Archive of SID

پژوهش های جغرافیایی ـ شمارهٔ ۵۱، بهار ۱۳۸٤
صص ۹۳-۸۵

محاسبهٔ آب بارش شو ، میانگین دمای جو و شکست آتمسفری با داده های کاوشگر

محمّد مرادی* - دانشجوی دکترای هواشناسی، واحد علوم وتحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی و کارشناس مرکز پیش بینی سازمان هواشناسی

پذیرش مقاله : ۸۲/۶/۱۷

چکیده

یکی از فراسنج هایی که بدون اثر شار رطوبت می تواند در تخمین بارش بکار گرفته شود ، مجموع جرم بخار آب موجود در جو در یک محلّ خاص از سطح زمین تا پایان جوّ است که آب بارش شو نامیده می شود. در این بررسی داده های ایستگاه کاوش جوّ مهرآباد در دورهٔ آماری چهارده ساله از سال ۱۹۹۵ تا ۱۹۸۲ مورد تحلیل قرارمی گیرد و آب بارش شو ، دمای میانگین جوّ و شکست آتمسفری در این ایستگاه در ماه های مختلف سال بدست می آید . بر اساس کاهش و افزایش انحراف معیار به میانگین ، دوره های خیلی خشک تا خیلی تر و نیز خیلی سرد تا خیلی گرم دسته بندی می شوند. برای آزمون نتایج بدست آمده ، داده های ماه ژانویهٔ سال ۱۹۹۹ نیز بررسی می شوند و آب بارش شو ، میانگین دمای جوّ و شکست آتمسفری در این ماه محاسبه و با میانگین آب بارش شو و نیز میانگین دمای جوّ مقایسه می شوند .بررسی نشان می دهد که این ماه از نظر بارش در حدّ میانگین است و در دورهٔ خیلی سرد تا سرد قرار می گیرد . به علاوه، بررسی مجموع آب بارش شو و بارش بیانگر این مهم است که بدون اثر فرارفت رطوبت ، ۷/٦ درصد آب بارش شو به صورت بارش ریزش کرده است.

واژگان کلیدی: آب بارش شو ، شکست آتمسفری ، میانگین دمای جو.

مقدّمه

بررسی مجموع جرم بخار آب موجود در جوّ در یک محلّ خاص ، برای برآورد مقدار بارش در آن محل همواره مورد توجّه پژوهشگران هواشناسی و آب شناسی قرار گرفته است . یکی از فراسنج هایی که بدون اثر شار رطوبت می تواند در تخمین بارش بکار گرفته شود ، مجموع جرم بخار آب موجود در جو در یک محلّ خاص از سطح زمین تا پایان جوّ است که آب بارش شو نامیده می شود و معمولاً در عرض های میانی مقدار آن یک تا پنج سانتی متر است و با رابطهٔ زیر بیان می شود (کارلسون ۱۹۹۱ ، ص ۱۰۱):

$$P_{\omega} = -\frac{1}{\rho_{\omega} g_m} \int q dp \quad (۱)$$

که در آن P_W آب بارش شو ، $\rho_{\omega} = 1000 kgm^{-3}$ چگالی آب و q نم ویژه است که از رابطهٔ زیر بدست می آید (هورلی ۱۹۹۵ ، ص ۲۹۰) :

$$q = q(T_d) = \frac{0.622 e_s(T_d)}{[p - 0.378 e_s(T_d)]} \quad (۲)$$

* E-mail:moradi_m@irimet.net

www.SID.ir

Archive of SID

$e_s(T_d)$ نیز فشار بخارآب به صورت زیر است (راجر ۱۹۹۶ ، ص ۱۴و مرادی و همکاران ۱۳۸۰ ، ص ۳۰) :

$$e_s(T_d) = 6.11\mathrm{Exp}[\frac{L_v}{R_v}(\frac{1}{273.15} - \frac{1}{T_d})] \quad (۳)$$

T_d دمای نقطهٔ شبنم ، p فشار هوا ، $L_v = 2.5 \times 10^6\ \mathrm{jkkg^{-1}}$ گرمای نهان تبخیر ، $R_v = 461.5\ \mathrm{jkkg^{-1}}$ ثابت ویژهٔ گاز برای بخار آب و g_m میانگین شتاب جاذبهٔ زمین برحسب متر بر مجذور ثانیه است که برای هر محلّ خاص با مشخّصات عرض جغرافیائی ϕ و ارتفاع H به صورت زیر بدست می آید (هیرینگ وهمکاران ۱۹۹۹ ، ص ۵) :

$$g_m = 9.8062[1 - 0.00265\cos(2\varphi 2 - 3.1\times10^{-7}(0.9H + 7300)] \quad (۴)$$

به دلیل کاهش شدید نم ویژه با ارتفاع و جزئی بودن سهم جرم بخار آب موجود در ارتفاعات بالای هشت کیلومتری سطح زمین ، به گونه ای که نود درصد آب بارش شو درترازهای زیر پانصد هکتوپاسکالی وجود دارد (راسموسون ۱۹۷۷ ، ص ۱۳) ، با انتگرال گیری از معادلهٔ (۱) روی ترازهای معیار و قابل ملاحظهٔ جوّ ازسطح زمین تا تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال آب بارش شو محاسبه می شود . به دلیل ارتباط آب بارش شو با دمای نقطهٔ شبنم (اسمیت ۹۶۶ ، ص ۷۲۶) در ایستگاه های همدیدی که کمّیّت های دما و دمای نقطهٔ شبنم را به طور مستقیم اندازه گیری می کنند، یک رابطهٔ کاربردی ومناسب برای محاسبهٔ آب بارش شو بر حسب میلی متر به صورت زیر است :

$$P_\omega = \frac{4.39\frac{RH}{100}\mathrm{Exp}[26.23 - \frac{5417.1}{T}]}{T} \quad (۵)$$

که در آن T دما برحسب کلوین است و RH نم نسبی نیز از رابطهٔ زیر بدست می آید(ریتالاک ۱۹۸۱ ، ص ۸۳) :

$$RH = \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \times 100 \quad (۶)$$

$e_s(T)$ و $e_s(T_d)$ به ترتیب فشار بخار اشباع و فشار بخار آب از رابطهٔ (۳) بدست می آیند(مرادی و همکاران ۱۳۸۱، ص ۶۶) . یکی دیگر از روش های محاسبهٔ آب بارش شو که بر پایهٔ داده های GPS ۲ بنا شده است ، به صورت زیر تعریف می شود(بویس وهمکاران، ۱۹۹۴ ص ۳۸۰ و لیو و همکاران ۲۰۰۰ ، ص ۶) :

$$P_\omega = \pi \times ZWD \quad (۷)$$

که در آن ۳ZWD بر پایهٔ داده های کاوشگر براساس رابطهٔ تایر(۱۹۷۴) به صورت :

$$ZWD_t = 10^{-6}\int[k_2 - k_1)\frac{e_s(T_d)}{T} + k_3\frac{e_s(T_d)}{T^2}]dz \quad (۸)$$

و براساس رابطهٔ سازتامونیون (۱۹۷۲) به صورت :

$$ZWD_S = 10^{-6}[(k_2 - \frac{M_\omega}{M_d}.k_1).\frac{R_d}{4g_mM_d}e_S(T_d) + k_3\frac{R_d}{4gM_dR_d\alpha}.\frac{e_S(T_d)}{T_S}] \quad (۹)$$

www.SID.ir

Archive of SID

تعریف می شود (بوکولاری وهمکاران ۲۰۰۱ ، صص ۳ و۴) که M_ω و M_d به ترتیب جرم هـوای مرطـوب وهـوای خشک ، α لاپسریت[1] محیط ، T_S دمای سطح زمین است و اندیس t و s به ترتیب به رابطهٔ تایر و سـازتامونیون اشـاره دارند و π که حاصلضرب چند ثابت فیزیکی است و در دامنهٔ ۰/۱۵ تا ۰/۱۷ قرار دارد ، به صورت زیر تعریف می شود (دوان و همکاران ۱۹۹۶ ، ص ۳۸۰) :

$$\pi = \frac{10^8}{\rho_\omega R_v [\frac{k_3}{T_m} + k'_2]} \quad (۱۰)$$

T_m میانگین وزنی دمای جو در یک محلّ خاص به صورت زیرمی با شد :

$$T_m = \frac{\int \frac{e_s(T_d)}{T} dz}{\int \frac{e_s(T_d)}{T^2} dz} \quad (۱۱)$$

و ثابت های K_1 و K_2 و K_3 که در رابطهٔ شکست آتمسفری۲به صورت

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} + k_2 \frac{e_s(T_d)}{T} + k_3 \frac{e_s(T_d)}{T^2} \quad (۱۲)$$

مورد استفاده قرار گرفته اند ، به صورت زیرند (بویس و همکاران ۱۹۹۲ ، ص۱۵۷۹) :

$$k_1 = 77.60 \pm 0.05 kmb^{-1}$$

$$k_2 = 70.4 \pm 2.2 kmb^{-1}$$

$$k_3 = (3.739 \pm 0.012) \times 10^5 k^2 mb^{-1}$$

$$k'_2 = k_2 - mk_1 = 22.1 \pm 2.2 kmb^{-1}$$

هنگامی که یک دسته پرتو به سطح مشترک دو محیط متفاوت برخورد می نمایـد ، مطـابق قـانون اسـنل۳سـرعت هـای متفاوتی پیدا می کند و از راستای تابش منحرف می شوند. از اینرو امواج الکترومغناطیس کـه در سـنجش از دور بکـار گرفته می شود ، در برخورد با لایه های مختلف جوّ که بر اساس دما و دمای نقطه شبنم لایه بندی شده انـد ، از راسـتای خود منحرف شده و تضعیف می شوند. بنا بر این برای کاهش تضعیف این امواج تشخیص شکـست آتمـسفری در هـر منطقه می تواند مؤثّر باشد.

در محاسبهٔ آب بـارش شـو رابطـه هـای (۵) و (۹) اگـر چـه بـه دلیـل اسـتفاده از ثابـت هـای عـددی از دقّـت کمتـری برخوردارند، ولی برای یک شبکه از ایستگاه های همدیدی مناسب اند و معادلـه هـای (۱) و (۸) نیـز بـرای کاربردهـای نقطه ای مناسب‌تر می باشند.

1-Lapse rate

www.SID.ir

Archive of SID

داده ها و شیوهٔ کار

در این مطالعه داده های کاوش جوّایستگاه مهر آباد با طول و عرض جغرافیایی به ترتیب ۵۱ درجه و ۲۱ دقیقه و ۳۵ درجه و ۴۲ دقیقه ، ارتفاع ۱۱۹۱ متر از سطح متوسّط دریا و شتاب جاذبه ۹/۷۷۲۵ متر بر مجذور ثانیه در یک دورهٔ آماری چهارده ساله از سال ۱۹۸۲ تا ۱۹۹۵ در ساعت های ۰۰۰۰ و ۱۲۰۰ ، به تعداد ۱۰۲۲ سونداژ مورد بررسی قرار گرفته اند. همچنین برای مقایسهٔ روش محاسبهٔ آب بارش شو با میزان بارش واقعی ، داده های این ایستگاه درماه ژانویه ۱۹۹۹ نیز مورد استفاده قرار می گیرند. با تعریف عملگر میانگین گیری به شکل زیر (کارلسون ۱۹۹۱ ، ص ۴۷) :

$$\overline{(...)} = \frac{1}{a_2 - a_1}\int_{a_1}^{a_2}(...)da \quad (۱۳)$$

و اعمال آن روی رابطهٔ (۱) آب بارش شو بر پایهٔ نم ویژه به صورت زیر بدست می آید :

$$P_w = -\frac{1}{\rho_w g_m}[(P_n - P_s)\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} q_i] = \frac{P_s - P_n}{n\rho_w g_m}\sum_{i=1}^{n} q_i \quad (۱۴)$$

اگر فراسنج های بکار رفته در رابطهٔ بالا بر حسب واحد معیار باشند ، آب بارش شو بر حسب متر بدست می آید. همچنین با معلوم بودن دما و دمای نقطهٔ شبنم در سطح زمین و بدست آوردن نم نسبی از رابطهٔ (۶) و جانشانی در معادلهٔ (۵) آب بارش شو بر حسب میلی متر بر پایه رطوبت نسبی محاسبه می شود.

با اعمال رابطهٔ (۱۳) روی معادله های (۸) و (۱۱) و انتگرال گیری روی ترازهای معیار و قابل ملاحظه ، T_m و ZWD به ترتیب به صورت زیر بدست می آیند :

$$T_m = \frac{\sum_{i=1}^{n} e_s(T_{d_i})/T_i}{\sum_{i=1}^{n} e_s(T_{d_i})/T_i^2} \quad (۱۵)$$

$$ZWD_t = 10^{-6}(Z_n - Z_s)\frac{1}{n}\sum[(k_2 - k_1)\frac{e_s(T_d)}{T} + k_3\frac{e_s(T_d)}{T^2}] \quad (۱۶)$$

از جانشانی ثابت ها در معادلهٔ (۹) داریم :

$$ZWD_s = 0.002277 \times [0.05 + \frac{1225}{T_s}] \times e_s(T_d) \quad (۱۷)$$

از اینرو آب بارش شو بر اساس رابطهٔ تایر و سازتامونیون به ترتیب به صورت زیر بدست می آیند :

$$P_{w_t} = \pi \times ZWD_t \quad (۱۸)$$

$$P_{w_s} = \pi \times ZWD_s \quad (۱۹)$$

در این بررسی آب بارش شو از معادله (۱) بدست می آید.

www.SID.ir

Archive of SID

بررسی نتایج بدست آمده

جدول شمارهٔ (۱) آب بارش شو را که بر پایهٔ نم ویژه محاسبه شده است ، در دورهٔ آماری ذکر شده نشان می دهد . ماه های خشک و تر در این جدول به ترتیب تفاضل و مجموع انحراف معیار از مقدار متوسّط ماهیانه را مشخص می کنند . به طریق مشابه ماه های خیلی خشک وخیلی تر ، تفاضل و مجموع دو برابر انحراف معیار از مقدار متوسّط ماهیانه را نشان می دهند. چنین بر می آید که در ماه های گرم سال به دلیل استقرار کم فشار حرارتی بر روی ایران ، مقدار آب بارش شو در ماه های ژوئیه و اوت بیشینه بوده است ودر ماه های ژانویه ، فوریه ، مارس و دسامبر این فراسنج کمینهٔ مقدار خود را داراست . جدول شمارهٔ (۲) نیز میانگین دمای آتمسفر را نشان می دهد که مشابه آب بارش شو دسته بندی شده است. در این جدول نیز بیشینهٔ مقدار در ماه های ژوئیه و اوت و کمینهٔ آن در ماه های ژانویه و دسامبر است که با فصل گرم و سرد سال مطابقت دارند . درجدول شمارهٔ (۳) میانگین شکست آتمسفری و ضریب π در ماه های مختلف سال آورده شده اند. دیده می شود که بیشینهٔ شکست آتمسفری در ماه های دسامبر ، نوامبر و ژانویه و کمینهٔ این فراسنج در ماه های سپتامبر ، ژوئن و آوریل می باشد. همچنین ضریب π در بارهٔ ۰/۱۵۶ تا ۰/۱۶۸ نوسان می کند؛ به طوری که در ماه های ژانویه و فوریه به کمینه و در ماه های ژوئیه و اوت به بیشینهٔ مقدار خود می رسد. این تغییرات به ترتیب بر ماه های سرد – خشک و گرم – تر منطبق است. جدول شمارهٔ (۴) آب بارش شو ، میانگین دمای جوّ، ضریب π و شکست آتمسفری را برای ایستگاه مهر آباد در ژانویه ۱۹۹۹ نشان می دهد . بررسی میانگین آب بارش شو و دمای میانگین جو که به ترتیب ۷/۳ میلی متر و ۲۶۹ درجه کلوین می باشند ، نشان می دهند که این ماه از نظر بارش در دورهٔ متوسّط و خیلی سرد تا سرد قرار دارد. شکست آتمسفری و ضریب π نیز که به ترتیب ۲۷۵ و ۰/۱۵۴ میباشند ، به ترتیب از مقادیر بیشینهٔ شکست آتمسفری و ضریب π بیشتر و کمتراند. به علاوه مجموع آب بارش شو در این ماه ۲۱۴/۴ میلی متر و میزان بارش ماهیانه ۲۸/۷ میلی متر می باشد و از اینرو ۷/۶ درصد آب بارش شو به صورت باران نزول کرده است.

جدول ۱ – آب بارش شو بر حسب میلی متر برای ایستگاه مهر آباد دردورهٔ آماری ۱۹۸۲ تا ۹۹۵ .

ماه	خیلی خشک	خشک	متوسط	تر	خیلی تر
ژانویه	۵/۶	۶/۷	۷/۹	۹/۱	۱۰/۲
فوریه	۵/۷	۶/۸	۷/۹	۸/۹	۱۰/۰
مارس	۶/۶	۸/۱	۹/۷	۱۱/۲	۱۲/۷
آوریل	۹/۳	۱۰/۹	۱۲/۵	۱۴/۱	۱۵/۷
مه	۱۱/۳	۱۳/۳	۱۵/۳	۱۷/۳	۱۹/۳
ژوئن	۱۱/۰	۱۳/۷	۱۶/۵	۱۹/۲	۲۱/۹
ژوئیه	۱۶/۱	۱۸/۵	۲۰/۸	۲۳/۲	۲۵/۶
اوت	۱۶/۹	۱۸/۷	۲۰/۵	۲۲/۳	۲۴/۱
سپتامبر	۱۱/۳	۱۲/۹	۱۴/۵	۱۶/۱	۱۷/۷
اکتبر	۹/۱	۱۱/۴	۱۳/۸	۱۶/۱	۱۸/۴
نوامبر	۷/۹	۹/۷	۱۱/۵	۱۳/۳	۱۵/۱
دسامبر	۷/۲	۸/۰	۸/۹	۹/۷	۱۰/۶

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۲ - میانگین دمای آتمسفر بر حسب درجهٔ کلوین برای ایستگاه مهر آباد در دورهٔ آماری ۱۹۸۲ تا ۱۹۹۵ .

ماه	خیلی سرد	سرد	متوسّط	گرم	خیلی گرم
ژانویه	۲۶۷/۹	۲۷۰/۴	۲۷۲/۹	۲۷۵/۴	۲۷۷/۹
فوریه	۲۶۸/۹	۲۷۱/۲	۲۷۳/۵	۲۷۵/۸	۲۷۸/۱
مارس	۲۷۲/۶	۲۷۴/۸	۲۷۷/۰	۲۷۹/۲	۲۸۱/۵
آوریل	۲۷۹/۴	۲۸۱/۴	۲۸۳/۴	۲۸۵/۵	۲۸۷/۵
مه	۲۸۲/۵	۲۸۵/۰	۲۸۷/۵	۲۹۰/۰	۲۹۲/۴
ژوئن	۲۸۷/۴	۲۹۰/۵	۲۹۳/۶	۲۹۶/۷	۲۹۹/۸
ژوئیه	۲۹۰/۳	۲۹۳/۱	۲۹۵/۸	۲۹۸/۵	۳۰۱/۳
اوت	۲۸۹/۳	۲۹۲/۲	۲۹۵/۰	۲۹۷/۹	۳۰۰/۷
سپتامبر	۲۸۶/۳	۲۸۹/۴	۲۹۲/۴	۲۹۵/۵	۲۹۸/۶
اکتبر	۲۷۹/۷	۲۸۲/۳	۲۸۴/۹	۲۸۷/۵	۲۹۰/۱
نوامبر	۲۷۵/۳	۲۷۷/۶	۲۷۹/۹	۲۸۲/۲	۲۸۴/۵
دسامبر	۲۶۹/۷	۲۷۲/۱	۲۷۴/۵	۲۷۶/۹	۲۷۹/۴

در روز نهم ژانویهٔ ۱۹۹۹ بیشینهٔ آب بارش شو به میزان ۱۵/۲ میلی متر است که در همین روز میزان بارش واقعی در طول ماه بیشینه بوده و مقدار آن به ۱۷ میلی متر رسیده که از میزان آب بارش شو بیشتر بوده است . چنین بر می آید که بدون در نظر گرفتن شار رطوبت ، میزان بارش از میزان آب بارش شو کمتر است؛ امّا چون شار رطوبتی عرض های جغرافیایی جنوبی بیشترین سهم را در ریزش های جوی ایران به ویژه در مناطق غیر یکنواخت دارند ، از اینرو فرارفت رطوبت و همگرای جریان های مرطوب روی تهران سبب این افزایش بارش شده است.

جدول ۳ - شکست آتمسفری و ضریب π برای ایستگاه مهرآباد در دورهٔ آماری ۱۹۸۲ تا ۱۹۹۵ .

ماه	شکست آتمسفری	ضریب π
ژانویه	۲۶۸/۸	۰/۱۵۶
فوریه	۲۶۶/۳	۰/۱۵۶
مارس	۲۶۵/۲	۰/۱۵۸
آوریل	۲۶۳/۶	۰/۱۶۲
مه	۲۶۵/۴	۰/۱۶۴
ژوئن	۲۶۲/۹	۰/۱۶۷
ژوئیه	۲۶۷/۶	۰/۱۶۸
اوت	۲۶۷/۶	۰/۱۶۸
سپتامبر	۲۶۲/۲	۰/۱۶۷
اکتبر	۲۶۶/۵	۰/۱۶۲
نوامبر	۲۶۹/۰	۰/۱۶۰
دسامبر	۲۶۹/۹	۰/۱۵۷

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ٤ - آب بارش شو ، دمای میانگین ، شکست آتمسفری و ضریب π برای ایستگاه مهرآباد در ژانویه ۱۹۹۹

روز	آب بارش شو	میانگین دمای جو	ضریب π	شکست آتمسفری
۱	۱۲/۱	۲۷۰/۴	۰/۱۵۴	۲۷۸/۳
۲	۴/۴	۲۶۷/۴	۰/۱۵۳	۲۷۶/۳
۳	۲/۷	۲۶۸/۵	۰/۱۵۳	۲۷۴/۷
۴	۳/۰	۲۶۸/۵	۰/۱۵۳	۲۷۱/۷
۵	۲/۷	۲۶۵/۰	۰/۱۵۱	۲۶۷/۴
۶	۶/۵	۲۶۸/۹	۰/۱۵۳	۲۶۵/۹
۷	۷/۰	۲۶۹/۷	۰/۱۵۴	۲۶۷/۰
۸	۷/۵	۲۷۰/۱	۰/۱۵۴	۲۷۰/۴
۹	۱۵/۲	۲۶۸/۷	۰/۱۵۳	۲۷۳/۱
۱۰	۹/۴	۲۶۹/۸	۰/۱۵۴	۲۷۹/۲
۱۱	۹/۴	۲۶۹/۸	۰/۱۵۴	۲۷۹/۲
۱۲	۶/۲	۲۷۲/۸	۰/۱۵۶	۲۷۷/۳
۱۳	۷/۶	۲۷۰/۷	۰/۱۵۴	۲۷۷/۹
۱۴	۷/۴	۲۷۱/۱	۰/۱۵۵	۲۷۷/۰
۱۵	۶/۶	۲۷۲/۵	۰/۱۵۵	۲۷۶/۸
۱۶	۱۰/۳	۲۶۹/۷	۰/۱۵۴	۲۷۷/۷
۱۷	۱۱/۳	۲۶۸/۷	۰/۱۵۳	۲۸۵/۳
۱۸	۱۲/۴	۲۶۹/۸	۰/۱۵۴	۲۸۴/۷
۱۹	۸/۳	۲۶۹/۶	۰/۱۵۴	۲۷۶/۸
۲۰	۶/۱	۲۷۱/۱	۰/۱۵۵	۲۷۳/۹
۲۱	۸/۱	۲۶۶/۵	۰/۱۵۲	۲۷۴/۲
۲۲	۷/۰	۲۶۵/۴	۰/۱۵۲	۲۷۷/۲
۲۳	۴/۸	۲۶۹/۶	۰/۱۵۴	۲۷۴/۸
۲۴	۶/۱	۲۶۸/۰	۰/۱۵۳	۲۷۲/۸
۲۵	۸/۰	۲۶۶/۱	۰/۱۵۲	۲۷۴/۰
۲۶	۶/۳	۲۶۵/۹	۰/۱۵۲	۲۷۷/۰
۲۷	۳/۹	۲۶۹/۸	۰/۱۵۴	۲۷۱/۸
۲۸	۸/۵	۲۶۵/۸	۰/۱۵۲	۲۷۱/۰
۲۹	۵/۳	۲۶۹/۹	۰/۱۵۴	۲۷۱/۷
۳۰	۴/۳	۲۷۱/۴	۰/۱۵۵	۲۷۴/۰
۳۱	××××	××××	××××	××××
میانگین	۷/۳	۲۶۹/۰	۰/۱۵۴	۲۷۵/۰
انحراف معیار	۲/۹	۲/۰	۰/۰۰۱	۴/۴

www.SID.ir

Archive of SID

نتایج

بر پایهٔ مبانی ذکر شده در بندهای پیشین ، علاوه بر ارائهٔ جداول شمارهٔ (۱ تا ۴) به عنوان نتیجهٔ حاصل از این بررسی ، برداشت های زیر نیز بیان می شوند :

– درماه های گرم سال به دلیل استقرار کم فشار حرارتی بر روی ایران ، و نیز وابستگی آب بارش شو به نم ویژه که خود به دمای نقطهٔ شبنم وابسته است ، مقدار آب بارش شو در ماه های ژوئیه و اوت با مقادیر به ترتیب ۲۰/۸ و ۲۰/۵ میلی متر بیشینه ، و در ماه های ژانویه ، فوریه ، دسامبر و مارس با مقادیر به ترتیب ۷/۹ ، ۷/۹ ، ۸/۹ و ۹/۷ میلی متر به کمینهٔ مقدار خود می رسد.

– بیشینهٔ دمای میانگین جوّ در ماه های ژوئیه و اوت ، و کمینهٔ آن در ماه های ژانویه و دسامبر است که با فصل گرم و سرد سال مطابقت دارند.

– بیشینهٔ شکست آتمسفری در ماه های دسامبر ، نوامبر و ژانویه و کمینهٔ این فراسنج در ماه های سپتامبر ، ژوئن و آوریل رخ داده است.

– بیشینه ضریب π در ماه های ژوئیه و اوت و کمینهٔ آن در ماه های ژانویه ، فوریه و دسامبر می با شد که به ترتیب بر ماه های سرد – خشک و گرم – تر منطبق است.

– بررسی میانگین آب بارش شو و دمای میانگین جو که به ترتیب ۷/۳ میلی متر و ۲۶۹ درجهٔ کلوین می باشند ، نشان می دهند که این ماه از نظر بارش در دورهٔ متوسّط و خیلی سرد تا سرد قرار دارد. شکست آتمسفری و ضریب π نیز که به ترتیب ۲۷۵ و ۰/۱۵۴ می باشند ، به ترتیب از مقادیر بیشینهٔ شکست آتمسفری و ضریب π بیشتر و کمتراند. به علاوه مجموع آب بارش شو در این ماه ۲۱۴/۴ میلی متر و میزان بارش ماهیانه ۲۸/۷ میلی متر می باشد و از اینرو ۷/۶ درصد آب بارش شو به صورت باران نزول کرده است.

– در روز نهم ژانویهٔ ۱۹۹۹ بیشینهٔ آب بارش شو به میزان ۱۵/۲ میلی متر است که در همین روز میزان بارش واقعی در طول ماه بیشینه بوده و مقدار آن به ۱۷ میلی متر رسیده است که از میزان آب بارش شو بیشتر بوده است . چنین بر می آید که بدون در نظر گرفتن شار رطوبت ، میزان بارش از میزان آب بارش شو کمتر است؛ اما چون شار رطوبتی عرض های جغرافیایی جنوبی بیشترین سهم را در ریزش های جوّی ایران به ویژه در مناطق غیر یکنواخت دارند ، از اینرو فرارفت رطوبت و همگرای جریان های مرطوب روی تهران سبب این افزایش بارش شده است.

قدردانی

از مرکز پیش بینی سازمان هواشناسی به سبب در اختیار گذاشتن امکانات رایانه ای مرکز خدمات ماشینی سازمان هواشناسی برای در اختیار گذاشتن داده ها و از آقایان دکتر علی رضا صادقی حسینی و دکتر هوشنگ قائمی به دلیل راهنمایی در این مطالعهٔ موردی، تشکّر می شود.

www.SID.ir

Archive of SID

منابع و مأخذ :

۱- مرادی،م و قائمی، (۱۳۸۱)، حرکت قائم و آب بارش شو در یک کم فشار بریده، دومین کارگاه آموزشی پیش بینی عددی ، تهران ، ۱۷ مهر، صص ۶۴-۷۲.

۲- مرادی،م. قائمی،ه.پرهیزکار،د.و رضازاده ،پ (۱۳۸۰)، Skew-T و محاسبهٔ چند کمیت ترمودینامیکی ، اولین کارگاه آموزشی پیش بینی عددی ، تهران ، ۸ مرداد صص ۳۰-۳۴.

3-Bevis,M.S.businger,S.chiswell,1994 : GPS Meteorology : Mapping zenith wet delays on to precipitable water,Journal of applied meteorology,vol,33,379-386.

4-Bevis,M.,S.Businger,T.A.Herring,C.Rocken,R.A.Anthes,andR.h.Ware,1992 : GPS meteorology : Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System.J.Geophys. Res.97,15784-15801.

5-Boccolari,M.,Fazlgic,S.,Pugnaghi,S.and Santangelo,R.,2001,Radio sound vertical profile validation data speci fication document. Barcelon 16 march 2001.

6-Carlson,T.N.1991:Mid-Latitude Weather System. University Press, cambridge.

7-Duan,J., and Coauthors, 1996 : GPS meteorology , Direct estimation of the absolute value of precipitable water. J.Appl .Meteor., 35,830-838.

8-Herring , T.A , K.Quinn , 1999 : Atmospheric delay correction to glaslser altimeter range . Geoscience laser altimeter system . Algorithm theoretial basis document Version 1.2.

9-Hurly,P.J.1994 A lagrangian partic/puff approach for plume dispersion modelling applications. J.Apel.Met,33,285-295.

10-Liou,Y.A.,Y.T.Teng,T.V.Hove.,J.C.Liljergren , 2000 : Comparison of precipitable water observation in the near tropics by GPS , microwave radiometer and radio sound. J.Appl.Meteorvol 40, 5-15.

11-Rasmusson,E.M.,1977 : Hydrological application of atmospheric water-vapor flux analyses. WMO operational hydrology rep,11,WMO publ.476,50pp.

12-Retallach,B.J.,1981:compendium of meteorology ,vol 1, part 2,physical meteorology ,Geneva .WMO Publ . 364 , 211pp.

13-Rogers,R.R. and M.K. yau 1996 : A Short Course in Cloud Physics . Pergamon Pres

14-Smith,W.L , 1966 : Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point . Journal of applied meteorology , 5 , 726-727.

www.SID.ir