

## تحلیل دینامیکی نقش گردش بزرگ مقیاس پوش سپهری

### در کاهش ازن پوش سپهری

«قسمت دوم»

ساز و کار حاکم بر فرآیندهای دینامیکی\*

عباس مفیدی

گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

E-mail: [abbasmofidi@gmail.com](mailto:abbasmofidi@gmail.com)

(دریافت: ۱۳۸۵/۰۲/۱۵، پذیرش نهایی: ۱۳۸۵/۰۷/۱۰)

#### چکیده:

به منظور شناسایی و درک ساز و کار حاکم بر ورودش پذیری و کاهش ازن پوش سپهری، اصول دینامیکی حاکم بر لایه پوش سپهری مورد توجه قرار گرفت. بدین منظور ارتباط بین مهمترین مؤلفه های دینامیکی پوش سپهری از جمله تاوه قطبی، امواج راسبی مقیاس سیاره ای، گرمایش ناگهانی پوش سپهری و QBO با ورودش پذیری و کاهش ازن پوش سپهری تشریح شد. یافته ها نشان می دهد که تاوه قطبی پوش سپهری نقشی کلیدی در ورودش پذیری سال به سال ازن کلی داشته و یک پیش شرط اصلی در کاهش ازن و پیدایش حفره ی ازن پوش سپهری محسوب می گردد. بر این اساس شکل، وسعت، شدت و میزان تداوم تاوه قطبی تعیین کننده ی میزان کاهش ازن و حداکثر پوشش منطقه ای حفره ی ازن می باشد.

یافته ها بیانگر آنست که واداشت دینامیکی ناشی از فعالیت موج وردسپهری، چشمه اصلی ورودش های پوش سپهری بوده و گسترش بالاسوی امواج راسبی مقیاس سیاره ای ضمن ایجاد گردش بروئر-دابسون و پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری، توزیع زمانی و مکانی ازن کلی و کاهش یا افزایش ازن پوش سپهری را کنترل می نماید. بدین لحاظ گردش پوش سپهری زمستانی قویاً از گسترش قائم امواج وردسپهری متأثر گردیده و میزان فعالیت امواج سیاره ای در پوش سپهری و نحوه برهم کنش آنها با مؤلفه های دینامیکی ای چون QBO و تاوه قطبی، ضمن کنترل گردش بروئر-دابسون و نرخ دما، میزان انتقال و ورودش پذیری سال به سال ازن پوش سپهری را تعیین می نماید.

پدیده گرمایش ناگهانی، برجسته ترین پدیده دینامیکی است که در پوش سپهری بوقوع می پیوندد. گسیختگی تاوه قطبی در طول یک گرمایش ناگهانی اصلی یا در طول گرمایش پایانی، بالاترین میزان اختلاط هوای ممکن را در پوش سپهری، بین عرض های میانی و قطبی ممکن می سازد که نتیجه مستقیم آن انتقال هوای فقیر از ازن از داخل تاوه قطبی به عرض های میانی است. QBO عامل اصلی ورودش پذیری در پوش سپهری حاره ای محسوب می گردد. یافته ها نشان می دهد که ساختار باد مداری در پوش سپهری، گسترش امواج سیاره ای وردسپهری را از خود متأثر می سازد. زمانی که QBO در پوش سپهری تحتانی حاره ای در فاز غربی خود قرار دارد، امواج سیاره ای بدون مواجهه با یک سطح بحرانی قادر به عبور از استوا و گسترش به داخل نیمکره تابستانی خواهند بود. در چنین وضعیتی تاوه قطبی سردتر و قویتر بوده و گرمایش ناگهانی پوش سپهری از شدت و فراوانی کمتری برخوردار است و حفره ی ازن بزرگتر خواهد بود. در مقابل، در فاز شرقی QBO، امواج سیاره ای در مواجهه با سطح بحرانی به عرض های میانی و قطبی نیمکره زمستانی محدود می شوند. در چنین شرایطی تاوه قطبی گرم تر و ضعیف تر بوده و گرمایش ناگهانی پوش سپهری از شدت و فراوانی بیشتری برخوردار است و حفره ی ازن کوچکتر خواهد بود.

**واژگان کلیدی:** پوش سپهری، تاوه قطبی پوش سپهری، امواج راسبی مقیاس سیاره ای، گرمایش ناگهانی پوش سپهری، نوسان شبه دوساله، وردایست، حفره ی ازن.

\* به جهت پیوستگی این قسمت از مقاله با قسمت قبلی و نیازی که به مطالعه مفاهیم ارائه شده در بخش نخست وجود دارد خوانندگان محترم می توانند در صورت در دسترس نبودن قسمت اول جهت دریافت آن با آدرس الکترونیکی نویسنده مکاتبه نمایند.

**۱. مقدمه:** وردش پذیری فصلی و سال به سال ازن پوش سپهری یکی از موضوعاتی است که بخصوص از زمان شناسایی روند کاهش ازن در عرض های برون حاره ای و قطبی پوش سپهر توجه محققین بسیاری را بخود جلب نموده است. بررسی های موجود بیانگر آنست که کاهش ازن پوش سپهری نتیجه ارتباط متقابل فرآیندهای فتوشیمیائی، تابشی و دینامیکی در پوش سپهر می باشد [Drake, 1995]. در واقع تجزیه و تخریب ازن در آن قسمت از پوش سپهر صورت می پذیرد که: ۱- مواد شیمیائی بصورت واکنشی و فعال (رادیکال های آزاد کلر یا بروم) به مقدار کافی وجود داشته باشد. ۲- دما به اندازه کافی پایین باشد (بایستی پائین تر از  $۷۸^{\circ}\text{C}$  باشد). ۳- اشعه ماوراء بنفش خورشید تابش نماید [Brasseur and Solomon, 1986]. در این میان فرآیندهای دینامیکی پیش شرط اصلی جهت فراهم شدن بندهای اول و دوم محسوب می گردند. بدین ترتیب پاسخگوئی به پرسش موجود در رابطه با کاهش ازن پوش سپهری و اینکه چرا مقادیر ازن در عرضهای برون حاره در طی زمستان و بهار شمالی به حداکثر خود رسیده و در طی تابستان و پائیز به کمترین مقدار خود می رسد؟ و یا اینکه چرا حفره ی ازن تنها بر فراز قطب جنوب آنها در فصل بهار نیمکره جنوبی ایجاد می شود؟ در کنار پرسش های دیگری از جمله این پرسش که چرا مساحت حفره ی ازن قطب جنوب آنچنانکه در شکل ۱a مشاهده می گردد، وردش های سال به سال زیادی را از خود نشان می دهد؟ همگی به درک فرآیندهای دینامیکی حاکم بر پوش سپهر نیازمند هستند.

در این رابطه، مطالعات گسترده و سازمان یافته ی سال های اخیر، موجب شناسایی و درک برخی از خصوصیات دینامیکی بنیادی در جو میانی از جمله نوسان شبه دو ساله، شکست امواج، تاوه قطبی، گردش بروئر- دابسون و نحوه برهم کنش آنها در پوش سپهر گردیده است. بطوری که بروز برخی از پیچیده ترین پدیده های دینامیکی جو همچون شکست امواج، نوسان شبه دو ساله بادهای استوایی، بویژه وقوع پدیده گرمایش ناگهانی در پوش سپهر، جو میانی را بطور کل و پوش سپهر را بطور خاص عرصه اصلی مطالعه و آزمایش متخصصان دینامیک جو قرار داده است. بدون شک درک نحوه ارتباط بین این مؤلفه های دینامیکی با کاهش یا وردش ازن پوش سپهری انگیزه اصلی بسیاری از پژوهش ها در پوش سپهر بوده است. به منظور تبیین این مؤلفه ها در ادامه مهمترین فرآیندهای دینامیکی که بر وردش پذیری و کاهش ازن پوش سپهری در مقیاس های زمانی و مکانی متفاوت تأثیر گذار هستند، تشریح می گردد.

## ۲. چارچوب نظری و روش تحقیق:

مقاله حاضر قسمت دوم مقاله ای است که در شماره ۱۰ مجله سرزمین به چاپ رسیده است. هدف اصلی این قسمت از مقاله تبیین واداشت های دینامیکی کنترل کننده وردش های زمانی و مکانی ازن پوش سپهری بویژه سازوکار دینامیکی حاکم بر تشکیل حفره ی ازن در پوش سپهر است. در نگاشتن مقاله از نگرشی تحلیلی استفاده گردیده و مقاله ساختاری مروری دارد. جهت تبیین جامع موضوع، مطالعه کتابخانه ای گسترده ای توسط نویسنده در چند سال اخیر صورت گرفته و سعی گردیده ساختار پوش سپهر از منظر اقلیم شناسی دینامیک مورد بررسی قرار گیرد. سؤال اصلی که این قسمت از مقاله درصدد پاسخگویی به آن است عبارتست از: چگونه واداشت های دینامیکی سبب کاهش و یا وردش ازن پوش سپهری می گردند؟

## ۳. دینامیک کاهش ازن پوش سپهری

**۱-۳. تاوه قطبی و کاهش ازن پوش سپهری:** پس از اعتدال پائیزی منطقه قطبی در نیمکره زمستانی در تاریکی فرو می رود و گرمایش ناشی از جذب اشعه ماوراءبنفش خورشیدی و تولید ازن پوش سپهری متوقف می گردد.

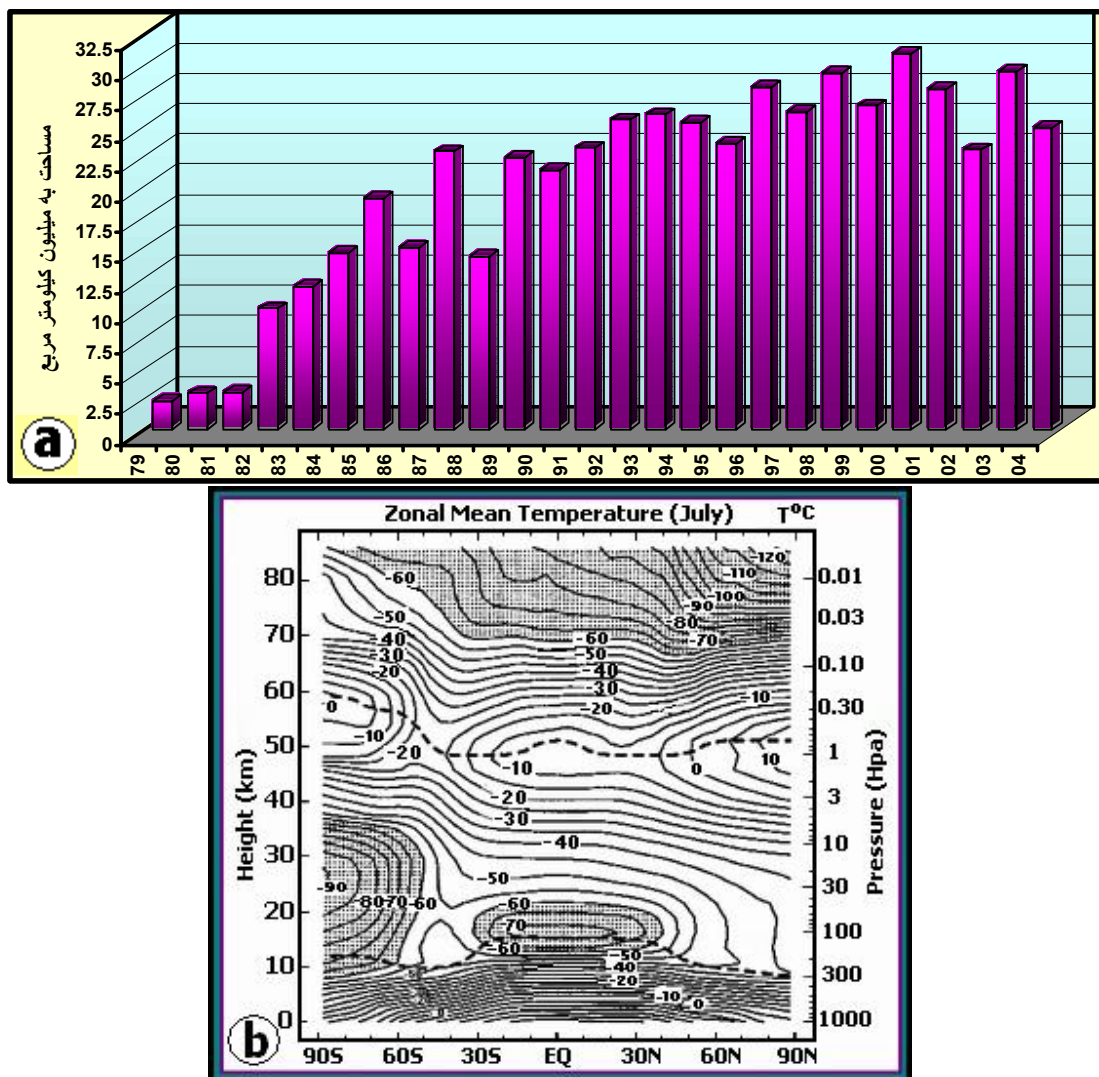
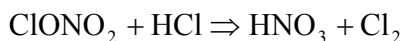
خروج انرژی گرمایی از طریق تابش گرمایی زمین (طول موج بلند) به سرعت پوش سپهر قطبی را سرد می کند و پوش سپهر قطبی دماهای خیلی پائین تری را در مقایسه با پوش سپهر عرض های میانی تجربه می کند (شکل ۱b). بدنبال این امر، شیب فشار در امتداد عرض جغرافیائی (نصف النهاری) بین مناطق قطبی و عرض های میانی افزایش می یابد که در ترکیب با چرخش وضعی زمین (نیروی کوریولیس) یک کمربند باد غربی موسوم به «جت شب قطبی»<sup>۱</sup> را در مناطق پیرامون قطب بوجود می آورد (شکل ۶d و ۶e در قسمت اول)، که در جانب داخلی آن «تاوه قطبی پوش سپهری»<sup>۲</sup> شکل می گیرد [Coy et al., 1997; Schoeberl and Newman, 2003].

در تمام طول زمستان این جت دور تا دور منطقه قطبی از جهت غرب به شرق جریان دارد و در برخی موارد سرعت باد در حاشیه استوایی جت به ۳۶۰ کیلومتر در ساعت می رسد و تمامی ضخامت جو را از وردسپهر میانی تا پوش سپهر فوقانی تحت کنترل خود قرار می دهد. در داخل این جت با افزایش ارتفاع بر وسعت تاوه قطبی افزوده می شود، بطوریکه در پوش سپهر فوقانی تا عرض ۵۰° را در هر نیمکره اشغال می نماید (شکل ۶b و ۶c در قسمت اول)، [Waugh and Randel, 1999]. همین امر موجب جدا شدن هوای داخل تاوه از هوای عرض های میانی می گردد. تسلط شب طولانی قطبی به همراه ایزوله شدن هوا و عدم مبادله انرژی با عرض های پائین تر - بواسطه استقرار جت شب قطبی - موجب خروج تدریجی انرژی از جو مناطق قطبی شده و دماهای بسیار پائینی را در داخل تاوه قطبی موجب می گردد (شکل ۱b)، [Andrew et al., 1987; Manney and Zurek, 1993].

تداوم تاوه قطبی در سرتاسر زمستان موجب سرد شدن شدید هوای داخل تاوه در پوش سپهر تحتانی می گردد، بطوریکه دمای متوسط در تاوه شمالی به حدود ۷۰°- سانتیگراد رسیده (شکل ۲a) و در تاوه جنوبی به جهت خصوصیات دینامیکی خاص نیمکره جنوبی از مرز ۹۰°- نیز عبور می نماید (شکل ۲b و ۲b)، [Schoeberl and Hartmann, 1991]. چنین وضعیتی موجب شکل گیری نوع خاصی از ابرها در پوش سپهر قطبی موسوم به «ابره های پوش سپهری قطبی»<sup>۳</sup> می گردد. این ابرها که حاوی مواد انتقال یافته توسط گردش بروئر- دابسون به مناطق قطبی هستند (عمدتاً تری هیدرات اسید نیتریک  $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) در مرحله اول در دمای آستانه ۷۸°- در داخل تاوه قطبی و در پوش سپهر تحتانی بصورت مایع تشکیل می شوند که به «ابره های نوع اول» مشهور هستند [Tabazadeh et al., 1994]. ابرهای نوع اول به صورت محدود تنها در اوج زمستان شمالی در تاوه نیمکره شمالی مشاهده می شوند (شکل ۲a) در حالیکه در تاوه جنوبی در سرتاسر دوره سرد سال قابل مشاهده بوده و در اوج زمستان یا در بخش مرکزی تاوه جنوبی که دما به پائین تر از ۸۸°- کاهش می یابد، ابرهای پوش سپهری بطور کامل یخ زده و نوع جدیدی از ابرها را تشکیل می دهند که حالت جامد داشته و به «ابره های نوع دوم» معروف هستند (شکل ۲b)، [Solomon, 1999; WMO, 2003; IPCC, 2005]. در واقع ابرهای پوش سپهری قطبی یک مؤلفه کلیدی در تخریب ازن و پیدایش حفره ی ازن قطب جنوب محسوب می گردند. ابرهای پوش سپهری قطبی که چاهه ای محلی برای جمع شدن CFCها در داخل تاوه قطبی محسوب می شوند در شب طولانی قطبی، طی یک سری واکنش های «ناهمگن»<sup>۴</sup> انواع کلر تقریباً غیر واکنشی همچون نیترات کلر ( $\text{ClONO}_2$ ) و اسید هیدروکلرید ( $\text{HCl}$ ) را بر روی سطح

1. Polar Night Jet  
2. Stratospheric Polar Vortex  
3. Polar Stratospheric Clouds [PSCs]  
4. Heterogeneous

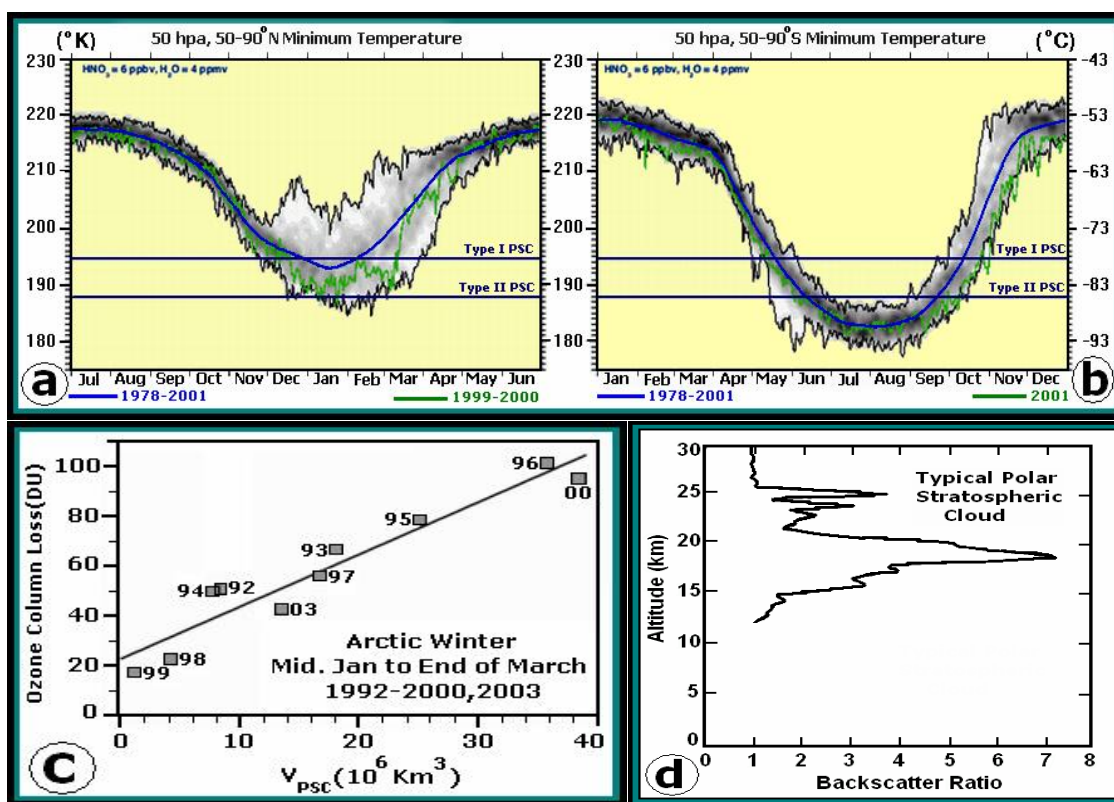
خود به کلر مولکولی ( $Cl_2$ ) و اسید نیتریک ( $HNO_3$ ) تبدیل می کنند [Turco,1997;Shanklin,2001;WMO,2003].



شکل ۱. شکل ۱a مساحت متوسط حفره ی از ن قطب جنوب در طی روزهای ۱۵ سپتامبر الی ۱۵ اکتبر طی سال (۲۰۰۴ - ۱۹۷۹) به میلیون کیلومتر مربع. شکل ۱b ساختار حرارتی جو در ماه ژوئیه (زمستان نیمکره جنوبی). در پوش سپهر و میان سپهر مناطقی که دارای دمای پائین تر از  $-60^{\circ}C$  - سانتیگراد هستند بصورت سایه دار نشان داده شده است [WMO,2002;Randel et al.,2004].

کلر مولکولی با توجه به اینکه میل ترکیب با یخ را ندارد از سطح ابر تبخیر می شود درحالیکه اسید نیتریک بر روی ذرات ابر بصورت یخ زده باقی می ماند و بتدریج به همراه ذرات سنگین ابرهای پوش سپهری به سمت پائین نزول نموده و از پوش سپهر خارج می شود. نزول اسید نیتریک به همراه ذرات سنگین ابرهای پوش سپهری قطبی به درون وردسپهر موجب «نیتروزن زدایی» در داخل پوش سپهر قطبی می شود [Gardiner,1989;Tabazadeh et al.,2000;2001].

بدین ترتیب با برداشت نیتروژن، فرآیند تشکیل برخی از انواع کلر غیر واکنشی همچون نیترات کلر در داخل تاوه قطبی متوقف شده و شرایط جهت تخریب گسترده ازن در ابتدای فصل بهار مهیاء می گردد [Solomon,1999;Tabazadeh et al.,2001]. در مقابل، کلر مولکولی حاصل از این واکنش به جهت اینکه قادر نیست بطور مستقیم با ازن پوش سپهری واکنشی انجام دهد در سرتاسر فصل زمستان در داخل تاوه قطبی نیمکره جنوبی انباشته شده و به محض تابش اولین اشعه های ماوراءبنفش خورشیدی در ماه سپتامبر (ابتدای فصل بهار جنوبی) تجزیه شده و به کلر اتمی (Cl) تبدیل می گردد. در این زمان از سال رادیکال های کلر (اتمهای کلر آزاد) به شدت با ازن موجود در تاوه قطبی واکنش نموده و موجب تخریب ازن و پیدایش حفره ی ازن در داخل تاوه جنوبی می گردند. برداشت نیتروژن از پوش سپهر قطبی تداوم روند تجزیه ازن را توسط کلر فعال در پوش سپهر در پی خواهد داشت [Turco,1997;WMO,2003]. وقوع تمامی فرآیندهای فوق بر سطح ابرهای پوش سپهری قطبی سبب گردیده تا این ابرها اصطلاحاً «منطقه اختلال شیمیایی» خوانده شوند [Anderson et al.,1991;Drake,1995].



شکل ۲. شکل ۲a و ۲b متوسط حداقل دمای ماهانه در حدفاصل  $50^{\circ}$ - $90^{\circ}$  شمالی و جنوبی در تراز  $50$  هکتوپاسکال. در هر دو شکل متوسط حداقل دما برای یک دوره ۲۴ ساله (۱۹۷۸-۲۰۰۱) با خط آبی ضخیم و دمای آستانه ی تشکیل ابرهای پوش سپهری قطبی نوع اول ( $-78^{\circ}\text{C}$ ) و نوع دوم ( $-88^{\circ}\text{C}$ ) با خطوط افقی نشان داده شده است [WMO,2003]. شکل ۲c ارتباط بین مجموع مساحت ابرهای پوش سپهری قطبی (به میلیون کیلومتر مکعب) و میزان کاهش ازن (به واحد دابسون) در طول  $10$  زمستان شمالی [IPCC,2005] و شکل ۲d ارتفاع متوسط تشکیل انواع ابرهای پوش سپهری قطبی در تاوه جنوبی [Solomon,1999]. جهت درک بهتر فرآیندها شکل ۲a را با ۲a (در قسمت اول) و شکل ۲b را با ۱b و شکل ۲d را با ۱d (در قسمت اول) مقایسه کنید.

با توجه به مطالب فوق علت کاهش ازن در قطبین زمین آن هم در اواخر زمستان و آغاز بهار، علاوه بر تجمع CFC ها

به شرایط اقلیمی و هواشناسی در پوش سپهر تحتانی وابسته است. و در واقع هر چقدر تاوه قویتر باشد و مساحت بیشتری را اشغال نماید، دمای هوای داخل آن پائین تر خواهد بود و میزان تخریب و تجزیه ازن نیز در ابتدای بهار بیشتر خواهد شد. برای درک بهتر نقش تاوه در کاهش ازن پوش سپهری شکل های ۲a و ۲b متوسط حداقل دمای ماهانه را در عرض های قطبی به همراه دمای آستانه جهت تشکیل ابرهای پوش سپهری نوع اول و دوم به تفکیک برای هر نیمکره نشان می دهند. مقایسه متوسط درازمدت حداقل دما بیانگر آنست که تاوه جنوبی از اواسط ماه می تا اواخر ماه اکتبر (بیش از ۵ ماه) شرایط مناسب جهت تشکیل ابرهای نوع اول و به مدت حدود ۴ ماه (شکل ۲b) شرایط تشکیل ابرهای نوع دوم را در پوش سپهر تحتانی (شکل ۲d) دارا می باشد. این در حالی است که در تاوه شمالی در اوج زمستان نیمکره شمالی تنها برای مدت حدود یک ماه (ماه ژانویه) امکان تشکیل ابرهای پوش سپهری نوع اول فراهم می گردد (شکل ۲a). این تفاوت بطور مستقیم نوع، مساحت و میزان تداوم ابرهای حاوی کلر و بروم را در قسمت تحتانی پوش سپهر کنترل می کند. بطوریکه با توجه به دمای بالاتر (گرمتر) در تاوه شمالی، مساحت ابرهای پوش سپهری قطبی شمالی بسیار محدودتر و تداوم آنها بسیار کمتر بوده و برخلاف نیمکره جنوبی ابرهای نوع دوم که بستر اصلی واکنش های ناهمگن هستند در تاوه شمالی مشاهده نمی گردد. از آنجائیکه میزان کاهش ازن مستقیماً با وسعت ابرهای پوش سپهری قطبی در ارتباط است (شکل ۲c)، بدین ترتیب تفاوت نیمکره ای در خصوصیات تاوه قطبی، ضمن کنترل دما در پوش سپهر قطبی، خصوصیات ابرهای پوش سپهری قطبی را بعنوان بستر اصلی تخریب ازن تعیین می نماید. نتیجه اینکه شکل، اندازه، وسعت و میزان تداوم تاوه قطبی تعیین کننده ی میزان کاهش ازن و حداکثر پوشش منطقه ای حفره ی ازن محسوب می گردد [Schoeberl and Hartmann, 1991]، بدین جهت در ادامه خصوصیات تاوه قطبی و فرآیندهای دینامیکی مؤثر بر آن به نحوه ویژه ای مورد توجه قرار خواهد گرفت.

### ۳-۲. فعالیت امواج مقیاس سیاره ای و کاهش ازن پوش سپهری:

میزان فعالیت و وردش های سال به سال امواج راسبی مقیاس سیاره ای ضمن تعیین شدت گردش بروئر-دابسون، توزیع زمانی و مکانی ازن پوش سپهری و تغییرات سال به سال ازن کلی را کنترل می کند [Salby and Callaghan, 2002]. بدین لحاظ تغییرات زمانی، مکانی و ارتفاعی ازن پوش سپهری در هر نیمکره به خصوصیات دینامیکی و تغییرات ساختار موج در همان نیمکره وابسته است [Fusco and Salby, 1999; Randel et al., 2002]. از این منظر میزان فعالیت امواج سیاره ای در رابطه با کاهش ازن پوش سپهری از دو جهت قابل طرح است. نخست از جهت تفاوت مقادیر ازن پوش سپهری در دو نیمکره شمالی و جنوبی و دوم از جهت وردش های سال به سال فعالیت امواج سیاره ای در جو و ارتباط آن با کاهش ازن پوش سپهری.

همانطوری که در قسمت اول مقاله شرح داده شد، مقادیر ازن کلی و ازن پوش سپهری از نظر مکانی، زمانی و ارتفاعی (شکل های ۱b، ۲a، ۲b، ۲c و ۹a در قسمت اول) در دو نیمکره متفاوت بوده و در پایان زمستان و آغاز بهار شمالی در پوش سپهر تحتانی و در عرض های بالای نیمکره شمالی به حداکثر میزان خود می رسد. این واقعیت با بررسی میزان فعالیت امواج سیاره ای در طول سال، همچنین مقایسه میزان فعالیت امواج سیاره ای در دو نیمکره به خوبی قابل تبیین است.

امواج راسبی مقیاس سیاره ای در وردسپهر بواسطه وجود موانع کوهستانی مرتفع و تضادهای گرمایی ایجاد می شوند و تنها زمانیکه بادهای غالب پوش سپهری جهت غربی دارند به داخل پوش سپهر گسترش می یابند

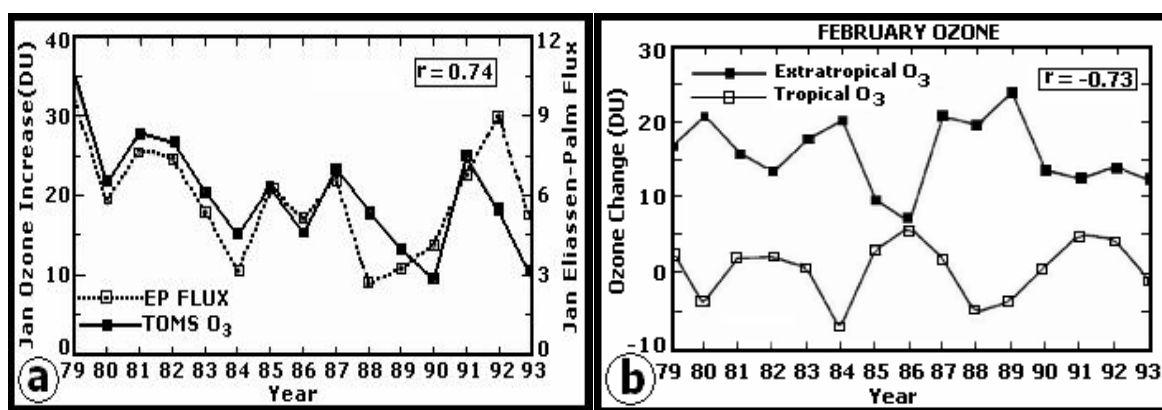
[Charney and Drazin, 1961; Matsuno, 1970; 1971; Shepherd, 2000]. استقرار توده های کوهستانی مرتفع و بزرگ آسیا (فلات تبت) و کوههای راکی به همراه توزیع ناهمگن سطوح خشکی و دریا، انحرافات اروگرافیک و تفاوت و تنوع گرمایی را در نیمکره شمالی افزایش می دهد و اختلاف گرمایی ناشی از آن دامنه امواج سیاره ای را در وردسپهر شمالی گسترده تر می نماید. نتیجه مستقیم این واداشت کوهستانی و اختلاف گرمایی، افزایش تبادل انرژی بین عرض های میانی و مناطق قطبی در نیمکره شمالی است. بدین لحاظ بر خلاف نیمکره جنوبی که امواج راسبی مقیاس سیاره ای به علت کاهش اختلافات گرمایی و کوچک بودن انحرافات اروگرافیک، گسترش نصف النهاری و بخصوص گسترش قائم کمتری را از خود نشان می دهند، در نیمکره شمالی این امواج از شدت و فراوانی بیشتری برخوردارند [Yulaeva et al., 1994]. به عبارتی در مقایسه با نیمکره شمالی عدم وجود توده های کوهستانی مرتفع، به همراه گسترش اقیانوس ها و همگنی سطحی در نیمکره جنوبی بخصوص در عرض های میانی و بالا، موجب کاهش اختلاف گرمایی در وردسپهر و بطور کلی اتمسفر نیمکره جنوبی شده و شکل گیری و فعالیت امواج مقیاس سیاره ای را در این نیمکره به شدت محدود می کند. نتیجه اینکه میزان تشکیل و فعالیت امواج مقیاس سیاره ای در نیمکره شمالی بخصوص در دوره سرد سال که تضادهای حرارتی در مقیاس نیمکره ای به حداکثر میزان خود می رسد، بیشتر و فراوان تر بوده و تبادل انرژی و تکانه بین عرضهای میانی و بالا، همچنین بین وردسپهر و پوش سپهر به بالاترین میزان خود می رسد [Schoeberl and Hartmann, 1991].

فعالیت بیشتر امواج سیاره ای وردسپهری در زمستان و بهار شمالی، گسترش و شکست موج و انتقال تکانه بیشتری را در Surf Zone نیمکره شمالی بدنبال دارد، که بر اساس اصل کنترل پائین سو، گردش بروئر-دابسون قویتر و انتقال ازن بیشتری را به سمت قطب زمستانی (نیمکره شمالی) در پی خواهد داشت. بطور کلی فعالیت بیشتر امواج سیاره ای را در پوش سپهر در طی زمستان و بهار نیمکره شمالی با توجه به ایجاد یک سری پسخور می توان به شکل زیر خلاصه نمود:

شکست امواج سیاره ای بیشتر  $\Leftarrow$  گردش بروئر-دابسون قویتر  $\Leftarrow$  ازن حاره ای کمتر  $\Leftarrow$  ازن قطبی بیشتر  $\Leftarrow$  نزول دینامیکی شدیدتر در مناطق قطبی  $\Leftarrow$  جت شب قطبی ضعیف تر  $\Leftarrow$  تاوه قطبی گرمتر  $\Leftarrow$  ابرهای پوش سپهری قطبی کمتر  $\Leftarrow$  تخریب ازن کمتر  $\Leftarrow$  مقادیر ازن کلی بیشتر.

اما از جهت تأثیر وردش پذیری سال به سال فعالیت امواج مقیاس سیاره ای بر مقادیر ازن پوش سپهری، شکل ۳a ارتباط میزان فعالیت امواج سیاره ای و مقادیر ازن کلی را در ماه ژانویه برای یک دوره ۱۵ ساله در نیمکره شمالی نشان می دهد. بر اساس شکل ۳a کاهش فعالیت امواج سیاره ای در نیمکره شمالی با کاهش مقادیر ازن کلی در برون حاره شمالی همراه بوده (سال های ۱۹۹۳، ۱۹۹۰، ۱۹۸۹، ۱۹۸۶، ۱۹۸۴، ۱۹۸۰) و افزایش میزان فعالیت امواج سیاره ای، افزایش مقادیر ازن کلی را در منطقه برون حاره شمالی در پی داشته است (سال های ۱۹۹۱، ۱۹۸۷، ۱۹۸۵، ۱۹۸۲، ۱۹۸۱). جهت دریافت یک دید جامع تر، مقادیر ازن کلی به تفکیک برای منطقه برون حاره شمالی و منطقه حاره در ارتباط با میزان فعالیت امواج برای ماه فوریه مربوط به همان دوره آماری در شکل ۳b به نمایش در آمده است. بر اساس شکل، تغییرات ازن در زمستان شمالی بین مناطق حاره و برون حاره دارای علامت معکوس می باشد. بدین ترتیب که با تقویت گردش بروئر-دابسون در سالهای دارای فعالیت موج بالا، افزایش ازن برون حاره با کاهش ازن منطقه حاره جبران می گردد [Fusco and Salby, 1999; Randel et al., 2002].

جدیدترین گزارشات و بررسی‌ها روند رو به کاهش فعالیت امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای را در اواخر زمستان و اوایل بهار در هر دو نیمکره نشان می‌دهد [Waugh et al., 1999; Zhou et al., 2000]. این در حالی است که برای ابتدای دوره سرد تا اواسط زمستان هر نیمکره کاهش یا افزایش معنی‌داری در میزان فعالیت امواج سیاره‌ای بدست نیامده است [Hu and Tung, 2002; 2003]. بر این اساس کاهش ازن پوش سپهری در پایان زمستان و در فصل بهار هر نیمکره با تغییر خصوصیات دینامیکی جو در ارتباط می‌باشد، چرا که در طی سالهای اخیر کاهش فعالیت امواج سیاره‌ای در پایان زمستان و آغاز فصل بهار هر نیمکره با ضعف گردش بروئر-دابسون و بدنبال آن تقویت و تداوم بیشتر تاوه قطبی و پسخورهای ناشی از آن همراه بوده است که در نهایت کاهش شدید مقادیر ازن در آغاز فصل بهار را بدنبال داشته است [Randel and Wu, 1999; Hartman et al., 2000; Anderson and Kundsens, 2002].



شکل ۳. مقایسه میزان فعالیت سال به سال امواج سیاره‌ای و مقادیر ازن کلی برای یک دوره ۱۵ ساله (۱۹۷۹-۱۹۹۳) در نیمکره شمالی. شکل ۳a مقایسه میزان فعالیت امواج سیاره‌ای در تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از متوسط مداری شار گرمای پیچکی یا اصطلاحاً «شار الیاسن-پالم»<sup>۶</sup> (کلوین-متر بر ثانیه) با مقادیر ازن کلی برون حاره‌ای (متوسط ۲۰° الی ۹۰° شمالی) در ماه ژانویه. شکل ۳b وردش‌های سال به سال ازن کلی در ماه فوریه برای منطقه برون حاره شمالی (متوسط ۲۰° الی ۹۰° شمالی) و منطقه حاره (متوسط ۲۰° شمالی الی ۲۰° جنوبی) در ارتباط با وردش سال به سال فعالیت امواج در نیمکره شمالی [Fusco and Salby, 1999].

### ۳-۳. وردش سال به سال ازن پوش سپهری و پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری:

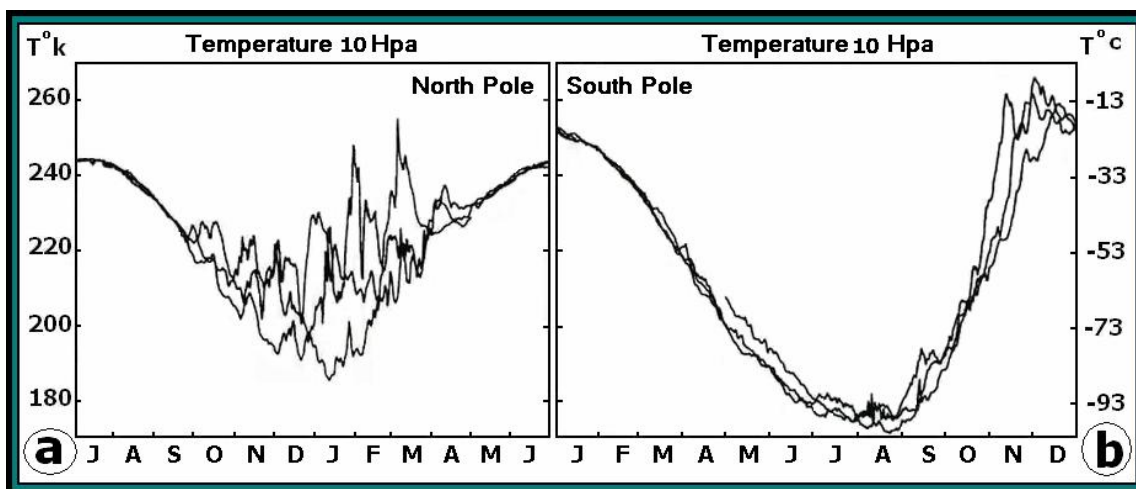
یکی از مؤلفه‌های کلیدی پوش سپهر نیمکره زمستانی که ساختار حرارتی، شدت و وسعت تاوه قطبی را از خود متأثر می‌سازد و وردش‌های سال به سال عمده‌ای را در پوش سپهر نیمکره زمستانی موجب می‌گردد پدیده «گرمایش ناگهانی پوش سپهری»<sup>۷</sup> است [McIntyre, 1982]. در واقع گرمایش ناگهانی پوش سپهری که از منظر دینامیکی دارای رفتار غیر خطی یا اصطلاحاً «کیاتیک» می‌باشد، برجسته‌ترین پدیده هواشناسی است که در پوش سپهر بوقوع می‌پیوندد [O'Neill, 2003]. بررسی نوسانات ماهانه دمای عرض‌های قطبی در پوش سپهر میانی در دو نیمکره، نوسانات بسیار شدید دما را، همراه با دمای متوسط بالا، در ماه‌های زمستانی نیمکره شمالی نشان می‌دهد (شکل ۴). در واقع فراوانی قابل ملاحظه وقوع پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری ضمن افزایش نسبی دما در عرض‌های قطبی نیمکره شمالی، علت اصلی ضعف جت و تاوه قطبی و بدنبال آن محدودیت در تشکیل ابرهای پوش سپهری قطبی در نیمکره

6. Eliassen-Palm Flux [EP Flux], [the zonally averaged eddy heat flux [ Kelvin-m/s]

7. Stratospheric Sudden Warming



شمالی در مقایسه با نیمکره جنوبی است. همین امر مانع از پیدایش حفره ازن در تاوه قطبی نیمکره شمالی می گردد. پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری برای نخستین بار در ژانویه ۱۹۵۲ توسط «ریچارد شرهاک» در بررسی داده های رادیوسوند ایستگاه برلین کشف شد. شرهاک در مطالعه پوش سپهر میانی (تراز ۱۰ هکتوپاسکال) تنها به فاصله ۲ تا ۳ روز افزایش دمایی حدود ۵۰° سانتی گراد را ثبت نمود. شرهاک علت اصلی این گرمایش پوش سپهری را که بعدها تحت عنوان «پدیده برلین» معروف شد ناشی از وقوع یک انفجار خیلی قوی بر سطح خورشید دانست [Hamilton, 1999; Labitzke and Vanloon, 1999]. اما علت واقعی این پدیده تا قبل از تئوری «ماتسونو» در سال ۱۹۷۱ در حاله ای از ابهام باقی ماند. در سالهای ۱۹۷۰ و ۱۹۷۱ ماتسونو در بررسی نحوه گسترش قائم امواج بداخل پوش سپهر به این نتیجه رسید که علت گرمایش ناگهانی پوش سپهری «توقف جریان متوسط مداری پوش سپهری به واسطه گسترش امواج راسبی مقیاس سیاره ای از وردسپهر بداخل پوش سپهر قطبی» است [Matsuno, 1971]. با توجه به نقش این پدیده در تکوین و وردش پذیری سال به سال تاوه قطبی و به تبع آن مقادیر ازن پوش سپهری، در ادامه جنبه های مهم گرمایش ناگهانی پوش سپهری ارائه می گردد.



شکل ۴. متوسط ماهانه دما و میزان نوسانات آن در پوش سپهر میانی (تراز ۱۰ هکتوپاسکال)، در عرض های قطبی (۹۰-۶۳ درجه) نیمکره شمالی (شکل ۴a) و نیمکره جنوبی (شکل ۴b)، [Shepherd, 2000].

بطور کلی پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری به چهار نوع تقسیم می شود:

۱- **گرمایش اصلی اواسط زمستان**<sup>۸</sup>: این نوع گرمایش عمدتاً در ژانویه و فوریه در نیمکره شمالی بوقوع می پیوندد در حالیکه در زمستان نیمکره جنوبی مشاهده نمی شود. در این نوع گرمایش علاوه بر گرم شدن قطب شمال و معکوس شدن شیب نصف النهاری دما، تاوه قطبی پوش سپهری گسیخته شده و بوسیله یک پرفشار جایگزین می گردد. به عبارتی دیگر، گرمایش اصلی زمانی بوقوع خواهد پیوست که در پوش سپهر میانی یک واچرخند مهاجر شرق سو با پرفشار شبه ساکن و تقریباً دائمی آلتوشن یکی شده و ضمن تقویت پرفشار آلتوشن، تضعیف تاوه قطبی را بدنبال داشته باشد [Harvey and Hitchman, 1996; O'Neill, 2003]. بدین ترتیب گرمایش اصلی با تغییر کلی گردش در پوش سپهر قطبی همراه خواهد بود. لازم به ذکر است که، منظور از گسیختگی تاوه قطبی پوش سپهری جایگزین

شدن جریانات غربی زمستانی در تراز ۱۰ هکتوپاسکال با جریانات شرقی است. [Labitzke,1977;Labitzke and Vanloon,1999;Labitzke,2002]. در واقع یک تعریف مناسب از گرمایش اصلی، عبارتست از «جابجایی تاوه قطبی و جایگزین شدن هوای دارای تاوایی پتانسیل پائین بر روی قطب» [Baldwin and Holton,1988]. در زمان وقوع گرمایش اصلی مرکز تاوه قطبی یا بطور کامل به جنوب عرض  $60^{\circ}$  الی  $65^{\circ}$  شمالی انتقال می یابد که در این حالت به «تاوه جابجا شده» معروف است و یا تاوه به دو قسمت مساوی تقسیم می گردد که به «تاوه تکه شده» مشهور است. شکل ۵a نمونه ای از یک تاوه تکه شده را نشان می دهد [Charleton and Polvani,2006].

**۲- گرمایش کوچک مقیاس<sup>۹</sup>:** این نوع گرمایش می تواند شدید باشد تا حدی که در برخی از مواقع موجب معکوس شدن شیب دمای نصف النهاری می گردد. اما هیچ گاه قادر به تغییر گردش غالب پوش سپهری در تراز ۱۰ هکتوپاسکال نمی باشد. گرمایش کوچک مقیاس در پوش سپهر قطبی نیمکره جنوبی نیز مشاهده می گردد [Labitzke,2002;O'Neill,2003].

**۳- گرمایش کانادایی<sup>۱۰</sup>:** اغلب در اوایل زمستان نیمکره شمالی (ماه نوامبر) بوقوع می پیوندد. این نوع گرمایش زمانی در پوش سپهر قطبی اتفاق می افتد که پرفشار آلتوشن تقویت شده و به سمت قطب جابجا شود. گرمایش کانادایی علاوه بر معکوس کردن شیب دمای نصف النهاری در برخی از موارد بطور مختصر جهت گردش باد را بر روی کلاهدک قطبی تغییر می دهد، اما موجب گسیختگی تاوه قطبی نمی شود. در این نوع گرمایش تغییرات دما و جهت باد تنها در پوش سپهر تحتانی مشاهده می گردد [Harvey et al.,2002;Manney et al.,2001].

**۴- گرمایش پایانی<sup>۱۱</sup>:** این نوع گرمایش نشانه انتقال از تاوه چرخندی سرد زمستانی به پرفشار گرم تابستانی در مناطق قطبی است. بنابراین وقوع گرمایش پایانی به مفهوم گسیختگی و ناپدید شدن ناگهانی تاوه قطبی پوش سپهری و محو شدن ابرهای پوش سپهری قطبی و حفره ی ازن بواسطه افزایش ناگهانی دما در پوش سپهر قطبی است. شدت گرمایش پایانی بطور قابل ملاحظه ای متغیر است و در واقع می توان آن را به دو بخش «اصلی» و «فرعی» تقسیم نمود. گرمایش پایانی در نیمکره شمالی بطور معمول در اوایل بهار (اواخر مارس و اوایل آوریل) بوقوع می پیوندد، درحالیکه در نیمکره جنوبی در اواسط تا اواخر بهار جنوبی (اواخر نوامبر و اوایل دسامبر) اتفاق می افتد [Labitzke and Vanloon,1999;Labitzke,2002;Waugh et al.,1999].

تقسیم بندی دیگری نیز برای پدیده گرمایش پوش سپهری وجود دارد که بر اساس تعداد یا شماره موج است: **الف) تپ موج یک:** عبارتست از وجود تنها یک واچرخند و تقویت آن، که در نهایت جابجایی تاوه قطبی را از قطب به عرض های پائین تر بدنبال دارد [Swinbank et al.,1998;Charleton and Polvani,2006].

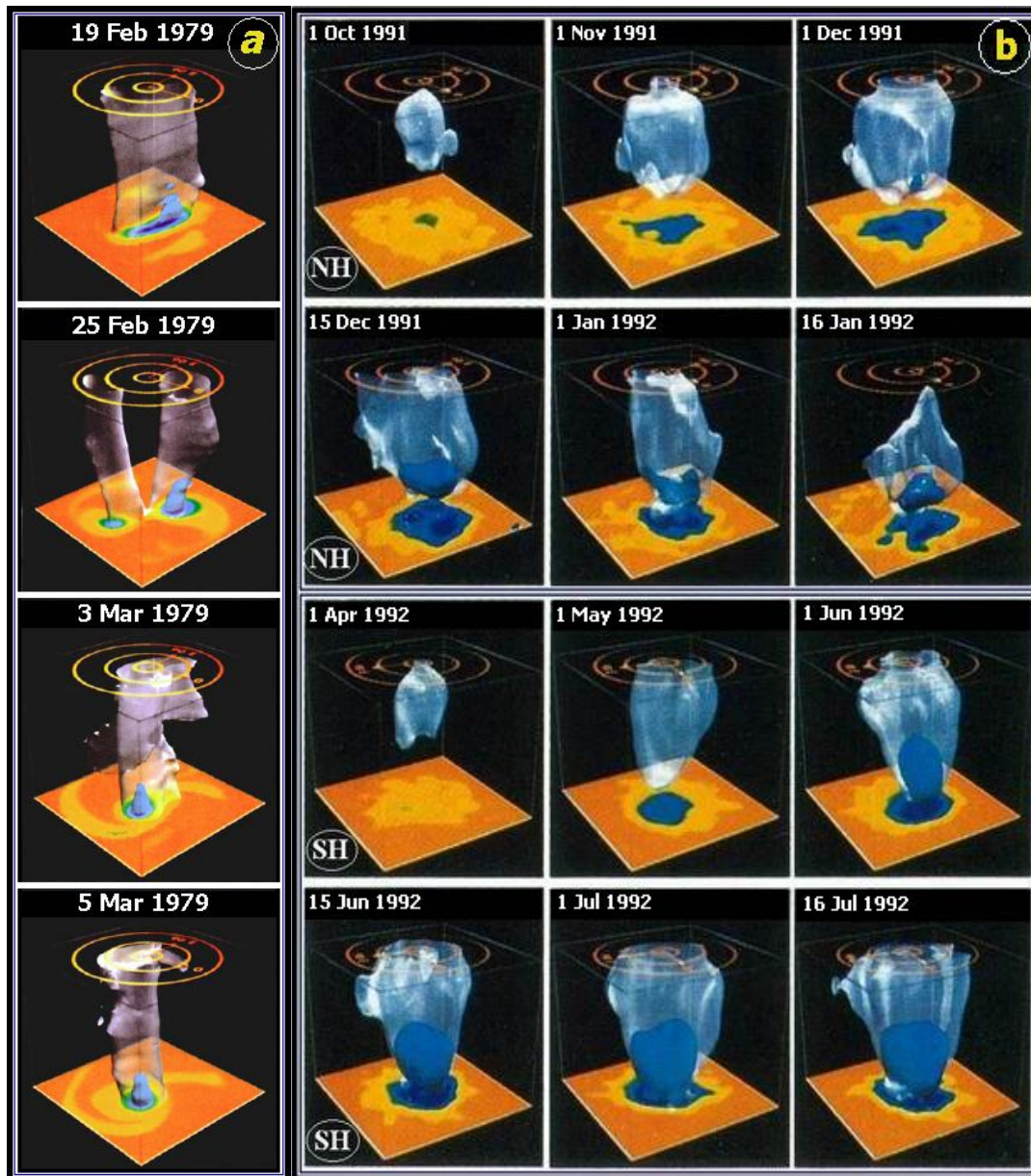
**ب) تپ موج دو:** در این حالت دو واچرخند گسترش می یابند که نتیجه آن یک تاوه قطبی کشیده و در پاره ای موارد تکه شده (دو سلولی) می باشد (شکل ۵a)، [Swinbank et al.,1998; Charleton and Polvani, 2006]. مقایسه دو نیمکره از جهت فراوانی وقوع پدیده گرمایش ناگهانی بیانگر آنست که تاوه نیمکره شمالی به جهت وقوع انواع گرمایش ناگهانی پوش سپهری در طی ماه های زمستان و آغاز بهار از وردش پذیری سال به سال بالایی برخوردار است (شکل ۴)، در حالیکه در نیمکره جنوبی گرمایش ناگهانی عمدتاً تنها در فصل بهار جنوبی بوقوع می پیوندد.

9 .Minor Warming

10 .Canadian Warming

11 .Final Warming

جهت درک بهتر پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری، پائیز و زمستان دو نیمکره شمالی و جنوبی در سال ۱۹۹۲-۱۹۹۱ در شکل ۵b مورد بررسی قرار می گیرد.



شکل ۵. شکل ۵a پدیده گرمایش اصلی اواسط زمستان و دو تکه شدن تاوه قطبی نیمکره شمالی در طی یک دوره ۱۵ روزه در فوریه و مارس ۱۹۷۹ [Manney et al., 1994]. شکل ۵b ساختار سه بعدی تاوه قطبی بر اساس مقادیر تاوایی پتانسیل در سال ۱۹۹۱-۱۹۹۲. در هر دو شکل صفحه چهارگوش زرد نشاندهنده وردایست، سطح سفید بیانگر منطقه با تاوایی زیاد یا همان حاشیه خارجی تاوه قطبی، سطح آبی تیره در نیمه پائینی تاوه نشاندهنده دمای پائین تر از  $78^{\circ}\text{C}$  - (دمای آستانه تشکیل ابرهای پوش سپهری قطبی) و دایره زرد به ترتیب از بیرون بدخل مدارهای ۴۰، ۶۰ و ۸۰ درجه عرض جغرافیایی را در پوش سپهر نشان می دهند. در شکل ۵b وضعیت تاوه و ابرهای پوش سپهری قطبی برای روزهای مشابه از ابتدای تشکیل تا اوج زمستان در هر دو نیمکره نشان داده شده است [Manney and Zurek, 1993].

بررسی شکل ۵b بیانگر آنست که تاوه شمالی بدنبال سرمایش عرضهای قطبی در آغاز ماه اکتبر سال ۱۹۹۱ ابتدا در پوش سپهر فوقانی ظاهر می شود، سپس در طی ماه های نوامبر و دسامبر بتدریج بر وسعت آن افزوده شده و در عین حال تمامی ضخامت جو را از پوش سپهر فوقانی تا وردایست در بر می گیرد. در واقع تاوه شمالی در ابتدای فصل زمستان (۱۵ دسامبر) به حداکثر گسترش عرضی و ارتفاعی خود می رسد و سپس در ابتدای ژانویه ۱۹۹۲ به واسطه وقوع گرمایش اصلی اواسط زمستان بطور قابل ملاحظه ای تخریب شده و وسعت آن بخصوص در پوش سپهر فوقانی کاهش چشمگیری می یابد. در مقایسه، تاوه جنوبی در آغاز ماه آوریل ۱۹۹۲ در پوش سپهر فوقانی پدیدار گشته و در طی ماه های می، ژوئن و ژوئیه به سرعت بر وسعت و ضخامت آن افزوده شده و بشکل یک مخروط بزرگ متقارن بر فراز قطب جنوب از پوش سپهر فوقانی تا وردایست کشیده می شود.

تداوم دماهای پائین تر از  $78^{\circ}\text{C}$  - (قسمت آبی تیره) موجب تشکیل ابرهای پوش سپهری قطبی از ابتدای ماه ژوئن در داخل تاوه جنوبی گردیده که تا اوج زمستان (۱۶ ژوئیه ۱۹۹۲) بر وسعت آنها در پوش سپهر تحتانی افزوده می شود. فعالیت کمتر امواج مقیاس سیاره ای در طی فصل پائیز و زمستان جنوبی و بدنبال آن فراوانی وقوع پائین پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری در نیمکره جنوبی، وردش پذیری ماهانه و سال به سال تاوه جنوبی را در مقایسه با تاوه شمالی بطور قابل ملاحظه ای کاهش داده، که نتیجه آن همانطوری که در شکل مشاهده می کنید تاوه قویتر، همراه با تداوم و وسعت بیشتر در طول فصل زمستان نیمکره جنوبی است. نتیجه مستقیم تداوم چنین الگویی در تاوه جنوبی، با توجه به دمای پائین و وسعت ابرهای پوش سپهری قطبی کاهش شدید ازن و پیدایش حفره ی ازن در ابتدای بهار جنوبی است. در مقابل، فراوانی وقوع انواع پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری در نیمکره شمالی، ضمن ایجاد گسیختگی در تاوه شمالی از کاهش قابل ملاحظه دما و تشکیل و گسترش ابرهای پوش سپهری قطبی در داخل تاوه شمالی جلوگیری نموده و ناپدید شدن زودرس تاوه شمالی را در ابتدای بهار شمالی بدنبال دارد. چنین سازوکاری موجب حفظ مقادیر بالای ازن در پایان زمستان و ابتدای بهار در عرض های قطبی نیمکره شمالی می گردد.

فراوانی وقوع پدیده گرمایش ناگهانی در نیمکره شمالی موجب گردیده تا تاوه شمالی بخصوص در پوش سپهر فوقانی در مراحل تکوین خود از یک ساختار دو مدی برخوردار باشد. در واقع گرمایش اصلی در طی ژانویه و فوریه، شدت و وسعت تاوه شمالی را بطور قابل ملاحظه ای کاهش داده و میزان تداوم آن را کوتاه می کند. همین امر موجب می گردد تا تداوم تاوه شمالی (با طول عمر متوسط ۶ الی ۷ ماه) حدود ۲ تا ۳ ماه کمتر از تاوه جنوبی باشد (شکل ۶b و ۶c در قسمت اول)، [Waugh et al., 1999; Harvey et al., 2002]. بدین ترتیب پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری بعنوان یک مؤلفه دینامیکی ضمن کنترل گردش پوش سپهر قطبی، توزیع و وردش پذیری زمانی و مکانی ازن را در مناطق قطبی از خود متأثر می سازد.

#### ۳-۴. نوسان شبه دو ساله استوایی و وردش پذیری ازن پوش سپهری:

نتایج پژوهش ها نشان می دهد که ارتباط بین QBO استوایی و گردش برون حاره ای، بواسطه گسترش نصف النهاری و قائم امواج راسبی مقیاس سیاره ای در نیمکره زمستانی فراهم می گردد [Holton and Tan, 1980; 1982]. در واقع فازهای QBO بواسطه هدایت امواج سیاره ای وردسپهری در پوش سپهر نیمکره زمستانی و کنترل موقعیت مکانی شکست موج، گردش های بزرگ مقیاس برون حاره ای بخصوص تاوه قطبی را از خود متأثر می سازند [Baldwin et al., 1994]. در این میان ساز و کار «هولتن-تان» بعنوان یک تئوری اصلی تبیین کننده این روابط می باشد.

هولتن و تان در سال ۱۹۸۰ اثر فاز شرقی و غربی QBO را در گردش برون حاره شمالی در تراز ۵۰ هکتوپاسکال با

استفاده از ۱۶ سال داده (۱۹۶۲-۱۹۷۷) مورد مطالعه قرار دادند. یافته های آنها بیانگر آن بود که در فاز شرقی QBO تاوه قطبی نیمکره شمالی بیشتر توسط امواج مقیاس سیاره ای تخریب شده و در عین حال تاوه گرمتر و گسیختگی حاصل از وقوع پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری در تاوه شمالی بیشتر بوده است. در سازوکار هولتن-تان موقعیت خط باد صفر (سطح بحرانی) عامل مهمی برای تعیین ارتباط نوسان شبه دو ساله بین عرض های استوایی و عرض های برون حاره نیمکره زمستانی محسوب می گردد. در واقع سازوکار هولتن-تان بیانگر آنست که گسترش امواج راسبی مقیاس سیاره ای و برهم کنش آنها با جریان متوسط مداری زمینه در نیمکره زمستانی، به ساختار عرضی-ارتفاعی باد متوسط مداری، بخصوص موقعیت «خط باد صفر»<sup>۱۲</sup> که جداکننده بادهای شرقی و غربی است، وابسته است [Holton and Tan, 1980]. فاز QBO هم برای موقعیت خط باد صفر و هم برای ساختار میدان باد متوسط مداری یک کنترل کننده اصلی به شمار می رود [Baldwin and Dunkerton, 1998; Baldwin et al., 2001].

بر اساس مطالعات انجام شده معمولاً امواج راسبی مقیاس سیاره ای در پوش سپهر به سمت بالا و تا اندازه ای به سمت استوا گسترش می یابند [Andrew et al., 1987; Hamilton, 1998]. این وضعیت در شکل ۶ نشان داده شده است. در این شکل جت جنب حاره ای وردسپهری، جت شب قطبی و جت استوایی در ارتباط با فاز QBO به نمایش درآمده است. در شکل ۶a، QBO در پوش سپهر تحتانی در فاز غربی خود قرار دارد. در این وضعیت همانطوریکه شکل نشان می دهد، امواج سیاره ای بدون مواجهه با یک سطح بحرانی قادر به عبور از استوا و گسترش بداخل نیمکره تابستانی هستند. در مقابل در فاز شرقی QBO (شکل ۶b) امواج سیاره ای در نیمکره زمستانی و بر جانب شمالی جت استوایی با یک سطح بحرانی (یا خط باد صفر) مواجه می شوند. بررسی های انجام شده در این زمینه نشان می دهد که در ماه ژانویه عرض خط باد صفر در در تراز ۵۰ هکتوپاسکال از حدود ۶ درجه جنوبی در طول فاز غربی به ۲۰ درجه عرض شمالی در طول فاز شرقی QBO جابجا می شود (شکل ۶) [Holton and Tan, 1980; Hamilton, 1998].

بدین ترتیب در فاز شرقی QBO، استقرار سطح بحرانی در منطقه جنب حاره نیمکره زمستانی مانع از نفوذ امواج سیاره ای به سمت استوا شده و گسترش استوا سوی امواج را متوقف می سازد (شکل ۶b). در چنین وضعیتی شار فعالیت موج به سمت قطب بر می گردد. این الگو موجب تمرکز بیشتر فعالیت امواج راسبی مقیاس سیاره ای در برون حاره نیمکره زمستانی می شود [Hamilton, 1998]. که طی یک سری پسخور، دینامیک پوش سپهر قطبی را شدیداً از خود متأثر می سازد. از جمله پسخورهای حاصل از استقرار فاز شرقی QBO به شرح زیر خواهد بود:

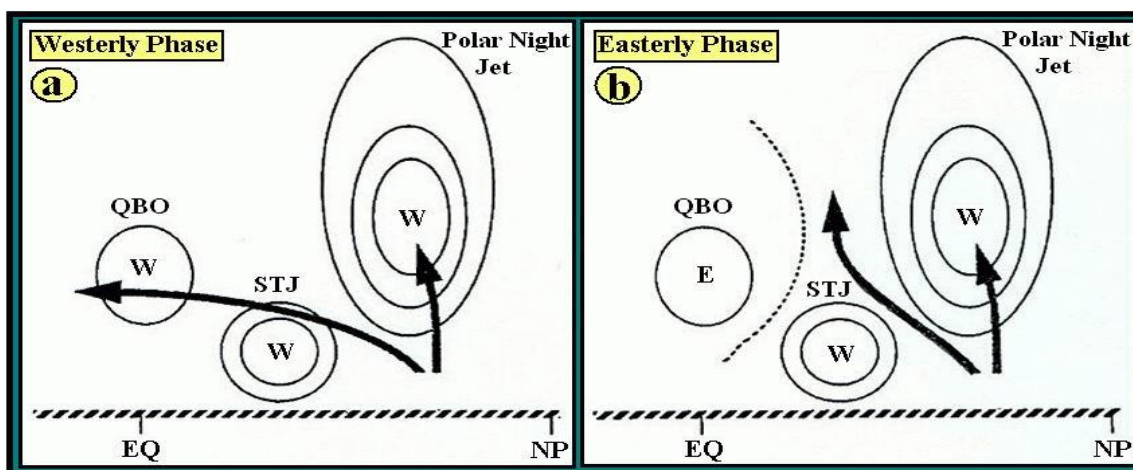
فعالیت بیشتر امواج سیاره ای در پوش سپهر قطبی  $\Rightarrow$  گرمایش ناگهانی پوش سپهری بیشتر و شدیدتر  $\Rightarrow$  جت شب قطبی ضعیف تر  $\Rightarrow$  تاوه قطبی کوچکتر، ضعیف تر و گرمتر  $\Rightarrow$  ابرهای پوش سپهری محدود تر  $\Rightarrow$  مقادیر ازن بیشتر.

در مقابل با استقرار فاز غربی QBO به جهت گسترش شار فعالیت موج به سمت استوا، تمرکز فعالیت امواج راسبی مقیاس سیاره ای در استوا سوی نیمکره زمستانی بیشتر می شود (شکل ۶a) که طی یک سری پسخور مثبت، ضمن تقویت جت قطبی و تداوم تاوه قطبی سردتر و بزرگتر، تخریب شدید ازن پوش سپهر قطبی را در ابتدای فصل بهار بدنبال خواهد داشت.

برای مثال در سال ۱۹۸۷ که نوسان شبه دو ساله در فاز غربی خود قرار داشت تخریب ازن در پوش سپهر تحتانی قطب جنوب بطور کامل صورت گرفت، در حالیکه در سال ۱۹۸۸ که با استقرار فاز شرقی QBO همراه بود بواسطه فعالیت بیشتر امواج سیاره ای در عرض های قطبی، تخریب ازن در تاوه جنوبی بطور قابل ملاحظه ای کمتر بوده است



[Schoeberl et al., 1989; 1991]. بدین ترتیب نوسان شبه دو ساله باد مداری در پوش سپهر استوایی، علاوه بر تغییر گردش پوش سپهری، وردش پذیری سال به سال ازن کلی را در عرض های حاره و برون حاره ای بدنبال دارد. البته یافته های اخیر بیانگر آنست که فازهای QBO با توجه به برخی مؤلفه های اقلیمی همچون سیکل فعالیت لکه های خورشیدی، تأثیری متفاوت و معکوس بر گردش برون حاره ای خواهند داشت. بطوریکه فاز شرقی QBO در ارتباط با زمان حداکثر فعالیت لکه های خورشیدی با تاوه قویتر و دمای پائین تر و در نهایت تخریب ازن شدیدتر در پوش سپهر قطبی همراه خواهد بود. در حالیکه وقوع همزمان حداکثر فعالیت سیکل لکه های خورشیدی و فاز غربی QBO، شرایط و الگویی کاملاً عکس را بدنبال خواهد داشت [Labitzke, 2004]. در واقع ترکیب مؤلفه های مختلف کنترل کننده گردش پوش سپهری، همچون فعالیت امواج سیاره ای، سیکل لکه های خورشیدی، ال نینو و فعالیت های آتشفشانی، تشخیص میزان تأثیر فازهای QBO را بر روی پوش سپهر قطبی با مشکل مواجه می سازد.



شکل ۶. تصویری شماتیک از ساختار باد در نیمکره زمستانی به ترتیب برای فاز غربی (۶a) و فاز شرقی (۶b) در پوش سپهر تحتانی حاره ای. نقطه چین در ۶b نشاندهنده موقعیت خط باد صفر (سطح بحرانی) است. پیکانهای ضخیم مسیر غالب گسترش فعالیت امواج راسبی مقیاس سیاره ای با منشأ وردسپهری را نشان می دهند [Hamilton, 1998].

**۴. نتیجه:** شناسایی و کشف قوانین و اصول حاکم بر هر سامانه، فرآیندهای جاری حاکم بر آن را تبیین خواهد نمود. بر این اساس در این مقاله، اصول بنیادی حاکم بر لایه پوش سپهر که بروز پدیده ای چون کاهش ازن پوش سپهری را در طی دو دهه اخیر بدنبال داشته است مورد توجه قرار گرفت. بررسی پوش سپهر از منظر دینامیکی، نتایج زیر را در پاسخ به سؤالات طرح شده در رابطه با چگونگی و نحوه کاهش ازن پوش سپهری در پی داشته است:

- ازن پوش سپهری بواسطه جذب تابش خورشیدی در طول موج های کوتاه تر از ۳۰۰ نانومتر یک چشمه گرمایی را فراهم می آورد و عامل اصلی افزایش میانگین جهانی دما در حدفاصل وردایست و پوش ایست محسوب می گردد. بررسی نیمرخ قائم و توزیع زمانی و مکانی ازن کلی بیانگر آنست که ازن پوش سپهری بطور مداوم در بخش میانی تا فوقانی پوش سپهر حاره ای تولید می شود اما بالاترین مقادیر ازن کلی در پوش سپهر تحتانی مناطق جنب قطبی مشاهده می گردد. این ویژگی مبین وجود یک عامل دینامیکی جهت انتقال ازن پوش سپهری از منطقه «چشمه» استوایی به منطقه «چاه» برون حاره ای می باشد.

- بررسی تحقیقات موجود بیانگر آنست که از ابتدای دهه ۱۹۸۰ تاکنون، متوسط جهانی کاهش ازن حدود ۳٪ بوده است. در بررسی درصد تغییرات مکانی و زمانی مقادیر ازن کلی، مناطق حاره ای تغییرات قابل ملاحظه و معنی داری را در مقایسه با سالهای قبل از ۱۹۸۰ از خود بروز نداده اند (شکل ۹b و ۹c در قسمت اول). در حالیکه در امتداد نصف النهاری و به سمت قطبین زمین درصد کاهش ازن قابل ملاحظه بوده و در عرضهای قطبی بیشترین درصد کاهش مشاهده می شود (شکل ۹c در قسمت اول). همچنین برجسته ترین تغییرات ماهانه ازن در طول فصل بهار در مناطق قطبی دو نیمکره بوقوع پیوسته است (شکل ۹f در قسمت اول).

- بطور کلی پوش سپهر با توجه به خصوصیات انتقال و الگوهای زمانی و مکانی گردش بزرگ مقیاس پوش سپهری به چهار منطقه، شامل: نیمکره تابستانی، منطقه حاره یا «لوله حاره ای»، Surf zone و تاوه قطبی در نیمکره زمستانی، تقسیم می گردد (شکل ۵a در قسمت اول).

- حضور واداشت دینامیکی ناشی از فعالیت موج وردسپهری، پوش سپهر را از حالت تعادل تابشی و فتوشیمیایی خارج نموده (شکل ۷a و ۷b در قسمت اول) و اساساً عامل واداشت دینامیکی منجر به وردش پذیری اقلیمی سال به سال در پوش سپهر می گردد. در واقع واداشت دینامیکی با منشا وردسپهری چشمه اصلی وردش های پوش سپهری در مناطق حاره و مناطق برون حاره نیمکره زمستانی محسوب می شود. بدین لحاظ گردش پوش سپهر زمستانی قویاً تحت کنترل گسترش قائم امواج وردسپهری قرار دارد. در این رابطه گسترش یا عدم گسترش امواج وردسپهری تابعی از جهت و شدت باد مداری زمینه در پوش سپهر و طول امواج وردسپهری می باشد.

- تاوه قطبی نقشی کلیدی در وردش پذیری سال به سال ازن پوش سپهری دارد و یک پیش شرط اصلی در کاهش ازن و پیدایش حفره ی ازن پوش سپهری محسوب می گردد. تفاوت نیمکره ای در خصوصیات تاوه قطبی، ضمن کنترل دما در پوش سپهر قطبی، خصوصیات ابرهای پوش سپهری قطبی را بعنوان بستر اصلی تخریب ازن تعیین می نماید. بر این اساس شکل، اندازه، شدت و میزان تداوم تاوه قطبی تعیین کننده ی میزان کاهش ازن و حداکثر پوشش منطقه ای حفره ی ازن محسوب می گردد

- در پوش سپهر حاره ای الگوی گردش هوا یک جریان نوسانی مداری را نشان می دهد که در زیر ارتفاع ۳۵ کیلومتری دارای نوسان شبه دو ساله می باشد. QBO یک نوسان غیر خطی است که بطور محلی و بواسطه 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 ای بوجود می آیند و با توجه به نوع موج، تکانه زاویه ای غرب سو و شرق سو را به پوش سپهر حمل می کنند، که موجب شکل گیری فازهای شرقی و غربی جایگزین شونده QBO در پوش سپهر استوایی می شوند. یافته ها نشان می دهد استقرار فاز شرقی QBO با مقادیر ازن بالا و استقرار فاز غربی QBO با تخریب شدید ازن در پوش سپهر قطبی نیمکره زمستانی همراه است.

- گردش بروئر-دابسون واکنش دینامیکی بزرگ مقیاس به واداشت حاصل از شکست موج است که بوسیله امواج راسبی مقیاس سیاره ای در پوش سپهر برون حاره ای تولید گردیده و گردش نامتقارن مقیاس سیاره ای را در نیمکره زمستانی بدنبال داشته است. بر اساس «اصل کنترل پائین سو» میزان فعالیت امواج سیاره ای در پوش سپهر نیمکره زمستانی تعیین کننده شدت گردش بروئر-دابسون و به تبع آن خصوصیات دما، ارتفاع وردایست و میزان انتقال جرم از جمله ازن در پوش سپهر می باشد. در این رابطه تفاوت زمانی و مکانی فعالیت امواج سیاره ای برون حاره ای و بدنبال

آن شدت و ضعف گردش بروئر-دابسون، تغییرات زمانی و مکانی در توزیع و انتقال جرم پوش سپهری را بدنبال دارد. به همین علت حداکثر ازن کلی در فصل زمستان و آغاز بهار هر نیمکره یعنی زمانیکه گردش بروئر-دابسون به حداکثر شدت خود می رسد در پوش سپهر تحتانی عرضهای میانی و قطبی مشاهده می شود (شکل ۸a و ۸b در قسمت اول). - فعالیت بیشتر امواج سیاره ای وردسپهری در زمستان و بهار نیمکره شمالی، میزان گسترش و شکست امواج و انتقال تکانه بیشتری را در Surf Zone شمالی بدنبال دارد، که نتیجه آن فراوانی بیشتر پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری و گردش بروئر-دابسون قویتر در این نیمکره است. با توجه به چنین ساختاری جت قطبی ضعیف تر و تاوه قطبی گرمتر، کوچکتر همراه با تداوم کمتر از ویژگی های دینامیکی پوش سپهر نیمکره شمالی است. بر این اساس فعالیت بیشتر امواج سیاره ای در زمستان نیمکره شمالی علاوه بر کاهش تخریب و تجزیه ازن، میزان انتقال قطب سوی ازن را افزایش داده که در نهایت ضمن جلوگیری از شکل گیری حفره ی ازن در تاوه قطبی نیمکره شمالی، سطح بالای ازن پوش سپهری را در این نیمکره در مقایسه با نیمکره جنوبی در پی خواهد داشت.

## ۵. ضمیمه:

### توضیح برخی اصطلاحات: [Glossary]

۱. **دمای پتانسیل:** دمای پتانسیل ( $\theta$ ) یک بسته هوا عبارتست از دمایی که بسته هوا ضمن صعود یا نزول بی دررو خشک از فشار و دمای موجود به یک تراز فشار استاندارد کسب خواهد نمود [Wallace and Hobbs, 1977]. محاسبه دمای پتانسیل به دو روش امکان پذیر است:

$$\theta(z) = T(z) + \Gamma_d \cdot z \quad \text{(الف) روش مختصات ارتفاعی:}$$

جائیکه  $\theta(z)$  دمای پتانسیل در ارتفاع مورد نظر،  $T(z)$  دمای هوا در ارتفاع مورد نظر،  $\Gamma_d$  نرخ بی دررو خشک، برابر با  $9/8$  کلونین به ازای هر کیلومتر ارتفاعی و  $Z$  ارتفاع به کیلومتر است. در این روش می توان دما را برحسب کلونین یا درجه سانتیگراد بکار برد.

$$\theta = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{\mathcal{R}_d / C_p} \quad \text{(ب) روش مختصات فشاری:}$$

جائیکه  $T$  دمای مطلق هوا برحسب کلونین،  $P_0$  فشار در تراز فشار استاندارد (تراز مرجع) که معمولاً  $1000$  هکتوپاسکال در نظر گرفته می شود.  $P$  تراز فشار مورد نظر،  $\mathcal{R}_d / C_p$  نسبت ثابت گاز برای هوای خشک به

گرمای ویژه هوای خشک که مقدار آن  $0.28571 \text{ J.K.Kg}$  می باشد [Stull, 2000].

۲. **نقشه های تاوایی پتانسیل:** تاوایی پتانسیل یک بسته هوا ( $\zeta_p$ ) عبارتست از تاوایی مطلق بسته هوا ( $\zeta_a$ )

تقسیم بر ضخامت ستون هوای در حال چرخش به دور خود ( $\Delta Z$ )، که به صورت زیر نوشته می شود:

$$\zeta_p = \frac{\zeta_r + f_c}{\Delta Z} = \text{Constant}$$

جائیکه  $\zeta_r$  تاوایی نسبی و  $f_c$  پارامتر کوریولیس می باشد [Stull, 2000].



نقشه های تاوایی پتانسیل یکی از ابزارهای اصلی جهت تحلیل فرآیندهای دینامیکی و انتقال در جو میانی محسوب می گردد. از جمله کاربرهای مهم آن می توان به شناسایی و جداسازی هوای وردسپهری از هوای پوش سپهری، تعیین وردایست (شکل ۷)، تعیین مساحت، شدت و حاشیه خارجی تاوه قطبی، شناسایی جت شب قطبی و بررسی نحوه شکست موج در پوش سپهر اشاره نمود. جهت تهیه نقشه های تاوایی پتانسیل عمدتاً از فرمول زیر استفاده می شود:

$$Q = \rho^{-1} (2\Omega + \nabla \times v) \cdot \nabla \theta$$

در اینجا  $Q$  بیانگر تاوایی پتانسیل اِرتل،  $\rho$  چگالی هوا،  $\Omega$  سرعت زاویه ای زمین،  $v$  سرعت هوا نسبت به زمین و  $\theta$  دمای پتانسیل می باشد [Nash et al., 1996]. واحد تاوایی پتانسیل استاندارد که امروزه مورد استفاده قرار می گیرد برابرست با  $1 PVU = 10^{-6} m^2 s^{-1} K Kg^{-1}$ . برای مثال در بررسی نیمرخ قائم جو مقدار ۲ واحد تاوایی پتانسیل (2PVU) عمدتاً بیانگر وردایست برون حاره ای است [McIntyre, 2003]. جدول ۱ مقدار تاوایی پتانسیل را در حاشیه خارجی تاوه قطبی به تفکیک برای نیمکره شمالی و جنوبی در ترازهای مختلف نشان می دهد.

جدول ۱. کنتور معرف حاشیه خارجی تاوه قطبی پوش سپهری در دو نیمکره بر اساس مقادیر تاوایی پتانسیل در ترازهای مختلف. در این جدول هر واحد تاوایی برابر است با  $10^{-6} m^2 s^{-1} K Kg^{-1}$  [Waugh, 1997; Waugh and Randel, 1999].

نیمکره جنوبی	نیمکره شمالی	ارتفاع (به کیلومتر)	تراز (برحسب کلوبین)
۱۵	۱۷	۳۸	۱۳۰۰
۱۹	۲۱	۳۵	۱۱۰۰
۲۷	۲۵	۳۰	۸۵۰
۲۹	۲۷	۲۳	۶۰۰
۲۷	۲۵	۱۹	۵۰۰
۲۳	۲۳	۱۷	۴۴۰

**۳. وردایست [Tropopause]:** در چند سال اخیر توجه خاص به تأثیر پوش سپهر بر سامانه اقلیم زمین و نحوه مبادله هوا و جرم بین وردسپهر و پوش سپهر، بخصوص درک سازوکار حاکم بر انتقال گونه های شیمیایی مخرب ازن توجه ویژه دانشمندان را به خود جلب نموده است. در این بین نظریه بروئر در رابطه با گردش نصف النهاری جرم و نحوه عبور مواد از وردایست سرد حاره ای و ورود آن به داخل پوش سپهر بیش از همه مورد توجه قرار گرفته است. این امر موجب گردیده تا علاوه بر مطالعه گردش بروئر-دابسون، بررسی وردایست بطور عام و وردایست سرد حاره ای بطور خاص در کانون اصلی توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گیرد و بررسی وردایست حاره ای و درک دقیق خصوصیات دینامیکی و فیزیکی حاکم بر آن بعنوان یکی از موضوعات چالش برانگیز در حوزه علوم جوی مطرح گردد [Hoinka, 1997; 1998; 1999; Highwood and Hoskins, 1998; Sherwood and Dessler, 2000; Holton and Gettelman, 2001; Seidel et al. 2001; Gettelman, 2002; Tindall, 2003].

با توجه به تفاوت های بارز حرارتی، دینامیکی و شیمیایی دو لایه وردسپهر و پوش سپهر بطور کلی چهار تعریف برای وردایست وجود دارد:

**الف) وردایست حرارتی:** از نظر حرارتی، وردایست پائین ترین سطحی است که افت آهنگ دما به ازای هر کیلومتر ۲ کلوبین یا کمتر کاهش یابد و متوسط افت آهنگ دما از این سطح به هر سطح دیگری در مسافت ۲ کیلومتر بعدی از

میزان ۲ کلوین در هر کیلومتر تجاوز نماید [Holton et al.,1995;Hoinka,1997;Highwood and Hoskins,2001;Stohl et al.,2003].

تعریف حرارتی وردایست بر اساس نرخ کاهش دما، مناسب ترین معیار جهت تشخیص وردایست در مناطق حاره ای شناخته شده است [Stohl et al.,2003] و در عین حال ساده ترین روش جهت تعیین وردایست محسوب می گردد، چرا که تنها با فراهم نمودن نیمرخ قائمی از دما در جو قابل تعیین است. با وجود این، معیار حرارتی در ارتباط با وجود لایه های متعدد پایدار، بخصوص در مجاورت جت استریم ها و یا در جریانات بی دررو [Dameris,2003]، همچنین در نیمکره زمستانی، بخصوص در منطقه تحت تسلط شب قطبی که بواسطه سرمایش پوش سپهر تحتانی تشخیص حرارتی وردایست بسیار مشکل می گردد [Highwood et al.,2000;Zangel and Hoinka,2001]، معیار مناسبی جهت تشخیص وردایست به شمار نمی رود.

**ب) وردایست دینامیکی:** تعریف دوم همانطوریکه از نام آن مشخص می گردد بر اساس ویژگیهای دینامیکی بنا نهاده شده است. این تعریف تاوایی پتانسیل سطح همدمای پتانسیل (Isentropic Potential Vorticity=IPV) را بکار

$$\zeta_{IPV} = -g (f_c + \zeta_{\Theta}) \frac{\partial \Theta}{\partial p}$$

می برد که بصورت زیر بیان می گردد:

جائیکه  $\zeta_{IPV}$  تاوایی پتانسیل سطح همدمای پتانسیل،  $g$  شتاب جاذبه،  $f_c$  پارامتر کوریولیس برابر با  $(f_c = 2\Omega \sin \phi)$ ،  $\zeta_{\Theta}$  تاوایی نسبی در امتداد یک سطح همدمای پتانسیل،  $\Theta$  دمای پتانسیل و  $p$  فشار جو را نشان می دهد [Hoinka,1997;Stull,2000;Dameris,2003].

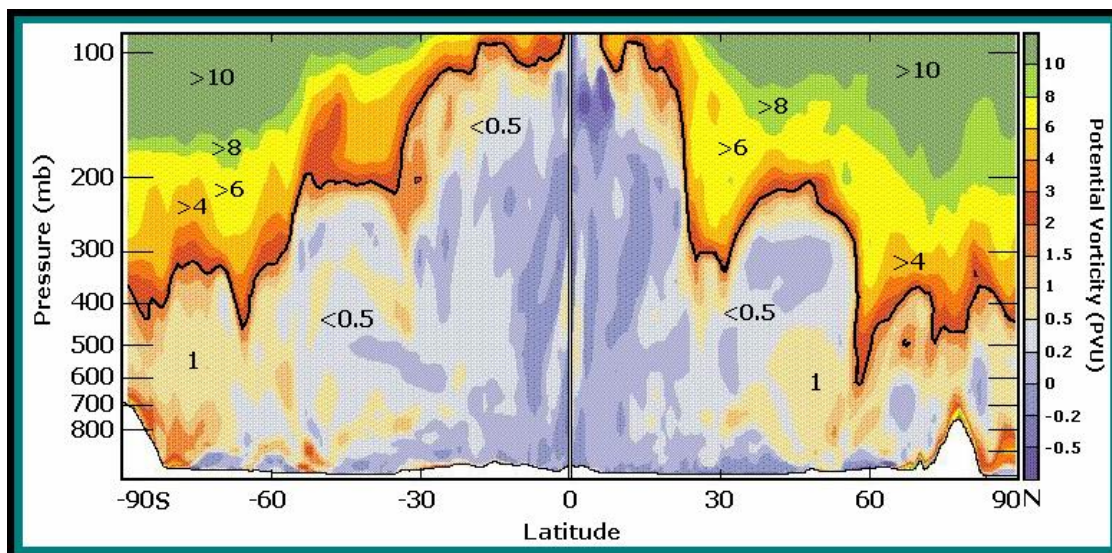
موقعیت ارتفاعی وردایست دینامیکی بیانگر سطحی است که تاوایی پتانسیل به یک مقدار بحرانی می رسد. بدین ترتیب که وردایست، هوای با تاوایی پتانسیل پائین وردسپهری را از هوای با تاوایی پتانسیل بالای پوش سپهری جدا می سازد (شکل ۷). مقادیر تاوایی پتانسیلی که برای تشخیص وردایست در پژوهش های مختلف مورد استفاده قرار گرفته تقریباً از ۱/۶ واحد تاوایی پتانسیل (مقدار آستانه تعریف شده توسط WMO) تا ۳/۵ واحد تاوایی پتانسیل نوسان دارد [Haynes and Shepherd, 2001;Dameris,2003;Stohl et al.,2003]. در این بین همانطوری که شکل ۷ نشان می دهد مقدار ۲ واحد تاوایی پتانسیل معمول ترین معیار جهت تعیین وردایست محسوب می گردد [Holton et al.,1995;Haynes and Shepherd,2001;Siedel et al.,2001].

تعریف دینامیکی وردایست برای بسیاری از اهداف در مقایسه با تعریف حرارتی جذاب تر است، چرا که مقادیر تاوایی پتانسیل تحت شرایط بی دررو و بدون وجود اصطکاک حفظ شده و در عین حال بر ماهیت سطح مادی وردایست تأکید دارد [Stohl et al.,2003]. از طرفی تعریف دینامیک در مقایسه با تعریف حرارتی پیوستگی زمانی و مکانی مناسب تری را جهت تشخیص وردایست فراهم می آورد. اما در منطقه حاره و مناطق استقرار واچرخندها قابلیت تشخیص آن کم است [Dameris,2003].

**ج) وردایست نقطه سرد:** در واقع دومین تعریف حرارتی از وردایست محسوب می شود که عبارتست از «سطح یا موقعیت سردترین نقطه در گمانه زنی (سوندینگ) قائم دما» [Seidel et al.,2001]. این معیار عمدتاً جهت مطالعه وردایست حاره ای کاربرد دارد و معمولاً ۵۰۰ متر بالاتر از وردایست حرارتی است [Haynes and Shepherd,2001].

**د) وردایست شیمیایی:** برای ارائه تعریف شیمیایی از وردایست عمدتاً مقادیر خاص از یک گاز جزئی با عمر طولانی همچون ازن، بخار آب یا دی اکسید گوگرد و اکسیدهای نیتروژن که دارای مقادیری کاملاً متفاوت در وردسپهر و پوش

سپهر هستند مورد توجه قرار می گیرد [Holton and Lelieveld, 1996; Hoinka, 1997]. اندازه گیری های متعدد از مقادیر ازن و بخار آب بیانگر تغییر ناگهانی نسبت اختلاط آنها در نزدیکی وردایست دینامیکی و حرارتی است. در این بین نسبت اختلاط ازن در کانون اصلی توجه پژوهشگران قرار دارد. مطالعات اخیر بیانگر آنست که در بیشتر موارد «وردایست ازن» در زیر وردایست حرارتی جای گرفته و یک لایه انتقال کم ضخامت را شامل می شود که مقادیر ازن وردسپهری پائین را از مقادیر پوش سپهری بالا جدا می سازد.



شکل ۷. مقادیر تاوایی پتانسیل در مقطع عرضی - ارتفاعی در امتداد طول جغرافیایی ۵۵° درجه غربی. در این شکل وردایست با کنتور ۲ واحد تاوایی پتانسیل (2PVU)، (خط سیاه) نشان داده شده است. جاییکه PVU «واحد تاوایی پتانسیل» محسوب می گردد و یک واحد تاوایی پتانسیل استاندارد برابر است با  $10^{-6} m^2 s^{-1} K Kg^{-1}$  [Haynes and Shepherd, 2001].

وردایست ازن عبارتست از پائین ترین ارتفاعی که از سه شرط زیر برخوردار باشد:  
 ۱- ارتفاعی که شیب قائم نسبت اختلاط ازن در یک محدوده ای به ضخامت ۲۰۰ متر بیشتر از ۶۰ جزء در بیلیون جزء در هر کیلومتر باشد. ۲- نسبت اختلاط ازن در این ارتفاع از ۸۰ جزء در بیلیون جزء تجاوز نماید. ۳- نسبت اختلاط ازن بلافاصله بالای این ارتفاع از ۱۱۰ جزء در بیلیون جزء تجاوز نماید [Hoinka, 1997; Dameris, 2003]. دلیل استفاده از معیار اول بدین خاطر می باشد که عمدتاً در نزدیک وردایست، میزان شیب قائم نسبت اختلاط، بین ۵۰ الی ۷۰ جزء در بیلیون جزء می باشد. معیار دوم جهت انطباق با مقادیر تاوایی پتانسیل یا وردایست دینامیکی مورد استفاده قرار می گیرد. معیار سوم نیز جهت تبیین و تمیز هوای پوش سپهری از هوای فقیر از ازن وردسپهری به کار می رود [Hoinka, 1997].

### تشکر و قدردانی:

بدین وسیله مراتب تشکر و قدردانی خود را از پروفسور هوشنگ قائمی، از سازمان هواشناسی کشور بخاطر مطالعه پیش نویس مقاله، بحث های مفید و پیشنهادات سازنده شان ابراز می نمایم. همچنین از پروفسور عباسعلی علی اکبر بیدختی از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بخاطر بحث های مفیدشان کمال تشکر را دارم. از پروفسور سوزان سولومون از

لابراتوار جوشناسی نوآ و رئیس گروههای کاری اول و سوم IPCC به جهت ارسال مقالات، گزارشات، اشکال و حسن توجه شان بسیار متشکرم. با یادی از مرحوم پروفسور جیمز هُوَلْتُن به جهت ارسال مقالات ارزشمند خود در زمان حیات شان؛ از دکتر مارک بالدوین از مرکز پژوهشی شمال غرب آمریکا، پروفسور کلاوس هُواینکا از انستیتو فیزیک جو آلمان، پروفسور آلن پلامب از گروه علوم جوی انستیتو فنی ماساچوست (MIT)، دکتر دارین واف از گروه علوم سیاره ای دانشگاه جان هاپکینز آمریکا، پروفسور تئودور شِفرد از گروه فیزیک دانشگاه تورنتو کانادا، پروفسور کارن روزنلُوف و پروفسور دنیس هارتمَن از گروه علوم جوی دانشگاه واشنگتن آمریکا و خانم دکتر آزاده طبازاده از مرکز پژوهشی Ames ناسا به جهت ارسال مقالات ارزشمندشان سپاسگزارم. در پایان از سرکار خانم مالکی مسئول کتابخانه مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بخاطر مساعدت در تهیه و تکثیر مقالات تشکر می کنم.

### منابع:

1. Anderson, et al., 1991, Free Radical within the Antarctic Vortex: The role of CFCs in Antarctic ozone loss, *Science*, Vol. 251, pp. 39-46.
2. Anderson, S. and B. Kundsén, 2002, The influence of vortex ozone depletion on Arctic ozone trends, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 29, No. 21, pp. 9.1-9.4.
3. Andrews, D. G., Holton, J. R., and Leovy, C. B., 1987, *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, 489p.
4. Baldwin, M. P., and Holton, J. R., 1988, Climatology of the stratospheric polar vortex and planetary wave breaking, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, pp. 1124-1142.
5. Baldwin, M. P., and Dunkerton, T. J., 1998, Quasi-biennial modulations of the Southern Hemisphere stratospheric polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 25, pp. 3343-3346.
6. Baldwin, M. P., et al., 1994, Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, No. 12, pp. 1141-1144.
7. Baldwin, M. P., and 14 Co-authors., 2001, The Quasi-Biennial Oscillation, *Reviews of Geophysics*, Vol. 39, pp. 179-229.
8. Brasseur, G., and Solomon, S., 1986, *Aeronomy of the Middle Atmosphere*, 2<sup>nd</sup> edition, Reidel, Dordrecht, Netherlands, pp. 32-88.
9. Charney, J. G., and Drazin, P. G., 1961, Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.*, Vol. 66, pp. 83-109.
10. Charleton, A. J., and Polvani, L. M., 2006, A new look at Stratospheric Sudden Warmings; Part I: Climatology and modelling benchmarks, *J. Climate*, (In Press).
11. Coy, L., Nash, E. R., and Newman, P. A., 1997, Meteorology of the Polar Vortex: Spring 1997, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 24, No. 22, pp. 2693-2696.
12. Dameris, M., 2003, Tropopause, In: *Encyclopedia of Atmospheric Science*, Edited by James R. Holton, J. A. Pyle, and J. A. Curry, Six-Volume Set, Academic Press, Elsevier Science, pp. 2345-2348.
13. Drake, F., 1995, Stratospheric Ozone Depletion; An overview of the scientific debate, *Prog. Phys. Geography*, Vol. 19, No. 1, pp. 1-17.
14. Dessler, A. E., 1998, A reexamination of the "Stratospheric Fountain" hypothesis, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, pp. 4165-4168.
15. Fusco, A., and Salby, M. L., 1999, Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary wave activity, *J. Climate*, Vol. 12, pp. 1619-1629.
16. Gardiner, B., 1989, The Antarctic ozone hole, *Weather*, Vol. 44, No. 7, pp. 291-298.
17. Gettelman, A., and Forster, P. M., 2002, A Climatology of the Tropical Tropopause Layer, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 80, No. 4B, pp. 911-924.
18. Hamilton, K., 1998, Dynamics of the Tropical Middle Atmosphere: A Tutorial Review, *Atmosphere-Ocean*, Vol. 36, pp. 319-354.
19. Hamilton, K., 1999, Dynamical Coupling of the Lower and Middle Atmosphere: Historical Background to Current Research, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, Vol. 61, pp. 73-84.
20. Hartmann, D., et al., 2000, Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change, *Proceeding of National Academic Science (PNAS)*, Vol. 97, No. 4, pp. 1412-1417.

21. Harvey, V. L., and M. H. Hitchman, 1996, A Climatology of the Aleutian High, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 53, No. 4, pp. 2088-2101.
22. Harvey, V. L., et al., 2002, A Climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107 (D20), 4442, doi: 10.1029/2001JD001471.
23. Haynes, P. H., and Shepherd, T. G., 2001, Report on the SPARC Tropopause Workshop, Bad Tölz, Germany, 17-21 April 2001, *SPARC Newsletter*, Vol. 17, pp. 3-10.
24. Held, I. M., 1993, Large-Scale Dynamics and Global Warming, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol. 74, No. 2, pp. 228-241.
25. Highwood, E. J., and Hoskins, B. J., 1998, The Tropical Tropopause, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 124, pp. 1579-1604.
26. Highwood, E. J., et al., 2000, Properties of the Arctic Tropopause, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 126, pp. 1515-1532.
27. Hoinka, K. P., 1997, The Tropopause: Discovery, Definition and Demarcation, *Meteo. Z. (Meteorologische Zeitschrift)*, Vol. 6, pp. 281-303.
28. Hoinka, K. P., 1998, Statistics of the global tropopause pressure, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, pp. 3303-3325.
29. Hoinka, K. P., 1999, Temperature, Humidity, and wind at the global tropopause, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 127, pp. 2248-2265.
30. Holton, J. R., and Tan, H. C., 1980, The influence of the equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 37, pp. 2200-2208.
31. Holton, J. R., and Tan, H. C., 1982, The Quasi-Biennial Oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 60, pp. 140-148.
32. Holton, J. R., et al., 1995, Stratosphere-Troposphere Exchange, *Reviews of Geophysics*, Vol. 33, No. 4, pp. 403-439.
33. Holton, J. R., and Lelieveld, J., 1996, Stratosphere-Troposphere exchange and its role in the budget of tropospheric ozone, *NATO, ASI series*, Vol. I 35, Springer Verlag, pp. 173-190.
34. Holton, J. R., and Gettelman, A., 2001, Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, pp. 2799-2802.
35. Hu, Y., and Tung, K. K., 2002, Interannual and Decadal Variations of Planetary Wave Activity, Stratospheric Cooling, and Northern Hemisphere Annular Mode, *J. Climate*, Vol. 15, pp. 1659-1673.
36. Hu, Y., and Tung, K. K., 2003, Possible ozone-induced long-term changes in planetary wave activity in late winter, *J. Climate*, Vol. 16, No. 18, pp. 3027-3038.
37. IPCC, 2005, Ozone and Climate: A review of interconnections, In: *IPCC/TEAP Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons*, Special report on ozone and climate, Cambridge university Press, pp. 83-132.
38. Labitzke, K., 1977, Interannual variability of the winter stratosphere in the northern hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 105, pp. 762-770.
39. Labitzke, K., 2002, Stratosphere, Temperature and Circulation, In: *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Vol. 1: The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change, John Wiley & Sons, pp. 682-704.
40. Labitzke, K., 2004, On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere over the Antarctic and its modulation by the Quasi-Biennial Oscillation (QBO), *Meteo. Z. (Meteorologische Zeitschrift)*, Vol. 13, No. 4, pp. 263-270.
41. Labitzke, K. and VanLoon, H., 1999, *The Stratosphere: Phenomena, History, Relevance*, Springer verlag, 180p.
42. Manney, G. L., and Zurek, R. W., 1993, Interhemispheric comparison of the development of the stratospheric polar vortex during fall: A 3-dimensional perspective for 1991-1992, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 20, No. 12, pp. 1275-1278.
43. Manney, G. L., et al., 1994, Simulations of the February 1979 Stratospheric Sudden Warming: Model comparisons and three-dimensional evolution, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 122, pp. 1115-1140.
44. Manney, G. L., et al., 2001, A unique stratospheric warming event in November 2000, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, No. 13, pp. 2629-2632.
45. Matsuno, T., 1970, Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter northern hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 27, pp. 871-883.
46. Matsuno, T., 1971, A dynamical model of the Stratospheric Sudden Warming, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, pp. 1479-1494.
47. McIntyre, M. E., 1982, How well do we understand the dynamics of Stratospheric Warmings? *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 60, pp. 37-64.
48. McIntyre, M. E., 2003, Potential Vorticity, In: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Vol. 2, Edited by J. R. Holton, J. A. Pyle, and J. A. Curry, Academic Press, pp. 685-694.

49. Nash, E.R., et al., 1996, An objective determination of the polar vortex using Ertel's Potential Vorticity, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101(D5), pp. 9471-9478.
50. O'Neill, A., 2003, Stratospheric Sudden Warming, In: *Encyclopedia of Atmospheric Science*, Edited by J.R. Holton, J.A. Pyle, and J.A. Curry, Six-Volume Set, Academic Press, Elsevier Science, pp. 1342-1353.
51. Randel, W.J., and Wu, F., 1999, Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion, *J. Clim.*, Vol. 12, pp. 1467-1479.
52. Randel, W.J., et al., 2002, Changes in Column Ozone Correlated With the Stratospheric EP Flux, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 80, pp. 849-862.
53. Randel, W.J., and 17 Co-authors, 2004, The SPARC Inter-comparison of Middle Atmosphere Climatologies, *J. Climate*, Vol. 17, pp. 986-1003.
54. Rosenlof, K.H., 2003, How Water Enters the Stratosphere, *Science*, Vol. 302, pp. 1691-1692.
55. Salby, M.L., and Callaghan, P.F., 2002, Interannual changes of the stratospheric circulation: Relationship to ozone and tropospheric structure, *J. Climate*, Vol. 15, No. 24, pp. 3673-3685.
56. Schoeberl, M., et al., 1989, the Antarctic Ozone Depletion: Comparison with previous year depletions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 16, No. 5, pp. 377-380.
57. Schoeberl, M., Hartmann, D., 1991, The Dynamics of the Stratospheric Polar Vortex and It's Relation to Springtime Ozone Depletion, *Science*, Vol. 251, pp. 46-52.
58. Schoeberl, M., and Newman, P.A., 2003, Polar Vortex, In: *Encyclopedia of Atmospheric Science*, Edited by J.R. Holton, J.A. Pyle, and J.A. Curry, Six-Volume Set, Academic Press, Elsevier Science, pp. 1321-1328.
59. Seidel, D.J., et al., 2001, Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 106(D8), pp. 7857-7878.
60. Shanklin, 2001, Back to basics: the Ozone Hole, *Weather*, Vol. 56, pp. 222-230.
61. Shepherd, T., 2000, The Middle Atmosphere, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, Vol. 62, pp. 1587-1601.
62. Sherwood, S.C., and Dessler, A.E., 2000, On the control of stratosphere humidity, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 27, No. 16, pp. 2513-2516.
63. Solomon, S., 1999, Stratospheric Ozone Depletion: A Review of Concepts and History, *Reviews of Geophysics*, Vol. 37, No. 3, pp. 275-316.
64. Stohl, A., and 28 Coauthors, 2003, Stratosphere-Troposphere Exchange: A Review, and what we have learned from STACCATO, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108(D12), pp. 8516, doi:10.1029/2002/Jd002490.
65. Stull, R., 2000, Meteorology for scientists and Engineers, Brooks/Cole, Second edition, pp. 233-235.
66. Swinbank, R., et al., 1998, Middle atmosphere variability in the UK Meteorological Office unified model, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 124, pp. 1485-1525.
67. Tabazadeh, A., et al., 1994, A study of Type 1 Polar Stratospheric Cloud formation, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, No. 15, pp. 1919-1922.
68. Tabazadeh, A., et al., 2000, Quantifying Denitrification and its effect on ozone recovery, *Science*, Vol. 288, pp. 1407-1411.
69. Tabazadeh, A., et al., 2001, Role of the stratospheric polar freezing belt in Denitrification, *Science*, Vol. 291, pp. 2591-2594.
70. Tindall, J.C., 2003, *Dynamics of the Tropical Tropopause and Lower Stratosphere*, Ph.D Thesis, Department of Meteorology, The University of Reading, 219p.
71. Turco, R.P., 1997, *Earth under Siege*, Oxford University Press, pp. 407-450.
72. Vanloon, H., and Labitzke, K., 1987, The Southern Oscillation, Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the northern hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 115, No. 2, pp. 357-369.
73. Wallace, M., and Hobbs, P., 1977, *Atmospheric Science; An Introductory Survey*, Academic Press, pp. 67-69.
74. Waugh, D.W., 1997, Elliptical diagnostics of stratospheric polar vortices, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 123, pp. 1725-1748.
75. Waugh, D., et al., 1999, Persistence of the lower stratospheric polar vortices, *J. Geophys. Res.*, Vol. 104 (D22), pp. 27191-27201.
76. Waugh, D., and Randel, W., 1999, Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 56, No. 11, pp. 1594-1613.
77. WMO, 2002, *SPARC Intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies*, WMO/TD-No. 1142 (WCRP-116), SPARC Report, No. 3, Edited by W. Randel, M.-L. Chanin and C. Michaut, 96p.
78. WMO, 2003, *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*, WMO Report, No. 47, Geneva, 498p.
79. Yulaeva, E., Holton, J.R., Wallace, J.M., 1994, On the cause of the annual cycle in tropical lower stratospheric temperatures, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 51, No. 2, pp. 169-174.
80. Zangel, G., and Hoinka, K.P., 2001, The Tropopause in the polar regions, *J. Climate*, Vol. 14, pp. 3117-3139.
81. Zhou, S., et al., 2000, An Inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 27, No. 8, pp. 1123-1126.

## Dynamic Analysis of the Role of Stratospheric Large Scale Circulation on the Stratospheric Ozone Depletion, Part II; Dynamical Mechanisms

Abbas Mofidi

Tabarestan Institute of Higher Education

E-mail: abbasmofidi@gmail.com

### Abstract

In order to recognize and understand the mechanism governing on variations and decrease of stratospheric ozone, the dynamical Principles which are governing on the stratosphere layer were investigated. In this case, links between the most important dynamical components, i.e. Polar Vortex, Planetary Scale Waves, Stratospheric Sudden Warming (SSW), QBO and variations and depletion of stratospheric ozone, illustrated.

The results indicate that Stratospheric Polar Vortex has a key role in interannual variability of Total ozone and account a necessary precondition for ozone depletion and formation of stratospheric ozone hole. Therefore, Shape, Area, intensity and Persistence of Polar Vortex in two hemisphere is determining ozone decrease rate and the maximum areal coverage of ozone hole.

The results shows that dynamical forcing from troposphere is the major source of stratospheric variations and upward propagation of planetary waves in addition to the occurrence Brewer-Dobson circulation and SSW, is controlling the temporal and spatial distribution of total ozone and decrease and increase of stratospheric ozone. Hence, the circulation of the winter stratosphere is strongly influenced by vertically propagating forced planetary waves and rate of planetary waves activity in stratosphere and their interaction with dynamical components such as QBO and Polar Vortex, additionally control of Brewer-Dobson circulation and temperature ratio, is determining transport and interannual variability of stratospheric ozone.

The Stratospheric Sudden Warming (SSW) is the most dramatic meteorological phenomenon to take place in stratosphere. The breakup of the polar vortex during a major SSW, or during a Final Warming, leads to the greatest mixing of polar and low-latitude air, bringing, for instance, ozone-poor air from the polar vortex to mid-latitude.

The dominant source of variability in the tropical stratosphere is the QBO, which involves the quasi-periodic reversal of zonal winds from westerly to easterly and back again. The results shows that the zonal-wind structure in the stratosphere affects the propagation of planetary waves from the troposphere. When the QBO is in its westerly phase throughout the tropical lower stratosphere, the waves are refracted away from Polar Regions towards the tropics. The stratosphere polar vortex should therefore be cold and strong, with less intense SSWs. When, on the other hand, the QBO is in its easterly phase, the waves are more confined to middle and polar latitudes. The polar vortex should be warmer and weaker and therefore more susceptible to breakdown by SSWs. In such cases, ozone depletion is less in the Polar Regions and thus, the ozone hole would be smaller.

**Key Words:** *Stratosphere, Planetary Scale Waves, Polar Vortex, Quasi-Biennial Oscillation, Tropopause, Stratospheric Sudden Warming, Ozone Hole.*