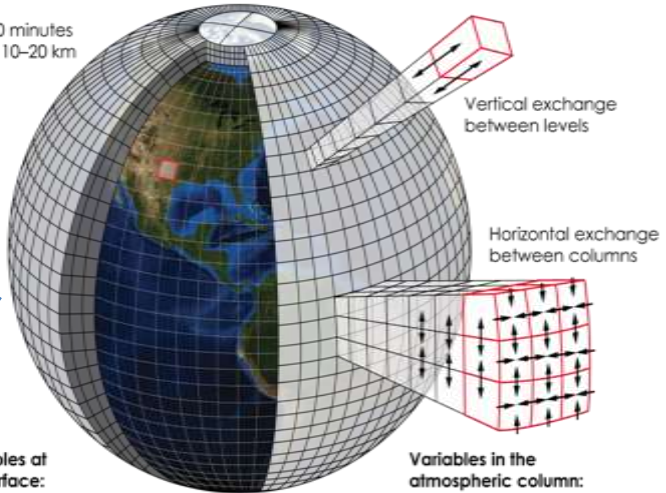


# مدلسازی آب و محیط زیست

مقدمه ای بر  
آب و هواشناسی دینامیک

Timestep 5-10 minutes  
Grid spacing 10-20 km



Vertical exchange  
between levels

Horizontal exchange  
between columns

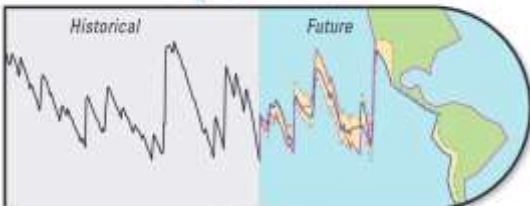
Variables at  
the surface:

- Temperature
- Humidity
- Pressure
- Moisture fluxes
- Heat fluxes
- Radiation fluxes

Variables in the  
atmospheric column:

- Wind vectors
- Humidity
- Clouds
- Temperature
- Height
- Precipitation
- Aerosols

HydroClimATe



Hydrologic and Climatic  
Analysis Toolkit

مؤلفان:

**دکتر فرهاد دلیری** مشاور سدسازی و هیدرولوژیست  
مدرس دوره های تخصصی پردیس فنی مهندسی  
آب و محیط زیست، دانشگاه شهید بهشتی



**دکتر حسن سیدسراجی** مشاور سدسازی و مکاتیک  
عضو هیئت علمی پردیس فنی مهندسی  
آب و محیط زیست، دانشگاه شهید بهشتی



چاپ اول ۱۴۰۱

به نام خدا



**شرکت مهندسين آبسام**  
(طرح و ساخت)

مدلسازی آب و محیط زیست

آب و هواشناسی دینامیک

**تالیف:**

**دکتر فرهاد دلیری هیدرولوژیست**

مدرس دوره‌های تخصصی دانشگاه شهید بهشتی

دانشکده مهندسی آب و محیط زیست

و

**دکتر حسن سید سراجی مکانیک سیالات**

عضو هیأت علمی دانشگاه شهید بهشتی

دانشکده مهندسی آب و محیط زیست

چاپ اول ۱۴۰۱

سرشناسه  
عنوان و نام پدید آور  
مشخصات نشر  
مشخصات ظاهری  
شابک  
وضعیت فهرست  
یادداشت  
موضوع  
موضوع  
موضوع  
شناسه افزوده  
رده بندی کنگره  
رده بندی دیویی  
شماره کتابشناسی ملی

سرشناسه: دلیری، فرهاد. متولد تهران -/1354  
عنوان و نام پدید آور: **آب و هواشناسی دینامیک** / تالیف فرهاد دلیری و حسن سیدسراجی  
مشخصات نشر: تهران: شرکت مهندسین آبسام، ۱۴۰۱ چاپ اول.  
مشخصات ظاهری: ۱۵۰ ص: مصور، جدول، نمودار چاپ اول.  
شابک: ۹۷۸-۶۰۰-۶۹۲۳-۲۱-۵  
وضعیت فهرست: فیا  
یادداشت: کتابنامه.  
موضوع: هواشناسی -- فیزیک مقدماتی  
موضوع: هواشناسی -- سینوپتیک مقدماتی  
موضوع: هواشناسی -- دینامیک مقدماتی  
شناسه افزوده: شرکت مهندسین آبسام (طرح و ساخت)  
رده بندی کنگره: ۱۴۵TC۱۳۹۳/۵۱م۴  
رده بندی دیویی: ۶۲۷  
شماره کتابشناسی ملی: ۳۶۳۴۴۸۵

"کلیه حقوق مادی و معنوی این کتاب متعلق به شرکت مهندسین آبسام می باشد"



**مدلسازی آب و محیط زیست** (مقدمه ای بر آب و هواشناسی دینامیک)  
تالیف: فرهاد دلیری / میر حسن سیدسراجی  
ویراستار و صفحه بند: ناشر  
نوبت چاپ: چاپ نخست ۱۴۰۱.  
ناشر: چاپ حسینی، کرج روبروی دانشگاه تهران  
شمارگان: ۵۰۰ جلد  
شابک: 978 \_ 600 \_ 6923 \_ 21 \_ 5  
سفارش: [www.absam.ir](http://www.absam.ir)  
بهاء بارگذاری در سایت آبسام

## "این کتاب به کسانی تقدیم می‌شود که هدف آنها مدیریت آب - هوا و زمین است"

فرهاد دلیری متولد تهران

تخصص: هیدرولوژی و مدیریت آبخیز

تجارب از ۱۳۸۰: سد و سازه آبخیزداری، آب زیرزمینی، مهندسی رودخانه، کنترل و پیش بینی سیل، رواناب شهری، مدیریت منابع آب - رسوب و آلودگی، برف و بهمن، آبخیزداری شهری، حفاظت آب و فرسایش خاک، ریزگرده، فناوری آب و استحصال آب، شبیه سازی یکپارچه، خشکسالی، هوا و اقلیم شناسی، هیدروپولیتیک. حوزه فعالیت: سدسازی، ملسازی هیدرولوژیک، آب زیرزمینی، هیدرولیک رودخانه و کنترل سیل، شبیه سازی حوضه، فرسایش خاک، آلودگی منابع آب، هیدرواقلیم و برنامه ریزی آب.

سوابق تحصیلی (دانشگاه تهران)

Ph.D. (2016) دکتری عمران-آب: مدلسازی پیش بینی اثر هیدرولیکی سیل آلوده سد روی آب زیرزمینی، فرصت مطالعاتی استرالیا.

MSc (۱۳۸۵) ارشد آبخیزداری- برنامه ریزی مخازن سدها، "منحنی فرمان آبسطحی و آب زیرزمینی جهت طراحی ارتفاع سد خاکی علویان با برنامه نویسی"

BSc (۱۳۸۰) لیسانس آبخیزداری- هیدرولوژی، "محاسبات سیل با روش شماره منحنی دلیری، اندازه گیری جریان نهر آبریز مرتعی با ردیابی و اشل Rod"

سوابق تدریس دانشگاه شهید بهشتی، پردیس فنی مهندسی عمران آب و محیط زیست عباسپور، دوره های آموزش تخصصی آب منطقه ای های کشور از ۱۳۹۰

- مدیریت و مدلسازی آب زیرزمینی، بهره برداری چاه شرب و آزمایش پمپاژ

- پیش بینی و کنترل سیل، رواناب شهری، آنالیز و تحلیل آمار، مدیریت رسوب سد، ریزگرده و فرسایش خاک حوضه، نصب و بهره برداری ادوات آب

-جران آب، خشکسالی و برنامه ریزی کمی - کیفی پیوسته منابع آب - منابع طبیعی، آبخیزداری و ارزیابی زیست محیطی، رادار

-هیدرولوژی، هیدرولیک و هیدروژئولوژی - آموزشکده محیط زیست، دانشگاه علمی کاربردی کرج ۱۳۸۶

تالیفات (کتاب و مقالات) به جز متن حاضر ۴ کتاب دیگر به فارسی و دو کتاب زیر به زبان انگلیسی دائلود رایگان از سایت [www.absam.ir](http://www.absam.ir) با عناوین:

1. F.Daliri. "Uncertainties in Flood Forecasting Systems Modeling", 2020, Absam EPC Co. press. 250p, Ravis 1.

2. F.Daliri. "Principle of Damming", Absam EPC Co. press. 2020, 55p, Edit 1.

۳. فرهاد. دلیری. حسن سیدسراجی. مدلسازی آب و محیط زیست (کنترل سیل، تامین آب، مدیریت آب زیرزمینی، شهری و روستایی - محاسبات عددی، شهید عباسپور، ۷۲۰ص چاپ دوم ۱۳۹۸.

۴. فرهاد. دلیری و حسن سیدسراجی. مدلسازی آب و محیط زیست (تراکم سیستم آبخانه و نشست زمین) ۱۰۳ص چاپ اول سال ۱۴۰۰.

۵. فرهاد دلیری و حسن سیدسراجی. اصول مقدماتی هیدرولوژی شهری، چاپ دوم سال ۱۴۰۱.

۶. فرهاد دلیری و حسن سیدسراجی. تخلیه رسوب سدها، چاپ اول سال ۱۴۰۱.

-چندین مقاله ISI با نوآوری (روش تصمیم گیری نیمه فازی دلیری DSM، روش ابداعی CN سیل، روش استوکستیک رواناب IUDRN در طراحی سدها و خشکسالی، توسعه روش شناسی

مفهوم بیان سفره و برداشت مجاز، توسعه روش شناسی برآورد زمان تمرکز و کاربرد مهندسی زمان ذخیره در کنترل سیل، تعریف سیستمی آبخیزداری و برنامه نویسی مدیریت یکپارچه حوضه

IWRM، توسعه مفاهیم برآورد سیل، توسعه مفاهیم واستنجی مولفه های بیان، بررسی تیپ رگبار در سیل و اصلاح تجربی اثر ذوب برف در مدل HEC-HMS، عدم قطعی پیش بینی سیل و ...

-پیش از ۶۰ گزارش فنی در مشاوران معتبر مانند مهتاب قدس (کمیته فنی اسبق)، سکو و ...

### خلاصه بیوگرافی

ایشان از سال ۱۳۸۰ به عنوان هیدرولوژیست شرکت های مشاور آغاز به کار کرده و از سال ۱۳۸۹ همزمان در دفتر ارتباط با صنعت واحد سنجش آزمایشگاهی دانشگاه صنعتی شریف به عنوان

مدیر گروه آب، مشاور و داوور مهندسین مشاور، دانشگاه و سازمانها در تهیه دستورالعملها، بررسی گزارش، مدیر بخش و مدیر پروژه مهندسی رودخانه شرکت های مشاور، کمیته راهبری

شکست سدها و تامین آب زیرزمینی برخی از آب منطقه ای های کشور ... مشغول بوده و از سال ۱۳۹۳ به عنوان ناظر فنی و عضو کمیته آبیگری و رسوب در تیم نظارت عالی پروژه اجرایی

سد (ECRD) و نیروگاه رودبار لرستان شرکت سکو و از سال ۱۳۹۶ به عنوان مدیرعامل و رئیس هیئت مدیره شرکت مشاور و پیمانکار مهندسین آبسام (طرح و ساخت) مشغول هستند.

حسن سید سواجی متولد تبریز

تخصص: مکانیک سیالات

تجارب از 1366: هیدرولیک رسوب، مهندسی آب، آبیاری و زهکشی، ارزیابی زیست محیطی، رودخانه

بیوگرافی

○ کمیته فنی بخش آب-انرژی و محیط زیست شرکت مشاور و پیمانکار مهندسین آبسام (EPC) از سال ۱۳۹۶

○ عضو هیات علمی دانشکده مهندسی آب و محیط زیست دانشگاه شهید بهشتی از ۱۳۶۸ و تدریس در سایر دانشگاههای دولتی و آزاد از ۱۳۷۰ تا زمان حاضر

○ مشاوره شرکت های خصوصی از سال ۱۳۶۶ و کارشناس سدسازی در سازمان آب منطقه ای آذربایجان شرقی و سازمان برنامه و بودجه بین سالهای ۱۳۶۵ تا ۱۳۶۸

○ مشاور طرح های تخصصی و مطالعاتی رسته منابع آب وزارت نیرو، همایش های تخصصی و عضو هیات تحریریه مجله سامانه منابع آب ایران از سال ۱۳۹۲

سوابق تحصیلی

Ph.D دکتری مهندسی مکانیک سیالات از دانشگاه کان فرانسه. رفتارهای هیدرودینامیکی عملیات رسوب زدانی سدها.

MSc زمین شناسی مهندسی از دانشگاه پاریس 7. بررسی پایداری خاک های آلی کناره های دریا ی خزر.

BSc مهندسی آبیاری و آبادانی از دانشگاه تبریز.

## پیشگفتار

آب و هواشناسی دینامیک شامل مطالعه پیش بینی های هواشناسی و آبشناسی است. رشته هواشناسی و اقلیم شاخه ای از فیزیک می باشد. لذا علاقه مندان به این رشته می توانند در دانشکده های فیزیک و یا ریاضی که این رشته را دارد تحصیل نمایند. همچنین رشته های عمران و آبخیزداری و آبیاری به دلیل داشتن پایه ریاضی و فیزیک و مکانیک سالات مناسب می توانند در این گرایش شرکت کنند. اگرچه در رشته مهندسی آب برخی از دانشگاه ها از جمله دانشگاه تهران و دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی این گرایش در مقطع ارشد به نام هیدرومتئورولوژی کشاورزی نیز وجود دارد. هدف از تالیف این کتاب کمک به توسعه درک مفاهیم پایه ای در پیش بینی های کوتاه مدت هواشناسی و همچنین نیاز پیش بینی های درازمدت هیدرواقلیم و هواشناسی برای مهندسان هیدروولوژی است که به ویژه درگیر طرح های پیش بینی سیل یا پیش بینی ورودی مدل های هیدرولوژیکی-هیدرولیکی مطالعات مختلف مدیریت منابع آب، کنترل سیل، تامین آب و خشکسالی و محیط زیست حوضه های شهری و روستایی هستند. در این خصوص جهت اجرای مدل های دینامیک آب، نیاز به شناخت دینامیک هوا خواهد بود. همچنین حل عددی معادلات دینامیک آب و هوا نیاز به دینامیک سیالات محاسباتی (CFD) می باشد. لذا این کتاب به سه فصل بخش مبانی پایه پیش بینی هواشناسی تقسیم شده است.

طبقه بندی های مختلفی جهت تفسیر و درک و مطالعه علم هواشناسی وجود دارد. به عنوان مثال روش های تشریحی در هواشناسی سینوپتیکی که اغلب از تفسیر نقشه سیستم های کم و پر فشار و الگوهای چرخند و جبهه به صورت تحلیل کیفی بهره می گیرد. با این وجود در روش سینوپتیک باید بر اساس درک فیزیک و دینامیک تفسیر نمود. لذا هواشناسی سینوپتیک در کنار ابزار ماهواره، مدل های آزمایشگاهی و درک روش های فیزیکی و دینامیکی کامل می شود. مدل های پیش بینی با مبنای ترمودینامیک و هیدرودینامیک اصول هواشناسی دینامیک است. در این دو روش فیزیکی و دینامیکی که در رشته های مهندسی آب و فیزیک هواشناسی تدریس می گردد، حل مسئله به کمک علم فیزیک و محاسبات تحلیلی و یا دینامیک سیالات محاسباتی (CFD) در کنار اصلاح اثر نیروهای چون کوریولیس و سایر نیروهای موثر اتمسفر و فضا صورت می پذیرد. لذا جهت طرح های مهندسی و مدیریتی آب و محیط زیست، هواشناسی دینامیکی (علمی) پایه و اساس طراحی ها می باشد. همچنین در مطالعه هواشناسی ممکن است از روش های آنالیز آماری ساده تا پیشرفته، روش های تحلیلی ساده تا مدل های ریاضی و عددی پیشرفته، یا آنالیز ابعادی آزمایشگاهی بهره برد. لذا از نتایج پیش بینی های کوتاه و بلند مدت هواشناسی به عنوان ورودی مدل های هیدرولوژی دینامیک (Dynamic Hydrology) شامل هیدروکلیماتولوژی (پیش بینی رطوبت و دما) و هیدرومتئورولوژی (محاسبه و پیش بینی بارش و سیلاب، خشکسالی)، هیدروژئولوژی (آبدهی مجاز آینده سفره، مدلسازی هیدرولیکی سفره و ..) می توان بهره برد. همچنین جهت مطالعه اقلیم گذشته می توان از روش های دیرینه شناسی رسوبات، فسیل، شرایط تولید سنگ و رسوب، شرایط رشد درختان، ایزوتوپ و ردیابی، و شیمی محیط در کنار مفاهیم دینامیک هواشناسی کتاب حاضر بهره گرفت.

صفحه	بخش اول: دینامیک هوا اقلیم	پیشگفتار
		دامنه کاربرد- تعاریف -پیش نیازها
۱۳		<b>فصل ۱ هواشناسی فیزیکی</b>
۱۳		۱-۱ اصول هواشناسی
۱۵		۱-۱-۱ پیش بینی هواشناسی
۱۶		۲-۱ مقدمه ای بر ترمودینامیک اتمسفر
۲۰		۱-۲-۱ فشار
۲۰		۲-۲-۱ دما و حرارت
۲۷		۳-۱ قانون گازها
۳۰		۱-۳-۱ نسبت اختلاط و فشار بخار
۳۲		۲-۳-۱ دمای مجازی و قانون دالتون
۳۳		۴-۱ معادله هیدرواستاتیک
۴۲		۵-۱ قانون اول ترمودینامیک
۴۸		۶-۱ فرایندهای آدیاباتیک
۵۱		۱-۶-۱ $T-\phi$ -gram و پیش بینی ها
۵۴		۷-۱ بخار آب در هوا و انرژی استاتیک
۶۶		۸-۱ پایداری و ناپایداری هوا
۷۰		۹-۱ قانون دوم ترمودینامیک
۷۴		۱۰-۱ سایر کاربردهای هواشناسی فیزیکی
۷۵		۱-۱۰-۱ کنترل پدیده وارونگی (Inversion)
۷۷		۲-۱۰-۱ ایرسول و ریزگرده و تغییر اقلیم (climate change)
۷۹		۳-۱۰-۱ باروری ابر، آتش سوزی ..
۸۱		۴-۱۰-۱ انرژی و آسایش حرارتی (توریسم و معماری)
۸۴		۵-۱۰-۱ شیمی-فیزیک جو (باران اسیدی و آلودگی هوا)
		تمرین
		منابع
۸۸		
۸۸		<b>فصل ۲ هواشناسی سینوپتیک</b>
۸۹		۱-۲ سینوپتیک چیست؟
۹۰		۲-۲ مقیاس سینوپتیک و شبکه پایش
۹۱		۳-۲ مدل های مفهومی و آنالیز و تفسیرها
		۴-۲ تشکیل اقلیم و چرخه های تروپوسفریک و توده های هوا

۹۸	۲-۵ لایه مرزی هواشناسی
۱۰۰	۲-۶ پارامترهای عددی ستون عمودی جو
۱۰۳	۲-۷ پیش بینی هوا و اقلیم با فرایندهای سینوپتیکی
۱۰۷	۲-۸ موضوعات خاص
	تمرین
	منابع

### فصل ۳ هواشناسی دینامیک

۱۰۹	۳-۱ اصول هواشناسی دینامیک
۱۱۰	۳-۱-۱ مشتقات جزئی پیش بینی دما و رطوبت ویژه
۱۱۲	۳-۲ مفاهیم پایه
۱۱۷	۳-۲-۱ نیروهای اصلی
۱۲۷	۳-۲-۲ ساختار اتمسفر ایستا
۱۲۸	۳-۲-۳ کاربرد MATLAB
۱۲۸	۳-۳ توسعه مشتقات جزئی معادلات پایه بقا و ترمودینامیک
۱۳۰	۳-۴ سیال های گردابی و لایه مرزی
۱۳۱	۳-۵ حرکات در مقیاس سینوپتیک و تئوری آشفتگی خطی جو
۱۳۲	۳-۶ چرخش های مزواسکیل و عمومی جو (GCM)
۱۳۲	۳-۷ دینامیک اتمسفر میانی و تروپیکال
۱۳۳	۳-۸ مدل سازی عددی و پیش بینی هوا و اقلیم
۱۳۴	۳-۸-۱ مدلسازی کامپیوتری بارش - رواناب
۱۳۸	۳-۹ آب دینامیک در برنامه ریزی محیط زیست
	تمرین
	منابع



## دامنه کاربرد- تعاریف- پیش نیازها

رشته هوا و اقلیم شناسی شاخه ای از فیزیک پیشرفته بوده و در رشته های مهندسی آب و کشاورزی نیز تا حد نیاز تدریس می شود. کارشناس هواشناس از ریاضیات پیچیده بهره می گیرد و باید به دانش نظریه تابش الکترومغناطیس، ترمودینامیک، مکانیک کلاسیک، فیزیک شاره ها، شیمی فیزیک، نظریه لایه مرزی، فیزیک خورشید، طیف شناسی، فیزیک پلاسما، یونش، فیزیک ذرات بنیادی، اشعه ایکس، نور، پرتوی کیهانی، پدیده های فیزیک نوین مانند موج گرانش و پدیده های انگیزش، الکترو دینامیک، مگنتو هیدرو دینامیک، انتشار رادیویی، و سایر فرایندهای مربوطه اشراف داشته باشد. لذا در این کتاب به صورت مقدماتی به مفاهیم فیزیک و ریاضی مورد نیاز هواشناسی دینامیک پرداخته شده است.

هیدرو دینامیک یا دینامیک سیالات (سیال مایع و سیال گازی) به عنوان دروس اصلی مهندسی آب و محیط زیست بوده که در خصوص حرکت سیالات و اندرکنش آنها با یکدیگر مانند مواد جامد و گاز و ذرات یا سطوح جامد و سیال های دیگر با فازهای مختلف مطالعه می کند. لذا دینامیک، پایه و اساس علوم هیدرولیک، هیدرولوژی و هواشناسی است. هدف اصلی این کتاب توسعه هیدرولوژی دینامیک (Dynamic Hydrology) یا هیدرو اقلیم و مدیریت منابع آب نیست. بلکه معرفی مبانی روش های پیش بینی هواشناسی (روش های سینوپتیک، فیزیک هوا و دینامیک سیال) به عنوان ورودی مدل های هیدرولوژیکی در مدیریت سیستم های منابع آب و مولفه های درگیر آن می باشد. تمرکز فصل اول کتاب روی اصول هواشناسی فیزیکی و سپس هواشناسی دینامیکی (Dynamic Meteorology) بوده و تا حدودی به معرفی هواشناسی سینوپتیک نیز توجه شده است.

مطالعه هیدرولوژی با عنوان آب دینامیک (Dynamic Water) شامل مدل سازی هیدرو اقلیم و کاربردهای آن در مهندسی هیدرولوژی و هیدرومتئورولوژی در مدیریت منابع آب و محیط زیست برای هیدروسیستم های آن شامل سیستم سیلاب و رواناب حوضه های شهری و روستایی، رودخانه و مخازن طبیعی و مصنوعی و مولفه هان آن شامل رسوب و آلودگی تحت شرایط سیال و یا برف، سیستم آب زیرزمینی، و اندرکنش فی مابین این هیدروسیستم های آبی مانند اقیانوس ها و کره آبی، و هوا و کره خاکی، و کره زیستی به نام زیر سیستم های هیدروسفر، اتمسفر، لیتوسفر و بیوسفر یا اکوسیستم محیط زیست انسانی و طبیعی به منظور بهره برداری، مدیریت و کنترل مخازن سد و تالاب ها، آب و خاک و کشاورزی و منابع طبیعی و اثرات دخالت بشر شامل آلودگی های آب، صوتی، ریزگرده، نفتی، و .. در آب و خاک و بدنه موجودات و فون و فلور خارج از بحث کتاب حاضر است. لذا این کتاب مناسب متخصصان و دانشجویان رشته فیزیک هواشناسی و یا مهندسان آب، آبخیزداری، عمران، کشاورزی و محیط زیست به منظور درک فرایندهای مقدماتی و موثر هواشناسی در منابع آب مفید است. بدیهی است که پیش نیازهای زیر جهت مطالعه کتاب نیاز می باشد:

- فیزیک / شیمی / حساب دیفرانسیل / دترمینان و حل ماتریس برداری
- هواشناسی عمومی یا هواشناسی کشاورزی / هواشناسی سینوپتیک / هیدرولوژی عمومی

- مکانیک سیالات / دینامیک سیالات محاسباتی (CFD)
- برنامه نویسی با استفاده از Matlab، فورترن و ..

**هواشناسی فیزیکی** (*Physical meteorology*). ، علم هواشناسی فیزیکی به دو موضوع توجه می کند. گروه اول روی نیروهای ترمودینامیک موثر در رفتار اتمسفر به ویژه انتقال تشعشعات انرژی و گروه دوم تشکیل بارش با اندرکنش ابرها با ایرسل ها (ذرات ریز معلق مایع یا جامد) توجه می کند. موضوع بررسی انرژی شامل بررسی پخش، جذب مولکولی یا سطحی و انتشار موج حرارتی انرژی در اتمسفر به کمک ابزار دورسنجی ماهواره و ابزار دقیق زمینی امکان پذیر می شود. به طور کلی هواشناسی فیزیکی عمدتاً " به مطالعه پدیده های نوری، بصری، الکتروسیسته، موج صدا و ترمودینامیک پدیده ها در اتمسفر و ترکیب شیمیایی آن و قوانین تابش و فیزیک ابرها و بارش می پردازد. این زیر شاخه همچون موضوع هواشناسی دینامیکی مختص رشته فیزیک هواشناسی بوده و پایه علمی تفسیرها و پیش بینی هواشناسی سینوپتیک می باشد.

**هواشناسی سینوپتیکی**. پس از درک هواشناسی فیزیکی امکان مطالعه هواشناسی سینوپتیکی فراهم می شود. در واقع معنی سینوپتیک (*Syn-optic*) یعنی دیده بانی همزمان. در اینجا بررسی کل نگر پارامترهای هواشناسی با یکدیگر در مقیاس متوسط تا بزرگ مکانی (مثلاً حدود ۱۰۰۰ تا ۲۵۰۰ کیلومتر-افقی و ۱۰ کیلومتر عمودی) و زمان چند روز (*Z-time*) در نقاط معرف (*Point*) مثلاً" برای سیستم های کم فشار مورد توجه بوده (نوعی اقلیم شناسی تشریحی کوتاه و میان مدت) که خروجی آن منجر به تهیه و تفسیر نقشه های هواشناسی سطحی مانند پدیده های سیکلون حاره ای، موقعیت سیستم های کم فشار و پرفشار و جبهه های متناظر آن به عنوان مثال می گردد. این گروه اغلب در هواشناسی عمومی و مقدماتی برای مهندسان آب و رشته های فیزیک هواشناسی تدریس می شود و اغلب با توجه به اینکه امکان درک پدیده های سینوپتیکی، تنها با نقشه و نمودار به صورت سطحی امکان پذیر است، می تواند به عنوان درک سطحی پدیده ها و آموزش های اولیه استفاده شود. با این وجود لازم است فرایندها به صورت معادلات مربوطه تشریح و درک گردد. اگرچه در این کتاب مفاهیم تشریحی هواشناسی سینوپتیک همراه با معادلات ریاضی و قوانین فیزیکی آنها به صورت سطحی برای مهندسان آب و فیزیک هواشناسی ارائه شده است.

**هواشناسی دینامیکی** یک شاخه از دینامیک سیالات بوده که قوانین حرکت هوا در اتمسفر را بررسی می کند. دانش دینامیک هواشناسی به کمک مفاهیم پایه ای فیزیک کلاسیک و قوانین بقای جرم، مومنتوم و انرژی در واقع پایه اساسی در مطالعات پیش بینی عددی اقلیمی (مطالعات دینامیکی یا علمی اقلیم) و پیش بینی عددی هواشناسی در اتمسفر می باشد. در واقع بیشتر رخدادها و حرکات دینامیکی هواشناسی تحت تاثیر حرکت دورانی زمین بوده و لذا اغلب، توسعه یک رخداد پیوسته هواشناسی به صورت افقی امکان پذیر نمی شود. همچنین این مسئله به دلیل ثابت

بودن دانسیته متوسط لایه بندی هوا در محور عمودی نیز کنترل می شود. لذا دینامیک سیالات مهندسی مرسوم در مهندسی آب، می بایست این اثرات کره زمین را نیز لحاظ کند تا در اینجا قابل استفاده شود. اگرچه تحت شرایطی اثر گریز مرکز در پهنه بندی سیل و هیدرولیک رودخانه های پهن نیز ممکن است اهمیت داشته باشد. از مکانیک سیالات دانستیم در مدل های عددی آب مسئله لزجت و لذا معادلات ناویراستوکس اهمیت دارد اما در مدل های عددی هواشناسی می توان سیال غیر لزج را به کمک معادلات اویلر بررسی نمود. به طور کلی چرخش تند زمین روی حرکات افقی هوا در مقیاس های بزرگ اثر دارد و لایه بندی دانسیته ثابت هوا روی حرکات عمودی نقش کنترل و محدوده کننده دارند. این محدودیت ها می تواند توسط قوانین پایه ای فیزیک و ترمودینامیک در اتمسفر درک و مطالعه شوند. به کمک این قوانین می توان روابطی را به منظور پیش بینی رفتار افقی مولفه های باد، فشار، رطوبت و توزیع دما برای چند صد کیلومتر به کار برد. این رفتارها اغلب تحت اثر چرخشی زمین بوده و می توان به کمک یک خصوصیت مانا اتمسفر به نام پتانسیل گردابی (Vorticity) این ویژگی را در معادلات لحاظ نمود. این خصوصیت در دینامیک سیالات مشابه اندازه حرکت زاویه ای در مکانیک جامدات است. اثر گرادیان عرضی این خصوصیت در واقع منشاء اولیه مکانیسم انواع موج های اتمسفر در مقیاس کلان جهانی بوده (نظریه موج گرانشی، فیزیک نسبیت در اینجا قابل تامل است) که خود جنبه اولیه شکل پذیری سیستم اقلیم (Climate) است. روی هم قرارگیری این موج ها تشکیل تندباد یا چرخند (Cyclone) و واچرخند هایی ناپایدار را می دهد که انرژی اولیه آنها از گرادیان دمای قطبین - استوا تامین می شود. لذا مطالعه توسعه و روند این نوع ناآرامی های ناپایدار هواشناسی و مکانیسم های دینامیکی فیزیکی موثر در تغییرات آب و هوا درون و برون سالی - فصلی، در محدوده و حیطه اصلی دانش هواشناسی دینامیکی - فیزیکی به صورت توأم می باشد.

## هیدراقلیم و آب دینامیکی.

ورودی کلیه مدل های هیدرولوژی شامل پیش بینی در زمان واقعه و یا برآورد دیرینه آب و هوا در گذشته های بسیار دور (اغلب از روی مطالعات فسیل فون و فلور، رسوب شناسی و یا شواهد رادیواکتیو در آب و خاک، می توان شرایط اقلیم و آب و هوا گذشته های دور را حدس زد) و یا پیش بینی های دینامیکی درازمدت چندین ساله مثلاً "۱۰۰ سال آتی است که هدف هواشناسی دینامیک در هیدرولوژی، پیش بینی این موارد جهت مدیریت و کنترل و بهره برداری منابع طبیعی و کشاورزی و محیط زیست می باشد. مدل های هواشناسی برای پیش بینی کوتاه مدت یا زمان واقعی و کوتاه تا میان مدت آینده و مدل های اقلیمی برای بررسی و پیش بینی دوره های میان مدت تا درازمدت آینده، این امکانات را برای مدلسازی هیدرولوژیکی فراهم می کنند.

منظور از آب دینامیکی در واقع تغییرات ذخیره آب قابل دسترس در هیدروسفر یا کره آبی شامل شدت خشکسالی در زیر سیستم های رودخانه، بیلان مخازن مصنوعی و طبیعی (سدها)، آب های زیرزمینی و محیط فون و فلور می باشد. لذا این موارد جزو مطالب کتب هیدرولوژی بوده و در اینجا بحث نمی شود. بدیهی است که اطلاع از شرایط

آینده می تواند در برنامه ریزی و مدیریت حوضه های آبخیز (آبخیزداری) و مولفه های درگیر آن (مولفه های اکوسیستم، سازه ها، زمین های زراعی، جاده، فعالیت های انسانی، فون و فلور، حیات وحش، پوشش گیاهی، و ...) موثر باشد. عمده این موارد در رسالت و وظایف تخصص آبخیزداری (مدیریت آبخیز یا منابع داخل آبخیز) نهفته است. اگرچه ممکن است علاقه مندان رشته های مرتبط با منابع آب و مهندسی آب مانند آبیاری، عمران آب و عمران محیط زیست نیز با این مفاهیم دست و پنجه نرم کنند.

مثال دیگر از آب دینامیکی شامل دینامیک سیلاب است مرجع ۲ و (Daliri, 2020). در این خصوص تغییر کاربردی ممکن است در اثر تغییرات درازمدت اقلیمی یا دخالت بشر در کوتاه مدت و یا هر دو به صورت توأم باعث تغییرات در خصوصیات تابع سیستم و لذا پاسخ سیستم (سیلاب، تولید، رسوب، کم آبی و سایر مخاطرات طبیعی، فرسایش، بهمین و ..) یک منطقه شود (دلیری، ۱۳۹۴). لذا این مسئله می تواند مقادیر حد بالای مثلاً "سیل با یک دوره بازگشت مشخص را تغییر اساسی دهد. بدیهی است در این شرایط کارائی بهره برداری آینده سازه ها نیز در صورت عدم توجه و نداشتن برنامه، ممکن است کمتر شود. علاوه بر این، مطالعه دینامیک هواشناسی در انتقال آلودگی های مرتبط با هوا و محیط زیست نیز مانند مطالعه ریزگردها، انتقال دود، باران اسیدی، و .. مورد نیاز است. لازم به ذکر است پس از تعیین ورودی های مدل های هیدرولوژی یا مدل هیدرولیک محیط زیست، مانند بارش، تغییرات کاربری، زبری مانینگ، شیب انرژی، نفوذ سطحی و عمقی خاک، تاج پوشش گیاهی و غیره، می توان رفتار موج سیل و یا حرکت آب زیرزمینی را در زمان و مکان مشخص به کمک علم هیدرودینامیک (دینامیک سیالات) بررسی و پیش بینی نمود.

**سایر منابع برای مطالعه بیشتر.** در این خصوص علاوه بر موارد بالا، مسائل اقلیمی مانند یخ زدن خاک در اعماق مختلف، مدیریت خشکسالی های زراعی و کاهش خسارات اقتصادی مرتبط با اقلیم شناسی فیزیکی مورد توجه می باشد. در این خصوص گرایش های مهندسی آب و آبیاری دانشکده منابع طبیعی و کشاورزی مانند هیدرومتئورولوژی توصیه می شود. مقالات و موضوعات تولید شده آقای دکتر علی خلیلی (دکتری فیزیک هواشناسی، پاریس-۱۹۶۵) نیز قابل توصیه است. برخی از کارها و فعالیت های ایشان جهت مطالعه بیشتر علاقه مندان که ممکن است در این مجموعه قرار نگیرد توصیه می شود:

- تبخیر و تعرق و هوا و اقلیم، اقلیم شناسی کشاورزی، اقلیم شناسی مناطق خشک، خرد اقلیم شناسی زیستی (بیومیکروکلی)، هیدرومتئورولوژی، میکروکلیماتولوژی، همچنین توسعه چند روش تعیین اقلیم، تدوین سامانه نوین پهنه بندی اقلیمی از دیدگاه نیازهای گرمایش - سرمایش محیط و اعمال آن بر گستره ایران مناسب رشته های گردشگری و معماری و شهرسازی، تغییرات سه بعدی دمای هوا در گستره ایران و پهنه بندی اقلیمی پارک ملی کویر، ارائه طرح های ویژه برجسته در بیست و یکمین جشنواره پژوهش دانشگاه تهران به نام پهنه بندی اقلیمی ایران از دیدگاه بیمه محصولات کشاورزی در مقابل آسیب های خشکسالی، سرماهای زیان بخش و بارش های سیل آسا، ارزیابی طرح های اقتصادی، اقتصاد کار و نیروی انسانی، اقتصاد کلان و اقلیم.

## فصل ۱ هواشناسی فیزیکی



### ۱-۱ اصول هواشناسی

به طور کلی تقسیم بندی های مطالعات هواشناسی و یا اقلیم شناسی ممکن است به صورت های زیر باشد: هواشناسی یا اقلیم شناسی علمی، تشریحی و کاربردی و یا هواشناسی و اقلیم شناسی سینوپتیک، فیزیکی و دینامیک تقسیم می شوند که از نظر نویسندگان این کتاب این تقسیم بندی صرفاً جهت آموزش می باشد چراکه هر یک از این طبقه بندی ها به عنوان مثال، هواشناسی سینوپتیک جهت درک ابتدایی بسیاری از پدیده ها نیاز است با این وجود بی گمان هواشناسی علمی یا دینامیک و فیزیکی پایه و اساس هواشناسی سینوپتیک می باشد لذا در فصل اول بررسی شد زیرا بدون درک مفاهیم علمی-فیزیکی امکان درک عمیق در مطالعات کاربردی و توسعه علم هواشناسی نیز وجود ندارد. همچنین می توان هواشناسی سینوپتیک را از حالت تشریحی ساده به صورت دینامیک و عمیق تر نیز مطالعه نمود. لذا یک کارشناس هواشناس می بایست مطالعات خود را بر اساس دانش هواشناسی که شامل تمام موارد مذکور است انجام دهد.

در مطالعات آماری هواشناسی یک منطقه، ابتدا باید بررسی نمود نیاز به چه پارامترهایی هست. البته اساساً ابتدا باید مسئله ها را مشخص و آنالیز کرد (Problem analysis) تا پارامترها و متغیرهای مورد نیاز را جهت مدیریت و کنترل مسئله، جمع آوری نمود. هدف نهایی یک مهندس در انتها ایجاد رفاه و ایمنی اجتماعی مثلاً "با ساخت یک سد، دایک، مدیریت جنگل و .. می باشد و لذا مطالعه هواشناسی به عنوان هدف اصلی مهندس آب و منابع طبیعی نیست.

پارامترها مشخصه هایی از سیستم هستند که در کوتاه مدت ایستا بوده و در درازمدت ممکن است تغییر کنند ولی متغیرها که ممکن است وابسته یا مستقل از سیستم و سایر پارامترها باشند اغلب نسبت به زمان و مکان تغییر لحظه ای دارند. تشخیص این روابط در هر مسئله و سیستم به عهده فرد مهندس

می باشد. مثلاً "اگر مسئله جذب توریسم و یا توسعه شهر باشد متغیرهای باد، دما و رطوبت و انرژی به عنوان مثال از هواشناسی عمومی نیز به یاد داریم ممکن است مهمترین پارامترهای مورد مطالعه باشند. لذا استخراج و انتخاب دوره سری زمانی (Time series) این مقادیر از ایستگاه های اندازه گیری و آنالیز ارزش های متغیرها شامل مقادیر حداقل، حداکثر، متوسط، و مطلق به کمک روش های آماری ساده در هواشناسی کاربردی صورت می گیرد. لذا اطلاعات نقطه ای این متغیرها در نقاطی که آمار وجود ندارد، به کمک روش های آماری ساده تا پیچیده و یا مدل های ریاضی پهنه ای می شود. نقشه توزیع مکانی بارش که ممکن است به صورت خطوط هم باران و یا به صورت رستری در GIS تهیه شود مثالی از این نوع نتایج آنالیز آماری ساده می باشد. همچنین آنالیزها ممکن است با هدف پیش بینی استوکستیک (Stochastic) در شرایط ایستا و یا دینامیک جهت پیش بینی ها و مطالعات و مدیریت خشکسالی های زراعی، طراحی مخازن سد یا هیدروژنولوژیکی و مدیریت برداشت آکیفرها صورت پذیرد.

همچنین می توان به کمک مدل عددی (Numerical weather prediction systems) با حل معادلات دینامیک که پیچیده تر نیز هستند برای اهدافی مانند پیش بینی رگبار و طوفان ها یا دما و رطوبت استفاده شود. در مرجع ۱ توسط مولفین همین کتاب بحث نسبتاً کاملی در خصوص مدل های پیش بینی هواشناسی و پیش بینی سیلاب رودخانه ای شده است. در مدل های عددی، به کمک حل عددی معادلات فیزیکی و دینامیک حاکم، می توان شرایط آینده اتمسفر را پیش بینی نمود. بدیهی است جهت توسعه و مطالعات هواشناسی کاربردی از این نوع، نیاز به دانش فیزیک هواشناسی و دینامیک سیالات محاسباتی، مفاهیم واسنجی و صحت سنجی در کنار مدل های کامپیوتری جهت درک نوع خطاها و چگونگی اصلاح خواهد بود. همچنین در مطالعات کاربردی ساده تر مانند محاسبه بارش حوضه جهت محاسبه بیلان یا حداکثر بارش محتمل (PMP) نیز دانش اولیه فیزیک و آنالیز آمار در کنار شناخت نوع سازه و رفتار حوضه هیدرولوژیکی نیاز می شود. با این وجود اگرچه این نوع مطالعات پیچیدگی کمتری دارند ولی حساسیت این نوع محاسبات به دلیل دخالت در طراحی برخی از سازه های بزرگ مهندسی آب باعث شده که همیشه مطالعات PMP نیز توسط مهندسان هیدرولوژی خبره یا کارشناسان فیزیک هواشناس صورت بگیرد. اگرچه اغلب به دلیل نیاز به درک توابع تبدیل بارش به سیل حداکثر یا PMF، همیشه هیدرولوگ طرح یا هیدرومتئورولوژیست اقدام

به محاسبه این مقادیر می‌کند (۲). لذا در مطالعات هواشناسی نیاز است علاوه بر آشنایی با انواع سازه های مهندسی آب (۲) و (۵) (چکدم، دایک، اپی، صندلی ریپ ریپ، هاردپوینت، سد و...)، به دانش محاسبات نیاز آبی و فنولوژی و فیزیولوژی گیاه جهت محاسبات تبخیر پتانسیل و روابط آب-خاک-گیاه جهت محاسبات نیاز ناخالص، زهکشی و یا عمق یخ زدگی خاک جهت مدیریت بلایای کشاورزی یا تولید رواناب، نیز آگاه بود (۲).

محاسبات دوره بازگشت رگبارها به کمک روش های توزیع احتمالاتی با نرم افزار مثلاً "Hyfran" و رسم گلبداها توسط روابط هندسی مثلثات به صورت دستی یا نرم افزار Windrose و یا برنامه های MATLAB امکان پذیر می شود (۲).

کلیه داده های هواشناسی به کمک ابزار برداشت و اندازه گیری ساده یا خودکار در ایستگاه های سینوپتیک (برداشت همزمان در سطح وسیع) یا کلیماتولوژی توسط سازمان هواشناسی و سایر سازمان ها از جمله شرکت مدیریت منابع آب ایران، فرودگاه ها و مراکز تحقیقاتی بر حسب نیازشان ثبت می شود. البته داده های هواشناسی توسط حدود ۸ ایستگاه جو بالا نیز در کشور و ماهواره های تخصصی کشورهای دیگر در فضا برداشت می شود. قبل از استفاده از این اطلاعات نیاز به پردازش های خاص مثلاً "حذف نویز و اطلاعات از آنالیز تداخل نگارها و .. نیز هست. البته داده های زمینی نیز باید با کنترل های آماری جهت بررسی صحت و سقم و در صورت نیاز بازسازی داده ها صورت بگیرد. روش های بازسازی و کنترل داده های هواشناسی و هیدرولوژی در کتب متون هواشناسی (جزوه هواشناسی عمومی گروه مهندسی آبیاری و مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران آقای دکتر علی خلیلی و یا کتاب هیدرولوژی عمومی گروه آبخیزداری دانشگاه تهران آقای دکتر محمد مهدوی و یا توسط مولفین همین کتاب در مرجع ۲ با مثال های اجرایی در ایران ارائه شده است.

### ۱-۱-۱ پیش بینی هواشناسی

در مطالعات هواشناسی دینامیک، یکی از اهداف اصلی پیش بینی شرایط هواشناسی یا اقلیم می باشد. جهت پیش بینی بهینه، ناگزیر به استفاده از روش های فیزیکی و هیدرودینامیک در کنار تفسیر چارت های سینوپتیک خواهد شد. لذا در این کتاب ابتدا روش های فیزیکی به عنوان علم پایه ای هواشناسی،

و سپس سایر روش های پیش بینی هواشناسی در فصل مربوطه ارائه شده است. روش های پیش بینی هواشناسی ممکن است به شکل زیر طبقه بندی شود، در این خصوص مرجع ۱ نیز توصیه می شود:

- پیش بینی عددی یا ریاضی یا دینامیکی یا فیزیکی.
- پیش بینی سینوپتیک. در این روش بر اساس تفسیر یک یا چند سری از چارت و نقشه های هواشناسی سینوپتیک (برداشت همزمان داده) اقدام به پیش بینی های هواشناسی می شود. البته در این روش نیز در واقع از مفاهیم جنبشی یا دینامیک و فیزیک هواشناسی و اقلیم منطقه نیز بهره گرفته می شود. لذا در پیش بینی های هواشناسی تفکیک این روش های تنها جهت ساده سازی مطالعه و آموزش بوده و در عمل می بایست از این مجموعه تکنیک ها بهره برد. اگرچه ممکن است روش های سینوپتیک در فازهای اول یا مطالعات ساده تر استفاده شود.
- پیش بینی مزواسکیل (Mesoscale).
- پیش بینی آماری. این روش به آنالیز تصادفی (استوکستیک) و یا آمار (Statistic) وابسته می باشد و در فصل هیدرومتئورولوژی تشریح شده است. در مرجع ۲ یک روش تصادفی جهت پیش بینی رواناب توسط مولفین کتاب حاضر توسعه داده شده است.
- پیش بینی اقلیم شناسی. این روش اساساً "به کمک آمار شرایط موجود پایه ریزی می شود. با این وجود می توان برای شرایط درزآمدت از مدل های دینامیکی همراه پارامترهای اکولوژیکی نیز استفاده کرد.

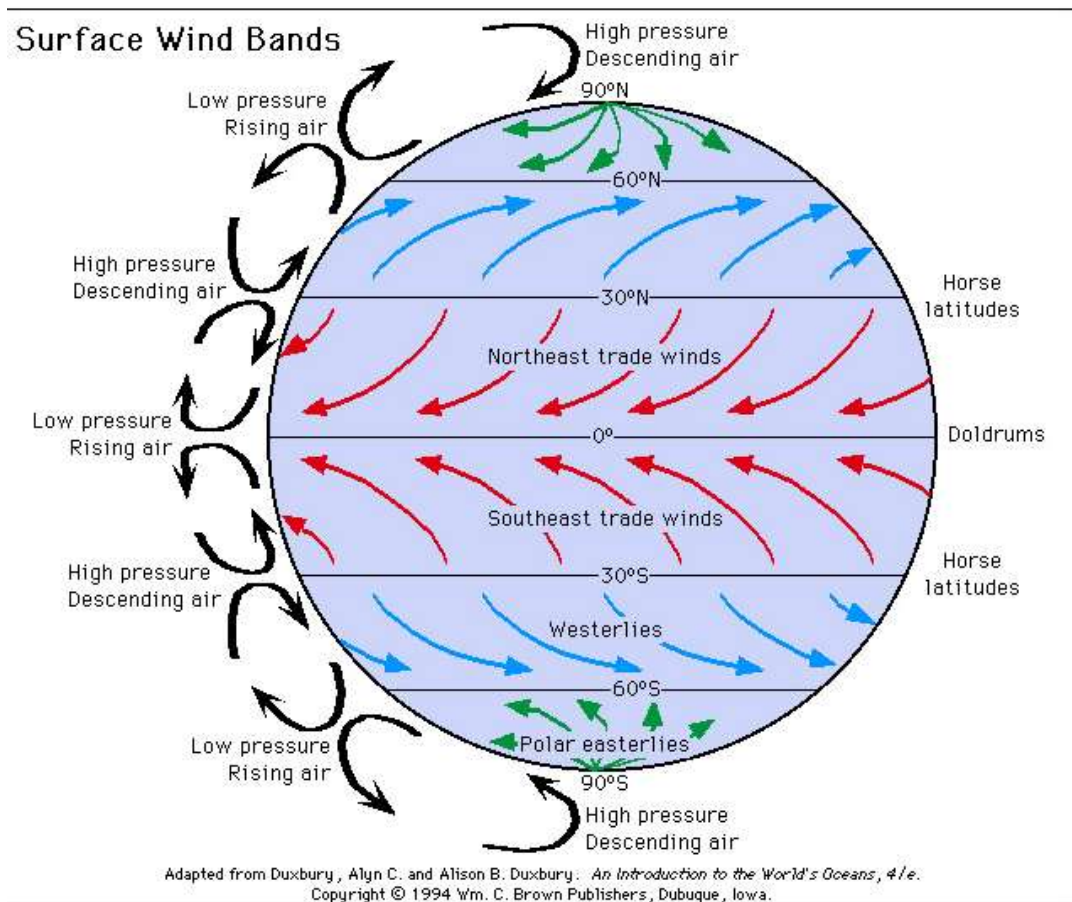
روش های مذکور و سایر روش های پیش بینی هواشناسی در مرجع 1 توسط همین مولف ارائه شده است. در مطالعات هیدروولوژی، روش های دیگری جهت پیش بینی هیدروولوژیکی-هیدرولیکی وجود دارد که توسط همین مولفین در مرجع ۱ و ۲ معرفی و تشریح شده است. با این وجود بحث دینامیک هیدرواقلیم و سیستم های منابع آب دینامیک، شامل شبیه سازی و پیش بینی رفتار سیستم های منابع آب در اثر تغییرات اقلیم و هواشناسی در فصل های بعدی این کتاب ارائه شده است.

## ۱-۲ مقدمه ای بر ترمودینامیک اتمسفر

علم ترمودینامیک (Thermodynamics) نقش بسیار مهمی در درک کمی پدیده های اتمسفر دارد. این فرایندها از فرایندهای میکروفیزیک مانند تشکیل ابر در مقیاس های اتم و مولکول و ذرات



بنیادی تا چرخه های عمومی جوی را شامل می شوند (شکل ۱). هدف این فصل، معرفی اصول پایه ای و روابط ترمودینامیک و کاربرد آنها در برخی از پدیده های ساده اما مهم اتمسفر می باشد. (آزمایشگاه محاسبات ریاضی، دپارتمان ریاضی-فیزیک، (Wallace & Hobbs -UCD, Belfield).



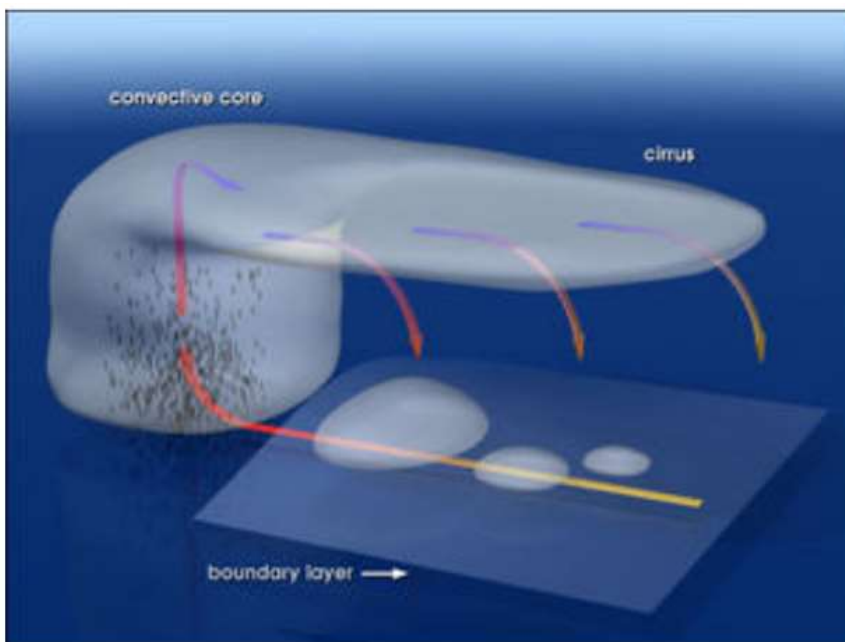
شکل ۱ موقعیت ایران روی کره زمین جهت درک شرایط جوی عمومی ۳۲ درجه شمالی و ۵۳ درجه شرقی

اصول ترمودینامیک اتمسفر، پایه و اساس موارد زیر در هواشناسی است:

- دینامیک سیالات اتمسفر.
- فیزیک نزولات و تشکیل ابر.
- پیش بینی هواشناسی.

در شکل های ۲ (الف و ب) وقتی هوا به سمت یک سیستم همرفت (Convective) حرکت می کند، رطوبت را جذب می کند. تحت شرایط صعود در مرکز همرفت، هوا منبسط و سپس سرد و لذا تقطیر (گاز به مایع) می شود. این نوع ابرها به شکل یک تخت آهنگری در لایه های بالاتر در آمده و نهایتاً "به سمت پایین حرکت می کنند.

علم ترمودینامیک روابط بین حرارات، دما، کار و انرژی را مطالعه می کند. قوانین حاکم بر ترمودینامیک چگونه تغییرات انرژی در یک سیستم را تشریح و بررسی می کند. مثلاً آیا این سیستم می تواند کار مفید را در محدوده مرزهای مشخص انجام دهد؟ به عبارتی مطالعه تبدیل حرارت به کار و برعکس (شکل ۳).



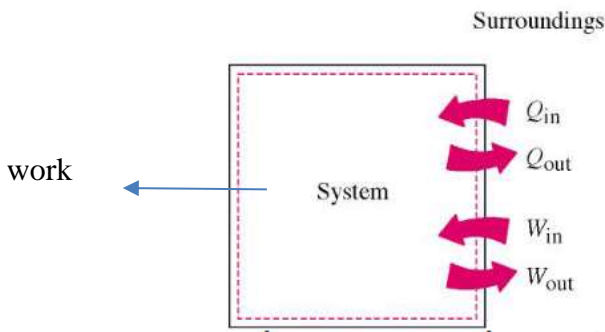
(Image provided by Robert Simmon)

شکل ۲ - الف



(Image provided by UK Met Office)

شکل ۲ - ب



شکل ۳: تبدیل کار و حرارت در یک سیستم فرضی

حال این مفهوم را باید در اینجا به اتمسفر و روابط هواشناسی و اقلیم ارتباط داد. ترمودینامیک اتمسفر در واقع مطالعه رفتار فیزیکی هوا در مقیاس محلی و به عبارتی بررسی چگونگی تبدیل حرارت به کار در جو زمین که نتیجه آن هوا و اقلیم یک محل است، را تشریح می کند. در مطالعات پیش بینی هواشناسی، دو متغیر فشار (P) و دما (T) بسیار حیاتی هستند. حال سوال این است چطور یک بسته

(Parcel) هوا به تغييرات دما و فشار واکنش و پاسخ می دهد؟ و چگونه این رفتار، محیط اتمسفر خود را متاثر می کند؟ (شکل ۴).



شکل ۴: نمایش بسته هوا با لایه های مرزی و محیط اتمسفر

### ۱-۲-۱ فشار

فشار  $P$  (نیرو بر واحد سطح) در هر نقطه از اتمسفر برابر حاصلضرب انتگرال ستون فرضی با سطح واحد، بالای آن نقطه در وزن مخصوص حجم هوای ( $\gamma_{air}$ ) داخل ستون فرضی است. لذا فشار یا وزن بر واحد سطح ستون هوا ( $N/m^2$ ) می تواند از رابطه زیر و محاسبه جرم  $m$  و شتاب ثقل  $g$  ( $m/s^{-2}$ ) که در سطح دریا معادل  $۹.۸۱$  است، حساب شود:

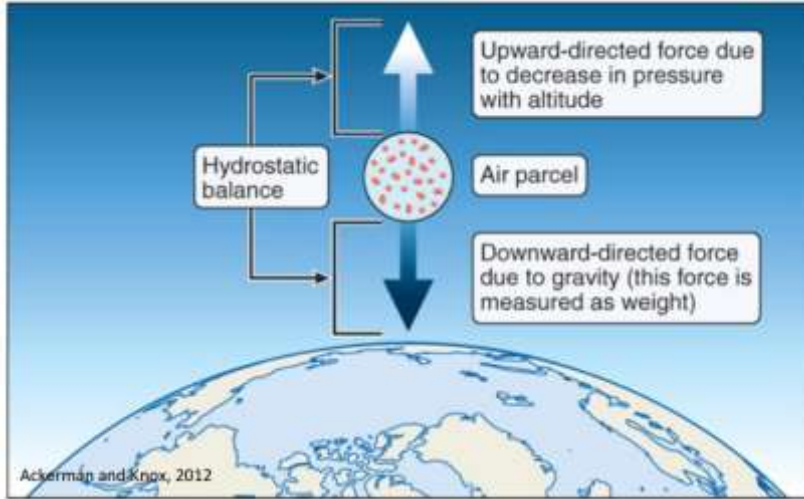
$$\text{Force} = F_g = mg$$

$$P = h \cdot \gamma_{air}$$

بر این اساس با افزایش ارتفاع  $h$ ، فشار هوا کم شده و یک نیروی بالارونده بر پارسل هوا وارد می گردد. نیروی مخالف نیز نیروی ثقل است. تقابل این دو نیرو باعث تعادل هیدرواستاتیک در جو می شود. البته در سیالات مایع، شرایط هیدرواستاتیک پشت یک سد یا کانال فرضی با توجه به رابطه فشار و گرادیان خطی فشار تشریح می شود (شکل ۵). در شکل ها ۶ الی ۸ واحدهای فشار و تغییرات فشار-ارتفاع و نقطه شبنم و دما در زون های مختلف جو ارائه شده است.

### ۱-۲-۲ دما و حرارت

دما کمیتی است که با توجه به گرادیان حرارتی (Thermal energy gradian) در یک جسم دارای جهت حرکت می شود. دما متناسب با متوسط انرژی جنبشی (Kinetic Energy) مولکولها



شکل ۵: نمایش نیروهای بالارونده پایین برنده یک بسته هوا و تعادل برآیندها و ایجاد تعادل هیدرواستاتیک

### Common Units of Pressure

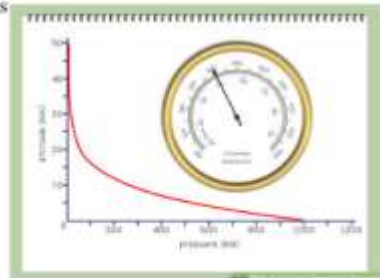
Unit	Atmospheric Pressure	Scientific Field
pascal (Pa); kilopascal(kPa)	1.01325 x 10 <sup>5</sup> Pa 101.325 kPa	SI unit; physics, chemistry
atmosphere (atm)	1 atm*	Chemistry
millimeters of mercury ( mm Hg )	760 mmHg*	Chemistry, medicine, biology
torr	760 torr*	Chemistry
pounds per square inch ( psi or lb/in <sup>2</sup> )	14.7 lb/in <sup>2</sup>	Engineering
bar	1.01325 bar	Meteorology, chemistry, physics

Pa = Newton/m<sup>2</sup>

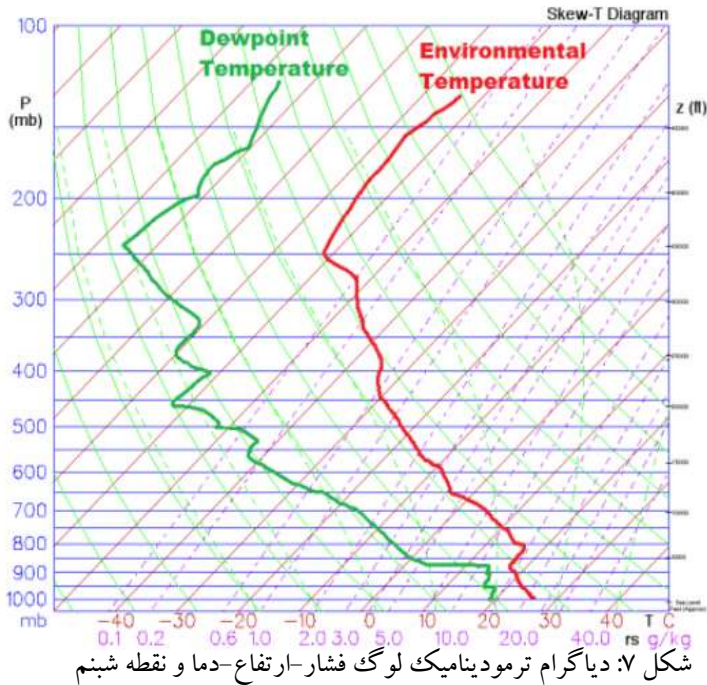
100 Pa = hPa = mbar

Work is measured in Joules (J) =  
Newton \* m

Thus, pressure has units of J/m<sup>3</sup>  
Energy density



شکل ۶: واحدهای مختلف فشار در تخصص های مختلف مهندسی، شیمی و هواشناسی



بوده و از مکانیک سیالات می دانیم که انرژی جنبشی ( $K_E$ ) متناسب با حاصلضرب جرم در توان دوم سرعت ( $v$ ) به شکل رابطه زیر می باشد:

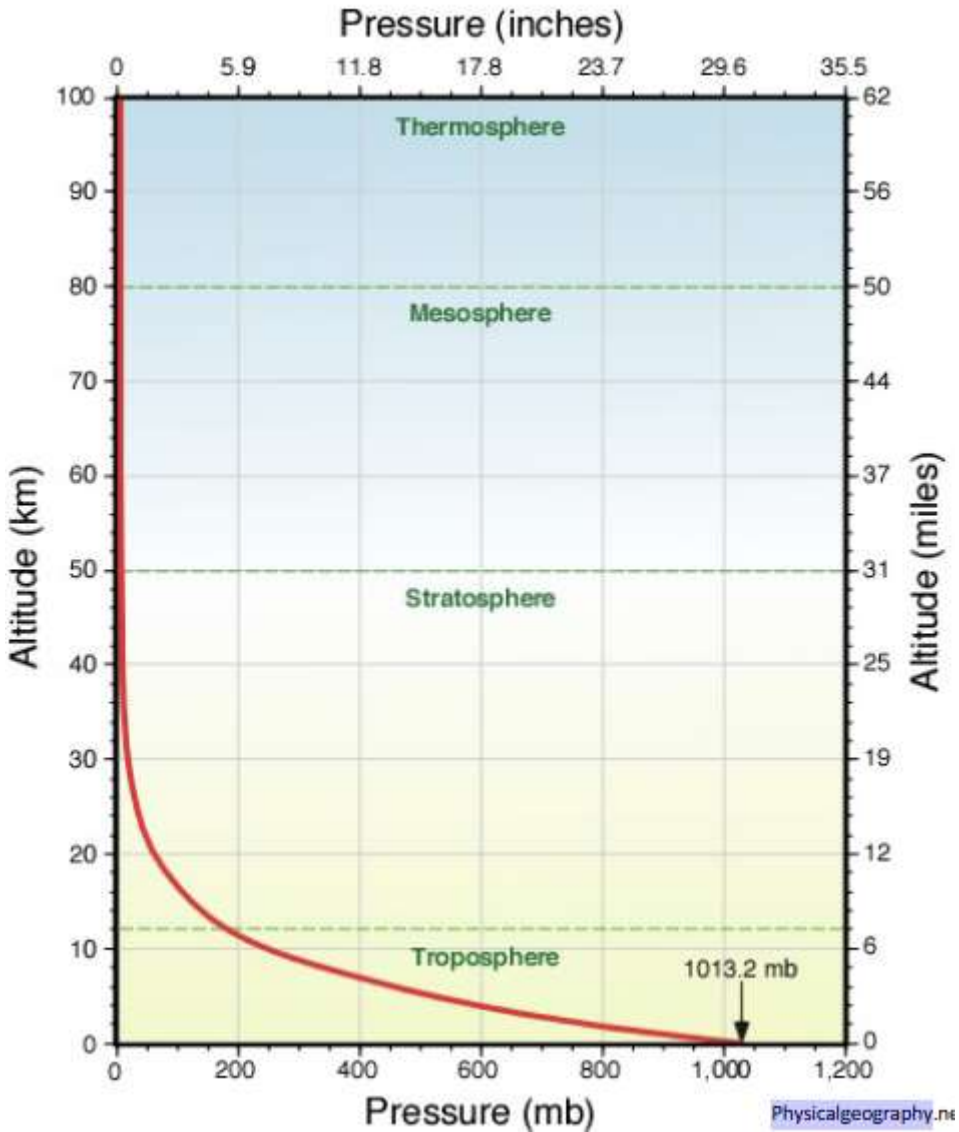
$$K_E = \frac{1}{2}mv^2,$$

لذا دمای مطلق (absolute temperature) با رابطه زیر متناسب است:

$$T \propto m\overline{v^2},$$

این رابطه برای جرم و متوسط سرعت اتم های نمونه نوشته شده است.

"در محاسبات دینامیک اثر گردش زمین خواهیم دید که انرژی جنبشی چرخشی ( $K_{Er}$ ) به کمک رابطه جنبشی مذکور و جایگزینی گشتاور لختی (اینرسی)  $I$  به جای جرم و سرعت زاویه ای ( $\omega$ ) (Angular) به جای سرعت خطی (Linear velocity) محاسبه می شود"



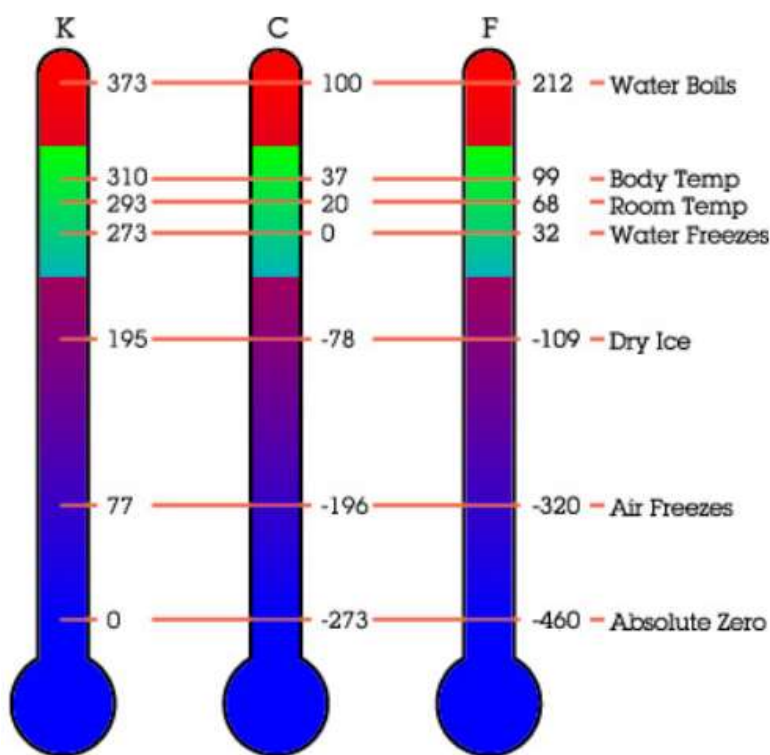
شکل ۸: مقدار فشار در ارتفاع و زون های مختلف اتمسفر از سطح زمین

در شکل ۹ سه نوع دماسنج کلوین، سلسیوس و فارنهایت همراه تبدیل دما و دمای یخ زدگی و آسایش اتاق ارائه شده است. وقتی دماسنج کلوین برابر صفر می شود در این شرایط طبق معادلات مذکور، تقریباً " همه حرکت مولکولی متوقف شده و لذا تغییرات انتروپی ( $\Delta S$  (Entropy) در فرایند آدیاباتیک (adiabatic) صفر ( $\Delta S = 0$ ) می گردد. فرایند آدیاباتیک یا تغییرات بی در و نوعی



فرایند ترمودینامیک است که در آن حرارت و جرم در داخل سیستم و محیط اطراف تبدیل نمی شود. برخلاف یک سیستم ایزوترمال در فرایند آدیاباتیک تبدیلات انرژی به محیط تنها به صورت کار (W) صورت می گیرد (قوانین ترمودینامیک).

در شکل ۱۰ تغییرات دما-فشار در زون های مختلف جو از سطح زمین همراه تغییرات حرارتی که به صورت جذب سطحی انرژی مرئی خورشید در لایه تروپوسفر، جذب حرارت اشعه فرابنفش (UV) توسط ازون (O<sub>3</sub>) در لایه استراتوسفر و جذب حرارت اشعه فرابنفش (UV) توسط اکسیژن در لایه ترموسفر مشخص شده است (NASA).

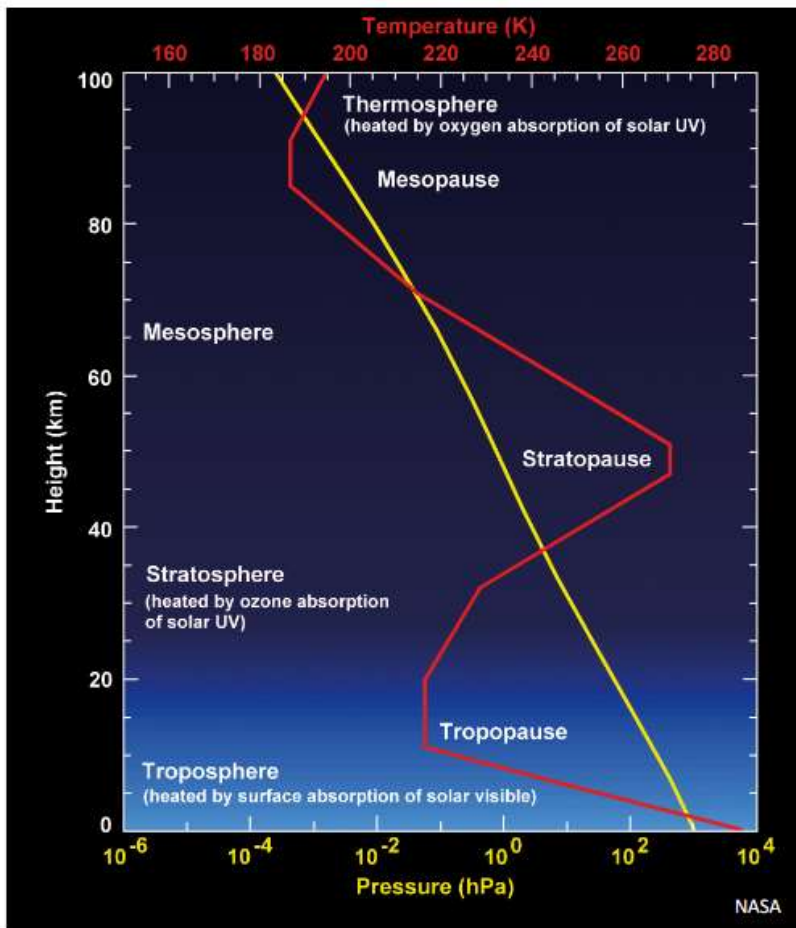


شکل ۹: مقایسه سه نوع واحد دماسنج و معرفی دمای آسایش اتاق و یخ زدگی

UV یا اشعه فرابنفش، امواج الکترومگنتیک با طول موج حدود ۵ تا ۴۰۰ نانومتر، یک شکلی از اشعه غیر یونی است که توسط خورشید و ابزار مصنوعی ساخت بشر تولید می شود. اگرچه این اشعه در شرایط طبیعی جو، فوایدی مانند تولید و جذب مستقیم ویتامین D از طریق پوست برای انسان دارد ولی مقادیر بیشتر آن باعث ریسک سرطان و سلامت خواهد داشت. ازون از تغییر O<sub>2</sub> تولید می شود



و خاصیت میکروبو کشی دارد و در غلظت های بیشتر از 0.1 PPM برای مخاط و اندام تنفسی مضر بوده و در فضای نزدیک زمین یک آلاینده مهم محسوب می شود اگرچه در لایه استراتوسفر باعث جذب UV شده و برای ادامه حیات زمین ناگزیر است (جزئیات در متون شیمی هواشناسی).



شکل ۱۰: تغییرات دما-فشار با ارتفاع در زون های لایه بندی اتمسفر

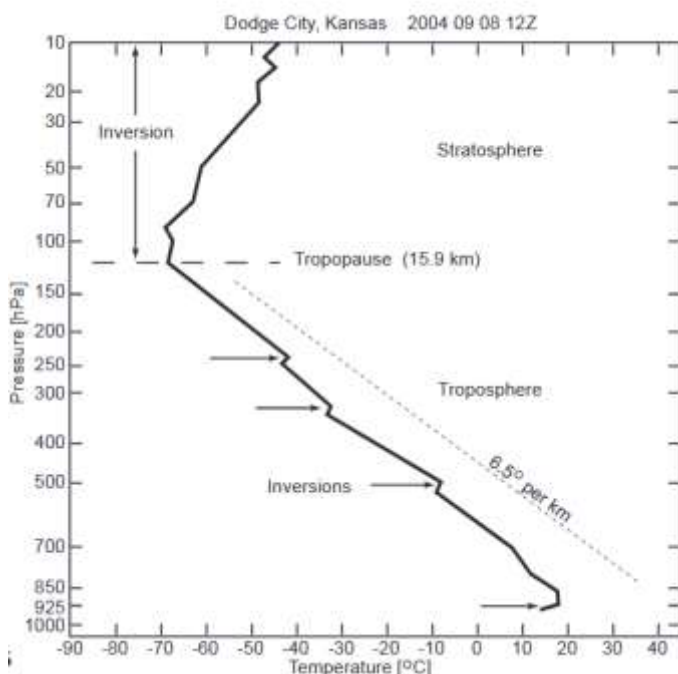
شیب تغییرات (Lapde rate) معرف نرخ تغییر متغیرهای نیواری (دما T، فشار، و ..) نسبت به ارتفاع Z بوده و میتواند به صورت معادله دیفرانسیل جزئی زیر نوشته شود:

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$$

شکل تقریبی معادله لاپس ریت به صورت زیر می باشد:

$$\Gamma \simeq -\frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}$$

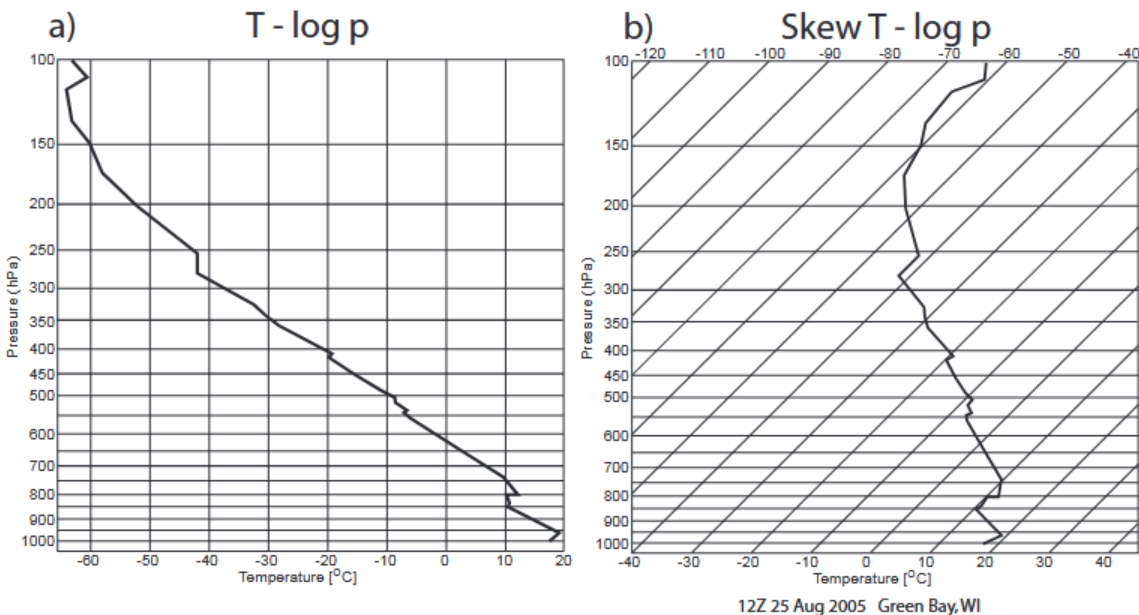
مقدار استاندارد لاپس ریت ۶٫۵ C/Km است لذا در شرایط های متفاوت آدیاباتیک یا لایه های مختلف جو این گرادیان فرق می کند. ضمناً "منفی شدن معادله، حاکی از پدیده وارونگی دما است که باعث به دام افتادم آلودگی هوا می شود (شکل های ۱۱ و ۱۲ و ۱۳).



شکل ۱۱: رابطه دما-لوگ فشار و نمایش اینورژن و گرادیان افت دما در شرایط طبیعی جو



شکل ۱۲: عکس از پدیده وارونگی دما (Inversion)



شکل ۱۳: تغییرات دما - لوگ فشار و لوگ فشار - چولگی دما

### ۱-۳ قانون گازها (Gaseous Laws)

محدوده کره زمین توسط گازهای مختلف که به آن اتمسفر می نامیم احاطه شده است. نیروی اصلی حرکت این گازها از تشعشعات خورشید نشات می گیرد که باعث چرخه های عمومی جو نیز می باشد (شکل ۱). این نیروها توسط قوانین ترمودینامیک بررسی می گردد. در خصوص بررسی اثر سایر نیروها مانند گردش زمین و .. در قسمت دینامیک ارائه می شود.

#### تئوری جنبشی گازها

اساساً "یک گاز شامل تجمعی از مولکول ها است. لذا جهت مطالعه دینامیک اتمسفر و بررسی نیروهای موثر بر حرکت اتمسفر از دید ترمودینامیک باید راهی جهت درک رفتار هر یک از این مولکول ها و اندرکنش بین آنها پیدا کرد. می توان خصوصیات این گازها را به صورت مستقیم با روش آنالیز دینامیکی یکایک مولکول ها استنباط کرد. اما در واقعیت، آنالیز مستقیم کاری غیرعملی بوده و لذا می توان نتایج را به صورت متوسط رفتار گاز بررسی نمود (نگرش آماری). این نگرش را

تئوری جنبشی گازها (Kinetic theory) می نامند. این قوانین حاکم بر رفتار کلی گازها در قلب علم ترمودینامیک قرار دارد.

معادله حالت گاز ایده آل (گاز کامل)

حجم ( $V$ )، فشار ( $P$ ) و دمای ( $T$ ) هر ماده ای را می توان به کمک معادله حالت زیر به یکدیگر ربط داد. در بیشتر مقاصد فرض است که گازهای اتمسفر از معادله گاز کامل به درستی تبعیت می کنند:

$$pV = mRT$$

فشار بر حسب (Pa)، حجم ( $m^3$ )، جرم (kg)، دما (K) و  $R$  ثابت گازها ( $JK^{-1}kg^{-1}$ ). برای هوای خشک داریم:

$$R = 287 J K^{-1} kg^{-1}.$$

با توجه به رابطه جرم ویژه (Density) ( $\rho = m/V$ ) می توان معادله حالت را بازنویسی کرد:

$$p = R\rho T.$$

می دانیم حجم مخصوص برابر  $\alpha = 1/\rho$ ، لذا داریم:

$$p\alpha = RT.$$

موارد خاص:

اگر جرم گاز در دمای ثابت، بدون تغییر باشد، حجم با فشار به صورت معکوس متناسب است:

**Boyle's Law:**

$$V \propto 1/p.$$

اگر در فشار ثابت، جرم گاز بدن تغییر باشد، حجم با دما به صورت مساقیم متناسب است:

**Charles Law:**

$$V \propto T.$$

فرضیه آووگادرو:

یک مول (mol) از یک گاز معادل وزن مولکولی بر حسب گرم و یک کیلومول آن، معادل وزن مولکولی بر حسب کیلوگرم می باشد. مثلاً "یک مول نیتروژن ( $N_2$ ) برابر ۲۸ گرم می باشد.

طبق قانون آووگادرو، حجم های معادل گازهای مختلف در دما و فشار مشخص، برابر تعداد مولکول های آن گازها است. به عبارتی گازهایی با تعداد مولکول برابر، حجم یکسان را در دما و فشار مشخص، اشغال می کنند.

تعداد مولکول ها در یک مول از هر گاز برابر یک عدد ثابت  $6.022 \times 10^{23}$  به نام **ثابت جهانی** یا **عدد آووگادرو ( $N_A$ )** می باشد. لذا:

$$28\text{g of nitrogen} = 6.022 \times 10^{23} \text{ molecules of } N_2$$

$$28\text{kg of nitrogen} = 6.022 \times 10^{23} \times 10^3 \text{ molecules of } N_2$$

اگر وزن مولکولی ( $M$ ) و جرم گاز بر حسب کیلوگرم باشد، تعداد  $n$  بر حسب کیلومول از رابط زیر حساب می شود:

$$n = m/M$$

لذا می توان قانون گازهای کامل را به صورت ماکروسکوپیکی زیر بازنویسی کرد:

$$pV = n(MR)T$$

طبق فرضیه آووگادرو، مقدار  $MR$  که به آن **ثابت جهانی گاز** می نامند، برای هر گازی ثابت است، و مقدار آن برابر است با:

$$R^* = MR = 8.3145 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1} = 8314.5 \text{ J K}^{-1} \text{ kmol}^{-1} .$$

لذا در شیمی رابطه به شکل زیر نوشته می شود:

$$pV = nR^*T$$

که  $n$  تعداد مول گاز و  $R^* = 8.3145 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ .

ثابت بولتزمن ( $k$ ) (*Boltzmann's constant*).

ثابت گازها برای یک مولکول از یک گاز، ثابت جهانی محسوب شده و به آن  $k$  می گویند.

$$pV = nkT$$

$$k = R^*/N_A$$

در این جا تعداد بر حسب کیلومول است.

برای یک گاز با  $n_0$  مولکول در واحد حجم، معادله حالت به شکل زیر می شود:

$$p = n_0kT$$

ثابت بولتزمن فاکتور تناسبی است که انرژی جنبشی نسبی ذرات گاز ایدئال را به دما گاز ایدئال مرتبط می‌کند. همچنین ثابت بولتزمن پلی است بین فیزیک ماکروسکوپی و فیزیک میکروسکوپی. ضمناً " ثابت  $k$  در مکانیک آماری، انتروپی  $S$  (Entropy) یک سیستم را از جایگشت های ماکرو حالت های میکرو  $\Omega$  به شکل  $S = k \ln \Omega$  مرتبط می‌کند. انتروپی معرف کمی، غیر قابل دسترس بودن انرژی حرارتی سیستم برای تبدیل به کار مکانیکی است که اغلب به عنوان درجه ای از بی نظمی و تصادفی بودن یک سیستم تفسیر می‌شود.

در سیستم طبیعی پلانک، مقدار این ثابت، واحد بوده و لذا مقدار انرژی جنبشی متوسط ذرات یک گاز به رابطه  $E=1/2 (T)$  مرتبط می‌شود. همچنین در شرایط نیمه رسانا، ولتاژ حرارتی ( $V_T$ ) به رابطه  $V_T=kT/q$  که  $q$  بار بنیادی است، مرتبط می‌شود.

### ۱-۳-۱ نسبت اختلاط و فشار بخار

ابتدا لازم است یادآوری از مفاهیم فیزیک پایه شود. وزن مولکولی متوسط هوای خشک (dry air)  $M_d$  که از چهار پنجم نیتروژن ( $N_2$ ) و یک پنجم اکسیژن ( $O_2$ ) تشکیل شده برابر ۲۸٫۵ یا حدود ۲۹ است. وزن مولکولی بخار آب ( $M_v$  water vapour) نیز ۱۸ می‌باشد (۲ برای H و ۱۶ برای O). لذا وزن متوسط مولکولی هوای مرطوب که مخلوط هوای خشک و بخار آب است بین این دو قرار داد:

$$M_v < M_m < M_d$$

لذا رابطه ثابت گاز برای بخار آب و هوای خشک به شکل زیر می‌باشد:

$$R_d = \frac{R^*}{M_d}, \quad \text{and} \quad R_v = \frac{R^*}{M_v}$$

$$M_v < M_d \implies R_v > R_d.$$

$$R_d = \frac{R^*}{M_d} = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}, \quad R_v = \frac{R^*}{M_v} = 461 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}.$$

$$\varepsilon \equiv \frac{R_d}{R_v} = \frac{M_v}{M_d} \approx 0.622.$$

باتوجه به نتایج بالا، ثابت گاز هوای مرطوب، به مقدار رطوبت موجود در هوا وابسته است. لذا بهتر است به جای ثابت های مختلف گاز، مقدار  $R=R_d$  لحاظ کرد و به جای آن یک دمای اصلاح شده در معادلات گاز کامل به کار گرفته شود. به این دمای اصلاح شده دمای مجازی  $T_v$  می گویند. فرض کنید یک حجم ثابت  $V$  از هوای مرطوب (moist air) در دمای  $T$  و فشار  $p$  محتوی جرم هوای خشک  $m_d$  و جرم بخار آب  $m_v$  باشد. جرم کل برابر  $m = m_d + m_v$  می باشد. لذا:

**نسبت اختلاط** از رابطه زیر به دست می آید:

$$w = \frac{m_v}{m_d}$$

نسبت اختلاط بی بعد بوده و معمولاً "به صورت نسبت گرم بخار آب در کیلوگرم هوا تعیین می شود. در عرض های میانه (middle latitudes)، نسبت اختلاط چند گرم بر کیلوگرم و در مناطق گرمسیری (tropics) می تواند بیشتر از  $20 \text{gkg}^{-1}$  برسد. اگر شرایط تبخیر یا تقطیر در محیط وجود ندارد این نسبت یک **مقدار مانا** می باشد.

بر اساس قانون گازهای ایدال، فشار جزئی هر گاز به تعداد کیلومول جزء تشکیل دهنده در مخلوط گازها، متناسب است. لذا رابطه فشار کل  $p$  به صورت زیر می باشد:

$$\begin{aligned} p_d &= n_d R^* T && \text{dry air} \\ e &= n_v R^* T && \text{water vapour} \\ p &= n R^* T && \text{moist air} \end{aligned}$$

بر این اساس داریم:

$$\frac{e}{p} = \frac{n_v}{n} = \frac{n_v}{n_v + n_d} = \frac{m_v/M_v}{m_v/M_v + m_d/M_d}$$

به کمک نسبت اختلاط داریم:

$$\frac{e}{p} = \frac{w}{w + \epsilon}$$

**تمرین:** اگر نسبت اختلاط  $5,5 \text{gkg}^{-1}$  باشد و فشار کل  $1026,8 \text{hPa}$  باشد، فشار بخار چقدر است؟ ابتدا واحد نسبت اختلاط را به شکل  $\text{gg}^{-1}$  همگن می کنیم. سپس باتوجه به مشخص بودن نسبت وزن مولکولی بخار آب به هوای خشک، مقدار فشار بخار معادل  $9 \text{hPa}$  محاسبه می شود.

### ۱-۳-۲ دمای مجازی و قانون دالتون (Dalton's law)

فشار جزئی هوای خشک  $p_d$  و فشار جزئی بخار آب  $e$  با توجه به قانون گاز کامل از روابط زیر حساب می شود:

$$\begin{aligned} p_d &= R_d \rho_d T \\ e &= R_v \rho_v T \end{aligned}$$

دانشیه مخلوط هوای خشک و بخار آب  $(\rho)$ :  $\rho = \frac{m_d + m_v}{V} = \rho_d + \rho_v$   
 با توجه به قانون فشار جزئی دالتون:

$$p = p_d + e.$$

با توجه به ترکیب نتایج مذکور:

$$\begin{aligned} \rho = \rho_d + \rho_v &= \frac{p_d}{R_d T} + \frac{e}{R_v T} \\ &= \frac{p - e}{R_d T} + \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{R_d T} \\ &= \frac{p}{R_d T} - \frac{e}{R_d T} + \varepsilon \frac{e}{R_d T} \\ &= \frac{p}{R_d T} \left[ 1 - \frac{e}{p} (1 - \varepsilon) \right]. \end{aligned}$$

$$T_v = \frac{T}{1 - (e/p)(1 - \varepsilon)}.$$

$$p = R_d \rho T_v$$

مزیت استفاده از دمای مجازی  $T_v$  (Virtual Temperature) این است که می توان فشار کل و دانشیه کل مخلوط هوا را به کمک قانون گاز کامل با ثابت گاز هوای خشک ( $R_d$ ) مرتبط کرد. لذا دمای مجازی دمایست که هوای خشک جهت کسب دانشیه معادل هوای مرطوب در همان فشار و دماهای واقعی مختلف باید داشته باشد. بنابراین همیشه دمای مجازی از دمای واقعی کمی بزرگتر است:



$$T_v \geq T.$$

در واقع دو نمونه هوا خشک و مرطوب با دمای واقعی مختلف، با یک دمای مجازی برابر، دارای دانسیته برابر بدون توجه به دمای واقعی یا رطوبت نسبی آنها می باشند.

در ترمودینامیک اتمسفر (*atmospheric thermodynamics*)، دمای مجازی یک بسته هوای مرطوب، دمایست که یک بسته هوای خشک به صورت تئوری دارای فشار و دانسیته برابر با بسته هوای مرطوب است. در این خصوص سایر مشتقات دمای پتانسیل مجازی و معادل نیز وجود دارد که در صورت نیاز در هواشناسی دینامیک ذکر می شود. این دما برای اصلاح محاسبات و پیش بینی های هواشناسی دینامیک در دیاگرام انرژی پتانسیل هم رفت skew-T log-p (۷ و ۱۳) کاربرد دارد.

تقریب دمای مجازی از معادله زیر امکان پذیر است:

$$T_v \approx T [1 + 0.608w].$$

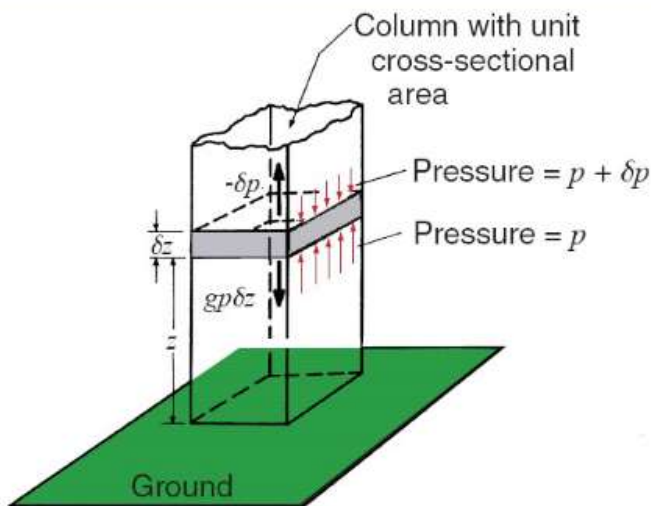
**تمرین:** دمای مجازی بسته هوای مرطوب فرضی در دمای  $30^\circ\text{C}$  با نسبت اختلاط  $20 \text{ gkg}^{-1}$  را محاسبه کنید؟

دمای بسته معادل  $30.3 \text{ k}$  و نسبت اختلاط با واحد همگن شده معادل  $0.2, 0 \text{ gg}^{-1}$  می باشد، لذا مقدار دمای مجازی بسته هوا معادل  $30.6, 68 \text{ k}$  و یا  $33, 68^\circ\text{C}$  می باشد.

## ۱-۴ معادله هیدرواستاتیک

در مقدمه ترمودینامیک، ذکر شد، فشار هوا با ارتفاع نسبت عکس دارد. همچنین در مورد برآیند نیروهای وارده و پایداری بسته هوا توضیحات کامل ارائه شد. جهت توسعه معادله هیدرواستاتیک، باتوجه به مطالب ذکر شده و قانون اول نیوتن، مشخص است که برآیند خالص نیروهای عمل کننده روی یک لایه نازک افقی هوا، در راستای محور عرض ها، تقریباً " نزدیک صفر بوده و لذا شرایط تعادل هیدرواستاتیک (hydrostatic balance) یا هیدرواستاتیک جو برقرار می شود. این مفهوم در شکل ۱۴ نیز تشریح شده است. باتوجه به شکل ۱۴ مقدار جرم هوا بین ارتفاع  $Z + \delta Z$  و  $Z$  برابر  $\rho \delta Z$  می باشد. همچنین نیروی گرانش پایین برنده این لایه نازک برابر  $\rho \delta Z g$  خواهد بود. اجازه

دهید گرادیان فشار بین این دو ارتفاع معادل جزء  $-\delta p$  بوده که معادل برآیند دو نیروی فشار در دو طرف صفحه بسیار نازک فرضی می باشد.



شکل ۱۴: نمایش تعادل نیروی های عمودی جو تحت شرایط تعادل هیدرواستاتیک

لذا در یک جو با فرض تعادل هیدرواستاتیک رابطه زیر برقرار است:

$$-\delta p = g\rho\delta z$$

اگر  $\delta z \rightarrow 0$ , معادله هیدرواستاتیک به شکل زیر به دست می آید:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho.$$

لذا گرادیان فشار در جهت محور عرض ها منفی است. اگر  $\rho = 1/\alpha$ , برقرار باشد داریم:

$$g dz = -\alpha dp$$

اگر از معادله هیدرواستاتیک از ارتفاع Z (یا تابع فشار p(Z)) تا بی نهایت جو انتگرال گرفته شود:

$$-\int_{p(z)}^{p(\infty)} dp = \int_z^{\infty} g\rho dz$$

می دانیم که:

$$p(\infty) = 0,$$

لذا:

$$p(z) = \int_z^{\infty} g \rho dz$$

معادله تابع بالا مقدار وزن هوا را معادل فشار هوا در ارتفاع  $Z$  روی ستونی با سطح مقطع واحد محاسبه می کند. لذا اگر جرم اتمسفر زمین به صورت یکنواخت روی کره زمین توزیع شده باشد، فشار در سطح دریا معادل  $1013\text{hPa}$  یا  $1.013 \times 10^5 \text{Pa}$  که معادل  $1\text{atm}$  است خواهد بود.

ژئوپتانسیل (Geopotential)  $\Phi$

ژئوپتانسیل یا انرژی پتانسیل گرانش واحد جرم، در هر نقطه از اتمسفر زمین معادل کار انجام شده در مقابل میدان گرانش زمین جهت بلند کردن یک کیلوگرم جرم از سطح دریا به آن نقطه می باشد. واحد  $\Phi$  معادل  $\text{Jkg}^{-1}$  یا  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  می باشد. همچنین کار انجام شده ( $J$ ) برای بلند کردن یک کیلوگرم از ارتفاع  $Z$  به  $Z+dz$  معادل  $gdz$  می باشد. بنابراین:

$$d\Phi = g dz$$

با استفاده از معادله هیدرواستاتیک:

$$d\Phi = g dz = -\alpha dp$$

لذا تابع ژئوپتانسیل در ارتفاع  $Z$  به صورت  $\Phi(Z)$  برای جرم واحد و بدن توجه به مسیر طی شده:

$$\Phi(z) = \int_0^z g dz .$$

همچنین ارتفاع ژئوپتانسیل ( $Z$ ) یا **geopotential height** :

$$Z = \frac{\Phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz$$

گرانش متوسط سطح زمین ( $g_0$ ).

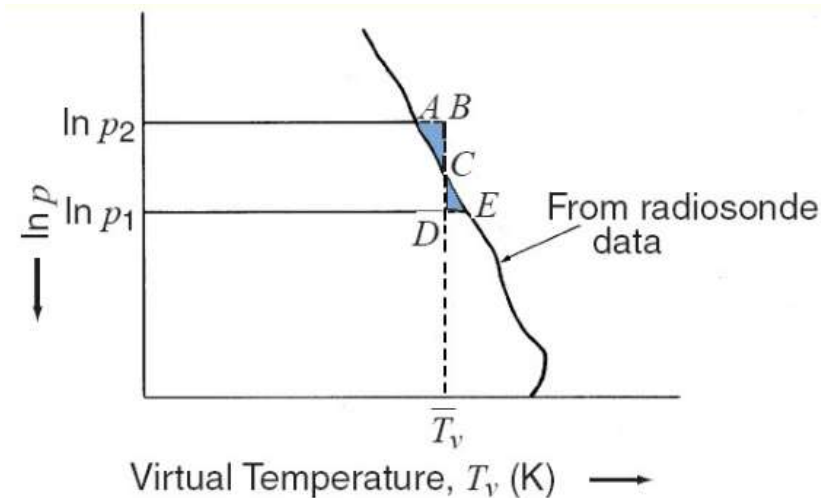
ارتفاع ژئوپتانسیل به عنوان مختصات عمودی در مطالعات جوی به ویژه جایی که **انرژی** نقش مهم دارد استفاده می شود. با این وجود اختلاف آن با ارتفاع هندسی ( $Z$ ) در جایی که مقدار  $g \approx g_0$  ناچیز است (جدول ۱).

جدول ۱ مقایسه ارتفاع هندسی (Z) با ارتفاع ژئوپتانسیل (Z) تحت گرانش های مختلف

z(km)	Z(km)	g(m s <sup>-2</sup> )
0	0	9.81
1	1.00	9.80
10	9.99	9.77
100	98.47	9.50
500	463.6	8.43

معادله هیپسومتری

معادله هیپسومتری جهت محاسبه ضخامت لایه ژئوپتانسیل ( $Z_2 - Z_1$ ) اتمسفر در دمای متوسط مجازی  $\bar{T}_v$  کاربرد دارد. با توجه به شکل ۱۵، محاسبه دمای متوسط مجازی از داده های رادیوسوند تشریح شده است.



شکل ۱۵: سوندینگ دمای مجازی. (برابری دو مثلث؛ و نتیجه دمای متوسط مجازی در لوگ فشار)

با توجه به دمای متوسط مجازی، معادله قانون گاز کامل، معادله هیدرواستاتیک و ژئوپتانسیل به معادله

زیر می رسیم:

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d}{g} \int_{p_2}^{p_1} T_v \frac{dp}{p}$$

با فرض ثابت های معادله بالا معادل مقیاس ارتفاعی (*scale height*) به شکل زیر است:

$$H = R_d T_v / g_0$$

و لذا:

$$p_2 = p_1 \exp \left[ -\frac{Z_2 - Z_1}{H} \right]$$

اگر  $R_d = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  با توجه به شتاب ثقل داریم:

$$H = 29.3 T_v.$$

اگر متوسط دمای مجازی را  $255 \text{ K}$  باشد، لذا مقیاس ارتفاعی هوا در اتمسفر،  $7,5$  کیلومتر می شود. می دانیم فشار بخار و دما با ارتفاع متغیر می باشد. اگر مطابق شکل  $15$  دمای متوسط مجازی را قرار دهیم:

$$\bar{T}_v = \frac{\int_{\log p_2}^{\log p_1} T_v d \log p}{\int_{\log p_2}^{\log p_1} d \log p} = \frac{\int_{\log p_2}^{\log p_1} T_v d \log p}{\log(p_1/p_2)}$$

و سپس به کمک معادله ضخامت به معادله هیپسومتری (*Hypsometric equation*) می رسم:

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d \bar{T}_v}{g_0} \log \frac{p_1}{p_2}$$

سطوح فشار ثابت

با توجه به معادله هیپسومتری، مشخص است که با افزایش متوسط دمای مجازی بین دو لایه با فشارهای  $p_1$  و  $p_2$ ، ضخامت لایه نیز بیشتر می شود.

**تمرین:** ضخامت لایه بین دو سطح فشار  $1000 \text{ hpa}$  و  $500 \text{ hpa}$  برای یک نقطه در منطقه گرمسیری با دمای متوسط مجازی  $15$  و در منطقه قطبی با دمای  $-40$  درجه سانتی گراد را حساب کنید؟ از معادله هیپسومتری داریم:

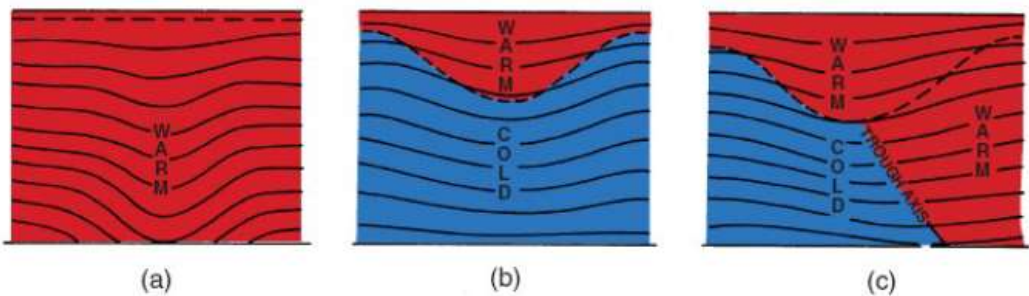
$$\Delta Z = Z_{500} - Z_{1000} = \frac{R_d \bar{T}_v}{g_0} \ln \left( \frac{1000}{500} \right) = 20.3 \bar{T}_v \text{ metres}$$

لذا جواب مسئله برای منطقه تروپیک و قطبی به ترتیب با توجه به دما بر حسب کلوین، معادل ۵۸۴۶ متر و ۴۷۳۰ متر می شود. در مطالعات کاربردی این اعداد بر حسب دکامتر (decameters) به معادل ۵۸۵ و ۴۷۳ dam بیان می گردد.

لذا می توان نقشه توپوگرافی توزیع ارتفاع ژئوپتانسیل اتمسفر را به صورت سه بعدی برای سطوح فشار انتخاب شده، با استفاده از داده های سوندینگ ایستگاه های جو بالا و مشخص بودن اطلاعات ۳ بعدی دمای مجازی ترسیم نمود. از این اطلاعات می توان برای تفسیر ارتفاع ژئوپتانسیل دیگر سطح فشار بهره برد.

همچنین روابط هیسومتری بین دمای ۳ بعدی و شکل سطوح فشار می تواند ابزار مفیدی برای کمی کردن و تفسیر بهتر ساختار ۳ بعدی توزیع اتمسفر مانند مثال های زیر ایجاد نماید (شکل ۱۶):

- طوفان های هاریکن با هسته گرم
- لایه های کم فشار بالایی با هسته سرد
- سیکلون های گرمسیری حاد



شکل ۱۶: برش عمودی از جو. a طوفان های گرم حاره ای معمولاً "با باران، b لایه بالایی تروپوسفر با هسته سرد، و c آشفته گی های عرض های میانی با حرکت به غرب و بالا.

اصلاح فشار نسبت به سطح دریا (Reduction)

به طور معمول، فشار را نسبت به سطح دریا، مرجع می دهند. لذا برای مجزا و همگن سازی میدان های فشار ناشی از عبور یک سیستم هواشناسی، لازم است تا به اصطلاح فشارها را نسبت به تراز مرجع دریا، کاهش داد. اگر  $Z_g$  و  $p_g$  به ترتیب ژئوپتانسیل و فشار در سطح زمین و  $Z_0$  و  $P_0$  در سطح دریا باشد ( $Z_0=0$ ). لذا معادله هیسومتری برای سطح بین زمین و دریا به شکل زیر می شود:

$$(Z_g - Z_0) = Z_g = \bar{H} \ln \frac{p_0}{p_g}$$

مقایس ارتفاعی  $\bar{H}$  قبلاً ارائه شده و در اینجا مقیاس ارتفاعی متوسط به صورت زیر است:

$$\bar{H} = R_d \bar{T}_v / g_0.$$

با جایگزینی می تون فشار در سطح دریا را از رابطه زیر حساب کرد:

$$p_0 = p_g \exp\left(\frac{Z_g}{\bar{H}}\right) = p_g \exp\left(\frac{g_0 Z_g}{R_d \bar{T}_v}\right)$$

لذا فشار در سطح دریا به دمای متوسط مجازی بین سطح زمین و دریا بستگی دارد. اگر ژئوپتانسیل در سطح زمین کوچک باشد، ارتفاع مقیاس متوسط را می توان از دمای زمین نیز ارزیابی نمود. همچنین اگر  $Z_g \ll \bar{H}$ ، تقریب تابع نمایی به صورت زیر می تواند محاسبه شود:

$$\exp\left(\frac{Z_g}{\bar{H}}\right) \approx 1 + \frac{Z_g}{\bar{H}}.$$

$$p_0 \approx p_g \left(1 + \frac{Z_g}{\bar{H}}\right) \quad \text{or} \quad p_0 - p_g \approx \left(\frac{p_g}{\bar{H}}\right) Z_g$$

یا

قبلاً نیز ارتفاع مقیاس برای شرایط سطح زمین حساب شد. این عدد برای دماهای سطح زمین و ژئوپتانسیل های زیر ۱۰۰ متر حدود ۸ کیلومتر قابل تقریب است. همچنین فشار در سطح زمین تقریباً ۱۰۰۰ hpa می باشد. لذا رابطه اصلاح فشار بر حسب hpa با تقریب زیر قابل محاسبه است:

$$p_0 - p_g \approx \frac{1}{8} Z g$$

$Z_g$  بر حسب متر. لذا نزدیک سطح دریا، فشار حدود ۱ hpa برای هر ۸ متر صعود عمودی، افت می کند.

**تمرین:** ارتفاع ژئوپتانسیل با سطح فشار ۱۰۰۰ hpa و فشاری معادل ۱۰۱۴ hpa در سطح دریا را محاسبه کنید؟ (جواب حدود ۱۱۲ متر بالای سطح دریا).

$$Z_{1000} = H \ln \left( \frac{p_0}{1000} \right) = H \ln \left( 1 + \frac{p_0 - 1000}{1000} \right) \approx H \left( \frac{p_0 - 1000}{1000} \right)$$

**تمرین:** با توجه به اطلاعات مسئله زیر، رابطه آلیمتری بین ارتفاع و دما-فشار را به دست آورید. نرخ کاهش دما با ارتفاع  $\Gamma$  بر حسب  $K \text{ km}^{-1}$  می باشد.

اگر ارتفاع هندسی برای هر سطح فشار  $Z$  باشد، رابطه خطی آن با دما  $T$  به صورت زیر است:

$$T = T_0 - \Gamma z$$

با ترکیب معادلات هیدرواستاتیک و گاز کامل:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz$$

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R(T_0 - \Gamma z)} dz$$

با انتگرال گیری از معادله بالا بین ترازهای فشار  $p_0$  و  $p$  با ارتفاع متناظر  $z_0$  و  $Z$  و فرض تغییرات ناچیز شتاب ثقل، داریم:



$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R} \int_0^z \frac{dz}{T_0 - \Gamma z}$$

$$\int \frac{dx}{ax + b} = \frac{1}{a} \log(ax + b)$$

$$\log \frac{p}{p_0} = \frac{g}{R\Gamma} \log \left( \frac{T_0 - \Gamma z}{T_0} \right)$$

$$z = \frac{T_0}{\Gamma} \left[ 1 - \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R\Gamma/g} \right]$$

معادله آلتیمتری:

معادله آلتیمتری (altimetry equation)، پایه و اساس واسنجی ابزار ارتفاع سنج در انواع ناوهای هوایی (هواپیما، بالن و ..) می باشد (شکل ۱۷). ارتفاع سنج، ابزار سنجش فشار هوا می باشد که فشار هوا (p) را اندازه گیری می کند. اما مقیاس این ارتفاع سنجی، بر حسب ارتفاع z بالای سطح دریا متناظر فشار p در رابطه آلتیمتری بالا، مطابق با استانداردهای سازمان هوایی امریکا U.S به شرح زیر می باشد:

$$\begin{aligned} T_0 &= 288 \text{ K} \\ p_0 &= 1013.25 \text{ hPa} \\ \Gamma &= 6.5 \text{ K km}^{-1} \end{aligned}$$

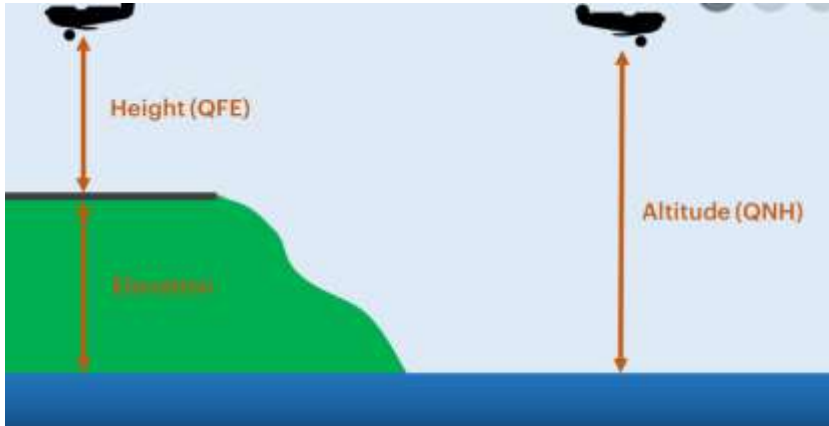
**تمرین:** ثابت کنید، اگر لاپس ریت  $\Gamma \rightarrow 0$ ، معادله آلتیمتری با رابطه زیر، سازگار است.

$$p = p_0 \exp \left( -\frac{z}{H} \right)$$

جواب:

از قاعده هوییتال مسئله را حل کنید.

شرایط اتمسفر همگن همدا فرض شود (isothermal atmosphere).



شکل ۱۷: انواع ارتفاع و مفهوم تراز مبنا جهت واسنجی ابزار ارتفاع سنج

### ۱-۵ قانون اول ترمودینامیک / بقای انرژی

در این خصوص، مقدمه ای ابتدای فصل ارائه شد. فرض کنید جرمی از گاز وجود دارد. این جرم گاز دارای انرژی درونی یا داخلی است. این انرژی از انرژی جنبشی و پتانسیل ذرات مولکولی یا اتم ها ناشی می شود. لذا تغییر در انرژی داخلی می تواند به صورت تغییر در دمای سیستم آشکار شود. سیستم ها ممکن است باز یا بسته باشند. در یک سیستم بسته فرض کنید جرمی واحد، مقداری انرژی گرمایی  $q$  را به از طریق اتصال یا تشعشع دریافت کند. در نتیجه شاید این سیستم، مقدار مشخصی کار خارجی  $w$  انجام دهد. طبق *اصول بقای انرژی*، تغییر انرژی داخلی سیستم از رابطه زیر به دست می آید:

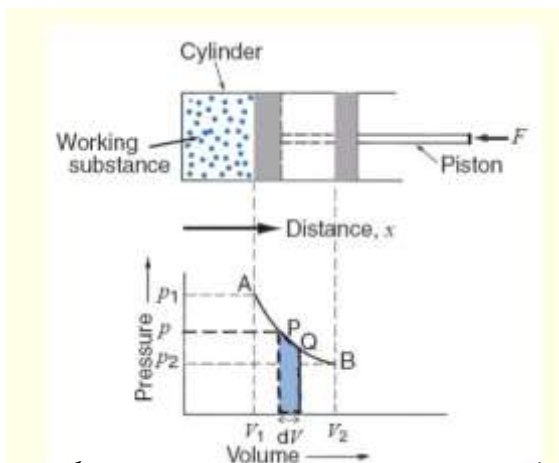
$$\Delta u = q - w$$

شکل دیفرانسیلی رابطه بالا:

$$du = dq - dw$$

$dq$  جزء دیفرانسیلی حرارت اضافه شده به سیستم و  $dw$  المان دیفرانسیلی کار انجام شده توسط سیستم و  $du$  افزایش دیفرانسیلی سیستم می باشد (*First Law of Thermodynamics*).  
تغییر در انرژی داخلی  $du$ ، تنها به شرایط اولیه و نهایی حالت سیستم وابسته است، و لذا مستقل از تبدیلات بین این دو حالت می باشد. این پارامترها به نام *توابع حالت* معروفند.

فرض کنید مواد فعال داخل یک سیلندر با مقطه عرضی ثابت یک پیستون بدون اصطکاک متراکم شود. حالت این مواد تحت تاثیر موقعیت پیستون در دیاگرام  $V-p$  شکل ۱۸ تعریف شده است.



شکل ۱۸: نمایش حالت مواد داخل سیلندر روی دیاگرام حجم-فشار

معادله کار انجام شده بیرونی مواد داخل سیلندر  $dw$  توسط جابجایی  $dx$  پیستون به سمت بیرون، توسط نیروی  $F$ :

$$dw = F \cdot dx$$

اگر به جای نیرو معادل آن را که فشار در سطح است قرار دهیم داریم:

$$dW = pAdx = p dV$$

در واقع مقدار کار انجام شده معادل حاصلضرب فشار ناشی از مواد داخل سیلندر در تغییر حجم جزئی است. این مقدار معادل سطح زیر نمودار  $PQ$  است که به صورت حاشور خورده در شکل ۱۸ مشخص می باشد. لذا می توان نتیجه گرفت که کار انجام شده سیستم از حالت  $A$  با حجم  $A_1$  به حالت  $B$ ، معادل سطح زیر نمودار  $AB$  خواهد بود که از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$W = \int_{V_1}^{V_2} p dV$$

اگر  $V_2$  بزرگتر از  $V_1$  باشد، کار انجام شده مثبت است که این یعنی ماده داخل سیلندر روی محیط خود کار انجام داده و اگر برعکس باشد کار انجام شده منفی و محیط روی ماده داخل پیستون کار انجام داده است.

دیاگرام  $p$ - $V$  شکل ۱۸ در واقع یک مثال از دیاگرام ترمودینامیک بوده که حالت فیزیکی مواد را به وسیله دو متغیر ترمودینامیک (در اینجا فشار و حجم) نمایش می دهد. این دیاگرام ها در مطالعات هواشناسی (meteorology) مفید می باشند و ممکن است بین متغیرهای دیگر مانند دما و رطوبت نسبی نیز ترسیم شود. به طور خاص به این دیاگرام های ترمودینامیکی که برای تفسیر ساختار اتمسفر ترسیم می شود تیفیگرام (*tephigram*) می گویند.

باتوجه به شکل دیفرانسیلی اصل بقای انرژی، اگر جرم واحد وارد محاسبات شود به جای حجم باید حجم مخصوص ( $\alpha$ ) قرار گیرد:

$$dw = p d\alpha$$

لذا می توان حالت دیگری از معادله اول ترمودینامیک را به شکل زیر نیز نوشت:

$$dq = du + p d\alpha$$

### قانون ژول (Joule's Law)

فرض کنید داخل یک مخزن با شرایط خلاء، بدون آنکه کار خارجی انجام شده باشد، گاز منبسط شود و هیچ حرارتی به سیستم اضافه یا کم نشود، در این شرایط دما و انرژی این گاز طبق قانون اول ترمودینامیک تغییری نمی کند ( $du=0$ ). این حالت برای گازهای ایده آل مصداق دارد، اما هوا نیز در دامنه وسیعی از شرایط مشابه گاز ایده آل رفتار می کند. در حالت  $du=0$  انرژی جنبشی مولکول ها ثابت باقی می ماند. به عبارتی، اگر دما ثابت گرفته شود، انرژی داخلی یک گاز ایده آل مستقل از حجم آن می شود. این شرایط وقتی صادق است که مولکول های یک گاز ایده آل نیرو به یکدیگر وارد نکنند. در این صورت انرژی داخلی گاز ایده آل تنها به دمای آن وابسته است:

$$u = u(T)$$

حرارت ویژه

اگر مقدار خیلی ناچیز حرارت  $dq$  به واحد جرم ماده ای داده شود، دمای آن به اندازه  $dT$  افزایش می یابد بدون آنکه تغییری در فاز ماده ایجاد شود. این نسبت  $dq/dT$  را گرمای ویژه مواد می نامند. این نسبت برای هر ماده باتوجه به رفتار ماده پس از دریافت حرارت متفاوت است.

حجم ثابت

اگر حجم ماده ثابت باشد، حرارت ویژه ماده ( $c_v$ ) به شکل زیر محاسبه می شود:

$$c_v = \left( \frac{dq}{dT} \right)_V$$

لذا اگر حجم ماده ثابت باشد، طبق قانون ترمودینامیک داریم:

$$dq = du.$$

لذا:

$$c_v = \left( \frac{du}{dT} \right)_V$$

باتوجه به قانون ژول برای گازهای ایدآل، می دانیم  $u$  فقط به دما وابسته است، بنابراین فارغ از اینکه حجم گاز تغییر می کند یا خیر داریم:

$$c_v = \frac{du}{dT}.$$

همچنین  $u$  تابعی از حالت سیستم بوده و به چگونگی تغییر از حالت ۱ به ۲ ارتباط ندارد، لذا تغییرات انرژی داخلی از رابطه زیر حساب می شود:

$$u_2 - u_1 = \int_{T_1}^{T_2} c_v dT$$

$$du = c_v dT .$$

لذا قانون اول ترمودینامیک برای گاز ایده آل به صورت زیر می تواند نوشته شود:

$$dq = c_v dT + p d\alpha$$

فشار ثابت

اگر دمای ماده ای در اثر حرارت در فشار ثابت، افزایش یابد، حرارت ویژه در فشار ثابت:

$$c_p = \left( \frac{dq}{dT} \right)_p$$

لذا مقداری از این حرارت صرف کار مقابله فشار ثابت محیط می شود. لذا در این شرایط مقدار بیشتری از حرارات باید اضافه شود تا دمای ماده به مقدار معینی افزایش یابد نسبت به وقتی که حجم ماده ثابت گرفته شده بود. لذا:

$$c_p > c_v$$

باتوجه به این نابرابری دوباره قانون اول ترمودینامیک را داریم:

$$dq = c_p dT - \alpha dp .$$

حرارت ویژه در حجم و فشار ثابت برای هوای خشک به ترتیب ۷۱۷ و ۱۰۰۴ بوده که اختلاف آن معادل ۲۸۷ ثابت گاز برای هوای خشک می باشد (واحد ها  $\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ ).

$$c_v = 717 \quad c_p = 1004 \quad R = 287$$

برای گازهای دو اتمی مانند  $\text{N}_2$  و  $\text{O}_2$  که در اتمسفر غالب هستند، مقادیر بالا به صورت زیر است:

$$c_p : c_v : R = 7 : 5 : 2.$$

$$\gamma = \frac{c_p}{c_v} \approx \frac{7}{5} = 1.4, \quad \kappa = \frac{R}{c_p} \approx \frac{2}{7} = 0.286 .$$

## انتالپی (Enthalpy)

می توان ثابت کرد انتالپی یک سیستم یا جرم واحد مواد به صورت زیر نوشته می شود:

$$h = u + p\alpha .$$

در اینجا  $h$  را برخی مواقع به نام حرارت در فشار ثابت نیز می نامند زیرا با حرارت داده شده به ماده برای افزایش دما از  $0$  تا  $T$  در فشار ثابت مرتبط است. لذا شکل دیگر قانون اول ترمودینامیک:

$$dq = dh - \alpha dp .$$

همچنین داریم:

$$h = c_p T$$

انرژی استاتیک خشک

ابتدا مفهوم انرژی استاتیک خشک به کمک مطالب بالا و قانون اول ترمودینامیک تشریح می شود. قبلاً "معادله هیدرواستاتیک به شکل زیر ثابت شد:

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho , \quad \text{or} \quad \alpha dp = -g dz$$

با استفاده از معادله ترمودینامیک داریم:

$$\begin{aligned} dq &= c_p dT - \alpha dp \\ &= c_p dT + g dz \\ &= d(h + \Phi) \end{aligned}$$

اگر منظور از ماده در اینجا پارسل یا بسته هوا با یک جرم ثابت در حال حرکت در جو با فشار هیدرواستاتیک باشد، مقدار  $(h + \Phi)$  را **انرژی استاتیک خشک** می نامند. این مقدار برای بسته هوا غیر اشباع در حال حرکت افقی یا عمودی چه حرارت بگیرد یا از دست دهد، ثابت است ( $dq=0$ ). لذا برای **تغییرات آدیاباتیک**، انرژی استاتیک خشک، ثابت است.

## ۱-۶ فرایندهای آدیاباتیکی

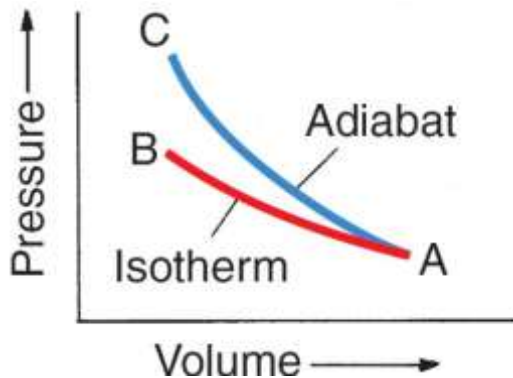
آدیاباتیکی در واقع تغییر حالت فیزیکی یک ماده است (مانند فشار، حجم و دما) بدون اینکه حرارتی به آن سیستم داده یا کم شده باشد. به آدیاباتیکی، تغییرات بی در رو نیز گفته می شود. در شکل ۱۹ دو شرایط ایزوترم و آدیاباتیکی مقایسه شده است. فرض کنید شروع حالت فرایند از نقطه A باشد و دو نوع تبدیل ایزوترم (همدما) و آدیاباتیکی (بی در رو) از این نقطه شروع شود. رفتار این دو نوع تبدیل متفاوت است. علت شیب بیشتر منحنی بی در رو مربوط به افزایش انرژی داخلی  $u$  سیستم به دلیل کاهش حجم، افزایش دمای سیستم و لذا بیشتر شدن فشار در نقطه PC می باشد. در منحنی ایزوترم، دما در دو نقطه ابتدا و انتها A و B ثابت می ماند و مقدار حجم ویژه در هر دو انتهای منحنی برابر است اما دمای در انتهای منحنی بی در رو به دلیل کسب انرژی داخلی بیشتر شده است لذا:

کاهش حجم مخصوص به دلیل انقباض:  $d\alpha < 0$

$$dq = du + p d\alpha \quad \text{and} \quad dq = 0 \quad \Rightarrow \quad du = -p d\alpha > 0$$

$$du = c_v dT > 0 \quad \Rightarrow \quad T_C > T_A$$

$$p_B = \frac{RT_B}{\alpha_B} < \frac{RT_C}{\alpha_C} = p_C$$



شکل ۱۹: نمایش تفاوت منحنی تبدیل آدیاباتیکی و تبدیل ایزوترم روی دیاگرام ترمودینامیک

(متذکر می شود که تبادلات آدیاباتیکی می تواند از نوع خشک یا مرطوب تحت شرایط اشباع و غیر اشباع باشد که در ادامه این بند تشریح شده است).



بسته هوا (Air Parcel)

ابتدا باید توجه نمود شرایط و قوانین اختلاط هوا و جنبش مولکولی در لایه های مختلف با توجه به غلظت هوا متفاوت می باشد. در این خصوص اختلاط مولکولی در لایه های بالای ۱۰۵ کیلومتری (لایه تروپوپوز) و نزدیک سطح زمین اهمیت دارد. از نظر ریاضی در این لایه ضریب انتشار (diffusion) گردابی (eddy) و انتشار مولکولی برابر است. در لایه های میانی، عملاً "همه فرایند اختلاط عمودی بسته هوا (Fluid parcel) با ابعاد افقی از چند سانتی متر تا سیاره زمین انجام می شود. لذا این اختلاط به خاطر جنبش مولکولی نیست بلکه به خاطر جریان های گردابی (*eddies*) در ابعاد مختلف است. همچنین نقش اثر ویسکوزیته (**لزجت**) در چرخه های کوچک برعکس چرخش های بزرگ و با سرعت زیاد، می تواند مهم باشد. جهت درک و مدلسازی رفتار عمودی (Vertical exchange) می توان یک بسته بسیار کوچک هوا را با فرضیات زیر وارد مدل جهت مطالعات هواشناسی دینامیک (dynamic meteorology) نمود:

- از نظر دمایی می توان یک بسته هوا را مجزا از محیط خود فرض کرد و لذا تغییرات دمایی آن برای صعود یا افول (Sink) مشابه تغییرات آدیاباتیک فرض می شود.
  - فشار هوا تابع تعادل هیدرواستاتیک می باشد.
  - حرکت بسته هوا از نوع خطی و آرام بوده (لامینار) بطوریکه انرژی جنبشی بسته هوا نسبت به کل انرژی ناچیز است.
- این فرضیات ایده آل می تواند در درک برخی از فرایندهای فیزیکی و مدلسازی دینامیک توزیع عمودی حرکات و اختلاط جو مفید باشد.

لاپس ریت آدیاباتیک خشک  $\Gamma_d$

بیان ریاضی نرخ یا شدت تغییرات دمایی یک بسته هوا خشک به شرط بی در رو بودن ( $dq=0$ )،  
حین صعود یا نزول در اتمسفر زمین با تعادل هیدرواستاتیک برای یک واحد جرم هوای بسته مذکور،  
از رابطه زیر قابل ارائه است (قبلاً "تمام علائم ارائه شده اند):

$$-\left(\frac{dT}{dz}\right) = \frac{g}{c_p} \equiv \Gamma_d$$

وقتی بسته هوا با شرایط بی درد رو خشک صعود می کند، دمای آن معادل نرخ زیر با ارتفاع کاهش

$$g = 9.81 \text{ m s}^{-2} \text{ and } c_p = 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

می یابد:

$$\Gamma_d = \frac{g}{c_p} = 0.0098 \text{ K m}^{-1} = 9.8 \text{ K km}^{-1} \approx 10 \text{ K km}^{-1}$$

مقدار گرادیان دمایی واقعی ستون هوا از رابطه زیر به کمک اطلاعات **رادیوسوند** محاسبه می شود:

$$\Gamma = -\frac{dT}{dz},$$

این مقدار در لایه تروپوسفر به طور متوسط حدود ۶ تا ۷  $\text{K km}^{-1}$  بوده که در نقاط مختلف زمین کمی متفاوت است.

دمای پتانسیل  $\theta$

دمای پتانسیل یک بسته هوا دمایست که در اثر منبسط و یا منقبض شدن تحت شرایط بی در رو بواسطه تغییر فشار حالت خود به فشار استاندارد ( $P_0=1000\text{hPa}$ ) به دست می آورد.

$$\theta = T \left( \frac{p}{p_0} \right)^{-R/c_p}$$

اگر توان رابطه را معادل ثابت ترمودینامیک بگیریم به معادل پویسون می رسم:

$$\theta = T \left( \frac{p}{p_0} \right)^{-\kappa}$$

مقدار توان تقریباً "۰,۲۸۶" می باشد.

For dry air,  $R = R_d = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  and  $c_p = 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ .

Recall that, for a diatomic gas,  $R : c_p = 2 : 7$ , so

دوباره معادله ترمودینامیک و بقای انرژی (در اینجا بقای دمای پتانسیل) را می توان به شکل زیر

نوشت:

$$ds \equiv \frac{dq}{T} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} = c_p \frac{d\theta}{\theta}$$

ds تغییرات انتروپی است که در واجد جرم مانند دمای پتانسیل برای تغییرات بی در رو ثابت است:

[Adiabatic Changes] correspond to [Isentropic Changes]

$$\frac{dq}{dt} = \frac{c_p T}{\theta} \frac{d\theta}{dt}$$

به طور کلی پارامترهایی که در طول تبدیل ثابت می مانند را، مانا (*conserved*) می نامند. دمای پتانسیل یکی از آن پارامترهای مهم ترمودینامیک است زیرا اغلب فرایندهای اتمسفری نزدیک به آدیاباتیک هستند (یادآوری: *diabatic* تغییرات در رو). طی فصل های بعدی موارد پیچیده تر دینامیک هوا مانند حالت گردابی با انتروپی مانا (*isentropic potential vorticity*) که تقریباً " برای عمده شرایط اتمسفر مانا است، کاربرد دارد.

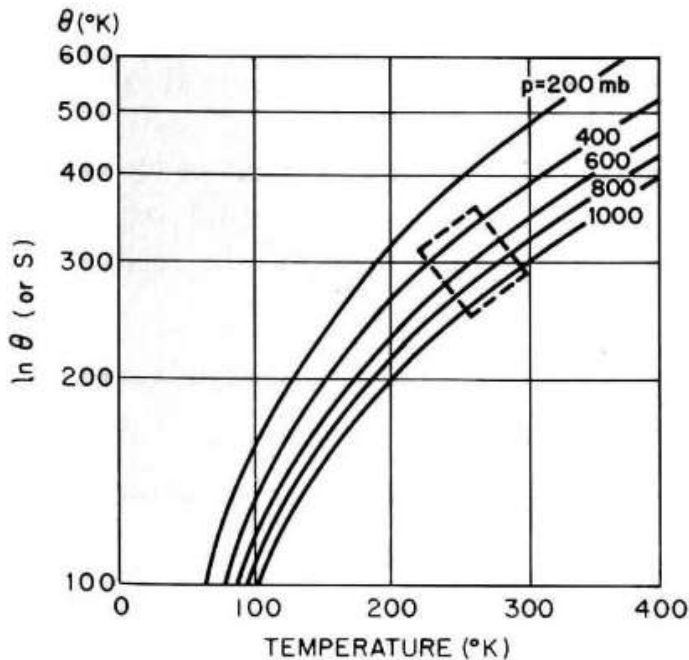
### ۱-۶-۱ T- $\phi$ -gram و پیش بینی ها

لایه بندی شرایط متوسط اتمسفر قبلاً" در شکل ۱۰ ارائه شده است. روش های مختلف ترسیم دیاگرام برای نمایش لایه بندی اتمسفر وجود دارد. یکی از آنها که در ایرلند توسعه یافته به نام تفیگرام است (شکل ۲۰). که بین دما و انتروپی (T- $\phi$ -gram) رسم می شود (N.Shaw, 1854). آقای شاو یک هواشناسی انگلیسی بود و بسیاری از فعالیت های وی باعث توسعه هواشناسی شده است. مثلاً" معرفی میلی بار که امروزه با هکتو پاسکال جایگزین شده است. می خواهیم رابطه S و T را به دست آوریم. تغییر در انتروپی ویژه به دلیل اضافه شدن حرارت به جرم واحد مواد تعریف کردیم:

$$ds = \frac{dq}{T}$$

$$s = c_p \log \theta + \text{const.}$$

مقدار انتروپی و دمای پتانسیل را می شود از رابطه بالا جایگزین نمود.



شکل ۲۰: دیاگرام دما-انتروپی - تفیگرام اولیه

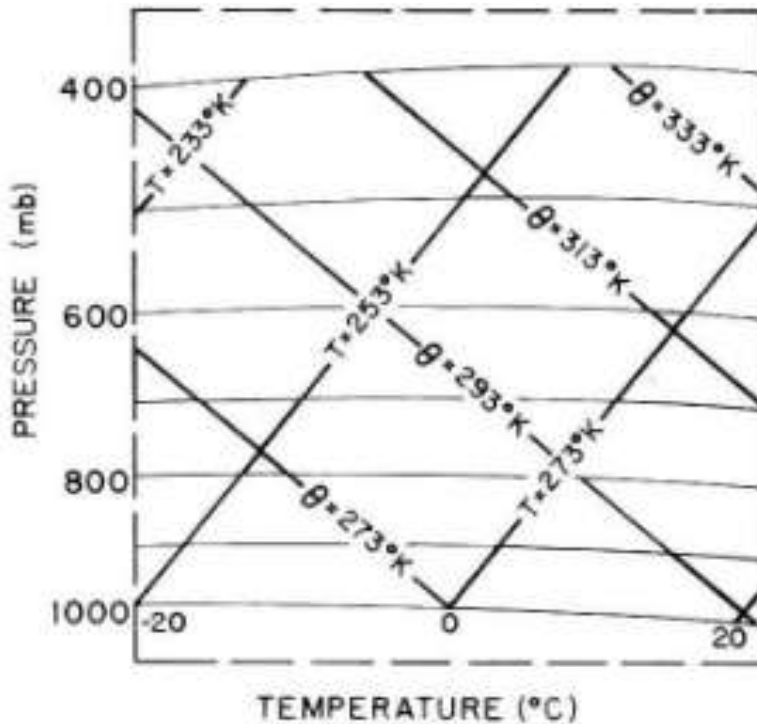
علامت مربع مربوط به رژیم اتمسفر پایین است که برای ترسیم تفیگرام اصلی کاربرد دارد

اگر از رابطه دمای پتانسیل لگاریتم گرفته شود نهایتاً " رابطه دما-انتروپی به دست می آید:

$$s = c_p \log T - R \log p + \text{const.}$$

لذا مقدار انتروپی برای یک فشار ثابت، از لگاریتم دما محاسبه می شود. اگر تفیگرام جدید را با توجه به اینکه سطوح فشار ثابت، افقی هستند، ۴۵ درجه بچرخانیم می توان شکل ۲۱ را ترسیم و نتایج زیر را تفسیر کرد:

- فاصله بین خطوط دما، یکنواخت است و به آنها خطوط هم دما (*isotherm*) می گویند.
- خطوط هم فشار را ایزوبار (*isobar*) می نامند. این خطوط تقریباً افقی هستند.
- لگاریتم دمای پتانسیل، یکنواخت توزیع شده است، اما خود دمای پتانسیل خیر. اگرچه در دامنه محدود می توان توزیع آن را یکنواخت فرض کرد.



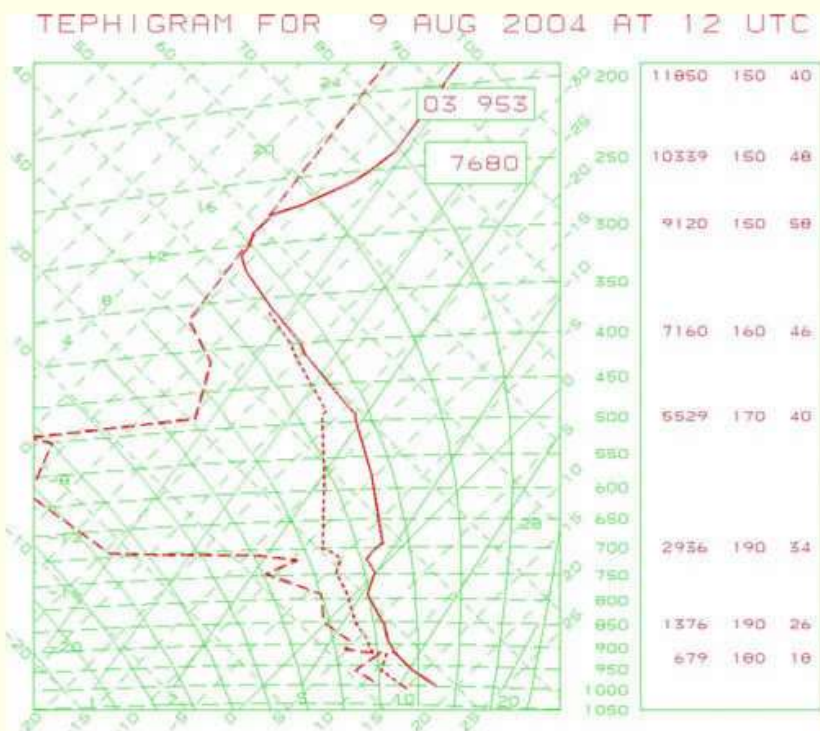
شکل ۲۱ دیاگرام دما-انترپوی با ۴۵ درجه چرخش

- همانطور که مشخص است می توان دیاگرام شکل ۲۱ را یک پلات دما به عنوان تابعی از فشار فرض کرد و از این حالت خاص در تفسیر خصوصیات پایداری با نظارت بهره برد.
- خط های با دمای پتانسیل ثابت، را خطوط آدیاباتیک خشک یا هم آنترپوی (*isentropes*) می نامند.

به طور کلی می توان بر اساس داده های پایش شده عمودی جو (ابزار radiosonde دارای سنسورهای برداشت اطلاعات بوده که با بالن در محل های مناسب قرار می گیرد) از فشار و دما و رطوبت، منحنی های تفیگرام مختلفی را از مشاهدات عمودی جو رسم و فرایندهای مختلف جو را تشریح نمود. سایر کاربردهای تفیگرام:

- فرایندهای مربوط به آدیاباتیک خشک و اشباع (دمای ثابت دماسنج تر، در ادامه ارائه شده است).

- منحنی های تشریح کننده محیط زیست جو و ساختار اتمسفر
- منحنی های تشریح کننده ارتفاع، جهت و سرعت باد در فشار مشخص
- پیش بینی مواردی چون تعیین تراز رطوبتی اتمسفر، ارتفاع ابرها، تعیین تراز فرایندهای جابجایی، پیش بینی دماهای حداقل و حداکثر، پیش بینی تشکیل مه و ..



**Sample Tephigram based on radiosonde ascent from Valentia Observatory for 1200 UTC, 9 August, 2004.**

شکل ۲۱ نمونه واقعی از ترسیم تیفیگرام از روی داده های رادیوسوند

## ۱-۷ بخار آب در هوا و انرژی استاتیک

در بندها پیش فشار بخار آب در هوا به صورت فشار بخار  $e$  و اثر کمی آن روی دانسیته هوا به کمک نسبت اختلاط و دمای مجازی معرفی شد. اما در خصوص مقدار بخار آب موجود در مقدار مشخص هوا که می تواند به صورت های مختلف بیان شود، در ادامه تشریح می شود.

برخی از علل اهمیت متغیرهای رطوبتی هوا

- دماسنج های مرطب می توانند به سادگی دمای هوای مرطوب را اندازه گیری کنند اما این نتایج باید به کمک جداول رطوبت سنجی (psychometric tables) تبدیل به پارامترهای مفید هواشناسی شوند.
- مقادیر مانا می توانند خصوصیات فیزیکی هوا را بهتر تشریح کنند. نسبت اختلاط اگرچه به صورت مستقیم اندازه گیری نمی شود، اما می تواند برای بررسی حرکت بسته های هوایی افقی و عمودی مفید باشد.
- برخی از این مقادیر کمی رطوبتی به سادگی به دیگر متغیرهای ترمودینامیک مرتبط می شود. مثلاً "اگرچه اندازه گیری فشار بخار سخت است، و نمی توان آن را به صورت مستقیم وارد محاسبات کرد اما از نظر تئوری اهمیت دارند زیرا می توان چگونگی تغییر رطوبت اشباع هوا را با دما تشریح کرد.

نسبت اختلاط و رطوبت مخصوص

نسبت اختلاط عبارت است از نسبت جرم بخار آب  $m_v$  به جرم هوای خشک  $m_d$  در بسته هوا بر حسب گرم بخار آب به کیلوگرم هوای خشک. در مناطق تروپیک این نسبت به  $20 \text{ gKg}^{-1}$  و در عرض های میانه به مقادیر کمتر می رسد.

$$w = \frac{m_v}{m_d}$$

باید یادآوری شود که در این شرایط اگر تقطیر و تبخیر اتفاق بیافتد یا نیافتد، باتوجه به مانا بودن این کمیت، نسبت اختلاط بسته هوا ثابت می ماند (conserved quantity).

نسبت جرم بخار آب  $m_v$  به جرم واحد هوا (هوای خشک + بخار آب)، رطوبت ویژه می باشد:

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_d}$$

**تمرین:** اگر هوایی دارای بخار آب با نسبت اختلاط ۵,۵ گرم بر کیلوگرم و فشار کل ۱۰۲۶,۸ هکتو پاسکال باشد، فشار بخار  $e$  را حساب کنید؟

$$e \approx \frac{p}{\varepsilon} w$$

where  $\varepsilon = R_d/R_v = 0.622$ .

Now  $w = 5.5 \text{ g kg}^{-1} = 0.0055 \text{ g g}^{-1}$

And  $p = 1026.8 \text{ hPa} = 102680 \text{ Pa}$ .

So

$$e = \frac{102680}{0.622} \times 0.0055 = 908 \text{ Pa} \approx 9 \text{ hPa}$$

**تمرین:** دمای مجازی هوای مرطوب را در ۳۰ درجه سانتی گراد با نسبت اختلاط ۲۰ گرم بر کیلوگرم حساب کنید؟

$$T = 30^\circ\text{C} = 303 \text{ K}$$

$$w = 20 \text{ g kg}^{-1} = 0.02 \text{ g g}^{-1}$$

By a result already obtained,

$$T_v \approx T[1 + 0.608w]$$

where  $0.608 = (1 - \varepsilon)/\varepsilon$ .

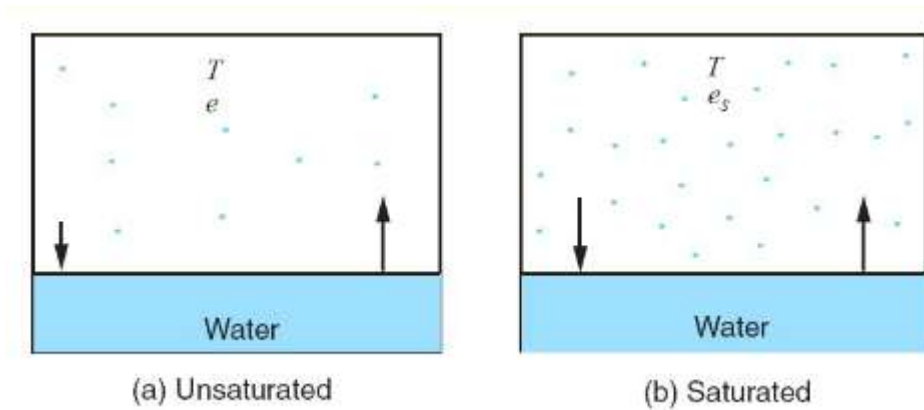
Thus

$$T_v - T \approx 0.608 w T = 0.608 \times 0.02 \times 303 = 3.68 \text{ K}$$

فشار بخار اشباع

باتوجه به شکل ۲۲ فرض کنید ابتدا هوای بالای لایه نازک آب خالص، خشک باشد. سپس با تبخیر آب، مقدر مولکول های آب در هوای خشک زیاد شده و لذا فشار بخار آب نیز زیاد می شود. این شرایط هنوز شرایط غیر اشباع است. افزایش فشار بخار آب و افزایش تعداد مولکول های بخار هوای بالای سطح آب، تا جایی ادامه پیدا می کند که سیستم به فاز تعادل بین تبدیل تقطیر و تبخیر در محفظه تحت دمای مشخص برسد. در این شرایط تعداد مولکولی که از آب بیرون می آید با تعداد مولکولی که به فاز مایع تبدیل می شود برابر می باشد. این شرایط را حالت اشباع (شکل ۲۱، b) می نامند.





شکل ۲۲ شرایط اشباع و غیر اشباع با توجه به فشار سطح آب در دمای معین. در محفظه a نرخ تقطیر و تبخیر نا برابر و در محفظه b به تعادل رسیده و فشار بخار روی سطح آب خالص در دمای T به فشار بخار اشباع  $e_s$  رسیده است.

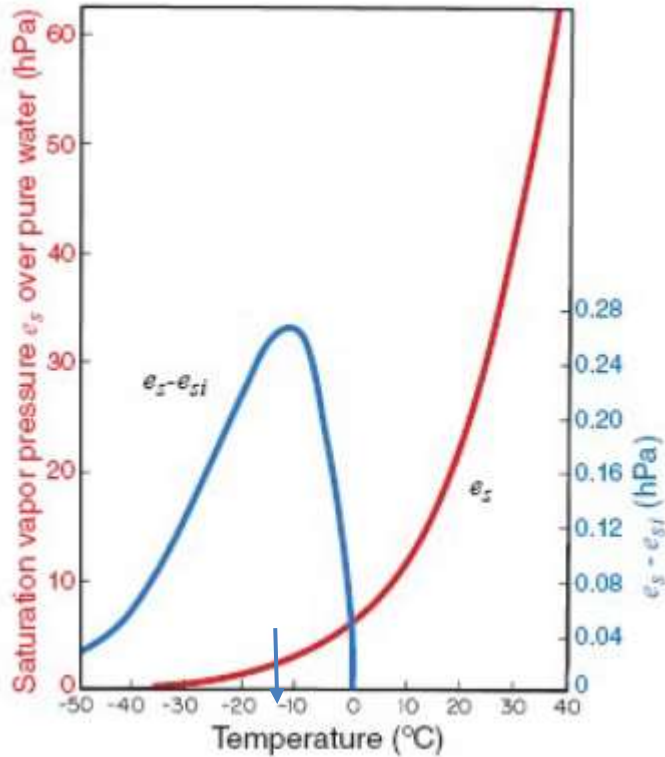
مشابه همین تعادل اشباع می تواند در فضای سطح یخ خالص به نام فشار بخار اشباع در سطح یخ خالص در دمای T ایجاد شود. این فشار ایجاد شده توسط مولکول ها را با علامت  $e_{si}$  نشان می دهند. با توجه به اینکه تحت هر دمایی، تبخیر از آب بیشتر از یخ می باشد لذا رابطه زیر برقرار است:

$$e_{si}(T) < e_s(T).$$

همچنین بزرگی مقدار فشار آنها به دما وابسته است:

$$e_s = e_s(T), \quad e_{si} = e_{si}(T)$$

در شکل ۲۳ رابطه بین دما و فشار بخار آب و یخ ارائه شده است. منحنی آبی رنگ در دمای حدود ۱۲- درجه سانتی گراد به حداکثر خود رسیده است. این مفاهیم حاکی از آن است که اگر یک ذره یخ در محیط اشباع قرار بگیرد می تواند بواسطه دپو شدن بخار آب روی آن، رشد کرده و سپس به صورت باران یا برف و تگرگ سقوط کند.



شکل ۲۳: نمایش تغییرات فشار بخار آب خالص و اختلاف آن با فشار بخار یخ نسبت به دما

نسبت اختلاط اشباع

نسبت جرم بخار آب  $m_s$  در حجم مشخصی از هوای اشباع، به جرم هوای خشک  $m_d$  را نسبت اختلاط اشباع می نامند:

$$w_s = \frac{m_s}{m_d}$$

از آنجایی که هوای خشک و بخار آب از قوانین گازهای ایدال پیروی می کنند:

$$w_s = \frac{\rho_s}{\rho_d} = \frac{e_s/R_v T}{(p - e_s)/R_d T} = \frac{R_d}{R_v} \frac{e_s}{p - e_s}$$

$\rho_s$  دانسیته جزئی بخار آب مورد نیاز هوای اشباع با توجه به آب در دمای  $T$ ،  $\rho_d$  دانسیته جزئی هوای خشک و  $P$  فشار کل.

برای یک دامنه وسیعی از دماهای جو زمین، فشار بخار اشباع، با فشار کل رابطه زیر را دارد:

$$e_s \ll p$$

لذا:

$$w_s \approx \epsilon \times \frac{e_s}{p}$$

با ترسیم منحنی های  $w_s$  روی تفیگرام بر حسب گرم بخار آب بر کیلوگرم هوای خشک می توان تفسیرهای زیر را با توجه به روابط بالا نمود:

- اگر فشار ثابت باشد، مقدار  $w_s$  با افزایش دما، زیاد می شود و در دمای ثابت، مقدار آن با کاهش فشار، زیاد می شود.

**تمرین:** به کمک ترسیم منحنی های تفیگرام و روش تحلیلی معادله Clausius-Clapeyron تفسیرهای فوق را بررسی و تحلیل کنید؟

رطوبت نسبی (RH) و نقطه شبنم (dew point)

نسبت اختلاط واقعی هوا یا فشار بخار آب  $e$  به نسبت اختلاط اشباع در همان دما و فشار  $e_s$ ، در عدد ۱۰۰ را رطوبت نسبی می نامند.

$$RH = 100 \times \frac{w}{w_s} \approx 100 \times \frac{e}{e_s}$$

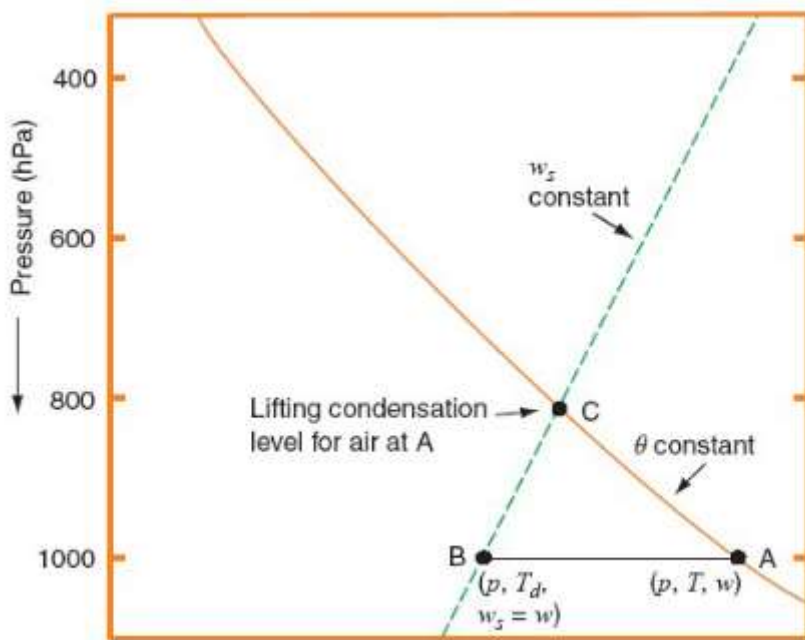
نقطه شبنم دمایست  $T_d$  که هوا باید آنقدر سرد شود تا در یک فشار ثابت با توجه به سطح آب خالص، به حالت اشباع تبدیل شود. در واقع رطوبت هوا در یک فشار ثابت، در این دما به حالت اشباع تبدیل می شود. به عبارتی مقدار نسبت اختلاط اشباع معادل مقدار واقعی می شود و لذا رطوبت نسبی ۱۰۰ درصد می گردد.

نقطه یخ زدگی (frost point) نیز دمایی  $T_f$  است در فشار ثابت که هوا باید آنقدر سرد شود تا با توجه به سطح یخ خالص، به حالت اشباع در بیاید.

**تمرین:** در فشار ۱۰۰۰ hPa با دمای ۱۸ درجه سانتی گراد، هوا دارای نسبت اختلاط  $6 \text{ gKg}^{-1}$  می باشد. رطوبت نسبی و نقطه شبنم هوا را حساب کنید؟  
 جواب: ۴۶٪ و ۶٫۵ درجه ستانی گراد. این مسئله می تواند با محننی تفیگرام حل شود.

### تراز تقطیر صعود (Lifting Condensation Level)

LCL ترازى است که در آن محل یک بسته هوای غیر اشباع می تواند به صورت بی در رو تا قبل از اینکه اشباع شود، صعود کند. در طول صعود دمای پتانسیل و نسبت اختلاط بسته هوا ثابت می ماند، اما نسبت اختلاط اشباع آنقدر کاهش می یابد تا برابر نسبت اختلاط واقعی در محل تراز LCL شود. لذا محل تراز LCL در تقاطع خط دمای پتانسیل بسته هوا با دما T و فشار P با خط نسبت اختلاط اشباع بسته هوا با فشار P و دمای  $T_d$  خواهد بود (شکل ۲۴).



شکل ۲۴ صعود آدیاباتیک بسته هوا از A به C

لذا با داشتن هر یک از مشخصات رطوبتی و فشار و دما می توان مشخصات رطوبتی را در جای دیگر پیش بینی کرد.

## دماسنج تر و حرارت پنهان (Latent heat)

فرق این دماسنج با دماسنج خشک در حضور یک پارچه دائم مرطوب روی مخزن آن است که باعث می شود محدوده هوای مخزن همیشه به دلیل تبخیر آب پارچه، اشباع (تقریباً "مشابه دمای نقطه شبنم") باشد. لذا از این اختلاف با دماسنج خشک و همچنین اثر شرایط متغیر محیط از نظر رطوبتی، می توان دماهای مختلف را تفسیر نمود.

حرارت ممکن است تنها باعث افزایش انرژی جنبشی مولکولی سیستم و تغییر دمای آن شود و یا باعث تغییر ساختار درونی مولکول و تغییر فاز ماده گردد. فرض کنید در فشار ۱۰۰۰ هکتو پاسکال و دمای صفر درجه سانتی گراد، به مقداری برف حرارت داده شود. دمای این سیستم تا زمانی که کل برف ذوب شود ثابت است. لذا حرارت پنهان ( $L_m$ ) حرارتی است که به جرم واحد یک ماده داده می شود تا آن ماده از فاز جامد به فاز مایع بدون تغییر دما، تبدیل شود. همچنین دمایی که تغییر فاز اتفاق می افتد را دمای ذوب (melting point) می نامند. همچنین حرارت پنهان ذوب و دیفیوژن و یخ زدگی آب در فشار ۱۰۰۰ هکتو پاسکال و دمای صفر درجه سانتی گراد یکسان است.

$$\left[ \begin{array}{c} \text{latent heat} \\ \text{of melting} \end{array} \right] = \left[ \begin{array}{c} \text{latent heat} \\ \text{of fusion} \end{array} \right] = \left[ \begin{array}{c} \text{latent heat} \\ \text{of freezing} \end{array} \right]$$

همین توضیحات برای تبدیل مایع به گاز نیز به نام حرارت پنهان تبخیر ( $L_v$ ) در دمای ۱۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱۰۰۰ هکتو پاسکال وجود دارد.

$$\left[ \begin{array}{c} \text{latent heat} \\ \text{of vaporization} \end{array} \right] = \left[ \begin{array}{c} \text{latent heat} \\ \text{of condensation} \end{array} \right] = \left[ \begin{array}{c} \text{latent heat} \\ \text{of boiling} \end{array} \right]$$

## فرایندهای آدیاباتیک اشباع

وقتی بسته هوا صعود می کند دمای آن متناسب با ارتفاع و نرخ آدیاباتیک خشک کاهش می یابد تا اینکه از بخار آب اشباع شود. سپس با صعود بیشتر و لذا تقطیر و چگالش، مقداری حرارت پنهان آزاد می شود. لذا نرخ کاهش دمای بسته هوا، کمتر می شود. اگر تمام تولیدات تقطیر در بسته باقی بماند اگرچه حرارت پنهان در سیستم آزاد شده، فرایند آدیاباتیک اشباع می باشد (فرایند برگشت پذیر). در غیر اینصورت اگر محتویات تقطیر به صورت بارش نزول کند فرایند غیر برگشت پذیر بوده، و دیگر

دقیقا "آدیاباتیک نیست زیرا خروج نزولات کمی حرارات را از سیستم خارج کرده و قانون اول ترمودینامیک لحاظ نشده است. به فرایند این بسته هوایی، فرایند شبهه آدیاباتیک یا تغییرات بی در و دروغین نیز می گویند. البته حرارت خارج شده با محتویات تولیدی از تقطیر در مقایسه حرارت حمل شده خود بسته هوا ناچیز می باشد. لذا لاپس ریت بی در و اشباع ضرورتا" مانند لاپس ریت دروغین است. مقدار لاپس ریت آدیاباتیک اشباع از رابطه زیر محاسبه می شود ( $\Gamma_s$ ):

$$\Gamma_s \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{\Gamma_d}{1 + \frac{L_v}{c_p} \left( \frac{\partial w_s}{\partial T} \right)_p}$$

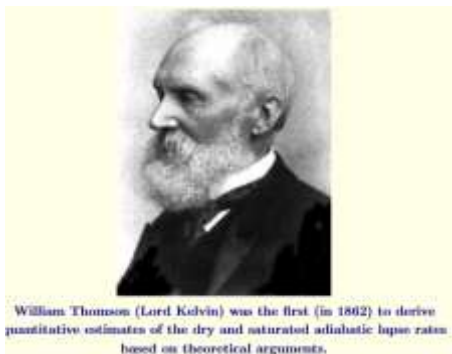
$\Gamma_s$  نرخ کاهش دما با ارتفاع بسته هوا تحت فرایند آدیاباتیک اشباع. سایر مجهولات قبلا" تشریح شده اند. مقدار لاپس ریت ثابت نبوده و به دما و فشار وابسته است. از آنجایی که مشتقات جزئی معادله بالا همیشه مثبت است، لذا:

$$\Gamma_s < \Gamma_d$$

ارزش های واقعی  $\Gamma_s$  حدود  $4 \text{ K km}^{-1}$  در نزدیک زمین برای توده های هوایی گرم و مرطوب تا ارزش های نرمال حدود ۶ تا ۷ در تروپوسفر میانی می باشد. البته اختلاف افت آهنگ دمایی آدیاباتیک خشک و تر نزدیک تروپوپوز به دلیل ظرفیت ناچیز رطوبتی کم است. همچنین روی تفیگرام ها این خطوط به نام آدیاباتیک اشباع یا دروغین نامگذاری می شود.

به کمک این مفاهیم و منحنی های تفیگرام، و مشخص بودن دمای اولیه و نقطه شبنم بسته هوای مورد نظر می توان مقدار LCL و سایر مشخصات دمایی و رطوبتی مانند مقدار آب تقطیر شده را در ارتفاع

دیگر پیش بینی نمود.



کلوین، توانست مقادیر کمی فرایندهای آدیاباتیک را بر آورد کند. وی یک مهندس، فیزیک و ریاضی دان بود که در علوم زمین، انرژی و ترمودینامیک کار می کرد. وی جوایز متعددی دریافت کرده و کارهای او باعث شد تا در زمان خود با نیوتن و اینیشتن مقایسه شود

دمای پتانسیل معادل  $\theta_e$

در خصوص معادله و تعریف دمای پتانسیل قبلاً صحبت شد. معادله دمای پتانسیل معادل:

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{L_v w_s}{c_p T}\right) \quad w_s \rightarrow 0, \theta \rightarrow \theta_e.$$

از معادله بالا می توان موارد زیر را درک کرد:

- هوا به صورت شبهه آدیاباتیکی منبسط می شود تا اینکه تمام بخار تقطیر و لذا حرارت پنهان آن آزاد شده و با بارش این حرارت از سیستم خارج می شود. سپس بسته هوا به صورت آدیاباتیکی خشک منقبض می شود تا در فشار استاندارد ۱۰۰۰ هکتو پاسکال، دمای پتانسیل معادل را به دست آورد. این دما کمیتی مانا در هر دو حالت آدیاباتیکی خشک و تر می باشد.

دمای پتانسیل تر  $\theta_w$

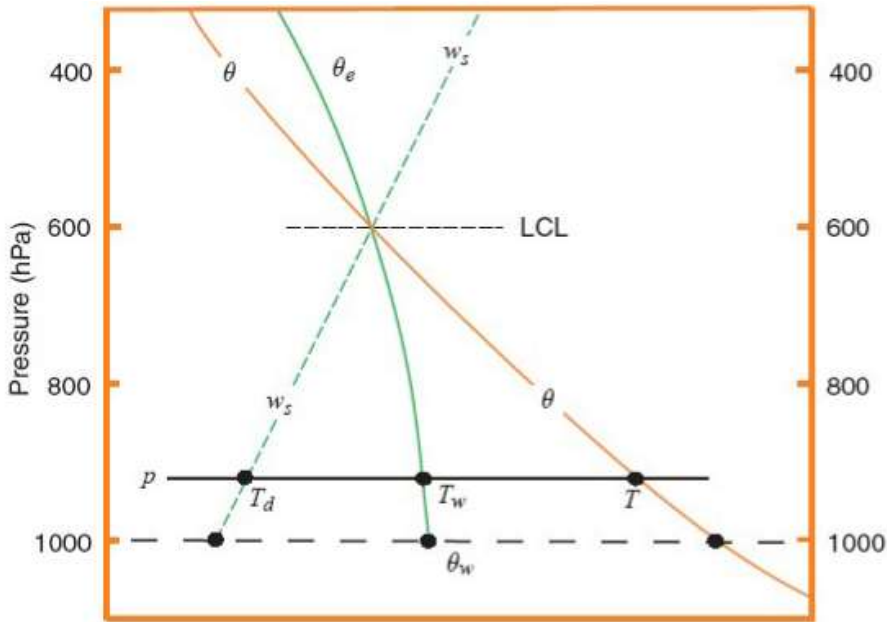
با توجه به شکل ۲۵ و مفاهیم چارت های تفیگرام، اگر خط ثابت دمای پتانسیل معادل که شبهه آدیاباتیکی نیز است، از دمای تر بسته هوا که روی تفیگرام مشخص شده به خط استاندارد فشار ادامه یابد، محل تقاطع را دمای پتانسیل تر می نامند.

لذا با داشتن انواع دما و مشخصات رطوبتی هوا می توان سایر مشخصات فیزیکی بسته هوا را در نقطه دیگر بر اساس فرایندهای آدیاباتیکی حین صعود و نزول تعیین نمود. هر دو دمای پتانسیل معادل و تر کمیت های مانا بوده و به عنوان ردیاب های مناسب توده های هوا (*air masses*) می باشند.

انرژی استاتیکی مرطوب (MSE)

وقتی ارتفاع (*height*)، به جای فشار به عنوان متغیر مستقل در پیش بینی ها لحاظ می شود، لذا این کمیت های مانا در طول فرایندهای آدیاباتیکی و شبهه آدیاباتیکی حین صعود و نزول با آبی که تحت شرایط تبدیل های فاز مایع و بخار می باشد را انرژی استاتیکی مرطوب می نامند:

$$MSE = c_p T + \Phi + L_v q$$



شکل ۲۵: مثال قاعده نرمند

در این رابطه  $T$  دمای بسته هوا،  $\Phi$  ژئوپتانسیل و  $q$  رطوبت نسبی یا  $(q \sim w)$  که قبلاً تشریح شده اند. همچنین در این رابطه ترم اول انتالپی سیستم برای واحد جرم هوا، ترم دوم انرژی پتانسیل، و ترم سوم ثابت حرارت پنهان می باشد. لذا دو ترم اول معادله بالا شامل انرژی استاتیک خشک (DSE) هستند. وقتی هوا به صورت آدیاباتیک خشک صعود می کند، انتالپی به شکل انرژی پتانسیل تبدیل می شود و ثابت حرارت پنهان، بدن تغییر باقی می ماند.

در فرایند صعود آدیاباتیک اشباع، انرژی بین سه ترم تغییر می کند. انرژی پتانسیل افزایش می یابد در حالیکه ثابت های انتالپی و حرارت پنهان هر دو کاهش می یابند. اما جمع هر سه ترم ثابت است.

#### قاعده نرمند (Normand's rule)

این قاعده کمی قبل تر برای تعیین دمای پتانسیل تر معرفی شد. همین مفهوم برای سه حالت به شرح زیر روی تفریگرام برای نقطه LCL یک بسته هوا از تقاطع خطوط مربوطه، به شرح زیر با توجه به شکل ۲۵ تعیین محل می شود:



- **خط دمای پتانسیل** که از نقطه تعیین شده دما و فشار بسته هوا می گذرد.
- **خط دمای پتانسیل معادل** (شبهه آدیاباتیک) که از نقطه تعیین شده دمای تر و فشار بسته هوا می گذرد.
- **خط نسبت اختلاط اشباع** که از نقطه تعیین شده نقطه شبنم و فشار بسته هوا می گذرد.

اگر  $P, T, T_d$  و یک بسته هوا مشخص باشد، مقدار دمای تر  $T_w$  ممکن است به سادگی با توجه به قاعده نرمند (Normand's rule) تعیین شود. همچنین به کمک برون یابی کردن خط دمای پتانسیل معادل که از  $T_w$  عبور می کند، می توان دمای پتانسیل تر را در تراز استاندارد پیدا کرد.

#### صعود و نزول

اگر یک بسته هوا به بالاتر از LCL خود صعود کند، لذا تقطیر صورت می گیرد، و اگر تولیدات تقطیر به صورت بارش از سیستم ریزش کند، آن مقدار حرارت پنهان که هوا در طی این فرایند کسب کرده بود را از دست می دهد و البته می تواند آن را حفظ کند اگر بسته هوا به تراز اول خود باز گردد. اثرات صعود اشباع و نزول آدیاباتیک می تواند به صورت زیر باشد:

- افزایش خالص دما و دمای پتانسیل بسته هوا
- کاهش محتوای رطوبتی وقتی تغییرات شاخص هایی مانند نسبت اختلاط، رطوبت نسبی، نقطه شبنم و دمای تر بررسی شود.
- بدون تغییر بودن دمای پتانسیل معادل و دمای پتانسیل تر به عنوان کمیت های مانا تحت هر دو شرایط فرایندهای خشک و اشباع

#### بادهای کوهستانی (Mountain winds)

باتوجه به کسب حرارت بسته هوا از فرایندهایی که ذکر شد (ممکن است تا ۶ درجه سانتی گراد یا بیشتر هم برسد) در طول عبور هوا روی کوهستان، ممکن است باعث تولید بادهای گرم به نام فوئن (Fohn) و چینوک (chinook) که اغلب در سمت مخالف می وزد بشود. این پدیده توسط

Julius.F و Leipzig, 1901 ارائه شد کسی که اصول اولیه ترمودینامیک هواشناسی را توسعه داد و البته رسال خود را در اقلیم شناسی (climatology) نوشت.

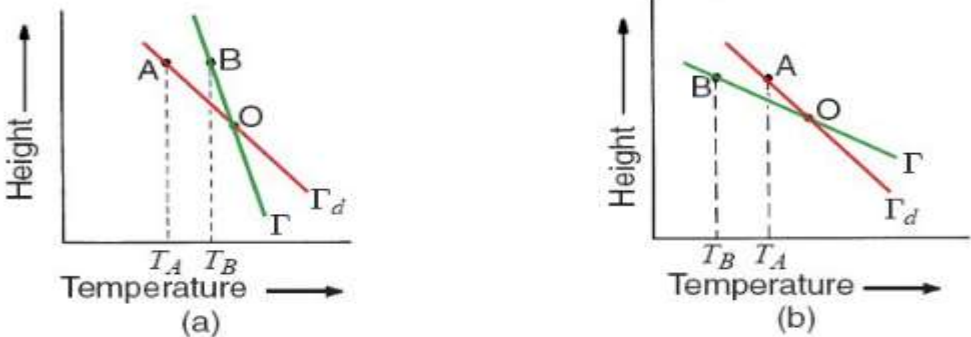
## ۸-۱ پایداری و ناپایداری هوا

بررسی و پیش بینی شرایط جابجایی و صعود و نزول بسته های هوا به کمک معادلاتی که تا به اینجا در خصوص فرایندهای آدیاباتیک ارائه شد نیاز بود. در ادامه مفاهیم و معادلات انواع پایداری ایستا و دینامیک (پویا)، و انواع ناپایداری و جابجایی های شرطی جو ارائه می شود:

فرض کنید یک پارسل هوای غیر اشباع داریم و آهنگ تغییرات دمای واقعی  $\Gamma$  کمتر از آهنگ تغییرات دما تحت شرایط تغییرات بی در رو خشک  $\Gamma_d$  باشد:

$$\Gamma < \Gamma_d$$

باتوجه به شرایط بالا اگر این بسته هوای غیر اشباع، عمودی صعود کند، دمای آن در ترازهای بالاتر کمتر از دمای محیط می شود. بسته سردتر هوا، متراکم تر از هوای گرم تر محیط خود شده و لذا به سمت تراز ابتدایی خود باز می گردد. دوباره اگر این بسته جابجا شده به سمت پایین، گرم تر از هوا محیط خود شود، تمایل به صعود می کند. در هر دو شرایط، بسته هوا بعد از جایگزینی در شرایط بالا یا پایین، نیروی خود را احیا (restoring force) می کند و این شرایط در دو محدوده عمودی ثابت اتفاق می افتد که به آن **پایداری ایستا مثبت** در شرایط غیر اشباع می گویند (شکل ۲۶).



شکل ۲۶: شرایط پایداری ایستا مثبت (a) و ناپایداری ایستا منفی (b)

لذا شرایط نامعادله  $\Gamma < \Gamma_d$  برای حالت b برعکس شده و این شرایط برای بسته هوای غیر اشباع مسئول پایداری می باشد.

می توان نیروی شناوری (buoyancy force) رو به پایین بسته هوارا از معادله شتاب به دست آورد:

$$F = (\rho' - \rho)g$$

دما و دانسیته محیط به ترتیب  $T$  و  $\rho$  و برای بسته هوا  $T'$  و  $\rho'$ .

$$a = g \left( \frac{T - T'}{T} \right)$$

باتوجه به تعریف افت آهنگ می توان معادله آن را نوشت:

$$T' = T_0 - \Gamma_d z \quad T = T_0 - \Gamma z$$

لذا شتاب افت بسته هوا ( $Z$  جابجایی رو به بالای بسته هوا است):

$$a = g \left( \frac{\Gamma_d - \Gamma}{T} \right) Z$$

به همین ترتیب شتاب صعود بسته هوا قابل محاسبه است.

به طور کلی در شرایط غیر اشباع اگر اختلاف افت آهنگ آدیاباتیک خشک از محیط واقعی بیشتر از صفر باشد، یک نوسان منظم پایدار و محدود شده ای با فرکانس معادله زیر مشاهده می شود:

$$\omega^2 = \frac{g}{T}(\Gamma_d - \Gamma).$$

اگر این اختلاف کوچکتر از صفر باشد، شرایط ناپایدار ایستا منفی شکل می گیرد.

اینورژن

در این شرایط لاپس ریت هوا منفی بوده و لذا با افزایش ارتفاع، دمای هوا بیشتر می شود. باتوجه به مفاهیم بالا مشخص است که در این وضعیت یک شرایط قوی پایدار ایستا شکل بگیرد. اگر چنین لایه پایداری نزدیک سطح زمین تشکیل شود می تواند باعث حبس هوای آلوده شده و مانند سپری نامرئی عمل کند. البته در جو بالا تر از تروپوسفر حدود ۱۲ کیلومتری از زمین، لایه استراتسفر شروع می شود و به صورت طبیعی تشکیل لایه اینورژن داده است.

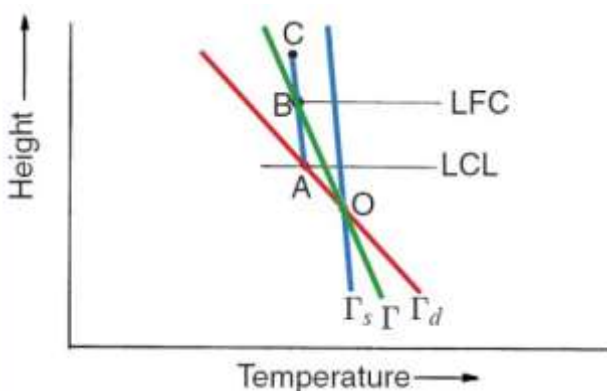
شرایط ناپایداری ایستا که در بالا تشریح شد آنقدر ادامه می یابد تا بسته هوا به تدریج متراکم تر شده و دمای آن بیشتر از محیط شود. به همین صورت اگر این بسته به سمت پایین حرکت کند، در ادامه سردتر از محیط خود شده و در انتهای سینک می شود. چنین شرایطی در جو طبیعی کمتر اتفاق می افتد زیرا اختلاط عمودی قوی حاکم بر جو، این شرایط را حذف می کند. البته تحت شرایط خاص اگر یک منشا قوی حرارتی جو مانند موتورهای حرارتی قوی در سطح زمین ایجاد گردد ممکن است شرایط ناپایداری ایستا مشاهده شود. لذا اگر در معادله زیر دیفرانسیل دمای پتانسیل با ارتفاع رابطه مثبت داشته باشد، جو نسبت به جابجایی های بسته هوای غیر اشباع، پایدار است.

$$\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{1}{T} (\Gamma_d - \Gamma)$$

ناپایداری جابجایی و شرطی - هوای اشباع

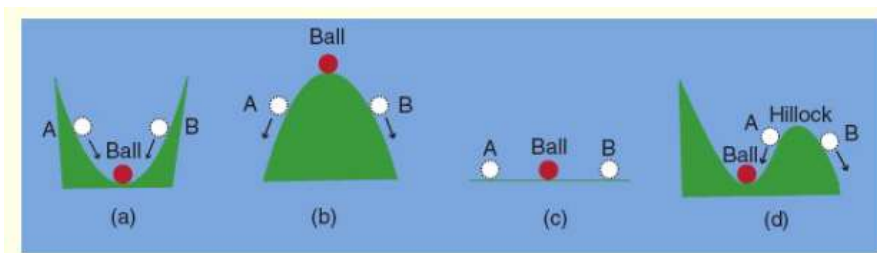
اساساً "وقتی توده هوا مرطوب تر باشد به دلیل جبران انرژی به وسیله حرارت پنهان بخار آب، همیشه با نرخ کمتری نسبت به هوای غیر اشباع هنگام صعود، خنک می شود. یک بسته هوای اشباع با افزایش ارتفاع کاهش دمایی متناسب با شرایط لاپس ریت آدیاباتیک اشباع  $\Gamma_s$  خواهد داشت (شکل ۲۷).

$\Gamma < \Gamma_s$	stable
$\Gamma = \Gamma_s$	neutral
$\Gamma > \Gamma_s$	unstable



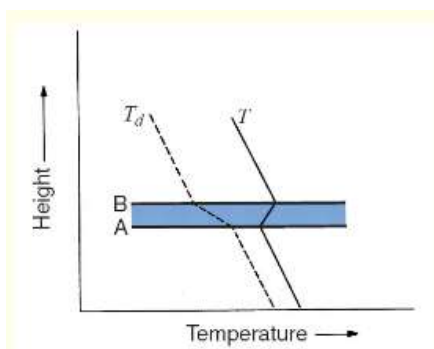
شکل ۲۷: شرایط برای ناپایداری شرطی. ( $\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$ )

به طور کلی جابجایی هوا بستگی به رطوبت لایه های مختلف هوا، لاپس ریت توده هوا، مقدار رطوبت توده هوا، تغییرات دمای محیط هوا، جریان باد محلی و توپوگرافی دارد. در جابجایی های کوچک بسته هوای اشباع، ممکن است با توجه به مجموعه شرایط، دوباره به ارتفاع اولیه بازگردد و یا اگر جابجایی به وسیله یک نیروی شناوری بالارنده، زیاد باشد ممکن است بسته هوا بالای نقطه تعادل و تراز صعود تقطیر خود (LCL) و در ارتفاع LFC یا تراز آزاد جابجایی قرار بگیرد. چنین وضعیتی را ناپایداری شرطی جو می نامند (شکل ۲۸).



شکل ۲۸: انواع شرایط: a پایدار، b ناپایدار، c خنثی، d ناپایداری شرطی

همانطور که ذکر شد یکی از متغیرهای موثر در ناپایداری توده هوا به تغییرات عمودی بخار آب مرتبط است. در شکل ۲۹ لایه آبی رنگ معرف لایه اینورژن خشک و زیر آن هوای مرطوب وجود دارد. در لایه اینورژن نقطه شبنم  $T_d$  با افت سریع کاهش می یابد.



شکل ۲۹: مثال ناپایداری جابجایی. لایه آبی رنگ لایه اینورژن خشک می باشد

فرض کنید توده هوای مرطوب زیر لایه اینورژن، صعود کند و به کف لایه اینورژن در نقطه A برسد. قطعاً "شرایط تقطیر و ایجاد تراز LCL برای توده هوای صعود کرده ایجاد می شود. بالای این نقطه

نیز توده هوا به صورت آدیاباتیک سرد مرطوب خواهد بود. بالای نقطه B نیز اگر نقطه آغاز حرکت توده هوا باشد، شرایط از نوع خشک سر خواهد بود.

لذا در لایه اینورژن یک ناپایداری لاپس ریت نیز ممکن است با توجه به شرایط ایجاد شود. به طور کلی معیار پایداری و ناپایداری با توجه به دیفرانسیل دمای پتانسیل مشخص می شود و همانطور که ذکر شد علامت منفی نشان از پتانسیل یا جابجایی ناپایداری است.

$$d\theta_e/dz$$

### ۹-۱ قانون دوم ترمودینامیک

قانون اول ترمودینامیک که تا اینجا استفاده شد، اصل بقای انرژی را تشریح نمود. قانون دوم ترمودینامیک به نسبت حداکثر مقداری از حرارت تولید شده سیستم، که می تواند به کار تبدیل شود توجه می کند. در واقع قانون دوم به کمک چرخه کارنت (کارنو) توسط Wallace & Hobbs در کتابش که یکی از کتب معتبر ترمودینامیک است قابل مطالعه می باشد. در اینجا چرخه کارنو به طور خلاصه ارائه شده است:

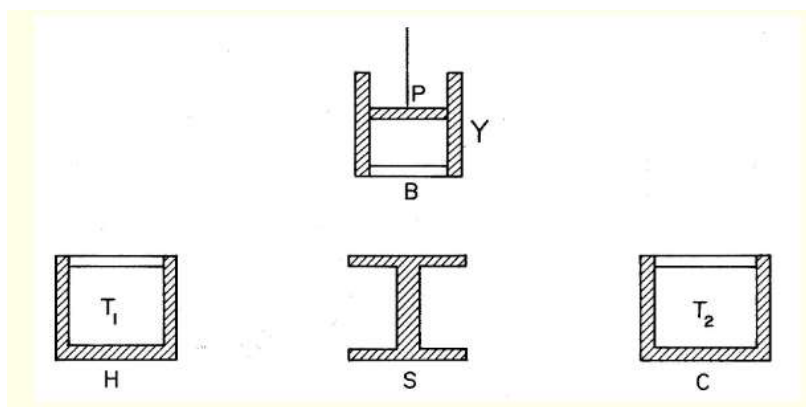
چرخه کارنو و توسعه مفاهیم آدیاباتیک در هواشناسی فیزیکی فرایند این چرخه شامل عملگرهایی است که باعث تغییر حالت ماده داخل سیستم بسته می شود اما نهایتاً به حالت اولیه خود باز می گردد. مثلاً انتقال حرارت و تشعشع آن از مواد داخل بدنه گرمتر به مواد داخل بدنه سردتر و تبدیل اختلاف این انرژی به کار خارجی یا داخلی انجام شده طی این فرایند که توسط قانون دوم ترمودینامیک تشریح می شود. اگر مقدار حرارات خارج شده از مولد حراراتی  $Q_1$  باشد، و مقدار حرارت کسب شده سیستم سردتر  $Q_2$  باشد، نسبت زیر معرف کارائی سیستم مولد می باشد:

$$\eta = \frac{\text{Work done by the engine}}{\text{Heat absorbed by the working substance}} = \frac{Q_1 - Q_2}{Q_1}$$

بر این اساس اگر حجم مواد سیستم تغییر کند، مواد ممکن است کار خارجی انجام دهد، و یا بر عکس کار ممکن است روی مواد انجام شود (حرکت رفت و برگشت پیستون در مدل شکل ۳۰) طی فرایند متناوب رفت و برگشت پیستون.

از آنجایی که حالت مواد در طی این فرایند تغییر نمی کند و از حالت نهایی به حالت اولیه باز می گردد (فرایند برگشت پذیر)، و چون انرژی داخلی تابعی از حالت مواد سیستم می باشد، لذا انرژی داخلی مواد سیستم در یک فرایند چرخه، بدون تغییر می ماند.

بنابراین حرارات خالص جذب شده مواد سیستم برابر کار خارجی انجام شده در فرایند می باشد.

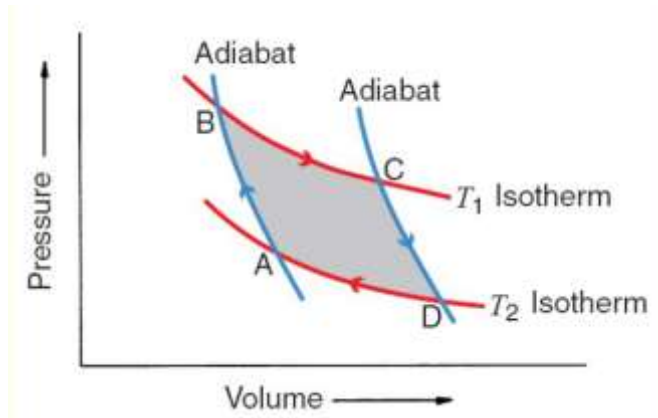


شکل ۳۰. مدل آزمایشگاهی هواشناسی رفتار ایزوترم بدون S و آدیاباتیک (مانع S)

مولفه های مولد حرارتی ایده آل چرخه کارنو

در شکل ۳۰ مخزن بی نهایت گرم H و سرد کننده بی نهایت سرد C به ترتیب با دماهای ثابت T مشابه منطقه تروپیک و منطقه عرض های بالاتر در اتمسفر و یا کندانسور و بویلر در موتور بخار و یا راکتورهای هسته ای و برج های خنک کننده در ژنراتور برق هسته ای هستند. در تمام این سیستم ها آب یا بخار مانند ماده سیستم هستند که پس از کسب حرارات کار انجام شده روی پره های توربین یا پیستون را اعمال می کنند. در شکل ۳۱ فرایند رفت و برگشت چرخه کارنو نمایش داده شده است. انتگرال منطقه خاکستری رنگ در منحنی فشار-حجم معرف کار انجام شده است:

$$W = \oint_C p dV$$



شکل ۳۱: مقدار کار انجام شده چرخه کارنو - منطقه خاکستری

این قانون درک بهتری از شرایط آدیاباتیک، موتورهای حرارتی اتمسفر و اثر آن در مناطق محدوده عرض تروپیک، انتقال انرژی مولکولی سیال اتمسفر و تشعشع حرارت از مناطق گرمسیری به مناطق عرض های میانی، فرایندهای سیکلون ها و مدلسازی رفتار آدیاباتیک سیستم جو را فراهم می کند.

### entropy

انترپی تعابیر مختلفی دارد. یک مورد به بی نظمی سیستم بر می گردد که توسط *singh* از بزرگان دهه اخیر پس چو و هورتن و لاکس و بروکس در هیدرولوژی و آبخیزداری، در مطالعات احتمالاتی سیستم های هیدرولوژی ارائه شد که در بخش آب مختصر ارائه شده است. در خصوص مطالعات هواشناسی می توان افزایش انترپی سیستم  $dS$  را معادل نسبت مقدار حرارت اضافه شده (برگشت پذیر) به سیستم در دمای  $T$  دانست:

$$dS = \frac{dQ}{T}$$

برای جرم واحد و انترپی ویژه:

$$ds = \frac{dq}{T}$$

انترپی نیز به حالت سیستم وابسته است و نه چگونگی و مسیر فرایند ایجاد آن حالت. معادله تبدیل یک سیستم برگشت پذیر طبق قانون اول ترمودینامیک به شکل زیر قبلاً اثبات شده است:



$$dq = c_p dT - \alpha dp,$$

ترم سمت چپ معادله معادل حرارت اضافه شده است. ترم اول سمت راست معادله تغییرات سیستم و ترم دوم معادل کار می باشد. لذا داریم:

$$ds = c_p \frac{d\theta}{\theta}.$$

با انتگرال گیری از معادله بالا:

$$s = c_p \log \theta + s_0$$

$s_0$  ارزش مرجع انتروپی سیستم.

لذا در مطالعات هواشناسی می توان از دمای پتانسیل  $\theta$  استفاده کرد. وقتی فرایند تبدیلات سیستم و لذا دمای پتانسیل ثابت باشد، به آن ایزنتروپیک (*isentropic*) می نامند. لذا اغلب فرایندهای آدیاباتیکی را فرایندهای ایزنتروپ نیز می نامند.

*Clausius-Clapeyron* معادله

معادله CC و مفهوم کارنو می تواند برای توسعه رابطه فشار بخار اشباع آب  $e_s$  (hPa) در دما  $T$  بر حسب کلوین استفاده شود:

$$e_s = 6.11 \exp \left[ 5.42 \times 10^3 \left( \frac{1}{273} - \frac{1}{T} \right) \right]$$



Sir Arthur Eddington

بزرگان فیزیک نجوم و جو

۱۹۴۴-۱۸۸۲

در تبدیلات برگشت پذیر، تغییری در انتروپی جهان وجود ندارد به عبارتی اگر سیستمی حرارت برگشت پذیر دریافت کند، افزایش انتروپی یا بی نظمی سیستم دقیقاً "معادل بزرگی کاهش انتروپی محیط آن است. اما در مقیاس جهانی این موضوع برگشت ناپذیر است. لذا انتروپی جهان به عنوان نتیجه تبدیل برگشت ناپذیر، افزایش می یابد. لذا انتروپی یک معیاری از بی نظمی یا تصادفی بودن سیستم است. قانون دوم ترمودینامیک دلالت می کند که بی نظمی جهان به صورت بی رحمانه در حال افزایش است. لذا انرژی جهان ثابت است (قانون اول) و انتروپی جهان در حال حداکثر شدن (قانون دوم).

از نظر ادینگتون انکار قانون دوم به ضرر انکار کننده است. در واقع هیچ چیز در دنیا به جز مرگ، مالیات و قانون دوم ترمودینامیک قطعی نیست (S.Lloyd, 2004). **دپارتمان مهندسی مکانیک**.

## ۱-۱۰ سایر کاربردهای هواشناسی فیزیکی

در سراسر فصل اول، اصول کاربردی فیزیک هواشناسی مطرح شد. در اینجا ابتدا برخی از کاربردهای دیگر را لیست و سپس چند مورد از موارد مهمتر بیشتر توضیح داده می شود. به طور کلی کاربردهای هواشناسی فیزیکی ممکن است به دو بخش کلی زیر تقسیم شود:

- کاربرد در هواشناسی. اساساً "پدیده های شیمی- فیزیک که هنوز در محیط اتمسفر بوده و به باران و برف روی زمین تبدیل نشده و یا در صورت تشکیل در جو معلق و یا به سطح زمین نرسیده است در دامنه علم هواشناسی و علوم اتمسفر می باشد، اگرچه برخی از این پدیده ها که دارای منشاء زمینی بوده (ریزگرده و ابرسول ها) و یا اثرات زمین در فرایندهای آنها قابل توجه است به صورت میان رشته ای قابل مطالعه هستند. پدیده ریزگرده ها یکی از این موارد است.

- کاربرد در هیدرولوژی و مواردی که شامل مطالعه اثر اتمسفر در روی زمین و هیدروسیستم های آن مانند رودخانه، تالاب، دریاچه و اقیانوس ها و آبهای زیرزمینی می شود. این موارد در دامنه علم هیدرولوژی قرار می گیرد و شامل مطالعه فیزیک برف، محاسبه رگبار طراحی، PMP و آب قابل بارش، رواناب، رطوبت خاک و خشکسالی، دینامیک موج سیل، آلودگی

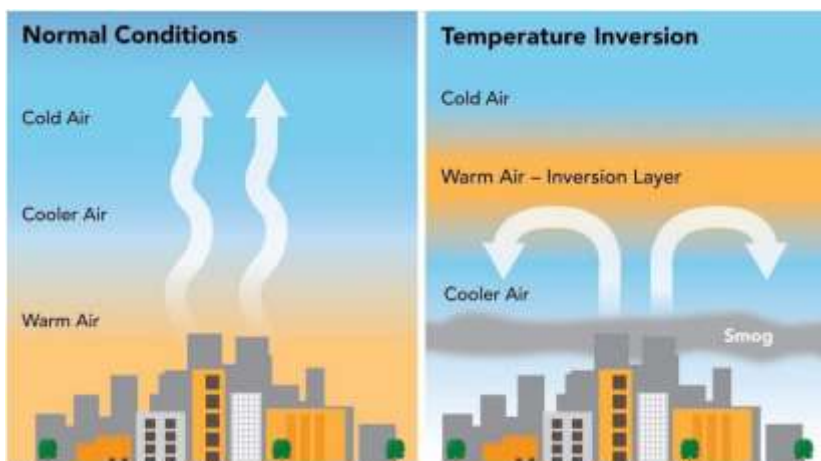
نفی سفره، دبی های جریان کم و.. می باشد که در بخش آب دینامیک می توان تغییرات رفتار آنها را مطالعه نمود.

در ادامه این فصل برخی از کاربرهای علم هواشناسی ارائه می شود:

### ۱-۱۰-۱ کنترل پدیده وارونگی (Inversion)

در لایه تروپوسفر در شرایط عادی گرادیان دمایی مثبت است (کاهش دما با افزایش ارتفاع به صورت نرمال با نرخ ۱ درجه برای ۱۶۵ متر ارتفاع (altitude) یا ۶,۵ درجه برای هر ۱۰۰۰ متر که البته این نرخ نرمال نیز در زمان و مکان کمی متفاوت است) و این باعث صعود هوای گرم همراه آلودگی سطح زمین به ویژه در مناطق شهری می شود (لاپس ریت نرمال). اما ممکن است بر اساس فرایندهای جوی و افت آدیاباتیک در ارتفاع حدود ۶ تا ۸ کیلومتر، لایه معکوس دمایی یا پدیده اینورژن تشکیل شود (شکل ۳۲). معادله پایداری اینورژن برای شرایط همگن افقی به شکل زیر می باشد:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-w\theta) + C \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_r$$



شکل ۳۲: شماتیک ساده شده پدیده گرمایش معکوس

در معادله ساده شده اینورژن بالا، نسبت دیفرانسیل دمای پتانسیل به زمان برای لایه مرزی معادل با دو ترم مشتقات جزئی به شرح زیر می باشد. ترم اول سمت راست معرف فرایند اختلاط آشفته‌گی شار حرارت در دستگاه مختصات عمودی Z و ترم دوم معرف فرایند واگرایی تشعشع با طول موج بلند می باشد. ثابت C نیز برای حذف این مولفه در صورت عدم نیاز و سادگی اضافه شده است.

انرژی این لایه در زمان طلوع خورشید به دست می آید. البته سرد شدن سریع زمین به دلایل مختلف، می تواند تشدید کننده باشد. همزمان با شروع فعالیت های انسانی و مصرف سوخت و .. در اوایل روز، هوای گرم شده طبق گرادیان یا باد صعود می کند. در این شرایط اگر هوای صعود کرده به لایه وارونه دمایی برخورد کند، صعود هوای سطح زمین متوقف و مختل می شود. در این شرایط آلودگی های هوا در بین لایه ها محبوس می شود. ارتفاع توقف ممکن است نزدیک زمین و در ارتفاع مثلا " ۲۴۰ متری با تداوم های مختلف مثلا " ۲ ماه یا بیشتر نیز باشد. این مسئله در عمده شهرهای ایران از جمله مشهد و تهران شدید است.

عوامل موثر در پدیده وارونگی:

- علل طبیعی اقلیمی مانند جذب انرژی خورشید در اوایل صبح توسط لایه های نزدیک زمین و وجود ذرات و ریزگرده و .. می تواند اثر گذار باشد.
- از دست دادن سریع انرژی زمین در شب به دلیل هوای سرد و خشک، و قوانین انتقال
- آسمان صاف و بدون ابر و تشدید تشعشع انرژی زمین
- هوای آرام و بدون باد که باعث عدم تداخل لایه ها سرد و گرم شود
- شرایط توپوگرافی و پستی و بلندی منطقه

باتوجه به رابطه بالا ممکن است عوامل موثر در کاهش پدیده وارونگی به شرح زیر باشد:

- کاهش سوخت های مازوت و گازوئیل و انرژی های تولیدی منازل در ابتدای روز
- کاهش استفاده از وسائل بنزین سوز در ابتدای ساعات روز
- هماهنگی با کشورهای همسایه ترکیه و هند جهت اجرایی نمودن طرح های ملی-منطقه ای
- هماهنگی های بیشتر بین سازمان های محیط زیست، نفت و هواشناسی

- ایجاد پوشش های مصنوعی و طبیعی جهت کاهش تشعشع انرژی (دلیری، ۱۴۰۱)
- ترسیب کربن بر اساس اکولوژی مهندسی زیستی گرایش های رشته مرتعداری و بیابان زدایی و آبخیزداری

سوندین با ماهواره (*satellite sounding*)

جهت اندازه گیری پارامترهای لایه اینورژن روش های مختلفی وجود دارد. یکی از این روش ها داده کاوری و سوندینگ لوگ پروفیل عمودی جو، با استفاده از آنالیز داده های ماهواره است. این داده ها همچون مدل های دینامیک پیش بینی هوا، نیاز است پس از برداشت برای اختلال ها و خطاهایی در اینجا اثر ابر به کمک معادلات پایه اصلاح و تفسیر شوند. به عنوان مثال معادله اساسی انتقال و شدت تشعشع مونوکروماتیک ارسال  $R$  با فراوانی  $\nu$  که به صورت عمودی بالای جو ساعت می شود و توسط سنسور ماهواره برداشت می گردد به شکل زیر است:

$$R_{\nu} = (I_0)_{\nu} \tau_{\nu}(z_0) + \int_{z_0}^{\infty} B_{\nu}\{T(z)\} \frac{d\tau_{\nu}(z)}{dz} dz ,$$

در اینجا  $I_0$  برای  $\nu$  مشخص، شامل انتشار از سطح زمین در ارتفاع  $z_0$ ،  $\tau_z$  انتقال عمودی از ارتفاع  $z$  به فضا،  $T(z)$  پروفیل دمای عمودی،  $B_{\nu}\{T|Z\}$  متناظر با پروفیل تابع پلانک است. جهت مطالعه بیشتر به مرجع شماره ۸ مراجعه شود.

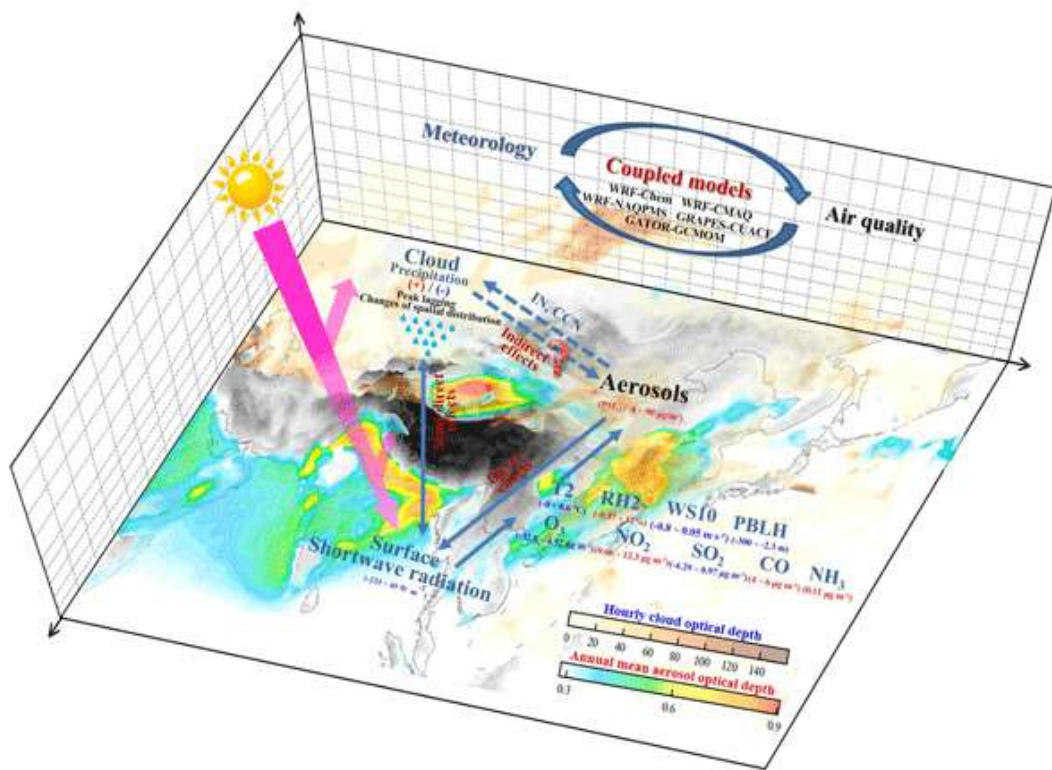
## ۱-۱۰-۲ ارسول و ریزگرده و تغییر اقلیم

اساساً " ارسول (*aerosol*) می تواند طبیعی یا مصنوعی باشد. ارسول در شرایط تشدید شده و غیر طبیعی می تواند ناشی از بیابان زایی و افزایش ریزگرده های معلق (*dust*) نیز باشد. ارسول می تواند گازی یا جامد باشد. لذا ارسول در حالت طبیعی می تواند ذرات بسیار ریز معلق جامد یا قطرات مایع و یا از گاز دیگر در هوا تشکیل شده باشد. وقتی این ذرات بیش از حد طبیعی در جو حضور داشته باشند، باعث تیره شدن هوا (*haze*) و اختلال در فعالیت های طبیعی روی زمین می شوند. همچنین می توانند باعث تغییرات اقلیمی و بهم خوردن بازتاب و آلوده فرایندهای هواشناسی در کنار انواع بیماری های پوستی و تنفسی را شامل شوند.

معادلات پیوستگی ایرسول در لایه های جو بالا مانند استراتوسفر و روش های حل تحلیل آنها به منظور مدل سازی توزیع و سرعت سقوط و تعلیق برای مطالعه نیاز است. شکل ۴ بعدی معادله پیوستگی توزیع اندازه ذرات ایرسول می تواند به شکل زیر باشد:

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \nabla \cdot (n\mathbf{V}) + \frac{\partial}{\partial r}(gn) = q,$$

این معادله که توزیع اندازه ذرات  $n$  برای مکان  $X$  و زمان  $t$  و شعاع ذره  $r$  و رشد ذره  $g$  به خاطر انعقاد و چگالش است می تواند به کمک چندین رابطه تو در تو برای شرایط مرزی معین با توجه به سرعت هوا  $V$  و هسته زدایی  $q$  تابعی از  $r, X, t$  توسعه یابد (۹). این معادلات می توانند جهت مطالعه هواشناسی فیزیکی و دینامیک در خصوص پیش بینی تیره شدن هوا و همچنین اثرات ایرسول روی خصوصیات هوا مانند دما و تغییرات اقلیم (climate change) و کیفیت هوا استفاده شوند (شکل ۳۳).



شکل ۳۲: مدل سازی کوپل کیفیت آب و هوا در آسیا جهت مطالعه اثرات ایرسول روی آب و هواشناسی و کیفیت هوا، ۲۰۲۱- (اقتباس از سایت شیمی فیزیک جو-اتحادیه علوم زمین اروپا)

حذف این ذرات گردو غبار وقتی در جو هستند شاید به کمک ایجاد باروری ابرها و **بارش مصنوعی** عملیاتی باشد اما بهتر است مدیریت از منشاء برداشت ذرات تشدید کننده بواسطه روش های مطالعه و کنترل فرسایش بادی (آبخیزداری و بیابان زدایی) شناسایی و مدیریت شود. در حال حاضر یونسکو (UNESCO) به واسطه سازمان محیط زیست و تیم آبخیزداری در کشور روی تالاب هامون-هیرمند در حال مطالعه کنترل ریز گرده ها به کمک توزیع سیلاب های محلی هستند.

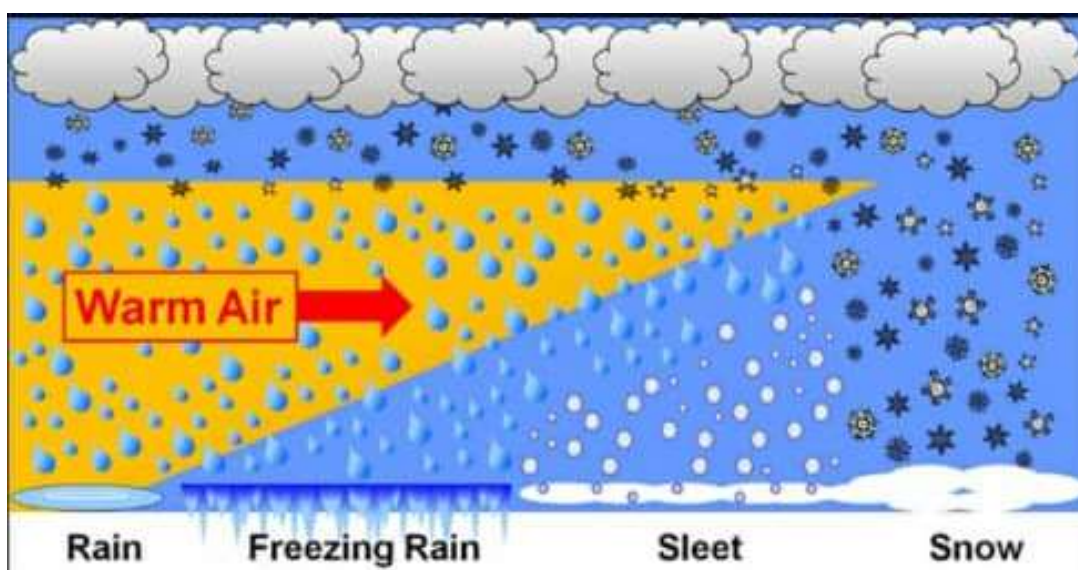
ممکن است چارچوب کلی و خلاصه مدیریت فرسایش بادی به شکل زیر باشد:

- شناسایی مناطق برداشت ریز گرده. این روش ها می تواند به کمک برداشت نمونه های میدانی و آزمایشگاهی در کنار تصاویر ماهواره ای به منظور شناسایی نوع رسوب و تعیین منطقه برداشت صورت بگیرد. سپس می توان به کمک طراحی و اجرای انواع بادشکن های زنده یا غیر زنده در مناطق برداشت و یا استفاده از مالچ یا معادل تکنولوژی نانو آن جهت مدیریت مناطق برداشت استفاده نمود. این فعالیت ها توسط متخصصان بایان زدائی و مرتعداری و مهندسان آبخیزداری با گرایش حفاظت آب و خاک صورت می گیرد.
- مدیریت مناطق برداشت به کمک روش های پخش سیل در آبخیزداری.

### ۱-۱۰-۳ باروری ابر، آتش سوزی و..

درک و توسعه فرایندهای هواشناسی از جمله تشکیل بارش، اثر ابرسول ها در تشکیل قطرات ابر و بارش، بارش های گرم، فرایندهای چند مرحله ای تشکیل باران یخ زده (graupel) و تگرگ (Hail)، فرایندهای پراکنش و تشعشع انرژی، آلودگی انواع موانع سطح زمین و یخ در جو، ذرات معلق، تشکیل اقلیم منطقه، اثرات غیر مستقیم ابرسول در اقلیم، انتقال انرژی از مناطق گرمسیری، شارژ و تخلیه بار الکتریکی، رعد و برق، فرایندهای جابجایی و پیش بینی صعود بسته هوا (LCL)، صدا در جو و .. می تواند بخشی از مطالعات هواشناسی فیزیکی باشد. بر اساس همین مفاهیم می توان زمان و چگونگی بارور کردن ابرها را طراحی نمود. به عنوان مثال می توان موادی مانند یدور نقره یا

یخ خشک و .. به کمک هواپیما یا بالن و یا توپ های زمین به هوا به سمت و سوی مناسب ارسال نمود. همچنین می توان به کمک دود کارخانه ها نیز این مواد را به آسمان آزاد کرد. در شکل ۳۳ شرایط مختلف فاز آب اتمسفر با توجه به وجود یا عدم وجود و چگونگی پیشرفت یک توده هوای گرم نمایش داده شده است. در مرحله اول آب یخ زده در جو پس از عبور یک لایه یمپارچه هوای گرم، به صوت فاز مایع به زمین می رسد و به همان شکل نیز باقی می ماند. این فرایند برای بازان یخ زده روی زمین و یخ پوش یا برفابه (sleet) متفاوت است.



شکل ۳۳: شرایط مختلف آب اتمسفر قبل و پس از رسیدن روی زمین

در خصوص آتش سوزی های ناشی از هوا نیز مدل پیش بینی آتش سوزی (FWFM) توسعه یافته است. این مدل ها به کمک مدل های عددی پیش بینی هوا (1) می توانند به منظور مدیریت و کاهش خسارات مالی و جانی یاری نمایند.

جهت مطالعه بیشتر فرایندهای فیزیکی هواشناسی می توان به مراجع مناسب مانند هواشناسی فیزیکی نوشته Vaughan Phillips دپارتمان هواشناسی دانشگاه هاوایی امریکا مراجعه نمود.



## ۱-۱۰-۴ انرژی و آسایش حرارتی (تورسیم و معماری)

یکی از کاربردهای مفاهیم هواشناسی فیزیکی می تواند در مطالعات نیاز شرایط آسایش حرارتی در محیط بیرون و داخل ساختمان جهت توسعه و نیازهای سرمایشی و گرمایشی گردشگری و یا معماری و شهرسازی در خصوص طراحی بهینه مصرف انرژی ساختمان ها در ارتباط با گرمای ویژه جنس مصالح و زاویه ساختمان و پنجره ها با توجه به موقعیت جغرافیایی دریافت انرژی محیط باشد.

### محاسبات آسایش حرارتی - روش خلیلی ۱۳۷۸

در خصوص مطالعات آسایش حرارتی یا اقلیم منطقه می توان به کمک داده های ایستگاه نزدیک یا معرف منطقه ابتدا مقادیر آماری متوسط و حداکثر و حداقل را برای دوره های مورد نظر زمانی و پارامترهایی چون دما و رطوبت یا بارش نسبت به متغیر مناسب مثل ارتفاع یا طول و عرض جغرافیایی محاسبه و سپس بر اساس جداول و نمودارهای استاندارد آسایش حرارتی نسبت به ارزیابی شرایط مختلف اقدام نمود و بر اساس آن تصمیمات لازم در خصوص نیازهای توسعه گردشگری را تعیین نمود. همچنین در این خصوص می توان از روش ارائه شده توسط خلیلی (۱۳۷۸)، استاد هواشناسی مهندسی آب دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران) که توابع یک روش جدید پهنه بندی اقلیمی را برای این منظر به کمک مفاهیم انرژی و نیازهای گرمایشی و سرمایشی در کل کشور توسعه دادند استفاده کرد. ایشان ابتدا یک شاخص به نام  $\theta$  برای حدهای پایین و بالا سرما و گرما تعریف کرد و سپس به کمک تابع دمای هر روز به شکل زیر محاسبات لازم را برای درجه روز سرمایش (CDD) و گرمایش (HDD) از تابع  $T(D)$  به نام تابع دما-روز برای هر روز سال محاسبه کرد:

$$T(D) = \frac{T_i - T_{i+1}}{d_i - d_{i+1}} (D - d_i) + T_i(d)$$

ایشان معادلات سرمایشی و گرمایشی کل کشور را بر این اساس توسعه و همچنین نقشه های پهنه بندی اقلیمی را ارائه نمودند. این معادلات بر اساس طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع، مقادیر درجه روز سرمایش و گرمایش را با دقت ۱۰ درصد محاسبه می کنند:

$$HDD = -3418.0 - 25.5X + 164.6Y + 0.971Z + \varepsilon$$

$$CDD = 7338.4 - 17.28X - 148.3Y - 0.580Z + \varepsilon$$

X, Y, Z به ترتیب ارتفاع بر حسب متر و عرض و طول جغرافیایی می باشد. اسپیلن معادله نیز برای محاسبه خطا و واسنجی قابل استفاده است. ایشان نمودارها و جداول و نقشه پهنه بندی دو معادله بالا را نیز برای کل کشور جهت کاربرد ساده تر برای کارشناسان مطالعات گردشگری و معماری ترسیم کردند. همچنین همین معادلات را برای توسعه یک مدل بر اساس ورودی های دمای ماهانه و رطوبت نیز توسعه دادند.

### دمای آسایش - آنالیز پارامترهای ساده اقلیمی (*Thermal Comfort*)

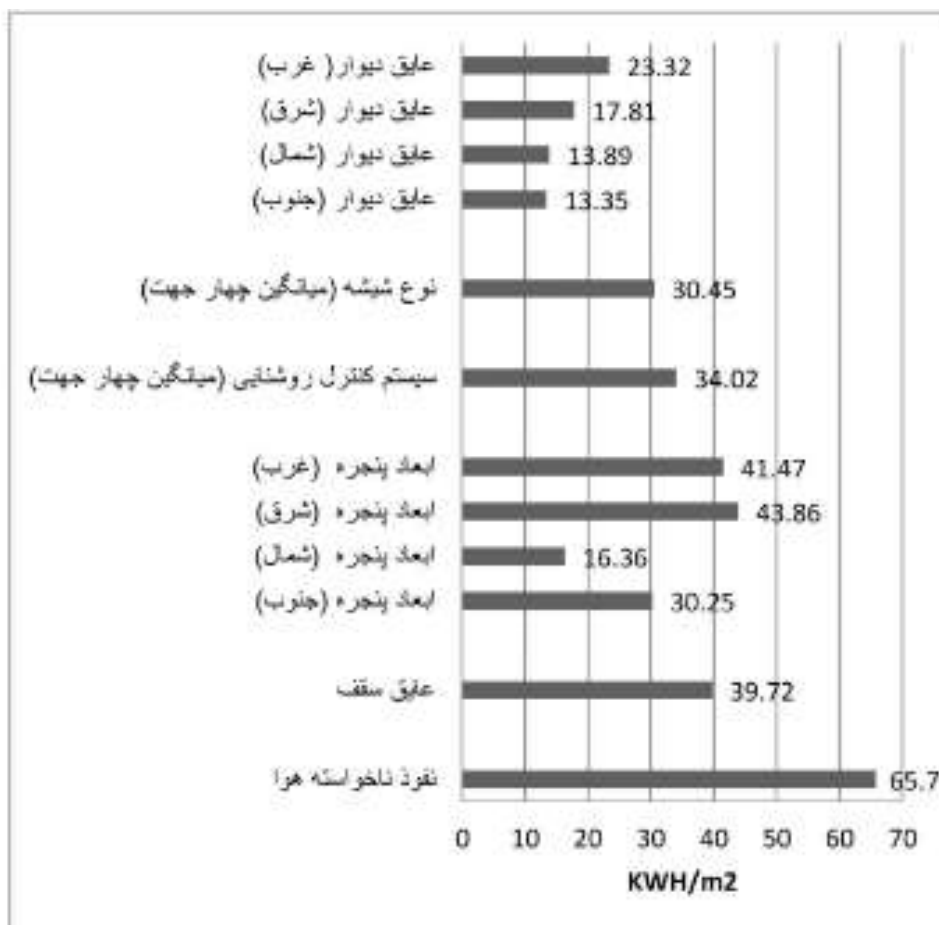
فشار هوا به دلیل تغییرات ناچیز در سطح زمین نسبت به مکان و زمان نمی تواند معیار مناسبی برای این منظور باشد. ولی در عوض نقطه شبنم که معیاری از محتوی رطوبت هوا است ممکن است تحت شرایطی قابل استفاده باشد. این معیار به ویژه در مناطق اقلیمی گرم و مرطوب می تواند معیاری از آستانه عدم آسایش باشد. مثلاً "دمای نقطه شبنم ۲۰ درجه برای اغلب مردم شروع عدم آسایش و ۲۲ درجه برای همه حالتی از مرطوب و چسبندگی لباس ایجاد می کند. این معیار در مناطق تروپیک بیشتر نمی شود. برخلاف نقطه شبنم، رطوبت نسبی هوا بیشتر به دما وابسته است تا رطوبت هوا. این معیار در روزهای آفتابی ممکن است بیش از ۵۰ درصد بین صبح تا غروب به دلیل افزایش دما، افت کند. لذا این معیار نیز نمی تواند برای آستانه های عدم آسایش همیشه مناسب باشد. مثلاً "رطوبت نسبی ۷۰ درصد در دمای ۲۰ درجه ممکن است برای همه احساس آرامش ایجاد کند ولی همین نسبت در دمای ۳۰ درجه برعکس می شود.

"برخی مواقع در دماهای بالاتر از ۲۵ درجه ممکن است شرایط اشباع روی مناطق گرم اقیانوس ها مشاهده شود"

### محاسبات انرژی در ساختمان - معماری

در این خصوص باتوجه به گرمای ویژه مصالح مختلف و داده های تشعشع محلی از ایستگاه های سینوپتیک منطقه، می توان نسبت به تعیین موقعیت پنجره ها و جنس مصالح باتوجه به استانداردهای بهینه سازی انرژی در کشور اقدام نمود. امروزه به کمک شبیه سازی کامپیوتری فضاهای بسته (البته باتوجه به معیارهای سازه ای و محاسبات نیرو توسط مهندس عمران) می توان نسبت به طراحی بهینه

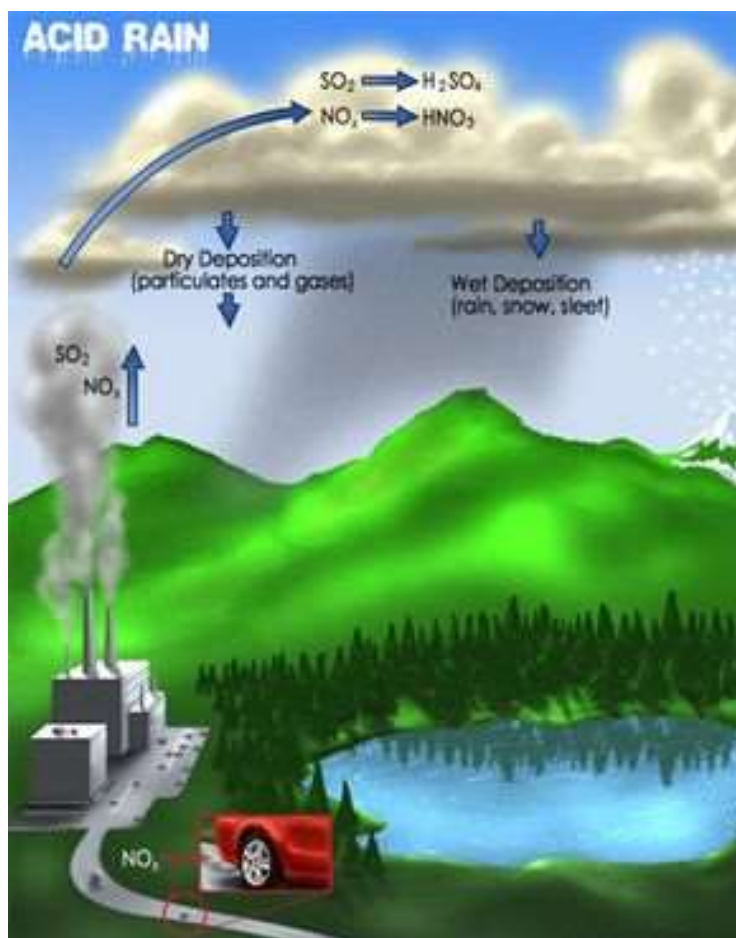
مصرف انرژی طبق استانداردها و مبحث ساختمان ها نسبت به تعیین ابعاد پنجره ها، نسبت آنها از کل دیوار، نوع و نسبت عایق سقف، زاویه ساختمان و غربی و شرقی بودن، اثر سیستم هوشمند روشنایی، جنس مصالح و قطر شیشه، نفوذ ناخواسته هوا و غیره به کمک مدل هایی چون Equest و غیره بهره گرفت. در شکل ۳۴ وزن اثر هر یک از این موارد و همچنین مصرف انرژی هر یک بر حسب  $kwh/m^2$  در یک فضای بسته آموزشی محاسبه شده است.



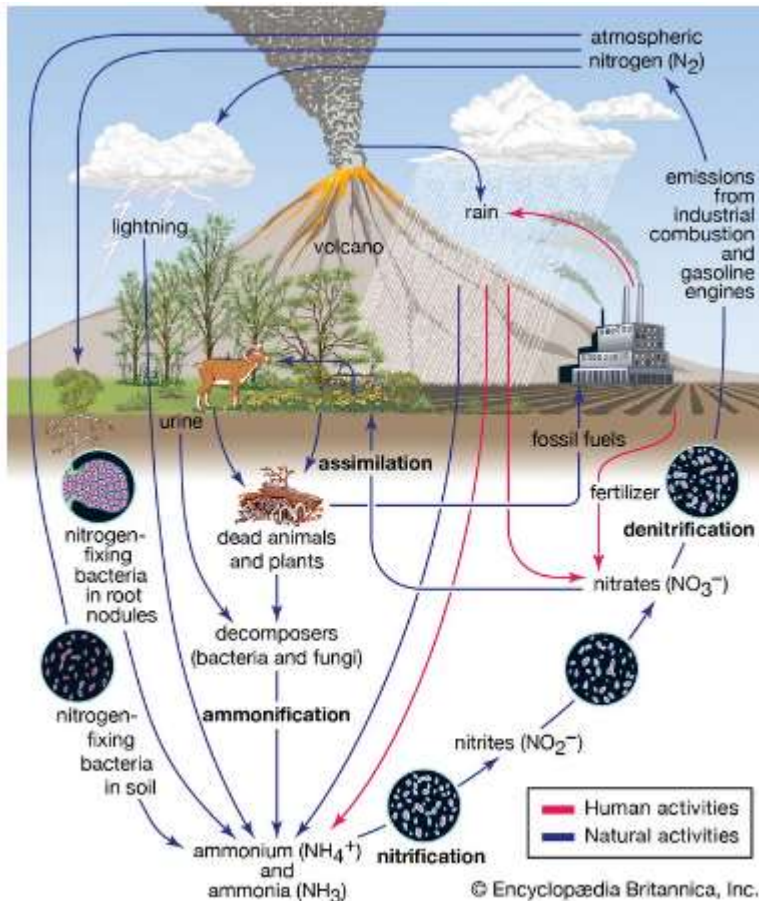
شکل ۳۴: اهمیت وزنی متغیرهای موثر در اتلاف انرژی - قنبران و حسین پور، ۱۳۹۵ دانشکده معماری و شهرسازی

## ۱-۱۰-۵ شیمی-فیزیک جو ( باران اسیدی و آلودگی هوا)

مسئله اندرکنش و دینامیک فرایندهای شیمی-فیزیک در هواشناسی همانطور که در شکل ۳۲ جهت کوپل مدل های کیفی هوا و پارامترهای شیمی هوا به منظور مطالعه اثر ارسول ها در تغییرات اقلیم و کیفیت آلودگی هوا نشان داده شد و یا سایر موارد این فصل در خصوص تبادلات مولکولی، ارائه شد. همچنین جهت مطالعه فرایندهای تشکیل ابر، آلودگی دود کارخانه ها و .. نیازمند ترکیب این علوم پایه شیمی-فیزیک جو در موضوعات مختلف هواشناسی است (شکل های ۳۵ و ۳۶).



شکل ۳۵: اثر آلودگی های ناشی از خودرو و کارخانه ها و حمل آدیاباتیک به جو و تشکیل باران های اسیدی

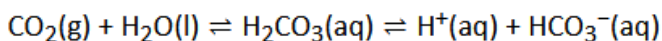


شکل ۳۶: چرخه فرایندهای شیمیایی نیتروژن و سایر اثرات باکتری‌ها-بشر- حیوانات و طبیعت زمین و جو

باران‌های اسیدی که از سال‌های ۱۹۸۰ به بعد مورد توجه قرار گرفت بیشتر در کشورهای صنعتی و نیمکره شمالی مشاهده شده است. منابع باران اسیدی اگرچه از آتش‌سوزی طبیعی جنگل‌ها و آتشفشان‌ها و رعد و برق نیز ایجاد می‌شود (اغلب از نوع  $CO_2$ ) ولی توسعه صنعتی بشر مزید بر علت تولید مواد شیمیایی و اسیدهایی با پسوندها  $SO_2$  و  $NO_x$  شده است. به طور کلی PH‌های کمتر از ۵ نشان از اسیدی بودن باران است. البته باران‌های نرمال (با  $PH=5.6$ ) نیز به دلیل دی‌اکسید کربن و تشکیل فرایند اسید کربنیک معادله زیر، حالت اسید ضعیف را دارند. این مواد می‌توانند به صورت دپو خشک در جو معلق و یا تر به کره آبی برسند. باران‌های اسیدی در هیدرولوژی آب‌های سطحی و زیرزمینی و مدیریت آبخیز (آبخیزداری) در خصوص مطالعات فرسایش، آلودگی منابع آب، تخریب

سازه ها و .. بسیار مورد توجه هستند. به عنوان مثال تشکیل یک نوع فرسایش از نوع گالی باتوجه به املاح خاک (مارن آهکی، یا گچ، نمک و ...) و باران می تواند باعث تشدید فرایندهای انحلال سر گالی و ریزش و توسعه فرسایش خندقی (Gully erosion) گردد.

به طور کلی باران یا برف های اسیدی به ویژه در شرایط غیر طبیعی با اسیدهای سولفوریک و نترات اثرات زیست محیطی شدیدی روی محیط زیست خواهند داشت. جهت محاسبه و مدیریت معضلات باران های اسیدی که در حیطه علم هیدرولوژی و آبخیزداری و محیط زیست قرار می گیرد نیاز به شناخت معادلات پایه واکنش های شیمیایی باران های اسدی (*acid rain*) می باشد. در این مورد مطالب تکمیلی تر در کتابی تحت عنوان هیدرولوژی و مدیریت آبخیز توسط همین نویسندگان در حال تالیف است. در اینجا به صورت مختصر معادله فرایند شیمیایی اسیدهای کربنیک که اغلب در مقادیر طبیعی نیز در باران وجود دارد به شکل زیر نوشته می شود:



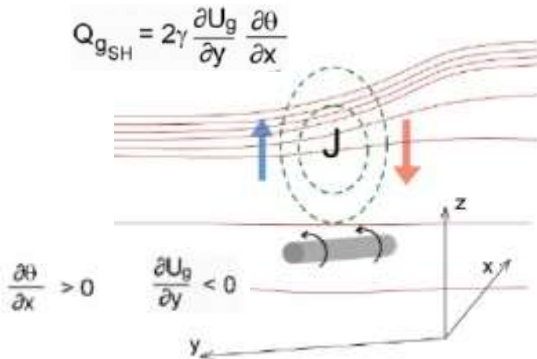
سنگ مرمر و سنگ آهک که اغلب مجسمه های باستانی را از آنها می تراشیدند، اغلب از کربنات کلسیم ( $\text{CaCO}_3$ ) تشکیل شده است، که حتی با بارن های معمولی با اسید ضعیف، تولید سولفات کلسیم می دهند که در آب محلول بوده و به سنگ ها و این نوع تندیس ها خسارات وارد می شود. علاقه مندان جهت مطالعه بیشتر می توانند به مراجع معتبر و مرتبط ترمودینامیک و شیمی محیط زیست مانند کتاب Wallace & Hobbs مراجعه نمایند.

## تمرین

- ۱- به کمک مفاهیم فصل ۱، مدل آزمایشگاهی فرایند آدیاباتیک (تغییرات بی درو رو) و ایزوترم (تغییرات همدم) جو را ترسیم نمایید؟
- ۲- معادله فشار بخار اشباع سطح آب را به کمک چرخه کارنو و ترمودینامیک ثابت کنید؟
- ۳- معادله واکنش شیمیایی باران اسیدی از نوع سولفات را تحقیق کنید؟
- ۴- اگر تغییر حرارت  $Q$  بر حسب  $J$  یا  $Nm$  و جرم  $m$  بر حسب کیلوگرم باشد، تحقیق کنید واحد  $L$  اگر حرارت پنهان ویژه باشد، رابطه آن با سایر پارامترها و واحد آن چگونه است؟ ضمناً "حرارت پنهان ذوب برف، دیفیوژن، تصعید و تبخیر را برای واحد جرم در شرایط استاندارد مشخص کنید؟

## منابع

1. Farhad.Daliri. "Uncertainty in flood forecasting modeling", 250p. 2020. [www.absam.ir](http://www.absam.ir).
۲. فرهاد دلیری، حسن سید سراجی (۱۳۹۸)، مدل‌سازی آب و محیط زیست (کنترل سیل، تامین آب، مدیریت آب زیرزمینی)، حوضه های شهری و روستایی. محاسبات عددی، چاپ دوم، حمایت شرکت مهندسين آبسام (طرح و ساخت)، ([www.absam.ir](http://www.absam.ir)).
۳. محمد مهدوی، (. "هیدرولوژی کاربردی - جلد دوم)، گروه آبخیزداری دانشگاه تهران، ۱۳۷۶.
۴. علی خلیلی، ۱۳۷۶. جزوه هواشناسی عمومی. گروه آبیاری دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران.
5. Farhad. Daliri., "Principle of damming", 50p.2020, Press Absam EPC., [www.absam.ir](http://www.absam.ir).
۶. علی خلیلی، (۱۳۷۸). " تدوین یک سامانه جدید پهنه بندی اقلیمی از دیدگاه نیازهای گرمایش-سرمایش محیط و اعمال آن بر گستره ایران، ارائه در مجله جغرافیا ۶۲۶. (استاد هواشناسی دانشکده مهندسی آب کشاورزی-منابع طبیعی دانشگاه تهران).
7. Peter Lynch, M.Sc. in meteorology Class. "Physical Meteorology" mathematical computation laboratory, Dept. of Maths. Physics, UCD, Belfield.
8. J.R.Eyre. 1991. " inversion methods for satellite sounding data.
9. J.Li and G.J.Boer. 2000. "The Continuity Equation for the Stratospheric Aerosol and Its Characteristic Curves.
۱۰. عبدالحمید قنبران و محمد امین حسین پور، ۱۳۹۵. "بررسی عوامل موثر در بهره وری انرژی در فضاهای آموزشی در اقلیم شهر تهران" دانشکده معماری و شهرسازی، تربیت دبیر شهید رجایی تهران.



## فصل ۲ هواشناسی سینوپتیک

### ۲-۱ سینوپتیک چیست؟

در مطالعات سینوپتیک می توان یک شمای کلی از داده های عددی خصوصیات شیمی-فیزیک جو به دست آورد. سین به معنی با هم و در یک زمان و اپتیک به معنی دیدن یا پایش یا برداشت داده و لذا واژه سینوپتیک (Syn-Optic) یعنی دیده بانی هم زمان (پایش هم زمان) عناصر هواشناسی در سیاره زمین. اگر اطلاعات برداشت ایستگاه های مختلف زمینی (کلیماتولوژی-سینوپتیک و ..)، ماهواره ای، تصاویر ماهواره ای، جو بالا معمولاً" در لایه تروپوسفر حداکثر در ۱۲ کیلومتری از زمین (بالن، هواپیما، و ..) مثلاً" برای داده های تغییرات ژئوپتانسیل، نقطه شبنم، فشار و .. طی زمان های یکسان در نقاط مختلف تهیه و بر اساس آنالیز روابط بین آنها با روش های مدل های عددی (فصل ۳)، روش های ریاضی، آماری ساده تا چند متغیره، روش های استوکستیک، شبکه عصبی، فازی، و ... نسبت به تهیه جداول و چارت ها (منحنی های تفیگرام) یا نقشه های موضوعی با دیگر پارامترها مثلاً" فیزیوگرافی منطقه اقدام به تهیه نقشه های هم فشار و هم دما و .. شود می توان بر اساس درک الگوی و چرایی تغییرات آنها، رفتار حال، گذشته و آینده را برای ارزیابی پیش بینی هوا و اقلیم استفاده نمود. در گذشته این روش ها اغلب با متغیرهای کمتر و روش های ساده تر استفاده می شد (مطالعه سینوپتیک) ولی در حال حاضر می توان مطالعات سینوپتیک را به کمک مدل های عددی توسعه داد.. نتایج روش های ساده تر سینوپتیک می تواند برای بررسی کلی روش های پیچیده تر مدلسازی دینامیک (فصل ۳) بر اساس مفاهیم فصل اول مناسب است. اگرچه روش های دینامیک برخلاف روش های سینوپتیک، می توانند به طور همزمان متغیرهای بیشتری را با روش ها و الگوهای پیچیده تر



مطالعه کنند ولی اطلاعات فصل اول و حاضر، برای توسعه، تفسیر و کنترل، واسنجی و صحت سنجی مدل های کامپیوتری فصل ۳ یک ضرورت است. لذا همانطور که قبلاً هم اشاره شد، اساساً تقسیم بندی هواشناسی به آماری، علمی و غیره تنها جهت سادگی و تقسیم تدریس کلاس های درسی است و لذا یک هواشناس می بایست مفاهیم فیزیکی-سینوپتیکی/دینامیکی را درک کند. در برخی از متون، هواشناسی سینوپتیکی / دینامیکی در یک فصل ارائه می شود. لذا پایه مطالعات سینوپتیکی، از قوانین ترمودینامیک اتمسفر و دینامیک سیالات بهره می برد.

## ۲-۲ مقیاس سینوپتیک و شبکه پایش

پس از برداشت و پایش داده های سینوپتیک (معمولاً در سطح ۳ ساعته و در یک مقیاس همگن جهانی - Time-zone)، می توان به کمک آنالیز و تفسیر نقشه های تولید شده با روش های اشاره شده در بند پیش، نسبت به مطالعه رفتار حال اتمسفر (Atmosphere) و پیش بینی آن (معمولاً بالای ۷۲ ساعت یا بیشتر) تصمیم گیری نمود. خروجی این اطلاعات نهایتاً برای مدیریت حوضه استفاده خواهد شد. روش های تصمیم گیری در منابع طبیعی و محیط زیست مانند بهینه سازی و برنامه ریزی یا روش های مدیریتی به منظور کنترل و کاهش خسارات طبیعی به کمک طراحی سازه ای-بیولوژیکی و غیره خارج از بحث هواشناسی بوده و علاقه مندان می توانند به منابع مناسب در زمینه آبخیزداری و مهندسی آب و محیط زیست مراجعه نمایند.

مقیاس (scale) مطالعات یا رفتار پدیده در سینوپتیک بر اساس طول افقی، تداوم پدیده و فاکتور راسبی (rossby) به صورت کلی می تواند به شرح زیر تقسیم شود. معادله بی بعد راسبی  $R_o$  که در بند بعدی بیشتر تشریح شده در ارتباط با نسبت اینرسی (شامل مقیاس سرعت  $U$ ) به پارامتر نیروس کوریولیس ( $f$ ) برای یک جریان سیال چرخشی با طول  $L$  به شکل زیر نوشته می شود:

$$R_o = U/L f_o$$

این عدد راسبی در تعریف رژیم سیالات مقیاس بزرگ نقش اساسی دارد. در جریان های مقیاس بزرگ اثر چرخش زمین شدید است و با توجه به طول افقی زیاد، مقدار عددی راسبی واحد یا کمتر

می شود (معمولاً" برای مقیاس با طول افقی ۵۰۰ تا ۵۰۰۰ کیلومتر و تداوم زمانی ۱ تا ۱۰ روز مقدار عددی راسبی:  $R_0 < 0.1$  می باشد).

تقسیم بندی حدودی سیستم هواشناسی بر اساس اندازه پدیده و یا مطالعه به ۴ طبقه زیر می باشد:

- مقیاس جهانی یا global scale (۵ تا ۱۰ هزار کیلومتر طول افقی - ۵ روز تا دائم - مثال: مناطق بالای زیر تروپیکال و گرداب ها، برداشت با تصاویر ماهواره و رادار).
  - مقیاس بزرگ (synoptic) ۳۰۰ کیلومتر طول افقی تا ۵ هزار کیلومتر - تداوم زمانی ۱ تا ۱۰ روز - چرخند و واچرخندهای عرض میانی، برداشت رادار و تصاویر ماهواره
  - مقیاس متوسط (mesoscale) ۳ تا ۳۰۰ کیلومتر - تداوم ۰.۵ تا ۲۴ ساعت - طوفان ها و نسیم های دریایی - مشاهدات سینوپتیکی، رادار و تصاویر با دقت متوسط
  - مقیاس کوچک (microscale) ۱ میلی متر تا ۳ کیلومتر - نسیم دریا و تشکیل بارش و تگرگ - اندازه گیری پارامتر به صورت مجزا و تصاویر راداری.
- به عنوان مثال پدیده طوفان ممکن است به رطوبت و ناپایداری جو و نیروی شناوری مرتبط باشد. با مشخص بودن شرایط دو پارامتر اول می توان درصد پیش بینی پدیده مربوطه را با توجه به شرایط پارامتر سوم که در فصل ۱ تعریف شد تا حدی ارزیابی نمود.

## ۲-۳ مدل های مفهومی و آنالیز و تفسیرها

وظیفه هواشناسی سینوپتیک درک فیزیکی پدیده ها جهت تفسیر نتایج هواشناسی دینامیک به منظور پیش بینی آینده و شرایط گذشته می باشد. بر این اساس و به کمک اطلاعات از ابزار برداشت داده ها، باید نقشه های هم مقدار ترسیم و شرایط حال و علت پدیده ها و خطاهای احتمالاتی تفسیر شود. یک خروجی این تفسیرها می تواند مشخص کند کدام پارامتر هواشناسی برای هدف مورد نظر (مثلاً" پیش بینی بارش برف که وابسته به دمای طبقه زیرین از منشا در اتمسفر می باشد) مناسب تر است. اگرچه می توان این تفسیرها و نقشه ها را به صورت ۳ بعدی نیز تهیه و تفسیر نمود اما یک مثال از مطالعه سینوپتیک سطحی به صورت زیر است:

- تهیه نقشه های هم مقدار مثلاً " هم فشار یا هم دما
- تعیین جهت و رفتار پارامتر با توجه به شیب گرادیان پارامتر
- بررسی آب و هوای محلی مثلاً " مناطق محتمل به بارش، مه ناشی از رطوبت یا گرد و غبار، طوفان، رعد و برق، رگبار و ..
- تهیه اطلاعات برای سایر نیازهای عمومی یا تخصصی مانند اخبار روزانه، اطلاعات توجیهی هوانوردی و پرواز، احتمال آتش سوزی جنگل ها، ابر خاکستر آتشفشان و یا ابر ناشی از ریزگردها در مقیاس کلان و ..

مدل های مفهومی دو بعدی یا سه بعدی در واقع به صورت کمی- کیفی از شرایط وضع موجود به کمک داده ها طراحی و ترسیم می شوند و در این خصوص دستورالعمل هایی وجود دارد ولی تفسیر این نتایج بر اساس دانش فیزیکی و تجربه در کنار قیاس های منطقی صورت می گیرد. مثال هایی از مدل های ساده مفهومی می توان با توجه به مقیاس مورد نظر برای سیستم های هوایی مشخص مثلاً " در مقیاس سینوپتیک مانند جت استریم در تروپوپوز یا جریان های ارتفاعی و یا مناطق کم یا پر فشار، جبهه ها و مناطق گلوگاه شکست جبهه، کمربند عبور جریان های هوایی و یا در مقیاس های مزواسکیل سیستم های تشکیل مه یا بادهای در لایه مرزی را می توان نام برد. این مدل ها باید به صورت دستی تهیه شوند و به فصل و ساعت روز و شرایط سطحی به شدت وابسته هستند اگرچه همیشه نتایج و تفسیرها بدون ابهام و ساده نیستند. این نتایج می تواند برای اطلاعات هواشناسی محلی و کنترل نتایج مدل های عددی فصل ۳ مناسب باشد.

## ۲-۴ تشکیل اقلیم و چرخه های تروپوسفریک و توده های هوا

برخی از موضوعات چرخه های عمومی لایه تروپوسفر شامل شرایط کلی بادهای کره زمین، بادهای وابسته به انتقال انرژی و اثرات چرخشی زمین (ژئواسترفیک و نیروهای کوریولیس و سانتیریوفوژ)، موج های بالایی (مسئول تعیین آب و هوا خارج از منطقه تروپیک) و خصوصیات توده های هوا و ترمودینامیک رفتار آن به صورت ساده می باشد. اصول این مفاهیم در فصل ۱ ارائه شده است.

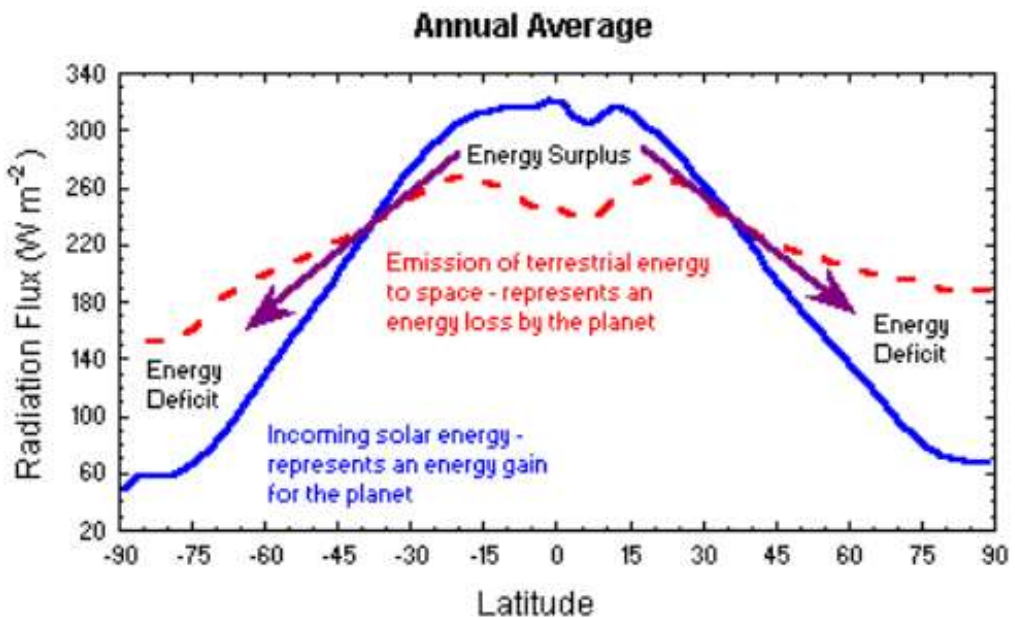
اقلیم و چرخش های عمومی اتمسفر

اقلیم زمین و بادهای کلی زمین تحت سه عامل زیر هستند:

- تعادل انرژی-فصل ۱
- فرایندهای انتقال-فصل ۱
- سه نوع مدل سلولی

بیان انرژی زمین

از نظری انرژی در مقیاس سالانه به طور متوسط مقدار تشعشع خورشیدی ورودی و بازتاب خروجی زمین در تعادل هستند (شکل ۱). از شکل نیز مشخص است که در کمربند عرض استوا مقدار انرژی جذب شده بیشتر از دفع شده و در قطبین برعکس می باشد.



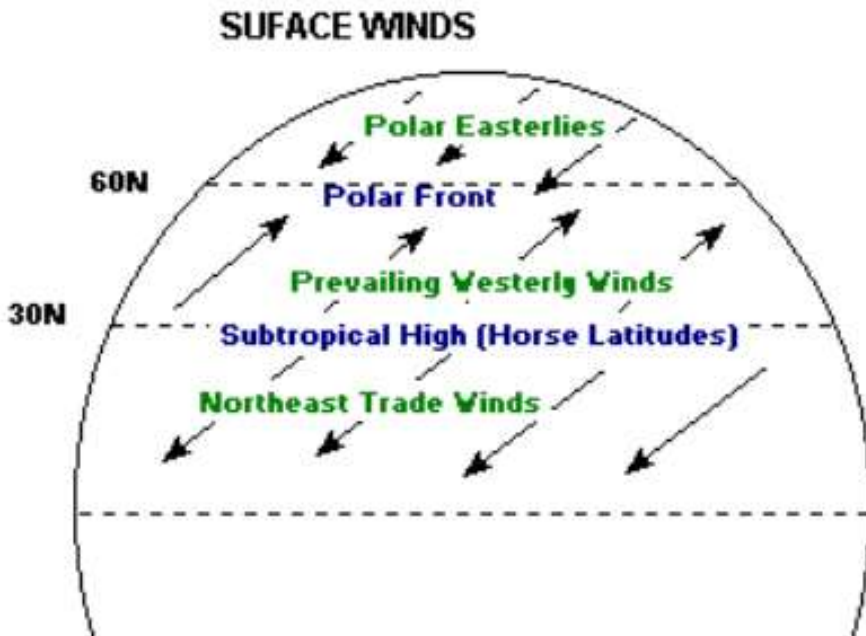
شکل ۱ پیوستگی شار متوسط انرژی زمین در مقیاس سالانه

فرایندهای انتقال و تبدیل

در این خصوص در فصل اول قوانین اول و دوم ترمودینامیک تشریح شد. به طور خلاصه زمین جهت جبران انرژی های مازاد و کمبود خود، مقدار آن را در زون های مختلف سیاره شامل اتمسفر و اقیانوس ها توزیع و لذا فرایندهای انتقال انرژی به صورت برابر در محیط زمین به کمک فرایندهای جریانی اقیانوس و بادهای شکل می گیرد.

مدل های سلولی

چرخش های عمومی جو و فرایندهای انتقال انرژی توسط این سلول ها توضیح داده می شوند. نام آنها مدل سلولی هادلی (hadley)، فرل (ferrel) و پولار (polar) می باشد (شکل ۲).



شکل ۲ رفتار خصوصیات هوا و اقلیم سطحی و اصلی ناشی از ۳ مدل سلولی زمین

در خط استوا به دلیل جذب تشعشعات بالای انرژی و صعود هوا، فرایندهای آدیاباتیک فصل اول رخ داده و لذا بسته هوا چگال و تبدیل به ابرهای وسیع و شدید جهت تشکیل نزولات می شود. این زون

را زون همگرایی یا نصف النهارات درونی تروپیکال یا ITCZ می نامند که به نام جنگل های بارانی تروپیکال نیز معروف هستند. این زون در طول سال به سمت شمال و جنوب با توجه به مسیر خورشید حرکت می کند. بدیهی حرکت عمودی هوای گرم شده توسط لایه پایدار استراتوسفر محدود شده و ادامه حرکت جو بالا به سمت قطبین خواهد بود. همچنین این جریانات در عرض های ۳۰ درجه تحت تاثیر نیروهای گریز از مرکز و سانتیفوژ هستند. این اثرات مومنتوم متناسب با سینوس زاویه عرض جغرافیایی در رابطه راسبی  $Ro$  می باشد (اثر چرخش زمین). علت جت های زیر تروپیکال نیز نیرو کوریولیس در این منطقه می باشد. بادهای تجاری نیز با همین مدل سلول قابل توضیح است. همین رفتار توسط مدل فرل نیز برای برخی از بارش ها و حرکت باد وجود دارد. برخی از همگرایی های هوا در عرض های ۳۰ درجه و حرکت به سمت قطبین و ضعیف شدن آن توسط نیروی کوریولیس باعث توسعه بادهای غربی در سطح زمین می شود. همچنین در عرض ۶۰ درجه صعود هوا و سپس سرد شدن آن و تشکیل ابرها و بارش باعث تشکیل رژیم عمومی قطبین می باشد. البته برخی از این نزولات به استوا نیز می رسد. همچنین جبهه های قطبی و بادهای شرقی از سیستم مدل پولار قابل تشریح است. تولید بادهای چرخندها (سیکلون حاره ای (باد متوسط)، تیفون یا هاریکن ها (طوفان شدید حاره ای)) با جهت عقربه های ساعت و مخالف (پاد ساعتگرد) با این مفاهیم و یا مدل Shapiro-Keyser model توضیح داده می شوند. به طور کلی فرایندهای بالا در زمستان به دلیل اختلاف بیشتر دما می تواند قوی تر نیز باشد.

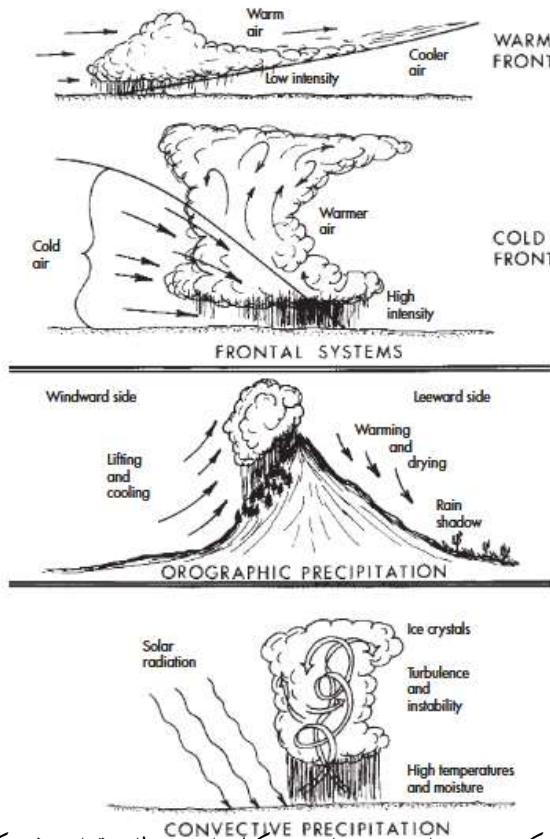
چرخش های جوی در عرض های تروپیک (۰ تا ۳۰ درجه) بیشتر توسط مدل هادلی کنترل می شود. این فرایندها می تواند با این مفاهیم تشریح شود:

- انتقال هوای خشک (انرژی) به سمت قطبین
  - انتقال حرارت پنهان به سمت استوا
  - انتقال مومنتوم زاویه ای در رابطه راسبی به سمت بالا
  - تولید انرژی جنبشی (جت استریم های منطقه زیر تروپیکال)
- خارج از منطقه تروپیکال و در عرض های ۳۰ تا ۹۰ درجه - تغییرات در موج های بالا
- انتقال انرژی خشک و حرارت پنهان به سمت قطبین
  - انتقال تکانه یا اندازه حرکت (جرم در سرعت) از استوا به قطبین

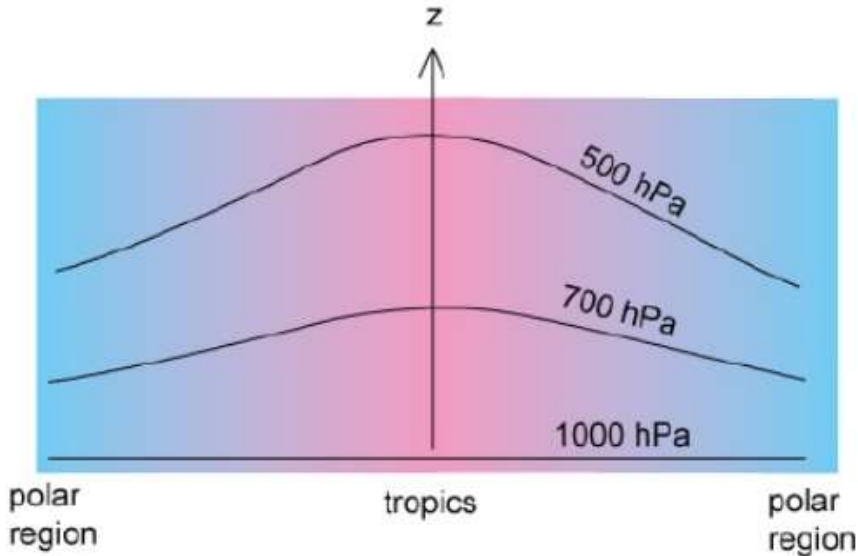
- تولید عمده ای از انرژی های جنبشی چرخه ها

- تشکیل هوا و اقلیم منطقه

بسته ها یا سیستم های توده هوایی و قواعد فیزیکی آن همانطور که در فصل ۱ اشاره شده شامل واحد یا پارسل های همگن دمایی و رطوبتی در سه بعد هستند. این توده ها مانطور که ذکر شد منسبهای مختلف قطبی و تروپیک دارند و اغلب با علائم  $p$  یا  $T$  نیز در نقشه ها یا قطبی شمالی (NP) مشخص می شود. این توده های باتوجه به مقدار رطوبت و همچنین نوع توده هوایی دیگر برخورد شده فی مابین و جبهه های تشکیل شده رفتار متفاوتی دارند. لذا ضخامت و مشخصات فیزیکی هر توده هوا باعث واکنش های شیمیایی و ترکودینامیک منحصر به خود را خواهد داشت (۳). یکی از این روابط که در فصل اول ارائه شده رابطه بین دما و فشار یک بسته هوا (در اینجا توده هوا) برای گاز ایده آل بود که در اینجا تکرار نمی شود (شکل ۴).



شکل ۳ فرایندهای شیمی فیزیک توده هوا و جبهه ها در تشکیل بارش مطابق قوانین فیزیک فصل ۱ و مرجع ۲



شکل ۴ رفتار ترمودینامیکی یک توده هوای فرضی با توجه به معادله گاز کامل و معادله هیدرواستاتیک هوا تحت شرایط لامینار-فصل اول

حرکت توده هوا

می توان به کمک پتانسیل گردابی (PV) حرکت توده هوا با مرزهای مشخص را تشریح نمود. این پارامتر با دمای پتانسیل نیز تشابه دینامیکی دارد و لذا می توان به عنوان معیاری از پتانسیل گردابی یک توده هوا باشد. رابطه زیر اغلب برای بررسی حرکت حجم بزرگی از توده هوا بر اساس قوانین بقای جریان ادیاباتیک به شرح زیر پایه ریزی می شود:

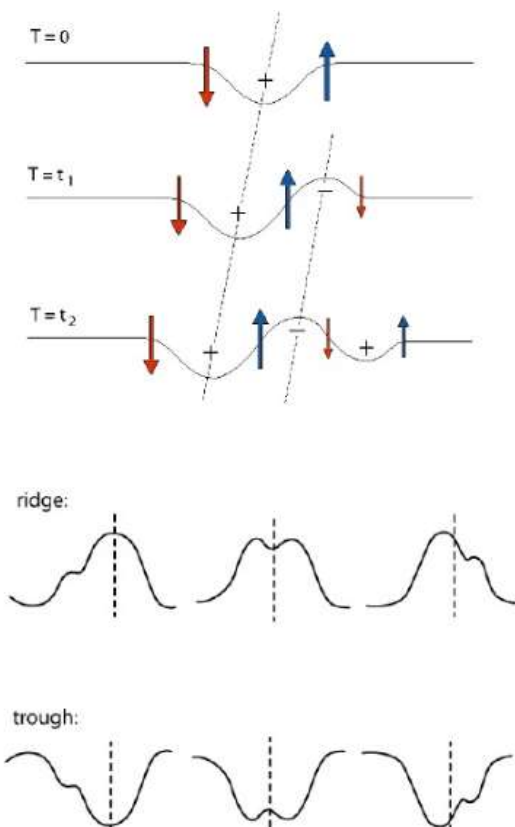
$$PV = \frac{\zeta + f}{\delta p} = \text{constant}$$

ح علامت زتا نشان از حالت گردابی نسبی رابطه دارد.

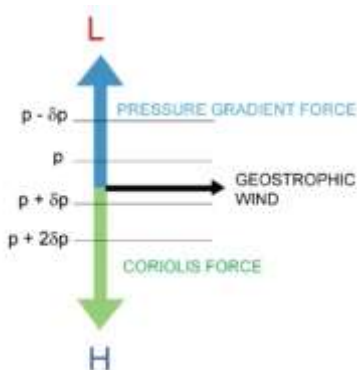
f پارامتر نیروی کوریولیس (فصل ۳) که در دستگاه لخت و غیر لخت ممکن است باشد و در رابطه راسبی قبلاً اشاره شد. مقدار مخرج کسر نیز معادل ضخامت ستونی از هوا می باشد. معادله بالا می تواند حرکت توده هوا را با اثر چرخش زمین و ترمودینامیک در آدیاباتیک و جران های کم فشار و پر فشار در سطح زمین نشان دهد.



در شکل زیر اثر گردابی روی شکل لبه و حوضیض موج های بالای بادهای تکشیل شده نمایش داده شده است (شکل ۵).



شکل ۵ اثر گرداب های مثبت (قرمز) و منفی (آبی) روی موج بادها و تشکیل لبه و حوضیض



شکل ۶ شماتیک الگوی تقابل بین نیروی های چرخشی زمین - ترمال و فشار در توسعه هوا و اقلیم

## ۲-۵ لایه مرزی هواشناسی

لایه مرزی می تواند نوع باز یا بسته بودن سیستم را مشخص کند. یک لوله با بسته هوای حجم کنترل در حال حرکت داخل آن باز و یک مدل آزمایشگاهی پیستون از نوع سیستم بسته با مرزهای جامد است. لذا چگونگی تبادلات و تعریف شرایط آغازین زمانی در مدل سازی رفتار دینامیک هوا توسط شرایط مرزی تعریف می شود. این شرایط در دینامیک سیالات محاسباتی به نام سه شرط مرزی نیومن و دریکله و کوشی معروف هستند و هر کدام معادله دیفرانسیل خود را دارا هستند (۲). خصوصیات فیزیکی لایه های مرزی به شدت روی رفتار آن با سیستم محیط اثر گذاشته و لذا در شکل گیری هوا و اقلیم منطقه تاثیر دارد. این خصوصیات به صورت روزانه تحت تاثیر عوامل زیر تغییر کرده و لذا لایه مرزی نیز پویا است. سایر اثرات مانند اثرات سطح زمین و یا شرایط دیگر مثل مه نیز می تواند باعث این نوسانات شود.

قبل از تعیین لایه مرزی باید مقیاس کار را مشخص کرد. اگر مقیاس کلان کره زمین باشد لایه مرزی در سطح زمین چسبیده و لایه بالایی آن جو آزاد می باشد. لذا اثرات ژئواستراتفیک روی بادهای در لایه مرزی ناچیز است اگرچه آشفتگی در سطح نیز به دلیل زبری وجود دارد و جریانات در لایه مرزی عمدتاً "متاثر از سطح هستند. با افزایش ارتفاع زبری کم شده و نیروی های چرخشی مهم می شوند.

ضخامت لایه مرزی تحت تاثیر موارد زیر است:

- زبری سطح - زبری مقیاس بزرگ به توپوگرافی و مقیاس ریز به دانه بندی سطح و پوشش گیاهی هم به صورت فیزیکی و بیولوژیکی مثل فرایند تبخیر وابسته است.
- ساعت روز - به طور خاص تغییر مقدار تشعشع ورودی
- فصل-دمای سطح و مقدار تشعشع ورودی
- پایداری توده هوا

پدیده های هواشناسی که در لایه مرزی متاثر هستند:

- مه و رطوبت
- تشکیل ابرهای استراتوس و استراتوکومولوس

- دما و پدیده های اینورژن
- بادهای شدید
- بادهای آناباتیك و بادهای ملایم دریا
- آشفتهگی های جریان
- اختلاط جریان - دما-رطوبت-مومنتوم-ذرات ریز و گازها

وقتی باد در ۲ متری می وزد اغلب آشفته بوده و سریع تغییر سرعت و جهت می دهد. به این دلیل است که در سینوپتیك امکان برداشت این داده ها نیست و تنها پدیده های اینگونه بالای ۱۰ دقیقه (سرعت و جهت) امکان برداشت دارند. البته در حال حاضر با روش ها و ابزارهایی تنها به صورت موردی امکان ثبت این داده ها وجود دارد. در ارتفاعات بالاتر لایه مرزی، باد اغلب تحت تاثیر فرایندهای ژئواسترافیك قرار دارد و قوی تر نیز می شود (Ekman or spiral layer). معادله اینگونه بادها برای حالت موازی (U) و عمودی (V) با گرادیان فشار به صورت زیر است:

$$U = - G e^{-\beta} \sin\beta$$

$$V = G(1 - e^{-\beta} \cos\beta)$$

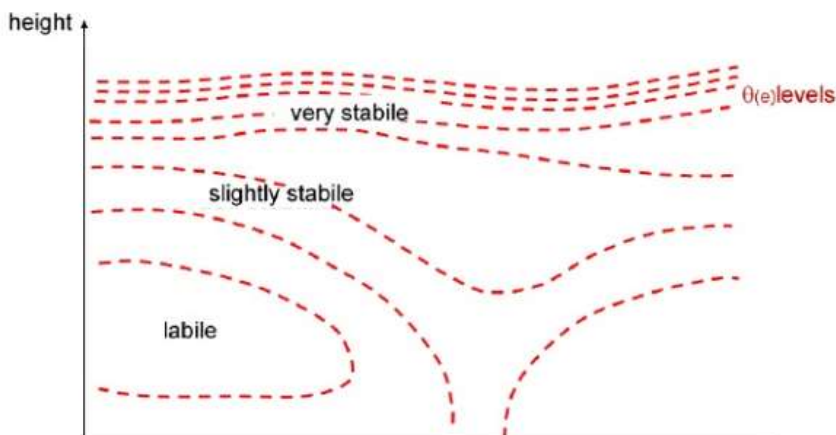
G سرعت باد پایه یا ژئواسترافیك. سایر پارامترها اثر نیروها مانند کوریولیس که آنها نیز به ضرائب دیگر مثل لزجت ادی (eddy) مربوط می شوند. از مکانیک می دانیم لزجت ادی باعث افزایش داخلی اصطکاک سیال به وسیله انتقال اندازه حرکت مولکول ها و یا با آشفتهگی گرداب می شود. همین نسبت حد شرایط مرزی لامینار (خطی) و آشفتهگی باد می باشد.

حضور برف و مه نیز باعث بازتاب و تغییرات انرژی و لایه مرزی می شود و لذا لایه مرزی را تغییر می دهد. برف ۴۰ تا ۹۵ درصد بازتاب را افزایش می دهد. فاگ یا مه (fog) شامل مجموعه ای از قطرات آب معلق یا کریستال یخ نزدیک سطح زمین است که باعث کاهش دید افقی تا زیر ۱ کیلومتری می شود. برای مه دود (smog) نیز همین تعریف اما برای زیر ۱۰ کیلومتر با ارسول ها تعریف شده است. اگر قدرت دید بین ۱ تا ۱۰ کیلومتر باشد به آن مه گرفتگی (mist) می نامند. البته بین

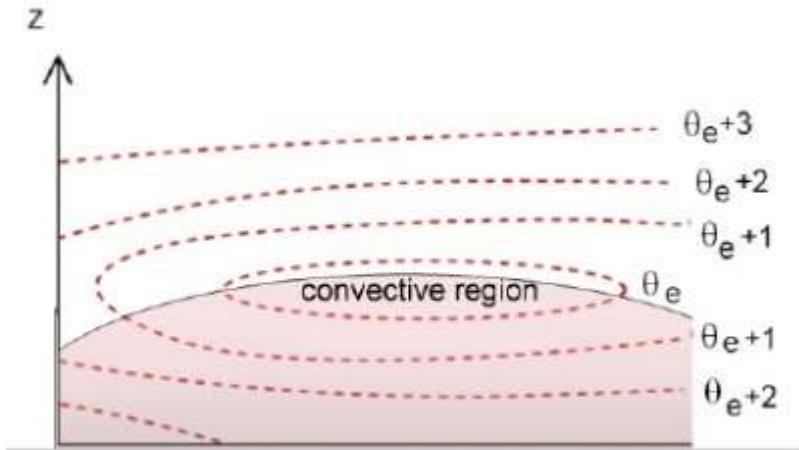
اختلاف تعریف این سه و نم باران (drizzle) ابهام وجود دارد (WMO.,1966). مه ها از نظر شیمیای و ترمودینامیک و اوروگرافیکی برای مطالعه تقسیم می شوند.

## ۶-۲ پارامترهای عددی ستون عمودی جو

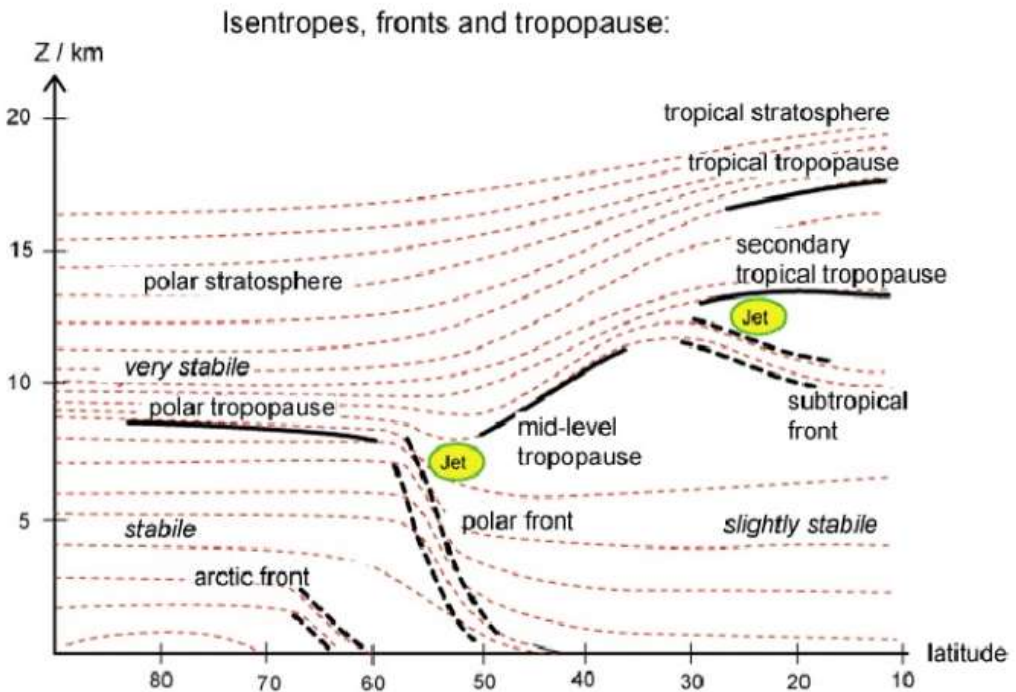
در فصل اول به صورت مفصل ترمودینامیک رفتار عمودی جو مانند ایزنتروپیک، فرایندهای بی در رو، پایداری و ناپایداری تروپوسفر و دمای پتانسیل تشریح شد. همچنین در خصوص تشکیل سیستم های ضعیف و قوی ناشی از انرژی و دما در فشار ثابت (baroclinic zone) نیز اشاره شد. این سیستم های باروتروپیک تغییرات شدیدی را در شدت نشان نمی دهند اما خصوصیات برشی بادها را می توان از این زون ها مشخص و مطالعه کرد. به عنوان مثال جهت بررسی تغییرات ایزنتروپیک عمودی جو، هر چه دمای پتانسیل معادل، با شیب سریع تر افزایش یابد، پایداری جو بیشتر می شود (شکل ۷ و ۸ و ۹).



شکل ۷ رابطه پایداری جو با شدت تغییرات دمای پتانسیل معادل با ارتفاع



شکل ۸ کاهش دمای پتانسیل معادل با ارتفاع، تحت فرایند جابجایی یا ناپایداری مشروط

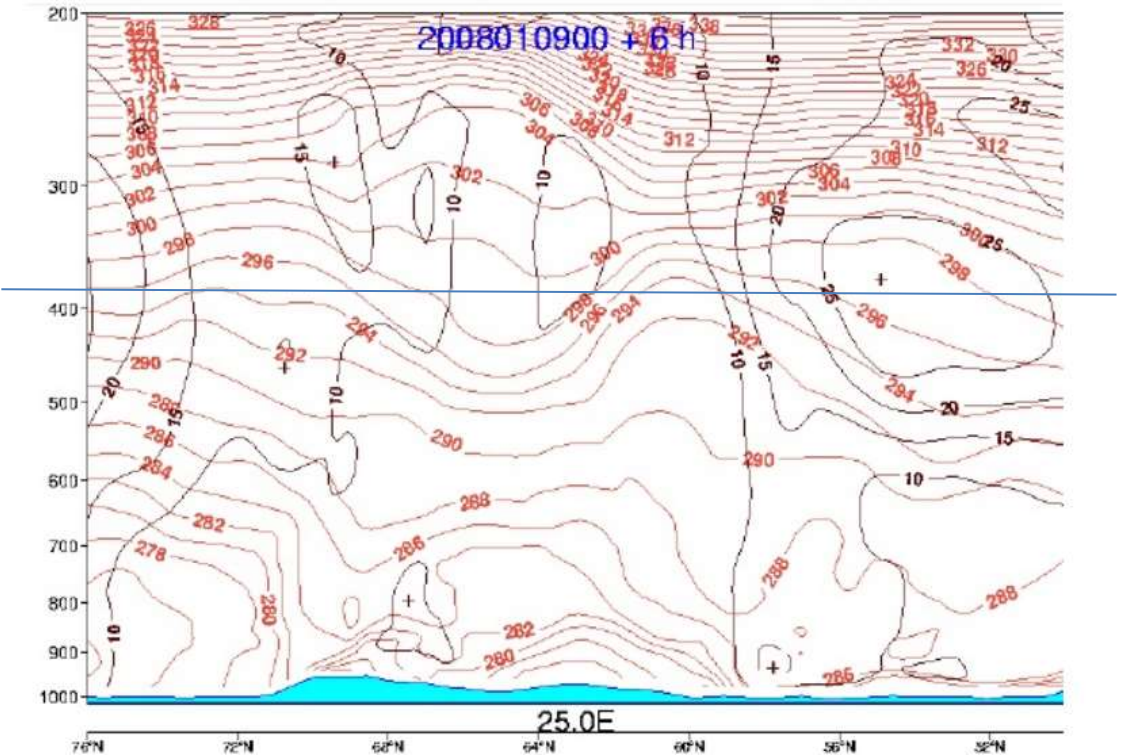


شکل ۹ شرایط مختلف پایداری و ناپایداری و تشکیل جت استریم و جبهه ها در عرض و ارتفاع مختلف جو

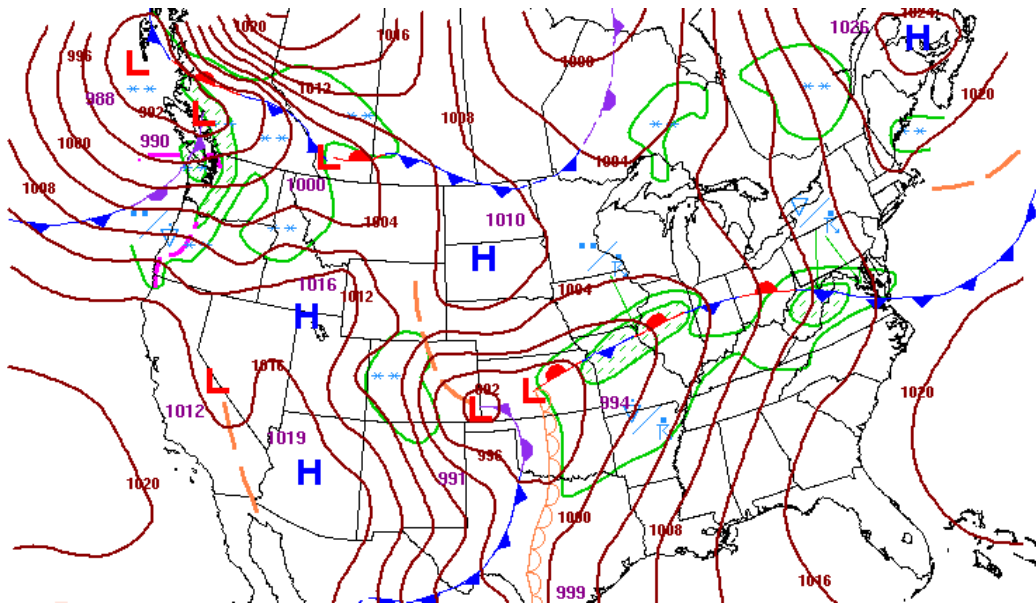
باتوجه به این مفاهیم بالا برخی از پارامترهای اضافی عددی که باید در تفسیر فرایند ایزنتروپیک لحاظ شود شامل موارد زیر است:

- خطوط هم اندازه سرعت باد و فشار (isotach) (شکل ۹)
- فرایندهای فرورفت و جابجایی و اثر چرخش بزرگ مقیاس (omega)
- هم گرایی و واگرایی
- رطوبت نسبی
- جابجایی گرداب ها و پتانسیل گردابی
- فرایندهای دمایی

لذا کاربرد مدلسازی دینامیک فصل ۳ باتوجه به بیشتر شدن متغیرهای درگیر پیش بینی هوا مشخص تر می گردد. اگرچه این مفاهیم سینوپتیک مانند فصل ۱ پایه و اساس فصل ۳ هستند (شکل ۱۰).



شکل ۹ مثال از نقشه هم سرعت باد در فشارهای ثابت (isotach)



شکل ۱۰ مثال از چارت پیش بینی سینوپتیکی هواشناسی ۳۶ ساعته و پیش بینی ۹۶ ساعته ارتفاع ژئوپتانسیل ۸۵۰ mbar و دما از سیستم پیش بینی جهانی در امریکا

فرایندهای توده های گرم معولا" بالای خط ۴۰۰ hpa و برای هوای سرد زیر آن خط مناسب تر است. همچنین جابجایی موقعیت تشکیل جت استریم ها می تواند در شکل ۹ قابل ارزیابی باشد. این نقشه ها برای تفسیر وضعیت باد مناسب است.

## ۲-۷ پیش بینی هوا و اقلیم با فرایندهای سینوپتیکی

درک شرایط حال سینوپتیک و فرایندهای سینوپتیکی به واسطه مفاهیم فصل اول، اصول مطالعات هواشناسی سینوپتیک است. پیش بینی هواشناسی برای طیف وسیعی از نیازهای عمومی تا مهندسی مورد نیاز است. اغلب برای نیازهای عمومی مانند اخبار ممکن است به صورت واژه هایی مانند ضعیف تا متوسط و شدید شرایط آینده یک پدیده گزارش شود. این اطلاعات برای اخبار و روزنامه مفید است و برای کارهای مهندسی ارزشی ندارد. این پیش بینی های عمومی و اخبار شامل دمای هوا، رطوبت نسبی، فشار، سرعت و جهت باد، ابری بودن، بارش، طوفان برف، طوفان گرد و غبار، مه، طوفان و باران سیل آسا، تگرگ، طوفان با رعد و برق، یخ زدگی و شیشه ای شدن جاده ها هستند.

وضعیت سینوپتیکی (synoptic situation) یا شرایط حال هواشناسی منطقه شامل مجموعه شرایط و وضعیت توده های هوا، جبهه های بین آنها، زون ها و سیستم های فشار در سطح تا جو بالا را روی یک منطقه یا رژیم جغرافیایی (منظور از جغرافیایی طول و عرض مشخص کره زمین است) در زمان معین را می نامند. لذا ابتدا نقشه و نمودارهای سطحی هواشناسی به کمک مفاهیم ترمودینامیک و فیزیک و داده های زمینی ایستگاه های هواشناسی منطقه باید توسعه و تفسیر شود. مهمترین این نقشه ها شامل نقشه هم خطوط فشار (ایزوبار) خطوط جبهه های جوی، سیکلون ها و آنتی سیکلون ها و مسیر جت استریم ها با توجه به نواحی احتمالی پدیده هایی مانند مه گرفتگی، بارش، رگبار، و .. هستند. معادلات و محاسبات این مفاهیم در فصل ۳ ارائه شده است.

چارت ها یا وضعیت توپوگرافی پارامترهای ثابت و متغیر جوی در لایه های بالاتر، برای بررسی وضعیت سینوپتیک لایه های بالاتر استفاده می شود. مثلا مقدار ژئوپتانسیل که به صورت الگوی ایزوبار بیان می شود می تواند برای بررسی درجه توسعه عمودی چرخند و واچرخندها (سیکلون و آنتی سیکلون) و یا جابجایی سرعت سیستم های کم فشار جو استفاده شوند. لذا می توان از روی این نقشه ها برای پیش بینی زون ها و جبهه های تراز بالا و موقعیت جت اسریم ها استفاده کرد. چارت های حداکثر باد نیز می تواند برای کنترل موقعیت سرعت بادهای استفاده شود. به کمک این چارت ها و داده های راداری جو بالا (rawinsonde) و ماهواره ها میتوان برای بررسی و پیش بینی حرکات عمودی هوا یا ناپایداری آن در تشکیل ابر یا بارش و غیره بهره برد. این اطلاعات می تواند بواسطه بررسی های چندین داده آماری (روش های فازی، شبکه عصبی، و ..) و ارتباط شرایط گذشته و حال برای پیش بین های کوتاه مدت مثلا " تا ۳۶ ساعت یا کمی بیشتر با دقتی برای اغلب کارهای غیر مهندسی و گزارشات عمومی مانند اخبار استفاده شود.

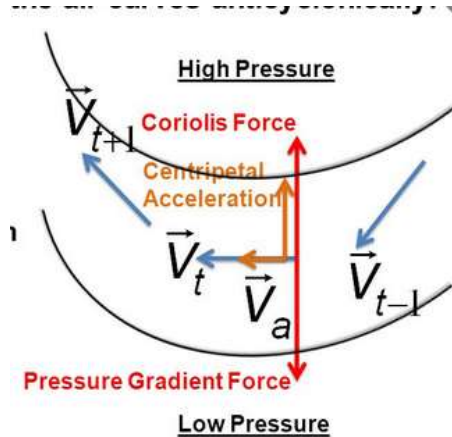
لذا فرایند های سینوپتیکی (synoptic process) به عنوان توالی موقتی از وضعیت حال سینوپتیک یک منطقه هستند که می توانند برای پیش بینی های کوتاه مدت استفاده شوند. البته در حال حاضر به کمک روش های پیش بینی عددی (NWP) امکان تعیین نقشه های سینوپتیک و چارت ها مانند فشار، ژئوپتانسیل، حرکات عمودی بزرگ مقیاس برای زمان هشدارهایی تا ۴۸-۷۲ ساعت و حتی بیشتر با دقت مناسب تر برای کارهای مهندسی فراهم شده است (فصل ۳). لذا در پیش بینی های تخصصی، اول باید هدف پیش بینی مشخص شود. مثلا " در هوانوردی نیاز به پیش بینی سرعت و



جهت باد بر حسب درجه و زاویه مثلثاتی، دامنه دید، ابری بودن شامل مقدار ابر شکل آن و ارتفاع و مرز لایه بالایی و ضخامت ابر، دمای هوا، و پیش بینی سایر اتفاقات جوی و تغییر همین پارامترها در طول پرواز می باشد. این پیش بینی های زیر ۳ روز یا ۳۶ ساعت از نوع پیش بینی های کوتاه مدت (short-range forecast) هستند و می توانند به کمکی روش های سینوپتیکی دستی نیز به کار گرفته شوند. اگرچه در حال حاضر پیش بینی های کوتاه مدت و یا بلند مدت با روش های دینامیکی برای چند ساعت مثلاً ۲ تا ۶ ساعت (nowcasting) توسط سازمان جهانی هواشناسی (wmo) یا ۱ ماه اتی و حتی ۵ سال آتی با روش های بزرگ مقیاس اقلیمی (GCM) و مدل سازی پیش بینی عددی (NWP) با سناریو سازی و مدل سازی عددی (فصل ۳) توسط کارشناسان مطالعات منابع آب و آبخیزداری انجام می شود. این روش ها در مرجع ۴ توسط همین مولف برای اهداف پیش بینی سیل و هواشناسی ارائه شده است (۴).

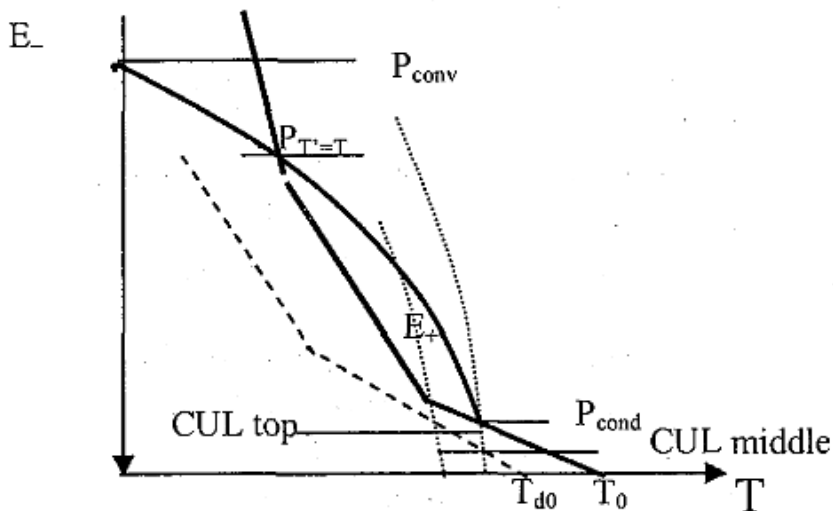
به عنوان مثال جهت پیش بینی سرعت و جهت باد، ابتدا به کمک مفاهیم اثر میدان های باد ژئواستراتیفیک (اثر نیروهای چرخشی (شکل ۱۱) و .. فصل ۳) و گرادیان فشار در ارتفاع مشخص مقدار سرعت باد ( $V_g$ ) با روش های عددی مشخص می شود. برای محاسبه و پیش بینی باد واقعی در محل مورد نظر، اگر این ارتفاع در جوهای بالاتر باشد، معمولاً می توان مقدار هر دو را برابر دانست. اما مقدار باد واقعی نزدیک سطح زمین به دلیل اثر زبری و شرایط توپوگرافی با باد ژئواستراتیفیک فرق می کند. معمولاً برای برآوردهای اولیه می توان از رابطه زیر و مقدار ضریب  $k$  که برای سطح زمین به طور متوسط ۰,۵۵ و برای سطح آب ۰,۷ است استفاده نمود. جهت این بادها نیز در سطح زمین از خطوط ایزوبار منحرف می شود (شکل ۱۱).

$$V_a = kV_g$$



شکل ۱۱: اثر نیروی های گریز از مرکز و کوریولیس در جابجایی بردار سرعت باد در حالت واچرخند

پیش بینی ممکن است در روش های سینوپتیکی به کمک مفاهیم فصل ۱ و شکل ۱۲ برای پارامترهای ناپایداری هوا نیز صورت بگیرد اگرچه این روش ها در حال حاضر با سرعت و کیفیت بهتر به کمک مدلسازی ریاضی در هواشناسی دینامیک توسط مهندسان آب و فیزیکدانان توسعه داده شده اند (۴). لذا همه روش های پیش بینی های کوتاه مدت سینوپتیکی پدیده های مختلف هواشناسی مانند مه، رگبار، تگرگ و .. روی روابط تشکیل آن پدیده و ارزش اولیه واقعی آن در نقطه مورد نظر، با پارامترهای مرتبط قابل انتظار آینده جو پایه ریزی می شود. برای مثال اگر پیش بینی سینوپتیکی بارش، نوع بارش، رعد و برق یا طوفان مورد نظر باشد، می توان محاسبات را بر اساس پارامترهای جابجایی مانند ارتفاع تقطیر، تراز جابجایی، ضخامت لایه ناپایدار جابجایی (CUL)، انرژی پتانسیل قابل دسترس جابجایی، سرعت حرکت جابجایی و .. پایه ریزی نمود. این پارامترها می توانند از مشاهدات سینوپتیکی و ارزش های پیش بینی شده از روی دمای هوا و رطوبت هوا (روش های عددی فصل ۳ یا سینوپتیکی فصل ۱ و ۲) در همه ترازهای استاندارد محاسبه شوند. دمای هوای صعودکننده به صورت جابجایی به کمک دیاگرام های هواشناسی از روی چارت و منحنی های تولید شده لایه های هوا تعیین می شود (شکل ۱۲). اگر پارامترهای جابجایی به مقدار آستانه بحرانی برسند، می توان آن پدیده هواشناسی مربوطه را به صورت سینوپتیکی پیش بینی نمود.



شکل ۱۲: پیش بینی ناپایداری جابجایی با روش سینوپتیک

لذا در هواشناسی سینوپتیک دستی به کمک مفاهیم فصل ۱ و ۲ محاسبات پیش بینی صورت می گیرد و تنها می توان به کمک نقشه های هم مقدار و نمودارهایی مانند شکل (۱۲) پیش بینی هایی با دقت متوسط تا کم با پارامترهای ناچیز ارائه نمود. حل عددی روابط بالا که به شکل معادلات مشتقات جزئی نوشته می شوند، با پارامترهای بیشتر در هواشناسی دینامیک بحث می شود (فصل ۳).

## ۲-۸ موضوعات خاص

بدیهی است که می توان از پیش بینی های سینوپتیک برای کارهای مهندسی بهره گرفت. مثلاً "اطلاع از زمان بارش برای اخطار انواع حرکات توده ای در جاده ها نیاز است. حرکات توده ای که در تخصص آبخیزداری بوده شامل مطالعات ریزش ناگهانی یا جریان گلی (با سرعت ۶۰ کیلومتر بر ساعت) می باشد. انواع مکانیسم حرکات توده ای مانند سولیفلکسون، خزش و .. وجود دارد. در فرایند این حرکات توده ای مانند برف و بهمن پارامترهای هیدرولیک بهمن، دینامیک خاک و ژئوتکنیک، آب، رفتار ذرات رس، سطح لغزش، نیروهای پایداری و اصطکاک و نیروی عمود به

سطح، و وزن روی سطح شیب دار، حدود اتربرگ و خمیری خاک، و .. نقش دارند. لذا یک پارامتر آب ناشی از سطح سفره یا بارش یا ایجاد سازه های نامناسب چکدم می تواند در اینجا برای اخطارهای اضطراری مانند پیش بینی طوفان های گرد و غبار کمک نماید. این موضوعات شامل لغزش، بهم، گرد و غبار (بند ۱-۱۰-۲) باروش های آبخیزداری گرایش حفاظت آب و خاک در فصل ۵ مختصر اشاره شده است (۵ و ۶).

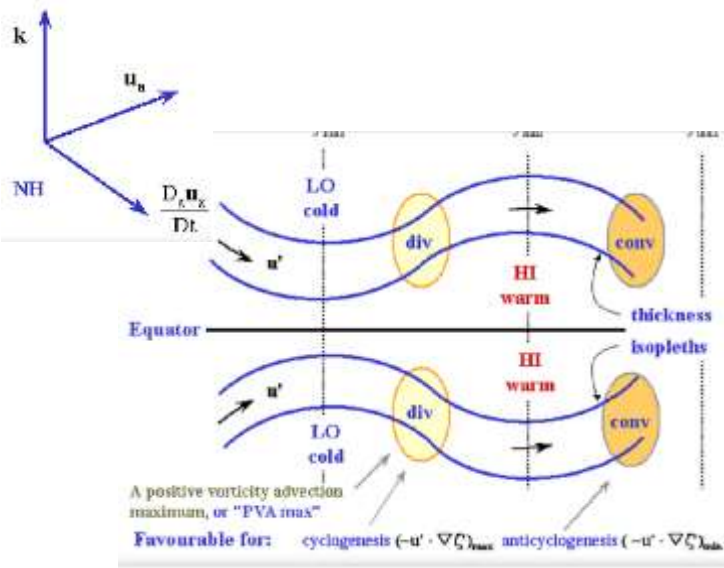
## تمرین

- ۱- فرق سیستم باز و بسته و اثر آن را در مطالعات هواشناسی سینوپتیکی تحقیق کنید؟
- ۲- باتوجه به مفاهیم فصل ۱ و ۲ شباهت و تفاوت هواشناسی فیزیکی و سینوپتیک را تعریف کنید؟
- ۳- کاربرد قوانین ترمودینامیک فصل ۱ را در چگونگی تشکیل اقلیم زمین و تغییرات هواشناسی مانند نوسانات دما و بارش و باد را در کنار مفاهیم ۳ مدل سلولی هادلی، فرل و پولار تشریح کنید؟
- ۴- لایه مرزی هواشناسی چیست؟
- ۵- شرط کوشی و نیومن و دریکله در دینامیک سیالات محاسباتی را مطالعه و کاربرد آن را در مطالعات هواشناسی بررسی کنید؟
- ۶- به کمک شکل ۱۲ و ترسیم آن برای یک منطقه مورد دلخواه، مقدار بارش ۴ ساعت بعد را پیش بینی کنید؟

## منابع

1. Aulikki Lehkonen, synoptic meteorology, Eumetrain.
۲. فرهاد دلیری، حسن سید سراجی (۱۳۹۸)، مدلسازی آب و محیط زیست (کنترل سیل، تامین آب، مدیریت آب زیرزمینی)، حوضه های شهری و روستایی. محاسبات عددی، چاپ دوم، حمایت شرکت مهندسین آبسام (طرح و ساخت)، ([www.absam.ir](http://www.absam.ir)).
3. WMO, WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION.
4. Farhad.Daliri. "Uncertainty in flood forecasting modeling", 250p. 2020. [www.absam.ir](http://www.absam.ir).
۵. حسن احمدی، کنترل فرسایش آبی، گروه آبخیزداری دانشگاه تهران، ۱۳۷۶.
۶. حسن احمدی، کنترل برف و بهم، گروه آبخیزداری دانشگاه تهران، ۱۳۷۶.

## فصل ۳ هواشناسی دینامیک



$$\psi(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{m=1}^{J/2} \left[ a_m \cos \frac{2\pi mx}{L} + b_m \sin \frac{2\pi mx}{L} \right]$$

### ۳-۱ اصول هواشناسی دینامیک

در فصل اول و دوم یادآوری از هواشناسی عمومی شد. جهت درک مطالب فصل حاضر، نیاز به داشتن دانش دینامیک سیالات (fluid dynamics) می باشد. فرض شده خواننده با این دانش و همچنین حل ماتریسی و عددی سیالات قبلاً آشنا شده است. لذا در این کتاب تاکید روی اصول فیزیکی است تا حل عددی و محاسبات ریاضی که فرض شده خواننده با آنها نیز آشنا باشد.

در فصل حاضر، به مباحثی چون شناخت نیروهای موثر اصلی، گرداب باروتروپیک، تئوری شبهه ژئواستورافیک یا اثر چرخش زمین، نقش گرداب های پتانسیل (عدد راسبی) و اینورژن، معادلات امگا، بردار Q، ناپایداری های مقارن، طوفان های حاره ای شدید (هاریکن یا تیفون)، شناخت مدل های چرخه عمومی، بحث های El Nino و چرخه های دائم استوا، تکنیک های آماده سازی داده های ورودی مدلسازی و روش های پیش بینی احتمالاتی که به عنوان اصول اولیه هواشناسی دینامیک هستند پرداخته می شوند. خواننده می تواند جهت مطالعه بیشتر یا مطالب پیشرفته تر به منابع مناسب دیگر مراجعه نماید.

### ۳-۱-۱ مشتقات جزئی پیش بینی دما و رطوبت ویژه

به طور کلی در هواشناسی دینامیک قرار است معادلات فصل اول (فیزیک) بر اساس مفاهیم فصل دوم به صورت دیفرانسیل و مشتقات جزئی توسعه داده شود و سپس به کمک روش های دینامیک محاسباتی عددی یا روش های حل عددی، حل شده و بر اساس آن پارامترهای مورد نیاز مانند دما، بارش و .. برای دوره های کوتاه مثلا "چند روز یا بلند مدت مثلا" ۵ سال پیش بینی (تغییرات اقلیم) شوند. این نتایج سرانجام توسط مهندسان آبخیزداری و آب برای طراحی و برنامه ریزی سازه های مدیریت و کنترل مخاطرات طبیعی مانند لغزش، حرکات توده ای و فرسایش خاک و رسوب، برف و بهمن، خشکسالی، کنترل سیل، برنامه ریزی آبهای زیرزمینی و سدها، اثر تغییرات پوشش گیاهی روی سیستم حوضه، تامین آب و حفاظت جان و مال مردم استفاده می شود (۳).

در ادامه یک معادلات ساده شده پیش بینی عددی دما  $T$  و رطوبت ویژه هوا  $q$ ، نسبت به زمان  $t$  ارائه شده است:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) - w(\gamma_a - \gamma) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\epsilon_r + \epsilon_{ph}}{c_p} \right)$$

در معادله دیفرانسیل مشتقات جزئی بالا (پیش بینی دمای هوا  $T$  نسب به زمان  $t$ ) که بر پایه معادله انرژی یا شار حرارت توسعه یافته است، مولفه های سرعت باد در  $3$  بعد  $(u, v, w)$ ، لاپس ریت ادیاباتیک خشک  $\gamma_a$  و لاپس ریت واقعی  $\gamma$  در بعد عمودی، ضریب ادی  $k$ ، و تبدیلات شار حرارت تبدیل فاز آب  $\epsilon_{ph}$ ، و شار تشعشع  $\epsilon_r$  در صورت کسر ترم آخر، و ظرفیت ویژه حرارت هوا  $c_p$  در فشار ثابت استفاده شده است. ترم اول سمت راست اثر همرفت یا جابجایی افقی باد (advection)، ترم دوم معرف نوسانات دما به دلیل رفتار ترمودینامیک عمودی هوا، ترم سوم تبدیلات حرارت ادی، و ترم چهارم مربوط به تبدیلات شار و گرمای ویژه می باشد. لذا اگر بخواهید تغییرات دما را برای یک نقطه با روش سینوپتیک پیش بینی نمایید باید تمام پارامترهای بالا را آنالیز و چارت یا معادلات مربوطه را مانند شکل ۱۲ فصل ۲ توسعه دهید. از آنجایی که اغلب چنین کاری برای پارامترهای کمتر و در زمان طولانی تری در روش های سینوپتیک سنتی انجام می شود، لذا این روش ها عمدتاً "برای کارهای آموزشی و درک فرایندها و یا کنترل و تفسیر نتایج مدل های دینامیک استفاده می شوند. در

معادله بالا ترم اول مهمترین و ترم آخر اگرچه بی تاثیر روی نوسان دما نیست، اما اغلب اثر آن باتوجه به اثر سایر ترم ها قابل حذف است. ترم دوم وقتی اهمیت دارد که بخواهید دما را در لایه های بالاتر پیش بینی کنید و لذا در سطح زمین اهمیتی ندارد. ترم سوم نقش مهمی در لایه مرزی و سطح زمین دارد. زیرا نقش اساسی در تبادل حرارت بین سطح و اتمسفر و لذا علت نوسانات دمای روزانه است. بنابراین ترم سوم برای اتمسفر آزاد کم اهمیت می شود.

معادله عددی پیش بینی رطوبت ویژه هوا  $q$  نسبت به زمان  $t$  به صورت زیر است:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y}\right) - \Delta z (\rho \bar{q} \cdot \text{Div} \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{dm}{dt}$$

$$\text{Div} \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{همگرایی جریان هوا:}$$

معادله مشتقات جزئی بالا به کمک پارامترهای دانسیته هوا  $\rho$ ، ترم دیفرانسیلی همگرایی جریان هوا، جرم آب تبخیر شده یا چگالش  $m$ ، در ضخامت لایه مورد نظر  $\Delta z$  و سایر پارامترها مشابه معادله قبلی جهت پیش بینی استفاده می شود.

ترم اول سمت راست معادله بالا همرفت رطوبت ویژه و ترم دوم همگرایی آن را نشان می دهد. در یک توده هوای همگن هر دو ترم مذکور حذف می شوند. ترم سوم تبدلات بخار آب را نشان می دهد. ترم چهارم تحت شرایط متفاوت فرق می کند. وقتی فرایند تبخیر در اتمسفر یا لایه زیرین رخ می دهد، مقدرا آب بخار شده در اتمسفر زیاد می شود لذا  $(\frac{\partial q}{\partial t} > 0)$  و  $(\frac{\partial m}{\partial t} < 0)$  و در حالت تقطیر برعکس می شود.

در زون های جبهه ای همه ترم های بالا به یک اندازه مهم هستند. ترم سوم مسئول تبدلات بخار آب بین سطح زمین و اتمسفر است و ارزش آن به شرایط لایه زیرین و توده هوا در رژیم منطقه ارتباط دارد. محاسبه ترم اخر دشوار است. و اثرات آن روی تغییرات نوسان رطوبت ویژه به شرایط مختلف بستگی دارد.

این معادلات ممکن است برای نزدیک سطح زمین یا در اتمسفر آزاد مورد نیاز باشد. وقتی پیش بینی دمای هوا نزدیک سطح زمین مورد نظر باشد گام ها زیر باید مورد توجه قرار بگیرد:

- مشخص کردن ترم اول یا نوسانات هم رفت دما از شرایط مرزی اولیه به صورت پیش بینی گام به گام زمان  $t$  به کمک تعیین مسیر توده هوا و منشاء حرکت آن در طول زمان پیش - هشدار (lead - time) مورد نیاز T.

- برآورد تبدیلات و اندرکنش بین توده هوا با سطح زمین - ترم سوم
- محاسبه نوسانات روزانه - ترم سوم و آخر

همین مراحل برای معادله پیش بینی رطوبت هوا نزدیک سطح زمین یکسان است. البته در اینجا باید اثر ترم همگرایی جبهه هوایی که به منطقه مورد مطالعه نزدیک می شود را نیز مانند محاسبات PMP دینامیک لحاظ کرد.

اگر هدف پیش بینی دما در اتمسفر آزاد باشد، همه مراحل مانند محاسبات هم رفت روش بالا انجام می گیرد، با این وجود در این جا اهمیت ترم دوم برای لحاظ تبدیلات جریان های عمودی مهم می شود. البته اثر نوسانات روزانه در اتمسفر آزاد کم می شود. همین روند برای پیش بینی رطوبت اتمسفر آزاد یکسان است.

### ۳-۲ مفاهیم پایه

دامنه هواشناسی دینامیک مربوط به مطالعات و پیش بینی اقلیم و هوا و حرکات مرتبط در اتمسفر می باشد (علوم جوی). در مدل سازی دینامیک، گسستگی حرکات مولکولی جو، به صورت یک محیط سیال پیوسته لحاظ می شود (continuum). از مکانیک سیالات می دانیم در واقع یک نقطه فرضی در جو، مشابه المان حجم کنترل (control volume) بوده که در محیط پیوسته وسیع قرار گرفته اما همچنان این نقطه شامل تعداد زیادی مولکول است. در فصل اول این نقطه را با اصطلاح بسته هوا یا air parcel معادل کردیم که می توان آنها را معادل ذره هوا یا air particle نیز بنامیم. مقادیر عددی متنوعی از خصوصیات فیزیکی حالت اتمسفر مانند فشار، چگالی، دما و .. وجود دارد که می توان به صورت ارزش واحد و همگن برای هر نقطه در محیط پیوسته جو در نظر گرفت. همچنین فرض می شود این متغیرهای واحد و مشتقات آنها، به صورت تابعی پیوسته از زمان-مکان باشند. سپس قوانین اساسی مکانیک سیالات و ترمودینامیک حاکم بر حرکت و رفتار جو به صورت ترم های معادلات تفاضل جزئی نوشته می شود. این معادلات متغیرهای میدانی را به صورت متغیرهای



وابسته از متغیرهای زمان و مکان به عنوان متغیرهای مستقل مرتبط می کنند. شکل ساده شده یکی از ترم ها:

$$f\left(x_1, \dots, x_n; u, \frac{\partial u}{\partial x_1}, \dots, \frac{\partial u}{\partial x_n}; \frac{\partial^2 u}{\partial x_1 \partial x_1}, \dots, \frac{\partial^2 u}{\partial x_1 \partial x_n}; \dots\right) = 0.$$

حل این معادله برای پیش بینی های کوتاه مدت مثلاً "۵ روز آتی مناسب است. اگرچه خطای روش حل عددی نیز باید کنترل شود. به ویژه برای پیش بینی های حداکثر تا ۱۴ روز که خطا بیشتر نیز می شود. در خصوص پیش بینی های طولانی تر میان مدت و بلند مدت چند ساله مانند پیش بینی تغییرات اقلیمی می بایست اصلاحات دیگر یا روش های مکمل را نیز اضافه نمود که در قسمت مربوط ارائه شده اند (2). ترکیب مجموعه ای از معادلات بالا و حل همزمان آنها نیاز به کامپیوترهای قوی دارد. حل عمومی این معادلات هنوز وجود ندارد و تنها به صورت محاسبات عددی ضمنی یا صریح قابل حل هستند. جهت درک نقش قوانین فیزیک در حرکت جو و مشخص کردن قواعد اقلیم و هوا، ضروریست این مدل ها بر پایه ساده سازی قانونمند معادلات حاکم پایه توسعه یابند. این مسئله به مقیاس سیستم حرکت جو نیز به شدت ارتباط دارد.

واحد ها و ابعاد مرسوم

همگن بودن واحدها در معادلات فیزیک به عنوان بحث های ابتدایی بوده که اغلب در فیزیک دوره های قبل دانشگاه و در دروس مقدماتی ارائه شده است. در واقع دو طرف معادلاتی که از نظر ابعادی دارای دیمانسیون ابعادی هستند باید همگن باشد. البته برخی از معادلات که همگن نیستند از این قاعدع مستثنی بوده و با ضرائب واحد معرفی می شوند. در سیستم SI اغلب علامت و واحدهای به کار گرفته شده در جدول ۱ و مشتقات آنها در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۱ واحدهای اندازه گیری در سیستم SI

Property	Name	Symbol
Length	Meter (meter)	m
Mass	Kilogram	kg
Time	Second	s
Temperature	Kelvin	K

سایر واحدها و ثابت های مورد نیاز در پیوست کتاب قرار گرفته است\*

جدول ۲ واحدهای مشتق شده از سیستم SI

Property	Name	Symbol
Frequency	Hertz	Hz ( $s^{-1}$ )
Force	Newton	N ( $kg\ m\ s^{-2}$ )
Pressure	Pascal	Pa ( $N\ m^{-2}$ )
Energy	Joule	J (N m)
Power	Watt	W ( $J\ s^{-1}$ )

توجه شود در اینجا واحد هرگز دور بر ثانیه است و نه رادیان بر ثانیه\*

**تمرین:** با توجه به دیمانسیون ابعادی رابطه معروف انرژی اینیشتین ( $E=MC^2$ ) صحت واحد قدرت بر حسب وات را ثابت کنید؟

یک واحد مرسوم فشار در سیستم SI در هواشناسی هکتوپاسکال (hPa) است که ممکن است از واحد دیگری به نام میلی بار (mb) که معادل ۱ هکتوپاسکال است نیز استفاده شود. فشار جو در سطح استاندارد معادل ۱۰۱۳٫۲۵ hPa می باشد.

همچنین می دانیم رابطه دما  $T_C$  بر حسب درجه سانتی گراد ( $^{\circ}C$ ) با دما  $T$  و  $T_0$  بر حسب درجه کلونین K به صورت زیر است ( $T_0=273.15K$ ) دمای نقطه یخ آب با مقیاس کلونین):

$$T_C = T - T_0$$

البته می دانیم آغاز فرایند یخ زدگی آب تحت شرایط معین از ۴ درجه سانتی گراد شروع می شود. در جدول ۳ سایر علائم که ممکن است در این کتاب استفاده شود ارائه شده است.

جدول ۳: پیشوند و ضرائب کسر واحدهای SI

Multiple	Prefix	Symbol
$10^6$	Mega	M
$10^3$	Kilo	k
$10^2$	Hecto	h
$10^1$	Deka	da
$10^{-1}$	Deci	d
$10^{-2}$	Centi	c
$10^{-3}$	Milli	m
$10^{-6}$	Micro	$\mu$

#### آنالیز مقیاس

آنالیز مقیاس یک روش مناسب جهت برآورد بزرگی ترم های مختلف معادله حاکم بر رفتار سیال است. در آنالیز مقیاس ارزش های زیر محاسبه می شود:

- بزرگی متغیرهای میدان
- دامنه نوسان متغیرهای میدان
- مقیاس های زمانی، طول و عمقی که روی این نوسانات اتفاق می افتد. از این نتایج می توان برای ارزیابی بزرگی اثر ترم های یک معادله استفاده کرد.

مشق رفتار یک پدیده (وابسته) به پارامتر مستقل دیگر مانند طول یا در سیستم مختصات طول و عرض جغرافیایی را معادل مقیاس آن پارامتر می نامند. به عنوان مثال فرض کنید در عرض میانه و با توجه به نقشه های سینوپتیک، فشار سطحی سیکلون ممکن است تا ۱۰ hPa روی یک فاصله افقی ۱۰۰۰ km نوسان کند. اگر دامنه نوسان فشار افقی  $\delta p$ ، و سیستم مختصات طول و عرض به ترتیب X و Y و مقیاس افقی L باشد، بزرگی گرادیان فشار افقی می تواند از روابط زیر حساب شود:

$$\left(\frac{\partial p}{\partial x} \cdot \frac{\partial p}{\partial y}\right) \sim \frac{\delta p}{L} = 10 \text{ hpa} / 10^3 \text{ km} \left(10^{-3} \text{ Pa m}^{-1}\right)$$

لذا مقایس هر پارامتر می تواند حاکی از شیب یا گرادیان آن باشد. در مثال بالا مقدار گرادیان دامنه فشار معادل  $10^{-3} \text{ Pa m}^{-1}$  شده است. همین ارزش نوسان فشار می تواند در مقیاس های بسیار متنوع برای سایر سیستم های حرکتی مانند ترنادو، خطوط جبهه های رگبار، یا هاریکن ها اتفاق بیافتد. لذا گرادیات فشار افقی می تواند در دامنه های بسیار متفاوت نیز دیده شود. همین موضوع برای سایر پارامترهای درگیر در معادلات نیز صادق است. لذا طبیعت ترم های غالب در معادلات حاکم به شدت به مقیاس افقی حرکت وابسته هستند. به طور خاص، حرکات در مقیاس های ناچیز مثلا "چند کیلومتر یا کمتر، تمایل به مقیاس زمانی کوچک هستند، لذا ترم هایی که چرخش زمین را لحاظ می کنند، در این فواصل قابل چشم پوشی هستند در حالیکه برای مقیاس های بزرگتر، این اثرات در سیستم های حرکتی جو خیلی مهم می شوند (البته این موضوع به زاویه گردش و سایر پارامتر نیز وابسته است). از آنجایی که خصوصیت حرکات جو به شدت به مقیاس افقی وابسته است، این نوع مقیاس طولی، یک روش راحت را برای طبقه بندی سیستم های حرکتی جو در اختیار می گذارد (جدول ۴). از این مفهوم جهت توسعه ساده معادلات حاکم بر حرکت جو نیز بهره گرفته می شود.

جدول ۴ گروه بندی مقیاس افقی انواع حرکت سیستم جو

Type of motion	Horizontal scale (m)
Molecular mean free path	$10^{-7}$
Minute turbulent eddies	$10^{-2} - 10^{-1}$
Small eddies	$10^{-1} - 1$
Dust devils	$1 - 10$
Gusts	$10 - 10^2$
Tornadoes	$10^2$
Cumulonimbus clouds	$10^3$
Fronts, squall lines	$10^4 - 10^5$
Hurricanes	$10^5$
Synoptic cyclones	$10^6$
Planetary waves	$10^7$

## ۳-۲-۱ نیروهای اصلی

اگر از ابعاهامات موجود در دنیای فیزیک که هنوز درک مشخصی از گرانث نداریم و یا نیروهای مبهم مانند انرژی و ماده تاریک عبور کنیم می توان نیروهای اصلی و نیروهای ظاهری در دستگاه غیر لخت موثر در حرکت جو را به صورت زیر دسته بندی نمود:

### دستگاه لخت

- نیروی گرادیان فشار

- نیروی گرانثی اجسام

- نیروی لزجت یا گرانروی

نیروهای ظاهری در دستگاه غیر لخت

- نیروی شتاب مایل به مرکز و نیروی گریز از مرکز

- نیروی وزن و اثر غیر کروی زمین

- نیروی پیچشی کوریولیس و اثر انحنا

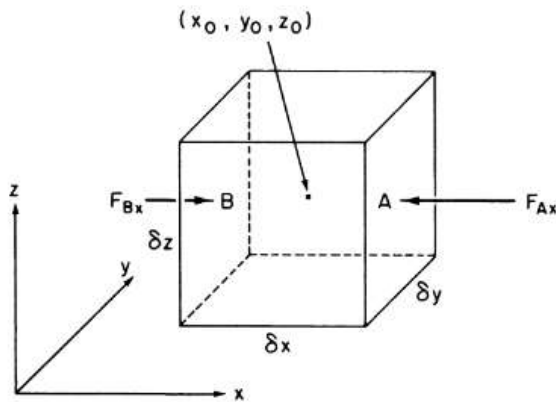
- نواسانات ثابت اندازه حرکت زاویه ای

این نیروها به کمک مفاهیم ناشی از بقای جرم، انرژی و اندازه حرکت نیوتن می توانند به صورت معادلات دیفرانسیل مربوط، حرکت جو را مدل کنند. می دانیم که این نیروها به دو شکل اثر دارند. حالتی که به بدنه (body forces) یا حالتی که روی سطح (surface forces) اثر می گذارند. نیروهای دسته اول از مرکز ثقل جرم می گذرند. همین قاعده در طراحی بدنه سدها و یا محاسبات نیروی هیدراستاتیک آب مثلاً "نیروی وارد بر دریچه سد وجود دارد(در سدهای خاکی مسئله نشت و نیروهای بالابرنده و .. نیز وجود دارد). نیروی وزن آب یا هوا مثالی از نوع اول است. در نیروی های سطحی، نیروی روی مرز محیط اعمال می شود. در این حالت نیروی اعمال شده مستقل از جرم جسم می باشد. نیروی فشار یا انواع تنش برشی و کششی مثال هایی از نوع دوم نیروها هستند. قانون دوم نیوتن برای بررسی این نیروها و اثر زبری در مرجع ثابت استفاده می شود. اگرچه اگر دستگاه مرجع با زمین بچرخد می توان همین قانون را برای سایر نیروهای ظاهری نیز به کار گرفت.

- نیروی شیب فشار

نیروی خالص شیب فشار، متناسب با مشتق فشار در جهت اعمال نیروی است. در شکل ۱ فرض کنید مولفه های سه بعدی نیروی وارد بر یک مولکول هوا یا المان سیال وارد شده باشد. ابتدا برای یک وجه محاسبات را به کمک معادله گرادیان فشار زیر حساب کنید:

$$p_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} + \text{higher order terms}$$



شکل ۱: مولفه X نیروی گرادیان فشار روی یک المان سیال - یک بعد

مقدار نیرو در جهت محور X از رابطه زیر به دست می آید:

$$F_{Ax} = - \left( p_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} \right) \delta y \delta z$$

مقدار نیرو در وجه دیگر معادل با وجه مخالف با علامت منفی است و اگر برآیند آنها روی حجم کنترل گرفته شود داریم:

$$F_x = F_{Ax} + F_{Bx} = - \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \delta y \delta z$$

باتوجه به دانسیته المان  $\rho$  رابطه بالا به صورت زیر برای واحد جرم و برای ۳ بعد ساده می شود:

$$\frac{F_x}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \qquad \frac{F_y}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \qquad \frac{F_z}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$$

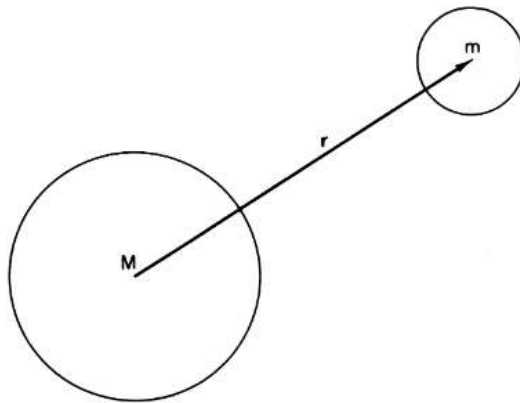
و نیروی گرادیان فشار برای کل از رابطه زیر و برای گرادیان میدان فشار محاسبه می شود:

$$\frac{\mathbf{F}}{m} = -\frac{1}{\rho} \nabla p$$

- نیروی گرانشی جهانی اجسام

از فیزیک ابتدایی به یاد داریم که دو جسم متناسب با جرم و عکس مجذور فاصله از یکدیگر روی یکدیگر نیروی گرانشی  $F_g$  به شکل زیر وارد می کنند (قانون نیوتن). می دانیم در جسم  $m$  مقدار اثر نیروی جسم  $M$  می تواند هر جای بدنه آن باشد و لذا مقدار  $r$  در صورت تقریباً "با  $r$  مخرج برابر است.

$$\mathbf{F}_g = -\frac{GMm}{r^2} \left(\frac{\mathbf{r}}{r}\right)$$



شکل ۲: دو جسم با فاصله  $r$  از مرکز یکدیگر ( $G$  ثابت جهانی گرانش)

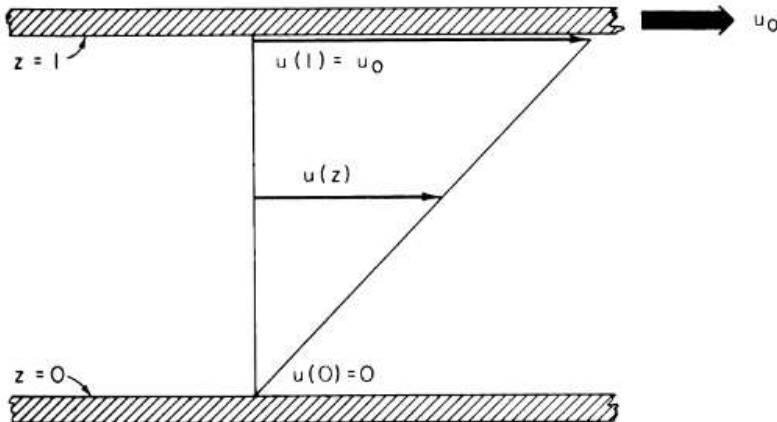
در مقیاس هواشناسی  $M$  زمین و  $m$  المان حجم کنترل مولکول های توده هوا است. لذا نیروی اعمال شده بر واحد جرم جو از رابطه زیر به دست می آید:

$$\frac{\mathbf{F}_g}{m} \equiv \mathbf{g}^* = -\frac{GM}{r^2} \left( \frac{\mathbf{r}}{r} \right)$$

در هواشناسی دینامیکک باتوجه به بزرگتر بودن نسبی شعاع زمین به فاصله جو، می توان نسبت نیروی گرانشی  $g^*$  را ثابت گرفت. البته می توان به جای ارتفاع از فشار یا ژئوپتانسیل استفاده نمود (فصل ۱).

### - نیروی لزجت

از مکانیک سیالات به یاد داریم اگر یک تخته فرضی را روی سطح آب با سرعت  $u_0$  بکشیم در شرایط لامینار باعث یک شیب گرادیان سرعت به صورت خطی می شود که مقدار حداکثر آن در سطح آب و حداقل آن برابر صفر در کف استخر می باشد. لذا گرادیان سرعت جریان لزج تابعی از عمق  $z$  می باشد (شکل ۳). این مثال برای سیالات واقعی است که دارای یک اصطکاک داخلی نیز بوده و تراکم پذیر نمی باشند.



شکل ۳: جریان برشی یک بعدی حالت دائم

مثلا آب اگرچه قابلیت فشرده شدن دارد ولی باتوجه به ماهیت مسئله می توان از حالت رفتار واقعی استفاده کرد یا صرف نظر کرد.



این همان تنش برشی است که در مقاومت مصالح به صورت نیروی مماس روی میلگرد اعمال می شد. معادله لزجت می توان به شکل زیر نوشته شود:

$$\tau_{zx} = \lim_{\delta z \rightarrow 0} \mu \frac{\delta u}{\delta z} = \mu \frac{\partial u}{\partial z}$$

از معادله بالا مشخص است تنش برشی یا لزجت دینامیک سیال در محور X متناسب با مشتق جزئی سرعت به عمق (گرادیان سرعت) با توجه به ضریب لزجت دینامیک  $\mu$  می باشد. در اینجا نیز می توان از مشتق فشار برشی به طول به نیروی برشی  $F$  رسید. از منظر هواشناسی، این موضوع مشابه انتقال اندازه حرکت رو به پایین به صورت حرکت تصادفی مولکولی در جو می باشد که با ارتفاع نسبت مستقیم دارد. این انتقال اندازه حرکت (mv) در واحد زمان و واحد جرم همان تنش برشی است. همین تشابه حرکت تصادفی مولکولی در انتقال حرارت یک سیستم دارای گرادیان حرارت وجود دارد که به آن انتشار مولکولی (molecular diffusion) می گویند. این فرایند همیشه باعث کاهش بی نظمی مولکولی سیستم شود.

در شکل ۳ نمی توان نیروی خالص را محاسبه کرد. باید این نیرو برای شرایط سه بعدی جریان غیر دائم مشابه شکل ۱ و اعمال آن روی سطوح المان اعمال شود. با توجه به شکل ۱ مقدار فشار برشی به صورت مماس اعمال می شود و لذا داریم (در شرایط استاندارد جو و در تراز دریا ضریب لزجت جنبشی  $\nu$  ثابت است):

$$\nu = 1.46 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$F_{rx} = \nu \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right]$$

$$F_{ry} = \nu \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right]$$

$$F_{rz} = \nu \left[ \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right]$$

$$\nu = \mu / \rho$$

لزجت جنبشی مولکولی جو تا زیر ۱۰۰ کیلومتر بسیار ناچیز است و اغلب این نیرو در لایه مرزی نزدیک چند سانتی متر سطح زمین جایی که تنش عمودی زیاد است اهمیت دارد. دور از این لایه مرزی مولکولی سطحی، اندازه حرکت به طور عمده به وسیله حرکات ادی آشفته انتقال می یابد (لایه مرزی).

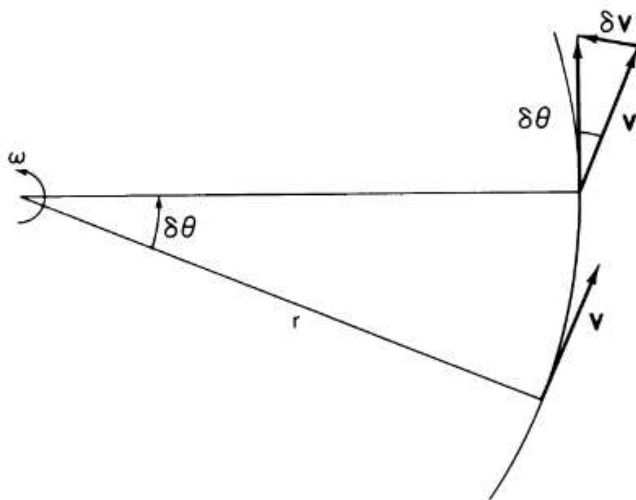
#### - دستگاه مرجع غیر لخت و نیروهای ظاهری

حرکت در سیستم مختصات لخت را می توان مانند حرکت یکنواخت جسم، طبق قانون اول نیوتن در دستگاه مختصات ثابت، بدون اعمال نیرو در نظر گرفت. اما در فرمول بندی مطالعات هواشناسی دینامیک و جو، مرسوم است که معادلات نسبت به یک دستگاه غیر لخت و یا زمین در حال چرخشی نوشته شود. زیرا در عمل به جسم در حال حرکت، نیروهایی ظاهری در مختصات در حال حرکت وارد می شود. لذا حرکت این جسم که از نظر یک ناظر لخت می باشد، در عمل غیر لخت و شتابدار است. بنابراین قوانین حرکت نیوتن را در اینجا وقتی می توان استفاده کرد، که سیستم مختصات شتابدار استفاده شود. یک راه حل معرفی نیروهای ظاهری در قانون دوم نیوتن است. این نیروهای ظاهری به عنوان ترم های متاثر از دستگاه شتابدار وارد محاسبات می شود. برای یک سیستم مختصات چرخشی، دو نیروی مهم ظاهری شامل نیروی سانتریفیوژ و کوریولیس به شرح زیر هستند:

#### - نیروی گریز از مرکز (سانتریفیوژ) و نیروی جانب مرکز (سنتریپیتال)

فرض کنید یک شی را با طنابی با شعاع  $r$  و سرعت زاویه ای  $\omega$  با تغییرات زمانی  $t$  می چرخانید. اگر حرکت شی در دستگاه لخت مشاهده شود، به نظر حرکت جسم ثابت است، اما در واقعیت به دلیل تغییر بردار برآیند سرعت جسم، سرعت جسم ثابت نیست. لذا برآیند نیروی جانب مرکز  $\delta v$  که در شکل ۴ مشخص شده با سرعت زاویه متناسب است. لذا مقدار نیروی جانب مرکز می تواند از معادله زیر حساب شود:

$$\frac{DV}{Dt} = |V| \frac{D\theta}{Dt} \left( -\frac{\mathbf{r}}{r} \right)$$



شکل ۴: نمایش بردار برآیند و نیروی های تفکیک شده نیروی جانب مرکز

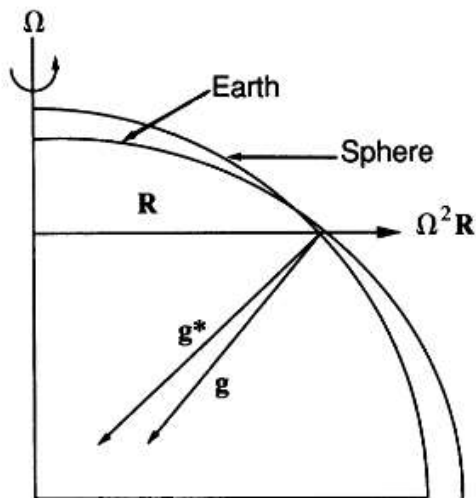
$$\frac{DV}{Dt} = -\omega^2 r$$

حال فرض کنید در یک سیستم غیر لخت، ناظر این چرخش جسم در شکل ۴ هستید، در این حالت ظاهراً" به جسم هیچ نیرویی وارد نمی شود و حرکت آن ثابت است. اما در عمل طبق قانون سوم نیوتن، نیرویی معادل جانب مرکز و برخلاف آن به جسم وارد می شود تا تعادل جسم حفظ شود. این نیروی همان نیروی ظاهری (apparent force) سانتریفیوژ یا گریز از مرکز است. بدیهی است نیروی گریز از مرکز برابر نیروی جانب مرکز و مخالف آن می باشد.

- نیروی گرانس

یک جسم ثابت روی سطح زمین نسبت به ناظر دستگاه مرجع لخت، ثابت نیست و دارای حرکت یکنواخت نیز نمی باشد. البته این مسئله در قیطین استثناء است. همچنین به این جسم با جرم واحد، نیروی جانب مرکز ناشی از چرخشی زمین معادل  $R - \Omega^2$  متناسب با فاصله آن از محور چرخش (R) و سرعت زاویه ای زمین ( $\Omega = \frac{2\pi}{86164s} = 7.292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ ) وارد می شود.

به طور کلی با توجه به اختلاف شعاع زمین در استوا و قطبین، مولفه برآیند نیرویی بر هر جسم روی زمین (به استثنای استوا و قطبین) به سمت قطبین و مماس سطح زمین (در امتداد سطح ثابت ژئوپتانسیل) ایجاد می‌گردد. لذا از دید دستگاه لخت، شیب سطح ژئوپتانسیل‌ها به سمت استوا می‌رود (شکل ۵).



شکل ۵ اثر غیریکنواختی زمین در بردار گرانش حقیقی ( $g^*$ ) و ظاهری  $g$  در قطبین و استوا و سایر نقاط زمین

در واقع اگر کره زمین همگن بود، بردار  $g^*$  به سمت مرکز زمین متمرکز می‌شد. اما در واقع در حال حاضر تنها در مسیر استوا و قطبین این اتفاق می‌افتد. لذا مقدار گرانش ظاهری  $g$  از جمع برداری گرانش حقیقی  $g^*$  و نیروی سانتریفیوژ ناشی می‌شود. همچنین نیروی گرانش ظاهری بر سطح زمینی که کره ای پخ است (بیضوی) عمود می‌شود اما گرانش حقیقی عمود بر سطح زمین نیست.

$$\mathbf{g} \equiv -g\mathbf{k} \equiv \mathbf{g}^* + \Omega^2\mathbf{R}$$

همچنین می‌توان گرانش ظاهری ( $9.81 \text{ ms}^{-2}$ ) را با تابع گرادیان ژئوپتانسیل بیان نمود:

$$\nabla\Phi = -\mathbf{g}$$

اگر مقدار ژئوپتانسیل در سطح متوسط دریا صفر باشد، لذا تابع ژئوپتانسیل  $\Phi(Z)$  در ارتفاع  $Z$  متناسب کار انجام شده مورد نیاز برای بالابردن یک واحد جرم به ارتفاع  $Z$  از سطح متوسط دریا بوده که از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\Phi = \int_0^z g dz$$

این مفاهیم و بردارهای تعادلی برآیند متمایل به قطبین و استوا، دلیل عدم لغزش جسم روی سطح زمین در حال چرخش هستند. همچنین اگر جسمی روی قطبین باشد اگرچه اندازه حرکت زاویه آن صفر است اما می توان نوسانات پریودیک آن را از معادله هارمونیک ساده زیر محاسبه کرد:

$$\frac{d^2 R}{dt^2} + \Omega^2 R = 0$$

$$2\pi/\Omega$$

همچنین از دید ناظر، یک نیروی ظاهری منحرف کننده به سمت راست جهت حرکت ایم جسم وارد می شود.

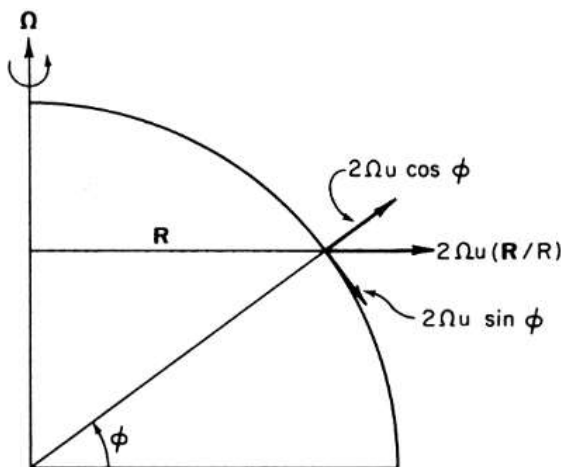
#### - نیروی کوریولیس و اثرات خمیدگی

در قسمت پیش بر اساس قانون دوم نیوتن ( $F=ma$ ) برای یک جسم ساکن در دستگاه مختصات غیر لخت، تنها یک نیروی ظاهری گریز از مرکز برای تفسیر تعادل جسم کافی بود. اما اگر جسم روی سطح زمین در حال حرکت باشد نیروی های ظاهری دیگری نیز در قانون دوم نیوتن نیاز می شود. این نیرو را نیروی کوریولیس می نامند. در واقع انحراف ناشی از اثر چرخشی زمین روی جسم که مقدار آن به عرض جغرافیایی، ارتفاع و شرقی و غربی بودن مسیر و سرعت جسم مرتبط می شود. در واقع جسمی که به سمت شرق حرکت می کند، نیروی کوریولیس آن را به سمت استوا و جسمی که به سمت غرب حرکت می کند، نیروی کوریولیس آن را به سمت قطب منحرف می کند. به عبارت دیگر جسمی که در کره شمالی حرکت می کند، به سمت راست خود و جسمی که در کره جنوبی حرکت می کند، به سمت چپ خود منحرف می شود. اثرات دیگر نیروی کوریولیس روی جهت عمودی است که البته نسبت به مقدار اثر گرانش ظاهری کوچک است. همچنین اثر نیروی کوریولیس

روی حرکت های با مقیاس های کوچک زمانی، در مقایسه با دوره چرخش زمین ناچیز است. به عنوان مثال اثر نیروی کوریولیس روی بررسی رفتار یک ابر کومولوس منفرد اهمیت ندارد اما جهت درک و مطالعه پدیده های سینوپتیکی طولانی مدت، اهمیت دارد. لذا این نیرو جهت پرتاب موشک های جنگی با برد طولانی یا موشک های با مسیر منحنی (ballistic missile)، اهمیت دارد. پارامتر تابع کوریولیس به شکل زیر نوشته می شود:

$$f \equiv 2\Omega \sin \phi$$

زاویه سینوس در اینجا عرض جغرافیایی است. این رابطه برای حالت عمودی به کسینوس زاویه تبدیل می شود. همچنین ترم های دیفرانسیلی رابطه بالا می تواند برای محاسبه اثر خمیدگی و انحنای زمین نیز اضافه گردد. این اثر خمیدگی برای مطالعات سینوپتیکی کوچک مقیاس قابل صرف نظر کردن است. نیروی کوریولیس تنها باعث تغییر جهت حرکت شده لذا مقدار سرعت را نمی تواند تغییر دهد.



شکل ۶ مولفه های نیروی کوریولیس در اثر چرخش زمین در عرض مشخص

$$\left(\frac{Du}{Dt}\right) = \left(2\Omega \sin \phi + \frac{u}{a} \tan \phi\right) \frac{Dy}{Dt} = 2\Omega v \sin \phi + \frac{uv}{a} \tan \phi$$

$$\left(\frac{Dw}{Dt}\right) = -\left(2\Omega \cos \phi + \frac{w}{a}\right) \frac{Dz}{Dt} = -2\Omega w \cos \phi - \frac{uw}{a}$$

دو رابطه بالا به ترتیب برای محاسبه نیروی کوریولیس و اثر ایجاد شتاب در حرکت روی مدار و روی ستون عمودی استفاده می شود. ترم های دوم نیز برای اثر خمیدگی سطح زمین کاربرد دارد.

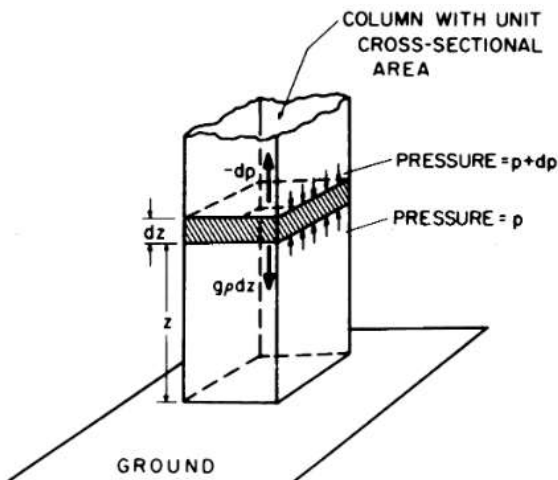
- اثر نوسانات مومنتوم زاویه ای ثابت

به کمک معادلات بالا می توان اثر دوره ای و زمان لازم تکمیل فرایند و موقعیت جسم یا حرکت چرخندها را حساب نمود. این اثرات اغلب در روی اقیانوس مهم بوده و لذا در اتمسفر اهمیت کمتری دارد.

$$\tau = 2\pi R/V = 2\pi/f = \pi/(\Omega \sin \phi)$$

### ۲-۲-۳ ساختار اتمسفر ایستا

در خصوص رفتار فیزیکی ایستایی ساختار اتمسفر و شرایط بی ثباتی آن در فصل ۱ مطالب کاملی ارائه شده است. در این خصوص تغییرات فشار و لحاظ تابع فشار به عنوان مختصات عمودی، مفهوم ژئوپتانسیل، و قوانین گازها نیز بحث شد.



شکل ۷ تعادل نیروهای هیدرواستاتیکی

به طور کلی می توان در جو با شرایط دمایی همگن (ایزوترمال) مقدار افت فشار را با ارتفاع  $Z$  و به صورت نمایی از ثابت ارتفاع مقیاس برآورد نمود (فصل اول).

### ۳-۲-۳ کاربرد MATLAB

اگر دانشجوی فیزیک یا مهندسی آب هدفش درک معادلات جو و روش های حل باشد، می بایست روش ها و خروجی محاسبات را به صورت نموداری تفسیر کند. در این خصوص نرم افزار ساده MATLAB با توجه به اینکه توابع آماده ریاضی و حل های برداری را دارد، و ضمناً امکان ترسیم نموداری نیز فراهم می شود، برای این هدف مناسب است. در پیوست این کتاب نیز روش های حل ماتریس های ساده و بنیادی ارائه شده اند. در مراحل پیشرفته تر نیز می توان از کدهای فرتن (FORTRAN, 1950) یا سایر محیط های برنامه نویسی نیز استفاده نمود و از آنها جهت حل عددی معادلات جو یا مدلسازی عددی محیط زیست و محاسبه عدم قطعیت ها جهت کاهش خطای نتایج استفاده نمود (۳).

### ۳-۳ توسعه مشتقات جزئی معادلات پایه بقا و ترمودینامیک

در طی فصل اول معادلات و قوانین بنیادی فیزیک (ترمودینامیک) ارائه شد. در این خصوص می توان شکل دیفرانسیلی قوانین پایه بقای مومنتوم، پیوستگی و انرژی فصل اول را برای شرایط مختلف جو (خشک و تر) در دستگاه مختصات کروی با بردارهای واحد طول ( $i$ )، عرض ( $j$ )، و ارتفاع ( $k$ ) توسعه داد (پیوست). این قوانین و معادلات جهت مطالعات سیستم های هواشناسی (weather systems) که خود وابسته به مطالعه بادهای ژئواستراتفیک (وابسته به گردش زمین و چرخندها و خطوط جریان)، حرکات عمودی جریان (روش جنبشی، آدیاباتیک و گرادیان فشار)، روابط بین سرعت، فشار و دمای مناطق هستند، مفید باشد. در این حالت استفاده از سیستم مختصاتی که عرض آن پارامتر فشار را نشان می دهد مناسب تر است. لذا می توان معادلات دینامیکی جو را در سیستم مختصات ایزوبار یا سایر سیستم ها تعریف نمود.

قوانین بقا به شکل معادلات دیفرانسیلی می تواند برای تعیین تغییرات دانسیته، مومنتوم، و انرژی ترمودینامیک بسته های متحرک سیال جو جهت شبیه سازی و پیش بینی رفتار جو استفاده شود. از



مکانیک سیالات می دانیم که می شود این معادلات را به صورت لاگرانژین یا اولرین نوشت. اما در مطالعات جو، این معادلات به شکل اولرین نوشته می شود. لذا باید رابطه ای بین متغیرهای متحرک میدانی با یک نقطه ثابت توسعه داد. این فرم دیفرانسیل را که با علامت  $D/Dt$  نشان می دهیم، به نام فرم مشتقات کامل جزئی نسبت به زمان معروف است. به عنوان مثال متغیر محلی را می توان دما  $T$  یا فشار در نظر گرفت. دمای یک بسته هوایی را در مختصات  $(x,y,z)$  که تابعی از  $t$  هستند، فرض کنید. لذا ممکن است معادله مشتقات جزئی کل آن به صورت  $DT/Dt$  باشد. حال فرض کنید دما  $T_0$  برای  $x_0, y_0$  و  $z_0$  در  $t_0$  باشد. اگر بالن به اندازه  $\delta$  در زمان  $\delta t$  جابجا شود، لذا دمای تغییرات در بالن یا پیش بینی آن از بسط سری تیلور به صورت زیر بیان می شود:

$$\delta T = \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right) \delta t + \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right) \delta x + \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right) \delta y + \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) \delta z + (\text{higher order terms})$$

اگر حد جزء زمان به سمت صفر میل کند داریم:

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right) \frac{Dx}{Dt} + \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right) \frac{Dy}{Dt} + \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) \frac{Dz}{Dt}$$

اگر بردار مولفه های سرعت معادل مشتقات جزئی زیر باشند:

$$\frac{Dx}{Dt} \equiv u, \quad \frac{Dy}{Dt} \equiv v, \quad \frac{Dz}{Dt} \equiv w$$

داریم:

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

می توان شکل بردار رابطه بالا را به صورت زیر برای سادگی نوشت:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{DT}{Dt} - \mathbf{U} \cdot \nabla T$$

فرم های دیفرانسیلی روابط و معادلات حاکم بر جو را می توان برای پدیده های مختلف به صورت بالا توسعه داد. همچنین با توجه به مطالب پیوست می توان این معادلات را در سیستم های مختلف مختصات چرخشی یا کروی توسعه داد.

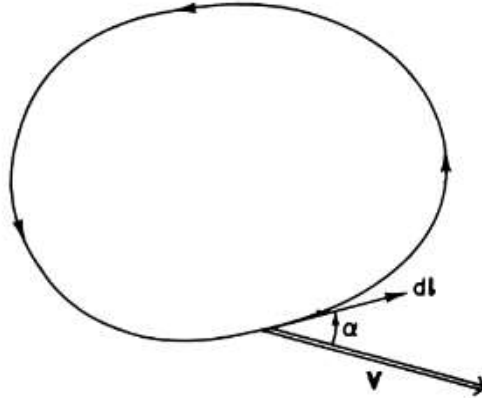
### ۳-۴ سیال های گردابی و لایه مرزی

جهت مطالعه چرخش و حرکات عمومی و ثانویه جو نیاز به درک معادلات آشفتگی جو و انرژی جنبشی و اندازه حرکت زاویه ای در لایه مرزی کره زمین می باشد. این قوانین می تواند درک مناسبی از رفتارهای چرخشی باد و سایر سیستم های هواشناسی به ما ارائه نماید. بدیهی است مطالعه چرخش اجسام صلب راحت تر از مطالعات سیالات گازی و مایع باشد. به طور کلی مطالعه چرخش (circulation) یک سیال در واقع معیار عددی و بررسی جامع و کلان یک ناحیه ای از سیال است (شکل ۸).

$$C \equiv \oint \mathbf{U} \cdot d\mathbf{l} = \oint |\mathbf{U}| \cos \alpha dl$$

اما مطالعه گرداب (vorticity) یک سیال در واقع معیاری برداری و دقیق تر از چرخندهای درون آن ناحیه چرخش بزرگتر می باشد. به کمک قانون گاز ایده آل و تعریف دمای پتانسیل (فصل ۱)، می توان معادله بین دانسیته و فشار را برای سطح مشخص نوشت و سپس آن را برای مولفه چرخش جریان آدیاباتیک (تئوری کلونین) یا پتانسیل گردابی به شکل زیر ساده کرد:

$$\frac{D}{Dt} (C + 2\Omega \delta A \sin \phi) = 0$$



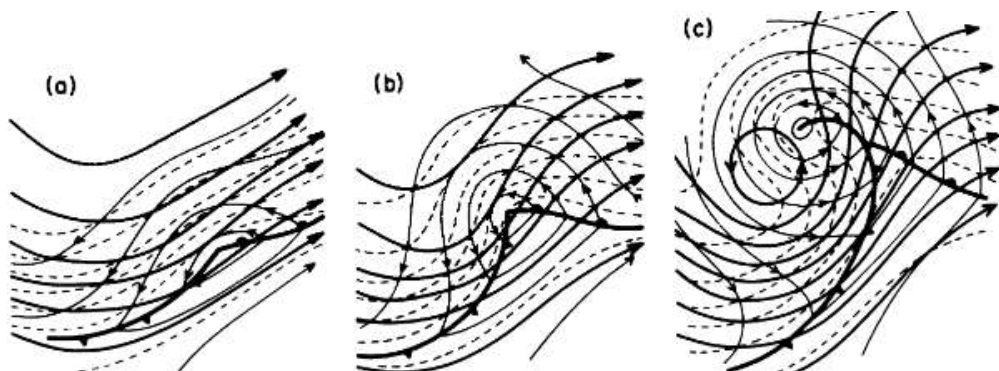
شکل ۸ چرخش در اطراف یک منحنی هم مقدار بسته

سپس این معادلات را برای محورهای مختصات در دستگاه مورد نظر توسعه داد. بدیهی است با توجه به ایزنتروپیک بودن یا سایر شرایط جوی بسته هوای مورد نظر، ترم های مناسب می بایست لحاظ شوند.

### ۳-۵ حرکات در مقیاس سینوپتیک و تئوری آشفتگی خطی جو

مطالعه حرکت عمودی و افقی باد و رفتار جو در مقیاس های سینوپتیک و بزرگ و ناپایداری های هیدرودینامیک جو و موج های باروکلینیک، یکی از اهداف هواشناسی دینامیک است (شکل ۹). البته برخی از پدیده های جوی در لایه های بالایی تروپیکال، مانند بادهای افقی متاثر از چرخش زمین هستند. این پدیده های کوتاه مدت اغلب به عنوان شرایط آغازین پدیده های بلند مدت تر نیز لحاظ می شوند.

در برخی موارد بررسی اصلاح اثر چرخش زمین روی موج گرانشی و موج راسبی نیز نیاز می شود. این موارد به کمک تئوری آشفتگی خطی امکان پذیر می شود. در روش آشفتگی، متغیرها به دو دسته تقسیم می شوند. دسته حالت پایه و دسته دوم حالت آشفته. معادله کلی شتاب ماند (لخت) به صورت زیر می باشد:



شکل ۹ شماتیکی از منحنی های فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال (خط های توپور سیاه رنگ، منحنی های ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (خط های نازک) و ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال (خط چین) در حال توسعه موج های فشار در سه مرحله آغاز تا تکمیل توسعه (a الی c)

$$u \frac{\partial u}{\partial x} = (\bar{u} + u') \frac{\partial}{\partial x} (\bar{u} + u') = \bar{u} \frac{\partial u'}{\partial x} + u' \frac{\partial u'}{\partial x}$$

حل معادله آشفتگی بالا می تواند در تعیین مشخصاتی چون انتشار موج، سرعت، ساختار عمودی و شرایط رشد و توسعه (ناپایداری) یا پایداری جو را میسر نماید.

### ۳-۶ چرخش های مزواسکیل و عمومی جو (GCM)

در چرخش های مزواسکیل، مطالعه منبع انرژی چرخش ها، جبهه ها، ناپایداری های مقارن، موج و بادهای کوهستانی و جابجایی های ابرها، تشکیل بارش و طوفان های هاریکن مورد توجه است. این مقیاس به صورت افقی حدود ۱۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر است. بحث کامل دینامیک فرایند جبهه ها بسیار گسترده بوده و نمی تواند اینجا ارائه شود. با این وجود اگر فقط اثر گرادیان دمایی بین مداری لحاظ شود و از اثرات بادهای زمینی و آدیاباتیک صرف نظر شود می توان رابطه زیر را برای فرایندهای جبهه ای ارائه نمود:

$$\frac{Dg}{Dt} \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right) = - \left[ \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \right]$$

مطالعه چرخش های عمومی جو که برخی مواقع به مدل اقلیمی جهان نیز مرسوم است، به منظور درک و پیش بینی تغییرات درازمدت اقلیم و مولفه های هواشناسی مانند دما و بارش در درازمدت مفید می باشد. به طور کلی این موضوع توسط هادلی با مطالعه گرادیان دما و فشار بین قطبین و استوا شروع شد. در اینجا اثرات نیروی کوریولیس نیز اهمیت دارد. همچنین ممکن است اثرات بین قاره ای و اقیانوس ها نیز در پیش بینی های فصلی و درازمدت مناطق دیگر (اثر النینو) مهم باشد.

### ۳-۷ دینامیک اتمسفر میانی و تروپیکال

مطالب این فصل روی عرض های حدود ۳۰ درجه متمرکز بود. اگرچه این مطالب قابل استفاده برای سایر عرض ها می باشد ولی تفاوت هایی نیز در سیستم آنها وجود دارد. مثلاً انرژی دریافتی که مناطق در عرض های مختلف متفاوت بوده و مهترین موتور محرک هر سیستم هواشناسی می باشد (فصل ۱). در این عرض ها موضوع النینو و نوسانات و آنومالی های اقلیمی در دما و فشار قابل بررسی است.

### ۳-۸ مدل سازی عددی و پیش بینی هوا و اقلیم

روش های حل عددی معادلات جزئی که در این فصل ارائه شد عمدتاً شامل روش های مرسوم تفاضل محدود یا اجزای محدود و یا روش های پیشرفته تر مانند قدم های تصادفی می باشد. در این خصوص توسط همین نویسندگان روش های حل عددی در مرجع ۳ جهت مطالعه بیشتر ارائه شده است. این روش ها ممکن است به صورت صریح یا تلویحی نسبت به زمان حل شوند. شرایط مرزی و شرایط اولیه و همگرا شدن حل عددی از مهمترین ملاحظات جهت استفاده از این روش ها می باشد. در حال حاضر تنها راه حل ممکن استفاده از مدل های هواشناسی دینامیک استفاده از روش های حل عددی است. معادله زیر یک طرح ساده تلویحی دوزنقه ای برای حل عددی در یک شبکه را ارائه می کند:

$$\frac{(\hat{q}_{m,s+1} - \hat{q}_{m,s})}{\delta t} = -\frac{c}{2} \left[ \frac{(\hat{q}_{m+1,s+1} - \hat{q}_{m-1,s+1})}{2\delta x} + \frac{(\hat{q}_{m+1,s} - \hat{q}_{m-1,s})}{2\delta x} \right]$$

### ۳-۸-۱ مدل‌سازی کامپیوتری بارش-رواناب

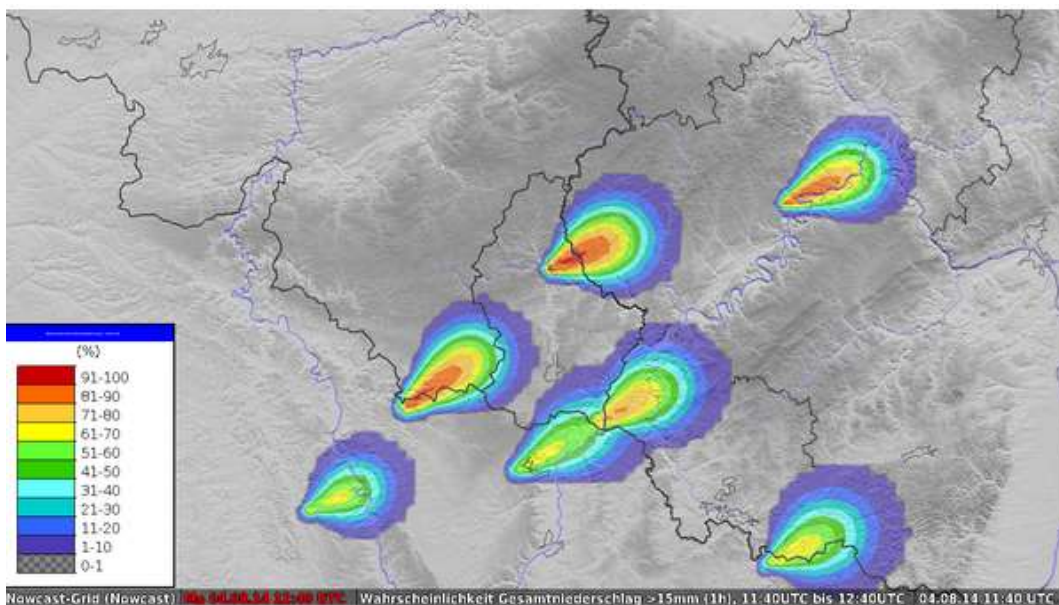
شاید این سوال پیش آید که در حال حاضر محاسبات عددی پیچیده به صورت نرم افزارهایی ساده توسعه یافته اند (شکل ۲۱: مدل پیش بینی عددی هواشناسی NWP) و آیا نیاز است که فرد هواشناس این مباحث فیزیکی و توابع و روش های حل توابع را بداند؟ ابتدا اینکه بله زیرا برای اجرای این مدل ها، اغلب با یک تحقیق اینترنتی نیز می شود روش اجرای آن را پیدا نمود لذا اگر تنها هدف اجرای آن و فشار چند دکمه نرم افزار باشد، اساساً "نیاز به تحصیلات دانشگاهی نیز نمی باشد و با یک دیپلم متوسطه نیز می شد این نرم افزارها را پس از یک آموزش ساده، عملیاتی نمود. اما تفسیر نتایج مدل ها و اصلاح کدهای آن و یا توسعه آن و یا از نظر کاربردی کنترل خروجی و واسنجی ها جهت پروژه های مهندسی نیاز به درک عمیق از فرایندهای روش حل عددی و قوانین هوا و اقلیم در کنار درک روابط فیزیک-شیمی-ریاضی اتمسفر دارد. در غیر اینصورت مانند فردی نابینا هستیم که نمی دانیم این خروجی ها را چگونه باید به محیط طبیعی پیرامون ارتباط داد و تفسیر نمود(1).

	Start of NWP run		Start of streamflow forecast (09:00 LT)																			
<b>NWP System Resolution</b>																						
ACCESS-VT	5 km	[Color-coded cells]																				
ACCESS-A	12 km	[Color-coded cells]																				
ACCESS-R	37.5 km	[Color-coded cells]																				
ACCESS-G	80 km	[Color-coded cells]																				
Observations	[Color-coded cells]																					
Leadtime (hours)	0	6	12	18	24	30	36	42	48	54	60	66	72	78	...	216	222	228	234	240		
Leadtime (days)	+0	+0	+0	+0	+1	+1	+1	+1	+2	+2	+2	+2	+3	+3	...	+9	+9	+9	+9	+10		
LT (hours)	22	4	10	16	22	4	10	16	22	4	10	16	22	4	...	22	4	10	16	22		
UTC (hours)	12	18	0	6	12	18	0	6	12	18	0	6	12	18	...	12	18	0	6	12		

شکل ۱۰: نمایش تاثیر دامنه مدل NWP در پیش هشدار پیش بینی جریان رودخانه (Daliri, 2020)

روش های مدل NWP اغلب برای پیش بینی های کوتاه مدت و روزانه کاربرد دارد. توضیح کاملی از روش های پیش بینی هواشناسی در مرجع ۲ همین نویسندگان ارائه شده است. روش های کوتاه مدت را nowcasting می نامند که بین ۲ ساعت (بر اساس اطلاعات سازمان هواشناسی دنیا -

(WMO) تا ۶ ساعت بر اساس داده های محلی امکان پذیر می شود. در این روش ها می توان از تصاویر ماهواره ای و اطلاعات رادار زمینی و سایر ابزار و تکنیک ها، تغییرات زمانی پارامترهای بسته های هوایی را برآورد نمود. روش های محاسبه در کتاب حاضر فصل سوم ارائه شد (شکل ۱۱).



شکل ۱۰: پیش بینی احتمال بارش بیشتر از ۱۵ میلیمتر بر ساعت برای چندین سلول رگبار تندی (رگبار و آذرخش)

مدل های دیگر که بر اساس مفاهیم اثرات چرخه عمومی جو در مقیاس کره زمین و یا اثرات اقیانوس مانند النینو پایه ریزی می شوند اغلب به نام مدل های بزرگ مقیاس یا اقلیمی یا مدل های چرخه عمومی (GCM) معروف هستند. این مدل ها برای پیش گویی هایی تا بالای ۱۰۰ سال نیز قابلیت استفاده دارند و لذا اغلب برای مطالعات اقلیم شناسی و برنامه ریزی های درزآمدت منابع آب کاربرد دارند.

یکی از مدل های تغییر اقلیم مدل CanESM2 است که می توان خروجی های آن را با مدل آماری مانند SDSM (Statistical Downscaling Model)، و ایستگاه های معرف ریز مقیاس نمود. همچنین این روش ها دارای سناریوهای مختلف اغییر اقلیم بوده که با کدهای مشخص RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5، می توان پیش بینی های بلند مدت بارش و دمای محدوده مورد نظر را انجام

داد. د این خصوص دلیری و رحمت پور (۱۴۰۱) در پروژه مطالعات کنترل سیل و ریزگرده سیستان با هدف ارتقای معیشت و اکولوژی تالاب هامون هیرمند، (سازمان محیط زیست و UNDP) اقدام به بررسی اثر دینامیکی اقلیم در برنامه های اقدام مشارکتی (اجتماعی-فنی) نمودند. مدل CanESM2 جزء گزارش پنجم هیئت بین دول تغییرات اقلیم می باشد و در این مدل کل سطح زمین به صورت یک شبکه با تعداد ۶۴×۱۲۸ سلول تقسیم بندی شده است. جدول ۲، مشخصات کلی این مدل اقلیمی ارائه شده است.

جدول ۲. مشخصات مدل CanESM2.

نام مدل	قدرت تفکیک (اتمسفیری (درجه)	قدرت تفکیک (اقیانوسی (درجه)	گروه موسس	دوره شبیه سازی تاریخی و آینده	برخی از سناریوهای شبیه سازی
CanESM2	۲,۸۱×۲,۸۱	۱,۴۱×۰,۹۴	CCCMA	۱۸۵۰-۲۰۰۵ ۲۰۰۶-۲۱۰۰	RCP2.6, RCP4.5 و RCP8.5

مدل SDSM از روش های آماری رگرسیونی برای انجام عملیات ریزمقیاس نمایی استفاده می کند. در این مدل ابتدا روابط بین پیش بینی کننده ها (خروجی های مدل GCM) و پیش بینی شونده ها (داده های تاریخی ایستگاه های هواشناسی) مورد ارزیابی و تحلیل قرار می گیرد و روابط تجربی بین آن ها با همبستگی های مدل شبکه عصبی-فازی و .. تعیین می شود و به کاربر اعلام می گردد. مراحل کار با مدل SDSM، شامل ۶ مرحله زیر می باشد:

مرحله ۱. کنترل کیفیت و تبدیل داده ها

ابتدا لازم است داده های ایستگاهی با روش جرم مضاعف و سایر تکنیک ها مورد صحت سنجی و در صورت نیاز اصلاح گردد. همچنین شناسایی و تعیین تکلیف داده های مفقود، پرت و نادرست در این قسمت صورت می گیرد. بحث وسیعی در مرجع ۳ همین نویسندگان همراه مثال و کتاب هیدرولوژی عمومی مهدوی ارائه شده است. همچنین در بسیاری از موارد لازم است که تبدیل هایی بر روی پیش بینی کننده ها و پیش بینی شونده ها به منظور کالیبراسیون مدل صورت گیرد. در مدل



SDSM قابلیت انجام تبدیل‌های مختلف در بخش تبدیل داده این مدل موجود می‌باشد. برخی از این موارد شامل فیلتر کردن و نویزهای راداری است.

مرحله ۲. تعیین روابط بین متغیرهای پیش‌بینی کننده و پیش‌بینی شونده در این مرحله کاربر انواع متغیرهای پیش‌بینی کننده را به همراه یک متغیر پیش‌بینی شونده به مدل معرفی می‌کند، مدل با توجه به تنظیمات کاربر مثلاً "شرطی یا غیر شرطی بودن فرآیند، روابط بین متغیرها را بررسی کرده و میزان هم‌بستگی متغیر پیش‌بینی شونده را با تک تک متغیرهای پیش‌بینی کننده بیان می‌کند. مدل همچنین ماتریس هم‌بستگی متغیرها و میزان هم‌بستگی جزئی آن‌ها را محاسبه می‌کند. هرچه میزان هم‌بستگی جزئی متغیرها بزرگ‌تر باشد، بیان‌گر هم‌بستگی قوی‌تر بین پارامترها است. در پایان این مرحله، کاربر با توجه به جداول و نمودارهای ارائه شده توسط مدل و تجربه خود، برخی از متغیرهای پیش‌بینی کننده را که با متغیر پیش‌بینی شونده هم‌بستگی بیش‌تری دارند، انتخاب و از آن‌ها برای کالیبراسیون مدل استفاده خواهد کرد.

مرحله ۳. کالیبراسیون مدل

مدل SDSM از یک الگوریتم بهینه‌سازی خاص که نویسندگان مدل با توجه به سال‌ها تجربه در انجام عملیات ریزمقیاس‌نمایی و ارزیابی روش‌های مختلف ریزمقیاس‌آماري ارائه نموده‌اند، پیروی می‌کند. در این مرحله، کاربر متغیر پیش‌بینی شونده و متغیرهای پیش‌بینی کننده را به مدل معرفی می‌کند. در ادامه، مدل روابط رگرسیونی خطی را به پیش‌بینی شونده و پیش‌بینی کننده‌های برگزیده برازش می‌دهد. البته در مرجع ۳ همین نویسندگان اصول واسنجی مدل‌سازی ارائه شده است. در این مرجع ذکر شده که برای چالش کشیدن مدل می‌توان به صورت متناوب داده‌ها را جهت واسنجی استفاده نمود و از داده‌هایی که استفاده نشده برای صحت‌سنجی و توانایی مدل بهره‌گرفت. البته راه دیگر استفاده از ۷۰ درصد داده‌های موجود برای واسنجی و ۳۰ درصد برای صحت‌سنجی و واسنجی دوره‌ای است.

مرحله ۴. تولید داده‌های تاریخی و صحت‌سنجی مدل

در این مرحله، مدل SDSM قادر است دسته‌هایی از سری‌های زمانی اقلیمی روزانه را برای متغیرهای پیش‌بینی کننده و مدل رگرسیونی محاسبه شده در مرحله کالیبراسیون تولید کند. این مرحله قادر به صحت‌سنجی مدل کالیبره شده با تولید سری‌های زمانی مصنوعی و مقایسه آن‌ها با سری‌های تاریخی می‌باشد.

مرحله ۵. آنالیز داده‌ها

در این مرحله، کاربر این توانایی را دارد که داده‌های تاریخی مشاهداتی و داده‌های تاریخی تولید شده در بخش صحت‌سنجی مدل را مقایسه و ارزیابی کند و میزان صحت نتایج مدل را بررسی نماید. انواع آزمون‌ها و آمارهای لازم توسط کاربر در بخش تنظیمات مشخص می‌شوند.

مرحله ۶. تولید سناریوهای اقلیمی آینده

در این مرحله، با استفاده از فایل مدل کالیبره شده و برای دوره تاریخی آینده تعیین شده توسط کاربر و با توجه به تعداد سری‌های زمانی مورد نیاز کاربر، دسته‌های مختلفی از سری‌های زمانی را با استفاده از سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 و غیره برای هر ایستگاه هواشناسی محدوده مطالعاتی پیش‌بینی می‌شود.

در این بخش خلاصه‌ای از فرآیندهای حاکم بر ریزمقیاس‌نمایی آماری خروجی‌های مدل گردش عمومی جو CanESM2 توسط مدل SDSM ارائه شد.

### ۳-۹ آب دینامیک در برنامه ریزی محیط زیست

دامنه مطالعات هواشناسی تا قبل از تشکیل آب در اتمسفر و روی زمین را شامل می‌شود. لذا آب قابل بارش موجود در اتمسفر و آب موجود در رودخانه‌ها- دریا و زیرزمین در دامنه مطالعه هیدرولوژی است. بنابراین آبشناسی دینامیک (dynamic hydrology) شامل مطالعه کلیه تغییرات آب در این زیرسیستم‌ها و تبادلات فی مابین آنها و با نظام‌های انسانی (معیشت-سازه‌ها و...) و محیط زیست (آلودگی آب-هوا-خاک-اکوهیدرولوژی) را شامل خواهد شد.

همچنین موضوع تغییر اقلیم (climate change) با توجه به اینکه به شدت به تغییرات زمین، فعالیت های بشر، پوشش گیاهی و تغییرات آن وابسته است مانند محاسبات PMP، رگبار و شدت رگبار، فرایندهای انتقال انرژی و زمان ماند آب در اتمسفر، دینامیک برف و.. به عنوان شاخه ای از هیدرولوژی و زیر شاخه آن یعنی هیدرومتئورولوژی ارتباط دارد. به عنوان مثال برای محاسبه شدت رگبار شهری می بایست ابتدا زمان طراحی محاسبه شود. زمان طراحی به پارامترهای هیدرولیکی اجزاء سیستم مانند مسیر جریان رواناب در لوله با جریان آزاد یا تحت فشار، کانال با شیب هیدرولیکی مشخص، سطح زمین با زبری هیدرولیکی، مسیر رودخانه و اثرات تلفات بستگی دارد. بحث وسیعی از روش های محاسبه هیدرولیکی مشخصه های زمانی حوضه (زمان تا اوج-زمان تاخیر-زمان تمرکز) در مرجع ۳ همین نویسندگان ارائه شده است.

بحث های تغییر اقلیم (climate variation) می تواند به صورت طبیعی به اثرات دوره ای لکه های خورشیدی نیز مرتبط باشد. لذا این موضوع می تواند در دایره علم جو و نجوم قرار بگیرد. با این وجود در مطالعات دینامیک هیدرولوژی و برنامه ریزی آبخیز (آبخیزداری) این ملاحظات ضروریست.

پیش بینی روش جریان رودخانه می تواند به کمک ورودی مدل های فصل سوم و مدلسازی هیدرولوژیکی یا هیدرولیکی سیستم آبریز صورت پذیرد. همچنین می توان به کمک مفاهیم استوکستیک، اثرات دینامیک آب را وارد محاسبات جریان رودخانه ها نمود بدون آنکه از مدل های ورودی بارش استفاده کرد (روش MIUDRN دلیری، ۱۳۸۸).

جهت بررسی اثرات رفتار اجتماعی در مطالعات منابع آب و آبخیزداری می توان از شبیه سازی عامل بنیان (ABM) و مدل هایی مانند netlogo استفاده نمود. در این روش ها توابع ریاضی رفتار گروه های خاص به کمک معادلات وارد مدل می شود. در این مدل ها امکان کد نویسی برای شرایط جدید نیز فراهم است. این مدل ها می توانند تغییر رفتار دینامیک جامعه هدف و ذینفعان (stockholders) را در خصوص برنامه های آتی آبخیزداری و منابع آب بررسی و اثر اجماع نظرات و مشارکت مردمی (PRA) را وارد محاسبات فنی نمایند. البته این مدل ها نمی توانند برای ارائه برنامه اقدام مشارکتی به صورت مستقیم موثر باشند. در این خصوص دلیری و همکاران روش معیار سازی DSM را به منظور وزن دهی معیارهای اجتماعی-هیدرولیکی در تصمیم گیری (DSS) و ارائه برنامه مشارکتی حوضه توسعه دادند (Daliri, et al., 2013).

از نظر نویسنده، رفتار دینامیک حوضه تشابه ترمودینامیکی مشابه معادلات انرژی فصل اول دارد. این موضوع را می توان به کمک ترکیب معادلات پیوستگی و مومتوم نیز اثبات نمود. در این خصوص می توان رفتار دینامیکی حوضه را به کمک شبیه سازی خطی و غیر خطی و مدل های موجود شبیه سازی نمود (مدل های WMS, GMS, HMS, HEC-RAS, MIKE, EPA-SWMM).

در آبخیزداری هدف اصلی، برنامه ریزی پایدار و آمایش حوضه باتوجه به بازخورد خروجی حوضه با محوریت آب می باشد. با این وجود موضوع اشتغال، رسوب خروجی، جریان پایه دینامیک سفره و سیلاب نیز باید وارد محاسبات شوند (دلیری و همکاران، ۱۳۸۸). رفتار حوضه نسبت به این خروجی ها حالت دینامیک دارد. لذا شناخت توابع ریاضی سیستم حوضه در این تغییرات از وظایف کارشناس آبخیزداری به منظور مدیریت و کنترل منابع حوضه می باشد. در این خصوص مدل های ارزیابی دینامیک حوضه مانند مدل آنالیز هیدرواقلم (HydroClimATe)، مدل سیستم دینامیک vensim و مدل های برنامه ریزی دینامیک WEAP، MODSIM قابل ذکر هستند. همچنین مدل های برنامه ریزی آب و خاک در آبخیزداری مانند SWAT و یا مدل های برنامه ریزی دینامیک منابع آب (DWAT) وجود دارند. در خصوص برنامه ریزی و بهینه سازی یکپارچه سیستم نیز می توان از نرم افزار LINGO نام برد (۳).

به طور کلی در مطالعات آب دینامیک مسئله پایش و وقایع نگاری و بررسی اثرات تجمعی هیدروسیستم ها که منجر به شکست هیدرولیکی می شود، حائز اهمیت است. درک تئوری آشوب در موضوعات دینامیک هیدرواقلم که باعث تشدید برگشت ناپذیری سیستم می شود نمونه ای از شکست های هیدرولوژیکی است. همچنین مطالعات دینامیک پدیده های آبی و یا میان مدت مخاطرات و بلایای طبیعی مرتبط با آب مانند خشکسالی-سیل-برف و بهمن-لغزش-گرد و غبار-یخ زدگی در آب دینامیک بررسی می شود. تغییر رفتار سیلاب ها در اثر محرک های هیدرواقلم و دینامیک اتمسفر در بهره برداری آبی سازه های عظیم حائز اهمیت می باشد. همچنین در تصمیم گیری های سیاسی مرزها کشور، دینامیک حرکات مرفولوژیکی رودخانه ها در اثر تنش برشی و رسوبگذاری بستر و کناره ها می تواند از نظر هیدروپولیتیک مورد توجه باشد.

کلیه مطالعات دینامیک آب و هوا می بایست از نظر آنالیز عدم قطعیت رفتار آبی ارزیابی و در ملاحظات برنامه ریزی مورد توجه باشند (۲). در این خصوص مفاهیم جدید احتمالاتی توسط سینگ از بزرگان هیدرولوژی حال حاضر دنیا، به نام تئوری انتروپی در هیدرولوژی (entropy theory) ارائه شده است.

## تمرین

- ۱- روش های حل عددی در هواشناسی دینامیک را تحقیق و یک کد ساده از روش تفاضل محدود را انتخاب و در برنامه MATLAB کد نویسی نمایید؟
- ۲- تفاوت و کاربرد هواشناسی دینامیک و آب دینامیک را تحقیق کنید؟
- ۳- نیروهای اصلی موثر در هواشناسی دینامیک، در دستگاه لخت و غیر لخت را نام ببرید؟

## منابع

1. J.R.Holton. (2003). "an introduction to dynamic meteorology" 4<sup>th</sup>.
2. Farhad.Daliri. "Uncertainty in flood forecasting modeling", 250p. 2020.www. absam.ir.
۳. فرهاد دلیری، حسن سید سراجی (۱۳۹۸)، مدل سازی آب و محیط زیست (کنترل سیل، تامین آب، مدیریت آب زیرزمینی)، حوضه های شهری و روستایی. محاسبات عددی، چاپ دوم، حمایت شرکت مهندسين آبسام (طرح و ساخت)، ([www.absam.ir](http://www.absam.ir)).
۴. دلیری، فرهاد،، خلقی، مجید. (۱۳۸۸)، "اصلاح روش IUDRN به منظور شبیه سازی استوکاستیکی دبی سالانه رودخانه ها،" مجله علوم و مهندسی انجمن آبخیزداری ایران و SID، ۳(۶):۱-۸ (توسعه روش MIUDRN).
5. Daliri, F., Seraji, H.S., Kholghi, M., & Dehghanipour, A.H. (2013), "Prioritizing sub-watersheds flooding intensity for structural Damaging Flood control and managing". Desert Journal, 18 (2): 153-162. (<http://jdesert.ut.ac.ir>). A new method in water planning.
۶. دلیری، فرهاد،، سیدسراجی، حسن،، و خلقی، مجید. (۱۳۸۸)، "مدیریت و برنامه ریزی سیستم آبخیز با استفاده از مدل بهینه سازی،" (مطالعه موردی: آبخیز گرمادشت گلستان)، مجله آبخیزداری دانشگاه تهران و CAB International، ۲(۲): 247-256.

پیوست / واحدها و جداول استاندارد هواشناسی

## پارامترهای ثابت هواشناسی

Gravitational constant	$G = 6.673 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$
Gravity at sea level	$g_0 = 9.81 \text{ m s}^{-2}$
Mean radius of the earth	$a = 6.37 \times 10^6 \text{ m}$
Earth's angular speed of rotation	$\Omega = 7.292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$
Universal gas constant	$R^* = 8.314 \times 10^3 \text{ J K}^{-1} \text{ kmol}^{-1}$
Gas constant for dry air	$R = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
Specific heat of dry air at constant pressure	$c_p = 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
Specific heat of dry air at constant volume	$c_v = 717 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
Ratio of specific heats	$\gamma = c_p/c_v = 1.4$
Molecular weight of water	$m_v = 18.016 \text{ kg kmol}^{-1}$
Latent heat of condensation at 0°C	$L_c = 2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
Mass of the earth	$M = 5.988 \times 10^{24} \text{ kg}$
Standard sea level pressure	$p_0 = 1013.25 \text{ hPa}$
Standard sea level temperature	$T_0 = 288.15 \text{ K}$
Standard sea level density	$\rho_0 = 1.225 \text{ kg m}^{-3}$

## حل و اتحاد برداری

$\Phi$  ماتریس عددی (scalar) و  $A$  و  $B$  بردارها (vectors)

$$\nabla \times \nabla \Phi = 0$$

$$\nabla \cdot (\Phi A) = \Phi \nabla \cdot (A) + A \cdot \nabla \Phi$$

$$\nabla \times (\Phi A) = \nabla \Phi \times A + \Phi (\nabla \times A)$$

$$\nabla \cdot (\nabla \times A) = 0$$

$$(A \cdot \nabla) A = \frac{1}{2} \nabla (A \cdot A) - A \times (\nabla \times A)$$

$$\nabla \times (A \times B) = A (\nabla \cdot B) - B (\nabla \cdot A) - (A \cdot \nabla) B + (B \cdot \nabla) A$$

$$A \times (B \times C) = (A \cdot C) B - (A \cdot B) C$$



## عملگرهای برداری در سیستم های مختصات مختلف

### C.3 VECTOR OPERATIONS IN VARIOUS COORDINATE SYSTEMS

(a) Cartesian coordinates:  $(x, y, z)$

Coordinate	Symbol	Velocity component	Unit vector
Eastward	$x$	$u$	$\mathbf{i}$
Northward	$y$	$v$	$\mathbf{j}$
Upward	$z$	$w$	$\mathbf{k}$

$$\begin{aligned}\nabla\Phi &= \mathbf{i} \frac{\partial\Phi}{\partial x} + \mathbf{j} \frac{\partial\Phi}{\partial y} + \mathbf{k} \frac{\partial\Phi}{\partial z} \\ \nabla \cdot \mathbf{V} &= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \\ \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{V}) &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \\ \nabla_h^2 \Phi &= \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2}\end{aligned}$$

(b) Cylindrical coordinates:  $(r, \lambda, z)$

Coordinate	Symbol	Velocity component	Unit vector
Radial	$r$	$u$	$\mathbf{i}$
Azimuthal	$\lambda$	$v$	$\mathbf{j}$
Upward	$z$	$w$	$\mathbf{k}$

$$\begin{aligned}\nabla\Phi &= \mathbf{i} \frac{\partial\Phi}{\partial r} + \mathbf{j} \frac{1}{r} \frac{\partial\Phi}{\partial \lambda} + \mathbf{k} \frac{\partial\Phi}{\partial z} \\ \nabla \cdot \mathbf{V} &= \frac{1}{r} \frac{\partial (ru)}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \\ \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{V}) &= \frac{1}{r} \frac{\partial (rv)}{\partial r} - \frac{1}{r} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \\ \nabla_h^2 \Phi &= \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( r \frac{\partial\Phi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda^2}\end{aligned}$$

(c) Spherical coordinates:  $(\lambda, \phi, r)$

Coordinate	Symbol	Velocity component	Unit vector
Longitude	$\lambda$	$u$	$\mathbf{i}$
Latitude	$\phi$	$v$	$\mathbf{j}$
Height	$r$	$w$	$\mathbf{k}$

$$\nabla\Phi = \frac{\mathbf{i}}{r \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + \mathbf{j} \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} + \mathbf{k} \frac{\partial \Phi}{\partial r}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{1}{r \cos \phi} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial (v \cos \phi)}{\partial \phi} \right]$$

$$\mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{V}) = \frac{1}{r \cos \phi} \left[ \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial (u \cos \phi)}{\partial \phi} \right]$$

$$\nabla_h^2 \Phi = \frac{1}{r^2 \cos^2 \phi} \left[ \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda^2} + \cos \phi \frac{\partial}{\partial \phi} \left( \cos \phi \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) \right]$$

**Table E.1** *Geopotential Height versus Pressure*

Pressure (hPa)	Z (km)
1000	0.111
900	0.988
850	1.457
700	3.012
600	4.206
500	5.574
400	7.185
300	9.164
250	10.363
200	11.784
150	13.608
100	16.180
50	20.576
30	23.849
20	26.481
10	31.055

**Table E.2** *Standard Atmosphere Temperature, Pressure, and Density as a Function of Geopotential Height*

Z (km)	Temperature (K)	Pressure (hPa)	Density (kg m <sup>-3</sup> )
0	288.15	1013.25	1.225
1	281.65	898.74	1.112
2	275.15	794.95	1.007
3	268.65	701.08	0.909
4	262.15	616.40	0.819
5	255.65	540.19	0.736
6	249.15	471.81	0.660
7	242.65	410.60	0.590
8	236.15	355.99	0.525
9	229.65	307.42	0.466
10	223.15	264.36	0.412
12	216.65	193.30	0.311
14	216.65	141.01	0.227
16	216.65	102.87	0.165
18	216.65	75.05	0.121
20	216.65	54.75	0.088
24	220.65	29.30	0.046
28	224.65	15.86	0.025
32	228.65	08.68	0.013



AbSam  
EPC Co.  
Research, Design & Construction  
[www.abssam.ir](http://www.abssam.ir)

Environmental & Water Modeling  
**Dynamics Water and Meteorology**

1 th Print 2022

**BY:**

**Dr. Farhad Daliri , Dam Consultant & Hydrologist**

Instructor

Water & Environment Eng. Campus of  
Shahid Beheshti University

**Dr. Hassan Seyed Seraji , Dam Consultant & Fluid Mechanics**

Assistant Professor

Water & Environment Eng. Campus of  
Shahid Beheshti University



AbSam EPC Co.

Research, Design & Construction

# Environmental & Water Modeling

## Dynamics Water and Meteorology

1 th Print 2022

By:

 **Dr. Farhad Daliri** Dam Consultant and Hydrologist  
Instructor Water & Environment Eng. Campus of  
Shahid Beheshti University  
info@absam.ir

 **Dr. Hassan Seyed Seraji** Dam Consultant and Fluid Mechanics  
Assistant Professor Water & Environment Eng. Campus of  
Shahid Beheshti University  
mhseraji@pwut.ac.ir

### شرکت مهندسين آبسام (فرج، ساخت)

شرکت مهندسين مشاور و پيمانکار آبسام (فرج، ساخت) از ترکیب شرکت مهندسين مشاور مهار سيل کشتمان (سال ۱۳۸۵) با شرکت پيمانکار اينگار کارون (سال ۱۳۷۵) در سال ۱۳۹۶ تاسيس شده است. زمينه های کاری:

۱. مشاور و پيمانکار آب - انرژی و محیط زیست (سد، رودخانه، نفت و گاز، آبیاری و ...)
  ۲. مشاور و پيمانکار راه و ساختمان
  ۳. نقشه برداری و GIS، IT
  ۴. تهیه، نصب و راه اندازی ادوات و ابزار و هوشمندسازی
  ۵. صدور خدمات فنی و مهندسی ارزش و روابط بین الملل
- جزئیات در سایت رسمی شرکت [www.absam.ir](http://www.absam.ir) قابل دسترسی می باشد.

\*کليه حقوق مادی و معنوی این کتاب متعلق به شرکت مهندسين آبسام می باشد.\*



شاپکد: ۵-۲۱-۴۹۳۳-۶۰۰-۹۷۸

Free Download: [www.absam.ir](http://www.absam.ir)

مدل‌های آب و محیط زیست

مؤلفان: دکتر فرهاد دلیری، دکتر حسن سید سراجی

