

# تخمین ضخامت نوری هواویزها بر روی منطقه‌ای از ایران با استفاده از تلفیق تصاویر سنجنده‌های MODIS سکوی ماهواره‌های AQUA و TERRA

فاطمه جهانی چهره برق<sup>۱</sup>

مهدی آخوندزاده هنزائی<sup>۲</sup>

تاریخ دریافت مقاله: ۹۴/۰۹/۶

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۴/۱۲/۱۶

\*\*\*\*\*

## چکیده

هواویزها<sup>۳</sup> ذرات کوچک معلق در هوا در حالت جامد یا مایع هستند که ریشه پیدایش آنها در اثر عوامل طبیعی یا انسانی می‌باشند. امروزه تخمین عمق نوری<sup>۴</sup> هواویزها به کمک داده‌های ماهواره‌ای قابل حصول است اما بدست آوردن آن به دلیل بازتابش‌های اتمسفری کار راحتی به شمار نمی‌رود. زیرا نور خورشید توسط سیستم اتمسفر بازتاب می‌شود و تمام آن به سطح زمین برخورد نمی‌کند.

از جمله روش‌های موجود برای بدست آوردن پارامتر هواویز، روش‌های Deep Blue Algorithm (DBA)، Dark Dense Vegetation (DDV) و روش SYNTAM (SYNergy of Terra and Aqua Modis) می‌باشند.

روش SYNTAM با ادغام داده‌های سنجنده MODIS دو سکوی AQUA و TERRA توانسته است محدودیت‌های موجود در بدست آوردن ضخامت نوری هواویز را از بین ببرد و نتایج درستی را در اختیار قرار می‌دهد. در این مقاله با استفاده از روش SYNTAM نقشه ضخامت نوری هواویزها، برای منطقه‌ای از ایران تهیه شده است. مقایسه نتایج بدست آمده از این تحقیق با محصول AOT ناسا برای زمان و موقعیت یکسان رضایت بخش می‌باشد. مقدار RMSE حاصل از مقایسه داده‌های NASA و روش SYNTAM به کمک الگوریتم تکرار نیوتن برای طول موج 0.55 mm برابر ۰/۲۵۳ می‌باشد. بنابراین روش SYNTAM به عنوان روشی قوی برای بدست آوردن نقشه ضخامت نوری هواویز در مناطقی که فاقد ایستگاه‌های زمینی AERONET هستند معرفی می‌گردد. در قسمت بعد روش SYNTAM با سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی تلفیق می‌شود که نتایج حاصل از آن دارای دقت بیشتری نسبت به روش پیاده سازی روش SYNTAM به تنهایی است. مقدار RMSE حاصل از مقایسه داده‌های NASA و روش SYNTAM به کمک سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی، برای طول موج 0.55 mm برابر ۰/۲۰۷ می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: هواویز، ضخامت نوری، سنجنش از دور، MODIS، SYNTAM

\*\*\*\*\*

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد سنجنش از دور، دانشکده مهندسی نقشه برداری و اطلاعات مکانی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران fatemeh.jahani@ut.ac.ir

۲- استادیار گروه سنجنش از دور، دانشکده مهندسی نقشه برداری و اطلاعات مکانی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران (نویسنده مسئول) makhonz@ut.ac.ir

3- Aerosols

4- Optical Thickness

## ۱- مقدمه

توسعه یافته‌اند.

روش‌هایی که از داده‌های ماهواره‌ای استفاده می‌کنند مزایای بسیاری در مقایسه با روش‌های دیگر دارند، زمان و هزینه کمتری صرف می‌کنند و منطقه بزرگتری را تحت پوشش قرار می‌دهند (Zhang et al., 2010).

ویژگی‌های اپتیکی هواویز (مثل ضخامت اپتیکی) را می‌توان به کمک تصاویر ماهواره‌هایی مانند AVHRR، MODIS، MISR، Sea WIFS، POLDER، TOMS، MISR به دست آورد.

الگوریتم‌های بسیاری تاکنون برای بدست آوردن ضخامت نوری هواویزها معرفی شده‌اند که از جمله آنها می‌توان روش‌های DDV، Deep blue algorithm و SYNTAM را نام برد.

الگوریتم اهداف تیره (DDV) که توسط کافمن در سال ۱۹۹۷ ارائه گردید امروزه یکی از مهمترین الگوریتم‌ها برای بازیافت ضخامت نوری هواویز است. این الگوریتم عملکرد خود را برای داده‌های MODIS به خوبی نشان داده است که بر اساس تعیین پیکسل‌های تاریک در باندهای مادون قرمز میانی و سپس برآورد بازتابندگی آن، عمل می‌کند و به مقدار ضخامت نوری هواویز می‌رسد.

اما این روش دارای محدودیت‌هایی است مانند محدود بودن الگوریتم به پیکسل‌های تیره، که این پیکسل‌ها را باید در مناطق مرطوب و یا دارای پوشش گیاهی و آب و یخ یافت.

روش SYNTAM در سال ۲۰۰۵ توسط Tang و همکارانش معرفی شد. این الگوریتم به کمک ادغام داده‌های سنجنده MODIS سکوه‌های AQUA و TERRA توانست محدودیت روش DDV را جبران کند و به عنوان روشی کارآمد برای بدست آوردن ضخامت نوری هواویز معرفی گردد. مقایسه نتایج بدست آمده از این روش با داده‌های زمینی حاصل از AERONET نتایج خوبی را نشان داده است.

در این مقاله روش SYNTAM بر روی داده‌های اخذ شده سنجنده MODIS سکوه‌های AQUA و TERRA بر

هواویزها ذرات کوچک جامد یا مایع معلق در هوا می‌باشند که نقش بسیار مهمی را در تعادل تابش زمین و تغییرات آب و هوا ایفا می‌کنند (Charlson et al., 1991; D, Almeida et al., 1991). این ذرات هوایی معلق، نور خورشید را بازتاب نموده و یا در اتمسفر آن را جذب می‌کنند و باعث تغییر بازتابش‌های رسیده از سطح زمین به سنجنده می‌شوند (Bhaskaran et al., 2011). هواویزها در طی جذب و یا بازپخش نور خورشید فقط روی آب و هوا تأثیر نمی‌گذارند بلکه روی کیفیت هوا و سلامتی انسان نیز تأثیر گذارند (Pope et al., 2002; Penner et al., 1994; Myhre et al., 1998; Li et al., 2007).

برای پایش آلودگی هوا، پایش سلامت انسان و عوامل مهم دیگر که هواویزها در آن دخیل‌اند، لازم است تا میزان هواویزهای موجود در جو شناسایی شوند. برای این منظور تا به امروز روش‌های گوناگونی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. اندازه‌گیری ایستگاه‌های آلودگی سنج زمینی یکی از مهمترین راه‌های بدست آورده میزان هواویز موجود در جو است که دارای دقت بالایی می‌باشند، اما این اندازه‌گیری‌ها تنها محدوده‌های اطراف ایستگاه اندازه‌گیری را پوشش می‌دهند. به عنوان نمونه، در تهران ایستگاه‌های سنجنش آلودگی دارای توزیعی غیر همگن و تنک می‌باشند (قربانی، ۱۳۹۰).

بنابراین تنها با استفاده از این ایستگاه‌های زمینی نمی‌توان به دقت مناسبی برای پوشش‌های زمینی وسیع در برآورد آلودگی‌ها رسید.

از جمله روش‌های دیگر برای پایش آلودگی هوا استفاده از داده‌های سنجنش از دور ماهواره‌ای است. حدود ۳۰ سال است که از داده‌های ماهواره‌ای برای بدست آوردن پارامترهای هواویزها استفاده می‌شود (Wang, 2010).

Aerosol Optical Thickness (AOT) یا همان ضخامت نوری هواویز از جمله پارامترهایی است که به کمک آن می‌توان اطلاعات مفیدی در ارتباط با هواویزها بدست آورد. در طول این سال‌ها روش‌های مختلفی به کمک داده‌های سنجنش از دور ماهواره‌ای برای تخمین هواویزها

معادله واحدی را معرفی کرد که به عنوان معادله تیرگی انگستروم شناخته شده است (رابطه ۱).

$$\tau_A^\lambda = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1)$$

که در آن  $\beta$  ضریب تیرگی انگستروم،  $\alpha$  توان طول موج و  $\lambda$  طول موج می‌باشد (Iqbal, 1983).

اگر در این معادله میزان  $(\alpha, \beta)$  معلوم شود به کمک آن می‌توان میزان ضخامت نوری هواویز را یافت. معادله تیرگی انگستروم، ضخامت نوری هواویز را به صورت رابطه خطی لگاریتمی فرض کرده است. این خطی فرض کردن بهترین تقریب پذیرفته شده است. الگوی انتقال در سیستم زمین - اتمسفر به کمک یک انتگرال بر روی حجم کوچکی از هوا به نمایش گذاشته می‌شود، طبق آنالیزهایی که Chandrasekhar در سال ۱۹۶۰ و Konradyev در سال ۱۹۶۹ انجام داده‌اند معادله انتقال تابشی به صورت رابطه ۲ می‌باشد:

$$\frac{\cos \theta'}{\rho} \cdot \frac{\delta I^\lambda(z,r)}{dz} = \frac{\sigma}{4\pi} \int I^\lambda(z,r^t) \gamma^\lambda(z,r^t,r) dw' - (k + \sigma) I^\lambda(z,r) \quad (2)$$

که  $I^\lambda(z,r)$  شدت تابش در ارتفاع  $z$  و در امتداد  $r$  می‌باشد.  $q$  زاویه زینتی سنسور،  $\rho$  چگالی هوا،  $\sigma$  ضریب پراکنش می‌باشد، بقیه ضرایب در پیوست A معرفی شده‌اند (Tang et al., 2005).

معادله (۲) به صورت تحلیلی قابل حل نیست و در شرایط واقعی به دلیل پراکنش‌های چند جانبه نمی‌توان به جواب درستی برای انتگرال مدنظر رسید. برای حل این مسأله تقریب‌های زیادی پیشنهاد شده است.

Xue و Cracknell در سال ۱۹۹۵ معادله ای را پیشنهاد دادند که طبق آن می‌توان به رابطه بازتابش سطحی (A) و بازتابش ظاهری (A') پی برد.

$$A = \frac{(A'b-a) + a(1-A')e^{(a-b)\epsilon\tau_0^\lambda \sec \theta'}}{(A'b-a) + b(1-A')e^{(a-b)\epsilon\tau_0^\lambda \sec \theta'}} \quad (3)$$

در این معادله  $\theta = \sec a$  و  $b=2$  و  $\epsilon$  ضریب پراکنش

روی منطقه‌ای از کشور ایران پیاده‌سازی شده و نتایج حاصل با داده‌های NASA برای مکان و زمان مشابه، مورد مقایسه قرار گرفته است.

در مرحله بعد یک روش تلفیقی با استفاده از روش‌های SYNTAM و سرشکنی مدل پارامتریک غیرخطی پیشنهاد گردیده که باعث بهبود نقشه AOT گردیده است.

## ۲- روش تحقیق

تاکنون الگوریتم‌های فراوانی بر روی داده‌های ماهواره‌ای ارائه شده است که به کمک آن می‌توان ضخامت نوری هواویز را به دست آورد (Zhang, 2010).

سه مکانیزم اصلی وجود دارد که نشان می‌دهد سیستم زمین - اتمسفر باعث ایجاد اغتشاش در اندازه‌گیری‌های بازتابش زمینی به سمت سنجنده است. این سه مکانیزم بصورت زیر معرفی می‌شوند: (Tanre et al., 1979)

- ۱- هواویزها و پراکنش‌های مولکولی عامل تغییر اندازه‌گیری‌های انجام شده برای بازتابش از هدف مدنظر است.
- ۲- برای مکان‌های غیر یکنواخت، بازتابش‌های اندازه‌گیری شده برای هدف مدنظر، تحت تأثیر پس زمینه مکان مورد نظر است.
- ۳- بخشی از ویژگی‌های دو جهتی هدف توسط فرآیند پراکنش اتمسفری تحت تأثیر قرار می‌گیرد.

طبق مکانیزم‌های ذکر شده در بالا، استنتاج بازتابش طیفی سطوح بسیار پیچیده است و آن هم به دلیل تأثیرات پراکنش‌های اتمسفری، به خصوص تأثیرات پراکنش حاصل از هواویزها می‌باشد. اما همین تأثیرات سبب تخمین سهم هواویزها و بدست آوردن بازتابش‌های بالای اتمسفری است (Tang et al., 2005).

برای تخمین سهم هواویزها در تابش‌های اندازه‌گیری شده در فضا، مسئله مهم کاهش سهم سطوح زمینی در میزان این اندازه‌گیری‌ها است.

انگستروم برای بدست آوردن ضخامت نوری هواویزها

می باشد که مقدار آن را ۱/ در نظر می گیریم.

زاویه زنیته خورشید را می توان از دو طریق یافت :

۱- محاسبه آن به کمک طول و عرض جغرافیایی و زمان عبور سنجنده.

۲- استفاده از مجموعه داده های سنجنده MODIS که اطلاعات مربوطه را در اختیار ما قرار می دهند.

برای روش SYNTAM با فرض اینکه در پراکنش ها، مولکول های اتمسفری و هواویزها دخیل هستند، ضخامت نوری اتمسفری ( $\tau_0^\lambda$ ) شامل دو  $\tau_m^\lambda(\infty) + \tau_A^\lambda(\infty)$  (۴)

۱- پراکنش مولکولی رایلی ( $\tau_m^\lambda(\infty)$ )

۲- پراکنش حاصل از هواویزها ( $\tau_A^\lambda(\infty)$ )

برای پراکنش مولکولی رایلی، Linke در سال ۱۹۵۶، یک تقریبی را ارائه نمود که دارای دقت کافی برای اهداف مد نظر در سنجنش از دور بود، این تقریب بصورت زیر می باشد :

$$\tau_m^\lambda(\infty) = 0.00879\lambda^{-4.09} \quad (5)$$

با توجه به رابطه تیرگی انگستروم (رابطه ۱) و با ترکیب روابط ۱ و ۵ می توان دریافت :

$$\tau_0^\lambda = 0.00879\lambda^{-4.09} + \beta\lambda^{-\alpha} \quad (6)$$

با قرار دادن این معادله در درون معادله (۳) به معادله جدیدی دست می یابیم :

$$A = \quad (7)$$

$$\frac{(A'b-a)+a(1-A')e^{(a-b)\varepsilon(0.00879\lambda^{-4.09}+\beta\lambda^{-\alpha})\sec\theta'}}{(A'b-a)+b(1-A')e^{(a-b)\varepsilon(0.00879\lambda^{-4.09}+\beta\lambda^{-\alpha})\sec\theta'}}$$

در معادله ۷، رابطه ای بین پارامترهای بازتابش سطحی زمینی (A)، ضریب تیرگی انگستروم ( $\beta$ )، توان طول موج ( $\alpha$ ) بوجود می آید. بقیه پارامترهای موجود توسط مجموعه داده های ماهواره ای و اطلاعات هندسی سیستم ماهواره - زمین - خورشید قابل حصول هستند (Tang et al., 2005).

در مدل مد نظر فرضیاتی باید در نظر گرفته شوند که عبارتند از:

• برای دو عبور مشاهداتی متوالی در مدت زمان کوتاه،

ویژگی های بازتابشی دو جهتی سطح تغییر نمی کند، مگر اینکه اتفاقاتی همچون باران به وقوع بپیوندد و این ویژگی بازتابشی را تغییر دهد.

• برای دو عبور مشاهداتی متوالی در مدت زمان کوتاه نوع هواویز و ویژگی های آن تغییر نمی کند، بنابراین طبق این فرض توان طول موج ( $\alpha$ ) ثابت است و آن چه تغییر می کند ضریب تیرگی انگستروم ( $\beta$ ) می باشد.

به کمک داده های سنجنده MODIS که بر روی دو ماهواره AQUA, TERRA قرار دارند و با توجه به این که در این مدل از داده هایی در طول موج های مختلف به خصوص سه باند طیفی مرئی با مرکزیت 0.47, 0.55, 0.66 mm استفاده می شود، با به کارگیری این داده ها در معادله (۷) گروهی از معادلات خواهیم داشت (رابطه ۸):

$$A_{j,\lambda_i} = \frac{(A_{j,\lambda_i}'b-a_j)+a_j(1-A_{j,\lambda_i}')e^{(a_j-b)\varepsilon(0.00879\lambda_i^{-4.09}+\beta_j\lambda_i^{-\alpha})\sec\theta_j'}}{(A_{j,\lambda_i}'b-a_j)+b(1-A_{j,\lambda_i}')e^{(a_j-b)\varepsilon(0.00879\lambda_i^{-4.09}+\beta_j\lambda_i^{-\alpha})\sec\theta_j'}} \quad (8)$$

که  $j=1,2$  نمایانگر مشاهدات حاصل از TERRA یا AQUA است،  $i=1,2,3$  نمایانگر سه باند طیفی مرئی با مرکزیت 0.47, 0.55, 0.66 mm هستند. بقیه پارامترها در پیوست A توضیح داده شده اند.

در شرایط واقعی ویژگی های بازتابشی دو جهتی برای سطوح زمینی فقط به طول موج وابسته نیست بلکه به هندسه نیز وابستگی دارد. برای دو عبور AQUA و TERRA معمولاً دو هندسه متفاوت وجود دارد، از این رو باید این تأثیر را نادیده نگرفت و مورد بررسی قرار داد (Tang et al., 2005).

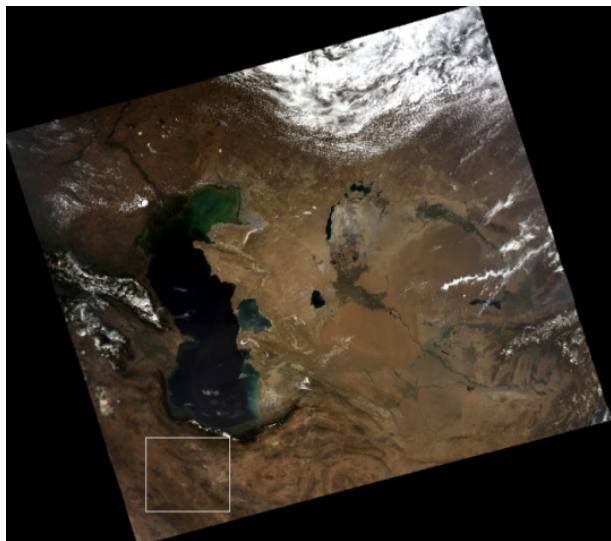
در سال ۱۹۹۵، Flowerdew و Haigh پیشنهاد دادند که بازتابش سطحی به کمک طول موج و هندسه تقریب زده شود، بنابراین طبق نظریه آنها، نسبت بازتابش سطحی در دو دید طبق رابطه ۹ خواهد بود :

$$k_{\lambda_i} = \frac{A_{1,\lambda_i}}{A_{2,\lambda_i}} \quad (9)$$

که  $A_{1,\lambda_i}$  بازتابش سطحی برای دید اول و  $A_{2,\lambda_i}$  بازتابش سطحی برای دید دوم می باشد. این گونه فرض

### ۳- داده‌ها، پیش پردازش و پردازش

MODIS (اسپکترورادیومتر تصویربرداری با قدرت تفکیک متوسط) سنجنده ای است که بر روی ماهواره‌های EOS-AM1/TERRA و EOS-PM1/AQUA قرار داده شده است. سنجنده MODIS داده‌های خود را در ۳۶ باند طیفی تولید می‌کند که تمام محدوده طول موج‌های  $0.4 \mu m$  تا  $14 \mu m$  را پوشش می‌دهد و داده‌هایی با سه توان تفکیک ۲۵۰ و ۵۰۰ و ۱۰۰۰ متر ارائه می‌دهد. TERRA اولین بار در ۱۲ دسامبر ۱۹۹۹ فرستاده شد. سنجنده MODIS ماهواره TERRA هر دو روز یک بار از تمام سطح زمین تصویر برداری می‌کند. فاصله زمانی عبور دو سنجنده TERRA و AQUA در برخی مناطق به کمتر از سه ساعت می‌رسد. (Tang et al., 2005)



نگاره ۲. تصویر زمین مرجع شده و RGB از بازتابش AQUA/MODIS

(R برای باند ۱، G برای باند ۴، R برای باند ۳) منطقه مورد بررسی توسط مستطیل سفید رنگ مشخص شده است. در این مقاله برای مدل مد نظر از داده‌های TERRA و AQUA سنجنده MODIS در ساعات ۷:۳۵ و ۹:۱۵ به وقت محلی برای منطقه‌ای از ایران استفاده شده است که داده‌ها مربوط به تاریخ ۲۳ جولای ۲۰۱۴ با قدرت تفکیک مکانی  $1000 \times 1000$  متر می‌باشند. منطقه مورد نظر دارای موقعیت جغرافیایی  $36^{\circ}9'N - 33^{\circ}8'E$  و  $52^{\circ}6' - 47^{\circ}48'E$

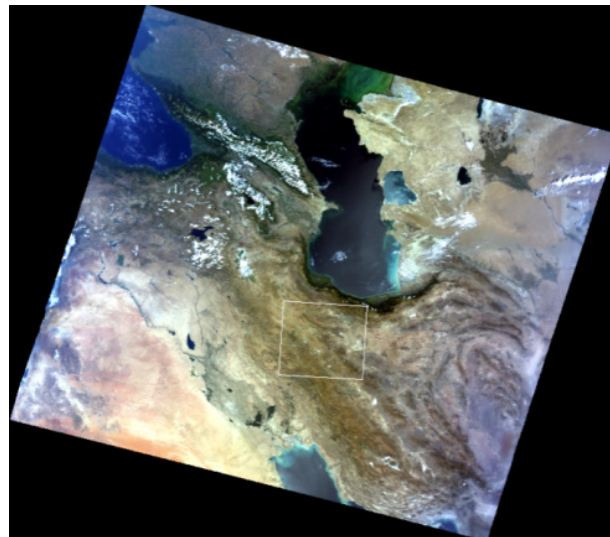
می‌شود که k فقط به تغییرات بازتابش سطحی با تغییر هندسه، وابسته است و کاملاً از طول موج مستقل می‌باشد (Flowerdew & Haigh., 1995; Veeffkind et al., 1998; Veeffkind et al., 2000;)

ضخامت اپتیکی هواویزها در طول موج‌های بزرگتر به شدت کاهش می‌یابد، بنابراین میزان AOT در طول موج 2.13 mm خیلی کمتر از میزان آن در باند مرئی می‌باشد. با توجه به این فرض که k مستقل از طول موج است،  $k_{\lambda=2.13\mu m}$  می‌تواند برای طول موج‌های مرئی با مرکزیت 0.47, 0.55, 0.66 mm نیز مورد استفاده قرار گیرد:

$$k_{\lambda_i} = k_{\lambda=2.13\mu m} \quad (10)$$

با استفاده از معادلات بالا گروهی از معادلات غیر خطی وجود دارند که به کمک آنها باید مجهولات مورد نظر بدست آمده و از آن طریق AOT معلوم گردد.

یکی از راه‌های موجود برای حل معادلات غیرخطی استفاده از الگوریتم تکرار نیوتن است (Tang et al., 2005). روش بعدی پیشنهاد شده در این تحقیق استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی است.

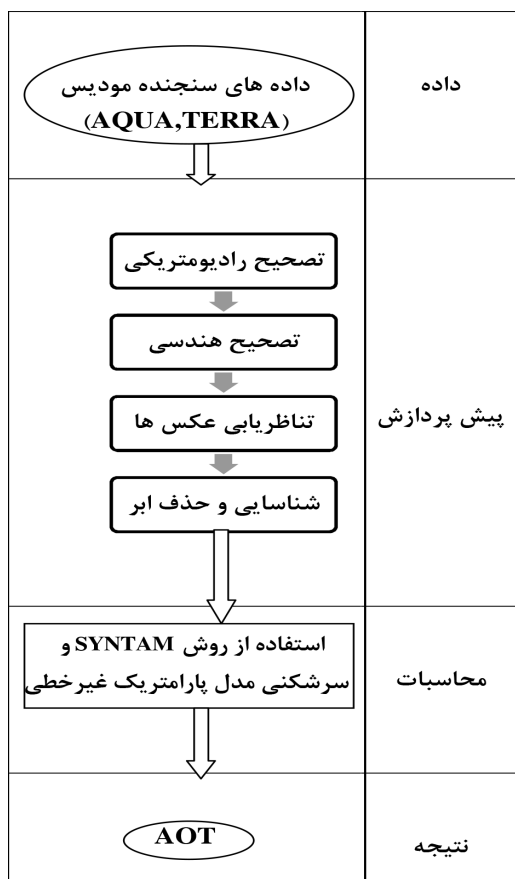


نگاره ۱. تصویر زمین مرجع شده و RGB از بازتابش TERRA/MODIS

(R برای باند ۱، G برای باند ۴، R برای باند ۳) منطقه مورد بررسی توسط مستطیل سفید رنگ مشخص شده است.



می‌باشد. تصویر RGB از منطقه مورد نظر در نگاره‌های ۱ و ۲ نشان داده شده‌اند. فاصله زمانی بین عبور دو سنجنده در منطقه مورد نظر ۱۰۰ دقیقه می‌باشد و با توجه به اینکه هیچ بارندگی در تاریخ مذکور در منطقه مورد نظر رخ نداده است ([www.irimo.ir](http://www.irimo.ir))، فرضیات ذکر شده برای این مدل با برجاست و ویژگی‌های هواویزها و بازتابش دوجتهی سطوح زمین در این مدت زمان تغییر نمی‌کنند. فرآیندهای لازم برای رسیدن از داده‌ها به محصول مدنظر به کمک روش SYNTAM شامل تصحیح رادیومتریکی، تصحیح هندسی، تناظریابی دو عکس، شناسایی و حذف ابر می‌باشد که کل فرآیند در دو فلوچارت در نگاره‌های ۳ و ۴ نشان داده شده‌اند.

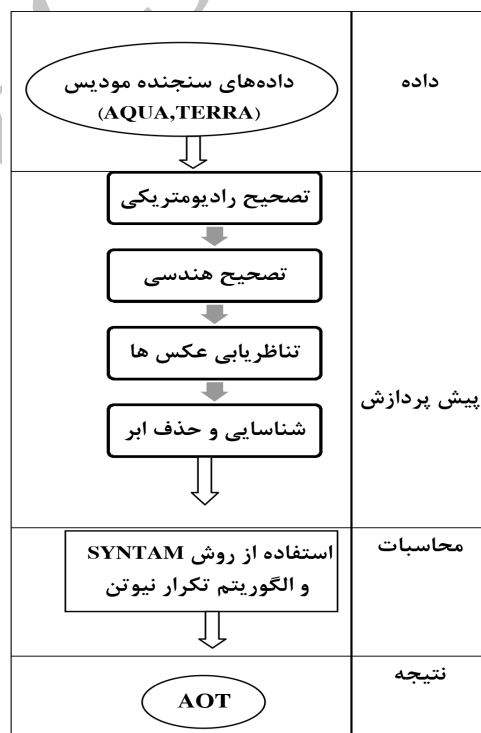


نگاره ۴: فلوچارت به دست آوردن ضخامت نوری هواویز به کمک روش SYNTAM و سرشکنی مدل پارامتریک غیرخطی برای ارزیابی نتایج حاصل از روش SYNTAM و الگوریتم تکرار نیوتون، محصولات به دست آمده از این مدل با داده‌های NASA برای همان زمان و مکان مورد مطالعه، مقایسه گردیدند.

نگاره ۸ مقایسه داده‌های حاصل از NASA برای طول موج با مرکزیت  $0.55 \mu m$  و داده‌های حاصل از مدل SYNTAM با استفاده از الگوریتم تکرار نیوتن را نشان می‌دهد.

از داده‌های موجود برای روز بیست و سوم ماه جولای سال ۲۰۱۴، ۱۰۰ پیکسل بطور تصادفی به عنوان نمونه انتخاب شده‌اند که نتایج حاصل از روش SYNTAM و

تصویر RGB از منطقه مورد نظر در نگاره‌های ۱ و ۲ نشان داده شده‌اند. فاصله زمانی بین عبور دو سنجنده در منطقه مورد نظر ۱۰۰ دقیقه می‌باشد و با توجه به اینکه هیچ بارندگی در تاریخ مذکور در منطقه مورد نظر رخ نداده است ([www.irimo.ir](http://www.irimo.ir))، فرضیات ذکر شده برای این مدل با برجاست و ویژگی‌های هواویزها و بازتابش دوجتهی سطوح زمین در این مدت زمان تغییر نمی‌کنند. فرآیندهای لازم برای رسیدن از داده‌ها به محصول مدنظر به کمک روش SYNTAM شامل تصحیح رادیومتریکی، تصحیح هندسی، تناظریابی دو عکس، شناسایی و حذف ابر می‌باشد که کل فرآیند در دو فلوچارت در نگاره‌های ۳ و ۴ نشان داده شده‌اند.

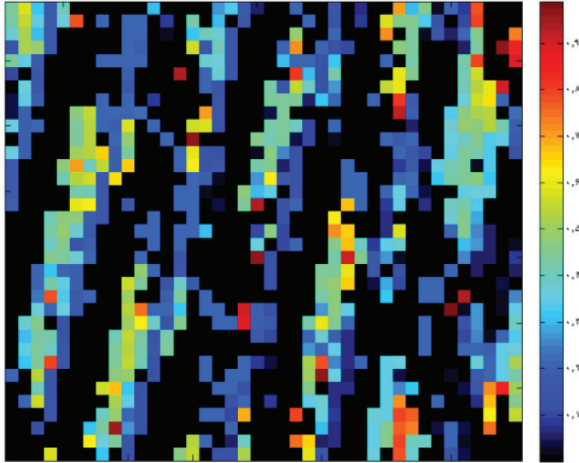


نگاره ۳: فلوچارت به دست آوردن ضخامت نوری هواویز به کمک روش SYNTAM و الگوریتم تکرار نیوتن

#### ۴- تجزیه و تحلیل نتایج

در نگاره‌های ۵، ۶ و ۷ مقادیر AOT به دست آمده از روش SYNTAM و الگوریتم تکرار نیوتن در طول موج‌های mm

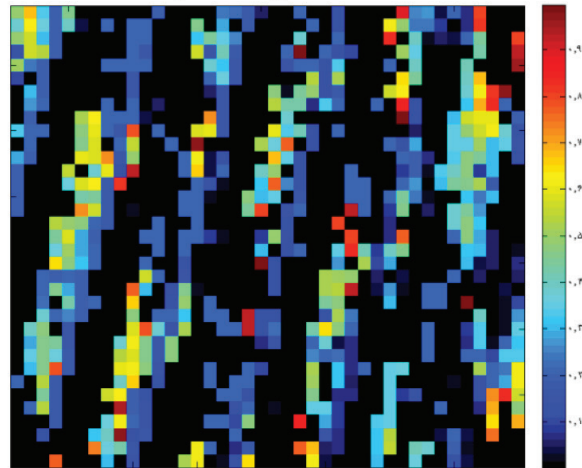
۱ AOT (0.66nm),SYNTAM



نگاره ۷: ضخامت نوری هواویز بدست آمده از روش SYNTAM با استفاده از الگوریتم تکرار نیوتن در طول موج با مرکزیت  $0.66 \mu\text{m}$ ، در مناطق سیاه داده‌ای یافت نشده است.

الگوریتم تکرار نیوتن آن‌ها در طول موج به مرکزیت  $0.55 \mu\text{m}$  با داده‌های حاصل از NASA در طول موج به مرکزیت  $0.55 \mu\text{m}$ ، برای همان پیکسل‌ها مورد مقایسه قرار گرفته‌اند، در نگاره ۹ این مقایسه نشان داده شده است.

۱ AOT (0.47nm),SYNTAM



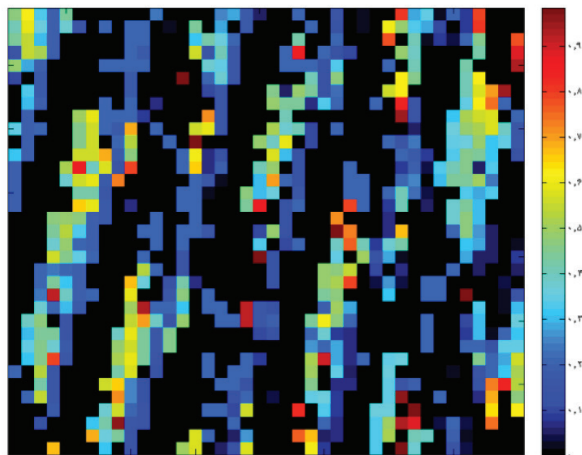
نگاره ۵: ضخامت نوری هواویز بدست آمده از روش SYNTAM با استفاده از الگوریتم تکرار نیوتن در طول موج با مرکزیت  $0.47 \mu\text{m}$ ، در مناطق سیاه داده‌ای یافت نشده است.

مقدار RMSE حاصل از مقایسه داده‌های NASA و روش SYNTAM به کمک الگوریتم تکرار نیوتن، برای طول موج  $0.55 \mu\text{m}$  برابر 0.2527 می‌باشد. بنابراین با توجه به نتایج، می‌توان دریافت که طول موج  $0.55 \mu\text{m}$  در این منطقه نتایج خوب و قابل قبولی را به نمایش می‌گذارد. علاوه بر آن در این روش می‌توان به AOT نقاطی دست یافت که بنا به دلایلی NASA نتوانسته است به این مقادیر دست یابد.

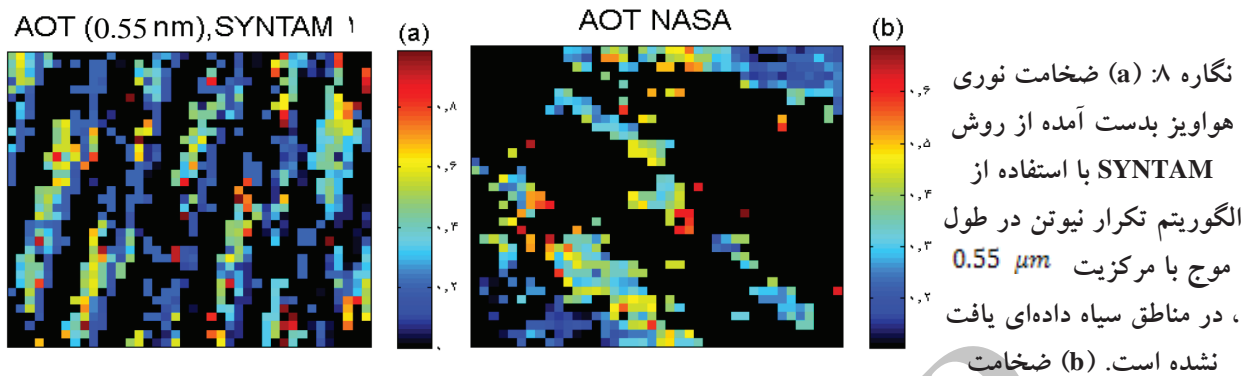
در قسمت بعد، به جای استفاده از الگوریتم تکرار نیوتن در روش SYNTAM، از روش سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی استفاده شده است. نگاره‌های ۱۰، ۱۱ و ۱۲ میزان AOT بدست آمده از این روش را در طول موج‌های  $0.47, 0.55, 0.66 \mu\text{m}$  نشان می‌دهند.

نگاره ۱۳ مقایسه داده‌های حاصل از NASA برای طول موج با مرکزیت  $0.55 \mu\text{m}$  و داده‌های حاصل از مدل SYNTAM با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی را نشان می‌دهد.

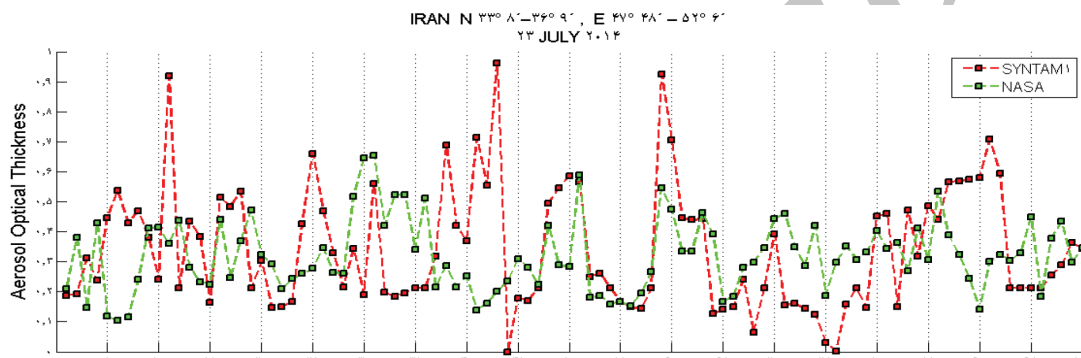
۱ AOT (0.55nm),SYNTAM



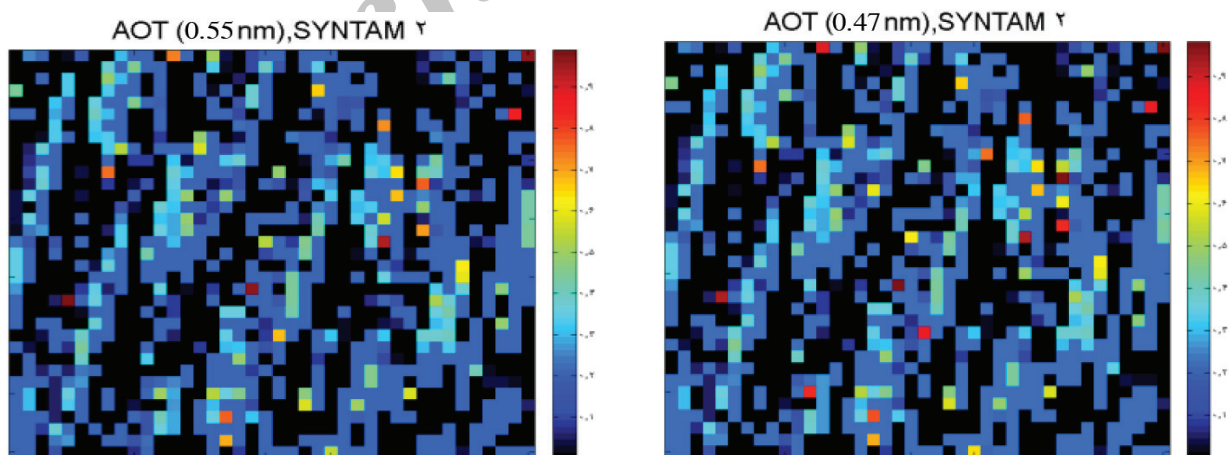
نگاره ۶: ضخامت نوری هواویز بدست آمده از روش SYNTAM با استفاده از الگوریتم تکرار نیوتن در طول موج با مرکزیت  $0.55 \mu\text{m}$ ، در مناطق سیاه داده‌ای یافت نشده است.



نوری هواویز بدست آمده از داده‌های NASA در طول موج  $0.55 \mu\text{m}$ ، در مناطق سیاه داده‌ای یافت نشده است.



نگاره ۹: میزان AOT بدست آمده از روش SYNTAM با استفاده از الگوریتم تکرار نیوتن در طول موج  $0.55 \mu\text{m}$  برای ۱۰۰ پیکسل تصادفی توسط خط قرمز نشان داده شده است و داده‌های حاصل از NASA برای همان ۱۰۰ پیکسل در طول موج  $0.55 \mu\text{m}$  توسط خط سبز نشان داده شده است.



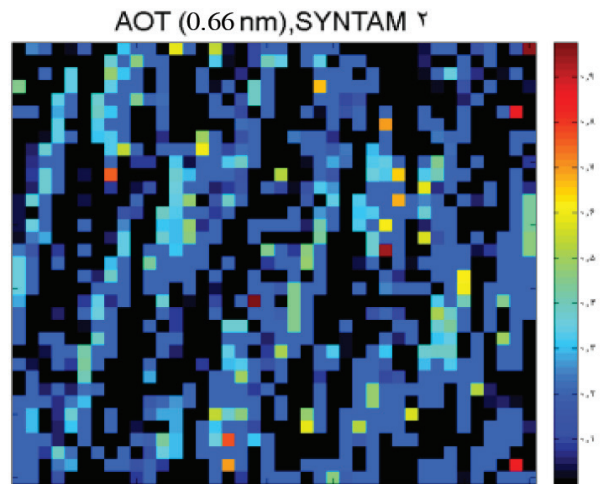
نگاره ۱۱: ضخامت نوری هواویز بدست آمده از روش SYNTAM با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیرخطی در طول موج با مرکزیت  $0.55 \mu\text{m}$ ، در مناطق سیاه داده‌ای یافت نشده است.

نگاره ۱۰: ضخامت نوری هواویز بدست آمده از روش SYNTAM با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیرخطی در طول موج با مرکزیت  $0.47 \mu\text{m}$ ، در مناطق سیاه داده‌ای یافت نشده است.

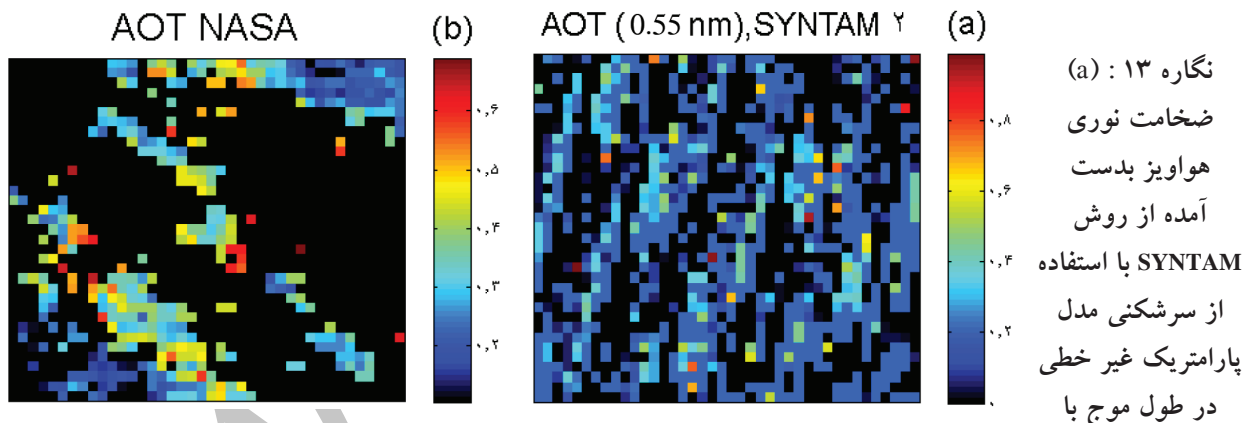


در این روش نیز از داده‌های موجود برای روز بیست و سوم ماه جولای سال ۲۰۱۴، ۱۰۰ پیکسل به صورت تصادفی به عنوان نمونه انتخاب شده اند که نتایج حاصل از روش SYNTAM با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی آن‌ها در طول موج به مرکزیت  $0.55 \mu\text{m}$ ، با داده‌های حاصل از NASA در طول موج به مرکزیت  $0.55 \mu\text{m}$ ، برای همان پیکسل‌ها مورد مقایسه قرار گرفته‌اند، در نگاره ۱۴ این مقایسه نشان داده شده است.

مقدار RMSE حاصل از مقایسه داده‌های NASA و روش SYNTAM به کمک سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی برای طول موج  $0.55 \mu\text{m}$  برابر 0.2066 می‌باشد. بنابراین طبق این روش طول موج  $0.55 \mu\text{m}$  در این منطقه نتایج خوبی را دارا می‌باشد. نتایج نشان می‌دهد با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی در SYNTAM



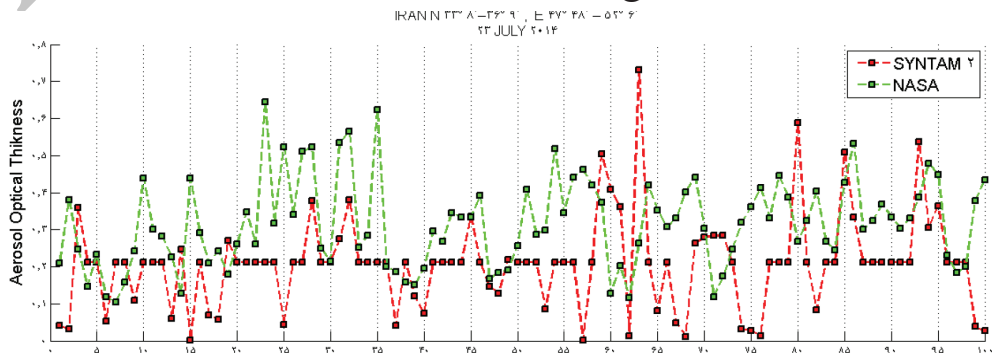
نگاره ۱۲: ضخامت نوری هواویز بدست آمده از روش SYNTAM با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی در طول موج با مرکزیت  $0.66 \mu\text{m}$ ، در مناطق سیاه داده‌ای یافت نشده است.



نگاره ۱۳: ضخامت نوری هواویز بدست آمده از داده‌های SYNTAM با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی در طول موج با مرکزیت  $0.55 \mu\text{m}$ ، در مناطق سیاه داده‌ای یافت نشده است. (b) ضخامت نوری هواویز بدست آمده از داده‌های NASA در طول موج  $0.55 \mu\text{m}$ ، در مناطق سیاه داده‌ای یافت نشده است.

نگاره ۱۴: میزان

AOT بدست آمده از روش SYNTAM با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیر خطی در طول



موج  $0.55 \mu\text{m}$  برای ۱۰۰ پیکسل تصادفی توسط خط قرمز نشان داده شده است و داده‌های حاصل از NASA برای همان ۱۰۰ پیکسل در طول موج  $0.55 \mu\text{m}$  توسط خط سبز نشان داده شده است.

پیوست A. لیست نمادها

نماد	توضیح
A	بازتابش سطحی زمین
A'	بازتابش ظاهری (بازتابش مشاهده شده از فضا برای سیستم زمین)
r	امتداد
$I^{\lambda}(z, r)$	شدت رادیانس در ارتفاع z
z	ارتفاع
$\alpha$	توان طول موج در معادله تیرگی انگستروم
$\beta$	ضریب تیرگی انگستروم
$\gamma^{\lambda}(z, r^{\lambda}, r)$	عملگر پراکنش که توزیع شدت نور پراکنش در امتداد $(z, r^{\lambda}, r)$ را مشخص می‌کند
$\epsilon$	ضریب بازپخش
$\theta$	زاویه زنبینی خورشید
$\theta'$	زاویه زنبینی سنسور
k	ضریب جذب
$\lambda$	طول موج
$\rho$	چگالی هوا
$\sigma$	ضریب پراکنش
$\tau$	ضخامت نوری
$\tau^{\lambda}$	ضخامت نوری
$\tau_A^{\lambda}$	ضخامت نوری هواویز
$\tau_m^{\lambda}$	ضخامت نوری رایلی
$\tau_o^{\lambda}$	مجموع ضخامت نوری اتمسفر
w'	زاویه سه بعدی

این مدل بهبود یافته است، همچنین مناطق بیشتری را این روش تحت پوشش قرار می‌دهد.

در جدول ۱ نتایج حاصل از دو روش فوق و داده‌های NASA قرار داده شده است. روش SYNTAM با استفاده از الگوریتم تکرار نیوتن با نام SYNTAM1 و SYNTAM2 با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیرخطی با نام SYNTAM2 در جدول آمده‌اند.

جدول ۱: مقادیر RMSE به دست آمده از دو روش

SYNTAM1 و SYNTAM2 در طول موج‌های  $0.55 \mu m$  در مقایسه با داده حاصل از NASA در طول موج  $0.55 \mu m$

روش	طول موج $\mu m$	RMSE
SYNTAM1	0.55	0.2527
SYNTAM2	0.55	0.2066

۵- نتیجه گیری

روش SYNTAM به طور کلی می‌تواند به عنوان روش جدیدی برای به دست آوردن AOT در مناطق مختلف، به خصوص سطوح با بازتابش بالا باشد. با تلفیق داده‌های سنجنده MODIS سکوه‌های AQUA و TERRA برای دو عبور متوالی و با اختلاف زمانی کم، معادلات غیر خطی را می‌توان یافت که این معادلات به کمک روش‌های ریاضی متعددی قابل حل هستند و با حل آن‌ها می‌توان مقادیر تقریبی برای بازتابش سطحی، ضرایب انگستروم و ضخامت نوری هواویز را به دست آورد.

نتایج نشان می‌دهد با استفاده از سرشکنی مدل پارامتریک غیرخطی در مدل SYNTAM در مقایسه با روش تکرار نیوتن نتایج بهبود یافته است.

در این مدل از فرضیاتی استفاده کردیم، همانند ثابت فرض کردن ( $\alpha$ ) و یا وجود نسبت k. برای بدست آوردن جوابی با دقت و صحت بالا، باید مطالعات بیشتری روی این فرضیات در آینده انجام شود.

B 50 (5), 463-477.

13. Penner, J.E. et al. (1994), Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 75 (3), 375-400.

14. Pope III, C.A. et al. (2002), Lung cancer, cardiopulmonary mortality, and long-term exposure to fine particulate air pollution. *JAMA J. Am. Med. Assoc.* 287 (9), 1132-1141.

15. Tang, J. Xue, Y. Yuc, T. Guan, Y. (2005), Aerosol optical thickness determination by exploiting the synergy of TERRA and AQUA MODIS, 328, 327-334.

16. Tanre, D. Herman, M. Deschamps, P.Y. De Lefte, A. (1979), Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances including bi-directional properties. *Applied Optics*, 18, 3587-3594.

17. Veefkind, J.P. de Leeuw, G. Durkee, P.A. (1998), Retrieval of aerosol optical depth over land using two-angle view satellite radiometry during TARFOX, *Geophysical Research Letters*, 25, 3135-3138.

18. Veefkind, J. P. de Leeuw, G. Koelemeijer, R.B.A. Stammes, P. (2000), Regional distribution of aerosol over land derived from ATSR-2 and GOME data, *Remote Sensing of Environment*, 74, 377-386.

19. Wang, Z. Chen, J. Tao, Y. Zhang and Su, L. (2010), Satellite-based estimation of regional particulate matter (PM) in Beijing using vertical-and-RH correcting method. *Remote Sensing of Environment*, 114, 50-63.

20. Xue, Y. 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 Se.* Yang, L. P. Yamaguchi, Y. (2010), Retrieval of aerosol optical depth over urban areas using TERRA/MODIS data, 1, *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*, Volume XXXVIII, Part 8, nsing, 16, 417-429.

21. Zhang, X. Q

## منابع و مأخذ

۱- قربانی، رضوان (۱۳۹۰)، اعتبار سنجی داده‌های سنجنده مودیس در رابطه با آلودگی‌های جوئی در مناطق شهری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد سنجش ازدور به راهنمایی دکتر محمدرضا مباحثی، دانشکده نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی.

2. Bhaskaran, S. Phillip, N. Rahman, A. Mallick, J. (2011), Applications of Satellite Data for Aerosol Optical Depth (AOD) Retrievals and Validation with AERONET Data, 1, 61-67.

3. Chandrasekhar, S. (1960), Radiative transfer. New York 7 Dover Publication.

4. Charlson, R.J. Langner, J. Rodhe, H. Leovy, C.B. and Warren, S.G. (1991), Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols, *Tellus*, 152-163.

5. D'Almeida, G.A. Koepke, P. Shettle, E.P. (1991), Atmospheric aerosols, global climatology and radiative characteristics, Deepak Publ, pp.561.

6. Flowerdew, R. Haigh, J. (1995), An approximation to improve accuracy in the derivation of surface reflectance from multi-look satellite radiometers. *Geophysical Research Letters*, 22, 1693-1696.

7. Iqbal, M. (1983), An introduction to solar radiation. Toronto, Canada 7 Academic Press.

8. Kaufman, Y.J. Tanri, D. Remer, L.A. Vermote, E.F. Chq, A. Holben, B. N. (1997), Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer.

9. Konratyev, K. Ya. (1969), Radiation in the atmosphere. New York 7 Academic Press.

10. Li, Z.Q. et al. (2007), Aerosol optical properties and their radiative effects in northern China. *J. Geophys. Res., Atmos.* 112 (D22).

11. Linke, F. (1956), Die Sonnestrahlung und ihre schwachung in der atmosphere. in handbuch der geopygisk, Bd VIII, herausgeg. von F. Linke F. Moeller, (Berlin: Gebr. Borntraeger), kap. 6, 1942-1956.

12. Myhre, G. et al. (1998), Estimation of the direct radiative forcing due to sulfate and soot aerosols, *Tellus*

Archive of SID