

## بررسی آب قابل بارش و تعیین آستانه بارورسازی ابر توسط نمودارهای ترمودینامیکی و سنجنده مدیس در غرب ایران

دکتر سید علیرضا صادقی حسینی

عضو هیات علمی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران  
sadeghih@ut.ac.ir

دکتر سیده آمنه سجادی

عضو هیات علمی دانشگاه اسلامی واحد رشت  
sa.sajjadi@iaurasht.ac.ir



### چکیده

بررسی آب قابل بارش و تعیین آستانه بارورسازی ابر جهت جلوگیری از صرف هزینه های زیاد بارورسازی ناموفق یا احتمالاً فرا بارورسازی ابر و در نتیجه کاهش پتانسیل بارش بسیار مهم هستند. این پژوهش در یک دوره ۴ ساله (۲۰۰۳ - ۲۰۰۶) در روزهایی که بارش در ایستگاه زمینی ثبت شده برای تبریز و کرمانشاه انجام شده و آب قابل بارش با استفاده از داده های رادیو سوند و نمودارهای ترمودینامیکی و همچنین سنجنده مدیس ماهواره ترا، محاسبه شدند. به کمک منحنی بهترین برازش بین آب قابل بارش و میانگین بارش، آستانه مناسب جهت بارورسازی ابر تخمین زده شد. آستانه محاسبه شده بارورسازی ابر برای آب قابل بارش توسط سنجنده مدیس و رادیوسوند در (۲۱ مورد تبریز و ۱۷ مورد کرمانشاه) مقایسه شد. آستانه به دست آمده توسط سنجنده مدیس در آذربایجان شرقی، (۷ میلی متر و در کرمانشاه، (۱۲) میلی متر است و این مقدار توسط اطلاعات رادیوسوند در همان روزها در آذربایجان شرقی، (۹) میلی متر و در کرمانشاه، (۱۵) میلی متر به دست آمد. به طور کلی نتایج آب قابل بارش به دست آمده از رادیو سوند بیشتر از مقادیر به دست آمده از سنجنده مدیس می باشد که عمدتاً به دلیل ناهمگونی زمان رشد ابر و تصویربرداری سنجنده مدیس و همچنین حساسیت بیشتر سنجنده مدیس نسبت به پس پراکنش امواج فرسرخ توسط ابرهای ضخیم و حساسیت کم این سنجنده در شرایط مه در سطح زمین می باشد.

واژگان کلیدی: آب قابل بارش، آستانه بارورسازی ابر، داده های رادیوسوند، سنجنده مدیس.

## مقدمه

در اکثر کشورهای جهان آب قابل بارش ابر را به وسیله رادار و یا ماهواره به دست می آورند ولی در ایران این امکانات به طور کامل وجود ندارد و لازم است از روش های دیگری استفاده شود. کاربرد این روش در پروژه های مختلف بارورسازی ابر به منظور موفقیت پروژه و جلوگیری از هزینه های اضافی است که در هر بخشی از کشور تابع شرایط جغرافیایی همان منطقه می باشد. در این بررسی مقادیر محاسبه شده ترمودینامیکی با مقادیر واقعی بارش توسط ایستگاه های زمینی و تصاویر ماهواره ای مقایسه شده است تا مدل قابل اعتمادی جهت تعیین آستانه بارورسازی ابر به دست آید.

در پروژه موفق بارورسازی ابرهای همرفتی (PACE Precipitation augmentation for crops experiment) که در ایلینویز توسط سیزواسکات (۱۹۹۳) انجام شد، شاخص آب قابل بارش ابر و پتانسیل شناوری در ۵۰۰ میلی بار (تفاوت دمای محیط و دمای بسته هوا در تراز ۵۰۰ میلی بار) به عنوان فاکتورهای مناسب در بارورسازی ابرها انتخاب شدند و مقدار آب قابل بارش برابر ۲۶ میلی متر را به عنوان بهترین آستانه شروع بارورسازی ابرهای همرفتی در پروژه بارورسازی فوق معرفی کردند.

سیمونوف و گنور گیوف طی سال های (۲۰۰۱-۱۹۹۷) بر روی توفان های شدید و تگرگ در صوفیه بلغارستان جهت تعیین آستانه بارورسازی و سبک کردن تگرگ به محاسبه شاخص های ناپایداری پرداختند. در این بررسی مقدار CAPE (Convective available potential energy) برابر  $3785 \text{ jkg}^{-1}$  و سرعت بالا  $21/9 \text{ ms}^{-1}$  و آب قابل بارش  $12/9 \text{ J.kg}^{-1}$  به دست آمد.

مونزاتو و مورگان (۲۰۰۳)، طی یک دوره هفت ساله (۲۰۰۱-۱۹۹۵) توفان های تندی منطقه ای در ونیز ایتالیا را مورد بررسی قرار دادند و بهترین شاخص پیش بینی وقوع و شدت توفان های تندی را مانند سرعت بالا رو و آب قابل بارش و CAPE و KI (K Index) را در پیش بینی شدت توفان تندی مناسب دیدند.

کراس و سانتوز (۲۰۰۴)، جهت سبک کردن تگرگ در آلبرتای کانادا عملیات بارورسازی ابر را در تابستان ۲۰۰۱ و ۲۰۰۲ بر روی توفان های تگرگ زا به مدت ۸۲ روز انجام دادند و میانگین چندین شاخص ناپایداری را تعیین کردند. مقدار میانگین آب قابل بارش ابر (۱۸/۸) میلی متر، شاخص شولتر (۱/۳-) درجه سانتی گراد، شاخص مجموع مجموعه ها (T T)، ۵۴ درجه سانتی گراد و شاخص بالا روی (۳-) درجه سانتی گراد و انرژی پتانسیل در دسترسی همرفتی برابر  $781 \text{ jkg}^{-1}$  به دست آمد.

کاستا و همکاران (۲۰۰۱)، شاخص های ناپایداری را برای تورنادوها، توفان های تگرگ زا و باران های شدید در شمال ایتالیا محاسبه کردند و شاخص مناسب در تشخیص این نوع بارش ها را معرفی کردند. پلتینک و همکاران (۲۰۰۵)، بر روی اطلاعات به دست آمده از سنجنده مدیس بر روی ساحل آمریکای جنوبی توسط اطلاعات ۵ دقیقه ای به دست آمده، به بررسی ویژگی های حرارتی ابر، پارامترهای میکرو فیزیکی ابر و آب قابل بارش ابر پرداختند.

گائو و کافمن (۲۰۰۳) در روش به دست آمدن آب قابل بارش توسط سنجنده مدیس و خصوصیات آن به این نتیجه رسیدند که پوشش این سنجنده در سطح جهانی است و مدیس نخستین وسیله فضایی که برای بازیابی آب قابل بارش کلی استفاده می شود کنترل کیفیت در دو بعد مطالعات جغرافیایی و اقلیمی و آنالیز آماری اطلاعات انجام می گیرد.

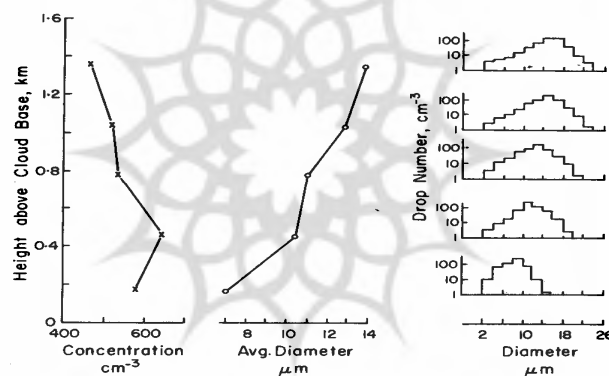
گائو و الکساندر (۱۹۹۰) و گائو و همکاران (۱۹۹۳) به بررسی روش به دست آمدن آب قابل بارش توسط سنجنش از دور پرداختند.

کینگ و همکاران (۲۰۰۳)، ضمن تاکید بر مزایای اطلاعات سنجنده در تحقیقات، باندهای ۱۲۹ را برای بررسی ویژگی های جو چون پوشش ابر- نیمرخ قائم جو- ویژگی های هوا و یزها و کل آب قابل بارش ابر معرفی کردند و به دو الگوی مختلف مقدار آب قابل بارش در ابرهای قطبی رسیدند.

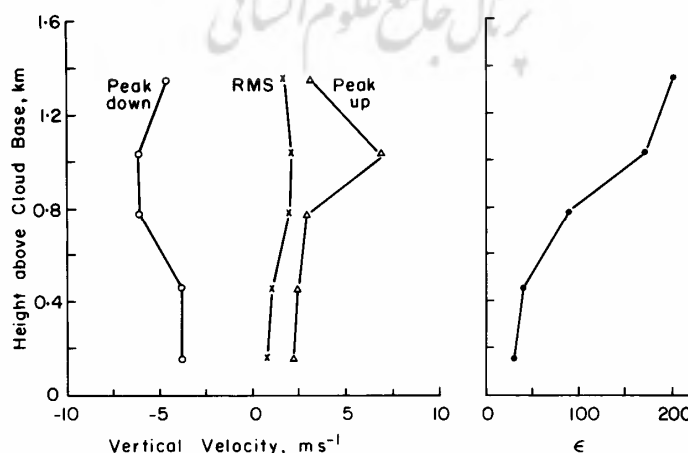
این پژوهش در یک دوره ۴ ساله (۲۰۰۳-۲۰۰۰) در روزهایی که بارش در ایستگاه زمینی ثبت شده، مقدار آب قابل بارش ابر توسط اطلاعات به دست آمده از رادیوسوند ایستگاه های جو بالای تبریز و کرمانشاه و رسم نمودارهای ترمودینامیکی و روابط حاکم مقدار آب قابل بارش به دست آمد سپس با استفاده از خروجی اطلاعات آب قابل بارش ابر توسط سنجنده مدیس در همان روزها و انتخاب بهترین برازش بین دو متغیر بارش زمینی و مقدار آب قابل بارش ابر، آستانه مناسب جهت بارورسازی ابر تخمین زده شد.

### مبانی نظری

حرکات همرفتی و انتقال گرما با افزایش عمر و ضخامت ابر افزایش می‌یابد. در نزدیکی پایه ابر حرکات بالا روی قطرک‌ها سرعت کمی دارد ولی هر چه ضخامت ابر افزایش می‌یابد سرعت بالاروی با افزایش ناپایداری حاصل از آزاد شدن گرمای نهان میعان قطرک‌ها بیشتر خواهد شد. بنابراین آب قابل بارش ابر، نیز افزایش می‌یابد (راجرز و یو، ۱۹۹۶). با توجه به شکل‌های ۱ و ۲، حرکات بالاروی و رشد قطرک‌ها در  $3/4$  از پایه ابر به حداکثر می‌رسد. بعد از آن در نزدیکی قله و لبه‌های ابر به علت درون آمیزی هوای خشک و سرد اطراف با ابر قطرک‌ها تبخیر می‌شود، این درون آمیزی باعث کاهش سریع دما و در نتیجه باعث کاهش نیروهای شناوری و سرعت‌های بالاروی می‌شود. از آن جاکه هوای خشک و سردی که با ابر می‌آمیزد، باعث تبخیر قطرک‌ها و ایجاد سرما در نزدیکی قله ابر می‌شود در این ناحیه کم‌کم آب محتوای ابر سیر نزولی پیدا می‌کند و دمای ابر نیز بیش از پیش کاهش می‌یابد و حرکات بالارونده نیز به تدریج به حرکات پایین رو تبدیل می‌شود. به منظور تعیین آستانه بارورسازی ابر از نموداری استفاده شده است که دارای بهترین برازش بین متغیرها و بیشترین ضریب همبستگی باشد. در نمودارها تا آستانه باروری ناحیه‌ای دیده می‌شود که با افزایش شاخص آب قابل بارش، بارش ایستگاه‌ها تقریباً ثابت و سبک است و کافی نبودن عمر و ضخامت ابر برای بارورسازی مناسب نیست در این مرحله حتی بارورسازی ممکن است باعث کاهش پتانسیل بارش شود ولی زمانی که مقادیر شاخص از مقدار آستانه بیشتر شوند، بارش ایستگاه نیز افزایش می‌یابد و می‌توان آن را مناسب‌ترین مقدار برای بارورسازی ابر (راجرز و یو، ۱۹۹۶) در نظر گرفت.



شکل ۱ - تغییرات غلظت و اندازه قطرک‌ها با ارتفاع و طیف قطرک‌ها در هر ارتفاع (راجرز و یو، ۱۹۹۶)



شکل ۲ - تغییرات بیشینه حرکات بالاروی و پایین‌رو و مقدار میانگین ریشه‌های درجه دوم سرعت قائم و تغییرات انرژی تلاطمی برحسب ارتفاع از پایه ابر (راجرز و یو، ۱۹۹۶).

### ۱- آب قابل بارش توسط نمودارهای ترمودینامیکی

بنا به تعریف، مقدار آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای نمناک، آب قابل بارش (PW) (Precipitable water) نامیده می‌شود و با سانتی‌متر یا میلی‌متر بیان می‌شود. به‌عنوان مثال اگر یک ستون هوای نمناک ۳ سانتی‌متر آب قابل بارش داشته باشد، بدین معناست که در ستون هوایی با سطح مقطع یک سانتی‌متر مربع و به ارتفاع کف تا قله ابر، مقدار ۳ گرم آب به صورت بخار وجود دارد که اگر به طریقی متراکم شود و به شکل آب تغییر شکل دهد، ارتفاع آن از کف ستون ابر، ۳ سانتی‌متر خواهد بود. البته هیچ فرآیندی در طبیعت وجود ندارد که تمامی بخار آب موجود در هوا را به صورت باران متراکم سازد (راجرز و یو، ۱۹۹۶).

در واقع آب قابل بارش به صورت جرم بخار آب موجود در ستونی از هوا به سطح مقطع S از سطح زمین تا انتهای وردسپهر یا بین هردو سطح فشاری دلخواه در نظر گرفته می‌شود. مانزاتو (۲۰۰۳)، برای محاسبه آب قابل بارش به‌عنوان یک شاخص برای پیش‌بینی فعالیت همرفتی از رابطه ساده زیر استفاده کرده است.

$$PWC = \left( \frac{1}{g_p} \int_{p_{ccl}}^{p_{el}} \bar{r} dp \right) \times 10^{-1} \quad (1)$$

که در این رابطه  $\bar{r}$  مقدار متوسط نسبت آمیختگی بین سطوح فشاری پایه و قله ابر است. برای محاسبه آب قابل بارش به کمک نمودار Skew-T به طریق زیر عمل می‌شود: به کمک نمودار دما بین دو نقطه ایی که بر روی نمودار شکستگی وجود دارد تغییرات فشار و نسبت آمیختگی متوسط لایه به دست می‌آید. سپس تغییرات فشار و نسبت آمیختگی متوسط لایه در هم ضرب می‌شوند و مقادیر  $(\bar{r} dp)$  لایه به لایه باهم جمع می‌شوند. باید توجه شود در محاسبه آب قابل بارش هرگاه وارونگی دما بین دو لایه فشاری در بالای پایه ابر وجود داشته باشد، مقدار  $(\bar{r} dp)$  برای آن لایه با علامت منفی در نظر گرفته می‌شود. چون با افزایش دما، پتانسیل پذیرش رطوبت بسته هوا افزایش یافته و کمبود اشباع ایجاد می‌شود و تبخیر در اثر این افزایش دما نیز نمی‌تواند این کمبود اشباع را جبران کند.

### ۲- آب قابل بارش توسط سنجنده مدیس

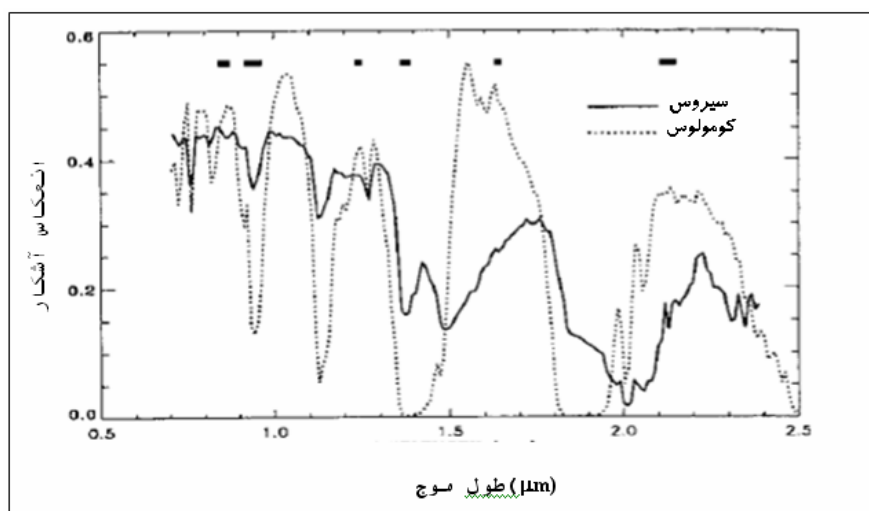
مدیس یکی از ۵ ابزار ماهواره ترا است که در دسامبر ۱۹۹۹ در مدار قرار گرفت و نخستین اطلاعاتش در ۲۴ فوریه ۲۰۰۰ به زمین رسید (کینگ و همکاران ۱۹۹۲).

کانال‌های مدیس در حالتی که آسمان ابری است در ناحیه ۲/۵ و ۰/۸ میکرومتر شامل اطلاعات جذب بخار آب در قله و در داخل ابرها است که در شکل (۳) توضیح داده شده است و در آن طیف ابر پرسا و کومه‌ای توسط هوابرد NASA/JPL از ماهواره ER-۲ در ارتفاع ۲۰ کیلومتری اندازه‌گیری شده است. گذرگاه چند تا از کانال‌های مدیس به‌صورت خط‌های پر علامت‌گذاری شده است. به‌علت این که ابرهای پرسا از ابرهای کومه‌ای خیلی بالاتر هستند قله باند جذبی بخار آب (۰/۹۴ میکرومتر) برای طیف ابر پرسا خیلی کم‌تر از طیف ابر کومه‌ای است.

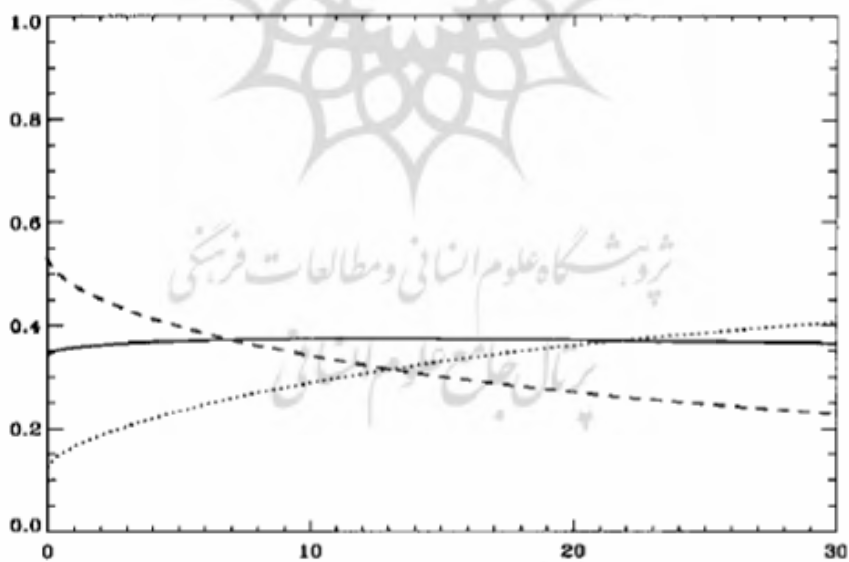
بخار آب جو ضریب جذبی خیلی متفاوتی بر روی گذرگاه‌های کانال‌های مدیس در نزدیک ۰/۹۳۵ و ۰/۹۴ میکرومتر دارند در نتیجه این سه کانال، نسبت به بخار آب حساسیت‌های متفاوتی در شرایط مشابه جوی دارند. کانال قوی جذبی در ۱/۹۳۵ میکرومتر حساس‌ترین کانال در شرایط خشک است در حالی که کانال جذبی ضعیف در ۰/۹۰۵ میکرومتر حساس‌ترین کانال در شرایط مرطوب است تحت یک شرایط جوی مقادیر بخار آب به‌دست آمده از سه کانال می‌تواند متفاوت باشد. مقدار بخار آب متوسط (W) بر طبق معادله (۲) به‌دست می‌آید.

$$W = F_1 w_1 + F_2 w_2 + F_3 w_3 \quad (2)$$

که  $w_1, w_2, w_3$  مقادیر بخار آب از کانال‌های ۰/۹۳۵ و ۰/۹۴ و ۰/۹۱۵ mm است و  $F_1, F_2, F_3$  تابع وزن است. شکل (۴) وابستگی تابع وزنی ( $F$ ) را به کل بخار آب قابل بارش برای سه کانال ۰/۹۴ و ۰/۹۳۵ و ۰/۹۰۵ میکرو متر نشان می‌دهد.



شکل ۳ - مثالی از طیف جذبی بخار آب ابرهای پرسا و کومه‌ای که با طیف سنج تصویری فرسرخ توسط هواپرد NASA / JPL از ماهواره ER-2 در ارتفاع ۲۰ کیلومتری اندازه‌گیری شده است. به علت این که ابرهای پرسا از ابرهای کومه‌ای خیلی بالاتر هستند قله باند جذبی بخار آب (۹.۴+ میکرومتر) برای طیف پرسا خیلی کم‌تر از طیف کومه‌ای است (گائو و کافمن ۲۰۰۳).

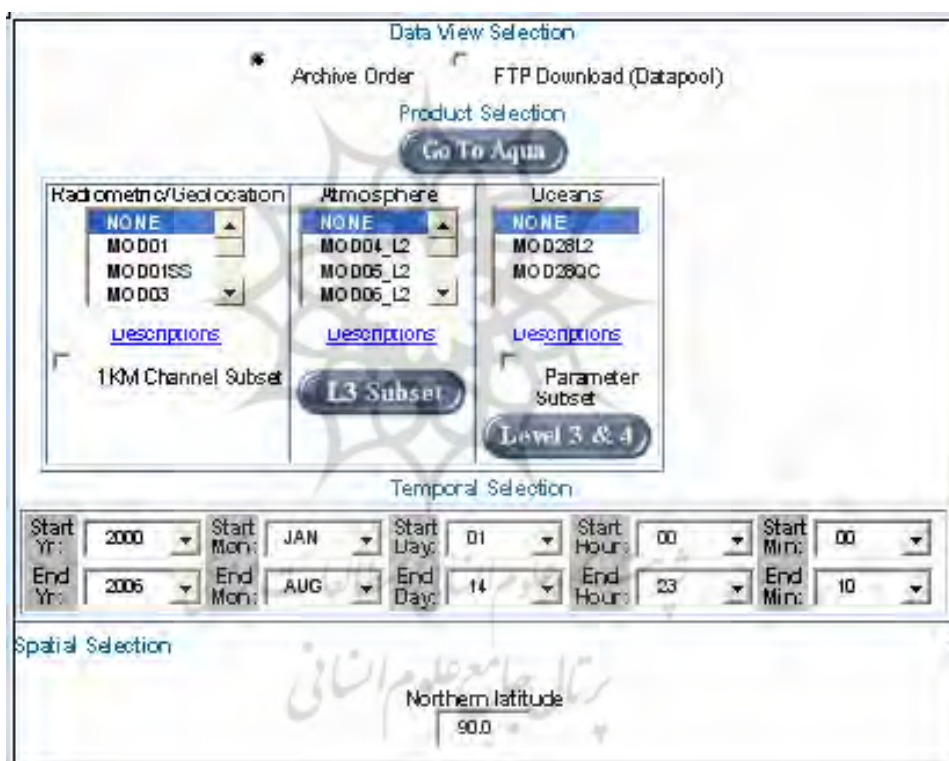


شکل ۴ - نرمال شده فاکتور روزن به عنوان تابعی از کل بخار آب قابل بارش. خطوط پر مربوط به کانال ۹.۴+ میکرومتر و خط چین‌ها مربوط به کانال ۹.۳۵+ میکرومتر و نقطه چین‌ها مربوط به کانال ۹.۰۵+ میکرومتر می‌باشد (گائو و کافمن ۲۰۰۳).

## مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه ایستگاه هواشناسی کرمانشاه (اطلاعات جو بالا و بارش‌های زمینی ایستگاه سینوپتیک) و ایستگاه هواشناسی تبریز (اطلاعات جو بالا و بارش‌های زمینی ایستگاه سینوپتیک) می‌باشد. در بین روزهای بارش سال‌های (۲۰۰۰-۲۰۰۳) مقدار آب قابل بارش توسط رسم نمودارهای Skew-T و رابطه ۱ محاسبه شد.

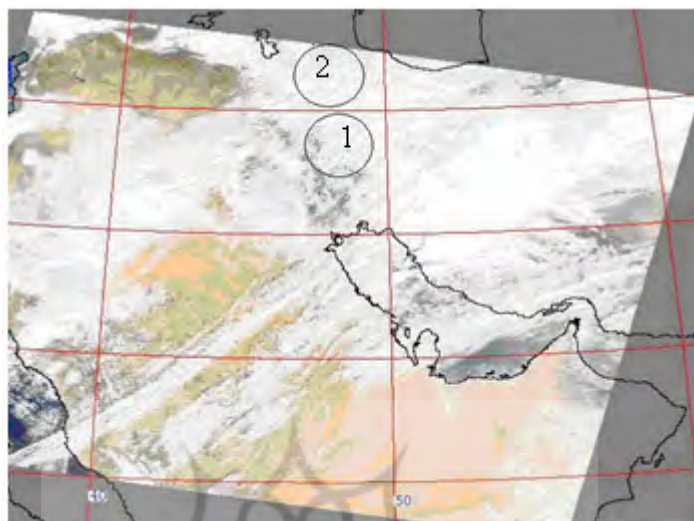
تصاویر ماهواره‌ای سنجنده مدیس در منطقه و در تاریخ‌های فوق استخراج و اطلاعات مربوط به آب قابل بارش به‌دست آمد. داده‌های آب قابل بارش سنجنده مدیس شامل نیمرخ قائم بخار آب موجود در جو است که با استفاده از الگوریتم فرورسرخ در طول روز به‌دست می‌آید. قدرت تفکیک مکانی آن در طول روز ۱ کیلومتر است که پس از دریافت اطلاعات باندهای حرارتی و وارد کردن آن در مدل برآورد آب قابل بارش خروجی به‌دست می‌آید. نرم افزار مورد استفاده جهت دست‌یابی به خروجی و تصاویر ماهواره‌ای مربوط به آب قابل بارش از سنجنده مدیس در (شکل ۵) آورده شده است.



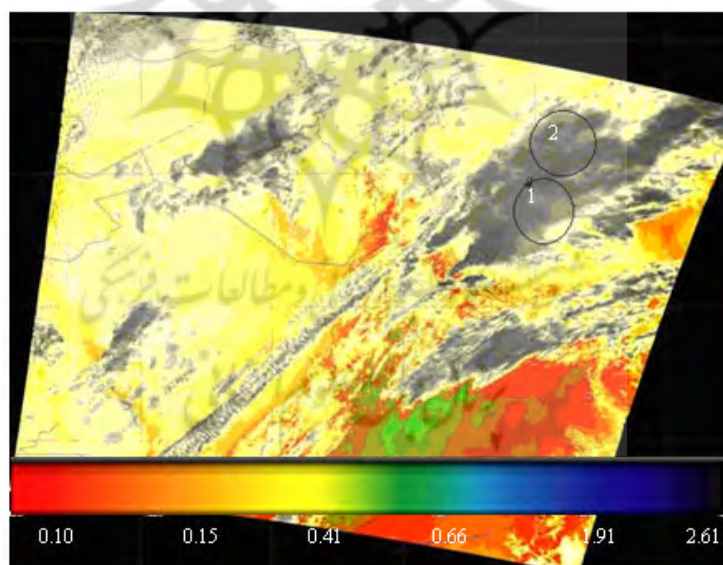
شکل ۵ - نرم افزار مورد استفاده جهت دست‌یابی به خروجی و تصاویر ماهواره‌ای مربوط به آب قابل بارش از سنجنده مدیس (گائو و کافمن ۲۰۰۳).

یک نمونه تصاویر مربوط به پوشش ابر و pw به‌دست آمده در منطقه مورد مطالعه آورده شده است. خروجی مورد نظر به صورت (شکل ۶) به‌دست آمد (که در آن وضعیت هوا به طور خلاصه نشان‌دهنده ورود ابرهای پرسا و یک جت از جنوب غرب می‌باشد. در غرب کشور و محدوده ۱ ابرها مخلوطی از ۳ تراز بالا-میانی و پایین است و محدوده ۲ (شمال غرب) شامل یک جبهه سرد به همراه ابرهای پرسا و کومه ای بارا است که به‌صورت رنگ خاکستری پررنگ می‌باشند). سپس باندهای حرارتی وارد مدل برآورد آب قابل بارش می‌شود. خروجی به‌دست آمده به‌صورت تصویری در متن خاکستری است، در صورتی که نیاز باشد تصویر رنگی شود در نرم افزارهای سنجش از دور کدهای رنگی به دلخواه برای آن تعریف می‌گردد. به عنوان نمونه

مقدار آب قابل بارش در درجه بندی (شکل ۷) بر حسب سانتی متر و محدوده جغرافیایی مشخص شده است که مقدار متوسط آب قابل بارش در پیکسل های موجود در محدوده به دست آمد. برای نمونه بخشی از اطلاعات مربوط به ناحیه ۱ و ۲ آورده شده است و مفهوم هر بخش از خروجی به صورت (جداول ۱ و ۲) نشان داده شده است.



شکل ۶ - پوشش ابر منطقه مورد مطالعه در تاریخ ۲۰۰۳/۱/۱۱ میلادی



شکل ۷ - pw به دست آمده در منطقه مورد مطالعه توسط سنجنده مدیس در تاریخ ۲۰۰۳/۱/۱۱ میلادی خروجی آب قابل بارش بر حسب واحد سانتی متر و در محاسبات بر حسب میلی متر منظور شده است.

## خروجی در ناحیه ۱ :

kermansha pixel 2002/1/11 34.9857 47.1867  
1.65  
kermansha pixel 2002/1/11 34.9781 47.2428  
1.98  
kermansha pixel 2002/1/11 34.9705 47.2988  
1.47  
kermansha pixel 2002/1/11 34.9705 47.2988  
2.05

## جدول ۱. خروجی‌های ناحیه ۱ در تاریخ ۲۰۰۳/۱/۱۱ میلادی

طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تاریخ	پیکسل	نام منطقه	مشخصات پیکسل
47.1867	34.9857	2002/1/11	pixel	kermansha	مشخصات پیکسل
				1.65	مقدار pw(cm)
.....	.....	.....	.....	.....	.....
				2.00	کل pw(cm)

## خروجی در ناحیه ۲:

Tabriz pixel 2002/1/11 38.8142 47.4940  
2.66  
Tabriz pixel 2002/1/11 38.7879 47.6098  
1.59  
Tabriz pixel 2002/1/11 38.7574 47.7439  
1.62  
Tabriz pixel 2002/1/11 38.7263 47.8796  
1.71

## جدول ۲ - خروجی‌های ناحیه ۲ در تاریخ ۲۰۰۳/۱/۱۱ میلادی

طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تاریخ	پیکسل	نام منطقه	مشخصات پیکسل
47.4940	38.8142	2002/1/11	pixel	Tabriz	مشخصات پیکسل
				2.66	مقدار pw(cm)
.....	.....	.....	.....	.....	.....
				1.90	کل pw(cm)

## بحث و بررسی

پس از به دست آوردن مقادیر pw توسط اطلاعات رادیوسوند و سنجنده مدیس در روزهای بارش (۲۱ مورد تبریز و ۱۷ مورد کرمانشاه) و مقدار بارش زمینی در این روزها با برازش شاخص PW بر میانگین بارش، آستانه مناسب بارورسازی ابر در هر روش تعیین شد. مقادیر ۲۵٪ و ۵۰٪ و ۷۵٪ (چارک اول، میانه و سوم) برای pw و میانگین بارش محاسبه شد. به کمک این مقادیر می‌توان برآورد کرد که مقادیر شاخص تا چه میزان می‌تواند نمایانگر بارندگی مناطق باشد.

## ۱- تعیین آستانه pw در تبریز

بهترین برازش PW به دست آمده توسط رادیوسوند و MODIS بر میانگین بارش در تبریز (۲۱ مورد بررسی) در (شکل ۸) آورده شده است خط چین ( $R^2 = 0/84$ ) بهترین برازش آب قابل بارش به دست آمده توسط



راديو سوند و منحنی با خط ممتد ( $R^2 = 0/57$ ) بهترین برازش آب قابل بارش به دست آمده توسط سنجنده مدیس است.

### بررسی توسط اطلاعات راديو سوند در تبریز:

با توجه به (شکل ۸) قبل از این که آب قابل بارش ابر تقریباً ۹ mm شود بارورسازی ابر احتمالاً مفید نمی باشد. زیرا تا قبل از این مقدار با افزایش آب قابل بارش، میزان بارش تقریباً ثابت است و می تواند نشان دهنده کافی نبودن عمر و ضخامت ابر باشد. در نتیجه بارورسازی ابر ممکن است در مجموع باعث کاهش پتانسیل بارش شود. چون با این عمل هسته های میعان و تعداد قطرک های ابر افزایش یافته و از قطر آن ها کاسته می شود در نتیجه نمی توانند از ابر فرو ریزند.

با افزایش عمر و ضخامت ابر و افزایش آب قابل بارش یعنی افزایش میزان آب قابل بارش ابر همان طور که در مشاهده می شود، میزان بارش ایستگاه ها نیز به صورت یکنواختی، افزایش می یابد. با توجه به آب قابل بارش ابر و میزان متوسط بارش ایستگاه ها می توان چنین نتیجه گیری کرد: هنگامی که آب قابل بارش ابر بیش از ۹ mm می باشد اگر اقدام به بارورسازی ابر شود، این بارورسازی احتمالاً می تواند باعث افزایش میزان بارش شود. در این حالت بارورسازی باعث افزایش هسته های میعان شده و تعداد قطرک های ابر را افزایش می دهد. همچنین به علت وجود رطوبت کافی، قطره ها به اندازه کافی رشد کرده و می توانند از ابر فرو ریزند و بر میزان بارش نیز افزوده شود. پس می توان چنین نتیجه گیری کرده که آستانه مناسب برای بارورسازی ابر برای شاخص آب قابل بارش تبریز تقریباً ۹ mm است منحنی برازش نشان می دهد هنگامی که آب قابل بارش ابر بیش از ۳۱ mm است، میانگین بارش ثابت بوده و تقریباً در حدود ۱۶ mm است. همان طور که قبلاً نیز ذکر شد در ۳/۴ از پایه ابر به علت درون آمیزی هوای سرد و خشک به درون ابر، آب قابل بارش ابر کاهش می یابد. وقتی رشد قائم ابر زیاد باشد مقدار آب قابل بارش ابر نیز افزایش می یابد ولی در این حالت تاثیر درون آمیزی هوای سرد و خشک نیز بیشتر است. چون ابر تا ترازهای بالاتر که خشک بوده و دماهای کمتری هم دارد رشد کرده است. در محاسبات ترمودینامیکی مربوط به ابر بعضی از فرآیندهای فیزیکی که در درون ابر رخ می دهد، مانند درون آمیزی هوای سرد و خشک، در نظر گرفته نمی شود راجرز و یو (۱۹۹۶). احتمالاً به همین علت است که منحنی افزایش آب قابل بارش ابر را نشان می دهد ولی میزان بارش ثابت مانده است. چون به علت درون آمیزی مقدار آب قابل بارش ابر از مقدار محاسبه شده کمتر است و همین امر سبب شده روند افزایشی منحنی ادامه پیدا نکرده و میزان بارش ثابت بماند. برای بررسی احتمال بارش های متفاوت مقادیر ۲۵٪، ۵۰٪ و ۷۵٪ آب قابل بارش و میانگین بارش در (جدول ۳) آورده شده است. مقدار چارک اول آب قابل بارش ۹ میلی متر و میانگین بارش ۶ میلی متر به دست آمده است. یعنی در یک حالت ایده آل هنگامی که آب قابل بارش کمتر از ۹ میلی متر است باید میانگین بارش نیز کمتر از ۵ میلی متر باشد. بدیهی است که نمی توان انتظار چنین حالت ایده آلی را داشت. پس برای بررسی این موضوع که تا چه میزان می توان به کمک مقدار آب قابل بارش، میزان بارش را تخمین زد (جدول ۴) تشکیل شده است و همان طور که از (جدول ۴) مشخص است هنگامی که آب قابل بارش از ۱۷ میلی متر بیشتر است تقریباً باید انتظار بارش بیش از ۱۲ میلی متر را داشت. همان گونه که انتظار می رود با کاهش آب قابل بارش احتمال وقوع بارش های کمتر افزایش و احتمال رویداد بارش های بیشتر کاهش می یابد. این بررسی ها که موافق با کار مانزاتو (۲۰۰۳) است به خوبی نشان می دهد که این شاخص برای تخمین میزان بارش مناسب است.

جدول ۳ - مقدار آب قابل بارش و میانگین بارش تبریز برای درصدهای مشخص

درصدهای محاسبه شده	آب قابل بارش (mm)	میانگین بارش (mm)
۲۵٪	۹	۶
۵۰٪	۱۵	۹
۷۵٪	۱۷	۱۲

## جدول ۴ - رابطه بین آب قابل بارش و احتمال بارش های متفاوت در تبریز ( بارش برحسب میلی متر)

آب قابل بارش (mm)	بارش کمتر از ۶	۹ بارش $\leq 3$	۹ بارش $\leq 12$	بارش برابر یا بیش از ۱۲
$PW \geq 17$	احتمال نزدیک صفر	۱۱٪	۱۹٪	۶۷٪
$15 \leq PW < 17$	۹۸٪	احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر
$9 \leq PW < 15$	۴۹٪	۴۹٪	احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر
$PW < 9$	۶۵٪	۳۳٪	احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر

## بررسی توسط اطلاعات مدیس در تبریز:

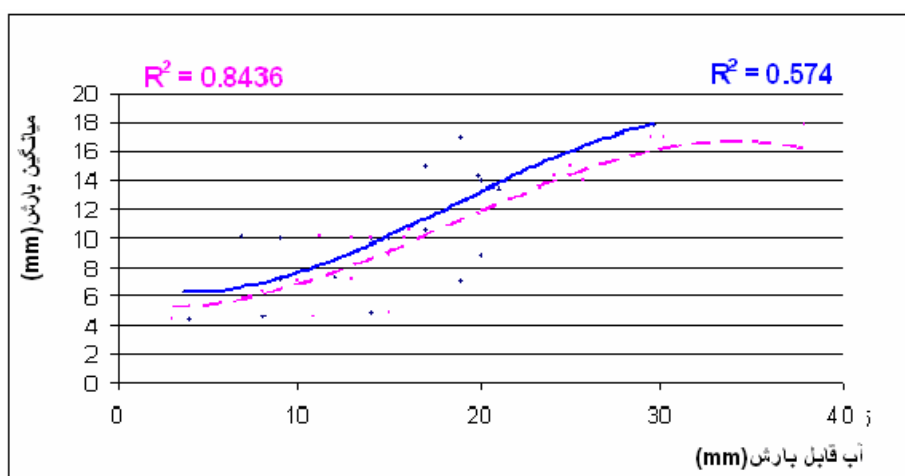
همان طور که در (شکل ۸) و (جدول ۵ و ۶) نشان داده شده است: آستانه مناسب برای بارورسازی ابر برای شاخص مقدار PW اندازه گیری شده توسط MODIS در تبریز بر اساس منحنی بهترین برازش در (شکل ۸) تقریباً ۷ میلی متر است. بر اساس (جدول ۵) مقدار چارک اول آب قابل بارش ۱۱ میلی متر و میانگین بارش ۷ میلی متر به دست آمده است. همان طور که از (جدول ۶) مشخص است هنگامی که آب قابل بارش از ۲۸ میلی متر بیشتر است تقریباً باید انتظار بارش بیش از ۲۰ میلی متر را داشت. در (شکل ۸) خروجی اطلاعات مربوط به اندازه گیری آب قابل بارش توسط رادیوسوند و MODIS، مقایسه شده است، منحنی خط چین با  $R^2 = 0.84$  مربوط به بهترین برازش آب قابل بارش توسط رادیو سوند و منحنی خط ممتد با  $R^2 = 0.57$  مربوط به بهترین برازش آب قابل بارش توسط نمودارهای MODIS است.

## جدول ۵ - مقدار PW توسط MODIS و میانگین بارش تبریز برای درصدهای مشخص

درصدهای محاسبه شده	آب قابل بارش (mm)	میانگین بارش (mm)
۲۵٪	۱۱	۷
۵۰٪	۲۰	۱۴
۷۵٪	۲۸	۲۰

## جدول ۶ - رابطه بین مقدار PW توسط MODIS و احتمال بارش های متفاوت در تبریز (بارش برحسب میلی متر)

آب قابل بارش (mm)	بارش کمتر از ۷	۷ $\leq$ بارش $< 14$	۱۴ $<$ بارش $\leq 20$	بارش برابر یا بیش از ۲۰
$PW \geq 28$	احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر	۹۸٪
$20 \leq PW < 28$	احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر	۹۸٪	احتمال نزدیک صفر
$11 \leq PW < 20$	احتمال نزدیک صفر	۷۴٪	۲۳٪	۱۱٪
$PW < 11$	۸۰٪	۱۶٪	احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر



شکل ۸ - برازش PW به دست آمده توسط رادیو سوند و MODIS بر میانگین بارش در تبریز منحنی خط چین ( $R^2 = 0.84$ ) بهترین برازش آب قابل بارش به دست آمده توسط رادیو سوند و منحنی با خط ممتد ( $R^2 = 0.57$ ) بهترین برازش آب قابل بارش به دست آمده توسط سنجنده مدیس است.

نسبت میانگین آب قابل بارش به دست آمده توسط رادیو سوند (۱۸) و توسط Modis (۱۴) می باشد.

#### ۲- تعیین آستانه pw در کرمانشاه

بهترین برازش PW به دست آمده توسط رادیو سوند و MODIS بر میانگین بارش در کرمانشاه (۱۷ مورد بررسی) در (شکل ۹) آورده شده است. منحنی خط چین ( $R^2 = 0.77$ ) بهترین برازش آب قابل بارش به دست آمده توسط رادیو سوند و منحنی با خط ممتد ( $R^2 = 0.51$ ) بهترین برازش آب قابل بارش به دست آمده توسط سنجنده مدیس است.

#### بررسی توسط اطلاعات رادیوسوند در کرمانشاه:

با توجه به (شکل ۹) نمودار خط چین، قبل از این که آب قابل بارش ابر تقریباً ۱۵ میلی متر شود بارورسازی ابر احتمالاً مفید نمی باشد با توجه به آب قابل بارش ابر و میزان متوسط بارش ایستگاه ها به این نتیجه می رسیم، هنگامی که آب قابل بارش ابر بیش از ۱۵ میلی متر است اگر اقدام به بارورسازی ابر شود، این بارورسازی احتمالاً می تواند باعث افزایش میزان بارش شود پس آستانه مناسب برای بارورسازی ابر برای شاخص آب قابل بارش کرمانشاه تقریباً ۱۵ میلی متر است. همچنین منحنی پرازش نشان می دهد هنگامی که آب قابل بارش ابر بیش از ۶۰ میلی متر است، میانگین بارش ثابت بوده و تقریباً در حدود ۳۵ میلی متر است. مقادیر ۲۵٪، ۵۰٪ و ۷۵٪ آب قابل بارش و میانگین بارش در (جدول ۷) آمده است.

مقدار چارک اول آب قابل بارش ۲۸ میلی متر و میانگین بارش ۷ میلی متر به دست آمده است. یعنی در یک حالت ایده آل هنگامی که آب قابل بارش کم تر از ۲۸ میلی متر است باید میانگین بارش نیز کم تر از ۷ میلی متر باشد. بدیهی است که نمی توان انتظار چنین حالت ایده آلی را داشت. پس برای بررسی این موضوع که تا چه میزان می توان به کمک مقدار آب قابل بارش، میزان بارش را تخمین زد (جدول ۸) تشکیل شده است. همان طور که از (جدول ۸) مشخص است هنگامی که آب قابل بارش از ۳۱ mm بیشتر است تقریباً باید انتظار بارش بیش از ۲۸ mm را داشت. همان گونه که انتظار می رود با کاهش آب قابل بارش احتمال وقوع بارش های کم تر افزایش و احتمال رویداد بارش های بیشتر کاهش می یابد.

## جدول ۷ - مقدار آب قابل بارش و میانگین بارش کرمانشاه برای درصدهای مشخص

درصدهای محاسبه شده	آب قابل بارش (mm)	میانگین بارش (mm)
۲۵٪	۲۸	۷
۵۰٪	۳۰	۲۱
۷۵٪	۳۱	۲۸

## جدول ۸ - رابطه بین آب قابل بارش و احتمال بارش‌های متفاوت در کرمانشاه (بارش برحسب میلی‌متر)

آب قابل بارش (mm)	بارش کمتر از ۷	۲۱ < بارش ≤ ۲۸	بارش برابر یا بیش از ۲۸
$PWC \geq 31$	۴٪	۳۳٪	۳۵٪
$30 \leq PWC < 31$	۴۵٪	۳۱٪	احتمال نزدیک صفر است
$28 \leq PWC < 30$	احتمال نزدیک صفر	۹۷٪	احتمال نزدیک صفر است
$PWC < 28$	۹٪	۱۱٪	۳۸٪

## بررسی توسط اطلاعات مدیس در کرمانشاه:

آستانه مناسب برای بارورسازی ابر برای شاخص مقدار PW اندازه‌گیری شده توسط MODIS در کرمانشاه بر اساس منحنی بهترین برازش در (شکل ۹) تقریباً ۱۲ میلی‌متر است. بر اساس (جدول ۹) مقدار چارک اول آب قابل بارش ۱۶ میلی‌متر و میانگین بارش ۹ میلی‌متر به دست آمده است. همان‌طور که از (جدول ۱۰) مشخص است هنگامی که آب قابل بارش از ۳۲ میلی‌متر بیشتر است تقریباً باید انتظار بارش بیش از ۲۵ میلی‌متر را داشت.

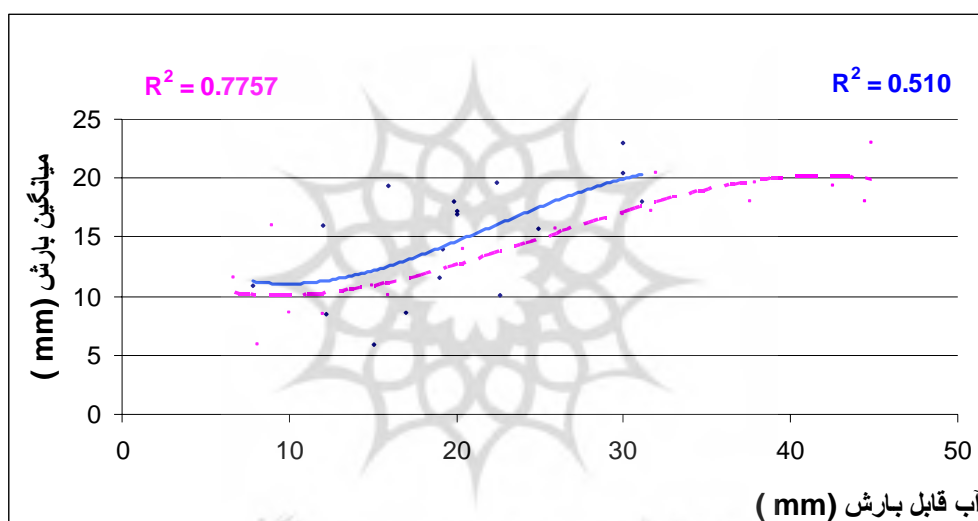
در (شکل ۹) منحنی خط چین با  $R2 = 0.77$  مربوط به بهترین برازش آب قابل بارش توسط رادیوسوند و منحنی خط ممتد با  $R2 = 0.51$  مربوط به بهترین برازش آب قابل بارش توسط نمودارهای MODIS است.

## جدول ۹ - مقدار PW توسط MODIS و میانگین بارش کرمانشاه برای درصدهای مشخص

درصدهای محاسبه شده	آب قابل بارش (mm)	میانگین بارش (mm)
۲۵٪	۱۶	۹
۵۰٪	۱۱	۱۲
۷۵٪	۱۰	۱۵

جدول ۱۰ - رابطه بین مقدار PW توسط MODIS و احتمال بارش های متفاوت در کرمانشاه (بارش بر حسب میلی متر)

بارش برابر یا بیش از ۲۵	۱۵ < بارش ≤ ۲۵	۹ < بارش ≤ ۱۵	بارش کمتر از ۹	آب قابل بارش (mm)
٪۶۶	٪۲۴	٪۸	احتمال نزدیک صفر	$PW \geq ۳۲$
احتمال نزدیک صفر	٪۵۸	احتمال نزدیک صفر	٪۳۹	$۱۱ \leq PW < ۳۲$
احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر	٪۹۸	احتمال نزدیک صفر	$۱۰ \leq PW < ۱۱$
احتمال نزدیک صفر	احتمال نزدیک صفر	٪۹۸	احتمال نزدیک صفر	$PW < ۱۰$



شکل ۹ - برازش PW به دست آمده توسط رادیوسوند و MODIS بر میانگین بارش در کرمانشاه منحنی خط چین ( $R^2 = ۰,۷۷$ ) بهترین برازش آب قابل بارش به دست آمده توسط رادیوسوند و منحنی باخط ممتد ( $R^2 = ۰,۵۱$ ) بهترین برازش آب قابل بارش به دست آمده توسط سنجنده مدیس است.

مقادیر PW محاسبه شده توسط رادیوسوند از مقادیر مشابه سنجنده مدیس بیشتر است همچنین نسبت میانگین آب قابل بارش به دست آمده توسط رادیوسوند ۲۵ و توسط MODIS (۲۰) می باشد. به طور کلی تفاوت مقدار به دست آمده در ۲ روش به چند دلیل است: اطلاعات به دست آمده آب قابل بارش توسط سنجنده مدیس در شرایط گذار از منطقه و در تاریخ های محدود به دست می آید که در این زمان ها ممکن است بارش کامل ابر ناهمگن باشد، در شرایط مه که بازتاب ها از سطح بیشتر است، احتمال خطانیز بیشتر می شود. داده های سنجنده مدیس مربوط به جذب بخار آب در مورد ابرهای ضخیم می باشد و تصویربرداری آن نسبت به اطلاعات رادیوسوند دارای تاخیر زمانی است و از طرفی سنجنده مدیس خود دارای ۵ تا ۱۰ درصد خطای دستگاهی می باشد که نسبت به خطای داده های رادیوسوند بیشتر است.

بزرگ ترین منبع خطا نامشخص بودن بازتاب های طیفی از سطح هدف ها و نامشخص بودن مقدار مه است (فراستر و کافمن ۲۰۰۴).

## نتیجه گیری

توسط سنجنده مدیس، آب قابل بارش در تبریز، (۷) میلی متر و در کرمانشاه، (۱۲) میلی متر و این مقدار توسط اطلاعات رادیو سوند در همان دوره در تبریز، (۹) میلی متر و در کرمانشاه، (۱۵) میلی متر به دست آمد. نسبت میانگین بارش به دست آمده به مقدار آب قابل بارش به دست آمده در دوره یکسان در تبریز: Skew-T (۱۶) و توسط Modis (۱۴) می باشد و در کرمانشاه: (۲۵) و توسط Modis (۲۰) به دست آمد.

تفاوت مقدار به دست آمده در ۲ روش به چند دلیل است، اطلاعات به دست آمده آب قابل بارش در مدیس در شرایط گذار از منطقه و در تاریخهای محدود به دست می آید که در آن زمانها ممکن است ابر به ضخامت کافی رشد کامل قطرها نرسیده باشد یا از آن مرحله گذشته باشد، در شرایطی که بازتاب از سطح بیشتر است ما دارای خطای بیشتری هستیم. اطلاعات جذب بخار آب توسط مدیس در مورد ابرهای ضخیم جوابگو است. تصویربرداری آن نسبت به اطلاعات رادیو سوند دارای تاخیر زمانی است و از طرفی ما دارای تخمینهای غیرقابل اطمینان در خروجی به دست آمده سنجنده مدیس در نامشخص بودن بازتاب از سطح هدفها و مقدار مه می باشد.

## منابع:

- 1- Costa, S., Mezzasalam, P., Levizzani, V., Alberoni, P.P., Nanni, S., 2001. Deep convection over Northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis, Atmospheric Research, 56, 73 – 88.
- 2- Czys, R. R., and Scott, R. W., 1993, A simple objective method used to forecast convective activity during the 1989 PACE cloud seeding. J. App. Meteorol., 32, 996 - 1005.
- 3- Fraser, R. S. and Y. J. Kaufman, 2004, The relative importance of aerosol scattering and Absorption in remote sensing, IEEE J. Geosc. Rem. Sens., GE-23 , 525-633.
- 4- Gao, C. B., and Kaufman, G. 2003, The Modis near IR water Vapor algorithm [www.gsfc.nasa.gov/MODIS-Atmosphere/-docs/atbd-modo3-pdf](http://www.gsfc.nasa.gov/MODIS-Atmosphere/-docs/atbd-modo3-pdf)
- 5- Krauss, T. W., Santos, J. R., 2004, Exploratory analysis of the effect of hail suppression operations on precipitation in Alberta, Atmospheric Research., 71, 35 - 50.
- 6- KING, M., 1992, observed land Impacts on clouds, water vapor, and Rainfall at continental scales. [www.modis-atmos.gsfc.nasa.gov/reference-science-king.htm](http://www.modis-atmos.gsfc.nasa.gov/reference-science-king.htm)
- 7- King, R. W., and Bock, Y., 2003, Documentation for the GAMIT GPS analysis software, release 9.66, Mass. Inst. of Technol., Cambridge Mass., [www.modis-atmos.gsfc.nasa.gov/reference-science-king.htm](http://www.modis-atmos.gsfc.nasa.gov/reference-science-king.htm)
- 8- Manzato, A., Morgan Jr, G., 2003, Evaluating the sounding instability with the Lifted Parcel Theory, Atmospheric Research, 67-68, 455 – 473.
- 9- Manzato, A., 2003, A climatology of instability indices derived from
- 10- Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods. Atmospheric Research, 68, 417 – 454.
- 11- Platnich, S. P., Michael, D. King, Steven A. Ackerman, W. Paul Menzel, Bryan A. Baum, Jérôme C. Riédi, Richard A. Frey., 2005, The MODIS Cloud Products. Algorithms and Examples from Terra, [citeseer.ist.psu.edu/571208.html](http://citeseer.ist.psu.edu/571208.html). [www.ssec.wisc.edu/Nbaum/TGARS-Platnich-pdf](http://www.ssec.wisc.edu/Nbaum/TGARS-Platnich-pdf)
- 12- Rogers, R.R and Yau, M.K., 1996, A short course in cloud physics, Third Edition, Butterworth - Heinemann, 290 pp
- 13- Simoenov, P., Georgiev, C. G., 2003, Severe wind/hail storms over Bulgaria in 1999 - 2001 period, synoptic and mesoscale factors for generation. Atmospheric Research, 68, 629 - 643.
- 14- Simoenov, P., Georgiev, C.G., 2003. A case study of tornado-producing storm south of Rhodopes Mountain in the Eastern Mediterranean, Atmospheric Research, 57, 187 – 199.
- 15- Gao, B. C., and Alexander F. H. Goetz, 1990: Column Atmospheric Water Vapor and Vegetation Liquid Water J. Geophys. Res., 95, 3549-3564
- 16- Gao, B.-C., K. B. Heidebrecht, and A. F. H. Goetz, 1993: Derivation of scaled surface reflectances from AVIRIS data, Remote Sens. Env., 44, 165-178.