

در دهه های اخیر یکی از موضوعاتی که برای تبیین رفتار اقلیم مورد توجه شناسان قرار گرفته است، توجیه رفتار اقلیم بر اساس ساز و کارهای پیوند از دور است. پیوند از دور در واقع همبستگی های همزمان معنی دار بین نوسانات زمانی پارامترهای هواشناسی است که در نقاط وسیع و جدا از هم در سطح کره زمین اتفاق می افتند. تلاش اغلب پژوهش گران در این زمینه و حتی سر گیلبرت واکر¹ به عنوان یکی از پیشگامان این عرصه این بوده است که با بررسی موضوع پیوند از دور بتوانند در دراز مدت پیش بینی های مفیدی را انجام دهد. الگوهای پیوند از دور در امواج جوی، موقعیت رود بادهای، بارش و مسیر طوفان ها در سطح وسیعی اثر می گذارند. بنابراین باعث ایجاد الگوهای هوایی غیر معمولی می گردند که به طور همزمان در مناطق دور تری اتفاق می افتد. پس می توان پیوند از دور را یکی از کلیدهای پیش بینی های اقلیمی قلمداد کرد. کشور ایران و منطقه ایران مرکزی به دلیل داشتن شرایط خاص اقلیمی، همواره در معرض پیامدهای ناشی از ناهنجاری های اقلیمی بوده و هست. در این میان تغییرات ناگهانی دما و بارش در این منطقه نمود بیشتری دارند. هدف از اجرای این تحقیق پیش بینی ناهنجاری های اقلیمی با استفاده از الگوها و نوسان اقلیمی می باشد تا در پی آن بتوان با پیش بینی تغییرات اقلیمی در کاهش خسارات ناشی از این تغییرات بر زندگی مردمان این دیار قدمی برداشت.

مطالب پژوهش پیش رو تحت عنوان " مطالعه تأثیر نمایه های اقلیمی با تغییرات دما و بارش فصول سرد سال در ایران مرکزی" در پنج فصل تدوین شده است. فصل اول شامل بیان مسئله، پیشینه تحقیق، روش تحقیق و همچنین فرضیات پژوهشی و اهداف تحقیق می باشد. در فصل دوم در دو قسمت تنظیم شده است. ابتدا در قسمت اول مختصری از سیر تاریخی پدیده پیوند از دور، برخی از کارهای انجام گرفته در این حوضه و مطالبی در مورد نمایه های اقلیمی بیان شده است. در قسمت هم خلاصه ای از مبانی آماری مورد استفاده در تحقیق آورده شده است. در ابتدای فصل سوم به معرفی کلی منطقه مورد نظر پرداخته شده است و سپس در قسمت ویژگی های جغرافیای انسانی و طبیعی منطقه مورد مطالعه به تفصیل بیان شده است. در فصل چهارم نتایج حاصل از انجام محاسبات آماری بر روی داده های مورد استفاده، آورده شده است. هدف اصلی فصل پنجم این پژوهش ارائه یک دید همدیدی از چگونگی اثر چند نمایه اقلیمی موثرتر بر تغییرات دما و بارش ایران مرکزی می باشد. و در نهایت آزمون فرضیه های پژوهشی، نتایج و ارائه چند پیشنهاد جهت انجام پژوهش های بعدی در زمینه پیوند از دور و نتیجه گیری هم قسمت های مطرح شده در فصل ششم هستند.

¹ Sir Gilbert Walker

فصل اول: طرح تحقیق

۱-۱) بیان مسئله

پیدایش واژه اصطلاح از دور از اواخر قرن هیجدهم و اوایل سده نوزده میلادی وارد ادبیات اقلیم شناسی گردید. در این زمان تغییرات الاکلنگی فشار سطح دریا در برخی از نقاط کره زمین تشخیص داده شده بود. پژوهش گران اقلیم شناس این تغییرات را در قالب پیوند از دور توجیه می کردند. پیوند از دور در واقع همبستگی های همزمان معنی دار بین نوسانات زمانی پارامترهای هواشناسی است که در نقاط وسیع و جدا از هم در سطح کره زمین اتفاق می افتد. سابقه مطالعه نوسان های فشار سطح دریا در مقیاس جهانی به یک قرن پیش باز می گردد. زمانی که پژوهش گران در ضمن مطالعه تغییرات فشار سطح دریا در سطح جهانی به تغییرات الاکلنگی فشار سطح دریا بین سواحل جنوب شرق استرالیا و سواحل غربی اقیانوس آرام در آمریکای جنوبی پی بردند. الگوهای پیوند از دور در امواج جوی، موقعیت رود باد ها، بارش و مسیر طوفان ها در سطح وسیعی اثر می گذارند. بنابراین باعث ایجاد الگو های هوایی نا هنجاری می گردند که به طور همزمان در مناطق دور تری اتفاق می افتد. (مرکز پیش بینی اقلیمی^۱) پیش بینی دراز مدت و ویژگی خاص حوادث هوا شناسی به دلیل تغییر پذیری ذاتی سیستم جو بسیار مشکل است. و معمولاً پیش بینی حوادث هواشناسی بالای ۱۰ تا ۱۵ روز محدود است (کن^۲ ۱۹۹۱، ۵۳۶). پیوند از دور اجازه پیش بینی تا افق های زمانی دور را می دهد زیرا متکی به چرخه های طولانی ناهنجاری دمای سطح آب دریا می باشد (نیکول^۳، ۱۹۹۱، ۹۷۳).

در اغلب مناطق ایران و استان های مرکزی به دلیل شرایط خاص طبیعی و اقلیمی تغییرات گسترده و حتی متضاد اقلیمی باعث بروز خسارات قابل توجهی در بخش های مختلف زندگی می گردد. از یک طرف کاهش ریزش نزولات جوی طی چندین سال پی در پی باعث بروز خشکسالی های شدید شده، از طرف دیگر در اثنای این مخاطره، بارش شدید در مدت حتی چند ساعت که می توانست نوید بخش پایان مصیبت ناشی از خشکسالی باشد به سببی ویرانگر تبدیل شده و خسارات قابل توجهی از حیث مالی و حتی جانی به جای می گذارد. هنوز هم یکی از نگران های باغداران و کشاورزان استان های مرکزی سرمازدگی و یخبندان زودرس (در فصل پاییز) و دیررس (در بهار) گیاهان و محصولات زراعی می باشد. این پدیده ها که به دلیل کاهش ناگهانی دما در اواخر و اوایل فصل رویش روی می دهد خسارات قابل ملاحظه ای به جای گذاشته، هم معیشت کشاورزان را دچار مشکل می کند و هم باعث می شود به دلیل کاهش عرضه محصولات قیمت این مواد در بازار افزایش یابد. بنابراین هر قدمی که بتواند خسارات ناشی از این مخاطرات را کاهش دهد ارزشمند است. یکی از راه های نیل به این هدف پیش بینی وقوع این تغییرات چند ماه یا

¹ Climatological Diagnostic Center

² Can

³ Nicolls

چند روز قبل است. اگر این گفته هارل را بپذیریم که " در حدود یک سوم تغییرات دمای زمستان در نیمکره شمالی به خاطر نوسان اطلس شمالی می باشد" می توان امیدوار بود با شناسایی اثرات نمایه های اقلیمی بر تغییرات دما و بارش گامی هرچند کوچک اما موثر در راه پیش بینی مخاطرات ناشی از تغییرات ناگهانی دما و بارش و کاهش خسارت های پس از آن برداشت. البته باید فاصله زمانی بین تغییرات در نوسان ها و الگو های پیوند از دور با تغییرات دما و بارش در ایران مرکزی (تأخیر) را از نظر دور نداشت. پس در این پژوهش به دنبال پاسخ به این پرسش هستیم که آیا نمایه های اقلیمی و الگوهای پیوند از دور بر تغییرات دما و بارش فصل زمستان در ایران مرکزی موثر هستند و یا خیر؟ و اگر جواب مثبت است این اثرگذاری چگونه صورت می گیرد؟

۲-۱) پیشینه تحقیق

۱-۲-۱) پیشینه تحقیق در سطح جهان

رودو و باعرت^۱ ارتباط بارش فصلی جنوب اروپا در قرن جاری با نوسان اطلس شمالی و نوسان جنوبی مطالعه کردند. نتایج تحقیق نشان داد که مقیاس زمانی و مکانی اثر هر دو پدیده در میزان بارش شبه جزیره ایبری متفاوت است. محدوده تأثیر پدیده نوسان اطلس شمالی در قسمت غربی و در زمستان و محدوده شرقی در بهار و پائیز تحت تأثیر پدیده انسو می باشد (رودو و باعرت، ۱۹۹۷). براید و نیکولز^۲ با استفاده از داده های میانگین بارش برای ۱۰۷ نقطه در استرالیا برای دوره دسامبر ۱۹۳۲ تا ۱۹۷۴ به بررسی همبستگی هم زمان بین بارش این منطقه و نمایه نوسان جنوبی پرداختند و نتیجه گیری کردند که همبستگی بالایی بین بارش فصل بهار (سپتامبر-نوامبر) و SO وجود دارد. یکی از اهداف انجام این پژوهش در نظر گرفتن تأخیرهای زمانی در نمایه نوسان جنوبی و بررسی تأثیر آن بر روی بارش در استرالیا بوده که با دست یافتن به آن بتوان به پیش بینی های مناسب از طریق نمایه نوسان جنوبی دست یافت. با در نظر گرفتن این مطلب محققین به وجود یک همبستگی قوی بین بارش بهار با نمایه نوسان جنوبی با تأخیر ۶ ماهه پی بردند. جابه جایی غرب سوی همبستگی ها در طی زمان با تقسیم دوره آماری فوق به دو سری زمانی ۱۹۳۲ تا ۱۹۵۳ و ۱۹۵۳ تا ۱۹۷۴ و گرفتن همبستگی تشخیص داده شد (براید و نیکولز، ۱۹۹۸، ۱۹۹۸).

آیزن و همکاران^۳ برای بررسی رابطه بین بارش و الگوهای چرخش جوی در عرض های میانه آسیا از داده های آماری بیش از ۶۰ سال و در افزون بر ۵۰ ایستگاه به کار گرفت. نتایج کار آنها نشان

¹ Rodo and Baert

² McBride and Nicholls

³ Aizen & et al

داد نمایه های نوسان اطلس شمالی و الگوی آرام غربی با متوسط بارش در غرب سیبری و دشت های آسیای میانه رابطه معکوس و با بارش در مناطق مرکزی و غربی جزایر ژاپن رابطه مستقیم دارد (آیزن و همکاران، ۲۰۰۰، ۵۳۵).

تحقیقات بورمن و همکاران^۱ تأثیر زمستانه نوسان قطبی را بر موسمی های اقیانوس هند مورد بررسی قرار داده است. این تحقیق نشان می دهد فاز منفی نوسان قطبی در زمستان و اوایل بهار به کاهش بارش در ماه ژوئن در منطقه بارش های موسمی منجر می شود (بورمن و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۲۴۷). همچنین تحقیقات دو تن از پژوهشگران در ترکیه نشان داد که فاز منفی الگوی NAO با افزایش بارش زمستانه، کاهش دما و فاز مثبت آن موجب کاهش بارش، افزایش دما و ظهور خشکسالی های زمستانی در سراسر ترکیه می شود (توکز و ارلات^۲، ۲۰۰۵، ۱۷۷۱).

شفینگر و همکاران^۳ (۲۰۰۲) رابطه بین تغییرات NAO و تغییرات فنولوژیکی گیاهان در طول فصل رشد در طی سال های ۱۹۵۱-۱۹۹۸ بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که روند موجود در سری زمانی رویدادهای زندگی گیاهان از اواخر دهه ۱۹۸۰ میلادی به خوبی با نوسان اطلس شمالی قابل توضیح است. آنها نشان دادند که NAO تأثیر قوی بر جلو افتادن رویدادهای گیاهی در بهار و کاهش تأخیر در بهار دارد. البته این تأثیر با دور شدن از سواحل اطلس شمالی و رفتن به سمت مناطق کوهستانی کاهش می یابد.

ثابت شده است بین مقادیر NAO در ماه های فوریه و مارس و ناهنجاری های فنولوژیکی در بهار رابطه قوی وجود دارد و NAO در ژانویه و فوریه ۴۰ درصد از تغییرات دوره رویشی گیاهان را توجیه می کند (منزل^۴، ۲۰۰۳). در تحقیقی دیگر بالاترین همبستگی بین حوادث فنولوژیکی در بهار و نمایه های NAO و AO در طی ماه های زمستان (دسامبر-مارس) و سه ماهه اول بهار در منطقه دریای بالتیک در دوره سال های ۱۹۵۱-۱۹۹۸ دیده شده است (آهاس و همکاران^۵، ۲۰۰۴).

۱-۲-۲) پیشینه تحقیق در سطح ایران

ناظم السادات در بررسی تأثیر پدیده النینو- نوسان جنوبی (ENSO) بر بارندگی پاییزه ایران از طریق بررسی همبستگی نشان داد که بین ضریب انسو و بارش پاییزه ایران همبستگی منفی وجود

¹ Burmann & et al

² Turkes and Erlat

³ Scheifinger & et al

⁴ Menzel

⁵ Ahas & et al

دارد. همچنین میزان بارش پاییزه در محدوده استان های غرب، شمال غرب و جنوب رشته کوه های البرز بیش از سایر مناطق کشور از انسو متأثر است (ناظم السادات، ۱۳۷۸، ۲۵۸).

در مقاله "ال نینو و دوره های خشکسالی- تر سالی در ایران" عزیزی بالاترین همبستگی بارش ماهانه را با نمایه نوسان جنوبی در فصل پاییز (اکتبر) می داند. همچنین در اغلب ایستگاه های مرکزی در ایران همبستگی بین بارش و نوسان جنوبی در بازه های زمانی هم زمان و با تأخیر حداکثر به ۰/۳ می رسد (عزیزی، ۱۳۷۹، ۱۴).

در مقاله "نشانه های پدیده انسو در اقلیم جنوب شرق ایران" خسروی ضمن مطالعه نا بهنجاری های مربوط به بادهای، رطوبت، فشار، دما و برخی ویژگی های سینوپتیک سطوح مختلف جوی طی فازهای گرم و سرد انسو نتیجه گیری کرد که معمولاً فازهای گرم (ال نینو) به دلیل تغییر مسیر رودباد به عرض های جنوبی تر و تغییر الگوی چرخش جوی، با ترسالی و ریزش های جوی بالاتر از میانگین و فازهای سرد با خشکسالی همراه است (خسروی، ۱۳۸۰، ۴۹ و ۵۰).

برای بررسی تأثیر پدیده انسو بر ناهنجاری های بارش تابستان و پاییز در منطقه جنوب شرق غیور و خسروی (۱۳۸۰، ۱۷۱) از طریق تحلیل همبستگی بین شاخص های اساسی انسو و سری زمانی بارش در منطقه و ایستگاه ها اصلی به ارتباط مشخصی بین بارش های تابستان و پاییز در فازهای مختلف انسو پی بردند. این محققین به این نکته تأکید کردند که ساز و کار تأثیر فازهای گرم در فصل تابستان با کاهش میزان بارش و در پاییز با افزایش بارش پاییز همراه است.

در مطالعه اثر نوسان اطللس شمالی و نوسانات جنوبی بر تغییرات میانگین ماهانه دمای جاسک با استفاده از آمار ۱۰۴ ساله، غیور و عساکره (۱۳۸۰، ۹۳) به این نتیجه رسیدند که نوسان های NAO و AO به شدت بر دمای جاسک موثر بوده و تا ۴۰ درصد از تغییرات مولفه نوسانی دما را توجیه می کنند.

عساکره (۱۳۸۲) معتقد است که میزان تأثیر NAO بر مقادیر دما و بارش ایستگاه های مختلف ایران همسان نبوده و روابط غیر خطی هم قادر به ارائه الگویی برای بیان رابطه NAO با اقلیم ایران نیست.

با مطالعه روابط بین الگوهای چرخشی جوی کلان مقیاس نیمکره شمالی با خشکسالی های سالانه سیستان و بلوچستان این نتیجه بدست آمد که الگوهای پیوند از دور نمایه چند متغیره انسو^۱، نمایه نوسان شمالی^۲، نوسان دهه ای آرام^۳، الگوی قطبی- اوراسیا^۱ و الگوی آرام شمالی^۲ قادرند

¹ Multivariate ENSO Index (MEI)

² Northern Oscillation Index (NOI)

³ Pacific Decadal Oscillation (PDO)

بیش از ۷۰ درصد از تغییرات SPI (نمایه استاندارد بارش)^۳ را توجیه نمایند (خسروی، ۱۳۸۳، ۱۶۸).

در بررسی تأثیر شاخص نوسان اطلس شمالی و تأثیر آن بر اقلیم ایران توسط مرادی مشخص شده است که نوسان اطلس شمالی شدید مثبت در زمستان با افزایش بارش و کاهش دما در اغلب مناطق کشور همراه است (مرادی، ۱۳۸۳، ۱۷).

قائمی و عساکره (۱۳۸۳، ۱۳۱) در "تحلیلی آماری بر روند تغییرات دمای مشهد طی سده گذشته و رابطه آن با نوسان های اطلس شمالی" پی بردند به هنگام ظهور فازهای مثبت و منفی نوسان های (اطلس) شمالی نسبت به فازهای حدواسط، اثرهای بیشتری بر فازهای دمایی مشهد مشاهده می شود.

در تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص های اقلیمی مشخص شد که بین بارش فصول زمستان و پاییز و نمایه های نوسان قطبی و نوسان اطلس شمالی رابطه معکوس وجود دارد (یار احمدی و عزیزی، ۱۳۸۶، ۱۶۱).

در مطالعه ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان های دمایی در ایستگاه شهر کرد، خسروی و همکاران به وجود همبستگی منفی بین نوسان قطبی و دمای حداقل در مقیاس زمانی سالانه در این ایستگاه پی بردند (خسروی و همکاران، ۱۳۸۶، ۱۲۵).

صلاحی و همکاران (۱۳۸۶، ۱۴۷) در مطالعه خود "ارتباط نوسان های گردش جوی- اقیانوسی اطلس شمالی با خشکسالی های آذربایجان شرقی" به این نتیجه رسیدند که بین بارش سالانه ایستگاه های تبریز، اهر و جلفا با شاخص نوسان اطلس شمالی همبستگی منفی ضعیفی وجود دارد. برای شناسایی نقش الگوهای پیوند از دور نیمکره شمالی بر دمای ایران مشخص شد که هیچ یک از الگوهای پیوند از دور توان تبیین درصد بزرگی از تغییرات دمای قلمرو بزرگی از ایران را در همه ماه های سال ندارند (اکبری و مسعودیان، ۱۳۸۶).

قویدل و خوشحال (۱۳۸۷، ۱۷۹) الگوی نوسانات شمالگان عامل تعیین کننده سختی یا ملایمت اقلیم زمستانی تبریز معرفی کرده اند.

خوش اخلاق و همکاران (۱۳۸۷، ۵۷) با استفاده از داده های دما و بارش ۳۰ ساله در دوره آماری ۱۹۷۴-۲۰۰۳ برخی ایستگاه های سواحل دریای خزر به این نکته پی بردند که مرحله مثبت NAO در این منطقه با افزایش بارش و کاهش دما همراه است.

¹ Pol/ Eurasia(P/E)

² North Pattern(NP)

³ Standard Precipitation Index

در بررسی تأثیر نوسان قطبی بر بارش ایران توسط مسعودیان نشان داده شد که بارش ایران در ماه های نوامبر، مارس، دسامبر، اوت و اکتبر با نوسان اطلس شمالی ارتباط دارد. در بهترین شرایط حداکثر ۳۵ درصد از تغییرات بارش بخش هایی از ایران با نوسان اطلس شمالی تبیین می شود (مسعودیان، ۱۳۸۷، ۳).

فتاحی و رحیم زاده (۱۳۸۸، ۴۱) در مقاله ارتباط انسو با الگوی گردش جوی زمستانه ایران نشان دادند که پدیده انسو از طریق گردش عمومی جو و متأثر نمودن سیستم گردش عمومی جو و تیپ های هوا بر رخداد بارش ایران و در نتیجه وقوع دوره های خشک و تر تأثیر معنی داری دارد.

خورشید دوست و همکاران با استفاده از داده های بارش فصلی ایستگاه اهر در مدت ۴۷ سال از ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۶ به این نتیجه رسیدند که نوسان اطلس شمالی منفی باعث افزایش سیکلون ها شده و بارش را افزایش می دهد اما در فاز مثبت NAO بر اثر غلبه آنتی سیکلون ها و پرفشار آזור بارش کاهش می یابد (خورشید دوست و همکاران، ۱۳۸۹، ۹۵).

مظفری و همکاران (۱۳۹۰، ۵۳) در مطالعه تأثیر نوسان جنوبی بر موارد بروز بیماری مالاریا در ایران با تأکید بر شهر چابهار به این نکته اشاره کردند که در ایران در فاز منفی نوسان جنوبی و پدیده ال نینو بارش و در نتیجه میزان ابتلا به بیماری مالاریا افزایش می یابد. در این بررسی وضعیت شهر چابهار عکس حالت فوق بیان شد به طوری میزان ابتلا به این بیماری در فاز مثبت SO افزایش می یابد. چرا که رابطه نوسان جنوبی و بارش در این شهر رابطه مستقیم است.

همچنین در " بررسی تأثیر پدیده انسو بر خشک سالی ها و تر سالی های با استفاده از داده های ایستگاه همدیدی شهر بوشهر" محققین به این نتیجه رسیدند که در این ایستگاه بین نمایه چندگانه انسو و بارش فقط در ماه های آوریل و نوامبر رابطه معنی دار وجود دارد (محمدی و همکاران، ۱۳۸۹، ۶۹).

در پایان به دو مورد از کارهای تحقیقی که هم در زمینه اثر پرفشار آזור (به عنوان یکی از دو کانون اصلی نوسان اطلس شمالی) بر دمای بیشینه و بارش ایران است و هم با استفاده از میانگین داده های روزانه انجام گرفته است، اشاره می شود. جهت تحلیل همدید پرفشار آזור در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال توسط حلبیان از داده های روزانه در یک دوره آماری ۵۵ ساله استفاده شد. در این پژوهش میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ به وقت گرینویچ برای تمام روزهای تقویم خورشیدی محاسبه گردید. در نهایت با انجام تحلیل خوشه ای بر روی داده های به دست آمده آشکار گردید که در سطح اطمینان ۹۵ درصد در ۹۴/۸ درصد از ایستگاه های مورد مطالعه بیشینه دمای روزانه متأثر از سامانه پرفشار آזור در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است (حلبیان، ۱۳۸۹، ۵۱). در کار مشابه دیگر با محاسبه سال میانگین از داده های بازسازی شده ارتفاع ۷۰۰ هکتوپاسکال به

بررسی چگونگی رفتار سامانه پرفشار آזור بر بارش ایران زمین پرداخته شد (کاویانی و همکاران، ۱۳۸۷، ۲۵).

۳-۱) فرضیات پژوهشی

۱-۳-۱) بارش فصول سرد ایران مرکزی با نمایه های انسو، اطلس شمالی، آرام شمالی و قطبی رابطه دارد.

۲-۳-۱) نمایه های انسو، اطلس شمالی، آرام شمالی و قطبی بر دمای فصول سرد ایران مرکزی تأثیر دارد.

۳-۳-۱) انسو بیشترین تأثیر را بر ناهنجاری های بارش و دمای فصول سرد ایران مرکزی دارد.

۴-۱) اهداف تحقیق

۱-۴-۱) شناسایی اثر نمایه های اقلیمی بر تغییرات دما و بارش فصل زمستان در ایران مرکزی در مقیاس زمانی روزانه و ماهانه

۲-۴-۱) بررسی تأثیر نمایه های اقلیمی تأخیر دار و بدون تأخیر در ناهنجاری های دمایی و بارش منطقه مورد مطالعه

۳-۴-۱) تعیین سهم هر یک از نمایه های اقلیمی در تغییرات اقلیمی، به تنهایی و در ارتباط با هم

۴-۴-۱) مطالعه چگونگی اثر گذاری نمایه های اقلیمی بر رخداد های اقلیمی ایران مرکزی با استفاده از تحلیل همدیدی

۵-۱) روش تحقیق

این تحقیق از نوع کاربردی- توسعه ای بوده و از روش تحلیلی- توصیفی استفاده می شود. داده های مورد استفاده در این پژوهش شامل داده های روزانه و ماهانه از دو منبع به دست آمده اند. از طریق دو پایگاه مرکز تشخیص اقلیمی^۱ و مرکز پیش بینی اقلیمی^۱ که هر دو وابسته به اداره

^۱ Climatic Diagnostic Center (CDC)

ملی اقیانوس و جو آمریکا^۲ هستند داده های روزانه نمایه نوسان اطلس شمالی و نوسان قطبی و همچنین داده های نمایه های ماهانه نوسان اطلس شمالی، نوسان قطبی، الگوی آرام غربی، نوسان دهه ای اقیانوس آرام و نمایه های مربوط به پدیده انسو شامل نمایه نوسان جنوبی، نمایه های نینو ۳، نینو ۴، نینو ۳/۴، نینو ۱+۲، نمایه انتقالی و چند متغیره انسو و همچنین پاره ای مطالب توضیحی گرفته شده است.

داده های روزانه دمای کمینه، دمای بیشینه، دمای میانگین و بارش روزانه ایستگاه های ذکر شده در دوره آماری ۲۰۰۹-۱۹۶۵ میلادی از سازمان هواشناسی کشور دریافت گردید. علاوه بر محاسبه داده های ماهانه ایستگاه های مورد مطالعه از داده های روزانه، آمار ماهانه برخی دیگر از ایستگاه های مجاور که جهت بازسازی داده های ماهانه مفقود شده تعدادی از ایستگاه های مد نظر مورد استفاده قرار گرفت؛ از پایگاه سازمان هواشناسی گرفته شد.

جهت استفاده از داده های روزانه در مرحله اول داده های گرفته شده به فرمت Excel تبدیل شده و سپس اقدام به محاسبه سال میانگین برای داده های نمایه NAO و AO و داده های دماهای کمینه، بیشینه، میانگین و بارش روزانه ایستگاه ها گردید. منظور از سال میانگین در این تحقیق سالی است که مقادیر روزانه متغیرهای اقلیمی برای ۳۶۶ روز سال بر اساس میانگین ۴۴ ساله هر روز محاسبه می شود. برای مثال اگر مقادیر دمای کمینه روز اول ژانویه از سال ۱۹۶۵ تا ۲۰۰۹ را با هم جمع کنیم و بر ۴۴ (طول دوره آماری) تقسیم کنیم عدد به دست آمده اولین عدد از سری زمانی است که سال میانگین نامیده می شود. اگر برای ۳۶۵ روز باقی مانده نیز مانند نمونه عمل کنیم بقیه مقادیر سری زمانی سال میانگین به دست می آید. لازم به ذکر است که در سال های کبیسه داده های روز ۲۹ فوریه هم اضافه می شود که با میانگین گیری از داده های این روز عددی به عنوان داده ۲۹ فوریه به روزهای سال میانگین اضافه گردید.

بطور کلی محاسبات بالا را می توان در رابطه زیر خلاصه کرد (نقل از خسروی و همکاران، ۱۳۸۶).

$$\text{Ave 1 jan} = \frac{\sum_{1965}^{2009} 1 \text{ jan}}{44}$$

رابطه ۱-۱

Ave 1 jan مقدار میانگین داده در طی دوره آماری می باشد.

¹ Climatic Predication Center (CPC)

² National Ocean & Atmospheric Administration (NOAA)

سال میانگین به دست آمده برای هر یک از داده‌ها یک سری زمانی بوده که شامل ۳۶۶ داده می‌باشد. از داخل این داده‌ها داده‌های ماه‌های دسامبر تا مارس جدا و سری‌های زمانی جدیدی برای فصل زمستان ساخته شد. علاوه بر این برای داده‌های نمایه‌های NAO و AO سه سری زمانی اضافه‌تر شامل سری‌های زمانی ماه‌های نوامبر-فوریه، اکتبر-ژانویه، سپتامبر-دسامبر، جهت بررسی تأخیرهای زمانی یک ماهه تا سه ماهه ایجاد گردید. چون فرض بر این بود تغییرات نمایه‌های اقلیمی ذکر شده بعد از گذشت چند ماه بر اقلیم ایستگاه مورد مطالعه اثر می‌گذارند. به طور مثال جهت بررسی تأخیر یک ماهه داده‌های روزانه میانگین ماه‌های نوامبر NAO یا AO با دماهای کمینه یک ایستگاه در ماه دسامبر در کنار هم قرار داده شده‌اند. لازم به توضیح است به علت عدم وجود داده‌های روزانه دما و بارش از ۱۹۶۵ تا ۱۹۷۱ میلادی در ایستگاه کاشان از داده‌های این ایستگاه در انجام محاسبات مربوط به داده‌های روزانه استفاده نشد.

بدلیل اینکه داده‌های ماهانه متوسط دمای کمینه، متوسط دمای بیشینه، متوسط دمای میانگین ماهانه و مجموع بارش ماهانه فقط تا سال ۲۰۰۵ میلادی در آرشیو سازمان هواشناسی کشور موجود بود با استفاده از داده‌های روزانه ایستگاه‌های موردنظر در محیط اکسل داده‌های ماهانه فوق تا سال ۲۰۰۹ محاسبه گردید. جهت اطمینان از صحت داده‌ها، داده‌های محاسبه شده با داده‌های ماهانه موجود در آرشیو سازمان هواشناسی در دوره ۱۹۶۵ تا ۲۰۰۵ مطابقت داده شد. نواقص آماری موجود در داده‌های ماهانه در برخی ایستگاه‌ها با استفاده از داده‌های ماهانه ایستگاه‌هایی هم‌دیدگی مجاور که هم سابقه آماری دقیق‌تر و تا حد امکان بیشتری داشته در عین حال نزدیک‌ترین فاصله را داشته باشد بازسازی گردید. برای بازسازی داده‌های دمایی از روش تفاضل‌ها و برای داده‌های بارش از شیوه نسبت‌ها بهره گرفته شد. در مرحله بعد برای کلیه پارامترهای اقلیمی ایستگاه‌ها و نمایه‌های اقلیمی مورد استفاده در این تحقیق با توجه به تعریف فصل زمستان به عنوان ماه‌های دسامبر-مارس از میانگین حسابی داده‌های ماه‌های دسامبر سال قبل و داده‌های ماهانه ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس سال مورد نظر به عنوان زمستان محاسبه گردید. مثلاً برای نمایه نوسان قطبی زمستان سال ۱۹۸۱ میلادی از میانگین نمایه نوسان قطبی ماه دسامبر ۱۹۸۰ با داده‌های نمایه مورد نظر ماه‌های ژانویه تا مارس ۱۹۸۱ استفاده گردید. برای نمایه‌های اقلیمی علاوه بر محاسبه داده‌های زمستان برای لحاظ کردن تأخیرهای یک ماهه، دو ماهه و سه ماهه به ترتیب از داده‌های نوامبر-فوریه، اکتبر-ژانویه و سپتامبر-دسامبر استفاده گردید.

به دلیل کم بودن تعداد نمایه‌های اقلیمی روزانه (فقط دو نمایه روزانه نوسان اطلس شمالی و نوسان قطبی در برابر ۱۱ نمایه اقلیمی ماهانه) و همچنین پاره‌ای ملاحظات آماری، ترجیح داده شد برای بررسی داده‌ها در مقیاس روزانه از روش آزمون همبستگی پیرسون استفاده شود. این آزمون در نرم افزار SPSS انجام گرفته و طی آن به محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون دو دامنه

و آزمون t جهت بررسی معنادار بودن یا نبودن ارتباط بین هر یک از متغیرهای اقلیمی مورد استفاده و نمایه های اقلیمی بدون تأخیر یا تأخیردار اقدام گردید.

برای انجام تحلیل رگرسیون بر روی داده های ماهانه موجود ابتدا بین داده های دماهای کمینه، بیشینه، میانگین و بارش و نمایه های اقلیمی بدون تأخیر و تأخیردار همانند داده های روزانه آزمون همبستگی پیرسون صورت گرفت. سپس از نمایه های اقلیمی دارای همبستگی معنی دار با دما و بارش ایستگاه ها به عنوان متغیرهای مستقل برای داده های دما و بارش (متغیرهای وابسته) استفاده شد. در مرحله بعد هر یک از داده های دمای دما و بارش ایستگاه های مورد مطالعه به صورت جداگانه به عنوان یک متغیر وابسته و نمایه های اقلیمی بدون تأخیر و تأخیردار (البته از نمایه های استفاده شد که بین آن نمایه و داده های اقلیمی مورد نظر همبستگی معنی دار وجود داشت) به صورت متغیرهای مستقل وارد نرم افزار SPSS شدند. برای ورود متغیرهای مستقل به مدل رگرسیون از روش گام به گام استفاده گردید. پس از انجام تحلیل رگرسیون اگر مدل ساخته شده که شامل ضرایب رگرسیون، عرض از مبدأ و ضریب تعیین می باشد از لحاظ آماری مورد تأیید قرار نگرفت، مدل کنار گذارده می شود. در هر حال چه با پذیرش و چه با رد مدل ساخته شده، با خارج کردن نمایه های که در مدل رگرسیون نقش داشتند عملیات فوق بر روی متغیرهای مستقل موجود ادامه می یابد تا جایی که دیگر نرم افزار نتواند با متغیرهای مستقل باقی مانده مدلی بسازد. بدین ترتیب ممکن بود برای هر یک از متغیرهای وابسته یک یا چند مدل گوناگون رگرسیونی ساخته شود. از بین چندین مدل موجود برای تحلیل رگرسیون متغیر وابسته (مقادیر دماها و بارش ایستگاهها) مدلی انتخاب می شود که مقدار دوربین- واتسون^۱ و مقدار تحمل^۲ آن به ترتیب به ۲ و ۱ نزدیکتر باشد. همچنین بالاتر بودن ضریب تعیین، کمتر بودن سطح معنی داری در آزمون F و t نیز از جمله ملاک های برتری یک مدل می باشد. ذکر این نکته مهم است که برای وجود رابطه بین یک نمایه اقلیمی با یک متغیر اقلیمی مثل بارش در منطقه در صورتی قابل پذیرش است که نه تنها به ضرایب همبستگی و ضرایب رگرسیون توجه می شود بلکه بایستی این ضرایب در مقیاس های روزانه و ماهانه در چند ایستگاه مشابه وجود داشته باشد و از طرف دیگر مقدار و علامت این ضرایب همبستگی و رگرسیون از نظر قوانین کلی گردش کلان مقیاس جو قابل توجیه باشند.

برای درک بهتر از نحوه عملکرد دو نمایه نوسان اطللس شمالی و الگوی آرام غربی در تغییرات دما و بارش فصل زمستان در منطقه ایران مرکزی اقدام به رسم نقشه های میانگین تراز سطح زمین، ۵۰۰ هکتوپاسکال، هم دما و سرعت و جهت باد می گردد. این نقشه ها در واقع نقشه های میانگین می باشند. دلیل انتخاب این دو نمایه برای بررسی همدیدی، نقش پررنگ آنها در

¹ Durbin-Watson

² Tolerance

تغییرات دما در منطقه و از طرف دیگر عدم وجود یا توضیحات متناقض در مورد نحوه تأثیر نمایه های NAO و WP بر اقلیم مناطق مختلف می باشد. روش کار بدین ترتیب بود که ابتدا با بررسی داده های ماهانه و روزانه نمایه های اشاره شده ، سه مورد از ماه ها و روزهایی که بیشترین و کمترین مقادیر نمایه های NAO و WP را داشتند، انتخاب گردید. سپس در پایگاه پیش بینی اقلیمی اقدام به جمع آوری داده های خام مورد نیاز برای رسم نقشه ها گردید. در نهایت با استفاده از داده های خام و نوشتن دستورهای مناسب در نرم افزار گرس¹ نقشه های مورد نیاز جهت تحلیل همدیدی ترسیم می گردد. لازم به ذکر است اقدام فوق در مقیاس روزانه فقط برای داده های نمایه نوسان اطلس شمالی انجام گرفته است. روش کار در داده های روزانه به این صورت می باشد که در مرحله اول روزی را که بیشترین و کمترین نمایه NAO به ثبت رسیده بود، به عنوان روز اصلی انتخاب می گردد. سپس داده های خام مورد نیاز برای نقشه های مربوطه در بازه زمانی چند روز قبل و بعد از روز اصلی از سایت پیش بینی محیطی آمریکا گرفته و سپس مرحله ترسیم نقشه در گرس انجام می گیرد. سایر نقشه های مورد استفاده در این تحقیق با استفاده از نرم افزار ArcMap 10 رسم شده است. جهت رسم نقشه ها از روش میانبایی کریجینگ استفاده گردید.

¹GrADS

فصل دوم:

مبانی و مفاهیم نظری تحقیق

۲-۱) پیوند از دور

همبستگی های هم زمان بین تغییرات پارامترهای هواشناسی در طول زمان بین مکان های مختلف کره زمین پیوند از دور نامیده می شود که می توان از آن جهت پیش بینی رفتار متغیر امواج سیاره ای کمک گرفت. شواهد فراوانی بر وجود همچون همبستگی های خاص در دوره زمانی یک هفته یا طولانی تر وجود دارد. در تعدادی از حالت ها تعریف ساختارهای موج ایستا به صورت نقاط برآمده و فرورفته از نظر جغرافیایی بر پایه همبستگی های چندگانه آماری بین ایستگاه های مختلف یا داده های شبکه ای بازسازی شده می باشد. به دلیل نبود روش و معیار یگانه که در سطح جهانی مورد قبول باشد ترکیب و ارتباط دادن پیوند از دورهای مختلف مشکل است. محققین از شیوه های گوناگون زیر برای یافتن الگوی پیوند از دور بهره گرفته اند:

استفاده از سری زمانی فشار سطح دریا برای یک ایستگاه خاص به عنوان اساس همبستگی یا ترکیب داده های هواشناسی

به کار بردن سری زمانی فشار سطح دریا در دو ایستگاه منتخب

کاربرد ترکیب خطی سری زمانی سه یا چند ایستگاه (با استفاده از تعریف بردار ویژه)

استفاده از پارامترهایی مثل دمای هوای سطح، ارتفاع ژئوپتانسیل یا ترکیبی از پارامترهای مختلف برای چند ایستگاه

باید به این نکته اشاره کرد، این که کدام پارامتر جهت یافتن پیوند از دور انتخاب شود یا از داده های کدامین ایستگاه برای این کار بهره گرفته شود بستگی به این دارد که در این ایستگاه، در چه مدت زمانی برای پارامتر مورد نظر داده جمع آوری شده است. فواصل زمانی انتخاب شده از چند روز تا چند فصل متغیر است. بر خلاف همه موارد گفته شده شواهد محکمی از وجود پیوند از دور دست کم در تعداد معدودی از حالت ها وجود دارد. مثلا وجود تغییرات آهسته الاکنگی اما نامنظم در فشار سطح دریا بین نواحی حاره و جنب حاره در طول یک سال یا کمتر از یکسال به اثبات رسیده است که به آن نوسان جنوبی می گویند. این پدیده اولین بار توسط براندسون^۱ (۱۸۹۷) کشف گردید و بطور گسترده تری با کارهای واکر و بلیس^۲ (۱۹۳۷) مستند سازی شد. تروپ^۳ (۱۹۶۵) و رایت^۴ (۱۹۷۷) با استفاده از داده های جدید یافته های فوق را مورد تأیید

^۱ Brandsson

^۲ Walker & Bliss

^۳ Troup

^۴ Wright

قراردادند(والاس و گاتزler^۱، ۱۹۸۰، ۷۸۵-۷۸۴). از میان انبوه کارهایی که در زمینه پیوند از دور و در اینجا به طور خاص نیم کره شمالی انجام گرفته است، در ادامه به چند تحقیق در این زمینه اشاره می گردد.

در یکی از مهم ترین این پژوهش ها که توسط والاس و گاتزler انجام گرفت با به کارگیری داده های فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در طی ۱۵ زمستان اقدام به محاسبه ضرایب همبستگی همزمان بین نقاط بازسازی شده در نیم کره شمالی پرداختند. آنها ابتدا ماتریس همبستگی بدست آورند که هر یک از درایه های آن ضریب همبستگی همزمان بین داده های فشار تراز دریا یا SLP و یا داده های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دو نقطه بازسازی شده مورد نظر بود. در ستون های این ماتریس نقاط منتخب خاص و ردیفهای آن سایر نقاط بازسازی شده قرار گرفته بودند. سپس در ستون هایی که قوی ترین ضریب همبستگی وجود داشت با استفاده از ضرایب همبستگی آن ستون، نقشه های همبستگی تک نقطه هم برای داده های فشار سطح دریا و هم تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تهیه گردید(شکل ۲-۲ و ۳-۲). نتایج حاصل از این بررسی حکایت از آن داشت که در تراز سطح دریا دوقطبی هایی با همبستگی منفی بین مناطق قطبی و عرض های معتدله وجود دارد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال وضع به گونه دیگر است. در این تراز ۵ الگوی شناخته شده که این الگوها بر خلاف الگوهایی سطح دریا که در مقیاس محلی دیده می شود بیشتر در وسعت ناحیه ای دیده می شدند. از طرف دیگر این الگوها بیشتر ظاهر موجی داشته و دارای چند مرکز فعالیت می باشند. ساختار این الگوها هم تقریباً به صورت باروکلینک متعادل می باشد. شکل ۲-۱ نمونه ای از نقشه های ضرایب همبستگی تک نقطه ای فشار سطح دریا بین ۶۵ درجه شمالی و ۲۰ درجه طول غربی با ۳۰ درجه شمالی و ۲۰ درجه غربی را نشان می دهد که توسط والاس و گاتزler مورد استفاده قرار گرفته است. (والاس و گاتزler، ۱۹۸۱، ۷۸۴).

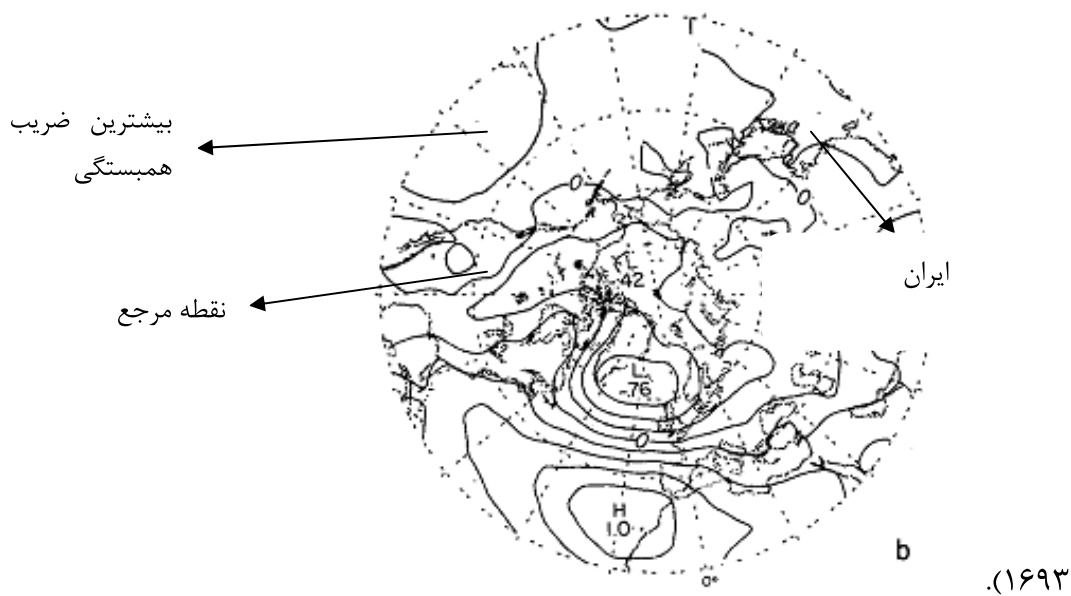
تحلیل مولفه اصلی با چرخش متعامد^۲ بر روی میانگین ۵ روزه فشار سطح دریا در نیمکره شمالی توسط هسو و والاس^۳ به شناسایی ۵ حالت که از جمله حالت های تغییر پذیری شناخته شده هستند، شد. یکی از آنها نوسان شناخته شده اطلس شمالی و دیگری الگوی آرام/ آمریکای شمالی معرفی گردید. سه تای دیگر ساختارهای به شدت باروکلینیک بوده به طوری که الگوی فشار سطح دریای آنها با الگوی ارتفاعی آنها در تراز ۵۰۰ میلی بار از نظر شکل و نحوه قرارگیری دو قطبی در مناطق گوناگون با هم تفاوت دارند. این الگوهای باروکلینیک شدید در منطقه کوههای هیمالیا و راکی به حداکثر وسعت خود می رسند. الگوهای فضایی آنها در تروپوسفر میانی و پایینی تفاوت

¹ Wallace & Gutzler

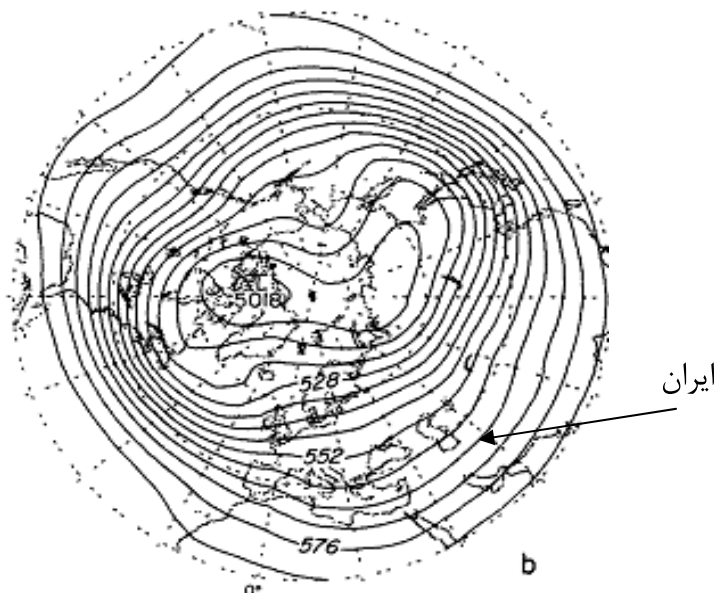
² Rotated Principle Component Analysis(RPCA)

³ Hsu and Wallace

های اساسی دارد. الگوهای فشار سطح دریا گسترش شرق سو و به سمت استوا، موازی با خطوط تراز ارتفاع سطح را در قسمت شمال و شرق محدوده کوهستان از خود به نمایش می گذارند. در حالی که الگوهای ۵۰۰ میلی بار با مفهوم انتشار امواج راسبی سازگار است و ساختار موجی دارند. این الگوهای باروکلینیک شدید در اثر نفوذ عمیق هوای سرد زمستانی به سمت استوا در طول دامنه های بادپناهی محدوده های کوهستانی اصلی نمود پیدا می کند (هسو و والاس، ۱۹۸۵،



شکل ۱-۲ نمونه ای از نقشه های ضرایب همبستگی در تراز سطح زمین تک نقطه ای برای ۳۰ درجه شمالی و ۲۰ درجه غربی (والاس و گاتزler، ۱۹۸۱، ۷۹۲)



شکل ۲-۲ نمونه ای از نقشه های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جهت معرفی یکی از الگوهای پیوند از دور (والاس و گاتزler، ۱۹۸۱، ۷۹۶)

بارنستون و لیوزی^۱ با انجام تحلیل مولفه اصلی در حالت چرخش عمودی بر روی داده های میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ میلی بار (هکتوپاسکال) زمان بروز و ماندگاری حالت های اصلی تغییرات در طول سال را بررسی کردند. از ویژگی های متمایز این بررسی که این تحقیق را جامع و جزئی نگر ساخته است استفاده از تقریباً ۳۵۸ نقطه بازسازی شده و تقریباً حدود ۳۵ سال سابقه آماری است و همچنین برای یکایک ماه های سال تحلیل همگن و مجزایی انجام دادند. در زمستان آنها دو الگو دو قطبی شمالی- جنوبی در اقیانوس آرام یافتند (آرام غربی و آرام شرقی) و در اقیانوس اطلس (نوسان اطلس شمالی و الگوی آتلانتیک شرقی) دو تا فاز ناهمبسته با سه مرکز که به صورت موج هایی تقریباً شرقی- غربی در قاره اوراسیا قرار گرفتند (الگوی اوراسیای نوع ۱ و ۲) و در آمریکای شمالی (الگوهای آرام/آمریکای شمالی و استوایی/نیمکره شمالی) و دو قطبی سیبری- جنوبی (الگوی آسیای شمالی) پدیدار شد.

قوی ترین الگوی تابستانی همان قوی ترین الگوی زمستانی یعنی نوسان اطلس شمالی می باشد که البته قدری به طرف شمال عقب نشینی کرده است. این الگو تنها الگویی است که در تمام سال فعال است (برخی از محققین مثل هارل^۲ (۱۹۹۵) اعتقاد دارند این الگو فقط در زمستان فعال است). بقیه الگوها در تابستان در محدوده های منطقه ای در عرض های پایین دیده می شود. مقایسه ماندگاری الگوهای پیوند از دور در زمستان در مقیاس زمانی کمتر از سال و کمتر از ماه نشان می دهد آنها در میانه دوره فعالیت خود نمود مشخصی دارند.

پایگاه پیش بینی محیطی هم از روش تحلیل مولفه اصلی چرخشی برای جداسازی الگوهای پیوند از دور و ساخت سری زمانی این الگوها بهره گرفت. داده های مورد استفاده، داده های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بودند که از مناطقی که بین ۲۰ تا ۹۰ درجه شمالی بودند طی دوره ۲۰۰۰-۱۹۵۰ میلادی از سامانه ادغام داده های اقلیمی^۳ گردآوری شدند. در مرحله اول برای هر ماه از داده های استاندارد شده ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۰ حالت عمده چرخش نیافته تعیین گردید. لازم به ذکر است عدد هر ماه در واقع میانگین سه ماهه می باشد که از میانگین داده های آن ماه و ماه قبل و بعد بدست می آید. با به کارگیری چرخش واریمکس بر این ۱۰ حالت چرخش نیافته، برای هر ماه حالت های غالب دهگانه بدست آمد (مثل نوسان اطلس شمالی، الگوی اقیانوس آرام/آمریکای شمالی، الگوی اطلس شرقی، الگوی اقیانوس آرام غربی، الگوی اقیانوس آرام شرقی- اقیانوس آرام شمالی و ...). نمایه های هر یک از این حالت ها که در واقع همان الگو های پیوند از دور نیم کره شمالی هستند، از طریق اعمال حل حداقل مربعات^۴ به طور همزمان برای هر

¹ Branston & Livezey

² Hurrell

³ Climate Data Assimilation System (CDAS)

⁴ Least Square Solution

ماه بدست آمد. این نمایه ها برای هر ماه بیانگر ترکیبی از حالت هایی هستند که حداکثر واریانس فضایی ناهنجاری های استاندارد شده ارتفاع ژئوپتانسیل را در آن ماه تبیین می کنند.

لازم است به این نکته اشاره شود که اکثر کارهای انجام گرفته در کشور ما جهت بررسی تأثیر الگوهای پیوند بر تغییرات اقلیمی با استفاده از روش های همبستگی یا تحلیل رگرسیون می باشد. داده های اقلیمی مورد نیاز یا از طریق داده های ثبت شده در ایستگاه های هواشناسی بدست آمده اند یا از روش میان یابی داده های موجود در پایگاه مرکز تشخیص اقلیمی (CDC) وابسته به NOAA بدست آمده اند. داده های میان یابی شده حاصل همکاری مشترک مراکز ملی پیش بینی محیطی و مرکز ملی تحقیقات جوی هستند. هر دو این اینها وابسته به اداره ملی اقیانوس و جو آمریکا (NOAA) می باشند. هدف از اجرای این کار برآوردن نیازهای پژوهشی و پایش اقلیم بود. در این پروژه کلیه داده های مربوط به جو که از طریق ایستگاه های زمینی، کشتی ها، ماهواره ها و ... در سطح جهان از سال ۱۹۵۷ تا ۱۹۹۶ بدست آمده بودند، جمع آوری گردید و سپس با انجام کنترل ها و محاسبات خاص به صورت خروجی های مختلف مثل داده های فشار سطح دریا، دمای سطوح مختلف جو، مقدار بارش و ... در اختیار پژوهشگران عرصه های مختلف علوم جوی و سایر علوم مرتبط قرار گرفت (کالنی و همکاران^۱، ۱۹۹۶، ۴۳۷). مقایسه تغییرات داده های میان یابی شده و داده های اندازه گیری شده در چند ایستگاه در ایران نشان داد که داده های بازسازی شده NCEP یا همان داده های میان یابی شده از دقت بالای برخوردار بوده و جهت انجام برخی مطالعات مثل بررسی الگوهای تغییر فشار مناسب هستند (علیجانی، ۱۳۸۰، ۴۴).

۲-۱-۲) نوسان اطلس شمالی

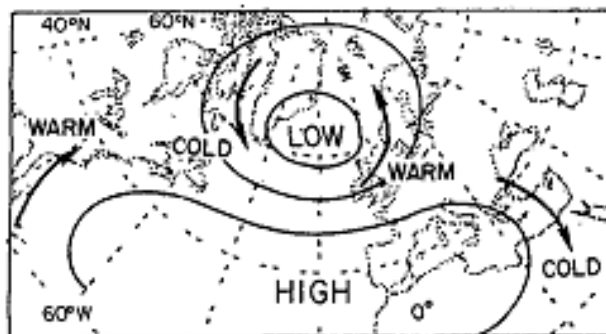
اولین شاهد بر وجود الگوهای پیوند از دور در اقیانوس اطلس و اروپا بر پایه دو رابطه که با میانگین مشخصات آماری سطح بالا گذرانده شده به دست آمد: (۱) همبستگی منفی بین سختی زمستان (که با دمای میانگین سطح تعریف می شود) در منطقه گرینلند- لابرادور و شمال غرب اروپا به این صورت هرگاه در گرینلند زمستان ملایم وجود داشت در شمال غرب اروپا مردم زمستان سختی را تجربه می کردند و برعکس (۲) همبستگی منفی بین فشار سطح دریا در نزدیکی ایسلند حدود ۶۵ درجه شمالی و کمربند شرقی- غربی در امتداد مدار ۴۰ درجه شمالی که از سواحل شرقی ایالات متحده به سمت خاور میانه گسترش می یابد. نوسان الاکلنگی در دماهای زمستانی به طور وسیعی تحت عنوان جدیدی بوسیله ون لون و راجرز^۲ (۱۹۸۷) بیان شد که در آن به حوادث سده هیجده میلادی برمی گردد. الگوی پیوند از دور در فشار سطح دریا به وسیله

¹ Kalnay et al

² Vanloon & Rogers

محققین دیگری در سال های اخیر کار شده است. دفانت^۱ (۱۹۲۴)، واکر و بلیس (۱۹۳۲) و کاتزباخ^۲ (۱۹۷۰).

واکر و بلیس (۱۹۳۲) معتقد بودند که الگوهای پیوند از دور در دمای سطح و فشار سطح دریا نشانگر وجود یک پدیده واحد است که آنها این پدیده را نوسان اطلس شمالی^۳ نامیدند (NAO). به منظور درک بهتر این پدیده این محققین نمایه ای را که شامل ترکیبی از داده های دمای سطح و فشار سطح دریا در ایستگاه های منتخب تعریف کردند. مقادیر مثبت این نمایه فشار پایین تر از معمول در ایسلند و فشار بالاتر از نرمال در امتداد مدار ۴۰ درجه شمالی است که با گذر قوی تر بادهای غربی در بالای اطلس شمالی، دماهای پائین تر از میانگین در گرینلند- لابرادور و خاور میانه و دماهای بالاتر از میانگین در شرق ایالات متحده و شمال غرب اروپا همراه است. در حالتی که نمایه مورد نظر منفی باشد عکس موارد فوق اتفاق می افتد. واکر و بلیس بیان کردند که این روابط شامل یک دلیل ساده دینامیکی است. فشار پائین تر از نرمال در ایسلند موجب جریان شدیدتر هوای سرد عرض های شمالی در گرینلند- لابرادور و جریان جنوب غربی شدید که شامل هوای ملایم دریایی به سمت شمال غرب اروپا می شود. وابستگی ناهنجاری های مثبت در فشار سطح دریا در عرضهای پائین تر اقیانوس اطلس و مدیترانه با تمایل جریان گرم از سمت جنوب به سمت شرق ایالات متحده همراه است. در خاور میانه شرایط بالا عکس می شود (شکل ۲-۲) (والاس و گاتزler، ۱۹۸۰، ۷۸۴-۷۸۵). در شکل ۲-۳ دو وضعیت مثبت و منفی نوسان اطلس شمالی با هم مقایسه شده است.



شکل ۲-۳ رابطه ایده الی ناهنجاری های دما و فشار سطح دریا با نوسان اطلس شمالی در فاز مثبت NAO (به نقل از والاس و گاتزler، ۱۹۸۰)

¹ Defant

² Kutzbach

³ North Atlantic Oscillation