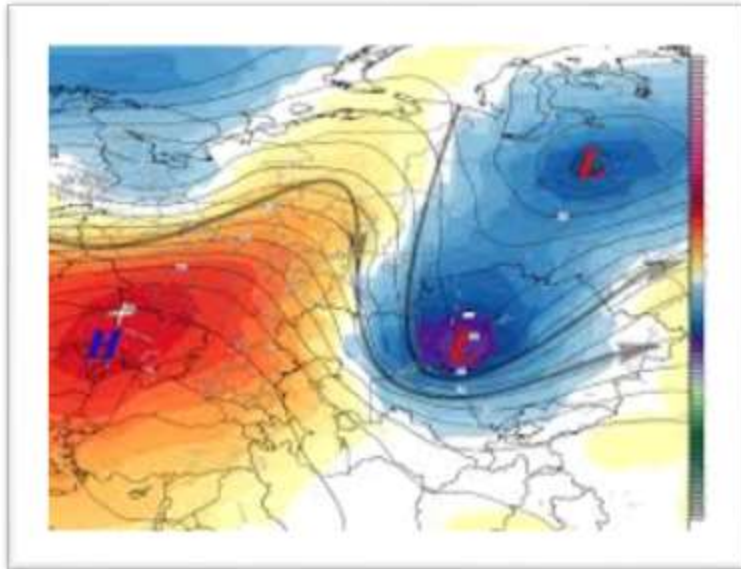


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

سامانه‌های بلاکیتک در اقلیم شناسی فلات ایران



تالیف :

مهندس عباس کاشانی



انتشارات رازنهان

۱۳۹۷

سرشناسه	: سامانه های بلاکینگ در اقلیم شناسی فلات ایران
عنوان و نام پدیدآور	: عباس کاشانی
مشخصات نشر	: تهران : رازنهان، ۱۳۹۷.
مشخصات ظاهری	: ص. ۲۱۷
شابک	:
وضعیت فهرست نویسی	: فیپای مختصر
یادداشت	: فهرست نویسی کامل این اثر در
	نشانی: http://opac.nlai.ir قابل دسترسی است

<p>آدرس: میدان انقلاب، اول جمال زاده جنوبی، کوچه دانشور، پلاک ۱۲، واحد ۲ شماره تماس: ۰۲۱۶۶۹۰۱۸۴۱ - ۰۹۱۲۲۳۰۲۶۹ آدرس الکترونیکی: raznahanbook@gmail.com آدرس سایت: www.raznahanbook.com</p>	
--	---

که عنوان کتاب.....	سامانه های بلاکینگ در اقلیم شناسی فلات ایران
که مولف.....	مهندس عباس کاشانی
که صفحه آرا.....	رضا کاوه
که طراح جلد.....	رضا کاوه
که ناشر.....	رازنهان
که شمارگان.....	۱۰۰۰ نسخه
که نوبت چاپ.....	اول ۱۳۹۷
که قیمت.....	
ISBN:	

تقدیم به :

یا فارس الحجاز ادرکنی

أَلْسَلَامُ عَلَیْكَ أَيُّهَا الْعَلَمُ الْمَنْصُوبُ وَ الْعِلْمُ الْمَصْبُوبُ ...

أَلْسَلَامُ عَلَیْكَ أَيُّهَا الْإِمَامُ الْمَامُونُ ... أَلْسَلَامُ عَلَیْكَ أَيُّهَا

الْمُقَدَّمُ الْمَامُولُ ... أَلْسَلَامُ عَلَیْكَ بِجَوَامِعِ

أَلْسَلَامُ عَلَیْكَ يَا أَبَا صَالِحِ الْمَهْدِيِّ

تقدیم به :

آنانکه رفتند تا چگونه زیستن را به دیگران بیاموزند. همه پویندگان راه
حقیقت و آنانکه در رفتار ، گفتار و نوشتار بر من کلامی آموختند. عاطفه
چشمان و کرامت دستان دو گوهر گرانبهای زندگییم ، پدر و مادرم که
موفقیت های امروز من مرهون سخت کوشی ها و فداکاری های دیروز آنان
است . همسر بزرگوار و گرامیم ، به پاس تمامی شکیبایی و فداکاریشان که
در سخت ترین شرایط زندگی یاور صمیمیم بودند و با تحمل رنج فراوان
زمینه شایسته تحصیل مرا فراهم نمودند. گلهای باغ زندگییم ، سه فرزند
دلبندم که لحظاتی را که بایستی به آنان می پرداختم ، صرف تحصیل
خویش نمودم.

فهرست مطالب

۶	پیشگفتار
۷	مقدمه
۸	فصل اول
۸	بررسی مفاهیم اقلیم شناسی
۱۹	فصل دوم
۱۹	نظریه های شکل گیری الگوی بندالی (بلاکینگ)
۴۶	فصل سوم
۴۶	بررسی الگوهای بلاکینگ
۶۲	فصل چهارم
۶۲	الگوی بلاکینگ در اقلیم آب و هوایی ایران
۷۹	فصل پنجم
۸۰	اقلیم شناسی فلات ایران
۱۲۰	فصل ششم
۱۲۰	کلیات تفسیر نقشه های تاثیر بلاکینگ در فلات ایران
۱۹۶	کلام پایانی
۲۰۱	منابع و مآخذ
۲۱۴	واژه نامه ها

پیشگفتار

بلاکینگ پدیده ای است که می تواند جریان های جوی و شکل گیری آنها را تحت تأثیر قرار دهد. یک نوع تنبلی جوی و سکون در جو منطقه بوجود می آورد و یک نوع مسدود کننده جو محسوب می شود. در سطوح بالای جویک چاله خشک و یا مرطوب را فراهم می سازد که باعث ترسالی و یا خشک سالی در نواحی شرقی ایران می شود. نتایج تحقیقات و مطالعات انجام شده نشان داده اند که وجود بلوکینگ منجر به ناهنجاری منفی مؤلفه مداری و ناهنجاری مثبت مؤلفه نصف النهاری باد، تقویت تاوایی نسبی و پتانسیلی و افزایش سرعت قائم، رطوبت نسبی و میزان بارش می شود. علاوه بر این، بلوکینگ موجب تقویت و افزایش طول عمر و تغییر مسیر چرخندها به عرض های پایین تر نیز می گردد. سامانه های بسته می توانند به صورت سامانه بسته پرفشار و یا سامانه بسته کم فشار باشند. استقرار چنین سامانه هایی در به وجود آمدن دوره های خشک و یا مرطوب نقش مهمی دارند. جریان حرکت بادهای بالایی به ندرت در امتداد خطوط مستقیم بوده و عموماً به صورت موجی و یا مارپیچی شکل می باشد. علاوه بر این، هوا در موارد متعددی حول یک مرکز (محور) به چرخش در می آید. در شرایطی که حرکت هوا چرخشی است، ممکن است در مرکز چرخش ناحیه کم فشار و یا پر فشار مستقر باشد. بدین ترتیب مانند سطح زمین جریان چرخندی یا واچرخندی در سطح بالایی جو استقرار می یابد. در این شرایط، تحت تأثیر نیروی کوریولیس و در نیمکره شمالی، حرکت هوا حول مراکز کم فشار و پرفشار به ترتیب در جهت پادساعتگرد و ساعتگرد است که به باد گرادیان معروف است. سامانه های پر فشار و کم فشار می توانند با استفاده از نقشه

های ترازهای مختلف جوی مکان یابی و مورد بررسی قرار گیرند. ناهنجاری های جوی به دلیل تغییرات سیستم های فشاردر سطح زمین وسطوح بالایی جو ایجاد می شوند. سیستم های بندالی ، یکی از مهم ترین پدیده های جوی هستند ، که ناهنجاری های هواشناسی و آب و هواشناسی مهمی را در سطح منطقه ای و جهانی موجب می گردند .

مقدمه

هوا نخستین پدیده ای است که جانداران از بدو تولد با آن مواجه می شوند و تنفس اولین واکنش آنهاست . گیاهان با نور خورشید و هوا سازگاری پیدا می کنند . حکایت ما انسان ها همانند ماهیانی است که تمام عمر خود را درون آب زندگی می کنند ولی هیچگاه متوجه ارزش و اهمیت آن نیستند . انسان جهت سازگاری و آمادگی بیشتر در مقابل شرایط آب و هوایی به نوعی مجبور به افزودن آگاهی در زمینه آب و هوا می باشد. امروزه تنها احتمال افزایش دمای هوای کره زمین به مقدار جزئی و در حد چند درجه سانتی گراد تقریباً تمامی مجامع علمی دنیا را نگران نموده است . ما در سرزمینی زندگی می کنیم که خصوصاً از نظر اقتصادی و معیشتی حساسیت نسبتاً زیادی به نوسانات آب و هوایی داریم . این حساسیت در مورد بارش بسیار محسوس تر و مشهورتر می باشد. مناطق کشاورزی کشور ما ، حتی در سال های پرباران نیز از آبیاری محصولات کشاورزی ، بی نیاز نیستند . این مطلب ، بدین معناست که چنین امری اقتضاء می کند تا کمی بیشتر در این مورد سرمایه گذاری کنیم تا کمتر در این سال ها ، بیم و هراس داشته باشیم . قابل ذکر است که هنوز حتی عوامل کنترل کننده آب و هوایی ایران در مقیاس کلان به خوبی شناسایی و تحلیل نشده است .

فصل اول

بررسی مفاهیم اقلیم شناسی

آب و هوا یکی از مهمترین اجزاء و عناصر تشکیل دهنده محیط زیست به شمار می آید. چون که تغییر ناپه‌نچار در هر یک از عناصر امکان ادامه حیات به نحو صحیح را برای موجودات زنده اعم از انسانها، گیاهان و جانوران از بین خواهد برد. خشک سالی نیز، آثار زیانباری را بر روی انسان و حیوان از جمله کمبود آب و هوا و خشک شدن گیاهان (و گیاهان و کشاورزی) از جمله آتش سوزی و کمبود آب و منابع آب زیرزمینی و سطحی و نیز نیروگاه های آبی و... دارد و به طور کلی، همه چیز را تحت تأثیر قرار می دهد. بسیاری از فرایندهای مرتبط با معضلات محیطی به شدت تحت تأثیر گردش های جو هستند، اقلیم شناسی، علمی است که رابطه میان گردش های جو را با محیط سطحی منطقه، بررسی می کند. چون اقلیم شناسی همدیدی به دنبال تبیین اندرکنش های کلیدی میان جو و محیط سطحی است در میان علوم محیطی از ارزش نظری و عملی زیادی برخوردار است. اقلیم شناسی همدیدی در شاخه های مختلف علوم جو و در علوم جغرافیا هم جایگاه مهمی دارد. (مسعودیان) یکی از مهمترین نوع پرفشار، سلول های پرفشار فلات تبت و مغولستان و سیبری و عربستان را تشکیل میگردند و این سلول های پرفشار، در طول دوره سرد، در نیمه شرقی و شمال شرقی ایران و همچنین در نیمه شرقی شبه جزیره عربستان مستقر بوده اند.

۱- پرفشار مانع - بندآمده - بلوکه شده^۱

یک ناحیه پرفشار یا واچرخندی که تقریباً ساکن بوده و یا در جهت غربی - شرقی به آرامی جابه جا می شود . پرفشار مانع می تواند جلوی حرکت چرخندها و کم فشارها را مسدود کرده و جهت حرکت آنها را تغییردهد . در این صورت چرخندها و کم فشارها مسیری شمالی و یا تقریباً شمالی را در پیش می گیرند(۱). پرفشارهای مانع ، واچرخندهای پایدار و ثابتی اند که بخصوص در جریانات غربی (بادهای غربی)، در جایی که آنها مانع حرکت موجهای کم فشار شرقی می گردند ، ایجاد می شوند. آنها می توانند به صورت پرفشار حرارتی و دینامیکی گسترش یابند ، این پرفشارها سبب طولانی شدن خشکی و پایداری هوا می گردند . پدیده پرفشار مانع ممکن است از شش روزه تا یک ماه طول بکشد (۲).

۲- سرد چال جوئی^۲

چاله ای است از هوای سرد که در حرکت های نصف النهار بادهای سطح بالا ، بر اثر فرود موج ، از جریان اصلی جدا شده و در جنوب بادهای اصلی باقی می ماند (علیجانی و کاویانی ۱۳۷۱).

۳- چرخه شاخص^۳

چرخه شاخص وزش مداری یک روش مناسب برای نشان دادن توسعه و عقب نشینی امواج راسبی(راسبی وایو)^۴ در تروپوسفر است که معمولاً یک دوره فعالیت ۴ تا ۶ هفته ای دارند چرخه شاخص را نشانه تبدیل یک جریان وزش منطقه ای (مداری

1.Blocking high
2.Cut - Off low
3.Index cycle
4.Rossby Wave

غرب به شرق) و شاخص منطقه ای بالا به جریان وزش نصف النهاری (شمالی - جنوبی و برعکس) و شاخص وزش منطقه ای پایین است. در جریان شاخص وزش نصف النهاری که معمولاً در سطح ۳۰۰۰ تا ۴۰۰۰ متر بسیار بارز هستند، پیچ و خم های رودباد قطبی توسعه بیشتری پیدا می کنند. به طور ی که همگرایی و واگرایی در اطراف یک فرود به واچرخندزایی و چرخندزایی در سطح زمین منجر می شود. در نهایت امواج بریده شده به صورت توده هوایی گرم و سرد از هم جدا شده و در پایان این فرایند، وزش بادهای غربی به شاخص منطقه ای قوی برمی گردد و یک چرخند شاخص دیگری آغاز می شود. مراحل سیکلون شاخص وزش مداری: ۱- شاخص وزش مداری قوی ۲- موج های کم عمق ۳- موج های عمیق ۴- شاخص وزش مداری ضعیف (علیجانی، ۱۳۷۳).

۴- گردش عمومی جو^۱

به مجموعه حرکات درونی جو بین مناطق قطبی و حاره، گردش عمومی هوا می گویند. معمولاً این اصطلاح به طور وسیع برای توصیف جو کره زمین استفاده می شود. حرکت عمومی هوا سیستم های فشار و بادهای فصلی در تمام سال را ایجاد می کند. این بادهای گرما را از عرض های حاره گرفته و به قطب ها انتقال می دهند تا الگوی درجه حرارت جهان را حفظ کند و اختلاف دمایی بین قطب ها و استوا را تعدیل نماید (۱).

۵- سیستم های فشار دینامیکی^۲

1. General circulation
2. Dynamic pressure systems

سیستم های فشار دینامیکی ، سیستم های پرفشار و کم فشارند که به وسیله فرایندهای مکانیکی (غیر حرارتی) گسترش می یابند . کم فشارهای دینامیکی در امتداد جبهه های فعال (مانند جبهه قطبی) جایی که تضادهای تراکم هوا به صعود هوا و چرخند زایی کمک می کنند ، تشکیل می گردد. پرفشارهای دینامیکی با همگرایی رود بادها در مناطق جنب حاره نقطه ای که واگرایی و فرونشینی ، هوای این مناطق را خشک نگه می دارد ، همراه است (۲).

۶- کژ فشاری^۱

در جو کژفشار، چگالی فقط تابعی از فشار نیست ، بنابراین سطوح هم چگالی ،همدمای و هم فشار با هم موازی نیستند و میدان سیملوله ای ناشی از تقاطع خطوط هم فشار به وجود می آید . جو طبیعی معمولاً جو کژفشار است ^۲ . تغییر میدان سرعت در راستای ضخامت شاره بر اثر تغییر چگالی در همین راستا . بردار سرعت از جمع دو مؤلفه کژفشارورد بدست می آید . چینش های عمودی جریان های کژفشار ناشی از بردار گشتاور فشارورد است . کژفشاری^۳ در دینامیک شاره ها کژفشاری نماینده ی چینه واری یک شاره است . جوی را کژفشار گویند که در آن چگالی هم تابع فشار باشد . در صورتی که در یک جو فشارورد چگالی تنها تابعی از فشار است . عرض های پایین عموماً فشارورد و عرض های میانه و بالا عموماً کژفشارند است . روزانه به دلیل اختلاف در مقادیر انرژی دریافتی در مناطق مختلف روی زمین اختلاف دما ، در نتیجه اختلاف چگالی و در نهایت اختلاف فشار در مقیاس های بزرگ و کوچک ایجاد می شود نسیم های ایجاد شده بین دره ها و دامنه ها ، دشت و دامنه ،

1Baroclinicity

۲ قائمی .و همکاران (۱۳۹۳) آب و هواشناسی همدیدی - دینامیکی.ص ۱۳۰.

3.Baroclinicity

دریا و سواحل و ... همگی نشان دهندهٔ اختلاف فشار ایجاد شده بین این مناطق در طول شبانه روز یا در فصول مختلف است. در نتیجه در جهت قائم توزیع دما، فشار، چگالی و... ممکن است یکنواخت و یکسان نباشد. بر اثر این پدیده در جو کژفشاری ایجاد می شود.

۷- سلونوئید (سیملوله)

در جو با افزایش ارتفاع، فشار هوا کاهش می یابد، ولی نرخ کاهش فشار در نقاط مختلف یکسان نیست، در حالی که در جو فشار با ارتفاع کاهش می یابد ولی حجم ویژه افزایش می یابد، در یک فشار ثابت معین حجم ویژه با دما افزایش می یابد. کاهش فشار در یک تودهٔ هوای سرد سریع تر از کاهش فشار در هوای گرم است. در نتیجه هر یک از دو سری سطوح مزبور ممکن است طوری همدیگر را قطع کنند که شبکه های کندو ماندی ایجاد کند. این لوله ها را سیملوله (سلونوئید) می نامند.

۸- جریان زمینگردوار^(۱)

جریانی که محصول ترازمندی نیروی کوریولیس و نیروی شیو فشار است ولی جملات دیگری همچون جمله ی لختی (که با زمان تغییر می کند) و جمله ی شتاب وزشی با این که بزرگی چندانی ندارند ولی از طریق اثراتی که بر گشودگی ناوه دارند نقش دینامیکی مهمی بر عهده می گیرند. برای آن که تقریب زمینگرد برقرار باشد جریان باید تقریباً پایا (مقیاس زمانی آن خیلی بزرگ تر از طول روز آوگی باشد)، خفیف و بزرگ مقیاس (دارای عدد رزبای کوچک) باشد و بتوان از اصطکاک چشم پوشی کرد. (عدد اکمن کوچک باشد).

1. Quasi-geostrophic Current

۹- شار و خصوصیات شارش، شارها

جو یک سیال است که هر گونه عدم تعادل در هر بخشی از آن منجر به جابجایی و حرکت ماده برای از بین بردن عدم تعادل و ایجاد تعادل در جو می شود. مشاهدات روزانه ، شارش ثابت و دائمی از مولکول ها (ماده) را در جهت برقراری تعادل نیروها نشان می دهد. اگر هوا در نقطه ای دچار آشفستگی شد بلافاصله شارش جدیدی از ماده و انرژی صورت می گیرد. در غیر این صورت اختلاف شدیدی در توزیع گرما و رطوبت در سطح زمین اتفاق خواهد افتاد. چنین چیزی در در جو امکان پذیر نمی باشد. در عین حال روزانه و حتی هر لحظه به دلیل اختلاف در توزیع انرژی، وجود سطوح فیزیکی متفاوت (آبها و خشکی ها) تفاوت در ساختار سطوح فیزیکی (رنگ، جنس، عمق و) عدم تعادل ها ایجاد می شوند. مطالعه رفتار جو در عدم تعادل ها و شدت عدم تعادل ها یکی از مسائل اساسی در آب و هواشناسی دینامیکی است. این رفتارها به گونه ای است که ممکن است شارش را توسعه دهد یا از گسترش آن جلوگیری کند. رفتار و خصوصیات شارش، شارها از طریق معادلات دینامیکی به راحتی قابل حل باشد^۱.

۱۰- تاوایی

تاوایی عبارت از توانایی چرخش حول یک محور است. (مرادی، ۱۳۹۰، ص ۲۶). تاوایی نسبی اندازه چرخش سیال به دور محوری عمود بر سطح زمین است (فلاح

قاله‌ری ، ص ۴۵۷). بنابراین سیالی که مسیر منحنی را طی میکند دارای تاوایی است، به شرطی که چینش شعاعی سرعت مماسی آن را از بین نبرد. این تاوایی را تاوایی نسبی انحنایی می نامند. (تاو سرعت نسبی مانند تاو سرعت زمین در سوی پادساعتگرد مثبت است و تاو سرعت نسبت به سطح زمین سنجیده می شود). اگر در امتداد محور عمود بر راستای باد ، باد به سمت راست افزایش آن روبه سوی راست شارش است می گوئیم دارای چینش چرخندگی است. اگر باد رو به سوی چپ افزایش یابد می گوئیم چینش واچرخندگی است. تاو سرعت نسبی در ذراتی که به همراه باد شمال (V منفی) منتقل می شوند افزایش می یابد و در بادهای جنوبی رو به کاهش می گذارد. در نیکره شمالی شارش از شمال تاو سرعت چرخندی ایجاد می کند یا تاو سرعت واچرخندی را کاهش می دهد. در حالی که شارش از جنوب ، تاو سرعت واچرخندی پدید می آورد. یا تاو سرعت چرخندی را کاهش می دهد. تاوایی همچنین تحت تأثیر پارامتر دیگری به نام اختلاف سرعت باد چه در جهت افقی و چه در جهت عمودی است. بنابراین چرخش یک سیال حول یک محور یا نقطه به دو علت انجام می شود: ۱- چرخش به دلیل انحنای مسیر حرکت ۲- چرخش به علت اختلاف سرعت افقی یا عمودی (چینش افقی یا عمودی).

۱۱- واگرایی

یکی از مهم ترین کارها در هواشناسی به دست آوردن اندازه انبساط و انقباض ذرات یا بسته هواست. فرض کنید مقداری گاز رنگین وارد یک جو شده است. حال اگر تغییرات فیزیکی این گاز رنگین را دنبال کنیم نحوه حرکت این گاز در جو مشخص می شود. هر ساز و کاری که این هوای رنگین در جو داشته باشد ، نشان

دهنده سازو کار حاکم در کل جو است. در نتیجه می توان به وضعیت حاکم در کل جو پی برد .

یکی از راه های محاسبه و اندازه گیری واگرایی استفاده از نقشه های همدیدی با نقاط شبکه بندی شده است که روزانه در ایستگاه های هواشناسی تهیه می شود .

۱۲- سیستم فشار

اصولاً سیستم های فشار را از لحاظ دمای هسته مرکزی آن به صورت زیر می توان طبقه بندی کرد. می دانیم که فشار هوا در سطح زمین یا در هر سطحی از جو، به وزن ستون هوای موجود در بالای آن سطح بستگی دارد. از طرفی می دانیم که فشار هوا با چگالی هوا در ارتباط است و چگالی هوا نیز به نوبه خود با دما رابطه معکوس دارد .

۱۳- جو فشارورد (باروتروپیک)

جو باروتروپیک جوی است که چگالی فقط به فشار بستگی دارد، بنابراین سطوح ایزوباریک سطوحی هستند که چگالی ثابتی دارند. برای گازهای ایده آل اگر جو باروتروپیک باشد سطوح ایزوباریک همان سطوح ایزوترمال خواهند بود. می توان ادعا کرد که ژئوستروفیک در جو باروتروپیک مستقل از ارتفاع عمل می کند . بنابراین باروتروپی مقامت خیلی شدیدی در حرکات سیال در حال چرخش ایجاد می کند، حرکات بزرگ مقیاس تنها می تواند به موقعیت و زمان بستگی داشته باشد تا به ارتفاع. وقتی توزیع قائم فشار و دما بر هم منطبق باشند یا روی نقشه های جو منحنی های هم ارتفاع با خطوط هم دما موازی شوند، جورا باروتروپیک یا فشارورد می گویند. در چنین جوی بادها به موازات خطوط هم دما یا ضخامت می وزند .

۱۴- جو کژفشار (باروکلینیک)

برعکس وقتی توزیع قائم فشار و دما بر هم منطبق نباشند ، یا روی نقشه های جو منحنی های هم ارتفاع با خطوط همدمای متقاطع شوند ، جو را کژفشار یا باروکلینیک می گویند که در این حالت ، بادهای منحنی های همدمای هم ارتفاع یا ضخامت را قطع می کنند . در جوی که چگالی هم دما و هم به فشار بستگی دارد و جو باروکلینیک می شود . در جو باروکلینیک ، باد ژئوستروفیک عموماً دارای چینش قائم است ، و این چینش به گرادیان افقی دما (با توجه به به فرمول باد حرارتی) بستگی پیدا می کند . جو باروکلینیک در آب و هواشناسی دینامیکی بسیار با اهمیت است . روی نیمه شرقی اقیانوس اطلس شمالی ، یک جو کژفشار با فرارفت سرد و روی شمال شرق ایران و ترکمنستان شاهد جوی کژفشار با فرارفت گرم می باشیم . (لشکری، ۱۳۹۵)

۱۵- فرارفت سرد

جریان باد به گونه ای است که هوای سرد را عرض های بالاتر به سمت عرض های پایین تر فرارفت می نماید . مانند؛ جریان باد دمای $5/4$ - درجه سانتی گراد را از شمال آلمان روی شمال لیبی فرارفت می نماید .

۱۶- فرارفت گرم

فرارفت گرما، انتقال هوای گرم را توسط یک جریان باد از منطقه ای به منطقه دیگر می گویند. مانند؛ یک جریان باد جنوبی دمای بیشتر را از عرض تر به عرض های بالاتر فرارفت می کند یا خطوط دما را از گرم به سردتر قطع می کند .

۱۷- همگرایی و واگرایی

همگرایی در جو به مفهوم تجمع ، انباشت هوا و نزدیک گرایی در جریان و واگرایی به مفهوم دور شدن ،پراکندگی هواست .همگرایی و واگرایی در جو از مهم ترین عوامل حرکات قائم در جو و پایداری و ناپایداری ،صعود و نزول هوا و تشکیل ابر و بارش یا از بین رفتن آن خواهد بود .واگرایی و همگرایی در جو متأثر از عوامل متعددی می تواند باشد :

۱- در یک ناوه فشاری ،در پشت ناوه (غرب ناوه) در نقطه A سرعت باد گرادیان نسبت به باد زمینگردوار بیشتر است .در نتیجه مقدار جرم ورودی بیشتر از مقدار جرم خروجی در پایین دست جریان می باشد،در نتیجه در میانه باند (نقطه B) همگرایی اتفاق افتاده و منجر به منجر به نزول هوا خواهد شد .در صورتی که سرعت باد گرادیان در نقطه C نسبت به باد زمینگردوار کمتر است(سرعت باد گرادیان در اطراف کم فشارها کمتر از باد زمینگردوار است).در نتیجه حجم جرم ورودی جلو ناوه کمتر از جرم خروجی در نقطه E می باشد و در میانه باند در نقطه D واگرایی رخ داده و با واگرایی در لایه های بالاتر صعود هوا در لایه های زیرین جو و همگرایی در لایه زیرین را به همراه خواهد داشت

۲- در نقطه A شکل سینوسی که در عرض های جغرافیایی بالاتر دارد وقتی بسته هوا شروع به حرکت می کند،همچنانکه با جریان شمالی به سمت جنوب حرکت می کند به تدریج بر تاوایی نسبی آن افزوده می شود و این افزایش تا زمانی که مسیر ذره کاملاً به شکل منحنی کم فشار در نیامده است ،ادامه دارد .سرانجام جریان شمالی بسته به جریان جنوبی تبدیل می شود .در این حالت توده هوا به سمت شمال حرکت می کند و زبانه کم فشار یا ناوه شکل می گیرد . ملاحظه می شود که در پشت این ناوه با حرکت بسته هوا از عرض های بالاتر به سمت عرض های پایین تر به تدریج از

تاوایی زمین (کوریولیس) کم شده و برعکس بر میزان تاوایی نسبی در میانه باند در بسته هوا انباشتگی (همگرایی) ایجاد می شود در مقابل در جلو ناوه با حرکت بسته هوا از عرض های پایین تر به سمت عرض های بالاتر به تدریج بر تاوایی زمین (کوریولیس) افزوده می شود و بر عکس تاوایی نسبی کاهش می یابد. با کاهش تاوایی نسبی، ذرات جو پراکنده شده و بر میزان واگرایی آن در میانه باند افزوده می شود. از نقطه C تا نقطه E به تدریج تاوایی نسبی کاهش می یابد و منفی می شود. در این حالت انحنایی پر فشار گسترش می یابد. کاهش تاوایی یا تاوایی منفی تا چرخش بسته هوا به سوی جنوب ادامه دارد. در نتیجه زبانه پرفشار یا پشته ایجاد می شود. (لشکری، ۱۳۹۵).

۱۸- جریانات جت استریم

اصولاً جت استریم ها نزدیک استراتوسفر و در سطوح بالای تروپوسفر شکل می گیرند، جایی که پایداری ایستایی قوی لایه تروپوپاز از حرکت قائم هوا بر فراز جت جلوگیری می کند بنابراین بیشترین مقدار واگرایی در سطح جت و به تبع بیشترین حرکات قائم تروپوسفر در زیر این سطح اتفاق می افتد. دو مکانیسم اصلی باعث ایجاد واگرایی شدید در جت می شود: ۱- انحنا در جت استریم، ۲- هسته های سرعت در چرخنده ها. (لشکری، ۱۳۹۵، ص ۱۸۰)

با توجه به اینکه پژوهش گران متعددی که بیش از این اقدام به بررسی و مطالعه الگوی بندالی نموده اند، پدیده مذکور را از جنبه های خاصی مورد توجه قرار داده اند، معیارهایی که در مورد شناخت و تفکیک سیستم های بندالی ارائه شده است نیز در جهت نیل محقق مربوطه به اهداف مورد نظرش می باشد. با این حال تشابهات در این معیارها قابل توجه می باشد.

فصل دوم

نظریه های شکل گیری الگوی بندالی (بلاکینگ)

۲-۴ نظریه های اساسی در شکل گیری الگوی بندالی (بلاکینگ)

حدود ۶۷ سال از ارائه اولین ایده ها در مورد بلاکینگ می گذرد با این حال هنوز یک تئوری جامع که بتواند مورد قبول همه محققین واقع شود و یا قادر به پاسخگویی به تمام ابعاد دینامیکی و انرژی تیک بلوک باشد ارائه نشده است . در این راستا عده زیادی از پژوهندگان با استفاده از انواع مدل های شبیه سازی ، پردازش رقومی داده ها ، بررسی روز به روز و حتی چند ساعته نقشه های سینوپتیک به ارائه نتایج بررسی ها ، آزمایش ها و همینطور نقطه نظرات خود پرداخته اند . بررسی جزئیات پدیده بلوکینگ خصوصیات در ارتباط با اثر آن بر روی اقلیم ایران یک مورد رخداد بندال با طول عمر حدوداً ۲۵ روز از نظر دینامیک ، سینوپتیک و انرژی تیک مورد بررسی جزئی قرار گرفته است که بعنوان مطالعه موردی در بخشی جداگانه ارایه گردیده است . تقریباً اکثر کسانی که در رابطه با شکل گیری بلاکینگ های جوی مطلبی را نگاشته اند ، این پدیده را در قالب امواج مقیاس سیاره با طول موج بلند مورد تحلیل قرار داده اند . به همین خاطر عمده نظریه های موجود در ارتباط با چگونگی افزایش طول موج و دامنه آن ، علل بروز ناپایداری در این امواج بزرگ ، نحوه واداشت آنها و نحوه تبادل انرژی در این هر زمان فرایند اینکه چرا امتداد قطبی برای شکل گیری ناوه ها و پشته ها وسیع ناپایدار می شود به فرایند ناپایداری کژ فشاری که مکانیسم عمده ای برای انتقال انرژی در عرض های فوق مداری است برمی گردد (ناکس ، ۱۹۸۲) در واقع این همان فرایندی است که توسط (چارلی ، ۱۹۴۷) و (ادی ، ۱۹۴۹) بسط یافته است . آنها دریافتند که بریده شدن (کات آف^۱) به ناپایداری قائم $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ به متوسط چینش باد

1. Cut off

قائم که از متوسط گرادیان حرارتی شمالی - جنوبی $\frac{\partial \theta}{\partial Y}$ ناشی می شود و همینطور به عرض جغرافیایی که تلویحاً از واژه $F\beta$ فهمیده می شود ، وابسته است ، (هالیتنر، ۱۹۶۷: ۶) با به کارگیری یک مدل دو سطحی کژ فشاری در این مورد یک منبع گرمای محسوس را در لایه مرزی تحتانی معرفی نمود . (وایت و کلارک ، ۱۹۷۵) به منظور بررسی نتایج کارهای هالیتنر (اثر گرمای محسوس لایه زیرین جو بر روی ناپایداری کژ فشار یا موج بزرگ) بلوکینگ را در روی اقیانوس آرام شمالی مورد بررسی قرار دادند و با بررسی بلوکینگ در فصول مختلف دریافتند که پیشته های بلوکینگ در پاییز و زمستان دارای موقعیت متمایزی در حدود ۱۷۰ درجه غربی هستند که همراه با طول موجی حدود هفت هزار کیلومتر حالت شبه ایستا دارند . ولی در بهار و تابستان موقعیت متمایزی را برای پشته های بلوکینگ پیدا نکردند . بنابراین آنها متوجه یک فاکتور بحرانی یعنی انتقال گرمای محسوس از اقیانوس به جو شدند . آنها همینطور اشاره می کنند در مکانی که بلوکینگ های پاییز و زمستان حاکمیت دارند گرمای محسوس (OH) در زیر ناوه بطور غیرعادی زیاد و در زیر پشته کم می باشد . بالاخره آنها نتیجه می گیرند که بی هنجاری های انتقال گرمای محسوس در پاییز و زمستان در شمال اقیانوس آرام رابطه معکوسی با بی هنجاری های ارتفاع در سطح ۷۰۰ میلی باری در ارتباط با توسعه پشته های بلوکینگ دارد .

دی ال ، (۱۹۷۷) نیز تشکیل پشته بلوکینگ را ناشی از تحقیق ناپایداری کژ فشاری در امواج بلند ۷ تا ۹ هزار کیلویی می داند . فی مایس (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 و ۱۹۶۰ در روی شمال اروپا یعنی جایی که فعالیت بلوکینگ ها بطور ویژه ای مکرر است متمایز می شود او فرض کرد که دلایل فیزیکی بلوکها در مکانسیم باز خورد بین جو و سطح زمین قرار دارد . مطالعات (فی

مایس، ۱۹۶۴)، (وایت و کلارک، ۱۹۷۵: ۴)، بعلاوه 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 قویاً توسط یافته‌های (کیکوچی، ۱۹۷۱) و (اورسون و دی ویس، ۱۹۷۰) که جهت مشاهده رخداد بلوکینگ (الگوی بندالی) آزمایش‌های رقومی ایی را با مدل شبه زمینگرد دوار اجرا کردند حمایت می‌شود. هر دو آنها دریافتند که یک بلوکینگ با دوام (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، ۱۹۶۹) 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 جوی بجای بگذارند. مرکز کم ارتفاع‌های فوقانی از یک ناوه سرد که قبلاً وجود داشته است تشکیل می‌شوند و سرانجام در وردسپهر فوقانی از ناحیه منبع خود که سرزمین قطبی است بریده می‌شود. مشابهاً ارتفاع زیادهای فوقانی نیز ازپشته‌های گرمی تشکیل می‌شوند که از نواحی منبع گرم خود در جنوب خارج شده‌اند. یک مثال افراطی از مرحله پایانی این فرآیند در شکل ۲-۲ نشان داده شده است. در این شکل میدان‌های دما و ارتفاع در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی چگونگی بریده شدن ناوه سیکلونی را از ناحیه سرد مادر در شمال، که هنوز توسط یک «بند

ناف) «آمبلیکال کورد»^{۱)} به شکل یک خط چینش به آنجا متصل است ، نشان داده شده است . همینطور ارتفاع زیاد گرم شمالی نیز تقریباً از توده هوای گرم جنوبی که از آن منشاء گرفته است ، بطور کامل جدا شده است . فرایندی که منجر به چین تغییر شکلی می شود . بطور کیفی در شکل ۲-۳ قابل مشاهده است . بطوری که بعداً خواهیم دید توده هوای قطبی در حرکت به سمت استوا معمولاً حالت فرونشینی (سین کینگ)^{۲)} دارد . کشیدگی قائم (استرچینگ ورتیکال)^{۳)} همگرایی افقی در وردسپهر فوقانی بعنوان نتیجه ای از فرونشینی قوی در توده هوای سرد ناوه ، تاوایی را تشدید می کند و سبب تغییر شکل انحناء از حالت طبیعی یعنی حالت موجی شکلی که دارا بوده است خواهد شد . بطوریکه به نظر می رسد در شرق ناوه جت استریم بیشتر جهت نصف النهاری پیدا کرده است . که همراه با تقریب حفظ تاوایی مطلق در وردسپهر میانی می بایست در عرض های بالا یعنی جایی که پارامتر کوریولیس بزرگتر می شود ، انحناء به حالت آنتی سیکلونی برگردد . چنین فرایندی اغلب به شیوه ای تکراری در موقعیت بلوکینگ (بندال) بوقوع می پیوندد . یعنی جایی که امواج غربی به جریان قوی نصف النهاری تبدیل می شوند . مناظر ویژه چنین موقعیتی در شکل ۲-۴ نشان داده شده است . (برژرن و دیگران، ۱۹۴۹) نشان دادند که چنین تغییر شکلی زمانی رخ می دهد که جریان مداری بالا دست قوی تر از ناحیه ای است که بلوکینگ (بندال) تشکیل می شود ، ولی در پایین دست بازشدگی مشخص جریان با کاهش شدت آن همراه است . ناوه هایی که به ناحیه بلوکینگ نزدیک می شوند به سمت شرق سرعتشان کاهش می یابند نیز کاهش می یابد . آشفنگی های بسیار تغییر شکل یافته از نوع شکل ۲-۳ با هر موجی که پی در پی به

1.Umbilical cord
2.Sinking
3.Stretching Vertical

بلوک نزدیک می شود رشد نموده و تجمعی از کم ارتفاع های بریده شده در عرض های پایین تر و ارتفاع زیادهای بریده شده در عرض های بالاتر همانند مرحله آخر شکل ۱-۲ نتیجه می شود . شکل گیری ارتفاع زیاد گرم فوقانی در سمت قطب جریان های غربی اصلی و تشکیل کم ارتفاع سرد فوقانی در سمت استوای این جریان ها ، فرایندهایی هستند که دلالت بر حجم تبادلات نصف النهاری توده های هوا دارند . حجم زیادی از هوای سرد که بدین وسیله به سمت قطب انتقال می یابد و به عنوان یک حلقه آنتی سیکلونی ظاهر می شود و حجم زیادی از هوای سرد که بدین وسیله به سمت استوا منتقل می شود و به عنوان حلقه سیکلونی ظاهر می شود ، از جابجایی نصف النهار جریان ها و از جمع شدگی و از کشیدگی پیروی می کنند که در هنگام این جابجایی ها در وردسپهر رخ می دهد . تحلیل های سینوپتیک نشان می دهد که شکل ناوه های سرد به راه های مختلفی می تواند تغییر کند . در شکل ۲-۵ برخی از انواع ویژه این ناوه ها طراحی شده است . قسمت a از بین رفتن ناوه سرد فوقانی و تبدیل آن به یک خط چینش را همراه با تاوایی مطلق شدید بین جت استریم ها نشان می دهد . قسمت b و c خط چینش مرکبی را همراه با یک سیکلون سرد فوقانی در سمت جنوب ارائه می دهند ، و در قسمت d جت جدیدی در شمال سیکلون سرد فوقانی شکل گرفته است . که تقریباً از ویژگی ناوه دایره ای (وریکس سیرکولر^۱) برخوردار است ، الگوی (وریدراکفولد^۲) در قسمت e که توسط راتجن^۳) (۱۹۴۹) بحث شده است ، خصوصاً در شرق اطلس و ناحیه غربی اروپا معمول می باشد . کم ارتفاع های سرد و ارتفاع زیادهای گرم که بطور نصف النهاری در یک راستا قرار می گیرند (جفت می شوند) با میدان کج فشاری قوی در سراسر جریان بالادست ، و

1.Vorex Circular
2.Vieredruckfeld
3.Raethjen

ترتیب روی هم رفته معکوسی از جریان معمول نصف النهاری توده های هوا در جفت جریان پایین دست همراه هستند . نمونه آخری سبب ایجاد تغییر شدیدی در جریان فوقانی می شود که معمولاً تمایل دارد تنها حرکتی آهسته به سمت شرق داشته باشد . متناسب با فرونشینی آرام در هوای سرد ، دمای چنین توده سردی به تدریج افزایش می یابد و سرانجام بنیادش ضعیف می شود و توسط جو گرمتر اطراف جذب می گردد . در قسمت Θ همراه ارتفاع زیاد گرم در حاشیه سمت قطب ، در وقت مناسب توده سردی می تواند بوسیله جریان شرقی قوی در سطح فوقانی به طرف غرب رانده شود و برای مدت قابل توجهی باقی بماند . بنابراین ممکن (همانند شکل ۱-۲) گفته شود حرکت ویژه بلاکینگ به سمت غرب معمولاً به وسیله تولید سلول های جدید ارتفاع زیاد گرم در قسمت غربی مساعدت می شود. مؤلفه سلول های ارتفاع زیاد ترکیب بندال ممکن است خودشان بطور آهسته به سمت شرق رانده شوند .

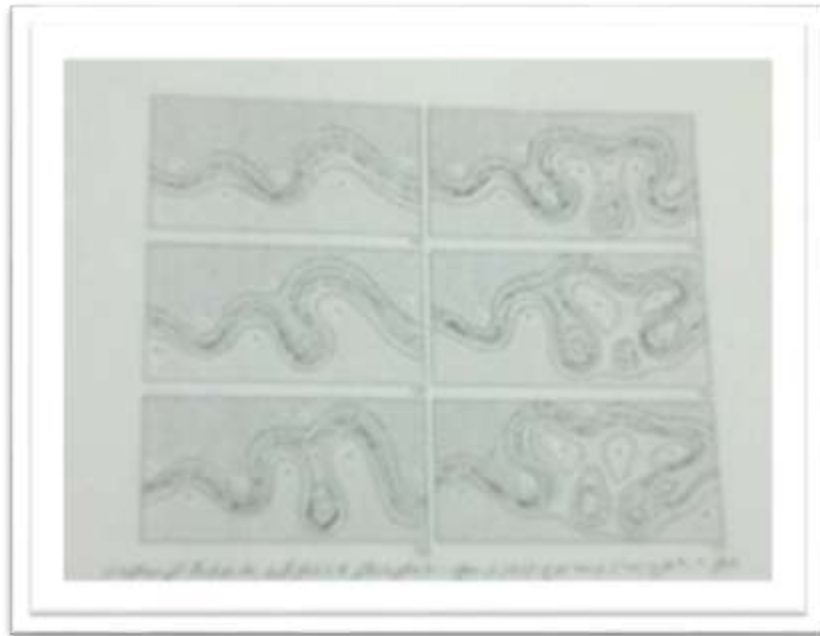


شکل ۱-۲- نمونه هایی از اشکال الگوی بندالی جو (بلاکینگ)

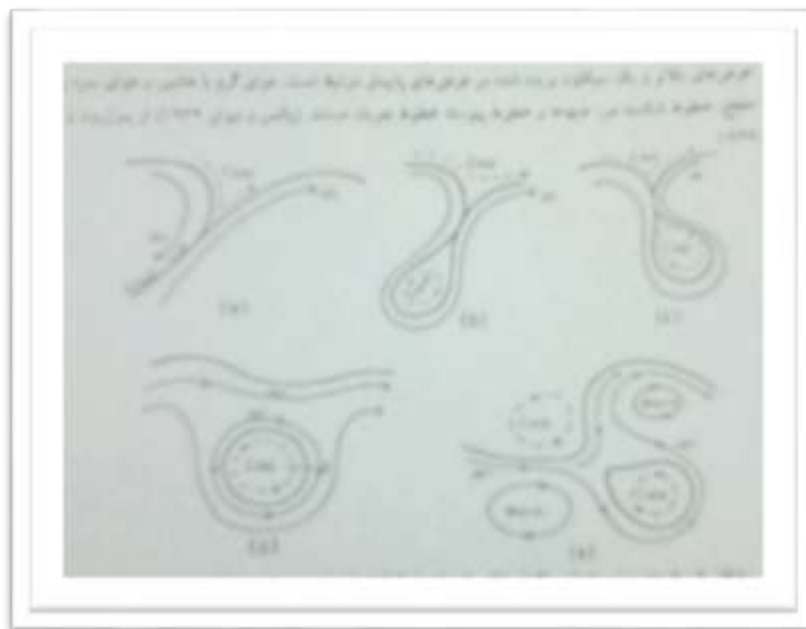
(دنيس هارتمن و استون گان، ۱۹۸۰) طی یک مقاله آماری روی دینامیک بلاکینگ مکانیسم های پیشنهاد شده جهت تشکیل بندال را در دو دسته جای می دهند . یکی آنهایی که ابتدا روی برخی کنش های متقابل فشار ورودی برای گسترش یا حفظ سیستم فشار زیاد تاکید دارند و دیگر آنهایی که ابتدا اثرات حرارتی را برای ایجاد فراخی و تداوم پشته بلاکینگ طلب می کنند که بسیاری از نظریه های جاری در مورد بلوکینگ مستلزم وجود توریع باد مداری است که برای یک موج غالب ایستا شود. تحت این شرایط است که گفته می شود چنین موجهایی تشدید می شوند و می توانند فراخی وسیعی را در پاسخ به غالب ترین واداشت ایستا ارائه دهند . **تانگ و لیدزن**(۱۹۷۹) این ملاک را نیز اضافه می کنند که موج تشدید شده باید طوری در حالت قائم گرفتار شود که به سادگی انرژی آن در داخل جو فوقانی رسوخ نکند .(دنيس هارتمن و استون گان، ۱۹۸۰) مکانیسم های انتقال گرما را به تنهایی کافی نمی دانند و معتقدند که در نظر نگرفتن تئوری های فشارورد ایجاد مشکل می کند . آنها معتقدند که دو مکانیسم پیشنهاد شده که بطور منطقی از مکانیسم های دیگر متمایزند عبارتند از : بلاکها توسط افزایش شارگرمایی ناشی از اقیانوس حمایت می شود . دیگر اینکه بلوکها به عنوان نتایج ناپایداری کج فشاری تشدید می شود .(نی مایس ، ۱۹۵۹) (وایت وکلارک ۱۹۷۵) .(کیکوچی ، ۱۹۷۱، ۱۹۶۹) یک سری آزمایش رقومی جهت شبیه سازی شده و همینطور اهمیت بررسی تباین دما خشکی - دریا و اروگرافی برای او مشخص شد . تمام بلوکهایی که او شبیه سازی کرده بود دارای شدت و یا طول عمر بوکینگ های مشاهده شده نبودند . او همینطور متوجه شد که هر چند ظهور تباین دمای خشکی- دریا و اروگرافی در مدلس به ایجاد بلوکهای ضعیف کمک می کند ولی حتی زمانی که این دو اثر نیز غالب هستند بلوکینگ رخ می دهد . نکته دیگر این است که او در مدلس به اهمیت اروگرافی در

ارتباط با طول جغرافیایی ظهور پشته های خوب توسعه یافته پی برد . (دنیس هارتمن استون گان ، ۱۹۸۰) در مطالعه روی بلوکهای اطلس و آرام تأکید می کنند که کاهش محلی در باد مداری خصوصاً در اقیانوس اطلس ، اثرات کژ فشاری مهمتر از مکانیسم های فشار ورد هستند و بلوکینگ زمانی رخ می دهد که بطور بی هنجاری ، یک تغییر بزرگ از انرژی جنبشی رخ دهد . (آنتونی هانس و سینگ چانگ چن ، ۱۹۸۲) در یک تجربه تحلیل انرژی روی دو مورد بلوکینگ یکی در اقیانوس اطلس شمالی و دیگری در اقیانوس آرام شمالی دریافتند که در مورد اول بلوکینگ توسط عمل متقابل غیر خطی امواج مقیاس سینوپتیک کژ فشار با امواج سیاره ای واداشت شده است و دومی بعنوان نتیجه از بسط کژ فشاری امواج سیاره ای گسترش یافته است در مورد سیکلونزایی جریان بالا دست مقدم بر رشد پشته بلوکینگ بوده است . این مطلبی که (رگس ، ۱۹۵۰) نیز بدان اشاره نموده است ، او در مطالعه خود به ارتباط بین مراکز سیکلونی نیمه دائمی در شمال اطلس و شمال اقیانوس آرام با تشکیل بلوکینگ اشاره نموده وبه مساعد بودن شکل گیری بلوکینگ در زیر این مراکز سیکلونی معتقد می باشد . همچنین اضافه می کند که فاصله نقطه تحریک کننده جریان پایین دست با نقطه آغازین تشکیل بلوک در ارتباط با متوسط سرعت جریان می باشد . به طوری که در ماه های ژانویه و فوریه که سرعت بیشتر است این فاصله افزایش یافته و در ماه های اوت و سپتامبر که سرعت کمتر است فاصله کاهش می یابد . او همینطور به اثر دینامیکی توده خشکی قاره ها و اثر حرارتی مرز بین اقیانوس -قاره در توسعه بلوک های بزرگ اشاره می کند . (راتلیف و مورای ، ۱۹۷۰) دریافتند که بی هنجاری های سرد دمای سطح دریا در یک ناحیه وسیع در جنوب نیوفانلند با بلوکه شدن الگوهای هوا در روی شمال و غرب اروپا در ارتباط می باشد . (نی مایس ، ۱۹۶۴) مشاهدات مشابهی انجام داد که ناهنجاری ای سرد در نزدیک

نیوفوندلند سبب افزایش سیکلونزایی در اطلس می شود و این به نوبه خود منجر به توسعه بلوک در روی اروپای شمالی می گردد. (تانگ و لیدزن، ۱۹۷۹) بطور تحلیلی نشان دادند که بلوکینگ ممکن است توسط اروگرافی و گرمایش سطحی باشد. اگر جریان جوی طوری باشد که موج ایستا را در سطح زمین تغییر دهد. موج قادر می شود بطور منعکس کننده ای با واداشت ایستا عمل متقابل انجام دهد. (گال و دیگران، ۱۹۷۹) با شبیه سازی یک مدل نشان دادند که عدم تقارن مداری انتقال گرما در مقیاس سیکلونی می تواند امواج سیاره ای را توسط نوعی عمل متقابل غیر خطی گسترش دهد و همینطور می افزایند که شدت سیکلونها و فضای ناهمگون آنها در اطراف یک منطقه عرض جغرافیایی به واداشت امواج فوق بلند توسط انتقال گرمایی مقیاس سیکلونی که بطور محوری نامتقارن هستند منجر می شود. الگوهای منتهی یعنی گرم شدن عرض های بالا و سرد شدن عرض های پایین که توسط گال و دیگران نشان داده شده است به بلوکینگ نوع رکس شباهت دارند.



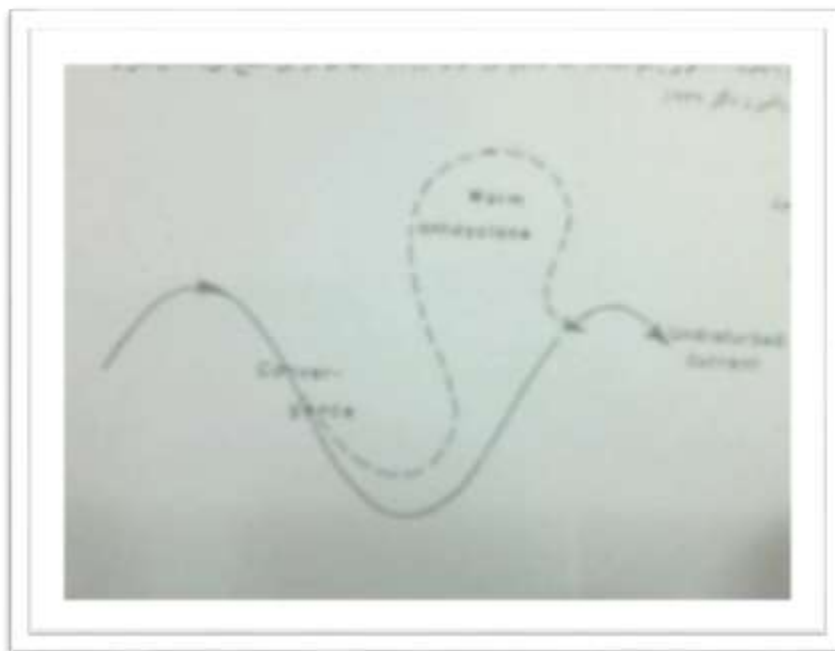
شکل ۲-۲ طرح ایده از توسعه امواج ناپایدار در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی که با شکل گیری یک بلاکینگ آنتی سیکلون در عرض های بالاتر و یک سیکلون بریده شده در عرض های پایین تر مرتبط است هوای گرم با هاشور مقطع خطوط شکسته مرز جبهه ها و خطوط جریان هستند (پالمن و نیوتن ۱۹۶۹) از برزرون و دیگران..



شکل ۲-۳- پنج نوع ویژه از پراکنش ناشی از رشد فوق العاده امواج در سطوح فوقانی. خط ضخیم به مرزهای هوای گرم جبهه اشاره دارد. خطوط پیوسته و کم ضخامت خطوط جریان در هوای گرم پیکان بریده بریده خطوط جریان هوای سرد را نشان می دهد (پالمن و نیوتن ۱۹۶۹)



شکل ۲-۴ نقشه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی در ساعت GCT ۰۳ هفتم فوریه ۱۹۴۷. همدمها با فاصله ۲ درجه سانتی‌گرادی و خطوط هم‌ارتفاع 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 ۲-۵ 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 می شود. (پالمن نیوتن ۱۹۶۹ از پالمن و ناگلو ۱۹۴۹)

آنتونی هانس و سینگ چانگ چن (۱۹۸۲) ارتباط آشکاری را بین سیکلون زایی شدید و بلوکینگ مشاهده کردند و دریافتند که در حقیقت بلوکینگ دسامبر ۱۹۷۸ در روی گرینلند بوسیله شدت امواج کژ فشاری مقیاس سیکلونی وادشت شده است. مکانیسم های واداشت کننده توسعه دو مورد بلوکینگ که آنها مورد بررسی قرار دادند از نظر شدت مشابه بودند و آنها امواج کژ فشاری گذرا را عهد دار توسعه اولیه هر دو مورد بلوکینگ می دانند، در مورد اقیانوس اطلس مقیاس سیکلون زایی متوسط بوده است و امواج سیاره ای به یک ساختار فشار ورد مسلط محدود بوده است، در حالیکه در مورد اقیانوس آرام سیکلون زایی در مقیاس بزرگتر رخ داده است،

(همانند مقیاس خود بلوکینگ) و امواج سیاره ای نیز به ساختار فشار ورد محدود می شدند آنها نهایتاً به دو مکانیسم که توسط فرایند های باروکلینیکی (کژفشاری) قادرند به توسعه بلوکینگ منجر شوند اشاره می کنند . یکی از آنها واداشت غیر خطی امواج فوق بلند توسط تشدید امواج کژ فشاری مقیاس سیکلونی است و دیگری بسط کژ فشاری امواج مقیاس سیاره ای است که سیکلون زایی در جریان بالادست هر دو مکانیسم را همراهی می کند . آنها همچنین به مساعدت گرادیان قوی دمای سطح اقیانوس نیز اشاره می کنند و می افزایند که حداقل باید به دو شرط ضروری برخورد شود تا بلوک بتواند اجازه شکل گیری پیدا کند . یکی اینکه مکانیسم های واداشت مذکور باید به همراه یک منبع عظیم انرژی پتانسیل در عمل موجود باشند و دیگر اینکه جهت یابی امواج مقیاس سیاره ای موجود باید آن چنان باشد که مکانیسم واداشت بتواند آنها را به یک الگوی بلوکینگ بسط دهد . **ساندرز و کیوکوم (۱۹۸۰)** نیز به سیکلون زایی قوی در غرب و مرکز اقیانوس اطلس شمالی در هنگام زمستان ۱۹۷۸-۱۹۷۹ با حضور گرادیان شدید دمای سطح دریا در سواحل شرقی امریکای شمالی پی بردند . و متوجه شدند که یک همبستگی بین سیکلونزایی شدید در غرب و شمال مرکزی اطلس و بازگشت بلوکینگ قوی در روی نواحی ایسلند - گرینلند که در هنگام زمستان ۱۹۷۸-۱۹۷۹ رخ داده وجود دارد .

آنتونی هانسن و تینگ چانگ چن (۱۹۸۲) در این مورد می گویند اگر بی هنجاری های دمای سطح دریا در هنگام زمستان ۱۹۷۸-۷۹ سبب گرادیان بیش از نرمال دمای سطح دریا می شد می توانست منجر به عمیق شدن سریع سیکلونها به همراه جریان هوای گرم خیلی قوی به سمت شمال در پهلوی جریان پایین دست آنها شود . یک بلوکینگ آنتی سیکلون بدلیل شدت انتقال گرمای مقیاس سیکلونی نامتقارن مداری و انتقال خیر خطی انرژی جنبشی می تواند در شمال سیکلون، از

امواج مقیاس متوسط به امواج مقیاس بزرگ انتقال یابد. بدین صورت بسط و توسعه سیکلونی که از یک منطقه گرادیان قوی دمای سطح دریا ناشی می شود، ممکن است به واداشت مقیاس سیکلونی قوی تر امواج مقیاس سیاره ای و پس از آن توسعه بلوکینگ منجر شود. از بررسی تئوری های ارائه شده در مورد بلوکینگ برمی آید که عمده محققین روی ناپایداری کژفشاری در امواج مقیاس سیاره ای جهت شکل گیری بلوک تقریباً اتفاق نظر دارند. در مورد علت ناپایداری نیز عمدتاً روی بی هنجاری های دما در سطح اقیانوس ها و دریاها بزرگ، تفاوت دمای خشکی - دریا، تفاوت دما در روی قسمت های مختلف خشکی در امتداد مداری، تفاوت دما در روی سطح دریا در امتداد مداری و اثر کوهستان ها بحث می شود. اساس بحث اثر کوهستان های بزرگ بر روی گردش عمومی و بخصوص در مورد واداشت امواج و در ارتباط با تشکیل بلوکینگ به اصل بقای تاوایی پتانسیل باز می گردد. با توجه به $\frac{\zeta + f}{\Delta P} =$ و یا ثابت بودن تاوایی پتانسیل شامل دو جزء اصلی یعنی تاوایی نسبی (ζ) و تاوایی زمین (f) می باشد. جهت حفظ و بقای تاوایی پتانسیل کاهش در یک جزء الزاماً افزایش در جزء دیگر را بدنبال دارد. زمانی که یک رشته کوه بزرگ با جهتی خلاف جهت جریان غربی در مسیر حرکت جریان هوا واقع می شود خصوصاً رشته کوههایی که امتداد شمالی جنوبی دارند. جریان در برخورد با رشته کوه و جهت عبور از آن ابتدا اجباراً انحنای می یابند. این انحنای در ابتدا و زمانی که جریان مجبور به بالا رفتن از دامنه کوه هم ضخامتش کاسته می شود و هم به سمت عرض های بالاتر حرکت می کند، در نتیجه تاوایی نسبی (ζ) رو به کاهش نهاده و سیر منفی طی می کند. این کاهش که نتیجه افزایش (f) به سمت عرض های بالا می باشد انحنای جریان را تبدیل به انحنای آنتی سیکلونی می نماید این روند تا قله کوه ادامه یافته و در آنجا (f) به حداکثر و (ζ) شدیداً کاهش یافته و بشدت منفی می شود. یعنی با

حرکت به سمت پایین در دامنه پشت به باد که همراه با حرکت به سمت عرض های پایین نیز می باشد (f^*) رو به کاهش گذاشته (ζ) افزوده می شود. این عمل همراه با افزایش ضخامت جریان نیز می باشد. در نتیجه با مثبت شدن (ζ) انحنای جریان از حالت آنتی سیکلونی تبدیل می شود. ادامه جریان در ارتباط با افزایش و کاهش (f) و (ζ) موجب ایجاد پشته ها و ناوه های متوالی، ضمن حرکت به سمت شرق خواهد شد. در این مورد جهت یابی و شکل ناهمواری ها مهم می باشد، (ناکس، ۱۹۸۲) ضمن بحث روی اثر ناهمواری ها در توسعه پشته های بلوکینگ در مقایسه اثر رشته کوه ها اشاره می کند که توده عظیم هیمالیا امتداد شمالی جنوبی اش از کوه های راکی است در حالیکه شکلی مدورتر از کوه های راکی دارد و این باعث می شود تا جریانات هوا ضمن عبور از آن، آن را دور نیز بزنند. این در حالی است که جهت یابی رشته کوه آلپ و قفقاز تأثیر مهمی روی مؤلفه نصف النهاری جریان هوا دارند. برخی اثرات توپوگرافی بر روی جریانات جوی در مقیاس بزرگ را می توان در مقایسه جریان متوسط سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی برای نیمکره شمالی و جنوبی بدست آورد. جریانات مذکور در نیمکره جنوبی چه در تابستان و چه در زمستان حالت کاملاً همسان و همشکلی را برای دایره قطبی در بین عرض های ۴۵ تا ۶۰ درجه جنوبی نشان می دهند. بطوریکه منطقه تسلط جریانات غربی در فصول تابستان و زمستان نیمکره شمالی از چنین همشکلی و یکدستی برخوردار نیست (اشکال شماره ۲-۷، ۲-۸) و در طول های مختلف جغرافیایی شکل های متفاوتی را ارائه می دهند خصوصاً در زمستان که یک مؤلفه سه موجی و منطبق بر ناوه های عمیق در نزدیک طول های جغرافیایی را $E 140$ ، $W 80$ ناوه کم عمق تری در نزدیک مقیاس $E 40$ نمایان می کند. به نظر می رسد این انحراف از جریان مدار بی دلیل عامل توپوگرافی بزرگ باشد که بطور طولی به توزیع گرما در نیمکره شمالی وابسته است (ناکس، ۱۹۸۲).

جهت ارزیابی چگونگی اثر توپوگرافی مدلی از گردش عمومی جو توسط (پرینسون لو، ۱۹۸۰) اجرا شد که اثرات پیچیده کوه های بزرگ زمین را در هنگام زمستان نشان می دهد. مدل مرد استفاده در نوع خود یکی از موفق ترین مدل ها می باشد. او برنامه را برای ۱۰ زمستان متوالی در دو حالت، یعنی با در نظر داشتن نقش کوه ها (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 و نتایج آن در اشکال شماره ۲-۹، ۲-۱۰ قابل مشاهده است. نکته قابل توجه وجود الگوی ضعیفی از پرفشار بودن در شرق هیمالیا و الگوی قوی تری در بلافاصله بعد از کوه های راکی و همینطور در شرق گرینلند می باشد. نقش کوهستان ها عمدتاً در اثری که روی واداشته نمودن امواج دارند اهمیت پیدا می کند.

۲-۵ معیار های رکس درباره بلاکینگ

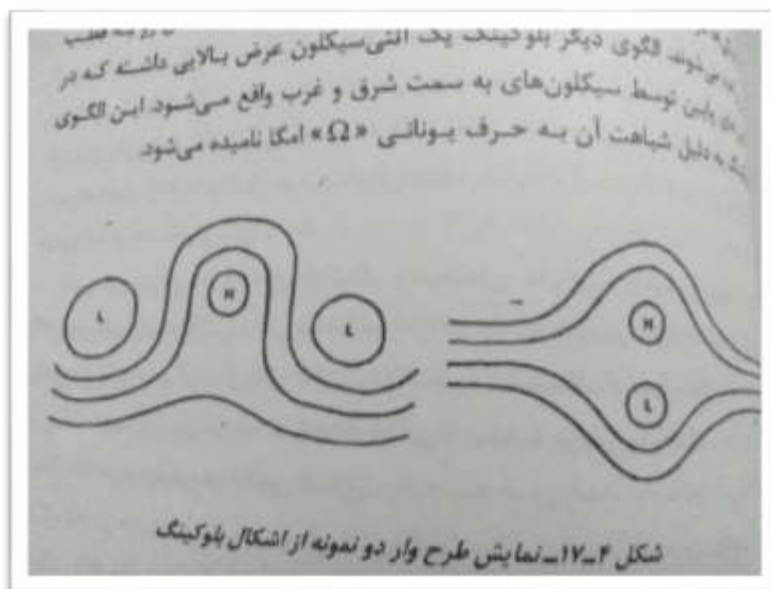
یکی از معروف ترین معیار ها معیار "رکس" است. وی پنج شرط را برای این معیار ها به شرح ذیل مطرح می شود

- 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 رودباد (دو شاخه شده) باید حداقل ۴۵ درجه طول جغرافیایی را در برگیرد.
- ۴- لازم است یک تغییر حالت از جریان مداری بالا دست به جریان نصف النهاری پایین دست در جریان دو شاخه شده، مشاهده شود.

۵- این الگو برای ده روز باید همواره با پیوستگی مشخص دوام داشته باشد (رکس^۱، ۱۹۵۰ م).

معیارهای کمی جهت تشخیص پدیده بلوکینگ بیشتر براساس داده های خام و محاسبه ناهنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی استوار است. به نظر دنیس هاتمن و همکارانش زمانی می توان واژه بلوکینگ را به کار گرفت که ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حداقل برای یک روز تمام بیش از مقدار معینی (۲۲۰ متر در اقیانوس اطلس و ۲۵۰ متر در اقیانوس آرام) اضافه شود و موردی از پشته شدن آغاز گردد و تا شود یا ارتفاع به کم تر از حد بحرانی برسد و یا این که کل مقدار حرکت بیشتر از ۳۰ درجه طولی بیشتر شود. **هارتمن** (۱۹۸۰ م). پدیده بلوکینگ با دو شکل در نقشه های تراز های میانی و بالایی جو دیده می شوند که در هر دو صورت همراه با ایجاد جدایی و بازشدگی در رودباد فوقانی و به تبع آن جریان های عرض های میانی است. زمانی امکان دارد این جدادشدگی شکلی مانند امگا (Ω) و گاهی این پدیده از نوع زوجی به جریان های هوا تحمیل کند که نوع زوجی آن شایع تر و معروف تر است. جریان ها ضمن جدادشدگی شاخه ای، با حرکت نصف النهاری، به طرف شمال پیشروی کرده و بنابر اصل حفظ تاوایی، انحنای آنتی سیکلونی پیدا کرده که در سطوح بالا، یک پشته را همراه با یک سلول ارتفاع زیاد بسته در مرکز آن تشکیل می دهد. شاخه دیگر نیز ضمن حرکت نصف النهاری به طرف جنوب و به سبب کاهش **f**، انحنای سیکلونی پیدا کرده و ناوه ای را همراه با یک سلول کم ارتفاع بسته در مرکز آن به وجود می آورند که این سلول کم ارتفاع پایینی با آن سلول ارتفاع زیادی که در مرکز پشته ایجاد شده، یک زوج را تشکیل می دهد. بنابراین،

بادهای غربی عرض میانی در دو نیمکره از وضعیت جریان ، تنوع زیادی دارند . در بخش های واقع در حدود ۹۰ درجه طول جغرافیایی ، جریان منطقه ای (غرب - شرق) شدید امواج توسعه یافته ، یا جریان های نصف النهاری (شمال - جنوب) همراه با پشته پرفشار به خوبی می توانند وجود داشته باشند. توقف گردش باد های غربی ، بلوکینگ نامیده می شوند . تعریف های بسیار زیادی از بلوکینگ وجود دارد و تحلیل های آماری زیادی در مورد ویژگی های زمانی و فضایی آن صورت گرفته است . . (رکس و همکاران ، ۱۹۹۶ م.) .



شکل ۲-۶- نمایش طرح وار دو نمونه از اشکال بلاکینگ

توصیف های همدید ی بلوکینگ ، یک آنتی سیکلون گرم ساکن را شناسایی می کند که پنج روز یا بیشتر در کمربند باد غربی دوام دارد . پراتفعا بلوکینگ ممکن است از پیشنه گسترش یافته رو به قطب آنتی سیکلون جنب حاره ای و یا مثل اسکاندیناوی ممکن است در عرض های بالا ، با اثر محدود بر روی شاخص منطقه ای توسعه یابند ،

چون بادهای غربی برخلاف جریان خود تقویت می شوند. پر ارتفاع بلاکینگ یا پشته ساختار فشارورد یکسانی دارند، که یک آنتی سیکلون بسته در سطوح پایین و یک پشته را در تروپوسفر بالا تشکیل می دهد. در الگوی دو قطبی (بلاکینگ رکس)، سردچال جوئی، معمولاً نزدیک ۳۰ تا ۴۰ درجه جغرافیایی رو به استوای آنتی سیکلون عرض بالا توسعه می یابد. رودبادهای غربی رو به جریان بلوکینگ با همشاری های جریانسو یکی می شود. آشفستگی ها در بادهای غربی عرض میانی اطراف بلوکینگ، معمولاً در بخش رو به قطب آن رانده می شوند. الگوی دیگر بلوکینگ یک آنتی سیکلون عرض بالایی داشته که در عرض های پایین توسط سیکلون های به سمت شرق و غرب واقع می شود. این الگوی بلاکینگ به دلیل شباهت آن به حرف یونانی "Ω" امگا نامیده می شوند. شناسایی الگوهای بلاکینگ از طریق تحلیل دستی نقشه های همدیدی در سطح و تراز های بالاتر و با استفاده از معیار های عینی انجام شده است. برای مثال داله^۱ (۱۹۷۸ م.) بلوکینگ را به عنوان ناهنجاری مثبت بزرگ و ثابت ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال شناسایی می کند. ایلاری^۲ و همکاران (۱۹۸۱ م.) تغییر هفتگی در مورد پربندهای انتخابی ۵۰۰ هکتوپاسکال بین ۶۰ درجه غربی و ۳۰ درجه شرقی را آزمایش می کند. لژنانس و اکلند^۳ به طور اختیاری بلوکینگ را به عنوان پدیده ای تعریف می کنند که به صورت محلی و لحظه ای، زمانی که اختلاف ارتفاع، رو به قطب یک سردچال جوئی باشد، رخ می دهد. شوکلا و مو^۴ بلوکینگ را به عنوان ناهنجاری ۵۰۰ هکتوپاسکال ارتفاع ژئوپتانسیلی $200 > \text{ژئوپتانسیل متر در زمستان یا } 100 > \text{ژئوپتانسیل متر در تابستان}$ تشخیص

2- Illari

3- Lejenas & Okland

4-Sukla & Mo

می دهد، که در یک نقطه شبکه به مدت ۷ روز یا کمتر ماندگار است. ناکس و هی^۱ (۱۹۸۵ م.) نمونه برگزیده ناهنجاری های مثبت ۱۲۰۰ ارتفاعات ۵۰۰ هکتوپاسکال متوسط ۵ روز ($K\sigma$) را به طور فصلی طبقه بندی کردند. نشانه یک بلوکینگ طبق عرض جغرافیایی تنظیم و بر اساس اندازه ناهنجاری ها تعریف می شود. آن ها نشانه بلاکینگ را در زمان وقوع زمانی شناسایی کردند که "قدر مطلق فاصله بین $K\sigma$ {ناهنجاری ارتفاع} و $K\sigma+1$ کمتر از ۱۹۰۵ کیلومتر است"؛ این نشانه با سرعت آستانه ۴/۴ متر بر ثانیه در عرض ۶۰ درجه انطباق دارد. با بررسی ویژگی جریان های بلوکینگ و منطقه ای، ما رخداد جغرافیایی بعدی آن ها را بررسی می کنیم. ناکس و هی (۱۹۸۵ م.) مراکز ناهنجاری در ۵۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی را برای سال های ۱۹۴۶ - ۱۹۷۸ م. را با استفاده از معیار های که در بالا شرح داده شد بررسی کردند.

- نشانه های نواحی با بیشینه فراوانی بلوکینگ عبارتند از:

- ۱- ۱۰ درجه غربی در اطلس شمالی.
- ۲- ۷۵ درجه غربی بر روی شمال شرق کانادا.
- ۳- ۶۰ درجه شرقی نزدیک کوه های اورال در اوراسیا.
- ۴- بخش وسیعی از ۱۴۰ درجه تا ۱۸۰ درجه شرقی بر روی آلاسکا و شمال شرقی اقیانوس آرام.

معمولاً این نتایج با یافته های قبلی سازگار است. رکس (۱۹۵۰ م.) با استفاده از تحلیل های ۱۹۳۲ تا ۱۹۵۰ م. مناطق اصلی را در شمال شرقی اطلس و شرق بخش های آرام شمالی شناسایی کرد و این تحلیل ها توسط تریدل^۲ و همکاران (۱۹۸۱)

1Knox & Hay
2 Treidl

م. برای سال های ۱۹۴۵ - ۱۹۷۷ م. مورد تأیید قرار گرفت. این دو ناحیه با مناطقی منطبق شد که دامنه دمای سالیانه در آن کمینه است. جانسون (۱۹۵۸ م.) به این نکته اشاره می کند که دامنه دمای متوسط لایه ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال وجود دارد، که با توجه به این که اثرات اقیانوسی، دامنه دما در تروپوسفر پایین را مرطوب می سازد، گرایش های آنتی سیکلونی را تقویت می کند. داله و همکاران (۱۹۸۳ م.) ناهنجاری های مثبت و منفی دائمی ارتفاعات ۵۰۰ هکتوپاسکال در زمستان را پیدا کردند که با نواحی ۱، ۳ و ۴ بالا، منطبق است. ناکس و هی نشان می دهند که فراوانی ها در بهار به ویژه بر روی شرق کانادا و اطلس شمالی بالاترین و پاییز به جزء در ۲۰ درجه غربی و ۶۰ تا ۷۰ درجه شرقی کمترین است. آن ها همچنین بیشینه پرارتفاع شمالگان به صورت ساعتگرد از ۹۰ درجه غربی ۴۰ درجه شرقی را تشخیص می دهند، که در بهار و تابستان غالب است و با آنتی سیکلون های گرمی همراه می شود که به سمت قطب مهاجرت می کنند. بیشینه بلوکینگ بر روی شمال شرق کانادا در بهار به اوج می رسد، که از لحاظ ناوه متوسط هوای بالا در ۷۰ درجه غربی شگفت آور است و به واسطه تغییرات در شدت و موقعیت ناوه متوسط توضیح داده می شود.

نتایج براساس تعریف **تارلتون**^۱ (۱۹۸۷ م.) برای ناهنجاری های ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد که پدیده بلوکینگ در سه ناحیه در نیمکره شمالی بیشتر دیده می شود: شرق آرام شمال - غرب آمریکای شمالی، شمال شرقی اطلس شمالی - اروپای غربی و اوراسیای شمالی. به هر حال، تنها در موقعیت اول با استفاده از ارتفاعات مطلق مشخص شده اند. نتایج بر پایه ناهنجاری، روی موقعیت های اقیانوسی تأکید دارد و از لحاظ کوه نگاری در مناطق بلوکینگ مربوطه مانند غرب

1- Tarleton

آمریکای شمالی و اروپای غربی کم اهمیت نشان می دهد. در نیمکره جنوبی هر دو تعریف نشان می دهد که ناحیه زلاندنو موقعیت اولیه برای پدیده بلوکینگ است. الگوی نیمکره شمالی نیز تفاوت های فصلی بین زمستان - بهار را از یک طرف و تابستان - پاییز را از طرف دیگر نشان می دهد. آنتی سیکلون های بلوکه شده فصل سرد ، شدیدتر ، دائمی تر و بر طبق نظر لاپو و اسمیت (۱۹۹۴ م.) بزرگتر از همانند های تابستانی آن ها هستند. تعاریف دیگر نتایج یکسان نیستند. برای مثال ، **داله** (۱۹۸۳ م.) ناهنجاری های ارتفاع مثبت و منفی را پیدا کردند که با هم بر روی نواحی اقیانوسی واقع شده اند . علت دقیق برای چنین تعریفی که به این تفاوت ها مربوط می شود . هنوز روشن نیست . با بررسی های چندی در نیمکره جنوبی در می یابند که ناحیه زلاندنو (۱۶۰ تا ۱۸۰ درجه شرقی) ناحیه اصلی پدیده بلوکینگ است که اغلب با رودباد دو نیم شده همراه می شود . مناطق دیگر شکل گیری این پدیده در اطلس جنوب شرقی آمریکای جنوبی (۵۰ تا ۷۰ درجه غربی) و اقیانوس هند ، جنوب شرق آفریقای جنوبی (۴۰ درجه شرقی) هستند . در مجموع فراوانی این پدیده در حدود نصف آن در نیمکره شمالی است و ۵۵ درصد مواردی که توسط لؤناس (۱۹۸۴ م.) تشخیص داده شده تنها یک روز دوام داشته است . به هر حال ، روش به کار رفته ظاهراً نسبت به درستی نقشه های نیمکره جنوبی حساس است . مقایسه این روش با استفاده از ناهنجاری های ارتفاع مثبت برای میدان های ۵۰۰ هکتوپاسکال طی دسامبر ۱۹۷۸ - نوامبر ۱۹۷۹ م. مطرح می کند که بیشتر فراوانی پشته های بلوکینگ ، بدون سردچال جوئی دو قطبی ، اطراف آفریقای جنوبی و آمریکای جنوبی رخ می دهد . در تحلیل های **تی بالدی** و همکاران (۱۹۹۴ م.) تعداد روز های بلوکینگ در بخش استرالیایی ، در پاییز و تابستان جنوبی با تعداد روزهای بلوکینگ در ناحیه اروپایی در فصول شمالی مشابه ، قابل مقایسه است . پدیده های بلوکینگ

در نیمکره جنوبی از چند طریق با پدیده های بلوکینگ در نیمکره شمالی تفاوت دارد

۲-۵-۱- شاخص الگوی بندال^۱

بررسی های انجام شده نشان دهنده شکل گیری شرایط بندائی در ۲ ناحیه شمال شرق اقیانوس اطلس و شمال اقیانوس آرام می باشد. در این شرایط پرفشار آرزوز بر روی اقیانوس اطلس و همچنین پرفشار آلتوشن در شمال اقیانوس آرام تمایل به قوی تر شدن نسبت به حالت نرمال خود دارند همچنین این تقویت با تمایل پشته های حاصل از مراکز فشار زیاد یاد شده به سمت قطب دارند. این ویژگی می تواند چندین پیامد را به دنبال داشته باشد: ۱- با تمایل رو به قطب پشته های پرفشار، ناحیه ورتکس قطب شمال فشرده می گردد، این فشردهگی سبب خارج شدن حالت حلقوی شمالی NAM از حالت نرمال خود می شود در نتیجه ورتکس قطبی در برخی نواحی نیمکره شمالی تمایل به حرکت به سمت عرض های جنوبی و سرازیر شدن هوای سرد به نواحی جنوبی تر می شود. ۲- وجود بندائی در اقیانوس اطلس سبب روانه شدن هوای شمالی به سوی منطقه دریا مدیترانه می شود این شرایط تاوایی لازم جهت رخداد سیکلون زایی را در این دریا فراهم می آورد، ناحیه حداکثر تاوایی جلوی ناوه شکل گرفته بر روی مدیترانه سبب رانده شدن هوای گرم و مرطوب جنوبی در ضلع جلوی ناوه می گردد. با حرکت جریانات غربی به سمت شرق ناوه می تواند به نواحی شرقی تر دریای مدیترانه نزدیک شده و ناحیه حداکثر تاوایی بر روی غرب خاورمیانه تاثیر گذار باشد. این ناحیه با بادهای مرطوب جنوب غربی مشخص

1 (Blocking Index)

می شوند. ۳- ادغام این شرایط به همراه فاز نسبتاً مناسب شاخص MJO می تواند دوران مرطوبی را طی مجموع در سطح منطقه ایجاد نماید. شدت شاخص بندال بر اساس واحد (m/deg lat) بیان می شود که متر بر درجه عرض جغرافیای است. بر اساس آخرین اطلاعات دریافتی از برون داد هفتگی مدل JMA از مرکز آب و هوایی توکیو، با شکل گیری یک ناحیه کم ارتفاع بسته بر روی منتهی الیه شرق مدیترانه مواجه خواهد بود. این ناحیه بسته با خطوط کانتری بسته سردی همراه می باشد بنابر این هسته آن از نوع سرد می باشد به عبارت دیگر یک سرد چال از نوع ورتکس قطبی می باشد. حضور این مرکز ناپایدار سبب افزایش سرعت جریانات و گرادیان فشاری جو در منطقه شرق مدیترانه و غرب خاورمیانه خواهد شد. که نتیجه آن قرار گرفته غرب خاورمیانه در ضلع جلوی ناوه می باشد. همانطور که از خطوط هم ارتفاع تراز میانی مشخص می باشد جهت جریانات از شمال دریای سرخ به سمت ایران جنوب غربی می باشد. این بادهای جنوب غربی هوای گرم و مرطوب حاره را به سمت منطقه تزیق می نماید و حضور مرکز ناپایدار صعود لازم برای ایجاد ابر و بارش را فراهم می سازد. در سطح زمین نیز ناحیه کم فشار نشان دهنده همراهی ناوه تراز میانی با کم فشار سطح زمین می باشد این شرایط الگوی لازم جهت وقوع بارش های قابل توجه در بخش های غربی کشور در امتداد رشته کوه زاگرس را فراهم می آورد. دومین پیامد این شرایط فرارفت هوای گرم در سطح منطقه می باشد در نتیجه انتظار وقوع دماهای بالا بویژه در روز های منتهی به آغاز فعالیت سامانه در منطقه به سبب جنوبی شدن جریانات و افت فشار ستون جو متحمل است. این افزایش دما در نواحی که بعداً تحت تاثیر بارش های ناشی از آن قرار می گیرند تعدیل یا معکوس می شود. بیشترین میزان افزایش دما در نواحی شرقی کشور خواهد بود. استقرار و تقویت پشته پرفشار در شمال شرق اقیانوس اطلس ضمن تقویت جریانات نصف النهاری از اروپا به

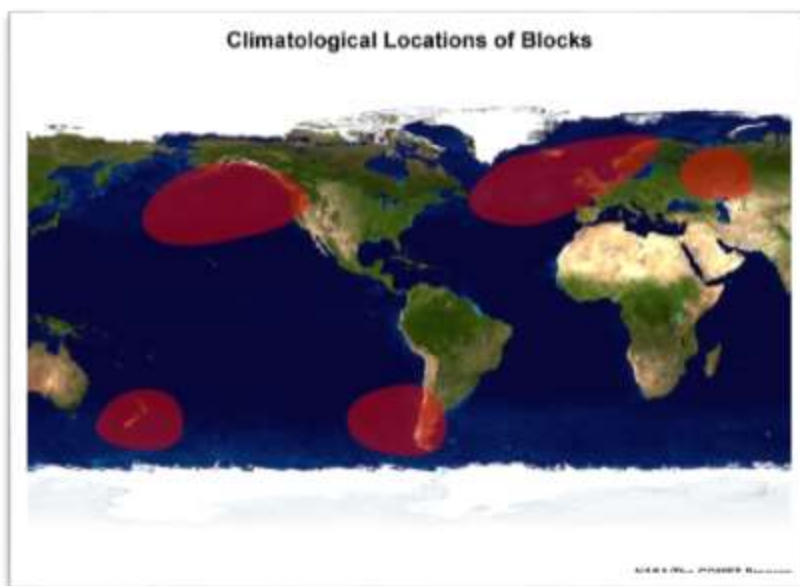
سمت دریای مدیترانه استقرار جبهه رویداد قطبی و سیکلونزایی مدیترانه را فراهم می‌آورد. در جانب غربی ناوه شرق مدیترانه ریزش هوای شمالی به درون مرکز کم فشار و در جانب شرقی آن فرارفت هوای گرم و مرطوب جنوبی شرایط ایده آلی را بر روی مدیترانه فراهم می‌آورد. همچنین خروجی این مدل تداوم و استقرار شرایط یاد شده را برای ۷ روزه دوم نیز نشان می‌دهد بنابراین انتظار بر این هست با شدت و ضعف شرایط مطلوب بارشی تا پایان ماه تداوم داشته باشد. برونداد مدل آب و هوایی JMA بیانگر تمایل ورتکس قطبی به عرض‌های جنوبی شرق اروپا می‌باشد بطوری که محور ناوه از فراز دریای سیاه، شرق مدیترانه عبور کرده و تا نیمه شمالی دریای سرخ و شمال شرق آفریقا امتداد دارد. خطوط کانتری هم ارتفاع و آرایش آنها در برهه یاد شده تداوم جریانات مرطوب جنوب غربی را در منطقه نشان می‌دهند. این شرایط در نواحی غربی کشور می‌تواند منجر به تداوم بارش‌های موثر گردد. از منظر تراز سطح، موقعیت مرکز پرفشار آسیا و زبانه‌های غربی آن که تا شرق دریای سیاه گسترش را نشان می‌دهد در نتیجه می‌تواند شیب فشاری مناسبی را در سطح منطقه ایجاد نماید ضمن آنکه شرایط گرم تر از نرمال در این برهه کاسته می‌گردد اما همچنان دماها تمایل به بالاتر از هنجار را نشان خواهند داد.

فصل سوم

بررسی الگوهای بلاکینگ

۲-۶- الگوهای بندالی (بلاکینگ)

در هنگام وقوع بلاکینگ، جریان‌های غربی که در حالت طبیعی از غرب به شرق در حال حرکت هستند، مسیر اصلی خود را به سمت شمال یا جنوب تغییر داده و اقلیم مناطقی را که می‌بایست از روی آنها عبور می‌کردند را متأثر می‌کند. البته در هنگام وقوع بلاکینگ، جریان‌های غربی که در حالت طبیعی از غرب به شرق در حال حرکت هستند، مسیر اصلی، برای مناطق واقع در ناحیه پشته، خشکی و گرما و برای مناطق واقع در ناحیه ی ناوه نیز، ناپایداری، سرما و بارش به ارمغان می‌آورد. آشفتگی در جریان‌های مداری و تقویت جریانات نصف النهاری، می‌تواند به تشدید پدیده بلاکینگ منجر شود.



شکل ۲-۷- پراکندگی الگوی بندال (بلوکینگ جوی) بر روی کره زمین (براساس ناسا)

۲-۱-۶- انواع سامانه های بندالی

امروزه پنج نوع از سامانه های بندالی شناخته شده اند که عبارت اند از

۱- بندال امگا (Ω) (امگا بلاک)^۱

۲- حلقه آتش جریان شکن^۲

۳- بریده پرفشار

۴- بندال رکس (رکس بلاک)^۳

۵- بندال دو قطبی یا شارش شکافته شده^۱ و بریده کم فشارند

1. Omega block
2. Ring of fire
3. Rex block

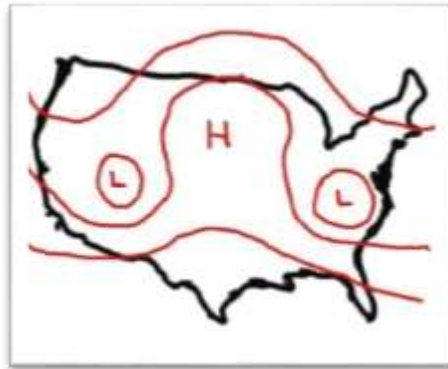
متداول ترین آنها بندال های امگا به ویژه به شکل پشته ساکن با دامنه بلند و دوقطبی هستند.

۱- الگوی بندال اُمگا (بلاک امگا)

این نوع از سامانه بندالی شبیه به حرف یونانی امگا Ω است و همان گونه که در شکل مشاهده می شود در مرکز آن سامانه پرفشار عظیم الجثه ای به نحوی استمرار یافته که پشته ای از آن به سمت شمال کشیده شده است و گردش های چرخندی در جنوب غربی و جنوب شرقی آن دیده می شوند. بنابراین در مرکز بندال وضعیت جوی خوب با هوای خشک و باد ملایم همراه است که هوا نیز از حالت معمول، گرم تر است. اما وضعیت جوی در اطراف آن به واسطه وجود ناوه ها دارای آسمانی ابری، بارانی و توفانی است. چون این وضعیت های جوی خشک و یا بارانی روزهای متوالی در منطقه حاکم خواهند بود. در نتیجه، پیش بینی این نوع از سامانه آسان تر از انواع دیگر است. در زمستان این بندال سبب می شود که هوا سردتر و مرطوب تر از معمول باشد. این نوع از بندال گاهی به صورت پشته ساکن با دامنه بلند روی نواحی مرزی مابین اقیانوس ها و قاره ها و به خصوص روی سواحل غربی ایالات متحده امریکا دیده می شود که در این هنگام چرخندهای عبوری از روی اقیانوس آرام به عرض های بالاتر مهاجرت می کنند و در نتیجه برای نواحی انگلیس و شمال غربی اقیانوس آرام هوایی خشک و معتدل به ارمغان می آورد. چون بارش برف در نواحی کوهستانی در طی این نوع بندال کاهش داشته، در نتیجه در فصل های بهار و تابستان بعدی انتظار خشکسالی می رود. اساساً این نوع از بندال با وضعیت جوی داغ، خشک و هوای گرفته همراه است.

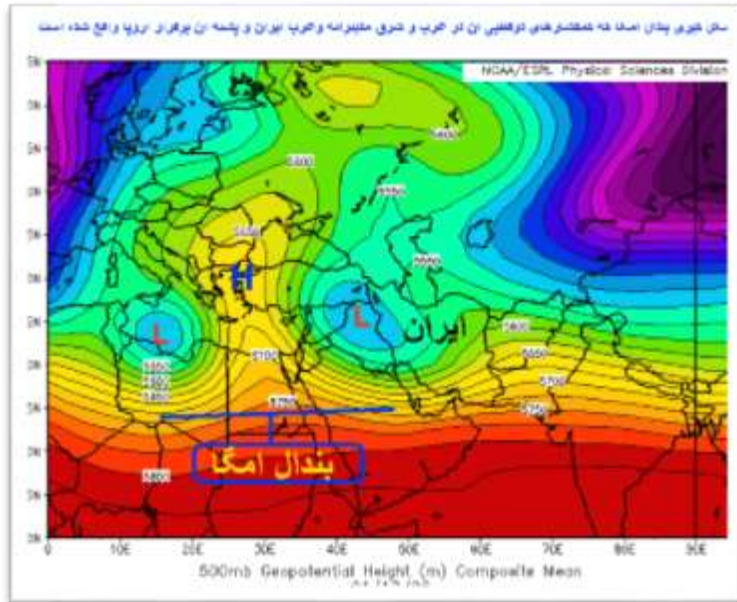
–بلاک اُمگا

شبهه حرف یونانی اُمگا (Ω) ، در سطح فشار ۵۰۰ میلی بار بهتر مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است . الگوی اولیه از بلاک امگا در شکل زیر نشان داده شده است .



۲-۸- تصویر بلاک نوع اُمگا

هوای سراسر کشور به اجبار از شمال به سوی کانادا و سپس از جنوب به وسیله ی یک مرکز پرفشار قوی در مرکز کشور به سمت جنوب شرقی ایالات متحده بر می گردد . منطقه ی بلوک امگا یک آب و هوای خشک با باد کم برای یک دوره ی طولانی از زمان را تجربه می کند . در حالیکه باران و ابر در رابطه با دو فرو رفتگی در دو طرف امگا مشترک هستند . شما می توانید بلوک های امگا را آسان تر از مناطقی که برای چند روز تحت سلطه ی آب و هوای خشک یا بارانی هستند پیش بینی کنید . مناطق سمت راست بلاک امگا زیر دمای نرمال در حالیکه مناطق سمت چپ بالای دمای نرمال هستند .



شکل ۲-۹- الگوی بندال امگا بر روی ایران

۲- الگوی بندال رگس (رگس بلاک) (۱)

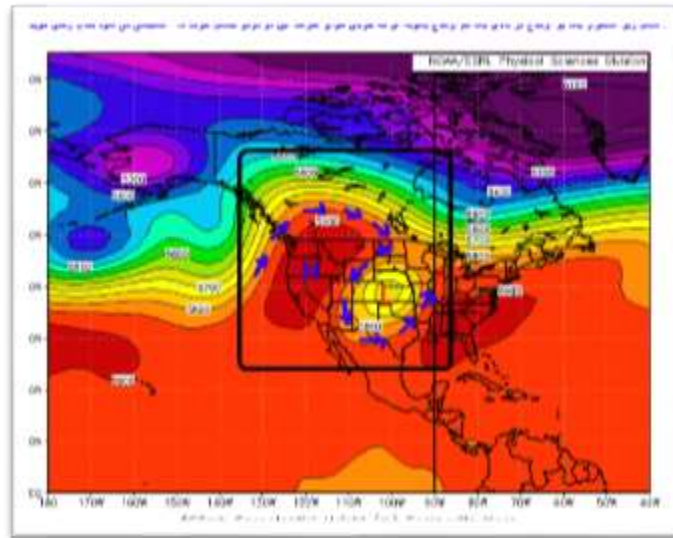
این نوع از سامانه بندالی شبیه به حرف S است که نخستین بار در ۱۹۵۰ دانیل اف رگس آن را معرفی کرد. در این سامانه همان گونه که در شکل ۵ مشاهده می شود، پشته قوی از سامانه پرفشار در شمال ناوه قوی از سامان ه کم فشار مستقر است و شارش ابتداحول پشته و سپس حول ناوه طوری جریان دارد که هوا مطابق شکل در مسیری منحنی اما در امتداد یک طول جغرافیایی از عرض های جغرافیایی بالا به سمت عرض های پایین آورده می شود. برای این که ذرات هوا در این مسیر باقی بمانند، سرعت باد در سمت شرق کاهش می یابد. ساز و کار این نوع از بندال طوری است که برای عرض جغرافیایی که دارای ویژگی هوای سرد در شمال و هوای

گرم در جنوب آن است، مقدار گرادیان نرمال دما را کاهش می دهد و در نتیجه از سرعت باد ناحیه بندال می کاهد. همین امر منجر به حرکت آهسته سامانه می شود. شبیه یک نیمه ی شکل 8 یا عقب (پشت) S می باشد. شکل زیر یک الگوی اولیه از بلاک رکس را نشان می هد. (شکل ۲)



۲-۱۰- تصویر بلاک نوع رکس

بلاک رکس در این مورد سواحل غرب آمریکا را احاطه می کند. مجموعه بلاک رکس با یک پرفشار قوی که در مجاورت یک کم فشار قوی است بالا می رود. هوا در منحنی های اقیانوس آرام شمالی در اطراف یک پشته و سپس در جنوب غرب ایالات متحده در جریان است. این باعث می شود تا هوا در حلقه های نزدیک به همان طول جغرافیایی اما نیروهای هوا تا عرض های جغرافیایی بسیار پایین تر در نوسان باشد. جریان باد پیشروی کمی به سوی شرق دارد که با توجه به نیمه ی شکل 8 چرخش هوا باید تحمل شود.



شکل ۲-۱۱- الگوی بلاک رکس بر روی امریکای شمالی

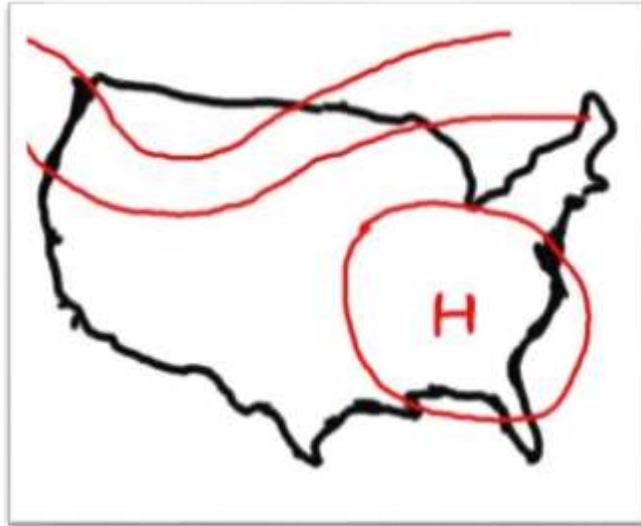
۲- الگوی بریده پرفشار یا حلقه آتش جریان شکن: (۱)

در فصل تابستان کشیدگی از پرفشار برمودا -آزورز روی جنوب شرقی ایالات متحد امریکا دیده می شود که اگر جت استریم ضعیف باشد و جبهه های سرد کانادایی نیز حضور نداشته باشند این حالت روزهای متوالی برقرار است. در این حالت هوای مرکز سامانه پرفشار بسیار پایدار است ولی کلاhek لبه های سامانه به حدی ضعیف است که اجازه می دهد تا در بعد از ظهر، پدیده، همرفت به وقوع بپیوندد. این پدیده همرفت به صورت حلقه ای حول سامانه پرفشار دیده خواهد شد. طوفان های تندری بعد از ظهری نیز در جهت ساعت گرد حول سامانه می چرخند. در این هنگام طوفان تندری همانند حلقه آتشی در امتداد سواحل خلیج مکزیک و کمانی از طوفان ها نیز از دشت های بزرگ واقع در نواحی شرقی کوه های راکی به سمت ایالت های

اطراف دریاچه های بزرگ نظیر میشیگان، اوهایو، مینه سوتا، وسکانز، ایندیانا و الینویز کشیده می شود. البته حلقه آتش در اصل یک واژه زمین شناسی و به معنی وقوع زلزله و آتشفشان در لبه های مرزی خشکی ها است، اما در هواشناسی منظور همان طوفان های تندری است. در شکل ۶ نمونه ای از این حالت ارائه شده است، در این نوع از سامانه ، بارش فقط در مناطق لبه های سامانه دیده می شود.

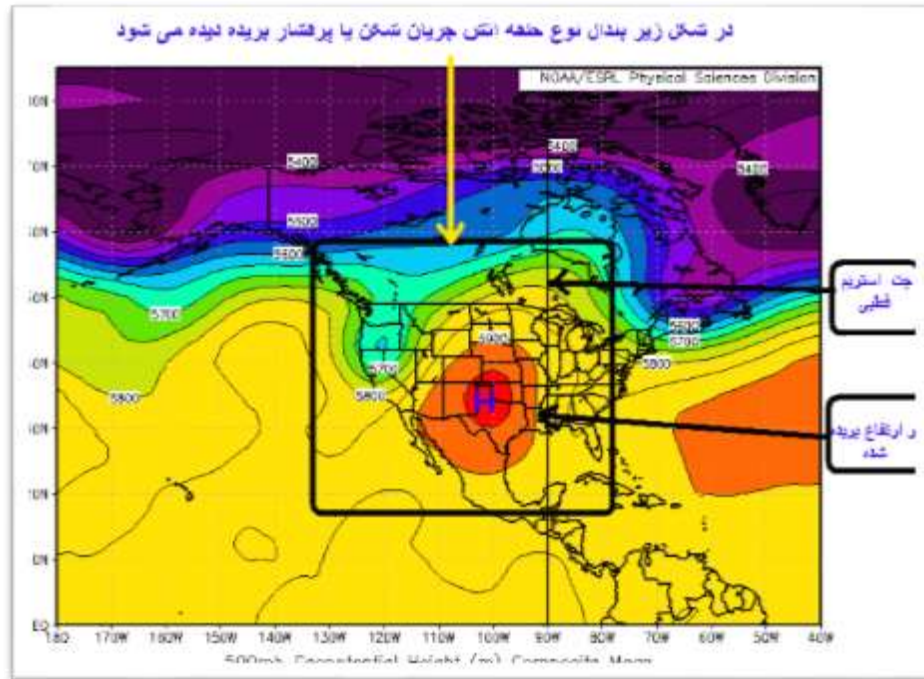
-بلاک حلقه آتش-

در فصل تابستان در سراسر جنوب ایالات متحده یک پرفشار شایع است . الگوی اولیه از حلقه آتش در شکل زیر نشان داده شده است . این سلول پرفشار که یک نوع از پرفشار برمودا – آزور است می تواند تبدیل به همان منطقه عمومی ثابت برای چند روز شود بخصوص اگر جریان ضعیف باشد و با فقدان جبهه ی سرد در کانادا مواجه باشیم هوا در مراکز پرفشار پایدارتر است . در کناره های پرفشار کلاهدک به اندازه کافی ضعیف شده و اجازه می دهد همرفت (کانوکشن) در بعد از ظهر رخ دهد . این همرفت بعد از ظهر باعث می شود یک حلقه در اطراف سلول پرفشار ایجاد شود . توفان تندری نیز در جهت عقربه های ساعت (ساعتگرد) در اطراف سلول پرفشار در جریان است و یک الگوی مشترک در توفان تندری و حلقه ی آتش این می باشد که سواحل خلیج فارس توفان تندری دارد و یک قوس از توفان از دشت های بزرگ به دریاچه های بزرگ ایالات متحده می وزد .



۱۲-۲- تصویر بلاک حلقه آتش

حلقه آتش یک واژه ی زمین شناسی اصیل است که زلزله – آتشفشان و ... را توصیف می کند در هواشناسی رعد و برق مترادف با آتش است .



شکل ۲-۱۳- الگوی حلقه آتش (بلوکینگ) بر روی امریکای شمالی

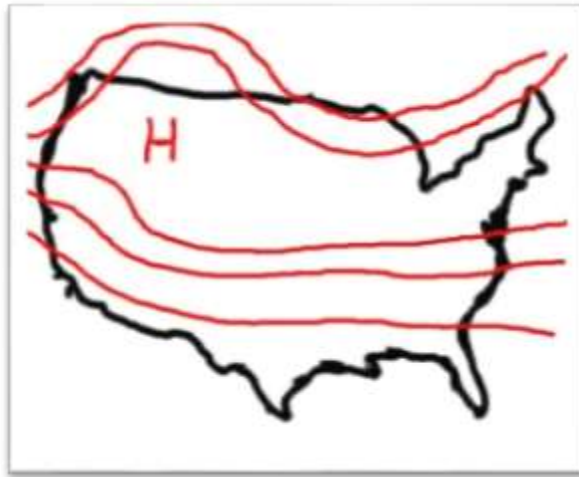
۴- الگوی بندال دو قطبی یا شارش شکافته شده یا سرد چال بالایی: (۱)

این حالت زمانی دیده می شود که مرکز ارتفاع زیاد روی یک مرکز ارتفاع کم قرار می گیرد و به همین لحاظ معروف به بندال دو قطبی است (بلواشتاین، ۱۹۹۳). چون جریان اصلی پیرامون بندال منشعب می شود به آن بندال شارش شکافته شده نیز می گویند (جف حبی، ۲۰۰۲). سامانه جت استریم در مواجهه با این بندال مجبور می شود که در دو مسیر متفاوت به حرکت خود ادامه دهد و با انشعاب آن، سامانه های هواشناسی نیز در محل انشعاب تحت تأثیر نزدیک ترین شاخه جت قرار می گیرند و در آن جهت ادامه مسیر می دهند. بنابراین هر چرخندی که از سمت غرب به این

ناحیه نزدیک شود یا از روی پشته و یا از سمت ناوه خواهد گذشت و بالطبع تضعیف خواهد شد. اما الگویی که در منطقه مابین دو جت مستقر است در همان جا متوقف می شود و در واقع پدیده بندال شکل می گیرد. در شکل ۷ مراحل شکل گیری آن ارائه شده است. این نوع بیشتر روی سواحل غربی اروپا و آمریکای شمالی دیده می شود. وردش افقی در گرمایش سطحی و پستی و بلندی، نقش مهمی در ایجاد این نوع از بندال دارند (بلواشتاین، ۱۹۹۳).

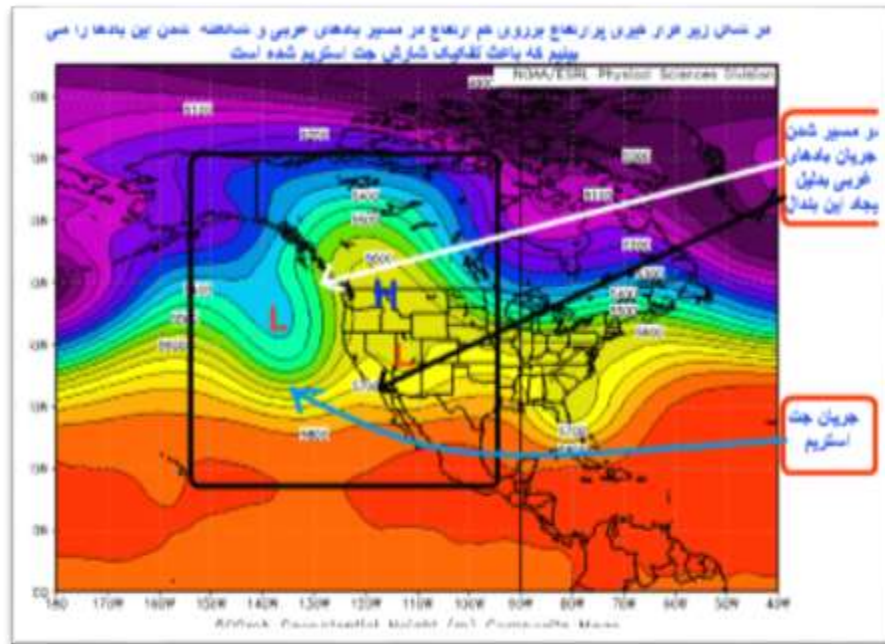
-بلاک سردچال بالایی

زمانی که شاخ های جریان هوا به دو شاخ جداگانه تقسیم می شود جریان تقسیم (یا سردچال بالایی) رخ می دهد . الگوی اولیه از سردچال بالایی در شکل زیر نشان داده شده است .



۲-۱۴- تصویر بلاک سردچال بالایی

سیستم های آب و هوا به سرعت از طریق دو انشعاب جریان می یابند ، اما الگوهای آب و هوا در منطقه ی بین دوجریان بی حرکت (ساکن) می شوند .



شکل-۲-۱۵- تأثیر جت استریم بر روی الگوی بندال (بلاکینگ) در امریکای شمالی

۵- الگوی بندال بریده کم فشار یا سردچال پایینی: (۱)

این نوع بندال معمولاً زمانی شکل می گیرد که جریان های شدید سطوح فوقانی جو به عرض های جغرافیایی بالاتر انتقال یابند و بخشی را که به صورت سامانه ای بسته و کم ارتفاع با چندین کنتور بسته فعالیت دارد ، ترک کنند. در هواشناسی سامانه به جا مانده را بریده کم فشار می نامند. وضعیت جوی در این حالت وخیم تر از بندال نوع رکس است و ممکن است چندین روز در محل باقی بماند و برای ناحیه

1.Cutoff Low

تحت پوشش خود، بارش، هوای ابری و مرطوب به ارمغان آورد. در شکل زیر نمونه ای از این سامانه نشان داده شده است. در مواردی که به طور همزمان، این بریده کم فشار روی نقشه های ۸۰۰، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال دیده می شود، به آن ها کم فشار باهسته سرد می گویند. زمانی که مرکز کم فشار به طور قائم طوری روی هم چیده شده باشد که در همه ترازها دارای موقعیت جغرافیایی یکسان باشد، در ۸۵۰ هکتوپاسکال سردترین دماها دیده می شوند، در ۷۰۰ هکتوپاسکال ناحیه جبهه و بیشینه فرارفت تاوایی پتانسیلی در سمت راست کم فشار دیده می شود و روی نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز بیشینه تاوایی به طور قائم در مرکز سامانه انباشته می شود که بیانگر بسته بودن و اکلوده شدن سامانه است. در برخی از موارد روی نقشه ۳۰۰ هکتوپاسکال چندین جت رگه ی پیرامون کم فشار دیده می شوند که به سرعت در حال چرخیدن هستند اما در مرکز سامانه، باد افقی دیده نمی شود.

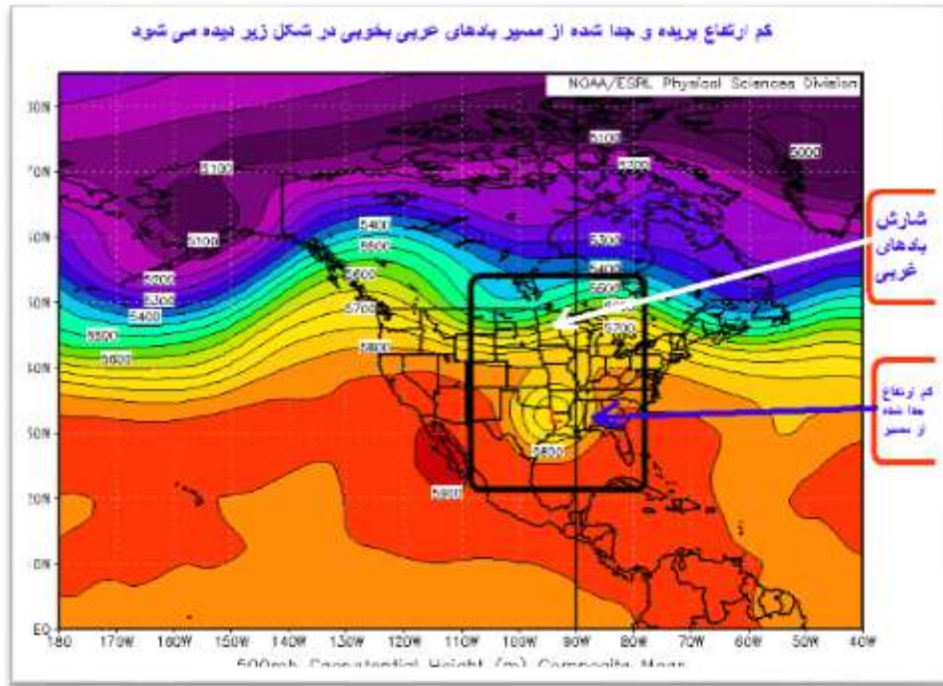
– بلاک سردچال پایینی

معمولاً زمانی که بادهای جو بالا به عرض های جغرافیایی بالاتر جابجا شوند رخ می دهد و یک کم فشار در حال گردش را پشت سر می گذارند، الگوی اولیه (سردچال پایینی) در شکل زیر نشان داده شده است.



۱۶-۲- تصویر بلاک سرد چال پایینی

چند منحنی پرارتفاع در سطح بالا در محاصره هستند ، سردچال پایینی در مثال بلوک رکس نشان داده شده است . آنها می توانند برای چند روز باقی بمانند ، چند روز بارانی مناطق سردچال پایینی معمولاً در سواحل اتفاق می افتد اما در هر نقطه معمولاً می تواند گسترش پیدا کند .



شکل ۲-۱۷- الگوی نوع بریده شده کم فشار بندال (بلاکینگ) در امریکای شمالی

با استفاده از کنتورهای ۵۰۰ هکتوپاسکال به سهولت می توانیم تشخیص دهیم (واتسون و همکاران، ۲۰۰۲) که بندال شکل گرفته است یا نه؟ بدین منظور با استفاده از روابطی مقدار گرادیان ارتفاع ژئوپتانسیل را در عرض های جغرافیایی بالا و پایین محاسبه می کنند. که در روابط مربوطه **GU** و **GL** به ترتیب مقدار گرادیان در عرض های جغرافیایی بالا و پایین اند که برحسب متر بدرجه عرض جغرافیایی است. سامانه بندال در جایی و زمانی شکل می گیرند که حداقل پنج روز متوالی در ناحیه ای به وسعت بیش از ۲۰ کیلومتر در طول جغرافیایی برقرار شد. سطوح فوقانی جو، چهار الگوی گردشی شناخته شده است؛ جریان های شرقی استوایی که پیرامون استوا، از شرق به غرب جریان دارند. کمربند پرفشار حاره ای که بین عرض های

جغرافیایی ۱۵-۲۵ درجه شمالی قرار دارد. جریان های غربی که از عرض جغرافیایی ۲۵ درجه به سمت قطب دیده می شوند. گردش کم فشار قطبی که پیرامون قطب جریان دارد.

فصل چهارم

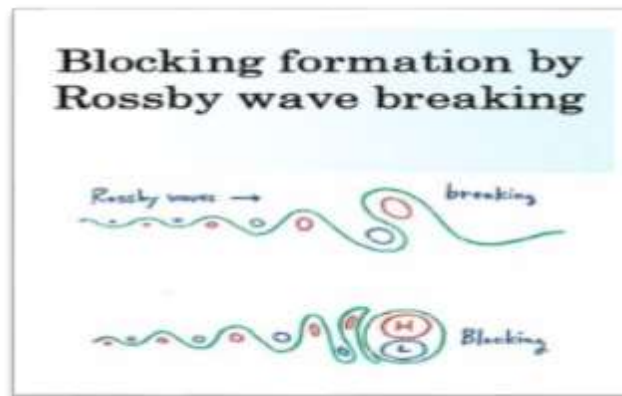
الگوی بلاکینگ در اقلیم آب و هوایی ایران

۴-۱- جایگاه کشور ایران در تأثیرگذاری و بوجود آمدن الگوی

بندالی (بلوکینگ)

ایران در محدوده عرض های جغرافیایی ۴۵-۲۵ درجه شمالی قرار دارد و در نتیجه تحت تأثیر جریانات غربی خواهد بود. جریان های غربی با چندین موج موسوم به امواج راسبی در سطوح میانی و فوقانی جو پیرامون کره زمین دیده می شوند. حال ، برخی اوقات در روند عادی حرکت این جریانه‌ها وقفه ای پیش می آید که روزها و حتی هفته ها طول می کشد . در این مواقع معتقدند که الگوی بندالی شکل گرفته است. سامانه های بندالی که روی اقیانوس اطلس و به ویژه در شرق این اقیانوس شکل می گیرند ، در اغلب موارد بدون عبور از روی ترکیه و ایران از سمت اروپای مرکزی به سوی عرض های بالا حرکت می کنند. ولی، خوشبختانه سامانه های بندالی که ایران را متأثر می سازند ، اغلب آنها بی هستند که در منطقه مدیترانه شکل گرفته اند. امواج راسبی دارای دو مؤلفه اند که یکی در جهت شمال - جنوب و دیگری در جهت شرق - غرب است. اگر مؤلفه نخست ضعیف باشد ، جریان با اندکی نوسان به طرف بالا و پایین ، تقریباً به موازات مدارها خواهد بود که شارش دارای شاخص بالا است و مداری نامیده می شود. شارش هوا مابین کم فشار قطبی و کمربند پرفشار حاره ای با امواج کوتاه تر جریان دارد و چرخندها و واچرخندهای سطحی به سرعت به سمت شرق منتقل می شوند. اما ، اگر مؤلفه دوم غالب باشد ناوه ها و پشته های عمیق شکل می گیرند و جریان ، نصف النهاری نامیده می شود که دارای شاخص

پایین است و در آن هوای سرد عرض‌های شمالی به سمت عرض‌های جنوبی آورده می‌شود و برعکس. در واقع این جریان در راستای متوازن سازی توزیع انرژی ناهمگن جو رفتار می‌کند. برخی از اوقات این جریانات نصف‌النهاری، همانند رودخانه‌ای که در هنگام مواجه شدن با مانع در خمیدگی مسیر خود برکه‌ای را ایجاد می‌کند، بخشی از شارش هوا نیز در برخورد با مانع از شارش اصلی به صورت بریده کم فشار (۱) و یا بریده پرفشار (۲) جدا می‌شود. به سامانه‌هایی که از گردش غربی اصلی بریده می‌شوند، سامانه‌های بندالی اطلاق می‌شود. این سامانه‌ها ممکن است روزها و حتی هفته‌ها در یک ناحیه پا برجا باشند. در مرحله بلوغ الگوی بندالی، معمولاً جهت‌گیری دو قطبی مراکز ارتفاع، زیاد و کم به طور نصف‌النهاری است و ناهنجاری در مقادیر ارتفاع‌های ژئوپتانسیلی ترازهای میانی و بالای جو به خوبی نمایان است. این حالت اغلب با واچرخند سطحی همراه است، به بندال پرفشار شهرت دارد.



شکل - ۴-۱ - چگونگی تشکیل بلوکینگ در جت استریم (مناطق پرفشار)

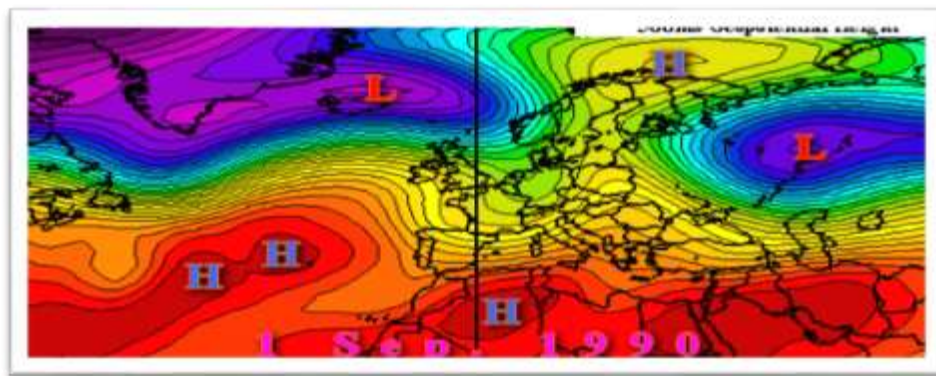
1. Cut-off-low
2. Cut-off high

در مناطق تحت پوشش سامانه پرفشار قوی، به واسطه سرعت کم حرکت این سامانه نسبت به سامانه کم فشار، می توان انتظار وقوع بندال را در آن ناحیه داشت. البته سامانه کم فشار نظیر چرخند قوی اقیانوسی که مقدار عظیمی از هوای گرم استوایی را همراه با جریانات خود در خط مرزی جناح شرقی سامانه به سمت عرض های بالا می برد نیز ممکن است بندال را به وجود آورد. برخی از هواشناسان معتقدند که بندال ها نتیجه ای از برهم کنش تشدید شده امواج پستی و بلندی واداشته (در مقیاس سیاره ای) با امواج آزاد (هم دیدی مقیاس) هستند و برخی الگوهای بندالی را امواج منزوی می دانند (بلواشتاین، ۱۹۹۳). اما علت اصلی به وجود آمدن بندال از نظر دینامیکی هنوز برای هواشناسان به خوبی مشخص نیست.

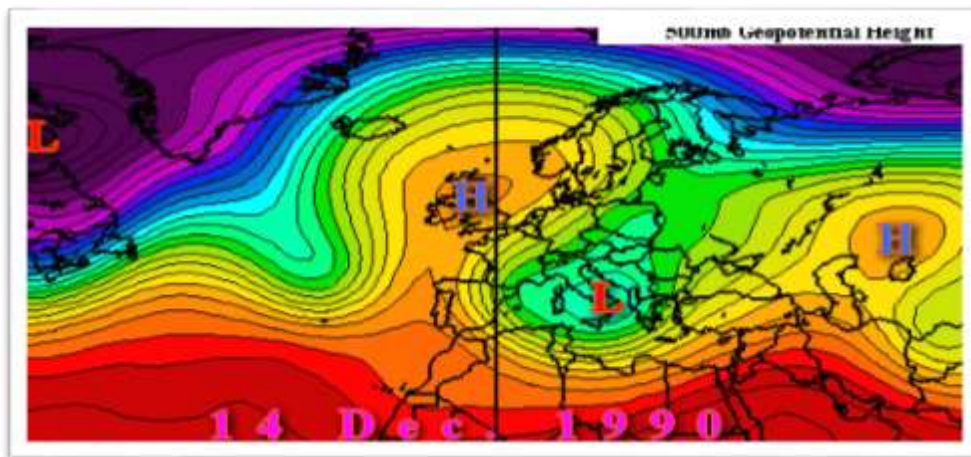
۴-۲ - تأثیرالگوی بندال در اقلیم ایران

بررسی زمان وقوع بندال های اقیانوس اطلس در طی سال های ۱۹۸۹ تا ۱۹۹۷ نشان می دهد که بیشترین تعداد وقوع این پدیده به ترتیب در ماه های دسامبر، آوریل، ژانویه، نوامبر، سپتامبر، مارس، فوریه و اکتبر بوده است که بیشتر با فصول زمستان و بهار منطبق است اما، مکان وقوع سامانه های بندالی در ترازهای میانی و بالا و بخصوص در نزدیکی سطح وردایست در نواحی حوزه های شرقی اقیانوس های آرام، اطلس، غرب آمریکای شمالی و اروپا است. بررسی مکان های چرخندزایی نیز نشان می دهد که بیشتر چرخندهایی که به واسطه وجود بندال در غرب مدیترانه و یا اقیانوس اطلس شرقی شکل گرفته اند از روی اروپا و ترکیه به سمت عرض های بالا حرکت می کنند، از نظر بارش تأثیری روی کشور ما ندارند و فقط گرما و خشک سالی به ارمغان آورده اند. همچنین بررسی موقعیت بندال ها نشان می دهد که

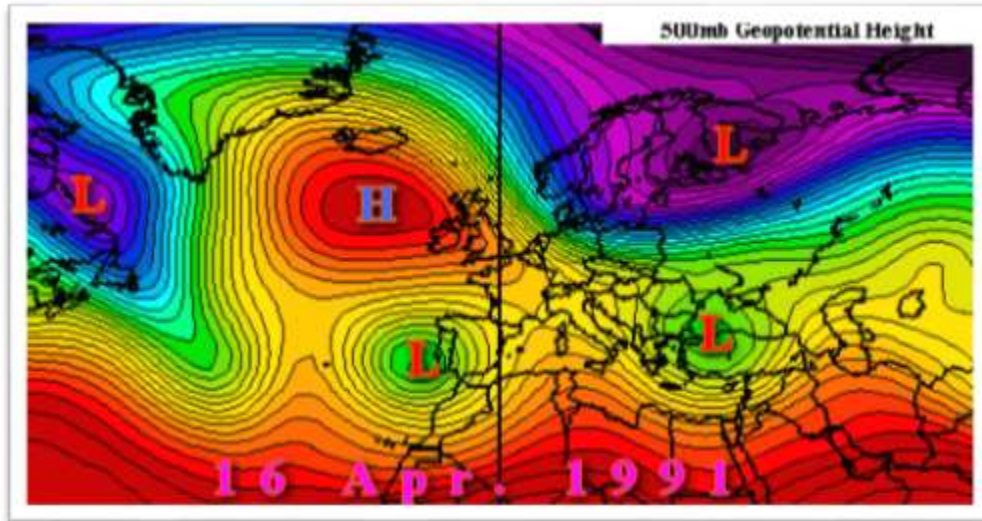
بیشترین تعداد چرخندزایی در شرق مدیترانه صورت گرفته است . نمونه سامانه های بندالی که چرخندزایی آنها در دریای مدیترانه تأثیری در ایجاد بارش در ایران ندارد و فقط گرما و خشک سالی به ارمغان می آورد ، نقشه های ۵۰۰ و ۸۵۰ را نشان میدهد .



شکل -۴-۲- چگونگی تشکیل الگوی بندال از نوع رکس در شمال ایران



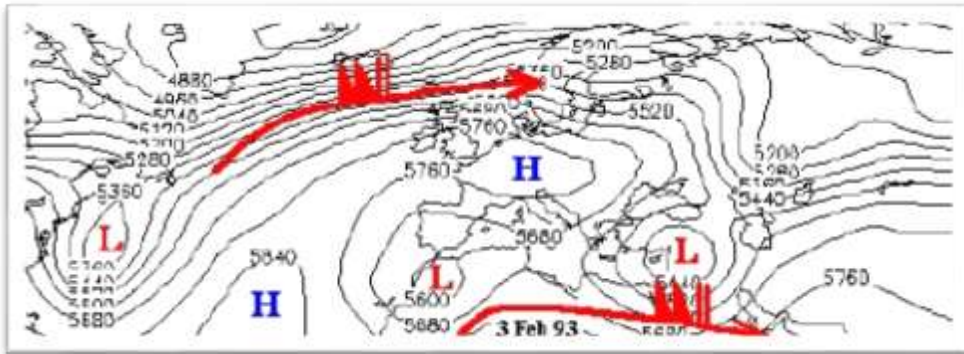
شکل -۴-۳- چند سامانه فعال پر فشار و کم فشار در منطقه در ایجاد بلاکینگ (500hgt) بلاک اُمگا



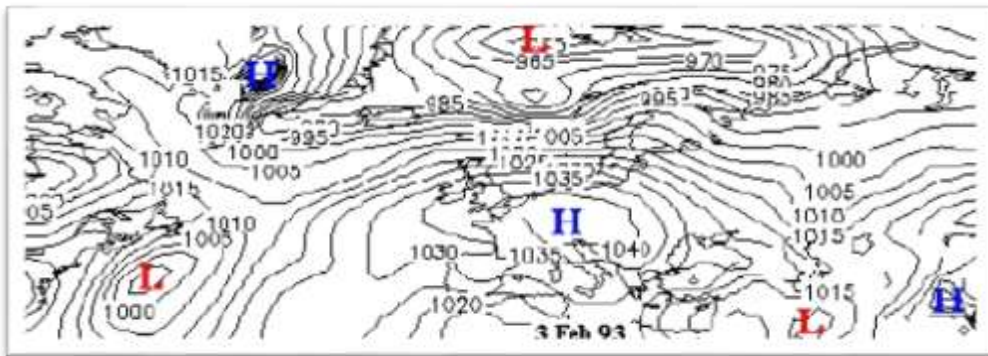
شکل ۴-۴- چند سامانه فعال پر فشار و کم فشار در منطقه در ایجاد بلاکینگ (500hgt) بلاک اُمگا

نقشه های ۵۰۰ هکتوپاسکال چند نمونه از سامانه های بندالی که منجر به گرم شدن و خشک سالی در ایران شده اند. در شکل، مرکز ارتفاع کم با **L** و مرکز ارتفاع زیاد با **H** نشان داده شده است. چند مورد از سامانه های مؤثر بر بارش ایران را که در ایران منجر به سیل شده اند و آمار مربوط به سیل آنها در وزارت کشور موجود بود انتخاب شده است. نقشه های ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آنها با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال در زیر ارائه شده است. در بررسی این سامانه های بندالی موارد زیر مشهود بودند: سامانه بندالی فوریه ۱۹۹۳، در این سامانه ابتدا کم فشار ۱۰۱۲ میلی بار مدیترانه ای از غرب وارد کشور شده است اما با نفوذ پرفشار به شمال غربی ایران و استقرار پرفشار در شرق ایران در روزهای بعد، هسته ثانوی کم فشار مدیترانه ای از سمت سودان به جنوب و جنوب غربی کشور

وارد شده است. این سامانه چون مدتی روی دریای عمان و خلیج فارس مستقر بوده لذا با کسب رطوبت از دریا بارش خوبی را به همراه داشته است.



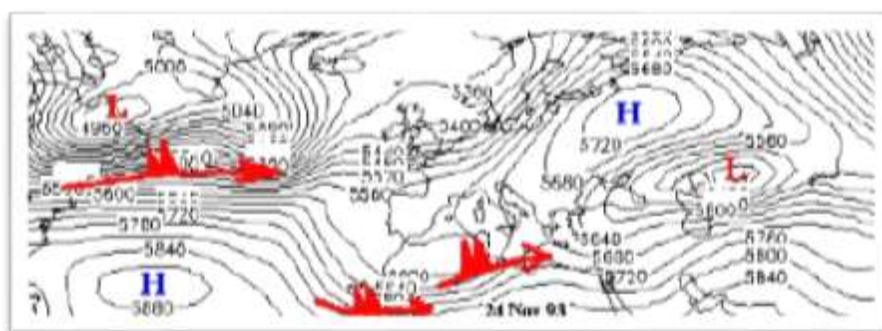
شکل ۴-۵- شکل گیری الگوی بندال (بلاک أمگا) در فصل زمستان در ایران



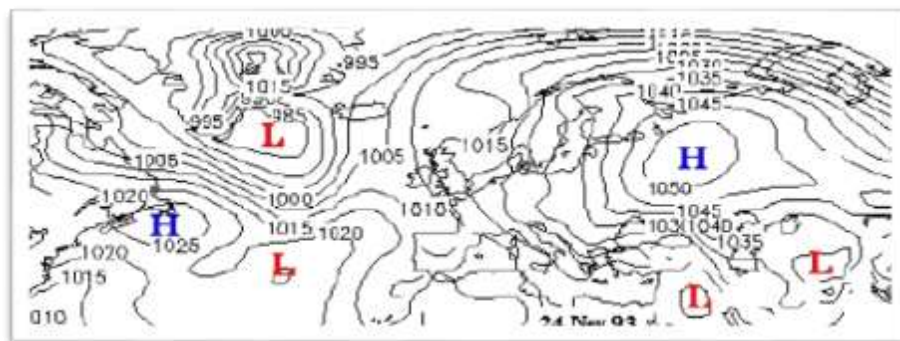
شکل ۴-۶- نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آنها با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۳ فوریه ۱۹۹۳

سامانه بندالی نوامبر ۱۹۹۳، پرفشار در این سامانه به صورت طاقی روی دریای خزر تا شرق دریای مدیترانه کشیده شده است و بارش سامانه بیشتر در نیمه غربی و شمال ایران از ۱۰ تا ۱۴ و از ۲۴ تا ۲۹ نوامبر ادامه داشته است که شدت آن

۱۱icm.day^{-۳/۵} در ۱۳ نوامبر و ۱۱icm.day^{-۲/۶} در ۲۴ نوامبر بوده است. این سامانه در ۶ آذر ۱۳۷۲ منجر به سیل در اندیمشک و بستان؛ در ۲۰ آبان ۱۳۷۲ منجر به سیل در بندرانزلی؛ در ۲۲ آبان ۱۳۷۲ منجر به سیل در سطح استان گیلان شده است.

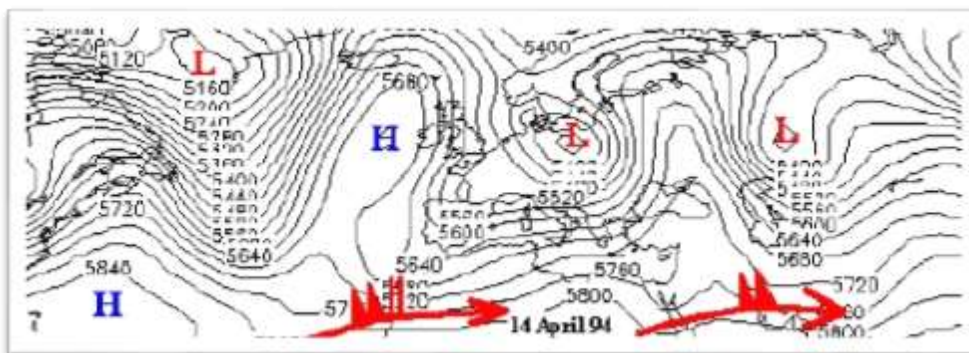


شکل ۴-۷- نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آنها با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۲۴ نوامبر ۱۹۹۳

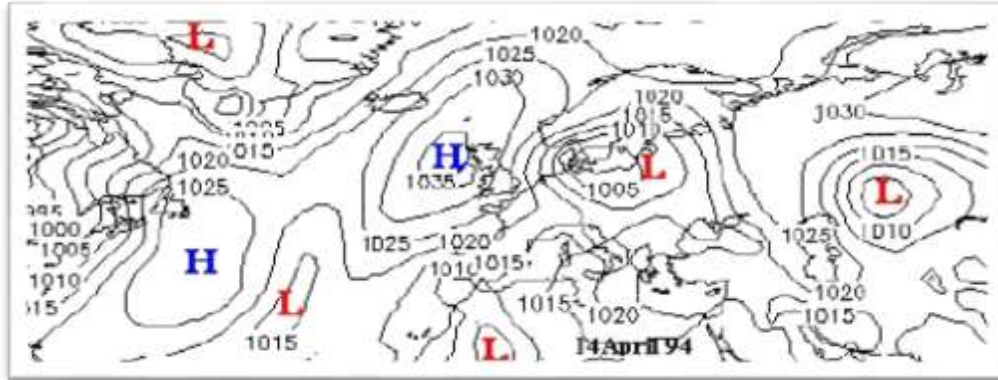


شکل ۴-۸- نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آنها با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۲۴ نوامبر ۱۹۹۳

سامانه بندالی آوریل ۱۹۹۴، سامانه کم فشار با استقرار پرفشار ۱۰۳۰ هکتوپاسکال در شمال دریای خزر و پرفشار ۱۰۲۵ هکتوپاسکال در شرق ایران در مسیری کانالی شکل که از جنوب غربی تا شمال شرقی ایران کشیده شده است از کشور خارج می‌شود. بارش سامانه از ۱۱ تا ۱۷ و از ۲۶ تا ۳۰ آوریل در نیمه غربی کشور بوده است که در ۶ اردیبهشت ۱۳۷۳ با بارش باران و تگرگ منجر به جاری شدن سیل در جوانرود کرمانشاه و در همین روز با بارش شدید باران و جاری شدن سیلاب در شهرهای بافت و برسیرجان کرمان همراه بوده است.

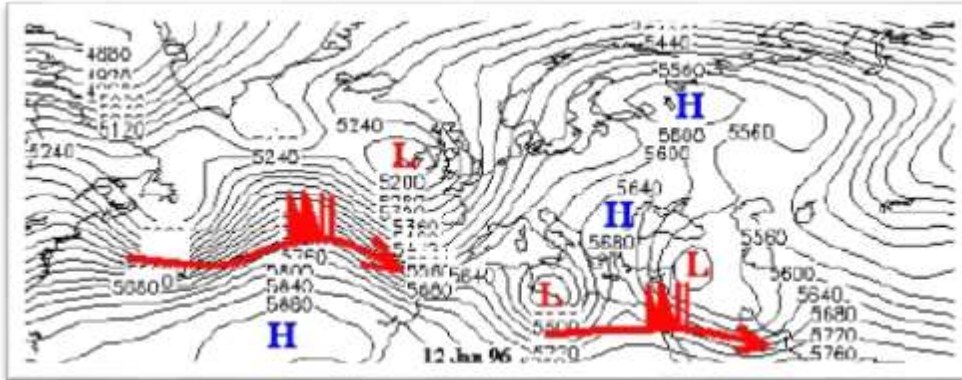


شکل-۴-۹ نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آن با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۱۴ آوریل ۱۹۹۴

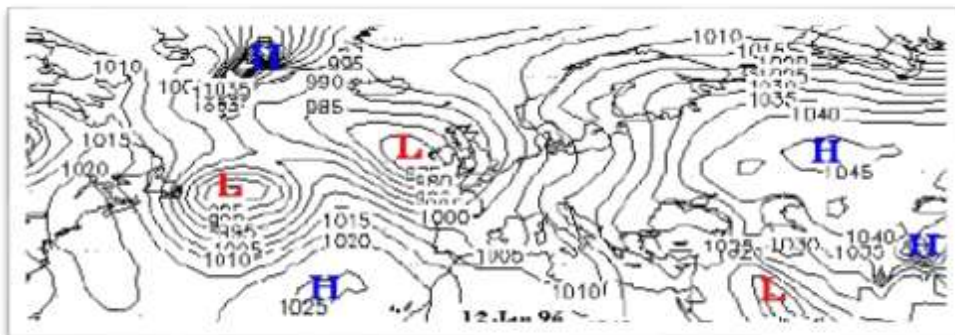


شکل-۴-۱۰ نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آن با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۱۴ آوریل ۱۹۹۴

سامانه بندالی ژانویه ۱۹۹۶، کم فشاری که در مدیترانه شرقی شکل گرفته است با استقرار پرفشار در شمال اروپا و شمال ایران از مسیر خود به عرض‌های پایین منحرف شده و با عبور از روی شمال آفریقا از سمت دریای سرخ و عربستان از جنوب غربی وارد ایران شده است. این سامانه از روز ۵ ژانویه تا ۲ فوریه در نیمه غربی کشور با بارش همراه بوده است که بیشینه آن در روز ۱۱ ژانویه حدود ۶ *iicm.day* در بخش‌های جنوب غربی و جنوب کشور بوده است که منجر به جاری شدن سیل در شهرهای تابعه هرمزگان در ۲۲ دی ۱۳۷۴، در شهرهای تابعه خوزستان در ۲۸ دی ۱۳۷۴ و دهدشت واقع در کهگیلویه و بویراحمد در ۱۶ دی ۱۳۷۴ شده است.

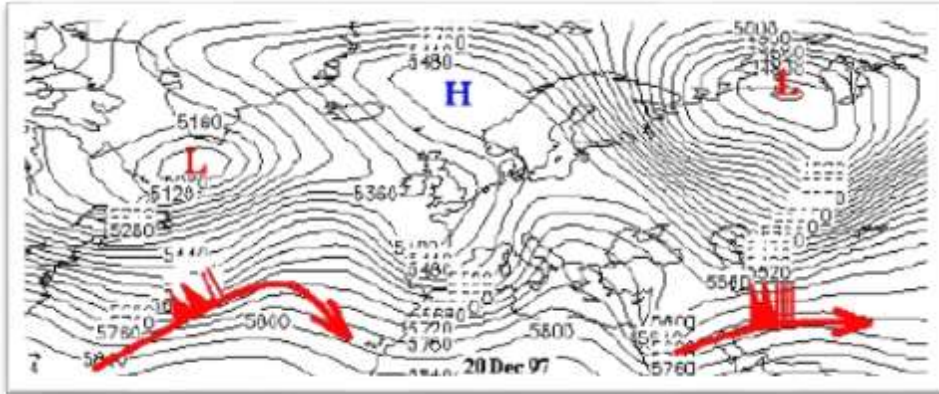


شکل ۴-۱۱ نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آن با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۱۲ آوریل

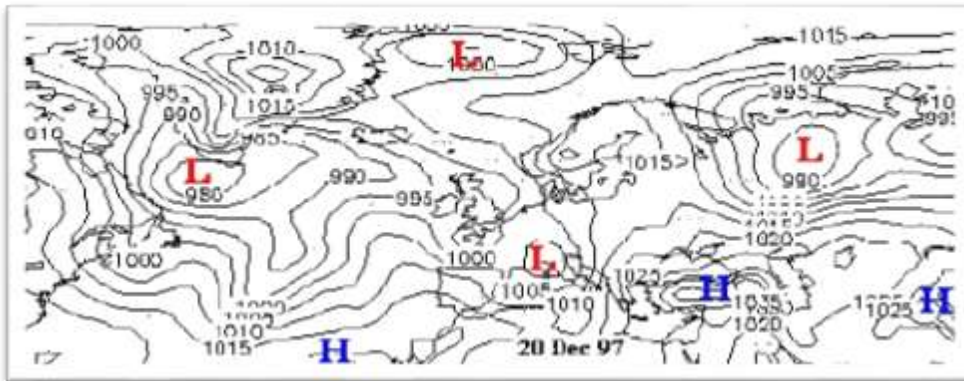


شکل ۴-۱۲ نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آن با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۱۲ آوریل ۱۹۹۶

سامانه بندالی ۱۶ دسامبر ۱۹۹۷، جت قوی از روی جنوب ایران و در روز بعد جتی نیز از روی شمال ایران در حال حرکت است. بارش سامانه از ۵ تا ۲۰ دسامبر در نیمه غربی و جنوبی کشور بوده است که منجر به جاری شدن سیل در سطح استان سیستان و بلوچستان در ۱۵ آذر ۷۶ شده است.



شکل ۴-۱۳ نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آن با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۲۰ دسامبر ۱۹۹۷



شکل ۴-۱۴ نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح متوسط دریای آن با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۲۰ دسامبر ۱۹۹۷

بررسی‌ها نشان می‌دهد، در مواردی که پرفشارهای قوی روی سبیری و آزرز دارای محور غرب به شرق بوده‌اند و به عرض‌های پایین‌گسترش داشته‌اند، سامانه‌های کم‌فشاری به اجبار از عرض‌های پایین و از روی ایران عبور کرده‌اند اما در

مواردی که پرفشار روی آزرز زبانه ای روی شرق اروپا داشته است کم فشار مدیترانه ای به دو هسته تقسیم شده است که یکی از روی ترکیه و عراق به غرب ایران نزدیک و دیگری به روی شمال آفریقا کشیده شده است و با عبور از روی سودان و دریای سرخ از سمت عربستان به منطقه ایران وارد شده و به مسیر خود ادامه داده است . در مواردی که این دو روی ایران به هم ملحق شده اند و روزهای متوالی در ایران توقف داشتند، بارش های سیل آسا در ایران و به خصوص در مناطق غرب ، جنوب غربی و جنوب ایران رخ داده است اما ، در مواردی که دو پرفشار قوی از هم فاصله داشته اند . کم فشار مدیترانه ای از بین آنها به سمت عرض های بالا حرکت کرده است و در این حالت بارش های خوبی در نیمه غربی ایران رخ داده است. در مواقعی که پرفشار قوی سیبری دارای زبانه ایروی عرض های پایین و به خصوص روی ایران بوده است. کم فشار وارد ایران نشده و سامانه بندالی ، فقط گرما و خشک سالی برای ایران به ارمغان آورده است. بررسی ها نشان می دهد که چرخندهایی که در مسیر شرق در حال حرکت اند با شکل گیری بندال به سمت شمال یا جنوب مسیر اصلی خود تغییر جهت می دهند و در نتیجه برای نواحی که در مسیر اصلی حرکت چرخند قرار دارند ، به علت کاهش یافتن بارش برف در مناطق کوهستانی در طی وقوع پدیده بندال، در فصل های بهار و تابستان بعدی خشک سالی های شدیدی و برای نواحی ناوه ها و نیز به واسطه ریزش هوای سرد قطبی به آن ناحیه زمستان های بی نهایت سرد به ارمغان آورده اند. پس از بندالی شدن سامانه های جوی می تواند به توقف حرکت الگوهای هواشناسی منجر شود که در طی آن الگوهای حاکم بر جو نیز روزها و حتی هفته ها در محل خود باقی می مانند : در این حالت ، وقوع پدیدهایی نظیر سیل ، خشک سالی ، دماهای بالای نرمال ، دماهای پایین نرمال و دیگر فرین های جوی محتمل هستند

۴-۳-ارتباط خشکسالی و ترسالی های ایران با فراوانی و موقعیت وقوع

بلاکینگ (بلوکینگ)

بررسی های انجام شده ، نشان می دهد که در چند دهه اخیر (۱۹۵۶ تا ۱۹۸۵) سال ۱۹۷۳ خشک ترین و سال ۱۹۸۲ مرطوب ترین سال در آب و هوای ایران بوده است . با این فرض که ممکن است بین فراوانی و موقیت وقوع بلوکینگ در محدوده مطالعاتی و شدت خشک سالی ها و تر سالی های ایران ارتباط وجود داشته باشد الگوی بلوک های این دو سال با یکدیگر مقایسه شده است . در یک بررسی اولیه مشخص می شود که تعداد بلوکینگ های سال ۱۹۸۲ فراوانی بیشتری نسبت به سال ۱۹۷۳ دارند . یعنی در سال ۱۹۸۲ تعداد رخدادهای بلوکینگ در محدود مورد مطالعه ۲۵٪ بیشتر از سال ۱۹۷۳ بوده است. همینطور در سال ۱۹۷۳ در طول چهار ماهه سپتامبر ، اکتبر ، نوامبر و دسامبر هیچ موردی از بلوکینگ در محدوده مورد مطالعه مشاهده نشده است. در حالیکه در همین ماهها در سال ۱۹۸۲ حداقل چهار مورد رخداد بلوکینگ در محدوده مطالعاتی مشاهده گردیده است . اضافه بر این جمع رخداد های بلوکینگ در سال ۱۹۷۳ جمعاً ۹ مورد بوده است . در حالیکه در سال ۱۹۸۲ این رخداد به ۱۲ مورد می رسد . بعلاوه اینکه دو مورد از حرکت کند مرکز ارتفاع زیاد در این سال (۱۹۸۲) وجود داشته است که بارش های قابل توجهی ایجاد کرده اند ولی در بررسی ها بعلت متحرک بودن آنها جزء بلوکینگ به حساب نیامده اند . موقعیت استقرار بلوکینگ ها در سال ۱۹۷۳ نشان می دهد که بلوکهای این سال یا با فاصله نسبتاً زیادی در موقعیت های غربی تر مثل شرق انگلیس ، اسکاندیناوی ، شمال شرق دریای سیاه همراه بوده است . یا به علت وقوع آنها در دوره گرم سال در عرض های بالا مستقر شده اند و کمتر امکان تأثیر زیادی در موقعیت های غربی تر مثل شرق انگلیس ، اسکاندیناوی ، شمال شرق دریای سیاه همراه بوده است . یا به

علت وقوع آنها در دوره گرم سال در عرض‌های بالا مستقر شده‌اند و کمتر امکان تأثیر زیادی در موقعیت‌های غربی‌تر مثل شرق انگلیس، اسکانديناوی، شمال شرق دریای سیاه همراه بوده است. یا به علت وقوع آنها در دوره گرم سال در عرض‌های بالا مستقر شده‌اند و کمتر امکان تأثیر زیادی در موقعیت‌های غربی‌تر مثل شرق انگلیس، اسکانديناوی، شمال شرق دریای سیاه همراه بوده است. یا به علت وقوع آنها در دوره گرم سال در عرض‌های بالا مستقر شده‌اند و کمتر امکان تأثیر مثبت روی ایران را پیدا کرده‌اند. در حالی که بلوکینگ‌های سال ۱۹۸۲ ضمن برخورداری از موقعیت شرقی‌تر که باعث اثرات مثبت بیشتری روی ایران می‌شود، تا دارای الگوهای مناسبی نیز جهت ایجاد بارش در روی ایران بوده‌اند.

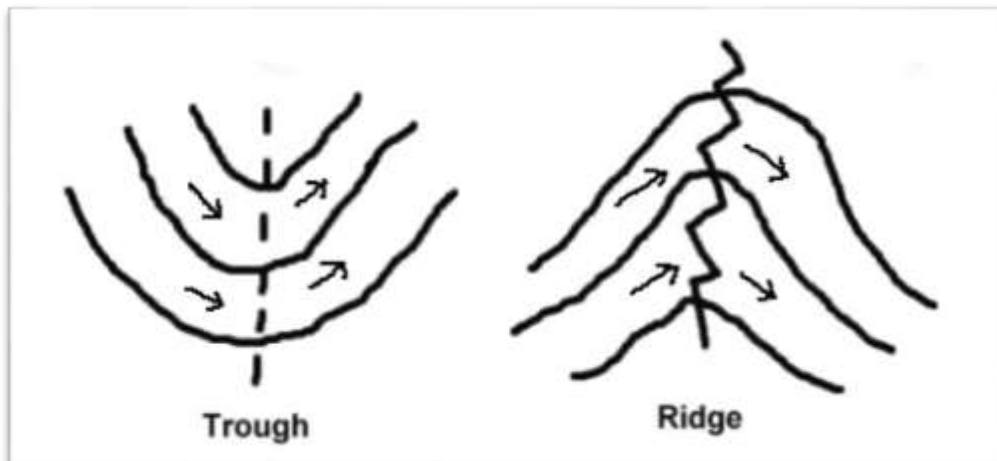
۴-۴- بلوکینگ ناوه و پشته و تأثیر کوهستان‌ها بر جریان هوا^(۱)

اساس بحث اثر کوهستان‌ها بر روی گردش عمومی جو و بخصوص در مورد واداشت امواج به اصل بقای تاوایی پتانسیل باز می‌گردد. با توجه به ثابت بودن تاوایی پتانسیل و نظر به اینکه تاوایی پتانسیل شامل دو جزء اصلی یعنی تاوایی نسبی و باشد؛ جهت حفظ و بقای تاوایی پتانسیل کاهش در یک جزء الزاما افزایش در جزء دیگر را بدنبال دارد. زمانی که یک رشته کوه بزرگ با جهتی خلاف جهت جریانات غربی در مسیر حرکت جریان هوا واقع شود، خصوصا کوه‌هایی که امتداد شمالی جنوبی دارند، جریان در برخورد با رشته کوه و جهت عبور از آن ابتدا به اجبار انحنای می‌یابد. این انحنا در ابتدا و زمانی که جریان مجبور به بالا رفتن در دامنه رو به باد می‌شود، سیکلونی خواهد بود؛ ولی چون جریان ضمن بالا رفتن از دامنه کوه هم ضخامتش کاسته می‌شود و هم به سمت عرض‌های بالاتر حرکت میکند، در نتیجه

1 Trough and Ridge

تاوایی نسبی رو به کاهش نهاده و در سیر منفی طی می‌کند. این کاهش که نتیجه افزایش تاوایی زمین به سمت عرض‌های بالا می‌باشد، انحنای جریان را تبدیل به انحنای آنتی‌سیکلونی می‌کند. این روند تا قله کوه ادامه یافته و در آنجا تاوایی زمین به حداکثر رسیده و تاوایی نسبی به شدت کاهش یافته است. بنابراین ادامه جریان در پشت کوه بصورت نزول در دامنه پشت به باد، روند معکوسی را موجب می‌شود. یعنی با حرکت به سمت پایین در دامنه پشت به باد که همراه با حرکت به سمت عرض‌های پایین‌تر هم می‌باشد، تاوایی زمین‌گرد روبه کاهش رفته و به تاوایی نسبی افزوده می‌شود. این عمل همراه با افزایش ضخامت جریان نیز می‌باشد. در نتیجه با مثبت شدن تاوایی نسبی انحنای جریان از حالت آنتی‌سیکلونی به انحنای سیکلونی تبدیل می‌شود. ادامه جریان در ارتباط و کاهش تاوایی زمین و تاوایی نسبی موجب ایجادپشته‌ها و ناوه‌های متوالی، ضمن حرکت به سمت شرق خواهد شد. در این مورد جهت یابی ناهموازی‌ها مهم می‌باشد. برای مثال توده عظیم هیمالیا امتداد شمالی-جنوبی‌اش کمتر از کوه‌های راکی است، در حالی که شکلی مدور دارد و باعث می‌شود که توده هوا ضمن عبور از این توده، آن را نیز دور بزند. این در حالی است که جهت رشته کوه‌های آلپ و قفقاز تاثیر مهمی بر روی مولفه نصف النهاری جریان هوا دارند. مشخصه اصلی یک ناوه، منطقه‌ای با ارتفاع نسبتاً پایین (نسبت به میانگین) است. ارتفاع نیز تابعی از میانگین دمای سطح زیرین ارتفاع تا سطح زمین است. برای مثال: اگر ارتفاع ۵۰۰ میلی‌بار باشد آنگاه ارتفاع ۵۰۰ میلی‌بار مبنی بر میانگین دمای بین سطح زمین تا ۵۰۰ میلی‌باری است. چگالی هوا با دما تغییر میکند. زمانی که دما کاهش می‌یابد، هوا متراکم‌تر و فشرده‌تر می‌شود. بنابراین دمای هوای سردتر ارتفاع کمتری دارد زیرا متراکم‌تر شده است. هوا زمانی خنک می‌شود که صعود کند، بنا براین در جایی که هوا صعود می‌کند می‌توان یک ناوه پیدا کرد.

همچنین در جایی که توده هوای سرد حاکم است نیز میتوان یک ناوه یافت. تراف بشتر برای لایه های بالایی استفاده میشود. یک ناوه هم میتواند هوای ابری و بارانی و هم توده هوای سرد به ارمغان بیاورد. یک پشته یک منطقه با ارتفاع نسبی بالا میباشد. یک منطقه گسترده نزول هوا یا یک لایه عمیق هوای گرم هر دو می توانند باعث ایجاد پشته شوند. ناوه ها و پشته ها در تراز های بالایی مانند ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ میلی باری تحلیل میشوند. ناوه ها تمایل دارند که هوای ابری و خنک همراه خود بیاورند در حالی که پشته ها تمایل دارند هوای گرم و خشک با خود بیاورند.

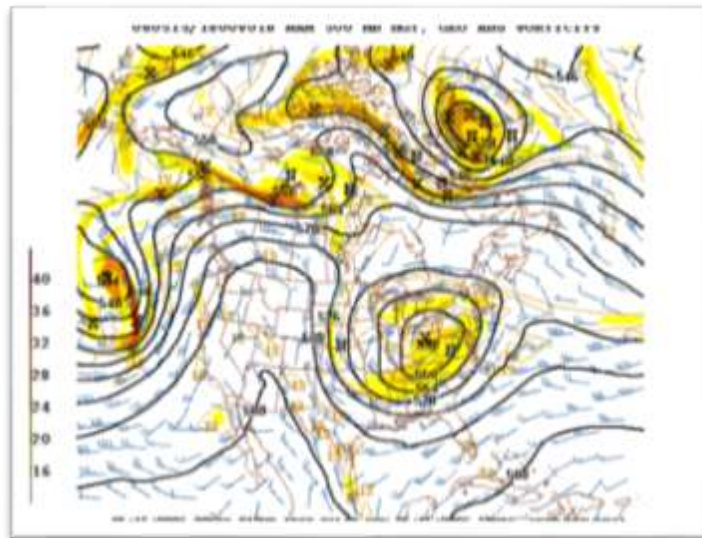


شکل ۴-۱۵ - تصویر ایجاد ناوه و پشته و تأثیر نواحی کوهستانی بر آن

یکی از پدیده های جوی است که وقوع آن باعث تأثیرات قابل توجهی در اقلیم مناطق تحت نفوذش می شود. جریان های جوی در عرض های میانه، حرکت معمول غربی-شرقی دارند و معمولاً موجی حرکت می کنند. حرکت موجی شکل جریان ها در عرض میانه را می توان در سطوح میانی و فوقانی وردسپهر بخوبی مشاهده نمود.

اگر متوسط ماهانه یا فصلی این جریان‌ها در سطوح مذکور ملاحظه گردد، حرکت موجی در دوره سرد سال منظم‌تر و البته بزرگ‌مقیاس‌تر خواهد بود. در بررسی روز به روز ممکن است چنین نظم‌ی به چشم نخورد و آنچه به صورت 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 مشخص میشود. جریان‌های غربی در حرکت معمول خود، ناوه‌ها و پشته‌های مذکور را نیز به سمت شرق جابه‌جا میکنند. جابجایی این سیستم‌ها در محدوده عرض‌های میانی و در امتداد جبهه قطبی می‌باشد. گاهی سیستم‌های فوق‌در ابعاد و طول موج بزرگ‌تر ظاهر میشوند؛ در نتیجه حرکتی کندتر دارند و حتی ممکن است به صورت ساکن یا با حرکت معکوس در جریان‌های جوی ظاهر شوند، یعنی طرح موج به سمت شرق جابه‌جا نمی‌شود، بلکه حالت ساکن یا حتی جابه‌جایی به سمت غرب پیدا میکند. تحت چنین شرایطی مشاهده میشود که جریان‌ها در لایه فوقانی و میانی وردسپهر که از غرب به شرق حرکت میکنند با نزدیک شدن به پشته گرمی که ساکن شده است، جدا شده و دو شاخه میشود. شاخه‌ای از آنها در سمت چپ جریان به طرف عرض‌های بالاتر منحرف شده و پشته گرم را دور می‌زنند و شاخه دیگر در سمت راست جریان به طرف عرض‌هایی پایین‌تر منحرف شده و ناوه سرد را به وجود می‌آورد. در روند تکاملی ممکن است پشته گرم یا سلول یا سلول‌های بسته‌پر ارتفاع و همین‌طور ناوه با سلول یا سلول‌های بسته کم‌ارتفاع همراه شود. چنین سیستمی ممکن است گاهی برای مدت‌ها (چند روز تا چند هفته) در حول و حوش یک نصف‌النهار باقی بماند و به عنوان یک مانع روند معمول جریان‌های غربی در عرض‌های میانه را دچار اختلال نماید. در نتیجه جریان‌های غربی به دلیل وجود چنین سیستمی اجباراً قادر به حرکت در مسیر معمول خود نیستند و شمالی‌تر یا جنوبی‌تر را انتخاب و ادامه

میدهند و سیستم های کم فشار و پرفشار سطح زمین نیز با توجه به جریان های سطوح میانی وردسپهر، در اطراف سیستم مسدود شده حرکت میکنند. چنین پدیده ای اصطلاحاً "بلوکینگ" نامیده میشود.



شکل ۴-۱۶- یک بلوکینگ از نوع امگایی را در غرب آمریکای شمالی در می ۲۰۰۶

فصل پنجم

اقلیم شناسی فلات ایران

۵-۱- بلاکینگ (مسدود کننده جو) (الگوی بندال)



شکل ۵-۱- یک بلوکینگ از نوع رکس (شرق آمریکا)

نظر " جیف هبی (۲۰۱۲)"^۱ هواشناس آمریکایی، مسدود کردن جو، (بندائی) بلوکینگ منجر به رکود الگوهای آب و هوا می شود. همانطور که شما به خوبی آگاه هستید الگوهای جوی تمایل دارند خود را تکرار کنند. در رابطه با بلوکینگ الگوها برای چند روز یا حتی هفته ها باقی می مانند این می تواند منجر به جاری شدن سیل، خشک سالی، فرین های دمایی، (حداقل ها و حداکثرها) و دیگر اختلالات آب و

1. Jefhaby

هوایی منجر شود. این برای تشخیص یک الگوی بلوکینگ در گسترش اولیه آن مهم است. با این آگاهی شما قادر به پیش بینی چند روز آینده با درجه بالایی از دقت خواهید بود. بلوکینگ جوی بهتر است بر روی تجزیه و تحلیل ها و پیش بینی نمودارهای جو بالا بررسی شود. بلوکینگ یک منطقه بزرگ پرفشار رایج است. پرفشاری که یک ناحیه فضایی بزرگ را پوشش می دهد و کمتر از یک کم فشار تمایل به حرکت دارد. در برخی موارد هم یک کم فشار می تواند باعث یک بلوکینگ جوی شود.

۵-۲- چگونگی تقویت یک سیکلون

شرایط حاکم در جلو و عقب یک سیکلون ممکن است به گونه ای باشد که بتواند با تزریق تاوایی یا گرمای خود را تقویت نماید. در جلو یک موج باد غربی با تشدید واگرایی در ترازهای باعث تقویت حرکات بالاسو در آنجا می شود. این واگرایی ممکن است به دلیل وجود یک جت قوی در لایه های بالای جو و ... ایجاد شود. با صعود هوا و در صورت وجود رطوبت کافی، ابر تشکیل می شود و بارندگی ایجاد خواهد شد. آزاد شدن گرمای نهان تبخیر ناشی از تراکم و بارش، برشدت شناوری و حرکات بالاسوی جو خواهد افزود. با تشدید حرکات بالاسوی و انبساط هوا تاوایی سامانه بیشتر می شود و با تشدید تاوایی نسبی چرخند بر شدت واگرایی افزوده خواهد شد. در نتیجه مقداری از جرم از محیط دور شده و فشار هوا کاهش می یابد. از طرفی با آزاد شدن گرمای نهان، گرمای بادررو وارد سامانه می شود، دمای ستون هوا را افزایش می یابد و ضخامت آن را توسعه می دهد. این عمل باعث تقویت و ایجاد یک پشته قدیمی خواهد شد. ملاحظه می شود که با ایجاد یک پشته جدید طول موج کوتاه تر می شود. (فاصله بین پشته، ناوه کمتر می شود). این عمل باعث چرخش فشرده تر بادهای و تقویت تاوایی انحنایی می گردد و با جریانات شمالی تر فرارفت تاوایی نیز

افزایش می یابد. این چرخه باعث تقویت هر چه بیشتر چرخند سطح زمین می شود و بر شدت صعود و ناپایداری هوا، بارندگی شدیدتر می شود. و گرمای نهان بیشتری آزاد می شود. به این ترتیب جریانات در پشت ناوه نصف النهاری تر شده و با فرارفت هوای سرد به درون ناوه و پشت موج، ارتفاع ناوه کاهش خواهد یافت. دامنه موج به این ترتیب تقویت شده و هرچه دامنه موج قوی تر شود واگرایی در ترازهای بالا تقویت می شود و چرخند سطح زمین بسیار قوی تر خواهد شد.

۵-۳- نظریه جبهه قطبی و چرخندها

آگاهی هایی که تا پیش از سده ی بیستم میلادی درباره چرخندهای عرض میانه وجود داشت عمدتاً پراکنده و فاقد چارچوب نظری منظمی بود. پس از جنگ جهانی اول هواشناسان دانشگاه برگن در نروژ به رهبری ویلهلم جرکنس^۱ نظریه جبهه قطبی را پایه ریزی کردند و بر مبنای آن چرخه حیات چرخندهای عرض میانه را توصیف نمودند که امروزه به نام مدل چرخند نروژی ها (ان اس سی^۱) شهرت یافته است. این نظریه در واقع برآیند همه ی تحقیقاتی بود که پیش از آن درباره چرخند ها صورت پذیرفته بود اما نکته تازه این مدل نظری آن بود که گذشته از توصیف ساختار چرخندها در یک لحظه ی زمانی خاص جایگاه این ساختار آنی را در چرخه حیات کلی چرخند مشخص می کرد.

1(NSC)

محور اصلی این مدل نظری را جبهه قطبی تشکیل می‌داد. جبهه قطبی را کمربند بسیار نازکی می‌پنداشته که دور تا دور زمین و در تمام ضخامت ورد سپهر کشیده شده و هوای سرد قطبی را از هوای گرم حاره ای جدا می‌کند. این مدل را جرکنس و سولبرگ (۱۹۲۲) در مقاله‌ی تأثیر گذاری که منتشر کردند معرفی نمودند و بدون تبیین دلایل و شواهد اعلام کردند که آشفتگی‌های تاوه ای گاه و بی‌گاه در راستای همین جبهه‌ی قطبی شکل می‌گیرند.

در این مدل سازوکاری که سبب تقویت این آشفتگی تاوه ای می‌شود دقیقاً بیان نشده ولی گفته شده که رشد مداوم این آشفتگی‌ها سبب تغییر شکل شدیدتر جبهه‌ی قطبی می‌شود و در مرکز آشفتگی، فشار تراز دریا کمتر خواهد شد. در این مرحله که آن را مرحله‌ی بلوغ می‌نامند جبهه‌ی قطبی چنان تغییر شکل می‌یابد که چرخند به ساختار جبهه‌ای ویژه‌ی خود دست پیدا می‌کند یعنی در وجه حاره‌ای کانون کم فشار چرخند، جبهه‌ی سرد و در وجه شرقی آن جبهه‌ی گرم شکل می‌گیرد. منطقه‌ای که بین دو جبهه قرار گرفته و از دمای یک دست برخوردار است قطاع گرم نامیده می‌شود. تقویت مداوم چرخند سبب می‌شود که جبهه‌ی سرد به طرف جبهه‌ی گرم پیشروی کرده و در نهایت از آن پیشی بگیرد. این فرآیند دو پیامد مهم به دنبال دارد (۱) کانون کمینه‌ی فشار تراز دریا دیگر در نوک قطاع گرم قرار نمی‌گیرد و (۲) جبهه‌ی درهم فرورفته شکل می‌گیرد و کانون چرخند را به نوک قطاع گرم متصل می‌کند. اعتقاد بر این بود که این فرآیند موجب شکل‌گیری دو نوع جبهه درهم فرورفته در چرخند‌ها می‌شود: یکی درهم فرورفتگی گرم که در آن جبهه‌ی سرد بر جبهه‌ی گرم سوار می‌شود و ساختار عمودی آن همانند چیزی است که در شکلش دیده می‌شود و دیگری درهم فرورفتگی سرد که در آن جبهه‌ی سرد به زیر جبهه‌ی گرم فرو میرود و وضعیتی همانند شکل (۳-۲-۲) را پدید می‌آورد. اعتقاد بر

این بود که درهم فرورفتگی گرم (سرد) زمانی رخ می دهد که هوای موجود در وجه قطبی جبهه گرم از هوای موجود در غرب جبهه سرد پر (کم) چگالی تر باشد. می بینید که در هر دو حالت گسترش جبهه درهم فرورفته سبب می شود که هوای چگال تر ، هوای کم چگالی تر را به بالا براند . در این صورت تباین افقی چگالی که شاخصه ی اصلی چرخند است و قالب شیو افقی دما در محل جبهه ی قطبی نمود پیدا می کند ، تضعیف می شود و اندک اندک در نزدیکی کانون چرخند چینه بندی عمودی پایدار جاگیر می شود . چنان که می بینید تبدیل تباین افقی چگالی به تباین کاملاً عمودی سبب افت ارتفاع گرانیگاه شاره می شود و آرام آرام آن را به سوی کمینه ی انرژی پتانسیل خود سوق می دهد . بر مبنای همین استدلال پیدایش جبهه ی درهم فرورفته نشانه ی آغاز مرحله ی پس از بلوغ چرخندهای عرض میانه ، توقف تقویت و آغاز فروپاشی شمرده می شود . در مدل نروژی ها توضیح چندانی درباره ی چگونگی فروپاشی چرخندها داده نشده ولی این قدر گفته اند که مرحله ی پس از بلوغ سرانجام در مقابل میرش ناشی از اصطکاک سامانه با سطح زمین سر فرود می آورد. در مدل نروژی ها برای تبیین پراکنش ابر و بارش در چرخندهای عرض میانه به ساختار عمودی خود جبهه توسل می جستند . در این مدل جبهه سرد را مرز پر شیب میان توده های هوای قطبی و حاره ای می دانستند که مداوماً به طرف هوای حاره ای پیشروی می کند و صرف همین پیشروی را عامل صعود هوا در امتداد جبهه می دانستند و چون شیب جبهه سرد زیاد است پس حرکات صعودی در محل جبهه سرد شدید و دارای گسترده ی افقی اندک خواهد بود و نوار های بارشی باریک ولی شدید را پدید می آورد. از سوی دیگر جبهه گرم را مرز کم شیب میان هوای حاره ای پیشرونده و هوای قطبی پسرونده می دانستند . پس حرکات صعودی در راستای جبهه ی گرم را به دلیل شیب کمتری که داشت آرام تر تصور می کردند . در نتیجه

ابرها در محل جبهه گرم گسترش افقی بیشتری داشتند و بارندگی خفیف تر بود .
(مسعودیان، ۱۳۹۲).



شکل ۵-۲- تکوین یک چرخند عرض میانه جو طبق نظریه نروژی ها. جبهه قطبی نقش پیش زمینه را دارد (۱) آغاز آشفتگی چرخندی (۲) مرحله بلوغ (۳) مرحله درهم فرورفتگی (۴) خطوط نازک هم فشارهای تراز دریا و پیکان ها بردارهای باد سطحی هستند. (دینامیک جو در عرض میانه: ترجمه مسعودیان، دکتر سید ابوالفضل. ص ۲۸۹)

۵-۴- ویژگی های بنیادین ساختاری و انرژی تیک چرخندها

چون زمین کروی است خورشید همه جای آن را یکسان گرم نمی کند و دمای زمین از قطب به استوا دارای شیو است . چون در منطقه ی برون حاره ترازمندی باد

گرمایی حاکم است شیو دما در چهره چینش عمودی غربی کژفشار در عرض های میانه تجلی می یابد. اگر وضعیتی فرضی را در نظر بگیریم که در آن همه جریان های عرض میانه کاملاً مداری باشند و از ترازمندی باد گرمایی پیروی کنند آن گاه در میانه و بالای وردسپهر خطوط هم ارتفاع ژئوپتانسیل و خطوط همدمما به موازات یکدیگر خواهند بود. فرض کنید یک آشفتگی موج مانند در چنین جریانی پدیدار شود و تندی این موج دقیقاً برابر تندی جریان مداری شاره ای باشد که در آن در حرکت است. در این صورت در چنین آشفتگی هایی تنها حرکات نصف النهاری شکل می گیرند. این حرکات نصف النهاری در پشت باد فرود موجب وزش گرم و در پیش باد موجب وزش سرد شده (شکل ۵-۳) و سبب پیدایش موج در میدان گرمایی می شوند. در میدان تکانه نیز چنین موجی اما با طول موج یک چهارم موج گرمایی پدید می آید. برای رشد چنین آشفتگی موج ماندی دو شرط لازم است (۱) ناهنجاری های مداری مثبت و منفی دما باید افزایش یابند (۲) انرژی جنبشی مربوط به حرکات موج باید افزایش یابد. شیو نصف النهاری دما نماینده ی نوعی از تباین افقی چگالی است که در سمت چپ شکل ۳-۳ دیدید. اگر سازوکاری پیدا شود که شاره ی چگال تر را به زیر شاره کم چگالی تر براند. آنگاه گرانی کاه شاره پایین تر می آید و به این طریق بخشی از انرژی پتانسیل که هنوز به انرژی جنبشی تبدیل نشده انرژی پتانسیل موجود (APE) نامیده می شود. هرگاه این اغتشاش موج مانند فرضی بتواند APE این چینش مداری کژفشار را به انرژی جنبشی تبدیل کند آنگاه این آشفتگی موج مانند به قیمت جریان اصلی رشد خواهد کرد. در این صورت می توان گفت که جریان پس زمینه ی اولیه نسبت به اغتشاشی که بدان عرضه شده ناپایدار است. چرخندها و واچرخندهای عرض میانه پدیده هایی موجی هستند. بنابراین بر روی نقشه های منطقه ی فشار تراز دریا، اغتشاش های کم فشار و پرفشار متوالی را می

توان دید. برای آن که یک کم (پر) فشار سطحی بتواند همچنان کم (پر) فشار بماند هوا باید از (به) ستون هوای فراز آن تخلیه (تزریق) شود. بنابراین کم فشارها و پرفشارهای متوالی که هریک نماینده ی صعود و نزول ستون هوای فراز خود هستند از مشخصه های زنجیره امواج عرض های میانه هستند. به یاد دارید که اگر تنها براساس انحنای قضاوت کنیم در پشت باد محور فرودهای (فرازهای) ترازهای بالایی وردسپهر حرکات صعودی (نزولی) خواهیم داشت. بنابراین در غرب ستون های جوی که دارای صعود (نزول) هستند ارتفاع ژئوپتانسیل باید کم (زیاد) باشد. پس می دانیم که برای گسترش اغتشاش های عرض میانه با افزایش ارتفاع محور سامانه های پراارتفاع به سوی غرب یعنی به طرف محل چینش عمودی کج می شود. به یاد دارید که در مرحله ی بلوغ چرخندهای عرض میانه، کانون کم فشار در نوک قطاع گرم جا داشت. واچرخندهای سطحی در غرب چرخندهای سطحی قرار می گیرند و کانون آنها در نزدیکی مرکز کمینه ی دما در تراز دریاست. چون طبق معادله فراز سنجی ضخامت لایه متناسب با دمای میانگین آن است سامانه کم (پر) ارتفاع تراز بالایی وردسپهر باید بر فراز ستون های هوای نسبتاً سرد (گرم) استقرار داشته باشند. پس محور گرمایی امواج بلند رو به گسترش عرض های میانه با افزایش ارتفاع به سمت شرق کج می شود. سرانجام این که چون در این اغتشاش ها هوا در ستون گرم صعود و در ستون سرد نزول می کند یک گردش گرمایی عادی شکل می گیرد که APE کثرفشار پس زمینه که خود در غرب چینش عمودی این جریان های کلان ظاهر می شود را به انرژی جنبشی اغتشاش تبدیل می کند. این نکته که ساختار چرخندهای عرض میانه منجر به تبدیل مقادیر عظیمی APE به انرژی جنبشی می شود ایجاد می کند که چینش کثرفشار مداری پس زمینه نسبت به برخی از آشفتگی های موجی شکل ناپایدار باشد و در واقع چرخند های عرض میانه خود تجلی همین

ناپایداری هستند. این نظریه ی ناپایداری کژفشار (۲)، در شکل کامل خود بیانگر آن است که اغتشاش هایی که اندازه ی آنها در حد امواج کوتاه عرض میانه باشد یعنی طول موج آنها ۳۰۰۰ تا ۴۵۰۰ کیلومتر باشد و چینش عمودی آنها در حد مقادیر متعارف دیده بانی باشد، با چنین سازوکاری رشد می کنند.

۵-۵- مدل سازی دینامیک تکوین حرکت موج چرخند از دیدگاه کژفشاری

ناوه ها و پشته های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بدون تغییر در شدت، مسافت زیادی را در مدت یک هفته یا بیشتر طی می کنند. این مشاهده حاکی از آن است که در میانگین، شرایط فشارورد هم ارز در این تراز برقرار است. این شرایط به ویژه برای موج های کوتاه که گاه " موج های روان " هم نامیده می شوند، بیشتر برقرار است. به جز موارد چرخندزایی انفجاری در سطح زمین، تحول ناهه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به صورت چرخند بسته خیلی کندتر از سطح زمین انجام می پذیرد.

با این وجود تشدید ناهه ها و پشته های تراز بالا در جو رخ می دهد. ارتباط بین تکوین در سطح زمین و تراز های میانی جو، سیمای اساسی چرخندزایی و ناپایداری کژفشار است. از این به پس در هر نقطه تغییراتی در ارتفاع ژئوپتانسیلی و یا تاوایی که همبسته با فرارفت تاوایی نباشد، تکوین نامیده می شود. در جو کژفشار، چگالی فقط تابعی از فشار نیست، بنابراین سطوح هم چگالی، همدمای و هم فشار با هم موازی نیستند و میدان سیملوله ای ناشی از تقاطع خطوط هم فشار به وجود می آید. جو طبیعی، معمولاً جو کژفشار است. (قائمی، ۱۳۹۳)

۵-۶-مدل دو فراسنجی تکوین کژفشار در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

عدم توانایی توضیح تکوین و واپاشی سامانه های وضع هوا محدودیت اساسی مدل های فشارورد است. عدم تکوین در جو فشارورد با نبود فرارفت دما (صخامت) مرتبط است. اکنون شرایطی بررسی می شود که در آن تغییرات غیرفرارفتی ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ می دهد. (فرض بر این است که این شرایط به طور کلی برای وردسپهر فرارفت میانی برقرار است). مطابق معادله گرایش ارتفاع، اگر در تراز میانی وردسپهر فرارفت گرم با ارتفاع افزایش و یا فرارفت سرد با ارتفاع کاهش یابد، گرایش ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال منفی خواهد بود. زیرا به طور معمول در زمان تکوین و آمدن وردایست به ترازهای پایین تر، فرارفت هوای گرم در ارتفاع بالای وردسپهر با افزایش ارتفاع، صورت می گیرد. (و یا فرارفت هوای سرد با ارتفاع کاهش می یابد). شیو دما (و در نتیجه فرارفت دما) در زیر وردسپهر بالای به ویژه در کنار هوای سرد جبهه ها دارای بیشترین مقدار است. بنابراین کاهش ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همراه با مشتق قائم فرارفت دما در نواحی فرارفت هوای سرد نزدیک به سطح زمین رخ می دهد. برعکس، با توجه به فرارفت هوای گرم در وردسپهر پایینی، افزایش ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در جایی رخ داد که فرارفت هوای گرم در نزدیک سطح زمین خیلی قوی باشد. با توجه به موارد قبل، باید انتظار داشت که بیشترین تکوین را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در بخش هوای سرد جبهه های سطح زمین، جایی که فرارفت دما به طور نسبی زیاد است، یافت.

اکنون برای بیان تأثیر فرارفت دما در تکوین موج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مدلی جوی بررسی می شود که در آن باد زمینگرد می تواند با ارتفاع تغییر جهت دهد. ساده

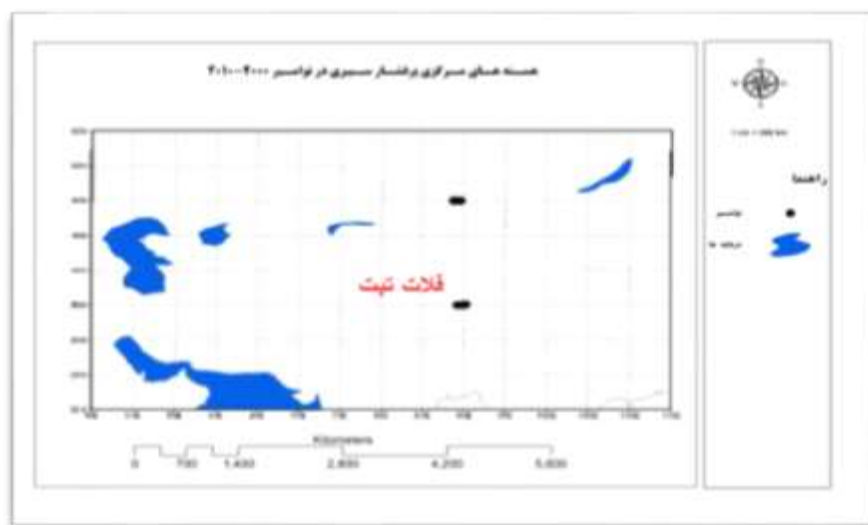
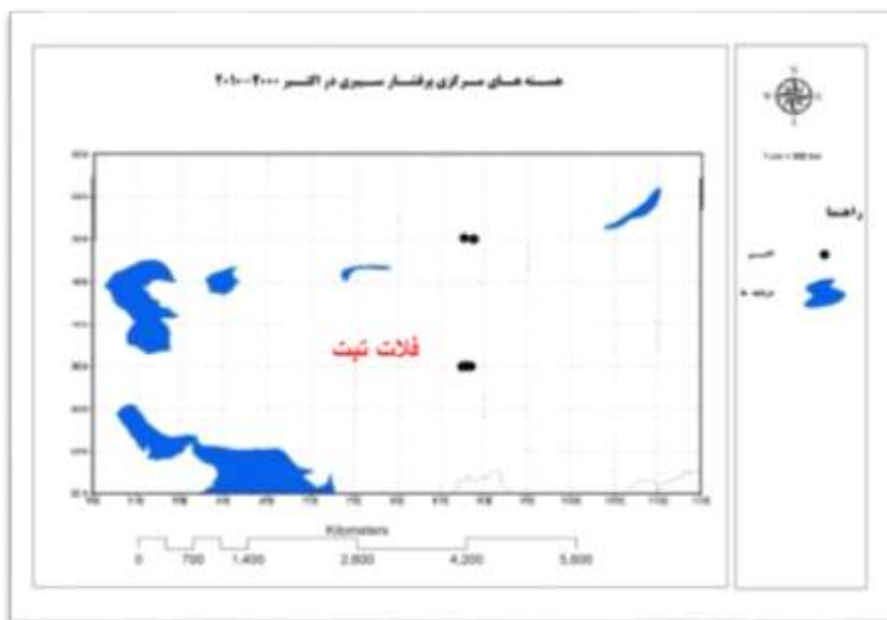
ترین حالت برای فرارفت دما که در آن جهت همدمها با ارتفاع ثابت است انتخاب می‌شود. از آنجا که به طور معمول سمت گیری نوعی همدمها دست کم در وردسپهر زیرین به تندی با ارتفاع تغییر نمی‌کند، این قید ثابت بودن با ارتفاع بر جهت چینش باد زمینگرد (نه لزوماً جهت باد زمینگرد) اعمال می‌شود. (قائمی، ۱۳۹۳)

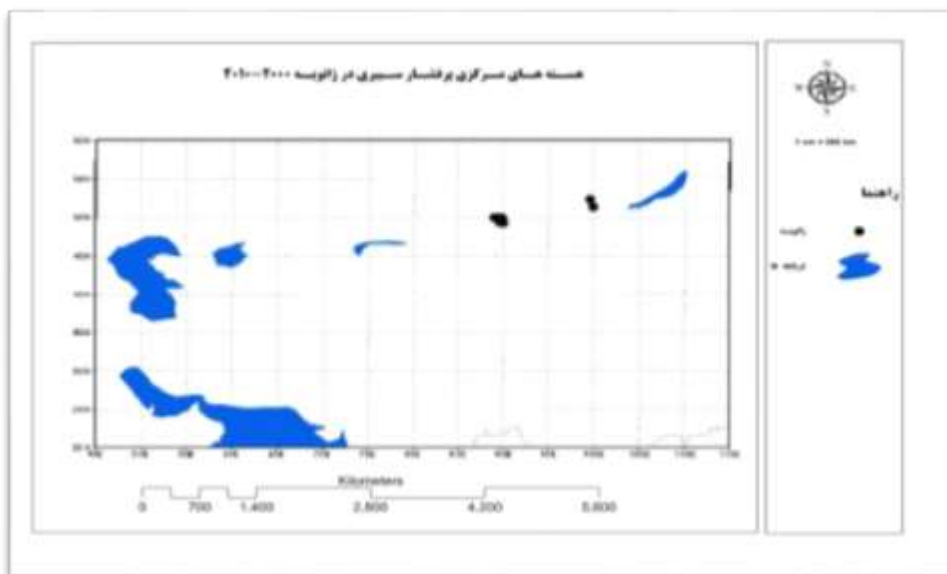
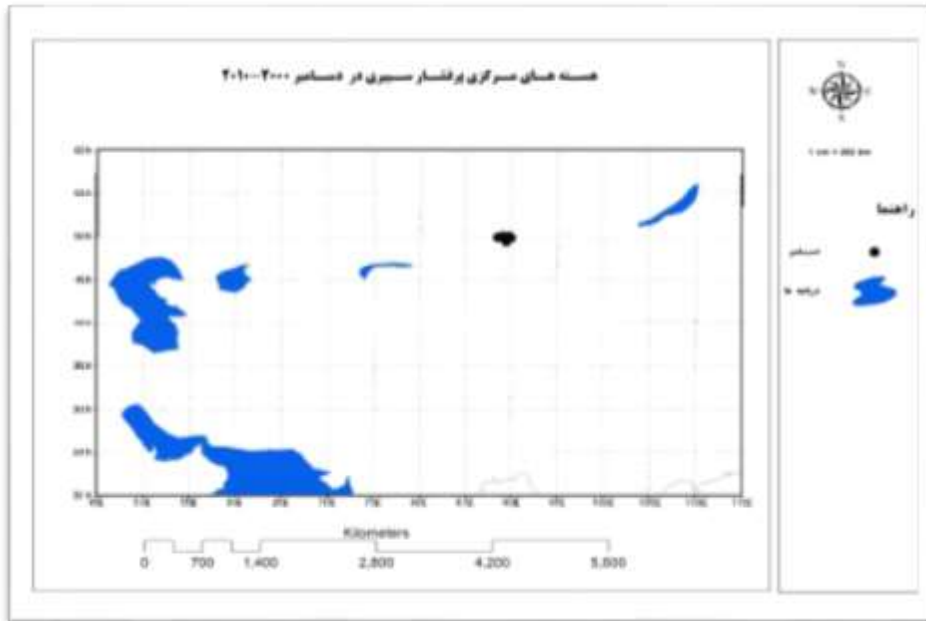
۵-۷- شواهد اقلیم شناسی در فلات ایران

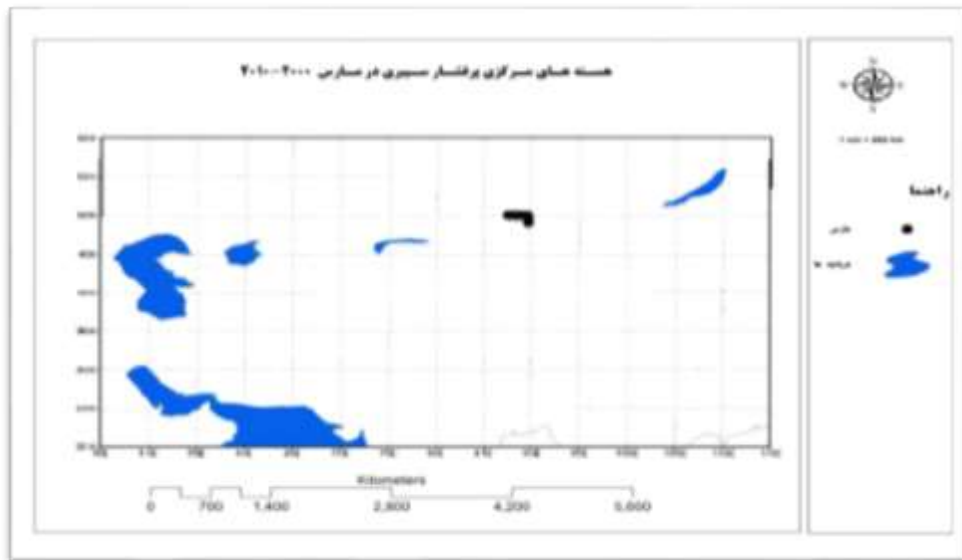
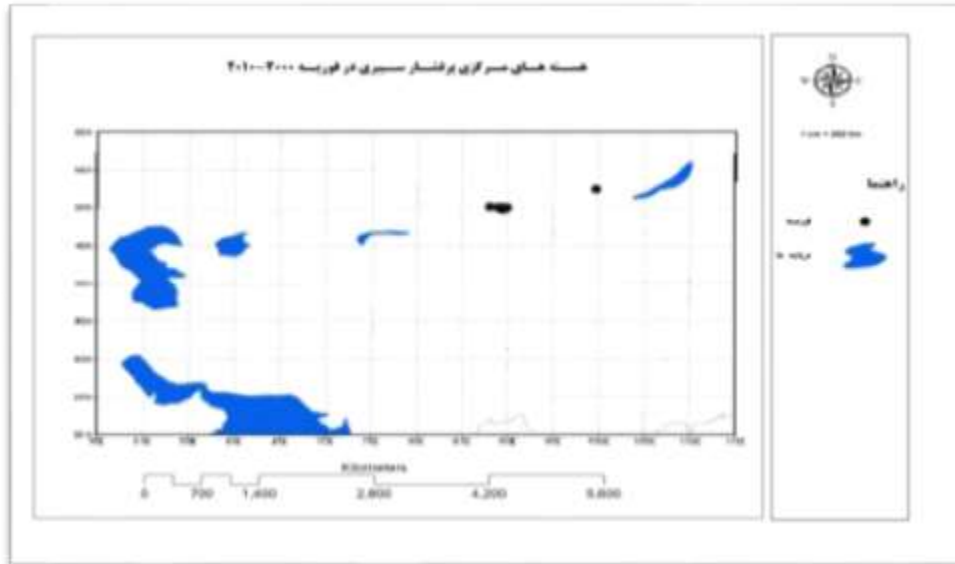
شواهد باستان شناسی نشان می‌دهند که تشکیل پراکنده نخستین جوامع بشری در فلات ایران، ناحیه میان رودان (بین النهرین) و باختر دریای مدیترانه که به آن لقب گهواره تمدن داده‌اند، به ۱۲ هزار سال پیش باز می‌گردد. بر اساس بررسی‌ها، این جوامع روستایی در این ناحیه حدود هفت هزارسال پیش شکل گرفته و نخستین هسته‌های شهری و تمدن‌های اولیه آن گونه که در تاریخ به آن اشاره شده است، حدود پنج هزار سال پیش پدیدار شده‌اند. شرایط مناسب محیطی، خاک حاصل خیز و توانایی بالا در مدیریت توزیع منابع به ویژه منابع آب از دلایل اصلی شکل‌گیری و گسترش این تمدن‌ها به حساب می‌آیند. از آنجایی که ارکان اصلی اقتصاد ساکنان فلات ایران و ناحیه میان رودان بر پایه کشاورزی، دامداری و صادرات چوب و الوار استوار بوده، امکان تأثیر تغییرات اقلیمی ناگهانی بر این جوامع دور از ذهن نیست. اگرچه دانشمندان علوم زمین و دیرینه - اقلیم شناسان پیشتر هم به تأثیر تغییرات اقلیمی بر گسترش یا افول جوامع بشری همچون تمدن اکد در ناحیه میان رودان اشاره کرده بودند، نبود داده‌های دیرینه - اقلیمی جامع و دقیق از نظر زمانی دست‌یابی به یک تصویر واضح و نسبتاً قابل اطمینان را دشوار ساخته بود.

افزون بر این، پژوهش‌های دیرینه اقلیمی اندکی در فلات ایران و ناحیه میان رودان انجام شده و در همان پژوهش‌های اندک، نشانگرهای اقلیمی مورد بررسی تنوع کافی نداشته‌اند و این چالشی دوچندان را پیش روی پژوهشگران قرار داده بود. فلات ایران و ناحیه میان رودان بخشی از منطقه آسیای جنوب غربی است از دریای مدیترانه تا پاکستان که شبه جزیره عربستان را نیز شامل می‌شود. منطقه آسیای جنوب غربی از دیدگاه هواشناسی یکی از مناطق بسیار پویای جهان محسوب می‌شود که اقلیم آن را برآیند اندرکنش جبهه پر فشار سیبری، بادهای غربی مدیترانه‌ای و بادهای موسمی اقیانوس هند (مونسون) کنترل می‌کند. هرگونه تغییر در عملکرد، شدت و موقعیت مکانی این ساز و کارها سبب تغییر در میزان رطوبت و ورود ریزگردها به فلات ایران و ناحیه میان رودان می‌شود. بررسی شیوه تغییرات رفتاری این ساز و کارها در طول زمان به پژوهشگران کمک می‌کند تا شرایط اقلیمی دهه‌ها و صدهای آینده را با دقت بیشتری پیش‌بینی کنند و تصویر روشن‌تری از اثرات احتمالی این تغییرات اقلیمی بر روی سامانه‌های زیستی و جوامع انسانی در منطقه داشته باشند. قرارگیری ایران در کمربند خشک نیم کره شمالی و همچنین نزدیکی آن به کانون‌های اصلی تولید ریزگرد در ناحیه اهمیت مطالعات جامع دیرینه - اقلیمی را در مناطقی چون فلات ایران دوچندان کرده است. ویژگی‌هایی که پژوهش حاضر را از نمونه‌های مشابه پیشین متمایز می‌سازد دقت زمانی بسیار بالا، تنوع فراوان نشانگرها و همخوانی آن‌ها با داده‌های دیرینه اقلیم موجود در نیمکره شمالی است که به یافته‌های این پژوهش اهمیت فرامنطقه‌ای می‌دهد. یکی از یافته‌های درخور توجه این پژوهش آن است که نشان می‌دهد بین ۹۰۰۰ تا ۶۰۰۰ هزار سال پیش، فلات ایران یک دوره با آب و هوای مرطوب را تجربه کرده است و از حدود ۶۰۰۰ سال پیش و همزمان با تغییر انرژی دریافتی از خورشید به دلیل تغییرات دوره

ای در مدار کره زمین، تناوب دوره های خشک با ریزگرد فراوان به نسبت دوره های مرطوب با ریزگرد کم به طور چشم گیری افزایش یافته است. نتایج این مقایسه ، همزمانی دوره های خشک سالی و قحطی در فلات ایران ، منطقه میان رودان و همچنین شرق مدیترانه را با شرایط خشک آب هوایی حاکم بر منطقه در طول پنج هزار سال گذشته روشن می سازد. رخداد تغییرات اقلیمی در منطقه در قالب دوره هایی با ریزگرد فراوان از پنج هزار سال پیش تاکنون نشان می دهد که افول تمدن هایی چون تمدن اکد، تمدن اور، سومر، امپراتوری عیلام، پادشاهی ماد، امپراتوری هخامنشی، پادشاهی پارت یا اشکانی، امپراتوری ساسانی و حکومت صفوی با دوره های شاخص خشکی در منطقه همزمان بوده است. افزون بر این ، شواهد به دست آمده از پژوهش های مکمل بر مبنای تغییر گونه حشرات و گرده گیاهان نشان می دهد که زمان شکل گیری جوامع کوچ نشین در شمال باختری ایران به ۶۵۰۰ سال پیش باز می گردد اگرچه از دیدگاه سنتی ظهور و افول تمدن ها بر پایه شاخص های گوناگونی چون شرایط سیاسی - اقتصادی - اجتماعی حاکم بر جامعه بنا شده، پژوهش حاضر روشن می کند که نقش تعیین کننده شرایط آب و هوایی را در تبیین سرنوشت تمدن ها نباید از نظر دور داشت. در شرایطی که بشر موجبات تشدید تغییرات اقلیمی را فراهم آورده است و با سوء مدیریت منابع آب، بسیاری از مناطق مسکونی کره زمین را با شرایط بحرانی روبه رو کرده است ، نگاهی به گذشته چندین هزار ساله فلات ایران می تواند راهنمایی برای تصمیم گیری های آینده باشد.

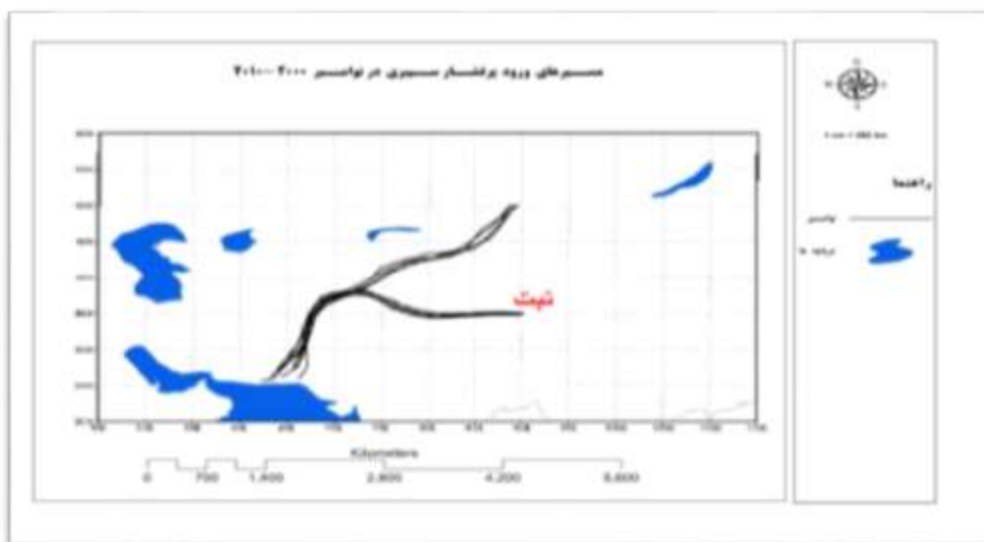
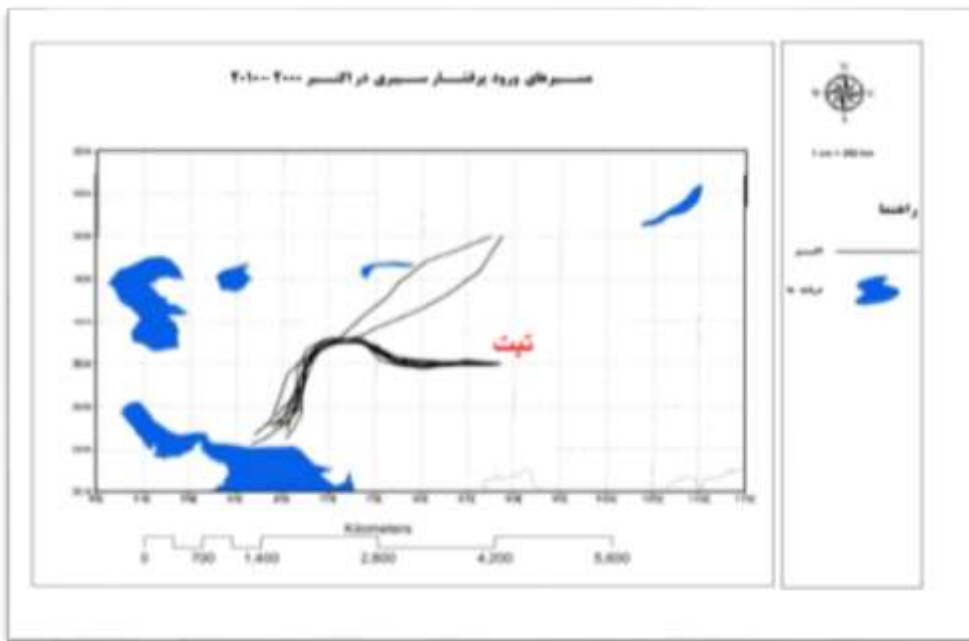


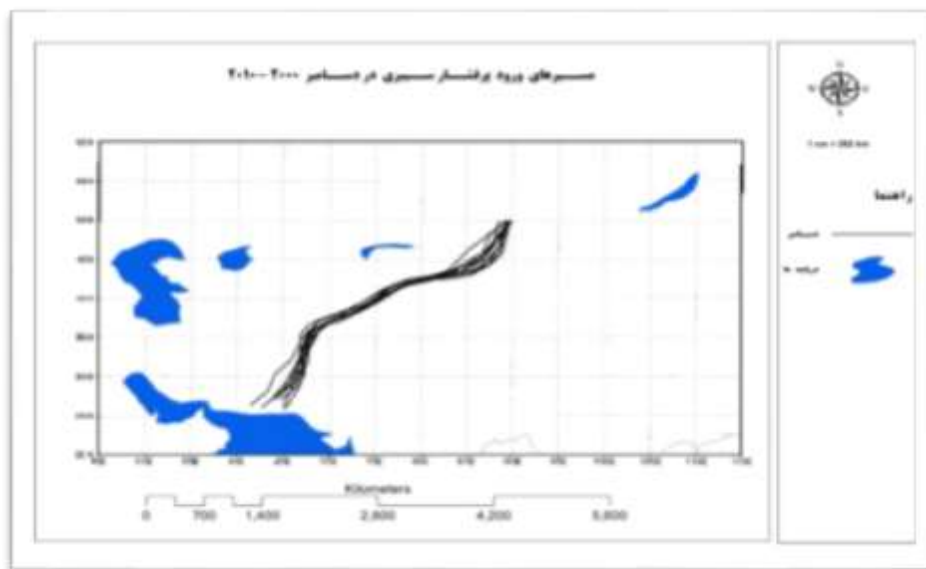
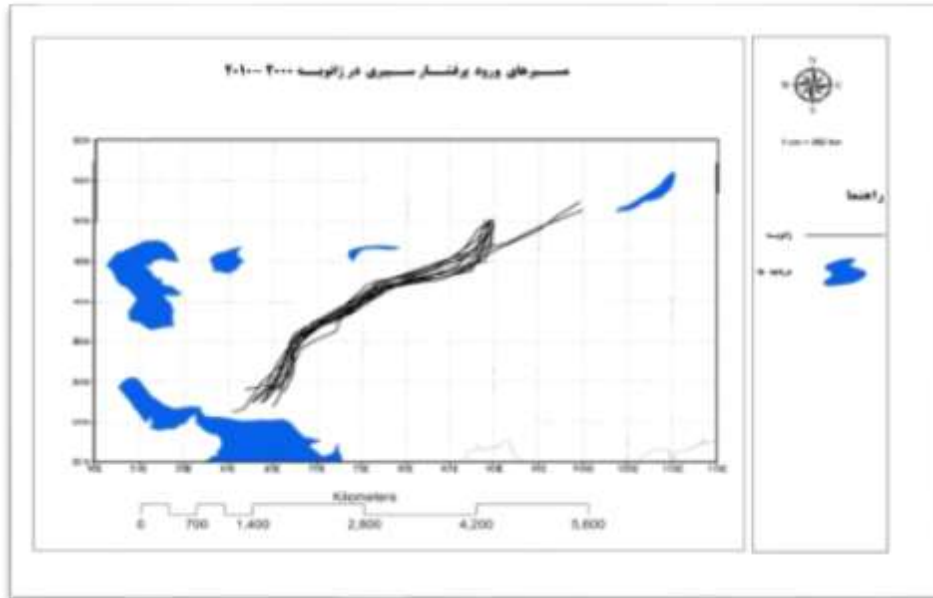




۳-۵- موقعیت هسته ناوه سیبری در منطقه شمال شرقی ایران

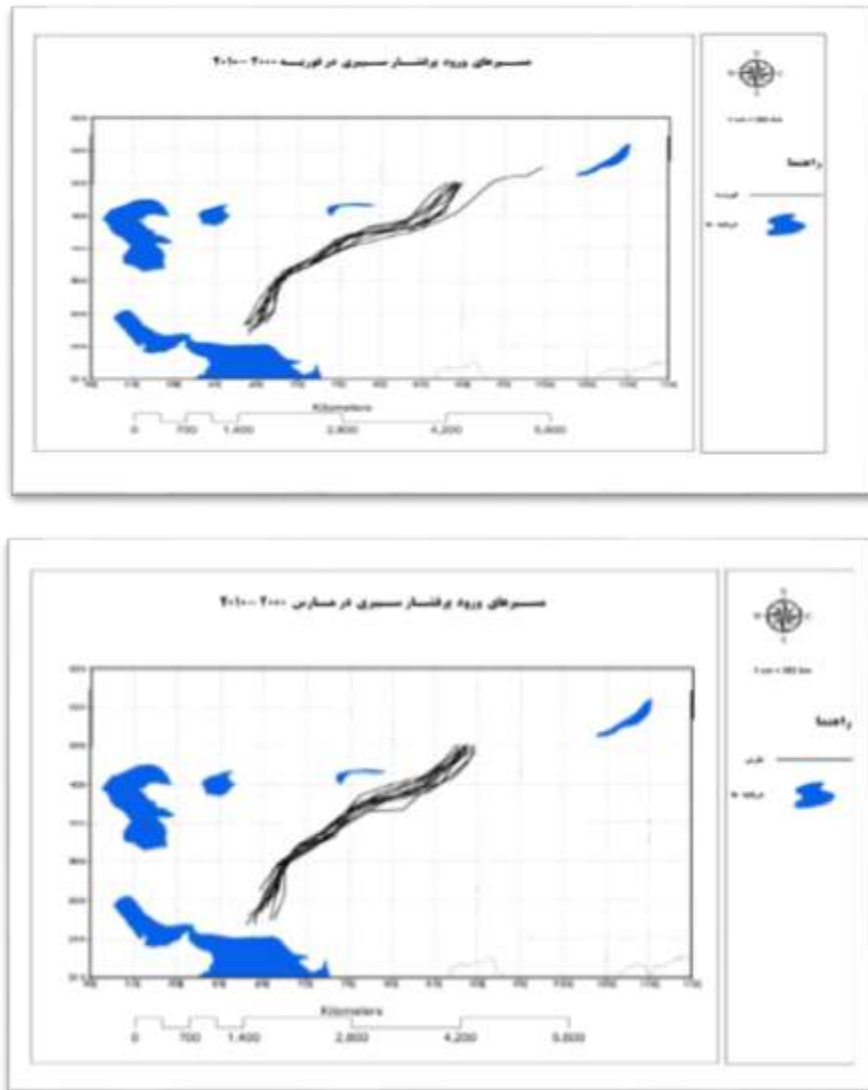
۲-۱۹- مسیر ورود زبانه های پرفشار سیبری به فلات ایران طی پائیز (۲۰۱۰-۲۰۰۰)





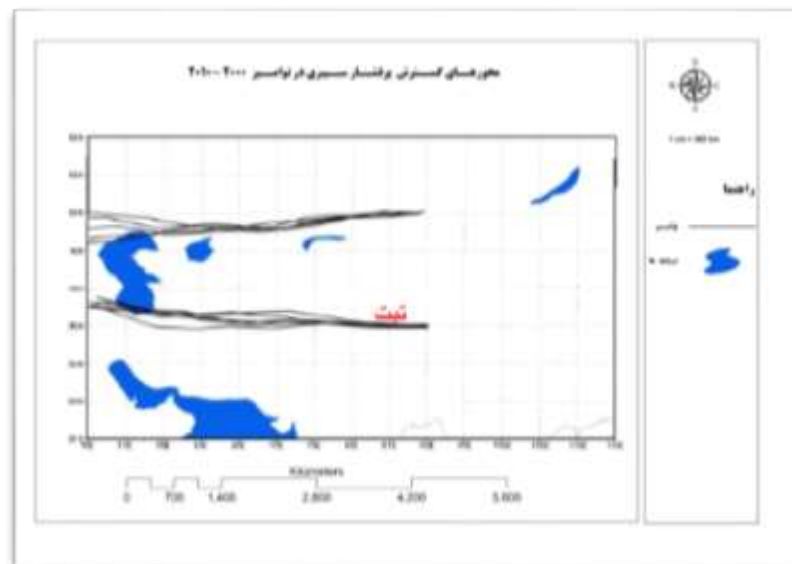
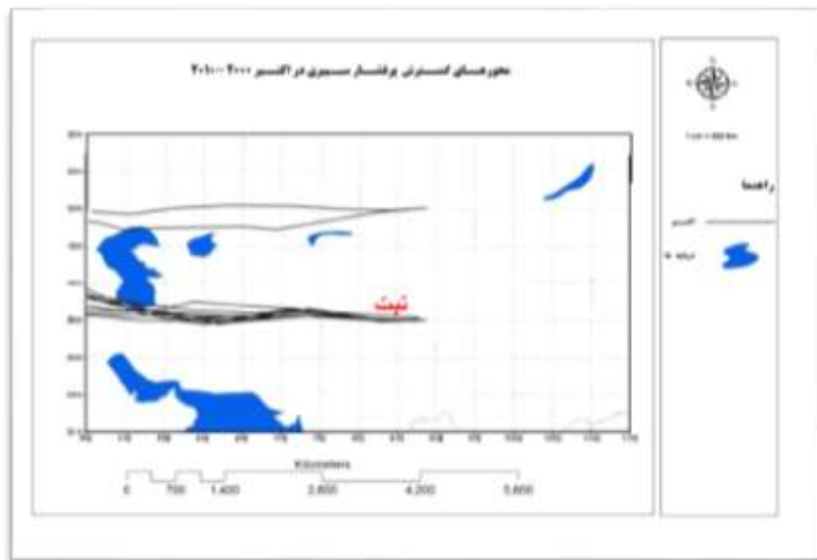
۳۷-۲- موقعیت زبانه پرفشار سیمیری در فصل پاییز در شمال شرقی ایران

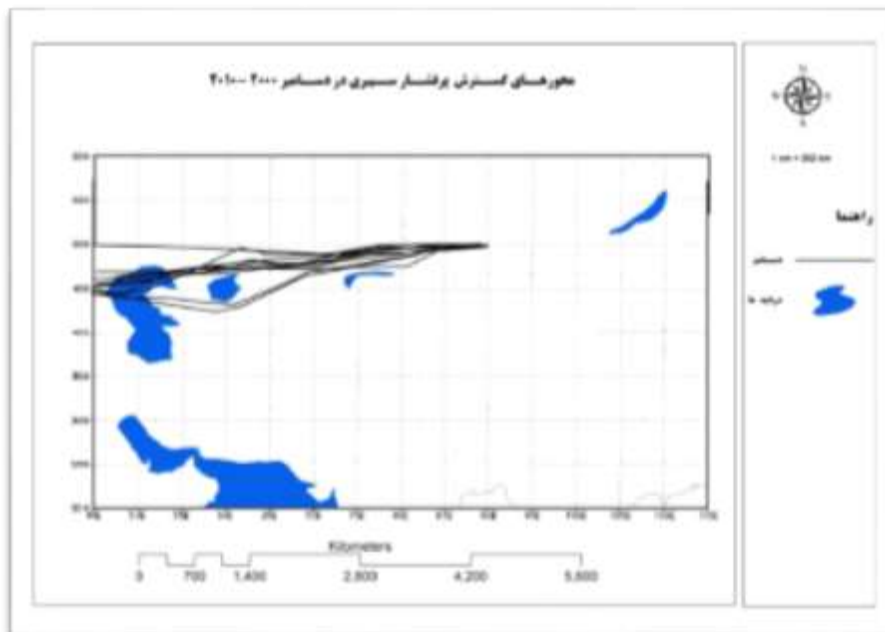
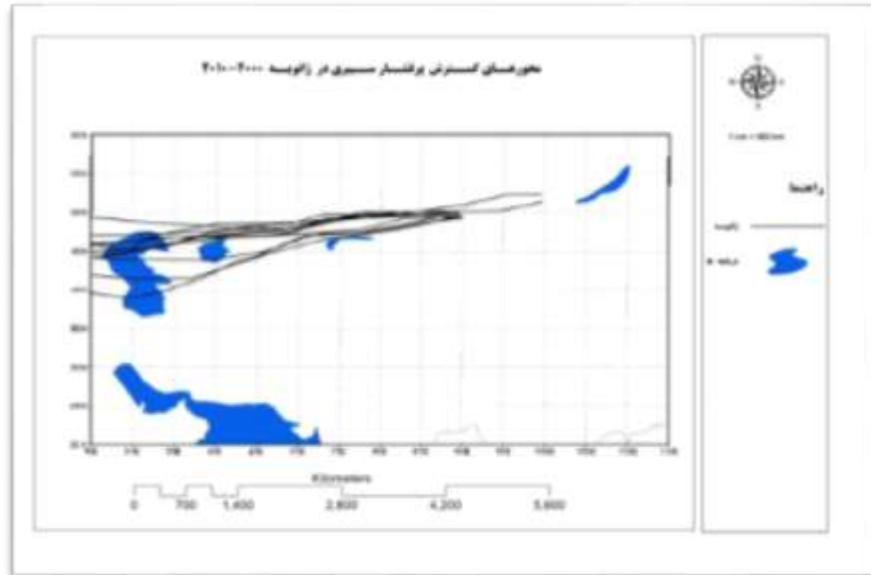
۲-۲۰- مسیر ورود زبانه های پرفشار سیبری به فلات ایران در فصل زمستان (۲۰۱۰-۲۰۰۰)

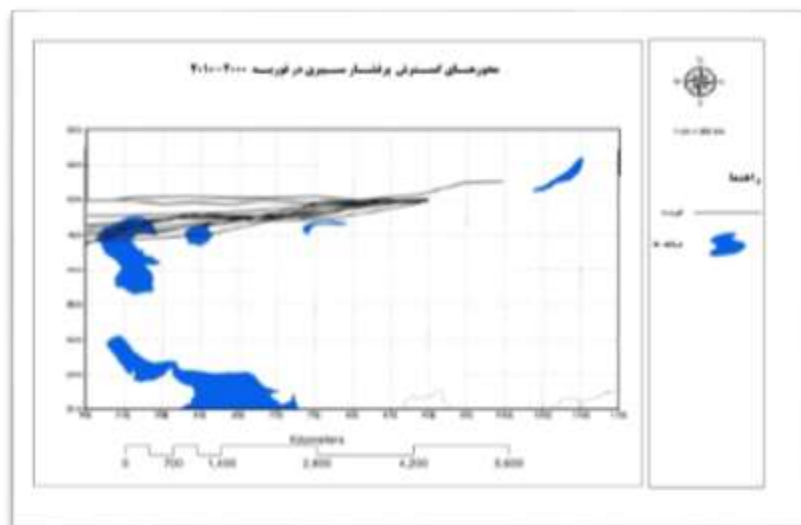
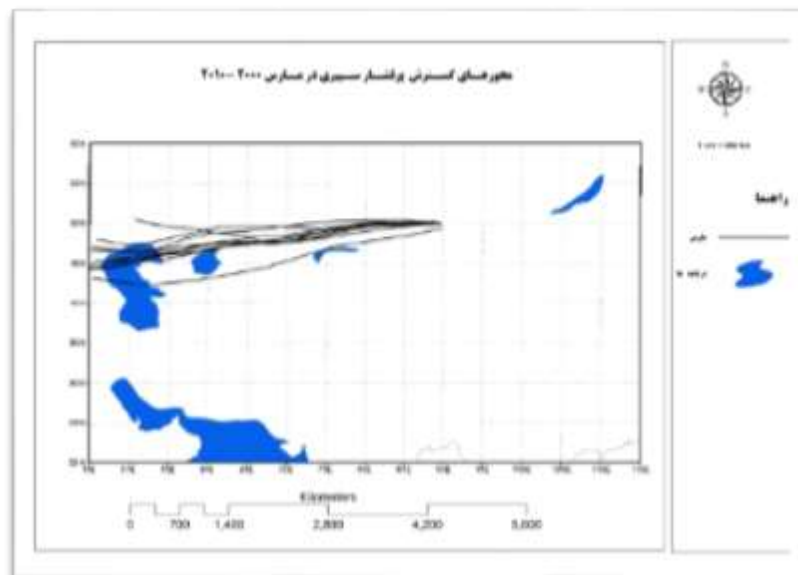


شکل ۲-۳۸- موقعیت زبانه پرفشار سیبری در فصل زمستان در شمال شرقی ایران

۲-۲۱- گسترش محور اصلی (ابتدا و انتهای آخرین منحنی بسته شده به دور مرکز) پرفشار سیبری طی پائیز و زمستان (۲۰۱۰-۲۰۰۰)







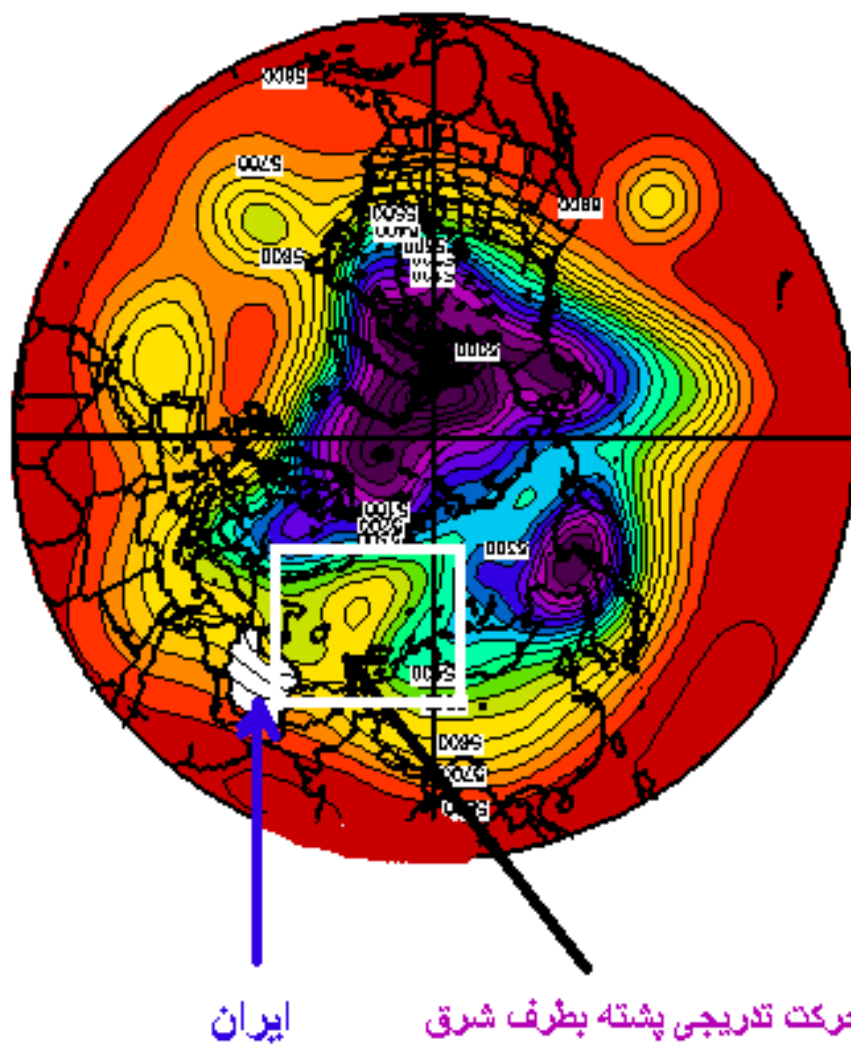
شکل ۲-۳۹- موقعیت محور اصلی پرفشار سیبری طی پائیز و زمستان در شمال شرقی ایران

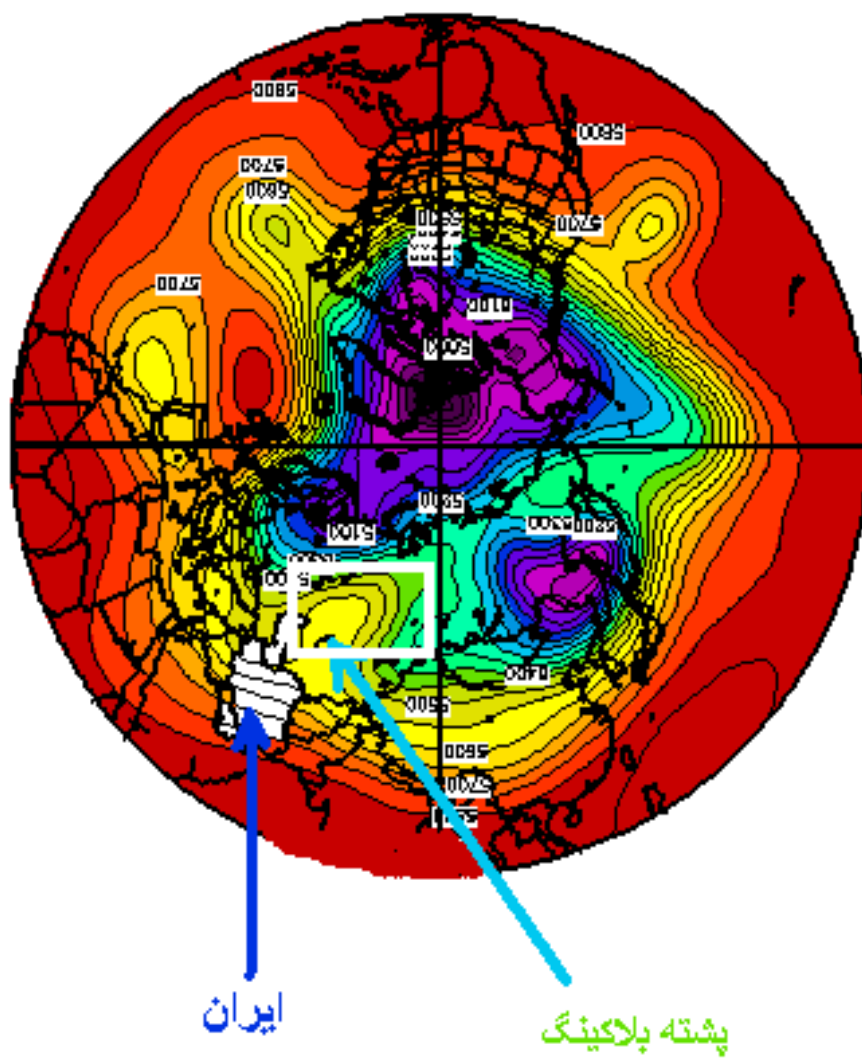
۲-۲۲ - چگونگی وقوع پدیده بلوکینگ در مرحله تقویت پرفشار سیبری بر روی شمال شرقی ایران

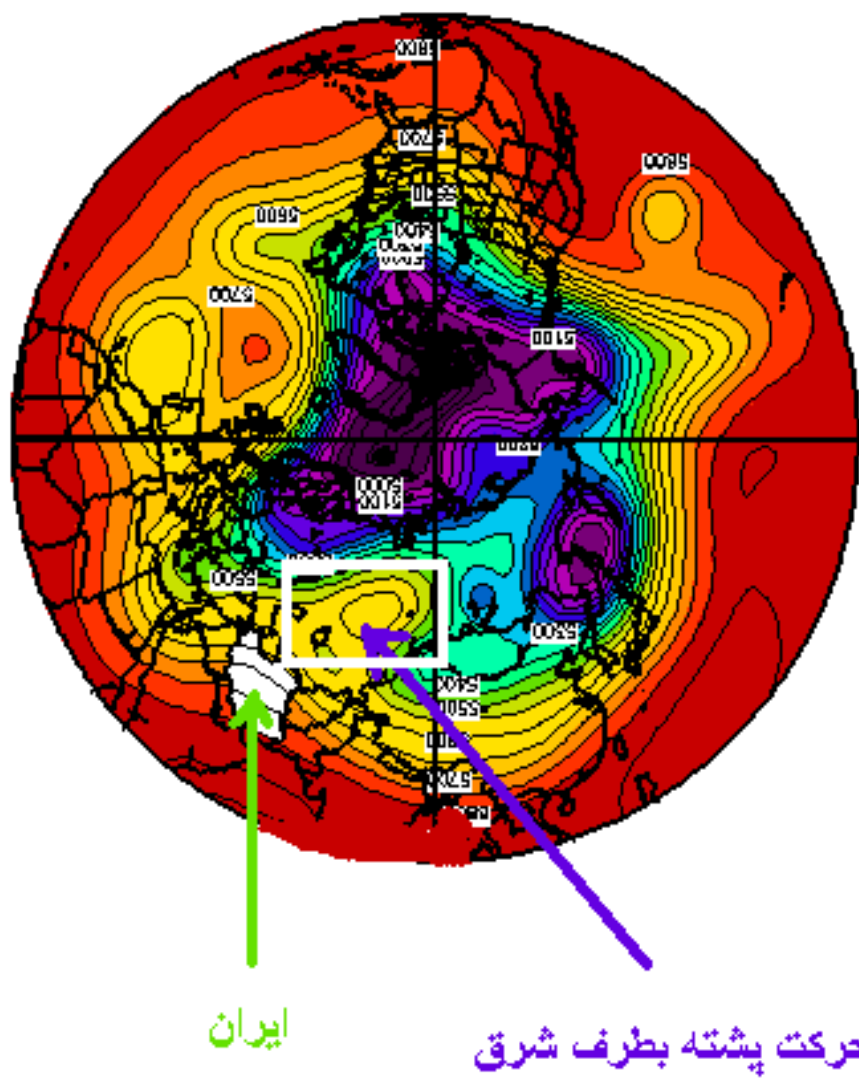
نقشه های سینوپتیک مربوط به فشار تراز دریا، حضور یک سامانه پرفشار قوی در فصل سرد سال بر روی اورآسیا را قرار می گیرند. این سامانه که معمولاً مرکز آن بر روی شمال مغولستان بسته میشود، میتواند تا بخش های وسیعی از آسیا گسترده شود. این گردش و اچرخندی بزرگ مقیاس جوی، پرفشار سیبری نامیده میشود. زبانه های این پرفشار در زمان حاکم فعالیت خود، علاوه بر بیشتر مناطق آسیا، بخش هایی از اروپا را نیز دربرمی گیرد. در دیدگاه اقلیمی، پرفشار سیبری دارای اثری در پایین جو است، اما نتایج تحقیقات حاکی از آن است که پرفشار سیبری در جریانات میانی و بالایی جو موثر بوده و زمانی که به حداکثر قدرت خود برسد می تواند با ایجاد بلوکینگ در جریان باد های غربی ناهنجاری هایی را سبب شود. اکنون بعنوان مثال نقشه های زیر چگونگی ایجاد بلوکینگ بوسیله پرفشار سیبری در تراز میانی جو را نشان می دهند. بطوریکه با گسترش پرفشار سیبری به طرف اروپا و خاورمیانه و ایران و تاثیر عمودی بر جریانات بادهای غربی باعث ایجاد بلوکینگ در مسیر این بادهای شده و ناهنجاری هایی جوی را بوسیله ایجاد یک دسته امواج ساکن و یک پشته قوی سبب می شود. (یکی از عوامل موثر در شرایط اقلیمی کشور فعالیت فشار زیاد سیبری است). شدت فعالیت کم فشار ایسلند با مرکز فشار زیاد سیبری در ارتباط است. به این ترتیب که در زمان شدت فعالیت کم فشار ایسلند، همراه با جابجا شدن مرکز کم فشار به سمت شرق، مرکز پرفشار سیبری نیز به سمت غرب جابجا می گردد و بعضاً در امتداد شمال دریای خزر قرار می گیرد. در این شرایط، کشور از بارش خوبی برخوردار است؛ زیرا استقرار پرفشار در امتداد شمال دریای خزر همراه با مراکز بسته پارتفاع در ترازهای بالاتر پدیده بلوکینگ

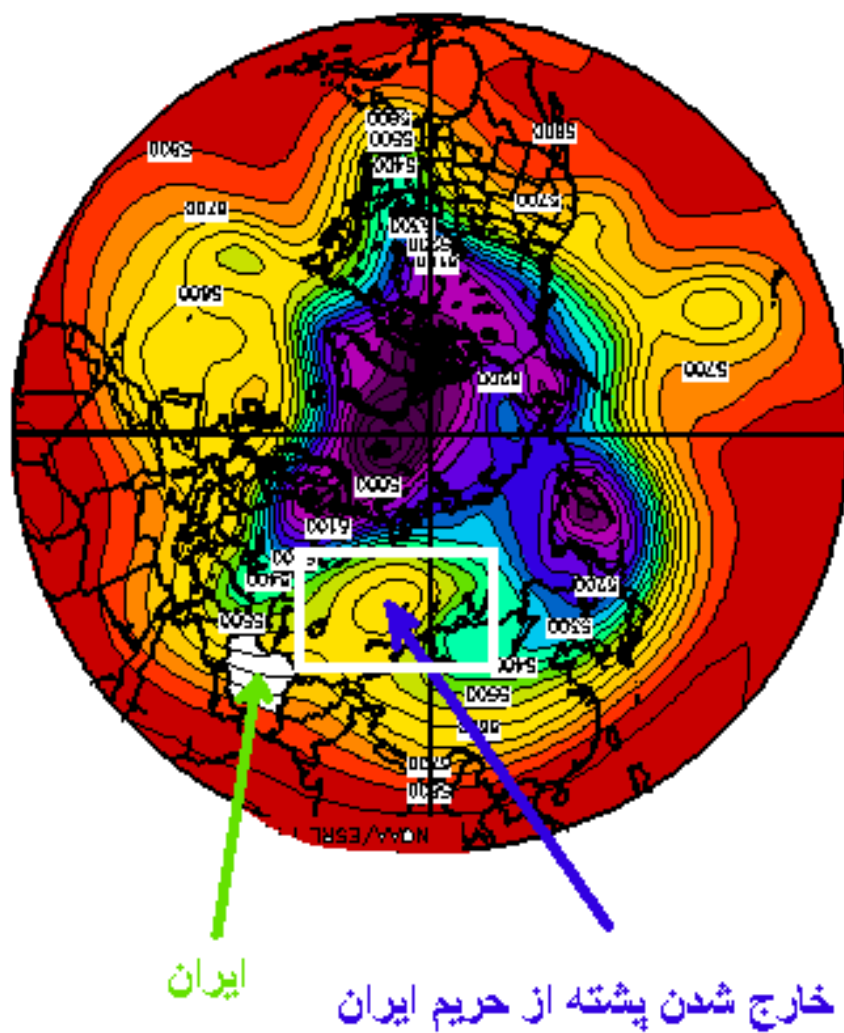
باعث دو شاخه شدن جریانات غربی شده که بخشی از این جریانات به عرض های جنوبی تر رانده شده و کشور ما را تحت تأثیر قرار می دهند. نقشه های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح زمین وقوع پدیده بلوکینگ را بخوبی با نقش آفرینی پرفشار سیبری نشان می دهند.

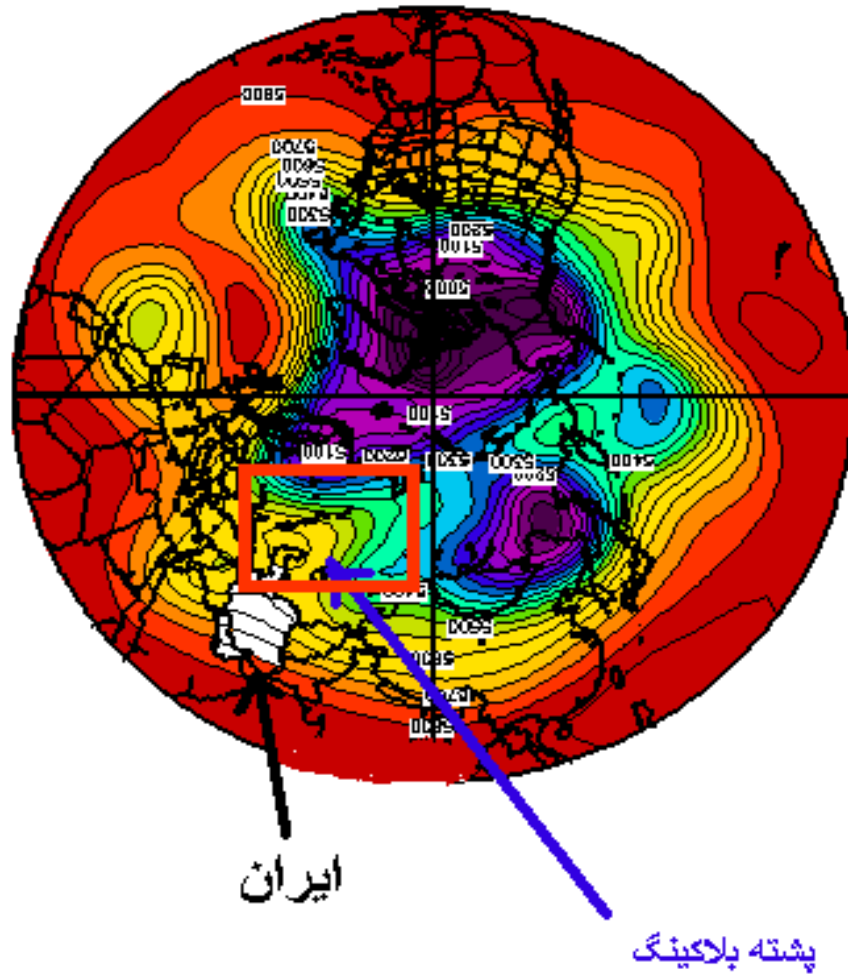
۲-۲۳-۱- نمایش موقعیت بلوکینگ و پشته بلوکینگ در شمال شرقی ایران

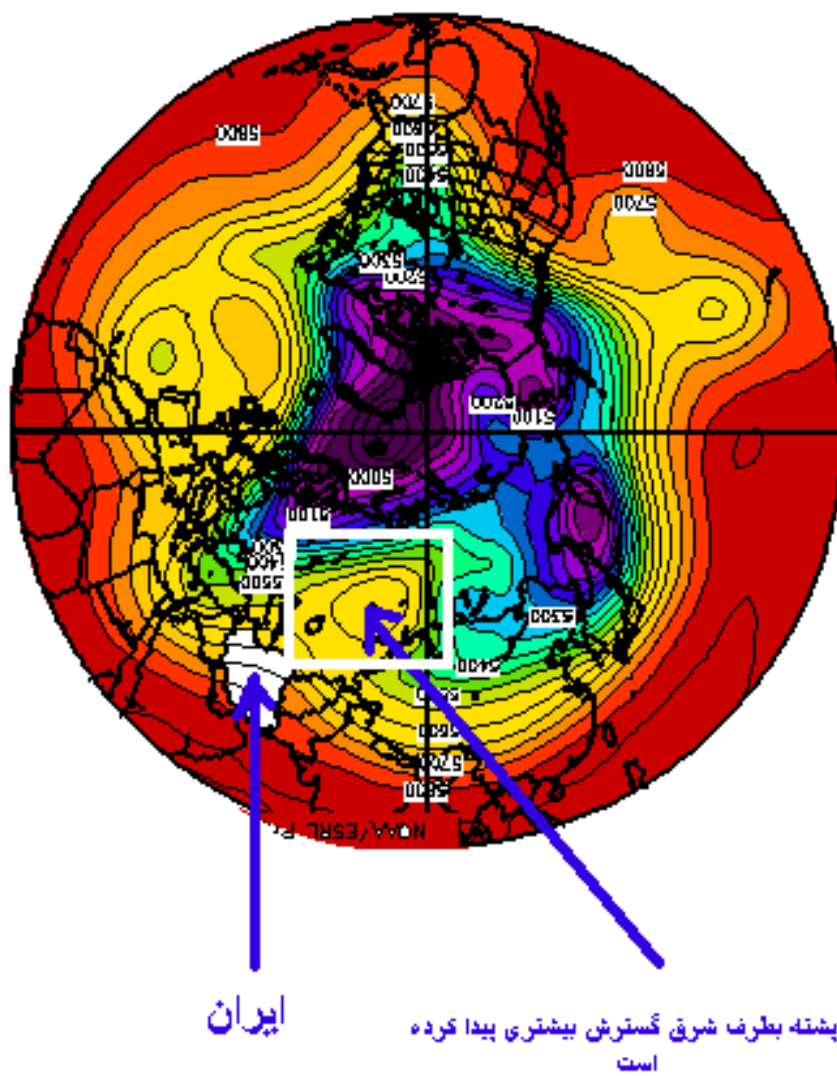






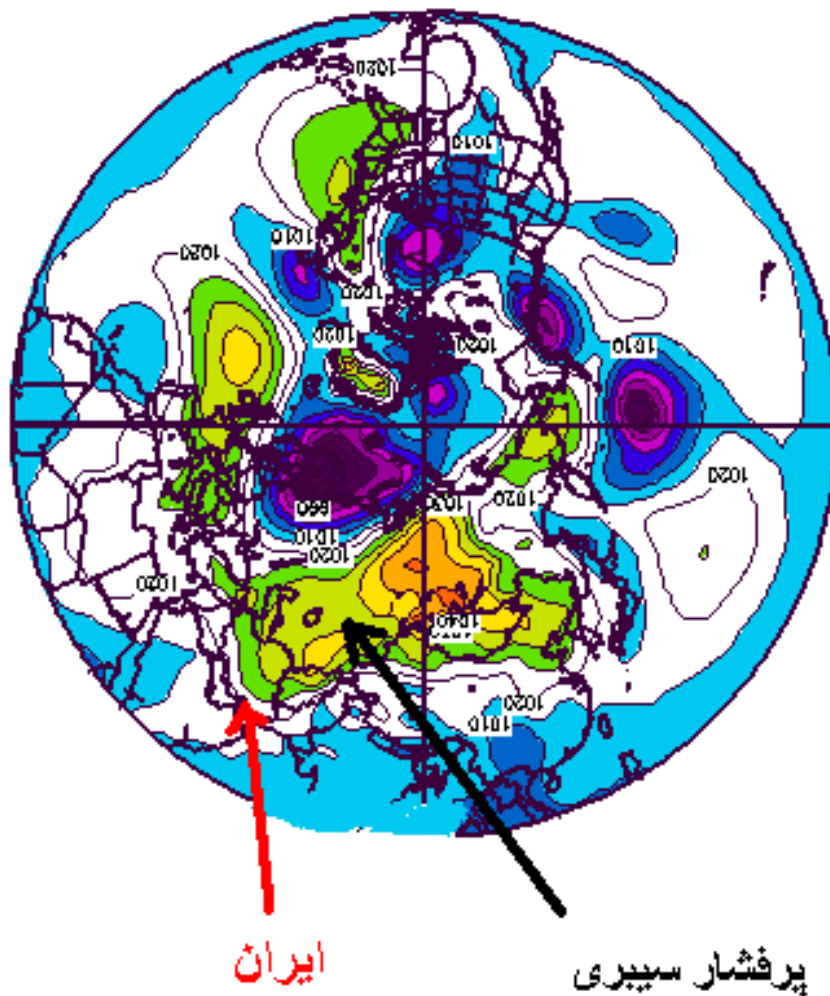


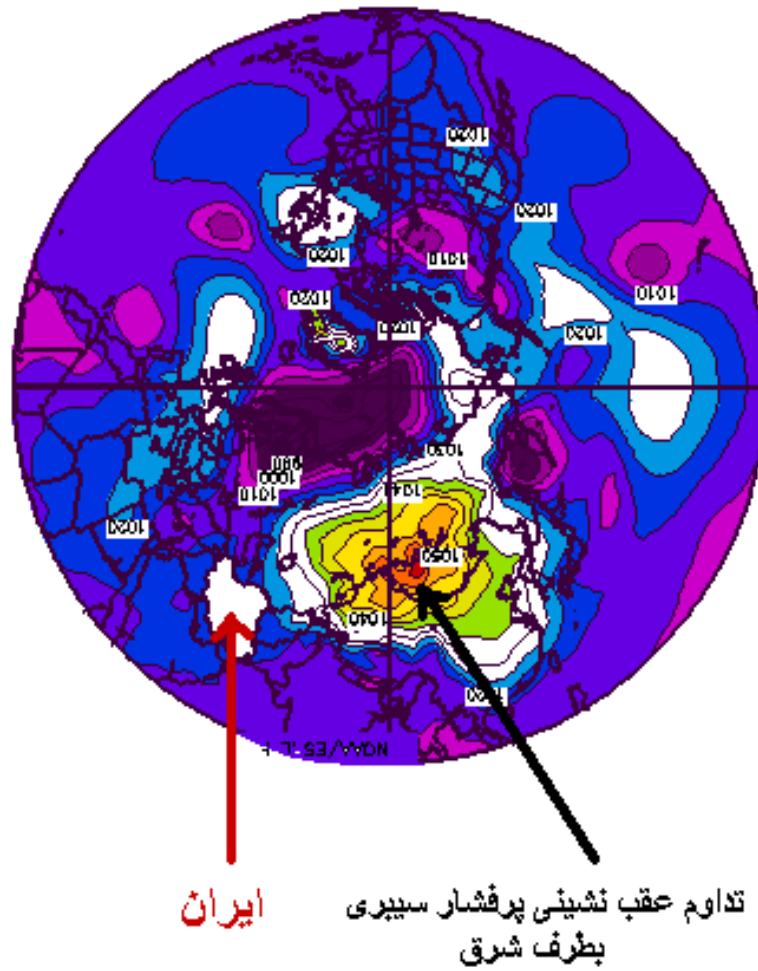


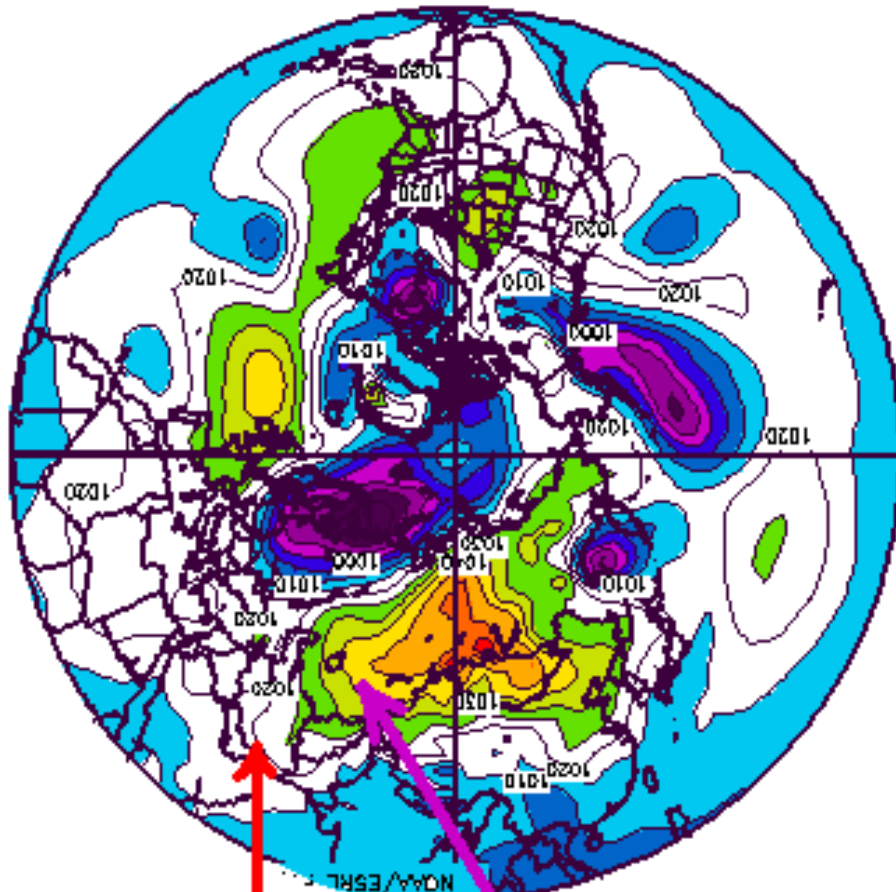


شکل ۲-۴۰- نمایش موقعیت بلوکینگ و پشته بلوکینگ در شمال شرقی ایران

۲-۲۳-۲- نقشه های توزیع فشار سطح زمین و نقش آفرینی پرفشار سیبری در وقوع پدیده بلوکینگ و بادهای میانی و بالایی جو

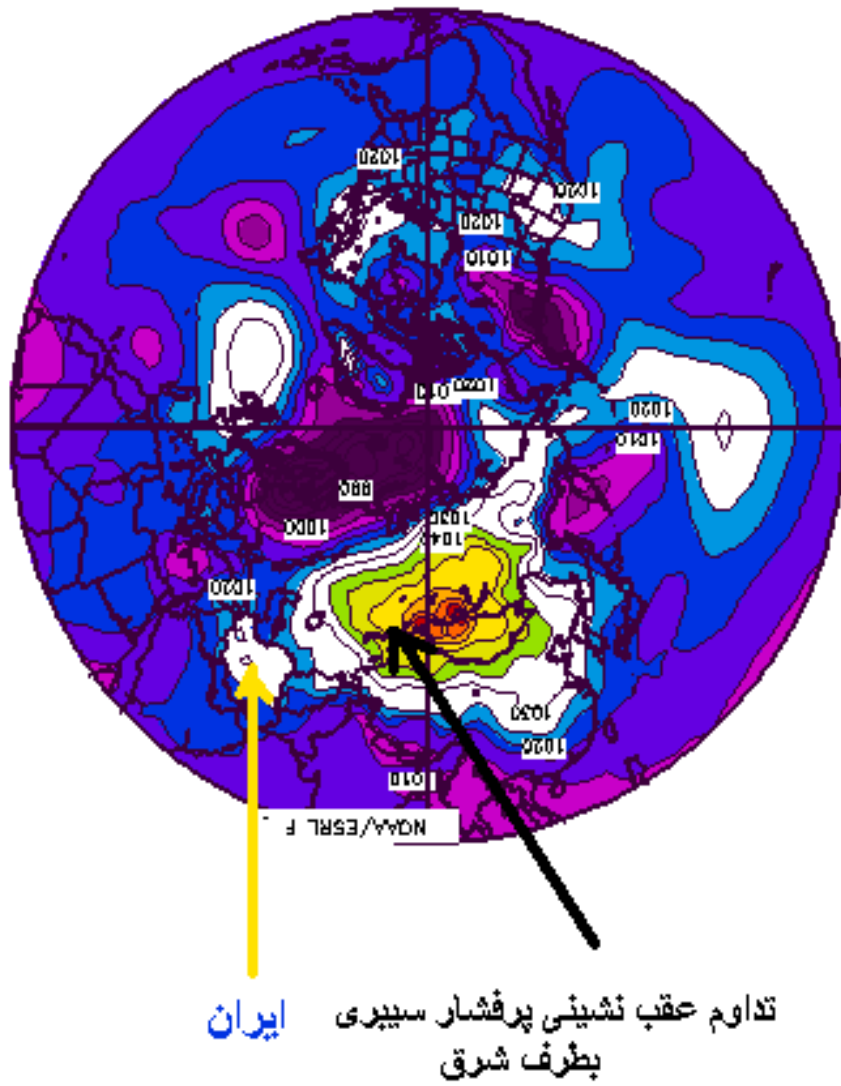






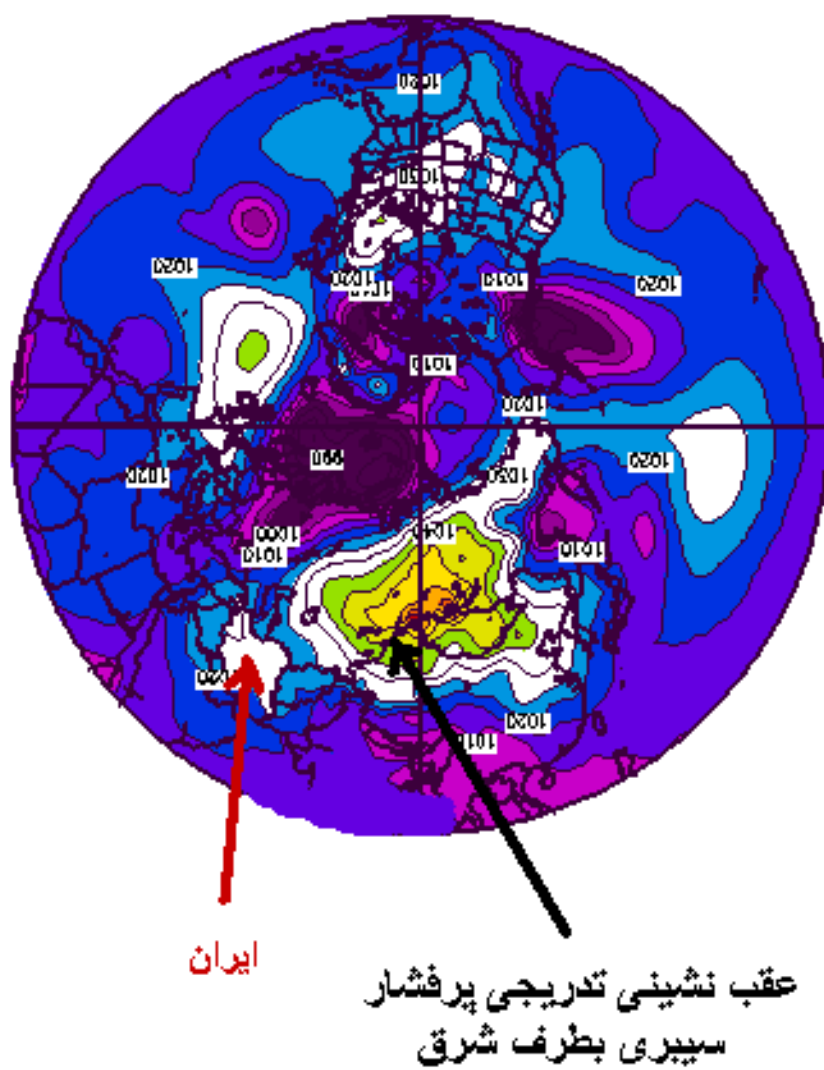
ایران

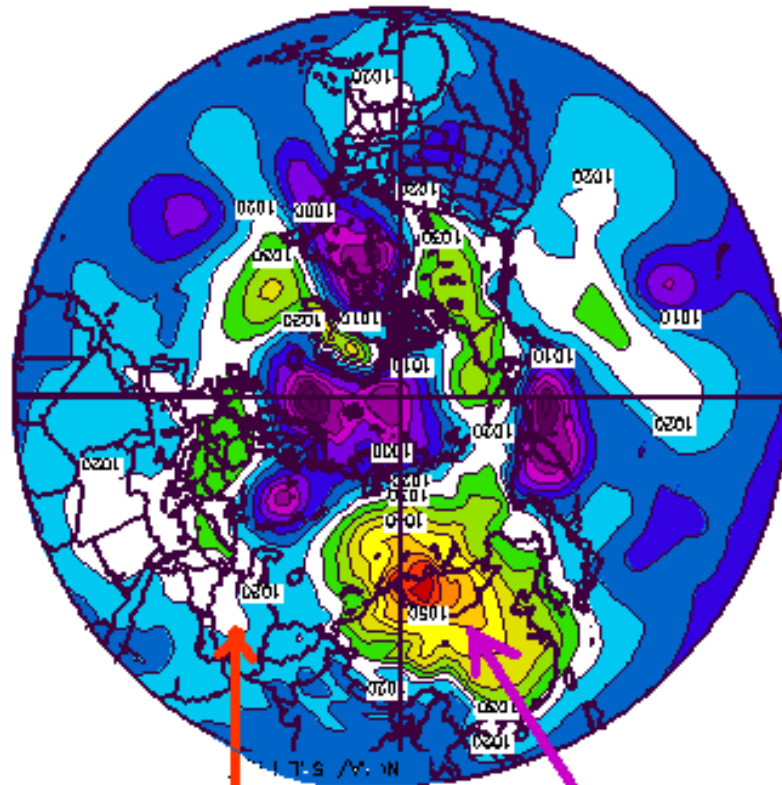
عقب نشینی پرفشار سیبری



شکل ۲-۴۱- نمایش نقش آفرینی پرفشار سیبری در وقوع پدیده بلوکینگ

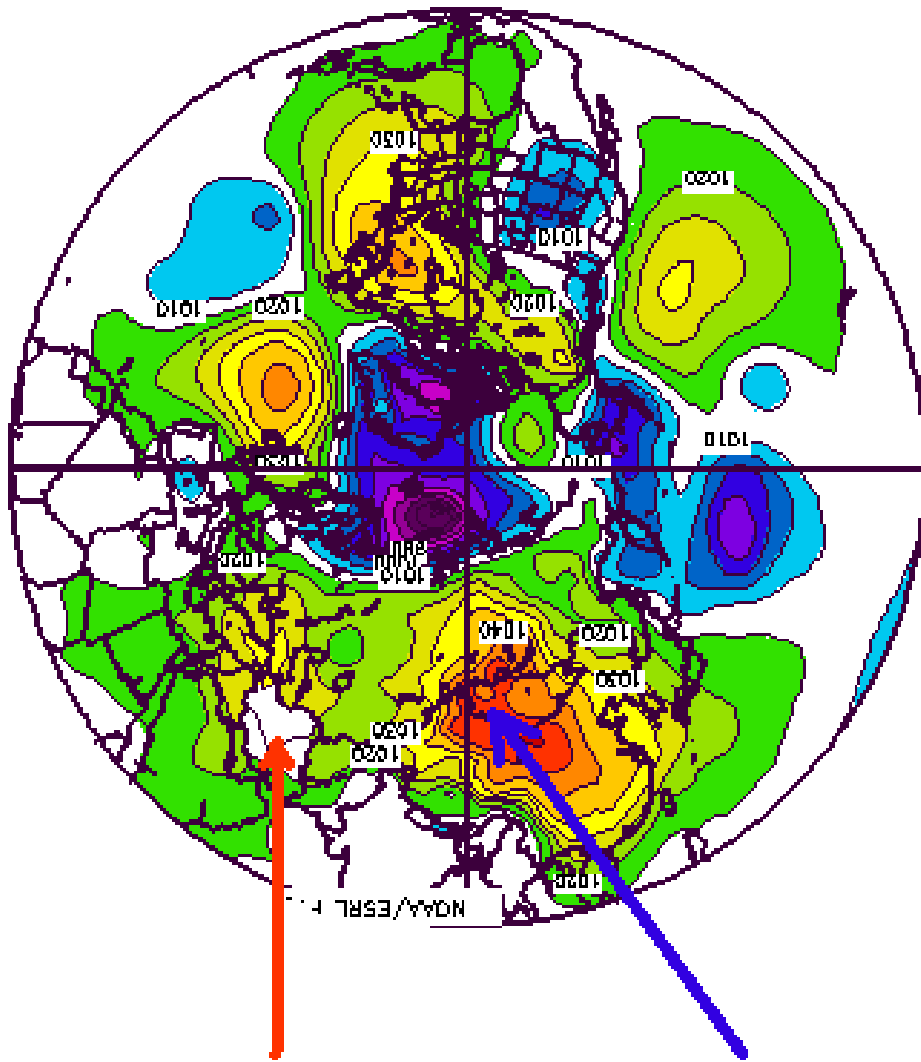
در شمال شرقی ایران





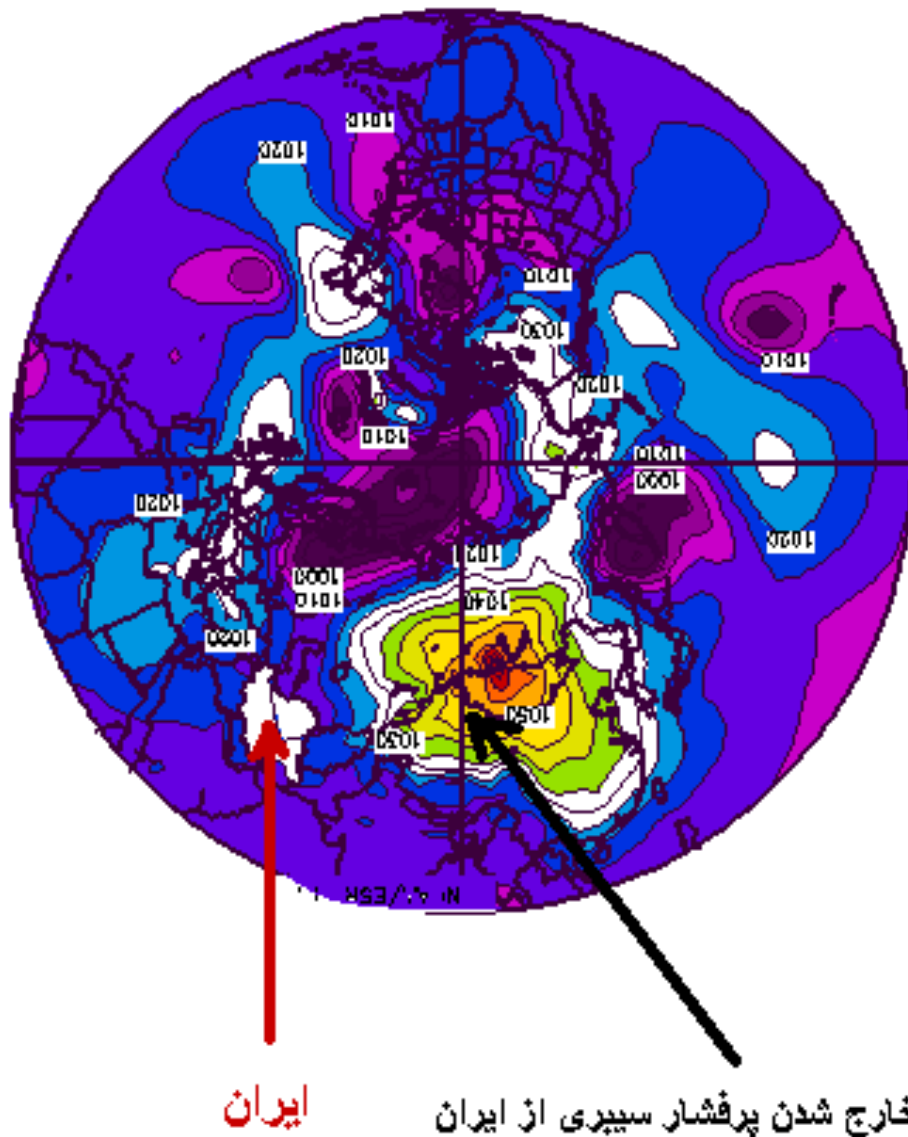
ایران

خارج شدن کامل پرفشار سیبری از منطقه ایران



ایران

مرکز جرفشار سیبری کاملاً بطرف شرق حرکت نموده است



شکل ۲-۴۲- نمایش نقش آفرینی پرفشار سیبری در وقوع پدیده بلوکینگ در شمال شرقی ایران

۲-۲۴- نقش فلات تبت در بوجود آمدن بلوکینگ در شمال شرقی ایران

فلات هیمالیا - تبت ، عامل اقلیمی مهمی به شمار می رود ؛ زیرا به نظر می رسد که این فلات تهاجم مانسون آسیا را شتاب می بخشد و شدت جابجایی آن را افزایش می دهد . داده های ماهواره ای مشخص می کند که قسمت های مرکزی و جنوب شرقی تبت در بیشتر سال بی برف باقی می ماند و در نتیجه در بهار نیمکره شمالی ، بسرعت گرم می شود . این گرم شدن مستقیم وِردسپهر میانی ، واچرخند ترازهای فوقانی را ایجاد می کند که بر روی نقشه های سینوپتیک ، کاملاً مشخص است و با واگرایی ترازهای بالای جو و همگرایی ترازهای زیرین وِردسپهر همراه است . با توجه به وضع فوق ، وضعیت مناسب برای مانسون آسیا ، در بهار نیمکره شمالی به وجود می آید . گرمای نهان آزاد شده درون توفان های بسیار شدید حاره ای هند ، سیستم را برای اجرای عملیات در طول مانسون تابستانی مهیا می سازد . چون مانسون جنوب غربی را یک سیستم پس خور پیچیده ایجاد می کند ، نقص در عملیات کامل این سیستم نیز طبیعی است و به قطع بارندگی مانسون در زمانی که نشانه ای از فروریختگی کل سیستم به دست می آید ، می انجامد . وردایی در پوشش برف زمستانی تبت ، در آغاز شدن و شدت گرفتن مانسون جنوب غربی تأثیر خواهد داشت . سرمایش کلی بر روی جنوب آسیا در پایان تابستان نیمکره شمالی سبب فروپاشیدگی مانسون تابستانی می شود .

فلات ایران با توجه به موقعیت جغرافیایی خاص خود در نقطه ای انتقالی نسبت به الگوهای بزرگ مقیاس گردش عمومی وِردسپهر (تروپوسفری) قرار دارد و محل بر هم کنش سامانه های برون حاره ، جنب حاره و حاره است . این ویژگی همراه با توپوگرافی پیچیده آن سبب شده تا توزیع جغرافیایی سازوکار های بارش را در ایران از تنوع و تفاوت زمانی و مکانی زیادی برخوردار باشد . تحلیل و پیش بینی مطلوب

وقوع بارش در ایران با توجه به تفاوت سازو کار بارش ها و تنوع سامانه های بارش زا ، نیازمند شناخت دقیق مؤلفه های اصلی سامانه آب و هوای منطقه ای است .

خشک سالی های مداوم تابستانه نشانه ای از حاکمیت واچرخند وِردسپهر میانی است .نواحی داخلی و شرقی ایران، احتمال وقوع خشک سالی در آخر زمستان و اوایل بهار بسیار بالاست ، که خود نشان از ورود زبانهٔ پرفشار سیبری و هوای پرفشار و سرد فلات تبت ، را هم مأنوس خود ساخته و موجب شده تا یک ناوهٔ سرد پرفشار قوی تری به سمت شمال شرقی ایران گسیل داده ، و همین امر در این منطقه، بلوکینگ از نوع اُمگا و یا رکس و یا سرد چال به سمت پایین را بوجود آورده است ، و در نهایتاً باعث مسدود شدن جو و الگوی بندالی در نواحی شرقی ایران را فراهم آورده است و شاهد این مدعا همین بس که از ورود ناوه کم فشار مدیترانه ای را به داخل ایران ، گرفته و نواحی شرقی و مرکزی ایران را از نعمت بارش الهی بی نصیب گذاشته است .

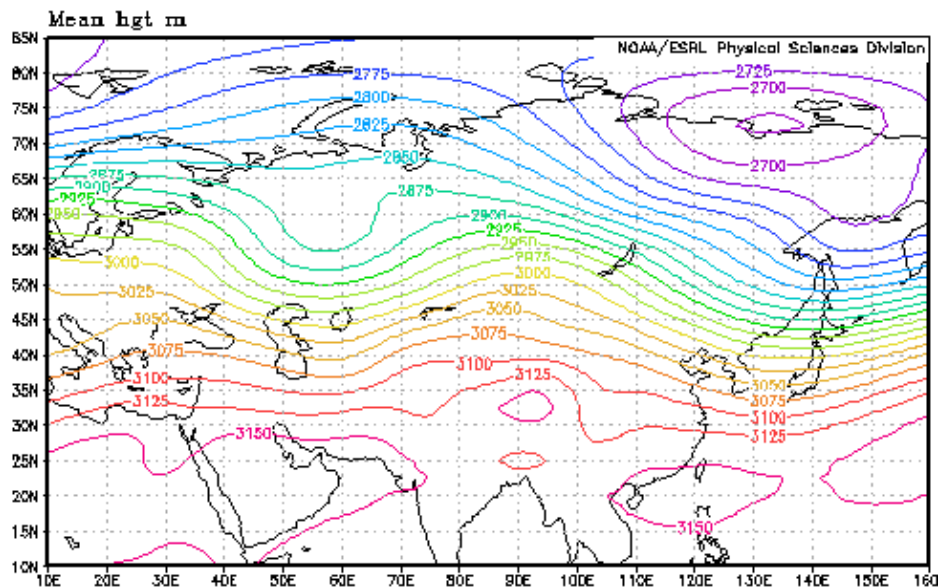
فصل ششم

کلیات تفسیر نقشه‌های تاثیر بلوکینگ در فلات ایران

۶-۱- بررسی و تفسیر و واکاوی نقشه های میانگین فشار ماهانه، (نمونه خشکسالی ۱۹۹۹) و تأثیر بلوکینگ در شمال شرقی ایران :

سامانه جوی از طریق مقیاس های چندگانه زمانی و مکانی عمل می کند، که آگاهی از آنها شالوده نگرش و ارزیابی رخدادهای هواشناختی را از مقیاس جهانی به محلی یا خُرد مقیاس، فراهم می کند. شرایط جوی غالباً به عنوان فرآیندی یکنواخت و خطی در نظر گرفته می شود. در حالی که سازوکاری سه بعدی است که در این صورت فهم بهتری از جامعیت آن بدست می آید. جهت واکاوی و پیش بینی صحیح وضع هوا، ابتدا باید جو زمین را به عنوان یک ساختار کلی پایش نمود. تمرکز صرف بر رخداد های کوچک و متوسط مقیاس اغلب به غفلت از گرته های حاکم وضع هوا منجر می شود. جو زمین به دلیل این که سامانه ای شاره ای است، مشخصه های موجی را نشان می دهد. وقتی پهنه های جوی از لحاظ گرما دچار عدم توازن می گردد، به واسطه جابه جایی هوای گرم منتقل می شوند، ناوه یا پشته نامیده شده و بر مبنای ابعاد و قدرت طبقه بندی می شوند.

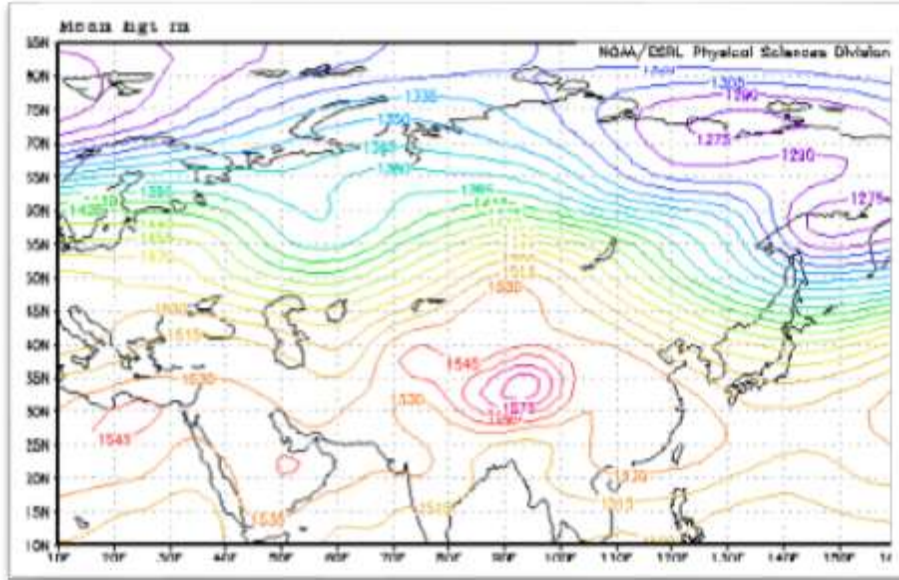
شکل ۶-۱- الگوی گردش در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه نوامبر (آبان) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط هم‌دیدگی یک سیستم کم فشار حاکم (شمال شبه جزیره کامچاتگاه) در تراز ۵۷۲۷ ژئوپتانسیل متر را در ماه فوریه نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۷۷۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۳۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی دریای عرب تا سودان گسترش یافته و بسته شده است. در نتیجه، باعث مداری شدن موج بادهای غربی گردیده است. و یک ناوه و پشته در شمال ایران مشاهده می‌کنیم که امکان بارش در شمال دریای خزر ایران وجود دارد. ولیکن رطوبت آن به نواحی شمال شرقی ایران نمی‌رسد و این امر ناشی از بلوکینگ است که در نواحی عربستان شکل گرفته است. و نسبت به نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی کمتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۱- نقشه سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه نوامبر (آبان)

شکل ۶-۲- الگوی گردشی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه نوامبر (آبان) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر کامچاتگاه) حاکم در تراز ۱۲۷۵ ژئوپتانسیل متر (هکتوپاسکال را در ماه فوریه نشان می دهد. همان طور که مشاهده میگردد مرکز یک سیستم کم فشار دو قلو با پربند ۱۲۷۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۳۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۶۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی

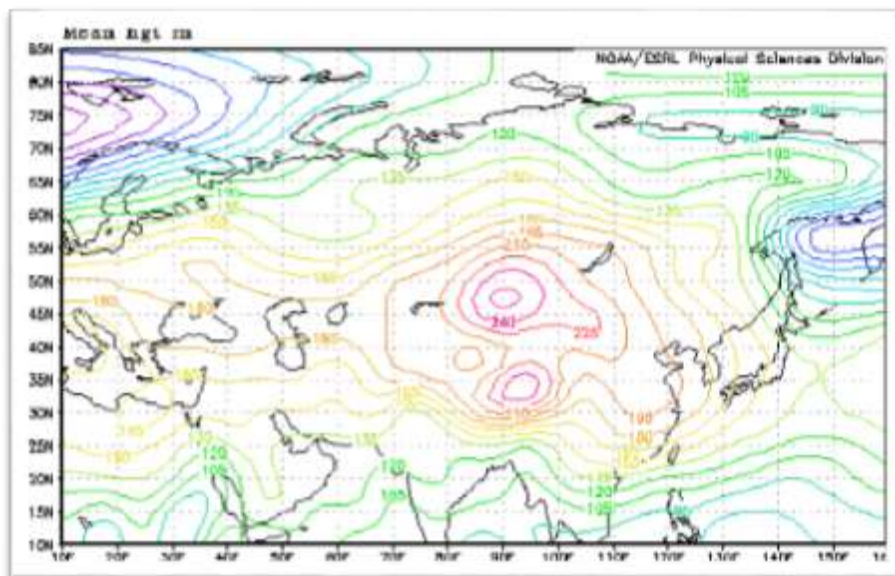
فلات تبت تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع اُمگا می باشد که در شمال شرقی ایران تشکیل شده است و باعث شده ، بر اثر فشاری که بوجود آورده ، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل گرفته و عامل بارش در شمال دریای خزر شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی رسد و بی بهره می باشد و به دلیل اینکه نفوذ پرفشار فلات تبت تا جنوب غربی ایران و شبه جزیره عربستان زبانه آن کشیده شده است و هوای ساکن و مسدود کننده ای در جنوب ایران تشکیل داده و باعث شده تا نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می باشد . و نسبت به نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۲- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه نوامبر (آبان)

شکل ۶-۳- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه نوامبر (آبان) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط هم‌دیدگی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر کامچاتگاه) حاکم در تراز ۲۵ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه فوریه نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۲۵۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت تشکیل

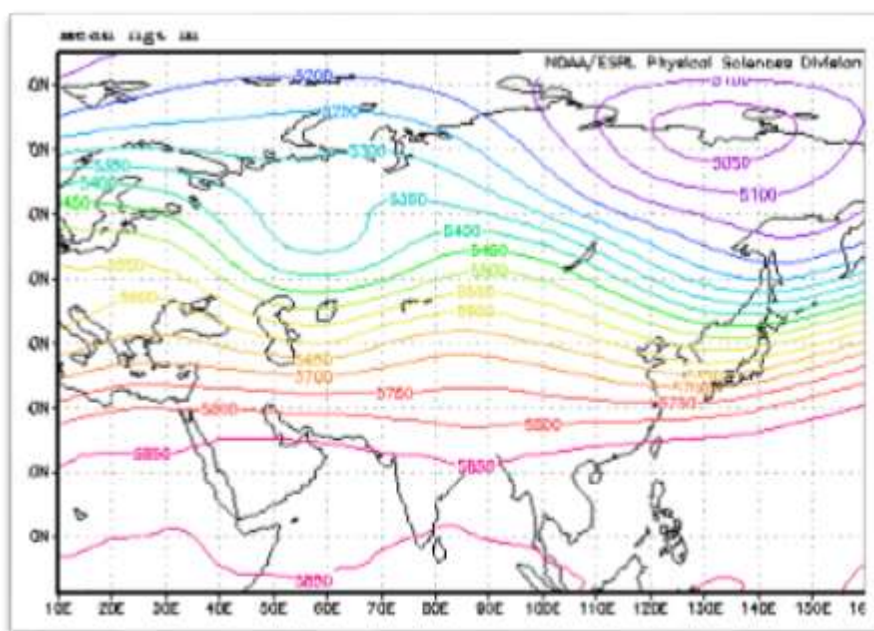
شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می باشد چراکه از دو سیستم پرفشار تغذیه می کند و بر اثر فشاری که بوجود آورده ، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل گرفته و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی رسد و بی بهره می باشد به دلیل که نفوذ پرفشار فلات تبت تا جنوب غربی ایران و شبه جزیره عربستان زبانه آن کشیده شده است و هوای ساکن و مسدود کننده ای در شمال شرقی ایران تشکیل داده است و باعث شده تا نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می باشد . و نسبت به نقشه تراز ۰۵۸ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی کمتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۳- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه نوامبر (آبان)

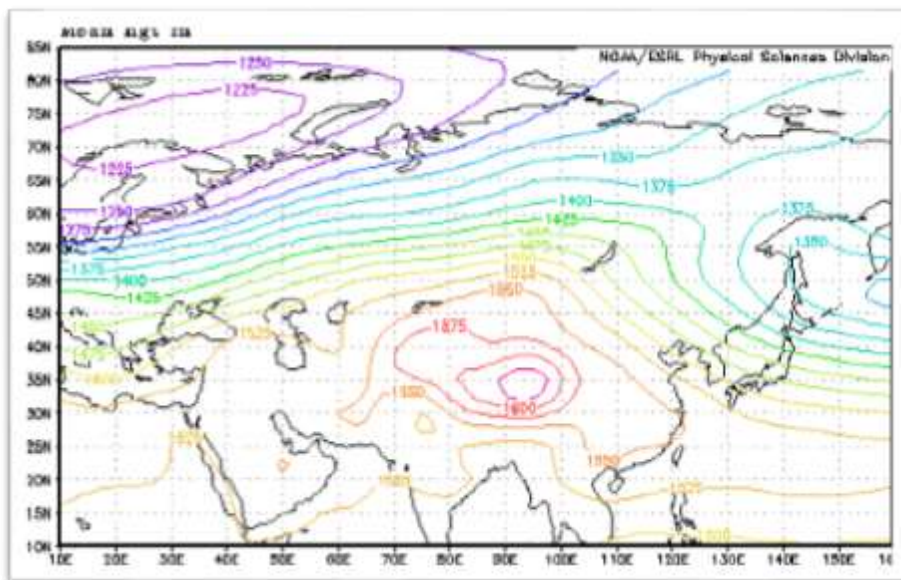
شکل ۶-۴- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه نوامبر (آبان) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر کامچاتگاه) حاکم در تراز ۵۰۵۰ هکتوپاسکال ژئوپتانسیل متر را در ماه نوامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۰۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی دریای عرب تا

سودان گسترش یافته و بسته شده است. در نتیجه، باعث مداری شدن موج بادهای غربی گردیده است. و یک ناوه و پشته در شمال ایران مشاهده می‌کنیم که امکان بارش در شمال دریای خزر ایران وجود دارد. ولیکن رطوبت آن به نواحی شمال شرقی ایران نمی‌رسد و این امر ناشی از بلوکینگ است که در نواحی عربستان شکل گرفته است. و نسبت به نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۴- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئو پتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه نوامبر (آبان)

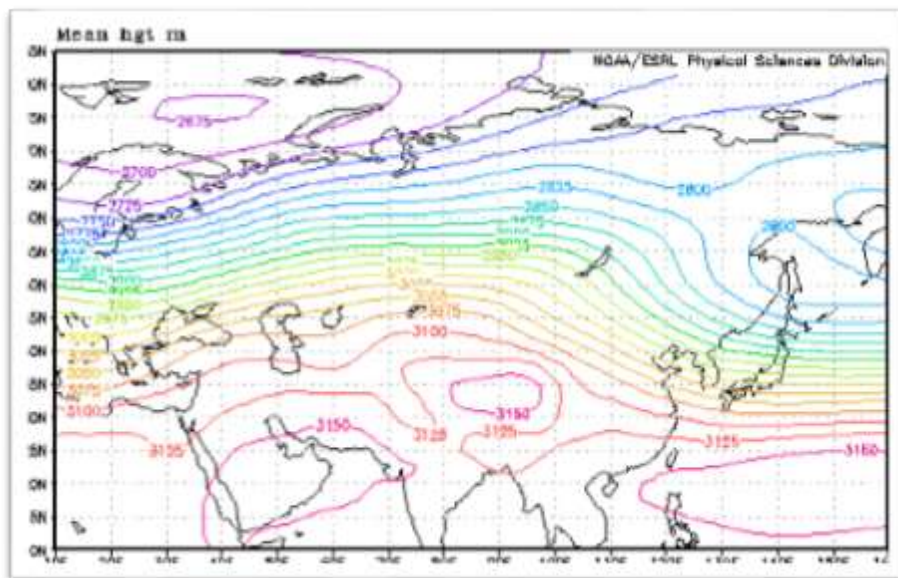
شکل ۶-۵- الگوی گردش در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه دسامبر (آذر ۱۹۹۹) را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۱۳۲۵ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۳۲۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. هسته پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۶۲۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست و همین طور در شمال دریای آدریاتیک یک سیستم کم فشار در طول جغرافیایی ۰۳ درجه شرقی و ۷۰ درجه شمالی بسته شده است. و ناوه سبیری و فلات تبت باعث شده تا پرفشاری که بوجود آورده اند، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه پیشته در شمال غربی شکل بگیرد و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش‌ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی‌رسد و بی بهره می‌باشد و باعث شده تا نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می‌باشد. و نسبت به نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشرده‌گی کمتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۵- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه دسامبر (آذر)

شکل ۶-۶- الگوی گردشی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه دسامبر (آذر) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۲۸۷۵ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۸۷۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۳۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و همچنین بر روی شبه

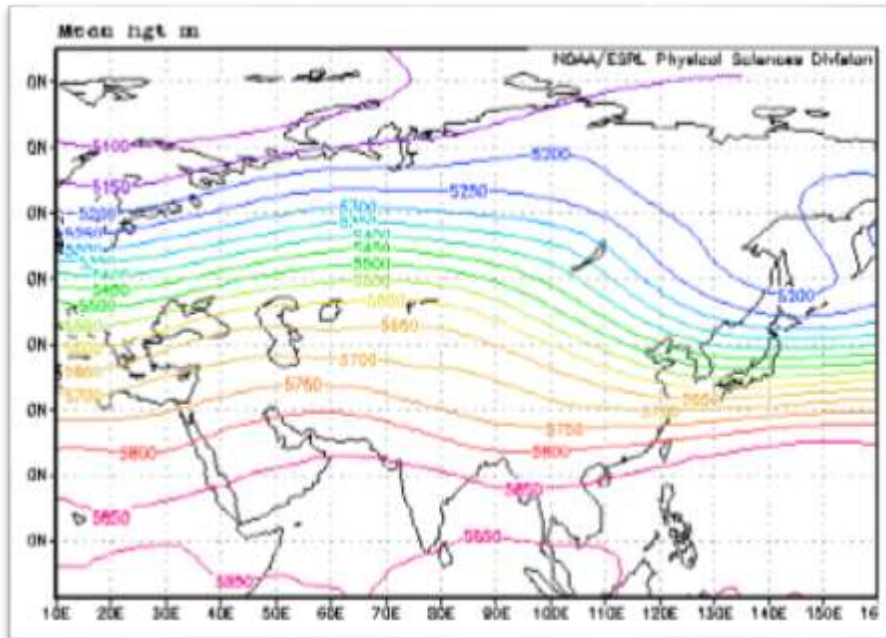
جزیره عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست و همین طور در شمال جزایر ژاپن یک سیستم کم فشاریا پربند ۲۸۰۰ ژئوپتانسیل متر در طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. ولی بلوکینگ فلات تبت و شبه جزیره عربستان در جنوب ایران باعث شده تا پرفشاری که بوجود آورده، که بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل بگیرد و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی رسد و بی بهره می باشد و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می باشد و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند.



شکل ۶-۶- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه دسامبر (آذر)

شکل ۶-۷- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه دسامبر (آذر) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط هم‌دیدگی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۵۲۰۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۲۰۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. و این سیستم به صورت یک ناوه بلوکینگ از نوع رکس پدیدار گشته است که در شمال شرقی روسیه جریانات مداری راتحت فشارکنتوری

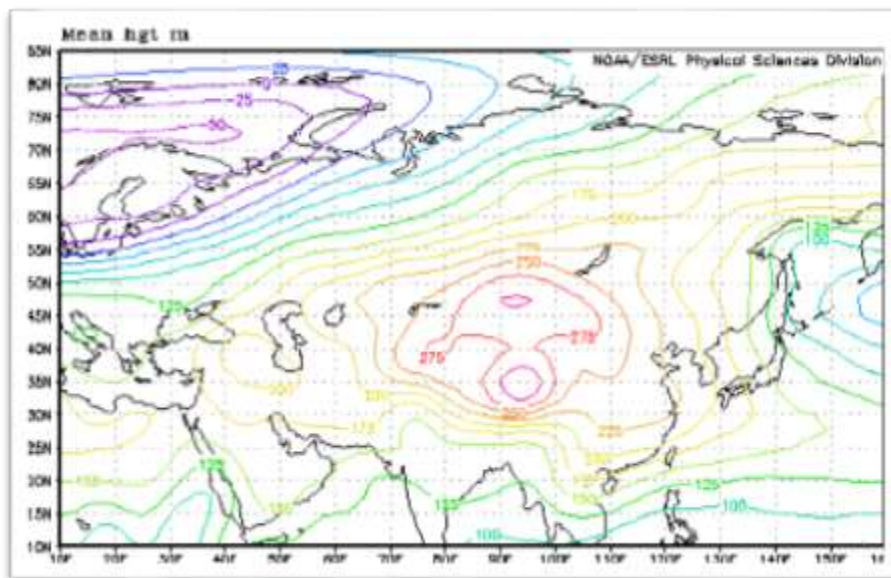
درآورده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و همچنین بر روی شبه جزیرهٔ عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست. بلوکینگ فلات تبت و شبه جزیره عربستان در جنوب ایران باعث شده فشاری که بوجود آورد، که بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل بگیرد و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی رسد و بی بهره می باشد و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می باشد و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در این ماه، جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه و میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند.



شکل ۶-۷- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه دسامبر (آذر)

شکل ۶-۸- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه دسامبر (آذر) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۵۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۴۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۳ درجه شمالی بسته

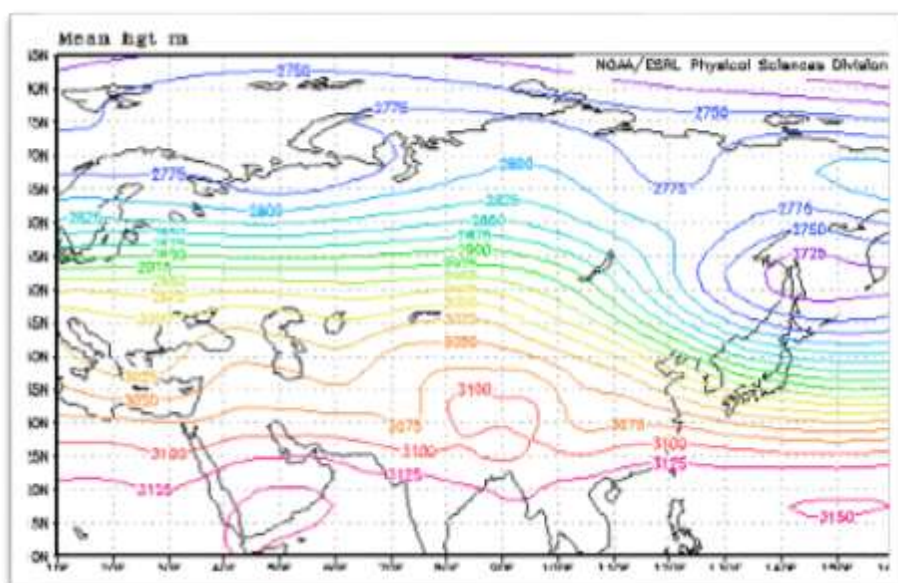
شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و همچنین بر روی شبه جزیرهٔ عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست و همین طور در شمال جزایر ژاپن یک سیستم کم فشار با پربند ۲۸۰۰ ژئوپتانسیل متر در طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. ولی بلوکینگ فلات تبت تشکیل شده، باعث شده تا پرفشاری که بوجود آورده، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته که زبانهٔ این ناوه تا غرب ایران هم کشیده شده است. و همینطور یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل بگیرد داده و عامل بارش در شمال دریای سیاه می باشد، ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی رسد و بی بهره می باشد و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می باشد. و نسبت به نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در همین ماه، جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار می باشد و کنتورها در این نقشه بر میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهد.



شکل ۶-۸- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه دسامبر (آذر)

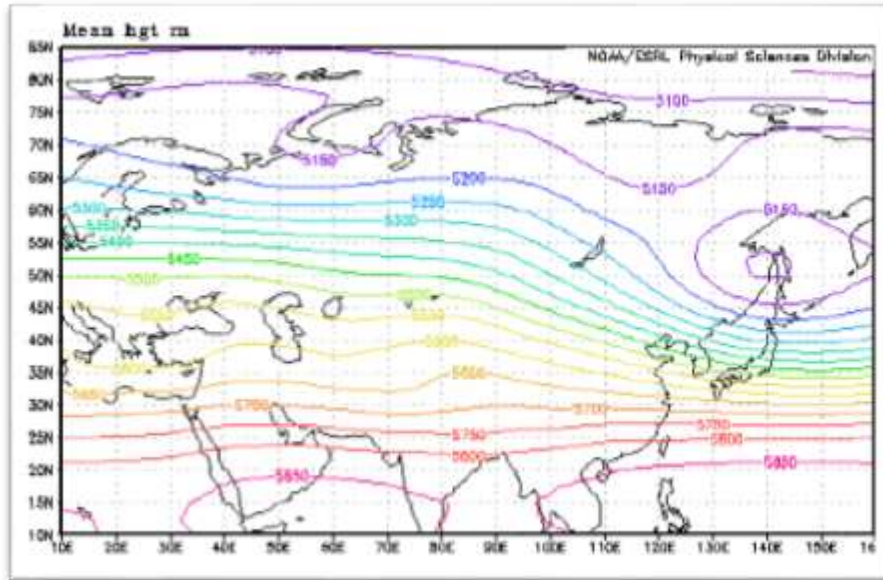
شکل ۶-۹- الگوی گردشی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه ژانویه (دی) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۲۷۷۵ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه فوریه نشان می دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۷۷۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۴۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۲ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت به صورت دو حلقه ای تشکیل

شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می باشد که در شمال شرقی ایران تشکیل شده است و باعث شده ، بر اثر فشاری که بوجود آورده ، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و باعث مداری شدن موج بادهای غربی گردیده و از گسترش سامانه های سودانی و مدیترانه ای بر روی منطقه مورد مطالعه جلوگیری کرده است. و موجب شده تا رطوبت به منطقه شمال شرقی نرسد و بخصوص رطوبت دریای عمان و خلیج فارس و دریای مدیترانه به نواحی شرقی و شمال شرقی نفوذ نکند. و نسبت به نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۹- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه ژانویه (دی)

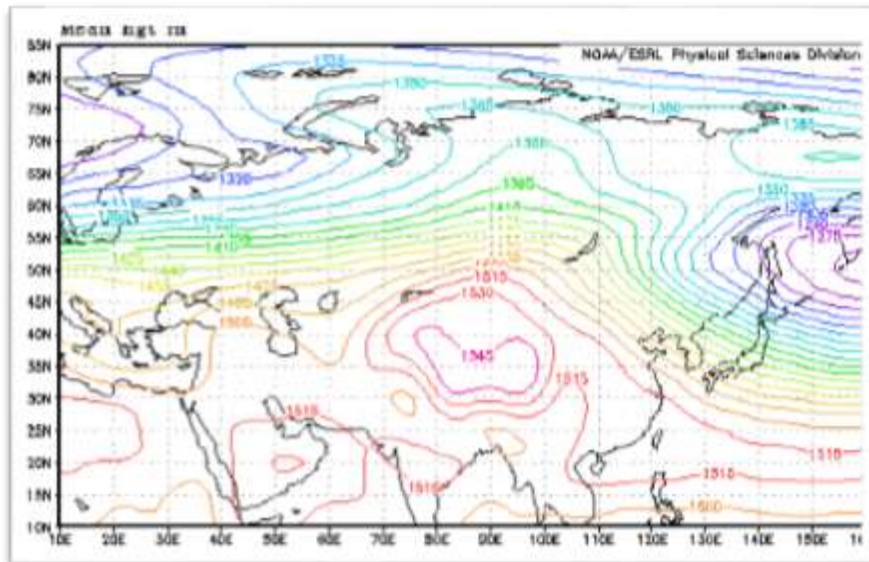
شکل ۶-۱۰- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه ژانویه (دی) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۵۰۵۰ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه فوریه نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۰۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۵۶۵۰ ژئوپتانسیل متر روی دریای عرب تا سودان گسترش یافته و بسته شده است. در نتیجه، باعث مداری شدن موج بادهای غربی گردیده و از گسترش سامانه‌های سودانی و مدیترانه‌ای بر روی منطقهٔ مورد مطالعه جلوگیری کرده است. و موجب شده تا رطوبت به منطقهٔ شمال شرقی نرسد و بخصوص رطوبت دریای عمان و خلیج فارس و دریای مدیترانه به نواحی شرقی و شمال شرقی نفوذ نکند. و همچنین نفوذ هوای سرد به نواحی شمال شرقی ایران را مشاهده می‌کنیم. و نسبت به نقشه تراز ۰۵۸ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی کمتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۱۰- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه ژانویه (دی)

شکل ۶-۱۱- الگوی گردشی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه ژانویه (دی) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدمیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۱۲۵۰ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه فوریه نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۲۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۵۴۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت به صورت دو حلقه ای

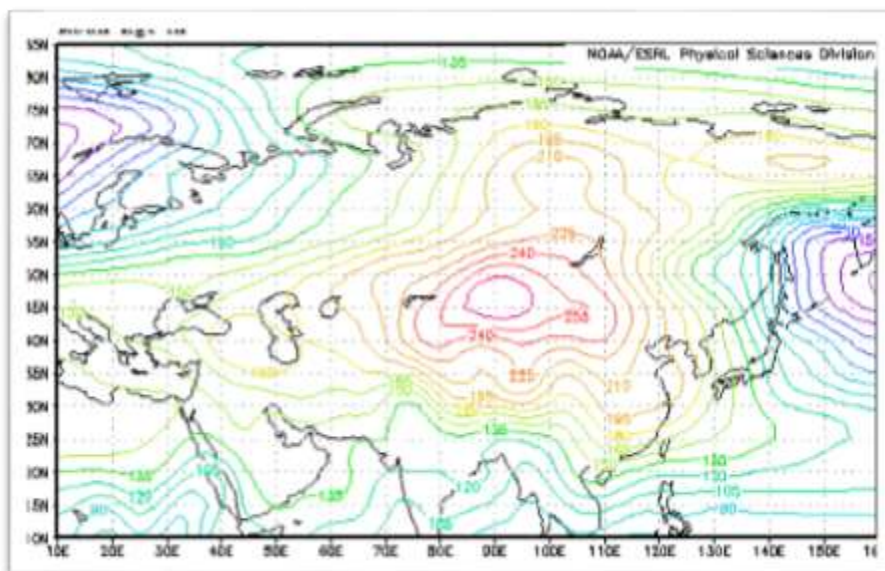
تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می باشد که در شمال شرقی ایران تشکیل شده است و باعث شده ، بر اثر فشاری که بوجود آورده ، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل گرفته و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نرسد و بی بهره باشد به دلیل نفوذ پرفشار فلات تبت که گذاشته است .و همچنین از نفوذ رطوبت دریای عمان و خلیج فارس و اقیانوس هند جلوگیری کرده است و عامل خشک سالی در منطقه شمال شرقی می باشد . و حتی جلوی ناوه کم فشار شمال شرقی روسیه ، که در طول جغرافیایی ۱۵۵ درجه شرقی و ۵۵ درجه شمالی این پربند ، بسته شده است را بگیرد و از نفوذ آن جلوگیری کند . و نسبت به نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۱۱- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه ژانویه (دی)

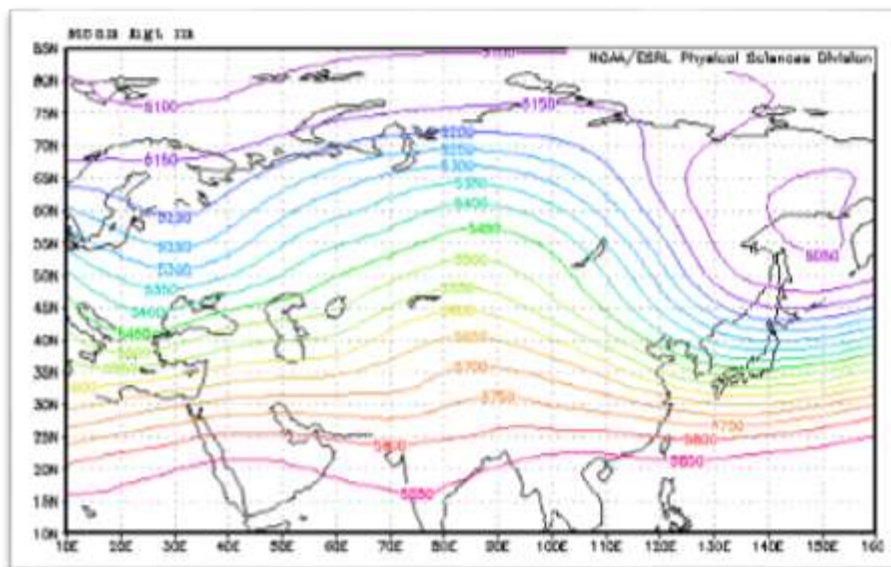
شکل ۶-۱۲- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه ژانویه (دی) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط هم‌دیدگی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۲۰ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه فوریه نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۶۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۲۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت به صورت بلاک اُمگا

تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می باشد که در شمال شرقی ایران تشکیل شده است و باعث شده ، بر اثر فشاری که بوجود آورده ، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و ناوه کم فشار آזור را بلاک کرده است و همچنین این واچرخند از طرف ناوه سیبری تقویت شده و به صورت بلاک اُمگا از طرف شمال سیبری درآمده و زبانه های بلوکینگ سیبری تا مرکز ایران و حتی شمال غربی ایران کشیده شده که نشان می دهد از نفوذ رطوبت دریای مدیترانه و دریای سیاه به ایران را جلوگیری نموده و حتی از رطوبت دریای عمان و خلیج فارس به مرکز و شمال شرقی ایران جلوگیری می کند . و نسبت به نقشه تراز ۰۵۸ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی کمتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۱۲- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه ژانویه (دی)

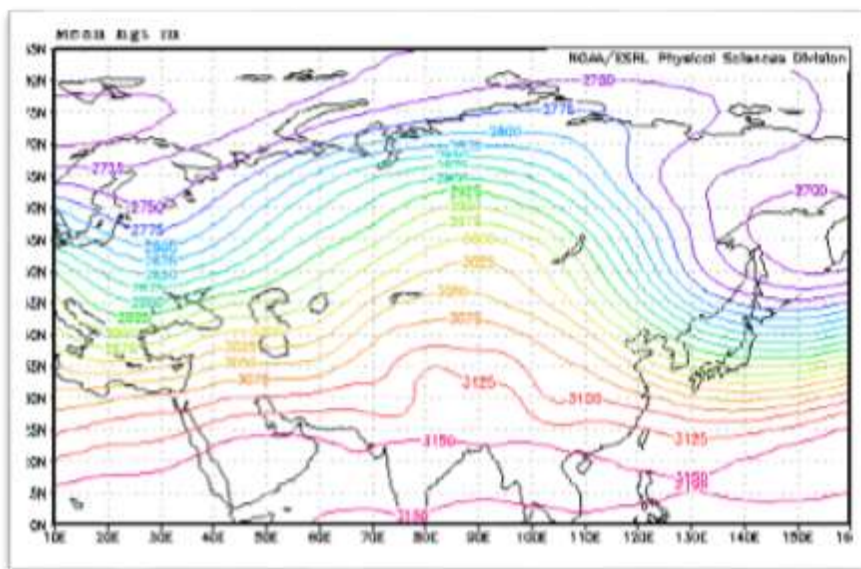
شکل ۶-۱۳- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه فوریه (بهمن) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط هم‌دیدگی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۵۰۵۰ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه فوریه نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۰۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر روی دریای عرب تا سودان گسترش یافته و بسته شده است. در نتیجه، باعث مداری شدن موج بادهای غربی گردیده است. و یک ناوه و پشته در شمال غربی ایران مشاهده می‌کنیم که امکان بارش در شمال غربی ایران وجود دارد. و نسبت به نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی کمتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۱۳- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه فوریه (بهمن)

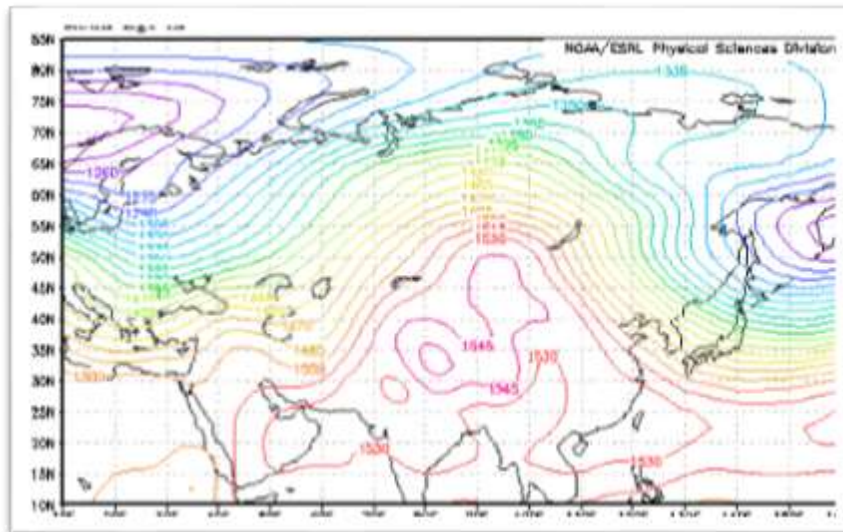
شکل ۶-۱۴- الگوی گردشی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه فوریه (بهمن) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۲۷۰۰ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه فوریه نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۷۰۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۲۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت به

صورت دو حلقه ای تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می باشد که در شمال شرقی ایران تشکیل شده است و باعث شده ، بر اثر فشاری که بوجود آورده ، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل گرفته و عامل بارش در شمال دریای خزر شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نرسد و بی بهره باشد به دلیل نفوذ پرفشار فلات تبت که گذاشته است . و نسبت به نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۱۴- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه فوریه (بهمن)

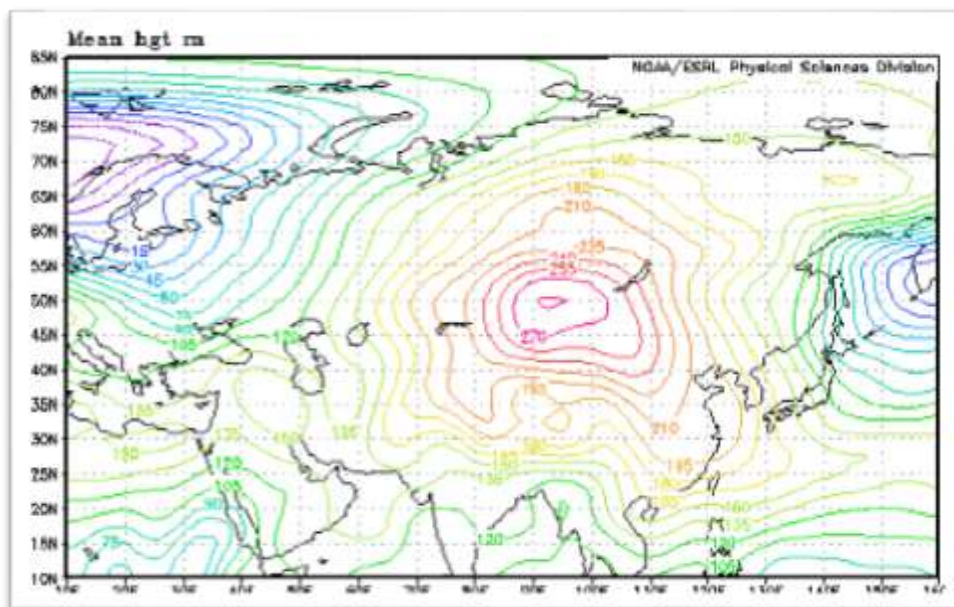
شکل ۶-۱۵- الگوی گردش در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه فوریه (بهمن) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۱۲۳۵ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه فوریه نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۲۳۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۵۵۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت به صورت دو حلقه ای تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می‌باشد که در شمال شرقی ایران تشکیل شده است و باعث شده ، بر اثر فشاری که بوجود آورده ، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل گرفته و عامل بارش در شمال دریای خزر شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نرسد و بی بهره باشد به دلیل نفوذ پرفشار فلات تبت که گذاشته است .و همچنین از نفوذ رطوبت دریای عمان و خلیج فارس و اقیانوس هند جلوگیری کرده است و عامل خشک سالی در منطقه شمال شرقی می باشد . و نسبت به نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۱۵- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه فوریه (بهمن)

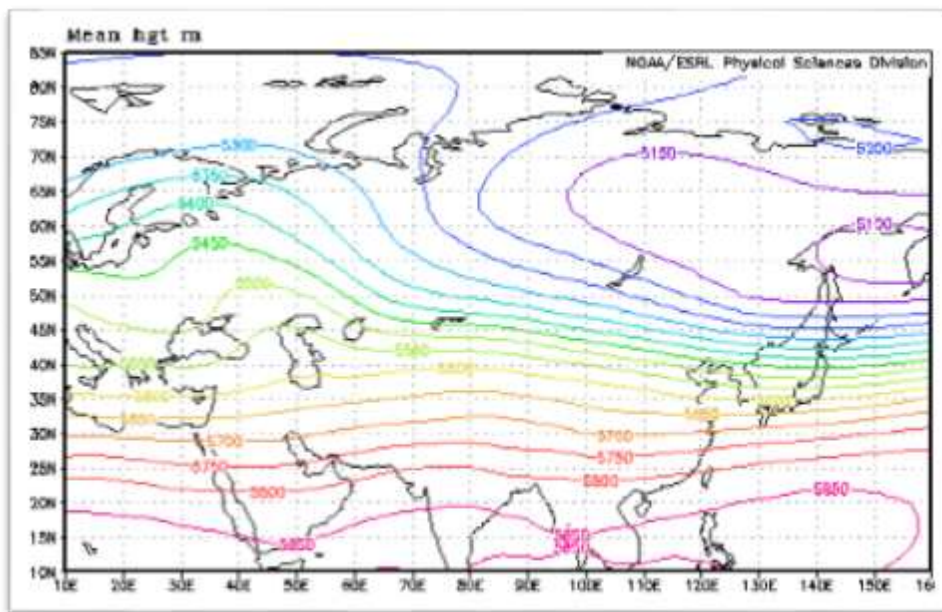
شکل ۶-۱۶- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه فوریه (بهمن) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۵ ژئوپتانسیل متر (هکتوپاسکال) را در ماه فوریه نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۰ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۲۸۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت به صورت دو حلقه‌ای تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می‌باشد که در شمال شرقی ایران تشکیل شده است و باعث شده، بر اثر فشاری که بوجود آورده، بر روی

جریان‌ات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل گرفته و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نرسد و بی بهره باشد به دلیل نفوذ پرفشار فلات تبت که گذاشته است. و همچنین از نفوذ رطوبت دریای عمان و خلیج فارس و اقیانوس هند جلوگیری کرده است و عامل خشک سالی در منطقه شمال شرقی می باشد. و حتی جلوی ناوه کم فشار شمال شرقی روسیه، که در طول جغرافیایی ۱۵۵ درجه شرقی و ۵۵ درجه شمالی این پربند، بسته شده است را بگیرد و از نفوذ آن جلوگیری کند. و نسبت به نقشه تراز ۰۵۸ هکتوپاسکال جریان‌ات مداری از فشردگی کمتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریان‌ات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند



شکل ۶-۱۶- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه فوریه (بهمن)

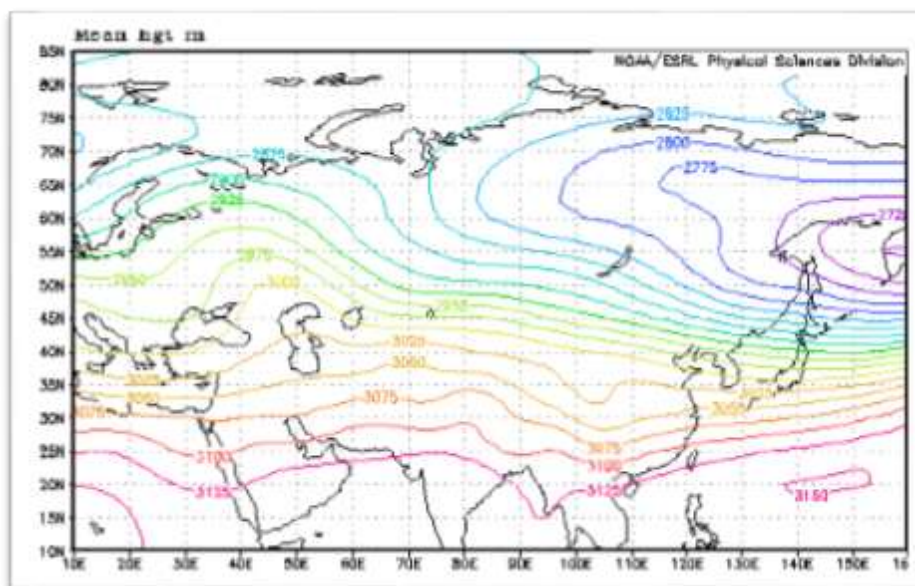
شکل ۶-۱۷- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه مارس (اسفند) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۵۱۰۰ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه مارس نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۱۰۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر بر از روی دریای عرب تا سودان گسترش یافته و بسته شده است. در نتیجه، باعث مداری شدن موج بادهای غربی گردیده و از گسترش سامانه‌های سودانی و مدیترانه‌ای بر روی منطقه مورد مطالعه جلوگیری کرده است. و موجب شده تا رطوبت به منطقه شمال شرقی نرسد و بخصوص رطوبت دریای عمان و خلیج فارس و دریای مدیترانه به نواحی شرقی و شمال شرقی نفوذ نکند. و همچنین نفوذ هوای سرد به نواحی شمال شرقی ایران را مشاهده می‌کنیم.



شکل ۶-۱۷- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه مارس (اسفند)

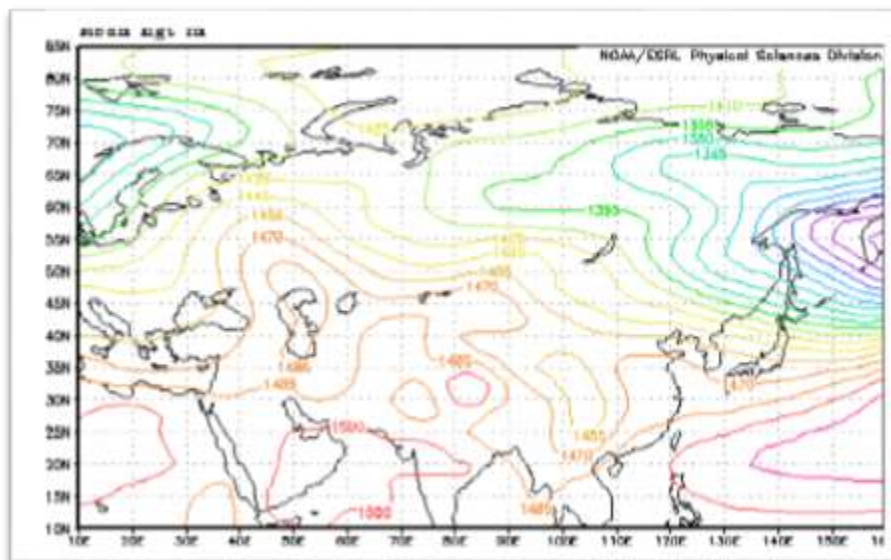
شکل ۶-۱۸- الگوی گردشی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه مارس (اسفند) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدمیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۵۱۰۰ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه مارس نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۷۲۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع

قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر بر از روی دریای عرب تا سودان گسترش یافته و بسته شده است. در نتیجه، باعث مداری شدن موج بادهای غربی گردیده و از گسترش سامانه های سودانی و مدیترانه ای بر روی منطقه مورد مطالعه جلوگیری کرده است. و موجب شده تا رطوبت به منطقه شمال شرقی نرسد و بخصوص رطوبت دریای عمان و خلیج فارس و دریای مدیترانه به نواحی شرقی و شمال شرقی نفوذ نکند. و همچنین نفوذ هوای سرد به نواحی شمال شرقی ایران را مشاهده می کنیم . و نسبت به نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۱۸- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه مارس (اسفند)

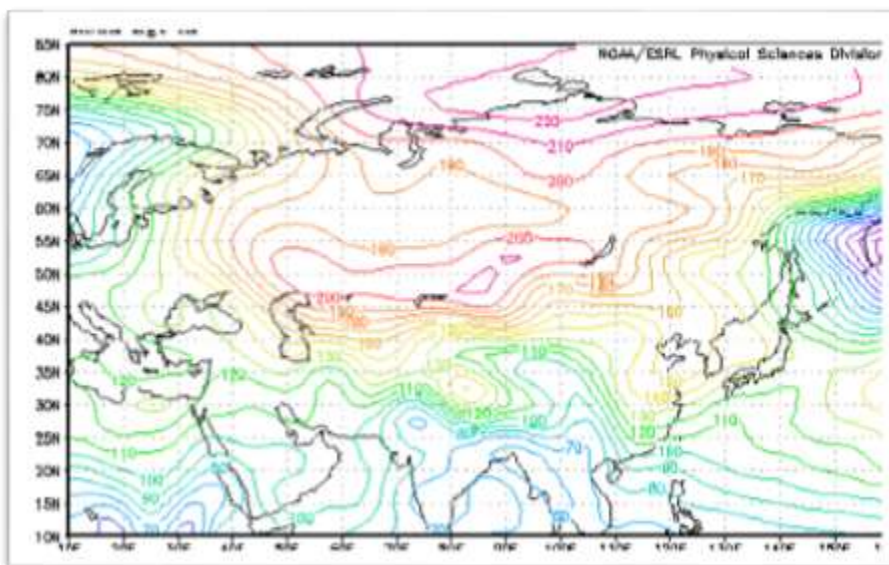
شکل ۶-۱۹- الگوی گردشی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه مارس (اسفند) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۱۲۵۰ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه مارس نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۲۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۶۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۴۸۵ ژئوپتانسیل متر بر از روی دریای خزر بسته شده است که خود موجب بلوکینگ در شمال ایران شده است از نوع امگا می‌باشد و موجب خشکسالی در نواحی شمال شرقی ایران نیز شده است و زبانه‌های آن تا نواحی مرکزی ایران نیز کشیده شده است. و نسبت به نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی کمتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۱۹- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه مارس (اسفند)

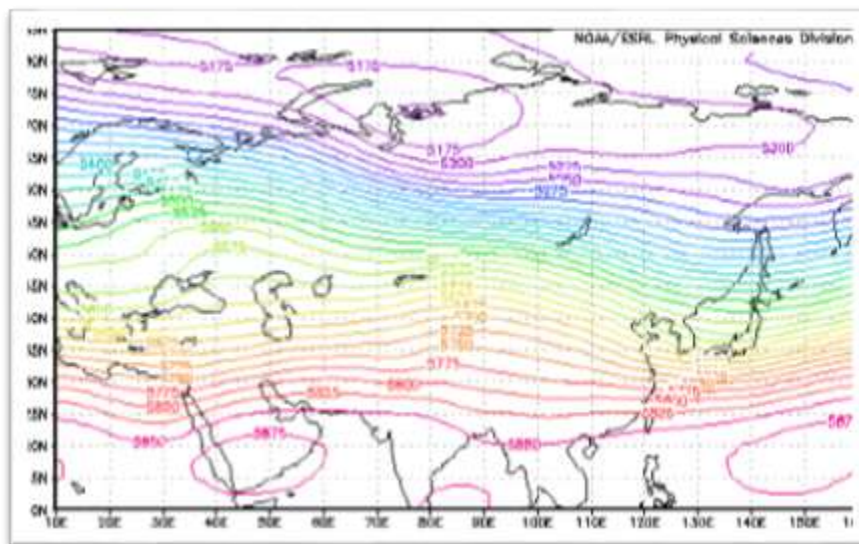
شکل ۶-۲۰- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه مارس (اسفند) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همیدی یک سیستم کم فشار (شمال جزایر ژاپن) حاکم در تراز ۱۰ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه مارس نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۶۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۲۱۰ ژئوپتانسیل متر بر از روی دریای خزر بسته شده است که

خود موجب بلوکینگ در شمال ایران شده است از نوع اُمگا می باشد و موجب خشکسالی در نواحی شمال شرقی ایران نیز شده است و زبانه های آن که کلاً شرقی - غربی بوده و در طول ۸۰ درجه شرقی و عرض ۵۰ درجه شمالی بسته شده است باعث عدم نفوذ رطوبت به مناطق شمالی بخصوص شمال شرقی ایران شده است . و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۲۰- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئو پتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه مارس (اسفند)

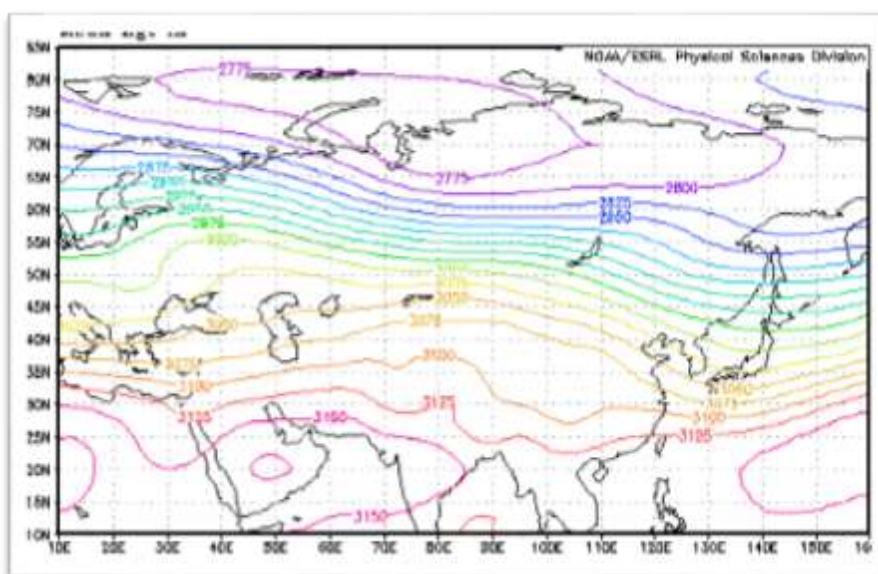
شکل ۶-۲۱- الگوی گردش در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه آوریل (فروردین) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی حاکم در تراز ۵۱۷۷ هکتوپاسکال را در ماه آوریل نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز پر ارتفاع با پربند ۵۱۷۷ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۷۰ درجه و عرض جغرافیایی ۸۵ درجه بسته شده است. هسته پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۵۸۷۵ ژئوپتانسیل متر از روی دریای عرب تا سودان گسترش یافته و بسته شده است. در نتیجه، باعث مداری شدن موج بادهای غربی گردیده و از گسترش سامانه های سودانی و مدیترانه ای بر روی منطقه مورد مطالعه جلوگیری کرده است. و موجب شده تا رطوبت به منطقه شمال شرقی نرسد و بخصوص رطوبت دریای عمان و خلیج فارس و دریای مدیترانه به نواحی شرقی و شمال شرقی نفوذ نکند. و نسبت به نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۲۱- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه آوریل (فروردین)

شکل ۶-۲۲- الگوی گردشی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه آوریل (فروردین) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همیدی حاکم در تراز ۲۱۷۷ هکتوپاسکال را در ماه آوریل نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز پر ارتفاع با پربند ۲۱۷۷ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۷۰ درجه و عرض جغرافیایی ۸۰ درجه بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۷۵ ژئوپتانسیل متر از روی دریای عرب تا سودان گسترش یافته و بسته شده است. در نتیجه، باعث مداری شدن موج بادهای

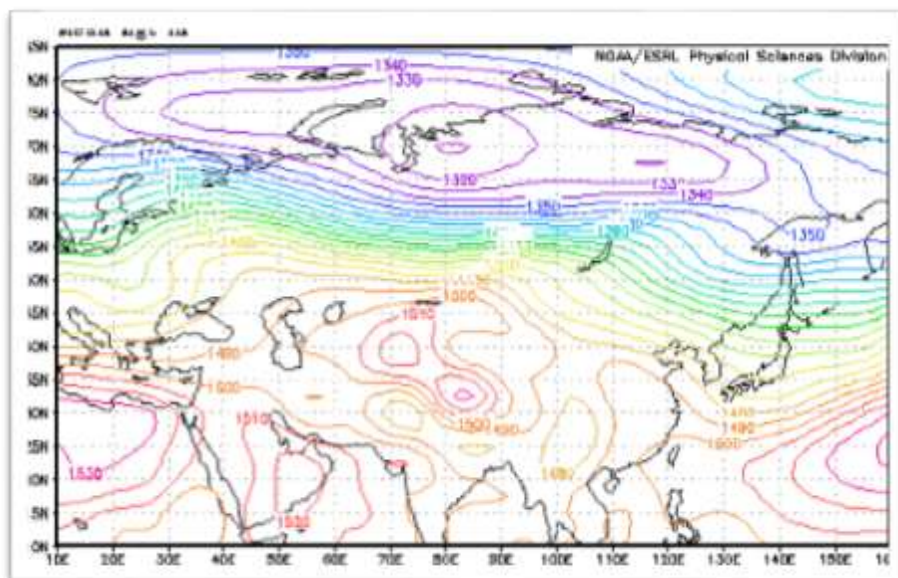
غربی گردیده و از گسترش سامانه های سودانی و مدیترانه ای بر روی منطقه مورد مطالعه جلوگیری کرده است. و موجب شده تا رطوبت به منطقه شمال شرقی نرسد و بخصوص رطوبت دریای عمان و خلیج فارس و دریای مدیترانه به نواحی شرقی و شمال شرقی نفوذ نکند.



شکل ۶-۲۲- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئو پتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه آوریل (فروردین)

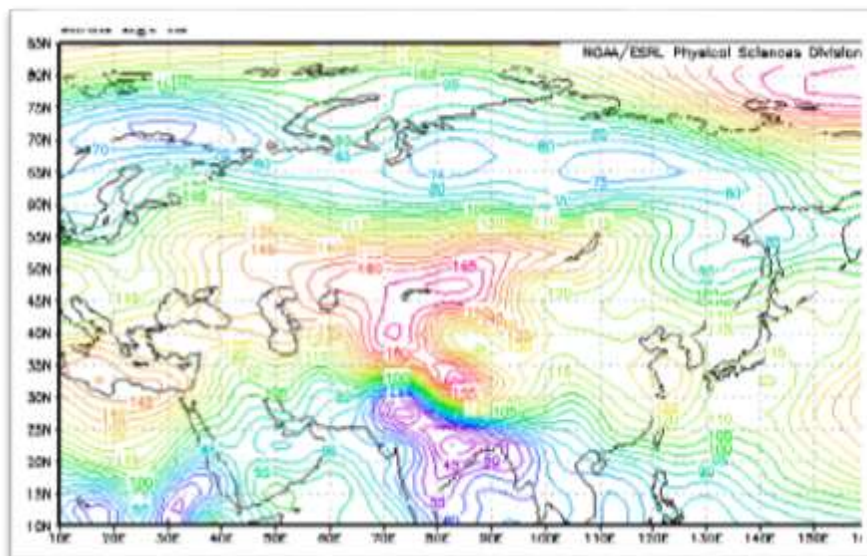
شکل ۶-۲۳- الگوی گردشی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه آوریل (فروردین) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۱۱۱۰ هکتوپاسکال را در ماه آوریل نشان می

دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۱۱۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۸۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۵۲۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت به صورت دو حلقه ای تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می باشد که در شمال شرقی ایران تشکیل شده است و خود باعث خشکسالی در نواحی شرقی ایران و شمال شرقی ایران را حادث شده است و نشان می دهد از نفوذ رطوبت دریای مدیترانه و رطوبت دریای عمان و خلیج فارس نیز جلوگیری می کند . و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی کمتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۲۳- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه آوریل (فروردین)

شکل ۶-۲۴- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه آوریل (فروردین) ۱۹۹۹ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۷۵ (ژئوپتانسیل متر) هکتوپاسکال را در ماه آوریل نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۷۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۸۰ درجه شرقی و ۱۱۰ شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۷۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت به صورت دو حلقه‌ای تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می‌باشد که در شمال شرقی ایران تشکیل شده است و خود باعث خشکسالی در نواحی شرقی ایران و شمال شرقی ایران را حادث شده است و نشان می‌دهد از نفوذ رطوبت دریای مدیترانه و رطوبت دریای عمان و خلیج فارس نیز جلوگیری می‌کند. و نسبت به نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.

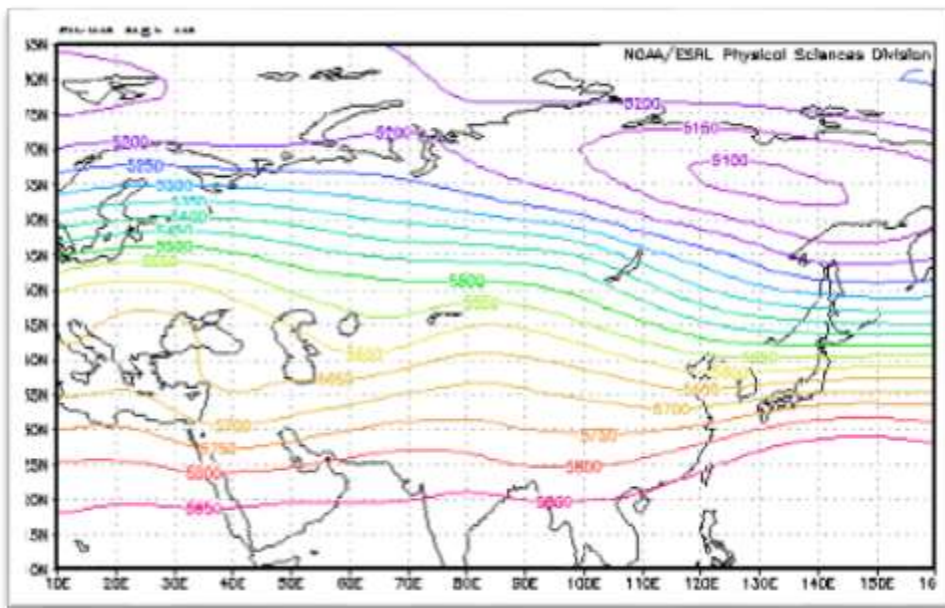


شکل ۶-۲۴- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۹۹ میانگین ماه آوریل (فروردین)

۶-۲- بررسی و تفسیر و واکاوی نقشه‌های میانگین فشار ماهانه نمونه ترسالی ۱۹۸۲ و تأثیر بلوکینگ در شمال شرقی ایران

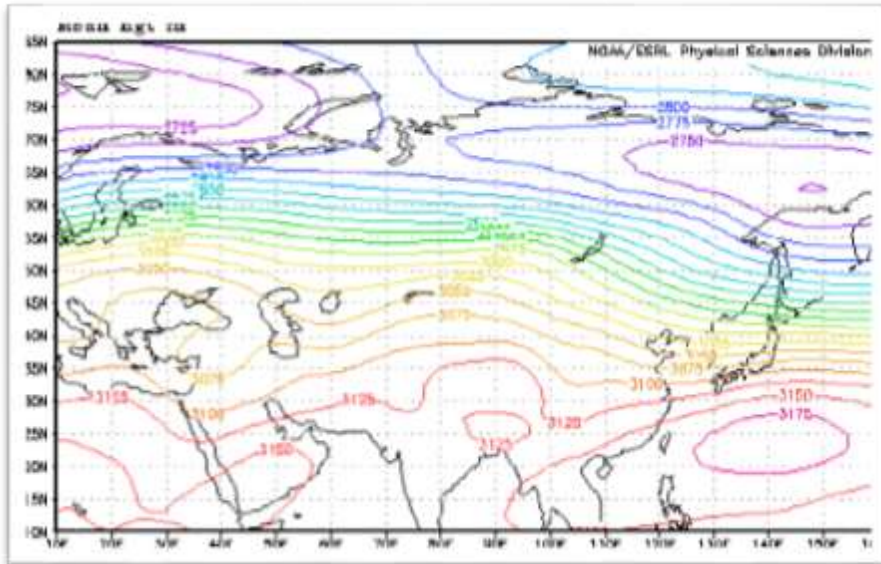
شکل ۶-۲۵- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه نوامبر (آبان) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط هم‌دیدگی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان

طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۳۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۶۵ درجه شمالی بسته شده است. ناوه مدیترانه عمق کمتری دارد ، محور ناوه از شمال شرق به جنوب غرب ایران رسیده است. این الگو علاوه بر ایجاد شرایط بارشی هوای سرد ، در سطوح میانی بر روی ایران می‌ریزد که سبب ناپایداری شدید هوای آن می‌شود. در این الگو علاوه بر سرعت ، حرکت توده های مرطوب بیشتر است .



شکل ۶-۲۵- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه نوامبر (آبان)

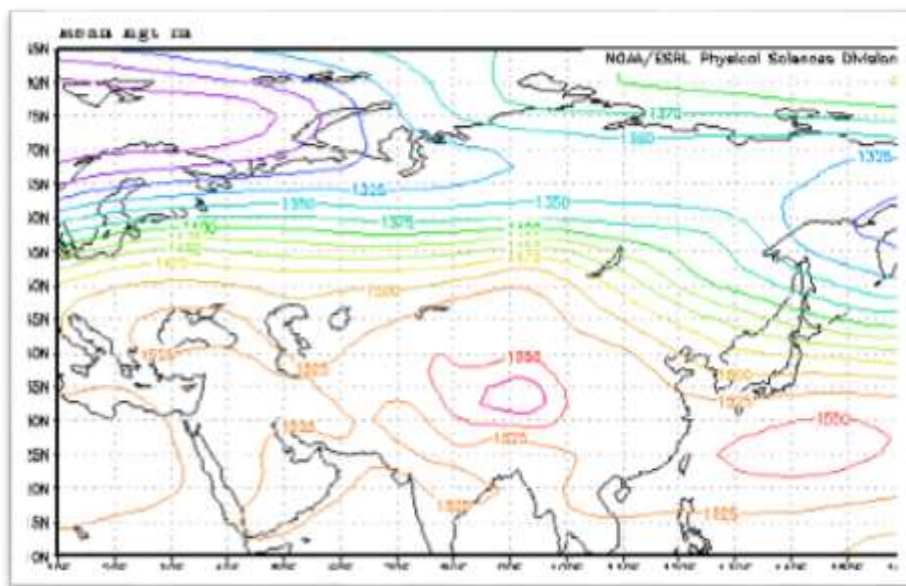
شکل ۴-۲۶- الگوی گردش در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه نوامبر (آبان) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۲۷۲۵ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۷۲۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۴۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۶۵ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شبه جزیرهٔ عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست، که بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و باعث مداری شدن و فشردن جریانات غربی در این الگو می‌شود و از نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری می‌کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می‌باشد و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۲۶- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه نوامبر (آبان)

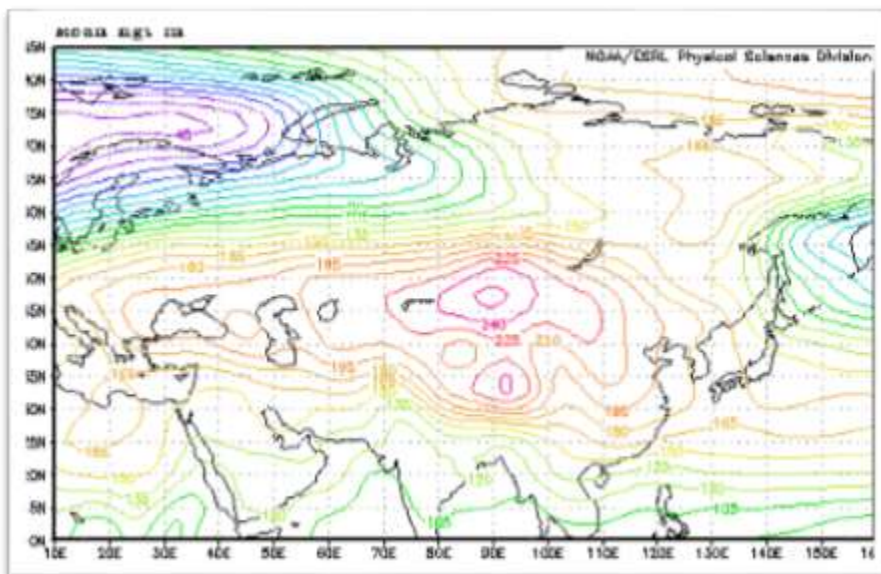
شکل ۶-۲۷- الگوی گردشی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه نوامبر (آبان) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۱۲۵۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه نوامبر نشان می دهد. همان طور که مشاهده می گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۲۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۳۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و همچنین بر روی شبه جزیره

عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست و همین طور در شمال جزایر ژاپن یک سیستم کم فشار با پربند ۲۸۰۰ ژئوپتانسیل متر در طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. ولی بلوکینگ فلات تبت و شبه جزیره عربستان در جنوب ایران باعث شده تا پرفشاری که بوجود آورده اند که بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و آنها را به صورت مداری و فشرده نموده است و کنتورها به صورت موازی درآمدند است، که این امر نشان از یک بلوکینگ قوی در شرق و جنوب ایران را نشان می‌دهد و زبانه بلوکینگ فلات تبت و شبه جزیره عربستان به نواحی مرکزی ایران کشیده شده و خشکسالی را به این مناطق به ارمغان می‌آورد.



شکل ۶-۲۷- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه نوامبر (آبان)

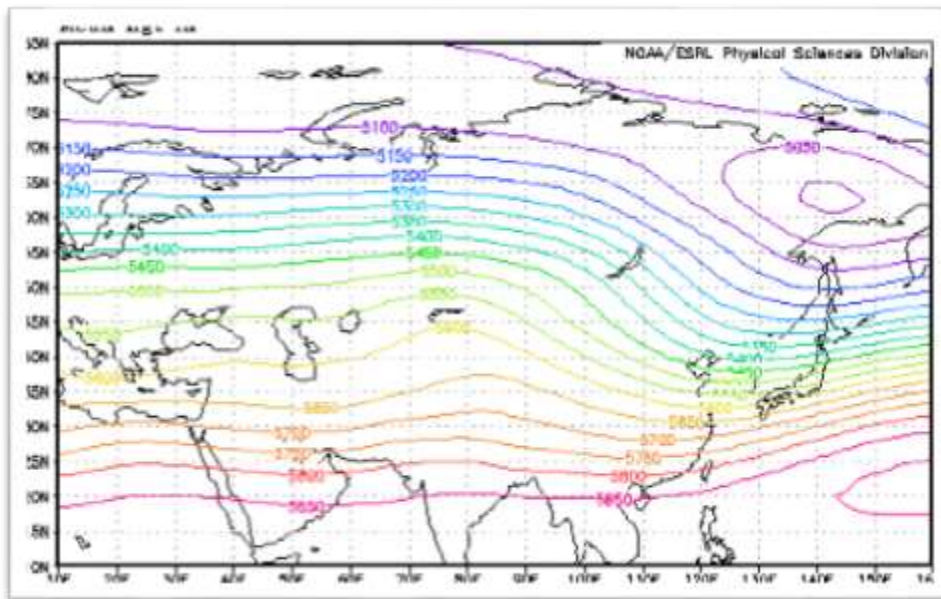
شکل ۶-۲۸- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه نوامبر (آبان) (۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۴۵ ژئوپتانسیل متر را در ماه نوامبر نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۴۵ ژئوپتانسیل متر بر روی طول جغرافیایی ۳۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۲۵۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و شمال شرقی ایران تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع امگا را تشکیل داده است و بسیار پر قدرت می‌باشد. که بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و آنها را به صورت مداری و فشرده نموده است و کنتورها به صورت موازی و منحنی درآمده است، که این امر نشان از یک بلوکینگ قوی در شرق و شمال شرقی ایران را نشان می‌دهد و زبانه بلوکینگ فلات تبت به نواحی مرکزی ایران کشیده شده که خشکسالی را به این مناطق به ارمغان می‌آورد.



شکل ۶-۲۸- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه نوامبر (آبان)

شکل ۶-۲۹- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه دسامبر (آذر) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط هم‌دیدگی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۵۰۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۰۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۶۲ درجه شمالی بسته شده است ناوه مدیترانه عمق کمتری دارد، محور ناوه از شمال شرق به جنوب غرب ایران رسیده است. این الگو علاوه بر ایجاد شرایط بارشی هوای سرد، در سطوح

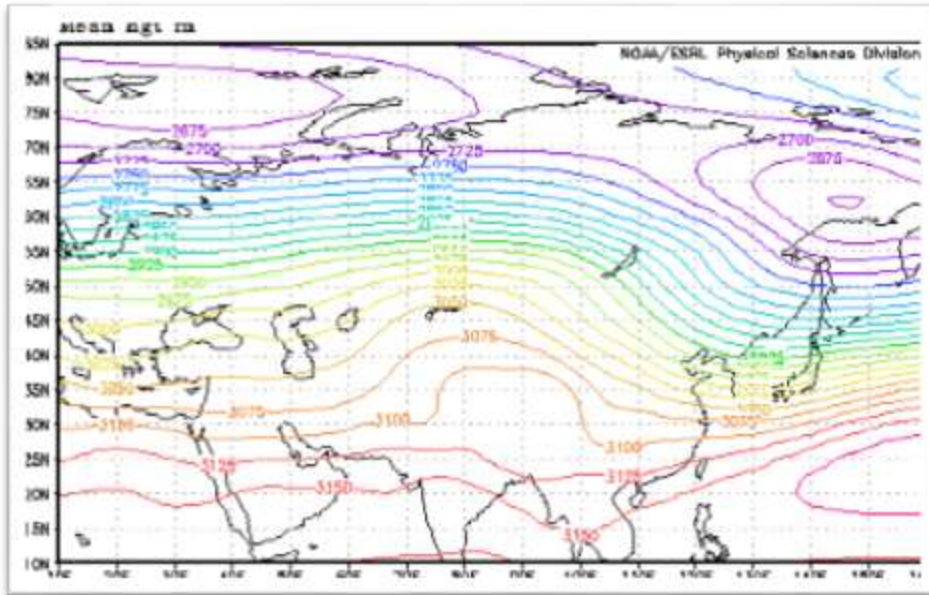
میانی بر روی ایران می ریزد که سبب ناپایداری شدید هوای آن می شود. در این الگو علاوه بر سرعت، حرکت توده های مرطوب، بیشتر است.



شکل ۶-۲۹- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه دسامبر (آذر)

شکل ۶-۳۰- الگوی گردشی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه دسامبر (آذر) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۲۶۵۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می دهد. همان طور که مشاهده می گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۶۵۰ ژئوپتانسیل بر

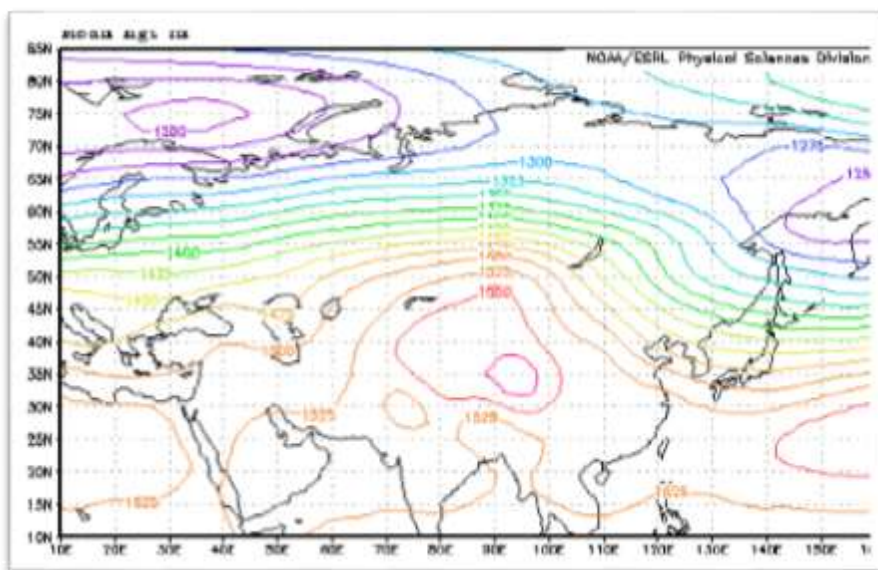
روی طول جغرافیایی ۱۴۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست. و بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل بگیرد و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی رسد و بی بهره می باشد و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می باشد و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۳۰- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه دسامبر (آذر)

شکل ۶-۳۱- الگوی گردشی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه دسامبر (آذر) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۱۲۰۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۲۰۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۳۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۵۷۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت یک بلوکینگ از نوع سرد چال به

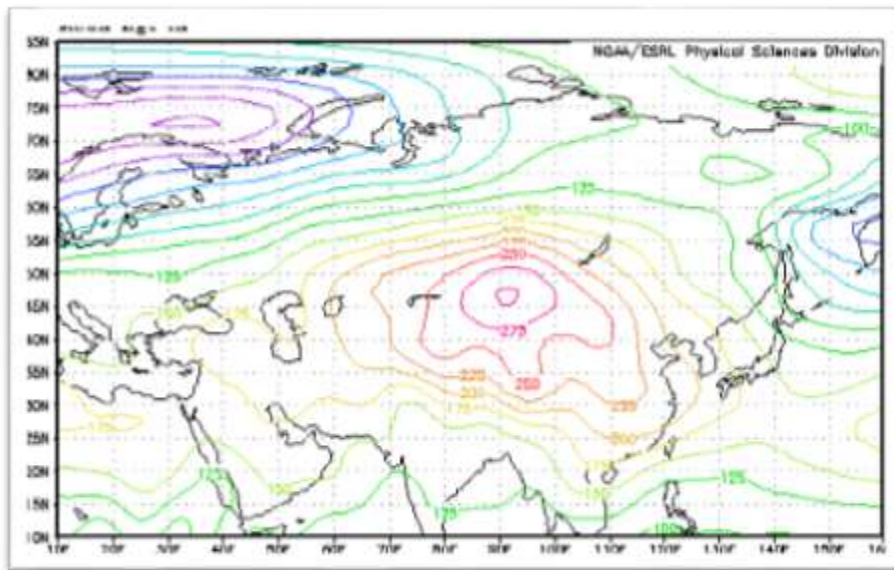
سمت بالاست باعث شده تا پرفشاری که بوجود آورده اند که بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل بگیرد و عامل بارش در شمال دریای خزر شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی رسد و بی بهره می باشد و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می باشد و نسبت به نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۳۱- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئو پتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه دسامبر (آذر)

شکل ۶-۳۲- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه دسامبر (آذر) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۲۸۷۵ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۸۷۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۳۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و همچنین بر روی شبه جزیره عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست و همین طور در شمال جزایر ژاپن یک سیستم کم فشار با پربند ۲۸۰۰ ژئوپتانسیل متر در طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. ولی بلوکینگ فلات تبت و شبه جزیره عربستان در جنوب ایران باعث شده تا پرفشاری که بوجود آورده اند که بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل بگیرد و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی‌رسد و بی بهره می‌باشد و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می‌باشد و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از

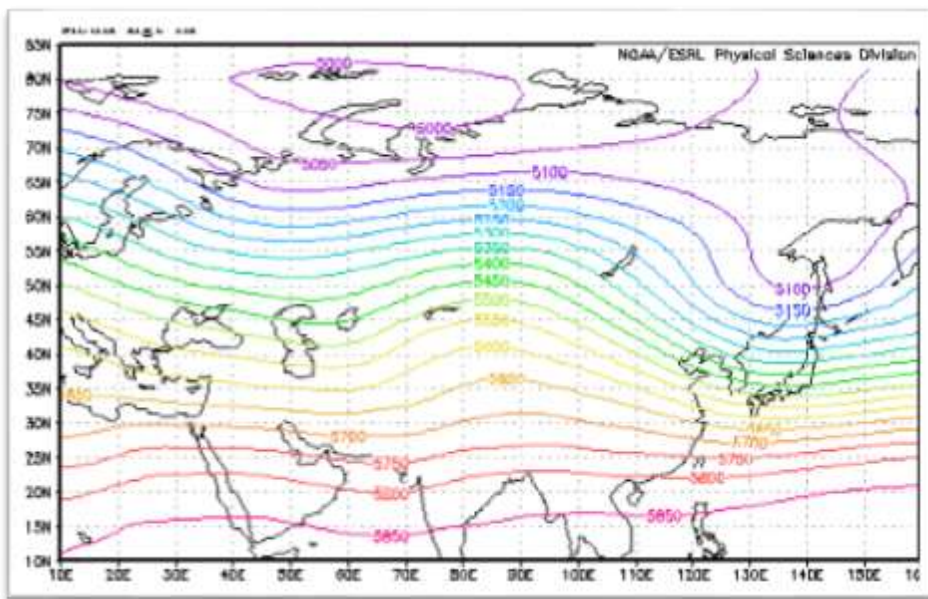
فشرده‌گی بیشتری برخوردار است و کتورهاها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۳۲- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه دسامبر (آذر)

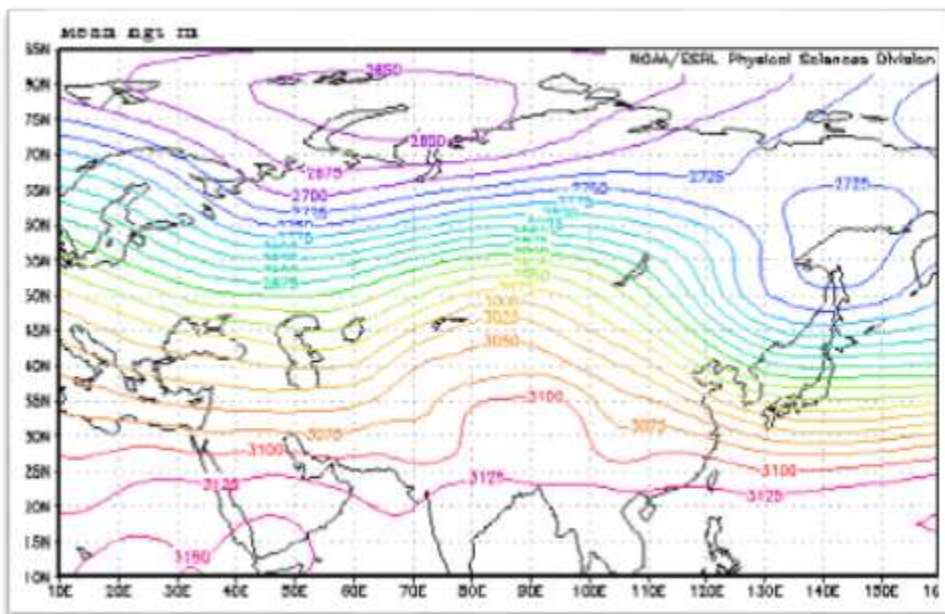
شکل ۶-۳۳- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه ژانویه (دی) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار آدریاتیک حاکم در تراز ۵۰۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر، نشان می دهد. همان طور که مشاهده می گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۰۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۶۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۸۰ درجه

شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر در جنوب ایران تشکیل شده است. در این الگو یک ناوه در جهت مداری گسترش یافته است. ایران در جنوب محور این فرود قرار گرفته است. بیشتر بارش های فراگیر و مداوم نواحی مرکزی و جنوبی ایران تحت تأثیر این الگو به وقوع می پیوندد. علت بارش های فراگیر مداوم این سیستم در ایران را می توان آرایش مداری شکل کنتور ها در سطوح میانی و رده سپهر دانست که رطوبت خیلی سریع تر به سوی شرق حرکت می کند و به مرزهای شرقی ایران می رسد.



شکل ۶-۳۳- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه ژانویه (دی)

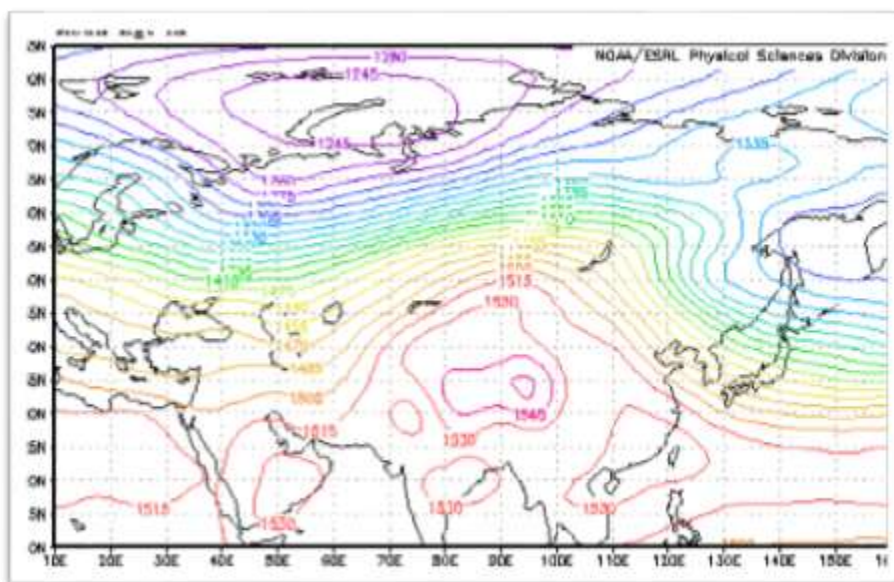
شکل ۶-۳۴- الگوی گردشی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه ژانویه (دی) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم آدریاتیک (شبه جزیره اسکاندیناوی) در تراز ۲۸۵۰ ژئوپتانسیل متر و همچنین یک سیستم کم فشار ۲۷۲۵ ژئوپتانسیل متر را در ماه ژانویه، نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۸۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۷۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. مرکز دیگر سیستم کم فشار با پربند ۲۷۲۵ ژئوپتانسیل متر بر روی طول جغرافیایی ۱۴۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و همچنین بر روی شبه جزیره عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست. باعث شده تا پرفشاری که بوجود آورده اند که بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل بگیرد و عامل بارش در شمال دریای خزر شود ولی این بارش‌ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی‌رسد و بی بهره می‌ماند و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می‌باشد



شکل ۶-۳۴- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه ژانویه (دی)

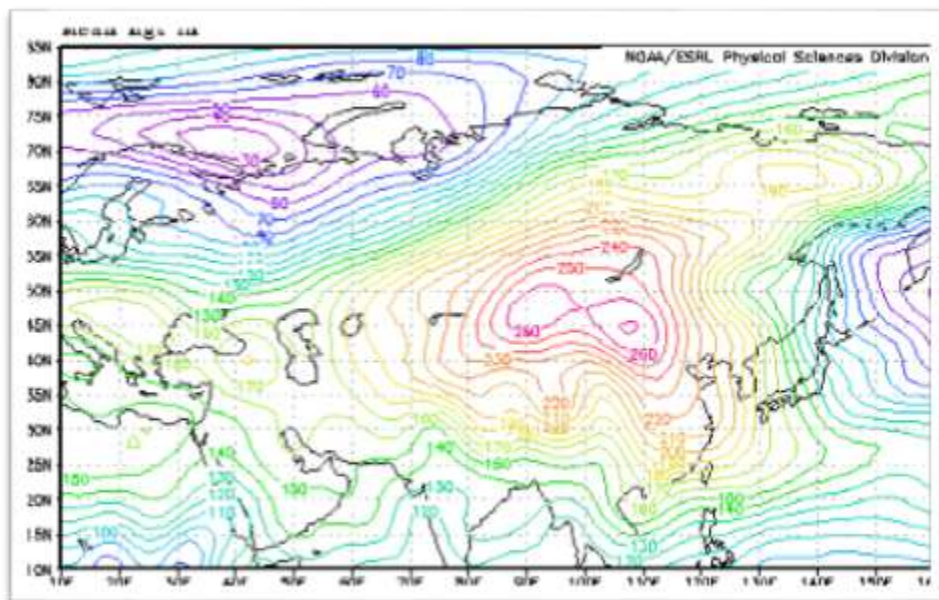
شکل ۶-۳۵- الگوی گردشی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه ژانویه (دی) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همیدی یک سیستم کم فشار آدریاتیک (شبه جزیره اسکاندیناوی) حاکم در تراز ۱۲۴۵ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می دهد. همان طور که مشاهده می گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۲۴۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۷۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع

قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۵۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و همچنین بر روی شبه جزیره عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست. بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه و پشته در شمال غربی شکل بگیرد و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش‌ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی‌رسد و بی بهره می‌باشد و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می‌باشد و نسبت به نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورهاها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۳۵- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه ژانویه (دی)

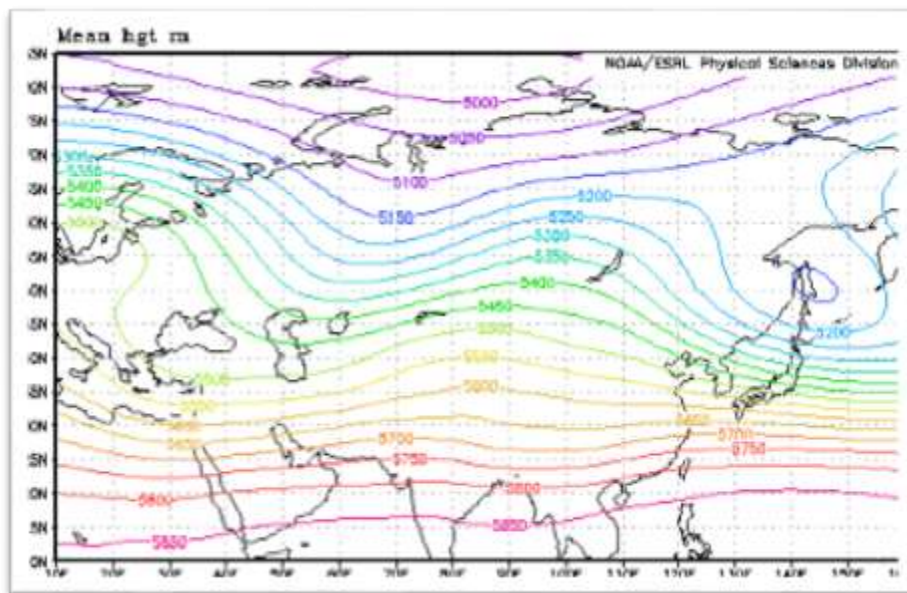
شکل ۶-۳۶- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه ژانویه (دی)
(۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۳۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه ژانویه ، نشان می دهد. همان طور که مشاهده می گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۳۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۴۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۲۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و مغولستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش را تشکیل می دهد. بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال غربی شکل می گیرد و عامل بارش در شمال دریای سیاه شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی رسد و بی بهره می باشد و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می باشد و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۳۶- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه ژانویه (دی)

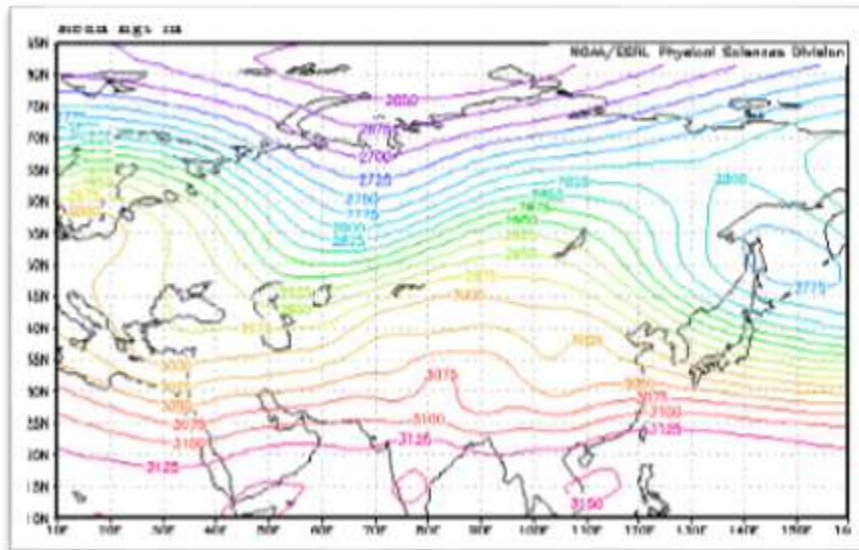
شکل ۶-۳۷- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه فوریه (بهمن) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۵۱۰۰ ژئوپتانسیل متر در ماه فوریه را نشان می دهد. همان طور که مشاهده می گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۱۰۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. الگوی ناوه مدیترانه ای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگویی است که در زمستان و بهار دیده می شود. در این الگو یک ناوه در جهت مداری گسترش یافته

است. ایران در جنوب محور این فرود قرار گرفته است. بیشتر بارش‌های فراگیر و مداوم نواحی مرکزی و جنوبی ایران تحت تأثیر این الگو به وقوع می‌پیوندد. علت بارش‌های فراگیر مداوم این سیستم در ایران را می‌توان آرایش مداری شکل کتور‌ها در سطوح میانی و رَدسپهر دانست که رطوبت خیلی سریع تر به سوی شرق حرکت می‌کند و به مرزهای شرقی ایران می‌رسد. و نسبت به نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه بر میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهد.



شکل ۶-۳۷- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئو پتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه فوریه (بهمن)

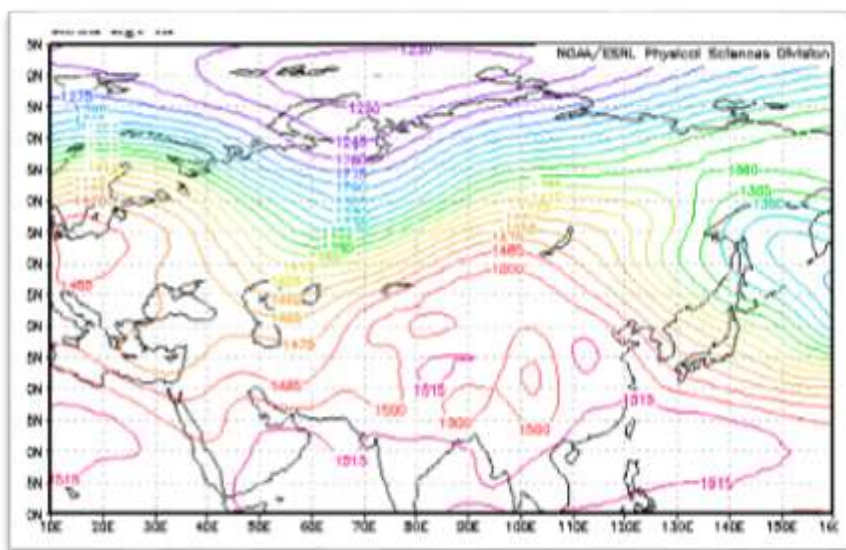
شکل ۶-۳۸- الگوی گردشی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه فوریه (بهمن) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۲۷۷۵ ژئوپتانسیل متر در ماه دسامبر را نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۷۷۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در جنوب آسیا و شبه جزیرهٔ عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست. الگوی ناوه مدیترانه ای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگویی است که در زمستان و بهار دیده می‌شود. در این الگو یک ناوه در جهت مداری گسترش یافته است. ایران در جنوب محور این فرود قرار گرفته است. بیشتر بارش های فراگیر و مداوم نواحی مرکزی و جنوبی ایران تحت تأثیر این الگو به وقوع می‌پیوندد. علت بارش های فراگیر مداوم این سیستم در ایران را می‌توان آرایش مداری شکل کنتور ها در سطوح میانی و رَدسپهر دانست که رطوبت خیلی سریع تر به سوی شرق حرکت می‌کند و به مرزهای شرقی ایران می‌رسد



شکل ۶-۳۸- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه فوریه (بهمن)

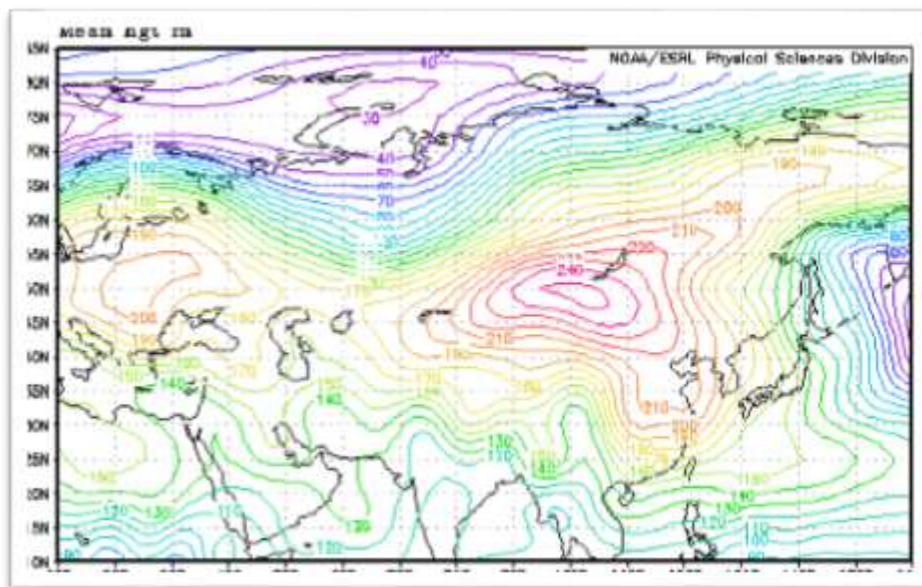
شکل ۶-۳۹- الگوی گردشی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه فوریه (بهمن) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط هم‌دیدگی یک سیستم کم فشار آدریاتیک حاکم در تراز ۱۲۳۰ ژئوپتانسیل متر در ماه فوریه را نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۲۳۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۷۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۸۰ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۵۱۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و همچنین جنوب اروپا

تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست. و در این الگو یک ناوه در جهت مداری گسترش یافته است. ایران در جنوب محور این فرود قرار گرفته است. بیشتر بارش های فراگیر و مداوم نواحی مرکزی و جنوبی ایران تحت تأثیر این الگو به وقوع می پیوندد. علت بارش های فراگیر مداوم این سیستم در ایران را می توان آرایش مداری شکل کتور ها در سطوح میانی و رَدسپهر دانست که رطوبت خیلی سریع تر به سوی شرق حرکت می کند و به مرزهای شرقی ایران می رسد.



شکل ۶-۳۹- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئو پتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه فوریه (بهمن)

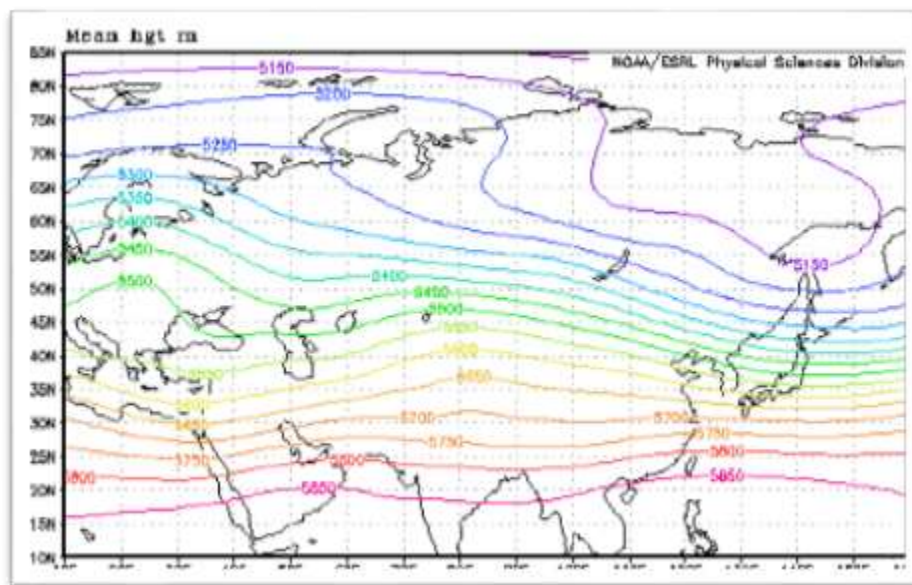
شکل ۶-۴۰- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه فوریه (بهمن) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار آدریاتیک حاکم در تراز ۳۰ ژئوپتانسیل متر در ماه فوریه را نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۳۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۶۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۷۵ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۲۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و مغولستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع امگا است. در این الگو یک ناوه در جهت مداری گسترش یافته است. ایران در جنوب محور این فرود قرار گرفته است. بیشتر بارش‌های فراگیر و مداوم نواحی مرکزی و جنوبی ایران تحت تأثیر این الگو به وقوع می‌پیوندد. علت بارش‌های فراگیر مداوم این سیستم در ایران را می‌توان آرایش مداری شکل کتور ها در سطوح میانی و رَدسپهر دانست که رطوبت خیلی سریع تر به سوی شرق حرکت می‌کند و به مرزهای شرقی ایران می‌رسد.



شکل ۶-۴۰- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه فوریه (بهمن)

شکل ۶-۴۱- الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه دسامبر (اسفند) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه دسامبر نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۴۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی بسته شده است. هسته‌ی پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شبه جزیره عربستان تشکیل شده است. در این ماه به دلیل فرا رسیدن فصل سرما و آمدن جریانات مداری و سرما و یخبندان

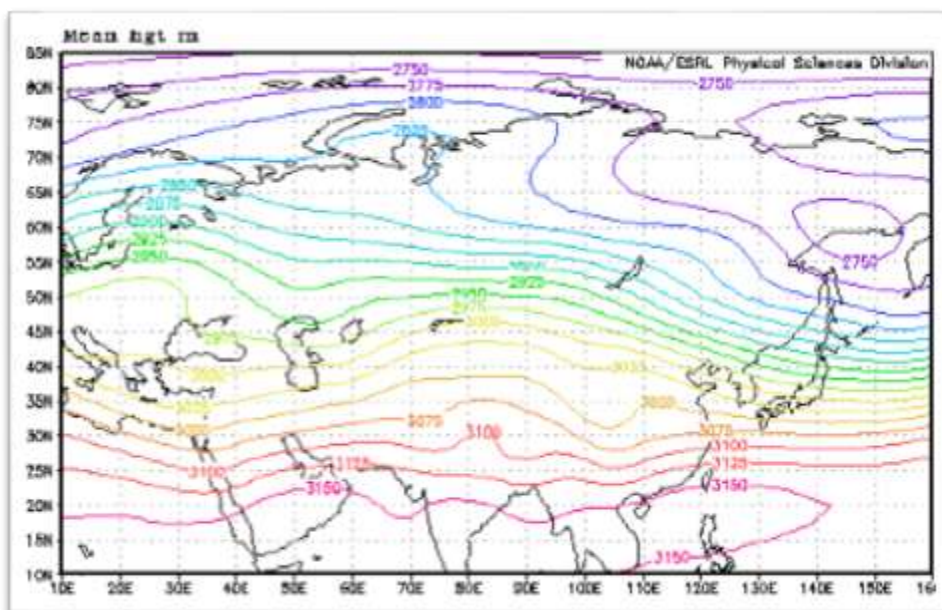
حاکم است و امکان بارش در این فصل برای ایران فراهم شده است. و نسبت به نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در همین ماه، جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورهاها در این نقشه بر میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند.



شکل ۶-۴۱- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه مارس (اسفند)

شکل ۶-۴۲- الگوی گردشی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه مارس (اسفند) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۲۷۵۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه مارس نشان می دهد.

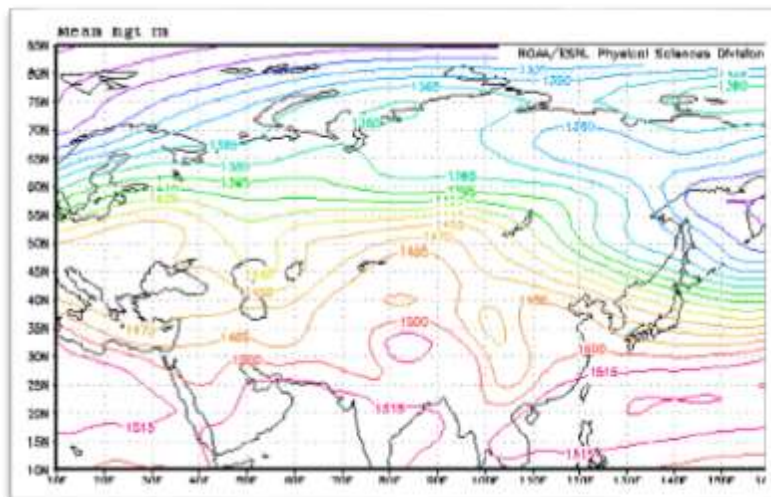
همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۲۷۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۴۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در جنوب آسیا تشکیل شده است. در این ماه به دلیل فرا رسیدن فصل سرما و آمدن جریانات مداری و سرما و یخبندان حاکم است و امکان بارش در این فصل برای ایران فراهم شده است. و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در همین ماه، جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورها در این نقشه بر میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۴۲- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه مارس (اسفند)

شکل ۶-۴۳- الگوی گردش در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه مارس (اسفند) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۱۳۲۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه مارس نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۳۲۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۵۱۵ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت و همچنین بر روی شبه جزیرهٔ عربستان تشکیل شده است که خود یک بلوکینگ از نوع سرد چال به سمت بالاست که بر اثر پرفشار جنب حاره آזור این واگرایی و کژفشاری حاصل شده است. و باعث شده تا پرفشاری که بوجود آورده، بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و یک ناوه وپشته در شمال ایران شکل بگیرد و عامل بارش در شمال دریای خزر شود ولی این بارش ها به نواحی شمال شرقی ایران نمی‌رسد و بی بهره می‌ماند و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می‌باشد و نسبت به نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از

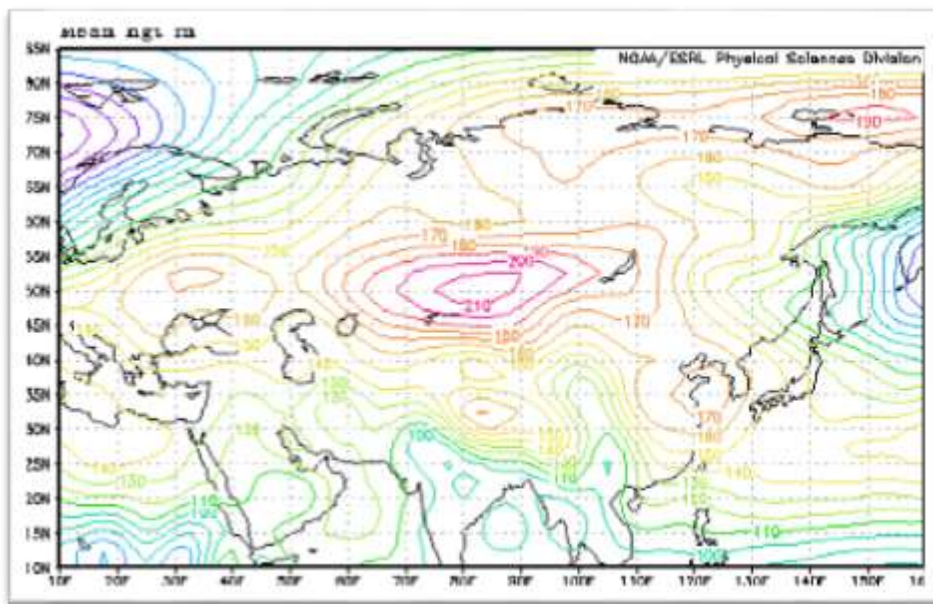
فشرده‌گی بیشتری برخوردار است و کتورهاها در این نقشه میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۴۳- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه مارس (اسفند)

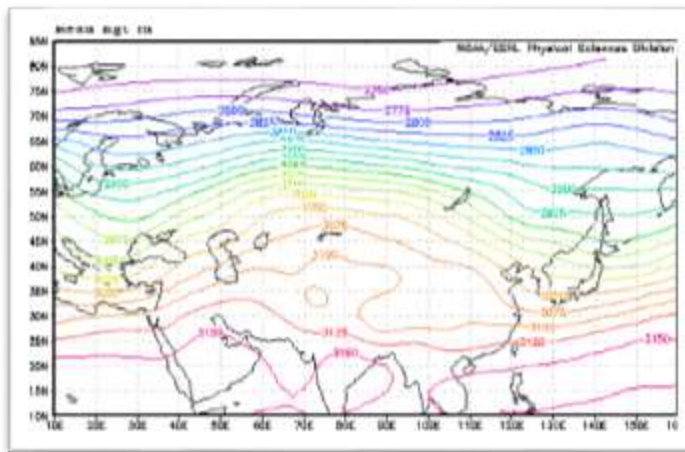
شکل ۶-۴۴- الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه مارس (اسفند) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۵۰ ژئوپتانسیل متر در ماه مارس را نشان می دهد. همان طور که مشاهده می گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۶۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با

پربند ۲۱۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت که خود یک بلوکینگ از نوع حلقه آتش می باشد که بر روی جریانات غربی اثر گذاشته و نفوذ رطوبت از طرف دریای مدیترانه و دریای عمان و خلیج فارس به نواحی شرقی ایران را جلوگیری کند و عامل مهمی در کمبود بارش در نواحی شرقی و بخصوص شمال شرقی ایران می باشد و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه بر میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهد .



شکل ۶-۴۴- سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه مارس (اسفند)

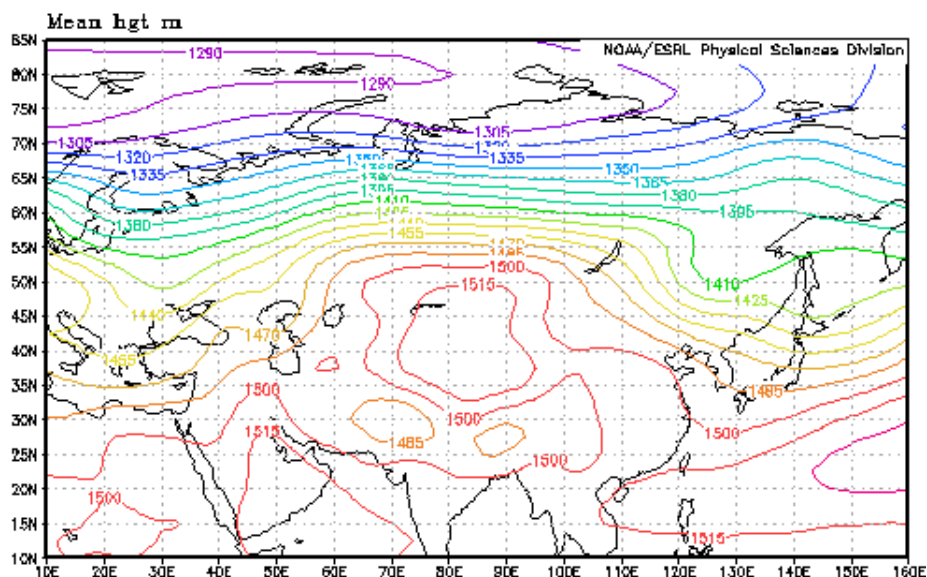
شکل ۶-۴۵- الگوی گردش در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه آوریل (فروردین) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۳۰۱۵ ژئوپتانسیل متر را در ماه مارس نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۳۰۱۵ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۷۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۵ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در جنوب آسیا تشکیل شده است. در این ماه به دلیل فرارسیدن فصل سرما و آمدن جریانات مداری و سرما و یخبندان حاکم است و امکان بارش در این فصل برای ایران فراهم شده است. و بر اثر منطقه پرفشار جنوبی که از نوع یلاک سرد چال به سمت شمال می‌باشد عاملی شده است که جریانات مداری غربی را به سمت شمال غربی را بصورت ناوه و پشته درآورده است و عامل بارندگی به صورت برف و باران در منطقه دریای سیاه و جنوب دریای خزر و شمال غربی و غرب ایران را فراهم آورده است. و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در همین ماه، جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه بر میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می‌دهند.



شکل ۶-۴۵- سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه آوریل (فروردین)

شکل ۶-۴۶- الگوی گردش در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال میانگین ماه آوریل (فروردین) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۱۲۹۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه مارس نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۲۹۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۳۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۸۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۵۱۵ ژئوپتانسیل متر در مرکز آسیا، و شمال فلات تبت تشکیل شده است. که بلوکینگ تشکیل شده از نوع دو حلقه ای آتش بوده و زبانه های آن به سمت شمال شرقی و مرکز ایران کشیده شده است که عامل مهمی در فشردن

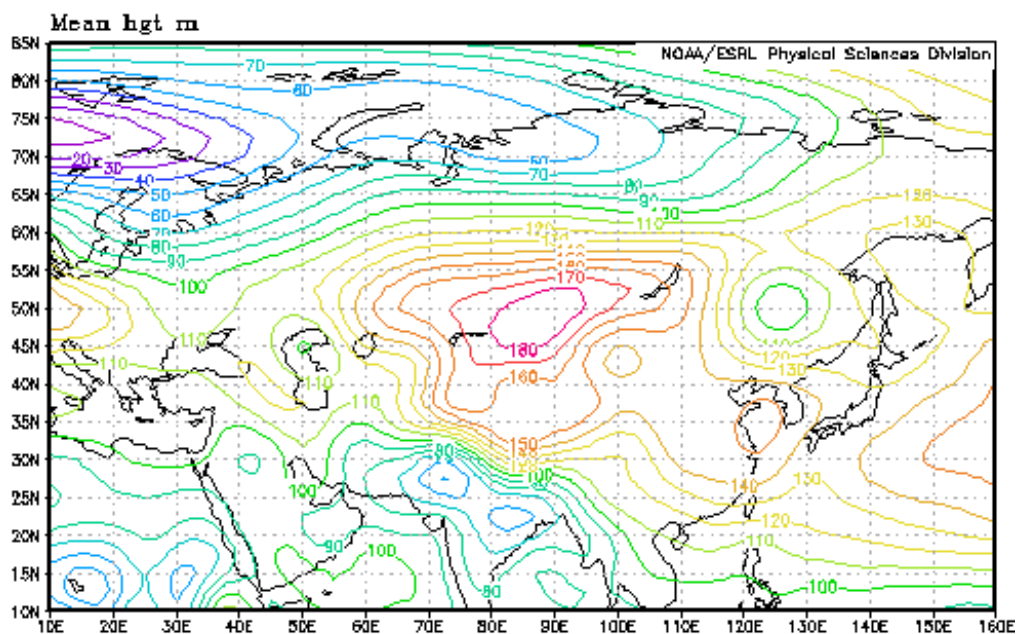
جریان‌ات غربی به سمت ایران شده و عامل بارندگی در شمال غربی ایران را فراهم آورده است. در این ماه به دلیل فرا رسیدن فصل سرما و آمدن جریان‌ات مداری و سرما و یخبندان حاکم است و امکان بارش در این فصل برای ایران فراهم شده است. و بر اثر منطقه پرفشار جنوبی که از نوع یلاک سرد چال به سمت شمال می باشد عاملی شده است که جریان‌ات مداری غربی را به سمت شمال غربی را بصورت ناوه و پشته درآورده است و عامل بارندگی به صورت برف و باران در منطقه دریای سیاه و جنوب دریای خزر و شمال غربی و غرب ایران را فراهم آورده است. و نسبت به نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در همین ماه، جریان‌ات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه بر میزان واگرایی و همگرایی جریان‌ات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند



شکل ۶-۶-۴- سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه آوریل (فروردین)

شکل ۶-۶-۴۷ الگوی گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه آوریل (فروردین) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۱۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه مارس نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۱۰ ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۱۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۱۵ درجه شمالی بسته شده است. هسته پر ارتفاع دیگری که بر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۱۸۰ ژئوپتانسیل متر در مرکز آسیا، و شمال فلات تبت تشکیل شده است. که بلوکینگ تشکیل شده از نوع رکس بوده و زبانه‌های آن به سمت شمال شرقی ایران کشیده شده است که عامل مهمی در فشردن جریانات غربی به سمت ایران شده و عامل بارندگی در شمال غربی ایران را فراهم آورده است. در این ماه به دلیل فرارسیدن فصل سرما و آمدن جریانات مداری و سرما و یخبندان حاکم است و امکان بارش در این فصل برای ایران فراهم شده است. و بر اثر منطقه پرفشار جنوبی که از نوع یلاک سرد چال به سمت شمال می‌باشد عاملی شده است که جریانات مداری غربی را به سمت شمال غربی را بصورت ناوه و پشته درآورده است و عامل بارندگی به صورت برف و باران در منطقه دریای سیاه و جنوب دریای خزر و شمال غربی و غرب ایران را فراهم آورده است. و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در

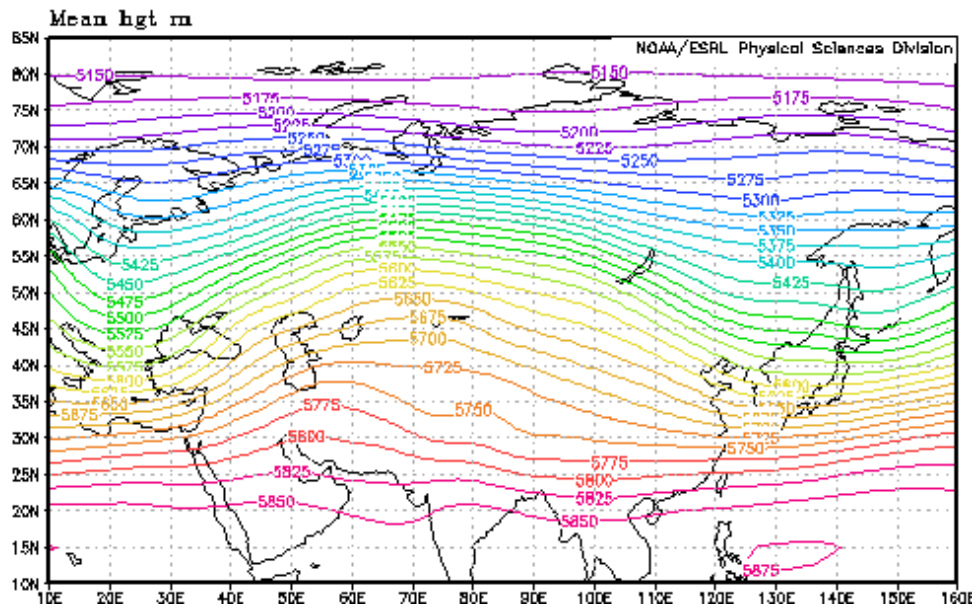
همین ماه، جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کتورهاها در این نقشه بر میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند .



شکل ۶-۴۷- سطح ۱۰۰۰هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه آوریل (فروردین)

شکل ۶-۴۸ الگوی گردش در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال میانگین ماه آوریل (فروردین) ۱۹۸۲ را در منطقه ایران و خاورمیانه را نشان می دهد شرایط همدیدی یک سیستم کم فشار حاکم در تراز ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر را در ماه مارس نشان می دهد. همان طور که مشاهده می گردد مرکز یک سیستم کم فشار با پربند ۵۱۵۰

ژئوپتانسیل بر روی طول جغرافیایی ۳۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۸۰ درجه شمالی بسته شده است. هستهٔ پر ارتفاع دیگری که پر ارتفاع قبلی را احاطه نموده است با پربند ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر در مرکز شمال فلات تبت در آسیا تشکیل شده است. در این ماه به دلیل فرا رسیدن فصل سرما و آمدن جریانات مداری و سرما و یخبندان حاکم است و امکان بارش در این فصل برای ایران فراهم شده است. و بر اثر منطقه پرفشار جنوبی که از نوع یلاک سرد چال به سمت شمال می باشد عاملی شده است که جریانات مداری غربی را به سمت شمال غربی را بصورت ناوه و پشته درآورده است و عامل بارندگی به صورت برف و باران در منطقه دریای سیاه و جنوب دریای خزر و شمال غربی و غرب ایران را فراهم آورده است. و نسبت به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در همین ماه، جریانات مداری از فشردگی بیشتری برخوردار است و کنتورها در این نقشه بر میزان واگرایی و همگرایی جریانات سرد و گرم را به خوبی نشان می دهند.



شکل ۶-۴۸- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئو پتانسیل متر ۱۹۸۲ میانگین ماه آوریل (فروردین)

کلام پایانی

حرکت عمومی جو در شمال شرقی ایران با ایجاد پدیده سامانه بندالی در بوجود آمدن دوره های خشک و مرطوب تاثیر گذار است

حرکت عمومی جو در شمال شرقی ایران با ایجاد پدیده سامانه بندالی در بوجود آمدن دوره های خشک و مرطوب تأثیر گذار است. سیستم عمومی جو در منطقه شمال شرقی ایران به صورت یک سیستم مانع، بلوکینگ عمل می کند زیرا سیستم های بندالی (مانع) هنگامی اتفاق می افتد که سیستم های سینوپتیک از جریان بادهای غربی جدا شوند. و هرگاه در یکی از لایه های جو شرایط دینامیکی جو محدود شود و یا یکی از لایه های جو از حرکت بایستد و بدون حرکت شود، به سیستم مانع تبدیل خواهد شد. وضعیتی که در جریان آن ناحیه واچرخندی یا پرفشاری به صورت ساکن باقی می ماند و نواحی چرخندی و فروباری در اطراف آن به حرکت در می آید. و در بررسی های نقشه های سطح تراز از دریا ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب ژئوپتانسیل متر به این نتیجه رسیدیم که چند نوع از سامانه بندالی (رکس) شبیه به حرف S معکوس و بلاک اُمگا و بلاک حلقه آتش و بلاک سردچال پایینی در شمال خراسان و نواحی شرقی و نواحی مرکزی ایران را بوجود آورده است. در این راستا، بلوکینگ، سبب شمالی شدن جریان ها در این منطقه است بعضی از انواع سیستم های جوی در تراز بالای جو، مانند زبانه های ناوه سیبری در به وجود آمدن سامانه های بندالی و وقوع دوره های خشک و مرطوب در ناحیه شمال شرقی ایران بیشتر تأثیر گذارند

۱- بعضی از انواع سیستم های جوی در تراز بالای جو، مانند زبانه های ناوه سیبری در به وجود آمدن سامانه های بندالی و وقوع دوره های خشک و مرطوب در ناحیه شمال شرقی ایران، تأثیر گذارند. بررسی ویژگی های هر دو الگوی نشان داد که

جابجایی سیستم پرفشار سیبری در سطح زمین تحت تأثیر حرکت ناوه امواج غربی صورت می‌گیرد. بطوریکه قبل از شروع بارندگی با قرار گرفتن محور ناوه بر روی شمال شرقی ایران، زبانه سیستم پرفشار نیز روی نواحی شمالی کشور گسترش یافته است. اما پس از قرار گرفتن محور ناوه بر روی کشور ایران، زبانه پرفشار بر روی نیمه شمال شرقی نفوذ کرده و همزمان با حرکت رو به غرب حالت مانع را بوجود می‌آورد. و باعث بسته شده هوا شده و از طرف دیگر باعث بارندگی در نیمه غربی ایران را فراهم می‌سازد و در نیمه شرقی ایران باعث خشکسالی بخصوص در شمال شرقی ایران را بوجود می‌آورد. در طی دوره بارندگی، سیستم موسمی نیز تقویت شده و سراسر کشور را در بر می‌گیرد، و با تداوم بارندگی منحنی همفشار بسته مرکزی آن روی کشور قرار می‌گیرد و در پایان دوره بارندگی هم فشار مزبور به طرف غرب جابجا شده و نواحی وسیعی از شبه جزیره عربستان و دریای احمر را در بر می‌گیرد ولی هنوز همفشارهای کم فشار موسمی عقب نشینی نکرده و از نیمه شمالی ایران عبور می‌کنند و کشور تحت نفوذ این سیستم قرار دارد. بعلاوه بعد از قطع بارندگی، کشور همچنان تحت نفوذ سیستم های پراتفاح تبت و آزرز قرار داشته و زبانه ضعیفی از پرفشار شمال کشور نیز بر روی نیمه شمالی کشور مشاهده می‌شود. ولی با وجود همه اینها، بدلیل عبور ناوه امواج غربی و بوجود آمدن بندال (مانع) بر اثر سیستم پرفشار سیبری در نواحی شمال شرقی ایران، باعث خشکسالی در نواحی شرقی ایران شده و باعث ترسالی در نواحی غربی ایران را شده است که کوههای زاگرس نیز برتأثیر آن نیز افزوده است. و همچنین سیستم مانع در شمال شرقی ایران عامل مهمی در بارندگی یکنواخت در شمال غربی و غرب ایران داشته است. بدین ترتیب با توجه به مطالب ذکر شده ملاحظه می‌گردد که از بین سیستم

های تأثیر گذار در وقوع دوره های خشک و مرطوب ، که عامل بلوکینگ (مانع) سیستم پرفشار سیبری بر سطوح جو تأثیر گذار بوده و عمل بسته و سکون جو در نواحی شرقی ایران می باشد.

۲- بررسی های صورت گرفته نشان می دهد که نوعی از سامانه بندالی (رکس) شبیه به حرف **S** معکوس در شمال خراسان سبب شمالی شدن جریان ها در این منطقه است . و مشاهده می شود که پشتة قوی از سامانه پُرفشار سیبری و پرفشار فلات تبت مستقر است و جریان هوا ابتدا حول پشتة و سپس حول ناوه طوری جریان دارد که هوا در مسیری منحنی اما در امتداد یک طول جغرافیایی از عرض های جغرافیایی بالا به طرف عرض های پایین آورده می شود . و به نظر می رسد برای اینکه ذرات هوا در این مسیر باقی بماند ، سرعت باد در جهت شرق کاهش می یابد . سازوکار این نوع از بندال طوری است که برای عرض جغرافیایی که دارای ویژگی هوای سرد در شمال و هوای گرم در جنوب آن می باشد، مقدار گرادیان نرمال دما را کاهش می دهد و در نتیجه از سرعت باد ناحیه بندال می کاهد . و همین امر به حرکت آهسته سامانه منجر می شود . و همینطور در بررسی های انجام شده به این نتیجه رسیدیم که شمالی شدن سامانه های جوی سبب ریزش هوا با دمای پایین تر از عرض های بالا خواهد شد . و ریزش هوای سرد از شمال در سطوح میانی جو ، مهم ترین عامل ناپایداری جوی در شمال شرق ایران است . هوای سرد در سطوح میانی و رَدسپهر سبب ایجاد ناپایداری لایه های زیرین می شود . این ناپایداری ها موجب صعود هوا می گردد . و همچنین به این نتیجه رسیدیم که سرزمین مورد پژوهش شامل استان های خراسان رضوی و خراسان جنوبی و سمنان در دامنه های بادگیر رشته کوه البرز و در چبّه ورود سامانه های بارشی مختلف مانند سامانه دریای سرخ (سودانی) و

سامانهٔ مدیترانه ای است. و نتیجه می گیریم که خاستگاه و مسیر انتقال برخی جریان های هوا بخصوص سیستم های مانع(بندال) در منطقهٔ شمال شرق ایران می باشد

منابع و مأخذ

منابع فارسی

- آرنس، سی، دونالد؛ ترجمه: بابایی، محمد رضا، (۱۳۹۱)؛ هواشناسی نوین (مقدمه ای بر هوا، اقلیم و محیط) انتشارات: آییژ، تهران.
- ابریفام، محمدرضا (۱۳۸۰)، تحلیل سینوپتیک توده های هوای ورودی به غرب ایران در سال ۱۹۸۳-۱۹۸۴، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه رازی.
- احمدی گیوی، فرهنگ، علیرضا محب الحجه و مریم قرایلو (۱۳۸۵)، مطالعه دینامیک سامانه های چرخندی روی ایران از دیدگاه تاوایی پتانسیلی: مطالعه موردی آذر ماه ۱۳۸۲.
- اسمعیل نژاد، مرتضی (۱۳۹۲): پردازش داده های اقلیمی، ناشر فکر فکر، تهران
- اس. ۱. هسو، ترجمه: جواد خوشحال دستجردی (۱۳۸۲): هواشناسی ساحلی، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- اجلالی، فرید (۱۳۸۶)، هوا و اقلیم شناسی، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران
- استین و گودار (۱۳۸۵)، آب و هواشناسی، ترجمه عبدالمجید رجایی، انتشارات دانشگاه تبریز.
- ارسلانی، فاطمه (۱۳۸۹)، تأثیر سیگنال های اقلیمی بر بارندگی ایران مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی.
- امیدوار، کمال (۱۳۹۳): آب و هوا شناسی دینامیک، ناشر: انتشارات دانشگاه یزد.

- امیدوار؛ کمال؛ (۱۳۸۹)؛ آب و هواشناسی همدیدی؛ انتشارات دانشگاه یزد؛
- الفت، علی اکبر (۱۳۴۷)، وضع هوای ایران در سال گذشته، نیوار، شماره ۶۳ و ۶۲، ص ۳۹-۳۱
- انصاری، سپهدار (۱۳۸۲)، بررسی سینوپتیکی سیستم های سیل زا در حوضه های آبریز منطقه کهگلویه و بویر احمد، پایان نامه کارشناسی ارشد، جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت معلم.
- اوجی، روح الله (۱۳۸۵)، مطالعه سینوپتیکی الگوهای جوی، فراوانی و مسیر چرخند ها در دوره های ترسالی غرب میانه ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- باقری، اعظم. امینی، لیلو. دیگران. (۱۳۹۱)، مخاطرات جوی و مدیریت بحران، اداره کل مدیریت بحران استانداری اصفهان. انتشارات ارکان دانش. اصفهان
- باقری، سعید (۱۳۷۲)، بررسی سینوپتیکی سیستم های سیل زا در شمال ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک.
- براتی، غلامرضا (۱۳۸۶)، پدیده های جوی غالب در مناطق حاره و جنب حاره، انتشارات دانشگاه رازی. کرمانشاه.
- بریانت، ادوارد (۱۳۹۲)، مخاطرات محیطی، ترجمه داریوش یاراحمدی، انتشارات دانشگاه لرستان، خرم آباد.
- بوشر، کیت (۱۳۷۲)، آب و هوای کره زمین، جلد اول، ترجمه هوشنگ قائمی، انتشارات سمت. تهران.
- بوشر، کیت (۱۳۷۲). آب و هوای کره زمین (جلد دوم) منطقه ی برون حاره، مترجم: بهلول علیجانی؛ چاپ دوم تهران: انتشارات سمت. تهران.
- پروند، حسین (۱۳۷۰)، اثر مونسون جنوب غربی بر روی ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک. تهران.

- تامپسون، راسل (۱۳۸۶)، فرآیند ها و سامانه های جوی، ترجمه : حسین مراد محمدی انتشارات دانشگاه تهران . .
- تقی زاده، حبیب (۱۳۶۶)، بررسی سیل پاییز ۶۵ از نظر هواشناسی، رشد آموزش زمین شناسی، شماره ۶، ص ۵۱-۵۶ .
- تحقیقات جغرافیایی، فصلنامه علمی و پژوهشی، بهار ۱۳۸۷. بررسی تأثیر سامانه پرفشار آזור بر بارش ایران زمین. کاویانی، محمد رضا. مسعودیان، سید ابوالفضل. حلبیان، امیر حسین. شماره مقاله ۷۲۲ ص ۲۵ الی ۴۹ .
- جعفرپور، ابراهیم (۱۳۶۷)، اقلیم شناسی، انتشارات دانشگاه تهران. تهران .
- جعفرپور، ابراهیم (۱۳۸۶)، آب هوای کره زمین. انتشارات پیام نور. تهران .
- جهانبخش اصل، سعیدو حسن ذوالفقاری (۱۳۸۱)، بررسی سینوپتیک بارش های روزانه در غرب ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۴-۶۵، ص ۲۳۴-۲۵۷ .
- جوانمرد سهیلا
- خالدی، شهریار (۱۳۷۶) ، آب هواشناسی ، انتشارات سازمان مدیریت منابع آب ایران، تهران
- حبیبی، فریده (۱۳۸۵). تحلیل همیدی و دینامیکی سامانه های بندالی ، روش تشخیص سامانه ی بندالی و تأثیر آن روی ایران، مجله فیزیک زمین و فضا . تهران
- حبیبی، فریده (۱۳۸۶) نقش سامانه های بندالی در چرخندزایی روی شرق دریای مدیترانه و بررسی نقش آن در سیل روی منطقه روی منطقه ی غرب ایران در مارس ۲۰۰۰؛ مجله ی پژوهش های جغرافیایی .
- خبرنگار سایت جامع هوا و اقلیم شناسی ایران.

- خوش اخلاق، فرامرز، قائمی، هوشنگ و مجید زاهدی (۱۳۷۶). بررسی الگوهای ماهانه خشک سالی و ترسالی در ایران، مجله ی فصل نامه ی تحقیقات جغرافیایی: ۱۲، ۱۵۴-۱۳۶.

- جاوری، مجید (۱۳۸۹)؛ کاربرد آمار و احتمالات در اقلیم شناسی؛ جلد اول و دوم. تهران.

- جاوری، مجید، (۱۳۸۸)؛ شیوه های تجزیه و تحلیل کمی در اقلیم شناسی (با تأکید بر مدل‌های روند و مدل‌های فصلی) ۲ جلد، انتشارات پیام رسان. تهران

- جعفر پور، ابراهیم (۱۳۸۸) اقلیم شناسی، انتشارات دانشگاه تهران
- رابرت بایرز، هاریس، ترجمه: بنی هاشم، تاجالدین، حاجبی، بهروز، بهروزیان، علیرضا (۱۳۷۷) هواشناسی عمومی مکزشر دانشگاهی تهران، فصول ۹ و ۱۰ و ۱۱ و ۱۲ و ۱۳ و ۱۴.

- راسل د. تامپسون، ترجمه: محمدی، حسین مراد (۱۳۸۲)؛ فرایندها و سیستم های جوی، انتشارات دانشگاه تهران.

- روش، تریپله، ترجمه: شاهرخی، جمشید، (۱۳۸۰) هواشناسی عمومی، مرکز نشر دانشگاهی تهران، فصول ۱ و ۲ و ۳.

- رولاند استال (۱۳۹۲) ترجمه: سید ابوالفضل مسعودیان. بختیار محمدی. محمد دارند، هواشناسی، انتشارات دانشگاه اصفهان. اصفهان.

- ذوالفقاری، حسن؛ معصوم پور سماکوش، جعفر؛ وهمکاران (۱۳۹۱) تأثیر سامانه های بندالی جو بر وقوع و استمرار دوره های خشک غرب و شمال غرب ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال سوم، شماره نهم و دهم پاییز و زمستان، صص ۱۱۹-۱۰۱

- ذوالفقاری، حسن. مترجم. تألیف: راجر جی. بری و آیلین ا. هال - مک کیم. (۱۳۹۴) مبانی سامانه اقلیمی زمین. انتشارات دانشگاه رازی

- ذوالفقاری، حسن. (۱۳۹۳) آب و هوای کره زمین. انتشارات دانشگاه رازی.

- سبحانی فرد، یاسر. خرازیان، مریم اخوان. خودآموز تحلیل آماری پیشرفته با **spss, LISREL, AMOS** جهت تدوین مقالات علمی، پایان نامه های کارشناسی ارشد، دکتری و تحقیقات سازمانی. انتشارات دانشگاه امام صادق (ع). ۱۳۹۴. ص ۷۸. فصل سوم.

- سلیقه، محمد (۱۳۹۵)، آب و هواشناسی سینوپتیک ایران، انتشارات سمت، تهران
شاهسونی، داود. - آرش، محمد (مترجم)، ماکریداکس، ویل
رایت، ر. هاینمن (۱۳۹۴)، پیش بینی روش ها و کاربردها. انتشارات دانشگاه صنعتی
شاهرود. شاهرود.

- شمسی پور، علی اکبر (۱۳۹۲): مدل سازی آب و هوایی (نظریه و روش)، انتشارات دانشگاه تهران.

- شاهیان، رامین، عبدالکریم جامع، رامین آریانفر، حقیقت، مسعود و حیدر دهقان
(۱۳۸۸) پهنه بندی آستانه های بحران خشک سالی استان فارس با کاربرد شاخص
معیار بارش **SPI** و **GIS**؛ مجله مهندسی آب، سال دوم؛ شماره ۴؛ ۳۳-۴۲.

- شلتن، پروفیسور مارلین؛ (۱۳۹۰)؛ ترجمه: ذوالفقاری، حسن؛ هیدروکلیماتولوژی، انتشارات دانشگاه رازی. کرمانشاه

- صادقی، سلیمان، علیجانی، بهلول، سلیقه، محمد، حبیبی، نوخندان مجید و
منیژه قهرودی تالی، (۱۳۸۷). تحلیل همبستگی و اچرخندها بر خشک سالی های
فراگیر خراسان. مجله ی جغرافیا و توسعه ی ناحیه ای؛ ۱۰؛ ۱۱۸-۱۰۵.

- عربی ، زهرا (۱۳۷۹)، رسالهٔ دکتری جغرافیای طبیعی ، تحلیل و الگوهای سیتوپتیکی بارش های شدید و فراگیر فصل تابستان ایران .دانشگاه تربیت مدرس . تهران
- عزیزی ،قاسم .(۱۳۷۸) .بلوکینگ . پایان نامه . کتابخانه سازمان هواشناسی کشور. تهران
- عزیزی،قاسم(۱۳۹۳)،تغییر اقلیم ،انتشارات دانشگاه زنجان ،زنجان
- عزیزی ،قاسم ،اکبری ؛ طیبه ؛داودی ؛ محمود و مهری اکبری ؛(۱۳۸۸) . تحلیل همدیدی موج سرمای شدید دی ماه ۱۳۸۶ ایران . مجله ی پژوهش های جغرافیایی ؛ ۷۰ ، ۱۹ - ۱ .
- عزیزی،قاسم (۱۳۷۵) . بلاکنینگ و اثر آن بر بارشهای ایران؛ پایاننامه دکتری جغرافیای طبیعی دانشگاه تربیت مدرس .
- عساکره،حسین (۱۳۹۰) مبانی اقلیم شناسی آماری، انتشارات دانشگاه زنجان، فصول ۱ تا ۸ .
- عساکره،حسین(۱۳۸۶)،تغییر اقلیم ،انتشارات دانشگاه زنجان . زنجان
- علیزاده ،دکتر امین ،(۱۳۹۰) اصول هیدرولوژی کاربردی ،انتشارات دانشگاه امام رضا (ع) .تهران
- عیوضی،معصومه،مساعدی،ابوالفضل و امیر احمد دهقانی (۱۳۸۸) . مقایسه روش های مختلف پیش بینی
- علیجانی ،بهلول (۱۳۹۰) اقلیم شناسی سینوپتیک ،انتشارات سمت
- علیجانی، بهلول ،کاویانی، محمدرضا،(۱۳۷۱) مبانی آب و هواشناسی ، انتشارات سمت .
- علیجانی ، بهلول (۱۳۸۸) آب و هواشناسی ایران ، انتشارات دانشگاه پیام نور

- فرج زاده ، منوچهر (۱۳۹۱) تکنیک های اقلیم شناسی ،انتشارات سمت
- فرج زاده ، منوچهر (۱۳۹۲):مخاطرات اقلیمی ایران ،انتشارات سمت .
- فرج زاده ،منوچهر (۱۳۹۲).کریمی،نعمت الله .مبانی هواشناسی ماهواره ای .انتشارات سمت .
- فلاح قالهری ، غلام عباس (۱۳۹۰) اصول و مبانی هواشناسی ،انتشارات پژوهشکده اقلیم شناسی
- فلاح قالهری ، غلام عباس(۱۳۹۲)آب و هوای لایه مرزی ، انتشارات پژوهشکده اقلیم شناسی .
- فلاح قالهری،غلام عباس (۱۳۹۵)،هواشناسی فیزیکی،انتشارات دانشگاه حکیم سبزواری .سبزواری
- قائمی ،هوشنگ (۱۳۷۵) هواشناسی عمومی ،انتشارات سمت .،
- قائمی،هوشنگ،زرین،آذر،خوش اخلاق،دکتر فرامرز(۱۳۹۲): اقلیم شناسی مناطق خشک ،انتشارات سمت .
- قائمی،هوشنگ،محب الحجه،علیرضا.آزادی،مجید.خوش اخلاق،فرامرز.(۱۳۹۳)،هواشناسی همدید- دینامیکی ،انتشارات آب و هوا،تهران
- قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۸۹) ،نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرمافزار Grads ؛انتشارات سها دانش.
- کار،مایکل ویلیام(۱۳۸۸)،مقدمه ای بر هواشناسی همدیدی و ماهواره ای ،ترجمه فرامرز خوش اخلاق ،علی شمسی پور ،انتشارات آرین زمین،تهران.
- کاویانی ،محمد رضا و علیجانی ،بهلول (۱۳۸۷) ، مبانی آب و هواشناسی ،انتشارات سمت .تهران
- کاویانی،محمد رضا (۱۳۸۹) میکروکلیماتولوژی،انتشارات سمت. تهران

- لشکری، حسن (۱۳۹۰) اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی؛ انتشارات دانشگاه شهید بهشتی. تهران
- لشکری، حسن (۱۳۹۳): آب و هواشناسی دینامیکی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی .
- لشکری، حسن و همکاران (۱۳۹۴): تحلیل سینوپتیکی پرفشار عربستان و اثر آن بر خشک سالی‌های جنوب و جنوب غربی ایران .
- لووری، دلبلیو (۱۳۶۵)، اقلیم شناسی عمومی، انتشارات سازمان هواشناسی کشور تهران،
- مارتین، جان اتان ای، ترجمه: مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۸) دینامیک جو در عرض میانه، انتشارات سمت و دانشگاه اصفهان
- مسعودیان، سید ابوالفضل، عساکره، حسین، محمدی، بختیار، حلبیان، امیرحسین (۱۳۹۱) نمایش و پردازش داده‌های جوی، انتشارات دانشگاه اصفهان
- مسعودیان، سید ابوالفضل، کاویانی، محمد رضا، (۱۳۹۰) اقلیم شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان
- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۶)، اقلیم شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان، اصفهان
- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۲)، نواحی اقلیمی ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۲، ص ۱۷۰
- محمدی، حسین (۱۳۸۴) مفاهیم و اصطلاحات آب و هواشناسی، انتشارات دانشگاه تهران.
- محمدی، علیرضا. (۱۳۹۳) راهنمای جامع MATLAB و Simulink نشر آفرنگ .
- منصورفر، کریم. (۱۳۹۰) روش‌های آماری. انتشارات دانشگاه تهران .

- مؤمنی، منصور. (۱۳۹۵)، خوشه بندی داده ها (تحلیل خوشه ای)، انتشارات منصور مؤمنی. تهران.
- ناظم السادات، سید محمد جعفر (۱۳۸۸) مبانی هوا اقلیم شناسی، مرکز نشر دانشگاهی. تهران.
- نجار سلیقه، محمد (۱۳۷۷)، الگوهای سینوپتیکی بارش های تابستانه جنوب شرقی ایران، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- نیرومند، حسینعلی. بزرگ نیا، ابوالقاسم. (۱۳۸۹). مقدمه ای بر تحلیل سریهای زمانی. تالیف: سی-چتفیلد. انتشارات فردوسی مشهد.
- نصیری، فرامرز (۱۳۸۶)، هواشناسی دریایی، انتشارات جهان نو، دانشگاه علوم دریایی امام خمینی، تهران.
- هسو، اس.ا. (۱۳۸۲)، هواشناسی ساحلی، ترجمه جواد خوشحال دستجردی، انتشارات دانشگاه اصفهان. اصفهان.
- هاریس رابرت بایرز، مترجمین: تاج الدین بنی هاشم، بهروز حاجبی، علیرضا بهروزیان (۱۳۷۷) هواشناسی عمومی، مرکز نشر دانشگاهی.
- یارنال، برنت، ترجمه: مسعودیان؛ سید ابوالفضل، (۱۳۹۰) اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، انتشارات، دانشگاه اصفهان.
- یوسفی، نصرت الله و فامیلی، داریوش (۱۳۸۷)، هوا و اقلیم شناسی، انتشارات دانش بهبد، تهران.

منابع انگلیسی

- Azad, R., 2005, Dynamic and Climatic Study of Blocking on Eurasia, M.sc Thesis, Tehran University, Geophysics Institute.
- Azizi, GH., 1996, Blocking and Its Effect on Iran Precipitations, Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University.

- Azizi, GH., Akbari, T., Davudi, M., Akbari, M., 2009, A Synoptic Analysis of January 2008 Sever Cold in Iran, Geography Researches Journal, No. 70, PP.1-19.
- Advection and Radiation-advection Frosts in Azerbaijan Provinces, Pajouhesh & Sazandegi, No.75, PP. 78-85.
- Active Centers in Winter on Iran, Human Sciences Researches Journal, Isfahan University, Vol. 22, No. 1, PP. 85-100.
- American Meteorological Society, 19th Conference on Climate Variability and Change, 14 – 18 January, 2007, San Antonio, TX.
- Barriopedro, D., Garcia-Herrera, R., Lupo, A.R. and Hernandez, E., 2006, A Climatology of
- Climate, I: An Aerological Study of Blocking Action, Tellus, Vol. 2, No. 3, PP. 196-211.
- Silmann, J., 2008, Atmospheric Blocking in Present and Future Climate Model
- Simulations, Ph.D. Thesis Prepared Within the International Max Planck Research School on Earth System Modeling.
- Schwierz, C., Croci-Maspoli, M. and Davies, H. C., 2004, Pespicious Indicators of Atmospheric Blocking, Geophysical Research Letters, Vol. 31, PP. 1-4.
- Shahrokhvandi, S. M., 2007, Atmosphere Normal Circulation and Parameters Indices of
- Fatahi, E, Salehipak, T., 2005, Analysis of Synoptic Patterns Winter Frosts in Iran, Geography and Development, No. 13, PP. 128-135.

- Habibi, F., 2005, The Role of Blocking on Surface Cyclogenesis over East of Mediterranean Sea and its Influence on the March 2003's Flood over West of Iran, Geography Researches Journal, No. 62, PP. 109-127.
- Hussain, A., Lupo, A.R., Strong, C., Dostoglou, S., 2007, Diagnostic Study of Atmospheric Blocking a Using Lyapunov Exponents over a 50-year Period, the 87th Annual 2008 Cold Surge and Frozen Disasters Snowstorm in South China Based on Regional ATOVS Data Assimilation, Science China, Vol. 53, No. 8, PP. 1216-1228.
- Namias, J. and Clapp, P. F., 1951, Observational Studies of General Circulation Patterns, Compendium of Meteorology.
- Noohi, K., Pedram, M., Sahraian, G., Kamali, A., 2005, Analysis of First Fall and Last Spring.
- Rex, D.F., 1950, Blocking Action in the Middle Troposphere and its Effects upon Regional
- Tibaldi, S., and Molteni, F., 1994, On the Operational Predictability of Blocking, Tellus, Vol. 42, PP. 343-365.
- Triedl, R.A., Birch, E.C. and Sajecki, P., 1981, Blocking Action in the Northern Hemisphere: Northern Hemisphere Blocking, Journal of Climate, Vol. 19, No. 6, PP. 1042-1063.
- Barriopedro, D., Lupo, A.R., Hernandez. E., 2005, A Climatology of Northern Hemisphere Blocking, Journal of Climate, Vol. 19, PP. 1042- 1063.

- Meeting of the American Meteorological Society.
- Lashkari, H., 2006, Synoptical Analysis of Intensive Coldness in Iran 2003, Geography Researches Journal, No. 66, PP. 1-18.
 - Latysheva, I. V., Belousova, E. P., Ivanova, A.S. and Potemkin, V. L., 2007, Circulation
 - Conditions of the Abnormally Cold Winter of 2005/06 over Siberia, Conference on
 - Climate Variability and Change 8 San, Russian Meteorology and Hydrology, Vol. 32, No. 9, PP. 572–575.
 - Climate Variability and Change/88th Annual Meeting of the American Meteorological Society 19 – 24 January.
 - Lejenas, H. and Okland, H., 1983, Characteristics of Northern Hemisphere Bocking
 - Determined from a Long Time Series of Observational Data, Tellus, 35A, PP. 350-
 - Li, Q., Ding, Y., Dong. W. and Yan G., 2007, A Numerical Study on the Winter Monsoon
 - and Cold Surge over East Asia, Advances in Atmospheric Sciences, Vol. 24, No. 4, PP. 664-678.
 - Lupo, A.R., Burkhardt, J.P., 2006, The Planetary and Synoptic-scale Interactions in a
 - Southeast Pacific Blocking Episode using PV Diagnostics. Atmos. Sci., 62, PP. 1901-
 - Lupo, A.R. and Smith, P.J., 1995, Climatological Features of Blocking Anticyclones in the Northern Hemisphere. Tellus, 47A, 439-456
 - Lupo, A.R., 1997, A Diagnosis of Two Blocking Events that Occurred Simultaneously in

- the Midlatitude Northern Hemisphere, American Meteorological Society, Vol. 125, PP. 1801 – 1823.
- Lupo, A. R., Clark, J. V., Hendin, A. M., Kelly, A. S., Mihalka, K. M., Perrin, B. L., Puricelli,
- Lu, Q., Zhang, W., Zhang, P., Wu, X., Zhang, F., Liu, Z. & Dale, M.B., 2010, Monitoring the.

واژه نامه ها

Adiabatic	بی دررو	Isobaric surface	سطح هم فشار
Air	جو (اتمسفر)	Jetstream	رودباد
Anticyclone	واچرخند	Long wave	موج بلند
Aridity	خشکی	Low pressure	کم فشار
Baroclinic	کژفشار	Meridional flow	جریان نصف النهاری
Barotropic	فشارورد	Polar front jet stream	رودباد جبهه قطبی
Blocking	مانع، بندال، بندآبی	Pressure gradient	شیب تغییرات فشار
Convection	همرفت	Ridge	پشته، فراز

Convergence	همگرایی	Short wave	موج کوتاه
Cul-off-low	سرد چال جوی	Stability	پایداری
Cyclone	چرخند	Subtropical jet stream	رودباد جنب حاره ای
Divergence	واگرایی	Synoptic	همدید
Drought	خشکسالی	Thermal high pressure	پرفشار حرارتی
Extream	فرین - حدی	Troposphere	وردسپهر
Fohn wind	گرمباد	Trough	ناوه، فرود
High pressure	پرفشار	Uplifting	بالابری

Instability	ناپایداری	Vertical motion	حرکت عمودی
Inversion	وارونگی	Vorticity	تاوایی
isobar	خط هم فشار	Westerly	باد غربی

Zonal flow	جریان مداری
------------	-------------

