

جغرافیا و توسعه شماره ۳۱ تابستان ۱۳۹۲

وصول مقاله : ۱۳۹۰/۲/۱۲

تأیید نهایی : ۱۳۹۱/۹/۱۴

صفحات : ۱۶۵ - ۱۸۲

## روشی سریع برای تعیین فشار بالای ابر (FAST CTP) در تصاویر MODIS

دکتر محمدرضا مباحشری<sup>۱</sup>، دکتر منوچهر فرج‌زاده‌اصل<sup>۲</sup>، نعمت‌اله کریمی<sup>۳</sup>

### چکیده

ابرها با توجه به تأثیر قابل توجه آنها بر موازنه‌ی انرژی در سطح زمین و در جو، همواره مورد توجه پژوهشگران مختلف هواشناسی و اقلیم‌شناسی قرار گرفته است. توانایی سنجش از دور در برآورد خصوصیات و ویژگی‌های ابرها در بررسی تغییرات آن‌ها در مکان‌ها و زمان‌های مختلف به اثبات رسیده است. یکی از جنبه‌های تحقیقاتی مهم در ارتباط با ابرها، تعیین فشار در سطح بالای آن‌ها است که هدف از پژوهش حاضر نیز ارائه‌ی روشی سریع برای تعیین آن (FAST CTP) با استفاده از تصاویر MODIS می‌باشد. به این ترتیب که ابتدا با استفاده از داده‌های رادیوساوند در دو ایستگاه مهرآباد و کرمانشاه پروفایل دمایی جو استخراج گردید. سپس با استفاده از یک تکنیک پنج مرحله‌ای پیکسل‌های تصویر مورد نظر به چهار دسته ابری، احتمالاً ابری، احتمالاً بدون ابر و غیر ابری طبقه‌بندی شدند. سپس با استفاده از مدل LSE در باندهای ۳۱ و ۳۲ سنجنده مذکور، گسیلمندی ابر در پیکسل‌های ابری برآورد گردید. آنگاه با استفاده از گسیلمندی برآورد شده، دمای واقعی استخراج گردید. سپس با استفاده از این دما و پروفایل دمایی استخراج شده از داده‌های رادیوساوند، فشار بالای ابر استخراج گردید. برای بررسی صحت نتایج به دست آمده نتایج حاصل از روش FAST CTP با نتایج حاصل از مدل CTP استاندارد مقایسه گردید. بر طبق این مقایسه روش ارائه شده در پژوهش حاضر برای ابرهای با عمق اپتیکی بالاتر از ۱۰ مطلوب بوده و با نتایج حاصل از مدل CTP اختلاف بسیار کمی را نشان می‌دهد. اما تفاوت در مورد ابرهای نازک و با عمق اپتیکی پایین (پایین‌تر از ۱۰) نسبت به ابرهای با عمق اپتیکی بالا بطور چشمگیری بالاست.

کلیدواژه‌ها: ارتفاع ابر، دمای درخشندگی، فشار بالای ابر، سنجنده MODIS، سنجش‌از‌دور.

## مقدمه

ابرها جدا از اینکه اثرهای گسترده‌ای بر روی موازنه انرژی در سطح زمین دارند، تغییرات شدید جوی را در راستاهای قائم و افقی نیز باعث می‌شوند. این تغییرات ناشی از عوامل مختلفی مانند گردش‌های جوی گوناگونی که در نواحی اقیانوسی و یا بر روی خشکی‌ها ممکن است اتفاق بیافتد می‌باشد که نتیجه‌ی آن ترکیبات و شکل‌های گوناگونی از ابر است. همچنین عوامل دیگری مانند هسته‌های مختلف تراکم نیز، بسته به منطقه‌ی شکل‌گیری ابر در تعیین شکل و حالت ابرها دخیل می‌باشند (Rossow at all, 1989a: 3).

این درحالی است که پایش ابرها و اطلاع از خصوصیات آنها در مکان‌ها و زمان‌های مختلف، از جمله مهمترین مسائل موجود در مطالعاتی همچون بررسی تغییرات جوی (مانند ردیابی اثرات گازهای گلخانه‌ای) و بررسی نقش آنها در تغییراتی همانند گرم شدن کره‌ی زمین محسوب می‌شود (Wetherald at all, 1988: 1399).

یکی از مهمترین دلایل بررسی ابرها و خصوصیات فیزیکی آنها، اطلاع از میزان اثرگذاری دخالت‌های انسانی و طبیعی بر روی جو و در نتیجه بر روی ابر به عنوان یکی از مهمترین اجزای آن است. در این میان نقش سنجش از دور و تصاویر ماهواره‌ای به عنوان یکی از ابزارهای کنترل و پایش جو هر روز بیشتر و ضروری‌تر می‌گردد (Ackerman at all, 1990: 4248; Ackerman at all, 1995: 2379).

سنجنده‌ی<sup>۱</sup> MODIS ماهواره‌های Terra و Aqua با ۳۶ باند و قدرت تفکیک زمانی بالا (۲ تصویر در هر روز) فرصتی را جهت بررسی خصوصیات ابرها فراهم آورده است (Platnick, 2003: 462).

این ویژگی‌ها خود این امکان را فراهم آورده است تا بتوان ابرها را از جنبه‌های متعددی مانند ارتفاع

(ابره‌ای سطوح بالا، میانی و ابرهای پایین) و فاز (ابره‌ای مایع، یخی و یا مخلوطی از هر دو) طبقه‌بندی کرد (Baum at all, 2000<sup>b</sup>: 769). خصوصیات ابرها که با استفاده از تصاویر سنجنده‌ی MODIS قابل استخراج هستند و در تعیین ارتفاع ابرها می‌توانند مفید باشند، عبارتند از: خصوصیات ترمودینامیکی ابرها (یخی یا مایع بودن)، خصوصیات و ویژگی‌های سطوح بالای ابر<sup>۲</sup> (مانند دما، گسیلمندی و محتوای آب)، خصوصیات فیزیکی و میکروفیزیکی ابرها<sup>۳</sup> و خصوصیات بازتابندگی ابرها (Baum, 1987; Baum at all, 2005<sup>a</sup>: 1887; Strabala and Ackerman, 1994: 6; King, at all, 1997: 5; Nakajima, 1990: 1880; King, 1996: 783).

تعیین فشار بالای ابر (CTP)<sup>۴</sup> و همچنین مقدار ابر مؤثر<sup>۵</sup> در تصاویر MODIS با استفاده از اندازه‌گیری مقدار تابش رسیده به سنجنده در محدوده‌ی طول موج‌های جذبی CO<sub>2</sub> (در محدوده ۱۵ μm) صورت می‌گیرد. در واقع اساس استفاده از باندهای جذبی CO<sub>2</sub> در این روش بر این امر استوار است که به دلیل جذب شدیدی که CO<sub>2</sub> در این محدوده‌ی طیفی دارد، مقدار تابش رسیده از سطح زمین و سطوح پایین‌تر جو به سنجنده کاهش یافته و در این محدوده‌ها تصویر به صورت یکنواختی تیره و تاریک دیده می‌شود (Booth, 1973: 6). در واقع با افزایش طول موج از محدوده‌ی ۱۳/۳ μm به طرف ۱۵ μm مقدار جذب CO<sub>2</sub> نیز بیشتر شده و همین امر باعث می‌شود که مقدار تابش رسیده به سنجنده در این محدوده‌های طیفی نسبت به سطوح مختلف جو حساس باشد (Curran at all, 1982: 636).

2-Cloud Thermodynamic phase  
3-Cloud Optical and Microphysical Properties  
4-Cloud Top Pressure  
5-Effective Cloud Amount

1-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer(MODIS)

$$R(v) = (1 - NE)R_{clr}(v) + NE * R_{bcd}(v, p_c) \quad (1)$$

که در آن  $R_{clr}$  عبارت است از چگالی شار رسیده به سنجنده از آسمان صاف و بدون ابر؛  $R_{bcd}(V, P_c)$  چگالی شار حاصل از ابر تیره در سطح فشار  $P_c$  و  $N$  درصدی از FOV که توسط ابر پوشیده شده است و  $E$  هم گسیلمندی<sup>۵</sup> ابر می‌باشد. از جمله مهمترین فاکتورهای دخیل در این رابطه گسیلمندی ابر است. همان‌طور که از رابطه (۱) استنباط می‌شود، اگر گسیلمندی بیشتر از مقدار واقعی برآورد شود، فشار بالای ابر نیز بیشتر از مقدار واقعی برآورد شود (یعنی ارتفاع آن پایین‌تر از مقدار واقعی محاسبه خواهد شد).

جهت محاسبه‌ی چگالی شار ابر از رابطه زیر استفاده می‌شود:

(۲)

$$R_{bcd}(v, p_c) = R_{clr}(v) - \int_{p_c}^{p_s} \tau(v, p) \frac{dB[v, T(p)]}{dp} dp$$

که در آن  $P_s$  فشار سطح زمین،  $P_c$  فشار سطح ابر،  $\tau(v, p)$  قابلیت عبور جو یا کسری از چگالی شار رسیده به سطح بالای جو ( $P=0$ ) در فرکانس  $v$  از سطح فشار  $p$  و  $B[v, T(p)]$  چگالی شار محاسبه شده با استفاده از معادله پلانک در دمای  $T(p)$  و فرکانس  $v$  (مباشری، ۱۳۸۵: ۵۶).

استفاده از تکنیک تقسیم‌بندی جو با استفاده از باندهای جذبی  $CO_2$ <sup>۱</sup> در تعیین فشار بالای ابر سابقه‌ای طولانی دارد، به طوری که در سنجنده‌های مختلفی مانند HIRS<sup>۲</sup> (Menzel and Wylie, 1986: 180) و GOES<sup>۳</sup> (Menzel at all, 1992: 375; Twomey and cocks, 1989: 174) همواره از این تکنیک جهت تعیین فشار بالای ابرها استفاده شده است. سنجنده‌ی MODIS با داشتن ۴ باند در محدوده‌ی باندهای جذبی  $CO_2$  با قدرت تفکیک ۱ کیلومتر (جدول ۱) فرصت مناسبی را جهت تعیین فشار بالای ابر فراهم آورده است. به طوری که در سطح جهانی و با قدرت تفکیک فضایی  $5 \times 5$  km هر روز اقدام به تهیه آن می‌شود (Menzel at all, 2010: 5). هر چند تلاش بر این است تا مدل CTP برای قدرت تفکیک‌های بهتر از  $5 \times 5$  km نیز توسعه داده شود.

در رابطه با ویژگی‌های این مدل می‌توان به این نکته اشاره کرد که چون محدوده‌ی طول موج‌های مورد استفاده در ناحیه‌ی حرارتی است، مدل مستقل از شرایط شب و روز بوده و در هر دو شرایط می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. همچنین این مدل بیشتر به ابرهای سطوح میانی و بالایی جو به خصوص ابرهای نیمه‌شفاف پرسا<sup>۴</sup> حساس بوده و در مورد تعیین ارتفاع ابرهای پایین‌تر از ارتفاع 3 km کارایی لازم را ندارد (Menzel at all, 2010: 7). اساس مدل CTP مبتنی بر برآورد مقدار تابش رسیده به سنجنده می‌باشد. به عنوان مثال برای یک ابر تک‌لایه مقدار تابش رسیده به سنجنده در یک FOV<sup>۴</sup> مشخص به صورت زیر محاسبه می‌شود (Menzel at all, 2010: 8):

- 1-CO<sub>2</sub> Slicing technique
- 2-High resolution Infrared Radiometer Sounder
- 3-Cirrus
- 4-Field Of View

جدول ۱: باندهای مورد استفاده در الگوریتم CTP و مشخصات آنها

شماره باند در سنجنده MODIS	محدوده باند ( $\mu\text{m}$ )	عناصر اصلی جذبی جو	فشار نقطه بیشینه در تابع وزنی (hpa)
۳۳	13.2-13.5	$\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{O}_3$	900
۳۴	13.5-13.8	$\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{O}_3$	700
۳۵	13.8-14.1	$\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{O}_3$	500
۳۶	14.1-14.4	$\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{O}_3 - \text{N}_2\text{O}$	300

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸

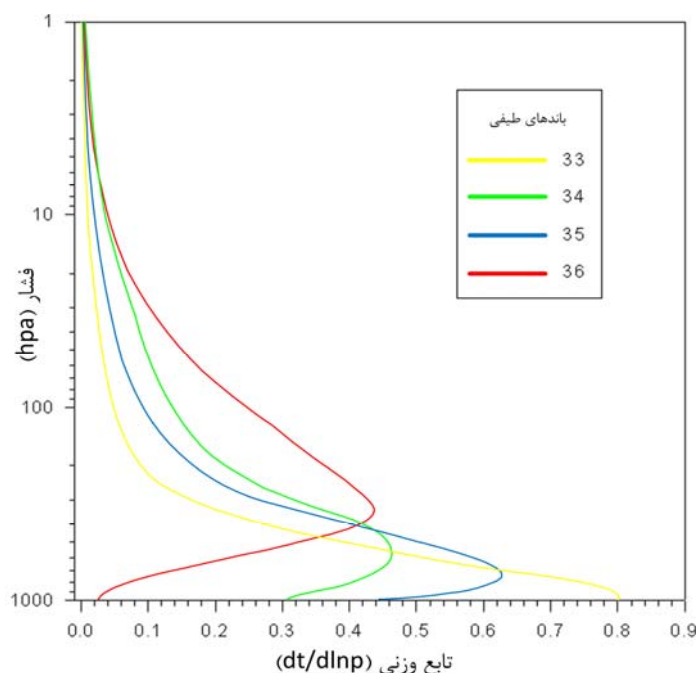
شرایط آسمان صاف و بدون ابر  $R_{\text{clr}}(v)$ ، فشار بالای ابر با استفاده از رابطه‌ی (۳) در دو باند طیفی مختلف تعیین می‌شود (Chahine, 1974: 241; Smith and Platt, 1978: 1797).

در واقع قسمت دوم سمت راست در معادله (۲) مقدار کاهش حاصل از وجود ابر را در مقایسه با شرایط صاف و بدون ابر را نشان می‌دهد. پس از محاسبه‌ی چگالی شار رسیده به سنجنده  $R(v)$  و چگالی شار حاصل از

$$\frac{R(v_1) - R_{\text{clr}}(v_1)}{R(v_2) - R_{\text{clr}}(v_2)} = \frac{N E_1 \int_{p_s}^{p_c} \tau(v, p) \frac{dB[v_1, T(p)]}{dp} dp}{N E_2 \int_{p_s}^{p_c} \tau(v, p) \frac{dB[v_2, T(p)]}{dp} dp} \quad (3)$$

بیشتر برای شناسایی ابرهای ارتفاعات میانه و ارتفاعات بالا خصوصاً برای ابرهای نیمه شفاف مرتفع، مانند ابرهای پرسا (Ci) بهتر عمل کند. در واقع محدودیتی که در استفاده از باندهای جذبی در الگوریتم مورد بحث پیش می‌آید برای زمانی است که سیگنال‌های دریافتی از ابرهای موجود در جو با نوفه خود سنجنده برابری کند، امری که تنها در مورد ابرهایی با عمق اپتیکی پایین و ابرهای پایین‌تر از ارتفاع 3km در داخل تروپوسفر اتفاق می‌افتد.

در معادله (۳) و در باندهایی که فرکانس آنها به یکدیگر نزدیک باشد، گسیلمندی یکسان فرض می‌شود ( $E_1=E_2$ ) و بنابراین با این فرض می‌توان فشار بالای ابر را برای یک FOV مشخص تعیین کرد. شکل ۱ نشان‌دهنده‌ی توابع وزنی باندهای جذبی  $\text{CO}_2$  در سنجنده MODIS و مورد استفاده در الگوریتم CTP می‌باشد. همان‌گونه که در این شکل نشان داده شده است بیشینه‌ی توابع وزنی هر یک از این باندها (باندهای ۳۳، ۳۴، ۳۵ و ۳۶) در داخل تروپوسفر قرار می‌گیرد. همین مسأله باعث شده است که این تکنیک



شکل ۱: توابع وزنی باندهای موجود در سنجنده‌ی MODIS واقع در ناحیه جذبی  $\text{CO}_2$  برای محاسبه‌ی شفافیت جو (بازسازی شده از کار) *Menzel et al., 2010*: مأخذ:

و ازن) می‌باشد. همان‌گونه که قبلاً اشاره شد، سنجنده MODIS، ۴ باند در محدوده‌های جذبی  $\text{CO}_2$  دارد که برای اجرای این مدل کارایی لازم را دارند. اما نحوه‌ی کار " از بالا به پایین" است. بدین صورت که اگر معادله (۳) برای نسبت باند ۳۶ به ۳۵ قادر به شناسایی قسمت عمده‌ی ابرها شد بدین‌معنی که حاصل  $R - R_{\text{clr}}$  بزرگتر از مقدار نوفه‌ی سنجنده (تقریباً  $1 \text{ mw/m}^2 / \text{ster} / \text{cm}^{-1}$ ) شد در این صورت با استفاده از همین باند ارتفاع ابر تعیین می‌شود و نیازی به آزمودن سایر باندها نمی‌باشد (Menzel, 2010:34). اما اگر در مرحله‌ی اول ابرها شناسایی نشدند، سایر باندها همچون نسبت ۳۵ به ۳۴، ۳۴ به ۳۳ مورد آزمون قرار می‌گیرند. البته این نسبت‌ها در ماهواره Aqua به طور کامل قابل به‌کارگیری است ولی در ماهواره Terra به دلیل نویز شدیدی که در باند ۳۴ وجود دارد این آزمون‌ها به ۳۶/۳۵ و ۳۵/۳۳ تقلیل

همان‌گونه که ذکر شد از رابطه (۳) جهت به دست آوردن فشار بالای ابر استفاده می‌شود. قابل ذکر است که در سمت چپ این رابطه مقدار چگالی شار در پیکسل‌هایی با ابعاد  $5 \times 5 \text{ km}$  محاسبه می‌شود که با پیکسل‌های احتمالاً ابری، به‌طور قطع ابری و پیکسل‌های بدون ابر علامت‌گذاری شده‌اند که البته در مورد اخیر هیچ‌گونه عملیاتی صورت نخواهد گرفت. اما از جمله پارامترهای اساسی در رابطه (۳) چگالی شار رسیده به سنجنده از آسمان صاف است که در هر باندی به صورت مجزا محاسبه می‌شود. محاسبه‌ی این پارامتر بر اساس مدل (PFAAST)<sup>۱</sup> است که در 101 سطح فشار مختلف از سطح 0.05 hpa تا 1100 hpa انجام می‌پذیرد. از جمله مزیت‌های مدل PFAAST در نظر گرفتن پارامترهایی همچون جذب توسط عناصر و گازهای موجود در جو (مانند بخار آب، دی‌اکسیدکربن

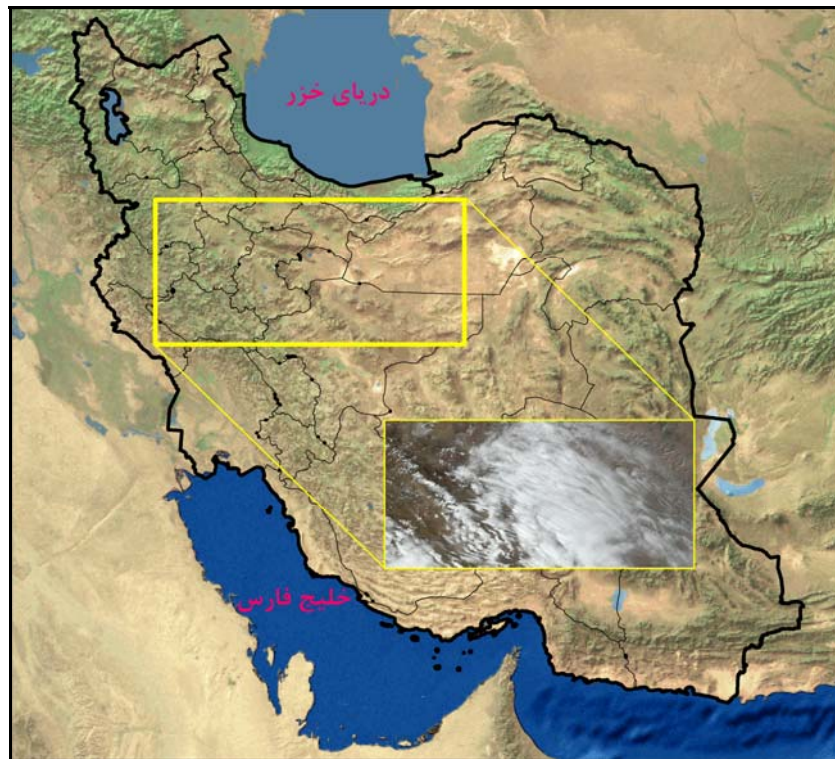
<sup>1</sup> Pressure Layer Fast Algorithm for Atmospheric Transmittances

۲۰۰۹ می‌باشد که از طریق وبسایت MODIS Rapid Response System اقدام به تهیهی آن‌ها شد. در شکل ۲ منطقه‌ی مورد مطالعه و موقعیت دو ایستگاه ذکر شده نشان داده شده است. دلیل اینکه در تحقیق حاضر چنین منطقه‌ی وسیعی مورد مطالعه قرار گرفت، این است که ابرهای متنوعی با ارتفاع‌های گوناگون در تصویر موجود باشند. جدا از وسیع بودن خود منطقه‌ی مورد مطالعه، کوهستانی بودن منطقه نیز خود می‌تواند عاملی جهت وجود ابرهایی با ارتفاعات گوناگون باشد. علت انتخاب این منطقه فراوانی اطلاعات در بانک اطلاعات داده‌های رادیو ساوند می‌باشد. این منطقه در محدوده‌ی طول‌های جغرافیایی  $15^{\circ}$ ،  $45^{\circ}$  و  $22^{\circ}$ ،  $53^{\circ}$  شرقی و عرض‌های  $17^{\circ}$ ،  $36^{\circ}$  و  $24^{\circ}$ ،  $32^{\circ}$  شمالی انتخاب قرار گرفته است.

می‌یابد. با توجه به پیچیده بودن مدل CTP در برآورد فشار بالای ابر و در نتیجه زمان بر بودن آن، تدوین یک مدل ساده و سریع و با دقت مناسب (در مقایسه با مدل CTP) جهت تعیین فشار بالای ابر ضروری به نظر می‌رسد که این مهم در تحقیق حاضر با استفاده‌ی همزمان از داده‌های رادیوساوند و تصاویر ماهواره‌ای صورت پذیرفته است. به این مدل که به نوعی به مدل CTP وابسته است نام Fast CTP داده شده است.

#### داده‌های مورد استفاده

در تحقیق حاضر دو سری داده مورد استفاده قرار گرفت. اول داده‌های مربوط به رادیوساوند، که در روز گذر ماهواره Aqua برای دو ایستگاه تهران و کرمانشاه از سایت دانشگاه Wyoming اخذ شده‌اند. دوم تصاویر مربوط به سنجنده MODIS در تاریخ ۲۹ آوریل



شکل ۲: محدوده‌ی مورد مطالعه

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸

## روش کار

### - تحلیل داده‌های رادیوساوند

جهت استخراج پروفایل دمایی جو داده‌های ۵ روز متوالی در قبل و بعد از زمان تصویربرداری (۲۹ آوریل ۲۰۰۹) مورد استفاده قرار گرفت. دلیل استفاده از ۵ روز متوالی، کسب اطمینان کافی از صحت پروفایل استخراج شده است؛ چرا که میزان تغییرات پروفایل دمایی در این ۵ روز بسیار ناچیز بوده و میانگین‌گیری از آن‌ها بسیار منطقی‌تر از استفاده از داده‌های تنها یک روز می‌باشد. ذکر این نکته نیز الزامی می‌باشد که برای قابل استفاده بودن مدل به صورت کلی و عمومی، باید پروفایل دمایی منطقه مورد نظر برای داده‌های مختلف و یا فصل‌های مختلف سال را استخراج نموده و از آن برای زمان مورد نظر استفاده کرد. داده‌ها رادیوساوند برای فشارهای مختلف درون‌یابی و میانگین‌گیری شدند. تصویربرداری سنجنده‌ی MODIS در روز ۲۹ آوریل ۲۰۰۹، در ساعت 9:40 UTC می‌باشد و نیازمند درون‌یابی پروفایل دمایی (پوریاقرکردی، ۱۳۸۵: ۶۸) برای زمان تصویربرداری می‌باشد. پس از استخراج پروفایل دمایی جو برای لحظه عبور ماهواره نوبت به استخراج رابطه دما و فشار می‌رسد. به طور کلی جهت استخراج پروفایل جوی از داده‌های رادیوساوند، دو روش رگرسیون و روش میانگین‌گیری مورد استفاده قرار

می‌گیرد که در مطالعه‌ی حاضر از روش رگرسیونی استفاده گردید. از آنجا که تغییرات فشار و رطوبت جو به صورت لگاریتمی می‌باشد روشی نمایی برای رگرسیون مورد استفاده قرار گرفت که نتیجه آن به صورت زیر است:

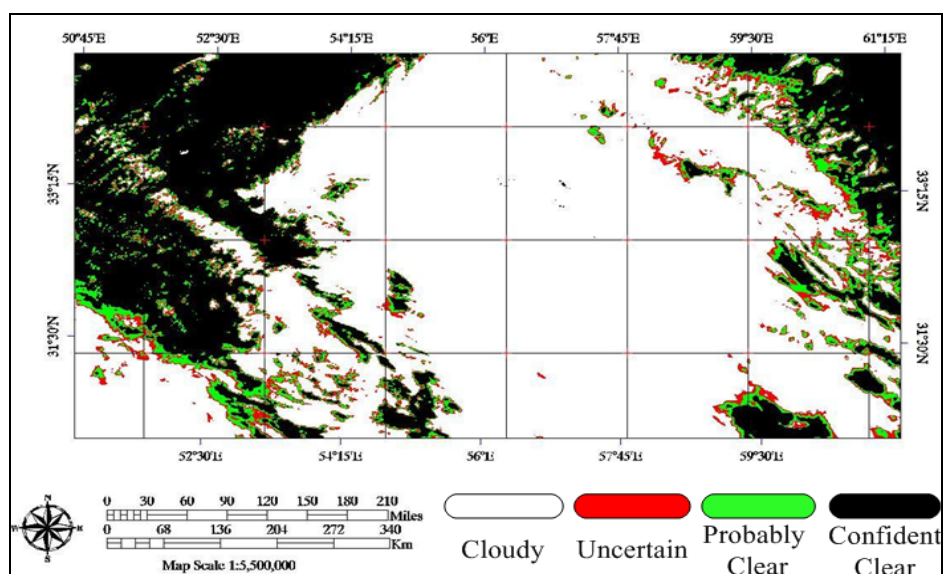
$$P = 654.53 \times e^{0.022T} \quad (۴)$$

در این معادله  $T$  دما برحسب درجه سلسیوس و  $P$  فشار برحسب میلی بار می‌باشد.

### - تشخیص پیکسل‌های ابری

در تحقیق حاضر با توجه به اینکه هدف صرفاً تعیین ارتفاع ابر می‌باشد، پیکسل‌های غیر ابری از تصویر مربوطه حذف گردید. مدلی که برای این کار از آن استفاده گردید مدلی است که Ackerman و همکارانش در سال ۲۰۰۶ (Version-5) آن را برای تصاویر MODIS ارائه کرده‌اند.

در این مدل پیکسل‌های تصویر پس از حذف پیکسل‌های برفی (Hall et al., 1995: 136) به ۴ دسته‌ی ابری، غیرابری، احتمالاً ابری و پیکسل‌های نامعین تقسیم می‌شوند. نتیجه‌ی حاصل از اجرای این مدل بر روی تصویر مورد مطالعه در شکل ۳ نشان داده شده است. لازم به ذکر است که در مراحل بعدی مطالعات صرفاً بر روی پیکسل‌های ابری ادامه یافت.



شکل ۳: نتیجه حاصل از اجرای مدل Ackerman جهت طبقه‌بندی پیکسل‌های تصویر MODIS

به چهار دسته ابری، غیر ابری، احتمالاً ابری و پیکسل‌های نامعین

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸

$$\varepsilon(\lambda, \theta, \varphi) = \frac{B_{\lambda}(\theta, \varphi)}{B_{bb, \lambda}} \quad (5)$$

به طور کلی  $\varepsilon(\lambda, \theta, \varphi)$  تقریباً مستقل از دما است و تنها به طبیعت ماده بستگی دارد. تفاوت در میزان تابش اجسام همدم، ما را قادر می‌سازد تا با استفاده از اشعه سنج‌ها به نوع ماده تابش‌کننده پی ببریم. مثلاً تشخیص دهیم که ماده‌ی تابش‌کننده آب شیرین است یا آب شور، یا سطح تابش‌کننده یخ است یا آب، مشروط بر اینکه بتوان دمای آن جسم را مستقلاً و جداگانه اندازه‌گیری نمود. تابش طیفی یک جسم سیاه در واحد زاویه‌ی فضایی با استفاده از معادله پلانک برحسب  $\text{watts/m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m}$  به دست می‌آید (مباشری، ۲۷:۱۳۸۵).

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} * \frac{1}{e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1} \quad (6)$$

#### - محاسبه‌ی تصویر دمای ابرها

کلیه اجسامی که دمایی بیشتر از صفر مطلق دارند از خود امواج الکترومغناطیسی تابش می‌کنند که به آن تابش حرارتی می‌گویند. یک تابش‌کننده کامل (جسم سیاه) تابش‌کننده‌ای است که بیشترین توان تابشی را داراست. توانی که تنها به دمای آن جسم بستگی دارد. این خاصیت سنجنده را قادر می‌سازد تا دمای یک جسم را از راه دور و بدون تماس فیزیکی با آن اندازه‌گیری کند. اما اغلب اجسام در طبیعت توان تابشی کمتری نسبت به جسم سیاه هم دمای خود دارند (مباشری، ۲۳:۱۳۸۵) که در تحقیق حاضر ابرها نیز از این مسأله مستثنی نیستند. نسبت تابندگی طیفی یک جسم در راستای  $(\theta, \varphi)$ ، تحت عنوان  $B_{\lambda}(\theta, \varphi)$  به تابش طیفی جسم سیاه هم‌دمای آن جسم یعنی  $B_{bb, \lambda}$  را قابلیت تابش طیفی سمتی یا سیلمندی آن جسم نامیده و با  $\varepsilon(\lambda, \theta, \varphi)$  نشان داده می‌شود (مباشری، ۲۴:۱۳۸۵).



شرایط و موقعیت‌های مختلف نیز تغییر می‌کند. به همین دلیل در بررسی حاضر جهت برآورد گسیلمندی ابرها از مدل حداقل مربعات خطی (LSE) که یک مدل آماری می‌باشد استفاده شد. در این مدل از باندهای ۳۱ و ۳۲ سنجنده MODIS جهت برآورد گسیلمندی ابرها استفاده گردید. برای این دو باند می‌توان نوشت:

$$R(\lambda_{31}) \approx \varepsilon_{31} \cdot B_{31}(T) \quad (9)$$

$$R(\lambda_{32}) \approx \varepsilon_{32} \cdot B_{32}(T) \quad (10)$$

در تحقیقات مختلفی که بر روی ابرها با استفاده از سنجنده‌ی MODIS صورت گرفته است با توجه به مجاورت دو باند ۳۱ و ۳۲ این سنجنده گسیلمندی ابرها در این دو باند برابر با یکدیگر فرض می‌شود یعنی  $\varepsilon_{31} = \varepsilon_{32}$  (Menzel at all, 2010: 23).

نحوه‌ی اجرای مدل LSE در تحقیق حاضر بدین ترتیب بود که با وارد کردن مقدار  $R(\lambda_{31})$  از تصویر و همچنین با در نظر گرفتن یک مقدار تصادفی اولیه برای  $\varepsilon_{31}$ ، مقدار  $B_{31}(T)$  محاسبه می‌شود. آنگاه با استفاده از رابطه‌ی ۷ دمای درخشندگی  $BT_{31}$  محاسبه شده و با استفاده از آن ابتدا مقدار  $B_{32}(T)$  برآورد شده و در نهایت با توجه به اینکه مقدار  $R(\lambda_{32})$  نیز از تصویر در اختیار می‌باشد یک برآورد اولیه از مقدار  $\varepsilon_{32}$  به دست می‌آید. سپس با قرار دادن مقدار  $\varepsilon_{32}$  در معادله‌ی ۱۰ به جای  $\varepsilon_{31}$  (چرا که  $\varepsilon_{31}$  با  $\varepsilon_{32}$  برابر فرض شده است) مجدداً مراحل بالا تکرار خواهند شد. این تکرار تا آن جایی ادامه خواهد یافت که (MSE)<sup>۲</sup> که از رابطه‌ی ۱۱ محاسبه می‌شود برابر با صفر شود (Bevington, 2003: 4).

$$MSE = \frac{\varepsilon_{31} - \varepsilon_{32}}{2} \quad (11)$$

در تحقیق حاضر با انجام این مدل و ۱۰۰۰ بار تکرار، مقدار MSE به نزدیکی صفر رسید که در شکل ۴ نشان داده شده است.

که در آن  $h$  ثابت پلانک

$$k, (h=6.626 \times 10^{-34} \text{ Joule} \cdot \text{second})$$

$$T, (k=1.381 \times 10^{-23} \text{ Joule/kelvin})$$

دما بر حسب درجه کلوین و  $c$  هم سرعت نور در خلا می‌باشند. حال با معکوس کردن معادله (۶) می‌توان  $T$  را محاسبه نمود. این مقدار  $T$  که بدون در نظر گرفتن گسیلمندی محاسبه شده است با دمای واقعی متفاوت بوده و آن را دمای درخشندگی Brightness Temperature BT می‌نامیم.

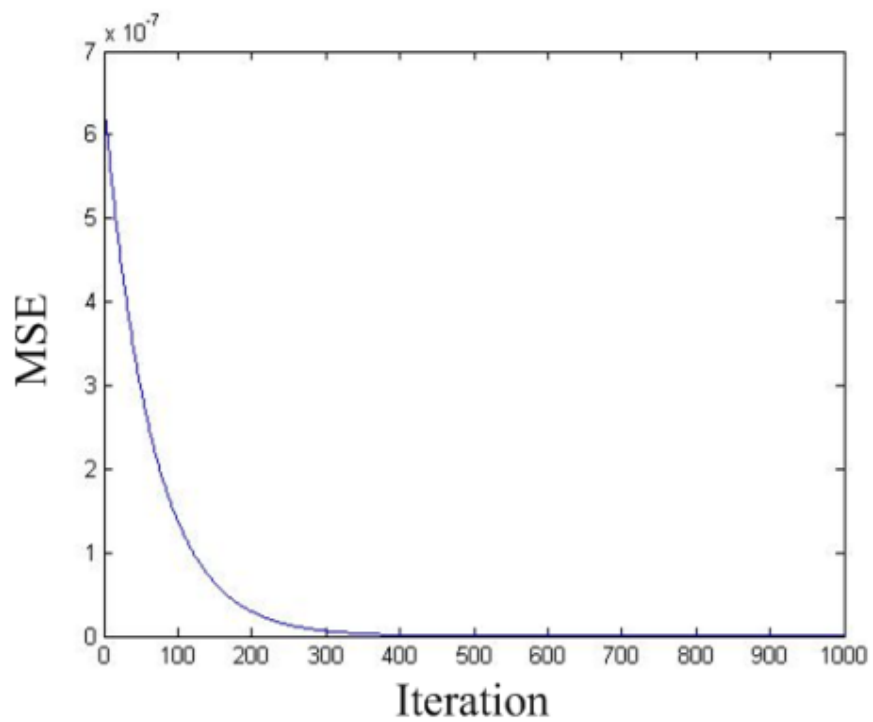
$$BT = \frac{hc}{k\lambda \cdot \ln\left(\frac{2hc^2}{B_{\lambda} \cdot \lambda^5} + 1\right)} \quad (7)$$

در عمل در بسیاری از معادلات و روابط مورد استفاده در سنجش از دور به دلیل مشکلاتی که در برآورد گسیلمندی وجود دارد از دمای درخشندگی استفاده می‌شود که همواره مقدار آن کمتر از دمای واقعی می‌باشد (Gao at all, 1994: 6).

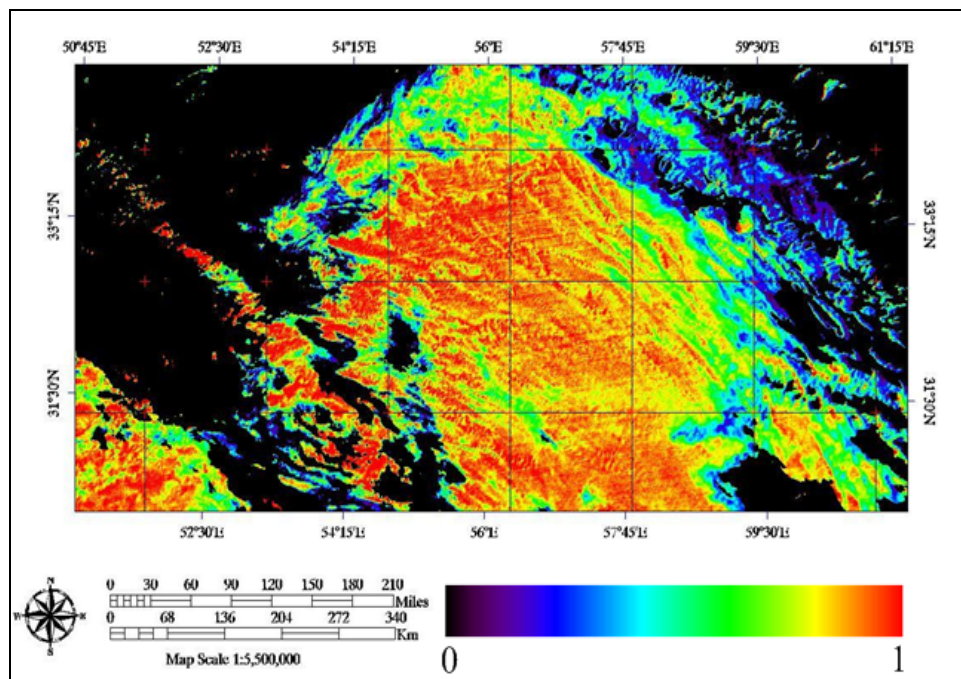
همان‌گونه که عنوان شد، در صورتی که گسیلمندی یک ابر برابر با ۱ یعنی برابر با مقدار گسیلمندی جسم سیاه باشد، در این صورت دمای حاصل شده از رابطه‌ی ۷ دمای درخشندگی آن عارضه نامیده می‌شود (Jacobowitz, 1970: 569). حال جهت برآورد دمای واقعی نیازمند استخراج گسیلمندی ابرها می‌باشیم تا با اعمال آن بر روی تصویر دمای درخشندگی، تصویر دمای واقعی محاسبه گردد. در واقع جهت برآورد دمای واقعی یک پدیده باید دمای درخشندگی آن پدیده را در گسیلمندی آن ضرب کرد (رابطه ۸). البته این رابطه تنها در طول موج‌های حرارتی می‌تواند برقرار باشد و با کوتاه شدن طول موج اعتبار خود را از دست می‌دهد (مباشری، ۱۳۸۵: ۳۰).

$$T(K) = BT(K) \times \varepsilon(\lambda, \theta, \varphi) \quad (1)$$

از جمله مشکلاتی که در تعیین دمای واقعی یک پدیده همواره مطرح است، تعیین گسیلمندی آن پدیده می‌باشد، چرا که مقدار آن همواره متغیر بوده و بنا به



شکل ۴: مقدار MSE حاصل از اجرای مدل LSE  
 مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸



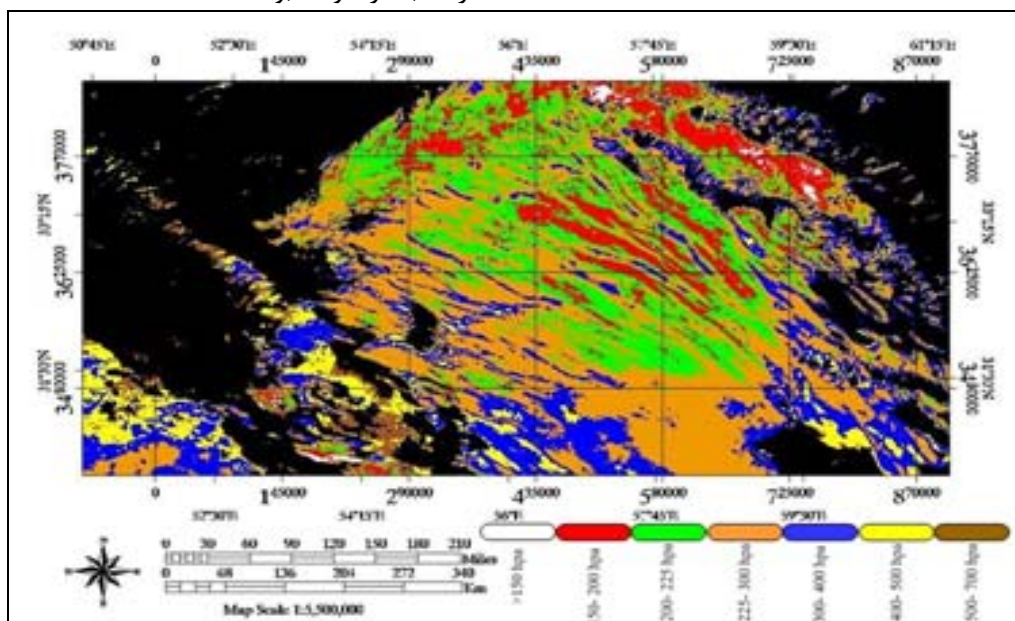
شکل ۵: گسیلمندی استخراج شده از باندهای ۳۱ و ۳۲ با استفاده از مدل LSE  
 مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸

گردید، تفاوت بین دمای درخشندگی و دمای واقعی در این است که دمای واقعی با در نظر گرفتن گسیلمندی ابرها به دست می‌آید. به همین دلیل و با در نظر گرفتن این مسأله که گسیلمندی همواره کوچکتر از ۱ می‌باشد، این دمای واقعی همواره بیشتر از دمای درخشندگی می‌باشد. به همین دلیل فشار ابرها در حالت دمای واقعی به دلیل اینکه دماهای بالاتری نسبت به حالت دمای درخشندگی به خود خواهند گرفت بالاتر خواهد بود.

به این ترتیب و با استفاده از این مدل و با پیش‌فرض، برابر بودن  $\varepsilon_{31}$  با  $\varepsilon_{32}$ ، گسیلمندی ابرها به دست آمد که در شکل ۵ نشان داده شده است.

#### – تعیین فشار بالای ابر

برای تعیین فشار سطح بالای ابر از رابطه‌ی ۴ استفاده گردید. برای این کار از دمای ابر استفاده شد. شکل ۶ خروجی مدل یعنی فشار بالای ابرهای منطقه‌ی مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همان‌گونه که قبلاً نیز عنوان



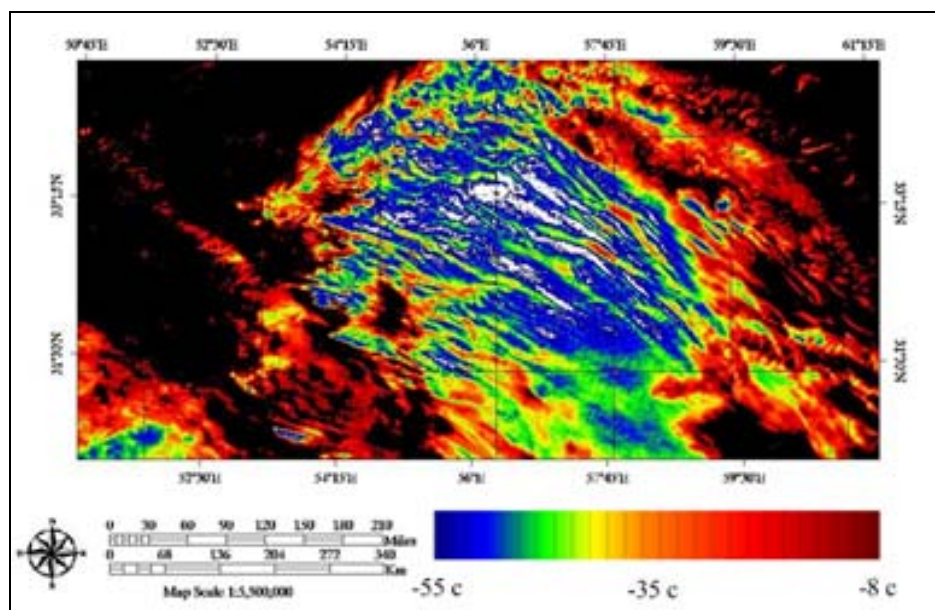
شکل ۶: فشار استخراج شده با استفاده از دمای واقعی برحسب hpa

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸

فشار حاصل از مدل CTP بین ۱۰۰- الی ۳۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد. با توجه به شکل ۸ کاملاً مشخص است که بیشترین اختلاف بین ابرهای حاشیه‌ای و کناری اتفاق افتاده است. این امر علاوه بر تأثیر پیکسل‌های مختلط، به دلیل اینکه ابرهای کناری و حاشیه‌ای عمدتاً ابرهای نازک و با عمق اپتیکی کم می‌باشند و مدل استفاده شده در تحقیق حاضر مبتنی بر دما می‌باشد، می‌تواند ناشی از اثر تابش سطح زمین باشد.

#### تجزیه و تحلیل نتایج

جهت بررسی صحت و دقت مدل ارائه شده در تعیین فشار بالای ابر، نتایج به دست آمده در این روش با نتایج حاصل از الگوریتم CTP مقایسه گردید. بدین منظور تفاضل دو تصویر مذکور (فشار استخراج شده از مدل CTP و فشار استخراج شده از مدل به کار رفته در تحقیق حاضر) محاسبه شد (شکل ۷). نمودار توزیع فراوانی شکل (۷) در شکل (۸) نشان داده شده است. همان‌طور که در نمودار توزیع فراوانی اختلاف فشارها دیده می‌شود، اختلاف فشار بین مدل استخراج شده با



شکل ۷: تصویر اختلاف فشار به دست آمده از مدل CTP و مدل ارائه شده در این پژوهش

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸

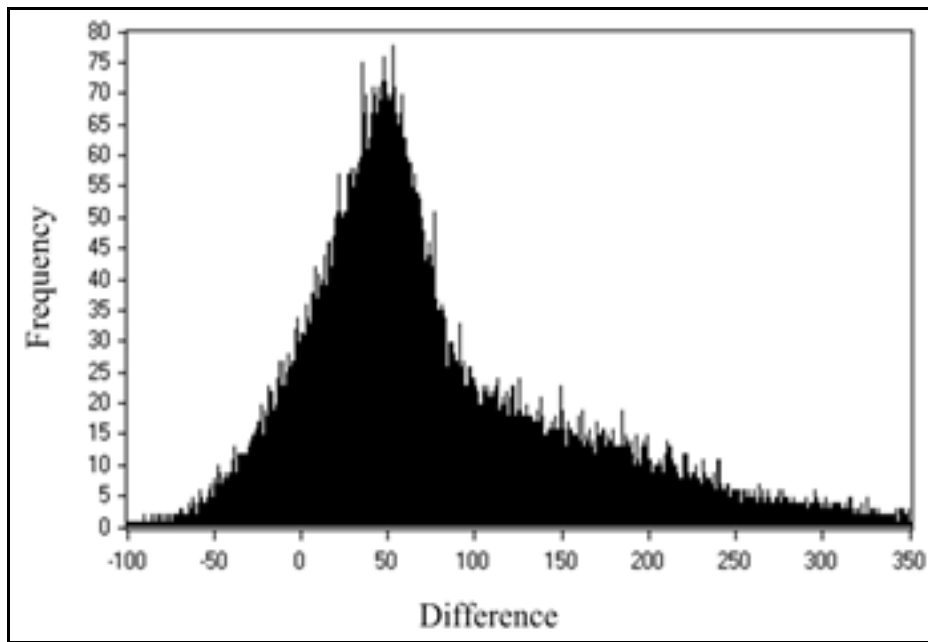
کناری اتفاق افتاده است. این امر علاوه بر تأثیر پیکسل‌های مختلط، به دلیل اینکه ابرهای کناری و حاشیه‌ای عمدتاً ابرهای نازک و با عمق اپتیکی کم می‌باشند و مدل استفاده شده در تحقیق حاضر مبتنی بر دما می‌باشد، می‌تواند ناشی از اثر تابش سطح زمین باشد. به همین دلیل و به جهت اثبات فرضیه‌ی بالا اقدام به تهیه و استخراج عمق اپتیکی این ابرها گردید (شکل ۹). برای نشان دادن ارتباط بین اختلاف فشار موجود بین دو مدل با عمق اپتیکی ابرها، ابرهای تصویر به سه دسته‌ی ابرهای کم عمق (با عمق اپتیکی بین صفر الی ۱۰)، ابرهای با عمق اپتیکی میانه (با عمق اپتیکی بین ۱۰ الی ۳۵) و ابرهای با عمق اپتیکی زیاد (بالتر از ۳۵) تقسیم شدند. سپس این اختلاف فشارها در سه دسته‌ی مزبور مورد بررسی قرار گرفته و شاخص‌های (RMSE)<sup>۱</sup>، (BIAS)<sup>۲</sup> و (MAD)<sup>۳</sup> برای سه دسته‌ی مذکور به طور مجزا محاسبه گردید.

به همین دلیل و به جهت اثبات فرضیه‌ی بالا اقدام به تهیه و استخراج عمق اپتیکی این ابرها گردید (شکل ۱۰). برای نشان دادن ارتباط بین اختلاف فشار موجود بین دو مدل با عمق اپتیکی ابرها، ابرهای تصویر به سه دسته‌ی ابرهای کم عمق (با عمق اپتیکی بین صفر الی ۱۰)، ابرهای با عمق اپتیکی میانه (با عمق اپتیکی بین ۱۰ الی ۳۵) و ابرهای با عمق اپتیکی زیاد (بالتر از ۳۵) تقسیم شدند. سپس این اختلاف فشارها در سه دسته‌ی مزبور مورد بررسی قرار گرفته و شاخص‌های (RMSE)<sup>۱</sup>، (BIAS)<sup>۲</sup> و (MAD)<sup>۳</sup> برای سه دسته‌ی مذکور به طور مجزا محاسبه گردید.

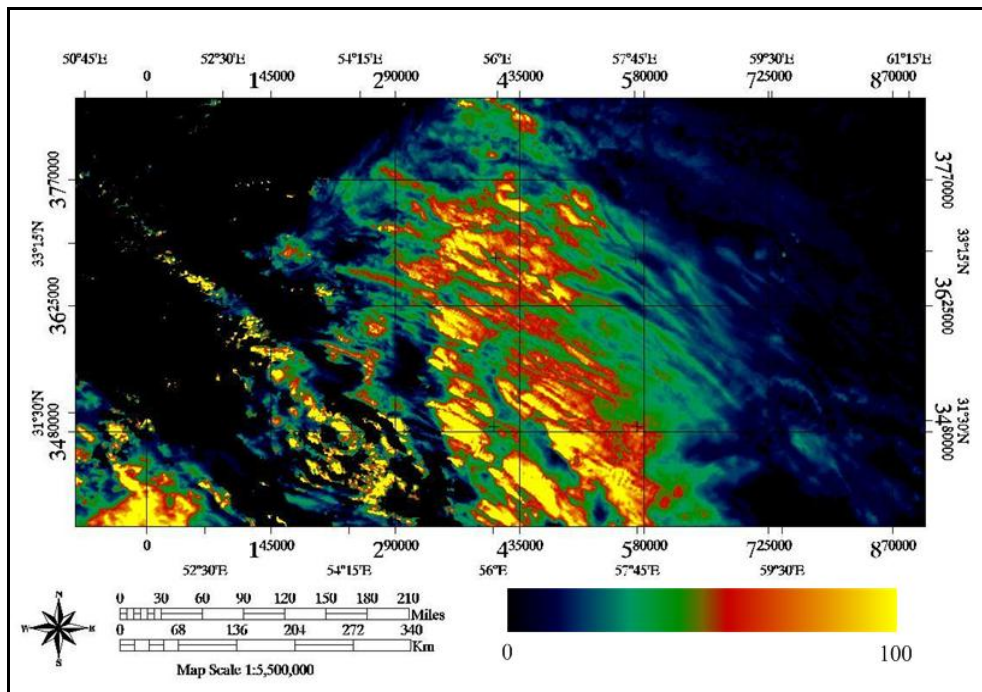
همان‌طور که در نمودار توزیع فراوانی اختلاف فشارها دیده می‌شود، اختلاف فشار بین مدل استخراج شده با فشار حاصل از مدل CTP بین ۱۰۰- الی ۳۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد. با توجه به شکل ۷ کاملاً مشخص است که بیشترین اختلاف بین ابرهای حاشیه‌ای و

4-Root mean- square error  
5-The Bias  
6-Mean Absolute Difference

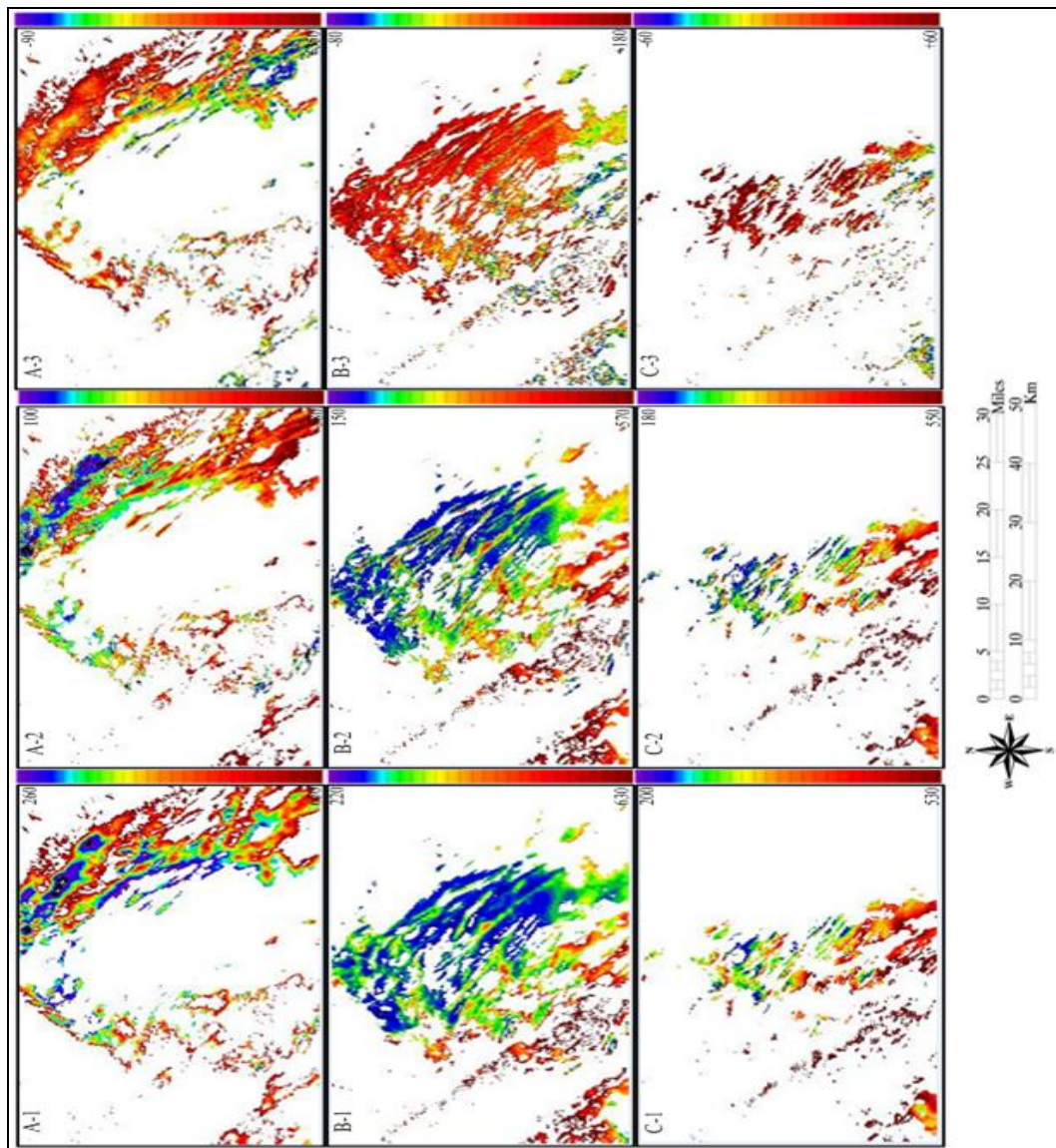
1-Root mean- square error  
2-The Bias  
3-Mean Absolute Difference



شکل ۸: نمودار فراوانی اختلاف فشار دو مدل  
 مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸



شکل ۹: تصویر عمق اپتیکی ابرهای موجود در تصویر (همه مقادیر بر حسب hpa می‌باشد)  
 مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸



شکل ۱۰: محاسبه اختلاف فشار ابرها بر اساس عمق اپتیکی آن‌ها در سه دسته عمق اپتیکی کم (A)، متوسط (B) و زیاد (C)  
 مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸

عمق اپتیکی پایین (دسته‌ی ابرهای واقع در عمق اپتیکی بین صفر الی ۱۰) می‌باشد و با افزایش عمق اپتیکی اختلاف بین دو مدل کاهش می‌یابد به طوری که کمترین اختلافها مربوط به ابرهای با عمق اپتیکی زیاد (دسته‌ی ابرهای واقع در عمق اپتیکی بین ۳۵ الی ۱۰۰) می‌باشد. اما برای بهتر نشان دادن اختلافات

در شکل ۱۰ فشار حاصل از الگوریتم CTP (تصاویر شماره‌ی ۱) برای ابرهای با عمق اپتیکی کم (A)، متوسط (B) و زیاد (C) در مقایسه با فشار به دست آمده از مدل Fast CTP (تصاویر با شماره‌ی ۲) و در نهایت تفاضل آن‌ها (تصاویر با شماره‌ی ۳) نشان داده شده است. همان‌طور که از شکل شماره‌ی ۱۰ قابل استنباط است، بیشترین اختلافها مربوط به ابرهای با

مقدار گسیلمندی سطح ابر با استفاده از مدل LSE گردید تا بتوان دمای واقعی بالای ابر را شناسایی کرد سپس با انطباق آن با پروفایل دمایی داده‌های رادیوساوند ارتفاع ابرها برآورد گردید. جهت بررسی و صحت سنجی مدل به کار گرفته شده اقدام به مقایسه آن با نتایج مدل CTP گردید. بر طبق این مقایسه همان طور که در جدول ۲ نشان داده شده است و در شکل ۱۰ نیز به وضوح نمایان است، نتایج مدل ارائه شده در تحقیق حاضر در مقایسه با نتایج الگوریتم CTP در مورد ابرهای با عمق اپتیکی زیاد دقت بسیار بالاتر و قابل قبول تری نسبت به ابرهای با عمق اپتیکی پایین دارد. به طوری که مقدار RMSE برای ابرهای عمق اپتیکی زیاد (5.62 hpa) بسیار کمتر از ابرهای نازک و کم عمق (10.79) می‌باشد. این مسأله برای سایر پارامترهای آماری نیز صادق می‌باشد. در واقع با توجه به اینکه مقدار تابش رسیده به سنجنده از ابرهای نازک همواره تحت تأثیر زمین زیر آن می‌باشد این مسأله باعث به وجود آمدن خطا در برآورد دمای سطح ابرهای نازک گردیده و بنابراین اثر آن را بر روی فشار در سطح این ابرها می‌توان مشاهده کرد.

پس می‌توان به این نتیجه رسید که نتایج Fast CTP عمدتاً برای ابرهای با عمق اپتیکی بالا (بالاتر از ۱۰) صادق بوده و در مورد ابرهای با عمق اپتیکی پایین‌تر (پایین‌تر از ۱۰) چندان نتایج مطلوبی را در مقایسه با نتایج مدل CTP به دست نمی‌دهد.

مذکور از شاخص‌های آماری RMSE، BIAS و MAD (معادلات ۱۲ تا ۱۴) استفاده گردید.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (V_i - S_i)^2} \quad (12)$$

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (V_i - S_i) \quad (13)$$

$$MAD = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |V_i - S_i| \quad (14)$$

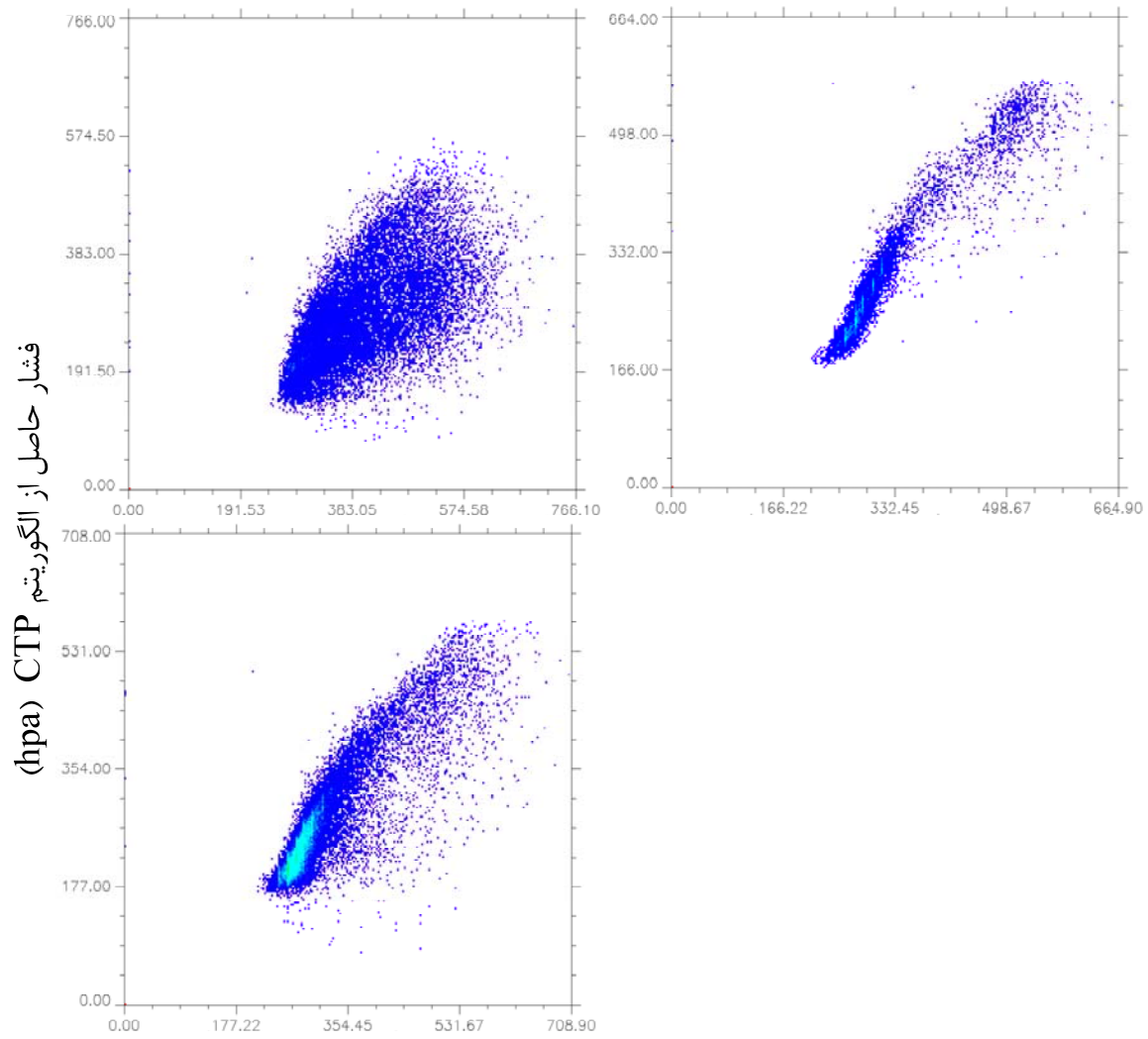
در این معادلات  $V_i$  بیان‌کننده‌ی مقادیر برآورد شده‌ی فشار توسط Fast CTP و  $S_i$  نیز فشار حاصل از الگوریتم CTP است. نتایج هر کدام از شاخص‌های آماری مذکور و همچنین مقادیر ضریب همبستگی برای هر کدام از ابرهای مربوط به عمق اپتیکی‌های مختلف در جدول ۲ نشان داده شده است.

جدول ۲: پارامترهای R، RMSE، BIAS و MAD برای نشان دادن میزان صحت محاسبات فشار در مقایسه با مدل CTP

Cloud class (Optical thickness)	R	RMSE (hpa)	BIAS (hpa)	MAD (hpa)
۰ - ۱۰	۰/۹۶	۱۰/۷۹	-۰/۱۴	۰/۳۸
۱۰ - ۳۵	۰/۹۹	۶/۱۰۳	۰/۰۸۲	۰/۱۶
۳۵ - ۱۰۰	۰/۹۹	۵/۶۲	۰/۰۷۹	۰/۱۸۵

### نتیجه

هدف از تحقیق حاضر ارائه‌ی روشی سریع جهت اندازه‌گیری ارتفاع ابر با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای می‌باشد. جهت این امر از تصاویر ماهواره‌ای MODIS و پروفایل دمایی داده‌های رادیوساوند استفاده گردید. جهت اندازه‌گیری ارتفاع ابر ابتدا اقدام به اندازه‌گیری



نتایج فشار مدل استخراج شده (hpa)

شکل ۱۱: نمودارهای پراکنندگی نتایج حاصل از دو مدل (برحسب هکتوپاسکال)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۸



- 10- Booth, A. L (1973). Objective cloud type classification using visual and infrared satellite data. 3rd Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences. Am. Meteor. Soc., Boulder, CO.
- 11- Chahine, M. T (1974). Remote sounding of cloudy atmospheres. I. The single cloud layer. J. Atmos. Sci., 31.
- 12- Curran, r. J., and M. L. C. Wu (1982). Skylab near-infrared observations of clouds indicating supercooled liquid water droplets. J. Atmos. Sci., 39.
- 13- Gao, B.-C. and W. J. Wiscombe (1994). Surface-induced brightness temperature variations and their effects on detecting thin cirrus clouds using IR emission channels in the 8-12 micron region. J. Appl. Met., 33.
- 14- Hall, D. K., G. A. Riggs, and V. V. Salomonson, (1995). Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. Remote Sens. Env., 54.
- 15- Jacobowitz, H. J (1970). Emission scattering and absorption of radiation in cirrus clouds. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- 16- King, M. D, Platnick, S. E, Kuo-Non liou (1997). Cloud Retrieval Algorithms for MODIS: Optical Thickness, Effective Particle Radius, and Thermodynamic Phase. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document No. ATBD-MOD-05 MOD06 – Cloud product.
- 17- King, M. D., W. P. Menzel, P. S. Grant, J. S. Myers, G. T. Arnold, S. E. Platnick, L. E. Gumley, S.C. Tsay, C. C. Moeller, M. Fitzgerald, K. S. Brown and F. G. Osterwisch (1996). Airborne scanning spectrometer for remote sensing of cloud, aerosol, water vapor and surface properties. J. Atmos. Oceanic Technol., 13.
- 18- Menzel, W. P., D. P. Wylie, and A. H.-L. Huang (1986). Cloud top pressures and amounts using HIRS CO<sub>2</sub> channel radiances. Technical Proceedings of the Third International TOVS Study Conference, 13-19 August 1986, Madison, WI.
- 19- Menzel, W. P., D. P. Wylie, and K. I. Strabala, (1992). Seasonal and Diurnal Changes in Cirrus Clouds as seen in Four Years of Observations with the VAS. J. Appl. Meteor., 31.

## منابع

- ۱- پورباقر کردی، سیدمهدی (۱۳۸۵). امکان‌سنجی استفاده از داده‌های رادپوساوند و تصاویر ماهواره‌ای MODIS در برآورد آب قابل بارش کلی (منطقه مورد مطالعه: ناحیه تهران)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد سنجش از دور و GIS. دانشکده علوم انسانی. دانشگاه تربیت مدرس.
- ۲- مباشری، محمدرضا (۱۳۸۵) مبانی فیزیک در سنجش از دور و فن‌آوری ماهواره، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی.
- 3- Ackerman, S. A., Strabala, K. I., Menzel. W. P., Frey. R. A., Moeller. R. C., and Gumeley. L. E., (2006). Discriminating clear sky from clouds with MODIS. J. Geophys. Res., Vol. 103.
- 4- Ackerman, S. A., W. L. Smith and H. E. Revercomb (1990). The 27-28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study. spectral properties of cirrus clouds in the 8-12 micron window. Mon. Wea. Rev., 118.
- 5- Ackerman, S. A., W. L. Smith, A. D. Collard, X. L. Ma, H. E. Revercomb and R. O. Knuteson (1995) Cirrus cloud properties derived from high-spectral resolution infrared spectrometry during FIRE II, Part II: Aircraft HIS results. Jour. Atmos Sci. 52.
- 6- Baum, B. A., A. J. Heymsfield, P. Yang, and S. T. Bedka (2005a). Bulk scattering models for the remote sensing of ice clouds. Part 1: Microphysical data and models. J. Appl. Meteor., 44.
- 7- Baum, B. A., D. P. Kratz, P. Yang, S. Ou, Y. Hu, P. F. Soulen, and S-C. Tsay (2000a). Remote sensing of cloud properties using MODIS Airborne Simulator imagery during SUCCESS. I. Data and models. J. Geophys. Res., 105, 11.
- 8- Baum, B. A., P. F. Soulen, K. I. Strabala, M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, and P. Yang (2000b). Remote sensing of cloud properties using MODIS Airborne Simulator imagery during SUCCESS. II. Cloud thermodynamic phase. J. Geophys. Res., 105, 11.
- 9- Bevington, Philip R; Robinson, Keith D (2003). Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences. McGraw Hill. ISBN 0072472278.

- 24- Smith, W. L. and C. M. R. Platt (1978) Comparison of satellite-deduced cloud heights with indications from radiosonde and ground-based laser measurements. *J. Appl. Meteor.*, 17.
- 25- Strabala, K. I., S. A. Ackerman and W. P. Menzel (1994). Cloud properties inferred from 8-12 micron data. Accepted to the *J. Appl. Meteor.*, March 1994 issue.
- 26- Twomey, S., and T. Cocks (1989). Remote sensing of cloud parameters from spectral reflectance in the near-infrared. *Beitr. Phys. Atmos.*, 62.
- 27- Wetherald, R. T., and S. Manabe (1988). Cloud feedback processes in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 45.
- 20- Menzel, W.p., A. Frey., A. Baum (2010). Cloud Top Properties and cloud phase algorithm theoretical basis document. NOAA Tech Memo NESDIS 29.
- 21- Nakajima, A., and M. D. King (1990). Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 47.
- 22- Platnick, S., king, M. D., Ackerman, S. A., Menzel, W. M., Baum, B. A., Riédi, J. C., and Frey, R. A (2003). The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *IEEE Trans. Geosci. Remote sensing*, vol.41.
- 23- Rossow, W. B., Garder, L. C., and Laci, A. A (1989a). Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part I: sensitivity of analysis. *J. Climate*, 2.