

این طیف، هواویزها با اختلاف فاحشی در تصویر آشکار می‌شوند. زمانیکه مقدار هواویزها در جو اندک باشد، سیگنال اصلی دریافتی توسط سنجنده مربوط به عوارض سطح زمین خواهد بود ولی اگر میزان آلاینده‌گی هواویزها بیشتر باشد و لایه ضخیمی را به خود اختصاص دهند، در این صورت انرژی پراکنده و یا تابش شده از هواویزها، بخش عمده سیگنال دریافتی را تشکیل داده و تبدیل داده‌های ماهواره‌ای را به اطلاعات زمینی با عدم قطعیت مواجه می‌سازد. در باندهای حرارتی در مجموع اندازه‌گیری‌ها بر اساس دمای درخشندگی^۴ می‌باشد. تغییرات غیر عادی در دمای درخشندگی، که با استفاده از محدوده مشخصی از طیف IR به دست می‌آید، می‌تواند وسیله‌ای برای آشکار سازی هواویزها شود. الگوریتمهای مورد استفاده به منظور بازیابی اجزاء هواویز بایستی از یک مدل فیزیکی برای استخراج کل مقدار هواویزها تبعیت کنند. مدل هواویز را می‌توان از منابع مختلفی نظیر [۵-۶] استخراج نمود.

روش‌های مختلفی به منظور استخراج هواویز بر روی اقیانوس با استفاده از اندازه‌گیریهای AVHRR/NOAA به کار گرفته شده‌اند [۷]. بر روی خشکی به علت اینکه آلبیدوی سطح عموماً ناشناخته بوده و با زمان و طول موج تغییر می‌نماید، کار زیادی صورت

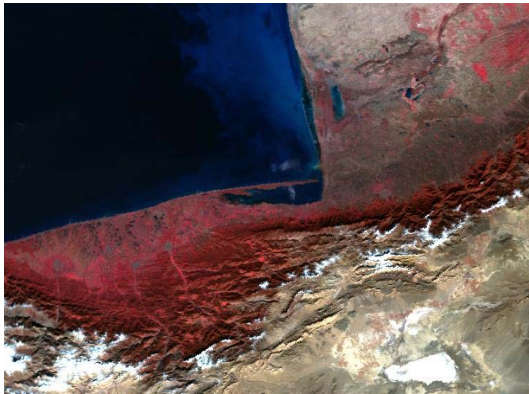
ذرات معلق موجود در هوا (هواویزها)^۲ نقش اصلی در تعیین شرایط آب و هوایی را ایفا کرده و تأثیر بسزایی بر سلامتی انسان دارند. از طرف دیگر مطالعه هواویزها از ابعاد نظامی نیز حائز اهمیت است و هم‌چنین هواویزها بر تعادل و توازن انرژی تابشی زمین نیز بطور مستقیم یا غیر مستقیم اثر می‌گذارند [۲]. مطالعات نشان می‌دهد که اثر هواویزها بر موجودیت گازهای گلخانه‌ای نیز مطرح و غیر قابل انکار بوده و لزوم اهتمام به مطالعه این ذرات را بیشتر محرز می‌کند. در اختیار نداشتن اطلاعاتی از چگونگی توزیع هواویزها در جو کره زمین، مدلسازی وضعیت آب و هوا را دشوار می‌سازد. اما از همه مهمتر بدلیل تغییرات شدید مقدار هواویزها، اثر آنها بر آلبیدوی سطوح بسیار شدید بوده و در نتیجه استخراج اطلاعات از تصاویر ماهواره‌ای را با عدم قطعیتی غیر قابل پیش‌بینی روبرو می‌کند. تا کنون از هردو طیف مرئی و فروسرخ، برای آشکار سازی هواویزها استفاده شده است [۳-۴]. در استفاده از طیف مرئی از تغییر مقدار انرژی تابشی بازتابیده (رادیانس) ناشی از حضور هواویزها برای تشخیص آنها استفاده می‌شود. لذا آشکار سازی آنها با کسر کردن بازتابندگی ناشی از عوارض سطح زمین از تصویر صورت می‌گیرد. در محدوده‌های روزنه جوی در IR^۳ از طیف فروسرخ برای آشکار سازی هواویزها استفاده می‌شود که در

جدول ۱: مشخصات فنی ۷ باند اول و باند ۱۹ سنجنده

MODIS

شماره باند	ابعاد پیکسل زمینی در دید پاسو (متر) Nadir	عرض باند (نانومتر)
۱	۲۵۰	620 - 670
۲	۲۵۰	841 - 876
۳	۵۰۰	459 - 479
۴	۵۰۰	545 - 565
۵	۵۰۰	1230 - 1250
۶	۵۰۰	1628 - 1652
۷	۵۰۰	2105 - 2155
۱۹	۱۰۰۰	915-965

در این تحقیق از تصویر MODIS اخذ شده در تاریخ ۲۰۰۵/۱۲/۹ استفاده گردید. در شکل (۱) ترکیب رنگی (۴۲۱) منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل ۱: تصویر رنگ کاذب (۴۲۱) MODIS برای منطقه مورد مطالعه با قدرت تفکیک مکانی ۵۰۰ متر در تاریخ ۲۰۰۵/۱۲/۹ (جنوب و جنوب شرق دریای خزر).

آماده سازی داده‌ها

ابتدا بایستی بر روی تصویر ماهواره‌ای کالیبراسیون سنجنده و تصحیحات هندسی اعمال گردد. بدین منظور مقادیر DN^v تصویر ماهواره‌ای را تبدیل به رادیانس نموده و در مرحله بعد با استفاده از نقاط کنترل، عملیات تصحیح هندسی بر روی تصویر انجام گردید.

به منظور پیاده‌سازی این الگوریتم، بایستی پوشش ابر از تصویر ماهواره‌ای حذف گردد. بدین منظور با استفاده از نسبت باندهای ۵ و ۷ این سنجنده مناطق دارای

نگرفته است و اغلب مطالعات سنجنش از دور بر روی غبار صحرا صورت گرفته است [۸،۶].

بعضی از الگوریتم‌های بازتابی هواویزها نیز با استفاده از پوشش گیاهان انبوه که بازتابش خیلی کم در طول موج آبی و قرمز دارند، توسعه داده شده‌اند [۱۰]. هم چنین با فرض بازتابندگی ثابت سطحی، الگوریتم‌هایی برای مطالعات چند زمانی توسعه یافته است که در این رابطه می‌توان از کارهای [۱۱-۱۴] نام برد.

الگوریتمی که در این تحقیق به منظور آشکار سازی هواویزها مورد استفاده قرار می‌گیرد، از ترکیب مدل اطلاعات هواویزها، قطر ذرات هواویز و پارامتر عمق نوری^۵ (یا ضخامت نوری) که با استفاده از دو طیف مرئی و IR به دست می‌آید، می‌باشد.

باند آبی بر روی سنجنده MODIS (که در سنجنده AVHRR موجود نمی‌باشد) امکان استخراج ضخامت نوری هواویزها بر روی سطوح خشکی و برای پوششهایی که بازتابندگی آنها معمولاً در باند آبی کوچک تر بوده و پراکنش هواویز بیشتر می‌باشد را به وجود آورده است. ضخامت نوری معیاری از میزان هواویز موجود در هوا می‌باشد که با چگالی و ضریب شکست ذرات تغییر می‌ []. آن جایی که در این پژوهش از داده‌های سنجنده MODIS استفاده شده است، لازم است با این سنجنده در محدوده مورد نیاز این پژوهش آشنا شویم.

مشخصات سنجنده MODIS

سنجنده MODIS مستقر بر روی EOS^۶ با قابلیت ایجاد یک پوشش جهانی ساخته شده است. این سنجنده برای تصویربرداری در محدوده طیفی مرئی تا فروسرخ حرارتی از طول موج ۰/۴۱۵ تا ۱۴/۲۳۵ میکرومتر طراحی شده است. به منظور مطالعه هواویز می‌توان از ۸ باند طیفی این سنجنده استفاده نمود که مشخصات این باندها در جدول (۱) نشان داده شده است. محدوده طیفی مورد نظر در این مطالعات شامل محدوده مرئی (۰/۶۷۰-۰/۴۵۹ میکرومتر)، فروسرخ نزدیک (۰/۸۷۶-۰/۸۴۱ میکرومتر) و فروسرخ میانی و کوتاه (۲/۱۵۵-۱/۲۳۰ میکرومتر) با قدرت تفکیک مکانی ۲۵۰ و ۵۰۰ متر می‌باشد.

الگوریتم مورد استفاده

ابتدا به طور خلاصه به تئوری انتقال تابشی^۸ که در مورد سنجش از دور هواویزهای موجود در بالای سطح زمین بکار می‌رود، می‌پردازیم. توضیحات مشروح در این رابطه [] شده است. برای سنجش از دور هواویزها بر روی خشکی از رابطه بین بازتابندگی اندازه-گیری شده در بالای اتمسفر ρ^{TOA} و خواص بازتابندگی دو راستائی سطح^۹ $\rho(\theta, \theta_0, \varphi)$ استفاده می‌شود. این رابطه به شکل زیر است [4].

$$\rho^{TOA}(\theta, \theta_0, \varphi) = \rho_a(\theta, \theta_0, \varphi) + \frac{F_d(\theta_0)T(\theta)\rho(\theta, \theta_0, \varphi)}{1 - S\rho'} \quad (3)$$

که در آن θ زاویه سمت الراس سنجنده، θ_0 زاویه سمت الراس خورشید و φ زاویه سمتی بین نور فرودی خورشید و راستای نور پراکنده شده به سمت سنجنده نسبت به پیکسل مورد مطالعه در سطح زمین که معادل همان زاویه سمتی بین سنجنده و خورشید است، می‌باشد. ρ_a بازتابندگی مسیر (ناشی از هواویزها)، $F_d(\theta_0)$ شار کلی به‌نچار شده فرودی به سطحی با بازتابندگی صفر است که معادل همان انرژی کلی انتقالی رو به پائین می‌باشد. مقدار این کمیت به علت پس پراکنش نور خورشید توسط هواویزها و مولکولهای جوی معمولا کمتر از واحد است. $T(\theta)$ قابلیت عبور کلی به سمت زاویه دید سنجنده، S نسبت پس پراکنش جوی و ρ' بازتابندگی میانگین گیری شده سطح در دو زاویه دید و تابش می‌باشد.

در تقریب پراکنش منفرد، تابش مسیر با ضخامت نوری هواویز τ_a ، تابع فاز پراکنش هواویز در رابطه فوق $P_a(\theta, \theta_0, \varphi)$ و آلبیدوی پراکنش منفرد ω_0 متناسب می‌باشد [۱] و [۱۶].

$$\rho_a(\theta, \theta_0, \varphi) = \rho_m(\theta, \theta_0, \varphi) + \frac{\omega_0 \tau_a P_a(\theta, \theta_0, \varphi)}{4 \cos \theta \cos \theta_0} \quad (4)$$

در رابطه فوق $\rho_m(\theta, \theta_0, \varphi)$ ، بازتابندگی مسیر ناشی از پراکنش مولکولی می‌باشد.

هم چنین توابع F_d ، T و S در معادله ۳ نیز وابسته به ω_0 ، τ_a و $P_a(\theta, \theta_0, \varphi)$ می‌باشند هرچند برای سطوح با بازتابندگی کم دارای اهمیت کمی هستند. به منظور استخراج ضخامت نوری هواویزها از تابش اندازه-گیری شده، نیازمند یک مدل هواویزی هستیم که مقادیر ω_0 ، τ_a و $P_a(\theta, \theta_0, \varphi)$ را برای شرایط خاص در اختیار قرار دهد.

پوشش ابر شناسایی شده و بر روی تصویر ماسک آن ایجاد گردید [-]. پس از اعمال ماسک ابر بر روی تصویر ماهواره‌ای بایستی تصحیح بخار آب بر روی تصویر صورت پذیرد. بدین منظور از باند جذبی بخار آب (در طول موج نزدیک ۱ میکرون) بر روی سنجنده MODIS (باند ۱۹) استفاده گردید. بدین منظور از رابطه (۱) استفاده شده است [].

$$L_{Sensor}(\lambda) = L_{Sun}(\lambda)T(\lambda)\rho(\lambda) + L_{Path}(\lambda) \quad (1)$$

که در آن λ نمایانگر طول موج، $L_{Sensor}(\lambda)$ ، تابش طیفی دریافت شده توسط سنجنده در باندی به مرکزیت λ ، L_{Sun} (λ) تابش طیفی فرودی خورشید در این باند و در بالای جو، $T(\lambda)$ قابلیت عبور جو در این باند که برابر با کسر عبور انرژی تابشی در مسیر خورشید به زمین و از زمین به سنجنده، $\rho(\lambda)$ بازتابندگی دو راستایی و $L_{Path}(\lambda)$ تابش طیفی پراکنده در مسیر می‌باشد. در باندهای فروسرخ نزدیک و در نزدیکی ۱ میکرون تاثیر پراکنش ریلی کم بوده و پراکنش مای غالب [] از طرفی چون اغلب هواویزهای با قطر ذرات بزرگتر در ارتفاع زیر ۲ کیلومتر می‌باشند، بنابراین تاثیر هواویزها بر مقدار $L_{Path}(\lambda)$ (با استناد به پراکنش مای) ناچیز بوده و در نتیجه $L_{Path}(\lambda)$ تنها شامل جذب بخار آب می‌باشد [۱]. مقدار T نیز با استفاده از باند جذب بخار آب و استفاده از روزنه‌های جوی ۱/۲۴ و ۰/۱۸۶۵ از طریق رابطه (۳) به دست می‌آید [].

$$T^{obs} = \frac{\rho_{19}}{c_1 \times \rho_2 + c_2 \times \rho_3} \quad (2)$$

که در آن ρ_{19} بازتابندگی در باند ۱۹، ρ_2 بازتابندگی در باند ۲، ρ_3 بازتابندگی در باند ۵ و مقادیر c_1 و c_2 بترتیب برابر ۰/۱۸ و ۰/۱۲ می‌باشد. البته لازم به توضیح است که برای استفاده از سه باند ۲، ۵ و ۱۹ در معادله (۲)، قدرت تفکیک فضائی باندهای ۲ و ۵ به ۱ کیلومتر تبدیل می‌شود.

همچنین با استفاده از داده‌های زمینی ایستگاههای هواشناسی رامسر، ساری و بابلسر وضعیت منطقه از نظر بارش باران بررسی و مشخص گردید که در فاصله زمانی ۲۰۰۵/۱۲/۷ تا ۲۰۰۵/۱۲/۹ هیچ بارشی در منطقه صورت نگرفته است. وجود بارش می‌تواند علاوه بر اینکه بر بازتابندگی سطوح تأثیری قابل توجه بگذارد در کاهش غلظت هواویزها نیز موثر باشد.

سهم ρ^{TOA} از تابش مسیر برای طول موج های کوتاهتر (به علت پراکنش ریلی) و خصوصا برای سطوح با مقادیر کم بازتابش ($\rho \leq 0.06$)، بیشتر می باشد. بنابراین خطای استخراج ضخامت نوری هواویز برای این گونه سطوح (سطوح تاریک) کمتر است [۱۸].

هم چنین خطای ناشی از نا مشخص بودن میزان جذب هواویز که توسط آلبیدوی پراکنش منفرد ω_0 بر روی سطوح با بازتابندگی کم بیان می شود، کوچکتر می باشد. جدای از مقدار بازتابندگی سطح، استخراج ضخامت نوری از تابش مسیر از عدم قطعیت در تابع فاز پراکنش، تاثیر می پذیرد. بسیاری از پوشش های زمینی (نظیر گیاهان و تعدادی از خاک ها) در طول موجهای قرمز ($0.68-0.86$ میکرومتر) و آبی ($0.4-0.48$ میکرومتر) تیره می باشند. بنابراین استفاده از پیکسلهای تاریک در تصویر برای تخمین ضخامت نوری هواویزها با استفاده از سنجش از دور مناسب می باشد.

اما برای استفاده از معادله ۳ به منظور تخمین رادیانس مسیر و ضخامت نوری، تغییر بازتابندگی سطح در این پیکسل های تاریک در محدوده ± 0.05 تا ± 0.1 در نظر گرفته می شود [۴].

بنابر آنچه گفته شد، راهبرد سنجش از دور به منظور بازیابی هواویزها با استفاده از تصاویر MODIS بر اصول فیزیکی زیر مبتنی می باشد:

۱- بجز برای گرد و غبار، اثر هواویز بر روی انرژی تابشی اندازه گیری شده از فضا با نسبت λ^{-1} (پراکنش مای) و یا λ^{-4} (پراکنش ریلی) با طول موج متناسب می باشد [۱] و [۹]. بنابراین اثر در طول موج IR نسبت به طول موج مرئی بسیار کوچکتر می باشد.

۲- هواویزها بر امواج پس پراکنده، جذب نور مستقیم خورشید و نور بازتابیده خورشید از سطح اثر می گذارند، که این اثر برای سطوح تاریک، پراکنش مولفه غالب به حساب می آید در حالی که برای سطوح روشن ترکیب اثرات مشاهده می شود. بنابراین اثر تابشی هواویزها برای سطوح با بازتابندگی کم، بارزتر بوده در نتیجه سنجش از دور هواویزها با استفاده از اهداف تاریک (سطوح با بازتابندگی کم $\rho \leq 0.06$) بهتر می تواند انجام شود.

۳- بازتابندگی سطوح در طیف خورشید تا اندازه های دارای همبستگی با طول موج می باشد. بدین معنی که بازتابندگی خاک ها معمولا با افزایش طول موج افزایش

می یابد. البته این میزان همبستگی با افزایش محدوده طول موج با کاهش همراه می گردد.

حضور گیاهان، به علت جذب قوی کلروفیل باعث کاهش بازتابندگی در باندهای مرئی می شود. در باندهای IR میانی نیز به علت جذب به وسیله آب مایع موجود در گیاه، بازتابندگی کاهش می یابد. خاک های مرطوب دارای بازتابندگی کم در باندهای مرئی و در باندهای $2/1$ و $3/8$ میکرومتر (به علت جذب آب مایع) می باشند. علاوه بر این ناهمواری سطوح، سایه ها و شیب سطح بازتابندگی را در تمامی طیف خورشید کاهش می دهد [۱۹].

بر اساس این اصول، روش اصلی برای تولید یک الگوریتم عملی و نظارت نشده به منظور استخراج ضخامت نوری هواویزها با استفاده از تصاویر ماهواره ای به صورت زیر شرح داده می شود.

۱- تعیین پیکسلهای تاریک در باند آبی (0.47 میکرومتر) و قرمز (0.66 میکرومتر) با استفاده از بازتابش ثبت شده در باندهای فرورسرخ میانی ($2/1$ و $3/8$ میکرومتر).

۲- برآورد بازتابندگی سطحی در پیکسلهای تاریک در باندهای قرمز و آبی با استفاده از بازتابش اندازه گیری شده در فرورسرخ میانی.

۳- تبدیل معکوس بازتابش اندازه گیری شده توسط ماهواره به ضخامت نوری هواویزها

آن چه که تفاوت این پژوهش را با پژوهش های مشابه نشان می دهد، استفاده از روشی می باشد که بازتابش بدست آمده از هواویزها را از بازتابندگی سطوح جدا می سازد. به علاوه در این پژوهش با استفاده از ضخامت نوری محاسبه شده هواویزها، بازتابندگی ناشی از این ذرات محاسبه و در نهایت اثر هواویزها از روی تصاویر ماهواره ای حذف می گردد. در ادامه روش کار و مفاهیم آن توضیح داده خواهد شد.

استفاده از اهداف تاریک

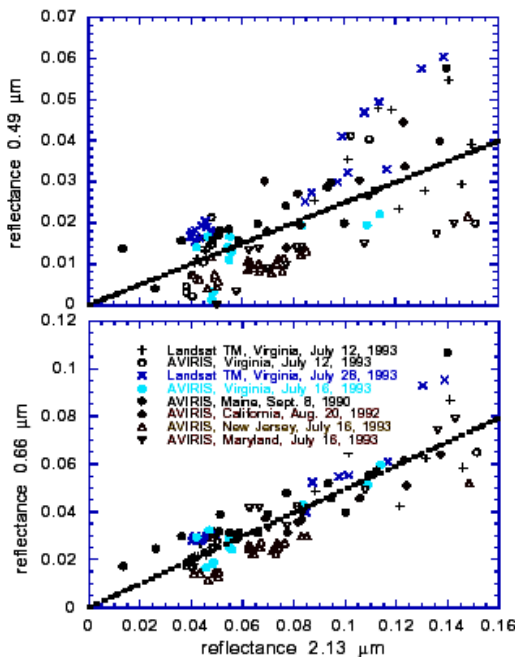
اولین نوع از اهداف تاریک در یک الگوریتم بازیابی هواویز، استفاده از پوشش گیاهان همچون جنگلهای سبز بود که با استفاده از شاخص گیاهی (NDVI) و بازتابندگی در محدوده فرورسرخ مشخص می گردید [۱۰]. پوشش های انبوه گیاهی به وسیله NDVI بالا و بازتابندگی کم در فرورسرخ میانی مشخص می شوند. برای این گونه پیکسل های حاوی پوشش های انبوه گیاهی بازتابندگی

وقتی که بازتابندگی بزرگتر از ۰/۰۵ باشد، عدم اطمینان در رابطه بین بازتابندگی در باندهای ۷ و ۱ (یا ۳) ، باند ۲۰ را بیشتر مناسب می‌نمایند، با این حال نیاز به تصحیح تابش دریافتی از سطوح وجود دارد. اگر سطوح به اندازه کافی در باندهای ۷ و ۲۰ تاریک نباشند، استخراج هوآویز با دقت کمتری که ناشی از بازتابندگی زیاد سطوح می‌باشد، امکان پذیر است [۳].

در شکل های (۲) و (۳) رابطه بین بازتابندگی سطوح در باندهای قرمز و فرورسرخ میانی برای چند سنجنده مختلف نشان داده شده است. با توجه به اشکال مورد نظر در می‌یابیم که می‌توان یک رابطه خطی بین بازتابندگی در باند ۳ ($\rho_{0.47}$) و بازتابندگی در باند ۱ ($\rho_{0.66}$) با بازتابندگی در باند ۷ ($\rho_{2.13}$) بصورت زیر پیدا نمود [۲۲].

$$\frac{\rho_{0.47}}{\rho_{2.13}} = 0.25 \quad (۵)$$

$$\frac{\rho_{0.66}}{\rho_{2.13}} = 0.5 \quad (۶)$$



شکل ۲: دیاگرام پراکنش^{۱۱} بین بازتابندگی سطوح در ۰,۴۹ میکرون، ۰/۶۶ میکرون و ۲/۱۳ میکرون با استفاده از سنجنده های AVIRIS, TM در زمانهای مختلف [۲۲].

رابطه (۵)، برای روی تصویر MODIS پیاده سازی گردید. برای پیکسل های تاریک موجود در تصویر مقدار بازتابندگی سطح (ρ_{λ}^S) در باندهای آبی و قرمز (دو باند ۰/۴۷ و ۰/۶۶) با استفاده از معیار زیر که از روابط (۵)

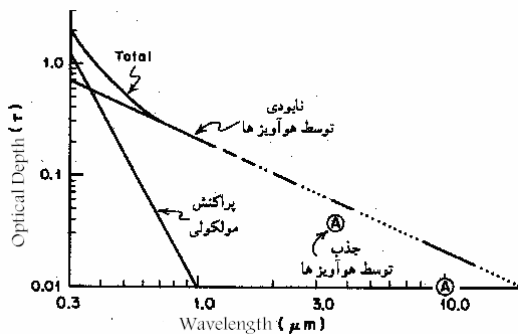
در باند قرمز برابر با $\rho = 0.02 \pm 0.01$ منظور می گردد. در این پژوهش نیز برای استخراج ضخامت نوری هوآویز از این فرض استفاده شده است. این روش با استفاده از داده های لندست MSS بر روی منطقه آتلانتیک آمریکا به کار گرفته شد که با اندازه گیرهای میدانی همزمان فتومتر خورشیدی^۱ توافق بسیار خوبی نشان داد [۱۰].

باندهای طیفی MODIS که در آنالیز هوآویز استفاده می‌شود شامل باند ۰/۶۶ میکرومتر (باند ۱) با قدرت تفکیک ۲۵۰ متر، باندهای ۰/۴۷ میکرومتر (باند ۳) و ۲/۱ میکرومتر (باند ۷) با قدرت تفکیک ۵۰۰ متر و باند ۳/۸ میکرومتر (باند ۲۰) با قدرت تفکیک ۱ کیلومتر می‌باشد که از دو مورد اخیر جهت منظور تعیین بازتابندگی سطوح تاریک استفاده می‌شود. روزنه باند ۱۱ میکرومتر برای تصحیح تابش ساطع شده از سطح زمین (برای باند ۳/۸ میکرومتر) مورد نیاز می‌باشد. دیگر باندهای جذبی، نظیر باند بخار آب در فرورسرخ نزدیک برای تصحیح جذب بخار و باند ۹/۶ میکرومتر برای تصحیح ازن کلی نیز مورد نیاز خواهد بود. ماسک ابر نیز که در تعیین پیکسل های فاقد ابر بسیار ضروری می‌باشد، نیز انجام شده است. برای پیاده سازی این الگوریتم مراحل زیر بایستی انجام گیرد.

انتخاب پیکسل های تاریک و تعیین میزان بازتابندگی آنها
انتخاب پیکسل ها در تصویر MODIS برای استخراج ضخامت نوری هوآویزها بر اساس تجربیات و با استفاده از بازتابندگی در باندهای ۷ (۲/۱ میکرومتر) و ۲۰ (۳/۸ میکرومتر) و رابطه آنها با بازتابندگی در باندهای مرئی، امکان پذیر است. از باند ۳/۸ برای تمیز سایه از پیکسل های تاریک استفاده می‌شود، زیرا در این باند مناطق سایه خود بسته به دما و گسیل مندی مواد پوششی آنها، تابش کرده و در نتیجه سایه‌ای وجود نخواهد داشت [۱].

برتری این تکنیک، کمینه نمودن خطاهای باقیمانده در بازتابندگی پیش بینی شده سطح و در نتیجه در استخراج ضخامت نوری هوآویز می‌باشد. بالاترین دقت در پیش بینی بازتابندگی سطح در باندهای آبی و قرمز برای پیکسلهایی که دارای سطوح آبی نیستند و دارای بازتابندگی خیلی کمی در باند ۷ می‌باشند وجود دارد [۱۸] و [۲۰-۲۲].

در رابطه بالا τ_a ضخامت نوری هواویز و K_S ضریب تضعیف ناشی از پراکنش و جذب توسط هواویزها می‌باشد [۱]. به منظور محاسبه ضریب تضعیف حاصل از پراکنش و جذب هواویز، بایستی نوع، ابعاد، نحوه توزیع و تابع فاز مربوط به این ذرات موجود و معلوم باشد. در شکل (۴) ضخامت نوری (عمق اپتیکی) در جو ناشی از پراکنش مولکولی و هواویزها نشان داده شده است [۱]. همان طور که ملاحظه می‌شود، تاثیر هواویزها در طول موج مرئی بیشتر بوده و بالتبع ضخامت نوری نیز در این طول موجها بیشتر می‌باشد.



شکل ۴: ضخامت نوری ترسیم شده برای مسیر قائم در جو، ناشی از پراکنش مولکولی و هواویزها. منحنی فوق بطور تقریبی و برای رطوبت ۸۰ درصد محاسبه شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود، جذب مولکولی در ناحیه فرو سرخ بر نابودی توسط هواویزها بجز در ناحیه روزه‌های جوی غلبه می‌کند [۱].

میزان تاثیر هواویزها بر پرتوهای نور به اندازه، تعداد و نوع آنها بستگی دارد. بر روی اقیانوس، این ذرات بیشتر توسط شکستن امواج تولید می‌گردد که مرطوب می‌باشند. بنابراین عمق اپتیکی جو در محدوده دریایی تابعی از سرعت باد و رطوبت نسبی بوده و در خشکی‌ها، گرد و غبار نیز مهم می‌باشند. همچنین بر روی اقیانوس اطلس در نواحی استوایی، گرد و غبار صحرا که از آفریقا به منطقه

[۱]. با توجه به این که هیچ گونه اندازه‌گیری میدانی برای تعیین نوع هواویز در منطقه مورد مطالعه تا کنون انجام نشده‌است، در نتیجه مدلی هم به منظور تعیین چگونگی پخش هواویزها تاکنون تدوین نشده‌است. همچنین به علت نداشتن تابع فاز پراکنش و آلیبدو پراکنش منفرد، امکان حضور هواویزهای گوناگونی در تصویر وجود داشته و در نتیجه نمی‌توان مشخص نمود

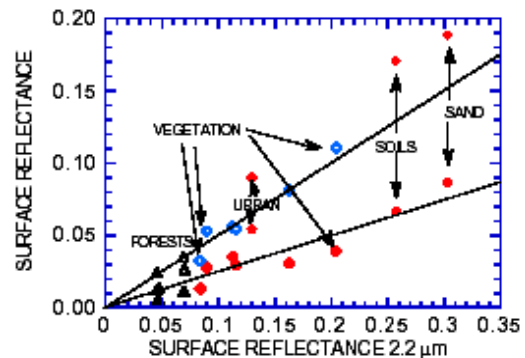
محاسبه گردیده اند، قابل محاسبه می‌باشد [۲۲]. در معادلات زیر ρ_{λ}^{TOA} مقدار بازتابندگی در بالای جو در باند به مرکزیت λ و ρ_{λ}^S مقدار بازتابندگی سطح در باند به مرکزیت λ می‌باشد.

$$\rho_{0.66}^S = \frac{\rho_{2.13}^{TOA}}{2} \quad (7)$$

$$\rho_{0.47}^S = \frac{\rho_{2.13}^{TOA}}{4} \quad (8)$$

بایستی به این نکته توجه نمود که معیار فوق تنها برای سطوحی از زمین که فاقد آب، ابر، یخ و برف می‌باشند اعتبار دارد.

برای به کارگیری این معیار از باند ۷ استفاده گردید زیرا باند ۲۰ نیاز به تصحیح برای بازتابندگی سطح و جذب بخار آب داشت.



شکل ۳: دیاگرام پراکنش بین بازتابندگی سطح در ۰/۴۹ میکرومتر (سمبلهای توپر) و ۰/۶۶ میکرومتر (سمبلهای توخالی) در مقابل ۲/۲ میکرومتر برای چندین نوع پوشش زمینی مختلف. در اینجا نیز رابطه خطی بین باندها مشاهده می‌شود [۲۲].

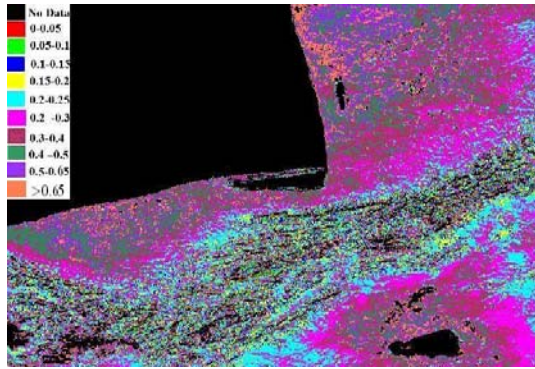
تعیین حدود آستانه و بازتابندگی سطح با استفاده از شکل های (۲) و (۳) بدست آمده‌اند. در اینجا از پیکسل هایی با بازتابندگی بیشتر از ۰/۱۵ در باند ۷ استفاده نشده است. این به این علت است که رابطه بین بازتابندگی در باندهای مرئی و باند ۷ بطور مهم و معنی‌داری برای $\rho_{2.13}^{TOA} > 0.15$ در تعدادی از مناطق نامنظم می‌باشد [۳].

استخراج ضخامت نوری

ضخامت نوری و یا عمق اپتیکی جو بر اثر

[۱]

$$\tau_a = \int_0^{\infty} K_S dz \quad (9)$$



شکل ۶: ضخامت نوری محاسبه شده در باند ۳ (باند آبی).

تصحیح اثر هواویزها بر روی تصویر ماهواره‌ای

با محاسبه اثر هواویزهای موجود در جو در قالب ضخامت نوری، می‌توان تاثیر این ذرات را بر روی تصاویر ماهواره‌ای بدست آورده و بدین صورت زمینه اصلاح تصاویر ماهواره‌ای را فراهم نمود که بدین منظور مراحل زیر بایستی طی گردد:

مرحله ۱: با تعیین پوشش سطحی مشخص و شناخته شده (مانند پوشش گیاهی و یا جنگل انبوه) در تصویر استفاده از بازتابندگی تعریف شده برای این پوشش (ρ_λ^S) ضخامت نوری هواویزها از معادله (۱۰) بصورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$\tau_0^\lambda = \frac{\cos \theta}{\varepsilon(a-b)} \cdot \ln \left[\left(\frac{b\rho_\lambda^{TOA} - a}{1 - \rho_\lambda^{TOA}} \right) \left(\frac{b\rho_\lambda^S - a}{1 - \rho_\lambda^S} \right)^{-1} \right] \quad (13)$$

مرحله ۲: با استفاده از معادله (۱۲) ضخامت نوری ناشی از پراکنش ریلی برای باند مورد نظر (مرکز باند) محاسبه می‌گردد.

مرحله ۳: با استفاده از نتایج مرحله های ۱ و ۲ و معادله (۱۱) مقدار ضخامت نوری برای هواویزهای موجود در جو محاسبه می‌شود.

مرحله ۴: این مقدار ضخامت نوری را در معادله (۱۰) قرار داده و معادله برای تمامی صحنه اجرا می‌گردد. تصویر خروجی، بازتابندگی ناشی از حضور هواویزها خواهد بود. اگر این تصویر از تصویر بازتابندگی تولید شده با استفاده از ضرائب خاص تصویر (ضرائب داده شده در Header) کسر شود، تصویر باقیمانده بازتابندگی سطحی اصلاح شده برای هواویزها خواهد بود.

که از کدام مدل موجود هواویز بایستی استفاده نمود. لذا در چنین شرایطی، به منظور رفع مشکل، ضخامت نوری هواویزها را در باندهای قرمز و آبی با استفاده از مقادیر ρ_λ^S و ρ_λ^{TOA} می‌توان بدست آورد [] .

رابطه بین بازتابندگی سطح زمین ρ_λ^S و بازتابندگی دریافت شده توسط سنجنده ρ_λ^{TOA} به صورت زیر بیان شده است [] :

$$\rho_\lambda^S = \frac{(b\rho_\lambda^{TOA} - a) + a(1 - \rho_\lambda^{TOA})e^{(a-b)\varepsilon\tau_0^\lambda \sec \theta}}{(b\rho_\lambda^{TOA} - a) + b(1 - \rho_\lambda^{TOA})e^{(a-b)\varepsilon\tau_0^\lambda \sec \theta}} \quad (10)$$

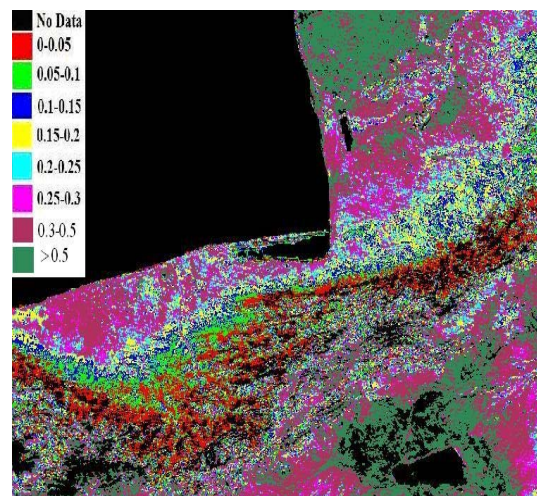
در رابطه فوق، $a = \sec \theta_0$ جهت دید ماهواره، θ_0 زاویه سمت الراس خورشید، $b=2$ ، ε ضریب پس پراکنش که عموماً برابر ۰/۱ است. هم چنین τ_0^λ ضخامت نوری جو می‌باشد که این خود شامل دو قسمت بوده که یکی ضخامت نوری ناشی از پراکنش ریلی (τ_M^λ) و دیگری ضخامت نوری ناشی از حضور هواویزها (τ_a^λ) که بر طبق معادله (۱۱) به یکدیگر مربوطند [] :

$$\tau_0^\lambda = \tau_M^\lambda + \tau_a^\lambda \quad (11)$$

ضخامت نوری ناشی از پراکنش ریلی را می‌توان از معادله (۱۲) که رابطه آنگستروم نام دارد بدست آورد [] :

$$\tau_M^\lambda = 0.00879\lambda^{-4.09} \quad (12)$$

با استفاده از معادلات (۱۱) و (۱۲) قادر خواهیم بود که ضخامت نوری هواویزها را در این مرحله محاسبه نماییم. نتیجه این محاسبه در شکل‌های (۵) برای باند ۱ (باند قرمز) و در شکل (۶) برای باند ۳ (باند آبی) نمایش داده شده است.

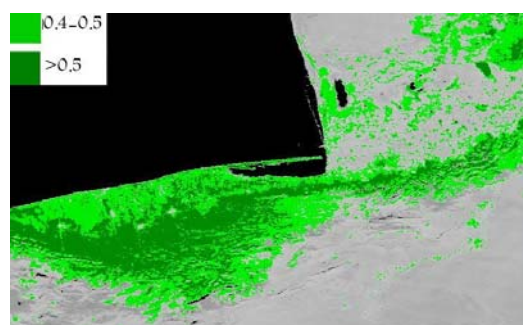


شکل ۵: ضخامت نوری محاسبه شده در باند ۱ (باند قرمز).

مزیت استفاده از این روش در مقایسه با روشهای دیگر عدم نیاز به اطلاعاتی در رابطه با نوع هواویز، ابعاد و پراکنش هواویزهاست که این خود باعث تسریع در فرآیند پردازش تصاویر می گردد. البته بایستی اذعان نمود که برای انجام تصحیحات با دقت بالاتر، نیازمند تعریف جوی استاندارد برای اقلیم های مختلف و شناسائی هواویز های فصلی هر ناحیه می باشیم که از حوصله این بحث خارج است.

ارزیابی نتایج

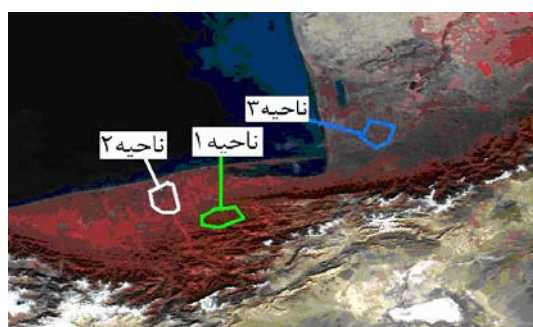
به منظور پیاده سازی این روش، با اعمال الگوریتم فوق با استفاده از برنامه نویسی در محیط IDL^{۱۲}، تصاویر تصحیح شده در منطقه مورد مطالعه بدست آمد. جهت ارزیابی نتایج، دیگرام پراکنش طیفی با استفاده از یک باند که هواویز بر روی آن تاثیر نداشته باشد (مثل محدوده فرسرخ ۲،۱۳ میکرون، باند ۷ سنجنده MODIS) و باندهای دیگر که تاثیر هواویز بر روی آنها زیاد است (محدوده مرئی) در دو حالت قبل از تصحیح و بعد از تصحیح محاسبه و ترسیم گردید. این عملیات برای سه نوع منطقه مختلف تکرار شد که این مناطق شامل: ناحیه ۱، منطقه دارای پوشش گیاهی متراکم، ناحیه ۲، منطقه دارای پوشش گیاهی تنک و ناحیه ۳، منطقه دارای پوشش گیاهی بسیار کم و یا فاقد پوشش گیاهی می باشد که در شکل (۸) نشان داده شده است. به منظور انتخاب محلهای مناسب جهت نمونه برداری، از NDVI محاسبه شده منطقه و تقسیم آن به سه ناحیه استفاده گردید (شکل ۷).



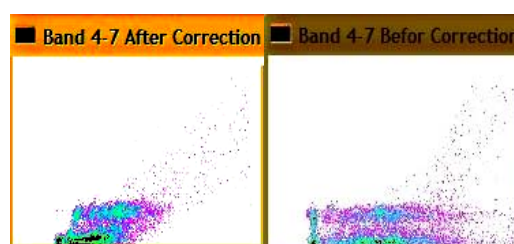
شکل ۷: تصویر NDVI محاسبه شده برای منطقه مورد مطالعه.

در جدول (۲) پارامترهای آماری مناطق انتخاب شده در باندهای مختلف نمایش داده شده است. با مطالعه

مقادیر موجود در جدول مشخص می شود که با تصحیح باندهای مختلف از اثر هواویزها، مقدار واریانس نمونهها کاهش یافته و نمونهها به سمت نمونه همگن پیش می رود. اما با توجه به نتایج بدست آمده در جدول، مشخص می گردد که در مناطقی که دارای پوشش گیاهی می باشند، نتایج دقیقتر و قابل اعتماد تر از مناطقی است که فاقد پوشش گیاهی می باشند.



شکل ۸: ناحیه های انتخاب شده با خصوصیات پوششی مختلف.



شکل ۹: دیگرام پراکنش منطقه دارای پوشش گیاهی متراکم باند ۴ و ۷ قبل (سمت راست) و پس از تصحیح هواویزها (سمت چپ). مشاهده می شود که از پراکنش داده ها پس از اعمال تصحیح به شدت کاسته شده است که خود نشان دهنده اصلاح اثر هواویزها می باشد.

هم چنین با توجه به مقادیر موجود در جدول (۲) در می یابیم که در جاهایی که پوشش گیاهی وجود ندارد، الگوریتم فوق توانایی استخراج ضخامت نوری صحیح هواویزها را نداشته و نمی توان تصحیح جوی ناشی از هواویزها را به خوبی انجام داد. بنابراین الگوریتم مذکور بر روی مناطقی که دارای پوشش گیاهی است، توانایی کشف هواویزها و تصحیح تصاویر ماهواره ای را دارا می باشد. البته اگر مناطق با پوشش گیاهی متراکم در نزدیکی مناطق بدون پوشش گیاهی قرار داشته باشد، با توجه به اینکه توزیع هواویزها در فواصل کم همگن است، می توان تصحیح به دست آمده را بدون این که خطائی

سیستماتیک ایجاد گردد به مناطق مجاور نیز تعمیم داد.

جدول ۲: مقایسه مقادیر واریانس منطقه انتخابی، قبل و پس از تصحیح اثر هواویزها .

()			
	/	/	/
	/	/	/
()			
	/	/	/
	/	/	/
()			
	/	/	/
	/	12/	/

با توجه به دیاگرام پراکنش دو باند و مقادیر واریانس، مشخص می‌شود که با اعمال تصحیح هواویزها، از پراکندگی مقادیر بازتابندگی باندها برای پوشش زمینی کاسته شده و پدیده ای مشخص را باز سازی می کند (شکل ۹). این مطلب به خوبی گویای این موضوع است که تاثیر هواویزها بر روی تصاویر ماهواره‌ای قابل توجه بوده و اصلاح آن برای دستیابی به اطلاعات صحیح الزامی می‌باشد.

نتیجه گیری

با توجه به تاثیر هواویزهای موجود در جو بر تصاویر ماهواره ای، مطالعه منطقه ای این هواویزها دارای اهمیت می باشد. مطالعات نشان می دهد که اثر هواویزها بر موجودیت گازهای گلخانه‌ای نیز مطرح و غیر قابل انکار بوده و لزوم اهتمام به مطالعه این ذرات و تولید مدل‌های منطقه‌ای را بیشتر محرز می‌کند. همچنین در اختیار نداشتن اطلاعاتی از چگونگی توزیع هواویزها در جو کره زمین، مدل سازی وضعیت آب و هوا را دشوار می سازد. اما از همه مهم تر بدلیل تغییرات شدید مقدار هواویزها، اثر آنها بر آلبیدوی سطوح بسیار شدید بوده و در نتیجه

مراجع

- 1 - Mobasheri, M. R. (2007). *Fundamental of physics in Remote Sensing and satellite Technology*, Farsi (Ed.), K.N.Toosi University of Technology publication.

استخراج اطلاعات از تصاویر ماهواره ای را با عدم قطعیت روبرو می نماید. بنابراین تصحیح اثر هواویزها بر روی تصاویر ماهواره‌ای بسیار مهم می‌باشد. برای انجام این مهم باید ضخامت نوری هواویزها محاسبه گردد که برای این منظور اطلاعاتی در خصوص ابعاد و نوع هواویزها، تابع فاز پراکنش و نحوه پراکندگی آنها مورد نیاز است که در اکثر مواقع این اطلاعات موجود نمی‌باشند. بنابراین استفاده از روش هایی که محدودیت فوق را نداشته باشند بسیار ضروری به نظر می‌رسد.

در این پژوهش به منظور محاسبه ضخامت نوری از روشهایی استفاده شده‌است که در آنها نیازی به داشتن اطلاعات اولیه در خصوص نوع و ابعاد هواویزها نمی‌باشد. با استفاده از ضخامت نوری محاسبه شده تاثیر هواویزها بر روی بازتابندگی سطوح برآورد شده و بدین صورت تصاویر تصحیح می شوند. البته این تصحیح کم و بیش نسبی بوده و برای تصحیح قطعی بایستی از مدل‌های منطقه‌ای استفاده گردد.

فهرست علائم

ρ : بازتابندگی

$L_{Sensor}(\lambda)$: تابش طیفی دریافت شده توسط سنجنده در

باندی به مرکزیت λ

$L_{sun}(\lambda)$: تابش طیفی فرودی خورشید در باندی به

مرکزیت λ و در بالای جو

$T(\lambda)$: قابلیت عبور جو در باندی به مرکزیت λ

$L_{Path}(\lambda)$: تابش طیفی پراکنده در مسیر در باندی به

مرکزیت λ

τ_a : ضخامت نوری هواویز

ρ_{λ}^S : بازتابندگی سطح زمین در باندی به مرکزیت λ

ω_0 : آلبیدوی پراکنش منفرد

$P_a(\theta, \theta_0, \varphi)$: تابع فاز پراکنش هواویز

$\rho_m(\theta, \theta_0, \varphi)$: بازتابندگی مسیر ناشی از پراکنش

مولکولی

ρ^{TOA} : مقدار بازتابندگی در بالای اتمسفر

-
- 2 - Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coackley, Jr. J. A., Hansen, J. E. and Hofman, D. J. (1992). *Climate forcing of anthropogenic aerosols. Science*, Vol. 255, PP. 423- 430.
 - 3 - Kaufman, Y. J. and Tanré, D. (1996). "Direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing." *Rem. Sens. of Environ.*, Vol. 55, PP. 65-79.
 - 4 - Xue, Y. and Cracknell, A. P. (1995). "Operational bi-angle approach to retrieve the earth surface albedo from AVHRR data in the visible band." *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 16, PP. 417- 429.
 - 5 - Shettle, E. P. and Fenn, R. W. (1979). "Models for the aerosol of the lower atmosphere and the effect of humidity variations on their optical properties." AFGL-TR 790214, *Opt. Phys. Div., Air Force Geoph. Lab., Hanscom AFB MA*.
 - 6 - d'Almeida, G. A., Koepke, P. and Shettle, E. P. (1991). *Atmospheric Aerosols, Global Climatology and Radiative Characteristics*. Virginia: Deepak Publishing, Hampton.
 - 7 - Rao, C. R. N., McClain, E. P. and Stowe, L. L. (1989). "Remote-Sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data theory, practice and applications." *Int. J. Remote Sens.*, Vol. 10, PP. 743-749.
 - 8 - Vermote, E., Slonaker, R., Vibert, S., Kilcoyne, H., Hoyt, D., Zhao, T. and Yang, W. (2002). "Aerosol Optical Thickness and Particle Size Parameter Visible/Infrared Imager/Radiometer Suite Algorithm Theoretical Basis Document." *Raytheon Systems Company Information Technology and Scientific Services*.
 - 9 - Jiakui, T., Yong, X., Tong, Y. and Yanning, G. (2005). "Aerosol optical thickness determination by exploiting the synergy of TERRA and AQUA MODIS." *Remote Sensing of Environment*, Vol. 94, PP. 327-334.
 - 10 - Kaufman, Y. J. and Sendra, C. (1981). "Algorithm for atmospheric corrections." *Int. J. Rem. Sens.*, Vol. 9, PP. 1357-1381.
 - 11 - Holben, B. N., Vermote, E., Kaufman, Y. J., Tanre, D. and Kalb, V. (1992). "Aerosols retrieval over land from AVHRR data- Application for atmospheric correction." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 30, PP. 212-222.
 - 12 - Kaufman, Y. J., Fraser, R. S. and Ferrare, R. A. (1990). "Satellite measurements of large-scale air pollution methods." *J. Geoph. Res.*, Vol. 95, PP. 9895-9909.
 - 13 - Tanre', D., Deschamps, P. Y., Devaux, C. and Herman, M. (1988). "Estimation of Saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data." *J. Geophys. Res.*, PP. 15955-15964.
 - 14 - Fraser, R. S., Kaufman, Y. J. and Mahoney, R. L. (1984). "Satellite measurements of aerosol mass and transport." *Atmos. Environ.*, Vol. 18, PP. 2577-2584.
 - 15 - Ackerman, S. A., Strabala, K. I., Menzel, W. P., Frey, R. A., Moeller, C. C. and Gumley, L. E. (1998). "Discriminating Clear-sky from cloud with MODIS." *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, PP. 32141-32157.
 - 16 - Ahmad, S. P., King, M. D., Koziana, J. V., Leptoukh, G. G., Serafino, G. N. and Sharma, A. K. (2003). "Modis Cloud, Aerosol, and Water Vapor Products for Climate and Global Change Studies." *G. NASA Goddard Space Flight Center, Maryland*.
 - 17 - Gao, B. C. and Kaufman, Y. J. (1998). *The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm*, <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/>.
 - 18 - Lee, T. and Kaufman, Y. J. (1986). "The effect of surface non-Lambertianity on remotesensing of ground reflectance and vegetation index." *IEEE J. Geosc. Rem. Sens.*, GE-24, PP. 699-708.
-

-
- 19 - Kaufman, Y. J. and Remer, L. (1994). "Remote Sensing of Vegetation in the mid-IR: the 3.75 μm channels." *IEEE J. Geosc. and Rem. Sens.* , Vol. 32, PP. 672-683.
- 20 - Tanré, D., Holben, B. N. and Kaufman, Y. J. (1992). "Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR products, theory and application." *IEEE J. Geosc. Rem. Sens.*, Vol. 30, PP. 231-248.
- 21 - Vermote, E., Saleous, N. El., Justice, C. O., Kaufman, Y. J., Privette, J. L., Remer, L., Roger, J. C. and Tanre', D. (1996). "Atmospheric correction of visible to middle infrared EOS-MODIS data over land surface, background, operational algorithm and validation." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. D14, PP. 17,131-17,141.
- 22 - Kaufman, Y. J. and Tanré, D. (1998). *Algorithm for remote sensing tropospheric aerosoles from MODIS imagery*, <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/>.

واژه‌های انگلیسی به ترتیب استفاده شده در متن

- 1 - MODerate Resolution Imaging Spectrometer
- 2- Aerosols
- 3 - InfraRed
- 4 - Brightness Temperature
- 5 - Optical Depth
- 6 - Earth Observation System
- 7 - Digital Number
- 8 - Radiative Transfer
- 9 - Bi-directional Reflectance
- 10 - Sun photometer
- 11 - Scatter diagrams
- 12 - Interactive Data Language