پژوهشهای جغرافیائی ـ شماره ۳۶، مهرماه ۱۳۷۸
صص ۵۰-۳۷

بلوکینگ[1]

دکتر قاسم عزیزی ـ استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه تهران

چکیده

این تحقیق با هدف معرفی پدیدهٔ بلوکینگ انجام شده است. بدین منظور ابتدا ماهیت بلوکینگ مورد بحث قرار گرفته و سپس ویژگیهای خاص آن همچون نحوهٔ تشکیل، عوامل مؤثر در تشکیل، معیارهای تشخیص و اشکال قابل مشاهدهٔ بلوکینگ ارائه شده است.

واژگان کلیدی: پر *ارتفاع بلوکینگ شده، بارش، امواج غربی، شاخص گردش، طول موج*، پشته، *ناوه*

مقدمه

انسان بعنوان برترین موجود زمینی، بخش اعظم فعالیتهای خود را در سطح زمین انجام می‌دهد. جو زمین متشکل از مجموعه گازهایی است که در ضخامت قابل توجهی اطراف زمین را احاطه کرده است و انسان تقریباً تمام فعالیتهای خود را روی سطح زمین و در حالی انجام می‌دهد که در داخل جوّ زمین غوطه‌ور می‌باشد و کمترین تغییر در شرایط جوّی باعث واکنش انسان می‌شود. بدین ترتیب اهمیت پرداختن به مطالعات آب و هواشناسی امری بدیهی بنظر می‌رسد.

بلوکینگ یکی از پدیده‌های جوّی است که وقوع آن باعث تاثیرات قابل توجهی در اقلیم مناطق تحت نفوذش می‌شود. جریانهای جوّی در عرضهای میانه، حرکت معمول غربی ـ شرقی دارند و معمولاً موجی حرکت می‌کنند. حرکت موجی شکل جریانها در عرض میانه را می‌توان در سطوح میانی و فوقانی وردسپهر[2] بخوبی و وضوح مشاهده نمود. اگرمتوسط ماهانه یا فصلی این جریانها در سطوح مذکور ملاحظه گردد، حرکت موجی در دورهٔ سرد سال منظم‌تر و البته بزرگ مقیاس‌تر خواهد بود. در بررسی روز به روز ممکن است چنین نظمی بچشم نخورد و آنچه بصورت غالب نمایان است، زبانه‌هایی است که اصطلاحاً «ناوه و پشته» نامیده می‌شوند. این زبانه‌ها در ابعاد متفاوت ظاهر می‌شوند و ابعاد آنها با طول موجشان معرفی می‌شود. جریانهای غربی در حرکت معمول

1- Blocking.

2- Troposphere.

خود، ناوه‌ها و پشته‌های مذکور را نیز به سمت شرق جابجا می‌کنند. جابجایی این سیستم‌ها در محدودهٔ عرضهای میانی و در امتداد جبههٔ قطبی می‌باشد (ناکس، ۱۹۸۲، ص ۲۷۴). گاهی سیستم‌های فوق در ابعاد و طول موج بزرگتر ظاهر می‌شوند؛ در نتیجه حرکتی کندتر دارند و حتی ممکن است بصورت ساکن یا با حرکت معکوس در جریانهای جوّی ظاهر شوند، یعنی طرح موج به سمت شرق جابجا نمی‌شود، بلکه حالت ساکن یا حتی جابجایی به سمت غرب پیدا می‌کند. تحت چنین شرایطی مشاهده می‌شود که جریانها در لایهٔ فوقانی و میانی وردسپهر که از غرب به شرق حرکت می‌کنند با نزدیک شدن به پشتهٔ گرمی که ساکن شده است، جدا شده و دو شاخه می‌شوند. شاخه‌ای از آنها در سمت چپ جریان به طرف عرضهای بالاتر منحرف شده و پشتهٔ گرم را دور می‌زند و شاخهٔ دیگر در سمت راست جریان به طرف عرضهای پایین منحرف شده و یک ناوهٔ سرد را بوجود می‌آورد. در روند تکاملی ممکن است پشتهٔ گرم با سلول یا سلولهای بسته پر ارتفاع و همینطور ناوه با سلول یا سلولهای کم ارتفاع همراه شود. چنین سیستمی ممکن است گاهی برای مدتها (چند روز تا چندین هفته) در حول و حوش یک نصف النهار باقی بماند و بعنوان یک مانع روند معمول جریانهای غربی در عرضهای میانه را دچار اختلال نماید. در نتیجه، جریانهای غربی بدلیل وجود چنین سیستمی اجباراً قادر به حرکت در مسیر معمول خود نیستند و مسیری شمالی‌تر یا جنوبی‌تر را انتخاب و ادامه می‌دهند و سیستم‌های کم فشار و پرفشار سطح زمین نیز با توجه به جریانهای سطوح میانی وردسپهر، در اطراف سیستم مسدود شده حرکت می‌کنند. چنین پدیده‌ای اصطلاحاً بلوکینگ نامیده می‌شود.

معیارهای تشخیص بلوکینگ

جهت تشخیص بلوکینگ تاکنون معیارهایی از طرف پژوهشگران علوم جوّی پیشنهاد شده است که عموماً در دو گروه جای می‌گیرند: یکی معیارهای کیفی و دیگری معیارهای کمّی. معیارهای کیفی عمدتاً براساس بررسی نقشه‌های هوا قابل بکارگیری می‌باشند و ضمن فراهم نمودن امکان مشاهده و بررسی ابعاد مختلف پدیدهٔ مورد نظر، به زمان و حوصلهٔ زیادی نیازمند است. در حالیکه معیارهای کمّی جهت تشخیص بلوکینگ عمدتاً بر داده‌های خام و محاسبهٔ بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی متّکی بوده و ضمن فراهم نمودن امکان بکارگیری محاسبات ماشینی، معیاری تک بعدی و در عین حال بیطرفانه می‌باشند. یکی از معروفترین معیارها، معیار رکس می‌باشد (رکس، ۱۹۵۰، صص ۲۱۱ - ۱۹۶). او جهت اطلاق نام بلوکینگ پنج شرط همزمان بدین شرح ارائه می‌کند:

۱- جریان اصلی بادهای غربی باید تبدیل به دو شاخه شوند.

۲- هر شاخه از جریان، توده هوای مشخصی را منتقل کند.

۳- سیستم زوجی جت (دو شاخه شده) باید حداقل ۴۵ درجه طول جغرافیایی را در برگیرد.

۴- باید در جریان دو شاخه شده، یک تغییر حالت از شارش مداری بالا دست به شارش نصف‌النهاری پایین دست مشاهده شود.

۵- و بالاخره این الگو حداقل برای ده روز باید همراه با پیوستگی مشخص دوام داشته باشد.

سازاکی ضمن تأکید بر دو شاخه شدن و یا ایجاد جدایی در جت، حداقل مدت دوام را سه روز بیان می‌کند (سازاکی، ۱۹۶۵، صص ۴۸ - ۲۶).

تریل و همکاران معیارهایی به شرح زیر را پیشنهاد نمودند (تریل ۱۹۸۰):

۱ـ هم‌فشارهای بسته باید بطور همزمان در سطح زمین و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی قابل رویت باشند.

۲ـ جریانهای غربی باید به دو شاخه جدا شده باشند.

۳ـ حداقل مدت دوام باید ۵ روز باشد.

معیارهای فوق همگی از جمله معیارهای کیفی بحساب می‌آیند. در ارتباط با معیارهای کمّی، دنیس هارتمن و همکاران معتقدند زمانی می‌توان نام بلوکینگ را بکار برد که ارتفاع ژئوپتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال حداقل برای یک روز تمام بیش از مقدار معینی (۲۵۰ متر در اقیانوس آرام و ۲۲۰ متر در اقیانوس اطلس) اضافه شود و موردی از پشته شدن آغاز گردد و تا زمانی ادامه یابد که یا ارتفاع به کمتر از حد بحرانی برسد و یا حرکت در هر دورهٔ دوازده ساعته بیش از ۱۰ درجهٔ طول جغرافیایی شود و یا اینکه کل مقدار حرکت از ۳۰ درجهٔ طولی بیشتر شود (هارتمن، ۱۹۸۰، صص ۱۱۵۹ ـ ۱۱۱۴). ناکس (۱۹۸۲) نیز از جمله افرادی است که از معیارهای کمّی استفاده نموده است.

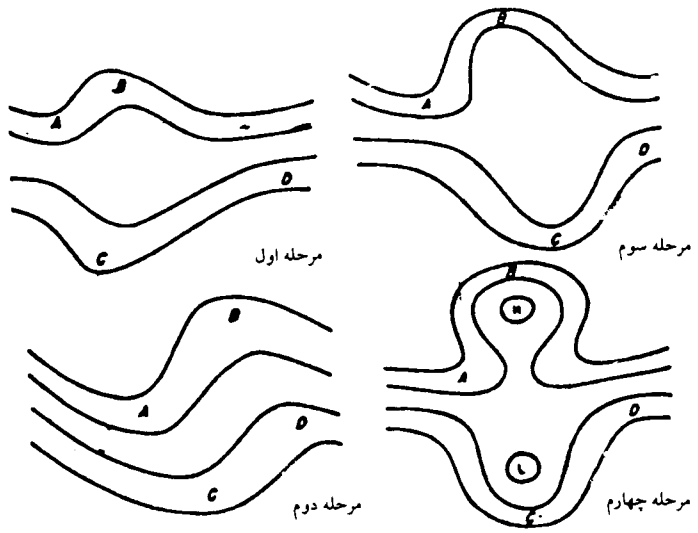
نظریه‌های اساسی در شکل‌گیری بلوکینگ

اکثر کسانی که در ارتباط با تشکیل بلوکینگ‌های جوّی مطالبی را نگاشته‌اند، این پدیده را در قالب امواج مقیاس سیاره‌ای با طول موج بلند مورد تحلیل قرار داده‌اند. به همین خاطر عمده نظریه‌های موجود در ارتباط با چگونگی افزایش طول موج و دامنهٔ آن، علل بروز ناپایداری در این امواج بزرگ، نحوهٔ واداشت و نحوهٔ تبادل انرژی در این امواج بلند می‌باشد.

نی‌مایس نشان داد که شرط ضروری برای ظهور بلوکینگ در روی اقیانوس اطلس و بین عرضهای ۵۰ تا ۷۰ درجهٔ شمالی، جابجایی[1] حداکثر باد مداری به سمت جنوب و منطقهٔ جنب حاره می‌باشد. با این جابجایی، شاخص چرخه[2] به اوج می‌رسد (نی‌مایس، ۱۹۵۰، صص ۱۳۹ ـ ۱۳۰). چرخه‌ای که ابتدا توسط تاوهٔ قطبی[3] به عرضهای بالا محدود می‌گشت، بسط یافته و ضمن تقویت، ناپایدار می‌شود و در نتیجه پشته‌ها و ناوه‌های وسیع (موج بلند) بوجود می‌آیند که در نهایت زبانه‌های گرم بریده شده در عرضهای بالاتر و کم فشارهای سرد و عرضهای پایین‌تر شکل می‌گیرند (شکل ۱).

هر زمان فرایند ایجاد کنندهٔ این پیچک‌ها خاتمه یابد، پر فشار گرم بتدریج توسط سرد شدن تابشی و کم فشار سرد توسط تبادل گرمای سطح زمین در عرضهای پایین ضعیف می‌شوند. اینکه چرا امتداد ورتکس قطبی برای شکل‌گیری ناوه‌ها و پشته‌های وسیع ناپایدار می‌شود، به فرایند ناپایداری کج فشاری[4] که مکانیسم عمده‌ای برای انتقال انرژی در عرضهای فوق مداری است، بر می‌گردد (ناکس، ۱۹۸۲). در واقع این همان فرایندی است که توسط «چارنی» و «ادی» بسط یافته است (چارنی، ۱۹۴۷، صص ۱۶۲ ـ ۱۳۵) و (ادی، ۱۹۴۹، صص ۵۲ ـ ۳۵). آنها دریافتند که بریده شدن[5] امواج به متوسط ناپایداری قائم $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$، بتوسط چینش[6] باد قائم که ازمتوسط گرادیان

1- Shift
2- Index Cycle.
3- Polar Vortex.
4- Baraclinic
5- Cut - off
6- Shear.



شکل ۱ـ نمایش شماتیک الگوهای گردش در هنگام شاخص چرخه (Namias and Clapp 1951)

از ناکس ۱۹۸۲.

حرارتی شمالی ـ جنوبی $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}$ ناشی می‌شود و همینطور به عرض جغرافیائی که تلویحاً از واژه f و β فهمیده می‌شود، وابسته است. هال تینر با بکارگیری یک مدل دو سطحی کج فشاری در این مورد، یک منبع گرمای محسوس را در لایهٔ مرزی تحتانی معرفی نمود (هال تینر، ۱۹۶۷، صص ۱۹۸ ـ ۱۸۳). وایت و کلارک بمنظور بررسی نتایج کارهای هال تینر (اثر گرمای محسوس لایهٔ زیرین جوّ بر روی ناپایداری کج فشاری امواج بزرگ) بلوکینگ را در روی اقیانوس آرام شمالی مورد بررسی قرار دادند و با بررسی بلوکینگ در فصول مختلف دریافتند که پشته‌های بلوکینگ در پاییز و زمستان دارای موقعیت متمایزی در طول جغرافیایی حدود ۱۷۰ درجهٔ غربی هستند که همراه با طول موجی حدود هفت هزار کیلومتر، حالت شبه ایستا دارند؛ ولی در بهار و تابستان موقعیت متمایزی را برای پشته‌های بلوکینگ پیدا نکردند (وایت و کلارک، ۱۹۷۵، صص ۵۰۲ ـ ۴۸۹). بنابراین آنها متوجه یک فاکتور بحرانی یعنی انتقال گرمای محسوس از اقیانوس به جوّ شدند. آنها همینطور اشاره می‌کنند در مکانی که بلوکینگ‌های پاییز و زمستان حاکمیت دارند، گرمای محسوس (Qh) در زیر ناوه بطور غیر عادی زیاد و در زیر پشته کم می‌باشد. بالاخره آنها نتیجه می‌گیرند که بی‌هنجاریهای انتقال گرمای محسوس در پاییز و زمستان در شمال اقیانوس آرام رابطهٔ معکوسی با بی‌هنجاریهای ارتفاع در سطح ۷۰۰ میلی‌باری در ارتباط با توسعهٔ پشته‌های بلوکینگ دارد. دی ال نیز تشکیل پشتهٔ بلوکینگ را ناشی از تحقق ناپایداری کج فشاری امواج بلند (۷ تا ۹ هزار کیلومتر) می‌داند (دی ال، ۱۹۷۷، ص ۱۰۶).

نی‌مایس (۱۹۶۴) نشان داد که توزیع درجه حرارت سطح اقیانوس اطلس شمالی توسط بی هنجاری بزرگ و ماندگار در هنگام تمام فصول، از اواخر سال ۱۹۵۸ تا ۱۹۵۹، در روی شمال اروپا یعنی جایی که فعالیت بلوکینگ‌ها بطور ویژه‌ای مکرر و مداوم است، متمایز می‌شود. او فرض کرد که دلایل فیزیکی بلوکها در مکانیسم

بازخورد بین جوّ و سطح زمین قرار دارد. ایگر با یاری گرفتن از یک مدل خطی موج دائمی[۱] نشان داد که بین شارهای غیر عادی گرما که در هنگام وجود یک ارتفاع زیاد در روی شمال اروپا واداشته می‌شوند، با آنچه «نی‌مایس» در روی چارتهای متوسط ماهانه ارائه داده است، شباهت معقولی وجود دارد (ایگر، ۱۹۷۸، صص ۱۸۰۱ ـ ۱۷۸۸). همچنین او پیشنهاد می‌کند که ناپایداری کج فشاری که توسط تبادل گرمای محسوس ارائه می‌شود، ممکن است در برخی تطابق‌ها با ناپایداری مطالعه شده توسط هال تینر که در سال ۱۹۶۷ با استفاده از یک مدل دو سطحی انجام داد، مکانیسم اساسی باشد. بدین ترتیب مطالعات نی‌مایس (۱۹۶۴)، وایت و کلارک (۱۹۷۵)، بعلاوهٔ این حقیقت که مساعدت بلوکینگ در نواحی جغرافیایی معینی مشاهده می‌شود، این احتمال را بوجود می‌آورد که بدون وجود برخی تغییر شرایط در سطح زمین و در امتداد دوایر عرض جغرافیایی بلوکینگ، قابل فهم نیست (ایگر، ۱۹۷۸). این دیدگاه قویّاً توسط یافته‌های کیوکوچی (۱۹۷۱)[۲] و دنیس و اِستون[۳] (۱۹۷۰) که جهت مشاهده رخداد بلوکینگ آزمایشهای رقومی‌ای را با مدل شبه زمینگردوار[۴] اجرا کردند، حمایت می‌شود. هر دو آنها دریافتند که یک بلوکینگ بادوام (با طول عمر تقریبی ۵ روز) تنها زمانی ظاهر می‌شود که تباین‌های خشکی دریا یا اروگرافی در داخل مدل جا داده شده باشد.

پالمن و نیوتن در مورد تشکیل سیکلونها و آنتی سیکلون‌های وردسپهر بالایی معتقدند که: تغییر شکل جریان در وردسپهر میانی و فوقانی با عمیق شدن موج‌های جریان غربی مرتبط است و این تغییر شکلها اغلب منجر به تشکیل کم ارتفاع‌های بسته در سمت استوا و ارتفاع زیادهای بسته در طرف قطب کمربند اصلی متوسط مداری جریانهای غربی می‌شوند. کم ارتفاع‌ها و ارتفاع زیادها ممکن است برای یک مدت طولانی استمرار یابند و اثرات مهمی روی شرایط جوّی بجای گذارند. مرکز کم ارتفاع‌های سطوح فوقانی از یک ناوهٔ سرد که قبلاً وجود داشته است، تشکیل می‌شوند و سرانجام در وردسپهر فوقانی از ناحیهٔ منبع خود که سرزمین قطبی است، بریده می‌شود. مشابهاً ارتفاع زیادهای فوقانی نیز از پشته‌های گرمی تشکیل می‌شوند که از نواحی منبع گرم خود در جنوب خارج شده‌اند (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹، صص ۲۹۲ ـ ۲۴۷).

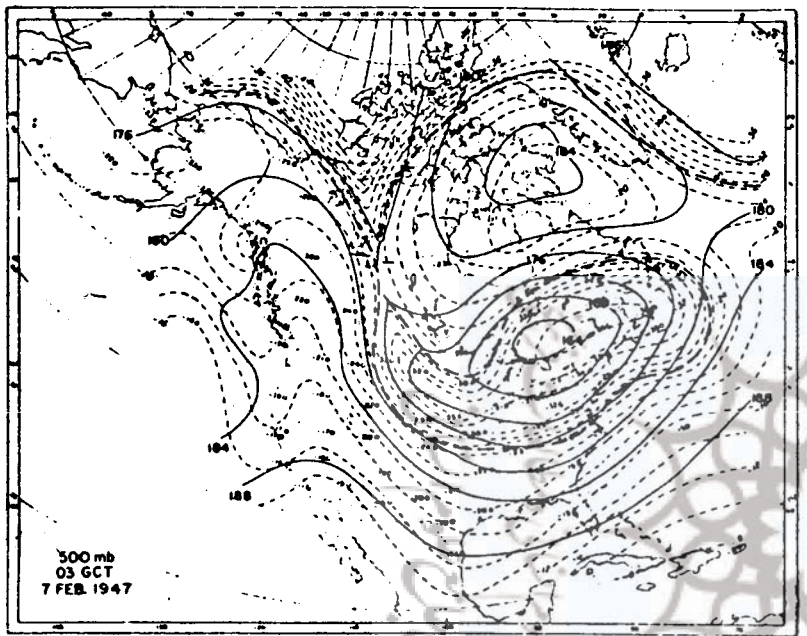
یک مثال افراطی از مراحل پایانی این فرایند در شکل شمارهٔ (۲) نشان داده شده است. در این شکل میدانهای دما و ارتفاع در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی، چگونگی بریده شدن و تاوهٔ سیکلونی را از ناحیهٔ سرد مادر در شمال که هنوز توسط یک «بند ناف»[۵] به شکل یک خط چینش به آنجا متصل است، نشان می‌دهد. همین طور ارتفاع زیاد گرم شمالی نیز تقریباً از توده هوای گرم جنوبی که از آن منشاء گرفته، بطور کامل جدا شده است. فرایندی که منجر به چنین تغییر شکلی می‌شود، بطور کیفی در شکل قابل مشاهده است؛ بطوریکه بعداً خواهیم دید توده هوای قطبی در حرکت به سمت استوا معمولاً حالت چاله مانند[۶] دارد. کش آمدن قائم[۷] و همگرایی افقی در وردسپهر فوقانی به عنوان نتیجه‌ای از فرونشینی قوی در توده هوای سرد، ناوه تاوایی را تشدید می‌کند و سبب تغییر شکل انحناء از حالت طبیعی یعنی حالت موجی شکلی که دارا بوده است، خواهد شد. بطوریکه بنظر

1- Linear standing wave model.
2- Kikuchi.
3- Dennis and Steven.
4- Quasi - geostrophis model.
5- Umbimlical
6- Sinking
7- Vertical Streching

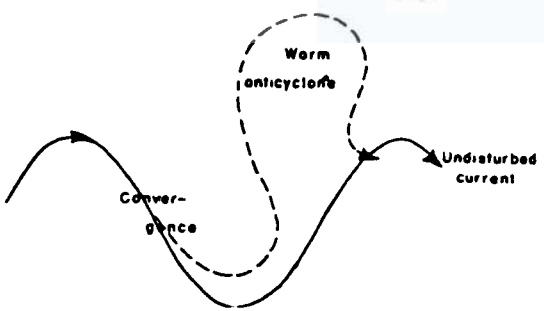
می‌رسد، در شرق، ناوهٔ جت استریم بیشتر جهت نصف‌النهاری پیدا کرده است که همراه با تقریب حفظ تاوایی مطلق در وردسپهر میانی، می‌بایست در عرضهای بالا، جایی که پارامتر کوریولیس بزرگتر می‌شود، انحنا به حالت آنتی سیکلونی برگردد. چنین فرایندی اغلب به شیوه‌ای تکراری در موقعیت بلوکینگ بوقوع می‌پیوندد؛ یعنی جایی که امواج غربی به جریان قوی نصف‌النهاری تبدیل می‌شوند. مناظر ویژهٔ چنین موقعیتی در شکل شمارهٔ (۴) نشان داده شده است. برژرن و دیگران نشان دادند که این تغییر شکل زمانی رخ می‌دهد که جریان مداری بالادست، قوی‌تر از ناحیه‌ای است که بلوکینگ تشکیل می‌شود؛ ولی در پایین دست، بازشدگی مشخص جریان، با کاهش شدت آن همراه است (برژرن و دیگران ۱۹۴۹، صص ۳۷ - ۱۴). ناوه‌هایی که به ناحیهٔ بلوکینگ نزدیک می‌شوند، سرعتشان به سمت شرق کاهش می‌یابد و طول موج ناوه‌های متوالی در پایین دست جریان یعنی جایی که موج‌ها از نظر دامنه، رشد می‌یابند نیز کاهش می‌یابد. آشفتگی‌های بسیار تغییر شکل یافته از نوع شکل شمارهٔ (۳) با هر موجی که پی‌درپی به بلوک نزدیک می‌شوند، رشد نموده و تجمعی از کم ارتفاع‌های بریده شده در عرضهای پایین‌تر و ارتفاع زیادهای بریده شده درعرضهای بالاتر همانند مرحله آخر از شکل شمارهٔ (۴) نتیجه می‌شود.

شکل‌گیری ارتفاع زیاد گرم فوقانی در سمت قطب جریانهای غربی اصلی و تشکیل کم ارتفاع سرد فوقانی در سمت استوای این جریانها فرایندهایی هستند که دلالت بر حجم تبادلات نصف‌النهاری توده‌های هوا دارند. حجم زیادی از هوای گرم که بدینوسیله به سمت قطب انتقال می‌یابد و بعنوان یک حلقهٔ آنتی‌سیکلونی ظاهر می‌شود و حجم زیادی از هوای سرد که بدینوسیله به سمت استوا منتقل می‌شود و بعنوان حلقهٔ سیکلونی ظاهر می‌شود، از جابجایی نصف‌النهاری جریانها و از جمع شدن[۱] و کش آمدن[۲] پیروی می‌کنند که در هنگام این جابجایی‌ها در وردسپهر فوقانی رخ می‌دهد. تحلیل‌های سینوپتیک نشان می‌دهد که شکل ناوه‌های سرد به راههای مختلفی می‌تواند تغییر کند. در شکل شمارهٔ (۵) برخی از انواع ویژهٔ این ناوه‌ها طراحی شده است. قسمت a از بین رفتن ناوهٔ سرد فوقانی و تبدیل آن به یک خط چینش را همراه با تاوایی مطلق شدید بین جت استریم‌ها نشان می‌دهد. قسمت b و c خط چینش مرکبی را همراه با یک سیکلون سرد فوقانی در سمت جنوب ارائه می‌دهند. در قسمت d، جت استریم جدیدی در شمال سیکلون سرد فوقانی شکل گرفته است که تقریباً از ویژگی تاوه دایره‌ای[۳] برخوردار است. الگوی «Vieredruckfeld» در قسمت e که توسط «راتجن» بطور کامل بحث شده است، خصوصاً در شرق اطلس و ناحیهٔ غربی اروپا معمول می‌باشد (راتجن، ۱۹۴۹، صص ۳۴۶ - ۲۹۵). کم ارتفاع‌های سرد و ارتفاع زیادهای گرم که بطور نصف‌النهاری در یک راستا قرار می‌گیرند (جفت می‌شوند) با میدان کج فشاری قوی در سراسر جریان بالا دست و ترتیب روی هم رفتهٔ معکوسی از جریان معمول نصف‌النهاری توده‌های هوا در جفت جریان پایین دست همراه هستند. نمونهٔ آخری سبب ایجاد تغییر شدیدی در جریان فوقانی می‌شود که معمولاً تمایل دارد تنها حرکتی آهسته به سمت شرق داشته باشد. متناسب با فرو روی آهسته در هوای سرد، دمای چنین تاوهٔ سردی بتدریج افزایش می‌یابد و سرانجام بنیادش ضعیف می‌شود و به وسط جوّ گرمتر اطراف، جذب می‌گردد. در قسمت e به همراه ارتفاع زیاد گرم در حاشیهٔ سمت قطب، در قسمت مناسب تاوه سردی

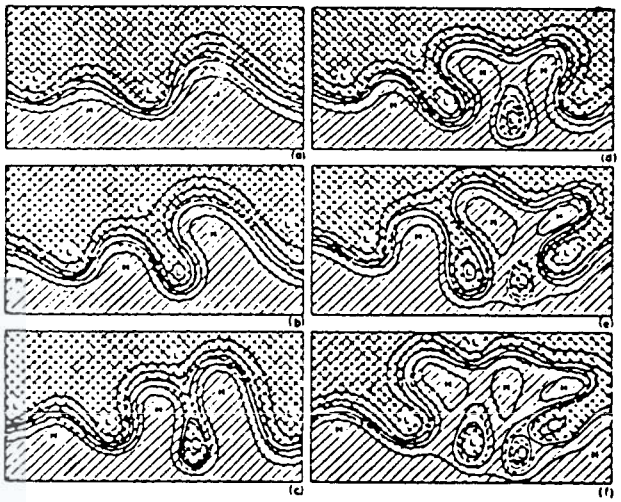
1- Shrinking
2- Stretching
3- Circular Vortex



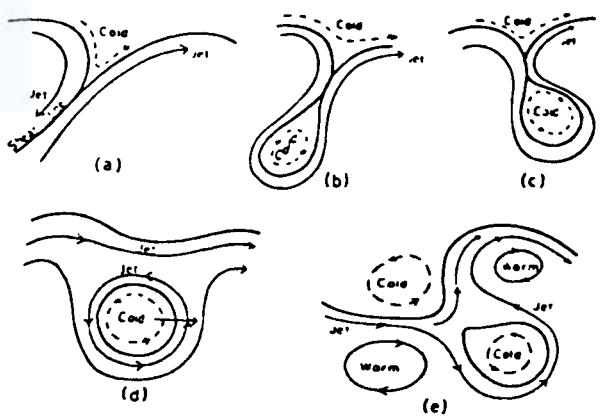
شکل ۲ـ نقشه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی در ساعت 03GCT هفتم فوریه ۱۹۴۷. همدماها با فاصله ۲ درجه سانتی‌گرادی و خطوط هم ارتفاع با فاصله ۲۰۰ فوتی رسم شده‌اند. خط ضخیم مرز هوای گرم لایه جبهه‌ای در این سطح می‌باشد. (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹) از پالمن و ناگلر ۱۹۴۹.



شکل ۳ ـ نمودار شماتیک نشان دهنده تغییر از حالت معمول سینوسی یک هوای متحرک در وردسپهر بالایی، که از همگرایی فوقانی توده هوای سرد فرو رو در ناوه ناشی می‌شود. (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹) از پالمن و ناگلر ۱۹۴۹.



شکل ۴ـ طرح ایده‌آل از توسعه امواج ناپایدار در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی که با شکل‌گیری یک بلوکینگ آنتی‌سیکلون در عرضهای بالاتر و یک سیکلون بریده شده، در عرضهای پایینتر مرتبط است. هوای گرم با هاشور و هوای سرد با هاشور مقطع، خطوط شکسته مرز جبهه‌ها و خطوط پیوسته جریان هستند. (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹) از برژرون و دیگران ۱۹۴۹.

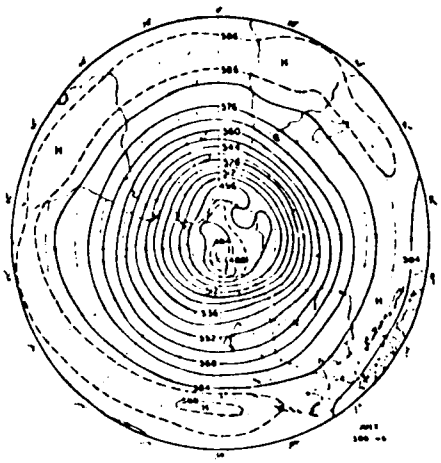


شکل ۵ـ پنج نوع ویژه از پراکنش ناشی از رشد فوق‌العاده امواج در سطح فوقانی. خط ضخیم به مرزهای هوای گرم جبهه اشاره دارد، خطوط پیوسته وکم ضخامت خطوط جریان در هوای گرم پیکان بریده بریده خطوط جریان هوای سرد را نشان می‌دهد (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹).

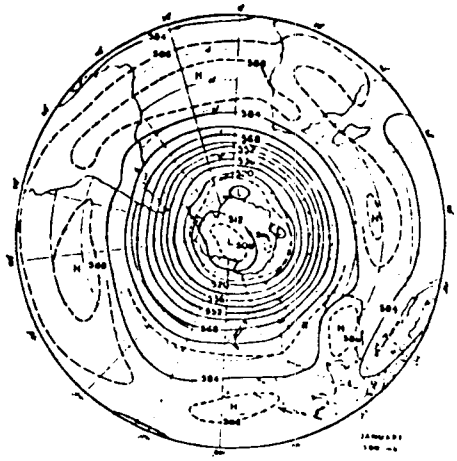
می‌تواند بوسیلهٔ جریان شرقی قوی در سطح فوقانی به طرف غرب رانده شود و برای مدت قابل توجهی باقی بماند. بنابراین ممکن است (همانند شکل شمارهٔ ۴) گفته شود: حرکت ویژهٔ بلوکینگ به سمت غرب معمولاً بوسیلهٔ سلولهای جدید ارتفاع زیاد گرم در قسمت غربی مساعدت می‌شود و مؤلّفهٔ سلولهای ارتفاع زیاد ترکیب بلوکینگ، ممکن است خودشان بطور آهسته به سمت شرق رانده شوند.

تأثیر کوهستانها

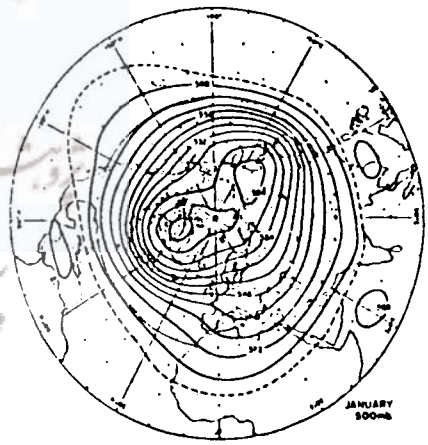
اساس بحث اثر کوهستانهای بزرگ برروی گردش عمومی و بخصوص درمورد واداشت امواج در ارتباط با تشکیل بلوکینگ به اصل بقای تاوایی پتانسیل باز می‌گردد. با توجه به $\frac{\zeta+f}{\Delta p}=0$ و یا ثابت بودن تاوایی پتانسیل و نظر به اینکه تاوایی پتانسیل شامل دو جزء اصلی یعنی تاوایی نسبی ζ و تاوایی زمین (f) می‌باشد؛ جهت حفظ و بقای تاوایی پتانسیل، کاهش در یک جزء الزاماً افزایش در جزء دیگر را بدنبال دارد و زمانی که یک رشته کوه بزرگ با جهتی خلاف جهت جریانات غربی در مسیر حرکت جریان هوا واقع می‌شود، خصوصاً رشته کوههایی که امتداد شمالی جنوبی دارند. جریان در برخورد با رشته کوه و جهت عبور از آن ابتدا به اجباراً انحنا می‌یابد. این انحنا در ابتدا و زمانی که جریان مجبور به بالا رفتن در دامنهٔ روبه باد می‌باشد، سیکلونی خواهد بود؛ ولی چون جریان ضمن بالا رفتن از دامنهٔ کوه هم ضخامتش کاسته می‌شود و هم به سمت عرضهای بالاتر حرکت می‌کند، در نتیجه تاوایی نسبی (ζ) رو به کاهش نهاده و سیر منفی طی می‌کند. این کاهش که نتیجهٔ افزایش (f) به سمت عرضهای بالا می‌باشد، انحنای جریان را تبدیل به انحنای آنتی سیکلونی می‌نماید. این روند تا قلّهٔ کوه ادامه یافته و در آنجا f به حداکثر رسیده و ζ شدیداً کاهش یافته و به شدت منفی می‌شود. ادامهٔ جریان بصورت نزول در دامنهٔ پشت به باد، روند معکوسی را موجب می‌شود. یعنی با حرکت به سمت پایین در دامنهٔ پشت به باد که همراه با حرکت به سمت عرضهای پایین‌تر نیز می‌باشد، f رو به کاهش رفته و به ζ افزوده می‌شود. این عمل همراه با افزایش ضخامت جریان نیز می‌باشد. در نتیجه با مثبت شدن ζ انحنای جریان از حالت آنتی سیکلونی به انحنای سیکلونی تبدیل می‌شود. ادامهٔ جریان در ارتباط با افزایش و کاهش f و ζ موجب ایجاد پشته‌ها و ناوه‌های متوالی، ضمن حرکت به سمت شرق خواهد شد. در این مورد جهت‌یابی و شکل ناهمواریها مهم می‌باشد. ناکس ضمن بحث روی اثر ناهمواریها در توسعهٔ پشته‌های بلوکینگ، در مقایسهٔ اثر رشته کوهها اشاره می‌کند که تودهٔ عظیم هیمالیا، امتداد شمالی ـ جنوبی‌اش کمتر از کوههای راکی است؛ در حالیکه شکلی مدورتر از کوههای راکی دارد و این باعث می‌شود تا جریانات هوا ضمن عبور از این توده، آنرا نیز دور بزنند. این در حالی است که جهت‌یابی رشته کوههای آلپ و قفقاز تأثیر مهمی روی مؤلّفهٔ نصف‌النّهاری جریان هوا دارند. برخی اثرات توپوگرافی بر روی جریانات جوّی در مقیاس بزرگ را می‌توان در مقایسهٔ جریان متوسط سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی برای نیمکرهٔ شمالی و جنوبی بدست آورد. جریانات مذکور در نیمکرهٔ جنوبی چه در تابستان و چه در زمستان حالت کاملاً همسان و هم‌شکلی را برای دایرهٔ قطبی در بین عرضهای ۴۵ تا ۶۰ درجهٔ جنوبی نشان می‌دهند (شکل شماره ۶)؛ بطوریکه منطقهٔ تسلط جریانات غربی در نیمکرهٔ جنوبی، هیچ گسستگی قابل توجهی ندارد. در حالیکه بررسی جریانات غربی در فصول تابستان و زمستان نیمکرهٔ شمالی از چنین هم‌شکلی و یک دستی برخوردار نیست و در طولهای مختلف جغرافیایی شکلهای متفاوتی را ارائه می‌دهند. خصوصاً در زمستان که یک مؤلفهٔ سه موجی



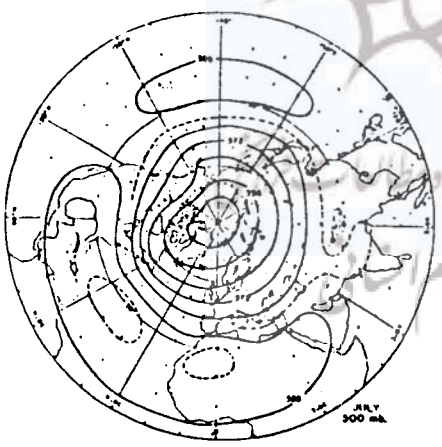
شکل ۱ـ۶ متوسط خطوط هم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی (فاصله ۸۰ متری) در ماه ژانویه (تابستان) نیمکره جنوبی (پالمن و نیوتن ۱۹۶۹)
After Taljaard et al. 1969



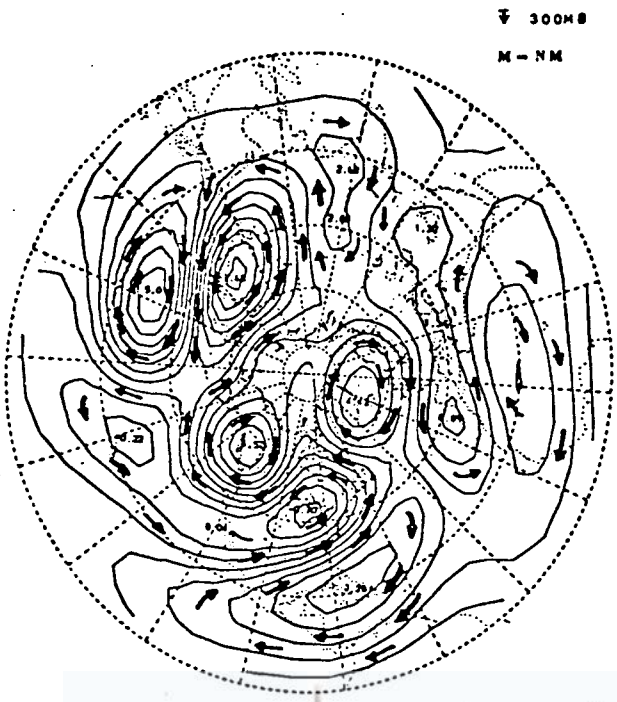
شکل ۲ـ۶ متوسط خطوط هم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه جولای (زمستان) نیمکره جنوبی (پالمن و نیوتن ۱۹۶۹).
After Taljaard et al. 1969



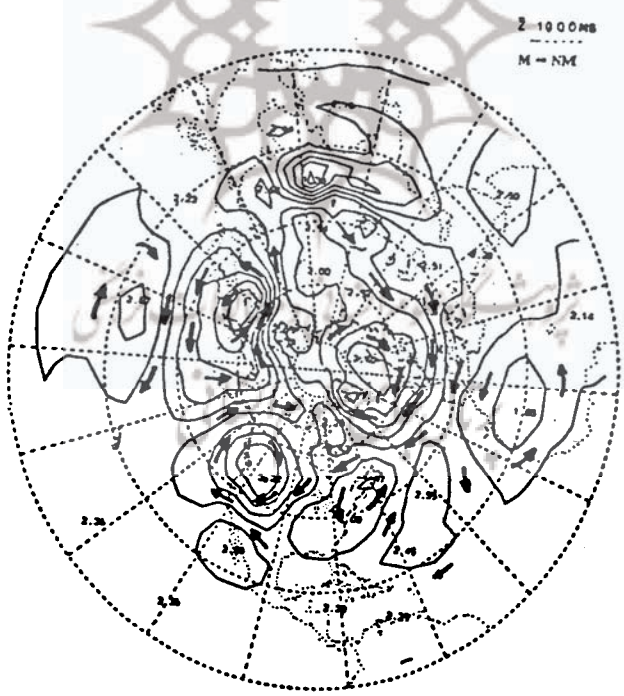
شکل ۷ـ متوسط خطوط هم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی در ماه جولای (تابستان) نیمکره شمالی (رسم مجدد از جاکوبس ۱۹۵۸)
پالمن و نیوتن ۱۹۶۹.



شکل ۸ـ متوسط خطوط هم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی در ماه ژانویه (زمستان) نیمکره شمالی.ترسیم مجدد بافواصل ۸۰ متری از جاکوبس ۱۹۵۸. هاشورهای روشن و تیره نواحی با ارتفاع بین ۱/۵ و ۵ کیلومتر را نشان می‌دهند (پالمن و نیوتن ۱۹۶۹)
from Berkofsky Bertoni 1955



شکل ۹ـ نمایش اثر سیستم‌های کوهستانی بزرگ نیمکره شمالی بر شارش جریان در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکالی با استفاده از مدل گردش عمومی GFDL برای ۱۰ فصل زمستان. ψ برابر با اختلاف بین اجرای «با کوهستان (M)» و «بدون کوهستان (NM)» است. (ناکس ۱۹۸۲) از لو ۱۹۸۰.



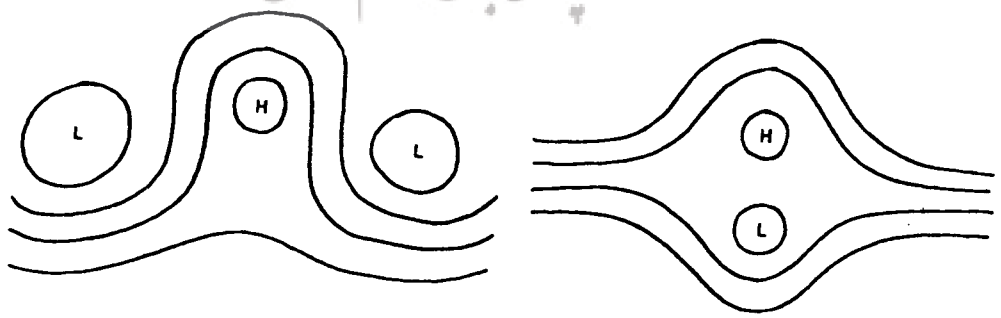
شکل ۱۰ـ همانند شکل ۹ برای سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی ـ ارتفاع ژئوپتانسیلی Zبجای‌تابع جریان بکاررفته‌است (ناکس ۱۹۸۲) از «لو ۱۹۸۰».

منطبق بر ناوه‌های عمیق در نزدیک طولهای جغرافیایی 140E، 80W وناوهٔ کم عمق‌تری در نزدیک 40E را نمایان می‌کند. بنظر می‌رسد این انحراف از جریان مداری بدلیل عامل توپوگرافی بزرگ مقیاس باشد که بطور طولی به توزیع گرما در نیمکرهٔ شمالی وابسته است (ناکس، همان)، جهت ارزیابی چگونگی اثر توپوگرافی، مدلی از گردش عمومی جوّ توسط پرینستون لو (۱۹۸۰) اجرا شد که اثرات پیچیدهٔ کوههای بزرگ زمین را در هنگام زمستان نشان می‌دهد. مدل مورد استفاده در نوع خود یکی از موفق‌ترین مدل‌ها می‌باشد. او برنامه را برای ده زمستان متوالی در دو حالت، یعنی با در نظر داشتن نقش کوه‌ها (M) و بدون در نظر گرفتن نقش آنها (NM) اجرا نمود و سپس حالت بدون کوهستان را از حالت با کوهستان کم نمود (M-NM). این برنامه برای سطوح ۱۰۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکالی اجرا شده است که نتایج آن در اشکال شماره (۹و۱۰) قابل مشاهده است. نکتهٔ قابل توجه، وجود الگوی ضعیفی از پرفشار بودن در شرق هیمالیا و الگوی قوی‌تری بلافاصله بعد از کوههای راکی و همینطور در شرق گرینلند می‌باشد. نقش کوهستانها عمدتاً در اثری که روی واداشته نمودن امواج دارند، اهمیت پیدا می‌کند.

اشکال بلوکینگ

عموماً بلوکینگ‌های جوّی ممکن است با دو سیمای ظاهری در نقشه‌های سطوح میانی و فوقانی جوّ مشاهده شوند که در هر دو صورت توأم با ایجاد جدایی و بازشدگی در جت فوقانی و به تبع آن جریانات عرضهای میانی می‌باشد. گاهی ممکن است این جدا شدگی، شکلی شبیه به اُمگا (Ω) را به جریانات تحمیل کند و گاهی نیز ممکن است بلوکینگ از نوع زوجی[1] باشد. در نوع زوجی که معروف‌تر و شایع‌تر از نوع اُمگا می‌باشد، جریانات ضمن جدا شدگی شاخه‌ای با حرکت نصف‌النهاری به سمت شمال پیشروی نموده و بنابر اصل حفظ تاوایی دارای انحنای آنتی سیلکونی می‌شوند که در سطوح بالا، یک پشته را همراه با یک سلول ارتفاع زیاد بسته در مرکز آن بوجود می‌آورند و شاخه دیگر نیز با حرکت نصف‌النهاری به سمت جنوب و بعلت کاهش مقدار (f) دارای انحنای سیلکونی شده و ناوه‌ای را همراه با یک سلول کم ارتفاع بسته در مرکز آن بوجود می‌آورند که این سلول کم ارتفاع پایینی با آن سلول ارتفاع زیادی که در مرکز پشته بوجود آمده است، تشکیل یک زوج را می‌دهد (شکل ۱۱).

پرتال جامع علوم انسانی



شکل ۱۱ ـ طرح شماتیک دو نمونه از اشکال مشاهدهٔ شده بلوکینگ

1- Couple.

نتیجه‌گیری

از بررسی تئوری‌های ارائه شده در مورد بلوکینگ بر می‌آید که اکثر محققین روی ناپایداری کج فشاری در امواج مقیاس سیاره‌ای جهت شکل‌گیری بلوک، تقریباً اتفاق نظر دارند. در مورد علت ناپایداری نیز عمدتاً روی بی هنجاریهای دما در سطح اقیانوسها و دریاهای بزرگ، تفاوت دمای خشکی ـ دریا، تفاوت دما در روی قسمتهای مختلف خشکی در امتداد مداری، تفاوت دما در روی سطح دریا در امتداد مداری و اثر کوهستانها بحث می‌شود.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

منابع و مآخذ:

۱ـ گُردن، اصول دینامیک هواشناسی، محمد حسن قطبی، سازمان هوا شناسی، ۱۳۶۴، فصل هشتم.

2- Berggren, R.B. Bolin and C. G. Rossby, 1949: An aerological Study of Zonal motion, its Perturbation and Breakdown. Tellus, 1,I, 14 - 37.

3- Charney, J. 1947: Dynamics of The Long Waves in a Baroclinic Westerly Current. Joural of Meteorology, 4, 135 - 162.

4- Hartmann dennis L. and Steven J. Ghan, 1980: A statistical Stady of The Dynamics of Blocking, Monthly Weather Review, V. 108, August 1980, pp, 1114 - 1159.

5- Diehl, L.W. 1977: Dynamics of Baroclinic Waves and Blocking Ridge Development. M. Sc. Thesis, Department of Geography,university of Alberta, 106 pp.

6- Eddy, E.T. 1949: Long Waves and cyclone waes. Tellus, 1, 35 - 52.

7- Egger, J.1978: Dynamics of Blocking Highs. J.Atmos. Sci, 35, 1788 - 1801.

8- Everson, P.I. and D.R.Davis, 1970: on The use of a Simple Two level model ingeneral Circulation Studies. Quart. J. Roy. Meteor. Soc, 96. 404 - 412.

9- Haltiner, G.J,1967: The Effect of Sensible heat Exchange on The Dynamics of Baroclinic Waves. Tellus, 19,183-198.

10- Knox, J.L.1982: Atmospheric blocking in The Northern Hemisphere.ph.D. Thesis, Department of Geography, University of British Columbia, Vancouver, B.c, V6T 1W5, 274pp.

11- lau,N. C.1980:From knox (1982).

12- Namias, J,1950:The Index Cycle and its role in The General Circulation. Jounal of Meteorology, 7, 130 - 139.

13- Nimias,J. 1964: Seasonal Persistance and recurrence of European Blocking during 1958 - 1960. Tellus, 16, 394 - 407.

14- Palmen, E. and c.W. Newton, 1969: Atmospheric circulation Systems Their Structure and Physical Interpretation. Academic Press, Newyork, 247 - 292.

15- Palmen, E. and K.M.Nagler, 1949: The Formation and Structure of a larg - Scale Disturbance in The Westerlies. Journal of Meteor, 6, 227-242.

16- Raethjen,P.,1949:Zyklogenetische Probleme. Arch. Meteorol, Geophys. Bioklimatol Al,295 - 346. (From Palmen and Newton 1969).

17- Rex, D.F, 1950a: Blocking Action in The Middle Troposphere and is Effect Upon Regional Climate (I): An Aerological Study of Blocking.Tellus,2 196 - 211.

18- Rossby, C. - G, 1939:Relations between Variations in the Intensity of The zonal circulation

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

and the Displacements of the Semi-Permanent centres of action. J. of Marine Research, 2, 38 - 55.

19- Sasaki, R.,1965: A Statistical Study on Blocking anticyclone in Far East. Grosswetter, 4, 26 - 48. (in Japaness). From Wang, Y, 1992.

20- Treidl, R.A. E.C. Birch and P. Sajecki, 1980a: Blocking in The Northern Hemisphere: A climatological Study.Submitted To Atmosphere OCEAN (1980).

21- White, W.B, and N.E. Clark. 1975: on The development of Blocking Ridge activity over The Central North Pacific. Journal of Atmospheric Science, 32, 489 - 502.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی