

干潟を含む沿岸域における海陸風に関する数値実験

田中健路*・滝川 清**・川内 聡***

有明海・八代海のように、潮汐に伴い冠水・露出を繰り返す干潟域の存在が、沿岸域の上空大気の流れに与える影響について、オクラホマ大学開発の領域予報システム (ARPS) を基に、潮汐に伴う汀線移動を考慮に入れた海陸面プロセスを構築・導入することにより、数値実験にて検証した。下げ潮に伴い潟土が露出してからの 1 時間に、干潟域の地表面温度が 5～6 度上昇する温度変化が見られた。また、干潟域の干出時間帯の違いによって、海風前線が発生する位置、海風前線の進行速度に違いが発生することが、数値実験より明らかとなった。

1. はじめに

海陸風とは、陸域と海域での地上大気温度変化の差によって発生するものとして知られている。海水は土壌と比べて体積熱容量が 2 倍～3 倍大きいので、海面は地表面に比べて、日射や放射冷却に対する温度変化が鈍い。昼間は、陸側の地上大気が海側よりも暖かくなり、地上付近では相対的に冷たい重い海側の空気が陸側へと吹き寄せる。夜間では、地上気温の相対関係が逆転するため、陸側から海側へと吹き寄せる。

従来行われてきた海陸風に関する研究 (たとえば、吉兼ら, 1999) では、海域と陸域の境界が完全に固定された状況を前提としたものが殆どであった。だが、有明海・八代海のように、潮汐に伴い汀線が数 km にわたって移動し、周期的に地面が露出・水没を繰り返すといった状況における、海陸風の発生発達に関しては十分な知見が得られていない。

また、干潟域を含む大気・陸面・海面間の熱的な相互作用に関しては、干潟土壌・海水に蓄積される熱量が干潟を中心とした生態系に与える影響という観点から研究がなされてきている (たとえば、松永ら, 1998; 朴ら, 1996)。このような点からも、干潟自身が大気循環の熱的な駆動力をどの程度持っているのかを解明することが重要になってくる。

本研究では、干潟域の存在が沿岸域の上空大気の流れに与える影響を解明することを目的として、オクラホマ大学開発の領域予報システム (ARPS) を基に、潮汐に伴う汀線移動を考慮に入れた海陸面プロセスを構築・導入することにより、数値実験にて検証した。

2. 数値モデル

2.1 領域予報システム (ARPS) の概要

領域予報システム (ARPS, Advanced Regional Prediction System) (Xue ら, 1995) は、オクラホマ大学の CAPS

(Center for Analysis and Prediction of Storms) で開発された気象数値モデルで、竜巻やダウンバーストなどのメソスケール気象現象の発生・発達などのメカニズムを解析・予測を目的として構築された、準圧縮・非弾性型の非静力学モデルである。ARPS では、Lin ら (1983) の雲物理過程や Deardorff (1980) の乱流クロージャモデルを採用しており、2 km 以下の高水平分解能でのシミュレーションを想定してデザインされており、地形や植生などの地表面情報を取り入れることにより、地表面との力学的・熱エネルギー的な相互作用を考慮に入れて計算することができる。また、コリオリパラメータの導入・鉛直 1 次元から 3 次元計算までの空間次元の設定・大気放射の採否などの各種設定をシミュレーションする内容に応じて変更でき、柔軟性に富んでいるといったのもひとつの特徴である。基礎方程式系は、以下に示す空間 3 次元の運動方程式 (1)～(3)、水分を含む気体の状態方程式 (4)、熱力学の式 (5)、連続の式を変形して生成される気圧方程式 (6)、大気中の水分 (水蒸気・雲水・雨粒など) の保存式 (7) で構成されている。予報変数は、気圧 p 、気温 T 、風の 3 成分 (u, v, w) と大気中の水分 q (水蒸気・雲水・雨粒など) に加え、物理法則として密度 ρ を含めた 7 つである。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = DIF \cdot u + f_v \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = DIF \cdot v - f_u \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g = DIF \cdot w \dots\dots\dots (3)$$

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left(1 - \frac{q_v}{\epsilon + q_v} \right) (1 + q_v + q_{liquid+ice}) \dots\dots (4)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{Q}{C_p(T/\theta)} + DIF \cdot \theta \dots\dots\dots (5)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} = C_s \left\{ \frac{p}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} - \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) \right\} \dots\dots (6)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = DIF \cdot q_v + \frac{\partial q_v V_{\psi}}{\partial z} + S_{\psi} \dots\dots\dots (7)$$

これらの式で右辺の DIF を付けた項は拡散項を示す。

* 正会員 理修 熊本大学助手 工学部環境システム工学科
** 正会員 工博 熊本大学教授 沿岸域環境科学教育研究センター
*** 工修 武雄市役所

式中の f はコリオリパラメータ, g は重力加速度, R_d は乾燥空気の気体定数, ε は乾燥空気と水蒸気の気体定数の比, C_s は気体の音速を示す。式 (7) の右辺における添え字 v は, 水蒸気・雲水などの任意の相を表し, V は落下 (沈降) 速度, S は生成項を意味する。また, 気温 T の代わりとして, 以下に定義される温位 Θ を用いている。

$$\Theta = (p/p_0)^{R_d/C_p} \dots\dots\dots (8)$$

ただし, $p_0 = 1.0 \times 10^5 \text{ Pa}$ (すなわち 1000 hPa) として与えている。

大気境界層に関する計算の際に, 地表面における運動量フラックス (τ)・顕熱フラックス (H)・潜熱フラックス (LE) をパルク法に基づき, それぞれ以下の (9)~(11) 式によって計算している。

$$\tau = \rho C_u U_a^2 \dots\dots\dots (9)$$

$$H = \rho C_h U_a (\Theta_{sfc} - \Theta_a) \dots\dots\dots (10)$$

$$LE = \rho l C_q U_a (q_{vsfc} - q_{va}) \dots\dots\dots (11)$$

上式の l は蒸発潜熱 ($2.508 \times 10^6 \text{ J/kg}$), C_u , C_h , C_q はそれぞれ運動量輸送・顕熱輸送・潜熱輸送に関するパルク輸送係数を表し, 大気の安定度パラメータのひとつである, パルクリチャードソン数 (Ri_b)

$$Ri_b = \frac{g}{\Theta_0} \frac{(\Theta_a - \Theta_{sfc})(z - z_0)}{U_a^2} \dots\dots\dots (12)$$

の関数として与えられる (Byun, 1990)。添え字の sfc は地表面での値, a は地表に最も近い高さの格子での値を示す。

ARPS では, 地表面温度・水分量を Noilhan and Planton (1989) のモデル (通称: NP 89) を用いて診断的に解くことができる。解く変数は, 地表面温度 (T_{sfc})・土中温度 (T_2)・表層土壌水分量 (W_g)・地中土壌水分量 (W_2)・植生に蓄積される土壌水分 (W_r) の 5 種類で, それぞれ以下の 5 つの方程式を用いている。

$$\frac{\partial T_{sfc}}{\partial t} = C_r(Rn - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_{sfc} - T_2) \dots\dots\dots (13)$$

$$\frac{\partial T_{sfc}}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_{sfc} - T_2) \dots\dots\dots (14)$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(W_g - W_{geq}) \dots\dots (15)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{tr}) \dots\dots\dots (16)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = vegP - E_r \dots\dots\dots (17)$$

これらの方程式において, C_r は土壌の熱容量, τ は 1 日の長さ (86400 秒), P は降水量, ρ_w は液状水の密度, d は計算土壌の層の厚さ, veg は地表面における植生の被覆率を表す。

地表面温度の式 (13) における正味放射フラックス Rn は, 上下方向の可視領域の短波放射 (R_{sw}) と赤外領域の長波放射の 4 成分より,

$$Rn = (1 - \alpha_s)R_{sw} + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \dots\dots\dots (18)$$

として計算される。ここで, α_s は地表面アルベド, σ はステファン・ボルツマン定数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$), ε は大気・地表面からの射出率を表す。

このように, ARPS においては単純な鉛直 1 次元土壌物理モデルを用いて, 地表面温度・水分量を計算することで, 大気側との相互作用を考慮に入れて計算することができるようにになっている。ところが, この土壌物理モデルでは土壌側の鉛直方向は表層と深さ約 1 m の層の計 2 点しか設定されていない。その上, モデルで計算する時間の範囲内では地表面の被覆状態は一定であり, 干潟の干出・冠水のようないわば非定常な地表面状態については計算上で表現されない。

そこで, 本研究では, 干潟域における干出・冠水のサイクルを考慮に入れた, 海・陸面プロセスモデルを構築して, ARPS 本体に取り込んで計算を行った。

2.2 土壌物理モデルの構築

本研究で構築した海・陸面モデル (Tidal Flat Model, TFM と称することとする) の概略を図-1 に示す。TFM では, 海底部分を含む土壌温度・水分量の計算を行い, 海底地形 (地上では地盤高) と水位 (今回の数値実験では潮汐のみ) とによって, 干潟土壌の干出・水没を判定し, 土壌表面の熱・水分に関する境界条件を与えている。TFM では, 地表面から深さ 1 m まで, 鉛直方向 10 点に分割し, 表層の鉛直格子間隔を 1 cm として, 2 次関数を用いて鉛直方向へのストレッチングを行っている。土壌温度と水分移動については, 以下に示す鉛直 1 次元の熱伝導方程式 (19), 水分移動方程式 (20), 水蒸気移動の方程式 (21) を用いている。

$$\frac{\partial C_r T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_r \frac{\partial T}{\partial t} \right) \dots\dots\dots (19)$$

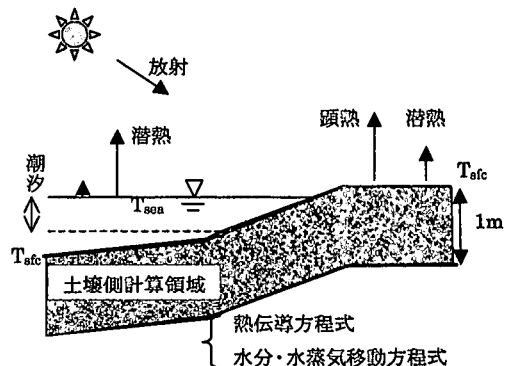


図-1 Tidal Flat Model (TFM) の概略

$$\rho_{liq} \frac{\partial \theta_{liq}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{liq} \frac{\partial \psi_m}{\partial z} - k_{liq} g - E_{vap} \right) \dots\dots\dots (20)$$

$$\rho_{vap} \frac{\partial \theta_{vap}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{vap} \frac{\partial \psi_m}{\partial z} + E_{vap} \right) \dots\dots\dots (21)$$

ここで、 ψ_m はマトリックポテンシャル、 k_{liq} は不飽和透水系数であり、液状水の体積含水率 θ_{liq} の関数としてそれぞれ次のように表される。

$$\psi_m = \psi_e (\theta_{liq} / \theta_{sat})^{-b}, \quad k = k_s (\theta_{liq} / \theta_{sat})^m \dots\dots\dots (22)$$

ここで、 θ_s は飽和体積含水率、 ψ_e は空気浸入ポテンシャル、 k_s は飽和透水系数、指数係数である b 、 m は土壌の物性に依存する係数である。 k_{vap} は水蒸気の伝達係数で

$$k_{vap} = \frac{D_v q_{vsat} h_r M_w}{RT} \dots\dots\dots (23)$$

と表される。ここで、 D_v は水蒸気の拡散係数、 R は気体定数、 M_w は水の分子量、 q_{vsat} は間隙の飽和水蒸気混合比を表す。 h_r は間隙における相対湿度であり、

$$h_r = \exp \left(\frac{M_w \psi_m}{RT} \right) \dots\dots\dots (24)$$

と表される。式(19)中の C_T は土壌の体積熱容量であり、 θ_{liq} の関数として

$$C_T = \rho_{dry} C_{dry} + \theta_{liq} \rho_{liq} C_{liq} \dots\dots\dots (25)$$

と表される。添え字 $_{dry}$ は乾燥土壌の物性値を意味し、小文字 c は比熱を表す。 k_T は土壌の熱伝導係数であり、土壌水分との関係について数多くの経験式が提唱されているが、ここでは、McIness (1981) の経験式

$$k_T = A + B \theta_{liq} - (A - D) \exp[-(C \theta_{liq})^E] \dots\dots\dots (26)$$

を用いた。式(26)中の係数 A 、 B 、 C 、 D 、 E は実験定数である。

最下層の土壌に関する境界条件は、温度・水分量ともに一定値として与える。土壌表面の境界条件は、陸域・および干潟域干出時には、境界上下方向の熱・水収支を考慮して、以下のとおりに与える。

$$\frac{\partial C_T T_{sfc}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(Rn - H - lE) + k_{liq} \frac{\partial T}{\partial z} \right]_{z=+0} \dots\dots\dots (27)$$

$$\rho_{liq} \frac{\partial \theta_{liq}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{liq} \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right)_{z=+0} - k_{liq} - E_{vap} + P \dots\dots\dots (28)$$

$$\rho_{vap} \frac{\partial \theta_{vap}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{vap} \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right)_{z=+0} + E_{vap} - E_a \dots\dots\dots (29)$$

ここで、添え字 $_{z=+0}$ は、地表面とすぐ下の層とで発生する鉛直勾配であることを意味する。また、 E_a は外気への蒸発を表し、式(11)の左辺にある蒸発量 E と同等である。海域あるいは冠水時の干潟域においては、地表面と水とが接しているため、土壌の境界条件は

$$T_{sfc} = T_{sea}, \quad \theta_{liq} = \theta_{sat}, \quad \theta_{vap} = 0 \dots\dots\dots (30)$$

と与えることができる。ここで、 T_{sea} は海水温度である。このとき、大気は海水と接することになるため、式(10)の θ_{sfc} は海水温度で、 q_{vsfc} は飽和混合比として与えた。土壌に依存するパラメータ ψ_e 、 k_s 、 θ_{sat} 、 b 、 m はアメリカ農務省の土壌分類より与えることができる。

尚、今回の海水の物理的扱いについては、簡単化のために潮汐による水位変動のみとし、海水温は一定と仮定した。

3. 数値実験

3.1 数値実験に関する諸設定

計算負荷の軽減と3次元的な複雑な影響を取り除いて考察するため、岸沖(東西)方向と鉛直方向の2次元断面に関して計算を行った。計算領域は、図-2に示すとおりに、東西方向40km、鉛直方向は地上から10kmまでとして与えた。領域東側30kmを陸域とし、領域西端10km地点に堤防があるものとし、満潮時の汀線がその位置に達するように設定した。また、堤防より西側に広がる干潟域の地形は、熊本県白川河口域における地盤高測量結果(西本ら, 2002)を参考として1/750の均等な勾配を与えた。潮汐については熊本港における潮汐調和定数(4分潮, M_2 , S_2 , K_1 , O_1)を用いた。格子間隔については、水平方向100m、鉛直方向の平均間隔は200mとして、地上付近では20m間隔とし、高さに応じて間隔を3次関数的なストレッチングを行っている。また、地表面温度の時間変化を調べるために、堤防から100m海側をA点として与えた。

今回行った数値実験のケースの一覧を表-1に示す。基準となる計算は、表-1中のcase 8であり、干潮時刻、日射による加熱量(計算開始日時によってコントロール)、採用する陸面モデルの違いを見るために、それぞれcase 1~case 7のとおりに設定をして計算した。従来ARPSで取り入られているNP 89では、潮汐による汀線移動を考慮できないため、堤防より海側2kmが常時冠

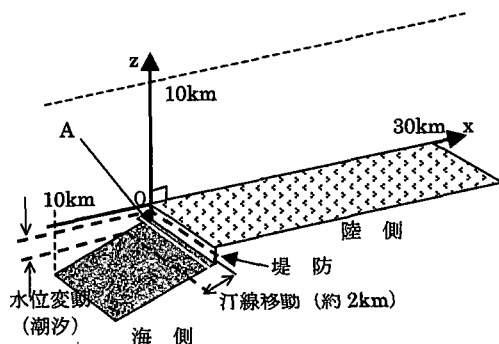


図-2 計算領域

水、常時干出している状況を仮定して、それぞれ case 1, case 2 として計算を行った。また、いずれのケースにおいても、計算時間間隔は 10 秒として、24 時間後までの場を計算した。

表-1 計算ケース一覧

Case ID	干潮時刻	陸面モデル	計算開始日時
case 1	—	NP89	2001/10/31 6:00
case 2	—		
case 3	14:00	TFM	2001/6/1 6:00
case 4	14:00		2001/12/15 6:00
case 5	6:00		2001/10/31 6:00
case 6	9:00		
case 7	12:00		
case 8	14:00		

初期条件は、基本場の風は領域全体で無風、地上気圧 1000 hPa、水蒸気量 0 (g/kg)、気温減率 7.5°C/km の弱安定成層として、地表面温度については、case 3 では陸・海側ともに 22°C、case 4 では陸側 3°C、海側 10°C、それ以外は海側 17°C、陸側 12°C として与えた。初期の土壌水分は 0.4 m³/m³とした。大気側の上端・水平境界条件は放射伝播型境界条件 (Klemp and Lilly, 1978; Klemp and Duran, 1983) を適用した。

3.2 計算結果

図-3 に、case 1, case 2, case 8 における、堤防より海側 100 m (図-2 中の A) の地表面温度の時間変化を示す。この計算設定日と同じ 2001 年 10 月 31 日に実施した、熊本港大橋上の干潟における地表面温度の測定結果 (川内, 2002) をあわせて示す。現地での観測では、干潮が 14 時 40 分頃であり、計算設定上の干潮時刻とは約 40 分ずれている。現地では正午頃より干潟が露出し始め、その後 1 時間に 6°C の地表面温度の上昇が見られる。これは、干潟の土壌表面が干出に伴い、昼間の強い日射による加熱を直接受けることにより生じたものと考えられる。今回導入した TFM による計算 (case 8) において、観測結果と多少時刻のずれがあるものの、午前 11 時過ぎ (計算 5 時間後) に干出による地表面温度上昇が始まり、その後の 1 時間に 6°C 以上の上昇が見られた。一方、潮汐による汀線移動を考慮できない従来の NP 89 モデルを用いた場合、常時冠水 (case 1) は常に一定の海水温度を停止と常時露出させたとき (case 2) は、背後の陸域と同様な時間変化をして、現地観測で見られるような温度変化を表現することができないことがわかる。以上より、TFM の導入により、従来の NP 89 モデルでは表せなかった干潟域の表面 (地表面・海面) 温度変化を概ね表

現できるようになったことが言える。

図-4 に、case 8 における計算 8 時間後の風速場 (ベクトル) および渦度 (等高線) の空間断面図を示す。渦度が -0.005 (1/s) 以下である負の渦度 (時計回り) の領域について、トーンを貼って示している。この図によれば、堤防から 5.5 km 陸側の地点において、地上付近での渦度の正負の境目がはっきり現れている。この境目が海風前線にあたり、水平風速が陸側へ最も大きくなる。また、その前面 (図の右側) では、正と負の渦の対が形成されており、特に前面から 1 km 付近には、絶対値 0.01 (1/s) 以上の強い対流渦が作られている。これは、地表からの顕熱・潜熱輸送に伴う熱対流が、海風前線の進行に伴うことにより水平方向へ圧縮され、強化されたことによるものと考えられる。

図-5 は、地表付近の水平風速を横軸に堤防からの距離、縦軸に計算経過時間として、時空間断面図として表現したものである。上から、計算開始直後 (午前 6 時)、計算 3 時間後 (午前 9 時)、計算 8 時間後 (午後 2 時) に干潮の場合を示している。海風前線は、それぞれ a-a' を結ぶ曲線の部分にあたる。それぞれを比較すると、午前 9 時に干潮を迎える case 6 が最も海側で発達し始め、他の場合と比べても前線の進行速度が速いことが分かる。これは、case 6 では、海風前線が形成・発達していく時

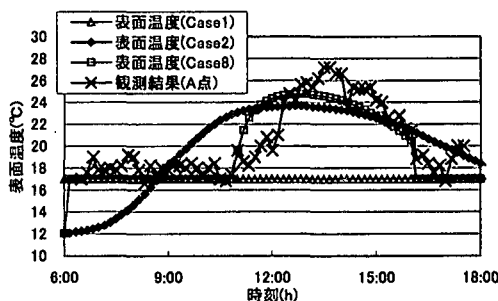


図-3 表面温度の時間変化

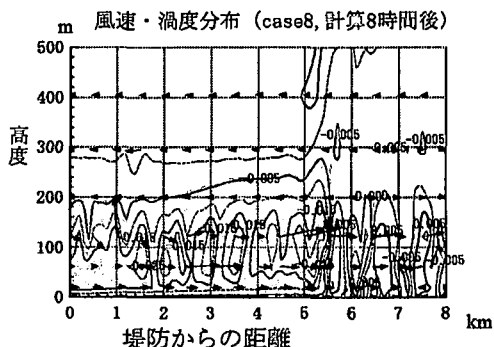


図-4 case 8, 計算 8 時間後における、海風前線付近の風速・渦度断面

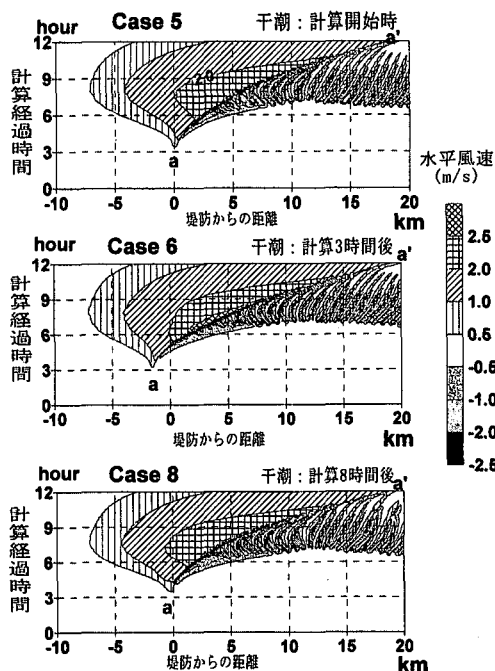


図-5 地表付近の水平風速の時空間断面図

間帯において、干渦が干出していたことによるものと考えられる。したがって、干渦域の存在が、干出時間帯によっては、海風前線の発生から発達の際に影響を与えることがいえる。

4. 結 語

本研究では、干渦域の存在が上空の海陸風へ与える影響について、簡単な鉛直1次元陸海面モデル(TFM)を構築し、数値予報モデルARPSに組み込むことで、数値実験を行った。その結果、干渦の干出時間帯によって生じる干渦土壌への直接的な加熱の差によって、海風前線の発生・発達に影響が見られることが確かめられた。

今回の数値実験では、海水自身の熱交換プロセスを簡略化した。今回構築したTFMに、さらに海水の熱や流れをインタラクティブに取り入れて計算を行い、海水と土壌の熱交換による物質・熱循環に与える影響について評

価することが今後の重要な課題の一つといえる。

参 考 文 献

- 川内 聡 (2002): 有明八代海沿岸域における大気-陸面-海面間のエネルギー循環に関する研究, 熊本大学大学院自然科学研究科修士論文, 20 pp.
- 中野政詩 (1991): 土の物質移動学, 東京大学出版会, 189 pp.
- 西本賢二・谷口正浩・柿木哲哉・滝川 浩・山田文彦・外村隆臣 (2002): 有明海干渦の形成過程に関する基礎的研究, 平成13年度土木学会西部支部研究発表会講演概要集, 第2分冊, pp. B 46-B 47.
- 日本気象学会 (1999): 非静力学モデル, 気象研究ノート, 第199号, 195 pp.
- 朴 鍾和・中山哲蔵・瀬戸昌洋 (1996): 沿岸干渦域における底泥の環境特性, 水工研報, 第18巻, pp. 1-19.
- 松永信博・児島真史・福田和代・杉原裕司 (1998): 干渦における熱収支の観測, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 1056-1060.
- 吉兼隆生・鶴野伊津志・千葉 修 (1999): 数値モデルによる土佐湾沿岸域での冬季の海風循環についての考察, 天気, 第46巻, pp. 657-668.
- Byun, D.W. (1990): On the analytical solutions of flux-profile relationships for the atmospheric surface layer, J. Applied Meteorology, vol. 29, pp. 652-657.
- Campbell, G. S. (1985): Soil Physics with Basic, Elsevier Science Publishers.
- Deardorff, J. W. (1980): Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, Boundary-Layer Meteorology, vol. 18, pp. 495-527.
- Klemp, J. B. and D. R. Duran (1983): An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models, Monthly Weather Review, vol. 111, pp. 430-444.
- Klemp, J. B. and D. K. Lilly (1978): Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, J. Atmospheric Science, vol. 35, pp. 39-107.
- Lin, Y. H., R. D. Farley and H. D. Orville (1983): Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, J. Climate.
- McInnes, K. J. (1981): Thermal conductivities of soils from dryland wheat regions of Eastern Washington, M. S. Thesis, Washington State University, Pullman.
- Noilhan, J. and S. Planton (1989): A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, Monthly Weather Review, Vol. 117, pp. 537-549.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro and K. Brewster (1995): Advanced Regional Prediction System, Version 4.0, Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 380 pp.