

## بررسی نقش نوسان شبه دوساله در تغییرپذیری گردش پوشش سپهر-وردسپهر تاوه قطبی در ارتباط با تغییرات گردش جو بر روی جنوب غرب آسیا و ایران

حسن حاجی محمدی

دانشجوی دکتری آب و هواشناسی سینوپتیک، دانشگاه تربیت مدرس تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۵/۱۱، تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۱۰

### چکیده

از مهمترین نوسانات غالب پوشش سپهری منطقه حاره می توان به نوسان شبه دوساله (QBO) اشاره نمود که اثرات مهمی بر روی گردش جو در مناطق برون حاره و به خصوص سامانه های بزرگ مقیاس همچون تاوه قطبی دارد. در همین راستا به بررسی نقش QBO در تغییرپذیری پوشش سپهری-وردسپهری تاوه قطبی در ارتباط با گردش جو بر روی غرب آسیا و ایران پرداخته شد. به همین منظور از داده های مرکز پیش بینی محیطی/علوم جو (NCEP/NCAR) و مرکز سنگاپور طی دوره آماری ۱۹۴۸-۲۰۲۰ استفاده شد. بررسی همبستگی میان مولفه مداری سرعت باد تراز ۳۰ هکتوپاسکال در منطقه حاره و ارتفاع ژئوپتانسیل در برون حاره نشان داد تغییرات گردش جو در پوشش سپهر در فصل زمستان کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در کلاک قطبی و افزایش آن را در شمال اقیانوس آرام و شمال آسیای غربی را در بر دارد. اما این وضعیت در فصل تابستان هیچ ارتباط معناداری را در پوشش سپهر نیمکره شمالی نشان نمی داد. در فصل بهار بیشینه همبستگی بین مولفه مداری سرعت باد تراز ۳۰ هکتوپاسکال با لبه بیرونی تاوه قطبی بود که با کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در لبه تاوه قطبی پوشش سپهری همراه است. در فصل پاییز در پوشش سپهر افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل در قسمت های جنوبی خاورمیانه مشاهده شده ولی در وردسپهر میانی و زیرین کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی نوار شمالی کشور را در بر دارد. در ادامه پس از شناسایی شدیدترین دوره فعالیت QBO مشخص شد که در فاز شرقی و در پوشش سپهر، بر روی ایران کاهش معنادار ارتفاع ژئوپتانسیل را در پی داشته اما در وردسپهر معکوس این حالت رخ داده است. در فاز غربی نیز عمده کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی دریای مدیترانه در وردسپهر میانی و پوشش سپهر زیرین بوقوع پیوسته است. نتایج نشان داد در فاز شرقی منشا امواج بر روی ایران پوشش سپهر عرض های میانه بوده اما در فاز غربی منشا کاهش و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل به ترتیب در تاوه قطبی پوشش سپهری و پوشش سپهر استوایی است.

کلمات کلیدی: نوسان شبه دوساله (QBO)، پوشش سپهر و وردسپهر، تاوه قطبی، غرب آسیا و ایران

نوسان شبه دو ساله ( $QBO^1$ ) حالت برجسته تغییرپذیری بین سالانه باد منطقه استوایی در پوشش سپهر است که با انتشار پایین سوی باد بصورت شرقی/غربی با دوره غالب حدود ۲۸ ماه ظاهر می‌گردد (بالدوین، ۲۰۰۱؛ وی و همکاران، ۲۰۰۷؛ چن و وی، ۲۰۰۹). گری و همکاران (۲۰۱۸) سه مسیر را برای تاثیر QBO بر تروپوسفر پیشنهاد کردند. مسیر اول، مسیر تاوه قطبی: در این حالت با وقوع ناهنجاری در تاوه قطبی پوشش سپهری، QBO می‌تواند بر روی گردش وردسپهر تاثیر گذار باشد (بالدوین و دانکرتون، ۲۰۰۱؛ پرلوییز و هارنیک، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴؛ چن و لی، ۲۰۰۷؛ شاو و پرلوییز، ۲۰۱۳). مسیر دوم، مسیر جنب حاره: گردش نصف النهاری بی‌دررو ناشی از QBO به منظور حفظ تعادل باد حرارتی می‌تواند با اثرگذاری بر روی جت جنب حاره بصورت غیرمستقیم به ردیابی توفان‌ها در وردسپهر پرداخت (گارفینگل و هارتمن، ۲۰۱۱a و ۲۰۱۱b؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۸؛ ما و همکاران، ۲۰۲۱). مسیر سوم، مسیر استوایی: در این حالت با تغییر جریان شرقی/غربی در فازهای QBO در الگوهای نابهنجار به ترتیب منجر به سرد/گرم شدن غیرعادی در وردسپهر استوایی شده که در نتیجه بر روی پایداری ایستایی استوایی و همرفت عمیق تاثیرگذار است (لیس و گلر، ۲۰۱۲؛ ژو و همکاران، ۲۰۱۵؛ سون و همکاران، ۲۰۱۷؛ ژنگ و ژنگ، ۲۰۱۸؛ مارتین و همکاران، ۲۰۲۱). بطور خاص QBO از طریق تغییرات در الگوی گردشی تاوه پوشش سپهری بر روی آب و هوا نیمکره شمالی تاثیر می‌گذارد (بالدوین و دانکرتون، ۲۰۰۱؛ مارشال و اسکایف، ۲۰۰۹؛ گری و همکاران، ۲۰۱۸؛ ژنگ و همکاران، ۲۰۱۹؛ راتو و همکاران، ۲۰۲۰). بررسی‌ها نشان داده که تاثیر QBO بیشتر در دوره سرد سال مناطق برون حاره بوده و مجرای اصلی انتقال این اثر، گردش تاوه قطبی، نوسان شمالگان (AO) و اندرکنش بین وردسپهر و پوشش سپهر می‌باشد (بالدوین و همکاران، ۲۰۰۱؛ آنستی و شفر، ۲۰۱۴؛ گری و همکاران، ۲۰۱۸).

از تحقیقات بین‌المللی که اخیراً به بررسی QBO در ارتباط با اثرگذاری بر روی گردش تاوه قطبی پرداخته‌اند می‌توان به آنستی و همکاران (۲۰۲۱) اشاره کرد. در این تحقیق به بررسی نوسان شبه دوساله با استفاده از مدل‌های مختلف جوی

پرداختند. نتایج نشان داد در طول زمستان نیمکره شمالی، تاوه قطبی پوشش سپهری در تراز ۵۰ هکتوپاسکال و در فاز غربی QBO تقویت می‌شود. اما در فاز شرقی بر اساس مشاهدات تاوه قطبی در تراز مورد نظر تضعیف می‌گردد که این نتیجه در اکثر مدل‌های مورد استفاده در این تحقیق مشهود بود. از دیگر تحقیقات می‌توان به کای و همکاران (۲۰۲۲) اشاره نمود که به بررسی تاثیر نوسان شبه دوساله بر الگوی فضایی نوسان شمالگان در دوره سرد سال پرداختند. نتایج حاکی از آن بود که مرکز فشار در اقیانوس آرام شمالی، در فاز غربی از فاز شرقی قوی‌تر است. به عبارت دیگر تغییرپذیری مرتبط با  $AO^2$  در شمال اقیانوس آرام در سال‌هایی که QBO غربی بوده قوی‌تر از سال‌های فاز شرقی می‌باشد.

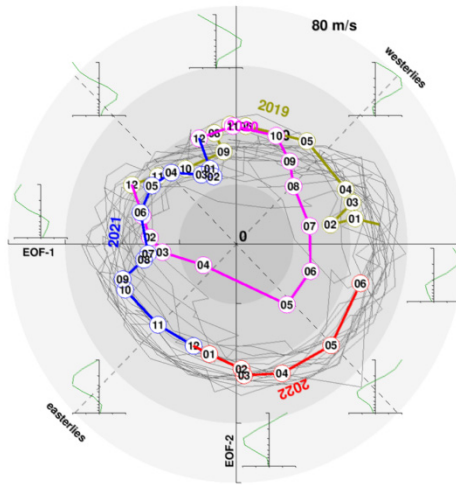
در ایران نیز می‌توان به تحقیقات اسبقی و همکاران (۱۳۹۳) سیفی و همکاران (۱۳۹۷) اشاره کرد که موضوعات ایشان بر روی تاثیر نوسان شبه دوساله بر روی تاوه قطبی بوده که نتایج حاکی از آن بود تغییر جرم تاوه در هر دو فاز QBO در لبه خود دارای بیشترین مقدار بوده و از طرفی در هر دو فاز، لبه جنب حاره ای تاوه قطبی در پوشش سپهر زیرین قوی‌تر بوده در حالی که در پوشش سپهرمیانی لبه قطبی تاوه قطبی قوی‌تر می‌باشد. از تحقیقات دیگری که بر روی QBO شده می‌توان به تحقیقات مفیدی (۱۳۸۵)، میررکنی و همکاران (۱۳۹۲)، اسبقی و همکاران (۱۳۹۴)، خدادادی و همکاران (۱۳۹۹) و جهانبخش اصل و همکاران (۱۳۹۹) اشاره نمود.

-پایش QBO در سنگاپور با استفاده از داده‌های رادیوسوند: میانگین باد مداری

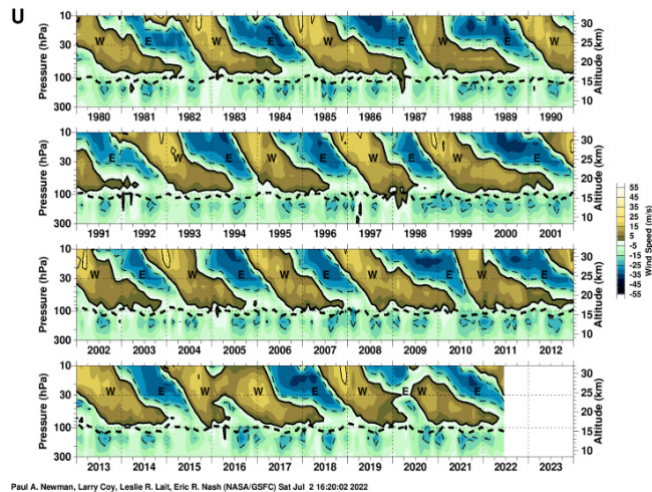
در شکل ۱ دو حالت پیشرو توابع متعامد تجربی ( $EOF^3$ ) محاسبه شده است. EOF ها مؤلفه‌های اصلی تغییرپذیری QBO را نشان می‌دهند و به شرح زیر محاسبه شده‌اند (والاس و همکاران، ۱۹۹۳). EOF ها از میانگین ماهانه باد مداری در سنگاپور با استفاده از رادیوسوند برای ترازهای ۱۰۰-۱۰ هکتوپاسکال از سال ۱۹۷۹ تا زمان حال گرفته شده است. در نمودار تهیه شده مشاهده می‌شود که بر اساس EOF نوسان شبه دو ساله دارای چرخشی خلاف عقربه‌های ساعت

2 - Arctic Oscillation

3 - Empirical Orthogonal Functions



شکل ۱. نمودار تابع متعامد تجربی برای پایش QBO



شکل ۲. سری زمانی باد مداری با استفاده از داده های رادیوسوند مرکز سنگاپور

استفاده شد. در ابتدا داده های نسخه متنی<sup>۴</sup> مقادیر QBO از دو مرکز ملی پیش بینی محیطی/علوم جو (۲۰۲۰-۱۹۴۸) و مرکز سنگاپور (۲۰۲۰-۱۹۷۹) بصورت ماهانه اخذ گردید. استفاده از این دو سری داده برای ارزیابی و کاهش خطا در بررسی ها بود. چرا که داده های ثبت شده مرکز سنگاپور داده های واقعی اندازه گیری شده بوسیله رادیوسوند بوده و از سویی داده های مرکز پیش بینی محیطی/علوم جو بازتحلیل بوده و پس از بررسی ها داده های مرکز پیش بینی محیطی/علوم جو بصورت

می باشد. در شکل ۲ نیز داده های مشاهداتی منطقه حاره بوده که جریان باد مداری را ترازهای وردسپهر فوقانی و پوشن سپهر زیرین نشان می دهد. در این شکل جریانات غربی با W و جریانات شرقی با E به نمایش در آمده است و سرعت باد متر بر ثانیه می باشد (تویدی و همکاران، ۲۰۱۷).

### مواد و روش ها

به منظور بررسی نقش نوسان شبه دوساله در تغییرپذیری گردش پوشن سپهر-وردسپهر تاوه قطبی از چند دسته داده

۱۰ هکتوپاسکال تهیه گردد. در نهایت یکی از شدیدترین دوره های فاز غربی ( $W$ ) و شرقی ( $E$ ) QBO بر اساس شدت مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال در منطقه حاره شناسایی شد تا ارتباط بین دوره های شدید با گردش جو در مناطق برون حاره و بخصوص قطب در پوشش سپهر و وردسپهر مشخص گردد.

### نتایج و بحث

بررسی مدل آماری نشان داد بیشترین همبستگی بین QBO و AO در ماه ژانویه بوده و پس از آن به ترتیب در ماه های آگوست و جولای ارتباط نسبتاً بالایی (بیش از ۰.۵۳ همبستگی) مشاهده می شود. اجرای این مدلسازی آماری بدین دلیل بود که به دلیل تاخیر در گردش پوشش سپهر حاره ای و انتقال جرم از منطقه حاره به منطقه قطب توسط گردش برور-دابسون صورت می گیرد و بر همین اساس همبستگی نظیر به نظیر ماه ها ارتباط چندانی را نشان نمی دهد. همانطور که مشاهده شد بیشترین همبستگی در ژانویه صورت پذیرفته و در سایر ماه ها با نوسان همراه بوده و کمترین مقدار همبستگی مربوط به ماه های مارس و جون می باشد. تغییر در حجم انتقالی جرم به منطقه قطبی و از طرفی انتقال پایین سوی آن به داخل تاوه پوشش سپهری و در ادامه تاوه وردسپهری نشان از گردش پیچیده آن دارد (جدول ۱). این ارتباط سنجی نشان داد که منطقه قطب ضمن تاثیرپذیری جرم انتقالی از مناطق حاره ای، با تغییر فازهای QBO و رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در هر دوره دچار بی هنجاری می شود که در این راستا سعی شد طی یک بازه زمانی بلندمدت گردش پوشش سپهری-وردسپهری در نیمکره شمالی تبیین و ارتباط جو شمالگان با QBO مشخص گردد. در ادامه نقشه های همبستگی برای بازه زمانی ۲۰۲۰-۱۹۴۸ بین شاخص QBO و ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای جوی مختلف تهیه شد.

#### -نقشه های همبستگی تراز ۱۰ هکتوپاسکال

با بررسی نقشه های همبستگی بین شاخص QBO و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال مشاهده شد که هسته منفی همبستگی بر روی منطقه کلاک قطبی در طول زمستان حاکم بوده و کاهش شدید ژئوپتانسیل را در زمستان نیمکره شمالی به

مستقیم مورد استفاده قرار گرفت. در ادامه داده های مقادیر شاخص AO نیز از مرکز پیش بینی محیطی/علوم جو دریافت شد. دلیل اخذ و استفاده از داده های AO بررسی و ارتباط سنجی بین گردش حاره و قطب از وردسپهر زیرین تا پوشش سپهر میانی بود. در مرحله بعد داده های شبکه بندی شده مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از مرکز ملی پیش بینی محیطی/علوم جو دریافت شد. از آنجایی که هدف تحقیق ارتباط سنجی بین نوسان شبه دوساله و گردش وردسپهری-پوشش سپهری بود، با استفاده از نرم افزار CDO<sup>5</sup> داده های دریافتی به ۴ فصل تقسیم و یک سری زمانی برای هر فصل بصورت جداگانه تهیه شد. در ادامه از داده های مولفه مداری باد منطقه حاره در تراز ۳۰ هکتوپاسکال برای تهیه نقشه های همبستگی فضایی بین باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای یاد شده، استفاده شد. بر اساس مطالعات قبلی، تغییرات مولفه مداری باد در منطقه استوا در تراز ۳۰ هکتوپاسکال بیشترین همبستگی را با گردش جو برون حاره و گردش قطب پوشش سپهری و وردسپهری دارد (اسکایف و همکاران، ۲۰۱۴؛ گری و همکاران، ۲۰۱۸).

در قسمت روش انجام تحقیق در ابتدا با استفاده از داده های نسخه متنی، یک مدلسازی آماری با استفاده از روش رگرسیون خطی جهت پیش بینی و ارتباط سنجی بین مقادیر QBO و AO انجام پذیرفت. در این روش مقادیر هر یک از ماه ها برای AO توسط مجموع ۱۲ ماهه QBO مدلسازی شد. هدف از این کار نشان دادن ارتباط و تاثیرگذاری نوسان شبه دوساله بر روی شاخص AO بود که در یک بازه زمانی بلندمدت تا چه میزان همبستگی بین این دو نوسان برقرار است. در ادامه نقشه های همبستگی فضایی بین باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بصورت فصلی تهیه شد. برای بررسی بهتر و درک عمیق تر سازوکار گردش حاره ای-قطبی و تاثیر آن بر روی ایران سعی شد تا نمودار مقطع قائم همبستگی بین شاخص QBO و تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل، متوسط گیری شده برای طول ۵۰ تا ۶۰ درجه شرقی و بین ترازهای ۱۰۰۰ تا

جدول ۱. خلاصه مدلسازی آماری انجام شده با استفاده از داده های QBO جهت ارتباط و پیش بینی شاخص AO

Model Summary				
Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
Jan	۰.۶۴۴ <sup>a</sup>	۰.۴۱۵	۰.۲۸	۱.۲۸۴۸۱
Feb	۰.۴۷۵ <sup>a</sup>	۰.۲۲۶	۰.۰۴۷	۱.۴۶۰۳۴
Mar	۰.۳۱۳ <sup>a</sup>	۰.۰۹۷	-۰.۱۱۱	۱.۴۲۹۰۴
Apr	۰.۴۶۲ <sup>a</sup>	۰.۲۱۴	۰.۰۳۲	۰.۷۸۵۰۴
May	۰.۳۹ <sup>a</sup>	۰.۱۵۲	-۰.۰۴۴	۰.۷۳۲۶۶
Jun	۰.۳۷۶ <sup>a</sup>	۰.۱۴۲	-۰.۰۵۷	۰.۶۱۱۱۱
Jul	۰.۵۳۳ <sup>a</sup>	۰.۲۸۳	۰.۱۱۷	۰.۴۱۷۷۶
Aug	۰.۵۶۸ <sup>a</sup>	۰.۳۲۳	۰.۱۶۶	۰.۵۰۴۱۶
Sep	۰.۴۳۵ <sup>a</sup>	۰.۱۸۹	۰.۰۰۲	۰.۵۶۸۰۴
Oct	۰.۴۱۴ <sup>a</sup>	۰.۱۷۲	-۰.۰۰۲	۰.۷۹۵۰۸
Nov	۰.۴۰۷ <sup>a</sup>	۰.۱۶۶	-۰.۰۲۷	۹۲۹۸۳.
Dec	۰.۳۹۳ <sup>a</sup>	۰.۱۵۴	-۰.۰۴۲	۱.۳۶۵۷۹

a. Predictors: (Constant), QBO1, QBO2, QBO3, QBO4, QBO5, QBO6, QBO7, QBO8, QBO9, QBO10, QBO11, QBO12

قطب شمال بوده و از طرفی در دو محدوده، هسته اول سراسر شمال اقیانوس آرام و دیگری از جنوب اروپا تا آسیای مرکزی منطقه مثبت همبستگی تشکیل شده است. هسته مثبت واقع در شمال اقیانوس آرام بر روی آب های اقیانوس بوده اما هسته دوم بر روی دریای خزر می باشد. در فصل تابستان همبستگی منفی ضعیفی بر روی مناطق جنوبی ایالات متحده، شمال دریای سرخ و خلیج فارس و شمال شرق هند تشکیل شده است. در فصل بهار ۴ هسته منفی یاد شده در تراز ۱۰ هکتوپاسکال بشدت تقویت شده و کمربندی را از غرب اقیانوس آرام تا شرق آسیا تشکیل داده است. در فصل پاییز هسته منفی همبستگی بر روی شمال آمریکا پابرجا بوده اما از مقدار همبستگی مثبت بر روی شمال اقیانوس آرام کاسته شده و هسته های مثبت متمرکز بر روی شمال اقیانوس اطلس و آسیای مرکزی تشکیل شده است (شکل ۴).

-نقشه های همبستگی تراز ۳۰ هکتوپاسکال

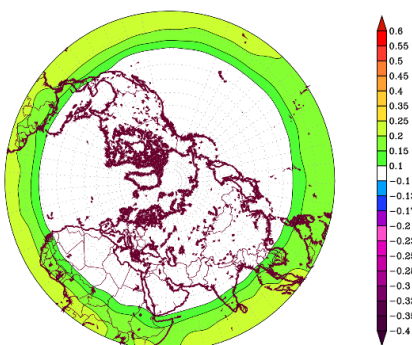
در فصل زمستان و در تراز ۳۰ هکتوپاسکال دو قطب مثبت و منفی همبستگی به ترتیب بر روی منطقه قطبی و منطقه اوراسیا شکل گرفته که هسته مثبت آن بر روی نواحی شمالی

همراه دارد. از طرفی بیشینه همبستگی مثبت در این دوره نیز منطبق بر شمال اقیانوس آرام می باشد. در طول تابستان هیچ همبستگی معناداری در تراز ۱۰ هکتوپاسکال بین شاخص نوسان شبه دو ساله و تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل مشاهده نشد. در فصل بهار ۴ هسته منفی همبستگی به ترتیب بر روی منطقه قطبی، شمال آفریقا، شرق آسیا و غرب آمریکا مشاهده می شود. وجود این الگو حاکی از آن است که تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۱۰ هکتوپاسکال بیشتر در عرض های میانه بوده و کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل را به همراه داشته که منطقه خاورمیانه و ایران نیز از این کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل بی تاثیر نبوده است. در فصل پاییز همبستگی منفی در قسمت قطبی شمال قاره آمریکای شمالی مشاهده می شود که بصورت هسته متمرکز با همبستگی ۰.۴- قابل مشاهده می باشد. از سویی بر روی مناطق شرق آسیا، شمال اقیانوس آرام و آمریکای شمالی هسته های مثبت همبستگی شکل گرفته است (شکل ۳).

-نقشه های همبستگی تراز ۲۰ هکتوپاسکال

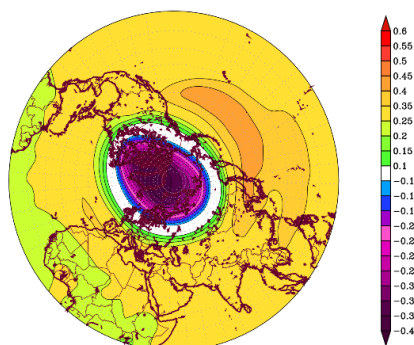
در شکل ۴ و در فصل زمستان مشاهده شد که هسته بیشینه همبستگی منفی در تراز ۲۰ هکتوپاسکال منطبق بر

Correlation between QBO & HGT 10hpa-JJA 1948-2020



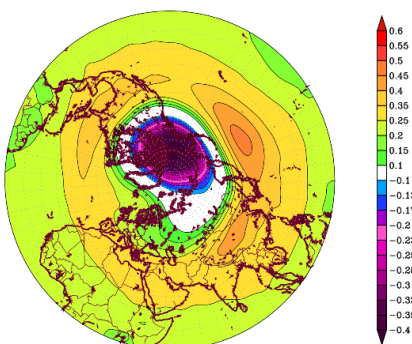
تابستان

Correlation between QBO & HGT 10hpa-DJF 1948-2020



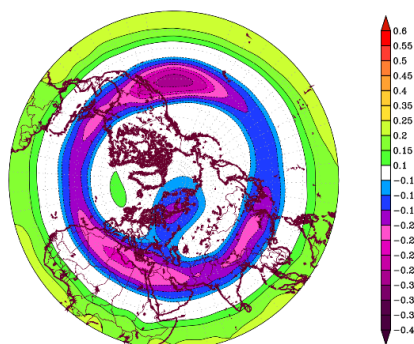
زمستان

Correlation between QBO & HGT 10hpa-SON 1948-2020



پاییز

Correlation between QBO & HGT 10hpa-MAM 1948-2020



بهار

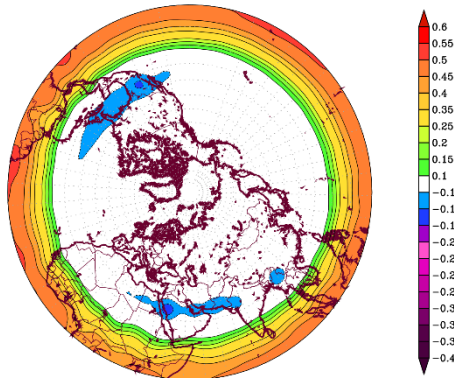
شکل ۳. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مدارای تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال برای فصل ۴

#### نقشه های همبستگی تراز ۵۰ هکتوپاسکال

گردش جو در تراز ۵۰ هکتوپاسکال نسبت به سایر ترازهای پوشش سپهر متفاوت است. بدین صورت که در فصل زمستان دو هسته مثبت/منفی همبستگی به ترتیب بر روی شرق دریای خزر و قطب شمال تشکیل شده که از همبستگی بالایی برخوردار هستند. در نیمکره غربی نیز بر روی شمال غرب آمریکای شمالی نیز هسته مثبت و افزایشی دیده می شود، اما از ارتباط بالایی برخوردار نیست. در فصل تابستان در محدوده شرق ایسلند تا منطقه کلاهاک قطبی هسته مثبت از همبستگی تشکیل شده که افزایش فشار در تراز ۵۰ هکتوپاسکال در این فصل را دلالت دارد. در فصل بهار از همبستگی بین هسته های منفی کاسته شده است. اما در فصل پاییز هسته های همبستگی مجزا شده اند. بدین صورت که یک هسته با همبستگی ۰.۴ بر

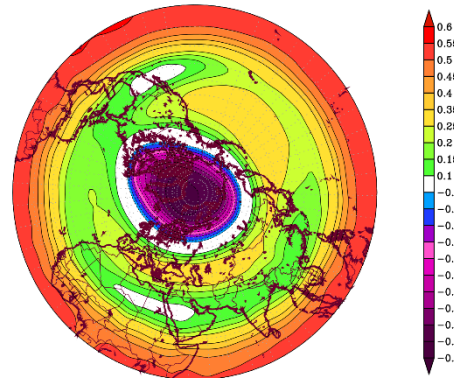
ایران بوده که تا شمال فلات تبت این وضعیت ادامه دارد. در فصل تابستان به جز یک هسته همبستگی مثبت که بین ایسلند و بریتانیا قرار گرفته، هسته های منفرد منفی و ضعیفی بر روی آسیا مشاهده می شود. اما هسته منفی واقع بر روی جنوب ایالات متحده از وسعت بیشتری برخوردار است. در فصل بهار هسته منفی واقع بر روی غرب اقیانوس آرام بر روی غرب آمریکای شمالی منتقل شده و هسته واقع بر روی شمال آفریقا با هسته منفی شمالگان با یکدیگر در آمیخته شده و هسته منفی شرق آسیا نیز تا غرب اقیانوس آرام ادامه یافته است. در فصل پاییز بیشینه همبستگی مثبت بر روی شمال اقیانوس اطلس بصورت مرکز بسته بوده و منطقه بیشینه همبستگی مثبت از شرق دریاچه آرال تا غرب آمریکای شمالی ادامه دارد. هسته منفی شمالگان نیز دارای کمترین تغییر مکانی نسبت به سایر فصول می باشد (شکل ۵).

Corrlation between QBO & HGT 20hpa-JJA 1948-2020



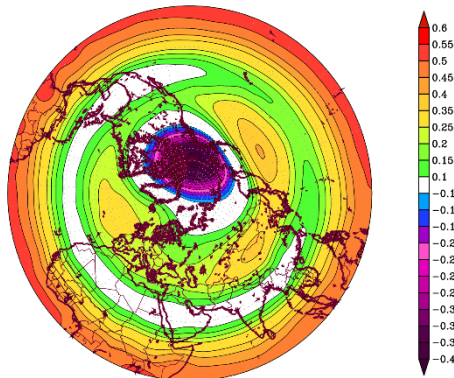
تابستان

Corrlation between QBO & HGT 20hpa-DJF 1948-2020



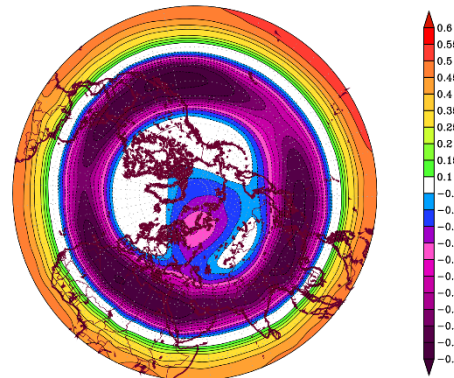
زمستان

Corrlation between QBO & HGT 20hpa-SON 1948-2020



پاییز

Corrlation between QBO & HGT 20hpa-MAM 1948-2020



بهار

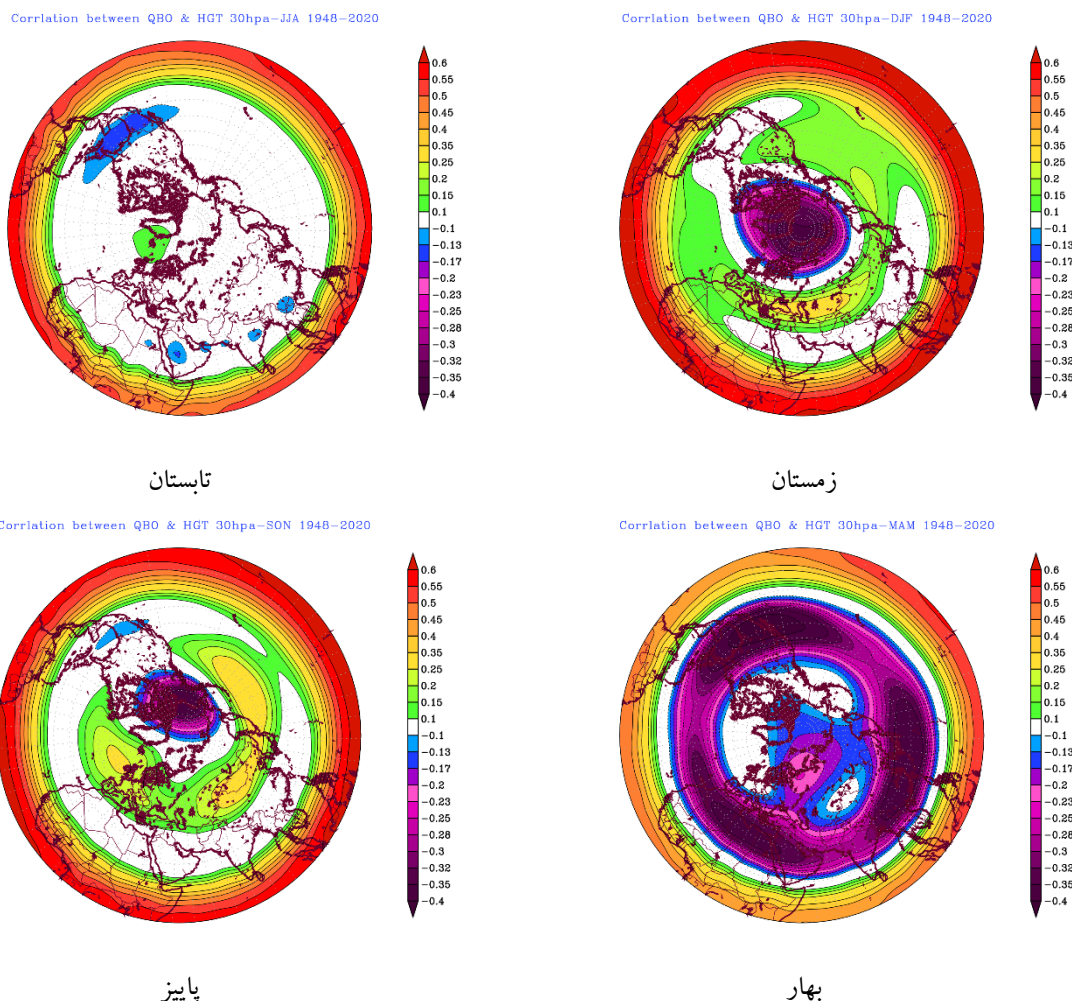
شکل ۴. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۲۰ هکتوپاسکال برای فصل

قطبی خود ۳ هسته همبستگی مثبت که با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل همراه بوده بصورت منفرد در شمال غرب آمریکا، شمال اقیانوس اطلس و شمال فلات تبت شکل گرفته است. در فصل تابستان بیشترین ارتباط در منطقه کلاهدک قطبی و پیرامون قطبی مشاهده می شود که به ترتیب این همبستگی ها مثبت و منفی می باشند. در فصل بهار ۴ هسته همبستگی منفی بر روی شرق اقیانوس اطلس، شرق آسیا، شمال آمریکا و بر روی کانادا و دیگری بر روی شمال اروپا مستقر بوده که در کنار خود و در نواحی شمال شرق قاره آمریکای شمالی هسته مثبت دیگری بر روی شمال روسیه را به همراه دارد. در فصل پاییز دو هسته منفی همبستگی در نیمکره شمالی بوده که

روی شمال غرب اروپا تشکیل شده و هسته مثبت دوم بر روی شرق آسیا مستقر گشته و تا مناطق جنب قطبی شمال اقیانوس آرام این وضعیت ادامه داشته است. از طرفی هسته منفی با همبستگی بیش از ۰,۴- واقع در شمال آمریکای شمالی متمرکزتر شده و در قسمت های جنوبی ایالات متحده نیز همبستگی منفی ضعیفی نیز شکل گرفته است (شکل ۶).

-نقشه های همبستگی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

تاثیرپذیری گردش جو وردسپهری مناطق قطبی از نوسان شبه دوساله حاکی از آن بود که در فصل زمستان همبستگی منفی در منطقه کلاهدک قطبی شکل گرفته که در نواحی جنب



شکل ۵. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۳۰ هکتوپاسکال برای فصل

جو بر روی ایران مورد بررسی قرار گیرد. نتایج نشان داد در فصل زمستان بیشینه ارتباط منفی در عرض بالاتر از ۷۰ درجه شمالی بوده و هسته اصلی آن در تراز ۳۰ هکتوپاسکال است. این درحالی است که در استوا بیشینه همبستگی مثبت برقرار است. بر روی ایران نیز همبستگی مثبتی در این فصل مشاهده می شود که معطوف به ترازهای بالای ۱۰۰ هکتوپاسکال می باشد. در تابستان همبستگی قوی و معناداری در محدوده یاد شده مشاهده نمی گردد. در فصل بهار بیشینه ارتباط منفی در عرض های ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی و ما بین ترازهای ۳۰۰ تا ۲۰ هکتوپاسکال می باشد. از طرفی بین ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی مقدار همبستگی منفی به بیش از ۰.۵- رسیده که مرکز

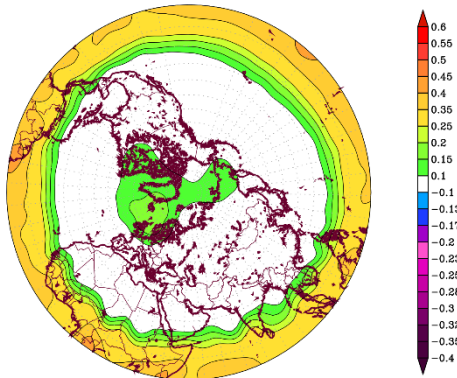
قوی ترین آن بر روی دریای خزر و دیگری بر روی اقیانوس اطلس شکل گرفته است. قوی ترین هسته مثبت همبستگی در این دوره نیز بر روی آسیای مرکزی با همبستگی ۰.۳۵ بوده و هسته دیگر مثبت بر روی دریای مدیترانه با همبستگی ۰.۲۵ مشاهده می گردد(شکل ۷).

نمودار مقطع قائم همبستگی متوسط گیری شده برای محدوده ۵۰ تا ۶۰ درجه شرقی

پس از بررسی سطوح مختلف جوی، اقدام به تهیه نمودار مقطع قائم جو شد. این نیمرخ قائم جو برای محدوده ۵۰ تا ۶۰ درجه شرقی و ۰ تا ۹۰ درجه شمالی استفاده شد که شرایط

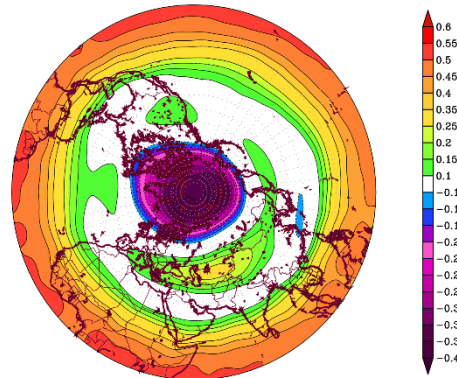


Correlation between QBO &amp; HGT 50hpa-JJA 1948-2020



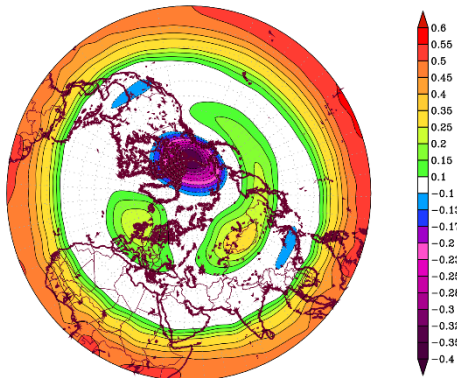
تابستان

Correlation between QBO &amp; HGT 50hpa-DJF 1948-2020



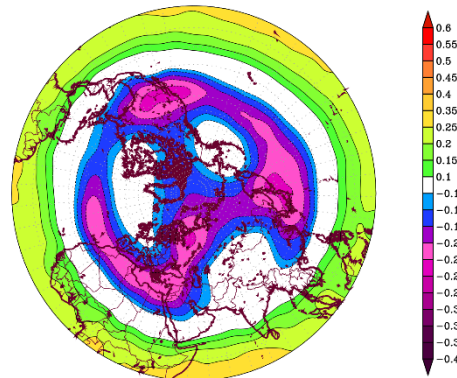
زمستان

Correlation between QBO &amp; HGT 50hpa-SON 1948-2020



پاییز

Correlation between QBO &amp; HGT 50hpa-MAM 1948-2020



بهار

شکل ۶. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مدارى تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰ هکتوپاسکال برای فصل ۴

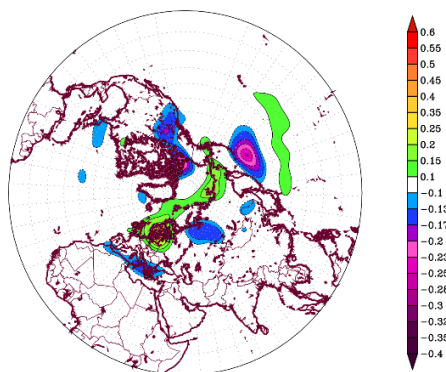
افتاده در فاز شرقی مربوط به سال ۲۰۱۵ و در فاز غربی سال ۲۰۱۷ بود. در شکل ۹ میانگین سرعت باد مدارى تراز ۳۰ هکتوپاسکال به تفکیک برای بلندمدت و دو سال شدید به نمایش در آمده است. با استناد به شکل ۹ مشاهده شد که متوسط سرعت باد در فاز شرقی در بلندمدت در ماه های مختلف از ۱۵- متر بر ثانیه به بالاتر تجاوز نکرده و همین امر در فاز غرب نیز به بیشتر از ۱۰ متر بر ثانیه نرسیده است. اما در شدیدترین فاز شرقی در برخی ماهها به مانند نوامبر سال ۲۰۱۵ به بیش از ۲۵- رسیده و در فاز غربی نیز به مانند ماه جون از ۱۵ متر بر ثانیه ثبت شده است. لازم به توضیح است که بیشینه این شدت در هر دو فاز بین ماه های ژانویه تا آپریل بود. در ادامه با استفاده از روش همبستگی اقدام به تهیه نقشه های

آن بین ترازهای ۳۰ تا ۲۰ هکتوپاسکال است. در فصل پاییز بیشینه همبستگی منفی معطوف به وردسپهر و از عرض ۴۵ تا ۹۰ درجه شمالی بوده و پایین تر از تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال را در بر می گیرد. هسته مثبت و افزایشی این ارتباط نیز از استوا تا عرض ۵۰ درجه شمالی و بالاتر از تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال می باشد (شکل ۸).

-نقشه های همبستگی دوره های شدید *QBO* در فازهای شرقی و غربی

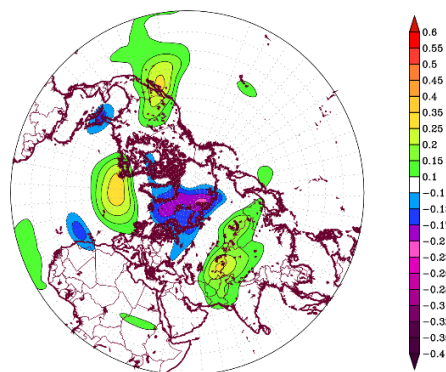
پس از بررسی بلندمدت تاثیر نوسان شبه دوساله برگردش تاوه قطبی اقدام به شناسایی شدیدترین دوره فاز شرقی/غربی این نوسان شد. بررسی ها نشان داد که شدیدترین دوره اتفاق

Correlation between QBO & HGT 500hpa-JJA 1948-2020



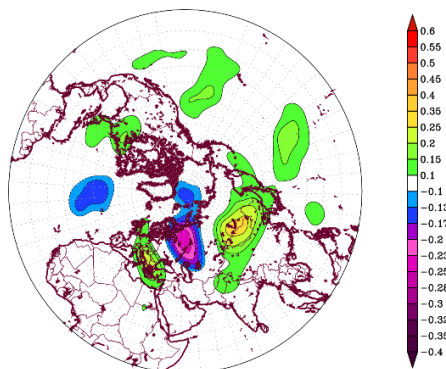
تابستان

Correlation between QBO & HGT 500hpa-DJF 1948-2020



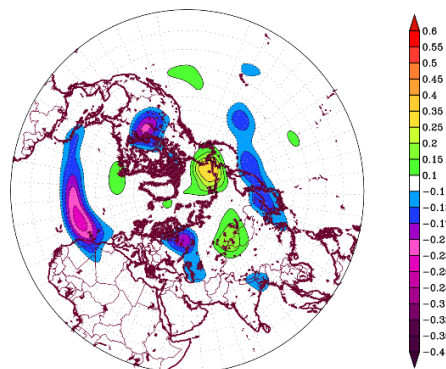
زمستان

Correlation between QBO & HGT 500hpa-SON 1948-2020



پاییز

Correlation between QBO & HGT 500hpa-MAM 1948-2020



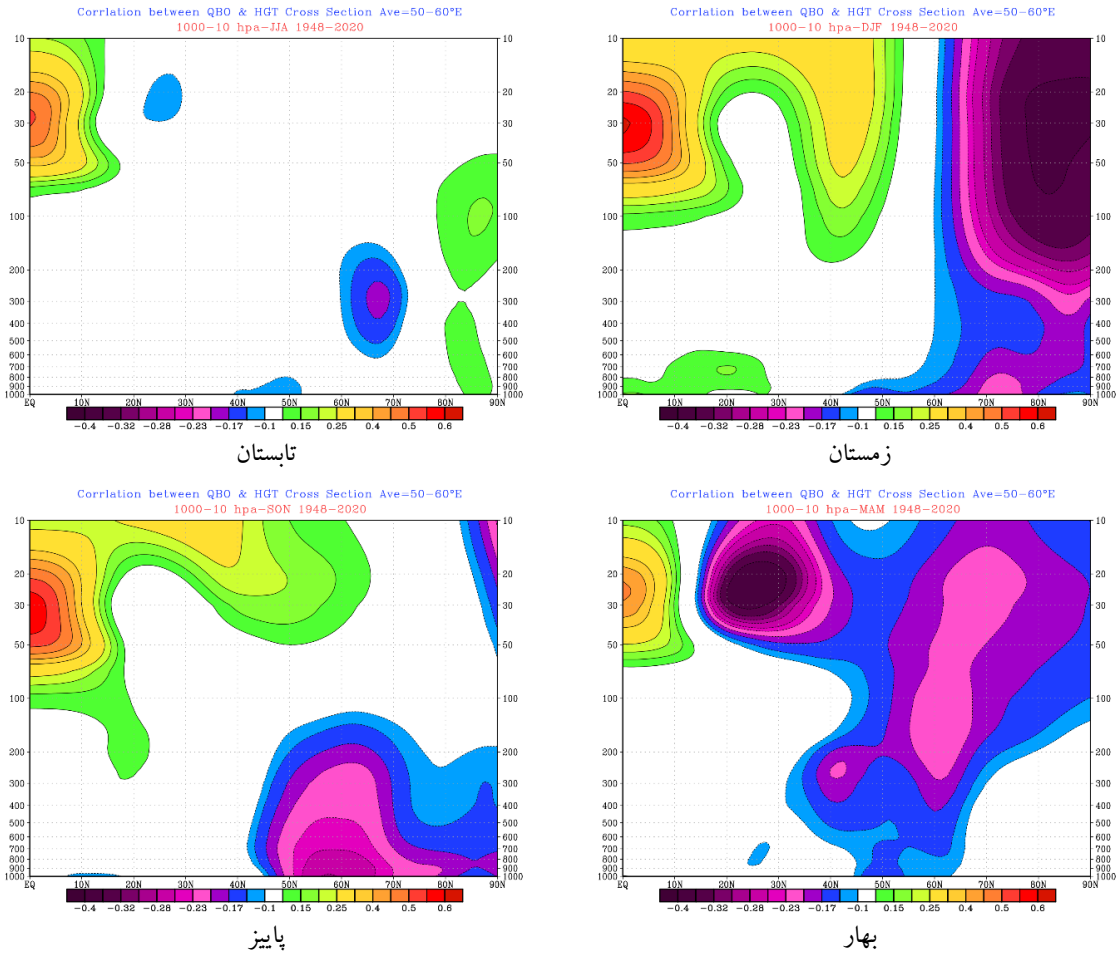
بهار

شکل ۷. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ۴ فصل

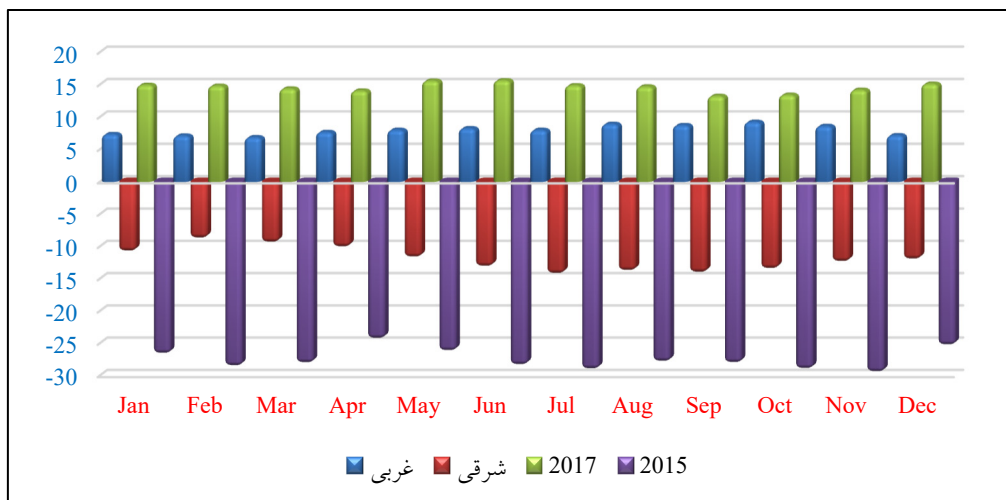
مثبت و بسیار قوی حاکم شده است. هسته مثبت شمال آمریکا به سمت شرق متمایل بوده و هسته مثبت واقع بر روی آسیا نیز از شرق دریای خزر تا شمال روسیه ادامه دارد (شکل ۱۰). در تراز ۲۰ هکتوپاسکال ضمن تقویت دو هسته منفی در فاز شرقی واقع در شمال آمریکا و شمال ایران، کمربندی از همبستگی منفی که نشان از کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل دارد که بیشینه این کاهش بر روی خشکی ها بوده و بر روی اقیانوس ها به کمتر از ۰٫۳- رسیده است. محدوده مثبت همبستگی بر روی مدیترانه ارتباطی بین ۰٫۷ تا ۰٫۸ را نشان می دهد اما هسته قوی تر آن بر روی شمال شرق آسیا بوده که افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل در این منطقه سبب شده تا بصورت یک مانع گردش قطبی و جنب قطبی را متاثر سازد. در فاز غربی

مورد نظر شد تا در دوره های شدید نیز اثرگذاری نوسان شبه دوساله بر روی گردش جو مشخص گردد.

در فاز شرقی و در تراز ۱۰ هکتوپاسکال هسته منفی همبستگی با بیش از ۰٫۸- در نواحی شمالی آمریکا تشکیل شده و این شرایط در نیمکره شرقی و بر روی شرق اروپا و به خصوص ایران نیز مشاهده می گردد که مقدار همبستگی به ۰٫۸۵- رسیده است. بر روی اروپا و شرق آسیا نیز دو هسته قوی مثبت با مقدار بیش از ۰٫۷ همبستگی نیز منطقه وسیعی را در بر گرفته اند که بر روی جنوب ایالات متحده که هسته متمرکزی بوده ادغام گشته اند. در فاز غربی الگو تقریباً معکوس شده و همبستگی منفی از شمال اقیانوس اطلس تا شمال شرق آسیا کشیده شده و بر روی اروپا و شمال آسیا همبستگی

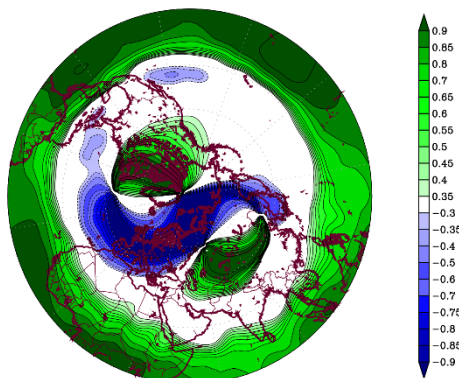


شکل ۸. نقشه های مقطع قائم همبستگی بلندمدت متوسط گیری شده برای طول های ۵۰ تا ۶۰ درجه شرقی برای ۴ فصل



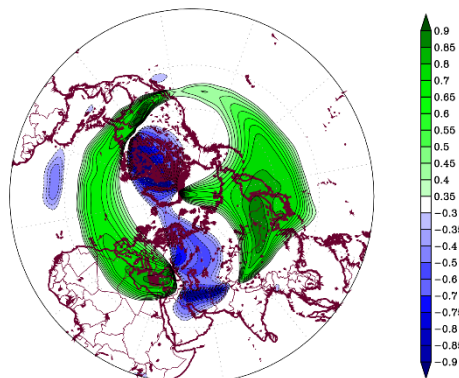
شکل ۹. نمودار متوسط سرعت باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و شدیدترین دوره فعالیت QBO

Correlation between QBO & HGT 10hpa[WQBO-Jan Apr2017]



فاز غربی

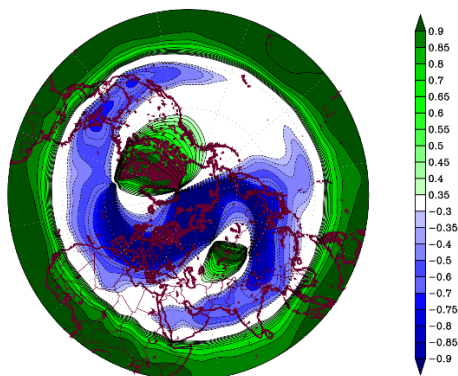
Correlation between QBO & HGT 10hpa[EQBO-Jan Apr2015]



فاز شرقی

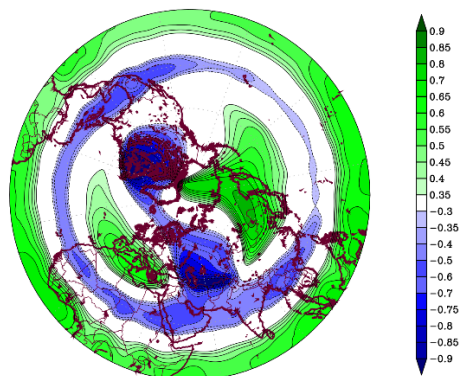
شکل ۱۰. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال در دوره ها شدید فاز شرقی/ غربی QBO

Correlation between QBO & HGT 20hpa[WQBO-Jan Apr2017]



فاز غربی

Correlation between QBO & HGT 20hpa[EQBO-Jan Apr2015]



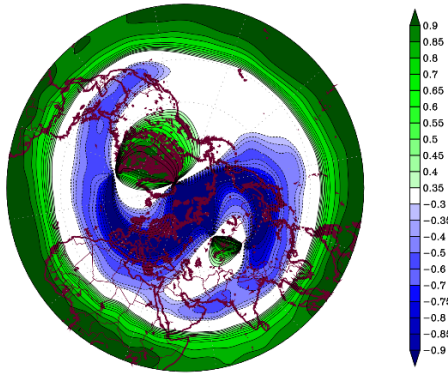
فاز شرقی

شکل ۱۱. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۲۰ هکتوپاسکال در دوره ها شدید فاز شرقی/ غربی QBO

در بر گرفته اما از همبستگی بالایی برخوردار است (شکل ۱۱). در تراز ۳۰ هکتوپاسکال و برای فاز شرقی از شدت همبستگی منفی کمربندی که ایجاد شده بود، کاسته شده ولی هسته بیشینه مثبت بر روی شمال شرق آسیا بشدت تقویت شده، به گونه ای که ارتباط بیش از ۰٫۹ را داشته و همین امر سبب شده تا بیشترین واداشت بین این منطقه و دو شاخه شدن تاوه قطبی را در بر داشته باشد. هسته مثبت واقع بر روی اروپا نیز تضعیف شده و همبستگی آن به ۰٫۵۵ رسیده است. در فاز غربی به مانند تراز ۲۰ هکتوپاسکال از شمال اقیانوس

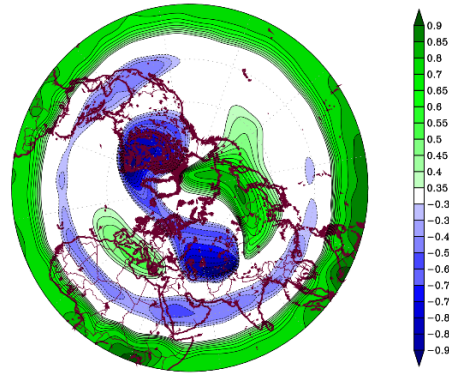
الگوی به شکل S از روی مناطق جنوبی آمریکا تا شمال اروپا و قطب و در ادامه شرق آسیا تا جنوب غرب آسیا توسعه یافته که همبستگی بالای ۰٫۸- در آن مربوط به مناطق شمال اقیانوس اطلس، منطقه کلاهدک قطب و شمال شرق آسیا بوده که نقش QBO در فاز غربی در محدوده وسیع تری را نشان می دهد. دو هسته مثبت همبستگی نیز در نیمکره شرقی و غربی دیده می شود که هسته واقع بر روی امریکا قوی تر بوده و مقدار همبستگی آن بیش از ۰٫۹ می باشد و محدوده وسیع تری را در بر گرفته است. اما هسته واقع بر روی آسیا محدوده کمتری را

Correlation between QBO &amp; HGT 30hpa [WQBO-Jan Apr2017]



فاز غربی

Correlation between QBO &amp; HGT 30hpa [EQBO-Jan Apr2015]



فاز شرقی

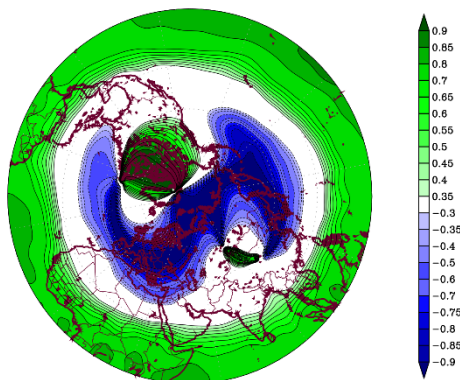
شکل ۱۲. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۳۰ هکتوپاسکال در دوره ها شدید فاز شرقی/ غربی QBO

بیشینه تاوایی پتانسیل نیز به مناطق همراه با همبستگی منفی ارتفاع ژئوپتانسیل را در بر داشته است (شکل ۱۳). نتایج همبستگی برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز شرقی حاکی از آن بود که در منطقه کلاهدک قطبی همبستگی مثبت بالایی بوجود آمده که افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل را در بر دارد. این افزایش بر روی دریای مدیترانه نیز با همبستگی بالای ۰٫۷۵ نیز مشاهده می شود. در قسمت های جنوبی خاورمیانه بخصوص بر روی دریای عرب هسته منفی با همبستگی ۰٫۷۵- شکل گرفته که تا شمال آفریقا ادامه دارد. در مناطق جنب قطبی نیز هسته های منفی همبستگی مشاهده می شود که از قویترین آنها می توان به آمریکای شمالی، شمال اقیانوس اطلس، شمال اقیانوس آرام و شمال روسیه بوده که بیش از ۰٫۷- مقدار همبستگی آنها می باشد. در فاز غربی منطقه کلاهدک قطبی به وسیله ۳ هسته مثبت همبستگی احاطه شده که همبستگی آنها بیش از ۰٫۹ می باشد. طی این وضعیت با کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی نیمه شمالی ایران و شرق دریای مدیترانه همراه شده و ادامه این همبستگی منفی که به بیش از ۰٫۸۵- بر روی ایران رسیده در قطب و بر روی شمال اقیانوس های آرام و اطلس نیز مشاهده می شود. با افزایش همبستگی مثبت بر روی شبه جزیره عربستان و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل در این منطقه همبستگی مثبت و معناداری را با

اطلس تا قطب و در ادامه تا شمال شرق آسیا همبستگی منفی بیش از ۰٫۹- بوده و از سویی هر چه از شدت هسته مثبت همبستگی واقع بر روی آسیا کاسته می شود، هسته واقع بر روی آمریکا چه از نظر وسعت و چه از نظر ارتباط بدان افزوده شده است. وقوع این حالت سبب شده تا در قسمت های جنوبی ایران و بر روی دریای عمان همبستگی منفی بوجود آید و از طرفی در قسمت های شمالی دریای خزر نیز چنین وضعیتی برقرار باشد (شکل ۱۲).

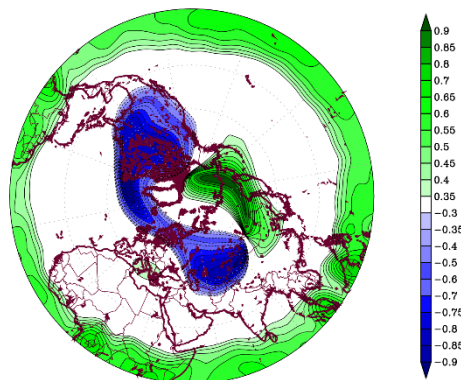
در تراز ۵۰ هکتوپاسکال و در فاز شرقی، تاوه قطبی جدا شده که دارای دو هسته بوده، هسته قوی تر از نظر وسعت بر روی شمال اقیانوس اطلس قرار گرفته و تا غرب آمریکای شمالی گسترش یافته است که در مرکز هسته همبستگی به بیش از ۰٫۹- رسیده و در سایر مناطق بین ۰٫۶- تا ۰٫۷۵- می باشد. هسته منفی همبستگی واقع بر روی شمال آسیا نیز تا شمال شرق ایران توسعه یافته و در شمال اروپا با هسته شمال اقیانوس اطلس ادغام شده است. از برهمکنش هسته مثبت واقع بر شمال اقیانوس آرام که ارتباطی نزدیک به ۱ را نشان می دهد، حاکی از آن است که انتقال تاوه از قسمت های شمالی اقیانوس آرام به اطلس و دو قسمت کردن آن از مهمترین واداشت های سامانه شکل گرفته در منطقه بوده و با کاهش تاوایی پتانسیل و انتقال تاوه به مناطق به دور از قطب،

Correlation between QBO & HGT 50hpa[EQBO-Jan Apr2017]



فاز غربی

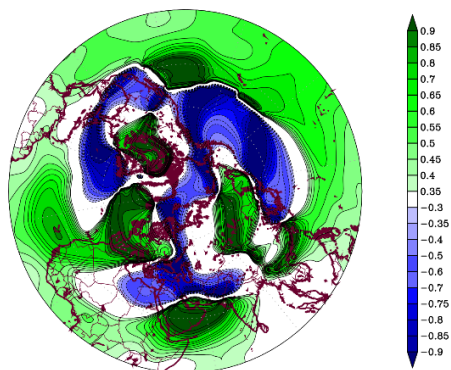
Correlation between QBO & HGT 50hpa[EQBO-Jan Apr2015]



فاز شرقی

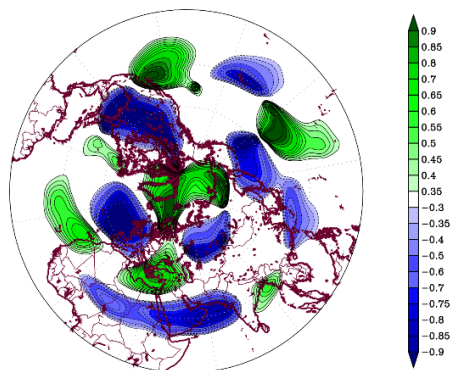
شکل ۱۳. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰ هکتوپاسکال در دوره ها شدید فاز شرقی/ غربی QBO

Correlation between QBO & HGT 500hpa[EQBO-Jan Apr2017]



فاز غربی

Correlation between QBO & HGT 500hpa[EQBO-Jan Apr2015]

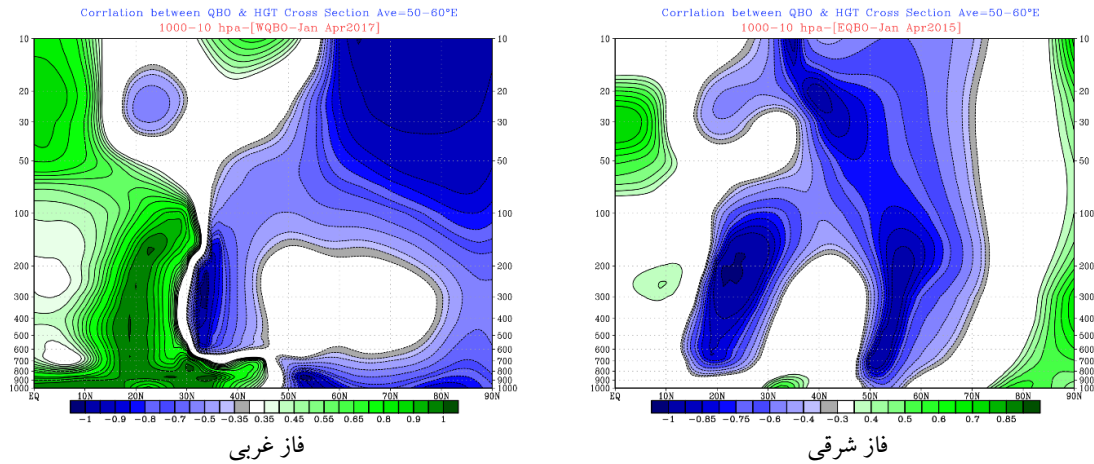


فاز شرقی

شکل ۱۴. نقشه های همبستگی بلندمدت میان مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره ها شدید فاز شرقی/ غربی QBO

مابین عرض های ۴۰ تا ۵۰ درجه شمالی نیز هسته منفی همبستگی در پوشش سپهر بر وردسپهر فوقانی را تشکیل شده که نقش واداشت های فوقانی پوشش سپهر بر وردسپهر فوقانی را بیان می کند. در فاز غربی بیشینه همبستگی منفی بالاتر از عرض های ۶۰ درجه شمالی بوده و هسته بیشینه آن بالاتر از تراز ۱۰ هکتوپاسکال قرار دارد. از عرض ۵۰ تا ۹۰ درجه شمالی و در ترازهای زیر ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز همبستگی منفی مشاهده می شود که متوسط آن  $-۰,۷$  می باشد. در عرض های ۳۰ تا ۴۰ درجه

شاخص QBO بیان می کند(شکل ۱۴). بررسی نیمرخ قائم جو در فاز شرقی نشان داد که منطقه کلاهدک قطبی دارای همبستگی مثبت و افزایش فشار بوده اما نکته بسیار مهم این بود که بین عرض های ۲۵ تا ۳۵ درجه و ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی همبستگی منفی و معناداری در جو شکل گرفته که به ترتیب  $-۱$  و  $-۰,۹$  را به خود اختصاص داده اند و بیشینه آن ها در پایین ترا از تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال قرار گرفته است. در این بین و در تراز ۱۰ و ۲۰ هکتوپاسکال



شکل ۱۵. نقشه های مقطع قائم همبستگی متوسط گیری شده برای طول های ۵۰ تا ۶۰ درجه شرقی در دوره ها شدید فاز شرقی/غربی QBO

آمده حاکی از آن بودند که QBO و AO در اغلب ماه ها دارای ارتباط نسبتاً ضعیفی هستند اما در برخی ماه ها مانند ژانویه از همبستگی بالایی برخوردار هستند. این در حالی است که در ماه ها گرم سال به خصوص جولای و آگوست دارای ارتباط بالایی است. بررسی مقادیر همبستگی میان مولفه باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۵۰، ۵۰، ۳۰، ۲۰ و ۱۰ هکتوپاسکال در فصل های مختلف نشان داد که در پوشش سپهر در فصل زمستان غالباً کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در کلاهک قطبی و افزایش آن در شمال اقیانوس آرام و شمال آسیای غربی در بر دارد. در فصل تابستان هیچ همبستگی معنادار و بالایی در پوشش سپهر مشاهده نشد جز در برخی موارد که دارای ارتباط ضعیفی بود. در فصل بهار بیشینه همبستگی منفی در منطقه شمال اروپا که منطقه جنب قطبی بوده مشاهده شد. علاوه بر آن سه هسته همبستگی منفی بر روی آمریکای شمالی، شرق آسیا تا غرب اقیانوس آرام و هسته سوم بر روی شمال آفریقا بوده که هسته واقع بر روی شمال آفریقا با هسته واقع در شمال اروپا یا یکدیگر ادغام شده که جو خاورمیانه و ایران را نیز در پوشش سپهر متاثر می سازد. در فصل پاییز یک هسته همبستگی منفی بر روی شمال آمریکای شمالی تشکیل می شود که با ۳ هسته همبستگی مثبت بر روی شمال اقیانوس اطلس، شرق آسیا و شمال اقیانوس آرام همراه است. بررسی ها بر روی ایران و خاورمیانه نشان داد

و مابین ترازهای ۶۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال همبستگی منفی بسیار قوی بوقوع پیوسته که تا -۱ در مرکز آن رسیده است. از طرفی بین عرض های ۱۰ تا ۳۰ درجه از سطح ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال همبستگی مثبت برقرار بوده که در برخی ترازها به مقدار ۱ رسیده است. نکته جالب اینکه همبستگی منفی متمایل به سمت قطب بوده و همبستگی مثبت متمایل به استوا بوده که به خوبی نشان می دهد که این برهمکنش متاثر از دو چشمه تاثیرگذار از فعالیت مستقیم QBO و یا غیر مستقیم توسط تاوه قطبی بوده است (شکل ۱۵).

### جمع بندی

نوسان شبه دوساله یک نوسان غیرخطی است که به طور محلی و به واسطه گسترش قائم و بالاسوی امواج استوایی پدید می آید. این امواج استوایی که دارای سرعت فاز غرب سو و شرق سو هستند، در نتیجه همرفت های عمیق در مناطق حاره بوجود می آیند و در فاز شرق سو بوده با انتقال امواج بصورت امواج کلوین، امواج گرانی، امواج گرانی-لخت و در فاز غرب سو امواج گرانی-راسبی بوده جو مناطق برون حاره را متاثر می سازد (مفیدی، ۱۳۸۵). در همین راستا بین بازه زمانی ۲۰۲۰-۱۹۴۸ اقدام به بررسی نقش نوسان شبه دوساله در تغییرپذیری گردش پوشش سپهر-وردسپهر تاوه قطبی در ارتباط با تغییرات گردش جو بر روی جنوب غرب آسیا و ایران شد. نتایج بدست

که در فصل زمستان عرض های بالاتر از ۵۰ درجه دارای همبستگی منفی و با کاهش ژئوپتانسیل همراه بوده است. افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی ایران در فصل زمستان در بالاتر از ۱۰۰ هکتوپاسکال بین عرض های استوا تا ۴۰ درجه شمالی قرار دارد. در فصل تابستان تقریباً هیچ ارتباط معناداری میان باد مداری تراز ۳۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی ایران و خاورمیانه مشاهده نشد. در فصل بهار در جنوب ایران و به موازات آن مناطق جنوبی خاورمیانه در پوشش سپهر کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل را به همراه داشته و بر روی دریای خزر نیز این وضعیت بین وردسپهر فوقانی و پوشش سپهر زیرین برقرار است. فصل پاییز با افزایش نسبی ارتفاع ژئوپتانسیل در قسمت های جنوبی خاورمیانه در پوشش سپهر همراه بوده و در وردسپهر میانی و زیرین کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی نوار شمالی کشور بود. در دوره های شدید فاز شرقی مشاهده شد که بیشینه کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در پوشش سپهر در منطقه ای بر روی ایران و به خصوص شمال ایران و شرق دریای خزر می باشد. اما طی این دوره در وردسپهر میانی بر روی دریای مدیترانه افزایش شدید ارتفاع ژئوپتانسیل را در بر داشته و عمده کاهش این کمیت بر روی جنوب ایران و جنوب شرق خاورمیانه است. در فاز شدید غربی به خصوص در تراز های بالاتر پوشش سپهر در شرق دریای خزر هسته مثبت همبستگی تشکیل شده که در ترازهای زیرین این هسته ضعیف تر شده است. به گونه ای که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شرق دریای مدیترانه، نیمه شمالی ایران و قسمت های شمالی پاکستان از کاهش محسوس ارتفاع ژئوپتانسیل خبر می دهد. بررسی نیمرخ های قائم در دوره های شدید نشان داد که در فاز شرقی در جنوب ایران و شمال دریای خزر کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل حاکم بوده که در عرض های میانه متاثر از گسترش پایین سوی امواج از پوشش سپهر به وردسپهر فوقانی و میانی بر روی ایران بوده است. در فاز غربی کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی ایران متاثر از کاهش آن در قطب و حاصل برهمکنش جریانات قطبی با منطقه بوده اما در مناطق جنوبی افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل متاثر از گردش حاره و به خصوص منطقه پوشش سپهری استوایی است. نتایج بدست آمده با تحقیقات اسبقی و همکاران (۱۳۹۳) سیفی و همکاران (۱۳۹۷) در بخش

تاثیر نوسان QBO بر روی لبه بیرونی تاوه قطبی همسو بوده اما نتایج بدست آمده در این تحقیق ضمن بررسی وضعیت گردش جو در پوشش سپهر و وردسپهر به نحوه انتقال امواج بر روی ایران بر اساس سرمنشا آن در پوشش سپهر اشاره داشته که در تحقیقات داخلی بدان کمتر پرداخته شده است. کای و همکاران (۲۰۲۲) نیز نشان دادند که گردش پوشش سپهری در تغییر فازهای QBO سبب شده تا الگوی فشار بر روی اقیانوس اطلس و آرام به شدت تغییر یابد که در تحقیق حاضر نیز این امر مشاهده و نتیجه گیری شد.

### مراجع

اسبقی، قربان؛ جغتایی، محمد؛ محب الحجه، علیرضا (۱۳۹۳). بررسی اثر نوسان شبه دوسالانه (QBO) بر ساختار تاوه قطبی در ابتدای زمستان. مجموعه مقالات شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۳ تا ۲۵ اردیبهشت ماه ۱۳۹۳.

سیفی، زینب، میررکنی، مجید، جغتایی، محمد، محب الحجه، علیرضا (۱۳۹۷). بررسی اثر نوسان شبه دوسالانه (QBO) بر تاوه قطبی روی پوشش سپهر پایینی و میانی. مجموعه مقالات هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۳ تا ۲۵ اردیبهشت ماه ۱۳۹۷.

مفیدی، عباس (۱۳۸۵). تحلیل دینامیکی نقش گردش بزرگ مقیاس پوش سپهری در کاهش ازن پوش سپهری، فصل نامه جغرافیایی سرزمین، علمی-پژوهشی، سال سوم، شماره ۱۰. (قسمت اول)  
مفیدی، عباس (۱۳۸۵). تحلیل دینامیکی نقش گردش بزرگ مقیاس پوش سپهری در کاهش ازن پوش سپهری، فصل نامه جغرافیایی سرزمین، علمی-پژوهشی، سال سوم، شماره ۱۱. (قسمت دوم)  
میررکنی، مجید؛ محب الحجه، علیرضا؛ احمدی گیوی، فرهنگ (۱۳۹۲). نقش گردش های پوشش سپهر در بی هنجاری های اقلیمی زمستان های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸. مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۷، شماره ۱.

اسبقی، قربان؛ جغتایی، محمد؛ محب الحجه، علیرضا (۱۳۹۴). بررسی اثرات نوسان شبه دوسالانه (QBO) بر وردسپهر برون حاره ای در اوایل زمستان از دیدگاه انرژی، نشریه پژوهشهای اقلیم شناسی □ سال ششم □ شماره ۲۳.

خدادادی، محمدمهدی؛ آزادی، مجید؛ مرادی، محمد؛ رنجبر سعادت آبادی، عباس (۱۳۹۹). اثر نوسان شبه دوسالانه بر شکست امواج راسبی روی اروپا و غرب آسیا از دیدگاه فعالیت موج، فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۶، شماره ۳.  
جهان بخش اصل، سعید؛ محمدی، غلام حسن؛ خجسته غلامی، وحید؛ آزاده قره باغ، اسما (۱۳۹۹). اثرات نوسانات شبه دوسالانه بر بارش های زمستانه ایران، پژوهش های جغرافیای طبیعی، دوره ۲۵، شماره ۱.

Cai, Q., Chen, W., Chen, S., Ma, T., & Garfinkel, C. I. (2022). Influence of the Quasi-Biennial Oscillation on the Spatial Structure of the Wintertime Arctic Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(8), e2021JD035564.

Anstey, J. A., Simpson, I. R., Richter, J. H., Naoe, H., Taguchi, M., Serva, F., ... & Yukimoto, S. (2022). Teleconnections of the Quasi-Biennial Oscillation



- Atmospheric Sciences, 68(9), 2026–2041. <https://doi.org/10.1175/2011jas3702.1>
- Ma, T., Chen, W., Huangfu, J., Song, L., & Cai, Q. (2021). The observed influence of the quasi-biennial oscillation in the lower equatorial stratosphere on the East Asian winter monsoon during early boreal winter. *International Journal of Climatology*, 41, 6254–6269. <https://doi.org/10.1002/joc.7192>
- Wang, J. B., Kim, H. M., & Chang, E. K. M. (2018). Interannual modulation of northern hemisphere winter storm tracks by the QBO. *Geophysical Research Letters*, 45(6), 2786–2794. <https://doi.org/10.1002/2017gl076929>
- Liess, S., & Geller, M. A. (2012). On the relationship between QBO and distribution of tropical deep convection. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117, D03108. <https://doi.org/10.1029/2011jd016317>
- Martin, Z., Son, S. W., Butler, A., Hendon, H., Kim, H., Sobel, A., et al. (2021). The influence of the quasi-biennial oscillation on the Madden-Julian oscillation. *Nature Reviews Earth & Environment*, 13. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00173-9>
- Son, S. W., Lim, Y., Yoo, C. H., Hendon, H. H., & Kim, J. (2017). Stratospheric control of the Madden-Julian oscillation. *Journal of Climate*, 30(6), 1909–1922. <https://doi.org/10.1175/Jcli-D-16-0620.1>
- Xue, X., Chen, W., Chen, S., & Zhou, D. (2015). Modulation of the connection between boreal winter ENSO and the South Asian high in the following summer by the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 7393–7411. <https://doi.org/10.1002/2015jd023260>
- Zhang, C. D., & Zhang, B. S. (2018). QBO-MJO connection. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(6), 2957–2967. <https://doi.org/10.1002/2017jd028171>
- Zhang, J. K., Xie, F., Ma, Z. C., Zhang, C. Y., Xu, M., Wang, T., & Zhang, R. H. (2019). Seasonal evolution of the quasi-biennial oscillation impact on the northern hemisphere polar vortex in winter. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(23), 12568–12586. <https://doi.org/10.1029/2019jd030966>
- Marshall, A. G., & Scaife, A. A. (2009). Impact of the QBO on surface winter climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114, 6. <https://doi.org/10.1029/2009jd011737>
- Rao, J., Garfinkel, C. I., & White, I. P. (2020a). Impact of the quasi-biennial oscillation on the northern winter stratospheric polar vortex in CMIP5/6 models. *Journal of Climate*, 33(11), 4787–4813. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0663.1>
- Rao, J., Garfinkel, C. I., & White, I. P. (2020c). Projected strengthening of the extratropical surface impacts of the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Geophysical Research* in a multi-model ensemble of QBO-resolving models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(744), 1568–1592.
- Baldwin, M. P., Gray, L. J., Dunkerton, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., et al. (2001). The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics*, 39(2), 179–229. <https://doi.org/10.1029/1999rg000073>
- Chen, W., & Wei, K. (2009). Interannual variability of the winter stratospheric polar vortex in the northern hemisphere and their Relations to QBO and ENSO. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26(5), 855–863. <https://doi.org/10.1007/s00376-009-8168-6>
- Wei, K., Chen, W., & Huang, R. H. (2007). Association of tropical Pacific sea surface temperatures with the stratospheric Holton-Tan Oscillation in the Northern Hemisphere winter. *Geophysical Research Letters*, 34(16), 6. <https://doi.org/10.1029/2007gl030478>
- Gray, L. J., Anstey, J. A., Kawatani, Y., Lu, H., Osprey, S., & Schenzinger, V. (2018). Surface impacts of the quasi biennial oscillation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(11), 8227–8247. <https://doi.org/10.5194/acp-18-8227-2018>
- Baldwin, M. P., & Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294(5542), 581–584. <https://doi.org/10.1126/science.1063315>
- Chen, W., & Li, T. (2007). Modulation of northern hemisphere wintertime stationary planetary wave activity: East Asian climate relationships by the Quasi-Biennial Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D20), 13. <https://doi.org/10.1029/2007jd008611>
- Perlwitz, J., & Harnik, N. (2003). Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *Journal of Climate*, 16(18), 3011–3026. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3011:oeoasi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3011:oeoasi>2.0.co;2)
- Perlwitz, J., & Harnik, N. (2004). Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes. *Journal of Climate*, 17(24), 4902–4909. <https://doi.org/10.1175/Jcli-3247.1>
- Shaw, T. A., & Perlwitz, J. (2013). The life cycle of northern hemisphere downward wave coupling between the stratosphere and troposphere. *Journal of Climate*, 26(5), 1745–1763. <https://doi.org/10.1175/Jcli-D-12-00251.1>
- Garfinkel, C. I., & Hartmann, D. L. (2011a). The influence of the quasi-biennial oscillation on the troposphere in winter in a hierarchy of models. Part I: Simplified dry GCMs. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(6), 1273–1289. <https://doi.org/10.1175/2011jas3665.1>
- Garfinkel, C. I., & Hartmann, D. L. (2011b). The influence of the quasi-biennial oscillation on the troposphere in winter in a hierarchy of models. Part II: Perpetual winter WACCM runs. *Journal of the*

- and Physics, 17(11), 6813-6823.
- Scaife, A.A., Athanassiadou, M., Andrews, M., Arribas, A., Baldwin, M., Dunstone, N., Knight, J., MacLachlan, C., Manzini, E., Müller, W.A., Pohlmann, H., Smith, D., Stockdale, T. and Williams, A. (2014b) Predictability of the quasi-biennial oscillation and its northern winter teleconnection on seasonal to decadal timescales. *Geophysical Research Letters*, 41, 1752-1758.
- Gray, L.J., Anstey, J.A., Kawatani, Y., Lu, H., Osprey, S. and Schenzinger, V. (2018) Surface impacts of the Quasi-Biennial Oscillation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 8227-8247. <https://doi.org/10.5194/acp-18-8227-2018>.
- Letters, 47(20), e2020GL089149. <https://doi.org/10.1029/2020GL089149>
- Anstey, J. A., & Shepherd, T. G. (2014). High-latitude influence of the quasi-biennial oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(678), 1-21. <https://doi.org/10.1002/qj.2132>
- Wallace, J. M., Panetta, R. L., & Estberg, J. (1993). Representation of the equatorial stratospheric quasi-biennial oscillation in EOF phase space. *Journal of the atmospheric sciences*, 50(12), 1751-1762.
- Tweedy, O. V., Kramarova, N. A., Strahan, S. E., Newman, P. A., Coy, L., Randel, W. J., ... & Frith, S. M. (2017). Response of trace gases to the disrupted 2015-2016 quasi-biennial oscillation. *Atmospheric Chemistry*

# Investigating role of the Quasi-Biennial Oscillation in the variability of the Stratospheric-Tropospheric circulation of the Polar Vortex in relation to the atmospheric circulation changes over Southwest Asia and Iran.

*Hasan Haji mohammadi*

*PhD of Synoptic Climatology, Geography Department, Tarbiat Modares University of Tehran, Tehran, Iran*

\*Corresponding Author Email: [Ha.hajimohammadi@stu.um.ac.ir](mailto:Ha.hajimohammadi@stu.um.ac.ir)

Received: 03 August 2021 , accepted: 01 November 2021

## ABSTRACT

One of the most important dominant oscillations of the stratosphere is the Quasi-Biennial Oscillation, which has important effects on atmospheric circulation in extratropical regions and especially large-scale systems such as polar ice caps. In this regard, it was tried to study the role of QBO in the atmospheric variability of stratospheric-tropospheric polar convection in connection with atmospheric circulation over West Asia and Iran. For this purpose, data from the National Center of Environmental Prediction/ National Center of Atmospheric Sciences (NCEP/NCAR) and the Singapore Center were used during the statistical period of 1948-2020. The results indicated that the changes in atmospheric circulation in the stratosphere in the winter season include the decrease in geopotential height in the polar cap and its increase in the North Pacific Ocean and North West Asia. But this situation did not show any significant relationship in the summer season of the Northern Hemisphere stratosphere. In the spring season, the maximum correlation was with the outer edge of the polar ice cap and in mid-latitudes, which had a high negative correlation. In the autumn season, the increase in geopotential height in the southern parts of the Middle East in the stratosphere and in the middle and lower troposphere leads to a decrease in geopotential height over the north of Iran. Further, after identifying the most intense period of QBO activity, it was found that in the eastern phase and in the stratosphere, there was a significant decrease in geopotential height over Iran, but in the troposphere, the reverse of this situation occurred. In the western phase, the main decrease in geopotential height over the Mediterranean Sea has been continuously occurring in the middle troposphere and lower stratosphere. The results showed that in the eastern phase, the origin of the waves over Iran is the mid-latitude stratosphere, but in the western phase, the origin of the geopotential height decrease and increase is in the stratospheric polar vortex and the equatorial stratosphere, respectively.

**Keywords:** *Quasi-Biennial Oscillation (QBO), Stratosphere and Troposphere, Polar Vortex, West Asia and Iran*

## HOW TO CITE THIS ARTICLE

*Haji mohammadi, H. (2021). Investigating role of the Quasi-Biennial Oscillation in the variability of the Stratospheric-Tropospheric circulation of the Polar Vortex in relation to the atmospheric circulation changes over Southwest Asia and Iran.. J. Meteorol. Atmos. Sci., 4(4): 308-325*

## COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

