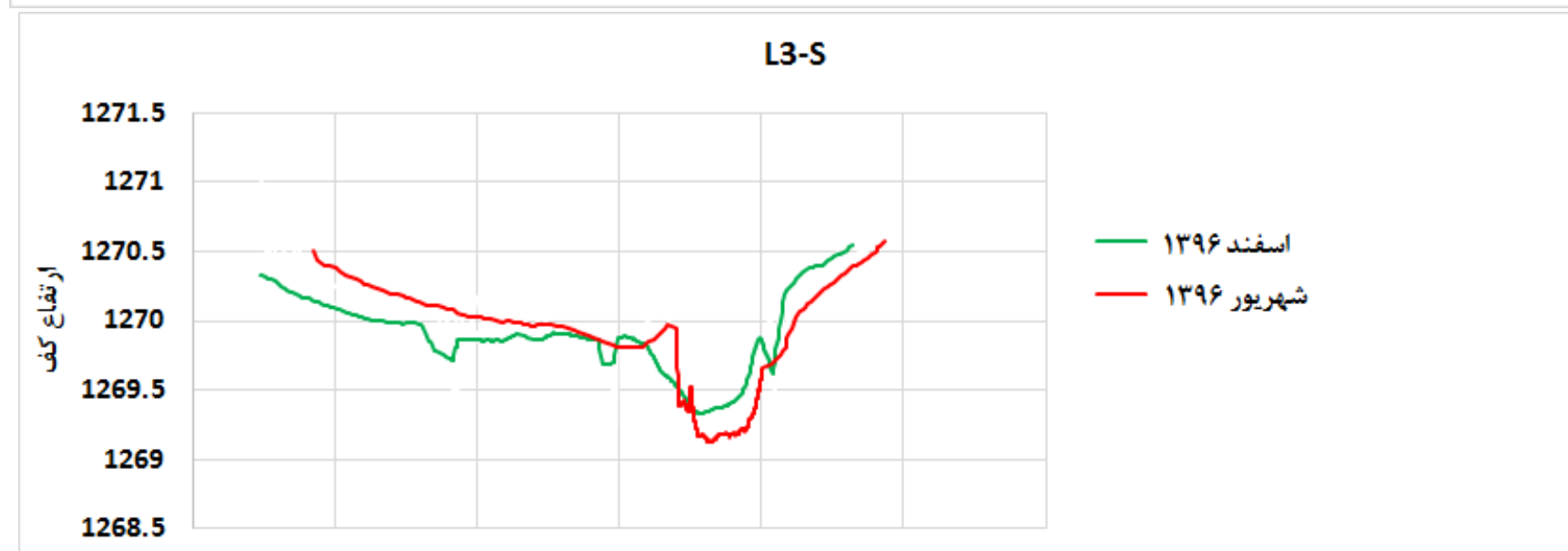
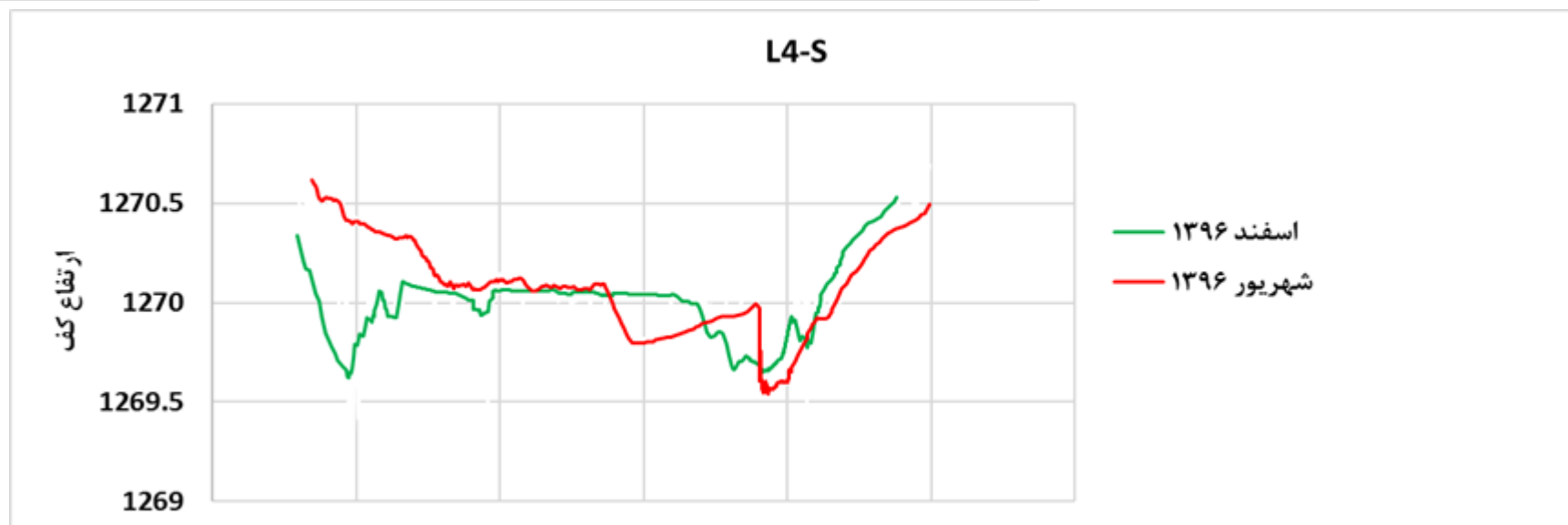
در این قسمت تمام نقاط ارتفاعی کف دریاچه در هر ۱۲ مسیر برداشت به طور جداگانه با یکدیگر مقایسه شده اند. در شکل ۴۱ نام هر مسیر نشان داده شده است. نتایج اعلامی بر اساس نام گذاری اعلام شده در این شکل صورت گرفته است. فواصل مسیر نقاط برداشت شده از هم ۵۰۰ متر است.



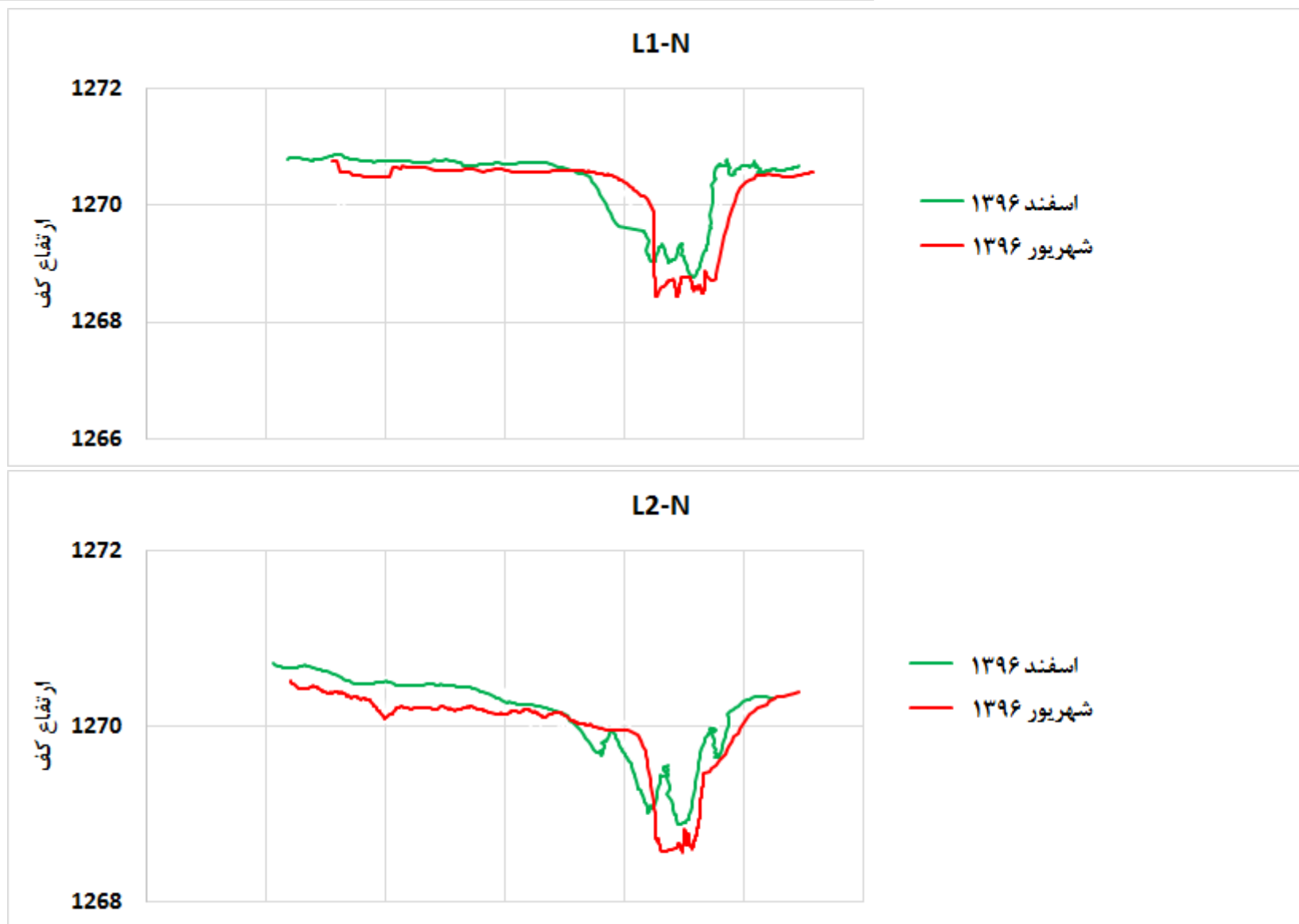
شکل ۴۱- نام مسیرهای برداشت داده نقطه ای ارتفاعی از کف دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۶

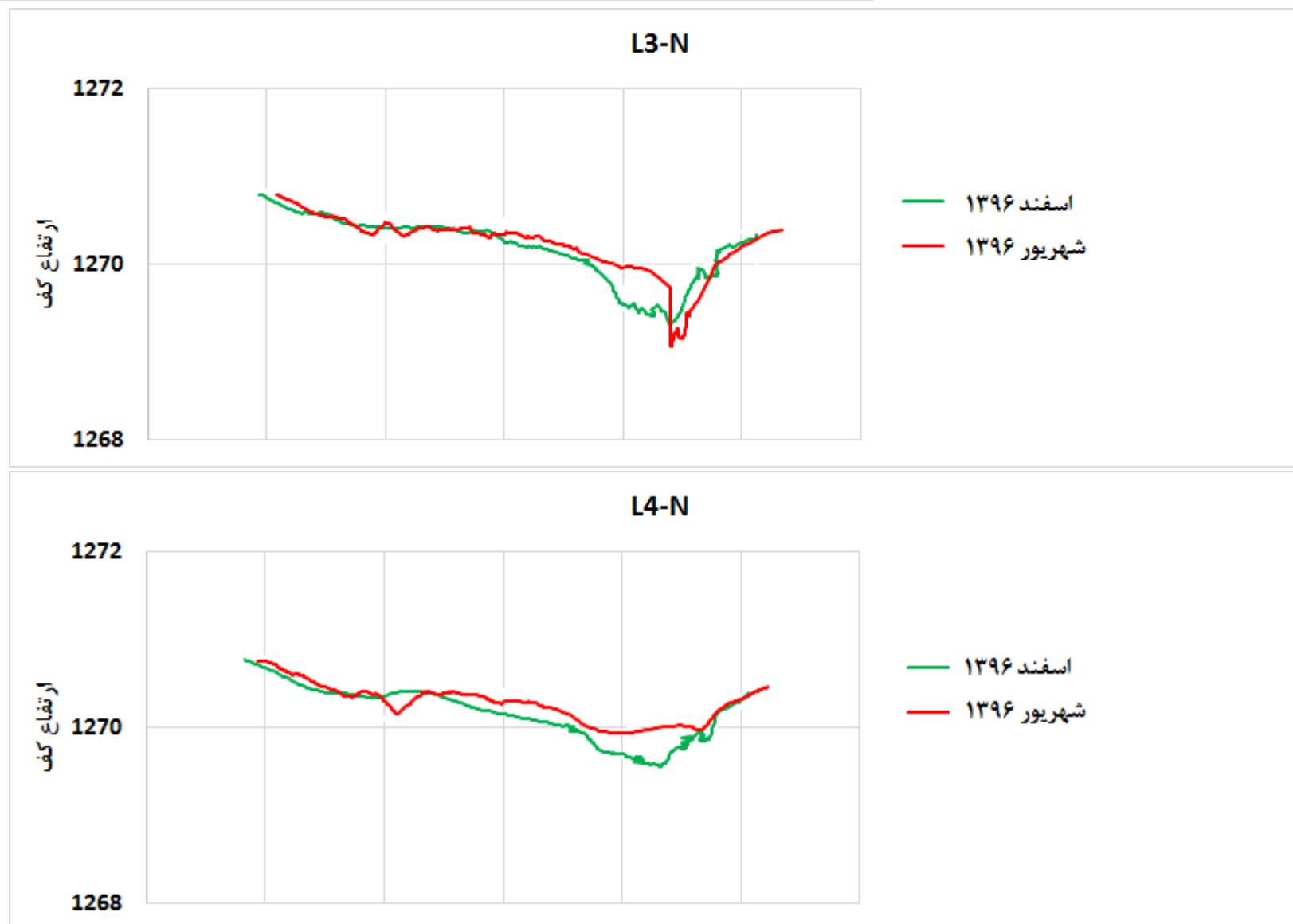
مقاطع بستر دریاچه با توجه به مسیر برداشت داده در سال ۹۶ در شکل ۴۲ آمده است. نکته بسیار قابل توجه در اشکال فوق این است که سطح آبگیر در قسمتهای شمالی هندسه متفاوتی با قسمتهای جنوبی دارد. به عبارت ساده تر دریاچه در جنوب طول مقطع آبگیر بزرگتری نسبت به شمال دارد اما در شمال دریاچه عمق آبگیر بیشتر از جنوب دریاچه وجود دارد. یعنی آب در جنوب در سطح زیاد پخش می شود اما در شمال در سطح کمتر عمق می گیرد.

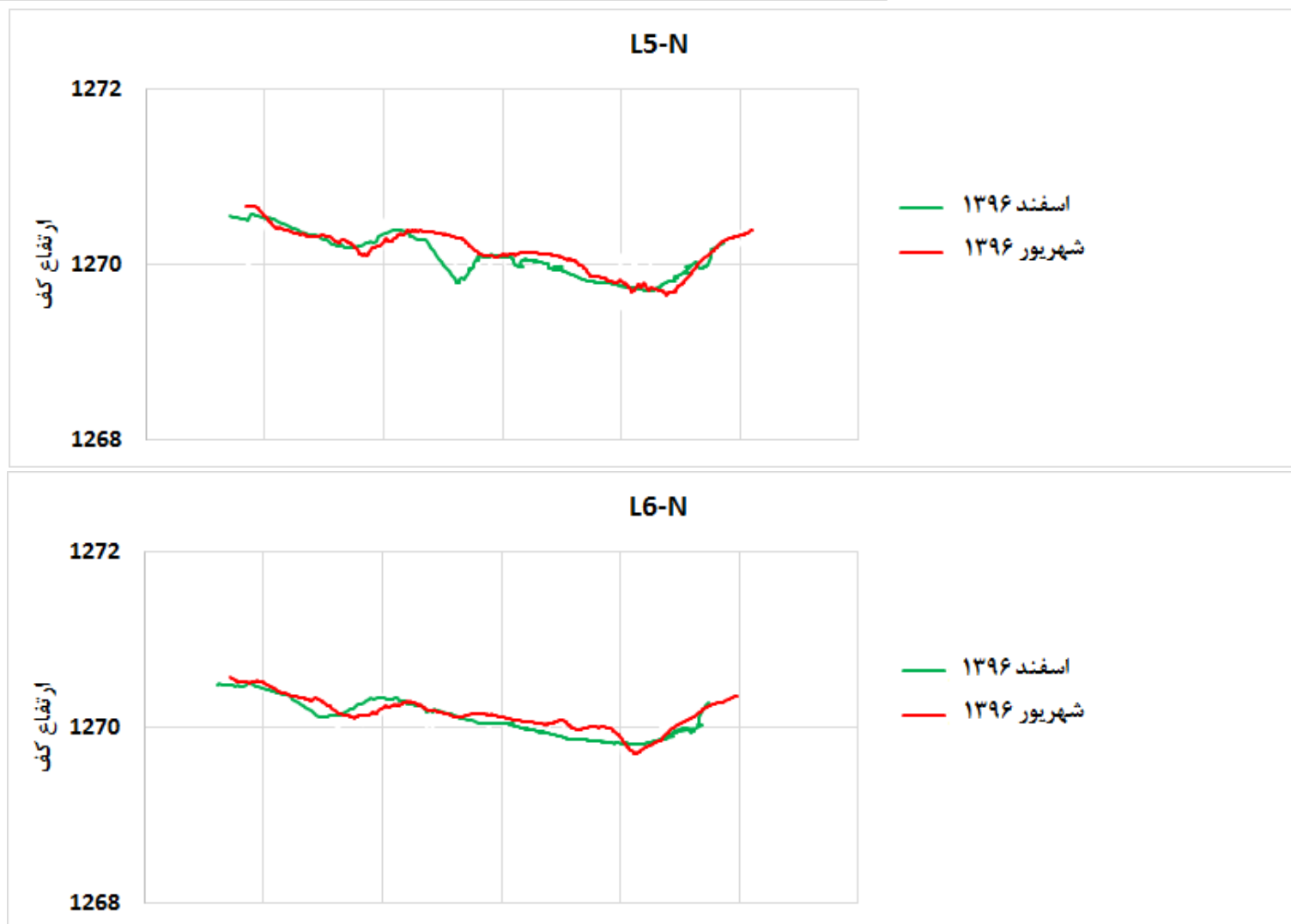












شکل ۴۲- مقایسه داده برداری شهریور و اسفند سال ۱۳۹۶

نتایج داده برداریهای فوق به این نتیجه منتج گردید که احتمال تغییرات کف دریاچه ارومیه وجود دارد. فلذا لازم است تا مطالعه ای در خصوص دینامیزم ترسیب و انحلال بستر دریاچه ارومیه صورت پذیرد. هر چند تحلیل مکانی تغییرات ترسیب و انحلال نمک کف دریاچه ارومیه برای پاسخ به نحوه این تغییرات ضروری است اما در ابتدا سعی گردید تا تغییرات زمانی این تغییرات مورد بررسی قرار گیرد.

تغییرات زمانی ترسیب و انحلال بستر دریاچه ارومیه

دریاچه ارومیه به منزله یک الکترولیت قوی که حاوی نمک های گوناگون می باشد، از یک هویت ترمودینامیکی برخوردار است. تغییرات دمایی و حجمی آب دریاچه باعث تغییر در غلظت یون های موجود در این شورابه و همچنین ترکیب و ترسیب نمک های کف این دریاچه می گردد. در پی این تغییرات خواص ترمودینامیکی شورابه نیز دستخوش تغییر می شود. هدف از این پژوهش بررسی تاثیر اختلاط آورد رودخانه های ورودی به دریاچه و محاسبه و تحلیل تغییرات خصوصیات کیفی و هیدروژئوشیمیایی دریاچه ارومیه و میزان ترسیب و انحلال کانی های اصلی موجود در دریاچه ارومیه در بازه زمانی ۱۳۹۲-۱۳۸۶ در هر ماه می باشد. بدین منظور از معادلات پیتزر^۱ و نرم افزار PHREEQC برای محاسبه خصوصیات هیدروژئوشیمیایی دریاچه و رودخانه های ورودی به آن استفاده شده است. برای محاسبه ترکیب آب حاصل از اختلاط دریاچه و رودخانه های ورودی به آن از مدل MIX و میزان ترسیب و انحلال املاح در هر ماه از مدل Inverse و نرم افزار PHREEQC استفاده شده است. نتایج مدل سازی نشان داد که رودخانه ها جز در فصول با آورد بسیار بالای آب تاثیری بر ترکیب شیمیایی دریاچه نخواهند گذاشت. بر اساس نتایج در دوره زمانی مورد مطالعه اصلی ترین کانی موجود در دریاچه کلراید سدیم است که در ماه های با تبخیر بالا ترسیب شده و با ورود آب شیرین به دلیل ضریب انحلال پذیری بالای این کانی، مجدداً انحلال می یابد. در نهایت میزان جرم و سرعت ترسیب و انحلال کلراید سدیم در هر ماه مشخص شده است. نتایج این تحقیق نشان می دهد که از تاریخ شهریور ۱۳۸۶ تا خرداد ۱۳۹۲ مجموعاً ۹۷ میلیون تن نمک کلراید سدیم ترسیب و ۱۴۰ میلیون تن از همان نمک در دریاچه حل شده است. بیشترین ترسیب هالیت در دریاچه در مرداد ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰ با ارتفاعی حدود ۶ میلیمتر و با سرعتی معادل ۰,۷۴ گرم بر سانتیمتر مربع اتفاق افتاده است. (ندا امامی، ۱۳۹۶)

نتایج

مهمترین نتایج به دست آمده از این پژوهش به شرح زیر است:

- (۱) ترکیب غالب آنیون رودخانه‌ها، عمدتاً کلر و بیکربنات است و سولفات کمی دارند و ترکیب غالب کاتیون آنها عمدتاً سدیم و کلسیم است و منیزیم کمی دارند. تیپ آب‌های ورودی در فصل تر عمدتاً کلسیم-بی کربنات است و در فصول خشک به سمت کلراید سدیم تمایل پیدا می‌کند.
- (۲) حجم و تراز دریاچه در دوره مورد مطالعه کاهش یافته و بخصوص از حدود تیر ۱۳۸۸ تا انتهای ۱۳۹۲، تغییرات حجم دریاچه بسیار تحت تأثیر حجم رودخانه‌های ورودی بوده است.
- (۳) تیپ آب دریاچه ارومیه تا شهریور ۱۳۸۷ $\text{Na-(Mg)-Cl-(SO}_4\text{)}$ می‌باشد. از آنجایی که غلظت منیزیم در حال افزایش می‌باشد، برای اولین بار در مهر ۱۳۸۷ تیپ آب به $\text{Na-Mg-Cl-(SO}_4\text{)}$ تغییر می‌یابد. همچنان با ترسیب نمک‌های سدیم‌دار و افزایش غلظت منیزیم، درصد منیزیم و سدیم موجود در کاتیون‌ها به ترتیب افزایش و کاهش می‌یابد تا اینکه در شهریور ۱۳۹۰، تیپ آب به $\text{Mg-Na-Cl-(SO}_4\text{)}$ تبدیل می‌گردد. در فصول با آورد بالا با انحلال کلراید سدیم مجدداً سدیم بیش از منیزیم می‌گردد، ولی تیپ غالب دریاچه در سال‌های نهایی به $\text{Mg-Na-Cl-(SO}_4\text{)}$ تبدیل شده است.
- (۴) قدرت یونی دریاچه ارومیه در طی دوره مورد مطالعه دارای روند افزایشی می‌باشد که نشان از تغلیظ و تغییر تیپ آب آن دارد. در سال‌های ابتدایی دوره مورد مطالعه، فعالیت سدیم بیش از دیگر یون‌های موجود در دریاچه بوده است و با رسوب هالیت و خروج سدیم، فعالیت منیزیم چندین برابر بزرگتر می‌شود.
- (۵) در طی دوره مورد مطالعه غالباً منیزیم با سولفات و سدیم با کلر تمایل به تشکیل پیوند دارد. بنابراین سولفات و منیزیم دارای همبستگی مستقیم می‌باشند. همچنین با ترسیب و یا انحلال هالیت به اندازه تعداد مول سدیم خروجی و یا اضافه شده، کلر نیز خارج و یا به محلول اضافه می‌گردد.
- (۶) ضریب انحلال‌پذیری تمامی کانی‌های موجود در دریاچه ارومیه در طی دوره زمانی مورد مطالعه به کمک نرم‌افزار PHREEQC تعیین شد. ضریب انحلال‌پذیری ترکیبات کلروره بیشتر از سولفات و ترکیبات سولفات بیشتر از کربناته است. ضریب انحلال‌پذیری ترکیبات کلروره و سولفات با دما به ترتیب رابطه مستقیم و معکوس دارند.
- (۷) شاخص اشباع تمامی کانی‌های موجود در دریاچه ارومیه در طی دوره زمانی مورد مطالعه به کمک نرم‌افزار PHREEQC تعیین شد. با بررسی شاخص اشباع شش کانی اصلی و منتخب در دریاچه ارومیه متوجه می‌شویم که آراگونایت (CaCO_3) همواره فوق اشباع و انیدریت (CaSO_4) در حال افزایش

- غلظت و در ابتدا تحت اشباع و سپس فوق اشباع می‌شود. هالیت (NaCl) در محدوده اشباع است و به دلیل ضریب انحلال‌پذیری بالای آن به راحتی ترسیب و انحلال می‌یابد. ترکیبات سولفات منیزیم و کلرور منیزیم در بازه زمانی مورد مطالعه در حال افزایش غلظت اند و هنوز ترسیب نشده‌اند.
- ۸) شاخص اشباع ترکیبات سولفات‌دار بسیار تحت تأثیر دما می‌باشد به اینصورت که با کاهش دما شاخص اشباع افزایش می‌یابد، در حالی که کلراید سدیم با افزایش تبخیر و دما ترسیب می‌کنند. بنابراین کانی‌های کلروره در فصل تابستان و کانی‌های سولفات‌ها در فصل زمستان رسوب می‌کنند.
- ۹) خروجی مدل MIX با داده‌های ماهانه دریاچه اختلافی کمی دارند و مدل، غلظت یون‌ها را در فصول تر کمتر از داده‌ها تخمین می‌زند. مدل MIX نشان داد که رودخانه‌ها جز در فصول با آورد بسیار بالا تأثیری بر ترکیب دریاچه نخواهند داشت.
- ۱۰) از تاریخ شهریور ۱۳۸۶ تا خرداد ۱۳۹۲ مجموعاً ۹۷ میلیون تن نمک کلراید سدیم ترسیب و ۱۴۰ میلیون تن نمک کلراید سدیم در دریاچه حل شده است. در نیمه اول سال ۱۳۸۶ حجم قابل توجهی از آب دریاچه در اثر تبخیر از دست رفته است. با تبخیر آب و کاهش حجم دریاچه غلظت کلراید سدیم در دریاچه بالا می‌رود. در سال‌های بعدی با افزایش تبخیر هالیت ترسیب می‌شود و غلظت نمک حل شده در دریاچه کاهش و در فصول تر نمک ته‌نشین شده در کف مجدداً انحلال می‌یابد. بنابراین عدد ۱۴۰ میلیون تن نمک انحلال یافته، همیشه به معنی انحلال مجدد نمک رسوب شده نیست و گاهی به معنی افزایش غلظت در اثر تبخیر است.
- ۱۱) بیشترین ترسیب هالیت در مرداد ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰ با ارتفاعی حدود ۶ میلیمتر و با سرعتی معادل ۰,۷۴ گرم بر سانتیمتر مربع اتفاق افتاده است.
- ۱۲) مجموع سالیانه (۱۳۸۶-۱۳۹۱) میزان مول انتقال یافته هالیت، سیلویت، کیزریت و آراگونایت در هر کیلوگرم آب عددی مثبت است که نشان می‌دهد در هر سال انحلال نمک بیشتر از ترسیب رخ داده است. میزان مول انتقال یافته انیدریت در هر کیلوگرم آب در طی سال‌ها دارای روند کاهشی است که نشان از افزایش خروج انیدریت از محیط آبی دارد.
- ۱۳) با مقایسه پتانسیل انباشت نمک هالیت توسط املاح رودخانه‌های ورودی، مدل معکوس و مدل MIX متوجه می‌شویم که نقش رودخانه‌ها در انحلال، بسیار پررنگتر از ترسیب نمک است. بنابراین نقش آجی‌چای در شوری آب دریاچه در مقایسه با نمکی که از گذشته در کف دریاچه ته‌نشین شده ناچیز است.

۸- مطالعه تفاوت پهنه آبی دریاچه در نیمه شمالی و جنوبی دریاچه ارومیه

دریاچه‌ی ارومیه در شمال غربی ایران، یکی از بزرگ‌ترین دریاچه‌های دائمی فوق‌شور در جهان و بزرگ‌ترین دریاچه از این نوع در خاورمیانه است. حداکثر سطح دریاچه در دوران پرآبی در حدود ۶۱۰۰ کیلومترمربع ارزیابی شده است؛ با این حال، از سال ۱۹۹۵ میلادی وسعت دریاچه کاهش داشته و مطابق اطلاعات به‌دست‌آمده از تحلیل داده‌های ماهواره‌ی لندست، در اوت سال ۲۰۱۱ میلادی به ۲۳۶۶ کیلومترمربع رسیده است (Pengra, 2012). بدنه‌ی آبی دریاچه نسبتاً کم‌عمق بوده (عمق متوسط ۵/۴ متر) و طول دریاچه از ۱۳۰ تا ۱۴۵ کیلومتر در راستای شمالی- جنوبی متغیر است؛ حداکثر عرض گزارش شده برای دریاچه معادل ۵۸ کیلومتر می‌باشد. میزان نوسانات سطح آب در سال‌های کم‌آب و پرآب در حدود ۶ متر است (برنامه‌ی مدیریت جامع دریاچه ارومیه، ۱۳۸۹).

مدیریت جامع حوضه‌های آبخیز در گرو دانش عمیق از اطلاعات پایه حوضه و از جمله سطح روزانه و دقیق پیکره‌های آبی حوضه می‌باشد. تاکنون تلاش‌های بسیاری جهت احیای دریاچه ارومیه و بازگشت آب به آن صورت گرفته و یکی از بهترین شاخص‌ها برای بررسی برآیند تأثیرات اقدامات اجرایی در طول زمان، بررسی تغییرات مساحت دریاچه می‌باشد.

تعیین سطح پیکره‌های آبی به روش‌های گوناگون نظیر روش نقشه‌برداری زمینی، برآورد از طریق بررسی روابط بسیمتری، استفاده از فن‌های سنجش‌ازدور و ... صورت می‌پذیرد؛ در بین شیوه‌های فوق، روش استفاده از تصاویر ماهواره‌ای به دلیل پوشش وسیع مکانی، قدرت تفکیک بالا، هزینه کم، آرشو زمانی غنی تصاویر ماهواره-ای و سهولت روش‌های تعیین مساحت کاربرد فراوانی در مطالعات هیدرولوژیکی داشته است.

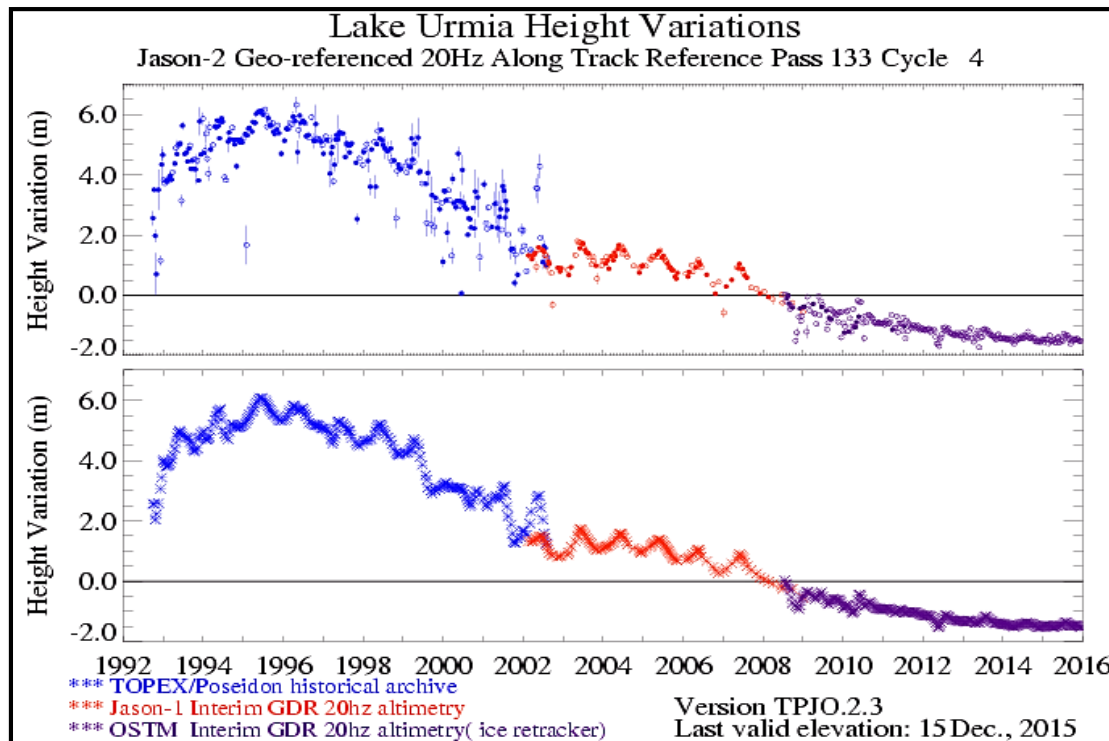
فناوری سنجش‌ازدور امروزه این امکان را برای محققین علوم زمین فراهم آورده تا بتوانند با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و پردازش‌هایی که بر روی این تصاویر صورت می‌گیرد، اطلاعات لازم را در ارتباط با شناخت بیشتر و آشکارسازی تغییرات در محیط پیرامون انسان‌ها در سیاره زمین را شناسایی نمایند. یکی از حوزه‌هایی که برنامه EOS سازمان NASA^۱ بر روی آن تمرکز نموده، پایش پهنه‌های آبی در جهان است. علاوه بر ماهواره‌های اپتیکال، امروزه از ماهواره‌های راداری نیز در ارتباط با پایش سطح تراز این نوع از پهنه‌ها استفاده می‌شود. به‌عنوان مثال ماهواره‌های راداری TOPEX/POSEIDON و همچنین OSTM^۲ از جمله نمونه فعالیت‌هایی هستند

^۱ National Aeronautic and Space Administration

^۲ Ocean Surface Topography Mission

که در آن از سنجنده‌های راداری برای مطالعات مربوط به حوزه‌های آب‌شناسی استفاده شده است. با استفاده از فناوری سنجنش‌ازدور اپتیکال می‌توان به مطالعه و ارزیابی پیکره‌های آبی پرداخت. مطالعات سنجنش‌ازدوری که می‌توان با استفاده از آن به مطالعه در این زمینه پرداخت شامل مطالعات مربوط به آب‌های سطح زمین و همچنین مطالعات آب‌های زیرزمینی می‌شود. مطالعات مربوط به آب‌های سطحی با استفاده از سنجنش‌ازدور اپتیکال از ابعاد گوناگونی می‌تواند مورد توجه قرار بگیرد.

برآورد مساحت سطحی آب دریاچه ارومیه می‌تواند اطلاعات مناسبی را در ارتباط با میزان افزایش و کاهش میزان آب دریاچه در بازه‌های زمانی مختلف در اختیار کاربران قرار دهد. در حقیقت روش ماهواره‌ای برآورد مساحت سطحی دریاچه در ارتباط با ارزیابی شرایط موجود و اثر فعالیت‌های مختلف بر روی آب دریاچه، مؤثر و کاربردی است. همچنین روش‌های تحقیقاتی مبتنی بر سنجنش‌ازدور، عموماً روش‌هایی هستند که با هزینه اندک اطلاعات زیادی را در اختیار کاربران قرار دهند. مشاهده تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های به‌دست آمده در مطالعات محققین نشان‌دهنده تغییرات بسیار زیاد در ارتباط با سطح و تراز آب این دریاچه در طول دهه اخیر است. برای مثال داده‌های راداری مانند TOPEX/POSEIDON و همچنین OSTM به‌خوبی تغییرات سطح تراز آب دریاچه ارومیه را از دهه ۹۰ میلادی تاکنون نشان می‌دهند (شکل ۴۳).



شکل ۴۳- تغییرات سطح تراز دریاچه ارومیه، بر اساس داده‌های راداری ماهواره‌های TPXEX, JASON, POSEIDON

روش‌های مختلفی به منظور شناسایی^۱ و طبقه‌بندی^۲ پهنه‌های آبی و یا آشکار سازی تغییرات زمانی^۳ آن‌ها وجود دارد. در یک تقسیم‌بندی می‌توان این روش‌ها را به دو دسته در سطح پیکسل و در سطح جزء پیکسل (روش جداسازی طیفی^۴) تقسیم نمود. الگوریتم‌های طبقه‌بندی در سطح پیکسل فرض می‌کنند که پیکسل‌ها خالص هستند (وجود یک عنصر در پیکسل‌ها) در حالی که الگوریتم‌های طبقه‌بندی در سطح زیر پیکسل اساس را بر خالص نبودن پیکسل‌ها قرار می‌دهند. از نقطه نظر دیگری این روش‌ها را می‌توان به دو دسته نظارت شده و نظارت نشده تقسیم نمود. به طور کلی می‌توان گفت که روش‌های نظارت نشده نیازمند هزینه، زمان و اطلاعات کمتری نسبت به روش‌های نظارت شده می‌باشند (Kerle, Janssen et al. 2004).

به عنوان مثال Ma و همکاران (۲۰۱۴) بین سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۰ با استفاده از روش جداسازی طیفی به تخمین سطح دریاچه Hongji Ianna در چین پرداختند. آن‌ها با بهره‌گیری از تصاویر ۲۵۰ متری سنجنده MODIS، ابتدا به تعیین پیکسل‌های خالص تصویر و سپس تخمین فراوانی پیکسل‌های آب در پیکسل‌های مختلط با خاک پرداختند. در مرحله بعد با میانگین‌گیری فراوانی‌های به دست آمده از این دو باند و تعیین پیکسل‌هایی که دارای فراوانی آب و خاک هستند، مرز بین آب و خشکی را تعیین و از این طریق سطح دریاچه را به دست آوردند. این روش نه تنها به انتخاب صحیح پیکسل‌های خالص بستگی دارد، بلکه متأثر از تعداد باندهای مورد استفاده نیز می‌باشد. همچنین به منظور انجام طبقه‌بندی به صورت نظارت شده از خط ساحلی استخراج شده از تصاویر TM به منظور ارزیابی نتایج استفاده شده است. نتایج نشان‌دهنده ثبات روش جداسازی طیفی برای استفاده در سال‌های مختلف می‌باشد.

در تحقیقی دیگر Pekel و همکاران (۲۰۱۴) بین سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۰ از تبدیل RGB به HSV^۵ به منظور استخراج خودکار سطوح آبی در قاره آفریقا با استفاده از سری زمانی تصاویر ۲۵۰ و ۵۰۰ متر سنجنده MODIS بهره گرفته‌اند. در این تحقیق به ترتیب باندهای MIR، NIR و R به مقادیر S، H و V تبدیل می‌گردند. با اعمال این تبدیل تفکیک‌پذیری کلاس‌های مختلف که عمدتاً آب و خاک می‌باشند، از یکدیگر بیشتر شده و با در نظر گرفتن چندین حد آستانه، این دو کلاس قابل تمایز از یکدیگر می‌گردند. همچنین از دو روش تفسیر

^۱ Target detection

^۲ Classification

^۳ Change detection

^۴ unmixing

^۵ Hue, saturation, value

چشمی و استفاده از داده‌های استخراج شده از یک تصویر با توان تفکیک بالا برای ارزیابی دقت استفاده شده است. دقت برآورد شده با استفاده از این روش‌ها به ترتیب ۹۶٫۶ و ۹۱٫۵ درصد می‌باشد.

OUMA و Tateishi (۲۰۰۷) نیز بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ با ترکیب اطلاعات بافت و طیف به تعیین خطوط ساحلی دریاچه Nakuru در کنیا پرداختند. اطلاعات بافت توسط تبدیل ویولت استخراج و سپس پیکسل‌های آب در تصاویر Landsat TM, ETM+, MSS با استفاده از روش شبکه عصبی تعیین گردیدند. در نهایت با تلفیق این داده‌ها با استفاده از یک الگوریتم انتخاب ویژگی، خطوط ساحلی و سطح دریاچه محاسبه گردیدند. نتایج در مقایسه با روش‌های متداول طبقه‌بندی مانند روش حداکثر شباهت، ISODATA و PCA که فقط از اطلاعات طیفی استفاده می‌نمایند، دقت بهتری را نشان می‌دهد.

با توجه به وجود پیچیدگی‌هایی در استفاده از روش‌های طبقه‌بندی در سطح زیر پیکسل (به عنوان مثال معرفی دقیق اعضای خالص به الگوریتم) و یا انتخاب تعداد لایه‌های مناسب در روش شبکه عصبی، برخی از محققین جهت شناسایی و یا طبقه‌بندی پهنه‌های آبی از تعدادی شاخص استفاده می‌نمایند. شاخص‌ها به جای استفاده از کل منحنی طیفی از برخی طول موج‌ها و نسبت مقادیر آن‌ها استفاده می‌کنند. به عبارت دیگر از آنجایی که طیف‌های مرجع اغلب فقط در چند طول موج دارای اختلاف‌هایی با یکدیگر بوده و در سایر طول موج‌ها طیف‌ها با یکدیگر شباهت زیاد دارند، از نسبت دو یا چند باند جهت طبقه‌بندی استفاده می‌گردد. روش‌های نسبت باندی در مقایسه با روش‌هایی که مبنای آن‌ها مقایسه دو منحنی طیفی می‌باشد، دارای این مزیت می‌باشند که به میزان کمی تحت تأثیر خطاهای مربوط به فرآیند تصحیح اتمسفری هستند (van Ruitenbeek, Debba et al. 2006). یکی از شاخص‌هایی که توسط محققان بسیاری جهت استخراج آب از تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده قرار گرفته است، شاخص NDWI می‌باشد. این شاخص اولین بار توسط Mac Feeters ارائه شده است. (McFeeters, 1996). در ادامه به برخی از تحقیقات با استفاده از این شاخص و دیگر شاخص‌های مرتبط با آب اشاره می‌شود. SL Zhou و همکاران (۲۰۱۶) در سال‌های ۱۹۷۳ تا ۲۰۱۴ به بررسی تغییرات زمانی در ۱۲ دریاچه آب شور در حوضه آبریز Qaidam چین پرداختند. آن‌ها با استفاده از تصاویر Landsat TM, ETM+, MSS و HJ-1A/1B و بهره‌گیری از شاخص NDWI سطح دریاچه‌ها را تعیین نمودند. در کنار تصاویر ماهواره‌ای از داده‌های مربوط به بارش و دما نیز جهت مدل‌سازی رابطه بین این پارامترها با سطح دریاچه‌ها استفاده گردیده است. نتایج نشان می‌دهد که دو دریاچه در سال ۲۰۱۴ به علت کم عمق بودن با استفاده از این روش قابل شناسایی نبودند.

در تحقیقی که توسط Feyisa و همکاران (۲۰۱۴) انجام شده است، با بهره‌گیری از تصاویر Landsat 5 TM و استفاده از شاخص AWEI سطح تعدادی دریاچه در کشورهای دانمارک، سوئیس، ایتالی، آفریقای

جنوبی و نیوزیلند محاسبه شده است. آن‌ها همچنین از شاخص MNDWI و روش طبقه‌بندی کننده حداکثر شباهت به منظور مقایسه با نتایج شاخص AWEI استفاده نموده‌اند. نتایج نشان می‌دهد در مناطقی که نویزهای محیطی و نیز سایه وجود داشته است، شاخص MNDWI و روش حداکثر شباهت قادر به تشخیص آب نبودند؛ اما شاخص AWEI به علت توانایی در افزایش جدایی‌پذیری طیفی بین پیکسل‌های آب و پیکسل‌های غیر آب دارای کارآمدی لازم جهت شناسایی پهنه‌های آبی می‌باشد.

Sarp و همکاران (۲۰۱۷) بین سال‌های ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۱ به بررسی تغییرات زمانی دریاچه Burdur در ترکیه پرداختند. آن‌ها با استفاده از تصاویر Landsat TM, ETM+ و شاخص‌های NDWI، MNDWI، AWEI و روش طبقه‌بندی Support Vector Machine (SVM) سطح دریاچه را محاسبه نمودند. نتایج نشان می‌دهد به ترتیب روش‌های SVM، MNDWI، NDWI و AWEI از بیش‌ترین دقت برخوردار بودند. برای ارزیابی دقت نتایج نیز از تصاویر Google Earth با توان تفکیک مکانی بالا استفاده گردیده است.

Campos و همکاران (۲۰۱۲) بین سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۱ از سه شاخص NDWI_{G/NIR}، NDWI_{NIR/MIR} و NDWI_{G/MIR} جهت استخراج پهنه‌های آبی در کشور موریتانی استفاده نمودند. شاخص‌ها بر روی تصاویر Landsat 5 TM و Landsat 7 ETM+ محاسبه و از تعداد ۵۵۱ نقطه کنترل جهت ارزیابی نتایج به دست آمده از شاخص‌ها استفاده شده است. تعدادی نقطه کنترل نیز جهت محاسبه حد آستانه شاخص‌ها در نظر گرفته شده است. نتایج تحقیق نشان می‌دهد که شاخص‌های NDWI_{G/MIR} و NDWI_{NIR/MIR} به ترتیب برای تشخیص آب‌های دائمی و فصلی دارای بهترین دقت هستند، درحالی‌که شاخص NDWI_{G/NIR} برای تشخیص پهنه‌های آبی ناکارآمد می‌باشد.

Ayana و همکاران (۲۰۱۴) بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۶ با استفاده از سنجنده MODIS و شاخص ENDVI (تلفیق ۲ شاخص NDVI و NDWI) سطح دریاچه Tana در اتیوپی را محاسبه نمودند. نتایج تحقیق نشان می‌دهد که با وجود قدرت تفکیک مکانی نسبتاً پایین سنجنده MODIS، این سنجنده از قابلیت بالایی جهت استخراج ارتفاع و سطح دریاچه برخوردار می‌باشد. جهت ارزیابی نتایج ابتدا یک مدل عمق سنجی با استفاده از تصاویر ۲۵۰ و ۵۰۰ متری سنجنده MODIS ایجاد و سپس دقت آن با استفاده از داده‌های ارتفاعی که به صورت روزانه از دریاچه به دست آمدند تعیین گردید.

Yan Zhou و همکاران (۲۰۱۷) جهت استخراج پهنه آبی Poyang در چین با بهره‌گیری از تصاویر Landsat 7، 8 و Sentinel-2 به ارزیابی ۵ شاخص TCW، NDWI، MNDWI، AWEI و LSWI پرداختند. خروجی حاصل از تصاویر Landsat 8 و Sentinel-2 دقت‌های بهتری نسبت به تصاویر Landsat 7

دارند. همچنین اگرچه کلیه شاخص‌ها دارای دقت قابل قبول می‌باشند، اما نتایج حاصل از شاخص NDWI با ۹۵ درصد دارای بالاترین دقت نسبت به سایر روش‌ها می‌باشد.

Gautam و همکاران (۲۰۱۵) به مشاهده تغییرات زمانی رخ داده در سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ در محدوده دریاچه‌های شهر Bangalore در هند پرداختند. در این تحقیق با بهره‌گیری از تصویر Landsat ETM و استفاده از شاخص‌های WRI، NDWI و MNDWI اقدام به محاسبه سطح دریاچه شده است. نتایج تحقیق کاهش سطح دریاچه‌ها را در این بازه زمانی نشان می‌دهد. بهترین نتایج از شاخص WRI به دست آمده، که با استفاده از نقشه‌برداری‌های زمینی صحت‌سنجی شده است. نتایج تحقیق متأثر از عوارضی مانند خاک مرطوب و گیاه می‌باشد که در برخی موارد به جای پیکسل آب انتخاب شده‌اند.

Tang و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از تصاویر Landsat 5 TM سطح رودخانه Yangtze در چین را برای سال ۱۹۹۸ محاسبه نمودند. شاخص‌های استفاده‌شده در این تحقیق عبارت‌اند از NDWI، MNDWI و NEW. نتایج نشان می‌دهد که این شاخص‌ها توانایی لازم برای استخراج آب را دارند اما در مناطقی که تصویر ابری می‌باشد، در تشخیص آب از ابر دچار مشکل هستند. از این رو با تلفیق باند ۱ و ۷ تصویر Landsat 5 TM و شاخص NDVI، شاخص VNDWI را تولید نمودند که قادر است تأثیرات ابر و سایه آن را حذف نموده و پیکسل‌های آب را با دقت بهتری استخراج نماید.

در حوضه دریاچه ارومیه نیز تحقیقات بسیاری با استفاده از شاخص‌های مرتبط با آب و از جمله شاخص NDWI صورت پذیرفته است که از آن جمله می‌توان به موارد ذیل اشاره نمود.

Taravat و همکاران (۲۰۱۶) بین سال‌های ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۵ به اندازه‌گیری تغییرات زمانی و مکانی رخ داده در دریاچه‌های ارومیه در ایران، Van در ترکیه و Sevan در ارمنستان پرداختند. در این تحقیق با بهره‌گیری از تصاویر ماهواره Landsat (5-TM, 7-ETM+, 8-OLI) و استفاده از شاخص‌های WRI، NDWI، MNDWI، NDMI، NDWI-PCs، AWEI و روش شبکه عصبی اقدام به محاسبه سطح دریاچه‌ها شده است. همچنین از داده‌های ارتفاعی ماهواره‌های Topex/Poseidon، Jason-1، Jason-2، ENVISAT و GFO و نیز داده‌های هواشناسی به منظور تعیین پارامترهای دریاچه‌ها استفاده شده است. نتایج نشان‌دهنده کارآمدی بهتر روش شبکه عصبی می‌باشد. در این بازه زمانی درحالی که سطح دریاچه‌های Van و Sevan افزایش داشته است، سطح دریاچه ارومیه با کاهش ۶۵ درصدی روبرو بوده است.

Tourian و همکاران (۲۰۱۵) بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ با بهره‌گیری از داده‌های ارتفاعی ماهواره‌های ENVISAT، CryoSat-2، تصاویر ۲۵۰ متری سنجنده MODIS و نیز عمق سنجی میدانی، دریاچه

ارومیه را پایش نمودند. داده‌های ماهواره‌های ENVISAT و CryoSat-2 نشان می‌دهند که در این بازه زمانی به طور میانگین در هر سال ارتفاع دریاچه ۳۴ سانتیمتر کاهش پیدا کرده است. نتایج طبقه‌بندی تصاویر مادیس با استفاده از روش طبقه‌بندی ISODATA نیز به طور میانگین حاکی از کاهش ۲۲۰ کیلومترمربع از سطح دریاچه در هر سال می‌باشد. همچنین عمق سنجی نیز به طور میانگین کاهش ۱,۰۳ کیلومتر مکعب از حجم دریاچه را در هر سال نشان می‌دهد. علاوه بر داده‌های ذکر شده از داده‌های مربوط به بارش و تبخیر و تفرق نیز جهت تحلیل نرخ تغییرات دریاچه استفاده شده است. این اطلاعات نشان می‌دهند که بعد از سال ۲۰۰۸ حوزه آبریز با کاهش بارش روبرو بوده است. این کاهش بارش، افزایش برداشت از چاه‌های اطراف دریاچه و کاهش سطح دریاچه با شتاب بیشتر را به دنبال داشته است.

Rokni و همکاران (۲۰۱۴) تغییرات زمانی و مکانی ایجاد شده در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۳ در دریاچه ارومیه را تعیین نمودند. در این تحقیق با بهره‌گیری از تصاویر Landsat (5-TM, 7-ETM+, 8-OLI) و استفاده از شاخص‌های NDWI، MNDWI و NDWI-PCs اقدام به محاسبه سطح دریاچه‌ها شده است که دقت هر یک از این شاخص‌ها توسط ضریب کاپا برآورد گردیده است. نتایج نشان می‌دهند که شاخص NDWI دارای دقت بهتری نسبت به سایر شاخص‌ها می‌باشد. همچنین روش NDWI-PCs به منظور آشکار سازی تغییرات آب‌های سطحی از کارآمدی لازم برخوردار می‌باشد.

Alesheikh و همکاران (۲۰۰۷) بین سال‌های ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۱ با بهره‌گیری از تصاویر Landsat 4 TM، Landsat 5 TM و Landsat 7 ETM+ به مشاهده تغییرات خط ساحلی دریاچه ارومیه پرداختند. در این تحقیق با استفاده همزمان از روش نسبت بانندی و آستانه گذاری بر روی هیستوگرام‌های فراوانی، سطح دریاچه محاسبه گردیده است. نتایج نشان‌دهنده کاهش ۱۰۰۰ کیلومترمربعی سطح دریاچه در این سال‌ها می‌باشد. برای ارزیابی نتایج پس از تلفیق یک تصویر چند طیفی ETM+ با تصویر پانکروماتیک متناظرش، خط ساحلی با تفسیر چشمی از آن استخراج گردیده و به عنوان مبنای مقایسه نتایج در نظر گرفته شده است. علاوه بر این از داده‌های ارتفاعی ماهواره TOPEX/Posidon نیز جهت ارزیابی تغییرات ارتفاعی استفاده شده است.

۸-۱- داده‌های مورد استفاده

۸-۲- سنجنده مورد استفاده جهت استخراج سطح دریاچه

انتخاب سنجنده مناسب اولین و مهم‌ترین مرحله در حصول موفقیت برای یک منظور خاص در این زمینه می‌باشد (Phinn 1998). مقیاس، قدرت تفکیک تصویر و نیاز کاربر یا کارفرما مهم‌ترین عواملی هستند که انتخاب داده سنجش از دوری را تحت تأثیر قرار می‌دهد.

سنجنده MODIS با داشتن ۳۶ باند طیفی و نیز پهنای باند ۲۰ نانومتر قابلیت ثبت جزئیات طیفی بسیاری را دارد. اگرچه این سنجنده دارای دقت‌های مکانی نسبتاً پایین می‌باشد؛ اما بالا بودن قدرت تفکیک طیفی و زمانی آن از یک طرف و از سوی دیگر در دسترس بودن تصاویر این سنجنده، استفاده از آن را توجیه می‌نماید. جهت استخراج سطح دریاچه از تصاویر بازتاب سطحی (محصول MOD 09) این سنجنده با توان تفکیک‌های مکانی ۲۵۰ متر و ۵۰۰ متر استفاده می‌شود. پس از حذف تصاویر ابری، به منظور استفاده از تصویر با بهترین توان تفکیک مکانی (۲۵۰ متر) که دارای باند NIR می‌باشد، تصاویر ۵۰۰ متر به ۲۵۰ متر تبدیل می‌گردند. جدول ۱۷ مشخصات ۷ باند نخست سنجنده MODIS را که در این تحقیق برای محاسبه سطح دریاچه و صحت سنجی بصری استفاده شده را نشان می‌دهد.

جدول ۱۷- مشخصات ۷ باند نخست سنجنده MODIS

شماره باند	طول موج (نانومتر)	دقت مکانی
۱	۶۷۰-۶۲۰	۲۵۰ متر
۲	۸۷۶-۸۴۱	
۳	۴۷۹-۴۵۹	۵۰۰ متر
۴	۵۶۵-۵۴۵	
۵	۱۲۵۰-۱۲۳۰	
۶	۱۶۵۲-۱۶۲۸	
۷	۲۱۵۵-۲۱۰۵	

۸-۳- ماهواره مورد استفاده جهت استخراج حد آستانه شاخص NDWI

نسل جدید سری ماهواره‌های Landsat، ماهواره Landsat8 می‌باشد که در تاریخ ۱۱ فوریه ۲۰۱۳ پرتاب شده است. این هشتمین ماهواره از سری ماهواره‌های Landsat، و هفتمین ماهواره‌ای است که با موفقیت در مدار قرار گرفته است. Landsat8 اخذ مستمر داده را با استفاده از دو سنجنده که سنجنده اول تصویربردار عملیاتی زمین (OLI) و سنجنده دوم، سنجنده مادون قرمز حرارتی (TIRS) می‌باشد را تضمین نموده است. در این تحقیق از تصاویر این ماهواره برای انتخاب حد آستانه تفکیک پهنه‌های آبی شاخص منتخب بهره گرفته شده است. مشخصات باندهای مورد استفاده این ماهواره در جدول ۱۸ خلاصه شده است.

جدول ۱۸- مشخصات شش باند نخست ماهواره لندست ۸

شماره باند	نام باند	محدوده طیفی (میکرومتر)	توان تفکیک مکانی (متر)
۱	آئروسول ساحلی	۰/۴۳ تا ۰/۴۵	۳۰
۲	آبی	۰/۴۵ تا ۰/۵۱	۳۰
۳	سبز	۰/۵۳ تا ۰/۵۹	۳۰
۴	قرمز	۰/۶۴ تا ۰/۶۷	۳۰
۵	مادون قرمز نزدیک	۰/۸۵ تا ۰/۸۸	۳۰
۶	مادون قرمز طول موج کوتاه ۱	۱/۵۷ تا ۱/۶۵	۳۰

۸-۴- شاخص NDWI

McFeeters (۱۹۹۶) شاخص NDWI را به صورت رابطه (۱) ارائه نمود که ترکیبی از باندهای سبز و

مادون قرمز نزدیک می باشد.

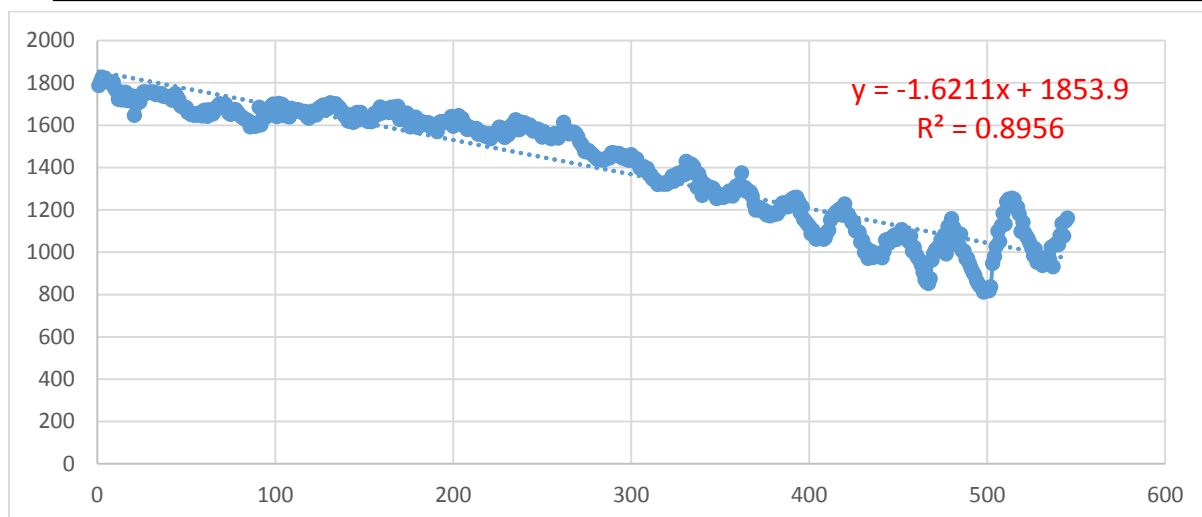
$$NDWI = \frac{\rho_{Green} - \rho_{NIR}}{\rho_{Green} + \rho_{NIR}} \quad (1)$$

این شاخص به عنوان یک روش طبقه بندی در سطح پیکسل، یک روش نسبت باندی محسوب می شود که به جای استفاده از کل منحنی طیفی از برخی طول موج ها و نسبت مقادیر آن ها استفاده می نماید. به عبارت دیگر از آنجایی که طیف های مرجع اغلب فقط در چند طول موج دارای اختلاف هایی با یکدیگر بوده و در سایر طول موج ها طیف ها با یکدیگر شباهت زیاد دارند، از نسبت دو یا چند باند جهت طبقه بندی استفاده می گردد. روش های نسبت باندی در مقایسه با روش هایی که مبنای آن ها مقایسه دو منحنی طیفی می باشد، به میزان کمی تحت تأثیر خطاهای مربوط به فرآیند تصحیح اتمسفری هستند (van Ruitenbeek, Debba et al. 2006).

به صورت پیش فرض در این شاخص مقادیر خروجی بالای صفر به عنوان کلاس آب در نظر گرفته می شود. نکته حائز اهمیت در استفاده از این شاخص به منظور استخراج پیکسل های آب، این است که قبل از استفاده از آن به منظور افزایش سرعت و کیفیت فرآیند طبقه بندی می بایست عوارضی که خارج از مرز حداکثری دریاچه هستند حذف گردند.

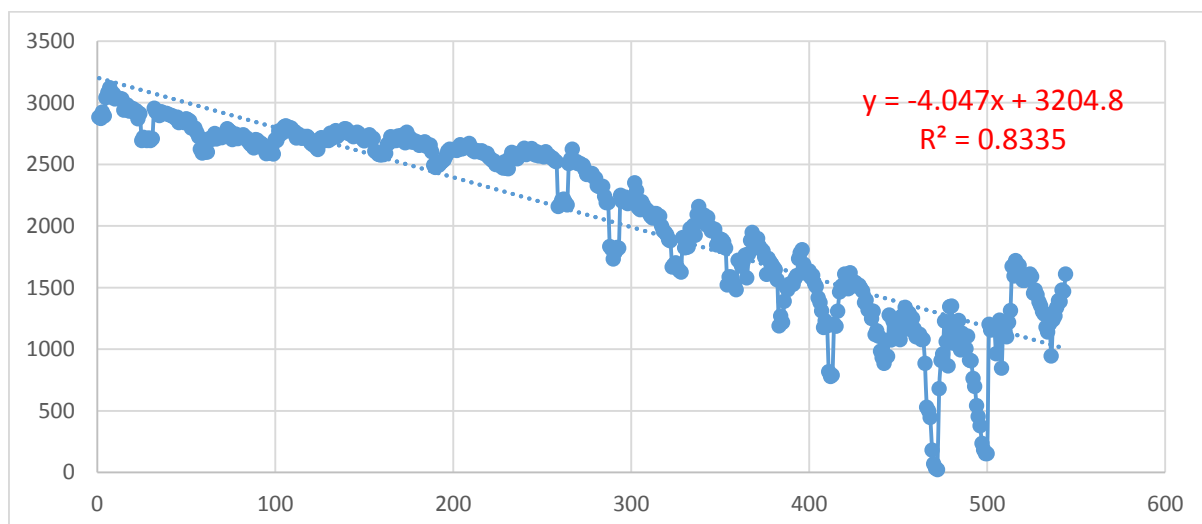
۸-۵- نتایج

سری زمانی تغییرات سطح دریاچه ارومیه در بخش شمالی در شکل ۴۴ نشان داده شده است.



شکل ۴۴ - تغییرات سطح بخش شمالی دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷

سری زمانی تغییرات سطح دریاچه ارومیه در بخش جنوبی نیز در نشان داده شده است.



شکل ۴۵ - تغییرات سطح بخش جنوبی دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷

همان طور که مشخص است در هر دو بخش جنوبی و شمالی شاهد یک روند کاهشی در سطح دریاچه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ می باشیم. با توجه به اینکه بخش جنوبی از عمق کمتری نسبت به بخش شمالی برخوردار است، در بخش جنوبی شاهد تغییرات بیش تری در زمان های کوتاه تر هستیم. در واقع تبخیر سطحی در این نواحی باعث از بین رفتن سطح بیش تری می شود در حالی که به دلیل عمق زیادتر بخش شمالی، تبخیر سطحی نمی تواند در یک زمان کوتاه باعث کاهش چشمگیر سطح شود.

با مقایسه شکل ۴۴ و شکل ۴۵ مشاهده می شود که روند افت سطح دریاچه در بخش جنوبی بسیار قابل توجه تر از بخش شمالی دریاچه است. همان طور که در قسمت های قبلی بیان شد، بیش تر کانون های غبار نیز در بخش جنوبی دریاچه قرار دارند. این نکته تایید کننده تأثیر مهم پسروری دریاچه بر افزایش کانون های غبار است.

۹- بررسی تبخیر دریاچه ارومیه

دریاچه‌های شور از جمله منحصربه‌فردترین منابع آب در جهان به شمار می‌روند که با مشکلات متعدد زیست‌محیطی روبرو هستند. فرآیند تبخیر در دریاچه‌ها و مخازن بسته (مثل دریاچه ارومیه) سبب تغییر در گردش هیدرولوژیکی آب در طبیعت آن منطقه شده و می‌تواند باعث تغییر در اقلیم، اکوسیستم و افزایش شوری در دریاچه گردد.

تبخیر فرآیند اولیه از دست دادن گرما آب از سطح دریاچه‌ها و بنابراین جزء اصلی بیلان آب و انرژی است. عوامل مؤثر در تبخیر کاملاً شناخته شده‌اند، ولی ارزیابی هر یک از آن‌ها به تنهایی کار بسیار مشکلی است. از مهم‌ترین عواملی که در مقدار تبخیر مؤثرند عبارت‌اند از: درجه حرارت یا گرمای محیط، باد، فشار جو، مقدار مواد محلول در آب مثل نمک طعام و وضعیت سطح تبخیر.

دریاچه ارومیه به عنوان پهناترین دریاچه داخلی کشور، دارای اهمیت قابل توجهی از نظر زیست‌محیطی و اکولوژیکی است. از آنجا که تغییرات تراز این دریاچه می‌تواند منشأ تغییرات اکولوژیکی فراوانی در محیط آن گردد، لذا شناخت دقیق از اجزای بیلان آب و انرژی این دریاچه از جمله تبخیر از اهمیت خاصی برخوردار است. در این مطالعه برای اولین بار از داده‌های هواشناسی ایستگاه آنالین دریاچه ارومیه و داده‌های ماهواره‌ای برای تخمین تبخیر از سطح دریاچه ارومیه استفاده شده است. بدین منظور از تصاویر سنجنده مادیس، محصول دمای سطح (MOD11A2) برای به دست آوردن دمای سطح دریاچه استفاده شده است. زیرا در صورت استفاده از داده‌های میدانی دمای سطح آب، با توجه به نقطه‌ای بودن این ایستگاه‌ها توزیع مکانی دمای سطح دریاچه در نظر گرفته نمی‌شود. با استخراج دما از تصاویر ماهواره‌ای می‌توان توزیع مکانی دما در سطح دریاچه را در تخمین تبخیر از دریاچه دخیل کرد. در نهایت میزان تبخیر برای سال آبی ۲۰۱۷-۲۰۱۶ میلادی با استفاده از روش بیلان انرژی و ۷ روش تجربی استخراج و با روش بیلان انرژی مقایسه شده است.

🚩 سؤالات تحقیق

سؤالاتی که این تحقیق سعی دارد تا به آن پاسخ دهد عبارت‌اند از:

- میزان تبخیر از سطح دریاچه ارومیه برای سال آبی ۲۰۱۷-۲۰۱۶ چه میزان است؟
- چه تفاوت‌هایی بین دمای اندازه‌گیری شده توسط ایستگاه آنالین دریاچه ارومیه با دمای استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای وجود دارد؟
- توزیع مکانی دما در سطح دریاچه ارومیه چه تأثیری بر میزان تبخیر می‌گذارد؟

• آیا می‌توان از تصاویر ۸ روزه مادیس بجای تصاویر روزانه استفاده کرد؟ استفاده از تصاویر ۸ روزه چه تأثیری بر روی میزان تبخیر محاسبه شده می‌گذارد؟

• حساسیت میزان تبخیر به هر کدام از پارامترهای ورودی مدل‌ها (پارامترهای اقلیمی) چه میزان است؟

🚩 اهداف تحقیق

هدف کلی این یادداشت فنی، بررسی و تحلیل میزان تبخیر دریاچه ارومیه با استفاده از پارامترهای اندازه‌گیری شده در ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه و تصاویر ماهواره‌ای با استفاده از روش بیلان انرژی و ۷ روش تجربی که در مطالعات پیشین به نتایج خوبی دست یافته‌اند است.

🚩 نتایج و تحلیل‌ها

در این قسمت نتایج تبخیر از سطح دریاچه ارومیه برای سال آبی ۲۰۱۶-۲۰۱۷ برای روش‌های ذکر شده در نرم‌افزار MATLAB پیاده‌سازی و محاسبه شد. نتایج این روش‌ها به دلیل در اختیار نبودن داده‌های تشتک تبخیر برای سال مورد بررسی با روش بیلان انرژی که یکی از روش‌های دقیق برآورد تبخیر است مقایسه می‌شود (سیما و تجربیشی، ۱۳۹۴)، (Lenters et al., 2005).

🚩 مقایسه نتایج روش‌های مختلف

در این قسمت نتایج ماهانه و سالانه تبخیر از ماه اکتبر سال ۲۰۱۶ تا سپتامبر سال ۲۰۱۷ که از طریق روش‌های مختلف محاسبه شده آورده شده است. در ادامه محاسبه تبخیر به روش بیلان انرژی با استفاده از داده‌های دمای آب اندازه‌گیری شده در ایستگاه پایش آنلاین دریاچه با تبخیر حاصل از دمای استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای مقایسه می‌گردند.

جدول ۱۹- تبخیر سالانه از دریاچه ارومیه، محاسبه شده با روش‌های مختلف طی سال ۲۰۱۶-۲۰۱۷ میلادی بر حسب میلی‌متر

	BREB Error! Reference source not found.	BREB Error! Reference source not found.	Dalton	Ryan- Harlemen	Priestley- Taylor	DeBruin- Keijman	Penman	Stephen- Stewart	Papadakis
مقدار سالانه	۱۳۶۷	۱۶۹۷	۲۰۰۱	۹۹۱	۱۴۱۱	۱۵۷۱	۱۹۹۷	۸۵۵	۵۸۰

🚩 جمع بندی و نتیجه گیری

با توجه به نتایج به دست آمده، دقیق‌ترین روابط برای محاسبه تبخیر دریاچه ارومیه بر مبنای شاخص جذر میانگین مجموع مربع خطاها (RMSE)، جذر میانگین مجموع مربع خطاهای نرمال شده (NRMSE)، میانگین خطای مطلق (MAE) و ضریب تشخیص (R2) روابط Priestly/Taylor و Debruin/Keijman بوده که به ترتیب دقیق‌ترین

روابط در مقیاس ماهانه و سالانه هستند. این دو رابطه نیاز به پنج نوع داده (گرمای نهان تبخیر/چگالی آب/دمای آب / تشعشع خالص / فشار هوا) دارند.

با توجه به بررسی‌های انجام شده، تبخیر تخمین زده شده با استفاده از دمای استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای در سال ۱۹۰ میلی‌متر بیشتر از تبخیر محاسبه شده با استفاده از دمای میدانی گزارش میشود. این اختلاف می‌تواند ناشی از تغییرات مکانی دمای آب باشد که در تصاویر ماهواره‌ای لحاظ، اما در ایستگاه میدانی به دلیل محدودیت مکانی نمی‌تواند لحاظ شود.

با توجه به نتایج این مطالعه، میزان تبخیر محاسبه شده به روش بیلان انرژی نسبت باون، ۱۳۶۷ میلی‌متر و بیش‌ترین تبخیر ماهانه در ماه جون و به مقدار ۲۰۵ میلی‌متر مشاهده میشود.

مراجع

- برنامه مدیریت طرح جامع دریاچه ارومیه (حفظ تالاب‌ها برای مردم، برای طبیعت). (۱۳۸۹). سازمان‌های دولتی، تشکلهای زیست‌محیطی و جوامع محلی، حوضه آبریز دریاچه ارومیه.
- مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف. (۱۳۹۵). گزارش شناسایی و اولویت‌بندی کانون‌های ایجاد گرد و غبار در بستر و حریم دریاچه ارومیه.
- مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف. (۱۳۹۶). گزارش تعیین کانون‌های غبار بستر خشک‌شده دریاچه ارومیه.
- مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف. (۱۳۹۵). تخمین میزان سطح دریاچه ارومیه در تراز ثابت با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۷ و ۸.
- ندا امامی، مسعود تجریشی. (۱۳۹۶). تحلیل ترمودینامیکی نحوه تغییرات زمانی غلظت نمک در دریاچه‌های شور (مطالعه موردی دریاچه ارومیه).
- AlizadehChoobari, O. (2013). The global distribution of mineral dust and its impacts on the climate system: A review. New Zealand: Atmospheric Research 138. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.11.007>
- Bilal, M., Nichol, J. E., Bleiweiss, M. P., & Dobios, D. (2013). A Simplified high resolution MODIS Aerosol Retrieval Algorithm (SARA) for use over mixed surfaces. Remote Sensing of Environment.
- Eimanifar, O., & Mohebbi, F. (2007). Urmia Lake (Northwest Iran): a brief review. Saline systems. doi:10.1186/1746-1448-3-5
- Goudie, A., & Middleton, N. J. (2006). Desert Dust in the Global System. Springer.
- Rashid Niaghi, A. (2013). Evaluate several potential evapotranspiration methods for regional use in Tabriz, Iran. Applied Environmental and Biological Sciences.
- WHO, (2000). Air quality guidelines for Europe (2nd Ed.), Chapter 7 WHO regional publications, European series. 91.
- Ayana, E. K., Philpot, W. D., Melesse, A. M., & Steenhuis, T. S. (2014). Bathymetry, Lake Area and Volume Mapping: A Remote-Sensing Perspective. In Nile River Basin (pp. 253-267). Springer International Publishing.
- Campos, J. C., Sillero, N., & Brito, J. C. (2012). Normalized difference water indexes have dissimilar performances in detecting seasonal and permanent water in the Sahara-Sahel transition zone. Journal of Hydrology, 464, 438-446.

- Feyisa, G. L., Meilby, H., Fensholt, R., & Proud, S. R. (2014). Automated Water Extraction Index: A new technique for surface water mapping using Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 140, 23-35.
- Gautam, V. K., Gaurav, P. K., Murugan, P., & Annadurai, M. (2015). Assessment of Surface Water Dynamics in Bangalore Using WRI, NDWI, MNDWI, Supervised Classification and KT Transformation. *Aquatic Procedia*, 4, 739-746.
- Gilbert, R.O. (1987) . *Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring*, Wiley, NY.
- Hirsch, R. M., J. R. Slack, and R. A. Smith. (1982). Techniques of trend analysis for monthly water quality data, *Water Resources Research*, Vol. 18, pp.107-121.
- Kendall, M. G. (1975). *Rank Correlation Methods*, 4th edition, Charles Griffin, London.
- Kerle, N., Janssen, L. L., & Huurneman, G. C. (2004). *Principles of remote sensing*. ITC, Educational textbook series, 2.
- Ma, B., Wu, L., Zhang, X., Li, X., Liu, Y., & Wang, S. (2014). Locally adaptive unmixing method for lake-water area extraction based on MODIS 250m bands. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 33, 109-118.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, Journal of the Econometric Society, p.p 245-259.
- McFeeters, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal Of Remote Sensing*, 17(7), 1425-1432.
- Ouma, Y. O., & Tateishi, R. (2007). Lake water body mapping with multiresolution based image analysis from medium- resolution satellite imagery. *International Journal Of Environmental Studies*, 64(3), 357-379.
- Pekel, J. F., Vancutsem, C., Bastin, L., Clerici, M., Vanbogaert, E., Bartholomé, E., & Defourny, P. (2014). A near real-time water surface detection method based on HSV transformation of MODIS multi-spectral time series data. *Remote Sensing Of Environment*, 140, 704-716.
- Pekel, J. F., Vancutsem, C., Bastin, L., Clerici, M., Vanbogaert, E., Bartholomé, E., & Defourny, P. (2014). A near real-time water surface detection method based on HSV transformation of MODIS multi-spectral time series data. *Remote Sensing Of Environment*, 140, 704-716.
- Pengra, B. (2012). The Drying of Iran's Lake Urmia and its Environmental Consequences. Article reproduced from United Nations Environment Programme (UNEP) Global Environmental Alert Service (GEAS). *Environmental Development* 2, 128-137.
- Pettitt AN. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Journal Of Applied Statistics* 28: 126–135.
- Phinn, S. R. (1998). "A framework for selecting appropriate remotely sensed data dimensions for environmental monitoring and management." *International Journal Of Remote Sensing* 19(17): 3457-3463.

- Razia, H. H., Mazaherib, M., Samanic, J. M. V., & Fernandezd, M. C. (2016). Investigating Urmia Lake Partial Restoration and Ecological Water Level Using MOHID-2D Water Hydrodynamic Model, Geographic and Environmental Impacts of Urmia Lake Conditions, Tabriz.
- Sarp, G., & Ozcelik, M. (2017). Water body extraction and change detection using time series: A case study of Lake Burdur, Turkey. *Journal of Taibah University for Science*, 11(3), 381-391.
- Tang, Z., Ou, W., Dai, Y., & Xin, Y. (2012, October). Extraction of water body based on LandSat TM5 imagery—a case study in the Yangtze River. In *International Conference on Computer and Computing Technologies in Agriculture* (pp. 416-420). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Taravat, A., Rajaei, M., Emadodin, I., Hasheminejad, H., Mousavian, R., & Biniyaz, E. (2016). A spaceborne multisensory, multitemporal approach to monitor water level and storage variations of lakes. *Water*, 8(11), 478.
- Tourian, M. J., Elmi, O., Chen, Q., Devaraju, B., Roohi, S., & Sneeuw, N. (2015). A spaceborne multisensor approach to monitor the desiccation of Lake Urmia in Iran. *Remote Sensing of Environment*, 156, 349-360.
- van Ruitenbeek, F. J., Debba, P., van der Meer, F. D., Cudahy, T., van der Meijde, M., & Hale, M. (2006). Mapping white micas and their absorption wavelengths using hyperspectral band ratios. *Remote Sensing of Environment*, 102(3), 211-222.
- Van Ruitenbeek, F. J., et al. (2006). "Mapping white micas and their absorption wavelengths using hyperspectral band ratios." *Remote Sensing Of Environment* 102(3): 211-222.
- Zhou, S. L., Zhang, W. C., & Wang, F. (2016, November). Spatial-temporal variations and their dynamics of the saline lakes in the Qaidam Basin over the past 40 years. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 46, No. 1, p. 012043). IOP Publishing.
- Zhou, Y., Dong, J., Xiao, X., Xiao, T., Yang, Z., Zhao, G., ... & Qin, Y. (2017). Open Surface Water Mapping Algorithms: A Comparison of Water-Related Spectral Indices and Sensors. *Water*, 9(4), 256.