

تشخیص فاز بارش در فواصل زمانی ساعتی و روزانه در شمال غرب ایران

سعید جهانبخش اصل^۱، مجید رضایی بنفشه^۲، هاشم رستم‌زاده^۳، علی محمد خورشیددوست^۴، الناز استادی^{۵*}

۱،۲،۴- استاد گروه آب و هواشناسی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز

۳- استادیار گروه آب و هواشناسی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز

۵- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز

چکیده

با وجود اینکه تاکنون مطالعات بسیاری در بررسی مشخصات بارش صورت گرفته ولی تغییرات فاز بارش کم‌تر مورد توجه بوده و مطالعاتی هم که در این زمینه انجام شده غالباً از داده‌های روزانه به منظور تشخیص و پیش‌بینی فاز بارش استفاده کرده‌اند. در حالیکه شرایط اتمسفری در مقیاس زمانی کم‌تر از یک شبانه روز نیز می‌تواند فاز بارش را تغییر دهد. از سوی دیگر پیش‌بینی نادرست فاز بارش می‌تواند بعد محیطی یک منطقه بویژه شرایط هیدرولوژیکی و اقلیمی آن را تحت تاثیر قرار دهد. از طرفی بدلیل پیچیدگی فرآیند بارش اتکا به یک عنصر خاص برای تشخیص فاز بارش می‌تواند عدم قطعیت‌هایی بدنبال داشته باشد. بنابراین مطالعه حاضر به منظور تشخیص فاز بارش در ۱۹ ایستگاه شمال غرب ایران با مدل KSS انجام شد. داده‌های مورد استفاده شامل میانگین عناصر دما، رطوبت نسبی، برف و باران در فواصل زمانی ۳ و ۲۴ ساعته طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۵۱ می‌باشد. اجرای مدل برای داده‌های ساعتی و روزانه انجام شد و دقت مدل با شاخص *POD*، *CSI*، *PC*، *TSS*، *FAR* و *FBI* مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان داد به طور کلی میانگین عملکرد مدل در تشخیص فاز بارش در محدوده مورد مطالعه بالا است. با این وجود تفاوت‌های مکانی و زمانی در خروجی مدل مشاهده شد؛ طبق همه شاخص‌های بکار برده شده، دقت مدل در تشخیص فاز مایع بارش با داده‌های ساعتی افزایش می‌یابد. در حالیکه در مورد بارش‌های جامد چنین نتیجه‌ای مشاهده نشد و اختلاف داده‌های ۳ و ۲۴ ساعته در آشکارسازی بارش‌های جامد چندان قابل توجه نبود و حتی طبق شاخص *POD* داده‌های روزانه در پیش‌بینی فاز جامد بارش عملکرد بهتری دارند. از نظر بعد مکانی عملکرد مدل در جنوب شرق و جنوب غرب منطقه نسبت به بخش‌های دیگر کم‌تر است و در دو ایستگاه خلخال و سردشت به کم‌ترین مقدار خود می‌رسد.

کلید واژه‌ها: بارش مایع، بارش جامد، مدل KSS، شمال غرب ایران

مقدمه

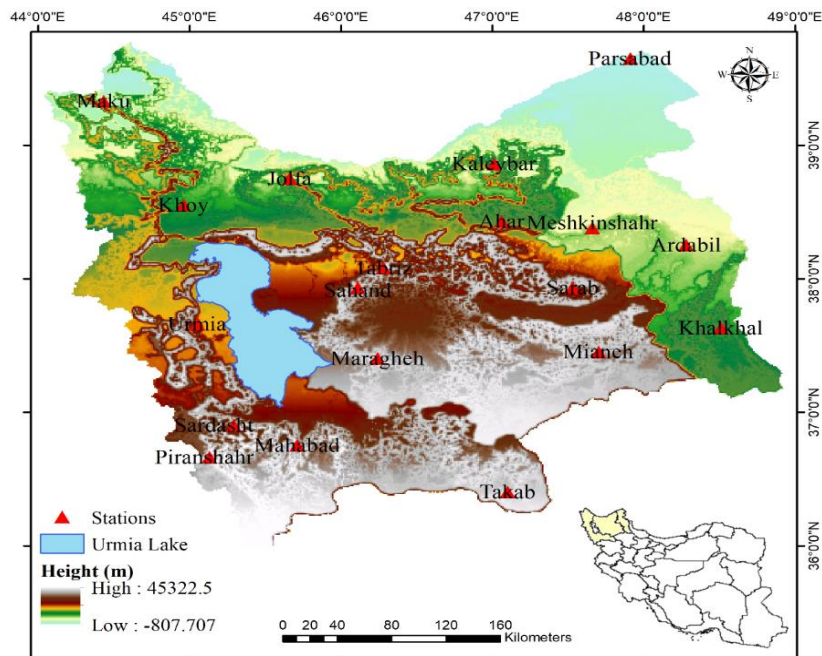
مدل‌های گسترده برای جداسازی فاز بارش، این کار با چالش - های زیادی روبرو است مثلاً بیش‌تر مدل‌ها نسبت به توپوگرافی محدودیت‌هایی دارند و پیچیدگی توپوگرافیکی مانع از قطعیت این امر می‌شود مگر اینکه داده‌های حاصل از مدل‌ها بصورت ریزمقیاس شده استفاده شوند (Catalano et al, 2019). کثرت مطالعات در این خصوص به لحاظ اهمیت موضوع بارش و به تبع آن مسئله‌ی آب است که امروزه در خیلی از مناطق جهان مشکلات بغرنجی را برای طراحی و برنامه‌ریزی مدیریت منابع آبی و کشاورزی و محیط زیست موجودات فراهم کرده است (حیدری، ۲۰۱۶). کاسنر (Kassner, 1908) اولین کسی بود که در این زمینه بصورت علمی کار کرد. بعد از آن مطالعات دیگری در این زمینه توسط پژوهشگران انجام شد: گایگر (Geiger, 1944) فراوانی کدهای انواع بارش را در اروپا برای ۱۰ سال محاسبه کرد. لاسچر (Lauscher, 1982) به بررسی دمای هوا در زمان رخداد بارش‌های مخلوط پرداخت. نتایج وی نشان داد که دمای هوا در این حالت به زمانی از شبانه روز که بارش اتفاق می‌افتد و فصل و شرایط اتمسفری وابسته است (Rohrer, 1989). روه‌ر (Rohrer, 1989) برای تعیین آستانه دمای بین بارش برف و باران در سوئیس (۱۹۷۷-۱۹۰۱) مطالعه‌ای انجام داد. نتایج این پژوهش نشان داد که رخداد هر یک از انواع بارش (جامد، مایع و مخلوط) به منطقه، ساعت رخداد پدیده و در مواردی به فصل رخداد بارش بستگی دارد. سالتیکوف و همکاران (Saltikoff et al, 2000) برای تعریف الگوریتم فاز بارش از داده‌های سه ساعته دما و رطوبت نسبی و کدهای هواشناسی استفاده کردند. آن‌ها نشان دادند که استفاده از کدهای هواشناسی در تحلیل فاز بارش نتایج قابل قبولی ارائه می‌دهد. گرتسن و اودگارد (Gjertsen & Ødegaard, 2005) به ارزیابی دو سری داده در پیش‌بینی برف و باران پرداختند؛ آن‌ها از داده‌های سه ساعته ایستگاه‌های سینوپتیک نروژ و داده‌های HIRLAM به این منظور استفاده کردند. نتایج نشان داد که هر دو سری داده برای پیش‌بینی نوع

از تاثیرات قابل توجه تغییر اقلیم، تغییر در نوع بارش است که در مناطق معتدل و کوهستانی بیش‌تر اتفاق می‌افتد (Hynčica and Huth, 2019). شکل مایع یا جامد بودن بارش مانند باران یخ‌زده یا برف می‌تواند حمل و نقل زمینی را متوقف کرده، باعث قطع برق شده و در حوضه‌های زهکشی بویژه مناطق کوهستانی سرعت واکنش حوضه را به رخداد سیل تعیین کند و خطرات احتمالی بر منابع آبی و بویژه منابع آب شیرین رودخانه‌ها و یخچال‌ها تحمیل کند (Froidurot et al 2014, Davenport et al 2020, Catalano et al 2019, Li et al 2020). شکل بارش می‌تواند اندازه شدت و مقدار بارش، در چرخه هیدرولوژیکی فصلی و سلامت اکوسیستم‌ها در مناطق با عرض جغرافیایی بالا اهمیت داشته باشد (Yi, 2008). مزایای بالقوه و معایب پیش‌بینی بارش بستگی به فرم و شدت بارش دارد (Towards, 2012) و پیش‌بینی‌های نادرست فاز بارش می‌تواند در مدیریت بسیاری زمینه‌ها از جمله ذخیره آب، رطوبت هوا و خاک، آلودگی زمین و جریان‌های سطحی مشکلاتی پیش آورد (Wang et al, 2019). تغییرات بارش بیش‌تر از تغییرات سایر عناصر آب و هواشناسی تاثیر مستقیم بر جامعه می‌گذارد. اما مشخص کردن ویژگی‌های بارش یک منطقه به دلیل نوسانات زمانی و مکانی آن بسیار دشوار است (Berg et al, 2013). بنابراین یک موضوع مهم در هیدرولوژی مدرن تعیین اثرات تغییر اقلیم بر سهم بارش‌های مایع، جامد و توزیع آماری آن است (Avanzi et al, 2014). از این رو مطالعات بسیاری در این زمینه انجام شده و روش‌های متعددی برای جداسازی فاز بارش در مدل‌های هیدرولوژیکی و اقلیمی به کار برده شده‌اند که در بیش‌تر آن‌ها از فاکتور دما برای تعیین آستانه بارش جامد و مایع استفاده شده است (Wang et al, 2019). در حالیکه بارش پدیده‌ای است که می‌تواند وابسته به عوامل زیادی باشد و اکتفا به یک عامل خاص (هر چند مهم و ضروری) می‌تواند دقت مدل را کاهش دهد. با وجود

قبلی کاهش پوشش برف کم‌تر اتفاق می‌افتد. فیکابرینو (Feiccabrino, 2020) از آستانه‌های سه متغیر دمای هوا (AT)، دمای نقطه شبنم (DP) و دمای مرطوب (WB) در فواصل زمانی ۱، ۳، ۶، ۱۲ و ۲۴ ساعته به منظور تحلیل عدم قطعیت مدل در تعیین فاز بارش استفاده کرد. نتایج نشان داد که اجرای مدل با داده‌هایی در فواصل زمانی ۱ تا ۲۴ ساعته عدم قطعیت مدل را بین ۳۵ تا ۶۵ درصد تغییر می‌دهد. بطوریکه با تغییر مقیاس زمانی از ۲۴ به ۱ ساعت، خطای طبقه‌بندی نوع بارش در آستانه‌های AT حدود ۲۹/۳٪، DP ۲۶/۷٪ و WB ۳۹/۹٪ کاهش می‌یابد. یعنی هر چقدر مقیاس زمانی کم‌تر می‌شود، دقت مدل‌ها در آشکارسازی فاز بارش بالاتر می‌رود. در نهایت در این مطالعه پیشنهاد شد، استفاده از دمای مرطوب و یا کاهش مقیاس زمانی به یک یا سه ساعت برای مطالعه فاز بارش در مناطق سرد می‌تواند نتایج مطمئن‌تری ارائه دهد. بنابراین تعیین نوع بارش در پیش‌بینی‌های هیدرولوژیکی و اقلیمی اهمیت بسیاری دارد (فرویدروت و همکاران ۲۰۱۴). در بیش‌تر مطالعاتی که در این زمینه انجام می‌شود از بارش‌های ۲۴ ساعته و بیش‌تر استفاده شده است، در حالیکه ویژگی‌های اتمسفری که فاز بارش را تعیین می‌کنند در بازه زمانی کم‌تر از شبانه‌روز تغییر می‌کنند (فیکابرینو، ۲۰۲۰). یعنی ممکن است بنا به دلایلی طی ساعات مختلف شبانه‌روز فرکانس بارش‌های جامد و مایع تغییر کند. پذیرفتن میانگین بارش و دمای ۲۴ ساعته به منزله پذیرش شرایط اتمسفری ساکن در طول شبانه‌روز است، در حالیکه واقعیت چنین نیست. بنابراین مطالعه حاضر با هدف بررسی و مقایسه داده‌های ۳ و ۲۴ ساعته بر آستانه جدایی برف از باران با مدل KSS در شمال‌غرب ایران انجام شد. محدوده مورد مطالعه با مساحت حدود ۱۰۰ هزار کیلومتر مربع و اختلاف ارتفاع بیش از ۴۰۰۰ متر جزو مناطق کوهستانی شمال‌غرب ایران است. میانگین بارش و دمای سالانه این منطقه به ترتیب ۳۵۲ میلی‌متر و ۱۱/۸۱ درجه سانتی‌گراد با گرایان بارشی $P = 228.81 +$

بارش قابلیت دارند. فرویدروت و همکاران (۲۰۱۴) به منظور تعیین حساسیت فاز بارش به برخی متغیرهای آب و هواشناسی در سوئیس مطالعه‌ای انجام دادند. آن‌ها از ۱۸ متغیر هواشناسی استفاده کردند. نتایج نشان داد که استفاده از دما و رطوبت نسبی در این منطقه نسبت به سایر متغیرها ارجحیت دارد. رنک‌شنگ و همکاران (Reng-shenget al, 2014) با سه مدل آستانه دمای هوای روزانه، آستانه دمای هوای مرطوب روزانه و روش KSS (Koistinen and Saltikoff) به ارزیابی و تخمین نوع بارش در چین پرداختند. نتایج مطالعه آن‌ها نشان داد که روش KSS نسبت به دو روش دیگر برتر است. بساطی و همکاران (۲۰۱۵) به بررسی تغییرات انواع بارش و آشکارسازی تأثیر رطوبت نسبی و دما بر آن‌ها در ایستگاه کرمانشاه (۱۹۸۱-۲۰۱۰) پرداختند. نتایج آزمون‌های من-کندال و رگرسیون نشان دادند که تعداد روزهای انواع بارش دارای روندی کاهشی بوده‌اند. بهرامی و همکاران (۲۰۱۵) روند تغییرات سالانه نسبت بارش جامد به مایع را در ایستگاه‌های مهرآباد، آبعلی، تبریز و اردبیل بررسی کردند. نتایج نشان داد که روند تغییرات در دو ایستگاه مهرآباد و آبعلی به شدت نزولی بوده و در ایستگاه تبریز تقریباً بدون روند و در ایستگاه اردبیل روند با شیب ملایمی صعودی می‌باشد. هینچیکا و هوث (۲۰۱۹) به تحلیل تغییرات فاز بارش در ۱۰۷ ایستگاه اروپا (۲۰۱۰-۱۹۶۱) پرداختند. آن‌ها در این مطالعه از گزارش‌های سینوپ داده‌های هواشناسی و میانگین دما و بارش روزانه برای تعیین آستانه باران و برف استفاده کردند. نتایج نشان داد روند بارش‌های جامد به کل بارش‌ها در بیش‌تر قسمت‌های اروپا کاهشی است. کاتالانو و همکاران (۲۰۱۹) با مطالعه سطح انجماد اتمسفری به بررسی تغییرات پوشش برف در قرن ۲۱ در شمال‌غرب آمریکا پرداختند. آن‌ها از دو سناریوی انتشار RCP 4.5 و RCP 8.5 استفاده کردند. نتایج کار ایشان نشان داد که طبق سناریوی RCP 8.5 کاهش برف بعد از اواسط قرن در بیش‌تر مکان‌ها شتاب پیدا می‌کند در حالیکه طبق سناریو RCP 4.5 برخلاف سناریوی

$P) 0.093 h$ میانگین بارش سالانه به میلی متر و h ارتفاع از سطح دریا به متر) می باشد. (شکل و جدول ۱).



شکل ۱- نقشه رفومی ارتفاع محدوده و موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه

هواشناسی محدوده مورد مطالعه طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۵۱ از سازمان هواشناسی اخذ گردید. با توجه به اینکه برای مطالعات اقلیمی طول دوره ثبت داده‌ها و همچنین همگن بودن آن‌ها اهمیت زیادی دارند، بنابراین ایستگاه‌هایی با طول دوره آماری کم و یا ناهمگن حذف شده و در نهایت ۱۹ ایستگاه برای مطالعه در پژوهش انتخاب گردید (جدول ۱). داده‌های بارش‌های مخلوط (رخداد همزمان بارش‌های جامد و مایع) در مقیاس ساعتی که درصد کمی از داده‌ها را شامل می‌شد و همچنین بدلیل شرایط خاصی که داشتند از مطالعه حذف شدند و داده‌های مخلوط روزانه در دو گروه بارش جامد و مایع ادغام شدند.

طبق مطالعات قبلی محدوده مورد مطالعه همانند بیش‌تر مناطق جهان دستخوش تغییرات اقلیمی بوده (رضایی‌بنفشه و همکاران، ۱۳۹۴؛ جهانبخش‌اصل و همکاران، ۱۳۹۵؛ رستم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۸؛ استادی و همکاران ۲۰۲۱) و عناصر هواشناسی آن تغییرات قابل توجهی نشان می‌دهند. در این راستا تغییرات عناصر بارش (بویژه نوع و توزیع بارش) و دما در منطقه مورد مطالعه محسوس‌تر است (فرامرزی‌فرد و قاسمی، ۱۳۹۲).

داده‌ها و روش

در این مطالعه از کدهای بارش جامد (۹۴، ۹۳، ۸۶، ۸۵، ۷۹-، ۷۰، ۶۷، ۶۶، ۵۷، ۵۶، ۲۶، ۲۴ و ۲۲)، مایع (۹۹، ۹۷، ۹۶، ۹۵، ۹۲، ۹۱، ۸۰-۸۲، ۵۰-۶۵، ۲۹، ۲۷، ۲۵، ۲۱ و ۲۰)، دما و رطوبت نسبی در مقیاس‌های ۳ و ۲۴ ساعته استفاده شد. به این صورت که آمار عناصر مذکور ایستگاه‌های سینوپتیک و

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه (تاریخ پایان دوره آماری تمام ایستگاه‌ها تا ۲۰۱۸ می‌باشد)

ردیف	ایستگاه	ارتفاع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تاریخ شروع	میانگین بارش سالانه	میانگین دمای سالانه
۱	اردبیل	۱۳۳۲	۴۸° ۱۷'	۳۸° ۱۵'	۱/۱/۱۹۸۴	۲۹۵.۵	۹.۲
۲	ارومیه	۱۳۲۸	۴۵° ۳'	۳۷° ۴۰'	۱/۱/۱۹۵۱	۳۳۸.۶	۱۱.۶
۳	اهر	۱۳۹۰.۵	۴۷° ۴'	۳۸° ۲۶'	۱/۱/۱۹۸۶	۲۸۵.۲	۱۱
۴	پارس آباد	۳۱.۹	۴۷° ۵۵'	۳۹° ۳۹'	۱/۱/۱۹۹۲	۲۷۱.۲	۱۵.۲
۵	پیرانشهر	۱۴۵۵	۴۵° ۸'	۳۶° ۴۰'	۱/۱/۱۹۹۴	۶۷۲.۷	۱۲
۶	تبریز	۱۳۶۱	۴۶° ۱۷'	۳۸° ۵'	۱/۱/۱۹۵۱	۲۸۵	۱۲.۶
۷	نکاب	۱۸۱۷.۲	۴۷° ۶'	۳۶° ۲۴'	۱/۱/۱۹۹۲	۳۳۸.۶	۹.۴
۸	جلفا	۷۳۶.۲	۴۵° ۴۰'	۳۸° ۴۵'	۱/۱/۱۹۸۶	۲۰۶.۲	۱۵
۹	خلخال	۱۷۹۶	۴۸° ۳۱'	۳۷° ۳۸'	۱/۱/۱۹۹۲	۳۷۸.۶	۸.۲
۱۰	خوی	۱۱۰۳	۴۴° ۵۸'	۳۸° ۳۳'	۱/۱/۱۹۶۰	۲۸۹.۲	۱۲.۱
۱۱	سراب	۱۶۸۲	۴۷° ۳۲'	۳۷° ۵۶'	۱/۱/۱۹۸۹	۲۴۱.۵	۸.۷
۱۲	سردشت	۱۵۵۶.۸	۴۵° ۲۹'	۳۶° ۹'	۱/۱/۱۹۹۸	۸۴۱.۲	۱۳.۱
۱۳	سهند	۱۶۴۱	۴۶° ۷'	۳۷° ۵۶'	۱/۱/۱۹۹۶	۲۰۲.۷	۱۲.۳
۱۴	کلیبر	۱۱۸۰	۴۷° ۱'	۳۸° ۵۲'	۱/۱/۲۰۰۰	۳۸۶.۸	۱۲.۴
۱۵	ماکو	۱۴۱۱.۳	۴۴° ۲۶'	۳۹° ۲۰'	۱/۱/۱۹۸۷	۳۰۲.۸	۱۰.۶
۱۶	مراغه	۱۴۷۷.۷	۴۶° ۱۶'	۳۷° ۲۴'	۱/۱/۱۹۸۴	۳۰۹.۹	۱۳.۲
۱۷	مشکین شهر	۱۵۶۸.۵	۴۷° ۴۰'	۳۸° ۳۳'	۱/۱/۱۹۹۶	۳۷۳	۱۰.۸
۱۸	مهاباد	۱۳۵۱.۸	۴۵° ۴'	۳۶° ۴۵'	۱/۱/۱۹۸۹	۴۰۳.۸	۱۳
۱۹	میانه	۱۱۱۰	۴۷° ۴۲'	۳۷° ۲۷'	۱/۱/۲۰۰۰	۲۷۸	۱۴

تعیین آستانه بارش با دما و رطوبت

معمولاً دمای بالای صفر درجه سانتی‌گراد به عنوان آستانه ذوب برف در نظر گرفته می‌شود. با این حال با رسم نمودار فراوانی انواع بارش، می‌توان وقوع بارش‌های جامد و مایع را بین دمای صفر تا ۳ درجه سانتی‌گراد مشاهده کرد (فرودرودت و همکاران ۲۰۱۴). آستانه دمایی جدایی برف از باران در اقلیم‌شناسی اصولاً بین ۴+ تا ۱- درجه سانتی‌گراد است. این دامنه گسترده تحت تاثیر عواملی از جمله عرض جغرافیایی، فشار، سرعت نزول ذرات برف، توپوگرافی، بادهای محلی، ضخامت و دمای لایه مرزی، موقعیت خط همدمای صفر درجه سانتی‌گراد و رطوبت است؛ بنابراین پیچیدگی‌های زیادی بر مدل‌های شبیه‌سازی حاکم است. با این حال اساساً گرمایش

سطح زمین عامل اصلی پیش‌بینی ذوب برف بوده و دلیل اصلی تغییر فاز بارش از جامد به مایع می‌باشد (کاتالانو و همکاران، ۲۰۱۹). علاوه بر دمای هوا که از اساسی‌ترین عوامل تاثیر گذار بر نوع بارش هست، برخی پژوهش‌ها از تاثیر رطوبت هوا نیز بر نوع بارش غافل نبوده و حتی در پاره‌ای موارد به نتایج ارزشمندی هم دست یافته‌اند. مثلاً Koistinen and Saltikoff (1998) با انجام پژوهشی در فنلاند به این نتیجه رسیدند که دما و رطوبت نسبی بهترین فاکتورها برای ارزیابی و پیش‌بینی نوع بارش هستند (رنگ شنگ و همکاران، ۲۰۱۴ و هینچیکا و هوث، ۲۰۱۹ و فرودرودت و همکاران، ۲۰۱۴). بر اساس یافته‌های Koistinen and Saltikoff 1998

و همکاران، ۲۰۱۸) برای ایستگاه‌های مورد مطالعه سنجیده شد. به این صورت که، فراوانی پیش‌بینی‌های درست و نادرست مدل به دست آمد تا امکان مقایسه پیش‌بینی‌های مدل در برابر داده‌های مشاهداتی فراهم شود. برای این منظور روزهای بارانی که به وسیله مدل درست پیش‌بینی شده‌اند با حرف A، روزهای غیر بارانی که مدل آن‌ها را به اشتباه بارانی پیش‌بینی کرده است با حرف B، رویدادهای بارانی که مدل پیش‌بینی آن‌ها را از دست داده است با حرف C و روزهای غیربارانی که مدل هم بارانی بودن آن‌ها را به درستی رد کرده است با D مشخص شده‌اند (انجام این مراحل برای رویدادهای برفی و بارانی بصورت جداگانه صورت گرفت).

نتایج و بحث

نتایج ارزیابی دقت مدل با داده‌های ۳ و ۲۴ ساعته بصورت خلاصه در جداول ۳ و ۴ به ترتیب برای بارش‌های مایع و جامد نشان داده شده است. همانطور که در جدول ۳ مشاهده می‌شود اجرای مدل با داده‌های ۳ ساعته در اکثر ایستگاه‌ها نسبت به داده‌های ۲۴ ساعته عملکرد بهتری نشان می‌دهد. با این حال دقت مدل در پیش‌بینی بارش مایع ۳ و ۲۴ ساعته در ایستگاه‌های مختلف متفاوت است. بطوریکه از ۱۹ ایستگاه مورد مطالعه، ایستگاه سردشت بیش‌ترین تغییرات را در شاخص‌های ارزیابی CSI، FBI، PC و TSS نشان می‌دهد و به عبارتی اگر بارش‌های مایع این ایستگاه با مدل KSS پیش‌بینی شوند، استفاده از داده‌های ۲۴ ساعته نتایج دقیقی ارائه نخواهد داد هر چند که حتی اجرای مدل با داده‌های ۳ ساعته نیز مقادیر کم‌تر از میانگین را نشان می‌دهد.

می‌توان احتمال رخداد نوع بارش جامد و مایع را با داشتن دما و رطوبت نسبی در یک منطقه تعریف کرد:

$$P_{rain} = \frac{1}{1 + e^{\alpha + \beta T + \gamma RH}} \quad (1)$$

$$P_{snow} = 1 - P_{rain} \quad (2)$$

در روابط فوق P_{rain} و P_{snow} به ترتیب احتمال رخداد باران و برف، T دما و RH رطوبت نسبی هوا و α ، β و γ مقادیر ثابت (به ترتیب ۲۲، ۲/۷ و ۰/۲) می‌باشند. این مدل به اختصار KSS نامیده می‌شود و از آن در پژوهش‌هایی از جمله رنگ شنگ و همکاران (۲۰۱۴)، اشמיד و همکاران (Schmid et al, 2002)، بیچ و همکاران (Bech et al, 2014)، فرویدروت و همکاران (۲۰۱۴)، فهلمان و همکاران (Fehlmann et al, 2018)، گرتسن و اودگارد (۲۰۰۵) استفاده شده است. مقادیر حاصل از رابطه ۲ و ۳ در فاصله صفر و ۱ قرار می‌گیرند. صرفنظر از بارش‌های مخلوط می‌توان احتمال ۵۰٪ را برای جدایی باران و برف در نظر گرفت (فهلمان و همکاران، ۲۰۱۸ و فرویدروت و همکاران، ۲۰۱۴)؛ به اینصورت که غالباً مقادیر بالاتر از ۵۰٪ باران و کم‌تر از آن برف در نظر گرفته می‌شوند.

ارزیابی دقت مدل

پس از محاسبه احتمال بارش جامد و مایع با مدل KSS و سپس تطابق هر رخداد با کدهای هواشناسی و میانگین بارش متناظر، دقت مدل در تشخیص فاز بارش در فواصل زمانی ۳ و ۲۴ ساعته با برخی شاخص‌های پرتکرار (جدول ۲) استفاده شده در این زمینه (رضیئی و همکاران ۲۰۱۸، گرجی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۹ و صفوی‌گردینی و همکاران ۲۰۱۷، بهرنگی

جدول ۲- شاخص‌های ارزیابی دقت مدل در این مطالعه

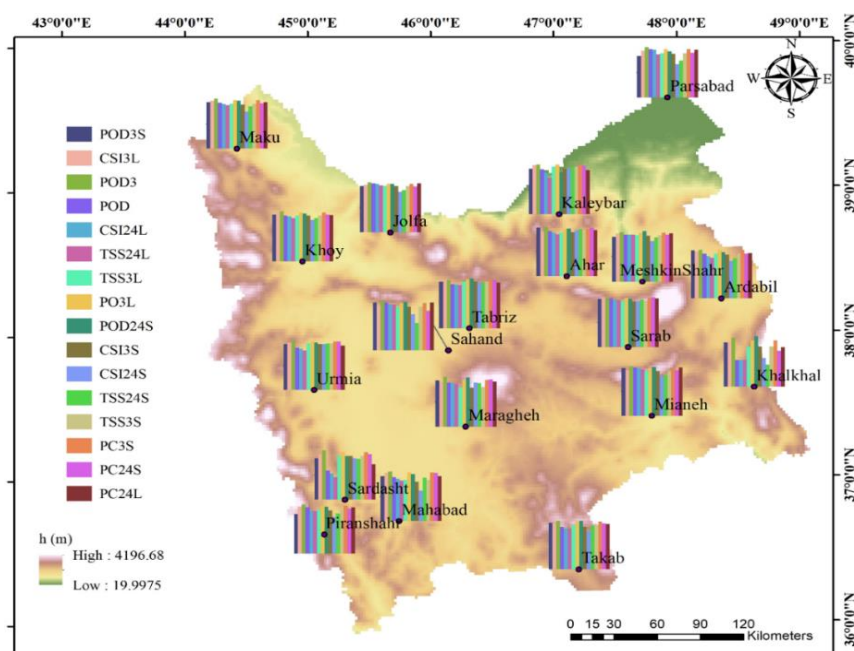
مقدار بهینه	فرمول	شاخص
1	$FBI = \frac{(a+b)}{(a+c)}$	FBI (فراوانی اریب)
1	$PC = \frac{(a+d)}{n}$	PC (سنجه دقت)
1	$POD = \frac{a}{(a+c)}$	POD (احتمال آشکار سازی)
0	$FAR = \frac{b}{(a+b)}$	FAR (نرخ هشدار اشتباه)
1	$CSI(TS) = \frac{a}{(a+b+c)}$	CSI(TS) (شاخص موفقیت بحرانی)
1	$TSS = \frac{(ad-bc)}{(a+c)(b+d)}$	(TSS)

جدول ۴ دقت مدل در تشخیص فاز جامد بارش‌های ۳ و ۲۴ ساعته بر اساس ۶ شاخص مورد بررسی شامل است که در مقایسه با بارش مایع، نتایج متفاوتی ارائه داده است. بطوریکه اجرای مدل با داده‌های ۳ ساعته نسبت به داده‌های روزانه، در بیش‌تر موارد عملکرد ضعیف‌تری نشان می‌دهد. طبق شاخص POD در ایستگاه پیرانشهر اگر اجرای مدل با داده‌های روزانه صورت گیرد، توانایی مدل در تشخیص دقیق رویداد بارش‌های جامد حدود ۱۸ درصد افزایش می‌یابد. همانند بارش مایع، در تشخیص بارش‌های جامد نیز ایستگاه سردشت بیش‌ترین حساسیت را به تغییر مقیاس داده‌ها نشان می‌دهد، در حالیکه ایستگاه سراب دارای تغییرات محسوسی نیست. بطور میانگین در محدوده مورد مطالعه شاخص FAR کاهش دقت خیلی شدید مدل را با تغییر داده‌ها از روزانه به ساعتی نشان می‌دهد. بنابراین تشخیص بارش‌های جامد با مدل KSS در این منطقه نسبت به بارش‌های مایع از دقت کم‌تری برخوردار هست.

علاوه بر سردشت، ایستگاه خلخال نیز تغییرات محسوسی در تعیین درست روزهای بارانی نشان می‌دهد و طبق شاخص POD استفاده از داده‌های ۲۴ ساعته نسبت به داده‌های ۳ ساعته توان مدل را حدود ۶٪ کاهش می‌دهد. از طرف دیگر مواردی در جدول ۳ دیده می‌شود که اجرای مدل با داده‌های ۲۴ ساعته عملکرد بهتری نشان می‌دهد. این افزایش عملکرد در شاخص TSS و در ایستگاه‌های جلفا، مشکین‌شهر، پارس‌آباد و پیرانشهر با مقادیر خیلی کم مشاهده می‌شوند. یعنی اگر از مقادیر روزانه در مدل KSS استفاده شود، داده‌های مشاهده شده واقعی و پیش‌بینی شده با مدل در این ایستگاه‌ها نسبت به داده‌های سه ساعته مطابقت بهتری خواهند داشت. همچنین شاخص FAR که نرخ فراوانی هشدارهای نادرست به کل رویدادها است و مقادیر نزدیک به صفر آن، شرایط بهینه را نشان می‌دهند، در تمام ایستگاه‌ها با داده‌های ۲۴ ساعته نتایج مطمئن‌تری بدست می‌دهد (تغییر حدود ۴۰٪).

جدول ۳- مقادیر شاخص‌های ارزیابی دقت مدل kss در شناسایی فاز مایع بارش (فواصل زمانی ۳ و ۲۴ ساعته)

POD		FBI		FAR		CSI(TS)		PC		TSS		ایستگاه
3h	24h	3h	24h	3h	24h	3h	24h	3h	24h	3h	24h	
۰/۹۷	۰/۸۹	۱	۰/۹۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۹۴	۰/۸۶	۰/۹۶	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۸۳	اهر
۰/۹۶	۰/۸۸	۱/۲	۰/۹۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۹۱	۰/۸۳	۰/۹۵	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۸	اردبیل
۰/۹۹	۰/۹۷	۱/۰۱	۰/۹۸	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۱	۰/۹۳	جلفا
۰/۹۸	۰/۸۹	۱/۰۳	۰/۹۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۹۲	۰/۸۳	۰/۹۵	۰/۸۷	۰/۸۷	۰/۷۲	کلپیر
۰/۹۷	۰/۵۳	۱/۰۸	۰/۵۴	۰/۱	۰	۰/۸۸	۰/۵۳	۰/۹۳	۰/۷۸	۰/۸۶	۰/۵۳	خلخال
۰/۹۹	۰/۹۱	۱/۰۲	۰/۹۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۹۵	۰/۸۹	۰/۹۷	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۸۶	خوی
۰/۹۸	۰/۸۷	۱/۰۴	۰/۹۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۹۳	۰/۸۴	۰/۹۵	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۸	مهاباد
۰/۹۹	۰/۹۱	۱/۰۳	۰/۹۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۹۵	۰/۸۸	۰/۹۷	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۸۶	ماکو
۰/۹۸	۰/۸۷	۱/۰۲	۰/۸۸	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۹۵	۰/۸۶	۰/۹۶	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۸۴	مراغه
۰/۹۸	۰/۹۳	۱/۰۹	۰/۹۵	۰/۱	۰	۰/۸۸	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۶	۰/۸۶	۰/۹۳	مشکین شهر
۰/۹۸	۰/۹۶	۱	۰/۹۷	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۹۷	۰/۹۴	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۹۴	۰/۹۲	میانه
۰/۹۷	۰/۸۴	۱/۰۱	۰/۸۸	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۹۲	۰/۸۲	۰/۹۵	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۷۸	ارومیه
۰/۹۹	۰/۹۵	۱/۰۳	۰/۹۵	۰/۰۴	۰	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۶	۰/۹۴	۰/۸۱	۰/۸۵	پارس آباد
۰/۹۸	۰/۹۲	۱/۱	۱	۰/۱	۰/۰۷	۰/۸۸	۰/۸۵	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۷۸	۰/۸۵	پیرانشهر
۰/۹۸	۰/۹۴	۱/۰۳	۰/۹۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۹۵	۰/۹۱	۰/۹۷	۰/۹۴	۰/۹۳	۰/۹	سهند
۰/۹۷	۰/۹۶	۱	۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۹۴	۰/۹۳	۰/۹۶	۰/۹۶	۰/۹۲	۰/۹۱	سراب
۰/۹۵	۰/۸۷	۰/۹۹	۰/۸۷	۰/۰۴	۰	۰/۹۱	۰/۸۶	۰/۹۴	۰/۹	۰/۸۷	۰/۸۵	تبریز
۰/۹۵	۰/۸۴	۱	۰/۸۸	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۹	۰/۸	۰/۹۴	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۷۹	تکاب
۰/۹۸	۰/۵۸	۱/۱۱	۰/۷	۰/۱۱	۰/۱	۰/۸۷	۰/۵۲	۰/۹۲	۰/۷	۰/۸	۰/۴۴	سردشت
۰/۹۷	۰/۸۷	۱/۰۳	۰/۹	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۹۲	۰/۸۴	۰/۹۵	۰/۹	۰/۸۷	۰/۸۱	میانگین
۱۰/۳۱		۱۲/۶۲		-۴۰		۸/۷		۵/۲۶		۶/۹		درصد تغییرات



شکل ۲- نقشه ارزیابی دقت مدل با ۴ شاخص POD, CSI, PC, TSS در محدوده مورد مطالعه (S و L برتیب بارش جامد و مایع و ۳ و ۲۴ فواصل زمانی را نشان می‌دهد)

مایع و جامد برتیب ۰.۸۱ و ۰.۹۷ و Gjertsen & Ødegaard برای بارش جامد ۰.۹۷ و مایع ۰.۸۴ است، مطابقت دارد.

هدف دیگر و مهم‌تر این مطالعه، مقایسه تاثیر مقیاس زمانی داده‌ها در دقت مدل بود. نتایج نشان داد که استفاده از داده‌های ۳ ساعته در تشخیص فاز مایع بارش عملکرد مدل را افزایش می‌دهد. بر اساس چهار شاخص POD, CSI, PC و TSS دقت مدل با داده‌های ساعتی ۰.۹۲ و با داده‌های روزانه ۰.۸۵ می‌باشد. درحالی‌که آشکارسازی فاز جامد بارش در برخی موارد نتایج ضد و نقیضی نسبت به بارش‌های مایع ارائه می‌دهد و در آن عملکرد مدل با داده‌های ۲۴ ساعته دقت مدل را تحت تاثیر چندانی قرار نمی‌دهد و حتی در شاخص POD افزایش جزئی نسبت به داده‌های ساعتی قابل مشاهده است. تاثیرپذیری از مقیاس داده‌ها با شاخص FAR به بالاترین مقدار خود می‌رسد بطوریکه با استفاده

نتیجه‌گیری

در مطالعات قبلی که در ایران و سایر نقاط جهان در زمینه تشخیص فاز بارش شده است غالباً از فاکتور میانگین دمای سطح زمین برای تعیین نوع بارش استفاده می‌شود. درحالی‌که اعمال فاکتورهای بیشتر می‌تواند دقت تشخیص مدل را افزایش دهد. بنابراین در این مطالعه با بکارگیری دو فاکتور دما و رطوبت نسبی و اجرای مدل KSS به بررسی توانایی این مدل در تشخیص فاز بارش در شمال غرب ایران پرداخته شد. اجرای مدل با دو گروه بارش جامد و مایع انجام شد و سپس با استفاده از ۶ شاخص، دقت مدل مورد ارزیابی قرار گرفت. بر مبنای شاخص‌های مورد استفاده عملکرد مدل در تشخیص هر دو نوع بارش در منطقه بسیار بالاست. بطوریکه میانگین ارزیابی شاخص‌ها در بیشتر موارد بالای ۹۰٪ است. نتایج این مطالعه با مطالعات Koistinen and Saltikoff که در آن مقادیر شاخص POD برای بارش

توانایی مدل را در تشخیص بارش‌های جامد روزانه نسبت به بارش‌های مایع روزانه نشان دادند. با توجه به اینکه محدوده مورد مطالعه جزو مناطقی می‌باشد که تحت تاثیر توده‌های محلی و مقیاس کوتاه زمانی است، نزولات جوی غالب آن به صورت بارش‌های مایع در فصول بهار و پاییز صورت می‌گیرد در حالیکه بارش‌های جامد بیش‌تر برآیند توده‌های هوایی مهاجر و ماندگار در منطقه هستند؛ بنابراین با استناد به نتایج حاصل از ارزیابی مدل می‌توان نتیجه گرفت عملکرد مدل در این پهنه از ایران کاملاً قابل قبول است. با توجه به عملکرد مدل، می‌توان از آن برای تشخیص و پیش‌نگری نوع بارش در مناطق دیگر نیز استفاده کرد.

منابع

1. Avanzi, F., Michele, C De., Antonio, G. (2014). Liquid-Solid Partitioning of Precipitation along an Altitude Gradient and Its Statistical Properties: An Italian Case Study, American Journal of Climate Change, 3, 71-82.
2. Bahrami, F., Javanmard, S., Askari, A., Masudi, N. (2015). Investigation of Annual Changes in Solid-to-Liquid Rainfall Ratio in Mehrabad, Abali, Tabriz and Ardabil Stations. The 5th Regional Conference on Climate Change, Meteorological Organization.
3. Basati, S., Yarahmadi, D., Nasiri, B. (2015). Study of changes in the precipitation forms and clarify the relative humidity and temperature effects on them (Kermanshah station). Nivar 86(86): 63.
4. Bech, J., Vidal, V., Ortiz, J. A., Pineda, N., Veciana, R. (2010). Real-time estimation of surface precipitation type merging weather radar and automated station observations. METHODOLOGY, 12, 15.
5. Behrangi, A., Yin, X., Rajagopal, S., Stampoulis, D., Ye, H. (2018). On distinguishing snowfall from rainfall using near-surface atmospheric information: A comparative analysis, uncertainties and hydrologic importance. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 144, 89-102.
6. Berg, P., Moseley, Ch., Haerter, JO. (2013). Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures, Nature Geoscience, (6), 181-185.
7. Catalano, A.J., Loikith, P. C., Aragon, C. M. (2019). Spatiotemporal Variability of Twenty-First-Century Changes in Site-Specific Snowfall Frequency Over the Northwest United States. Geophysical Research Letters, 46(16), 10122-10131.

از داده‌های روزانه، در تشخیص بارش‌های جامد و مایع بترتیب ۳۵۰- و ۴۰ درصد تغییر نسبت به داده‌های ساعتی مشاهده می‌شود. از سوی دیگر رفتار مدل در برخی ایستگاه‌ها متفاوت بود؛ از جمله می‌توان به ایستگاه‌های سردشت و خلخال اشاره کرد که عملکرد مدل نسبت به تغییر فواصل زمانی داده‌ها با افزایش یا کاهش همراه بود در حالی که در ایستگاه سراب هیچ تغییری مشاهده نشد. می‌توان تغییرات ارتفاعی و کوهستانی بودن منطقه را یکی از عوامل تاثیرگذار در کارایی این مدل در ایستگاه‌های مذکور یادآور کرد.

نتیجه دیگر پژوهش نشان می‌دهد که طبق شاخص‌های POD, FBI و CSI عملکرد مدل در آشکارسازی بارش‌های مایع ساعتی نسبت به بارش‌های جامد ساعتی بالاتر است. همچنین سنجه‌های POD, FBI و TSS افزایش

8. Chen, R.S., Liu, J.F., Song, Y.X. (2014). Precipitation type estimation and validation in China. *Journal of Mountain Science* 11(4). DOI: 10.1007/s11629-012-2625-x.
9. Davenport, F. V., Herrera-Estrada, J. E., Burke, M., Diffenbaugh, N. S. (2020). Flood Size Increases Nonlinearly Across the Western United States in Response to Lower Snow-Precipitation Ratios. *Water Resources Research*, 56(1), e2019WR025571.
10. Faramarzi fard, S., Ghasemi, M. (2013). Analysis of the relationship between spatial factors and snowy days in Iran. *Journal of Meteorological Organization*, 80:3-14.
11. Fehlmann, M., Gascón, E., Rohrer, M., Schwarb, M., Stoffel, M. (2018). Estimating the snowfall limit in alpine and pre-alpine valleys: A local evaluation of operational approaches. *Atmospheric research*, 204, 136-148.
12. Feiccabrino, J. M. (2020). Precipitation phase uncertainty in cold region conceptual models resulting from meteorological forcing time-step intervals. *Hydrology Research*, 51(2), 180-187.
13. Froidurot, S., Zin, I., Hingray, B., Gautheron, A. (2014). Sensitivity of precipitation phase over the Swiss Alps to different meteorological variables. *Journal of Hydrometeorology*, 15(2), 685-696.
14. Gjertsen, U., Ødegaard, V. (2005). The water phase of precipitation—a comparison between observed, estimated and predicted values. *Atmospheric research*, 77(1-4), 218-231.
15. Gorjizadeh, A., Akhond-Ali, A., Shahbazi, A., Moridi, A. (2019). Comparison of Two High-resolution Gridded Precipitation Data Sets at the Upstream of Maroun Dam in Iran.
16. Heidari, H. (2016). The trend analysis of falling snow and rainfall in selected stations of West Azerbaijan province. *Journal of Arid Regions Geographics Studies*, 7(26), 110-92.
17. Hynčica, M., Huth, R. (2019). Long-term changes in precipitation phase in Europe in cold half year. *Atmospheric Research*, 227, 79-88.
18. Jahanbakhsh asl, S., Khorshiddust, A.M., Alinejad, M. H., Purasghar, F., (2016). The effect of climate change on temperature and precipitation, considering the uncertainty of climate models and scenarios (Case study: Urmia Shahrchai basin). *Journal of Hydrogeomorphology* 2(7):107-122.
19. Koistinen, J., Saltikoff, E. (1998). Experience of customer products of accumulated snow, sleet and rain. *COST75 Advanced Weather Radar Systems*, 397-406.
20. Li, Z., Chen, Y., Li, Y., & Wang, Y. (2020). Declining snowfall fraction in the alpine regions, Central Asia. *Scientific reports*, 10(1), 1-12.
21. Ostadi, E., Jahanbakhsh, S., Rostamzadeh, H., Rezaibanafsheh, M., & Khorshiddust, A. M., (2021). Spatio-

- temporal trend analysis of solid precipitation in Northwest Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(17), 1-10.
22. Razinei, T., Jahanbakhsh, S., Parandeh, K. A., Sari Sarraf, B. (2018). Assessing The Accuracy of The Snow-Rain Phase Separation Models For Meteorological Weather Stations of The Mountainous Region of Zagros.
23. Reng-sheng, Ch., Jun-feng, L., Yao-xuan, S. (2014). Precipitation Type Estimation and Validation in China, *J. Mt. Sci*, 11(4): 917-925, DOI: 10.1007/s11629-012-2625-x.
24. Rezaie Banafsheh, M., Jalali Ansaroodi, T., Zarghami, M. (2015). Investigate of Climate Change Impacts on Groundwater Level in Tasuj Basin by Statistical Downscaling Method, *Iran – Water Resources Research*, 11(2), 97-105.
25. Rohrer, M. (1989). Determination of the transition air temperature from snow to rain and intensity of precipitation. In *WMO IASH ETH International Workshop on Precipitation Measurement*, 475-582.
26. Rostamzadeh, H., Rezaei Banafsheh, M., Hosseinnejad, A. (2019). Identification of non-spatial patterns Hourly variations of temperature on a monthly, seasonal and annual basis (Case Study: Synoptic Station of Tabriz), *Climate Change and Climate Disasters*, 1(1), 56-76.
27. Safavi, M. (2017). Calibration and Utilization of TRMM Satellite Data to Estimate Monthly and Annual Rainfall in South East of Iran (Doctoral dissertation, university of zabol).
28. Saltikoff, E., Koistinen, J., & Hohti, H. (2000). Experience of real time spatial adjustment of the ZR relation according to water phase of hydrometeors. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(10-12), 1017-1020.
29. Schmid, W., Mathis, A., & Keller, U. (2002). Nowcasting the risk of snowfall and freezing rain with radar and ground data. In *Proc. 11th PIARC Congress, Sapporo*, www.meteoradar.ch/pdf/181_abf_e_Schmid.pdf.
30. Twardosz, R., Łupikasza, E., Niedźwiedź, T., Walanus, A. (2012). Long-term variability of occurrence of precipitation forms in winter in Kraków, Poland, *Climatic Change*, 113:623–638, DOI 10.1007/s10584-011-0352-x.
31. Wang, Y. H., Broxton, P., Fang, Y., Behrangi, A., Barlage, M., Zeng, X., & Niu, G. Y. (2019). A Wet-Bulb Temperature-Based Rain-Snow Partitioning Scheme Improves Snowpack Prediction Over the Drier Western United States. *Geophysical Research Letters*, 46(23), 13825-13835.
32. Ye, H. (2008). Changes in Frequency of Precipitation Types Associated with Surface Air Temperature over Northern Eurasia during 1936–90, *Journal of Climate*, V 21, 5807-5819.