

اثر انتشار امواج فروسرخ در سرمایش شبانه لایه سطحی و پیش بینی دمای حداقل در منطقه کویری جنوب خراسان

فاطمه مالکی فرد^۱، عباسعلی بیدختی^۲

۱- سازمان هواشناسی، ۲- موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

تاریخ وصول: ۸۲/۱۲/۱۹

چکیده

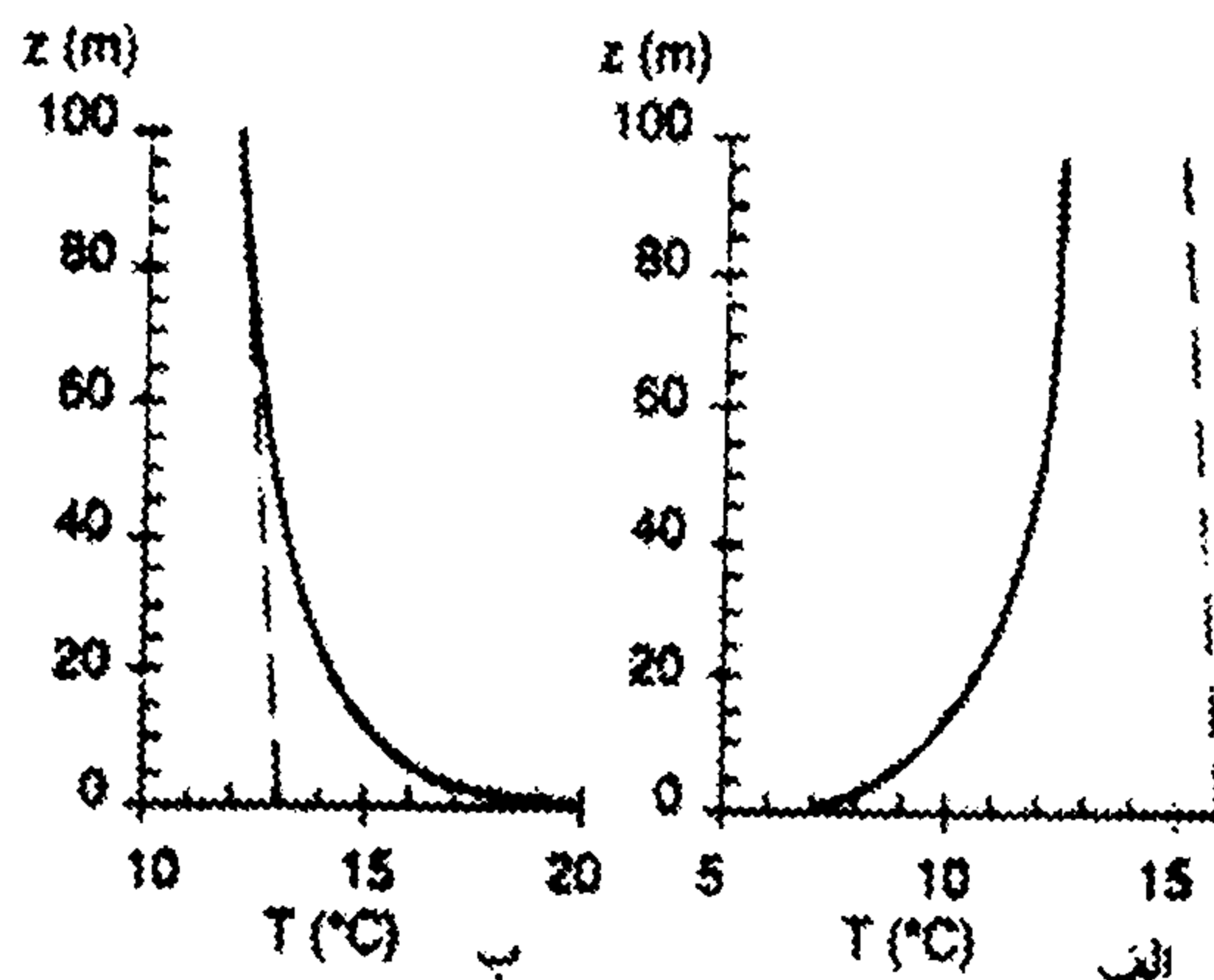
در این مطالعه لایه سطحی جو به منظور محاسبه و پیش بینی دمای حداقل با هدف پیشگیری از سرمازدگی محصولات کشاورزی در جنوب خراسان مورد بررسی قرار گرفت. در ابتدا عوامل موثر در تغییرات دمای لایه سطحی بررسی شد. سپس داده های هواشناسی لازم در طول دوره آماری ایستگاههای بیرجند، قائن و گناباد تهیه و با استفاده از دو مدل نظری برون ت و گروین دمای حداقل برای شبهایی که آسمان صاف و وزش باد ناچیز است پیش بینی شد. نتیجه گرفته شد که نتایج مدل گروین خیلی دقیقتر از مدل برون ت است ولی این مدل در رطوبتهای خیلی بالا جوابگو نمیشود.

واژه‌های کلیدی: سرمایش شبانه، سرمازدگی، تابش فروسرخ و دمای حداقل

مقدمه

روابط پیش بینی دمای حداقل یا کاملاً تجربی است که تنها از روابط آماری بدست آمده (خوشحال، ۱۳۶۸ و مجردقره باغ، ۱۳۷۶) و یا بر اساس روابط فیزیکی است که در بعضی از آنها اثر جو حذف و مقدار تابش فروسرخ ثابت فرض شده و در بعضی دیگر اثر جو و تغییرات تابش فروسرخ در نظر گرفته شده و از منطقه ای به منطقه دیگر نیز فرق می کنند. (فیگیورولا و مازیولا، ۱۹۹۷). محاسبه و پیش بینی دمای حداقل لایه سطحی ۲ جو در فصل بهار یکی از مهمترین عوامل اطلاع از وقوع سرمازدگی محصولات کشاورزی می باشد. لذا برای کاهش ریسک در سرمازدگی ابتدا باید به تشخیص و تحلیل عوامل موثر در تغییرات دمای لایه سطحی جو در منطقه مورد مطالعه پرداخته شود. تغییرات دمایی لایه سطحی تاثیر زیادی بر چگونگی رشد محصولات کشاورزی دارد، لایه سطحی حدود ۰/۱ لایه مرزی را تشکیل می دهد. در لایه سطحی اثرات چرخش با کوریولیس نادیده گرفته می شود. مرز

بالایی این لایه متغیر است و حد مشخصی برای آن نمی توان در نظر گرفت. در این لایه شدیدترین گرادبانها در متغیرهای هواشناسی نسبت به ارتفاع نظیر تبادل تکانه، گرما و جرم صورت می گیرد. تغییراتی که در این بخش از جو رخ میدهد تا حد زیادی متأثر از مرز بالای لایه سطحی (یعنی نواحی پایینی لایه مرزی) و نیز مرز پایین آن یعنی سطح زمین است. لایه مرزی پایدار یک لایه سطحی خیلی باریک در قسمت تحتانی خود به همراه دارد که دارای بیشترین و شدیدترین شیوهای دمای پتانسیلی است در بالای این لایه یک لایه پایدار با تلاطم کم و همراه با امواج گرانی وجود دارد. ساختار دمایی لایه سطحی در مقایسه با آهنگ کاهشی دمایی بی دررو در شکل ۱ آمده است. در ابتدای شب ارتفاع وارونگی محلی کم بوده و در نزدیکی سطح می باشد و با بیشتر سرد شدن سطح، ارتفاع وارونگی صعود کرده و قبل از طلوع آفتاب به بیشترین مقدار خود می رسد. (استال^۳، ۲۰۰۰).



شکل ۱- نمایه دما در لایه سطحی به همراه آهنگ کاهشی بی درو الف- شب، ب) روز (استال، ۲۰۰۰)

۱- Figuerola and Mazzeo

۲- Surface layer

۳- Stull

گرمایی ویژه معین است که بتواند گرما را در مدت زمان معینی در خود ذخیره یا آزاد کند. اگر سطح زیر تقریباً صاف و همگن باشد به طوری که بتوان لایه را بین دو سطح تخت افقی در نظر گرفت در این حالت می‌توان از مدل یک بعدی بودجه انرژی همچنان استفاده کرد. معادله توازن انرژی برای چنین سطحی بصورت زیر می‌باشد (آریا^۲، ۱۹۹۹).

$$R_N = H + H_L + H_G + \Delta H_s \quad (1)$$

که R_N شار تابش خالص، H شار گرمای محسوس، H_L شار گرمای نهان به هوا یا از هوا و H_G شار گرمای زمین به یا از سطح زیرین لایه است. H_L از رابطه $H_L = L_e \cdot E$ به دست می‌آید که در آن گرمای نهان تبخیر $L_e = 2.45 \times 10^6 \text{ J/kg}$ می‌باشد و E آهنگ تبخیر یا میعان است و ΔH_s تغییرات در انرژی ذخیره شده در واحد سطح در واحد زمان در لایه است. معادله ۱ نشان می‌دهد که چگونه تابش خالص در سطح باید به وسیله گرمای محسوس و نهان و فشار گرمایی زمین متوازن شود. در طی روز سطح، گرمای تابشی (عمدتاً از خورشید) دریافت می‌کند ($R_N > 0$) به طوری که باید این انرژی را هم به هوای اطراف و هم به خاک زیر سطح گرما بدهد. H و H_L و H_G هم روی سطوح خشک در طی روز مثبت هستند. بزرگی واقعی شار انرژیهای گفته شده به عوامل متعددی از قبیل نوع سطح، ویژگیهای گرمایی (رطوبت خاک، جنس، پوشش گیاهی و ...) موقعیت جو، فصل، زمان روز و ... بستگی دارد. در شبهای صاف تقریباً تمامی تابش زمینی از لایه مرزی خارج شده (به دلیل نبودن

عوامل زیادی مثل نوع توده هوای موجود در بالای لایه سطحی و ویژگیهای سینوپتیکی آن، تابش خالص سطح زمین، خصوصیات گرمایی سطح و خاک زیر آن، تأثیرات فراررفت، توپوگرافی سطح زیر لایه سطحی، بادهای با منشا محلی، دوری و نزدیکی به دریاها و عرض جغرافیایی بر تغییرات دمای لایه سطحی موثر می‌باشند (لشوف^۱ و همکاران). در این پژوهش دمای لایه سطحی در شرایط هوای آرام با آسمانی صاف مورد مطالعه و محاسبه قرار خواهد گرفت. بنابراین هنگامیکه توده هوای جدید جایگزین می‌شود تا زمان پایداری کامل در شرایط مدل نمی‌گنجد و ما می‌توانیم توده هوا را با شرایط در نظر گرفته شده ثابت فرض نمائیم. اندازه گیری تابش فروسرخ برای شب های ابری نسبتاً مشکل است. در شب های ابری دمای حداقل، زیاد افت نمی‌کند ولی در شب بعد (بعد از عبور سیستم) که هوای کاملاً صاف بر منطقه حاکم می‌شود، دمای حداقل، بیشترین افت خود را خواهد داشت و در این شب های صاف بیشترین سرمازدگی ها اتفاق می‌افتد (لوهم و جیلیونی^۲، ۲۰۰۴).

بودجه انرژی یک لایه

از آنجا که بحث ما در مورد لایه سطحی است، لذا لازم است تا بودجه انرژی را در این لایه بررسی نموده و معادله آن را بنویسیم. منظور از لایه در این بحث لایه‌ای با جرم محدود و با ظرفیت

۱- Lashof

۲- Lhomme and Guilioni

ابرنیکی) و سطح زمین سردتر می شود. این کاهش دما توسط گرمای هوا و خاک زیرش و نیز پاره‌ای از وقتها از گرمای نهان آزاد شده هنگام تبخیر یا تشکیل شب‌نم جبران می شود. بزرگی این شارها بجز H_G نسبت به روز به مراتب کوچکتر است. H_G در طول روز یا شب خیلی تغییر نمی کند، البته جهت و علامتش تغییر می کند. H و H_L با لایه و H_G با کف لایه و R_N با بالای لایه در ارتباط هستند. آهنگ ذخیره شدن انرژی در لایه را می توان به صورت زیر نوشت:

$$\Delta H_s = \int \frac{\partial}{\partial T} (\rho C T) dz = H_{in} - H_{out} \quad (2)$$

که ρ جرم حجمی، C ظرفیت گرمایی ویژه لایه و T دمای مطلق محیط در ارتفاع z است و انتگرال روی عمق لایه گرفته می شود. اگر C مستقل از z فرض شود، معادله ۲ رابطه مستقیمی بین آهنگ ذخیره انرژی و گرمایش یا سرمایش لایه بدست می دهد. ΔH_S تفاوت بین انرژی رسیده به لایه و انرژی خارج شده از آن می باشد. زمانی که $\Delta H_S > 0$ همگرایی شار و اگر $\Delta H_S < 0$ واگرایی شار وجود دارد. زمانی که سطح زیر لایه افقی نیست یا فرارفت و تغییر فشار در جهت افقی وجود دارد از مدل حجم کنترلی استفاده می کنیم. اساس این مورد شبیه به مدل لایه است اما در این حالت باید از میانگین شارهای مختلف روی سطح محدود کننده حجم کنترل شده انتگرال بگیریم. از آنجا که اقلیم منطقه مورد مطالعه از نظر پوشش گیاهی فقیر و پوشیده از دشتهای لخت است بودجه انرژی را در یک سطح بدون پوشش گیاهی بررسی می کنیم. در این حالت سطح صاف و

$H_L \approx 0$ در نظر گرفته می شود روی چنین سطحی تابش خالص R_N تماماً به وسیله تبادلات گرمایی سطح با هوا و محیط خاک مورد نظر متوازن می شود. همینطور بزرگی این شارها ممکن است در طول روز یا شب تغییر کنند. تعیین دقیق دمای سطح بواسطه وجود خطاهای متعدد ناشی از گرادیانهای شدید نزدیک سطح و محیط خاک و نیز کوچک بودن ابعاد حساسه‌ها^۱ ممکن نیست. به همین علت دمای سطح توسط برون یابی نمایه دمای اندازه گیری شده در خاک و هوا به دست می آید. راه دیگر اندازه گیری دمای سطح استفاده از حساسه های راه دور مانند تابش سنج است که شار موج بلند خروجی از سطح زمین و به این ترتیب T_s با استفاده از رابطه $R_L = \epsilon \sigma T^4$ اندازه گیری می شود که البته باید مقدار ϵ یعنی ضریب خروج دهی^۲ را بدانیم در صورتی که ϵ معلوم نبود با این روش می توان دمای ظاهری (معادل جسم سیاه) سطح را به دست آورد (اهرن^۳، ۱۹۹۸).

تابش شبانه با آسمان صاف

دمای کمینه با مفروضات: هوای خشک، آسمان صاف (یا با ابر بالا)، باد ضعیف یا نسیم بدست خواهد آمد که تابش خروجی خالص با آسمان صاف اساساً تفاوت تابش از یک تابش کننده کامل (سطح زمین) به فضا و تابش از لایه‌های پایین تر جو می باشد. کاهش بخار آب موجود در لایه سطحی

۱- Sensors

۲- Emmissivity

۳- Aherns

است که رطوبت اثر دقیق این عاملها را نشان می‌دهد (ساتن، ۱۹۵۳). جو پایتتر که توسط چگالی بخار یا توسط فشار بخار بیان می‌شود تنها تغییرات کم در طول شب را نشان می‌دهد. تغییر در دما کسر کوچکی از دمای مطلق سطح است و بنابراین تابش خروجی خالص R_N بدین صورت ارائه می‌شود:

$$R_N = \sigma T^4 - \sigma T^4 (a + b\sqrt{e}) \quad (۳)$$

که T دمای سطح بر حسب درجه کلونین می‌باشد و بعنوان اولین مقدار تقریبی ممکن است آنرا در طول یک شب صاف مقداری ثابت در نظر گرفت. در این حالت گرم شدن سطح از طریق همرفت یا از طریق تراکم بخار آب در نظر گرفته نمی‌شود. مشخصه اساسی تحلیل برونیت این است که با این ساده کردن نقش جو بطور موثری از بحث حذف می‌شود. فرمول ریاضی این مسئله مستلزم یک شرط اولیه است. شرط ارائه شده توسط برونیت این است که در زمان صفر (یعنی در غروب خورشید) لایه‌های در نظر گرفته شده از خاک در دمای یکسان قرار دارند یعنی در $t=0$ ، $T(z,t)=T_0=\text{const}$. بطوریکه دما بایستی در یک حجم جامد نیم‌متناهی تعیین شود. در ابتدا در دمای ثابت یک شار ثابت از گرما در عرض سطح $z=0$ وجود دارد.

در هر زمان دمای سطح برابر است با:

$$T(0,t) = T_0 - \frac{2R_N}{\rho_1 c_1 k_1^{1/2}} \left(\frac{t}{\pi} \right)^{1/2} \quad (۴)$$

که ρ_1 ، c_1 و k_1 به ترتیب چگالی، گرمای ویژه و ضریب هدایت گرمایی لایه‌های بالاتر زمین هستند.

نقش مهمی در افت دمای کمینه دارد (ایساک و همکاران، ۲۰۰). بطور تقریبی می‌توان برای تابش رو به پایین R فرمول $R=F(e)\sigma T^4$ را پیشنهاد کرد که $F(e)$ تابعی از فشار بخار (e) در جو پایتتر، $\sigma=5.67 \times 10^{-8}$ ثابت استفان بولتزمن و T دمای سطح می‌باشد. دو فرمول زیر را می‌توان برای $F(e)$ (بر حسب میلی‌بار) ارائه داد (ساتن، ۱۹۵۳):

۱- فرمول آنگستروم^۲ (γ و B و A مقادیر ثابت هستند)

$$F(e) = A - B10^{-\gamma e}$$

۲- فرمول برونیت^۳ (a و b مقادیر ثابت هستند)

$$F(e) = a + b\sqrt{e}$$

مقادیر ثابت فرمول آنگستروم

$$A = 0.25 \text{ و } B = 0.32, \gamma = 0.052$$

مقادیر ثابت فرمول برونیت

$$a = 0.44 \text{ و } b = 0.08$$

بر اساس قوانین تابش، دو مدل برای پیش بینی سرمایش شبانه پیشنهاد شده که در اینجا به آنها می‌پردازیم.

۱- مدل برونیت برای پیش بینی دمای شبانه

تابش شبانه در یک شب صاف به دمای سطح (یک تابش کننده کامل)، دما و فشار بخار ثابت لایه‌های مجاور جوی بستگی دارد. برونیت یک تحلیل نظری از اختلاف دمای سطح در یک شب صاف و آرام داده

۱- Suttan

۲- Angstrom

۳- Brunt

۲- مدل گروین برای پیش بینی دمای شبانه

در تحلیل گروین توجه بر روی شرط R_N متمرکز شده است و $R_N = \sigma T^4 - R'$ که در آن R' تابش برگشتی از جو است. گروین یادآور می شود فرضیه برونیت که می گوید R_N بطور محسوس در طول شب ثابت است خیلی محدود کننده است. از مطالعه نقشه های شار تابشی در یک حالت خاص گروین نتیجه می گیرد که R_N ممکن است از $104.6 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ تا $62.75 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ در طول شب کاهش یابد، وقتی که دمای سطح به 120°C می رسد این تغییر در R_N بقدری بزرگ است که نمی توان آن را نادیده انگاشت. از آنجا که تغییرات R_N وابسته به تغییر دمای سطح با زمان است، پس با در نظر گرفتن R_N به شکل تابعی از متغیر وابسته T این مشکل را میتوان رفع کرد. همانطوری که در شرط مرزی وارد می شود، بطور تقریبی با استفاده از بسط تیلوری می توان گفت:

$$R_N(T) = R_0 + (T - T_0) \frac{dR}{dT} \quad (5)$$

در $t=0$ (غروب آفتاب) مقدار R_N برابر با R_0 و مقدار T برابر با T_0 خواهد بود در آنالیز بعدی مقدار $\frac{dR}{dT}$ ثابت می گیرد هر تغییر R_N با تغییر در سرعت باد و مقدار بخار آب هوا در طول شب در ارتباط است. گروین یک دمای کمکی به صورت زیر معرفی می کند.

$$T_1 = T_0 - \frac{R}{\frac{dR}{dT}} \quad (6)$$

برای اینکه R_N برابر صفر است، طبق معادله ۵ روی

$z=0$ داریم:

$$K_1 c_1 \rho_1 \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_0 = \left(\frac{dR}{dT} \right) (T - T_1) \quad (7)$$

با شرط مرزی $z \leq 0$ و شرط اولیه $T(z,0) = T_0$ داریم:

$$T = T_0 + \frac{R_0}{F} \left\{ \exp \left[\frac{f^2 - t}{(\rho_1 c_1)^2 K_1} \right] \operatorname{erfc} \frac{t^{1/2}}{\rho_1 c_1 K^{1/2}} - 1 \right\} \quad (8)$$

$F = \frac{dR}{dT}$ است و بنابراین با بسط رابطه ۶ داریم:

$$(9)$$

$$T = T_0 - \frac{R_0}{F} \left[\frac{2f}{\rho_1 c_1 K^{1/2}} \left(\frac{t}{\pi} \right)^{1/2} - \left(\frac{ft^{1/2}}{\rho_1 c_1 K^{1/2}} \right)^2 + \frac{4}{3\pi^{1/2}} \left(\frac{ft^{1/2}}{\rho_1 c_1 K^{1/2}} \right)^3 - \dots \right]$$

معادله ۸ را می توان بصورت غیر توانی با جایگزینی $u = \frac{R_0}{f}$ بعنوان واحد دما و $\tau = \left(\frac{\rho_1 c_1 K^{1/2}}{f} \right)^2$ به عنوان واحد زمان به صورت زیر نوشت:

$$\frac{T - T_0}{u} = \exp \left(\frac{t}{\tau} \right) \operatorname{erfc} \sqrt{\frac{t}{\tau}} - 1 \quad (10)$$

داده ها

سرمازدگی در فصل بهار عموماً از ۱۵ مارس تا ۱۰ می اتفاق می افتد لذا برای بررسی دمای لایه سطحی در فصل بهار، به منظور پیش بینی دمای کمینه با انگیزه استفاده این امر در اطلاع از وقوع سرمازدگی محصولات کشاورزی در منطقه مورد مطالعه لازم بود که ابتدا داده های لازم را استنتاج کنیم. از اینرو با استفاده از آمارهای موجود برای شهرهای بیرجند، قائن و گناباد دمای تر، دمای خشک، فشار، سمت و سرعت باد، میزان ابر، رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم در روزهایی از ۱۵ مارس تا ۱۰ می هر سال که دمای کمینه صفر یا کمتر از صفر بود استنتاج شد.

بخار آب موجود در جو میزان کاهش دما در شبهای مرطوب کمتر خواهد بود و با کاهش میزان رطوبت جو، تابش خروجی افزایش یافته و بنابراین کاهش دما در شبهای صاف و آرام بیشتر خواهد شد (شکل ۲). با توجه به شکل ۲ تا ۴ با داشتن رطوبت نسبی در هنگام غروب و ماکزیمم دما در حوالی ساعت ۱۵ (گرینویچ) میتوان دما را در هنگام طلوع خورشید توسط معادله ای که برای داده های هر شهر بدست آمده است، محاسبه کرد. که خود نیز نوعی پیش بینی کمینه دما در یک ۲۴ ساعت خواهد بود. همانطور که ملاحظه میشود هر چه رطوبت کمتر میشود اختلاف دمای حداکثر و حداقل بیشتر شده و در واقع دمای حداقل کاهش بیشتری را نشان میدهد. در رطوبتهای بالا اختلاف دمای حداکثر و حداقل کم بوده و این به علت وجود بخار آب موجود در جو بوده زیرا بخار آب موجود در جو مانع از گریز تابش امواج بلند از جو زمین میشود و در نتیجه جو زمین که در روز گرم شده در شب هم تا حدودی گرم میماند و دمای کمینه افت زیادی پیدا نمیکند.

مشاهدات سرمازدگی در ایستگاههای مختلف

با مقایسه کمینه دما بین شهرهای بیرجند، قائن و گناباد در طول سالهای آماری مشترک بین آنها به نتایج زیر میتوان اشاره کرد. طی سالهای آماری موجود در بیرجند ۷۹، قائن ۹۲ و گناباد ۱۶ بار دما صفر و یا کمتر از آن کاهش یافته که نتایج در جدول ۱ درج گردیده است. البته لازم به ذکر است که دوره آماری بیرجند ۱۷ سال بیشتر از قائن و گناباد است

سپس به پیش بینی دمای حداقل پرداخته شد. با توجه به داشتن دمای خشک (Td) و رطوبت نسبی (H) برای هر شهر، با استفاده از فرمولهای زیر فشار بخار و فشار بخار اشباع محاسبه شد.

$$es = 6.11 \times 10^{\frac{7.5 \times T}{T + 237.3}} \quad (11)$$

$$e = es \times \frac{H}{100} \quad \text{و}$$

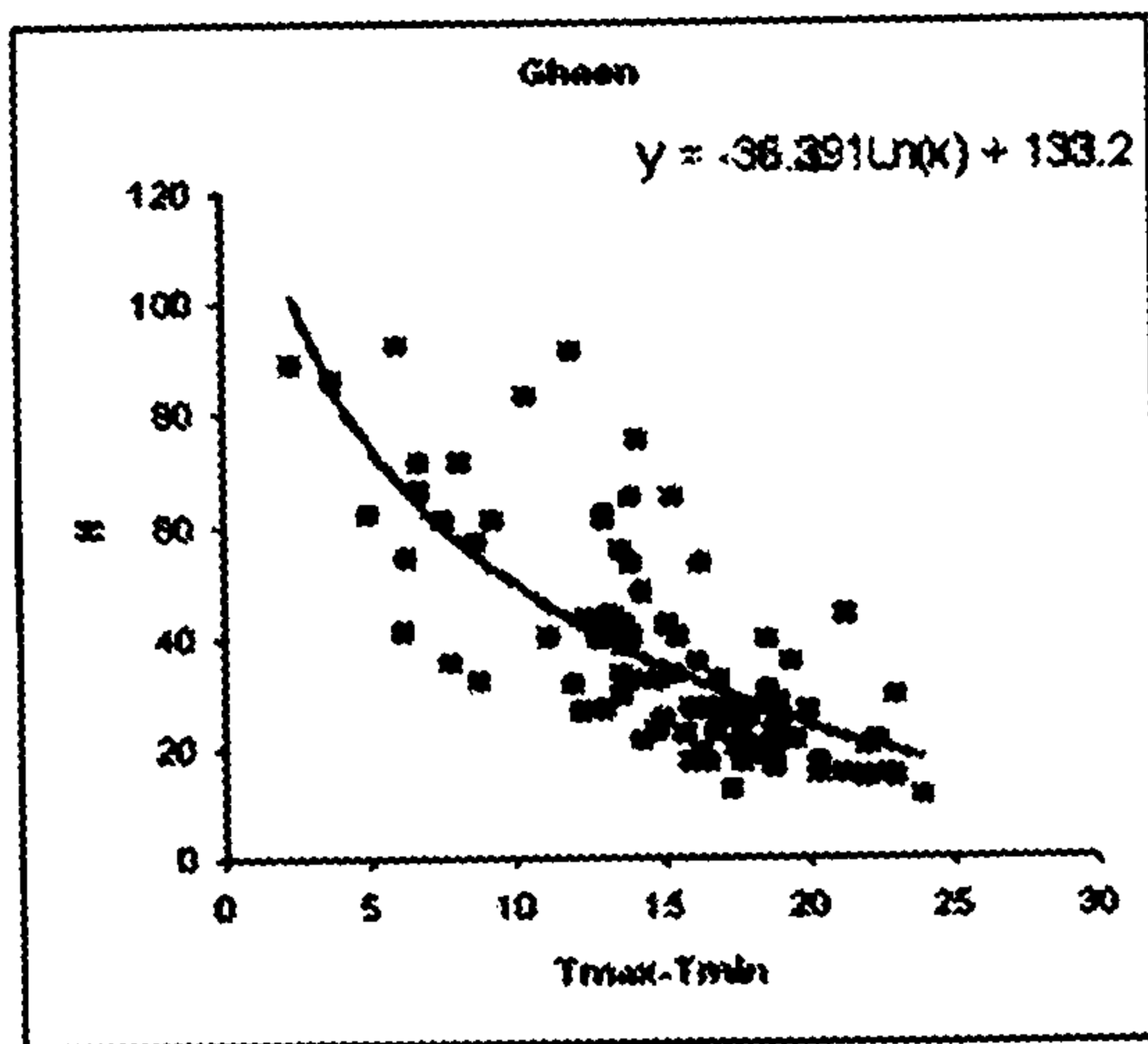
es فشار بخار اشباع، e فشار بخار، H رطوبت نسبی و T دمای خشک (درجه سانتیگراد) است. برای بدست آوردن تابش خالص خروجی از جو باید میزان تابش منعکس شده از جو را از میزان تابش زمین کم رد که حاصل همان تابش خالص خروجی خواهد بود. بدین منظور برای سهولت با توجه به اینکه درصد بالایی از جذب و انعکاس طول موجهای بلند که مربوط به انتقال حرارت تابش می شوند و عامل آن در جو، بخار آب میباشد از تابع فشار بخار که توسط بروننت پیشنهاد گردیده استفاده شد، بنابراین

$$R_N = R - R' = (1 - F(e))\sigma T^4 \quad (12)$$

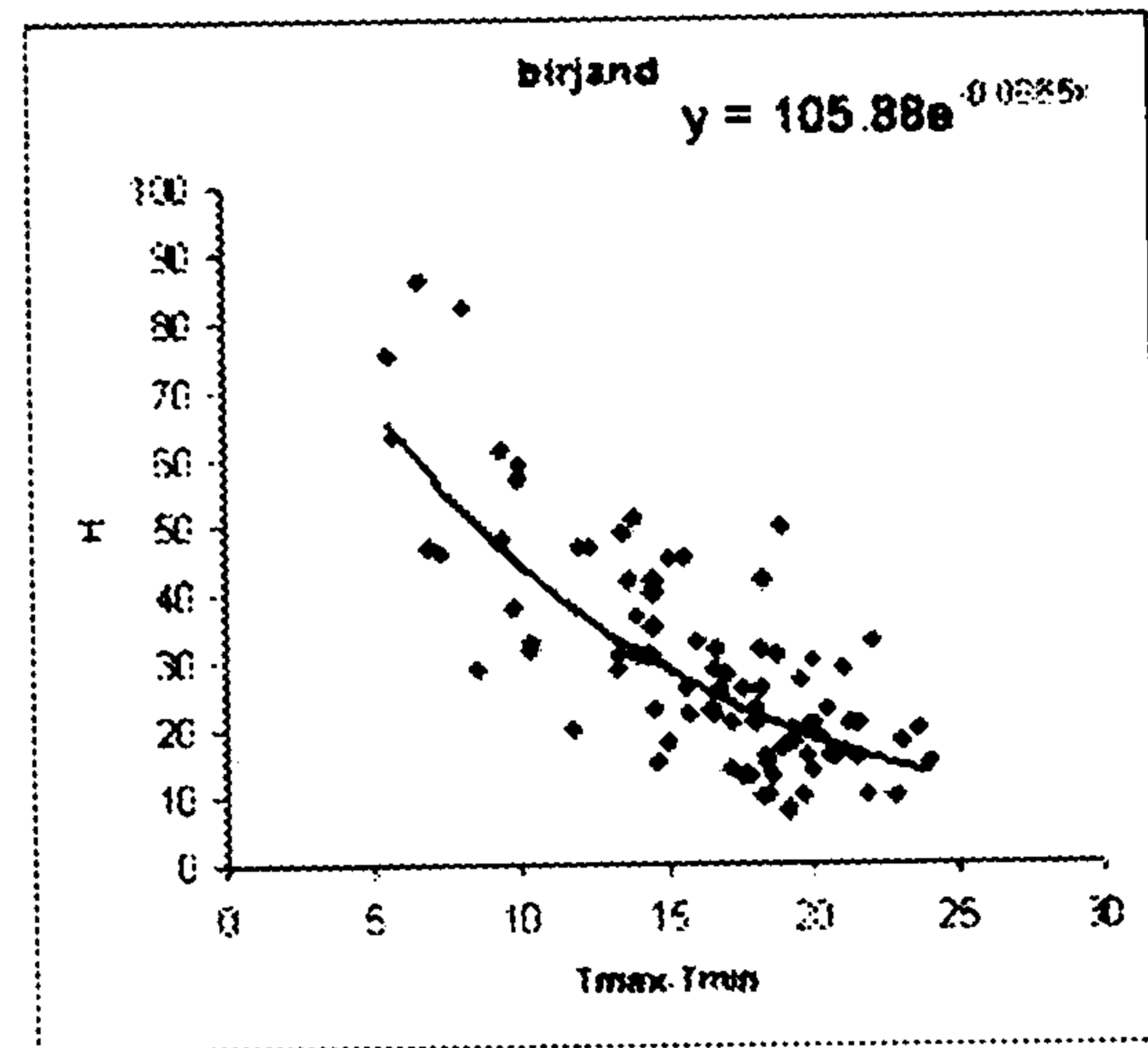
که R میزان تابش زمین، R' میزان انعکاس تابش توسط جو، R_N تابش خالص خروجی از جو و F(e) می باشد. فرمولهای بالا برای ایام با هوای آرام و آسمان صاف مورد استفاده قرار گرفته است. لازم به ذکر است که شارهای تابش بالا در زمان T₀ (غروب خورشید) محاسبه گردیده و دلیل آن کاربرد آنها در پیش بینی کمینه دما در صبح روز بعد بوده است. به دلیل انعکاس و جذب طول موجهای بلند توسط

دیگر بوده است، در گناباد حالت خاصی مشاهده میشود دمای ماکزیمم آن کمتر از دو شهر دیگر است و این احتمالاً به خاطر موقعیت جغرافیایی خاص منطقه گناباد میباشد که معمولاً همیشه هوای نسبتاً سرد و خشکی از روی آن عبور میکند. در واقع گناباد بین دو رشته کوه قرار گرفته و هوای خشک از درون این دره عبور می کند و شرایطی تقریباً مانند کویر لوت دارد. با توجه به جدول ۱ و شکل‌های ۵ و ۶ تنوع آب و هوایی در این منطقه مشاهده میشود.

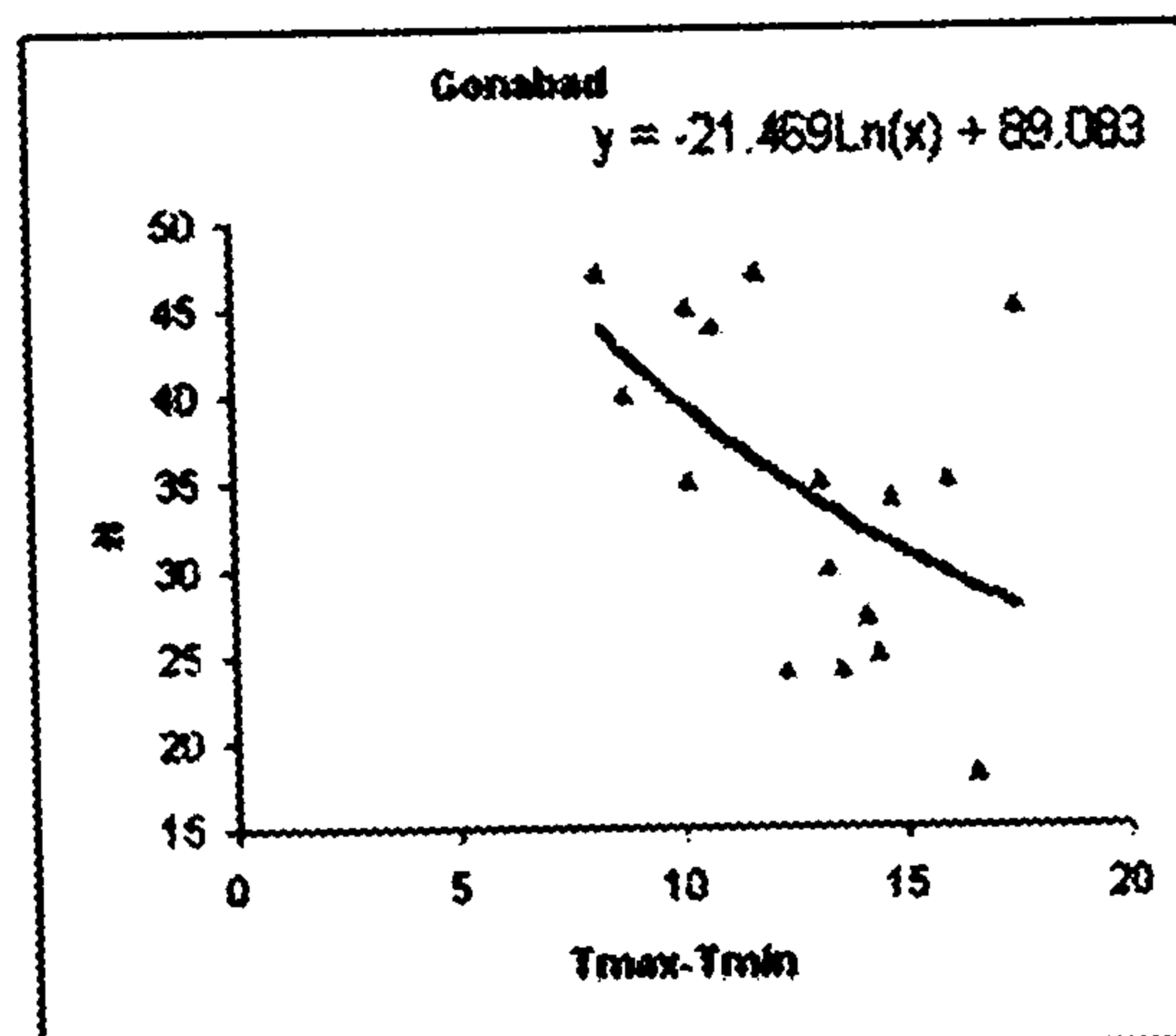
(در بیرجند داده ها از سال ۱۹۷۱ تا ۲۰۰۰ و در دو شهر دیگر داده ها از سال ۱۹۸۷ تا ۲۰۰۰ مورد مطالعه قرار گرفت). در دوره آماری مشترک از ۱۵ مارس تا ۱۰ می (۱۹۸۷ تا ۲۰۰۰) بیرجند ۴۹ مورد یخبندان داشته است. از این آمار میتوان نتیجه گرفت که احتمال سرمازدگی محصولات کشاورزی در قائن بیشتر از بیرجند و گناباد است. با توجه به شکل ۵ روزهای یخبندان همزمان در قائن سردتر از دو شهر



شکل ۳: اختلاف دمای حداکثر و حداقل بر حسب رطوبت نسبی (H) در قائن



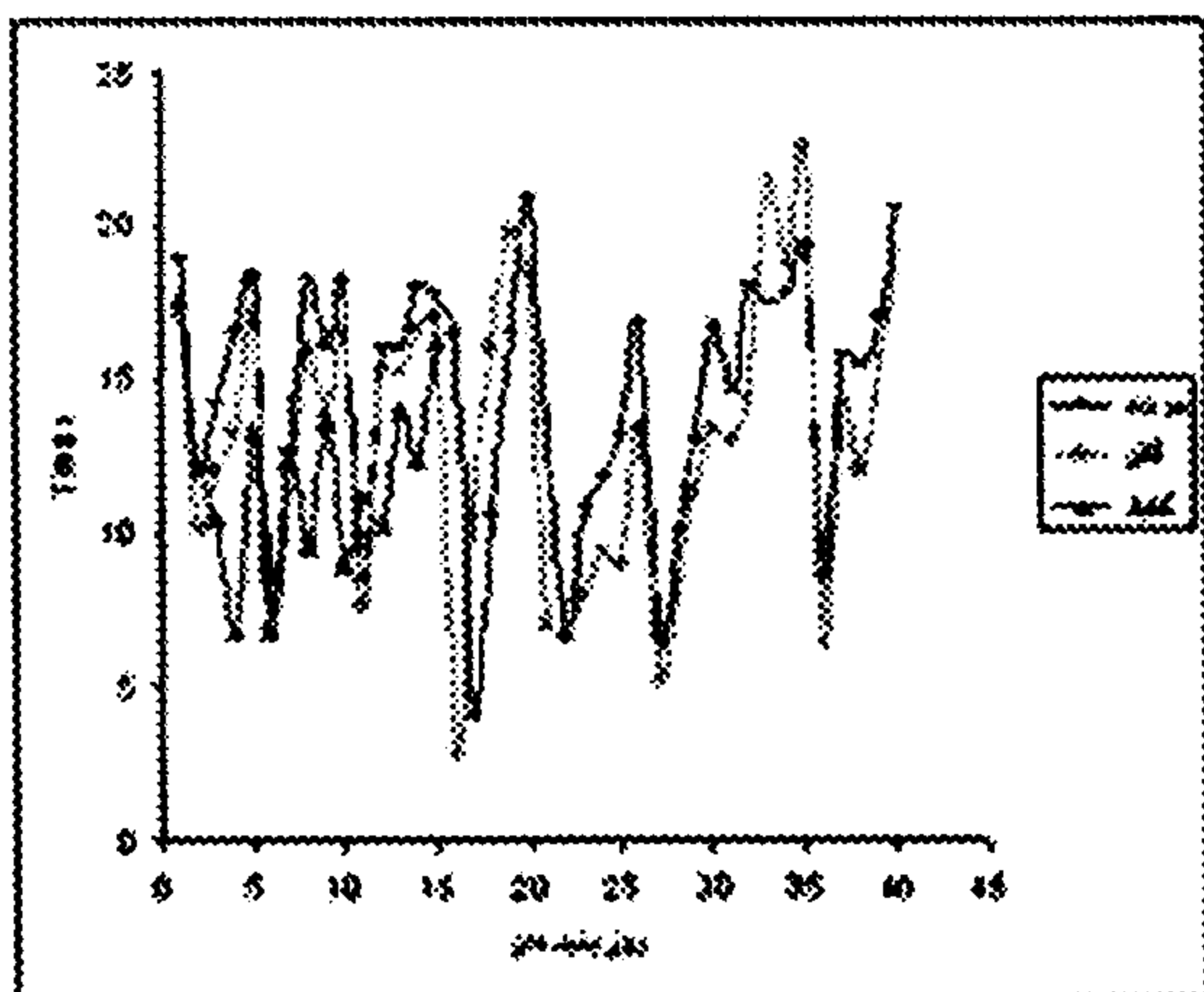
شکل ۲: اختلاف دمای حداکثر و حداقل بر حسب رطوبت نسبی (H) در بیرجند



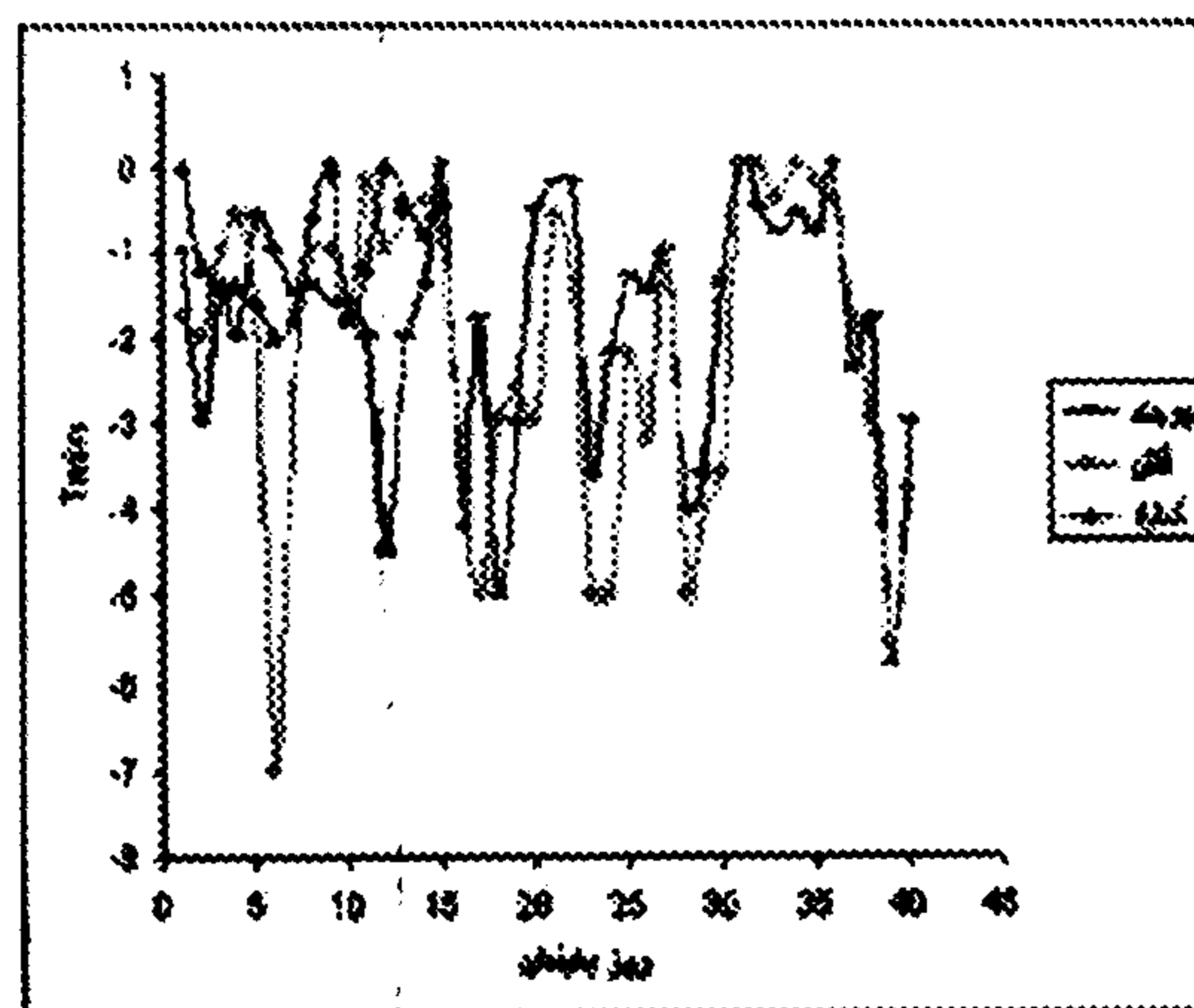
شکل ۴: اختلاف دمای حداکثر و حداقل بر حسب رطوبت نسبی (H) در گناباد

جدول ۱- تعداد یخبندانها در دوره آماری مشترک از ۱۵ مارس تا ۱۰ می (۱۹۸۷-۲۰۰۰)

شهر و دوره آماری	گناباد (۱۹۸۷-۲۰۰۰)	قائن (۱۹۸۷-۲۰۰۰)	بیرجند (۱۹۷۱-۲۰۰۰)
تعداد یخبندان ها	۷۹	۹۲	۱۶



شکل ۶: مقایسه ماکزیمم دما در روزهای یخبندان همزمان در بیرجند، قائن و گناباد



شکل ۵: مقایسه مینیمم دما در روزهای یخبندان همزمان در بیرجند، قائن و گناباد

نتایج

۱- محاسبه میزان کاهش دما توسط مدل برون

با داشتن رطوبت نسبی و دمای خشک، فشار بخار جو محاسبه شد. سپس مقادیر ثابت تابع برون با روش کمترین مربعات برای منطقه مورد مطالعه محاسبه شد.

$$F(e) = a + b\sqrt{e} \quad \text{و} \quad a = 0.72, \quad b = 0.0985$$

لذا تابع فشار بخار بصورت زیر است:

$$F(e) = a + b\sqrt{e} = 0.72 + 0.0985\sqrt{e} \quad (۱۳)$$

سپس با استفاده از فرمولهای زیر اختلاف دما از غروب تا طلوع خورشید را محاسبه کردیم.

میزان تابش سطح زمین هنگام غروب

$$R = \sigma T^4$$

میزان تابش منعکس شده از جو در هنگام غروب

$$R' = F(e)\sigma T^4$$

میزان تابش خالص سطح زمین

$$R_N = R - R' = (1 - F(e))\sigma T^4$$

اختلاف دما تا طلوع خورشید

$$T - T(0,t) = \Delta T = \frac{2R_N}{\rho CK^{\frac{1}{2}}} \left(\frac{t}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}}$$

C گرمای ویژه، K ضریب هدایت گرمایی و ρ چگالی لایه های بالاتر زمین است. میزان کاهش دما توسط روابط فوق و برنامه های رایانه ای بدست آمده و نتایج آن در شکل های ۷ تا ۱۲ آمده است. اختلاف دمای محاسبه شده از مدل برون بر حسب

اختلاف دمای مشاهده شده در شهرهای بیرجند، قائن و گناباد به ترتیب در شکل‌های ۷، ۹ و ۱۱ نشان داده شده است. همانطور که ملاحظه میشود اختلاف دمای محاسبه شده تفاوت زیادی با اختلاف دمای مشاهده شده دارد. زیرا در این مدل تغییرات تابش در طول شب ثابت فرض شده است.

۲- محاسبه میزان کاهش دما توسط مدل گروین

در مدل گروین تغییرات دمای سطح زمین که در طول شب در مدل برونیت ثابت فرض شده بود در نظر گرفته شده و توسط قانون کاهش دمای نیوتن میزان کاهش دما بوسیله روابط زیر محاسبه شده است.

$$\frac{T - T_0}{u} = \exp\left(\frac{t}{\tau}\right) \operatorname{erfc} \sqrt{\left(\frac{t}{\tau}\right)} - 1 \quad (14)$$

که در آن

$$T = \left(\frac{\rho_l C_l K_l^{\frac{1}{2}}}{F} \right) \quad \text{و} \quad u = \frac{R_0}{F} \quad \text{و} \quad F = \frac{dR}{dT}$$

$$\rho = 1.06 \times 10^3 \text{ kgm}^{-3}, \quad C = 0.8 \times 10^3 \text{ jkg}^{-1} \text{ K}^{-1},$$

$$\alpha_n = 0.24 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$\Rightarrow \rho C K^{\frac{1}{2}} = 106 \times 0.8 \times 10^6 \times (0.24 \times 10^{-6})^{\frac{1}{2}} = 627 \text{ jm}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{\frac{-1}{2}}$$

که در آن ρ جرم حجمی، C گرمای ویژه خاک و α_n ضریب پخش حرارتی است. t زمان مورد نظر برای پیش بینی کمینه دما و برابر با ۱۲ ساعت است (در اینجا ساعت ۱۵ گرینویچ برابر زمان صفر و ساعت ۳

گرینویچ نیز بعنوان زمانی که کمینه دما اتفاق می افتد، در نظر گرفته شده و اختلاف این دو زمان ۱۲ ساعت است). میزان کاهش دما توسط روابط فوق و برنامه های رایانه ای بدست آمد است. اختلاف دمای محاسبه شده از مدل گروین بر حسب اختلاف دمای مشاهده شده در شهرهای بیرجند، قائن و گناباد به ترتیب در شکل‌های ۸، ۱۰ و ۱۲ نشان داده شده است. پس مدل گروین مناسبتر از مدل برونیت میباشد. بدین ترتیب با استفاده از مدل گروین میتوان اختلاف دمای غروب و طلوع را محاسبه کرد ($T_s - T_r$) و چون در هر روز T_s (غروب) معلوم است، میتوان دمای کمینه که در طلوع روز بعد اتفاق می افتد را بدست آورد (T_r). همانطور که ملاحظه میشود اختلاف دمای محاسبه شده تفاوت زیادی با اختلاف دمای مشاهده شده در مدل گروین ندارد. زیرا در این مدل تغییرات تابش از ساعت ۱۵ تا ۳ گرینویچ (در طول شب) ثابت فرض نشده و پارامتر $F = \frac{dR}{dT}$ در فرمول محاسبه شده است.

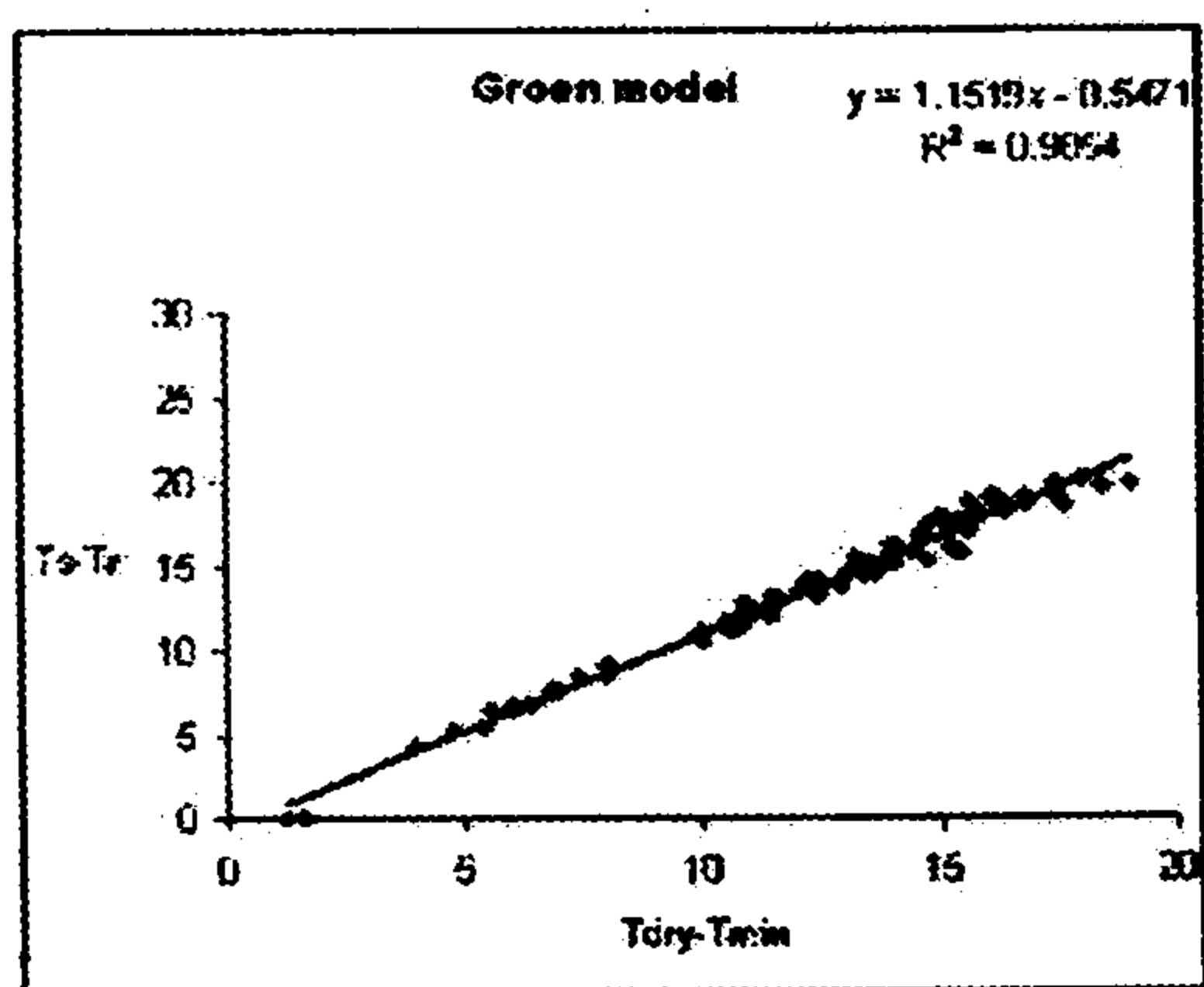
نتایج و بحث

با توجه به شکل‌های ۵ و ۶ روزهای یخبندان همزمان در قائن سردتر از دو شهر دیگر بوده است، در گناباد حالت خاصی مشاهده میشود دمای ماکزیمم آن کمتر از دو شهر دیگر است و این احتمالاً به خاطر موقعیت جغرافیایی خاص منطقه گناباد میباشد که معمولاً همیشه هوای نسبتاً سرد و خشکی از روی آن عبور میکند.

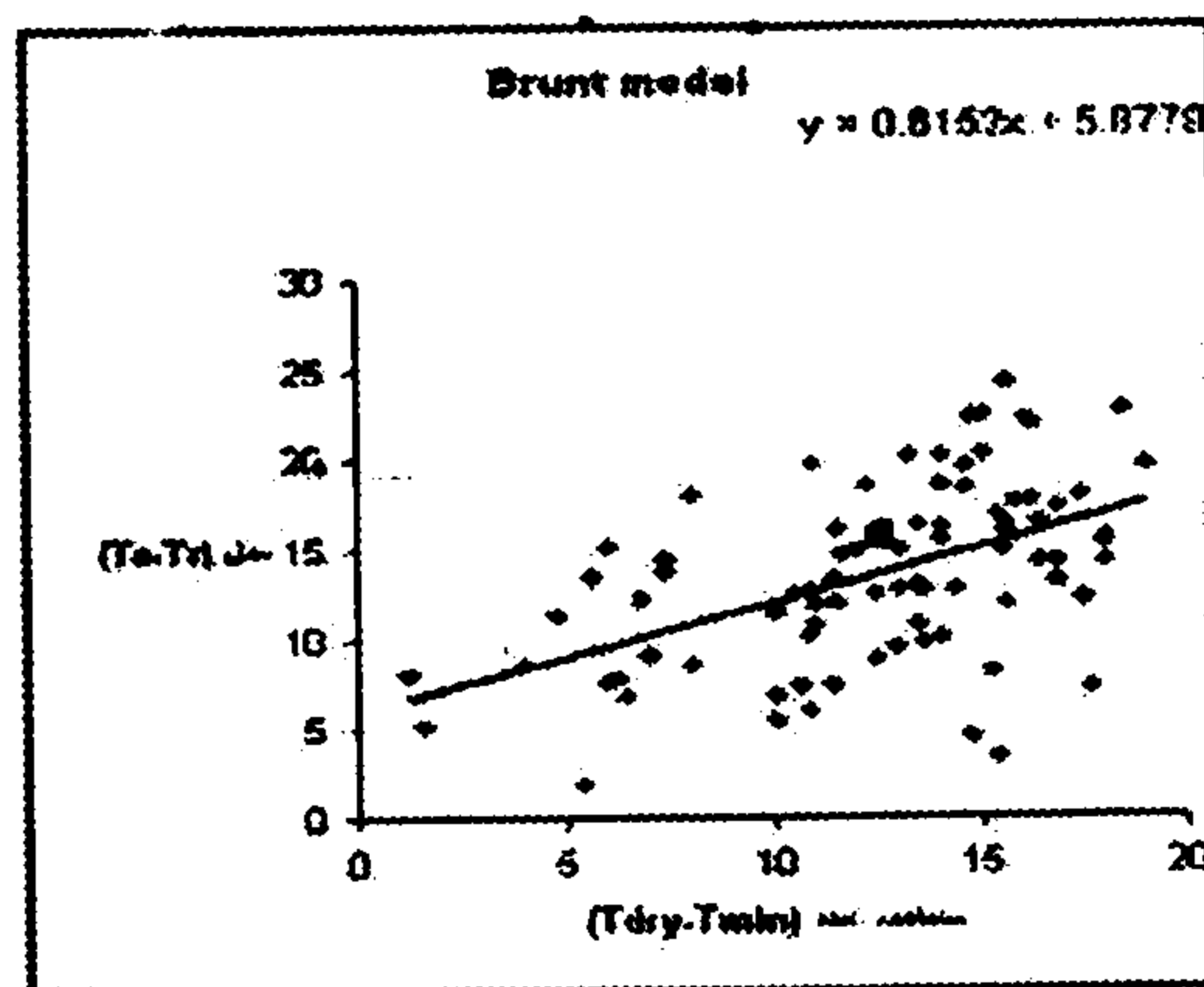
بررسی های آماری شبهای یخبندان در استان خراسان جنوبی برابر است با: $F(e) = 0.072 + 0.0985\sqrt{e}$

است و در این حالت لایه سطحی جو در شب زیاد سرد نمیشود. در رطوبتهای بالا تابع رطوبت جو دیگر با مقادیر محاسبه شده ثابتهای a و b جوابگو نخواهد بود. لذا در هنگامی که رطوبت بالا است مشاهده میشود که دمای خشک منهای دمای حداقل مقدار منفی شده است (شکل ۹) که این نادرست بوده و خطای مدل را در رطوبتهای زیاد نشان میدهد. در واقع هنگامی که رطوبت خیلی زیاد باشد جو زمین گرم نگه داشته شده و سرمازدگی در چنین حالتی اتفاق نمی افتد. پس مدل گروین مدل مناسبی برای پیش بینی دمای کمینه به منظور اطلاع از وقوع سرمازدگی محصولات کشاورزی پیشنهاد میشود.

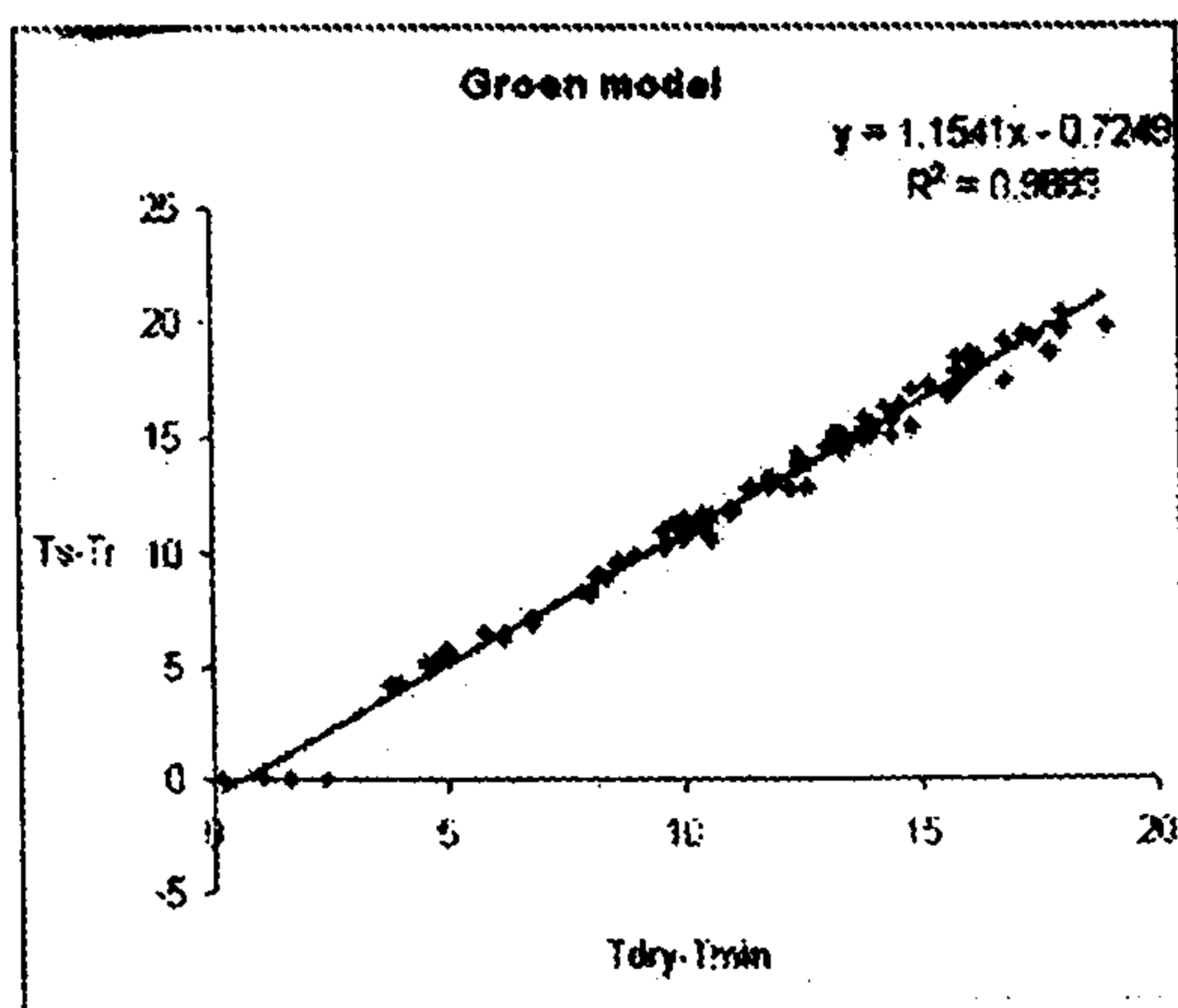
با توجه به نتایج محاسبات میزان کاهش دما توسط مدل‌های برون‌ت و گروین در شبهای با آسمان صاف مشاهده میشود که میزان کاهش دما توسط مدل گروین به میزان مشاهده شده نزدیکتر است و این نتیجه به دلیل دقت بیشتر در محاسبه میزان تابش خروجی از جو بوده که در این مدل دما در طول شب یکسان فرض نشده و میزان $\frac{dR}{dT}$ در محاسبه میزان کاهش دما منظور گردیده است. لذا برای محاسبه میزان کاهش دما در شبهایی که آسمان صاف است، مدل گروین پیشنهاد میگردد. در آنجایی که رطوبت خیلی زیاد میشود مدل جوابگو نمیباشد دلیل آن تاثیر در میزان انتشار امواج فروسرخ به جو (با ازدیاد رطوبت میزان تابش خروجی کاهش مییابد)



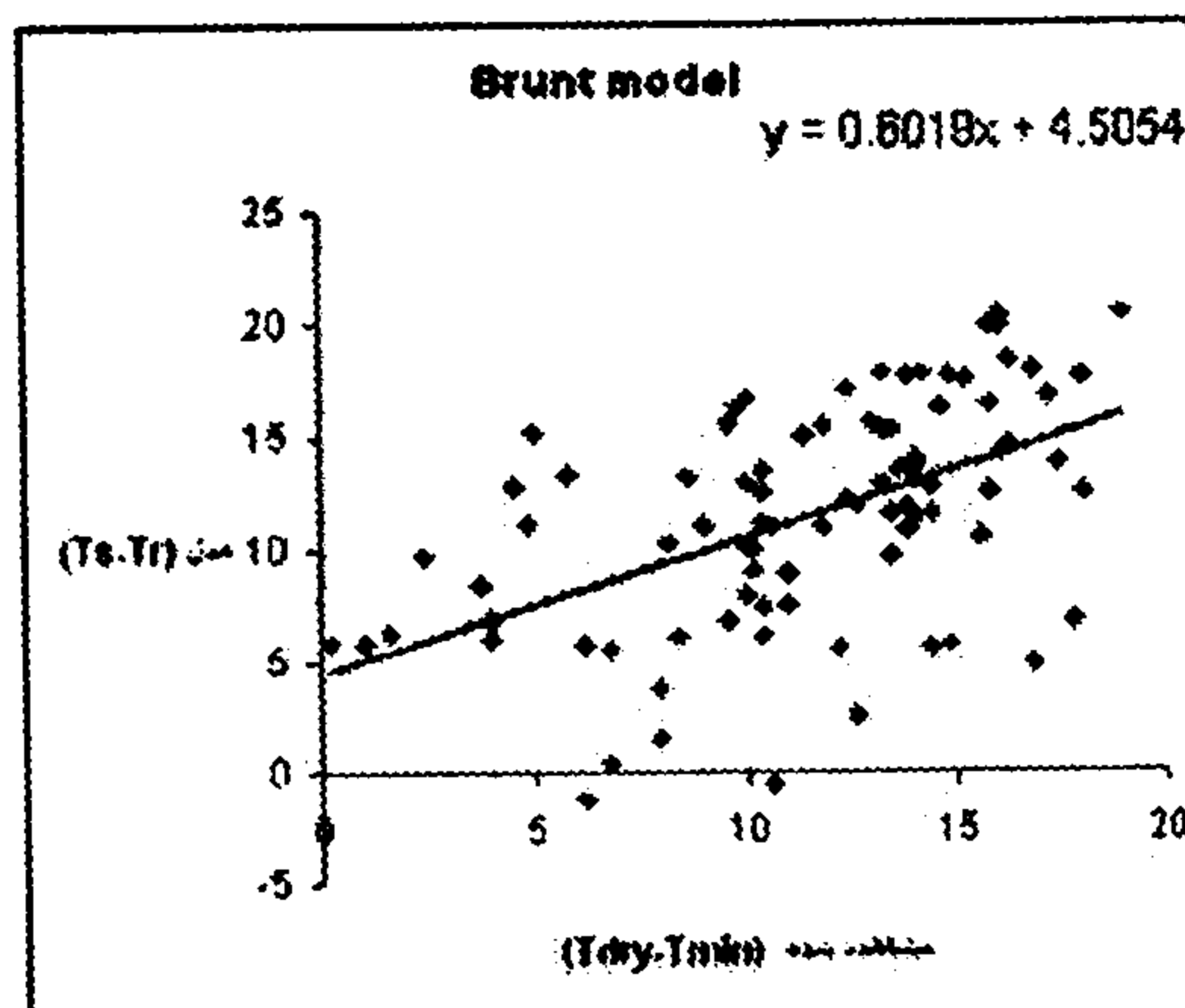
شکل ۸: میزان کاهش دمای محاسبه شده بر حسب دمای مشاهده شده در بیرجند، مدل گروین



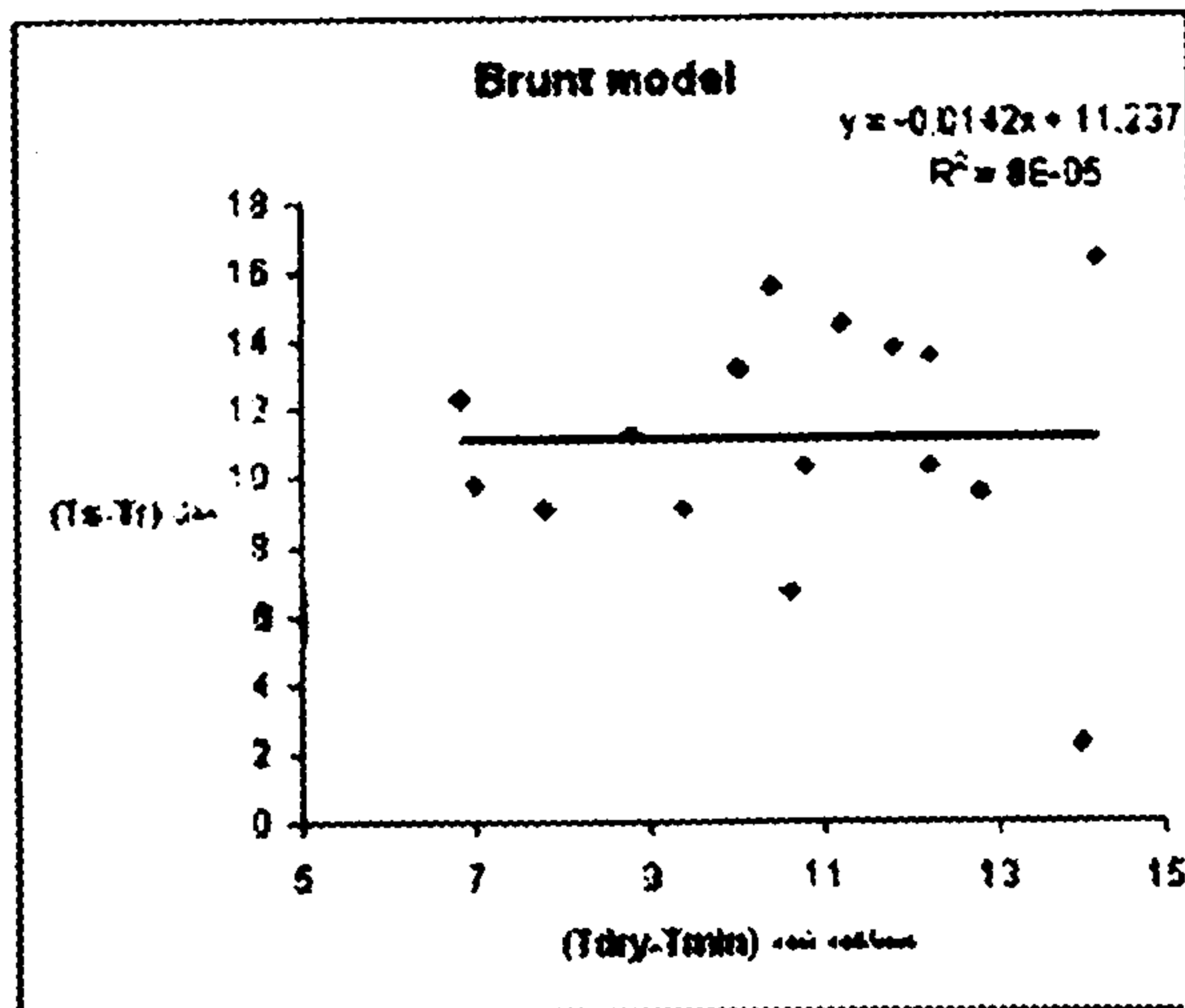
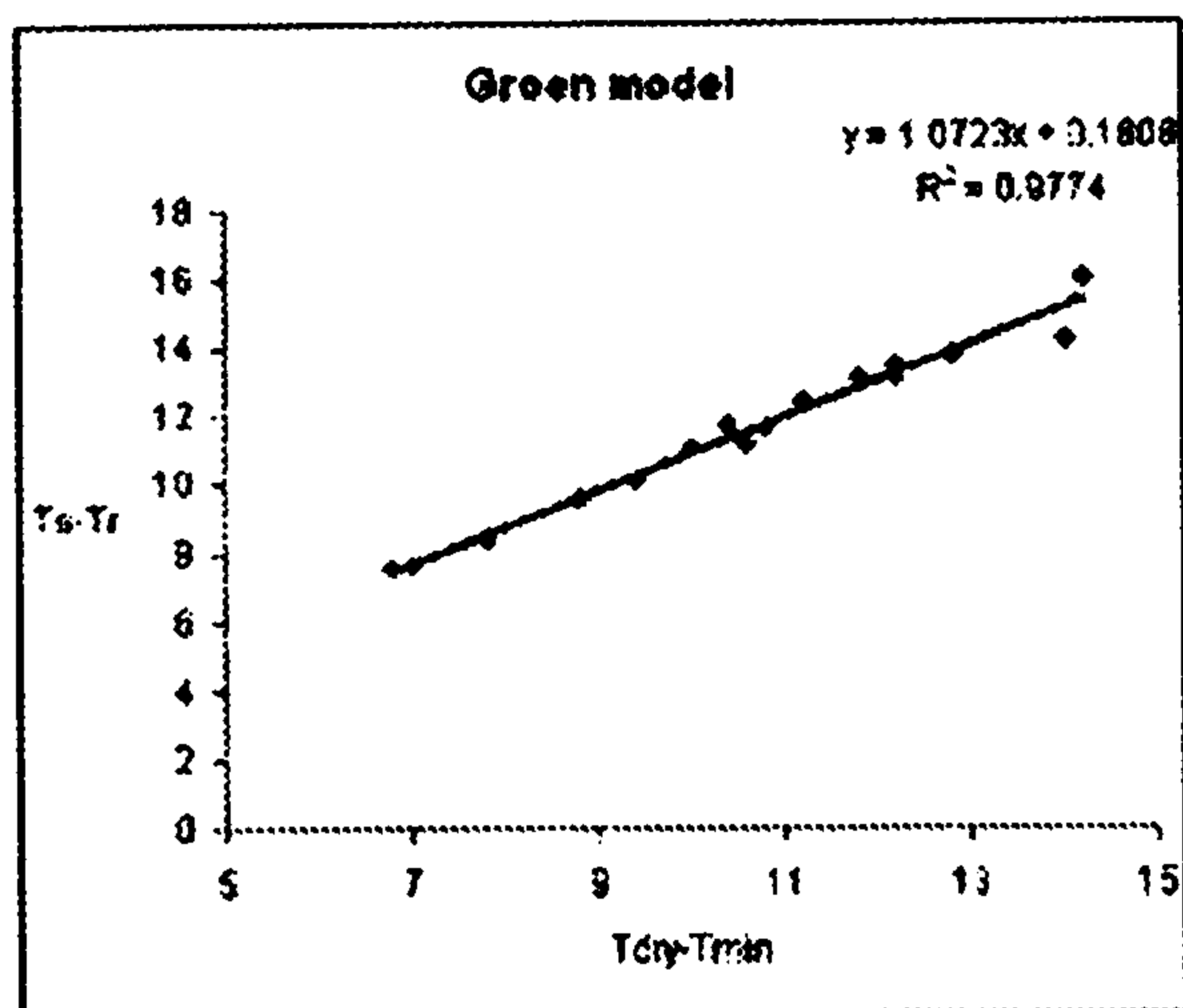
شکل ۷: میزان کاهش دمای محاسبه شده بر حسب دمای مشاهده شده در بیرجند، مدل برون‌ت



شکل ۱۰: میزان کاهش دمای محاسبه شده بر حسب دمای مشاهده شده در قائن، مدل گروین



شکل ۹: میزان کاهش دمای محاسبه شده بر حسب دمای مشاهده شده در قائن، مدل برون‌ت



شکل ۱۲: میزان کاهش دمای معاسبه شده بر حسب دمای مشاهده شده در کتاباد، مدل گرین

شکل ۱۱: میزان کاهش دمای معاسبه شده بر حسب دمای مشاهده شده در کتاباد، مدل برونت

منابع

- ۱- خوشحال، ج. بررسی یخبندان در ارتباط با محصولات کشاورزی اصفهان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۳۶۸.
- ۲- مجرد قره باغ، ف. تحلیل و پیش بینی یخبندان در آذربایجان. پایان نامه دکترا، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۳۷۶.
- 3- Aherns, C. D., Essential Meteorology , 1998, Wadsworth publishing company.
- 4- Arya, S. P., 1999, Air pollution meteorology and dispersion, Oxford University press.
- 5- Figuerola, P.I., Mazzeo, N.A., 1997. An analytical model for the prediction of nocturnal and dawn surface temperatures under calm, clear sky conditions. Agric. For. Mete. 85, 229-237.
- 6- Isaac M. Held and Brian J. Soden, 2000: Water vapor feedback and Global Warming. Annu. Rev. Energy Environ, 25, 441-475.
- 7- Lashof, D. A., B. J. Deangelo, S. R. Saleska, and J. Harte, 1997: Terrestrial ecosystem feedbacks to global climate change. Annu. Rev. Energy Environ, 22, 75-118.
- 8- Lhommea, J.P., Guilioni L., 2004: A simple model for minimum crop temperature Forecasting during nocturnal cooling. Agric. For. Mete. 123, 55-68.
- 9- Stull, R. B., 2000, Meteorology for Scientists and engineers, Brooks/cole.
- 10- Suttan, O. G., Micrometeorology, 1953, Mc Graw Hill Company.

***EFFECT OF TERRESTRIAL RADIATION ON
NOCTURNAL COOLING OF SURFACE LAYER AND
PREDICTION OF MINIMUM TEMPERATURE IN
SOUTH OF KHORASAN PROVINCE***

F. Malekifard¹, A. Bidokhti²

1- Meteorology Organization, P.O.B. 13185-461, Iran. 2- Institute of Geophysics Tehran University, P.O.B. 14155-6466, Iran. Email: malekifard20@yahoo.com

Received : 9/3/2004

ABSTRACT

Surface layer in south of khorasan province has been studied to forecast minimum temperature and issue early warning for prevention of crop frosting in the area. At first effective parameters in surface layer temperature variation where studied, then necessary meteorological data from weather stations (Birjand, Ghaen and Gonabad) in the statistical period were analyzed and by using theoretical models of Brunt and Groen minimum temperature for clear and calm night forecast the result was that Groen model was more exact than the Brunt model. But Groen model in high humid condition is not acceptable.

Key word: nocturnal cooling, frost, terrestrial radiation and minimum temperature

