

# تعدیل وضعیت جو و باروری ابرها «مفاهیم، روش‌شناسی و چالش‌ها»

عباس مفیدی

عضو هیئت علمی گروه جغرافیای دانشگاه طبرستان

## چکیده

در سال‌های اخیر، ابهامات موجود در نتایج باروری ابرها، نیاز به فهم فرایندهای بنیادی مرتبط با تغییرات عمدی و غیرعمدی در اتمسفر را بیش از هر زمان دیگری لازم ساخته است. نتایج ارزیابی‌های اخیر، افزایش بارش از طریق باروری استاتیک را که معمول‌ترین و رایج‌ترین روش باروری ابرهاست، به‌طور قابل ملاحظه‌ای مورد تردید قرار داده، در حالی که از روش باروری دینامیک نیز هنوز نتایج چندانی ارائه نشده است. توان علمی بسیار پائین برای کمی کردن وردش‌پذیری بالای ابرها، به همراه رفتار غیرخطی و پیچیده‌ی آن‌ها، ارزیابی نتایج باروری ابرها را مشکل ساخته است. ارزیابی‌های علمی نشان می‌دهد، گرچه احتمال تغییرات حاصل از باروری در برخی از پروژه‌ها مشهود است، اما هنوز نشانه‌ی علمی قاطعی از اثر تعدیل عمدی وضعیت جو وجود ندارد و هنوز در مجامع علمی، باروری ابرها به عنوان موضوعی بحث برانگیز مورد توجه قرار می‌گیرد. از نظر روش‌شناسی، به کارگیری مکتب «مشاهده/آزمایش» در چند دهه‌ی اخیر موجب شده تا برنامه‌ها عمدتاً جهت‌گیری فنی و مهندسی به خود بگیرند و پس از «عصر طلایی» باروری ابرها، کند شدن پیشرفت علمی را در این زمینه شاهد باشیم.

کلید واژه‌ها: تعدیل وضعیت جو، باروری ابرها، باروری استاتیک، باروری دینامیک، فرایند برزرون، هسته‌ی انجماد، قطره‌ی آب فوق سرد.

## مقدمه

انسان از دیرباز در اندیشه‌ی مداخله در فرایندهای جوی بوده و سعی داشته است، شرایط مطلوب خویش را جایگزین وضعیت حاضر کند. استفاده از دعا، جادوگری و حتی رقص و پایکوبی، در تلاش برای تغییر وضعیت جو صورت می‌گرفته است [Tarbuck and Lutgens, 1998].

در گذشته‌های دور، عجز انسان از درک و دریافت قوانین طبیعی حاکم بر پدیده‌های جوی، «آئین باران‌خواهی»<sup>۱</sup> را به عنوان یکی از وجوه مشترک اکثر آئین‌های بشری در پی داشت [پاپلی یزدی و جلالی، ۱۳۷۸]. چنان‌که در مصر باستان، آئین باران‌خواهی کوششی بود برای آرام کردن خدایانی که آسمان‌ها را تحت کنترل خود داشتند و از این رو میزان محصول سالانه نیز تحت کنترل آن‌ها بود [Manuel, 1996].

در گذشته، درک ضعیف انسان از قانونمندی‌های حاکم بر پدیده‌های جوی، امکان تغییر و یا تعدیل وضعیت جوی را دور از دسترس می‌نمود، اما با پیشرفت‌های چشمگیری که در چند دهه‌ی اخیر در مطالعه‌ی علوم جوی صورت گرفت، امکان تغییر و تعدیل وضعیت جوی در مقیاس‌های کوچک ممکن شد. شواهد متعددی وجود دارد که مبنی بر این‌که فعالیت‌های انسانی می‌تواند، وضعیت جوی را بر مقیاس‌هایی که از محلی تا جهانی در نوسان هستند، تحت تأثیر قرار دهد. همین امر، بعد جدید و مهمی را در رابطه با جایگاه

تعدیل وضعیت جوی، به حوزه‌ی علوم اتمسفری اضافه کرده است. اصطلاح «تعدیل وضعیت جو»<sup>۲</sup> در جامعه‌ی علمی معاصر عمدتاً به تعدیل ابرها و ایجاد تغییرات در فرایند بارش اشاره دارد. تعدیل جو می‌تواند، موجب تغییرات کوتاه مدت در وضعیت هوا یا تغییرات درازمدت در اقلیم شود [Grant, 1998]. به طور کلی، راهبردهای تعدیل وضعیت جو را می‌توان در سه دسته‌ی اصلی جای داد:

● **دسته‌ی اول** برای ایجاد تعدیل در وضعیت جو، از انرژی استفاده می‌کنند؛ از جمله استفاده از منابع گرمایی قوی یا اختلاط مکانیکی هوا (برای مثال استفاده از هلیکوپتر)، برای از بین بردن مه در برخی از فرودگاه‌ها.

● **دسته‌ی دوم** برای ایجاد تغییراتی در سطوح خشکی و آب می‌کوشند، از طریق برهم کنش برهم کنش طبیعی، این سطح را با اتمسفر تحتانی دچار تغییر و دگرگونی کنند. مثالی برای این دسته فعالیت‌ها، ایجاد پوشش روی یک منطقه از خشکی با یک ماده‌ی سیاه رنگ است. انرژی خورشیدی اضافی که توسط این سطح سیاه جذب می‌شود، موجب افزایش دما و در نتیجه حرکات عمودی شدیدتر و صعود قوی‌تر می‌شود که در نهایت به تشکیل و گسترش ابرها کمک خواهد کرد.

● **دسته‌ی سوم** شامل فعالیت‌هایی است که سعی در تحریک، تقویت و یا کنترل فرایندهای جوی دارند. باروری ابرها<sup>۳</sup> با موادی چون یخ خشک برای ایجاد، تقویت و تحریک بارش، نمونه‌ی اصلی این نوع فعالیت‌ها به شمار می‌آید. از آن‌جا که باروری ابرها در برخی مواقع نتایج قابل قبولی را نشان می‌دهد و تکنیک گرانی محسوب نمی‌شود، در کانون اصلی توجه فناوری مدرن تعدیل وضعیت جو قرار گرفته است [Tarbuck and Lutgens, 1998].

در چند سال اخیر، به خصوص با وقوع خشکسالی‌های فراگیر و شدید در ایران، در برخی از نقاط کشور پروژه‌ها و طرح‌هایی به منظور بارورسازی ابرها به اجرا درآمدند. نمونه‌ی چنین طرحی در تابستان ۱۳۷۸ در استان‌های حاشیه‌ای دریای خزر (استان گیلان) به اجرا درآمد. اجرای این پروژه‌ها و فقدان گزارشی علمی و رسمی از میزان تأثیر و موقعیت طرح باروری ابرها، موجب انتشار اخباری در جراید کشور شد و سؤالاتی را برای مردم در پی داشت (روزنامه‌ی همشهری، ۱۳۷۸). اجرای این پروژه‌ها به همراه ابهامات موجود در نتایج آن‌ها موجب شده است که در حال حاضر، بیش از هر زمان دیگری نیاز به فهم فرایندهای بنیادی مرتبط با تغییرات عمودی و غیرعمدی در اتمسفر، به خصوص فرایند باروری ابرها وجود داشته باشد.

هدف مقاله‌ی حاضر، تبیین مفاهیم پایه در رابطه با فرایند بارش و نحوه‌ی تعدیل وضعیت جو و تحلیل و ارزیابی فرایند باروری ابرها است. به این منظور، ابتدا برخی از اصطلاحات و مفاهیم پایه در ارتباط با فرایند بارش توضیح داده می‌شوند. سپس سازوکار حاکم

بر باروری ابرها را شرح می‌دهیم و جنبه‌های باروری ابر و تعدیل وضعیت جو را مورد نقطه نظر روش‌شناسی بررسی می‌کنیم. در نهایت نیز، به سؤال اصلی مقاله پاسخ می‌گوییم.

### فرایند بارش (مفاهیم پایه)

**تراکم و تشکیل ابر:** فرایند تراکم زمانی به وقوع می‌پیوندد که بخار آب در جو از حالت گاز به مایع یا جامد تغییر یابد. نتیجه‌ی این فرایند، تشکیل مه، شبنم، برفک<sup>۴</sup> و یا ابر است [Legates, 1996]. اگر چه هر نوع تراکمی ویژگی خاص خود را دارد، اما تمامی آن‌ها دارای دو خصوصیت مشترک هستند:

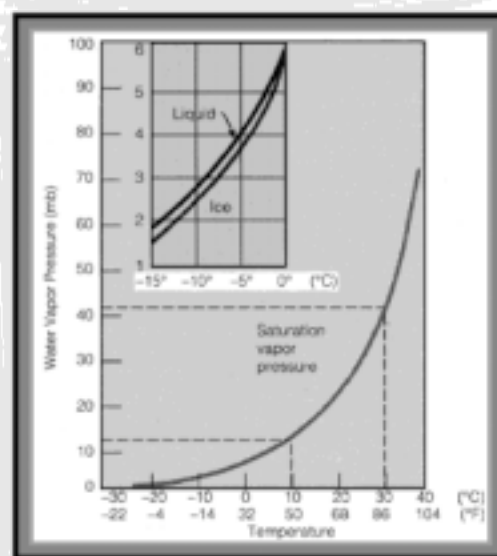
● برای وقوع هر نوع تراکمی، هوا باید اشباع شده باشد. اشباع هوا نیز به دو صورت میسر است: حالت اول وقتی است که هوای نقطه‌ی شبنم سرد شده باشد، حالت دوم زمانی است که بخار آب به هوا اضافه شود [Tarbuck and Lutgens, 1998].

● وجود یک سطح برای تراکم بخار آب لازم است. در جو ذرات ریزی موسوم به «هسته‌ی تراکم»<sup>۵</sup> به عنوان سطح تراکم عمل می‌کنند. در صورت نبود هسته‌های تراکم در جو، رطوبت نسبی به مراتب بالاتر از ۱۰۰ درصد برای تولید ابر ضروری خواهد بود. هسته‌های تراکم شامل گرد و غبار، دود و ذرات نمک هستند. لازم به ذکر است، در نتیجه‌ی وجود هسته‌های تراکم، رطوبت نسبی در تروپوسفر به ندرت از ۱۰۰ درصد تجاوز می‌کند [Legates, 1996].

**تکوین بارش:** همان‌طور که توضیح داده شد، هوا در نتیجه‌ی اضافه شدن رطوبت و یا صعود و سرد شدن آن، به نقطه‌ی شبنم خود می‌رسد و به واسطه‌ی وجود هسته‌های تراکم، به حالت مایع درمی‌آید و ابر تشکیل می‌دهد. از طرف دیگر، ابرها از قطرات فوق‌العاده ریزی موسوم به «قطره‌های ابر»<sup>۶</sup> تشکیل می‌شوند که به خاطر اندازه‌ی کوچکشان، نرخ نزول این قطرات به طور غیر قابل باوری کند است. برای مثال، یک قطره از ابر از ابری که پایه‌ی آن در هزار متری از سطح زمین قرار دارد، پس از حدود ۴۸ ساعت به سطح زمین خواهد رسید (البته در عمل، قطری ابر پس از خروج از پایه‌ی ابر، تنها به مسافت چند متر عبور در داخل هوای غیر اشباع بخار می‌شود و هرگز به سطح زمین نخواهد رسید). لازم به ذکر است، برای این که قطره‌های ابر بتوانند به سطح زمین برسند، باید به اندازه‌ی کافی بزرگ شوند.<sup>۷</sup> بدین ترتیب، تنها قطره‌ی بارانی که به طور متوسط از ترکیب یک میلیون قطره ابر به وجود آمده است، امکان رسیدن به سطح زمین را پیدا خواهد کرد [Tarbuck and Lutgens, 1998]. بنابراین، وقوع بارش نتیجه‌ی به هم پیوستن و یا ترکیب حداقل یک میلیون قطره ابر و تشکیل قطره‌های بزرگ است. سؤال مهمی که در مورد فیزیک بارش در این جا مطرح می‌شود، این است که چگونه یک میلیون قطره ابر با هم ترکیب می‌شوند تا یک قطره‌ی باران یا یک دانه برف بزرگ را در عرض ۱۰ تا ۲۰ دقیقه تشکیل دهند؟ برای توضیح این فرایند،

تئوری های متعددی پیشنهاد شده اند که در ادامه آن ها را به اختصار می آوریم. اما قبل از بیان تئوری ها، درک مفهوم «فشار بخار آب» لازم است.

**مفهوم فشار بخار آب:** در هر دمای معین، حدی برای پذیرش بخار آب وجود دارد و متعاقب آن، با توجه به دما، یک حد نهایی برای فشار بخار وجود خواهد داشت. این ویژگی با عنوان «فشار بخار اشباع»<sup>۱</sup> در نقطه ی جوش به ۱۰۱۳ میلی بار می رسد. شکل ۱ نشان می دهد، در حالی که فشار بخار اشباع در دماهای بالای صفر درجه ی سانتی گراد، تنها از یک وضعیت یا یک منحنی تبعیت می کند، اما در دماهای زیر صفر، درجه ی فشار بخار اشباع بر بالای یک سطح یخی (کریستال های یخی) کم تر از میزان آن بر بالای سطح قطره های «آب فوق سرد» است (نمودار بالا در شکل ۱). روی کره ی زمین فشار بخار با توجه به عرض جغرافیایی و فصل سال، از حدود ۰/۲ میلی بار روی سیبری شمالی در ماه ژانویه، به بالغ بر ۳۰ میلی بار در مناطق استوایی در ماه ژوئیه پیدا می کند [Banry and chorley, 2003].



شکل ۱. در این شکل، فشار بخار اشباع به عنوان تابعی از دما نشان داده شده است. در نمودار پائین شکل، فشار بخار اشباع در دمای بالاتر از صفر درجه ی سانتی گراد، تنها از یک منحنی تبعیت می کند و با افزایش دما افزایش می یابد. در حالی که در دماهای پائین تر از صفر درجه ی سانتی گراد، همان طوری که نمودار بالای شکل نشان می دهد، منحنی مربوط به کریستال های یخ، فشار بخار کم تری را در مقایسه با منحنی مربوط به قطره های آب فوق سرد نشان خواهد داد. با توجه به نمودار بالای شکل، با کاهش بیش تر دما، اختلاف فشار بخار بین کریستال های یخ و قطره های فوق سرد افزایش می یابد [www.geog.ucsb.edu].

## تئوری های بارش

**فرایند برژرون-فاینلینسن:** این تئوری که پذیرش عام پیدا کرده، بر این حقیقت استوار است که فشار بخار اتمسفری در دماهای زیر صفر درجه، روی سطح یخی به طور سریع تری کاهش می یابد تا روی

آب (شکل ۱). این ویژگی موجب می شود، فشار بخار اشباع روی آب فوق سرد، به خصوص در دماهای  $5^{\circ}\text{C}$  تا  $25^{\circ}\text{C}$  بیش تر از سطح کریستال های یخ باشد [Barry and chorley, 2003].

## فرایند برژرون بر دو ویژگی جالب آب تکیه دارد:

نخست این که قطره های ابر بر خلاف تصور عموم، در صفر درجه ی سانتی گراد یخ نمی زنند. در حقیقت، آب خالص موجود در جو، تا رسیدن به دمای حدود  $4^{\circ}\text{C}$  - منجمد نمی شود. آبی که در جو در دمای زیر صفر درجه به حالت مایع وجود دارد، به «آب فوق سرد» یا «قطره ی فوق سرد»<sup>۱۱</sup> معروف است. آب فوق سرد اگر به اندازه ی کافی دچار تلاطم شود، به سرعت منجمد می شود. همین امر توضیح دهنده ی علت جمع شدن یخ روی بدنه ی هواپیما هنگام عبور از یک ابر مایع متشکل از قطره های فوق سرد است. مضاف بر این، قطره های فوق سرد، در تماس با ذرات جامدی که همچون یخ، شکل کریستالی دارند نیز به صورت منجمد درمی آیند. این مواد تحت عنوان «هسته ی انجماد»<sup>۱۱</sup> خوانده می شوند. در واقع، نیاز به هسته ی انجماد برای آغاز فرایند انجماد، شبیه نیاز به هسته ی تراکم در فرایند تراکم است. البته برخلاف هسته های تراکم، هسته های انجماد در اتمسفر به صورت پراکنده وجود دارند و معمولاً تا دمای به زیر  $10^{\circ}\text{C}$  - نرسد، فعال نمی شوند. بنابراین در دماهای بین صفر و  $10^{\circ}\text{C}$  - ابرها عمدتاً از قطره های آب فوق سرد تشکیل می شوند، بین  $10^{\circ}\text{C}$  - تا  $20^{\circ}\text{C}$  - قطره های مایع با کریستال های یخ هم زیستی دارند و در دماهای پائین تر از  $20^{\circ}\text{C}$  -، ابرها معمولاً به طور کامل از کریستال های یخ تشکیل می شوند. برای مثال، ابرهای سیروس در ارتفاع زیاد از این نوع هستند [Tarbuck and Lutgens, 1998].

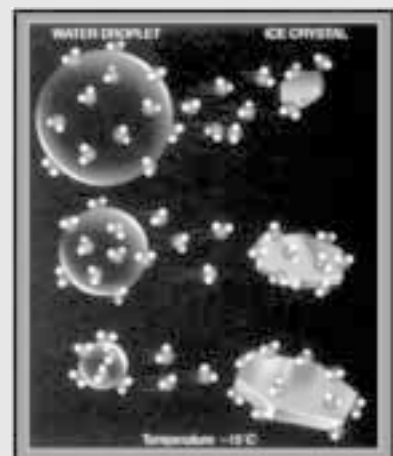
● اما دومین ویژگی مهم آب، همان طوری که قبلاً ذکر شد، به تفاوت فشار بخار اشباع روی کریستال های یخ و قطرات مایع فوق سرد در ابرها برمی گردد. در واقع، بخار اشباع روی کریستال های یخ، به مراتب پائین تر از قطره های مایع فوق سرد است. این ویژگی به خاطر جامد بودن کریستال های یخ به وقوع می پیوندد، چرا که مولکول های آب در کریستال های جامد، در مقایسه با مولکول های تشکیل دهنده ی قطره های آب فوق سرد، به طور محکم تری همدیگر را نگه می دارند. نتیجه این که برای مولکول های آب، فرار از قطرات مایع فوق سرد، آسان تر خواهد بود. این حقیقت، بیان کننده ی فشار بخار آب اشباع بالاتر روی قطرات مایع فوق سرد در مقایسه با کریستال های یخ است (نمودار بالا در شکل ۱). بدین ترتیب، هنگامی که هوا با در نظر گرفتن قطرات مایع در وضعیت اشباع قرار گرفته باشد، برای کریستال های یخ (یا بدور نقره) در وضعیت فوق اشباع خواهد بود. برای مثال، جدول ۱ نشان می دهد که در دمای  $10^{\circ}\text{C}$  -، وقتی رطوبت نسبی با در نظر گرفتن آب فوق سرد ۱۰۰ درصد است، رطوبت نسبی با در نظر گرفتن کریستال های یخ حدود ۱۱۰ درصد

خواهد بود [Legates, 1996; and Ahrens, 1998].

حال با توجه به این مطالب، امکان توضیح نحوه‌ی وقوع بارش بر اساس فرایند برژرون میسر می‌شود. ابری را تصور کنید که دارای دمای  $10^{\circ}\text{C}$  - باشد؛ به طوری که هر کریستال یخ با هزاران قطره آب فوق سرد محصور شده باشد (شکل ۲). هوا در ابتدا با در نظر گرفتن آب مایع وضعیت اشباع (۱۰۰ درصد) داشته است، اما با در نظر گرفتن کریستال‌های یخی که جدیداً تشکیل شده‌اند، وضعیت فوق اشباع (بالا تر از ۱۰۰ درصد) پیدا خواهد کرد. نتیجه‌ی وقوع شرایط فوق اشباع آن است که کریستال‌های یخ، مولکول‌های آب بیش‌تری را جذب خواهند کرد (البته در مقایسه با مولکول‌هایی که از طریق تصعید از دست خواهند داد) و تفاوت فشار بخار موجب می‌شود، مولکول‌های بخار آب از روی قطره‌ی ابر به سمت کریستال یخ حرکت کنند و روی سطح آن منجمد شوند. ادامه‌ی این فرایند موجب رشد کریستال‌های یخ از طریق تبخیر آب از قطره‌های فوق سرد در داخل ابرهای سرد می‌شود. در واقع، اختلاف فشار بخار اشباع بین قطره‌های فوق سرد (فشار بخار بیش‌تر) و کریستال‌های یخ (فشار بخار کم‌تر) منبع بخار آب مناسبی برای رشد کریستال‌های یخ فراهم می‌آورد (شکل ۲).

جدول ۱. تفاوت رطوبت نسبی روی کریستال‌های یخی در مقایسه با آب فوق سرد در دماهای زیر صفر درجه‌ی سانتی‌گراد [Tarbuck and Lutgens, 1998].

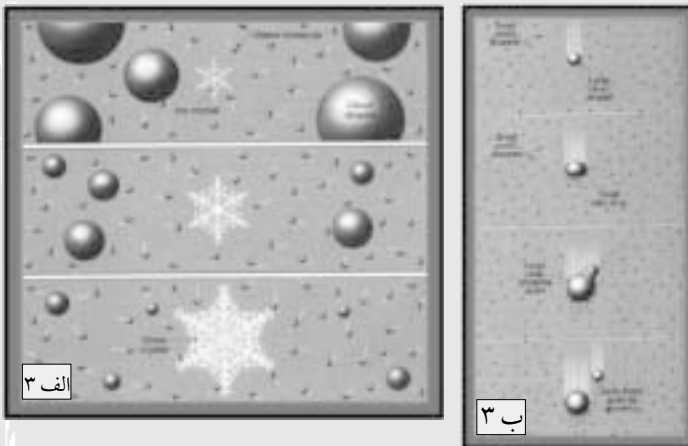
دما (درجه‌ی سانتی‌گراد)	رطوبت نسبی با در نظر گرفتن:	
	یخ	آب
۰	٪۱۰۰	٪۱۰۰
-۵	٪۱۰۵	٪۱۰۰
-۱۰	٪۱۱۰	٪۱۰۰
-۱۵	٪۱۱۵	٪۱۰۰
-۲۰	٪۱۲۱	٪۱۰۰



شکل ۲. اختلاف فشار بخار آب بین کریستال‌های یخ و قطره‌ی فوق سرد به تدریج موجب رشد کریستال یخی می‌شود [Ahrens, 1998].

با ادامه‌ی رشد کریستال‌های یخ، سطح فوق اشباع در ابر گسترش می‌یابد و کریستال‌های یخ (برف) به سرعت بزرگ و سنگین می‌شوند و به سمت پایین حرکت می‌کنند (شکل ۳-الف). طی نزول، به واسطه برخورد و به دنبال آن یخ زدن قطره‌های ابر، این کریستال‌های برف بزرگ‌تر می‌شوند. حرکت هوا در داخل ابر موجب شکسته شدن این کریستال‌های جامد می‌شود و تکه‌های جدید به عنوان هسته‌ی انجماد، برای سایر قطرات مایع فوق سرد ایفای نقش می‌کنند. به دنبال این فرایند، واکنشی زنجیره‌ای توسعه می‌یابد و کریستال‌های برف زیادی تولید می‌شوند که در نهایت به پیدایش «برف دانه‌ها»<sup>۱۲</sup> می‌انجامند. ممکن است برف دانه‌های بزرگ شامل ۱۰ تا ۳۰ کریستال  $4^{\circ}\text{C}$  باشد، برف دانه‌ها معمولاً قبل از این که به سطح زمین برسند، ذوب می‌شوند و به صورت باران می‌بارند؛ حتی ممکن است یک باران تابستانی کمی بالاتر و در داخل ابر به صورت یک توفان برف آغاز شده باشد [Tarbuck and Lutgens, 1998].

فرایند برخورد و درهم‌آمیزی<sup>۱۳</sup>: تا چند دهه پیش، هواشناسان معتقد بودند که علت اصلی تشکیل اغلب بارش‌ها، به استثنای بارش‌های خیلی خفیف (موسوم به ریزه باران<sup>۱۴</sup>) فرایند برژرون است. یافته‌های بعدی دلالت بر وجود بارش‌های فراوانی داشت که با ابرهای دارای دمای بالاتر از سطح انجماد، ارتباط پیدا می‌کرد و به خصوص قسمت اعظم ابرهای منطقه‌ی حاره جزو این دسته ابرها محسوب می‌شدند (این ابرها به «ابرهای گرم» معروف هستند). بنابراین، باید به طور مشخص سازوکار دومی برای ایجاد بارش وجود داشته باشد. پژوهشگران در نهایت فرایند جدیدی موسوم به فرایند «برخورد و درهم‌آمیزی» را کشف کردند.



شکل ۳. در شکل الف، فرایند برژرون به نمایش درآمده است. این فرایند در ابرهای سرد و در نتیجه‌ی هم‌زیستی قطره‌های آب فوق سرد با کریستال‌های یخ به وقوع می‌پیوندد. شکل ب فرایند برخورد و درهم‌آمیزی را در ابرهای گرم نشان می‌دهد [Tarbuck and Lutgens, 1998].

تحقیقات نشان می‌دهد، ابرهایی که به طور کامل از قطره‌های مایع تشکیل شده‌اند، برای وقوع بارش باید حاوی قطره‌های بزرگ‌تر از ۲۰ میکرون باشند. این قطره‌های بزرگ زمانی تشکیل می‌شوند که هسته‌های تراکم بزرگ و یا ذرات آب دوست همچون نمک دریا،

داخل این ابرها وجود داشته باشند. لازم به یادآوری است که ذرات آب دوست امکان برداشت بخار آب را از هوا در رطوبت نسبی کم‌تر از ۱۰۰ درصد خواهند داشت. از طرف دیگر، نرخ نزول یک قطره ابر، به اندازه‌ی بستگی دارد. به همین علت، هر چه قطره بزرگ‌تر باشد، سرعت نزول آن بیش‌تر خواهد بود (جدول ۲).

قطره‌های بزرگ‌تر، همان‌طور که در داخل ابرهای گرم به سمت پائین نزول پیدا می‌کنند، با قطره‌های کندتر و کوچک‌تر برخورد می‌کنند و درهم می‌آمیزند<sup>۱۵</sup>. افزایش مجدد اندازه‌ی قطره موجب افزایش سرعت آن می‌شود که در نتیجه‌ی آن، امکان برخورد با قطره‌های ابر بیش‌تر و نرخ رشد سریع‌تر فراهم خواهد آمد. شکل ۳ - ب به خوبی این فرایند را به نمایش می‌گذارد. بعد از برخورد و درهم‌آمیزی حدود یک میلیون قطره ابر، قطره‌ی حاصله به اندازه‌ی کافی بزرگ می‌شود و به صورت قطره‌ی باران به سطح زمین می‌بارد.

جدول ۲. ارتباط بین اندازه‌ی قطره‌ی آب و سرعت نزول آن [Tarbuck and Lutgens, 1998].

نوع قطره‌ی آب	قطره قطره (mm)	سرعت نزول (km/h)
قطره‌های آب کوچک	۰٫۰۱	۰٫۰۱
قطره‌های ابر متوسط	۰٫۰۲	۰٫۰۴
قطره‌های ابر بزرگ	۰٫۰۵	۰٫۳
قطره‌های کوچک باران	۰٫۵	۷
قطره‌های متوسط باران	۲	۲۳
قطره‌های بزرگ باران	۵	۳۳

در مکانیسم فوق، برای تبدیل یک قطره ابر به یک قطره باران، تعداد برخوردها بسیار زیاد است. به همین خاطر، قطرات کوچک در ابرهایی که گسترش عمودی زیاد و رطوبت فراوانی دارند، شانس بیش‌تری برای رسیدن به اندازه‌ی مورد نیاز خواهند داشت. البته حرکت رو به سمت بالا به انجام این فرایند کمک می‌کند؛ چرا که این نوع حرکات به قطرات اجازه می‌دهند، به‌طور مکرر در داخل ابر جابه‌جا شده و با قطرات بیش‌تری برخورد کنند.

در فرایند برخورد و درهم‌آمیزی، قطره‌های باران در نهایت به حداکثر ۵ میلی‌متر و سرعت نزول به حداکثر ۳۳ کیلومتر در ساعت می‌رسد (جدول ۲). در این اندازه و سرعت، کش اصطکاکی هوا بر کشش سطحی قطره‌ی باران که قطره را منسجم نگه می‌دارد، تفوق پیدا می‌کند. بدین ترتیب، قطره‌های باران بزرگ‌تر از ۵ میلی‌متر، به‌واسطه‌ی کشش اصطکاکی هوا گسیخته و به تعداد زیادی قطرات کوچک تبدیل می‌شوند که هر یک به نوبه‌ی خود، مجدداً وظیفه‌ی جارو کردن تعداد زیادی قطره‌های ابر را برعهده دارند.

از این بحث می‌توان چنین نتیجه گرفت که برای وقوع بارش قابل ملاحظه در ابرهای گرم، همچنین برای باروری این ابرها، هسته‌های تراکم بزرگ مورد نیازند. به همین علت، نمک معمولی از جمله

موادی است که برای باروری این نوع ابرها استفاده می‌شود. در اقیانوس‌ها، آبی که توسط باد به داخل ابرها پاشیده می‌شود، می‌تواند به عنوان هسته‌های تراکم بزرگ، برای شروع فرایند برخورد و درهم‌آمیزی وارد عمل شود [Ahrens, 1998].

علاوه بر تئوری‌های فوق، تئوری دیگری بر تفاوت بار الکتریکی در ابرها اشاره دارد. این تئوری که عمدتاً به عنوان فرایندی مکمل مدنظر قرار می‌گیرد، پیشنهاد می‌کند که درهم‌آمیزی قطره‌های دارای بارهای الکتریکی متفاوت به‌واسطه‌ی جذب الکتریکی امکانپذیر خواهد بود. البته ثابت شده است که فاصله‌ی بین قطره‌ها خیلی زیاد است و در عین حال تفاوت بین بارهای الکتریکی برای وقوع چنین فرایندی کوچک است [Barry and Chorley, 2003].

مطالعات موجود نشان می‌دهد که معمولاً بارش در ابرهای نیمبواستراتوس لایه‌ای، به‌واسطه‌ی برزرون آغاز می‌شود، چرا که این ابرها در یک جو پایدار (یعنی جایی که همرفت به حداقل میزان خود می‌رسد و فرایند برخورد و درهم‌آمیزی بی‌تأثیر است) تشکیل می‌شوند. در حالی که در ابرهای کومولونیمبوسی که به‌طور عمودی گسترش قابل ملاحظه‌ای پیدا کرده و در پی همرفت شدیدی به وجود آمده‌اند، بارش ممکن است حاصل عملکرد تمامی فرایندهای فوق باشد [Tarbuck and Lutgens, 1998].

### باروری ابرها تاریخچه

نخستین اقدام علمی برای باروری ابرها، در سال ۱۹۴۶ توسط وینسنت شیفر<sup>۱۶</sup> صورت گرفت. شیفر کشف کرد، هنگامی که یخ خشک (دی اکسیدکربن یخ زده) به داخل ابر فوق‌سردی ریخته شود، رشد کریستال‌های یخ را تحریک خواهد کرد. شایان ذکر است، زمانی که کریستال‌های یخ در یک ابر فوق‌سرد تشکیل می‌شوند، در نتیجه‌ی جذب قطره‌های مایع فوق‌سرد رشد می‌کنند و بزرگ‌تر می‌شوند و در نهایت به اندازه‌ای می‌رسند که بارش آن‌ها امکانپذیر می‌شود [Tarbuck and Lutgens, 1998].

در سال ۱۹۴۷، همکار شیفر، برناردونگوت<sup>۱۷</sup> برای اولین بار نشان داد که می‌توان از یدور نقره (AGI) برای باروری ابرها استفاده کرد [Ahrens, 1998]. در واقع، شباهت موجود در ساختار کریستال‌های یدور نقره و کریستال‌های یخ، توانایی لازم برای آغاز رشد کریستال‌های یخ توسط یدور نقره را فراهم می‌آورد. بنابراین، برخلاف یخ خشک که به صورت خیلی ساده موجب کاهش دمای ابر می‌شود (کریستال‌های یدورنقره به عنوان «هسته‌ی انجماد» عمل کنند).

طی دهه‌های ۱۹۵۰ و ۱۹۶۰، تحقیقات و آزمایشات متعددی برای تعیین صحت و سقم و ارزیابی فرایند باروری ابرها صورت گرفت؛ به‌طوری‌که پروژه‌های متعددی در کشورهای آمریکا، کانادا، استرالیا، سوئیس، آرژانتین، ایتالیا، فلسطین اشغالی و اتحاد جماهیر

شوروی سابق اجرا شدند [Thompson, 1998]. از جمله، در اوایل دهه ی ۱۹۶۰، دانشمندان روسی از راکت و توپ جنگی برای حمل هسته های انجماد به داخل ابرها استفاده کردند و مدعی شدند که در آزمایشات خود موفقیت های قابل توجهی به دست آورده اند.

در همین زمان ها، «سازمان هواشناسی آمریکا»، با همکاری نیروی دریایی این کشور، پروژه ای را برای کاهش سرعت باد و شدت سیکلون های حاره ای (هایکن ها) آغا کرد. این پروژه یک دهه به طول انجامید و آزمایشات روی تعدادی سیکلون حاره ای صورت گرفت. بهترین نتایج به دست آمده از این پروژه، مربوط به باروری هایکن «دی»<sup>۱۸</sup> بود که در سال ۱۹۶۹ انجام شد. بر اساس گزارشات موجود، فرایند باروری موجب کاهش حدود ۳۰ درصدی سرعت باد در این هایکن شد [Robinson and Henderson Sellers, 1999].

آزمایشات متعددی نیز برای کاهش مه و افزایش دید در فرودگاه ها و بندرها، همچنین جلوگیری از وقوع تگرگ در مناطق سردسیر از طریق باروری ابرها صورت گرفت. در برخی از کشورها، پژوهشگران به نتایج برنامه های خود بسیار امیدوارند؛ چنانچه محققان در فلسطین اشغالی مدعی هستند، در سال های آینده با استفاده از فرایند باروری ابرها، مقادیر بارش سالانه را در برخی نقاط کشور به دو برابر افزایش خواهند داد [Thompson, 1998]. تاریخچه ی باروری ابرها در ایران به سال ۱۳۵۳ برمی گردد؛ یعنی زمانی که وزارت نیرو به منظور افزایش ذخایر آبی سدهای کرج و جاجرود، با استفاده از امکانات فنی یک شرکت کانادایی، اقدام به نصب ۳۰ دستگاه ژنراتور زمینی تصعیدکننده ی بدور نقره در حوضه های آبریز رودخانه های مذکور کرد. این عملیات که توسط یک فروند هواپیمای ویژه پشتیبانی می شد، تا سال ۱۳۵۷ ادامه یافت. بر اساس گزارش های موجود، افزایش بارش حاصل از انجام عملیات، حدود ۱۳ درصد برآورد شد [سرداری، ۱۳۷۴].

در سال ۱۳۶۷، با توجه به خشکسالی های شدید و محدودیت منابع آب در مناطق مرکزی ایران، «سازمان پژوهش های علمی - صنعتی»، مجدداً طرح باوری ابرها را مطرح کرد که مورد توجه استانداری یزد قرار گرفت. و به دنبال آن، امکانات موجود در پروژه های کرج و جاجرود توسط شرکت آب منطقه ای یزد به منطقه ی شیرکوه یزد منتقل شد، اما به علت محدودیت مالی، این طرح تا سال ۱۳۷۳ به صورت نیمه فعال باقی ماند [رضائی، ۱۳۷۷؛ و امیدوار، ۱۳۸۰]. در نهایت خشکسالی شدید سال ۱۳۷۵ موجب شد، این طرح نیرو «مرکز ملی تحقیقات و مطالعات باروری ابرها» در یزد تأسیس کند. پس از آن و به دنبال برخی موفقیت ها در اجرای طرح باروری ابرها در شیرکوه یزد، در اوایل تابستان ۱۳۷۸، باروری ابرها در استان گیلان برای افزایش بارش به اجرا درآمد که تاکنون گزارشی رسمی از میزان تأثیر و موفقیت

طرح منتشر نشده است.

### مکانیسم حاکم بر باروری ابرها

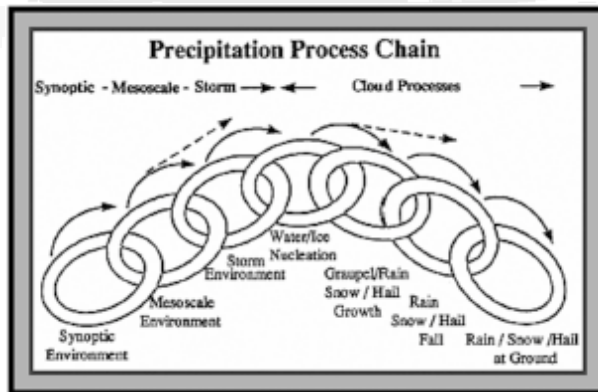
باروری ابر شامل وارد کردن عوامل باروری به داخل هوای فوق اشباع، برای تشکیل و رشد قطرات ابر یا کریستال های یخ، با هدف نهایی افزایش بارش، از بین بردن مه یا متوقف کردن بارش تگرگ است [Schaefer and Ghan, 1996; NAS, 2003]. عوامل اصلی که در عملیات باروری ابرها نقش دارند، عبارتند از: انتخاب توده های ابری که مقادیر بارش کافی ندارند. تولید ماده ی باروری و انتقال و پخش ماده ی باروری به داخل ستون ابر. در این بین، پیش بینی تمهیداتی چون: نوع ابر، دمای ابر، محتوای رطوبتی جریان هوا و مکانیسم های انتقال و نحوه ی توزیع اندازه ی قطره، تعیین کننده ی اصلی نوع باروری خواهند بود [Ahrens, 1998] به طور کلی، روش هایی که در رابطه با تعدیل وضعیت جو و باروری ابرها وجود دارند، عبارتند از: ۱. باروری دینامیک؛ ۲. باروری توسط ذرات آبدوست؛ ۳. باروری استاتیک.

پایه ی علمی باروری ابر برای بارش بر این فرض استوار است که یا امکان افزایش بارش با توجه به توانایی طبیعی در ابر وجود دارد (باروری استاتیک)، و یا فرایندهایی که موجب گسترش ابر می شوند، ابرهای بزرگ تر و پرباران تری را به دنبال خواهد داشت (باروری دینامیک). امکان افزایش بارش ابرهای موجود، این نکته را یادآور می شود که حداقل برخی از ابرها توان لازم را برای تبدیل آب موجود در ابر به بارش ندارند و فرایندهای مصنوعی می توانند این امکان را فراهم سازند [ASCE, 1995].

● باروری دینامیک: همان طور که ذکر شد، هدف نهایی از این نوع باروری، ایجاد و به خصوص گسترش ابرهاست. روش هایی وجود دارند که ضمن ایجاد تغییراتی در سطح زمین و یا میزان رطوبت آن، می توانند در ایجاد و گسترش ابرها نقش داشته باشند. در این بین می توان به یک سلسله فعالیت های انسان ساخت، همچون: تغییرات آلودگی سطح زمین، جزایر حرارتی شهری و تغییر در رطوبت لایه ی مرزی از طریق پروژه های آبیاری بزرگ، اشاره کرد. اما منظور از مفهوم باروری دینامیک به طور خاص، عبارت است از بارور کردن ابرهای فوق سرد با مقادیر قابل ملاحظه ای هسته ی یخ (خشک)، به منظور یخ زدن سریع ابر [Ryan and King, 1997; Brintjes, 1999]. در نتیجه ی این نوع باروری، آب مایع فوق سرد به ذرات یخ تبدیل، و با آزاد شدن گرمای نهان تبخیر در داخل ابر، موجب افزایش شناوری و در نهایت تقویت حرکت رو به بالا در ابر می شود. در شرایط مناسب، این فرایند موجب رشد و گسترش می شود که ابرهای بلندتر با حرکت صعودی شدیدتر و همراه با بارش بیش تر را به دنبال خواهد داشت [Ryan and King, 1997; Brintjes, 1999; NAS, 2003; Orville, 2003].

باروری دینامیکی ابرها از مدل مفهومی بسیار پیچیده ای تبعیت می کند که به واسطه ی وجود زنجیره ی گسترده ای از رخدادها،

امکان سنجش و ارزیابی این فرایند را بسیار مشکل می‌سازد (شکل ۴). به همین علت، اگر تنها یک مرحله از عملیات باروری هم صحیح نباشد، پی‌گیری اثرات باروری بسیار مشکل خواهد بود؛ به خصوص در ابرهای همرفتی که ماهیتاً وردش‌پذیری طبیعی زیادی را از خود نشان می‌دهند [Buruintjes, 1999]. هنوز میزان تأثیر باروری دینامیکی بر بارش‌های یک منطقه گزارش نشده است و این روش، هنوز فناوری اثبات نشده‌ای برای افزایش بارش و منابع آبی محسوب می‌شود [سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۸۱؛ NAS, 2003].



شکل ۴. «زنجیره‌ی فرایند بارش»، توالی رخدادهایی را که در نهایت به وقوع بارش در سطح زمین منجر می‌شود، به نمایش گذاشته است. فرایندهای داخل هر «حلقه»، اغلب در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوتی به وقوع می‌پیوندند [Bruitjes, ۱۹۹۹].

باشد (یعنی ابر باید قطره‌های مایع فوق سردی داشته باشد که در دمای زیر صفر درجه‌ی سانتی‌گراد، به واسطه‌ی سرعت نزول بسیار کم شناور باشند).

از نظر مفهومی، روش باروری استاتیک بر این تفکر استوار است که ابرهای سرد، هسته‌های انجماد کافی، برای شروع فرایند بارش را ندارند و ما با افزایش تعداد هسته‌های انجماد به صورت مصنوعی، امکان شروع برای شروع بارش را فراهم می‌آوریم. بدین ترتیب، هدف از این فرایند تولید کریستال‌های یخ کافی است، به طوری که این کریستال‌ها در ارتباط با تئوری برژرون به اندازه‌ی کافی رشد کنند و آب فوق سرد موجود در ابر خیلی سریع‌تر به بارش تبدیل شود [Tarbuck and Lutgens, 1998; NAS, 2003].

اگر بخواهیم مقایسه‌ای بین روش‌های باروری دینامیک و استاتیک داشته باشیم، می‌توان گفت در حال حاضر برای هر دو نوع باروری، عمدتاً از ماده‌ی یکسان و مشابهی استفاده می‌شود. با این تفاوت که در باروری استاتیک معمولاً هدف از عملیات باروری، تأمین حدود یک هسته برای هر لیتر هوای ابری است، در حالی که در روش دینامیک، بیش از صد برابر این تعداد هسته برای هر لیتر هوای ابری لازم است [Orville, 2003]. از طرف دیگر، روش باروری دینامیک اساساً برای ابرهای همرفتی کاربرد دارد، در حالی که روش استاتیک به طور گسترده‌ای در ابرهای اروگرافیک، ابرهای تیپ لایه‌ای و به همین ترتیب ابرهای همرفتی مورد استفاده قرار می‌گیرد [NAS, 2003].

در برنامه‌ها و پروژه‌های باروری، مهم‌ترین مواد برای بارور کردن ابرها، در درجه‌ی ول یدور نقره و سیس‌یخ خشک است [ASCE, 1995]. علاوه بر مواد فوق، موادی همچون: یدور قلع، سولفید مس، پروتئین‌ها و برخی باکتری‌های خاص (مواد ارگانیک)، ذرات ریز خاک، پروپان مایع و گردوغبار آتشفشانی نیز در دماهای پائین‌تر از صفر درجه می‌توانند، موجب تشکیل کریستال‌های یخ شوند. با وجود این، هیچ‌کدام از این مواد به اندازه‌ی یدور نقره مؤثر نیستند و به آسانی آن، امکان تولید و پخش آن‌ها فراهم نیست [Wallace and Hobbs, 1977; Schaefer and Chan, 1996]. در واقع یدور نقره مؤثرترین ماده‌ی باروری برای ابرهای حاوی قطره‌های آب فوق سرد در باروری استاتیک به شمار می‌آید، چرا که به خاطر اندازه‌ی کوچک قطره‌های ابر، امکان بارش آن‌ها فراهم نیست؛ مگر به واسطه‌ی وجود کریستال‌های مصنوعی (یدور نقره) در داخل ابر [Schaefer and Ghan, 1996]. البته برای ابرهای گرم (و ابرهای قاره‌ای) که دمای بالاتر از صفر درجه دارند، مؤثرترین روش، باروری با کریستال‌های نمک است. لازم به ذکر است که در ابرهای گرم، از طریق فرایند برخورد و درهم‌آمیزی، بارش حاصل می‌شود [Wallace and Hobbs, 1977].

### جنبه‌های باروری ابرها

افزایش بارش: به طور کلی افزایش بارش ناشی از باروری ابرها

● **باروری توسط ذرات آب دوست:** این روش برای باروری ابرهای کومولوس با پایه‌ی ابر گرم استفاده می‌شود و پیش فرض آن بیانگر این موضوع است که روی هسته‌های بزرگ تراکم، در نتیجه‌ی حرکت رو به بالای درون ابرهای کومولوس، قطره‌های بزرگی به وجود می‌آیند که حاصل فرایند برخورد و درهم‌آمیزی هستند. ماده‌ی اصلی این نوع باروری، عمدتاً نمک است [Ryan and King, 1997]. در واقع با پاشیدن نمک با اندازه‌ی مناسب به داخل ابر (به عنوان هسته‌ی تراکم) موجب تقویت و تسریع فرایند درهم‌آمیزی در ابرهای گرم می‌شوند [Orville, 2003; NAS, 2003]. نتایج تحقیقات انجام شده نشان می‌دهد که باروری با ذرات آب دوست کارایی کم‌تری در مقایسه با سایر روش‌های باروری دارد [NAS, 2003].

● **باروری استاتیک:** مهم‌ترین و معمول‌ترین روش برای باروری ابرها در سطح جهانی، روش باروری استاتیک است [Ryan and King, 1997] و به همین علت، در این مقاله مورد توجه خاص قرار خواهد گرفت. توجه به این نکته مهم خواهد بود که باروری ابر از نوع استاتیک، موجب تحریک فرایند بارش خواهد شد. بنابراین برای این کار شرایط جوی خاصی باید وجود داشته باشد. وجود ابر نیز ضروری است، چرا که این نوع باروری قادر به تولید ابر نخواهد بود. همچنین، باروری استاتیک در درجه‌ی اول ابرهای سرد را مورد توجه خود قرار می‌دهد. به همین خاطر، بخشی از ابر باید فوق سرد

در مقیاس جهانی، برای تولید نیروی برق آبی و محصولات کشاورزی بیش تر، همچنین کاهش میزان شوری خاک، تقویت صنعت اسکی و افزایش ذخایر آب در مناطق صنعتی و مناطقی که به طور مداوم از کمبود منابع آب رنج می‌برند، از نظر اقتصادی روشی مناسب تشخیص داده شده است. در واقع محرک اصلی فرایند باروری ابرها در مقیاس جهانی، در درجه اول، عوامل اقتصادی هستند [ASCE, 1995]

همان‌طور که قبلاً گفته شد، بخار آب متراکم شده در ابرها، قطره‌های ریز ابر را تشکیل می‌دهند که به واسطه سرعت نزول بسیار کم در هوا شناور می‌مانند. این قطره‌های بار بسیار ریز، تنها به واسطه وجود هسته‌های تراکم بزرگ (در ابرهای بزرگ) و یا کریستال‌های طبیعی و مصنوعی یخ (در ابرهای سرد) امکان رشد و در نهایت بارش را پیدا می‌کنند. بدین ترتیب، در ابرهایی که به طور طبیعی به واسطه کمبود هسته‌های تراکم و هسته‌های انجماد (کریستال‌های یخی) امکان بارش مناسب آن‌ها فراهم نیست، با افزودن مواد، به طور مصنوعی امکان استفاده از تمامی توان بارشی ابر مهیا شود.

به طور کلی، عملیات باروری ابرها به دو صورت انجام می‌پذیرد: از جهت عملیاتی، معمول‌ترین روش برای باروری ابرها، استفاده از ژنراتور است که یدور نقره (AGI) محلول با آستون را به همراه سایر مواد شیمیایی برای تولید مقادیر زیادی ذرات ریز به عنوان هسته‌های مصنوعی انجماد می‌سوزاند (شکل الف ۵). نحوه کار ژنراتور بدین صورت است که ابتدا یدور نقره و سایر مواد شیمیایی را تبخیر می‌کند. اما بخار یدور نقره بلافاصله پس از تبخیر، در محیط مجاور سرد و به شکل ذرات بسیار ریز (دود) متراکم می‌شود. در این نوع باروری، دمای ابر بسیار مهم است، چرا که فعالیت این کریستال‌های مصنوعی، معمولاً از دمای  $4^{\circ}\text{C}$  - شروع می‌شود و با کاهش بیش تر دمای ابر به صورت نمائی<sup>۱۹</sup> افزایش پیدا می‌کند [ASCE, 1995].

یدور نقره پس از تولید در سطح زمین و هوای گرم، از طریق همرفت یا اثرات اروگرافیک به دامنه‌های کوهستانی و یا به داخل توده‌ی هوای سردتر و متراکم‌تر حمل می‌شود و امکان آن را پیدا می‌کند که یک ابر فوق سرد را چند درجه‌ای سردتر کند [Schaefer and Ghan, 1996]

روش دیگری که در عملیات باروری در رتبه‌ی دوم جای می‌گیرد، پاشیدن مواد از بالا به داخل ابر است که بر حسب نوع ابر (سرد یا گرم) نوع این مواد متفاوت خواهد بود. این روش عمدتاً برای پاشیدن یخ خشک به داخل ابرهای سرد کاربرد دارد (شکل ۵-ب). پاشیدن تکه‌های ریز یخ خشک (دی‌اکسیدکربن یخ زده) با دمای پائین تر از  $80^{\circ}\text{C}$  - از بالا به داخل ابرهایی که حاوی قطره‌های آب فوق سرد هستند، موجب می‌شود، دما در ابر به سرعت

کاهش یابد. به دنبال این عملیات، وجود دمای پائین تر از حد آستانه ( $40^{\circ}\text{C}$  -) موجب منجمد شدن قطره‌های آب فوق سرد و در نتیجه تشکیل کریستال‌های یخ می‌شود [ASCE, 1995].

در برخی از عملیات باروری، دوش فوق به صورت هم‌زمان به کار می‌روند تا از حداکثر توان بارشی ابر استفاده شود. افزایش بارش ناشی از عملیات باروری، بر حسب نوع ابر، شرایط موجود در ابر و زمان و مکان باروری، متفاوت است؛ کما این که در برخی از نمونه‌ها، تولید مقادیر زیاد هسته‌ی انجماد کوچک، مانع از بارش ابر شده است [Ahrens, 1998].

گزارش‌های موجود از عملیات باروری در کشورهای گوناگون در صدهای متفاوتی را نشان می‌دهد. به طوری که برای مثال در منطقه‌ی شیرکوه یزد، در برخی از موارد، افزایش بارش حدود ۲۰ درصد تا ۴۰ درصد برآورد شده است [امیرزادانی و همکاران، ۱۳۸۲] و در برخی از کشورها، عملیات باروری تقریباً بی‌تأثیر دانسته شده است. در مجموع، از لحاظ علمی، ابهامات زیادی در رابطه با افزایش بارش از طریق عملیات باروری ابرها در سطح جهانی، وجود دارد [schaefer and Ghan, 1996; NAS, 2003]. شکل ۶ توزیع جهانی برنامه‌ها و پروژه‌های تعدیل وضعیت جو و باروری ابر را نشان می‌دهد.

شکل ۵. الف استفاده از ژنراتور و سوزاندن یدور نقره برای باروری ابرها را نشان می‌دهد در شکل ب ۵ پاشیدن یخ خشک با دمای  $80^{\circ}\text{C}$  - به داخل ابر، شکل ج ۵ یک ابر بارور شده چند دقیقه پس از پاشیدن یخ خشک نشان داده شده است.



الف ۵



ب ۵





ج ۵

متأسفانه اغلب مه‌ها شامل قطره‌های آب فوق سرد نمی‌شوند. این مه‌ها که تحت عنوان «مه گرم»<sup>۲۰</sup> از آن‌ها یاد می‌شود، از طریق عملیات باروری که در بالا اشاره کردیم، کاهش نمی‌یابند و برای کاهش آن‌ها باید از روش‌های پرهزینه‌تری استفاده کرد. یک روش مناسب برای پراکنده کردن مه‌های گرم، وارد کردن هوای گرم‌تر و خشک‌تر از بالا به داخل مه یا گرم کردن هوادر سطح زمین است. زمانی که لایه‌ی مه خیلی کم عمق باشد، از هلیکوپتر استفاده می‌شود. هلیکوپتر درست بالای مه پرواز می‌کند و جریانی قوی از هوای خشک‌تر را به سمت پائین به وجود می‌آورد که به واسطه‌ی مخلوط شدن آن با هوای اشباع‌شده‌ی مه‌آلود، مه پراکنده می‌شود و از بین می‌رود. در برخی از فرودگاه‌ها که در قسمتی از ایام سال به طور معمول مه‌های گرم دارند، از طریق گرم کردن هوای سطحی موجب تبخیر مه می‌شوند [Tarbuck and Lutgens, 1998].

پراکنده کردن مه و ابر: یکی از کاربردهای قابل قبول باروری ابر عبارت است از رها کردن ذرات یدور نقره و یخ خشک به داخل مه فوق سرد یا ابرهای استراتوس برای پراکنده کردن آن‌ها و بهبود وضعیت دید. فرودگاه‌ها، بندرها و بزرگراه‌های بین شهری مه‌آلود، بهترین گزینه برای انجام این عملیات هستند.

بدین ترتیب، با جمع‌بندی مطالب گفته شده، عمده‌تاً چهار روش برای پراکنده کردن مه و ابر وجود دارد که عبارتند از:

۱. افزایش اندازه‌ی قطره‌های مه، به طوری که در نتیجه‌ی افزایش وزنشان، به شکل بارانی خیلی ریز و خفیف به سطح زمین بیارند (فرایند برزرون در مه سرد/ باروری استاتیک).
۲. بارور کردن «مه سرد» با استفاده از یخ خشک، به طوری که قطره‌های مه به کریستال‌های یخ تبدیل شوند (باروری دینامیک).
۳. گرم کردن هوا، به طوری که مه تبخیر شود.
۴. اختلاط هوای اشباع‌شده‌ی سردتر در نزدیک سطح زمین با هوای اشباع نشده و گرم‌تر در بالای آن.

از این چهار روش، دو روش اول به عملیات باروری در ابر و مه مربوط می‌شوند [Ahrens, 1998].

هدف از چنین عملیاتی، آغاز کردن یک تغییر شکل در ترکیب ابر از قطرات آب فوق سرد به کریستال‌های یخ است. نتیجه‌ی این فرایند موجب نزول کریستال‌های یخ و به وجود آمدن شکاف بزرگی در ابر یا مه می‌شود. البته در آغاز عملیات، کریستال‌های یخ خیلی کوچک هستند و امکان نزول آن‌ها وجود ندارد، اما با گذشت زمان و گسترش فرایند برزرون، کریستال‌های یخ به واسطه‌ی جذب قطره‌های آب باقی‌مانده رشد می‌کنند و در نهایت به صورت برف می‌بارند. متعاقب آن، حفره‌ی بزرگی در ابرهای استراتوس یا مه فوق سرد به وجود می‌آید که موجب افزایش دید می‌شوند (شکل ۵-ج).

### جلوگیری از بارش تگرگ

بارش تگرگ در بسیاری از نقاط دنیا موجب خسارت مالی هنگفت، و همچنین صدمات جدی به محصولات کشاورزی می‌شود. برای جلوگیری از وقوع تگرگ، از زمان یونان باستان تا به امروز، تلاش‌های بسیاری صورت گرفته‌اند. از جمله در پایان قرن نوزدهم در اروپا، از توپ‌های خاصی برای شلیک به ابرهای کومولونیمبوس بزرگ و ابرهای تندری استفاده می‌شد (شکل ۷-الف). لازم به ذکر است، تگرگ به واسطه‌ی جمع شدن و یخ بستن قطره‌های آب به دور یک هسته‌ی انجماد یا یک نطفه‌ی یخ‌زده به وجود می‌آید. جریان به سمت بالای هوای مرطوب در داخل ابر کومولونیمبوس اغلب آن قدر قوی است که امکان جذب مجدد لایه‌های اضافی آب به دور دانه‌های تگرگ کوچک (هسته‌های انجماد در حال حرکت در قسمت فوقانی ابر) را فراهم آورد (شکل ۷-ب). این لایه‌های آب فوق سرد به سرعت دور دانه‌های تگرگ



شکل ۶. توزیع جهانی برنامه‌ها و پروژه‌های باروری ابرها در سال ۱۹۹۹. رنگ آبی معرف برنامه‌های افزایش بارش، رنگ قرمز معرف برنامه‌های جلوگیری از وقوع تگرگ و رنگ سبز معرف برنامه‌های افزایش بارش همراه با جلوگیری از وقوع تگرگ است [NAS, 2003].

کوچک یخ می‌زنند و موجب رشد آن‌ها می‌شوند. از طرف دیگر، به خاطر تعداد نسبتاً کم هسته‌های انجماد، معمولاً تعداد کمی دانه‌های تگرگ در هر ابر وجود دارند. نتیجه این که دانه‌های تگرگ آزادانه رشد می‌کنند و در نهایت به خاطر افزایش وزنشان، به صورت «دانه‌های بزرگ تگرگ»<sup>۲۱</sup> از ابر می‌بارند (شکل ۷-ب). در این رابطه، بهترین شرایط برای رشد نطفه‌ی یخ‌زده و تشکیل دانه‌های بزرگ تگرگ، دمایی بین ۱۰- تا ۳۰- درجه‌ی سانتی‌گراد و ارتفاعی حدود ۵ تا ۹ کیلومتر در ابرهای تندری است [Orville, 2003].

در تلاش‌هایی که در سال‌های اخیر برای جلوگیری از وقوع تگرگ صورت گرفته‌اند، عمدتاً از کریستال‌های یدور نقره برای ممانعت از تشکیل و رشد دانه‌های تگرگ در داخل ابرهای توفانی استفاده شده است.

به طور کلی، دو روش برای جلوگیری از وقوع تگرگ وجود دارد که عبارتند از: الف) «رقابت سودمند»<sup>۲۲</sup> ب) «بارش زود هنگام»<sup>۲۳</sup>. در روش اول، عمدتاً از هسته‌های انجماد مصنوعی (معمولاً یدور نقره) استفاده می‌شود. این روش برای ابرهایی که حاوی مقادیر قابل ملاحظه‌ای آب فوق سرد هستند، کاربرد دارد. در نتیجه‌ی این فرایند، به واسطه‌ی رقابت بین هسته‌های انجماد برای جذب قطره‌های آبی که در دسترس هستند، آب فوق سرد موجود در ابر، بین تعداد زیادی هسته‌ی انجماد تقسیم می‌شود که در نهایت اندازه‌ی دانه‌ی تگرگ را کاهش می‌دهد و از رشد آن جلوگیری می‌کند، و تخریب حاصل از بارش تگرگ به حداقل میزان ممکن می‌رسد [Tarbuck and Lutgens, 1998; Orville, 2003]. روش بارش زود هنگام برای ممانعت از وقوع تگرگ در توفان‌های تندری نابالغ کاربرد دارد. در این روش، به واسطه‌ی بارور ساختن ابر، آغاز بارش زودتر از زمان طبیعی صورت می‌گیرد. حرکات رو به بالای ضعیف در سلول‌های ابر نابالغ، قادر به حفظ و نگهداری قطرات باران در داخل ابر نیست که در نتیجه‌ی آن، قطرات باران بدون آن که سهمی در فرایند تشکیل تگرگ داشته باشند، از ابر فرو می‌ریزند. بارش زود هنگام، محتوای آب ابر نابالغ را خارج و در نهایت مانع از تشکیل تگرگ در ابر می‌شود [Orville, 2003].

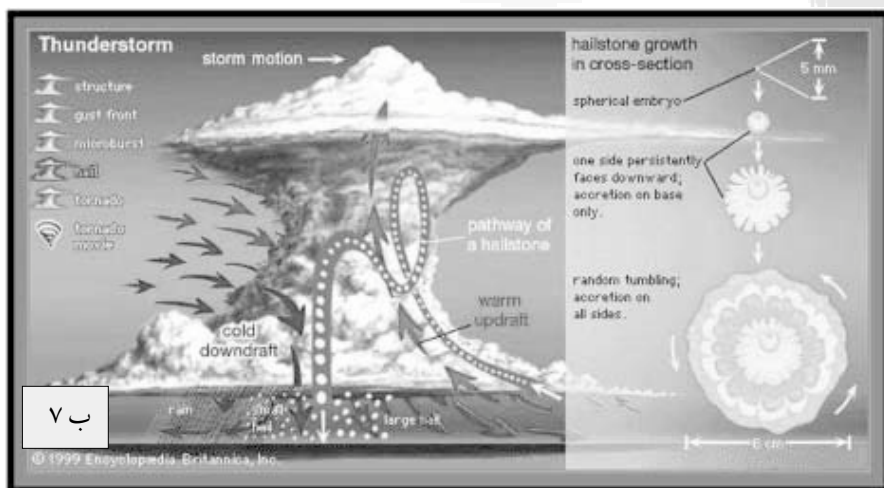


الف ۷

باروری ابرها برای تضعیف هاریکن‌ها: یکی از جنبه‌های کاربرد باروری ابرها، کاهش شدت باد و به طور کلی تضعیف هاریکن‌ها (سیلکون‌های حاره‌ای) است. باروری ابرها در دیواره‌ی ابر واقع در حاشیه‌ی بیرونی چشم هاریکن صورت می‌گیرد که نتیجه‌ی آن رها شدن مقادیر زیادی گرمای نهان و در نهایت گسترده شدن «هسته‌ی گرم» توفان و بزرگ شدن منطقه‌ی چشم هاریکن است که در نهایت، منطقه‌ی حداکثر شدت و سرعت باد به سمت بیرون هاریکن جابه‌جا و تضعیف می‌شود [Wallace and Hobbs, 1977]. در برخی موارد، باروری ابرها موجب تغییر در جهت حرکت هاریکن نیز شده است [Robinson and Henderson-sellers, 1999].

از بین بردن رعد و برق: باروری ابرهای تندری با استفاده از یدور نقره این هدف را دنبال می‌کند که در چنین شرایطی، یدور نقره در داخل ابر سرد کریستال‌های بزرگی را به وجود آورد تا بتواند به عنوان نقطه‌ای اضافی برای انجام مبادلات الکتریکی عمل کنند [Wallace and Hobbs, 1977]. این ایده زمانی شکل گرفت که برخی از محققان گزارش‌هایی مبنی بر مشاهده‌ی یک سلسله تغییرات در خصوصیات الکتریکی ابرهای مولد رعد و برق در نتیجه‌ی بلعیدن دود ناشی از سوختن مواد طبیعی ارائه کردند. در واقع هدف از برنامه‌های تعدیل رعد و برق عبارت است از کاهش دادن میدان‌های الکتریکی در داخل توفان‌های تندری، به طوری که در نهایت این توفان‌ها قدرت لازم برای تخلیه‌ی الکتریکی را از دست بدهند [NAS, 2003].

علاوه بر موارد گفته شده، برنامه‌های تعدیل وضعیت جو می‌تواند پدیده‌هایی چون: تورنادو (تضعیف شدت آن‌ها)، جلوگیری از وقوع سیلاب‌های بزرگ و جلوگیری از یخ‌زدگی جاده‌ها و فرودگاه‌ها را نیز در بر بگیرد.



ب ۷

شکل ۷. وسیله‌ای را نشان می‌دهد که در پایان قرن نوزدهم، در برخی از کشورهای اروپا، برای ممانعت از وقوع تگرگ مورد استفاده قرار می‌گرفت [Thompson, 1998]. در شکل ۷ ب نحوه‌ی رشد یک نطفه‌ی یخ‌زده و تبدیل آن به یک دانه‌ی تگرگ بزرگ در نتیجه‌ی حرکات صعودی و نزولی شدید در یک توفان تندری به نمایش درآمده است. در این شکل محل وقوع بارش باران، دانه‌های کوچک و دانه‌های بزرگ تگرگ در زیر ابر مشخص شده است. در سمت راست شکل ۷ ب، اندازه و شکل یک دانه‌ی تگرگ بزرگ از مراحل اولیه‌ی تشکیل تا زمان خروج از ابر، مورد توجه قرار گرفته است [www.britannica.com].

## ارزیابی برنامه‌ها و پروژه‌های باروری ابرها

جو به عنوان یک سیستم «کیاتیک»<sup>۲۴</sup>، ذاتاً تنها برای مدت زمان محدودی قابل پیش‌بینی است [NAS, 2003]. در فرایند تعدیل وضعیت جو و باروری ابرها، اغلب سیستم‌های ابری که مورد توجه قرار می‌گیرند، به نسبت بالایی در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوت تغییر می‌یابند و توان علمی موجود، برای کمی کردن این وردش‌پذیری بالای ابرها بسیار پائین است [NAS, 2003]. وجود چنین رفتار غیرخطی و پیچیده‌ای در ابرها، ارزیابی نتایج باروری ابرها را مشکل می‌سازد. پرسش اصلی که در ارزیابی هر عملیات باروری باید به آن پاسخ گفت، این است که: وقتی ابری بارور شده تولید بارش می‌کند، چه میزان از این بارش بدون فرایند بارورسازی فروریخته است؟ در واقع، جدا کردن میزان تأثیر فرایند باروری بر مقدار بارش یک ابر بسیار مشکل است، به همین خاطر، گزارش‌های موجود از عملیات باروری در کشورهای گوناگون نتایج بسیار متفاوتی را نشان می‌دهند [Ahrens, 1998].

به طور کلی، شواهدی که می‌توان از طریق آن‌ها میزان تأثیر فرایند باروری در یک ابر را از نظر علمی ارزیابی کرد، به دو دسته تقسیم می‌شوند که عبارتند از: الف) فیزیکی؛ ب) آماری. از طریق شواهد فیزیکی، اندازه‌گیری روابط کلیدی در زنجیره‌ی رخدادها در ارتباط با مدل مفهومی باروری مورد توجه قرار می‌گیرد (شکل ۴) که در نهایت، صحت فیزیکی اثرات مثبت باروری را در زنجیره‌ی فرایند بارش آشکار می‌سازد [Bruitnges, 1999]. متأسفانه هنوز توانایی لازم برای پیگیری اثرات فیزیکی از نقطه‌ی باروری در ابر تا زمان بارش بر زمین وجود ندارد و هنوز توانایی اندازه‌گیری مقدار بارش حاصل از باروری که در هر عملیات باروری به سطح زمین می‌رسد، بسیار ضعیف است.

به خاطر محدودیت‌های موجود در ارزیابی فیزیکی، محققان برای شناسایی اثرات باروری ابرها، چاره‌ای جز به کارگیری ارزیابی‌های (شواهد) آماری ندارند. در روش ارزیابی آماری، هر عملیات تعدیل وضعیت جو عمدتاً با استفاده از روش‌ها و اصول آماری پذیرفته شده و براساس یک مدل مفهومی باروری مورد بررسی قرار می‌گیرد. در این نوع ارزیابی، اغلب موارد مقادیر بارش ثبت شده در یک منطقه‌ی «هدف» با مقادیر بارش اندازه‌گیری شده در یک منطقه‌ی «کنترل» که (با شرایط جوی مشابه) در مجارت منطقه‌ی هدف قرار دارد، مقایسه می‌شود [NAS, 2003].

در ادامه، ابتدا برنامه‌ها و پروژه‌های تعدیل وضعیت جو و باروری ابرها از نقطه نظر تئوریک و روش‌شناسی مورد توجه قرار می‌گیرند و سپس ارزیابی‌های موجود از فرایند باروری ابرها ارائه می‌شوند. از نظر مباحث روش‌شناسی، پس از دهه‌ی ۱۹۴۰، دو مکتب در مطالعات تعدیل وضعیت جو به وجود آمدند که عبارتند از:

● مکتب «تئوری/آزمایش»<sup>۲۵</sup> که تست فرضیه‌های علمی را در کانون

توجه خود قرار داد.

● مکتب «مشاهده/آزمایش»<sup>۲۶</sup> که سعی داشت از طریق مشاهدات دقیق‌تر، فهم موجود را از فرایند باروری افزایش دهد.

متأسفانه در دهه‌های اخیر، ارتباط متقابلی که طی دهه‌های ۱۹۴۰ تا ۱۹۷۰ بین تئوری و آزمایش (یا تئوری و عمل) وجود داشت، مشاهده نمی‌شود. در واقع، سال‌های حدفاصل دهه‌های ۱۹۵۰ تا ۱۹۷۰ را می‌توان به واسطه‌ی کنش متقابل بین تئوری و عمل، «عصر طلایی» باروری ابر نامید [Young, 1996]. شواهد موجود نشان می‌دهند که از اواخر دهه‌ی ۱۹۷۰، نوعی واگرایی بین دو مکتب فوق به وجود آمد. بدین ترتیب، برنامه‌هایی که از مکتب تئوری/آزمایش تبعیت می‌کردند و عمدتاً با سرمایه‌گذاری دولت با جهت‌گیری علمی برگزار می‌شدند، کاهش یافتند و در عوض، برنامه‌هایی که از مکتب مشاهده/آزمایش پیروی می‌کردند و عمدتاً جهت‌گیری مهندسی و فنی داشتند، افزایش یافتند. در واقع، برنامه‌های اخیر باروری ابرها، به خاطر گرایش صرف به سمت مشاهده/آزمایش بدون مطالعات تئوریک و فرضیه‌سازی مناسب، به طور قابل ملاحظه‌ای روند پیشرفت را در برنامه‌های تعدیل وضعیت جو کند کرده است [Young, 1996]. به عبارت دیگر، اعتقاد به این‌که یافته‌های علمی در این حوزه کافی هستند، موجب جهت‌گیری فنی برنامه‌های کنونی باروری ابرها شده است.

طی دهه‌ی گذشته، ارزیابی‌ها و بررسی‌های دقیقی از پروژه‌های باروری ابرها صورت گرفته‌اند. اگرچه هنوز نشانه‌هایی وجود دارند مبنی بر این‌که باروری می‌تواند موجب افزایش بارش شود، اما شماری از مطالعات اخیر، بسیاری از نتایج مثبت این پروژه‌ها را زیر سؤال برده است [Rangno and Hobbs, 1987; 1993; 1995; Ryan and King, 1997; Bruitnges, 1999; NAS, 2003]. برخی از مهم‌ترین تجربیات باروری ابرها که برای سالیان سال در سطح جهانی به عنوان نمونه‌های روشن و برجسته‌ی توانایی تکنیک‌های باروری ابرها جهت افزایش بارش قلمداد می‌شدند و به دست آوردن نتایجی که اعتبار علمی این تجربیات را به شدت مورد تردید قرار داد، واکنش‌های علمی قابل توجهی را در مجامع علمی به دنبال داشت. از آن جمله می‌توان به تجربیات زیر که به عنوان شاخص‌ترین نمونه‌ها در سطح جهانی شناخته شده‌اند، اشاره کرد:

● ابهامات موجود در رابطه با باروری ابرها در دسامبر ۱۹۷۴ گروهی را به رهبری دکتر ورک من<sup>۲۷</sup> به مخالفت با برنامه‌های باروری ابر در ایالت داکوتای جنوبی کشاند. این گروه که پس از به نتیجه نرسیدن اقدامات باروری ابر در تابستان خشک سال‌های ۱۹۷۳ و ۱۹۷۴ شکل گرفت، معتقد بود که باروری ابر موجب تشکیل قطرات باران بیش‌تر اما کوچک‌تر و بنابراین، افزایش تبخیر در حد فاصل پایه‌ی ابر و سطح زمین و نهایتاً از بین رفتن بارندگی شده است [AnS, 2003].

● برای سالیان سال، تجربه‌های باروری ابر در فلسطین اشغالی به

عنوان یکی از موفق‌ترین برنامه‌های باروری ابر در سطح جهانی محسوب می‌شود. تجربه‌های اول و دوم باروری ابرها که طی سال‌های ۱۹۶۷-۱۹۶۱ و ۱۹۷۵-۱۹۶۹ در این کشور به اجرا درآمدند، از روش باروری استاتیک در ابرهای قاره‌ای همرفتی پایه‌ی سرد برای افزایش بارش استفاده کردند. در ارزیابی‌های آماری اولیه، میزان افزایش بارش در منطقه‌ی هدف، برای هر یک از تجربه‌های اول و دوم به ترتیب ۱۸ و ۱۳ درصد گزارش شد [Gagin and Neumann, 1981].

در سال ۱۹۹۵، رانگنو و هویز<sup>۲۸</sup> تجربه‌های اول و دوم باروری ابرها در فلسطین اشغالی را مجدداً مورد ارزیابی قرار دادند و نتایج بررسی‌های خود را در مقاله‌ی جنجال‌برانگیزش منتشر کردند. آن‌ها بر اساس مطالعه‌ی دقیق ثابت کردند که تجربه‌ی اول باروری ابرها هیچ‌گونه افزایش بارشی را در پی نداشته است و صرفاً یک «خطای آماری نوع اول» در برآورد بارش به وقوع پیوسته است. رانگنو و هویز در بررسی تجربه‌ی دوم به این نتیجه رسیدند که منطقه‌ی هدف شمالی (واقع در شمال فلسطین اشغالی) در روزهای باروری به طور طبیعی بارش‌های سنگین‌تری را (در مقایسه با منطقه‌ی کنترل) تجربه کرده که به اشتباه، افزایش بارش حاصل از باروری ابرها پنداشته شده است. نکته‌ی جالب‌تر این‌که در تجربه‌ی دوم باروری ابرها، منطقه‌ی هدف جنوبی کاهش بارش را تجربه کرده است [Rangno and Hobbs, 1995].

مقاله‌ی رانگنو و هویز واکنش‌های علمی گسترده‌ای را در رابطه با باروری ابرها در فلسطین اشغالی برانگیخت [Ben-Ziv, 1997; Dennis and Orville, 1997; Rosenfeld, 1997; Woodley, 1997] و تردیدهای جدی را در استفاده از روش استاتیک برای افزایش بارش در ابرهای همرفتی به دنبال داشت.

● «کلیماکس»<sup>۲۹</sup> از دیگر برنامه‌های مشهور باروری ابرهاست که به مدت دو دهه (۱۹۶۰ و ۱۹۷۰) طی فصل‌های سرد سال، روی دامنه‌ی کوه‌های راکی در منطقه‌ی کلرادوی آمریکا به اجرا درآمد. برای سالیان سال، تجربه‌های کلیماکس I و کلیماکس II، مهم‌ترین شواهد افزایش بارش بر ابرهای اروگرافیک زمستانی در ایالات متحده محسوب می‌شدند. بر خلاف تحلیل‌های اولیه‌ی محققان که میزان افزایش بارش ناشی از تجربه‌ی کلیماکس I و II را حدود ۱۰۰ درصد برآورد کرده بودند، رانگنو و هویز (۱۹۹۳-۱۹۸۷) عملیات کلیماکس I را فاقد افزایش بارش و برای کلیماکس II نیز تنها حدود ۱۰ درصد افزایش بارش محاسبه کردند.

● بررسی بیش از ۴۷ سال تجربیات باروری ابرها در استرالیا نیز دلالت بر آن دارد که روش‌های باروری استاتیک برای افزایش بارش زمستانی در دشت‌ها و مناطق پست و هموار استرالیا مؤثر نبوده است. تنها در شرایط هواشناسی خاص و در ابرهای استراتوس کوهستانی (در جزیره‌ی تاسمانی) امکان افزایش بارش از طریق باروری ابرها

وجود دارد [Ryan and king, 1997].

آکادمی ملی علوم ایالات متحده‌ی آمریکا، پس از بررسی کامل نتایج حاصل از تعداد بی‌شماری از برنامه‌ها و تجربیات باروری ابرها برای چهار دهه‌ی گذشته، چنین نتیجه‌گیری می‌کند که: «باروری ابرها و برنامه‌های تعدیل وضعیت جو هنوز شواهد آماری و فیزیکی مورد نیاز برای به رسمیت شناخت اعتبار علمی خود را فراهم نکرده است» [NAS, 2003].

چالش‌های علمی موجود در رابطه با افزایش بارش ناسی از باروری ابرها، به همراه فقدان یک نشانه‌ی علمی قاطع از اثر تعدیل عمدی وضعیت جو، موجب کاهش قابل توجه برنامه‌ها و پروژه‌های باروری ابر در سطح جهانی شده است. از آن جمله، هزینه‌ی پروژه‌های تعدیل وضعیت جو در ایالات متحده‌ی آمریکا که در اوایل دهه‌ی ۱۹۷۰ سالانه به بیش از ۲۰ میلیون دلار می‌رسید، در سال‌های اخیر به کم‌تر از ۵۰۰ هزار دلار تقلیل یافته است [Bruinitjes, 1999; NAS, 2003]. نبود موفقیت قابل ارائه از نظر علمی، ادعاهای نامعقول، انتظارات غیرواقعی، رشد نگرانی‌های زیست‌محیطی و عوامل قانونی و اقتصادی، از جمله دلایلی هستند که موجب کاهش پژوهش در این زمینه شده‌اند [NAS, 200s].

#### ۴. نتیجه

عملیات باروری ابرها عمدتاً به دور روش دینامیک و استاتیک قابل اجراء است. معمول‌ترین روش مورد استفاده در سطح جهان (از جمله ایران)، باروری استاتیک است. در این نوع باروری، وجود ابر ضروری است و فرایند باروری صرفاً موجب تقویت، تحریک و افزایش بارش خواهد شد. برای انجام این نوع باروری، ابتدا توزیع جغرافیایی ابرها و پتانسیل ابرناکی در یک منطقه مورد مطالعه قرار می‌گیرد. مطالعات موجود نشان می‌دهد که دامنه‌ی رشته‌کوه‌های مرتفع، بهترین گزینه برای انجام عملیات باروری محسوب می‌شود. به همین جهت باروری ابرهای زمستانی که در امتداد موانع مرتفع کوهستانی تشکیل می‌شوند (ابرهای اروگرافیک) بیش از سایر ابرها صورت می‌گیرند؛ چراکه به نظر می‌رسد، ابرهای اروگرافیک سرد عملاً بالغ بر ۵۰ درصد از آب متراکم شده در خود را، در نتیجه‌ی باروری، به صورت بارش به سطح زمین فرو می‌ریزند [Tarbuck and Lutyens, 1998]. از این رو، پروژه‌های باروری ابرها در ایران نیز عمدتاً در امتداد دامنه‌های مرتفع البرز جنوبی و شمالی و شیرکوه به اجرا گذاشته شده‌اند.

بدین ترتیب، فرایند باروری ابرها به شدت از شرایط مکانی و خصوصیات محلی متأثر است. از طرف دیگر، عواملی چون: انتخاب توده‌های ابری که به طور طبیعی مقادیر بارش کافی ندارند، همچنین نوع ابر، دمای ابر، محتوای رطوبتی، جریان هوا و مکانیزم‌های انتقال و نحوه‌ی توزیع اندازه‌ی قطره‌های ابر، در انجام

16. Vincent Schaefer
17. Bernard Vonnegut
18. Debbie
19. Exponential
20. Warm Fog
21. Hail Stone
22. Beneficial Competition
23. Early Rainout
24. Chaotic
25. Theory/ Experiment
26. Observation/ Experiment
27. Workman
28. Rangno and Hobbs
29. Climax I & II

#### منابع

۱. امیر یزدانی، فرشید و همکاران (۱۳۸۲). برنامه‌ی تعدیل آب و هوا با هدف افزایش بارش در ایران مرکزی: نتایج و دستاوردها. خلاصه‌ی مقالات یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور.
۲. امیدوار، کمال (۱۳۸۰). امکان سنجی باروری ابرها در ارتفاعات جنوبی کرمان. رساله‌ی دکتری جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم‌شناسی). دانشگاه تربیت مدرس.
۳. پاپلی یزدی، محمد حسین و جلالی، عباس (۱۳۷۸). آیین‌ها بارانخواهی در زمان خشکسالی‌ها، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی. شماره‌های ۵۴ و ۵۵، صفحات ۲۱۱-۱۸۶.
۴. رضائی، رویا (۱۳۷۷). فرایند باروری ابر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی. گرایش اقلیم‌شناسی. دانشگاه تربیت معلم.
۵. روزنامه‌ی همشهری. ۱۳۷۸. شماره‌های ۱۸۳۳، ۱۸۶۷ و ۱۸۸۷.
۶. سازمان هواشناسی کشور (۱۳۸۱). اصول و مبانی فیزیکی تعدیل آب و هوا، گزارش نهایی پروژه مطالعات مرتبط با تعدیل مصنوعی آب و هوا. گزارش دوم.
۷. سرداری، محمد علی (۱۳۷۴). بررسی آمار به دست آمده از عملیات باران‌زای مصنوعی در حوزه آبریز رودخانه‌های کرج و جاجرود. پایان‌نامه کارشناسی ارشد و اشناسی. مؤسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
8. Ahrens, D. (1998). Essentials of Meteorology. Wadsworth publishing company. PP. 90& 114-131.
9. American Society of Civil Engineers (ASCE), (1995). Guidelines for cloud seeding to Augment Precipitation, Manual of Professional practice, no.81,145 P.
10. Barry, R. and R. Chorley (2003). Atmosphere, Weather and climate, Routledge. PP.15 & 86-90.
11. Ben-Ziv, A. (1997). Comments on "A new look at the Israeli cloud seeding experiments". J.Appl. Meteor. vol.36,pp.255-256.
12. Bruintjes, R.T., (1999). A review of cloud seeding experiments to enhance precipitation and some new prospects, Bull. Amr. Met. Soc. vol. 80, no. 5,pp. 805-820.
13. Dennis, A.S., and H.D. Orville, 1997. Comments on "A new look at the Israeli cloud seeding experiments", J. Appl. Meteor. vol. 36,pp.277-278.
14. Gagin, A., and J. Neumann, (1981). The second Israeli randomized

عملیات باروری نقش اصلی و تعیین‌کننده دارند. بسیاری از خصوصیات یاد شده، تابع شرایط خاص محلی هستند و طی زمان نسبتاً کوتاه، تغییرات زیادی را از خود نشان می‌دهند. به همین علت، هر عملیات باروری از نظر مکانی در مقیاس کوچک بر روی یک یا چند ابر خاص انجام می‌گیرد و در عین حال از نظر زمانی نیز در مدتی کوتاه به اجرا درمی‌آید؛ به طوری که تنها حدود ۱۵ تا ۲۰ دقیقه پس از انتقال مواد به داخل ابر بارش آغاز می‌شود و عموماً مدت زمانی کوتاهی پس از آن به پایان می‌رسد. به همین خاطر، اشتباه در تعیین مکان و زمان دقیق عملیات باروری، موجب شکست طرح می‌شود؛ چنان‌که در برخی موارد، هیچ‌گونه افزایش بارشی حاصل نشده و ابر نیز از بین رفته است. البته تعیین مقادیر بارش حاصل از باروری مصنوعی، خود یکی از بحث‌انگیزترین بخش‌های عملیات باروری ابرهاست و همواره این سؤال بین هواشناسان مطرح است که باروری مصنوعی به چه میزان موجب افزایش بارش در ابرها می‌شود؟

با توجه به بحث‌های فوق، پذیرش نظراتی از قبل این‌که «ابرای بارور شده‌ی گیلان در افغانستان باریده‌اند»، از پایه و اساس علمی برخوردار نخواهند بود؛ چراکه ابرهای موجود در هر منطقه، حتی در ساعات و دقایق متوالی، خصوصیات فیزیکی متفاوتی پیدا خواهند کرد. به عبارت دیگر، همان‌طور که شرایط جوی و خصوصیات مکانی از جایی به جای دیگر متفاوت هستند، ابرها نیز که تحت تأثیر مستقیم شرایط محلی قرار دارند، از جایی به جای دیگر و از زمانی به زمان دیگر به سرعت تغییر می‌یابند و ماهیت اولیه‌ی خود را از دست می‌دهند. بدین ترتیب، وقوع بارش در یک مکان، نتیجه‌ی فراهم شدن مجموع شرایط جوی مناسب محلی (چه به صورت طبیعی و چه به صورت مصنوعی) در خود آن منطقه است.

#### زیرنویس

1. Rain - Making Rituals
2. Weather Modification
3. Cloud Seeding
4. Frost
5. Condensation Nuclei
6. Cloud Droplets
۷. یک قطره باران معمولی شعاعی حدود ۱۰۰۰ میکرون دارد در حالیکه یک قطره ابر شعاعی کمتر از ۱۰ میکرون دارا می‌باشد (Legates, ۱۹۹۶)
8. The Saturation Vapor Pressure
9. Bergeron - Findeisen Process
10. Super Cooled Droplet
11. Freezing
12. Snowflakes
13. Collision and Coalescence
14. Drizzle
۱۵. یکی شدن قطره‌های ابر به واسطه برخورد متان با هم، اصطلاحاً «درهم آمیزی» خوانده می‌شود (Ahrens, ۱۹۹۸).



دفتر انتشارات کمک آموزشی

آشنایی با  
مجله های رشد

مجله های رشد توسط دفتر انتشارات کمک آموزشی سازمان پژوهش و برنامه ریزی آموزشی وابسته به وزارت آموزش و پرورش تهیه و منتشر می شوند:

**مجلات دانش آموزی** (به صورت ماهنامه و ۸ شماره در هر سال

تحصیلی منتشر می شوند)

- ♦ **رشد کودک** (برای دانش آموزان آمادگی و پایه اول دوره ابتدایی)
- ♦ **رشد نوآموز** (برای دانش آموزان پایه های دوم و سوم دوره ابتدایی)
- ♦ **رشد دانش آموز** (برای دانش آموزان پایه های چهارم و پنجم دوره ابتدایی)
- ♦ **رشد نوجوان** (برای دانش آموزان دوره راهنمایی تحصیلی).
- ♦ **رشد جوان** (برای دانش آموزان دوره متوسطه).

**مجلات عمومی** (به صورت ماهنامه و ۸ شماره در هر سال

تحصیلی منتشر می شوند)

- ♦ **رشد معلم، رشد آموزش ابتدایی، رشد آموزش راهنمایی تحصیلی، رشد تکنولوژی آموزشی، رشد مدرسه فردا، رشد مدیریت مدرسه،**

**مجلات تخصصی** (به صورت فصلنامه و ۴ شماره در سال منتشر

می شوند)

- ♦ **رشد برهان راهنمایی (مجله ریاضی برای دانش آموزان دوره راهنمایی تحصیلی)، رشد برهان متوسطه (مجله ریاضی برای دانش آموزان دوره متوسطه)، رشد آموزش تاریخ، رشد آموزش تربیت بدنی، رشد آموزش جغرافیا، رشد آموزش ریاضی، رشد آموزش زبان، رشد آموزش ادب فارسی، رشد آموزش زمین شناسی، رشد آموزش زیست شناسی، رشد آموزش شیمی، رشد آموزش علوم اجتماعی، رشد آموزش فیزیک، رشد آموزش قرآن، رشد آموزش معارف اسلامی، رشد آموزش هنر، رشد آموزش فنی و حرفه ای، رشد مشاوره مدرسه**

مجلات رشد عمومی و تخصصی برای آموزگاران، معلمان، دبیران، مدیران و کادر اجرایی مدارس، دانشجویان مراکز تربیت معلم و رشته های دبیری دانشگاه ها و کارشناسان تعلیم و تربیت تهیه و منتشر می شوند.

- ♦ نشانی: تهران، خیابان ایرانشهر شمالی - ساختمان شماره ۴ آموزش و پرورش - پلاک ۲۶۸ - دفتر انتشارات کمک آموزشی
- ♦ تلفن و نمابر ۸۸۳۰۱۴۷۸

cloud seeding experiment: Evaluation of the results. J.Appl.Meteor.vol. 20.pp. 1301-1311.

15. Grant,L.O., (1996). Weather Modification, In: Encyclopedia of Climate and Weather, Edited by: Schneider, S.H., Oxford university press, PP. 839-841.

16. Legates, D.R., (1996). Condensation, In: Encyclopedia of climate and Weather. Edited by: Schnider, S.H. Oxford univesity press. PP.184-186.

17. Manuel,D. (1996), Climate and Weather; History of study. In: Encyclopedia of limate and Weather. Edited by: Schneider, S.H. Oxford university press. PP.129-131.

18. National Academy of Science (NAS), (2003). Critical Issues in weather Modification research, National Academies Press, Washington, D.C., 130p.

19. Orville, H.D. (2003), Weather Modification, In: Handbook of weather, climate and water; dynamics, climate, physical meterology, weather systems and measurements. Edited by T.D.Potter and R.C. Bradley. John wiley & sons. PP. 433-452.

20. Rangno, A.L., and P.V. Hobbs, (1987). A reevaluation of the Climax cloud seeding experiments using NOAA published data. J. Climate Appl. Meteor. vol.26. pp. 757-762.

21. Rangno. A.L., and P.V. Hobbs (1993). Further analyses of the Climax cloud seeding experiments, J. Appl. Meteor. vol. 32. pp. 1837-1847.

22. Rangno, A.L., and P.V.Hobbs, (1995). A new look at the Israeli cloud sending experiments". J.Appl. Meteor. vol.34.pp.1169-1193.

23. Robinson, P. and Hendersen-sellers, A., (1999). Contemporary Climatology. longman. PP. 77-80.

24. Rosenfeld, D., (1997). Comments on "A new look at the israeli cloud seeding experiments". J.Appl. Meteor. vol.36.pp.260-271.

25. Ryan, B.F., and king, W.D., (1997). A critical review of the Australian experience in cloud seeding, Bull.Amr.Met.Soc. vol. 78. no, 2. pp.230-254.

26. Schaefer, V.J. and S.J. Ghan, (1996). Cloud seeding: History perspective and processes, In: Encyclopedia of climate and weather, Edited by: Schneider. S.H., Oxford university press. PP.173-175.

27. Tarbuck and lutgens, (1998). The Atmosphere. Prentice hall., PP.102-134.

28. Thompson, R.D.,(1998). Atomspheric processes and systems. Routledge. PP. 74-84.

29. Wallace, M. and P.V., Hobbs, (1977). Atmospheric science: An introductory survey. Academic press. PP. 265-273.

30. Woodley, W.L., (1997). Comments on "A new look at the Israeli cloud seeding experiments", J.Appl.Meteor.vol.36.pp.250-252.

31. Young, K.C. (1996). Weather Modification-A theoretician's viewpoint. Bull.Amr.Met.Soc.vol.77. no.11. pp.2701-2710.

32. www.britannica.com/.../ocliwea 115a4.html.

33. www.geog.ucsb.edu