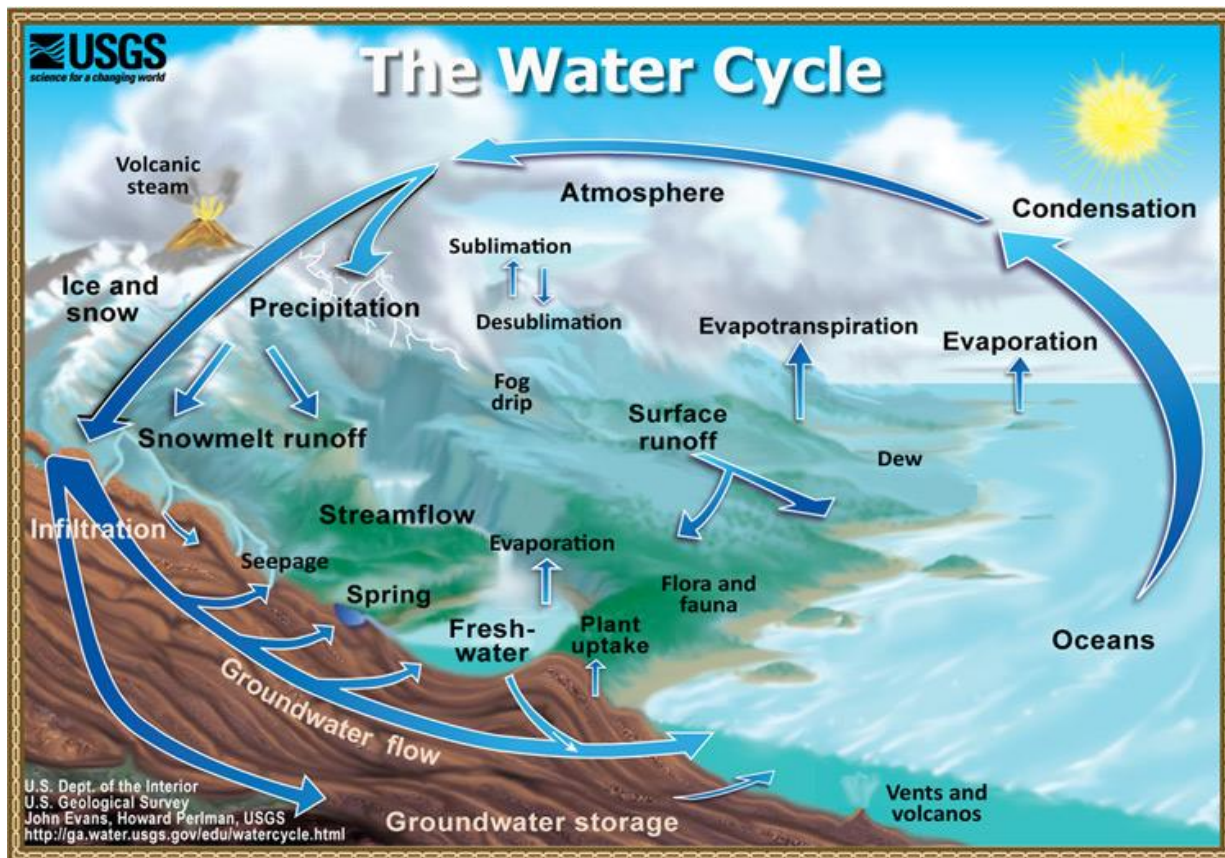




هیدرولوژی

احتمالا بارها این واژه به گوش شما نیز خورده است. بهتر است تعریف ساده ای از آن داشته باشیم. هیدرولوژی Hydrology که گاهی به آن آبشناسی هم گفته می شود، علم مطالعه آب در کره زمین است و در مورد پیدایش، چرخش و توزیع آب در طبیعت، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب و واکنش های آن در محیط بحث می کند. بنابراین ملاحظه می شود که هیدرولوژی در برگیرنده تمام داستان آب در طبیعت است.

چرخه هیدرولوژیکی به عنوان "چرخه آب" نیز شناخته می شود. این سیستم بازیافت آب معمولی روی زمین است. شکل زیر چرخه آب در طبیعت را مطابق تعریف سازمان زمین شناسی ایالات متحده آمریکا (USGS) نشان می دهد:



بارش

بارندگی ، بارش - به زبان پهلوی (Waresh) - را می توان مهمترین عاملی دانست که به طور مستقیم در چرخه هیدرولوژی دخالت دارد. منظور از بارندگی کلیه نزولات جوی است که به سطح زمین وارد می شوند. از زمانی که یک قطره باران در هوا تشکیل می شود تا موقعی که به زمین می رسد پدیده هایی رخ می دهد که بیشتر در قلمرو علم هواشناسی است. اما هنگامی که به سطح زمین رسید به عنوان اساسی ترین عنصر چرخه هیدرولوژی به حساب می آید. هرچند رطوبت موجود در هوا به لحاظ کمی در مقایسه با کل آب موجود در کره زمین زیاد نیست اما از نظر تامین آب قابل تجدید، مهمترین منبع حیات برای بشر به شمار می رود. زیرا بارندگی در واقع تراکم و میعان ذرات ریز بخار آب موجود در هوا می باشد که بصورت باران ، برف و یا شکل های دیگر به زمین می رسد.

تراکم رطوبت به عنوان فرآیندی که عکس تبخیر می باشد در نظر گرفته میشود. شکل های مختلف میعان یا تراکم رطوبت، بسیاری از پدیده های زیبای هواشناختی را تشکیل می دهند. زیرا قبل از هرگونه بارندگی باید تراکم رطوبت به شکل ابر صورت گیرد. هنگامی که دمای هوا کمتر از دمای نقطه شبنم شود تراکم یا میعان (Condensation) اتفاق می افتد و بخشی از بخار آب موجود در هوا به صورت مایع درمی آید. وقتی دمای هوا به کمتر از نقطه انجماد برسد، بخار آب مستقیماً به یخ تبدیل می گردد که این فرآیند تصعید نام دارد (این عبارت به تبدیل مستقیم یخ به بخار آب نیز گفته می شود). برای تراکم یا میعان واژه چگالش هم بکار می رود، گرچه هوا ممکن است از طریق افزایش بخار آب نیز اشباع گردد، مثل هوای بالای سطح دریا و یا وضعیت هوا در زمان ریزش برف و باران، اما معمولاً اشباع شدن هوا در اثر کاهش دما صورت می گیرد. حداقل سه شرط برای تراکم رطوبت و تولید قطرات باران الزامی است.

۱- رطوبت کافی در هوا وجود داشته باشد.

۲- هستک هایی که رطوبت بتواند در اطراف آنها متر اکم شود در اتمسفر وجود داشته باشد.

۳- هوا به صورت دینامیک سرد شده و دما به زیر نقطه شبنم برسد.

شرط اول از نظر مفهومی کاملاً روشن است زیرا بدون وجود رطوبت پیدایش قطرات باران امکان پذیر نخواهد بود. اما شرط دوم یعنی وجود هسته های تراکم کمی ظریف به نظر می رسد. می دانیم تراکم به شکل قطرات کوچک آب صورت می گیرد و تمایل ذرات آب برای فرار از سطح آب، فشار بخار نامیده می شود. فشار بخارروی قطرات کروی شکل بیشتر از فشار بخار در سطح صاف آب است و در مورد قطرات کوچکتر نیز زیاده تر از قطرات بزرگ می باشد. فشار بخار یک ذره کروی شکار با شعاع آن نسبت معکوس دارد. با توجه به این موضوع، با کاهش قطر یک قطره، فشار بخار در سطح آن بیشتر می شود و اگر قطره آب خیلی کوچک باشد به محض تشکیل تبخیر می گردد. بنابراین برای این که قطر قطرات از حد معینی کوچکتر نشود یک ذره جامد با قطر کافی باید در هوا وجود داشته باشد تا قطره آب در اطراف آن تشکیل و در اثر تبخیر از بین نرود، این ذره جامد را هسته تراکم گویند .

از طرف دیگر هسته های تراکم باید قابلیت جذب آب را داشته، یعنی آبدوست (hygroscopic) باشند. اگر هوا خالص می بود عمل تقطیر به سختی و فقط زمانی صورت می گرفت که هوا بیشتر از حد اشباع و بیش از اندازه سرد می شد. اما وجود همین ذرات ناخالص که به آنها هستک یا آئروسول (aerosol) هم گفته می شود باعث می گردد تا در شرایط اشباع معمولی نیز بخار آب در اطراف این ذرات متراکم شود، زیرا این ذرات اصولاً آبدوست بوده و بخار آب را دور خود جمع می کنند. در مورد این که تراکم در اطراف هستک ها چگونه صورت می گیرد مطالعات زیادی صورت گرفته است. در این رابطه دو نوع هستک در هوا وجود دارد که عبارتند از ذرات جاذب رطوبت و ذرات غیرجاذب رطوبت.

ذرات جاذب رطوبت : ذرات جاذب رطوبت یا هیگروسکوپیک (hygroscopic) تمایل شدیدی به جذب آب دارند و بخار آب را به سرعت به خود جذب میکنند، به طوری که قبل از آن که هوا به حد اشباع برسد عمل تقطیر در اطراف این گونه هستک ها شروع و قطرات ریز آب بوجود می آید. از این نوع هستک ها می توان ذرات نمک موجود در هوا را نام برد که منشا آنها یا اقیانوسهاست که در اثر امواج به فضا پرتاب می شوند، و یا کویرهاست که همراه

با باد به بالا رانده می شوند. مقدار نمک در هوای روی دریاها بیشتر بود. و هرچه به طرف خشکی ها پیش رویم از مقدار آن کاسته می شود.

ذرات غیرجاذب رطوبت : این ذرات که غیر هیگروسکوپیک (non-hygroscopic) نام دارند تمایل چندانی به جذب بخار آب ندارند و عمل تقطیر در اطراف آنها فقط زمانی صورت می گیرد که هوا بیش از حد از بخار آب اشباع شده باشد. از این گونه ذرات می توان گرد و غبار معمولی و ذرات مواد آلی را نام برد که همراه با باد از سطح زمین به فضا برده میشوند.

هستک هایی که عمل تقطیر در اطراف آنها صورت می گیرد از نظر اندازه بین $0/001$ تا 10 میکرون قطر دارند. تعداد آنها در هر سانتی متر مکعب هوا نیز متفاوت است. بطوری که در بعضی شرایط ممکن است در یک سانتی متر مکعب هوا بیش از $40,000$ هستک، و در حالات دیگر در هر سانتی متر مکعب فقط یک هستک بزرگ وجود داشته باشد.

در فرآیند تصعید، بخار آب بدون این که از مرحله میعان بگذرد مستقیماً به یخ تبدیل میشود. در این فرآیند، ذرات گرد و غبار معدنی غیرجاذب رطوبت نقش مهمی دارند. ذراتی که شکل کریستالی آنها شبیه یخ است مهمترین نقش را در تصعید ایفا می کنند. از این اصل با استفاده از یدور نقره (AgI)، برای افزایش تصعید یخ، بارور کردن ابرها و باران سازی مصنوعی استفاده می شود. زیرا بلورهای یدور نقره شبیه بلورهای یخ می باشند. بنابراین ملاحظه میشود که یکی از شروط بارور کردن ابرها برای تشکیل بارندگی وجود یک هوای بسیار سرد است که اگر وجود نداشته باشد این عمل موفقیت آمیز نخواهد بود.

مشاهداتی که در مناطق سرد در ارتفاعات بالا انجام شده، نشان داده است که آب می تواند در دماهای پایین (تا حدود منهای 40 درجه سانتی گراد) نیز به صورت مایع باقی بماند. دلیل وجودی این آب فوق سرد، به وجود هسته های بلورساز نسبت داده شده است. شکل های معمولی تراکم رطوبت شامل شبنم، برفک، مه وابر می باشد.

شب‌بنم : شب‌بنم (dew) رطوبتی است که به جای این که بر روی هسته های موجود در هوا متراکم شود بر روی سطوح اجسام مختلف متراکم می شود. شاخ و برگ علف های پوشیده از قطرات درخشان آب و منظره زیبای صبح فصل های بهار و پاییز میتواند در اثر شب‌بنم باشد. در غروب های آرام با هوای صاف، زمین از طریق تابش برگشتی به سرعت سرد شده و دمای آن کمتر از هوای روی سطح زمین می شود. در نتیجه هوایی که در تماس با زمین است سرد می شود. با ادامه یافتن این فرآیند، هوا تا نقطه شب‌بنم خنک شده و قطرات آب روی برخی اجسام بوجود می آید. باید توجه کرد که تمام این پدیده ها در چند سانتیمتر اول هوای چسبیده به سطح زمین صورت می گیرد زیرا هوا یک هادی بسیار ضعیف برای گرماست.

با سرد شدن بیشتر هوا تا زیر نقطه شب‌بنم، بخار آب اضافی در هوا متراکم می گردد. اشیا تیره مثل گیاهان، همیشه زودتر از هوا سرد می شوند، زیرا اشیا تیره انرژی را به خوبی جذب کرده و به خوبی نیز پس می دهند. بنابراین، رطوبت مستقیماً روی سطوح تیره متراکم می شود، چه منشا آنها طبیعی باشد و چه مصنوعی. در نتیجه آنچه به نام - عرق کردن - در اشیایی مثل لوله ها و یا بدنه کشتی ها دیده می شود در واقع تشکیل شب‌بنم است. واضح است که برای این کار شرایط آرام و صاف باید وجود داشته باشد. ابرها به عنوان محافظی برای کاهش سرد شدن زمین در اثر بازتابش، و همچنین سرد شدن هوا عمل می کنند. شب هایی که باد می وزد سبب میشود تا هوای گرم نتواند به اندازه کافی در مجاورت سطح زمین و یا اشیا بماند (حتی اگر هوا صاف باشد) ، لذا هوای صاف و بدون باد از شرایط لازم برای تشکیل شب‌بنم می باشد.

برفک : برفک (frost) در واقع شب‌بنم یخ زده است. شرایط تشکیل شب‌بنم و برف عملاً یکی است، بجز یک شرط. شب‌بنم وقتی تشکیل می شود که تراکم بر روی اشیا سرد، بالاتر از نقطه انجماد، اتفاق می افتد و برفک وقتی تشکیل می گردد که تراکم در پایین تر از نقطه انجماد صورت می گیرد. در این وضعیت، رطوبت مستقیماً از حالت بخار به یخ تبدیل می شود، بدون

این که از مرحله مایع شدن گذر کند. نظیر این مساله - اما به صورت معکوس - برای یخ خشک پیش می آید که در آن دی اکسید کربن جامد بدون این که مایع شود مستقیماً به گاز تبدیل می گردد.

مه و ابر: از لحاظ فیزیکی بین مه و ابر تفاوت زیادی وجود ندارد و هر دو از قطرات کوچک آب در اثر تراکم بخار آب بوجود می آیند. مه معملاً در هوای نزدیک سطح زمین تشکیل می شود. اما ابر مشخصه هوای ارتفاعات بالاتر است. ابر هنگامی تشکیل می شود که هوا با صعود و انبساط خود به صورت بدون قابلیت فرار خنک شود اما مه از طریق خنک شدن هوا در اثر تماس با سطح سرد ایجاد می گردد. با این وجود تفاوت مه غلیظ و ابرهایی که در سطح پایین قرار دارند به قدری کم است که وقتی در مجاورت هم قرار می گیرند نمی توان آنها را از یکدیگر متمایز ساخت.

فرآیند بارش: بنا به تعریف، بارش (precipitation)، هرگونه رطوبت متراکم شده ای است که به سطح زمین فرو می ریزد. بنابراین فرآیند تراکم باید قبل از بارندگی صورت گیرد. معمولاً بارندگی از انواع ابرها صورت می گیرد اما ممکن است تمام ابرها ایجاد بارندگی نکنند. فقط هنگامی که قطرات آب یا تکه های یخ و یا بلورها آن قدر بزرگ شوند که بر نیروهای شناوری و بالا دهنده آنها در هوا فایق آیند بارندگی انجام می شود.

اگر مقایسه ای بین اندازه ذرات ابری که باران از آن می بارد و ابری که ایجاد باران نمی کند به عمل آید، متوجه می شویم که فرآیند و یا فرآیندهایی وجود دارند که هنوز شناخته نشده اند. برای مثال، متوسط اندازه یک ذره متراکم شده بخار آب 0.2 میلی متر است اما قطر معمولی قطرات باران از 4 تا 5 میلیمتر تغییر می کنند و اینکه چه فرآیندهایی باعث می شود که قطر ذرات متراکم شده بخار آب افزایش پیدا کند بسیار متعدد و پیچیده است.

مساله مهم در فیزیک ابر و بارندگی این است که چرا بعضی از ابرها قطراتی به اندازه قطره باران درست می کنند اما بعضی ابرها چنین کاری را نمی کنند. اگر چه تراکم به خودی خود سبب ایجاد قطرات بزرگ نمی شود، اما برخورد و هم آمیزی قطرات با یکدیگر قطرات

بزرگی را بوجود می آورد. برخورد مکرر، قطراتی با اندازه باران را تشکیل می دهد. پس از این که اندازه قطرات به $0.4/0$ میلیمتر رسید، رشد آنها بیشتر به علت هم آمیزی است تا تراکم. ولی تراکم وهم آمیزی نیز مساله ای که به همین سادگی صورت گیرد نیست.

هنوز این سوال وجود دارد که چرا هم آمیزی در بعضی از ابرها اتفاق می افتد و در بعضی دیگر نه. کمتر از یک حد آستانه (حدود $0.4/0$ میلی متر) قطرات آن قدر کوچک هستند که با یکدیگر ادغام نمی شوند. اما چرا بعضی از قطرات در ابرها به این اندازه می رسند و در بعضی دیگر نمی رسند؟ جواب این سوال در اندازه هسته های تراکم اولیه نهفته است. در مناطق حاره، ذرات درشت نمک در هوا زیاد است که قطرات باران در اطراف آنها تشکیل می گردد. این قطرات سپس با هم آمیزی درشت تر می شوند. ولی در سایر مناطق دنیا فرآیند های دیگری در کار می باشد که نظریات مختلفی پیرامون آن ارائه شده است. در زیر به منطقی ترین، توصیفی که برای بزرگ شدن قطرات بخار آب ارائه شده است می پردازیم.

چگونگی تشکیل قطرات باران: یک قطره کوچک از ابر بسادگی نمی تواند در اثر جذب آب بزرگ شده و به یک قطره باران تبدیل شود. بخصوص اگر به یاد داشته باشیم که یک میلیون قطره 10 میکرونی ابر، وزنی معادل یک قطره باران دارند. بزرگ شدن طبیعی قطرات باران باعث می شود تا ذراتی حداکثر به شعاع 100 میکرون ساخته شود و این مقدار نخواهد توانست چنان سنگینی به قطرات بدهد که در اثر وزن خود سقوط کنند. هرچند در وضعیت بسیار آرام مشاهده شده است که قطرات 100 الی 500 میکرونی هم ریزش می کنند ولی باید عوامل دیگری در بزرگ شدن آنها دخالت داشته باشد، بطوری که قطرات کوچک ابر به قطره های باران مبدل شده و در اثر وزن نسبتا زیاد خود ریزش نمایند. در این رابطه نظریه های مختلفی وجود دارد که از آن جمله نظریه برزرون (Bergeron) می باشد.

براساس نظریه برزرون (دانشمند هواشناس نروژی) ، در عرض های جغرافیایی میانه و بالا، ابرها به قدری مرتفع هستند که درجه حرارت آنها به زیر نقطه انجماد می رسد. در چنین ابرهایی قطرات کوچک آب و بلورهای یخ به صورت توأم وجود دارند. در این وضعیت چون

فشار بخار آب روی قطرات آب بیشتر از فشاربخار روی یخ در همان درجه حرارت است لذا چنین به نظر می رسد که هوا از نظر قطرات آب در حالت اشباع و از نظر بلورهای یخ در حالت فوق اشباع است. با توجه به این که بخار آب به تدریج در اطراف ذرات یخ انباشت می شود، کم کم هوا از حالت اشباع خارج شده و قطرات کوچک آب شروع به تبخیر می کنند. این عمل آن قدر ادامه پیدا می کند تا تمام قطرات کوچک آب تبخیر شوند و یا آن که بلورهای یخ در اثر تراکم بخار روی آنها به قدری بزرگ شوند که از ابر خارج و به پایین سقوط نمایند. ذرات یخ در طی سقوط گرم و ذوب می شوند و به صورت قطرات باران درمی آیند که با هم آمیزی، درشت و درشت تر می شوند. به عبارت دیگر، بزرگ شدن بلورهای یخ به قیمت از بین رفتن قطرات کوچک آب تمام می شود. این پدیده - که معمولا در ابرهایی که دمای آنها ۱۰- تا ۳۰- درجه سانتی گراد است به خوبی عمل می کند - به نام پدیده برزرون نام گذاری شده است .

هم آمیزی فرآیند دیگری است که در بزرگ تر شدن قطرات باران موثر است. در ابرهایی که دمای آنها بالاتراز صفر درجه است، ذرات یخ وجود ندارند و قطرات کوچک ابر در اثر تصادم و برخورد با یکدیگر به تدریج بزرگ و سپس در اثر وزن خود سقوط کرده که در طی سقوط نیز با قطرات کوچک دیگر برخورد می کنند. بدین ترتیب قطره های نسبتا بزرگ باران بوجود می آیند. با توجه به این که هستک ها در این شرایط عمده از ذرات ریز نمک تشکیل می شوند چنین پدیده ای بیشتر در روی اقیانوس ها تشکیل می شود. از شرایط لازم برای این هم آمیزی، بالا بودن دما در ابر و وجود آب مایع در آن است. به این دلیل تشکیل این گونه باران ها بیشتر در ماه های تابستان و در ابرهای کم ارتفاع صورت می گیرد .

از نظر شکل، قطرات باران تا قطر ۱ میلی مترکروی باقی می مانند اما بزرگتر از این اندازه قطرات از انتها شروع به پهن شدن می کنند تا این که سرانجام ناپایدار شده و به قطرات کوچکتر تبدیل می شود. معمولا قطر قطرات باران بین ۰/۱ تا ۳ میلی متر است ولی قطرانی با قطر ۵ الی ۶ میلی متر نیز دیده شده است . در یک پرواز تحقیقاتی در ابرهای کومولوس

که در برزیل صورت گرفته است قطرات باران به بزرگی $0/8$ تا 1 سانتیمتر نیز مشاهده شده است.

باروری ابرها:

باروری ابرها یک فرآیند مصنوعی برای وارد کردن هستک ها به داخل ابر است تا به این وسیله شرایط برای ایجاد باران فراهم گردد. یدورنقره یکی از موادی است که توسط هواپیما در ابر پاشیده می شود. در این عمل محلول یدورنقره با شعله پروپان تبخیر شده و ایجاد ذرات ریزی که بتوانند بعنوان هستک عمل کنند می نماید. گرچه پژوهش ها و آزمایشات زیادی در این مورد صورت گرفته است اما به دلیل متغیر بودن فرآیندهای هواشناسی که در ایجاد بارندگی دخالت دارند نتایج مشابه و یکنواختی از این گونه تجارب بدست نیامده است. در آفریقای جنوبی که بارندگی های همرفتی زیاد اتفاق می افتد نکته جالبی مشاهده شد به طوری که مقدار بارندگی روی کارخانجات کاغذسازی بیشتر از سایر مناطق بود. چون این موضوع با کلرور پتاسیم متصاعد شده از دودکش های این کارخانجات ارتباط داده شد و چنین نتیجه گیری گردید که برای بارورسازی ابرهای همرفتی می توان بجای یدورنقره از کلرور پتاسیم استفاده کرد. هر چند نتایج پژوهش نشان داده است که استفاده از کلرور پتاسیم به عنوان هستک نتایج بهتری نسبت به یدورنقره به دست می دهد، اما اصولاً هنوز در مورد کارایی روش های بارورسازی ابرها تردید وجود دارد. در سال های ۱۹۵۰ و ۱۹۶۰ میلادی فعالیت های زیادی در این زمینه صورت می گرفت اما این فعالیت ها به تدریج رو به کاهش گذاشته و در حال حاضر اکثر فعالیت های بارورسازی ابرها جنبه تحقیقاتی دارد. حتی سازمان عمران امریکا (Bureau of reclamation) نیز که زمانی بیشترین بودجه تحقیقاتی را در این مورد صرف می کرد در سال ۱۹۹۴ اعلام کرد که روی طرح های تحقیقاتی در این زمینه هیچگونه سرمایه گذاری نخواهد کرد .

قطراتی که به صورت باران از ابر جدا می شوند پس از مدتی سقوط در هوا به سرعت حد می رسند . سرعت حد قطرات بستگی به قطر آنها داشته و از فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$V_t = \left[\frac{4}{3} \frac{g D}{C} \left(\frac{\rho_w}{\rho_a} - 1 \right) \right]^{0.5}$$

در این فرمول :

V_t : سرعت حد قطرات (m/s)

g : شتاب ثقل زمین (9.81 m/s^2)

D : قطر قطرات باران (m)

ρ_w : دانسیته آب (998 kg/m^3)

ρ_a : دانسیته هوا (1.2 kg/m^3)

C : ضریب کشش (drag coefficient) قطرات باران که از جدول زیر بدست می آید:

قطر (mm)	۰.۲	۰.۴	۰.۶	۰.۸	۱.۰	۲	۳	۴	۵
C	۴.۲۰۰	۱.۶۶۰	۱.۰۷۰	۰.۸۱۵	۰.۶۷۱	۰.۵۱۷	۰.۵۰۳	۰.۴۶۰	۰.۳۶۰

در صورتی که دمای ابر از صفر کمتر و ابر حاوی ذرات یخ نیز باشد از برخورد آنها با یکدیگر دانه های برف به وجود می آید. بهترین وضعیت برای این پدیده در دمای بین صفر تا -4 درجه سانتی گراد است. هرچه دما و درصد آب کاهش یابد اندازه دانه های برف نیز کوچکتر می شوند. دانه های برف با آرایش های خاصی به هم متصل و سقوط می نمایند.

در ابرهایی که محتوی مخلوطی از قطرات ریز آب و ذرات یخ باشند، به همان شیوه ای که در پدیده برزرون گفته شد، بخار آب روی ذرات یخ متراکم می شود. با این تفاوت که در این حالت برای برخورد بخار آب با ذرات یخ لازم است مقدار زیادی آب مایع وجود داشته باشد. پس از آن که دانه های برف یا یخ به اندازه کافی بزرگ شدند به طرف پایین سقوط می نمایند ولی در طبقات پایین تر به دلیل اشباع نبودن هوا و بالا بودن دما ذرات یخ ذوب و به قطرات باران مبدل می شوند. حتی ممکن است قطرات باران کلا تبخیرگردند که این حالت بیشتر در

روزهای تابستان اتفاق می افتد. یعنی باران ها قبل از آن که به سطح زمین برسند عمدتاً تبخیر می شوند.

به طور خلاصه، گرچه وجود رطوبت در هوا برای ایجاد بارندگی الزامی است اما تنها این شرط کافی نمی باشد و باید شرایط دیگری نیز وجود داشته باشد. مثلاً در سواحل خلیج فارس رطوبت به اندازه کافی وجود داشته و حتی مقدار آن ممکن است به مراتب بیشتر از مقدار رطوبت موجود در هوای سواحل دریای خزر باشد ولی بارندگی در نواحی جنوبی ایران کمتر است و یا در بسیاری مواقع که هوا ابری است ممکن است بارندگی وجود نداشته باشد. لذا علاوه بر وجود رطوبت و موجود بودن هستک های خارجی برای انجام عمل تراکم، فرآیند خنک شدن دینامیک هوای مرطوب نیز الزامی است.

سرد شدن دینامیک (dynamic cooling) هوا به طرق گوناگون ممکن است صورت گیرد که از جمله عبارتند از :

الف - انبساط بی دررو هوا. مثلاً هنگام عبور یک توده هوا از روی یک رشته کوه در اثر کم شدن فشار هوا، دما کاهش پیدا می کند.

ب - برخورد دو توده هوا با خصوصیات مختلف. به عنوان مثال هنگامی که یک توده هوای گرم و مرطوب به توده هوای سردی برخورد کند، هوای گرم به بالا رانده می شود و در طی صعود ممکن است به نقطه شبنم برسد و اشباع گردد .

پ - تصادم یک توده هوای مرطوب به جسم سردی مانند سطح زمین .

بر اساس نحوه سرد شدن و ایجاد بارندگی، شکل های مختلف بارش با خصوصیات مختلف اتفاق می افتد.

شکل های مختلف بارش

تمام شکل های بارندگی، بدون توجه به وضع ظاهری آنها، نزولات جوی یا هیدرومتئور (hydrometeor) نامیده می شوند. سازمان ملی هواشناسی آمریکا، هیدرومتئورها را به ۵۰ نوع طبقه بندی کرده است که در اینجا فقط ۴ نوع معمولی آنها با اختصار معرفی می شود. باران (**Rainfall**): باران آشنا ترین فرم ریزش های جوی است. اگرچه تعریف باران ساده است، اما با توجه به مطالب قبلی، توضیح منشا آن مشکل می باشد. به طور مختصر، باران ها نزولاتی هستند به شکل قطرات مایع که ابرها منبع آن هستند. باران از تراکم قطرات آب در ابرها و بزرگتر شدن این قطرات به اندازه ای که بتوانند بر نیروی شناوری هوا فایق آیند نتیجه می شود.

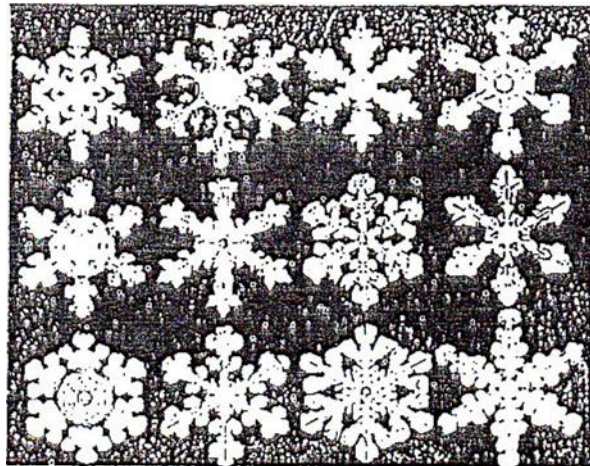
بدون توجه به اندازه قطرات در ابر، وقتی قطرات آب به سطح زمین نزدیک می شوند، دو عامل بر روی اندازه های آنها تا ثیر می گذارد:

(۱) میزان تبخیر در طول مدت نزول و

(۲) اثر اصطکاک هوا بر روی قطرات سقوط کننده.

در هوای نسبتاً آرام، اصطکاک هوا محدودکننده اندازه قطرات است. اگر در منطقه بارندگی، هوا نیز در حال نزول باشد (که در بعضی قسمت ها رگبارهای رعد و برق دار وجود دارد)، قطرات بسیار درشتی تشکیل می شوند. بنابراین اندازه قطرات باران و شدت بارندگی، بسیار متغیر است. به طور کلی، وضعیتی که سبب باران های شدید می شود کوتاه مدت است در حالی که بارندگی های خفیف و معمولی در وضعیت های بلند مدت ایجاد می گردند. پس در حالت کلی، طول مدت بارندگی نسبت معکوس با شدت آن دارد. باران های با شدت بسیار خفیف شامل قطرات بسیار ریز که به ندرت به زمین می رسند باران ریزه (drizzle) نامیده می شود. اندازه قطرات باران ریزه کمتر از 0.5 میلی متر است.

برف (Snow): وقتی در هوای صعود کننده ای که به دمای زیر نقطه انجماد رسیده است تراکم صورت گیرد، به جای قطرات باران، بلورهای شش گوشه برف تشکیل می شوند. به خاطر داریم که اگر نقطه شبنم زیر صفر درجه سانتی گراد باشد، تراکم در سطح زمین، ایجاد برفک می کند. بلورهای برف ممکن است یکی باشند و یا در هم ادغام شده و تشکیل پره برف (snow flake) با اندازه ها و شکل های متفاوت را بدهند. در نتیجه، از ادغام بلورهای شش گوشه برف طرح های زیبایی از پره های برف تشکیل می شود. در یک ابر ممکن است قسمت پایین آن دارای قطرات آب و قسمت بالای آن شامل پره های برف شود. بزرگترین اندازه پره برف که تا بحال اندازه گیری و ثبت شده است مربوط به مشاهدات یک محیط بان در ایالت مونتانا در آمریکای شمالی است که در ۲۸ ژانویه ۱۸۸۷ در منطقه فورت کاف (fort Keogh) پره برفی به بزرگی ۳۸ سانتیمتر را مشاهده و اندازه گیری کرده است.



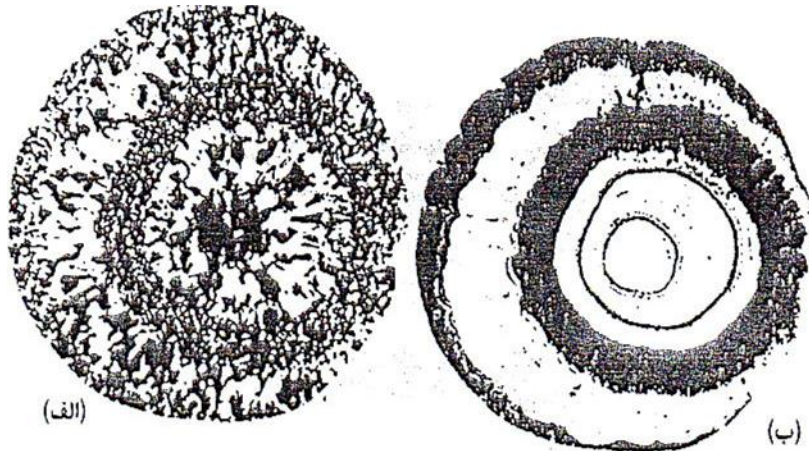
شکل مختلف بلورهای برف که با میکروسکوپ پلاریزه عکسبرداری شده است .

برفابه : برفابه یا باران یخ زده (sleet) را می توان قطرات منجمد شده باران دانست. اگر قطرات آبی که از ابر نزول میکنند با لایه ای از هوا مواجه شوند که دمای آن در حد انجماد است، به حبه های کوچک و سرد یخ تبدیل می گردند. بنابراین ریزش باران یخ زدخ ، مساله وارونگی دما را نشان می دهد، در یک ابر معمولی دمای داخل ابر ممکن است نزدیک به نقطه

انجماد باشد . اما اگر هوای زیر ابرها کمی سردتر باشد، برفابه شکل می گیرد. همچنین باران یخ زده ممکن است از یخ زدن برف ذوب شده ای که از لایه هوای سرد نزدیک زمین میگذرد تشکیل شود.

تگرگ : تگرگ (hail) نتیجه وجود تلاطم و جابجایی (همرفت) در ابرها می باشد و فقط در رابطه با طوفان های شدید به وجود می آید . طرز تشکیل تگرگ بدین صورت است که در داخل ابرهای کومولونیمبوس قسمتی از آن که از اطراف خودگرمتر است به سرعت به شکل پیچکی به بالارانده می شود و همراه خود قطرات باران را نیز به لایه های بالاتر که دمای آن پایین تر از نقطه انجماد است می برد. قطرات باران در این لایه ها می شوند و در اثر بالا و پایین رفتن مجدد ممکن است دانه های برف و قطرات دیگر نیز به آنها بپیوندند و گویچه های کم و بیش بزرگی را بوجود آورد که به آن تگرگ گفته می شود. دانه های تگرگ بسته به شرایط اندازه ای بین ۵ تا ۱۲۵ میلی متر و دانسیته ای معادل ۰/۸ گرم بر سانتی متر مکعب دارند. با این وجود در ۲۲ ژون ۲۰۰۳ در نواحی مرکزی ایالت نبراسکا در آمریکا موردی از تگرگ مشاهده شد که قطر آن ۱۷/۸ سانتیمتر و محیط آن ۴۷/۶ سانتیمتر بوده است .

اگر از یک دانه تگرگ مقطع تهیه شود در آن دواير متحدالمرکزی مشاهده خواهد شد که نشان دهنده عبور متناوب تگرگ از لایه هایی است که دمای متفاوت دارند . با توجه به این که تگرگ در وضعیتی می بارد که معمولا دما در سطح زمین بالاتر از نقطه انجماد است، لذا پس از ریزش به سرعت ذوب، و در نتیجه عکس العمل هیدرولوژیکی تگرگ بسیار سریع و مشابه باران در نظر گرفته می شود.



مقطع یک دانه تگرگ : عکسبرداری با الف) میکروسکوپ مجهز به نور پلاریزه و ب) میکروسکوپ مجهز به نور معمولی

یخ پوشه شفاف : وقتی باران و بخصوص باران ریزه بر روی اشیا یا زمینی ببارد که دمای آن زیر نقطه انجماد است، به صورت لایه های یخ در می آید که به آن یخ پوشه شفاف (glaze) گفته می شود. اگر این پوشش یخی ضخیم شود، در اثر وزن زیاد اثر تخریبی شدیدی در بر خواهد داشت.

یخ پوشه مات : این حالت وقتی شکل می گیرد که اشیا با دمای زیر نقطه انجماد در داخل مه قرار گیرند. در چنین حالتی، ذرات کوچک مه یخ میزنند و به سطح سرد جسم می چسبند که به آن یخ پوشه مات (rime) گفته میشود. یخ پوشه در سمت رو به باد اشیا ضخیم تر است، بخصوص وقتی بر روی دکل ها و تیغه های وسایلی که در هوای سرد حرکت می کنند تشکیل شود. یخ پوشه مات همچنین بر روی قسمت های جلو هواپیماهایی که در داخل بعضی از انواع ابرها حرکت می کنند شکل می گیرد.

الگوهای مختلف بارش

مطالعه چرخش هوا در جو و پیشی بینی حرکت توده های هوا از وظایف متخصصان هواشناسی است ولی برای هیدرولوژی نیز لازم است اطلاعاتی در این رابطه داشته باشند .

اگر یک توده هوا در مسیر حرکت خود مجبور به صعود از کوه گردد به هنگام بالا رفتن تحت تاثیر گرادیان قایم درجه حرارت (کاهش دما) سرد شده و پس از رسیدن به نقطه چگالش تولید بارندگی می کند. بارندگی هایی که به این صورت به وجود می آید به نام کوه بارش معروفند. این باران ها را باران های اوروگرافیک (orographic) یا کوهستانی نیز می نامند. کوه بارش ها را در اکثر مناطق کوهستانی و تپه ای جهان که شرایط برای متراکم شدن ابرها وجود داشته باشد می توان مشاهده کرد. بنابراین ساده ترین شکل سرد شدن دینامیکی هوا و ایجاد بارش از نوع اوروگرافیک است .

اکثر بارش های دامنه شمالی سلسله جبال البرز از نوع اوروگرافیک می باشند زیرا هوای مرطوب روی دریای خزر در هنگام صعود از روی کوه های البرز سرد شده و تولید بارندگی می کند. مقدار این بارندگی در بعضی نقاط تا ۲۰۰۰ میلیمتر در سال می باشد. در بخش هایی از کوه های هیمالیا در هندوستان میزان بارش های اوروگرافیک در سال متجاوز از ۱۲۵۰۰ میلیمتر است.

ابرهای کوهساری در زمستان محتوی انبوهی از قطرات بسیار سرد (ابر سرد) می باشند. اما بعضی از آنها حاوی ذرات یخ کافی جهت تبدیل قطرات ابر سرد به بارندگی نیستند، به همین دلیل در برنامه های باروسازی ابرها سعی می شد با استفاده از ژنراتورهای سوخت مایع یدور نقره را از روی زمین و یا با پاشیدن آن توسط هواپیما از بالا وارد ابرهایی که دمای آنها کمتر از ۵- درجه سانتی گراد است کرده و فرآیند تراکم را سرعت بخشند. هر گرم یدور نقره می تواند ۱۰^{۱۴} ذره را از خود آزاد سازد. ادعا می شود که در بعضی مناطق دنیا توانسته اند از طریق بارورسازی ابرهای کوهساری مقدار بارندگی را ۵ الی ۱۵ درصد افزایش دهند ولی هیچ گونه شاهد آماری برای این افزایش ارایه نشده است.

چنانچه سرد شدن هوا در اثر تلاقی دو توده هوای مختلف باشد، تولید باران هایی می کند که توام با باد است و چون مرز بین دو توده، جبهه نام دارد این باران ها نیز جبهه ای (frontal) نام گرفته اند. در دنیا فقط محدوده مشخصی است که بیشتر محل برخورد توده های هواست. این محدوده بین مدارهای ۳۰ درجه تا ۶۰ درجه در دو نیمکره قرار گرفته است. در این مناطق جبهه های قطبی توده های هوایی را که منشا قطبی دارند از توده هایی که منشا حاره های دارند مجزا می سازند.

چنانچه یک توده هوای سرد بتواند توده هوای گرم را جابجا کرده و آن را بیرون براند و خود جای آن را بگیرد به آن جبهه سرد گفته میشود و برعکس اگر یک توده هوای گرم جایگزین توده هوای سرد بشود به آن جبهه هوای گرم گفته می شود. در بعضی حالات دو توده هوا مثلا سرد و سردتر به طور همزمان وارد یک منطقه کم فشار شده و هوای گرم آن منطقه را به بالا می رانند. این حالت را جبهه ساکن (stationary) می گویند .

بسیاری از بارندگی های مناطق گرم جهان به دلیل شرایط محلی است که نمی توان موقعیت آنها را در نقشه های جهانی هواشناسی مشخص کرد. مثلا توده های گرم دریایی در هنگام عبور از سطح زمین بتدریج گرم می شوند و به بالا صعود می نمایند تا جایی که به اندازه کافی سرد شده و به نقطه شبنم می رسند . به این نوع بارندگی ها باران های همرفتی یا جابجایی (convective) گویند.

گرم شدن موضعی هوایی که در مجاورت سطح زمین قرار گرفته است نیز باعث انبساط و در نتیجه سبک شدن آن می گردد. این هوا طی فرآیند گرم شدن مقدار زیادی رطوبت نیز به خود جذب می کند. هوای گرم شده، ناپایدار و باتوجه به فشار هوای اطراف به بالا کشیده می شود. بدین ترتیب هوای گرم، سبک و مرطوب به بالا صعود می کند و بتدریج که از حرارت آن کاسته شد عمل تقطیر صورت گرفته و بارندگی ایجاد می شود. نمونه هایی از این نوع بارندگی ها در بعد از ظهرهای گرم و داغ تابستان به وقوع می پیوندد که غالبا کوتاه مدت و شدید هستند. رگبار رعد و برقی (thunderstorm) نمونه بارز این نوع بارندگی هاست. حتی

یک آتش سوزی شدید نیز می تواند چنین بارندگی هایی را ایجاد نماید. بارندگی های معمول پس از آتش سوزی های جنگلی غالبا به همین دلیل می باشند. در صورتی که سرعت بالا رفتن هوای گرم زیاد باشد، قطرات باران که تشکیل میشوند دوباره به بالا رانده شده و در طی بالا و پایین رفتن مقدار زیادی رطوبت به خود می گیرند به طوری که قطرات درشت باران به وجود می آید. باران ممکن است در شرایط بسیار سرد به تگرگ تبدیل شود .

نوعی دیگر از بارش ها به باران های سیکلونی (cyclonic) معروفند. در این نوع بارش ها به دلیل اختلاف گرمای قسمت های مختلف زمین، هوای مرطوب به سمت کمربندهای کم فشار کشیده می شود. در چنین شرایطی باد در نیمکره شمالی به صورت مارپیچی در جهت خلاف عقربه های ساعت و در نیمکره جنوبی در جهت عقربه های ساعت در چرخش می باشند . دو نوع مهم از این نوع سیکلون ها عبارتند از : سیکلون های حاره ای یا تیفون (hurricane) که دامنه عمل آن ها کوچک بوده و قطری بین ۳۰۰ تا ۱۵۰۰ کیلومتر داشته و باد و باران شدیدی ایجاد می کنند.

نوع دیگر سیکلون های خارج - حاره ای (extra-tropical) هستند که دامنه عمل آن ها بزرگ و قطری بیش از ۳۰۰۰ کیلومتر داشته و ایجاد بارش های جبهه ای توام با وزش باد را می کنند. در حالت کلی سیکلون ها پدیده های طبیعی بوده و هیچگونه خطری برای انسان ها ندارند .

بنابراین بارندگی ها بسته به این که مکانیسم سرد شدن هوای مرطوب در آنها چگونه بوده است به چهار دسته تقسیم می شوند که عبارتند از:

- باران های کوهستانی .
- باران های جبهه ای .
- باران های همرفتی .
- باران های سیکلونی

در وضعیت آب و هوایی ایران هر چهار نوع بارندگی را می توان مشاهده کرد. نزولات زمستانی بیشتر جبهه ای و رگبارهای کوتاه مدت بهاری، عمدتاً از نوع همرفتی می باشند. در کوهپایه ها نیز به دلیل عبور توده های هوا از روی ارتفاعات، بارندگی ها بیشتر از نوع اوروگرافیک است. البته باران های سیکلونی در ایران کمتر صورت می پذیرد .

تغییرات بارندگی : بارندگی در سطح کره زمین دارای تغییرات مکانی و زمانی زیاد است. هیچ دلیلی وجود ندارد که تصور کنیم بارندگی در همه جای دنیا باید یکسان باشد. میانگین بارندگی در سطح خشکی های کره زمین بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ میلی متر در سال تخمین زده شده است. ولی تغییرات بارندگی در دنیا به نحوی است که برخی کویرها ممکن است در چند سال متوالی هیچ گونه بارندگی دریافت نکرده باشند در حالی که طولانی ترین دوره ای که در یک منطقه هیچ بارندگی صورت نگرفته است مربوط به آریکا (Arica) در شیلی بوده است که طی ۱۴ سال متوالی (اکتبر ۱۹۰۳ تا ژانویه ۱۹۱۵) اصلاً بارندگی رخ نداده بود، در بعضی نقاط دیگر دنیا مثل کوه های وایالیال (Waialeale) در هاوایی سالانه ۱۲۰۰۰ میلی متر و یا در جاهایی همانند چراپونچی (Cherrapunji) واقع در شمال خلیج بنگال سالانه حدود ۲۶۴۰۰ میلی متر بارندگی وجود دارد.

این ارقام نشان می دهد که تغییرات بارندگی در سطح خشکی های زمین تا چه اندازه شدید است. از نحوه تغییرات بارندگی در سطح دریاها و اقیانوس ها به دلیل عدم وجود داده های اندازه گیری اطلاع زیادی در دست نمی باشد. به طور کلی خشک ترین نقاط دنیا مربوط به قسمت های پشت باد (leeward) کوهستان ها، نوار پرفشار زیرحاره ای در مدارات ۱۵ تا ۳۰ درجه و مناطق قطبی می باشد.

در ایران بارندگی سالانه بین ۲۰ میلی متر (در کویر) تا ۲۰۰۰ میلی متر (در نواحی انزلی) متغیر است. متوسط بارندگی سالانه در ایران حدود ۲۵۰ میلی متر می باشد.

به طور کلی بارندگی در روی اقیانوس ها زیاد و هرچه از اقیانوس ها دورتر شویم از مقدار بارندگی سالانه کاسته می شود. به لحاظ زمانی نیز مقدار نزولات جوی دستخوش نوسانات (fluctuation) مختلف است. این نوسانات را می توان در ۳ گروه تقسیم بندی کرد :

الف - نوسانات درازمدت

ب - نوسانات دوره ای

پ - نوسانات نامشخص

تغییرات دراز مدت نزولات جوی در اثر تغییراتی که در آب و هوای یک منطقه اتفاق می افتد بروز میکند مانند تغییراتی که پس از دوره یخبندان ها به وجود آمده است. با توجه به این که اندازه گیری های دقیق از بارندگی در زمان های قدیم وجود نداشته لذا از کم و کیف چنین نوساناتی اطلاعی در دست نیست. تحقیقات بسیار وسیعی که روی آمار بارندگی و رواناب صورت گرفته است نشان می دهد که حداقل در ۱۶۰ سال گذشته چنین تغییراتی در نزولات جوی کره زمین رخ نداده است. اما در چند سال اخیر شاهد بی نظمی در روند بارندگی بوده ایم که ممکن است دلیل آن اثرات گازهای گلخانه ای و تغییرات آب و هوا باشد.

نوسانات دوره ای به تغییرات بارندگی در دوره های کمتر از یک سال اطلاق می شود. مانند تغییرات فصلی، ماهانه و روزانه بارندگی. مثلاً در ایران بارندگی ها عمدتاً زمستانی و بهاره است و یا در برخی دیگر از مناطق، این بارندگی در تابستان بیشتر از سایر فصول سال است. چنین نوساناتی در ماه ها و حتی در طول روز نیز ممکن است به وضوح مشاهده شود، به طوری که در بعضی مناطق در دنیا بارندگی در عصرها بیشتر از هنگام صبح است .

چنانچه بارندگی در یک ماه بخصوص مثل فروردین را در نظر بگیریم مشاهده خواهد شد که مقدار آن در هر سال متفاوت است ، چنین تغییراتی را نوسانات نامشخص یا تصادفی گویند. در بسیاری موارد چنین تصور می شود که بارندگی سالانه در هر منطقه به صورت دوره ای در نوسان است و در این رابطه از دوره های ۱۱ ساله و ۴۴ ساله و غیره نام برده می شود و آن را به فعالیت لکه های خورشیدی ارتباط می دهند ولی اثبات چنین ادعایی به وجود تعداد

بسیار زیاد داده های اندازه گیری و تجزیه و تحلیل های آماری نیاز داشته که به دلیل عدم دسترسی به چنین اطلاعات تایید و یا رد این نظریه امکان پذیر نمی باشد. مثلا در حال حاضر در مطالعات هیدرولوژی با رسم تغییرات مقدار بارندگی در سال های مختلف که معمولا به صورت میانگین های متحرک ۳ یا ۵ ساله رسم می شود، در مورد دوره های ترسالی و خشکسالی اظهار نظر می گردد که با داشتن داده های محدود چنین اظهار نظرهایی صحیح نمی باشد و از آنها فقط باید به عنوان نوسانات سالانه یاد کرد.

مهندس امیر رهنی

متخصص آب و فاضلاب - ۱۴۰۱