

صحت‌سنجی ماسک ابر سنجنده مادیس با معرفی ماسک ابر ناحیه‌ای براساس داده‌های سنجنده AVHRR

الهام قاسمی‌فر - دانش‌آموخته دکتری اقلیم‌شناسی ماهواره‌ای، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
منوچهر فرج‌زاده اصل* - استاد آب‌وهواشناسی دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
یوسف قویدل رحیمی - استادیار اقلیم‌شناسی دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
عباسعلی علی‌اکبری بیدختی - استاد گروه آموزشی فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۲/۲۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۳/۲۷

چکیده

از داده‌های سنجنده AVHRR برای آشکارسازی ناحیه‌ای ابر در دو منطقه ایران با ویژگی‌های متفاوت جغرافیایی و جوی به منظور مقایسه با داده‌های ماسک ابر مادیس (MOD35) استفاده شده است. بدین منظور، پنج تاریخ دارای بالاترین و پایین‌ترین آنومالی ابرناکی طی بازه زمانی ۲۰۰۱-۲۰۱۵ متناسب با گذر ماهواره‌های ترا و نوآ انتخاب شد. پنج آزمون آستانه‌گذاری طیفی مختلف استفاده شد. ابتدا پس از تشخیص پیکسل‌های برفی، این پیکسل‌ها از ادامه کار حذف شدند. سپس، از سه آزمون به منظور تشخیص پیکسل‌های ابرناک بهره برده شد؛ این آزمون‌ها عبارت است از: آزمون بازتاب کانال مرئی؛ آزمون نسبت بازتاب مادون قرمز نزدیک / مرئی؛ و آزمون دمای درخشندگی جو بدون ابر. آزمون آخر نشان داد، طی تاریخ‌های مورد بررسی، با توجه به دمای سطحی، دمای درخشندگی قابل تقسیم به دو طبقه اصلی است. هنگامی که دمای سطحی بیشتر از ۵ درجه سانتی‌گراد است، جو صاف به طور متوسط ۱ درجه سانتی‌گراد سردتر از جو ابری است و برعکس؛ هنگامی که دمای سطحی کمتر از ۵ درجه سانتی‌گراد باشد، جو صاف به طور متوسط ۶ درجه سانتی‌گراد گرم‌تر است. نتایج حاصل از صحت‌سنجی این الگوریتم با ارزیابی داده‌های ایستگاهی و محصول ماسک ابر سنجنده مادیس دقت بالای ۹۰ درصد را نیز در برخی از تاریخ‌ها آشکار کرد.

واژگان کلیدی: دمای درخشندگی جو بدون ابر، ماسک ابر ناحیه‌ای، مدل انتقال تابش، MOD35 AVHRR.

مقدمه

یکی از مسائل مهم مرتبط با علوم جو اعتماد به داده‌های مورد استفاده در زمینه کار با تصاویر ماهواره‌ای است. امروزه، از این تصاویر به دلیل وضوح فضایی بالا و هماهنگی در بسیاری از تحقیقات جوی استفاده می‌شود. مثلاً، یکی از سنجنده‌های پرکاربرد در دنیا و همچنین ایران سنجنده مادیس است که دارای محصولات متنوع در بخش زمینی، جوی، و اقیانوسی است. ماسک ابر مادیس یکی از این محصولات است که در زمینه‌های مختلف کاربرد دارد. اما اینکه این محصول تا چه اندازه تشخیص درستی دارد نیاز به بررسی و مقایسه با داده‌های زمین مبنا دارد. تشخیص پیکسل ابری از پیکسلی غیرابری در مطالعات سنجش از دور و علوم زمین از اهمیت قابل توجهی برخوردار است؛ بدین معنی که برخی پارامترها نظیر دمای سطح دریا (لولین جونز و همکاران، ۱۹۸۴؛ مک‌لین و همکاران، ۱۹۸۵)، دمای سطحی (پرایس، ۱۹۸۴؛ اوکو و ایشیکاوا، ۲۰۰۴)، بازتاب سطحی (پینکر، ۱۹۸۵)، استخراج شاخص پوشش گیاهی (مک جینیز و تارپلی، ۱۹۸۵)، و پوشش برف (پاراکا و بلوچل، ۲۰۰۸) از پیکسل‌های عاری از ابر محاسبه می‌شوند؛ در صورتی که برخی پارامترها نظیر ویژگی‌های اپتیکی ابر شامل عمق اپتیکی ابر، محتوای آب یخ

یا مایع، گسیلمندی، دما و فشار قله ابر از پیکسل‌های کاملاً ابری قابل تشخیص است (کریل، ۱۹۸۹). پژوهشگران آشکارسازی ابر را، به‌عنوان یکی از موضوعات اصلی که دارای ماهیت چالش‌برانگیز است، از گذشته و از زمان حضور ماهواره‌های هواشناسی بررسی و ارزیابی کرده‌اند. رزو و شیفر (۱۹۹۱)، از پیشگامان معرفی الگوریتم آشکارسازی ابر، با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، سه گام اصلی برای آشکارسازی ابر را با استفاده از پنج ماهواره زمین‌آهنگ و حداقل یک ماهواره خورشیدآهنگ ارزیابی کرده‌اند که عبارت است از: ۱. تخمین درست از رادیانس جو صاف؛ ۲. تحلیل مدل‌های انتقال تابش با استفاده از پروفایل‌های دمایی، ازن و ...؛ ۳. تحلیل‌های آماری به‌منظور کاهش داده‌ها که در دو دسته - داده‌های ساعتی و داده‌های ماهانه - در دسترس‌اند. آن‌ها همچنین در سال ۱۹۹۹ در مورد تغییرات در سری جدید داده‌های پروژه بین‌المللی اقلیم‌شناسی ماهواره‌ای ابر^۱ بحث کردند. سری‌های جدید شامل سری‌های D و H است. ساندر و کریل (۱۹۸۸) الگوریتم آشکارسازی ابر آپولو^۲ را با استفاده از داده‌های رادیومتر پیشرفته با وضوح بسیار بالا^۳ توصیف و تأکید کردند پیکسلی ابری است که همه پنج آزمون^۴ که برای آن به‌کار گرفته شده مثبت باشد و اگر همه آزمون‌ها منفی بود، پیکسل صاف است و غیر از این دو صورت، پیکسل تا حدی ابری است. باید در نظر داشت دو الگوریتم فوق هیچ سطح اطمینانی به‌منظور دقت کار ارائه نمی‌دهند. کلاسر و همکاران (۲۰۱۵) آزمون‌های پیکسل احتمالی را با استفاده از داده‌های رادیومتر پیشرفته با وضوح بسیار بالا در قالب الگوریتم آپولو - نسل جدید^۴ ارائه دادند که الگوریتم پیشین آپولو را تکمیل کرد. ماسک ابر مادیس^۵ یکی دیگر از الگوریتم‌های آشکارسازی ابر است که اکرم و همکاران (۱۹۹۸) آن را ارائه کرده‌اند. همه الگوریتم‌های مطرح‌شده الگوریتم‌های مشهور جهانی‌اند و در مقیاس ناحیه‌ای تلاش‌های محدودی متناسب با موقعیت منطقه به‌منظور آشکارسازی ابر انجام گرفته است. به‌عنوان مثال، دیبور و همکاران (۲۰۰۵) الگوریتم ناحیه‌ای برای عرض‌های متوسط و بالای اروپا را با استفاده از داده‌های رادیومتر پیشرفته با وضوح بسیار بالا و شبیه‌سازی مدل انتقال تابش از دمای درخشندگی جو صاف ارائه کردند. آدورین - مولینا و همکاران (۲۰۱۳) آب‌هواشناسی ابرهای همرفتی را در شبه‌جزیره ایبری و جزایر بالریک با استفاده از داده‌های رادیومتر پیشرفته با وضوح بسیار بالا، الگوریتم پنج‌مرحله‌ای جدیدی نشان دادند. اما در الگوریتم خود از شبیه‌سازی مدل انتقال تابش استفاده نکردند و تأکید کردند الگوریتم پیشنهادی باید با داده‌های سینوپتیک و ماهواره‌ای نظیر ISCCP مقایسه شود. بلی و دنک (۲۰۱۳) با استفاده از داده‌های تصویربرداری پیشرفته چرخشی مادون قرمز و مرئی^۶ ماسک ابری را در نواحی اطراف اروپا معرفی کردند. آن‌ها در ابتدا نواحی ابری را از غیر ابری جدا کردند و تأکید نمودند این الگوریتم بهتر از الگوریتم سازمان اروپایی بهره‌برداری از ماهواره‌های هواشناسی^۷ عمل می‌کند. داده‌های رادیومتر مرئی و مادون قرمز^۸ ماهواره چینی FengYun-3A در پژوهش وانگ و همکاران (۲۰۱۳) به‌منظور بهبود ماسک ابر در نواحی شمال غربی چین به‌کار گرفته شد. آن‌ها با استفاده از داده‌های زمینی دقت روش خود را ارزیابی کردند. دا (۲۰۱۴) و ژو و دا (۲۰۱۴) ماسک ابر ناحیه‌ای را با داده‌های ماهواره‌های زمین‌آهنگ محیطی عملیاتی^۹ و شبیه‌سازی دما با مدل انتقال تابش CRTMI^{۱۰} و شش آزمون طیفی برای ایالت‌هایی از آمریکا بررسی کردند و دقت بالای کار خود را در ارتباط با ماسک ابر مادیس نشان دادند. اهداف همه الگوریتم‌های بازیابی تخمین درستی از بردار X است که شامل

1. International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)
2. AVHRR Processing Over Land cLoud and Ocean (APOLLO)
3. Advanced very-high-resolution radiometer
4. AVHRR Processing Over Land cLoud and Ocean -New Generation (APOLLO-NG)
5. (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) cloud mask (MCM))
6. Spinning Enhanced Visible Infra-Red Imager (SEVIRI)
7. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT)
8. Visible and Infrared Radiometer (VIRR)
9. Geostationary Operational Environmental Satellite
10. Community Radiative Transfer Mode

توزیع پارامترهای جوی است. این بازیابی می‌تواند به صورت معادله $y = f(x)$ نوشته شود که y مشخص‌کننده بردار اندازه‌گیری مصنوعی و f تابع مشخص‌کننده میرایی نور توسط سه عمل جذب، انعکاس، و پخش است که توسط مدل انتقال تابش تخمین زده می‌شود (اسپار و همکاران، ۲۰۰۱). درحقیقت، به منظور کاهش اثر سنجنده روی دمای درخشندگی از مدل‌های انتقال تابش کمک گرفته می‌شود و می‌تواند برای نرمال کردن دمای درخشندگی اندازه‌گیری شده استفاده شود (ترپت و همکاران، ۲۰۰۱؛ تامپسون، ۲۰۰۴؛ رزنکرانز و بارت، ۲۰۰۶؛ پترنکو و همکاران، ۲۰۱۰؛ لونز و همکاران، ۲۰۱۵). برخی از مدل‌های انتقال تابش برای شرایط ابری و برخی برای شرایط صاف طراحی شده‌اند (نیو و همکاران، ۲۰۰۷). به منظور به دست آوردن پروفایل‌های دمایی دقیق، رادیانس جو بدون ابر لازم است (ایره و واتس، ۱۹۸۷). دمای درخشندگی جو بدون ابر پارامتر بسیار مهمی در بسیاری از الگوریتم‌های آشکارسازی ابر مطرح جهان است (رزو و شیفر، ۱۹۹۱؛ ۱۹۹۹؛ ساندرز و کریل، ۱۹۸۸؛ اکرم و همکاران، ۱۹۹۸؛ ترپت و همکاران، ۲۰۰۱؛ آنه و همکاران، ۲۰۰۳؛ دیروبی و همکاران، ۲۰۰۵؛ هاکینگ و همکاران، ۲۰۱۱؛ ایمایی و یوشیدا، ۲۰۱۶). به علاوه این تحقیقات در به کارگیری مدل انتقال تابش به منظور آشکارسازی ابر، برخی محققان عملکرد مدل‌های مختلف انتقال تابش را در شبیه‌سازی دمای درخشندگی با هم مقایسه کرده‌اند. ارزیابی بین $FIRTM2^1$ و $DISORT^2$ توسط نیو و همکاران (۲۰۰۷) انجام شد. ارزیابی بین $RTTOV^3$ و $CRTM$ توسط کیم و همکاران (۲۰۱۴) و ژو و همکاران (۲۰۱۶) انجام شد. به عنوان مثال، ژو و همکاران (۲۰۱۶) با به کارگیری مدل گسیلمندی در این دو مدل انتقال تابش در شبیه‌سازی جو بدون ابر عملکرد بهتر مدل $RTTOV$ را نشان دادند. از آنجا که هدف از پژوهش حاضر آشکارسازی ابر با استفاده از داده‌های رادیومتر پیشرفته با وضوح بسیار بالا و با کمک شبیه‌سازی مدل انتقال تابش از دمای درخشندگی جو بدون ابر و سایر آزمون‌های طیفی به منظور مقایسه با ماسک ابر مادیس و داده‌های ایستگاهی است، در پژوهش حاضر از مدل انتقال تابش $RTTOV$ به دلیل سرعت بالای (۵ تا ۲۰ بار) آن نسبت به مدل $CRTM$ با استفاده از پروفایل‌های جو صاف (بنارتز و گرینوالد، ۲۰۱۱؛ کیم و همکاران، ۲۰۱۳) استفاده شده است. همچنین، عملکرد بسیار دقیق آن در پژوهش‌هایی به اثبات رسیده است (نظیر پژوهش ژو و همکاران، ۲۰۱۶). نتایج این پژوهش همچنین دقت عملکرد محصول ابر سنجنده مادیس را از نقطه نظر الگوریتم مورد استفاده برای دو استان مورد بررسی نشان خواهد داد.

داده‌ها و روش کار

معرفی منطقه و داده‌های مطالعاتی

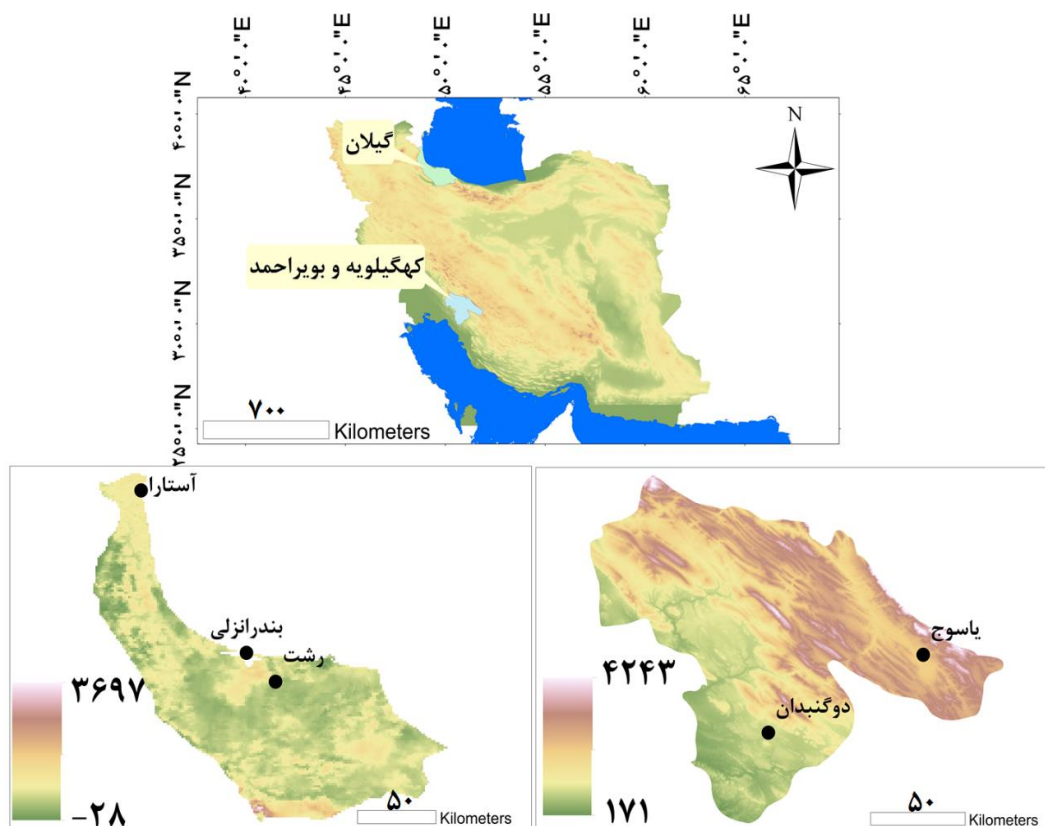
دو منطقه با ویژگی‌های زمینی مختلف در این پژوهش مطالعه شده است (شکل ۱). مورد مطالعاتی اول، استان گیلان است که در سواحل جنوب غربی دریای خزر بین عرض‌های جغرافیایی ۳۶/۵۵ تا ۳۸/۴۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸/۵۸ تا ۵۰/۶۱ درجه شرقی واقع شده است. این منطقه از اقلیم بحری اثر می‌پذیرد و ناحیه‌ای با وسعت ۱۳۴۳۸/۳۵ کیلومتر مربع را می‌پوشاند. ۳/۵۲ درصد از ارتفاعات گیلان زیر صفر متر قرار دارد. کوه‌های البرز از برخی بخش‌های جنوبی آن عبور کرده است و ۱۸/۱۷ درصد آن ارتفاع بالای ۳۰۰۰ متر را نشان می‌دهد. میانگین ارتفاع ناحیه ۱۷۸۰ متر است. نواحی ساحلی گیلان کمتر از ۵ روز برف در سال را در ماه‌های ژانویه و فوریه تجربه می‌کنند (علیچانی، ۱۳۸۷) و براساس بررسی تغییرات فضایی زمانی برف طی دوره ۲۰۰۱-۲۰۱۵ و طی دوره‌های هشت‌روزه و با تقسیم ایران به ۵ ناحیه، میانگین مساحت برف در ناحیه یک، که استان گیلان را نیز دربر می‌گیرد، ۲۹۸۵/۱۶ کیلومتر مربع است (قاسمی‌فر و همکاران، ۲۰۱۸). درصد ابرناکی این ناحیه به طور میانگین

1. Fast infrared radiative transfer model

2. DIScrete Ordinate Radiative Transfer

3. Radiative Transfer for Television and Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational (RTTOV)

تا ۷۱ درصد است و حداکثر مقدار ابرناکی در ایران طی بررسی داده‌های ابرناکی با استفاده از سنجنده مادیس طی دوره ۲۰۰۱-۲۰۱۵ در این ناحیه دیده می‌شود (قاسمی فر و همکاران، ۲۰۱۷). مورد مطالعاتی دوم استان کهگیلویه و بویراحمد در عرض جغرافیایی بین ۲۹٫۹۳ تا ۳۱٫۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی بین ۴۹٫۹۷ تا ۵۱٫۹۳ درجه شرقی قرار دارد. نواحی کوهستانی زاگرس از این منطقه می‌گذرد و ارتفاع حداکثری ۴۲۴۳ متر در این ناحیه به چشم می‌خورد و ناحیه‌ای به وسعت ۱۵۱۴۴/۳۸ کیلومتر مربع را می‌پوشاند. میانگین ارتفاع آن ۲۲۰۵ متر است که ۲۰/۳۹ درصد آن در ارتفاعی بین صفر تا ۱۰۰۰ متر واقع شده‌اند و ارتفاع بالای ۴۰۰۰ متر ۵/۹۲ درصد از ناحیه را پوشش می‌دهد. کهگیلویه و بویراحمد با قرار گرفتن در نوار کوهستانی زاگرس بیست روز برفی در سال را نیز ثبت کرده است و براساس بررسی برف طی دوره‌های هشت‌روزه، میانگین مساحت ناحیه چهارم، که این استان را نیز دربر می‌گیرد، ۹۱۶۳۳/۱۱ کیلومتر مربع است (قاسمی فر و همکاران، ۲۰۱۸). درصد ابرناکی تا مقدار میانگین ۵۱ درصد نیز در فصل زمستان در این ناحیه ثبت شده است (قاسمی فر و همکاران، ۲۰۱۷). نقش هر یک از حرکات سطوح پایین، میانی، و بالای جو در تشکیل ابرها متفاوت است؛ به طوری که در بارش‌های ایران دریای مدیترانه در سطوح بالا، دریای سرخ در سطوح میانی، و دریای عرب و عمان در سطوح پایین نقش گسترده‌ای در تأمین رطوبت بارش ایفا می‌کنند (فرج‌زاده و همکاران، ۲۰۰۷). علاوه بر این موارد، در سواحل شمالی کشور نقش پُرفشار سیبری در فصل زمستان و پدیده همرفت در دوران گرم سال بسیار مهم است که هم‌زمانی عبور این پُرفشار از دریاهای گرم شمالی در پاییز به رخداد ابرناکی و بارش در این منطقه کمک می‌کند (علیجانی و هارمن، ۱۹۸۵). این رطوبت در مراحل اولیه تشکیل‌دهنده ابرهاست.



شکل ۱. نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه

به‌منظور دستیابی به هدف مطالعه حاضر، پنج تاریخ دارای بالاترین و پایین‌ترین آنومالی طی بازه زمانی ۲۰۰۱-۲۰۱۵، که براساس مطالعات قبلی استخراج شده بودند (قاسمی‌فر و همکاران، ۱۳۹۷)، انتخاب شدند. ماه‌های دارای بالاترین آنومالی عبارت‌اند از: دسامبر ۲۰۰۳، اکتبر ۲۰۰۶، ژانویه ۲۰۰۸، و نوامبر ۲۰۱۱ و تنها ماه انتخاب‌شده با پایین‌ترین آنومالی عبارت است از دسامبر ۲۰۱۰. این تاریخ‌ها براساس گذار ماهواره‌ها ترا به‌ترتیب دارای آنومالی‌های ۱۲، ۱۰، ۱۲، ۱۴، و ۱۴- درصد بودند. در این پنج ماه مورد بررسی تاریخ‌هایی که ماهواره‌های مورد نظر (NOAA و Terra) گذر داشتند انتخاب شدند. در این پژوهش از داده‌های روزانه سطح ۱ سنجنده AVHRR ماهواره NOAA استفاده شد. هم‌اکنون، فقط NOAA15 تا NOAA19 و Metop-A در حال جمع‌آوری اطلاعات‌اند که دارای سه کانال مادون قرمز حرارتی و سه کانال خورشیدی (جدول ۱) با دامنه اسکن $37^{\circ}/\pm 55$ درجه با توجه به نادیر از شرق به غرب است. میدان دید لحظه‌ای هر کانال ۱/۳ میلی رادیانس است که سبب تشکیل یک میدان مربعی با اندازه ۱/۰۸ کیلومتر در نادیر برای ارتفاع ۸۳۳ کیلومتری سطح زمین می‌شود (EUMETSAT, 2011). این داده‌ها برای تاریخ‌های مورد مطالعه (جدول ۲) از پایگاه داده‌ای NOAA دانلود شده است (<https://www.class.ngdc.noaa.gov/saa/products>).

جدول ۱. کانال‌های سنجنده AVHRR ماهواره NOAA

| کانال | طول موج مرکزی | دامنه طول موج |
|-------|---------------|---------------|
| ۱ | ۰٫۶۳۰ | ۰٫۵۸۰-۰٫۶۸۰ |
| ۲ | ۰٫۸۶۵ | ۰٫۷۵۰-۱٫۰۰۰ |
| ۳a | ۱٫۶۱۰ | ۱٫۵۸۰-۱٫۶۴۰ |
| ۳b | ۳٫۷۴۰ | ۳٫۵۵۰-۳٫۹۳۰ |
| ۴ | ۱۰٫۸۰۰ | ۱۰٫۳۰۰-۱۱٫۳۰۰ |
| ۵ | ۱۲٫۰۰۰ | ۱۱٫۵۰۰-۱۲٫۵۰۰ |

جدول ۲. تاریخ‌های انتخاب‌شده به‌منظور بررسی و اعمال ماسک ابر ناحیه‌ای، همچنین ژئومتری دید نیز قابل مشاهده است

| شماره | گیلان ۲۰۰۳۳۴۱ | زمان مادیس | زمان AVHRR | سمت‌الرأس خورشید | آزیموت خورشید | سمت‌الرأس ماهواره | آزیموت ماهواره |
|-------|--|------------------|--------------|------------------|---------------|-------------------|-------------------------------------|
| ۱ | کهگیلویه و بویراحمد ۲۰۰۳۳۴۱ گیلان ۲۰۰۶۲۹۶ | ۷:۴۰ تا ۷:۴۵ صبح | ۷:۳۸, NOAA17 | ۵۹٫۵۱ | ۶۸٫۳۴ | ۹۱ تا ۷۶ | ۲۱۸ تا ۲۰۱ ۲۸۶ تا ۲۶۹ |
| ۲ | کهگیلویه و بویراحمد ۲۰۰۶۲۹۶ گیلان ۲۰۱۰۳۴۲ | ۷:۲۰ تا ۷:۲۵ صبح | ۷:۳۳, NOAA17 | ۴۵٫۷۹ | ۷۷٫۴۶ | ۸۸ تا ۶۳ | ۱۹۸٫۲ تا ۱۸۲ ۳۰۶٫۲ تا ۲۷۱٫۹ |
| ۳ | کهگیلویه و بویراحمد ۲۰۱۰۳۴۲ گیلان ۲۰۰۸۰۱۲ | ۷:۵۵ تا ۷:۵۵ صبح | ۸:۵۷, NOAA17 | ۵۸٫۲۷ | ۴۶٫۴۹ | ۱۶۷ تا ۱۴۶ | ۱۱۲ تا ۱۰۶٫۴ ۸۳٫۳ تا ۷۶٫۷ |
| ۴ | کهگیلویه و بویراحمد ۲۰۰۸۰۱۲ گیلان ۲۰۱۱۳۱۳ | ۷:۳۵ تا ۷:۴۰ صبح | ۷:۳۳, NOAA19 | ۶۰٫۰۴ | ۷۱٫۳ | ۹۶ تا ۸۲ | ۲۴۱٫۱۳ تا ۲۲۴٫۴ ۲۹۲٫۴۵ تا ۲۸۲٫۵۶ |
| ۵ | کهگیلویه و بویراحمد ۲۰۱۱۳۱۳ گیلان ۲۰۰۳۳۴۱ | ۷:۵۰ تا ۷:۵۵ صبح | ۹:۱۰, NOAA19 | ۵۳٫۱۳ | ۶۹٫۷۸ | ۱۳٫۴ تا ۱۱٫۱ | ۱۲۰٫۶۵ تا ۱۱۴٫۳۹ ۸۲٫۸۸ تا ۷۳٫۴۷ |

به‌منظور صحت‌سنجی نتایج به‌دست‌آمده، پنج ایستگاه، که در شکل ۱ نیز قابل مشاهده است، با دارا بودن داده‌های ساعتی ایستگاهی و با توجه به نزدیک‌ترین فاصله به نقاط مورد بررسی انتخاب شدند. داده‌های ماسک ابر مادیس، که از ۲۲ باند برای محصول ماسک ابر خود استفاده می‌کند، بهره گرفته شده است که به‌صورت باینری هشت‌بیتی (جدول ۳) قابل دسترس است (اکرم‌ن و همکاران، ۲۰۱۰). درحقیقت، در این مطالعه به‌منظور راستی‌آزمایی نتایج ماسک ابر جدید از داده‌های زمینی ایستگاهی و همچنین داده‌های ماهواره‌ای الگوریتم محور استفاده شده است.

جدول ۳. مشخصات بیت های ماسک ابر مادیس

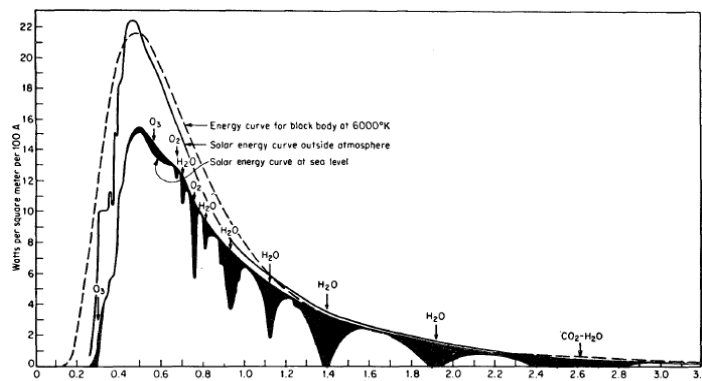
| 0 | 1-2 | 3 | 4 | 5 | 6-7 |
|---|---|--------------------------------------|-----------------------------------|--|--|
| Cloud mask flag 0: not determined 1: determined | Confidence flag 00: cloudy 01: probably cloudy 10: probably clear 11: confident clear | Day/night flag 0: night 1: day | Sun glint Flag 0: y 1: n | Snow / Ice Background Flag 0: y 1: n | Land / Water Flag 00: Water 01: Coastal 10: Desert 11: Land |

روش شناسی پژوهش

به منظور معرفی ماسک ابر جدید، بر روی دو منطقه مطالعاتی، که در بخش قبل اشاره شد، آزمون هایی به کار گرفته شد که یکی از مهم ترین آن ها آزمون دمای درخشندگی جو صاف است. مدل انتقال تابش RTTOV به منظور شبیه سازی دمای درخشندگی جو بدون ابر استفاده شده است. این مدل در اوایل دهه ۱۹۹۰ در مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت وضع هوا^۱ توسعه یافت که ایره و ولف در سال ۱۹۸۸ آن را توصیف کرده اند. اثر پخش برای جو صاف ناچیز است، اما باید اثر جذب به دلیل بخار آب موجود در نظر گرفته شود؛ اگرچه عمق اپتیکی جو به دلیل پخش رالی در محدوده طیفی مشخص جذب بخار آب ناچیز است، شار خورشیدی جذب شده توسط سطح زمین نیز نباید نادیده گرفته شود (لاسیز و هانسن، ۱۹۷۴). در جو صاف، عمق اپتیکی پخش به آرامی با طول موج تغییر می کند؛ در حالی که عمق اپتیکی با جذب به طور ناگهانی تغییر می یابد (چن و همکاران، ۲۰۱۱). شکل ۲ جذب گازها در محدوده مرئی و مادون قرمز در جو صاف را نمایش می دهد. دامنه طیفی مدل RTTOV دامنه ای بین ۰/۴ تا ۲۰ میکرومتر را در محدوده مرئی و مادون قرمز پوشش می دهد که توسط دامنه ای از داده های خط به خط مدل انتقال تابش خط به خط^۲ براساس اینکه چه ضریبی استفاده شود مدیریت می شود (هاکینگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ ونگ، ۲۰۰۷). شکل ۳ مثالی از داده های ۳۷ سطح فشار (دما، بخار آب، و وزن) را برای نقطه ای با حداکثر دما در گیلان و حداقل دما در کهگیلویه و بویراحمد در تاریخ ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ نمایش می دهد. شبیه سازی رادیانس جو بدون ابر براساس رابطه ۱ است:

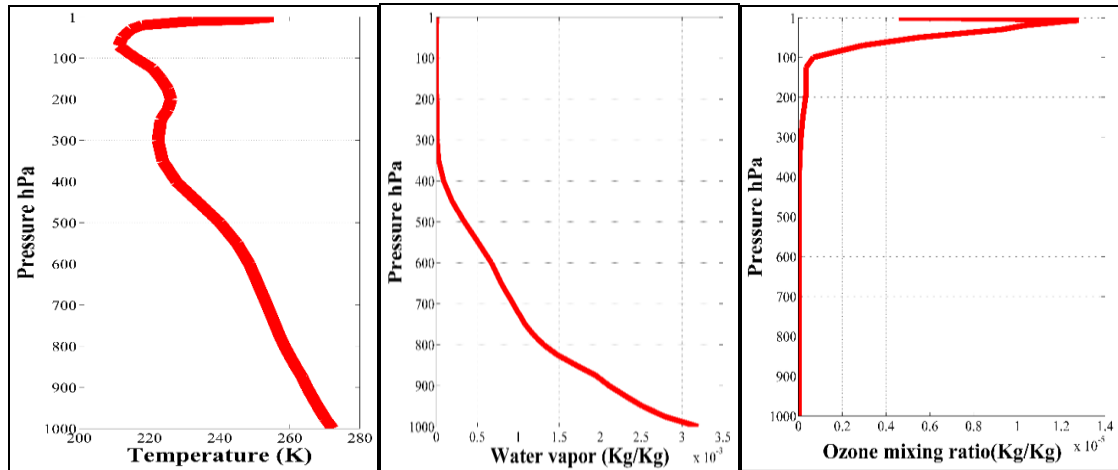
$$B(\nu, \theta) = \tau_s(\nu, \theta) \epsilon_s(\nu, \theta) B(\nu, T_s) + \int_{\tau_s}^1 B(\nu, T) d\tau + (1 - \epsilon_s(\nu, \theta)) \tau_s^2(\nu, \theta) \int_{\tau_s}^1 B(\nu, T) / \tau^2 d\tau L^{c,ir} \quad (1)$$

که در آن L رادیانس جو صاف، θ زاویه دید، ν فرکانس، τ_s انتقال سطح به جو، ϵ_s گسیلمندی سطح، و $B(\nu, T_s)$ تابع پلانک برای فرکانس ν و دمای T است.



شکل ۲. منحنی انرژی طیفی تابش خورشید در سطح دریا و برون یابی شده به جو که بتیت (۱۹۵۱) آن را ارائه کرد نواحی تاریک جذب گاز را در جو صاف نمایش می دهد (لاسیز و هانسن، ۱۹۷۴)

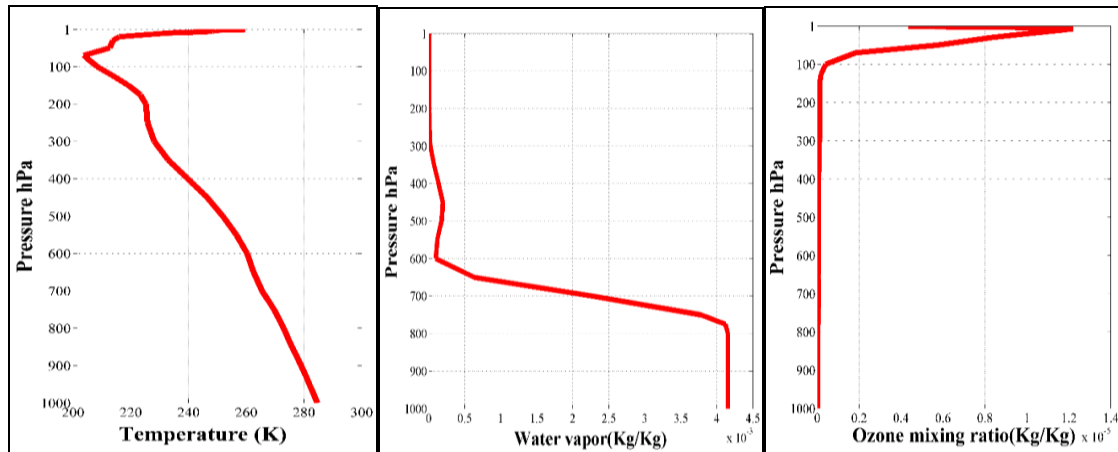
1. European Centers for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF)
2. Line-By-Line Radiative Transfer Model



(ج)

(ب)

(الف)



(و)

(ه)

(د)

شکل ۳. نمونه‌هایی از پروفایل‌های جوی. بالا- گیلان و پایین- کهگیلویه و بویراحمد: داده‌های ازن (الف و د)، بخار آب (ب و ه)، و دما (ج و و) برای تاریخ ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ ساعت ۶ صبح (منبع داده: مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا)

داده‌های استفاده‌شده در جدول ۱ قابل مشاهده است. این داده‌ها شامل داده‌های سطحی (دمای سطحی)، نزدیک سطح (دمای دومتري، بخار آب دومتري، فشار دومتري، و مؤلفه‌های باد در دومتري)، و پروفیل عمودی (فشار، دما، بخار آب، و نسبت اختلاط ازن) از ۳۷ سطح فشاری و در وضوح فضایی ۰/۱ درجه است که ۹۰ نقطه در گیلان و ۹۱ نقطه در کهگیلویه و بویراحمد را پوشش می‌دهد. این داده‌ها از مرکز داده‌ای مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا دریافت شده است. علاوه‌براین داده‌ها، از اطلاعات اضافه دیگری همچون نوع سطح، سیستم مختصات نقاط (طول، عرض، و ارتفاع)، ژئومتري دید (زاویه سمت‌الرأس خورشید و ماهواره و زاویه آزیموت خورشید و ماهواره)، فشار قله ابر، و درصد ابرناکی استفاده شد. به‌دلیل اینکه بخار آب دومتري به‌طور مستقیم در دسترس نیست، این متغیر با استفاده از داده‌های فشار سطحی و دمای نقطه شبنم دومتري از طریق رابطه‌های ۲ و ۳ به‌دست می‌آید:

$$q_{sat} = \frac{\frac{R_{dry}}{R_{vap}} e_{sat}(T)}{p - \left(1 - \frac{R_{dry}}{R_{vap}}\right) e_{sat}(T)} \quad (2)$$

$$\left\{ \alpha_3 \left(\frac{T - T_0}{T - \alpha_4} \right) \right\} e_{sat}(T) = \alpha_1 exp \quad (3)$$

روی یخ $\alpha 1 = 611.21 \text{ Pa}$ ، $\alpha 3 = 22.587$ و $\alpha 4 = -0.7 \text{ K}$

روی آب‌ها $\alpha 1 = 611.21 \text{ Pa}$ ، $\alpha 3 = 17.502$ و $\alpha 4 = 32.19 \text{ K}$

$T_0 = 273.16 \text{ K}$ ، $R_{dry}/R_{vap} = 0.621981$

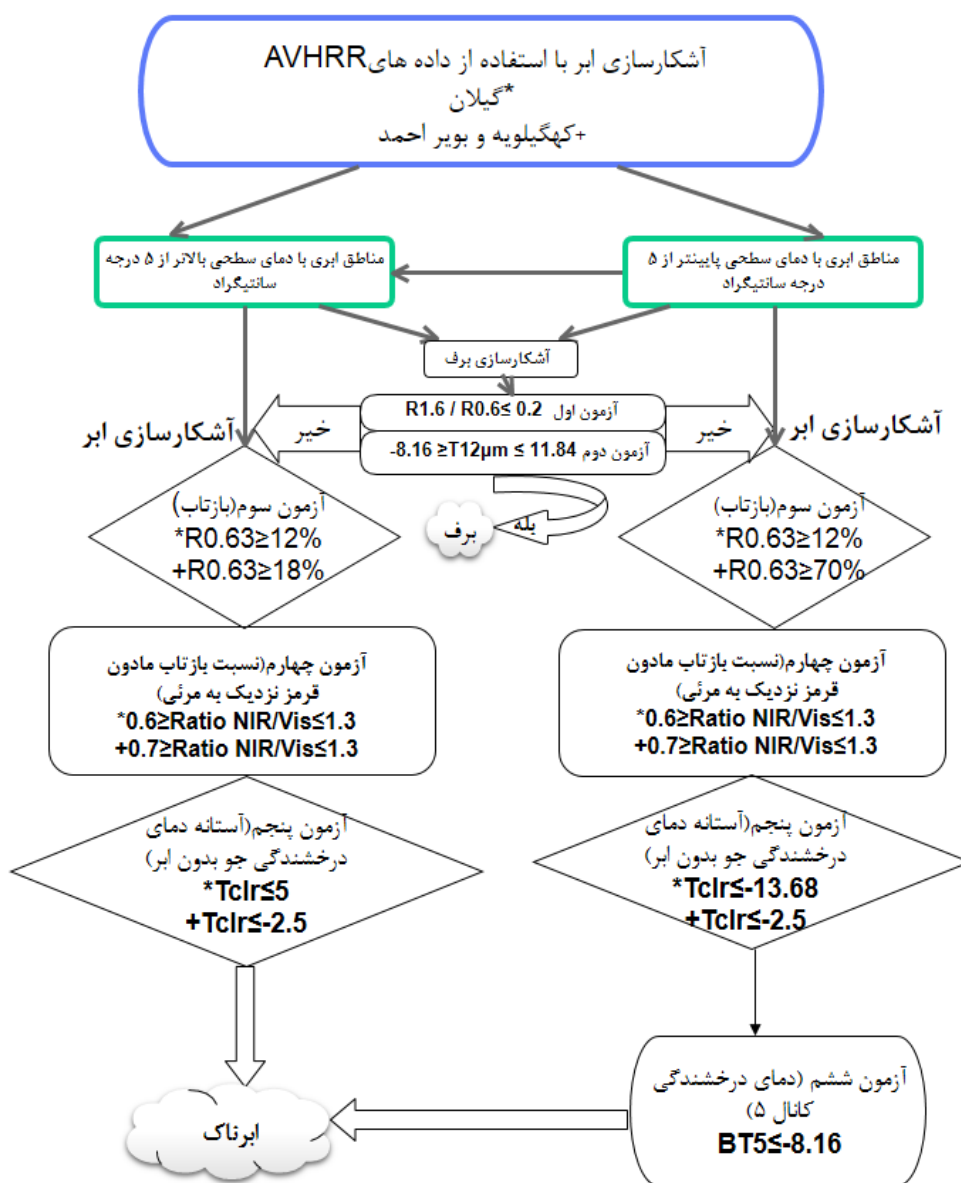
همچنین، به منظور استخراج فشار قله ابر از محصول MOD06 سنجنده MODIS استفاده شد و مجموع پوشش ابر نیز از مرکز داده‌ای مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا دریافت شد.

جدول ۴. داده‌های مورد استفاده در شبیه‌سازی جو بدون ابر. واحدها به ترتیب عبارت است از اکتوپاسکال (hpa)، کلون (K)، کیلوگرم بر کیلوگرم (Kg/Kg)، متر بر ثانیه (m/s)، درجه (Degrees)، درصد (Percent)

| شماره | طبقه داده | نام متغیر | واحد | منبع |
|-------|--------------------|--|---|--|
| ۱ | متغیرهای جوی | لایه فشار دما نسبت اختلاط بخار آب نسبت اختلاط ازن | hPa K Kg/Kg Kg/Kg | ECMWF reanalysis(Era-Interim) |
| ۲ | متغیرهای نزدیک سطح | دمای دومتري بخار اب دومتري فشار دومتري مؤلفه U در ۱۰ متری مؤلفه V در ۱۰ متری | K Kg/Kg hPa m/s m/s | ECMWF reanalysis(Era-Interim) |
| ۳ | متغیرهای سطحی | دمای سطحی | K | ECMWF reanalysis(Era-Interim) |
| ۴ | ژئومتری | زاویه سمت‌الرأس ماهواره زاویه آزیموت ماهواره زاویه سمت‌الرأس خورشید زاویه آزیموت خورشید | Degrees | Calculated according to longitude and latitude |
| ۵ | پارامترها | نوع سطح نوع آب | 0=land 1=sea 2=sea-ice 0=fresh 1=ocean | SRTM digital elevation model at 30 meters |
| ۶ | طرح ساده ابر | ارتفاع عرض و طول جغرافیایی فشار قله ابر مجموع پوشش ابر | hPa percent | MOD06 ECMWF reanalysis(Era-Interim) |

شکل ۴ الگوریتم پیشنهادی را نمایش می‌دهد. جداسازی نواحی برفی اولین و مهم‌ترین گام در آشکارسازی ابر است. آزمون اول، که براساس کانال ۳a (۱/۶ میکرومتر) بر کانال ۱ (۰/۶ میکرومتر) است قبلاً نیز توسط آذروین-مولینا و همکاران (۲۰۱۳) و ترپت و همکاران (۲۰۰۱) استفاده شده است. استفاده از این دو کانال به دلیل استقلال ناحیه مرئی به اندازه ذرات است؛ درحالی‌که ناحیه مادون قرمز وابسته به اندازه ذرات است و میانگین عمق نفوذ انعکاس از اندازه و نوع ذره تأثیر می‌پذیرد (روبلینگ و همکاران، ۲۰۰۶). آلدوی برف در ناحیه مرئی و ماورای بنفش نزدیک بالا و به مقدار ۰/۷ است؛ در صورتی‌که در ناحیه مادون قرمز نزدیک به صفر می‌رسد و به‌طور زیادی برای آشکارسازی برف استفاده می‌شود (ویسامبه و وارن، ۱۹۸۰). اکرم و همکاران (۱۹۹۷، ۲۰۱۰) از محصول برف مادیس برای آشکارسازی ابر استفاده کردند که این محصول نیز از این دو کانال بهره می‌برد. همچنین، ماهر و همکاران (۲۰۱۲) از کانال ۲ سنجنده نقشه بردار موضوعی^۱ ماهواره لندست (۰/۶۰-۰/۵۲) و کانال ۵ (۱/۷۵-۱/۵۵) برای آشکارسازی برف استفاده کردند. این آزمون با در نظر گرفتن مقدار کوچک‌تر مساوی ۰/۲ قادر به آشکارسازی برف است، اما باید آزمون حمایتی از آن وجود داشته باشد که نتیجه را تأیید کند که آزمون دمایی کانال ۵ (۱۲ میکرومتر) با مقدار عددی بین ۸/۱۶- تا ۱۱/۸۴ درجه سانتی‌گراد قادر به تأیید نتایج است. یعنی آزمون اول همراه آزمون دوم در صورتی‌که هر دو مقادیر مشخص ذکر شده را در پیکسلی داشته باشند، آن پیکسل پیکسل برفی در نظر گرفته می‌شود (آذروین-مولینا و همکاران، ۲۰۱۳). خاطرنشان می‌شود که مدل‌های بازتاب برای آشکارسازی برف در دو ناحیه مرئی و مادون قرمز نزدیک توسط مدل‌های انتقال تابش توسعه داده شده‌اند (درین و همکاران، ۱۹۹۳؛ ترپت و همکاران، ۲۰۰۱)؛ اما در مطالعه حاضر به دلیل قدرت تأیید شده این دو آزمون از مدل انتقال تابش برای محدوده بازتاب استفاده نشد. در نتیجه پیکسلی برفی است که آزمون اول بر روی آن مقادیر کوچک‌تر از ۰/۲ و آزمون دوم مقادیر بین ۸/۱۶- تا ۱۱/۸۴ را نشان دهد. در غیر این صورت اگر این دو آزمون با هم منطبق نباشند، پیکسل برفی نیست. در صورتی‌که پیکسل برفی باشد، پیکسل مورد نظر رها و پیکسل بعدی آزمون می‌شود. اگر هیچ یک از این دو آزمون مثبت نبود یا یکی از آن‌ها منفی بود، آزمون‌های سوم، چهارم، و پنجم بر روی آن‌ها انجام می‌گرفت. آزمون سوم بازتاب باند مرئی در محدوده ۰/۶۳ میکرومتر است که برای دو منطقه مطالعه آستانه‌های متفاوتی در نظر گرفته شده است. آزمون چهارم آزمون نسبت بازتاب در محدوده مادون قرمز نزدیک (۰/۹) بر مرئی (۰/۶) اجرا می‌شود که ابرها مقدار نزدیک به یک را در این آزمون دارند (آذروین-مولینا و همکاران، ۲۰۱۳؛ ساندرز و کرییل، ۱۹۸۸). این آزمون به ابرهای آبی حساس است (هاچیسون، ۱۹۹۹). نسبت کمتر از ۱/۶ و بالاتر از ۰/۷۵ ابرناکی را نشان می‌دهد و به دلیل تغییرپذیری بسیار زیاد این نسبت روی خشکی به درستی کار نمی‌کند (ساندرز و کرییل، ۱۹۸۸). این نسبت اگر کمتر از ۰/۷ باشد، پیکسل‌های عاری از ابر یا صاف را به نمایش می‌گذارد (کرییل و همکاران، ۲۰۰۳). آزمون بعدی و مهم‌ترین آزمون دمایی درخشندگی جو صاف در ناحیه ۱۲ میکرومتر است. علت استفاده از این کانال این است که در این کانال ابرها عمق اپتیکی بالاتری دارند (اولسن و گرسل، ۱۹۸۵). ساندرز و کرییل (۱۹۸۸) ذکر کردند تعیین این آستانه تحت شرایط جوی مختلف به‌ویژه در دماهای مختلف بسیار مشکل است و می‌توان از یک مدل میان‌مقیاس برای تعریف دمای درخشندگی بالای جو استفاده کرد. بعد از شبیه‌سازی‌ها مشخص شد هنگامی که دمای سطحی بیشتر از ۵ درجه سانتی‌گراد است، جو صاف به میزان ۰/۳ و ۱/۵ درجه سانتی‌گراد به ترتیب روی استان گیلان و کهگیلویه و بویراحمد سردتر از جو ابری است و برعکس، هنگامی که دمای سطحی کمتر از ۵ درجه سانتی‌گراد باشد، جو

صاف به میزان ۱/۷۵ درجه سانتی‌گراد روی استان گیلان و به میزان ۱۰ درجه روی استان کهگیلویه و بویراحمد گرم‌تر است. بنابراین، در این مطالعه نیز دمای سطحی ابتدا به دو دسته تقسیم شد: مناطق با دماهای زیر ۵ درجه سانتی‌گراد و مناطق با دمای بالاتر از ۵ درجه سانتی‌گراد. این آستانه بدین‌منظور انتخاب شد که آستانه‌های بیشتر یا کمتر از ۵ درجه سانتی‌گراد تفاوت قابل ملاحظه‌ای با این آستانه ایجاد نمی‌کرد. براساس مطالعات گوناگون، مشخص شده است که دمای سطحی پارامتر مهمی در بسیاری از الگوریتم‌های آشکارسازی ابر بوده است (نظیر دیپویی و همکاران، ۲۰۰۵). برای مناطقی که دمای سطحی پایین‌تر از ۵ درجه داشتند آزمون دمای درخشندگی کانال ۱۲ میکرومتر نیز به‌عنوان تأییدکننده آزمون‌های قبلی به کار گرفته شد و پیکسل‌هایی که دمای زیر $-۸/۱۶$ درجه سانتی‌گراد داشتند در صورتی که آزمون‌های قبلی نیز برای آن‌ها مثبت بود، پیکسل‌های ابرناک تلقی شدند.



شکل ۴. الگوریتم ماسک ابر ناحیه‌ای اعمال‌شده برای نقاط گیلان و کهگیلویه و بویراحمد

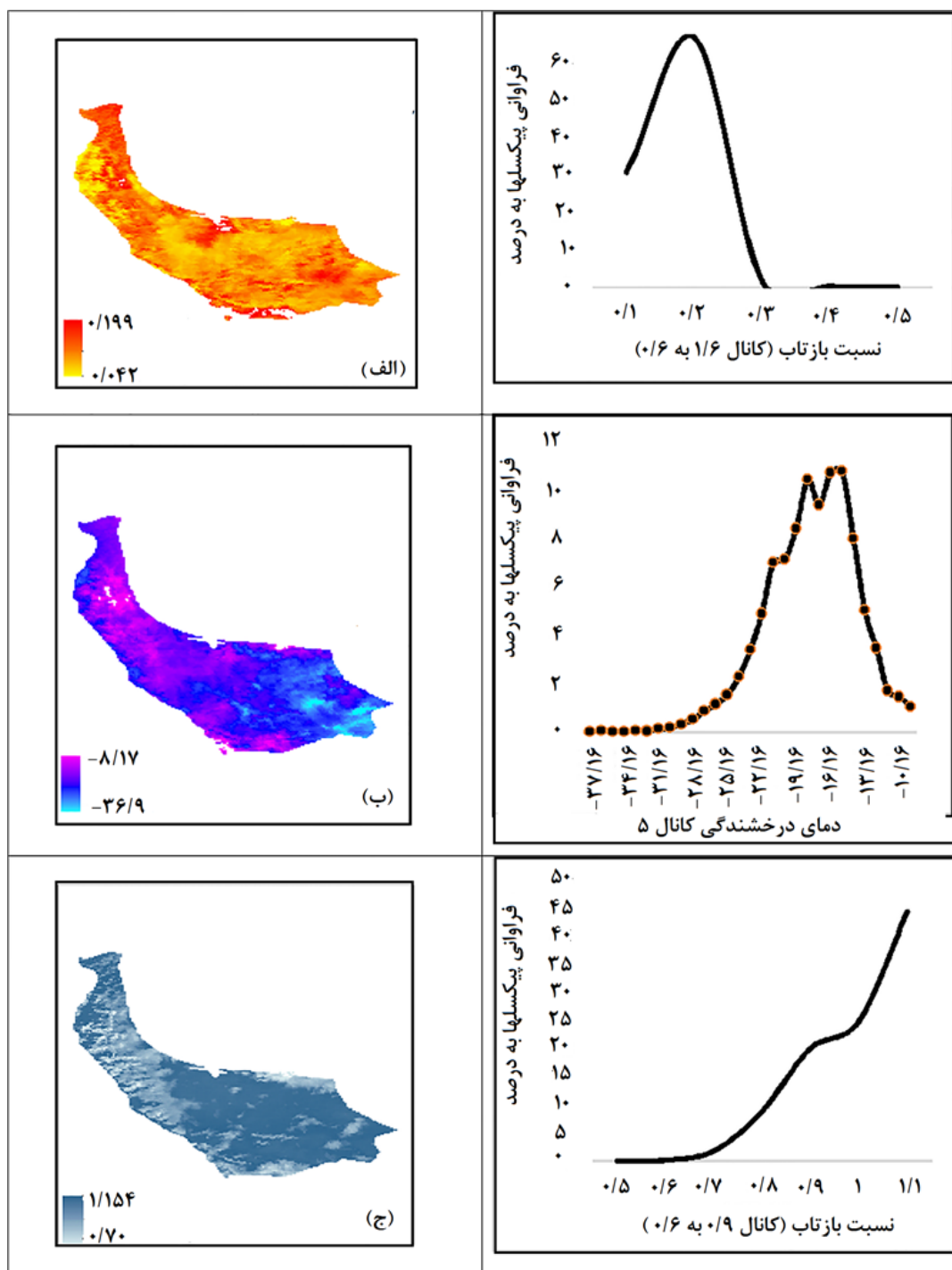
نتایج

آشکارسازی برف

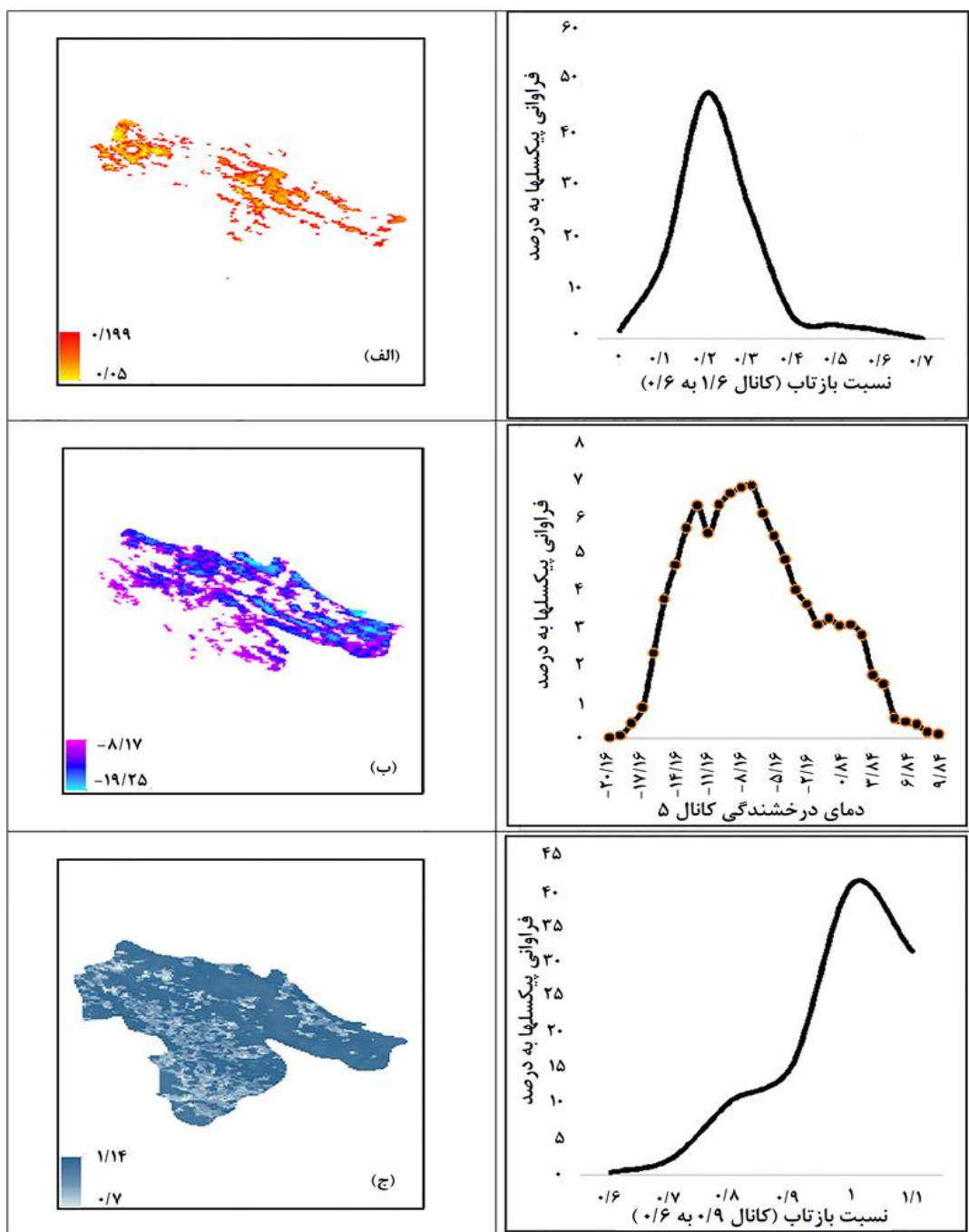
آشکارسازی برف اولین گام برای رسیدن به هدف مطالعه حاضر است. دو آزمون برای شناسایی پیکسل‌های برفی به کار گرفته شد. اولین آزمون نسبت باند مادون قرمز نزدیک (۱٫۶) به باند مرئی (۰٫۷) است. هال و همکاران (۱۹۹۵) اشاره کردند که کانال ۱٫۶ میکرومتر به بهبود تشخیص ابر و برف در روز هنگام کمک زیادی می‌کند. آذورین-مولینا و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه خود روی جزیره ایبری دریافتند که اگر این آزمون به‌تنهایی استفاده شود، منشأ دو دسته خطا می‌شود؛ یکی اینکه ابرهای همرفتی نیز مقادیر پایین‌تر از ۰٫۲ را نشان می‌دهند؛ دوم اینکه استخرها و دریاچه‌ها نیز این آستانه را نشان می‌دهند. در نتیجه آزمون حمایتی دیگری نیز ارائه کردند که اگر مقدار دمای درخشندگی کانال ۱۲ میکرومتر بین ۸٫۱۶- تا ۱۱٫۸۴ درجه سانتی‌گراد باشد، پیکسل‌هایی با برف خالص است. شکل ۵- الف این آزمون را برای گیلان نمایش می‌دهد که مشخص می‌کند بیشتر پیکسل‌های گیلان در روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ مقدار عددی کوچک‌تر مساوی ۰٫۲ را دارند در نتیجه در نگاه اول استنباط می‌شود که پیکسل‌ها برفی است. اینکه این آزمون محدودۀ بزرگی را نشان می‌دهد بدین دلیل است که شامل پیکسل‌های غیر برفی نیز هست؛ همان‌طور که در کار آذورین-مولینا و همکاران (۲۰۱۳) نیز اشاره شد، ابرهای همرفتی و دریاچه‌ها نیز این مقدار از این نسبت را نشان می‌دهند. اما هنگامی که آزمون دوم (دمای کانال ۱۲ میکرومتر بین اعداد ۸٫۱۶- تا ۱۱٫۸۴ درجه سانتی‌گراد باشد) بر روی داده‌های کانال ۵ اجرا شد، مشخص شد که بیشتر ناحیه زیر محدودۀ ۸٫۱۶- درجه سانتی‌گراد واقع شده است (شکل ۵- ب) و بنابراین احتمال برفی بودن آن‌ها رد می‌شود و این پیکسل‌ها احتمالاً ابری‌اند. همچنین، این آزمون بر روی کهگیلویه و بویراحمد نیز اجرا و مشخص شد ناحیه‌ای که دارای مقادیر آزمون اول (کوچک‌تر و مساوی ۰٫۲) (شکل ۶- الف) باشد، منطقه وسیعی را شامل می‌شود. اما با آزمون دمایی (شکل ۶- ب) نتیجه فوق‌تغییرات گسترده‌ای کرد و با این آزمون که دما باید در محدودۀ بین ۸٫۱۶- تا ۱۱٫۸۴ باشد محدودۀ آزمون اول کوچک‌تر شد. شکل ۶- ب نمایش‌دهنده پیکسل‌های برفی منطقه است. درحقیقت، نواحی همپوشانی شکل ۶- ب با شکل ۶- الف نمایش‌دهنده پیکسل‌های برفی است که کاملاً منطبق بر نقاط کوهستانی منطقه است. همان‌طور که در بخش منطقه مورد مطالعه اشاره شد، با توجه به ویژگی‌های جغرافیایی این دو استان در گیلان به‌طور متوسط فقط ۵ روز برفی و در کهگیلویه و بویراحمد تا ۲۰ روز برفی نیز ثبت شده است. ویژگی‌های ارتفاعی دو ناحیه، که اولی دارای موقعیت ساحلی و بعدی دارای موقعیت کوهستانی است، نیز می‌تواند تأییدی بر نتایج حاصل باشد.

آشکارسازی ابر

برای آشکارسازی ابر از آزمون بازتاب کانال یک (۰٫۶) بر روی خشکی (آزمون سوم) کمک گرفته شده است. علت استفاده از این کانال این بود که سطح زمین در این طول موج بازتاب به‌مراتب پایین‌تری نسبت به ابرها دارد و در نتیجه آن تضادی که بین سطح زمین و ابرها ایجاد می‌شود می‌تواند کمک‌کننده مناسبی برای تشخیص ابرها باشد (ساندرز و کریبل، ۱۹۸۸). ساندرز و کریبل (۱۹۸۸) با یافتن بازتاب جو صاف به انتخاب آستانه مناسب برای این کار پرداختند. در این مطالعه نیز چند نمونه تصاویر با جو صاف پردازش شد و پس از مشخص شدن آستانه بازتاب جو صاف، آستانه بازتاب جو ابری برای این دو ناحیه مشخص شد. آذورین-مولینا و همکاران (۲۰۱۳) بازتاب بیش از ۲۰ درصد را برای این منظور به کار بردند. این آزمون نشان داد مقادیر بازتاب بیشتر از ۱۲ درصد برای گیلان می‌تواند برای این کار استفاده شود. در



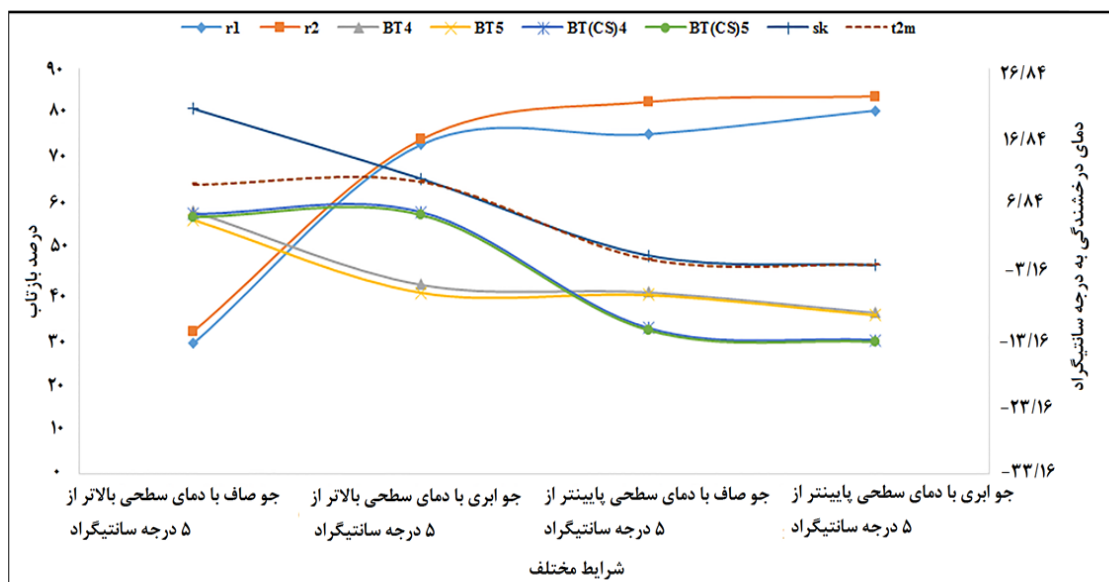
شکل ۵. الف) نسبت کانال 3a به کانال 1؛ ب) دمای درخشندگی کانال؛ ج) نسبت بازتاب کانال مادون قرمز نزدیک (0.9) به مرئی (0.6) در روز 12 ژانویه 2008 ساعت 7:33 با داده‌های NOAA17



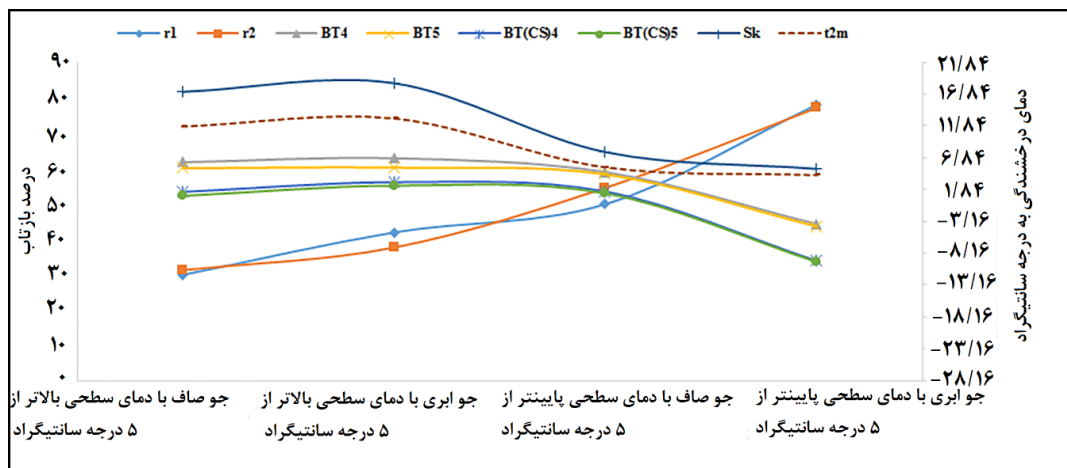
شکل ۶. الف) نسبت کانال ۳a به کانال 1؛ ب) دمای درخشندگی کانال ۵؛ ج) نسبت بازتاب کانال مادون قرمز نزدیک (۰/۹) به مرئی (۰/۶) در روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ ساعت ۷:۳۳ با داده‌های NOAA17

مورد کهگیلویه و بویراحمد مشخص شد بازتاب با مقادیر ۱۸ و ۷۰ درصد با توجه به کانال یک می‌تواند به ترتیب برای دو طبقه ذکر شده (دمای سطحی بالاتر از ۵ درجه سانتی‌گراد و پایین‌تر از آن) ابر را نمایش دهد. این نتیجه کاملاً با ویژگی‌های هر دو استان منطبق است. همان‌طور که در بخش منطقه مورد مطالعه اشاره شد، مقدار متوسط ابرناکی گیلان تا ۷۱ درصد و روی کهگیلویه و بویراحمد تا ۵۱ درصد است که در نتیجه مقادیر بازتاب با آستانه پایین‌تر بر روی گیلان و مقادیر بیشتر بر روی کهگیلویه و بویراحمد آزمون شد. آزمون چهارم آزمون نسبت بازتاب باند مادون قرمز نزدیک (۰/۹)

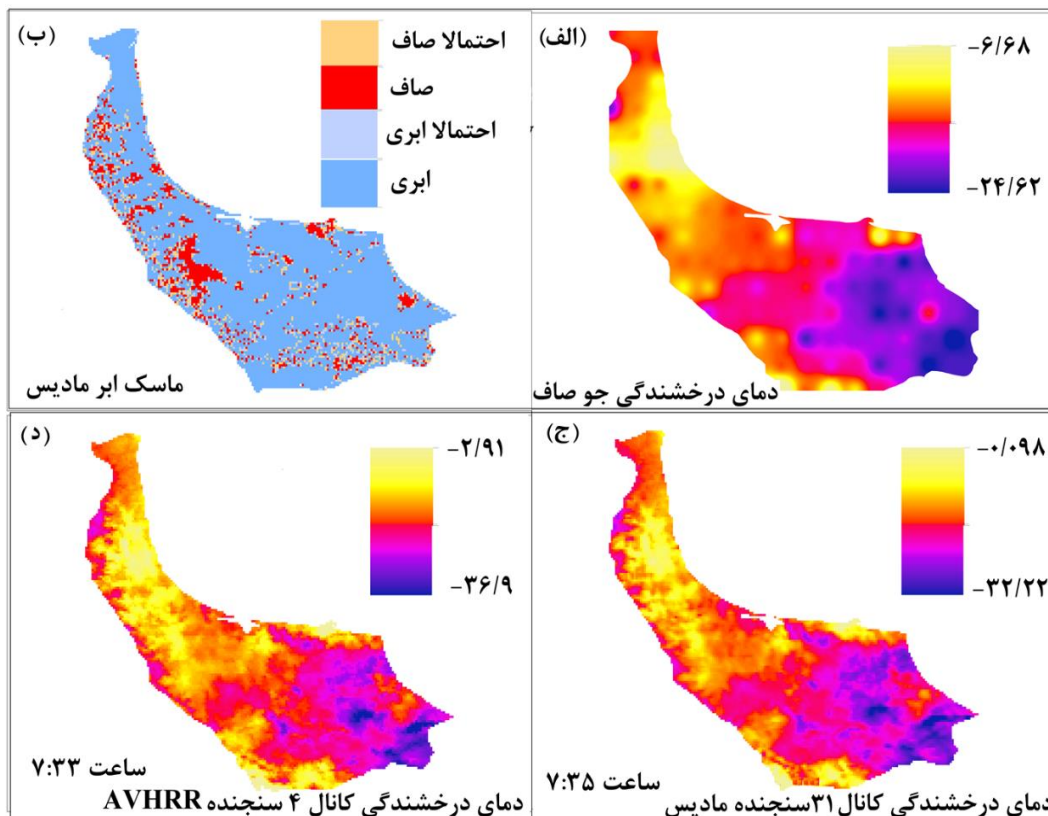
به باند مرئی (۰/۶) است. این آزمون از آن جهت اهمیت دارد که پوشش گیاهی و مناطق بیابانی بازتاب بزرگ‌تری در کانال ۰/۹ میکرومتر دارند و این باعث می‌شود بتوان مناطق بیابانی را از مناطق ابرناک جدا کرد (ساندرز و کریل، ۱۹۸۸). با آزمون و خطا مشخص شد که دامنه بین ۰/۶ تا ۱/۳ روی گیلان (شکل ۵-ج) قادر به آشکارسازی ابر است. این آزمون در کهگیلویه و بویراحمد نشان داد بیشتر نواحی دارای نسبت ۰/۹۵ است و مشخص شد مقدار بین ۰/۷ تا ۱/۳ به‌درستی می‌تواند ابر را آشکارسازی کند (شکل ۶-ج). آزمون آخر و مهم‌ترین آزمون حاضر آزمون دمای درخشندگی جو صاف است که، همان‌طور که در روش‌شناسی پژوهش اشاره شد، بدین‌منظور از مدل انتقال تابش RTTOV استفاده شد. بعد از شبیه‌سازی با مدل انتقال تابش مشخص شد براساس دمای سطحی زمین نتایج متفاوتی قابل بررسی است؛ به‌طوری‌که به‌طور متوسط هنگامی که دمای سطحی بالاتر از ۵ درجه سانتی‌گراد باشد دمای درخشندگی جو صاف سردتر است و بالعکس (شکل ۷ و شکل ۸ به‌ترتیب این موضوع را روی گیلان و کهگیلویه و بویراحمد نشان می‌دهد). در نتیجه، همان‌گونه که در بخش روش‌شناسی اشاره شد و به این نتیجه مهم محققان دیگری نیز اشاره کرده بودند (نظیر دیروبی و همکاران، ۲۰۰۵)، نتایج همه آزمون‌ها به دو دسته با دمای سطحی بالای ۵ درجه سانتی‌گراد و زیر ۵ درجه سانتی‌گراد تقسیم شد. برای گیلان آستانه ۵ و ۱۳/۶۸- درجه سانتی‌گراد به‌ترتیب برای دو دسته ذکر شده استفاده شد. شکل ۹-الف دمای درخشندگی جو صاف شبیه‌سازی شده با مدل RTTOV در کانال ۴ را که بسیار مشابه کانال ۵ است برای روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ نمایش می‌دهد. شکل‌های ۹-ب، ۹-ج، و ۹-د نیز به‌ترتیب ماسک ابر مادیس، دمای درخشندگی کانال ۳۱ مادیس، و کانال ۴ AVHRR را برای روز ذکر شده در گیلان نمایش می‌دهد. شبیه‌سازی جو بدون ابر مشخص کرد در هر دو دسته ذکر شده دمای ۲/۵- در کانال ۵ با کمک آزمون‌های قبلی به شناخت ابرها کمک شایانی می‌کند. شکل ۱۰ مشابه شکل ۹ است؛ با این تفاوت که در ارتباط با کهگیلویه و بویراحمد است.



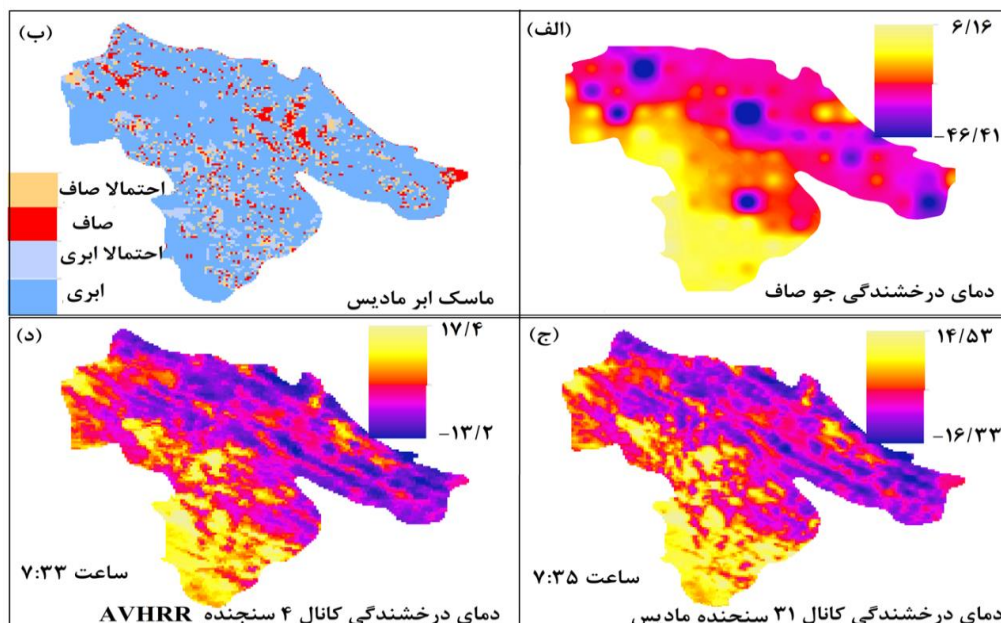
شکل ۷. میانگین بازتاب در کانال ۱ و ۲، دمای درخشندگی کانال ۴ و ۵، دمای درخشندگی جو بدون ابر در کانال ۴ و ۵، که به‌ترتیب با نمادهای r1, r2, BT4, BT5, BT(CS)4, BT(CS)5 برای استان گیلان نمایش داده شده است



شکل ۸. میانگین بازتاب در کانال ۱ و ۲، دمای درخشندگی کانال ۴ و ۵، دمای درخشندگی جو بدون ابر در کانال ۴ و ۵، که به ترتیب با نمادهای r_1 , r_2 , BT4, BT5, BT(CS)4, BT(CS)5 و برای استان کهگیلویه و بویراحمد نمایش داده شده است



شکل ۹. الف) شبیه‌سازی دمای درخشندگی جو بدون ابر از کانال ۵؛ ب) ماسک ابر مادیس؛ ج) دمای درخشندگی کانال ۳۱ سنجنده مادیس در محدوده ۱۱ میکرومتر در روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ ساعت ۷:۳۵؛ د) دمای درخشندگی کانال ۴ AVHRR در محدوده ۱۱ میکرومتر در روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ ساعت ۷:۳۳ روی گیلان



شکل ۱۰. الف) شبیه‌سازی دمای درخشندگی جو بدون ابر از کانال ۵؛ ب) ماسک ابر مادیس؛ ج) دمای درخشندگی کانال ۳۱ سنجنده مادیس در محدوده ۱۱ میکرومتر در روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ ساعت ۷:۳۵؛ د) دمای درخشندگی کانال ۴ AVHRR در محدوده ۱۱ میکرومتر در روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ ساعت ۷:۳۳ روی کهگیلویه و بویراحمد

جدول ۵. صحت‌سنجی نتایج الگوریتم با استفاده از داده‌های ایستگاهی و ماسک ابر مادیس

| سال | تعداد نقاط | گیلان | | تعداد نقاط | نتایج سنجنده مادیس |
|---------|------------|--------------------|----------------|------------|--------------------|
| | | نتایج سنجنده مادیس | نتایج ایستگاهی | | |
| ۲۰۰۳۳۴۱ | ۸۳ | ۹۲٫۲۲ | ۱۰۰ | ۶۹ | ۷۵٫۸۲ |
| ۲۰۰۶۳۹۶ | ۵۸ | ۶۴٫۴۴ | ۱۰۰ | ۶۹ | ۷۵٫۸۲ |
| ۲۰۰۸۰۱۲ | ۶۰ | ۶۶٫۶۶ | ۶۶٫۶۵ | ۵۱ | ۵۶٫۰۴ |
| ۲۰۱۰۳۴۲ | ۵۹ | ۶۵٫۵۵ | ۱۰۰ | ۷۴ | ۸۱٫۳۱ |
| ۲۰۱۱۳۱۳ | ۷۵ | ۸۳٫۳۳ | ۱۰۰ | ۸۵ | ۹۳٫۴ |
| میانگین | ۶۷ | ۷۴٫۴۴ | ۹۳٫۳۳ | ۶۹٫۶ | ۷۶٫۴۷ |

صحت‌سنجی نتایج به‌دست‌آمده

همان‌طور که در بخش داده‌ها اشاره شد، برای صحت‌سنجی ماسک ابر مادیس، این الگوریتم به‌کار گرفته و همچنین داده‌های پوشش ابر ایستگاهی استفاده شد. با به‌کارگیری این آزمون‌ها در ۹۰ و ۹۱ نقطه از گیلان و کهگیلویه و بویراحمد، نتایج از توافق بسیار بالای این آزمون‌ها و ماسک ابر سنجنده مادیس و داده‌های مشاهداتی خبر داد (جدول ۵) که این نتایج کار مطالعات قبلی آزمون‌شده را نیز تأیید می‌کند (نظیر ژو و دا (۲۰۱۴) و وانگ و همکاران (۲۰۱۳)). اگرچه آنچه مشخص است این است که داده‌های سنجنده مادیس روی نواحی کوهستانی دارای توافق ۷۶٫۴۷ با الگوریتم حاضر است و الگوریتم حاضر در ۱۰۰ درصد بررسی با داده‌های ایستگاهی توافق دارد.

بحث و نتیجه‌گیری

به‌منظور صحت‌سنجی ماسک ابر سنجنده مادیس، یک طرح آشکارسازی ناحیه‌ای ابر براساس داده‌های سطح یک سنجنده

AVHRR در دو استان با ویژگی‌های متفاوت جغرافیایی و جوی استفاده شد. پنج تاریخ دارای بالاترین و پایین‌ترین آنومالی و براساس گذر سنجنده‌های مورد بررسی انتخاب شدند. با به‌کارگیری پنج آزمون طیفی همراه یک آزمون آستانه‌گذاری دمای درخشندگی جو بدون ابر نتایج در مورد اخیر بسیار جالب توجه بود؛ زیرا این آزمون براساس شبیه‌سازی با مدل انتقال تابش سبب تقسیم نتایج به دو دسته براساس دمای سطحی شد و هر طبقه جداگانه بررسی شد. این آزمون‌ها به‌ترتیب عبارت بودند از: آزمون نسبت بازتاب باند مادون قرمز نزدیک (۱٫۶۹ به مرئی ۰٫۶)، آزمون دمای درخشندگی کانال ۵ (۱۲ میکرومتر)، آزمون بازتاب کانال ۱، آزمون نسبت بازتاب کانال مادون قرمز نزدیک (۰٫۹) به مرئی (۰٫۶)، و آزمون دمای درخشندگی جو بدون ابر که نتایج آن با استفاده از مدل RTTOV به‌دست آمد. نتایج این آزمون‌ها سبب شد دقت بالای ماسک ابر مادیس به میزان متوسط ۷۴٫۴۴ و ۷۶٫۴۷ به اثبات برسد. بلی و دنک (۲۰۱۳) با به‌کارگیری الگوریتم جدید ماسک ابر نشان دادند که در الگوریتم پیشنهادی آن‌ها بین ۴ تا ۲۴ درصد از نواحی شامل ابرهای پراکنده بودند که توسط الگوریتم سازمان اروپایی بهره‌برداری از ماهواره‌های هواشناسی در طبقه کاملاً ابری قرار گرفته بودند که این مورد در الگوریتم سازمان اروپایی باعث تخمین بالاتر ابر می‌شد. از مزیت روش این محققان استفاده از نقشه‌های ترکیبی جو صاف برای مقایسه با جو ابری بود. وانگ و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از ماهواره چینی FY-3A/VIRR نشان دادند الگوریتم جدید معرفی شده توسط آن‌ها در چین در ۴۷ درصد موارد با داده‌های مادیس و در ۹۶ درصد با داده‌های زمینی منطبق است. از مزیت کار آن‌ها این است که، علاوه بر شاخص تفاضل نرمال شده برف به‌کارگرفته شده برای جداسازی پیکسل‌های برفی، از شاخص تفاضل نرمال پوشش گیاهی نیز برای جداسازی نواحی پوشیده از آب استفاده کردند، زیرا مقادیر منفی این شاخص آب‌ها را نشان می‌دهد. خاطر نشان می‌شود از اهداف اصلی پژوهش آن‌ها بهبود ماسک ابر CLAUDIA^۱ بوده است. دیرویی و همکاران (۲۰۰۵) در اروپا ماسک ابری را با استفاد از رادیومتر پیشرفته با وضوح بسیار بالا و با استفاده از شبیه‌سازی مدل انتقال تابش از جو صاف ارائه کردند و نشان دادند در شرایط جو صاف الگوریتم پیشنهادی آن‌ها ابر را تا ۲ اکتاو بیشتر و در شرایط کاملاً ابری میزان ابر را یک اکتاو کمتر تخمین زده است. یکی از مزیت‌های اصلی پژوهش آن‌ها شبیه‌سازی جو صاف بوده است. دا (۲۰۱۴) و ژو و دا (۲۰۱۴) دقت بالای ماسک ابر خود را در مقایسه با داده‌های ماسک ابر مادیس به میزان ۹۲٫۹۴ درصد روی خشکی و ۹۱٫۵ درصد روی دریا نمایش دادند. از مزیت کار آن‌ها استفاده از مدل انتقال تابش CRTM برای شبیه‌سازی دمای درخشندگی جو صاف بوده است. همچنین، آن‌ها از داده‌های زمین‌آهنگ GOES بدین‌منظور بهره برده‌اند که دارای وضوح زمانی بالا (هر ۳۰ دقیقه) است. با توجه به پژوهش‌های انجام‌گرفته، پیشنهاد می‌شود از داده‌های ماهواره‌های زمین‌آهنگ به‌منظور بررسی با وضوح زمانی بالاتر نسبت به داده‌های ماهواره‌های خورشیدآهنگ استفاده شود. همچنین، جداسازی پهنه‌های آبی نیز از موارد بسیار مهم است که در تشخیص مناطق ابری کمک شایانی می‌کند. استفاده از شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهی برای این منظور گزینه مناسبی است. همچنین، در این پژوهش مقایسه‌ای بین مدل‌های انتقال تابش انجام نگرفت. پیشنهاد می‌شود مدل CRTM نیز استفاده شود. امروزه، ماسک ابر مادیس یکی از قوی‌ترین ماسک ابرهایی است که از ورودی‌های زیادی برای شناسایی مناطق ابری استفاده می‌کند. پژوهش حاضر نیز این امر را به اثبات رساند که این ماسک ابر، علاوه بر اینکه می‌تواند به‌منظور مقایسه با ماسک ابرهای ناحیه‌ای استفاده شود، خود نیز از دقت بسیار زیادی برخوردار است. همان‌طور که پژوهش‌های داخلی (قاسمی فر و همکاران، ۲۰۱۷) و پژوهش‌های خارجی (نظیر کوتاربا، ۲۰۱۶) آن را به اثبات رسانده‌اند.

منابع

- قاسمی‌فر، الف؛ فرج‌زاده، م؛ قویدل رحیمی، ی. و علی‌اکبری بیدختی، ع.ع. (۱۳۹۷). بررسی تغییرات فضایی- زمانی ابرناکی بر پایه ویژگی‌های جغرافیایی و داده‌های سنجش از دور در ایران، فیزیک زمین و فضا، ۴۴(۱): ۱۰۳-۱۲۴.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۷). آب و هوای ایران، چاپ هشتم، دانشگاه پیام نور، تهران.
- Ackerman, S.A.; Frey, R.A.; Strabala, K.I.; Liu, Y.; Gumley, L.E. and Menzel, W.P. (2010). Discriminating clear-sky from cloud with modis algorithm theoretical basis document (mod35), V.6.1.
- Ackerman, S.A.; Strabala, K.I.; Menzel, W.P.; Frey, R.A.; Moeller, C.C. and Gumley, L.E. (1998). Discriminating clear sky from clouds with MODIS, Journal of geophysical research, 103(D24): 32,141-32,157.
- Ackerman, S.A.; Strabala, K.I.; Menzel, W.P.; Frey, R.A.; Moeller, C.C.; Gumley, L.E.; Baum, B.; Schaaf, C. and Riggs, G. (1997). Discriminating clear-sky from cloud with modis algorithm theoretical basis document (mod35), V3.2.
- Alijani, B. and Harman, J.R. (1985). Synoptic Climatology of Precipitation in Iran, Annals of the association of American geographers, 75(3): 404-416.
- Azorin-Molina, C.; Baena-Calatrava, R.; Echave-Calvo, I.; Connell, B.H.; Vicente-Serrano, S.M. and Lopez-Moreno, J.L. (2013). A daytime over land algorithm for computing AVHRR convective cloud climatologies for the Iberian Peninsula and the Balearic Islands: Int. J. Climatol, 33: 2113-2128.
- Aune, R.M.; Frey, R. and Wetzel-Seemann, S. (2003). Evaluating Water Vapor and Cloud Retrievals from MODIS Over Antarctica, 12th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, February 2003.
- Bauer, P. (2002). Microwave radiative transfer modeling in clouds and precipitation. Part I: Model description: NWP SAF Rep, NWPSAF-EC-TR-005, 27 pp.
- Bennartz, R., Greenwald, T. (2011). Current problems in scattering radiative transfer modelling for data assimilation, quarterly journal of the royal meteorological society., 137(661): Pages 1952-1962.
- Bley, S. and Deneke, H. (2013). A threshold-based cloud mask for the high-resolution visible channel of Meteosat Second Generation SEVIRI, Atmos. Meas. Tech., 6: 2713-2723, doi:10.5194/amt-6-2713-2013.
- Chen, Y.; Han, Y.; Van Delst, P. and Weng, F. (2013). Assessment of Shortwave Infrared Sea Surface Reflection and Nonlocal Thermodynamic Equilibrium Effects in the Community Radiative Transfer Model Using IASI Data, Journal of atmospheric and oceanic technology, 30: 2152-2160, DOI: 10.1175/JTECH-D-12-00267.1.
- Chen, X.; Wei, H.; Yang, P.; Jin, Z. and Baum, B.A. (2011). An efficient method for computing atmospheric radiances in clear-sky and cloudy conditions, Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 112: 109-118, doi:10.1016/j.jqsrt.2010.08.013.
- Chen, Y.; Weng, F.; Han, Y. and Liu, Q. (2008). Validation of the Community Radiative Transfer Model by using CloudSat data, Journal of geophysical research, 113: D00A03, doi:10.1029/2007JD009561.
- Ding, S.; Yang, P.; Weng, F.; Liu, Q.; Han, Y.; Van Delst, P.; Li, J. and Baum, B. (2011). Validation of the community radiative transfer model, Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 112: 1050-1064, doi:10.1016/j.jqsrt.2010.11.009.

- Ding, W.Y.; Wan, Q.L.; Zhang, C.Z.; Chen, Z.T. and Huang, Y.Y. (2010). MODIS brightness temperature data assimilation under cloudy conditions: methods and ideal tests, *Journal of tropical meteorology*, 16(4): 313-324, doi: 10.3969/j.issn.1006-8775.2010.04.002.
- Derrien, M.; Farki, B.; Harang, L.; Le Gléau, H.; Noyalet, A.; Pochic, D. and Sairouni, A. (1993). Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR imagery, *Remote Sensing of Environment*, 46(3): 246-267.
- Da, C. (2014). An Objective Regional Cloud Mask Algorithm for GOES Infrared Imager with Regime-Dependent Thresholds for Direct Radiance Assmilation, A Thesis submitted to the Department of Earth, Oceanic and Atmospheric Sciences in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science, Florida State University.
- Dybbroe, A.; Karlsson, K.G. and Thoss, A. (2005). NWCSAF AVHRR Cloud Detection and Analysis Using Dynamic Thresholds and Radiative Transfer Modeling. Part I: Algorithm Description, *Journal of applied meteorology*, 44: 39-54.
- EUMETSAT (2011). AVHRR Level 1b Product Guide, EUM/OPS-EPS/MAN/04/0029, v3A, 21 January 2011.
- ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) (2015). PART IV: PHYSICAL PROCESSES, IFS DOCUMENTATION -Cy41r1 Operational implementation, 12 May 2015.
- Eyre, J.R., and Woolf, H.M. (1988). Transmittance of atmospheric gases in the microwave region: a fast model, *Applied Optics*, 27(15): 3244-3249.
- Eyre, J.R. and Watts, P.D. (1987). A sequential estimation approach to cloud clearing for satellite temperature sounding, *Q. J. R. met. Soc.*
- Farajzadeh, M.; Karimi Ahmadabad, M.; Ghaemi, H. and Mobasheri, M.R. (2007). Studying the moisture flux over west of Iran: a case study of January 1 to 7, 1996 Rain Storm, *Journal of applied sciences*, 7(20): 3023-3030.
- Ghasemifar, E.; Farajzadeh, M.; Perry, M.C.; Ghavidel Rahimi, Y. and Bidokhti, A.A. (2017). Analysis of spatiotemporal variations of cloud fraction based on geographic characteristics over Iran, *Theor Appl Climatol*, <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2308-1>.
- Ghasemifar, E.; Mohammadi, C. and Farajzadeh, M. (2018). Spatiotemporal analysis of snow cover in Iran based on topographic characteristics, *Theoretical and Applied Climatology*, <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2690-3>.
- Hocking, J. ; Rayer, P. Rundle, D.; Saunders, R., Matricardi, M.; Geer, A. and Brunel, P.; Vidot, J. (2014). RTTOV v11 Users Guide, V1.3, Doc ID: NWPSAF-MO-UD-028.
- Hocking, J.; Francis, P.N. and Saunders, R. (2011). Cloud detection in Meteosat Second Generation imagery at the Met Office, *Meteorol. Appl.*, 18: 307-323 .
- Hocking, J.; Francis, P. and Saunders, R. (2009). The use of ancillary surface data products in the office SEVIRI cloud mask, EUMETSAT Meteorological satellite conference, At Bath, United Kingdom.
- Han, W. and Dong, P. (2012). Study and comparison of simulation of satellite microwave observations in cloudy and rainy areas using RTTOV and CRTM: In. Proc, 18th International TOVS Study Conference, 94-95.
- Hutchison, K.D. (1999). Application of AVHRR/3 Imagery for the Improved Detection of Thin Cirrus Clouds and Specification of Cloud-Top Phase, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(1999\)016<1885:AOAIFT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<1885:AOAIFT>2.0.CO;2), <http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0426%281999%29016%3C1885%3AAOAIFT%3E2.0.CO%3B2>.

- Han, Y.; Van Delst, P.; Liu, Q.; Weng, F.; Yan, B.; Treadon, R. and Derber, J. (2006). NOAA Technical Report NESDIS 122, JCSDA Community Radiative Transfer Model (CRTM) - Version 1.
- Hall, D.K.; Riggs, G.A. and Salomonson, V.V. (1995). Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data, *Remote Sensing of Environment*, 54(2): 127-140.
- Imai, T. and Yoshida, R. (2016). Algorithm Theoretical Basis for Himawari-8 Cloud Mask Product, Meteorological satellite center technical note, 61.
- Joint Center for Satellite Data Assimilation (JCSDA), June 20, 2013, rev29365.CRTM: v2.1.3 User Guide.
- Kim, M.J.; English, S.; Bauer, P.; Geer, A. and Okamoto, K. (2008). Comparison of progress in assimilating cloud-affected microwave radiances at NCEP, ECMWF, JMA and the Met Office, NWP SAF Satellite Application Facility for Numerical Weather Prediction Visiting Scientist mission report Document NWPSAF-MO-VS-037, Version 1.0.
- Kotarba, AZ. (2016.) Regional high-resolution cloud climatology based on MODIS cloud detection data, *Int J Climatol*, 36(8): 3105-3115. <https://doi.org/10.1002/joc.4539>.
- Kim, J.H.; Kang, J.H. and Lee, S. (2014). A comparison of observed and simulated brightness temperatures from two radiative transfer models of RTTOV and CRTM, *Jour. Korean Earth Science Society*, 35(1):19-28, <http://dx.doi.org/10.5467/JKESS.2014.35.1.19>.
- Klüser, L.; Killius, N. and Gesell, G. (2015). APOLLO_NG – a probabilistic interpretation of the APOLLO legacy for AVHRR heritage channels, *Atmospheric measurement techniques*, 8: 4155-4170. doi:10.5194/amt-8-4155-2015.
- Kriebel, K.T.; Gesell, G.; Kästner, M. and Mannstein, H. (2003). The cloud analysis tool APOLLO: improvements and validations, *Int. J. Remote Sens.*, 24: 2389-2408.
- Kriebel, K.T. (1989). Cloud properties derived from AVHRR data, ECMWF/EUMETSAT Workshop on The Use of Satellite Data in Operational Numerical Weather Prediction: 1989-1993, 9-12 May 1989, Conference location: Shinfield Park, Reading. publisher: ECMWF.
- Kim, J.H.; Kang, J.H.; Chun, H.W. and Lee, S. (2013). Comparison of simulated radiance fields using RTTOV and CRTM at microwave frequencies in kops framework: 2013 EUMETSAT and 19th AMS Conference, Vienna, Austria, 16-20 Sep 2013.
- Lievens, H.; Al Bitar, A.; Verhoest, NEC.; Cabot, F.; De Lannoy, G.J.M.; Drusch, M.; Dumedah, G.; Hendricks Franssen, H.J.; Kerr, Y.; Tomer, S.K.; Martens, B.; Merlin, O.; Pan, M.; Van den Berg, M.J.; Vereecken, H.; Walker, J.P.; Wood, E.F. and Pauwels, V.R.N. (2015). Optimization of a Radiative Transfer Forward Operator for Simulating SMOS Brightness Temperatures over the Upper Mississippi Basin, *Journal of Hydrometeorology*, 16(3): 1109-1134, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-14-0052.1>.
- Liu, Q.; Van Delst, P.; Zhu, T.; Weng, F. and Boukabara, S.A. (2015). Community Radiative Transfer Model (CRTM) For Cloud Radiance Simulation: Joint 20th American Meteorological Society (AMS) Satellite Conference, 11th AMS Annual Symposium on New Generation Operational Environmental Satellite Systems, and 3rd AMS Symposium on the Joint Center for Satellite Data Assimilation (JCSDA), 4-8 January 2015, Phoenix, Arizona.
- Liang, X.M.; Ignatov, A.; Kihail, Y.; Heidinger, A.; Han, Y. and Chen, Y. (2008). Validation of the Community Radiative Transfer Model (CRTM) against AVHRR Clear-Sky Processor for Oceans (ACSP) Nighttime Radiances for improved cloud detection and physical SST retrievals: 88th AMS Annual Meeting, 5th GOES Users' Conference, 20-24 January 2008, New Orleans, LA.

- Llewellyn-Jones, D.T.; Minnett, P.J.; Saunders, R.W. and Zavody, A.M. (1984). Satellite multichannel infrared measurements of sea surface temperature of the N.E. Atlantic Ocean using AVHRR/2, *Q. J. R. met. Soc.*, 110: 613.
- Lacis, A.A. and Hansen, J.E. (1974). A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere, *Journal of the atmospheric sciences*, 31: 118-133.
- Prata, F. (2013). Detecting and Retrieving Volcanic Ash from SEVIRI Measurements Algorithm Theoretical Basis Document, v1.0 DRAFT of 22 May 2013.
- Maher, A.I.; Treitz, P.M. and Ferguson, M.A.D. (2012). Can Landsat data detect variations in snow cover within habitats of arctic ungulates?, *Wildl. Biol.*, 18: 75-87, DOI: 10.2981/11-055.
- McGinnis, D.F. and Tarpley, J.D. (1985). Vegetation cover mapping from NOAA/AVHRR. *Adv. Space Res.*, 5: 359.
- McClain, E.P.; Pichel, W.G. and Walton, C.C. (1985). Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperatures, *J. geophys. Res.*, 90: C6, 11587.
- Niu, J.; Yang, P.; Huang, H.L.; Davies, J.E.; Li, J.; Baum, B.A. and Hu, Y.X. (2007). A fast infrared radiative transfer model for overlapping clouds, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 103: 447-459.
- Olesen, F.S. and Grassl, H. (1985). Cloud detection and classification over oceans at night with NOAA-7, *Int. J. remote Sensing*, 6: 1435.
- Oku, Y. and Ishikawa, H. (2004). Estimation of land surface temperature over the Tibetan Plateau using GSM data, *Journal of Applied Meteorology*, 43(4): 548-561.
- Petrenko, B.; Ignatov, A.; Kihal, Y. and Heidinger, A. (2010). Clear-Sky Mask for the Advanced Clear-Sky Processor for Oceans, *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 27: 1909-1623. DOI: 10.1175/2010JTECHA1413.1.
- Pinker, R.T. (1985). Determination of surface albedo from satellites, *Adv. Space Res.*, 5: 333.
- Price, J.C. (1984). Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA-7 AVHRR, *J. geophys. Res.*, 89: 7231.
- Pilewskie, P. and Twomey, S. (1987). Cloud phase determination by reflectance measurements near 1.6 and 2.2 μm , *J. Atmos.Sci.*, 44: 3419-3420.
- Parajka, J. and Blöschl, G. (2008). Spatio-temporal combination of MODIS images – potential for snow cover mapping, *Water Resources Research*, 44: W03406.
- Rosenkranz, P.W. and Barnet, C.D. (2006). Microwave radiative transfer model validation, *Journal of geophysical research*, 111, D09S07, doi:10.1029/2005JD006008.
- Rossow, W.B. and Schiffer, R.A. (1991). Isccp cloud data product, *Bulletin of the American meteorological society*, 72(1): 1-20.
- Roebeling, R.A.; Feijt, A.J. and Stammé, S.P. (2006). Cloud property retrievals for climate monitoring: Implications of differences between Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on METEOSAT-8 and Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on NOAA-17, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, D20210, doi:10.1029/2005JD006990.
- Rossow, W.B. and Schiffer, R.A. (1999). Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11): 2260-2287.
- Spurr, R.J.D.; Kurosu, T.P. and Chance, K.V. (2001). A linearized discrete ordinate radiative transfer model for atmospheric remote-sensing retrieval, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 68: 689-735.

- Saunders, R.W. and Kriebel, K.T. (1988). An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, 9(1): 123-150, DOI: 10.1080/01431168808954841.
- Takashima, T. (1975). A new approach of the adding method for the computations of emergent radiation of an inhomogeneous plane-parallel planetary atmosphere, *Astrophysics and space science*, 36: 319-328.
- Troj'akova, A. and M'ajek, M. (2011). Assimilation of SEVIRI data, report from LACE stay in Budapest, Scientific supervisor: Roger Randriamampianina.
- Thompson, S.D. (2004). Evaluation of a microwave radiative transfer model for calculating satellite brightness temperature, MS thesis, Department of Electrical and Computer Engineering, university of central Florida.
- Trepte, Q.; Arduini, R.F.; Chen, Y.; Sun-Mack, S.; Minnis, P.; Spangenberg, D.A. and Doelling, D.R. (2001). Development of a daytime polar cloud mask using theoretical models of nearinfrared bidirectional reflectance for ARM and CERES, *AMS 6th Conference on Polar Meteorology and Oceanography*, 4-18 May 2001 San Diego, CA, 242-245.
- Wiscombe, W. and Warren, S.G. (1980). A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow, *J. Atmos. Sci.*, 37: 2712-2733.
- Weng, F. (2007). Advances in Radiative Transfer Modeling in Support of Satellite Data Assimilation, *Journal of the atmospheric sciences-Special Section*, 64: 3799-3807.
- Wang, X.; Li, W.; Zhu, Y. and Zhao, B. (2013). Improved cloud mask algorithm for FY-3A/VIRR data over the northwest region of China, *Atmos. Meas. Tech.*, 6: 549-563, doi:10.5194/amt-6-549-2013.
- Zou, X. and Da, C. (2014). An objective regional cloud mask algorithm for GOES infrared imager radiance assimilation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 6666-6680, doi:10.1002/2014JD021455.
- Zou, X.; Zhuge, X. and Weng, F. (2016). Characterization of Bias of Advanced Himawari Imager Infrared Observations from NWP Background Simulations Using CRTM and RTTOV, *Journal of the atmospheric and oceanic technology*, 33: 2553-2567. DOI: 10.1175/JTECH-D-16-0105.1.