



بررسی توانایی تصاویر سنجنده MODIS در تخمین تاخیر تروپوسفری با استفاده از روش رדיابی

اشعه سه بعدی

سعید حاجی آقاجانی^{۱*}، یزدان عامریان^۲

۱- دانشجوی دکتری ژئودزی- دانشکده مهندسی نقشه‌برداری- دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

۲- استادیار دانشکده مهندسی نقشه‌برداری- دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

چکیده:

تاخیر امواج بدلیل گذر از لایه تروپوسفر همواره به عنوان عاملی تاثیرگذار در نتایج ژئودزی ماهواره‌ای مطرح می‌باشد. در این مقاله ضمن مطرح کردن روش رדיابی اشعه سه بعدی به منظور محاسبه تاخیر ناشی از لایه تروپوسفر، توانایی تصاویر سنجنده MODIS که یک ابزار مطرح و پرکاربرد در محاسبات جوی می‌باشد در پیاده‌سازی این الگوریتم و محاسبه تاخیر تروپوسفری، مورد سنجش قرار گرفته است. بدین منظور با انتخاب منطقه‌ای در مرکز اروپا و دریافت تصویری از این سنجنده در آن منطقه در تاریخ ۲۰۰۸/۰۸/۰۱ اقدام به آزمایش این مشاهدات گردید. علاوه بر این به منظور ارزیابی نتایج بدست آمده از مشاهدات رادیوسوند موجود در منطقه و همچنین اطلاعات هواشناسی ERA-Interim استفاده شده است. پس از اعمال تصحیحات بر تصویر و مقادیردهی به پیکسل‌های ابری، روش رדיابی اشعه سه بعدی در محل مربوط به یک ایستگاه GPS واقع در کشور اتریش، بر روی هر سه نوع مشاهده اعمال گردید. بیشینه اختلاف بین تاخیر بدست آمده از تصویر ماهواره‌ای با دو مشاهده دیگر ۲۹۸ سانتیمتر و کمینه آن صفر بود. همچنین میزان RMSE برای اختلاف بین مشاهدات رادیوسوند و تصویر ماهواره‌ای برابر ۱/۱۱ و برای اختلاف بین داده‌های ERA-Interim و تصویر ماهواره‌ای برابر ۰/۸۹ سانتیمتر مشاهده شد. با توجه به نتایج بدست آمده، استفاده از سنجنده MODIS که یک سنجنده پرکاربرد در مطالعات جوی و سنجش از دور می‌باشد، در راستا و محدوده دقیق اهداف ژئودزی و در جهت پیاده‌سازی روش رדיابی اشعه سه بعدی توصیه نمی‌گردد.

واژه‌های کلیدی: تاخیر تروپوسفری - داده‌های هواشناسی - رادیوسوند - رדיابی اشعه - MODIS

۱- مقدمه

در تکنیک‌های ژئودزی فضایی، تاخیر ناشی از لایه تروپوسفر همچنان به عنوان عاملی تاثیرگذار در نتایج حاصل مطرح می‌باشد. مؤلفه خشک تأخیر تروپوسفری متأثر از دما و فشار و مؤلفه تر آن علاوه بر وابستگی به دما و فشار، تابعی از میزان رطوبت در طول مسیر سیگنال ارسالی از ماهواره می‌باشد. تغییرات زمانی و مکانی شاخص‌های هواشناسی چه در سطح و چه در لایه‌های بالایی جو باعث می‌شود که این خطا به سادگی قابل محاسبه نباشد.

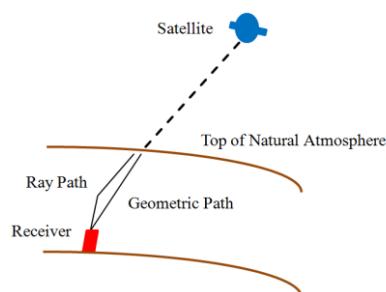
متداول‌ترین راه حل این مسئله استفاده از توابع نگاشت می‌باشد که توسط محققین گوناگون طبیف وسیعی از این توابع پیشنهاد گردیده است. اما در سال‌های اخیر روش ردبایی اشعه^۱ به عنوان راه حلی متفاوت به منظور محاسبه تاخیر تروپوسفری مطرح گردیده است. در این روش مسیر اشعه بین گیرنده و فرستنده تعیین می‌شود و مبنای این برآورد، شاخص‌های هواشناسی مثل درجه حرارت، فشار، فشار بخار آب می‌باشند. قدمت مفهوم ردبایی اشعه به چند دهه می‌رسد. تایر در سال ۱۹۶۷ با استفاده از یک مدل هندسی ساده و ترکیب آن با قانون اسنل مدل ساده‌ای به لحاظ محاسباتی بدست آورد که روش ردبایی اشعه دو بعدی نامیده می‌شود^[۱]. هابیگر و همکاران در سال ۲۰۰۸ ایده استفاده از روش ردبایی اشعه سه بعدی بر مبنای معادلات آیکونال^۲ را ارائه دادند^[۲]. همچنین هابیگر در سال ۲۰۱۰ و نفیسی و همکاران در سال ۲۰۱۲ برای اولین بار از داده‌های رادیوسوند و مدل‌های عددی هواشناسی به منظور انجام ردبایی اشعه استفاده نمودند^[۳]. همچنین هافمایستر در سال ۲۰۱۶ یکی از مهمترین و جامع‌ترین منابع را در تئوری روش‌های ردبایی اشعه ارائه نمود^[۴]. از آنجایی که دقت این روش وابستگی مستقیم به دقت و قدرت تفکیک زمانی و مکانی شاخص‌های هواشناسی دارد، در این مقاله بحث استفاده از تصاویر سنجنده^۳ MODIS که ابزاری مطرح و پرکاربرد در راستای تخمین شاخص‌های جوی می‌باشد مطرح گردیده است.

در این مقاله ابتدا روش‌های مختلف محاسبه تاخیر تروپوسفری را از نظر خواهیم گذراند. در ادامه با استفاده از روش ردبایی اشعه سه بعدی به محاسبه تاخیر تروپوسفری با استفاده از تصاویر این سنجنده پرداخته خواهد شد و در نهایت نتایج بدست آمده با نتایج بدست آمده از مشاهدات رادیوسوند و داده‌های ERA-Interim در منطقه مقایسه خواهند گردید.

۲- تاخیر تروپوسفری و روش‌های محاسبه آن

میزان تأخیر انتشار در عبور از لایه تروپوسفر برابر است با اختلاف موجود بین طول مسیر واقعی و طول مسیر هندسی (شکل ۱) [۵]:

$$d_{trop} = \int_{ray} nds - \int_{vac} ds \quad (1)$$



شکل ۱: شکست مسیر موج ارسالی به دلیل عبور از لایه‌هایی با ضریب شکست متفاوت [۵]

¹Ray tracing

²Eikonal equations

³Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

با در نظر گرفتن G به عنوان مسیر هندسی موج الکترومغناطیس و اعمال آن، رابطه تأخیر تروپوسفری به شکل زیر خواهد بود [۵]:

$$d_{top} = \int_{ray} (n - 1) ds = 10^{-6} \int N_{top} ds \quad (2)$$

در رابطه اخیر N_{top} انكسار پذيری^۱ ناميده مي شود. انكسار پذيری را می توان به دو مؤلفه خشک N_d^{top} و تر N_w^{top} تقسيم کرد [۵]:

$$N^{top} = N_d^{top} + N_w^{top} \quad (3)$$

مؤلفه خشک انكسار پذيری ناشی از بخش هيدرواستاتيك^۲ جو و مؤلفه تر آن ناشی از بخش غير هيدرواستاتيك^۳ جو می باشد. به همين ترتيب، تأخير تروپوسفری از دو بخش تأخير خشک و تأخير تر تشکيل می شود. حدود ۹۰ درصد تأخير تروپوسفری ناشی از جو خشک است [۵].

در حال حاضر از سه روش عمدۀ برای مدل سازی تروپوسفر جهت تصحیح این تأخیر استفاده می شود. مدل های پیش بینی جهانی، تخمین تأخیر تروپوسفری به عنوان مجھول و روش ردیابی اشعه از جمله روش های مورد استفاده می باشند. در این بخش به جزئیاتی در مورد سه روش عمدۀ ذکر شده در برآورد خطای مورد بحث پرداخته شده است.

تحقیقات بسیاری در زمینه تولید مدل های تروپوسفری برای محاسبه انكسار پذيری (N) در طول مسیر سیگنال صورت گرفته است که از مهمترین آن ها می توان به مدل هاپفیلد در سال ۱۹۶۹ و مدل سستامین در سال ۱۹۷۳ اشاره کرد. تفاوت عمدۀ مدل های پیش بینی جهانی در پروفیل انكسار پذيری، نحوه نگاشت تأخیر عمودی محاسبه شده در راستای زاویه ارتفاعی ماهواره است. مدل سستامین یکی از رایج ترین و اجرایی ترین مدل های پیش بینی می باشد. این مدل برگرفته از قانون گازها بوده و مدلی استاندارد است. این مدل برای تخمین تأخیر تروپوسفری در زوایای ارتفاعی بزرگتر از ۱۰ درجه معتبر می باشد. سستامین در سال ۱۹۳۷ میلادی دو مؤلفه خشک (d_h^z) و تر (d_w^z) تروپوسفری را در راستای قائم ایستگاه، با روابط زیر ارائه کرد [۶]:

$$d_h^z = \frac{0.002277 P_s}{(1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00000028 H_s)} \quad (4)$$

$$d_w^z = 0.002277 \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) e_s \quad (5)$$

در این رابطه P_s فشار جو در ایستگاه بر حسب میلی بار، e_s فشار بخار آب بر حسب میلی بار، T_s دما در ایستگاه بر حسب کلوین و φ عرض جغرافیایی ایستگاه می باشد. مجموع دو تأخیر بدست آمده میزان تأخیر تروپوسفری را در راستای قائم به دست می دهنند.

روش دیگر محاسبه خطای تأخیر تروپوسفری، معرفی کامل خطای تروپوسفری به عنوان مجھول در معادلات مشاهدات و برآورد آن همراه با سایر مجھولات (مانند موقعیت نقاط شبکه) است. از آنجایی که تأخیر تروپوسفری کمیتی

¹Refractivity

²Hydrostatic

³Non-hydrostatic

وابسته به شاخص‌های جوی است و این شاخص‌ها کمیت‌هایی وابسته به زمان و مکان‌اند، تأخیر تروپوسفری نیز تابعی از زمان و مکان است [۷].

اما جدیدترین راه حل برای محاسبه تأخیر تروپوسفری، روش ردیابی اشعه می‌باشد که بطور کلی به روش‌های دو بعدی و سه بعدی تقسیم می‌شود. در روش دو بعدی مسیر اشعه صرفاً در یک صفحه با آزمیوت ثابت در نظر گرفته شده ولی در روش سه بعدی این امکان برای اشعه در نظر گرفته می‌شود که در سه جهت آزادی عمل داشته باشد. روش‌های سه بعدی با واقعیت مسئله تروپوسفر تطابق بیشتری دارند [۲]. با توجه به آنچه گفته شد ردیابی اشعه به دو صورت کلی دو بعدی و سه بعدی قابل انجام است. در ردیابی اشعه دو بعدی مسیر اشعه صرفاً در یک صفحه با آزمیوت مشخص در نظر گرفته می‌شود [۱]. در این روش با در نظر گرفتن یک سیستم مختصات محلی و استفاده از روابط مثلثاتی مسیر اشعه در بین هر لایه مشخص شده و در نهایت تأخیر بدست می‌آید. بطور کلی روش ردیابی اشعه یک روش تکراری است بهبیان دیگر با یک بار انجام ردیابی اشعه از پایینترین لایه تا بالاترین لایه تروپوسفر نمی‌توان به جواب مورد نظر دست یافت.

اما جدیدترین راه حل انجام ردیابی اشعه سه بعدی است که برای آن می‌بایست معادلات آیکنال اشعه در سیستم مختصات مورد نظر نوشته شوند، فرم همیلتونین معادلات آیکنال طبق روابط زیر است [۲]:

$$H(r_i, \nabla L_i) \{(\nabla L_i \cdot \nabla L_i)^{\frac{1}{2}} - n(r_i)\} = 0 \quad i = 1, 2, 3 \quad \text{رابطه (۶)}$$

$$\frac{dr_i}{du} = \frac{\partial H}{\partial \nabla L_i} \quad \text{رابطه (۷)}$$

$$\frac{d \nabla L_i}{du} = - \frac{\partial H}{\partial r_i} \quad \text{رابطه (۸)}$$

$$\frac{dL}{du} = \nabla L_i \frac{\partial H}{\partial \nabla L_i} \quad \text{رابطه (۹)}$$

در معادلات بالا $H(r_i, \nabla L_i)$ تابع همیلتونین نام دارد. همچنین $r_i = r_i(u)$ مسیر سه بعدی اشعه را توصیف می‌کند. در سیستم مختصات کروی داریم [۲]:

$$\frac{dL}{du} = \nabla L_i \frac{\partial H}{\partial \nabla L_i} \quad \text{رابطه (۱۰)}$$

که در آن r فاصله شعاعی از مرکز زمین، θ متمم عرض جغرافیایی و λ طول جغرافیایی است. با انجام مشتقات در سیستم مختصات کروی به فرم زیر خواهد رسید [۲]:

$$H(r, \theta, \lambda, L_r, L_\theta, L_\lambda) = (L_r^2 + \frac{1}{2} L_\theta^2 + \frac{1}{r^2 \sin^2(\theta)} L_\lambda^2)^{\frac{1}{2}} - n(r, \theta, \lambda) = 0 \quad \text{رابطه (۱۱)}$$

در این معادله n پارامتر ضریب شکست است که تابعی از سه مولفه سیستم مختصات کرویست و $L_r = \frac{\partial L}{\partial r}$ و $L_\lambda = \frac{\partial L}{\partial \lambda}$ می‌باشد. با استفاده از معادلات بالا و مشتق‌گیری از فرم همیلتونین به روابط زیر خواهیم رسید [۲]:

$$\frac{dr}{du} = \frac{1}{B} L_r \quad \text{رابطه (۱۲)}$$

$$\frac{d\theta}{du} = \frac{1}{B r^2} L_\theta \quad (13)$$

$$\frac{d\lambda}{du} = \frac{1}{B r^2 \sin^2(\theta)} L_\lambda \quad (14)$$

$$\frac{dL_r}{du} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial r} + \frac{1}{Br} \left(\frac{L_\theta^2}{r^2} \frac{\cos \theta L_\lambda^2}{r^2 \sin^2(\theta)} \right) \quad (15)$$

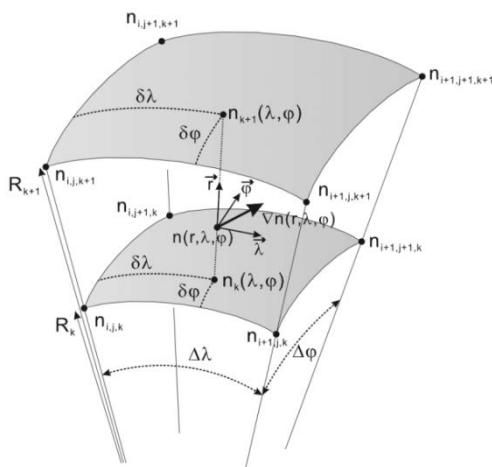
$$\frac{dL_\theta}{du} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial \theta} + \frac{1}{B} \left(\frac{L_\lambda^2}{r^2 \sin^3(\theta)} \right) \quad (16)$$

$$\frac{dL_\lambda}{du} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial \lambda} \quad (17)$$

در این معادلات داریم:

$$B = (L_r^2 + \frac{1}{r^2} L_\theta^2 + \frac{1}{r^2 \sin^2(\theta)} L_\lambda^2)^{\frac{1}{2}} = n(r, \theta, \lambda) \quad (18)$$

معادلات می‌بایست بصورت همزمان حل گردد. در شکل ۳ نمایی کلی از روش ردبایی اشعه سه بعدی ملاحظه می‌گردد [۲].



شکل ۲: ردبایی اشعه سه بعدی [۲]

با توجه به اینکه بیشترین میزان تاخیر تروپوسفر مربوط به لایه‌های نزدیک به زمین می‌بایست بین منظور باشند فواصل ارتفاعی بین لایه‌ها در مجاورت زمین کمتر و تعداد لایه‌ها بیشتر درنظر گرفته شود و همینطور که به لایه‌های بالاتر تروپوسفر نزدیک می‌شویم فاصله لایه‌ها بیشتر شوند. بنابراین در حالت استفاده از داده‌های موجود در سطوح فشاری مختلف، شاخص‌های هواشناسی اعم از فشار و فشار بخارآب و دما در این لایه‌ها می‌بایست درونیابی شوند. برای دما یک درونیابی خطی خواهیم داشت ولی برای فشار و فشار بخارآب با توجه به اینکه نسبت به افزایش ارتفاع یک نرخ تقریباً نمایی وجود دارد. می‌توان از روابط ۱۹ تا ۲۲ بین منظور استفاده نمود [۸]:

$$P_{\text{int}} = P_i \exp\left(-\frac{(h_{\text{int}} - h_i)g_m}{R_d T_v}\right) \quad \text{رابطه (۱۹)}$$

$$T_v = \frac{T.P}{P - (1 - \frac{M_v}{M_d})e} \quad \text{رابطه (۲۰)}$$

$$e_{\text{int}} = e_i \exp\left(\frac{h_{\text{int}} - h_i}{C}\right) \quad \text{رابطه (۲۱)}$$

$$C = e_i \exp\left(\frac{\frac{h_{i+1} - h_i}{\log(\frac{e_i + 1}{e_i})}}{e_i}\right) \quad \text{رابطه (۲۲)}$$

در این روابط P_{int} فشار در لایه میانی، P_i فشار در لایه زیرین، h_{int} ارتفاع در لایه میانی، g_m شتاب ثقل متوسط، T_v دمای مجازی، e فشار بخار آب، M_v وزن مولکولی هوا مرطوب و M_d وزن مولکولی هوا مرطوب می‌باشند. به منظور انجام ردبایی اشعه فاصله ارتفاعی لایه‌ها مطابق جدول ۱ در نظر گرفته می‌شوند [۹]:

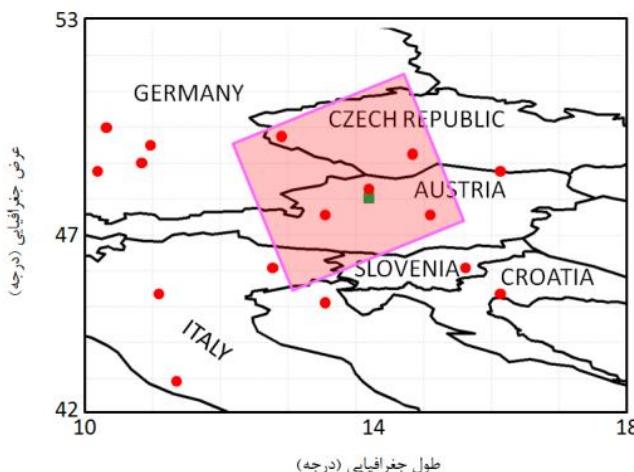
جدول ۱: فاصله ارتفاعی لایه‌ها به منظور انجام درونیابی ارتفاعی [۹]

فاصله ارتفاعی بین لایه‌ها (متر)	ارتفاع (کیلومتر)
۱۰	۰ تا ۲
۲۰	۲ تا ۶
۵۰	۶ تا ۳۶
۱۰۰	۳۶ تا ۷۶
۵۰۰	۷۶ تا ۳۶

با انجام ردبایی اشعه و بدست آوردن مختصات اشعه در هر لایه می‌بایست برای این نقاط شکست‌پذیری محاسبه شود که برای اینکار احتیاج به یک درونیابی افقی با استفاده از نقاط گردیداریم تا با استفاده از آن شکست‌پذیری را برای نقطه مورد نظر بدست آوریم درون یابی پیشنهادی با استفاده از مطالعات انجام شده قبلی روش درونیابی اسپلاین توصیه گردیده است [۳].

۳- منطقه مورد مطالعه و داده‌ها

همانطور که در قسمت مقدمه ذکر گردید به منظور انجام پردازش‌های این مقاله علاوه بر تصاویر سنجنده MODIS نیازمند استفاده از مشاهدات رادیوسوند و داده‌های هواشناسی ERA-Interim نیز می‌باشیم. به همین علت می‌بایست زمانی را برای استخراج مشاهدات در نظر بگیریم که هر دو نوع داده از لحاظ کیفیت و کمیت در بهترین شرایط ممکن قرار داشته باشند. با توجه به وسعت تصاویر ماهواره‌ای، نیازمند انتخاب منطقه‌ای هستیم که تعداد ایستگاه‌های رادیوسوند آن به تعدادی باشد که بتواند تا حد امکان منطقه مربوط به تصویر را پوشش دهد. به همین علت منطقه‌ای در مرکز قاره اروپا انتخاب شد که موقعیت آن در شکل ۳ قابل مشاهده است. با توجه به تعداد مشاهدات رادیوسوند در روزهای مختلف و همچنین کمینه بودن پیکسل‌های ابری تصویر ماهواره‌ای روز ۱۰/۰۸/۲۰۰۸ انتخاب گردید.



شکل ۳: محدوده در نظر گرفته شده به منظور برش تصاویر ماهواره‌ای. دایره‌های قرمز نماد ایستگاه‌های رادیوسوند و مربع سبز نشان‌دهنده موقعیت ایستگاه GPS می‌باشد.

سنجنده MODIS که متعلق به ایالات متحده است، بر روی دو ماهواره TERRA و AQUA نصب شده است که دو بار در روز مشاهدات خود را از لایه‌های جو زمین ارائه می‌دهد. این سنجنده ۳۶ باند طیفی در محدوده ۰/۴ تا ۱۴/۴ میکرون دارد. قدرت تفکیک مکانی دو باند اول این سنجنده ۲۵۰ متر، ۵ باند بعدی ۵۰۰ متر و سایر باندهای آن ۱۰۰۰ متر است. معمولاً ۴ باند ۲ و ۱۸ و ۱۹ آن برای پنهانی بخارآب مورد استفاده قرار می‌گیرد. این سنجنده شاخص‌های جوی از جمله بخارآب و دما را در ۲۰ لایه فشاری ارائه می‌دهد. تصویر موردن استفاده در این پژوهش محصول سطح ۲ جوی می‌باشد. این سنجنده جزو پرکاربردترین منابع سنجش از دور برای استخراج شاخص‌ها در لایه‌های مختلف جو می‌باشد [۱۰]. جدول (۲) حاوی اطلاعات مربوط به تصویر موردن استفاده در این مقاله می‌باشد.

جدول ۲: اطلاعات مربوط به تصویر موردن استفاده.

تعداد باند عبوری	تعداد باند جذبی	نوع تصاویر	قدرت تفکیک مکانی (متر)	تاریخ	ماهواره
۳	۳	Level-2	۲۵۰	۲۰۰۸/۰۸/۰۱	AQUA

مشاهدات موردن استفاده دیگر در این مقاله داده‌های رادیوسوند می‌باشد. رادیوسوندها مجموعه‌ای از سنسورها و ابزارهایی است که توسط یک بالن برای اندازه‌گیری شاخص‌های جوی به لایه‌های بالایی جو فرستاده می‌شوند. اندازه‌گیری فشار و درجه حرارت با فاصله زمانی ۲ ثانیه انجام می‌شود ولی بدلیل مشکلاتی، تنها اندازه‌گیری‌های برخی سطوح و به شکل نامنظم ذخیره می‌گردند. داده‌های رادیوسوند معمولاً در قالب فرمت FSL ارائه می‌گردند. این اطلاعات عبارتند از فشار، ارتفاع، دما، نقطه شبنم و باد که در بهترین حالت با قدرت تفکیک زمانی ۱۲ ساعت ارائه می‌گردند [۱۱].

علاوه بر مشاهدات رادیوسوند در این مقاله از داده‌های باز تحلیل شده ERA-Interim به منظور کشف مشاهدات در تصاویر ماهواره‌ای استفاده خواهیم کرد. این داده‌ها ناشی از آخرین آنالیز دوباره جو است که از سال ۱۹۸۹ آغاز گردید و تا کنون ادامه دارد. این داده‌ها مجموعه‌ای از شاخص‌های هواشناسی از ژانویه ۱۹۸۹ تا کنون را دربردارد. فاصله مکانی آن‌ها از ۰/۱ درجه تا ۳ درجه متغیر است. همچنین حدود ۳۰۰ شاخص از جمله رطوبت نسبی، دما، فشار و... را در فرمت NetCDF اختیار کاربران قرار می‌دهند. این داده‌ها از عرض جغرافیایی ۸۹/۴۲۵ تا ۸۹/۴۲۵ درجه و از طول جغرافیایی ۰ تا ۳۵۹/۲۵ درجه را شامل می‌شوند. قدرت تفکیک زمانی آن‌ها ۶ ساعت است و اطلاعات را در ۳۷ لایه فشاری و در ساعات ۶ صبح ۱۲ ظهر ۶ بعدازظهر و ۱۲ شب دربردارند [۱۲].

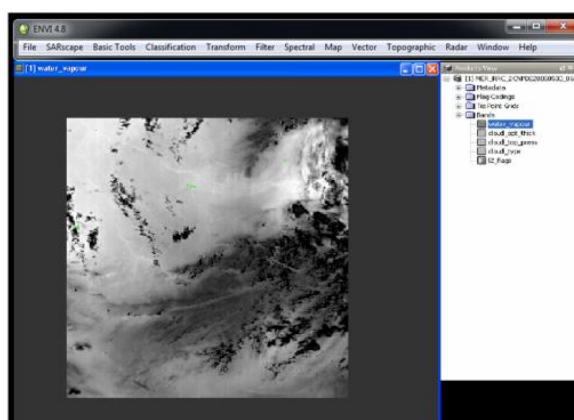
همچنین اطلاعات مربوط به یک ایستگاه GPS در کشور اتریش نیز به منظور پیاده‌سازی روش ردیابی اشعه در تاریخ ۲۰۰۸/۰۸/۰۱ فراهم آورده شد که موقعیت آن را در شکل (۴) مشاهده گردید.

۴- پردازش

تصویر سنجنده MODIS با فرمت hdf. در اختیار هستند زیرا این فرمت جزو فرمتهای اصلی و استانداردهای سازمان فضایی اروپاست. برای پردازش تصاویر از نرمافزار ENVI استفاده می‌گردد ولی قبل از آن می‌بایست تصویر مورد نظر به عنوان یک فایل خارجی از نوع AQUA و از سنجنده MODIS خوانده شد. اگر پس از انجام این روند بطور مستقیم تصویر را وارد نرمافزار کنیم داده‌های بخارآب بصورت اعدادی بین ۰ تا ۱۲۸ خوانده می‌شوند که معنای خاصی نمی‌دهد به همین دلیل از یک نرمافزار واسط به نام HDFLook استفاده شد که محیط آن در شکل (۴) ملاحظه می‌گردد. با استفاده از این نرمافزار طیف‌های مختلف تصویر در سطوح مختلف را جداسازی کرده و مقادیر محاسبه شده با فرمت ENVI وارد شدن. پس از وارد کردن نتایج به نرمافزار ENVI می‌توان طیف‌های مختلف مورد نظر را مشاهده نمود. تصویر بخارآب سطحی در شکل (۵) مشاهده می‌شود.



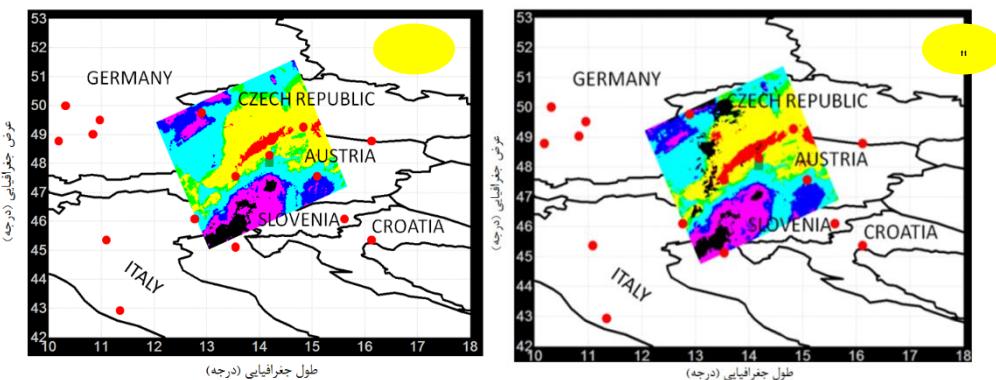
شکل ۴: محیط نرمافزار HDFLook



شکل ۵: تصویر بخارآب در نرمافزار ENVI پس از جداسازی

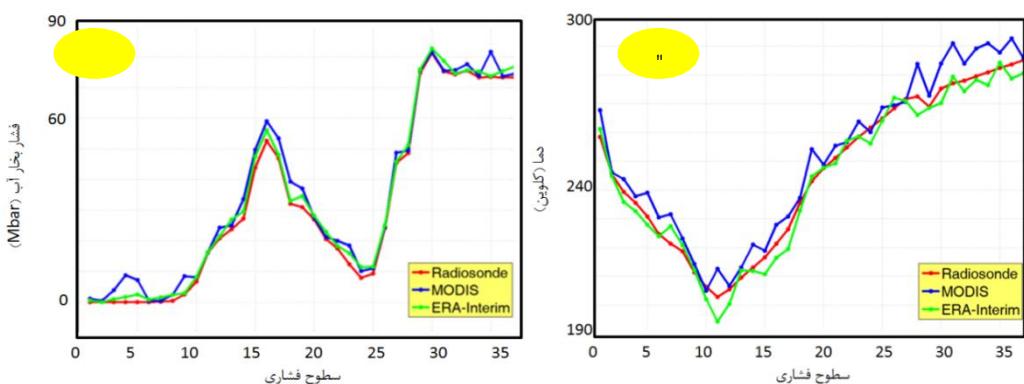
یکی از مشکلات همیشگی موجود در تصاویر سنجندهای هواشناسی وجود پیکسل‌ها ابری می‌باشد که قبل از هرگونه استفاده از تصاویر می‌بایست رفع گردد. بدین منظور ابتدا پیکسل‌های ابری مشخص گردیدند و سپس به کمک نرمافزار RTACI مقدار بخارآب نقاط ابری به کمک روشهای بر اساس میانگین وزندار و براساس پروفیل قائم و افقی مشاهدات عمل می‌نماید تخمین زده شد. نقاطی که در مرحله درونیابی غیرقابل اظهارنظر تشخیص داده شدند به کلی کنار

گذاشته شدند. فرمت واسط این نرمافزار ENVIStandard و یا ERMAPPER می‌باشد. در شکل (۶) تصویر بخارآب در سطح فشاری ۳۶ قبل و بعد از مقداردهی مشاهده می‌گردد.



شکل ۶: (الف) تصویر بخارآب قبل از مقداردهی. (ب) تصویر بخارآب بعد از مقداردهی

پس از انجام این مراحل در مختصات مربوط به ایستگاه GPS تمامی مشاهدات بر اساس اصول درونیابی ذکر شده در بخش ۲ در ۳۷ لایه فشاری مقداردهی شدند. در شکل (۷) مقایسه بین دما و فشار بخارآب بدست آمده از داده‌های مختلف صورت گرفته است.



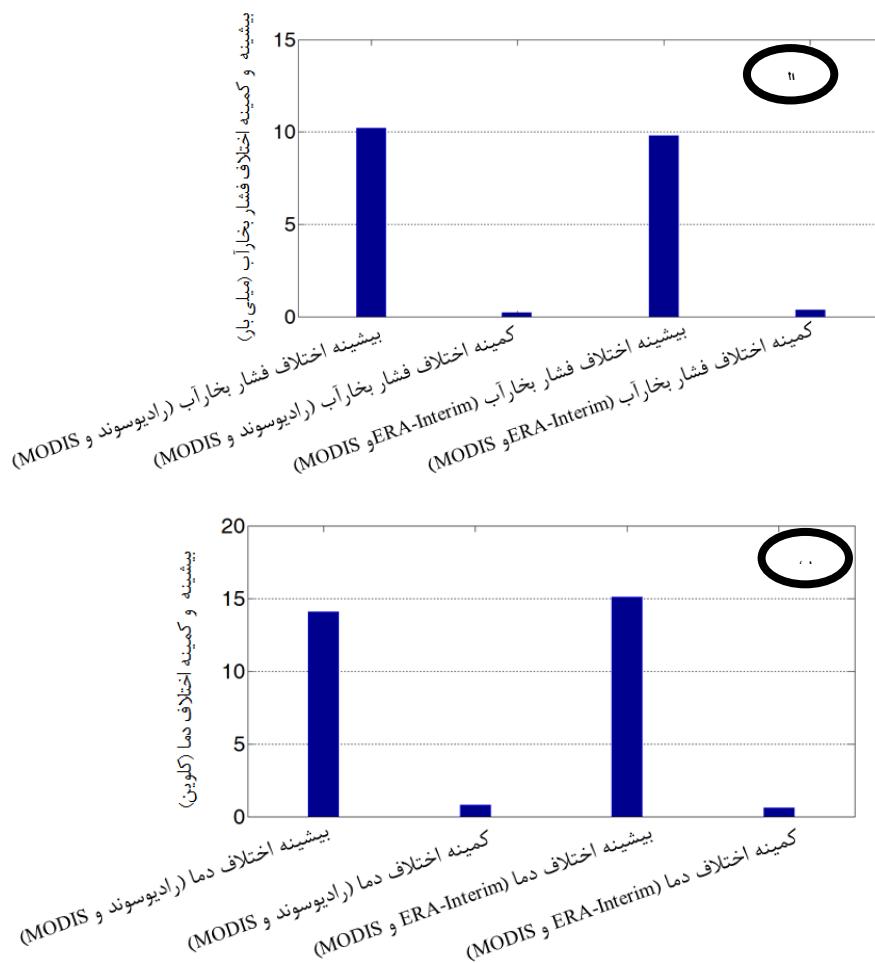
شکل ۷: (الف) دما و (ب) بخارآب محاسبه شده در سطوح فشاری

شاخص‌های آماری مربوط به دو شاخص دما و فشار بخارآب در جدول (۳) قابل مشاهده است.

جدول ۳: شاخص‌های آماری مربوط به دو شاخص دما و فشار بخارآب

کمینه	بیشینه	شاخص	نوع داده
۲۰۳/۰۸	۲۸۵/۹۲	دما (کلوین)	رادیوسوند
۰/۰۰	۸۰/۱۲	فشار بخارآب (میلی‌بار)	رادیوسوند
۱۹۵/۹۲	۲۸۵/۹۱	دما (کلوین)	ERA-Interim
۰/۰۰	۸۰/۲۷	فشار بخارآب (میلی‌بار)	ERA-Interim
۲۰۵/۱۴	۲۹۳/۲۶	دما (کلوین)	MODIS
۰/۰۰	۸۰/۱۵	فشار بخارآب (میلی‌بار)	MODIS

در شکل (۸) نمودار مربوط به اختلاف بین نتایج مشاهده می‌گردد.



شکل ۸: نمودار مربوط به اختلاف بین شاخص‌ها. فشار بخار آب (الف) و دما (ب)

در نهایت با استفاده از مطالب و تئوری ذکر شده در بخش ۲ تاخیر ناشی از لایه تروپوسفر با استفاده از روش ردبایی اشعه سه بعدی و در آزیموت‌های مختلف از صفر تا 360° درجه با توجه به زاویه تابش امواج محاسبه شد. که نتایج آن در شکل (۱۰) قابل مشاهده است. شاخص‌های آماری نتایج در جدول (۴) مشاهده می‌شود.

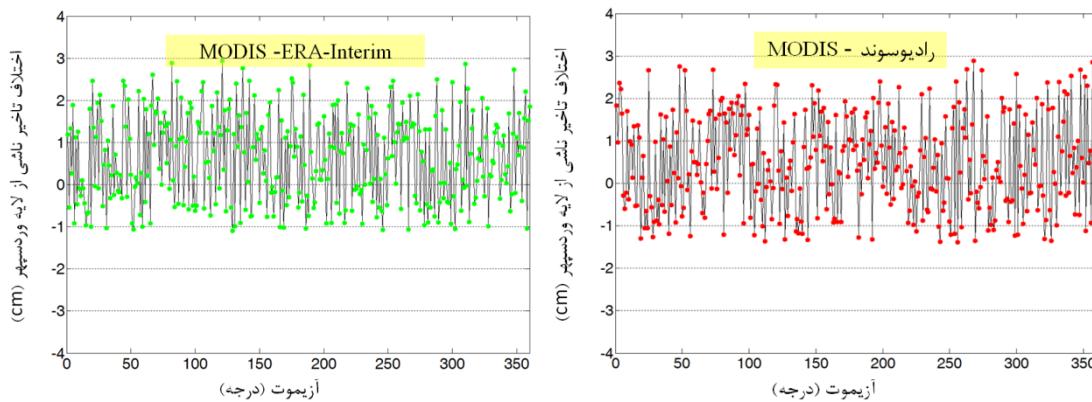
جدول ۴: شاخص‌های آماری مربوط به تاخیر کلی حاصل از روش ردبایی اشعه با استفاده از سه منبع داده.

انحراف معیار تاخیر کلی به دست آمده (متر)	کمینه تاخیر کلی به دست آمده (متر)	بیشینه تاخیر کلی به دست آمده (متر)	مشاهده
۰/۰۲۳	۲۵/۶۲	۲۵/۷۸	رادیوسوند
۰/۰۳۹	۲۵/۵۷	۲۵/۷۳	ERA-Interim
۰/۰۵۳	۲۵/۴۱	۲۵/۶۸	MODIS

اختلاف بین نتایج و شاخص‌های آماری مربوط به آن در جدول ۵ و شکل ۹ مشاهده می‌شود.

جدول ۵: شاخص‌های آماری مربوط به اختلاف بین تاخیر بدست آمده از داده‌ها.

مشاهده	آمدۀ از دو داده (میلیمتر)	بیشینه اختلاف تاخیر بدست آمده از دو داده (میلیمتر)	کمینه اختلاف تاخیر بدست آمده از دو داده (میلیمتر)	RMSE بین دو داده (mm)
MODIS - رادیوسوند	۲/۹۸	۲/۷۱	۰/۰۱	۱/۱۱
MODIS - ERA-Interim	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۸۹



شکل ۹: اختلاف بین تاخیر کلی بدست آمده از روش ردیابی اشعه سه بعدی برای سه نوع مشاهده

باتوجه به دست آمده می‌توان نتیجه گرفت که اختلاف محسوس و قابل ملاحظه‌ای بین نتایج بدست آمده از سنجنده MODIS و مشاهدات دیگر وجود دارد. بطوريکه علیرغم دقت بالا در محاسبات و کاربردهای سنجش از دور، اين سنجنده در راستای اهداف ژئودزی و سطح دقت مورد نياز ما نمی‌تواند جوابگويی انتظارات باشد. نکته دیگر آن است که منطقه مورد مطالعه در مرکز اروپا واقع شده است جايی که رطوبت بالاي در جو وجود دارد و شاید بتوان دقت پايان نتایج بدست آمده از سنجنده را به شرایط آب و هوایي و ضعف اين سنجنده در شرایط موجود نسبت داد.

۵- بحث و نتیجه‌گيری

هدف اين مقاله بررسی توانایی سنجنده MODIS در محاسبه تاخیر ناشی از لایه تربوپوسفر و در کنار آن به کارگیری روش ردیابی اشعه سه بعدی بود. به منظور سنجش اعتبار نتایج از مشاهدات رادیوسوند و همچنین داده‌های ERA-Interim استفاده نموديم. برای انجام پردازش‌ها با توجه به تعداد مشاهدات و تطابق زمانی و مکانی آن‌ها قسمتی از مرکز قاره اروپا انتخاب شد و يك تصویر سنجنده مورد نظر در منطقه مورد نظر که كيفيت مناسبي از لحاظ تعداد مشاهدات راديوسوند در آن وجود داشت انتخاب گردید. علاوه بر آن به منظور پياده‌سازی روش رديابي اشعه نياز به مشاهدات يك ايستگاه GPS در منطقه مورد نظر بود که فراهم گردید. پس از فراهم آوري نياز به آماده‌سازی تصویر ماهواره‌اي بود که اين امر با استفاده از نرم‌افزار HDFLook صورت پذيرفت و ادامه پردازش‌ها در نرم‌افزار ENVI انجام گرفت. سپس با كمک نرم‌افزار RTACI و براساس ميانگين‌گيري وزندار مقدار بخارآب در پيكسل‌های ابری تعين شد. در ادامه کار بهمنظور انجام مقاييسه بين شاخص‌های سه نوع مشاهده موجود، مقادير مشاهدات را در محل ايستگاه GPS موجود درونيايی کرده و نتایج برای ۳۷ لایه فشاری مقاييسه گردیدند. بيшиينه اختلاف دمای مشاهدات به دست آمده از سنجنده با داده‌های دیگر در حدود ۱۷ درجه کلوین و بيшиينه اختلاف در فشار بخارآب در حدود ۱۰ ميلی‌بار مشاهده گردید. پس از اين مرحله به سrag پياده‌سازی روش رديابي اشعه رفتيم و نتایج را بررسی نموديم. بيшиينه اختلاف بین تاخير بدست آمده از تصویر ماهواره‌اي با دو مشاهده دیگر ۲/۹۸ سانتيمتر و كميشه آن صفر بود. همچنین ميزان RMSE برای اختلاف بين مشاهدات راديوسوند و تصویر ماهواره‌اي برابر ۱/۱۱ و برای اختلاف بين داده‌های ERA-Interim و تصویر ماهواره‌اي برابر ۰/۸۹ سانتيمتر بود. با توجه به نتایج به دست آمده می‌توان نتیجه گرفت که اگرچه سنجنده MODIS يك سنجنده قوي در مطالعات جوي و سنجش از دور می‌باشد ولی اختلاف محسوس و قابل ملاحظه نتایج آن با دو مشاهده دیگر حاکي از آن است که اين سنجنده در راستا و محدوده دقت اهداف ژئودزی کلاري چندانی ندارد.

سپاسگزاری

بدینوسيله از دکتر بوهم از دانشگاه صنعتی وین اتریش بدليل در اختيار گذاشت اطلاعات ايستگاه GPS صميمانه قدردانی می‌گردد.

مراجع

- [1] Thayer, G.D., 1967. A rapid and accurate ray tracing algorithm for a horizontally stratified atmosphere., Radio Science, Vol. 1 (new series), No. 2.
- [2] Hobiger, T., Ichikawa, R., Koyama, Y., Kondo, T., 2008. Fast and accurate ray-tracing algorithms for real-time space geodetic applications using numerical weather models. Journal of Geophysical Research 113.
- [3] Nafisi, V., Madzak, M., Böhm, J., Ardalan, A.A., Schuh, H., 2012. Ray-traced tropospheric delays in analysis. Radio Science 47.
- [4] Hofmeister, A., 2016. Determination of path delays in the atmosphere for geodetic VLBI by means of ray-tracing". PhD thesis. Department of Geodesy and Geoinformation, TU Wien.
- [5] Mendes, V.B., 1998. Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques. U.N.B., p. 353.
- [6] Saastamoinen, J., 1973. Contributions to the Theory of Atmospheric Refraction. Bulletin Geodesique, 105, pp.279-298, 106, pp. 383-397, 107, pp. 113-134. Printed in three parts.
- [7] Böhm, J., Schuh, H., 2003. Vienna Mapping Functions, Proceedings of the 16th Working Meeting on European VLBI for Geodesy and Astrometry, Leipzig, Verlag des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, pp. 131 – 143.
- [8] Wallace, J. M., & Hobbs, P. V., 2006. Atmospheric science: an introductory survey (Vol. 92). Academic press.
- [9] Rocken, C., Sokolovskiy, S., Johnson, J. M., & Hunt, D., 2001. Improved mapping of tropospheric delays. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 18(7), 1205-1213.
- [10] Albert, P., Remote sensing of atmospheric water vapour for numerical weather prediction. Ph.D. Thesis of Ferei University of Berlin, 2004.
- [11] <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.
- [12] <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily>.