Synoptic – Statistical Analysis of Height of the Tropopause Layer in Regards to Climate Change in Khorasan Razavi

Ghasem Keikhosravi

Ph.D., Department of Geography, Faculty of Earth Science, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

Abstract

Climate change by changing weather patterns and inequality of ecosystems impacts serious negative consequences on the environment. Changes in weather patterns can intensify severe floods, heat waves and frost more frequent droughts, rising sea levels, global warming and the melting of permanent ice lead. Each of these phenomena can endanger the food supply in a region. Tropopause transitional boundary layer between the troposphere and the moist air and dry air of the stratosphere is active. Observations and climate models indicate that the Tropopause extended about 5 to 10 miles (8 to 16 kilometers) above the Earth's surface. Changes in atmospheric moisture in the column as a key element in changing the height of the Tropopause layer and consequently the height of the Tropopause is one of the important elements in the detection of climate over any location. At 16 available meteorological stations we analysed the precipitation amount during 2000-2010 in Khorasan Razavi province, Finally in synoptic survey of Tropopause layer in rainfall times and 48 hours before and after the rain, it seems that the potential temperature released by the condensation and rainfall in Lower and middle tropospheric layer, slowly warms weather column on its own and in the rainy days The height of Tropopause increase. In this way, there a very good relationship between humidity of the atmosphere layers and potential temperature of it's and height of Tropopause.

Keywords: Tropopause layer, Humidity, Climate change, Khorasan Razavi

دوفصل نامه آب و هواشناسی کاربردی
سال دوم، شماره دوم، پیاپی (۳)، پاییز و زمستان ۱۳۹۴

تحلیل همدیدی آماری تغییرات ارتفاع لایه تروپوپاوز به عنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در خراسان رضوی

قاسم کیخسروی، دکترای اقلیم شناسی دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
نویسنده مسئول Gh_kekikhosravi@sbu.ac.ir

وصول: ۹٤/۷/۲۱ پذیرش: ۱۳۹۵/۸/۲۵
صص: ٤۸- ۳۳

چکیده

تغییرات آب و هوایی با تغییر الگوهای اقلیمی و به هم ریختن نظم اکوسیستم ها ، عواقب جدی بر محیط زیست وارد می‌کند. تغییر در الگوهای آب و هوایی می‌تواند به وقوع سیل‌های شدید، گرما و سرماهای شدید، تکرار بیشتر خشکسالی‌ها، بالا آمدن سطح آب دریا، گرم شدن جهانی هوا و ذوب شدن یخ‌های دائمی منجر شود. هر یک از این پدیده‌ها می‌تواند ذخایر غذایی یک منطقه را در معرض خطر قرار دهد. تروپوپاز مرز انتقالی بین هوای فعال و مرطوب لایه تروپوسفر و هوای خشک استراتوسفر است. مشاهدات و مدل‌های اقلیمی نشان‌دهنده آن است که تروپوپاز در حدود ۵ تا ۱۰ مایلی (۸ تا ۱۶ کیلومتری) بالای سطح زمین قرار دارد. تغییرات رطوبت درون ستون جو یکی از عناصر مهم در تغییر ارتفاع لایه تروپوپاز و به تبع آن ارتفاع تروپوپاز یکی از عناصر مهم در آشکارسازی تغییر اقلیم در هر منطقه می‌تواند باشد. در ۱۶ نمونه از سامانه‌های بارشی اتفاق افتاده در خراسان رضوی در فاصله زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ ، در بررسی همدیدی لایه تروپوپاز در زمان‌های وقوع بارش و ۴۸ ساعت قبل و بعد از بارش می‌توان اینگونه نتیجه گرفت که گرمای بادرو آزاد شده از طریق میعان و بارش اتفاق افتاده در لایه زیرین و میانی وردسپهر، به تدریج ستون هوای روی خود را گرم تر کرده و در طی روزهای بارشی، جو در ورد سپهر و به تبع ارتفاع تروپوپاز افزایش می‌یابد. فشار مرکزی هسته پرفشار ارتباط نزدیکی با شدت بارش در روز اوج بارش دارد. به عبارت دیگر هرچه شدت بارش بیشتر باشد، فشار مرکزی پر فشار نیز بیشتر است. به این ترتیب رابطه بسیار خوبی بین رطوبت لایه جو و گرمای بادرو حاصل از آن و ارتفاع تروپوپاز وجود دارد. بنابراین در زمان‌های وقوع بارش ارتفاع تروپوپاز افزایش و در روزهای عدم بارش ارتفاع تروپوپاز کاهش می‌یابد. از این رو با بررسی ارتفاع تروپوپاز می‌توان نوسانات اقلیمی منطقه را بررسی کرد.

واژگان کلیدی: لایه تروپوپاز،آشکارسازی، رطوبت، تغییر اقلیم، خراسان رضوی

مقدمه

تغییر اقلیم امروز یک مسئله جهانی است که مورد توجه سیاست‌مداران، اقتصاددانان، دانشمندان، محققان، کشاورزان و دامداران می‌باشد، چرا که تغییر اقلیم بر بسیاری ازپدیده‌ها ،عناصر و محیط زیست اطراف ما همچون اقتصاد، انرژی، کشاورزی، منابع آب، زندگی شهری، حمل ونقل، بهداشت و سلامت موثراست. به منظور بررسی پدیده تغییر اقلیم و عواقب مرتبط به آن در سال ۱۹۸۸ هیات بین الدول (IPCC)[1] تغییر اقلیم به وسیله سازمان جهانی هواشناسی (WMO) [2] و برنامه محیط زیست سازمان ملل (UNEP)[3] پایه‌گذاری شد (IPCC ,2007).

تروپوپاوز لایه انتقالی از تروپوسفر به استراتوسفر می‌باشد. بعبارت دیگر این لایه تعیین کننده ضخامت وسقف لایه تروپوسفر می‌باشد. بدلیل ماهیت و خصوصیت لایه تروپوسفر و فعل و انفعالات درونی آن ارتفاع لایه تروپوپاوز در استوا و قطب متغییر است. بطوری‌که ارتفاع آن در استوا به حدود ۱۸ تا ۱۹ کیلومتر و در قطب به ۸ تا ۹ کیلومتر می‌رسد. از طرفی ارتفاع این لایه تابع تغییرات فصلی نیز می‌باشد که بدلیل تغییر در مکانیسم فعالیت سامانه‌ها و تغییرات انرژی و دمای لایه تروپوسفر در فصل‌های مختلف دچار تغییر می‌شود. در نتیجه می‌توان گفت ارتفاع لایه تروپوپاوز انعکاسی از فعل و انفعالات درون جو لایه تروپوسفر، تبادلات انرژی و ماده بین مناطق مختلف سیاره زمین در قالب گردش عمومی جو و شدت و مدت فعالیت سامانه‌های جوی در هر زمان می‌باشد. از طرفی می‌دانیم تبادل انرژی و ماده بین دو لایه تروپوسفر و استراتوسفر از طریق این لایه انجام می‌شود .بنابراین تغییرات ارتفاع این لایه در طول زمان بیانگر تغییر در ساختار و انرژی لایه تروپوسفر و نشان‌دهنده تغییرات ایجاد شده در این لایه می‌باشدکه به این ترتیب می‌توان روند تغییرات انرژی و دما را درلایه تروپوسفر مطالعه نمود.

داده‌های اتمسفر از جمله بخار آب اثرات مهمی بر ناپایداری جو و ساختار سامانه‌های اقلیمی دارد. بخار آب موجود در اتمسفر نقش مهمی را در انتقال افقی و عمودی انرژی، انرژی مورد نیاز سامانه‌ها و تقویت و شدت اثر آن‌ها دارد (کیخسروی، ۱۳۹۴). بنابراین در بررسی تغییرات آب و هوایی نیازمند پایش تغییرات مقدار بخار آب اتمسفر هستیم. در بحث تغییرات اقلیمی به پارامترهای تروپوپاز باید توجه خاصی داشت، چرا که این پارامترها تغییر و جابجایی اقلیم را توصیف می‌کنند و برای درک جابجایی بین استراتوسفر – تروپوسفر حیاتی هستند (شوبرل، سانتر، سوزن[4]، ۲۰۰۳،۲۰۰۴). در زمینه تغییرات تورپوپاز مطالعات محدودی در سطح ایران و جهان انجام گرفته است و عمده مطالعات در این رابطه موضوعات مرتبط به این لایه را بررسی کردند.کریمی و همکاران (۱۳۸۴) در بررسی تغییرات ارتفاعی تروپوپاز نشان دادند که کاهش ازن استراتوسفری به اضافه تولید گازهای گلخانه‌ای توسط انسان تا حدود بیشتر از ۸۰ درصد باعث بالا رفتن تروپوپاز می‌شود. کاهش ازن (که علت اصلی آن تولید CFC ها توسط انسان است) بسیار قابل توجه است، چون این امر باعث سرد شدن تروپوپاز و همچنین گازهای گلخانه‌ای باعث گرم شدن تروپوسفر می‌شود و سایر عوامل تاثیر چندانی ندارند. فعالیت‌های خورشیدی نیز نقش کوچکی در گرم شدن تروپوسفر و استراتوسفر دارند. همچنین دی‌اکسید گوگرد که هم توسط انسان و هم از طریق فعالیت‌های آتشفشانی تولید می‌شود باعث سرد شدن استراتوسفر

[1] Intergovernmental Panel on Climate Change
[2] Word Meteorolgical Organization
[3] United Nation Environmental Program
[4] Schoeberl, Santer, Sausen

می‌شود. نقش ازن در لایه استراتوسفر جذب تابش‌های ماورای بنفش خورشید و تبدیل آن‌ها به انرژی حرارتی می‌باشد طبیعی است که با تغییر غلظت ازن موجود در لایه‌ی استراتوسفر تحتانی گرمای آزاد شده نیز در این لایه دستخوش تغییر شده و بر دمای تروپوپاز موثر خواهد بود. از آنجایی که پایه لایه ازن از بالای تروپوپاز شروع می‌شود تغییر ارتفاع تروپوپاز بر ارتفاع لایه ازن اثرگذار خواهد بود بدین معنی که با تغییر ارتفاع تروپاز ارتفاع لایه ازن نیز تغییر خواهد یافت و همبستگی معکوس معنی‌داری بین آن‌ها وجود دارد بدین معنی که افزایش ارتفاع وردایست منجر به کاهش ازن کلی جو خواهد شد. (کریمی و همکاران، ۱۳۸۴).

لابیتزکی و وان لون (۱۹۹۵) در مطالعات خود همبستگی معنی‌داری بین مقادیر ازن کلی و دوره‌های ۱۱ ساله خورشیدی بدست آوردند که بیشترین همبستگی در محدوده عرض‌های ۵ الی ۳۰ درجه هر دو نیمکره شمالی رخ می‌دهد. لازم به ذکر است که ارتفاع ژئوپتانسیلی تروپوپاز عرض‌های جنب حاره در زمان بیشینه دوره ۱۱ ساله خورشیدی بیشتر از ارتفاعات آن در زمان کمینه دوره مذکورست. این امر ممکن است انتقال سرد شدن لایه پائین استراتوسفر ناشی از کاهش غلظت ازن، این انتظار را ایجاد می‌کند که ارتفاع تروپوپاز بالا بیاید. در مقایسه هوایزهای سولفاتی باعث سرد شدن تروپوسفر و در نتیجه پائین آمدن تروپوپاز می‌شوند (لابیتزکی و وان لون ۱۹۹۵ به نقل از کریمی و همکاران ۱۳۸۴). مباشری در بررسی تغییرات لایه ازن در ارتباط با لایه تروپوسفر و استراتوسفر در جو ایران به این نتیجه می‌رسد که میانگین سالانه ازن دارای افت و خیزهایی می‌باشد که توجیه آن را در گردش جو و فعالیت‌های صنعتی می‌توان یافت. این افت و خیزها به سمت یکنواختی میل می‌کند. این یکنواختی در فصول تابستان و پاییز به سرعت در حال وقوع بوده و برای عرض‌های میانه (همچون اصفهان) به مقادیر بسیار پایین در حال همگرایی است. البته این مسئله کم و بیش در تمامی منطقه‌های صنعتی ایران قابل مشاده است. میزان ازن در فصول تابستان و پاییز کاهش می‌یابد (مباشری، ۱۳۸۶).

شریفی و سام خانیاتی در سال (۱۳۹۰) با بررسی آنومالی ارتفاع و دمای تروپوپاز ایران در طول ۹ سال اخیر، ترند کاهشی برای ارتفاع تروپوپاز بدست آمد که در آن کاهش ارتفاع تروپوپاز اول در طول این ۱۰۸ ماه (ژوئن ۲۰۰۱ تا می ۲۰۱۰) به میزان $1\pm0.8m/month$ به همراه افزایش متناظر دمای آن به میزان $0.0069\pm0.0031k/month$ بوده است (شریفی و سام خانیانی، ۱۳۹۰).

محققان تغییرات ارتفاع تروپوپاز جهانی را برای ۷ سال (۲۰۰۱-۲۰۰۷) با استفاده از داده‌های GRACE وCHAMP مورد مطالعه قرار دادند و ترند $23+44m/decade$ را بدست آوردند (شیمید و همکاران[1]، 2008).

موسوی و همکاران برای تعیین مقدار بخار آب موجود در اتمسفر از تخمین تاخیر تروپوسفری سیگنال‌های GPS استفاده کردند. منطقه مورد مطالعه شبکه آذربایجان است که میزان تاخیر تروپوسفری برای ایستگاه‌های آن تعیین شد. این تاخیر در حدود ۱/۸۵ تا ۲/۱۰ متر می‌باشد که با توجه به ارتفاع ایستگاه‌ها این کمیت تغییر می‌کند. همچنین با توجه به رابطه بخار آب و تاخیر تر تروپوسفری، بخار آب برای این منطقه به مدت یک هفته (هفته اول مهر) در حدود ۱۰ میلیمتر محاسبه شد (موسوی و همکاران، ۱۳۸۶)

[1] Schmidt

مواد و روش‌ها

برای ارزیابی و آزمون نقش رطوبت جو در لایه تروپوپاز ۱۶ نمونه از سامانه‌های بارشی اتفاق افتاده در خراسان رضوی انتخاب گردید. برای انتخاب نمونه‌های مطالعاتی سعی شده است نمونه‌های با شدت بارش‌های متفاوت انتخاب گردد. جدول (۱) مشخصات سامانه‌های بارشی نمونه انتخاب شده را نشان می‌دهد. در انتخاب سامانه‌های بارشی داده‌های مورد نیاز از ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش تا ۴۸ ساعت بعد از پایان بارش دریافت و تحلیل شده‌اند.

جدول ۱- سامانه های بارشی رخ داده در خراسان رضوی

سال	ماه	تاریخ شروع سامانه	تاریخ پایان سامانه	طول دوره به روز	مقدار بارش شدیدترین روز
۲۰۰۵	مارس	۱۲	۱۶	۵	۱۸
۲۰۰۴	فوریه	۶	۸	۳	۵/۵
۲۰۰۶	مارس	۱۲	۱۳	۲	۱۸/۵
۲۰۰۹	ژانویه	۲	۳	۲	۱۱/۰۱
۲۰۰۷	مارس	۱۵	۱۸	۴	۱۶/۵
۲۰۰۷	فوریه	۱۷	۱۹	۳	۱۰/۶
۲۰۰۶	فوریه	۲۲	۲۴	۳	۴/۰۲
۲۰۱۱	ژانویه	۱۰	۱۴	۵	۱۲
۲۰۱۰	ژانویه	۲۶	۲۸	۳	۵/۷
۲۰۰۲	ژانویه	۸	۱۲	۵	۱۱/۰۲
۲۰۰۲	فوریه	۱۷	۲۱	۵	۴
۲۰۰۳	مارس	۱۲	۱۴	۳	۱۱
۲۰۰۴	فوریه	۱۹	۲۰	۲	۶/۱
۲۰۰۷	مارس	۲۷	۳۱	۵	۲۷
۲۰۰۶	ژانویه	۲۵	۳۰	۶	۱۲/۶
۲۰۱۰	مارس	۲	۵	۴	۲۰/۰۱

۱- سامانه ۱۰ تا ۱۷ مارس ۲۰۰۵

بارش این سامانه از روز ۱۲ مارس شروع شده و تا ۱۶مارس ادامه داشته است. جدول شماره (۲) برخی از مشخصات نیمرخ قائم سامانه را که از داده‌های رادیو سوند ایستگاه مشهد اخذ شده است نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که آب قابل بارش در ۴۸ ساعت قبل از بارش ۱۲/۴۸ میلیمتر بوده است که بتدریج با شروع بارش این مقدار در روز اوج بارش در روز ۱۴ مارس به ۲۱/۶۱ میلیمتر می‌رسد. و سپس کاهش پیدا کرده و به ۱۲/۱۲ میلیمتر در روز ۱۷ مارس می‌رسد.

جدول ۲- برخی از مشخصات نمیرخ قائم داده های رادیو سوند در نمونه های انتخابی ایستگاه مشهد

سال	روز	آب قابل بارش	بارش باریده‌شده	نسبت اختلاط	دمای پتانسیل	دمای تراز میعان	فشار تراز میعان	ضخامت ۱۰۰۰تا ۵۰۰ هکتوپاسکال
2005	۳/۱۱	۱۷/۴۵	۰	۵/۵۲	۳۰۶/۰۵	۲۷۲/۴۵	۶۵۵/۷۲	۵۷۱۷
	۳/۱۴	۲۱/۶۱	۱۱	۷/۰۸	۲۹۲/۹۷	۲۷۹/۳۵	۸۴۶/۶۴	۵۵۷۴
	۳/۱۵	۱۸/۷۵	۱۸	۶/۷۴	۲۹۴/۶	۲۷۸/۰۳	۸۱۶/۷۵	۵۵۹۰
	۳/۱۶	۱۰/۸	۱/۵۱	۴/۰۲	۲۸۸/۷۹	۲۷۰/۵۸	۷۹۶/۴۳	۵۴۶۷
	۳/۱۷	۱۲/۱۲	۰	۵/۶۳	۲۸۷/۹۷	۲۷۶/۴	۸۶۶/۵۳	۵۴۶۵
2007	۳/۱۳	۵/۰۶	۰	۲/۵۸	۲۸۵/۸۲	۲۶۴/۷	۷۵۹/۱۷	۵۴۳۷
	۳/۱۴	۷/۴۴	۰	۳/۱۶	۲۸۸/۸۸	۲۶۶/۶۷	۷۵۵/۹۴	۵۴۶۱
	۳/۱۵	۹/۸۵	۰/۲	۴/۲۹	۲۹۲/۷۵	۲۷۰/۹۲	۷۶۲/۵۱	۵۵۴۲
	۳/۱۶	۲۳/۲۴	۱۶/۵	۷/۹۷	۲۹۳/۳۵	۲۸۱/۳۸	۸۶۴/۶۳	۵۵۹۵
	۳/۱۷	۱۷/۶۶	۲/۲	۷/۰۷	۲۹۳/۴۸	۲۷۹/۰۷	۸۳۸/۷۱	۵۵۷۲
	۳/۱۸	۶/۹۹	۰/۵	۴/۰۸	۲۸۴/۷۶	۲۷۱/۷۱	۸۴۸/۸	۵۴۱۳
	۳/۱۹	۱۰/۰۹	۰	۴/۹۳	۲۸۷/۱۸	۲۷۴/۳۶	۸۵۲/۶۴	
2006	۳/۱۰	۷/۳۵	۰	۲/۹۳	۲۹۹/۶۹	۲۶۲/۳۵	۶۲۸/۱۱	۵۷۰۹
	۳/۱۱	۱۳/۵۱	۰	۵/۱۱	۲۹۶/۳۹	۲۷۳/۱۱	۷۵۱/۲۷	۵۶۱۶
	۳/۱۲	۱۴/۵۷	۱۸/۵	۴/۸۳	۲۸۸/۳۴	۲۷۳/۷	۸۳۳/۶۸	۵۴۸۱
	۳/۱۳	۱۰/۷	۰/۲	۴/۳۲	۲۸۳/۲۳	۲۷۲/۹۲	۸۷۸/۶۴	۵۳۹۷
	۳/۱۴	۷/۰۲	۰	۵/۴۱	۲۸۵/۶۸	۲۷۳/۱۵	۸۵۵/۱۳	۵۴۲۳
2006	۱/۲۴	۷/۳۴	۰	۲/۸۴	۲۸۷/۴۱	۲۶۴/۳۲	۷۴۶/۳۲	۵۴۸۱
	۱/۲۵	۸/۴۸	۰/۰۱	۳/۰۹	۲۸۳/۵	۲۶۷/۳۳	۸۱۴/۵۱	۵۴۴۷
	۱/۲۶	۱۴/۹۹	۰/۸	۳/۹	۲۸۴/۶	۲۷۰/۶۳	۸۳۹/۸۷	۵۵۰۹
	۱/۲۷	۱۵/۰۸	۱۲/۶	۵/۲۲	۲۸۹/۴۰	۲۷۴/۸۱	۸۳۵/۸۳	۵۵۲۸
	۱/۲۸	۸/۵۸	۱۱	۳/۲۵	۲۸۰/۵۹	۲۶۸/۸۲	۸۶۰/۹	۵۳۶۴
	۱/۲۹	۷/۳۱	۰/۰۱	۳/۳۲	۲۸۰/۰۸	۲۶۹/۲۶	۸۷۱/۵۴	۵۳۴۶
	۱/۳۰	۹/۱۹	۵/۰۱	۳/۰۸	۲۸۰/۳۵	۲۶۸/۰۷	۸۵۵/۳۰	۵۳۵۴
	۱/۳۱	۴/۶۹	۰	۲/۵	۲۸۱/۵۷	۲۶۴/۵۶	۸۰۷	۵۳۴۸
2004	۱/۱۷	۲/۹۴	۰	۱/۸۷	۲۸۷/۲۲	۲۵۸/۵۲	۶۹۱/۹۲	۵۴۲۰
	۱/۱۸	۵/۸۵	۰	۲/۹۴	۲۸۵/۹۶	۲۶۶/۰۴	۷۷۶/۸۲	۵۴۲۶
	۱/۱۹	۶/۶۸	۶/۱	۳/۱۷	۲۸۲/۵۶	۲۶۸/۰۷	۸۳۲/۰۸	۵۳۹۵
	۱/۲۰	۷/۸۷	۳/۰۱	۳/۱۸	۲۸۶/۷۶	۲۶۷/۳	۷۸۲/۱۰	۵۴۵۴
	۱/۲۱	۷/۸۴	۰	۴/۰۶	۲۸۶/۴۳	۲۷۱/۲۸	۸۲۶/۸۸	۵۴۲۲
	۱/۲۲	۶/۱۷	۰	۳/۴۷	۲۹۰/۵۴	۲۶۷/۹۵	۷۵۳/۵۵	۵۵۱۵
2010	۳/۱	۱۲/۶۲	۰	۵/۹	۲۹۳/۱۸	۲۷۶/۳۸	۸۱۵/۸۴	۵۵۲۴
	۳/۲	۱۴	۰/۹	۵/۶	۲۹۴/۱۷	۲۷۴/۷۷	۷۹۰/۱۵	۵۵۶۴
	۳/۳	۱۲/۸۱	۲۰/۰۱	۵/۵۷	۲۹۴/۵۴	۲۷۴/۹۱	۷۸۵/۷۷	۵۵۰۱
	۳/۴	۱۱/۶۶	۰	۵/۸۷	۲۹۳/۰۲	۲۷۶/۱۰	۸۱۳/۹۵	۵۵۰۹
	۳/۵	۱۳/۹۷	۱۵/۳	۵/۸۵	۲۸۹/۱۷	۲۷۶/۸۴	۸۵۸/۸۱	۵۴۷۷

چنین روندی را نیز در نسبت اختلاط نیز می‌توان مشاهده کرد. نسبت اختلاط در روز دهم (۴۸ ساعت قبل از بارش) ۴/۹۶ گرم در کیلوگرم بوده است که این روند بتدریج با شروع بارش افزایش نشان می‌دهد. بطوریکه در روز ۱۴ام به ۷/۰۸ گرم در کیلوگرم می‌رسد. و مجدداً رو به کاهش گذاشته و در روز ۱۷ ام به ۵/۶۳ گرم در کیلوگرم می‌رسد. مقدار دمای پتانسیل در روز ۱۰ ام ۲۹۹/۹۹ درجه کلوین بوده است که این روند سیر صعودی داشته ولی بعد از پایان بارش دمای پتانسیل سیر نزولی پیدا کرده و در پایان به ۲۸۷/۹۷ درجه کلوین رسیده است. چنین روندی در دمای تراز میعان نیز دیده می‌شود. به عبارت دیگر دمای هوا در ترازی که میعان صورت گرفته است بتدریج با نزدیک شدن به روز اوج بارش افزایش پیدا کرده و بعد از روز اوج بتدریج رو به کاهش می‌گذارد.

فشار تراز میعان نیز در ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش ۷۰۶/۹۷ میلی بار بوده روز بعد این مقدار به ۶۶۵/۷۲ میلی بار رسیده و سپس سیر صعودی داشته و در روز اوج به ۶۵۵/۶۴ میلی بار می‌رسد. بعد از آن تا پایان بارش سیر نزولی پیدا می‌کند. دلیل افزایش فشار با ادامه بارش تا روز اوج به دلیل افزایشی تدریجی رطوبت نسبی هوا بین کف ابر و سطح زمین می‌باشد. و کف ابر به ارتفاعات پایین‌تر گسترش می‌یابد. یا بعبارت دیگر ابر از کف شروع به رشد می‌کند. ستون آخر جدول ضخامت لایه ۱۰۰۰-۵۰۰ را نشان می‌دهد. ضخامت جو در قبل از شروع بارش زیاد بوده و بتدریج با شروع بارش این ضخامت کمتر شده و تا پایان بارش همچنان سیر نزولی دارد. این بدلیل وقوع پدیده بارش می‌باشد که بتدریج با سقوط قطرات بارش بین کف ابر و سطح زمین مقداری از قطرات تبخیر شده و با تبخیر قطرات آب و مصرف دمای بین کف ابر و سطح زمین بتدریج هوا خنک تر شده و ضخامت ستون کمتر می‌شود.

۲- سامانه ۱۵ تا ۱۸ مارس ۲۰۰۷

بارش این سامانه از روز ۱۵ مارس با مقدار ۰/۲ میلیمتر شروع شده و در روز دوم با ۱۶/۵ میلیمتر به اوج خود رسید و تا ۱۸ مارس ادامه داشت.آب قابل بارش در ستون هوا در روز ۱۳ ام (۲۴ ساعت قبل از بارش) ۵/۰۶ میلیمتر بوده که با نزدیک شدن سامانه این مقدار افزایش پیدا کرده و در روز اول بارش به ۹/۸۵ میلیمتر رسید. در روز اوج بارش، مقدار آب قابل بارش ستون به ۲۳/۲۴ میلیمتر افزایش یافته است. در روز دوم مقدار آب قابل بارش به ۱۷/۶۶ میلیمتر رسیده ولی در عمل بیش از ۲/۲ میلیمتر نباریده است. به تدریج مقدار آب قابل بارش کمتر شده و به ۶/۹۹ و ۱۰/۰۹ میلیمتر رسیده است. ملاحظه می‌شود که رابطه مستقیمی بین آب قابل بارش و مقدار بارش وجود ندارد. به عنوان مثال در روز شروع بارش مقدار آب قابل بارش ۹/۸۵ میلیمتر بوده ولی عملاً بیشتر از ۰/۲ میلیمتر نباریده است. در روز آخر بارش مقدار آب قابل بارش ۶/۹۹ میلیمتر بوده ولی ۰/۵ میلیمتر باریده است. بنابراین اینکه چه مقدار آب قابل بارش به بارش تبدیل شود، به مکانیسم ابر و فرایندهای درون ابر بستگی دارد نه به مقدار آب قابل بارش؛ لذا ممکن است گاهی بیشتر از نصف آب قابل بارش ببارد و گاه ممکن است اصلاً بارشی اتفاق نیفتد. بنابراین باید سیستمی حاکم باشد که بخار آب درون ابر در یک مکانیسم مناسب متراکم شده، رشد کرده و بتواند از ابر خارج شده و به سطح زمین بریزد. ستون سوم جدول، نسبت اختلاط را نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که با نزدیک شدن به روز بارش، به تدریج نسبت اختلاط افزایش پیدا کرده است. ملاحظه می‌شود که بین مقدار نسبت اختلاط و مقدار بارش اتفاق افتاده رابطه بهتری از آب قابل بارش وجود دارد، ولی لزوماً نسبت اختلاط بالاتر، بارش بیشتری را ایجاد نمی‌کند.

دمای پتانسیل از قبل از شروع بارش به تدریج افزایش پیدا کرده و با شروع بارش دمای پتانسیل نیز افزایش یافته و بعد از پایان بارش دوباره کاهش می‌یابد. این پدیده نشان دهنده آزاد شدن گرمای بادرو با ایجاد ابر به درون ستون جو و باقی ماندن آن در درون جو به دلیل ایجاد بارش می‌باشد. بنابراین رابطه خوبی بین دمای پتانسیل و وقوع بارش‌ها وجود دارد و معیار خوبی برای بررسی رابطه رطوبت با دمای جو و سایر پدیده‌های جو از جمله ارتفاع تروپوپاز می‌باشد. دمای تراز میعان نیز با نزدیک شدن به روز بارش افزایش پیدا کرده و بالاترین دما در روز اوج بارش به چشم می‌خورد؛ به‌طوری که در روز اوج بارش دمای تراز میعان به بالاترین مقدار خود یعنی ۲۸۱/۳۸ درجه کلوین رسیده است. ولی بعد از آن دمای تراز میعان کاهش یافته است. ولی ملاحظه می‌شود که دمای تراز میعان بعد از پایان بارش بالاتر از قبل از بارش است و این به دلیل باقی ماندن گرمای بادرو در درون ستون جو به دلیل ایجاد بارش می‌باشد.

در ستون ششم جدول نیز فشار تراز میعان از قبل از شروع بارش رو به افزایش گذاشته و در روز اوج بارش به بالاترین مقدر خود می‌رسد. این به مفهوم آن است که با شروع بارش و تبخیر آب از طریق قطرات عبور از کف ابر تا سطح زمین، به تدریج رطوبت نسبی هوا در کف ابر افزایش پیدا کرده و ابر از سمت پایین و کف گسترش پیدا کرده است، یا به عبارتی کف ابر پایین آمده است؛ ولی عموماً بعد از اوج بارش فشار تراز میعان نوسان داشته است. ستون آخر جدول ضخامت جو بین فشار ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. بین ضخامت جو و گرمای بادرو آزاد شده نیز رابطه وجود دارد. با نزدیک شدن به روز بارش و روز اوج به دلیل آزاد شدن گرمای بادرو، ضخامت ستون ۵۰۰-۱۰۰۰ افزایش یافته ولی بعد از آن ضخامت به تدریج کم می‌شود.

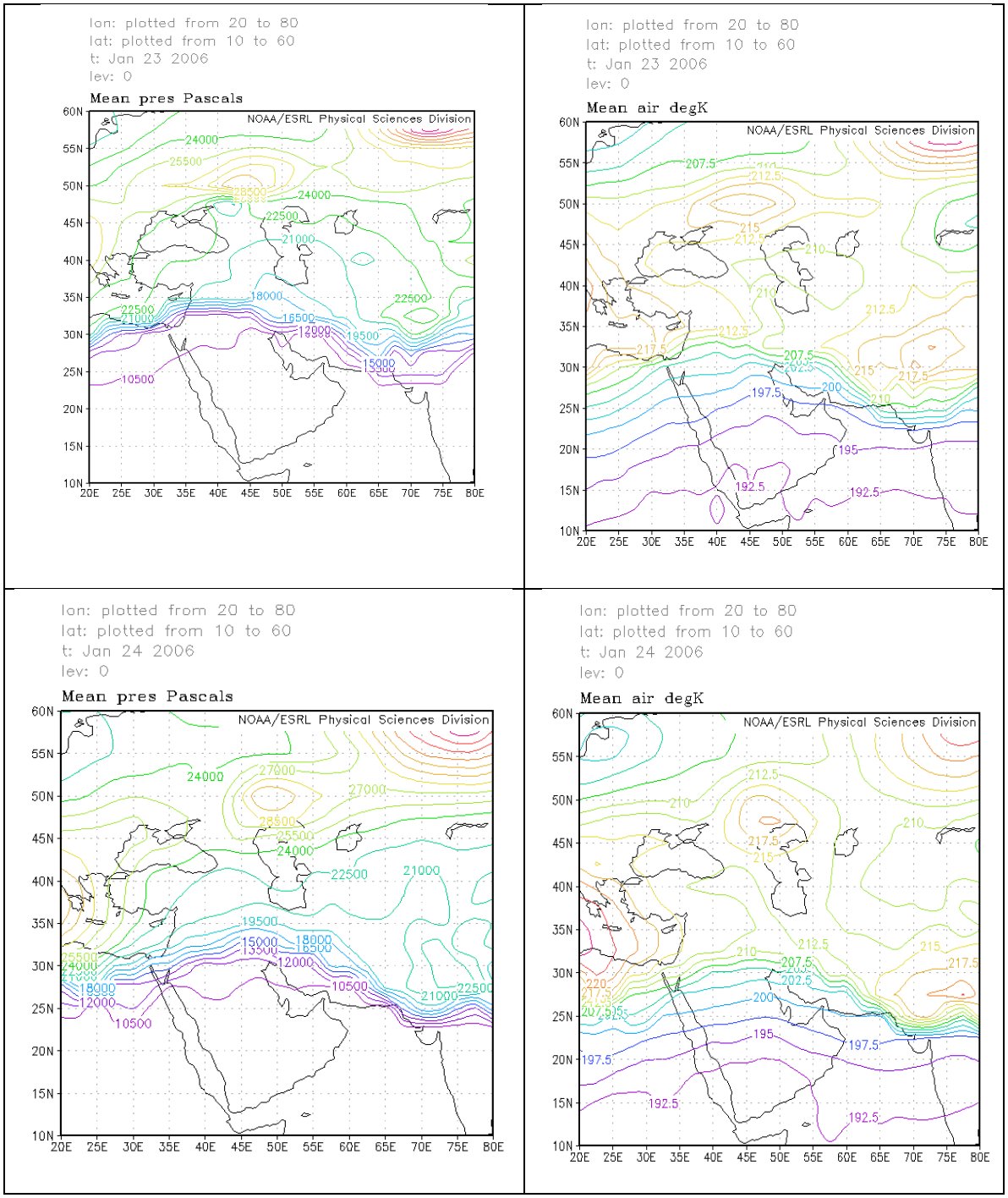
۳- تحلیل همدیدی لایه تروپوپاز در نمونه مطالعاتی ۲۵ تا ۳۰ ژانویه ۲۰۰۶

-تحلیل نقشه‌های فشار و دما روز ۲۳ ام ژانویه

شکل شماره (۱) الگوی همدیدی و الگوی دمایی حاکم در ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش در استان خراسان را نشان می‌دهد. بر روی نقشه فشار زبانه کم فشاری از سمت جنوب ایران در راستای جنوبی - شمالی به چشم میخورد. این زبانه تا شمال دریاچه خزر امتداد دارد. منحنی هم فشار ۱۹۵ هکتوپاسکال از جنوب خراسان عبور می‌کند و بخش عمده خراسان در محدوده فشاری ۱۹۵ تا ۲۰۵ هکتوپاسکال قرار دارد. بر روی نقشه هم دما، سه هسته گرم بر روی نقشه به چشم می‌خورد؛ هسته گرمی با دمای بالای ۲۱۷/۵ درجه کلوین بر روی شمال شرق پاکستان، هسته گرم دیگری بر روی شمال غرب دریاچه خزر و شمال غرب دریای سیاه و هسته گرم سوم بر روی ایتالیا و فرانسه دیده می‌شود. خراسان در این روز تحت تسلط زبانه گرم گسترش یافته از هسته گرم پاکستان و منحنی همدمای ۲۱۰ تا ۲۱۲/۵ درجه کلوین قرار دارد.

- تحلیل نقشه‌های فشار و دما در روز ۲۴ ام ژانویه

شکل شماره (۱) الگوی همدیدی و دمایی حاکم در ۲۴ ساعت قبل از شروع بارش را نشان می‌دهد. همان طور که ملاحظه می‌شود، منحنی هم فشار ۲۱۰ هکتوپاسکال از بخش مرکزی استان عبور میکند. به عبارت دیگر، فشار بر روی استان بیش از ۱۰ تا ۱۵هکتوپاسکال افزایش پیدا کرده است. در این روز مرکز پرفشاری با منحنی هم فشار ۳۰۰



نگاره ۱- الگوی فشار و دما تروپوپاز در روزهای ۲۳ و ۲۴ ژانویه ۲۰۰۶

هکتوپاسکال بر روی شمال دریاچه خزر بسته شده است. در این روز مرکز پرفشار دیگری بر روی مرکز مدیترانه به چشم می‌خورد که زبانه شرقی آن تا شرق دریای سیاه امتداد یافته است. بر روی نقشه هم دما، همان سه هسته گرم به چشم می‌خورد. تغییرات ایجاد شده بر روی نقشه هم دما گسترش قابل توجه زبانه شرقی هسته گرم روی مدیترانه می‌باشد که در امتداد دریای مدیترانه تا غرب ایران امتداد یافته است. هسته گرم روی شمال دریای خزر قدری به سمت شرق جا به جا شده و حدود ۲/۵ درجه کلوین گرم‌تر شده و هسته گرم روی شمال شرق پاکستان، حرکت جنوب سو داشته و از لحاظ دمایی تغییر چندانی

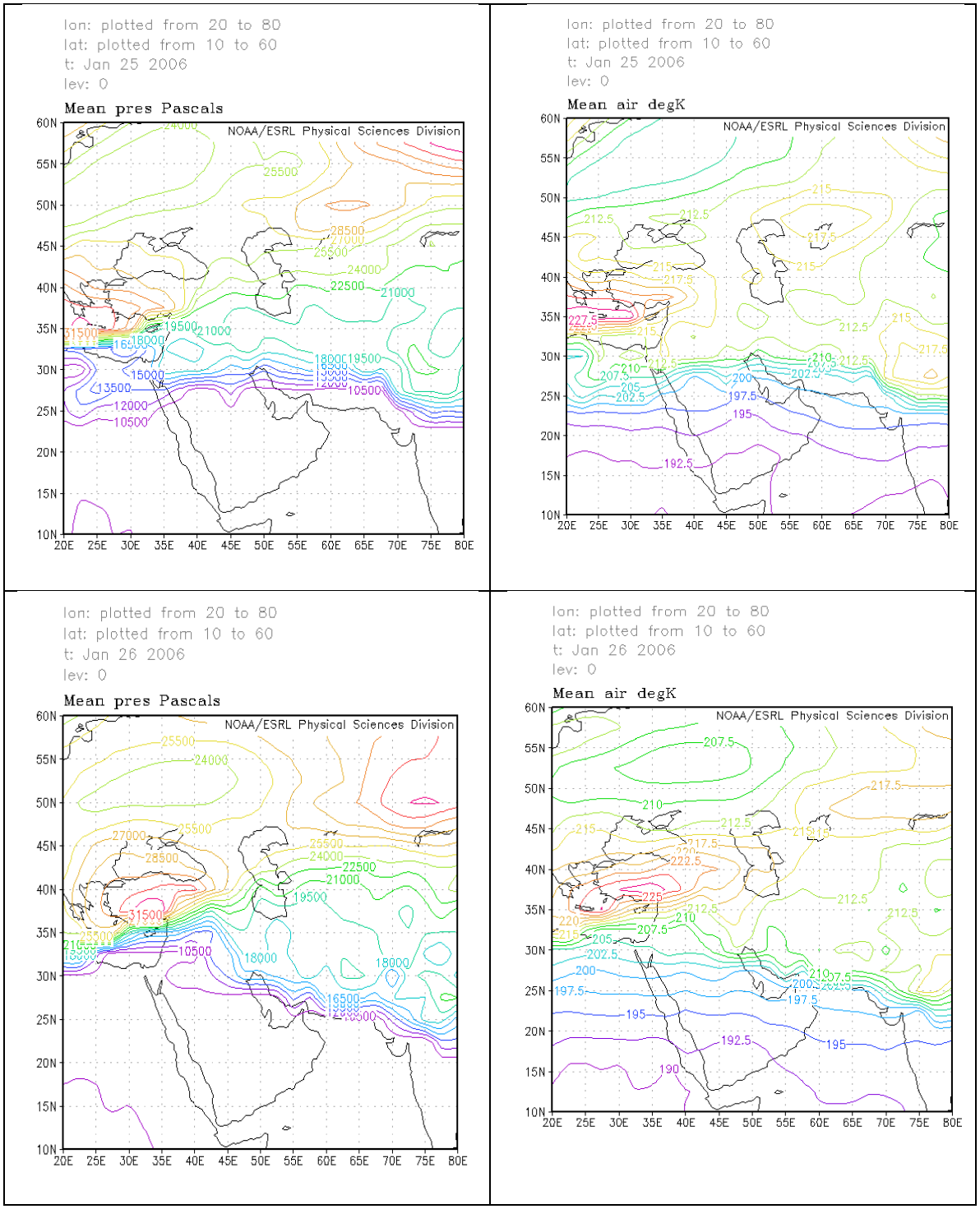
نشان نمی‌دهد. همان‌طور که در جدول عناصر جوی این سامانه نیز مشاهده شد، از ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش به تدریج با فرارفت رطوبت، میزان نسبت اختلاط روی منطقه افزایش پیدا کرده و با فرارفت رطوبت و ایجاد میعان، گرمای بادرو به جو افزوده شده و جو روی منطقه را گرم تر نموده است. ملاحظه می‌شود هسته‌های گرم با مراکز پر فشار انطباق و هماهنگی لازم را نشان می‌دهد. هسته گرم روی دریای مدیترانه با مرکز پرفشار روی مدیترانه و هسته گرم روی شمال غرب دریاچه خزر و دریای سیاه با هسته گرم مستقر بر روی این منطقه منطبق می‌باشند.

- تحلیل نقشه‌های فشار و دما در روز ۲۵ ام ژانویه

شکل شماره (۲) نقشه‌های فشار و دمای تروپوپاز روز ۲۵ ام ژانویه را نشان می‌دهند. در این روز بارش شروع شده و هرچند ضعیف، ولی بیانگر شروع ریزش‌های جوی بر روی منطقه مطالعاتی می‌باشد. بر روی نقشه فشار، تغییرات چشمگیر جابه جایی قابل توجه پرفشار مستقر بر روی شمال غرب دریاچه به سمت شرق و یکپارچه شدن آن با پرفشار روی شمال شرق سیبری می‌باشد. پدیده چشمگیر دیگر، گسترش قابل توجه زبانه پرفشار روی ایتالیا و مدیترانه مرکزی به سمت شرق و جنوب می‌باشد.؛ به طوری که زبانه در امتداد بخش شمالی دریای مدیترانه تا مرکز ترکیه امتداد یافته است. منحنی هم فشار ۲۱۰ هکتوپاسکال از روی خراسان عبور می‌کند که نسبت به روز قبل تغییر چندانی نشان می‌دهد. همین تغییرات در موقعیت مکانی هسته‌های گرم نیز دیده می‌شود و این پدیده انطباق بسیار خوب هسته‌ها و زبانه‌های پرفشار را بر روی لایه تروپوپاز با هسته‌های گرم این تراز نشان می‌دهد. منحنی هم دمای ۲۱۲/۵ درجه کلوین از روی خراسان عبور می‌کند. نیمه شمالی کشور تحت سلطه زبانه‌های سه هسته گرم ذکر شده قرار دارد.

- تحلیل نقشه‌های فشار و دما در روز ۲۶ ام ژانویه

در این روز نیز بارش‌ها چندان قابل توجه نبوده ولی بارش از برخی ایستگاه‌ها گزارش شده است. در این روز مرکز پرفشار روی مدیترانه حرکت قابل توجهی به سمت شرق پیدا کرده است. حال هسته مرکزی پرفشار با هم فشار ۳۱۵ هکتوپاسکال بر روی جنوب غرب ترکیه قرار دارد. فشار بر روی خراسان نسبت به روزهای قبل کاهش پیدا کرده و فشار عبوری از روی خراسان حدود ۱۸۵ هکتوپاسکال می‌باشد. به نظر می‌رسد شرق کشور تحت تاثیر زبانه غربی کم فشار روی پاکستان قرار دارد. بر روی نقشه هم دما نیز چنین الگویی حاکم است. هسته گرم کاملاً حرکت شرق سو داشته و درست در همان موقعیت پرفشار روی ترکیه قرار دارد. منحنی هم دمای عبوری از روی خراسان همان منحنی هم دمای ۲۱۲/۵ درجه کلوین است و تغییر چندانی نسبت به روز قبل نشان نمی‌دهد. زبانه شرقی هسته گرم روی ترکیه تا بخش جنوبی دریاچه خزر را در برگرفته است.



نگاره ۲- الگوی فشار و دما تروپوپاز در روزهای ۲۵ و ۲۶ ژانویه ۲۰۰۶

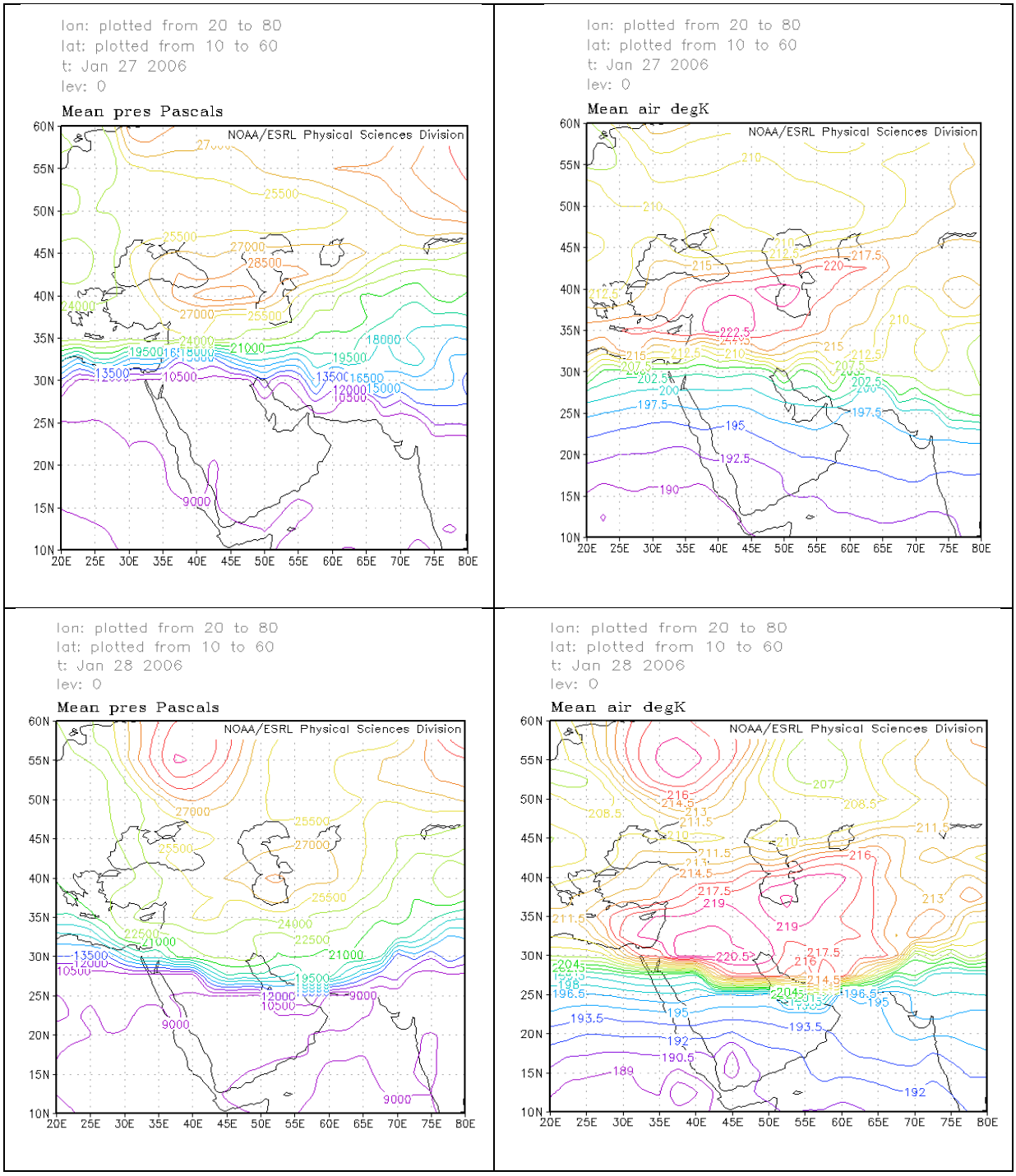
- تحلیل نقشه‌های فشار و دما در روز ۲۷ ام ژانویه

در این روز بارش ها بر روی منطقه قابل توجه بوده است و در تعداد زیادی از ایستگاه ها بارش بیش از ۱ میلیمتر ثبت شده است. بر روی نقشه فشاری، هسته پرفشار بر روی جمهوری آذربایجان قرار دارد و زبانه های آن تا امتداد

غربی – شرقی محدوده دریای سیاه تا شرق دریاچه آرال را در برگرفته است. منحنی هم فشار عبوری از روی خراسان ۲۴۰ هکتوپاسکال می باشد . به عبارت دیگر فشار بر روی خراسان حدود ۵۵ هکتوپاسکال افزایش نشان می‌دهد؛ به‌عبارتی، ارتفاع تروپوپاز بر روی منطقه به طور قابل توجهی افزایش نشان می‌دهد. فشار در هسته مرکزی پرفشار روی آذربایجان بیش از ۳۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. بر روی نقشه دما، هسته مرکزی هسته گرم در همان موقعیت پرفشار قرار دارد و دمای هسته مرکزی آن بیش از ۲۲۵/۵ درجه کلوین است که نسبت به روز قبل ۵ درجه کلوین کاهش نشان می‌دهد. منحنی هم‌دمای عبوری از روی خراسان ۲۱۷/۵ درجه کلوین است که نسبت به روز قبل ۵ درجه کلوین افزایش نشان می‌دهد. بنابراین ملاحظه می‌شود با تشدید بارش بر روی منطقه و آزاد سازی مقادیر قابل توجه گرمای بادرو، دمای هوا و به تبع ارتفاع تروپوپاز افزایش قابل توجه را نشان می‌دهد. ملاحظه شد که فشار بر روی خراسان حدود ۵۵ هکتوپاسکال افزایش یافته است. این پدیده با افزایش و تشدید بارش‌ها بر روی منطقه و آزاد شدن گرمای بادرو قابل ملاحظه بر روی منطقه هماهنگ است (شکل شماره ۳).

-تحلیل نقشه‌های فشار و دما در روز ۲۸ ام ژانویه

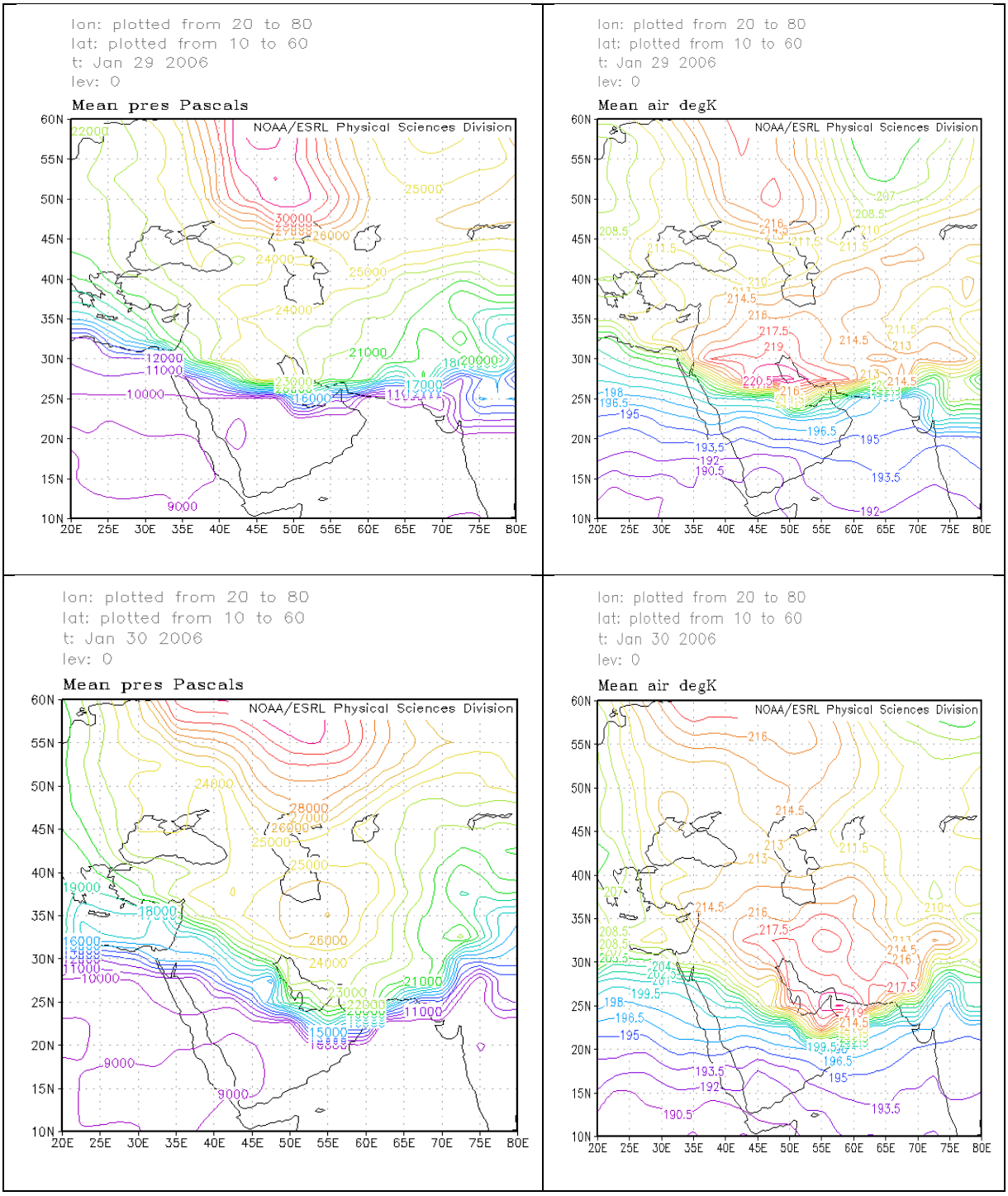
شکل شماره (۳) نقشه‌های دما و فشار روز ۲۸ ژانویه، روز چهارم بارش ها را نشان می‌دهد. در این روز نیز اکثر ایستگاه‌های استان، بارش قابل توجهی داشته‌اند. بر روی نقشه فشاری تروپوپاز، هسته مرکزی پرفشار بر روی دریاچه خزر قرار دارد و فشار مرکزی آن بالای ۲۸۵ هکتوپاسکال می‌باشد. به عبارت دیگر، فشار مرکزی آن نسبت به روز قبل ۱۵ هکتوپاسکال کاهش نشان می‌دهد. سلول پرفشار خیلی قوی تر در این روز، بر روی بلاروس و اوکراین به‌چشم می‌خورد که به طور قابل توجهی تقویت شده است؛ به طوری که فشار مرکزی آن به بیش از ۳۳۰ هکتوپاسکال می‌رسد. منحنی هم فشار عبوری از روی خراسان حدود ۲۵۵ هکتوپاسکال می‌باشد که نسبت به روز قبل ۱۵ هکتوپاسکال افزایش نشان می‌دهد. بر روی نقشه دما در انطباق با نقشه فشاری دو هسته گرم با منحنی هم‌دمای ۲۲۰/۵ درجه کلوین یکی بر روی جنوب عراق و دیگری بر روی دریاچه مازندران قرار دارد. ملاحظه می‌شود که تمام محدوده بین یونان در غرب تا مرز شرقی ایران (کل کشور ایران)، تحت تاثیر یک هسته گرم قرار دارد. دما بر روی خراسان بالای ۲۱۹ درجه کلوین است. این پدیده به خوبی آزاد شدن گرمای بادرو حاصل از بارش های اتفاق افتاده بر روی منطقه و هم چنین افزایش ارتفاع تروپوپاز را نشان می‌دهد.



نگاره ۳- الگوی فشار و دما تروپوپاز در روزهای ۲۷ و ۲۸ ژانویه ۲۰۰۶

- تحلیل نقشه های فشار و دما در روز ۲۹ ام ژانویه

در این روز بارش بر روی استان بسیار کاهش پیدا کرده و به عبارتی، قطع شده است. همان طور که بر روی نقشه فشار دیده می‌شود، هسته پر فشاری که روز قبل بر روی دریاچه مازندران قرار داشت، در این روز تضعیف شده و به صورت یک مرکز بسته ضعیف بر روی مرکز دریاچه مازندران به چشم می‌خورد. خراسان بین منحنی هم فشار ۲۳۰ تا ۲۴۰



نگاره ۴- الگوی فشار و دما تروپوپاز در روزهای ۲۹ و ۳۰ ژانویه ۲۰۰۶

هکتوپاسکال قرار دارد. بر روی نقشه هم دما نیز، چنین تغییری به چشم می‌خورد؛ هسته گرم روی جنوب دریاچه مازندران از بین رفته و فقط هسته گرم روی کویت محدود شده است. و زبانه‌ای از هسته گرم از سمت جنوب غرب ایران و کویت به سمت خراسان کشیده شده است. منحنی هم دمای ۲۱۴/۵ درجه کلوین، خراسان را دربر گرفته است. ملاحظه می‌شود که هم منحنی فشاری عبوری از روی خراسان و هم منحنی هم دمای عبوری، به طور چشمگیری کاهش نشان می‌دهند.

- تحلیل نقشه‌های فشار و دما در روز ۳۰ ام ژانویه

در این روز مجدداً بر روی ایستگاه های خراسان بارش ثبت شده است. ایستگاه‌ها بارشی بین ۵ تا ۱۰ میلیمتر را دریافت کرده اند. بر روی نقشه فشار، سلول پرفشاری با منحنی ۲۶۰ هکتوپاسکال، دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی و تهران را دربرگرفته است. خراسان در دامنه این سلول پرفشار قرار دارد. خراسان بزرگ در محدوده منحنی هم فشار ۲۵۰ تا ۲۶۰ هکتوپاسکال قرار دارد. به این ترتیب فشار بر روی خراسان حدود ۲۰ هکتوپاسکال افزایش نشان می‌دهد. بر روی نقشه هم دما نیز هسته گرم بر روی تنگه‌هرمز منتقل شده و کل ایران در محدوده این هسته گرم قرار دارد. دما در مرکز این هسته گرم به بیش از ۲۲۰/۵ درجه کلوین می‌رسد و منحنی عبوری از روی خراسان بین ۲۱۷/۵ تا ۲۱۶ درجه کلوین است که نسبت به روز قبل حدود ۲ تا ۴ درجه کلوین افزایش نشان می‌دهد (شکل شماره ۴).

ملاحظه می‌شود که در انطباق با عناصر جوی بررسی شده برای سامانه‌های بارشی انتخاب شده،؛

۱- قبل از شروع بارش عناصر جوی همچون نسبت اختلاط، دمای پتانسیل، دمای پتانسیل تراز میعان، ضخامت (۱۰۰۰-۵۰۰) و ... با نزدیک شدن به روز بارش افزایش نشان می‌دهند و در روز اوج بارش عموماً همه این پدیده‌ها در بالاترین سطح خود قرار دارند.

۲- بر روی نقشه‌های فشار، با نزدیک به روز بارش به تدریج مرکز پرفشاری از روی مدیترانه به تدریج، به سمت شرق جابه جا شده و در طی روزهای بارش این هسته پر فشار بر روی شمال ایران و بر روی منطقه مطالعاتی قرار داشت. به نظر می‌رسد این سلول پرفشار در انطباق با مرکز کم ارتفاع و چرخند لایه‌های زیرین می‌باشد که در لایه زیرین وردسپهر به صورت هسته کم ارتفاع و چرخند تظاهر کرده و در لایه تروپوپاز به صورت یک هسته و سلول پرفشار نمایان می‌شود.

۳- هماهنگ با سلول پرفشار تراز تروپوپاز، هسته گرم دیگری نیز قبل از شروع بارش از روی مدیترانه به تدریج به سمت شرق جا به جا شده و همراه با مرکز پرفشار و گاهاً درست با هسته مرکزی آن بر روی شمال ایران منتقل‌شده و در طی روزهای بارش، این هسته درست بر روی منطقه قرار می‌گیرد که با شدت و مقدار بارش همبستگی بسیار خوبی را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد گرمای بادرو آزاد شده از طریق میعان و بارش اتفاق افتاده در لایه زیرین و میانی وردسپهر، به تدریج ستون هوای روی خود را گرم تر کرده و در طی روزهای بارشی، جو در ورد سپهر و به تبع ارتفاع تروپوپاز افزایش می‌یابد. به این ترتیب رابطه بسیار خوبی بین رطوبت لایه جو و گرمای بادرو حاصل از آن و ارتفاع تروپوپاز وجود دارد؛ در نتیجه می‌توان با مطالعه تغییرات رطوبت جو (به‌عنوان یک گاز گلخانه‌ای موثر در گرمایش جهانی) و همچنین تغییرات ارتفاع تروپوپاز، روند تغییرات اقلیمی را آشکارسازی کرد.

نتیجه‌گیری

از بررسی انجام شده بر روی کلیه نمونه‌ها ، نتایج ذیل حاصل شد. مقادیر آب قابل بارش و نسبت اختلاط از قبل از شروع بارش به دلیل فرارفت رطوبت بر روی منطقه به تدریج افزایش یافته و در روز اوج بارش به بالاترین مقدار خود می‌رسد. با وجود اینکه بدون استثناء در روز اوج بارش بالاترین مقدار آب قابل بارش و نسبت اختلاط وجود داشت،

ولی لزوماً مقدار آب قابل بارش یا نسبت اختلاط، تعیین کننده مقدار بارش اتفاق افتاده نیست؛ بلکه مکانیسم حاکم در درون ابر نیز برای اینکه مقداری از بخار آب درون ابر به بارش تبدیل شود، مسئله مهمی است. دمای پتانسیل و دمای تراز میعان نیز با نزدیک شدن به روز بارش افزایش پیدا کرده و در روز اوج، به بالاترین حد خود می‌رسد، ولی بعد از روز اوج روند کاهشی منظم نیست بلکه نوساناتی را نشان می‌دهد که قطعاً به پدیده‌های دینامیکی درون ابر بستگی دارد که ممکن است ابر را رشد داده یا تضعیف نماید. فشار تراز معیان و ضخامت جو نیز روندی شبیه عناصر قبلی دارد و در روز اوج بالاترین ضخامت و فشار تراز معیان دیده می‌شود. در اینجا نیز بعد از روز اوج، عناصر دچار نوسان شده و گاهی با مقدار بارش اتفاق افتاده رابطه نشان می‌دهند.

در بررسی همدیدی لایه تروپوپاز در زمان‌های وقوع بارش و ۴۸ ساعت قبل و بعد از بارش الگوی همدیدی و الگوی دمایی، به نظر می‌رسد گرمای بادرو آزاد شده از طریق میعان و بارش اتفاق افتاده در لایه زیرین و میانی وردسپهر، به تدریج ستون هوای روی خود را گرم تر کرده و در طی روزهای بارشی، جو در ورد سپهر و به تبع ارتفاع تروپوپاز افزایش می‌یابد. به این ترتیب رابطه بسیار خوبی بین رطوبت لایه جو و گرمای بادرو حاصل از آن و ارتفاع تروپوپاز وجود دارد؛ لذا می‌توان با مطالعه تغییرات رطوبت جو (به عنوان یک گاز گلخانه‌ای موثر در گرمایش جهانی) و همچنین تغییرات ارتفاع تروپوپاز، روند تغییرات اقلیمی را آشکارسازی کرد. بنابراین در روزهای عدم وقوع بارش ارتفاع تروپوپاز کاهش و در روزهای بارشی ارتفاع افزایش می‌یابد. از این رو با بررسی ارتفاع تروپوپاز می‌توان نوسانات اقلیمی منطقه را بررسی کرد.

منابع

۱- شریفی، محمد علی. سام خانیانی،علی. (۱۳۹۰). استفاده از تکنیک GPS Radio Occultation در بررسی تغییرات اقلیمی،همایش ژئوماتیک ۹۰، ص ۱۰.

۲- کریمی، محسن.طباطبائیان، علی. شفی، حسن. شکرالهی، مهدی. (۱۳۸۴)، بررسی و مطالعه نوسانات ازن کلی جو با تغییرات تروپوپاز (وردایست) بر فراز شهر اصفهان، دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزی، ص ۵.

۳- کیخسروی، قاسم. (۱۳۹۴)، آشکارسازی تغییر اقلیم با استفاده از شاخص‌های حدی دما - بارش و بخار آب جو در خراسان بزرگ، رساله دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین.

۴- موسوی، زهرا. خرمی، فاطمه.تانکلی، حمید رضا. جمور، یحیی. (۱۳۸۶)، تعیین مقدار بخار آب موجود در اتمسفر با استفاده از تخمین تاخیر تروپوسفری سیگنالهای GPS در شبکه ژئودینامیک سراسری ایران IPGN، همایش ژئوماتیک ۸۶، ص ۱۱.

۵- مباشری، محمد رضا. (۱۳۸۶)، پایش تغییرات لایه ازن در جو ایران با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، محیط شناسی، سال سی و سوم، شماره ۴۴،صص ۵۴-۴۳.

7- Sausen.R and B.D. Santer, "Use of changes in tropopause height to detect human influences on climate," Meteorologische Zeitschrift, vol. 12, 2003, pp. 131–136.

8- Santer. B. D, T. M. Wigley, A.J. Simmons, P.W. Kaallberg, G.A. Kelly, S.M. Uppala, C. Ammann, J.S. Boyle, W. Bruggemann, C. Doutriaux, and others, "Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis," J. Geophys. Res, vol. 109, 2004, p. 21-104.

8- Schoeberl. M.R, "Extratropical stratosphere-troposphere mass exchange," Journal of Geophysical Research, vol. 109, 2004, p. D13-303.

9- Schmidt .T, J. Wickert, G. Beyerle, and S. Heise, "Global tropopause height trends estimated from GPS radio occultation data," Geophysical Research Letters, vol. 35, 2008, p. 11-806.

10- Gettelman, A., P.H. Lauritzen, M. Park, and J.E. Kay, Processes regulating short-lived species in the tropical tropopause layer, J. Geophys. Res., 114, D13303, doi: 10.1029, 2009JD011785, 2009.

11- IPCC.2007. Fourth assessment report climate change. Paris, http: ,www.IPCC.ch. J. Am. Stat. Assoc. 74: 365-367.