

تحلیل دینامیکی نقش گردش بزرگ مقیاس پوش سپهری در کاهش ازن پوش سپهری

«قسمت دوم»

ساز و کار حاکم بر فرآیندهای دینامیکی*

عباس مفیدی

دانشجوی دکترای جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

مدرس گروه جغرافیای موسسه آموزش عالی طبرستان

abbasmofidi@yahoo.com

چکیده

به منظور شناسایی و درک ساز و کار حاکم بر گردش پذیر و کاهش ازن پوش سپهری، اصول دینامیکی حاکم بر لایه پوش سپهر مورد توجه قرار گرفت. بدین منظور ارتباط بین مهم‌ترین مؤلفه‌های دینامیکی پوش سپهر از جمله تاوه قطبی، امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای، گرمایش ناگهانی پوش سپهری و QBO با گردش پذیر و کاهش ازن پوش سپهری تشریح شد.

یافته‌ها نشان می‌دهد که تاوه قطبی پوش سپهری نقشی کلیدی در گردش پذیر سال به سال ازن کلی داشته و یک پیش شرط اصلی در کاهش ازن و پیدایش حفره‌ی ازن پوش سپهری محسوب می‌گردد. بر این اساس شکل، وسعت، شدت و میزان تداوم تاوه قطبی تعیین کننده‌ی میزان کاهش ازن و حداکثر پوشش منطقه‌ای حفره‌ی ازن می‌باشد.

یافته‌ها بیانگر آنست که واداشت دینامیکی ناشی از فعالیت موج وردسپهری، چشمه اصلی گردش‌های پوش سپهری بوده و گسترش بالا سوی امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای 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 می‌نماید. بدین لحاظ گردش پوش سپهر زمستانی قویاً از گسترش قائم امواج وردسپهری متأثر گردیده و میزان فعالیت امواج سیاره‌ای در پوش سپهر و نحوه برهم کنش آن‌ها با مؤلفه‌های دینامیکی‌ای چون QBO و تاوه قطبی، ضمن کنترل گردش بروئر-دابسون و نرخ دما، میزان انتقال و گردش پذیر سال به سال ازن پوش سپهری را تعیین می‌نماید.

پدیده گرمایش ناگهانی، برجسته‌ترین پدیده دینامیکی است که در پوش سپهر بوقوع می‌پیوندد. گسیختگی تاوه قطبی در طول یک گرمایش ناگهانی اصلی یا در طول گرمایش پایانی، بالاترین میزان اختلاط هوای ممکن را در پوش سپهر، بین عرض‌های میانی و قطبی ممکن می‌سازد که نتیجه مستقیم آن انتقال هوای فقیر از ازن از داخل تاوه قطبی به عرض‌های میانی است. QBO عامل اصلی گردش پذیر در پوش سپهر حاره‌ای محسوب می‌گردد. یافته‌ها نشان می‌دهد که ساختار باد مداری در پوش سپهر، گسترش امواج سیاره‌ای وردسپهری را از خود متأثر می‌سازد. زمانی که QBO در پوش سپهر تحتانی حاره‌ای در فاز غربی خود قرار دارد، امواج سیاره‌ای 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 حفره‌ی ازن بزرگ‌تر خواهد بود. در مقابل، در فاز شرقی QBO، امواج سیاره‌ای در مواجهه با سطح بحرانی به عرض‌های میانی و قطبی نیمکره زمستانی محدود می‌شوند. در چنین شرایطی تاوه قطبی گرم‌تر و ضعیف‌تر بوده و گرمایش ناگهانی پوش سپهری از شدت و فراوانی بیشتری برخوردار است و حفره‌ی ازن کوچک‌تر خواهد بود.

واژگان کلیدی: پوش سپهر، تاوه قطبی پوش سپهری، امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای، گرمایش ناگهانی پوش سپهری، نوسان شبه دوساله، وردایست، حفره‌ی ازن.

* به جهت پیوستگی این قسمت از مقاله با قسمت قبلی مقاله و نیازی که به مطالعه مفاهیم ارائه شده در بخش نخست وجود دارد خوانندگان محترم می‌توانند 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 عرض‌های برون حاره‌ای و قطبی پوش سپهر توجه محققین بسیاری را به خود جلب نموده است. بررسی‌های موجود بیانگر آنست که کاهش ازن پوش سپهری نتیجه ارتباط متقابل فرآیندهای فتوشیمیایی، تابشی و دینامیکی در پوش سپهر می باشد [Drake, 1995]. در واقع تجزیه و تخریب ازن در آن قسمت از پوش سپهر صورت می‌پذیرد که: ۱- مواد شیمیایی به صورت واکنشی و فعال (رادیکال‌های آزاد کلر یا بروم) به مقدار کافی وجود داشته باشد. ۲- دما به اندازه کافی پایین باشد (بایستی پایین تر از -78°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 پاسخگویی به پرسش موجود در رابطه با کاهش ازن پوش سپهری و این که چرا مقادیر ازن در عرض‌های برون حاره در طی زمستان و بهار شمالی به حداکثر خود رسیده و در طی تابستان و پاییز به کم‌ترین مقدار خود می‌رسد؟ و یا این که چرا حفره‌ی ازن تنها بر فراز قطب جنوب آن هم در فصل بهار نیمکره جنوبی ایجاد می‌شود؟ در کنار پرسش‌های دیگری از جمله این پرسش که چرا مساحت حفره‌ی ازن قطب جنوب آن چنان که در شکل ۱a مشاهده می‌گردد، وردش‌های سال به سال زیادی را از خود نشان می‌دهد؟ همگی به درک فرآیندهای دینامیکی حاکم بر پوش سپهر نیازمند هستند.

در این رابطه، مطالعات گسترده و سازمان یافته‌ی سال‌های 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. به طوری که بروز برخی از پیچیده‌ترین پدیده‌های دینامیکی جو همچون شکست امواج، نوسان شبه دو ساله بادهای استوایی، بویژه وقوع پدیده گرمایش ناگهانی در پوش سپهر، جو میانی را به طور کل و پوش سپهر را به طور خاص عرصه اصلی مطالعه و آزمایش متخصصان دینامیک جو قرار داده است. بدون شک درک نحوه ارتباط بین این مؤلفه‌های دینامیکی با کاهش یا وردش ازن پوش سپهری انگیزه اصلی بسیاری از پژوهش‌ها در پوش سپهر بوده است. به منظور تبیین این مؤلفه‌ها در ادامه مهم‌ترین فرآیندهای دینامیکی که بر وردش‌پذیری و کاهش ازن پوش سپهری در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوت تأثیر گذار هستند، تشریح می‌گردد.

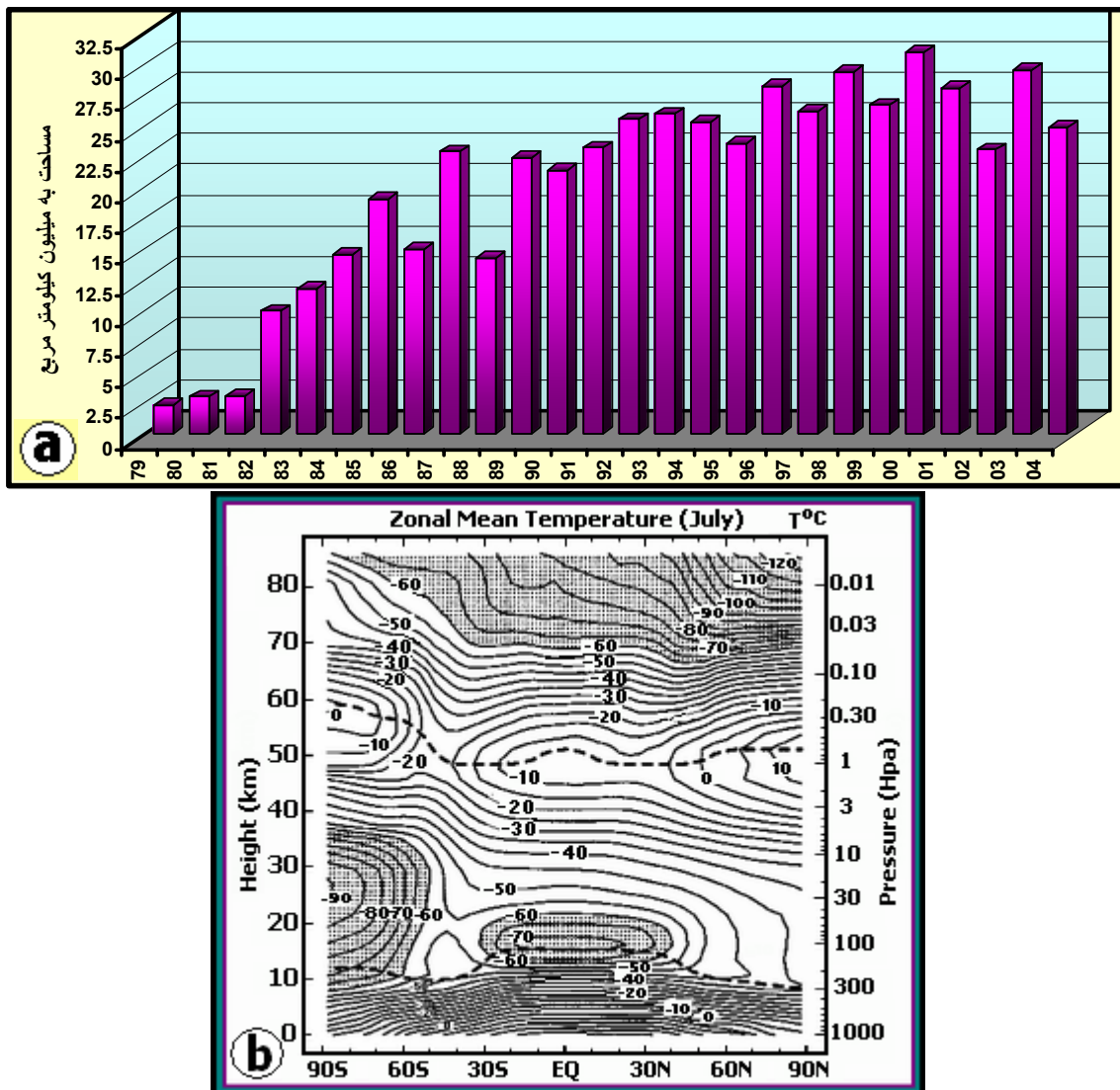
۲. چارچوب نظری و روش تحقیق:

مقاله حاضر قسمت دوم مقاله‌ای است که در شماره ۱۰ مجله سرزمین به چاپ رسیده است. هدف اصلی این قسمت از مقاله تبیین واداشت‌های دینامیکی کنترل کننده وردش‌های زمانی و مکانی ازن پوش سپهری به ویژه ساز و کار دینامیکی حاکم بر تشکیل حفره‌ی ازن در پوش سپهر است. در نگاشتن مقاله از نگرشی تحلیلی استفاده گردیده و مقاله ساختاری مروری دارد. جهت تبیین جامع موضوع، مطالعه کتابخانه‌ای گسترده‌ای توسط نویسنده در چند سال اخیر صورت گرفته و سعی گردیده ساختار پوش سپهر از منظر اقلیم‌شناسی دینامیک مورد بررسی قرار گیرد.

سؤال اصلی که این قسمت از مقاله درصدد پاسخگویی به آن است عبارتست از: چگونه واداشت‌های دینامیکی سبب کاهش و یا وردش ازن پوش سپهری می‌گردند؟

: پس از اعتدال پاییزی منطقه قطبی در نیمکره زمستانی در

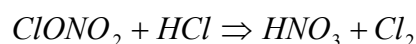
تاریکی فرو می‌رود و گرمایش ناشی از جذب اشعه ماوراءبنفش خورشیدی و تولید ازن پوش سپهری متوقف می‌گردد. خروج انرژی گرمایی از طریق تابش گرمایی زمین (طول موج بلند) به سرعت پوش سپهر قطبی را سرد می‌کند و پوش سپهر قطبی دماهای خیلی پایین‌تری را در مقایسه با پوش سپهر عرض‌های میانی تجربه می‌کند (شکل ۱b). به دنبال این امر، شیب فشار در امتداد عرض جغرافیایی (نصف‌النهار) بین مناطق قطبی و عرض‌های میانی افزایش می‌یابد که در ترکیب با چرخش وضعی زمین (نیروی کوریولیس) یک کمربند باد غربی موسوم به «جت شب قطبی» را در مناطق پیرامون قطب به وجود می‌آورد (شکل ۶d و ۶e در قسمت اول مقاله)، که در جانب داخلی آن «تاوه قطبی پوش سپهری» شکل می‌گیرد [Coy et al., 1997; Schoeberl and Newman, 2003].



شکل ۱- شکل ۱a مساحت متوسط حفره ی ازن قطب جنوب در طی روزهای ۱۵ سپتامبر الی ۱۵ اکتبر طی ۲۶ 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 پایین‌تر از -60° سانتی‌گراد هستند به صورت سایه‌دار نشان داده شده است [WMO, 2002; Randel et al., 2004].

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 می‌رسد و تمامی ضخامت جو را از وردسپهر میانی تا پوش سپهر فوقانی تحت کنترل خود قرار می‌دهد. در داخل این جت با افزایش ارتفاع بر وسعت تاوه قطبی افزوده می‌شود، به طوری که در پوش سپهر فوقانی تا عرض 50° را در هر نیمکره اشغال می‌نماید (شکل ۶b و ۶c در قسمت اول)، [Waugh and Randel, 1999]. همین امر موجب جدا شدن هوای داخل تاوه از هوای عرض‌های میانی می‌گردد. تسلط شب طولانی قطبی به همراه ایزوله شدن هوا و عدم مبادله انرژی با عرض‌های پایین‌تر - به واسطه استقرار جت شب قطبی - موجب خروج تدریجی انرژی از جو مناطق قطبی شده و دماهای بسیار پایینی را در داخل تاوه قطبی موجب می‌گردد (شکل ۱b)، [Andrew et al., 1987; Manney and Zurek, 1993].

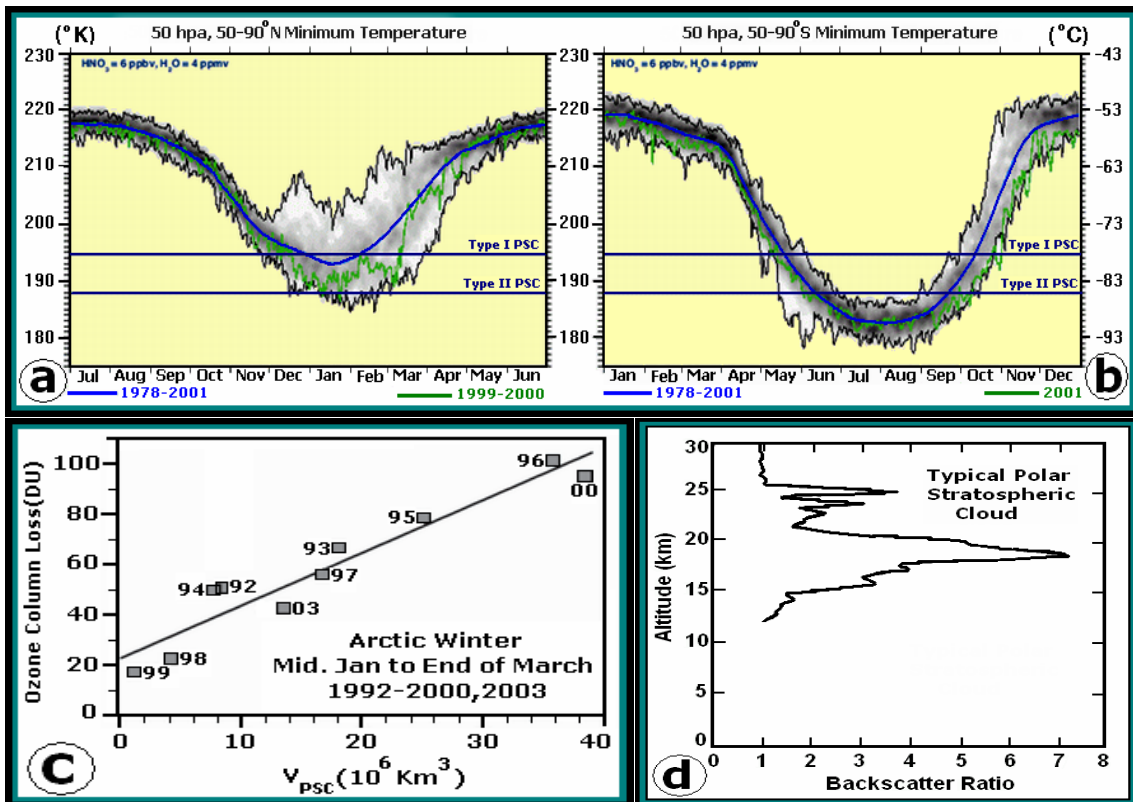
تداوم تاوه قطبی در سرتاسر زمستان موجب سرد شدن شدید هوای داخل تاوه در پوش سپهر تحتانی می‌گردد، به طوری که دمای متوسط در تاوه شمالی به حدود 70° - سانتی‌گراد رسیده (شکل ۲a) و در تاوه جنوبی به جهت خصوصیات دینامیکی خاص نیمکره جنوبی از مرز 90° - نیز عبور می‌نماید (شکل ۲b و ۲b)، [Schoeberl and Hartmann, 1991]. چنین وضعیتی موجب شکل‌گیری نوع خاصی از ابرها در پوش سپهر قطبی موسوم به «ابره‌های پوش سپهری قطبی»^۳ می‌گردد. این ابرها که حاوی مواد انتقال یافته توسط گردش بروئر- دابسون به مناطق قطبی هستند (عمدتاً تری هیدرات اسید نیتریک $HNO_3 \cdot 3H_2O$) در مرحله اول در دمای آستانه 78° - در داخل تاوه قطبی و در پوش سپهر تحتانی به صورت مایع تشکیل می‌شوند که به «ابره‌های نوع اول» مشهور هستند [Tabazadeh et al., 1994]. ابرهای نوع اول به صورت محدود تنها در اوج زمستان شمالی در تاوه نیمکره شمالی مشاهده می‌شوند (شکل ۲a) در حالی که در تاوه جنوبی در سرتاسر دوره سرد سال قابل مشاهده بوده و در اوج زمستان یا در بخش مرکزی تاوه جنوبی که دما به پایین‌تر از 88° - کاهش می‌یابد، ابرهای پوش سپهری به طور کامل یخ‌زده و نوع جدیدی از ابرها را تشکیل می‌دهند که حالت جامد داشته و به «ابره‌های 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 حفره‌ی ازن قطب جنوب محسوب می‌گردند. ابرهای پوش سپهری قطبی که چاهه‌ای محلی برای جمع شدن CFCها در داخل تاوه قطبی محسوب می‌شوند در شب طولانی قطبی، طی یک سری واکنش‌های «ناهمگن»^۴ انواع کلر تقریباً غیر واکنشی همچون نیترات کلر ($COION_2$) و اسید هیدروکلرید (HCl) را بر روی سطح خود به کلر مولکولی (Cl_2) و اسید نیتریک (HNO_3) تبدیل می‌کنند [Turco, 1997; Shanklin, 2001; WMO, 2003].



کلر مولکولی با توجه به این که میل ترکیب با یخ را ندارد از سطح ابر تبخیر می‌شود درحالی‌که اسید نیتریک بر روی ذرات ابر به صورت یخ‌زده باقی می‌ماند و بتدریج به همراه ذرات سنگین ابرهای پوش سپهری به سمت پایین نزول نموده و از پوش سپهر خارج می‌شود. نزول اسید نیتریک به همراه ذرات سنگین ابرهای پوش سپهری قطبی به درون وردسپهر موجب «نیتروژن زدایی»^۵ در داخل پوش سپهر قطبی می‌شود [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 مهیا می‌گردد [Solomon, 1999; Tabazadeh et al., 2001].

مقابل، کلر مولکولی حاصل از این واکنش به جهت این که قادر نیست به طور 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 اشعه‌های ماوراءبنفش خورشیدی در ماه سپتامبر (ابتدای فصل بهار جنوبی) تجزیه شده و به کلر اتمی (Cl) تبدیل می‌گردد. در این زمان از سال رادیکال‌های کلر (اتم‌های کلر آزاد) به شدت با ازن موجود در تاوه قطبی واکنش نموده و موجب تخریب ازن و پیدایش حفره‌ی ازن در داخل تاوه جنوبی می‌گردند. 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].

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 پایین‌تر خواهد بود و میزان تخریب و



a ()
 b (°) (°)
 c [WMO,2003] ()
 d [IPCC,2005] [Solomon,1999]
 b () a a () d d b

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 به طور مستقیم نوع، مساحت و میزان تداوم ابرهای حاوی کلر و بروم را در قسمت تحتانی پوش سپهر کنترل می کند. به طوری که با توجه به دمای بالاتر (گرم تر) در تاوه شمالی، مساحت ابرهای پوش سپهری قطبی شمالی بسیار محدودتر و تداوم آنها بسیار کم تر بوده و برخلاف نیمکره جنوبی ابرهای نوع دوم که بستر اصلی واکنش های ناهمگن هستند در تاوه شمالی مشاهده نمی گردد. از آن جایی که 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 به عنوان بستر اصلی تخریب ازن تعیین می نماید. نتیجه این که 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.

میزان فعالیت و وردش های سال به سال امواج راسبی مقیاس سیاره ای ضمن تعیین شدت گردش بر وئر-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.

همان طوری که در قسمت اول مقاله شرح داده شد، مقادیر ازن کلی و ازن پوش سپهری از نظر مکانی، زمانی و ارتفاعی (شکل ۱b، ۲a، ۲b، ۲c، ۲d 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.

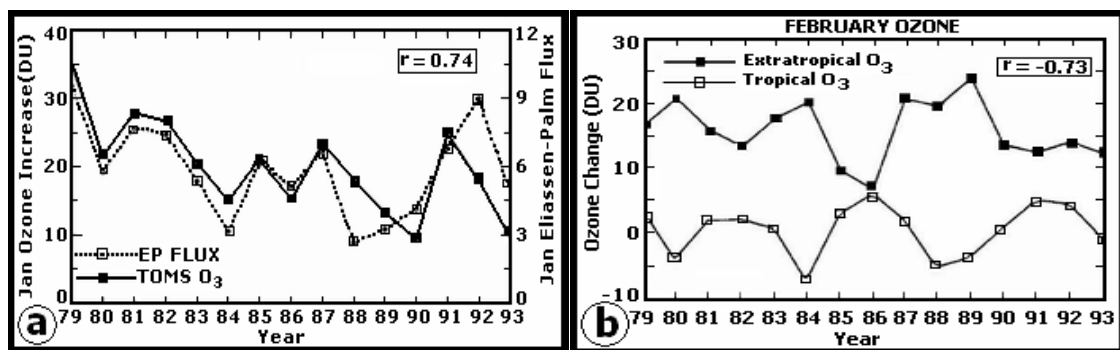
امواج راسبی مقیاس سیاره ای در وردسپهر به واسطه وجود موانع کوهستانی مرتفع و تضادهای گرمایی ایجاد می شوند و تنها زمانی که بادهای غالب پوش سپهری جهت غربی دارند به داخل پوش سپهر گسترش می یابند [Charney and Drazin, 1961; Matsuno, 1970; 1971; Shepherd, 2000]. استقرار توده های کوهستانی مرتفع و بزرگ آسیا (فلات تبت) و کوه های راکی به همراه توزیع ناهمگن سطوح خشکی و دریا،

انحرافات اوروگرافیک و تفاوت و تنوع گرمایی را در نیمکره شمالی افزایش می‌دهد و اختلاف گرمایی ناشی از آن دامنه امواج سیاره‌ای را در وردسپهر شمالی گسترده‌تر می‌نماید. نتیجه مستقیم این واداشت کوهستانی و اختلاف گرمایی، افزایش تبادل انرژی بین عرض‌های میانی و مناطق قطبی در نیمکره شمالی است. بدین لحاظ بر خلاف نیمکره جنوبی که امواج راسی مقیاس سیاره‌ای به علت کاهش اختلافات گرمایی و کوچک بودن انحرافات اوروگرافیک، گسترش نصف‌النهاری و به خصوص گسترش قائم کمتری را از خود نشان می‌دهند، در نیمکره شمالی این امواج از شدت و فراوانی بیشتری برخوردارند [Yulaeva et al., 1994]. به عبارتی در مقایسه با نیمکره شمالی عدم وجود توده‌های کوهستانی مرتفع، به همراه گسترش اقیانوس‌ها و همگنی سطحی در نیمکره جنوبی به خصوص در عرض‌های میانی و بالا، موجب کاهش اختلاف گرمایی در وردسپهر و به‌طور کلی اتمسفر نیمکره جنوبی شده و شکل‌گیری و فعالیت امواج مقیاس سیاره‌ای را در این نیمکره به شدت محدود می‌کند. نتیجه این که میزان تشکیل و فعالیت امواج مقیاس سیاره‌ای در نیمکره شمالی به خصوص در دوره سرد سال که تضادهای حرارتی در مقیاس نیمکره‌ای به حداکثر میزان خود می‌رسد، بیشتر و فراوان‌تر بوده و تبادل انرژی و تکانه بین عرض‌های میانی و بالا، همچنین بین وردسپهر و پوش سپهر به بالاترین میزان خود می‌رسد [Schoeberl and Hartmann, 1991].

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

شکست امواج سیاره‌ای بیشتر ← گردش بروئر دابسون قوی‌تر ← ازن حاره‌ای کم‌تر ← ازن قطبی بیشتر ← نزول دینامیکی شدیدتر در مناطق قطبی ← جت شب قطبی ضعیف‌تر ← تاوه قطبی گرم‌تر ← ابرهای پوش سپهری قطبی کم‌تر ← تخریب ازن کم‌تر ← مقادیر ازن کلی بیشتر.

اما از جهت تأثیر وردش‌پذیری سال به سال فعالیت امواج مقیاس سیاره‌ای بر مقادیر ازن پوش سپهری،



a . ()

« » (° °) ()
 ° °) () b

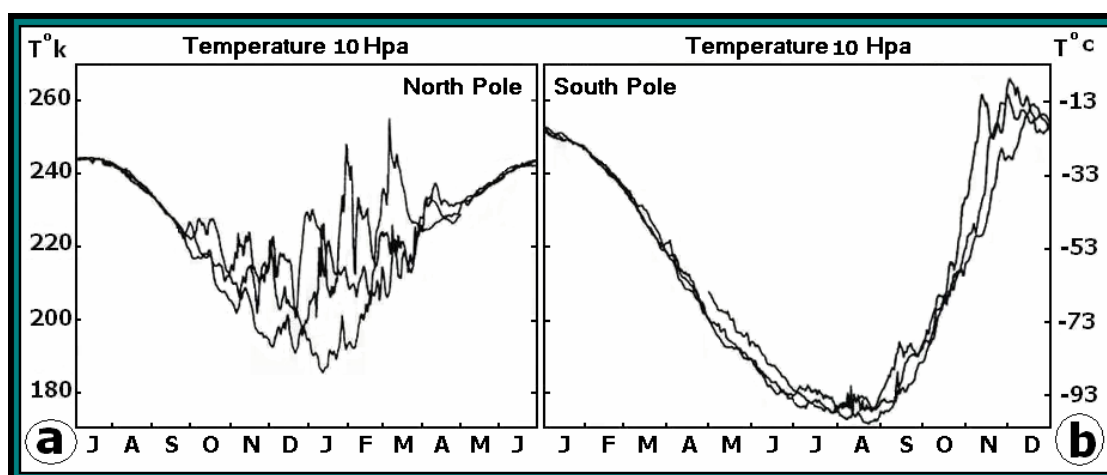
(° °) ()
 .[Fusco and Salby,1999]

شکل ۳a ارتباط میزان فعالیت امواج سیاره‌ای و مقادیر ازن کلی را در ماه ژانویه برای یک دوره ۱۵ ساله در نیمکره شمالی نشان می‌دهد. بر اساس شکل ۳a کاهش فعالیت امواج سیاره‌ای در نیمکره شمالی با کاهش مقادیر ازن کلی در برون حاره شمالی همراه بوده (سال‌های ۱۹۹۳، ۱۹۹۰، ۱۹۸۹، ۱۹۸۶، ۱۹۸۴، ۱۹۸۰) و افزایش میزان فعالیت امواج سیاره‌ای، افزایش مقادیر ازن کلی را در منطقه برون حاره شمالی در پی داشته است (سال‌های ۱۹۹۱، ۱۹۸۷، ۱۹۸۵، ۱۹۸۲، ۱۹۸۱، ۱۹۷۹). جهت دریافت یک دید جامع‌تر، 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 می‌باشد. بدین ترتیب که با تقویت گردش بروئر- دابسون در سال‌های دارای فعالیت موج بالا، افزایش ازن برون حاره با کاهش ازن منطقه حاره جبران می‌گردد [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 به‌دست 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 به‌دنبال 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 به‌دنبال داشته است [Randel and Wu, 1999; Hartman et al., 2000; Anderson and Kundsens, 2002].

:

یکی از مؤلفه‌های کلیدی پوش سپهر نیمکره زمستانی که ساختار حرارتی، شدت و وسعت تاوه قطبی را از خود متأثر می‌سازد و ورودش‌های سال به سال عمده‌ای را در پوش سپهر نیمکره زمستانی موجب می‌گردد پدیده



() (a) (b) [Shepherd, 2000].

«گرمایش ناگهانی پوش سپهری»^۷ 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 به‌وقوع 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 به‌دنبال آن محدودیت در تشکیل ابرهای پوش سپهری قطبی در نیمکره شمالی در مقایسه با نیمکره جنوبی است. همین امر مانع از پیدایش حفره‌ی ازن در تاوه قطبی نیمکره شمالی می‌گردد.

پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری برای نخستین بار در ژانویه ۱۹۵۲ توسط «ریچارد شرهاک» در بررسی داده‌های 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° سانتی‌گراد 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 حاله‌ای از ابهام باقی ماند. در سال‌های ۱۹۷۰ و ۱۹۷۱ ماتسونو در بررسی نحوه گسترش قائم امواج به‌داخل پوش سپهر به این نتیجه رسید که علت گرمایش ناگهانی پوش سپهری «توقف جریان متوسط مداری پوش سپهری به واسطه گسترش امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای از وردسپهر به‌داخل پوش سپهر قطبی» است [Matsuno, 1971]. با توجه به نقش این پدیده در تکوین و وردش‌پذیری سال به سال تاوه قطبی و به تبع آن مقادیر ازن پوش سپهری، در ادامه جنبه‌های مهم گرمایش ناگهانی پوش سپهری ارائه می‌گردد.

به‌طور کلی پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری به چهار نوع تقسیم می‌شود:

: این نوع گرمایش عمدتاً در ژانویه و فوریه در نیمکره شمالی به‌وقوع می‌پیوندد در حالی که در زمستان نیمکره جنوبی مشاهده نمی‌شود. در این نوع گرمایش علاوه بر گرم شدن قطب شمال و معکوس شدن شیب نصف‌النهاری دما، تاوه قطبی پوش سپهری گسیخته شده و به‌وسیله یک پرفشار جایگزین می‌گردد. به عبارتی دیگر، گرمایش اصلی زمانی به‌وقوع 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 به‌دنبال 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 «جابه‌جایی تاوه قطبی و جایگزین شدن هوای دارای تلاوایی پتانسیل پایین بر روی قطب» [Baldwin and Holton, 1988]. در زمان وقوع گرمایش اصلی مرکز تاوه قطبی یا به‌طور کامل به جنوب عرض ۶۰° الی ۶۵° شمالی انتقال می‌یابد که در این حالت به «تاوه جابه‌جا شده» معروف است و یا تاوه به دو قسمت مساوی تقسیم می‌گردد که به «تاوه تکه شده» مشهور است. شکل ۵a نمونه‌ای از یک تاوه تکه شده را نشان می‌دهد [Charleton and Polvani, 2006].

^۹: این نوع گرمایش می‌تواند شدید باشد تا حدی که در برخی از مواقع موجب معکوس شدن شیب دمای نصف‌النهار می‌گردد. اما هیچ‌گاه قادر به تغییر گردش غالب پوش سپهری در تراز ۱۰ هکتوپاسکال نمی‌باشد. گرمایش کوچک مقیاس در پوش سپهر قطبی نیمکره جنوبی نیز مشاهده می‌گردد. [Labitzke,2002;O'Neill,2003]

^{۱۰}: اغلب در اوایل زمستان نیمکره شمالی (ماه نوامبر) به‌وقوع می‌پیوندد. این نوع گرمایش زمانی در پوش سپهر قطبی اتفاق می‌افتد که پرفشار آلتوشن تقویت شده و به سمت قطب جابه‌جا شود. گرمایش کانادایی علاوه بر معکوس کردن شیب دمای نصف‌النهار در برخی از موارد به‌طور مختصر جهت گردش باد را بر روی کلاهدک قطبی تغییر می‌دهد، اما موجب گسیختگی تاوه قطبی نمی‌شود. در این نوع گرمایش تغییرات دما و جهت باد تنها در پوش سپهر تحتانی مشاهده می‌گردد.

[Harvey et al.,2002;Manney et al.,2001]

^{۱۱}: 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 حفره‌ی ازن به‌واسطه افزایش ناگهانی دما در پوش سپهر قطبی است. شدت گرمایش پایانی به‌طور قابل ملاحظه‌ای متغیر است و در واقع می‌توان آن را به دو بخش «اصلی» و «فرعی» تقسیم نمود. گرمایش پایانی در نیمکره شمالی به‌طور معمول در اوایل بهار (اواخر مارس و اوایل آوریل) به‌وقوع می‌پیوندد، درحالی‌که در نیمکره جنوبی در اواسط تا اواخر بهار جنوبی (اواخر نوامبر و اوایل دسامبر) اتفاق می‌افتد.

[Labitzke and Vanloon,1999;Labitzke,2002;Waugh et al.,1999]

تقسیم‌بندی دیگری نیز برای پدیده گرمایش پوش سپهری وجود دارد که بر اساس تعداد یا شماره موج است:

(عبارتست از وجود تنها یک واچرخند و تقویت آن، که در نهایت جابه‌جایی تاوه قطبی را از قطب به عرض‌های پایین‌تر به‌دنبال دارد.

[Swinbank et al.,1998;Charleton and Polvani,2006]

(در این حالت دو واچرخند گسترش می‌یابند که نتیجه آن یک تاوه قطبی کشیده و در پاره‌ای موارد تکه شده (دو سلولی) می‌باشد (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 ماه‌های زمستان و آغاز بهار از وردش‌پذیری سال به سال بالایی برخوردار است (شکل ۴)، در حالی‌که در نیمکره جنوبی گرمایش ناگهانی عمدتاً تنها در فصل بهار جنوبی به‌وقوع می‌پیوندد. جهت درک بهتر پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری، پاییز و زمستان دو نیمکره شمالی و جنوبی در سال ۱۹۹۲-۱۹۹۱ در شکل ۵b مورد بررسی قرار می‌گیرد.

بررسی شکل ۵b بیانگر آنست که تاوه شمالی به‌دنبال سرمای عرض‌های قطبی در آغاز ماه اکتبر سال ۱۹۹۱ ابتدا در پوش سپهر فوقانی ظاهر می‌شود، سپس در طی ماه‌های 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 می‌گیرد. در واقع تاوه شمالی در ابتدای فصل زمستان (۱۵ دسامبر) به حداکثر گسترش عرضی و ارتفاعی خود می‌رسد و سپس در ابتدای ژانویه ۱۹۹۲ به‌واسطه وقوع گرمایش اصلی اواسط زمستان به‌طور قابل ملاحظه‌ای تخریب شده و وسعت آن به‌خصوص در پوش سپهر فوقانی کاهش چشمگیری می‌یابد. در مقایسه، تاوه جنوبی در آغاز ماه



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 ۱۹۹۲ و ۱۹۹۱. 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 پایینی تاوه نشاندهنده دمای پایین تر از -78° (دمای آستانه تشکیل ابرهای پوش سپهری قطبی) و دوایر زرد به ترتیب از بیرون به داخل مدارهای 40° ، 60° و 80° 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].

آوریل ۱۹۹۲ در پوش سپهر فوقانی پدیدار گشته و در طی ماه‌های می، ژوئن و ژوئیه به سرعت بر وسعت و ضخامت آن افزوده شده و به شکل یک مخروط بزرگ متقارن بر فراز قطب جنوب از پوش سپهر فوقانی تا وردایست کشیده می‌شود. تداوم دماهای پایین‌تر از 78° - (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 می‌شود. فعالیت کم‌تر امواج مقیاس سیاره‌ای در طی فصل پاییز و زمستان جنوبی و به دنبال آن فراوانی وقوع پایین پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری در نیمکره جنوبی، وردش‌پذیری ماهانه و سال به سال تاوه جنوبی را در مقایسه با تاوه شمالی به‌طور قابل ملاحظه‌ای کاهش داده، که نتیجه آن همان طوری که در شکل مشاهده می‌کنید 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 پایین و وسعت ابرهای پوش سپهری قطبی کاهش شدید ازن و پیدایش حفره‌ی 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 سپهر قطبی در داخل تاوه شمالی جلوگیری نموده و ناپدید شدن زودرس تاوه شمالی را در ابتدای بهار شمالی به دنبال دارد. چنین ساز و کاری موجب حفظ مقادیر بالای ازن در پایان زمستان و ابتدای بهار در عرض‌های قطبی نیمکره شمالی می‌گردد.

فراوانی وقوع پدیده گرمایش ناگهانی در نیمکره شمالی موجب گردیده تا تاوه شمالی به‌خصوص 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 به‌طور قابل ملاحظه‌ای کاهش داده و میزان تداوم آن را کوتاه می‌کند. همین امر موجب می‌گردد 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 به‌عنوان یک مؤلفه دینامیکی ضمن کنترل گردش پوش سپهر قطبی، توزیع و وردش‌پذیری زمانی و مکانی ازن را در مناطق قطبی از خود متأثر می‌سازد.

:

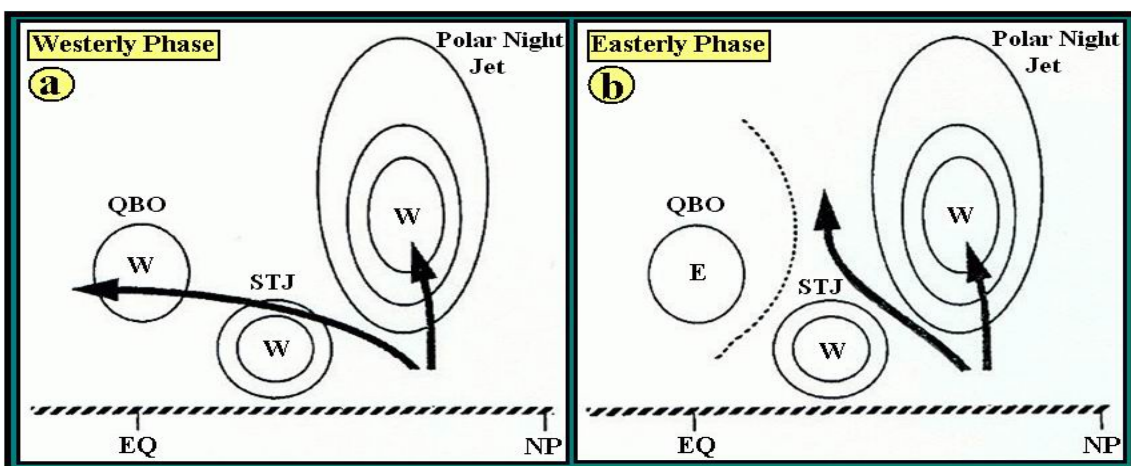
نتایج پژوهش‌ها نشان می‌دهد که ارتباط بین QBO استوایی و گردش برون حاره‌ای، به‌واسطه گسترش نصف‌النهاری و قائم امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای در نیمکره زمستانی فراهم می‌گردد [Holton and Tan, 1980; 1982]. در واقع فازهای QBO به‌واسطه هدایت امواج سیاره‌ای وردسپهری در پوش سپهر نیمکره زمستانی و کنترل موقعیت مکانی شکست موج، گردش‌های بزرگ مقیاس برون حاره‌ای به‌خصوص تاوه قطبی را از خود متأثر می‌سازند [Baldwin et al., 1994]. در این میان ساز و کار «هولتن-تان» به‌عنوان یک تئوری اصلی تبیین‌کننده این روابط می‌باشد.

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 (۱۹۷۷-۱۹۶۲) مورد مطالعه قرار دادند. یافته‌های آن‌ها بیانگر آن بود که در فاز شرقی QBO تاوه قطبی نیمکره شمالی بیشتر توسط امواج مقیاس سیاره‌ای 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 ساز و کار هولتن-تان موقعیت خط باد صفر (سطح بحرانی) عامل مهمی برای تعیین ارتباط نوسان شبه دو ساله بین عرض‌های استوایی و عرض‌های برون حاره نیمکره زمستانی محسوب می‌گردد. در واقع ساز و کار هولتن-تان بیانگر آنست که گسترش امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای و برهم کنش آن‌ها با جریان متوسط

مداری زمینه در نیمکره زمستانی، به ساختار عرضی - ارتفاعی باد متوسط مداری، به خصوص موقعیت «خط باد صفر»^{۱۲} 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 می‌رود [Baldwin and Dunkerton, 1998; Baldwin et al., 2001].

بر اساس مطالعات انجام شده معمولاً امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای در پوش سپهر به سمت بالا و تا اندازه‌ای به سمت استوا گسترش می‌یابند [Andrew et al., 1987; Hamilton, 1998]. این وضعیت در شکل ۶ نشان داده شده است. در این شکل جت جنب حاره‌ای 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 همان طوری که شکل نشان می‌دهد، امواج سیاره‌ای بدون مواجهه با یک سطح بحرانی قادر به عبور از استوا و گسترش به داخل نیمکره تابستانی هستند. در مقابل در فاز شرقی QBO (شکل ۶b) امواج سیاره‌ای در نیمکره زمستانی و بر جانب شمالی جت استوایی با یک سطح بحرانی (یا خط باد صفر) مواجه می‌شوند. بررسی‌های انجام شده در این زمینه نشان می‌دهد 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 جابه‌جا می‌شود (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 سیاره‌ای به سمت استوا شده و گسترش استوا سوی امواج را متوقف می‌سازد (شکل ۶b). در چنین وضعیتی شار فعالیت موج به سمت قطب بر می‌گردد. این الگو موجب تمرکز بیشتر فعالیت امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای در برون حاره نیمکره زمستانی می‌شود [Hamilton, 1998]، که طی یک سری پسخور، دینامیک پوش سپهر قطبی را شدیداً از خود متأثر می‌سازد. از جمله پسخورهای حاصل از استقرار فاز شرقی QBO به شرح زیر خواهد بود:



(a)

b

QBO (b)

[Hamilton, 1998]

فعالیت بیشتر امواج سیاره‌ای در پوش سپهر قطبی ← گرمایش ناگهانی پوش سپهری بیشتر و شدیدتر ← جت شب قطبی ضعیف‌تر ← تاوه قطبی کوچک‌تر، ضعیف‌تر و گرم‌تر ← ابرهای پوش سپهری محدود‌تر ← مقادیر ازن بیشتر.

در مقابل با استقرار فاز غربی QBO به جهت گسترش شار فعالیت موج به سمت استوا، تمرکز فعالیت امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای در استوا سوی نیمکره زمستانی بیشتر می‌شود (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 به دنبال 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 به طور کامل صورت گرفت، در حالی که در سال ۱۹۸۸ که با استقرار فاز شرقی QBO همراه بود به واسطه فعالیت بیشتر امواج سیاره‌ای در عرض‌های قطبی، تخریب ازن در تاوه جنوبی به طور قابل ملاحظه‌ای 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، وردش‌پذیری سال به سال ازن کلی را در عرض‌های حاره و برون حاره‌ای به دنبال دارد. البته یافته‌های اخیر بیانگر آنست که فازهای QBO با توجه به برخی مؤلفه‌های اقلیمی همچون سیکل فعالیت لکه‌های خورشیدی، تأثیری متفاوت و معکوس بر گردش برون حاره‌ای خواهند داشت. به طوری که فاز شرقی QBO در ارتباط با زمان حداکثر فعالیت لکه‌های خورشیدی با تاوه قوی‌تر و دمای پایین‌تر و در نهایت تخریب ازن شدیدتر در پوش سپهر قطبی همراه خواهد بود. در حالی که وقوع همزمان حداکثر فعالیت سیکل لکه‌های خورشیدی و فاز غربی QBO، شرایط و الگویی کاملاً عکس را به دنبال خواهد داشت [Labitzke, 2004]. در واقع ترکیب مؤلفه‌های مختلف کنترل کننده گردش پوش سپهری، همچون فعالیت امواج سیاره‌ای، سیکل لکه‌های خورشیدی، ال نینو و فعالیت‌های آتشفشانی، تشخیص میزان تأثیر فازهای QBO را بر روی پوش سپهر قطبی با مشکل مواجه می‌سازد.

. 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 پدیده‌ای چون کاهش ازن پوش سپهری را در طی دو دهه اخیر به دنبال 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 به واسطه جذب تابش خورشیدی در طول موج‌های کوتاه‌تر از ۳۰۰ نانومتر یک چشمه گرمایی را فراهم می‌آورد و عامل اصلی افزایش میانگین جهانی دما در حدفاصل وردایست و پوش ایست محسوب می‌گردد. بررسی نیمرخ قائم و توزیع زمانی و مکانی ازن کلی بیانگر آنست که ازن پوش سپهری به طور مداوم در بخش میانی تا فوقانی پوش سپهر حاره‌ای تولید می‌شود اما بالاترین مقادیر ازن کلی در پوش سپهر تحتانی مناطق جنب قطبی مشاهده می‌گردد. این ویژگی مبین وجود یک عامل دینامیکی جهت انتقال ازن پوش سپهری از منطقه «چشمه» استوایی به منطقه «چاه» برون حاره‌ای می‌باشد.

- 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 حاره‌ای تغییرات قابل ملاحظه و معنی‌داری را در مقایسه با سال‌های قبل از ۱۹۸۰ از خود بروز نداده‌اند (شکل ۹b و ۹c در قسمت

اول). در حالی که در امتداد نصف‌النهاری و به سمت قطبین زمین درصد کاهش ازن قابل ملاحظه بوده و در عرض‌های قطبی بیشترین درصد کاهش مشاهده می‌شود (شکل ۹c در قسمت اول). همچنین برجسته‌ترین تغییرات ماهانه ازن در طول فصل بهار در مناطق قطبی دو نیمکره به‌وقوع پیوسته است (شکل ۹f در قسمت اول).

- به‌طور 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 حاره‌ای»، Surf zone و تاوه قطبی در نیمکره زمستانی، تقسیم می‌گردد (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 وردش‌پذیری اقلیمی سال به سال در پوش سپهر می‌گردد. در واقع واداشت دینامیکی با منشأ وردسپهری چشمه اصلی وردش‌های پوش سپهری در مناطق حاره و مناطق برون حاره نیمکره زمستانی محسوب می‌شود. 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 می‌باشد.

- تاوه قطبی نقشی کلیدی در وردش‌پذیری سال به سال ازن پوش سپهری دارد و یک پیش شرط اصلی در کاهش ازن و پیدایش حفره‌ی ازن پوش سپهری محسوب می‌گردد. تفاوت نیمکره‌ای در خصوصیات تاوه قطبی، ضمن کنترل دما در پوش سپهر قطبی، خصوصیات ابرهای پوش سپهری قطبی را به‌عنوان بستر اصلی تخریب ازن تعیین می‌نماید. بر این اساس شکل، اندازه، شدت و میزان تداوم تاوه قطبی تعیین‌کننده‌ی میزان کاهش ازن و حداکثر پوشش منطقه‌ای حفره‌ی ازن محسوب می‌گردد

- در پوش سپهر حاره‌ای الگوی گردش هوا یک جریان نوسانی مداری را نشان می‌دهد که در زیر ارتفاع ۳۵ کیلومتری دارای نوسان شبه دو ساله می‌باشد. QBO یک نوسان غیر خطی است که به‌طور محلی و به‌واسطه گسترش قائم و بالاسوی امواج استوایی پدید می‌آید. این امواج استوایی که دارای سرعت فاز غرب سو و شرق سو هستند در نتیجه همرفت‌های عمیق در مناطق حاره‌ای به‌وجود می‌آیند و با توجه به نوع موج، تکانه زاویه‌ای غرب سو و شرق سو را به پوش سپهر حمل می‌کنند، که موجب شکل‌گیری فازهای شرقی و غربی جایگزین شوند. QBO در پوش سپهر استوایی می‌شوند. یافته‌ها نشان می‌دهد 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 به‌وسیله امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای در پوش سپهر برون حاره‌ای تولید گردیده و گردش نامتقارن مقیاس سیاره‌ای را در نیمکره زمستانی به‌دنبال داشته است. بر اساس «اصل کنترل پایین سو» میزان فعالیت امواج سیاره‌ای در پوش سپهر نیمکره زمستانی تعیین‌کننده شدت گردش بروئر- دابسون و به تبع آن خصوصیات دما، ارتفاع وردایست و میزان انتقال جرم از جمله ازن در پوش سپهر می‌باشد. در این رابطه تفاوت زمانی و مکانی فعالیت امواج سیاره‌ای برون حاره‌ای و به‌دنبال آن شدت و ضعف گردش بروئر- دابسون، تغییرات زمانی و مکانی در توزیع و انتقال جرم پوش سپهری را به‌دنبال دارد. به همین علت حداکثر ازن کلی در فصل زمستان و آغاز بهار هر نیمکره یعنی زمانی که گردش بروئر- دابسون به حداکثر شدت خود می‌رسد در

پوش سپهر تحتانی عرض‌های میانی و قطبی مشاهده می‌شود (شکل ۸a و ۸b در قسمت اول).
 - فعالیت بیشتر امواج سیاره‌ای وردسپهری در زمستان و بهار نیمکره شمالی، میزان گسترش و شکست امواج و انتقال تکانه بیشتری را در Surf Zone شمالی به دنبال 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 ضعیف‌تر و تاوه قطبی گرم‌تر، کوچک‌تر همراه با تداوم کم‌تر از ویژگی‌های دینامیکی پوش سپهر نیمکره شمالی است. بر این اساس فعالیت بیشتر امواج سیاره‌ای 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 شکل‌گیری حفره‌ی ازن در تاوه قطبی نیمکره شمالی، سطح بالای ازن پوش سپهری را در این نیمکره در مقایسه با نیمکره جنوبی در پی خواهد داشت.

[Glossary]:

دمای پتانسیل یک بسته هوا عبارتست از دمایی که بسته هوا ضمن صعود یا نزول بی‌دررو خشک از فشار و دمای موجود به یک تراز فشار استاندارد کسب خواهد نمود [Wallace and Hobbs, 1977]. محاسبه دمای پتانسیل به دو روش امکان‌پذیر است:

الف) روش مختصات ارتفاعی:

جایی که $\theta(z)$ دمای پتانسیل در ارتفاع مورد نظر، $T(z)$ دمای هوا در ارتفاع مورد نظر، Γ_d نرخ بی‌دررو خشک، برابر با $9/8$ کلون به ازای هر کیلومتر ارتفاعی و z ارتفاع به کیلومتر است. در این روش می‌توان دما را برحسب کلون یا درجه سانتی‌گراد به کار برد.

ب) روش مختصات فشاری:

جایی که T دمای مطلق هوا برحسب کلون، P فشار در تراز فشار استاندارد (تراز مرجع) که معمولاً 1000 هکتوپاسکال در نظر گرفته می‌شود، P تراز فشار مورد نظر، γ_d / C_p نسبت ثابت گاز برای هوای خشک به گرمای ویژه هوای خشک که مقدار آن $0.28571 J.K.Kg$ می‌باشد [Stull, 2000].

: تاوایی پتانسیل یک بسته هوا (ζ_p) عبارتست از تاوایی مطلق بسته هوا (ζ_a)

تقسیم بر ضخامت ستون هوای در حال چرخش به دور خود (Δz)، که به صورت زیر نوشته می‌شود:

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

جایی که ζ_r تاوایی نسبی و f_c پارامتر کوریولیس می‌باشد [Stull, 2000].

نقشه‌های تاوایی پتانسیل یکی از ابزارهای اصلی جهت تحلیل فرآیندهای دینامیکی و انتقال در جو میانی محسوب می‌گردد. از جمله کاربردهای مهم آن می‌توان 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 نقشه‌های تاوایی پتانسیل عمده‌تاً از فرمول زیر استفاده می‌شود:

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

در این جا Q بیانگر تاوایی پتانسیل اِرتل، ρ چگالی هوا، Ω سرعت زاویه‌ای زمین، U سرعت هوا نسبت به زمین و θ دمای پتانسیل می‌باشد [Nash et al., 1996]. واحد تاوایی پتانسیل استاندارد که امروزه مورد

استفاده قرار می‌گیرد برابرست با $1PVU = 10^{-6} m^2 s^{-1} K Kg^{-1}$. برای مثال در بررسی نیمرخ قائم جو مقدار ۲ واحد تاوایی پتانسیل (2PVU) عمدتاً بیانگر وردایست برون حاره‌ای 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 می‌دهد.

$$10^{-6} m^2 s^{-1} K Kg^{-1}$$

[Waugh,1997; Waugh and Randel,1999].

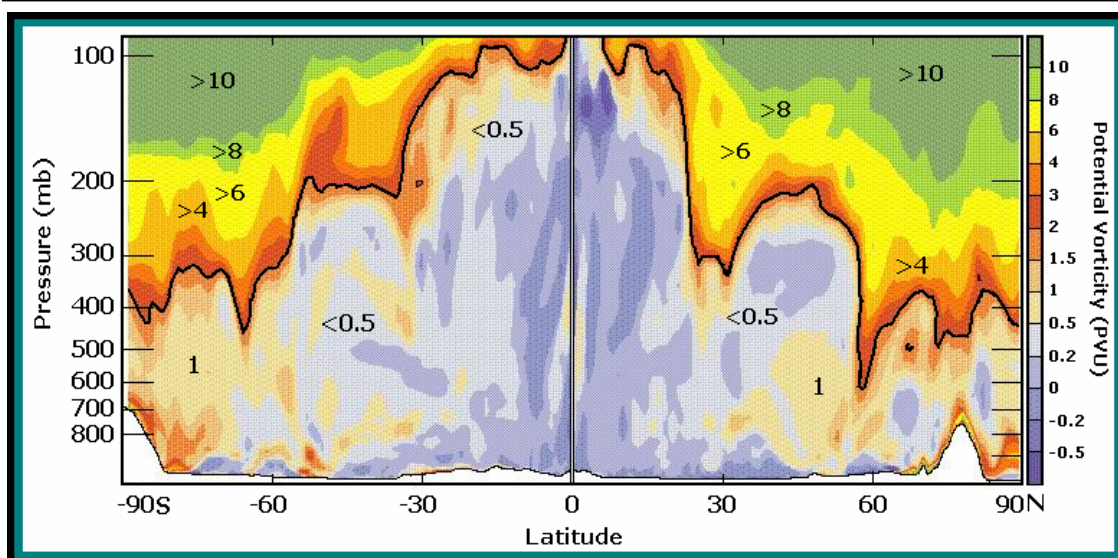
()	()	()	()
۱۳۰۰	۳۸	۱۷	۱۵
۱۱۰۰	۳۵	۲۱	۱۹
۸۵۰	۳۰	۲۵	۲۷
۶۰۰	۲۳	۲۷	۲۹
۵۰۰	۱۹	۲۵	۲۷
۴۴۰	۱۷	۲۳	۲۳

[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، به خصوص درک ساز و کار حاکم بر انتقال گونه‌های شیمیایی مخرب ازن توجه ویژه دانشمندان را به خود جلب نموده است. در این بین نظریه بروئر در رابطه با گردش نصف‌النهاری جرم و نحوه عبور مواد از وردایست سرد حاره‌ای 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 به‌طور عام و وردایست سرد حاره‌ای به‌طور خاص در کانون اصلی توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گیرد و بررسی وردایست حاره‌ای و درک دقیق خصوصیات دینامیکی و فیزیکی حاکم بر آن به‌عنوان 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 تفاوت‌های بارز حرارتی، دینامیکی و شیمیایی دو لایه وردسپهر و پوش سپهر به‌طور کلی چهار تعریف برای وردایست وجود دارد:

(از نظر حرارتی، وردایست پایین‌ترین سطحی است که افت آهنگ دما به ازای هر کیلومتر ۲ کلون یا کم‌تر کاهش یابد و متوسط افت آهنگ دما از این سطح به هر سطح دیگری در مسافت ۲ کیلومتر بعدی از میزان ۲ کلون در هر کیلومتر تجاوز ننماید [Holton et al.,1995;Hoinka,1997;Highwood and Hoskins, 1998;Seidel et al.,2001;Haynes and Shepherd,2001;Sthol et al.,2003].

تعریف حرارتی وردایست بر اساس نرخ کاهش دما، مناسب‌ترین معیار جهت تشخیص وردایست در مناطق حاره‌ای شناخته شده است [Sthol et al.,2003] و در عین حال ساده‌ترین روش جهت تعیین وردایست محسوب می‌گردد، چرا که تنها با فراهم نمودن نیمرخ قائمی از دما در جو قابل تعیین است. با وجود این، معیار حرارتی در ارتباط با وجود لایه‌های متعدد پایدار، به‌خصوص در مجاورت جت استریم‌ها و یا در جریان‌های بی



شکل ۷- مقادیر تاوایی پتانسیل در مقطع عرضی - ارتفاعی در امتداد طول جغرافیایی 55° درجه غربی. در این شکل وردایست با کنتور ۲ واحد تاوایی پتانسیل (2PVU)، (خط سیاه) نشان داده شده است. جایی که PVU «واحد تاوایی پتانسیل» محسوب می‌گردد و یک واحد تاوایی پتانسیل استاندارد برابر است با $[Haynes and Shepherd, 2001]$: $10^{-6} m^2 s^{-1} K Kg^{-1}$.

دررو [Dameris, 2003]، همچنین در نیمکره زمستانی، به خصوص در منطقه تحت تسلط شب قطبی که به واسطه سرمایه‌های پوش سپهر تحتانی تشخیص حرارتی وردایست بسیار مشکل می‌گردد [Highwood et al., 2000; Zangel and Hoinka, 2001]، معیار مناسبی جهت تشخیص وردایست به شمار نمی‌رود.

تعریف دوم همان طوری که از نام آن مشخص می‌گردد بر اساس ویژگی‌های (Dynamical) بنا نهاده شده است. این تعریف تاوایی پتانسیل سطح هم‌دمای پتانسیل (Isentropic Potential Vorticity=IPV) را بکار می‌برد که به صورت زیر بیان می‌گردد:

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

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

موقعیت ارتفاعی وردایست دینامیکی بیانگر سطحی است که تاوایی پتانسیل به یک مقدار بحرانی می‌رسد. بدین ترتیب که وردایست، هوای با تاوایی پتانسیل پایین وردسپهری را از هوای با تاوایی پتانسیل بالای پوش سپهری جدا می‌سازد (شکل ۷). مقادیر تاوایی پتانسیلی که برای تشخیص وردایست در پژوهش‌های مختلف مورد استفاده قرار گرفته تقریباً از $1/6$ واحد تاوایی پتانسیل (مقدار آستانه تعریف شده توسط WMO) تا $3/5$ واحد تاوایی پتانسیل نوسان دارد [Haynes and Shepherd, 2001; Dameris, 2003; Stohl et al., 2003]. در این بین همان طوری که شکل ۷ نشان می‌دهد مقدار ۲ واحد تاوایی پتانسیل معمول ترین معیار جهت تعیین وردایست محسوب می‌گردد

[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 می‌آورد. اما در منطقه حاره و مناطق استقرار و اچرخندها قابلیت تشخیص آن کم است [Dameris, 2003].

(در واقع دومین تعریف حرارتی از وردایست محسوب می‌شود 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].

(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 می‌گیرد [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 می‌شود که مقادیر ازن وردسپهری پایین را از مقادیر پوش سپهری بالا جدا می‌سازد.

وردایست ازن عبارتست از پایین‌ترین ارتفاعی که از سه شرط زیر برخوردار باشد:

- ۱- ارتفاعی که شیب قائم نسبت اختلاط ازن در یک محدوده‌ای 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 می‌باشد که عمدتاً در نزدیک وردایست، میزان شیب قائم نسبت اختلاط، بین ۵۰ الی ۷۰ جزء در بیلیون جزء می‌باشد. معیار دوم جهت انطباق با مقادیر تاوایی پتانسیل یا وردایست دینامیکی مورد استفاده قرار می‌گیرد. معیار سوم نیز جهت تبیین و تمیز هوای پوش سپهری از هوای فقیر از ازن وردسپهری به کار می‌رود [Hoinka, 1997].

:

بدین وسیله مراتب تشکر و قدردانی خود را از پروفسور هوشنگ قائمی، از سازمان هواشناسی کشور به خاطر مطالعه پیش‌نویس مقاله، بحث‌های مفید و پیشنهادات سازنده‌شان ابراز می‌نمایم. همچنین از پروفسور عباسعلی علی‌اکبر بیدختی از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به خاطر بحث‌های مفیدشان کمال تشکر را دارم. از پروفسور سوزان سولومون از لابراتوار جوشناسی نوآ و رییس گروه‌های کاری اول و سوم IPCC به جهت ارسال مقالات، گزارشات، اشکال و حسن توجه‌شان بسیار متشکرم. با یادی از مرحوم پروفسور جیمز هولتن به جهت ارسال مقالات ارزشمند خود در زمان حیاتشان؛ از دکتر مارک بالدوین از مرکز پژوهشی شمال غرب

آمریکا، پروفیسور کلاوس هُواینکا از انستیتو فیزیک جو آلمان، پروفیسور آلن پلامب از گروه علوم جوی انستیتو فنی ماساچوست (MIT)، دکتر دارین واف از گروه علوم سیاره‌ای دانشگاه جان هاپکینز آمریکا، پروفیسور تئودور شِفرد از گروه فیزیک دانشگاه تورنتو کانادا، پروفیسور کارن روزنلُوف و پروفیسور دنیس هارتمن 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 به خاطر مساعدت در تهیه و تکثیر مقالات تشکر می‌کنم.

:

- 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, *Geoph. 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*, 2nd 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. Am. 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 buget of tropospheric ozone, *NATO,ASI series*,Vol.135,Speringer 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 the11-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*,Speringer 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.Geoph.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 I Polar Stratospheric Cloud formation, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, No. 15, pp. 1919-1622.
- 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.