

توده‌های هوای مؤثر بر ایران در دوره سرد سال^(۱)

چکیده

در این تحقیق با استفاده از تحلیل‌های آماری داده‌های روزانه دما و نقطه شبنم سطوح استاندارد زمین، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال سه ایستگاه تهران، شیراز و کرمانشاه در دوره زمانی ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۰ در طی ماه‌های دسامبر تا فوریه، توده‌های هوای مؤثر بر ایران مورد شناسایی قرار گرفته است. برای شناسایی توده‌های هوا با استفاده از داده‌های دما و نقطه شبنم، و براساس قانون پایستاری ویژگی‌های توده هوا، متغیرهای دما، دمای پتانسیل، دمای پتانسیل تر، دمای پتانسیل هم‌ارز و نسبت آمیختگی که کمترین تغییرات را با زمان دارند، برای کلیه سطوح استاندارد مورد مطالعه، محاسبه گردیده و سپس تحلیل‌های آماری شامل تحلیل عاملی مؤلفه‌های اصلی، و تحلیل خوشه‌ای بر روی آنها صورت گرفته است. با اجرای تحلیل عاملی بر روی متغیرهای استاندارد شده هر ایستگاه، برای ایستگاه تهران چهار عامل، و برای ایستگاه شیراز و کرمانشاه هر کدام سه عامل استخراج و با استفاده از روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی بر روی نمره‌های عامل‌های استخراج شده، روزها گروه‌بندی، و پس از آن مقادیر میانگین کلیه متغیرها برای سطوح استاندارد مورد نظر محاسبه گردید. با مقایسه مقادیر میانگین متغیرهای گروه‌ها با ایستگاه‌های شاخص آسوان، عشق‌آباد و مدیترانه توده‌های هوای cT, mT, cP, tmP, cA, tmA و Med. شناسایی شدند؛ سپس با توجه به اطلاعات دما، دمای پتانسیل و نسبت آمیختگی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی، برای توده‌های هوایی تعیین شده در هر ایستگاه، روزهای شاهد استخراج گردید. سپس بر اساس داده‌های دما و نقطه شبنم روزهای مذکور، نمودار ترمودینامیکی Skew-T آنها تهیه و تفسیر شده است.

مقدمه

ایران جزو معدود کشورهایی است که از تنوع چشم‌انداز جغرافیایی برخوردار است. این تنوع از یک طرف معلول موقع طبیعی ایران یعنی ناهمواری‌ها و عرض جغرافیایی بوده و از طرف دیگر ناشی از شرایط آب و هوایی ایران و اثرهای متقابل آنهاست. با توجه به گردش عمومی جو در نیمکره شمالی، موقعیت ایران به گونه‌ای است که در دوره سرد سال از توده‌های هوایی گوناگون تأثیر می‌پذیرد. با حرکت پرفشار جنب حاره^۱ و رود باد همراه با آن به عرض‌های پایین‌تر، از ماه دسامبر ورود بادهای غربی به ایران آغاز می‌گردد. حرکت محور پرفشار جنب حاره و استقرار آن در موقعیت زمستانی خود بستگی به پرفشار حرارتی سبیری و وضعیت و قرارگیری تاوه قطبی^۲ در وردسپهر^۳ فوقانی و محور رودباد همراه با آن، بستگی دارد. از سوی دیگر، ورود بادهای غربی به ایران توسط ناوه^۴ بلند مدیترانه کنترل می‌گردد که با جابجایی محور خود از غرب به شرق مدیترانه در طول دوره سرد سال، سامانه‌های چرخندی را به سوی خاورمیانه هدایت می‌کند. توده‌های هوایی، به وسیله سامانه‌های^۵ چرخندی^۶ و واچرخندی^۷ و یا گسترش زیانه‌های آنها، به ایران می‌رسند و شرایط رطوبتی و دمایی هوای روزمره را تعیین می‌کنند. تکرار این سامانه‌ها در درازمدت، شرایط آب و هوایی ایران را به وجود می‌آورد؛ از این رو، مطالعه توده‌های هوا، چه از نظر پیش‌بینی وضعیت هوا و چه از نظر آگاهی از شرایط و ویژگی‌های آب و هوایی، اهمیت دارد. بنابراین، یکی از گام‌های نخستین در راه شناخت آب و هوای ایران، شناسایی توده‌های هوای مؤثر بر آن است.

هدف

در این مقاله تلاش شده تا ویژگی‌های توده‌های هوای مؤثر بر ایران بررسی گردد و به این سؤال مهم پاسخ داده شود:

توده‌های هوایی مؤثر بر اقلیم کشور در دوره سرد سال کدامند، چه ویژگی‌هایی دارند؟

بیان مسأله

برای رسیدن به هدف اصلی تحقیق و سؤال فوق اهداف مرحله‌ای زیر دنبال شده است:

1. subtropical high pressere.
2. systems.

3. polar vortex.
4. cyclonic.

5. tropospher.
6. anticyclonic.

۱. انتخاب متغیرهای مورد مطالعه به عنوان شاخص‌های شناسایی توده هوا.
۲. شناسایی توده‌های هوا و تعیین فراوانی وقوع هریک از آنها در هر گروه براساس مقایسه میانگین‌های متغیرهای گروه‌بندی شده با ایستگاه‌های شاخص.
۳. شرح ویژگی‌های توده‌های هوا.

پیشینه تحقیق

مطالعه توده‌های هوا از اوایل دهه ۱۹۲۰، فصل مهمی از آب و هواشناسی همدیدی را به خود اختصاص داده و در طی پنجاه سال با ارایه تعاریف توده هوا، روش‌های طبقه‌بندی، تعیین مناطق منشأ و شناسایی ساز و کارهای تعدیل توده هوا، اطلاعات ارزشمندی در زمینه خصوصیات توده‌های هوا فراهم شده است (Barry & Perry, 1995). در پانزده سال اخیر، با استفاده از روش‌های آماری، به ویژه روش‌های آماری چند متغیره^۸ پیشرفت و تحول بسیار قابل ملاحظه‌ای در روش‌های مطالعاتی و دیدگاه‌های آب و هواشناسی همدیدی به وجود آمده است. به کارگیری روش آماری تحلیل مؤلفه‌های اصلی^۹ به منظور کاهش ابعاد داده‌ها و روش تحلیل خوشه‌ای^{۱۰} برای گروه‌بندی، از جمله مباحث آماری چندمتغیره است که در طبقه‌بندی متغیرهای آب و هوایی، گروه‌بندی روزهای همانند از لحاظ شرایط هواشناسی، تفکیک توده‌های هوا و یا شرایط وضعیت‌های جوی ویژه، استفاده شده‌اند که می‌توان به کارهای کالکستین و همکاران^{۱۱}، ۱۹۸۷ و ۱۹۹۶، دیویس و کالکستین^{۱۲}، ۱۹۹۰ و برمن^{۱۳}، ۱۹۹۹ اشاره نمود.

در ایران، مطالعه و بررسی جامعی بر روی توده‌های هوا با تکیه بر خصوصیات فیزیکی معرف توده‌های هوا، اطلاعات جو بالا و همچنین استفاده از روش‌های آماری به ویژه روش‌های چند متغیره، کمتر صورت گرفته است. در بیشتر کتابهای آموزشی موجود، با تکیه بر دانسته‌های کلاسیک و یا تجربه‌های شخصی، به شرح توصیفی توده‌های هوای مؤثر بر ایران بسنده کرده‌اند که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

تحقیقات آب و هوایی منطقه ایران در ماه‌های ژانویه، آوریل، جولای و آگوست ۱۹۶۴، فلاحی چیان و مؤدب ۱۳۴۴، مسیر و تأثیرات مراکز کم فشار بر روی ایران در فصل زمستان - عبدالحسینی ۱۳۵۸، بررسی خاص از بسط و توسعه فشار کم فوق استوایی

8. multivariate.
11. Kalkstein, et. al.

9. principal component analysis.
12. Davis and Kalkstein.

10. cluster analysis.
13. Berman.

بر روی ایران- اختری ۱۳۵۸، مطالعه سینوپتیکی بارندگی در ایران- فتاحی نجفی ۱۳۵۹، بررسی سیستم‌های کم فشار و روابط آن باور تکس قطبی و تعیین الگویی جهت پیش‌بینی بارندگی دوره‌ای بر روی ایران در فصل زمستان- ابراهیمی فر ۱۳۶۰، بررسی مسیر سیستم‌های کم فشار باران‌زا بر روی ایران و ارایه الگویی از موقعیت و چگونگی حرکت آنها- فرجی ۱۳۶۰، بررسی سینوپتیکی بعضی از سیستم‌های مدیترانه‌ای مخصوص و اثرات آن بر روی ایران- ایزد نگهدار ۱۳۷۰، بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران- حجازی‌زاده ۱۳۷۲، بررسی سیستم‌های مؤثر در آب و هوای شمال غرب کشور با استفاده از پارامترهای فیزیکی- امینی ۱۳۷۴.

داده‌ها و روش کار

جهت انجام تحقیق، اطلاعات روزانه دما و دمای نقطه شبنم ایستگاه‌های جو بالای تهران و شیراز و کرمانشاه در ماه‌های دسامبر تا فوریه دوره ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۰ برای سطوح استاندارد زمین، ۵۰۰، ۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال از سازمان هواشناسی اخذ گردید. دلیل انتخاب ایستگاه‌های مذکور، کامل بودن اطلاعات آنها و همپوشانی اطلاعات این ایستگاه‌ها با یکدیگر بوده است و همچنین به علت وارد نشدن اطلاعات سایر ایستگاه‌های جو بالای کشور به طور کامل بر روی محیط رایانه‌ای، در زمان تحقیق از سایر ایستگاه‌های جو بالا استفاده نشده است. انتخاب دوره مورد مطالعه نیز به دلیل کامل بودن اطلاعات رایانه‌ای در این دوره زمانی بوده است. دوره آماری انتخاب شده، از دسامبر ۱۹۸۱ تا فوریه ۱۹۹۰ را شامل است که جمعاً با اکتساب سال‌های کیبسه، ۸۱۲ روز می‌شود. اما با توجه به کمبود و نقص آمار و همزمان بودن سه ایستگاه، جمعاً ۳۶۰ روز انتخاب گردید؛ که در این روزها کلیه داده‌های مورد استفاده برای محاسبه متغیرهای انتخابی، در هر سه ایستگاه موجود بود. با توجه به فاصله زیاد بین ایستگاه‌ها و احتمال تأثیر توده‌های هوایی جداگانه بر آنها، آمار هر کدام از ایستگاه‌ها جداگانه بررسی شده است.

براساس تعریف توده هوا و قانون پایستاری ویژگی‌های توده‌های هوا، متغیرهایی جهت مطالعه انتخاب شده‌اند که کمترین تغییرات را در خلال فرآیندهای جوی، از نظر ویژگی‌های رطوبتی و دمایی نشان می‌دهند (Crow, 1979; Hess, 1959; Berry, et.al, 1945; Retalak, 1365). بدین ترتیب، متغیرهای انتخابی برای مطالعه توده‌های هوا عبارتند از: دما،

دمای پتانسیل، دمای پتانسیل تر، دمای پتانسیل هم ارز و نسبت آمیختگی. کلیه پارامترهای فوق با استفاده از داده‌های روزانه دما و نقطه شبنم برای ترازهای استاندارد: سطح زمین، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به درجه کلونین محاسبه شده‌اند که جهت محاسبه آنها یک برنامه رایانه‌ای به زبان ++C نوشته شده است.

روش‌های آماری

برای پردازش و تحلیل اطلاعات فوق روش‌های آماری به شرح زیر مورد استفاده قرار گرفته است:

۱. استاندارد کردن داده‌ها

از آنجا که پارامترهای دمایی و رطوبتی مورد مطالعه، واحدهای فیزیکی متفاوتی داشتند، برای یکسان شدن داده‌ها، قبل از اجرای سایر تحلیل‌های آماری، هر یک از متغیرها براساس میانگین دوره آماری مورد مطالعه، طبق فرمول زیر به متغیرهای استاندارد تبدیل شدند: (Wilks, 1995).

$$z = \frac{X - \mu}{\sigma} \quad (1)$$

۲. تحلیل عاملی

در مطالعات گروه‌بندی مشاهدات، برای داشتن بیشترین پوشش از واقعیت موجود، باید تا حد امکان از متغیرهای بیشتری استفاده کرد. از طرف دیگر متغیرهایی باید انتخاب شوند که با هم هیچ نوع همبستگی نداشته باشند. بدین منظور، با استفاده از تجزیه عاملی، تحت یک مدل فرضی، بین مجموع متغیرهای مورد استفاده یک رابطه برقرار شد و بدین ترتیب تمام متغیرهای وابسته، در یک گروه جمع گردید. جهت اجرای تجزیه عاملی مورد مطالعه، از روش مؤلفه‌های اصلی استفاده شده است (Wilks, 1995; Berman, 1999).

در این روش، برآورد از ماتریس ضرایب همبستگی (P) به دست می‌آید. با محاسبه مقادیر ویژه این ماتریس، P مقدار بزرگتر از یک در نظر گرفته می‌شود، و برای آنها بردارهای ویژه از رابطه زیر محاسبه شده است که در آن مقدار ویژه i ام و γ_i بردارهای ویژه متناظر با آنها هستند (آمارپردازان، ۱۳۷۷).

$$(P - \lambda_i I) \gamma_i = 0 \quad (2)$$

۳. تحلیل خوشه‌ای

در مطالعات جغرافیایی، اغلب برای شناسایی خواص فیزیکی و ایجاد زمینه لازم برای پیش‌بینی بهتر، به تقسیم‌بندی متغیرها در داخل گروه‌های همانند نیاز است، به گونه‌ای که مشاهدات هر گروه مشابه هم و مشاهدات گروه‌های مختلف نسبت به یکدیگر کمترین شباهت را داشته باشند. تحلیل خوشه‌ای، یکی از روش‌های چند متغیره است که برای دسته‌بندی داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد، در واقع، این تحلیل ابزاری است برای توصیف و مشخص نمودن ساختار داده‌ها. در این تحقیق، براساس هدف، نوع متغیرها و با فرض بر این که تعداد خوشه‌ها از قبل مشخص نیست و هیچ اطلاعاتی از نوع و ماهیت داده‌ها وجود ندارد، از روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی و از روش فاصله متوسط گروه‌ها^{۱۴} استفاده شده است (کالکستین و همکاران، ۱۹۸۷؛ کالکستین^{۱۵}، ۱۹۹۶؛ برمن، ۱۹۹۹). در این روش، ترکیب خوشه‌ها از کمینه کردن فاصله متوسط بین دو گروه یا دو عضو مشاهداتی که در خوشه‌های مختلف قرار دارند، ایجاد می‌شود. اگر G_1 دارای n_1 نقطه و G_2 دارای n_2 نقطه باشد، این فاصله به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$d_{G_1, G_2} = \frac{1}{n_1 n_2} \sum_{i=1}^{n_1} \sum_{j=1}^{n_2} d_{i,j} \quad (3)$$

۴. مقایسه میانگین‌ها

پس از خوشه‌بندی مشاهدات، میانگین کلیه متغیرهای هواشناسی مورد مطالعه (دما، دمای پتانسیل، دمای پتانسیل تر، دمای پتانسیل هم ارز و نسبت آمیختگی) برای سطوح مورد مطالعه سطح زمین ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال محاسبه و در داخل هر یک از این گروه‌ها با یکدیگر مقایسه گردید.

نام‌گذاری توده‌های هوا

از آن‌جا که تاکنون بر روی ایران برای تعیین توده هوا بر اساس پارامترهای فیزیکی کاری انجام نشده است، برای نام‌گذاری گروه‌های حاصل از خوشه‌بندی، و تعیین ماهیت توده‌های هوایی آنها، از ویژگی‌های توده‌های هوای ایستگاه‌های آسون، عشق‌آباد و مدیترانه که نزدیکترین ایستگاه‌های جو بالا به ایران بوده و توده‌های هوایی مشابه ایران

14. average linkage (between groups).

15. Kalkstein.

را تجربه می‌کنند به عنوان ایستگاه‌های شاخص استفاده شد (ویلیکس، ۱۹۹۵؛ برمن، ۱۹۹۹؛ کرو، ۱۹۷۹) (اداره هواشناسی اداره هواشناسی انگلستان^{۱۶}، ۱۹۶۲)؛ سپس چگونگی تغییرات میزان دمای پتانسیل و پتانسیل تر با ارتفاع، و اختلاف میان دمای پتانسیل تر و خشک در هر تراز استاندارد، به ویژه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با ایستگاه‌های مورد مطالعه مقایسه و توده‌های هوایی هر کدام از ایستگاه‌های تهران، شیراز و کرمانشاه مشخص شدند.

تهیه نمودارهای ترمودینامیکی

پس از تعیین توده‌های هوای هر گروه، روزهای شاهد برای آن گروه تعیین شد و با استفاده از اطلاعات فشار، دما و نقطه شبنم، سطوح استاندارد نمودار ترمودینامیکی skew-T روزهای مذکور با استفاده از نرم‌افزار CLICOM (۲) تهیه و تفسیر شد.

نتایج

ماتریس اولیه داده‌های استاندارد شده در مورد هر کدام از ایستگاه‌ها ۲۰×۳۶۰ می‌باشد؛ یعنی ۲۰ متغیر در ۳۶۰ روز. با اجرای تحلیل عاملی بر روی نتایج همبستگی ماتریس مذکور و استفاده از دوران وریمکس، مؤلفه‌های اصلی که حداقل ارزش ویژه آنها یک بود، انتخاب شدند. مؤلفه‌های انتخاب شده هر کدام از ایستگاه‌ها به همراه واریانس توجیهی، در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱ واریانس و ارزش ویژه مؤلفه‌های اصلی داده‌های مورد مطالعه برای ایستگاه‌های تهران،

شیراز و کرمانشاه

ایستگاه	عامل	ارزش ویژه	واریانس به درصد	واریانس تجمعی
تهران	1	12.65777	63.3	63.3
	2	3.32404	16.6	79.9
	3	1.38201	6.9	86.8
	4	1.25088	6.3	93.1
شیراز	1	10.50817	52.5	52.5
	2	4.30448	21.5	74.1
	3	2.61584	13.1	87.1
کرمانشاه	1	11.74407	58.7	58.7
	2	3.28534	16.4	75.1
	3	2.44937	12.2	87.4

همان‌گونه که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، در ایستگاه تهران ۲۰ متغیر مورد بررسی به ۴ مؤلفه تقسیم شده‌اند. هر متغیر جزء عاملی شده است که بالاترین همبستگی را در بین ۴ عامل داشته است. به طوری که از بین مقادیر ارزش ویژه ضرایب همبستگی مورد

مطالعه، ۴ مؤلفه اول مجموعاً ۹۳/۱٪ واریانس متغیرها را شامل شده‌اند. عامل اول، داده‌های دمایی مربوط به سطح زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکالی، عامل دوم داده‌های دمایی مربوط به سطح ۷۰۰ و ۵۰۰، عامل سوم داده‌های رطوبتی سطح زمین، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی و عامل چهارم داده‌های رطوبتی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی را شامل شده‌اند.

به علت ارتفاع از سطح دریای ایستگاه تهران و همچنین قراردادن ستیغ وارونگی تهران در ۳۰۰ متری سطح زمین (ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکالی)، هر دو تراز در لایه مرزی قرار دارند و ویژگی‌های دمایی تقریباً یکسانی را ارائه می‌دهند؛ از این رو، به عنوان یک عامل جهت شناسایی توده‌های هوا در نظر گرفته شده‌اند. اگرچه مقدار نسبت آمیزه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در مقایسه با سطح زمین و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کمتر است، ولی با توجه به سو و تندی باد، تغییرات یکسانی را از سطح زمین تا تقریباً کمی بالاتر از ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. با توجه به این که رطوبت در سامانه‌های چرخندی باران‌زا به ویژه در لایه زیرین - عامل مهمی به شمار می‌رود، رطوبت این سه لایه به عنوان شاخص جهت شناخت توده هوا به کار گرفته شده است. رطوبت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا حدودی متفاوت است و به میزان رطوبت لایه زیرین جو بستگی دارد، که تغییرات آن نه تنها به همگرایی رطوبت بلکه به انتقال رطوبت از لایه زیرین به لایه ۵۰۰ وابسته بوده و این تراز تغییرات ویژه‌ای را داراست که در مقایسه با سه تراز زیرین متفاوت می‌باشد؛ در نتیجه، رطوبت ۵۰۰ به عنوان یک شاخص مهم دیگر جهت شناخت توده هوا به کار رفته است.

برای ایستگاه شیراز، بیست متغیر مورد بررسی بین سه مؤلفه تقسیم شده که در مجموع ۸۷/۱٪ واریانس متغیرها را شامل شده است. عامل اول، داده‌های دمایی سطح زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکالی؛ عامل دوم، داده‌های رطوبتی سطح زمین و ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی؛ و عامل سوم، کلیه داده‌های دمایی مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی را شامل می‌باشد. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که ویژگی‌های دمایی سطح زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکال در ایستگاه شیراز با یکدیگر تفاوتی ندارند، که این امر تا حد زیادی به ارتفاع از سطح دریای ایستگاه مذکور مربوط است. عامل دوم نشان می‌دهد که ساختار رطوبتی در ایستگاه از سطح زمین تا لایه‌های میانی جو، یعنی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی، یکسان است؛ نهایت اینکه، مؤلفه سوم کلیه متغیرهای دمایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را شامل می‌گردد، چون در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی شیراز، متغیر دما معرف بهتری نسبت به رطوبت برای

شناسایی توده هوا است. در ایستگاه کرمانشاه، بیست متغیر مورد بررسی بین سه مؤلفه تقسیم شده است که در مجموع ۸۷/۴٪ واریانس متغیرها را شامل شده است. عامل اول، داده‌های دمایی سطح زمین و تراز ۸۵۰؛ عامل دوم، داده‌های دمایی تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی؛ و عامل سوم، داده‌های رطوبتی از سطح زمین تا ۷۰۰ هکتوپاسکالی را شامل شده است. نتیجه این که، ویژگی‌های دمایی سطح زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکال یکسان بوده، ویژگی‌های دمایی ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ نیز با یکدیگر مشابهت نشان می‌دهند. به طور کلی، در این ایستگاه عامل دما به عنوان مهمترین شاخص جهت شناسایی توده هوا به کار گرفته شده است.

مؤلفه سوم، نشانگر یکسانی ساختار رطوبتی از سطح زمین تا لایه‌های میانی جو می‌باشد. رطوبت در ۵۰۰ میلی‌باری، به سرعت قائم توده هوا در لایه‌های زیرین که رطوبت را همراه خود به لایه‌های بالاتر می‌برد، بستگی دارد؛ در نتیجه، شاخص عمده به حساب نیامده است. نتیجه می‌گیریم که، ویژگی‌های دمایی سطح زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکال یکسان بوده، ویژگی‌های دمایی سطوح ۷۰۰ و ۵۰۰ نیز با یکدیگر مشابهت نشان می‌دهند. به طور کلی، در این ایستگاه عامل دما به عنوان مهمترین شاخص جهت شناسایی توده هوا به کار گرفته شده است. و مؤلفه سوم نشانگر یکسانی ساختار رطوبتی از سطح زمین تا لایه‌های میانی جو می‌باشد. رطوبت در ۵۰۰ میلی‌باری به سرعت قائم توده هوا در لایه‌های زیرین که رطوبت را همراه خود به لایه‌های بالاتر می‌برد، بستگی دارد. بنابراین شاخص عمده‌ای به حساب نیامده است. به این ترتیب، ملاحظه می‌شود که با اجرای تحلیل عاملی بر روی داده‌های مورد مطالعه ابعاد ماتریس این داده‌ها از ۲۰×۳۶۰ ، به ۴×۳۶۰ کاهش یافته است.

در مرحله بعد، روزهای مورد مطالعه براساس نمره‌های عاملی مؤلفه‌های اصلی و با استفاده از تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی با روش فاصله متوسط، گروه‌بندی شدند. نتیجه خوشه‌بندی به صورت نمودار درختی، مشاهدات ترکیبی و مقادیر ضرایب خوشه‌بندی را در هر خوشه نشان می‌دهد. در این نمودار، فواصل بین ۱ تا ۲۵ مقیاس‌بندی می‌شوند (آمارپردازان، ۱۳۷۷). با اجرای خوشه‌بندی سلسله مراتبی (روش اتصال متوسط گروه‌ها) بر روی نمرات عاملی استخراج شده، برای ایستگاه‌های تهران و کرمانشاه ۳ گروه و ایستگاه شیراز ۲ گروه انتخاب شد. سپس میانگین متغیرهای مورد مطالعه هر گروه بر اساس روزهای آن محاسبه گردید. نام‌گذاری گروه‌های توده‌های هوایی براساس بررسی

تغییرات میزان دمای پتانسیل خشک و تر با ارتفاع و تفاوت میان آنها در هر تراز، ویژگی‌های آنها با ویژگی‌های ایستگاه‌های شاخص (ایستگاه‌های آسوان، عشق‌آباد و مدیترانه) مقایسه گردید و فراوانی وقوع آنها محاسبه شد.

۱. ایستگاه تهران

در جدول ۲ توده‌های هوایی ایستگاه تهران را به همراه فراوانی وقوع و تاریخ روز

شاهد دیده می‌شود.

جدول ۲ توده‌های هوایی تشخیص داده شده برای گروه‌های ایستگاه تهران

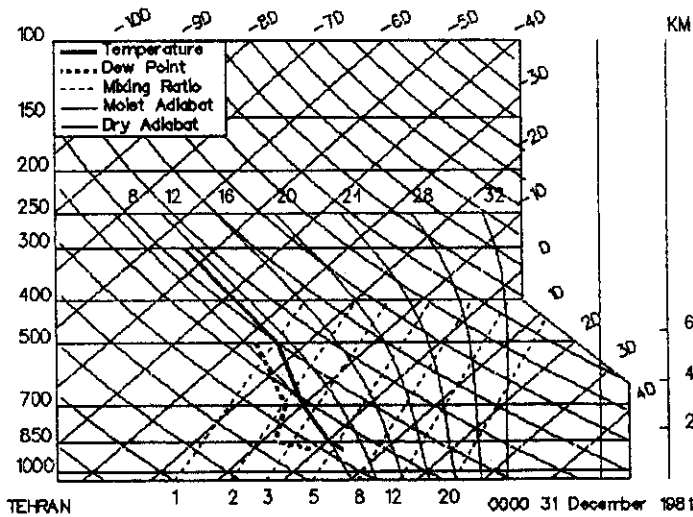
گروه	نوع توده هوا	فراوانی وقوع	تاریخ روز شاهد
۱	tmP	۳۲۸	۳۱ دسامبر ۱۹۸۱
۲	tcA	۱۱	۶ فوریه ۱۹۸۲
۳	Med.	۲۱	۳۱ دسامبر ۱۹۸۲

برای توده هوای tmP در ایستگاه تهران با ۳۲۸ مورد وقوع در طی دوره مطالعه، به عنوان روز شاهد، روز ۳۱ دسامبر ۱۹۸۱ با دمای پتانسیل $30.3/2^{\circ}K$ و نسبت آمیختگی 0.5 در تراز 500 هکتوپاسکالی، انتخاب شد (جدول ۳). در این توده هوا دمای پتانسیل خشک با ارتفاع افزایش می‌یابد و میزان افزایش آن از میزان معمول بیشتر است. دمای پتانسیل تر در لایه‌های زیرین با افزایش ارتفاع در حدود 1 درجه کاهش پیدا می‌کند. اختلاف بین دمای پتانسیل تر و خشک در این توده هوا در سطح زمین بسیار کم و در حدود 1 درجه بوده، ولی در تراز 500 بسیار زیاد می‌باشد. و این توده هوا از نسبت آمیزه بالایی برخوردار نیست (Berry et al, 1945; Godske et al, 1957).

جدول ۳ ویژگی‌های توده هوای tmP ۳۱ دسامبر ۱۹۸۱- ایستگاه تهران

تراز استاندارد (هکتوپاسکال)	دمای پتانسیل K°	دمای پتانسیل تر	نسبت آمیختگی
۵۰۰	۳۰۳/۲	۲۷۸/۹	۰.۵
۷۰۰	۲۹۱/۵	۲۷۸/۵	۱/۸
۸۵۰	۲۸۶/۴	۲۷۷/۷	۲/۳
سطح زمین	۲۸۶/۵	۲۸۰/۲	۳/۹

همان‌گونه که در نمودار ترمودینامیکی این روز (شکل ۱) دیده می‌شود، دما و دمای نقطه شبنم در لایه‌های میانی جو، یعنی در لایه‌های 700 و 500 هکتوپاسکال، با هم برابر است؛ ولی در لایه‌های پایینی جو، در دمای نقطه شبنم وارونگی دیده می‌شود.



شکل ۱ نمودار ترمودینامیکی توده هوای قطبی دریایی تعدیل یافته، ۳۱ دسامبر ۱۹۸۱، ایستگاه تهران

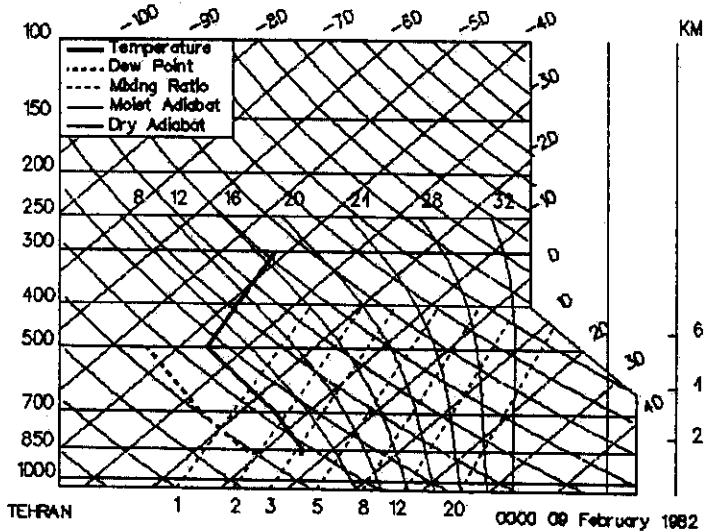
فراوانی توده هوای (tCA) در ایستگاه تهران ۱۱ روز بود و روز شاهد آن، ۹ فوریه ۱۹۸۲ با دمای پتانسیل $289/3 K^{\circ}$ و نسبت آمیختگی $0/6$ در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی انتخاب شد (جدول ۴). در این توده هوا، دمای پتانسیل خشک با ارتفاع افزایش یافته و با افزایش ارتفاع بر میزان آن افزوده می‌گردد. دمای پتانسیل تر با ارتفاع کاهش یافته، سپس در ترازهای بالاتر افزایش می‌یابد و میزان افزایش آن از توده‌های شمالگان دریایی بیشتر می‌باشد. دمای پتانسیل تر نیز با ارتفاع افزایش کمی نشان می‌دهد. اختلاف بین دمای پتانسیل تر و خشک، به تدریج با انتقال به ترازهای بالاتر افزایش می‌یابد؛ به طوری که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به $21/4$ درجه می‌رسد (جدول ۴).

جدول ۴ ویژگی‌های توده هوای tCA، ۹ فوریه ۱۹۸۲ - ایستگاه تهران

تراز استاندارد (هکتوپاسکال)	دمای پتانسیل K°	دمای پتانسیل تر K°	نسبت آمیختگی %
۵۰۰	۲۸۹/۳	۲۶۷/۹	۰/۶
۷۰۰	۲۸۶	۲۷۲	۰/۴
۸۵۰	۲۸۱/۴	۲۷۳/۲	۱/۴
سطح زمین	۲۷۹/۷	۲۷۳/۲	۱/۸

نسبت آمیختگی نیز در این توده هوا بسیار پایین است. و به طور کلی میزان کاهش کلیه متغیرها در این توده هوا نسبت به دیگر توده‌های هوا کمتر بوده و از یکنواختی

نسبی در تمام ترازها برخوردار می‌باشد (گودسک و همکاران، ۱۹۵۷). در شکل ۲ وارونگی دمایی که از ویژگی‌های توده هوای شمالگان است به خوبی دیده می‌شود.

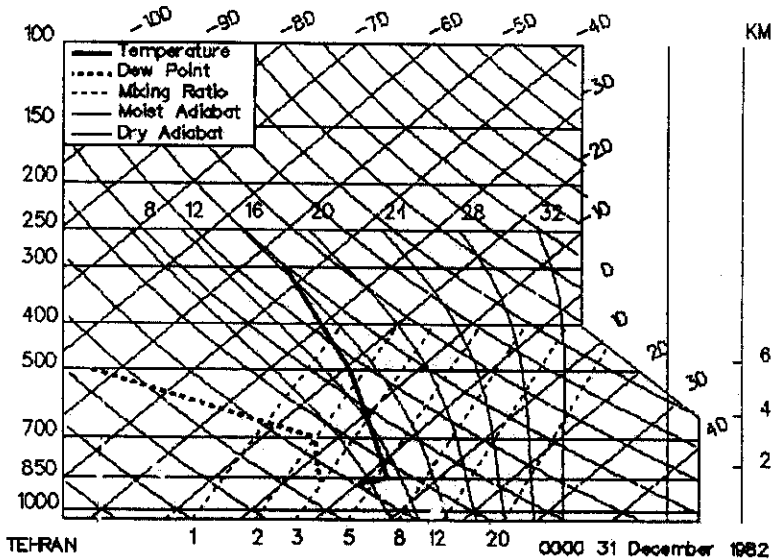


شکل ۲ نمودار ترمودینامیکی توده هوای شمالگان تعدیل یافته، ۶ فوریه ۱۹۸۲، ایستگاه تهران

توده هوای (Med) در ایستگاه تهران در طی دوره مطالعه ۲۱ بار مشاهده شده است، روز شاهد برای این توده هوا، روز ۳۱ دسامبر ۱۹۸۲ با دمای پتانسیل $30.9/8 K^\circ$ و نسبت آمیختگی $1/9$ انتخاب شده است (جدول ۵). در این توده هوا دمای پتانسیل با ارتفاع افزایش یافته و این میزان در ترازهای فوقانی شدت می‌گیرد. افزایش دمای پتانسیل تر با ارتفاع بسیار مختصر بوده و در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی وارونگی دمایی دیده می‌شود. اختلاف میان دمای پتانسیل تر و خشک در لایه‌های زیرین زیاد نیست ولی به تدریج با افزایش ارتفاع این اختلاف فزونی می‌یابد. در نمودار ترمودینامیکی Skew-T این روز (شکل ۳) اختلاف دما و نقطه شبنم دیده می‌شود.

جدول ۵ ویژگی‌های توده هوای مدیرانه‌ای Med، ۳۱ دسامبر ۱۹۸۲، ایستگاه تهران

تراز استاندارد (هکتوپاسکال)	دمای پتانسیل K°	دمای پتانسیل تر K°	نسبت آمیختگی %
۵۰۰	۳۰۹/۸	۲۸۶/۵	۱/۹
۷۰۰	۲۹۶/۸	۲۸۱/۸	۱/۷
۸۵۰	۲۸۹/۳	۲۷۹/۹	۲/۶
سطح زمین	۲۸۳/۱	۲۷۷	۲/۹



شکل ۳ نمودار ترمودینامیکی توده هوای مدیترانه، ۳۱ دسامبر ۱۹۸۲، ایستگاه تهران

۲. ایستگاه شیراز

در جدول ۶ توده‌های هوایی ایستگاه شیراز را به همراه فراوانی وقوع و تاریخ روز

شاهد دیده می‌شود.

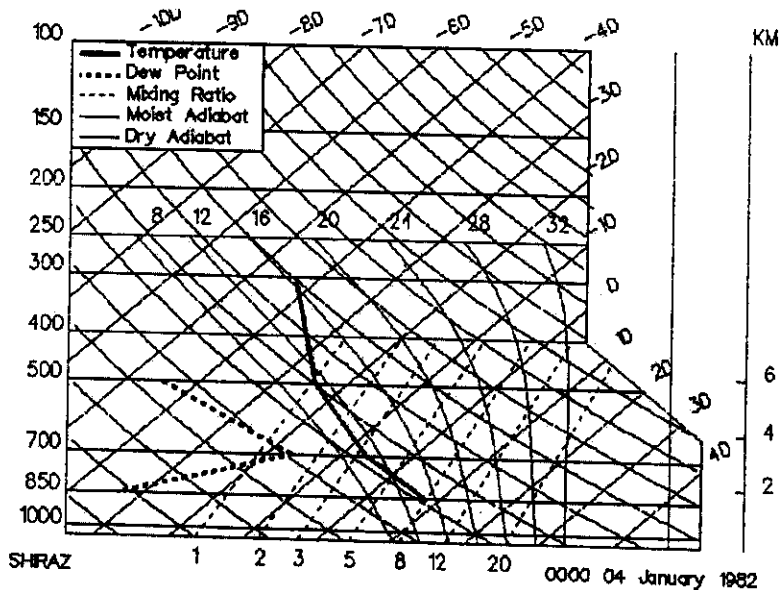
جدول ۶ توده‌های هوایی تشخیص داده شده برای گروه‌های ایستگاه شیراز

گروه	نوع توده هوا	فراوانی وقوع	تاریخ روز شاهد
۱	cP	۴۷	۴ ژانویه ۱۹۸۲
۲	mT	۲۴۸	۳۱ دسامبر ۱۹۸۰

توده هوای cP در این ایستگاه، ۴۷ روز مشاهده شده است و ۴ ژانویه ۱۹۸۲ با دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی $30.3/4^{\circ}k$ و نسبت آمیختگی 0.16 ، به عنوان روز شاهد انتخاب شد (جدول ۷). در این توده هوا، پایداری ضعیفی در لایه‌های زیرین وجود دارد (گودسک و همکاران، ۱۹۵۷). دمای پتانسیل تر در این توده هوا در لایه‌های زیرین با افزایش ارتفاع تا حدود ۷۰۰ هکتوپاسکال، کمتر از ۱ درجه کاهش پیدا می‌کند و سپس دوباره به شدت افزایش می‌یابد به طوری که این افزایش، بین تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی حدود ۶ درجه سانتی‌گراد است. دمای پتانسیل خشک نیز با ارتفاع شدت می‌یابد و اختلاف بین دمای پتانسیل تر و خشک در این توده هوا در ترازهای مختلف خیلی کم است (شکل ۴).

جدول ۷ ویژگی‌های توده هوای قطبی قاره‌ای (CP)، ۴ ژانویه ۱۹۸۲- ایستگاه شیراز

تراز استاندارد (هکتوپاسکال)	دمای پتانسیل K°	دمای پتانسیل تر K°	نسبت آمیختگی %
۵۰۰	۳۰۳/۴	۲۷۹/۳	۰/۶
۷۰۰	۲۹۵/۵	۲۸۰/۱	۱/۲
۸۵۰	—	—	—
سطح زمین	۲۹۴/۵	۲۸۳/۸	۳/۴



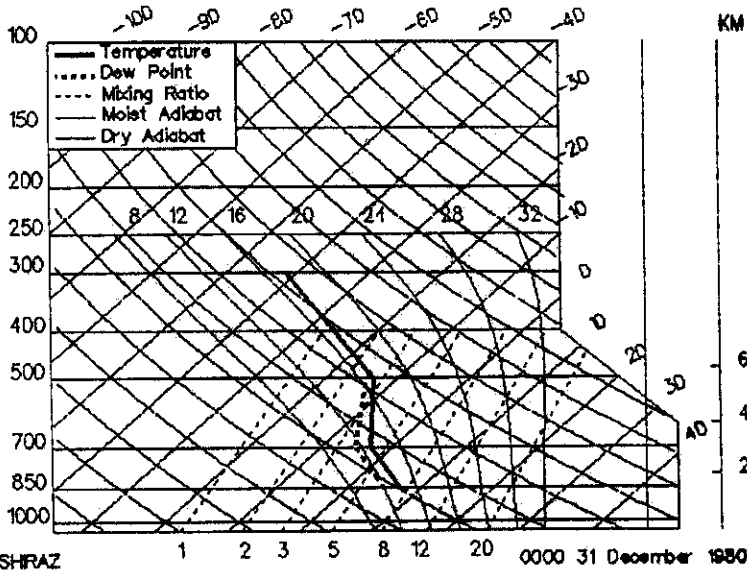
شکل ۴ نمودار ترمودینامیکی توده هوای قطبی قاره‌ای، ۴ ژانویه ۱۹۸۲- ایستگاه شیراز

توده هوای mT ایستگاه شیراز به مدت ۲۴۸ روز در طی دوره مطالعه، مشاهده شده است. ۳۱ دسامبر ۱۹۸۰ با دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی $k^{\circ} ۳۱۶/۶$ و نسبت آمیختگی ۱/۲، به عنوان روز شاهد انتخاب شد که ویژگی‌های آن در جدول ۸ آورده شده است. در این توده هوا، دمای پتانسیل خشک و تراز مقادیر بالایی برخوردار بوده و افزایش دمای پتانسیل خشک با ارتفاع شدت می‌یابد. در این توده هوا، در میزان دمای پتانسیل تر در لایه‌های زمین جو افزایشی با ارتفاع دیده نمی‌شود. بیشترین اختلاف میان دمای پتانسیل تر و دمای پتانسیل خشک در این توده هوا مشاهده می‌شود، ولی به دلیل وجود رطوبت بالا در آن با ارتفاع میزان این اختلاف فزونی می‌یابد. این توده هوا از انرژی بیشتری برخوردار است، از این رو، میزان افزایش دمای پتانسیل خشک با ارتفاع

شدت می‌یابد و در نتیجه میزان اختلاف این دو متغیر در ترازهای بالاتر جو بیشتر می‌گردد. نمودار ترمودینامیکی Skew-T این روز در شکل ۵ دیده می‌شود.

جدول ۸ ویژگی‌های توده هوای حاره‌ای دریایی (mT)، ۳۱ دسامبر ۱۹۸۰- ایستگاه شیراز

تراز استاندارد (هکتوپاسکال)	دمای پتانسیل K°	دمای پتانسیل تر K°	نسبت آمیختگی %
۵۰۰	۳۱۶/۶	۲۹۱/۴	۲/۱
۷۰۰	۲۹۹/۱	۲۸۸/۸	۳/۵
۸۵۰	۲۹۳/۵	۲۸۶/۸	۶/۳
سطح زمین	۲۹۳/۵	۲۸۶/۹	۶/۴



شکل ۵ نمودار ترمودینامیکی توده هوای حاره‌ای دریایی، ۳۱ دسامبر ۱۹۸۰، ایستگاه شیراز

۳. ایستگاه کرمانشاه

جدول ۹ توده‌های هوایی ایستگاه کرمانشاه را به همراه فراوانی وقوع و تاریخ روز شاهد آن نشان می‌دهد.

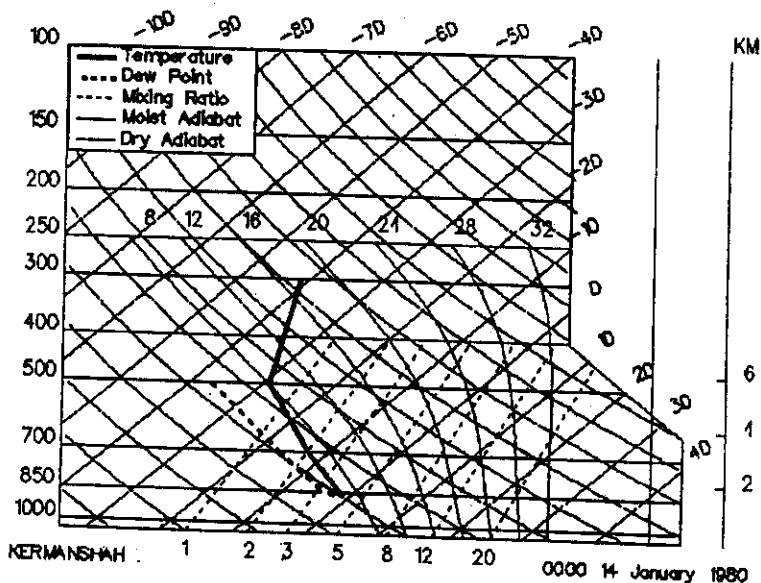
جدول ۹ توده‌های هوایی تشخیص داده شده برای گروه‌های ایستگاه کرمانشاه

گروه	نوع توده هوا	فراوانی وقوع	تاریخ روزشاهد
۱	TmA	۳۰	۱۴ ژانویه ۱۹۸۰
۲	TmP	۹۳	۱۱ ژانویه ۱۹۸۰
۳	cT	۵۱	۶ فوریه ۱۹۸۲

توده هوای (tmA) ایستگاه کرمانشاه به مدت ۳۰ روز طی دوره مطالعه مشاهده شده است. روز شاهد، ۱۴ ژانویه ۱۹۸۰ با دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی $K^{\circ} 297/3$ و نسبت آمیختگی $0/3$ انتخاب شده که ویژگی‌های آن در جدول ۱۰ آورده شده است. همان‌گونه که در جدول دیده می‌شود، دمای پتانسیل خشک با ارتفاع افزایش می‌یابد. دمای پتانسیل تر با ارتفاع کاهش پیدا کرده و سپس در لایه‌های میانی جو دوباره افزایش می‌یابد. به طور کلی، اختلاف بین دمای پتانسیل تر و خشک در این توده هوا در کلیه ترازهای جو زیاد نیست و میزان این اختلاف از توده هوای شمالگان قاره‌ای کمتر است. در نمودار ترمودینامیکی Skew-T این روز (شکل ۶)، وارونگی دمایی که از خصوصیات توده هوای شمالگان است به خوبی دیده می‌شود (Crow, 1979).

جدول ۱۰ ویژگی‌های توده هوای شمالگان دریایی تعدیل یافته (tmA)، ۱۴ ژانویه ۱۹۸۰، ایستگاه کرمانشاه

تراز استاندارد (هکتوپاسکال)	دمای پتانسیل K°	دمای پتانسیل تر K°	نسبت آمیختگی %
۵۰۰	۲۹۷/۳	۲۷۳/۷	۰/۳
۷۰۰	۲۸۸/۲	۲۷۵/۱	۱/۲
۸۵۰	۲۸۴	۲۷۷/۶	۳/۱
سطح زمین	۲۸۳/۸	۲۹۳/۳	۳/۶

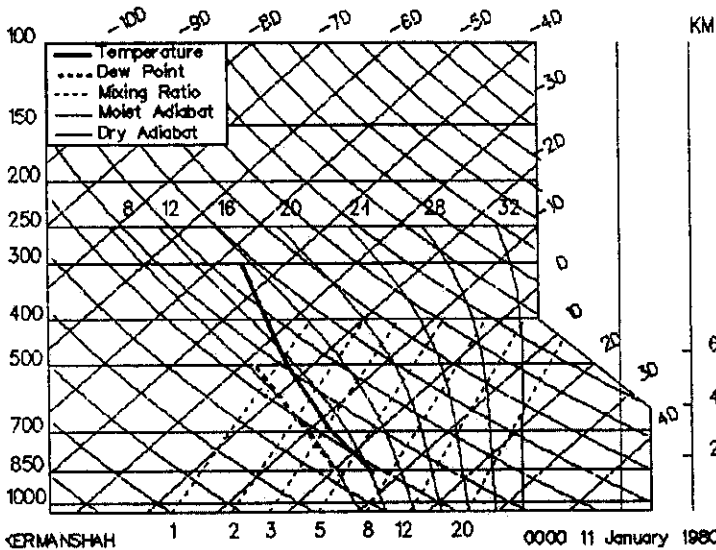


شکل ۶ نمودار ترمودینامیکی توده هوای شمالگان دریایی تعدیل یافته، ۱۴ ژانویه ۱۹۸۰ ایستگاه کرمانشاه

توده هوای (tmP) ایستگاه کرمانشاه، به مدت ۹۳ روز طی دوره مطالعه مشاهده شده است و روز شاهد برای این توده هوا، ۱۱ ژانویه ۱۹۸۰ با دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی $30.4/2 K^{\circ}$ و نسبت آمیختگی 0.5 انتخاب شده که ویژگی‌های آن در جدول ۱۱ آورده شده است. نمودار ترمودینامیکی Skew-T این روز، در شکل ۷ دیده می‌شود.

جدول ۱۱ ویژگی‌های توده هوای قطبی دریایی تعدیل یافته (tmP)، ۱۱ ژانویه ۱۹۸۰، ایستگاه کرمانشاه

تراز استاندارد (هکتوپاسکال)	دمای پتانسیل K°	دمای پتانسیل تر K°	نسبت آمیختگی %
۵۰۰	$30.4/2$	$279/5$	0.5
۷۰۰	$295/1$	$281/6$	$2/3$
۸۵۰	$291/4$	$283/6$	$4/5$
سطح زمین	$290/9$	$283/5$	$4/7$

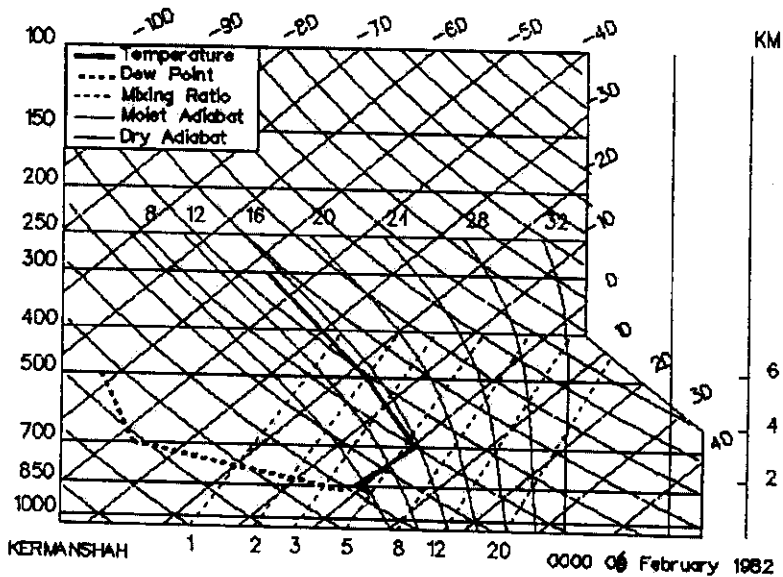


شکل ۷ نمودار ترمودینامیکی توده هوای دریایی قطبی تعدیل یافته، ۱۱ ژانویه ۱۹۸۰، ایستگاه کرمانشاه

توده هوا (cT) ایستگاه کرمانشاه، به مدت ۵۱ روز طی دوره مطالعه دیده شده است و ۶ فوریه ۱۹۸۲ با دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی $312/2 K^{\circ}$ ، روز شاهد برای این توده هوا انتخاب شده که ویژگی‌های آن در جدول ۱۲ آورده شده است. همان‌گونه که در جدول ۱۲ دیده می‌شود، دمای پتانسیل با ارتفاع افزایش یافته و هرچه به ترازهای بالاتر منتقل شویم میزان افزایش آن فزونی می‌یابد. میزان افزایش دمای پتانسیل تر با ارتفاع، در جدول ۱۲ تا ۷ درجه می‌باشد. نمودار ترمودینامیکی Skew-T این روز، در شکل ۸ دیده می‌شود.

جدول ۱۲ ویژگی‌های توده هوای حاره‌ای قاره‌ای (CT)، ۶ فوریه ۱۹۸۲، ایستگاه کرمانشاه

تراز استاندارد (هکتوپاسکال)	دمای پتانسیل K°	دمای پتانسیل تر K°	نسبت آمیختگی %
۵۰۰	۳۱۲/۲	۲۸۷/۶	۱/۶
۷۰۰	۳۰۲/۹	۲۸۲/۹	۰/۲
۸۵۰	۲۸۴/۸	۲۷۷/۶	۳/۸
سطح زمین	۲۸۵/۳	۲۷۹/۶	۳/۹



شکل ۸ نمودار ترمودینامیکی توده هوای حاره‌ای قاره‌ای، ۶ فوریه ۱۹۸۲، ایستگاه کرمانشاه

یافته‌ها

۱. به عنوان یک نتیجه‌گیری کلی از تحلیل عاملی داده‌های دمایی لایه‌های پایینی جو یعنی ترازهای سطح زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکال در کلیه ایستگاه‌ها ویژگی‌های یکسانی را نشان دادند. برای ایستگاه تهران متغیر نسبت آمیختگی تا تراز ۷۰۰ ویژگی یکسانی داشته و برای تراز ۵۰۰ به عنوان یک شاخص مهم جهت تفکیک توده هوا تشخیص داده شده است، در حالی که در ایستگاه شیراز در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی، متغیر دما معرف بهتری (نسبت به رطوبت) جهت تفکیک توده هوا در نظر گرفته شد. در ایستگاه کرمانشاه نیز عامل دما به عنوان مهمترین شاخص تفکیک توده‌های هوا، شناسایی گردید.
۲. هرچه یک توده هوا مرطوب‌تر باشد، انرژی بیشتری وارد جو شده، افزایش دمای پتانسیل خشک با ارتفاع بیشتر می‌شود و در نتیجه اختلاف میان این دو متغیر در ترازهای

فوقانی جو بیشتر خواهد شد. بنابراین، بیشترین اختلاف میان متغیر دمای پتانسیل خشک و تر در ترازهای مختلف، به ویژه سطوح فوقانی جو، از آن توده هوای حاره‌ای دریایی (mT) است و کمترین اختلاف متعلق به توده هوای شمالگان قاره‌ای (cA) می‌باشد. بیشتر میزان نسبت آمیختگی را توده هوای حاره‌ای (mT) داراست و کمترین آن متعلق به توده هوای شمالگان قاره‌ای (cA) می‌باشد.

۳. در بسیاری از متون کلاسیک در زمینه توده‌های هوای مؤثر بر ایران از توده هوای شمالگان دریایی (mA) نام برده نشده، در حالی که بر اساس این تحقیق توده هوای شمالگان دریایی در ۳۰ روز طی دوره مورد بررسی در ایستگاه کرمانشاه شناسایی گردید و روز ۱۴ ژانویه ۱۹۸۰ نیز به عنوان روز شاهد برای آن انتخاب شده است.

۴. همچنین، توده‌های هوای حاره‌ای قاره‌ای (cT) و حاره‌ای دریایی (mT) جزو توده‌های هوای ذکر شده‌اند که در طی فصل تابستان ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند. در حالی که بر اساس این تحقیق، توده هوای حاره‌ای قاره‌ای با ۵۱ مورد وقوع در ایستگاه کرمانشاه و حاره‌ای دریایی با ۲۴۸ مورد وقوع در ایستگاه شیراز در طی دوره مورد مطالعه در فصل زمستان مشاهده شده‌اند؛ که برای توده هوای حاره‌ای قاره‌ای، ۶ فوریه ۱۹۸۲ و توده هوای حاره‌ای دریایی، ۳۱ دسامبر ۱۹۸۰ به عنوان روز شاهد در نظر گرفته شده است.

پی‌نوشتها

- این مقاله مستخرج از رساله دکتری بوده که با راهنمایی استاد ارجمند آقای دکتر بهلول علیجانی تهیه شده است.
- نرم‌افزار CLICOM (Climate Computing) یک بانک اطلاعاتی هواشناسی است که به سفارش سازمان هواشناسی جهانی (WMO)، توسط دانشگاه ریدینگ انگلستان تهیه شده است.

منابع و مأخذ

- ابراهیمی‌فر، م (۱۳۶۰)؛ بررسی سیستم‌های فشار کم و روابط آن با ورتکس قطبی و تعیین الگوی جهت پیش‌بینی بارندگی دوره‌ای بر روی ایران در فصل زمستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
- اهلرن، آکارت (۱۳۶۵)؛ مبنای یک کشورشناسی جغرافیایی جلد اول جغرافیای طبیعی، مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی سحاب.
- جعفرپور، الف (۱۳۶۳)؛ آب و هوای ایران، جزوه درسی گروه جغرافیا، دانشگاه تهران.
- حیبی، ف (۱۳۷۷)؛ بررسی و نحوه شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند، نیوار مجله فنی و علمی سازمان هواشناسی کشور، شماره ۳۹ پاییز.
- حجازی‌زاده، ز (۱۳۷۲)؛ بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.

۶. رتالاک بی، جی، مترجم: صادقی حسینی، ع (۱۳۶۵)؛ هواشناسی فیزیکی، مرکز نشر دانشگاهی.

۷. سازمان هواشناسی کشور (۱۳۷۷)؛ تحلیل خوشه‌ای، گزارش مقدماتی پروژه آشکارسازی تغییر اقلیم در ایران، سازمان هواشناسی کشور.

۸. عزیززی، ق (۱۳۷۵)؛ بلوکینگ و اثر آن بر بارش‌های ایران، رساله دکتری PH.D آب و هواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس.

۹. علیجانی، بهلول (۱۳۶۶)؛ رابطه پراکندگی مکانی مسیر سیکلون‌های خاورمیانه با سیستم‌های هوای سطح بالا، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره چهارم، سال اول.

۱۰. علیجانی، بهلول (۱۳۷۴ا)؛ آب و هوای ایران (رشته جغرافیا)، انتشارات دانشگاه پیام نور.

۱۱. علیجانی، بهلول (۱۳۷۴ب)؛ منابع رطوبت بارندگی ایران، مجموعه مقالات هفتمین کنگره جغرافی‌دانان ایران، جلد دوم، دانشگاه تهران.

۱۲. فرج‌زاده اصل، م (۱۳۷۴)؛ تحلیل و پیش‌بینی خشکسالی دو ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.

۱۳. مرادی، م. ه.، قائمی، د.، پرهیزگار، پ.، رضازاده (۱۳۸۰)؛ Skew-T و محاسبه چند کمیت ترمودینامیکی، کارگاه آموزشی پیش‌بینی عددی وضع هوا، سازمان هواشناسی کشور.

14. Barry R.G. and A.H. Perry (1973); *Synoptic Climatology*, Methuen & co Ltd.

15. Berman N.S (1999); *PM-10 Air Quality in Nogales-Final Report*, SCERP project Number: AQ 93-9, Arizona state University.

16. Berry, F.A., E. Bollard, N. A. Beers (1945); *Handbook of Meteorology*, Mc Graw Hill Book Company, INC.

17. Crow, P.R (1979); *Concepts in climatology*, st. Matin in press, New York.

18. Davis, R. E. and L.S., Kalkstein (1990); *Development of an automated spatal synoptic climatology classification*, *Int J. Climatol.*, 10, 769-794.

19. Godske, C. L., T. Bergeron, Y. Bjerkenes, R.C. Bundgaard (1957); *Dynamic Meteorology and weather Forecasting*, American Meteorological Society, Carnegie, Institution of washington.

20. Gordon, A. H (1962); *Element of Dynamic Meteorology*, the English University Press LTD.

21. Haurwitz, B. and J.M. Austin (1944); *Climatology*, Mc GRAW-HILL BOOK COMPANY INC.

22. Hess, S. L (1959); *Introduction to Theoretical Meteorology*, University of florida.

23. James, R. W (1969); *Elementary air mass analysis*, *Met. Rund.* 22, 75-9.

24. James, R. W (1970); *Air mass Climatology*, *Met Rund.* 23, 65-70.

25. James, S. press, Hoff. R. and washington IVC; *Applied Multivariate Analysis*, 378-417.

26. Kalkstein, L.S., C.D. Barthel, J.S. Greene, M.C. Nichols (1996); *A new spatial synoptic Classification: Application to air mass analysis*, *Int. g. climatol.* 16, 983-1004

27. Kalkstein, L.S., G. Tan, J.A. Skindlov (1987); *An Evaluation of Three clustering procedures for use in synoptic climatological classification*, *J. Climatol.* 26, 717-730

28. Kalkstein, L.S., G. Tandad, J. Skindlov (1987); *An evaluation of objective clustering procedures for use in synoptic climatological classification*, *J. clim. Appl. Meteorol.*, 26(6), 717-730.

29. Lutgens, F. K., E. Turbuck (1998); *The Atmosphere*, Prentil Hall. 198-202.

30. Her Majesty's stationary Office, Meteorological Office (1962); *Weather in the mediterranean*, Vol. I (Second edition) *Genral Meteorology*, M. O. 391, London.

31. Pielke, R. A., M. Garsting, C. Lindsey, J. Gusdorf (1987); *Use of Synoptic Classification Scheme to Define Seasons*, *theo. App. Climate.* 38, 57-68.

32. Retalak, B.J (1981); *Compendum of Meteorology for use by class I and class II Meteorological personal*. Vol I physical Meteorology, WMO No. 364.

33. Swartz, M.D. and B.R. Skeeter (1994); *Linking air mass analysis to daily and Monthly mid-tropospheric flow Patlerns*, *Int. J. Climatol.*, 14, 439-464.

34. Simidchiev, D. A (1986); *Compendum of lecture notes of Meteorological instrument for training class III and class IV Meteorological personnel*, WMO, No. 622.

35. Tcni, H., I. Horiguchi, S. Hayakawas, H. Yamamoto (1995); *Climatic Classification of the World by Cluster Analysis*, Toward Global planing of the sustainable use of the Earth, development of Global Eco-Engineering, S. Mraic editor, Elsevier Science B. V., 445-448.

36. Wilks, D. S (1995); *Statistical Methods in the Atmospheric Science*, Academic press.

37. Willett, H.C (1944); *Descriptive Meteorology*, Academic Press, Inc., Publishers.

38. WMO (1973); *Compendium of Meteorology for use by class I and class II Meteorological Personnel*, No. 364. I, Part I- Dynamic Meteorology, World Meteorological Organization, Switzerland.

39. WMO (1996); *Guid to Meteorological instruments and Methods of observation*, No. 8., World Meteorological Organization, Switzerland.

40. WMO, High-level forecasting for turbine engine aircraft operations over Africa & Middel east. Tet note No. 64 WMO No. 59 TP.77. World Meteorological Organization, Switzerland.