تحليلي برماهيت و ساختار مراكز پرفشار وكم فشار

(قسمت اول و دوم)

عباس مفيدي*

عضوهيأت علمي گروه جغرافياي مؤسسه آموزش عالي طبرستان

آذر زرين**

عضوهيأت علمي گروه جغرافياي مؤسسه آموزش عالي طبرستان

مجله رشد آموزش زمین شناسی، شماره۴۶ و۴۷،(پائیز و زمستان۱۳۸۵)،

صفحه۶۱-۵۳ و.....

تاریخ ارسال مقاله: اسفندماه ۱۳۸۴

تاریخ پذیرش مقاله: اردیبهشت ماه ۱۳۸۵

تاریخ انتشار مقاله: پائیز ۱۳۸۵

آدرس مكاتبات: مازندران،چالوس، خيابان ۱۷شهريور، مؤسسه آموزش عالي طبرستان، گروه جغرافيا

(كد پستي ۶۹۴۱۴-۴۶۶۱۹)

E-mail:

* abbasmofidi@hotmail.com

** zarrina@modares.ac.ir

تحليلي برماهيت و ساختار مراكز پرفشار وكم فشار

عباس مفيدي۱•*، آذر زرين۲•**

•عضوهيأت علمي گروه جغرافياي دانشگاه طبرستان,۱دانشجوي دكتري جغرافياي طبيعي(اقليم شناسي) دانشگاه تربيت معلم، ۲دانشجوي دكتري جغرافياي طبيعي(اقليم شناسي)دانشگاه تربيت مدرس

***E-mail:abbasmofidi@hotmail.com**

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

۱- چكيده:

توزيع متفاوت فشار هوا و نوع و ماهيت مراكز فشار برروي كره زمين به جهت ايجاد وكنترل گردش عمومي هوا و بدنبال آن كنترل توزيع زماني ومكاني وقوع بسياري از پديده هاي جوي نقش و اهميت ويژه اي دارد. به موجب اين اهميت ماهيت مراكز فشار هوا بر روي كره زمين مورد بررسي قرار گرفت. در ابتدا مراكز فشار با توجه به ماهيت و علت اصلي شكل گيري به دو دسته حرارتي و ديناميكي تقسيم شدند. سپس در بررسي مراكز فشار حرارتي مشخص گرديد كه اين مراكز فشار تابع شدت تابش خورشيدي و بدنبال آن تابع عرض جغرافيايي وفصل سال مي باشند. به همين جهت مراكز پرفشار حرارتي در عرض هاي بالا و در دوره سرد سال تشكيل شده؛ درحاليكه مراكز كم فشار حرارتي در عرض هاي پائين و عمدتاً در دوره گرم سال مشاهده مي شوند. مراكز فشار ديناميكي از الگوي گردش جو تبعيت مي كنند و در ارتباط با گردش هوا در ترازهاي بالاي وردسپهر در مقياس هاي زماني روزانه تا سالانه به وقوع مي پيوندند. در اين بين مراكز پرفشار جنب حاره اي بنا به ماهيتشان به چهار دسته كلاسيک، اقيانوسي، مونسوني و گرمايشي تقسيم گرديدند. در نهايت ضمن ارائه يک تقسيم بندي، ملاكها و معيارها جهت تعيين و تشخيص انواع مراكز فشار بيان گرديد.

كليد واژگان: *تقسيم بندي مراكز فشار، پرفشارها و كم فشارهاي حرارتي، پرفشارها وكم فشارهاي ديناميكي*

۲- مقدمه:

ماهيت وجودي اقليم زمين منبعث از تابش خورشيدي و ويژگي هاي سطحي است كه در زير جو قرار دارد(Lydolph,1977). تركيب مؤلفه هاي فوق موجب مي گردد تا ذات اقليم تفاوت و تنوع را در بطن خود بهمراه داشته باشد. اين تفاوت در نگاه اول درتوزيع نابرابر انرژي نمود پيدا مي نمايد. از اين منظر پذيرش اقليم به معناي پذيرش وجود تفاوت و تنوع در دريافت و توزيع انرژي(تكانه و گرما) در سامانه اقليم زمين است. در همين چارچوب و براساس اصول فيزيكي، عدم توزيع برابر انرژي در يک سامانه، سازوكار و فرآيند *«تعادل ساز»* را جهت مبادله انرژي بدنبال خواهد داشت. انتقال و فرارفت انرژي به ترتيب توسط جريانهاي اقيانوسي و گردش هاي بزرگ مقياس جوي اين نقش تعادل ساز را بر عهده دارند. در اين ميان هرچند اقيانوسها خود منبع عمده انرژي جو محسوب مي شوند اما انتقال و توزيع انرژي در اقيانوسها توسط گردش جو كنترل مي گردد. فرارفت قطب سوي انرژي در جو زمين بالاترين حجم تبادل انرژي را در مقياس سياره اي برعهده دارد و گردش هاي بزرگ مقياس جوي ضمن انجام اين مهم، تبادل انرژي در اقيانوسها را نيز كنترل مي كنند. از طرفي لازمه فرارفت انرژي در جو زمين توزيع متفاوت فشار و وجود مراكز فشار مي باشد. تفاوت وتنوع در توزيع فشار و پيدايش مراكز فشار نيز برخاسته از خصوصيات فيزيكي متفاوت كسب شده توسط مولكول هاي هوا در مناطق مختلف كره زمين است. در واقع تفاوت چگالي حاصل از تفاوت هاي حرارتي در ستونهاي هوا تضادهاي افقي و قائم را بدنبال دارد كه نتيجه مستقيم چنين فرآيندي پيدايش تفاوت در فشار هوا و شكل گيري مراكز فشار اوليه در جو زمين است.

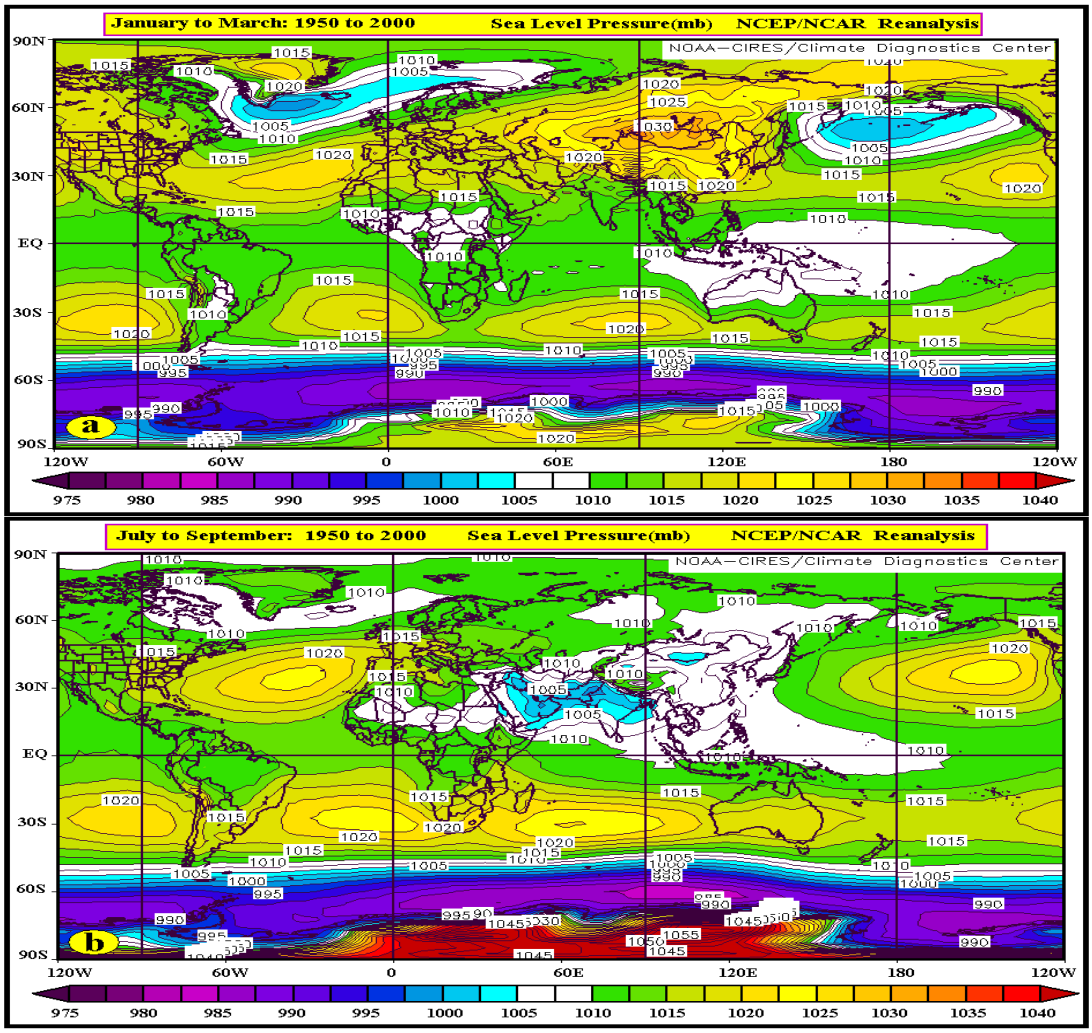
از منظري ديگر استقرار مراكز فشار در جو زمين ضمن ايجاد وكنترل مستقيم گردش هوا، توزيع انرژي و مبادله آن را بر روي زمين كنترل نموده و تفاوتهاي موجود در توزيع عناصر جوي از جمله بارش،دما،باد،رطوبت و... را در سطح زمين بدنبال دارند. بر اين اساس، درک ساختار فشار جو و نمود بارز توزيع آن يعني مراكز فشار بعنوان عامل بلافصل كنترل كننده اقليم زمين از اهميت زيادي برخوردار خواهد بود. با توجه به مطالب فوق و نقش و اهميتي كه مراكز فشار در پيدايش وكنترل گردش جو و مبادله انرژي دارند، هدف اصلي مقاله حاضر ارائه يك تقسيم بندي از انواع مراكز فشار و تشريح ماهيت و ساختار هريك از آنها با استفاده از يك نگرش«تحليلي»مي باشد. در اين رابطه سؤالاتي كه مقاله حاضر درصدد پاسخگويي به آنهاست عبارتند از:۱- مراكز فشار از نظر ماهيت، منشاء و ساختار به چند صورت ايجاد شده اند؟ ۲- عرض جغرافيايي به چه نحوي در ماهيت و ساختار مراكز فشار تأثيرگذار است؟
۳- مهمترين ملاكها جهت تعيين وتقسيم مراكز فشار چه ملاكهايي است؟

۳- بحث: تلاش جهت درک اصول حاكم بر وقوع پديده هاي جوي و تبيين ماهيت وجودي آنها همواره قوانين ونظريه هاي جديدي را در عرصه علوم جوي بدنبال داشته است. در اين ميان اقليم شناسان بنا به ماهيت علم اقليم شناسي به بررسي مؤلفه هاي«زماني» و«مكاني»وقوع فرآيندها وپديده هاي جوي پرداخته اند [Landsberg,1987]. درک اصول حاكم بر توزيع جغرافيايي عناصر و پديده هاي جوي برروي سطح زمين و ارائه يک تبيين منطقي از تفاوت هاي اقليمي موجود در مقياس هاي مكاني و زماني مختلف، دغدغه اصلي مطالعات اقليم شناسي را تشكيل داده است. در اين راستا و در جهت تبيين تفاوت هاي اقليمي برروي كره زمين، در يک نگرش كلي اقليم شناسان تابش خورشيدي و ماهيت سطحي كه در زير جو قرار دارد را كنترل كننده اصلي اقليم زمين به شمار مي آورند. اين دو عامل تمامي مؤلفه هاي مبادله حرارتي كه تعيين كننده بزرگي مبادلات رطوبت وگردش جوي است را تحت كنترل دارند[Lydolph,1977]. در يک سيستم سلسله مراتبي ويژگي حرارتي برروي كره زمين، توزيع جغرافيايي فشار هوا را كنترل مي كند كه آن نيز همانطوريكه قبلاً ذكر شد عامل بلاواسطه گردش عمومي جو محسوب مي گردد. نتيجه چنين سيستمي پيدايش مراكز فشار برروي كره زمين است. بدين ترتيب تفاوت مؤلفه هاي تابشي،حرارتي و ويژگي هاي سطحي،تنوع و توزيع مراكز فشار را بر روي كره زمين رقم مي زند.

بطور كلي مراكز فشار بر روي سطح زمين به دو دسته اصلي پرفشار ها و كم فشارها تقسيم مي شود. شكل۱ توزيع متوسط فشار هوا را برسطح زمين براي فصول زمستان وتابستان نشان مي دهد (شكل۱aو۱b). همانطوري كه در شكل مشاهده مي شود، فشار هوا در عرض هاي استوايي و جنب قطبي در تمام طول سال پائين است. در حاليكه در عرض هاي جنب حاره اي و قطبي بالا است(اين ويژگي در نيمكره جنوبي كه از همگني سطحي بيشتري برخوردار است بطور بارزتري مشاهده مي شود). بررسي قاره ها، استقرار پرفشارهايي را در فصل زمستان در عرض هاي مياني نيمكره شمالي آشكارمي سازد (شكل۱a) كه در تابستان با كم فشارهايي درعرض هاي جنب حاره اي جايگزين شده اند(شكل۱b). در واقع در بررسي شكل۱aو۱b مي توان نشانه هايي از اثر عرض جغرافيايي و ويژگي هاي متفاوت سطح زمين را در توزيع مكاني و زماني مراكز فشار مشاهده كرد. به نظر مي رسد گستردگي بيشتر سطوح خشكي وتركيب پيچيده توزيع خشكي ودريا در نيمكره شمالي تفاوت و ناهمگني بيشتر مراكز فشار را در اين نيمكره درپي داشته كه در نهايت نقش عرض جغرافيايي را در نيمكره شمالي نسبت به نيمكره جنوبي كم رنگ تر نموده است.

شكلهاي۱cو۱d ارتفاع متوسط تراز فشار۵۰۰ هكتوپاسكال را به ترتيب براي فصل زمستان و تابستان نشان مي

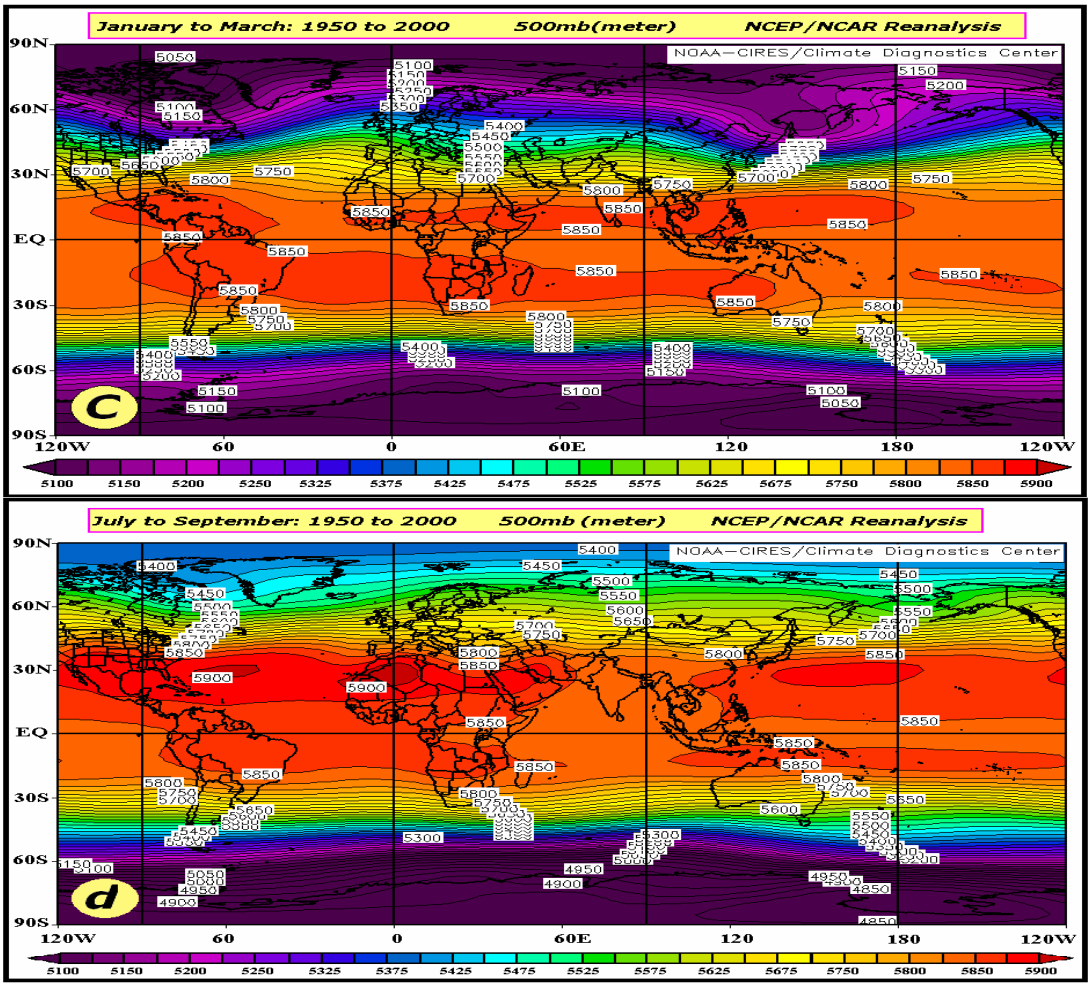
دهند.آنچه که در بررسي نقشه ها در وهله اول بچشم مي آيد ساده بودن و پيچيدگي كمتر اين تراز فشاري در مقايسه با پيچيدگي موجود در نقشه هاي فشارسطح زمين است. ويژگي هاي برجسته نقشه هاي اين تراز عبارتند از: وجود خطوط هم ارتفاع بسته(كنتورها)با بالاترين اعداد ارتفاعي به صورت كمربندي در مناطق جنب حاره دو نيمكره كه به كمربند پرفشار(پر ارتفاع) جنب حاره اي مشهورند. در مقابل كنتورهايي با ارتفاع كمتر در عرضهاي برون حاره اي-بويژه در نيمكره زمستاني- كه به صورت پشته وناوه هايي پديدار گشته و به نام امواج غربي خوانده مي شوند. نكته ديگري كه از بررسي نقشه هاي تراز۵۰۰ هكتوپاسكال حاصل مي شود اينست كه ارتفاع كنتورها در فصل زمستان هر نيمكره كاهش مي يابد.اين ويژگي بخصوص در حركت به سمت قطبين زمين مشهودتر و بارزتر است. تنها استثناء در اين زمينه سلول هاي پرفشارجنب حاره اي تابستان نيمكره شمالي است كه از همتاي زمستاني خود نيز قوي تر مي باشند. بدين ترتيب نقشه هاي سطح زمين و وردسپهر مياني مراكز پرفشار وكم فشاري را نشان مي دهند كه داراي توزيع زماني ومكاني متفاوتي بر روي كره زمين هستند.



شكل ۱:شكل a۱وb ۱توزيع متوسط فشار را در سطح دريا به ترتيب براي فصل زمستان و تابستان و شكلc۱و d۱ نيز ارتفاع متوسط تراز فشار۵۰۰ هكتوپاسكال را به ترتيب براي فصل زمستان و تابستان براي يک دوره ۵۱ ساله(۲۰۰۰– ۱۹۵۰) نشان مي دهد [www.cdc.noaa.gov/Composites/History].

در تقسیم بندي اوليه پر فشارها و كم فشارها را مي توان به دو دسته اصلي تقسيم نمود كه عبارتند از :

الف) پرفشارها و كم فشارهاي حرارتي ب) پرفشارها وكم فشارهاي ديناميكي



ادامه شكل۱.(شكلc۱و d۱).

۳-۱ پرفشارها و كم فشارهاي حرارتي

ويژگي اصلي وعمده مراكز پرفشار و كم فشار حرارتي، ثبات و تداوم طولاني مدت آنها در يک منطقه وعمق يا ضخامت كم آنهاست.براي مثال پرفشاري كه در طول دوره سرد سال بر روي قسمت اعظم قاره آسيا و از جمله ايران تاثير گذار است و قويترين پرفشار در نيمكره شمالي محسوب مي شود و به پرفشار سيبري(بطورصحيح تر پرفشار آسيائي)معروف است ازنظرشكل گيري،ماهيت اوليه حرارتي(سرمايشي) دارد(شكلa۱)،[Hordon,1987]. اين پرفشارها عمدتاً تا حدود۱۵۰۰ متري ازسطح زمين گسترش پيدا مي كنند[Lydolph,1977]. درمقابل كم فشارهايي كه درتابستان برروي ايران و خاورميانه تقريباً به طوردائم وجود دارند از نوع كم فشار حرارتي هستند(شكلb۱). اين كم فشارها عمدتاً تا ارتفاع۱۲۰۰ الي۱۵۰۰متري از سطح زمين گسترش مي يابند [Smith,1986;Bitan&Saaroni,1992]. دليلي كه موجب مي شود اين كم فشارها و پرفشارها اصطلاحاً«كم عمق» باشند آنست كه علت وجودي آنها مستقيماً با شرايط دمايي سطح زمين مرتبط است يا به عبارتي اين مراكز

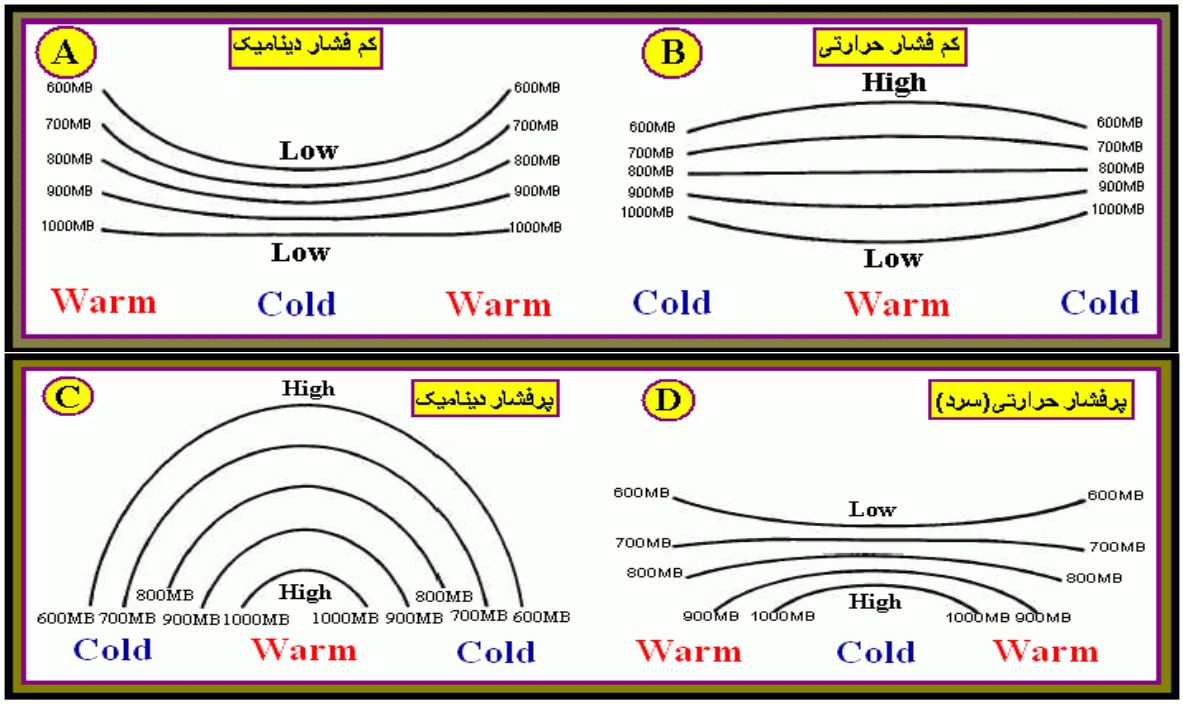
فشار«ریشه» درخصوصیات حرارتي زمین دارند و به نسبت فاصله از سطح زمین از شدت آنها کاسته مي شود و در نهایت در حول وحوش ۱۵۰۰ متري از سطح زمین محو مي شوند. بدین ترتیب مراکز فشار حرارتي پدیده هایي هستند که میزان فشار در آنها بیش از هرچیزي به انبساط و انقباض حرارتي هوا وابسته است[Thompson,1996]. به همین علت از نظر توزیع جغرافیایي پدیده کم فشار حرارتي در عرض هاي پائین ودر مناطق با ابرناکي کم یعني شمال آفریقا،خاورمیانه،شمال هند وغرب پاکستان،فلات تبت،جنوبغرب آفریقا،شبه جزیره ایبري، جنوبغرب آمریکا و شمالغرب وشمالشرق استرالیا مشاهده مي گردد[Honika&Castro,2003;Warner,2004]. در این مناطق انبساط وگسترش قائم پائین ترین ترازهاي جو ناشي از گرمایش همرفتي خشک موجب واگرایي در بالاي این ترازها مي گردد. واگرایي تراز بالاتر کاهش فشار سطحي وپیدایش یک کم فشار هسته گرم را در سطح زمین بدنبال دارد(شکل۲b). در مقابل پرفشارهاي حرارتي عمدتاً درعرض هاي بالا ودرمناطق با ابرناکي کم و یا در دوره سرد سال درمناطق کوهستاني مرتفع وسرزمینهاي سرد برون حاره قابل مشاهده هستند. کمبود انرژي دریافتي،سرمایش و انقباض پائین ترین ترازهاي جو را بدنبال دارد که در نهایت با الگوي واگرایي در تراز تحتاني جو همراه مي گردد. کمبود تابش خورشیدي، ابرناکي کم بهمراه تابش طول موج بلند از سطح زمین بیلان انرژي را در این مناطق منفي نموده و پرفشارهاي هسته سرد را در این مناطق بوجود مي آورد(شکل ۲d).

۳-۲ پرفشارها وکم فشارهاي دینامیکي

مراکز فشار دینامیکي مراکز فشاري هستند که در ایجاد آنها برخلاف مراکز فشارحرارتي توزیع دمایي در روي کره زمین بعنوان عامل غیر مستقیم دخالت دارد.در حالي که عامل مستقیم و بي واسطه به وجود آورنده آنها جریانات و الگوي گردش جو بر روي کره زمین مي باشد. نکته اي که اشاره به آن در اینجا لازم به نظر مي رسد آن است که که در دید مرسوم در رابطه با پرفشار ها و کم فشارها عموماً این تلقي وجود دارد که مثلاً در مورد کم فشارها در صورت افزایش دما بر روي سطح زمین، سطح زمین گرم شده و به دنبال آن دماي هواي مجاور و ترازهاي بالاتر جو گرم شده و در نتیجه هوا گرمتر وسبکتر گردیده و با توجه به محیط اطراف صعود مي کند که در نهایت موجب کاهش تراکم مولکولهاي هوا در سطح و پیدایش کم فشار مي شود و سازوکاري عکس فرآیند فوق یعني کاهش دما در یک منطقه (و بر روي سطح زمین) در نهایت موجب افزایش تراکم مولکولي بر روي آن سطح شده و مرکز پرفشاري را در پي خواهد داشت. سازوکار فوق که بر اساس قانون گازهاي ایده آل تبیین مي شود(یعني دماي هوا با حجم آن نسبت مستقیم و با فشار آن نسبت عکس دارد) تنها براي مراکز فشار دسته اول در تقسیم بندي فوق کاربرد دارد و براي دسته دوم قابل پذیرش نیست.

بدین ترتیب در مراکز فشار حرارتي تنها مولفة گرما وتابش مستقیم خورشید وگرمایش یا سرمایش ناشي ازآن درنظرگرفته مي شود و این تنها براي پرفشارهاي سرد از جمله پرفشار سیبري در زمستان و کم فشارهاي حرارتي تابستاني قابل پذیرش است. اما در بسیاري ازمناطق کره زمین وجود مراکز فشار(پرفشارها و کم فشارها)را صرفاً نمي توان با گرما و مقادیر انرژي دریافتي از خورشید توجیه نمود بلکه الگوي جریان در ترازهاي میاني و فوقاني وردسپهر نقش مستقیم و اصلي را بر عهده دارند(هرچند که تمامي جریانات جوي در نهایت حاصل تفاوت میزان تابش و تفاوت دما بر روي سطح کره زمین هستند). به عبارت دیگر کم فشارها و پرفشارهاي دینامیکي ریشه درترازهاي میاني و فوقاني وردسپهر دارند ودرصورت فراهم شدن شرایط مناسب، در سطح زمین قابل مشاهده هستند(شکل۲aو۲c). به همین علت مثلاً در تابستان بر روي خشکي هاي مناطق جنب حاره در ترازهاي میاني

وردسپهر شاهد استقرار پرفشارهاي ديناميكي هستيم كه اصطلاحاً به«پرفشارهاي جنب حاره اي» معروف مي باشند. اين پرفشارها در فصل تابستان با گرم شدن زمين تنها در ترازهاي مياني وردسپهر مشاهده مي شوند و بر روي سطح زمين با كم فشارهايي كه ريشه حرارتي دارند جايگزين شده اند(شكل۱bو۱c).



شكل۲.ساختار قائم انواع مراكز فشار بهمراه ويژگي حرارتي هسته مركزي آنها.

بطوركلي مراكز فشار ديناميكي را مي توان به ۲ دسته اصلي تقسيم نمود كه عبارتند از:

۱-۲-۳)مراكز فشار ديناميكي تقريباً دائمي(شبه دائمي): اين مراكز فشار داراي توزيع جغرافيايي مشخص ونسبتاً محدودي مي باشند. بدين ترتيب كه پرفشارهاي ديناميكي تقريباً دائمي در مناطق جنب حاره و كم فشارهاي ديناميكي تقريباً دائمي در عرض هاي جنب قطبي جاي گرفته اند. از نمونه هاي بارز چنين مراكز فشاري مي توان به پرفشار آزور و آرام(هاوائي) در حول حوش عرض ۳۰ درجه شمالي و سلولهاي پرفشار جنب حاره اي نيمكره جنوبي(ماسكارين،آرام جنوبي) و مراكز كم فشار ايسلند وآلئوشن وكمربند كم فشار نيمكره جنوبي در عرض هاي جنب قطبي دو نيمكره اشاره نمود(شكل۱).

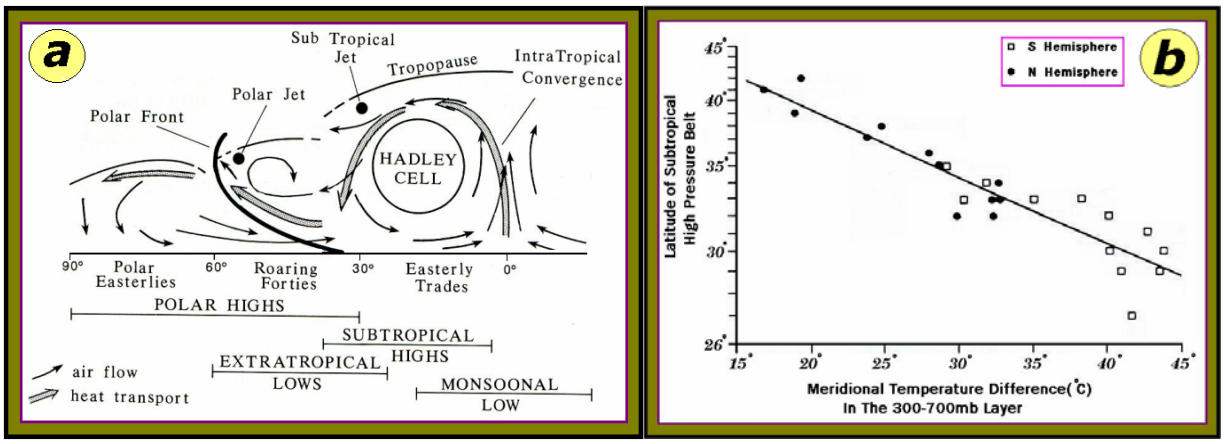
۲-۲-۳)مراكز فشار ديناميكي مهاجر: اين مراكز فشار درطوقه عرضي از حدود۴۰ درجه تا قطب درهرنيمكره جابجا مي شوند و به دو دسته پرفشارهاي مهاجر(واچرخند يا آنتي سيكلون)و كم فشارهاي مهاجر (چرخند يا سيكلون)تقسيم مي شوند.عمر كوتاه و حركت شرق سو از ويژگي هاي اصلي آنها محسوب مي گردد(شكل۴). كم فشارهاي ديناميكي مهاجر برخلاف كم فشارهاي حرارتي درهر دونيمكره بطور متوسط در هر روز مسافتي حدود۶۰۰ الي ۱۲۰۰ كيلومتر را به سمت شرق طي مي كنند ودر قطاع هاي مختلف خود دما، رطوبت، فشار،ويژگي هاي باد و بطور كلي توده هاي هواي متفاوتي را تجربه مي نمايند(شكل۵ و۶).

در ادامه سعي برآن است تا وجه تمايز و ويژگي هاي هر يک از مراكز فشار ديناميكي فوق با توجه به شرايط حاكم در سطح زمين و ترازهاي مياني و فوقاني وردسپهر تشريح شود.

۱-۲-۳) مراکز فشار دینامیکي تقریباً دائمي(شبه دائمي)

//ف) کم فشارهاي دینامیکي تقریباً دائمي جنب قطبي: این کم فشارها از جهت ماهیت جزئي از کم فشارهاي دینامیکي مهاجر محسوب مي گردند. اما در مناطق جنب قطبي به جهت فراواني وقوعشان ،در نقشه هاي فشار متوسط بصورت تقریباً دائمي خودنمایي مي نمایند[Hordon,1987]. برخورد جریانات شرق سوي حامل هواي گرم عرضهاي پائین با جریانات غرب سوي حامل هواي سرد عرض هاي قطبي موجب پیدایش بالاترین شیب هاي دما وفشار در مناطق جنب قطبي مي گردد که تشکیل جبهه قطبي وپدیدار شدن جت قطبي را بدنبال دارد. صعود مداوم هواي گرم در زیر جت و بر روي جبهه قطبي موجب همگرایي هوا و کاهش فشار درسطح زمین و پیدایش این کم فشارهاي دینامیکي مي شود(شکل۳a). کم فشارهاي جنب قطبي نیمکره زمستاني داراي گسترش بیشتر وفشار مرکزي پائین تري نسبت به همتاي تابستاني خود هستند. این نکته با مقایسه کم فشارهاي ایسلند و آلئوشن درفصول زمستان و تابستان بخوبي مشخص مي گردد.نکته دیگر اینکه در نیمکره شمالي گسترش خشکي ها مانع از بهم پیوستن کم فشارهاي جنب قطبي و در نتیجه شکل گیري یک کمربند کم فشار همچون نیمکره جنوبي مي گردد(شکل ۱a وb ۱).

*ب)پرفشارهاي جنب حاره اي:*شکل۳a نگرش کلاسیک را در رابطه با نحوه تشکیل پرفشارهاي دینامیکي تقریباً دائمي در مناطق جنب حاره اي(حدود ۳۰ درجه عرض جغرافیایي)نشان مي دهد. بطوریکه در شکل مشاهده مي شود هواي گرم و مرطوب در حول و حوش خط استوا (بطور دقیق تر منطقه همگرا شدن باد هاي آلیزه ي دو نیمکره یاITCZ) صعود نموده و در ضمن حرکت به سمت قطبین زمین در وردسپهر فوقاني سرد و سنگین شده و در حول و حوش عرض ۳۰ درجه به یک نزول دائمي تبدیل مي شود. نتیجه این نزول دائمي افزایش تراکم مولکولي و چگالي هوا در عرض هاي جنب حاره اي بخصوص در ترازهاي میاني وردسپهر مي باشد که همانطوریکه در شکل۱ مشاهده شد تشکیل مراکز پرفشار جنب حاره اي را به دنبال دارد. نکاتي که در اینجا ذکر آن لازم بنظر مي رسد آنست که:



شکل۳. شکل۳a نحوه پیدایش پرفشار هاي جنب حاره اي کلاسیک در نتیجه گردش بزرگ مقیاس حاره اي بر روي صفحه نصف النهاري[Bryant,1997]. شکل ۳b ارتباط بین عرض جغرافیایي با استقرار کمربند پرفشار جنب حاره اي در دو نیمکره و تفاوت دماي نصف النهاري بین استوا-قطب در ترازهاي ۷۰۰ الي ۳۰۰هکتوپاسکال در زمستان نیمکره شمالي[Barry&Carleton,2001].

الف) در تابستان هر نيمكره بر روي خشكي ها در مناطق جنب حاره اي در نتيجه گرم شدن قابل توجه خشكي ها، اين پرفشارها بر روي نقشه هاي سطح زمين مشاهده نمي شوند(البته بر روي سطح اقيانوس ها قابل مشاهده هستند) و به جاي اين مراكز پرفشار، كم فشار هايي كه ناشي از افزايش گرمايش خشكي ها هستند جايگزين مي شوند. به همين علت معيار تشخيص مراكز پرفشار ديناميكي جنب حاره اي كلاسيک،ترازهاي مياني وردسپهر در مناطق جنب حاره اي است. چرا كه حداكثر تراكم مولكولي حاصل از نزول هوا در قسمت مياني وردسپهر مشاهده مي گردد در حالي كه همانطوري كه در بالا اشاره شد ممكن است در سطح زمين مشاهده نشود .

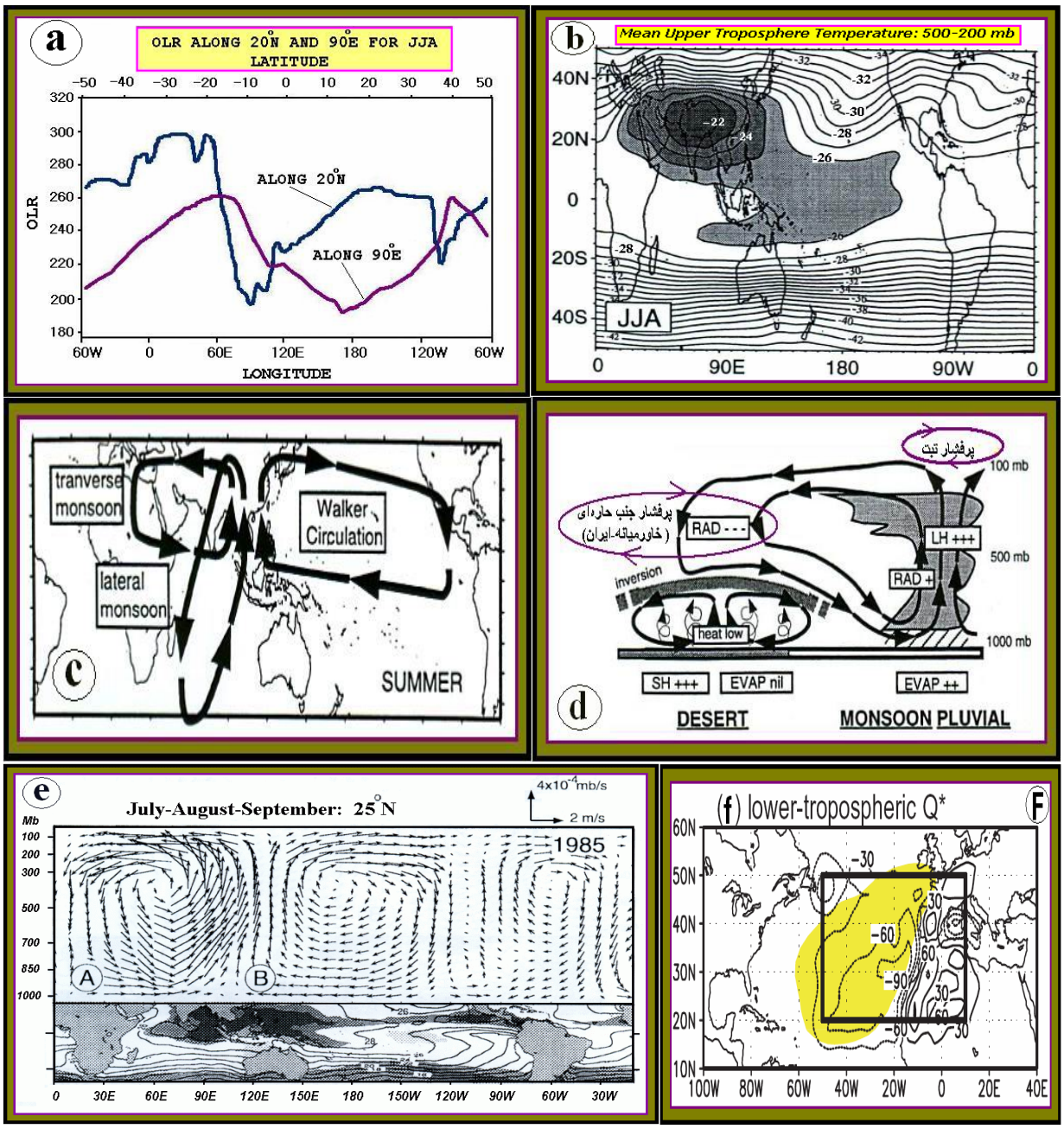
ب) در طي سال با تغيير زاويه تابش خورشيدي بر روي كره زمين منطقه صعود هوا درعرض هاي استوايي(ITCZ) تغيير مي نمايد كه متعاقب آن منطقه نزول هوا در عرض هاي جنب حاره اي هر نيمكره نيز تغييرپيدا مي نمايد. چنين فرآيندي موجب مي گردد تا پرفشارهاي جنب حاره اي در دو نيمكره نسبت به خط استوا موقعيت عرضي متفاوتي را در طي سال تجربه نموده ودر محدوده اي بين ۲۵ الي۴۰درجه در هر نيمكره نوسان داشته باشند. در اين ميان پرفشارهاي جنب حاره نيمكره زمستاني با توجه به شيب زياد دماي نصف النهاري، فشرده تر شده وبه استوا نزديكتر خواهند بود(شكل۳b).به طور مثال در اواخر بهار و تمامي فصل تابستان نيمكره شمالي،با افزايش شدت تابش خورشيدي درحاشيه شمالي خط استوا، منطقه صعود و همگرايي حاره اي(ITCZ)به عرض هاي شمالي تر جابجا مي شود[Schulman,1973] كه نتيجه آن استقرار يک جريان نزولي مداوم در عرض هاي بالاتر از جمله بر روي مديترانه، خاورميانه و قسمت اعظم ايران است.

توضيحات فوق نگرش كلاسيک را در رابطه با نحوه شكل گيري وماهيت پرفشارهاي جنب حاره اي بيان مي كند. درحاليكه در متون اقليمي سالهاي اخير سازوكار تشكيل و تقويت پرفشارهاي جنب حاره اي بعنوان يكي از موضوعات چالش برانگيز در حوزه اقليم شناسي و علوم جوي در آمده است [Hoskins,1996;Liu&Wu,2004;Miyasaka&Nakamura,2004]. در اين بررسي ها, سازوكارهاي متعدد ومتفاوتي براي شكل گيري پرفشارهاي جنب حاره اي تابستانه ارائه شده است.

با توجه به يافته هاي موجود پرفشار هاي جنب حاره اي كه در ترازهاي پائين جو برروي شرق اقيانوس ها جاي گرفته اند(پرفشارآزور-آرام) از جهت ماهيت، سازوكار تشكيل و تقويت، متفاوت از پرفشارهايي هستند كه در تراز مياني وردسپهر بر روي شبه جزيره عربستان- ايران و شمال آفريقا و جنوب غرب ايالات متحده استقرار مي يابند و اين دو با پرفشاري كه درماههاي تابستاني برفراز فلات تبت در ترازهاي فوقاني وردسپهر مشاهده مي شود تفاوت دارند[Neyama,1968;Wu,etal,2003; Liu,etal,2004] .

بدين ترتيب مي توان پرفشار هاي جنب حاره اي را از جهت علت شكل گيري و تراز حداكثر شدت وگسترش آنها به چهار دسته تقسيم نمود:

۱- پرفشارهايي كه در شاخه نزولي گردش هدلي بواسطه نزول ديناميكي هواي سرد و سنگين در مناطق جنب حاره اي هر دونيمكره شكل مي گيرند و به جهت حداكثر چگالي هوا درترازهاي مياني وردسپهر بيشترين نمود را دارند. اين پرفشارها ويژگي بارز مناطق جنب حاره اي نيمكره زمستاني هستند كه بواسطه كاهش دما وسرمايش سطحي در دوره سرد سال تمام نيمرخ قائم وردسپهر را تا سطح زمين تحت تسلط جريان نزولي خود قرار مي دهند(شكل۳a).



۴.درشکلa ۴ میزان تابش طول موج بلند خروجي(تابش زمین تاب) به وات بر مترمربع در امتداد عرض۲۰درجه شمالي و طول۹۰ درجه شرقي به نمایش در آمده است. میزان تابش خروجي بالا در امتداد عرض ۲۰ درجه بر روي مناطق خشک خاورمیانه و شمال آفریقا بیانگر سرمایش وردسپهر فوقاني و تابش خروجي پائین در جنوب آسیا بیانگر گرمایش نیمه فوقاني وردسپهر در این مناطق مي باشد[Yang,etal,1992]. درشکلb۴متوسط دماي وردسپهر فوقاني در تابستان نیمکره شمالي براي یکدوره ۱۵ ساله(۱۹۹۲-۱۹۷۹) نشان داده شده است. مناطق داراي سایه دماي متوسط بالاتر(گرمتر) از ۲۵- درجه را تجربه مي کنند [Li&Yanai,1996; Webster,etal,1998]. شکلc۴ سه مؤلفه اصلي گردش مونسون تابستاني را نشان مي دهد. با توجه به شکل، گردش بزرگ مقیاس بر روي صفحه مداري موسوم به گردشTransverse عاملي براي شکل گیري یا تقویت پرفشارهاي جنب حاره اي تابستانه بر روي خاورمیانه و شمال شرق آفریقا محسوب مي شود[Meehl,2003]. این موضوع در شکلd۴به نحو بارزتري به نمایش در آمده است. در شکلd۴ گرمایش حاصل از فلات تبت و مونسون ضمن ایجاد پرفشار تبت در وردسپهر فوقاني، تشکیل پرفشار جنب حاره اي در

جانب غربي مونسون هند و تقويت كم فشار هاي حرارتي در خاورميانه را بدنبال دارد. مستطيل ها ميزان گرمايش يا سرمايش مسلط را نشان مي دهند. حروف RAD، LH،SH و EVAP به ترتيب گرمايش محسوس، نهان، تابشي و تبخير را بيان ميكنند [Webster,etal,1998]. شكلe ۴ گردش بزرگ مقياس را در یک نیمرخ قائم در تابستان در امتداد مدار ۲۵ درجه شمالي به نمايش گذاشته است.شاخه نزولي اين گردش در امتداد مداري بر روي كل خاورميانه از وردسپهر فوقاني تا تراز حدود ۸۵۰ هكتوپاسكال تسلط دارد[Webster ,1994]. در شکل ۴f مقادیر گرمایش کلی در شرق اقیانوس اطلس و شمال- شمالغرب آفریقا نشان داده شده است. همانطوریکه در شکل مشاهده می کنید گرمایش کلی در وردسپهر تحتانی بر شرق اقیانوس اطلس منفی و بر شمالغرب آفریقا مثبت است نتیجه این ویژگی عدم تقارن حرارتی مداری و شکل گیری و تقویت پرفشار در شرق اقیانوس اطلس می باشد (Nakamura&Miyasaka,2005).

۲- پرفشارهايي كه بواسطه سرمايش تابشي حاصل از خروج طول موج بلند زميني در شرق اقيانوس ها و گرمايش محسوس بالا برروي خشكيها در غرب قاره ها يا بطور كلي عدم تقارن حرارتي مداري بين خشكي و دريا و پسخورهاي حاصل از آن(از جمله تقويت جريانهاي سرد اقيانوسي)در دوره گرم سال در ترازهاي پاييني جو در جانب شرقي اقيانوسها شكل مي گيرند[Hoskins,1996;Liu,et al,2004;Nakamura&Miyasaka,2005]. در اين رابطه در مناطق جنب حاره نيمكره شمالي افزايش انرژي دريافتي ناشي ازشدت بالاي تابش خورشيدي در دوره گرم سال، نقش عوامل حرارتي و ترموديناميكي مقياس منطقه اي را بارز وآشكار ساخته، در حاليكه نقش عوامل بزرگ مقياس همچون گردش هدلي را در ايجاد و تقويت پرفشارهاي جنب حاره اي شمالي به حداقل مي رساند. در چنين شرايطي پرفشارهاي معروفي همچون آزور و آرام(هاوائي) كه در نگرش كلاسيک در تمام طول سال بواسطه نزول ديناميكي در جانب قطب سوي گردش هدلي شكل مي گيرند در تابستان شمالي درنتيجه عدم تقارن حرارتي مداري تنها در ترازهاي تحتاني وردسپهر گسترش مي يابند. بدين ترتيب ماهيت تابستاني اين پرفشارها با ماهيت زمستاني آنها تفاوت عمده اي پيدا مي كند.پسخورهاي حاصل از گرمايش متفاوت مناطق جنب حاره اي در امتداد مداري ضمن افزايش شيب دمايي بين خشكي و اقيانوس درترازهاي تحتاني وردسپهر در نهايت موجب سرمايش جو تحتاني و پيدايش يک *«چاهه انرژي»*درشرق اقيانوس ها مي شود كه نزول هوا را در اين مناطق بدنبال دارد(شكل ۴f)، [Hoskins,1996;Chen,etal,2001;Liu&Wu,2004;Miyasaka&Nakamura,2004;Nakamura&Miyasaka,2005].

۳- پرفشارهايي كه در بالاي يک منبع گرماي ارتفاع يافته و درنتيجه وجود حجم قابل ملاحظه منابع گرمايش دياباتيک(در رو) و آدياباتيک(بي در رو) در وردسپهر فوقاني شكل مي گيرند. در دوره گرم سال بواسطه جذب مقادير قابل ملاحظه انرژي خورشيدي،دما در سطح فلات مرتفع تبت از دماي ميانگين جو آزاد در همان ارتفاع بيشتر است. بطوريكه ناهنجاري دما در سطح فلات به بيش از ۴درجه سانتيگراد و در تراز ۲۰۰هكتوپاسكال به حداكثر خود يعني حدود ۶/۵ درجه سانتيگراد مي رسد.اين ناهنجاري دمايي بالاترين ناهنجاري در كل كره زمين در اين ارتفاع محسوب مي گردد(شكل۴b)،[Flohn,1957;Neyama,1968;Murakami,1986;]. در واقع فلات تبت بعنوان يک *«منبع گرماي محسوس» در وردسپهر مياني عمل ميكند و* بخاطر ارتفاع زياد فلات،گرما مستقيماً به وردسپهر مياني اضافه شده و موجب گرمايش نيمه فوقاني جرم جوي ميشود [Gao,etal,1981;Yeh,1981;1982; Yanai,etal,1992;Webster,etal,1998]. در نهايت گرمايش موجب پيدايش گردش چرخندي وكم فشارحرارتي در سطح فلات و گردش واچرخندي و پرفشار هسته گرم در وردسپهر فوقاني مي گردد(شكل۴d)،

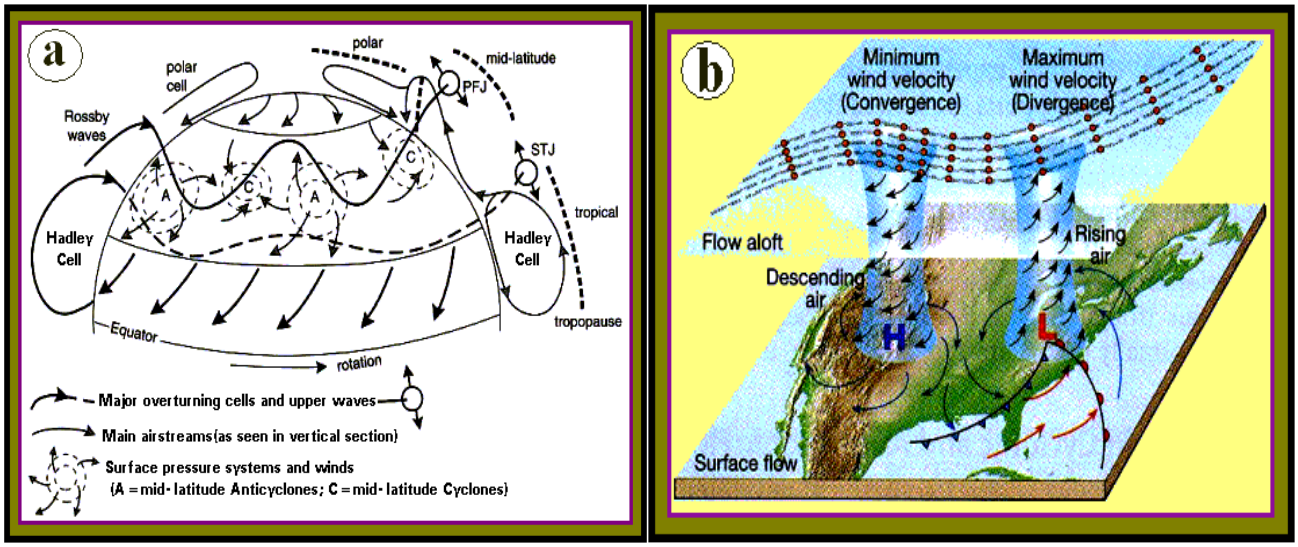
[Yeh,etal,1981;1982;Gao,etal,1981; Murakami,1986]. در واقع گرمايش نيمه فوقاني وردسپهر برروي فلات تبت ضمن ايجاد پرفشار هسته گرم، شيب دما و فشار نصف النهاري را در قطاع آسياي جنوبي-اقيانوس هند معكوس نموده، كه همين امر موجب تضعيف شديد گردش هدلي ومعكوس شدن گردش نصف النهاري و آغاز مونسون جنوب شرق آسيا در فصل بهار شمالي مي شود(شكل۴c). با استقرار مونسون در شرق آسيا و هند و در نتيجه آزاد شدن گرماي نهان حاصل از تبخير در شمال شبه قاره هند، پرفشارتبت علاوه بر ذخيره گرماي محسوس سطح فلات، از گرماي نهان آزاد شده از مونسون نيز بهره مند گرديده و به حداكثر گسترش خود مي رسد [Koteswaram,1958;Flohn,1957;Krishnamurti,etal,1973;Yanai,etal,1992;Li&Yanai,1996].

۴- پرفشارهاي جنب حاره اي كه عامل اصلي ايجاد آنها«*مونسون*» دانسته شده است. در سال ۱۹۹۶«هاسكينز و رادول»در بررسي پرفشارهاي جنب حاره اي تابستانه اي كه بر روي منطقه شرق مديترانه تا تركمنستان استقرار يافته اند، به اين نتيجه رسيدند كه هواي با دماي پتانسيل بالاي منشأ يافته از مونسون هند ضمن نزول ديناميكي در جانب غرب وشمال غربي خود علت اصلي پيدايش اين پرفشارهاست(شكل۴c الي۴e). هر چند در طي دو دهه گذشته نتايجي مشابه با يافته هاي پژوهشگران فوق توسط برخي از محققين به دست آمده است [Walker,1975;He,etal,1987;Yanai,etal,1992;Yang,etal,1992;Webster,1994]. اما تئوري هاسكينز و رادول درچند سال اخير چالش بزرگي را در رابطه با ماهيت پرفشارهاي جنب حاره اي تابستانه در پي داشته است. نتايج تحقيقات اخير در رابطه با گردش بزرگ مقياس تابستاني در مناطق جنب حاره اي حاكي از آنست كه در جانب غرب/شمال غرب تمامي مناطق فعال مونسوني نيمكره شمالي، در ترازهاي مياني وردسپهر پرفشارهاي جنب حاره اي شكل گرفته اند. محاسبات نشان مي دهد كه مناطق بياباني واقع در غرب تمامي اين مناطق مونسوني يک سرمايش تابشي خالصي را بويژه در وردسپهر فوقاني عليرغم گرمايش شديد تراز پائين جو تجربه مي كنند(شكل۴a). بدين ترتيب بين مناطق بياباني بعنوان چاهه گرمايي و مناطق مونسوني بعنوان چشمه گرمايي يک شيب گرمايي قابل ملاحظه در امتداد طولي(مداری)بوجود مي آيد كه در نهايت نزول هواي برخاسته از مونسون را در اين مناطق بدنبال دارد(شكل۴aو۴d)،[He,etal,1987;Yanai,etal,1992,Yang,etal,1992;Webster,1994] . نتيجه آنكه عامل اصلي ايجاد پرفشارهاي تابستاني در ترازهاي مياني وردسپهر بر روي ايران- عربستان، شمال آفريقا و جنوب غرب آمريكاي شمالي نزول ديناميكي هواي با دماي پتانسيل بالا به ترتيب منشأ يافته از مونسون هند, مونسون آفريقا و مونسون آمريكاي شمالي در دوره گرم سال مي باشد(شكل۴cالي۴e) [Hoskins,1996;Rodwell&Hoskins,1996;Chen,etal,2001;Liu,&Wu,2004;Miyasaka&Nakamura,2004 ;Ziv,etal,2004] بدين ترتيب ويژگي اقليمي غالب در مناطق جنب حاره نيمكره شمالي در فصل تابستان، گرمايش برروي قاره ها وسرمايش بر روي اقيانوس ها است[Wu&Liu,2003]. در چنين شرايطي در وردسپهر فوقاني گردش واچرخندي بر روي قاره ها و گردش چرخندي بر روي اقيانوس هاي جانب شرق وغرب آنها و در وردسپهر تحتاني گردش چرخندي بر روي قاره ها و گردش واچرخندي بر روي اقيانوس هاي دو طرف آنها تسلط دارد[Liu&Wu,2004]. با توجه به بحث بالا پرفشارهاي جنب حاره اي تابستانه در نيمكره شمالي عمدتاً از الگوي گردش مداري(جريان ازشرق به غرب)ومنطقه اي جهت شكل گيري و تقويت خود بهره مي برند درحالي كه علت غالب در ايجاد پرفشارهاي جنب حاره اي نيمكره زمستاني نزول ديناميكي هوا درجانب قطب سوي سلول هدلي بر روي صفحه نصف النهاري مي باشد.

۲-۲-۳)پرفشارها وكم فشارهاي ديناميكي برون حاره اي(مهاجر): بطور خلاصه مي توان چنين

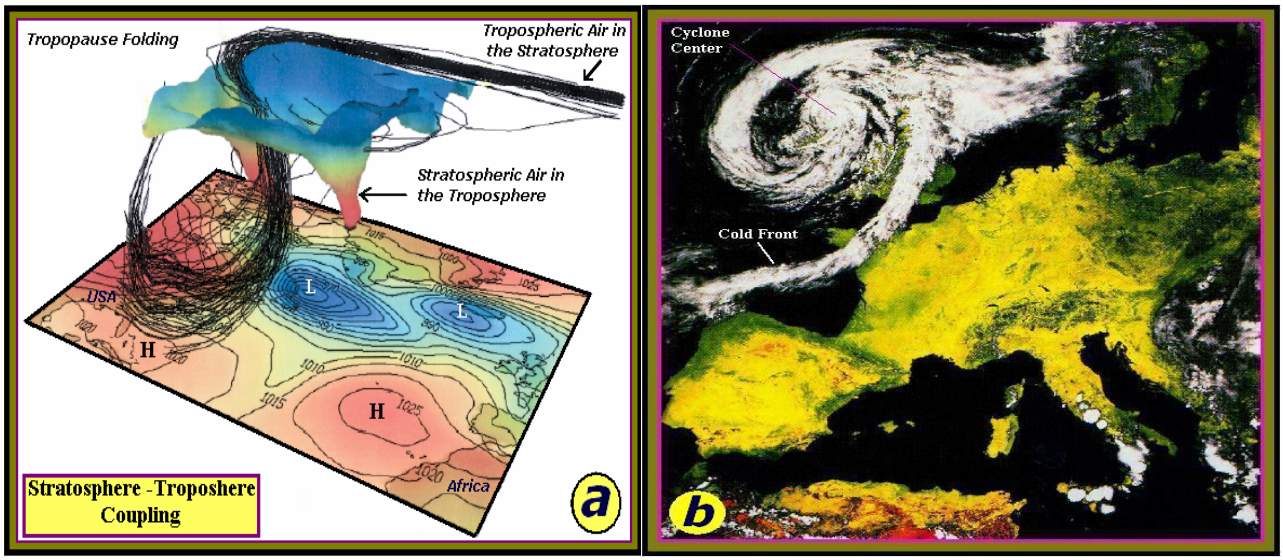
بيان كرد كه درهر نيمكره پرفشارهاي جنب حاره اي كلاسيک در حاشيه شمالي و جنوبي خود دو نوع باد ايجاد مي كنند كه به بادهاي غربي(حاشيه شمالي پرفشارهاي جنب حاره اي) و باد هاي شرقي يا آليزه(حاشيه جنوبي پرفشارهاي جنب حاره اي)معروف هستند. صرفنظر از مباحث مربوط به نحوه تغيير جهت باد و پيدايش بادهاي غربي در هر نيمكره، در نتيجه وجود مناطق مرتفع كوهستاني همچون كوههاي راكي و فلات تبت و رشته كوه آند و اختلاف حرارتي خشكي و دريا، جريانات غربي در حاشيه قطب سوي پرفشارهاي جنب حاره اي الگوي موجي به خود مي گيرند. نتيجه استقرار الگوي موجي در جو زمين همانطوري كه شكل هاي۵aو۵b نشان مي دهند پيدايش جريانات قائم(صعودي و نزولي) ونصف النهاري مي باشد. بدين ترتيب كه جريانات نزولي در مسير بادهاي غربي موجب پيدايش مراكز پرفشار ديناميكي در سطح زمين شده(در شكل۵a مراكزي كه با حرف **A** بر روي سطح زمين مشخص شده اند و در شكل ۵b مركزي كه با شكل **H** مشخص گرديده است) و برعكس جريانات صعودي كه با همگرايي در سطح زمين همراه است موجب پيدايش مراكز كم فشار ديناميكي مي شوند(مراكز با حرف **C** در شكل ۵a و با حرف **L** درشكل۵b). اين مراكز فشار ديناميكي ويژگي غالب عرض هاي مياني درتمام طول سال هستند(شكل ۵a).

با توجه به مطالب فوق ظهور مراكز پرفشار(واچرخند) و كم فشار ديناميكي مهاجر(چرخند) در سطح زمين، نمود اصلي استقرار امواج غربي در ترازهاي مياني و فوقاني وردسپهر مي باشد. پيدايش اين مراكز فشار در درجه اول ريشه در جو بالا(حركت موجي در جو آزاد) دارد و تقويت وتضعيف جريانات موجي درجو بالا به ترتيب تقويت و تضعيف واچرخند و چرخند را درسطح زمين به دنبال خواهد داشت. نكته ديگر آنكه، از آنجايي كه امواج غربي در هر دو نيمكره در طي زمان به سمت شرق جابجا مي شود، واچرخند ها و چرخند ها نيز در طي زمان به تبعيت از الگوي جريان وردسپهرمياني و فوقاني به سمت شرق جابجا مي گردند(شكل۵a).



شكل۵: شكل۵aنحوه پيدايش مراكز پرفشار و كم فشار ديناميكي را تحت تأثير الگوي گردش موجي در عرض هاي مياني نشان مي دهد، در اين شكل مراكز پرفشار با حرف A و مراكز كم فشار با حرف C نشان داده شده اند[Thompson,1998]. شكل ۵b ساختار يک پر فشار و كم فشار ديناميكي مهاجر را به صورت سه بعدي به نمايش گذاشته است.دراين شكل حرف**H** معرف مركز پرفشار وحرف **L**معرف مركز كم فشار است [Lutgens&Tarbuck,1998].

شکل ۶a تصويري از يک چرخند بسيارعميق را نشان مي دهد که در شمال غرب اقيانوس اطلس بواسطه «*تاخوردگي وردايست*»(تروپوپاز) ونفوذ هواي با تاوايي پتانسيل بالاي پوش سپهر به داخل وردسپهر شکل گرفته است. اين کم فشار با توجه به جريان صعودي شديد از سطح دريا تا وردايست گسترش يافته و فشار در مرکز آن به ۹۵۵هکتوپاسکال رسيده است. شکل۶b چرخند ديگري را نشان مي دهد که مرکز آن در غرب انگلستان قرار گرفته و به تدريج به سمت شرق جابجا مي شود. جريانات موجي در بالاي اين کم فشار موجب جابجايي هواي گرم عرض هاي پايين به عرض هاي بالاتر وهواي سرد عرض هاي بالاتر(هواي سرد قطبي) به عرض هاي پايين تر گرديده است که در نتيجه برخورد اين توده هاي هواي متضاد جبهه هاي سرد و گرم در سطح زمين تشکيل شده اند، به طوري که جبهه سرد آن سرتا سر بخش مرکزي انگليس را در بر گرفته و محدوده شمال غرب فرانسه و خليج بيسکاي را نيز تحت تاثير خود قرار داده است.



شکل ۶. درشکل۶a در نتيجه وقوع پديده «تاخوردگي وردايست» و بدنبال آن نفوذ هواي پوش سپهر به داخل وردسپهر چرخند بسيار عميقي در شمال غرب اقيانوس اطلس شکل گرفته است. قسمت دوکي شکل، نشاندهنده هواي با تاوايي پتانسيل بالاي پوش سپهري است که درست بر بالاي چرخند صعود شديدي را در وردسپهر تحتاني ايجاد نموده و در واقع علت اصلي پيدايش آن مي باشد.خطوط سياه بيانگر هواي وردسپهري است که در قطاع گرم چرخند صعود نموده و در پوش سپهر تحتاني همراه با جريان غالب به سمت شرق جابجا مي شود[Stohl,etal,2003]. شکل۶b يک چرخند برون حاره اي را بر روي غرب اروپا نشان مي دهد. الگوي ابر مبين گردش هوا در خلاف جهت عقربه ساعت در سامانه کم فشار مي باشد[Lutgens&Tarbuck,1998].

با توجه به مطالب فوق و از منظري ديگر مي توان کم فشار ها را از جهت داشتن يا نداشتن جبهه به دو دسته اصلي تقسيم کرد:

الف) چرخند ها: که داراي جبهه هاي سرد و گرم هستند و بين ۱۵۰۰ الي ۳۰۰۰ کيلو متر قطر دارند و بنابه شدت جريان در لايه هاي مياني وردسپهر به طورمتوسط ۶۰۰ الي ۱۲۰۰ کيلو متر را در هر روز به سمت شرق طي مي کنند و عمري برابر با ۴ الي ۵ روز دارند(شکل۶a،۶b).

ب) کم فشار هاي بدون جبهه : که خود به چند دسته تقسيم مي شوند:

-کم فشارهاي حرارتي : اين کم فشارها ويژگي اقليمي اصلي خشکي ها در طول فصل تابستان در عرض هاي جغرافيايي جنب حاره اي است که در فصول انتقالي عمدتاً در ساعات روز بواسطه گرمايش سطح زمين تشکيل شده ودر ساعات شب بواسطه سرمايش تابشي ضعيف شده ويا ناپديد مي شوند [Barry&Carleton,2001]. معمولاً ميزان فشار سطحي در مرکز اين کم فشارها حدود۳ الي۱۰ هکتوپاسکال از مناطق مجاور پائين تر است. اختلاف حرارتي زياد در طي ساعات شبانه روز موجب مي گردد تا کم فشارهاي حرارتي داراي يک وردش روزانه فشار باشند. بدين ترتيب که در ساعات صبح وقبل از طلوع خورشيد حداکثر فشار سطحي و در ساعات بعدازظهر بواسطه تقويت حرکت بالاسوي ناشي از واگرايي در بالاي کم فشارها حداقل فشار سطحي و حداکثر ضخامت در کم فشارهاي حرارتي قابل مشاهده است[Warner,2004]. نکته اي که در اينجا يادآوري آن لازم بنظر مي رسد آنست که بطورکلي مناطق خشک عرض هاي جنب حاره اي منطقه «*چاهه انرژي*» به شمار مي روند[Charney,1975] اما ترکيب گرمايش تابشي وگرماي محسوس(گرمايش دياباتيک) همراه با گرمايش حاصل از نزول آدياباتيک، منطقه شکل گيري کم فشارهاي حرارتي را بصورت منطقه «چشمه انرژي» جوي در مي آورد. براساس اين تئوري کم فشارهاي حرارتي تابستانه مستقر برروي پاکستان- ايران و شبه جزيره عربستان به صورت ديناميکي تقويت مي شوند. سازوکار حاکم بدين صورت تشريح مي شود که گرمايش محسوس ناشي از دريافت بالاي انرژي خورشيدي در طول روز، همراه با گرمايش حاصل از جذب انرژي طول موج بلند خروجي بوسيله گردوغبار در بخش تحتاني وردسپهر موجب گرمايش شديد ترازهاي سطحي جو و شکل گيري جريانات همرفتي خشک مي گردد. نزول ديناميکي هواي با دماي پتانسيل بالا از وردسپهر فوقاني برروي اين مناطق خشک ضمن کاهش ابرناکي، افزايش مضاعف دماي سطحي را بدنبال خواهد داشت(شکل۴d)،[Walker,1975]. در اين بين وردسپهر فوقاني(بالاي لايه داراي گردوغبار) بواسطه از دست دادن قابل ملاحظه انرژي سرد شده و موجب تقويت مضاعف جريان نزولي برروي کم فشار حرارتي مستقر در مناطق خشک مي گردد [Smith,1986; Webster,etal,1998].

-کم فشارهاي بادپناهي: اين کم فشارها در شرق رشته کوههاي مرتفعي همچون راکي، آند، و در جنوب کوههاي آلپ شکل مي گيرند و اندازه آنها به ارتفاع کوهها و شدت جريان در لايه هاي مياني وردسپهر وابسته است. در رابطه با سازوکار شکل گيري اين کم فشارها مي توان گفت برخلاف چرخندها(کم فشارهاي جبهه اي) که واگرائي تراز بالا در جت علت اوليه پيدايش آنهاست در کم فشارهاي بادپناهي شتاب گرفتن جريانات هوا پس از عبور از موانع مرتفع کوهستاني و بدنبال آن افزايش سرعت جريان و واگرائي جرم در تراز پائين وردسپهر علت اصلي ايجاد اين کم فشارها محسوب مي گردد[Atkinson,1981].

- کم فشارهاي قطبي: اين کم فشار ها در عرض هاي بالا تشکيل مي شوند و بيش از ۲۰۰ الي ۳۰۰ کيلومتر قطر ندارند و عمر آنها عمدتاً ۱ الي ۲ روز مي باشد و در حاشيه استوايي يخچالهاي اقيانوس منجمد شمالي و جنوبي يعني جايي که شيب دمايي بين دريا و يخ زياد است تشکيل مي شوند. اين کم فشار ها بر روي اقيانوس به سمت شرق جابجا مي شوند اما به محض ورود به خشکي از بين مي روند.

- هاريکن ها(تايفون ها): اين کم فشار ها مخصوص اقيانوس هاي گرم مناطق حاره اي هستند و نيروي خود را از انرژي ذخيره شده در بخار آب(گرماي نهان حاصل از تبخير) بر روي اقيانوس هاي گرم مي گيرند. هاريکن ها به طور متوسط قطري حدود ۶۵۰ کيلومتر يعني قطري حدود نصف يک چرخند کامل دارند. حداقل دماي سطح

اقيانوس براي تشكيل هاريكن ها حدود ۲۷ درجه سانتيگراد مي باشد به همين علت هاريكن ها به محض ورود به آبهاي سردتر عرض هاي بالاتر به شدت ضعيف شده و از بين مي روند[Barry&Chorley,2003].

۴- نتيجه:

درک اصول حاکم بر توزيع جغرافيايي عناصر و پديده هاي جوي برروي سطح زمين و ارائه يک تبيين منطقي از تفاوت هاي اقليمي موجود درمقياس هاي مکاني و زماني مختلف، دغدغه اصلي مطالعات اقليم شناسي را تشکيل مي دهد. در اين بين توزيع متفاوت فشارهوا و نوع و ماهيت مراکز فشار برروي سطح زمين به جهت ايجاد وکنترل گردش عمومي هوا و بدنبال آن کنترل توزيع زماني ومکاني وقوع بسياري از پديده هاي جوي نقش واهميت ويژه اي در بررسي تفاوت هاي اقليمي زمين دارد.

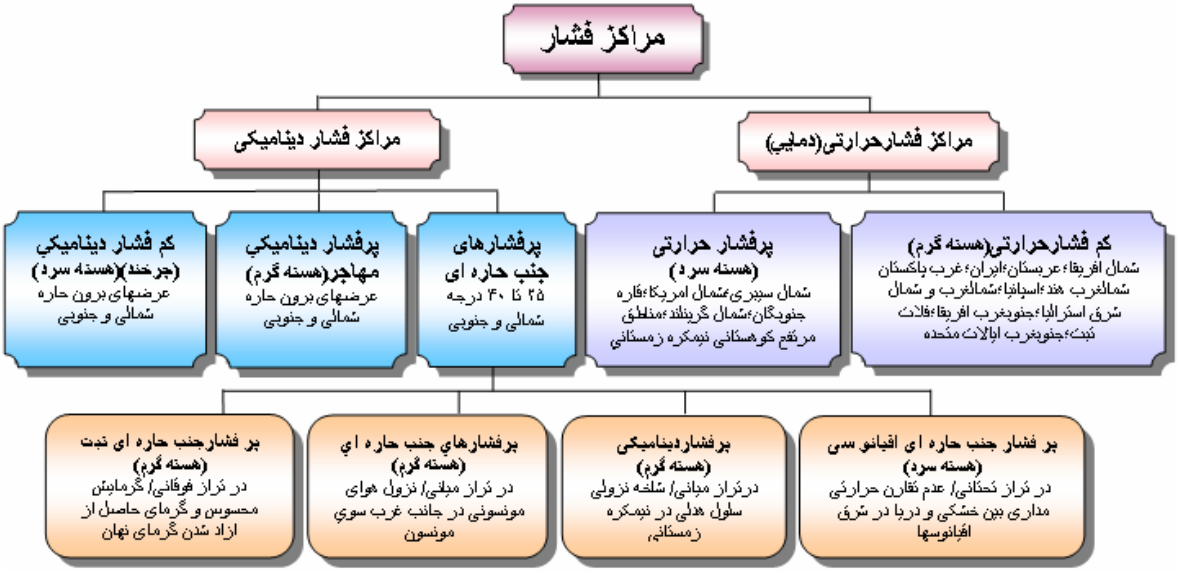
با توجه به آنچه گفته شد و در پاسخ به سؤالات مطرح شده مي توان چنين نتيجه گيري کرد که وقوع يا عدم وقوع پديده هاي جوي و بطور کلي تفاوت هاي اقليمي در يک مکان در ارتباط مستقيم با نحوه استقرار مراکز پرفشار و کم فشار مي باشد. اما ويژگي و نوع مراکز فشار مسلط برهرمنطقه جغرافيايي در درجه نخست ارتباط مستقيمي با عرض جغرافيايي و الگوي گردش جو بر روي آن منطقه دارد.

شکل۷ تقسيم بندي مراکز فشار را بر اساس ماهيت و منشأ اوليه به نمايش گذارده است. بر اساس شکل همچنين ملاکها ومعيارهاي زير مي تواند در تعيين و تشخيص انواع مراکز فشار مورد استفاده قرا گيرد:

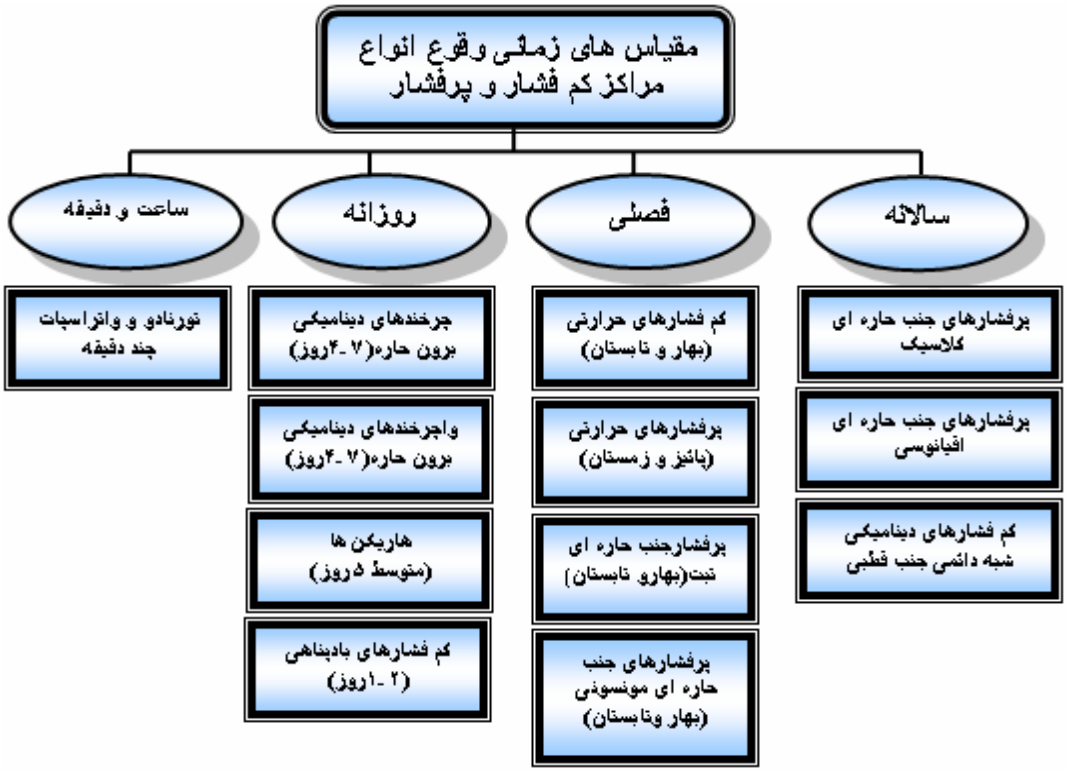
- *عرض جغرافيايي و ويژگي حرارتي سطح زمين*: اين معيار مهمترين ملاک براي تبيين مراکز فشار حرارتي محسوب مي شود. بدين ترتيب که سرمايش شديد سطح زمين در عرض هاي بالا و گرمايش شديد سطح زمين در عرض هاي پائين به ترتيب سبب تشکيل پرفشارها و کم فشارهاي حرارتي مي گردد.
- *ديناميک جو(گردش هوا در ترازهاي مياني و فوقاني جو)*: بر اين اساس وجود جريانات قائم ونصف النهاري در جو ضمن ايجاد دسته اي از مراکز فشار موسوم به پرفشارها وکم فشارهاي ديناميکي، گسترش،تضعيف، جابجائي و بطورکلي کنترل آنها را نيز برعهده دارد.
- *تراز حداکثر شدت وگسترش*: بر اين اساس مي توان مراکز فشار را براساس ترازي که داراي حداکثر شدت و گسترش هستند تقسيم نمود. بدين ترتيب مراکز فشار حرارتي تنها در ترازهاي تحتاني وردسپهر قابل مشاهده هستند در حاليکه مراکز فشار ديناميکي بنا به علت ايجادشان در ترازهاي مياني ،فوقاني وتحتاني وردسپهر بيشترين شدت وگسترش خود را نشان مي دهند(شکل۷).
- *ويژگي حرارتي هسته مرکزي*: بر اين اساس مراکز فشار به دو دسته مراکز هسته گرم و مراکز هسته سرد تقسيم مي شوند. در بررسي ساختار قائم مراکز فشار براي هر دو نوع پرفشار وکم فشار به هسته هاي گرم وسرد بر مي خوريم. به نظر مي رسد اين معيار پذيرش «*ديناميک بودن*» پرفشارهاي جنب حاره اي اقيانوسي تابستاني را با مشکل مواجه مي سازد(شکل هاي۲و۷).
- *تداوم زماني*: بر اين اساس مراکز فشار تفاوت هاي زماني بارزي را از خود نشان مي دهند. بدين ترتيب که مراکز فشار بدون لحاظ کردن ماهيت هريک از آنها، داراي مقياس هاي وقوع سالانه،فصلي،روزانه و کمتر(ساعت و دقيقه) هستند.اين موضوع درشکل۸ مورد توجه قرار گرفته است.

با توجه به شکل هاي ۷و۸ و توضيحات متن، الگوي گردش غالب جو در مناطق جنب حاره اي نيمکره شمالي در

تابستان بر روي قاره ها، در وردسپهرفوقاني گردش واچرخندي و در وردسپهر تحتاني گردش چرخندي و برعکس بر روي اقيانوس هاي واقع در جانب شرق وغرب قاره ها گردش چرخندي در وردسپهر فوقاني و گردش واچرخندي در وردسپهر تحتاني مشاهده مي گردد.



شکل۷. انواع مراکز فشار براساس ساختار و نحوه شکل گيري آنها. موقعيت جغرافيايي تشکيل بهمراه ويژگي حرارتي هسته مرکزي براي هريک از مراکز فشار بيان شده است. بر اساس يافته هاي موجود يک تقسيم بندي براي پرفشارهاي جنب حاره اي ارائه گرديده و علت اصلي تشکيل هريک از آنها با ذکر ترازي که پرفشار داراي بيشترين شدت وگستردگي است نشان داده شده است.



شکل۸. مقياس هاي زماني وقوع مراکز پرفشار و کم فشار

References

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.Bitan,A.,and H.Saaroni,1992,The horizontal and vertical extention of the Persian Gulf Pressure Trough, ***Int.J.Climatol***.,Vol.***12***,pp.733-747.

5.Bryant,E.,1997,***Climate Process and Change***,Cambridge University Press,pp.33-47.

6.Charney,J.G.,1975,Dynamics of Deserts and drought in the Sahel,***Quart.J.R.Met.Soc.,*** Vol.***101***,pp.193-202.

7.Chen,P.,etal,2001,The Origin of Subtropical Anticyclones,***J.Atmos.Sci.***,Vol.***58***,pp.1827-1835.

8.Flohn,H.,1957,Large-Scale aspects of the "Summer Monsoon"in south and east Asia, ***J.Met.Soc.Japan***,Vol. ***35***,pp.180-186.

9.Gao,Y.,1981,Some aspects of recent research on the Qinghai-Xizang (Tibetan)Plateau Meteorology,***Bull .Amr.Met.Soc***.,Vol.***62***,No.1,pp.31-35.

10.Hoinka,K.,and M.Castro,2003,The Iberian peninsula thermal low,***Quart.J.R.Met.Soc.,*** Vol.***129***,pp.1491-1511.

11.Hordon,R.M.,1987,***Siberian(Asiatic)High,In:Encyclopedia of Climatology***,Edited by, J.Oliver,and R.W. Fairbridge,Van Nostrand Reinhold,pp.514-515,767-769.

12.He,H.,etal,1987,Onset of the Asian Summer Monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau,***Mon. Wea.Rev.***,Vol.***115***,pp.1966-1995.

13.Hoskins,B.,1996,On the existence and strength of the summer Subtropical Anticyclones, ***Bull.Amr.Met.Soc.,***Vol.77,No.6,pp.1287-1292.

14.Koteswaram,P.,1958,The easterly jet stream in the tropics,***Tellus***,Vol.***10***,No.1,pp.43-57.

15.Krishnamurti,T.N.,1971,Tropical east-west circulations during the northern summer, ***J.Atmos.Sci.***,Vol.***28***, pp.1342-1347.

16.Krishnamurti,T.N.,etal,1973,Tibetan High and upper tropospheric tropical circulations during northern summer,***Bull.Amr.Met.Soc***.,Vol.***54***,No.12,pp. 234-1249.

17.Landsberg,H.E.,1987,***Climatology,In:Encyclopedia of Climatology***,Edited by,J.Oliver, and R.W. Fairbridge,Van Nostrand Reinhold,pp.327-339.

18.Li,C.,and M.Yanai,1996,The onset and interannual variability of Asian Monsoon in relation to land-sea thermal contrast,***J.Climate***,Vol.***9***,pp.358-375.

19.Liu,Y.,and G.Wu,2004,Progress in the study on the formation of the Summertime Subtropical Anticyclone,***Advances in Atmospheric Sciences***,Vol.***21***,No.3,pp.322-342.

20.Liu,Y.,etal,2004,Relationship between the Subtropical Anticyclone and diabatic heating,***J.Climate***,Vol. ***17***,pp.682-698.

21.Lutgens,F.,and E.Tarbuck,1998,***The Atmosphere***,Prentic-Hall,434p.

22.Lydolph,P.,1977,***Climates of the Soviet Union,In:World Survey of Climatology***,Vol.***7***, Elsevier Scientific Publishing Company,pp.8-33,91-115.

23.Meehl.G.,2003,***Dynamics of the tropical atmosphere,In:Handbook of Weather, Climate,and Water***, Edited by,T.D.Potter and B.R.Colman,John Wiley&Sons, pp.57-68.

24.Miyasaka,T.,and H.Nakamura,2004,Structure and Formation Mechanisms of the Northern Hemisphere Summertime Subtropical Highs,***J.Climate***,(In press).

25.Murakami,T.,1986,***Orography and Monsoons,In:Monsoons***,Edited by,J.S.Fein,and P.Stephens,John Wiley & Sons,pp.331-364.

26.Nakamura,H.and T.Miyasaka,2005,Large-Scale Atmosphere-Ocean-Land interaction in the formation of Summertime Subtropical Highs,***J.Met.Soc.Japan***,(In Press).

27.Neyama,Y.,1968,The Morphology of the Subtropical Anticyclone,***J.Met.Soc.Japan***, Vol.***46***,No.6,pp.431-441.

28.Rodwell,M.J.,and B.Hoskins,1996,Monsoons and the dynamics of Deserts,***Quart.J.R .Met.Soc***.,Vol.***122***, pp.1385-1404.

29.Rodwell,M.J.,and B.Hoskins,2001,Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons, ***J.Climate***,Vol.14, pp.3192-3211.

30.Smith,E.A.,1986,The Structure of the Arabian Heat Low;PartII:Bulk tropospheric heat budget and implication,***Mon.Wea.Rev***.,Vol.***114***,pp.1086-1102.

31.Schulman,L.,1973,On the summer hemisphere Hadley Cell,***Quart.J.R.Met.Soc***.,Vol.***99***, pp.197-201.

32.Stohl,A.,etal,2003,A new perspective of Stratosphere-Troposphere exchange,***Bull.Amr. Met.Soc.,***Vol.***84***, No.11,pp.1565-1573.

33.Thompson,O.,1996,***Heat Low,In:Encyclopedia of Climate and Weather***,Edited by,S.H. Schneider,Oxford University Press,pp.391-392.

34.Thompson,R.,1998,***Atmospheric Processes and Systems***,Routledge,pp.97-109.

35.Warner,T.T.,2004,***Desert Meteorology***,[Chapter1:The Atmospheric Dynamics of Deserts],Cambridge University Press,pp.7-61.

36.Walker,M.J.,1975,On Summer atmospheric processes over South-West Asia,***Tellus***,Vol. ***27***,No.5,pp.491-496.

37.Webster,P.J.,1994,The role of hydrological processes in Ocean-Atmosphere interactions , ***Reviews of Geophysics***,Vol.***32***,No.4,pp.427-476.

38.Webster,P.J.,etal,1998,Monsoons:Processes,Predictability, and the prospects for prediction, ***J.Geoph.Res***.,Vol.***103***,No.C7,pp.14451-14510.

39.Wu,G.,and Y.Liu,2003,Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation,***Geoph.Res.Lett.***,Vol.***30***,No.5,1201,doi:10.1029/2002.

40.www.cdc.noaa.gov/Composites/History [NCEP/NCAR Reanalysis Data].

41.Yanai,M.,et al,1992,Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian Summer Monsoon,***J.Met.Soc.Japan***,Vol.***70***,No.1,pp.319-351.

42.Yang,S.,P.Webster,and M.Dong,1992,Longitudinal heating gradient:Another possible factor influencing the intensity of the Asian Summer Monsoon Circulation,***Advances in Atmos.Sci.***,Vol.***9***,No.4,pp.397-410.

43.Yeh,T.C.,1981,Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet)Plateau and its neighborhood,***Bull.Amr.Met.Soc***.,Vol.***62***,No.1,pp.14-19.

44.Yeh,T.C.,1982,Some aspects of the thermal influences of the Qinghai-Tibetan Plateau on the Atmospheric Circulation,***Arch.Met.Geoph.Biokl***.,Ser.***A***,Vol.***31***,pp.205-220.

45.Ziv,B.,etal,2004,The factors governing the summer regime of the Eastern Mediterranean,***Int.J .Climatol***., Vol.***24***,pp.1859-1871.