中央大学博士論文

水の蒸発散能力が持つ都市熱環境緩和・抑制効果 の定量的評価に関する研究

加藤 拓磨

博士 (工学)

平成21年度 2010年3月

く目次>

- 1.1 地球温暖化現象とそれに伴う気候変動
- 1.2 都市化とヒートアイランド現象
- 1.3 熱環境問題への対策
- 1. 4 熱環境の定量的評価の難しさ
- 1.5 本研究の目的と構成

- 2.1 はじめに
- 2.2 水の蒸発実験概要
- 2.3 定常状態における気流温度・比湿の鉛直分布
- 2. 4 定常状態における気象条件の違いによる蒸発フラックス・水温の変化
- 2.5 定常状態におけるバルク交換係数の変化
- 2.6 定常状態における水面の長さの違いによる蒸発フラックスの変化
- 2.7 非定常状態における気象条件変化と水温・蒸発フラックスの反応
- 2.8 まとめ

- 3.1 はじめに
- 3.2 実験·観測概要
- 3.3 社会実験としての成果
- 3. 4 打ち水による気温変化
- 3.5 打ち水による輻射熱の変化
- 3. 6 打ち水による熱収支・不快指数の変化
- 3. 7 まとめ

- 4.1 はじめに
- 4.2 大河川からの風が微気象に与える効果
- 4.3 大河川の大気冷却効果
- 4. 4 都市中小河川の都市熱環境緩和作用

4.5 まとめ

[APPENDIX.4] 小川の熱環境緩和作用

目次

第5章 都市内緑地とその周辺の気象因子の空間構造 ……………165

- 5.1 はじめに
- 5.2 微気象観測と衛星データの概要
- 5.3 森林内の気温・湿度の鉛直構造
- 5. 4 森林とその周辺の気温・湿度平面構造
- 5.5 まとめ

第6章 森林・河川の微気象モデルの構築と再現計算 ………………………197

- 6.1 はじめに
- 6.2 森林内部の気象因子鉛直構造解析シミュレーション
- 6.3 河川上の冷涼大気の拡散シミュレーション
- 6.4 まとめ
- [APPENDIX. 6] 森林内熱収支多層モデルの構築

第1章 序論

1.1 地球温暖化現象とそれに伴う気候変動

(1)地球温暖化による影響

地球温暖化により人類が脅かされている. 図 1.1 に示すのは近年の国内外で起こってい る水災害の一例である. サイクロン・ハリケーン・台風,豪雨による水害だけではなく 2003 年には数万人の死者を出したヨーロッパの熱波,オーストラリアでは 6 年間以上も干ばつ が続いている. 第4回 IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change: 気候変動に関 する政府間パネル)によると大気や海洋の世界平均温度の上昇と,世界平均海面水位の上昇 が観測されており,地球全体が温暖化していることと報告されている(図 1.2). 気温の上昇 は過去 100 年間の線形の昇温傾向でみると 100 年当たり 0.74℃であり,海面水位の上昇と 整合性がある. この温暖化がこれら災害を引き起こす大きな要因のひとつとしている ¹⁾.

大気中の二酸化炭素濃度の増大で地球が温暖化する可能性に関する研究の歴史は長く, 1827年,地球大気に温室効果があるとフランスのフーリエ (J. B. J. Fourier)が考え, 1896 年に CO₂の濃度変化と水蒸気量の変化が地上気温に重大な影響を与えることをスウェーデ ンのアレニウス (S. A. Arrhenius)が発表してから一世紀以上の時が流れた. ハワイのマ ウナロアでは CO₂ 濃度が 100 年以上増加傾向を示すことを 1960 年アメリカのキーリング

(C. D. Keeling)が発表した.世界規模での協調の下に気候研究を推進することの意義が 認められ世界気候研究計画(WCRP)が1979年に発足し、1988年のトロント会議には、 温暖化の脅威を政府レベルで真剣に評価分析するために気候変動に関する政府間パネル

(IPCC)が設立された。1990年の IPCC 第一次評価報告書の発表を経て,1992年のいわゆる「地球サミット」で気候変動枠組み条約が採択された. IPCC が設立されてから約20年、2007年に発行された IPCC の第4次報告書は、地球の気候システムに人為起源の温暖化が生じていることはほぼ間違いないと断定した。

20 世紀半ば以降に観測された世界平均気温の上昇の原因のほとんどは、人為起源の温室 効果ガス(二酸化炭素(CO2)、メタン(CH4)、亜酸化窒素(N2O)、ハイドロフルオロカーボン 類(HFCs)、パーフルオロカーボン類(PFCs)、六フッ化硫黄(SF6))、特に二酸化炭素の増加 によってもたらされた可能性が高い.

IPCC では気温の上昇に伴いどのような未来になるのかを予想している.

- ・21 世紀末の世界平均地上気温の上昇は 1.8~4.0℃と予想される.
- ・海面水位は 0.26~0.59m 上昇と予想される.
- ・極端な大雨の頻度は引き続き増加する可能性が高い.
- ・熱帯低気圧の強度が上昇する可能性が高い.
- ・極端な気象現象の強度と頻度の変化および海面水位上昇は、自然システムおよび人間シ

-1-

ステムに悪影響を及ぼすと予想される.

・アジアでの淡水利用可能性は2050年までに中央・南・東・東南アジア,特に大規模河川の流域で減少すると予想される.

・沿岸域,特に人口が集中する南・東・東南アジアのメガデルタ地帯において,海あるい は川からの浸水リスクが高まる.



出典:国土交通省河川局河川計画課(地球温暖化に伴う気候変動への適応策のあり方)

図1.1 近年の国内外で起こっている水災害の一例

地球温暖化に伴う気候変動により豪雨の頻度・大きさ・強さに変化が出てきているといわれてお り、このことにより世界中で風水害が発生しているといわれている.



出典: IPCC 第 4 次報告書(第 1 作業部会)

図1.2 地球温暖化による平均気温・平均海面水位の上昇(IPCC 第4次報告書より) 資源・エネルギーをフルに使用する「高成長型社会シナリオ」をはじめ、省エネ環境型の「地域共存型 地域シナリオ」までを想定したモデルの計算結果である.シナリオによって上昇気温は異なるがどのシ ナリオにおいても気温上昇するというものである.シミュレーションからは地球温暖化を止められない との結果であり、我々人類は今後数百年、地球温暖化とともに暮らしていかなくてはならない.

(2)水と地球温暖化

水と地球温暖化は非常に密接な関係がある.地球は太陽から絶妙な距離で公転しており, その距離は温室効果ガスが適当量の熱エネルギーを吸収し,地球全体を 15℃に保ち,多様 な生物が生きられる,まさに奇跡の星である.温室効果ガスによる太陽エネルギーの適度 な吸収がなければ水の蒸発という地球上における水循環のポンプアップ機能がなくなり, 蒸発できない水は雲になることもなく地表面で凍りつくことになる.それどころか温室効 果ガスがなければ,たちまち地球全体はマイナス 18℃の世界になるといわれている.適度 の温室効果が我々に様々な恵みを与えてくれている.しかし温室効果ガスが増加すること によって過剰な熱エネルギーの吸収をすると,そのエネルギーの発散のため水害リスクは 世界中で高まり、図 1.3 で示すような私たち人類の生活圏が危険にさらされるような高潮 及び海岸侵食,洪水の増大,土砂災害の激化,渴水危険性の増大などの諸現象が起こると 考えられる.すべて水に関わる現象である.地球温暖化問題とは水問題そのものなのであ る.



出典:国土交通省河川局河川計画課(地球温暖化に伴う気候変動への適応策のあり方) 図1.3 地球温暖化による水害リスクの上昇

地球温暖化により水分子は温められ,氷の融解,海水の熱膨張,蒸発散量の増加,積雪量の減少と いった現象が発生する.それら諸現象によって高潮及び海岸侵食,洪水の増大,土砂災害の激化, 渇水危険性の増大などの水害・水資源リスクが増大する.

(3)地球温暖化による気候変動を起因とした災害

具体的な例を挙げればヒマラヤの高山地帯では一年を通じて解けることのなかった雪原 地帯が地球温暖化によって雪原を形成する標高(雪線)が上がっている.つまり年々,雪の融 雪量が増加し,氷河湖ができる.その氷河湖は氷河によって削り取られた土が天然のダム(モ レーン)を形成し,そこに水が溜まることでできるが,このまま地球温暖化が進めば水がモ レーン内に浸透することと,水量が増加することで強度が保てなくなり崩れることが懸念 されている.現在,3000個以上の氷河湖が確認されており,最大の氷河湖では水深130メ ートルのものがある.氷河湖が決壊したことで,すでに何万人もの命が亡くなっている.

海面水位の上昇により沿岸地域の海面水位よりも低い都市いわゆるゼロメートル地帯の 水害リスクは上昇している(図 1.4)²⁾.例えば東京都江戸川区では荒川と江戸川と東京湾に 囲まれており,江戸川区全域が海面水位よりも低く,一箇所でも堤防が決壊すれば,図1.5 の右側地図の青色で示す家の2階まで漬る.3階以上の建物に逃げればいいのであるが低層 密集住宅地域が多い同区では3階以上の建物が少なく人口67万人いるところ10万人しか 逃げ込むスペースがない.残り57万人はどうすればいいのかといえば現状では同区から脱 出するしかない.しかし大雨で足場を悪く,洪水もしくは高潮の状態の中で隣接する区へ 橋で渡る必要があり,地域によっては計画された避難場所に到着するまで4時間かかる.

時空間的に大雨リスクが上昇する地域と時期があるのに対して、そのバランスを保つか のように少雨になる地域と時期ができるとされている.それに加えて地球温暖化により融 雪時期が早まり将来的には現状の施設運用では渇水地域が増加するといわれている.世界 をみれば隣国の中国では、中国全土で水不足が深刻化し、100万都市である32都市のうち 30都市が慢性的な水不足であり、過剰揚水、用水効率の低さ、工場排水による水質汚染が 水不足をさらに深刻化させている.アメリカでは50州のうち36州が2013年までに水不足 が深刻化し危機的状況に陥るとGAO(米国会計検査院)が警告している³⁾⁴⁾.人間は食料が なくとも30日は生きることができるが水がなければ人は3~7日で死に至る状態になると いわれている.歴史をみると人々は水のために争いをしてきたことが多々あり、渇水リス クが高い地域では水のための戦争がこれから増加することが考えられる.

山の上から沿岸部そして平野部まであまねく問題を生み出す地球温暖化に向けて各国が 対策を講じてきているが、温室効果ガスがすでに空気中に大量に漂っており、もし技術革 新により温室効果ガス排出量がゼロになったとしても地球温暖化を食い止めることはでき ない、今後、我々人類は地球温暖化と戦い続けなければならないのである. 「20 世紀は石油 の時代、21 世紀は水の時代」である.



出典:国土交通省河川局河川計画課(地球温暖化に伴う気候変動への適応策のあり方)

図1.4 ゼロメートル地帯の水害リスクの上昇



出典:東京都江戸川区(江戸川区洪水ハザードマップ)

図1.5 ゼロメートル地帯におけるハザードマップの一例(江戸川区) 地球温暖化に伴う海水面上昇によりゼロメートル地帯の水害リスクはさらに増す.一度堤防が破堤 して大洪水が発生したとき3階以上のフロアに逃げなくてはならないが,低層密集住宅地域である 江戸川区には3階建て以上の建物は少なく,人口67万人に対して洪水時に逃げ込めるスペースは 10万人分しかない.

1.2 都市化とヒートアイランド現象

(1) ヒートアイランド現象の既往研究

一般的に市街地の気温が周辺郊外よりも高いことは 19 世紀から知られており,世界中の 多くの都市において実証されている.都市が巨大化するにつれ都市の気温が年々上昇する らしいことは,かなり以前から経験としていわれていた.1818 年ハワード (Howard) によ りロンドンで,ついで 1855 年ルノー (Renou) によりパリで調査が行われている⁵⁰.カリフ オルニア州のサンフランシスコなどの都市の高温化現象を研究した 1954 年ダックワース (Duckworth) は,この現象をヒートアイランドと命名した⁶⁰.日本においてヒートアイラ ンド現象に関する実験といえる研究が,地震(関東大震災)時の大火の際の竜巻の発生や 対流現象に関連して,すでに半世紀以上前に寺田寅彦ら (Terada, 1926, 1928) により定性 的にではあるが行われている.

近年の気象計測器機の進歩により新たな観測手法が採用され、人間活動に伴う都市気候の変化の空間構造が明らかにされるようになった. ヒートアイランドの診断的研究では、 ヒートアイランド化(例えば、都心部と周辺田園部との気温差)と人口あるいは天空率(魚 眼レンズで上を観るときの天空の占める割合)の間の関係が明らかになった⁷⁾.また、ヒー トアイランドのコンピューター・シミュレーションも海陸風現象と並んで比較的早い時期 から試みられてきたが、都市の構造や植生の効果を考慮した研究はこれまでは行われてい ない.最近の研究では、神田ら⁸⁾が銀座オフィス街を対象とした熱収支観測や「神宮の森」 での微気象観測や植物生理観測を行った.その結果、銀座オフィス街においては、意外に も潜熱 flux が全エネルギーの40%~50%程度を占めていることがわかった.また、都市内 の緑地においても潜熱 flux が全エネルギーの70%~80%程度を占め、水蒸気を大量に放出 していることがわかった.さらに三上ら⁹は、「新宿御苑」を対象として、緑地が周辺へ及 ぼす気温低減効果が影響について、気象観測や移動観測を通じて解明を試みている.

これまで、都市域における熱収支観測を困難にしていた理由は、都市域の陸面パラメー タの算定である.水平にも鉛直にも複雑な構造、被覆面の多様さなどによってパラメタリ ゼーションを困難にしている.この研究は、他の裸地面や植生面のみで構成される土地に おけるエネルギー収支の研究よりも非常に遅れている.

今後,局地気象予報が重要になりつつあり,都市域における水・熱収支を完全に把握す ることは非常に重要な課題である.

(2) ヒートアイランドの現状

東京のヒートアイランド現象は世界の都市の中でも特に顕著に現れている. 図 1.6 は東 京都,ニューヨーク,パリにおける年平均気温経年変化であり、その気温上昇率がほかの 都市よりも大きいことがわかる¹⁰⁾。2002 年 8 月 13 日付けのニューヨークタイムズで" 'Heat Island' Tokyo is in Global Warming's Vanguard. (ヒートアイランド化した東京は地球温暖 化の最前線に立っている!) "と表現された.日本国内ではどうなっているのか示したもの が図 1.7 の関東の都市の平均気温の推移である.どの都市も上昇しているが,東京だけは 別格の上昇であり,年平均気温はこの 100 年間で約 3.0℃上昇した.近年,地球温暖化に起 因する気温上昇量は 100 年間で 0.74℃と考えられていることから東京都の気温上昇がいか に著しいかがわかる.東京は地球温暖化によって気温上昇しているのではなく,逆に東京 が地球を温めているといっても過言ではない.



出典:三上岳彦,都市ヒートアイランド研究の最新動向-東京の事例を中心に-図 1.6 東京都,ニューヨーク,パリにおける年平均気温経年変化 グローバル,3都市の気温は増加傾向にあり,特に東京は著しく気温勾配が大きくヒ ートアイランド現象が顕著であることが窺える.

	統計期間	100年当たりの上昇量(℃/100年)						
都市			平均気温	日最高 気温	日最低 気温			
		(年)	(1月)	(8月)	(年平均)	(年平均)		
宇都宮	1901~ 2005年	1.66	1.88	1.26	0.6	2.3		
前橋	1901~ 2005年	1.78	1.49	1.88	1.43	1.83		
水戸	1901~ 2005年	1.13	1.29	1.03	0.36	1.3		
熊谷	1901~ 2005年	1.92	2.02	1.77	1.43	2.14		
東京	1901~ 2005年	3.0	3.8	2.41	1.8	3.87		
千葉	1967~ 2005年	-	_	_	_	_		
横浜	1901~ 2005年	1.74	2.41	1.22	1.67	2.12		
中小都 市平均	1901~ 2005年	1.11	1.01	0.88	0.74	1.49		

図1.7 関東の都市の平均気温の推移(気象庁年報2000データを一部修正) (東京都の100年当たりの上昇量はほかの都市よりも大きくヒートアイランドが進行している.日最) 高気温よりも日最低気温の上昇量が大きいのがヒートアイランドの特徴である.

(3) ヒートアイランド現象が招く災害

2004 年に年 10 個の台風が上陸し,2008 年はゲリラ豪雨が多数発生し,兵庫県都賀川, 東京都の下水管内の事故,2008 年 8 月末豪雨では多くの人命・資産を奪うほどの惨事となった(図 1.8).単に地球温暖化現象がこれら上記現象を発生させた主要因とはいいきれないが,現象の助長をさせていると多くの科学者が指摘している.

地球温暖化により気候バランスが崩れ始め、地域、局所での降雨形態が変化している.場 所によっては豪雨となり、場所によっては渇水になる.図1.9 に示すのは気象ドップラー レーダで観測された降雨域である.20:50 に突如、発生した降雨域は約2kmと狭く、南東 方向へ進んでいくと間もなく消滅する.地球温暖化現象とヒートアイランド現象によって 発生しやすくなったといわれるこのような突発的かつ局所的な降雨の発生件数が増加傾向 にある(図1.10).発生が予測できないことからゲリラ豪雨と呼ばれてメディアに取り上げら れることも多くなった.このような雨に対しての都市の防御力は不十分であり、逃げるこ とでしか減災することはできないが突発的なために逃げることも難しい.空を見上げて雨 が降ると感じたら逃げる、そういう人間の本能的な感覚が必要となってきている.



レーダー画像出典:河川情報センター(リアルタイム川の防災情報)



2008 年に発生した豪雨で合計 13 名が亡くなられた.この豪雨の発生は地球温暖化とヒートアイラ ンドが助長にさせている.熱環境を抑制することは豪雨対策として大きな役割を担う.



(※H4-7の雲仙普賢岳による火砕流を除く。S53~57の土石流、地すべりの件数は推計値:砂防部保全課調べ)

出典:国土交通省河川局河川計画課(地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方)

図1.9 土砂災害発生件数の増加

【豪雨の増加とともに土砂災害も増加したと考えられる.豪雨による災害は河川事故のみだけではなく, 外水・内水氾濫,下水管,様々な場所に及ぶ.



図1.10 ゲリラ豪雨の特徴(中央大学レーダー画像)

 ・左図の黒ラインで示しているのは右図の雨域の断面図のラインであり、断面図の左側が気象レーダー設
 置位置である.右図の赤で示した部分は降雨強度が強い.赤い部分は突然に現れ、非常に局所的であり、
 10 分間で 10km 以上移動する.ゲリラ豪雨は発生から移動まで全く未知の現象である.

1.3 熱環境問題への対策

(1)国際協調の基に行われる地球温暖化への対策

Arrhenius が温室効果の影響を指摘し、1950年代に大気中の二酸化炭素濃度の上昇が確認され、地球温暖化現象問題を訴える科学者が増えた。1985年、ミカイル・ゴルバチョフがソビエト連邦共産党書記長に就任し、東西の緊張関係は緩和、そして冷戦は終結へと向かっていく。先進七カ国は国の結束を誇示するために、軍事に続く新たな議題を探す必要が迫られ、そこで中心になったのが地球環境問題であった。そしてその中で特に国際政治、科学者、そして世界中の注目を集めていったのが気候変動問題である。

1988 年にカナダのトロントで「変化する地球大気に関する国際会議」が開催され,気候 変動に関する政府間パネル(Intergovernmental Panel on Climate Change: IPCC)が,国 連環境計画(United Nations Environment Programme; UNEP)及び,世界気象機関(World Meteorological Organization: WMO)によって設立される運びとなった. IPCC では世界の 気候変動に関する専門家たちが気候変動の原因,影響とその対応策について,既往の研究 をまとめる作業が始まった.

IPCC により, 1989 年にオランダのノルトヴェイクで約 70 カ国の大臣が参加する初の閣 僚レベルの重要な会議がなった. 1990 年には IPCC の第1 次評価報告書が出され, 科学的に

不確実な部分があるが、気候変動が生じていることは否定できないという報告であった. これを受けて 1992 年にブラジルのリオデジャネイロで国連環境開発会議(地球サミット) が開催され、気候変動に関する条約作成することが決定し、条約交渉が始まった.

一連の条約交渉は政府間交渉会合(Intergovernmental Negotiating Committee: INC) と呼ばれ,全体会議の議長・副議長の選出,交渉体制,ルールなどで論争が起こり,最初 から困難を極めたが,気候変動の防止を目的とした国際的な取り組みについて初めて定め た,気候変動枠組み条約(正式名称は「気候変動に関する国際連合枠組条約」)が合意され た.1992年の国連環境開発会議で署名が開始され,1994年3月21日に発効となったが, これはあくまで枠組みであり,具体策はこれ以降に決めることとなった.

1995年3月,ドイツのベルリンで第1回締約国会議(Conference of the Parties; COP1) が開催され,当時の枠組み条約が気候変動問題の解決に十分であるかを議論した.先進国・ 開発途上国,産油国・非産油国で大きく意見はわれ,それぞれの国で温室効果ガスの排出 量を変えることとなった.

1995年8月から計8回,ベルリン・マンデートに基づくアドホック会合(Adhoc Group on the Berlin Mandate; AGBM) で温室効果ガス削減の数量目標などを合意できないまま,COP2 持ち越された.この間に IPCC は 1996年4月に第2次評価報告書を発表し,既に地球温暖 化が始まっていると結論づけられ,1996年7月,スイスのジュネーブで第2回締約国会議

(COP2) では IPCC の第 2 次評価報告書を受け,地球温暖化に関する議定書は強い法的拘束 力のもと数値目標を達成すべきという閣僚宣言でまとめた.

1997 年 12 月 1 日,京都の国立京都国際会議場で気候変動枠組み条約第 3 回締約国会議 (COP3)が開催された.締約国とオブザーバー国を含めた 161 カ国の政府代表団,NGO,マ スコミ関係者など 1 万人を越える人々が参加した.議論は徹夜となり非常に難航し,なん とか合意が成立し,京都議定書が採択された.

京都議定書では、二酸化炭素(CO2)、メタン(CH4)、一酸化二窒素(亜酸化窒素,N20)、 六フッ化硫黄(SF6)、ハイドロフルオロカーボン類(HFCs)、パーフルオロカーボン類(PFCs) の六種類の温室効果ガスを先進国全体で、2008年から2012年の間に基準年である1990年 (ただしSF6、HFC、PFCについては1995年を基準年とすることができる)の排出 量から、少なくとも5%削減することを目指し、国ごとの法的拘束力のある数量目標が定め られた.また、森林などの吸収源による温室効果ガス吸収量を算入することも決められた. 目標達成の柔軟性を確保するために、複数の国が協調して削減目標を達成するいわゆる「京 都メカニズム」を定めた.

1998年11月,アルゼンチンのブエノスアイレスにおいて第4回締約国会議(COP4)が開催され,京都メカニズム(開発途上国への資金供給,技術移転),吸収源,排出量の計算方法,遵守手続きなどをCOP6までに合意すること決められた.1999年,ドイツのボンでCOP5が開催され,持続可能な開発に関する世界首脳会議(世界持続可能性サミット)までに議定書を発効させることを呼びかけた.2000年11月,オランダのハーグでCOP6が開催され,

京都議定書の発効を効果的にするため今後の詳細なルールについて話し合ったが合意には 至らず、COP6の再開会合を2001年の7月にドイツのボンで開催した.しかし、この再開会 合までの間に、アメリカが京都議定書からの離脱を宣言した.2001年1月、アメリカは民 主党クリントン政権から共和党ブッシュ政権へ移っていた.しかし、アメリカの議定書か らの離脱を受け、アメリカ以外の国が協調し始めたのである.特にEU加盟国は、京都議 定書がその意義を失うことを恐れ、いくらかの歩み寄りが見られ合意は達成された(ボン合 意).同年10月、モロッコのマラケシュで開催されたCOP7で、政治合意としてのボン合意 を国際法として置き換えられ、合意された文書がマラケシュ合意であり、これにより京都 議定書の運用規則など、残されていた課題は一応の解決し、議定書発効に向けた下地は整 った.そして2005年2月16日、京都議定書は発効された.京都議定書第3条では、2008 年から2012年までの期間中に、先進国全体の温室効果ガス6種の合計排出量を1990年に 比べて少なくとも全世界で5%削減することを目的であり、日本は6%削減が目標となって おり、産官学民を上げて、成果を上げることが求められている.

(2) ヒートアイランド現象対策

ヒートアイランド現象が顕著である東京都,大阪府などの都市圏の行政,国土交通省, 環境省は多岐にわたる緩和策の検討を行ってきている.例えば東京都を例に挙げると 2002 年1月に策定した「東京都環境基本計画」の中で,特に取り組みを強化すべき5つの戦略 プログラムの一つとして,ヒートアイランド対策を位置づけた.戦略プログラムのうち, 建物敷地の舗装対策や都道での保水性舗装の試験施工,都庁舎グリーン化プロジェクトな どのパイロット事業や,ヒートアイランド観測網整備などの施策はすでに実施に移されて いる.また,昭和通りにおいて路面温度を抑える舗装技術について,民間と共同実験を実 施するなど,民間の先端的な技術を生かす意欲的な施策を展開している.

しかし、対策が実際に目に見える効果を挙げるためには、今後長期間にわたって、東京 の都市自体を、ヒートアイランド現象を起こしにくい都市へと変えていく着実な努力が必 要である.そのためには、都市づくり全体に視野を広げ、各局の施策を総合化し、あらゆ る施策を総動員して、計画的に対策を実施していくことが不可欠である.そこで、2002年8 月、東京都は「ヒートアイランド対策推進会議」を設置し、全庁的な取り組みを確実に進 めていくためのステップを踏み出した.2002年11月15日に発表した「重要施策及び平成 15年度重点事業」では、「東京が率先する環境重視の都市づくり」を7つの戦略的取組の ひとつと決定し、その中で庁内各局や民間との連携によるヒートアイランド対策を実施し ていくこととしている.さらに、地球温暖化対策との政策連携を検討し、東京都の温暖化 対策の基本方針「都市と地球の温暖化阻止に関する基本方針-"2つの温暖化"の阻止に 向けた新たな挑戦-」を策定、6つの挑戦の中のひとつに、ヒートアイランド対策の推進 を明確に位置付けた.

このヒートアイランド対策取組方針11)は、こうした施策や計画的位置付けの中、東京都の

各局が一丸となってより効果的に対策を進めていくために、「ヒートアイランド対策推進 会議」において、今後の対策の方向性を取りまとめたものである.今後、この方針を基本 に、東京都各局が協力して、各種対策を着実に進めている(**表1.1**).

国民からの理解も深まり、施策として様々なところで実施されている.施策の中でよく 知られているもののひとつに屋上緑化が挙げられる.これは東京都の条例(下記,自然保護 条例)になっており、義務化されているものである.国民ひとりひとりが熱環境問題に向か っていかなくてはならない. 表1.1 東京都におけるヒートアイランド対策の体系

◆ 基本的考え方

都市づくりと合わせた対策の推進 ~環境配慮の都市づくりの推進 都庁内外の総力を結集する総合的な施策の展開

最新の研究成果を取り込んだ施策展開

		道路	舗	装(被覆)対策	Ο	保水性舗装(車道部)			
					0	下水再生水の保水性舗装への散水			
					0	遮熱性舗装(車道部)			
					0	透水性舗装(歩道部)			
)街路樹の再生・整備			
			緑化対策		Ο	街路樹の再生・整備			
						透水性舗装(歩道部)			
東京	個	公園	被覆対策		0	舗装構造の転換			
					0	植込地の保水対策			
	別				0	水面の保全			
印に			緑	化対策	0	公園の整備			
お	施	<u> </u>			0	高木の植栽			
け				(面の確保		水面の確保・創出			
St St	設	運河	緑	化対策	0	護岸敷等の緑化			
平生					0	透水性舗装(管理用通路)			
元行		建物	禄化対策		0	新築・増築時の緑化			
動					0	改修時の緑化			
			人	工排熱等対策	0	排熱の少ない設備機器利用			
					0	外装の被復対策			
					0	ト水熱利用空調システムの導入			
	+ /+				0	省工イ設計指針見直し検討			
	巾街地整備 彼		2復・称16刈束		汐留地区寺におけるN東				
	(都施行) など			٢					
	重点地区の検討					対策の集中施行の検討			
	苗木の生産・供給				0	緑化のための苗木生産・供給			
	ガイドライン作成・普及					熱環境マップの作成			
民						○ 対策情報データベースの作成検討			
施間						○ 地域に応じた対策メニューの検討			
束との世						普及策の検討			
折同	都市開発における対策				0	都市開発の段階に応じた対策の推進			
進した	既存の環境都市づくり制度の推					建築物環境計画書制度の着実な推進と充実に向			
	進					けた検討			
					0	屋上緑化の着実な推進と充実に向けた検討			
調査研究の構施策に直結す	庁内研究機関 + 民間研究機関 との連携		E	実態調査		モニタリング			
				原因調査		土地利用と人工排熱調査			
			۲. I	影響調査)シミュレーション調査			
				抑制対策調査		屋上緑化等(適した植物開発、雨水保全型屋上			
						緑化の研究、効果調査)			
						舗装(路面温度抑制舗装の研究開発、環境舗装			
拒 9 准 乙						等の効果検証)			
						対策効果の予測(シミュレーション調査)			
						体感効果調査			

ヒートアイランド対策取組方針~環境都市東京の実現に向けて~

東京都ヒートアイランド対策推進会議,2003年

(3) 地球温暖化・ヒートアイランドに対する適応

日本には自然災害に適応する能力がある.世界で起こる地震のうち 10%が日本で発生, また水害をもたらす多くの台風・豪雨の脅威にさらされてきたが,日本の技術力でその被 害を徐々に小さくしてきた.IPCC では地球温暖化に対して "緩和"と "適応"が必要であ るといっている. "緩和"は地球温暖化の進行を妨げる,つまり温室効果ガスの発生の抑制 と現在空気中にある温室効果ガスの回収を目的とする. "適応"は地球温暖化によって予測 される発生する災害に対して,予めそのディフェンスをするものである.現在までに地球 温暖化と気候変動に対応した適応策に関して,いくつかの政策提言がなされている ^{12~18)}. その代表的なものと適応策の表題を列挙すると以下のようになる.

・国土交通省河川局 気候変動に適応した治水対策検討小委員会・・・水災害適応型社会

・環境省 地球温暖化影響・適応検討委員会 気候変動への賢い適応―地球温暖化影響適 応検討委員会報告・・・賢い適応

・農林水産省水産庁 地球温暖化に対応した漁場・漁港漁村対策調査事業報告書

・日本学術会議 地球惑星科学委員会・土木工学・建築学委員会合同 国土・社会と自然
 災害分科会 地球環境の変化に伴う水災害への適応・・・環境変化や災害に対して適応能
 力が高い強靭な社会を築く

日本学術会議では環境変化や災害に対して適応能力が高い強靭な社会を築く

(Establishment of adaptive capacity, high-resilience society) ことが謳われており,環境 省では適応策全般に対して「賢い適応」のもとにさまざまな提言がなされている.国土交 通省は,「水災害適応型社会」の名の下に,水災害に特化した適応策を社会資本整備審議会 から答申を受けている.著者は土木学会において地球温暖化に関する提言書の作成に携わ った¹⁹⁾.地球温暖化と気候変動による影響は,生態系,淡水資源,食料,沿岸と低平地, 産業,健康など広範囲に及び,それぞれの分野において社会基盤整備と密接な関係を有し ている.このため広く土木技術の活用による社会基盤整備の着実な推進と地球温暖化や気 候変動による社会基盤への影響を低減させる努力が必要である.特に直接的な影響を受け る水と水循環に関する分野では,災害の発生などによって自然・社会に深刻な影響を被る 可能性があり,土木技術の活用による適応策の役割が極めて重要である.全ての根幹を成 す水と水循環に関する分野を代表として,社会基盤整備と土木技術の観点から適応策のあ り方と目指すべき社会像を検討し,"賢い選択と粘り強い適応に基づく持続可能な社会"を テーマの基,提言書をまとめている.

地球温暖化に対してソフトとハード両面で適応する必要がある.ソフトとは3R (Reduce, Reuse, Recycle),省エネによる温室効果ガスの発生を抑制し,地球温暖化自体の進行を遅 らせる IPCC でいうところの緩和が挙げられる.また図1.5の江戸川区の洪水ハザードマ ップを行政が示すことで地球温暖化による被害想定を多くの人に知らせることで災害リス クの軽減を目指す.ソフト対策とは人間個人が地球温暖化問題,そして環境問題すべてに 対しての理解力を深めることである.図1.11に出電力の一日の推移のイメージである 20). 夜間は人間活動が少ないため一日において最低電力使用量となるが日中は人間活動,特に エアコン,空調による使用電力は大きなものであり,夏場においては東京の気温が1度上 昇すると、約170万kWの電力需要増加する.東京電力の原子力発電所の1基の標準的な出 力は110万kW(東京電力試算)であることから,その大きさがわかる.ヒートアイランド 現象緩和で気温を下げることは電気使用量を削減するだけではなく二酸化炭素排出の抑制 につながり、またそれは地球温暖化現象の緩和にもつながる.打ち水 21)や環境教室のよう なものはあくまでイベントの範疇であるが活動を通して人々がこういった地球環境問題に 真っ向に取り組むきっかけがあるということが重要である.

それに対してハードとは主に土木構造物である.洪水・渇水・高潮に対して対抗するに は構造物のディフェンス力を高めなくてはいけない.例えば今後,税金の無駄遣い・環境 保護などの観点から新規ダムが困難となっているダムにおいても知恵を絞ることによって, これからの地球温暖化時代において様々なオプションを創造させることができる.現存す るダム群の総合的な管理による効率化,ダム堤体の嵩上げによるボリュームの増加,事前 放流操作による治水キャパシティーの増加などで既存のダムを有効に活用することで地球 温暖化に適応することは可能である²²⁾.地球温暖化とそれにともなう気候変動は未来をネ ガティブなイメージになりがちであるが地球と人類がこれからも末永く共存していくため にも,健全な水・熱循環社会を創造するいいチャンスであるとも考えられる.



図1.11 出電力の一日の推移のイメージ

原子力発電は安全面から電力出力の増減をほとんど行わないため火力電力と水力電力により一日 の電力をコントロールする.日中に消費電力のピークが来ることから夜間に水力発電用の水を揚 水する.日中の需要ピークの抑制は電力バランスの最適化に不可欠であり温室効果ガス排出量の 抑制につながる.

(4) 水の気化熱が持つ能力

大きくまとめると地球温暖化は温室効果ガスの排出量増加,ヒートアイランド現象は保水性の地表面と水辺・緑の減少に伴う都市全体の気化熱量の減少が大きく起因していると考えられる.地球温暖化に対しては最終的に気温の上昇を食い止めるには現存する温室効果ガスの排出量だけではなく、大気中に現存する温室効果ガスそのものを削減する必要がある.ヒートアイランド現象は都市全体の気化熱の復活がキーワードである.本論文ではこの気化熱に焦点を合わせたものである.表1.2に水分子の状態変化に必要な熱容量を示す.ここで気化熱の大きさを具体的に示すため氷,水,水蒸気の状態変化を温度上昇100℃ずつとして概算を出した.例えば水を0~100℃上昇させるのに必要な熱量は4.2J/g・K×100K=420J/g必要であり、水の気化熱つまり水を蒸発させるのに必要な熱量は2250J/gであり、水が100℃上昇するよりも気化熱の方が5倍以上の熱エネルギーが必要であることがわかる.しかし都市部の土地利用は森林や田畑はなく、保水・浸水性のないコンクリート・アスファルトに覆われており、雨が降っても水を蓄えるどころかすぐに下水へ流れてしまう.都市の表面を水で覆い尽くす、従来から逸脱した新しい技術の革新が求められる.

k	犬態	熱容量(J/g)			
氷	-100°C→0°C	氷の比熱容量 2.1J/g-K×100K	210J/g		
氷→水	0°C	(融解熱)	333.5J/g		
水	0°C→100°C	水の比熱容量 4・2J/g・K×100K	420J/g		
水→水蒸気	100°C	(気化熱)	2250J/g		
水蒸気	100°C→200°C	水蒸気の比熱容量 2.1J/g・K×100K	210J/g		

表1.2 水分子のそれぞれの状態変化に必要な熱容量

1. 4 熱環境の定量的評価の難しさ

熱環境問題を考えるとき,海面上昇,降雨形態の変化,雪解けなど様々な諸現象を誘発 する地球全体で考えなければならない大きな関心事であるが,人間一人の単位で考えると 人間のエゴからいえば気温が何℃上昇しようと熱く感じなければ問題ない.例えば気温が 高くなろうとも風速が大きければ,潜熱効果で体は涼しい.逆に寒く感じる日は衣類を羽 織ることで体温をコントロールする.図1.12 は人間を囲む熱に関する環境の一例である. そのときの状況によって着衣,空調,飲食により体感をコントロールすることができるが, 人が暑い,寒いと感じるのは気性因子によるところが大きく,またその気象因子は結局の ところグローバルな気象・気候から土地利用までをすべて含めて考慮しなければならなく, またそれらは非定常なものであり,熱環境の定量的評価には長期の気象観測データが必要 となってくる.

地球温暖化により、ここ 100 年で 0.74℃の気温上昇をしているとの IPCC の報告はグロー バルでかつ長期トレンドの気温変動を捉えたものである.熱環境問題に対して世界中,政 府・科学者から個人レベルまで産学官の力を持って影響評価・緩和・適応をしていく試み が広がってきているが実際に熱環境問題を解決するとき実務者は地球全体ではなくはロー カルかつ短時間スケールでものを考えることになる.ここでローカルというのは気象庁 AMeDAS の配置間隔 17km よりも遥かに狭いマイクロスケールといわれる 2km 以内におけるス ケールである.気象観測所はある地域の代表値を表しているだけであり,例えばある道路 の日陰部分といったピンポイントの地点であるローカルにおける気温変動を表すものでは ない.気象観測をする際にはそのデータの意味、代表性を確保する必要がある。図1.13 に 示すのはデータの代表性のイメージ図である。AMeDAS の目的は日本全体の大気状況の把握 であるために広域での観測が必要である。図からわかるとおりデータは他地点と比較して 明確な差があり、例えば東北と関東を比較すると気温の差がある。全体の傾向を捉えるこ とが重要であることから気温分解能がある程度荒くとも問題はなく、そのデータひとつひ とつの代表性は維持できている。それに対して左図は目黒川周辺の気温の分布である。観 測目的が河川の大気冷却効果であるために河川直近とその周辺の大気環境の違いを計測し た。AMeDAS で示すものは17km空間分解能のデータとしてよい代表性を示しているが、目黒 川の大気冷却効果をみるための観測となると観測精度の分解能を高くし、周辺への影響を みるために空間分解能を高くする必要がある。

表 1.3 に示すのは上述を考慮した熱環境を評価する際に計測可能な気象因子と機器の価格、設置場所、データがもつエリア代表性をまとめたものである。この表は著者が多くの 観測経験から作成したものである。気温はセンサーの価格、設置の容易さ、データのエリ ア代表を確保でき、大気環境の指標として最も的確である。ここで設置の容易さには電源 の確保が最大の問題点となる。湿度は場所による変化が小さいために場所による差を読み 取ることが困難である。その他指標は場所による変化が大きいために指標として扱うこと は困難である。個1.14に示すのは河川敷と各堤内地における気温の関係である. 左図堤防 整備地域(公園)では河川敷の気温が一番低い傾向がみえるが,右図の道路においては河川 敷の気温が低いなどといった傾向はみられず,気温変動が激しいことがうかがえる. この ような傾向になる理由として考えられるのは道路の多い交通量に伴う人工排熱による昇温, また交通量が多いことによる河川上で生成された冷涼な空気の流入などとも考えられるが, その原因はわからない. このように都市部においては気温に影響を与える外的要因が多く あるために熱環境の定量評価が困難であり,エリアの代表温度として観測地点を設定する ことすら困難であることがわかる.



人間が行える熱に関わる体感調節

生理的反応(発汗、呼吸、血圧・心拍数の変化) 衣服の着用、運動・体操、快適な場所への移動、空調設備の使用 冷温な物の飲食、視聴覚的効果(水辺・風鈴・焚き火) 図1.12 人間を囲む熱に関する環境

-22-



図1.13 データのエリア代表性

観測データを観測地点ごとに比較するにはそのデータが持つエリア代表性を考慮しなければ定量的な 評価はできない。AMeDAS においては観測機器の真下の地面には 30m²以上の芝生を設置し、地面から輻 射熱、雨粒の跳ね返りを少なくするなどしてエリアの代表値となるようにしている。著者の観測では輻 射熱、人工廃熱が周辺にないことを確認した上でその場所に設置するように心がけた。

		機器の言	设置場所	デー	≀のエリア代表性				
気象	機器			マイクロβ	マイクロα	メソア	備考		
因子	価格	地上	屋上	0.02~0.2km	0.2~2km	2 ~ 20km			
				地上	屋上・地上	屋上・地上			
与旧							すべてにおいて		
又通	0	٩	0	0	0	0	万能指標		
归由		6		0	0		マイクロスケールに		
心心	•	9	0	U	0	0	おける変化はなし		
風向	_	^		~	^	~	場所による変化が		
風速	Δ	Δ	0	^			大きい		
口射号	0	*		~	_	0	都市の幾何形状による		
	U		9	^	Δ)	不均一性		
大気放射	~	^	^	~	~	v		~	都市の幾何形状による
表面温度		Δ					不均一性		

表1.3 気象データの取得のし易さとデータの代表性



図1.14 気温の観測事例

河川付近の土地利用による熱環境の違いを調査した.河川があることで冷涼な大気が生成されていると 仮定すれば,河川敷が最も気温が低いということになる. 左図堤防整備地域(公園)では河川敷の気温が 一番低いが,しかし右図の道路においては河川敷の気温が低いという傾向が見られないどころか,気温 変動が激しく全く傾向がわからない. このような傾向になる理由として考えられるのは道路の多い交通 量に伴う人工排熱の増加による昇温,また交通量が多いことによる河川上で生成された冷涼な空気の流 入などとも考えられるが,その原因はわからない. このように気象因子の計測により熱環境の定量評価 が困難であることがわかる.

1.5 本研究の目的と構成

(1)本研究の目的

「地球温暖化現象」と「ヒートアイランド現象」の2つの現象によって都市部の熱環境

は悪化の一途を辿っている(図 1.15). この現象は人間の日常生活に密着しており,熱環境 の悪化は空調制御によりエネルギー利用をし,人工排熱・温室効果ガス排出の量をさらに 増加し,地球温暖化とヒートアイランド現象を悪化させる悪循環を引き起こしている.地 球温暖化は海面水位上昇,降雨形態の変化による洪水・渇水,降雪の現象・融雪の早期化, ヒートアイランドはゲリラ豪雨とそれに伴う洪水・土砂災害を招き,またそれらは数百年 スケールで徐々に強化・増加されると考えられ,温暖化時代に対して長期的かつ戦略的な 都市計画を立案していく必要がある.本研究ではヒートアイランド現象の原因である都市 化による貯熱量の増加・保水能(気化熱)減少に焦点をあてる.

ヒートアイランド現象対策を大きく分けると,熱収支からの観点における収入となる「熱源の抑制」と支出となる「気化熱量増加による冷却」に2つに分けられる(図1.16).熱源の抑制では熱の発生を抑制または熱利用し,気化熱量増加による冷却は現在ある都市を熱収支的に原生の森林・草原に近づけることが目標となる.しかし,それぞれの政策は定性的に効果が認められているものがあるが,上述(1.4章)のように気温一つ計測するにも困難であり,定量的な評価はこれまでにほとんどなされてこなかった.本研究では熱環境緩和効果の定量評価を目的にこの政策の中で散水(打ち水),植生,河川と風の道,ビオトープなどに間する研究を行ってきた.これら成果を体系的に整理し,それぞれの政策の規模や環境による熱環境緩和効果の差を明確化することは本研究の学術的・社会的意義である.数百年スケールのビジョンで検討しなければならない熱環境問題に対して,これら成果がこれからの都市計画において,それぞれの政策を適材適所に選択するスキーム構築の一助となることを望む.



図1.15 熱環境悪化の原因とそれに伴う災害の概要図

熱環境の悪化による空調などのエネルギー利用で人工排熱・温室効果ガス排出の量がさらに増加し,地 球温暖化とヒートアイランド現象を悪化といった悪循環を引き起こしている.地球温暖化により海面水 位は上昇し,降雨形態の変化による洪水・渇水,降雪の現象・融雪の早期化,ヒートアイランドにより ゲリラ豪雨とそれに伴う洪水・土砂災害,これらの現象が数百年スケールで徐々に増加されると考えら れており,温暖化時代に対して戦略的な都市計画を立案していく必要がある.本研究ではヒートアイラ ンド現象の原因になっている都市化による貯熱量の増加・保水能(気化熱)減少に焦点をあてる.





図1.16 ヒートアイランド現象対策の概要

ヒートアイランド現象対策として大きく分けると、熱収支における収入となる「熱源のカット」と支出 となる「気化熱によるクールダウン」に2つに分けることができる.熱源のカットでは熱の発生を抑制 または熱利用し、気化熱によるクールダウンは単純に言えば緑溢れる森に近づけることが目標となる.

(2)本研究の構成

「ヒートアイランド現象」により都市の熱環境は悪化し、気温 35℃を超えることもしば しばとなり、気象庁では2007年より気温35℃以上の日を猛暑日と名付けた.気温上昇は日 常生活の活力を低下させるどころか,熱中症患者の増大にもつながっている.またヒート アイランドはゲリラ豪雨の発生を助長させているといわれ、それに伴う洪水・土石流によ る災害は年々、増加傾向にある、ヒートアイランド現象に加えて、数百年スケールで続く といわれている地球温暖化が相乗効果で熱環境を悪化させている. これら熱環境問題に対 して長期的かつ戦略的な都市計画を立案していく必要があり、本研究ではヒートアイラン ド現象緩和策となる気化熱を利用した政策オプションひとつひとつの能力を検証するため に事例ごと調査した.本論文はこれまで定量的には評価がほとんどなされてこなかった蒸 発散による熱環境緩和効果について実験・観測・数値計算の3つの切り口から論じるもの である.

第2章では都市における気化熱の根本的なメカニズムの解明のために、小スケールにお ける水の基礎的な蒸発実験を行った.この小スケールというのは都市部の蒸発をイメージ したものである.海洋や草原などとは違い都市部における蒸発は小スケールであり、また 様々な構造物・人間活動の中で起こる蒸発は複雑な現象となる。そして土壌環境を踏まえ た蒸発量の算定には土壌の乾燥などで不確実性な要素がたくさんあるためにその算定は容 易ではない.特に複雑な構造を持つ都市部における蒸発は隣接する表面を通過してきた空 気が性状の異なる小規模スケールの地表面・水面を通過するときに発生する局所移流にお ける蒸発(leading-edge 効果)の足し合わせとみなすことができ、その算定は困難である. そこで本稿では蒸発の基本構造を理解するため、蒸発の問題をシンプルにし、水面のみが 存在するときの小規模スケールでの水の蒸発の基本的な挙動を明らかにした.

第3章では、打ち水による熱環境緩和効果について示した.2003年より打ち水による 熱環境緩和効果を評価するため5箇所の打ち水イベントに参加するとともに気象観測を行 ってきた.その中で時間・空間ともに高密度でデータを計測した2004年8月18日から25 日までの8日間、東京都墨田区東向島1~3丁目(実験対象エリア面積約299000㎡)で行 われた打ち水実験について示す.この地域の地元町内会、組合による事前の呼びかけ、当 日の町内放送により実験地域内で量・面積とも可能最大限に打ち水をすることとなった. それらの観測結果より打ち水による熱環境緩和作用メカニズムを明らかにした.

第4章では、大河川・都市中小河川の大気冷却効果について示した.都市の熱環境緩和効果について都市内河川の大気冷却効果に注目した観測が多く行なわれている.しかし河川の幅、堤防の形状、河川周辺の土地利用などにより河川の熱環境緩和効果は大きく異なり、その影響を定量的に評価するには多くの長期にわたる観測結果を蓄積することが必要であるが既往の研究では長期間の観測例はほとんどない.そこで本研究では都市においてクールスポット、クールラインとして期待される河川がその周辺に与える熱環境緩和の定量的評価を目的に荒川の川口・赤羽地区、小松川地区、目黒区の目黒川周辺で微気象観測を行い、河川が持つ熱環境緩和効果を考察した.

第5章では、都市内緑地とその周辺の気象因子の空間構造について示した.本稿では東京都小石川湖楽園を都市内緑地の一例として、気温と湿度の鉛直構造特性と緑地とその周囲における気温と湿度の水平分布の特徴について報告する.小石川後楽園は周りを東京ドーム、ビル、マンション、道路に囲まれており、後楽園内は周りの環境よりも気温が低いことが期待でき、園内外の熱環境に対しての効果を明確にした.

第6章では、河川・森林の微気象モデルを用いた再現計算について示した.上記の章では計測された観測結果から得られたデータを普遍的で定量的評価した.本章ではそれらのデータを数値計算にフィードバックし、再現計算を行い、現状の都市の熱環境の問題点の洗い出し、そして理想的な水辺都市空間のあり方について検討を行った.

第7章では各章で得られた熱環境緩和の効果を統括し、熱環境緩和対策として今後の都 市計画のあり方について提案をする.

第1章 参考文献

1) 国土交通省河川局河川計画課資料:地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方,2008.

2) 江戸川区洪水ハザードマップ:東京都江戸川区, 2008.

3) 吉村和就:特別寄稿「水資源破産宣言・ダボス会議」,給排水設備研究会誌,2009.

4) 吉村和就:カレント寄稿「水と健康」,カレント,第773号, pp.44-49, 2009.

5) Helmut Erich Landsberg : The urban climate, 4-7, 1981.

6) Duckworth, F. S. and Sandberg, J. S. : The Effect of Cities upon Horizontal and Vertical Temperature Gradients, *Bull. Amer. Meteorol, Soc.*, 35, 198–207, 1954.

7)街区ユニットの天空率:光環境論その1:日本建築学会計画系論文報告集,第423号, pp. 1-10, 1991.

8) 神田学,森脇亮,小林華奈:神宮の森の植物生理特性に基づいた都市緑地の大気保全ポ テンシャルの評価,水文・水資源学会誌, Vol. 11, No. 5, pp. 498-507, 1998.

9) 高野武将・成田健一・三上岳彦・菅原広史・本條毅街路空間における放射量と温度の空間平均と変動-新宿御苑周辺市街地を例として.環境情報科学論文集 17:47-52.2003.

10) 三上岳彦,都市ヒートアイランド研究の最新動向-東京の事例を中心に-,E-journal GEO vol.1(2) 79-88, 2006.

11) ヒートアイランド対策取組方針~環境都市東京の実現に向けて~,東京都ヒートアイランド 対策推進会議, 2003.

12) 社会資本整備審議会:水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について(答申),2008.

13) 温暖化影響総合予測プロジェクトチーム:地球温暖化「日本への影響」-最新の科学的知見 -, 2008.

14) 農林水産省水産庁:平成 14-15 年度地球温暖化に対応した漁場,漁港漁村対策調査総合報 告書,2007.

15) 日本学術会議 地球惑星科学委員会・土木工学・建築学委員会合同 国土・社会と自然災害 分科会:提言 地球環境の変化に伴う水災害への適応,2008.

16) 下水処理水の再利用のあり方を考える懇談会:下水処理水の再利用のあり方に関する懇談会 中間とりまとめ、2008.

17)「気候変動等によるリスクを踏まえた総合的な水資源管理のあり方について」研究会:「気候変動等によるリスクを踏まえた総合的水資源マネジメント」について(中間とりまとめ),2008.
18)地球温暖化影響・適応研究委員会:気候変動への賢い適応-地球温暖化影響・適応研究委員会報告書-,2008.

19) 土木学会地球温暖化対策特別委員会:地球温暖化対策最終報告書(新アジェンダ21),2009.20) 原子力 2005: 資源エネルギー庁,2005.

第2章 水の蒸発メカニズムに関する基礎的実験

2.1 はじめに

蒸発散量は日射・気温・湿度の気象因子、土壌・水面等の表面が織り成す熱収支バラン スによって決まる.また蒸発散量は降水の雨量計,気象レーダーのようにその量を直接測 定することができない.蒸発散は目に見えないということと、降水のように渇水・洪水と 直接我々の生活に与えるインパクトがないために、降水と比較してみると一般的にも学術 的にも関心が薄いところである.しかし雨雪で降水した同量が蒸発することで雲になり、 また雨雪が降り、水循環を維持している、水が熱エネルギーを受けて水蒸気になり、その 水蒸気はやがて雲となり雨を降らす.蒸発散はいわば太陽の熱エネルギーを位置エネルギ ーに変換するポンプアップシステムである.蒸発散した水は大地に降り、生活・工業・農 業用水などとして使われる.場所によっては結果的にダムに蓄えることにより,水力発電 として使用することも可能であり、位置エネルギーを電力に変換できる. 蒸発散のメカニ ズムを解明することは水循環全体、人間活動の維持を考える上で非常に重要である、これ までに蒸発散量の測定法¹⁾は水収支法として土壌水分減少法, ライシメータ法, 微気象法と して熱収支法,空気力学的方法,組み合わせ方法,渦相関法,補完法²⁾などが提案されてお り,それぞれの観測法は測定時間間隔,測定精度,測定装置の価格,測定の難易度がそれぞ れ異なっており、場合によって最適な方法を選ばなくてはならない、蒸発散量の定量的な 算出は土木、水文、気象、農業、環境さまざまな分野においては非常に重要であり、特に 近年では熱環境問題で気化熱を利用した対策 3が多いため,その評価を行う研究が増えてい る.森林・水辺の増加による水の気化熱を誘い、熱環境を緩和させる試みが増えてきてい る. 風の道の議論などもあり、気化熱発生の効率が高い都市計画を考える上で小規模スケ ールの蒸発の挙動を理解する必要がある.

成田ら⁴は新宿御苑にて熱収支観測, 渦相関法により顕熱および潜熱フラックスの測定を 行い, 体感的に感じる涼しさは, 気温差よりも放射量の差であることを定量に示した. 神 田ら⁵⁾⁶は明治神宮の森, 銀座オフィスビル街にて放射収支・熱収支を実測しボーエン比法, 渦相関法から顕熱・潜熱フラックス算定し, 森林内では正味放射量の約**7**割が蒸発潜熱に 変換されていること, オフィス街では人工的な潜熱が存在することを明らかにした. これ らの計測は微気象スケール, そして特に都市部においては熱源・冷源が様々入りこんでお り, 渦相関法による蒸発フラックスが蒸発面からの影響のみだけではなくなっており, そ れぞれのもつ潜在的なフラックス量を算定するには困難となっている.

蒸発は水があれば至る所で起こる現象であるが海洋ならば水が無限大にあるためポテン シャル蒸発量は安定する.土壌環境を踏まえた蒸発量の算定には土壌の乾燥などで不確実 性な要素がたくさんあるためにその算定は容易ではない.特に複雑な構造を持つ都市部に
おける蒸発は隣接する表面を通過してきた空気が性状の異なる小規模スケールの地表面・ 水面を通過するときに発生する局所移流における蒸発(leading-edge 効果 ^{7), 8)}, **図-2.1**)の 足し合わせとみなすことができ,その算定は困難である.そこで本稿では蒸発の基本構造 を理解するため,蒸発の問題をシンプルにし,水面のみが存在するときの小規模スケール での水の蒸発の基本的な挙動・メカニズムの解明を行った.

蒸発速度 ⁹は蒸発面の水蒸気圧と空気の水蒸気圧の勾配に関する拡散層の有効厚さで決 まる.流入部では拡散層が薄いため水面の水分子は空気中に蒸発しやすくなる.すなわち 蒸発面先端がもっとも蒸発しやすいため蒸発面の距離が短いほど単位面積あたりの蒸発速 度が大きいということになる.本研究では大スケールで適応可能であるバルク式 ¹⁰が小ス ケールの実験,観測,数値計算などで用いられる現状があるが理論的にはもちろん不適合 である.そこで小スケールにおいても一般的に使われているバルク式が適応可能なのかを 検証を行った.



図2.1 局所移流の概念図

地面から水面に流れる大気は水面に差し掛かったところでは大気が乾燥しているため に最も蒸発量(E₀)が多く,水面が一定以上の長さならば蒸発量は定常となる.都市では 広域もしくは長距離の水面は少ない上に地形,熱源・冷源や,人間活動により現象が複 雑に絡み合った場所であり,蒸発の空間分布を捉えることは困難である.

2.2 水の蒸発実験概要

(1)実験施設

実験は独立行政法人防災科学技術研究所(茨城県つくば市)内の地表面乱流実験施設の風 洞で行った. 図2.2 に風洞の概略図を示す.風洞は X 方向に全長 9m, そのうち測定部まで の助走区間が長さ 3m,測定部は長さ 3m,幅 1m,高さ 1m,測定部通過後の長さ 3m で,風 速内部は送風・冷却・加熱・加湿機により気流の温度,湿度,風速を制御することが可能 である.本研究では気流の温度,湿度,風速の変化による水の蒸発の挙動を捉えるため, 風洞内の床に幅 1m,長さ 3m,高さ 2cm のアクリル製のプールを敷いた.風洞内で風を発 生させると水面が波打ち,水がこぼれるため実験条件における最大風速 8m/s 時にこぼれな い限界水深 1.8cmを実験水深とした.蒸発により水深が下がらないよう実験 CASE 終了毎に 水を注ぎ足した.



図 2.2 風洞実験装置外略図



(2)実験項目

風洞内では気流温度,湿度,風速が空間的に異なるため,実験項目は上流端からの距離 0cm 地点の高度 30cm 地点の値を気象条件として設定する.実験は定常実験と非定常実験 を行なわれた. **表 2.1** に実験項目を示す.すべての定常実験は気象条件を気流温度 20℃, 比湿 8g/kg,風速 3m/s,水面の長さ 300cm を基準とし気流温度,相対湿度,風速の気象因 子の空間分布,蒸発量を計測した.気象因子の空間分布を計測する際にはこの基準とした 条件で計測した.蒸発量の計測では気象条件による蒸発量の変化をみるため気流温度,湿度,風速を変化させた.例えば,気流温度を変化させる場合,比湿を 8g/kg,風速を 3m/sの一定とし,気流温度を 16℃から 30℃まで 2℃ずつ制御した.ここで比湿は設定する値に対して予め相対湿度を決めておく.水面面積のサイズによる蒸発量の変化を計測するため,水面をビニールシートで覆い水面の面積を広げるように X 方向に 0cm, 30cm と 300cm まで 30cm ずつ変化させた.非定常実験では気象条件の変化に伴う蒸発量の変化をみるためにランダムに変化させた.

	計測項ロ	条件制御項目				
	訂则項日	気流温度[℃] 湿度[g/kg]		風速[m/s]	水面の長さ[cm]	
定常実験	気象因子の 空間分布	20(一定)	8(一定)	3(一定)	300(一定)	
	蒸発量 (温度の変化)	16·18·20·22 ·24·26·28·30	8(一定)	3(一定)	300(一定)	
	蒸発量 (湿度の変化)	20(一定)	6·7•8•9•10·11	3(一定)	300(一定)	
	蒸発量 (風速の変化)	20(一定)	8(一定)	3-4-5-6-7-8	300(一定)	
	蒸発量 (水面面積の変化)	20(一定)	8(一定)	3(一定)	0·30·60·90·120 ·150·180·210· 240·270·300	
非定常実験	蒸発量 (温度・湿度の変化)	ランダム	ランダム	3(一定)	300(一定)	

表 2.1 実験項目

【気流温度を変化させる場合,比湿を 8g/kg,風速を 3m/s の一定とし,気流温度を 16℃から 30℃まで制御した.

(3)計測項目

表 2.2 に計測項目, 図 2.3 に風洞側面方向からみた実験計測器の配置を示す.風洞内には X,Y,Z 方向に移動可能なトラバースがあり,風洞内の気流温度,相対湿度,風速の空間分布 を計測でき,上流端から 25,75,125,175,225,275cm の地点で鉛直分布を水面から 8mm 間隔で計測した.プールの水の中に熱電対を 10 箇所に設置し,水温を計測した.蒸 発量は風洞のプール下に搭載されているライシメータ(分解能 0.05kg)の 1 秒インターバル の計測データを 15 分間の移動平均し,算出した.定常実験では定常状態にするために実験 条件に設定した後の 2 時間以上経過したときの計測データを使用する(図 2.4).

観測項目	観測機器	場所
気流温度	サーミスタ式温度計	6鉛直ライン(トラバースで移動)
湿度	静電容量式湿度計	6鉛直ライン(トラバースで移動)
風速	ピトー式風速計	6鉛直ライン(トラバースで移動)
大気圧	静電容量式気圧計	風洞外定点
水温	熱伝対	水中8地点
蒸発量	ライシメータ(電子秤)	水槽全体

表 2.2 計測項目



図2.3 風洞側面方向からみた実験計測器の配置

上流端から 25, 75, 125, 175, 225, 275cm かつ蒸発面の中心の 6 地点で気流温度,相対湿度,風速の鉛直分布を計測した.各センサーは機械制御できるトラバースであり,実験には外気が流入することはない.



写真2.1 実験の様子





(4) バルク式による蒸発量算定

本論文での蒸発量として以下の過程で導出されるバルク式¹⁰⁾を用いた. 粘性のない理想流体を考えたときの運動方程式は次のように表される.

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \tag{2.1}$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$
(2.2)

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \tag{2.3}$$

ただし

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$$
(2.4)

ここに*u*,*v*,*w*は風速の*x*,*y*,*z*座標成分, ρ は空気密度,*p*は気圧,*g*は重力の 加速度, $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \geq \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$ は気圧傾度力である.回転する地球上ではコリオリカを考慮する必 要がある.速度を*V*,地球の自転各速度を*ω*,経度を*φ*としたときのコリオリカは

$$Vf$$
, $f = 2\omega\sin\phi$ (2.5)

で表され, fはコリオリ因子 (Coriolis factor) である.

$$\omega = \frac{2\pi}{1 | \Xi \Xi |_{\Box}} = \frac{2\pi}{86164(s)} = 7.29 \times 10^{-5} s^{-1}$$
(2.6)

である. コリオリカは北半球では運動方向に対して右へ 90°の方向に作用する. すなわち, v成分に対しては x 軸の正の方向へ fv の力が作用し, u 成分の風に対しては y 軸の負の方 向へ – fu の力が作用する. よって, この力を式 (2.1), (2.2) にそれぞれ加えると, 回転 座標系つまり地球とともに動く座標からみた運動方程式は次のようになる.

$$\frac{du}{dt} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$
(2.7)

$$\frac{dv}{dt} = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$
(2.8)

ある時刻tにおける風速(u, v, w)を平均風速(U, V, W)と変動成分(u', v', w')の和からなるとし,

$$u = U + u', \qquad v = V + v', \qquad w = W + w'$$
 (2.9)

で表す.変動成分の時間平均値は $0(\vec{u'}=\vec{v'}=\vec{w'}=0)$ になるように定義する.記号の上に付けた横線は時間平均値を表す.ここで,たとえばuとwの積の時間平均値 \vec{uw} を計算してみると次のようになる.

$$\overline{uw} = \overline{(U+u')(W+w')}$$
$$= UW + \overline{Uw'} + \overline{Wu'} + \overline{u'w'}$$
$$= UW + \overline{u'w'}$$
(2.10)

u'とw'は相関関係があり、その時間平均u'w'は0ではない.その他の変動成分どうしについても同様な関係がある.運動方程式(2.7)と連続の式と式(2.10)の関係を用い、ρ= 一定を仮定すると次式が得られる.

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + v \frac{\partial U}{\partial y} + w \frac{\partial U}{\partial z} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \overline{u'u'} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} + \frac{\partial}{\partial x} \overline{u'w'} = 0 \quad (2.11)$$

同様にV成分に関する式も導出される.

上の式をみると、式(2.7)の各項が平均流(U, V, W)と、変動成分(u', v', w') によるものから成り立っている.レイノルズ応力の大きさは実測から見積もることができ るが、正確な観測は容易ではない、そこで、観測の容易なU, $\frac{\partial U}{\partial z}$ などでこれを表現でき れば都合がよい、その最も簡単な方法は分子粘性の類推から次のように表す.x成分につい ては

$$\tau \equiv -\rho \overline{u'w'} = \rho K_M \frac{\partial U}{\partial z}$$
(2.12)

 K_M を鉛直方向の乱流粘性係数(渦粘性係数,乱流拡散係数, eddy viscosity) である.

大気境界層の中で K_M は 0.1~10² m² s⁻¹の桁である. それゆえ分子動粘性係数 ν (20 $^{\circ}$ で ν =1.53×10⁻⁵ m² s⁻¹)を含む項は、普段無視してよい. ただし地面に接する薄層内で K_M は小さくなり ν は無視できない. 乱れの鉛直速度w'の代表値を[w], その空気塊が移動していって周囲と混合するまでの代表的な距離(混合距離)を ι とすれば

$$K_M = [w] \times t \tag{2.13}$$

で表される.顕熱や潜熱の輸送に対する乱流拡散係数 K_H , K_W も同様に定義される.地上 風速は大気の安定度と地表面の祖度によって異なる.恩威の鉛直勾配が小さい,いわゆる 大気安定度が中立に近いとき,高度 10mの風速は上空の風速(地衡風速)の 60%(海上),ま たは 20~50%(陸上)である.広い平坦地における接地境界層の風速鉛直分布を表す式と しての対数則を導くために,x方向を風向方向に選び,その方向の風速成分をu'(=U+u), レイノルズ応力を τ とすれば式 (2.12), (2.13)から

$$u_*^{\ 2} \equiv \frac{\tau}{\rho} = -\overline{u'w'} = K_M \frac{dU}{dz} = \left[w\right] t \frac{dU}{dz}$$
(2.14)

ここで u_* は摩擦速度(friction velocity)である.風速変動の鉛直成分の代表値[w]は平均 風速の勾配 $\frac{dU}{dz}$ によって渦を巻くような働きで生ずると考えられるので,

$$[w] = \iota \frac{dU}{dz} \tag{2.15}$$

とおくことができる.地表面付近では,混合距離*ι*は地表面の存在によって制限を受け,大 きくなれないので,

 $t = kz \tag{2.16}$

と仮定する. kはカルマン定数(Karman constant)である. 観測によれば接地境界層の中では,運動量の鉛直方向の輸送量 τ は高度についてほぼ一定(誤差±10%程度以内)とみなすことができるので,以上の3式より,

$$u_* = \left(\frac{\tau}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}} = kz \frac{dU}{dz} = -\overleftarrow{z}$$
(2.17)

レイノルズ応力($\tau = \rho u' w'$)と風速の鉛直分布の同時観測から $k = 0.4 \pm 0.01$ として決定されている.式(2.14),(2.17)から運動量輸送量 τ (下向きを正)を表す次式が得られる.

拡散係数:
$$K_M = ku_*(z-d)$$
 $(z-d\rangle > z_0)$ (2.18)

摩擦速度:
$$u_* = k \frac{dU}{d(\ln z)} = \frac{d(U_2 - U_1)}{\ln[(z_2 - d)(z_1 - d)]}$$
 (2.19)

ただし $U_1 \ge U_2$ は高度 $z_1 \ge z_2$ における平均風速である. 顕熱輸送量 H(上向きを正)や 蒸発量 E(上向きを正)についても次のように導くことができる.

$$\frac{H}{c_p \rho} = \overline{w'T'} = -K_H \frac{d\Theta}{dz}$$

$$= -k^2 \left(K_H / K_M\right) \frac{dU}{d\ln z} \frac{d\Theta}{d\ln z} = -u_*^2 \left(K_H / K_M\right) \frac{\Theta_2 - \Theta_1}{U_2 - U_1}$$

$$\Rightarrow \frac{k^2}{\left\{\ln\left[(z_2 - d)/(z_1 - d)\right]\right\}^2} \left(U_2 - U_1\right) \left(\Theta_1 - \Theta_2\right)$$

$$\frac{E}{\rho} = \overline{w'q'} = -K_E \frac{dq}{dz} = -k^2 \left(K_E / K_M\right) \frac{dU}{d\ln z} \frac{dq}{d\ln z}$$

$$\Rightarrow \frac{k^2}{\left\{\ln\left[(z_2 - d)/(z_1 - d)\right]\right\}^2} \left(U_2 - U_1\right) \left(q_1 - q_2\right)$$
(2.20)
$$(2.21)$$

ただし*T*'と*q*'は気温と比湿の変動量, Θ と*q*は気温と比湿の平均値である.上式における拡散係数*K*は区別して, それぞれ添え字*M*, *H*, *E*を付けてある.大気が中立に近いとき $K_M \rightleftharpoons K_H \rightleftharpoons K_E$ である.上の式を利用し, 2 高度で風速*U* と温位 Θ と比湿*q*を観測して運動量,顕熱,潜熱,水蒸気の輸送量(フラックス)を求めることができる.実際には観測誤差もあるので,通常 4 つ以上の高度で観測し,対数分布を確かめてからフラックスを計算する.

接地層の高度範囲では、温位差は近似的に気温差に等しいので、ここでは温位の代わりに温度を用いる. バルク法でフラックスを求めるには、ある高度の風速・気温・比湿(U, T, q)と地表面の温度 T_s のデータがあればよい. ただし、地表面の粗度(z_0 , z_T , z_q)、またはバルク輸送係数が基地の場合である. バルク法は水面や積雪面に利用できる. なお、乾いた裸地などでは、 z_q は日々変化する. 式(2.14)、(2.19)~(2.21)から、中立でない場合も含めて、運動量と顕熱の輸送量および蒸発量のバルク式は次のように表される.

$$\frac{\tau}{\rho} \equiv u_*^2 = \frac{U^2}{r_M^2} = C_M U^2 \tag{2.22}$$

$$\frac{H}{c_p\rho} \equiv -u_*T_* = \frac{U}{r_M} \times \frac{T_s - T}{r_H} = C_H (T_s - T)U$$
(2.23)

$$\frac{E}{\rho} \equiv -u_* q_* = \frac{U}{r_M} \times \frac{q_s - q}{r_H} = C_E(q_s - q)U$$
(2.24)

これを蒸発フラックス E の式にし、本研究用にまとめたのが次のバルク式である.

$$E = \rho C_E U [q_{SAT}(T_W) - q_{air}]$$
(2.25)

ここで使用する係数,変数を改めてまとめると ρ :空気密度(1.2kg/m^3), C_E :バルク 交換係数(一様水面で 0.011),U:風速, q_{SAT} :飽和比湿, T_W :水表面温度, q_{air} :比湿 である.バルク理論は十分に広く一様な地表面上で成立し、本実験においては未成立であ るが比較対象として用いた.本実験の定常実験においては大気・水面が定常状態になるま で時間が経過させるため、プールの水がよく混合されているとみなし水表面温度ではなく 水温(水中の温度)を使用した.本稿では以後 $q_{SAT}(T_W)-q_{air}$ を乾燥度と記す.

(5)本実験の特性

図 2.5 に風洞内の風速分布を示す.上流端からの距離によらず水面付近の風速は低く, 100mm 以上で一様の分布となり 300mm 以上から分布が乱れる.これは水面から 600mm 以上の高さ,つまり風洞内の上部には日射制御用のライトがあり,風速を計ることができ ず,また形状が歪であることから実験の参考値としても使用が不可能である.このことか ら計測データは 300mm 付近までを使用することとする.レイノルズ数 Re は特性速度 Uを 3m/s,特性長さ L を 1m,動粘性係数 v を 1.8×10⁵ m²/s(20℃の空気)とすると 1.7×10⁵ で ある.図 2.6 に各上流端からの距離の風速分布とその対数近似曲線を示す.上流端からの 距離 125cm までは対数分布則¹¹⁾が成立するが,それより下流では流速分布が対数分布則か らはずれる.これは風洞全体の距離が十分ではないために風洞中央あたりから壁法則成分 に後流則成分が合成された流速分布になっていると考えられる.図 2.7 に風速が主流 U∞ (本実験では高さ 30cm 付近の風速)の 95%に達する位置で境界層厚さる(X)を定義しプロッ トした風速分布を示す.X とともに境界層厚さが高くなっており,十分に発達した流れにな るまでの助走区間であることがわかる.





【 0−100cm 以下は対数分布,100−250cm 以上は一様の分布である.それ以上での乱れは風洞内天井にラ 【 イトがついているためである.このことから計測データは 300mm 付近までを使用することとする.





「上流端からの距離が 125cm ほどまでは風速が対数則にのっているが、下流側では対数側から外れ る.これは境界層外縁に近づいたことで後流則成分が加わったためと考えられる.





【風速が主流 U∞(本実験では高さ 30cm 付近の風速 3.0m/s)の 95%に達する位置で境界層厚さ δ (X)を定義しプロットした風速分布を示す.Xとともに境界層厚さが高くなっており、十分に発 達した流れになるまでの助走区間であることがわかる.

2.3 定常状態における気流温度・比湿の鉛直分布

図 2.8 に気流温度の鉛直分布を示す.上流端からの距離によらず 50mm 以上の高度で温度が一様になっており、それ以下の高度では流入部からの距離に応じて温度が低くなっている.図 2.9 に比湿の鉛直分布を示す.鉛直分布をみると、どの地点においても水面付近の比湿が最も高く、全体的にみれば上流端からの距離が短い地点は比湿の値が低く、下流に向かうほど値が大きい.図 2.10 に乾燥度 $q_{SAT}(T_w) - q_{air}$ の鉛直分布を示す.水面付近の乾燥度は上流で高く、下流で低い.これらのことから流入部からの気流が水面で潜熱放出を促し、蒸発するとともに水表面温度を低下させ、蒸発は比湿を増加、乾燥度を低下させ、低下した水表面温度は気流温度を低下させていると考える.



気流温度の鉛直分布をみると、上流端からの距離によらず 50mm 以上の高度で温度が一様 になっており、それ以下の高度では流入部からの距離に応じて温度が低くなっている.











水面付近の乾燥度は上流で高く、下流で低い.これらのことから流入部からの気流が水面で潜熱放 出を促し、蒸発するとともに水表面温度を低下させ、蒸発は比湿を増加、乾燥度を低下させ、低下 した水表面温度は気流温度を低下させていると考える.

2. 4 定常状態における気象条件の違いによる蒸発フラックス・水温の変化

図2.11 に気流温度制御による蒸発フラックス・水温変化を示す.ここで蒸発フラックス は「バルク式で求めた蒸発フラックス」と「実験蒸発フラックス」の2種類をプロットし ている.気流温度上昇とともに線形的に理論・実験蒸発フラックスは増加する.風洞内で 境界層が成立していないこの本実験でバルク式のバルク交換係数を一様水面での一般的な 値 0.011 を使用しているため、バルク理論と実験の値は異なるが同様の傾向を示しており、 実験蒸発フラックスはバルク理論の蒸発速度の 2~3.5 倍となっている.水温は気流温度上 昇とともに上昇し、気流温度が 16℃から 30℃で 14℃上昇しているのに対して水温は 4.5℃ と温度変化は小さい.これは水面が気流と顕熱交換し水温が上昇するが、水温上昇により $q_{SAT}(T_W)$ が上昇し、乾燥度 $q_{SAT}(T_W)-q_{air}$ が大きくなることで蒸発ポテンシャルが増加し、 潜熱が放出され水温が低下するためである.図2.12 に比湿制御による蒸発速度・水温変化 を示す.比湿増加とともに乾燥度が減少し蒸発ポテンシャルが低下する.蒸発フラックス の低下により水温は上昇する.図2.13 に風速制御による蒸発フラックス・水温変化を示す. 風速増加に伴い線形的に実験・理論蒸発フラックスが上昇する.















2.5 定常状態におけるバルク交換係数の変化

図 2.14 に風速 U と乾燥度 $q_{SAT}(T_W) - q_{air}$ を乗じたものとバルク交換係数 C_E の関係を示す.ここでバルク交換係数 C_E は本実験における小スケールの蒸発がバルク理論に則ると仮定し、実験蒸発フラックス E とバルク式から算出したものである.小スケールの蒸発において C_E はバルク式が使える境界層が発達するフィールドで用いられる代表値 0.011 よりも常に大きな値を示している.また風速U と乾燥度 $q_{SAT}(T_W) - q_{air}$ を乗じたものが増加する,つまり蒸発フラックスが増加しやすい条件になるとバルク交換係数 C_E が増加する.このことから本実験のような小スケールで境界層が発達中の蒸発はバルク交換係数 C_E が風速と乾燥度に依存することがわかる.つまり大気安定度に依存すると考えられる.



図 2.14 U・(q_{SAT}(T_S)-q_{air})とバルク輸送係数 CE・水温の関係 風速Uと乾燥度(qSAT(TS)-qair)を乗じたものが増加する,つまり蒸発フラックスが増加しやす い条件になるとバルク交換係数 CE が増加する.このことから本実験のような小スケールで境界層 が発達中の蒸発はバルク交換係数 CE が風速と乾燥度に依存することがわかる.つまり大気安定度 に依存すると考えられる.

2.6 定常状態における水面の長さの違いによる蒸発フラックスの変化

図2.15 に流入部からの水面の長さと蒸発フラックスの関係を示す.流入部からの水面の 距離を 30cm ずつ拡大して蒸発面が長くなることで1 秒あたりの蒸発量が上昇する. 傾き の違いから各水面区間で蒸発量が異なることがわかる. 図2.16 に水面区間と蒸発フラック スの関係 を示す. ここで各区間の蒸発フラックスは図2.15 の蒸発フラックスの差分から 求めた.各水面区間の単位面積あたりの蒸発フラックスをみると上流から下流方向に蒸発 フラックスが減少している.これは図2.10で示すように気流が下流に行くに従い,乾燥度 が低くなっていることから leading edge 効果の現象が起こっていると考えられる. 図2.17, 2.18 に風速と蒸発フラックスの積算値,風速の積算値と蒸発フラックスの積算値の関係を 示す.ここで蒸発フラックスの積算値,風速の積算値と蒸発フラックスの積算値の関係を 示す.ここで蒸発フラックスな 30cm ごとの各区間の蒸発フラックスを 50cm の水面サイズ に計測データを線形補間したものである.ここで横軸は図2.7 における風速の鉛直分布を 上端からの距離25cm から 275cm まで積算していった値である.縦軸は水面長さ 50cm か ら 300cm の蒸発フラックスを積算したものである.この図より各区間の蒸発フラックスは 使われる風速が水面に近ければ近いほど直線に近い分布になることがわかる.そして本実 験において計測された最も水面に近い 8mm の風速が最も比例関係にあることがわかる.バ ルク式では代表風速を使用し、その量を算出するが境界層が発達中の条件では水面ギリギ

リの風速に依存していることが示された.式 (2.21) における $\frac{dU}{d \ln z}$ の項をバルク式では地

表面の風速を 0m/s と仮定して、U を計測することで蒸発量を算定する. つまりの dU d ln z の 観測精度が高ければ蒸発量の算定の精度も向上するということである. 蒸発フラックスの 算定は簡略化のため計測し易い気象ファクターを代表高さという概念で扱うバルク式で行 っている. 蒸発面が大スケールであれば、代表高さによらずに計算が行えるのであろうが 本実験のように小規模スケールの水面に対しては水面ギリギリの高度の風速を代表風速に しなければ蒸発フラックスを算定できないことが明らかになった. 水面長さと代表風速が 明確にわかっているのであればバルク輸送係数の同定は可能であるが非常に困難であるた めに都市部などの小スケールの熱環境問題を取り扱う場合バルク式の使用の方法をよく検 討する必要がある.



図 2.15 流入部からの水面の長さと1秒あたりの蒸発量の関係 (流入部からの水面の長さを30cm ずつ拡大していくと,蒸発面が長くなることで1秒あたりの蒸発 、量が上昇する.水面の長さが長くなるほど蒸発量の傾きが小さくなっていく.





ここで各区間の蒸発フラックスは図-15の蒸発フラックスの差分から求めた.各水面区間の 単位面積あたりの蒸発フラックスをみると上流から下流方向に蒸発フラックスが減少して いる.気流が下流に行くに従い,乾燥度が低くなっていることから leading-edge 効果の現 象が起こっていると考えられる.



図 2.17 各空間の風速と蒸発フラックスの積算値の関係 蒸発フラックスは 30cm ごとの各区間の蒸発フラックスの計測データを 50cm の水面サイズに線形 補間し算出した.風速は図-4における上流からの距離 25cm から 275cm までの風速の鉛直分布である. 水面から 8mm 地点の風速と蒸発フラックスの関係は一番線形関係がみられ,水面からの距離が上が るごとに上流端からの距離と蒸発フラックスの関係は線形関係から一様になっていく.



図 2.18 風速の積算値と蒸発フラックスの積算値の関係 各区間の蒸発フラックスは比較する風速が水面に近ければ近いほど直線に近い分布になることがわか る.そして本実験において計測された最も水面に近い 8mmの風速が最も比例関係にあることがわかる. バルク式では代表風速を使用し,その量を算出するが境界層が発達中の条件での蒸発フラックスは水面 ギリギリの風速に依存していることが示された.

2.7 非定常状態における気象条件変化と水温・蒸発フラックスの反応

図2.19に気流温度・水温・蒸発フラックスの時系列を示す.参考として蒸発フラックス (バルク式)[気温・水温]は図2.16で得られたUに乾燥度をかけたものとバルク交換係 数C_Eの関係から求めたものをプロットしているが湿度を一部欠測したため図面中の前半 と後半が欠けている。気流温度を20度から30度にランダムに制御することにより水温は その気流温度の挙動にあわせて変化する.しかし水温はプールの水の熱容量が大きいため, 気流温度に対してゆっくりと変化するためバルク式(水温)では蒸発を全く表現すること ができない.水温が安定する定常実験では表現できたが,非定常の実験では水温ではなく 水面温度を計測しなければならないと考えられる.またバルク式(気温)と比較すると実 測とのオーダーは一致する.しかし気流温度が急激に上がるとそれに合わせ蒸発フラック ス(実験)が上昇し,気流温度が急激に下がると蒸発フラックス(実験)が急激に低下すると いうのはバルク式(気温)では表現不可能であり,蒸発フラックスの変動がオーバーシュ ートしていることがわかる.気流温度が急激に低下することで気流の比湿が飽和状態になり,蒸発ではなく凝結している可能性がある.特に赤丸で示した部分では蒸発フラックスが最小値-0.049[g/m²・s]とマイナスを示しており,水面温度と気流温度の関係によっては凝結が起こりえる現象を捉えた.



図2.19 気流温度・水温・蒸発フラックスの時系列

青丸をみると気流温度が急激な変化に伴う蒸発フラックス(実験)はバルク式(気温)では表現不可能で あり、蒸発フラックスの変動がオーバーシュートしていることがわかる.気流温度が急激に低下するこ とで気流の比湿が飽和状態になり、蒸発ではなく凝結している可能性がある.特に赤丸で示した部分で は蒸発フラックスが最小値-0.049[g/㎡・s]とマイナスを示しており、水面温度と気流温度の関係によ っては凝結が起こりえる現象を捉えた.

2.8 まとめ

小規模スケールの一様水面の蒸発メカニズム解明のため風洞実験を行い,以下の知見を 得た.

1) 定常実験において気流温度・比湿・風速を制御し,蒸発フラックス変化を実験蒸発フ ラックスとバルク式から求めた蒸発フラックスを比較すると実験蒸発フラックスはバルク 式から算出したものよりも 2~3.5 倍大きい. これは小スケールの実験であると地面上から 水面上を通過する大気が乾燥状態から急激に水蒸気を供給され不安定状態であり,それに 対して広域のスケールを取り扱うバルク式では安定・中立状態であることを前提に使用し なければいけないことが大きな原因である. しかし水面長さが決まっているのであればバ ルク式のバルク係数を変化させることで小スケールの蒸発を表現することが可能であることが示された.

2)上流端から各区間で蒸発フラックスを算出すると上流から下流方向に蒸発フラックス が減少している.これは上流側の大気は下流側よりも乾燥度が高く,蒸発ポテンシャルが 高く,その大気は下流に向かうほど水蒸気を吸収するために乾燥度が低くなっていく.ま た風速を見てみると各区間の蒸発フラックスは各区間の水面から付近の風速と線形的な関 係にある.その風速と蒸発フラックスの線形的な関係の相関性が高いことから境界層発達 段階では乾燥度よりも水面ギリギリの風速に依存するのではないかと考えられる.定常条 件の小スケールの蒸発をバルク式から算定する場合は蒸発水面長さと水面直上の風速から バルク輸送係数を同定することは可能である.

3) 非定常状態における蒸発実験で気温を急激に変化させると蒸発フラックスがオーバー シュートし、気象条件によっては蒸発ではなく結露することもありえることを示した.ま た定常条件実験から得られたバルク輸送係数を用いることで定性的に一致させることがで きた.これは大気状態の変化に対してバルク式は適応するようだが、水温の熱容量が大き いためにその大気状態における水温になることができないため、バルク式に気流温度を用 いて蒸発フラックスを算定したからである.

以上のことより、都市部のような小規模スケールの蒸発が考えられるところではその蒸 発水面・地面の広さと表面ギリギリの風速の値が必要であることが示された.そして、こ れらの重ねあわせることで都市全体の蒸発を算出することが可能となる.また図2.20に示 すように水面が小さいとき、大スケール蒸発面よりも蒸発量が大きいことから、もし都市 再生として水辺を生み出すのであれば、大スケール水面を創造するのではなく、小スケー ルの水面、水辺、植生をたくさん作ることが都市熱環境緩和策として有効であることを示 唆した。



図 2.20 小スケール水面のもつポテンシャル

第2章 参考文献

1) 矢野友久:蒸発散(その 4) - 蒸発散量の測定法-, 農業土木学会論文集, 57(7), pp. 623-628, 1989.

2) 金子大二郎・日野幹雄: リモートセンシングを用いた分布型広域補完法の提案-気温推 定法を応用した補完法による広域実蒸発散量の算定-,水文・水資源学会誌,10(4), pp.337-348,1997.

3) ヒートアイランド対策関係府省連絡会議:ヒートアイランド対策大網,2008.

 4) 成田健一・三上岳彦・菅原広史・本條毅:新宿御苑における蒸発効果と温熱環境の実測, 環境情報科学論文集, Vol. 18, pp. 253-258, 2004.11

5)神田学・森脇亮・高柳百合子・横山仁・浜田崇:明治神宮の森の気候緩和機能・大気浄 化機能の評価 (1) 1996 年夏期集中観測,天気 44 (10), pp. 713 - 722, 1997.

6)神田学・高柳百合子・横山仁・森脇亮:銀座オフィス街における熱収支特性,水文・水 資源学会誌, Vol. 10, No. 10, 1997.

7) Oke, T., R., : Boundary Layer Climate, Methun & CoLTD, 1978.

8) 近藤由美,神田学:気象モデルのための都市植生のオアシス効果のモデリング,第 62 回年次学術講演会プログラム,2-085,169-170,2007.

9) 上田政文:湿度と蒸発-基礎から計測技術まで-,pp.89, 2000.

10) 近藤純正:水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-,朝倉書店,1996.

11) 日野幹雄:流体力学,朝倉書店, 1992.

第3章 打ち水による熱環境緩和作用

3.1 はじめに

(1)研究背景

地球温暖化現象とヒートアイランド現象に伴い世界の気温は上昇の一途をたどっている と多くの科学者が示唆している.気象庁は2007年4月より日最高気温35℃以上の日を猛 暑日と定義した.また2007年8月16日に埼玉県熊谷市と岐阜県多治見市において最高気 温 40.9℃を観測し,国内最高気温の記録を更新するなど,熱環境の悪化は肌で体感できる ものであるとともにメディア報道によりヒートアイランド現象は専門家だけではなく一般 常識となってきている.

ヒートアイランドに代表されるような特殊な都市気候が、気温上昇の要因となっている ことは古くから研究されている¹⁾.東京などの大都市内では郊外に比べて昼間の貯熱が大き く、夜間の地面からの放熱が小さいため、大気の上層で気温が低下し地表近くで比較的高 温となる.その結果、地表付近に逆転層が生じ、逃げ場を失った高温の空気塊が島のよう に取り残される.このような、いわゆるヒートアイランド現象の原因として、地面の大半 を建物やコンクリート、アスファルトの道路に覆うことによる樹木や水面の減少、オフィ スビルや交通機関など都市機能を維持する人間活動に伴う排熱などが挙げられる.これら の対策として、ビルの緑化(ビルの屋上や周囲に芝生を植える、花壇を設ける、樹木を植 える、人工的な池などの造成など)、空調システムの効率化、建物の断熱(材質、断熱材、 窓ガラスの断熱)、太陽熱利用などの自然エネルギーの利用、都市排熱の有効利用(工場、 地下鉄、ビル、発電所、変電所などのコージェネレーション化)、沿道緑化(街路空間の 緑化)や道路整備などによる交通対策、都市そのものの地形(風の道、水の道)といった 地域特性を活かした改善などが挙げられる.

最近では、国土交通省が道路のアスファルトに保水性を持たせ、アスファルト内の水分 が蒸発することで周囲の気温を下げる効果がある「保水性舗装」²⁾の普及に向け、2005 年 度から本格的に自治体を支援することを決めた.太陽光のうち赤外線を反射して日中の路 面温度上昇を抑制し、さらに蓄熱が減ることによる夜間の放熱の抑制を図る遮熱性舗装を 利用してヒートアイランド抑制を試みる研究もある³⁾⁴⁾⁵⁾.

とくに2005年より「地球温暖化防止のための国民運動」(愛称:チーム・マイナス6%) を開始し、官民一体となり、クールビズの呼びかけや省エネ機器への買い替え促進など、 国民のライフスタイル・ワークスタイルの改善キャンペーンを行っており、個々でできる 対策の奨励をしている.これらの活動により熱環境問題に対する国民の意識は高まりつつ ある.

本稿で観測対象とした「打ち水大作戦」は個人レベルで熱環境緩和させるという市民参

加型イベントとして行われている.この「打ち水大作戦」という社会実験はNPO法人日本 水フォーラムが主催し,2003年から5年間行われている.雨水や残り湯などの二次水を利用 し,市民が各々で打ち水することによって気温を低下させようという試みである.年々, 打ち水イベントの箇所,回数は増加し,2005年以降では日本のみではなくヨーロッパでも 行われた.

著者ら⁶⁾ ⁷⁾ は 2003 年より毎夏, 打ち水の観測, 数値計算を行っている. 2003 年, 2004 年には東京都墨田区東向島地区の住民の協力を得て打ち水実験が行われ, 著者らはその観 測を行った. 2003 年の観測では打ち水エリア全体における平均気温差は打ち水後の方が 0.5℃程度低かった. 数値計算では東京 23 区内の約 40%で打ち水を行う条件下で計算を行 った結果, 打ち水による気温低下量は 2~2.5℃程度であることがわかった. 2004 年の観測 では打ち水継続時間, 打ち水地点からの距離と気温低下量の関係を示した. 本稿では 2004 年における打ち水実験を中心とした観測結果と打ち水の熱環境緩和効果のメカニズムにつ いて言及する.

(2) 打ち水大作戦

2003 年 3 月に京都で開催された第 3 回世界水フォーラムの閣僚宣言の中で世界の水問題 を解決する一つの要素として「近隣社会の取り組み」が盛り込まれた. それを受け,第 3 回世界水フォーラム事務局(現・日本水フォーラム)が主体となり,雨水や再生水などの 水の二次利用,再利用の促進と現代の都市問題の一つであるヒートアイランド現象の緩和 を目的に,社会実験として 2003 年に引き続き 2004 年 8 月に「打ち水大作戦 2004」が行わ れた.「打ち水大作戦 2004」は,2004 年 8 月 18~25 日の間で全国各地,約 181 ヶ所で実施 された.東京都内では約 105 ヶ所,参加人数は東京 23 区内で約 870,000 人(電話アンケー トの推定による)の住民により行われ 2003 年が 3 箇所だったのに対して実施箇所は増加し た.その後も毎夏行われ現在では日本水フォーラムの手を離れ,行政,企業,個人規模で 行われるイベントなっている.

3.2 実験·観測概要

(1)対象とした打ち水実験

著者らは2003年より打ち水による熱環境緩和効果を評価するため表3.1に示す打ち水イ ベントに参加するとともに気象観測を行ってきた.本稿では時間・空間ともに高密度でデ ータを計測した2004年8月18日から25日までの8日間,東京都墨田区東向島1~3丁目 (実験対象エリア面積約299000 m²)で行われた打ち水実験について示す.観測対象地域を 図3.1に示す.この地域は、いわゆる下町と呼ばれる地域で町会、商店街組合を中心とし て、打ち水に意欲的に参加・協力している.また、この地域は低層密集住宅地域で火災時 に消防車が侵入し,消火することが困難であり,その一助として墨田区は雨水利用促進助 成制度を設けて一般家庭に雨水貯留施設(天水樽)の設置を推進・支援している(**写真 3.1**). 熱環境問題を市民みんなで考えるという「打ち水大作戦」の趣旨から打ち水に使用する水 は雨水などの 2 次水でなければならなく,打ち水を行うのに適した環境であるこの地域を 重点地区として実験が行われた.実験期間中の各日で打ち水が住民により道路,庭,マン ションの屋上などで行われた.地元町内会,組合による事前の呼びかけ,当日の町内放送 により実験地域内で最大限に打ち水をすることとなった.実験期間中に打ち水が行われた 時刻を表 3.2 に示す.打ち水は,気温が上昇傾向にある午前中(9:00),ピークあるいは高 温となる正午(12:00),下降傾向となる夕方(16:00)に行われ,それぞれの時間帯を各日 で1回あるいは2回行われた.特に18日,25日は打ち水イベントとして第一寺島小学校 (Point-A)の校庭で打ち水が行なわれた.このイベントは小学校グランド内で行われ,小 学生を含む約200人が参加し,打ち水とともに消防隊がポンプを用いて小学校のプールの 水をグランドへ散水を行った.

実験日	対象地域	参加人数(推定)
2003/8/25	東京都墨田区東向島 1~3 丁目	200 人
2004/8/18~25	東京都墨田区東向島 1~3 丁目	400 人
2005/8/10	東京都千代田区丸の内1丁目 丸の内仲通り	500 人
2005/8/19	東京都台東区浅草 雷門・仲見世通り周辺	50 人
2007/9/8	東京都江戸川区小松川第二小学校	30 人

表3.1 打ち水イベント開催場所における各参加者数と打ち水量





地域内の 86 ヶ所に温湿度計を設置した.H で示す地点(48 ヶ所)では,連続観測を行い打ち水実 験期間中,温湿度観測を行った.V で示す地点(38 ヶ所)では集中観測として 18 日,23 日,25 日 に打ち水開始時刻の前後 1 時間 30 分,計 3 時間の温湿度の観測を行った.温度の計測には白金抵 抗式,湿度は静電容量式のセンサーの 0nset 社及び Vaisala 社製の温湿度計を用いた.温湿度計は いずれも地上 1.5m,街中の街頭,フェンス等に設置した.



写真3.1 打ち水対象地域の様子

左は路地の様子である.この地域は全体的に狭い道が多く,火事が発生した場合消防車両が入る ことは困難である.右はこの地域に多く設置されている天水尊である.屋根に降った雨水を日々 溜め,これを初期消火に利用する.

	2004年8月							
	18 日	19 日	20 日	21 日	22 日	23 日	24 日	25 日
午前(9:00)		0			0	○※		
昼間(12:00)	0			0	0			0
午後(16:00)			0	0		0		

表3.2 打ち水開始時刻

※ 雨天により打ち水は中止, 観測は実施

(2) 観測概要

観測は図 3.1 に示すように打ち水の影響を受ける範囲内として第一寺島小学校 (Point-A,4 階建),墨田高校 (Point-B,4 階建),打ち水の影響範囲外として言問小学校 (Point-C,3 階建),第二寺島小学校 (Point-D,4 階建),第三寺島小学校 (Point-E,4 階建) のそれぞれの屋上,百葉箱で,総合的な気象観測 (写真 3.2)を行い,打ち水実験期間中連 続観測をした.各地点での観測項目を表 3.3 に示す.また打ち水が行われると想定される 地域内の 86 ヶ所に温湿度計を設置した.Hで示す地点 (48 ヶ所)では,連続観測を行い 打ち水実験期間中,温湿度観測を行った.Vで示す地点 (38 ヶ所)では集中観測として 18 日,23日,25日に打ち水開始時刻の前後1時間30分,計3時間の温湿度の観測を行った. 温度の計測には白金抵抗式,湿度は静電容量式のセンサーのOnset 社及び Vaisala 社製の 温湿度計を用いた(写真3.3).温湿度計はいずれも地上1.5m,街中の街頭,フェンス等に 設置した.温湿度計はセンサーのレスポンスが打ち水の効果を計測することが困難である との判断より市販のラディエーションシールドを使用せず通風性に優れたシールドを作成 した(写真3.4).測定インターバルは打ち水される前後2時間では5秒,それ以外の時間 帯では1分で計測した.

18日,23日及び25日には,打ち水実験地区内で散水量,散水場所,散水温度のヒアリング調査を行った.

解析データには測定値を1分間の移動平均化した値を使用した.温度計のレスポンスタイムを考えると長い時間の移動平均が必要であるが,打ち水の効果は瞬間的な現象であるため,移動平均することでその瞬間の効果を見えなくすることを防ぐためである.



・日射計:英弘精機社製 ソーラーエース M62(左写真)
寸法/重量:14cm×14cm×10cm/1520kg
測定範囲:日射量 0~1000W/m²
・風向・風速計:小笠原社製 プロペラ式風向・風速計(右写真)
使用環境条件:風速1~60m/s,風向 0~355℃

写真3.2 使用した観測機材



・ONSET 社製 HOBO(左写真)
温度センサー:白金抵抗式(温度変化による白金の電気抵抗値から計測)
湿度センサー:静電容量式(湿度変化による高分子膜の誘電率から計測)
寸法/質量:102×81×51mm/104g 使用環境条件:−30~+50℃
記録間隔: 0.5 秒~9 時間自由設定 応答時間: 15 分(風速 3m/s 時)
内蔵バッテリー:リチウム、交換可、寿命3年(室温)
・VAISALA社製 HMP155(右写真, センサー部)
温度センサー:白金抵抗式(温度変化による白金の電気抵抗値から計測)
湿度センサー:静電容量式(湿度変化による高分子膜の誘電率から計測)
寸法/質量:279×40×20mm/86g 使用環境条件:-80~+60℃
応答時間:20秒(風速3m/s時)

写真3.3 使用した温度計



写真 3.4 打ち水エリア内(左)・外(右)の温度計の設置状況の違い 打ち水エリア内の温度計は写真左のように温度計に日傘をつけた状態で,打ち水エリア外は写真右図 の百葉箱に温度計を設置した.これは打ち水が瞬間的に気温を下げる効果があると思われることから, センサーをできるだけ大気にさらすことでレスポンスよくリアルタイムな気温を捉えることを目的と したからである.

(3) 熱収支式·不快指数

打ち水による効果の解釈を単純化するため地表面を仮想的な厚さのない平らな面として 考え,以下の基本的な入射放射量,熱収支式の次式を用いた⁸⁾.

$$R \downarrow = \sigma T_s^4 + H + lE + G \tag{3.1}$$

$$R \downarrow = (1 - rf)S \downarrow + L \downarrow \tag{3.2}$$

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T_a) \tag{3.3}$$

$$lE = c_p \rho \beta C_H U(q_s - q_a) \tag{3.4}$$

ここで、rf はアルベド、S↓は下向きの短波放射量、L↓は下向き長波放射量、L↑は上向 き長波放射量、H は顕熱 flux、lE は潜熱 flux、G は貯熱量である. ここで σ はステファン ボルツマン定数、c_pは空気の定圧比熱、 ρ は空気の密度、C_Hはバルク輸送係数、U は風速、 T_aは気温、T_sは地表面温度、 β は蒸発効率、q_sは飽和比湿、q_aは比湿である.

打ち水が人体に与える影響を見るために不快指数の式を用いた⁹⁾.

$$DI = 0.81T_a + \frac{H}{100} (0.99T_a - 14.3) + 46.3 \tag{3.5}$$

ここで, H は相対湿度である。

(4)実験時の天気概観

打ち水実験期間中8月18日から25日までの日射量,気温,風向・風速,降雨量の時系 列を図3.2に示す.風向・風速,気温は打ち水影響範囲外のPoint-C,D,Eで計測したもの である.気温は百葉箱内で計測した値である.18日から20日は快晴日であり日射量の変動 は小さく,21日から25日は曇りがちで日中を通して日射量の変動が大きい.風向・風速は 18~20日の間,日本海側にある台風の影響で南西あるいは西風で期間中の降雨は23日21 時から24日2時まで5時間の間にあり,総降雨量は9.5mmであった.雲による日射量の 変動は大きく,気温を大きく変化させる.その影響を避けて打ち水の気温低下効果を評価 するため,本稿では日中雲ひとつない快晴で日射量が打ち水開始前後1時間ほぼ一定であ った2004年8月18日の解析結果を中心に示す.2004年8月18日の大観的な気象条件(図 3.3)¹⁰⁾は台風15号が九州の南西海上を発達しながら北上し、9時以降は強い勢力になり 台風からの暖湿流、高気圧の縁辺流の影響で、西日本は四国を中心に断続的に激しい雨が 降ったものの関東地方は晴天日であり,東京アメダスの最高気温36.1℃であり,実験をす るには最適の条件であった. この日の打ち水は当初 12:00 からの予定であったがヒアリン グ調査より 11:55 頃より開始されていることがわかっている.

	日射量	降雨量	風向·風速	大気圧	気温・湿度
Point-A	0	0	\bigcirc	0	○涨1
Point-B			0	0	
Point-C			0	0	\bigcirc 2
Point-D			0	0	\bigcirc 2
Point-E			0	0	\bigcirc $\&$ 2

表 3.3 気象観測項目

※1 通風式乾・湿球計 ※2 百葉箱内・外で白金抵抗式温度計・静電容量式湿度計

(百葉箱外には8月23日より設置)



図 3.2 打ち水実験期間中の日射,気温,風向・風速,降雨量の時系列 (2004 年 8 月 18 日から 25 日)

18~20日は快晴日で日射量の変動は小さく、21~25日は曇りがちで日中を通して日射量の変動が大きい。日射量の変動が大きいと気温の変動が打ち水によるものなのかわからないため、雲ひとつない快晴のときに打ち水が行われた2004年8月18日の解析結果を中心に示す。



図3.3 解析対象日 2004 月 8 月 18 日の天気概況(出典:気象人 HP) (台風の接近にともない関東地方以外は大雨になったが関東地方は晴天で東京アメダスの最高気温は 35.1℃と非常に高く,打ち水実験をするのに最適な気象条件となった.

(5)気温の定義

8月18日18:00~8月22日12:00までの日射、気温の時系列を図3.4に示す、気温は打 ち水実験地区内の4ヶ所(Point-06, 21, 32, 38)と打ち水影響範囲外の百葉箱内(Point-C, D, E) のものを示している. 日中において打ち水実験地区内は、打ち水影響範囲外よりも 高い気温を示し、各地点で気温のばらつきが大きいが、夜間となると地点毎のばらつきは 小さい. 打ち水実験地区内の気温は、打ち水影響範囲外の気温と夜間18時~6時で同じ気 温変動を示すことがわかる.この夜間18時~6時は、日射がほぼなくなる時間である.こ の他の地点においても同様な気温変動がみられた. 打ち水実験地区内に設置した温湿度計 のセンサー部は、防水・日射を遮断するため断熱性の素材で覆われているが、打ち水前後 の急激な大気の変化を捉えるためにセンサーブを露出させる必要がある。百葉箱内、外で 測定している気温のメカニズムを模式的に示すと図 3.5 のようになる. 百葉箱内では下向 き短波放射つまり日射は反射し、地表面温度に依存する上向きの長波放射つまり地面等か らの輻射は遮断されセンサーまで届かないため気温の変化のみ計測することとなる. 百葉 箱外では、日射は反射するが、輻射の影響は受けるため、気温の変化と輻射の影響を受け た温度を合わせて計測していることとなる.日中に各地点で気温変動が異なるのは、道路 の表面温度のばらつきによる輻射の影響であることがわかる.また、輻射の影響により百 葉箱内の気温より 2~9[℃]高い値をとることがわかる.

人間が快適性を体感するのは気温のみではなく,その他に,湿度,気流,輻射の要素が 含まれる.打ち水が,郊外とは異なる特殊な気候を有する都市空間での快適性に与える影響も考え,本観測では打ち水地区内では,実際の気温と輻射の影響を含んだ温度を計測し ている.本研究では,気温の変化と輻射の影響合わせた温度を「気温」と定義して解析, 考察を行う.



赤色で示すのは打ち水エリア外の百葉箱内に設置された温度計で観測された気温である.また黒は打ち水 エリア内に簡単な日傘のみをつけた温度計で観測された気温である.日中では,百葉箱外は百葉箱内より も 2~9[℃]高い値を示す.百葉箱外の各地点で気温変動が異なる.夜間となると地点毎の気温変動のばら つきは小さく,百葉箱内外は同様な気温変化をする.



図3.5 百葉箱内・外で測定している気温の違い

下向きの日射は百葉箱内・外とも反射するため影響は受けない. 百葉箱外は下側にセンサーを 露出させているため上向きの地面からの輻射がセンサーまで届き影響を受ける. 百葉箱内では 輻射は遮断される. 百葉箱内→気温のみ, 百葉箱外→気温+輻射の影響

3.3 社会実験としての成果

(1)実験風景

打ち水のイベントは事前から回覧板、ビラなどで宣伝をし、当日は町内放送を使い、住 民に方法の説明,開始の合図などを伝えてきた.特に18日は小学校の校庭で消防車のポン プを用いて, 校庭中を水浸しにするメインのイベントがあり, 住民全員が周知の事実となっ ていた. イベントは 12 時ちょうどを予定していたが一部フライングで打ち水が始まった. また住民,イベント参加者には2次利用水(風呂の残り湯,雨水)の使用をお願いしたが, 2 次利用水をバケツ,桶,ペットボトルに入れて散水してくれる方もいれば,1次利用水で ある蛇口からの水をホースで散水する方もいた。2009 年現在そのイベントとしてのやり方 をメディア等で知るところとなったので撒くタイミング,2次利用水の使用は理解されてい るが、打ち水大作戦が始まった当初は開催者自体も詰めが甘かったといえよう.写真 3.5 の左の写真は打ち水前、右の写真は打ち水後の様子である。上から言問小学校の校庭のグ ランドレベルからみた様子、肯定を屋上からみた様子、小学校の前にある商店街の様子で ある.小学校ではイベントとして消防車のホースを使ってプールの水を校庭に撒いた.校 庭、道路ともに過剰に水を撒くと下水管へ流れ込んでいった。これは都市設計上、降雨が 合流式下水管に流入しやすいように道路に勾配を持たせているからである. ダラダラと撒 くことは時間的にロスであるが一気に撒くことで下水管に流れ込むのは非常に惜しく、ゆ っくりと撒いた方が熱エネルギー的に効率はよくなる.


打ち水前

打ち水後

写真3.5 打ち水前と後の様子

住民,イベント参加者には2次利用水(風呂の残り湯,雨水)の使用をお願いしたが,2次利用水 をバケツ,桶,ペットボトルに入れて散水してくれる方もいれば,1次利用水である蛇口からの水 をホースで散水する方もいた.左の写真は打ち水前,右の写真は打ち水後の様子である.上から 観測ポイントA(第一寺島小学校)の校庭のグランドレベルからみた様子,校庭を屋上からみた様 子,小学校の前にある商店街の様子である.小学校ではイベントとして消防車のホースを使って プールの水を校庭に撒いた.校庭,道路ともに過剰に水を撒くと下水管へ流れ込んでいった.

(2) 打ち水実験による散水面積

ヒアリング調査より散水された箇所を示したものを図3.6に示す. ヒアリング調査から得 られた散水面積は約8500 m³、散水量は約6.3m³、散水に使用した水の温度は平均で約 30.0℃であった. 実験地域内面積約299000 m³に対しての散水面積の割合は約3%,実験地 域内道路面積約83200 m³に対しては約11%であった. 著者らは打ち水の効果の算定条件と して打ち水の対象範囲を東京23区全域とし,このうち,建物用地では敷地面積の40%相当 分、道路用地のうち,不浸透面の50%相当分を打ち水可能域と想定した. また,植生面・裸 地面では,70%の面積に打ち水が可能と設定し,東京都23区全体のほぼ40%の面積におい て打ち水が行われる勘定とした結果,正午の打ち水により気温低下量は大手町で2.2℃,練 馬で2.4℃(いずれも2日分の平均) であった.打ち水実験では住民により最大限に散水 されたが全体面積の約3%に対して我々の想定していた全体面積の約40%には到底及ばな いことがわかる. それは2004年8月18日が水曜日であり平日12時頃では出勤のため自 宅にいない,昼食の時間であることなどから想定したような打ち水ができないと考える.



図3.6 ヒアリング調査による打ち水散水箇所

(2004年8月18日12:00,破線は打ち水エリア境界線)

当日は地域内放送を使って住民全てに声をかけ,可能な限りの打ち水を行った.実験地域内面積に 対して散水面積は3%であり,打ち水可能な範囲を道路のみとした場合,実験地域以内の道路面積に 対する散水面積は打ち水可能範囲における散水率になりその値は約11%であった.日中,住宅地で は住民は外出していることが多いため,散水率は大きくなりづらい.

3.4 打ち水による気温変化

打ち水開始前1時間,開始後1時間30分後までの日射,風向・風速,気温,比湿の時系列を図3.7に示す.日射,風向・風速についてはPoint-A,気温,比湿については打ち水地区内の86地点で観測した温湿度のうち,打ち水により顕著に気温が低下した3地点を示している.日射はほぼ一定で,風向は南西風,風速は約4[m/s]であった.図3.7の破線内の拡大図を図3.8に示す.気温低下開始時刻が各地点で異なるが,打ち水開始直後から気温の低下が始まり5~15分間程で気温低下開始時の気温に戻ることがわかる.この他の温湿度観測地点でも,気温の低下量,気温低下の継続時間に差があるが,打ち水開始直後に気温の低下がみられた.また,打ち水開始前後に比湿の増加が見られ0.005~0.015[kg/kg]増加した.図3.9, 3.10, 3.11に9:00, 11:55, 16:00 それぞれの時間帯に打ち水を行ったときの気温と打ち水エリア内・外の平均気温の時系列を示す.観測ポイントにより傾向が全く異なり,どの観測ポイントも代表地点としてみなせない.

場所により打ち水による気温変動が異なるため、打ち水実験対象エリア全体でどの程度 気温が低下したかを評価する.打ち水実験対象エリア内(48 地点)と打ち水対象エリア外

(全3地点)で計測した気温をそれぞれ平均し比較する.図3.12.3.13.3.14に9:00,11:55, 16:00 それぞれの時間帯に打ち水を行ったときの打ち水エリア内外の平均気温の差と日射 量の時系列を示す.ただし、ここで打ち水実験対象エリア内の気温は打ち水による気温低 下を感度よく捉えることを目的として通風性を上げたためセンサー部に地面等からの輻射 熱が含まれるような気温になっているのに対して,打ち水エリア外で計測した気温は百葉 箱内で計測したため輻射熱が含まれない気温となっている.打ち水がなされる前後で比較 的安定的な日射量の日を示している. 9:00 に打ち水がなされると気温に変化が見られる. 打ち水効果期間を打ち水直後から気温が安定するまでとするならば、あくまで目視である が 9:00 から 9:50 までの間の 50 分間打ち水の効果があったといえる.打ち水による気温低 下効果を図中に示すように打ち水効果時間の始点と終点を結んだ線と最も気温差に変化が あるときの差とすると、0.4~0.5℃ほどの低下が認められる.11:55 頃の打ち水においては 11:55 頃より平均気温の差が 0.5℃ほど低下している. この約 0.5℃の低下が打ち水よる効果 といえる. 日射量が雲の影響により 12:45 以降に乱れたため打ち水の効果時間はうかがい 知れない.16:00 においては 16:00 頃から 17:00 頃までの一時間,0.4℃ほどの効果があっ たといえる.これらよりいずれの時間帯も1時間ほど約0.5℃ほどの打ち水効果はある.し かし,その冷却効果を得た大気は移流・拡散によりその場からなくなるため一時的である. どの時間に散水を行っても打ち水効果期間がかわらないと仮定すれば、気温のピークを抑 える日中に打ち水をすると効率が良い.



図3.7 打ち水前後の日射,風向・風速,気温,比湿の時系列

打ち水開始前後で日射はほぼ一定.風向は南西風,平均風速は約 4m/s である.打ち水の開始とと もに気温が低下するポイントもあれば,上昇するポイントも存在する.実験エリアは下町の中心で あり,人工活動が活発で様々な熱源・冷源が周辺にあると考えられる.そのために打ち水の効果を あるポイントのみで評価することはできないため,エリア全体で評価することとする.





図 3.9 全地点の気温と打ち水エリア内・外の平均気温の時系列 (2004 年 8 月 19 日 8:00~11:00)

「青線は打ち水範囲外,赤線は打ち水範囲内の気温である.打ち水範囲内の温度計は日傘のみをつけているため地面からの輻射熱を受け,それに対して打ち水範囲外の温度計は 百葉箱内に設置したために輻射熱を受けず打ち水範囲内の値よりも大きい.各観測ポイントで気温は大きく異なり、この時間帯では最大5℃程度の幅がある.午前中ともあって気温は上昇傾向にあり、打ち水を開始しところで気温が下がっている様子はこの時系列からは読み取ることはできない.気温上昇時での打ち水の効果としては気温を下げるのはなくて気温上昇の抑制と考えれば評価ができると考えられる.



図 3.10 全地点の気温と打ち水エリア内・外の平均気温の時系列 (2004 年 8 月 18 日 11:00~14:00)



図 3.11 全地点の気温と打ち水エリア内・外の平均気温の時系列 (2004 年 8 月 20 日 15:00~18:00)



図 3.12 打ち水エリア内外の平均気温差と日射量の時系列 (2004 年 8 月 19 日 8:00~11:00)

打ち水エリア内外の平均温度の気温差をとると全体的には右肩上がりである.これは日 射量が増加することで輻射熱が増加し,百葉箱に入っていないため輻射熱を受け易い打 ち水エリア内の温度計のセンサーが温められるためである.打ち水直後に気温差が低下 しており,これを打つ水の効果を気温が低下している時間帯と定義すると打ち水効果時 間は9:00~9:50 の 50 分間といえる.



図3.13 打ち水エリア内外の平均気温差と日射量の時系列 (2004 年 8 月 18 日 11:00~14:00)

12:40 から雲による日射量の減衰があり、気温差の変化が打ち水によるものか日射量の変化によるものか分類することができない.しかしながら少なからず 12:40 までは効果があ、ると考える.打ち水効果時間は 11:55~12:40 の 45 分間.



図 3.14 打ち水エリア内外の平均気温差と日射量の時系列 (2004 年 8 月 20 日 15:00~18:00)

日射量が低下しており,輻射熱が小さくなる時間帯で百葉箱内外の差が大きいため平均気 温差は小さくなっている.概算的にみれば 0.4℃の気温低下,60分間ほどの打ち水硬化時 間が見られた.

3.5 打ち水による輻射熱の変化

図 3.15 にサーモグラフィで観測した打ち水前,打ち水後の人と地面の表面温度を示す. 熱画像は小学校の屋上から校庭に向けてサーモグラフィで撮影したものである.熱画像右 上の低温で四角いのはプールである.グランドはラバー上の材質であり,薄く見える線は トラックの線である.打ち水前,地面は約50℃,人の表面温度は約36℃である.打ち水後 の状態を見ると地面の温度が約39℃,人の表面温度は約30℃となり,地面の温度が10℃, 人の表面温度が6℃以上低下していることがわかる.打ち水により人の表面温度を低下した.

地面からの放射量を黒体放射と仮定すると、打ち水前の地面からの長波放射量は約 620W/m²、打ち水後の地面の長波放射量は 510W/m²となり、その差は 110W/m²となる. つ まり水を撒くことにより地面から放出される熱エネルギーを抑制し、人の表面に与える熱 エネルギーが減少したことにより人の表面温度が低下したと考えられる.

気温の低下が1℃程度以下に対して人の表面温度が6℃程度大きく下がっていることから 打ち水による表面温度低下作用は大きな効果を得ていることがわかる.



地面からの長波放射量を σT_g^4 と仮定すると					
打ち水前の地面からの長波放射量 (Tg=49.8) 約 617W/m ²					
打ち水後の地面からの長波放射量(Tg=38.51) 約535W/m ²					
地面からの長波放射量 約617W/m ² → 約535W/m ² <u>82w/m²の低下</u>					
人の表面温度の変化 36.03℃ → 29.48℃ <u>約 6.5℃下</u>					

図3.15 打ち水前後の熱画像(2004年8月18日)

【打ち水前後で気温低下が 0.5℃くらいだったのに対して,人の表面温度は約 6.5℃の低下した.こ れは打ち水により長波放射量が大きく低下し,人の表面への長波放射(輻射) が抑制されている からである.

3.6 打ち水による熱収支・不快指数の変化

(1) 打ち水による熱収支の変化

図3.16に2004年8月18日の打ち水前後の気温(打ち水エリア外),地表面温度,日射量の時系列を示す.ここで気温は熱収支計算を行ううえでは打ち水による気温低下は小さいものとして輻射熱の影響がない打ち水エリア外にある百葉箱内に設置した温度計の値,地表面温度は図3.15のサーモグラフィで観測された小学校の校庭の表面温度を用いる.この値を使用し熱収支計算を行った.図3.17に2004年8月18日の打ち水前後における顕熱・潜熱輸送量,地面放射量,地中伝導熱の時系列,図3.18に2004年8月18日の打ち水前後の入射放射量と顕熱・潜熱輸送量,地面放射量,地中伝導熱の合計の時系列を示す.熱収支計算を行う上で①打ち水前,②打ち水の効果がある期間,③打ち水後の3パターンに分ける.①においては熱収支を簡単にするため潜熱輸送量1Eと地中伝道熱Gを0として与える¹⁰⁾.②では打ち水により地面が冷やすとともにG(マイナス,貯熱ではなく放熱)を抑えることから1E=Gとおく.時間の経過とともに打ち水の効果はなくなるためGの値は1Eよりも徐々に減少させる.③では打ち水によりなくなった Gを溜め込む作用に働く.この方法により熱収支のバランスの整合性が取れた.このことより打ち水は地面の貯熱を放出



し、地面の表面温度を冷やすことが明らかになった.

図 3.16 打ち水前後の気温(打ち水エリア外),地表面温度,日射量の時系列 (2004 年 8 月 18 日)

打ち水による気温低下は小さいことから輻射熱の混じらない打ち水エリア外の気温を使用する.地 表面温度はサーモグラフィで観測した値である.日射によって地表面温度は50℃くらいまで上昇し, 打ち水によって10℃以上低下している.



図3.17 打ち水前後における顕熱・潜熱輸送量,地面放射量,地中伝導熱の時系列 (2004 年 8 月 18 日)

「打ち水前は熱収支を簡単にするため潜熱輸送量 ⅠE と地中伝道熱 G を 0 として与え,打ち水直後 は打ち水により地面が冷やすとともに G (マイナス,貯熱ではなく放熱)を抑えることから 1E=G とおく.時間の経過とともに打ち水の効果はなくなるため G の値は 1E よりも徐々に減少させる. ③では打ち水によりなくなった G を溜め込む作用に働く.





図 3.17 の打ち水前後の入射放射量と顕熱・潜熱輸送量,地面放射量,地中伝導熱の時系列を熱収支の収入量と支出量のそれぞれを合計したものである.上記説明のように顕熱・潜熱輸送量,地面放射量,地中伝導熱を計算することにより熱収支が一致し,整合性が得られた.これにより打ち水中の熱収支のメカニズムが明確になった.

(2) 打ち水による不快指数の変化

図3.14 に2004 年 8 月 18 日 11:00 から 13:00 の不快指数⁶⁾の時系列を示す.この日の 打ち水は11:55 に実施された.潜熱により気温が下がると同時に水蒸気が増えるため相対湿 度があがり不快指数が上がるとも考えられるが,気温,相対湿度どちらとも微小な変化で あるとともに,気温の低下と相対湿度の増加による効果が相殺して不快指数が変化する傾 向は見られなかった.



図 3.19 不快指数の時系列変化(2004 年 8 月 24 日 11:00 ~13:00) (不快指数は気温と相対湿度の上昇で値は増加し,不快であることを意味する.打ち水による指数変化は みられない.気温上昇と相対湿度減少が非常に小さいことと変化が相互に打ち消しているからである.)

3.7 まとめ

打ち水によるヒートアイランド現象緩和を目的とした社会実験が8月18~25日まで行われた.著者らは、重点地区として打ち水が行われた東京都墨田区東向島において、気象観測を行った.その観測結果より打ち水が都市の熱環境に与える影響について気温低減効果の評価を行った.本研究より得られた知見を以下に示す.

1) ヒアリング調査,実験中の観察から都市における道路は降雨時の水はけの効率を考え ているために下水管に水が流入するように僅かながら勾配を持っているため,一度の過剰 な散水はその多くが下水管に入ってしまうために 2 次利用水としても非常にもったいない ことである.多くの住民の方々にご協力願ったが散水面積は全体の打ち水エリア内の約 3%, 打ち水エリア内の道路に対しては約 11%であった.下水管に撒いた水が入るようならば, 広域に水を撒いた方が効率がよいと考えられる.

2)実験結果よりいずれの時間帯も約1時間,最大約0.5℃ほど気温を低下させる効果が打ち水にはある。しかし、その冷却効果によって冷えた大気は打ち水エリア周辺からの高温な大気の移流・拡散によりその場からなくなる、もしくは希釈されるため一時的である。

どの時間に散水を行っても効果時間,気温低下量がかわらないと仮定すれば,気温のピークを抑える日中に打ち水をすると効率が良いと一般的に考える人が多いであろう.

3) 打ち水による地面・人の表面温度の変化をみると打ち水前,地面が約50℃,人が約36℃ だったのに対して打ち水により,地面が約39℃,人の表面温度は約30℃となり,地面の温 度が 10℃,人の表面温度が 6℃以上低下した.これは打ち水前の地面からの長波放射量は 約 620W/m²,打ち水後の地面の長波放射量は 510W/m²となり,人の表面に与える熱エネル ギーが減少したことにより人の表面温度が低下したと考えられる.

4)図3.20に打ち水のメカニズムの概念図を示す.打ち水による熱環境緩和作用として大 きく分けて「気温の低下もしくは上昇の抑制」と「輻射の抑制」の二つが挙げられる.打 ち水をすることにより水そのものが持っている熱容量によって地表面温度は冷える,例え ば30℃の水を60℃の地面に撒けば水からマイナスの熱量を地面は貰い受け,地表面温度は 下がる.また水を撒くことにより地表面付近で水の蒸発が起こる.水が蒸発するには熱エ ネルギーが必要であるため蒸発する瞬間に周りの大気・地面から熱を奪い,それに伴い気 温・地表面が低下する.熱を奪われ,温度が低くなった地面と大気の熱交換が小さくなり 気温上昇の抑制作用となる.また冷えた地面は輻射熱(長波放射量)の放出が小さくなる. これらの様々な作用が相まって熱環境緩和の効果が生まれる.



図 3.20 打ち水のメカニズムの概念図

第3章 参考文献

1) Oke, T.R. : Boundary Layer Climates, Methuen, London, 372pp, 1978.

2)峰岸順一・小林一雄・近江淳一・阿部忠行:保水性舗装の路面温度低減機能に関する検討,東京都土木技術研究所年報,平成14年度版, pp.53-64, 2002.

3) 木内豪・吉中保・深江典之:遮熱性舗装による都市熱環境改善効果に関する考察,第25 回日本道路会議、09059,2003.

吉中保・木内豪・深江典之:遮熱性舗装の高性能化に関する研究、第25回日本道路会
 議,09P04,2003.

5)木内豪・吉中保・深江典之:ヒートアイランド低減効果を目指した高性能の遮熱性舗装の開発,舗装,39号,pp. 7-11,2004.

6) 狩野学・手計太一・木内豪・榊茂之・山田正:打ち水の効果に関する社会実験と数値計 算を用いた検証,水工学論文集,第48巻, pp.193-198, 2004.

7) 土屋修一・加藤拓磨・手計太一・山田正:打ち水による市街地の熱環境緩和効果,水工 学論文集,第49巻, pp. 367-372, 2005.

8) 近藤純正:水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-,朝倉書店, pp.350, 1996.

9) 国立天文台:理科年表, 丸善株式会社

10) 近藤純正ホームページ: <u>http://www.asahi-net.or.jp/~rk7j-kndu/index.html</u>

11) 気象人ホームページ: <u>http://www.weathermap.co.jp/kishojin/index.php</u>

第4章 大河川・都市中小河川の大気冷却効果

4.1 はじめに

地球温暖化とヒートアイランド現象,これら熱環境の悪化により地表面付近の気温が上 昇し,それに伴い上昇気流が発達し,集中豪雨の発生を助長させている可能性がある.特 に最近では突発性の豪雨が多いため,ゲリラ豪雨と呼ばれ,マスコミで大きく取り上げら れ,世の関心が高まっている.熱環境を抑制するため行政,産業界では二酸化炭素排出抑 制のための技術革新,省エネルギー,再利用を促進し,ヒートアイランド現象に対しては 森林,道路被覆などの土地利用の改善,暗渠の撤廃,打ち水などの水辺の創出で対策を講 じている.東京都¹⁾は今後十年間で川と緑を中心としてグリーンロード・ネットワークを 形成する政策を打ち立て,水辺・緑のエリアの存続,拡大による熱環境の緩和効果を狙っ ている.

都市の熱環境緩和効果について都市内河川の大気冷却効果に注目した観測が多く行なわ れている. 菅ら²⁾は、多摩川とその周辺を対象として観測を行い、日中の河道内高水敷の 気温は周辺市街地より 0.4~0.8℃低く、河川上においては 0.8~1.2℃低いとしている. 鈴 木、三上³⁾は荒川周辺で観測を行い、河道内は市街地と比べ気温が低く、その差は日中の 海風侵入後に大きくなるとしている. 武若ら⁴⁾は、荒川周辺で行った観測において、河川 による大気冷却効果の水平的な広がりについて、河川周辺の 150m 程度であるとしている. 福岡ら⁵⁾は、広島市太田川での観測から、河道内は市街地より平均で約 2℃低く、その影響 範囲は 200m~1km 程度と報告している. 北川ら⁶⁾は、鴨川において、河道内の気温は都市 部より約 3℃低いが、周辺部には影響が見られないとしている. 三上ら⁷⁾は風と緑を利用し たヒートアイランド現象軽減効果の検討を行っており、風の道の有効性を謳っている.

河川の幅,堤防の形状,河川周辺の土地利用などにより河川の熱環境緩和効果は大きく 異なり,その影響を定量的に評価するには多くの長期にわたる観測結果を蓄積することが 必要であるが既往の研究では長期間の観測例はほとんどない.そこで本章では都市におい てクールスポット,クールラインとして期待される河川がその周辺に与える熱環境緩和の 定量的評価を目的に大河川として荒川の「小松川地区」,「川口・赤羽地区」,都市中小河川 として目黒区の「目黒川周辺」,3サイトにて行った微気象観測の報告をする.

4.2 大河川からの風が微気象に与える効果

4.2.1 観測概要

(1) 観測対象地域

図 4.1 に観測対象地域の地図を示す. 観測対象地域は東京都江戸川区平井地区, 荒川右岸の河口から 6km から 8km 地点付近の約 2km 区間である. この観測対象地域は荒川と旧中川の 2 つの河川に挟まれた地域であり, 下流側は高規格堤防が整備され, 堤内地側は公園, 高層住宅地(写真 4.1)となっている. 上流側は高規格堤防が未整備の地区であり, また低層住宅地域(写真 4.2)となっている.

高規格堤防(いわゆるスーパー堤防,図4.2,写真4.3)とは計画を上回る洪水による壊滅的な被害を防ぐために作られたものである.その形状は市街地に盛土し堤防幅が堤防の高さの約30倍になっているため,堤防を越流することによる堤防の決壊を防ぐことができる.また高規格堤防は裏法面の勾配が3%以内の緩やかな勾配であることから,水が堤防高を越えても堤内に緩やかに流れ落ちるため被害が小さくなる.そして本研究では高規格堤防は河川からの風が市街地へ流入しやすい特性を持っているとの推測のもと,周辺地域の熱環境が緩和される効果が期待されるため2007年7月12日から9月30日まで観測を行った.

観測機材配置図を図4.3に示す. 観測項目(表4.1)は温湿度,風向・風速,日射量であ 土地利用状況の違いをみるために高規格堤防未整備地域(低層住宅地域),高規格堤防 整備地域(高層住宅地域と公園)の 3 地域の河川に対して横断方向となっている一直線の 道路にそれぞれ 1 測線ずつ設置し,それぞれ観測測線を低層住宅地域(ライン A),高層住 宅地域 (ライン B), 公園 (ライン C) と置いた. また, この観測サイトでは関東地方は日 中海陸風の影響により南風が卓越し、河川を遡上する風が公園から市街地に入り込み熱環 境を緩和する効果が期待されることと土地利用による変化をみるため、河川に対して平行 方向で3地域を横断する片側3車線の自動車道路を観測ラインDとした.それぞれのライ ンに数個の温度計と1台の風速計(AW, BW, CW, DW)を設置した. 観測機材配置の目 的は荒川からの冷涼な空気を運ぶ風が土地利用の異なる 3 地域の熱環境にどの程度の効果 をもたらすか明らかにするために河川に対して直交方向と平行方向に配置を行い,計27地 点で地上から 2.5m の高さで気象因子の計測を行った. 観測機材は第3章 3.2 と同様の機器 を使用した.ただしライン上の温度・湿度計は ONSET 社 HOBO を写真 4.4 に示すラディ エーションシールド内に入れることにより周辺の輻射熱がセンサー部に当たらないように 保護する.また図中 AW,BW,CW,DW の風速設置地点は気温・湿度,風向・風速,雨 量を計測できるウェザーステーション(写真4.5)を用いた.2ヶ月以上の長期に設置する ために観測機材それぞれゴムロール,針金,アルミテープで固定し,張り紙で注意を促し た.本論文では,高規格堤防未整備地域,整備地域(公園),整備地域(高層住宅)の観測 データから風向・風凍の違いにより大気冷却効果がどのような影響をあたえるかについて 述べる.



図4.1 観測対象地域

観測対象地域は東京湾から6km地点であり、日中、関東地方では南風が卓越するため、このエリア では河川遡上方向の風が流入すると考えられる.この荒川が風の道として都市環境に対して、どの ような効果をもたらすか評価することを目的とする.



写真 4.1 高規格堤防整備地域(南から北に向かって撮影) (スーパー堤防化した地域で公園と高層住宅地域からなる.スーパー堤防は風の疎通能力を上げるとともに,) (公園では緑の蒸散効果による大気の冷涼化が期待できる.



写真 4.2 高規格堤防未整備地域(南から北に向かって撮影) (いわゆる低層密集住宅地域である.風の疎通能力がないことで大気の流動が起こりづらいと思われる.)



パンフレット「グラフ スーパー堤防」(国土交通省荒川下流河川事務所)参照 図 4.2 スーパー堤防の概念図



スーパー堤防整備前(低層住宅が密集している)



スーパー堤防整備後(高層マンション群と公園)

パンフレット「グラフ スーパー堤防」(国土交通省荒川下流河川事務所)参照 写真 4.3 スーパー堤防整備前後の状態の変化



図4.3 観測機材配置図

「河川からの距離と気温の関係をみるために荒川に対して法線方向に A, B, C ライン,土地利用による 気温変化をみるために河川と平行に D ラインを設置した.各ラインの代表風速として青の四角で示す 地点に風速計を設定した.どのラインも片道1台は車が通る道路で比較的一直線である.

-				
観測項目	観測原理		機器名	メーカー
気温・湿度	(気温)	白金抵抗式	НОВО	ONSET
	(湿度)	静電容量式		
総合観測 (気温・湿度・	(気温)	白金抵抗式	VANTAGE PRO	DAVIS
	(湿度)	静電容量式		
	(風向・風速)	三杯式		
風问 · 風迷)	(雨量)	転倒マス式		
日射量	熱型放射測器		ソーラーエース M62	英弘精機

表 4.1 観測項目一覧



写真4.4 温度計の設置

観測区域内にて了承を得た住民の宅地内(手すりや柵など)に、温湿度計をシールド内に入れて高さ 1.5m地点(一部例外有り。詳細は表2を参照のこと)に設置し観測を行う。設置の際には粘着テー プを設置箇所に直接張らないなど、現状を元に戻せるように十分配慮した。



ウェザーステーション: DAVIS 社製 ファンテージプロ2 ケーブル気象観測システム 風向:16 方位 三杯式風速計 白金抵抗式温度計 静電容量式湿度計 転倒増す式雨量計 写真 4.5 ウェザーステーション (左) と電源コンポ (右) 観測ラインの代表風速を得るためにラインごとに一台ずつ設置した. 観測項目が多いことから電源が必

要であり、観測地点には電源も同設した.

(2)解析対象日の選定

解析対象日の選定の一例として図 4.4 に解析対象除外日,図 4.5 に解析対象日とした日 の日射量と気温の時系列を示す.図4.4,4.5 で示した日は両日ともに全天日射量が本観測 を行った7月と8月の平均値より高く,かつ真夏日である.図4.4 をみると日射量が記録 される5時付近から気温が上昇し始めるが7時半くらいから日射量が減少し気温の変動が 一定になる.その後,8時半から最高気温を示す14時くらいまでは徐々に気温が増加して いるが,日射量の増減に伴い気温も激しく変動をしている.このような日は気温の変動が 雲により日射を遮られたためなのか熱源・冷源からの大気の移流によるものなのか判断不 可である.それに対して図 4.5 では一日を通して日射量が安定して気温も日射量の増加に 伴い上昇し,日射量の減少に伴い下がっている.そのため,このような日は気温を変動さ せる要因の一つである日射量をある程度無視できると判断し,観測期間中で図 4.5 に示し た日と同様な日射量と気温の変動を示す6日間を解析対象日とした.





(雲があるために日射量が安定しない日の時系列の一例である.気温は日射量によって支配的に変化するために、土地利用、風向風速、人間活動などその他様々な熱環境因子の影響を解析するには不適切なパターンに日である.



図4.5 解析対象日の気温と日射量の時系列

日射量が安定的に増加・減少した晴天日の時系列である.日射がない夜間の観測地点間による 差は 2℃以下であるが日中では地点間で大きく異なる.この気温差を用いて風の道の効果を検 討していく.

(3)解析データの選定

図4.4,4.5に示すように夜間は全地点ほぼ気温が同じになり、地点間の差がない.風に よる気温低下効果を検証するためには日中の地点間で差が生じる時間帯のデータを用いる 必要がある.そこで使用したデータは日最高気温を記録した時間の前後30分計1時間の5 分間ごとのデータ13個の6日間分である.図4.5で夜間の全観測地点間の気温差は2℃以 内であるのに対して14時付近は約4℃である.また最高気温を記録した時間の前後30分 は各観測地点の時間的な気温差は1℃以内なので、市街地内で気温が低い場所が冷源からの 大気移流による熱環境緩和効果であるかどうか判断しやすいとして、その時間のデータを 解析に使用した.風向のデータ(16方位)に関しては時間的な変化が激しいために、計器 の性能上、予め5分間平均値で観測された値を使用した.

(4)解析方法

各観測ラインにおいて荒川に一番近い観測点が荒川からの冷涼な空気の効果を最も受けて いる観測点であると仮定し、その各観測点を基準点として各ライン上の観測点との気温差 が風向・風速によりどのような効果を受けるか検討した。各ラインの基準点はそれぞれ、 ラインAは河川敷上のA1、ラインB・C・Dは観測機材許可の問題で河川敷に機材を設置 できなかったため基準点をB1、CW、D5とした。また、荒川からの風を捕らえるために風 向風速計を荒川寄りに設置した.そのため旧中川寄りの観測ポイントにおける風の参照値 はないが、ライン上には計測した風が吹いていると仮定し旧中川よりの観測点付近の風も 同じ指標とみなした.

4.3.2 観測結果

(1)低層住宅地域内における気温と風向・風速の関係

図 4.6 に晴天時,日中における観測点 A1 とライン A 上の各観測点の気温差と風速の関係を示す.A1 は荒川に最寄りの観測ポイントであり,荒川からの冷気が流入するためか観測ライン A 上で最も気温が低い.A4-A1 をみると風速が小さいときに気温差がライン上で最大約 3.0℃以上を取り,風速が大きいとその値は 2.5℃以下までに低下する.A4 よりも荒川からの距離が大きいところでは同様の傾向が見られ,風速と気温差の関係があることは明白である.

A8 は風速が大きいとき A1 との気温差が小さいが、風速が小さいと気温差は 3℃程度あ る.これはA8付近には旧中川が流れており、風速が増加するに伴い、小さいときにはない 旧中川の大気冷却効果が現れるためと考える.A5 においても風速変化に伴う気温差の増減 がみられることから道路(観測ライン D)から流入する大気が大きな影響を与えている可 能性がある.風速が強くなると風の移流が大きくなり、河川からの冷気が市街地に流入し、 気温差が小さくなると考えられる.

風速の強弱により気温差が大きくなる A4・A8 と A1 の気温差と風向・風速の関係を図 4.7 と図 4.8 に示す. ここで判例の色分けは風向を表わしている. 風向は観測で得られた 16 方位からなる 5 分間平均値を用いており,その風向の頻度から図中にある分割方法を設 定した. 図 4.7, 4,8 の風向・風速の関係から荒川方向から風が吹くとき,風速が小さいと いうことがわかる. 風向・風速別による A4-A1, A8-A1 の気温差の変化をみると,荒川か らの風である青で示した北から時計回りに南東方向の範囲にある風が吹いているときは A1 が A4, A8 より 2℃以上気温が低い. また旧中川方向からの風である緑で示した南西方向の 風が吹いているときは風速の強弱に関わらず A4-A1 の気温差は 0.4℃から 1.8℃であり, A8-A1 の気温差は 1.2℃以内である.

以上のことから冷源となる河川以外の方向からの風が吹くとき、冷源からの影響を受け ないため、その土地利用が持つ特性がそのまま現れ、河川、大道路から遠いところは大気 の移流効果が小さいため高温になりやすく、冷源となる荒川からの風が吹いているときは 冷気が観測ライン上に入り込み、荒川に近い観測点 AW 地点までは冷気が流入して気温が 低くなっている.しかしA4より奥の地点には冷気が届かないために、荒川からの冷気効果 は弱い.つまりラインAにおいては河川方向からの風は 2m/s 以下と小さいため十分な移流 効果が現れず、一部分のみが冷やされると考えられる.





A1を基準としてほかの観測地点との比較を行った.風速が小さいと気温差が大きくなる傾向を捉 えた.図4.7,4.8より風速が小さいときは荒川からの風の流入が考えられるためA1からAWま では河川からの冷気の流入の効果が出ているが,地点A4(荒川からの距離400m)以上の距離に なると流入しづらいのではないかと推測できる.







図 4.8 A1 と A8 の気温差と風向・風速の関係

【旧中川, 南西方向からの風のとき, 風速は 2m/s 以上となり, A1 と A8 の気温差は小さくなる.】

(2) 高層住宅地域内における気温と風向・風速の関係

図 4.9 に晴天日,日中における観測点 B1 とライン B 上の各観測点の気温差と風速の関係を示す.風速が 3m/s 以上のときは BW-B1 の気温差が 1.2℃以上で,B5-B1 の気温差は マイナスになり B5 の気温の方が低い.風速が 3m/s 未満のときは BW-B1 の気温差は 0~0.9℃で,B5-B1 の気温差は B5 が高い.また風速によらず B3-B1 の気温差は±0.7℃以内である.

基準点より気温が低くなるときがある B3 と旧中川に近い B5 の観測地点と B1 の気温差 と風向・風速の関係を図4.10 と図4.11 に示す.風向・風速別による B3-B1, B5-B1 の気 温差の変化をみると、高規格堤防地域(公園)と旧中川、つまり南東から南西方向からの 風が吹くと B3, B5 とも B1 よりも気温が低くなる傾向がある.旧中川方向からの西風のと きは B3, B5 とも B1 よりも気温が高くなる.市街地方向からの北風が吹くことはほとんど ない.図4.9 を参照すると B5 の気温が B1 よりも低くなるのは荒川方向から東風が吹くと き、B1 よりも高くなるのは公園方向からの西風が吹くときである.

以上のことより B3 は晴天日,日中という条件のときには常に荒川を遡上そして公園地域 を通過し,冷却した大気が流入しやすいポイントであり,そこに旧中川からの風がライン 上を吹くと B3 では南からの冷涼な空気と合流するために B1 より B5 の気温が低いと考え られる.そして荒川方向からの東風が吹くときは風向きの関係上,公園からの冷気が市街 地に流入せずに生かしきれないことから B5 より B1 の気温が高くなると考えられる.





B3 地点で気温が急激に低くなっている.これは公園地域上を通ってきた冷却された大気が道路(ラインDに流入しているためだと察することができる.B1,B5 が全体と比較して気温が低いことから河川による気温低下効果があることが示される.





「観測地点 BW は南風が支配的であり,高規格堤防上は高層と同様の南風が流入し易い地域である」 と推測できる.



図 4.11 B1 と B5 の気温差と風向・風速の関係

(公園地域,旧中川から風が吹くとき観測地点 B5 は観測地点 B1 よりも気温が低くなる.これは
公園地域を通過した大気が冷却されているからである.荒川からの風向のときはこの冷気が流入
しないために B1 の気温は B5 よりも高い傾向を示す.

(3) 公園内における気温と風向・風速の関係

図4.12 に晴天日,日中における観測点 CW とライン上の観測点の気温差と風速の関係を 示す.CW とライン上の気温差は風速の強さによらず CW と C1, C3 の気温差は 0.5℃以内 であり,気温差の一番大きい CW と C2 を比べても 1.2℃以内である.これは公園には荒川 からの風を遮る建物がなく荒川,旧中川,公園それぞれ生成された冷気の流入,移動がし やすく,移流,拡散が公園全体で発生しているため気温差が小さいと考えられる.

公園の中心に設置した C1 と旧中川に近い C2 の観測地点と CW の気温差と風向・風速の 関係を図4.13 と図4.14 に示す.風向・風速別による CW と C1, CW と C2 の気温差の変 化をみると,旧中川からの風である紫で示した北西から反時計回りに南西方向の範囲の風 が吹いているときで 5m/s 以下の風のときに CW と C2 の気温差が 0.5℃以内なることがみ られるが,それ以外の風のときに観測地点ごとの気温差に傾向はみられない.これは公園 地域全体の気温分布は熱源や冷源からの風による影響を強く受けるため,どの地点も気温 差が 1.2℃以内の気温分布となっているためと考えられる.



図 4.12 C1 とライン上の気温差と風速の関係 (どの断面に対しても荒川からの風が支配的に流入しているために気温差がない.)



図 4.13 CW と C1 の気温差と風向風速の関係 (西風が支配的であり,南風のとき C1 の気温が CW より低くなる.)



図 4.14 CW と C2 の気温差と風向風速の関係 【常に C2 の気温は CW より低く, 南風のときよりも西風のときにその差は大きくなる.】

(4) ラインDにおける気温と風向・風速の関係

図 4.15 に観測点 D5 とライン上の観測点の気温差と風速の関係を示す. ライン D においては D5 とライン上の気温差は風速の強さによらないが,高層住宅地域内の DW 以外の観 測点では 1℃以内であるのに対して,低層住宅地域の観測点では 1.2℃から 2.8℃ある.

次に高層住宅地域で D5 との気温差が最大で 2.4 度あった DW と D5 より気温が低いとき もある D3 の観測地点との気温差と風向・風速の関係を図 4.16 と図 4.17 に示す.風向・風 速別による D5 と DW, D5 と D1 の気温差の変化をみると,荒川からの風である青でした 北東から時計回りに南東方向の範囲の風が吹いているときは DW より D5 の気温が常に低 い,また D5 と D3 の気温差をみても D1 の気温が D3 より低い傾向がある.

これは D5 のほうが荒川に近い位置にあるため,河川からの冷気効果をより多く受けてい るからと考えられる.公園からの風である赤で示した南東から時計回りに南西までの方向 の範囲の風が吹いているときには D5 と DW の気温差が小さくなる. 荒川からの風が吹い ているときは D5 より DW の気温差が 1.5℃から 2.5℃であったことから高層住宅地域では 冷気が河川横断方向と公園方向からきていると考えられる.また低層住宅地域である D2, D1, A4 と D5 の気温差が大きいのは高層住宅地域と低層住宅地域の間にある国道 14 号線 により冷却効果が打ち消されていると思われる.そして DW の観測点で D5 の気温と DW の気温差が高いのは DW の観測地点が河川に対して横断方向の道路が河川堤防まで通って いないため河川横断方向の冷気が届いていないからだと考えられる.




(風速が大きいとき,気温差が小さい傾向がかろうじて読み取れる.D5は公園地域で冷やされた大気がDラインへ侵入する直前のポイントであるため,気温が引く.D3は冷気が荒川方面から流入している可能性がある.



図 4.16 D5 と D3 の気温差と風向風速の関係

公園地域の D5 と観測エリアを横断する片道3車線道路の気温はほぼ同じよう気温分布である. どちらの点においても荒川からの冷却大気が流入しやすい場所であるためと考えられる.



図 4.17 D5 と DW の気温差と風向風速の関係

(DW は常に D5 よりも気温が高い.高規格堤防(高層住宅群)で冷気が流入しやすい場所とはいえ, 公園,荒川,旧中川,国道(片道3車線道路)からくる冷気はここまで流入しづらい.

(5) 土地利用ごとの気温の時系列

図4.18に土地利用の異なる観測点の気温の時系列を示す.使用したデータは解析対象日 6日間の気温データを相似体平均したものである.土地利用ごとの気温変化の特性をみるた めに荒川からの距離が280m前後であるA3,B1,D5,E1を選定した.最高気温が記録さ れる13時から15時の時間帯をみると荒川の風道があると期待されるB1とD5の気温は同 じであるに対してA3,E1の気温は2℃ほど高い.E1は低層住宅地域内の脇道であり風速 は計測してないが,現場に行っても体感でも風は感じることができなかった場所であるこ とから一番高い気温を示したと考えられる.また夜間は公園地域以外の温度が公園地域よ りも1℃ほど高い.これは地表面がコンクリートであるために日中は貯熱され,夜間は放射 冷却のために気温が上昇していると考えられる.夜間の公園地域以外の変動は似ているこ とからコンクリートの地表面である点で熱ポテンシャルは同じであると推定される.そし て日中は荒川からの大気冷却効果が働いていると同時に,日中は地面に熱を溜め込み,夜 間に熱を排出することで昼間の気温上昇のピークカットをしている.以上のことより高規 格堤防化することで風の道ができ,高層住宅地域と公園地域の熱環境が改善されるという ことが明確に現れている.





「各観測ラインの代表観測地点を荒川から 280~290m 同等の距離で選定した.低層密集住宅地域の 中でも片道1車線道路上の観測地点(A3)と体感では全く風を感じることができない地点(E1)とで比 較すると日中のピーク時に風がない方が 0.5℃以上上昇している.また A3 よりもさらに風通しがよ い B1 と比較すると完全に日中のピークをカットしていることがわかる.夜間の気温をみると熱を 溜め込むポテンシャルは公園地域以外では同じである.

4.3 大河川の大気冷却効果

4.3.1 観測概要

(1) 観測対象地域

観測対象地域は東京都北区、埼玉県川口市とその県境に位置する荒川である(図 4.19). 荒川は埼玉県秩父山地を水源地し,幹線流路延長 173km(甲武信ヶ岳[標高 2.475m]〜東京 湾河口),流域面積 2,940k ㎡,流域内人口 930 万人の一級河川である.観測対象地域を図 4.20に、またその図中の紫の丸で示したサーモグラフィ設置地点から下流方向を眺めた写 **真4.6**を示す. 観測対象地域は荒川の河口部より 21~23km 地点で, 低水路幅が約 250m, 高水敷幅が約 650m の複断面形状である. 左岸(川口)側は河口から 21.3~22.3km 地点の 1km 区間が高規格堤防(スーパー堤防)に整備され、その堤防上には幼稚園、小学校、中 学校があり,右岸(赤羽)側には荒川に沿った新河岸川がある. 高水敷の左岸(川口)側は上流 からゴルフ場、ラグビーグランド、自動車教習所、野球・サッカーグランド、右岸(赤羽) 側は新河岸川と挟まれており、上流からゴルフ場、野球グランド、公園となっている.両 岸堤内地は住宅街と町工場からなる低層住宅地域である. 荒川は西から東の方向に流れて おり日中、関東平野には南から北へ向かう海陸風が卓越すると河川を横切るように風が通 過すると考えられる.河川と風が直行し、気化熱によって冷涼となった河川上の空気塊が 堤内地に流れ込みやすい地形条件であると想定できることからこの地域を観測対象とした. 本観測では河川がその周辺へ与える熱環境緩和効果を検証するため、河川から北 (左岸)方 向に 800m, 南(右岸)側に 700m, 面積約 2.2k mの広範囲を観測サイトとして選んだ.



図4.19 観測対象地域(荒川赤羽・川口地区)の位置図 (関東地方では日中,南風が卓越する.河川の大気冷却効果をみるためにこの南風に対し 、て直角方向となる東西方向に流れる河川を観測サイトとした.



写真4.6 観測対象地域の全体の風景

この観測サイトにある高規格堤防上には幼稚園,小・中学校とそのグランド,自動車教習場,寺と 墓場,ゴルフ場など様々な利用がされている.4.2節で紹介した高規格堤防よりも建物が多いが河川 からの風の流入が期待できる堤防計上をしている.

(2) 観測項目

観測項目を表4.2,観測機材の配置図を図4.20に示す.本観測は2006年7月12日から 8月22日までの長期定点観測と2日間の移動観測(8月4,7日ともに7:00~18:00)の2種 類の観測期間で行った.長期観測は夏季の42日間と長い期間行われたが,これは河川周辺 における熱環境観測で観測ポイントが高密度で長期間の観測例は我々の知見にはなく,河 川がもつ熱環境緩和効果の普遍的かつ定量的な評価するためには必要であるという考えの もとに行った.長期定点観測では図4.2に示すように河川に対して直行するような南北方 向の3本のラインを観測ラインA,B,Cとする.各観測ラインの道路形状についてライン A は密集住宅地域で道が複雑で直線的な道路がなく,ラインB は河川横断方向に対して曲 がっており,ラインCは河川横断方向に対して直線の道路であり,ラインC,B,A の順に 風が通りやすいと考えられる.長期定点観測では温湿度計を地面から1.5mの高さに全32 地点,鉛直ポール,マンションを利用し2~3m間隔の鉛直方向に温湿度計,高さ5,10mに 3 杯式風速計を設置した(鉛直観測全3地点).また4階の建物の屋上において風向・風速, 日射量を計測した(全2地点).

移動観測では長期定点観測が線状の観測地点を配置したのに対して面的に配置し,河川 からの冷涼な空気の滲み出しを 2 次元的に捉えることを目的とした.移動観測の観測地点 は図 4.20 の緑線で囲まれた 7 エリア(平面移動と河川移動)と観測ライン a, b, c で,それ ぞれのエリア,ラインには 5,6 地点で計 46 地点である.観測項目は気温,湿度,風向, 風速,河川上の観測においては水温を計測した.それぞれのエリア,ラインを担当する観 測者は移動することにより温湿度計周りの気象因子が大きく変わるため,温湿度計を通風 式のラディエーションシールドに入れ,かつ温湿度計のセンサーを環境に馴染ませるため に観測地点到着後 5 分間待機した.観測時間 5 分と移動時間を含め1地点を10 分間,1時 間で 5,6 地点を観測し,各観測地点は1時間インターバルのデータを取得した.これに加 え,熱収支(気温,湿度,3 次元風向風速計,4 成分放射計,黒球温度,地表面温度)を3地 点計測,またサーモグラフィで荒川を中心とした熱画像を撮影した.本稿では長期定点観 測データと快晴日であった8月4日に行った移動観測から得られたデータの解析結果を中 心に記載する.

	観測形態	観測項目	観測機器	観測地点数	観測日程
	平面定点	気温・湿度	 (1)温度・湿度計 	28 地点	
		風向·風速	(2) プロペラ式風速計	2 地点	
①長期定点観測		日射量	(3)日射計	1 地点	7/12~8/22
	公古ウ 占	気温・湿度	(1)温度・湿度計	3 地点×5 高度	
	亚 但. に に に	風速	(4)三杯式風速計	2地点×2高度	
	亚西我勐	気温・湿度	(5)温度・湿度計	41 地点(6 エリ	
	千山杉勁	風向	(6)風向	ア、3 測線)	
	平面移動 熱収支	気温・湿度	(1)(7)温度・湿度計		
②短期平面観測		風向·風速	(8)3次元風向風速計		
		放射量	(9)4 成分放射計	3 地点	8/4, 7
		黒球温度	(10)黒球温度計		7:00~
		表面温度	(11)サーモグラフィ		10.00
	平面定点	表面温度	(11)サーモグラフィ	1 地点	18:00
③河川移動観測	河川移動	気温・湿度	(1)温度・湿度計		
		水温	(12)温度計	5 点(ボートを使	
		周向	(6)風向(方位磁針と	用し河川上を移	
			ヒモ)	動する)	
		風速	(13)熱線式風速計		

表4.2 観測項目と観測機器



図 4.20 観測機材配置図

河川横断方向に3つ観測ラインを設けた.南北方向の風が吹くことで河川の大気冷却効果が測れるのでは ないかと期待しての観測設置体制である.観測は1ヶ月以上の長期の定点観測と,それでは詳細に測りき れないところを半日間の短期集中観測で補った.

(3)熱収支

水面における熱収支8は次式で与えられる.

$$Rn = H + lE + G \tag{4.1}$$

 R_n :正味放射量, H:顕熱輸送量, IE:潜熱輸送量, G:貯熱である.また,顕熱と潜熱の輸送量H, IEは次のバルク式で表される.

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T_a) \tag{4.2}$$

$$lE = l\rho\beta C_H U(q_s - q_a) \tag{4.3}$$

ここで c_p :空気の定圧比熱、 ρ :空気の密度、 C_H :バルク輸送係数、U:風速、 T_s :

地表面温度, T_a :気温,l:水の気化の潜熱, β :蒸発効率, q_s :地表面温度に対する飽和比湿, q_a :大気比湿である.熱収支には移動観測で得られた放射量,河川表面温度(サーモグラフィ),河川上の気温,湿度,水温,B1における風速の値を使用した.貯熱量Gは熱収支の残差から求めた.

(4)天気概要

観測期間 2006 年 7 月 12 日から 8 月 22 日であった. 観測期間の前半にあたる 7 月は梅 雨前線が本州付近に停滞したため雨の日が多く,日照時間は例年の 60%であり天候が悪か った. 8 月上旬になると太平洋高気圧に覆われ晴れる日が多かったため、全国的に気温が高 かった. 8 月中旬以降になると台風の影響などで不安定な天気が続いた. 観測期間全体を通 して天候がよかったのは 8 月の上旬のみであった.

図 4.21 に 2006 年 7 月 20 日から 8 月 21 日の日射量,風向,風速,最高気温,最低気温の 時系列を示す.ここで気温は観測ラインA,B,Cを河川敷 A1~5,B1~4,C1~3,堤内 地 A6~12,B5~11,C4~9 に分類し,平均化した.明らかに堤内地よりも河川敷の気温 が低く,河川がクールラインとして存在していることがわかる.そこで本稿では河川の熱 環境緩和効果が顕著に現れると考えられる真夏日でかつ日射量が大きい13 日間の定点観測 を解析対象日とする.グレーで塗りつぶされている日は解析対象日から除外した.



図 4.21 日射量, 風向, 風速, 最高気温, 最低気温の時系列

(7月20日~8月22日, グレーで埋まっている日は解析除外日) 気温が高い日は冷源である河川から遠ざかるほど気温差が発達しやすい,河川上を通過した大気が通 過前後で冷却されると仮定して,最高気温が30℃以上,日中の卓越風向が南風の日を解析対象日と した.

4.3.2 観測結果

(1)河川とその周辺の熱環境

図4.22に2006年8月4日14時における気温コンター・風向図(移動観測データ)を示す. 観測サイトに対して観測ポイントが少ないためコンターにするのは望ましくはないが現地 の熱環境の状況を理解しやすいように採用した.観測データは地面,水面から1.5mの高度 のデータである.堤防の上は河川敷であり,堤内地より8mほど高いところである.気温は 河川上が最も低く,河川からの距離に応じて気温は高い.河川上と河川敷の水際の気温が ほぼ同じであり,水際から堤内地方向に気温勾配があるようにみえる.気温コンター内最 北の気温が高いのは川口駅があり,駅を中心に自動車,バスや商店街からのエアコンの排 ガスなどの人間活動が活発であるためと考える.風向観測ポイント最南は河川堤防上で南 風,河道内では遡上する風向の東風となっていることから,河川直上を吹き抜ける風と河 川堤防上を抜ける二つの風が交わる構造になっていることがわかる.



図4.22 移動観測日の気温・風向の分布

(観測サイトに対して観測ポイントが少ないためコンターにするのは望ましくはないが現地の熱環境の状況を理解しやすいように採用した.観測データは地面,水面から1.5mの高度のデータである.堤防の上は河川敷であり,堤内地より8mほど高いところである.気温は河川上が最も低く,河川からの距離に応じて気温は高い.河川上と河川敷の水際の気温がほぼ同じであり,水際から堤内地方向に気温勾配があるようにみえる.気温コンター内最北の気温が高いのは川口駅があり,駅を中心に自動車,バスや商店街からのエアコンの排ガスなどの人間活動が活発であるためと考える.風向観測ポイント最南は河川堤防上で南風,河道内では遡上する風向の東風となっていることから,河川直上を吹き抜ける風と河川堤防上を抜ける二つの風が交わる構造になっていることがわかる.

(2)河川からの距離と気温の関係

図 4.23 に定点観測結果から得られた河川からの距離と解析対象日の 14 時における平均気 温の関係,図4.24 に移動観測からえられた 14 時における河川からの距離と気温の関係を 示す.河川を中心として各ラインの気温の空間分布を示しており,河川付近の気温が最も 低く,河川からの距離が遠くなるほど気温が高い.図4.24 からこの観測ラインの河川から の大気冷却の影響距離は長くても 1.5km くらいだと判断できる.各ラインの気温分布の回 帰直線(気温勾配)を引いてその値を取ったものを図 4.25 に示す.気温勾配の日変化をみる とラインAは0~3.8℃/km, Bは0.7~2.3℃/km, Cは0.8~3.3℃/kmの値を示す.朝は気 温勾配が小さく日中になると大きくなる傾向が見られる.これは日中,日射量が大きくな ったとき堤内地は気温が著しく上昇し,河川内は河川の熱環境緩和効果により気温が上が りづらくなっているためと考える.





解析対象日13日間の日中の平均気温である.河川付近の気温が最も低く距離が遠ざかるほど気温は高くなる.河川付近と河川からの距離800mの地点での気温差は約3℃程度である.このことより河川上で冷却された大気が市街地に侵入することで気温を低下させる能力があることがわかる.





河川からの距離 1700m 地点まで気温勾配がある.河川の影響距離は長くとも 1500m 程度であるが, 気温勾配の傾きをみると 1000m あたりは勾配が小さいため河川の効果はないともいえる.ことから このサイトにおける河川の市街地冷却効果距離は 1000~1500m と考える.



図4.25 河川からの距離と気温勾配の時系列

各ラインの気温勾配の時系列である.ラインの気温勾配はそのライン全てのデータを使用して作成している.明け方は日射量が少ないために市街地に熱源となるものが少なく,また河川が周辺を随時冷却させている可能性があり,気温勾配が小さくなっている.7:00ごろからは日射量が増加し,温められる市街地に対して,河川水,植生があるため温まりづらい河川付近があるために気温勾配は徐々に 増加する.

(3)風の通しやすさと気温の関係

観測ライン B, C は観測サイト内では風通しがよく河川からの冷涼な大気が侵入しやすい と考えられる道路となっているのに対し,その道路から脇道に入った観測ポイント B11, C9 は住宅地の入り組んだ細い道であり体感では風がほとんどない場所であった.そこで風 通しの良し悪しによる気温差を比較するため図4.24 の各観測ラインにおける気温と距離の 関係の回帰直線を使用する.各観測ラインの回帰直線の傾きから風通しが悪い観測地点 B11, C9 と河川からの距離が同じになる風通しがよい観測ライン上の気温を算出して,その差を 各時間で比較したのが図4.26 である.風通しの悪さが気温に与える影響を時系列に示して いる.風通しが悪い脇道の気温は風通しがよい道路の気温よりも常に高い気温を示してい る.日中は最大で2℃高く,夜間になるとその差は小さくなる.これは堤内地が日射上昇に 伴い気温上昇し,風通しがよいところでは河川からの冷涼な空気が流入し,気温上昇を和 らげるが,風通しが悪いところでは冷涼な空気が流入できないため気温が高くなると考え る.ピークに時間差があるのは河川からの風の流入時間が異なるためと推測する.このこ とより風通しの善し悪し,つまり風の道があることにより熱環境が緩和されることを示し た.



図4.26 風通しの良し悪し(風のみち効果)による気温差

「図4.23 のラインB・Cの気温勾配とB11・C9の気温を引いた時系列である.B・Cラインが狭いとこ ろでも2車線ある通りであることに対して、図4.23 に記すB11・C9 地点はそれぞれのラインから 離れている路地裏で全く風が通らない観測地点である.風の流入がないためかB・Cともに常に気温 は高く、日中日射量の上昇とともに気温差も多くなると考えられる.このことより風の道の確保に より、気温上昇を防ぐことも可能であることを示すことができる.

(4)河川水際における気温鉛直分布の比較

図4.27 に河川水際 A1,B1 の気温鉛直分布を示す.時間変化にともない気温の鉛直分布が 一様に変化する.図4.28 にそれぞれの時間帯の各高度と鉛直分布の平均値との差を示す. 堤防高(約8m)より低い高度は左岸 B1 地点の気温が高く,堤防高より高い高度では右岸 A1 地点の気温が高い.これは低高度では A1 地点が草地で B1 地点が裸地面と舗装面の境界に あり,土地利用が気温に大きく影響していると考える.また高高度でその気温の分布が逆 転するのは堤防高より高い位置で荒川水面により冷却された風が抜け、B1<A1 となると考 える.







図 4.28 気温鉛直分布(気温鉛直平均との気温差)の比較(河川水際 A1, B1 地点) それぞれの時間帯の各高度と鉛直分布の平均値との差である.堤防高(約 8m)より低い高度は左岸 B1 地点 の気温が高く,堤防高より高い高度では右岸 A1 地点の気温が高い.これは低高度では A1 地点が草地で B1 地点が裸地面と舗装面の境界にあり,土地利用が気温に大きく影響していると考える.高高度で気温の 分布が逆転するのは堤防高より高い位置で荒川水面により冷却された風が抜け、B1<A1 となると考える.



図 4.29 観測結果から窺い知れる荒川横断方向の風の熱交換のイメージ図 本観測サイトでは日中南風が卓越し、荒川を横断する風が存在する.図4.22 に示すように荒川の堤防内を 遡上するように流れる風と、堤防を乗り越えて横断する風が存在するため図のような熱交換が起こってい ることが考えられる. 荒川を横断する風は荒川によって冷却された空気と熱交換を行うことで気温が下げ られると考えられる.

(5)風向・風速と気温勾配の関係

図4.29 に解析対象日の各正時24時間における平均風速と平均気温勾配(Bライン)の関係を

示す. 観測サイトは河川が東西方向に流れ,日中南風が吹く傾向があることから,平均風速デー タは北方向へのベクトルと西方向ベクトルに分離した.風速が正の値を取るとき北方向,西方向 の風が吹いているということである.気温勾配はBラインの河川敷から市街地までの気温勾配で ある.風速が大きいときほど気温勾配が大きい.風速成分を分けると北方向,西方向とも風が強 いときに気温勾配が大きくなる.河川を直行する,しない関係なく風速が大きくなると河川で作 られた冷涼な大気が市街地に流入するのではないかと推測される.



図 4.30 各正時 24 時間における平均風速と平均気温勾配(B ライン)の関係 (解析対象日)

観測サイトは河川が東西方向に流れ、日中南風が吹く傾向があることから、平均風速データは北方向への ベクトルと西方向ベクトルに分離した.風速が正の値を取るとき北方向、西方向の風が吹いているという ことである.気温勾配は B ラインの河川敷から市街地までの気温勾配である.風速が大きいときほど気温 勾配が大きい.風速成分を分けると北方向、西方向とも風が強いときに気温勾配が大きくなる.河川を直 行する、しない関係なく風速が大きくなると河川で作られた冷涼な大気が市街地に流入するのではないか と推測される.

(6)河川上の熱収支

図4.30に2006年8月4日の河川表面における熱収支の時系列を示す.日中,常に河川 表面は潜熱を放出し,顕熱は河川が大気から熱を奪う方向に働き,河川上で空気塊が冷や されている.一日を通じて顕熱輸送量は 1.0×106J/m², 潜熱輸送量は 3.6×106J/m²の総量 である.約 200mの低水路幅であることから河川に対して風が直行して吹くとすれば, その 空気塊は河川との顕熱作用によって単位幅 1m で 2.0×108J(2.2×108℃/m3)のエネルギー を失うことになり,河川があることにより空気塊が冷やされ, 熱環境緩和作用があること が示された.



図4.31 河川上の熱収支の時系列(2006年8月4日)

日中,常に河川表面は潜熱を放出し,顕熱は河川が大気から熱を奪う方向に働き,河川上で空気塊が 冷やされている.一日を通じて顕熱輸送量は 1.0×106J/m,潜熱輸送量は 3.6×106J/mの総量である. 約 200mの低水路幅であることから河川に対して風が直行して吹くとすれば,その空気塊は河川との 顕熱作用によって単位幅 1m で 2.0×108J(2.2×108℃/m3)のエネルギーを失うことになり,河川があ ることにより空気塊が冷やされ,熱環境緩和作用があることが示された.

4. 4 都市中小河川の都市熱環境緩和作用

4.4.1 観測概要

(1) 観測対象地域

本章の4.2,4.3節にて大河川が都市部に与える熱環境緩和効果を示した、本節で は都市を流れる中小河川の持つ大気冷却効果を定量的に評価するために, 東京都世田谷区, 目黒区および品川区を流れ,東京湾に注ぐ目黒川(図4.32,写真4.7)を対象に気象観測 を行った. 目黒川周辺を観測対象地域に選定したのは、周囲に商業ビル、住宅、商店街、 道路、鉄道などが密集しており、東京都において典型的ともいえる都市構造をしている為 である. 目黒川は世田谷区の武蔵野台地を水源とし, 流路延長 7.82km, 流域面積 45.8km² の2級河川の本川である。河川形状はコンクリート三面張りの矩形断面で、水面は地上か ら 5~8m 低い場所にある. 川幅は河口から 5.4km を境に上流側は 10~15m, 下流側は 25 ~30mとなっており,境界部には上流に潮位の影響が及ばないよう高さ約1mの堰がある. 周辺の土地利用は河川右岸側に河川と平行に車通りの激しい片側2車線の自動車道路(山 手通り)が 50~300m 離れた位置にあり、この道路と河川の間には 5 階建て以上のビル・ マンション等が立ち並んでいる. それ以外の地域は住宅地となっており,3階建て以下の建 物が密集している.河口から 5.7km 地点に河川と直交して鉄道の高架橋があり、山手通り と直交する地点に駅がある。河川沿いは、河口から 5.7km より上流は両岸に樹木が河道内 に覆いかぶさるように繁茂しており、下流は3~5m間隔に樹木が立ち並んでいる. 観測サ イト全体にオープンスペースがほとんどなく風通しが悪い。交通量が多く都市化が進んで いるこの地域では、車やエアコンの室外機から出る排熱などによる"熱源"と、河川や森 林からの"冷源"が入り混じり、気温は時空間的に大きく変動すると考えられる.



図 4.32 目黒川周辺の特徴



写真4.7 目黒川周辺の様子

(2) 観測項目

目黒川周辺の熱環境の現状を定量的に評価するため「定点観測」を行った. しかし複雑

な都市の土地利用,形状,人間活動が入り混じるこのサイトでは観測機材を可能な限り設置しようともその観測機材同士の間で予想もできない現象が起きている可能性があるとして,「移動観測」で熱環境の調査をすることで,その観測機材同士間で起こる現象の補間をした.

1) 定点観測

観測項目を表 4.3,使用観測機器を表 4.4,観測機材の配置を図 4.33 に示す.観測は目 黒川の河口から 4km~7kmの河川を中心とした約 3km²の範囲である.観測は 2007 年 7 月 18 日~8 月 31 日までの 45 日間連続で行った.観測項目は気温,相対湿度,風向,風速,日 射量である.気温・相対湿度の計測は,河川沿いとその周辺の気温を距離に応じて比較で きるように,河川を中心に横断方向に観測ラインを 5 測線(ライン A~ライン E),縦断方 向に 2 測線(河川沿い,山手通り沿い)設けてライン上に温湿度計を設置した.温湿度計 は地上から 2.5mの高さになるよう,街路灯や建物の鉄柵などに設置し 1 分間隔で計測を行 った.風向,風速は河川に対して縦断方向の 4 地点(W1,WS,W2,W3)において地上か ら 28~44mのビルの屋上に機材を設置し 1 分間隔で計測を行った.日射計はビルの屋上 (WS)に機材を設置し 5 分間隔で計測を行った.

観測形態	観測項目	観測機器	観測地点	観測日程	
平面定点	気温・湿度	気温・湿度計	65 地点		
	風向・風速	ウェザーステーション・	с ш म	7月23日 ~8月31日	
		プロペラ式風向・風速計	0 地点		
	日射量	日射計	1 地点		

表4.3 定点観測項目一覧

表4.4 定点観測機材一覧

観測項目	観測	原理	機器名	メーカー
与泪,泪 曲	(気温)	白金抵抗式	НОРО	ONGET
メルニ・小山皮	(湿度)	静電容量式	TIODO	UNGET
	(気温)	白金抵抗式		DAVIS
総合観測	(湿度)	静電容量式		
	(風向・風速)	三杯式	VANTAGE PRO	
	(雨量)	転倒マス式		
風向·風速	プロイ	ペラ式	—	小笠原
日射量	熱型放	射測器	ソーラーエース M62	英弘精機



図 4.33 定点観測地点図(全 65 地点)

2)移動観測

冷源,熱源が入り混じる都市部における気温の 3 次元構造を把握するため平面・鉛直分 布の詳細な気温の観測を行う.目標はすべての道路の温度を測る移動観測であり,表 4.5 に観測項目,図 4.34 に自転車による観測ルートを,図 4.35 に徒歩による観測ルートを示 す.

①自転車による気温観測

自転車による気温観測は6班に分かれて対象地に示した経路において,8時,9時半,11時,12時半,14時,15時半,17時,18時半の一時間半ごとに観測を行った.観測は図4.36に示すように自転車のカゴの先端に棒を固定し,棒の先端にラジエーションシールドを固定し,この中に熱電対温度計を装着し,観測員がこの自転車で移動しながら気温を測定した.

②徒歩による風向・風速観測

徒歩による風向・風速計測は、8 班に分かれて対象地に示した観測ポイント(計96 地点) において、自転車による気温観測同様、8 時、9 時半、11 時、12 時半、14 時、15 時半、 17 時、18 時半の一時間半毎に観測を行った. 方位磁針と 30cm のすずらんテープを使用し た風向計測を行う.風向は一分間計測した中で最も多い方位を採用する.また熱線風速計で1分間,風速を計測し,平均値,最高値,最低値を記録した. ③ 表面温度観測(定点)

図 4.37 に示すように表面温度観測は,中目黒スクエア屋上にサーモグラフィを設置する. 観測時間帯は,9時~19時までの10時間を5分インターバルで連続観測を行った.

観測項目	観測形態	観測機器	観測地点	観測日程
気温	移動(自転車)	熱電対	観測対象域	0日1口(合)
周向•周速	移 動(往先)	方位磁針とヒモ・	06 抽占	8月1日(金) 乃71
」 英字	ション、アシン	熱線式風速計	50 PB.M	2日5日(小)
表面温度	常駐(中目黒スクエア)	サーモグラフィ	1 地点	

表4.5 移動観測項目一覧



図4.34 自転車による移動観測の経路及び気温鉛直観測の位置



図4.35 徒歩による集中(移動)観測の位置及び経路



図 4.36 自転車による気温観測のイメージ



図 4.37 サーモグラフィの設置の状況

3)河道内大気·表面観測

河川上を吹く風は河川表面の蒸発を促し,潜熱(気化熱)と顕熱(水と大気による熱交換)により大気は冷やされ,流れ場,河川・都市形状,人間活動により市街地に冷気が侵入し,市街地の気温を下げる.しかし4.2,4.3節のように大河川ではなく,都市中小河川ではコンクリート3面張りの構造であるため,夏季日中,日射により高温になったコンクリートなどの表面温度は,河川内の風を暖め,風の持つ気温の冷却効果の低減が懸念される.目黒川はコンクリート護岸であるが,部分的に下垂する植物により緑化されている区間もあるため,この両者の違いに着目した観測を行った.表4.6,図4.38,図4.39に観測の項目,場所,方法を示す.本観測は護岸緑化の有無や,河道断面による違い(効果)を確認するため,宿山橋,田楽橋,田道橋の地点において,護岸の表面温度,河道内の気温分布の観測を行った.また河道内の大気構造をみるために気温の横断面分布を計測した.観測は2008年8月9日(土)8時,9時半,11時,12時半,14時,15時半,17時,18時半の一時間半おきに宿山橋,田楽橋,田道橋において河道内の気温分布及び風速観測を行った.また,これに併せて河道内と周辺の気温の分布を一連で把握するため,河川に対して横断方向の気温測定ラインの気温を測定した.

河道内の観測は、観測員が橋上から熱電対気温計及び熱線式風速計のセンサー部を吊り 下げ、河道内を移動させ計測した.表面温度観測として、宿山橋、田楽橋、中里橋、田道 橋において、観測員が橋上からサーモグラフィ手持ちで操作し、各橋上下流の護岸表面(河 道内)温度を計測した(図4.40).

				-
観測項目	観測形態	観測機器	観測地点	観測日程
気温		熱電対	3 断面	
風速	移動(徒歩)	熱線式風速計	3 断面	8月9日
表面温度		サーモグラフィ	4 地点	

表4.6 熱環境改善対策の効果観測項目一覧



図4.38 河道内観測の位置



図4.39 河道内の気温観測の作業イメージ



4.4.2 観測結果

(1)解析対象日の選定(定点観測における)

解析対象日の選定条件を①観測期間中で降雨が無い日の全天日射量の平均値以上の日, ②日射量が安定した日とすると解析対象候補日は11日となった.日射量が安定していると きとしていないときの例を図4.41に示す.日射は気温の変動を最も変化させる要因であり, 日射量が安定しなければ,目黒川の熱環境緩和効果や人間活動による排熱などによる影響 を調査することは不可能であるために日射量が安定している日のみを解析対象日とする. 図4.42に全天日射量の積算値と気温の関係を示す.全天日射量は1分インターバルで計測 した値を一日分の積算値として変換したもので,気温は全65地点の平均値を用いた.結果, 日射量が安定している日は日射量の日積算値は一定上になり,図4.43の日射量の積算値の 時系列のようになる.



図 4.41 日射量と宿山橋地点の目黒川沿いと山手通りの気温差の一例 日射量が安定しないと気温変動の要因は日射量によるところが大きくなり、目黒川の大気 冷却効果を抽出するのは困難になる.



図 4.42 全天日射量日積算値と気温の関係







(2)河川横断方向の気温分布

河川に対して横断方向の気温分布の整理は、以下の図4.44 に示すように7つの観測ラインとして分類する.使用する観測点のデータは、地上2.5mの高さに観測機器を設置し計測したもので統一する.また図4.32からわかるとおり、この観測サイト内で標高差は気温変動に影響を与えるほどの差ではない.



図4.44 横断方向の気温観測点

1) ライン1 (図4.45)

気温横断面分布からライン1においては No.8 の河川沿いの気温が最も小さく, No.4 の 山手通り沿いの気温が基本的に最も気温が高い. No.5 も山手通り沿いの温度にも関わらず 常にNo.4よりも気温が低いのは目黒川の大気冷却効果が聞いている可能性を示唆している. 時系列全体をみると気温が上昇する時間帯で目黒川沿いの気温が最も低いことが確認され た.山手通りを境に気温特性が変化しており,目黒川及び河川沿いの桜並木による冷却効 果は,目黒川から山手通りまでの間に影響を与えていると考えられる.

2) ライン2 (図4.46)

ライン2は東急東横線の直ぐ上流の横断測線である.気温の横断分布は気温が上昇する 午前中は、山手通りの気温が最も高くなるが、午後からは山手通り沿いの No.15 地点の気 温が目黒川沿いに次いで低くなる.一方、山手通り沿いの目黒川側 No.16 地点では、日中 の気温が常に高いことが確認された.

3) ライン3 (図4.47)

ライン3は東急東横線の直ぐ下流の横断測線である.気温の横断分布は山手通り沿いの 目黒川側 No.26 地点の気温が高く,気温が上昇するにしたがい顕著に気温が高くなる.午 後からは,山手通り沿いの No.25 地点の気温が目黒川沿いより低くなる.また,観測機器 を植樹帯に設置した No.24 地点は,気温上昇時にライン中で常に気温が低く,植樹帯の影響によるものと考えられる.

4) ライン4 (図4.48)

ライン4は駒沢通り沿いの横断測線で山手通りとの交差点の標高が最も低く,離れるに 従い,標高が上がり10m以上の差がある.このラインばかりは標高を考慮に入れるべきで ある.ここで目黒川沿いの気温はほかのラインでは川沿いに設置しているがこのラインに 限っては目黒川に覆いかぶさるようになっている立体交差の駒沢通り上の気温を計測した. そのため気温の横断分布は,目黒川付近の気温が低いという傾向はない.午前中は目黒川 から山手通りの間が最も気温が低い.午後になると山手通り沿いの No.35 地点の気温が最 も低くなることが確認された.また,最高気温を観測する13時前後では,No.42 地点の気 温が低くなることが確認された.

5) ライン5 (図 4.49)

ライン5は川の資料館の広場に設けた横断測線で No.48 地点は,河川水面に近いテラス で気温観測を行った.気温の横断分布は目黒川左右岸の気温を比較すると常に左岸側 No.49 地点の気温が低い.右岸は山手通りに近いために気温が高い大気が移流していることで気 温上昇していると考えられる.

6) ライン6 (図 4.50)

ライン6は、ライン5と同じく川の資料館の広場に設けた横断測線である. 気温の横断 分布は目黒川左右岸の気温を比較するとライン5と同様に左岸側 No.53 地点の気温が低い が,最高気温時の気温差は小さい. また,山手通り沿いの気温を比較すると気温上昇時は 目黒川寄りの観測点 No.51 の気温が低いが正午からは区役所寄りの気温が低くなり、上流 側ラインと同じ傾向を示していた.

7) ライン7 (図 4.51)

気温の横断分布をみると気温上昇時,目黒川沿いの観測点に隣接する No.57,59 地点の気 温が低く,正午から目黒川沿いの気温が最も低くなる.最高気温を観測する目黒川及び河 川沿いの桜並木による冷気は,左岸側で約 80m 離れた No.60 地点まで冷却効果がおよんで いると推察される.



図4.45 ライン1の気温の横断分布



図4.46 ライン2の気温の横断分布



図4.47 ライン3の気温の横断分布


図4.48 ライン4の気温の横断分布

左岸

右岸

河川中心からの距離[m]

左岸



図4.49 ライン5の気温の横断分布



図4.50 ライン6の気温の横断分布



図4.51 ライン7の気温の横断分布

(3)河川縦断方向の気温分布

河川に対して縦断方向の気温分布の整理は、以下の図4.52に示したライン上の観測点の 値を用いる.使用する観測点のデータは、地上2.5mの高さに観測機器を設置し計測したも ので統一する.図4.53に各時間の河川縦断方向の気温分布を示す.気温が最低となる5時 では気温差は小さいものの目黒川沿いの気温が山手通り沿いより低い.この中で山手通り (区役所側)のNo.21地点の気温が他の観測点より0.5~1.0℃高いことがわかる.気温の 最高となる13時の目黒川沿いの気温は下流側が低く、上流側が高くなる傾向がある.山手 通り沿いでは、目黒川寄りの気温が高く、区役所側の気温が低い.特に区役所側では、川 の資料館上流から中目黒駅までの間で気温が低いことが確認された.全体的に目黒川沿い の気温がその他のラインと比較して低く、周辺の熱環境緩和の一助になるポテンシャルを 秘めていることを示している.



図4.52 縦断方向の気温観測点



夜間では各ライン間の気温差は小さく、日中になるほど気温差が大きくなるが、基本的に目黒川沿いの 気温が低い.全体に下流側が涼しく、上流側では川幅狭いため大気が温まりやすい・人間活動による熱 源の放出などが考えられる.

(4) 観測区域全域の気温分布

観測区域全域の気温分布は移動観測で計測した.移動観測は8月1日,9日に実施したが, 図4.54,4.55に示すように2日とも曇りであったため,最高気温の高い8月9日を対象に 整理した.なお,観測区域全域の気温分布に使用した気温は瞬間値を用いた.

図4.56-4.63に8月9日9時から18時30まで1時間30分後との移動観測結果,図4.64 にそれら図から得られた考察を示す.観測区域内では,目黒川沿いの気温は一日を通して 気温が低く,駒沢通りより下流で特に低く.山手通りの川の資料館から中目黒駅間でも気 温が低い.一方,山手通りの中目黒駅前北西側で一日を通して気温が高い傾向を示した. 中目黒駅前の人通りの多いことが要因とも考えられたが周辺で気温が特に高くない場所と 比較しても人通りの数は同等であり,気温が高くなる原因とは考えづらい.また室外機・ 停車している車があるわけでもなく特に気温が高くなる理由は見当たらなかった.また駒 沢通り沿いの標高の高い箇所及び目黒川から離れた路地で一時的に気温が高い傾向を示し たが,この原因は,日射や風向・風速などの気象条件や人工排熱等によるものと考えられ る.

図4.65に移動観測から得られた8月9日12時30分における目黒川と山手通り沿いの河 川縦断方向の気温分布を示す.全体の傾向をみると山手通りの目黒川寄りの気温は目黒川 沿いよりの気温よりも低い場合が多い.風向をみると目黒川・山手通り沿いとも縦断方向 に風は吹いており,著しく目黒川から山手通り,山手通りから目黒川へ風が移流すること はないようである.しかし図に破線で示す目黒川と山手通りを横断する道路付近で気温の 変動が激しく,河川・道路の大気が入り混じっている様から,空気塊が河川沿いに移流し 河川沿いの気温が上昇し,道路沿いは風が吹く事により気温が下がっていると考えられる. 逆に河川から道路に風が吹く場合は河川沿いの気温は風が吹く事によって気温が下がり, 道路沿いの気温は熱が移流する事で気温が高い状態になっていると考えられる.

これらの結果から都市の熱環境観測には様々な熱源と冷源が入り混じっているためにそ れぞれの場所による気温が何に起因するものなのか判断するのは非常に困難である.



図4.54 8月1日の気温と日射量の時系列



図4.55 8月9日の気温と日射量の時系列



図4.56 8月9日8時の気温分布





図4.58 8月9日11時の気温分布



図4.59 8月9日12時30分の気温分布



図4.60 8月9日14時の気温分布

図 4.61 8月9日15時30分の気温分布

気温の高い箇所

気温の低い箇所

2008 8/9 15:30(均風速[m/s] ¥

21.-

00-1.0 気温[℃] 32.6-33.0 32.1-32.5 31.6 - 32.0

31.1 - 31.5 30.6 - 31.0

301-305

ŧ 11-30



図4.62 8月9日17時の気温分布



図4.63 8月9日18時30分の気温分布



※図は 11 時の気温分布であるが一日を象徴した分布図であるために使用.

図4.64 観測区域内の気温特性(8月9日)

一日を通じて目黒川沿いが最も涼しく、駅前は常に高温となっている.目黒川沿いは河川水表面が大気
を冷却することで周辺気温を低下させる効果を持つことが明確になった.目黒河上流では桜並木が生い
茂っており、それも気温が低い要因であると考えられる.駅前の気温が高い原因は特定できていない.



※縦の破線は目黒川と山手通りを横断する道路があることを示している.

図4.65 観測区域内の気温特性(8月9日)

「目黒川沿いの気温が低く、山手通りの気温が高いが、山手通りと目黒川を横断する道路があるところで 双方の気温変化が激しいことがわかる.これは山手通りと目黒川の大気が熱交換しているためと考えら れる.このような都市の形状ひとつで気温を1℃以上変化する.

(5)風と気温の関係

目黒川と山手通りが最接近し、その間に挟まれた川の資料館の広場で河川沿いの冷気が 山手通りに流入し、山手通り沿いを冷却していると憶測があり、それを検証するため川の 資料館の広場の地上風を観測した.夏季の南関東における海風は、海陸の気温差が大きく なると平均風速 5m/s 以上に強まり、内陸に広く流入する.特に河川は、連続した開放空間 であるため風が流入しやすい環境にある.このことから、観測区域内で最高気温となる 13 時を中心とした前後2時間の風向を図示したのが図4.66 である.東~南西方向からの風が 卓越しており、目黒川から山手通り方向への風がある.川の資料館の広場に吹く東~南東 の風を考慮して、目黒川及び山手通りの縦断方向の気温分布(図4.67)をみると川の資料 館のオープンスペースの下流では、目黒川沿いと山手通りの気温差が2℃以上に対し、上流 側では気温差が1℃以内となっており、川の資料館の広場から河川沿いの冷気が山手通りに 流入し、山手通りの気温を下げており、その影響の範囲は中日黒駅まで区間であることが わかる.川の資料館の広場の卓越風向は、東~南東である.川の資料館より下流では、目 黒川沿いと山手通り沿いの気温差が大きく、上流側では、気温差が小さくなる.川の資料 館の広場から河川沿いの冷気が流入し、山手通りの気温を下げており、その影響範囲は中 目黒駅までの間であることが確認できる.



図4.66 11 時~15 時の川の資料館付近の風配図(観測点: No.44) 観測地点No.44 は河川と道路の中間地点であり,河川・道路どちらから見ても風が通過するのに遮蔽する ものはない.日中の時間は河川方向からの風の頻度が高いことから河川で冷却された風が道路上へ侵入 していくと考えられる.



図 4.67 目黒川及び山手通り沿いの気温分布

日中,下流側から上流側方向の風が卓越することが風向・風速データからわかっている.下流側 では河川沿いと山手通りの気温差が 2℃以上であったが,川の資料館のオープンスペースを通 過するとその気温差は 1℃以内に変化する.河川と道路以外からの大気の流入も大いに考えら れるが,ここではその気温差が小さくなる原因が河川沿いと道路の大気が混合するためである と考える.

(6) 昇温度

水面や緑地などは、夏季日中の気温上昇を抑制する効果が確認されている.そこで目黒 川及び河川沿いの桜並木の冷気等がおよぶ範囲を気温の昇温度を確認した.昇温度は、観 測域内の多くの地点で最高気温が確認される 14 時と最低気温が確認される 5 時の気温差 (昇温度=14 時の気温-5 時の気温)を昇温度とし、図4.68 に示した.その結果、目黒川 沿い及び山手通りの駒沢通りから中目黒駅上流の間、東急東横線沿いで気温の上昇が抑え られていた.特に山手通り沿いでは、中目黒駅の上流側も気温の上昇が抑えられており、 前項で確認された目黒川から流入する冷気による気温上昇の抑制範囲が中目黒駅の上流側 までおよんでいると考えられる.またこのことより図4.64 で気温が常に高い点は昇温度が 低いことからこの地点は常に気温が高いことがわかる.



図4.68 観測域内の昇温度

恣意的ではあるが河川によって冷却された大気が市街地へと流入するであろうルート(青矢印)の昇温度 が低いことから冷却大気によって気温上昇を防ぐ効果があると考えられる.

(7)護岸緑化

目黒川の護岸は、部分的に、目黒川沿いの道路の植栽帯を活用し、下垂する地被植物に より護岸の緑化が行われている.ここでは、この護岸の被覆状況の違いによる表面温度の 比較を行った.図4.69 はサーモグラフィの撮影範囲を写真で示したものと熱画像である. この熱画像からコンクリート護岸、緑化護岸、水面の表面温度の時系列変化(図4.70)を比較 した.緑化された護岸の表面温度は、水面より最大で約1℃高い程度で傾向は水面と同等で あり、コンクリート護岸に比べて最大で約4℃低かった.コンクリート護岸と緑化護岸の気 温差は外気温の上昇する日中の時間帯ほど差が顕著になる.



図4.69 サーモグラフィの撮影範囲及び表面温度観測位置



図4.70 サーモグラフィによる河道内の表面温度の時系列変化 へ水面が最も温度が低く,緑化護岸はそれよりも 0~1℃高く,コンクリート護岸は最大 4℃高い. 、護岸を緑化することにより表面温度を下げる効果が顕著に現れている例である.

(8)河道内気温

宿山橋は,幅 13m程度でかつ両岸に植えられた桜が河道を覆うように繁茂している.こ れに対して田楽橋及び田道橋は幅 26m程度と,宿山橋のほぼ 2 倍である. 図 4.71 に,最も 気温上昇している時間帯である 14 時の各橋梁における河道内気温分布図を示す.どの断面 においても河道内の気温は河川水表面による冷却効果が確認された.水面と地上部(橋上) の気温差は,川幅の狭い宿山橋では最大 6~7℃,川幅の広い田楽橋及び田道橋では最大 4℃ 差と,両者による違いがある. 図 4.72 に図 4.71 に河川横断方向の道路からの高さ 1.5m の 気温を加えた図である.いずれの地点においても目黒川沿いの気温が周辺に比べて低くな る傾向がみられ,その範囲は目黒川から概ね 50m程度までであった.宿山橋断面における 目黒川沿いと周辺との気温差(最大約 1.5℃差)は、田楽橋断面におけるそれ(最大約 0.6℃ 差)に比べて大きい.この差は、河道断面の違いのみならず、川沿いの植生や風の状況、 水面への日射等の要因の組み合わせにより発生するものと推察される.





どの観測横断面においても水面付近の温度が最も低く、上層に行くほど温度が高い.温度レンジバーの 色の変化の分解能は 0.5℃であり、宿山橋は水面付近の温度が特に低い.これはほかの二つの橋に対し て河道内の風速が非常に小さいために温度境界層を崩さずに維持しているためであると考えられる.河 川周辺を涼しくするためにはこの大気を河道から流出する必要がある.その方法として考えられるのが 二つ、河道深さを浅くすることと、河道内風速の上昇であるが一朝一夕にできるものではない.



宿山橋では温度境界層が形成されていることから冷気が河川から遠方まで移流されないと仮定すると その冷却範囲は河川周辺といっても河川沿いのみであるが、それに対して田楽橋の冷却範囲は広くに及 んでいる.気温差が小さいということは河川によって冷やされているということである.

4.5 まとめ

(1)河川からの風が都市熱環境に与える効果

河川からの冷涼な空気が市街地の熱環境を緩和する効果を検証する事を目的として荒川 小松川地区(東京都江戸川区)で観測を行い,堤内地側の土地利用状況による風の市街地 への侵入傾向の差異がそれぞれのエリア与える大気冷却効果の違いについて調べ,以下の 結果(図 4.73)が得られた.

1) 土地利用の異なるどの地域においても荒川と旧中川の両河川に近いポイントほど気温 が低く,河川からの距離が離れるにつれて気温が高くなることから河川の大きさによらず, 水辺の存在により周辺大気の冷却効果があるといえる.また低層住宅地域と高層住宅地域, 公園を比較すると建蔽率が低い地域ほど荒川に一番近い観測点とほかのライン上の気温差 は小さくなる.

2)低層住宅地域では荒川から約 400m の距離までは河川敷とライン上の気温差は風速の よらず 1.5℃以内で河川大気冷却効果がみられるが、それより距離が長くなると河川敷とラ イン上の気温差は風速が 3m/s以上の時は 2.2℃以内、1m/s以下の時は最大で 3.5℃になる. 風速が小さいときは河川に近いエリアのみが冷やされ、河川からの距離が長いエリアでは 冷却効果が薄くなる.

3)高層住宅地域では風上にある公園から冷却大気が侵入し,道路を冷やしていることがわかった.河川からの冷却大気が公園上を通過し,高規格堤防の形状,建蔽率が低いおかげで結果的に河川からの風が侵入しやすくなったと考える.道路も整備次第ではクールラインとして存在できることを示した.

4)低層密集住宅地域(風なし)を基準に、低層密集住宅地域(風あり)、高層住宅地域で日中の最高気温を比較するとそれぞれ1℃と3℃低く、河川からの風の流入により大気冷却効果が現れることを示した.



図4.73 荒川小松川地区における観測結果概念図

上図の低層密集住宅地域でみられた傾向は土地利用状態と風の流入と気温分布の概念図を示している. 気温分布から低層密集住宅地域においては荒川からの風の流入による効果は荒川から約400mまである と推測できる.その土地利用条件から河川からの風は大きな祖度で流入しづらくなっていると考えられ る.下図は本サイトで全体的にみられた傾向のイメージ図である.大きく分けて観測ラインを低層密集 (風なし),低層密集(風あり),高層住宅(風あり)の3つに分類した.低層密集(風なし)は一直線の道路が なく道が入り組んでおり,風通しが悪いところでの気温分布の傾向である.それに対して低層密集(風あ り)は一直線の道路上であり,また高層住宅(風あり)はオープンスペースがあり,両方とも常に風通しが よく河川からの冷却大気が流入し易いと考えられる.また高層住宅は隣接している公園からも冷却大気 が期待できることからこのような気温分布になると考えられる.

(2) 大河川の大気冷却効果

大規模河川が市街地に与える熱環境緩和効果を検証するため荒川(東京都北区,埼玉県川口市)を中心とした地域で移動観測と定点観測を行った.移動観測では河川とその周辺の広域 な熱環境を計測した.観測結果より河川からの冷源と市街地からの熱源を捉え,広域な熱環 境の概況を示すことができた.また定点観測では長期によるデータ収集により河川の熱環 境緩和効果を定量的に評価することが可能となり,観測結果より以下のことを示した. 1) 気温は河川上が最も低く,河川からの距離に応じて気温は高く,河川が熱環境緩和効果を持つことがわかった.

2) 観測サイト内の河川付近と河川からの距離が 1000m の地点の気温を比較すると真夏日 において約4℃であった.河川横断方向の気温空間分布の気温勾配が朝方は小さく日中にな ると大きくなる傾向が見られる.日中,日射量が増加することで堤内地は気温が上昇し, 河道内は河川の熱環境緩和効果によって気温が上昇しづらくなっているためと考えられる

(**図 4. 74**).

3)風通しが悪い道と風通しがよい道の気温差は最大で2℃で、風通しの善し悪しが熱環境 に与える影響を示した.また、その差は昼間ほど大きかった.提内地では日射により気温 が上昇するが、風通しの良い道は冷涼な空気が流入するため気温の上昇が抑えられるため と考える.

4) 河川水際における気温の鉛直分布から,河川水際の気温は地表面の土地利用形態と風 通しの善し悪しが影響していることがわかった.低高度においては地表面が草地の地域は 地表面が裸地面、舗装面よりも気温が低く,高高度においては風通しが良い地域の気温が 低かった.

5)風速に関係なく風速が増加するにつれて気温勾配が大きくなる.冷涼な大気が市街地に流入するには風がなければいけないということが示された.



図4.74 荒川赤羽・川口地区における観測結果概念図

大河川である荒川があることにより周辺大気の気温を下げる効果を観測から得ることができた.本論文 で計測した荒川赤羽・川口地区における気温上昇抑制作用は気温勾配で 0~4.0℃/km であった.これは 風が河川に対して直行方向に吹くようなサイトであるために明確に示せたと考えられる.

(3)都市中小河川の都市熱環境緩和作用

都市中小河川の持つ大気冷却効果を検証するために都心部である東京都目黒区を流れる 目黒川周辺で気象観測を行った.河川の熱環境緩和効果が最も現れると期待できる夏季 8 月を中心に 1 ヶ月以上の定点観測から定量評価を行い,定点観測からでは捉えられない都 市の熱源と冷源を詳細に計測するために移動観測を行った.双方の観測から以下の知見を 得られた.

1)7 つ設定した河川横断方向の観測ラインの気温分布からすべてのラインで目黒川沿いの 気温が周辺に比べて低かった.また河川縦断方向の気温分布から気温が最低となる5時で は気温差は小さいものの目黒川沿いの気温が山手通り沿いより低いことを示した.目黒川 が周辺大気を冷却するポテンシャルを持っていることが明らかになった.

2) 目黒川と山手通りを横断する道路付近で気温の変動が激しく,河川・道路の大気が入り混じっている様から,空気塊が河川沿いに移流し河川沿いの気温が上昇し,道路沿いは 風が吹く事により気温が下がる,またその逆の現象が起きていると考えられる.

3) 観測サイト内の昇温度から目黒川沿い及び山手通りの駒沢通りから中目黒駅上流の間, 東急東横線沿いで気温の上昇が抑えられていた.特に山手通り沿いでは,中目黒駅の上流 側も気温の上昇が抑えられており,前項で確認された目黒川から流入する冷気による気温 上昇の抑制範囲が中目黒駅の上流側までおよんでいると考えられる.

4)どの断面においても河道内の気温は河川水表面による冷却効果が確認された.水面と 地上部(橋上)の気温差は、川幅の狭い宿山橋では最大 6~7℃、川幅の広い田楽橋及び田 道橋では最大 4℃差と、両者による違いがあり、目黒川沿いの気温が周辺に比べて低くなる 傾向がみられ、その範囲は目黒川から概ね 50m程度までであった.宿山橋断面における目 黒川沿いと周辺との気温差(最大約 1.5℃差)は、田楽橋断面におけるそれ(最大約 0.6℃ 差)に比べて大きい.この差は、河道断面の違いのみならず、川沿いの植生や風の状況、 水面への日射等の要因の組み合わせにより発生するものと推察される.

5)河道内の気温横断観測より水面付近の温度が最も低いことから河川が周辺大気を冷却 する効果があることは疑いようがない.しかし冷却された大気が市街地に侵入するために はその水面を地上レベルに近づけるかもしくは,いわゆる風の道効果を期待することしか できないため,都市全体のバランスを考慮した構造を創造する必要がある. APPENDIX. 4でせせらぎ水路,小川の熱環境緩和効果を示す.



図4.75 目黒川とその周辺における熱環境の観測結果概念図

冷源・熱源をつなぐ道路・広場で熱交換されているような挙動を示している.それ以外の箇所での 変化は小さいことから熱交換は建物の高さを越えることはない.

[APPENDIX.4] 小川の熱環境緩和作用

A4.1 はじめに

小規模河川である小川の大気冷却作用の評価を行う. 観測対象地域は世田谷区にある目 黒川上流の暗渠上の緑化された目黒川緑道である. この緑道にはビオトープとして"せせ らぎ"があり,東京都落合水再生センターで下水を高度処理したもの 24 時間流している. このせせらぎはいいかえれば最小スケールの河川であり,第一章のまとめにあるように小 規模スケールの河川をたくさん作ることでより効率よく,蒸発を促すことで都市を冷やす ことが今後の都市づくりのあり方となるとの考えのもと観測を行った.

A4.2 観測概要

観測対象地域とした目黒川暗渠上のせせらぎにはたくさんの植生があり、せせらぎ以外の大気冷却効果を期待することができる(図7.76). せせらぎの川幅は 1m 以下のサイズであり、決して大きくなく、観測目的である小規模スケールの蒸発が期待できる. その緑道のすぐ脇には一方通行の道路があるが一日を通して、ほとんど交通量はない. この緑道の先には池尻大橋駅があり、通勤路として朝晩に多くの人が通り、また散歩道として夕方にも利用者がたくさんいる. 公園周辺は住宅地であり、ところどころに室外機がついており、熱源となりうる箇所がたくさんある.

観測は小川の効果が最も表れると考えられる夏季で朝,通勤者が多く日常の状態とも言 える平日の2008年度8月7日(木)8時~18時30分に行った.観測項目を表4.7に示す. せせらぎ緑道沿いは,水面上,水面脇の歩道上,車道上(左右端)の4断面で計測を行っ た.また,せせらぎ緑道沿いとの比較のため,周辺市街地の区画道路においても気温を計 測した.気温及び風向・風速観測として,観測位置に示した気温測定ライン(せせらぎ緑 道歩道上,せせらぎ緑道に並行する車道上,せせらぎ緑道から鉛直方向の街路上)と風向・ 風速の観測ポイントにおいて,8時,9時半,11時,12時半,14時,15時半,17時,18 時半の各時間帯で観測を行った.観測機材は,気温観測には熱電対気温計とGPSを持って 移動し,気温と座標を測定した.風速観測には熱線式風速計を,風向観測には方位磁石と ひもを用いた.観測は,観測員が測定ライン及び観測ポイントを徒歩で移動しながら観測 を行った.



目黒川上流のせせらぎ緑道 (世田谷区内、上流側より目黒区側を望む)

市街地内の区画道路

図 4.76 観測対象地域

観測項目	観測形態	観測機材	観測エリア	日時		
気温		熱電対	全域	2009 年		
風向·風速	移動(徒歩)	方位磁針とヒモ,熱 線式風速計	12 地点	2008 年 8月7日(木)		

表 4.7 観測項目

A4.3 観測結果

図4.77 にせせらぎ緑道周りの気温平面分布を示す. 観測を行った時間帯のうち,屋外の 気温が上昇を始める前の時間帯の午前9時30分,日中最も気温が上昇する時間帯の14時, また夕方の17時の各時間帯の気温分布図を示している. どの時間においてもせせらぎ緑道 の気温が観測エリア全体の中で気温が低いことがわかる. 時間帯別に見ると午前中に一番 大気冷却効果がみられ,せせらぎ緑道の方が,周辺に比べて気温が最大で約2℃低くかった. せせらぎ緑道沿いの 4 断面をみると水面上の気温が最も低くなる傾向にあり,せせらぎが 周辺の気温を下げたことは疑いようもない.この傾向は,午後になると弱まり,17 時には せせらぎ緑道沿いとその周辺の気温差がほとんどなくなる.早朝から徐々に大気冷却効果 が減少する原因はわからないが,このサイトに関して言えば,朝の通勤時,最も人気があ る時間帯に最も効果が現れていることから効率がよい熱環境をつくりだしているといえる. 第2章の結論より小規模スケールの蒸発面を多数作りやすいこと,第4章の結論より冷却 大気が市街地に侵入しやすい河道形状をもっていることから効率がよい熱環境緩和効果が 期待できる.



図4.77 せせらぎ緑道周辺の気温分布

せせらぎ緑道の川幅は 1m くらいと狭いものであるがその冷却効果が現れていることがわかる. 目黒 川が掘り込み河道であるためにその冷気が住宅地に流入するには風が吹く必要があるが,せせらぎ 緑道は住宅地と同じグランドレベルであることから流入し易いと考えられる.河川による大気冷却 効果を狙うには狭くともよいがグランドレベルに水辺を作る必要があることを示唆している.

第4章 参考文献

1) 東京都:10年後の東京~東京が変わる~,2006.

 2) 菅和利・河原能久:都市河川,運河が周辺市街地の捏環境に及ぼす効果,水工学論文集, 第 37 巻, pp. 195-200, 1993.

3) 鈴木智恵子・三上岳彦:都市域における河川周辺の熱環境について、雨水技術資料, Vol. 35, pp. 27-30, 1999.

4) 武若聡・池田駿介・平山孝浩・萱場祐一・財津知亨:都市内河川による大気冷却効果-都市内河川内外の夏期の熱環境および気象観測,土木学会論文集, No. 479/II-25, pp. 11-20, 1993.

5) 福岡義隆ら:都市気候に及ぼす河川水の影響,水温の研究, Vol. 24, No. 1, pp. 2-9, 1980.

6) 北川明ら:河川周辺の気候の快適性,土木技術資料, Vol. 31, No. 10, pp. 38-43, 1989.

7) 三上岳彦:風と緑の効果と活用したまちづくり-東京都内の「風の道」とヒートアイラ

ンド効果-,季刊環境研究,No. 141, 2006.

8) 近藤純正:水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-,朝倉書店,1996.

第5章 都市内緑地とその周辺の気象因子の空間構造

5.1 はじめに

二酸化炭素排出を主因とする地球温暖化現象により全球の気温が上昇し,集中豪雨や干 ばつが局地化するというのは多くの科学者の共通の認識になりつつある.気温の上昇は雪 解け量の増加による海面の上昇など地球規模で気候環境が変化する可能性が指摘されてい る.特に,都市・市街部では地表面状態の変化や人間活動によって,気温が全球平均より も急激に上昇している.このようなヒートアイランド現象は積乱雲の発達を加速化させ, 集中豪雨の増加を助長している.

一方で、アスファルトやコンクリートで覆われた都市を、例えば屋上緑化やポケットパ ークを設置し、アルベドを変化させようという試みは政府・自治体が行っている.さらに、 かつての河川を復活させようという活動や打ち水をして気温上昇を抑えようという活動も 活発に行われている.このような都市の熱環境を緩和させる作用として、水辺や森林が大 きな役割を果たしていると考えられているが、それらの定量的な評価は非常に困難である のが実情である.

既往の研究例として,神田ら¹⁾が東京都渋谷区にある明治神宮の森を対象に熱環境緩和作 用の評価を行う目的で微気象観測や植物生理観測を行っている.その結果,森全体から放 出される潜熱 flux が全エネルギーの 70 から 80%程度を占め,水蒸気を大量に放出してい ることを明らかにした.また,三上ら²⁾は新宿御苑において,同様の目的で気象観測を行い, 特に緑地からの冷気の滲み出し効果について報告している.

本研究は都市内緑地の微気象環境を明らかにし、それらの持つ熱環境緩和作用を定量的に 明らかにすることを目的としている.特に本稿では、都市内緑地の気温と湿度の鉛直構造 特性と緑地とその周囲における気温と湿度の水平分布の特徴について報告する.また、今 日の可視化技術の発達を利用して、森林内の気温と湿度の鉛直構造を「時間」を軸とした 濃淡図を作成し、森林内微気象の構造の理解を深めた.さらに、「都市」という特殊な環境 における樹木群落内の温湿度環境についても、1998 年から 2005 年までの夏季気象観測の 結果を示す.

5.2 微気象観測と衛星データの概要

(1) 観測場所

観測を行ったのは,東京都文京区に位置する小石川後楽園内の樹木群落である(図5.1). 研究対象とした小石川後楽園は,皇居から直線距離で約2キロ離れたところに位置し,オ フィス街の真中に位置し、面積は70847.17 m²である.小石川後楽園は,国の文化財保護法 によって特別史跡・特別名勝という二重指定を受けている(他に金閣寺,浜離宮など)数 少ない場所の一つである.御三家(尾張,紀伊,水戸)の一つ水戸藩屋敷内の庭園で,江 戸時代初期の寛永六年(1629年),水戸家の藩祖徳川頼房が起工し,二代藩主徳川光圀によ って完成された.公園の庭は,神田上水を引いて池を造り,その池を中心に日本・中国の 名勝を随所に設けた回遊式築山泉水庭園になっている.園名は,徳川光圀が招いた中国明 の儒学者朱舜水の意見を取り入れ,『岳陽楼記』(中国宋の范文正著)中の語句「先天下之 憂而憂、後天下之楽而楽」に基づいて名づけられた.これは「憂うべきことがあれば,世 の中の誰もまだ気のつかないうちに,これを憂い,また楽しむべきことがあれば,まずす べての人を楽しませて,自分は最後に楽しむ」という意味である(諸橋轍次『中国古典名 言辞典』).

図 5.2 は小石川後楽園とその周辺の図、写真 5.1 は南から見た小石川後楽園である.小石川後楽園は,東面に東京ドーム,北面は道路と鉄道,西面は比較的背の低いビル,南面は高いビルに囲まれており、いわば熱の海に浮かぶ緑の島である.観測した樹木群は落葉樹(ムクノキ,ケヤキ),常緑広葉樹(シイノキ,クス)などが混在し,どの植物も樹高は15mから16m 程度である.小石川後楽園内の観測ポイントは,図 5.2 中の②である.ここは,道路境界から10m 離れている地点である.小石川後楽園周辺道路は街路樹が並んでいる.



図5.1 小石川後楽園の位置図



図5.2 小石川後楽園とその周辺の図

(周りはビルや東京ドームに囲まれており、その他冷源となるような場所はない.)



写真5.1 南から望んだ小石川後楽園

(2) 観測期間

著者らは 1999 年から 2005 年までの毎夏(2003 年を除く),前述の園内において微気象観 測を行った. 表 5.1 に,各年における観測期間と観測日数を示す.主に7月から8月にか けて観測を行っている.本稿では,上述の観測期間の中で,連続的に長く測定結果が得ら れている 2001 年と 2005 年の観測結果について主として示す.

Year	Date	Days
2005	1–31,July	31
2004	27,July-16,August	21
2002	19-30,July	12
2001	19,July–10,August	22
2000	21–28,August	8
1999	6–21,August	16

表5.1 これまでの観測期間とその日数

(3) 観測項目

表 5.2 は観測機材と観測項目の一覧である.林床において,正味放射量,地中熱流量, 気温・湿度の観測を行った.さらに小石川後楽園内における観測ポイント(図 5.2 中②) から直線距離で約 30m 離れた比高約 18m の台地の上に位置する中央大学理工学部校舎内 において,全天日射量,気温・湿度を観測した.

2001 年の観測では、図 5.2 中の③において 17m のポールを設置し、地上高 5m から鉛直 方向 2m 毎に 7 地点において気温・湿度の観測を行った.2005 年の観測では図 5.2 中〇, ●で示す点の高度 1.5mに気温・湿度計を設置し園内外の気温・湿度の水平分布を観測した. 設置の様子を写真 5.2 に示す。

Item	Observation Instrument	Measuring Place					
Forest Surface	Infrared Radiation Thermometer						
Temperature	(NEC San−ei.Co.)	U					
Temperature &	Dry and Wet Bulb Themometer	12					
Humidity	(EKO Instruments Co.)						
	Propeller Anemometer	1					
wind velocity	(Young Co.)						
	Pynanometer	1					
Global Solar Radiation	(EKO Instruments Co.)						
	Ultrasonic Anemometer						
wind velocity	(Young Co.)	2					
Net Dediction	Net Radiometer	2					
Net Radiation	(EKO Instruments Co.)						
	Heat Sensor	2					
Soll Heat	(EKO Instruments Co.)						
Temperature &	Themistor Sensor	Themistor Sensor Onset Computer Co.)					
Humidity	(Onset Computer Co.)						
	Hot Wire Amemometer	2					
Wind Velocity	(Shibaura Electronics Co.)						
000	CO2 Monitor	2					
602	(ADC Co.)						
①: Chuo University (2	:Forest Bed ③:Forest Canopy	O:Altitude of 1.5m					

表5.2 観測機器と項目の一覧

項目	測定機器	測定間隔·解析手法	設置場所
森林表層温度	赤外放射温度計(NEC三栄(株))	30分毎に撮影	1
気温·湿度	通風式乾湿球計(英弘精機)	1分間隔→30分平均	2
全天日射量	日射計(英弘精機)	1分間隔→30分平均	2
気温·湿度	通風式乾湿球計(英弘精機)	1分間隔→30分平均	③(林床)
正味放射量	放射収支計(英弘精機)	1分間隔→30分平均	③(林床)
地中熱流量	熱流計(英弘精機)	1分間隔→30分平均	③(林床)
気温·湿度	サーミスタ式(Onset社)	1分間隔→30分平均	③(樹幹上)
風速	熱線式風速計(芝浦電子)	1分間隔→30分平均	③(樹幹上)
CO ₂	CO ₂ モニタ(ADC社)	1分間隔→30分平均	③(樹幹上)

表5.3 測定項目·測定機器

(4) 鉛直方向の気温と湿度の測定方法

先述の通り 2001 年には 17m のポールに地上高 5m から鉛直方向 2m 毎に 7 地点におい て全天候型データロガー付温湿度計(ON-SET 社製 HOBO)を設置した(図5.3,写真5.2). 2005 年にはセンサー部が高度 1.5m地点になるように同温湿度計を道路街灯,樹木に取り 付けた.測器に雨水や直射日光が当らず,さらに通気が保てるようにカバーを取り付けた. サンプリング間隔は 1 分に設定し,瞬間値を記録する.解析にはこの瞬間値を 20 分移動平 均した値を使用した.さらに,測器の精度を向上させるために,観測前後においてアスマ ン式通風乾湿球計を用いて検定し,観測期間中に測器の交換を行い,器差を無くすことに 努めた.


ごとに温湿度計を設置しており,植生内の気温・湿度の鉛直分布の時空間分布を計) 測した.



写真5.1 小石川後楽園の観測風景写真

(下から木々を見上げると外から見たような形状はしておらず,薄皮一枚である.それぞれ)の葉が十分に日に当たれるように枝葉が分かれていると思われる.

(5) 衛星データ

2002 年 8 月 10 日観測の Landsat7 / ETM+データを用いた.本研究ではこのデータを用いて NDVI(正規化植生指標)と表面温度を算出した. NDVI と表面温度 T は以下の式で与えられる³⁾.

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}$$
(1)

$$L = 0.037DN + 3.199$$
(2)

$$T = \frac{1282.71}{\ln(\frac{666.09}{L} - 1)}$$
(3)

ここで NIR は Band4(近赤外域), RED は Band3(可視域における赤色帯), DN は Landsat Band6(熱赤外域)の画素値,L は放射輝度を示す.

(6) 熱収支式

森林内外における熱環境の違いを熱収支の観点からみるために以下の基本的な入射放射 量,熱収支式の次式を用いた³.

$$R \downarrow = \sigma T_s^4 + H + lE + G \tag{5.1}$$

$$R \downarrow = (1 - rf)S \downarrow + L \downarrow \tag{5.2}$$

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T_a) \tag{5.3}$$

$$lE = c_p \rho \beta C_H U(q_s - q_a)$$
(5.4)

ここで、rf はアルベド、S↓は下向きの短波放射量、L↓は下向き長波放射量、L↑は上向 き長波放射量、H は顕熱 flux、lE は潜熱 flux、G は貯熱量である. ここで σ はステファン ボルツマン定数、c_pは空気の定圧比熱、 ρ は空気の密度、C_Hはバルク輸送係数、U は風速、 T_aは気温、T_sは地表面温度、 β は蒸発効率、q_sは飽和比湿、q_aは比湿である.

5.3 森林内の気温・湿度の鉛直構造

(1)気温・湿度ー高度ー時間の関係

晴天で風が強くない時には、境界層中の輸送は組織的な対流要素によって行われているこ とは良く知られている.地上の数高度に応答の速い温度計を設置すると、上下に相関の高 い変動の様子が見られる.これは、上方に長く伸びたシステム、対流プルームを捉えてい る.これがどのような形をして、どのように風に乗って境界層を移動するかについては多 くの観測結果があり^{4),5)}、モデル化も行われている⁶⁾.文字⁷⁾は森林上で観測された気温の 変化を時ー高断面で示している.その中で,スケールが100m程度の高温域が通り過ぎてい く様子が現れている.また,高温域の一部は群落内部にも及んでいる.プルームの発達す る正午前後において,プルームが林内の気温を上げていると示唆している.

図5.4は2001年8月1日から4日の4日間の日射量と園外気温と林内気温と林内比湿の 時系列である.林内の気温と比湿については,濃淡図を利用し,多次元的に可視化するこ とによって,時間-高度-気温・比湿の構造特性を容易につかむことを可能としている. 群落内の気層では日中は樹冠部の温度と比湿の値が最も高い.これは顕熱や潜熱の交換が 樹冠部において活発であることを表している.林内の気温,比湿ともに明瞭な日変化を示 している.日射量が小さいときには,林内の気温と比湿は高度に依らずほぼ一定である. 林内環境が日射に大きく依存していることがわかる.



図 5.4 観測期間 4 日間の日射量と園外気温と林内気温と林内比湿の時系列 上から日射量,小石川後楽園外の気温(中央大学),小石川後楽園内の気温・比湿の鉛直分布の時系 列である.日射量の増加により園内外の気温が高くなっている.比湿は気温の挙動に対して逆相関 関係がみえる.日中,気温・比湿とも樹冠(高さ 15m)付近で値が上昇しているのがわかる.気温 が上昇している原因としては日射によって樹冠部が温められると同時に光合成をし,その際に蒸散 が行われているために比湿が上昇していると考えられる.

(2)都市内緑地の気温と湿度

図5.5,5.6は日中(6時から18時)における日射量と園外気温と林内気温・比湿の時系 列である. 群落内の大気層では日中は樹冠部の温度が最も高く,熱フラックスが樹冠部か ら下へと勾配に従い起こっていると考える. 比湿についても,正午前後において,極めて 高い値を示している. 林内比湿には高さによる変化がある. すなわち,日の出後まもなく 樹冠の表面は乾き,湿度は低下する.そして,時間と共に湿度の増加が順次林床に及んで いく.日中には地表面からの蒸発も相まって,林内全体の湿度が増加し、日射の減衰とと もに,林内は乾燥していく.図5.7,5.8に日中の園外気温と各高度の気温・比湿の関係を 示す.園外気温よりも気温が高い高度は17m・15mのみであり,樹冠部が日射によって温 められていることが明確に示された.比湿に関しては園外の値が大きく,高度による傾向 はつかめない.図5.9は2001年8月1日12時の気温と比湿の鉛直プロファイルである. 比湿に着目すると,樹冠部と地表面付近の比湿の値が高い.これは,地表面からの蒸発と 樹冠での蒸散の影響に因るものである.比湿と気温は似た傾向を示している.

図 5.10 は夜間(18時から6時)における園外気温と林内気温・比湿の時系列である.夜間においては、気温・比湿ともに減少していく.林内気温、比湿ともに鉛直方向はほぼ一定である.図 5.11,5.12 に夜間の園外気温と各高度の気温・比湿の関係を示す.園内・外で比較すると内の方が気温・比湿とも低い.高度間による差はみられない.



図 5.5 日中(6時から18時)における日射量と園外気温と林内気温・比湿の時系列 日射量が増加することで気温が上昇していることがわかる。特に樹冠部では気温・比湿の値が特に高 くなり、日中には鉛直分布内で最大気温・比湿の値を得る。



図 5.6 日中における日射量と園外気温と林内気温・比湿の時系列(図 5.5 の拡大図)

(日射量が雲により低下すると気温・比湿が低下する.日射量と気温それぞれのピークを比較すると日) 射の影響は15分後に現れている.比湿に関してはそのレスポンスは鈍い.



図5.7 園外気温と各高度の気温の関係

【園外気温(中央大学を代表観測地点とした)と比較したところ樹冠部である 15,17m の高度の気温は 常に高く,それ以外の高度は低い.樹冠部は日射により樹木の葉が熱され,その高度の周辺大気は温 められるため気温が高い.また樹冠部より下層部は樹冠部が作り出す日傘効果によって枝葉,地面が 温められないために園外気温よりも低い値をとるものと考える.



図5.8 園外比湿と各高度の比湿の関係

園外比湿と比較するとどの高度においても全体的に低い値をとる.高度 15,17m 地点においては園外 比湿よりも高い値を得るときがある.園外比湿が園内比湿よりも高い原因は特定できないが高高度に おいては枝葉の蒸散作用によって,水蒸気が増加していることからこのような分布になると推測でき る.



図 5.9 2001 年 8 月 1 日 12 時の気温と比湿の鉛直プロファイル (15m 前後の樹冠部と地面付近の気温・比湿が高い、樹冠部の気温・比湿が高いのは日射が葉) を熱したのと光合成によるものである。そして地表面付近の気温・比湿が高いのは樹木の枝 葉を通り抜けた日射が地表面を温めていることとそれにより地表面にある水分が蒸発してい るためであると考えられる。



図 5.10 夜間(18時から6時)における園外気温と林内気温・比湿の時系列 夜間であるので日射はない.気温・比湿とも値が低下している.日射がないことで地表面温度は低下 し、それに伴い気温が低下,地表面における蒸発量が低下したためにこのような鉛直分布になったと 考えられる.



図5.11 園外比湿と各高度の比湿の関係(夜間)

日中と異なり各層の気温は同等の値を示す.園内外で比較すると園外気温が低く,園内には熱がこも っていることも考えられる.園内は樹木があるために日中は日傘効果と蒸散効果で気温は園外よりも 低く,夜間になると保温状態となる.コンクリート・アスファルトに覆われ都市化した場所と比較し て,樹木があるところでは気温の変動が小さい.



図 5.12 園外比湿と各高度の比湿の関係(夜間)

(園内外の比湿を比較するとはバイアスがかかっている傾向はあるがほぼ差がなく,夜間では蒸散作用) が全く起きていないことが推測できる.

5. 4 森林とその周辺の気温・湿度平面構造

(1) NDVI と地表面温度

図 5.13 は 2002 年 8 月 10 日観測の Landsat / ETM+データを用いて算出した True Color と NDVI と表面温度である.中心に見える白いエリアは東京ドームでその東側に位置する のが小石川後楽園である.小石川後楽園内の NDVI は平均約 0.22 であった. NDVI 平面 分布から小石川後楽園周辺には緑が全くなく,小石川後楽園が持つ熱環境緩和効果また園 内からの冷気の滲み出し効果などを定量的に評価するにはよい観測地点であるといえる.

表面温度の図 5.13 中左下の低温地帯は雲による影響である.小石川後楽園の表面温度は 平均約 26℃であり、周辺の建物、道路より表面温度が約 5℃低く、小石川後楽園がクール スポットであることがいえる.

(2) 気温と湿度の水平分布

図 5.14 は 2005 年 7 月 16 日から 7 月 30 日の図 5.2 中の観測地点①における日射量,風向・風速,気温,比湿の時系列である.この期間中は曇天日が多く,7月 26 日から 7 月 28

日の晴天日は台風直後であり大気が不安定であった.晴天日と曇天日を比較するため本稿 では7月17,18日の解析データを用いる.

図 5.15 は 2005 年 7 月 17, 18 日の気温のコンター図である. 右上の風の表示は図 5.2 中の観測地点①で計測した風向・風速である. 夜間において小石川後楽園内は園外より気 温は低く観測地点内で最大約 1.7℃の差がある. 日中においてはその傾向は顕著になり観測 地点内での気温差は最大で約 5 ℃となった. 17 日(曇天日)は園内外での気温分布は小石川 後楽園と道路の境界で明瞭に分かれている. 18 日(晴天日)の日中においては園内において も高温になる地点があり,曇天日のような園内外の分布とはならない. つまり晴天日の日 中以外は園内外で明確な差が現れるということを示した.

図 5.16 は小石川後楽園における 7 月 17, 18 日の比湿のコンター図である. 観測エリア 全体で日中,日射により蒸発散を促し,夜間よりも比湿は高い値を示すが気温のような顕 著な水平分布は見られない. 比湿の鉛直分布から樹冠部で蒸発散が活発であることを明ら かにしたがその現象が林床の比湿を局所的に大きく変化させることはないことが示された. この比湿の局所的なバラつきは神田ら⁸⁾が銀座オフィス街において潜熱 flux が 40%から 50%程度を占めている結果を示したように都市部ではエアコンなどの人間活動,街路樹な どの様々な要因の発生源が局所的に混在しているためであると考える.

図 5.17,18 は図 5.2 中の●で示した観測地点の気温と比湿を小石川後楽園の原点として 東から西へ並べた濃淡図の 7 月 17,18 日の時系列である.気温は小石川後楽園内で低く, 道路では一様となっていた.西方向には冷気の滲み出し効果が小さいといえる.比湿に関 しては図 5.11 と同様,傾向は見られなかった.

(3)都市内緑地内外の熱収支

図 5.14 は 2005 年 7 月 17 日(曇天日), 18 日(晴天日)における観測結果から求めた図 5.2 の観測ポイント②における熱収支の 30 分間平均した時系列である.晴天,曇天に係わらず日中は日射量が増加することから熱収支の熱の収入となる正味放射量 Rn は増加し,夜は日射量が 0W/m²となり,長波放射は放射冷却のためにマイナスとなるため正味放射量もマイナスとなる.森林内の正味放射量の約 90%は潜熱フラックス IE としてエネルギーが費やされている.森林内では潜熱作用により冷涼な環境が創出されていることがわかる.

(4)都市内緑地の冷気滲み出し効果

図 5.15 は図 5.10 の 8 月 18 日 12 時の拡大図である. 園内の気温が道路よりも低く塀を 境界にして気温差がくっきりしていることがわかる. それに対して図 5.16 に示す新宿御苑 の気温の平面分布⁹⁰では新宿御苑から冷気が滲み出している様子が窺える. 写真 5.3 は小石 川後楽園と新宿御苑それぞれを道路からみた様子である. 小石川後楽園は高さ 3m ほどの塀 があるのに対して新宿御苑は塀がない. このことより気温分布に明確な境界ができる原因 は塀が森林によって生成された冷気を閉じ込めるためであると考えられる. 熱環境対策を 盛り込んだ都市計画を策定する際には冷気を閉じ込める方法として塀の有無を考慮する必要がある.



図 5.8 観測地点周辺の衛星画像と NDVI と表面温度

左図 True Color は観測地点の周辺を示しており、画像中央の白いものは東京ドームでその左に隣接する のは小石川後楽園である.中央図 NDVI (Normalized Difference Vegetation Index,正規化植生指標)は 緑が深いところは植生が多く存在するところで小石川後楽園周辺部には他に植生がないことから小石川 後楽園単体が園内外に与える熱環境緩和効果をみることができることから本サイトとした.右図 Surface Temperature(表面温度)から樹木があることで表面温度が低いことがわかる.図中,左下の青い箇所は雲 があったために低温度となっている.



図 5.9 日射量,風向・風速,気温,比湿の時系列(2005 年 7 月 17~30 日) 小石川後楽園の気象因子の平面構造解明のための観測を行ったときの日射量,風向・風速,気温,湿度 の時系列である.基本的に曇天日が多く,晴天日のデータは少なく,また 7 月 27・28 日は台風一過後 の晴天であり,比湿の変動も異様であり,解析対象日とするにはふさわしくない.そのため解析日を 7 月 17・18 日と限定した.



図 5.10 小石川後楽園周辺の気温平面コンター(2005 年 7 月 17~18 日) 晴天日と曇天日の6時間毎の気温平面コンター図(温度計はすべて地面から1.5mの高度に設置)である、 中心に小石川後楽園,東側に東京ドーム,南北西方向には道路を挟んでビルがある.レンジは各時間に おける最高気温(赤)から最低気温(白)を示している.どの時間帯においても園内の気温が低く,園外, 特に図面左上の園から遠ざかったところの気温が高い.晴天日,曇天日ともに 6:00 における温度差は 小さく,道路上で見られる最高気温と園内で見られる最低気温の差は約 1.5~2.0℃である.日中にお いては園内外の気温差が大きくなり,曇天日で約 4℃,晴天日で約 6℃の差が見られた.森林による大 気冷却効果が現れていることがわかる.



図 5.11 小石川後楽園周辺の比湿平面コンター(2005 年 7 月 17~18 日) 小石川後楽園を中心とした比湿平面コンター図である. 比湿においても気温同様センサーは地面より 1.5mの高さに設置したものである. 気温平面分布のように比湿平面分布が園内外で明確な境界はなく, 疎らな分布である. 比湿の最大値と最小値の差はそれほど多くなく, 高さ 1.5m においては平面的な変 化がほとんどないことが明らかになった.





(0m 地点は後楽園内外の境界となっている壁がある場所を示している.マイナス方向は園内,プラス方 向は道路を示しており,園内外での差が昼夜問わずに大きく日中で約2.5℃,夜間で約1.5℃ある.園 内の気温が常に低いことが示されている.





 分布は疎らであり、気温のように園内外で大きな差は見られない.相対湿度のような値ではないため感 覚的につかみづらい数値ではあるが比湿の距離における数値の差はほとんどないといっていい値であ る.鉛直分布から植生が蒸散作用を持っていることは自明であるが平面分布においてはあまり影響がな いと考えられる.



図 5.14 熱収支の時系列(2005 年 7 月 17~18 日)

日中日射量が上昇することに伴い,正味放射量が増加する.17日は天候が悪く日射量が小さいために正 味放射量 Rn は 18日と比べて値が小さい.夜間になると地面からの長波放射量が大気放射量を上回り, 正味放射量はマイナスの値になる.各パラメータに一般的で常識的な値を用いて熱収支バランスを算出 すると正味放射量の約90%が潜熱 FLUX となった.森林内が蒸散作用が活発であることが示された.



図 5.15 図 5.10 の 8 月 18 日 12 時の温度平面分布の拡大図 園内と道路の境界部を拡大した図である. コンター図を作成するには観測地点数が足りないが現 象を理解するためにこのような描画を行った.境界部の気温勾配は非常に急なものであることか ら園内外で気温が全く異なると考えられる.小石川後楽園の 3m の高さの塀が冷気を閉じ込めて



図5.16 新宿御苑の気温の平面分布

(平成17年度都市緑地を活用した地域の熱環境改善構想の検討調査報告書,環境省) 左下に新宿御苑があり,気温勾配は緩やかに都市部へと昇っていく.報告書では新宿御苑から冷気のに じみ出しがあると記載している.新宿御苑は塀ではなくフェンスに覆われている箇所がほとんどであ り,大気の流出入は容易であると考えられる.





写真 5.3 小石川後楽園と新宿御苑それぞれを道路からみた様子

5.5 まとめ

著者らは、都市内緑地の気候緩和効果の解明の一環として、1998年から緑地内外において気象観測を行ってきた.本論文では都市内緑地の気温と湿度の鉛直・水平構造に着目し、 その観測結果について解析を行った.

森林内の気温と比湿の鉛直分布から群落内の気層では日中は樹冠部の気温と比湿の値が 最も高いことが明瞭に確認できた.これは樹冠部と大気において顕熱や潜熱の交換が活発 であることを表しており、林内の気温、比湿ともに明瞭な日変化を示している.日射量が 小さいときには、林内の気温と比湿は高度に依らずほぼ一定である.林内環境が日射に大 きく依存していることが濃淡図に図化することによって改めて明瞭に確認できた.

森林とその周辺の気温・湿度の水平分布から小石川後楽園内外の気温は晴天日の日中以外 の時間帯では園内外で明瞭な気温差があることを示した.観測エリア内で夜間においては 最低約 1.7℃園内の気温が低く,日中においては最大約 5℃の差があり,常に森林内の気温 は低い. 比湿の分布は局所的に変動が大きく全体的にまばらであった. 比湿の鉛直分布よ り森林樹冠部で蒸散が活発していることを明らかにしたが樹冠部での比湿の増加が林床部 の比湿に大きな変化を与えないことを示した.

森林が園外へ冷気を滲み出し効果はその森林が塀に囲まれているとないことが小石川後 楽園と新宿御苑の観測結果の差から示された.塀の有無は都市のヒートアイランド対策を 検討する上で大きな課題である.

第5章 参考文献

1)神田学,森脇亮,小林華奈:神宮の森の植物生理特性に基づいた都市緑地の大気保全ポ テンシャルの評価,水文・水資源学会誌, Vol. 11, No. 5, pp. 498-507, 1998.

2) 高野武将・成田健一・三上岳彦・菅原広史・本條毅街路空間における放射量と温度の空間平均と変動-新宿御苑周辺市街地を例として.環境情報科学論文集 17:47-52.2003.

3) 近藤純正:水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-,朝倉書店, pp. 350, 1996.

4) Kaimal, J.C. and Businger, J.A.: Case studies of a convective plum and a dust devil, Journal of Applied Meteorology, 9, pp. 612-620, 1970.

5) Wilczak, J.M. and Tillman, J.E.: The three dimensional structure of convection in the atmospheric surface layer, Journal of the Atmospheric Science, 37, pp. 2424-2443, 1980.

6) Telford, J.W.: The convection mechanism in clear air, Journal of the Atmospheric Science, 23, pp. 652-666, 1966.

7) 文字信貴:植物と微気象,大阪公立大学共同出版会,140pp,2003.

8) 神田 学, 高柳百合子, 横山 仁, 森脇 亮: 銀座オフィスビル街における熱収支特性, 水

文·水資源学会誌,10,329-336,1997.

9)環境省:平成17年度都市緑地を活用した地域の熱環境改善構想の検討調査報告書, 2005.

第6章 河川・森林の微気象モデルの構築と再現計算

6.1 はじめに

計算機の高精度化・高速化に伴い数値シミュレーション技術は向上されており、近年で は短期予測として気象予測いわゆる天気予報、長期予測としては全球モデルを用いた地球 温暖化予測¹⁾²⁾などが挙げられ、我々の生活になくてはならないものとなっている.

大気境界層の問題を主として取り扱うメソスケール気象学(2~2000km サイズの気象現 象を扱う)は、大気・陸面における熱・水収支を取り扱うことで再現性が向上した ³⁾ものの 都市のような熱水収支が複雑に入り組んだ場所では、物理的なモデル化が非常に遅れてい た.その主要な原因 ⁴⁾として、(1)都市表面の幾何形状の多様性、(2)人工廃熱など人間活動 に絡む不確実性、(3)観測データの取得の困難さ、などが挙げられる.近年観測機材のコン パクト化、安価になったことなどの理由から、様々な研究機関、行政による気象観測、気 象実験データ(例として著者の 2~5 章)の蓄積が進み、都市の熱水収支の物理過程が徐々に 解明されてきている.しかし、乱流中の大規模構造の特徴を解明する試みは、野外観測、 風洞実験を行い続けているものの、大スケールの3次元像が得るには至っていない ⁵⁾⁶⁾. そこで 3 次元像を得るために精度がよい物理物モデルが開発されているが、多くのモデル は複雑な都市の形状を平面に仮定した上で、現場の気象事例の再現を行っている.しかし、 実現象の再現にこだわるばかりで一つ一の熱源・冷源、風の道の効果などの検討が不十 分であると考える.そこで著者は熱収支をさらにシンプルなモデルとすることで冷源とし て期待される河川・森林が持つ大気冷却作用を一から見直すことを試みた.

本章では森林内部の微気象を理解するために森林内部の気象因子鉛直構造解析シミュレ ーションを構築した.シミュレーションでは葉の茂り方,地面の貯熱などの変化に対する 森林内の気象環境の変化をみた.同じ葉の量にも関わらず,その茂り方により樹木全体の アルベドや蒸散量が大きく異なるため林内環境は大きく異なった.地域・ポイントに合わ せた樹木の設定が都市熱環境問題解決に重要であることを示した.

河川を都市における冷源と位置づけその冷源の広がりの解析解を求めた.河川に沿うよ うな風が生じたときの冷源の拡散・移流の様子を捉えることができた.また河川の微気象 モデルを用いて冷源と都市形状による風の道効果そしてそれに伴う冷気の滲み出し効果を 表現することができた.これら結果から各々の土地利用,気象条件に適応した風の道を利 用した都市の理想形状の理解が深まった.

上記の章で計測された観測結果から得られたデータを普遍的で定量的評価した.本章で はそれらのデータを数値計算にフィードバックし,再現計算を行い,現状の都市の熱環境 の問題点の洗い出し,そして仮想的・理想的な水辺都市空間のあり方について検討を行っ た.

6.2 森林内部の気象因子鉛直構造解析シミュレーション

(1) 概説

森林があることにより樹木が持つ蒸散作用が気温上昇を抑制していることは感覚的に理 解できるものであり、またこれまでに定性的、定量的にも観測の報告がされてきている. しかし、その蒸散メカニズムの解明には、その森林に加わる気象的な外力、植生の状態に より林内の環境がどのように変化するのかを克明に分析することで理解できるものである と考え、森林内部の詳細な挙動を表現することが可能な森林内気象因子鉛直構造解析シミ ュレーションを作成した.

2成分モデルを用いて森林植生内で微気象・環境が条件により、どのように変化するか 検討を行った.使用したモデルは渡辺、近藤ら 7%が提案したものである(APENDIX6.1参 照).このモデルは短波放射量、長波放射量、気温、湿度、風速などの外的条件、蒸発効率、 LAD(葉面積密度)などの植生の条件を与えることが可能であるが 2 点境界地問題を含ん でおり、その値の入力は実データを参考にインプットしなければ収束するに至らないが、 第5章で得られた観測データを用いてその問題は解決済みである 9 10 11).

(2) 葉の茂り方(葉面積密度)の鉛直分布の違いによる林内環境

①葉面積密度の鉛直分布と林内環境(LAI一定)-CASE-1

モデルを1層の層厚を0.25mとして、大気・植生層をそれぞれ40層(10m)に区切り、さらに土壌1層と合わせて81層とし、森林の日中における一般的なパラメータを用いて、葉面積密度の分布を変化させ林内環境にどのように影響するかを比較した.以下の図のように葉面積密度(LAD)を鉛直に分布した.葉面積密度はその積算値である葉面積指数(LAI)を 3.0 に固定したまま変化させたものである.葉面積密度の鉛直分布はケヤキ型、スギ型、丸型、一様の4種類の分布で計算した.

この葉面積密度の鉛直分布は葉の茂り方を示すパラメータであり樹形そのものを表すも のではない.例えば、針葉樹の外観は三角形であるが木の下から見ると枝ばかりで葉は実 際には三角形に茂ってはいない.

a) 日射量と風速の鉛直分布(図 6.2, 6.3)

葉面積密度の鉛直分布によって日射量・風速の減衰の傾向が異なるが、地面にかかる日 射量はほぼ同じである.これは葉面積密度の積算値である葉面積指数(LAI)が一定値であ れば地表面に到達する日射量は同じであるということが示される.ケヤキ型は日射量・風 速ともに上層で大きく減衰している.

b) 個葉・群落全体の顕熱 flux 鉛直分布(図 6.4, 6.5)

ここで個葉は単位面積当たりの顕熱の放出つまり、言い換えれば葉一枚からの顕熱の射

出を示し, 群落全体は個葉の顕熱 flux 鉛直分布に葉面積密度を掛けたものであり, その層 全体の顕熱量を示している. 葉面積密度の鉛直分布は個葉が放出する顕熱 flux に影響を与 えないが, 群落全体の顕熱 flux は各層の葉面積密度の鉛直分布に比例するためスギ型・丸 型の上層での絶対値は小さい. 群落全体ではどれも顕熱は放出されていない.

c) 個葉・群落全体の潜熱 flux 鉛直分布(図 6.6, 6.7)

ここでの個葉も顕熱 flux 同様, 葉一枚からの潜熱 flux である. 樹冠は顕熱 flux が大きい ため潜熱 flux は全く放出されないがその直下の層では顕熱 flux が負になっているため潜熱 flux が多く放出される.

d) 気温・葉温の鉛直分布(図 6.8, 6.9)

日射の影響で樹冠では葉温が気温よりも大きな値をとる.ケヤキ型では群落内の葉温・ 気温ともに最も低下する.

f) [葉温-気温] 差鉛直分布(図 6.10)

樹冠で最も葉温は上昇し、その直下の層では最も温度が低下する. 中層では葉気温差は ない. LAD 分布の変化による葉気温差の変化は地表面付近で最大値をとる.

g) 比湿の鉛直分布(図 6.11)

スギ型は地温が高いため地表面における飽和比湿が高くなり,鉛直分布全体の比湿も高くなる.







②葉面積密度の鉛直分布と林内環境(LAI 一定)-CASE-2

図 6.12 のように葉面積密度を分布した.LAI(葉面積指数)は 3.0 に固定したまま変化させた.一様に分布させたものを P1,傘のように 5~10mのみで葉が繁っているものを P2 とおく.

a) 日射の鉛直分布(図 6.13)

葉面積密度の鉛直分布によって日射量の減衰が異なるが、LAIの値が同じため地面に入 射する日射量はほぼ同じである.

b) 風速の鉛直分布(図 6.14)

P1・P2 とも同じ分布であり, 葉面積密度の鉛直分布による風速分布の変化はほぼない. c) 個葉・群落全体の顕熱 flux 鉛直分布(図 6.15, 6.16) 葉面積密度の鉛直分布に大きな差があるものの P1・P2 に違いは見られない.

d) 個葉・群落全体の潜熱 flux 鉛直分布(図 6.17, 6.18)

個葉の潜熱 flux の鉛直分布は風速の分布の影響を大きく受ける. P1 の個葉での 0-5mの 高度では潜熱 flux が放出されているが群落全体の潜熱 flux をみると葉がないため潜熱 flux は放出されない.

e) 気温・葉温鉛直分布(図 6.19, 6.20)

P2 では樹冠において日射を多く吸収してしまうため、葉温は最大値を示す.温まった葉 が空気に対して大量の顕熱を放出するため樹冠での気温も高い値になる.その直下の層で は潜熱が群落上層で多く放出されているため気温よりも低い値を示す.P1 では P2 とは異 なり樹冠での日射の入射量が少ないため樹冠で葉温の急激な上昇はない.その直下の層で は P1 と同様、潜熱効果が大きいため気温よりも低い値をとる.P2 では P1 と比べて日傘効 果が大きいため地温の上昇を抑えられる.







③葉面積密度の鉛直分布と林内環境(LAI 変化)-CASE-3

図 6.21 のように葉面積密度を分布した. LAI(葉面積指数)はそれぞれ 0.0, 3.0, 5.0 とし カサ型に分布させた. 0.0 は要するに樹木自体が存在しない状態を意味している.

a) 日射の鉛直分布(図 6.22)

葉面積密度の鉛直分布(LAI の値)によって日射量の反射量が大きく異なるために群落全体としての減衰が大きく異なる.この地面に射す日射量の大きさによって地面の温度は大きく変わる.

b) 風速の鉛直分布(図 6.23)

葉面積指数の変化により風速は大きく変化する.

c) 個葉・群落全体の顕熱 flux 鉛直分布(図 6.24, 6.25)

葉面積指数が 3.0 と 5.0 の鉛直分布の差はほぼ見られないが葉面積指数が 0.0 のときには 葉がないということで顕熱 flux は放出されない.

d) 個葉・群落全体の潜熱 flux 鉛直分布(図 6.26, 6.27)

葉面積指数が 5.0 の場合, 潜熱 flux の鉛直分布は高度 5m 付近で減衰しているが, 葉面 積指数が 3.0 の場合, 潜熱 flux は減衰しきっていない. これは葉面積指数が大きいとき最 上層は日射を遮りその下の層の葉温が低下し, その層での飽和比湿が低下するからである. 葉面積指数が小さいときは 5m 以下の層で潜熱 flux を放出するポテンシャルはあるものの 葉がないため放出できない. 顕熱 flux 同様, 葉面積指数が 0.0 の場合, 葉がないため潜熱 flux は放出されない.

e) 気温鉛直分布(図 6.28)

葉面積指数の増加により地面に射しかかる日射量が減少し、地温が低下する.また葉面 積指数の増加により潜熱 flux の放出量が上昇し葉温の低下をもたらし、その影響を気温が 受ける.

f) 葉温鉛直分布 (図 6.29)

LAI5.0はLAI3.0に比べて全体的に葉温分布が低くなるが、LAI5.0の計算結果は最上層 部のみLAI3.0よりも高い.これは葉面積密度が大きいために日射の影響を受け、最上層の 葉温が上昇しているからためであり、それよりも下層では最上層による日傘効果と、その 層自身が持つ潜熱ポテンシャルにより温度が低い.また地面まで達する日射量が低下する ために地表面付近から上層に向けて気温分布が低くなり、葉温分布にもその効果が現れて いる.

g) 比湿鉛直分布(図 6.30)

葉面積指数が少ないほど地面の温度が上昇するため,葉面積指数が 0.0 の場合異常に比湿 が高くなっている.






④葉の茂り方(葉面積密度)の鉛直分布の違いによる林内環境まとめ

1) 葉面積指数(LAI) 一定の条件下では葉面積密度がどのように分布していようと地面に降 り注ぐ日射量に変化が見られない. 葉面積指数が同値である場合,日傘効果に変化がない ということである.しかし,地面の温度と気温の鉛直分布は大きく異なる.このことから 林内の気温を冷やす効果は顕熱・潜熱 flux の放出量に大きく左右されることがわかる.本 モデルでは顕熱・潜熱 flux は風速,葉面積密度に大きく依存することからそれぞれの分布 を熟慮する必要がある.

顕熱 flux :
$$H = c_p \rho c_h U a (T_{leaf} - T_{air})$$

潜熱 flux : $\iota E = \iota \rho c_e U a [q_{SAT} (T_{leaf}) - q_{air}]$

顕熱 flux は葉温と気温の差に比例するが葉温と気温は馴染んでいくためにほぼ差はない ため顕熱 flux もない. 潜熱 flux は葉温の飽和比湿と大気比湿の差でありその値は顕熱 flux の[葉温-気温]と比較し十分大きい. 潜熱 flux の風速分布はどの計算パターンを通しても上 層で強く下層ほど減衰する. 葉面積密度の鉛直分布の変化にはほとんど応答は見られない. 葉面積密度が群落下層で大きくなっても風速が小さいため顕熱・潜熱 flux の放出量は少な い. つまり葉面積密度が上層で大きいほど風速の影響を大きく受けるため顕熱・潜熱 flux の放出量は増えていき, 林内の葉温・気温・地温は低下する.

2) 葉面積指数(LAI)が変化することにより森林の葉の量が違うことから葉面積指数が少な いほど地面の温度が上昇し、気温が上昇する.地温の上昇により全体の比湿が上昇し、水 蒸気が飽和し潜熱を放出できなくなりそのことによりさらに気温が上昇する.葉面積指数 の増加により気温に関して緩和作用があることがいえる.



図 6.31 葉面積密度と風速の鉛直分布の違いによる潜熱 flux の変化

(3) 葉の蒸発能力(葉面交換係数)の差異による林内環境

蒸散パラメータである水蒸気と顕熱に対する葉面交換係数(気孔コンダクタンス) c_e , c_h については,気候要素の関数の積形のJarvis(1976)の実験式¹²⁾があるが本論文では $c_e/c_h = 0.3$ とし変化させることにより林内環境がどのように変化するかを解析する.3次元表示した図のX軸は水蒸気に対する葉面交換係数 c_e の値を示し,Z軸は高度を示している.葉面積密度は図 6.32の鉛直分布で計算した.

a) 顕熱 flux 鉛直分布(図 6.33)

ここでは個葉ではなく群落全体で見たときの顕熱 flux を表している. 顕熱 flux は樹冠直

下の層で多く放出される. 葉面交換係数が増加するにつれ顕熱 flux の絶対値が増加するが 変化は減少していく.

b) 潜熱 flux 鉛直分布(図 6.34)

ここでは顕熱 flux 同様, 群落全体で見たときの潜熱 flux を表現している. 潜熱 flux は葉 面積密度が最大値を取るところで最大になり, 葉面交換係数が一定値を超えると増加が見 られない.

c) 気温鉛直分布(図 6.35)

2つの図は同じ3次元の図面を表裏から見たものである. 葉面交換係数が小さい場合, 葉 面積密度が最大値を取る高度で気温が高くなっているが葉面交換係数が増加するにつれ, 葉面交換係数が最小値を取る高度で気温が高くなる. 葉面交換係数の上昇につれ気温の鉛 直分布は一様になる. 葉面交換係数が増加することにより顕熱・潜熱の放出も増加するた め気温は低下するが, 葉面交換係数が一定値を超えると変化がない.

d) [葉温-気温] 鉛直分布(図 6.36)

図は葉面積密度が 0 以上つまり葉が存在する 5~10mの葉温の鉛直分布から気温の鉛直 分布を引いたものを示している(厳密には 5,10m地点は葉面積密度が 0 であるので含まな い). 樹冠直下の層で葉温は気温よりも低い値をとり,葉面交換係数が増加すると変化がな くなる.

e) 比湿鉛直分布(図 6.37)

葉面交換係数が小さい場合,蒸散効果が低く地温が高くなるため地表面における飽和比湿が高くなり,比湿も高くなる.葉面交換係数の増加により蒸散効果も増加し地温が大きく変化するため地表面における比湿の変化も大きい.葉面交換係数が一定値を超えると比湿の鉛直分布に変化は見られない.

f) 葉面交換係数による変化(図 6.38)

日射・風速の鉛直分布は葉面交換係数と依存性がないため変化は全くない. 葉面交換係 数が一定値を超えると顕熱・潜熱 flux の絶対値の変化が減少するため,気温・葉温・比湿 の鉛直分布の変化も減少する. 葉面交換係数が一定値を超えると林内環境の変化はほぼな く,飽和状態になる. 林内環境の解明には葉面交換係数を熟慮する必要がある.





図 6.33 Ce の変化と顕熱 flux 鉛直分布 **図 6.34** Ce の変化と潜熱 flux 鉛直分布 (3 次元) (3 次元)



(4) 日射量の変化による林内環境

モデルを1層の層厚を0.25mとして、大気・植生層をそれぞれ40層(10m)に区切り、さらに土壌1層と合わせて81層とし、葉面積密度の鉛直分布は図6.32とし、地中伝導熱Gは0W/m²、100W/m²、正味放射量の10分の1の3パターンを与え、そのほかは森林の日中における一般的なパラメータを用いた.ここでは日射量を0~1000W/m²まで増加させたときの林内環境の変化を調べた.日射量の鉛直方向への減衰、比湿の鉛直分布は前に述べたのでここでは気温と顕熱・潜熱fluxに焦点をあてる.図面内で3つの3次元データがあるのは3種類の地中伝道熱Gで計算した結果をすべて表記しているためである.

a) 日射量増加による気温鉛直分布の変化(図 6.39, 6.40)

日射量の増加により林内環境の気温鉛直分布が大きく変化している.これは日射量の増加により地表面温度, 葉温が上昇し, 地表面, 樹木内が付近の気温を温めているからである.

b) 日射量増加による顕熱・潜熱 flux 鉛直分布の変化(図 6.41, 6.42)

日射量が増加するとともに顕熱・潜熱 flux ともに樹冠部で増加する. 顕熱 flux は値も 小さく飽和する傾向にあるが潜熱 flux は線形的に増加している.



図 6.39 日射量増加による 気温鉛直分布の変化(表)



図 6.40 日射量増加による 気温鉛直分布の変化(裏)



図 6.41 日射量増加による 顕熱 flux 鉛直分布の変化



図 6.42 日射量増加による 潜熱 flux 鉛直分布の変化

(5) 気温の変化による林内環境

大気層の最上層で境界条件である外気温を変化させたときの林内環境の変化を検証した. 気象条件としては夏季の日中と夜間の 2 パターンを試みた.夏季日中の気象条件では6. 2.3同様,3種類,夏季夜間では1種類の地中伝導熱を与えた計算結果である. a)外気温変化による気温鉛直分布の変化(図 6.43~6.46)

外気温が増加するも林内環境(10m以下の森林内部)は変化しない.また夜間の結果からも が気温には依存しないことがわかる. 図 6.39, 6.40 から数値シミュレーションによる林内 環境は外気温にはよらず,日射量に大きく依存することがわかる.

b)外気温変化による顕熱・潜熱 flux 鉛直分布の変化(図 6.47~6.50)

外気温が上昇するにつれ顕熱 flux は線形的に増加するが潜熱 flux は定常となる.日射量の増加では潜熱 flux が線形的に増加していた.



図 6.43 外気温変化による 気温鉛直分布の変化(表)



図 6.44 外気温変化による気温鉛直分布の変化(裏)(夏季日中の気象条件)



図 6.45 外気温変化による気温鉛直分布の変化(表)(夏季夜間の気象条件)



図 6.47 外気温変化による
 顕熱 flux 鉛直分布の変化
 (夏季日中の気象条件)



図 6.49 外気温変化による
 顕熱 flux 鉛直分布の変化
 (夏季夜間の気象条件)





図 6.48 外気温変化による潜熱 flux 鉛直分布の変化(夏季日中の気象条件)



図 6.50 外気温変化による
 潜熱 flux 鉛直分布の変化
 (夏季夜間の気象条件)

(6) 風速の変化による林内環境

大気層の最上層で境界条件である風速を変化させたときの林内環境の変化を検証した. 気象条件として夏季・冬季の日中と夜間の4パターンを試みた.日中に関しては地球熱伝 導3パターンを与えた.夜間は日射量がなく蒸散作用がないということで潜熱に関するバ

ルク輸送係数 c_s を0とした.

a) 日中における風速増加による林内環境の変化(図 6.51~6.58)

風速増加にともない顕熱 flux がマイナスに増加し、林内気温を低下させている.風速が 増えることによる潜熱 flux に大きな変化は見られない.しかし各層における顕熱 flux の 値は決して大きいわけではない.風速変化による気温の鉛直分布の変動をみると風速が 3m/s以上になると飽和状態となり林内環境に大きな変化は見られない.

b) 夜間における風速増加による林内環境の変化(図 6.59~6.66)

日中の気象条件とは異なり、日射量が 0W/m²であるために葉温が上昇する要素がなくなり、 葉温は気温よりも低い値をとり、風速増加にともない顕熱 flux はマイナスで増加する.そ の顕熱 flux のマイナス方向の増加により気温は上昇していく.風速の増加による気温の上 昇現象が気象条件によって現れる.



図 6.51 風速増加による気温鉛直分布の変化(表)(夏季の日中の気象条件)



図 6.52 風速増加による気温鉛直分布の変化(裏)(夏季の日中の気象条件)



図 6.53 風速増加による 顕熱 flux 鉛直分布の変化 (夏季の日中の気象条件)



図 6.55 風速増加による気温鉛直分布の変化(表)(冬季の日中の気象条件)



図 6.57 風速増加による 顕熱 flux 鉛直分布の変化 (冬季の日中の気象条件)



図 6.54 風速増加による 潜熱 flux 鉛直分布の変化 (夏季の日中の気象条件)



図 6.56 風速増加による 気温鉛直分布の変化(裏) (冬季の日中の気象条件)



図 6.58 風速増加による 潜熱 flux 鉛直分布の変化 (冬季の日中の気象条件)





図 6.60 風速増加による 気温鉛直分布の変化(裏) (夏季の夜間の気象条件)



図 6.62 風速増加による 潜熱 flux 鉛直分布の変化 (夏季の夜間の気象条件)



ス 0.04 風速増加による 気温鉛直分布の変化(裏) (冬季の夜間の気象条件)



図 6.65 風速増加による 顕熱 flux 鉛直分布の変化 (冬季の夜間の気象条件)



図 6.66 風速増加による 潜熱 flux 鉛直分布の変化 (冬季の夜間の気象条件)

(7) 森林と蒸発能力の有無による林内環境

森林の能力を算出するため以下の3種類の計算を行った.

- 1) 森林(LAI3.0)があり蒸散作用を持っている
- 2) 森林(LAI3.0)があるが蒸散作用がない
- 3) 森林がなく裸地面である
- これらを日射量1000W/m²,気温30℃の気象条件で行った.

キャリブレーションを行っておらず,地中伝導熱は 0 としているためにその値自体は特 に意味は持たないことに注意していただきたい.森林がなく蒸散作用が全く効かない条件 では過大評価となっているが地表面温度が 90℃となり地表面付近気温は気象庁が気温と定 めるところの 1.5m としても 80℃以上となっている.森林があるが蒸散作用がない場合は日 傘効果としての効果を発揮し地面に降り注ぐ日射量の減衰と森林の顕熱作用により地表面 付近の気温は 80℃以下となる.純粋に森林を仮定した場合は日傘効果,顕熱作用に加え, 潜熱作用が働き地表面付近の気温は 40℃ほどとなる.森林がもつ環境緩和作用が大きなも のであることが示されている.



図 6.68 気温鉛直分布(森林・蒸散作用の有無)

(8) 観測結果の再現計算

第5章で得られた気温の鉛直分布(図5.9)の再現計算を行った.最上端の境界条件に観測 地でえられた日射量,気温,湿度,風速を与えた.変化させたパラメータは葉面積密度と 地中伝導熱のみであるがそのキャリブレーションには相当時間を要した.図6.69に結果を 示す. 観測値と計算値を比較すると気温が樹冠部で高く, 地表面付記で低い傾向を再現す ることができ、概ね良好にあっていることからモデルの精度を立証できた.計算をする上 で葉面積密度と地中伝導熱のパラメータ調整が困難であったことから都市の熱環境解明の ためには都市の幾何学形状と地面の貯熱を熟慮しなければならないことがわかった.



図 5.9の気温鉛直分布をモデルで再現したのが黒の実線である.再現する上でキャリブレーション したのは葉面積密度と地中伝道熱である.細かい挙動を捉えきれないが樹冠部の気温が高いところ と地表面付近の気温が低いところを捉えている.キャリブレーションに時間を要したことから熱環 境解明のために都市の複雑な形状と地面の貯熱に関する研究の必要性があることを理解した.

6.3 河川上の冷涼大気の拡散シミュレーション

(1) 基本式の導出

河川上の冷気の滲み出しを再現するのに使用した基礎式は以下の移流拡散方程式である.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} =$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

$$+ \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xy} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yz} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$
(6. 1)

ここでT は気温, u, v, w は x, y, z 方向における風速, k_{xx} , k_{yy} , k_{zz} , k_{xy} , k_{yz} は x, y, z 方向の拡散係数である. 定常状態として, 風が X 方向のみから吹いているとすると式(6.1)は

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

$$+ \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xy} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yz} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

$$(6. 2)$$

となる. 次に x 方向の移流効果が大きく, x 方向の拡散は無視できるほど小さいため次式に なる.

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

$$+ \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xy} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yz} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$
(6. 3)

移流効果が大きいため拡散による境界層厚さの変化は小さいとすると次式が得られる.

$$u\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$
(6.4)

ここで K_{yy}を C×u₀, K_{zz}を K×z と仮定する. C は無次元係数で u₀ は x 方向から吹く一様 風の風速, K は拡散係数である. ここで z 方向の拡散のみを考えると

 $u\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$ (6.5)

式(6.5)の一般解は

$$T_1(x,z) = \frac{Q}{Kx} e^{-\frac{u_0 z}{k_1 x}}$$
(6.6)

を得る. また

$$T_{green}(x, y, z) = T_1(x, z) \frac{1}{2\sqrt{\pi}cx} \exp^{\left(-\frac{y^2}{4cx}\right)}$$
(6.7)

式(6.7)より図6.70の冷源のポイントソースからの滲み出しの様子を表現した.

ここで考える領域は**図 6.71** で示す川幅が-B~B で 2B, 川の延長が1の河川である. この領 域をたたみ関数である Green 関数を用いることで

$$T(x, y, z) = \int_0^l \int_{-B}^B f(x - \xi, y - \eta) T_{green}(\xi, \eta, z) d\xi d\eta$$

が得られる.

図 6.72 に計算結果を示す. 河川(x 軸)から冷気が y 方向への拡散することで周辺大気を 冷却している. 定常状態では大気全体の初期条件である気温 30℃にならない. 河川からは 常に冷気が滲み出していることがわかる. 定常条件であれば河川からから常に冷気のにじ みだしがあり,この冷源を有効活用することが今後の都市計画において重要であると考え る. これはポイントソースの冷源に関してもいえる. この概念を使うと道路や室外機のよ うな熱源も同様ににじみ出すといえ,都市の熱環境はこれら様々な熱源・冷源の移流・拡 散効果の重ね合わせで構成されているものであると考えられる.



図 6.70 冷源のポイントソースからの滲み出し



Green 関数を用いてポイントソースを無限に重ね合わせ河川があるように見立てる。

図 6.71 解析方法



図 6.72 解析結果

6.4 まとめ

(1) 森林微気象モデルによるシミュレーション

太陽エネルギー熱収支理論による数値計算により以下の知見を得た.

1)葉の茂り方(葉面積密度)の鉛直分布の形状を変化させることにより日射量の地面に向けての減衰の仕方が異なるが地面に到達する日射量はほとんど変わらない.林内環境を変化させるのは樹木の形よりも葉の量に大きく依存することがわかった.

2) 葉の蒸散作用(葉面交換係数もしくは気孔コンダクタンス)が増加するに従い,顕熱・ 潜熱 flux は増加するが一定の値を超えると飽和状態になる.葉面交換係数を定量的な方法 で算出する方法が必要であると考える.

3) 日射量が増加すると地表面への入射量も増加し,地表面温度が上昇する.地表面温度 が上昇することにより,地表面付近の気温も上昇し,林内気温は大きな値となる.林内環 境は日射量に大きく依存する.

4)計算の境界条件となる外気温を上昇させたが林内環境に大きな変化は見られなかった. 林内環境は外気温に依存しないことが示された.

5)風速増加により顕熱・潜熱作用が働き、日中、植生は気温を低下させる.しかし、夜間においては気温を上昇させる.これは日射量が 0W/m であるのが直接的な原因であると考えられるが数値計算で算出したにもかかわらず詳細の理由はわからない.

6)第5章の観測結果を再現することができたが、このチューニングには葉面積密度と地 中伝導熱のチューニングに時間を要した.数値シミュレーションで都市熱環境を再現する ためには都市の幾何学形状と地面付近の熱収支をさらに観測し、精度の高いモデルを構築 する必要がある.

(2) 河川冷気移流・拡散シミュレーション

河川からの冷気が定常状態で移流・拡散しているとの条件でシミュレーションを行った. 一直線の河川があり、その河川縦断方向に風が吹いたとき冷気がどのように移流・拡散す るのかを検討したところ、風上からの冷気が積算されていくため、風下ほど気温が低くな ることがわかった.これは河川に風が侵入しやすい環境を作り出すことで熱環境緩和策と して有効であることを示唆しており、冷源の有効な形状、配置などを検討していく必要が ある.

[APPENDIX.6] 森林内熱収支多層モデルの構築

A 6. 1 基礎方程式

熱収支式とBulk式から成立する以下に示す大気-植生-土壌間の放射や顕熱・潜熱flux に関する1次元のモデルを用いる. 図 6.72 のように土壌を1層,大気・植生をそれぞれ複 数の層に区切り,地表面に一番近い層を第1層目とし層を数えていく.



図 6.72 モデル概要図

複数に区切られた層は図 6.73 のようにそれぞれの層で熱収支を計算する.熱収支の計算 は日射を例に挙げると図 6.74 で示すとおり反射,吸収,透過を繰り返すモデルとなってお り実現象を考慮したものとなっている.



図 6.73 モデル概要図-2



図 6.74 短波放射の計算方法 (図は植生層が2層であるとき.短波放射は反射,吸収,透過を繰り返す.)

「短波・長波放射」を鉛直下向き成分 $S \downarrow$, $L \downarrow$ と鉛直上向き成分 $S \uparrow$, $L \uparrow$ の2方向の成分だけで表現する.

$$\frac{dS \downarrow}{dz} = FaS \downarrow -Far_f S \uparrow \tag{A6.1}$$

$$\frac{dS\uparrow}{dz} = -FaS\uparrow +Far_fS\downarrow \tag{A6.2}$$

$$\frac{dL \downarrow}{dz} = FaL \downarrow -Fa\sigma T_{leaf}^{4} \tag{A6.3}$$

$$\frac{dL\uparrow}{dz} = -FaL\uparrow + Fa\sigma T_{leaf}{}^4 \tag{A6.4}$$

「地面・葉面の熱収支」,「顕熱・潜熱 flux」は次式で表す.

$$R_{ground} = (1 - r_g)S \downarrow + L \downarrow \tag{A6.5}$$

$$R_{ground} = \sigma T_{ground}^{4} + H_{g} + tE_{g} + G \tag{A6.6}$$

$$R_{leaf}(L) = (1 - r_f)F(S \downarrow + S \uparrow) + F(L \downarrow + L \uparrow)$$
(A6.7)

$$R_{leaf} = 2F\sigma T_{leaf}^{4} + H + \iota E \tag{A6.8}$$

$$H_g = c_p \rho c_h U \left(T_{ground} - T_{air} \right) \tag{A6.9}$$

$$\iota E_g = \iota \rho c_e U \left(q_{ground} - q_{air} \right) \tag{A6.10}$$

$$H_{\nu} = c_{p} \rho c_{h} U a \left(T_{leaf} - T_{air} \right) \tag{A6.11}$$

$$\iota E_{v} = \iota \rho c_{e} Ua \Big[q_{SAT} \Big(T_{leaf} \Big) - q_{air} \Big]$$
(A6.12)

境界条件は地面で $S \uparrow = r_g S \downarrow$, $L \uparrow = \sigma T_{ground}^{4} \diamond t = 3$. ここで T_{ground}^{-1} :地温, T_{leaf}^{-1} :葉温, T_{air}^{-1} : 気温, q_{air}^{-1} :比湿, q_{SAT}^{-1} :飽和比湿である. F は放射に対する葉面の傾きを表すファクターで, 放射の向きに対して葉がすべて垂直ならば F = 1, すべて平行ならば F = 0, 等方的ならば F = 0.5, a は葉面積密度, r_f , r_g は葉面, 地面のアルベドである. a = 0 とおくことでその 層は大気のみと表現できる. ここで H_g , H_v は地面・葉面の顕熱 flux, ιE_g , ιE_v は地面・ 葉面の潜熱 flux, G は地中伝導熱である. 群落全体の顕熱・潜熱 flux は次式によって計算する.

 $H = H_g + H_v$ (A6.13) $tE = tE_g + tE_v$ (A6.14)

森林内の風は、「運動量輸送の収束」、「気圧傾度による加速効果」、「植物体の抵抗による 減速効果」がバランスするように吹いている.

$$-\frac{\partial u'w'}{\partial z} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x} - c_d a U^2 = 0$$
(A6.15)

ここで, *c*_d は葉面抵抗係数である.森林内の上層部では,第一項と第三項が第二項に比べて卓越するため,以下のように簡略化できる.

$$-\frac{\partial u'w'}{\partial z} - c_d a U^2 = 0 \tag{A6.16}$$

この式から森林内の風速分布を算出するには運動量フラックス *u'w'* のモデル化が必要である.本計算では K-理論を使用し,乱流拡散係数を用いてフラックスを表現する.

$$\overline{u'w'} = -K\frac{\partial U}{\partial z} \tag{A6.17}$$

この方法では、植物群落内における乱流拡散係数の分布が得られれば式(A6.16), (A6.17) から風速分布を計算することができる.

乱流拡散係数 Κ は混合距離 Λ と平均風速の勾配を用いて以下のように表すことができる.

$$K = \Lambda^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|$$
(A6.18)

したがって、Kの代わりにΛを仮定しても風速分布が求められる.

仮に c_a やaが高さによらず一定でかつ Λ も一定のときには式(A6.16), (A6.17), (A6.18) が解析的に解け,以下のような風速分布が得られる.

$$U(z) = U(h) \exp\left[-\gamma_m(h-z)\right] \tag{A6.19}$$

ただし,

$$\gamma_m = \left(\frac{c_d a}{2\Lambda^2}\right)^{\frac{1}{3}}$$

多くの観測により、密な群落内の風速分布は高度の指数関数で近似できることが確かめ られている.また、植物群落内の混合距離に対して他にも色々なモデルが提案されている.

得られる風速分布は厳密には各モデルにより異なるが,群落上層部ではほぼ式(A6.19)と 同様な結果となる.

気温や湿度の分布は、「乱流による上下方向への輸送量の収束」と「葉面への顕熱や水蒸 気の輸送」との兼ね合いによって決まる.

$$-\frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial z} - c_h Ua(T - T_c) = 0$$

$$-\frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} - c_e Ua[q - q_{sat}(T_c)] = 0$$
(A6.20)
(A6.21)

K-理論を用いて,

$$\overline{w'T'} = -K \frac{\partial T}{\partial z}$$
(A6.22)
$$\overline{w'q'} = -K \frac{\partial q}{\partial z}$$
(A6.23)

この方法では、森林内の風速U、葉面積密度a、葉面交換係数 $c_h \ge c_e$ 、葉面温度 T_c 、及び拡散係数Kか混合距離 Λ がわかれば、式(14)~(17)から気温や比湿の分布が計算できる. 「気温・湿度・風速」の分布の基礎式をまとめると以下の式になる.

$$K_{h} \frac{\partial^{2} T_{air}}{\partial z^{2}} - c_{h} Ua \left(T_{air} - T_{leaf} \right) = 0$$
(A6.24)

$$K_q \frac{\partial^2 q_{air}}{\partial z^2} - c_e Ua[q_{air} - q_{SAT}(T_{air})] = 0$$
(A6.25)

$$K_m \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - c_d a U^2 = 0 \tag{A6.26}$$

ここで K_h , K_a , K_m は気温, 湿度, 風速それぞれの拡散係数である.

A6.2 基礎方程式のTaylor 展開(線形近似展開)

5つの未知数(T_{ground} , T_{leaf} , T_{air} , q_{air} , U)を

$$\begin{split} T_{ground} &\equiv T_{ground-old} + \Delta T_{ground} & (A6.27) \\ T_{leaf}(L) &\equiv T_{leaf-old}(L) + \Delta T_{leaf}(L) & (A6.28) \\ T_{air}(L) &\equiv T_{air-old}(L) + \Delta T_{air}(L) & (A6.29) \\ q_{air}(L) &\equiv q_{air-old}(L) + \Delta q_{air}(L) & (A6.30) \\ U(L) &\equiv U_{old}(L) + \Delta U(L) & (A6.31) \end{split}$$

とおき、
$$T_{ground}^{4}$$
、 T_{leaf}^{4} 、 q_{SAT} を

$$T_{ground}{}^{4}(L) = T_{ground-old}{}^{4}(L) + 4T_{ground-old}{}^{3}(L)\Delta T_{ground}(L)$$
(A6.32)

$$T_{leaf}{}^{4}(L) \equiv T_{leaf-old}{}^{4}(L) + 4T_{leaf-old}{}^{3}(L)\Delta T_{leaf}(L)$$
(A6.33)

$$q_{sat}\left(T_{leaf-old} + \Delta T_{leaf}\right) \coloneqq q_{sat}\left(T_{leaf}\right) + \frac{dq_{sat}\left(T_{leaf}\right)}{dT_{leaf}}\Delta T_{leaf}$$
(A6.34)

と Taylor 展開し, (A6.18)~(A6.25)式を(A6.1)~(A6.4), (A6.6), (A6.8), (A6.24)~(A6.26) 式に代入し展開すれば,

「短波放射(下向き)」は

$$S \downarrow (L) = (1 - Fadz)S \downarrow (L+1) + r_f FadzS \uparrow (L-1)$$

$$\downarrow$$

$$-S \downarrow (L) + (1 - Fadz)S \downarrow (L+1) + r_f FadzS \uparrow (L-1) = 0$$
(A6.35)

「短波放射(上向き)」は

$$S \uparrow (L) = (1 - Fadz)S \uparrow (L-1) + r_f FadzS \downarrow (L+1)$$

$$\downarrow$$

$$-r_f FadzS \downarrow (L+1) + (1 - Fadz)S \uparrow (L-1) + S \uparrow (L) = 0$$
(A6.36)

「長波放射(下向き)」は

$$L \downarrow (L) = (1 - Fadz)L \downarrow (L+1) + Fadz \sigma T_{leaf-old}^{4}(L)$$

 \downarrow
 $-L \downarrow (L) + (1 - Fadz)L \downarrow (L+1) + 4Fadz \sigma T_{leaf-old}^{3}(L)\Delta T_{leaf} = -Fadz \sigma T_{leaf-old}^{4}(L)$ (A6.37)
「長波放射(上向き)」は

$$L\uparrow(L) = (1 - Fadz)L\uparrow(L-1) + Fadz\sigma T_{leaf-old}{}^{4}(L)$$

$$\downarrow$$

$$-(1 - Fadz)L\uparrow(L-1) + L\uparrow(L) - 4Fadz\sigma T_{leaf-old}{}^{3}(L)\Delta T_{leaf} = Fadz\sigma T_{leaf-old}{}^{4}(L)$$
(A6.38)

「地面の熱収支」は

$$0 = R_{ground} - \sigma T_{ground-old}^{4} - c_{p} \rho c_{h} U(1) (T_{ground} - T_{air}(1)) - \iota \rho c_{e} U(1) (q_{ground} - q_{air}(1)) - G$$

$$\downarrow$$

$$4 (\sigma T_{ground-old}^{3} + c_{p} \rho c_{e} U(1)) \Delta T_{ground} - c_{p} \rho c_{e} U(1) \Delta T_{air}(1) - \iota \rho c_{e} U(1) \Delta q_{air}(1)$$

$$= R_{ground} - \sigma T_{ground-old}^{4} - H_{g} - \iota E_{g} - G$$
(A6.39)

「葉面の熱収支」は

$$0 = R_{leaf}(L) - 2F\sigma T_{leaf}^{4}(L) - c_{p}\rho c_{h}U(L)a(T_{leaf}(L) - T_{air}(L)) - \iota\rho c_{e}U(L)a[q_{SAT}(T_{leaf}(L)) - q_{air}(L)]$$

$$\downarrow$$

$$(4 \times 2F\sigma T_{leaf-old}^{3}(L) + c_{p}\rho c_{e}U(L)a)\Delta T_{leaf}(L) - c_{p}\rho c_{e}U(L)\Delta T_{air}(L) - \iota\rho c_{e}U(L)\Delta q_{air}(L)$$

$$= R_{leaf}(L) - 2F\sigma T_{leaf-old}^{4}(L) - H(L) - \iota E(L)$$
(A6.40)

「気温分布」は

$$\begin{split} & K_{h}(L)[T_{unr}(L-1)-2T_{unr}(L)+T_{unr}(L+1)] + c_{\mu}\rho\kappa_{h}U(L)a(dz^{2})[T_{unr}(L)-T_{unr}(L)] = 0 \\ & \downarrow \\ & K_{h}T_{unr}(L-1) + \left\{-2K_{h} - c_{\mu}\rho\kappa_{h}U(L)a(dz^{2})]T_{unr}(L) + K_{h}T_{unr}(L+1) = -c_{\mu}\rho\kappa_{h}U(L)a(dz^{2})T_{unr}(L) = 0 \\ & \downarrow \\ & K_{h}(L-1) + K_{h}(L-1) + \left\{-\frac{K_{h}(L-1) + 2K_{h}(L-1) + K_{h}(L+1)}{2} - c_{\mu}\rho\kappa_{h}U(L)a(dz^{2})\right\}T_{unr}(L) \\ & + \frac{K_{h}(L) + K_{h}(L+1)}{2} T_{unr}(L-1) + \left\{-\frac{K_{h}(L-1) + 2K_{h}(L) + K_{h}(L+1)}{2} - c_{\mu}\rho\kappa_{h}U(L)a(dz^{2})\right\}T_{unr}(L) \\ & \downarrow \\ & C_{\mu}\rho\kappa_{h}Ua(dz^{2})\wedge T_{unr}(L) + \frac{K_{h}(L-1) + K_{h}(L)}{2} \wedge T_{unr}(L-1) \\ & + \left\{-\frac{K_{h}(L-1) + 2K_{h}(L+1)}{2} - c_{\mu}\rho\kappa_{h}U(L)a(dz^{2})\right\} \wedge T_{unr}(L) \\ & + \frac{K_{h}(L) + K_{h}(L+1)}{2} \wedge T_{unr}(L) + \frac{K_{h}(L-1) - K_{h}(L)}{2} \wedge T_{unr}(L) \\ & + \frac{K_{h}(L) + K_{h}(L+1)}{2} \wedge T_{unr}(L) - T_{unr}(L-1) \\ & + \frac{K_{h}(L-1) + 2K_{h}(L+1)}{2} \wedge T_{unr}(L) - T_{unr}(L-2)}{2} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L+1) \\ & = -c_{\mu}\rho\kappa_{h}Ua(dz^{2})(T_{unr}(L-2) + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L-1)}{2} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L+1) - T_{unr}-und}(L-1) \\ & + \left\{-\frac{\Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L+1) - T_{unr}-und}(L)}{2} - c_{\mu}\rho\kappa_{h}Ua(dz^{2})\right} \wedge T_{unr}(L-1) \\ & + \frac{\Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L+1) - T_{unr}-und}(L-1)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L-1)}{2dz} - c_{\mu}\rho\kappa_{h}Ua(dz^{2})} \wedge T_{unr}(L) \\ & + \frac{\Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L-1) - T_{unr}-und}(L-1)}{2dz} - C_{\mu}\rho\kappa_{h}Ua(dz^{2})} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L-1) - T_{unr}-und}(L)}{2} \\ & - \frac{\Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L-1) - T_{unr}-und}(L-1)}{2dz} - C_{\mu}\rho\kappa_{h}Ua(dz^{2})} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L+1) - T_{unr}-und}(L)}{2} \\ & - \frac{\Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L) - T_{unr}-und}(L)}{2} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L-1) - T_{unr}-und}(L-1)}{2dz} - C_{\mu}\rho\kappa_{h}Ua(dz^{2})} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L+1) - T_{unr}-und}(L-1)}{2} \\ & - \frac{\Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L+1) - T_{unr}-und}(L-1)}{2dz} - T_{unr}-und}(L-1) \\ & - \frac{\Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L+1) - T_{unr}-und}(L-1)}{2} \\ & - \frac{\Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L)}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{T_{unr}-und}(L+1) - T_{unr$$

2

$$+\frac{\Lambda^{2} \frac{T_{air-old}(L)-T_{air-old}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{T_{air-old}(L+1)-T_{air-old}(L-1)}{2dz} 2K_{h}(L) + \Lambda^{2} \frac{T_{air-old}(L+2)-T_{air-old}(L)}{2dz}}{2dz}}{2dz} T_{air-old}(L)}{46.41}$$

「比湿分布」は

$$\begin{split} & K_{q} \{q_{abr}(L-1) - 2q_{abr}(L) + q_{abr}(L+1)\} + w_{p} \rho c_{e}U(L)a(dz^{2})[q_{sat}(L) - q_{abr}(L)] = 0 \\ & \downarrow \\ & K_{q}q_{abr}(L-1) + \left\{ -2K_{q} - c_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})]q_{abr}(L) + K_{e}q_{abr}(L+1) = -w_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})q_{sat}(T_{barf}(L)) = 0 \\ & \downarrow \\ & \frac{K_{q}(L-1) + K_{q}(L)}{2}q_{abr}(L-1) + \left\{ -\frac{K_{q}(L-1) + 2K_{q}(L) + K_{q}(L+1)}{2} - w_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})\right\}q_{abr}(L) \\ & + \frac{K_{q}(L-1) + K_{q}(L)}{2}q_{abr}(L+1) = -w_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})q_{sat}(T_{barf}(L)) \\ & \downarrow \\ & \frac{K_{q}(L-1) + K_{q}(L)}{2}\Delta q_{abr}(L-1) + \left\{ \frac{K_{q}(L-1) + 2K_{q}(L) + K_{q}(L+1)}{2} - w_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})\right\}\Delta q_{abr}(L) \\ & + \frac{K_{q}(L-1) + K_{q}(L)}{2}\Delta q_{abr}(L-1) + \left\{ \frac{K_{q}(L-1) + 2K_{q}(L) + K_{q}(L+1)}{2} - w_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})\right\}\Delta q_{abr}(L) \\ & + \frac{K_{q}(L-1) + K_{q}(L)}{2}\Delta q_{abr}(L-1) + \left\{ \frac{K_{q}(L-1) + 2K_{q}(L) + K_{q}(L-1)}{2} - w_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})\right\}\Delta q_{abr}(L) \\ & + \frac{K_{q}(L-1) + K_{q}(L)}{2}\Delta q_{abr}(L-1) - w_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})\frac{dq_{abr}(Theaf)}{dT_{baf}}\Delta T_{baf} \\ & = -w_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})[q_{sat}(T_{baf}-obd}(L)) - q_{abr-obd}(L)] - \frac{K_{q}(L-1) + K_{q}(L)}{2}q_{abr-obd}(L-1) \\ & + \frac{K_{q}(L-1) + 2K_{q}(L) + K_{q}(L+1)}{2}q_{abr-obd}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2}\frac{q_{abr-obd}(L+1) - q_{abr-obd}(L-1)}{2}\Delta q_{abr}(L-1) \\ & + \left\{ \frac{\Lambda^{2}\frac{q_{abr-obd}(L) - q_{abr-obd}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2}\frac{q_{abr-obd}(L+1) - q_{abr-obd}(L-1)}{2} + \Lambda^{2}\frac{q_{abr-obd}(L-2)}{2dz} - w_{p}\rho c_{e}U(L)a(dz^{2})\right\}\Delta q_{abr}(L) \right\} \right\}$$

$$+\frac{\Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L)-q_{air-old}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L+1)-q_{air-old}(L-1)}{2dz}}{2dz} \Delta q_{air}(L+1)}{2} - \iota c_{p} \rho c_{e} U(L) a (dz^{2}) \frac{dq_{sat}(Tleaf)}{dT_{leaf}} \Delta T_{leaf}}{2}$$

$$= -\iota c_{p} \rho c_{e} U(L) a(dz^{2}) [q_{sat}(T_{leaf-old}(L)) - q_{air-old}(L)] - \frac{\Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L) - q_{air-old}(L-2)}{2}}{2} q_{air-old}(L-1) + \frac{\Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L) - q_{air-old}(L-2)}{2} + 2\Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L+1) - q_{air-old}(L-)}{2}}{2} + \Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L+2) - q_{air-old}(L)}{2}}{2} q_{air-old}(L) + \frac{\Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L) - q_{air-old}(L)}{2} q_{air-old}(L) + \frac{\Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L) - q_{air-old}(L)}{2}}{2} q_{air-old}(L) + \frac{\Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L) - q_{air-old}(L)}{2} q_{air-old}(L)} + \frac{\Lambda^{2} \frac{q_{air-old}(L)}{2} q$$

「風速分布」は

$$K_{m} \{U(L+1) - 2U(L) + U(L-1)\} - c_{d}U(L)a(dz^{2})U(L) = 0$$

$$\downarrow$$

$$K_{m}U(L-1) + \{-2K_{m} - c_{d}U(L)a(dz^{2})\}U(L) + K_{m}U(L+1) = -c_{d}U(L)a(dz^{2})U(L) = 0$$

$$\downarrow$$

$$\frac{K_{m}(L-1) + K_{m}(L)}{2}U(L-1) + \{-\frac{K_{m}(L-1) + 2K_{m}(L) + K_{m}(L+1)}{2} - c_{d}U(L)a(dz^{2})\}U(L)$$

$$\downarrow$$

$$\frac{K_{m}(L-1) + K_{m}(L)}{2}\Delta U(L-1) + \{\frac{K_{m}(L-1) + 2K_{m}(L) + K_{m}(L+1)}{2} + c_{d}U(L)a(dz^{2})\}\Delta U(L)$$

$$\downarrow$$

$$\frac{K_{m}(L-1) + K_{m}(L)}{2}\Delta U(L-1) + [-c_{d}U(L)a(dz^{2})U_{old}(L) - \frac{K_{q}(L-1) + K_{q}(L)}{2}U_{old}(L-1)]$$

$$+ \frac{K_{m}(L-1) + 2K_{m}(L) + K_{m}(L+1)}{2}U_{old}(L) + \frac{K_{m}(L-1) + K_{m}(L)}{2}U_{old}(L+1)$$

$$\downarrow$$

$$\frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+1) - U_{old}(L-1)}{2dz}}{2} \Delta U(L-1)}{2} + \left\{ \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz} + 2\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+1) - U_{old}(L-1)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+2) - U_{old}(L)}{2}}{2} + c_{d}U(L)a(dz^{2}) \right\} \Delta U(L) + \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+1) - U_{old}(L-1)}{2dz}}{2} \Delta U(L+1)}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz}}{2} + \Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+1) - U_{old}(L-1)}{2}}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz} + 2\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{U_{old}(L-1) - U_{old}(L-1)}{2}}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz} + 2\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+1) - U_{old}(L-1)}{2} + \Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+2) - U_{old}(L)}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+1) - U_{old}(L-1)}{2}}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2dz} + \Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+1) - U_{old}(L-1)}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2} + 2\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L+1) - U_{old}(L-1)}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L) - U_{old}(L-2)}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{U_{old}(L-1)}{2} + \frac{\Lambda^{2} \frac{$$

とそれぞれの基礎式を展開する.

A6.3 マトリックス化

モデルの最上層(林冠上 10m)に日射量・長波放射量・気温・比湿・風速を境界条件として入力する. $s \downarrow$, $s \uparrow$, $\Delta U \circ 3 \circ O = A = A \oplus B$ 本知数は他の未知数と関連性がないため独立して求めることができる.始めに(A6.35), (A6.36), (A6.43)式の左辺(未知数)をマトリックス[A s], [A_U], 右辺(既知数)をマトリックス[Bs], [B_U]に代入し, $s \downarrow$, $s \uparrow$, $\Delta U \circ = A \oplus B \oplus B$.(**図 6.75**, **6.76**)

次に、残りの未知数 $L \downarrow$ 、 L^{\uparrow} 、 ΔT_{ground} 、 ΔT_{leaf} 、 ΔT_{air} 、 Δq_{air} を求めるため、 $S \downarrow$ 、 S^{\uparrow} 、Uを(A6.37)~(A6.42)に代入し、新たにマトリックス[A]、[B]を算出し、[B_U]と同様に計算 する. ΔT_{ground} 、 ΔT_{leaf} が 0 に収束するまで計算を繰り返す(一般化した Newton-Raphson 法). 一般的に Newton-Raphson 法は収束のため convexity 条件を満たすことが必要であるが、 本計算手法では問題は生じなかった.



図 6.75 基礎式のマトリックス化



第6章 参考文献

1) Yumimoto S., A.Noda, A.Kitoh, M.Sugi, Y.Kitamura, M.Hosaka, K.Shibata, S.Maeda and T.Uchiyama: A New Meteorological Research Institute Coupled GCM (MRI-CGCM2) -Model Climate and its Variability--. Pap.Meteor.Geophys., 51, 47-88, 2001.

2) Noda, A., S. Yukimoto, S. Maeda, T. Uchiyama, K. Shibata and S. Yamaki, 2001 : A New Meteorological Research Institute Coupled GCM(MRI-CGCM2)-Transient Response to Greenhouse Gas and Aerosol Scenarios--. CGER's Supercomputer Monogragh Report Vol. 7, National Institute for Environmental Studies, pp. 63.

3) 近藤純正:水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-,朝倉書店,1996.

4) 神田学・藤吉康志(編著):都市と LES, ラージ・エディ・シミュレーションの気象への 応用と検証,気象研究ノート,第219号, pp. 27, 2008.

5) 文字信貴:植物と微気象,大阪公立大学共同出版会,2003.

6)手計太一,志村光一,山田正,日野幹雄:都市内緑地における葉温の挙動と微気候因子 との関係に関する研究,水工学論文集,第45巻,pp.265-270,2001.

7) Watanabe T. : The bulk transfer coefficients over a vegetated surface based on K-theory and a 2nd-order closure model, J.Meteor. Soc. Jpn, 71, 33-42, 1993.

8) Kimura R. and Kondo J. : Heat balance Model over a vegetated Area and Its application to a paddy field, J. Meteor. Soc. Jan, 76, 937-953, 1998.

9) 日野幹雄:境界値問題の解法,朝倉書店,1981.

10)加藤拓磨,手計太一,山田正,日野幹雄:樹林における熱収支及び微気象の多層モデルの効果的な解析法に関する研究,第58回土木学会年次学術講演会,Ⅱ-049,2003
11)加藤拓磨,二木崇,手計太一,山田正,日野幹雄:樹形(葉面積密度分布)が林内環境・熱収支及び微気象に与える影響に関する研究,水文水資源学会2003年研究発表会要旨集,2003.

12) Jarvis, P. G. : The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field, Phil Trans. R. Soc. Lond. B, vol. 273, 593, 1976.

第7章 結論

地球温暖化で気温の上昇は過去100年間の線形の昇温傾向でみると100年当たり0.74℃, ヒートアイランド現象によって東京の年平均気温はこの100年間で約3.0℃上昇し,単に熱 環境の悪化が主要因とはいいきれないが,水循環のバランスが崩れ,台風・ゲリラ豪雨に よる水害,逆に降雨がないことによる渇水となるリスクの増加を助長をさせていると多く の科学者が指摘している.我々の生活圏は熱環境の悪化によって脅かされている.

地球温暖化は温室効果ガスの排出量増加、ヒートアイランドは保水性の地表面と水辺の 減少に伴う気化熱量の減少が大きく起因していると考えられる.これは世界中の近代化す る上で仕方がなかったことであるが、今後は地球環境問題を考えた上でこれらに対して逆 行していく必要がある.もちろんのこと地球温暖化に対しては温室効果ガス排出量抑制と 吸収する必要がある.気温の上昇を食い止めるには現存する温室効果ガスを削減する必要 があるからである.これには従来から逸脱した新しい技術の革新が求められる.ヒートア イランドは人工排熱を抑制することも重要であるが、都市部全体に緑と水辺、保水性舗装 を増加させることで地圏に水を保持し気化熱を誘発させ、熱を奪うのが施策の柱である. 水を 0 から 100℃まで上昇させるのに必要な熱量は 4.2J/g・K×100K=420J/g であるのに 対して水を蒸発させるのに必要な熱量 2250J/g と 5 倍以上必要であり, このエネルギーを +二分に利活用することがヒートアイランド現象緩和・抑制に資する. 東京電力の試算で は夏場に東京の気温が1度上昇すると、約170万kWの電力需要増加する.ここで東京電 力の原子力発電所の1基の標準的な出力は 110 万kWであり、大きなエネルギーであるこ とが覗える. ヒートアイランド現象緩和で気温を下げることは電気使用量を削減するだけ ではなく二酸化炭素排出の抑制につながり、またそれは地球温暖化現象の緩和にもつなが る。

熱環境問題に対して世界中,政府・科学者から個人レベルまで産学官の力を持って影響 評価・緩和・適応をしていく試みが広がってきているがその定量的評価が難しいのが現状 である. IPCC は地球温暖化によってここ 100 年で 0.74℃の気温上昇をしているとの報告 があるがそれは地球全球の平均気温のことでありグローバルの気温変動は平均化された値 であり小さいがそれぞれの都市の気温変動は非常に激しく,気温上昇の傾向を捉える定性 的な評価は容易いが,定量的な評価は難しい.しかし行政が掲げる政策を定量的に評価し なければ無作為な計画が立てられるばかりとなる.そこで本研究では熱環境自体とそれを 緩和させる効果を持つ森林や水辺を対象に定量的評価を行うものである.

第1章では、本研究の背景、既往の研究の整理を踏まえた上での本研究の意義、本研究 の目的および本論文の章ごとの流れを示した.地球温暖化・ヒートアイランド現象による 熱環境問題は今後数十年、数百年と人類が立ち向かっていかなくてはいけない重要問題で あり、その現状とそれによって助長されている災害、そして熱環境問題への取り組みについて取りまとめた.現状で熱環境の悪化原因と緩和要素の分類化は進んでいるがその土地利用、都市形状、諸現象それぞれの定量的評価ができていないために熱環境対策として有効な手段が見出せていない.本章では健全な都市環境創造のために必要な定量的な評価の困難さとその重要性について論じている.

第2章では、水の蒸発メカニズムに関する基礎的実験の結果を示した.蒸発は水があれ ば至る所で起こる現象であるが海洋ならば水が無限大にあるためポテンシャル蒸発量は安 定する.土壌環境を踏まえた蒸発量の算定には土壌の乾燥などで不確実性な要素がたくさ んあるためにその算定は容易ではない.特に複雑な構造を持つ都市部における蒸発は隣接 する表面を通過してきた空気が性状の異なる小規模スケールの地表面・水面を通過すると きに発生する局所移流における蒸発(leading-edge 効果)の足し合わせとみなすことができ、 その算定は困難である.そこで本稿では蒸発の基本構造を理解するため、蒸発の問題をシ ンプルにし、水面のみが存在するときの小規模スケールでの水の蒸発の基本的な挙動・メ カニズムの解明を行った.

気流温度制御による理論・実験蒸発フラックスと水温変化をみると、気流温度上昇とと もに線形的に理論・実験蒸発フラックスは増加する.風洞内で境界層が成立していない本 実験でバルク式のバルク交換係数を一様水面での一般的な値 0.011 を使用しているため、バ ルク理論と実験の値は異なるが同様の傾向を示しており、実験蒸発フラックスはバルク理 論の蒸発速度の 2~3.5 倍となっている.水温は気流温度上昇とともに上昇し、気流温度が 16℃から 30℃で 14℃上昇しているのに対して水温は 4.5℃と温度変化は小さい.これは水 面が気流と顕熱交換し水温が上昇するが、水温上昇により qsar(Tw)が上昇し、乾燥度 (qsar(Tw)-qair)が大きくなることで蒸発ポテンシャルが増加し、潜熱が放出され水温が低下 するためである. 比湿増加とともに乾燥度が減少し蒸発ポテンシャルが低下し、蒸発フラ ックスの低下により水温は上昇する.風速増加に伴い線形的に実験・理論蒸発フラックス が上昇する.これらのことから本実験のような小スケールで境界層が発達中の蒸発はバル ク交換係数 CE が風速と乾燥度に依存することがわかる.つまり大気安定度に依存すると考 えられる.

流入部からの水面の長さと蒸発フラックスの関係をみると流入部からの水面の距離の拡 大とともに蒸発面が長くなることで1秒あたりの蒸発量が上昇する.各水面区間の単位面 積あたりの蒸発フラックスをみると上流から下流方向に蒸発フラックスが減少している. 気流が下流に行くに従い,乾燥度が低くなっていることから leading-edge 効果の現象が起 こっていると考えられる.

第3章では、打ち水による熱環境緩和効果について示した. 2003 年より打ち水による 熱環境緩和効果を評価するため 5 箇所の打ち水イベントに参加するとともに気象観測を行 ってきた.その中で本稿では時間・空間ともに高密度でデータを計測した 2004 年 8 月 18 日から 25 日までの 8 日間,東京都墨田区東向島 1~3 丁目(実験対象エリア面積約 299000 ㎡)で行われた打ち水実験について示す.この地域は,いわゆる下町と呼ばれる地域で町 会,商店街組合を中心として,打ち水に意欲的に参加・協力している.また,この地域は 低層密集住宅地域で火災時に消防車が侵入し,消火することが困難であり,その一助とし て墨田区は雨水利用促進助成制度を設けて一般家庭に雨水貯留施設(天水樽)の設置を推 進・支援している.熱環境問題を市民みんなで考えるという「打ち水大作戦」の趣旨から 打ち水に使用する水は雨水などの 2 次水でなければならなく,打ち水を行うのに適した環 境であるこの地域を重点地区として実験が行われた.実験期間中の各日で打ち水が住民に より道路,庭,マンションの屋上などで行われた.地元町内会,組合による事前の呼びか け,当日の町内放送により実験地域内で最大限に打ち水をすることとなった.

ヒアリング調査から得られた散水面積は約8500 m²,散水量は約6.3m³,散水に使用した 水の温度は平均で約30.0℃であった.実験地域内面積約299000 m³に対しての散水面積の 割合は約3%,実験地域内道路面積約83200 m³に対しては約11%であった.打ち水実験で は住民により最大限に散水されたが全体面積の約3%に対して我々の想定していた全体面 積の約40%には到底及ばないことがわかる.それは2004年8月18日が水曜日であり平日 12時頃では出勤のため自宅にいない,昼食の時間であることなどから想定したような打ち 水ができないと考える.

9:00, 11:55, 16:00 それぞれの時間帯に打ち水を行ったときの打ち水エリア内外の平均 気温の差をとると 9:00 から 9:50 までの間の 50 分間打ち水の効果があったといえる.しか し,何℃の効果があるかはいいがたい. 11:55 頃の打ち水においては 11:55 頃より平均気温 の差が 0.5℃ほど低下している.この約 0.5℃の低が打ち水よる効果である.日射量が雲の 影響により 12:45 以降に乱れたため打ち水の効果時間はうかがい知れない.16:00 において は 16:00 頃から 17:00 頃まで効果があったといえる.いずれの時間帯に打ち水をしても気 温低下効果はあり,その冷却効果を得た大気は移流・拡散によりその場からなくなるため 一時的である.観測された晴天時のデータから約1時間の効果があるとものと考えられる. どの時間に散水を行っても打ち水効果期間がかわらないと仮定すれば,気温のピークを抑 える日中に打ち水をすると効率が良い.

サーモグラフィで観測した打ち水前,打ち水後の人と地面の表面温度を比較すると打ち 水前,地面は約50℃,人の表面温度は約36℃である.打ち水後の状態を見ると地面の温度 が約39℃,人の表面温度は約30℃となり,地面の温度が10℃,人の表面温度が6℃以上低 下していることがわかる.打ち水により人の表面温度を低下した.地面からの放射量を黒 体放射と仮定すると,打ち水前の地面からの長波放射量は約620W/m²,打ち水後の地面の 長波放射量は510W/m²となり,その差は110W/m²となる.つまり水を撒くことにより地面 から放出される熱エネルギーを抑制し,人の表面に与える熱エネルギーが減少したことに より人の表面温度が低下したと考えられる. 打ち水による熱環境緩和作用として大きく分けて「気温の低下もしくは上昇の抑制」と 「輻射の抑制」の二つが挙げられる.打ち水をすることにより地表面での水の蒸発が起こ る.水が蒸発するには熱エネルギーが必要であるため蒸発する瞬間に周りの大気・地面か ら熱を奪い,それに伴い気温が低下する.熱を奪われた地面と大気の熱交換が小さくなり 気温上昇の抑制作用となる.また冷えた地面は輻射熱の放出が小さくなる.これらの様々 な作用が相まって熱環境緩和の効果が生まれる.

第4章では、大河川・都市中小河川の大気冷却効果について示した.都市の熱環境緩和 効果について都市内河川の大気冷却効果に注目した観測が多く行なわれている.しかし河 川の幅、堤防の形状、河川周辺の土地利用などにより河川の熱環境緩和効果は大きく異な り、その影響を定量的に評価するには多くの長期にわたる観測結果を蓄積することが必要 であるが既往の研究では長期間の観測例はほとんどない.そこで本研究では都市において クールスポット、クールラインとして期待される河川がその周辺に与える熱環境緩和の定 量的評価を目的に荒川の川口・赤羽地区、小松川地区、目黒区の目黒川周辺で微気象観測 を行った.

大河川として対象とした荒川において河川からの距離と解析対象日の14時における平均 気温の関係をみると、河川付近の気温が最も低く、河川からの距離が遠くなるほど気温が 高く、河川からの大気冷却の影響距離は長くても1.5km くらいだと判断できる。各ライン の気温分布の回帰直線(気温勾配)を引いてその値を取りの日変化をみるとライン A は 0~ 3.8℃/km, B は 0.7~2.3℃/km, C は 0.8~3.3℃/km の値を示す。朝は気温勾配が小さく日 中になると大きくなる傾向が見られる。これは日中、日射量が大きくなったとき堤内地は 気温が著しく上昇し、河川内は河川の熱環境緩和効果により気温が上がりづらくなってい るためと考える。

風通しが悪い道の気温は風通しがよい道の気温よりも最大で2℃高く,風通しの善し悪し が熱環境に与える影響を示した.また,その差は昼間ほど大きかった.提内地では日射に より気温が上昇するが,風通しの良い道は冷涼な空気が流入するため気温の上昇が抑えら れるためと考えられる.また河川水際における気温の鉛直分布から,河川水際の気温は地 表面の土地利用形態と風通しの善し悪しが影響していることがわかった.

第5章では、都市内緑地とその周辺の気象因子の空間構造について示した.本研究は都市内緑地の微気象環境を明らかにし、それらの持つ熱環境緩和作用を定量的にすることを目的としている.特に本稿では、都市内緑地の気温と湿度の鉛直構造特性と緑地とその周囲における気温と湿度の水平分布の特徴について報告する.また、今日の可視化技術の発達を利用して、森林内の気温と湿度の鉛直構造を「時間」を軸とした濃淡図を作成し、森林内微気象の構造の理解を深めた.さらに、「都市」という特殊な環境における樹木群落内の温湿度環境についても、1998年から2005年までの夏季気象観測の結果を示す.
都市内緑地の気象因子の鉛直分布をみると, 群落内の大気層では日中は樹冠部の温度が最 も高く, 熱フラックスが樹冠部から下へと勾配に従い起こっている. 比湿についても, 正 午前後において, 極めて高い値を示し, 林内比湿には高さによる変化がある. すなわち, 日の出後まもなく樹冠の表面は乾き, 湿度は低下する. そして, 時間と共に湿度の増加が 順次林床に及んでいく. 日中には地表面からの蒸発も相まって, 林内全体の湿度が増加し、 日射の減衰とともに, 林内は乾燥していく.

気象因子の水平分布をみると、夜間において小石川後楽園内は園外より気温は低く観測 地点内で最大約1.7℃の差がある.日中においてはその傾向は顕著になり観測地点内での気 温差は最大で約5℃となった.晴天日、曇天日のいつの時間帯においても園内外での気温 分布は小石川後楽園と道路の境界で明瞭に分かれている.園内の気温が道路よりも低く塀 を境界にして気温差がくっきりしていることがわかる.既往の研究事例(三上ら)である新宿 御苑の気温の平面分布では新宿御苑から冷気が滲み出している様子が窺える.小石川後楽 園が高さ3mほどの塀があるのに対して新宿御苑は塀がない.森林内で冷やされた大気は周 りの大気より重いため地表面付近を這うように存在し、塀があることにより外部に滲み出 しづらくなり気温の境界ができると考えられる.熱環境対策を盛り込んだ都市計画を策定 する際には冷気を閉じ込める方法として塀の有無を考慮する必要がある.

第6章では、河川・森林の微気象モデルを用いた再現計算について示した.上記の章で は計測された観測結果から得られたデータを普遍的で定量的評価した.本章ではそれらの データを数値計算にフィードバックし、再現計算を行い、現状の都市の熱環境の問題点の 洗い出し、そして仮想的・理想的な水辺都市空間のあり方について検討を行った.

河川を都市における冷源と位置づけその冷源の広がりの解析解を求めた.河川に沿うよ うな風が生じたときの冷源の拡散・移流の様子を捉えることができた.また河川の微気象 モデルを用いて冷源と都市形状による風の道効果そしてそれに伴う冷気の滲み出し効果を 表現することができた.これら結果から各々の土地利用,気象条件に適応した風の道を利 用した都市の理想形状の理解が深まった.

森林の微気象モデルを用いたシミュレーションでは葉の茂り方,地面の貯熱などの変化 に対する森林内の気象環境の変化をみた.同じ葉の量にも関わらず,その茂り方により樹 木全体のアルベドや蒸散量が大きく異なるため林内環境は大きく異なった.地域・ポイン トに合わせた樹木の設定が都市熱環境問題解決に重要であることを示した.

以上に列挙したように、本研究では都市における社会活動・整備による環境変化の中で 都市の熱環境特性のような未だ不明な点が多々残り、都市計画に筋道を立てられずにいる. 熱環境の特性解明のために気象観測をするもののめまぐるしく変わる土地利用、都市計上、 人間活動により都市部における代表気温計測地点の設置することすら困難を極める中、ベ ストミックスな計測方法を研究、開発してきた.また熱環境特性を変える要因としての気 化熱を発生させる水の蒸発の基礎的実験を行い,小スケールの水域における蒸発メカニズ ムの解明を試み,蒸発量の精度を向上させた.さらに数値解析により河川・森林による効 果の定量評価した.その上で適応・解決に向けた今後の展開に関する考察・提案を行った. しかしながら,人類が今後立ち向かっていかなくてはいけない熱環境問題解決への道は開 かれたばかりであり,今後も新たに発生する可能性がある.このような問題に対する抜本 的な解決には,対策としての普遍性が不可欠である.本研究は都市熱環境における社会問 題を誘発する環境変化に対して普遍性を有した対策の構築のための一端を担うことができ ると考えており,これら成果が都市計画の一助となることを望む.

謝辞

著者が研究者として都市環境学の分野に足を踏み込んだ始めた 2002 年当時は"環境"が キーワードとなり様々な業界で萌芽的な研究が花を咲かせていた時期であった.水文学・ 水工学の分野においても同様で,環境問題を取り扱い,多くの研究者が思考の時期で環境 に対して多角的にアプローチしており、学会においても熱環境の分野の確立時期であった. それから教育、マスメディアの影響もあって、良くも悪くも環境問題一色の時代となり、 国民の環境へ理解力が深まり、2010年現在ではモチベーションとしてほとんどの研究が気 **候変動,環境ストレスを考慮したものとなっている.良くもというのはまたこれも世界の** キーワードであるが持続可能な社会(sustainable society), つまり循環型社会創出のために 全世界が環境負荷に対して改善策を施すよう前進しています.悪くもという表現は大勢が 過剰に環境問題にばかり向き、全体からすると僅かなリスク・ストレスであるにも関わらず、 状況によってはある一事例を元に過大に評価し、本人が意図せずにも研究成果が誇張表現 された情報として出回るなど、誤った情報も環境といえばまかり通るような社会状況とな っています.このような現状の下で環境問題を題材にした研究を上でその研究内容の充実 はもちろんのこと、研究者モラルのとして責任を果たさなくてはいけない局面も多々遭遇 する中、様々な方々にご指導・ご鞭撻を賜ったおかげで大きく道を外れることもなく、進 んでこられたと自負しております.

指導教官であり,主査の中央大学理工学部都市環境学科の山田正教授には研究はもちろ んのこと,学生から技術員の研究室生活を通じた8年間で,社会人としての業務遂行能力, コミュニケーション能力に必要な人間力,研究者として特に必要な問題解決能力,発想力, 総合的に著者の能力を伸ばしていただき,深謝しております.本論文作成にあたり,副査 を引き受けてくださった中央大学理工学部都市環境学科の姫野賢治教授,大下英吉教授, 同学部経営システム工学科の鎌倉稔成教授,首都大学東京都市環境工学科都市基盤環境コ ースの河村明教授には自分の研究分野に凝り固まり,全体が見えていなかった研究内容に 対して的確なご指導を頂戴し,本論文を大きく改善することができ,心から御礼申し上げ ます.また日野幹雄先生(東京工業大学・中央大学名誉教授)には今よりもさらに無知であっ た学部4年生の頃より月一度の研究のご指導をしていただくと同時に研究とは何か、作業 効率の上げ方など研究哲学を教えていただき,非常に恵まれた研究人生を歩めていること に感謝しており,深甚なる感謝をささげます.

学位論文の内容の多くは実験と観測から構成されており、それぞれの現場で多大なるご 協力をいただきました.第2章の水の蒸発実験では独立行政法人防災科学技術研究所に風 洞実験施設をのべ4ヶ月借用させていただきました.特に施設の利用には防災科学技術研 究所総括主任研究員の中根和郎さんにご助力をいただきました.第3章の東京都墨田区東 向島で行われた打ち水実験における観測機材の設置と一斉打ち水イベントでは国土交通省 関東地方整備局荒川下流河川事務所,東京都墨田区東向島中町会,南町会,宮元町会,地 蔵坂通り商店街振興組合,日本水フォーラムの協力を得ました.また東北大学名誉教授の 近藤純正先生に観測方法・結果に対してご指導を賜りました.第4章では荒川の小松川地 区,赤羽・川口地区,目黒川の中目黒地区観測を行うため河川と市街地に観測機材の設置, また20人以上が観測で街中を周回するため事前の調整や周知,観測当日では,国土交通省 関東地方整備局荒川下流河川事務所,江戸川区役所,目黒区役所,財団法人リバーフロン ト整備センター,地域住民の方々にひとかたならぬご協力を得ました.第5章では小石川 後楽園の観測では東京都公園協会,東京建設事務所,小石川後楽園公園事務所,東京都文 京区教育委員会のご協力のもと万全な観測をするためにご助力をいただきました.さらに 衛星データに関して日本大学生産工学研究所の西川肇教授より多くの有益な知見をいただ きました.以上の皆様に簡単ではありますが併せて、厚くお礼申し上げます.

本研究の一部は文部科学省科学研究費補助金基盤研究(B)及び中央大学共同研究プロジェ クトの助成を受け実施されました.ここに感謝の意を記します.

研究を遂行する上で研究室のメンバー,いわゆる戦友として精神的にも身体的にも助け ていただきました.この学位論文は中央大学山田研究室で得られた成果をまとめたもので ありますが研究室に入ったのは2002年2月で学部3年生初春,それから研究室には約8年 間在籍しており,先輩・後輩と11年代の方々と同じ釜の飯を食べて過ごしており,その数 は100人を超え,楽しく過ごすこともあれば,喧嘩しながら議論をすることもあり,それ が自分を成長させてくれました.特に気象研究グループであった土屋修一さん,狩野学さ ん,大和田勝君,小林勝君,笹尾将登君,佐藤航君,小田村康幸君,大野修平君には感謝 の意を表わせないほど大変お世話になりました.また先だって学位を取得された手計太一 さん,宮本守さん,呉修一君,また研究室業務のサポートをしてくれた岡部真人君には研 究面だけではなく,プライベートなところでもよくしていただき,技術員の業務を遂行し ながら研究をしなければいけない多忙な現状の中,精神的支えになってくださいました. ここには書ききれませんが山田研究室の人たちに助けられてここまできました.最高の仲 間に恵まれました.本当にありがとうございます.一生の友として今後ともよろしくお願 いします.

私を支えて続けてくれたというよりはストレス発散にお付き合いいただいた友人には, 他業種から私の研究分野に関して, ざっくばらんなご指摘をいただき,研究の方向性や手 法,説明方法など様々な面で参考となり,人間として偏りのないバランスの取れた考えを 持てるようになったと思います.感謝いたします.そして最後に今まで好き勝手なことを していた私を見守ってくれた両親に厚く御礼申し上げます.

まだまだ若輩者であり、ご指導を仰ぐことが多々ありますが、皆様にご恩をお返しする とともに世に貢献する研究・業績成果を残し、行動力がありタフな人材の育成に力を注い でいく所存です.

> 2010年3月 加藤拓磨