

愛媛大学大学院 正会員 ○藤森 祥文, 森脇 亮, 渡辺 政広
(株) 日本テクシード 非会員 岡田 達也

1. はじめに

松山平野内に位置する松山市では、上水道用水資源の約 5 割を地下水に依存し、また、松山市周辺の伊予市や、松前町などではほぼ 100% 依存している。このように、水源の多くに地下水を利用している松山平野において、水循環を把握することは重要な課題である。将来の気候変動に対する水循環の予測も必要となる。本研究では、松山平野において WEP モデル（（独）土木研究所）を用い、水循環解析を行うための基礎的段階として、その適用性を主に地表面の温度と蒸発散量の視点から検討する。WEP モデルは、地下水の循環と、地表面の熱収支をもとにした蒸発散量などを同一モデル内で解析できる特徴がある。

2. 解析方法

解析対象領域は図 1 に示す松山平野であり、平野内を流れる河川の集水域を対象としている。対象領域を 9042 個のメッシュに分割する。1 メッシュの大きさは 250m×250m の正方形である。各メッシュに入力する主なデータを表 1 に示す。土地利用は 1997 年のデータである（図 2）。基礎的な検討を行うため、各項目にはこれらのデータを一部簡略化して用いている。また、地下水帯水層は地表面から順に、不圧帯水層、難透水層 1、被圧帯水層 1、難透水層 2、被圧帯水層 2 の計 5 層に分割する。計算領域の境界は閉境界である。

モデル内で用いる地下水流れの基礎式の一例として不圧帯水層のものを示す。

$$C_u \frac{\partial h_u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[k(h_u - z_u) \frac{\partial h_u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k(h_u - z_u) \frac{\partial h_u}{\partial y} \right] + (Q_3 + WUL - RG - E - Per - GWP) \quad (1)$$

ここに、 h ：地下水位（不圧帯水層）、 C ：貯留係数、 k ：透水係数、 z ：帯水層底部の標高、 D ：帯水層の厚さ、 Q_3 ：不飽和透水層からの涵養、 WUL ：上水道漏水、 RG ：地下水流出、 E ：蒸発散、 Per ：下部帯水層への涵養、 GWP ：地下水揚水である。なお、下付き添字 u は不圧帯水層を示す。

モデル内で用いた蒸発散の基礎式の一例として、Penman 式による裸地からの蒸発を以下に示す。

$$Es = \frac{(Rn - G)\Delta + \rho_a C_p \delta e / r_a}{\lambda(\Delta + \gamma / \beta)} \quad (2)$$

ここに、 Es ：裸地蒸発量、 RN ：正味の放射、 G ：地中への熱伝導、 Δ ：飽和水蒸気圧の温度に対する変化率、 δe ：水蒸気圧の飽和水蒸気圧との差、 r_a ：水表面の空気力学的抵抗、 ρ_a ：空気の密度、 C_p ：空気の定圧比熱、 λ ：水の気化潜熱、 β ：蒸発効率、 $\gamma = C_p / \lambda$ である。この式は温度に関する変数を含んでいるが、WEP モデルは、モデル内で地表面における熱収支を考慮し蒸発散量の計算を行う。

これらの条件でモデル化した松山平野に 2001 年の気象条件を与え計算を行い、地表面温度、蒸発散量に関する検討を行う。

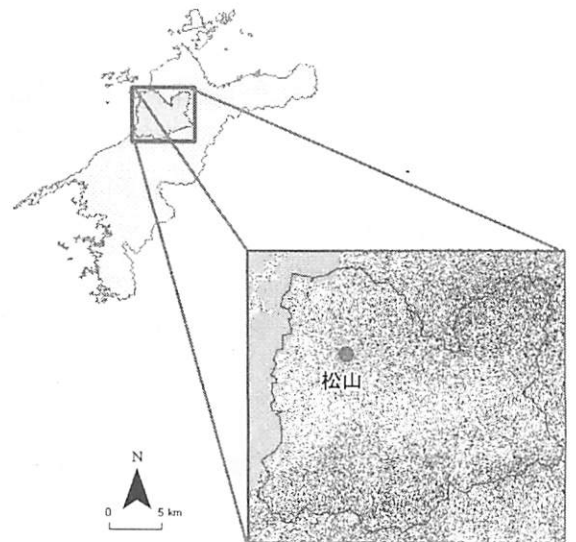


図 1 対象領域（松山平野）

表 1 主な入力データ

入力データ	データソース
流域界	国土数値情報
標高	国土数値情報
土地利用	国土数値情報
表層土壌	国土数値情報
河川	1:25000地形図, 国土交通省
気象データ	AMeDAS

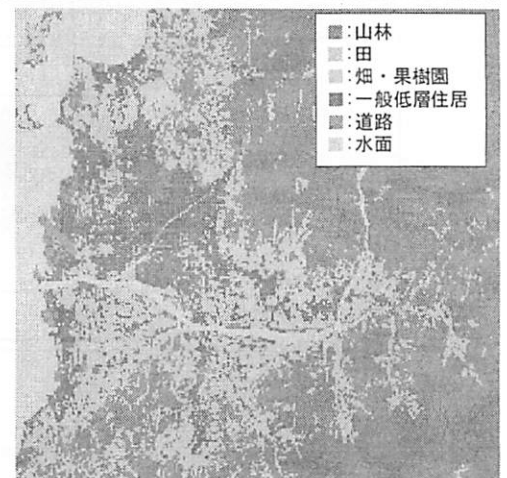


図 2 土地利用（1997 年）

3. 解析結果

3-1 地表面温度 図3に6月30日24時の地表面温度分布の計算結果を示す。地表面温度が高い値を示している領域は、図2に示す土地利用の市街地（一般低層住居）の領域と一致していることがわかる。この結果は、夏季の夜間に松山平野の市街地においてヒートアイランド現象が発生しているという観測結果¹⁾と同等である。よって、本モデルは平野内の地表面温度の現状を再現できているといえる。

3-2 年間蒸発散量 図4に年間蒸発散量の計算結果を示す。年間蒸発散量は都市域で少なく、森林で多くなっている。これは森林で蒸発散が起こりやすいという一般的な状況を定性的に示している。また、領域全体の年間蒸発散量は782.2mmと計算された。入力データである2001年の年間降雨量は1501.5mmであるため、年間降雨量に対する年間蒸発散量の割合は48.5%となる。この値は過去30年の降雨量や河川流量データなどから推定される年間蒸発散量の割合²⁾と同程度の値である。

3-3 単位時間当り蒸発散量 図5に単位時間当りの蒸発散量を示す。森林における値は0.5mm/hr程度で、潜熱フラックスに換算すると350W/m²となる。近藤(1994)³⁾によると、森林の昼間時潜熱フラックスは300W/m²前後を示している。同様に都市域の潜熱フラックスは110W/m²と換算される。この値はMoriwaki et al.(2004)⁴⁾によると、市街地での実測値と同等である。これらのことから、本モデルは平野内の蒸発散現象を適切に再現できているといえる。

4. おわりに

今後は河川流量や、地下水位などの検討を行い、流域全体での水循環と気象モデルを連携させた解析を行うことを目指す。

参考文献

- 1) 林佑亮：松山におけるヒートアイランドの実態把握，平成20年度愛媛大学工学部卒業論文，2009。
- 2) 財団法人防災研究協会：平成9年度重信川流域水収支機構検討業務委託報告書，平成10年3月。
- 3) 近藤純正：水環境の気象学 一 地表面の水収支・熱収支一，朝倉書店，pp.210, 1994。
- 4) R. Moriwaki and M. Kanda: Seasonal and Diurnal Fluxes of Radiation, Heat, Water Vapor, and Carbon Dioxide over a Suburban Area, Journal of Applied Meteorology, 43, pp.1700-1710, 2004。

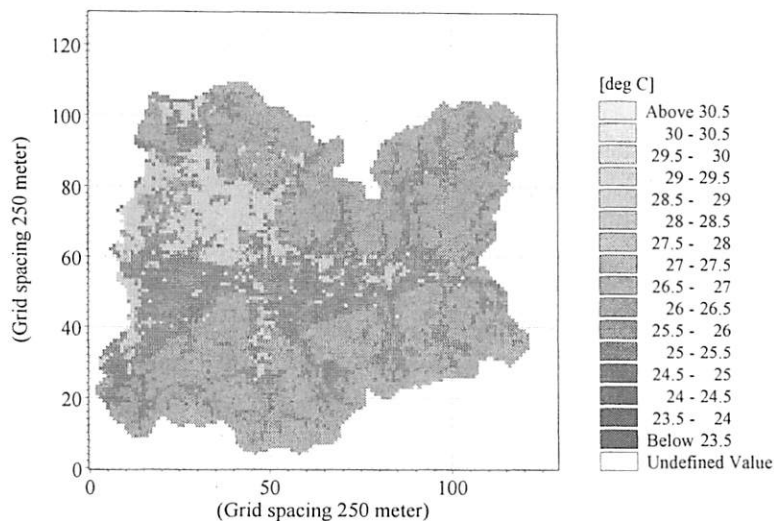


図3 地表面温度分布 (6月30日24時)

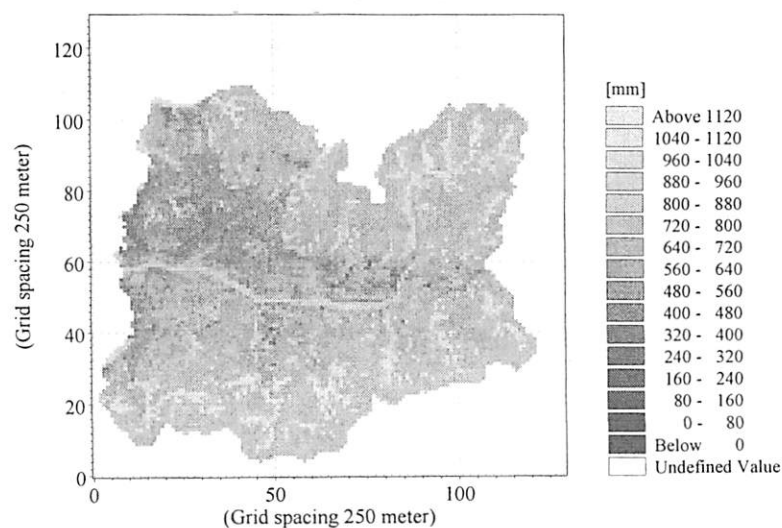


図4 年間蒸発散量

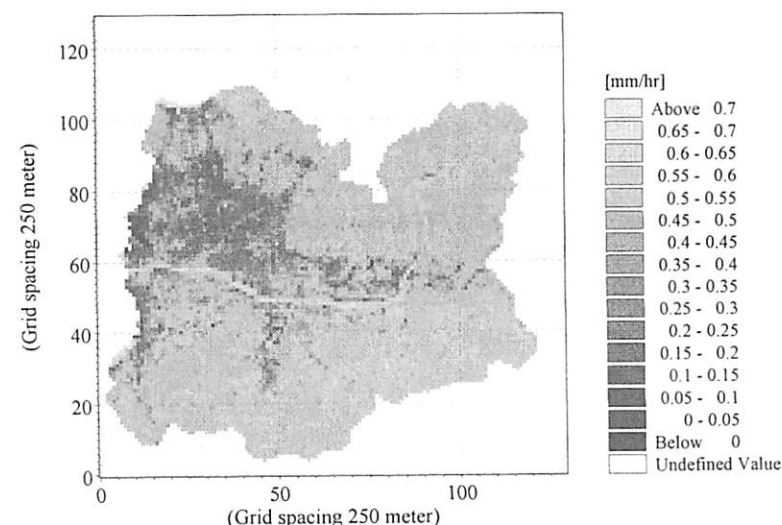


図5 単位時間当り蒸発散量 (6月30日12時)