

کتابخانه ایرانیا
سازمان اسناد و کتابخانه ملی
جمهوری اسلامی ایران
تهران - ۰۱۱۳۶۷۰۰۰ - پستی: ۱۴۱۵۷
ایمیل: kiran@kiran.mof.ir
www.ketabiran.ir

امیر بهمن

IRANIAN
ASSOCIATION
OF
CLIMATOLOGY

آب و هواشناسی ایران

نویسنده: سید ابوالفضل مسعودیان

سازندگان آب و هوای ایران

فصل اول

۱۷۳	روش دمارتون
۱۷۴	روش ایوانوف
۱۷۵	روش آمپرژه
۱۸۲	روش سلیمانوف
۱۸۴	روش کوبین
۱۹۲	روش‌های نوین طبقه‌بندی اقیم
۱۹۳	روشن، انجام پنهان‌بندی اقلیمی
۱۹۷	نواحی اقلیمی ایران
۲۱۹	فرهنگ واژه‌ها
۲۲۹	و از نامه
۲۲۳	کتاب‌نامه
۱۶۴	اقیم چیست؟
۱۷۹	اقیم دستگاه بسیار بزرگی است که خود از اندرکش میان چندین دستگاه بزرگ دیگر (هواس آب‌سپهر، پیش‌سپهر، سیک‌سپهر و زیست‌سپهر) پدید می‌آید. اگر در یکی از این دستگاه‌ها تعیین آب‌سپهر، پیش‌سپهر، سیک‌سپهر و زیست‌سپهر) به تندی یا به آرامی خود را با آن تغییر هماهنگ می‌سازند. پیامدهای بدید آید دیگر دستگاه‌ها به تندی یا به آرامی خود را با آن تغییر هماهنگی، دامن همان دستگاهی که آغازگر تغییر بوده است را نیز می‌گیرد و زیست‌سپهر کی پایان دستگاه‌ها را به هم گره می‌زند. اندرکش میان دستگاه‌های سازنده‌ای اقیم از راه بینندگان، این دستگاه‌ها را به هم گره می‌زند. اندرکش میان دستگاه‌های سازنده‌ای اقیم از راه دست ماده، انرژی و اطلاعات انتظام می‌پذیرد. متلاً اگر می‌گوییم هواسپهر با آب‌سپهر اندرکش مدارد یعنی این دو دستگاه ماده، انرژی و یا اطلاعات مبادله می‌شود؛ برای نمونه، تصور کن هر دلیل دمای هواسپهر افزایش پیدا، در این صورت گرمای جو به افیانوس منتقل می‌شود (اگر دلیل دمای هواسپهر افزایش پیدا، در این صورت گرمای جو به افیانوس منتقل می‌شود (از این‌جا که از جو به افیانوس)، با گرمتر شدن آب افیانوس، تبخیر افزایش یافته و توان تکه‌های ای اکسید کردن در آب کاهش می‌پیدد. در نتیجه بخار آب و دی اکسید کردن از افیانوس دی اکسید کردن در آب کاهش می‌پیدد. در انتقال ماده از افیانوس به جو، جون هر دوی این مواد (بخار آب و دی اکسید کردن) ویژگی گلخانه‌ای دارند جو گرمتر می‌شود. به بیان دیگر نه تنها ماده (بخار آب و دی اکسید کردن) از افیانوس به جو منتقل می‌شود بلکه جون این دو گاز ویژگی گلخانه‌ای دارند، اما اطلاعاتی جو نیز دستخوش تغییر شده و جو درمی‌پیدد که از این پس باید انرژی فروسرخ را جذب کند.

آب و هبای ایران

محلی، میان اقیم‌شناسی، اقیم‌شناسی محلی و خرد اقیم‌شناسی تقسیم می‌کنند. این دستگاه‌های سازنده‌ی اقیم بسیار آن جهت معتر، ارزشمند و لازم است که بسته به مقیاس مورد بررسی بازیگرانی که در شکل گری آب و هوا نقش بازی می‌کنند، مفاظوتد. مثلاً در مطالعات خرد اقیم‌شناسی توجه اقیم‌شناس معمول به بازیگرانی است که در میان اقیم‌شناسی و کلان اقیم‌شناسی اساساً نقش زبرگی در شکل گیری آب و هوا بازی نمی‌کنند. از سوی دیگر بین شاخه‌های اقیم‌شناسی کلان، همde، میانه، محلی و خرد یک ارتباط پایگانی وجود دارد به طوری که می‌توان گفت چارچوب اسخوان‌بنده اقیم هر محل را بازیگرانی تعیین می‌کنند که در مقیاس کلان نقش آفرینی می‌کنند. چون این بازیگران بسیار قوی هستند و در ابعاد سیارهای فعلیت می‌کنند. پوشش‌های جنبه‌حاره، کم شماره‌ای جنبه قطبی و روبدادها از جمله‌ی بازیگرانی هستند که در مقیاس کلان، آب و هوای سیارهای ما را شکل می‌دهند. تناقض زیبا و باشکوهی که در دانش اقیم‌شناسی وجود دارد آن است که همین بازیگران بزرگ و قادر تمدید هنگامی که بایی مطالعه‌ی اقیم در مقیاس‌های کوچک‌تر پیش کشیده می‌شود، مثلاً مغلوپ و مغهور ناهموارهای کوچک‌تر هستند. به همین دلیل این فرشتار جنبه‌حاره‌ای آزور در دوره‌ی گرم سال بر فراز پیش بسیار بزرگی از ایران حاکم می‌شود و هوای گرم و بدلون بارش را بر کشور چیزه‌های مسازد اما به لطف ناهمواری‌های همچون کرکس، شیرکوه، هزار و لاله زار و ... جزایری از اقیم معدنی در دل اقیوس گرم و بی‌پارشی که آزور بر ایران مستولی کرده دیده می‌شوند. گرچه این ناهمواری‌های کوچک، در مقیاس سیارهای ارزش و اعتباری ندارند اما در مقیاس‌های کوچک‌تر نقش بزرگی در تعیین آب و هوا بازی می‌کنند و از اقیم‌سازنده‌های بزرگ و بقدرت سیارهای راه چند در بعد کوچک، خشندی کنند. به همین نحو نقش توده‌های بزرگ آب در شمال و جنوب ایران در آب و هوای خشک‌های مجاور آنها کاملاً آشکار است. پدیده‌ی شرحی که در کره‌های دریایی عمان، خلیج فارس، کره‌های خزر دیده می‌شود معلوم همین همسایگی است. از سوی دیگر نقش رشته کوه‌های البرز و زاگرس نیز در دمای کشور کاملاً مشهود است و در مورد زاگرس این نقش گرمایی چون توان ایثارش آب را

از این گونه زیببرهای مبالغه‌ای داشته باشند، این دستگاه‌های سازنده‌ی اقیم بسیار فراوان است و چون این میادلات با سرعت‌های بسیار مغایری رخ می‌دهند دستگاه اقیم رفتاری آشوب‌مند دار: یعنی هرگز رفتار گذشته‌ی خود را تکرار نمی‌کند و رفتار آینده‌ی آن پیش‌بینی نمی‌باشد.

همین داستان در باره‌ی هر یک از دستگاه‌های سازنده‌ی اقیم نیز به تهابی صادق است. به بیان دیگر اجزاء سازنده‌ی هر یک این دستگاه‌ها با یکدیگر اندر کشش های تودر تو دارند. رفتار هر یک از اجزاء این دستگاه‌ها بستگی به مقادار ماده، افزایی و اطلاعاتی دارد که از همسایگان خود دریافت می‌کند. بنابراین اجزایی که برونداد ماده، افزایی و اطلاعات بستگی دارند و قدر همیشگان خود را تعیین می‌کنند و از پایگاه بلندتری برخوردارند. به این ترتیب اجزاء سازنده‌ی هر دستگاه در ساختاری پایگانی جای دارند که برخی از اجزاء (جزئی) که برونداد ماده، افزایی و اطلاعات بزرگ‌تری (دارند) فرادست و برخی فرودست (جزئی) که برونداد ماده، افزایی و اطلاعات کوچک‌تری (دارند) هستند. اجزاء فرادست رفتار اجزاء فرودست را از راه مقدار ماده، افزایی و اطلاعاتی که به آنها می‌فرستند، تغییر می‌دهند.

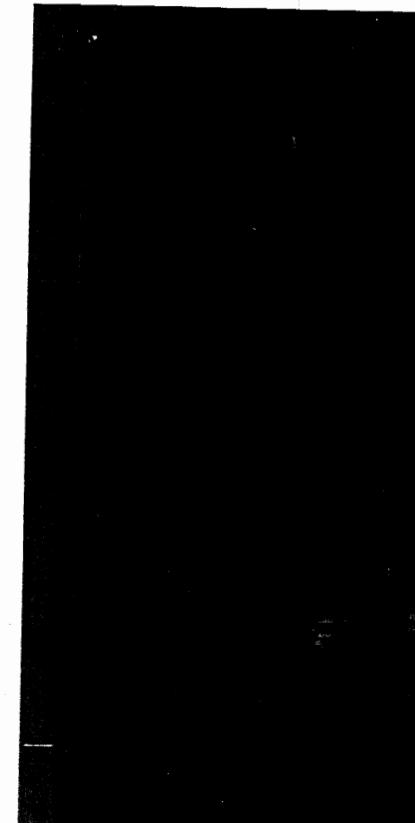
بر آینده همه‌ی اندکش‌هایی که در درون و در بین دستگاه‌های هواسپهرو، آب‌سپهرو، یخ‌سپهرو، سنگ‌سپهرو و زیست‌سپهرو برقرار است اقیم یک محال معین را می‌سازد.

هواسپهرو از دستگاه‌های فرادستی آبرودسگاه اقیم است و شاخت اجزاء و اندرکش‌های آن نخستین گام در شناخت آب و هوای هر محل است. بنابراین در این نوشتار عملتاً توجه خود را به ابعاد جوی اقیم معروف داشته‌ایم اما جایجا و به مناسبت، از نقش دیگر دستگاه‌ها هم سخن به میان آزاده‌ای.^۳

چون هر یک اجزاء سازنده‌ی دستگاه اقیم بُرد (دامنه‌ی مکانی) و بازه‌ی (دامنه‌ی زمانی) معین دارند یعنی اندازه و عمر مشخصی دارند، اقیم اساساً دستگاهی مقیاس‌مند است. به همین دلیل اقیم‌شناسی را ز دیدگاه مقیاس (برد و بازه) به شاخه‌های مختلف کلان اقیم‌شناسی، اقیم‌شناسی

آمده با این که در قلمرو اقلیم گرم و بسیار کمبارش ایران جای دارد از تولیدات کشاورزی چشمگیری برخوردار است و از این نمونه‌ها در ایران فراوان یافته می‌شود. ملا در مورد بهم، همزمان با فعلیت (کُنش) سامانه‌های جوی بسیار بزرگ همچون برختار آزور که اقیمه گرم و خشک را بر پیش بزرگی از ایران حکم‌فرما می‌کشل ها با زیست‌سازی برای ابیات آب‌های زیرزمینی، حجم بزرگی از آب را فراهم می‌سازد و امکان پیدایش و تقاض آن نخلستان‌های زیبا را در دل کویر پیرامون بهم فراهم می‌آورند. تضاد باشکوه سبزی نخلستان‌ها با خاک تقدیه و مسین کویر محصول کنش هواسپور (برختار آزور) از یکسو و سنجک‌سپهر (گسل) از سوی دیگر است. در مورد رستاهای ییلاقی شیرکوه نیز همین تعامل بین هواسپور (برختار آزور) و سنجک‌سپهر (نقش دلایی ارتضاعات شیرکوه) برقرار است.

شکل ۱-۱) ویژگی‌های گزینی پهنه‌های اقلیمی



در ارتضاعات نظمن می‌کند از دید گاه منابع آب نزدیکی بسیار بسیار مهم است. به همین دلیل است که بخشی از مهم‌ترین روخدانهای ایران (کارون، کر، که، ذره، زاینده‌رود، گر) از این ارتضاعات سرچشمه می‌گیرند. باید این برای شناخت آب و هوای هر محل باید از بازگرانی که در مقیاس کلان نهض آفرینی می‌کنند آغاز کرد، سپس به بازگرانی که در مقیاس همدید و میان‌مقیاس اهمیت دارند پرداخت و سرانجام به بازگران مقیاس محلی و خود رسید زیرا برخی از جنبه‌های آب و هوای هر محل به پاری بازگران کلان، برخی به پاری بازگران همدید و میانه و برخی به پاری بازگران محلی و خود توجیه و نسبت می‌شود. با در پیش گرفتن این روش می‌توان مشنا پیدایش یک اقلیم معین در یک مکان معین را درون ساخت و با دلایل تغییرات و نوسان‌های اقلیمی را شناسایی کرد.

به همین دلیل است که هرچند اقلیم‌شناسی بر حسب موضوع به چندین شاخه تقسیم می‌شود (اقلیم‌شناسی فیزیکی، اقلیم‌شناسی بودیشی (دینامیکی)، اقلیم‌شناسی همدید)، اما چنان که پیش از این هم گفتیم به دلیل ویژگی مقیاس مندنی، بر حسب مقیاس زمانی و مکانی (برد و بازه) نیز اقلیم‌شناسی به چندین شاخه تقسیم می‌شود. اقلیم‌شناسی کلان (بررسی اقلیم در ابعاد صدها کیلومتر) تا صدها هزار کیلومتر، اقلیم‌شناسی همدید (بررسی اقلیم در ابعاد هزار تا دههار کیلومتر)، اقلیم‌شناسی میله (دها کیلومتر تا صدها کیلومتر)، اقلیم‌شناسی محلی (صدھا متر تا پنجاه کیلومتر) و پنجه‌ای اقلیم دارای ویژگی‌های گزینی است. یعنی همواره این امکان وجود دارد که در دل یک پهنه اقلیمی بزرگ تر پهنه‌های اقلیمی خودتری را یافت که نسبت به اقلیم زمینه، از آب و هوای بسیار گرم و خشکی که شهرهای ابرکوه و بزد را برخورد داشند. برای نمونه در دل سرزمین‌های بسیار گرم و خشک ابرکوه حلو ۷۰ کیلومتر و تا شهر در خود جای داده‌اند رستاه‌ای با اقلیم معتدل در دامن شیرکوه پدیدارند (شکل ۱-۱). روسنایی پلیتی طزرجان در دامن شیرکوه تا نمکوار گرم و خشک ابرکوه حلو ۴۰ کیلومتر فاصله دارد. نظستان‌های سرزمینی که در دل کویرهای تندیله‌ی بادگرها بزد حدود ۴۰ کیلومتر از میانه این سرزمین‌ها می‌باشد. همین دست انتشار این اقلیمی کشور دامن گسترده‌اند از همین دست است. جیزف که به لطف هلیل رود بدبند

از این مقدمه کوثره چشیدن بر می‌آید که برای شناخت آب و هوای هر قمرو جغرافیایی گذشته شرایط جوی (هواسپه)، باید به شرایط آب‌شناختی، زمین‌شناختی و بوم‌شناختی آن نیز توجه کرد و از سوی دیگر همواره باید بررسی اقلیم هر قمرو جغرافیایی را از مقیاس کلان آغاز کرد و صورت لزوم تا مقیاس خود به پیش برد. چون چار جوب اقلیم هر محل محصول عملک

$$I = I_0 \times \sin \alpha$$

$$\alpha = 90 - \varphi + \delta$$

$$\delta = 23.45 \times \sin \left[\frac{360}{365} N \right]$$

$$I_0 = 240 \text{ W.m}^{-2}$$

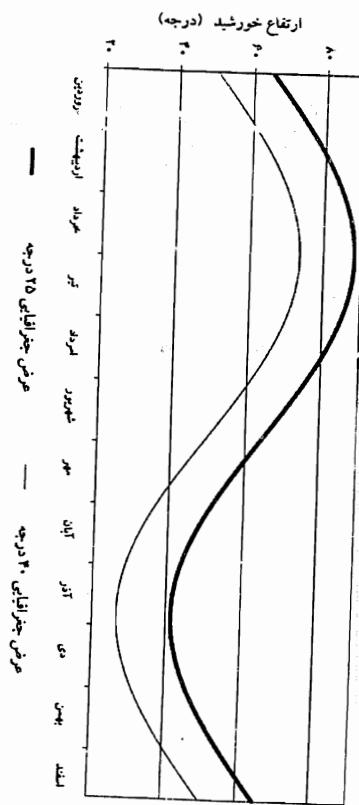
در اینجا N تعداد روزهای سپری شده از اول فروردین، δ زاویه میل خورشید، α ارتفاع خورشید، φ عرض جغرافیایی، I ثابت خورشیدی و I_0 مقدار تابش دریافتی محل موردنظر است. پرسشن، مقدار تابش دریافتی بزرگ در روز یستم اردیبهشت چه اندازه است. عرض جغرافیایی بزرگ هایی مغایر وی نیات آن پیشتر ناشی از چکوونگی عملکرد سامانه های جوی است. با این پیش از بررسی وجوده هی ثبات تر اقیم ایران به بررسی وجوده ثابت تر آن می بودازیم.

پاسخن برای روز یستم اردیبهشت $-1 = 31 + 20 - N = 11$ و مقدار میل خورشید $1\frac{1}{12}$ درجه، زاویه

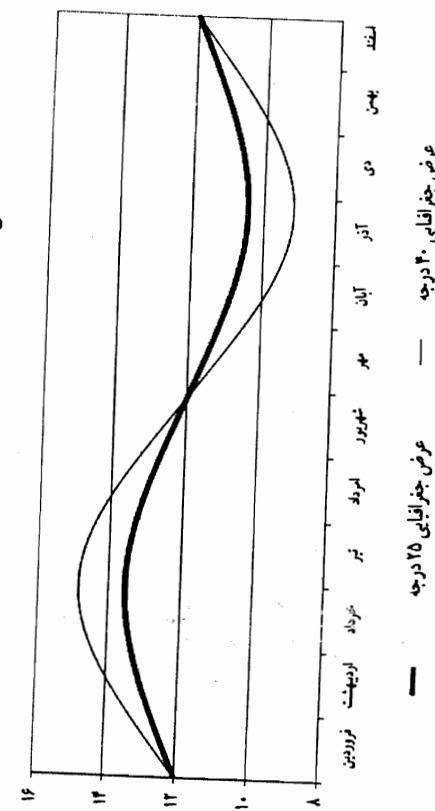
تابش در منگام ظهر $15/9$ درجه و مقدار تابش دریافتی 133 وات بر متر مربع در موز جوی آزمون، ارتفاع خورشید در منگام ظهر (نیمروز) اول فروردین، اول تیر و اول دی ماه را برای محل زندگی خود محاسبه و بر روی شکل $3-1$ پیاده کنید. محل زندگی شما در قیاس با ازویه ای تابش خورشید در شمال و جنوب ایران چه موقعیتی دارد؟

از هموون، مقدار تابش دریافتی محل زندگی خود را در روز اول فروردین، اول تیر و اول دی ماه ارتباط آن با زاویه تابش خورشید و در نتیجه مقدار تابش دریافتی کشور در ایام مختلف سال است یکی، از دلایلی که گرمترین نواحی اقیمی ایران در کمرنده ساحلی جنوب ایران استقرار یافتدند همین است. اساساً جایه جایی کمرندهای گرمایی ایران در طول سال از تغییرات زاویه تابش خورشید و در نتیجه تغییر ترازمندی تابش خالص پیروی می کند با این حال تنش عرض جغرافیایی در آرابش نواحی گرمایی ایران بسیار ضعیف تر از ارتفاع است. تنش ارتفاعات در شکل گیری نواحی گرمایی ایران صدها برابر تنش عرض جغرافیایی است.

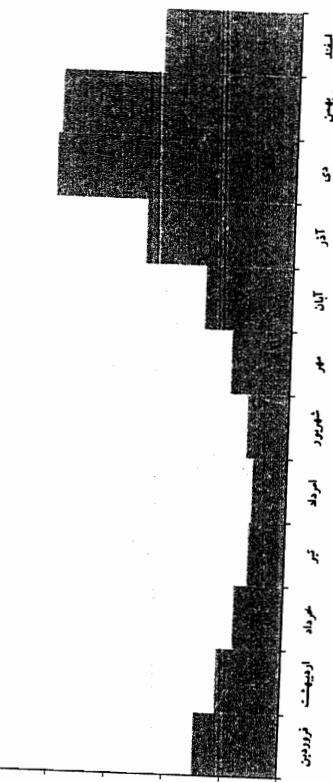
چنان که گذشتم تنش اقیمی عرض جغرافیایی بیشتر از لحاظ مقدار تابش دریافتی است. زاویه تابش و طبلای روز تعیین کننده مقدار تابش است که یک محل معین می تواند دریافت کند و هر دو به عرض جغرافیایی محل بستگی دارند. از آنجا که ایران عمدها در مقطعی جنب حاره فرار گرفته در تمام طول سال زاویه تابش خورشید در ماقمل جنوبی آن بیشتر است (شکل ۲-۱). مقدار تابش دریافتی هر محل طبق روابط ذیل به ارتفاع خورشید و عرض جغرافیایی محل بستگی دارد.



شکل ۳-۱) مقایسه طول روز در جنوب و شمال ایران



شکل ۴-۱) ضرب تغییرپذیری مکانی دما در ایران (درصد)



از سوی دیگر طول روز که بسیگی به موقعیت دایره روشنایی دارد در نیمی گرم سال که خورشید در نیمکره شمالی است در عرض های بالاتر، پیشرفت دارد. در نیمی سرد سال که خورشید به نیمکره جنوبی متقل شده است طول روز در عرض های پایین تر، بلندتر است (شکل ۳-۱). در نتیجه در نیمی گرم سال بلندی طول روزها در عرض های شمالی تر، کوچکی زاویه تابش خورشید را تا اندازه ای جبران می کند و در عرض های جنوبی تر هر چند زاویه تابش بزرگ است اما طول روزها کوتاه تر است و به همین دلیل تفاوت انرژی دریافتی نواحی شمالی و جنوبی کشور کاهش می یابد و انرژی دریافتی در سراسر ایران زیاد است و اقلیمی گرم همی آشور را در بر می گیرد. بررسی ضرب تغییرپذیری مکانی دما ایران در ماه های مختلف که نشان دهدنه میزان تفاوت مکانی دما است مؤید هستیم واقعیت است. به یان دیگر باز نزدیک شدن به نیمی گرم سال از تفاوت های مکانی دما کاسته می شود (شکل ۴-۱).

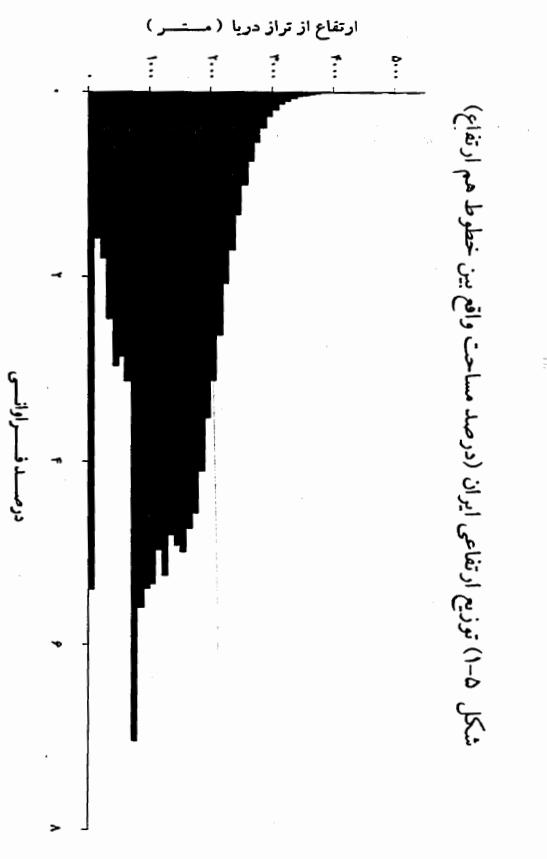
از آنجا که مسیر حرکت سامانه های بارانزایی که از ایران می گذرند عمدتاً غربی است طبقاً عرض جغرافیایی نقشی در آرایش مکانی بارش بازنی می کند اما جون سامانه های بارانزا مسیر های مداری دارد زمان دریافت بازش آرایشی مداری دارد. در عین حال در سراسر کمرنگ شمالی ایران عرض جغرافیایی بالاتر امکان بهره مندی این مناطق را از منابع رطوبتی مسیر های بارانزای شمالی تر فراهم ساخته است. با این حال عرض جغرافیایی را در مجموع به عنوان یک عامل جملی قوی در شکل گیری نواحی اقلیمی ایران ارزیابی نمی کنیم. گرچه از آن جهت که تعیین کننده موقعیاضی کشور است نقش بسیار مهمی دارد.

عوامل تنوع اقلیمی در ایران است؛ به طوری که کمرندهای ارتفاعی مختلف، آب و هوایی متفاوتی را تجربه می‌کنند.

نقش ناهمواری‌ها در آرایش مکانی داده ایران بسیار آشکار است و در همه جا با افزایش ارتفاع از دمای هوا کاسته می‌شود (شکل ۱-۶). با این حال دخالت دیگر عناصر جوی به ویژه رطوبت و هم‌تراز با دریا بود دمای آن حدود شش درجه جای ایران یک اندازه نباشد. اگر ایران دشتی هموار بناراین رشته کوه‌های ایران نقش بسیار مهمی در تعديل دما بازی می‌کند و از پلیت حاکیست یک اقلیم بیابانی بر ایران می‌کاهد. چیرگی اقليمی بیابانی بر جالها و دشت‌های کوه‌ارتفاع داخلی مؤید همین نظر است.

شکل ۱-۵) توزیع ارتفاعی ایران (درصد مساحت واقع بین خطوط هم ارتفاع)

چنان که پیش از این گذشتم اقلیم هر قلمرو جغرافیایی گذشته از شرایط جوی به وضعیت آبشنختی، زمین‌شناختی و بوم‌شناسنگی نیز بستگی دارد. در حالی که شرایط جوی چارچوب اقلیم قلمرو را می‌سازد و اقلیم بهنه‌های کلان را تعیین می‌کند تفاوت مکانی شرایط غیرجوی منجر به شکل گیری بهنه‌های اقلیمی متناسب در دل بهنه‌های اقلیمی نزدیکتر می‌شود. در ایران ناهمواری و دوری و نزدیکی به دریا از مهم‌ترین بازیگران اقلیمی هستند.



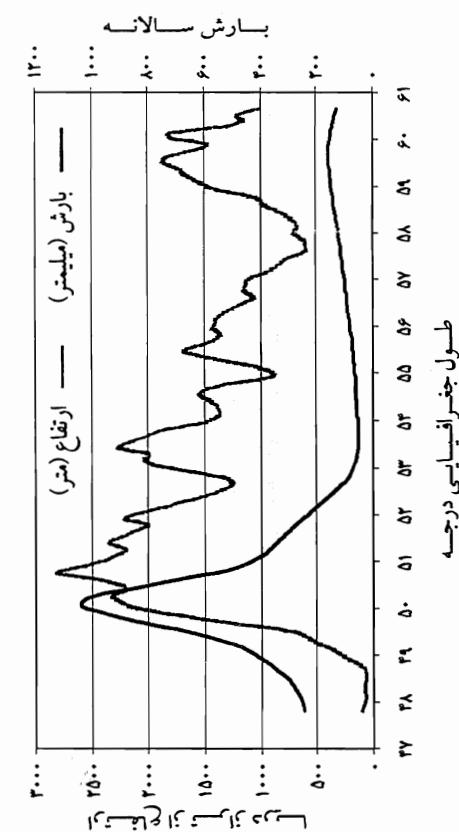
ایران کشوری است ناهموار و ارتفاع بیانگین آن از تراز دریا حدود هزار و دویست و پنجاه متر است. با این حال دامنه‌ی تغیرات ارتفاع بسیار زیاد است و از کرانه‌های خزر که ارتفاع آن زیر سطح آبهای آزاد است تا چکاد دماوند که بیش از پنج هزار و شصصد متر از سطح آبهای آزاد ارتفاع دارد در تغیر است (شکل ۱-۵، شکل ۱-۸). همین تنوع ناهمواری یکی از اساسی‌ترین

ازمون: ضریب تغیرپذیری ماهانه‌ی دمای نزدیک ترین ایستگاه هواشنگی به محل زندگی خودتان را محاسبه کنید. در چه ماه‌های تغیرپذیری دما بیشتر است؟ تفاوت تغیرپذیری دما را چگونه توجیه می‌کنید؟ مقادیر به دست آمده را با مقادیر شکل ۱-۳ مقایسه کنید.

اثر ناهمواری بر بارش به چند دلیل چندان ساده نیست. یکی این که شبو عمودی بارش (نسبت اختلاف بارش در نقطه به اختلاف ارتفاع همان در نقطه که می‌توان مثلاً آن را بر حسب میلیمتر منسجید) در همه کوهستان‌های کشور پیک اندازه نیست و حتی در یک کوهستان معین نیز عمودی بارش روی دامنه‌های روی‌باد (بادگر) و بشت به باد (بادناه) یکی نیست. دوم این که عهمه جا با افزایش ارتفاع بارش افزایش نمی‌پائد. سوم این که در مناطقی هم که مقدار بارش افزایش ارتفاع زیادتر می‌شود این همین‌گی تا چکاد کوهها ادامه نمی‌پائد و از یک ارتفاع معین بالا با افزایش ارتفاع بارش افزایش نمی‌پائد (شکل ۱-۷). چهارم و بدتر از همه این که در پیچیدگی رابطه بارش و ارتفاع چون بلندترین ایستگاه اندازه‌گیری در ایران در ارتفاع حدود ۲۷۰۰ متری از سطح دریا قرار دارد برای بخش مهمی از کشور که در واقع منتهی و انتبار آب که به شمار می‌آید آگاهی اقیمه در دست نداریم.



شکل ۱-۶) پیروی دماز پیکرندی ناهمواری



شکل ۱-۷) نیميخ بارش و ارتفاع در راستای مدار ۳۴ درجه

شکل ۸-۱) ساختار کلی ناهمواری‌های ایران



آزمون: در باره‌ی ارتفاع دمای سالانه‌ی شمش ایستگاه هوسنیه پیرامون محل زندگی خود را بر روی یک نمودار پیاده کنید و باره‌ی ارتفاع بردا بجهه‌ی به نموداری که رسماً کرده‌اید مقادیر کاملاً دمای بازی هر صد متراً افزایش ارتفاع چه اندانه است؟ دما را بر روی محور عمودی ارتفاع را بر روی محور افقی پیاده کنید.

آزمون: شکل ۷-۱ نشان می‌دهد که با گذر از دامنه‌های غربی زاگرس ارتفاع اثر چندانی بر پارش ندارد این پذیره را چگونه توجیه می‌کنید؟

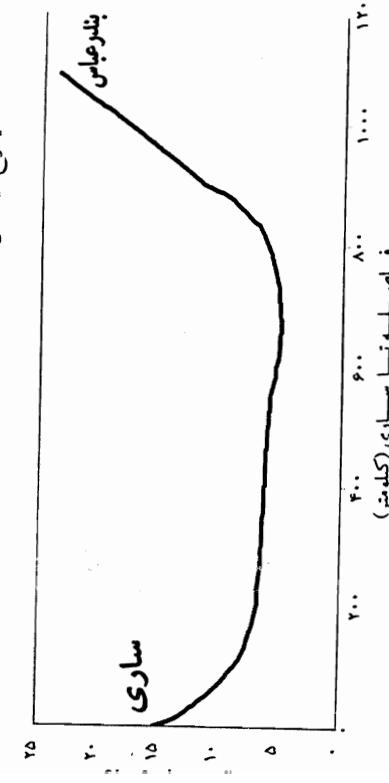
آزمون: محل زندگی شما از تراز دریا چه اندازه ارتفاع دارد؟ آیا ارتفاع تعیین کننده‌ای بر اقیم محل زندگی شما دارد؟ چه جبهه‌ای از اقیم محل زندگی شما از می‌گذرد؟ برای پاسخ به این پرسش می‌توانید آب و هوای محل زندگی خود را با اقسام محل دیگری در همان عرض جغرافیائی اما در ارتفاعی متفاوت مقایسه کنید.

آزمون: به شکل ۷-۱ دقت کنید. خطوط معمدما در جنوب توهدی هزار و لاهه‌زار فشرده و روی دامنه‌های شمالی و غربی آن باز است. اگر فشرده‌گی خطوط معمدما در شرق و غرب شهر کرد رانیز مقابله کنید همین تفاوت را خواهید دید. تفاوت شبی دما در شرق و غرب شهرکرد و شمال و جنوب توهدی هزار و لاهه‌زار را چگونه توجیه می‌کنید؟

آزمون: به شکل ۷-۱-۱ نگاه کنید و دیواره اثر دمای توهدی هزار و لاهه‌زار بحث نماید.

نی شود. در مقابل، در کرانه‌های شمالی عملکرد عوامل صود، رطوبت تزییق شده به جو را به این بازش تبدیل می‌کند. باز این موقعیت کرانه‌ای، مفهوم اقلیمی دارد و در موزه‌بلدی نواحی اقلیمی خود را نشان می‌دهد.

(شکل ۹-۱) اثر همسایگی با توده‌های بزرگ آب بر رطوبت جو
(برخ میانگین سالانه فشار بخار جو از ساری تا بلدر عباس)



آزمون: از روز شکل ۹-۱ شبیب کاهش رطوبت جوی با دور شدن از دریا را برای شما جنوب ایران محاسبه کنید. اندازه شبیب شمال و جنوب را محاسبه کنید. چه دلایلی برای تفاوت آنها می‌توان برشمرد؟

آزمون: شکل ۹-۱ نشان می‌دهد که مقدار رطوبت جوی در پیک مسافت تقریباً شبه کیلومتری ثابت مانده است. این ویژگی را چگونه توجیه می‌کنید؟

آزمون: به کمک نموداری که در آزمون پیشین رسم کردید بگویید اگر محل زندگی شما در تراز دریا موارد افتادت دمای آن چه تغییرهایی بود؟

آزمون: درباره تفاوت‌ها و شباهت‌های اقلیمی دو نقطه هم ارتفاع که یکی بر روی دامنه بادگیر و دیگری بر روی دامنه بادپناه است بحث کنید.

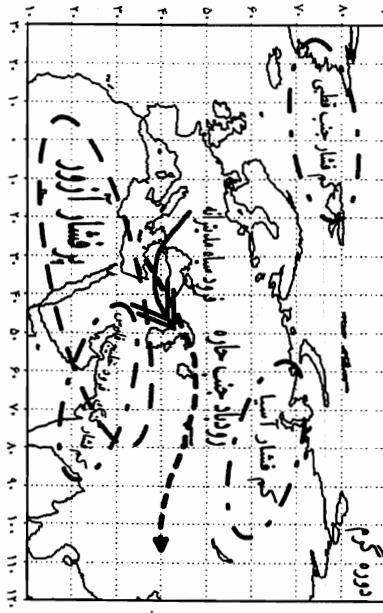
آزمون: درباره تفاوت‌ها و شباهت‌های اقلیمی دو نقطه هم ارتفاع که یکی بر روی دامنه بادگیر و دیگری بر روی دامنه بادپناه است بحث کنید.

آزمون: ارتفاع و میانگین بارش سالانه شش استگاه هواسنجی پیزامون محل زندگی خود را بر رزی یکی نمودار پیداه کنید و در برآمده اثر ارتفاع بر بارش بحث کنید. با توجه به نموداری که رسم کرده‌اید مقدار تغییر بارش به ازای هر صد متر افزایش ارتفاع چه تغییر است؟ آیا ویستگی بارش به ارتفاع قوی تر است یا ویستگی دما به ارتفاع؟ تفاوت ویستگی این دو عضور اقلیمی به ارتفاع را چگونه ارزیابی می‌کنید؟ بارش را بر روی محور عمودی و ارتفاع را بر روی محور افقی پیداه کنید.

آزمون: توزیع و نزدیکی به دریا در ایران مقدار رطوبت جو بستگی زیادی به فاصله نقاط تا توده‌های بزرگ آب در شمال و جنوب کشور دارد. در شمال به دلیل وجود سد کوهستانی البرز رطوبت دریا نمی‌تواند تا اعماق خشکی گسترش یابد اما در جنوب به دلیل وجود سرزمین‌های هموار در راستای ساحل، رطوبت دریا تا عمق خشکی نفوذ می‌کند (شکل ۹-۱). با این وجود در جنوب به دلیل پایداری پوششی، نزدیق رطوبت دریا به جو تنها سبب حاکیت شرحی می‌شود و به تشکیل ابر و بارش منتهی

امواج ریزایی، کمرنده همگرایی طاره و جبهه قطبی نمودهای از اجزاء گردش عمومی هوا مستند. آب و هوای ایران به دلیل موقعت جغرافیایی آن وابسته به برخی از این اجزا، است که عبارتند از: پوشش آزور، کم شثار گنگ و فرود خلیج فارس، کم فشار جنبه قطبی، کم فشار آسیایی، رویداد جنبه طاره، رویداد جبهه قطبی، جبهه قطبی، فرود سیاه - مدیترانه، فرود دریایی سرخ، پوشش بارورسازی ایرها راه حل افزایش بارش در ایران می دانند.

شکل ۱-۱) برخی از سامانه های همدلیه مؤثر بر اقلیم ایران



از معون: رطوبت جوی در کرانه های شمالی و جنوبی کشور را چگونه تغییر می کند؟ رطوبت جوی در کرانه های شمالی و جنوبی کشور را چگونه تغییر می کند؟

از معون: با توجه به تعریف نثار آب موجود در جوی که فشار بخار آب آن ۲۰ هکتوپاسکال جوی در کرانه های جنوبی کشور وجود دارد؟

از معون: با توجه به تعریف نثار آب موجود در جوی که فشار بخار آب آن ۲۰ هکتوپاسکال باشد چه اندازه است؟

* پدیده های کلان اقلیم شناختی

گردش عمومی هوا از اجزاء مختلف ولی مرتبط به هم تشکیل شده است. مقیاس زمانی و مکانی گشت این اجزاء متفاوت است. با این که به دلیل وجود سازو کار پیوند از دور در دستگاه اقلیم تغیر هر یک از این اجزاء، کم و یا بیش بر اقلیم همی سیاره اثری می گذارد اما چون هر یک از اجزاء گردش عمومی هوا در بُرده و بازده و وزرهای فعلیت می گذارد اقلیم هر قسم رو عمدتاً نابعی از همان اجزائی از گردش عمومی هواست که در همسایگی آن محل فعالند.

جزئی هدلي، هر خنده فول، چرخه های جبهه قطبی، پوشش های جنبه قطبی، رویدادها، از رویداد شرقی، رویداد جنبه طاره، رویداد جبهه قطبی، کم فشار های جنبه قطبی، تاوهی قطبی،

آزمون: با توجه به این که نثار بخار آب در ایران بیش حدود ۷ هکتوپاسکال است آیا اینجام عملیات بارورسازی ایرها راه حل افزایش بارش در ایران می دانید؟

آزمون: سامانه‌های همدید تأثیرگذار بر آب و هوای ایران در دروده‌گرمه و سرد مآل کدامند؟

آزمون: سامانه‌های همدید دور از ایران چگونه بر آب و هوای کشور اثر می‌گذارند؟

پرشمار سبیری

خوبید و خواهد که هنگام خوان است

باد خنک از جانب خواران داشت
بر فشار سبیری از میانه مهر تا میانه فرودین بر آسیا حاکم است (شکل ۱۱-۱). این سامانه به سبب گستردگی زیاد از بازیگران اصلی اقليم اوراسیا در نیمی سرد سال است. شواهدی در دست است که نشان می‌دهد پرشمار سبیری بر روی اقليم عرض‌های میانه و بلا در اوراسیا اثر بسیار زیاد دارد. برخی محققان بر این باورند که برای تقویت پرشمار سبیری، همراهان با سرماشی سطح زمین، تشکیل یک فرمان مانع در ورود سپهر بالای نزد لازم است. ایشان فرمان مانع پادشاه را جزئی از داده‌ها و ایزارهای کوئی می‌توانستیم داشته باشیم بسیار ناجائز است چنان‌دان اشتباه نکرده‌ایم. به ویژه در این روزها که فرمانی، شدت و قلمرو نفوذ توفان‌های گرد و غبار افزایش یافته، تعداد پیشریزی رشته‌امو الجی می‌دانند که از اقیانوس اطلس آغاز می‌شوند. داشتن‌دان تفتش پرشمار سبیری را دچار جذب بیند از دور بر روی اقليم نمکرو شمالي برسی کرده‌اند. ایشان تفتش پرشمار سبیری در پیانه (بروفش) آسیا را در شکل گیری این پرشمار مهم دانسته‌اند. تفتش پرشمار سبیری در پیانه موسی‌های زمستانی آسیای شرقی نیز با اهمیت است. پژوهشگران نشان داده‌اند که هرجا موسی‌های زمستانی آسیای شرقی با پرشمار سبیری مرتبط است اما احوال سرمایی این منطقه اوچ پرشمار سبیری همزمان نیست. ایشان تغییرات سالانه پرشمار سبیری را در مجموع با نوسا جنوی همیشه می‌دانند. برخی از پژوهشگران وجود بین‌نام فاز بین پرشمار سبیری و نوس قطبی را پیشنهاد کرده‌اند. به نظر ایشان با تضعیف نوسان قطبی شرایط پیشی (دینامیک) برآ تقویت پرشمار سبیری فراهم می‌شود.

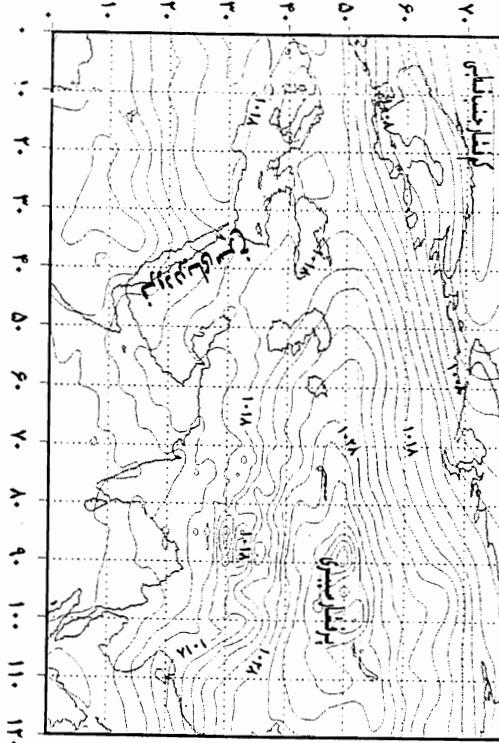
گویند (۲۰۰۲) برای بروسی اثر این سامانه بر دما و باش اوراسیا شناختی به نام شدت کانو پرشمار سبیری تعریف کرده است. این شاخص بر پایه میانگین مطهای فشار تراز دریا

نمکون پژوهش‌های زیادی درباره نفس برخی از این سامانه‌های جوی در اقليم پارهای از ایستگاه‌های هواسنجی ایران انجام شده است. در گذشته اکثر قرب به اتفاق این تحقیقات به کمک تفتش‌های سنتی ماهله انجام می‌شد اما امروز و اکاوی (تحلیل) رقومی داده‌های روزانه و ساعتی پیشتر مورد توجه قرار گرفته است. به همین دلیل در پژوهش‌های اخیر امکان انجام تحلیل‌های همدید نوین مانند تحلیل همبستگی، تحلیل مؤلفه اصلی و تحلیل خوشای فراهم شده و انجام گرفته است. در واقع داشش اقليم شناسی همدید به آن معنایی که بس از جنگ جهانی دوم در ایالات متحده پدید آمد در ایران دانشی جوان به شمار می‌آید. اگر بخواهیم اثر هر یک از اجزاء گردش عمومی هوا را بر اقليم ایران بشناسیم ناگزیریم دست کم اصول و اکاوی‌های رقومی (سامانه‌ی اطلاعات جغرافیایی)، تحلیل‌های چشم‌نمتری، اصول زمین آمار و دینامیک جو را بدانیم و بنویسیم این تحلیل‌ها را در محیط‌های رایانه‌ای پایه کنیم. در ایران تعداد تحقیقاتی که بر این پیشتوانی قوی استوار بوده باشند را به افزایش است و اقليم شناسی همدید در ایران همچنان مسائل فرآوانی برای بروسی در دست دارد که حل آنها به افزایش شناخت ماز آب و هوای کشور خواهد انجامید. اگر ادعا کنیم که هم اکون آگاهی‌های ما از اقليم ایران حتی نسبت به آنچه با پیشتوانی بروی این تحلیل‌ها را در محیط‌های رایانه‌ای پایه کنیم در این روزهای افزایش یافته، تعداد پیشریزی داده‌ها و ایزارهای کوئی می‌توانستیم داشته باشیم بسیار ناجائز است چنان‌دان اشتباه نکرده‌ایم. به ویژه در این روزها که فرمانی، شدت و قلمرو نفوذ توفان‌های گرد و غبار افزایش یافته، تعداد پیشریزی شده، خشکسالی‌های بلندمدت فشار شدیدی بر منابع آبی کشور وارد آورده و ما در آستانه‌ی از توفان‌های حاره‌ای جنوب‌شرق ایران را تهدید می‌کنند، بر تعداد روزهای بسیار گرم کشور افزوده شده، خشکسالی‌های بلندمدت فشار شدیدی بر منابع آبی کشور وارد آورده و ما در آستانه‌ی بحران‌های اجتماعی، اقتصادی و ریاست محیطی قرار داده است. در یک کلام فهروست بلندی از پلیا اقیلی همه‌ی ما را به چالش کشیده است. در چین شرایطی کوشش برای شناخت آب و هوای ایران به یک فعالیت دانشگاهی محض بایک یک ضرورت عملی است. در اینجا رفتار برخی از سامانه‌های جوی مؤثر بر آب و هوای ایران که از راه و اکاوی همدید آشکار شده‌اند را بروسی می‌کنیم.

برفشار سیبری نقش دمایی مهی هم در ایران بازی می کند. این بر فشار عمدتاً از شمال شرق و گاهی از شمال غرب در ایران نهود می کند و هوای بسیار سرد و خشک را بر پشت های از کشور سراسر می کند. این پدیده به ویژه زمانی که کالون بر فشار موقعیتی غربی تر پیدا می کند مشهودتر است. پیشتر سرماهی شدیدی که در خراسان دیده شده با گسترش بر فشار سیبری و بروز زلزله ای است. پیشتر سرماهی شدیدی که در خراسان دیده شده با گسترش بر فشار سیبری و بروز زلزله ای است. پیشتر سرماهی شدیدی که در خراسان دیده شده با گسترش بر فشار سیبری و بروز زلزله ای است. پیشتر سرماهی شدیدی که در خراسان دیده شده با گسترش بر فشار سیبری و بروز زلزله ای است. پیشتر سرماهی شدیدی که در خراسان دیده شده با گسترش بر فشار سیبری و بروز زلزله ای است. پیشتر سرماهی شدیدی که در خراسان دیده شده با گسترش بر فشار سیبری و بروز زلزله ای است.

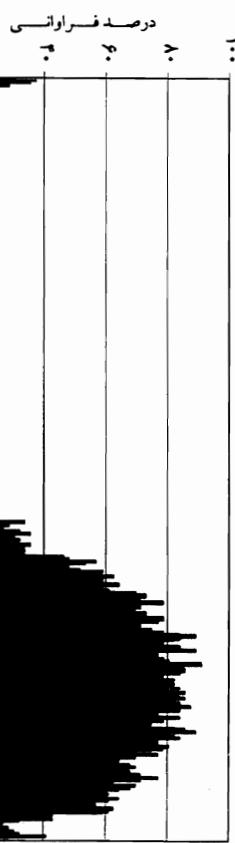
از این بر فشار به ایران هواه بواده است ادر بدخشی موارد تقویت کم فشار جنب قطبی و گسترش به سوی شرق، بر فشار سیبری را به درون ایران می راند. بروش هوای سرد به درون کشور در زمانی که بر فشار سیبری از شدت چنانی هم برخوردار نیست به هین طریق انجام می پذیرد به همین دلیل اندر کش بر فشار سیبری با کفشار جنب قطبی نقش مهمی در سرماهی شدید ایران بازی می کند. گاهی با وجود این که بر فشار سیبری بسیار قوی بواده اما چون کانون آن شرقی بواده به ایران وارد نشده است، به همین دلیل شاید اندر کش یاد شده از موضوع شدت بر فشار سیبری مهم نباشد.

شکل ۱۱-۱) میانگین فشار تراز دریا در روز پنجم دی (روز اوج سامانه سیبری)



شکل ۱۱-۱) درصد فرآوانی روزانه بر فشار سیبری

گوینک پذیر مکتوپاسکال بیشتر است. با این حال کالون بر فشار سیبری همیشه در چارچوب پیشنهادی گوینک قرار نمی گیرد. از این گذشته آرایش هفتادارها و گسترش مداری زیانهای بر فشار سیبری نقش مهم تری در اقیم اوراسیا بازی می کند و تباها با تکیه بر فشار مرکزی این سامانه نمی توان تصویر درستی از این اقیمی بر فشار سیبری بدست آورد (شکل ۱۱-۱).



بر فشار سیبری یکی از سامانه هایی است که در کرانه های خزر به ویژه در کرانه های جنوب غربی، در ایجاد بارش نقش بازی می کند. بر فشار دریای سیاه نزد ایجاد بارش در کرانه های خزر نقش بسیار مهمی دارد. البته نقش بر فشار دریای سیاه در ایجاد بارش های سکنی بسیار بیش از بر فشار سیبری است. در زمان حاکمیت بر فشار دریای سیاه هوای سرد و خشک سیبری طولانی را در راستای نصف النهاری بر روی دریا در می نوردد و محتوا رطوبتی آن به شدت افزایش می پذیرد. در مقابل، در زمان حاکمیت بر فشار سیبری هوای سرد و خشک سیبری کوتاه تر را در راستای مدارها می پسندید و محال چندانی برای افزایش رطوبت پیدا نمی کند.

ردیف	ردیف	تاریخ	ردیف	ردیف	تاریخ
۱	۴	۰۳/۰۱/۱۳۴۲	۲	۷	۰۱/۰۱/۱۳۴۱
۲	۵	۰۳/۰۱/۱۳۴۲	۳	۹	۰۴/۰۱/۱۳۴۱
۳	۶	۰۴/۰۱/۱۳۴۲	۴	۱۲/۰۱/۱۳۴۱	۰۱/۰۱/۱۳۴۲

۵ کم فشار گری

کم فشار گری بخشی از گردش موسی هند است. شکل گیری این کم فشار از اوائل اردیبهشت آغاز می شود، در اوایل تیر به اوج فعالیت خود می رسد (شکل ۱۳-۱) و در اوایل شهریور عده محو می شود. به سبب استقرار پر فشار آزو، گرماش شدید در سطح زه تابش های کوه ای از دیرینی به دلیل عدم وجود ابر از سوی دیگر، گرمایش شدیدی کم فشار گری بپیش می آید و منظر بد گسترش این سامانه ای کم فشار و کم ضخامت به سوی غرب می شود. این کم فشار حدود دو تا سه کیلومتر است. زمانی از این کم فشار که از او پیش می آید فرود خلیج فارس گسترش می پیاده می شود (شکل ۱۴-۱).

خرداد بر روی خلیج فارس گسترش می پیاده می شود (شکل ۱۴-۱). این ایارش های تابستانی در جنوب شرق ایران و بادهای ۱۲ روزه سیستان با شکل گیری این سا ارتباط دارند. جریان پادشاهی گردیده این سامانه و طیوت دریاهای جنوبی را به درون خشۀ می راند و شرایط شرجی را در کوههای جنوبی ایران پیاده می آورد زیرا به دلیل استقرار پر فروپیشی آزور بر روی کم فشار کم ضخامت گرگ غالباً امکان صعود و تشکیل ابر و بارش فرم نمی شود. در عرض توافق های گرد و غبار شدیدی شکل می گیرد که تا آن سوی آبهای سا. ایران و پاکستان گسترش می پیامد (شکل ۱۵-۱).

نقش سرمایشی بادهای شمال شرقی برای ایران چنان مهم است که در سرمهنهای چاموساریان خراسانی مانند منوچهوری دامغانی بالاتر باشد و آغاز خزان که با وزش بادهای سرد از سوی خوارزم همراه است را پادآوری می کند چنان که در صدر این بخش پادهای از سرمهنهای پراوازه ای او را آوردند.

ازمون در محل زندگی شما بادهای سرد از چه سنتی می وزند؟ یا این باد نام ویژه ای دارد؟

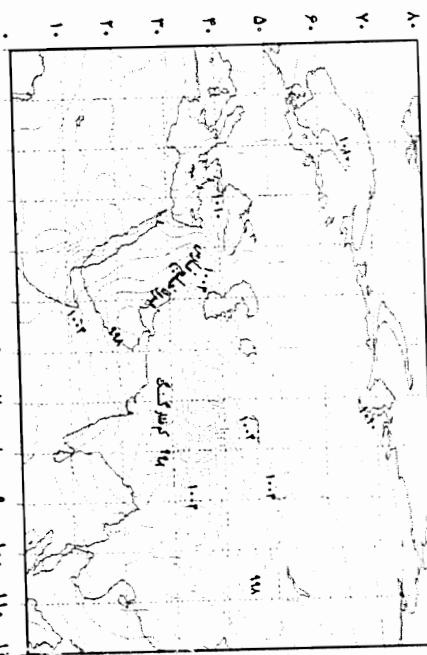
ازمون، داده های دمای پیشینه نزدیک ترین استگاه هواسنجی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. این داده ها را از کوچک به بزرگ مرتب کنید. ده مورد از سرمهنهای روزها را انتخاب کنید. داده های فشار تراز دریا این روزها را برای چهارچویی که در شکل ۱۴-۱ می پیشهند از تاریخی سازمان جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده که در نشانی زیر قابل دسترسی است <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.surface.html>.

استخراج کنید. در برآمد تنش پرسفار سیبری در ایجاد این سرمهنهای بحث کنید. چند درصد از آنها ناشی از نفوذ پرفشار سیبری به محل زندگی شما بوده اند. چند درصد از آنها توسط سرمهنهای ناشی از نفوذ پرفشار سیبری به محل زندگی شما بوده اند. چند درصد از روزهای سواده ای هم دیگر پهله آمدند و چند درصد از روزهای سواده ای هم داشته و با آرایش خلط طبقه قابل توجیه نیستند.

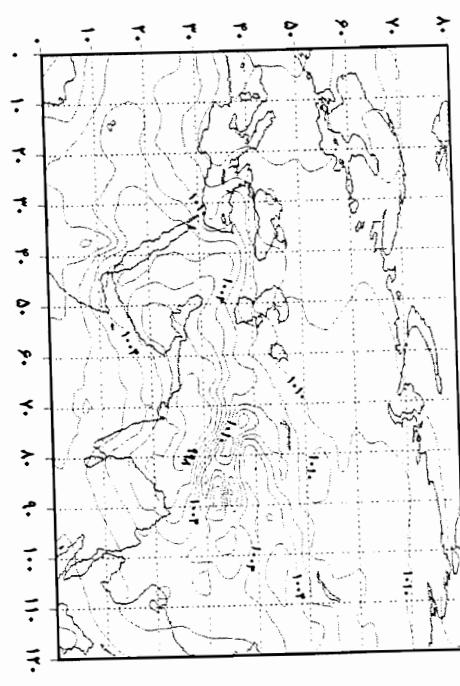
ازمون، داده های دمای پیشینه نزدیک ترین استگاه هواسنجی به محل زندگی خود را برای تاریخ های داده شده در جدول زیر گردآوری کنید. آیا این تاریخ ها از سرمهنهای روزهای محل زندگی شما بوده اند؟ تنشهای فشار تراز دریا را برای تاریخ های داده شده استخراج کنید. در کام بک از این تاریخ ها پرسفار سیبری در رخداد سرمهنهای داشته است؟ چه سامانه های هم دیگری در ایجاد سرمهنهای محل زندگی شما نتش داشته اند؟ در برآمد چگونگی تنش آنها بحث دیگری در ایجاد سرمهنهای محل زندگی شما نتش داشته اند؟ در برآمد چگونگی تنش آنها بحث کنید. برای تبدیل تاریخ های خود شدیدی به میلانی مثلاً می توانید به نشانی زیر مراجعه کنید.

<http://www.fourmilab.ch/documents/calendars/>

شکل ۱۳-۱) استقرار کم فشار گرگ بر روی ایران در تتر



شکل ۱۴-۱) موقعیت متوسط کم فشار گرگ در دوره فعالیت (۱۹/۰۵/۱۹-۰۷/۰۳)

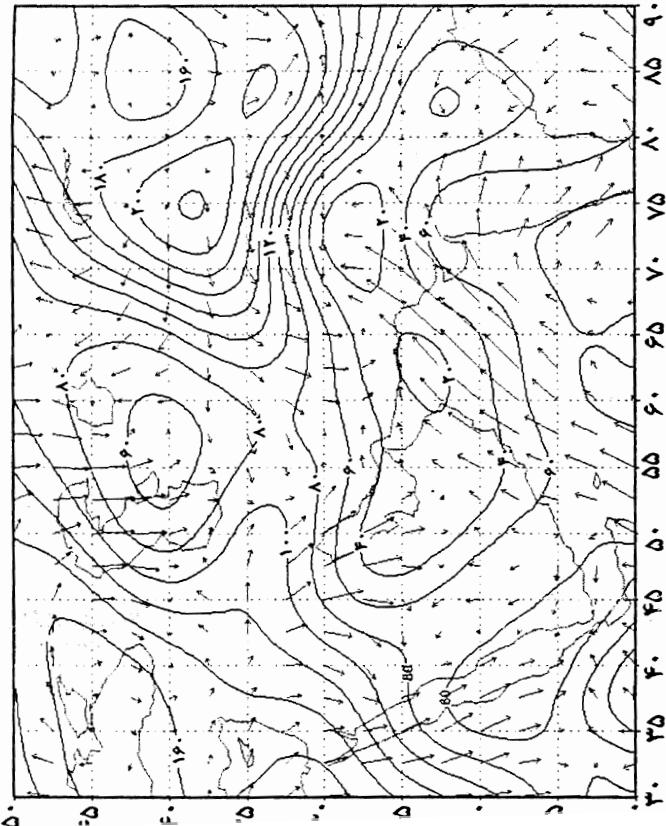


آزمون: درباره اثرات کم فشار گرگ بر اقیانوس ایران بحث کنید.

آزمون: آب در محل زندگی شما بارش های تابستانه رخ می دهد، آبا در بهار و تابستان از توفان های گرد و غبار زیج می بینید؟

آزمون: اگر در جنوب شرق ایران زندگی می کنید فهرستی از روزهایی که در ایستگاه هواشنگی نزدیک شما بارش تابستانی ثبت شده تهیه کنید. تئوری مشار تراز در رای این روزها را از تابستانی سازمان جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) استخراج و بررسی کنید. در چند درصد روزهای همراه با بارش تابستانی کم شمار گرگ هم دیده شده است؟ تفتش کم فشار گرگ بر روی بارش های تابستانه محل زندگی خود را بحث کنید.

شکل ۱۵-۱) دنیا



شکل ۱۵-۱) توفان گرد و غبار ناشی از کم فشار گرگ در روز چهارشنبه ۲۶/۰۸/۱۳، به لکی غبار شمال غرب خلیج فارس و غبار بر رود دریای عرب و دریای عمان توجه کنید. نقشه از نوپاتنسیل و سرعت باد نشان می دهد که غبار حاکم بر خلیج فارس از عراق و غبار حاکم بر رود دریای عرب و دریای عمان از شبه جزیره عربستان سرچشمه گرفته است. حاکمیت کم فشار گرگ با ارتفاع مرکزی بیست زنپاتنسیل متربه روشنی دیده می شود. به استقرار فرود خلیج فارس بر روی شمال غربی خلیج فارس دقت کنید.



آزمون: داده های بالرش روزانه یکی از اینستگاه های هواسنجی نزدیک به شهر های سراو ایرانشهر، نیک شهر، لا ریاحی آباد را گردآوری کنید. نقشه فشار تراز دریای این روزهار تاریخی سازمان جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده استخراج و بررسی کنید. در چند در روزهای همراه با بارش تابستانی کم فشار گرگ هم دیده شده است؟ چند درصد از بارش این انتخابی شما تابستانه است؟

آزمون: داده‌های پارش روزانه‌ی نزدیک ترین ایستگاه موسنجه به محل نزدیگی خود را برای تاریخ‌های داده شده در جدول زیر گردآوری کنید. آیا در این تاریخ‌ها در محل نزدیگی شما بارش رخ داده است؟ نوشته‌های فشار تراز دریا را برای تاریخ‌های داده شده استخراج کنید. در کدام یک از این تاریخ‌ها فرود دریایی سرخ در ایجاد پارش نقض داشته است؟ چه سامانه‌های معدید دیگری در ایجاد پارش در محل نزدیگی شما نقض داشته‌اند؟ دریاچه‌ی همچوینی تقدیم آنها بحث کنید.

ردیف	تاریخ	ردیف	تاریخ	ردیف	تاریخ
۱	۱۳۸۰/۰۱/۲۱	۴	۱۳۸۰/۰۱/۱۴	۷	۱۳۸۰/۰۱/۱۲
۲	۱۳۸۰/۰۱/۱۵	۵	۱۳۸۰/۰۱/۰۹		
۳	۱۳۸۰/۰۱/۱۰	۶	۱۳۸۰/۰۱/۱۱		

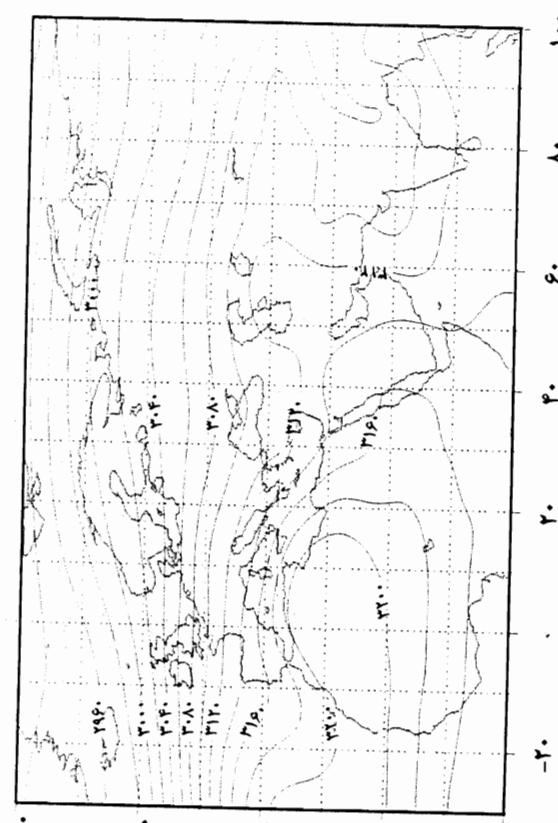
آزمون: فهرستی از روزهای که در ایستگاه موسنجه نزدیک شما توافق گرد و غبار باشند پیروزی ثابت شده تهی کنید. نقشه‌ی فشار تراز دریایی این روزها را از تاریخ‌ای سازمان جو اقیانوس مناسی ایالات متحده (http://www.esrl.noaa.gov/psd/) استخراج و بررسی کنید. در چند درصد روزهای همراه با توافق گرد و غبار کمتر گرد هم دیده شده است؟ نظر کمتر اینکه بر روی توافق‌های گرد و غبار محل نزدیگی خود را بعث کنید. تصاویر ماهواره‌ای روزهای همراه با توافق گرد و غبار را از تاریخ‌ای سازمان هوا فضایی ایالات متحده (http://modis.gsfc.nasa.gov/) استخراج کنید. در برای منشا غبار و موقعیت محل نزدیگی خود نسبت به قلمرو کنش توافق بحث کنید.

فروند دریایی سرخ فروند دریایی سرخ سامانه‌ی همید کم ضخامتی است که از ۴ آبان تا ۲۴ بهمن به مدت ۸ روز فال است. این فرود زبانه‌ای از کم‌فشار سودان است که فشار مرکزی آن حدود ۱۰۰ هکتوپاسکال است. کانون اول این کم‌فشار در حوالی بحر الجبل در ۸۰۰ کیلومتری جنوب‌غربی خارطوم و کانون دوم آن در ۳۰۰ کیلومتری جنوب‌شرقی خارطوم قرار می‌گیرد. اگر فرود دریایی سرخ با استقرار یک فرود در تراز میانی جو هر اه شود امکان صعود عمیق و تشکیل ابر و پارش فراهم می‌شود. در این صورت فرود دریایی سرخ در حالت بارانی است. در این موقع امکان ریش‌های سینکن و سینل آسادر جزو بغرب ایران وجود دارد. در صورتی که فرود دریایی سرخ با فرود تراز میانی جو هر اه شود جویانه‌ای گرم و خشک را از روى عربستان و عراق به ایران هدایت می‌کند و توغان‌های گرد و غبار بدید می‌آورد. در این صورت فرود دریایی سرخ در حالت خشک قرار دارد. بنابر این توافق‌های گرد و غبار و پارش‌های سیل آسای مناطق جنوب‌غربی ایران با این سامانه ارتباط دارد. در جنوب، حتی پارش ۲۰۰ میلیمتر در روز نیز در محلی که پارش سالانه آن حدود ۱۰۰ میلیمتر است دیده شده است.

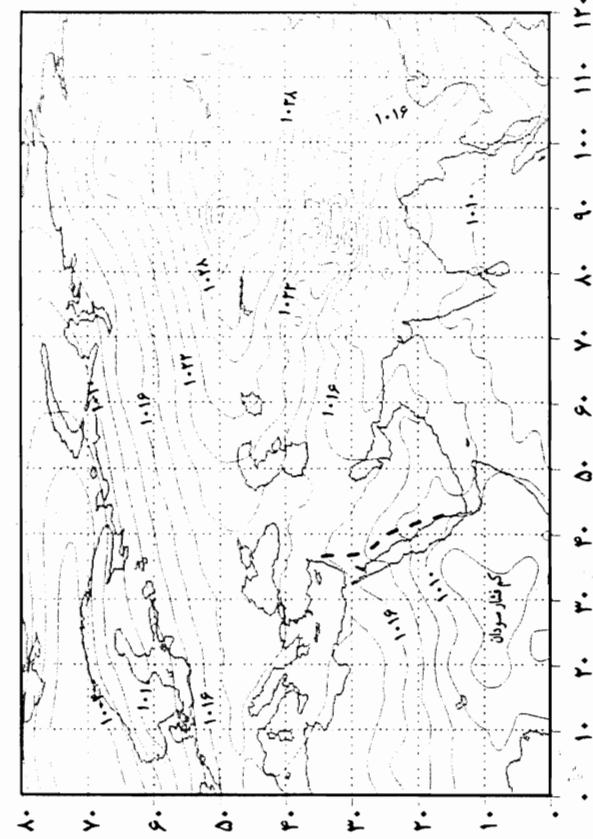
دروی ایران استقرار می‌باشد (شکل ۱۷-۱). قلمرو عملکرد این زبانه از تراز ۷۰۰ تا ۱۰۰ هکتار باسکال گسترش دارد و سبب حاکمیت هوائی گردد و خشک بر بخش بزرگی از ایران می‌شود. در زیر این پرنشار، کم‌پرنشار گرمایی کم‌ضخامتی تشکیل می‌شود که به دلیل غلبه پرنشار بویشی امکان تشکیل ابر و بارش را پیدا نمی‌کند.

با این حال گاهی به دلیل تضعیف پرنشار بویشی، این کم‌پرنشار گرمایی که از رطوبت بسیار زیادی برخوردار است به تراز چگالش می‌رسد و بارش‌های سنگینی را در جنوب ایران پدید می‌آورد. در دوره سرد سال با پیشروی بادهای غربی، پرنشار آزور به عرض‌های جنوبی تر مهاجرت می‌کند و راه را برای ورود سامانه‌های بازنزا به ایران باز می‌کند.

شکل ۱۷-۱) میانگین موقعیت زبانه پرنشار آزور ایران در تیر ماه در تراز ۷۰۰ هکتار باسکال



شکل ۱۶-۱) میانگین پرنشار تراز دریا در دوره فعالیت فرود دریای سرخ (۴ آبان تا ۲۴ بهمن). محور فرود با خط چین مشخص شده است



حریانهای مداری هوادر محل روبداد جنب حاره، سبب ایجاد شده هوادر و رسپهر بالای در حوالی مدار ۳۰ درجه می‌شود. به سبب همین اینباشتگی، هوای از بالا به سوی سطح زمین حریان می‌پابد و سامانه‌های پرنشاری را پدید می‌آورد که به نام پرنشارهای جنب حاره شناخته می‌شوند. پرنشارهای جنب حاره سامانه‌های بویشی بزرگی هستند که محل فوشنی هوا می‌باشند. این سامانه‌ها به دلیل گماشته در دوره ایجاد پارهای با هوا گرم، آفتانی و خشک هواه هستند. در دوره گرم مال زندانی از پرنشار جنب حاره‌ای آزور که بر روی اقیانوس اطلسی شمالی تشکیل می‌شود بر

دارد. این پادمانی برسعرت را روبداد می‌نامند (شکل ۱۸-۱). محل تشكیل روبدادها منطقه بر کمینه‌دار چشمگیر است. یعنی مطبق بر محل ایست که شیو دما و همچنین انتقال از استوا به حداکثر می‌رسد. بادگرمانی مهم ترین مؤلفه روبدادهای اما دلیل تمرکز شیو نصف النهاری در یک چمند کمینه‌داریک هنوز مشخص نیست. برخی معقدند از تاریخی سازمان جغرافیوسننسی ایالات متحده استخراج کنید. آیا سامانه‌هایی حاره‌ای در رخداد گزنا در این ماه تقاض داشته‌اند؟ چه ساخته‌هایی مدل‌بندی دیگری در ایجاد گردن این ماه در محل زندگی شما تقاض داشته‌اند؟ دریاچه چگونگی تقاض آنها بحث کنید.

همشاری باد سبب تمرکز شیو دما در یک محده‌های باریک می‌شود. در نیمه‌کره شمالی دو روبداد غربی وجود دارد. روبداد شمالی تو را روبداد جبهه‌ی قطبی و روبداد جبهه‌ی قطبی و دمایی هرای قطبی و جنبه‌هایه می‌نامند (شکل ۱۹-۱). روبداد جبهه‌ی قطبی مخصوص شیو شدید دمایی هرای قطبی و حرای ایست. در حالی که روبداد جنبه‌هایه حاصل شیو دمایی موجود در وردیست و محلاو به وردیست بالایی است. روبداد جبهه‌ی قطبی عمدتاً فاقد پیکارچگی است و موقعیت مکانی منظری ندارد در حالی که روبداد جنبه‌هایه خلیل پیکارچگی است. به همین دلیل ایست که بر روی نفعه‌های میانگین، موقعیت روبداد جنبه‌هایه آشکار می‌شود ولی اثری از روبداد جبهه‌ی قطبی دیده نمی‌شود. بررسی‌های انسان می‌دهد که هسته روبدادهای قطبی بر فرودهای امواج ریزایی بلند است. در تابستان بیرونی هند و اوریقا به دلیل گرمایش شدید قاره‌ها شیو دما در وردیست نظری را بادگرمانی می‌نامند. در نیمه‌کره شمالی اگر پشت به باد پاسیتم مناطق کم ضخامت لایه باد به مواعظ خطوط هم ضخامت می‌زند و سرعت آن مناسب با شیو ضخامت است. این باد نظری را بادگرمانی می‌نامند. در نیمه‌کره شمالی از آنچه که تعیین کننده شرایط جوی همین دلیل در این هنگام یک روبداد شرقی حاره‌ای شکل می‌گیرد که تعیین کننده شرایط جوی این مناطق در فصل تابستان است.

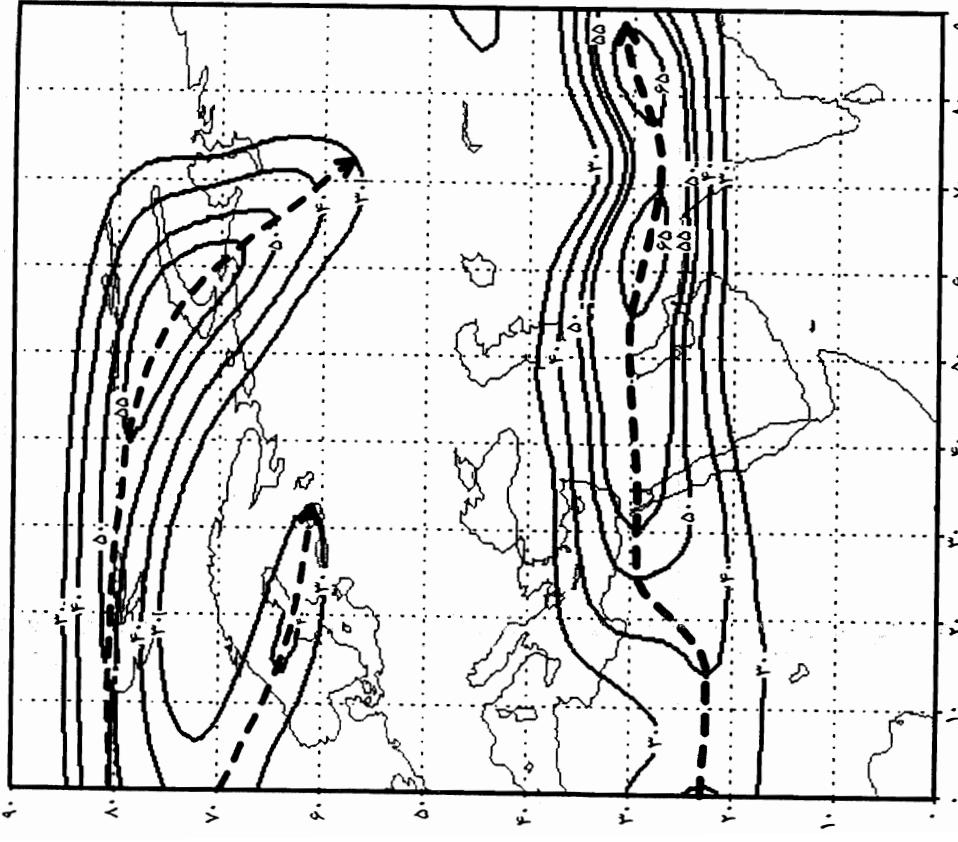
آزمون: دریاچه تقاض روبدادها در شکل گیری چرخندهای عرض میانه تحقیق کنید و در این زمینه گزارشی نویسید. داده‌های پارش روزانه‌ی ترین ایستگاه هواشنگی به محل زندگی خود را برای بهمن ماه ۱۳۹۱ گردآوری کنید. آیا بارشی ۱۳ بهمن ۱۳۹۱ تا ۱۶ بهمن ۱۳۹۱ در این ایستگاه بارندگی رخ داده است؟ داده‌های باد مداری و نصف النهاری را گردآوری کنید و در شیلی (قوی تر است این بادهای غریی در زمستان شدیدترند).

بر اساس آنچه گفته شد در هر دو نیمه‌کره در فاصله‌ی پر فشارهای جنبه‌های بادگرمانی و کم فشارهای جنبه‌قطبی باد عمدتاً غربی است و در فاصله‌ی پر فشارهای جنبه‌های بادهای شرقی‌اند. کانون بالایی پر فشارهای جنبه‌های بادهای بادگرمانی ۱۵ درجه قرار می‌گیرد. حدگاه‌کر سرعت بادهای غربی بین ۴۵ تا ۷۰ متر بر ثانیه است و در زمستان حتی به ۱۳۵ متر بر ثانیه هم می‌رسد. محله دهی وزش این بادها بسیار باریک است و بر روی مدار ۳۰ درجه در ارتفاعی بین ۹ تا ۱۵ کیلومتر قرار

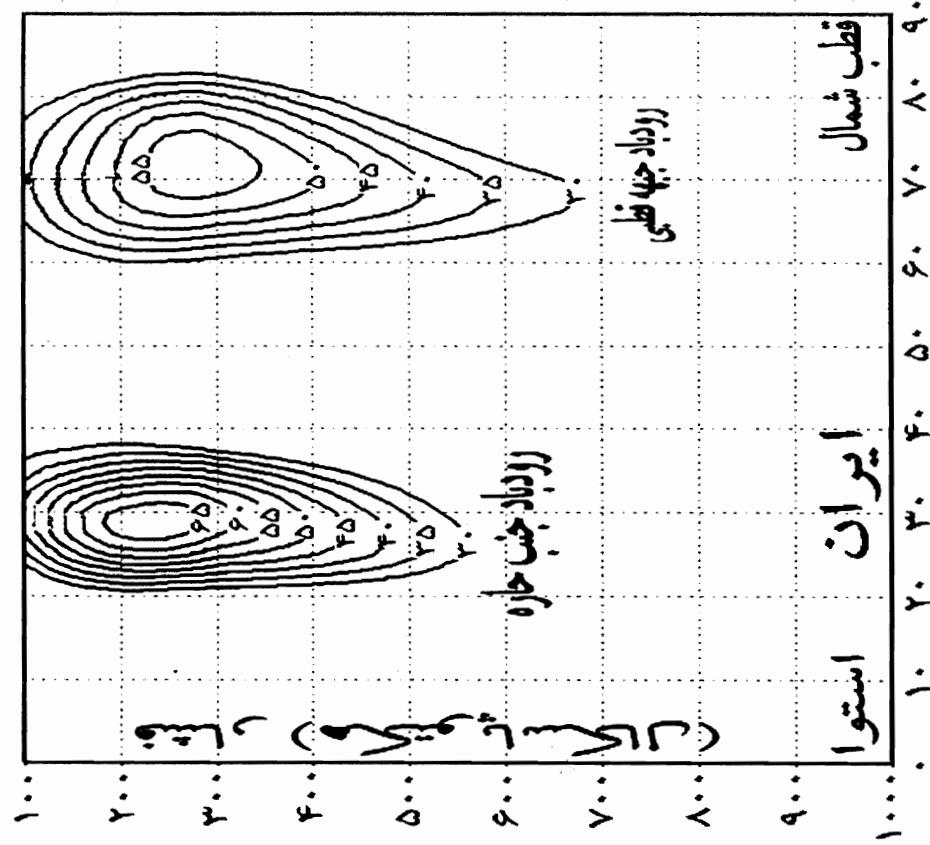
باره‌ی موقعیت و تقاض روبداد در بارش بحث کنید.

ازمون: داده‌های دمای بینیشه نزدیک ترین ایستگاه هواشنگی به محل زندگی خود را برای آذربایجان در نظر بگیرید. آیا گرم ترین روزهای محل زندگی شما در این ماه رخ داده‌اند؟ ۱۷ تنشه‌های روزانه ارتفاع رخوب پاسکال را برای این ماه و در چارچوب شکل در رخداد گزنا در این ماه تقاض داشته‌اند؟ چه ساخته‌هایی مدل‌بندی دیگری در ایجاد گردن این ماه در محل زندگی شما تقاض داشته‌اند؟ دریاچه چگونگی تقاض آنها بحث کنید.

شکل ۱۹-۱) مسیر همان رودهای همان روز در تراز ۲۵۰ مکعباسکال



شکل ۱۸-۱) نیمروز عمودی رودبار جنوب حاره و رودبار جبهی قطبی در ۱۲/۱/۱۳۶۷
(در راستای غربی)



رویداد جبهه قطبی

این رویداد برواز جبهه قطبی در تراز ۳۵۰ مکتوپاسکال تشکیل می‌شود. با این حال این رویداد از گسترش ارتفاعی زیادی برخوردار است. هسته‌های سرعت در درون این رویداد به سوی مشرق جابجا می‌شوند. بنابراین همچنان که جبهه قطبی در شکل گیری چرخندها نقش دارد، رویداد دیگر موقعیت و شدت چرخندهای عرض میانه به شکل و موقعیت امواجی که در رویداد جبهه قطبی پدید می‌آیند بستگی دارد و مسیر جابجاگی آنها نیز تابعی از مسیر عمور رویداد است. چرخندها در بعضی شرقی فرودهای رویداد جبهه قطبی تشکیل می‌شوند و در زیر رویداد به سوی شرق جابجا می‌شوند.

آزمون: در این تفاضل رویداد جبهه قطبی در شکل گیری چرخندهای عرض میانه تحقیق کنید و در این زمینه گزارشی بتوانید.

بادهای غربی

بادهای غربی بادهای مداوم و گسترده‌ای هستند که جهت غربی دارند. این بادها وجه غالب جریان‌های جوی در عرض های میانه هستند. در نزدیکی سطح زمین بادهای غربی بین مدار ۳۴ تا ۶۰ درجه گسترش دارند اما در ارتفاعات بالاتر جو، بر وسعت آنها افزوده می‌شود و تا عرض‌های شمالی تر کشیده می‌شوند. در دوره سرد سال پایی رویداد جنب حاره از ایران، بادهای غربی وارد کشور می‌شوند و تقریباً در سراسر این دوره بر هوای کشور غلبه دارند (شکل ۱-۲۰) این بادها سامانه‌های ناپایدار را به ایران وارد می‌کنند و به همراهی جبهه مدیر اتمای ایران را صدمی فعالیت اختشاشات جوی می‌سازند.

برای نموده به شکل ۲۱-۱ که مربوط به پرداش ترین روز ایران است توجه کنید. در این روز هسته‌ی کم شثار در مزرعه‌ی کوه، سردی و عراق حضور دارد و همین پادشاهی‌گردد هوا را برقرار می‌سازد. در این چرخنده جبهه‌دار، رینش هوای سرد اروپا بر روی شبه-جزیره‌ی عربستان از یک سو و استقرار سامانه‌ی واگرخندی بر روی جنوب پاکستان که هوای گرم و مرطوب دریای عرب و دریای عمان را به قطاع گرم سامانه‌ی چرخنده تزویق می‌کند از سوی دیگر موجب بارش سنگین بر روی کشور شده است. شیب تند خطوط هعدما که در شکل ۲۲-۱ دیده می‌شود نماینده‌ی گرفتاری شدید و عمیق بین دریای عمان و خاک ایران است.

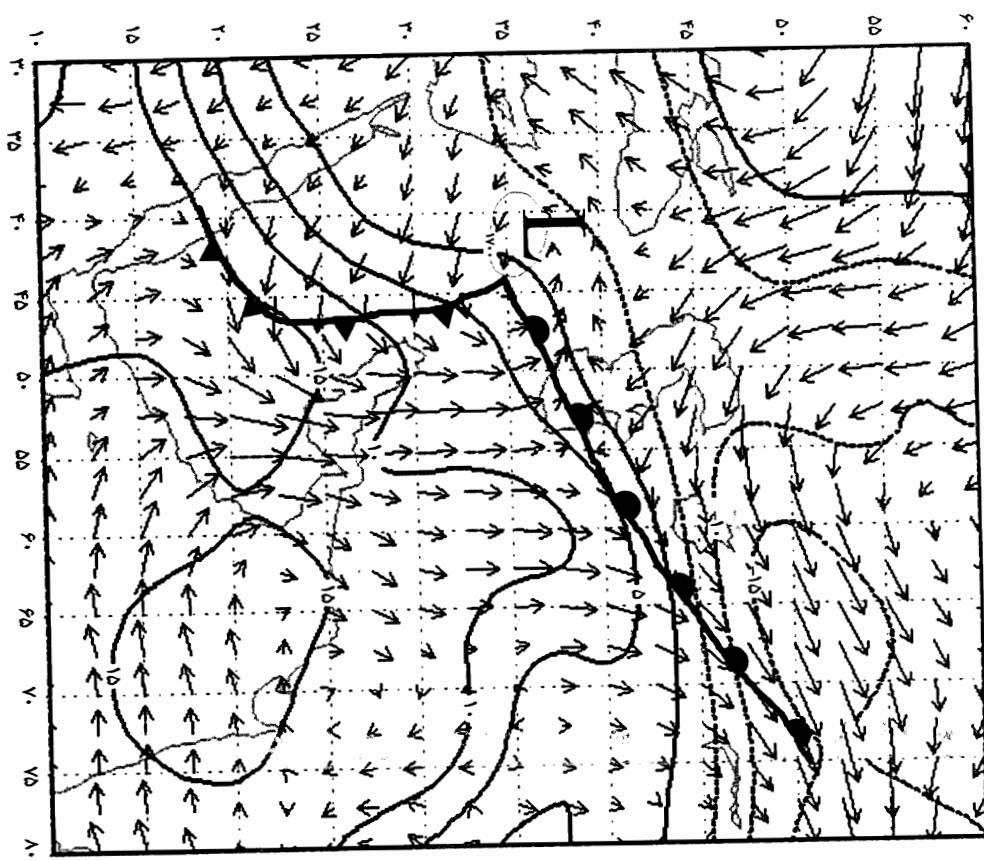
ازمون: در مکتب برگن جبهه‌ی قطبی چگونه توصیف می‌شود و چه ربطاتی با شکل گیرید
چرخنده‌ی عرض میانه دارد؟ در این زمینه گزارشی نویسید.

جههی قطبی مطلقی نایوسکی بین هوای گرم عرض‌های پایین با هوای سرد قطبی است که در جههی قطبی شرایط شکل می‌گیرد. پیشتر چرخنده‌ی عرض‌های میانه مهصول جبهه‌ی قطبی صورت مهیایی دارد. جبهه‌ی قطبی از ظلم و بیوسکی زمانی و مکانی چنانی برخورد نیست. بخشی از جبهه‌ی هستند. جبهه‌ی قطبی از ظلم و بیوسکی زمانی و مکانی چنانی برخورد نیست. بخشی از جبهه‌ی قطبی که در فصل زمستان بر روی مدیرانه - خزر تشکیل می‌شود جبهه‌ی مدیرانه نامگذاری شده است. همگرایی هوای قطبی بحری از روی اقیانوس اطلس با هوای قطبی بزی از روی جنوب شرقی اروپا از یک سو با هوای گرم شمال افریقا از سوی دیگر، سبب تشکیل جبهه بر روی محور مدیرانه - خزر می‌شود. در فصل تابستان این مطلقه تحت حاکمیت پرسنل جنوب حاره‌ای آزور در می‌آید و جبهه‌زای متوقف می‌شود. قطبانی از جبهه‌ی قطبی که بر روی خرب اقیانوس اطلس و همچنین اقیانوس آرام شکل می‌گیرد در تابستان حدود ده درجه به عرض‌های بالاتر منتقل می‌شوند. در این موقع از سال یک کمرنده جبهه‌ای بر روی اوراسیا و میانه امیرکای شمالی تشکیل می‌شود. علت تشکیل این کمرنده جبهه‌ای از یک سو شیونصف‌الهاری دما و از سوی دیگر، اثر ناهمواری‌های بزرگ بر گردش عمومی هواست.

در زمان تشکیل جبهه‌ی مدیرانه، جوی کوفشار و نایدار بر منطقه حاکم می‌شود: در صورت همراهی دیگر شرایط، در محل این جبهه چرخنده‌ی جبهه‌دار تشکیل شده و به سوی شرق مهاجرت می‌کند. بنابراین محل جبهه‌ی قطبی منطقه‌ی میادله مقادیر زیادی ارزی است که به صورت چرخنده‌ی عرض میانه در این منطقه جبهه‌ای بدید می‌آیند. این چرخنده‌ها در تأمین باش ایران نقش مهمی دارند.

در دوره‌ی سرد سال جبهه‌ی قطبی به عرض‌های پایین تر کشیده می‌شود و قلمرو فعالیت آن ایران را نیز فرا گیرد. چون ضخامت این مطلقه جبهه‌ای زیاد است امکان صعود عمیق فراهم ای شود.

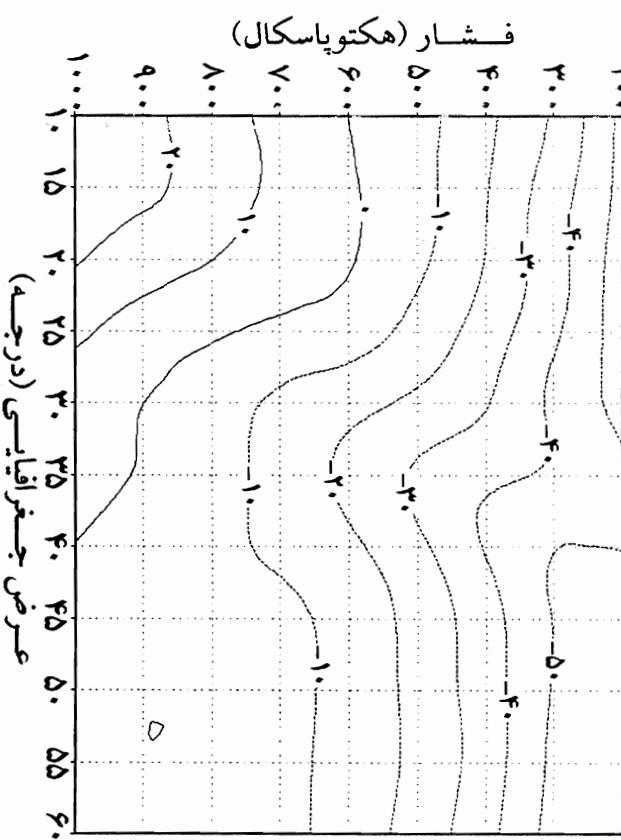
شکل ۲۱-۱) استقرار جبهه بر روی ایران در تراز ۸۰ هکتوپاسکال در روز ۱۳۷۱/۱۱/۱۴



شتاب می گیرد.

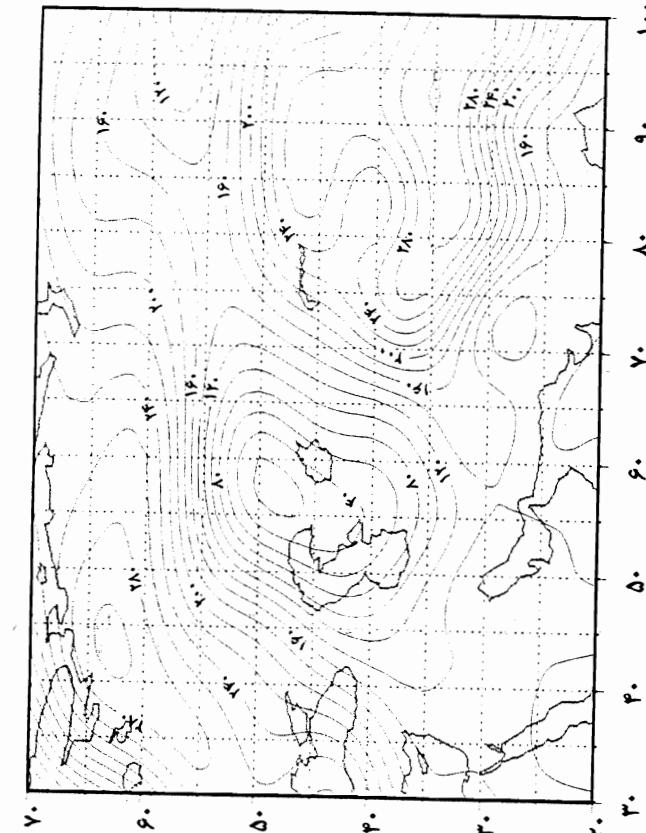
چرخنده سامانه‌های همیلیدی هستند که در آنها فشار هوا کم، بجزیان هوا صعودی و بهت وزش باد (در نیمکره شمالی) پاکسازنگر است. به دلیل حرکات عمودی هوا در چرخنده امکان پیدا شدن ابر و بارش فراهم می شود. چرخنده‌ای (پیدا شیش و رشد چرخنده) زمانی رخ می دهد که فشار هوا کاهش و حرکات صعودی و تاوانی افزایش یابد. در شرایط زیر فرایند چرخنده‌ای

شکل ۲۲-۱) نیمکره انتقامی دما (درجه سلسیوس) بر روی نصف النهار ۴۰ درجه‌ی گردی در روز ۱۳۷۱/۱۱/۱۴ (به بخش مشیدار که نماینده‌ی محل جاذبی توده هوای گرم و سرد است توجه کنید)



پرداخت. پنجه‌های دید ما در این کتاب تنها مشاهده‌پذیرهای را ممکن‌بذرگ می‌سازد که در مقایس کلان و یا هم‌بذرگ عمل می‌کنند.

شکل ۱۳-۱) چرخند مستقر بر دریای خزر در ۹/۹/۱۳۹۷ ساعت ۱۵/۰۰ محلی



آزمون: داده‌های ارتفاع زُوپوتانسیل تراز ۱۵۰ هکتومتر بالاسکال را برای بهمن ماه ۱۳۹۷ خودروشیدی و در چارچوب شکل ۱۳-۱-بورسی کنید. هسته‌های کمینه ارتفاع زُوپوتانسیل را شناسایی و بر روزه نتشه بپاره کنید. مرحل شکل گیری چرخند‌های پذیر آمده در این ماه را تشریح کنید.

خودر از پنجه‌های کنگره این کتاب هستند و تنها در مطالعات موردي و یا تفصيلي می‌توان به آنها

شیوه افقی دما شدید باشد (کرفشاری شدید); بادباری ایستا ضعیف باشد (افاهنگ محیطی از افاهنگ استاندارد شدیدتر باشد); چرخند در عرض میانه و بالا قوار داشته باشد (چون با افزایش عرض چراغ‌افایی توانی بزرگ‌تر می‌شود); رطوبت هوا زیاد باشد (چون در هنگام چگالش مقدار زیادی گرمای تهان آزاد می‌شود و پایداری ایستا را تضعیف می‌کند); رودبار دارای امواج بلند باشد (اگر در شرق یک چرخند سطحی یک فوار بالایی و در غرب آن یک فود بالایی قرار گیرد و اگرانی بالایی تقویت می‌شود و حرکات صعودی قوت می‌گیرد); چرخند زاری روی دامنه‌های شرقی پادشاهی محتمل است.

چرخند‌های عرض میانه (چرخند‌های جبهه‌دار) حاصل اندرکشی هوای گرم منطقه‌ی حاره با هوای سرد قطبی هستند که در محل جبهه قطبی پذیر می‌آیند. در محل جبهه قطبی نوده هوای حاره‌ای بر روی توده هوای سرد قطبی صعود می‌کند. چرخند‌هایی که به این ترتیب شکل می‌گیرند بیش از ۱۰۰ کیلومتر قطر دارند. این سامانه‌ها فوار از ترین رویداد جوی عرض‌های میانه هستند و فشار مرکز آنها ممکن است تا ۷۰ هکتوباسکال افت کند که در مقایسه با میانگین فشار جوی یعنی ۱۰۱۳ هکتوباسکال نشانه شکل گیری یک منطقه‌ی فعال جوی است. چرخند‌های عرض میانه بسیار پویا هستند و روزانه حدود ۱۲۰ کیلومتر جابجا می‌شوند. چرخند‌ها پس از پیدا شدن مسیر رودهای را دنبال می‌کنند.

منبع اصلی بارش‌های ایران همین چرخندانها هستند. به ویژه سهم چرخندانی مدیرانی در ثأمين بارش ایران زیاد است. شکل ۱۳-۱-نموده‌ای از این چرخندان را نشان می‌دهد.

سامانه‌هایی که تاکنون نام بردم از بازگران اقلیم در مقیاس کلان و هم‌بذرگ به شمار می‌آیند. پذیرهای میان اقلیم شناختی که ناشی از عوارض سطح زمین هستند، پذیرهای اقلیم محظی که به سبب تفاوت پوشش سطح زمین پذیر می‌آیند و پذیرهای خرد اقلیم شناختی که حاصل عملکرد شرایط فزیکی سطح زمین مانند رنگ، جنس، و شب هستند در مقیاس‌هایی عمل می‌کنند که

گرمتر از معمول است در ۷۷/۵ درصد موارد ایران بیش از معمول بارش دریافت می‌کند و در نرسالی به سر می‌برد. بر عکس در طی رویداد سرد (النیو) یعنی زمانی که آب‌های سواحل غربی امریکایی جنوبی سردر از معمول است در ۴۹/۵ درصد موارد ایران کمتر از معمول بارش دریافت می‌کند و در خشکسالی به سر می‌برد (شکل ۱-۲۵). شکل ۱-۲۶ رابطه بارش ایران با شاخص انسو را نشان می‌دهد. نیمه‌ی بالایی این شکل نماینده‌ی فاز گرم و نیمه‌ی پائینی نماینده‌ی فاز سرد است؛ نیمه‌ی چپ نماینده‌ی خشکسالی و نیمه‌ی راست نماینده‌ی تراسالی است. چنین به نظر می‌رسد که در فاز گرم انسو احتمال بروز تراسالی در ایران اندکی قوی‌تر و در طی ناز سرد احتمال بروز خشکسالی کمی پیشتر است.

تاکنون چندین الگوی بیوند از دور در نیمکره شمالی شناسایی شده است. برخی از این الگوها عبارتند از: نوسان اطلس شمالی، الگوی شرق اطلس، الگوی رویاباد اطلس شرقی، الگوی اقیانوس آرام غربی، الگوی اقیانوس آرام شرقی، الگوی شرق اطلس شمالی، الگوی اقیانوس آرام آرام امریکای شمالی، الگوی شرق اطلس غرب روییه، الگوی اسکاندیناوی، الگوی قطبی اوراسیا، الگوی حاره‌ای نیمکره شمالی، الگوی انتقالی اقیانوس آرام، الگوی تلاستانی آسیا و الگوی دریای شمال-دریایی خزر.

گرچه برخی از محققان در باره‌ی اهمیت الگوهای بیوند از دور و سودمندی آنها برای رسیدن به پیش‌بینی‌های اقیانوسی زیاده‌روی کردند اما بررسی‌ها نشان داده است که هرچند برخی از الگوهای بیوند از دور برخی عنصر اقلیمی ایران ارتباط نشان می‌دهند اما عموماً این ارتباطات از آن چنان قوت و استحکامی برخوردار نیست که بتوان از این راه به پیش‌بینی‌های اقیانی‌بالازشی برای ایران دست یافت.

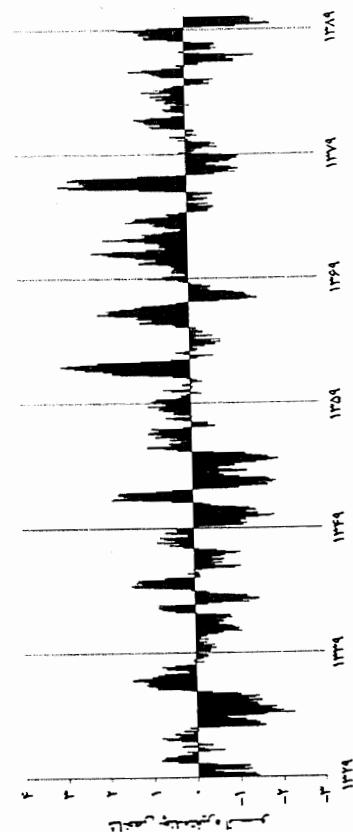
برخی از الگوهای بیوند از دور از راه تاثیری که بر سامانه‌های تعیین کننده اقیان داردن موج بروز نوسان‌هایی در هوای کثیور می‌شوند. مثلاً پدیده‌ی انسو (النیو - نوسان جنوبی) یک رویداد جویی - اقیانوسی است که هر ۲ تا ۷ سال رخ می‌دهد (شکل ۱-۲۶) و از راه تعیین الگوهای فشار، و وزیر در آفریقای حاره‌ای بر اقلیم ایران، به ویژه بر بارش دریافتی کشور اندکی اثر می‌گذارد. در طی رویداد گرم (النیو) یعنی زمانی که آب‌های سواحل غربی امریکایی جنوبی

پیوند از در

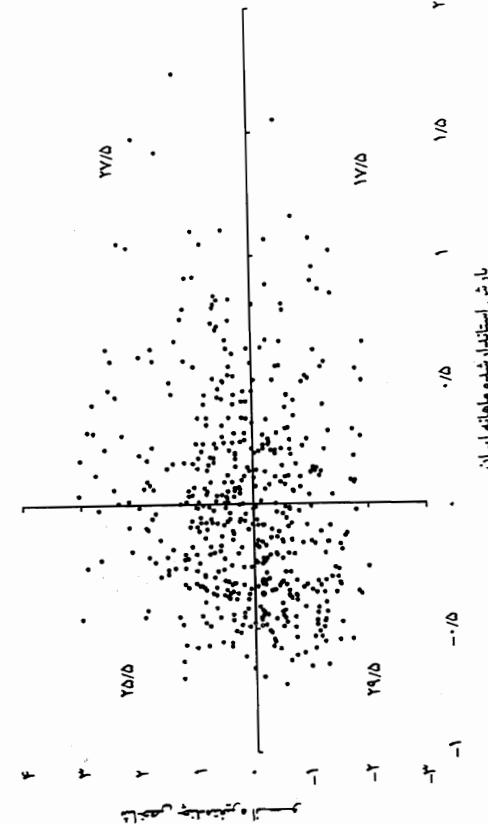
جه پدیده‌های سه بعدی و سیال است که اگر برخی از آن دچار تغییر شود این تغییر در تمامی سیاره پیشنهاد می‌شود و با تأخیر زمانی همی بخش های جو به تغییری که در برخی از آن پدید آمده باشند می‌دهند. بنابراین گردش‌های جوی بسیار تغییرپذیرند. این تغییرات منجر به پیاداش الگوهای هوا و اشکالی از جویان‌های جوی می‌شوند که در مقیاس‌های زمانی متفاوت رخ جابجایی جوجه‌ها، برخی چند هفته دوام می‌آورند (مانند سرمهج و گرما در میانه زمستان پاییز بروز یک دوره‌ی بازنی در میانه‌ی تابستان)، برخی چند ماه طول می‌کشند (مانند سرمای زمستان و گرمای تابستان)، برخی چند سال به طول می‌اجتمدند (مانند چندین زمستان ناهنجار متوالی) و برخی چند سده به دهانه ای کشند (مانند تغییرات اقلیمی پاندمت).

آزمون: داده‌های ماهانه دمای نزدیک‌ترین استگاه مولومنی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. داده‌های یکی از شاخص‌های پیوسته از دور را به انتخاب خود از تاریخی سازمان اقیانوس‌شناسی ایالات متحده پیش آزمایشگاه پژوهش‌های سامانه‌ی زیستی به نشانی <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/> استخراج کنید. داده‌های دما و شاخص پیوسته دور را بر روی یک نمودار نسبت به هم پیاده کنید آیا از برابری بین این دو متغیر می‌بینید؟ اگر داده‌های هر ماه را بر روی یک نمودار جداگانه پیاده کنید تغییر در نتیجه حاصل می‌شود؟

نمودار ۲۴-۱) دنباله‌ی زمانی شاخص چندمتغیره‌ی انسو



نمودار ۲۵-۱) رابطه‌ی بارش سالانه ایران با پیدیه انسو



بارش سالانه ایران

فصل دوم

فشار و باد

يشگفتار

در نواحی مختلف ایران به مجموعه عواملی که بر آب و هوای آن مؤثرند ویزگی‌های زمانی و مکانی عناصر اقلیمی متأثر است. عناصر اقلیمی مجموعه متغیرهایی هستند که مقادیر آنها در ایستگاه‌های هواشنگی اندازه گیری می‌شود. از واکاوی این اندازه گیری‌ها با روش‌های مناسب آماری مجموعه آگاهی‌هایی بدست می‌آید که نهاینده‌ای اقیم محل ایستگاه است؛ با چگونگی اقیم قلمروی را روشن می‌سازد که چندین ایستگاه هواشنگی در آن قراردارند.

پیش از آغاز هر پژوهش اقلیم شناس ناچار است به پرسش‌های زیادی پاسخ دهد تا نتایج واکاوی‌هایش از اعتبار و استحکام علمی برخوردار باشد. مثلاً در خانواده بارش عنصر مقادر بارش سالانه را در نظر بگیرید. چون عوامل معتقدی بر بارش دریافتی هر محل مؤثر است، بسته به رفتار زمانی این عوامل، مقدار بارش هر محل از سال دیگر تغییر می‌کند بنا بر این برای داوری دریارهی نرم اقلیمی بارش هر محل یعنی مقدار بارشی که نهاینده خط تاول بارش آن محل است و بارش سالانه‌ی محل حول آن نوسان می‌کند باید به این پرسش پاسخ دهیم که برای دستیابی به میانگینی که معروف نرم اقلیمی بارش محل باشد دست کم به چند سال اندازه گیری نیاز داریم. برای نمونه فرض کنید از ایستگاه اصفهان تنها یک سال اندازه گیری بارش در دست داشته باشیم. در این صورت بهرین داری ممکن در بارهی مقدار بارش این محل همین یک سال اندازه گیری است. اگر دو سال اندازه گیری در دست باشد میانگین این دو سال بهترین داوری است

نیکیک مکانی در نقشه‌های عنصر موردنظر چه اندازه باشد؟ و پرسش‌های زیاد دیگری از همین دست.

پاسخ گوئی به این گونه پرسش‌ها تضمین کننده اعتبار علمی یک پژوهش اقليمی و ظرفی است. مثلاً فرض کنید در ایران تنها ۵۰ استگاه هواشنی، بارش سالانه را اندازه‌گیری کرد. در این صورت مبنای داوری درباره بارش ایران نقشی بود که به کمک این ۵۰ استگاه نرسیم شده بود. روشن است که با افزایش تعداد استگاه‌ها داوری معترضی بدست می‌آوریم. بنابراین با ترسیم نقشه‌های دیگری با صد، دوست، سیصد و ... استگاه و محاسبه میانگین بارش از روی این نقشه‌ها، برسی می‌کنیم که با چه تعداد استگاه می‌توان به تُرم اقليمی بارش ایران حدود دست یافت. مثلاً برسی هاشنان داده است که برای دست یافی به تُرم اقليمی بارش ایران حدود ۵۰ استگاه لازم است و نتایجی که با تعداد بیشتری استگاه بدست می‌آید با نقشه‌ی بارش مبنی بر ۵۰ استگاه تفاوت معنادار ندارد.

بنابراین بس از گردآوری دادها و اطمینان از صحبت آنها کوشش‌های زیادی لازم است تا بتوان سرشت اقليم یک محل یا یک قلمرو را مشاهد کنیم. گمان بلقن پاسخ‌های اطمینان بخش برای پرسش‌هایی که نمونه‌ای اندکی از آنها را برسوردم و برسی خیلی کوتاهی از دو نمونه آنها ارائه دادیم در معوف چهارمی واقعی اقليم بسیار مهم است.

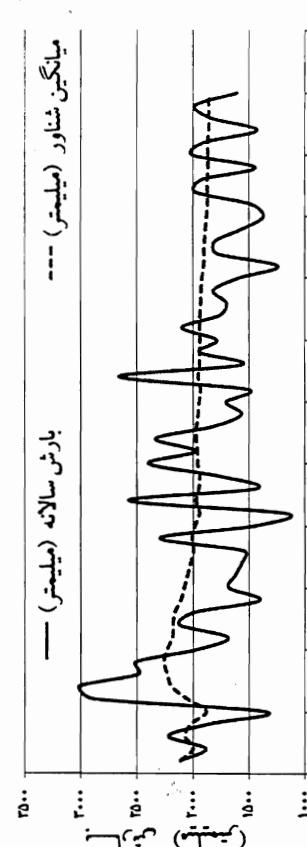
در اینجا می‌خواهیم آنگک زمانی و رفقار مکانی عناصر اقليمی ایران را برسی کنیم. این عناصر می‌توان در چند خانواده به قرار زیر دسته‌بندی کرد:

- (۱) فشار: شامل عناصر میانگین فشار تراز دری، پیشینه فشار تراز دری، کمینه فشار تراز دری
- (۲) باد: شامل عناصر میانگین برداری شدت باد، میانگین برداری جهت باد، جهت غالب، سرعت باد غالب، درصد اوقات آرام، درصد دوام باد، جهت شدیدترین باد، سرعت شدیدترین باد، تعداد روزهای غباری.

وباسه سال آمار، میانگین سه ساله داوری بهتری خواهد بود. با ادامه این روش میانگین‌گیری که میانگین شناور نامیده می‌شود انتظار داریم که تفاوت میانگین‌ها با افزایش طول دوره آماری کاهش باید و در آنجا که منحنی میانگین شناور بارش تقریباً هموار می‌شود کمترین طول آمار که برای دستیابی به تُرم اقليمی لازم است مشخص می‌شود. مثلاً برای استگاه بندرانزی، با ۱۷ سال اندازه‌گیری می‌توان تُرم اقليمی بارش را به دست آورد (شکل ۱-۲). به بیان دیگر بارش استگاه بندرانزی حول میانگین ۱۷ ساله دور می‌زند و میانگین‌های که با سال‌های آماری بیشتری بدست می‌آید تفاوت معناداری با میانگین ۱۷ سالی این استگاه نشان نمی‌دهند. تعداد سال‌هایی که برای بارش آوردن تُرم اقليمی هر عنصر اقليمی لازم است تابعی از تغییرات بردی آن عنصر اقليمی است.

شکل ۱-۲) میانگین شناور بارش سالانه بندرانزی برای دست یافی به تُرم اقليمی بارش

(استگاه داریم که با افزایش مثعادات، میانگین شناور به مقدار حدی می‌کند)



میانگین شناور (میلیمتر) --- بارش سالانه (میلیمتر) ---
میانگین شناور (میلیمتر) ---

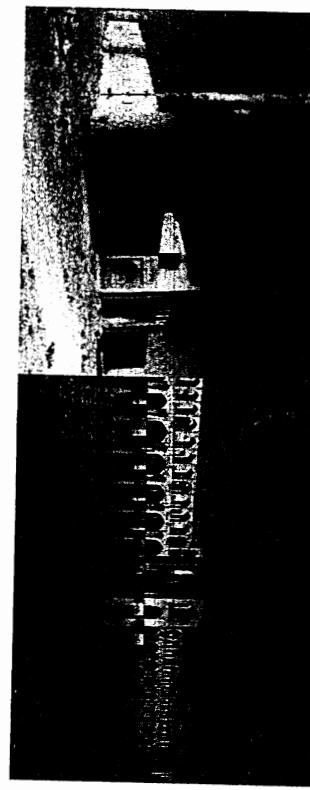
و مدداد ملی شرکت کننده در مطابقه میانگین وقایع بخواهیم با گارگیری اندازه‌گیری‌های چندین استگاه در دریاچه اقليمی یک قلمرو داوری کنیم. دامنه گستره‌تری از پرسش‌ها پیش می‌آید. مثلاً این که برای دست یافی به تُرم اقليمی قلمرو مورد بررسی دست کم به چند استگاه هواشنی نیاز داریم؟ آیا برآنگی استگاه‌ها در قلمرو

پکدیگرند نشانگر همین واقعیت است. اصفهان با دمای ۱۶ درجه سلسیوس سالانه، ۱۲۰ میلیتر بارش دریافت می کند و دامغان با دمای ۱۵ درجه سلسیوس سالانه، ۱۱۰ میلیتر بارش دارد. با این حال چشم انداز اصفهان و دامغان که در شکل ۲-۱ نشان داده است را باهم مقابس کنید.

به معین قیاس می توان به تنش آب های زیرزمینی در شکل گردی آب و هوا شناسه کرد. برای نموده شهر به با دمای نزدیک ۱۳ درجه سلسیوس و بارش ۶۶ میلیتر به لطف آب های زیرزمینی از مراکز عمدتی نویل خرمادار ایران است. در مقابل بود با دمای ۱۹ درجه سلسیوس و بارش ۶۲ میلیتر با این که کمی از به خنکتر است از لحاظ تولیدات کشاورزی باه قابل مقایسه نیست.

شکل ۲-۱) مظراوی از اصفهان (سمت راست) و مظراوی از دامغان (سمت چپ)
 (۱) بارش: شامل عناصر مقدار بارش، پیشنهادی بارش روزانه، تعداد روزهای دارای بیش از ۱۰ میلیتر بارش، تعداد روزهای بارانی، تعداد روزهای برفی، تعداد روزهای تندri.

با شناخت الگوهای مکانی و آنکه زمانی تغییرات این پنج خلاصه عناصر اقیسی می توان تصویری اجمالی از وجه جوی اقیم هر محل بدست آورد. از این گذشته چنان که در فصل پیشین گفتیم شناسایی تفصیلی اقیم هر محل گذشته از بررسی این عناصر نیازمند شناخت چهار دستگاه دیگر نیز هست که عبارتند از: آب سهبر، یخ سهبر، سنگ سهبر و زیست سهبر. در واقع اقیم هر محل گذشته از عناصر جوی که در بالا یاد آور شده، تابعی از چهار دستگاه کلان دیگر نیز هست و اندرکش های میان این چهار دستگاه بایکدیگر و با دستگاه هوساپه تعیین گذشته ای آب و هوای هر محل است. از این گذشته تنش انسان در استحاله اوضاع اقیمی بیوژه در مناطق شهری قبل چشم بروشی نیست. بنابراین اقیم را می توان همچون این دستگاهی در نظر گرفت که برایند اندرکش های این دستگاه های بزرگ با یکدیگر است.



چنان که پیشتر گفتیم در مورد تنش ناهمواری ها در شکل گردی آب و هوای نموده های فراوانی می توان ذکر کرد. مثلاً نظری و کاشان را در نظر گیرید. نظر در ارتفاع حدود ۱۶۸۵ متر بر دامنه هر محل است. از این گذشته تنش انسان در استحاله اوضاع اقیمی بیوژه در مناطق شهری قبل چشم بروشی نیست. اندکی این دستگاه های بزرگ با یکدیگر است.

مثلاً اقیم شهر اصفهان نموده سخنی از تنش آب سهبر در تعیین آب و هوای است. وجود رو دخانه زایده رود که آب را از بخش های بیارش غرقی به شهر می آورد بیشترها و کشتزارهای گسترده ای را در پیرون خود پدید آورده است که ابدأ با بارش حدود ۱۲۰ میلیتری شهر تناسی ندارد. مقایسه اقیم اصفهان با اقیم دامغان که از نظر بارش و دما تقریباً همانند

نشان می دهد.

(۲) دما: شامل عناصر میانگین دمای روزانه، پیشنهادی دمای روزانه، کمینه دمای روزانه، بالاترین دما، پایین ترین دما، تعداد روزهای پیشندان، ساعت آذانی.

(۳) رطوبت: شامل عناصر میانگین دمای نقطه شنبه، فشار بخار آب، نسبت اختلاط، میانگین نهضی، پیشنهادی نهضی، کمینه روزهای آسان صاف (ایرانی صفر تا دو هشت)، تعداد روزهای نیمه ابری (ایرانی سه تا شش هشت)، تعداد روزهای ابری (ایرانی هفت تا هشت هشت).

فشار

الگوهای فشار ایران یا متأثر از سامانه‌های است که از بیرون به صورت پرفشار با کم‌فارش‌های مهاجر به کشور وارد می‌شوند یا منبع از سامانه‌های است که در خود ایران شکل می‌گیرند. بازیاریان الگوهای فشار ایران در دوره سرد سال که ایران زیر نفوذ بادهای غربی است عمدتاً تابعی از آرایش سامانه‌های هم‌دید و سیارهای است. در دوره گرم سال با بررسی بادهای غربی شرایط محلی، هرآrah با سامانه‌های هم‌دید بیرون از ایران الگوی فشار را تعیین می‌کنند. عماکردن این سامانه‌ها منجر به تشکیل الگوهای پرفشار در دوره سرد و الگوهای کم فشار در دوره گرم می‌شود (شکل ۳-۲). با این حال دوره سرد سال گذشته از نفوذ پرفشار سیری (شکل ۱-۱) هم‌زمان با تعدد سامانه‌های کم فشاری است که زیر بادهای غربی وارد کشور می‌شوند. در دوره گرم سال با گسترش پرفشار آزور به سوی شرق (شکل ۱-۱) صرف نظر از لایدی کم فشار نازک مجاور زمین (شکل ۱-۱)، جو فراز ایران اساساً پرفشار است. در دوره گرم سال جو فراز ایران ساختاری دولیه دارد. در سه کیلومتر پایینی جو، به دلیل گرمایش سطح زمین یک سامانه‌ی کم فشار گردیده بر پخش بسیار بزرگ از ایران حاکم است. در همین زمان به دلیل انتقال خروشیده به نیمکره شمالي و تقویت پرفشارهای جنوب حاره سامانه‌ی پرفشار پیشی آزور گسترش می‌پلاید و بر فراز این کم فشار حرارتی مستقر می‌شود و از گسترش عمودی آن پیش گیری می‌کند.

باد

جزرد و خر آرد که هنگام خزان است - باد بخوبی از جانب خوازم وزان است

باد به جانبی افقی هوا گفته می‌شود که سمعت و وزش آن از یک وتر ثانیه کمتر باشد. دایران پنج پهنه بادخیز دیده می‌شود که بسته به پیادش، اوج و مرگ الگوهای منطقه‌ای فشار دیگر هایی از کشور در دوره زمانی معینی پلید می‌آیند، به اوج می‌رمند و پلید می‌شوند. ای-

اگر در ایران سفر کیم و احوال آب و هوای نقاط مختلف را با هم بسنجیم از این گونه مثال‌های زیاد پیدا می‌کنیم و در می‌پاییم که آب و هوای هر محل گذشته از هواسپهور به ویژگی‌های آب‌شناختی (آب‌سپهور)، بلندی و جهت استقرار ناهمواری‌ها و حقیقی جنس سکنگها (سکن‌سپهور) و وضع پوشش گاهی و حیات جانوری (زیست‌سپهور) و ارتباط متناسب (الندرکش)، این دستگاه‌ها با یکدیگر نیز بستگی دارند. در اوقایق اقلیم هر محل بر آینده پیوندی‌های دوسویه‌ای است که میان این دستگاه‌ها برقرار می‌شود و بدون شناخت این پیوند‌ها نخواهیم توانست وضع آب و هوای کشور را عینی و تدبیر و تعمق در احوال آب و هوای نقاط مختلف است. شاید ساده‌الندیشه است اگر گمان کنیم تهیباً تحلیل‌های آماری و بهره‌گیری از ابزارهای محاسباتی می‌توان شناخت جامعی از آب و هوای ایران بدست آور. هرچند امروزه با کمک همین ابزارها چیزهای زیادی درباره آب و هوای ایران آموخته‌ایم که هرگز پیش از این از آنها آگاهی نداشتیم و مهم‌تر از این آنکه به پاری همین ایزارها پرسش‌هایی بسیار اساسی مطرح شده‌اند که کوشش اقلیم‌شناسان برای پاسخ‌گویی به آنها دانش اقلیم‌شناسی را زنده و پویانگی داشته است. علمی که مسئله ندارد زندگی ندارد.

با این حال در این کتاب برای معرفی آب و هوای ایران تقدیراً به تمامی بر جنبه‌ی هواشناسی اقلیم تکیه نشده است به اینکه در آینده با ایجاد این اگاهی‌هایی که از دیگر وجهه آب و هوای ایران می‌اندوزیم کم کم به شناختی جامع تر از وضع اقلیم کشور دست پاییم حتی در همین عرصه‌ی تنگ هواشناسی هم تنها پرسخی از عناصر جویی که در شکل گیری اقلیم ایران نقش بزرگ‌تری ایارد بدرسی شده‌اند. بر این اساس این نوشتار را باید تها فتح باب اقلیم‌شناسی ایران به شمارا

ای خنده‌ای فضل تسویه‌است. این که بخشنده زیپش قظری داشت که بخشنده زیپش اینکه برسی برخی عناصر آب و هوایی ایران را با گفتنگو درباره فشار آغاز می‌کیم.

خراسان و هم در جلگه‌ی خزر، از سوی دیگر باز به همین دلیل ممکن است یک پنهانی بادی آنجنان کوچک باشد که تنها شامل یک استگاه باشد. مثلاً ویرگی هایی که در باد استگاه‌های منجیل و زابل دیده می‌شود نه باهم و نه با همچ یک از دیگر استگاه‌های هواسنجی شاخصی ندارد.

به این سبب در ایران دو پنهانی بادی را می‌نیزیم که برای هریک از آنها تنها یک استگاه شاخص است. می‌شناسیم پنهانی بسیار پریاد به نایندگی منجیل و پنهانی پریاد به نایندگی زابل (شکل ۲-۴).

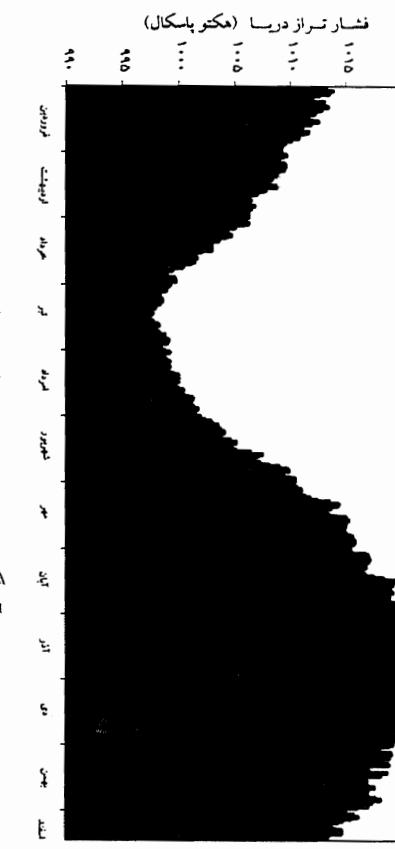
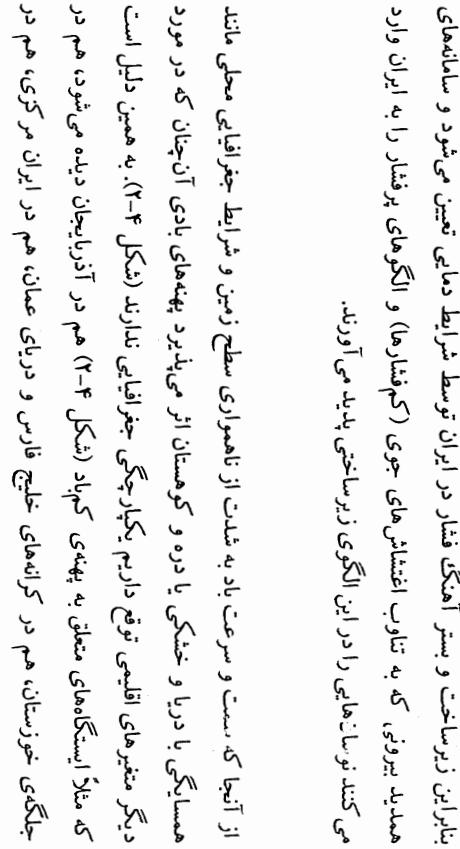
گرچه این دو پنهانی با خیز از نظر سرعت وزش باد کم و بیش به یکدیگر شباهت دارند اما که تفاوت نزدیک در چگونگی وزش باد در این دو پنهان دیده می‌شود. در منجیل گذشته از این که درصد پیشتری از روزهای سال بادی است سرعت وزش باد نزد روز بسیار متغیر است (شکل ۲-۶ و ۲-۵). در منجیل سرعت باد در آغاز روز کمینه است ولی چند ساعت بعد ناگهان افزایش می‌یابد. در طول بعد از ظهر باد بسیار متغیر می‌شود و بازدیدک شدن به شب از سرعت آن کاسته می‌شود. میانگین سرعت باد در منجیل ۱۲ گره است اما در بعد از ظهر میانگین سرعت وزش باد به ۴۰ گره نزدیک می‌شود.

(در زابل بد در فصل تابستان سدیله است و در دیگر فصول از سرعت آن بسیار کاسته می‌شود (شکل ۲-۷)؛ این بادها به بادهای ۱۲۰ روزه موسمند (شکل ۲-۸ تا ۱۱-۲). در فصل بازی سرعت بلدر تمام ساعات روز زیاد است. با این حال در هنگام صبح سرعت باد پیشتر و در هنگام غروب کمتر می‌شود میانگین سرعت باد در زابل نزدیک یازده گره است اما در تابستان میانگین سرعت باد به ۲۵ گره نزدیک می‌شود.)



شکل ۲-۳ آمک فشار تراز دریا در ایران

پنهانی‌ای با خیز از نظر مدت فعالیت، قلمرو فعالیت و شدت و جهت و داشت و حجمت و داشت با یکدیگر تفاوت دارند و عبارتند از پنهانی آرام، پنهانی کم‌باد، پنهانی بادی، پنهانی پریاد و پنهانی بسیار پریاد.

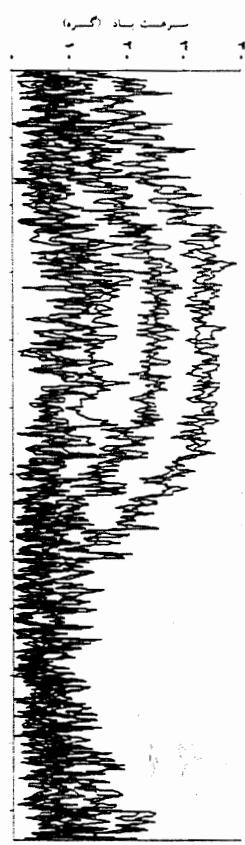


شکل ۱۲-۲) نواحی بادی اصلی در ایران

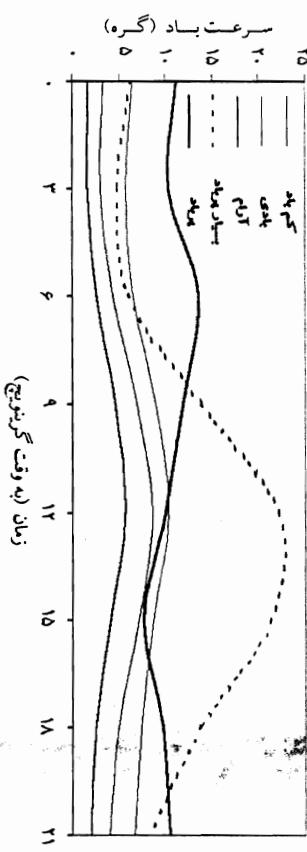


در بهمنی کم باد سرعت باد بین ۳ تا ۱۰ گره در نویسان است (شکل ۱۲-۲). در بهمنی بادی سرعت باد بین ۶ تا ۱۲ گره در نویسان است (شکل ۱۲-۳). در بهمنی آرام سرعت باد کمتر از ۷ گره است (شکل ۱۲-۴). برسی ها نشان می دهد اگر از پیکی دو منطقه ای استثنایی مانند زابل و سنجل چشم بوشی کنیم ایران در مجموع کثور بادخیزی به شمار نمی آید.

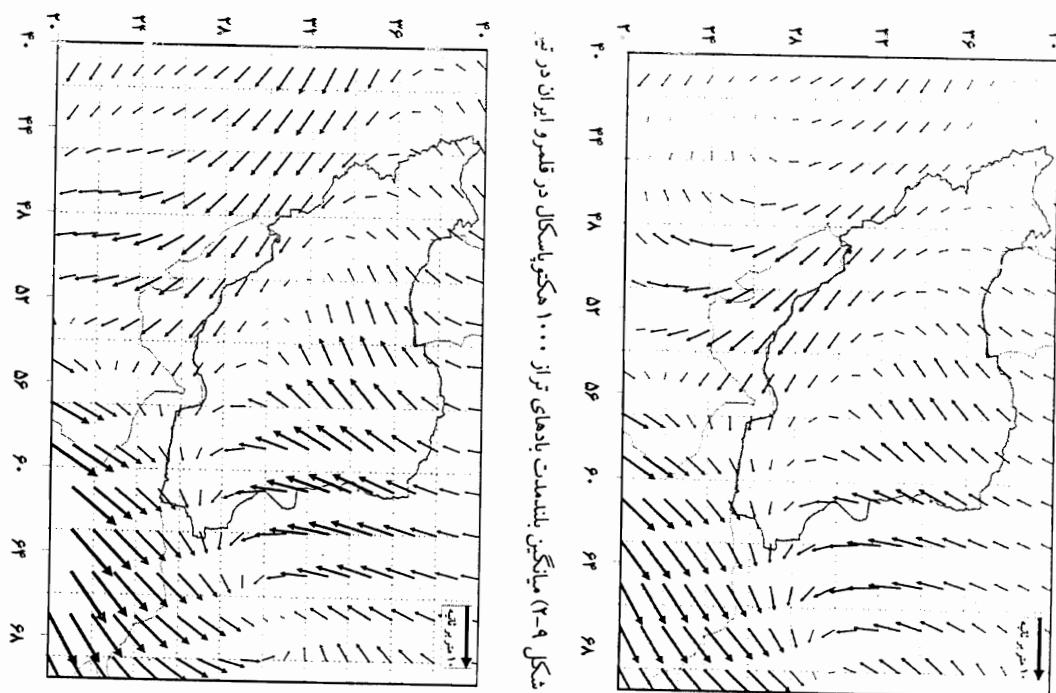
شکل ۵-۲) الگوی وزش باد در ساعت‌های محدود در بهنه بسیار پریاد



شکل ۵-۲) الگوی ساعتی سرعت باد در نواحی بادی اصلی

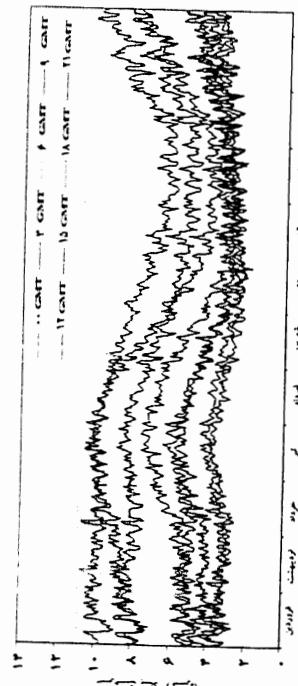


شکل ۴-۹) میانگین بلندمدت پادهای تراز ۱۰۰۰ مکتوپاسکال در قلمرو ایران در تپه

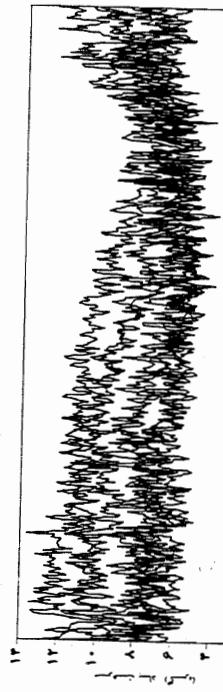


شکل ۴-۸) میانگین بلندمدت پادهای تراز ۱۰۰۰ مکتوپاسکال در خرداب

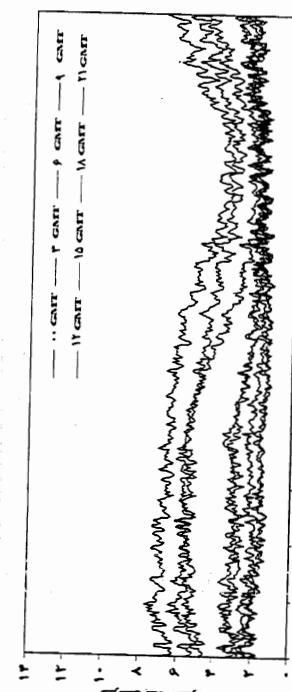
شکل ۱۲-۲) الگوی وزش باد در ساعت‌های همدید در پهنه کم‌باد



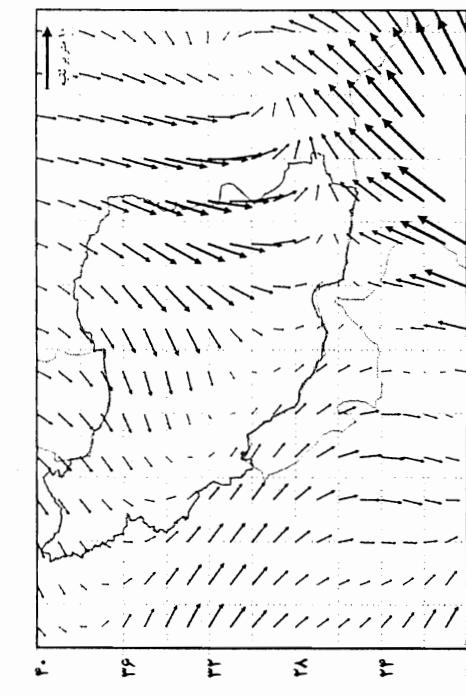
شکل ۱۳-۲) الگوی وزش باد در ساعت‌های همدید در پهنه بدی



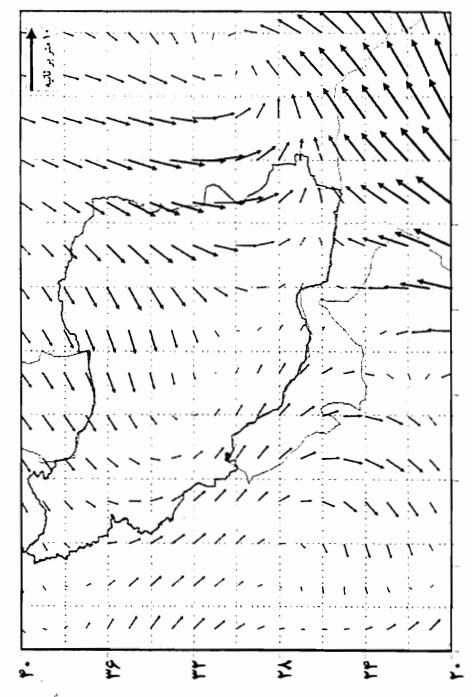
شکل ۱۴-۲) الگوی وزش باد در ساعت‌های همدید در پهنه آرام



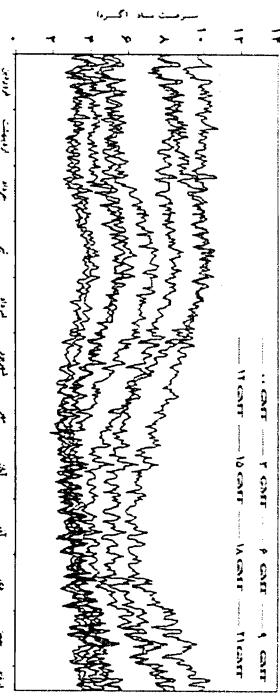
شکل ۱۰-۲) میانگین بلندمدت بادهای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در قلمرو ایران در امداد



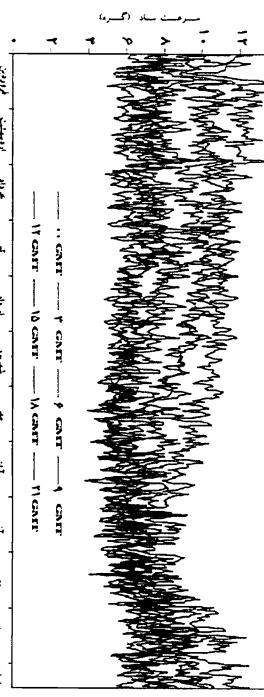
شکل ۱۱-۲) میانگین بلندمدت بادهای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در قلمرو ایران در شهریور



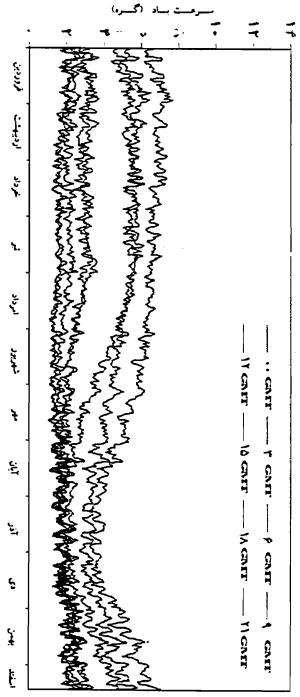
شکل ۱۲-۱۳) الگوی وزش باد در ساعت های محدود در پنهان که باشد



شکل ۱۲-۱۳) الگوی وزش باد در ساعت های محدود در پنهان که باشد

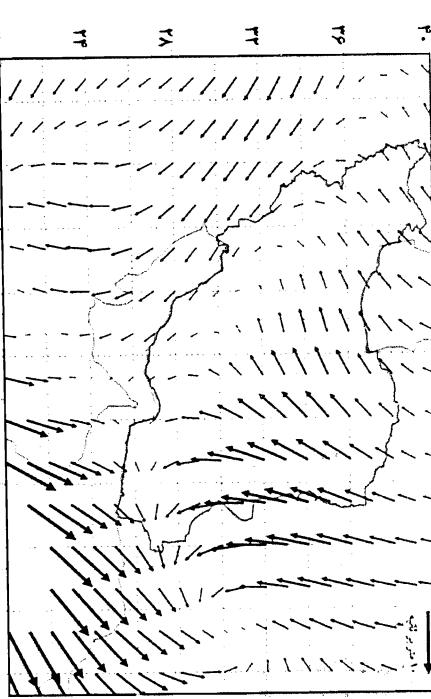


شکل ۱۴) الگوی وزش باد در ساعت های محدود در پنهان که باشد

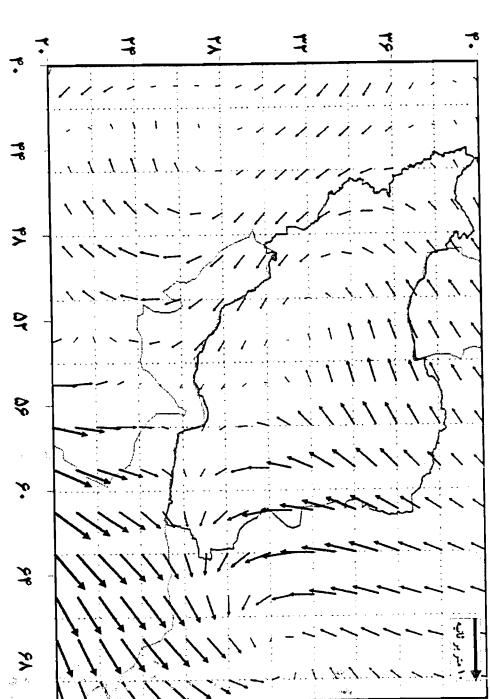


شکل ۱۵) الگوی وزش باد در ساعت های محدود در پنهان که باشد

شکل ۱۰-۱۱) میاگین بلندمدت پادهای تراز ۱۰۰۰ همکوپاسکال در قسمرو ایران در امرداد



شکل ۱۰-۱۱) میاگین بلندمدت پادهای تراز ۱۰۰۰ همکوپاسکال در قسمرو ایران در امرداد



شکل ۱۲) الگوی وزش باد در ساعت های محدود در پنهان که باشد

روزهای غباری

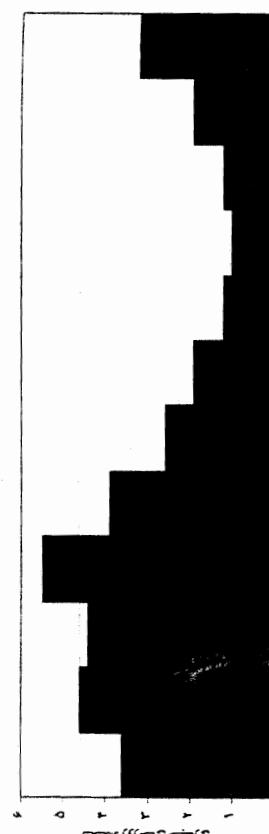
برآمد بکار رود گردی سیاه کرمان ترگی دیده گم کرد راه تعداد روزهای غباری ایران با دما رابطه مستقیم و با روزهای بارانی رابطه معکوس نشان دهد. این بدان معناست که پدیده غبار، خاص مناطق گرم و کم بارش ایران است. از سوی پیگر بررسی آهنگ زمانی تعداد روزهای غباری هم نشان می دهد که در ماههای گرم و کم بارش بر تعداد روزهای افروده می شود (شکل ۱۵-۲). کاهش نسیی روزهای غباری در خرداد به دلیل ریزش های پراکنده موسی در جنوب شرق کشور است. با این حال در سال های اخیر به دلایل گوناگون دامنه فعالیت توفان های گرد و غبار حتی به نواحی معتدل و پر بارش کشور نیز کشیده شده است.

ز این گذشته باد نیز در پیدایش غبار مؤثر است و ارتباط مستقیمی بین تعداد روزهای غباری با سرعت باد دلیل می شود. همین دلیل سیستان که عرصه بادهای صدوپیست روزه است از غباری ترین بخش های ایران است. در این بخش پیش از ه ماه از سال غباری است در حالی که میانگین تعداد روزهای غباری ایران ۳۰ روز در سال است. در تیر که تعداد روزهای غباری به اوج می رسد الگوی مکانی روزهای غباری همانند الگوی سالانه است. به بیان دیگر سراسر جنوب و قفقازی سراسر شرق ایران هوای غباری دارد.

در سال های اخیر با فعال تر شدن کم فشار گنجی و فرود خلیج فارس و نفوذ زندهای کم فشار جنوب قطبی به عرض های پایین، فراوانی، گستردگی و غلاظت توفان های گرد و غبار افزایش چشمگیری یافه است. شکل ۱۶-۲ نشانگر یکی از این نوع توفان های گرد و غبار است که به سبب نفوذ زندهای از کم فشار جنوب قطبی ایجاد شده است. این توفان در روز چهارشنبه ۱۴/۱۰/۱۳۹۷ از غرب خلیج فارس تا شرق خزر گسترده شده و پیشانی آن تا ترکمنستان هم رسیده است. گرد و غبار شمال غرب خلیج فارس را کاملاً پوشانده است. منشا این گرد و غبار بیان های عربستان بوده است. چنان که گفته شده در این روز زندهای از کم فشار جنوب قطبی بین دریای سیاه و دریای خزر کشیده شده که سراسر ورده شهر را پوشانده است. در تراز صد کم کوپاسکالی هستی کم ارتفاع مربوط به این زیانه در مختصات ۴۰ درجهای شرقی و ۵۰ درجهای شمالی مستقر است و در تراز ۱۰۰ هکتاری اسکال هستی کم ارتفاع بر روی شرق خزر دیده می شود. برقراری شد رژیونال از شبه جزیره عربستان به سوی خزر در سراسر ورده شهر سبب مکش گرد و غبار تا عمق دستگاه تنفسی کشور (کرانه های خزر) شده است.

شکل ۱۷-۲ تا ۱۹ نیز نمونه ای توفان های گرد و غبار ناشی از گسترش و تقویت کم فشار گنج و فرود خلیج فارس است که بخش های گستردگی از غرب و جنوب غرب ایران را عرصه فعالیت توفان گرد و غبار ساخته است. باد شمال سبب برانگینی این توفان گرد و غبار شده است.

شکل ۱۵-۲) آهنگ تعداد روزهای غباری در ایران



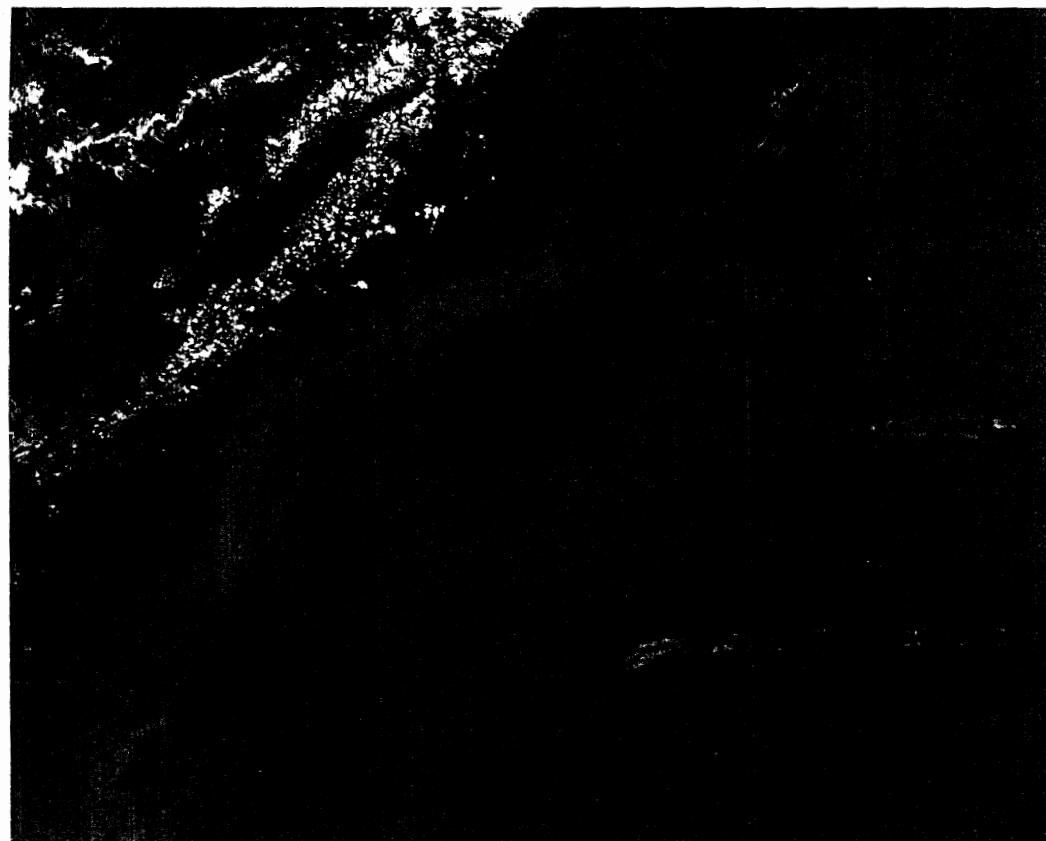
هوای نسبتاً سرد کوههای ترکیه و کردستان در دالانه میان فلات عربستان از یک سو و رشته کوه زاگرس از سوی دیگر به سوی جنوب روانه شده و در برخورد با هوای گرم فروند خلیج فارس یک جبهه سرد قدرتمند اما خشک را پدید می‌آورد. این باد که سراسر عراق را دری نوردد پیشتر در همار و تابستان می‌وزد و با دشمال نامیده می‌شود، همین باد است که گرد و غبار را از زمین جدا کرده و به کمک جبهه سردی که از آن یاد کردیم به ارتفاعات بالاتر تزریق کرده و سرانجام تا درستها جایه جای شود.



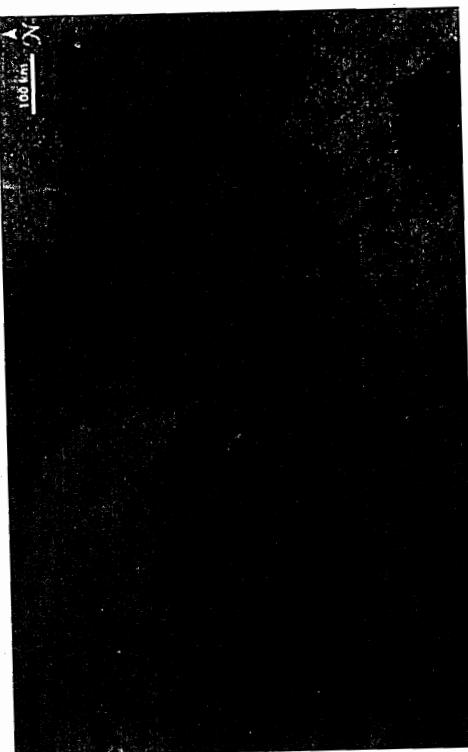
شکل ۱۶ (۲) توفان گرد و غبار در روز ۱۳۹۰/۱۰/۲۲

این تصویر را سنجنده مودیس که بر روی ماهواره‌ی آکوا نصب است برداشته است

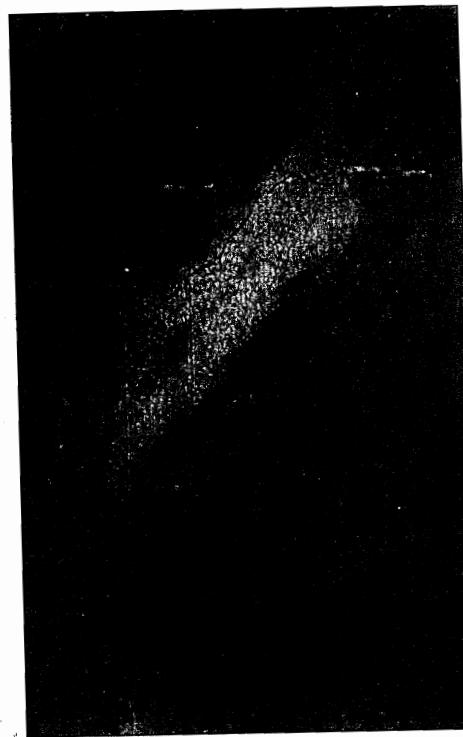
شکل ۱۸-۲) توفان گرد و غبار در روز یکشنبه ۱۸/۵/۱۳۸۷



شکل ۱۷-۲) توفان گرد و غبار در روز جمعه ۱۶/۵/۱۳۸۷



شکل ۱۸-۳) توفان گرد و غبار در روز شنبه ۱۷/۵/۱۳۸۷



فصل سوم

سرما و گرسا

آناب گری

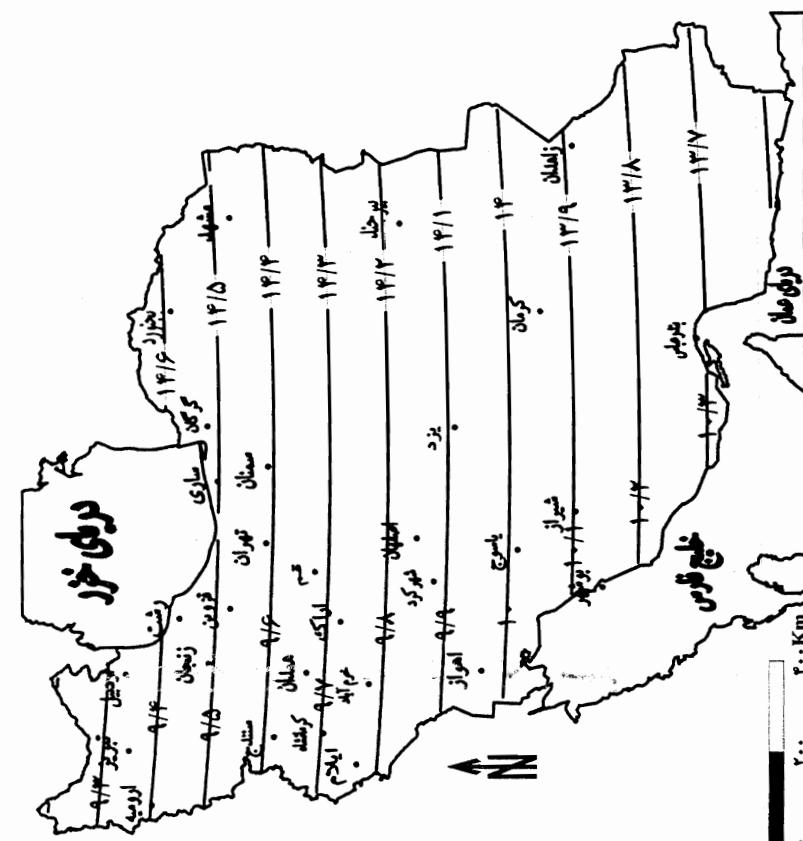
چو بزد سر از ماه شیر آناب - بایلد روز و پالود خواب

تابش های خورشیدی رانده دستگاه افیم است. تفاوت تابش دریافیتی در نقاط مختلف کوهی زمین سبب تفاوت در گرمایش زمین شده و تغییرات فشار را پدید می آورد. با مشکل گردی الگوهای فشار، جریان هوا از محلی به محل دیگر برقرار می شود و تغییرات هوا را به وجود می آورد. بنابراین آناب در رأس زنجیرهای است که چرخه دیگونی هوا را هدایت می نمند.

امتدار تابش دریافیتی تا اندازه ای به عرض جغرافیایی، ایرانیکی، شفافیت جو، بخار آب جو و آبدرو (ضریب بازتاب) بستگی دارد. اثر مجموعه ای این عوامل تا حد زیادی در تعداد ساعتات آفتابی خود را شناس می دهد. در ایران آناب گیری عدتاً متاثر از عرض جغرافیایی و ایرانیکی است. در نیمه گرم سال که خورشید در نیمکره شمالی قرار دارد طول روز از جنوب به شمال افزایش می باید در حالی که در نیمه سرمهی سال طول روز از شمال به جنوب بیشتر می شود (شکل ۱-۳). بنابراین در نیمه سرمهی سال بخش های جنوبی و در نیمهی گرم سال بخش های شمالي کشور ساعات آفتابی بیشتری دارند.

از سوی دیگر به دلیل بالا بودن درصد ایرانیکی در سراسر شمال ایران، آناب گیری در شمال کشور کمتر از دیگر بخش های ایران است (شکل ۲-۳). در حالی که در سواحل جنوبی با

شکل ۱-۳۲) حد اکبر طول نظری روز در تیر (ارقام سمت راست) و دی (ارقام سمت چپ)

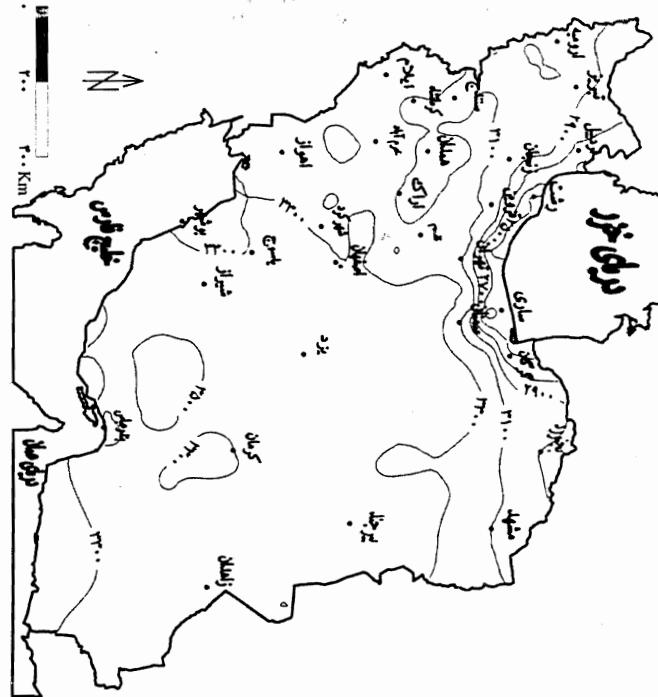


وجود بالا بودن رطوبت جو به دلیل حاکمیت پرهشوار جنب حاره که مانع صعود هوا و تشکیل ابر می شود اینرا کی کمتر و آفتاب گیری پیشتر است.

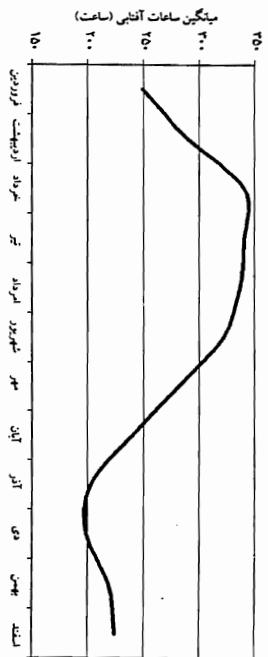
۱- میانگین آفتاب گیری ایران یعنی کل ساعات آفتابی سالانه حدود ۳۲۰۰-۳۳۰۰ ساعت است با این حال به دلیل عرض جغرافیایی گستردگی و تفاوت مکانی ایران کی، آفتاب گیری ایران تفاوت های مکانی بزرگی را نشان می دهد. در کرانه های خزر آفتاب گیری سالانه در پایه ای نقاط تا ۱۵۱۶ ساعت کاهش می بارد و مقابل در کرانه های دریای عمان آفتاب گیری سالانه از ۲۳۳۳ ساعت فراتر می رود. در آفتاب ترین بخش ایران ساعات آفتابی سالانه از ۳۵۰ ساعت هم پیشتر است (شکل ۳۲). در مجموع بخش های شمالی و غربی ایران از آفتاب کم و بخش های مرکزی، جنوبی و شرقی از آفتاب زیادی برخوردارند. تغییر اینرا کی و جایه جانی خورشید در طول سال سبب تغییر آفتاب گیری می شود.

در دی آفتاب گیری ایران به کمترین مقادیر خود می رسد در حالی که خرداد و تیر برآفتاب ترین ماه های سال هستند (شکل ۴-۳۲). در ماه های خرداد، تیر و ارداد تقریباً سراسر میانه ایران از غرب تا شرق بسیار آفتاب است. در تیر کمربند شمالی ایران پُلیم و در نتیجه کم آفتاب می شود و در کمربند جنوبی به دلیل عرض جغرافیایی کمتر آفتاب گیری نسبت به بخش های میانی کشور کمتر

شکل ۳-۳ مجموع ساعات آفتابی ایران در سال

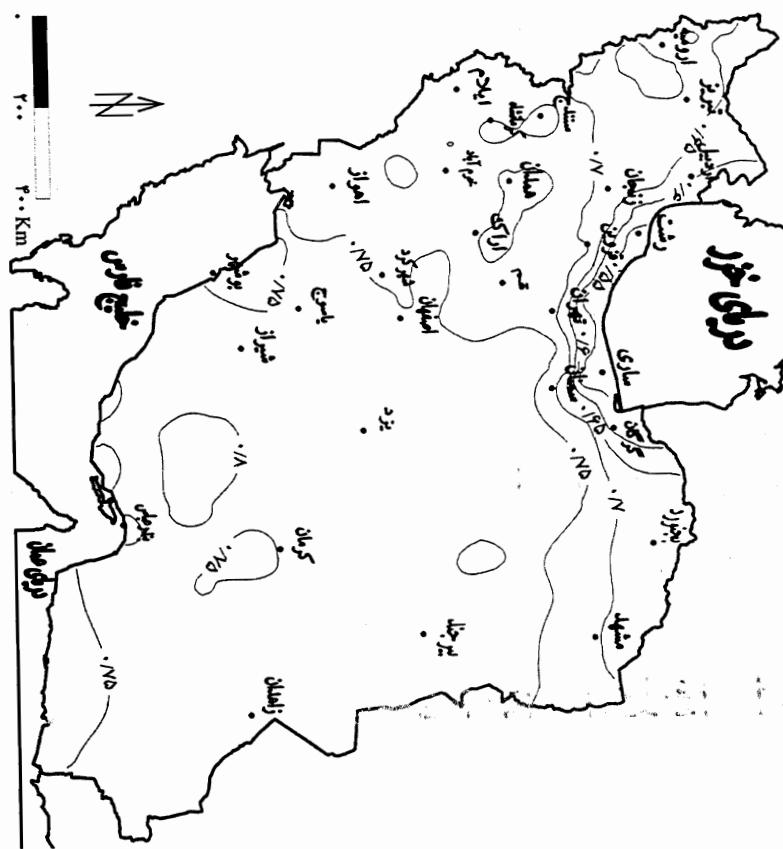


شکل ۳-۴ آنگک میانگین ساعات آفتابی ایران (بر حسب ساعت در ماه)



است از این گذشته بوئر در سواحل عمان تحت تأثیر تقویت موسمی، ایرانی اوایش می‌باشد و آنگک گیری کاهش پیدا می‌کند. در دی سراسر غرب و کمرنده شمالی ایران از غرب تا شرق به دلیل اوایش ایرانی از آنگک گردی کمی برخوردار است.

شکل ۳-۲ نسبت ساعات آفتابی واقعی به ممکن



در اینجا N تعداد روزهای سه‌ی شده از اول فروردین، δ زاویه میل خورشید، φ عرض جغرافیایی، λ طول نظری روز در محل مورد نظر است.

دما

جز به فرمان حق این گرما و این سرمان بود

〔در ایران دمای هوایه شدت تابع ارتفاع، عرض جغرافیائی و محتوای رطوبتی جو است. اثر ارتفاع بر دمای هوا بسیار جسم گیر تر و صدھا برای اثر عرض جغرافیائی است〕(شکل ۵-۳). حاکمیت پرشمار جنب حاره بویژه در دوره گرم سال به ویژه در عرض های جنوبی تر و حاکمیت پرشمار سپری در دوره سرد سال به ویژه در شمال شرق، بر دمای ایران اثر جسم گیری دارد. در سواحل شمالی و جنوبی ایران رطوبت جو مانع نوسان شدید دمایی شود اما اثر گلخانهای بغان آب به ویژه در سواحل دریای عمان که از نظر رطوبتی بسیار غنی است نقش مهمی در رژیم گرمایی دارد. بر عکس در بخش های میانی ایران فقر رطوبتی جو حاکمیت یک رژیم گرمایی قادری را آسان می سازد.〕

مجموعه شرایط یاد شده موجب شده است تا ایران دارای اقلیمی گرم با رژیم دمایی قادری عرض میانه باشد (شکل ۶-۱). در این رژیم گرمایی، دی با ω درجه سلسیوس و نر ϑ درجه سلسیوس سودترین و گرم ترین ماههای سال هستند. الگوی رژیم گرمایی ایران از تغییرات زاویه تابش خود رشید پیروی می کند اما دمای هر محل به مجموعه شرایطی بستگی دارد که پیشتر نام بردیم. مثلاً در دوره گرم سال که پرشمار جنب حاره بر بخش بزرگی از ایران داکم است نقاط دمایی نقاط مختلف کشور به کترین مقدار می رسد (تغییر پذیری مکانی دما در انحراف ۱۴ درصد است)، در حالی که در دوره سرد تنوع سالانه مانی هم دید مؤثر بر ایران موجب نقاط چشم گیر دمایی نقاط مختلف کشور با یکدیگر می شود به نحوی که می توان گفت، نقاط مختلف کشور عمل دارای فصول متناوی هستند (مثال تغییر پذیری مکانی دما در بهمن ۱۳۸۰ درصد است).

$$S_0 = \frac{2}{15} \cos \left[-\tan \varphi \tan \delta \right]$$

آزمون: طول نظری روز را از فوروردین تا ۲۹ اسفند برای محل زندگی خود محاسبه کنید.

$$\delta = 23.45 \times \sin \left[\frac{360}{365} N \right]$$

آزمون: به شکل ۱-۳ نگاه کنید. اختلاف طول روز زمستانی و تابستانی در جنوب و شمال کشور را هم مقایسه و درباره آن بحث کنید.

آزمون: به شکل ۲-۳ نگاه کنید و به عظمت ازدی پاکی که آنفاب به ما داده و ما از او نسی متناسبیم پیدا نمایید.

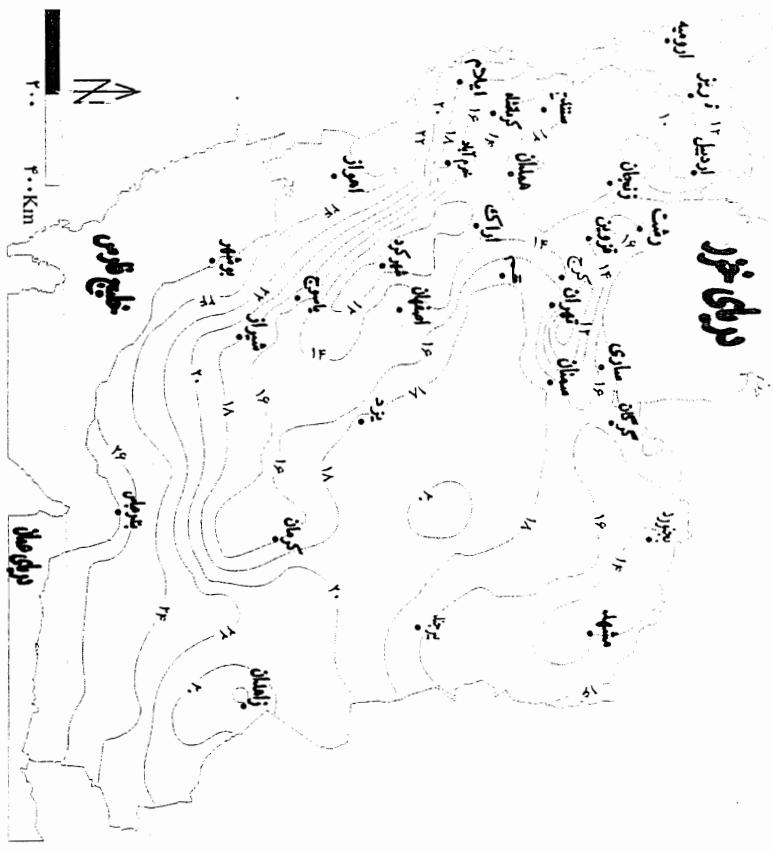
آزمون: در محل زندگی شما کوتاه ترین و بلندترین روز سال چند ساعت است. اختلاف طول روز زمستانی و تابستانی در محل زندگی خود را با هم مقایسه و درباره آن بحث کنید.

آزمون: حاجی آباد، داراب، نیزه فارس، استهان، فسا و داراب از پرآنفابترین نقاط ایران هستند. داده های ماهانه ساعات آفتابی یکی از این نقاط را گردآوری و نموداری همانند شکل ۳-۳ برای آن رسم کنید. نمودار خود را با شکل ۳-۳ مقایسه و درباره آن بحث کنید.

آزمون: تکنیک، رامسر، روتس، املش، لیگرود، لاهاچان، آستانه ای اشرفی، کوهچه هفان، رشت و بشتر از تلی از کم آنفاب ترین نقاط ایران هستند. داده های ماهانه ساعات آفتابی یکی از این نقاط را گردآوری و نموداری همانند شکل ۳-۳ برای آن رسم کنید. نمودار خود را با شکل ۳-۳ مقایسه و درباره آن بحث کنید.

آزمون: طول نظری روز را از فوروردین تا ۲۹ اسفند برای محل زندگی خود محاسبه کنید.

شکل ۵ (۳۰-۳۱) میانگین دمای سالانه ایران



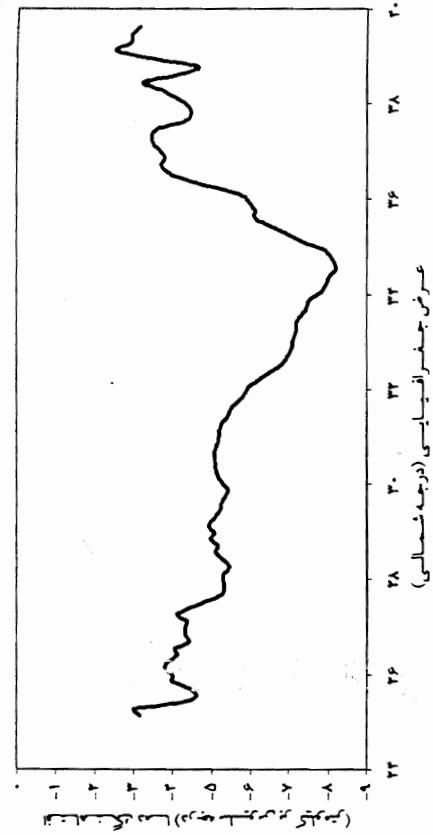
اردبیل ۱۲ نیزد اردبیل
رشت زنجبل رشت

اردبیل

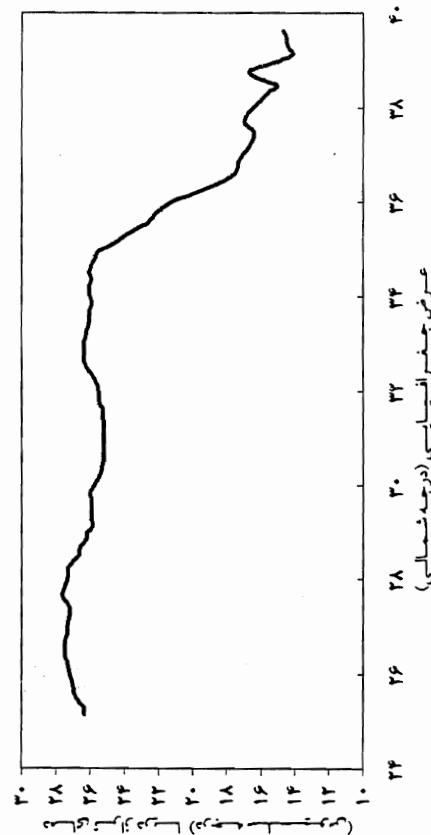
میانگین دمای شبانه ایران ۱۱ درجه سلسیوس و میانگین دمای روزنگام کشور ۲۵ درجه سلسیوس است. پس میانگین دمای ایران ۱۱ درجه سلسیوس است و از غرب به شرق و از شمال به جنوب گرمه شود (شکل ۵-۳۱). نقش عرض جغرافیایی در تفاوت دمای نقاط مختلف، دهها برای اثر طول جغرافیایی است. افزایش دمای جهت غربی - شرقی به سبب تحرک کوهستان‌های در غرب ایران و افزایش دما از شمال به جنوب به دلیل نزدیک شدن به استوا و افزایش زاویه تابش خورشید و همچنین عنای رطوبتی جو در کره‌های خلیج فارس و دریای عمان است.

گذشته از افاهنگ اتفاق یادشده، افاهنگ عمودی دما نیز در عرض‌های جغرافیایی مختلف متوات است. در نواحی گرم و مروط جنوبی و در کمرنگ مرطب شمال ایران از افاهنگ عمودی دما بسیار کوچک است (۳۰ تا ۴۰ درجه به ازای هر هزار متر) در حالی که در بخش‌های خشک میانه کشور افاهنگ عمودی دما به ۸ درجه به ازای هر هزار متر هم محدود است. محور این کمرنگ با افاهنگ شدید دما تغیری بر مدار ۳۵ درجه مطابق است (شکل ۳۰-۷). دمای محدود تراز

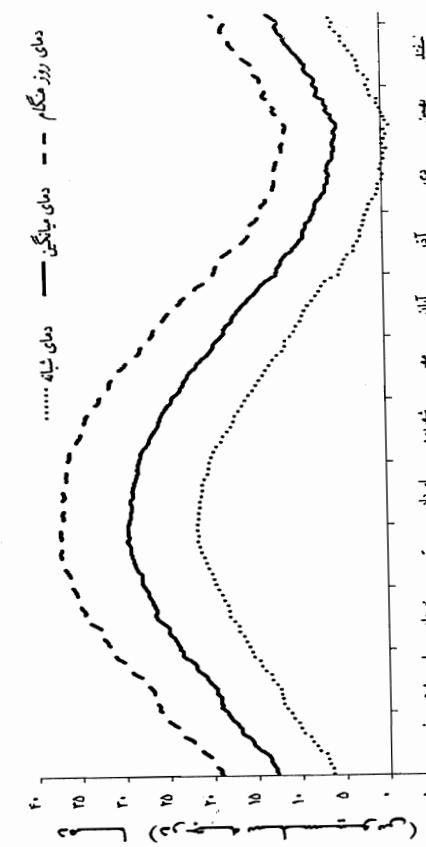
شکل ۷-۳) میانگین افاهنگ عمودی دما در عرض های مختلف جغرافیائی ایران



شکل ۸-۳) میانگین دمای تراز دریا در عرض های مختلف جغرافیائی ایران



دیگر که از مدل های دما-ارتفاع برای هر عرض جغرافیائی به طور جداگانه به دست آمده است نشان می دهد که در جنوب مدار ۲۳ درجه اقلیم ایران دارای سرشی گرم است و در شمال آن سرشی سرد دارد (شکل ۸-۳). وجود قلمروهای سرد در جنوب مدار ۲۵ درجه انحراف از حالت متعارف منطقه ای به حساب می آید و تأثیر از تاهمواری است. دمای تراز دریا هر محل دمایی نظری است که نشان می دهد اگر محل مورد نظر در ارتفاع صفر (تراز دریا) می بود چه دمایی می داشت. بنابر این با ضرب فاکتور محظی دما در ارتفاع محل از تراز دریا و کسر این مقدار از دمای محل دمای تراز دریا به دست می آید.



شکل ۶-۳) آهنگ دمای شبانه، میانگین دما و دمای روزنگام ایران

جدول ۱-۳) ریلیکی دما - ارتفاع ابر ملائمه‌ای مختلف سال

سال	ماه	مدل دما - ارتفاع	صربت	ترازیتمانی	صفرو	تغییض	محل نشانه	استوای
۱۹۲	تیر	$T = ۷۷/۴ - ۰/۰۰۵۲ H$	۰/۴۶۴	۴۳۰	۰	۰/۴۶۴	$T = ۷۷/۴ - ۰/۰۰۵۲ H$	$T = ۷۷/۴ - ۰/۰۰۵۵ H$
۱۸۲	آذر	$T = ۷۸/۴ - ۰/۰۰۵۵ H$	۰/۴۶۶	۵۲۰	۰	۰/۴۶۶	$T = ۷۸/۴ - ۰/۰۰۵۵ H$	$T = ۷۸/۴ - ۰/۰۰۵۵ H$
۱۹۲	خرداد	$T = ۳۷/۸ - ۰/۰۰۵۲ H$	۰/۴۶۹	۹۳۰	۰	۰/۴۶۹	$T = ۳۷/۸ - ۰/۰۰۵۲ H$	$T = ۳۷/۸ - ۰/۰۰۵۲ H$
۱۸۰	مهر	$T = ۳۴/۸ - ۰/۰۰۴۳ H$	۰/۴۷۰	۸۱۰	۰	۰/۴۷۰	$T = ۳۴/۸ - ۰/۰۰۴۳ H$	$T = ۳۴/۸ - ۰/۰۰۴۳ H$
۱۷۶	شهریور	$T = ۳۴/۲ - ۰/۰۰۴۱ H$	۰/۴۷۰	۸۳۰	۰	۰/۴۷۰	$T = ۳۴/۲ - ۰/۰۰۴۱ H$	$T = ۳۴/۲ - ۰/۰۰۴۱ H$
۱۷۳	آبان	$T = ۳۱/۵ - ۰/۰۰۴۳ H$	۰/۴۷۰	۷۳۰	۰	۰/۴۷۰	$T = ۳۱/۵ - ۰/۰۰۴۳ H$	$T = ۳۱/۵ - ۰/۰۰۴۳ H$
۱۷۳	مهر	$T = ۲۶/۸ - ۰/۰۰۴۷ H$	۰/۴۷۱	۵۷۰	۰	۰/۴۷۱	$T = ۲۶/۸ - ۰/۰۰۴۷ H$	$T = ۲۶/۸ - ۰/۰۰۴۷ H$
۱۷۳	آذر	$T = ۲۱/۲ - ۰/۰۰۴۹ H$	۰/۴۷۱	۴۳۰	۰	۰/۴۷۱	$T = ۲۱/۲ - ۰/۰۰۴۹ H$	$T = ۲۱/۲ - ۰/۰۰۴۹ H$
۱۷۰	دی	$T = ۱۵/۴ - ۰/۰۰۴۹ H$	۰/۴۷۲	۳۱۰	۰	۰/۴۷۲	$T = ۱۵/۴ - ۰/۰۰۴۹ H$	$T = ۱۵/۴ - ۰/۰۰۴۹ H$
۱۷۰	بهمن	$T = ۱۷/۷ - ۰/۰۰۵ H$	۰/۴۷۳	۲۰۰	۰	۰/۴۷۳	$T = ۱۷/۷ - ۰/۰۰۵ H$	$T = ۱۷/۷ - ۰/۰۰۵ H$
۱۷۰	اسنند	$T = ۱۷/۳ - ۰/۰۰۵۱ H$	۰/۴۷۴	۱۹۰	۰	۰/۴۷۴	$T = ۱۷/۳ - ۰/۰۰۵۱ H$	$T = ۱۷/۳ - ۰/۰۰۵۱ H$
۱۷۰	سالاد	$T = ۱۷/۲ - ۰/۰۰۴۹ H$	۰/۴۷۴	۵۰۰	۰	۰/۴۷۴	$T = ۱۷/۲ - ۰/۰۰۴۹ H$	$T = ۱۷/۲ - ۰/۰۰۴۹ H$

نکته: حساسیت دما به ارتفاع از تغییض دمای تراز دریا به قدر مطلق افلاجک عمودی دمای به دست می‌آید.

گذشته از تغییرات مکانی افلاجک عمودی دمای در طول سال نیز با تغییرات ضخامت وردسپهر مقدار افلاجک عمودی تغییر می‌کند. در دوره‌ی سرد سال که ضخامت وردسپهر کاهش می‌باشد افلاجک عمودی دما افزایش می‌باشد. مثلاً در استند میناگین افلاجک دمای ایران ۵ درجه مسلسوس به ازای هر متر افزایش می‌باشد. این وثیقی که در افلاجک دمای ایران دیده شود همانگی با این واقعیت است که در دوره‌ی گرم سال متأثر از این افزایش ضخامت وردسپهر افلاجک به ۴ درجه سلسیوس به ازای هر هزارتر کاهش می‌باشد. این تغییرات بیشتر از آن جهت اهمیت دارد که گنجایش انبارش برف در حوضه‌های آبی، بستگی به ارتفاع هدمای صفر درجه دارد که خود تابعی از افلاجک عمودی دمایست.

مثلاً در ماه‌های خرداد تا مهر ارتفاع هدمای صفر درجه بالاتر از مربع ترین کوههای کشور است. با این حال رابطه دما و ارتفاع بیچهده‌تر از آن است که بتوان به یک مدل ساده برای کل کشور اکتفا کرد بلکه با ای قضاوت دقیق بیاز به مدل‌های منطقه‌ای و حوضه‌ای وجود دارد. برای نمونه بررسی نیزخ ده ارتفاع در راستانی یک مدار معین (متلاً مدار ۳۳ درجه) رابطه‌ی معکوس فوی میان دما و ارتفاع را شناس می‌دهد. در این حالت که افلاجک دمای بر روی مدار ثابت لحظه می‌شود داده تها متأثر از ارتفاع است. در مقابل، نیزخ دما - ارتفاع در راستای یک نصف النهار معین (متلاً نصف النهار ۵۲ درجه) باز هم مؤید رابطه‌ی معکوس دما با ارتفاع است اما به دلیل ترکیب اثر عرض جغرافی و ارتفاع بر روی دمای رابطه دما و ارتفاع از دیدگاه آماری ضعیف‌تر است.

از دیدگاه دمای شبانه ایران به سه بخش سواحل جنوب، مرکزی، کوهپایای و کوهستانی تقسیم می‌شود. در قلمرو اول دمای شبانه بین ۲۳ تا ۱۶ درجه سلسیوس است، دمای شبانه در ناحیه سوم دارای دو قلمرو است یکی بر روی ۱۲ درجه سلسیوس است، دمای شبانه در ناحیه سوم دارای دو قلمرو است که در اینجا ارتفاع نقش عده را در پایین بودن دمای شبانه بازی می‌کند و زاگرس و آذربایجان که در اینجا ارتفاع نقش عده را در پایین بودن دمای شبانه بازی می‌کند و بدگردی شمال شرق که نفوذ هوای سرد بر فشار سبیری نقش مهمتر را دارد، به همین دلیل ناحیه سوم از تغییرپذیری درونی بالاتری برخوردار است، در دی، ترکیب ناهمواری و هجوم هوای سرد سبیری تمامی بخش میانی ایران را با اقلیمی سرد رو رو می‌سازد، در عین حال در تبر، سلطنتی پزشکار جنبه حاره بر سراسر کشور هوای گرم را در همه جا به همراه می‌آورد و تفاوت دمای نهضاط مختلف کشور کمتر است، الگوی زمانی دمای کمینه همانند دمای میانگین است و خصوصیات رژیم گرمایی قاره‌ای عرض میانی را نشان می‌دهد (شکل ۶-۳).

دمای کمینه (شبانه) و پیشینه (روزه‌گام) دمایی پیشینه عمدتاً تحت تأثیر اثر گلستانی رطوبت جوی و فقر ابرناتی در بعضی های کویری کشور هستند، همین دلیل تقریباً در سراسر سال، سواحل جنوب که جوی سرشار از رطوبت دارد و دشت لوت و دشت کور به دلیل فقر ابرناتی بالاترین دمای پیشینه را نشان می‌دهند، در عین حال تغییرات زمانی دمای پیشینه تابعی از زاویه تابش خورشید است و الگوی زنگنه (شکل ۶-۴). از سوی دیگر گرچه شمال و جنوب ایران را توده‌های بزرگ آب فراگفته اما ایران در مجموع اقلیمی قاره‌ای دارد و نوسان زیاد دمای تفاوت دمای شب و روز) که از وزیرگی های جنین اقیمه است در ایران آشکارا دیده می‌شود، در دوره گرم سال به دلیل فقر ابرناتی و خشکی هوای این وزیرگی تشدید هم می‌شود (شکل ۶-۵).

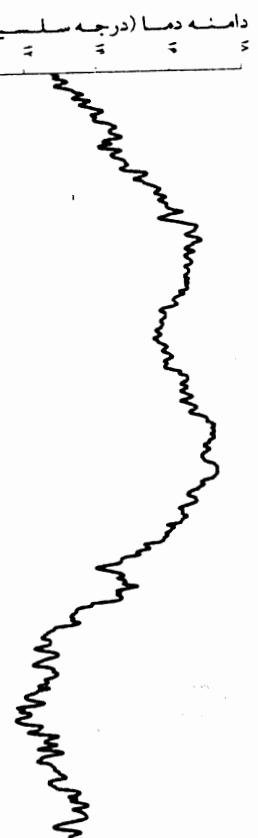
آزمون: دمای کرانه‌ای دریای عمان و خلیج فارس را با دمای کرانه‌ای خزر و دمای این آزمون: دمای کرانه‌ای دریای عمان و خلیج فارس را با دمای کرانه‌ای خزر و دمای این آزمون: دمای کرانه‌ای زاگرس مقایسه کنید، این تفاوت‌ها را چگونه توجیه می‌کنید؟

گردد او که برای همین دلیل کمینه کرده است که محل زنگنه خود را محصور اتفاقی و دمای بر رودی محصور عمودی پایه شده باشد، برای هر نمودار معادله خلط رگرسیون را محاسبه و سپس خط رگرسیون را ترسیم کنید، در برآوری اتفاقنگ دمای در محل زنگنه بنان بحث کنید و آن را با مقادیر متوسط ایران که در جدول ۱-۳ آمده مقایسه کنید، دمای تزار دریا در محل زنگنه شما در هر ماه چه اندازه است؟ در هر یک از ماههای سال به ازای هر درجه افزایش دما ارتفاع بر فرzier در محل زنگنه شما چه مقدار افزایش می‌پاید؟

آزمون: دمای کرانه‌ای دریای عمان و خلیج فارس را با دمای کرانه‌ای خزر و دمای این آزمون: دمای کرانه‌ای زاگرس مقایسه کنید، این تفاوت‌ها را چگونه توجیه می‌کنید؟

گردد که محل زنگنه خود را محصور اتفاقی و دمای بر رودی محصور عمودی پایه شده باشد، برای هر نمودار معادله خلط رگرسیون را محاسبه و سپس خط رگرسیون را ترسیم کنید، در برآوری اتفاقنگ دمای در محل زنگنه بنان بحث کنید و آن را با مقادیر متوسط ایران که در جدول ۱-۳ آمده مقایسه کنید، دمای تزار دریا در محل زنگنه شما در هر ماه چه اندازه است؟ در هر یک از ماههای سال به ازای هر درجه افزایش دما ارتفاع بر فرzier در محل زنگنه شما چه مقدار افزایش می‌پاید؟

شکل ۹-۳ آهانگ زمانی دامنه دمای ایران



نagherی سود: این نagherه از دیدگاه جغرافیایی شامل نواحی مرتضی کوهستانی عرض های جغرافیایی بالاست که از لحاظ رطوبت جوی فقیرند. به همین سبب بخش بزرگی از شمال غرب کشور، بخش میانی و باختری البرز و بخش شمالی زاگرس در این قلمرو جا می گیرند. این بهنه حدود ۴۰ درصد مساحت ایران را می پوشاند. میانگین دمای این نagherه ۱۲۳ درجه سلسیوس است. در اواخر دی دمای این نagherه به کمترین مقدار (2°C) در اول امرداد به بیشترین مقدار (25°C) می رسسد. سردی هوا در این نagherه از یک سو متاثر از ارتفاع زیاد و از سوی دیگر متاثر از عرض بالای جغرافیایی هواه با خشکی جزو است (شکل ۱۰-۳).

نagherی نیمه سرد: این نagherه دو قلمرو جغرافیایی مختلف را در بر می گیرد. یکی بخش جنوبی ارتفاعات زاگرس و رشته کوه مرکزی که کوه در غرب نظر و شیر کوه در غرب بیرون و توهدی هزار و لاه زار در جنوب کوهان نمونه ای از آنهاست. در این بخش سردی هوا ناشی از ارتفاع است. دیگری گوشه‌ی شمال شرقی کشور که سردی هوا در این بخش متاثر از جزیره‌ای هواست.

سردی است که از سوی خوارزم بدان می‌وزد. این نagherه حدود ۱۶ درصد مساحت ایران را می‌پوشاند. میانگین دما بر روی این نagherه 15°C است و از لحظه آغاز تغییرات دما همانند نagherی سرد است اما در سردهترین موقع سال میانگین دما به دو درجه سلسیوس نزدیک است و در گرمترین روز سال به 27°C می‌رسد (شکل ۱۰-۱).

نagherی دمایی ایران از دیدگاه دمایی ایران را در یک نگاه کلی می‌توان به دو بخش تقسیم کرد. بخش اول نagherی دمایی سرزمین‌های کوهستانی و بخش دوم نواحی دمایی سرزمین‌های کمارارتفاع نواحی دمایی کوهستانی حدود ۴۷ درصد از مساحت ایران را در بر گرفته و میانگین دماد این نagherی درجه‌ی سلسیوس است که به میانگین سیاره‌ای دما بسیار نزدیک است. بهین دیگر کوهستانها در تعییل دمای ایران نقش بسیار اساسی بازی می‌کنند. این واقعیت زمانی روشن تر می‌شود که بلایی در نواحی دمایی که ارتفاع ایران که حدود ۳۵ درصد مساحت کشور را به خود اختصاص داده‌اند میانگین دما نزدیک به ۲۲ درجه سلسیوس است. نagherی کوهستانی از دیدگاه دما خوب به سه نagherی کوچک‌تر تقسیم می‌شود که عبارتند از: نagherی سرد، نagherی نیمه سرد و نagherی

است و در طول سال دما بین 14°C تا 34°C نوسان می‌کند که در مقایسه با دیگر نواحی دامنه کمتری دارد. در حقیقت این ناحیه را باید بهشتی خوارهای ایران بهشمار آورد. کمپود، البر، جو، سرشار از رطوبت و وزش‌های گرم جنوبی، از علی گرمی هوا در این ناحیه است. ازان گذشته کم فشار گیگ در زمان گسترش، این فلورو و دنایه گرم و نیمه گرم را در بر می‌گیرد (شکل ۱۱-۱۳). بر بایه آنچه گفته شده ایران از دیدگاه دما به دو بخش اصلی تقسیم می‌شود: بخش گرم و کم ارتفاع که شامل دشت‌های ایران مرکزی و سراسر جنوب و جنوب شرق ایران است و بخش‌های کو هستنی و کمرنده شمالي کشور که از آب و هوای معتدل تا سرد بخوردارند. در نواحی گرم نفس سامانه‌های پوشش جب حاره (با ایجاد پایداری پوشش) و کم پوشش تجیک، ارتفاع کم و همایی با تهدیه بزرگ آب، نفس ارتفاع در آرایش جغرافیائی نواحی دمایی کاملاً تعیین کننده است. این نفس نه همچو اآن، نفس ارتفاع در آرایش جغرافیائی نواحی دمایی کاملاً تعیین کننده است. این نفس نه تنها از جهت کاهش دما ارتفاع بلکه از جهت ایجاد گرمادیاریش هوای سرد از روی دامنه‌ها به دهه‌ها و چاله‌های مجاور آنها و شکل گیری استخوارهای سرد دیده می‌شود.

میانگین دمای کمرنده ۱۲ تا ۴ درجه نیمکره شمالی حدود ۱۷ درجه سلسیوس است. بنابر این به نظر می‌رسد ایران با دمای متوسط 18°C نسبت به نواحی هم عرض خود از اعتدال نسبی برخوردار است. این اعتدال مدیون رشه کوهها و یا حتی تک کوههایی است که در جای‌جای کشور گسترشده‌اند. به نظر می‌رسد اگر کوههایی متنده کرکس، شیرکوه، بیالود، زردکوه، باز و هزار و لاز توئسته‌اند تمدن‌هایی را در دامن خود پیروزند پیشتر به جهت نقش این بلندی‌ها در تعديل دما بوده است تا نقش آنها در افزایش بارش، از دیدگاه اقیم‌شناختی تمدن ایرانی را فواید را اثبات کرده و برای مدت کوتاهی از سال هم که شده ترازمندی مثبت آب را فرام آورند. بنابراین گرمایش جهانی نه تنها بای جزایر و سواحل کم ارتفاع را تهدید می‌کند بلکه بقای تمدن‌های که در قلات ایران همچو جزایر دریا تهدیدی کو هستنی شکل گرفته‌اند را کرانه‌های خلیج فارس و کرانه‌های دریای عمان را در بر می‌گیرد. میانگین دمای این ناحیه 25°C

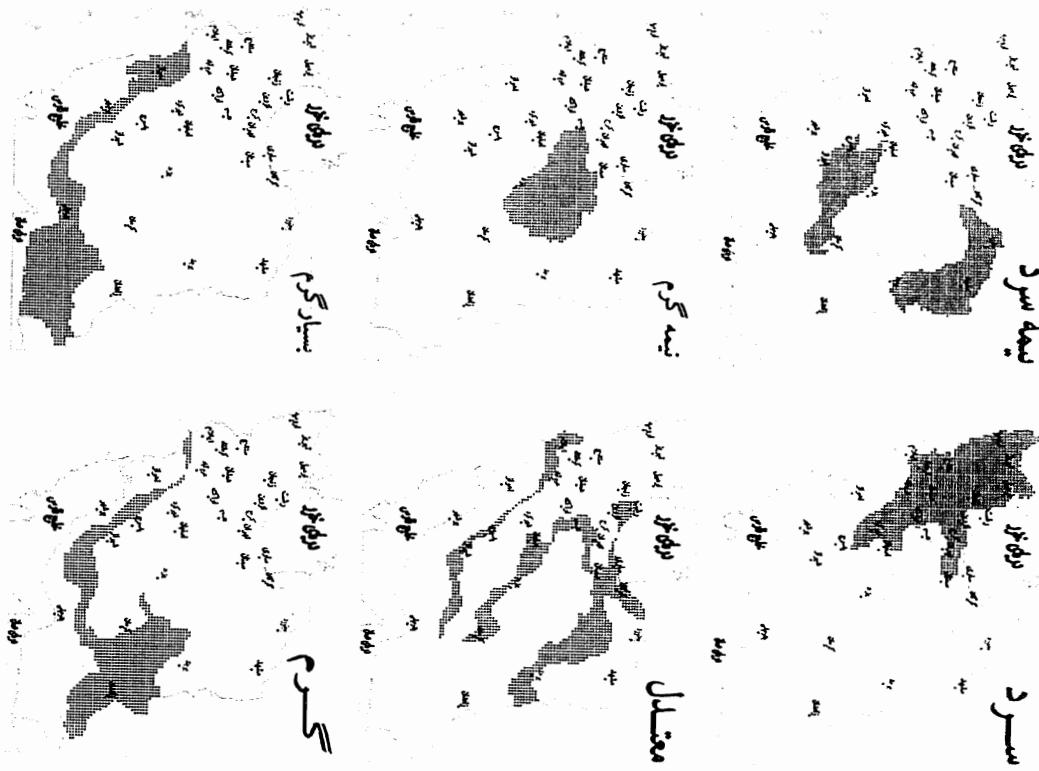
بهاری که گردآگرد نودهای کو هستنی ایران را فراگرفته است. در حقیقت این ناحیه دمای نهاده موز میان نواحی گرم کم ارتفاع و نواحی سرد پر از نفع ایران است. به همین جهت این ناحیه دمایی را می‌توان نهاده نواحی پاکویی به شمار آورد. میانگین دما بر روی این ناحیه ۱۷ $^{\circ}\text{C}$ است و حدود ۱۸ درصد از مساحت کشور را در بر گرفته است. دمای این ناحیه در طول سال بین ۴ تا ۲۹ درجه سلسیوس در نوسان است (شکل ۱۱-۱۳).

ناحیه نیمه گرم: این ناحیه شامل دشت‌های کم ارتفاع داخلی است. به نظر می‌رسد کمود ابر به سبب پایداری پوششی که به نفع افزایش تابش روزانه است به گرم شدن این ناحیه کمک می‌کند. میانگین دما بر روی این ناحیه 19.1°C است که در سردرین و گرم‌ترین روز سال بین 5°C تا 33°C نوسان می‌کند. دامنه بزرگ نوسان دما در این ناحیه می‌تواند ناشی از خشکی جو این بخش از ایران باشد. ویژگی‌های دمای این ناحیه در دوره گرم سال همانند ناحیه گرم و در دوره سرد سال همانند ناحیه معتدل است. ده درصد از مساحت کشور به این ناحیه اختصاص دارد (شکل ۱۱-۱۴).

ناحیه گرم: این ناحیه از غرب کشور آغاز می‌شود و به صورت کمرنده، بخش بزرگی از پسکرانه‌های خلیج فارس را در بر می‌گیرد و تا کوه‌سر لوت ادامه می‌پاید و به سیستان و بلوچستان و خراسان جنوی می‌رسد. وسعت این ناحیه حدود ۱۸ درصد سرزمین ایران است و میانگین دما در آن 5°C تا 20°C است. در سردرین و گرم‌ترین روزهای سال در این ناحیه دما بین 8°C تا 32°C نوسان دارد. ویژگی‌های دمای این ناحیه گذشته از ارتفاع کم، کمود ابر و عرض جغرافیایی پایین باسترش کم‌شار گزگز نیز مرتبط است. به طور کلی به نظر می‌رسد دمای بخش‌های کم ارتفاع ایران از گسترش کم‌شار گزگز متأثر می‌شود. در بعضی های غربی، رطوبت جوی حاصل از خلیج فارس نزد دمای این ناحیه مؤثر است (شکل ۱۱-۱۵).

ناحیه بسیار گرم: ناحیه بسیار گرم جله‌های جنوی کشور شامل دشت خوزستان، کرانه‌های خلیج فارس و کرانه‌های دریای عمان را در بر می‌گیرد. میانگین دمای این ناحیه 25°C

شکل ۱۰-۱۱) نوامی دمای ایران



به خط مریانی از نایابی جزایری که در دل دریاهاست باید نگران باشی جزایر تمدنی موجود در دل خشکی ها باشیم.

لوله‌گاز بعد پرورد

ارتقاعی از دمای پایین تری برخورداراند و به معین سبب ترازمندلی آب در آنجا مثبت بوده در پیرامون خود مستهنهای اوایله تمدن را پیدا کرده اند. با این حال اقیم شناسان ایرانی بیشتر به موضوع بارش توجه نشان داده اند و بررسی دما کثر مورد توجه قرار گرفته است. کسانی که در آینده به بررسی دمای ایران خواهند پرداخت خواهند دید که مشناخت ویژگی های دمایی ایران دریایی است که فوران در آن جنبه های بسیار جالی از اقیم ایران را آشکار خواهد ساخت و برآورده روشنگر بر راز پیدا شیش و فراز و فروز تعلدن در ایران خواهد افگند.

لوله‌گاز بعد پرورد

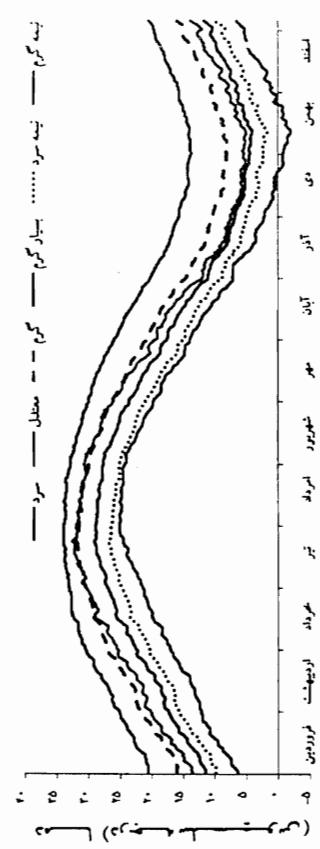
ایران از دیدگاه دما بسیار منبع است. دلیل این تنوع همسایگی خشکی ایران با دو ترددی بزرگ آب در شمال و جنوب، گسترگی در عرض جغرافیایی و تنوع ناهمواری است. میانگین دمای ایران ۱۸ درجه سلسیوس است که نسبت به میانگین جهانی (۱۵ درجه سلسیوس) بزرگ تر است. در نتیجه ایران گذشته از فقر باشد از گرمای بالای پرخورد دارد است.

بنت کنید و درباره آن گزارشی نبویسیم. به یادداشته باشید که آهنگ انفزایش دما در طی روز را در محاسبه اخناضف دما در نظر نگیرید.

رond دمای ایران

اقلیم در مقیاس های زمانی کوتاه نوسان می کند و در مقیاس های زمانی بلند تغییر می پندید. نوسان و تغییر در نهاد استگاه اقلیم، و بیزگی سرشی آن است. تغییرات اقلیمی با الگوهای متفاوتی رخ می دهد. این تغییرات می تواند سه الگوی اصلی روندی، دوره‌ای و یا تصادفی داشته باشند. بررسی این تغییرات برای شناخت وضع آب و هوای آینده هر ناحیه ارزشمند است. بوژره شناخت تغییرات دما و بارش بسیار سودمند است زیرا تغییر این دو عنصر وضع عمومی آب و هوای نواحی مختلف ناحیه را شکل می دهد. در ایران نیز این دو عنصر از عناصر اصلی تمازن آب و هوای نواحی مختلف کمتر از یکدیگر به شمار می آیند.

در این جا به دنبال پاسخ گویی به این پرسش هستیم که آیا دمای ایران در طی دورای که سپسین عناصر اقلیمی در ایران آغاز شده تغییر یافته است یا خیر؟ این تغییر در کجا افزایشی و در کجا کاهشی بوده است؟ آهنگ کاهش یا افزایش دما چه اندازه بوده است؟ آیا تغییرات دمای شبانه (دمای کمینه) و دمای روزه‌گام (دمای پیشینه) یکسان بوده است؟ بررسی هاشان می دهد که دمای شبانی ایران با آهنگ ۳ درجه در هر صد سال و دمای روزه‌گام با آهنگ ۱ درجه در هر صد سال افزایش داشته است. باین ترتیب دمای شبازویی کشور با آهنگ ۲ درجه در هر صد سال در حال افزایش است. این بدان معناست که ایران نه تنها در منطقه گرمسیر جهان قرار گرفته و می‌تواند دمای شبازویی آن ۱۸ درجه سلسیوس گرمتر بشود و به گرمتر شدن هم می رود و نسبت به پنجاه سال گذشته یک درجای سلسیوس گرمتر شده است. این در حالی است که افزایش دمای جهانی حدود ۰/۵ درجه سلسیوس در هر صد سال برآورد می شود. در این صورت آهنگ گرم شدن ایران چهار برابر سرعت گردش جهانی است.



شکل ۱۱-۳۳) آهنگ زمانی دما در نواحی دمایی ایران (درجه سلسیوس)

آزمون: به کمک شکل ۱۰-۳ نشان دهید که محل زندگی شما در کدام ناحیه دمایی واقع است. چند محل دیگر که در همین ناحیه قرار دارد را پیدا کنید.

آزمون: به کمک شکل ۱۱-۳ بگویید که دمای ناحیه محل زندگی شما در گرتمترین و سرترین روز سال چه اندازه است؟ گرمترین و سرترین روز سال در ناحیه دمایی شما چه زمانی است.

آزمون: نشانی از مسیر کوچ پیشتری ها تهیه کنید و درباره اختلاف دما در طول این مسیر در زمان های مختلف سال گزارشی بنویسید.

آزمون: آیا در زندگی محل سکونت شما منطقه ای بیالقی وجود دارد؟ اگر چنین است سفر یک روزه‌ای در تابستان تدارک بینیم و در طی مسیر از محل زندگی خودتان تا بیالق مردم را

دیگر ایران در دمهای اخیر دستخوش تغییر فصل شده و دوره‌ی سرد سال به نفع دوره‌ی گرم رو

به کاهش داشته است.

ازمیون: داده‌های ماهانه دمای پیشنه و دمای کمینه‌ی نزدیکی ترین ایستگاه هواشنی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. روند دمای پیشنه و کمینه را برای هر ماه جداگانه محاسبه کنید. در کدام ماهها دما روند نشان می‌نماید؟ روند دمای پیشنه و کمینه را با هم مقایسه و دریابد، آن بحث کنید.

گر بدیلی برف و بیخ خوردشید را - از پیغام برداشتی امید را

پیشندان

روز پیشندان به روزی گفته می‌شود که دمای کمینه آن زیر صفر باشد. از نظر منشاء، پیشندانها را می‌توان به دو گروه تابشی و وزشی تقسیم کرد. در نوع اول طی شرایط پایداری جوی و حاکمیت هوای ساکن در نزدیکی سطح سرد زمین مویشه در هنگام شب دما به زیر نقطه‌ی انجماد رفته و سبب برف و بیخ نشان می‌شود. در ایران همبستگی بسیار قوی و معکوسین نیز دما و تعداد روزهای پیشندان دیله می‌شود. این ارتباط خصوصاً با دمای شبانه (دمای کمینه) بسیار قوی‌تر است. تابش‌های خروجی (که تعیین کننده دمای روزهای ام است) بالکه به دلیل کاهش احتمالاً افزایش دمای کرانه‌ای جنوبی ایران به دلیل افزایش رطوبت جوی بوده است. در این صورت این که افزایش دما عمدتاً در دمای شبانه رخ داده است. به عبارت دیگر افزایش دمای این منطقه نه به دلیل افزایش تابش‌های ورودی (که تعیین کننده دمای روزهای ام است) بلکه به دلیل کاهش تابش‌های خروجی به شدت متأثر از مقدار گازهای گلخانه‌ای جو ااست که از این میان بخار آب پیشترین نقش را دارد.

نه تنها در کرانه‌ای جنوبی بلکه در سراسر ایران آهنگ افزایش دمای شبانه بزرگ‌تر از دمای روزهای گم بوده است. با این حال در مناطق شرقی ایران افزایش دمای شبانه رانی توان به بخار آب جو نسبت داد چرا که رطوبت جوی این مناطق در هیم سده‌ی گذشته کاهش پافعه است. از سوی دیگر محتوا رطوبتی جو در مناطق کوهستانی نیز کاهش پافعه است و روند کاهش دمای مناطق کوهستانی احتمالاً با همین پدیده مرتبط است.

اگر روزهایی که دمای آنها به مقدار چشمگیری زیر دمای بلندیات آنها قرار می‌گیرد را روزهای تقریباً مطبق بر قلمروهایی است که امکان رخداد شر صحی در آنها وجود دارد (به فعل چهارم، نگاه کنید). پندر این نیو در پیشندان و رخداد شر صحی دو ویژگی مهمی است که از دید گاه اقیمه ایران کرانه‌ای را از ایران بری جدا می‌کند.

افزایش دما در همه‌ی سال آهنگ افزایش دما آرام‌تر و گاهی روند کاهش دمای بزرگ‌تر بوده است و در نیمه‌ی سرد سال آهنگ افزایش دما گرم‌تر و گاهی روند کاهش دمای دیده می‌شود. پندر این ثابت دمای نیمی گرم و سرد سال در کشور روبه افزایش است و رژیم گرمایی کشور الگوی قاره‌ای قوی‌تری پیدا کرده است.

از سوی دیگر افزایش دما غالباً در سرزمین‌های کم ارتفاع دیده می‌شود و در مناطق کوهستانی دما عموماً دارای روند کاهشی است. پایان ترتیب شمارت مکانی دمای نیز در ایران شدیدتر شده است. روند افزایش دموا بویژه در کرانه‌های جنوبی کشور بسیار چشمگیر است. برسی‌های اولیه نشان می‌دهد که هرچند مقدار رطوبت جوی ایران در نیم سده‌ی گذشته کاهش پافعه اما رطوبت جوی کرانه‌ای خلیج فارس و دریای عمان در نیم سده‌ی گذشته افزایش پافعه است. در این صورت احتمالاً افزایش دمای کرانه‌ای جنوبی ایران به دلیل افزایش رطوبت جوی بوده است. به ویژه این که افزایش دما عمدتاً در دمای شبانه رخ داده است. به عبارت دیگر افزایش دمای این منطقه نه تابش‌های خروجی (که تعیین کننده دمای روزهای ام است) بوده است. تابش‌های خروجی به شدت متأثر از مقدار گازهای گلخانه‌ای جو ااست که از این میان بخار آب پیشترین نقش را دارد.

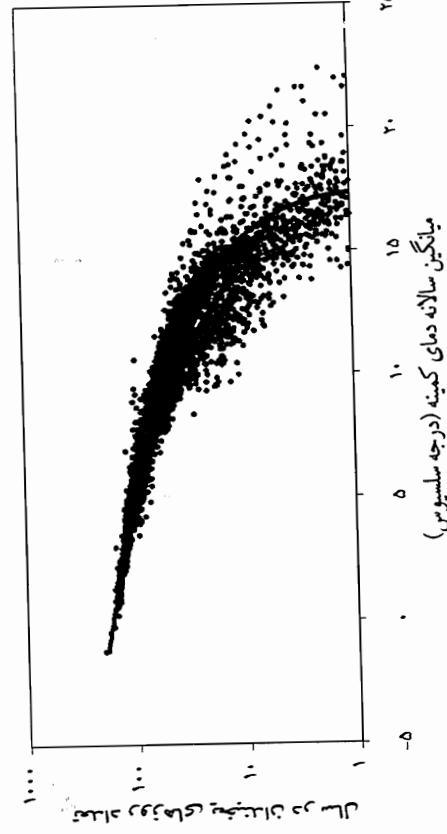
نه تنها در کرانه‌ای جنوبی بلکه در سراسر ایران آهنگ افزایش دمای شبانه بزرگ‌تر از دمای روزهای گم بوده است. با این حال در مناطق شرقی ایران افزایش دمای شبانه رانی توان به بخار آب جو نسبت داد چرا که رطوبت جوی این مناطق در هیم سده‌ی گذشته کاهش پافعه است. از سوی دیگر محتوا رطوبتی جو در مناطق کوهستانی نیز کاهش پافعه است و روند کاهش دمای مناطق کوهستانی احتمالاً با همین پدیده مرتبط است.

اگر روزهایی که دمای آنها به مقدار چشمگیری زیر دمای بلندیات آنها قرار می‌گیرد را روزهای سرد به شمار آوریم و روزهای گرم را با معین میار تعريف کنیم برسی‌های نشان داده است که در طی دمهای گذشته از تعداد روزهای گرم در نیمه‌ی سرد سال پیشتر بوده است. به پیان شده است. از این گذشته افزایش تعداد روزهای گرم در نیمه‌ی سرد سال پیشتر بوده است.

پیشترین بیخندهانها در محور کوهستانی شمال‌غرب-جنوب‌شرق رخ می‌دهد که به نظر می‌رسد عدالت از نوع بیخندهانها تلبیش باشد. در این محور چهار هستی پیشترین بیخندهان دیده می‌شود: یکی در محدوده میان شهرهای اسکو، هشتاد، خلخال، مشکین‌شهر، هریس؛ دوم در محدوده تکاب، دیوندر، بیجار، قزوین، بهار، رزن، قلدار، زربن‌آباد؛ سوم در محدوده سرمه، ازنا، خمین و چهارم در محدوده سرمه، فارسان، فردی‌شهر، خواص‌آزاد، تبریز. در این چهار روزهای بیخندهان در محدوده تمدد روزهای بیخندهان به ۱۲۰ روز در سال می‌رسد. گذشته از این پرروز تمدد روزهای بیخندهان در محدوده فیروزکوه، دماوند به همین اندازه ۱۲۰ روز در سال است. در شمال‌شرق کشور نیز در شیخگی نفوذ پرشار سیری دو هستی پیشترین ۹۰ روزه بدلید می‌آید: یکی هسته‌ی کوچکی بر روی قاین و دیگری هسته‌ی پیشترین که در محدوده تربت‌حلیله، نشاور، شریوان، چنان، فردیمان جا گرفته است (شکل ۱۴-۳). به نظر می‌رسد تغییرات زمانی بیخندهانها و زیان این بخش از کشور با رفتار زمانی و مکانی پرشار سیری همبسته باشد.

چنان که پیش از دیده دمای شبانه ایران روند افزایشی دارد. پس جای شکننی نیست اگر تمدد روزهای بیخندهان ایران را به کاهش باشد. در واقع تمدد روزهای بیخندهان ایران در طی دههای گذشته کاهش چشمگیری داشته است. در سال ۱۳۶۱ تمدد روزهای بیخندهان ایران حدود هفتاد روز بوده در حالی که در سال ۱۳۷۷ به ۴۵ روز رسیده است. گرچه پیش از سال ۱۳۶۱ تمدد روزهای بیخندهان ایران گاه افزایش و گاه کاهش داشته است اما پس از سال ۱۳۶۱ تمدد روزهای بیخندهان آشکارا و به کاهش گذاشته است (شکل ۱۵-۳).

شکل ۱۲-۳) رابطه تمدد روزهای بیخندهان با دمای کمینه‌ی سالانه



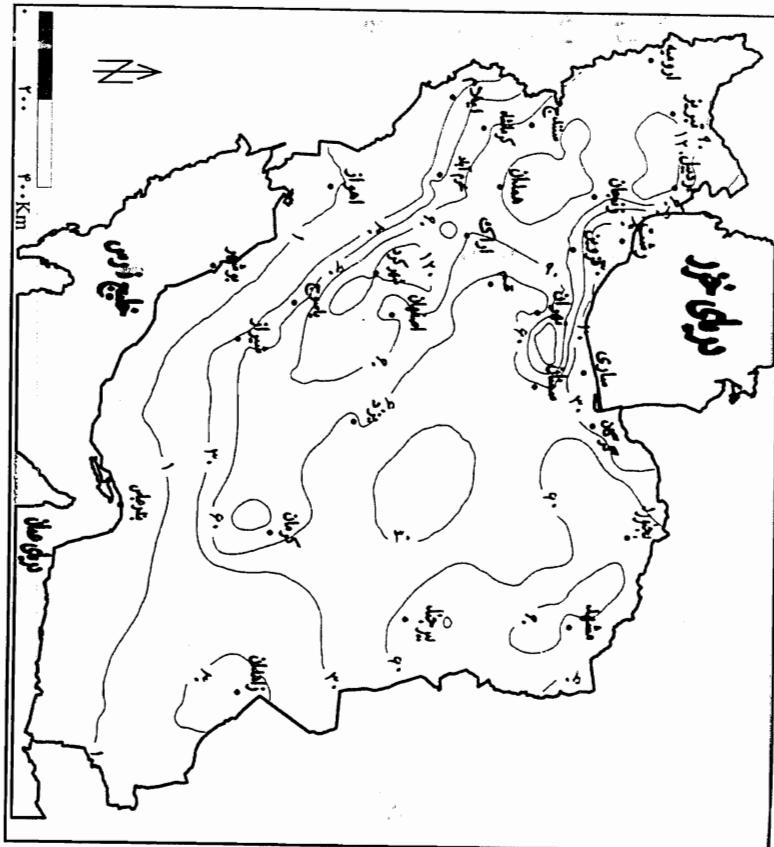
میانگین سالانه دمای کمینه (درجه ملسیوس)

در بیخندهانی وزشی نقش سامانه‌های پرشار سیاسیه بر جسته است. از این میان پرشار سیری و پرشارهای مهاجر از اهمیت زیادی برخوردارند. در زمان حاکمیت این سامانه‌ها هوای سرد از شمال‌شرق و یا شمال‌غرب به ایران سرازیر می‌شود. به هر حال بیخندهانها وزشی در ایران در درجه‌ی دوم اهمیت قرار دارند. بیخندهان هر دو نوع بیخندهان در درجه‌ی سرد سال دیده می‌شوند و آنکه زمانی آنها عکس الگوی زمانی دما و موافق الگوی زمانی باش در ایران است. تعداد روزهای بیخندهان ایران به طور متوسط حدود ۶۰ روز است که پیشترین فرالوی آن در دری و پس از آن در بهمن و آذر دیده می‌شود (شکل ۱۲-۳). در طی خرداد تا شهریور کشور تقریباً عاری از بیخندهان است. همچنان که انتظار می‌رود با افزایش ارتفاع بر تمدد روزهای بیخندهان افزوده می‌شود و با توجه به ارتباط قوی بین تمدد روزهای بیخندهان و دما و ارتباط قوی دما با ارتفاع، الگوی مکانی تمدد روزهای بیخندهان از پیکرندی ناهموار کشور پیروی می‌کند.

شکل ۱۳-۱۴) احتمال رخداد رخداد پیخندان در ایران



احتمال رخداد رخداد پیخندان



شکل ۱۴-۱۵) تعداد روزهای پیخندان سالانه در ایران (نقشه‌ی هموار شده)

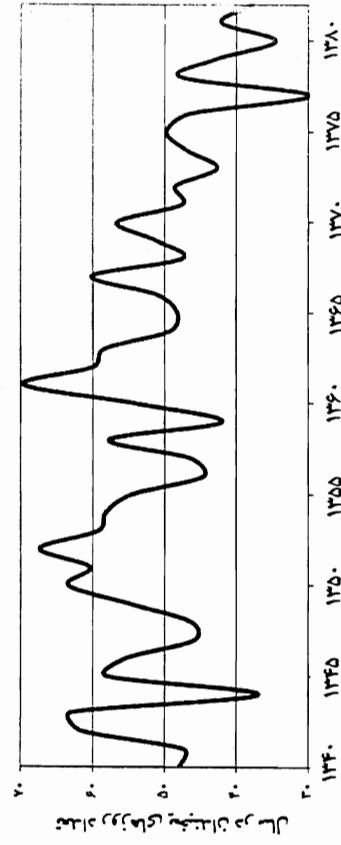
فصل چهارم

نم و ابر

رطوبت جو

همان گر نباد به نوروز-زیستنگی شود دشت خرم دژم رطوبت جوی عبارت است از مقدار بخار آب موجود در هوا که بر حسب هکتوپاسکال بیان می شود. البته رطوبت موجود در جو به دوش های متفاوتی بیان می شود. با این حال سنجش های مختلفی مانند نسبت اختلاط، فشار بخار آب، نم ویژه نم مطلق و نم نسخی که برای بیان مقدار رطوبت موجود در جو بکار می روند رامی توان به سادگی به هم تبدیل کرد.

توجه به این نکته لازم است که هرچند برای انجام بارش رطوبت لازم است اما رطوبت به تنهایی براش کافی نیست. به همین دلیل ممکن است منطقه ای بسیار مرطوب و در عین حال بسیار کمپاراش باشد (مانند سراسر کوههای خلیج فارس و دریای عمان). بنابراین هرجا به رطوبت اشاره می کیم منظور بخار آب موجود در جو است که اگر شرایط صعود آمده باشد می تواند منجز به شکل ابر شود و اگر شرایط بارش هم آمده باشد به دریش باران یا برف بینجامد. به این ترتیب کوههای جنوبی ایران رامی توان مرطوب یا حتی بسیار مرطوب داشت اما در عین حال این منطقه بسیار کمپاراش است. پس با اینکه در متون اقلیمی ممکن است اصطلاح مرطوب برای اشاره به مناطق پر بارش بکار رود اما ما از اصطلاح مرطوب برای اشاره به مناطقی استفاده می کیم که محظای رطوبتی جو آنها زیاد باشد صرف نظر از این که مانند کوههای خزر بارش فرآوان داشته باشند یا مانند کوههای جنوبی کشور کمپاراش باشند.



شکل ۱۵-۳۳ دنبالی زمانی تعداد روزهای بخشنده ایران

پهلوان از اقیانوس به جو سمعت و سرعت باد در پراکنید آن نفشن بازی می کند. به بیان دیگر توزیع مکانی رطوبت و بیرون آن آرایش جغرافیایی نواحی رطوبتی به ورش رطوبت هم بستگی دارد.

پکرندی نامهاریها نیز در پراکندهای رطوبت نفشن دارد. رشته کوههای بلندی که در راستانی سواحل کشیده شدهاند از نفوذ رطوبت جو به درون خشکی‌ها جلوگیری می کنند و ناچیزی مطروب را به کمرندهای پاریکی در فاصله دریا تا رشته کوهها محدود می سازند (شکل ۱۰-۳).

به نظر می‌رسد نفشن دوری و تزدیکی به توده‌های بزرگ آب تا یک فاصله معین نفشن بسیار مهی در الگوی مکانی رطوبت جو بازی می کند. پایه‌ای انتظار داریم با دور شدن از دریا از رطوبت جو کلته شود در کوههای جنوبی ایران مقدار رطوبت جو حدود ۲۶ هکتوپاسکال است (شکل ۱-۴) و به ازاء هر صد کیلوپاسکال فاصله از دریا به طور متوسط حدود ۷ هکتوپاسکال کاهش می‌یابد و در فاصله معین از دریا در حد ۸ هکتوپاسکال ثابت می‌ماند. در کوههای شمالی متدار رطوبت جو حدود ۱۳ هکتوپاسکال است و به ازاء هر صد کیلوپاسکال فاصله از دریا به طور متوسط رطوبت جو حدود ۴ هکتوپاسکال کاهش می‌یابد. پایه‌ای این الگوی مکانی تغییرات رطوبت در کوههای شمالی می‌یابد و در همه‌جا یک اندازه نیست و به همین دلیل تغییرات مقدار بخار آب در سوی دیگر، مقدار بخار آب همینه و در همه‌جا یک اندازه نیست و به همین دلیل تغییرات مقدار بخار آب جو می‌تواند نفشن بزرگی در تعیین دمای شبانه داشته باشد. در مناطقی که رطوبت جو زیاد است دمای شبانه بالاتر می‌برد و در مناطق آكم رطوبت دمای شبانه ممکن است به شدت افت کند. به همین دلیل است که تفاوت دمای شبب و روز در مناطق خشک (مناطقی که از رطوبت جوی کمی برخوردارند) بسیار شدید است. کمربود رطوبت جوی در مناطق بیانی آن چنان تفاوتی در دمای شبب و روز ایجاد می‌کند که صدای خردمند سیگارهایی که هنگام روز زیر تابش مستعین خورشید به شدت داغ و تقدیله شدهاند و شبها به شدت سرد می‌شوند در بیان‌های بگوش می‌رسد.

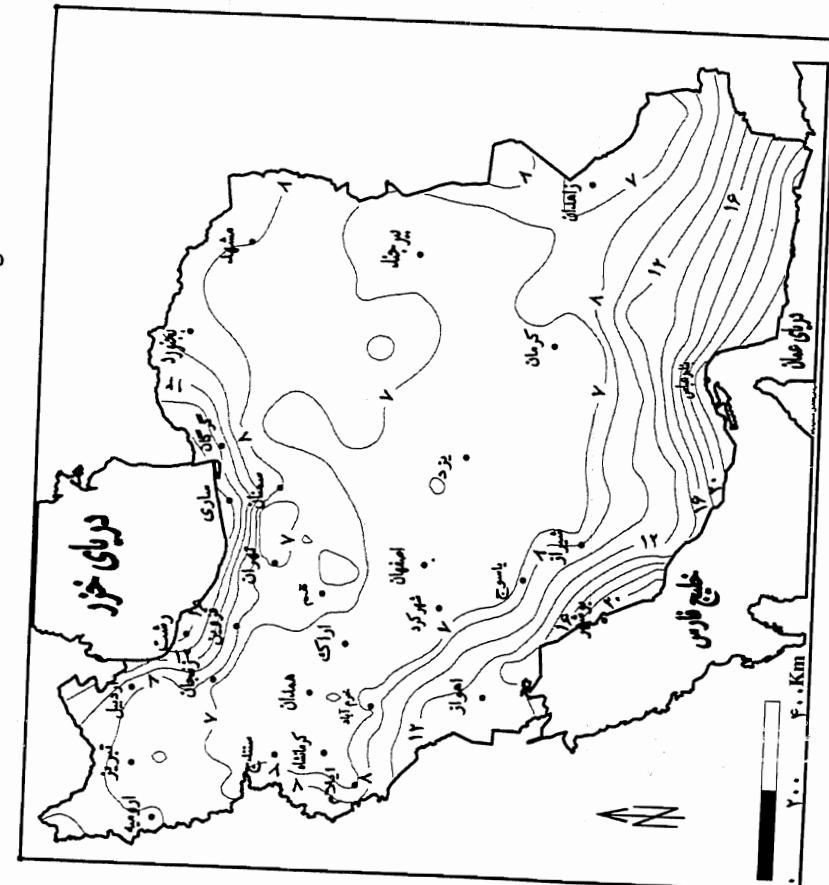
ازسری دیگر در سواحل خزر و جود سد کوهستانی البرز مالی نفوذ رطوبت ساحل به اعماق خشکی نفوذ کند به می‌شود و به همین دلیل شعاع تاثیر رطوبتی خزر حدود نصف سواحل جنوب است. در مقابل در کوههای جنوبی کشور، زمین هموار است و رطوبت اجزایه می‌یابد تا اعماق خشکی نفوذ کند به طوری که اثر رطوبتی خلیج فارس و دریای عمان تا فاصله حدود ۳۰۰ کیلومتری از ساحل دیله سرچشممه رطوبت جو همان توده‌های بزرگ آب هستد که خشکی‌های زمین را فرآگرفته‌اند. پلاریز دور از انتظار نیست که با دور شدن از دریاها و اقیانوس‌ها و پیشروی به سوی قطب خشکی‌ها از محبوکی رطوبتی جو کاسنه شود. با این حال عوامل دیگری نیز در توزیع مکانی رطوبت دخالت دارند. از آنجا که انتقال بخار آب از دریاها و اقیانوس‌ها به درون جو تابعی از اختلاف فشار بخار درون آب و جو است و این اختلاف تابعی از دمای سطحی آب و دمای جو کوههای جنوبی علاوه بر گرمایی هوا پایداری جو نیز در بالا رفتن رطوبت جو نفشن دارد و همین غذا رطوبتی سبب تقویت اثر گالخانه‌ای و گرمتر شدن هوا می‌شود. در مقابل در کوههای خزر است نفشن دریاها و اقیانوس‌ها در تغییری رطوبتی جو به شرایط دمایی بستگی دارد. پس از انتقال

گذشته از نفشن که رطوبت جوی در بارش دارد اثر گالخانه‌ای آن نیز از نظر اقلیمی بسیار مهم است. چنان که می‌دانیم مقادار ارزی تابشی که زمین از خورشید دیریافت می‌کند تنها می‌تواند دمای زمین را در حد ۱۸-۲۰ درجه سلسیوس نیک دارد در حالی که دمای متوسط زمین حدود ۱۵ درجه سلسیوس بعنی ۳۳ درجه گرمتر از آن است. این تفاوت دما بالایود گالخانه‌ای نامیده می‌شود. گازهای گالخانه‌ای موجود در جو زمین (پهلوان آب، دی اکسید کربن، مثان و ...) از خروج تابش‌های بلند زمینی پیشگری می‌کنند و این تابش‌ها را در زمین به تله می‌لاندازند. از میان این گازها بخار آب نفشن بسیار مهم‌تر دارد زیرا دوسوم اثر گالخانه‌ای بعنی ۱۲ درجه‌ی سلسیوس از ۳۳ درجه بالایود گالخانه‌ای به دلیل وجود بخار آب در جو است. از سوی دیگر، مقدار بخار آب همینه و در همه‌جا یک اندازه نیست و به همین دلیل تغییرات مقدار بخار آب جو می‌تواند نفشن بزرگی در تعیین دمای شبانه داشته باشد. در مناطقی که رطوبت جوی زیاد است دمای شبانه بالاتر می‌برد و در مناطق آكم رطوبت دمای شبانه ممکن است به شدت افت کند. به همین دلیل است که تفاوت دمای شبب و روز در مناطق خشک (مناطقی که از رطوبت جوی کمی برخوردارند) بسیار شدید است. کمربود رطوبت جوی در مناطق بیانی آن چنان تفاوتی در دمای شبب و روز ایجاد می‌کند که صدای خردمند سیگارهایی که هنگام روز زیر تابش مستعین خورشید به شدت داغ و تقدیله شدهاند و شبها به شدت سرد می‌شوند در بیان‌های بگوش می‌رسد.

فشار بخار آب

رطوبت آنها با قمود رطوبت خلیج فارس قابل مقایسه است. در نیر قلمرو نفوذ رطوبت خزر بسیار کمتره تر می شود به طوری که شمال آذربایجان و شمال غرب خراسان را نیز در بر می گیرد.

شکل ۱-۳۳) میانگین سالانه نثار بخار آب (اهکتوپاسکال)

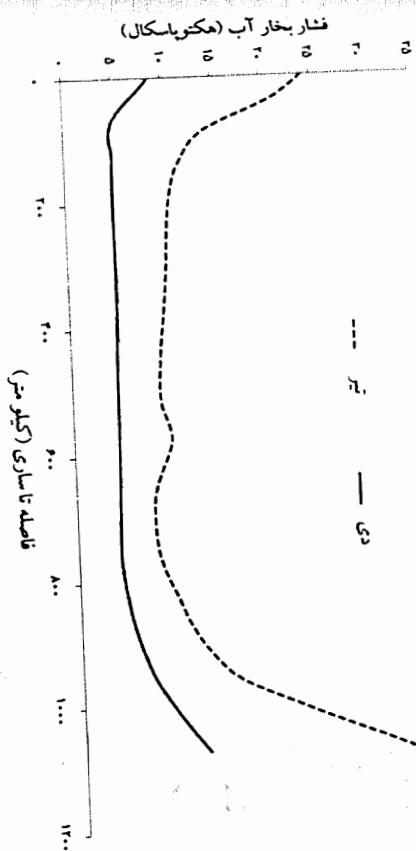


هم دما باقیان تراست و در نتیجه رطوبت کمتری به جو تزریق می شود و هم رطوبت وارد شده به جو در. ضخامت پیشتری از هواپهار منتشر می شود. در اینجا شرایط بوضیعی صعود و تشکیل ابرهای محلی برخلاف کرانه های جنوب مهیا نیست و بد همین دلیل افزایش رطوبت جو منظر به صعود و تشکیل ابر می شود. این ابرها با افزایش البدو تو سرمایشی ایجاد می کنندلاین افزایش دما در کرانه های جنوب در یک فرایند پسخورد مثبت از طریق اثر گلگاخه ای بخار آب سبب گرمایش می شود اما در حالی که در کرانه های خزر افزایش دما از طریق افزایش البدو به دلیل تشکیل ابرهای جوشی سبب سرمایش می شود. به همین دلیل است که اثر تعديل کننده دریا بر روی دما در کرانه خزر پیشر از نا در کرانه های جنوب ایلان برای این سواحل جنوبی ایران مطبوب ترین بخش کشور است و بخش های میانی و دور از دریا از رطوبت کمتری برخوردارند. هر چند این قاعده در طول سال حفظ می شود اما مزهای رطوبتی به دلیل تغییر سرعت و جهت وزش بادها در طول سال جابجا می شوند. الگوی زمانی رطوبت پیشتر متأثر از الگوی جریان های جوی حامل رطوبت است اما الگوی مکانی آن پیشتر تابع دوری و نزدیکی به دریا است. با افزایش دما فشار بخار آب جو افزایش می باید و در دوری سرد سال به کمترین مقدار خود می رسد (شکل ۱-۳۴). با این حال الگوی مکانی رطوبت در درود و سرد و گرم تفاوتی ندارد.

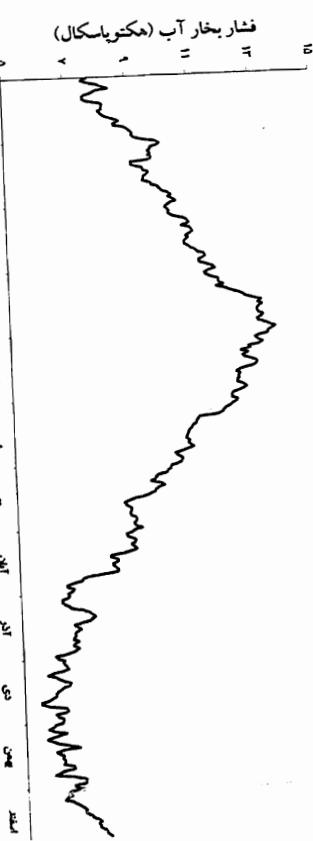
میانگین فشار بخار آب ایران حدود ۰/۴ هکتوپاسکال است که نسبت به میانگین جهانی (۱۲ هکتوپاسکال) کوچک تر و در نتیجه ایران گذشته از قفر بارش از قفر رطوبت هم رنج می برد. در عین حال در همسایگی نواحی خشک مرکزی ایران کمترین های بسیار مطبوبی در کرانه ها و پسکرازهای توده های آب شمال و جنوب کمتر گشته شده اند. بویژه در جنوب به دلیل شرایط دمایی مناسب رطوبت جوی بسیار بالا است ابه نظر می رسد پیکربندی ناهمواری و سمت و سرعت باد سبب شده است که نقش خلیج فارس و بویژه دریای عمان در تزریق رطوبت به داخل خشکی ایران پیش از دریای خزر باشد

در برج می قلمرو نفوذ رطوبتی دریای خزر بسیار محدود می شود و در عوض به دلیل استقرار جویارهای غربی، بخش های غربی کمتر از رطوبت جوی بالایی برخوردار می شوند و مقدار

شکل ۲-۴) نسخه فشار بخار آب از ساری ناپدرعباس



شکل ۳-۴) آنگ زمانی فشار بخار آب ایران



نکه ۱: برای محاسبه فشار بخار اشباع از رابطه زیر استفاده کنید

$$E_S = 6.112 * \exp[17.62 * (1 / (243.12 + t))]$$

در این رابطه t دمای درجه سلسیوس و E_S فشار بخار اشباع بر حسب هکتوپاسکال است.

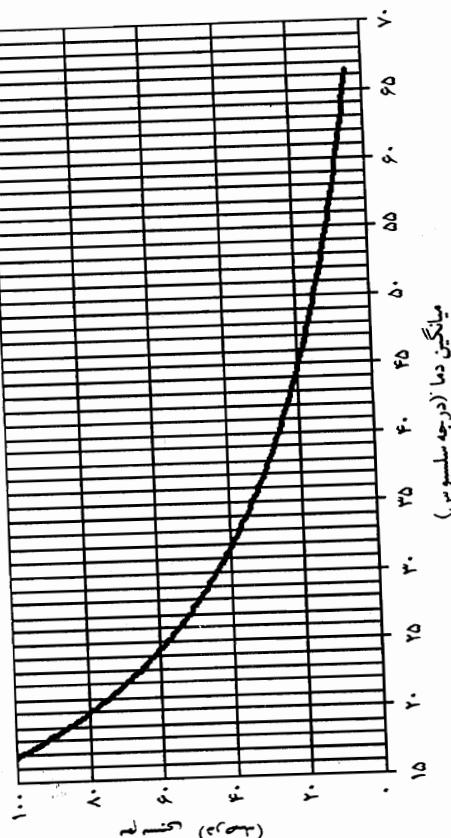
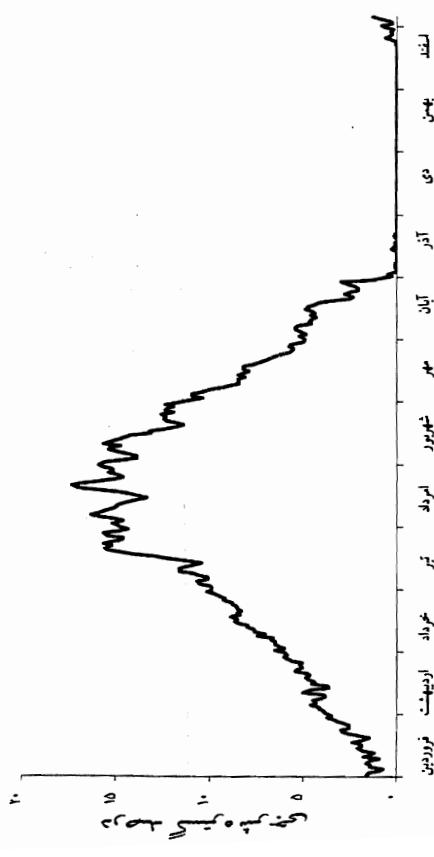
نکه ۲: نم نسی برای است با

۲ فشار بخار آب واقعی جو است.

آزمون: بر روی شکل ۱-۴ رشت را با خطی راست به بوشهر وصل کنید و نیز فشار بخار آب را در این مسیر ترسیم و درباره آن بحث کنید.

بر پایه این رابطه و با توجه به این که بیشینه نم نسبی صد درصد است، دمای آستانه‌ی شرچی ۱۹/۸ درجه سلسیوس است. به بیان دیگر در ماهاتی کمتر از ۱۹/۸ بدیده شرچی دیده نمی‌شود. در ایران از استفند تا آبان شرایط شرچی در بخش‌های کرانه‌ای ایران دیده می‌شود. اوج شرچی در امداد ماه رخ می‌دهد و در این زمان تزدیک به ۱/۰ درصد مساحت کشور دارای حالت شرچی است (شکل ۴-۵). در تمام سال فراوانی، شدت و وسعت نواحی شرچی در جنوب پیش از شمال است (شکل ۶-۴) زیرا هم جو کرانه‌ای عمان از رطوبت سرشار تر است و هم دمای آن پیشر است. در واقع در کرانه‌ای خوزر شرچی چهار برج دوم دارد یعنی از خرد آغاز می‌شود و در شهریور به بیان می‌رسد. جدا اکثر شدت شرچی در اینجا به ۱/۲۲ می‌رسد. در همین حال شرچی در کرانه‌ای خلیج فارس از فوردن آغاز می‌شود و تا آبان ادامه می‌پید. جدا اکثر شدت شرچی در اینجا به ۱/۹۷ می‌رسد. در مجموع میانگین شدت شرچی در کرانه‌ای عمان پیش از دیگر نقاط کشور است (شکل ۶-۷).

شکل ۵-۴) آهنگ زمانی درصد نواحی شرچی در ایران



شکل ۴-۴) مرز شرچی

ترکیب اثر رطوبت و دما در کرانه‌ای شمالی و جنوبی ایران بدیده اقیمه شرچی را در این نواحی بدید می‌آورد. شدت شرچی با افزایش نم نسبی افزایش می‌پید و با کاهش دمای کم می‌شود. لانکستر و کارستون با تعیام مطالعات تجزیی مرز شرچی را با توجه به نم نسبی و دمای ارائه داده اند (شکل ۴-۴). رابطه زیر فاصله از مرز شرچی را نشان می‌دهد و در آن مقادیر مثبت نشانگر شرچی و مقادیر منفی نشانگر حالت بدون شرچی است. اگر d برابر صفر باشد در مرز شرچی قرار داریم.

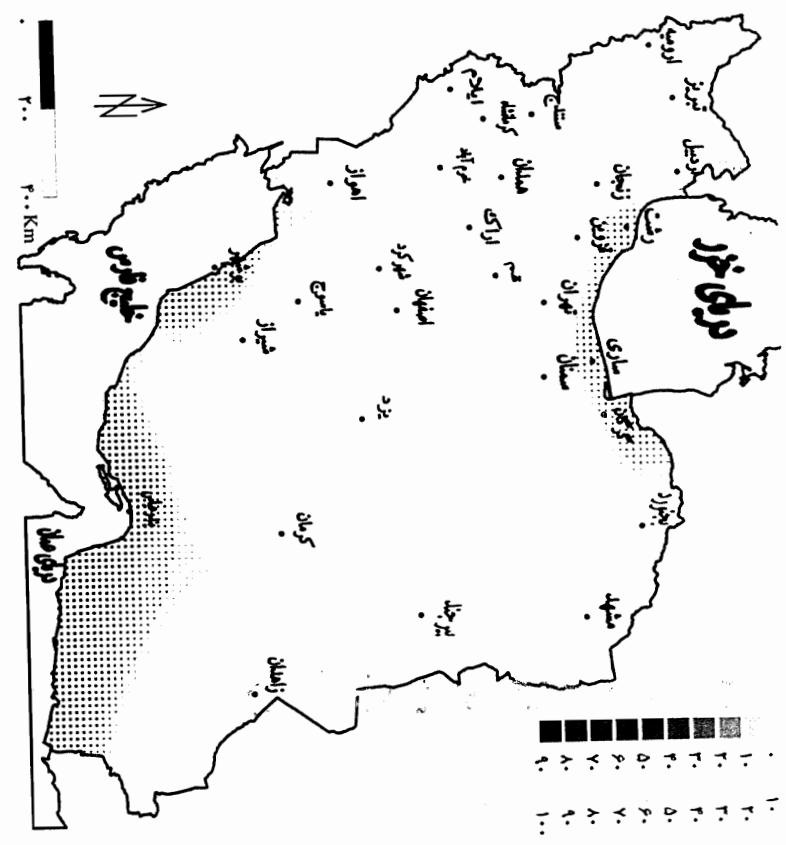
$$d = \frac{Rh}{\frac{21/55}{T} + \frac{1.0}{1/3}}$$

در اینجا d شدت شرچی، Rh نم نسبی و T دمای هواست.

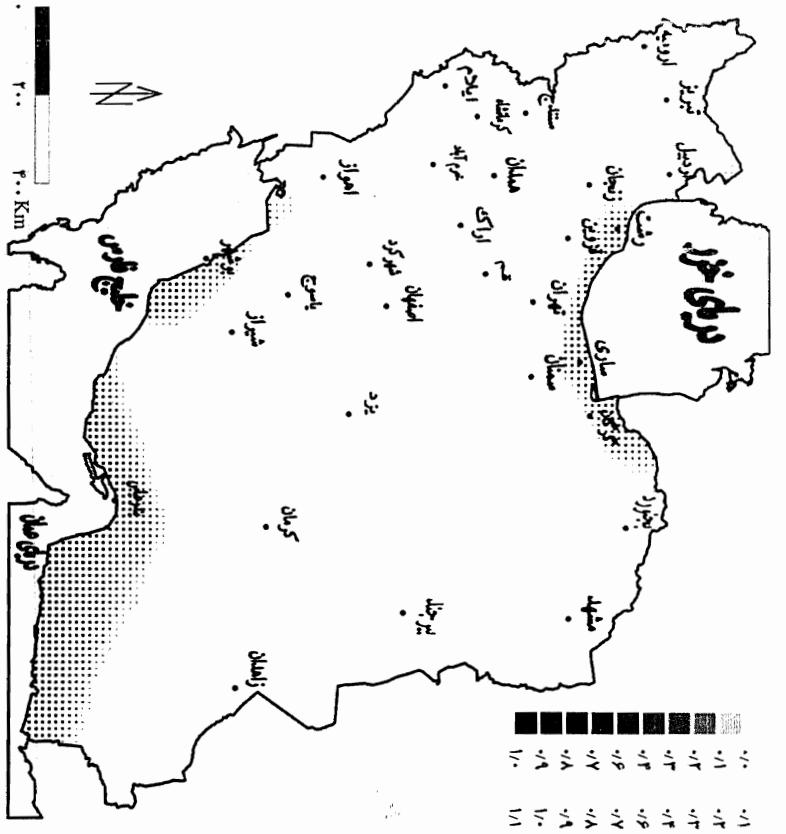
شرچی

بر پایه این رابطه و با توجه به این که بیشینه نم نسبی صد درصد است، دمای آستانه‌ی شرچی ۱۹/۸ درجه سلسیوس است. به بیان دیگر در ماهاتی کمتر از ۱۹/۸ بدیده شرچی دیده نمی‌شود. در ایران از استفند تا آبان شرایط شرچی در بخش‌های کرانه‌ای ایران دیده می‌شود. اوج شرچی در امداد ماه رخ می‌دهد و در این زمان تزدیک به ۱/۰ درصد مساحت کشور دارای حالت شرچی است (شکل ۵-۴). در تمام سال فراوانی، شدت و وسعت نواحی شرچی در جنوب پیش از شمال است (شکل ۶-۴) زیرا هم جو کرانه‌ای عمان از رطوبت سرشار تر است و هم دمای آن پیشر است. در واقع در کرانه‌ای خوزر شرچی چهار برج دوم دارد یعنی از خرد آغاز می‌شود و در شهریور به بیان می‌رسد. جدا اکثر شدت شرچی در اینجا به ۱/۲۲ می‌رسد. در همین حال شرچی در کرانه‌ای خلیج فارس از فوردن آغاز می‌شود و تا آبان ادامه می‌پید. جدا اکثر شدت شرچی در اینجا به ۱/۹۷ می‌رسد. در مجموع میانگین شدت شرچی در کرانه‌ای عمان پیش از دیگر نقاط کشور است (شکل ۶-۷).

شکل ۶-۴) میلانگین فرآوانی سالانه رخداد شرجی ایران



شکل ۷-۴) میلانگین سالانه شدت شرجی ایران



پوشش: دما و نم نسی سه شهر برای تیر ماه در دست است. درجه شرجی آنها را به دست آورید.

گرگان	یزد	پندیعباس
۳۷/۸	۳۱/۷	۳۶/۳
دما تیر		
نم نسی تیر	۹۵	۷۸

ابوناکی

جهان از نمای ابر بروز زاله شد- همه کوه و هامون بر از لاله شد

ابوناکی نماینده درصدی از آسمان است که پوشیده از ابر است. در ایران ابوناکی با دما ارتباط معکوس نشان می دهد. این بدان معناست که فرایند تشکیل ابر در ایران پیشرفت مثنا پوشی دارد تا گویا شی. به همین دلیل ابوناکی ایران در دوره سرد سال که سامانه های کم فشار، جبهه ها و امواج مانی جو، کشود را در بر می گیرند پیشرفت از دوره گرم سال است که سامانه های پوشش پوشی غلبه دارند. میانگین ابوناکی ایران حدود ۲۶ درصد است و با توجه به میانگین جهانی که حدود ۹۰ درصد است ایران کشوری کم ابر پوشان می آید. اگر به میانگین ابوناکی ایران در طی سال توجه کنیم (شکل ۸-۴) در خواهیم یافت که در هیچ روزی از سال میانگین ابوناکی ایران بد ه در صد هم نمی رسند. به بیان دیگر ابوناکی ایران همواره از میانگین جهانی ابوناکی باین تراست اگر به یاد بیاریم که ایران کم بازش تراز جهان، جو آن کم رطوبت تراز میانگین جهانی و دمای آن بالاتر از میانگین دمای زمین است برایمان روش خواهد شد که ایران در مقایسه با میانگین های جهانی کشوری گرم، خشک، کم بازش و کم ابر است. از آنها که برای تشکیل ابر باید دمای هوا تا حد دمای شبیم باشند یا محتوا رطوبتی جو تا حد اشباع افزایش باید این چهار ویژگی باید بگردند تاگاه هستند و همگی رشد در موقعیت جغرافیایی ایران نسبت به کشورهای اقیانوسی جهان دارند. استقرار در منطقه جنبه حاره که محل حاکمیت پر فشارهای پوشی کلان مقياس گردش عمومی هوا است تا حد زیادی بپایان همی این ویژگی را در آب و هوای ایران توجیه می کنند؛ زیرا هم سبب گرمایش می شود و هم به سبب فروتنشی، هوا را از حالات اشباع خارج می کند.

در اسفند و فروردین ابوناکی ایران به بیشترین مقدار می رسند و حدود ۴۰ درصد است و در شهریور به درصد کاهش می باید (شکل ۸-۴).

پاسخ: در بندرعباس درجه شرحي ۴/۵/۱ و در بزد ۲/۰/۰-۱ و در گرگان ۱/۷/۰ است. بنابراین در تیز، بندرعباس بسیار شرحي است، بزد شرحي ندارد و شدت شرحي گرگان حدود نصف بندرعباس است.

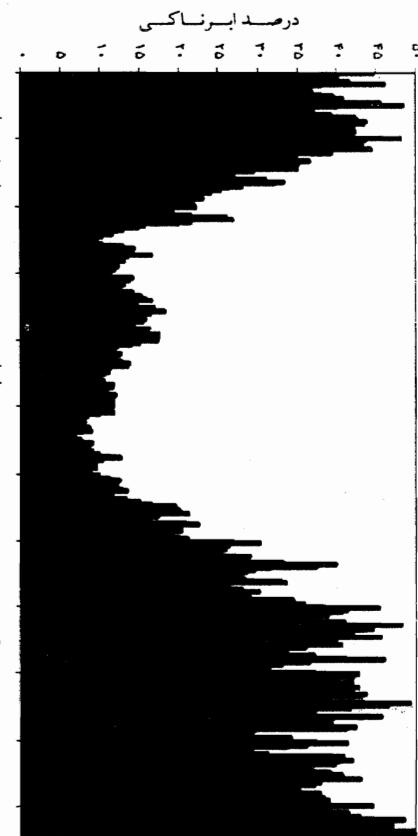
آزمون: به شکل ۸-۴ تگاه کنید. به نظر شما آیا می توان ایران را به کمک پدیده شرحي به دو قلمرو کرانه ای (مناطقی که دارای پدیده شرحي هستند) و قلمرو بز (مناطقی که پدیده شرحي ندارند) تقسیم کرد؟ دلیل یا ورید.

آزمون: داده های دما و نمایی نزدیک ترین استگاه هواشنی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. در محل زندگی شما در چه ماه هایی شرایط دمایی برای رخداد شرحي مهیا است. اگر در ایران مرکزی زندگی می کنید در این ماه های نمایی دست کم چه اندازه باید باشد تا شرحي رخ دهد؟ با توجه به محاسبه ای که هم اکنون انجام دادید چه درایلی برای رخ ندادن شرحي در ایران برش می توان آورد؟

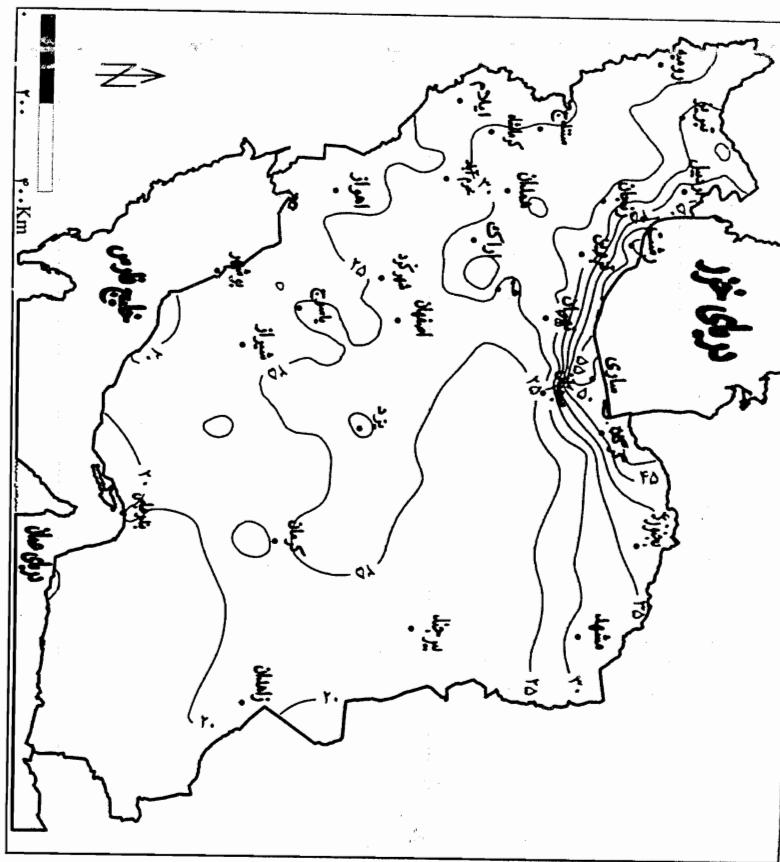
آزمون: در محل زندگی شما در چه ماه هایی شرحي رخ می دهد؟ شدت شرحي در این ماهها چه اندازه است؟

کنید.

شکل ۸-۸ آهنگ زمانی در ایران



شکل ۹-۶ میانگین درصد ایران‌کی سالانه ایران



ایران در پراکندگی مکانی ایران‌کی بیشتر آشکار است (شکل ۹-۱۰). سرماشی ایران‌کی نیز در دمای این منطقه دخالت دارد. در عین حال نقش کوه‌های شمالی پیاز ایان کی در بعضی های شمالی کنور به ویژه در گرانه‌های غربی خزر و بعضی های میانی ایران دیده می‌شود. اساساً کمرنگ شمایل ایران در حوالی مدار ۳۶ درجه نسبت به نقاط جنوبی دو برابر ایران‌کتو است (شکل ۹-۹). در سراسر بعضی های واقع بین مدار ۲۵ تا ۳۶ درجه ایران‌کی پیزامون ۲۵ درصد نوسان می‌کند. از مدار ۳۶ درجه تا ۳۷/۵ درجه یعنی در ۲/۵ درجه قوسی ایران‌کترین منطقه‌ی ایران واقع است. در این منطقه ایران‌کی بین ۲۵ تا ۳۰ درصد در نوسان است. پیاز این همان‌ظرف که مدار ۳۵ درجه ممنوعه گذار حرارتی شمال-جنوب در ایران است و مناطق سرد شمالی را از مناطق گرم جنوبی جدا می‌کند مدار ۳۶ درجه نیز ممنوعه گذار ایران‌کی است و مناطق ایران‌کی شمالی را از مناطق کم ابر جنوبی جدا می‌کند. از این دو ویژگی اقلیمی ایران چنین بر می‌آید که گذشته از عرض جغرافیایی و گره‌های کوهستانی، در کمرنگ شمالی کشور اثر

ازمون: در تاریخهایی که تصاویر مامورهای منتشر می‌کنند جسمی که دارای این امکان است را می‌تواند نقش بازدارنده‌ی رشته کوههای شمالی ایران در گسترش ایران‌کی را نشان دهد. برای نمونه می‌تواند به تاریخهای زیر سری بزیند.

<http://modis.gsfc.nasa.gov/>

<http://www.eumetsat.int/Home/index.htm>

شکل ۱۰-۳) نقش کوههای شمالی ایران در پراکنش مکانی نم و ابر

۱۳۸۳ شهریور



آزمون: شکل ۱۰-۴) کاه کید. افزایش نسبی ایران‌کی در تیر ماه را چگونه توجیه می‌کنید؟

آزمون: در شکل ۹-۳ به موقعیت خط هم‌حد ۵۷ درصد توجه کنید. تغییرات مکانی ایران‌کی در جنوب این خط بسیار ناچیز و در شمال آن شبیه مکانی ایران‌کی زیاد است. این تفاوت را چگونه توجیه می‌کنید؟

آزمون: چرا این‌کی از پیکربندی تاهمواری پیروی نمی‌کند؟

آزمون: چه عواملی در این‌کی کمربند شمالی ایران (مناطقی راچ در شمال هم‌حد ۵۷ درصد در شکل ۹-۳) نقش دارند؟

فصل پنجم

بارش

بارش

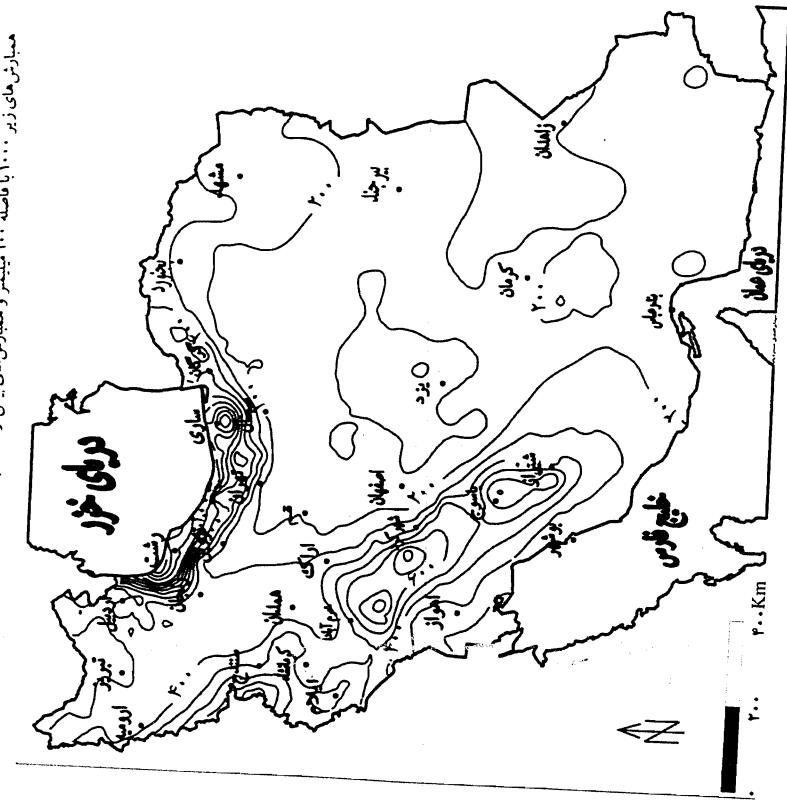
یکی رعد و باران باریق و جوش زمین بر ز آب آستان پر خود رین در ایران بارش یکی از متغیرهای ارزیابی مهیا به بالقوه متابع آب است اما توزیع زمانی و مکانی آن بسیار ناکنونا است و به همین دلیل توزیع متابع آب کشور نیز یکنواخت نیست. نگهداری و مدیریت متابع آب، هم تابعی از بارش دریافی است و هم به تغییرپذیری بارش بستگی دارد. هرچه تغییرات مکانی بارش کوچکتر باشد همگنی و یکدستی متابع آب بیشتر می شود. از سوی دیگر، هر چه تغییرپذیری زمانی بارش کمتر باشد متابع آب نیز با ثبات تر خواهد بود و عرضه دائی آب امکان پذیر می شود. به همین دلیل تغییرپذیری زمانی بارش در ارزیابی مهیا متابع آب آبجیزها و مطالعه مهیا نسی متابع آب در مقیاس محلی و منطقه ای اهمیت زیادی دارد.

الگوی مکانی بارش در ایران

تفاوت های مکانی بارش در ایران بسیار زیاد است. این تفاوت ها از یکسو به طبیعت رفتار مکانی بارش باز می گردد که اساساً متغیری سرکش است و تغییرات مکانی شدیدی از خود نشان می دهد. از سوی دیگر، تنوع متشا بارش در نقاط مختلف ایران سبب شده است تا در هر منطقه، مقدار ریزش های جوی و زمان بارش مقاومت باشد به ویژه در سال های کمتری

وادر به صعود کرده و سبب تقویت آنها می‌شوند. به همین دلیل با تردیک شدن به چکادهای زاگرس بر مقدار بارش افزوده می‌شود. غالباً این افزایش بارش تا بلندترین نقاط راگرس ادامه نمی‌پیده زیرا محتوای رطوبتی توده‌های ای ای که به ایران وارد می‌شوند آن اندازه نیست که بتواند رشته کوه راگرس، محور بارش بر محور ناهواری منطبق نیست (شکل ۱-۵).

شکل ۱-۵) میانگین بارش سالانه ایران
میانگین میزان بارش افلاط ۱۰۰ میلیمتر و میانگین میزان بارش افلاط ۲۰۰ میلیمتر نرم شده‌اند.



برخورد ای ای این تفاوت‌های مکانی شدیدتر می‌شود. همچنین در سال‌های پربارش تفاوت‌های مکانی بارش نقاط مختلف ایران کاهش می‌پیده، بررسی ها نشان می‌دهد که این دو متغیر از رابطه خطی زیر پیروی می‌کنند.

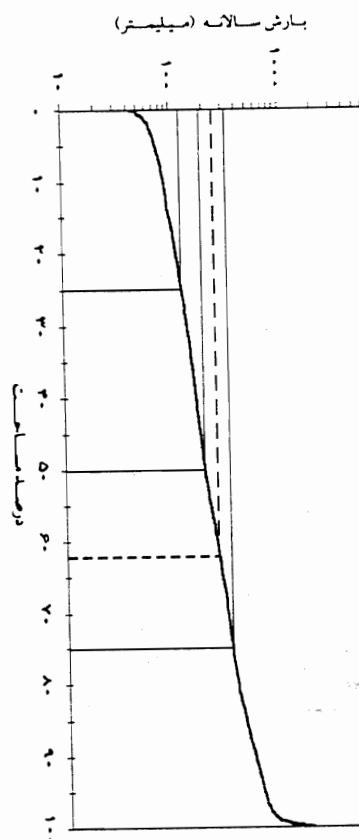
$$C_1 = -131, \quad R = -0.777$$

در اینجا C_1 تغییرپذیری مکانی بارش و P میانگین بارش سالانه کمکور است.
پوشش: میانگین بارش سالانه ایران حدود ۱۲۰ میلیمتر است. اگر در یک سال کم‌بارش فرضی باشد کشور به ۱۵۰ میلیمتر و در یک سال پربارش فرضی به ۳۵۰ میلیمتر بوده تغییرپذیری مکانی بارش در این دو سال چه اندازه خواهد بود؟ این مقادیر را چگونه تفسیر می‌کنید؟

پاسخ: در سال کم‌بارش، تغییرپذیری مکانی بارش کشور ۱۰۳ درصد و در سال پربارش حدود ۹۷ درصد خواهد بود. این بدان معناست که در سال پربارش، مقدار بارش در رافقی نقاط مختلف کشور با یکدیگر تفاوت خیلی شدید نداشته اما در سال کم‌بارش، بارش نقاط مختلف تفاوت چشمگیر داشته است. به این ترتیب روش می‌شود که با هر میلی متر افزایش بارش، تفاوت مکانی، بارش ۱/۱۸ درصد کاهش می‌پیده. اگر این واقعیت را در نظر بگیریم که اساساً ایران گذشته از کم‌بود بارش با توزیع ناپایاب جغرافی ای بارش هم روی روست در می‌پاییم که در سال‌های کم‌بارش این مشکل شدیدتر هم می‌شود زیرا تفاوت‌های مکانی بارش در سال‌های کم‌بارش شدیدتر است.

(میانگین سالانه بارش ایران نزدیک ۱۶۰ میلیمتر است اما بارش در رافقی میانگین کمتر از ۵۰ میلیمتر هم کمتر است. در عوض در برخی نقاط کرانه‌های غربی خزر بارش سالانه نزدیک ۱۸۰ میلیمتر است (شکل ۱-۵). همبارش ۱۵۰ میلیمتر تقریباً میان مراتع کم‌بارش و پربارش ایران را تشکیل می‌دهد. چون ۱۵ درصد مساحت کشور کمتر از ۲۵۰ میلیمتر بارش در رافقی می‌کند و تنها باش: ۴ درصد کشور بیش از ۳۰۰ میلیمتر است توزیع ناپایاب بارش بر روی کشور کاملاً آشکار است (شکل ۱-۵). ناهمواری‌های زاگرس بر سامانه‌های غربی و جنوب غربی اثر دارد و آنها را

شکل ۲(۵) نوزیع بارش سالانه ایران بر روی ساحل کنور



می‌باشد. در نتیجه در ارتفاعات بیش از ۳۰۰۰ متر یک برفشار بر روی زاگرس تشکیل می‌شود و یک کفشار هم در جانب شمال غربی زاگرس شکل می‌گیرد. در مرحله دوم در موز این دو سامانه یک کمرنده مغراطی در جانب جنوب غربی و یک کمرنده واگرایی در جانب شمال شرقی پدیدار می‌شود. به دلیل انتقال نازیگرد هوا در کمرنده واگرایی بالای، خشار سطحی در رابط غربی زاگرس (شمال غرب پشتی بالای) افت می‌کند. در مرحله سوم به دلیل استقرار کم فشار سطحی در شمال غرب زاگرس همچنان پادساعنگرد برفشار می‌شود. همین الگو به صعود هوا از دامنه‌های غربی زاگرس کمک می‌کند و چگالش را افزایش می‌دهد. در نتیجه شیوه فشار درین سامانه‌های بالای (دار ارتفاع ۹۰۰۰ متری) افزایش یافته و کمرنده همگرایی و واگرایی تقویت می‌شوند. به این ترتیب در یک چرخنده پسخورد مثبت کم فشار سطحی عمیق‌تر می‌شود. به این ترتیب یک چرخنده کامل مستعمل بر جبهه‌ی سرد و گرم تشکیل می‌شود که حتی در کوههای شمال شرقی شبه جزیره‌ی عربستان هم موجب ریشه می‌شود.

همه‌ی بارشی که بر روی دامنه‌های غربی زاگرس دیده می‌شود (شکل ۱-۳-۳) تا اندازه‌ای به سامانه‌های کفشاری مربوط است که در این جا تقویت می‌شوند. توچه به قشردگی همبارش‌ها بر روی دامنه‌های غربی زاگرس و فاصله گرفت آنها از یکدیگر بر روی دامنه‌های شرقی به خوبی روش می‌سازد که سامانه‌های بارانزای غربی ناچار به صعود از زاگرس شده و فریند که بارش نیز نقش مهمی را در این بخش کشته بازی می‌کند. شبیه بارش که بر روی جگله خوزستان حدود ۴ میلیمتر بر کیلوگرم است در محل هسته‌ی بارش زرد کوه ناگهان افت می‌کند و بر روی دامنه‌های بادپناهی به ۱۲-۱۶ میلیمتر بر کیلوگرم رسید. بهینه دیگر بازدیک شدن به زاگرس مقدار بارش بر روی دامنه‌های بادپناهی به آرامی افزایش می‌یابد اما با پشت سر گذاشتن هسته‌ی بارش مقدار بارش با شیوه بسیار تند رو به کاهش می‌گذارد (شکل ۱-۳-۵). همین آرایش را در همبارش‌های پیرامون توده‌ی جبل بارز نیز می‌توان دید (شکل ۱-۵).

بارش و اشتباهی کم (۳۰۰ مم) با برسی سازوکار چرخنده‌ای در دامنه‌های غربی زاگرس آن را شامل سه مرحله دانسته‌اند. در مرحله اول جریان‌های گرم جنوب غربی در برشود با زاگرس ناچار به صعود می‌شوند. با انجام چگالش و آزاد شدن گرمای نهان افاهنگ مجیطی کاهش

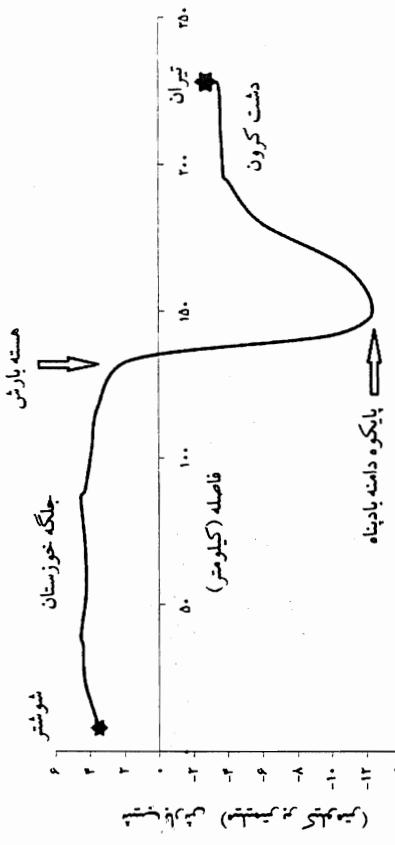
می‌سازد، بارش اوخر بهمن ۱۳۷۹ نمونای از این گونه چرخندزایی است، در روز ۲۲ بهمن ۱۳۷۹ ایستگاه کشوربارش پیش از ۱۰ میلیمتر گزارش شده است. در کوههای خزر پویه در بخش‌های غربی، قاصله از دریا نقش تعیین کننده‌تری در بارش دارد (شکل ۴-۵). در اینجا بادهای بسیار سرد و خشک شالی با گذر از آبهای گی، خزر با کسب رطوبت و گرما تا بادیار شده و صعود می‌کند. اگر منشاً بادهای سرد و خشک، سامانه‌های برخشاری باشد که بر روی دریای سیاه یا اروپا استقرار دارند بارش‌های بسیار سرگین در کوههای خزر دیش می‌کند. با دور شدن از ساحل خزر بارش به سرعت کاهش می‌یابد. در این بخش از کشور با افزایش ارتفاع تا یک حد معین از مقنن بارش کاسته می‌شود.

در ایران مرکزی که کوههای پراکنده مانع عبورهای در بربر جهیان هوا ایجاد نمی‌کنند بارش و ارتفاع ارتباط چندان زیادی ندارند. در واقع آنچه بر بارش اثر می‌گذارد توده‌های بزرگ ناهمواری است که هم نقش دینامیک دارند و هم نقش مالع در برابر سامانه‌های جوی را بازی می‌کنند. به همین جهت است که بر روی نقشه همبارش اثر توده هزار و لاله زار دیده می‌شود اما اثر کرسک یا شیرکوه دیده نمی‌شود (شکل ۱-۵). بنابرین توزیع مکانی بارش در مناطق مختلف متأثر از عوامل متأثر است و حقی در یک قلمرو معین مثلاً در زاگرس که ارتباط خوبی میان بارش و ارتفاع وجود دارد مدل بارش - ارتفاع روی دامنه‌های غربی و شرقی با یکدیگر متناظر است.



شکل ۱-۳-۵) آرایش مکانی بارش بر روی زاگرس

شکل ۲-۳-۵) نیميخ شب بارش از شوستر تا تهران



گذشته، از این در زمانی که از یک سو پر فشار سپری گسترش یافته و هوای سرد و خشک را از شمال شرق بر روی ایران می‌ریزد و از سوی دیگر فرود دریایی سرخ گسترش یافته و هوای گرم و مرطب را از خوب غرب به درون ایران می‌راند شدید فشار در دو سوی زاگرس و صعود هوا گرم و مرطب از دامنه‌های غربی زاگرس زمینه شکل گیری چرخندهای عمیق را فراهم

شکل ۴-۵) الگوی بارش بر روی کرانه‌های خزر



رابطه بارش و ناهارواری

چنان که پیش از این هم گفته شد رابطه یکتاوی بین بارش دریافی یک محل و ارتفاع آن محل^{*} از تراز دریا وجود ندارد. برای نمونه روی دامنه‌های بادگر زاگرس با افزایش ارتفاع بارش بارش می‌باشد (شکل ۵-۵). اما از کرانه‌های خزر تا بخش بزرگی از دامنه‌های شمالی البرز با افزایش ارتفاع، بارش کاهش می‌باشد (شکل ۶-۵). این تضاد نشان می‌دهد که اساساً الگوی خطوط بارش بیشتر تابع آرایش ناهواری است تا ارتفاع.

در کرانه‌های خزر فرارفت هوای سرد و خشک شمالی (پر فشار دریای سیاه) پا شرقی (پر فشار سیرو) و رویارویی آن با هوای گرم و مرطوب جنوب بخوبی یک کمیند ناپیوستگی بوجود می‌کند. فرارفت بخار آب به انباشت رطوبت در پشت این کمیند می‌انجامد و به دلیل کاهش چگالی، ناپایداری را تقویت می‌کند. مقدار بارش در راستای این ناپیوستگی بیشینه است. به همین دلیل با دورشدن از کرانه، مقدار بارش کاهش می‌باشد. بارش ۲۳ مهر ۱۳۶۳ نمودنده از این سازوکار است.

در زاگرس چون ناهواری پیوسته است توده‌های هوار را ناچار به صعود و تنفسی رطوبت می‌سازد اما در کوههای پراکنده داخلي توده‌های هوامی توانند تا حدی این کوهها را دور بزنند. به همین دلیل است که با پشتسر گذاشتن رشته کوه پیوسته و مرتفع زاگرس توده‌های هواری که از غرب به ایران وارد می‌شوند بخش بزرگی از رطوبت خود را از دست می‌دهند. این هوای خشک حتی در صورت صعود از کوههای پراکنده و کم رفاهتر داشته، کمتر پیش می‌آید که ناچار به تنفس رطوبت و بارش شود به همین دلیل نتش آب شناختی این کوهها در این بارش برف و تأمین منابع آب برای کوهپایه‌ای پیرامونشان بیشتر دامنه است تا بارشی. به سخن دیگر کاهش دما با افزایش ارتفاع سبب می‌شود تا در دوره سرد سال که غالباً همرومان با باریش‌های جوی ایران است بارش برفراز کوههای داخلي بصورت برف بلند. به این ترتیب بخش بزرگی از آب مجال نفوذ در زمین و تقدیمی آبهای ذیرزیمنی را می‌باشد و بخش دیگری از آن با آغاز دوره گرم، آب چشمده رودخانه‌های فصلی این مناطق را تأمین می‌کند.

آزمون: در حالی که همبارش صد میلیتری توجه به توده کرکس و شیرکوه مسیر خود را می‌پیماید. توده هزار و لاله زار مسیر همبارش دویست میلیتر را منحروف کرده است. جرا اثر توده هزار و لاله زار بر بارش چشمگیر است اما اثر کرکس و شیرکوه بر بارش روی شکل ۱-۵ دیده نمی‌شود.

آزمون: به فاصله‌ی خطوط همبارش در شکل ۱-۳-۵ دقت کنید. شبیه بارش در پیش‌باد زاگرس (دامنه‌های غربی) خلیی کنتر از شبیه بارش در پشت‌باد زاگرس (دامنه‌های شرقی) است. این تفاوت را چگونه توجیه می‌کنید؟

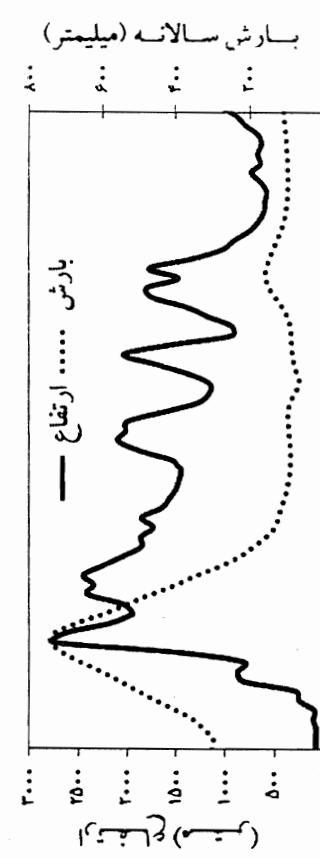
محور افقی و بارش بر روی محور عمودی پایه شده باشد. برای هر نمودار معادله خط رگرسیون را محسسه و سپس خط رگرسیون را ترسیم کنید. در این روش - ارتفاع در محل زندگی تا ان بحث کنید. در هر یک از ماههای سال به ازای هر صد متر افزایش ارتفاع بارش در محل زندگی شما چه مقادیر افزایش می‌یابد؟ این ربطی تا چه ارتفاعی متغیر است؟ چرا نمی‌توان رابطه بارش ارتفاع را تا نوک قله‌های منطقه معتبر دانست؟ در این باره بحث کنید.

آزمون: بر روی نقشه‌ی ۱-۵ زمینهای را با خطی راست به رشت وصل کنید و نیمی بارش را در این راستا ترسیم و دریاروی آن بحث کنید.

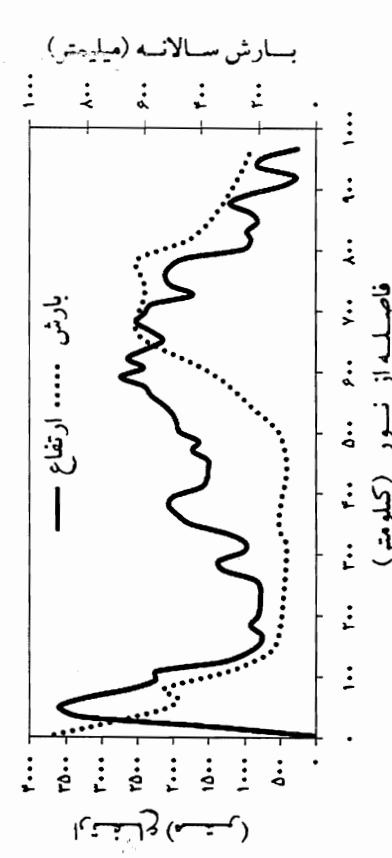
آزمون: بر روی نقشه‌ی ۳-۵ زمینهای را با خطی راست به رشت وصل کنید و نیمی بارش را در این راستا ترسیم و دریاروی آن بحث کنید.

آزمون: بر روی نقشه‌ی ۱-۳-۵ بوشهر را با خطی راست به اراک وصل کنید و نیمی بارش را در این راستا ترسیم و دریاروی آن بحث کنید.

آزمون: آبادان زندگی محل زندگی شما کوهی وجود دارد که دست کم بخشی از سال بر قله آن برف بنشیند. ارتفاع این کوه چقدر است؟ به کمک اتفاقاتی دما که پیش از این محسسه کردید ارتفاع هم‌مای صفر درجه را در ماههای که بر قله برف دلیه می‌شود برآورد کنید. دریاروی نقش این کوه در تأثیر آب و تهدیل دمای محل زندگی خود بحث کنید.



شکل ۵-۵) نیمی بارش - ارتفاع از شوosh تا هندان
فاصله از شوosh (کیلومتر)



شکل ۶-۵) نیمی بارش و ارتفاع از نور تا کنگان
فاصله از نور (کیلومتر)

آزمون: داده‌های بارش دست کم شش ایستگاه هواشنگی نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. برای هر یک از ماههای نمودار جداول‌گاهی رسم کنید که در آن ارتفاع بر روی

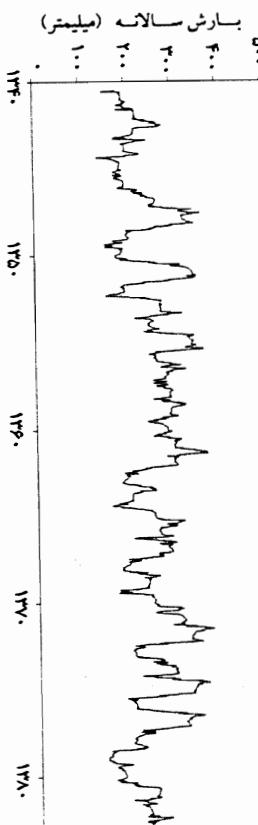
الگوی زمانی بارش در ایران

با توجه به این که ایران در منطقه‌ای خشک واقع شده است تغییرات زمانی بارش در آن بسیار زیاد است. با این که میانگین بارش سالانه ایران حدود ۲۵۰ میلیمتر است اما در سال‌های پیش‌تر تا ۳۸۰ میلیمتر بارش هم دریافت کرده و مقابل در سال‌های کم‌بارش، بارش دریافتی کثیر از ۱۵۰ میلیمتر هم کمتر بوده است. این تغییرات نه تنها در دوره‌های زمانی بلکه در فواصل زمانی کوتاه نیز دیده می‌شود (شکل ۷-۵).

خشکسالی و ترسالی

ز روی هوا ابر شند ناپدیده - به ایران کسی برف و باران نمید

خشکسالی به معنای اقلیبی آن یعنی کاهش بارش یک بازدی معین بر روی یک پنهانی معین نسبت به میانگین بلعدالت بارش همان پنهان در همان بازه. معمولاً بروای آن که شدت خشکسالی به درجه‌ی تغییرات زمانی بارش هر محل بستگی دارد، مقادار ناهنجاری بارش را به اعتراف معيار بارش محل نیز تقسیم می‌کنند تا بتوان شدت خشکسالی مناطق پرتوسان و کم‌نوسان را بایدیگر مطابقه کرد. بدین ترتیب این شاخص را سال‌های بهینه‌تر صفر و برای سال‌های ناهنجار خشک، منفی و برای سال‌های ناهنجار تر، مثبت است.



شکل ۷-۵) تغییرات بارش سالانه ایران

$$DA = 169 - 0.45P$$

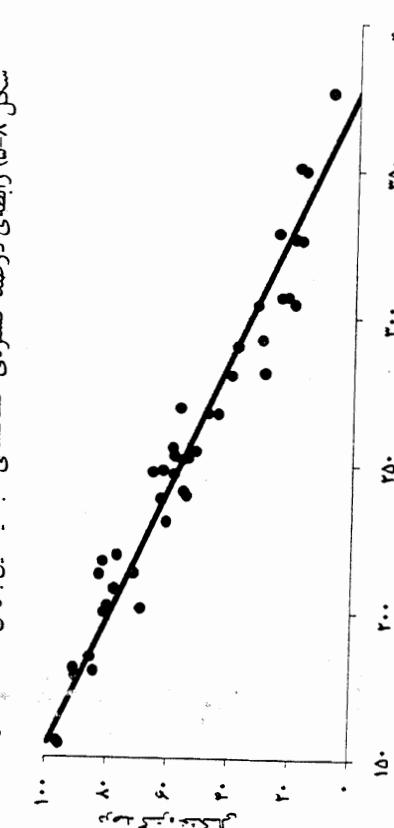
در اینجا DA درصد وسعت خشکسالی‌ها و P میانگین بارش کشور است.

پوشش: درصد وسعت خشکسالی‌ها ایران در سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۷۹ چه اندازه بوده است. میانگین بارش کشور در این دو سال به ترتیب ۱۵۵ و ۳۵۰ و ۳۵۰ میلیمتر بوده است.

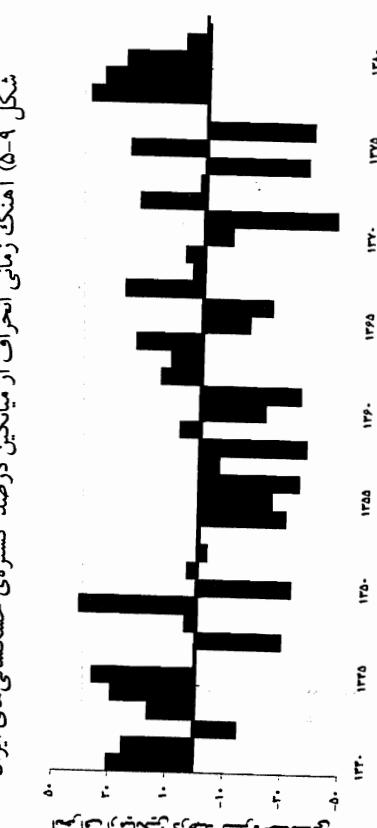
آزمون: داده‌های بارش روزانه ترین ایستگاه هواشنگی نزدیک به محل نزدیکی به فروندی سرخ همراه می‌شوند بارش ایران بسیار زیاد می‌شود. نمونه‌ی این سال‌ها سال ۱۳۶۱ است. در این سال بارش در پیشتر نقاط کشور بیشتر از میانگین بوده است. بویژه در بخش‌های جنوبی کشور که دروازه‌ی درود سالانه‌ی فروند دریایی سرخ است بارش به طور چشم گیری از میانگین بالاتر بوده است. در این سال فروند دریایی سرخ بسیار فعال بوده است.

دهي. درباردي و پرگاهي اين نمودار بحث كنيد. آيا در نمودار روند يا جرمه ديده مي شود؟
دادههاي شاخص پارش استاندار شده را بد مقاييس ماهانه تبديل كنيد و نمودار هر ماه را جداگانه
رسميم و درباردي و پرگاهي آن بحث كنيد. آيا با تغيير مقاييس از روزنه به ماهانه تكاليف تازه‌هاي
روشن شد؟

شكل ۸-۵) رابطه درصد گستره خشکسالی با ميانگين پارش سالانه ايران



شكل ۹-۵) آهنج زمانی انحراف از ميانگين درصد گستره خشکسالی های ايران



پارش: در سال ۱۳۶۸ حدود ۹۹ درصد و در سال ۱۳۷۶ حدود ۱۲ درصد کشور دچار خشکسالي بوده است.
به اين ترتيب با هر ۱۰ ميليمتر افزایش پارش ۴/۵ درصد از وسعت خشکسالی های کشور کاسته می شود. برای آن که دست کم نسبی از کشور دچار خشکسالی بناشد پارش ايران برابر از ۲۶۵ ميليمتر کمتر شود. اگر پارش درياياني کشور به ۳۷۵ ميليمتر برسد ترسالي همی ايران را فوام گرد و در صورتی که پارش درياياني کشور به ۳۱۵ ميليمتر کاهش يابد تمامی ايران دچار خشک بالي خواهد شد (شكل ۸-۵).

با اين که وسعت خشکسالی ها از سال به سال دیگر به شدت تغير می کند اما يك الگوي دوره اي در آن ديله شود (شكل ۹-۵). هرچند کاملاً ممکن است به ذنبال يك سال بسيار پارش يك خشکسالی فرااگير رخ دهد اما در مجموع عموماً خشکسالی ها به طور خوانادگي و در طلي يك دوره ۱۱ ساله رخ می دهدند. ترسالي ها نيز تقریباً همن رفشار را انشان می دهدند اما دوام آنها معمولاً کوتاه ر است و حدود ۷ سال به طول می انجامد. چنان که ييش از اين هم گفتشم پارش سالانه ايران در يك زنجشوبي يبوند از دور با پارده انسو مربوط است. اين ارتباط در دو بخش قابل بررسی است يك ارتباط ترسالي های ايران با رخداد گرم انسو که اينها ناميده می شود و ارتباط نسبتاً ضعيف تری است. رخدادهای گرم و سرد انسو هر دو پارده های شبه دوره اي هستند و دوره های زمانی متفاوتی برای آنها پيشنهاد شده است. از جمله برای رخداد گرم دوره های ۷ ساله و برای رخداد سرد دوره های ۱۱ ساله پيشنهاد شده است که با دوره خشکسالی ها و ترسالي های ايران مهاهنگ است.

آزمون: به يك داده های پارش روزانه نزدیک ترين ایستگاه هواسنجي نزدیک به محل زندگی خود شاخص بارش استاندار شده را برای هر روز محاسبه و بر روی يك نمودار نمایش

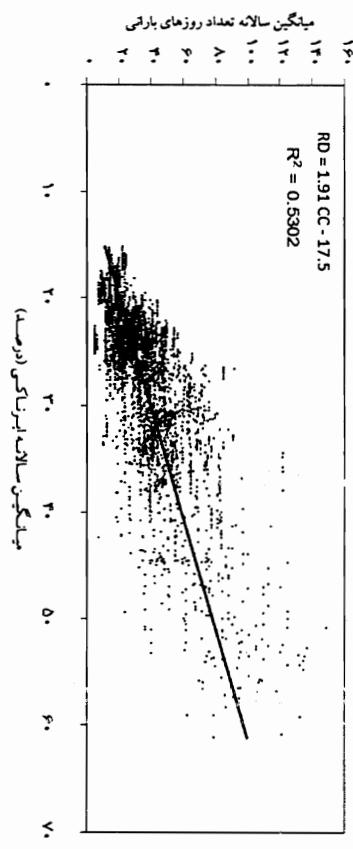
پرسن: اگر درصد ایرانیکی سالانه یک محل ۱۵ درصد باشد در چند درصد روزهای سال امکان بارندگی وجود دارد.

پاسخ: تعداد روزهای بارانی این محل حدود ۱۱ روز برآورد می‌شود یعنی ۳ درصد از روزهای سال همراه با پارش خواهد بود.

دیگر روزهای نشانده‌نهادی روزی است که ممکن شرایط پارش یعنی رطوبت، ناپایداری و همسک‌های چگالش در جو فراهم بوده است. طبیعی است که روزهای بارانی با ایرانیکی پیشترین ارتباط را نشان می‌دهد (شکل ۱۰-۱).

در ایران تعداد روزهای بارانی به طور متوسط ۵۳ روز است و در عین حال تعداد روزهای بارانی در ۶۵ درصد از گستره‌ی کشور از ۳۴ روز کمتر است. از این لحاظ ایران به دو بخش متأثر قابل تقسیم است. یک قلمرو وسیع با تعداد روزهای بارانی کم و یک قلمرو کوچک‌تر که از تعداد روزهای بارانی پیشتری برحوردار است، در سواحل جنوبی به ویژه کوه‌های دیلی عمان که از عرض جغرافیکی پایین توی برحوردار است، شاید به دلیل حاکمیت پرفلار جنبه حاره تعداد روزهای بارانی بسیار کم است. در چالهای مرکزی ایران، شاید به دلیل موقعیت بادپرها که از رشته کوه زاگرس ناشی می‌شود نیز تعداد روزهای بارانی کم است. از سوی دیگر بر روی زائرین که توده‌ی کوهستانی، جزیره‌های غربی را تاچار به صعود می‌سازد تعداد روزهای بارانی زیادتر است. در سراسر کمرنده شناسی کشور هم که در بخشی از سال عرصه‌ی جریان‌های غربی است تعداد روزهای بارانی زیاد است.

شکل ۱۰-۱) رابطه میانگین سالانه تعداد روزهای بارانی با میانگین سالانه ایرانی



در ایران تعداد روزهای بارانی بیش روی پسردی پادهای غربی در ایران همراهیک است و نایابنده و قوع پارش در دوره‌ی سرد سال و حاکمیت دوره‌ی بی‌بارش در دوره‌ی گرم سال است (شکل ۱۱-۵). افزایش نسبی تعداد روزهای بارانی در اواسط تیر تا اوسط ابردند ناشی از پارش‌های موسومی جنوبی‌شرقی کشور و پارش‌های تابستانی کوه‌های خزر است.

تعداد روزهای بارانی ایران نوسان‌های بین ساله دارد. افت و خیزهای نمودار تعداد روزهای بارانی ایران (شکل ۱۲-۵) نیز همین پدیده را نشان می‌دهد.

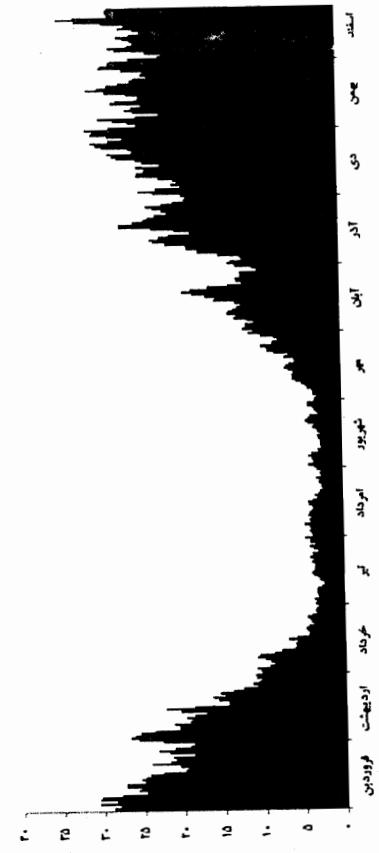
در اینجا RD تعداد روزهای بارانی ساله و CC درصد ایرانیکی سالانه است. بر این اساس بارندگی در مناطقی که میانگین ایرانیکی سالانه آنها کمتر از θ درصد باشد رخ نمی‌دهد. بنابراین جون در ایران اینهاکی از جنوب به شمال افزایش می‌یابد تعداد روزهای بارانی هم از جنوب به شمال افروزه می‌شود.

(جدول ۱-۵). در زمستان با تزويق رطوبت از يك سو و فراهم شدن شرایط ناپايداري که صعود هوا را امکان پذير می سازد درصد بارش هاي پيش از ۵ ميليمتر افراش می يابد (جدول ۱-۵). در آذر زير يك ۱۴ درصد روزهای باراني دارای رينش پيش از ۵ ميليمتر هستند و از اين نظر آذر نسبت به ماههای ديگر، بارش هاي شدید تری را نشان می دهد. به همين سبب است که در ايران تعداد سيلاب ها در آذر افزایش می يابد.

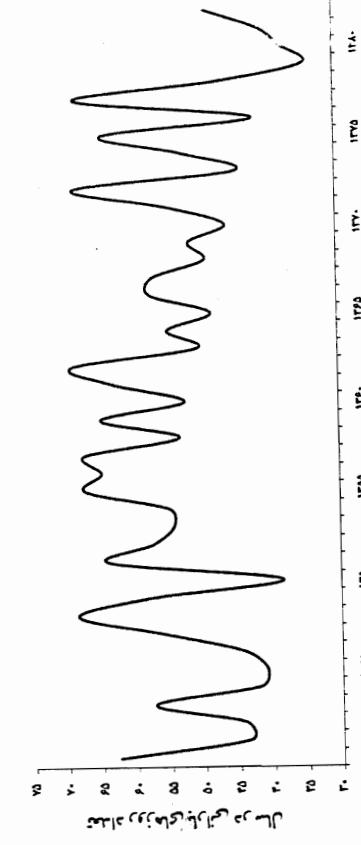
جدول ۱-۵) درصد فراوانی روزهای بارانی در گروههای بارشی مختلف

طبقه بارش	< ۱	۱-۵	۵-۱۰	۱۰-۱۵	۱۵-۲۰	۲۰-۲۵	۲۵-۳۰	۳۰-۳۵	۳۵-۴۰	۴۰-۴۵	۴۵-۵۰	۵۰-۵۵	۵۵-۶۰	۶۰-۶۵	۶۵-۷۰	۷۰-۷۵	۷۵-۸۰	۸۰-۸۵	۸۵-۹۰	۹۰-۹۵	۹۵-۱۰۰
مليون	۲۲	۳۳	۳۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
درصد	۳۷	۲۵	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳
مليون	۱۶	۱۶	۱۵	۱۵	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳	۱۳
درصد	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰

شکل ۱-۱۱) درصد احتمال رينش در هر يك از روزهای سال در ايران



شکل ۱-۱۲) تعداد روزهای بارانی ايران

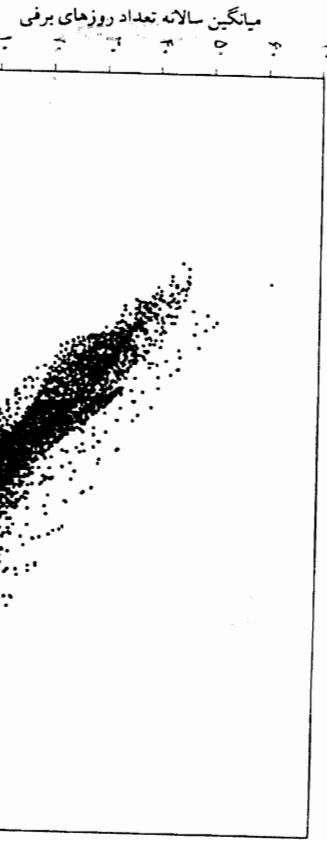


يک نگاه دقیق تر نشان می دهد که در ايران مقدار رينش در اکثر روزهای بارانی كمتر از ۵ ميليمتر است. به يان دیگر در ۳۰ درصد روزهای بارانی بارش های پيش از ۵ ميليمتر و در ۷۰ درصد موارد رينش های كمتر از ۵ ميليمتر رخ می دهد. فراوانی بارش های كم مقدار، بار دیگر از يك سو نهادنده فقر رطوبتی و از سوی دیگر نهادنده حاكمیت شرایط پایداری جو در اiran است. به ویژه در دوره گرم سال در ۸۰ درصد روزهای بارانی مقدار بارش كمتر از ۵ ميليمتر است

ازمون: دادههای بارش روزانه ترکيز شده ایستگاه هواشنسي به محل زندگى خود را گردآوری كنيد. دادههای روز اول فوردين همچنان سالها را درنظر گيريد. تعداد روزهای اول فوردين که بارش دريافت كرده اند را شماريد و به تعداد کل (تعداد روزهایي که بارش داشته اند) بعلاوه روزهایي که بارش نداشته اند) تقسیم و درصد ضرب كنيد. همين كار را برای همه روزهای تقويمی دیگر تكرار كنيد. به اين ترتيب درصد احتمال رينش در هر روز را حواهيد داشت. نموداري مانند شکل ۱-۱۵ ترسیم و درباره آن بحث كنيد.

شکل ۱۳-۵ رابطه میانگین سالانه دمای تعداد روزهای برفی

ازمون: داده‌های ماهانه تعداد روزهای بارانی نزدیک ترین استگاه موسمی برفی نزدیک خود را گردآوری کنید. برای هر ماه نمودار جداگانه‌ای مانند شکل ۱۳-۵ نریسم و درباره ویژگی‌های زمانی تعداد روزهای بارانی بحث کنید.



ازمون: با توجه به شکل ۱۰-۱۰ آبی مدلی که تعداد روزهای بارانی را از روی درصد ایرانی برآورد می‌کند در همه جایی کنور از اعبار یکسانی برخوردار است؟ نظر خود را شرح دهید.

روزهای تندری میانده نایابدی‌های شدیدی است که با تندر و آذرخش همراه است. این نوع توافق‌ها در ایران چندان فراوان نیست و میانگین سالانه آن به ده روز نمی‌رسد. با این حال در پنهان‌های کوچک از ایران به ویژه در گوشی شمال‌غربی و گوشی جنوب‌شرقی، تندر شخصه افليم به شمار می‌آید. به ویژه در شمال‌غرب میانگین روزهای تندری از ۵۰ روز هم پیشتر است. ادر گوشی جنوب‌شرق، به مرکزت سراوان تندرها ناشی از نفوذ سامانه‌های موسمی است. در شمال‌غرب نایابدی‌های بهاری که از یک سو متاثر از شرایط ناهمواری و از سوی دیگر ناشی از سامانه‌های غربی است تندرها را پدید می‌آورد. سومین قلمرو تندری ایران یعنی هسته‌ی پُر تندر غرب ایران به مرکزت ایلام به سبب گرمایش شدید و همروف محلى پدید آمده است. چهارمین قلمرو تندری ایران محور بوشهر- یاسوج است که مسیر ورود سامانه‌های پر رطوبت فرود دریایی سرخ به ایران است.

روزهای تندری میانده نایابدی‌های شدیدی است که با تندر و آذرخش همراه است. این نوع

روزهای برفی

به یک هفتنه کس روی هامون ندید-همه کشور از برف شد ناپدید. گذشته از رطوبت و نایابدی‌های به شرایط حرارتی نیز بستگی دارد (شکل ۱۳-۵) به طوری که آن پنهان‌هایی از کشور که دمای سالانه‌ی آنها بیش از ۲۲ درجه‌ی سلسیوس است بهدرت مشاهد ریزش برف هستند. به همین دلیل دور از انتظار نیست که بارش برف بیشتر در مناطق کوهستانی کشور دیده شود. زاگرس، آذربایجان و البرز، قلمروهای برفی کشور بهشار می‌آیند. در سراسر شرق، جنوب، نواحی کام ازتاب غرب و کوههای خزر بهدرت برف می‌بارد. میانگین تعداد روزهای برفی ایران حدود ۹ روز است اما در مناطق برفگیر به ۶۱ روز هم رسید. آنگز زمانی روزهای برفی از آهنگ دما بیرونی می‌کند و در نیمه از سال تقریباً در هیچ کجا ایران برف نمی‌بارد.

سده گذشته متمرکر شده است. دور شدن از حالت توزع یکناخت پارش در طول سال و حوت به سوی یک نظام پارش متمرکر که عمدی بارش در چند ماه فرو می‌زد و بخش بزرگ از سال بدون پارش سهی می‌شد برای کشور کم‌بارشی مانند ایران بسیار امکان‌طلب است. بهره‌برداری از آب در چنین شرایط اقیمه نیازمند مدیریت بسیار قدرتمند آب است؛ از این گذشته اگر به باریابیم که طول دوره سرد سال را به کاهش و طول دوره گرم را به افزایش

در می‌باییم که ترازمندی آب در ایران به مختاره افتد است. در می‌باییم که ترازمندی آب در ایران به مختاره افتد است. در حال روشن شده است که با گذشت زمان سهم بارش های اوخر زمستان در زیم بارش ایران در حال افزایش است. از آنها که بارش های این نوع از سال عدتاً از نوع دینش های مایع است به نظر افزایش گذشت زمان خطر سیلاب های بزرگ در کشور افزایش پیدا این در حالی است که می‌رسد با گذشت زمان خطر سیلاب های بزرگ در کشور افزایش پیدا این در حالی است که جنوب شرق ایران را تغذیه کنند و به تقویت از سال را به افزایش گذاشته است.

در طی تابستان رون افزایش بارش عدتاً در شرق کشور دیده می‌شود، در حالی که در همین فصل پارش کرانه های خزر رون کاهشی نشان می‌دهد. این بدان معناست که سامانه های پارازای خزری پارش ایران را تغذیه کنند و به تقویت از سال را به افزایش گذاشته است.

در بک نگاه کلی پارش ایران طی نیم سده گذشته حدود نیم میلیمتر در سال افزایش داشته است. اگر میانگین پارش ایران را حدود ۰.۵ میلیمتر در نظر بگیریم چنین معلوم می‌شود که پارش کشور در طی نیم سده گذشته حدود ۱۰ درصد افزایش یافته است. چنین به نظر می‌رسد که هرچند پارش ایران در نیم سده گذشته افزایش یافته اما چگونگی افزایش بارش به ویژه گذشت زمانی آن برای ایران نوبت‌بخش به نظر نمی‌رسد. اگر این نکته را هم در نظر بگیریم که دمای ایران در نیمی کم باشد تر و زمستانهای آن کمی پارش تر شده‌اند.

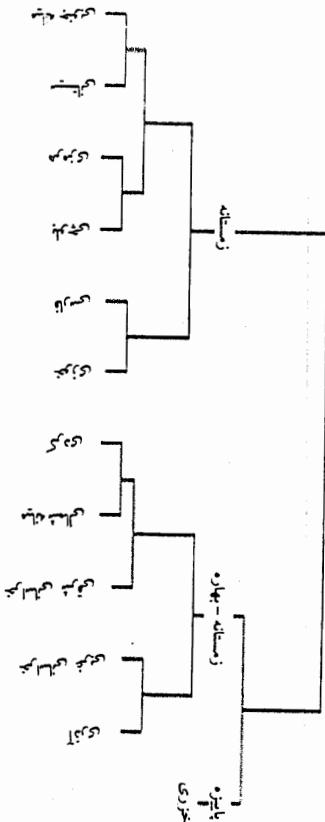
در مجموع باریابیش نوافان های تندی در ایران بیشتر متأثر از گرمایش سطحی و هرفت محلی است و به همین دلیل تعداد تندراها در پهار پیشتر است. در پهار هنوز ایران کاملاً زیر سلطانی شرایط پر فشار جنب حاره قوارگفرنگ و به دلیل گرمای هوا، جو از رطوبت خوبی برخوردار است و حاکیست هرفت، نوافان های تندی را پدیده می‌آورد.
 آزادیه: داده‌های ماهانه تعداد روزهای برفی دست کم شش استگاه هواسنجی نزدیک به محور زندگی خود را گردآوری کنید. برای هر ماه به صورت جداگانه، ارتفاع استگاه را بر روی محور افقی و تعداد روزهای برفی را بر روی محور عمودی پیدا کنید. آیا با افزایش ارتفاع تعداد روزهای برفی افزایش می‌باشد؟ ماهانه مختلف را با مقایسه و درباره آن بحث کنید.
آزمون: در این رسانه سازوکار باریابیش و بزرگی های سامانه های تندی گزارشی تهیه کنید.

روند پارش ایران
 پارش از متغیرین عناصر اقلیمی است. این تغییرات هم در بعد مکان و هم در بعد زمان زیاد است. بویژه در مناطقی که از پارش کمتری برخوردارند این تغییرات شدیده‌تر است. ایران که میانگین پارش سالانه آن نزدیک ۰.۵ میلیمتر است در مقایسه با میانگین پارش سیاره که ۰.۹ میلیمتر است در منطقی خشک قرار گرفته و از این جهت پارش ایران رفتاری سرکش دارد. از آنجا که پارش ایران اندک است و بینهای زندگی ما در ایران با همین پارش اندک همراهگ شده است وجود روند کاهشی با افزایش در پارش به معنای تغییر شکل زندگی در ایران خواهد بود.
 پرسی‌ها نشان می‌دهد که پارش ایران در زمستان و پاییز روندی افزایشی داشته است. به بیان دیگر پارش نصوی از سال افزایش نشان می‌دهد که زمانهای پرپارشی بوده‌اند. در فعل تابستان پارش کشور روندی کاهشی نشان می‌دهد. این بدان معناست که پارش کشور در نیم

در ایران دوازده رژیم بارش ممتازی دیده می شود. پرآنکنگی جغرافیایی فلکو رو این رژیمها بنام زمانی آشکارتر می شود که از تفاوت های جزئی این رژیم های بارش چشم پوشی کنیم و آنها را در گروههای بزرگتر دسته بندی کنیم. در این صورت سه رژیم بارش اصلی در ایران دیده می شود (شکل ۱۴-۵). این رژیم های بارش اصلی از لحاظ نسبت بارش فصلی با یکدیگر متفاوتند در حالی که رژیم های بارش فرعی تفاوت هایی نسبت بارش دریافتی در مقیاس ماهانه را بازتاب می دهند. این سه رژیم بارش اصلی عبارتند از رژیم بارش زمستانی که شامل شش رژیم بارش فرعی است و در آن بیش از نیمی از بارش سالانه در زمستان رخ می دهد. این رژیم در بخش جنوبی ایران گسترش یافته و حدود ۴۸ درصد مساحت کشور را در بر می گیرد. دوم رژیم بارش زمستانی بهاره که شامل پنج رژیم بارش فرعی است و در آن سهم زمستان و بهار از بارش سالانه تقریباً برابر است. این گروه حدود ۵۰ درصد گسترده‌ی ایران را می بیوشاند. سوم رژیم بارش پاییزی که از دو رژیم دیگر کاملاً متمایز است و بارش درین فصول سال به صورت تقریباً معادل ترسمی

ازمودن. داده‌هایی بارش روزانه تردیدکننده هوسسنجی نزدیک به محل زندگی تحدیر
گردواری کنند. داده‌های روز اول فروردین همه‌ی سالها را در نظر گیرید. سال را به عنوان معنور
مستقل و مقدار بارش را به عنوان متغیر واپسنه در نظر گیرید و برآوردهای فاصیله‌ای (با اطمینان
درصد) ثابت خط گرسنگی را محاسبه و پایداشتن کنید. همین کار را برای تک رویه‌ای
تقویمی دیگر تکرار کنید. همه‌ی روزهایی که حد بالا و حد پائین شیب خط هر دو مشتب است را
دارای روند افزایشی و همه‌ی روزهایی که حد بالا و حد پائین شیب خط هر دو منطبق است را
دارای روند کاهشی در نظر گیرید. در صد روزهای دارای روند در هر ماه و فصل را محاسبه و
دریاروی ویژگی‌های روند پارش بحث کنید. بالاترین روند افزایشی متعلق به چه روزی است؟
دریاروی روند پارش دست کم بیست برشنس طبق کنید و با داده‌هایی که در دست دارید به آنها
پاسخ دهید.

شکل ۱۴-۵) نمودار خوشهای دوازده رژیم بارش ایران



رژیم‌های بارش ایران

بارش پیده‌یاده اقیانی است که مقدار آن در زمان و مکان پیوسته تغییر می‌کند. در عین حال رژیم بارش زمانیه‌ی توسعی نسبتی بارش سال است و نسبت به مقدار بارش (مقدار بارش و رژیم بارش) با یکدیگر مقاولات است و رژیم بارش نسبت به مقدار بارش از پایانی زمانی و مکانی بالاتری برخوردار است. به بیان دیگر سرشت این دو خصوصیت اقیانی کنده‌ی بارش آن ناچیه هستند ایجاد می‌کنند.

درصد دیگر در هشت ماه باقیمانده می‌باشد. در مقابل منطقی رامی توان یافت که بارش آنها به صورت تقریباً یکنواخت در تمام مدت سال توزیع شده است و مثاب آب همینه مهیا است. برای نمونه تبریز سالانه نزدیک ۲۹۴ میلیمتر بارش دریافت می‌کند که ۳۸ درصد در بهار، ۶ درصد در تابستان، ۲۵ درصد در پییز و ۱۱ درصد آن در زمستان بارش روزی می‌کند. بنابراین توزیع زمانی بارش در تبریز در مقایسه با شیراز یکنواخت نر است. شاخص یکنواختی شانون یکی از اندازهای اندازه گیری درجه یکنواختی توزیع زمانی بارش است و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$H = - \sum_{i=1}^n \left[\frac{r_i}{R} \times \log \frac{r_i}{R} \right] \quad (bit)$$

که در آن H شاخص یکنواختی، R بارش سالانه، r_i بارش ماهانه و n تعداد ماهها است. اگر بارش دریافته همی ماهها یک اندازه باشد (توزیع زمانی بارش کامل‌آیکنواخت باشد)، مقدار شاخص یکنواختی به حد اکثر می‌رسد. از سوی دیگر اگر تمام بارش سالانه یکی (محل تها در بارش یک‌باره و یا زده ماه دیگر هیچ بارشی دریافت نکند (توزیع زمانی بارش کامل‌آتمور کر باشد)) شاخص یکنواختی صفر می‌شود. بنابراین شاخص یکنواختی عباری از مهیا بارش در طول سال است. در نقاطی که شاخص یکنواختی بزرگ است در تمام طول سال بارش وجود دارد و در نقاطی که شاخص یکنواختی کوچک است در مدت کوتاهی از سال بارش وجود دارد و در درازی از سال بدون بارش سروی می‌شود.

برای نمونه بارش گرگان و جله‌هار را در نظر گیرید. گذشته از این که گرگان جندین برای جله‌هار

است در حالی که در چله‌هار بارش دریافته تنها در دو یا سه ماه متوقف شده و در ماه‌های دیگر

بارش چنانی دریافت نمی‌کند. به همین سبب شاخص یکنواختی گرگان ۲۶٪ و شاخص

آزمون؛ داده‌های بارش ماهانه دی استگاه مواسجه نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. برای داده‌های هر سال به صورت جدیگانه، درصد بارش دریافته هر ماه را محاسبه کنید. آیا رژیم بارش هر استگاه با گذشت زمان تغییر کرده است؟ بارش ماهانه استگاه‌ها را با هم مقایسه کنید. آیا بارش استگاه‌ها با هم تفاوت معنادار نشان می‌دهد؟ دریاره دلایل این تفاوت‌ها بحث کنید. درصد بارش دریافته استگاه‌ها را با هم مقایسه کنید. آیا رژیم بارش استگاه‌ها با هم فرق دارد؟ تفاوت مکانی مقدار بارش شدیدتر است یا رژیم بارش؟ آیا استگاه‌ها می‌توانند فرق گرفته باشند با هم تفاوت بارش دارند؟ آیا رژیم بارش استگاه‌ها می‌توانند فرق گرفته باشند با هم تفاوت است؟ آیا رژیم بارش به اتفاق وابسته است؟ مقدار بارش چطور؟ دریاره مختلف هستند مشهود است؟ آیا رژیم بارش به اتفاق وابسته است؟ مقدار بارش بعض کنید.

آزمون؛ رژیم بارش در محل زندگی شما در کدام یک از گروههای مسکنی شکل ۱۴-ه فوار می‌گیرد؟

شناخت، یکنواختی بارش و نواحی آنی ایران آزادی زرآ آب از تعیین کننده‌ترین منابع پیدا شدن و تداوم حیات در سوزنی‌های کم آب از جمله ایران است. از این لحاظ توزیع زمانی و مکانی بارش نقش بزرگ در شکل گیری چشم‌انداز جغرافیایی کشور بارش می‌کند. گذشته از مقدار بارش، توزیع زمانی بارش نیز از اهمیت زیادی برخودار است، مناطق پرداشی که همی، بارش آنها در مدت زمان کوتاهی می‌پارند و در مدت درازی از سال بارش نمی‌پارند. مثلاً شیراز سالانه نزدیک به ۳۴۵ میلیمتر بارش دریافت می‌کند که ۸۰ درصد آن در چهار ماه از سال (آذر، دی، بهمن، اسفند) و ۲۰

جدول ۲-۵) شاخص یکشاختی دو شهر نموده

	دی	آذر	دی	آذر	دی	آذر	دی	R
	ازدیجه	شزاد	آذربایجان	آذربایجان	آذربایجان	آذربایجان	آذربایجان	۰.۷۳۲
r_i	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲
$\frac{r_i}{R}$	۰.۱۹	۰.۱۰	۰.۱۳	۰.۱۹	۰.۱۷	۰.۱۹	۰.۱۵	۰.۱۹
\bar{r}_i	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰
	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار
	۰.۱۷	۰.۱۴	۰.۱۰	۰.۱۵	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰
	۰.۳۰	۰.۲۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰

پرسن: مقدار بارش ماهانه کرمانشاه در جدول زیر آمده است مقدار شاخص یکشاختی بارش آن را محاسبه کنید و بگویند در مقایسه با چابهار و گرگان از توزیع منسوب کری بخوردار است یا توسع آن یکشاختی‌تر است؟

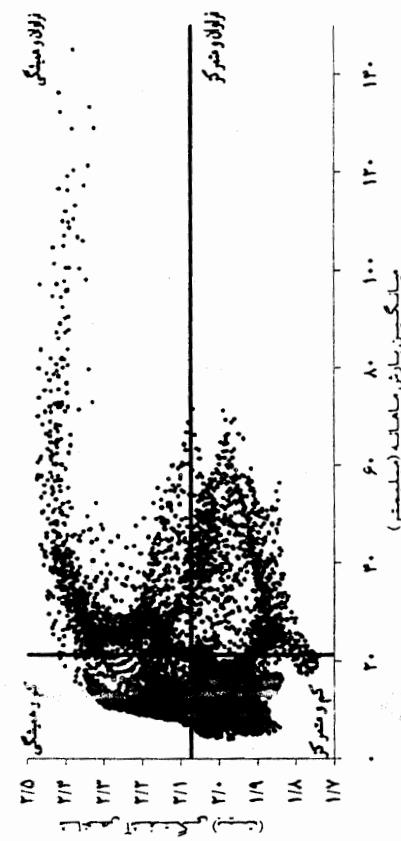
جدول ۳-۵) بارش ماهانه کرمانشاه

	دی	آذر	دی	آذر	دی	آذر	دی	R
	ازدیجه	شزاد	آذربایجان	آذربایجان	آذربایجان	آذربایجان	آذربایجان	۰.۰۸
r_i	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲
$\frac{r_i}{R}$								
	کرمانشاه	کرمانشاه	کرمانشاه	کرمانشاه	کرمانشاه	کرمانشاه	کرمانشاه	کرمانشاه
	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰
	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار	چابهار
	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰

پاسخ: مقدار شاخص یکشاختی بارش کرمانشاه ۰.۱۰ بدلست می‌آید که از شاخص گرگان کوچک‌تر و از شاخص چابهار بزرگ‌تر است بنابر این توزیع زمانی بارش در کرمانشاه از گرگان منظر کری و از چابهار یکشاخت‌تر است.

در ایران مقدار شاخص یکشاختی از جنوب به شمال افزایش می‌یابد. در کرانه‌های خزر شاخص یکشاختی به پیش‌ترين مقدار خود می‌رسد و نشانگر آن است که در این منطقه در تمام طول سال بارش وجود دارد (شکل ۱۵-۵).

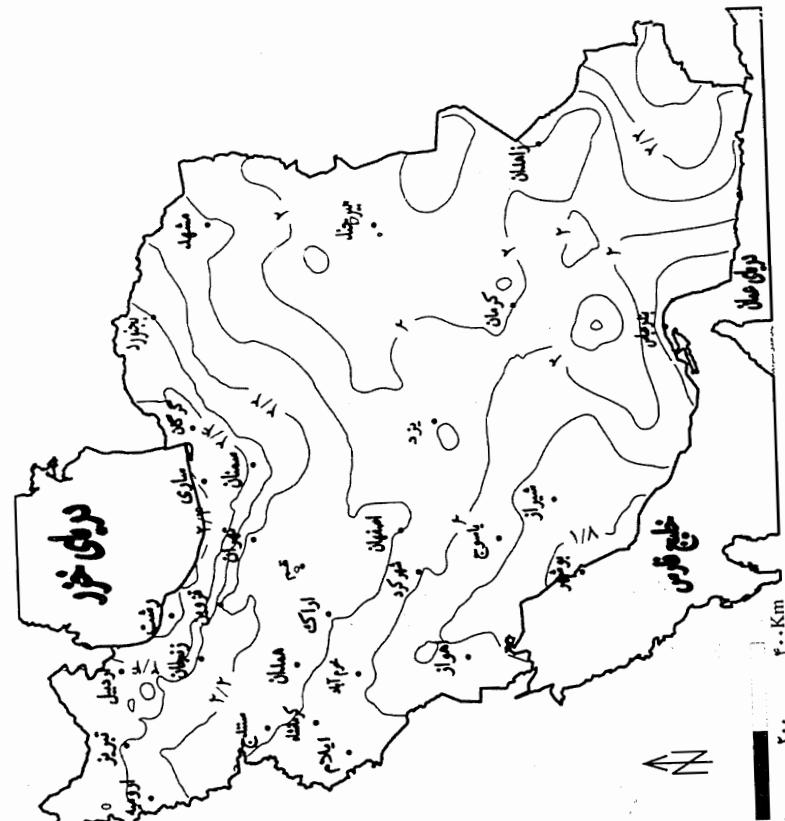
شکل ۱۶-۵) میانگین شاخص بکنارخنی بارش ایران



بهندگی نواحی آبی
جهن نقشه‌ی شاخص بکنارخنی نشان‌دهنده مهیای زمایی و نقشه‌ی هماراش نشان‌دهنده مهیایی مکانی بارش است از ترکیب نقشه‌ی بارش و نقشه‌ی شاخص بکنارخنی، مهیایی بالقوه آب در طول سال مشخص می‌شود. برای شناسایی نواحی آبی شکل ۱۶-۵ که از ترکیب نقشه‌ی هماراش و نقشه‌ی بکنارخنی بارش بدست آمده به چهاربخش تقسیم شده است. در شکل ۱۶-۵ خط عمودی داخل نمودار معروف میانگین بارش و خط افقی داخل نمودار معروف میانگین شاخص بکنارخنی بارش است. این ترتیب هر بخش از این شکل معروف یک ناحیه آبی است که با اعداد یک تا چهار نام گذاری شده‌اند.

ناحیه ۱: این ناحیه در مقایسه با دیگر بخش‌های ایران دارای آب فراوان و همیگنی است. منابع آب در این قلمرو زیاد و مطمئن است و تنها قانون، برداشت آب را محدود می‌کند. این ناحیه آبی درصد مساحت ایران را می‌پوشاند و قلمرو حکومت آن فوارشمالی کشور است.

شکل ۱۵-۵) میانگین شاخص بکنارخنی بارش ایران

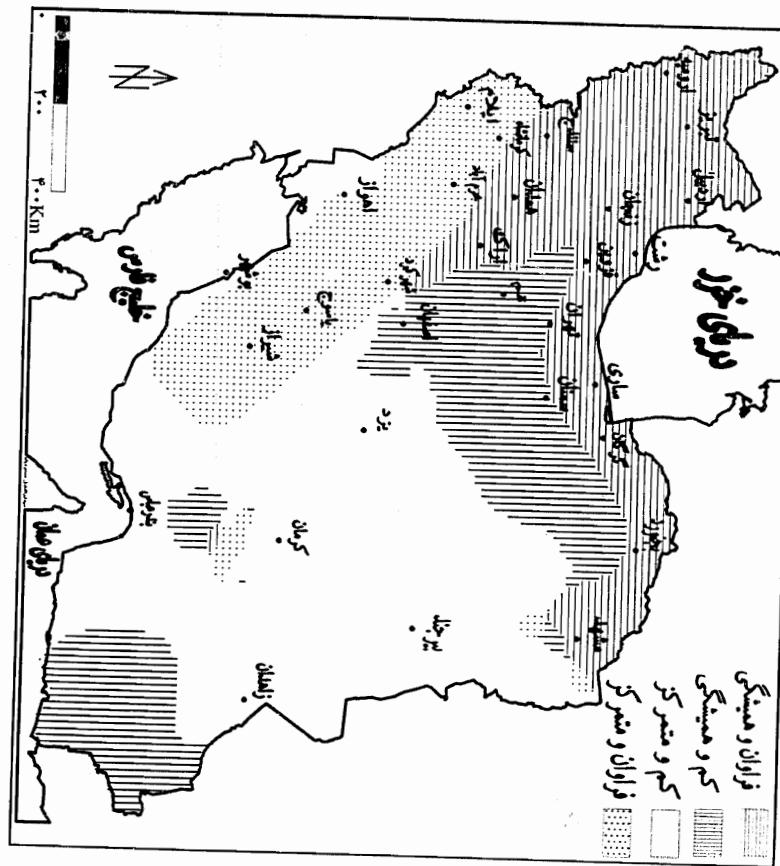


روش‌های بسیار دقیق و گاه پیچیده‌ای که برای تقسیم آب در این منطقه ابداع شده بر همین حقیقت افیضی استوار است. از سوی دیگر بزرگترین سدهای ایران در تاچیبی چهار ساده‌داند.

نیز ۲۴ درصد مساحت ایران را می‌توشاند و قلمرو حاکمیت آن بخش‌های میانی کشور است.

ناحیه ۳: این ناحیه در مقایسه با دیگر بخش‌های ایران دارای آب کم اما همینگی است. در این قلمرو نامن آب در دوره‌های پرمصرف سال مدیریت منابع آب را ایجاد می‌کند. این ناحیه آنی

شکل ۱۷-۵) نواحی آبی ایران



ناحیه ۴: این ناحیه در مقایسه با دیگر بخش‌های ایران پر آب و دارای بارش متغیر کر است. در این قلمرو بارش‌ها سنتگین و در بخش کوچکی از سال متغیر کر شده است و به همین دلیل اقدامات پیش‌گیری از سیل لازم است، برای مهار زیادیود آب در این قلمرو که به صورت جریان‌های سطحی در می‌آید ساخت سد لازم است. ضمن این که آب ذخیره شده در فصل بارش در فصل کم‌بارش قابل بودباری خواهد بود. این ناحیه آبی ۱۳ درصد مساحت ایران را می‌پوشاند و قلمرو حاکمیت آن زاگرس است. شکل ۱۷-۵ قلمرو مکانی نواحی چهار گانه را نشان می‌دهد.

شکل ۱۷-۵ را می‌توان یک نقشه‌ای اقیمی دانست که بر مبنای مقدار بارش و تسهیم زمانی پارش بذست آمده است. هرچند این نقشه تنها با روش ساده‌ی خوشبینی بدست آمده است اما با مزیندی روش‌های سنتی و دیرباقی بهره‌برداری از منابع آب در ایران هماهنگی خوبی نشان می‌دهد. مثلاً ناحیه ۱ یک قلمرو عمده‌ی برق کاری در ایران است. در این ناحیه تغییرات زمانی بارش کم است و این شرایط برای کاشت بزیج مناسب است. از سوی دیگر، در ناحیه ۳ مردم همینه از کمیاب آب و تویز نایکوخت بارش و کمی بارش در ریخ بوده‌اند. در این قلمرو مردم برای مقابله با این شرایط طبیعی از دیرباقی به ساخت آب ایبار، استخراج‌های کوچک آبیاری، قنات و برقه می‌پرداخته‌اند. در جنوب ایران آب ایبارهای کوچک زیادی که در گویش محلی به نامیده می‌شوند در مسیر مسیل‌های فراوان این بخش از کشور ساخته شده‌اند و در شرق ایران اساساً آبیاری بر مدار قنات است. این سازه‌های آبی، هماهنگ با ویژگی‌های بارش در این مناطق است.

بارش محتوای رطوبت جوی این ناحیه بسیار آنکه است. توده‌های کوهستانی کوچکی همچون شیرکوه و کرکس که در این ناحیه قرار گرفته‌اند از نظر اندازه جانع عظمی ندارند که بنابراند تفاوت معناداری در بارش ایجاد کنند. به همین دلیل است که از این بلندی‌ها رودخانه‌ای موقی با دامنه سرچشمه‌نمی گردید اما اثر سرمایشی این، بلندی‌ها موجب می‌شود تا نسبت بارش جامد به مانع بر روی آنها بزرگ نر باشد و امکان اینبارش برف بر روی آنها فراهم آید. با آغاز دوره گرم سال ذوب این برف‌ها، چشمدها و قنات‌های پیرامون آنها را آبدار می‌کند. حیات در پیرامون این کوهها وابسته به همین چشمدها و قنات‌ها است.

● **ناحیه بسیار کم‌بارش جنوب‌شرقی:** این ناحیه در دو قلمرو جغیرافی گشترش یافته است. یکی بین جنوب‌شرقی کشور مگر در بلندی‌های هزار و لاهزار و دیگری در قلمرو بلندی‌های جنوب خراسان (شکل ۱-۱۹-۵). این ناحیه با میانگین بارش حدود ۱۶۱ میلیمتر نزدیک ۳۰ درصد از مساحت کشور را فراگرفته است. بارش این ناحیه از آذر آغاز می‌شود و در بهمن به اوچ مرسد و آن پس روده کاهش می‌گذارد. در اوآخر فوریدین یکی اوح فرعی در بارش رخ می‌دهد (شکل ۱-۱۵)، بارش‌های تابستانی در این ناحیه نسبتاً قبل تووجه است. به نظر می‌رسد افزایش نسبی بارش در قلمرو شمالی این ناحیه نسبت به ناحیه بسیار کم‌بارش موکری متأثر از بلندی‌های جنوب خراسان باشد در حالی که در قلمرو جنوی اختصاراً نقش محظوظی رطوبتی جو بازتر است و علاوه بر آن ورود سامانه‌های موسمی نیز در بارش آن نقش دارد.

● **ناحیه بسیار کم‌بارش موکری:** این ناحیه شامل کویرهای مرکزی و شرقی ایران است که در جاپ غربی به سمنان، قم، اصفهان و بزندخت می‌شود و زلزله و زاهدان در منتهی الیه شرقی آن قرار داردند (شکل ۱-۱۹-۶). میانگین بارش بر روی این ناحیه ۱۰۲ میلیمتر است که از اواخر پاییز تا اواسط بهار فرمومی ندارد (شکل ۱-۱۰-۵). این ناحیه ۱۱۸ درصد مساحت ایران را در گرفته است. به نظر می‌رسد کمبود بارش در این ناحیه از یک سوبه سبب حاکمیت پوشش جنب حاره در دوره گرم سال و از سوی دیگر به علت قرارگیری در سایه بارش دشته کوه زاگرس است که از تأثیر سامانه‌های غربی بر این بخش از کشور پیشگیری می‌کند. به همین سبب است که گذشته از قفر

می‌بوشدند و میانگین بارش دریافتی آن ۲۲۲ میلیمتر است که از اوایل آبان تا اواسط اردیبهشت ادامه می‌پابد. آذر، دی و بهمن بارش‌ترین ماه‌های سال هستند (شکل ۱۵-۲).

• ناحیه‌ی کهرباش شمالی:

ناحیه‌ی کهرباش شمالی از شمال غرب تا شمال شرق کشیده گسترش یافته است اما در تهران و شمال سسنن از پهنه‌ی آذربایجان، دامنه‌های شرقی نیمه‌ی شمالی زاگرس، کوهپایه‌های جنوبی البرز و بلندی‌های شهرستان قدرود این ناحیه‌ی جامی گیرند (شکل ۱۹-۱۵). میانگین بارش بر روی این ناحیه‌ی زردیک ۳۰۰ میلیمتر است و ۱۷۱ درصد از مساحت ایران را می‌پوشاند. توزیع بارش درین فضول سال (مگر تابستان) تقریباً یکنواخت است اما بارش‌های بهاره برتری نسبی داردند بطوری که اردیبهشت، فروردین و اسفند بارش‌ترین ماه‌های سال هستند (شکل ۱۵-۲).

۳) بخش نیمه‌ی پوبارش

این بخش تقریباً شامل مناطقی از کشور است که بارش سالانه‌ی آنها بین ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیمتر است این بخش از نظر توزیع زمانی بارش به سه ناحیه تقسیم می‌شود.

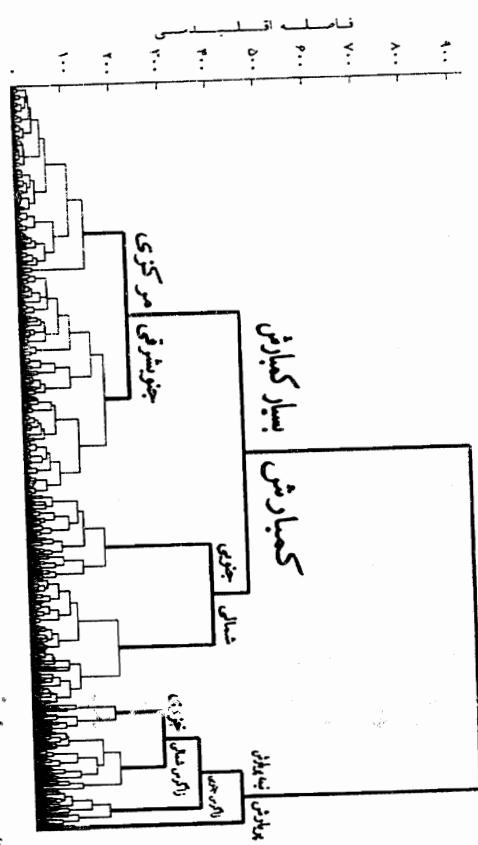
• ناحیه‌ی نیمه‌ی پوبارش خزری:

این ناحیه‌ی عمدتاً در کوههای شرقی خزر و پسکرالهای خزری خزر گسترش یافته است (شکل ۱۹-۱۵). هر چند در تابستان مقدار بارش در این ناحیه کاهش می‌پابد اما مقدار بارش در دیگر فصول سال تقریباً برابر است (شکل ۱۹-۱۵). میانگین بارش بر روی این ناحیه حدود ۶۰۰ میلیمتر است و ۳۳ درصد از مساحت کشور را به خود اختصاص داده است.

• ناحیه‌ی نیمه‌ی پوبارش زاگرس شمالی:

این ناحیه بخش‌هایی از غرب کشور و دامنه‌های شرقی زاگرس را می‌پوشاند و بخش باریکی از دامنه‌های جنوبی البرز نیز در حاکیت همین ناحیه است که مجموعاً ۸۷۰ درصد از مساحت کشور را شامل می‌شود (شکل ۱۹-۱۵). میانگین بارش بر روز سرزمین‌های کم ارتفاع ریش داشته باشند. بخش دوم شامل دامنه‌های شرقی زاگرس و بلندی‌های هزار و لاهزار در جنوب کرمان است. در دامنه‌های شرقی زاگرس بارش دریافتی را می‌توان پسماند دامنه‌های غربی دانست اما در عین حال پایه‌داری‌های محلی بیژن در اوایل بهار در تامین بارش بین بخش تقسیم دارد. به نظر می‌رسد در بلندی‌های هزار و لاهزار توده‌ی کوهستانی از آن پستان بزرگی بخوددار است که عمدتاً در بهمن، اسفند و فروردین فرو می‌زند. فصل اصلی بارش از اواسط مهر آغاز می‌شود و تا اواسط اردیبهشت ادامه می‌پابد (شکل ۱۵-۳).

۴) بخش کهرباش



۴) بخش کهرباش

این بخش تقریباً شامل مناطقی است که بارش سالانه‌ی آنها بین ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیمتر بخش از نظر توزیع زمانی بارش به دو ناحیه تقسیم می‌شود.

• ناحیه‌ی کهرباش جنوبی:

این ناحیه شامل بک بخش کم ارتفاع است که جلگه‌ی خوزستان و کوههای خلیج فارس را در بر می‌گیرد (شکل ۱۹-۱۵). در این بخش منطقه‌ی بارش سالانه‌هایی هستند که از جنوب غرب به کشور وارد می‌شوند و آن چنان نایابداری بخودارند که بر روی سرزمین‌های کم ارتفاع ریش داشته باشند. بخش دوم شامل دامنه‌های شرقی زاگرس و بلندی‌های هزار و لاهزار در جنوب کرمان است. در دامنه‌های شرقی زاگرس بارش دریافتی را می‌توان پسماند دامنه‌های غربی دانست اما در عین حال پایه‌داری‌های محلی بیژن در اوایل بهار در تامین بارش بین بخش تقسیم دارد. به نظر می‌رسد در بلندی‌های هزار و لاهزار توده‌ی کوهستانی از آن پستان بزرگی بخوددار است که از راه صعود اجرای زمینی فعل شدن سامنه‌های جنوب‌غربی را فراهم آورد. این ناحیه در مجموع حدود ۱۱۳ درصد مساحت ایران را

شکل ۱۸-۵) خوشبندی مکانی ایران و ارتباط نواحی بارشی ایران با یکدیگر

مکان در کدام ناحیه پارشی قرار گرفته است؟ نمودار خود را نمودار پارش میان ناحیه مقایسه کنید. آبادنوردانها هم همچونی دارند؟ آنکه تفاوتی می‌بینید چه دلیلی برای توجه آن دارد؟ از چه تفاظ دیگری از کشور در ناحیه پارشی مشاهدی با محل زندگی شما قرار دارند؟ آیا ناحیه پارشی محل زندگی شما بر قلمرو جغرافیایی خاصی گسترشده است؟ و یزگاهی این قلمرو در چیست؟ در این باره بحث کنید.

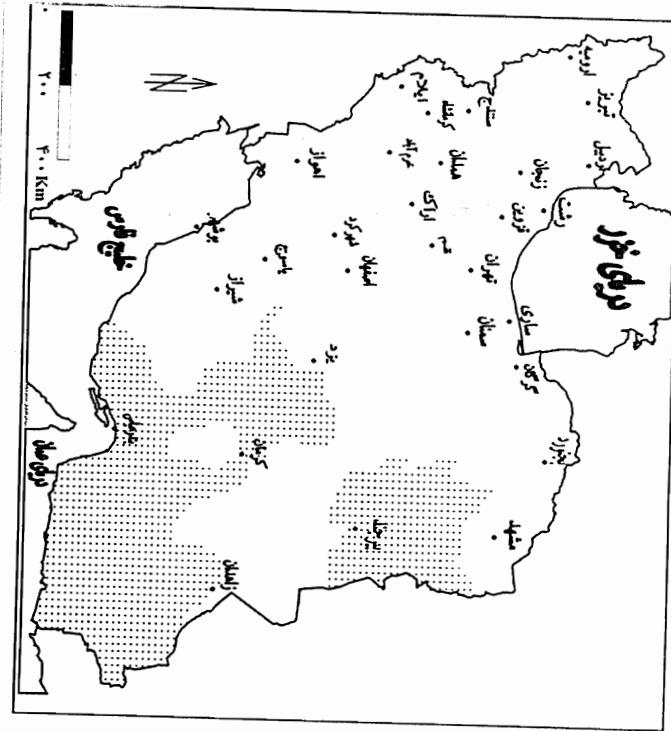
- **ناحیه نیمه پوبارش زاگرس جنوبی:** این ناحیه دامنه‌های غربی زاگرس و بخش‌های پوبارش زاگرس را در بر می‌گیرد (شکل ۱۹-۵). میانگین پارش بر روی این قلمرو، عده میلیمتر ۱۰۰۰، حدود ۴/۴ درصد از مساحت کشور در قلمرو این ناحیه ها می‌گرد و برآب‌ترین رودخانه‌های ایران از همین ناحیه سرچشمه می‌گیرند زیرا گذشته از وسعت و پارش قابل توجه به دلیل ارتقای زیاد، بخش بیشتری از ریزش‌های این ناحیه از نوع جامد است و امکان این پارش آن فراهم می‌شود. مقایسه شرایط آب شناختی این ناحیه با دیگر نواحی پارشی ایران این حقیقت را آشکار می‌سازد که نفس ناهمواری‌ها در شکل گیری آب و هوای ایران بیشتر به لحاظ کاهشی است که در دمای هوا ایجاد می‌کنند تا افزایشی که در پارش پدید می‌آورند. به یان دیگر وجود رودخانه‌های برآب زاگرس از دیدگاه اقلیمی منشأ دمایی دارد تا پارشی. فصلی پارش در این ناحیه از اواسط آبان تا اواسط اردیبهشت ادامه دارد و در دی به اوج خود می‌رسد (شکل ۲۶-۵).

- ۴) **بخش پوبارش**
این بخش تنها پاره‌هایی از کرانه‌های خزر را می‌تواند که پارش سالانه آنها از ۱۰۰۰ میلیمتر پیشتر است.

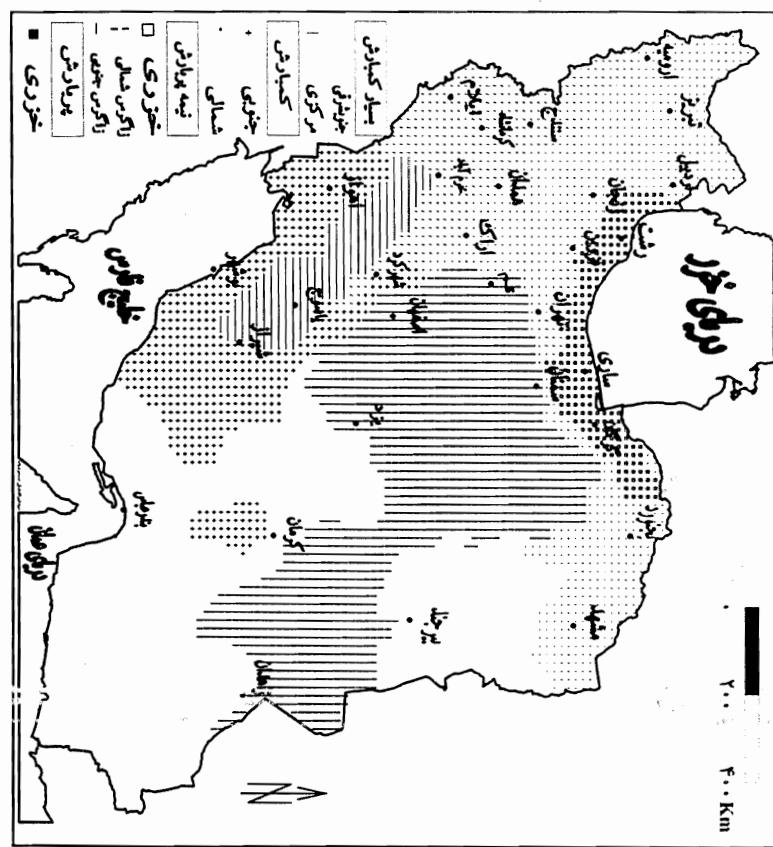
- **ناحیه پوبارش خوزی:** این ناحیه کرانه‌های غربی خزر را در برگرفته است اما وسعت آن از ۷/۰ درصد مساحت ایران فوایر نمی‌رود (شکل ۱۹-۵). میانگین پارش بر روی این ناحیه حدود ۱۲۰ میلیمتر است. هر چند بارندگی در طول سال فقط نمی‌شود و تقریباً بکنواخت است اما در شنبه‌یور و آبان افزایش نسبتی در پارش دیده می‌شود (شکل ۲۷-۵).

- آزمون: داده‌های پارش روزانه تردیک ترین استگاه مواسجه به محل زندگی خود را گردآوری کنید. داده‌های روز اول فروردین همیشه سال‌ها را در نظر بگیرید. میانگین پارش این روز را محاسبه کنید. برای همیشه دیگر روزهای تقویتی همین کار را تکرار کنید. نموداری مانند آنچه در شکل ۲۰-۵ آمده ترسیم کنید. از روی شکل ۱۹-۵ محل زندگی خود را پیدا کنید. این

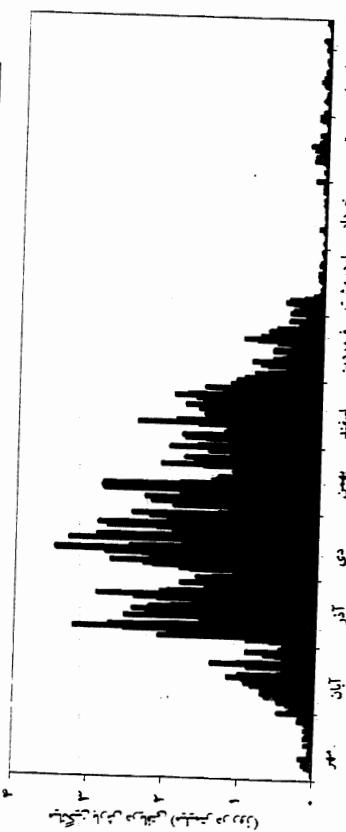
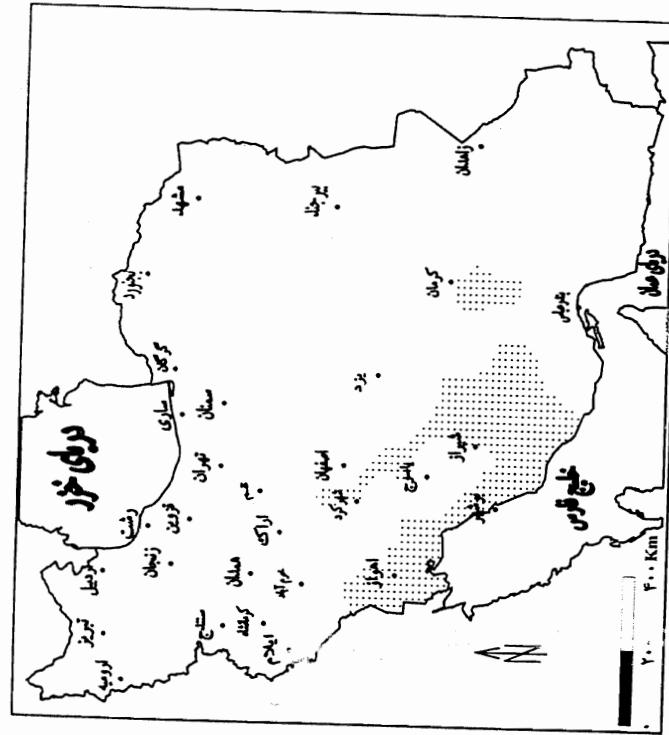
شکل ۲۰-۵) ناحیه بسیار کم پارش جنوب شرقی



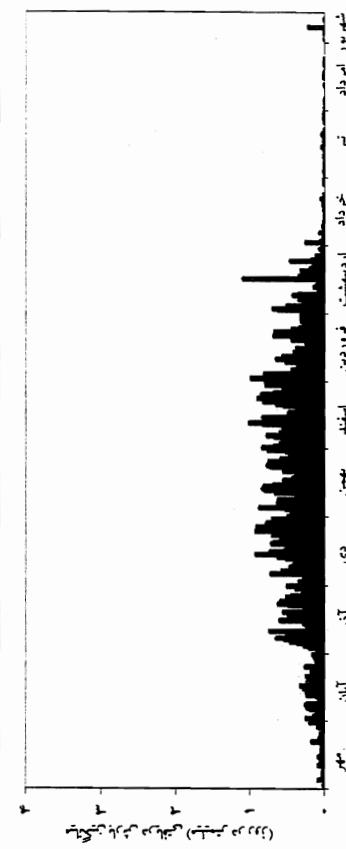
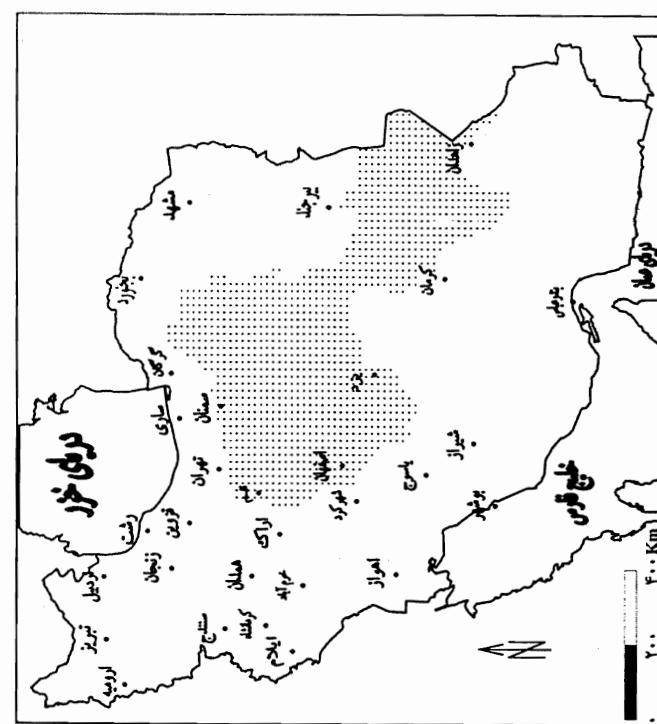
شکل ۱۹-۵) نواحی پارشی ایران



شکل ۱۲-۵) ناحیه‌ی کم‌بارش جنوبی

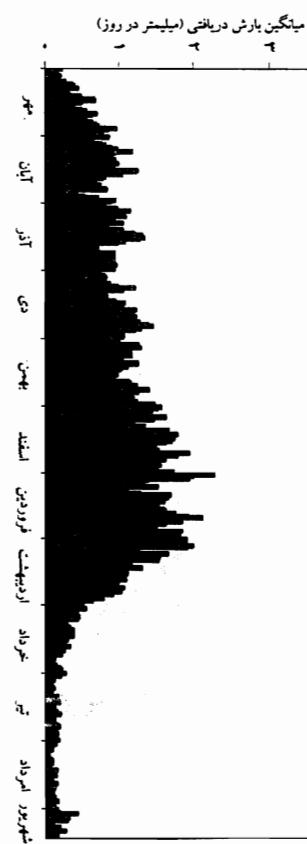
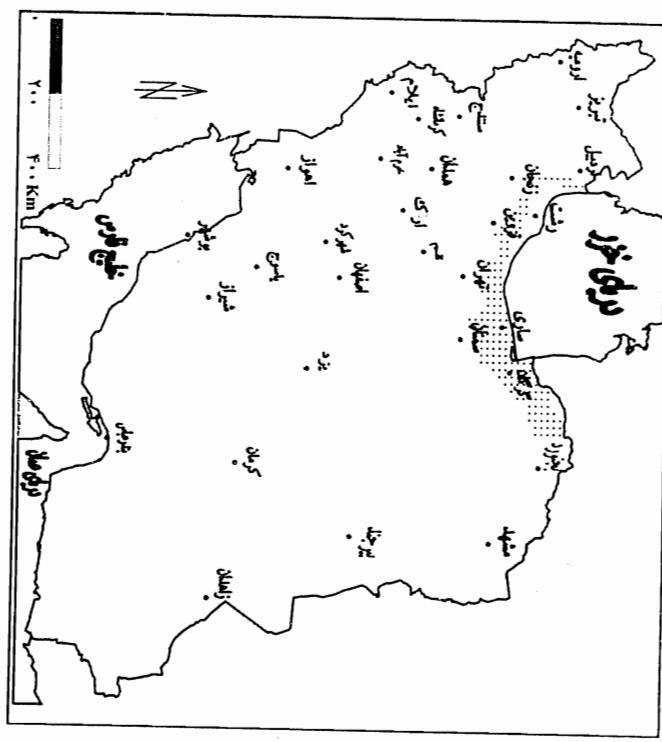


شکل ۱۲-۶) ناحیه‌ی بسیار کم‌بارش مرکزی

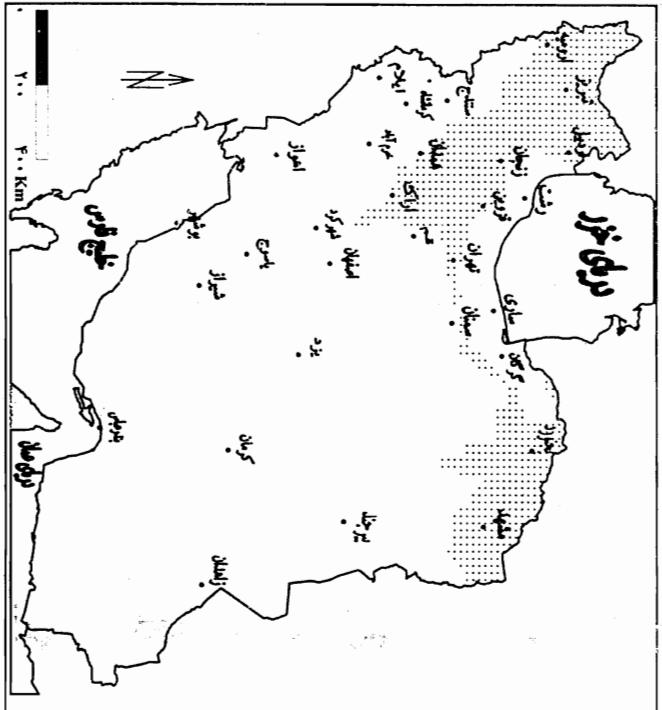


۱۶۲ آب و هواي ايران

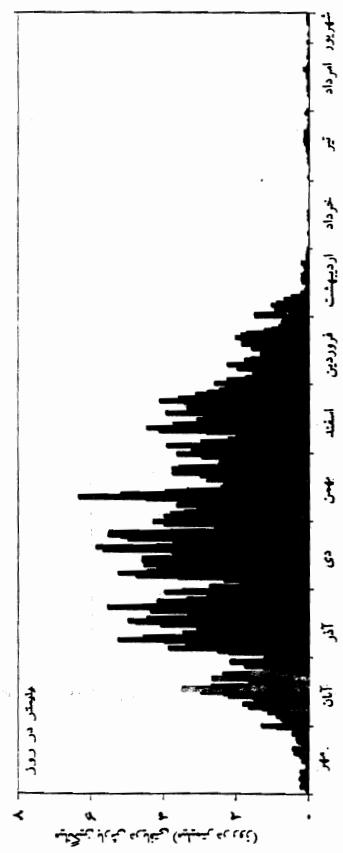
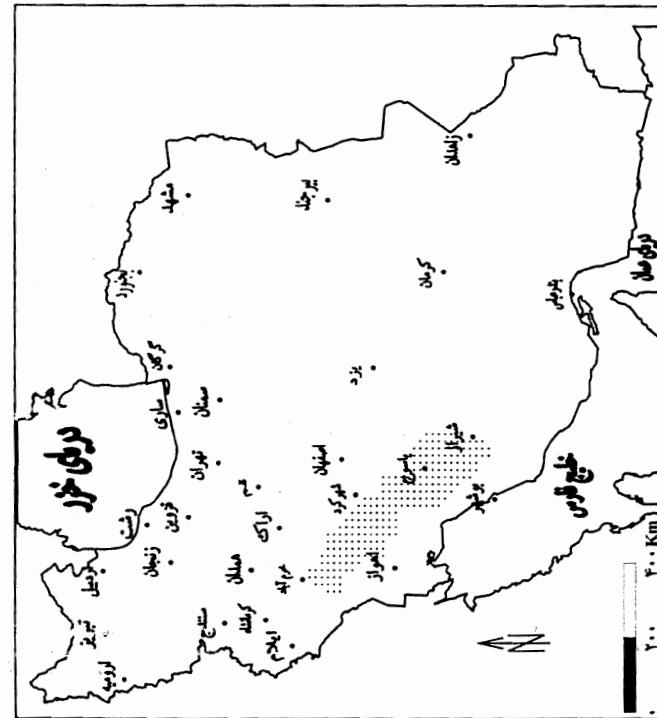
شکل ۱۴-۵) ناجهی نیمه بربارش خزری



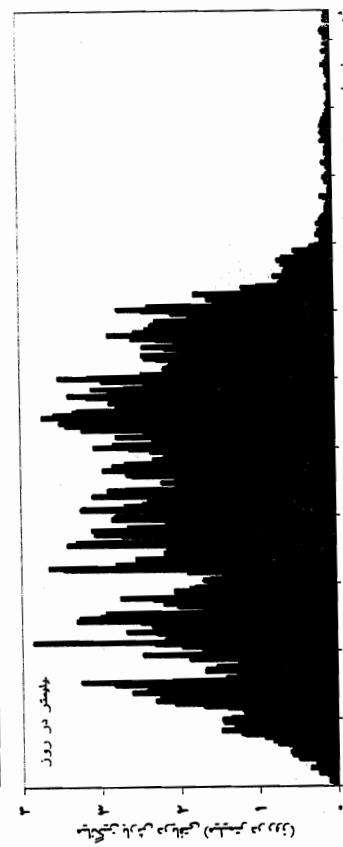
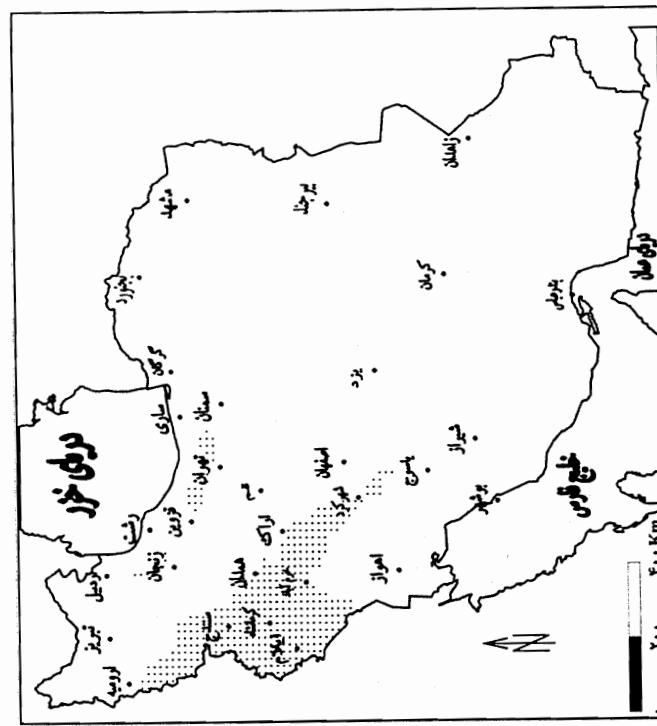
شکل ۱۴-۶) ناجهی کم بارش شمالی



شکل ۲۶-۵) ناحیه نیمه پربارش زاگرس جنوبی



شکل ۲۵-۵) ناچیه نیمه پربارش زاگرس شمالی



فصل ششم

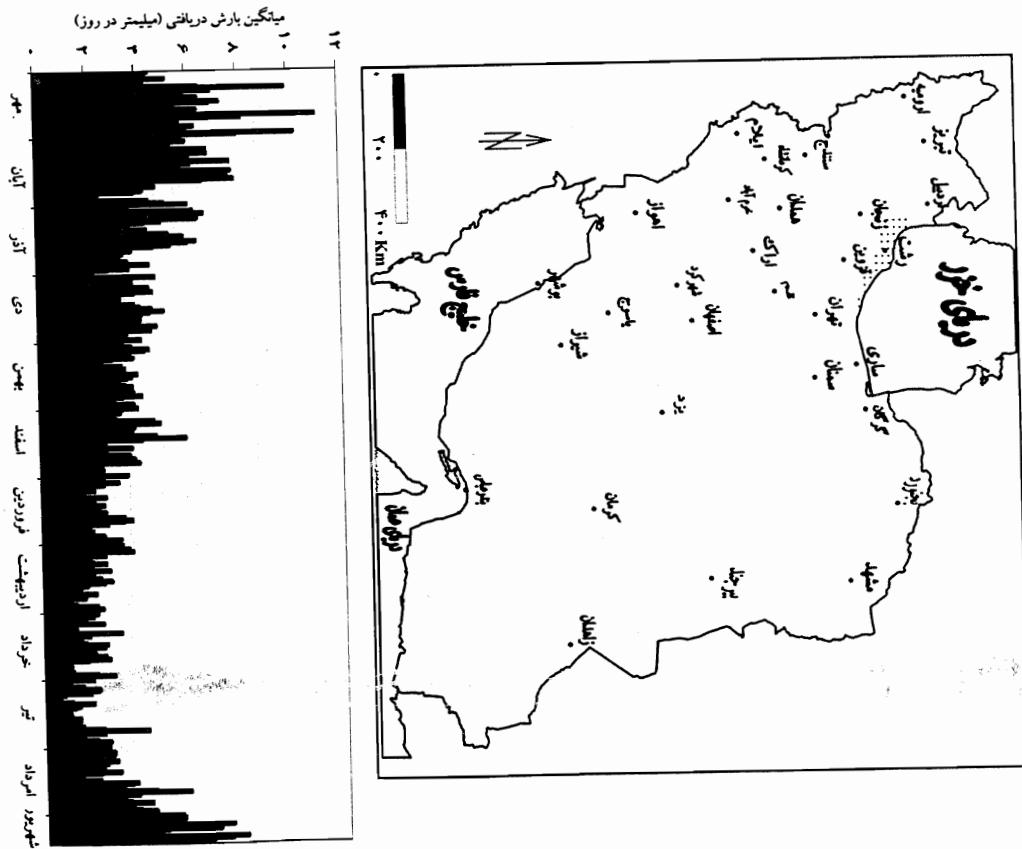
نواحي اقليمي ايران

يشگفتار

تا اينجا الگوهای زمانی و مكانی مهم‌ترین عناصر اقليمي ايران را جداگانه بررسی کردیم. از اين بررسی‌ها روشن شد که در هر قلمرو جغرافیائی يك يا چند عنصر اقليمي تنش چشم گيرنده در مشکل داشت به اقليم همان محل داردند. مثلاً ديديم که اقليم سواحل جنوبی ايران عمدتاً به سبب داد و رطوبت زياد از نواحی شمالی و میانی متبايز می‌شود. يابه عنوان نمونه‌ای دیگر ديديم که ايرناکی در كمرنگ شمالي ايران و بوشهر در كرانه‌های خزر به طور بازی بيش از دیگر نقاط ايران است و در نتيجه اجمالاً در ياقشيهم که ايرناکی وجه مشخصه اقلیم خزری است در حالی که كرانه‌های خزر از لحاظ دماي سالانه تفاوت بتنانی با ايران میانی ندارد و با تراين دما متمایز‌ترینده اقليم خزری نیست. با در نظر گرفتن مجموعه اين آگاهی‌ها که تا اينجا بدشت آورده‌ایم و تحليل همزمان تمامی عناصر اقليمي به کمک روش‌های همديگر می‌توان اميدوار بود که تصویر دقیق تری از ساختار مكانی اقليم ايران بدشت آورده‌یم و موز نواحی آب و هواي کشور را روشن سازيم. اين فرآيند که بهبندی اقليمي نامیده می‌شود منجر به شناسایي پنهانهای می‌شود که از آب و هواي کم و بيش همتدنی برخوردارند.

دست يابي به اين شناخت خود داستاني دراز دارد، لياکره براين باور است که در دو سده گذشته تمرين نواحی اقليمي عمدتاً مرهون چند داشتند آلماني بوده است. در سال ۱۸۱۷ آلكساندر فون همبولت تئوريه ميانگين دمای سالانه جهان را ترسیم کرد. ولاديمير كوبن (۱۹۴۰-۱۸۶۲) اين

شکل ۷۷-۵) ناجهی برادران خوردی



نمایندگی از تخریب بکار مرفت. بررسی ها نشان داد که روش تورنت و ایت در نیوزیلند جز برای عرض های پالین نسبت به روش کوبن تصویر مقبول تری از اقلیم بست می دهد. بعدها یعنی در سال ۱۹۷۸ رطوبت خاکی جایگاه بالاتری در روش طبقه بنده اقليمی تورنت و ایت پیدا کرد. در همان سال پسمن (۱۹۸۴-۱۹۸۰) در انگلستان روش برای محاسبه تخریب ارائه داد که بر مبنای فیزیکی استوار بود و همین دلیل روش تورنت و ایت که روش تحری بود را زمین از در کرد. معاشر روش های کمی جای روش های سنتی طبقه بنده اقليمی را گرفتند و آرام آرام روش های ایستای سنتی که در آنها معیارها و آستانه های طبقه بنده از پیش تعیین شده (گزارشی) بود و محصول آنها نتائجه های چایی بود جای خود را به روش های پویای کمی دادند که در آنها معیارها و آستانه های راش ایجاد مسئله تعیین می کرد (طبقه بنده کاربردی)، یا اساساً اقلیم بر حسب سامانه های هم دلیل بود آورده ای آن طبقه بنده می شد (طبقه بنده زایشی)، یا شناسائی نواحی اقليمی منکری بر تحلیل های چند متغیر بود (طبقه بنده هم دلیل و آماری).

گرگان، کوبن، شواهد زمین شناختی فراوانی در تأیید نظریه اشتقاق قاره ها پیدا کرد. از این گذشته در ایران بهمنه بنده اقليمی گنجی (۱۳۴۴)، ثابتی (۱۳۴۸) و علیجانی (۱۳۷۶) بد نقل از حجتی زاده از محدود کوشش هایی است که برای شناسائی نواحی اقليمی ایران انجام گرفته است. به جز این کوشش ها که برای شناسائی نواحی اقليمی ایران انجام پذیرفته مطالعات دیگری که تاکنون انجام شده بیشتر یک عنصر اقليمی را روی یک قلمرو محدود برسی کرده اند. برخی از این تحقیقات در کتابه ای آمده است. شمار تحقیقاتی که جند عنصر اقليمی را در قلمرو مولی مطالعه کرده باشدند چنان زیاد نیست.

طبقه بنده کوبن بخش بزرگی از استرالیا را پیاپی یا نیمه پیاپی معرفی می کرد و گرفت تیلور (۱۹۸۰-۱۹۸۸) به سبب جاذب داری از این روش که در تضاد با پیشرفت استرالیا تلقی می شد موقیت سیاسی بدی پیدا کرد و کتاب جغرافی او در غرب استرالیا تحریم شد. به همین دلیل وی در سال ۱۹۷۸ استرالیا را به قصد کنادا و بعداً آمریکا ترک کرد. در ایالات متحده و آن تورنت و ایت (۱۹۶۱-۱۹۶۳) یک روش طبقه بنده پاگانی را بحسب الگوی سالانه رطوبت خاک معرفی کرد. در این روش بارش به عنوان ورودی و تخریز به عنوان خروجی، معروف ترمازنی آب و ذخیره رطوبت خاک بودند ولی عملیاً دما به

بنایی در این دو نقصه با یکدیگر مهاهنگی ندارد. این ناهمانگی به دلیل تفاوت تعریف بیابان، در دو روش یاد شده یعنی تفاوت در آستانه‌های آغاز و پایان اقلیم بیانی بر اساس شاخص‌های بهبودی اقیانی است. در این دو روش ایوانف می‌بینید که بخش بسیار بزرگ از زاگرس اقلیم در این دو روش است. مثلاً در روش ایوانف کشور در گروه اقلیم صحرایی طبقه‌بندی شده است در حالی که همانند بخش‌های جنوبی و شرقی کشور در گروه اقلیم صحرایی طبقه‌بندی شده است در حالی که تفاوت اقیانی این نواحی با یکدیگر کاملاً آشکار است. در عین حال اگر آستانه‌ی آغاز اقلیم زیرا هیچ تضمینی وجود ندارد که تفاوت‌های اقیانی یک مکان تنها از لحاظ عناصری باشد که در طبقه‌بندی منظور شده‌اند. مثلاً دما و بارش سیستان با دما و بارش ایران مرکزی تفاوت آشکاری ندارد و به همین سهیت در پیشتر روش‌های طبقه‌بندی سنتی این دو محل در یک طبقه‌ی اقیانی می‌گیرند.

با این حال روش‌های سنتی از لحاظ تاریخی و از جنبه‌ی مقایسه‌ای اهیت دارند. دلیل تقدیمه‌های تفاوت بسیار آشنازی با ایران مرکزی دارد و این تفاوت آن چنان بزرگ است که تنها را دیگر نکات زیادی را دیگر اقیانی که با روش‌های مختلف تهیه شده‌اند و مقایسه‌ی آنها با یکدیگر نکات زیادی را دیگر توانایی‌ها و ناتوانی‌های آنها به مامی آموزد.

روش دمارتون

در این روش دما و بارش سالانه اساس محاسبه‌ی شاخص رطوبتی و معیار موزنندی نواحی اقیانی قرار می‌گیرد و بر پایه‌ی مقادیر مختلف این شاخص موز اقلیم‌های گوناگون از هم جدا می‌شود. شاخص رطوبتی دمارتون به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

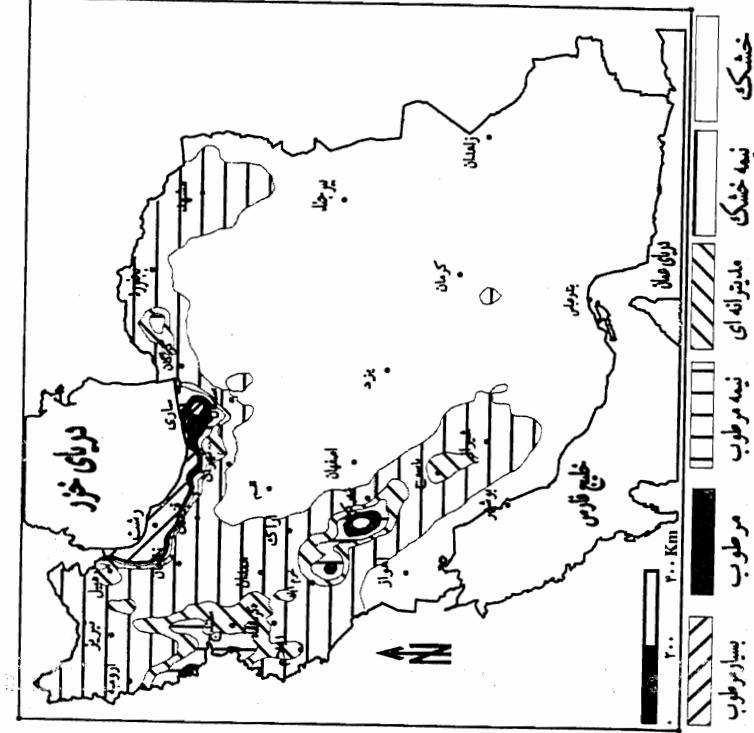
در این رابطه I شاخص رطوبت، P بارش سالانه به میلیمتر، T دمای سالانه به درجه‌ی سلسیوس است. آستانه‌ی اقلیم‌های مختلف توسط دمارتون به صورت زیر مشخص شده است:

نوع اقلیم	حدک	پسندندگ	مدبرانه‌ای	نمودروم	مرطوب	بسیار مرطوب
آستانه‌ی شاخص رطوبت	> ۱۰	۱۰-۲۰	۲۰-۳۰	۳۰-۴۰	۴۰-۵۰	< ۴۰

نموده در روش طبقه‌بندی دمارتون دما و بارش سالانه اساس مرزیندی اقلیم را تشکیل می‌دهد و در روش ایوانف بارش و تبخر (که وجود تابعی از دما و رطوبت نسبی در نظر گرفته شده) مبنای بهبودی اقیانی است. بر این اساس اگر اقلیم دو محل از لحاظ عناصر منظور شده در این روش های طبقه‌بندی همانند باشد طبعاً این دو محل در یک طبقه‌ی آب و هوایی جدا داده می‌شوند. هر چند ممکن است آب و هوای آنها از لحاظ دیگر عناصر اقلیم بسیار با یکدیگر متنابی باشد؛ زیرا هیچ تضمینی وجود ندارد که تفاوت‌های اقلیم یک مکان تنها از لحاظ عناصری باشد که در طبقه‌بندی منظور شده‌اند. مثلاً دما و بارش سیستان با دما و بارش ایران مرکزی تفاوت آشکاری ندارد و به همین سهیت در پیشتر روش‌های طبقه‌بندی سنتی این دو محل در یک طبقه‌ی اقلیم می‌گیرند؛ در حالی که می‌دانیم اقلیم سیستان به دلیل وزش بادهای ۱۲۰ روزه از لحاظ باد و غبار تفاوت بسیار آشنازی با ایران مرکزی دارد و این تفاوت آن چنان بزرگ است که تنها را دیگر اقیانی گذشته در مناطق مختلف، عناصری که مرزهای آب و هوایی را تعیین می‌کنند متفاوتند. مثلاً همچنان که بارزترین وجه تمايز اقلیم سیستان از دیگر نقاط ایران باد و غبار است بر جسته‌ترین وجه تمايز اقلیم سواحل جنوبی کشور از دیگر مناطق ایران زمین گرمای آن است و برای کره‌نهادی خزر ایرانی و بارش مهم‌ترین تفاوت اقلیم کره‌نهادی خوار با دیگر مناطق کشور ااست. بنابراین نمی‌توان با انتخاب چند عنصر معبدود و معین امیدوار بود که تمامی تفاوت‌های مکانی آب و هوایی خود را شناسان دهدن.

ویرگی دیگری که در روش‌های طبقه‌بندی سنتی وجود دارد آن است که موز بین انواع آب و هوایها از قبل تعیین شده و تا اندازه‌ای سلیقه‌ای است و در برایر چون و چراها نمی‌توان دفاع قابل قبول برای توجیه آنها ارائه کرد. مثلاً در طبقه‌بندی دمارتون مناطقی که شاخص رطوبتی آنها کوچک‌تر از ده باشد در طبیعتی اقلیم خشک جا می‌گردد. از این گذشته گاه در روش‌های مختلف از اصطلاحات واحدی استفاده می‌شود که نه تعریف واحدی دارند و نه در عمل به مناطق یکسانی اشاره می‌کنند. مثلاً اصطلاح اقلیم بیانی در روش ایوانف و سلیمانی را در نظر بگیرید و تنشده‌های اقلیم آنها را با هم مقایسه کنید (شکل ۶-۲). می‌بینید که قلمرو مناطق

شکا، ۱-۶) نواحی، آب و همایق ایوان به روش دمارتون



با این حال چون دمارتوں به عناصر دیگری مانند رطوبت که آرایش مکانی آن با فاصله تا دریا رابطه دارد توجه نکرده است نمی‌تواند اثر فاصله تا دریا بر مزه‌های اقیمه ایران را که بویژه در جنوب کشور بسیار مهم است بازمی‌اند. به همین دلیل است که سراسر کرانه‌های خلیج فارس و دریای عمان و سراسر شرق و میانه ایران در یک گروه اقیمه جای گرفته‌اند. از این گذشته چون تغییرات ماهانه دما و بارش را در نظر نمی‌گیرد از نشان دادن تفاوت‌های اقیمه آذربایجان و آذگرس که در پاره‌ای از نقاط بارش یکسانی دریافت می‌کند اما فصل بارش آنها بیکدیگر

تغالت دارد ناتوان است. به نظر می‌رسد روش ساده‌ای که دمارتوں پیشنهاد داده است از پس نمایلند نواحی اقتصادی ایران برآئی آید.

سیار مرطوب جنگل	مرطوب جنگل	اصنی جنگل	اصنی	بیانی	صرایع	نوع اقليم	آنسته مانعنه رعویت
۰	۰-۱۵	۰-۱۰	۰-۱۰	۰-۱۲	۰-۱۳-۰-۱۴	> ۱۵	

در ایران هر شش اقليم ایوانف دیده می‌شود اما به نظر می‌رسد آستانه‌های شاخص رطوبتی اولیه ایران مناسب نیست چرا که مناطق اقليمی زاگرس را نشان نمی‌دهد (شکل ۲-۶). وی تبخر را با توان دوم دما مرتبط دانسته و به همین دلیل برای مناطق سرد که دمای آنها زیر صفر است مقدار تبخیر بیش از اندازه برآورده می‌شود و سبب انتقال مناطق سرد به قلمرو اقليم‌های خشک می‌شود. اگر به یاد آوریم که ناهمواری از اساسی‌ترین شاخصه‌های موزنده‌ی اقلیمی در ایران است در خواجه یافت که روش طبقه‌بندی اقليمی ایوانف ایوانف ایران شناسی‌ای برای پهنه‌بندی آب و هوای ایران نیست زیرا از نشان دادن نقش ناهمواری در موزنده‌ی نواحی ایران ناتوان است. بویشون میانگین ماهانه‌ی دما و نم‌نسی خوری‌بازانگه به شرح جدول زیر است. بارش سالانه‌ی این ایستگاه ۷/۵ سانتی‌متر است. از نظر ایوانف خوری‌بازانگه در کدام طبقه‌ی اقليمی جا می‌گیرد؟

ماه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
آذر	۳۵	۴۵	۴۰	۳۰	۲۰	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
دی	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
بهمن	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
اسفند	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
فروردین	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
خرداد	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
تیر	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مرداد	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
شهریور	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مهر	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
آبان	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مهر	۳۰	۴۰	۳۵	۲۵	۱۵	۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰

روش ایوانوف

در روش ایوانوف، بارش نسبت به تبخیر سالانه سنجیده می‌شود و تبخیر تابعی از دما و رطوبت نسبی درنظر گرفته شده است.

$$E_i = 100 \cdot 18^{2/5} + T_i^* \cdot (100 - r_i) \quad I = \frac{P}{\sum_{i=1}^n E_i}$$

در این رابطه E تبخیر ماهانه به سانتی‌متر و P بارش سالانه به سانتی‌متر، T دمای ماهانه به درجه‌ی سلسیوس، r تبخیر ماهانه به سانتی‌متر و r نم‌نسی ماهانه به درجه‌ی سانتی‌متر است.

در روش ایوانوف، مشیش اقليم مقاولات منظور شده که از اقليم صحرایی تا اقليم سیار مرطوب جنگل متغیر است. آنها علی تعیین کننده موز اقليم‌های مختلف به صورت زیر تعریف می‌شود:

آزمون: داده‌های دما و نم‌نسی نزدیک ایستگاه هوسنجی به محل زندگی خود را نمی‌کنند و شاخص رطوبتی ایوانوف را محاسبه کنند. از نظر ایوانوف این ایستگاه در کدام طبقه‌ی اقلیمی جا می‌گیرد؟ نتیجه‌های را که به دست آورده‌اید با آنچه در شکل ۲-۶ می‌بنید مقایسه کنید. آیا

روشن آمربزه در روش آمربزه بارش سالانه، دمای پیشیبیه گرمترین ماه و دمای کمینه سردرین ماه معبار محاسبه شاخص اقلیمی و مرزبانی طبقات اقلیمی است.

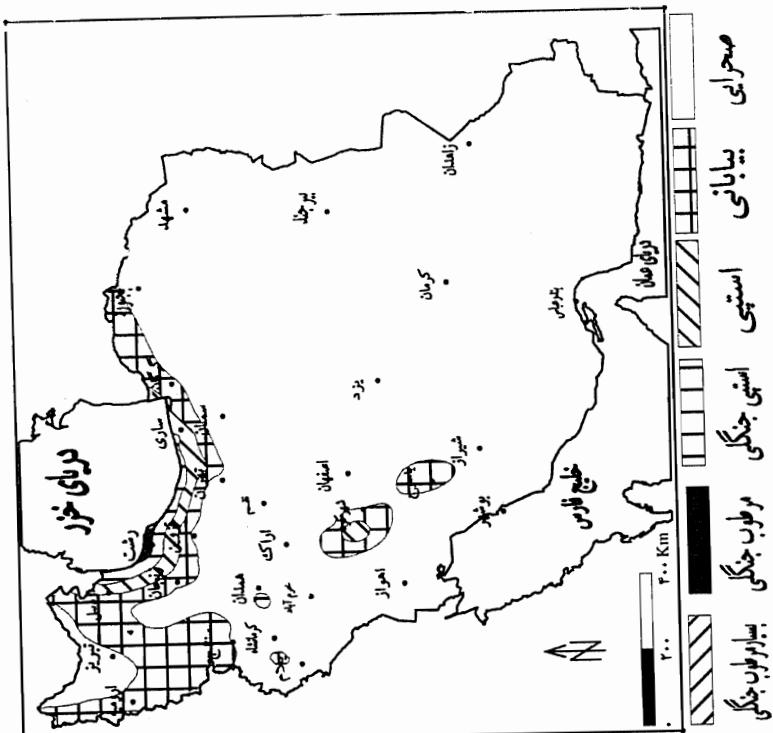
$$Q^2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2}$$

در این رابطه Q شاخص اقلیمی، P بارش سالانه به میلیمتر، M میانگین دمای پیشیبیه در گرمترین ماه سال به کلوین، m میانگین دمای کمینه در سردرین ماه سال به $^{\circ}\text{C}$ بین است. در روش آمربزه برای تعیین اقلیم، مقدار میانگین دمای کمینه سردرین ماه سال نسبت به مقدار شاخص اقلیمی بر روی اقلیمنمای آمربزه پیاده می شود (شکل ۲-۶). بر روی این اقلیمنمای ۱۴ ناحیه دیده می شود. در یک سوی طیف اقلیمی آمربزه اقلیم پیشانی بسیار گرم و در سوی دیگر آن اقلیم ارتفاعات جاگرفته است. در ایران هر چهارده اقلیم آمربزه را می توان مشاهد کرد. یکی از محدودیت های روش آمربزه در مورد ایران آن است که چون بر روی اقلیمنمای او مقدار روزگر نزدیک ۱۲ درجه سلسیوس برای میانگین دمای کمینه سردرین ماه سال پیش پیش نشده، آن بخش هایی از ایران که میانگین دمای کمینه سردرین ماه سال آنها پیش از ۱۲ درجه سلسیوس است در اقلیمنمای آمربزه نمی گنجند. از سوی دیگر برای مناطقی که میانگین دمای کمینه سردرین ماه سال آنها بزرگتر از ۱۲ درجه سلسیوس و مقدار شاخص اقلیمی آنها پیش از ۱۷ باشد هیچ اقلیمی پیش پیش نشده است. به همین سبب اقلیم بخش هایی از ایران در این روش تعریف نشده باقی می ماند (شکل ۲-۶).

پیشنهاد: مقدار بارش سالانه زنجان 677.31 میلیمتر، میانگین دمای کمینه سردرین ماه سال برابر 16.6°C و میانگین دمای پیشیبیه گرمترین ماه برابر 33 درجه سلسیوس است. از نظر آسمزه زنجان در کدام طبقه اقلیمی جا می گیرد؟ پاسخ: میانگین دمای کمینه سردرین ماه سال برابر 16.6°C و مقدار شاخص اقلیمی برابر 112.2 و اقلیم از نوع نیمه خشک سود است.

محابه بی شما با احتمالات این شکل همچنانی دارد؟ اگر تفاوتی می پنداشی آبا می توانند دلیلی برای توجه آن پیاوید؟ آز چون: شکل ۲-۶ را که ورزش نواحی اقلیمی را نشان دهد.

شکل ۲-۶) نواحی آب و هوای ایران به روش ایوانف اعداد درصد مساحت هر ناحیه را نشان می دهد.



محلی بیانی استجی اشی جنگلی موب جنگلی بیش از ۵۰٪ ۳۰٪ تا ۵۰٪ ۱۰٪ تا ۳۰٪ ۵٪ تا ۱۰٪ ۰.۵٪ تا ۲٪ ۰.۱٪ تا ۰.۵٪ بسیار کمیاب

شکل (۳-۶-۱۴) اقیم‌سالی آمریزه که موقعیت نطاچی از ایران بر روی آن پیاده شده است

آمریزه این ایستگاه در کام ملتفتی اقیمی جامی گیرد؟ نسبتی را که به دست آورده باشد، با آنجه در شکل ۳-۶-۱۴ می‌بینید مقایسه کنید. آیا محاسبه‌ی نسبتاً بالاتر اعلاف این شکل همخوانی دارد؟ اگر تفاوتی می‌بینید آیا می‌توانید دلیلی برای توجیه آن بفرمایی!

۱ بیانات گرم شدید

۲ بیانات گرم میله

۳ بیانات گرم غلیظ

۴ بیانات معتدل

۵ معتدل

۶ نیمه خشک معتدل

۷ نیمه خشک معتدل

۸ مرطوب معتدل

۹ خلیل مرطوب

۱۰ خشک سرد

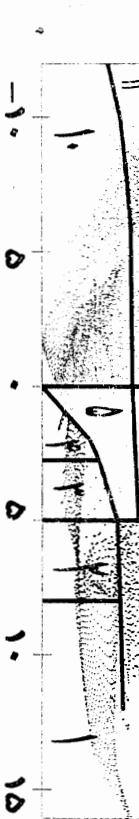
۱۱ نیمه خشک سرد

۱۲ نیمه مرطوب سرد

۱۳ مرطوب سرد

۱۴ اطمینان از اغفال

۱۵ اطمینان از اغفال



میانگین دمای سردترین ماه سال (درجہ سلسیوس)

روش سلیانیوف

این روش بسیار شبیه روش دمارتون است و از عناصر بارش سالانه و نداد درجه روزهای بالاتر از صفر استفاده می‌کند.

$$I = \frac{\sum P}{\sum H} = \frac{35T}{1.1 \sum H}$$

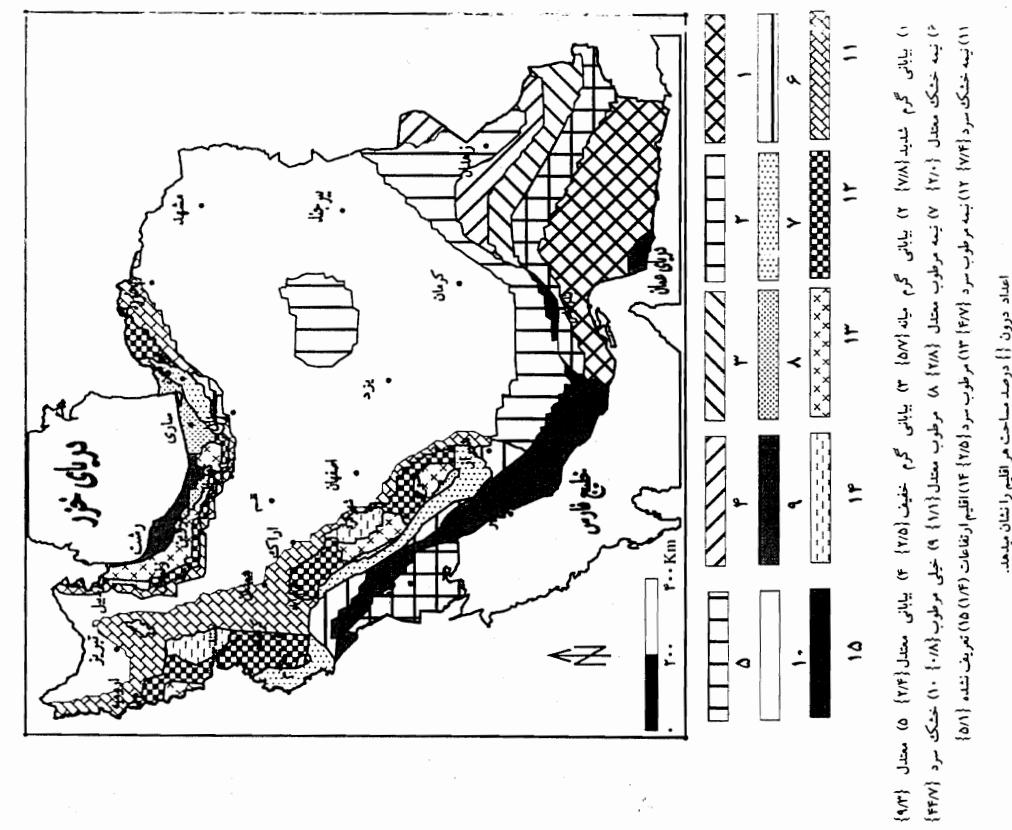
دو این رابطه I شاخص هیدرورمیک، P بارش سالانه به میلیتر، T میانگین دمای سالانه، H مجموع درجه روز سالانه بر مبنای صفر درجه سلسیوس است. به دلیل استفاده از عناصر اقلیمی مشابه و شاهد شاخص اقلیمی، نواحی آب و هوای ایران در روش سلیانیف بسیار شبیه روش طبقه‌بندی دمارتون است (شکل ۵-۶). بسته به مقدار شاخص هیدرورمیک، سلیانیف چهار روش مغایرت تعریف می‌کند که همی‌آنها در ایران وجود دارد.

شاخص هیدرورمیک	اسبه جنگلی	اسبه	یپلائی	اسبه خشک	نوع اقلیمی
> ۱	۰-۷۰-	۰-۷۰-	۰-۷۰-	< ۰-۱۰-	۱
>					۲

پرسش: مقدار بارش سالانه سیزده میلیمتر و میانگین دمای سالانه آن ۱۷ درجه سلسیوس است. از نظر سلیانیف سیزدار در کدام طبقه اقلیمی جایگزیرد؟

پاسخ: مقدار شاخص هیدرورمیک برابر ۳۰ و اقلیم از نوع یپلائی است.

شکل ۵-۶) نواحی اقلیمی ایران به روش آبرزه



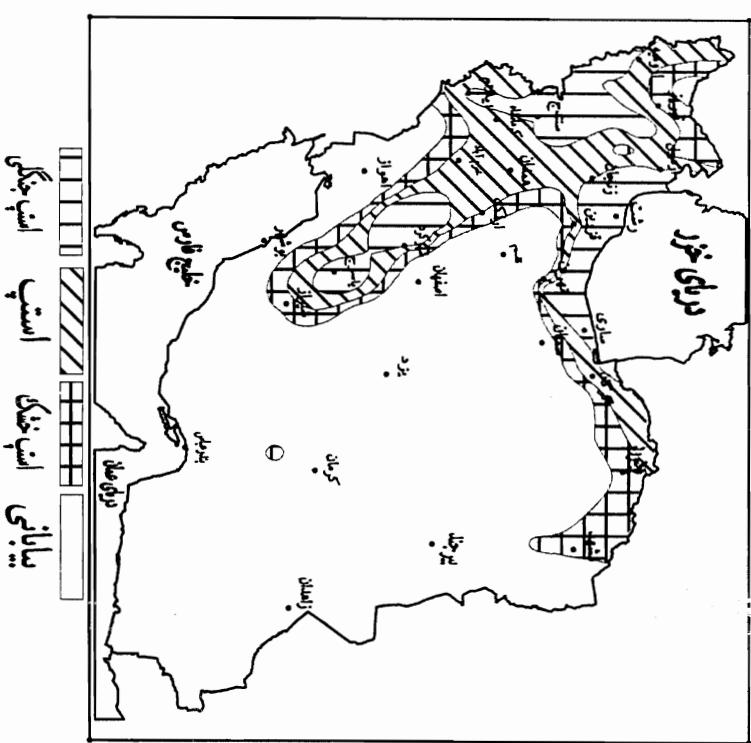
اعداد دون] درصد مساحت هر اقلیم را نشان میدهد.

- ۱) یالانی گرم میبد (۷۷/۸) ۲) یالانی گرم یله (۷۵/۶) ۳) یالانی گرم خنثی (۷۵/۷) ۴) یالانی متد (۷۶/۴) ۵) متد (۷۷/۴)
- ۶) نیمه خنثک متد (۷۷/۷) ۷) نیمه مطبوب متد (۷۸/۲) ۸) مطبوب متد (۷۷/۷) ۹) جعلی مطبوب متد (۷۸/۷) ۱۰) خنثک سرد (۷۷/۷)
- ۱۱) نیمه خنثک سرد (۷۷/۴) ۱۲) نیمه مطبوب سرد (۷۸/۷) ۱۳) مطبوب سرد (۷۸/۵) ۱۴) اقلیم (۷۸/۶) ۱۵) تropic (۷۸/۶)

شکل ۵-۶) نویزی، آب و هوا ای ایران به روش سلاینیف. ابعاد زیر کلید در صد مساحت است.

هر چهار نوع آن در ایران وجود دارد. گروه C اقلیم‌های جنوب حاره، است که به شش تقسیم می‌شود و چهار نوع آن در ایران دیده می‌شود. گروه D شامل اقلیم‌های معتدل است که به هشت اقلیم تقسیم می‌شود و سه نوع آن در ایران هست. گروه E شامل اقلیم‌های قطبی است که بـ دو نوع اقلیم را نمی‌توان دید. در مجموع از ۲۵ نوع اقلیم که در روش کریم معرفی شده است ۱۰ نوع آن در ایران دیده می‌شود. بهین دیگر نوع ناهمواری سبب تنوع دما و بارش در ایران نموده است و به همین دلیل ۴۰ درصد از اقلیم‌های که کوین برای بیان آب و هوای جهان درنظر گرفته در قلمرو ایران دیده می‌شود. نام ۲۵ اقلیم مورد نظر کریم و نمادهای نظری آنها را می‌توان چنین خلاصه کرد.

نام اقلیم	مشخصات
Af	جنگل‌های بارانی حاره
An	حاره‌ای با یک نصل خشک (در زمان پاییز بود از تابع خودرشید) و یک نصل بارانی (رسان)
As	حاره‌ای با یک نصل خشک (در زمان بالا بود از تابع خودرشید) و یک نصل بارانی (رسان)
Am	موسمی حاره‌ای
BWh	گرم و خشک (بیلایی عرض پاییز)
BWk	سرد و خشک (بیلایی عرض پاییز)
BSn	نیمه خشک (استی سرد)
BSk	نیمه خشک (استی سرد)
Cwa	مرطوب بـ حاره، گرم همراه با زستان‌های بسیار خشک
Cfa	مرطوب بـ حبـ حاره (آب و هوای سواحل شرقی)



در روش کریم با توجه به بارش و دمای ماهانه، ۲۵ اقلیم مختلف تعريف شده است که ۱۰ نوع آن در ایران یافت می‌شود. کوین اقلیم‌های جهان را در شش گروه بزرگ طبقه‌بندی کرده است. گروه A شامل اقلیم‌های حاره‌ای است و دارای چهار اقلیم مختلف است. در ایران این نوع آب و هوا وجود ندارد. گروه B اقلیم‌های خشک و نیمه خشک است که به چهار اقلیم تقسیم می‌شود و

اقلیم از نوع BW است	BS	از نوع بارش	اقلیم از نوع B است	اقلیم از نوع B است
$P < 2 \cdot T + V$	$1 \cdot (T + V) < P < 2 \cdot T$	$P > 2 \cdot T + V$	$P > 2 \cdot T + V$	$P > 2 \cdot T + V$
در اینجا P بارش سالانه بر حسب میلیتر و T دمای سالانه بر حسب درجهٔ سلسیوس است.	اقلیم از نوع BS است	اقلیم از نوع B است	اقلیم از نوع B است	اقلیم از نوع B است
برای شناسایی تقسیمات فرعی اقلیم B مرحلهٔ سوم را اجرا کنید.	برای شناسایی تقسیمات فرعی اقلیم B مرحلهٔ سوم را اجرا کنید.	برای شناسایی تقسیمات فرعی اقلیم B مرحلهٔ سوم را اجرا کنید.	برای شناسایی تقسیمات فرعی اقلیم B مرحلهٔ سوم را اجرا کنید.	برای شناسایی تقسیمات فرعی اقلیم B مرحلهٔ سوم را اجرا کنید.

در اینجا P بارش سالانه بر حسب میلیتر و T دمای سالانه بر حسب درجهٔ سلسیوس است.

۲- برای شناسایی تقسیمات فرعی اقلیم B مرحلهٔ سوم را اجرا کنید.

مرحلهٔ دوم: در این مرحله اقلیم A, C, D, E شناسایی می‌شود.

- اگر دمای سردترین ماه سال بیش از ۱۸ درجهٔ سلسیوس است اقلیم از نوع A است.

- اگر دمای سردترین ماه سال بیش از -۳ درجهٔ سلسیوس و کمتر از ۱۸ درجهٔ سلسیوس است اقلیم از نوع C است.

- اگر دمای سردترین ماه سال کمتر از -۳ درجهٔ سلسیوس است اقلیم از نوع D است.

- اگر دمای گرمترین ماه سال کمتر از ۱۰ درجهٔ سلسیوس است اقلیم از نوع E است.

مرحلهٔ سوم: در این مرحله تقسیمات فرعی اقلیم A, BS, BW, C, D, E شناسایی می‌شود.

برای اقلیم A

- اگر بارش خشکترین ماه بیش از ۶ میلیتر باشد اقلیم Af است.

- درصد بارش شش ماهه‌ی گرم سال و درصد بارش شش ماهه‌ی سرد سال را محاسبه کنید و آن را با جدول زیر ارزیابی کنید.

- اگر اقلیم Af یا Am نیست از نوع Aw است.

Csa	مرطب بحسب حاره (مدبرانه‌ای گرم)
Csh	مرطب بحسب حاره (مدبرانه‌ای سرد)
Cfb	بحری ساحلی خنثی (سرد)
Cfc	بحری ساحلی خنثی (مرط)
Dfa	بری مرطب با تابستانهای گرم و بارش میانگین
Dwa	بری مرطب با تابستانهای معتدل و زمستانهای خنثی
Dfb	بری مرطب با تابستانهای معتدل و زمستانهای خنثی
Dwb	بری مرطب با تابستانهای معتدل و زمستانهای خنثی
Dfc	جسب قطبی با تابستانهای سرد و بارش میانگین
Dfb	جسب قطبی با زمستانهای سرد و بارش میانگین
Dwc	جسب قطبی با تابستانهای سرد و زمستانهای خنثی
Dwd	جسب قطبی با زمستانهای سرد خنثی
ET	اقلیم توپرا
EF	اقلیم کلامکه‌ای بمحی
H	اقلیم از غاعات

موحدهٔ اول: در این مرحله اقلیم B شناسایی می‌شود.

در روش گیرنفع آب و هوای کمک داده‌های بارش و دمای ماهانه طی چهار مرحله شناسایی می‌شود.

۱- درصد بارش شش ماهه‌ی گرم سال و درصد بارش شش ماهه‌ی سرد سال را محاسبه کنید و آن را با جدول زیر ارزیابی کنید.

۲- درصد بارش شش ماهه‌ی گرم سال و درصد بارش شش ماهه‌ی سرد سال را محاسبه کنید و آن را با جدول زیر ارزیابی کنید.

برای اقیم B

- آگر دمای گرم ترین ماه سال کمتر از ۲۲ درجه و دمای دست کم چهار ماه از سال بیش از ده درجه است حرف *a* را اضافه کنید.
- آگر دمای سالانه بیش از ۱۸ درجه است حرف *a* را اضافه کنید.

- آگر دمای گرم ترین ماه سال کمتر از ۱۸ درجه است حرف *a* را اضافه کنید.

- آگر دمای سرد ترین ماه سال کمتر از ۳۸ درجه و دمای یکت تا سه ماه از سال بیش از ده درجه است حرف *c* را اضافه کنید.
- پس از طی این چهار مرحله نوع اقیم شناسایی می‌شود.

آنچون: داده‌های دما و بارش ماهانه نزدیک ترین ایستگاه هواشنگی محل سکونت خود را بدست آورید و نوع آب و هوای آنرا به روش کوبن معلوم کنید. به شکل ۶-۴-۱۷ کنید و تلفروهایی که نوع اقیم آنها با اقیم محل سکونت شما یکی است را پیدا کنید. آیا می‌توانید یکوئید به درصدی از ایران اقلیم همانند اقیم محل سکونت شما دارید؟

پیش: دما و بارش ماهانه خوبی به قرار ذیل است. نوع اقیم این شهر به روش کوبن چیست؟

۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰

- آگر بارش مخصوص ترین ماه تابستان بیش از ده برابر بارش خشک ترین ماه زمستان است حرف *w* را اضافه کنید.

- آگر اقیم *CW* یا *CS* نیست از نوع *Cf* است.

- آگر بارش مخصوص ترین ماه زمستان بیش از سه برابر بارش خشک ترین ماه تابستان است حرف *w* را اضافه کنید.

- آگر بارش مخصوص ترین ماه زمستان بیش از ده برابر بارش خشک ترین ماه تابستان است حرف *s* را اضافه کنید.

- آگر اقیم *Dw* یا *Ds* نیست از نوع *Df* است.

- آگر بارش سالانه برابر ۹۴/۵ میلیمتر، دمای سالانه ۱۱ درجه سلسیوس، درصد بارش در شش ماهی گرم ۱۲/۱ درصد بارش در شش ماهی سرد ۵۹/۵ درصد

شش ماهی گرم ۴۳/۵ (میلیمتر)، درصد بارش در شش ماهی سرد ۱۶/۵ (میلیمتر). توزیع بارش یکنواخت است زیرا ۷۰ درصد بارش نه در نیمه سرد مترک است و نه در نیمه گرم. بنابراین چون بارش سالانه از ۱۰/۱۸+۰/۷ (نرگزتر و از ۱۰/۱۸+۰/۷) میلیمتر است حرف *T* را اضافه کنید.

- آگر دمای گرم ترین ماه سال بین صفر تا ده درجه سلسیوس است حرف *F* را اضافه کنید.

- آگر دمای گرم ترین ماه سال بین صفر تا ده درجه سلسیوس است حرف *M* را اضافه کنید.

- در جدول چهارم در این مرحله تسمیات فرعی تر اقیم *C, D, C* شناسایی می‌شود.

- آگر دمای گرم ترین ماه سال بیش از ۲۲ درجه است حرف *a* را اضافه کنید.

۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰
۱۰۰	۹۵	۹۰	۸۵	۸۰	۷۵	۷۰	۶۵	۶۰	۵۵	۵۰	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰

پاسخ: بارش سالانه برابر ۹۴/۵ میلیمتر، دمای سالانه ۱۱ درجه سلسیوس، درصد بارش در

شش ماهی گرم ۱۲/۱ درصد بارش در شش ماهی سرد ۵۹/۵ درصد (میلیمتر)، توسعه بارش یکنواخت است زیرا ۷۰ درصد بارش نه در نیمه سرد مترک است و نه در نیمه گرم. بنابراین چون بارش سالانه از ۱۰/۱۸+۰/۷ (نرگزتر و از ۱۰/۱۸+۰/۷) میلیمتر است حرف *T* را اضافه کنید.

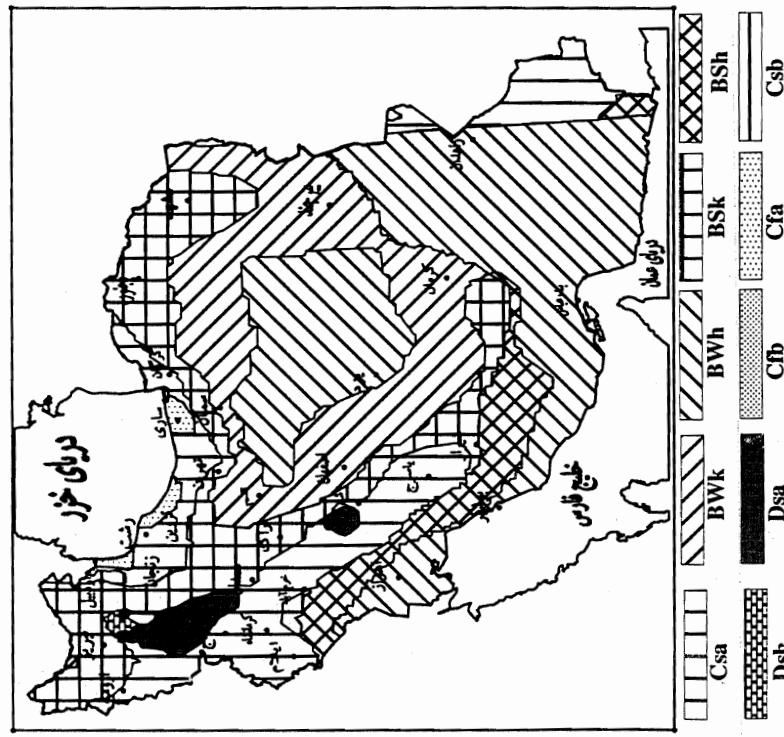
- آگر دمای گرم ترین ماه سال بین صفر تا ده درجه سلسیوس است حرف *F* را اضافه کنید.

- آگر چوچک تر است (۰/۵ < ۱۰/۱۸+۰/۷) اقیم از نوع *BS* است و چون دمای سالانه کمتر از ۱۸ درجه است حرف *B* را اضافه کنید.

- در جدول سلسیوس است حرف *a* نزیر به آن افزوده می‌شود. بنابراین اقیم خوبی از نوع *BSk* است.

شکل ۶-۶) نواحی آب و هوایی ایران به روش کوین

نواحی، آب و هوایی ایران که با روش کوین به دست آمده نقش نامهواری و دوری و نزدیکی به دریا در شکل گیری اقلیم ایران را بخوبی نشان می‌دهد زیرا معیار طبقه‌بندی از نظر کوین دما و بارش، ماهانه بوده است و هر دوی این عناصر با اتفاقات و دوری و نزدیکی به دریا مرتبط هستند. بر اساس روش کوین ۸۱ درصد ایران دارای آب و هوای نوع *B* ، ۱۷ درصد دارای اقلیم نوع *C* و ۲ درصد کشور دارای آب و هوای نوع *D* است (شکل ۶-۶).



در یک نگاه کلی گذشته از خواص‌هایی که در نتایج روش‌های طبقه‌بندی سنتی وجود دارد همگی در این نکه اشراف ک دارند که بخش بسیار بزرگی از ایران از آب و هوای خشک برخوردار است و کمود بارش (دوری آب) نسبت به تغییر (خروجی آب) بر ایران حاکم است. از این گذشته این روش‌ها تقاضات و دوری و نزدیک به دریا را در شکل گیری نواحی آب و هوایی ایران نشان می‌دهند. با این حال چون گذشته از دما و بارش عناصر اقلیمی دیگری مانند ابرناکی، رطوبت

پیشتر دارد در یک گروه جا می‌گیرند و به این ترتیب یک نقدی بهبندی اقیمی حاصل می‌شود. در پایان می‌توان به بررسی مقادیر عناصر اقیمی تأثیر هم‌گروه پرداخت و ویرگی های هر داده‌های اقیمی تعیین کننده موز نوایی آب و هواست نه سلحفی فردی محقق. در این روش‌ها تعداد عناصری که می‌توانند در بهبندی اقیمی شرکت کنند محرومیت ندارد و به نعمت ناجه رایان کرد.

در روش‌های نوین، طبقه‌بندی اقیمی فوایدی است که در آن تا حد زیادی ماهیت ماری داده‌های اقیمی تعیین کننده موز نوایی آب و هواست نه سلحفی فردی محقق. در این روش‌ها تعداد عناصری که می‌توانند در بهبندی اقیمی شرکت کنند محرومیت ندارد و به نعمت دلیل این گونه طبقه‌بندی‌ها می‌تواند به شناسایی اقیم‌هایی پیشگامد که در آنها بزرگی تفاوت‌هایی مکانی تعداد زیادی عنصر اقیمی در نظر گرفته شده باشد.

روش‌های نوین طبقه‌بندی اقیمی

با پیشرفت روش‌های تحلیل چندمتغیری دریچه‌ی نوینی بر روی اقیم‌شناسان گشوده شد. امروزه بکارگیری روش‌های تحلیل عاملی، تحلیل خوشه‌ای، تحلیل مؤلفه‌های اصلی، تحلیل فازی و خالواده‌ی توایع معتمد تجزیی در مطالعات اقیمی بسیار رایج است.

برخی از این روش‌ها (مانند تحلیل عاملی و تحلیل مؤلفه‌های اصلی) برای کاستن از حجم این‌بهای داده‌های اقیمی عمده‌ای بر روی تقطیع یعنی ایستگاه‌های دیده‌بانی اندازه گیری می‌شوند در حالی که غالباً به آگاهی‌های اقیمی درباره‌ی یک بهنه نیازمند هستیم. طبیعت تقطیع‌های دیده‌بانی‌ها اقیمی سبب می‌شود که هر چند تعداد ایستگاه‌ها را نزیر افزایش دهیم باز هم انتساب نتایجی که از واکاوی (تجزیه و تحلیل) داده‌های ایستگاه‌ها بدست می‌آید به تمامی یکت بهنه درست نباشد. به ویژه در مواردی که تغیرات مکانی عناصر اقیمی زیاد است این دشواری بازتر است. بنابراین نتایج یک واکاوی اقیمی زمانی قابل تعمیم به بهنده‌های گسترده خواهد بود که میان‌بایی به عنوان یک تحلیل‌های بعدی (مانند تحلیل خوشه‌ای) اسناده می‌شود.

برخی دیگر از تحلیل‌های چندمتغیری (مانند تحلیل خوشه‌ای و تحلیل فازی) داده‌های اقیمی را بر صورت یک شبکه (نوری) پایانه‌های مناسب بر روی بهنده در دست بررسی گسترانده و تقدار عضر اقیمی در گره‌گاه‌های این شبکه برآورد می‌شود. این برآوردها که تعمیم پوئنه می‌بوشند طبقه‌بندی‌های نوین اقیمی بکارگیری همین روش هاست که در طی آن نخست با انجام تحلیل‌های مناسب عناصر اقیمی همیسته تبدیل به عوامل اقیمی می‌شوند بهطوری که هر عامل، ترکیب عوایان شاهدی برای ارزیابی درجه‌ی قطعیت نتایج تحلیل‌ها استناده می‌شود. بر این اساس فرایند همبسته‌ترین عناصر اقیمی باشد. سپس با توجه به عناصر اقیمی ثبت شده بر روی هر محل مقادیر عوامل اقیمی بدل محاسبه می‌شود. در مرحله‌ی بعدی تفاضل کارنسی ارائه شده در شکل ۷-۶ انجام پذیرد (پارتل ۱۹۹۳).

جوی، باد، تابش و تند نیز در پیاداپس الواع آب و هوا در ایران نقش بسیار مهمی دارند طبقه‌بندی‌های سنتی، موز نوایی آب و هواست ایران را به صورت کامل شناس نمی‌دهند. برای دستتابی به تهییری دقیق‌تر از الواع اقیم‌های کشور سودمندتر آن است که به روش‌های نوین طبقه‌بندی اقیمی روی آورد.

ممکنی درونگرودی افزایش می‌باشد. افزایش ممکنی درونگرودی به بهای افزایش تعداد نواحی اقليمی تمام می‌شود. در هر مرحله از تقسیم، نواحی بر حسب آن متغیر اقليمی که بیشترین تفاوت را درآورد متفاوت می‌شوند. اساساً نواحی ناهمگن ترزو تر تجزیه می‌شوند.

به نظر می‌رسد از راه بکارگیری این دو شیوه، مزهای اقليمی بازتاب دهنده قلمروی عملکرد سامانه‌های جوی و غیرجوی سازنده‌ای اقليمی هر محل باشند. زیرا از یک سو، هر محل از دیدگاه اقليمی یکناسب بعیت ویژگی های آب و هوایی آن به طور دقیق در هیچ محل دیگری دیده نمی‌شود. این ویژگی تا اندازه‌ای به وضع منحصر به فرد آرایش عوارض جغرافیایی محل بر می‌گردد. آرایش ناهمواری‌ها یعنی نحوه قرارگیری ناهمواری‌ها (دردها، کوهها، دشت‌ها و ...)، و پوشش رویی زمین (علفزار، جنگل، برف و ...) همچون آینه‌ای هستند که توده‌ای هوا گذرنده از محل (سامانه‌های جوی) در تعامل با آنها هوا را بازتاب می‌دهند. به بیان دیگر، هوا محصول تعامل سامانه‌های جوی و غیرجوی هر محل با یکدیگر است.

از سوی دیگر، چون سامانه‌های جوی کلان که توده های هوا را شکل می‌دهند و جابجا می‌کنند قلمروهای وسیع عمل می‌کنند سرزمین‌هایی که غالباً تحت حاکمیت سامانه‌های جوی یکسانی هستند از دیدگاه اقليمی همگون‌ترند تا سرزمین‌هایی که زیر سلطه سامانه‌های جوی متفاوتی قرار دارند. به همین دلیل یک بهمندی اقليمی واقعاً باید تا اندازه زیادی مزکنش سامانه‌های جوی را بازتاب دهد. این که آیا اثر سامانه‌های جوی و غیرجوی بر مزبانی نواحی اقليمی آشکار خواهد شد با خبر به مقیاس مطالعه بستگی دارد.

سامانه‌های جوی و غیرجوی در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوت عمل می‌کنند. به همین سبب نواحی اقليمی از ویژگی‌های گزینی برخوردارند. یعنی همواره در دل نواحی اقليمی کلان نواحی اقليمی خردی دلیله می‌شوند که یا عرصه‌ی عمل سامانه‌های جوی کوچک‌ترند و یا آرایش عوارض جغرافیایی سبب لانه‌گزینی نواحی اقليمی خود در دل نواحی اقليمی کلان شده است. ویژگی لانه‌گزینی به این معنا هست که آب و هوای هر قلمرو جغرافیائی در سطوح مختلف قابل تقسیم است. در سطح صفر ممکن است تمامی بهمندی مورد بررسی را متعلق به یک گروه اقليمی، به شمار آوریدم. در سطح پایین تر همان قلمرو را می‌توان مشتمل بر دو ناحیه آب و هوایی داشت و این تقسیم را تا آنجا ادامه داد که بتوان تفسیری اقليمی از نواحی شناسایی شده به دست داد. طبیعی است که در بالاترین سطح پایین ترین همگنی اقليمی وجود دارد و در سطح پایین تر

نواسی اقیمی ایران

شکل ۷-۷ فرایند بهبود بندی اقیمی

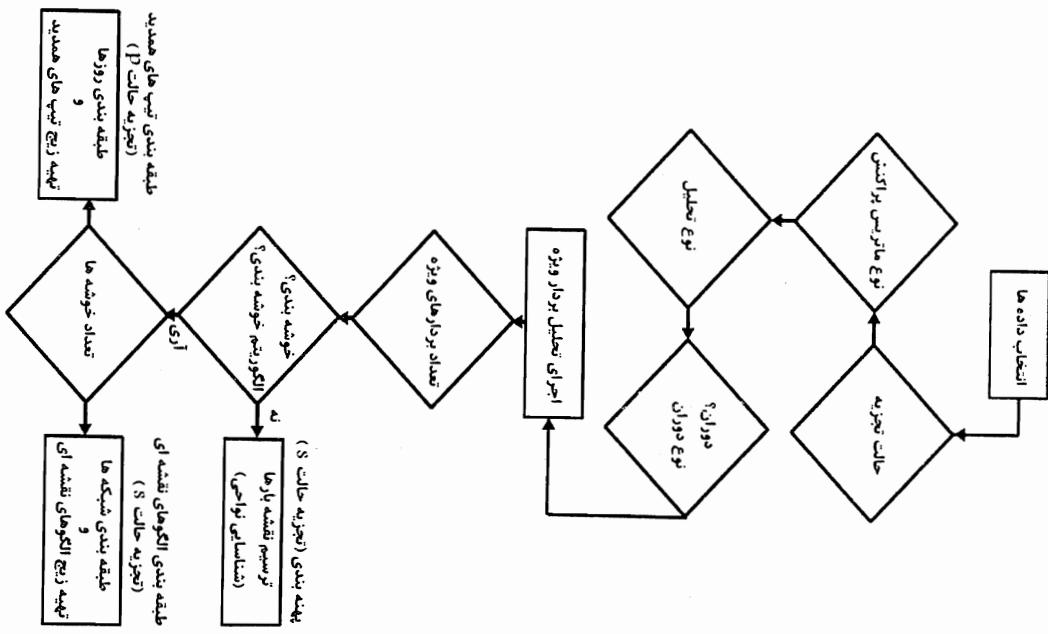
اگر دما، پارش و رطوبت جوی ایران را مهمن ترین معتبرهای اقیمی بدانیم که تغییر نواسی اقیمی کشور را ایجاد می کنند آنگاه در بالاترین سطح، ایران به دو ناحیه کلان اقیمی تقسیم می شود

که می توان آنها را ناحیه فلاٹی و جلگه های جنوبی نامید (شکل ۷-۸).

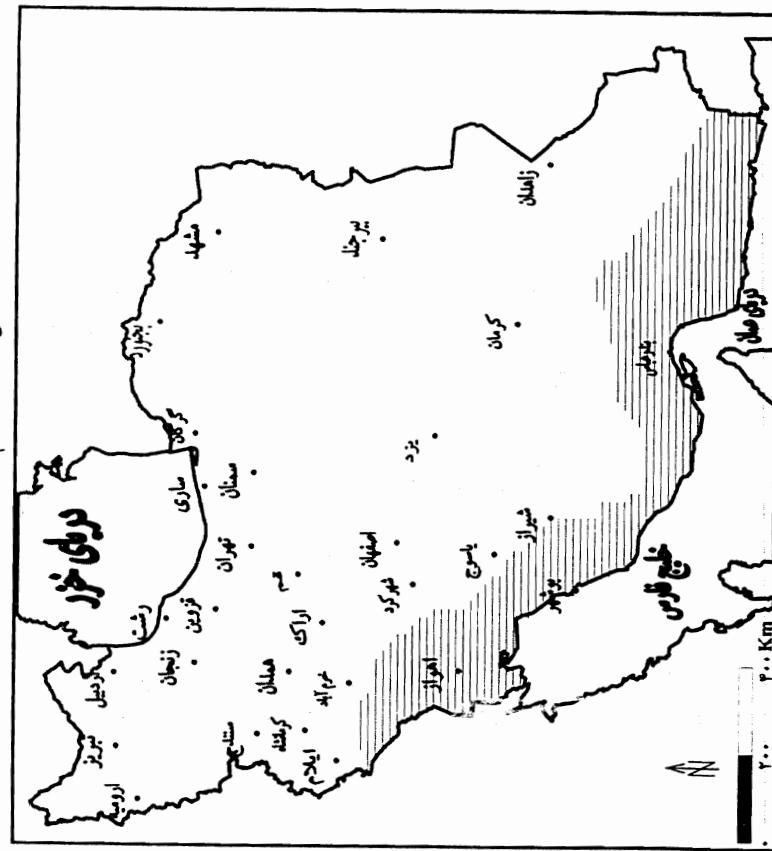
جلگه های جنوبی سرزمین های همواری هستند که در عرض پایین جغرافیایی قرار گرفته اند و از شمال عمدتاً به نامهوری ها و از جنوب به سلطنت فارس و دریای عمان می دستند. عرض جغرافیایی پایین، سرزمین کامارتان و هموار و همسایگی با آبهای گرم مهمن ترین ویژگی های جغرافیایی این ناحیه است که پیامدهای آب و هوای شکرگی دارد. این بخش از ایران اقیمی بسیار مطبوب و بسیار گرم و بدوں پختنی دارد. میانگین دمای این ناحیه ترددیک ۲۵ درجه‌ی سلسیوس است. در حالی که میانگین دمای کشور ۱۸ درجه‌ی سلسیوس است، متوسط رطوبتی جوی نیز در این ناحیه دو برابر ناحیه فلاٹی است (جدول ۱).

به دلیل آن که این ناحیه از دیدگاه جغرافیایی چندان پیچیده نیست و در مقایسه با ناحیه فلاٹی، از نوع عوارض جغرافیایی بسیار کمتری برخوردار است طبیعی است که تعداد خرده نواسی اقلیمی کمتری دارد. در صورتی که ناجیهی فلاٹی به دلیل تنوع زیاد عوارض جغرافیایی به خرد اقیمی های زیادی تقسیم می شود. بهینه دیگر آب و هوای جلگه های جنوبی عمدتاً حاصل کننده سالمانه بای کلان جوی (پوشش یوپی ازود و کمپشوار گرمایی گرگ) است. در حالی که اقیمی ناجیهی فلاٹی به شدت تحت تاثیر عوارض جغرافیایی و در درجه اول متأثر از آزادیش ناهمواری ها است با این که رطوبت جوی ناجیهی جلگه های جنوبی بسیار زیاد است اما به دلیل حاکمیت پروفار چنبه حاره که اجزا هی صعود و تشکیل ابر رانی دهد از پارش اندکی برخوردار است. حتی، در زمان حاکمیت کم فشار گرمایی گرگ چون ضخامت این سالمانه کم است معمولاً ابر و بارش ایجاد نمی کند. به همین دلیل آب و هوای جلگه های جنوبی گرم، مطبوب و کمپارش است.

با این حال اقیمی جلگه های جنوبی از دیدگاه بارش دریافتی تفاوت معنا داری با ناجیهی فلاٹی ندارد و تغییر این دو ناحیه به دلیل تفاوت رطوبت جوی و دماست.



شکل ۱-۶۴) تقسیم دوناچیهای



جدول ۱-۶۴) آمارهای ناحیه‌ای

نامهای جنوبی	ناحیه فلاتی	نامهای جنوبی	ناحیه فلاتی
۷۳	۱۹۶	۱۷۷	۱۷۷
بادرش	۱۱۵۰۷	۱۲۵۱	
رطوبت جوی	۷۶	۱۲۰	
دردگیره	۸۷۸	۷۶۷	

نامهای فلاتی از تنوع درونی زیادی برخوردار است. علت اصلی تنوع اقلیمی این ناحیه تنوع ناهمواری است. توجه به تعداد اقلیم‌هایی که در این ناحیه دیده می‌شود روش می‌سازد که آب و هوای ایران به شدت قائم ناهمواری است. ارتفاع از تراز دریا، اندازه نودهای کوهستانی و آرایش فروتنگ‌ها و بزرگی‌های زمین نسبت به یکدیگر و نسبت به مسیر حرکت سامانه‌های جوی آرایش ناهمواری یک قلمرو را روشن می‌سازد و آرایش ناهمواری تا اندازه زیادی در شکل گیری اقلیم‌های گوناگون در آن قلمرو نقش آفرینی می‌کند.

ناحیه فلاتی از دیدگاه اثر ناهمواری بر اقلیم به دو بخش فلات غربی و فلات شرقی تقسیم می‌شود (شکل ۱-۶۴). ناحیه غربی به دلیل ارتفاع زیاد دارای اقلیمی سردتر و به دلیل پیچیدگی ناهمواری دارای بارشی به مرتب پیش از ناحیه شرقی است (جدول ۱-۶۴) اما هر دو ناحیه نسبت به جگه‌های جنوبی از دیدگاه رطوبت جوی بسیار فقرنده. تکنی جالب این است که تا اینجا جله‌های جنوبی، فلات ناهموار غربی و فلات ناهموار شرقی به عنوان سه بهنهای ممتاز اقلیمی ظاهر شده‌ند اما هنوز کرانه‌های خزر به عنوان یک ناحیه اقلیمی ممتاز دیده نمی‌شود. این واقعیت بیانگر آن است که نقش ناهمواری و سامانه‌های جنب‌حواره در شکل گیری نواحی اقلیمی ایران بزرگ تراز نتش عواملی است که اقلیم کرانه‌های خزر را شکل می‌دهند.

شکل ۱۰-۶) تقسیم چهار ناحیه‌ای



شکل ۱۰-۷) تقسیم سه ناحیه‌ای



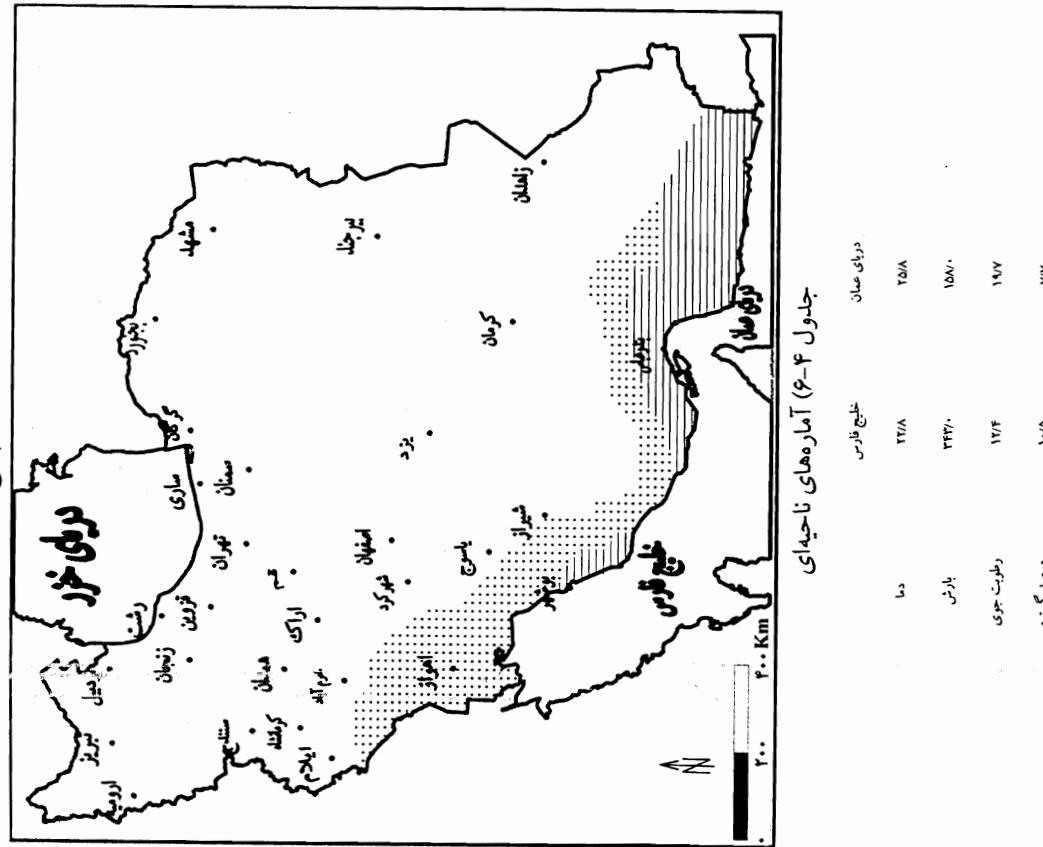
جدول ۳-۴) آمارهای ناجهای
کوههای زاگرس

نامهایها	۱۹۷۷	۱۹۷۸	۱۹۷۹	۱۹۸۰
بارش	۳۳۷/۰	۱۰۵/۰	۱۰۵/۰	۱۰۵/۰
رطوبت ۴۰	۱۷۵/۰	۱۷۵/۰	۱۷۵/۰	۱۷۵/۰
درجه گزینه	۴۰/۰	۴۰/۰	۴۰/۰	۴۰/۰

جدول ۴-۴) آمارهای ناجهای
دلتای خزر

نامهایها	۱۹۷۷	۱۹۷۸	۱۹۷۹	۱۹۸۰
بارش	۱۳۷/۰	۱۳۷/۰	۱۴۶/۰	۱۴۶/۰
رطوبت ۴۰	۷۵	۷۷	۷۷	۷۷
درجه گزینه	۳۸۷	۳۸۷	۳۸۷	۳۸۷

شکل ۱۱-۶) تقسیم بنت ناحیه‌ای



اگر فرایند جاسازی نواحی را ادامه دهیم می‌بینیم که در کرانه‌های خزر به دلیل مهیانی شرایط صعود و مهیانی رطوبت، اقلیم (بیرونی) شکل گرفته است که آن را از بدنی اقلیم فلات‌غری جدا کرد.

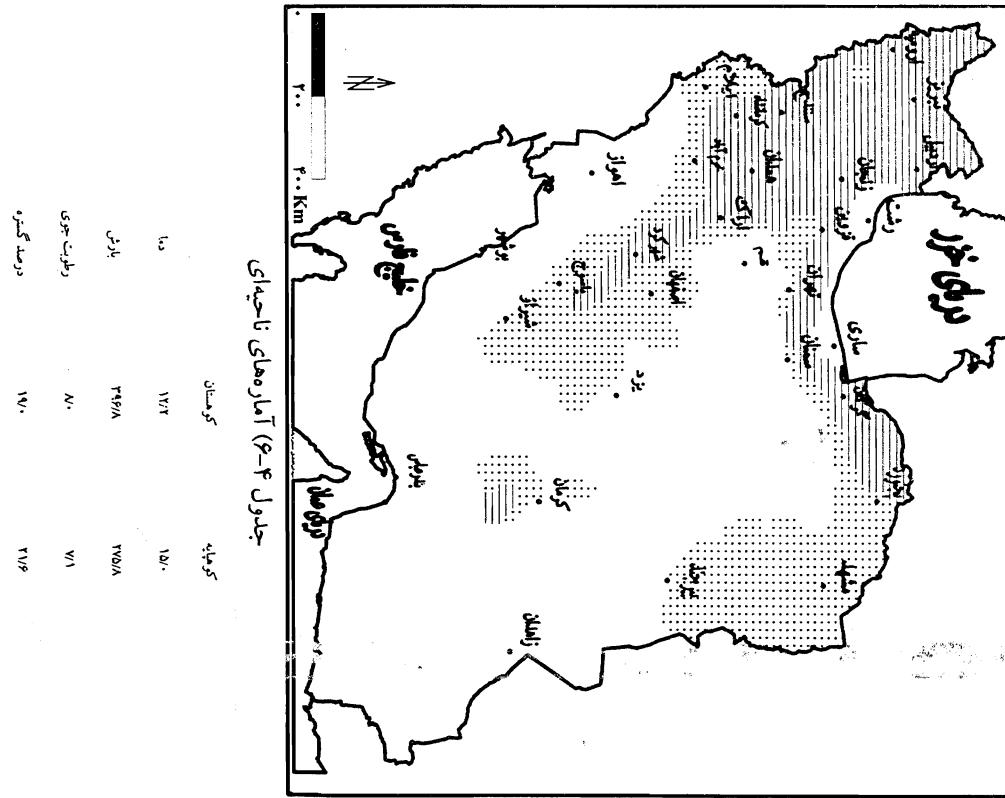
در این صورت از یک سو با کرانه‌های خزر و از سوی دیگر با سرزمین‌های ناهوار روی رو هستیم (شکل ۱۱-۶). بازش جلگه‌های خزر پیش از سه برابر ناحیه ناهوار است (جدول ۴-۶)، به دلیل ارتفاع کمتر و رطوبت جوی بالاتر دمای کرانه‌های خزر پیشتر از تاجیکی ناهوار است. اقلیم جلگه‌های خزر از یک سو متأثر از دریای خزر و سازوکارهای صعود

و از سوی دیگر متأثر از دشتی کوهستانی البرز است. اگر به تجزیه نواحی آب و هوایی ادامه دهیم این باز جلگه‌های جنوی به دو بخش تقسیم می‌شود که یکی شامل کرانه‌های دریای عمان و دیگری عمدتاً شامل کرانه‌های خلیج فارس و جلگه‌ای خوزستان است (شکل ۱۱-۶).

) کرانه‌های دریای عمان به دلیل عرض جغرافیائی پایین‌تر و گسترش در راستای مداری، نسبت به کرانه‌های خلیج فارس از اقلیمی گرم‌تر و پکشست تر برخودار است. چون دریای عمان از مسیر سامانه‌های بارانزای غربی و جنوب غربی دور است مقدار بارندگی آن نسبت به کرانه‌های خلیج فارس بسیار کمتر است. اما به دلیل شرایط حسارتی و وزش‌های جوی از رطوبت بالاتر برخودار است. کرانه‌های دریای عمان گرم‌ترین و مرطوب‌ترین باره اقلیمی ایران به شمار پیشتری برخودار است و دما و رطوبت آن کمتر از کرانه‌های عمان است (جدول ۴-۶).

اگر از را باشد جزئیات پیشتری از آب و هوای ایران را بشناسیم در این مرحله ناجیه ناهوار تعزیز می‌شود و نواحی کوهیهای از نواحی کوهستانی جدا می‌شوند (شکل ۱۱-۶).

شکل ۱۲-۴) تقسیم منش ناجهای



هر چند این دو ناجهای به دلیل دوری از توده‌های بزرگ آب از نظر رطوبتی قفترنده اما در ناجهای کوهستانی به دلیل ارتفاع زیاد، دما کمتر است. در عین حال به دلیل نقص پخش های مرتفع کوهستانی در صعود و تقویت سامانه‌های بارانی، بارش در ناجهای کوهستانی بیش از کوهپایه‌هاست

(جدول ۱۲-۴).

در گام بعدی ناجهای کوهستانی خود به دو بخش تقسیم می‌شود که یکی را می‌توان شامل دامنه‌های شمالی البرز دانست و دیگری را ناجهای بلندی‌ها نامید (شکل ۱۲-۴).

بالاتری برخورد از تحت تأثیر همسایگی با خاور نسبت به بلندی‌ها از بارش، رطوبت و دمای بلندی‌ها نامیداهم. ناجهای شمال البرز از دیدگاه دمایی دارای ویژگی‌های اقليمی‌های کوهستانی نیست اما تحت تأثیر دریای خزر پیربارش تر و مرطوب تر است. ناجهای که با نام بلندی‌ها مشخص شده اند به دلیل موقعیت فارهای و وجود سد کوهستانی البرز از اثر خزر بی‌بهره مانده اند و اقليمی خشک‌تر و کم‌بارش تر دارند. در عین حال به دلیل اثر ناهارواری، دمای این ناجه به سطح محسوسی از دمای ناجهای که با نام شمال البرز مشخص شده خنک‌تر است.

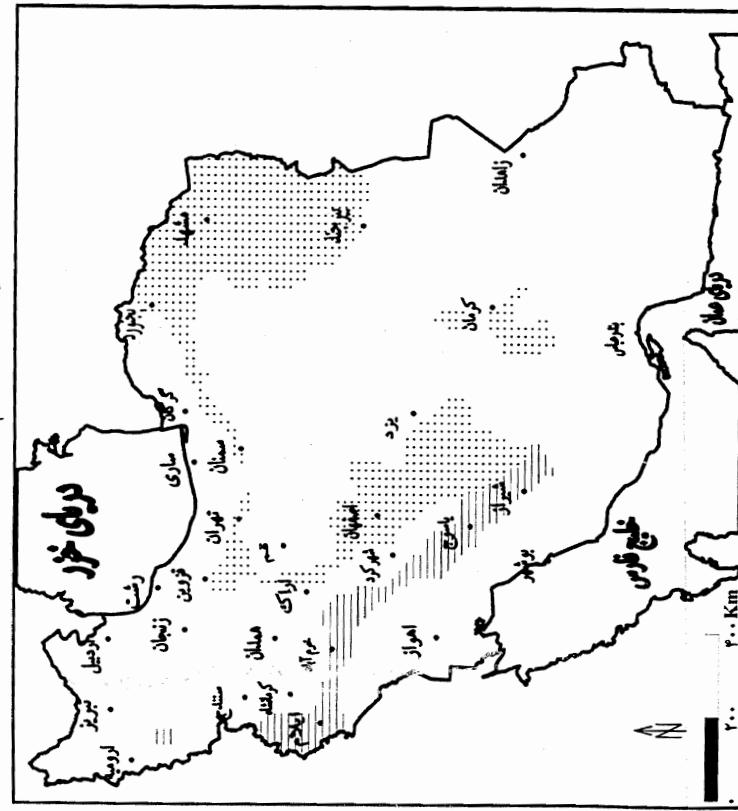
در مرحله‌ی بعد ناجهای کوهپایه‌ای به دو بخش شرقی و غربی تقسیم می‌شود (شکل ۱۲-۴). تفاوت آب و هوای کوهپایه‌ای شرقی و غربی حاصل موقعیت این نواحی نسبت به جهت حرکت سامانه‌های بارانزا است. به همین دلیل مهم‌ترین تفاوت این دو قلمرو اقليمی در بارش آنها ظاهر یافته است. بطوطری که کوهپایه‌ای غربی دو نیم برابر کوهپایه‌ای شرقی بارش دریافت می‌کند.

با این حال بدليل دوری از توده های بزرگ آب هر دو ناجه از نظر رطوبت قفترنده (جدول ۱۲-۴).

مناطق شرقی ایران که ۴۰ درصد از مساحت کشور را در برگرفته‌اند به دلیل قرار گرفتن در سایه بارش کوهپایه زاگرس و به دلیل حضور سد کوهستانی البرز که این منطقه را از اقلیم خزری جدا می‌کند از نظر اقليمی در اینوا قرار گرفته و به دلیل هموار بودن این پختن از کشور، تنوع اقليمی در آن دیده نمی‌شود و به معنی دلیل است که تأثیر گرما و رطوبت کوهپایه‌ی عمدان و خلیج فارس است تکمای از جنوب آن که گاهی تحت تأثیر گرماب و رطوبت کوهپایه‌ی عمدان و خلیج

جدا می شود. با این حال تفاوت این دو خرده ناحیه از دیدگاه سه متغیر مورد بررسی چنان جدی نیست.

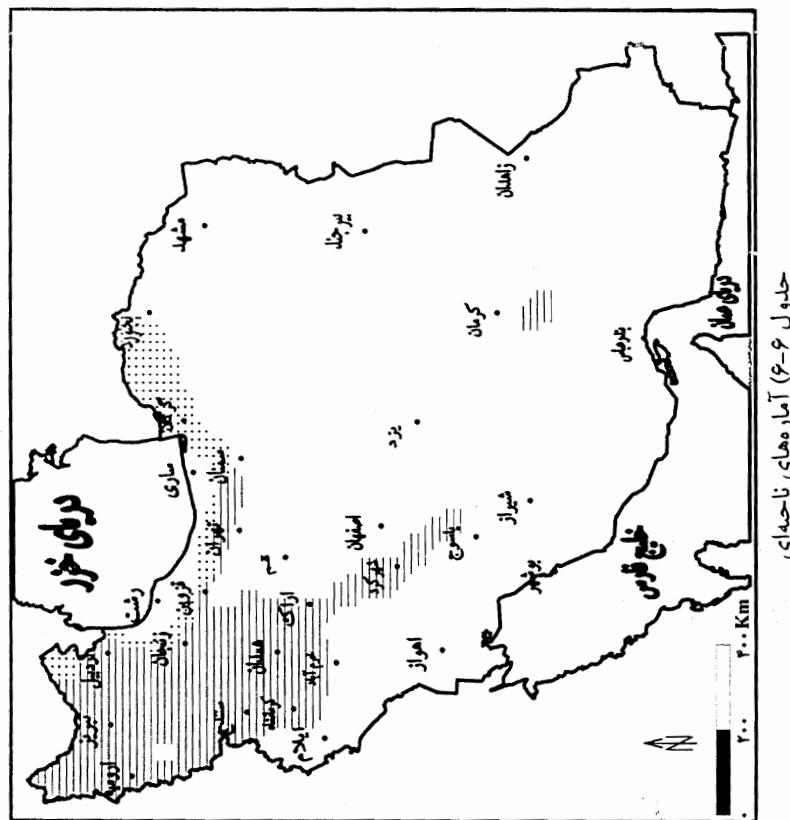
شکل ۱۴-۶) تقسیم هشت ناحیه ای



جدول ۷-۶) آمارهای ناحیه ای

کوههای های شرقی	کوههای های غربی
دما	۱۶۷
بادش	۱۶۳
دطوب بندی	۵۸۷۸
درود گنبد	۷۱۴
دما	۲۰۵۰
بادش	۷۱۷
دطوب بندی	۷۱۵
درود گنبد	۷۸

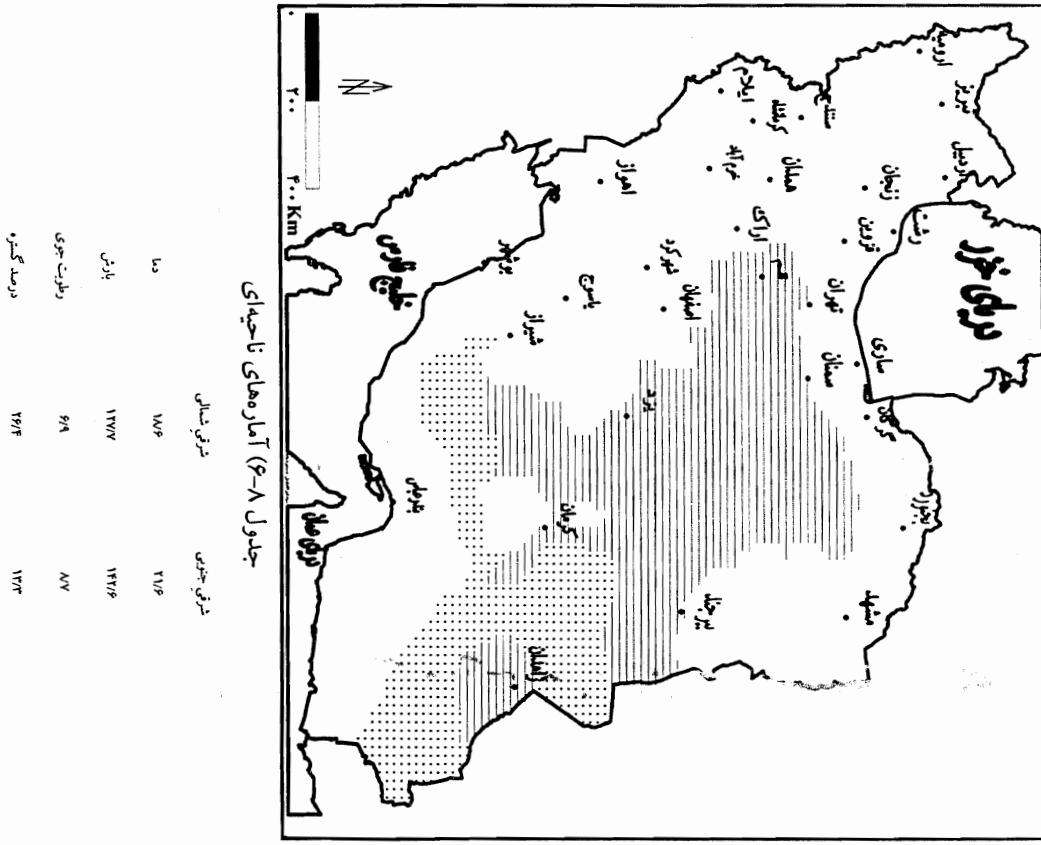
شکل ۱۳-۶) تقسیم هفت ناحیه ای



جدول ۶-۶) آمارهای ناحیه ای

شمال البرز	جنوب البرز
بندپیا	۱۱۲
دما	۱۴۰
بادش	۳۷۵۴
دطوب بندی	۷۱۷
درود گنبد	۱۰۰۱
بادش	۷۸۱۸

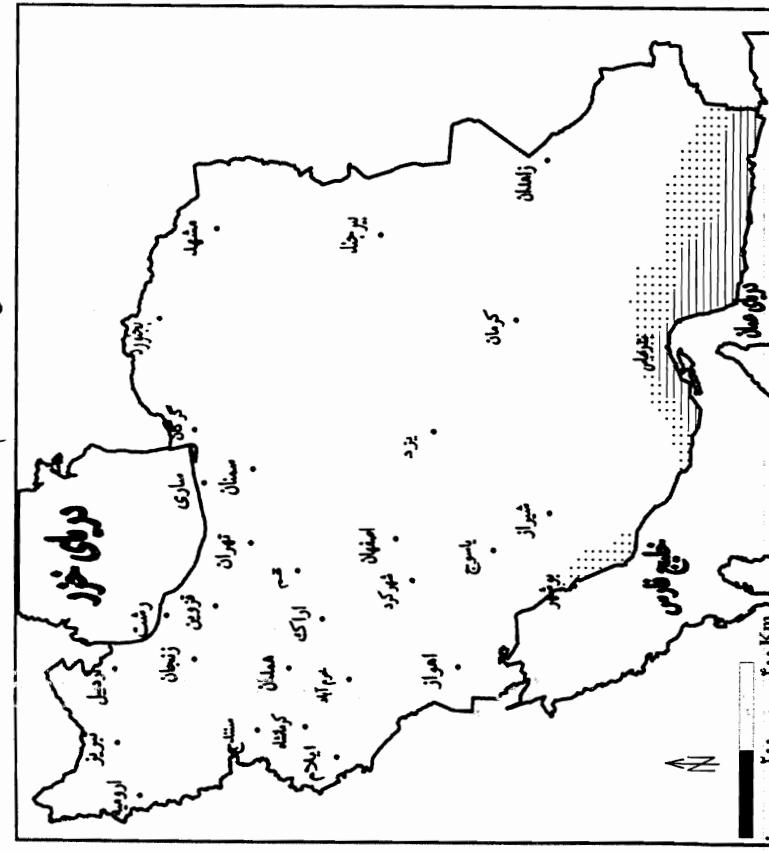
شکل ۱۵-۶) تقسیم نه ناحیه‌ای



اساساً این تابکیک و تابکیک‌هایی که از این پس می‌باشند نسبت به ناحیه‌های اقلیمی که تاکنون بر شرمندراهیم از اهمیت درجه دوم بوده و شاید بکار بردن نام خوده ناجیه برای آنها ناشایسته‌تر باشد. مثلاً ناجیهی کرانه‌ی خلیج فارس به دو خوده ناجیهی پیشکوه‌های زاگرس و خردنه نادیهی کرانه‌ای قابل تقسیم است (شکل ۱۶-۶). این دو خوده ناجیه به دلیل تفاوت ناهمواری تفاوت بازشی دارند اما تفاوت دما و رطوبت آنها زیاد نیست (جدول ۹-۹).

یا در ناجیهی اقلیمی عمان بر اساس فاصله از دریا تفاوت‌های کوچک‌تر دیده می‌شود که امکان تقسیم این ناجیه به دو خوده ناجیهی کرانه‌ای و پیکر انتهای را امکان پذیر می‌سازد (شکل ۹-۹). این دو خوده ناجیه تفاوت‌هایی باشی و رطوبتی نشان می‌دهند (جدول ۱۰-۶). به عنوان نمونه‌ای دیگر ناجیهی بلندی‌ها را می‌توان به دو خوده ناجیهی شمالی و جنوبی تقسیم کرد (شکل ۱۶-۷). که تفاوت‌های دمایی و بازشی آنها چندان نیست (جدول ۱۱-۶). یا ناجیهی شرقی‌جنوبی را می‌توان به دو خوده ناجیهی جنوبی و سیستانی بخش کرد (شکل ۱۹-۶).

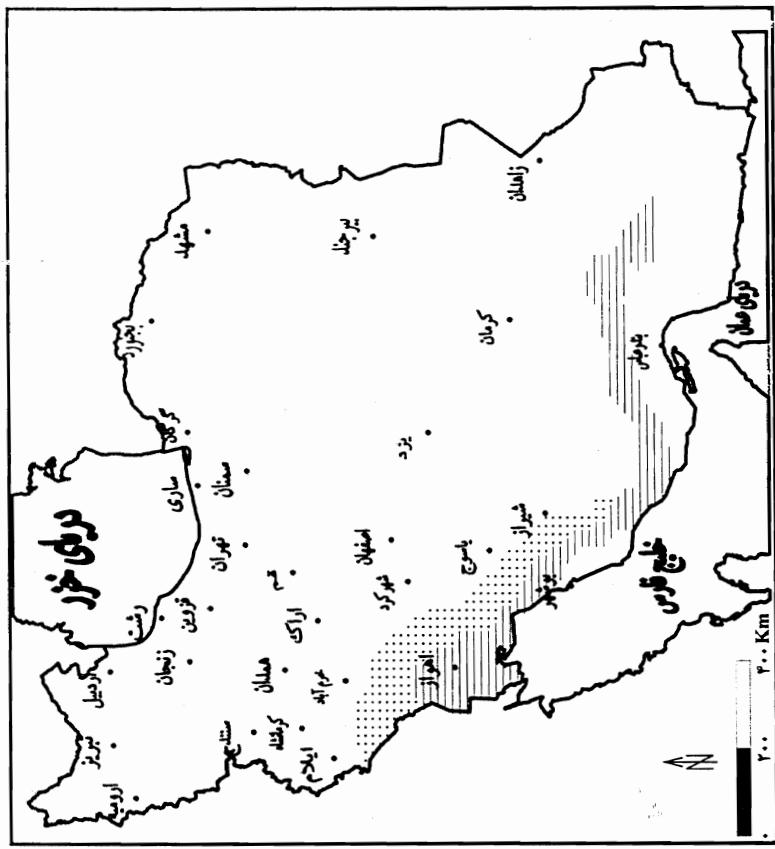
شکل ۱۷-۶) تقسیم یازده ناحیه‌ای



جدول ۱۰-۶) آمارهای ناحیه‌ای

	کرمان خلیج فارس پستگردگران	۳۷۷
دما	۱۶۲	۲۶۵
بارش	۱۷۰	۳۷۸۱
رطوبت بیوی	۱۷۴	۱۳۲
دود گزمه	۷۱	۵۵

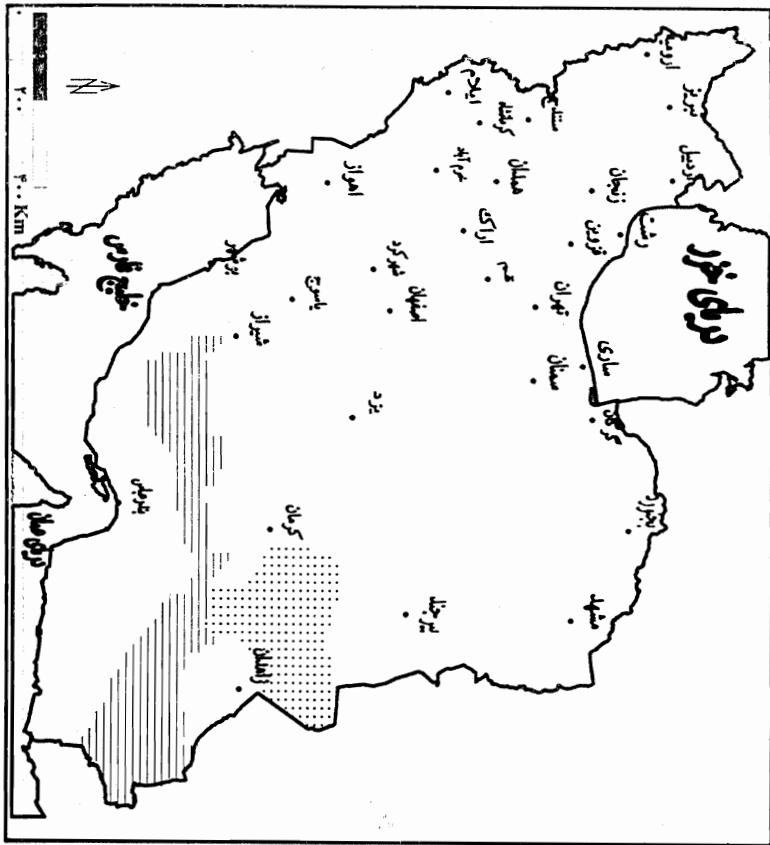
شکل ۱۶-۶) تقسیم ده ناحیه‌ای



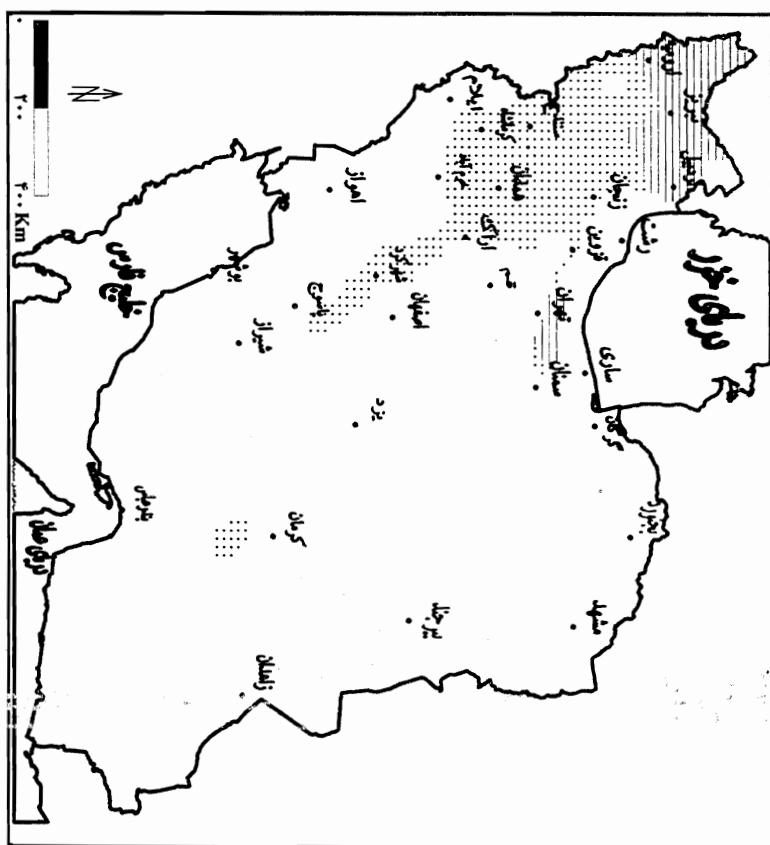
جدول ۹-۶) آمارهای ناحیه‌ای

	کرمان خلیج فارس پستگردگران	۳۷۷
دما	۱۶۲	۲۶۵
بارش	۱۷۰	۳۷۸۱
رطوبت بیوی	۱۷۴	۱۳۲
دود گزمه	۷۱	۵۵

شکل ۱۹-۶) تقسیم سیزده ناحیه‌ای



شکل ۱۸-۶) تقسیم دوازده ناحیه‌ای

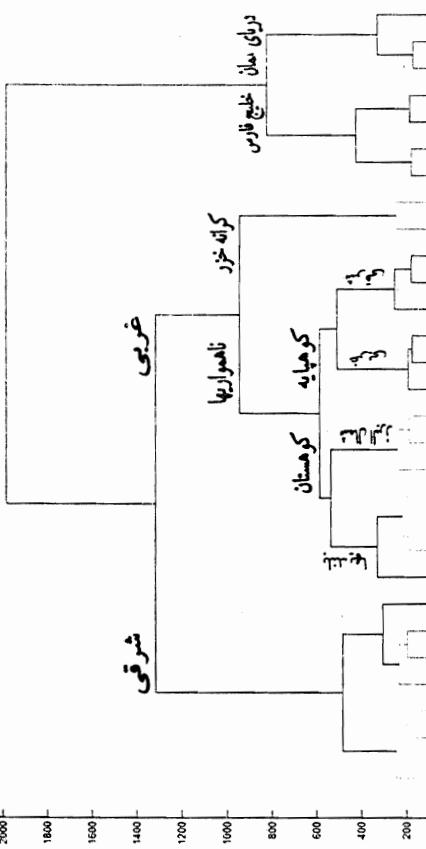


میگویند دما، بارش و رطوبت جوی بر روی این نواحی از این قرار است:

رطوبت (هکتوپاسکال)	دما (درجه سلسیوس)	بارش (میلیمتر) سلسیوس)	رطوبت (هکتوپاسکال)	دما (درجه سلسیوس)	بارش (میلیمتر) سلسیوس)
۱۴	۱۵	۱۰۳۶	۵	۷	۱۲
۷	۱۵	۲۰۵	۶	۷	۱۶
۸	۲۰	۱۳۳	۷	۱۲	۲۲
۲۰	۲۶	۱۵۸	۸	۱۲	۱۴

شکل ۶-۲۰) چگونگی پیوند بهنهای اقلیمی ایران با یکدیگر

جنوبی
شمالی



با توجه به آنچه گذشت چنین به نظر می‌رسد که بر اساس بارش، رطوبت جوی و دمای در ایران هشت ناحیه اقلیمی کلان وجود دارد. این نواحی بر حسب موقعیت جغرافیایی عبارتند از:

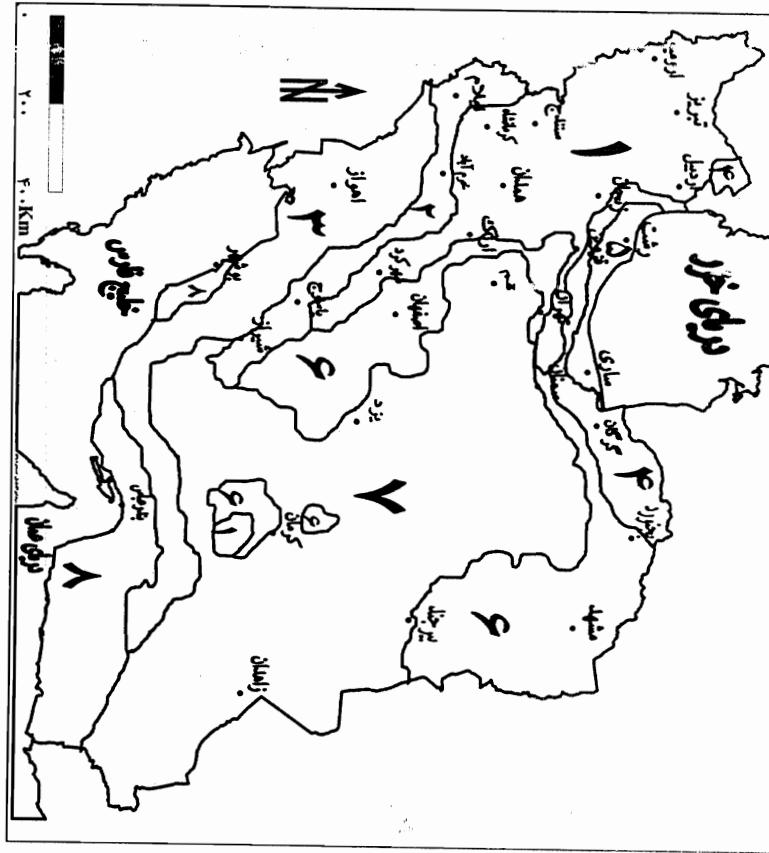
- ۱ اقیم کرانه‌های خزر
- ۲ اقیم کوهپایه‌های غربی
- ۳ اقیم کرانه‌های خلیج فارس
- ۴ اقیم دامنه‌های شمالی البرز
- ۵ اقیم کرانه‌های شرقی
- ۶ اقیم کوهپایه‌های شرقی
- ۷ اقیم ولادت شرقی
- ۸ اقیم کرانه‌های عمان

همین نواحی را بر حسب وزنگاهی اقلیمی می‌توان چنین نام‌گذاری کرد:

- ۱ سرد، بازشمند، خشک (۱/۱۵)
- ۲ معنده، بازشمند، خشک (۴/۰)
- ۳ بسیار گرم، بازشمند، مرطوب (۵/۰)
- ۴ معنده، بازشمند، مرطوب (۸/۰)
- ۵ معتدل، پارش، مرطوب (۱/۵)
- ۶ معتدل، کم بازش، خشک (۱/۱۷)
- ۷ گرم، بسیار گرم بازش، خشک (۷/۳۹)
- ۸ بسیار گرم، کم بازش، بسیار مرطوب (۷/۷)

از مهون: نام هشت ناحیه اقلیمی ایران را در نظر بگیرید. در هر چند درصد این بهنهای اقلیمی به نوعی از تأثیرات انسانی به میان آمده است؟ چرا؟

از مهون: نقش دوری و نزدیکی به توده‌های بزرگ آب را در اقیم ایران بحث کنید. شکل‌گیری کدام نواحی اقلیمی ایران مستقیماً به این موضوع وابسته است؟



آزمون: تعداد نواحی اقتصادی ایران در شمال کشور بیشتر است یا در غرب؟ این تفاوت را چگونه توجیه می‌کنید؟

پیوست نخست

فرهنگ واژه ها

آب سپهر دستگاهی که در برج‌گزندی همه آب‌های سیاره است خواه در حالت جامد (مانند یخچالها و بخوش‌ها)، مایع (مانند رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، دریاها) یا گاز (مانند رطوبت جو). آشوبنده دستگاهی که رفتار آینمند و پیش‌بینی‌پذیر ندارد. اگر حالت اولیه چنین دستگاهی تغییر کوچکی پیدا کند دستگاه به سرعت دچار تغییرات بزرگ و پیش‌بینی‌پذیری می‌شود.

آفتابگردی

مقدار تابش‌های خورشیدی که به جو وارد شده و به سطح زمین می‌رسد.

اوکلخانه‌ای گرم شدن جو از راه جذب و گسیل تابش‌های فروسرخ نوسط گازهایی مانند بخار آب، دی‌اکسید کربن، مثان و ... پخش بزرگی از تابش‌های خورشیدی از جو گذر کرده و به سطح زمین می‌رسند. زمین گرم شده و برای برقراری ترازمندی ارزی، متناسب با دمای خود تابش می‌کند. تابش‌های زمینی مشخصاً در طول موج فروسرخ هستند. گازهای گلخانه‌ای پخش بزرگی از تابش‌های گرمایی زمین را جذب کرده و خود در تمام جهات تابش می‌کنند. پخشی از این تابش که به سوی زمین می‌آید زمین را گرم می‌کند و دمای زمین را بالاتر از مقداری که تابش‌های مستقیم خورشیدی به تهایی می‌تواند ایجاد کنند می‌رساند.

افتاده‌گک مهیجه‌لی

آنچک تغیر دمای سنجیت با تغیر ارتفاع که معمولاً بر حسب درجهٔ سلسیوس بر گلورمتر بیان می‌شود.

اقلیم ابردستگاهی شامل هواپیما، آب‌پیله، پیسپهله، سنگ‌پیله و زیست‌پیله و اندرکشنهای میان آنها.

اقلیم‌شناسی پوششی که در بارهٔ حرکات هوا و نیروهای حاکم بر آن بحث می‌کند.

اقلیم‌شناسی فیزیکی که در بارهٔ تابش و احوالات آن بحث می‌کند.

اقلیم‌شناسی محلی شاخه‌ای از اقليم‌شناسی که در بارهٔ اقلیم‌های ناشی از شرایط منتوخ سطح زمین در یک واحد جغرافیایی (مانند دشت، دامنه، کوهپایه) بحث می‌کند.

اقلیم‌شناسی همدید شاخه‌ای از اقليم‌شناسی که در بارهٔ ربطی گردش‌های جوی با محیط سطحی بحث می‌کند.

البدو نسبت چگالی شرباز گشته به چگالی شار رسیده به یک سطح. برای محاسبهٔ آلبدو می‌توان کل تابش‌های طیف کاکهربایی (آلدوی کامل) را در نظر گرفت، تنها نور مرئی (آلدوی مرئی)، را لحاظ کرد و باحتی فقط یک طول موج معین را مبنای قرار داد (آلدوی یک فام). آلدوی منی پذیره‌های طبیعی از حدود ۴۰٪ (آبهای ذرف و آرام) که آنقدر بر آن عصده می‌باشد) تا بیش از ۸۰ درصد (برف تازه و ابرهای سیر) در تغیر است. با افزایش زاویهٔ سمت‌الرأس خودشید.

آلدو
نسبت چگالی شرباز گشته به چگالی شار رسیده به یک سطح. برای محاسبهٔ آلبدو می‌توان کل تابش‌های طیف کاکهربایی (آلدوی کامل) را در نظر گرفت، تنها نور مرئی (آلدوی مرئی)، را لحاظ کرد و باحتی فقط یک طول موج معین را مبنای قرار داد (آلدوی یک فام). آلدوی منی پذیره‌های طبیعی از حدود ۴۰٪ (آبهای ذرف و آرام) که آنقدر بر آن عصده می‌باشد) تا بیش از ۸۰ درصد (برف تازه و ابرهای سیر) در تغیر است. با افزایش زاویهٔ سمت‌الراس خودشید.

ابرو بوششی

ابروی که دارای گسترش افقی زیادی باشد.

ابرو جوششی که دارای گسترش عمودی زیادی باشد. این ابرها در آن دسته از سامانه‌های هموفری شکل می‌گیرند که سرعت قائم آنها بیش از یک متر بر ثانیه باشد.

ابروناکی ابرها که از دید ناظر مستقر در ایستگاه دیده‌بانی بوده‌اند از ابر است. ابرناکی معمولاً بر حسب دهم پاهشتم بیان می‌شود.

نسبت از آنساز که از دید ناظر مستقر در ایستگاه دیده‌بانی بوده‌اند از ابر است. ابرناکی معمولاً بر حسب دهم پاهشتم بیان می‌شود.

اطلاعات آرایش و پژوهای از ماده و پایانزی که سبب تغیر جریان ماده و پایانزی در یک دستگاه می‌شود.

افتاشش هرگونه انحراف ممکن از حالت تعادل. پهنه‌ای که در آن جریان چرخنده شکل بگیرد.

افتاده‌گک امواج اصلی و امواج سیاره‌ای نیز نامیده می‌شود. امواجی که در بادهای غربی ترازهای بالای تشکیل می‌شوند و دارای طول و دامنهٔ بسیار بزرگی هستند.

امواج رزوبی

آهنگ تغیر یکی مغایر جوی با تغیر ارتفاع.

افتاده‌گک استاندارد آهنگ تغیر دمای در جو استاندارد.

امواج بلند
← امواج بلند

البدو نسبت چگالی شرباز گشته به چگالی شار رسیده به یک سطح. برای محاسبهٔ آلبدو می‌توان کل تابش‌های طیف کاکهربایی (آلدوی کامل) را در نظر گرفت، تنها نور مرئی (آلدوی مرئی)، را لحاظ کرد و باحتی فقط یک طول موج معین را مبنای قرار داد (آلدوی یک فام). آلدوی منی پذیره‌های طبیعی از حدود ۴۰٪ (آبهای ذرف و آرام) که آنقدر بر آن عصده می‌باشد) تا بیش از ۸۰ درصد (برف تازه و ابرهای سیر) در تغیر است. با افزایش زاویهٔ سمت‌الراس خودشید.

اقلیم‌شناسی پوششی که در بارهٔ حرکات هوا و نیروهای حاکم بر آن بحث می‌کند.

اقلیم‌شناسی فیزیکی شاخه‌ای از اقليم‌شناسی که در بارهٔ اقلیم‌های ناشی از شرایط منتوخ سطح زمین در یک واحد جغرافیایی (مانند دشت، دامنه، کوهپایه) بحث می‌کند.

اقلیم‌شناسی همدید شاخه‌ای از اقليم‌شناسی که در بارهٔ ربطی گردش‌های جوی با محیط سطحی بحث می‌کند.

البدو بسیاری از سطوح افزایش می‌یابد.

که در جو تابش‌های بلند خروجی در یک نله گازی می‌افتد و لی در گلخانه واقعی شنیده‌ها
دانه‌ی مکانیکی در برایر فوار همراهی گردان ابعاد می‌کنند.

برایند

برداشت حاصل از مجموع دو یا چند بردار دیگر.

بُود

برش کردناری از مکان

بوفوش

بوش بر قری زمین

برونداد

خرسچی

بساهد

فرآوانی، تعداد رخداد یک رویداد در واحد زمان.

بنی

فراتریدی که در آن بین دستگاه (مثال یک بسته هوا) و پیرامون آن (مثال جو) بسادلی گرم‌النجم

بنشود.

در یک فراتریدی در درو انساط همواره با سرمایش و انقباض همواره با گرمایش همراه است.

بیانگان

پیکانی، سلسه مرانی، وزیرگی دستگاهی که در آن عناصر بر حسب اندازه برondاد ماده، ارزی
و اطلاعات مرتب شده باشند.

بخشن

در مفهوم کلی فراتریدی را گویند که طی آن ماده بر اثر دریافت تابش‌های کاهنربایی بر انگیخته

شده و شروع به تابش کند.

بوانش

میانگین: مجموع مربعت انتشار از میانگین که به صورت زیر بیان می‌شود:

انحراف معیار

ریشه‌ی آن (دوم) بر اثر

اندرکنش

کنیش دوسویه

انزوی

توانی انجام کار. انزوی برابر است با حاصل ضرب جرم در مرع سرعت. یکای اندازه گیری انزوی
انزوی، متر (کیلوگرم متر بر مجذور ثانیه در متر) است.

انسو

وارونه شدن وضع فشار هوا در انتهای اقیانوس آرام که موجب برقراری جویانه‌ی غربی،
تقویت پادخانه ایستاوی و گرم شدن گسترده اقیانوس می‌شود.

ایستاده هواسنجی

ایسگاه‌هایی که در آن متغیرهای جوی اندازه گیری می‌شود.

بان

حرکت هوا نسبت به سطح زمین که معمولاً بر حسب متر بر ثانیه یا گره اندازه گیری می‌شود.

بالش

فرونشست آب از جو بر روی زمین خواه به شکل جامد (مانند برف و نیگر) و خواه به شکل
بلش (مانند باران و شنبم).

بازن

بروش کردناری از زمان

بالبود گلخانه‌ای

ظاوت دمای دیده‌یانی شده‌ی زمین که مثار از گازهای گلخانه‌ای جو است با دمای تابشی زمین
که از راه ترازمندی تابشی جسم سیاه محاسبه می‌شود. میانگین سالانه دمای سطحی زمین ۱۵

درجه‌ی سلسیوس است که ۳۳ درجه‌ی سلسیوس از مدلی تابشی آن بالاتر است. توجه داشته باشد

تابش بلند تابش‌هایی که طول موج آنها در حد امواج فروسرخی باشد که از زمین و جو گسل می‌شود. بلیل

موچ تابش‌های زمین در حدده میکرومتر (ده میلیونیم متر یا ده هزار میلیمتر) است.

تابش پراکنده تابش‌هایی که پیش از رسیدن به سطح زمین دست کم یک بار دچار پخش شده باشد. تابش‌های پراکنده بخش کوچکی از تابش کلی را تشکیل می‌دهند. در حالی که آسمان صاف و خوب شدید در سمت‌های اس باشد تابش پراکنده کمتر از ۱۰ درصد تابش کلی است. با کاهش ارتفاع خورشید درصد تابش پراکنده افزایش می‌یابد و در شرایط تمام ابری و هنگام سیده یا زمانی که آسمان به شدت گرفته باشد به صد درصد هم می‌رسد.

تابش خالص تابش‌هایی پر فشار ایوانی که بر روی یک کمرنده درین مدار ۲۰ تا ۴۰ درجه شکل گرفته‌اند.

پرشوار جنبه خارجی پرشوار فوی و کم شناختی که در دوره‌ی سرد سال بر روی سیری شکل می‌گیرد.

پرشوار سیری پرشوار فوی و کم شناختی که در دوره‌ی سرد سال بر روی سیری شکل می‌گیرد.

برآینده تابش‌های درودی و تابش‌های خروجی تابش کوتاه

تابش‌هایی که طول موج آنها در حد امواج گسل یافته از خورشید باشد. طول موج تابش‌های خورشیدی (امواج مرئی و فرابنفش) در حد نیم میکرومتر (نیم میلیونیم متر یا نیم هزار میلیمتر) است.

تابش کلی

مجموع تابش‌های مستقیم خورشیدی و تابش‌های پراکنده جوی که به واحد سلطنه اتفاق می‌رسد.

تابش مستقیم بخشی از تابش‌های خورشیدی که توسط جو جذب یا پخش نشده باشد.

تاوایی بخشی از تابش‌های خورشیدی که مقدار چرخش یک شاره پیرامون یک محور منروض را نشان می‌دهد. تاوایی یک شاره دو برابر سرعت زاویه‌ای آن است. جریان هوای تولد دارای سه نوع تاوایی باشد: تاوایی زمین (که به دلیل چرخش زمین به دور محور خود ایجاد می‌شود); تاوایی

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [x_i - \bar{x}]^2$$

پرشوار آذور

پیک از مراکر اصلی کشش جو، این سامانه‌ی نیمه دائمی، پرشواری است که کم و پیش در سراسر سال در بخش نزدیکی از ورده‌پر بر روی اقیانوس اطلس شمالی دیله می‌شود. هرگاه این سامانه در غرب اطلس (سفرایل) یا هسته‌ای رودی غرب اطلس تشکیل دهد به نام پرشوار برمودا خوانده می‌شود.

پرشوار جنبه خارجی پرشوار فوی و کم شناختی که در دوره‌ی سرد سال بر روی سیری شکل گرفته‌اند.

پرشوار سیری پرشوار فوی و کم شناختی که در دوره‌ی سرد سال بر روی سیری شکل می‌گیرد.

پرشوار هرگاه بخشی از خروجی یک دستگاه دویاره به همان دستگاه برگرد و بر خروجی‌های بعدی آن این بگارد گوییم دستگاه دارای پسخورد است. به این دیگر هرگاه کشش الف بر بسب بازنگش ب بر الف شود گوییم بین الف و ب رابطه پس خوراند وجود دارد اگر بازنگشت خروجی دستگاه به خودش سبب تقویت خروجی شود گوییم دستگاه دارای پسخورد مشتب است. اگر بازنگشت خروجی دستگاه به خودش سبب تضعیف خروجی شود گوییم دستگاه دارای پسخورد منفی است.

پنهانی اقیمه بخشی از سرزمین که بر حسب عناصر جوی مسیز از اقیمه کم و پیش یکسانی برخوردار است.

پیوند از دور بیوند و همبستگی میان تعییرات جوی نقاط بسیار دور از هم. این بیوند غالباً در بازه‌های ماهانه و بزرگ‌تر از آن برسی می‌شود.

پیوند دوسویه بیوند اندک‌کننی، تعامل، ارتباط متعاب

جههه قطبی جمهی نسباً بادام و نسباً پرسته‌ای که مزیان توده هوای سرد قطبی و گرم بادهای است.

جو فشارورد جوی که در آن خطوط هم‌چگالی به موازات خطوط هم‌فشار گشترش یافته باشد.

جو کوپشار جالی از جو که در آن شو دما بر سطح هم‌فشار منطق نیست. در این حالت سامانه‌های جوی فعالند. در مقابل، زمانی که سطح هم‌دما بر سطح هم‌فشار منطبق باشد گوییم جو فشارورد است.

در جو فشارورد روی سطح هم‌فشار شو دما وجود ندارد و این جهت جو رام است.

جو خند بادهای

جو خند جههای که بر روی دامنه بادهای (پشت به باد) تشکیل می‌شوند.

جو خند جهه‌دار جو خندزایی زایش، تقویت یا بازازی یک جبهه

جو خنی فول

جو خنای از هوا که بین جو خنی هدلی در عرض‌های باین و جو خنی قطبی در عرض‌های بالا برقرار است.

جو خنی قطبی جرخای از هوا که در عرض‌های بالا بدليل سرمایش مناطق قطبی برقرار است.

جو خنی هدلی جرخای از هوا که در عرض‌های باین بدليل گرمایش مناطق استوایی برقرار است.

جههه کمرنده گذار از یک توده هوای بک توده هوای دیگر.

انعما (که به دلیل انعما خطوط هم‌فشار با خطوط هم ارتفاع زوپتانسل ایجاد می‌شود) و تاوب پیشی (که به دلیل شو سرعت باد ایجاد می‌شود).

تاوه قطبی جریان چرخندی کلانی در گردآگرد مناطق قطبی که در لایه‌های میانی و بالایی و رسپهور برقرار می‌شود.

تو ز چکالش ارتقای در آن چکالش رخ می‌دهد و کف ابرهای جوششی را مشخص می‌کند.

تو زعندی مو زنہ

سالی که بارش آن از مقدار میانگین بلندمدت بیشتر باشد.

تعپیر اقلیم خروج اقلیم از یک حالت اقلیمی معن و ورود آن به حالت دیگر. یک حالت اقلیمی با مجموعه آمرهای مانند میانگین و پرش تعریف می‌شود.

تفصیل مکانی

اندازه کوچک ترین واحد مکانی نمایش‌پذیر بروی نقشه.

توده هوای توده، هوای در هر ارتفاع معین از آن دما و رطوبت یکدست باشد.

نمایشگر از هوا که در هر ارتفاع معین از آن دما و رطوبت یکدست باشد.

توفان تندی تو لانی در مقیاس محلی که توسط ابرهای کومولونیموس ایجاد می‌شود و همواره با تندر و آذرخش همراه است.

جههه کمربند گذار از یک توده هوای بک توده هوای دیگر.

دما

کمبی که میزان سردی و گرمی یک جسم را بیان می‌کند و با داماسنج اندازه گیری می‌شود. در مقیاس میکروسکوپیک دماینگار میانگین ارزی جنبشی یا میانگین سرعت آنها و موکله‌ای سازنده جسم است.

دما کجهنه

کمنزین دمای دیده شده در یک شبانه روز.

دما ییشنه

بیشترین دمای دیده شده در یک شب‌نه روز.

دوره بازمحشت

بیشترین فاصله‌ی زمانی میان رخداد دویاره یک روز.

روزباد

بادهای شبدیدی که به صورت نوارهایی پاریک در جو می‌وزند.

روزباد جبهه‌ی قطبی

روزبادی که در عرض‌های میانه و بالا در محل جبهه‌ی قطبی تشکیل می‌شود. این روزباد معمولاً در ارتفاع ۱۲ کیلومتری می‌وزد.

روزباد

حالات متوسط یک دستگاه هواشنی که دستگاه حول آن نوسان می‌کند.

دستگاه

دستگاهی که رو به سوی روش جریان‌های جوی است.

دامنه باذپناه

دامنه‌ی که پشت به سوی وزش جریان‌های جوی است.

درونداد

وروی

درونداد

وروی

روزباد

روزباد

روزباد

روزباد

روزباد

روزباد

روزباد

روزباد

آهنجک تغیرات یک متغیر نسبت به زمان.

چگالی شار

آهنجک انتقال یک کمیت فزیکی در واحد زمان از واحد سطح در اینجا پیگالی نماینده‌ی مقدار کمیت فزیکی مورد نظر در واحد سطح است. اگر کمیت فزیکی مورد نظر تابش باشد چگالی شار بر حساب وات بر متر مربع (ژول بر ثالثه بر مترمربع) سنجیده می‌شود.

خرد افکیه‌شناسی شاخه‌ای اقلیم‌شناسی که در باره اقلیم‌های ناشی از شرایط فزیکی متعدد زمین بخت می‌کند. خرد افکم به شدت متأثر از اصطکاک جریان هوا با ناهمواری سطح زمین است.

خط قادل دامنه‌ی باد‌گیر

حالات متوسط یک دستگاه هواشنی که دستگاه حول آن نوسان می‌کند.

دامنه‌ی باذپناه

دامنه‌ی که رو به سوی روش جریان‌های جوی است.

دستگاه

این حال غالباً در تشکیل سامانه‌های کم فشار و برشار ترکیبی از عوامل گرمابشی و بویشی دخالت داردند.

سامانه‌های همدیده به سامانه‌هایی که در ابعاد هزار تا چند هزار کیلومتر شکل می‌گیرند سامانه‌های همدیده (سینوپتیک) می‌گویند. سامانه‌های کم فشار و برشار نمونه‌ای از سامانه‌های همدیده هستند.

ستک سپهر

بوئندی سخت زمین

سروماپیش

کاهش دما به دلیل منفی شدن ترازمندی تابشی یک دستگاه.

شال تابش

مقدار انرژی تابشی که در واحد زمان از سطح معینی می‌گذرد. شار تابش بر حسب وات (ژول بر ثانیه) اندازه گیری می‌شود.

شدت تابش

مقدار تابش در واحد سطح.

شوچ

ترکیبی از دما و رطوبت جوی که سازوکار سروماپیش فیزوولوژیک بدن را مختل می‌کند.

شفاقیت جو

گذرانی جو نسبت به یک تابش تک قائم با نسبت به کل تابش‌های طیف کاهنرایی.

شیبو

نسبت تغییرات یک متغیر به فاصله مکانی (برد).

صومب قیمیین

ضریب تثیین نماینده درصدی از تغییرات متغیر تابع (دما) است که توسط متغیر مستقل (ارتفاع) تثیین می‌شود. مثلاً ضریب تثیین ۵ درصد برای دی ماه به این معناست که ۵ درصد از تفاوت نیزه‌های در جریان هوا (شیپوش، کوریولیس، گریز از مرکز و اصطکاک) شکل می‌گیرند.

سامانه‌های بویشی نامده می‌شوند. برشارهای جنب حاره نمونه‌ای از برشارهای بویشی هستند. با

زاویه‌ی تابش

زاویه میان پرتوهای خورشیدی با صفحه افق محلی.

زبانه‌ی برشار

زمانه‌ای با کشیدگی زیاد که برشار آن بیش از مطالق پیرامون است.

زبانه‌ی کم فشار

زمانه‌ای با کشیدگی زیاد که برشار آن کمتر از مطالق پیرامون است.

زیست سپهر

بخشی از سیاره که زستگاه گیاهان و جانوران است.

ژول

یکی اندازه گیری انرژی در دستگاه بین المللی بکارها. هر ۳۳۹/۰ کالری است.

سازوکار

شیوه کار کرد یک دستگاه.

سامانه

بخشی از جو که همچون یک کل واحد رفتار می‌کند.

سامانه‌ی برشار

به مجموع خطوط هم از تفاضل در مرکز آن بیش از تفاضل پیرامون است. الگوی برشار نماینده ای از برشارهای گرمایشی است. سامانه‌هایی که بر اثر عملکرد یک الگوی برشار در تفاضلهای سطحی است.

سامانه‌های بویشی

سامانه‌های برشار و کم فشار منشأ بویشی (دینامیکی) و یا گرمایشی (ترمیکی) دارند. سامانه‌هایی که به دلیل سرمایش یا گرمایش سطح زمین پدید می‌آیند به نام سامانه‌های گرمایشی شناخته می‌شوند. برشار سبیری نمونه‌ای از برشارهای گرمایشی است. سامانه‌هایی که بر اثر عملکرد نیزه‌های در جریان هوا (شیپوش، کوریولیس، گریز از مرکز و اصطکاک) شکل می‌گیرند.

دی ماه نقاط مختلف ایران با تفاوت ارتفاع آنها توضیح داده می‌شود و ۴۸ درصد

تفاوت‌های دما به متغیرهای دیگر بستگی دارد.

ضریب تغییر پذیری

نسبت الحراف معابر به میانگین.

فروند بالایی

فروند که در بخشی از سال بر روی دریای سرخ شکل می‌گیرد و بوته بر افیم خودغرب ایران فروند دریایی سرخ

فروندی که مقدار آنها در ایستگاه‌های هواشنگی اندازه گیری و ثبت می‌شوند.

فروندی که در بخشی از سال بر روی دریای سرخ شکل می‌گیرد و بوته بر افیم خودغرب ایران به فروندی که طول موج آنها زیاد باشد فروند بلند گفته می‌شود.

فروند بلند

فروندی که در بخشی از سال بر روی دریای سرخ شکل می‌گیرد و بوته بر افیم خودغرب ایران اثری گذارد.

فروند خلیج فارس

فروندی که در بخش گرم سال از روی ایران می‌گذرد و تا کارنهای شرقی مدیریه می‌رسد.

فروند خروج

فروندی که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند خروج

فروند خروج که طول موج آنها بین ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است.

فروند

مقیاس‌سنجند و بزرگی مستگاه‌هایی که رفشارهای آنها وابسته به مقیاس زمانی (بازه) و یا مقیاس مکانی (برد) است.

موج سوها درود هوای سرد به منطقه‌ای با دمای بالاتر.

موج گوها درود هوای گرم به منطقه‌ای با دمای پائینتر.

میان اقلیم شناسی شناختی از اقلیم شناسی که در باره اقلیم‌های ناشی از آرایش ناهمواری زمین بحث می‌کند. بر این اساس اقلیم دشت، اقلیم جلگه، اقلیم دامنه، اقلیم دره و اقلیم کوهستان شکل می‌گیرد.

$$\text{میانگین نمولی} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n M_i \quad \text{به طوری که} \quad n = 1, \dots, N$$

فرایند برآورده مقدار یک معنی‌مکانی در نظریه بدن داده به کمک نقاط داده‌مند (پیوونگاه) پیرامون آن بر مبنای یک نظریه تغییرات مکانی.

نقش اخلاقاط جرم بخار آب موجود در یک کیلوگرم هوای مرطوب که بر حسب گرم بر کیلوگرم اندازه گیری می‌شود.

نقشه هوا در هواشناسی برای نمایش شرایط جوی دو نوع نقشه ترسیم می‌شود. نقشه‌های سطحی و نقشه‌های جو بالا. در نقشه‌های سطحی، ارتفاع ثابت و برابر صفر است و مقدار فشار نقاط مختلف با خطوط هم‌فارش نمایش داده می‌شود. در نقشه‌های جو بالا مقدار فشار ثابت و برابر یک مقدار معین (متلاعه ۱۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰ هکتوپاسکال) است و ارتفاع هم‌فارش مرود نظر با خطوط رُؤوْتَن‌تِسیل نمایش داده

گلان اقلیم شناسی شناختی از اقلیم شناسی که در باره اقلیم‌های ناشی از فعلت سامانه‌های بزرگ جوی بحث می‌کند. خندها، اچرخندها، رویدادها و امواج بلند نمونه‌های از سامانه‌های بزرگ جوی هستند.

کم‌فارش جنب قطبی کم‌فارش سودان کم‌شارهایی که در پیرامون مناطق قطبی شکل می‌گیرند.

کم‌فارشی که بر روی سودان شکل می‌گیرد و گاهی زبانه‌ای از آن بر روی دریای سرخ هم کشیده می‌شود.

کم‌فارش گفتی کم‌شارهایی که در دوره گرم سال بر روی گلگه شکل می‌گیرد و اندک اندک تا افریقا و شرق مدیرانه گسترش می‌یابد.

کم‌وند همگوایی حاره کم‌بند همگرایی هوا در منطقه حاره که به دلیل صعود هوای گرم و مرطوب در این منطقه شکل می‌گیرد.

گازهای گلخانه‌ای گازهای مانند بخار آب، دی‌اکسید کربن و مثان که تابش‌هایی با طول موج معنی را جذب می‌کنند.

گردنش عمومی هوا الگوی جریان هوا در مقیاس میلی‌متری.

گوها گوشی افزایش دما به دلیل مثبت شدن ترازمندی تابش یکی دستگاه.

گره گره واحد سنجش سرعت باد است. هر گره معادل $15/44$ متر بر ثانیه است.

۱۰۷

حرکاتی که در شاره رخ می‌دهد و سبب انتقال و اختلاط خواص (دماء، شوری، بچالی و...) آن می‌شود. در هواشناسی به حرکات عمدتاً عمودی هوا همراه می‌گویند. مثلاً به سبب گرم شدن

سطح، هوا صعود می‌کند. صعود هوا گرم و نزول هوای سرد را هر فت آزاد می‌نایند.

بعشش گازی محیط طبیعی که گردآگرد زمین را فوایگرفه است. نیروی گرانش گازهای جوی را در هواسپهر

پیرامون زمین نگاه می‌دارد.
پختنداں

افت دما به زیر صفر که سبب تشکیل یک لایه بین بر روی سطح در معرض هوا می شود.

پیغمبران محبی
بروز یخنده‌ان به دلیل منفی شدن ترازمندی تابشی.

یکنیندان ورزشی
بروز یخنینان به دلیل وزش هواست سرد بر روی منطقه.

بیان سپهله محمد عده برف و نیزهای سواره مانند سپهلهای کوهستانی، بر فرش ها، پیشوای های دریانی

مختصر. سسیتی پرپاہی هوا و پوچشی اینیمی از همهین راه انجام می بیرد.

گوہی سلطنتی، روی نشستھائی می شود۔ بر روی نشستھائی اگرھائی پڑا رضا (۱) کم از تقاضا دیده می شوند۔

جرم بخمار آب مو-ه-د در واحد حجم هوا که معمولاً بر حسب گرم بر کیلو گرم بیان می‌شود.

نیز بخاطر آب موجود در هوا به مقادیر بخار آبی که می‌تواند در همان دما و شمار در خود نگه نسبت بخار

دارد؛ یا نسبت فشار بخار آب موجود در هوا به فشار بخار آب اشاع.

جزم بخبار آب موجود در واحد جرم هر اکه در اقليم شناسی معمولاً بر حسب گرم بر کیلو گرم بیان

بی‌سر. واکاوی

وارسی موشکافانه جیزی برای رسیلن به فهم بهتری از آن. هسته سرعت

پخشی از رویداد که سرعت باد در آن بسیار زیاد است و در راستای محور رویداد حرکت می‌کند.

هر هنرپیاسکال معادل یک میلی بار (صد کیلو گرم متر بر مجبور ثابتیه بر متر مربع) است. مقصود

هزار ۷۰۰ هکتار اسکال ارتفاع زوپیاسیلی بخش هایی از جو است که مشتران برابر ۷۰۰ هکتار باسکال است.

۱) مقابسی در حمل ابعاد فارهای که متناسب با مقابس متدال نتشههای هواست. بر روی این گونه همایش

نیشنه سامانه های نم فشار، سامانه های بر فشار و جبهه ها نمایان می شوند. اندازه این سامانه ها حدود

مجز. شناسایی تیب‌های هوا و نواحی افلمی از همین راه انجام می‌گیرد.

