

大気中の海塩粒子濃度の短期間予測手法の開発

Development of short-time prediction method of sea salt concentration in the atmosphere

木原直人¹・平口博丸²・高橋 章³・藤田慎一³

Naoto KIHARA, Hiromaru HIRAKUCHI, Akira TAKAHASHI and Shin-Ichi FUJITA

A short-time prediction method of sea salt concentration in the atmosphere is developed, considering the transport process in the atmosphere, the emission process from the sea surface, the dry deposition process onto the land and the sea surfaces, and the wet deposition process into water substances. The prediction method is applied to the Sea of Japan, and the numerical results of sea salt concentration are compared with those of an observation obtained at Niitsu in Niigata-shi through January to February, 2008. The characteristics of time-series of the concentration obtained by the model approximately agree with those of observation. The sheltering effect by the mountains at the Sado island characterizes the transport process near Niigata-shi where the concentration of the downwind regions decreases.

1. はじめに

大気中を浮遊する海塩粒子は、沿岸域に位置するコンクリート構造物や送配電線の腐食・劣化速度を加速させる。これを評価するために、海塩粒子の輸送方程式を解くことにより、沿岸構造物へ到達する海塩粒子の長期積分量を予測する研究がこれまで実施されてきた(例えば、宇多ら, 1992; 山田ら, 2007; 須藤ら, 2008)。一方、台風で代表される強風を伴う気象擾乱の通過時には、沿岸域に位置する変電所において変電機器やがいし表面が海塩粒子によって急速に汚損されることにより、フラッシュオーバーが発生する危険がある。この対策には、1日~2日間の短期の海塩粒子量の予測が必要とされる。

大気中に浮遊する海塩粒子は、波が砕波することにより増加し、雲・雨・雪に取り込まれることにより減少する。すなわち、海上から陸地へ輸送される海塩粒子濃度は、時々刻々変化する気象の影響を受ける。海塩粒子によるがいしの急速汚損の予測には、気象条件に依存するこれらの過程を考慮した海塩粒子モデルを用いる必要がある。

そこで、本研究では、海塩粒子の輸送過程に加えて、これらの過程を考慮した海塩粒子濃度の時空間分布を予測するモデルを開発する。そして、新潟県で実施した観測事例へ適用することにより、モデルの妥当性を検証する。また、冬季の強風時における新潟市への海塩粒子の輸送機構の特徴について考察を述べる。

2. 数値モデルの概要

本研究で用いる海塩粒子輸送モデルは、粒径を多段階

に離散化し、それぞれの離散化された粒径をビンという単位毎に解くビンモデルである。本研究では、Foltescuら(2005)に倣い、表-1に示すように0.03-8.0 μm の乾燥粒径 r_i を8段階に離散化する。各ビンにおいて、海塩粒子の生成過程、輸送過程(移流・拡散)、雲や雨へ取り込まれることにより除去される過程(湿性沈着過程)、地面へ沈着することにより除去される過程(乾性沈着過程)を考慮したシステムを解く。なお、化学反応や、粒径が異なる海塩粒子間の相互作用は考慮しない。本研究で開発する海塩粒子輸送モデルの概念図を図-1に示す。

ビン i の海塩粒子質量濃度 χ_i [$\mu\text{g m}^{-3}$]の支配方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial \chi_i}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u} \chi_i) = \nabla \cdot \left(\rho \mathbf{K} \nabla \left(\frac{\chi_i}{\rho} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial z} (w_{st} \chi_i) + \left(\frac{\partial \chi_i}{\partial t} \right)_{emission} + \left(\frac{\partial \chi_i}{\partial t} \right)_{dry} + \left(\frac{\partial \chi_i}{\partial t} \right)_{wet} \dots (1)$$

ここで、 (x, y, z) は、水平2方向と鉛直方向座標である。 $\mathbf{u}=(u, v, w)$ は (x, y, z) 方向風速、 $\nabla=(\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z)^T$ は微分演算子、 w_{st} は沈降速度で、ストークスの終末速度を与える。 ρ は乾燥空気密度、 $\mathbf{K}=(K_x, K_y, K_z)$ は水平 (x, y) 方向と z 方向の乱流拡散係数である。式(1)の右辺第3項、第4項、第5項は、海面からの海塩粒子生成過程、乾性沈着

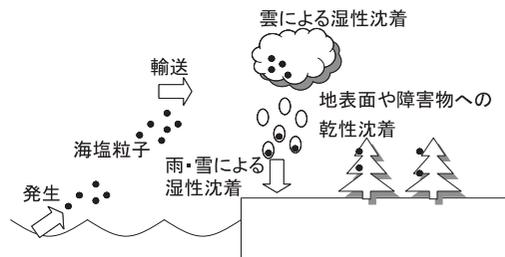


図-1 本研究で開発する数値モデルの概念図

1 正会員	博(理)	電力中央研究所	地球工学研究所
2 正会員	博(工)	電力中央研究所	地球工学研究所
3 非会員	博(理)	電力中央研究所	環境科学研究所

表-1 各ビンにおける低い側の区切り半径 $r_{d,low}$, 高い側の区切り半径 $r_{d,high}$, および, 幾何平均半径 $r_{d,geom}$. 単位は μm .

Class	1	2	3	4	5	6	7	8
$r_{d,low}$	0.03	0.06	0.13	0.25	0.50	1.00	2.00	5.00
$r_{d,high}$	0.06	0.13	0.25	0.5	1.00	2.00	5.00	8.00
$r_{d,geom}$	0.04	0.09	0.18	0.35	0.71	1.41	3.16	5.60

過程, 湿性沈着過程によるフラックスである. 本研究では支配方程式(1)を, 直交座標系 (x, y, z) から地形準拠座標系 (x, y, σ) に座標変換した式を解くことにより, 海塩粒子濃度の時・空間変化を解く. ここで, σ と z の関係を次式で与える.

$$\sigma = \frac{z - z_b(x, y)}{z_t - z_b(x, y)} \dots\dots\dots(2)$$

ここで, z_b は地表面高さ, z_t は計算領域の上端で, 本研究では10,000mとする.

本研究では, 海面からの海塩粒子生成過程によるフラックス $(\partial\chi_i / \partial t)_{emission}$ をGong (2003)が提案した海塩粒子の個数濃度基準のフラックスの密度関数 dF/dr_{80i} を次式に代入することにより算出する.

$$\left(\frac{\partial\chi_i}{\partial t}\right)_{emission} = A \frac{4}{3} \pi r_{di}^3 \rho_s \alpha(r_{di}) \frac{dF}{dr_{80i}} \dots\dots\dots(3)$$

ここで, r_{80i} は相対湿度が80%でのビン i に含まれる海塩粒子の半径である. ρ_s は乾燥海塩粒子の密度で, Griniら(2002)に倣い 2200kg m^{-3} とする. r_{di} はビン i の乾燥海塩粒子の半径であり, $\alpha(r_{di})$ は dF/dr_{80i} を dF/dr_{di} へ変換する関数である. 定数 $A (= 0.5)$ は, フィッティングパラメータであり, 海洋上において一定の風速が長時間継続した条件のもとでの海塩粒子濃度の鉛直分布について, 海洋上での既往の観測結果との比較から得られた値である. この詳細については次章に記す.

乾性沈着過程によるフラックスは, 最下層格子での海塩粒子質量濃度 χ_i^{bot} を用いて以下で表される.

$$\left(\frac{\partial\chi_i}{\partial t}\right)_{dry} = -v_{dry} \chi_i^{bot} \dots\dots\dots(4)$$

ここで, v_{dry} は乾性沈着速度である. 乾性沈着速度の算出には, Zhangら(2001)のスキームを用いる. 彼らの乾性沈着速度には, 大気中の乱れによる空力学抵抗と表面抵抗の影響がモデル化されている. 表面抵抗には, 地表面近傍における海塩粒子のブラウン運動, 慣性衝突, 及び, 空気の流線に乗って沈着面に接近する海塩粒子が流線と地表面との距離が粒子半径より小さくなったときに地表面に補足される過程であるさえぎりの効果が考慮されている. ブラウン運動や慣性衝突, 及び, さえぎりによる地表面へ補足される量は, 地表面の滑らかさ, 及

び, 粗度高さに依存する. そのため, 表面抵抗は地表面の状態を代表する土地利用に影響される. 本研究では, 次のように土地利用を15区分して考慮する. 常緑針葉樹, 常緑広葉樹, 落葉針葉樹, 落葉広葉樹, 針葉・広葉混合樹, 草地, 農場, 砂漠, ツンドラ, 低木や不整の森林, 草木のある湿原, 氷冠や氷河, 陸水, 海洋, 及び, 都市.

湿性沈着過程は, 雲底下において雨滴と海塩粒子が衝突することにより除去される過程であるbelow-cloud scavengingと, 雲の内部で雲粒に取り込まれ降水となって除去される過程であるin-cloud scavengingとに大別される.

$$\left(\frac{\partial\chi_i}{\partial t}\right)_{wet} = -Flux_{below-cloud} - Flux_{in-cloud} \dots\dots\dots(5)$$

ここで, $Flux_{below-cloud}$ はbelow-cloud scavengingによるフラックス, $Flux_{in-cloud}$ はin-cloud scavengingによるフラックスである. 本研究では, $Flux_{below-cloud}$ の算出に次式に記すSlinn (1984)が提案したスキームを用いる.

$$Flux_{below-cloud} = \phi_i \chi_i \dots\dots\dots(6)$$

ここで, ϕ_i は洗浄係数であり, 降水強度の関数である. 雲の内部で雲粒に取り込まれた後に降水となって除去される過程であるin-cloud scavengingは, 雲の状態に強く依存する複雑な過程であり, 十分な知見が得られていない. そのため, 本研究ではin-cloud scavengingによるフラックスを次式のように簡易に扱う.

$$Flux_{in-cloud} = \chi_i \dots\dots\dots(7)$$

この式を用いることにより, 雲の内部へ輸送された海塩粒子は, すぐに雲水に吸収され, 除去される.

(1) 数値解析手法

支配方程式(1)の数値解法を以下に記す. 支配方程式(1)を, 直交座標系から地形準拠座標系へ座標変換した後, 微分演算子を有限差分法により離散化することにより解く. 変数の格子上の配置にはスタッガード配置を用いる. 移流項, 及び, 沈降項には1次精度風上差分を用い, その他の項には中心差分を用いる. また, 移流項および σ 方向拡散項の時間発展には陰解法を, その他の項の時間発展には陽解法を用いる.

側方境界条件はディリクレ条件として, そこでの海塩粒子質量濃度をゼロとする. そのため, 着目したい地点での海塩粒子濃度へ境界の影響が見られない程度に計算

領域を広くとる必要がある。そこで、着目したい地点から100km以内の領域では水平方向格子間隔を1000mとし、その外側では格子間隔を非一様として、着目したい地点から離れるにつれて格子間隔を粗くする。

大気中での海塩粒子濃度がゼロの状態を初期条件とする。そして、24時間のスピニアップ計算を実施した後の計算結果を解析に用いる。

支配方程式(1)及び各フラックスのスキームに含まれる気象要素である風速、乱流拡散係数、降水強度、及び、乾燥空気の密度は、メソ気象モデルWRF (Weather Research and Forecasting) model (Skamarockら, 2008)を用いた気象計算を実施することにより求める。気象計算の初期値・境界値には、NCEP (National Centers for Environmental Prediction) のFNL (Final Analysis) 全球客観解析値を用いる。FNL 全球客観解析値の空間解像度は $1^\circ \times 1^\circ$ 、時間分解能は6時間である。12UTCでの客観解析値を初期値として、36時間の気象計算を24時間毎に行う。ただし、計算初期の降水量の立ち上がりの遅れなどを考慮して、計算開始後の12時間の計算をスピニアップ計算として、その後の24時間の計算で得られた気象データを海塩粒子輸送計算に用いる。この気象計算を24時間毎に繰り返し実施することにより、海塩粒子輸送モデルへ入力する気象データを作成する。気象計算から得られた気象データを、線形に空間内挿した後に海塩粒子輸送計算へ入力する。また、気象データの入力は60分間隔で行い、その間の気象データは時間方向に線形補間した値を用いる。

3. 海洋上での観測データとの比較

平衡状態での大気中の海塩粒子濃度の絶対値を検討するために、海洋上での航空機観測によって得られた海塩粒子濃度の鉛直分布と比較する。なお、平衡状態とは、海洋から大気への海塩粒子の飛散と、大気から海洋への海塩粒子の沈降とが釣り合う状態である。

比較に用いるデータは、Blanchard (1984) によって実施された航空機観測結果である。観測では、ハワイのオアフ島から風上側へ5km~10km離れた地点においてセスナ機を 40 m s^{-1} の速度で飛ばし、標高30.5mから1000mの間の12高度において海塩粒子をサンプリングしている。海塩粒子をサンプリングするそれぞれの高度において、ガラス板を30s間大気中に暴露させることにより、海塩粒子をガラス板に付着させ取得する。ガラス板に付着した海塩粒子量を分析することにより、大気中の海塩粒子濃度を算出する。

Blanchard (1984)の観測データと比較するために、以下の条件で計算を実施する。風速は中立条件での対数分布を仮定し、次式で与える。

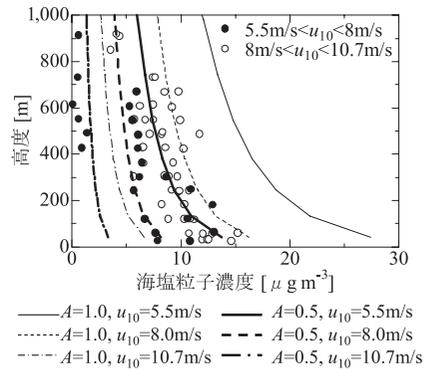


図-2 海塩粒子濃度の鉛直分布。●及び○は観測結果であり、実線・破線・一点鎖線は計算結果である。

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left[\frac{z}{0.018u_*^2/g} \right] \dots\dots\dots(8)$$

なお、式(8)では、Charnockの公式 (Charnock, 1955) を用いて粗度高さを与えている。観測データが風速5.5~8.0 m/s 及び8.0~10.7m/sの範囲で取得されているため、高さ10mでの風速が5.5, 8.0及び10.7m/sになるように u_* を調整する。また、鉛直方向乱流拡散係数は混合距離理論を用いて次式から求める。

$$K_z = \kappa u_* z / Sc_t \dots\dots\dots(9)$$

ここで、乱流シュミット数 Sc_t を1.0とする。観測データは、オアフ島から風上側へ5km~10km離れた地点において計測されているため、陸の影響をほとんど受けておらず、海洋から大気への海塩粒子の飛散と、大気から海洋への海塩粒子の沈降とが釣り合う平衡状態に近い条件下で取得されたデータであると推測される。そのため、本数値計算では、移流項と水平方向拡散項を無視して計算することにより、準平衡状態を求めることにする。ここでの計算期間は48時間とする。また、相対湿度は70%で一定とし、降水や雲による湿性沈着過程は考慮しない。

図-2に、航空機観測及び数値計算から得られた海塩粒子濃度の鉛直分布を示す。図には、式(3)中の A の値を1.0及び0.5に設定し、それぞれ計算した結果を示している。図より、 $A = 0.5$ と設定することにより、観測結果の再現性が良くなることがわかる。なお、高度400m以上において海塩粒子濃度が $5\mu\text{g m}^{-3}$ 以下の値をとる観測結果が確認できるが、これは雲による湿性沈着過程により除去されたためだと推測される。

4. 新潟県における観測との比較

新潟県新潟市新潟での大気中の海塩粒子濃度に着目した海塩粒子輸送計算を実施し、計算結果を同地点で実施

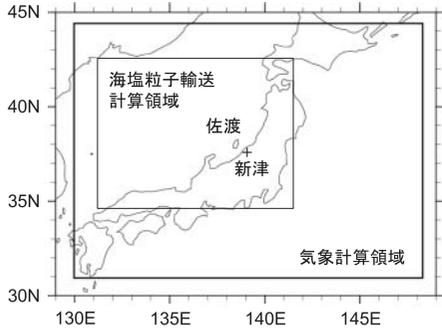


図-3 計算領域。太線で囲まれた大きな領域が気象計算領域、細線で囲まれた小さな領域が海塩粒子輸送計算領域である。+の地点が新津である。

した現地観測結果と比較する。比較対象期間は冬季季節風が卓越する2008年1月1日から2008年2月29日までの2ヶ月間である。

(1) 現地観測について

現地観測では、2007年12月20日から2008年3月20日までの3ヶ月間、新津において大気中エアロゾル濃度、降水量、風向、風速を連続計測している(高橋・藤田, 2008)。新津は後で示す図-3に+印で示された地点であり、日本海から16km離れている。サンプリングは6時間毎の1日4回で、日本時間の5, 11, 17, 23時に実施され、6時間平均のエアロゾル濃度が計測される。

大気中のエアロゾルの採取にはローボリュームサンプラー(東京ダイレック, GS-10N)を用い、エアロゾルは30 l/minの流量でテフロンフィルター(Pall, Zeflour)上に捕集される。エアロゾルを捕集したテフロンフィルターに蒸留水を加え、30分間超音波抽出した後に濾過したものを分析用試料とする。そして、イオンクロマトグラフ法により水溶性陽イオン Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ 、及び、水溶性陰イオン Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} が測定される。 Na^+ のほぼ全てが海塩粒子を起源とするため、 Na^+ 濃度を計測することにより、海塩粒子濃度を求めることができる。

(2) 数値計算条件

気象計算及び海塩粒子輸送計算の計算領域を図-3に示す。気象計算の水平格子解像度は15kmであり、格子数は水平方向が 100×100 、鉛直方向が28層である。また、海塩粒子輸送計算の格子数は水平方向 176×181 、鉛直方向20層である。

(3) 結果と議論

まずは、気象計算結果の再現性を確認する。新津における地上10m高さでの風速に対する計算結果及び観測結果の時系列を図-4(a)に、降水量の計算結果及び観測結果を図-4(b)に示す。図-4(a)より、風速に関しては、計算結果及び観測結果の両者の相関は概ね良好であるものの、計算結果が観測結果よりも過大となるバイアスが見

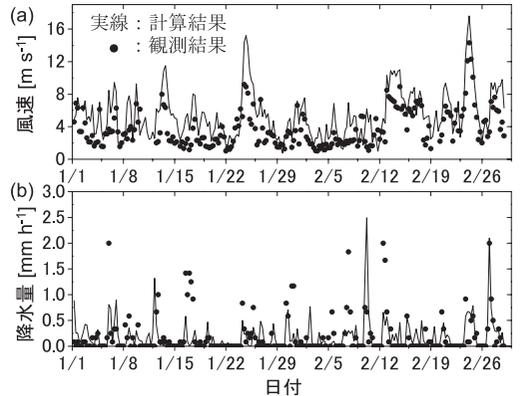


図-4 新津における(a)10m高さでの風速及び(b)降水量の時系列。

られる。この原因は気象計算の格子解像度に起因するものと考えられる。日本海側の海岸線から新津までの距離が約16kmに対して、気象計算での水平格子間隔は15kmである。そのため、陸域における地表面抵抗による風速低減効果が計算結果には十分に反映されていないと考えられる。降水の再現性に関しては、降水イベント発生有無的中率が67%であったことから、降水イベントの発生をおよそ再現できていることがわかる。一方で、1mm/hを閾値としたスレットスコアは0.067であり、1mm/h以上の強い降水イベントの再現性は悪く、降水量の再現性が良いとは言い難い(図-4(b))。

次に、新津における大気中の Na^+ 濃度の計算結果と観測結果を比較する。なお、海塩粒子中には30.77%の Na^+ が含まれていると仮定することにより、計算から得られた海塩粒子濃度に0.3077をかけることにより Na^+ 濃度に変換する(Gongら, 1997)。また、新津での Na^+ 濃度を計測している高さは約1mであるのに対して、数値計算での新津における最下層格子の高さは41.7mである。地表面付近での海塩粒子濃度の鉛直分布は不明であるため、ここでは高度の異なる両者を比較する。

図-5に大気中の Na^+ 濃度の時間変化を示す。図-5より、対象期間全般において、 Na^+ 濃度が急上昇する時刻を良好に再現できていることが確認できる(例えば2月12日や2月24日)。その一方で、1月24日や2月24日といった風速10m/sを超える強風時には過大評価になっていることがわかる。以下では、強風時における新潟市への海塩粒子の輸送機構の特徴について調べるため、2月14日に見られた強風時イベントについて議論する。

図-6に2月14日0時の10m高さでの風速ベクトルと降水強度および地表面近傍での Na^+ 質量濃度を示す。このとき、新潟市周辺において西北西の風が吹いており、日本海側での風速は約19m/sである(図-6(a))。この風向の時には、新津は佐渡島の風下側に位置する。そのため、

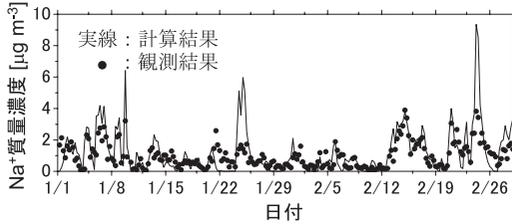


図-5 新津地点における Na^+ 濃度 $[\mu\text{g m}^{-3}]$ の時系列.

日本海を渡って海塩粒子を大量に含んだ気流は、佐渡島を通過する際に大気中の海塩粒子を除去される。佐渡島通過後に再び海洋上で海塩粒子が供給されることにより濃度は増加するものの、周辺の濃度と比べて十分に回復することなく新潟市に到達する。その結果、佐渡島の影響を受けない周辺地域と比べて新津での海塩粒子濃度は低くなったと考えられる。また同様のことが、能登半島の風下側においても見られる。

また、高田平野への海塩粒子の進入が見られる(図-6中の破線の丸で囲まれた領域)。高田平野に輸送される海塩粒子は佐渡島の影響を受けておらず、さらに、標高が低いため、海塩粒子の輸送を妨げる要因が少ない。そのため、新津よりも内陸において、高濃度の海塩粒子が進入していると考えられる。

5. まとめ

本研究では、大気中の海塩粒子濃度の時空間分布を短期間予測するモデルを開発した。そして、新潟県新潟市新津での大気中の海塩粒子濃度に着目した海塩粒子輸送計算を実施し、計算結果を同地点で実施した現地観測結果と比較することにより、数値モデルの妥当性を検討した。その結果、計算結果では強風時において海塩粒子濃度が過大に評価されるものの、対象期間全般において、がいの急速汚損の予測にとって重要な情報である海塩粒子濃度の急上昇する時刻を良好に再現できていることがわかった。また、冬季の強風時における新潟市への海塩粒子の輸送機構の特徴について調べた結果、佐渡島による遮蔽効果により、佐渡島の風下側において海塩粒子濃度が低下することがわかった。また、高田平野への高濃度の海塩粒子の進入が見られた。

参考文献

- 宇多高明・小俣 篤・小西正純(1992)：海岸からの飛来塩分量の計算モデル, 第39回海講論文集, pp. 1051-1055.
- 須藤 仁・服部康男・平口博丸(2008)：海塩粒子輸送シミュレーションによる塩分付着量推定に関する研究, 電力中央研究所報告, N07028.
- 高橋 章・藤田慎一(2008)：新潟県下越地域における粒子状物質および降雪中の海塩成分濃度の観測, 第49回大気環

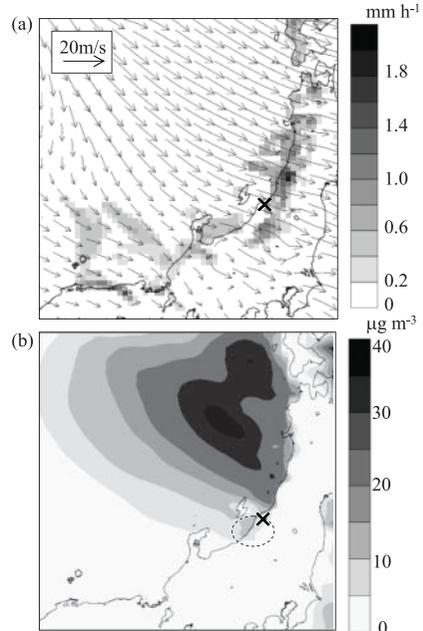


図-6 2月14日の(a)10m高さでの風速ベクトル $[\text{m s}^{-1}]$ と降水強度 $[\text{mm h}^{-1}]$, 及び, (b)地表面近傍での Na^+ 濃度 $[\mu\text{g m}^{-3}]$. ×印の点が新津地点である.

境学会年会.

- 山田文則・細山田得三・下村 匠(2007)：海岸に隣接した構造物周辺の飛来塩分の発生・輸送過程とその長期的な予測計算, 第54回海講論文集, pp. 1216-1220.
- Blanchard, D. (1984) : The vertical distribution of the concentration of sea salt in the marine atmosphere near Hawaii, *Tellus*, Vol. 36B, pp. 118-125.
- Charnock, H. (1955) : Wind stress on a water surface, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 81, pp. 639-640.
- Foltescu, V. L., S. C. Pryor, and C. Bennet (2005) : Sea salt generation, dispersion and removal on the regional scale, *Atmos. Environ.*, Vol. 39, pp. 2123-2133.
- Gong, S. L., L. A., Barrie, J. M. Prospero, D. L. Savoie, G. P. Ayers, J. -P. Blanchet, and L. Spacek (1997) : Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere 2. Atmospheric concentrations and fluxes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, pp. 3819-3830.
- Gong, S. L. (2003) : A parameterization of sea-salt aerosol source function for sub- and super-micron particles, *Global Biogeochem. Cycles*, Vol. 17, doi:10.1029/2003GB002079.
- Grini, A., G. Myhre, J. Sundet, and I. S. A. Isaksen (2002) : Modeling the annual cycle of sea salt in the global 3D model Oslo CTM2: Concentrations, fluxes and radiative impact, *J. Clim.*, Vol. 15, pp. 1717-1730.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers (2008) : A description of the Advanced ResearchWRF Version 3, NCAR/TN-475+STR, 126pp.
- Slinn, W. G. N. (1984) : Precipitation scavenging, in *Atmospheric Science and Power Production*, edited by D. Randerson, Doc. DOE/TIC-27601, pp. 466-532.
- Zhang, L., S., S. Gong, J. Padro, and L. Barrie (2001) : A size-segregated particle dry deposition scheme for an atmospheric aerosol module, *Atmos. Environ.* Vol. 35, pp. 549-560.