

## بررسی تغییرات ماهانه ارتفاع لایه مرزی در شرایط وارونگی‌های بحرانی.

### مطالعه موردی: ایستگاه مهرآباد تهران

داریوش یاراحمدی<sup>۱</sup>، منصور حلیمی<sup>۲\*</sup>، زهرا زارعی چقابلی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه لرستان، <sup>۲</sup>دانشجوی دکترا اقلیم‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس

<sup>۳</sup>دانشجوی دکترا اقلیم‌شناسی دانشگاه لرستان.

تاریخ دریافت: ۹۴/۵/۱؛ تاریخ پذیرش: ۹۴/۸/۴

#### چکیده

ارتفاع لایه مرزی، یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های تعیین‌کننده وسعت آمیزش آلاینده‌ها و کیفیت هوای لایه نزدیک به سطح زمین است. ارتفاع لایه مرزی از مهم‌ترین شاخص‌های پیش‌آلودگی هوا در کلان‌شهرهاست و آگاهی از رفتار زمانی - مکانی ارتفاع لایه مرزی در ارتباط با توزیع زمانی - مکانی آلاینده‌های جوی، می‌تواند نقش مهمی در جلوگیری از ایجاد شرایط بحرانی آلودگی هوا در کلان‌شهرها داشته باشد. متغیرهای زیادی در تعیین ارتفاع لایه مرزی اتمسفر نقش دارند که محققان مختلف از آنها برای برآورد و تخمین ارتفاع لایه مرزی و تعیین سقف آن استفاده کرده‌اند. هدف اساسی این تحقیق، تقریب سقف یا ارتفاع لایه مرزی بر اساس پیمایش قائم جو در ایستگاه مهرآباد با استفاده از روش وارونگی بحرانی یا تحلیل نیمرخ عمودی دمای پتانسیل است. در این راستا از داده‌های مربوط به پیمایش قائم جو برای ایستگاه مهرآباد که از پایگاه داده‌های اقلیمی Wyoming به‌دست آمد، استفاده شد. با ترسیم و تحلیل گراف‌های Skew-T و بر اساس روش وارونگی بحرانی Heffter، در هر ماه یک روز به‌عنوان روز همراه با وارونگی بحرانی انتخاب شد و سقف وارونگی به‌عنوان سقف لایه مرزی اتمسفری در نظر گرفته شد. نتایج گویای آن بود که در دو ماه فوریه و دسامبر، وارونگی‌های بحرانی از نوع سوبسیدانس هوای سرد بوده، میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل در آن‌ها به ترتیب برابر با ۰/۰۲۴ و ۰/۰۲۶ درجه کلون در متر بوده است و ارتفاع لایه مرزی در پایین‌ترین حد خود بوده است که برابر با ۱۴۸۲ و ۱۲۶۷ متر است. بیش‌ترین ارتفاع لایه مرزی بر اساس روش یادشده مربوط به ماه‌های جولای و اوت بوده که به ترتیب ارتفاع لایه مرزی برابر با ۳۰۶۰ و ۳۳۱۲ متر بوده است. وارونگی‌های بحرانی مشاهداتی این روزها نیز از نوع سوبسیدانس بوده است. هم‌چنین در این تحقیق مشاهده شد که در وارونگی‌های بحرانی نوع تابشی که فراوان‌ترین نوع وارونگی بوده است، میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل بسیار پایین‌تر از روزهای همراه با وارونگی سوبسیدانس و جبهه‌ای بوده است، اما ضخامت لایه وارونه در وارونگی‌های تابشی بالاتر بوده است.

**واژه‌های کلیدی:** وارونگی بحرانی، دمای پتانسیل، لایه مرزی، نمودار Skew-T، ایستگاه مهرآباد.

#### مقدمه و طرح مسأله

چرخه روزانه گرمایش تابشی ناشی از طلوع و غروب خورشید، منجر به چرخه روزانه شارهای گرمای محسوس و نهان بین سطح زمین و جو می‌شود. این شارها که مستقیماً نمی‌توانند به کل جو برسند، به لایه کم‌عمق نزدیک سطح، به نام لایه مرزی جو<sup>۲</sup> محدود می‌شوند (Stull, 2000:47). لایه مرزی جو،

بخشی از جو است که مستقیماً تحت تأثیر شرایط سطحی است و به واداشت‌های سطحی در مقیاس زمانی کوچک پاسخ می‌دهد. فرایندهایی که در این لایه رخ می‌دهد، از جنبه‌های گوناگون مانند دینامیک شارش‌ها و سامانه‌های جوی، تابش سطحی، چرخه آب‌شناسی و تحقیقات آلودگی هوا دارای اهمیت هستند. با آگاهی از رفتار زمانی - مکانی لایه مرزی، که در واقع یکی از مهم‌ترین شاخص‌های کنترل‌کننده توزیع زمانی - مکانی آلاینده‌های جوی است، می‌توان

\*نویسنده مسئول: geoscience.tmu@gmail.com

آلاینده‌هاست (Jensen, 2008:98). محققان مختلف، روش‌های تجربی و تئوریک مختلف و متعددی را برای برآورد این مؤلفه ارائه کرده‌اند. برخی از روش‌های مبتنی بر تحلیل پروفایل عمودی دما در لایه تلاطم یا آمیخته هستند. هولزورت<sup>۱</sup> از اولین کسانی بود که در سال ۱۹۶۷ با استفاده از دمای صبحگاه و دمای حداکثر مطلق ظهر (با فرض افت آهنگ خشک)، محاسبه‌ی حداکثر عمق لایه اختلاط را انجام داد. یامادا<sup>۲</sup> (۱۹۷۹) از محققانی بود که ارتفاع لایه مرزی را تا جایی دانسته که یک سرمایه‌ی معنی‌دار در لایه مرزی شب هنگام گسترش می‌یابد، در حالی که هانا<sup>۳</sup> (۱۹۶۹)، سقف لایه مرزی را برابر با ارتفاع پایین‌ترین یا اولین ناپیوستگی، در پروفایل دمایی منطقه دانسته است. هافت<sup>۴</sup> در سال ۱۹۸۰، روش وارونگی بحرانی را برای تخمین عمق لایه مرزی پیشنهاد داد. روش ایشان منوط به پیدا کردن یک وارونگی بحرانی<sup>۵</sup> دمایی بود. بعدها محققان متعددی، تغییراتی را در روش وی داده و در برخی موارد این روش را بسط دادند. برای مثال کاینزل<sup>۶</sup> در سال ۱۹۹۰ برای تخمین ارتفاع لایه مرزی، پنج نوع افت آهنگ را با شروط مختلف تعیین کرد که در هر کدام از آن‌ها، ارتفاع خاصی برای سقف لایه مرزی به دست می‌آمد. ایشان برای اطمینان از این‌که آیا وارونگی تشخیص داده‌شده، به اندازه کافی قوی است که سقف لایه اختلاط به حساب آید یا خیر، روش‌های آزمایشی را نیز در نظر گرفته بودند. روش‌های مبتنی بر شارهای سطحی بر اساس حل معادلات رشد لایه‌ی مرزی ناپایدار، در حالت‌های خنثی یا پایدار و در حالت همرفتی یا ناپایدار ایجاد شده‌اند که سایبرت<sup>۷</sup> و همکاران (۲۰۰۰) به صورت کامل این روش‌ها را تشریح نموده‌اند. مطالعاتی زیادی درباره مدل‌های لایه مرزی منطقه شهری برای شرایط مختلف پایدار و ناپایدار انجام

توزیع زمانی - مکانی آلاینده‌ها را در شهرهای صنعتی و کلان‌شهرها پایش نمود و با پیش‌بینی تغییرات روزانه لایه مرزی، از ایجاد شرایط حاد آلودگی هوا در این شهرها و خسارات جانی و مالی ناشی از آن‌ها جلوگیری کرد. آگاهی از تغییرات زمانی - مکانی ارتفاع لایه مرزی و نقش آن در تشدید آلودگی‌های جوی شهرها، در بسیاری از طرح‌های کنترل ترافیک و محدودیت‌های ترافیکی روزانه و نیز محدودیت‌های کار صنایع آلاینده نزدیک شهرها، باید به عنوان ملاحظات اقلیمی و طبیعی مورد توجه قرار گیرد و بی‌توجهی به آن می‌تواند شرایط بحرانی آلودگی هوا را به وجود آورده و خسارات جانی و مالی شدیدی را در پی داشته باشد. ضخامت لایه مرزی جو متغیری وابسته به زمان و مکان است و اندازه آن در خشکی از چند صد متر تا چند کیلومتر در شرایط مختلف تغییر می‌کند (Stull, 1988:42). این ضخامت به عوامل متعدد از قبیل نوع سامانه‌های جوی و ساختار آن‌ها، شارش‌های سطحی، چینش قائم تندی و جهت باد و پوشش سطحی بستگی دارد (Liu & Liang, 2010, 49). عمق لایه مرزی با روش‌های متفاوتی قابل محاسبه است. این عمق که ضخامت ناحیه تلاطمی نزدیک سطح را نشان می‌دهد، عمدتاً عمق لایه آمیخته و یا عمق آمیختگی نامیده می‌شود (Panofsky and Dutton, 1984:11). روش‌هایی که برای تعیین لایه‌ی مرزی جو یا عمق لایه آمیخته به کار می‌رود، معمولاً در بررسی آلودگی هوا به کار می‌رود. برآورد کردن عمق لایه آمیخته، یکی از مهم‌ترین پارامترها در مدل پخش آلاینده‌هاست. بیش‌ترین تحلیل‌هایی که برای تشخیص عمق لایه آمیخته صورت می‌گیرد، بر اساس نمایه قائم دما و یا عدد ریچاردسون یا روش شارهای سطحی است. در تعیین عمق لایه آمیخته بر پایه نمایه قائم دما، از ویژگی این لایه که در آن دمای پتانسیل یکنواخت است، استفاده می‌شود. از سوی دیگر، مدل‌های عددی عمدتاً از عدد ریچاردسون بحرانی برای تعیین عمق لایه آمیخته استفاده می‌کنند (Marsik et al., 1995:21). ارتفاع لایه مرزی، یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های تعیین‌کننده وسعت آمیزش

1. Holzworth
2. Yamada
3. Hanna
4. Heffter
5. Critical Inversion
6. Kienzle
7. Seibert

منجر به تمرکز آلاینده‌ها و بالارفتن غلظت آن‌ها در سطح زمین شده و شرایط بحرانی آلودگی هوا را در کلان‌شهرها و شهرهای صنعتی ایجاد می‌کنند) به کار می‌رود، استفاده شد.

### روش تحقیق

منطقه مورد مطالعه این تحقیق مربوط به ایستگاه سینوپتیک فرودگاه مهرآباد تهران است که در موقعیت جغرافیایی ۳۵ درجه و ۴۱ دقیقه شمالی و ۵۱ درجه و ۱۹ دقیقه شرقی و ارتفاع ۱۱۹۰/۸ از سطح دریا قرار دارد. در این تحقیق از دو دسته از داده‌ها استفاده شد: دسته اول داده‌های مربوط به وارونگی‌های ایستگاه هواشناسی مهرآباد، طی دوره آماری ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۴ بود که از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. دسته دوم از داده‌ها نیز آمار پیمایش عمودی روزانه جو بالای ایستگاه سینوپتیک مهرآباد از پایگاه داده‌های اقلیمی دانشگاه ایومینگ<sup>۴</sup> اخذ شد. در مرحله بعدی، پس از اخذ اطلاعات مربوط به پیمایش قائم جو در ایستگاه مهرآباد طی دوره آماری ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۴، در محیط نرم‌افزار RAOB، نمودار Skew-T و شاخص‌ها و اطلاعات نیمرخ شرایط جوی در آن نمونه‌ها برای شناخت وضعیت دینامیکی و ترمودینامیک جو تهیه شد. با استفاده از داده‌های رادپوسوند روزانه اخذشده از سازمان هواشناسی کشور برای بررسی دقیق‌تر جو تحتانی تغییرات نمایه قائم دمای پتانسیل، اقدام به رسم منحنی‌های تغییرات دمای پتانسیل برحسب ارتفاع شد. از روش پیشنهادی هافتر، دوازده روز همراه با وارونگی بحرانی در دمای پتانسیل پیدا شد و سپس اقدام به بررسی ماهانه ارتفاع تقریبی لایه مرزی بر اساس روش پیشنهادی هافتر شد که در ادامه به طور مختصر این روش توضیح داده می‌شود: روش هافتر از روش‌های مبتنی بر تحلیل پروفایل عمودی دمای پتانسیل است. دمای پتانسیل یک بسته هوا، عبارت است از دمایی که بسته هوا در صورتی که از تراز مربوطه به صورت بی‌دررو، به تراز ۱۰۰۰ میلی باری

گرفته است که بیش‌تر با دید کاربردی و برای پایش توزیع آلاینده‌های شهری انجام شده‌اند. برای مثال دیدروف<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۷۴)، مدل رشد لایه آمیخته روزانه جو شهری را با استفاده از آهنگ تغییر عمق لایه آمیخته، غلظت آلودگی هوا بررسی کرده‌اند. سندروفیناردی<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۲) شرایط همیدی حاکم بر یک مورد آلودگی بسیار شدید هوای شهری را در دره پو<sup>۳</sup> ایتالیا بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که فرارفت هوای گرم روی لایه‌های سرد نزدیک سطح زمین منجر به ایجاد ساختار دمایی پایدار در اتمسفر پایین می‌گردد. وارونگی‌ها و یا نمایه‌های قائم دمای بسیار پایدار در ارتفاعات صفر و دوهزار متری در موارد آلودگی‌های شدید دیده می‌شود. در ایران یکی از اولین مطالعات انجام گرفته، یک مدل انتگرالی برای پیش‌یابی غلظت آلاینده‌های هوای تهران است که علی‌اکبری بیدختی و بنی‌هاشم (۱۳۷۶) ارائه داده‌اند. این مدل بر اساس شبیه‌سازی لایه آمیخته و بر قانون بقای جرم استوار است. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که غلظت آلاینده‌ها می‌تواند در اوایل روز به مقدار بسیار بالایی برسد. احمدی گیوی و همکاران (۱۳۸۸) در مطالعه‌ای به بررسی نوسان عمق لایه آمیخته جو شهری تهران با استفاده از مدل MM5 پرداختند. نتایج نشان داد که روند کلی تغییرات ماهانه عمق لایه آمیخته، خصوصاً در فصل تابستان به علت شرایط آرام جو بوده و مستقیماً از روندهای تغییرات شارهای سطحی پیروی می‌کند؛ در حالی که در زمستان، تغییرات شارهای سطحی و نوسانات لایه آمیخته چشمگیرتر است و رشد این لایه بیش‌تر متأثر از ساختار سامانه‌های همیدی و چینش قائم باد است. هدف اساسی این تحقیق، ارائه یک دید تقریبی از ارتفاع لایه مرزی در ماه‌های مختلف، در موقعیت ایستگاه مهرآباد شهر تهران در شرایط بحرانی است. در این راستا از روش هافتر که برای آشکارسازی ارتفاع لایه مرزی در شرایط حادجوی (وجود وارونگی‌های دمایی شدید که

1. Deardroff
2. SandroFinardi
3. Pue

کوچک است (Stull, 1988,45)، از این رو همان طور که مشاهده می‌شود، در رابطه اول، هدف پیدا کردن یک تغییر معنی‌دار در خیزآهنگ دمای پتانسیل در جو منطقه است (Pesenson, 2002:41).

همان طور که در دیاگرام شکل (۲) مشاهده می‌شود، لایه اتمسفر مرزی را می‌توان به چندین زیرلایه تقسیم کرد که عبارتند از: لایه مرزی سطحی یا لایه سطحی که به صورت مستقیم در ارتباط با سطح زمین است. در این لایه، گرادیان شدید دما، رطوبت، باد و سایر اسکالرها وجود دارد و به طور متوسط پنج الی ده درصد لایه مرزی را در برمی‌گیرد (Wyngaard et al., 1893:27). دقیقاً پس از لایه سطحی، لایه اختلاط همرفتی وجود دارد که مشخصه بارز آن، اختلاط همرفتی است (Lin et al, 2010). این لایه معمولاً چهل تا هشتاد درصد لایه مرزی را در بر گرفته و مشخصه بارز آن، این است که بادهای موجود در این لایه و هم‌چنین سایر عناصر مانند رطوبت و دمای پتانسیل نیز غالباً دارای پروفایل عمودی ثابتی هستند (Kaimal et al., 1976: 69) که در شکل (۲) نشان داده شده است. در بالای لایه اختلاط، لایه درپوش قرار دارد که مانع گسترش اختلاط و توربولانس به لایه‌های بالایی می‌شود. در این لایه که گاه می‌تواند بسیار نازک بوده و در برخی مواقع تا چهل درصد لایه مرزی را تشکیل دهد، وارونگی‌های دمایی به وفور رخ می‌دهد (Holtstag, 1993: 52). از مهم‌ترین ویژگی‌های این لایه با توجه به شکل (۲)، افزایش شدید سرعت باد با ارتفاع، افزایش شدید دمای پتانسیل با ارتفاع، کاهش شدید نسبت اختلاط بخار آب با ارتفاع و کاهش شدید تراکم یا غلظت آلاینده‌ها در این لایه با افزایش ارتفاع است (Hong and Hua-Lu, 1996).

انتقال داده شود، به دست خواهد آورد و از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\theta = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p}$$

که در آن  $\theta$ ، دمای پتانسیل بسته هوا برحسب درجه کلونین،  $T$  دمای خشک بسته هوا (برحسب کلونین)،  $P$  فشار بسته هوا برحسب میلی‌بار و  $P_0$  نیز فشار استاندارد بوده که معمولاً برابر با ۱۰۰۰ میلی‌بار در نظر گرفته می‌شود.  $R$  نیز ثابت گازها بوده و  $C_p$  نیز ظرفیت گرمایی ویژه هوا در فشار ثابت است که حاصل کل  $R/c_p$  تقریباً برای هوا برابر  $0.286$  در نظر گرفته می‌شود. این روش برای زمان‌هایی موضوعیت پیدا می‌کند که یک وارونگی بحرانی در دمای پتانسیل جو پایین منطقه وجود داشته باشد. هافتز وارونگی بحرانی دمای پتانسیل را با دو شرط زیر مشخص می‌کند (Heffter, 1980: 57; Pesenson, 2002: 41):

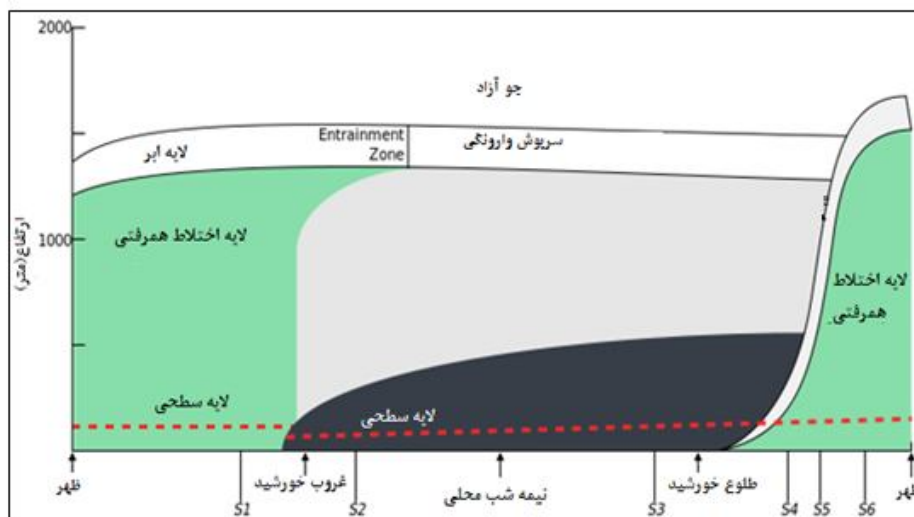
شرط (۱)

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta z} \geq 0.005^\circ K m^{-1}$$

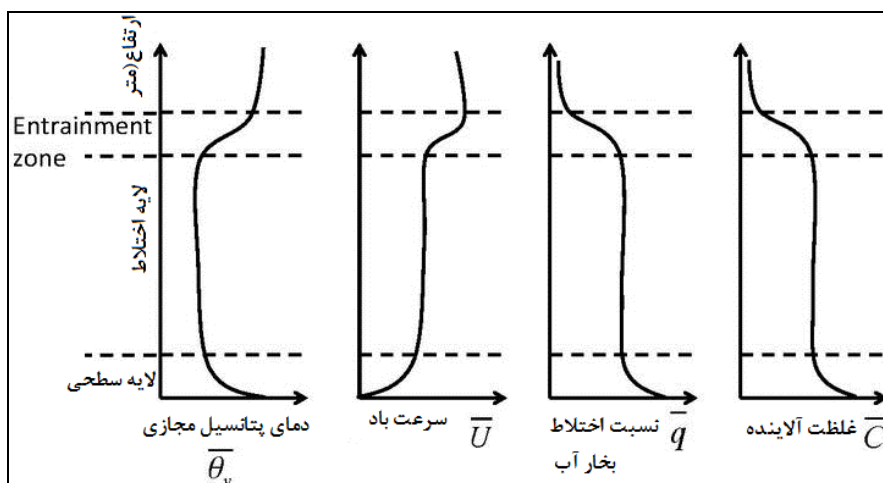
شرط (۲)

$$\theta_e - \theta_b > 2^\circ K$$

که در آن  $\theta$  عبارت است از دمای پتانسیل و  $\theta_e$  و  $\theta_b$  به ترتیب دمای پتانسیل کف و سقف لایه وارونگی بحرانی هستند و  $\frac{\Delta\theta}{\Delta z}$  نیز میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل نسبت به ارتفاع یا شیب ارتفاعی دمای پتانسیل در لایه وارونگی است (بر حسب درجه کلونین در متر). بنابراین تنها وارونگی‌هایی که دو شرط یادشده درباره آن‌ها تأیید شود، به‌عنوان وارونگی بحرانی در نظر گرفته می‌شود. از آنجا که می‌دانیم در لایه مرزی که تا حد زیادی منطبق بر لایه آمیخته است، به دلیل وجود آمیختگی، خیز آهنگ یا تغییر دمای پتانسیل نسبت به ارتفاع تقریباً ثابت یا بسیار



شکل ۱: دیاگرام لایه مرزی و تقسیمات آن (Stull, 1993: 44)



شکل ۲: پروفایل قائم برخی عناصر هواشناسی در بخش‌های مختلف لایه مرزی (Stull, 1993: 45)

وارونگی بحرانی که غالباً از نوع تابشی بودند، تشخیص داده شد و از میان آن‌ها دوازده روز از شدیدترین وارونگی‌های بحرانی که به راحتی دو شرط روش‌هافتر را داشته باشند، انتخاب گردید که در جدول (۱) ارائه شده است. به‌طور کلی در تابستان، ارتفاع لایه مرزی تا ۳۵۰۰ متر بوده و دارای تغییرات زمانی مکانی کم‌تری است. اما در زمستان این ارتفاع ضمن کاهش یافتن به حدود زیر ۲۰۰۰ متر به تبع از عبور سامانه‌های سینوپتیک مختلف در این فصل دارای تغییرات زمانی - مکانی فراوان‌تری خواهد بود. همان‌طور که مشاهده می‌گردد، فاکتورهای ترمودینامیکی مربوط به وارونگی

در این تحقیق ابتدا با بررسی پایش‌های قائم جوی برای ایستگاه مهرآباد، طی دوره آماری (۲۰۰۷ تا ۲۰۱۴) هر ساله بیش از ۱۵۰ وارونگی از انواع مختلف تشخیص داده شد. اما با اعمال شرایط یادشده روش‌هافتر تنها وارونگی‌های بحرانی شدید انتخاب شد.

### بحث اصلی

با بررسی داده‌های مربوط به وارونگی‌های رخ داده، طی دوره آماری ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۴، بیش از ۱۷۱۲ وارونگی از انواع مختلف آشکار شد. در این میان با ترسیم نمودارهای Skew-T آن‌ها، بیش از ۴۵۰

دسامبر ارایه شده‌اند، در جدول (۱) آمده است.

روزهای انتخاب شده با توجه به نمودارهای Skew-T همان روزها که در شکل (۲) به ترتیب از ژانویه تا

جدول ۱: مشخصات روزهای دارای وارونگی بحرانی مورد بررسی

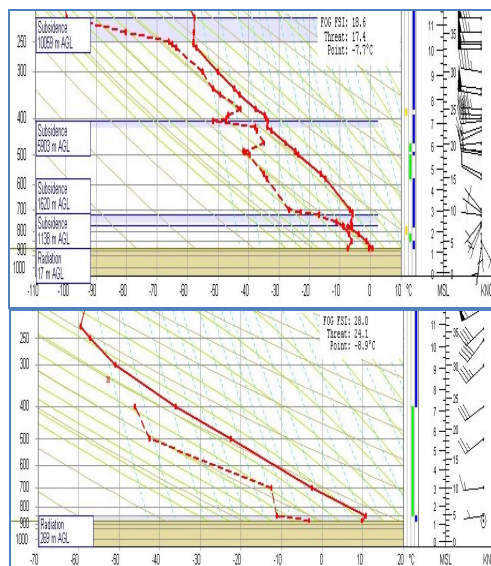
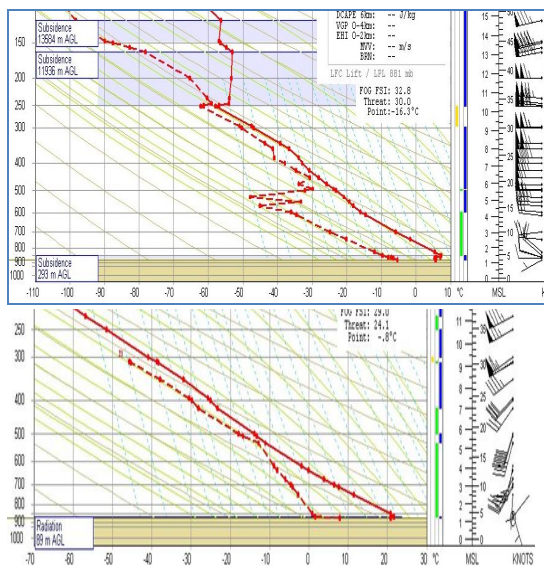
تاریخ	ارتفاع کف (متر)	ارتفاع بالا (متر)	دمای پتانسیل کف (کلوین)	دمای پتانسیل بالا (کلوین)	نوع وارونگی	اختلاف دمای پتانسیل کف و سقف لایه وارونگی بحرانی (کلوین)	اختلاف ارتفاع کف و سقف لایه وارونگی (متر)	خیزآهنگ دمای پتانسیل در لایه وارونگی بحرانی برحسب درجه کلوین در متر
۵ ژانویه ۲۰۱۴	۱۱۹۱	۱۵۵۰	۲۸۲	۲۸۹/۸	تابشی	۲/۸	۳۵۹	۰/۰۲
۱۶ فوریه ۲۰۱۳	۱۱۹۱	۱۴۸۴	۲۸۹	۲۹۳	سوسیدانس	۴	۲۹۳	۰/۰۱
۱۹ مارس ۲۰۰۹	۱۱۹۱	۱۵۷۲	۲۶۳/۷	۲۹۷/۵	تابشی	۳/۸	۲۶۹	۰/۰۱
۲۳ آوریل ۲۰۰۸	۱۱۹۱	۱۶۸۰	۳۰۵/۲	۳۰۷/۹	تابشی	۲/۷	۲۷۱	۰/۰۰۹
۱۸ می ۲۰۰۹	۱۲۱۱	۱۷۹۸	۳۰۱/۵	۳۱۳/۲	تابشی	۱۱/۷	۲۹۰	۰/۰۱۹
۴ ژوئن ۲۰۰۷	۱۱۹۱	۱۸۳۹	۳۰۸/۳	۳۱۱/۹	تابشی	۳/۶	۲۹۳	۰/۰۰۶
۹ جولای ۲۰۱۱	۲۸۴۵	۳۰۶۰	۳۱۹/۳	۳۲۲/۷	سوسیدانس	۳/۴	۲۱۵	۰/۰۱
۹ اگوست ۲۰۱۳	۳۲۰۴	۳۳۱۲	۳۱۶/۶	۳۱۹/۷	جبهه ای	۳/۱	۱۰۸	۰/۰۲
۱۶ سپتامبر ۲۰۰۹	۲۵۹۷	۲۷۱۱	۳۱۰/۴	۳۱۲	سوسیدانس	۲/۶	۱۱۴	۰/۰۲
۱۸ اکتبر ۲۰۱۰	۱۱۹۱	۱۵۴۲	۳۰۳/۶	۳۰۹/۲	سوسیدانس	۵/۶	۳۵۱	۰/۰۱
۲۲ نوامبر ۲۰۱۰	۱۱۹۱	۱۳۹۸	۲۶۸/۸	۲۸۸/۵	تابشی	۲/۷	۲۰۷	۰/۰۴
۹ دسامبر ۲۰۱۳	۱۱۹۱	۱۲۶۷	۲۹۲/۲	۲۹۴/۹	سوسیدانس	۲/۷	۷۶	۰/۰۲۶

ماه فوریه، میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل در لایه وارونگی بحرانی که از نوع فرونشینی هوای سرد یا سوسیدانس بوده است، برابر ۰/۰۲۴ درجه کلوین در متر بوده است و ضخامت لایه وارونگی ۶۶ متر کم‌تر از ماه ژانویه بوده است؛ یعنی سقف وارونگی بحرانی در این ماه ۱۴۸۴ به‌دست آمد. در ماه مارس، وارونگی بحرانی با سقف ۱۵۷۲ و با ضخامت ۳۸۱ متر مشاهده شد که میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل در آن برابر با ۰/۰۰۹۸ درجه کلوین در متر بوده است. در ماه آوریل، ضخامت لایه وارونگی بحرانی، برابر ۴۸۹ متر بوده و شیب افزایش دمای پتانسیل با افزایش ارتفاع در این لایه وارونگی، یا خیزآهنگ دمای پتانسیل برابر با ۰/۰۰۹ درجه کلوین در متر است که پایین‌تر از ماه‌های قبلی بوده است. در ماه می، ضخامت لایه وارونگی بحرانی به ۵۸۷ متر رسیده و سقف وارونگی در ارتفاع ۱۷۹۸ متری مشاهده شد، میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل در این لایه برابر با ۰/۰۱۹ درجه کلوین در متر بوده است. در ماه ژوئن که باز وارونگی بحرانی

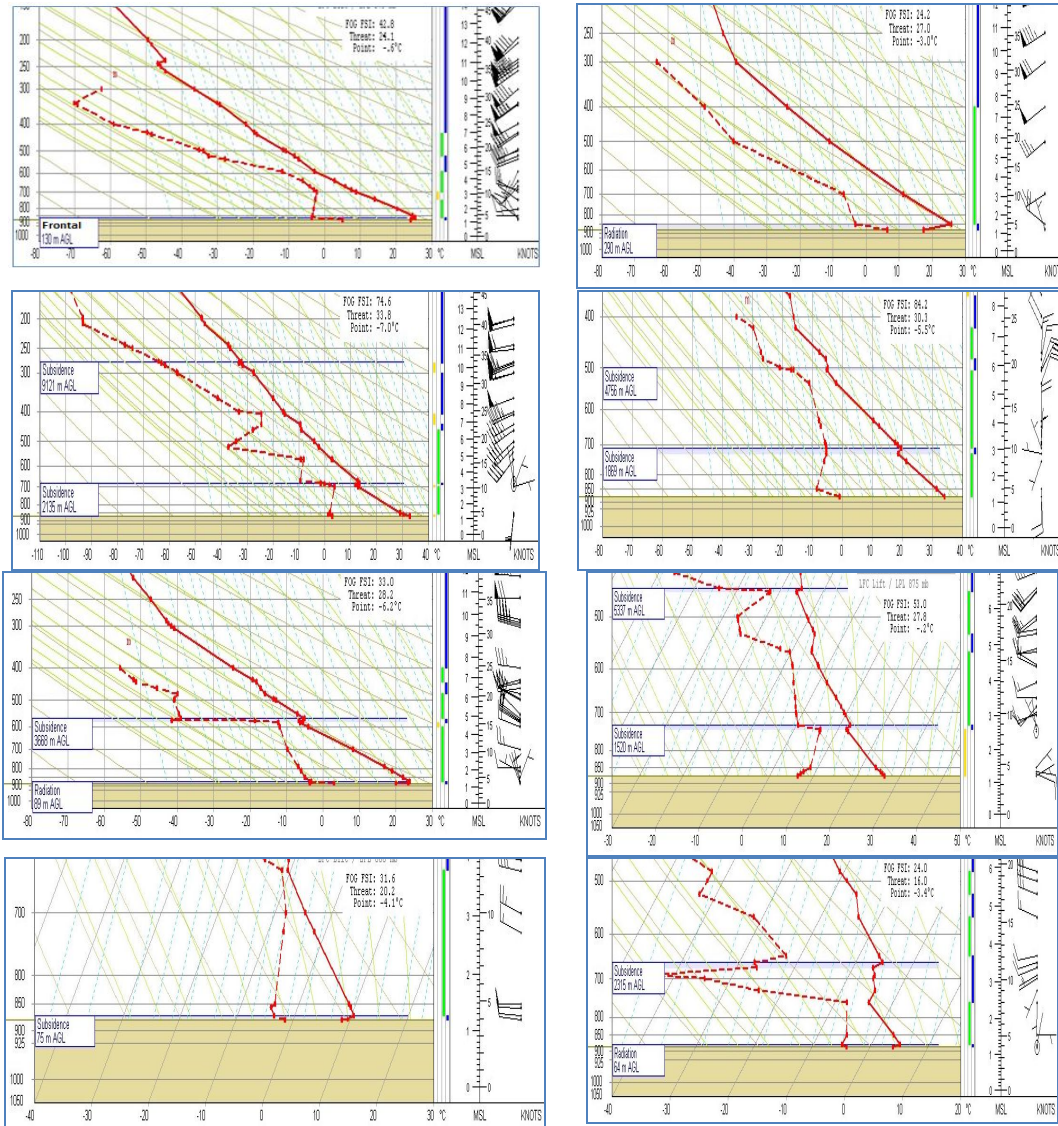
در روش هافتر پیشنهاد می‌شود که سقف لایه وارونگی بحرانی دمای پتانسیل، به‌عنوان سقف تقریبی لایه مرزی در نظر گرفته شود. همان‌طور که در جدول مشاهده می‌شود، روز ۵ ژانویه ۲۰۱۴ به‌عنوان نماینده ماه ژانویه که در آن وارونگی بحرانی مشاهده گردید انتخاب شد. در این روز، اولین وارونگی بحرانی دمای پتانسیل همان‌طور که در نمودار Skew\_T نیز مشاهده می‌شود، در ارتفاع ۱۱۹۱ متری مشاهده شد (کف لایه وارونگی بحرانی). سقف این وارونگی در ارتفاع ۱۵۵۰ متری بوده و ضخامت آن ۳۵۹ متر است. همان‌طور که در جدول بالا اشاره شده است، دمای پتانسیل کف و سقف این وارونگی، به‌ترتیب برابر با ۲۸۲ و ۲۸۹/۳ درجه کلوین است؛ یعنی ۲/۸ درجه کلوین اختلاف دمای سقف و کف لایه وارونگی بوده، با اعمال رابطه (۱) هافتر، میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل که به‌طور ضمنی نمایه پایداری هوا نیز می‌باشد، برابر ۰/۰۱۷ درجه کلوین در متر بوده که بزرگ‌تر از آستانه تعیین‌شده روش هافتر بوده است. در

روز ۱۶ سپتامبر ۲۰۰۹ که به‌عنوان نماینده ماه سپتامبر انتخاب شد، وارونگی بحرانی آشکار شده از نوع فرونشینی بوده و ارتفاع سقف آن برابر با ۲۷۱۱ متر بوده و ضخامت آن نیز برابر با ۱۱۴ متر بوده است. میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل در این لایه وارونگی برابر با ۰/۰۲۲ درجه کلوین در متر است. در ماه‌های اکتبر و نوامبر نیز که وارونگی‌های آشکار شده بحرانی از نوع تابشی بوده و ارتفاع سقف آن‌ها به ترتیب برابر با ۱۵۴۲ و ۱۳۹۸ متر بوده است و میزان ضخامت لایه وارونگی بحرانی آن‌ها به ترتیب برابر با ۳۵۱ و ۲۰۷ متر بوده است، خیزآهنگ دمای پتانسیل در لایه وارونگی روزهای نماینده این ماه‌ها به ترتیب برابر با ۰/۰۱۵ و ۰/۰۱۳ درجه کلوین در متر بوده است. در روز ۹ دسامبر ۲۰۱۳ به عنوان نماینده ماه دسامبر بر اساس نمودار Skew-T مربوطه وارونگی بحرانی از نوع فرونشینی آشکار شد که ارتفاع سقف آن در ۱۲۶۷ متری سطح زمین بوده و ضخامت آن برابر با ۷۶ متر است. میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل در این لایه وارونگی برابر با ۰/۰۲۶ درجه کلوین در متر بوده است. نمودارهای Skew\_T مربوط به روزهای یادشده در جدول (۱)، در شکل (۱) ارائه شده است.

آشکار شده از نوع تابشی بوده است، ضخامت آن برابر ۶۴۸ متر بوده است و ارتفاع سقف وارونگی از سطح زمین برابر ۱۸۳۹ متر بوده است. میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل در این لایه برابر با ۰/۰۰۶ درجه کلوین بر متر بوده است که بسیار پایین‌تر از ماه‌های قبلی است. در ماه جولای برخلاف ماه‌های قبل، ارتفاع کف وارونگی بحرانی آشکار شده بسیار بالاتر بوده و برابر با ۲۸۴۵ متر است و سقف آن نیز در ارتفاع ۳۰۶۰ متری واقع شده است، میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل در این لایه برابر با ۰/۰۱۶ درجه کلوین بر متر است که در مقایسه با ماه‌های قبل نسبتاً بالاست. نوع وارونگی بحرانی آشکار شده این ماه همانند ماه فوریه از نوع فرونشینی یا سوبسیدانس هوای سرد بوده است. در ماه اوت، روز ۹ اوت ۲۰۱۳ انتخاب شد. وارونگی بحرانی آشکار شده در این روز، از نوع جبهه‌ای بوده است که بسیار مرتفع‌تر از ماه‌های قبلی بوده است. در این ماه، ارتفاع سقف لایه وارونگی به ۳۲۱۲ متر رسیده و ضخامت آن برابر با ۱۰۶ متر بوده است. میزان خیزآهنگ دمای پتانسیل در این لایه وارونگی بالاتر از همه ماه‌ها بوده و برابر با ۰/۰۳ درجه کلوین در متر بوده و نشان از شدت پایداری هوا در این لایه دارد.







شکل ۳: نمودارهای مربوط به پیمایش‌های قائم جو (SKEW-T) برای روزهای ارائه شده در جدول (۱) به ترتیب از بالا سمت راست برای ژانویه تا دسامبر

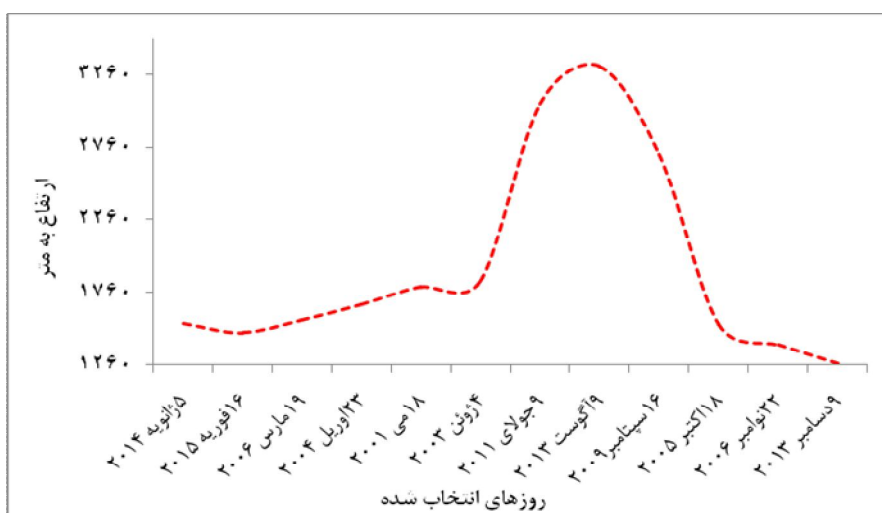
فرونشینی و جبهه‌ای بوده است که دارای ضخامت کم و خیزآهنگ دمای پتانسیل بالایی بوده است. در این تحقیق مشاهده شد که در غالب ماه‌ها، وارونگی‌های آشکار شده بر اساس پیمایش‌های قائم جوی، از نوع تابشی بوده که مشخصه بارز آن‌ها - همان‌طور که در جدول (۱) مشاهده شد - ضخامت زیاد و خیزآهنگ دمای پتانسیل پایین است، در حالی که در وارونگی‌های ناشی از فرونشینی هوا، مهم‌ترین ویژگی آن‌ها، ضخامت کم و خیزآهنگ پتانسیل بالاست. بنابراین از آنجا که خیزآهنگ دمای پتانسیل را می‌توان به‌عنوان شاخصی برای سنجش شدت

در شکل (۲)، ارتفاع سقف هر کدام از وارونگی‌های بحرانی آشکار شده، به‌عنوان ارتفاع لایه مرزی آن روز در موقعیت ایستگاه هواشناسی مهرآباد در نظر گرفته شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، پایین‌ترین ارتفاع لایه مرزی مربوط به ماه‌های دسامبر و فوریه بوده که وارونگی بحرانی آن‌ها از نوع فرونشینی هوای سرد بوده است و به ترتیب برابر با ۱۲۶۷ و ۱۴۸۹ متر بوده است. بالاترین ارتفاع لایه مرزی بر اساس روش اجرا شده در این تحقیق مربوط به ماه‌های جولای و اوت است که به ترتیب برابر با ۳۲۶۰ و ۳۳۱۲ متر بوده است. وارونگی این دو روز نیز به ترتیب از نوع



عمل کرده است و با اطمینان بالاتری می‌توان گفت که سقف لایه وارونگی، سقف لایه مرزی است، در حالی که در زمستان و به‌ویژه در وارونگی‌های تابشی، شدت خیزآهنگ دمای پتانسیل کم‌تر بوده و بنابراین ممکن است سقف لایه مرزی دقیقاً منطبق بر سقف وارونگی بحرانی تابشی نباشد.

پایداری هوا نیز در نظر گرفت، باید گفت که در ماه‌های تابستان که همراه با وارونگی‌های فرونشینی بوده‌اند و خیزآهنگ دمای پتانسیل در آن‌ها بسیار بالا بوده است، هوا در لایه وارونگی از پایداری بالایی برخوردار بوده و لایه وارونگی به عنوان یک درپوش قوی برای جلوگیری از گسترش و رشد لایه اختلاط



شکل ۴: نمودار مربوط به ارتفاع لایه مرزی برای روزهای ارائه‌شده (ژانویه تا دسامبر)

گفت که مرز لایه مرزی منطبق بر سقف لایه وراونه بوده است و روش به کار گرفته شده در این نوع وارونگی‌ها، کارایی بیشتری برای تعیین ارتفاع لایه مرزی دارد. ارتفاع لایه مرزی به‌ویژه در زمستان می‌تواند به‌عنوان یکی از پیش‌هشدارهای تشدید آلودگی‌ها و آرایش غلظت آلاینده‌ها در نزدیک سطح زمین، مورد توجه برنامه‌ریزان کنترل ترافیک برای تنظیم طرح‌های ترافیکی و یا کار صنایع آلوده‌کننده به کار گرفته شود. با دانستن رفتار زمانی - مکانی ارتفاع لایه مرزی و در نظرگیری آن برای برنامه‌ریزی کار صنایع آلوده‌کننده و طرح‌های ترافیکی کلان‌شهر تهران، می‌توان از ایجاد شرایط آلودگی بحرانی جلوگیری کرد و خسارات جانی و مالی آن را به حداقل رساند.

#### منابع

۱. احمدی گیوی، فرهنگ؛ سمانه ثابت قدم و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی. ۱۳۸۸. بررسی نوسان عمق لایه آمیخته جو شهری تهران با استفاده از مدل MM5 و

#### جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این تحقیق که با هدف ارزیابی ماهانه ارتفاع لایه مرزی با استفاده از روش‌ها فتر که مبتنی بر تحلیل پروفایل عمودی دمای پتانسیل بود، مشاهده شد که ارتفاع لایه مرزی در ماه‌های تابستان به بیش از ۲۷۰۰ متر رسیده و در برخی ماه‌ها مانند جولای و اوت به بالای ۳۰۰۰ متر می‌رسد، در حالی که در ماه‌های زمستان، این ارتفاع بر اساس ارتفاع سقف لایه وارونگی‌های بحرانی نماینده انتخاب شده، به کم‌تر از ۲۰۰۰ متر رسیده و در برخی ماه‌ها مانند دسامبر و فوریه به زیر ۱۵۰۰ متر نیز رسیده است. نکته‌ای که باید ذکر شود این است: از آنجا که خیزآهنگ دمای پتانسیل را می‌توان به عنوان معیاری برای پایداری هوا در نظر گرفت، در وارونگی‌های بحرانی ناشی از فرونشینی هوای سرد، میزان این خیزآهنگ بسیار بالاتر از روزهای همراه با وارونگی بحرانی نوع تابشی بوده است. از این‌رو در روزهای هر ماه با وارونگی فرونشینی می‌توان با اطمینان بیشتری

14. Lin, Jin-Tai, Michael MaElroy, B. 2010. "Impacts of boundary layer mixing on pollutant vertical profiles in the lower troposphere: Implications to satellite remote sensing". *Atmospheric Environment*, 44: 1726–1739.
15. Liu S., and Liang, X.Z. 2010. "Observed Diurnal Cycle Climatology of Planetary Boundary Layer Height.", *Journal of Climate* 23: 5790–5807.
16. Marsik F.J., Fischer, K.W. McDonald, T.D. and Samson, P.J. 1995. "Comparison of Methods for Estimating Mixing Height Used During the 1992 Atlanta Field Intensive." *Journal of Applied Meteorology*, 34(8): 1802–1814.
17. Panofsky, H.A., and Dutton, J.A. 1984. *Atmospheric turbulence*. New York, Willey & Sons, Inc, 397pp.
18. Seibert P., Beyrich, F., Gryning, S.E., Joffre, S., Rasmussen, A. and Tercier, P. 2000. "Review and Inter comparison of Operational Methods for the Determination of the Mixing Height." *Atmospheric Environment*, 34(7):1001–1027.
19. Sandro Finardi, and Umberto Pellegini, 2002. Systematic Analysis of meteorological conditions causing severe urban air pollution episodes in the central PO Valley, ARIANET, via Gilino 9, 20128 Milano, Italia.
20. Stull, Roland, 1997. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Boston: Kluwer Academic Publishers. p. 442.
21. Stull, R.B. 2000. *Meteorology for scientists and engineers*, Brooks Cole, 502pp.
22. Stull, R.B. 1993. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic publishers.
23. Stull, R.B. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht, Kluwer Academic publishers. 670pp.
24. Wyngaard, John C., Richard A. Brost 1983. "Top-down and bottom-up Diffusion of a scalar in the convective boundary layer". *Journal of the atmospheric sciences*. 1(41): 102–112.
25. Yamada, T. 1979. Prediction of the nocturnal surface inversion height, *J. Appl. Met.*, 18: 526-531.
- عوامل مؤثر در آن، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۲، صص ۱۰۵–۱۱۷.
۲. علی اکبری بیدختی، عباسعلی و تاج‌الدین بنی‌هاشم. ۱۳۷۶. لایه آمیخته شهری و آلودگی هوا، مجله محیط شناسی، شماره ۲۰، صص ۵۱–۶۱.
3. Deardroff, J.W. 1974. Three dimensional numerical study of the height and mean structure of heated planetary boundary layer, pp: 25-35
4. Hanna, S.R. 1969. The thickness of the planetary boundary layer, *Atmos, Environ.* 3: 519-536.
5. Heffter, J.L. 1980. Transport Layer Depth Calculations, Second Joint Conference on Applications of Air pollution Meteorology, New Orleans, LA.
6. Holtslag, A.A.M., and Boville, B.A. 1993. "Local versus Nonlocal Boundary-Layer Diffusion in a Global Climate Model". *Journal of Climate* 6: 1825–1842.
7. Holzworth, G. 1967. Mixing depths, Wind speeds and air pollution potential from selected Locations in the United States, *J., Appl. Met.*, 6: 1039-1044.
8. Hong, Song-You, Hua-Lu, Pan 1996. "Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model". *Monthly Weather Review*, 124: 2322–2339.
9. Igor Pesenson, 2002. Implementation and evaluation of the Heffter Method to calculate the height of the planetary boundary layer above a southern Great Plains site, <http://escholarship.org/uc/item/6pp1d93m>
10. Jensen, Michael 2008. "Investigation of Regional and Seasonal Variations in Marine Boundary Properties from MODIS Observations". *Journal of Climate* 21: 4995–4973.
11. Kaimal, J.C., Wyngaard, D., Haugen, A., Coté, O.R., Izumi, Y. Caughey, S.J. and Readings, C.J. 1976. Turbulence Structure in the Convective Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 33: 2152–2169.
12. Kienzel, M. 1990. Development and Application of the potential Instability Mixing Depth Estimation Technique (PIMIX), ARS-90-24, ENSCO, INC.
13. Kienzel, M., Atchinson, K., and Masters, S. 1985. Worldwide Climatological Maximum Mixed: Layer heights, DCS-ATR-84-74, ENSCO, INC.