



تخمین ضریب آلبیدوی سطح زمین با استفاده از تصاویر Level1-G و CDR ماهواره لندست-۷

علی اکبر سبزی پرور^{۱*}، الهام فخاری زاده شیرازی^۲، صفر معروفی^۳، یوسف رضایی^۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۴/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۳۰

چکیده

آلبیدوی سطح زمین، که نسبت بین تابش خورشیدی بازتابی به ورودی است، یکی از متغیرهای مهم هواشناسی در محاسبه ترازمندی تابشی سطح، نیاز آبی گیاهان و شرایط مرزی مدل‌های اقلیمی می‌باشد. در چند دهه اخیر، مقدار آلبیدو به وسیله داده‌های ماهواره‌ای نیز برآورد می‌شود. در این پژوهش، مقدار ضریب آلبیدوی سطحی در یک منطقه تحت کشت واقع در همدان با استفاده از تصاویر Level1-G و CDR ماهواره لندست-۷ برآورد و با داده‌های زمینی مقایسه شد. در این راستا، ۱۴ تصویر ماهواره‌ای به کار برده شده است. مؤلفه‌های تابش توسط ثبات تابش خالص واقع در ایستگاه اقلیم‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا برداشت گردید. پس از انجام تصحیحات خطاهای SLC- Off، اثر ابر، خطای سنجنده، خطای اتمسفر و توپوگرافی، مقادیر آلبیدوی سطحی در طول موج‌های مختلف محاسبه گردید. نتایج نشان داد که آلبیدوی برآورد شده پوشش سبز منطقه مورد مطالعه بین ۰/۲۱ تا ۰/۲۶ متغیر بود و آلبیدوی پوشش برف حدود ۰/۶۵ تخمین زده شد. در این رابطه، میانگین مربعات خطای آلبیدوی سطحی تخمین زده شده از تصاویر Level1-G و CDR بین ۰/۰۹ الی ۰/۰۲ به دست آمد. بیش‌ترین خطا مربوط به آلبیدوی سطحی در محدوده مادون قرمز نزدیک بود. با توجه به نتایج تست فیشر، اختلاف معنی‌داری بین آلبیدوی تخمین زده شده از تصاویر Level1-G و CDR مشاهده نگردید. بنابراین، در برآورد آلبیدوی سطحی به صورت خام و با تفکیک مکانی ضعیف، هر یک از دو روش بدون ارجحیت قابل استفاده می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: آلبیدوی سطحی، لندست-۷، CDR، بازتاب، همدان

مقدمه

دیکینسون^۷ (۱۹۸۳) و نقش بسیار مهمی در مطالعات تغییر اقلیم و مدل‌های سطح زمین دارد. این پارامتر دارای تغییرات مکانی و فصلی است که وابستگی زیادی به تغییرات درخشندگی خورشید، رشد گیاهان و فعالیت‌های انسانی مثل کاشت، برداشت، سوزاندن مزارع و بریدن جنگل‌ها دارد (هی^۸، ۲۰۱۲). ویلیکیل و همکاران^۹ (۲۰۰۵) تغییرات ضریب آلبیدوی زمین را که به وسیله ماهواره اندازه‌گیری شده بود بررسی نمودند و به افزایش ۶ درصدی در طی ۴ سال دست یافتند. برای تعیین تغییرات، نیاز به داده‌های طولانی‌تری می‌باشد. در بسیاری از مدل‌های گردش عمومی (GCM)^{۱۰} آلبیدوی مرئی (۰/۴-۰/۷ میکرومتر) و مادون

آلبیدو در لاتین به معنای سفیدی است، که در واقع کسری از تابش ورودی است که به وسیله سطح انعکاس داده می‌شود (کاوکلائی^۵، ۲۰۰۳). آلبیدوی سطحی یک پارامتر مهم است که بر اقلیم زمین تأثیرگذار است (سس^۶، ۱۹۷۸؛

^۱استاد هواشناسی گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(* نویسنده مسئول: swsabzi@basu.ac.ir)

^۲دانشجوی دکتری هواشناسی کشاورزی، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

^۳استاد هیدرولوژی گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه

بوعلی سینا، همدان

^۴استادیار گروه عمران، دانشکده مهندسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

^۵Caoklay

^۶Cess

^۷Dickinson

^۸He

^۹Wielicki et al.

^{۱۰}General Circulation Model

به جای این که ابتدا تصحیحات اتمسفری را انجام دهد و سپس تصاویر بازتابندگی و محصول آلبیدوی سطحی را مطابق آن چه مرسوم است تولید کند، شرایط اتمسفری و توپوگرافی را هم زمان تخمین زد. تسامی و همکاران^{۱۰} (۲۰۰۸) روش سریع و عملی را برای محاسبه آلبیدوی سطحی از تصاویر لندست و مودیس، برای شرایط مختلف اتمسفری ارائه نمودند. آن ها برای ارزیابی آلبیدوی به دست آمده با روش نوین آن را با محصول Mod09 و Mod43 مودیس مقایسه نمودند و به خطای ± 0.35 دست یافتند. در این تحقیق مقدار ضریب آلبیدوی سطحی با استفاده از تصاویر Level1-G ماهواره لندست-۷ و انجام تصحیحات اتمسفری و توپوگرافی تخمین زده شده و سپس با داده های زمینی و داده های محصول CDR^{۱۱} لندست-۷ مقایسه شده است.

مواد و روش ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه واقع در همدان با موقعیت جغرافیایی ۳۴ درجه و ۴۶ دقیقه عرض شمالی و ۴۸ درجه و ۳۵ دقیقه طول شرقی با ارتفاع ۱۷۴۱ متر از سطح دریا می باشد. شهرستان همدان با وسعتی حدود ۴۱۱۸ کیلومتر مربع از خطالرأس رشته کوه الوند تا مرزهای شرقی استان کشیده شده است و مساحتی معادل ۲/۸ درصد کشور ایران را دارا می باشد. اقلیم همدان با توجه به طبقه بندی کوپن جزء مناطق سرد و نیمه خشک است.

داده های مورد استفاده

در این پژوهش از دو دسته داده های زمینی و ماهواره ای استفاده شده است. داده های ماهواره ای در مجموع ۱۴ تصویر level1-G و محصول CDR لندست-۷^{۱۲} است. داده های اندازه گیری شده زمینی آلبیدو از داده های ثبت شده توسط دستگاه واقعه نگار تابش خالص واقع در ایستگاه کلیماتولوژی دانشکده کشاورزی بوعلی سینا همدان با طول جغرافیایی ۴۸ درجه و ۲۸ دقیقه و عرض جغرافیایی ۳۴

قرمز نزدیک (۵-۷/۰ میکرومتر) به عنوان ورودی مدل در نظر گرفته می شود. در مطالعه بیلان سطحی نیز نیاز به آلبیدوی طول موج کوتاه در محدوده (۵-۲۵/۰ میکرومتر) است (لیانگ و همکاران^۱، ۱۹۹۸). اندازه گیری آلبیدوی سطحی به دو صورت زمینی و ماهواره ای امکان پذیر است. امروزه سنسورهای زیادی (قابل نصب بر روی ماهواره) قادر به اندازه گیری مقدار آلبیدوی سطحی می باشند. ماهواره های با قدرت تفکیک مکانی بالا و پهنای باند کم، امکان تهیه نقشه آلبیدوی جهانی و واسنجی آلبیدوی به دست آمده از ماهواره های با قدرت تفکیک مکانی متوسط و سنسورهای با پهنای باند بیش تر با استفاده از نقاط کنترل زمینی را فراهم می آورد (لیانگ، ۲۰۰۰). بهاندری و بک^۲ (۲۰۰۵) مدل آلبیدوی زمین را برای ماهواره های مدار زمین ارائه نمود. او چنین نتیجه گرفت که مقدار آلبیدو بسیار وابسته به زاویه خورشیدی و زاویه دید ماهواره است. طول جغرافیایی که ماهواره در آن قرار دارد در مدل های ارائه شده نقش معنی داری دارد. آلبیدوی سطحی به طور نرمال برای مدت زیادی پایش شده است و نتایج زیادی از مطالعه بر روی آن به دست آمده است (والثال و همکاران^۳، ۱۹۸۵؛ پینتی و راموند^۴، ۱۹۸۷؛ کیمس و هولبن^۵، ۱۹۹۲؛ رانسون و همکاران^۶، ۱۹۹۱؛ لی و گارند^۷، ۱۹۹۴). مقادیر ضریب آلبیدو برای سطوح مختلف با استفاده از اطلاعات سنسورهای مختلف توسط محققین زیادی تخمین زده شده است. به عنوان مثال گودین^۸ (۱۹۹۳) با استفاده از تصاویر ماهواره لندست در پوشش تندرا و دی آبرو و همکاران^۹ (۱۹۹۴) با به کارگیری تصاویر AVHRR در دریای قطب شمال مقدار این ضریب را محاسبه نمودند و ضمن مقایسه با داده های زمینی به همبستگی مناسبی دست پیدا کردند. در تخمین آلبیدوی سطحی از روش های مختلفی استفاده می شود. هی (۲۰۱۲) برای تخمین آلبیدوی سطحی از تصاویر مودیس،

¹Liang et al.

²Bhandari and Bak

³Walthall et al.

⁴Pinty and Ramond

⁵Kimes and Holben

⁶Ranson et al.

⁷Li and Garand

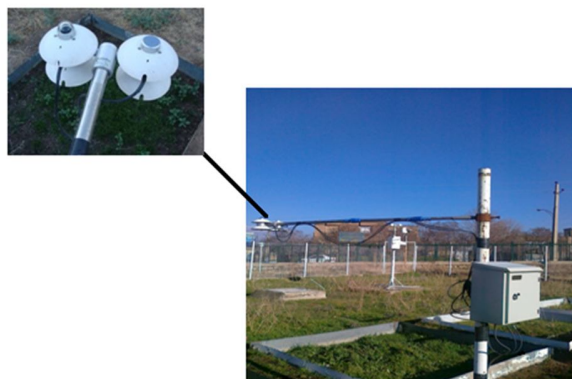
⁸Goodin

⁹De Abreu et al.

¹⁰Tasumi et al.

¹¹Surface Reflectance Climate Data Record (CDR)

¹²Landsat7/Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)



شکل ۲- نمایی از دستگاه واقعه‌نگار تابش خالص واقع در ایستگاه اقلیم‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا

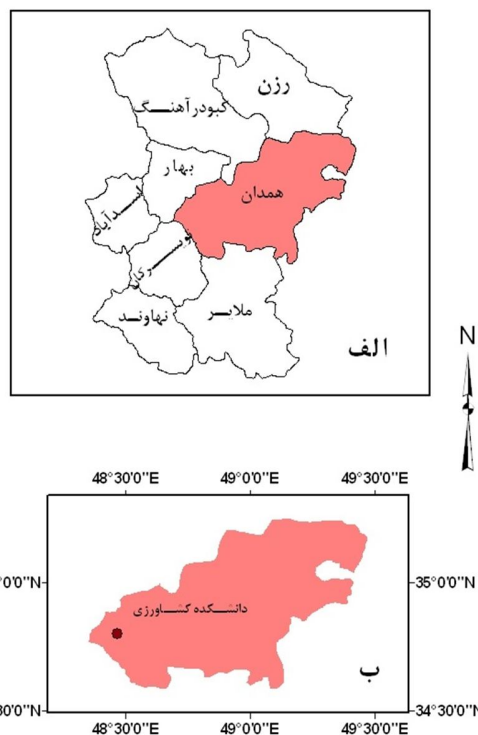
روش‌ها

مراحل انجام این تحقیق در شکل ۳ نمایش داده شده است.

۱- تصحیح خطای SLC OFF

دستگاه اسکن اصلاح خطوط در لندست-۷^۱ مکانیزمی است که برای تصحیح اسکن اولیه توسط آینه در ماهواره لندست-۷ طراحی شده است. این دستگاه در ۳۱ می سال ۲۰۰۳ از کار افتاده است. به همین علت لندست-۷ حدود ۲۲ درصد اطلاعات خود را در هر تصویر از دست داده است (اسکارامازا و همکاران^۲، ۲۰۰۴). روش‌های مختلفی برای اصلاح خطوط از دست رفته وجود دارد که دقیق‌ترین آن استفاده از یک تصویر پایه بدون داده از دست رفته است. در این تحقیق برای پر کردن داده‌های از دست رفته از روش جایگزینی مقادیر پیکسل‌های همسایه استفاده شده است که به این منظور از روش مثلث‌بندی^۳ استفاده شده است. مزیت مهم این روش این است که ارقام جدیدی تولید نمی‌کند، بلکه از درجات خاکستری موجود در تصویر کمک می‌گیرد (فاطمی و رضایی، ۱۳۸۴).

درجه و ۳۲ دقیقه به‌دست آمده است. مقادیر آلبیدوی زمینی مربوط به ماه‌های ژانویه (دی)، ژوئن (خرداد)، ژوئیه (تیر) و اوت (مرداد) سال ۲۰۱۲ می‌باشد که از تقسیم تابش خروجی بر تابش ورودی در طول موج کوتاه (۲/۸-۰/۳ میکرومتر) محاسبه شده است و بر این اساس تصاویر ماهواره نیز انتخاب شده است. در استفاده از داده‌های زمینی و ماهواره‌ای هم‌زمانی عبور ماهواره با داده‌های ثبت شده زمینی کاملاً رعایت شده است. برای بررسی وضعیت هوا در تاریخ‌های مورد نظر از داده‌های ساعتی ایستگاه همدیدی فرودگاه همدان با طول جغرافیایی ۴۸ درجه و ۳۲ دقیقه و عرض جغرافیایی ۳۴ درجه و ۵۱ دقیقه استفاده شده است. در شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های زمینی و در شکل ۲ نمایی از واقعه‌نگار تابش خالص دانشکده کشاورزی ارائه شده است.

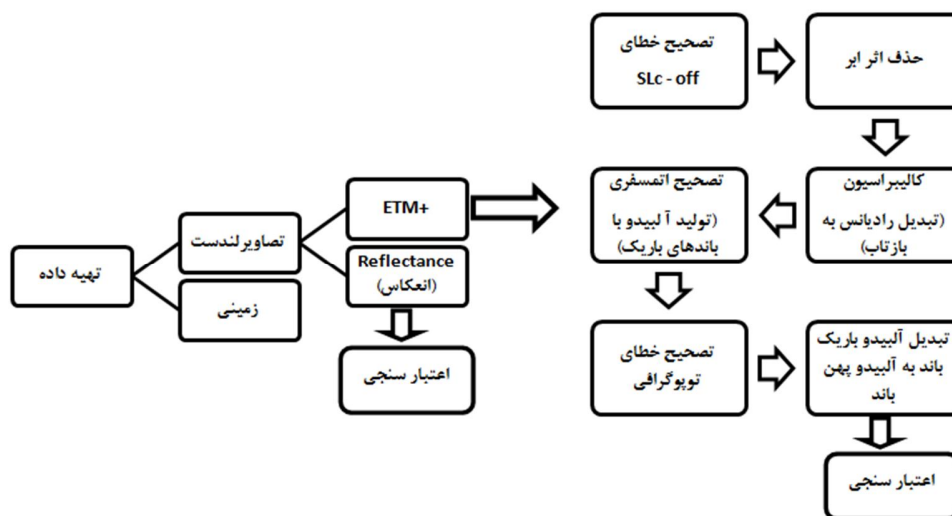


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه: الف) در استان، ب) در شهرستان

¹ The Landsat 7 Scan-Line Corrector (SLC)

² Scaramuzza et al.

³ Triangulation Method



شکل ۳- الگوریتم مراحل انجام روش تحقیق

همراه دانلود تصاویر قابل دریافت است، تصاویر خام به تصاویر رادیانس تبدیل گردید (آیریش^۴، ۲۰۰۰).

$$L_{\lambda} = \text{gain} \times \text{QCAL} + \text{offset} \quad (1)$$

که در این معادله L_{λ} رادیانس ($w \text{ m}^2 \text{ str}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) و QCAL درجه خاکستری در پیکسل مورد نظر و gain و offset ضرایب واسنجی سنجنده می‌باشد.

۴- تصحیح خطای اتمسفری

دو عامل مهم جذب^۵ و پخش^۶ در اتمسفر وجود دارد که بر روی امواج تأثیرگذار است. دو روش تصحیح اتمسفری مطلق و تصحیح اتمسفری نسبی برای تصحیح خطای اتمسفریک وجود دارد. در این تحقیق از روش مطلق برای تصحیح اتمسفری استفاده شده است. در تصحیح اتمسفری مطلق به منظور تعیین پارامترهای جذب و پخش مربوط به اتمسفر در محیط تصویر برداری منطقه معمولاً از الگوریتم‌هایی که بر پایه مدل انتقال تابشی هستند، استفاده می‌شود. در این مدل پارامترهای فیزیکی و جوی مربوط به اتمسفر منطقه تصویر برداری و همچنین مدل اتمسفری خاص هر منطقه استفاده می‌شود. در این تحقیق جهت انجام تصحیحات اتمسفری از مدل MODTRAN4^۷ که شامل

۲- حذف ابر

برای حذف اثر ابر ابتدا باید ابر در تصویر تشخیص داده شود. برای تشخیص ابر در تصویر از درجات خاکستری^۱ باند ۶/۱ و ۱ استفاده و پوشانه ابر^۲ برای هر باند تعیین و سپس ابر از تصاویر حذف گردید. برای حذف ابر از دستورالعمل ارائه شده توسط مارت نایزی و همکاران^۳ (۲۰۰۷) استفاده شده است. فرضیه روش استفاده شده برای حذف ابر بر این اساس است که در صورت تشخیص ابر در تصویر می‌توان داده‌های ابر را با داده‌های دیگر جایگزین کرد. این روش شامل دو مرحله است که در مرحله اول با ایجاد پوشانه ابر براساس مقادیر درجات خاکستری در باند آبی (۱) و باند حرارتی (۶/۱) ابر شناسایی می‌گردد. مرحله دوم برای تکمیل شناسایی ابر در تصویر با استفاده از مقادیر درجات خاکستری باند ۴، پوشانه ابر، سایه ابر و سایه توپوگرافی منطقه ایجاد می‌گردد.

۳- واسنجی

این مرحله شامل تبدیل درجات خاکستری به رادیانس است که در واقع کالیبراسیون داخلی سنجنده می‌باشد. درخشندگی میزان انرژی رسیده از هدف به سنجنده است. با استفاده از معادله ۱ و اطلاعات موجود در متا دیتا که به

⁴Irish

⁵Absorbtion

⁶Scattering

⁷Moderate resolution atmospheric transmission

¹ Digital Number (DN)

²Cloud mask

³Martinuzzi et al.

براساس شرایط روشنایی خورشید در لحظه تصویر برداری ماهواره، با استفاده از داده‌های DEM^۷، آزیموت^۸ و ارتفاع خورشید^۹ تصحیحات انجام می‌گیرد. پس از انجام تصحیحات توپوگرافی مقادیر آلبیدو سطحی در هر باند قابل تخمین است.

۶- تبدیل باندهای باریک آلبیدو به باند پهن

آلبیدوی به‌دست آمده در مرحله قبل به‌صورت مجزا در هر باند تخمین زده شده اما از آن‌جا که بخش عمده تابش ورودی خورشید در محدوده طول موج کوتاه (۲/۵-۴/۰ میکرومتر) است لازم است که آلبیدوی سطحی که کسری از تابش ورودی بازتاب یافته است نیز در پهنای باند مشابه تابش ورودی تخمین زده شود. با انتگرال‌گیری از آلبیدوهای باریک باند می‌توان به آلبیدوی پهن باند دست یافت. برای دست یافتن به یک مدل جهانی برای این تبدیل نیاز به نقاط نمونه‌برداری زمینی در سطوح مختلف و شرایط مختلف اتمسفری است. لیانگ^{۱۰} (۲۰۰۰) و لیانگ و همکاران (۲۰۰۲) با در نظر گرفتن شرایط مختلف اتمسفری و سطوح مختلف برای ۸ سنجنده، مدل‌های تبدیل آلبیدوی سطحی باریک باند به آلبیدوی پهن باند را ارائه نمودند. در این پژوهش از معادلات ارائه شده توسط آن‌ها برای ماهواره لندست استفاده شده است (معادلات ۲ تا ۸).

$$\alpha_{\text{short}} = 0.356\alpha_1 + 0.130\alpha_3 + 0.373\alpha_4 + 0.085\alpha_5 + 0.072\alpha_7 - 0.0018 \quad (۲)$$

$$\alpha_{\text{visible}} = 0.443\alpha_1 + 0.317\alpha_2 + 0.240\alpha_3 \quad (۳)$$

$$\alpha_{\text{diffuse-visible}} = 0.556\alpha_1 + 0.281\alpha_2 + 0.163\alpha_3 - 0.0014 \quad (۴)$$

$$\alpha_{\text{direct-visible}} = 0.390\alpha_1 + 0.337\alpha_2 + 0.247\alpha_3 \quad (۵)$$

$$\alpha_{\text{NIR}} = 0.693\alpha_4 + 0.212\alpha_5 + 0.116\alpha_7 - 0.003 \quad (۶)$$

$$\alpha_{\text{diffuse-NIR}} = 0.864\alpha_4 + 0.158\alpha_7 + 0.0043 \quad (۷)$$

کدهای مدل انتقال تابشی است استفاده شده است. پس از انجام این مرحله تصاویر بازتابندگی به‌دست می‌آید. ورودی‌های مدل MODTRAN مطابق جدول ۱ می‌باشد. در صورت عدم اندازه‌گیری پارامترهای مورد نیاز با توجه به موقعیت منطقه و برخی ویژگی‌های هواشناسی آن از پیش فرض‌های مدل استفاده می‌گردد (مادیول^۱، ۲۰۰۹).

جدول ۱- متغیرهای ورودی مدل MODTRAN جهت انجام

تصحیحات اتمسفری	
متغیرهای ورودی	
هواشناسی	غلظت CO ₂ فشار بخار آب ازن میدان دید
جغرافیایی	نوع هواویز ارتفاع از سطح دریا ارتفاع سنسور زاویه اوج دید ^۲ زاویه اوج خورشیدی ^۳ زاویه آزیموت نسبی ^۴
طیفی	آلبیدو محدوده طول موج

۵- تصحیح خطای توپوگرافی

در سنجنده‌ها رفتار سطوح اندازه‌گیری شده، لامبرتی در نظر گرفته می‌شود در حالی که در زمین‌های ناهموار چنین نیست و زاویه تابش خورشیدی متأثر از تغییرات توپوگرافی است. آلبیدو وابسته به تابع توزیع بازتاب دوطرفه^۵ است. اگر در تخمین ضریب آلبیدوی سطحی شرایط توپوگرافی در نظر گرفته نشود، فرض بر این است که سطح همسانگرد است که عملاً چنین نیست و آلبیدوی به‌دست آمده دارای خطا می‌باشد. برای انجام تصحیح توپوگرافی روش‌های مختلفی وجود دارد. در این تحقیق از روش لامبرتی که توسط تیلت و همکاران^۶ (۱۹۸۲) ارائه شده است، برای تصحیح اثر توپوگرافی استفاده گردیده است. در این روش

^۱Module

^۲View zenith angle

^۳Solar zenith angle

^۴Relative azimuth angle

^۵Bidirectional reflectance distribution function (BRDF)

^۶Tiellet

^۷Digital Elevation Model

^۸Sun Azimuth

^۹Sun Elevation

^{۱۰}Liang

نتایج و بحث

محاسبه آلبیدوی سطحی از داده‌های زمینی

در جدول ۲ پارامترهای ثبت شده توسط واقعه‌نگار ارائه شده است. از تقسیم شدت تابش خروجی به شدت تابش ورودی در طول موج‌های کوتاه مقدار آلبیدوی سطحی محاسبه گردید. پایش شدت لحظه‌ای تابش ورودی و خروجی توسط سامانه تابش خالص نصب شده در ایستگاه هواشناسی دانشکده کشاورزی انجام شد. حسگرهای تابش این سامانه ساخت کارخانه Hukseflux هلند و مورد تایید مجامع علمی می‌باشد. با توجه به داده‌های به‌دست آمده میزان آلبیدو در روز ۲۳ ژانویه زیاد و حدود ۶۵ درصد است. پس از بررسی داده‌های ایستگاه هواشناسی فرودگاه همدان مشخص گردید که از روز ۲۱ ژانویه بارش برف آغاز شده است، بنابراین این ضریب مربوط به پوشش برف می‌باشد. کم‌ترین میزان آلبیدوی سطحی مربوط به اول ژانویه است زیرا در این زمان میزان پوشش چمن سطح اندازه‌گیری شده اندک بوده و زمین تقریباً لخت بوده است. در بقیه ماه‌ها دامنه تغییرات آلبیدوی سطحی بین ۰/۲۱ تا ۰/۲۶ است که مطابق با دامنه استاندارد پوشش علفی است.

تخمین آلبیدوی سطحی از تصاویر لندست 7 (level1-G)

برای استخراج ضرایب آلبیدوی سطحی از تصاویر، ابتدا پردازش‌های لازم که در قسمت روش کار ارائه شده به‌ترتیب گفته شده صورت گرفت و پس از انجام تصحیحات SLC-off، ابر و اتمسفریک تصاویر بازتابندگی به‌دست آمد که در این مرحله مقادیر آلبیدوی سطحی در تک تک باندها در نقطه برداشت زمینی استخراج گردید و براساس فرمول‌های موجود آلبیدوی باند باریک به باند پهن تبدیل گردید. نتایج به‌دست آمده در جدول ۳ ارائه شده است.

استخراج آلبیدوی سطحی از تصاویر CDR

مقدار آلبیدوی سطحی در هر باند تصاویر CDR استخراج و به آلبیدوی باند پهن تبدیل گردید و داده‌های آن در نقطه مورد نظر استخراج گردید (جدول ۴).

$$\alpha_{\text{direct-NIR}} = 0.659\alpha_4 + 0.342\alpha_5 + 0.0033 \quad (۸)$$

که در آن‌ها α_1, α_2 و ... آلبیدو در باندهای ۱، ۲ و ... لندست-۷ می‌باشد.

استخراج مقدار آلبیدوی سطحی از تصاویر CDR لندست

بالاترین سطح محصولات لندست تصویر CDR است. این تصاویر دارای ۷ باند است که مقدار بازتاب در هر باند قابل استخراج است. در این پژوهش مقادیر آلبیدوی سطحی در هر باند در نقطه برداشت زمینی استخراج و با فرمول‌های تبدیل آلبیدوی باند باریک به باند پهن مقادیر نهایی آلبیدو به‌دست آمد و با داده‌های زمینی مقایسه گردید.

اعتبار سنجی

برای بررسی صحت نتایج به‌دست آمده مقدار آلبیدوی سطحی، در محل اندازه‌گیری زمینی از تصاویر آلبیدوی سطحی و تصاویر CDR در طول موج‌های مختلف، استخراج و مورد مقایسه قرار گرفت. برای ارزیابی دقت برآوردها از جذر میانگین مربعات خطا یا $RMSE^1$ به صورت معادله ۹ استفاده می‌شود.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{n}} \quad (۹)$$

O_i مقادیر مشاهده شده و P_i مقادیر پیش‌بینی شده هستند و n تعداد داده‌های مورد مطالعه می‌باشد. برای تعیین وجود یا عدم وجود اختلاف معنی‌دار بین داده‌های تخمین زده شده از تصاویر Level1-G و تصاویر باتاب لندست-۷، از آزمون فیشر استفاده گردید. این آزمون تعمیم یافته آزمون t است و برای ارزیابی یکسان بودن یا یکسان نبودن دو جامعه و یا چند جامعه به‌کاربرده می‌شود. در آزمون فیشر واریانس کل جامعه به عوامل اولیه آن تجزیه می‌شود. به‌همین دلیل به آن آزمون آنالیز واریانس^۲ نیز می‌گویند.

¹Root Mean Square Error

²ANOVA

جدول ۲- داده های مشاهداتی ثبت شده در دانشکده کشاورزی

SW _{Net} (Wm ⁻²)	LW _{net} (Wm ⁻²)	SW _{in} (Wm ⁻²)	SW _{out} (Wm ⁻²)	α	Temp (°C)	ساعت گذر ماهواره	تاریخ
تابش خالص طول موج کوتاه	تابش خالص طول موج بلند	تابش ورودی طول موج کوتاه	تابش خروجی طول موج کوتاه	آلبیدوی سطحی طول موج کوتاه	دمای هوا		
۷۲	-۷	۸۲	۹	۰/۱۱	۳/۴۸	۱۱:۴۳:۲۵ am	۷-ژانویه-۲۰۱۲
۱۸۶	-۱۰۷	۵۳۰	۳۴۳	۰/۶۵	۳/۷۰	۱۰:۴۱:۲۹ am	۲۳-ژانویه-۲۰۱۲
۶۲۶	-۲۰۲	۸۲۵	۱۹۸	۰/۲۴	۲۹/۰۴	۱۰:۴۴:۰۸ am	۱۵-ژوئن-۲۰۱۲
۵۶۹	-۱۷۶	۷۷۳	۲۰۳	۰/۲۶	۲۹/۹۷	۱۰:۴۶:۰۷ am	۱-ژوئیه-۲۰۱۲
۶۱۹	-۱۸۳	۸۰۶	۱۸۷	۰/۲۳	۲۷/۷۲	۱۰:۴۹:۴۹ am	۱۷-ژوئیه-۲۰۱۲
۶۱۰	-۲۰۱	۷۹۱	۱۸۱	۰/۲۳	۳۱/۱۹	۱۰:۴۸:۰۰ am	۲-اوت-۲۰۱۲
۶۷۰	-۲۵۴	۸۴۴	۱۷۳	۰/۲۰	۳۰/۸۹	۱۰:۴۸:۳۰ am	۱۸-اوت-۲۰۱۲

جدول ۳- مقادیر آلبیدوی سطحی در طول موج های مختلف، تخمین زده شده با تصاویر لندست Level1-G

short	visible	diffuse-visible	direct-visible	NIR	diffuse-NIR	direct-NIR	تاریخ
۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۷	۷-ژانویه-۲۰۱۲
۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۶۱	۰/۶۲	۰/۴۹	۰/۵۷	۰/۴۹	۲۳-ژانویه-۲۰۱۲
۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۱	۱۵-ژوئن-۲۰۱۲
۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۲۲	۱-ژوئیه-۲۰۱۲
۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۱	۱۷-ژوئیه-۲۰۱۲
۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۱	۲-اوت-۲۰۱۲
۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۲۱	۱۸-اوت-۲۰۱۲

جدول ۴- مقادیر آلبیدوی سطحی در طول موج های مختلف- تخمین زده شده با تصاویر CDR

short	visible	diffuse-visible	direct-visible	NIR	diffuse-NIR	direct-NIR	تاریخ
۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۲	۷-ژانویه-۲۰۱۲
۰/۵۶	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۵۰	۰/۵۹	۰/۴۸	۲۳-ژانویه-۲۰۱۲
۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۶	۱۵-ژوئن-۲۰۱۲
۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۷	۱-ژوئیه-۲۰۱۲
۰/۲۰	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۷	۱۷-ژوئیه-۲۰۱۲
۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۶	۲-اوت-۲۰۱۲
۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۷	۱۸-اوت-۲۰۱۲

اعتبارسنجی

آلبیدوی زمینی توسط دیتالاگر (واقعه‌نگار) در طول موج کوتاه (۲/۸-۳/۰ میکرومتر) ثبت شده است. اما در مورد دوم در کلیه باندها مقایسه امکان‌پذیر است. نتایج مقایسه در جدول ۵ نشان داده شده است. به استثنای روز اول ماه ژانویه در بقیه روزها مقدار آلبیدوی تخمین زده شده کم‌تر از مقدار واقعی می‌باشد. در ماه ژانویه خطای تخمین آلبیدوی سطحی بیش‌تر از ماه‌های دیگر است که دلیل عمده آن وجود روزهای ابری است.

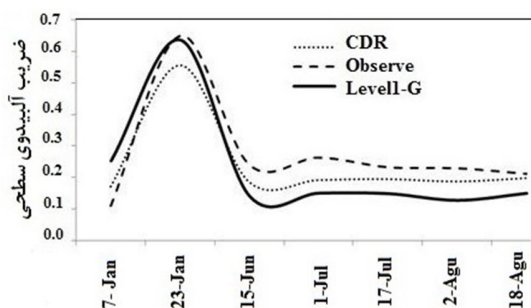
مقایسه داده‌های زمینی با مقادیر آلبیدوی سطحی به‌دست آمده به دو صورت انجام گرفت.

۱- مقایسه داده‌های زمینی با آلبیدوی سطحی به‌دست آمده از تصاویر لندست-۷ Level1-G و CDR، ۲- مقایسه آلبیدوی سطحی به‌دست آمده از تصاویر Level1-G لندست-۷ با تصاویر CDR. در مورد اول آلبیدوی سطحی طول موج کوتاه (ashort) با داده‌های زمینی مقایسه گردید. زیرا

جدول ۵- مقادیر آلبیدوی سطحی در طول موج کوتاه- تخمین زده شده با تصاویر CDR طیفی

تاریخ	مشاهده‌ای	تخمین زده شده از تصاویر CDR	تخمین زده شده از تصاویر level1-G
۷-ژانویه-۲۰۱۲	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۴
۲۳-ژانویه-۲۰۱۲	۰/۶۵	۰/۵۶	۰/۶۶
۱۵-ژوئن-۲۰۱۲	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۴
۱-ژوئیه-۲۰۱۲	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۱۵
۱۷-ژوئیه-۲۰۱۲	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۱۵
۲-اوت-۲۰۱۲	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۱۳
۱۸-اوت-۲۰۱۲	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۵
مقادیر RMSE در مقایسه با مقادیر مشاهده‌ای			
		۰/۰۶	۰/۰۸

آلبیدوی سطحی تخمین زده شده از تصاویر level1-G و CDR به جز در طول موج مرئی، وجود ندارد.



شکل ۴- نمودار مقادیر آلبیدوی سطحی تخمین زده شده و مشاهده‌ای

جدول ۶- مقادیر RMSE و نتایج آزمون فیشر مقایسه آلبیدوی سطحی برآورد شده از تصاویر Level1-G با تصاویر CDR

پارامتر	direct-Nir	diffude-Nir	NIR	direct-visible	diffuse-visible	visible	short
RMSE	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۲۵	۰/۰۴
F	۰/۲۸	۱/۵۵	۱/۶۶	۱/۱۱	۱/۱۲	۱/۱۱	۱/۲۹
F critical	۴/۲۸	۴/۲۸	۴/۲۸	۴/۲۸	۴/۲۸	۴/۲۸	۴/۲۸
معنی‌داری اختلافات	x	x	x	✓	x	✓	x

x تفاوت معنی‌دار وجود ندارد. ✓ تفاوت معنی‌دار وجود دارد.

شده با آلبیدوی مشاهده‌ای با توجه به خطاهای به‌دست آمده، نشان می‌دهد که برای انجام کارهایی مثل تشخیص کاربری زمین بر اساس ضریب آلبیدوی سطحی، تأثیر تغییر کاربری بر ضریب آلبیدوی سطحی و تحقیقاتی که نیاز به دقت مشابه آن‌چه نام برده شد دارد، استفاده از تصاویر ماهواره‌ای جهت تخمین این ضریب مفید و کارآمد خواهد بود. در حال حاضر تعداد ایستگاه‌های زمینی که قادر به اندازه‌گیری آلبیدوی سطحی به‌صورت نقطه‌ای هستند بسیار اندک بوده و پاسخگوی نیاز مراکز تحقیقاتی و فعالیت‌های

شکل ۴ نمودار مقادیر تخمینی و مشاهده‌ای آلبیدو در روزهای مورد مطالعه را نشان می‌دهد. شکل مذکور تطابق مقادیر آلبیدو در هر سه حالت را تأیید می‌کند. در جدول ۶ نتایج مقایسه آلبیدوی سطحی تخمین زده شده براساس تصاویر Level1-G و تصاویر CDR و نتایج آزمون فیشر ارائه شده است. مقایسه آلبیدوی سطحی تخمین زده شده از تصاویر Level1-G با تصاویر CDR براساس آزمون فیشر، نشان از عدم وجود تفاوت معنی‌دار بود. مقادیر میانگین مربعات خطا بین ۰/۰۹-۰/۰۲ می‌باشد. بیش‌ترین مقدار مربوط به آلبیدوی سطحی در محدوده مادون قرمز نزدیک است. با توجه به نتایج تست فیشر اختلاف معنی‌داری بین

نتیجه‌گیری

در این پژوهش مقدار ضریب آلبیدوی سطحی با استفاده از تصاویر لندست تخمین زده شد و سپس با داده‌های زمینی مقایسه گردید. به‌این منظور از دو دسته داده‌های زمینی و تصاویر ماهواره‌ای level1-G و محصول CDR لندست-۷ استفاده گردید. پس از انجام تصحیحات لازم مقادیر آلبیدو باریک پهن در طول موج‌های مختلف و پهن باند محاسبه گردید. مقایسه آلبیدوی سطحی تخمین زده

- Goodin, D. G. 1993. Estimating surface albedo in Alpine Tundra using the Landsat Thematic Mapper and digital terrain Data. *International archives of photogrammetric and remote sensing*, (29): 317-317.
- He, T. 2012. Estimating land surface albedo from satellite data. Doctor of Philosophy dissertation, Faculty of the Graduate School of the University of Maryland, College Park.
- Kimes, D. S., Holben, B.N. 1992. Extracting spectral albedo from NOAA-0 AVHRR multiple view data using an atmospheric correction procedure and an expert system. *Int. J. Remote Sens.*, (13): 275-289.
- Irish, R. R. 2000. Landsat 7 science data users handbook. National Aeronautics and Space Administration, Report: 430-15.
- Li, Z., Garand, L. 1994. Estimation of surface albedo from space: A parameterization for global application. *J. Geophysical Res. Atmos.*, (1984-2012), 99(D4):8335-8350.
- Liang, S., Strahler, A., Walthall, C. 1998. July. Retrieval of land surface albedo from satellite observations: A simulation study. In *Geo science and Remote Sensing Symposium Proceedings*, IEEE International, 3: 1286-1288).
- Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. *Remote Sens. Environ.*, 76(2): 213-238.
- Liang, S., Shuey, C. J., Russ, A. L., Fang, H., Chen, M., Walthall, C. L., Hunt Jr, R. 2002. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sens. Environ.*, 84(1): 25-41.
- Module, F. L. A. A. S. H. 2009. Atmospheric Correction Module: QUAC and FLAASH User's Guide, Version 4.7. ITT Visual Information Solutions, Boulder, CO.
- Martinuzzi, S., Gould, W. A., González, O. M. R. 2007. Creating cloud-free Landsat ETM+ data sets in tropical landscapes: cloud and cloud-shadow removal.
- Pinty, B., Ramond, D. 1987. A method for the estimate of broadband directional surface albedo from a geostationary satellite. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 26(12): 1709-1722.
- Ranson, K. J., Irons, J. R., Daughtry, C. S. T. 1991. Surface albedo from bidirectional reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 35(2): 201-211.
- Saramuzza, P., Micijevic, E., Chander, G. 2004. SLC gap-filled products phase one methodology. Landsat Technical Notes.
- Tasumi, M., Allen, R. G., Trezza, R. 2008. At-surface reflectance and albedo from satellite for محققان نمی‌باشد. بنابراین برای تحقیقاتی که در سطح وسیع انجام می‌پذیرد، می‌توان با اطمینان زیاد از تصاویر لندست جهت تخمین ضریب آلبیدوی سطحی استفاده نمود. عمده‌ترین علت خطای تخمین ماهواره‌ای، کمبود اطلاعات برای انجام تصحیحاتی مثل حذف اثر خطای اسکتر دستگاه و یا تصحیحات اتمسفری است. برای حذف اثر خطای اسکتر، تصویر هم‌زمان مناسبی برای جایگزین کردن پیکسل‌های مفقود پیدا نشد. لذا از روش‌های میان‌یابی استفاده شد که خود باعث کاهش دقت می‌گردد. همچنین برای انجام تصحیحات اتمسفری به دلیل فقدان پروفیل قائم جو از مدل‌های جهانی استفاده شده که منجر به خطای مازاد می‌گردد. کمبود داده‌های مشاهده‌ای نیز از دیگر مشکلات موجود است که امکان مقایسه دقیق‌تر را از بین می‌برد. در مقایسه ضرایب آلبیدوی سطحی تخمینی با مشاهده‌ای چون داده‌های مشاهده‌ای فقط در طول موج کوتاه در دسترس بود بنابراین در طول موج‌های دیگر امکان مقایسه آلبیدو وجود نداشت. مقایسه بین آلبیدوی سطحی تخمینی از تصاویر لندست Level-1G و CDR، نشان داد که به‌جز در طول موج مرئی، اختلاف معنی‌داری بین این دو روش ماهواره‌ای وجود ندارد. در نتیجه، در صورت عدم دسترسی به یکی از این تصاویر از دیگری می‌توان استفاده کرد.

منابع

- فاطمی، س. ب.، رضایی، ی. ۱۳۸۴، مبانی سنجش از دور، انتشارات آزاده، چاپ سوم، ۲۸۸ صفحه.
- Bhanderi, D. D., Bak, T. 2005. Modeling Earth albedo for satellites in Earth orbit. *AIAA Guidance, Navigation, and Control Proceedings*.
- Cess, R. D. 1978. Biosphere-albedo feedback and climate modeling. *J. Atmos. Sci.*, 35(9): 1765-1768.
- Coakley, J. A. 2003. Reflectance and albedo, surface. *Encyclopedia of Atmos. Sci.*, 1914-1923.
- De Abreu, R. A., Key, J., Maslanik, J. A., Serreze, M. C., LeDrew, E. F. 1994. Comparison of in situ and AVHRR-derived broadband albedo over Arctic sea ice. *Arctic*, 288-297.
- Dickinson, R. E. 1983. Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. *Adv. Geophys.*, 25, 305-353.

to approximate the bidirectional reflectance from vegetative canopies and bare soil surfaces. *Appl. Optics*, 24(3):383-387.

Wielicki, B. A., Wong, T., Loeb, N., Minnis, P., Priestley, K., Kandel, R. 2005. Changes in Earth's albedo measured by satellite. *Sci.*, 308(5723): 825-825.

operational calculation of land surface energy balance. *J. Hydrologic Eng.*, 13(2):51-63.

Teillet, P. M., Guindon, B., Goodenough, D. G. 1982. On the slope-aspect correction of multispectral scanner data. *Canadian J. Remote Sens.*, 8(2): 84-106.

Walthall, C. L., Norman, J. M., Welles, J. M., Campbell, G., Blad, B. L. 1985. Simple equation



Estimating the land surface albedo using Level1-G and CDR Landsat-7 satellite images

A. A. Sabziparvar^{1*}, E. Fakharzadeh Shirazi², S. Marofi³, Y. Rezaei⁴

Received: 24/06/2015

Accepted: 20/01/2016

Abstract

Land surface albedo, is defined as the ratio of the surface reflected to received solar radiation. It is one of the major meteorological variables required for calculation of the surface radiation budget, crop water requirement and boundary conditions of climate models. During the last several decades, the albedo has been estimated using remotely sensed data. In this study, land surface albedo is estimated by using Level1-G and CDR Landsat-7 satellite images and compared with in-situ data in a farmland located in Hamedan province in the proximity of the climatology station located at faculty of agriculture, Bu-Ali Sina University. For this purpose, 14 satellite images were used. In-situ surface albedo data were also obtained from the net radiometer installed at the study site. Surface albedo was calculated at various wavelengths after removing SLC-Off, cloud effect, and atmospheric and topographic errors. The results showed that the estimated green cover albedo values were within the range of 0.21-0.26 and snow cover albedo was approximately 0.65. Estimates of surface albedo from CDR and Level1-G images were evaluated against the surface measurements by using root mean square errors (RMSE). The calculated RMSE was within the range of 0.02 to 0.09. Furthermore, the maximum error of estimated albedo was observed in NIR wavelengths. According to the Fisher test results, there was no significant difference between the estimated surface albedo from CDR and Level1-G images. Hence, for crude estimation of surface albedo, both approaches can be recommended with no priority; especially, for coarse regional estimates.

Keywords: Surface albedo, Landsat-7, Reflectance, CDR, Hamedan

¹Professor in Meteorology, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

(*Corresponding author email address: swsabzi@basu.ac.ir)

²Ph.D. Candidate in Agrometeorology, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

³Professor of Hydrology, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

⁴Assistant Professor of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran