

弱風晴天日における日射, 気温, 海陸風の日変化位相差形成メカニズム

*中川清隆・渡来 靖・細矢明日佳 (立正大・地球環境科学)

I. 弱風晴天猛暑日における日射, 気温の日変化の関係

関東平野北西部に位置する熊谷では1999年～2008年の10年(3653日)間に163回猛暑日が出現した。そのうち、日最高気温起時までの日照率80%以上の日を晴天日、地衡風速3.6m/s以下の日を弱風日とすると、弱風晴天猛暑日数は30日である。図1は弱風晴天猛暑日における日最高気温(左)と同起時(右)分布のコンポジットである。熊谷弱風晴天猛暑日の関東平野平均日最高気温は34.2℃なので、図1左で0.8℃以上の地域は、熊谷に同期して弱風晴天猛暑日が出現する地域に相当する。関東平野北西部に顕著な猛暑域がまとまって分布する一方、沿岸地域には1～3℃低温な地域が分布する。図1右の日最高気温起時は、猛暑域では太陽南中後2.5～3.5時間であるのに対して、相対的に低温な沿岸地域では太陽南中後1時間前後である。これらの特徴は、数値シミュレーションでも再現され、日射, 気温, 海陸風循環の三者の密接な関係により生じていると考えられる。三者の関係を説明し得る簡潔なメカニズムの提案を試みる。

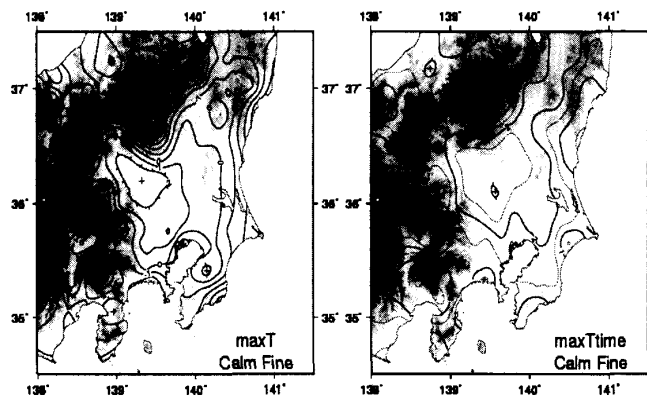


図1 弱風晴天猛暑日における日最高気温(左)と同起時(南中後経過時間)(右)の分布

II. 日射, 気温および海陸風の日変化形成メカニズム

全天日射量の日変化を,

$$I = I^* + \sum \delta I_n \cos(n\omega t) \quad \dots\dots (1)$$

で表わす。ここで、 I^* : 日平均日射フラックス密度、 δI_n : 波数 n の全天日射量波の振幅、 n : 波数、 ω : 地球自転角速度である。この時、水平一様地表面直下の厚層 δz の地表層の熱収支を満足する高度(または深度) z における時間 t の温度 $T_{z,t}$ は、

$$T_{z,t} = T^* + \sum \delta T_n e^{-(n\omega/2\kappa)^{0.5}z} \cos[n\omega t - \phi_n - (n\omega/2\kappa)^{0.5}z] \quad \dots\dots (2)$$

$$\delta T_n = (1-\alpha) \delta I_n \sin \phi_n / [c_a \rho_a \delta z n \omega + c_0 \rho_0 (n\omega \kappa_0/2)^{0.5} + c_a \rho_a (r_b+1) (n\omega \kappa_a/2)^{0.5}] \quad \dots\dots (3)$$

$$\tan \phi_n = [c_0 \rho_0 n \omega \delta z + c_a \rho_a (n\omega \kappa_0/2)^{0.5} + c_a \rho_a (r_b+1) (n\omega \kappa_a/2)^{0.5}] / [4(1-\epsilon_a) \sigma T^* + c_0 \rho_0 (n\omega \kappa_0/2)^{0.5} + c_a \rho_a (r_b+1) (n\omega \kappa_a/2)^{0.5}] \quad \dots\dots (4)$$

となる。ここで、 T^* : 日平均温度、 δT_n : 波数 n の地表面温度波の振幅、 κ : 大気中 κ_a または土壌中 κ_0 の熱拡散係数、 ϕ_n : 波数 n の日射-地表面温度位相差、 α : 地表面アルベド、 r_b : ボーエン比、 ϵ_a : 大気の見かけの射出率、 c_0 : 土壌比熱、 ρ_0 : 土壌密度、 c_a : 大気比熱、 ρ_a : 大気密度、 σ : ステファン・ボルツマン定数である。これらの式から、日射波により気温波が駆動され、気温波の振幅は日射波の振幅に比例し、波数 n ごとに異なる位相の遅れ ϕ_n が存在することが分かる。

海上の温度は日変化せず T_{sea}^* で一定であり、内陸の温度が

$$T_{land} = T_{land}^* + \sum \delta T_n \cos(n\omega t - \phi_n) \quad \dots\dots (5)$$

で表される場合、海岸線に垂直な鉛直面上の閉回路に沿った循環 C は次式

$$dC/dt + kC = R(T_{land}^* - T_{sea}^* + \sum \delta T_n \cos(n\omega t - \phi_n)) \ln(p_0/p_1) \quad \dots\dots (6)$$

となる。内陸と海上の日平均気温が等しい場合の平均循環速度 V は

$$V = \sum \delta T_n R / \{(k^2 + n^2 \omega^2)^{0.5} L\} \ln(p_0/p_1) \cos\{n\omega t - \phi_n - \tan^{-1}(n\omega/k)\} \quad \dots\dots (7)$$

で表される。ここで、 k : 抵抗係数、 p_0 : 循環下端面気圧、 p_1 : 循環上端面気圧である。式(7)は、循環 C も全天日射量の日変化により駆動されており、波数ごとに異なる位相差を持つことを示している。

III. 日射, 気温および海陸風の日変化の相互関係

図2に、波数6までの有限フーリエ級数近似された夏至の日の全天日射量の日変化にตอบสนองした地表面熱収支各項と地表面温度・地上気温、および海陸風平均循環速度の日変化を示す。大気透過率をはじめとする様々なパラメータの値は適当に仮定されている。地表面熱収支各項のうち潜・顕熱と地中熱流は吸収日射量の日変化と位相差のない日変化を示し、地表層熱貯留変化率は約3時間位相が早く、長波放射収支は約3時間位相が遅い。地表層熱貯留変化率が0になる時刻に地表面温度の日最高値および日最低値が出現し、気温の日最高値および日最低値はそれから更に若干遅れて出現する。吸収日射量と温度の位相差に注目すると、太陽南中時から約3時間遅れて日最高気温が出現し、日出時間に日最低気温が出現している。

図2によれば、海風は午前10時ごろ吹き始め、日最高気温起時の約1時間後の16時ごろ最高風速に達し、21時過ぎまで吹走する。夜半以降、陸風は徐々に強まり、日出時ごろ最高風速に達する。海陸風の平均循環速度の強度は、閉回路長 L 、閉回路上端面気圧 p_1 、抵抗係数 k に対して、位相は抵抗係数 k に対して、それぞれ敏感である。また、内陸・海上間に日平均温度差 $T_{land}^* - T_{sea}^*$ があると $\{R/(kL)\} \ln(p_0/p_1) (T_{land}^* - T_{sea}^*)$ だけ循環速度が増加し、それに応じて海陸風吹走開始時刻が速まり終了時刻が遅くなる。

海風吹走の間式(7)を時間積分した値が地上風可能吹走距離となるとすれば、それは閉回路長 L の1/2に等しくならねばならない。この場合、海風の海岸からの最大侵入距離(即ち、侵入限界距離) $L/4$ は、

$$L/4 = [\sum \delta T_n R / \{4n\omega (k^2 + n^2 \omega^2)^{0.5}\} \ln(p_0/p_1)]^{0.5} \quad \dots\dots (8)$$

として求まることになる。温度波振幅、抵抗係数、閉回路上端面気圧の組み合わせにより様々な値が得られるが、抵抗係数 $k = 23.552 \times 10^{-5}$ 、 $p_1 = 700$ hPaとした図2の場合は $L/4 \approx 60$ kmと見積もられる。海岸からの距離がこの $L/4$ より短い地域では、太陽南中時後3時間程度以内に海風が侵入して来れば冷気移流に伴い昇温が止まるので、海風前線到達時刻が日最高気温起時となることになる。その時の日最高気温は、当然、海風が侵入して来なかった時に期待される値よりは低く、海風前線到達時刻が早い海岸に近い所ほど低くなる。

IV. おわりに

図1に認められる特徴を説明できる極めて簡潔なメカニズムを提唱した。現実の現象では、背後の山地や関東平野北西部の谷地形など、本提案では考慮していない条件も効いている可能性が大きい。このような効果も含めうる簡潔なモデルが提唱できれば、現象の理解が深まるだけでなく気象教育の tool としても極めて有益なものとなる。

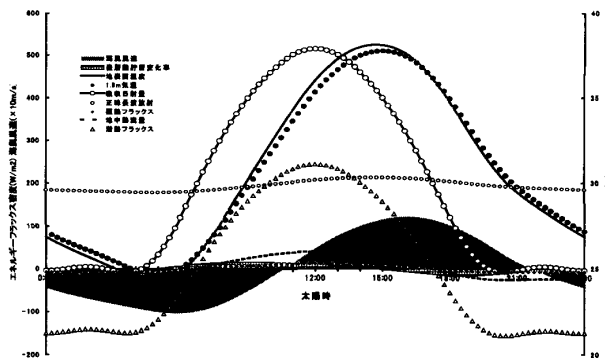


図2 本研究が提案するメカニズムによる、夏至の日における平野内陸部の地表面熱収支各項、地表面温度、地上気温、海風循環の日変化