

# تحلیلی بر ماهیت و ساختار مراکز پرفشار و کم فشار

«قسمت دوم»

عباس مفیدی\* و آذر زرین\*\*

عضوهیات علمی گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

آدرس: مازندران، چالوس، خیابان ۱۷ شهریور، مؤسسه آموزش عالی طبرستان، گروه جغرافیا

(کد پستی ۶۹۴۱۴-۴۶۶۱۹)

مجله رشد آموزش زمین شناسی، شماره ۴۷، صفحه ۵۸-۵۴

(شماره زمستان ۱۳۸۵)

تاریخ ارسال مقاله: اسفند ۱۳۸۴

تاریخ ارسال نسخه اصلاح شده: اردیبهشت ۱۳۸۵

تاریخ انتشار مقاله: آبان ۱۳۸۵

E-mail: \* [abbasmofidi@hotmail.com](mailto:abbasmofidi@hotmail.com)

\*\* [zarrina@modares.ac.ir](mailto:zarrina@modares.ac.ir)

# تحلیلی بر ماهیت و ساختار مراکز پرفشار و کم فشار

«قسمت دوم»

عباس مفیدی\*، آذر زرین\*\*

اعضای هیأت علمی گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

\*E-mail:abbasmofidi@yahoo.com

\*\*E-mail:zarrina@modares.ac.ir

## چکیده:

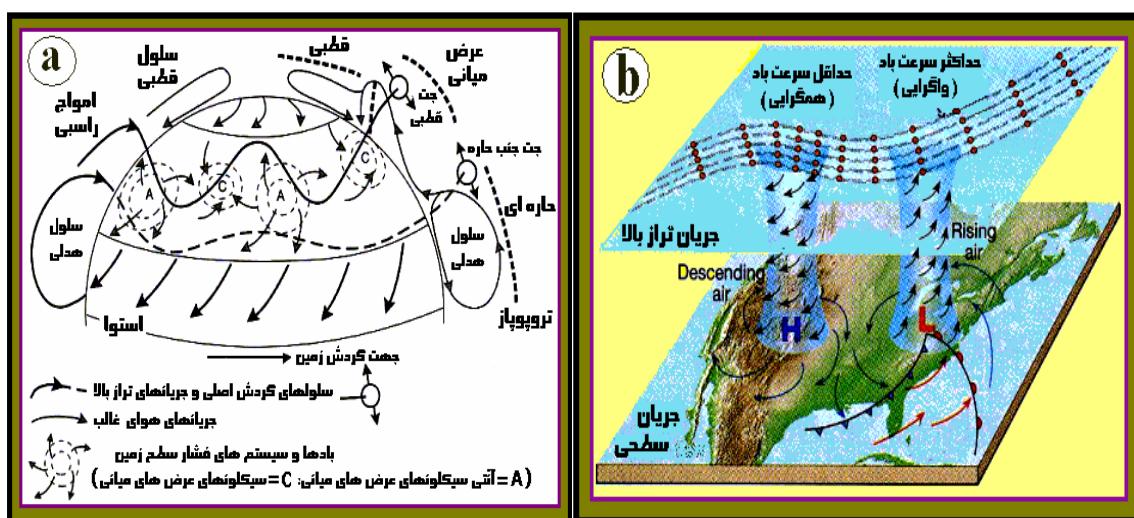
توزیع متفاوت فشار هوا و نوع مراکز فشار بر روی کره زمین به جهت ایجاد و کنترل گردش عمومی هوا و بدنبال آن کنترل توزیع زمانی و مکانی وقوع بسیاری از پدیده های جوی نقش و اهمیت ویژه ای دارد. به موجب این اهمیت ماهیت مراکز فشار هوا بر روی کره زمین مورد بررسی قرار گرفت. در ابتدا مراکز فشار با توجه به ماهیت و علت اصلی شکل گیری به دو دسته حرارتی و دینامیکی تقسیم شدند. سپس در بررسی مراکز فشار حرارتی مشخص گردید که این مراکز فشار تابع شدت تابش خورشیدی و بدنبال آن تابع عرض جغرافیایی و فصل سال می باشند. به همین جهت مراکز پرفشار حرارتی در عرض های بالا و در دوره سرد سال تشکیل شده؛ درحالیکه مراکز کم فشار حرارتی در عرض های پائین و عمدتاً در دوره گرم سال مشاهده می شوند. مراکز فشار دینامیکی از الگوی گردش جو تبعیت می کنند و در ارتباط با گردش هوا در ترازهای بالای تروپوسفر در مقیاس های زمانی روزانه تا سالانه به وقوع می پیوندند. در این بین مراکز پرفشار جنب حاره ای بنا به ماهیتشان به چهار دسته کلاسیک، اقیانوسی، مونسونی و گرمایشی تقسیم گردیدند. در نهایت ضمن ارائه یک تقسیم بندی، ملاکها و معیارها جهت تعیین و تشخیص انواع مراکز فشار بیان گردید.

**کلید واژگان:** تقسیم بندی مراکز فشار، پرفشارها و کم فشارهای حرارتی، پرفشارها و کم فشارهای دینامیکی.

**۲-۱-۲) پرفشارها و کم فشارهای دینامیکی برون حاره ای (مهاجر):** بطور خلاصه می توان چنین بیان کرد که در هر نیمکره پرفشارهای جنب حاره ای کلاسیک در حاشیه شمالی و جنوبی خود دو نوع باد ایجاد می کنند که به بادهای غربی (حاشیه شمالی پرفشارهای جنب حاره ای) و بادهای شرقی یا آلپزه (حاشیه جنوبی پرفشارهای جنب حاره ای) معروف هستند. صرفنظر از مباحث مربوط به نحوه تغییر جهت باد و پیدایش بادهای غربی در هر نیمکره، در نتیجه وجود مناطق مرتفع کوهستانی همچون کوههای راکی و فلات تبت و رشته کوه آند و اختلاف حرارتی خشکی و دریا، جریانات غربی در حاشیه قطب سوی پرفشارهای جنب حاره ای الگوی موجی به خود می گیرند. نتیجه استقرار الگوی موجی در جو زمین همانطوری که شکل های a و b نشان می دهند پیدایش جریانات قائم (صعودی و نزولی) و نصف النهاری می باشد. بدین ترتیب که جریانات نزولی در مسیر بادهای غربی موجب پیدایش مراکز پرفشار دینامیکی در سطح زمین شده (در شکل a مراکزی که با حرف A بر روی سطح زمین مشخص شده اند و در شکل b مرکزی که با شکل H مشخص گردیده است) و برعکس جریانات صعودی که با همگرایی در سطح زمین همراه است موجب پیدایش مراکز کم فشار دینامیکی می

شوند(مراکز با حرف C در شکل ۵a و با حرف L در شکل ۵b). این مراکز فشار دینامیکی ویژگی غالب عرض های میانی در تمام طول سال هستند(شکل ۵a).

با توجه به مطالب فوق ظهور مراکز پرفشار(آنتی سیکلون) و کم فشار دینامیکی مهاجر(سیکلون) در سطح زمین، نمود اصلی استقرار امواج غربی در ترازهای میانی و فوقانی تروپوسفر می باشد. پیدایش این مراکز فشار در درجه اول ریشه در جو بالا(حرکت موجی در جو آزاد) دارد و تقویت و تضعیف جریانات موجی در جو بالا به ترتیب تقویت و تضعیف آنتی سیکلون و سیکلون را در سطح زمین به دنبال خواهد داشت. نکته دیگر آنکه، از آنجایی که امواج غربی در هر دو نیمکره در طی زمان به سمت شرق جابجا می شود، آنتی سیکلون ها و سیکلون ها نیز در طی زمان به تبعیت از الگوی جریان تروپوسفر میانی و فوقانی به سمت شرق جابجا می گردند(شکل ۵a).

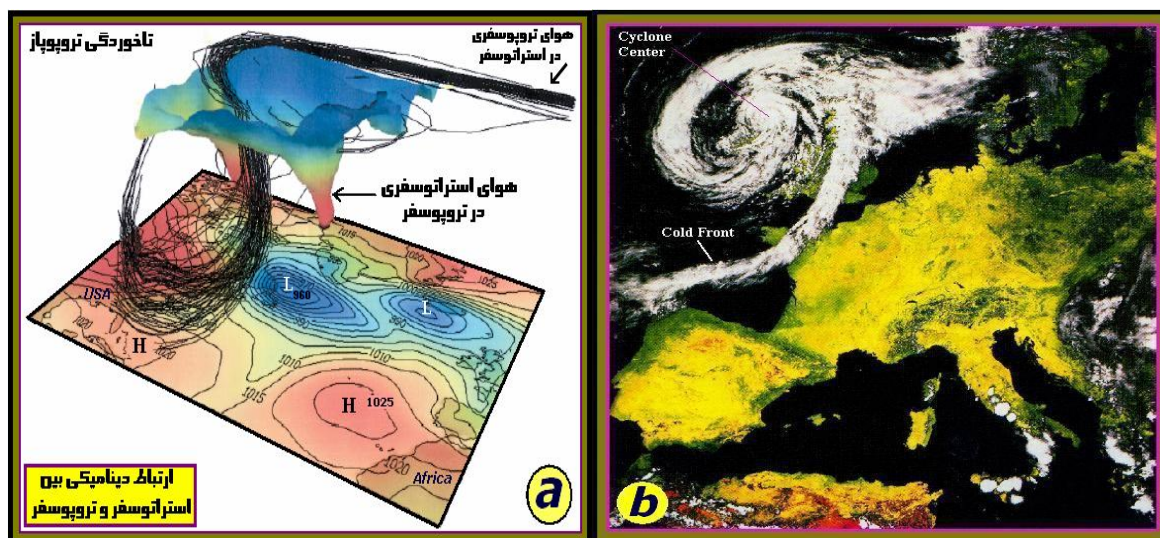


شکل ۵: شکل ۵a نحوه پیدایش مراکز پرفشار و کم فشار دینامیکی تحت تأثیر الگوی گردش موجی در عرض های میانی. مراکز پرفشار با حرف A و مراکز کم فشار با حرف C نشان داده شده اند [Thompson, 1998]. شکل ۵b نمایش سه بعدی از ساختار یک پرفشار و کم فشار دینامیکی مهاجر. حرف H معرف مرکز پرفشار و حرف L معرف مرکز کم فشار است [Lutgens and Tarbuck, 1998].

شکل ۶a تصویری از یک سیکلون بسیار عمیق را نشان می دهد که در شمال غرب اقیانوس اطلس بواسطه «ناخوردگی تروپوپاز» و نفوذ هوای با تاوایی پتانسیل بالای استراتوسفر به داخل تروپوسفر شکل گرفته است. این کم فشار با توجه به جریان صعودی شدید از سطح دریا تا تروپوپاز گسترش یافته و فشار در مرکز آن به ۹۵۵ هکتوپاسکال رسیده است. شکل ۶b سیکلون دیگری را نشان می دهد که مرکز آن در غرب انگلستان قرار گرفته و به تدریج به سمت شرق جابجا می شود. جریانات موجی در بالای این کم فشار موجب جابجایی هوای گرم عرض های پایین به عرض های بالاتر و هوای سرد عرض های بالاتر(هوای سرد قطبی) به عرض های پایین تر گردیده است که در نتیجه برخورد این توده های هوای متضاد جبهه های سرد و گرم در سطح زمین تشکیل شده اند، به طوری که جبهه سرد آن سرتا سر بخش مرکزی انگلیس را در بر گرفته و محدوده شمال غرب فرانسه و خلیج بیسکای را نیز تحت تأثیر خود قرار داده است.

۳-۱-۲) **تقسیم بندی کم فشارها از جهت داشتن یا نداشتن جبهه:** با توجه به مطالب فوق و از منظری دیگر می توان کم فشارها را از جهت داشتن یا نداشتن جبهه به دو دسته اصلی تقسیم کرد:

**الف) سیکلون ها:** که دارای جبهه های سرد و گرم هستند و بین ۱۵۰۰ الی ۳۰۰۰ کیلو متر قطر دارند و بنا به شدت جریان در لایه های میانی تروپوسفر به طور متوسط ۶۰۰ الی ۱۲۰۰ کیلو متر را در هر روز به سمت شرق طی می کنند و عمری برابر با ۴ الی ۵ روز دارند (شکل ۶b).



شکل ۶. شکل ۶a تشکیل یک سیکلون بسیار عمیق در شمال غرب اقیانوس اطلس. قسمت دوکی شکل، نشاندهنده هوای با تاوایی پتانسیل بالای استراتوسفری است که درست بر بالای سیکلون صعود شدیدی را در تروپوسفر تحتانی ایجاد نموده و در واقع علت اصلی پیدایش سیکلون می باشد. خطوط سیاه بیانگر هوای تروپوسفری است که در قطاع گرم سیکلون صعود نموده و در استراتوسفر تحتانی همراه با جریان غالب به سمت شرق جابجا می شود. [Stohl et al., 2003]. شکل ۶b یک سیکلون برون حاره ای بر روی غرب اروپا. الگوی ابر گردش هوا بر خلاف جهت عقربه ساعت در سیستم کم فشار می باشد [Lutgens and Tarbuck, 1998].

**ب) کم فشار های بدون جبهه :** که خود به چند دسته تقسیم می شوند:

- **کم فشارهای حرارتی :** این کم فشارها ویژگی اقلیمی اصلی خشکی ها در طول فصل تابستان در عرض های جغرافیایی جنب حاره ای است که در فصول انتقالی عمدتاً در ساعات روز بواسطه گرمایش سطح زمین تشکیل شده و در ساعات شب بواسطه سرمایش تابشی ضعیف شده و یا ناپدید می شوند [Barry and Carleton, 2001]. معمولاً میزان فشار سطحی در مرکز این کم فشارها حدود ۳ الی ۱۰ هکتوپاسکال از مناطق مجاور پائین تر است. اختلاف حرارتی زیاد در طی ساعات شبانه روز موجب می گردد تا کم فشارهای حرارتی دارای یک وردش روزانه فشار باشند. بدین ترتیب که در ساعات صبح وقبل از طلوع خورشید حداکثر فشار سطحی و در ساعات بعدازظهر بواسطه تقویت حرکت بالاسوی ناشی از واگرایی در بالای کم فشارها حداقل فشار سطحی و حداکثر ضخامت در کم فشارهای حرارتی قابل مشاهده است [Warner, 2004]. نکته ای که در اینجا یادآوری

آن لازم بنظر می رسد آنست که بطور کلی مناطق خشک عرض های جنب حاره ای منطقه «چاهه انرژی» به شمار می روند [Charney, 1975] اما ترکیب گرمایش تابشی و گرمای محسوس (گرمایش دیاباتیکی) همراه با گرمایش حاصل از نزول آدیاباتیکی، منطقه شکل گیری کم فشارهای حرارتی را بصورت منطقه «چشمه انرژی» جوی در می آورد. براساس این تئوری کم فشارهای حرارتی تابستانه مستقر بر روی پاکستان- ایران و شبه جزیره عربستان به صورت دینامیکی تقویت می شوند. سازوکار حاکم بدین صورت تشریح می شود که گرمایش محسوس ناشی از دریافت بالای انرژی خورشیدی در طول روز، همراه با گرمایش حاصل از جذب انرژی طول موج بلند خروجی بوسیله گردوغبار در بخش تحتانی تروپوسفر موجب گرمایش شدید ترازهای سطحی جو و شکل گیری جریانات همرفتی خشک می گردد. نزول دینامیکی هوای با دمای پتانسیل بالا از تروپوسفر فوقانی بر روی این مناطق خشک ضمن کاهش ابرناکی، افزایش مضاعف دمای سطحی را بدنبال خواهد داشت (شکل ۴d)، [Walker, 1975]. در این بین تروپوسفر فوقانی (بالای لایه دارای گردوغبار) بواسطه از دست دادن قابل ملاحظه انرژی سرد شده و موجب تقویت مضاعف جریان نزولی بر روی کم فشار حرارتی مستقر در مناطق خشک می گردد [Smith, 1986; Webster et al., 1998].

**کم فشارهای بادپناهی:** این کم فشارها در شرق رشته کوههای مرتفعی همچون راکی، آند، و در جنوب کوههای آلپ شکل می گیرند و اندازه آنها به ارتفاع کوهها و شدت جریان در لایه های میانی تروپوسفر وابسته است. در رابطه با سازوکار شکل گیری این کم فشارها می توان گفت برخلاف سیکلونها (کم فشارهای جبهه ای) که واگرایی تراز بالا در جت علت اولیه پیدایش آنهاست در کم فشارهای بادپناهی شتاب گرفتن جریانات هوا پس از عبور از موانع مرتفع کوهستانی و بدنبال آن افزایش سرعت جریان و واگرایی جرم در تراز پائین تروپوسفر علت اصلی ایجاد این کم فشارها محسوب می گردد [Atkinson, 1981].

**کم فشارهای قطبی:** این کم فشارها در عرض های بالا تشکیل می شوند و بیش از ۲۰۰ الی ۳۰۰ کیلومتر قطر ندارند و عمر آنها عمدتاً ۱ الی ۲ روز می باشد و در حاشیه استوایی یخچالهای اقیانوس منجمد شمالی و جنوبی یعنی جایی که شیب دمایی بین دریا و یخ زیاد است تشکیل می شوند. این کم فشارها بر روی اقیانوس به سمت شرق جابجا می شوند اما به محض ورود به خشکی از بین می روند.

**هاریکن ها (تایفون ها):** این کم فشارها مخصوص اقیانوس های گرم مناطق حاره ای هستند و نیروی خود را از انرژی ذخیره شده در بخار آب (گرمای نهان حاصل از تبخیر) بر روی اقیانوس های گرم می گیرند. هاریکن ها به طور متوسط قطری حدود ۶۵۰ کیلومتر یعنی قطری حدود نصف یک سیکلون کامل دارند. حداقل دمای سطح اقیانوس برای تشکیل هاریکن ها حدود ۲۷ درجه سانتیگراد می باشد به همین علت هاریکن ها به محض ورود به آبهای سردتر عرض های بالاتر به شدت ضعیف شده و از بین می روند [Barry and Chorley, 2003].

### ۳- نتیجه:

درک اصول حاکم بر توزیع جغرافیایی عناصر و پدیده های جوی بر روی سطح زمین و ارائه یک تبیین منطقی از تفاوت های اقلیمی موجود در مقیاس های مکانی و زمانی مختلف، دغدغه اصلی مطالعات اقلیم شناسی را تشکیل

می دهد. در این بین توزیع متفاوت فشار هوا و نوع و ماهیت مراکز فشار بر روی سطح زمین به جهت ایجاد و کنترل گردش عمومی هوا و بدنبال آن کنترل توزیع زمانی و مکانی وقوع بسیاری از پدیده های جوی نقش و اهمیت ویژه ای در بررسی تفاوت های اقلیمی زمین دارد.

با توجه به آنچه گفته شد و در پاسخ به سؤالات مطرح شده می توان چنین نتیجه گیری کرد که وقوع یا عدم وقوع پدیده های جوی و بطور کلی تفاوت های اقلیمی در یک مکان در ارتباط مستقیم با نحوه استقرار مراکز پرفشار و کم فشار می باشد. اما ویژگی و نوع مراکز فشار مسلط بر هر منطقه جغرافیایی در درجه نخست ارتباط مستقیمی با خصوصیات حرارتی سطح زمین و الگوی گردش جو بر روی آن منطقه دارد.

شکل ۷ تقسیم بندی مراکز فشار را بر اساس ماهیت و منشأ اولیه به نمایش گذارده است. بر اساس شکل همچنین ملاکها و معیارهای زیر می تواند در تعیین و تشخیص انواع مراکز فشار مورد استفاده قرار گیرد:

• **عرض جغرافیایی و ویژگی حرارتی سطح زمین:** این معیار مهمترین ملاک برای تبیین مراکز فشار حرارتی محسوب می شود. بدین ترتیب که سرمایه ش شدید سطح زمین در عرض های بالا و گرمایش شدید سطح زمین در عرض های پائین به ترتیب سبب تشکیل پرفشارها و کم فشارهای حرارتی می گردد.

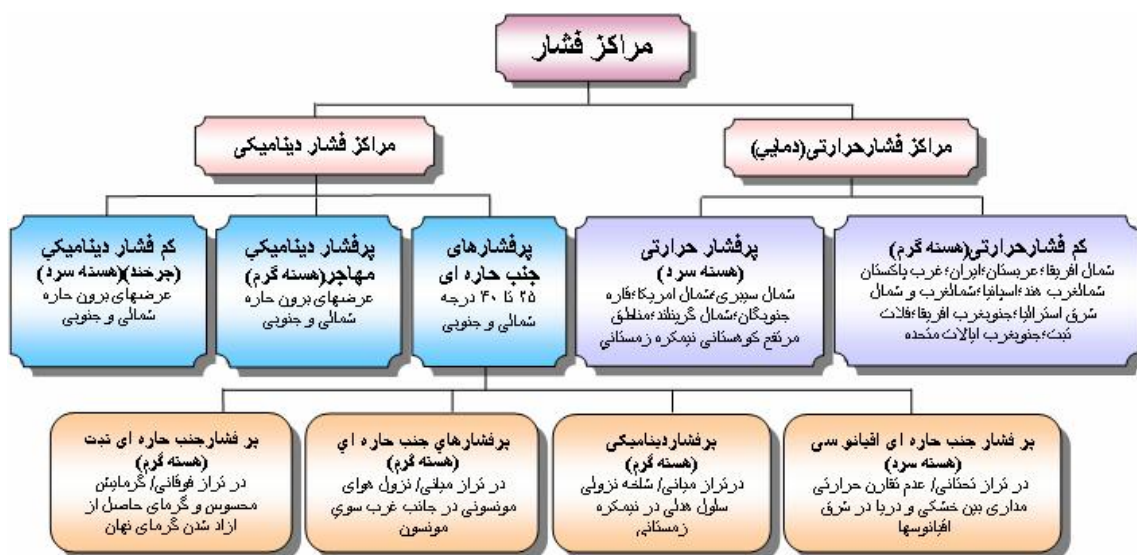
• **دینامیک جو (گردش هوا در ترازهای میانی و فوقانی جو):** بر این اساس وجود جریانات قائم و نصف النهاری در جو ضمن ایجاد دسته ای از مراکز فشار موسوم به پرفشارها و کم فشارهای دینامیکی، گسترش، تضعیف، جابجائی و بطور کلی کنترل آنها را نیز برعهده دارد.

• **تراز حداکثر شدت و گسترش:** بر این اساس می توان مراکز فشار را براساس ترازى که دارای حداکثر شدت و گسترش هستند تقسیم نمود. بدین ترتیب مراکز فشار حرارتی تنها در ترازهای تحتانی تروپوسفر قابل مشاهده هستند در حالیکه مراکز فشار دینامیکی بنا به علت ایجادشان در ترازهای میانی، فوقانی و تحتانی تروپوسفر بیشترین شدت و گسترش خود را نشان می دهند (شکل ۷).

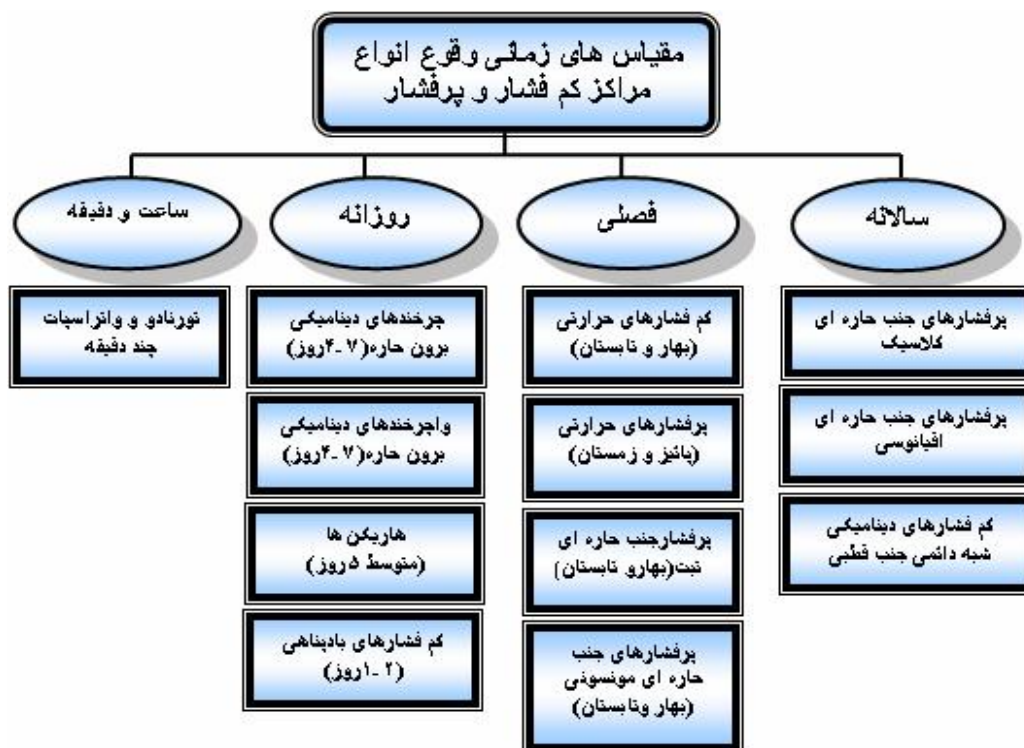
• **ویژگی حرارتی هسته مرکزی:** بر این اساس مراکز فشار به دو دسته مراکز هسته گرم و مراکز هسته سرد تقسیم می شوند. در بررسی ساختار قائم مراکز فشار برای هر دو نوع پرفشار و کم فشار به هسته های گرم و سرد بر می خوریم. به نظر می رسد این معیار پذیرش «دینامیک بودن» پرفشارهای جنب حاره ای اقیانوسی تابستانی را با مشکل مواجه می سازد (شکل های ۲ و ۷).

• **تداوم زمانی:** بر این اساس مراکز فشار تفاوت های زمانی بارزی را از خود نشان می دهند. بدین ترتیب که در هر نیمکره مراکز فشار بدون لحاظ کردن ماهیت آنها، دارای مقیاس های وقوع سالانه، فصلی، روزانه و کمتر (ساعت و دقیقه) هستند. این موضوع در شکل ۸ مورد توجه قرار گرفته است.

با توجه به شکل های ۷ و ۸ و توضیحات متن، الگوی گردش غالب جو در مناطق جنب حاره ای نیمکره شمالی در تابستان بر روی قاره ها، در تروپوسفر فوقانی گردش آنتی سیکلونی و در تروپوسفر تحتانی گردش سیکلونی و برعکس بر روی اقیانوس های واقع در جانب شرق و غرب قاره ها گردش سیکلونی در تروپوسفر فوقانی و گردش آنتی سیکلونی در تروپوسفر تحتانی مشاهده می گردد.



شکل ۷. انواع مراکز فشار براساس ساختار و نحوه شکل گیری آنها. موقعیت جغرافیایی تشکیل هریک از مراکز فشار به همراه ویژگی حرارتی هسته مرکزی آنها بیان شده است. بر اساس یافته های موجود یک تقسیم بندی برای پرفشارهای جنب حاره ای ارائه گردیده و علت اصلی تشکیل هریک از آنها با ذکر ترازوی که پرفشار دارای بیشترین شدت و گستردگی است ذکر گردیده است.



شکل ۸. مقیاس های زمانی وقوع مراکز پرفشار و کم فشار در دو نیمکره بدون در نظر گرفتن ماهیت آنها.

## منابع:

1. Atkinson, B. W., 1981, *Meso-Scale atmospheric circulations*, Academic Press, pp.109-122.
2. Barry, G. and A. Carleton, 2001, *Synoptic and Dynamic Climatology*, Routledge, pp.166-171, 201-204, 515-524.
3. Barry, R. G., and R. J. Chorley, 2003, *Atmosphere, Weather and Climate*, Routledge, pp.117-152, 171-177, 235-247.
4. Charney, J. G., 1975, Dynamics of Deserts and drought in the Sahel, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. **101**, pp.193-202.
5. Lutgens, F., and E. Tarbuck, 1998, *The Atmosphere*, Prentic-Hall, 434p.
6. Smith, E. A., 1986, The Structure of the Arabian Heat Low; Part II: Bulk tropospheric heat budget and implication, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. **114**, pp.1086-1102.
7. Stohl, A., et al., 2003, A new perspective of Stratosphere-Troposphere exchange, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol. **84**, No. 11, pp.1565-1573.
8. Thompson, R., 1998, *Atmospheric Processes and Systems*, Routledge, pp.97-109.
9. Warner, T. T., 2004, *Desert Meteorology*, [Chapter 1: The Atmospheric Dynamics of Deserts], Cambridge University Press, pp.7-61.
10. Walker, M. J., 1975, On Summer atmospheric processes over South-West Asia, *Tellus*, Vol. **27**, No. 5, pp.491-496.
11. Webster, P. J., et al., 1998, Monsoons: Processes, Predictability, and the prospects for prediction, *J. Geoph. Res.*, Vol. **103**, No. C7, pp.14451-14510.