

غلظت گاز رادن به عنوان شاخصی از اغتشاشات جوی، پایداری و وارونگی هوا در شهر شیراز

سیمین مهدی زاده^۱ و حسین اوجی^۱ و رامین مستمند^۲

۱- مرکز تحقیقات تابش دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز

۲- اداره کل هواشناسی استان فارس

چکیده

مطالعه غلظت گاز رادن - ۲۲۲ در اتمسفر، اطلاعاتی در رابطه با پایداری و اغتشاش هوا در لایه های تحتانی جو و همچنین حرکات توده های هوا و منشا آن در حالت های خرد مقیاس هواشناسی به ما می دهد. اندازه گیری غلظت رادن در ساعات مختلف شبانه روز و بدست آوردن رابطه آن با سرعت باد در یک منطقه خاص و محدود (شرایط کوچک مقیاس هواشناسی) جهت تعیین زمان و ارتفاع لایه وارونگی هوا و در نهایت پیش بینی مناطقی که پتانسیل آلودگی را دارند بسیار سودمند و مفید می باشد. علاوه بر این رادن - ۲۲۲ ردیاب با ارزشی جهت مطالعه انتقال و حرکات توده های هوا در مسافتهای طولانی نیز می باشد. با جمع آوری داده های اندازه گیری غلظت رادن در ساعات مختلف شبانه روز و پیدا نمودن رابطه آن با متغیرهای جوی می توان تغییرات فصلی را بر اساس غلظت رادن مطالعه نمود.

این تحقیق نتیجه یک کار مشترک بین مرکز تحقیقات تابش دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز و اداره کل هواشناسی استان فارس می باشد. نتایج این تحقیق حاکی از آن است که مقادیر حداقل غلظت گاز رادن در هوای آزاد، در حوالی ۳ تا ۶ بعدازظهر و مقادیر حداکثر در حوالی ۸-۵ صبح روی می دهد همچنین با افزایش دما غلظت رادن رو به کاهش می گذارد و بالعکس. به نحوی که در شرایط حضور وزش باد غلظت رادن کاهش یافته و با افزایش سرعت باد کاهش غلظت گاز رادن افزایش می یابد و بالعکس.

کلمات کلیدی: غلظت رادن - ۲۲۲، وارونگی دما، اغتشاشات جوی

مقدمه

توده های هوا شامل حجمی از هوا است که وسعت چند هزار کیلومتر مربع را در بر می گیرد و ارتفاع آن نیز چند صد کیلومتر می باشد. حرکت توده های هوا بر اساس نقشه های پیش یابی و جبهه های هوای سرد و گرم صورت می گیرد که فاکتورهائی مانند فشار، دما، سمت و سرعت باد و رطوبت در آن منظور می گردد. ماهیت این توده ها شامل کلیه ذرات موجود در هوا مانند بخار آب و گازها و توده های ابری شکل و گردو غبار می باشد. توده های هوا در اثر حرکت در مناطق مختلف تغییر می کند مثلاً از توده های دریایی به توده های قاره ای تبدیل می گردد. مرز بین دو توده هوا با شرایط متفاوت را جبهه هوا گویند که در اثر واکنشهای توده های هوا، حالت های ناپایداری رخ می دهد که منجر به بارندگی رگباری و وزش باد شدید و طوفان می شود.

وارونگی هوا یعنی شرایطی که در آن به جای کاهش دما با ارتفاع، افزایش ناگهانی در دمای هوا مشاهده می شود از پایداری هوا ناشی می شود زیرا یک توده هوای گرم بالای توده هوای سرد قرار دارد که در اثر آن غلظت آلاینده ها و گرد و غبار افزایش می یابد .

این شرایط فقط با فاکتور دما مشخص و اندازه گیری می شود و معمولاً در ارتفاعهای کم و در حدود صد تا دویست متر و حتی در بعضی نقاط و زمانهای خاص کمتر از صد متر نیز رخ می دهد .

آشکارترین فاکتور موثر بر آلودگی هوا کمیت آلاینده منتشر شده در هوا می باشد . اگر هوایی که آلوده است پراکنده نشود هوا سمی تر خواهد شد . دو عامل موثر در پراکندگی ذرات آلوده عبارتند از :

۱- سرعت باد ۲- پایداری هوا

سرعت باد میزان اختلاط اولیه آلودگی با هوا را کنترل می کند در حالیکه پایداری اتمسفر تعیین کننده وسعت یا اندازه یا مقدار گستره ای است که حرکت قائم هوا سبب اختلاط آلودگی با هوای تمیز و پاک بالایی خواهد شد . فاصله عمودی بین سطح زمین و ارتفاعی که جابجایی عمودی در آن گسترش می یابد ارتفاع اختلاط^۱ نامیده می شود [۲] . بطور کلی هر چه ارتفاع اختلاط بیشتر باشد کیفیت هوا بهتر خواهد بود . زمانی که ارتفاع اختلاط چندین کیلومتر است آلودگی ها در حجم زیادی از هوای تمیزتر رقیق می شوند و زمانی که ارتفاع اختلاط کم باشد آلودگی در حجم محدودی از هوای تمیز مخلوط می گردد که برای سلامتی زیان آور می باشد [۱] .

پدیده وارونگی اصولاً بعد از چند روز تابش شدید خورشید و شبهای صاف بدون باد رخ می دهد که ارتفاع آن بعضاً به چند صد متر هم می رسد. در این شبها لایه مرزی جوی (PBL)^۲ به لایه های مجزا تفکیک می گردد ، لایه پایدار شبانه (NSL)^۳ در قسمت پایین همراه با وارونگی دما و در بالای آن لایه های دیگر قرار می گیرند که مدام با لایه های بالایی (PBL) مخلوط می گردند [۳] .

جالبترین جنبه مطالعه شرایط گاز رادن در این شبها اینست که رادن گسیلی از خاک در لایه NSL جمع گردیده تا جایی که به بالاترین غلظت ممکن یعنی بالای $15-50 \text{ Bq/m}^3$ می رسد . این افزایش شبانه در هنگام وزیدن بادهای شدید و همچنین بارندگی رخ نمی دهد [۴ و ۵] .

در تحقیق حاضر که طی سالهای ۱۳۸۴ و ۱۳۸۵ در مرکز تحقیقات تابش دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز و با همکاری سازمان هواشناسی فارس انجام شده است ، سعی گردید غلظت گاز رادن در هوای آزاد در شهر شیراز ، به صورت online اندازه گیری و تغییرات آن در طول شبانه روز و روزهای مختلف در چند ماه گوناگون با تغییرات پارامترهای مختلف هواشناسی از جمله تغییرات دما و سرعت باد مورد مطالعه قرار گیرد .

1. (Mixing depth)
2. (planetary Boundary layer)
3. (Nocturnal Stable Layer)

مواد و روشها اطلاعات و دیتا مربوط به گاز رادن توسط دستگاه اندازه گیر غلظت گاز رادن Sliena Prossi موجود در مرکز تحقیقات تابش دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز در ساعت متوالی شبانه روز و در ماههای مختلف ثبت گردیده است ، اطلاعات مربوط به دما نیز توسط یک دستگاه ترموگراف و اطلاعات مربوط به سرعت باد نیز توسط دستگاههای اندازه گیری موجود در اداره کل هواشناسی استان فارس ثبت و ضبط گردیده اند .

هوا توسط یک پمپ با آهنگ مکش $31/min$ به داخل دستگاه Sliena Prossi مکیده می شود. این دستگاه به دو صورت مداوم و نمونه گیری عمل می کند که در حالت مداوم نمونه هوا به طور پیوسته از میان آشکارساز عبور داده می شود و غلظت و چگالی گاز رادن در هر ۵ دقیقه تعیین می گردد . در حالت نمونه گیری یک نمونه هوا مکش شده در یک بازه زمانی از پیش معلوم اندازه گیری می شود و چگالی گاز رادن محاسبه می گردد . دستگاه ترموگراف مدل Lambricht دستگاهی است که دمای هوا را به صورت پیوسته در محدوده $20^{\circ}C$ تا $60^{\circ}C$ را بر روی صفحات مدرج مناسب ثبت می نماید .

در این تحقیق غلظت گاز رادن در یک ایستگاه بر پا شده در اداره کل هواشناسی استان فارس طی ماههای اسفند ۸۴ تا خرداد ماه ۸۵ به کمک دستگاه PRASSI و با روش نمونه گیری به صورت ۲۴ ساعته در طول هر شبانه روز اندازه گیری و ثبت گردید همچنین کلیه مقادیر متغیرهای هواشناسی در طول این مدت توسط دستگاههای اداره هواشناسی اندازه گیری و ثبت می شد و در نهایت داده های بدست آمده مورد آنالیز قرار گرفت .

نتایج و بحث

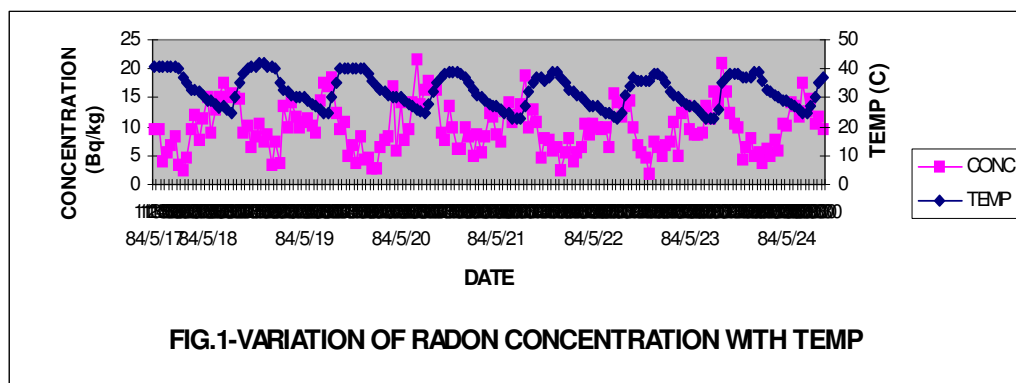
همانطور که در شکل (۱) نشان داده شده است با افزایش دما غلظت گاز رادن رو به کاهش می گذارد و در ناحیه ماگزیمم دما میزان غلظت گاز رادن به می نیمم مقدار خود می رسد و بر عکس با کاهش دما غلظت گاز رادن رو به افزایش می گذارد و در ناحیه می نیمم دما میزان غلظت گاز رادن به ماگزیمم مقدار خود می رسد .

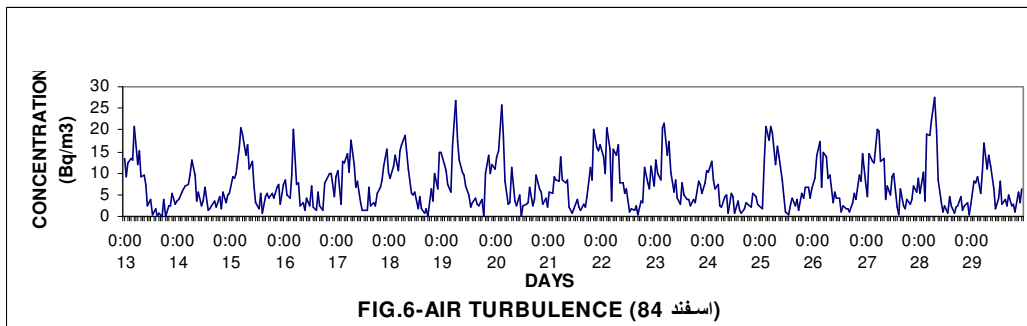
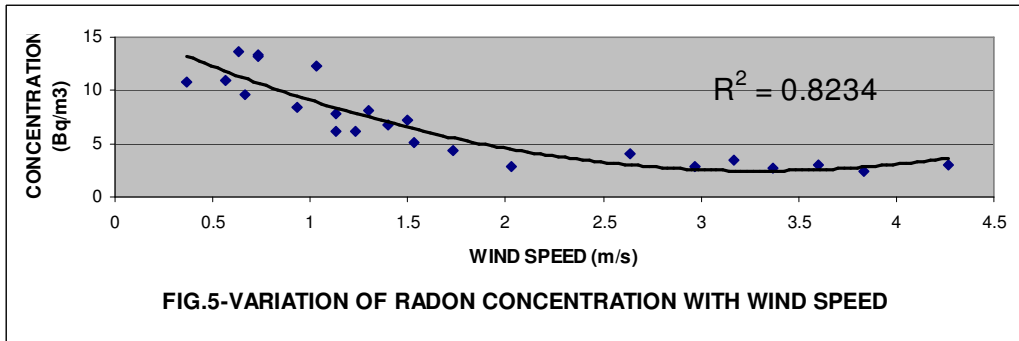
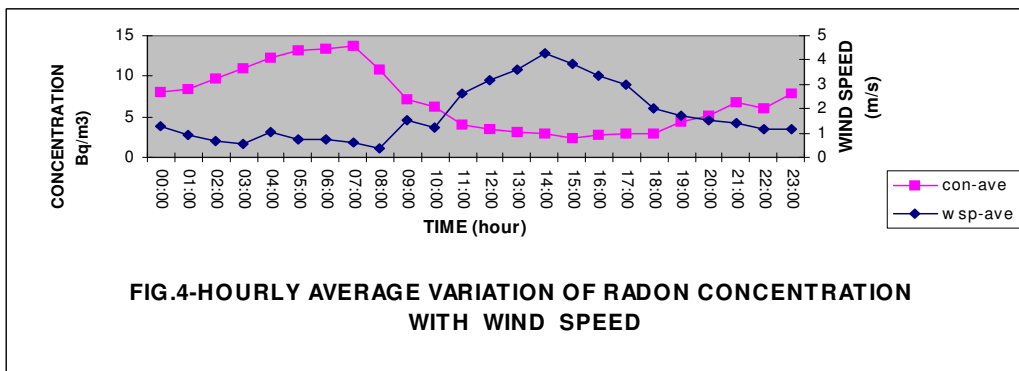
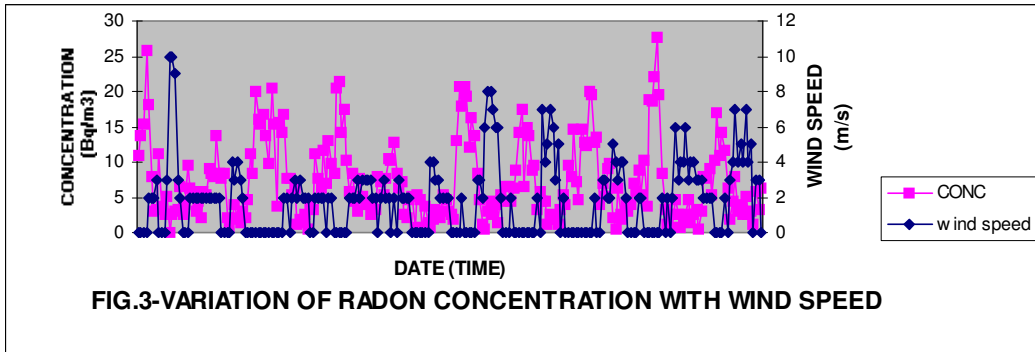
در شکل (۲) نیز این تغییرات را به وضوح مشاهده می کنیم در حوالی حدود ساعت ۸-۴ صبح که دما کمترین مقدار خود را داراست میزان غلظت گاز رادن به بالاترین مقدار خود می رسد و برعکس در حوالی ساعات ۱۵-۱۸ بعد از ظهر میزان غلظت گاز رادن به می نیمم مقدار خود می رسد . شکل (۳) تغییرات غلظت گاز رادن را همراه با تغییرات سرعت باد در ساعات مختلف شبانه روز نمایش می دهد . همانطور که از این شکل پیداست ، در ساعاتی که وزش باد را داریم غلظت رادن کاهش می یابد و هرچه سرعت باد بیشتر باشد میزان غلظت گاز رادن کاهش بیشتری را نشان می دهد .

در شکل های ۴ و ۵ میانگین ساعتی تغییرات غلظت گاز رادن و میانگین ساعتی تغییرات سرعت باد بر اساس ساعت‌های مختلف شبانه روز نمایش داده شده، که به وضوح نکته فوق را تایید می نماید .

شکل های ۶ الی ۹ الگوی تغییرات غلظت گاز رادن در طی ۴ ماه مختلف را در شهر شیراز نشان می دهد که بر اساس آن می نیمم غلظت گاز رادن از صفر تا ماگزیمم مقدار آن یعنی 28.37 Bq/m^3 نمایش داده شده است .

افزایش غلظت گاز رادن در ساعات عصر، نشان دهنده شکل گیری لایه NSL در ساعات اولیه شب و از هم پاشیدگی آن در ساعات اولیه صبح (کاهش غلظت رادن بعد از ساعت ۷ صبح) می باشد . با توجه به شکل های فوق در بعضی از روزها در اواخر عصر افزایش ناگهانی در غلظت گاز رادن مشاهده می نمایم که بیانگر افزایش تجمع گاز رادن در لایه NSL می باشد . این افزایش ناگهانی بروز پدیده وارونگی دما و افزایش شدید آلاینده ها را نشان می دهد که می تواند بسیار مضر و خطرناک باشد (شکل های ۱۰-۱۴) . در مجموع می توان چنین نتیجه گرفت که با اندازه گیری غلظت گاز رادن در ایستگاههای مختلف می توان متغیرهای هواشناسی و شرایط پایداری و اغتشاش جوی را پیش بینی و درنهایت از بروز زینهای ناشی از وارونگی دما و افزایش آلاینده های جوی جلوگیری نمود . مطالعه غلظت رادن در مناطقی با جغرافیای طبیعی پیچیده ، به ما این امکان را میدهد که شرایط پراکنده جوی را تعیین نموده و بر اساس آن حرکت توده های هوا را مشخص نمایم .





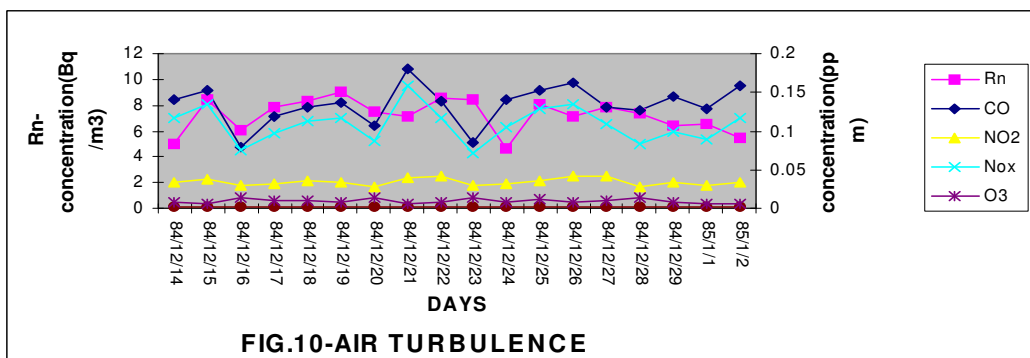
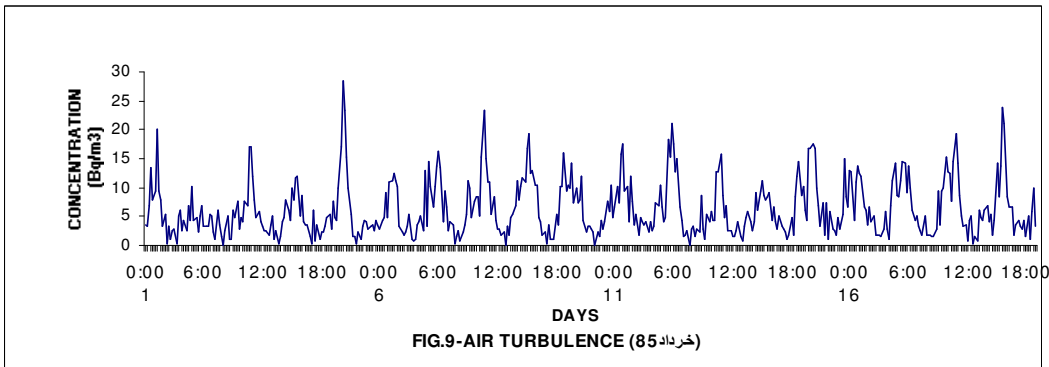
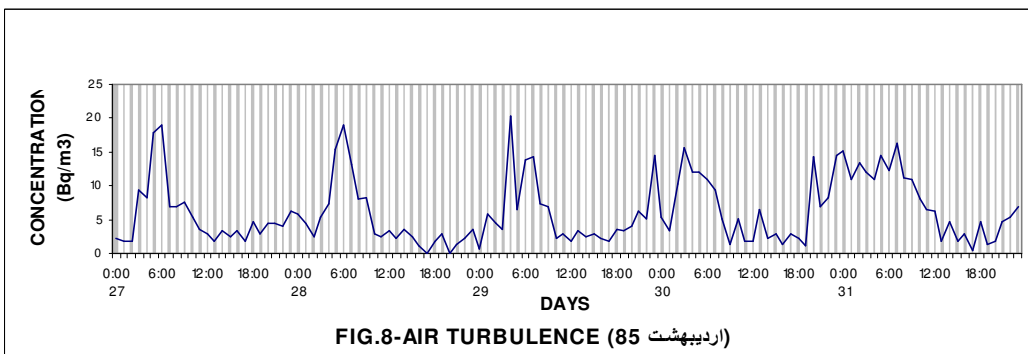
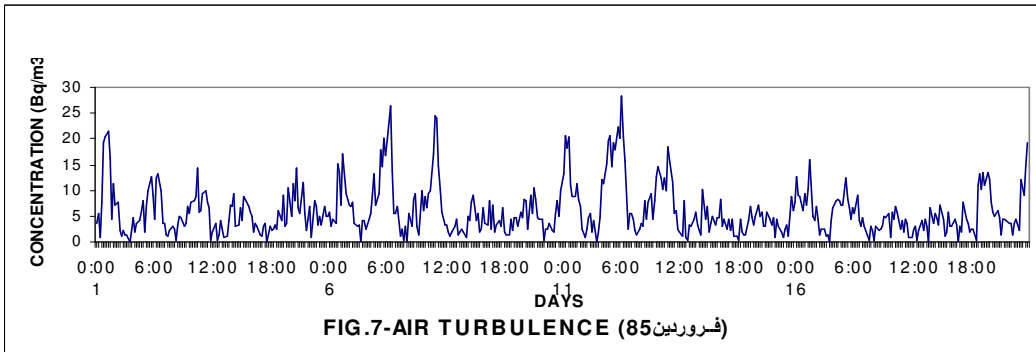
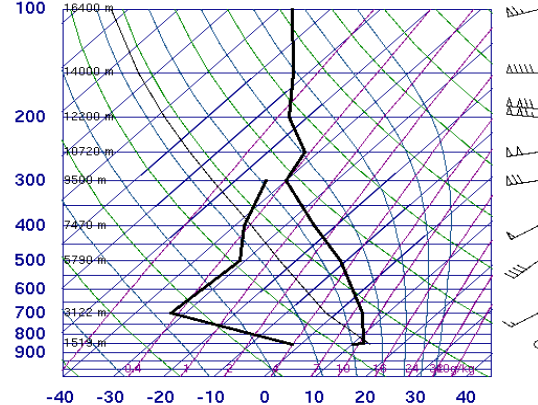




FIG.11-AIR TURBULENCE

FIG.12-AIR TURBULENCE

40848 OISS Shiraz

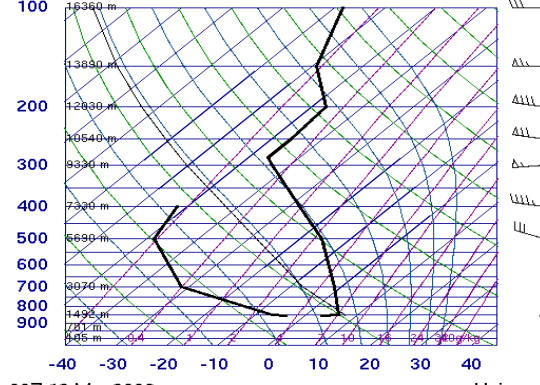


SLAT	29.53
SLON	52.59
SELV	1484.
SHOW	11.12
LIFT	12.03
LFTV	11.94
SWET	62.16
KINX	-17.5
CTOT	8.30
VTOT	23.30
TOTL	31.60
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFVC	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	262.8
LCLP	629.3
MLTH	300.0
MLMR	2.91
THCK	-9999
PWAT	4.97

00Z 10 Mar 2006

University of Wyoming

40848 OISS Shiraz



SLAT	29.53
SLON	52.59
SELV	1484.
SHOW	12.43
LIFT	12.87
LFTV	12.78
SWET	38.85
KINX	-14.5
CTOT	9.10
VTOT	22.10
TOTL	31.20
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFVC	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	259.7
LCLP	648.3
MLTH	294.0
MLMR	2.19
THCK	5585.
PWAT	3.04

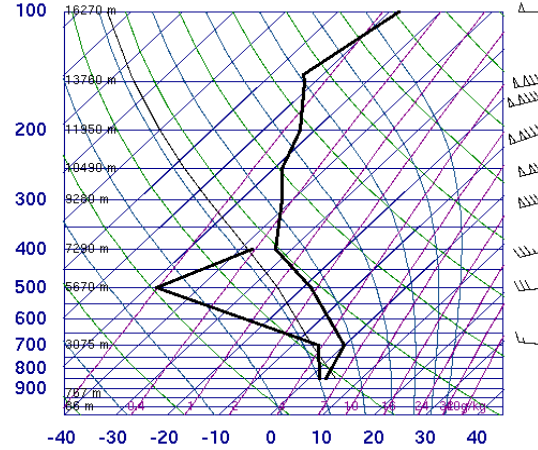
00Z 12 Mar 2006

University of Wyoming

FIG.13-AIR TURBULENCE

FIG.14-AIR TURBULENCE

40848 OISS Shiraz

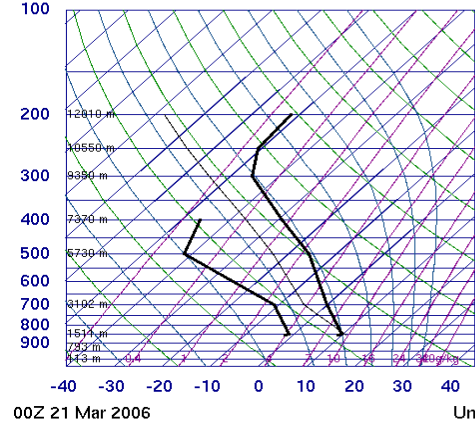


SLAT	29.53
SLON	52.59
SELV	1484.
SHOW	7.44
LIFT	6.56
LFTV	6.42
SWET	54.34
KINX	18.60
CTOT	20.40
VTOT	21.50
TOTL	41.90
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFVC	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	273.7
LCLP	803.2
MLTH	291.4
MLMR	5.01
THCK	5584.
PWAT	11.07

00Z 19 Mar 2006

University of Wyoming

40848 OISS Shiraz



SLAT	29.53
SLON	52.59
SELV	1484.
SHOW	7.34
LIFT	7.36
LFTV	7.21
SWET	36.91
KINX	13.30
CTOT	14.50
VTOT	25.50
TOTL	40.00
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFVC	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	268.2
LCLP	699.0
MLTH	297.2
MLMR	3.85
THCK	5617.
PWAT	7.90

00Z 21 Mar 2006

University of Wyoming

References

1. Sesana, L., Ottobri, B., Polla, G., Facchini, U., 2005 ^{222}Rn as indicator of atmospheric turbulence : Measurements at Lake Maggiore and on the pre-Alps. Journal of Environmental Radioactivity 86(2006) 271-288.
2. Fontan, J., Guedalia, D., Druilhet, A., Lopez, A., 1979. Une me'thode de mesure de la stabilite' verticale de l'atmosphere' re'pre's du sol. Boundary-Layer Meteorology 17, 3e14.
3. Stull, R.B., 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Department of Meteorology, University of Wisconsin, Atmospheric Sciences Library.
4. Kataoka, T., Tsukamoto, O., Yunoky, E., Michihiro, K., Sugiyama, H., Shimizu, M., Mori, T., Sahashi, K., Fuji, S., 1992. Variation of ^{222}Rn concentration in outdoor air due to variation of the atmospheric boundary layer. Radiation Protection Dosimetry 45 (1/4), 403e406.
5. Kataoka, T., Yunoky, E., Shimizu, M., Mori, T., Tsukamoto, O., Ohhashi, Y., Sahashi, K., Maitani, T., Fuiikawa, Y., Kudo, A., 1998. Diurnal variation in radon concentration and mixing-layer depths. Boundary-Layer Meteorology 89, 225e250.