

特集：第I期（2004年-2008年度）中期計画の成果

— 総 説 —

地球シミュレータセンター

渡邊 國彦^{1*}, 大淵 濟¹, 陰山 聡¹, 高橋 桂子¹, 荒木 文明¹, 草野 完也¹, 広瀬 重信¹,
 佐々木 英治¹, 小守 信正¹, 榎本 剛¹, 吉田 聡¹, 田口 文明¹, 兵藤 守¹, 古市 幹人¹,
 宮腰 剛広¹, 大西 領¹, 杉村 剛¹, 馬場 雄也¹, 木田 新一郎¹, 川原 慎太郎¹,
 大野 暢亮¹, 河野 明男¹, 杉山 徹¹, 島 伸一郎¹, 長谷川 裕記¹, 河村 洋史¹

地球シミュレータは、2002年3月に稼働し7年の月日が経過した。この間、機構内だけでなく、国内外の多くの研究者に地球シミュレータは利用され、めざましい成果を挙げてきた。地球シミュレータセンターは、地球シミュレータ誕生と同時に設立され、地球シミュレータセンター自身も新しいシミュレーション技術開発という形で、大きな成果を挙げてきた。シミュレーションは、科学的に未来を予測する唯一の手段であり、学問としての科学だけでなく、国民生活に貢献する技術という意味でも大きな役割を担っており、ここで開発された技術は、人類の未来を設計する上で、重要な意味を持っている。

地球シミュレータセンターでは、平成16年度から始まった中期計画において、3つのプログラム、6つの研究グループが研究開発活動を行ってきた。すなわち、

- ・ 計算地球科学研究開発プログラム
 大気・海洋シミュレーション研究グループ 固体地球シミュレーション研究グループ
- ・ シミュレーション高度化研究開発プログラム
 複雑性シミュレーション研究グループ 高度計算表現法研究グループ
- ・ 連結階層シミュレーション研究開発プログラム
 アルゴリズム研究グループ 応用シミュレーション研究グループ

である。

以下に、これら6つの研究グループが創り出した研究成果を紹介する。

キーワード：地球シミュレータ，地球シミュレータセンター，シミュレーション

- 第1章：大気大循環モデル，海洋大循環モデル，全球大気海洋結合モデル，顕著現象，データ同化
- 第2章：地球ダイナモ，地震サイクル，マントル対流，粘弾性，ストークス流
- 第3章：マルチスケール，マルチフィジックス，高速計算，都市スケールシミュレーション，台風強度予測
- 第4章：可視化，大規模データ，並列処理，CAVEシステム，対話性
- 第5章：連結階層，シミュレーション，マルチスケール，雲，デトネーション，プラズマ
- 第6章：摩擦，核生成，分子動力学，オーロラ，磁気圏電離層結合

2009年1月30日受領；2009年3月5日受理

1 独立行政法人海洋研究開発機構 地球シミュレータセンター

代表執筆者：

渡邊 國彦

独立行政法人海洋研究開発機構 地球シミュレータセンター

〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町3173-25

81-45-778-5822

kuni@jamstec.go.jp

著作権：独立行政法人海洋研究開発機構

– Review –

The Earth Simulator Center

Kunihiko Watanabe^{1*}, Wataru Ohfuchi¹, Akira Kageyama¹, Keiko Takahashi¹, Fumiaki Araki¹,
Kanya Kusano¹, Shigenobu Hirose¹, Hideharu Sasaki¹, Nobumasa Komori¹, Takeshi Enomoto¹,
Akira Kuwano-Yoshida¹, Bunmei Taguchi¹, Mamoru Hyodo¹, Mikito Furuichi¹, Takehiro Miyagoshi¹,
Ryo Onishi¹, Takeshi Sugimura¹, Yuya Baba¹, Shin-ichiro Kida¹, Shintaro Kawahara¹, Nobuaki Ohno¹,
Akio Kawano¹, Toru Sugiyama¹, Shin-ichiro Shima¹, Hiroki Hasegawa¹, and Youji Kawamura¹

The operation of the Earth Simulator started in March, 2002, and 7 years have passed. For these years, the Earth Simulator has been used by not only researchers of JAMSTEC but also many researchers of the domestic and international institutions, and many remarkable results have been made. The Earth Simulator Center was established at the same time as the birth of the Earth Simulator. The researchers of the Earth Simulator Center have also developed new simulation technologies.

The simulation is the only one method by which we can predict the future scientifically. Therefore, it has the important role in the science as well as the technology which can contribute to the life of the people, and has the important meaning in modeling the future of the human beings.

Keywords : The Earth Simulator, The Earth simulator Center, Simulation

- Chap.1: Atmospheric general circulation model, Oceanic general circulation model, Global atmosphere-ocean coupled model, High-impact weather and climate Data assimilation
- Chap.2: Geodynamo, Seismic cycle, Mantle convection, Viscoelasticity, Stokes flow
- Chap.3: Multi-scale, Multi-physics, High-performance computing, Urban-scale simulation, Typhoon strength forecast
- Chap.4: Visualization, Large-scale data, Parallel processing, CAVE system Interactivity
- Chap.5: Macro-Micro Interlocking, Simulation, Multi-scale, Cloud, Detonation, Plasma
- Chap.6: Friction, Nucleation, Molecular dynamics, Aurora

Received 30 January 2009 ; accepted 5 March 2009

1 The Earth Simulator Center, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Corresponding author:

Kunihiko Watanabe

The Earth Simulator Center, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

3173-25, Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama, 236-0001, Japan

+81-45-778-5822

kuni@jamstec.go.jp

Copyright by Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

1. 計算地球科学研究開発プログラム

大気・海洋シミュレーション研究グループ

1.1. はじめに

大気海洋シミュレーション研究グループでは、全球大気モデル (AFES), 全球海洋モデル (OFES), そして、大気海洋結合モデル (CFES)の開発を行い、それらのモデル群を使った研究を行った。以下に、それらの概要と、国際共同プロジェクトの簡単な紹介を行なう。

1.2. AFES

ここでは、AFES (atmospheric general circulation model for the Earth Simulator, 地球シミュレータ用大気大循環モデル)の概要、過去5年間の改良及びAFESを用いた大気シミュレーション研究について紹介する。AFESが切り開いた全球高解像度大気シミュレーションについては、他でも議論しているので参照されたい (大淵他, 2004; Ohfuchi et al., 2005; 大淵, 2006, 2007; 榎本他, 2006; 榎本・大淵, 2007; Ohfuchi et al., 2007)。

1.2.1. AFESの概要

AFESのベースとなったモデルはCCSR/NIES AGCM 5.4.02 (Numaguti et al., 1997) であるが、Fortran 90を用いて一から書き直している。その際、地球シミュレータの性能を最大限に引き出すように、ベクトル化、ノード内・ノード間並列化に留意してコーディングされている。その結果、高い計算効率を実現し、2002年ゴードンベル賞ピーク性能賞を受賞した (Shingu et al., 2002)。水平解像度10 kmまで試されており、メソスケールの一部を解像した全球シミュレーションが可能である。

大気大循環モデルは断熱的な流れを計算する力学コアと非断熱の強制を見積る種々の物理過程からなる。力学コアは、多くの大気大循環モデルが手本としている Hoskins and Simmons (1975) に基づいている。静力学平衡を仮定し、移流は各格子点での微分値から計算するEuler法を用いている。水平離散化には球面調和関数を用い、時間発展はスペクトル空間で行うが、非線型となる移流項と物理過程は物理空間で計算する (変換法)。気象学的ノイズとなる音波は静力学平衡の仮定で除去し、小さなスケールの重力波は線型項をセミインプリシット法により位相速度を遅くしている。鉛直離散化は、全エネルギー等の保存性に優れたArakawa and Suarez (1983)を用いている。物理過程は、乾燥対流調節、積雲対流、格子点凝結、放射、地表面フラックスと鉛直拡散、重力波抵抗について順次計算される。

1.2.2. AFESの改良

AFESの改良は、高解像度 (20 km以下)での精度向上と

中解像度 (100 km程度)での気候再現性向上を目標に行ってきた。パラメタのチューニングよりも、より忠実に現象をパラメタ化していると思われるスキームを導入し、実際に試してみながら独自の改良を加えるという方針をとった。重力波抵抗を除く全ての物理過程と力学コアの一部に改良を施したが、ここでは力学コア並びに積雲対流及び格子点凝結の改良について述べる。新たな放射、陸面過程の導入と格子点凝結改良の効果については、CFESの節で述べる。

力学過程を高速化するために、Temperton (1991)に基づき、ルジャンドル変換の回数を減らし軽量化を行った (Enomoto et al., 2008)。高解像度でも安定的に精度の良い計算を行うため、ガウス緯度の計算及びルジャンドル陪関数の計算手法を再検討した (Enomoto et al., 2008)。ガウス緯度の計算は、Swartztrauber (2002)の方法が高解像度ばかりでなく切断波数100程度でもより正確であることを確認した。また、従来の漸化式で計算したルジャンドル陪関数を用いた変換は切断波数1700程度で破綻するがSwartztrauber (1993)の方法を用いると2559でも安定して精度の良い変換が行えることを示した。さらに、トレーサの移流の精度向上を目的とした数値スキームも複数提案している。Peng et al. (2005)は有理関数による内挿を用いた保存型セミラグランジュ移流をAFESに適用し、水蒸気の移流の精度が向上することを示した。Enomoto (2008)は、スペクトル微係数を用いた双3次内挿が極めて精度が高いことを示し、多くの気象・気候モデルで用いられている準双3次と比較して、消散 (振幅の低下)を大きく低減できることを示した。

積雲対流スキームには、既存の積雲の集団を模したスキームに加えて、水平解像度に陽に依存せず、100 mスケールの鉛直流をパラメタ化したEmanuelスキーム (Emanuel 1991; Emanuel and Živković-Rothman, 1999; Bony and Emanuel, 2001; Peng et al., 2004)を導入した。Emanuelスキームには、パーセルのソースレベル、雲頂高度、環境場との拡散、雲底質量フラックスの時間発展の取り扱いに大胆な仮定が含まれるので、よりメカニズムに忠実な方法に置き換える改良を施しているところである。これまでの試験では、降水量や降水分布の改善、季節内振動の再現性向上に期待が持てる結果を得つつある。

格子点凝結スキームは、水蒸気から雲水を生成する過程と降水過程からなる。格子内のばらつきから雲は格子スケールで飽和していなくても発生するので、格子内の一部に雲が発生する過程を考慮している。従来のLe Treut and Li (1991)によるスキームは、水蒸気のみばらつきが一定の確率密度で分布していることを仮定しているが、大洋東部の下層雲の再現性に問題があった。そこで、液水相当温位と総水量についてガウス分布を仮定 (Sommeria and Deardroff, 1977; Mellor, 1977) し、Mellor and Yamada (1982)の乱流過程を統合した乱

流凝結スキームに発展させた (吉田・榎本, 2006; Kuwano-Yoshida et al., 投稿中). 乱流のクロージャパラメータは Nakanishi and Niino (2004) の値を用いた. 混合長の鉛直分布には, 従来のBlackadar (1962) によるものに代えて, Bougeault and Andé (1986) を用いた. この改良の結果, 下層雲は大幅に増加し, より現実的な放射バランスを実現することができた(図1-1).

1.2.3. AFES等を用いた大気シミュレーション研究

(1) 全球メソスケール解像実験

地球シミュレータが稼働した2002年夏に水平解像度10 km, 鉛直層数96のAFESを用いて, 冬季に急速に発達する低

気圧, 梅雨前線, 台風のシミュレーションを行った (Ohfuchi et al., 2004). 冬季低気圧, 梅雨前線のシミュレーションでは, それぞれ渦位や水蒸気のフィラメント状の構造が重要であることが示唆された. 台風のシミュレーションでは, 大循環の中で現実的な台風が複数発生した (図1-2). この解像度での全球シミュレーションは前例がなかったため, 地球シミュレータの計算性能を印象づけ, 内外に大きな反響をもたらした. 主たる批判は, 積雲対流パラメタリゼーションを用いていたことに対するものである. 水平解像度10 kmでは, 積雲対流を統計的に扱うという積雲対流パラメタリゼーションの仮定が必ずしも成り立たなくなるが, シミュレーション全体が直ちに不正確になる訳ではない.

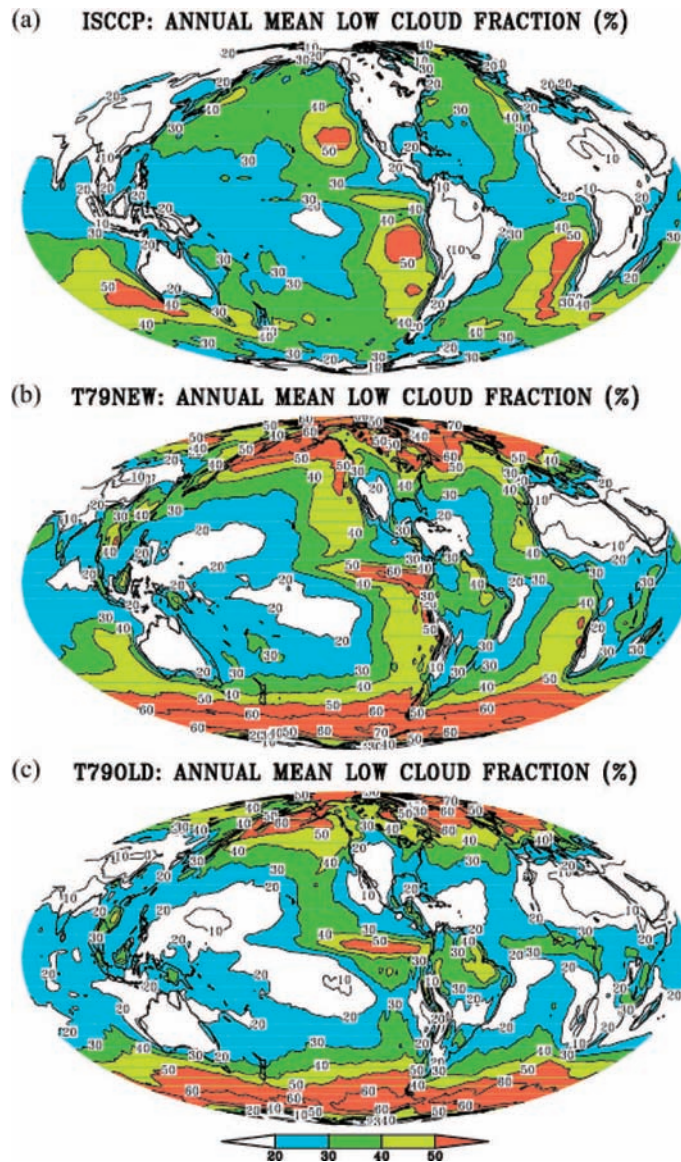


Fig. 1-1. Annual mean distribution of low clouds. (a) Satellite observation, (b) turbulent condensation scheme proposed in Kuwano-Yoshida et al. (c) Le Treut and Li (1991) condensation scheme.

図1-1. 年平均下層雲量分布。(a) 衛星観測, (b) 新たに導入した乱流凝結スキーム (c) 従来の格子点凝結スキーム。

球非静力学モデルの完成に先行して、評価が分かれる積雲対流パラメタリゼーションを用いても、高解像度シミュレーションを実施したことには意味があったと考えている。短期間であるが、再解析データセットよりも1桁細かい水平解像度の気象データセットを作ることができたことは重要な成果である。Yoshioka et al. (2005) は、シミュレーションの結果を詳しく分析し、台風が熱潮汐に影響を及ぼすこと、熱潮汐が台風の中心気圧に認められるという台風と熱潮汐との相互作用について明らかにした。このデータセットは気象の研究以外にも利用されている。Watanabe et al. (2005) は、海面での強制力としてAFESの風場を利用し、海洋内部の完成エネルギー分布の形成についての興味深い考察をしている。さらには、後述するように熱帯低気圧、爆弾低気圧や熱波のような顕著現象の研究に、役立てることができた。

AFESのゴードンベル賞受賞と「メソスケール解像実験」は、それぞれ10~20 kmでも懸念されていたほど計算効率は低下しないこと、積雲対流パラメタリゼーションを用いても現実的な場のシミュレーションが可能であることを示したことから、気象・気候モデルの高解像度化を加速したのではないかと考えられる。気象庁は2007年11月から世界最高となる20 km格子での全球予報を実現した。欧州中期予報センターは、現在全球25 km格子を用いており、数年内に10 km

格子での全球予報を計画している (Moncrieff et al., 2008)。地球観測に関する政府間会合 (GEO) で提案されている「気象と気候の継ぎ目のない予測」においてAFESのシミュレーション結果が用いられ、高解像度全球気象シミュレーションとそのため計算機資源の確保の重要性が議論されている (Shapiro et al., 2007)。

(2) 顕著現象のメカニズム研究

上述のAFESを用いた水平解像度10 kmのシミュレーションでは、40 kmのシミュレーションから初期値を作成した。その後、再解析から初期値を作成するプログラムを用意し、複数の過去再現実験を実施した。高解像度を生かして、全球規模の現象が局所的な顕著現象に影響を及ぼすような事例を取り上げた。これらの研究は、顕著現象の予測精度向上を目的とする世界気象機関の研究計画THORPEX (観測システム研究・予測可能性実験) への貢献を念頭に、この計画を主導しているM.A. Shapiro博士の助言の下で実施された。

AFESによる顕著現象のメカニズム研究では、水平解像度は主に20 kmを用いた。Nakamura et al. (2005) は、2003年8月欧州で発生した記録的な猛暑のシミュレーションを行った。海面水温を変えた複数のシミュレーションから、通常は北大西洋上で生じるブロッキングが海面水温偏差に伴う強い波動

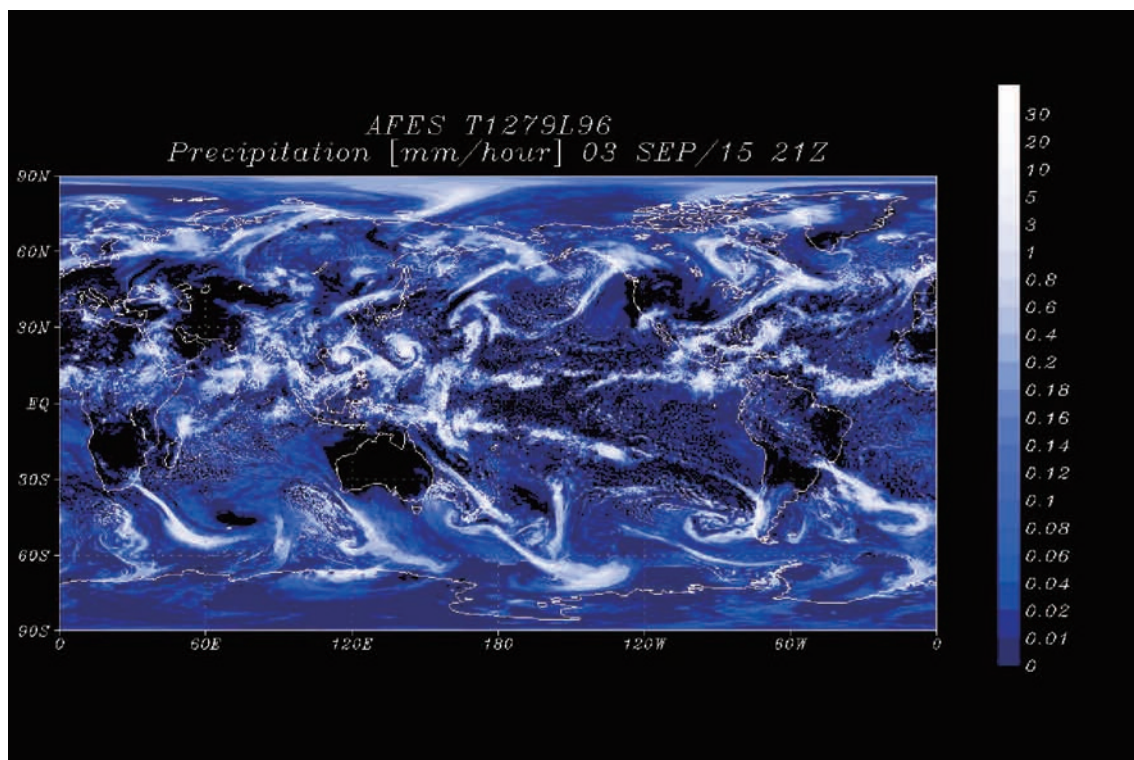


Fig. 1-2. Typhoons generated in a 10-km mesh simulation using AFES (Ohfuchi et al., 2004).

図1-2. 水平解像度10 kmのAFESを用いたシミュレーションで発生した台風(Ohfuchi et al., 2004)。9月15日21 UTCにおける降水分布(mm h⁻¹)。初期時刻は9月6日0 UTC。

強制により東方にシフトしたために猛暑が発生したことを明らかにした。Enomoto et al. (2007) は、2002年8月に中欧に洪水をもたらした切離低気圧のシミュレーションを行った。この低気圧は、北大西洋を挟んだフロリダ沖の熱帯低気圧の影響を偏西風帯上の波束伝播を通じて受けていたことを明らかにした。Enomoto et al. (2009) は、2004年7月の福井豪雨及び関東の異常高温が偏西風帯上の波束伝播に伴う亜熱帯高気圧の強化により発生したことを示した(図1-3)。

(3) 大気大循環の形成と変動に関する理論的な研究

AFESは、大気大循環の形成や変動に関する気象力学の基本的な問題に挑戦する道具としても活用されている。Takahashi et al. (2006) は、水平解像度20 kmのシミュレーションにおいて、観測される大気のエネルギースペクトル、とくに5000~500 kmでの-3乗則とより小さなスケールでの浅いメソスケールレジームへの移行がよく再現されていることを示し、適切な水平拡散の値を経験的に求めた。Hamilton et al. (2008a) は、水平解像度10 kmまでのシミュレーションを分析し、対流圏中層でのメソスケールレジームでのスペクトルの傾きが上層よりも急である可能性があること、メソスケール

レジームでのスペクトルが主にエネルギーのダウンカスケードと格子スケール以下の湿潤対流による強制により決められていること等を明らかにした。Hamilton et al. (2008b) は、標高に伴い振幅が小さくなることや山岳の西側で振幅が小さくなること等半日潮の観測される特徴を水平解像度10 kmのシミュレーションがよく再現していることを示した。AFESは、力学の理解を助けるために仮想的に地表面を全て海とした水惑星実験 (Yamada et al., 2005) や火星や金星等惑星のシミュレーションでも利用されている (Hayashi et al., 2008)。

近年衛星観測や再解析等から、黒潮及びその続流域やメキシコ湾流に沿った中緯度海面水温前線が気候系の形成に果たす役割に注目が集まっている。Nakamura et al. 2008a (中村他, 2008も参照) は、理想化された数値実験を行い、海面水温前線が低気圧の通り道 (ストームトラック) に果たす役割を明らかにした。Minobe et al. (2008) は、メキシコ湾流に沿った海面水温前線に降水が集中し、その鉛直流は対流圏全体に及んでいることを示し、遠隔応答により中緯度全体に影響している示唆を得た (図1-4)。今後、領域大気モデルを用いた研究 (例えば Kuwano-Yoshida and Asuma, 2008; Taguchi et al., 投稿中) との有機的な連携が期待される。

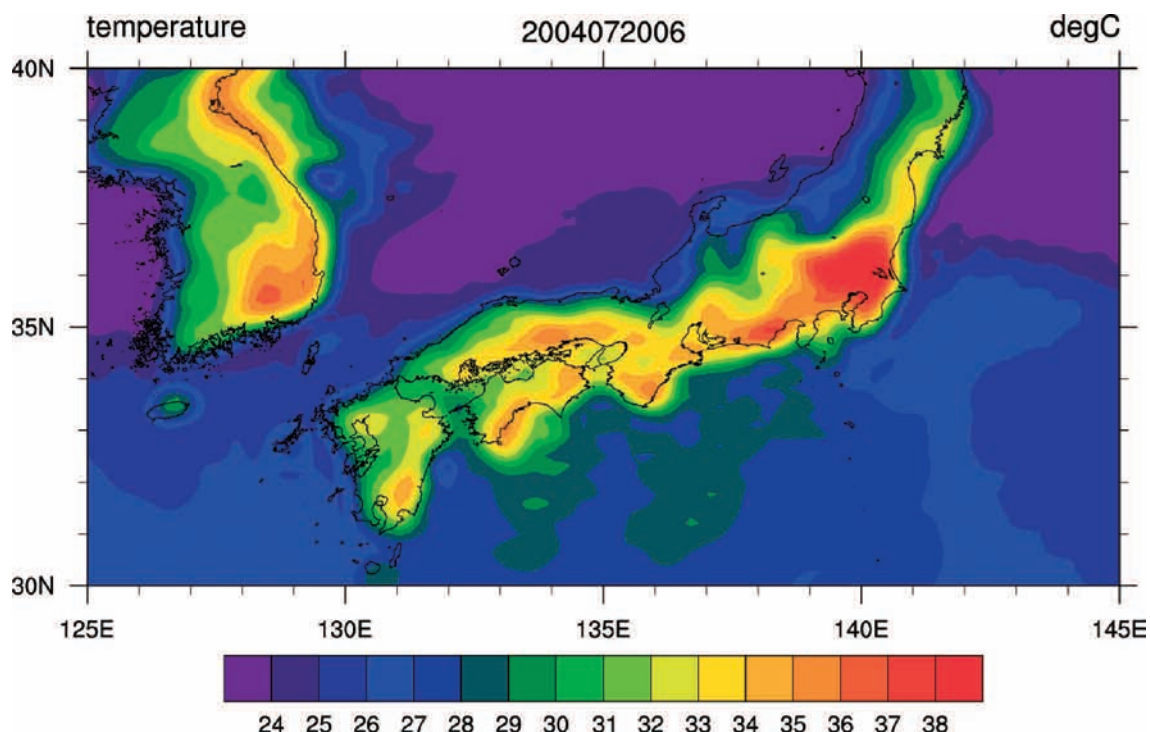


Fig. 1-3. Heat wave in a 20-km mesh simulation reproduced by AFES. 1000-hPa temperature (°C) at 6 UTC on 20 July. The initial time is 0 UTC 15 July.

図1-3. 水平解像度20 kmのAFESを用いて再現された関東の異常高温。2004年7月20日6 UTCにおける1000 hPa面での気温(°C)。初期時刻は2004年7月15日0 UTC。

(4) アンサンブル手法を用いたデータ同化の研究

大気の流れには中緯度の傾圧不安定波や熱帯の積雲対流等急速に成長するモードが内在しているため、モデルが完全に自然を記述できても、初期値に含まれる誤差が成長し、シミュレーションは自然から乖離していく。よりよいシミュレーションのためには、精度の高い初期値を用いるとともに、誤差の成長を定量化する必要がある。そこで、2006年気象庁、千葉科学大学と共同で、「アンサンブル・カルマンフィルタを用いたデータ同化手法及び予測可能性に関する研究」を実施した。この共同研究の下で、AFESと気象庁の局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (Local Ensemble Transform Kalman Filter, LETKF)を用いた同化システムを構築し (Miyoshi and Yamane, 2007)、1年半程度の再解析データセットALERA (AFES-LETKF experimental ensemble reanalysis, AFES-LETKF実験的アンサンブル再解析)を作成した (Miyoshi et al., 2007a)。このデータは、既存の再解析とは異なり、ひとつの時刻に対して複数の解析が与えられていることが特徴で、そのばらつきから解析誤差に関する情報が得られる。解析誤差は比較的長時間変化の少ない観測密度を反映するばかりでなく、流れに応じて時々刻々変化する成分も含まれている (図1-5)。なお、このデータは地球シミュレータセンターからオンラインで公開されている。

2007～2008年に実施した「局所アンサンブル変換カルマンフィルタを用いた大気海洋結合同化に関する研究」では、局所パッチを使用しないLETKFを開発し、極域での解析精度を向上させると同時に高速化にも成功した (Miyoshi et al. 2007b)。また、地球観測研究センターの研究者も共同研究に参加し、AFES-LETKF同化システムを利用して、MISMOや極域パイ等観測の影響評価 (観測システム実験)を実施している。これに先行して行われたPALAU 2005で投下されたド

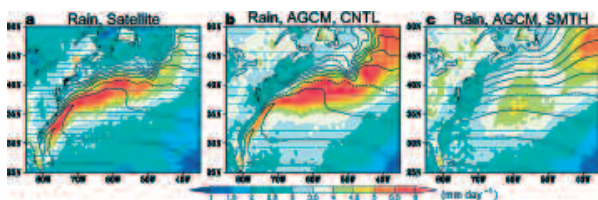


Fig. 1-4. Annual mean climatology of the sea-surface temperature (contours drawn every 2°C between 10°C and 20°C) and precipitation (colour, mm d⁻¹). (a) Satellite observation, (b) control experiment with the observed sea-surface temperature distribution, (c) sensitivity experiment with a smoothed sea-surface temperature distribution. Reproduced from Minobe et al. (2008), *Nature*

図1-4. 北大西洋における海面水温分布(等値線、10°Cから20°Cまで2°C毎)と降水量(色、mm d⁻¹)の年平均気候値。(a)衛星観測、(b)観測された海面水温を与えた参照実験、(c)海面水温の傾度を人工的にならだかにした実験。Natureに掲載されたMinobe et al., (2008)より。

ロップゾンドの影響評価では、観測の影響が亜熱帯高気圧の縁辺流によって数日後に日本域に及ぶことが明らかにされている (Moteki et al., 2007)。

1.3 OFES

地球シミュレータに代表される近年の計算機の飛躍的發展によって、海洋大循環モデルを用いた全球規模の海洋シミュレーション研究では、海盆スケールの大規模循環から直径100km程度の中規模渦や海洋フロントを現実的に再現することが可能となってきた。我々は、2002年の地球シミュレータ稼動時から、海洋大循環モデルOFES (Ocean General Circulation Model for the Earth Simulator, Masumoto et al., 2004; 大淵他, 2004; 佐々木他, 2004; Ohfuchi et al., 2005; 榎本他, 2006; Ohfuchi et al., 2007; Sasaki et al., 2007; 佐々木他, 2008)を用いて水平解像度0.1度(約10km)の準全球渦解像海洋シミュレーションを実施してきた。これまでに実施したスピンアップシミュレーション、過去再現シミュレーションなどでは、中規模渦や海洋フロントから大規模循環場、平均場や季節内変動から十年規模変動まで幅広い時空間スケールの現象がよく再現され、大気と比較すると観測が困難な海洋の時空間的に高解像度のデータとして、様々な研究成果が得られてきている。

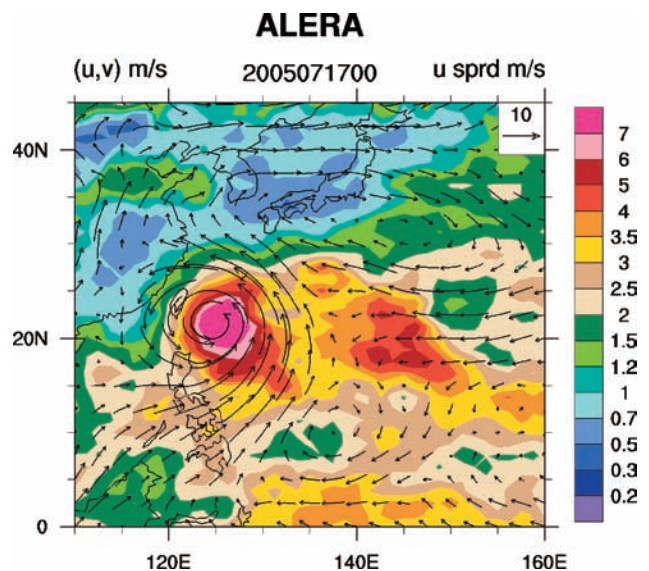


Fig. 1-5. Lower-tropospheric winds around a typhoon produced from AFES-LETKF experimental ensemble reanalysis (ALERA). The ensemble mean winds (m s⁻¹, arrows) and ensemble spread of the zonal wind (m s⁻¹) at the 850-hPa surface.

図1-5. 実験的アンサンブル再解析ALERAから作成した対流圏下層における台風周辺の風。2005年7月17日0 UTCにおける850 hPa面でのアンサンブル平均の風(m s⁻¹, 矢印)と東西風のアンサンブル・スプレッド(m s⁻¹)。

1.3.1 OFESの概要

海洋大循環モデルOFESは、米国海洋大気局の地球流体力学研究所が開発したMOM3 (Modular Ocean Model Ver.3, Pacanowski and Griffies, 1999)を地球シミュレータ向けに並列化と最適化を施したモデルであり、北極海を除いた南緯75度から北緯75度の準全球渦解像海洋シミュレーションを実施してきた。水平解像度は0.1度(約10km)、鉛直方向は6,065mを54層に分割、変動の激しい表層を良く再現するように表層の第1層の厚さを5m、最深層は330mとした。海表面の境界条件は大気データより、海表面の風応力、バルク式を用いて算出した熱フラックス、降水、蒸発から算出した塩分フラックスを設定した。ただし、海水や河川の影響を考慮するために表面塩分を月平均観測値への緩和を付加した。また、粘性、拡散は、水平方向は倍調和型を用い、鉛直方向はKPP混合層スキーム (Large et al., 1994)を用いた。

観測 (WOA98, Antonov et al. 1998a, 1998b, 1998c; Boyer et al., 1998a, 1998b, 1998c)の温度、塩分場を設定した静止状態を初期値として、NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 大気再解析データ (Kalney et al., 1996)の月平均気候値を外力として、海洋季節変動を含む平均的な風成循環場が十分に再現される50年間のスピンアップシミュレーションを実施した。その初期解析において、季節変動を含む大規模循環場から中規模渦、海洋フロントが現実的に再現されていることを確認 (Masumoto et al., 2004)、その結果を初期値とし

て1950年以降の日平均のNCEP大気再解析データを外力とした海洋過去再現シミュレーション (Sasaki et al., 2008a)を実施、現在もそのシミュレーションは延長中である。また、1999年以降はより高解像度で現実的な風応力衛星観測データが得られるようになり、J-OFUROデータセットのQuikSCAT風応力データ (Kubota et al., 2002, Kutsuwada, 1998)を用いた過去再現シミュレーション (Sasaki et al., 2006)も並行して実施している。また、スピンアップシミュレーションの結果を初期値として、フロン(CFC11, CFC12)をトレーサとして組込んだ1950-1997のフロンシミュレーション (Sasai et al., 2004; 笹井他, 2004; Sasai et al., 2005b)や簡易生態系モデルを組込んだシミュレーション (Sasai et al., 2005a; Sasai et al., 2006; Sasai et al., 2007a; 2007b)なども実施している。

1.3.2. スピンアップシミュレーション

スピンアップシミュレーション (Masumoto et al., 2004)の例として、表面流速のスナップショットを図1-6に示す。シミュレーションでは、黒潮やメキシコ湾流に代表される西岸境界流、南極周極流、赤道域の海流などが現実的に再現されている。特に西岸境界流の離岸は現実的な緯度で離岸し、黒潮流域の3つの海流や南極周極流は1つの幅の広い海流ではなく、何本かの海流の集まりであり、それぞれ海洋フロントとなっている。また、強い海流の付近では直径数百km程度の中規模渦が数多く分布し、インドネシア多島海を通過する

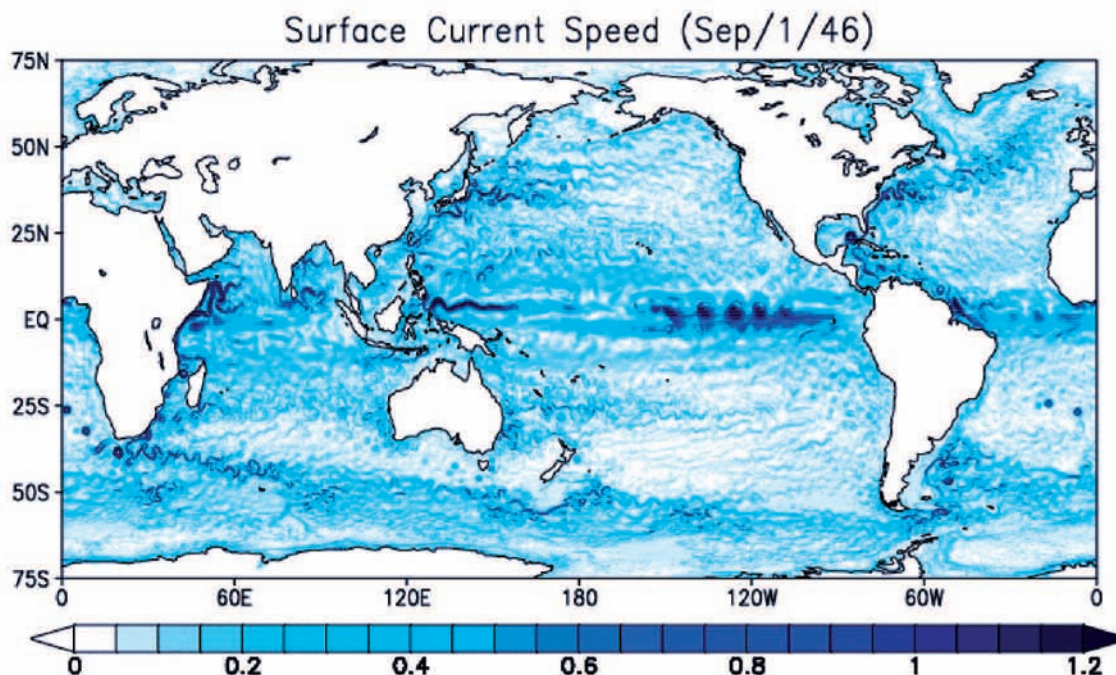


Fig. 1-6. Snapshot of simulated surface current speed (m sec^{-1}) based on the OFES spin-up simulation.

図1-6. OFESスピンアップシミュレーションの表面流速スナップショット (m sec^{-1})

インドネシア通過流も見られる。また、渦の活動度の指標である海面高度変動を衛星観測と比較すると分布、振幅とも良い対応が見られた。本シミュレーションが現実的に様々な海洋物理場を再現できたのは、水平解像度が約10kmと高分解能を有することが主要因と思われる。またOFESの長期平均をみると、深いところまで及ぶ東西流が緯度方向に交互に分布している様子が捉えられた。この興味深い現象はMaximenkoら(2005)によって、衛星観測でも見られる実現象であることが確認されており、シミュレーションを用いたメカニズム研究が進んでいるところである(Richards et al., 2005, Richards et al., 2008, Maximenko et al., 2008)。しかし、黒潮の九州南端からの離岸、北大西洋海流の流路が観測と比較すると南にシフトなど非現実的な部分も散見され、今後の課題である。

1.3.3. 過去再現海洋シミュレーション

日平均の大気再解析データを外力とした1950年から現在までの過去再現海洋シミュレーションは、季節内変動から十年規模変動まで幅広い時間スケールの海洋現象を研究することができる。本シミュレーションの初期解析では、東部赤道太平洋域のエルニーニョ現象、インド洋ダイポールモード現

象の経年変動、太平洋や環大西洋の十年規模変動、インド洋の表層、亜表層のブイ観測でみられた季節内変動などが現実的に再現されることが確認された(Sasaki et al., 2008b)。また、高解像度の過去再現海洋シミュレーションの数十年間のデータを用いると、これまでは実施できなかった幅の狭い海洋前線の長期変動の研究を行うことが出来るようになった。

幅の狭い海洋フロントの長期変動の研究例として、黒潮続流域の海洋前線の十年規模変動の研究について紹介する。黒潮が日本の東岸で離岸すると、東向きの速い海流を伴った黒潮続流前線が東方に日付変更線を越えて分布するが、この前線の変動は太平洋域の気候の変動に重要な指標となっている太平洋十年規模変動の原因と考えられている(e.g. Schneider and Cornuelle, 2006, Qiu et al., 2007)。野中ら(Nonaka et al., 2006; 野中他, 2006; 野中他, 2008)はOFESデータの解析によって、1980年代前半に観測された海盆スケールの冷却化(図1-7a)は、黒潮続流域の2つの前線に対応する黒潮続流と亜寒帯/親潮続流の南下と強化が同時に起き、前線の南下は黒潮続流前線では亜表層が冷却され、亜寒帯/親潮続流前線では混合層が冷却されている(図1-7b)ことが要因であることを示した。また、前線の南下による海表面の熱フラックスを調べると、海面水温偏差を弱めているため、海洋の海面

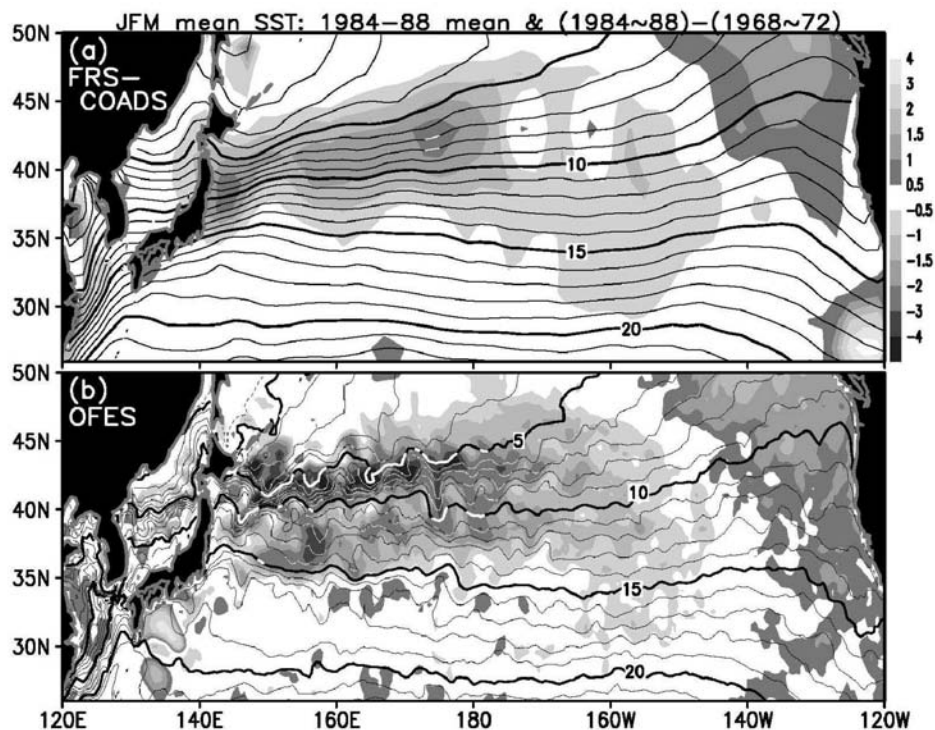


Fig. 1-7. Wintertime (January-March) mean SST fields over the North Pacific based on (a) the observation (Frontier Research system Comprehensive Ocean and Atmosphere Data Set) and (b) the OFES simulation. Contours indicate the five winter mean for 1984-88 (every 1°C), and shade indicates the difference of that mean field from another five-winter mean for 1968-72, as indicated to the right of the top panel.

図1-7. (a)観測(Frontier Research system Comprehensive Ocean and Atmosphere Data Set)および(b)OFESシミュレーションの北太平洋の1984年から1988年の冬季(1月から3月)と1968年から1972年の冬季の平均海面水温(等値線1°C毎)の差(陰影,°C)。

温度偏差は大気が海洋に及ぼす影響ではなく海洋自体の変動であり、大気に影響を与え得る (Tanimoto et al., 2003).

しかし、黒潮流域の海洋前線の変動がどのようなメカニズムで起きているかは、その変動が不規則、非線形的であるために、十分に明らかにされていなかった。Taguchi et al. (2007)のEOF解析を用いた解析では、前線の変動を風に駆動されたロスビー波で説明した(図1-8ab)が、その緯度方向の構造は観測よりも大きかった。そこで、OFES過去再現実験の海面高度を用い緯度方向のスケールを分割した解析を行い、十年変動の南北位置の大きなスケールの成分は、線形の傾圧ロスビー波で説明ができ、小さなスケール成分は、前線の内在的あるいは再循環流の変動が要因であることを明らかにした。前線の十年変動の時系列は、大規模スケールと小規模スケールはほぼ一致しており、風によって駆動されたロスビー波が変動のペースメーカーとなっていることが示唆された。

1.3.4. 衛星観測風応力で駆動された過去再現実験

衛星観測による高解像度のQuikSCAT風応力データで駆動したOFES過去再現実験では、その風応力データが島や沿岸域の地形の影響、海面温度前線や幅の狭い海流の影響などの小さなスケールを解像するため、それらスケールの小さな現象に対する海洋の応答も良く再現された (Sasaki et al., 2006).

例えば、ガラバゴス諸島の西方に延びる幅の狭い帯状の風応力カール分布に応答した2本の幅の狭い南赤道海流、ハワイ諸島の西方に延びるHawaiian Lee Countercurrent (HLCC)などが現実的に再現された。HCLLは貿易風にさらされたハワイ諸島の風下の風のカールによって駆動され、HLCCが西方より輸送した暖水による暖かい海面水温に大気が収束する大気海洋相互作用が示されている (Xie et al. 2001)が、HLCCに沿った大気の収束が更にHLCCを駆動する双方向作用を示唆した (Sasaki and Nonaka, 2006)。高解像度の衛星観測の風データと渦解像シミュレーションの組合せによって、風の小さなスケールの現象に対する海洋の応答の様々な研究を推進することができる(図1-9)。

1.3.5. 共同研究およびデータ公開

OFESシミュレーションデータは中規模渦、海洋フロントから大規模循環場、季節内変動から十年規模変動の幅広い時空間スケールの広範囲の海洋研究に、観測データを補う高解像度データとして有用であり、国内外の数多くの研究者・研究グループとの共同研究を通じて解析を進めている。特にハワイ大学国際太平洋研究センターの研究者には、アジア太平洋データ研究センターを通じてOFESデータが提供されており数多くの成果が得られてきている。また、スピニアップシ

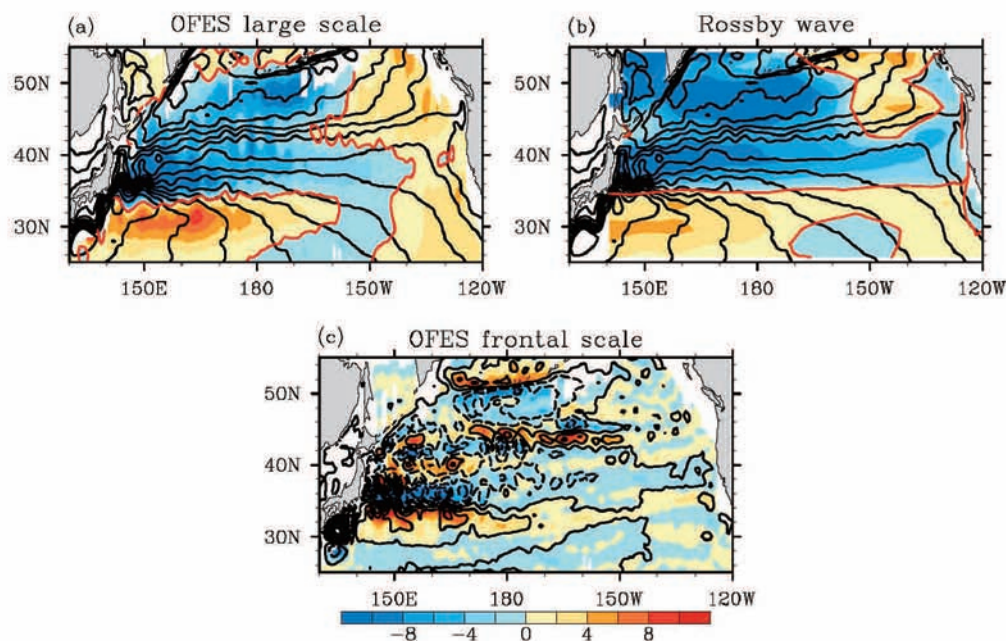


Fig. 1-8. (a) Broad-scale component of the post (1984-1996) minus pre-shift (1968-1980) difference in OFES SSH (color shade in cm). Unfiltered OFES SSH averaged for both periods is superposed with black contours (at intervals of 10 cm). (b) Same as (a) but for SSH anomalies from the Rossby wave model (shade). (c) Same as (a) but (b) for frontal-scale SSH (shade). Black contours designate differences in the unfiltered OFES SSH between the two periods with contour intervals of 5 cm.

図1-8. 1984年から1996年の平均と1968年から1980年の平均の海面高度の差(色,cm)と両期間の平均値(等値線,cm)。 (a)OFESの南北スケールが大きな成分,(b)ロスビー波モデル,(c)OFESの南北スケールが小さな前線規模成分。ただし,(c)の等値線はOFESの海面高度にフィルターを施さない両期間の差(cm)。

ミュレーションのデータは地球シミュレータセンターからオンラインで公開されている。

図1-8：1984年から1996年の平均と1968年から1980年の平均の海面高度の差 (色,cm)と両期間の平均値 (等値線,cm)。(a)OFESの南北スケールが大きな成分, (b)ロスビー波モデル, (c)OFESの南北スケールが小さな前線規模成分。ただし, (c)の等値線はOFESの海面高度にフィルターを施さない両期間の差(cm)。

一連のOFESシミュレーションの概要説明においていくつかの研究を紹介したが, その他に太平洋域では親潮の経年から十年規模変動とその亜寒帯前線への影響 (Nonaka et al., 2008), 黒潮続流の北側再循環流の生成メカニズム (Qiu et al., 2008), 北緯24度の南北熱輸送 (Kawai et al., 2008), 沖縄トラフでの黒潮深層流 (Nakamura et al., 2008b), 南東太平洋から赤道域へ伝播する温度・塩分偏差生成メカニズム (Nonaka and Sasaki, 2007), 南太平洋の海面高度の十年規模変動 (Sasaki et al., 2008c), 南シナ海通過流 (Qu et al., 2006), インド洋の研究ではOFESによるインド洋全体の再現性 (Masumoto et al., 2008), 東インド洋の南北流の季節内変動 (Ogata et al., 2008), 南インド洋の混合層内の熱収支の季節変動 (Du et al., 2005), 大西洋ではアンゴラドームの季節および経年変動 (Doi et al., 2007), 南大洋ではアデリー海岸付近の渦活動 (Aoki et al., 2007a), 亜南極モード水 (Aoki et al., 2007b)など, 全世界海洋の様々な海洋物理研究がOFESデータを用いて行われてきた。また, 深層へのエネルギー伝播の風による寄与 (von Storch et al., 2007), 層厚形状抵抗の見積り (Aiki and Richards, 2008)などの海洋力学研究にもOFESデータが使われている。海洋生態系研究にもOFESデータの利用は広がってきており, ウナギの卵稚子を模擬した粒子のオフラインバー

ティクル実験にOFES過去再現実験の流速場が使われウナギの経年変動の研究 (Kim et al., 2007)が行われ,エルニーニョ現象の影響が明らかにされた。現在も,様々な共同研究が進行中であり, またOFESデータを提供した国内外の研究者,研究グループの研究活動も活発であり, 今後も継続して成果が期待できる。

1.4. 全球大気海洋結合モデルプログラムCFES

1.4.1. CFESの概要

大気海洋結合モデルCFES (coupled atmosphere-ocean GCM for the Earth Simulator)は, 大気大循環モデルAFES (Shingu et al., 2003; Ohfuchi et al., 2004)と海洋大循環モデルOFES (Takahashi et al., 2003b; Masumoto et al., 2004)を結合したモデルである (Takahashi et al., 2003a)。大気モデルと海洋モデルは独立したプログラムとしてESの異なる計算ノード上で実行され, MPI (Message-Passing Interface)通信によりデータを交換する, いわゆるMPMD (Multiple Program Multiple Data)形式の並列プログラムであり, 各モデルに割り当てる計算ノード数を調節することにより, モデル間の計算速度の違いによる通信の『待ち』を最小化することが可能である。また, ES上での大規模並列計算を前提に開発されたため, 一般的な大気海洋結合モデルとは異なり, 結合のための独立したプログラム(flux coupler)を使用せず, 大気モデルと海洋モデルが直接データを交換する点に特徴がある。Flux couplerを使用する場合, 結合部分の記述が容易であり, さまざまなプログラムに柔軟に対応できる反面, データ通信が集中して処理が滞りやすい。CFESのように直接結合する方式では, 各モデルにデータ交換とその処理を行うサブルーチンを追加する必要はあるが, データの集中化が避けられる。

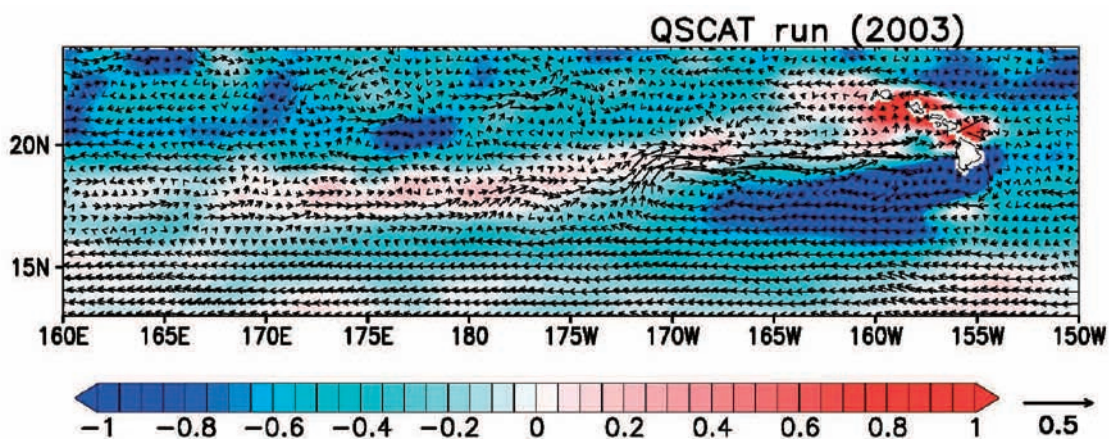


Fig. 1-9. Annual mean current vectors at 38 m depth (m sec^{-1}) and surface wind stress curl (color, unit: 10^7 N m^{-3}) in 2003 based on the OFES QSCAT simulation.

図1-9. 2003年の38m深の流速ベクトル(m sec^{-1})と表面応力カール (color, unit: 10^7 N m^{-3}) の年平均値。QuikSCAT風応力データで駆動したOFES過去再現実験。

1.4.2. CFESの改良

上述の『プロトタイプ』CFESでは、海洋モデルに海水過程が導入されておらず、大気モデルのさまざまな物理過程、とりわけ放射過程と陸面過程はやや旧式のものを使用されていた。これらの過程は全球大気海洋結合系のシミュレーションにとって極めて重要であるため、まずその改善に着手した。また、高解像度で長期間安定した計算も達成できておらず、そのための改良も並行して実施した。

OFESに導入された海水モデル (Komori et al., 2005; 小守, 2007)は、アラスカ大学国際北極圏研究センターで開発されたモデル (Zhang and Zhang, 2001)を基に、独自の改良を行ったものである。力学過程では、北極海を対象としたデカルト座標系での粘塑性体モデル (Hibler, 1979)から、全球並列計算用に球面座標系での弾粘塑性体モデル (Hunke and Dukowicz, 2002)に改めた。また、OFES本体と同様の移流スキームや、自由海面の効果を導入した。一方、熱力学過程では、積雪を考慮した (Oberhuber et al., 1993) two-category, zero-layerモデル (Parkinson and Washington, 1979)に、昇華過程や開水面における降雪の融解過程など、大気海洋結合計算用の機能を追加した。

AFESの放射過程は、高速放射伝達コードmstrn8 (Nakajima et al., 2000)からmstrnX (Sekiguchi et al., 2003; 関口, 2004)に改めた。これにより、低緯度域の下部成層圏に見られた低温バイアスが大幅に改善された (Enomoto et al., 2008)。また、陸面過程は、簡便な『バケツモデル』から、単層の植生キャノピーや積雪過程・流出過程などを含む陸面モデルMATSIRO (Takata et al., 2003)に入れ換えた。

1.4.3. CFESを用いた大気海洋結合シミュレーション研究

これらの改良を踏まえて、大気モデルの解像度が水平T239鉛直48層、海洋モデルの解像度が水平0.25°鉛直54レベルの、高解像度全球大気海洋結合シミュレーションを開始した (榎本ほか, 2006; Komori et al., 2008a)。いわゆるdouble ITCZ (intertropical convergence zone) バイアスなど、大多数の大気海洋結合モデルで共通に見られる問題は残っていたが、全球規模の大気大循環と総観規模擾乱、海盆規模の海洋大循環と西岸境界流域の中規模擾乱、そしてそれらの相互作用が存在する様は、計算大気海洋科学の新時代を予感させるものであった。

この解像度ならば、中緯度の海面水温前線もかなり現実的に再現可能である。Nonaka et al. (投稿中; 野中ほか, 2008も参照)は、南インド洋の海面水温前線に着目して解析を行い、移動性大気擾乱に伴う寒気(暖気)移流によって前線の暖水(冷水)側で強い上向き(下向き)潜熱フラックスが間欠的に生じることにより、前線に伴う海上気温勾配が維持されていることを明らかにした。

一方、大気海洋結合シミュレーションでは非常に高周波の大気擾乱が表現されることから、Komori et al. (2008b)は海洋内部の慣性重力波に着目して解析を行い、中深度 (2000-4000 m) において 10^{-3} m/s 程度の振幅を持つ鉛直流が存在すること、周波数スペクトルは中緯度海域では慣性周期 f および $2f$ に強いピークを持つことを見出した。これらは、従来の海洋単体でのシミュレーションでは報告されていない現象であり、風によって励起される近慣性エネルギーを再評価する必要性が示唆される結果である。

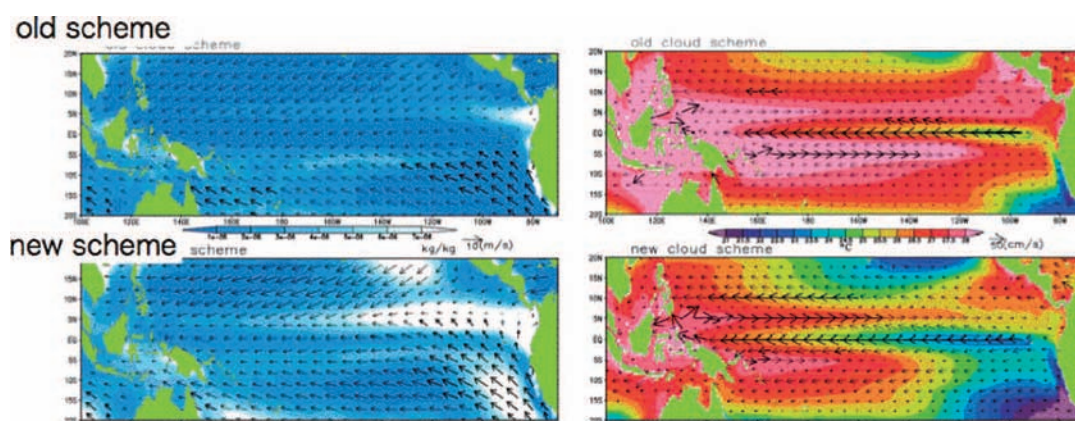


Fig. 1-10. Annual mean fields of (left panels) low cloud as measured by cloud water mixing ration (color shade; units in Kg Kg⁻¹) averaged over the lower troposphere (1000-700 hPa), surface wind vector at 10-m height, (right panels) Sea Surface Temperature (color shade; units in °C), and surfaceocean current vector at 50-m depth from first 5-years of integrations of the medium resolution CFES (top row) with old cloud scheme and (bottom row) with new cloud scheme.

図1-10. (左図)対流圏下層(1000-700 hPa)で平均した雲水混合比で表された年平均雲量と10 m高度における海上風ベクトル。(右図)年平均海面水温(カラー, °C)と50 m深での海流流速。中解像度版CFESによる積分開始から5年分の結果に基づく。上段は旧凝結スキーム、下段は新凝結スキームによる結果。

1.4.4. CFESの現状と今後

現在は、上述の高解像度版CFESに加えて、百年規模の長期積分やアンサンブル計算のために水平解像度を半分にした中解像度版CFESも存在する。また、LETKFを適用した大気海洋結合データ同化研究に向けて、CFESのアンサンブル化作業も進行中である。1.2.2節で述べたAFESの格子点凝結スキームの改良 (Kuwano-Yoshida et al., 改訂中) は、大洋東部での下層雲量の増加をもたらしたが、CFESでは、大洋東部における高海面水温バイアスの低減という直接的な効果だけでなく、風系の改善が赤道域の大気海洋相互作用を通じて西部にまで影響を及ぼすことにより、海洋表層流やdouble ITCZバイアスの改善をももたらす (Sasaki et al., 2008a)。この改良を含むCFESは、高解像度版で15年間、中解像度版で60年間の積分が終了しており (Sasaki et al., 印刷中)、今後、機構内外の研究者と協力して詳細な解析を行う予定である (図1-11)。

1.5 国際共同研究

地球シミュレータセンターは、地球シミュレータが稼働を開始した2002年以来、海外の研究所と覚書を交わし、世界のシミュレーション科学技術の可能性の向上に寄与すべく、国際共同研究を推進してきた。大気・海洋シミュレーション研究グループは、カナダ気象庁数値予報研究部 (RPN/MSC)、スクリプス海洋研究所 (SIO)、フランス国立海洋開発研究所 (IFREMER)との国際共同研究に貢献した。

カナダ気象庁数値予報研究部との共同研究では、1998年にアメリカとカナダの東海岸を襲ったハリケーン・アールの大規模再現シミュレーションを行なった。このプロジェクトはLarge Atmospheric Computation on the Earth Simulator (LACES) と名付けられた。計算は北米を被うように1 km メッシュで、熱帯低気圧期、熱帯から中緯度への変化期、そして、中緯度再発達期の三つのシミュレーションを行なった

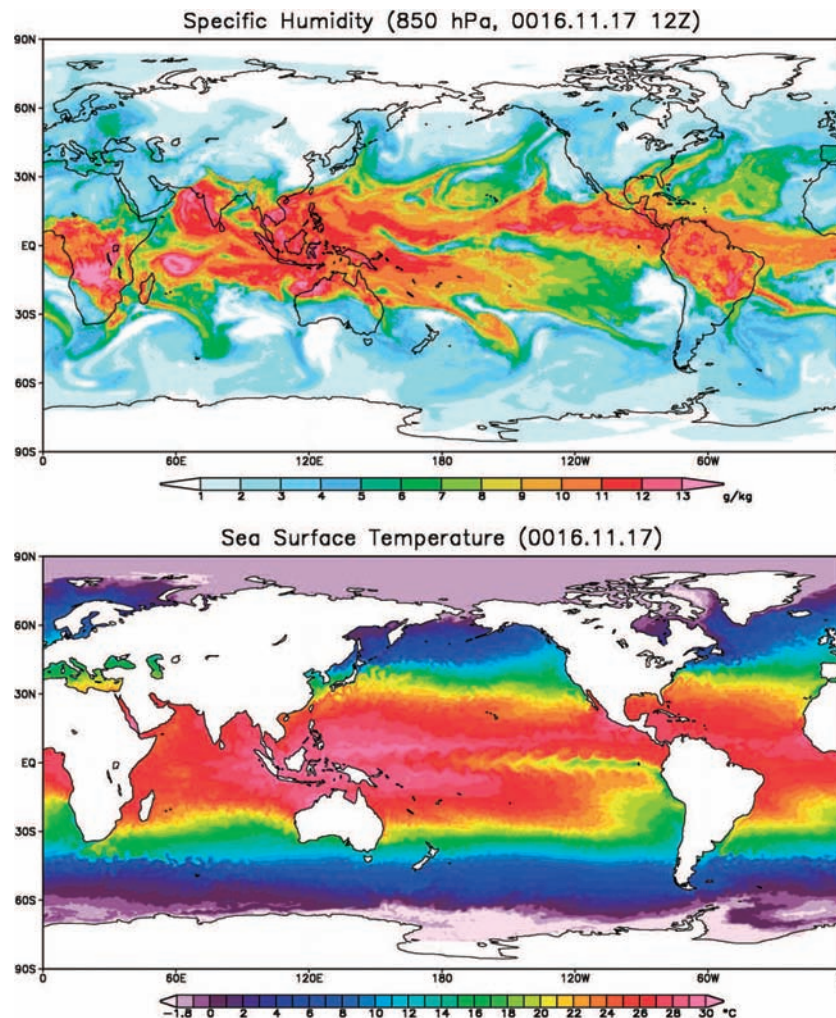


Fig. 1-11. (Top) 850-hPa specific humidity [g kg^{-1}] and (bottom) sea surface temperature [$^{\circ}\text{C}$] on November 17 of the 16th model year in the high resolution CFES.

図1-11. 高解像度版CFESで計算された積分16年目11月17日の(上)850 hPa面での比湿 [g kg^{-1}](下)海面水温 [$^{\circ}\text{C}$].

(Desgagné et al., 2006).

スクリプス海洋研究所との共同研究では、NCEPの再解析データ (Kalnay et al., 1996) と領域スペクトル・モデルを用い、日本領域の10 kmメッシュの力学的ダウン・スケーリングの再解析を行なった。

上記の二つの共同研究の結果の解析は現在進行中である。

フランス国立海洋開発研究所との共同研究では、海洋の小さなスケールの微細構造現象に注目し、その詳細構造の解析および大規模場に及ぼすインパクトとメカニズムの研究が行われた。中緯度の海洋前線付近のサブメソスケール現象 ($\leq 30\text{km}$)を想定した理想化された設定での超高解像度シミュレーションでは、表層の現象はロスビー数が大きな非線形現象であり非地衡的な前線構造の発生がサブメソスケールの非対称なフロントや渦の物理現象を引き起し、表層に強い成層が形成されることを明らかにした (Klein et al., 2008)。また、海表面に3時間毎と日平均の異なる風応力変動を設定した場合を比較し、高周波の風応力が海洋内部に大きな鉛直運動を引き起し、その最大値は2,500mの海洋内部になることを示唆した (Klein, 2008)。一方、大気海洋結合モデルCFESでは20分毎の高頻度で大気と海洋の情報交換を行っており、2,000~4,000m深の海洋中深層で近慣性波による大きな鉛直運動が見られた (Komori et al., 2008)。現実的な海洋シミュレーションで、中深層の大きな鉛直運動を示した例はなく、まさに共同研究の成果である。また、赤道Deep Jetsを研究対象とした理想化された設定での超高解像度シミュレーションも行われ、西岸境界流の変動が励起する東進する混合ロスビー波によってDeep Jetsが生成されること (d'Orgeville et al., 2007)、混合ロスビー波が傾圧摩擦によって不安定となり高い鉛直モードの傾圧jetsとなること (Hua et al., 2008)を明らかにした。

謝辞

QuikSCAT衛星風応力データは、J-OFURO (<http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp/j-ofuro/>)のデータセットを轡田教授 (東海大学)より提供していただきました。

2. 計算地球科学研究開発プログラム 固体地球シミュレーション研究グループ

2.1 はじめに

我々は、地球シミュレータを駆使した大規模計算機シミュレーションを通じて、地球ダイナモやマンテル対流をはじめとする地球内部全体の構造とダイナミクスを理解することを目指し、そのために必要となる大規模並列計算手法や基本数値アルゴリズムの独自開発に積極的に取り組んできた。

2.2 インヤン格子の考案と応用

我々は球ジオメトリ用の新しい計算格子「インヤン格子」を考案した (図2-1)。インヤン格子は、大規模並列計算機に適した格子である。二つの合同な要素格子 (イン格子とヤン格子) が境界近くで部分的な重なり合って球面全体を覆う。各要素格子の境界上の値を相互補間することで、一種の境界条件として扱う。つまり、インヤン格子はキメラ格子手法の一種である。

我々は球面を合同な2つの領域に分割する幾何学的問題 (インヤン分割) と、一般化されたインヤン格子との関係も明らかにした。

また、マルチグリッド法をインヤン格子上で実装し、地球ダイナモの磁場の境界条件の改良に関する問題 (数学的には単位球の外側領域のポテンシャル問題をノイマン境界条件で解く問題) に適用して、その精度と高速さを確認した。

さらに、インヤン格子とカーチアン格子をやはりキメラ手法で融合させるコードも開発した。これは地球ダイナモシミュレーションモデルへの内核の組み込みを想定したものである。

2.2.1 インヤン格子に基づいた地球ダイナモシミュレーション

インヤン格子を地球ダイナモシミュレーションコードに適用し、その並列化とチューニングを行った。その結果、ESの512ノードを使った計算で、ピーク性能の46%の演算性能を

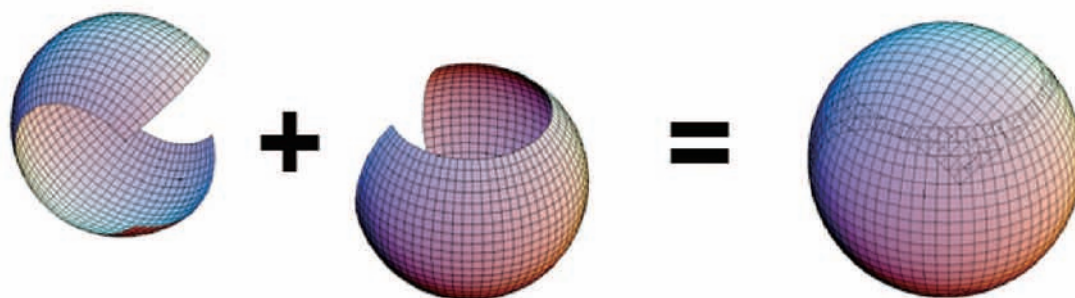


Fig. 2-1. Yin-Yang grid. An overset grid with two identical component grids in spherical geometry.

図2-1. インヤン格子.二つの要素格子を合わせた球面上のキメラ格子.

記録し、2004年のゴードン・ベル賞(Peak Performance)を受賞した。これは、インヤン格子が大規模な並列計算にも適した優れた計算格子であることを証明するものである。

インヤン格子を用いたダイナモコードによる512ノード(4096プロセッサ)を中心とした大規模計算により、高いレイリー数 Ra 、低いエクマン数 E での地球ダイナモシミュレーションを行った。低いエクマン数(=低い粘性率)のシミュレーションには高解像度が要求されるために実行が困難であった。インヤン格子を用いた我々のダイナモコードは、その高い並列計算性能により、これまでだれも到達できなかったほど低いエクマン数領域におけるダイナモを計算することに成功した。

その結果世界で最も低いエクマン数領域の地球ダイナモシミュレーションの結果、10のマイナス7乗のエクマン数領域ではジェット流を伴うシート・ブルーム対流構造が形成されること(図2-2)、およびそれに伴いヘリカルコイル電流構造と磁束管構造が形成されることが分かった。これらはどれもこれまでの高いエクマン数領域のダイナモシミュレーションでは見られなかった現象である。

この領域における対流構造やダイナモ機構は、高いエクマン数領域のものとは大きく異なる。対流は、50本以上の上昇および下降するシート状ブルームから成り、さらにそれは半径方向に枝分かれする。ブルームの幅はどこでもほぼ一定になる。磁場は局所的に束ねられ、磁束管が形成されることが分かった。その結果、電流構造は磁束管を取り巻くヘリカルコイル構造となる。このような磁束管は上昇ブルームに沿って形成されやすく、上昇ブルームが磁場を引き伸ばしダイナモ作用が起り、磁束管が形成される事が分かった。エクマン数を約10倍大きく変化させると、ブルームの幅が太くなるこ

とが分かった。また流れに蛇行する部分が見られるようになり、それに伴って蛇行する磁場も見られるようになった。ヘリカルコイル電流構造はおおむね維持されるが、やや崩れた構造になる。

2.3 インヤン格子に基づくマントル対流コードの開発

インヤン格子をすぐに応用したもう一つの固体地球シミュレーションのテーマは球殻マントル対流である。まず、マントル物質の内部発熱と、粘性率の強い温度依存性、の二つが対流パターンにどのような影響を与えるかについて調べた。その結果、粘性率の温度依存性の強弱によってマントル対流のパターンは、(i) mobile-lid 領域、(ii) sluggish-lid 領域、(iii) stagnant-lid 領域、の3つに分類できることが分かった。また粘性率の温度依存性がそれほど強くない場合(sluggish-lid領域)では、レイリー数が上がるにつれて、二つの上昇流をもつ対流パターンから、一つの上昇流をもつ対流パターンに遷移することが見いだされた。粘性率の温度依存性が強いstagnant-lid領域では、短い長さスケールを持つ多数の対流構造が特徴的となる。粘性率の温度依存性をさらに強めると、マッシュルーム型の上昇ブルームが規則的に並び、対流層の上端には比較的厚くて固いstagnant-lidが形成される。これは地球型惑星の表面に見られるリソスフェアに対応するものと考えられる。

また我々は、マントル物質の粘性率の温度依存性だけでなく、圧力依存性についても広範囲なパラメータ探索を行った。その結果、マントル対流層上下面の粘性率比が $10^4 \sim 10^5$ 以上の場合では、マントル表面を覆う低温かつ高粘性の境界層が発達する「スタグナント・リッド」型の対流パターンが得られた。スタグナントリッドの下のマントル対流はアスペクト比がほぼ1の非常に短波長な構造(次数6以上が卓越)で特徴づけられる。しかしながら、この短波長構造は地球及び他の地球型惑星のジオイド分布から推測される長波長構造の対流パターンとは異なる。そこでさらに上記の温度依存性の効果に加え、(i)マントルの粘性率がある深さ(地球の上部・下部マントル境界に相当する深さに設定)で急激に増加する場合と(ii)下部マントルの粘性率が深さに従って徐々に増加する場合の二種類の計算を行った。圧力依存性の程度により次数1~4が卓越する長波長構造の対流パターンが得られた。この「低次モード」のマントル対流パターンは地球及び他の地球型惑星で予想されている対流パターンに近い。特に(ii)の場合では、広範囲な圧力依存性の程度において次数1の対流パターンが得られた。

2.4 ACuTE法の開発

上述のインヤン格子マントル対流コードでは、対流のソルバ部分は古典的な手法を用いていたためその性能は十分でなかった。そこで我々は並列計算機に適した新しいマントル

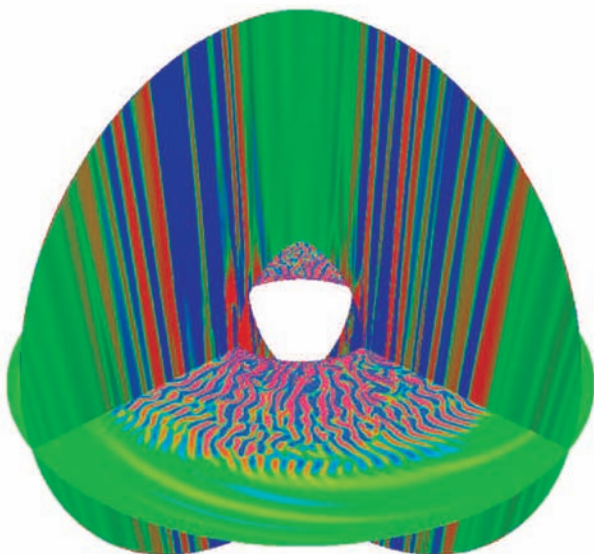


Fig. 2-2. Convection structure in the outer core with low Ekman number.

図2-2. 低エクマン数領域における外核の対流構造

対流用高速シミュレーションアルゴリズムを考案し、ACuTE法と名付けた。ACuTE法は、(i) 疑似圧縮法、(ii) 局所時間刻み法、(iii) マルチグリッド法、を組み合わせた手法である。

さらに我々は、ACuTE法で用いているマルチグリッド法の計算効率の徹底的な改善を行った。マルチグリッド法では、格子レベルが低く(粗く)なるにつれて計算規模が小さくなるために、ベクトル化効率と並列化効率が低下する。このために我々はagglomerationと呼ばれる手法を導入した。agglomerationでは、ある格子レベル以下の計算は一つのプロセッサに計算を集中させる。これにより我々は $1024 \times 1024 \times 256$ 格子の箱形マンテル対流計算において、地球シミュレータの64ノードでピーク性能の18%という、マンテル対流では世界最高レベルの性能を実現することができた。そして、この改良を取り込んだ箱型領域のACuTEマンテル対流計算により、熱伝導率の温度依存性が対流形態に与える影響を詳細に調べることができた。熱伝導率が空間的に一様な場合と、温度依存性がある場合のシミュレーション結果を比較したところ、熱伝導率の温度依存性があると、マンテル対流の上昇プルームの数が少なくなることがわかった。この結果は、現実の地球のマンテル対流にある大きなスケールのプルーム(スーパープルーム)の発生に熱伝導率の温度依存性が関与している可能性を示唆するものである。

さらにACuTE法を用いた箱形ジオメトリの下でのマンテル対流シミュレーションによって、マンテル最深部での相転移(ポストペロプスカイト相転移)がマンテル対流に与える影響に注目した研究を行った。この研究ではポストペロプスカイト相転移を特徴づける熱力学的性質のうち、相転移に伴う密度変化、及び底面境界の温度とそこでの相転移温度との大小関係、の2つを系統的に変えてシミュレーションを行った。シミュレーションの結果から、ポストペロプスカイト相転移が深部の熱構造に顕著な影響を与えるのは、(i) 相転移に伴う密度変化が極端に大きく、かつ(ii) 底面境界の温度がそこでの相転移温度よりも低い場合に限られることが分かった。条件(i)は相転移の際に大量の潜熱が出入りする必要があることを意味し、(ii)はポストペロプスカイト相転移がマンテル深部の広範な領域で起こることを要求している。

これら2つの条件が満たされた場合には、強い潜熱の出入りが相転移領域の熱構造に大きく影響し、そこでの鉛直温度勾配がポストペロプスカイト相転移の温度・圧力条件から決まるものに近くなることも分かった。しかしながら、高温高圧実験から見積られたポストペロプスカイト相転移の熱力学的性質と本研究結果とを照らし合わせると、実際のポストペロプスカイト相転移では相転移に伴う密度変化の大きさが十分ではなく、その結果下部マンテルの熱構造に与える影響は非常に小さいことが示唆される。

2.5 ACuTE法とインヤン格子の融合

我々が最初に開発した球殻マンテル対流コードは、インヤン格子を使った新しいコードであったが、このコードは大規模なモデルに適用すると計算速度が極端に遅くなるという課題があった。これはマンテル対流の流れ場の求解に用いているアルゴリズムに起因する。この点を解決するために我々は3次元球殻マンテル対流シミュレーションコードを新たに作り直した。このコードでは流れ場の求解に上述のACuTE法を採用した。そのため計算の大規模並列化が可能となった(図2-3)。このコードは、インヤン格子とACuTE法という我々が独自に開発した二つの計算手法の融合であるという点を強調しておきたい。

そして、このコードの演算効率を左右する、流れ場解法ルーチンのベクトル化作業を集中的に実施した。この結果、有限体積法ベースのプログラムでは世界最高レベルの空間分解能をもつ3次元球殻マンテル対流シミュレーションを実現することができた。またこれにより、本コードの系統的なベンチマークテストを高い空間分解能に至るまで実施し、その高い計算精度を改めて実証した。これと並行して、粘性率の空間変化に対する流れ場ソルバの頑健性の向上を図った結果、粘性率コントラスト1万倍程度で予想されている流れ場の長波長化を再現することができた。

2.6 プレート・マンテル統合計算を目指した新しいオイラー的な連続体手法の開発

粘弾塑性流体として見たときにマンテルとプレートは物性が大きく異なる。この二つを統一的に取り扱うシミュレー

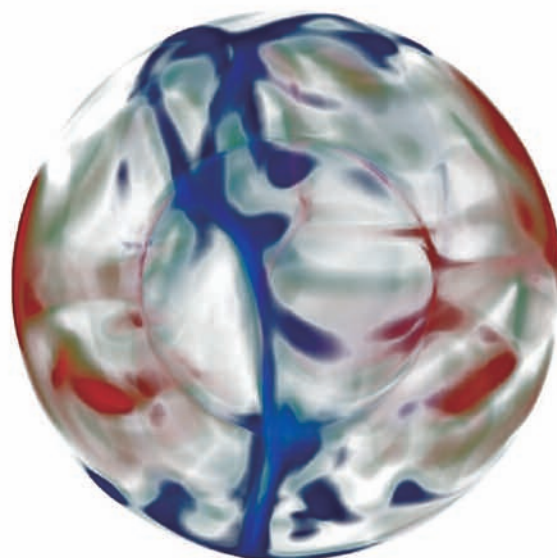


Fig. 2-3. A mantle convection simulation with ACuTE method on Yin-Yang grid.
図2-3. インヤン格子上でのACuTE法によるマンテル対流シミュレーション

シオンを行なうための第一ステップとして、大きな粘性コントラストを持つ粘弾性流体の数値解法を、セミラグランジュ法的一种であるCIP-CSLRをベースとして開発した。粘弾性の構成方程式としてマクスウェルモデルを採用し、応力テンソルの時間変化に関してはヤウマン共回転微分による形式を採用した。開発の主な要点としては、(i) 正のスカラー値である粘性などの分布が鋭く大きなコントラストを持つ際に、その移流において数値振動により負の値になることを防ぐ、数値的な処理方法の開発 (ii) プレートの複雑なレオロジーを解くために必要となるテンソル値の移流に対して、テンソル場が物質と共に回転する効果を、セミラグランジュ的な手続きの中で移流項と共に取り扱う新しい手法 (共回転セミラグランジュ法) の提案、さらに (iii) 大きな時間ステップに対応させるために、構成方程式の中で移流と回転以外の項、つまり応力の弾性的な蓄積や、粘性による緩和の効果を、いわゆる指数関数法での積分の導入、が挙げられる。このようにして、大きな時間ステップに対しても高精度な粘弾性流体の新しい数値解法を完成させた。

そして我々はこの手法をACuTE法に組み込み、3次元での粘弾性問題を高速に解く事を可能にした。我々の手法の有効性と精度を検証するため、3次元の粘弾性レイリーテイラー不安定性の計算を行い (図2-4)、粘弾性的な性質が再現されていることを実証した。

そして、この手法の有効性と精度を確認する目的で、fluid rope coiling現象に応用した。Fluid rope coilingのような複雑な現象では比較すべき単純な解析解がないため定量的な比較は困難であったが、近年開発されたfluid ropeの1

次元数値モデルを拡張して解くことで定量的な比較を可能にした。この研究により、我々のシミュレーションで扱われる、鋭く大きな粘性差で表現されるプレートなどの振る舞いは、解析対象として定性的にも定量的にも信頼がおけるものであることを示すことができた。さらに我々は、脆性破壊やマンツルの熱対流の結果として現れるプレート表層の変形などを、力学モデルとして取り扱うための手法の拡張に新たな取り組みを始めている。

2.7 FEMとBIEMの組み合わせによる地震サイクルシミュレーションコードの開発

プレート沈み込みに伴う巨大地震の断層面への応力蓄積、そこでの地震発生による応力解放といったプレート境界で発生する一連のプロセスを計算機上で再現する試みは、地震サイクルシミュレーションと呼ばれる。現在主流となっている地震サイクルシミュレーションの計算手法は計算の簡単化のために半無限遠まで広がる弾性一様媒質および線形性を仮定した半解析的手法である。つまり、媒質として「ずれ」に対する応力応答の解析関数が分かっている理想化媒質を仮定し、断層にわたる「ずれ」と「ずれ応答」との積の境界積分により応力場を評価し、摩擦則と結びつけることにより断層のすべり挙動をシミュレートしている。この手法は、解析的な「ずれ応答」を使用するため断層上での応力精度が高いというメリットがあるものの、不均質な媒質分布に対しては数値的に「ずれ応答」を見積もる必要性から計算時間が膨大になる、あるいは非線形性を持つ場合には原理的に適用できないという問題がある。

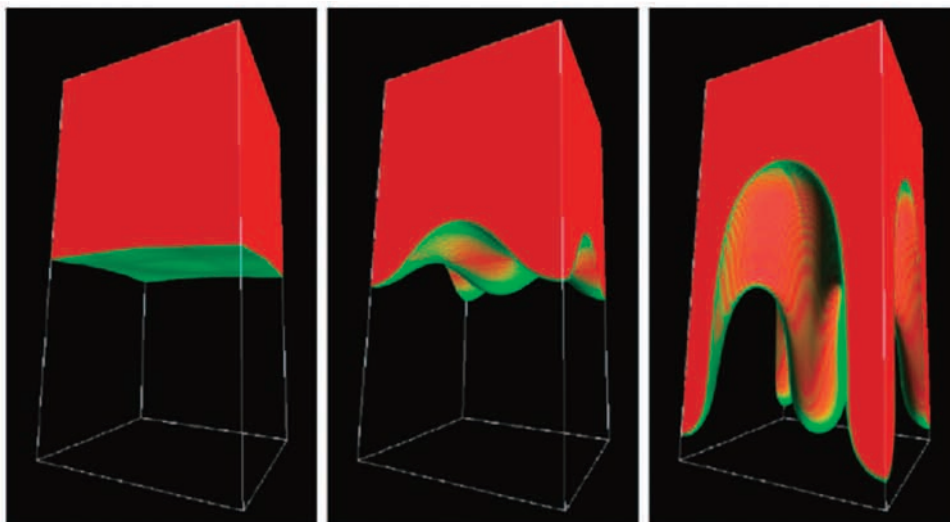


Fig. 2-4. Snapshots of simulated Rayleigh-Taylor instability : validation of our simulation method for viscoelastic property

図2-4. 粘弾性流体の新しい解法の検証。レイリーテイラー不安定性。

我々が住む日本列島のような沈み込み帯では、地震波トモグラフィから示唆される強い不均質構造が存在する。そのような解析的には「ずれ応答」が求まらない複雑な不均質構造を考慮し、その影響をシミュレーションに反映させることが、現実の地震発生とシミュレーション結果とを結びつけるために不可欠であろう。つまり、1)断層近傍の応力場を精度良く評価すること、2)不均質弾性・粘弾性媒質の取り扱いが可能であること、の両者を満足する計算手法が必要となる。しかしながら、境界積分方程式法(BIEM)・有限要素法(FEM)などの単一の数値計算手法では、これらの両立は困難である。このため、両手法の長所のみを抽出・カップルさせる手法を地震サイクルシミュレーションコードに実装し、その有効性を検証した。具体的には、モデル断層が以下の3つの媒質モデル; (a)解析的な「ずれ応答」をもつ半無限弾性媒質 (b)半無限弾性媒質と同じ物性をもつFEモデル (c) bと同じFEメッシュを持つ不均質なFEモデル に存在するとして、それぞれの媒質モデルについて平行に断層剪断応力を評価する。ここで、モデルb、モデルaによって計算された剪断応力の差分は、FEMの離散化に起因する誤差に対応するとみなせる。もし、不均質FEモデルcに対し断層周囲に不均質が存在せず、断層はモデルa、bと同一の弾性媒質からなる『断層帯』で覆われていると仮定すれば、不均質FEモデルcによって評価された応力場から、モデルbとモデルaの差分で表されるFEM計算の離散化誤差を差し引くことによって、不均質媒質中の断層応力場を評価すればよい。つまり、境界積分方程式法により、断層近傍での応力精度を保証し、2種類のFEM計算の差分によって断層面外に存在する不均質構造による影響を抽出していると考えればよい。この手法の適用によって断層面に対し極端に細かなFEメッシュを使用することなく精度の良い2次元粘弾性不均質場での地震サイクル計算が可能となりつつある(図2-5)。

3. シミュレーション高度化研究開発プログラム 複雑性シミュレーション研究グループ

3.1 はじめに

複雑性シミュレーション研究グループの中期計画目標は、“海洋・大気結合系等の複雑・非線形・非定常な系での時間積分を、できる限り自然に忠実な方法で長期間・安定・精緻に行うため、新たな計算理論と「地球シミュレータ」に最適なプログラムを開発する”ことである。この目標を達成するため、地球シミュレータの計算能力を最大限に活用可能な、全球スケールから都市スケールの気象、気候現象を扱えるマルチスケール・マルチフィジックス予測シミュレーションコードの研究開発を推進してきた気象、気候変動の予測シミュレーションにおける精度向上のためには、スケールの異なる現象の相互作用を扱うことが必須である。しかしながら、現象の単位、例えば、雲のなりたちの単位O (100m)と、現象の単位、例えば高気圧や低気圧のスケールO (1000km)を同時に扱えるシミュレーションコードは、現時点では存在しないため、開発自体が世界に先駆けたグランドチャレンジである。本コードを使用した気象、気候変動現象のメカニズム解明への応用は、学術的な意義はもちろんのこと、本コードを使用したシミュレーション予測が予測精度の向上という社会的要請への回答へも繋がっていることを念頭に、研究開発を推進している。本稿では、地球シミュレータプロジェクトにおける成果を中心に紹介するとともに、今後の展開についても言及する。

3.2 MSSGがめざすシミュレーション

これまでの気象予測や気候変動、気候変化予測に用いられてきた予測モデルは、球を対象とするような長い時間、および大きな空間を対象とする気候変動予測モデルは、対象とするスケールが異なることから、異なる予測モデルが使用されてきた。数時間の気象現象を予測する際には、大気鉛直

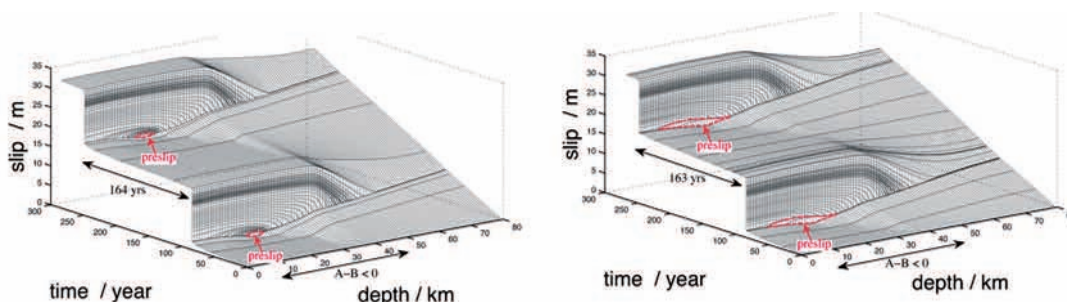


Fig. 2-5. The spatio temporal variations of slip on the fault for (left) homogeneous elastic model and (right) viscoelastic layered model during two seismic cycles

図2-5. 断層滑りの時間発展の比較.弾性均質モデル(左)と不均質粘弾性モデル(右).

対流の扱いに仮定をいれずシミュレーションすることが重要になる一方、気候変動や気象変化を扱うモデルは、全球を対象とし、鉛直方向の対流の時間・空間スケールよりも、水平スケールの現象のほうが圧倒的に大きいため、重力と気圧傾度力が釣り合っているとする近似(静水圧近似)が用いられている。この仮定は、総観スケールの現象(水平数1000kmのスケールの現象)に対しては非常によい近似をすることが知られている。これらのことから、気象と候変動予測に用いられてきたモデルは、現象の時間、空間スケールにより異なるモデルを用いてきた(図3-1)。

しかしながら、たとえば、赤道上的雲の分布が地球全体の気候変動へ影響を与える可能性が示唆されていること、あるいは、雲の種類が地球の放射過程を介して全地球の熱的な循環や気象の変化、気候変動に影響を与えている可能性があることなど、雲に代表される空間単位が数100m、時間スケールとしては数時間の現象と、雲の生成過程や消滅過程の時空間単位よりはるかに長く大きい気候変動のスケールの現象との相互影響を同時に扱う必要性が示唆されてきている。

気象予測と気候変動予測や気候変化予想において異なるモデルを用いてきた理由のひとつは、計算機資源の問題である。2002年3月に稼働を開始した地球シミュレータは、その目的のひとつとして、従来の気候変動や気候変化の予測で用いられてきた水平数100 kmの解像度を約10 km程度とし、問題規模を約1000倍大きくして、例えば台風の構造をより詳細にとらえることができるように、ということを目指として

掲げた。稼働当初において、地球シミュレータ以前では領域に対してであった水平解像度10 kmでシミュレーションが、全地球を対象にすることが可能となり、大気や海洋の詳細構造が捉えられることが示された[1]。しかしながら、全地球10 kmの水平解像度での気候変動予測や気候変化予測において求められる長期シミュレーションは、高速化の工夫をした上に地球シミュレータをもってしても実現はできていない。雲の生成単位である数10mから数100mでの解像度で、かつ長期の予測シミュレーションを可能となれば、温暖化が進んだ際に各地域の気象や気候変動に大きな影響を与えるエルニーニョやインド洋ダイポール現象がどのように影響を受けるのか、またそのような状況下において、地域の気象や気候変動がどのように影響を受けるかについて、現在よりもさらに詳しい議論が可能である。このような観点の学術的な歴史は古く、気象予測を延長して季節変動予測がどうして困難であるか、などの議論にさかのぼる。難しい問題があることを認めたいうえで、私たちの身近な気象予測と気候変動や気候変化の予測とをどのように結び付けることが可能であるかについて議論することは、学術的な意義だけでなく、温暖化に際してどのような対処が可能であるかについての社会的な要請にも応える非常に大きな意味を持つグランドチャレンジと位置付けることができる。

地球シミュレータセンターでは、地球シミュレータ稼働当初から、上記に述べてきたような気象と気候変動予測を結びつけるための、複数の時間、空間スケールをシームレスに

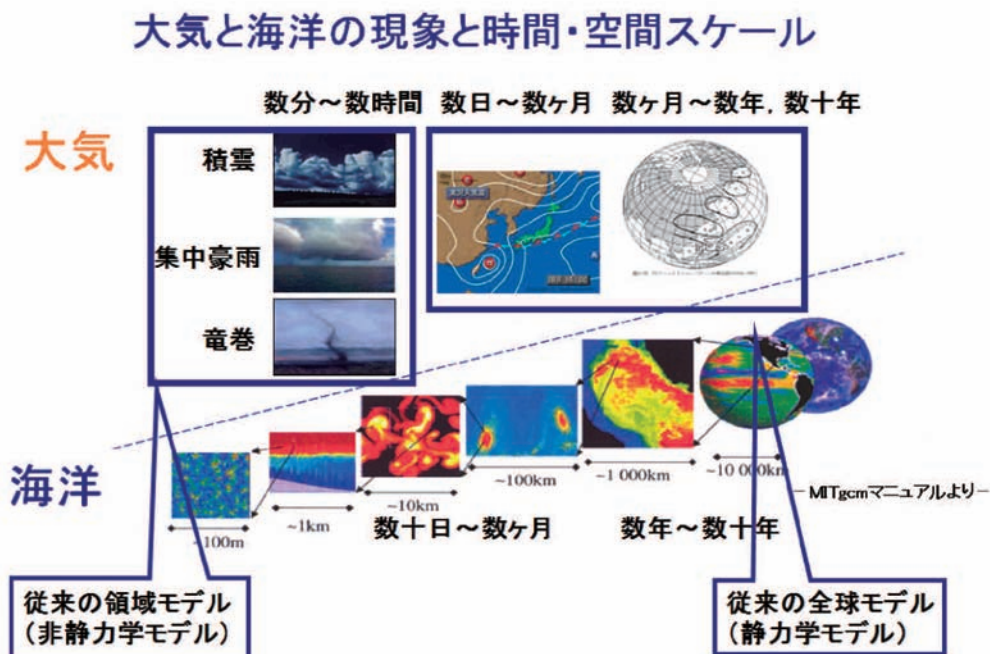


Fig. 3-1. A schematic figure of time/space scale of phenomena in atmosphere and ocean.

図3-1. 大気と海洋の様々な時間、空間スケールの模式図。

扱えるようなシミュレーションモデルは、どのようなモデルである必要があるのか、また最適であるかについての検討を開始した。まず、地球シミュレータを最大限に活用した場合、予測モデルはどこまで解像度を高くすることができ、そのモデルはどの程度の現象を再現、予測できるかについての研究開発を推進してきた。この目的を果たすために開発を大気海洋結合モデル: Multi-Scale Simulator for the Geoenvironment (MSSG)である。

大気と海洋では、時間と空間スケールの関係が、ほぼ線形の関係にあることが知られている。たとえば、大気現象を例にとると、積雲の成り立ちや集中豪雨、竜巻などは、発生から収束までが数分から数時間の時間スケールであり、局所的な空間スケールである。それに対し、低気圧や高気圧の一生はそれより長い数日から10日程度で数1000kmの空間スケールである。これらの時間、空間のスケールの大きさと現象は、海洋においても成り立ち、数1000 kmスケールでの現象を大気では総観現象といい、水平スケールが鉛直スケールより卓越することから、より小さな、鉛直スケールを無視できないスケール(積雲などの鉛直対流が顕著な現象など)で異なるモデルを用いてきた。

3.3 MSSGの概要と特徴

大気海洋結合モデル: Multi-Scale Simulator for the Geoenvironment (MSSG)の特徴に、まず、全球に採用しているYin-Yangグリッド[2]を挙げるができる。Yin-Yangグリッドは、3次元の2つのパネルをちょうど野球のボールのように、球面に張り付けた構造をした格子である(図3-2)。Yin-Yangグリッドは、従来の緯度経度座標系の一部(北緯45度と南緯45度、経度0度から270度で囲まれた領域)をひとつのパ

ネルとして、緯度と経度方向に90度回転させたもうひとつのパネル(図3-2(a))でピンク色で示した座標系でありE系とよぶ)を張り合わせて構成する。緯度経度座標系と比較すると、緯度経度座標系では、北極と南極の周りと赤道上での格子点数が同じことから、北極点と南極点のごく近傍では、シミュレーションの際に計算に必要なグリッド点が集中する。Yin-Yangグリッドでは北極と南極に相当する特異点がないために、特異点近傍でのグリッドの集中がない。そのかわりにE系とN系が重なり合う部分が存在する(図3-2)。

シミュレーションの計算をする場合には、安定に計算を行うために、グリッド点間の距離が短い部分に合わせて計算ステップを短くする理論的な必要条件があるため、緯度経度座標系のグリッド点の集中は、計算ステップの幅を小さくとらなければならないという制約をもつことになる。例えば、緯度経度座標系で等間隔にグリッド点を定義しようとする、北極や南極の近傍では、赤道上的グリッド点間隔の約10分の1以上になるので、それだけ計算ステップの時間間隔を短くとらなければならない。Yin-Yangグリッドでは、最もグリッド間隔が短くなる場合でも赤道域と比べると高々3分の1程度であるため、同じ水平解像度を仮定した場合、緯度経度座標系より計算が速い。

図3-2は、Yin-Yangグリッドを全球上に張り付けた模式図であり、(b)はYin-Yangグリッド上における全球と詳細解像度領域のネスティング手法による結合の模式図である。グリッドが重複する領域については、それぞれの領域内におけるグリッド上において計算を行い、各パネルの境界に相当するインターフェイス上のグリッドにおいてのみ、他方のグリッドから補間して値を決定する。重複領域のグリッドの値を求める手法は、多くの手法が提案されているが、MSSGでは、イン

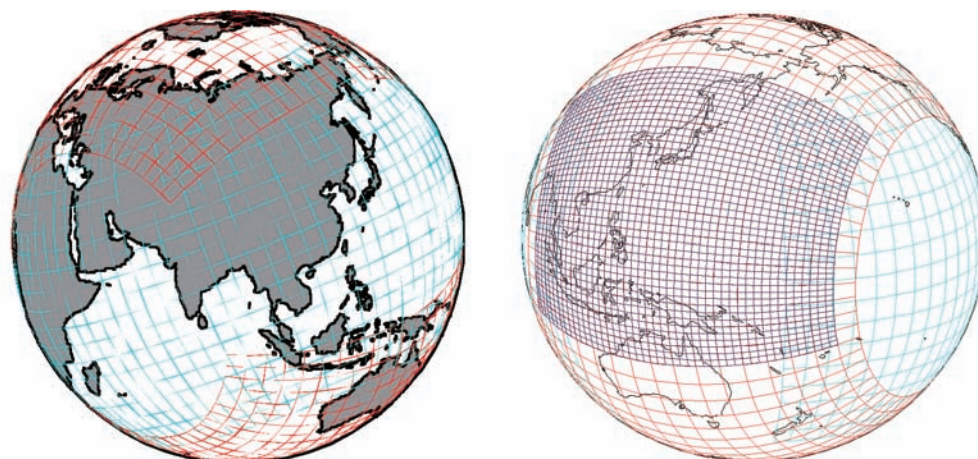


Fig. 3-2. Yin-Yang grid system which is composed of two three dimensional panels on the sphere. (a) shows the sphere covered 3-D two panels and (b) shows a nested area on the sphere with finer resolution.

図3-2. Yin-Yangグリッドの模式図。

ターフェイス上のグリッドにおいてのみのパネル間の情報交換を行う手法を採用している。(b)の群青色で示した詳細グリッド領域は、水平境界値として粗いグリッドの全球シミュレーション結果を補間して与える。全球から領域への境界条件としての情報提供のみを行う結合手法をワンウェイ・ネスティング(1-way nesting)といい、全球から領域へ、同時に領域から全球へ情報を両報告へ交換する場合は、その結合手法をツウウェイ・ネスティング(2-way nesting)という。1-way, 2-wayともに多くの情報の交換手法が提案されている

しかしながら、周囲を払わなければならない点は、Yin-Yangグリッド上の二つのパネルの接合部分の計算である。一方のある上のグリッド点で計算された値を、もう一方のパネル上のグリッド点の計算に必要な情報を、補間計算などを用いて伝達させなければならない。その際には、質量などの物理量を保存するように情報を伝達しなければならない。物理量を保存しかつ精度よく情報を伝達する手法を開発し、MSSGに実装した結果、計算機の丸め誤差程度で保存性が確保できるようになった[3]。

Yin-Yangグリッドは、基本的には緯度経度座標系であるので、例えば、高精度の計算手法や領域モデルとしての境界条件の設定など、これまでに蓄積されてきた多くの緯度経度座標系

における知見をそのまま活用することができる。例えば、図3-2(b)に示すように、全球の中の領域を詳細に計算する手法を、従来の知見そのままに利用することができる。この領域は、どのような広さでも複数設定が可能であるので、対象としたい領域に集中して格子を配置し計算することが可能である。

大気海洋結合モデル: Multi-Scale Simulator for the Geoenvironment (MSSG)の特徴、特に大気コンポーネントMSSG-Aの特徴として、Large Eddy Simulationモデルという、数cmからのスケールを扱うことが可能な乱流モデルを採用している点、雲の単位(数100m)を扱うことが可能な雲微物理モデルを採用している点、および大気コンポーネント:MSSG-A、海洋コンポーネント:MSSG-Oともに同じYin-Yangグリッドを採用して大気海洋相互作用をモデル化する際の物理量の保存を保障できる点を挙げることができる。これらのモデルを採用したことで、図3-3に示すような全球スケールから都市スケールまでの現象をシミュレーションの対象にできるモデルが実現した。

MSSGは、全球(a)から、領域スケール(b)、都市スケール(c)をネスティング手法を用いてシームレスに繋げたシミュレーションが可能で大気海洋結合モデルである。

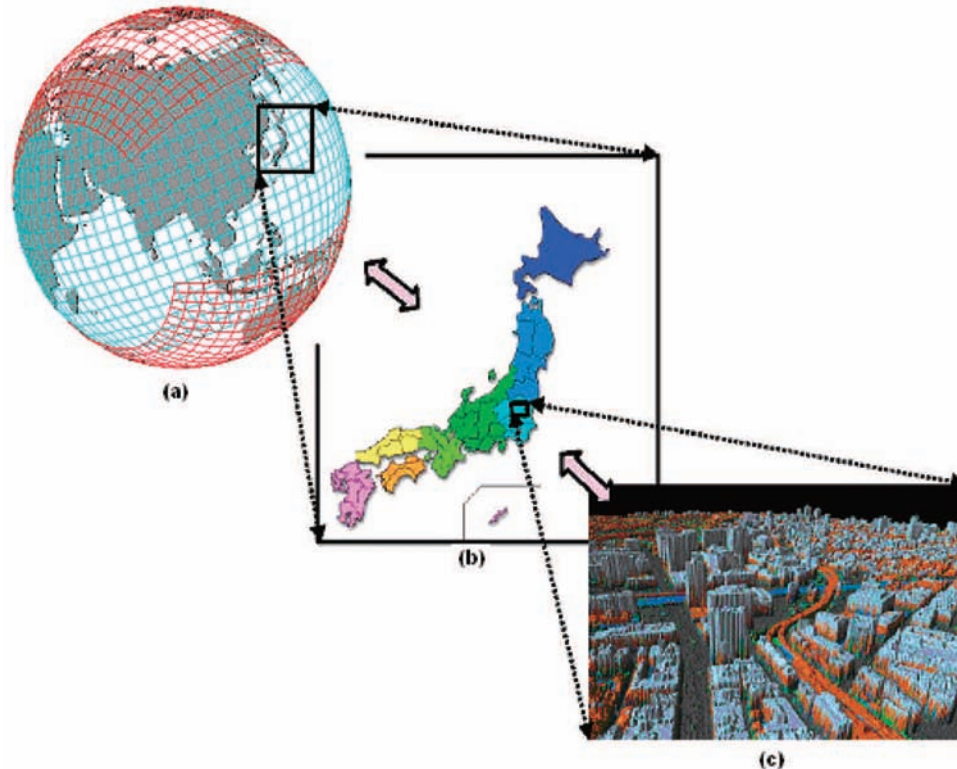


Fig. 3-3. Time/space scale hierarchy for MSSG. (a) Yin-Yang grid system for the global. Each colored panel is corresponding to Yin and Yang grid, respectively. (b): Japan region is nested with two way interaction to the global. (c): As our near future target simulations, urban scale weather/climate simulations will be allowed with two-way interactions to the global/regional scale simulations. Urban topography was lent by Geographical Survey Institute.

図3-3. MSSGが対象とするスケールの模式図。

3.4 MSSG 地球シミュレータ上での計算性能

地球シミュレータではノード間、ノード内、プロセッサ内の3段階の並列化を考える必要がある。ノード間は分散メモリ環境であり、MPIかHPFを使用して並列化を行うことが可能であり、ノード内は共有メモリ環境であるので並列化はマイクロタスクかOpenMP、あるいはノード間と同様にMPI、HPFによって実装可能である。加えて、プロセッサ内はベクトルプロセッサにより並列実行されるが、予備的な計算性能試験を行った結果、MSSGではMPIによるノード間並列化手法とマイクロタスクによるノード内並列化手法を採択した。

全球をシミュレーションの対象とする解像度(水平解像度は10 km以下)を想定すると、水平解像度は10 kmとしても水平グリッド数は約400×200となり、鉛直グリッド数を数100層としても、水平グリッド数のほうが鉛直グリッド数に比べてはるかに大きい。計算上の依存関係については、水平方向では、東西南北に相当する4方向の周囲のグリッドにおいて計算された値を用いることになり、情報の通信が必要である。その一方で、鉛直方向のグリッドは、鉛直上下方向のグリッド点の値を用いて計算されることから、鉛直方向のグリッド点は、その水平隣の鉛直グリッド点からの情報を使用して計算されることはない。これらの特徴から、経度緯度に相当する水平方向のループ長が最も長くとることが可能であり、ベクトル化に適していると考えられる。さらに、鉛直上下方向のグリッド点の値を用いて計算される鉛直方向の並列化は、鉛直方向の対流、乱流モデルや雲微物理モデルを拡張した場合においても影響が少ないように、並列ループを柔軟に変えられるマイクロタスクを採用した。その結果、MSSGにおいては、MPIによる分割は緯度方向と経度方向の2次元領域分割とし、鉛直方向にはマイクロタスクを用いて並列化することとした。図3-4は、計算ノードを16とした場合の、1次元領域分割と2次元領域分割をした場合の分割領域と、N系とE系間の領域間の通信を示した模式図である。1次元分割では、ひとつのノードが(黒色のノード)が少量の情報を多くのノード間で交換しなければならないのに対して、2次元分割では、ノード間の情報交換は1次元分割より多く、情報交換が必要となるノードの数も少ないことから、効率的に通信を行うことが可能である。

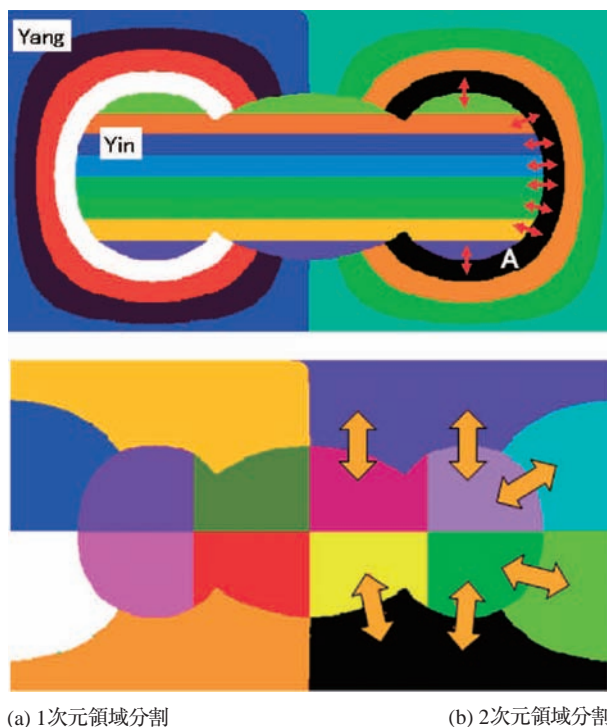


Fig. 3-2. Schematic features of domain decomposition on Yin-Yang grid system. (a) shows one dimensional domain decomposition for region and (b) presents two dimensional domain decomposition.

図3-2. Yin-Yang格子を1次元領域分割した場合と2次元領域分割した時の比較。

Table. 3-1. Computational performance on the Earth Simulator.

表3-1. MSSG, MSSG-AおよびMSSG-Oの地球シミュレータ上での計算性能。

ケース	ノード数	CPU数	格子点数	Mflops/CPU	ベクトル長	ベクトル化率	Tflops	ピーク性能比	加速率	並列化率
結合	512	4096	3662807040	4166.7	229	99.3%	17.07	52.1%	461.0	99.9973
	384	3072		4273.8	229	99.3%	13.13	53.4%	354.6	99.9968
	256	2048		4401.9	229	99.3%	9.02	55.0%	242.6	—
大気	512	4096	2713190400	4575.2	228	99.5%	18.74	57.2%	479.1	99.9983
	384	3072		4606.1	228	99.5%	14.15	57.6%	365.2	99.9969
	256	2048		4692.4	228	99.5%	9.61	58.7%	247.5	—
海洋	498	3984	4718592000	3629.3	240	99.3%	14.46	45.4%	401.3	99.994
	398	3184		3568.5	240	99.3%	11.36	44.6%	333.7	99.989
	207	1656		4234.3	240	99.3%	7.01	52.9%	188.2	—

上記の並列化の基本方針に加え、計算性能を向上するために、MSSG-A、MSSG-Oそれぞれに対し、また、MSSG全体に対して、以下の手法を用いて地球シミュレータ上で徹底的に計算性能最適化を行った。

- 最内側ループのベクトル化によるベクトル効率の向上
- マイクロタスクのオーバーヘッドを削減するためのループ融合の実施
- インライン展開によるベクトル化の促進
- 依存計算のループ外への移動によるループ長の確保
- サブルーチンの統合による小規模処理の減少
- ライブラリ関数の計算アルゴリズム最適化
- 通信部の統合による通信効率の向上

これらの計算性能最適化後、大気：MSSG-A、海洋：MSSG-O、結合：MSSGそれぞれに対して、地球シミュレータ上での計算性能を測定した結果を表3-1に示す。まず、ループ長を確保する戦略が活かされ、ベクトル長が保持されるとともに、徹底的なベクトル化を行った結果が、高いベクトル化率に反映されている。また、ピーク性能比は、大気コンポーネントMSSG-Aでは、約60%を示し、実アプリケーションとして地球シミュレータの性能を最大限に活用可能な性能を達成した。MSSG-Oにおけるピーク性能比は、MSSG-Oのみに用いているポアソンソルバーの性能を反映している。しかしながら、並列化にあまり適さないと一般的に称されるポアソンソルバーに対して、MSSG-Oでは非常に高い計算性能を達成した。本稿では、本ポアソンソルバーについての計算性能最適化についての詳細は割愛するが、AMGCG法の計算効率の向上が本性能の達成に非常に大きく貢献してい

ることを付記しておく。結合モデルMSSGにおいては、海洋コンポーネントMSSG-Oにおける性能の影響を受けてはいるが、結合モデルとしては世界的にも非常に高い計算性能を達成した。MSSG、MSSG-A、MSSG-Oにおける並列化率のいずれもが、99.99%以上を実現しており、この性能は、理論的には、地球シミュレータの約60倍の大きさの計算機まで、計算効率が線形に向上することに相当する。

表における結合、大気、海洋は、それぞれ、MSSG、MSSG-AおよびMSSG-Oを表す。注目すべきは、ピーク性能比、加速率、並列化効率であり、実アプリケーションとして地球シミュレータの性能を限界まで使用していると判断できる。

3.5 成果の紹介

MSSGの開発の目的は、気候変動などの全球スケールの現象や、その影響が領域のスケールにどのような影響をあたえるか、また、さらに詳細な都市スケールの気象や気候変動にどのような影響があるのかを統一的に扱えるような大気海洋モデルを構築することである。図3-3に示したように、全球、領域、都市スケールのそれぞれのスケールの現象に焦点をあてて、詳細化することができるようなモデルMSSGを開発したことによりその目的を達成した。本章では、それぞれのスケールに焦点をあて、MSSGを用いて実施したいくつかの事例シミュレーションの結果を紹介する。

まず、大気コンポーネントMSSG-Aを使用した全球シミュレーションの結果を紹介する。図3-5に示すシミュレーション結果は、水平解像度1.9km、鉛直層としては30kmまでの高度を不等間隔で32層に設定した総計約50億グリッドポイント上

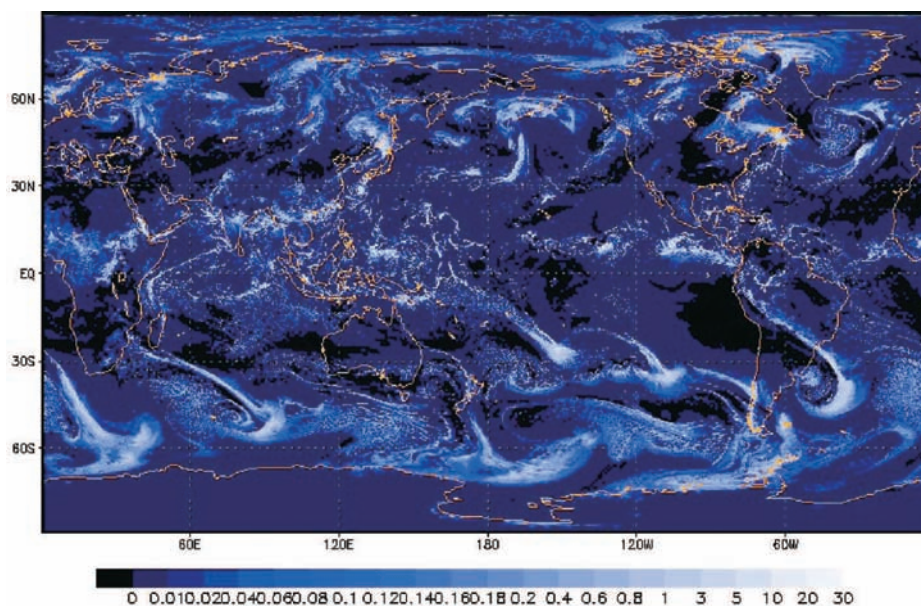


Fig. 3-3. Precipitation distribution snapshot of global simulation with 1.9 km horizontal resolution (mm/h). Instantaneous global precipitation distribution (mm/h) plotted every 6 hours obtained by validation experiments.

図3-5. 水平解像度1.9-鉛直32層の全球MSSG-Aを用いたシミュレーションにおける降水分布。

のシミュレーションである。この規模の3次元全球大気のシミュレーションは世界的にも前例がない超大規模なシミュレーションであり、現実的な地形を設定して、全球大気全体の特長と地球シミュレータ上での計算の限界を同定することを目的に行ったものである。このシミュレーション結果から、台風や前線の降雨の様子や、前線構造に沿った降雨分布が日変化としてとらえられ、地形の影響を大きく受ける熱帯域の降水分布などがとらえられていることを確認している。

水平解像度の違いが、気象現象の再現や予測精度に大きな影響があることは、従来より指摘されている。また、それはMSSG-Aにおいても同様である。MSSG-Aを用いることで、全球を計算しながら、各時刻の全球シミュレーションの結果を、詳細にシミュレーションしたい対象領域の境界条件として与え、対象領域内のグリッドを詳細にしてシミュレーションを行うことが可能である。図3-6は、同じ2003年台風10号に対して、日本領域をさらに詳細に設定し、水平解像度1.13km、

鉛直層数32層の再現シミュレーション結果から算出した積算降雨量である。MSSG-Aによるシミュレーション結果は、観測データのアメダスの設置間隔である約17kmより詳細な情報を提供していることになる。今後、シミュレーション結果を各観測地点ごとの積算降雨状況と詳細に比較検証する必要があるが、水平解像度を詳細にすることにより、地域に密着した地形性降雨もより詳細に再現が可能であることを示唆している。

図3-7は、冬季において、日本領域で観測される顕著な現象のひとつである日本海の寒気吹き出しの再現シミュレーション結果である。日本領域の水平解像度は1.3km、鉛直は30km高度までを不等間隔で32層とした設定は、図3-6と同様である。図3-6は、衛星赤外画像とシミュレーションによって得られた光学的な雲の厚さをそれぞれ示す比較した結果である。日本海側における発達した帯状雲と太平洋側の筋状雲がよく再現されている。

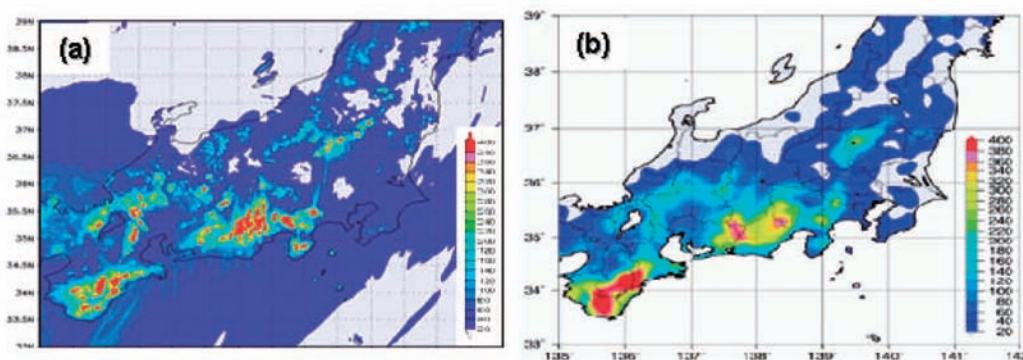


Fig. 3-6. Precipitation distribution with different horizontal resolution. (a) presents results of regional simulation by MSSG-A with 1.13 km horizontal resolution and (b) shows observational data during the same term.

図3-6. 2003年台風10号に対して、日本領域を水平解像度1.13km、鉛直層数32層で再現シミュレーションした結果から算出した積算降雨量と観測との比較。左図(a)は、対象領域の水平解像度を1.13kmに設定したときのシミュレーション結果より算出した積算降水量、右図(b)は東京管区気象台から発表されたアメダスのデータによる観測から得られた積算降水量である。

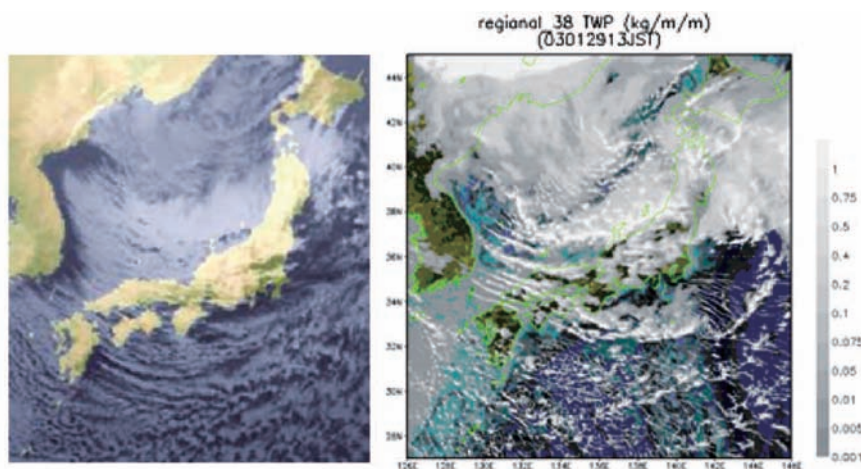


Fig. 3-6. Hind cast simulation results of cloud distribution in winter season in Japan area.

図3-6. 冬季日本海における寒気吹き出しの再現シミュレーション結果。

2003年1月29日13時における衛星赤外画像(右図)とシミュレーションによって得られた光学的な雲の厚さを比較した結果である。冬季に特徴的な日本海側における発達した帯状雲と太平洋側の筋状雲がシミュレーション結果において再現されている。

図3-5, 図3-6に示したMSSG-Aを用いた日本領域を詳細に計算したシミュレーションでは, 全球の初期値は, (財)気象業務支援センターから配布されている全球を約100kmの水平格子間隔のグリッドデータ (GPV:Grid Point Value; 格子点値) と, 日本領域には, メソ数値予報モデルGPV (MSM)の格子間隔20kmメッシュデータを, それぞれ線形補間を行いMSSG-Aにおける初期値として使用した. 補間から得られるMSSG-Aの初期値は, 約1kmの解像度に比較して粗く詳細な情報を保持してはいない. しかし, シミュレーションにおいて擾乱が形成され, 詳細な降雨分布や雲の生成を再現できることが示唆される結果となっている.

MSSGの大気コンポーネントMSSG-Aと同様に, 海洋コンポーネントMSSG-Oにおいても, 大気の状態を境界値データとして与えることで, 全球の海洋や領域に焦点をあてたシミュレーションが可能である. ここでは, 北太平洋の領域に対するシミュレーション結果を紹介する. 格子間隔は水平方向に約11km, 鉛直層数は水深5kmの深さまでを40層に設定

してシミュレーションを実行した. 水平方向の境界条件, つまり陸と海洋との境界は, 速度にディリクレ境界条件, 温度, 塩分にノイマン境界条件を設定している. 海面における境界条件は, 大気の状態から算出した風応力による運動量と流速, および温度, 降雨や河川からの流入による淡水フラックス, 塩分のフラックスの流入と流出を設定した. 風応力として, National Centers for Environmental Prediction (NCEP)が配布している観測データから換算した再解析データのなかから, 1年の12ヶ月分に相当する各月の平均データを時間方向に線形補間して, シミュレーションの各時刻における境界データとして用いた. 温度・塩分には, WOA98と称される1989年から1999年の11年間を平均して作成した月平均気候値データを用いた. 初期条件は, 温度・塩分には, WOA98の1月気候値をMSSG-Oに適合する解像度になるように線形補間して与え, 初期の速度場は静止状態とした. 16年シミュレーションした後の, 水深5mの温度 (図3-8上図)と100m深の流速の水平分布 (図3-8下図)を示す. シミュレーションの流速の

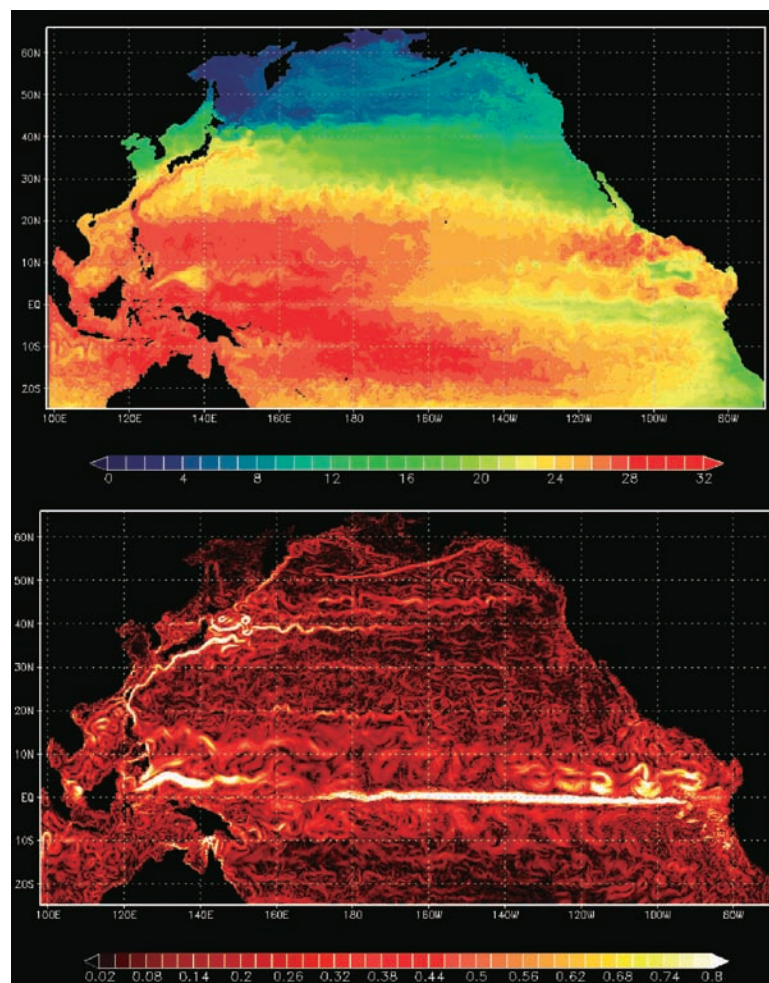


Fig. 3-8. Snap shot results from regional simulations with the ocean component after 15 years integration. Upper: sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 15m depth from surface. Bottom: absolute value distribution of horizontal velocity (m/sec) at 105 m depth. Color contour in Bottom one is used referring to the color bar in <http://ecco.jpl.nasa.gov/cube sphere>.

図3-8. MSSG-Oにより再現された北太平洋における水温と流の場。

初期値は0であるが、風応力で海表面が駆動され、Geostrophicバランスが形成され、赤道反流、黒潮、親潮などいくつかの特徴的な海流が再現されている。北緯30以上は、16年の積分期間では、十分に表現されないことが知られていることから、日本に沿って流れる黒潮流域は、銚子より北で西向きに流れの方向を変えておりオーバーシュートが見られるが、大域的に妥当な海盆スケールの構造、詳細な渦構造が再現されている。

16年間積分した最後の10年について平均をとった夏の北太平洋の5m深の海面水温分布(上図)と100m深の流の速さを示している(下図)。上図では、日本海域の黒潮の様子、インドシナ域の多島海の東側のwarm pool(ワーム・プール)とよばれる30度にも達する温かい海域の様子、東北太平洋赤道域にあるcold tongue(コールド・タン)と称される温度の低い深い海水の湧昇を期限とする冷たい海域の分布が、観測データと比較してもリアリスティックに表現されている。下図からは、海洋の内部が様々なスケールの渦が構成されていることがわかる。これらの渦は、熱を伝達するために大きな役割を果たしている。赤道域に東から西に流れる焼く1m/secの速さで流れる赤道潜流もよく再現されている。

MSSG-Oを用いて、さらに詳細な海洋の流れをシミュレーションすることが可能である。日本沿岸における海洋の流れの状況についてのシミュレーションや予測は、さまざまな産業を支える大きな社会的な意義がある。例えば、東京湾、相模湾、駿河湾と黒潮流域との相互影響を調べるために、より詳細な解像度でシミュレーションが必要であり、MSSG-Oはそれを可能にする。図3-9上段は、水平750m解像度でのMSSG-Oを用いたシミュレーション結果であり、図3-9下段は水平11km解像度でのシミュレーション結果である。これらのシミュレーションを比較すると、海岸線や海底地形が詳細に表現でき、島や湾を改造するためには、水平750m程度の水平解像度が必要であることがわかる。海岸線と海底地形が詳細になったことに起因して、流れ場が劇的に変わることが、シミュレーション結果から明らかである。島々の存在は、流れの下流方向に剥離渦を形成し、岬の先端からも剥離渦が形成されることが確認できる。これらの渦の存在は、海表面温度の分布や流れ場の変化を生起する原因のひとつである。

上段の2つの図は水平750m解像度での海岸線と海底地形の深さ分布(上図)、とMSSG-Oによるシミュレーション結果(下図)である。下段の2つの図は水平11km解像度での海岸線と海底地形の深さ分布(上図)、とMSSG-Oによるシミュレーション結果(下図)である。シミュレーション結果は、いずれも2003年9月4日日本時間15:00の海表面の速さを示しており、約1m/secの速さの黒潮の分布がとらえられている。左列の海岸線と海底地形の深さ分布を比較すると、海流の再現におおきな影響を与える日本域の沿岸や湾内、海底地形の様子

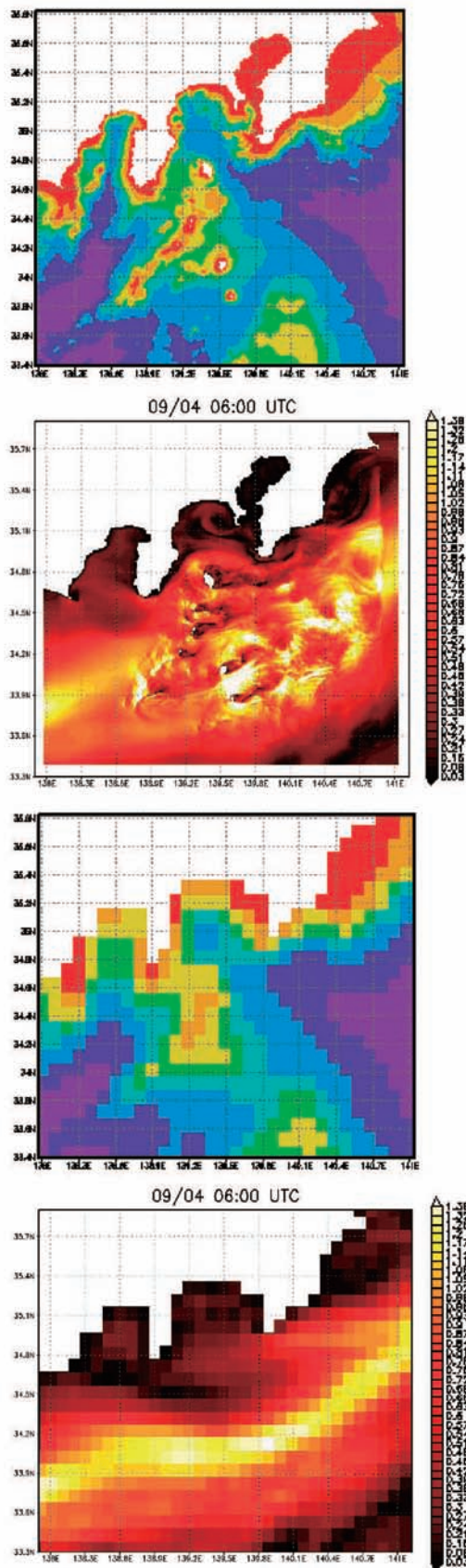


Fig. 3-9. Velocity distribution in the depth of 100m with global/regional MSSG-O.

図3-9. MSSG-Oを用いた解像度水平750mと11kmでのシミュレーション結果。

は、11kmの解像度では不足しており、少なくとも1kmより高い解像度のシミュレーションが必要であることがわかる。11kmの解像度では、東京湾、相模湾、駿河湾を解像することができない。また、上段下図の海流の速さの分布から、島々の影響で、島後部の黒潮の流れは、渦の剥離による影響を受けていることがわかる。沿岸域の海流の様子は、これらの島々の影響を考慮したシミュレーションが必要であることが示唆される。

日本領域において、大気と海洋をともに水平2.78km、鉛直64層で設定した大気海洋結合モデルMSSGによって予測シミュレーションした結果を紹介する。大気海洋結合モデルにより、2003年台風10号の進路と強度を120時間(5日間)予測シ

ミュレーションした結果を図3-10に示す。大気と海洋の相互作用は、台風の強度予測に不可欠である。海洋は、台風に熱的エネルギーを供給するだけでなく、熱的供給によって発達する台風からも強い風から水平方向、鉛直方向にも運動エネルギーを受けて、流れ自体が変化する。これらのことから、台風の強度、台風の風の強さや降雨量の予測には、大気と海洋の相互作用を考慮することが重要であると広く認識されており、大気海洋結合モデルによる予測は、さらに精度のよい予測シミュレーションを可能にするものと期待されている。MSSGによって予測シミュレーションした結果である図3-10下図は、台風の強風によって海洋表面上の温度が変化し、台風の進路や強度に影響を与えていることを示唆している。こ

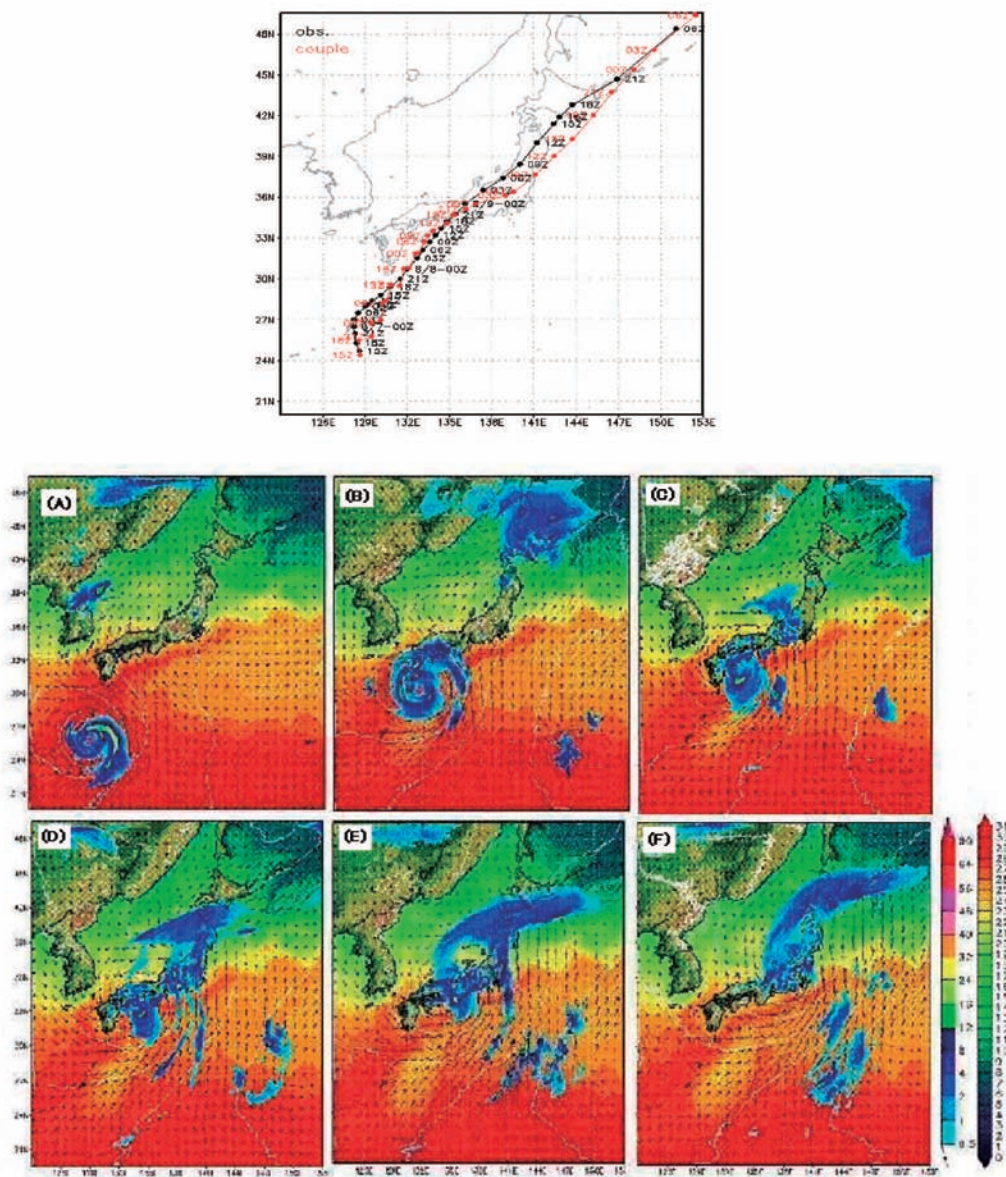


Fig. 3-10. Upper: results from tracking forecast of typhoon ETAU. Best tracking announced by Japan Meteorological Agency (black line) and results from 120 hours forecasting simulation (red line).

図3-10. 大気海洋結合モデルMSSGによる2003年台風10号の8月6日9時からの120時間予測シミュレーション結果。

これらの温度変化は衛星観測からもとらえられており(図3-11)、海洋表面の温度が変化することで、大気への熱的エネルギーの供給が変化することから、台風の強度に変化を与えることを示唆している。今後は、さらに、高解像度の気象海洋結合モデルの予測シミュレーションには、これまで観測データからでは困難であった台風の発生や発達、維持、消滅に関する科学的な解明が進むことが期待できる。また、あらたに、高解像度における気象海洋相互作用をどのようにモデル化するべきであるか、あるいは、予測精度の向上にどれほどのインパクトがあるのか、などについての新たなテーマに取り組む必要があることも明記しなければならない。

上図は、2003年台風10号の進路を示す。黒実線は気象庁から発表されたベストトラックを示し、赤実線は予測シミュレーションの結果である。下図は、台風による強い風に応答する海洋表面温度の変化と降雨分布を3時間ごとの海面温度、降雨分布(青色の分布)、風速ベクトル分布の変化を示す。台風の眼を含む特徴的な構造が、時間経過とともに衰退し変化する様子が、シミュレーションの降雨分布からとらえられていることがわかる。また、海洋表面温度の変化の時系列応答から、台風の進路の東側後方の温度が、台風の移動に伴ってより低い温度へ変化していることがわかる。これは、台風の風からの運動量の伝搬によって、海洋表面の流れ場が変化し発散するながれの傾向となり、より深い海洋の温度の低い海水が表面に現れたことによるものである。海表面の温度は、台風への熱的供給源であることから、台風と海洋との相互作用は、台風の強度(風と降雨)に影響を与えることから、予測精度へ影響を与えることを示唆している。

左図は、観測から得られた台風11号の進路、右図は、衛星がとらえた台風11号が通過したのちの海表面温度の分布を示す。左図の台風が通過した経路に沿って、右図における北緯20-35°、経度135-145°で囲まれる領域に、海表面の温度が周辺域の温度に比べて低い領域がある。これは、台風の通過にともなう強風によって、海表面の温度変化がもたらされたものである。

さらに詳細なスケール、都市スケールでのシミュレーションをMSSG-Aを用いてシミュレーションした結果を示す。東京の都心のある街区(有楽町周辺域:図3-12)を代表例として、土地利用データ(図3-12)、道路、交通量、人口排熱等のデータを整備し、気象データをシミュレーション対象領域の境界値として与えた水平、鉛直ともに5mの解像度でのシミュレーションを行った。このシミュレーションは、ヒートアイランドなどに代表される都市域における熱的循環を詳細に再現し、都市域の蓄熱効果や今後のクーリング環境を効果的に選定するための基礎情報都市に利用することが可能である。水平には、気象業務支援センターから配布されているMSMデータ(前述)を線形補間して5m解像度に適合するようにして初期値を設定した。MSSG-Aは、この初期状態から、時間変化を伴う非定常な気温変化、風速の変化などが再現可能である。図3-13は、2005年8月5日15時から10分間の変化をシミュレーションした結果のうち、異なる高さでの温度分布のスナップショットである。地表面から暖められた大気がプルームとなって上昇する様子や、建物形状により風の非定常な流れのようすなどがダイナミックに再現されている。

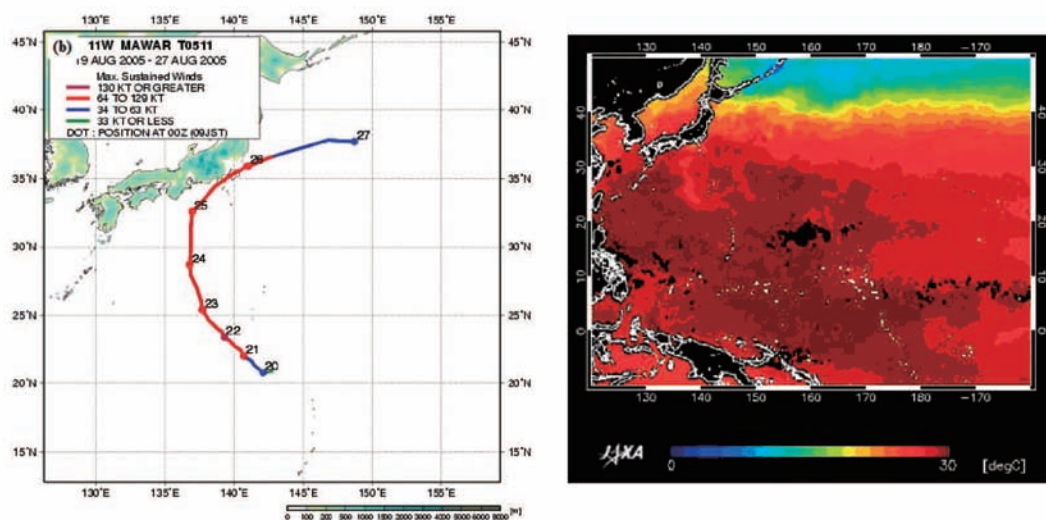


Fig. 3-11. Observational data from a satellite. Left: tracking data of typhoon MAWAR in 2005. Right: SST response to the tracking of MAWAR observed from a satellite.

図3-11. 衛星観測からとらえられた2005年台風11号の気象海洋相互作用(JAXA提供).



Fig. 3-12. Left: simulation area picture taken by a aircraft, Right: distribution obtained land use data for whole of simulated area. Boundary data out of those simulations area is interpolated from meteorological data (MSM) provided from Japan Meteorological Business Support Center.

図3-12. シミュレーションの対象領域である東京の都心街区の航空写真と土地利用データの分布。

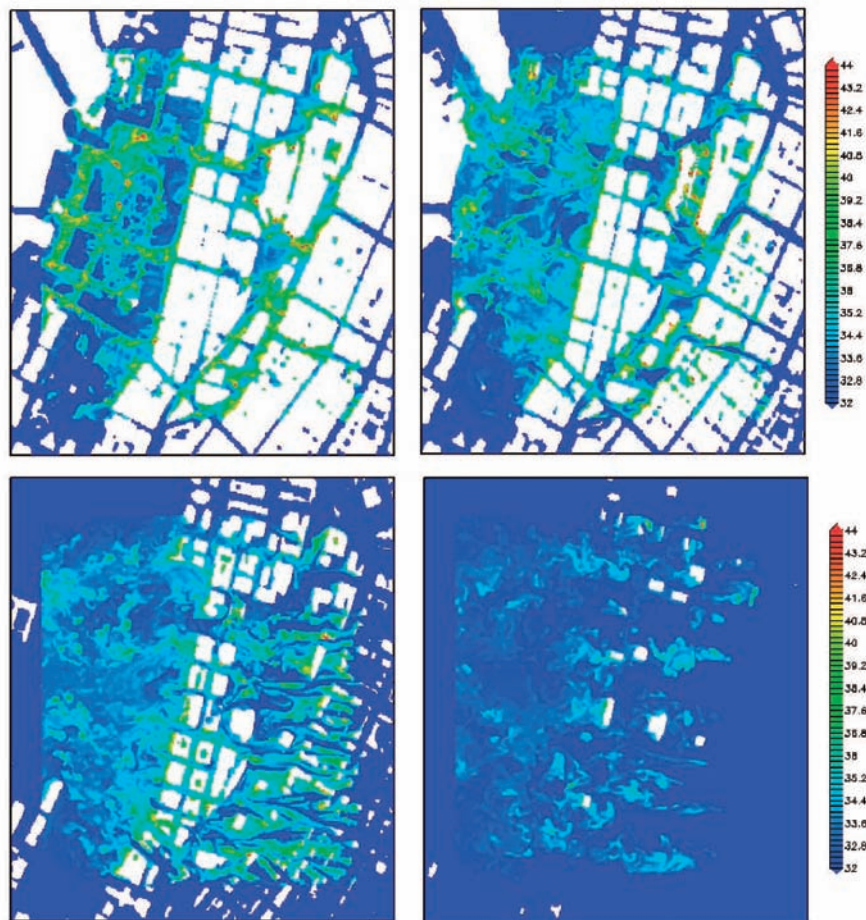


Fig. 3-13. Simulation results were shown from 5m horizontal or vertical resolution simulations. Buildings can be resolved with anthropogenic heating source. Each figures show horizontal temperature distribution at 7.5 m height (upper-left), 12.5m height (upper-right), 32.5m height (bottom-left) and 102.5m height (bottom-right), respectively. Dynamics of thermal plume have been represented.

図3-13. 2005年8月5日15時から10分間のシミュレーションを行った10分後の結果

図3-14は、ある鉛直断面の流れの様子と温度分布のスナップショットを示している。ビルの風上、風下には渦が生成され、そこで比較的温かい大気が渦を形成している様子がとらえられている。また、ビルより高い上空での大気は、ビルで囲まれる比較的低温の大気の流れとは一線を画して、滑らかに流れており、ちょうど低層の温かい大気をパッキングするような状況がとらえられている。このような、ビルとビルに囲まれた大気の流と、ビルより上空の大気の流れの相互作用は、都市域において、どのように熱エネルギーが蓄積されるかを理解する上で重要であり、そのメカニズムをとらえることが、今後、効果的に都市をクーリングさせるかの手法の検討とその選択を裏付けるための重要な情報として活用されることが期待できる。

左図は、シミュレーションの対象領域の航空写真、右図はその領域の土地利用データである。シミュレーションでは、土地利用データに従って、熱の反射や水分含量を一定の境界値として与え、その影響を反映した。道路上の熱的データ、交通量や人口排熱等のデータも整備し、これらも固定した一定の境界値として与えている。対象領域の外側の境界値としては、気象業務支援センターから配布されているMSMデータ(前述)を補間して気象データとして与え、シミュレーションを行った。

高さ7.5m(上段左図)、12.5m(上段右図)、32.5m(下段左図)、102.5m(下段右図)における温度分布の15時10分におけるスナップショットを示す。道路上で熱せられた大気塊が、各高さにおいて、シミュレーション時の東風に移流される様子がとらえられている。高さ7.5m、12.5mに分布する暖められた40度を超える大気塊は、一定の場所に留まることはなく、揺らぎながら剥離を伴って移流する。32.5m、102.5mの温度分布において、建物に付着するような高温ポイントは、人工排

熱による境界条件による大気の高温化をとらえている。高温の大気塊の分布やその移流による変化が、都市のヒートアイランドにどのような影響を及ぼすかについては、さらに広域のシミュレーションの統計的な解析が必要である。

2005年8月5日15時は、東風が卓越していた。建物の風上、風下には渦が生成され、高温の道路上やビル壁面からの影響を受けた、比較的温かい大気が渦を形成している様子がとらえられている。また、ビルより高い上空での大気は、ビルで囲まれる大気の流れとは一線を画して、滑らかに流れており、ちょうど低層の温かい大気をパッキングするような状況がとらえられている。

3.6 今後の展開

地球温暖化に伴い、エルニーニョ、インド洋ダイポールなどの気候変動が変化し、さらに台風などの局所的な災害をもたらす気象現象がどのような変化を受けるのかについては、社会的な関心が高く、これまでも世界の各機関が取り組んできた課題である。近年、IPCCレポートによる人為的な温暖化の進行が確実であることの報告を受け、温暖化の状況下における気象や気候変動への影響についての関心はさらに高まっており、これまでも増して積極的な研究開発が展開されようとしている。

このような世界的な潮流の中において、地球シミュレータセンターでは、地球シミュレータの稼働当初から、地球シミュレータを最大限に活用してこそ可能な大気海洋結合モデルによる予測シミュレーションの問題規模はどれほどか、またその予測精度はどうか、についての研究開発を推進してきた。

本稿では、のモデルとしての概要、超並列かつ高速計算を実現した大気海洋結合モデルMSSGの概要と、台風の強度予測などの地球シミュレータ上でのみ可能な再現シミュレーショ

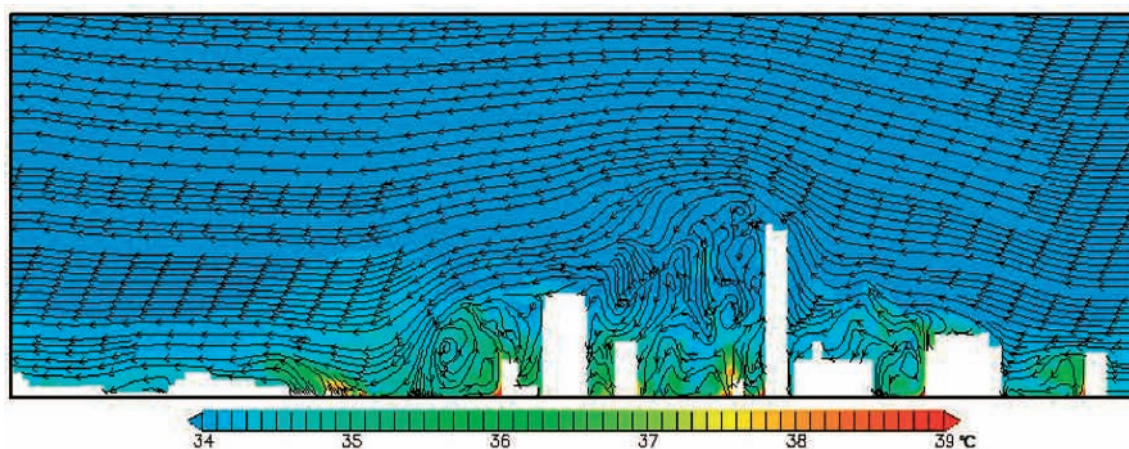


Fig. 3-11. Wind stream function and temperature distribution for the vertical direction. Upper wind distribution tends to pack boundary temperature in urban canopy area. However, further analysis is still required in order to understand heat contents mechanism.

図3-14. 鉛直断面の流れの様子と温度分布のスナップショット。

ンや予測シミュレーションの事例を示し、現時点における予測研究結果とその可能性の一端を紹介した。台風や豪雨、ヒートアイランド現象の解明など、私たちの生活環境に直結するような現象の解明は、雲の生成の単位である数10mから数100mのスケールと、それを取り巻く領域の気象や気候変動の変化を同時にとらえてゆく必要があり、また、気候変動の影響をも考えると、全球と領域、さらに都市スケールの気象や気候変動までを考慮してゆく必要がある。これはまさしく、マルチスケールの気象、気候変動予測をシームレスに繋げることが可能なモデルによる予測が必要であることを意味している。

シームレスなシミュレーションは、高い解像度の非常に大規模なシミュレーションが必要であることと同時に、高解像度に対応した物理モデル、高精度の計算手法、高速計算を併せて開発、実現してゆく必要性があり、MSSGはそのための有望なひとつのツールとして位置づけることができる。地球シミュレータ上のMSSGは、地球シミュレータ上において最大限の超高解像度でのシミュレーションを可能とし、地球シミュレータ稼働開始当初の目標である10km水平解像度のシミュレーションに比較すると、さらにその約100倍もの規模のシミュレーションを可能とした。しかしながら、地球シミュレータをもってしても、雲の単位のスケールの現象を解像し、さらに複数のスケールの相互影響を扱うには非力であることも明らかである。今後は、地球シミュレータ2や神戸に完成される2011年度から稼働が開始する京速コンピュータ(仮称)が、シームレスシミュレーションの実現を担うことになる。またそのための基盤的なツールは、地球シミュレータ上での知見の積み重ねから揃いつつあるということもできる。今後のシームレスシミュレーションによる気象、気候変動現象の予測への挑戦とその進展がより重要性を増すことは必然的である。

4. シミュレーション高度化研究開発プログラム 高度計算表現法研究グループ

4.1 はじめに

シミュレーション科学は二つの技術的な柱に支えられている。一つはシミュレーションを実行させるための環境、すなわち計算機の技術であり、もう一つはシミュレーションデータを解析するための環境、すなわち可視化の技術である。シミュレーション科学を高度に発展させるためには、これら二つの基盤技術もまた高度に進歩させることが重要であることは言うまでもない。またそればかりでなく、これらの技術が互いに調和して発展していくことが理想である。しかし、現状はそうではない。計算機技術の進歩に伴い計算機の性能は指数関数的に向上している。シミュレーションコードがスケラブルに構成されかつ非対話的に実行される場合、シ

ミュレーションは計算機の性能に比例して大規模化が可能になる。しかし可視化技術に関しては、研究者自身の対話的な操作性がシミュレーション解析に要求されるきわめて重要な要件の一つであり、なおかつ解析作業における実時間中での作業効率にも強く依存しているため、単に可視化用計算機の性能が向上するだけでは補えない側面を持っている。そのため、これら二つの技術間のギャップは指数関数的に開きつつあると言える。世界最高クラスの性能を誇る地球シミュレータで実行されるシミュレーションの場合、そのギャップがきわめて顕著に現れている。地球シミュレータから日々出力される膨大な量の数値データを、どのようにすれば効率的に可視化・解析できるのかは、地球シミュレータのような大規模計算機環境でシミュレーションを行う研究者が直面する極めて深刻な問題である。このような問題に対して、我々はこれまで中期計画に基づいて地球シミュレータの計算性能に見合った先端的なデータの可視化をテーマに研究開発を進めてきた。

上記の問題は、より具体的には次の二つの問題に大別することができるだろう。一つは複雑な情報をどのように把握するかという問題であり、もう一つは莫大な量のデータを如何に高速に効率的に可視化処理するかという問題である。

一つ目の問題について、シミュレーションの規模が大きくなるほど、そのデータに複雑で特徴的な情報が多く含まれるようになるだろう。特に、3次的に複雑に入り組んだ乱流渦のように、その構造の理解が2次元の可視化画像だけでは困難な場合が多くなる。しかし、もし乱流構造を立体的に捉えることができれば、2次元の画像に比べて現象の把握を飛躍的に向上させることが期待される。すなわちこれは、仮想現実(バーチャルリアリティ)技術を可視化に応用すれば解決できる可能性があることを意味する。我々はこのようなバーチャルリアリティ技術に基づく可視化手法を実現させるために、CAVE型バーチャルリアリティシステム(BRAVE)を導入し、さらにバーチャルリアリティ可視化ソフトウェアVFIVE(Vector Field Interactive Visualization Environment)の開発を進めている。

二つ目の問題について、地球シミュレータクラスの超大型並列計算機から出力されるシミュレーションデータの大きさは、1時間ステップあたりが数GB~数10GBであり、数10~数100ステップ分にわたる時系列データ全体では数TBのオーダーにもおよぶ。このような大規模なデータの可視化をデータ圧縮せずに高精細に可視化する場合、単純に時系列の連番画像を作成するだけでも数日かかりの膨大な作業時間が必要となる。このようなデータの高精細な可視化には、シミュレーションプログラムと同様にバッチ処理で一挙に連番画像を作成する、大規模並列型の可視化プログラム(MovieMaker)を開発することが一つの解決方法となるだろう。

う。そのため第一にはバッチ処理で一気可視化し連番画像を作成する可視化プログラムの開発が望まれる。しかしこの方法では、可視化におけるカメラ位置や色の調整など、可視化パラメータ決定に不可欠な対話操作が犠牲となる。これらの相異なる操作を両立させるために、我々はYYViewシステムの開発を進めている。

後章において、バーチャルリアリティ可視化ソフトウェア (VFIVE)、および並列型可視化ソフトウェア (MovieMakerおよびYYViewシステム、他) の研究開発について述べる。また、これらの可視化ソフトウェア開発以外にも、新しい可視化表現の研究や可視化結果の動画作成に関する研究協力などさまざまな形でシミュレーション研究と関わってきた。これらのうち代表的な事柄を取り上げて報告する。

4.2 バーチャルリアリティ可視化ソフトウェアの開発

4.2.1 CAVE型バーチャルリアリティシステムBRAVE

CAVEは没入型の視覚提示装置の一種で、1990年代前半にイリノイ大学シカゴ校のEVL (Electric Visualization Lab.) で初めて開発された [Cruz-Neira et al. (1993)]. このCAVE型システムは、バーチャルリアリティの基本4要件、(1) 立体視、(2) 没入感、(3) センサーフィードバック、および (4) 対話性を備えており、利用者が3次元の仮想世界を体験することを可能にする。

地球シミュレータセンターでは、2003年3月にCAVE (Cave Automatic Virtual Environment) 型の没入型バーチャルリアリティ装置「BRAVE」(図4-1)を導入した。BRAVEは、1辺が3mの正方形スクリーン4面(壁面3面、床1面)、グラフィックス・ワークステーションSGI社製Onyx3800 (CPU12基、メモリ24GB搭載)、クリスティ・デジタルシステムズ社製プロジェクターMirage2000×4台、Vicon社製光学位置センサー、液晶シャッター眼鏡、コントローラなどから構成されるCAVE型システムである。



Fig. 4-1. CAVE system at the Earth Simulator Center, "BRAVE".

図4-1. 地球シミュレータセンターに設置されている4面CAVEシステム「BRAVE」

立体視には時分割方式が採用されており、各スクリーンに交互に投影された右目用および左目用の画像を液晶シャッター眼鏡で分離して立体視を実現する。画像は96Hzで交互に切り替えられる。スクリーンのサイズは3m×3mで、装置内に入った利用者の視界全域を取り囲むため、高い没入感を与えることができる。液晶シャッター眼鏡の位置と角度は常にトラッキングシステム (光学センサー)により取得され、それを基に常にユーザーの位置や視線方向に適した映像がフィードバックされる。このトラッキングシステムは、利用者が操作するコントローラの位置や角度も同様に取得している。このため利用者は、コントローラで指し示す3次元空間の任意の場所で、仮想世界へ対話的にアクセスすることが可能となっている。

4.2.2 VFIVE

VFIVEは、1999年に文部科学省核融合科学研究所の理論・シミュレーション研究センター (現 自然科学研究機構 核融合科学研究所 シミュレーション科学研究部)において陰山によって開発が開始されたバーチャルリアリティ可視化用のソフトウェアであり (Kageyama et al., 1999 and 2000), 現在その開発は地球シミュレータセンターに引き継がれている。

一般にCAVEを含むバーチャルリアリティ装置に対応した可視化ソフトウェアは、2次元のモニターで使用していた従来の可視化ソフトウェアのビューア機能だけをバーチャルリアリティ用に改造したものも多い。従ってそれらのソフトウェアでは、可視化結果を単に立体投影しそれを外から眺めるための機能しか持っていない。しかしVFIVEは、当初からCAVEで使うことを前提として開発されている。VFIVEの特徴は、BRAVEの中に再現されたシミュレーションデータの仮想世界に利用者自らが入り込み、データの特徴的な構造を持つ場所へ自ら移動し、さまざまな角度からその対象を観察し、さらに直接手を伸ばして調べたい部分に対してリアルタ

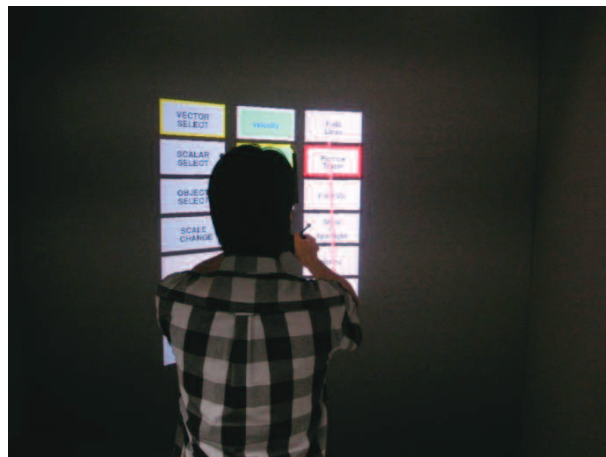


Fig. 4-2. Menu of VFIVE.

図4-2. VFIVEのメニュー機能。コントローラで直観的に可視化手法やデータを選択できる。

イムに可視化操作が行えるという点にある。可視化機能の選択も、端末PC上でマウスやキーボードを用いて行うのではなく、仮想現実空間内に立体的なメニューを呼び出して直接手を動かして選択することができ(図4-2)、起動後のすべての可視化作業を利用者が仮想現実空間内で行うことができるように設計されている。

VFIVEは、等値面表示、断面図表示などの基本的な可視化機能、およびBRAVEが提供する対話的操作環境を有効に活用した独自の可視化機能を実装している。たとえばlocal arrowsという可視化機能では、利用者が持つコントローラの周囲に立体的な矢印群が現われ、各矢印の向きと長さによってその点のベクトル場が分かる(図4-3)。local arrowsでは、BRAVEのブース内に立つ利用者がコントローラを動かすと、矢印群がその手の動きについて動く。

このときそれぞれの矢印は、各点でのベクトル場の向きと強さをリアルタイムに捉えながら表示される。これは複雑なベクトル場の解析に非常に有効である。他にも、利用者が指定した場所から粒子を放出し流れ場の構造を調べるParticle Tracer機能や、スカラー場の3次元構造を明らかにする等値面表示機能など、3次元構造を直感的に把握するのに必要な一通りの可視化機能を揃えている。

4.2.3 VFIVEの拡張

VFIVEの基本的な可視化機能は、ベクトルデータではParticle Tracer, Field Lines (流線表示), Arrows (データの特定の領域に矢印群を置きベクトル場を表示。矢印群の位置はコントローラで変更可能), Snow (局所的な領域に粒子群をベクトル場に沿って飛ばす。局所領域の位置は、コントローラで対話的に変更可能), Hotaru (データ領域全体に粒子群を飛ばす), スカラーデータでは等値面, Ortho-Slice (カラースライス), Local Slice (データの特定領域にスライスを置く機能。

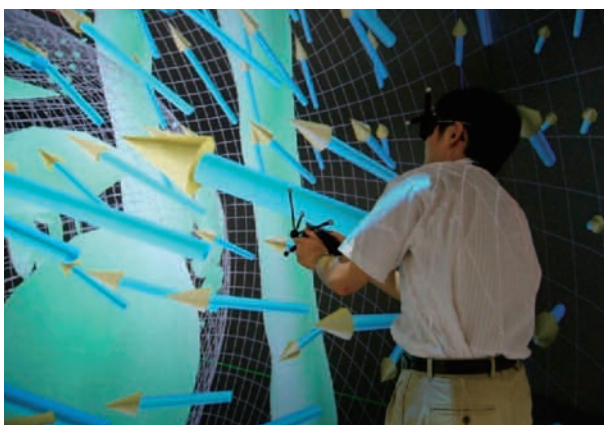


Fig. 4-3. Scene of vector fields analysis by visualization function of VFIVE, "Local arrows"

図4-3. VFIVEのlocal arrows機能を用いて、ベクトル場の解析をしている様子。

スライスの位置は、コントローラで変更可能)である。また、あらかじめ線や面のデータを入力しておき、それらをVR空間内に表示させることも可能である。これを利用し、データの境界などを表示することができる。

これらの基本的な可視化機能に加え、さらにいくつかの可視化手法を新たに開発しVFIVEに実装、拡張を進めている。代表的な拡張機能として、Tubes (流線のチューブ表示), LIC (2次元の線積分畳み込み法による流れ場の表示機能), ボリュームレンダリング (OpenGLの3Dテクスチャマッピング機能の利用と伝達関数設定GUIの開発), アニメーション (時系列データを順次表示), 文字列表示 (ストロークフォントで英数字を表現), 並列化 (大規模データに対応するためOpenMPで並列化), 関心領域指定と自動詳細度変更などが挙げられる。

一般的に、可視化するべきデータが大きくなると、可視化(フィルタ処理)に要する時間が増大し、レンダリングにおいてポリゴン数も増大する。結果としてこれらは画像更新の遅延につながり、対話的な操作を著しく困難にさせることがある。前者は、並列化などによる高速化である程度緩和できるが、後者の解決は難しい。特に、常にスクリーン上の画像をユーザーの位置や視線方向に合わせて更新するCAVEシステムでは致命的になりうる。この問題の解決が、VFIVEによる大規模データの可視化を実現するためには必要である。拡張機能として最後に掲げた項目、関心領域(Region of Interest)指定と自動詳細度変更は、この問題を解決するために実装されている。機能の特徴は、利用者が関心のある領域を仮想空間内でコントローラを用いて指定すると、その中に含まれるデータを元のデータから抽出し、あらためて仮想空間全体に展開して可視化に利用できるようにすることである。この機能はVFIVEの等値面表示や流線追跡など様々な可視化機能に適用されており、この機能を用いてピンポイントで高解像な可視化をCAVE内で実現させることができる(図4-4)。



Fig. 4-4. Region of Interest (ROI) function of VFIVE.

図4-4. VFIVEでROI (興味領域)を指定している様子。

4.2.4 PCクラスタ版への改良

また、PCクラスタ型CAVEシステムでVFIVEを使用することができるようPCクラスタ版VFIVEの開発を実施した。現在、国内の研究機関や大学でCAVEを導入しているところが増えているが、レンダリングマシンとしてUnixのシングルシステムを使わず、PCクラスタ(OSはWindows)を使用しているところが多い。VFIVEは、Unixのシングルシステム上で開発されており、WindowsベースのPCクラスタを用いたCAVEでは動作しない。そこで、公開版のVFIVEをWindowsベースのPCクラスタでも動作するように改造し、潜在的なユーザーを増やした(陰山・大野, 2008)。WindowsベースのPCクラスタ対応版の動作確認等で、大阪大学のサイバーメディアセンターや中央大学理工学部の土木工学科・樫山研究室、情報工学科・牧野研究室に協力していただいた(図4-5)。

4.2.5 VFIVEの応用例

VFIVEによる地球シミュレータから得られたシミュレーション結果の可視化・解析の代表例として、地球シミュレータセンターの固体地球シミュレーション研究グループが行った地球ダイナモシミュレーションの結果の可視化がある。この可視化では、10GB以上のデータをVFIVEに入力している。このシミュレーションは、地球ダイナモシミュレーションとしては世界最高解像度で、特にベクトル場は非常に複雑な構造を持っている。この複雑な構造を解析するためにVFIVEが用いられた。シミュレーション自体は、Yin-Yang格子と呼ばれる球ジオメトリで行われているが、VFIVEで解析するために、カーチアン格子にリマッピングした。リマッピングしたデータは、単精度の浮動小数点のデータで、格子サイズは640×640×640である。このサイズのデータを17個(ベクトル場×3、スカラー場×8)入力し、4.2.3で述べた関心領域切り出し機能を駆使して、対話的に解析を行った。VFIVEおよび他の可視化ソフトウェアによる解析により(Kageyama et al., 2008a), 新たな電流構造等が発見され、その成果はNatureに掲載された(Kageyama et al., 2008b)。

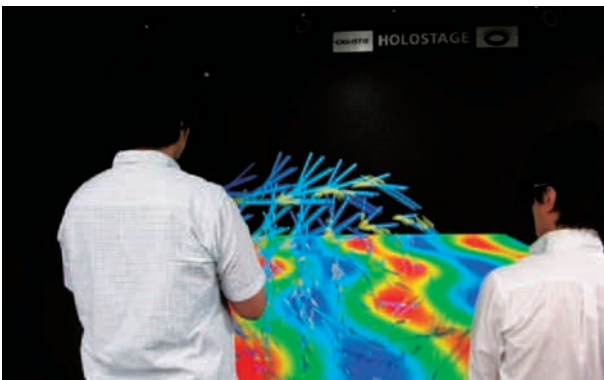


Fig. 4-5. VFIVE for PC clusters.

図4-5. 中央大学土木工学科・樫山研究室のHolostageで動作中のVFIVE。

4.2.6 プログラム公開

VFIVEは、すでに完成の域にあると判断し、ソースコードの配布をJAMSTECのWeb Site (<http://www.jamstec.go.jp/esc/download/index.html>) 上で開始している。現在公開しているのは初期の基本的なバージョンであるが、ソースコードの整理等が済み次第、順次公開していく予定である。またPCクラスタ版VFIVEもマニュアルの整備後に公開予定である。

4.3 並列型可視化ソフトウェアの開発

4.3.1 MovieMaker

MovieMakerは、地球シミュレータを用いたシミュレーションによって出力された数100GB～数TBにおよぶ大規模時系列データの効率的な可視化処理と動画作成を目的として開発された並列可視化プログラムである(Uehara et al., 2006)。本プログラムは、基本設計においては可視化処理専用計算機を用いバッチ処理で実行することを前提としている。また可視化専用計算機にはSMP型並列計算機環境を想定しMPIライブラリを用いて並列化を実現する。

本プログラムの特徴は、等値面、流線追跡、ポリウムレンダリングなどの可視化機能を用いたレンダリングを、マスタースレーブ方式の並列処理により高速に行う点である。データ処理の流れを図4-6に示す。マスタプロセスでは、設定ファイルの読み込み、共有メモリへのデータ格納、スレーブプロセス群の制御およびレンダリングタスクの割り当てが行われる。スレーブプロセスは、マスタプロセスにより指示されたタスク割り当てに基づいてレンダリングを行う。そして、各スレーブプロセスでのレンダリング結果は、マスタプロセスによって合成され、最終的な画像として出力される(図4-7)。

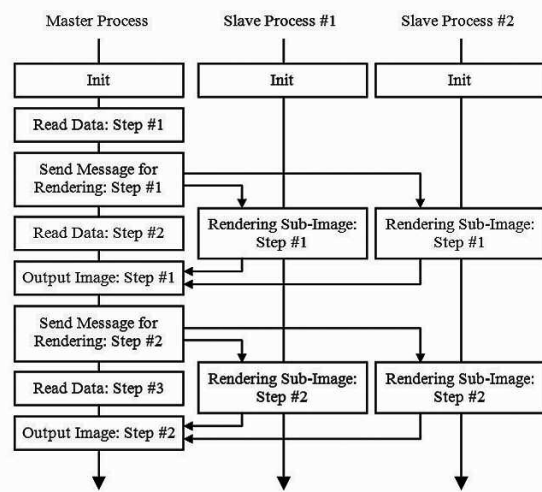


Fig. 4-6. Data flow in the MovieMaker.

図4-6. MovieMakerにおけるデータ処理の流れ

このような大規模データを扱うレンダリングシステムにおいて、ハードディスクからメモリへのデータ読み込みにかかる時間はソフトウェア全体のパフォーマンスに重大な影響を与える。MovieMakerでは、マスタプロセスにおけるデータ読み込みを、スレーブプロセスにおけるレンダリング処理とオーバーラップさせて、これに要する時間を隠蔽する工夫を施している(図4-6)。また、レンダリング処理に関しても、スレーブプロセスへのレンダリングタスク割り当て時の負荷分散をマスタプロセスが動的に行うことにより、各スレーブプロセスにおける描画負荷が均等化され、効率的に計算資源を活用することができるよう設計されている。

MovieMakerはバッチ処理によって一気に大量の可視化・連番画像作成処理を実行する。このため、可視化処理にかかる設定は事前に専用のスクリプトファイルを用意する必要がある。このスクリプトでは、データファイル名、座標系(構造格子の格子点)、時刻ステップ、カメラの位置など各種カメラパラメータ、可視化機能の種類と各種可視化パラメータ、カラーマップ、などをあらかじめ利用者が設定する。

4.3.2 対話的動画作成システムYYView

MovieMakerには、大量のデータを一気に可視化し動画を作成するという利点がある一方、バッチ処理に必要とされる専用スクリプトファイルをどのように記述するかという困難な点もまた存在する。一例としてカメラの設定を行う場合をみると、カメラ位置、視線方向、カメラの上方向などの各種ベクトルパラメータおよび上下および左右方向の視野角といったビューポートパラメータ、そして画素数など、同時に多数のパラメータ設定が必要である。視点移動が伴う場合にはさらにこれらのパラメータのセットもフ

レーム数分必要となる。このようなカメラパラメータを直感的に手動で設定することは実際上不可能と言えるだろう。またボリュームレンダリングの例では、レンダリング結果のクオリティは投影面の画素数だけでなくデータ中にキャストされる各レイ上でのサンプリング間隔の大きさにも強く依存するが、このようなパラメータの設定についてもレンダリング結果を見ながらの微調整が必要になる。このように、MovieMakerで可視化を実行する前に、可視化結果を表示しながら調整をするというジレンマが生じる。しかし、例えば元の時系列データの1ステップ分だけでも(対話的に)可視化しながら各種パラメータの微調整を行い、こうして得られたパラメータ群をすべての時間ステップに対してあらかじめ適用してMovieMakerで一気に可視化処理するように順序立てれば、このジレンマを解消することができる。YYViewは、このようなジレンマを解消すべく、MovieMakerの最大の利点であるバッチ処理による時系列データからの可視化連番画像作成と各種MovieMakerパラメータの対話的な設定を両立させることを目的として開発された、各種ツールプログラム群およびそれらの関係機能を含む可視化ソフトウェアシステムの総称である。

YYViewは、MovieMakerでの可視化をサポートする複数のプログラムツール群で構成される。その内訳は、元データから簡易可視化用にデータを間引くフィルタリングプログラム(DataFilter)、簡易可視化用プレビューア(PlayWright)、配色設定用GUI(ColorMapEditor)、連番画像閲覧用ビューア(MoviePlayer)、各ツールの制御用コンソールプログラム(YYView Console)などである。MovieMakerもこれら構成プログラム群に含まれ、YYViewシステムのレンダラーとして位置づけられる。これらのプログラムのうちコンソールと簡

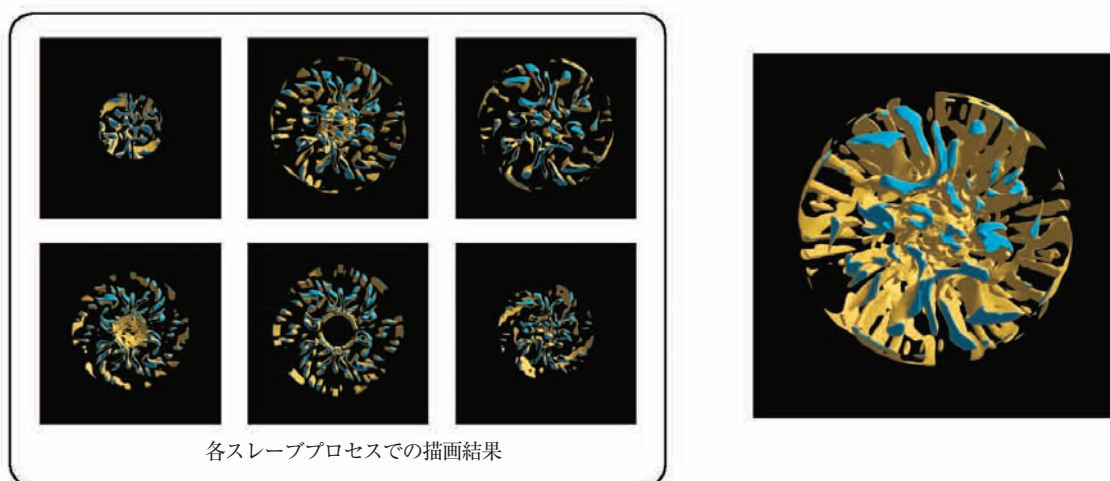


Fig. 4-7. Parallel visualization by MovieMaker, in case of isosurface.

図4-7. MovieMakerにおける並列可視化の例(等値面処理(ハードウェアレンダリング)時の例)

易ビューアを除いたプログラムはそれぞれ単体として独立に使用可能であるが、コンソールプログラム (YYView Console) を用いて各ツールプログラムを有機的に連携させて使用することも可能である。これらの連携によるデータフロー図を図4-8に示す。図4-8左側の系列において、はじめにフィルタプログラム (DataFilter) を用いて元の時系列データから簡易可視化・プレビュー用に間引きされたある時刻ステップのデータを取り出す。その間引きされたデータをプレビューア (Playwright) で確認しながらMovieMakerで可視化処理を実行する。この際、Playwright上でのマウス操作によってシーンを変更すると、同時にMovieMaker専用スクリプトを更新してMovieMakerに受け渡し、そしてMovieMakerが作成した結果の画像をPlaywrightが取り込んで画面に反映するように設計されている。このような一連の操作をPlaywright上で対話的に繰り返すことで、連番画像作成に必要なMovieMaker専用スクリプトの最終形が作成される。図4-8右側の系列は、こうして得られたスクリプトファイルを用いてバッチ処理による大規模な連番画像作成処理 (MovieMaker) を実行し、閲覧プログラム (MoviePlayer) を用いて最終的に得られた連番画像を表示するまでの流れを示している。コンソールプログラム (YYView Console) は、各ツールプログラムの呼び出し (起動、終了およびオプションの指定など)、設定情報の確認 (データ格納状況や各種可視化パラメータなどの数値の表示など)、そして図4-8右側の系列へのスクリプトの受け渡しの役割を受け持つ。これらの操作はCUIを通して利用者のコマンド入力によって為される。

YYViewのユーザインターフェースは図4-9で示すようなディスプレイ画面の複数のウィンドウによって構成されてい

る。図4-9の左側の大きなウィンドウがPlayWrightである。マウス操作によって画像の拡大、縮小、回転、並進移動、そして簡易可視化結果の画像ファイル出力が可能である。図4-9右下側のウィンドウはそれぞれYYView Console、右上側はカラーエディタ (ColorMapEditor) のウィンドウである。

上記の基本ツール群の他、独立に作成したツールもYYViewに登録して他のツールと有機的に連携させて使用することが可能である。これまでに、地形などの背景データを作成するツールなどを開発し、YYViewに取り込んで機能拡張を進めている。また、鳥のように自由に飛び回り鳥の視点から可視化を実行するフライスルー可視化を実現するため、3次元空間内でなめらかなカメラの軌跡を設定するGUIプログラム (Camera Path Editor, 図4-10) の開発を進めるなど、YYViewのユーザインターフェースの改良によるユーザビリティの向上を目指して研究開発を進めている。

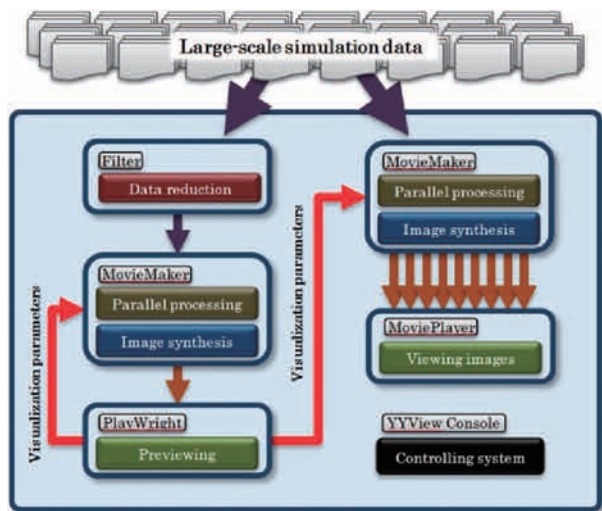


Fig. 4-8. Data flow of the YYView system.
図4-8. YYViewシステムのデータフロー

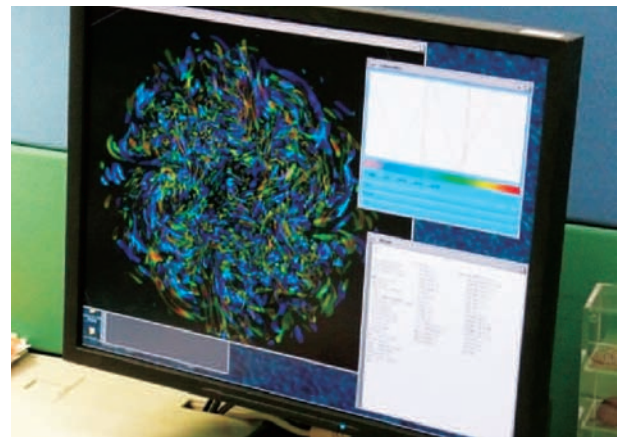


Fig. 4-9. User interfaces of YYView system.
図4-9. YYViewのユーザインターフェースの外観

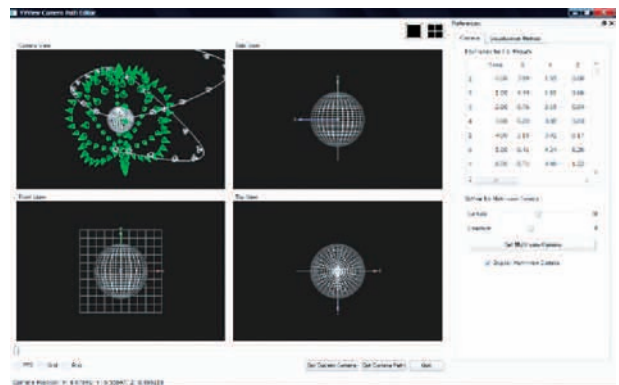


Fig. 4-10. Camera Path Editor.
図4-10. カメラパス設定GUIプログラム(Camera Path Editor)の外観

4.3.3 Armada

もし可視化のためのパラメータがすでに決定されているか、または容易に設定することが可能であるならば、大規模なデータをさらに効率よく可視化を実行する方法が考えられる。それはシミュレーションを実行したのと同じ大規模並列計算機環境で可視化処理を実行することである。このときにはシミュレーションで得られたデータを他の(グラフィックス用ワークステーションなどの)計算機へ転送する手間を省くことができる。可視化の対象となるシミュレーションデータは数TBにおよぶため、この転送にかかる時間は無視できない。それゆえシミュレーションと同じ環境で可視化も実行できれば、作業効率の大幅な向上につながる。

シミュレーションと同じ大規模計算機環境で可視化を実行するためには、グラフィックスハードウェアに依存しないレンダリング処理の機能を可視化プログラムに実装する必要がある。我々はMovieMakerをもとに、GPU非依存の並列可視化プログラムArmadaを開発した。MovieMakerは、等値面および流線表示にOpenGLを利用しているが、本プログラムは、すべての可視化機能をソフトウェアベースで実現している。並列化にはMPIおよびOpenMPを使用している。

可視化対象のデータは、MovieMakerと同様に、大規模な時系列データである。可視化機能は、拡張してある。スカラーデータ用の可視化手法は、等値面、ボリューム・レンダリングおよびスライスが使用可能で、MovieMakerに比ベスライスが追加された。さらに等値面やスライスを半透明にすることもでき、また、1度の可視化で複数のスカラーデータを同時に可視化することが可能である(例えば、圧力と温度のデータを入力し、圧力の等値面と温度のスライスを同時に表示するなど)。これら3つのスカラーデータの可視化手法は、すべてレイ・キャストで実現されている。ベクトルデータ用の可視化手法は、チューブ(流線)および矢印表示である。矢印表示機能が追加され、流線もチューブで表示できるようになった。現在、Armadaは、カーテシアン格子とYin-Yang格子対応版の2種類存在する。地球シミュレータセンターで、Yin-Yang格子を使用した(大規模な)地球ダイナモシミュレーションやマントルシミュレーションが行われた。Yin-Yang格子対応版のArmadaは、それらのデータを可視化することにも使用された(図4-11)。

4.4 表現手法に関する研究

前述したYYView/MovieMakerでは、直行格子系および球座標系の二種類のデータ形式を可視化対象としており、地球シミュレータセンターで実施されているシミュレーション結果の多くはMovieMakerで対応可能である。一方、シミュレーション結果が従来のデータ形式とは全く異なるフォーマットとして出力される場合、新規に可視化ソフトウェアを

開発することが必要となる場合もある。本グループではこれらのデータへの対応を通じて、可視化における表現アルゴリズムの研究、新しい可視化ソフトウェアの開発についても精力的に取り組んでいる。

ここでは、近年取り組んでいるテーマの一つである、粒子データの可視化について述べる。現在、このテーマに対しては解析的可視化、および物理ベース可視化の二つのアプローチで可視化研究を行っている。

4.4.1 ポイントスプライトを用いた解析的可視化

粒子データの可視化手法としては、各粒子を真球と仮定し、その表現にポリゴンベースの球オブジェクトを使用する方法がよく用いられている。この場合、各粒子の属性は球オブジェクトの大きさや色により表現されることが多く、データ分布などの解析に非常に有用な可視化方法である。

しかし、描画対象となる粒子データ数が非常に大量である場合、それらの全てをポリゴン球で描画するための描画コストは莫大なものになる。そこで、ポイントスプライト(Coconu and Hege, 2002)と呼ばれる描画手法を採用することにより、描画コストを大幅に軽減させた。ポイントスプライトは指定した頂点上に、スプライトと呼ばれるテクスチャを貼付する描画法である。添付するテクスチャとして、球が描画されたテクスチャを用いることにより、少ない描画コストで大量の球の表現を行うことが可能である。図4-12は本描画法を用いて開発した粒子データ可視化プログラムによる、亀裂先端に発生する転位のシミュレーションの可視化結果である。拡大図からも大量の粒子が描画されている様子が確認できる。

図4-13の雲生成・降雨シミュレーション結果の可視化(川原・他, 2007)では、雲粒・雨粒を示す粒子の表現にポイントスプライトを用いている。本可視化では各粒子の属性に応じ

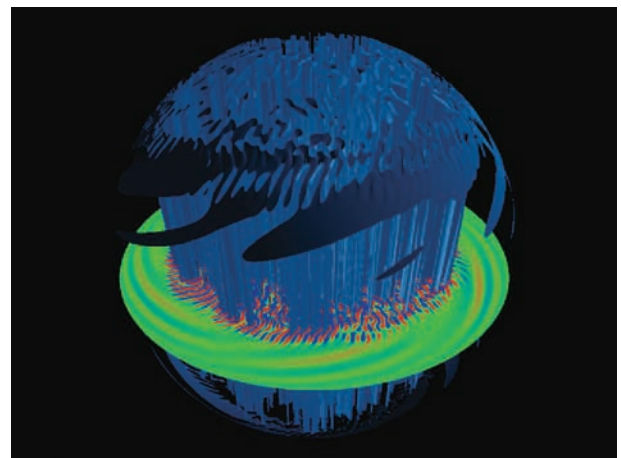


Fig. 4-11. Visualization of the Earth dynamo simulation by Armada.
図4-11. 地球ダイナモシミュレーションデータのArmadaを使用した可視化。

た透明度を与えているが、透明度を持つ物体の描画時には視点位置に対して遠方から順にオブジェクトの描画を行う必要がある。しかし、データ量が膨大である場合には奥行情報を用いたソートにより描画順を決定することは現実的ではない。そこで、シミュレーション実施時に各粒子がどのシミュレーション格子内に存在するかをあらかじめ整理したデータとして出力することにより、任意の格子内の粒子データの参照が容易となるよう工夫をしている。

4.4.2 積雲の物理ベース可視化手法

上述の連結階層型雲形成・降雨シミュレーションにおける超水滴のデータを元に、太陽放射を考慮して実際の積雲の姿を可視化で表現するための、光の放射伝達に基づく表現手法の研究を行った(荒木・他, 2008)。光の放射伝達に基づくレンダリング手法にはさまざまな方法が知られているが、ここでは光の多重散乱過程をシミュレートするモンテカルロ・フォントレーシング法と、空間の各点での関与媒質の光学

特性と放射輝度、そしてカメラ方向への立体角をもとに画像合成を行うレイマーチング法を組み合わせた2段階レンダリング手法(Jensen, 2001)を採用した。この手法の利点は、シミュレーション部分と描画部分を分離することができるため、特に様々な方向から何度も可視化しなおす場合において効率よく可視化を実行することができるようになることである。この手法を用い、超水滴の光学特性および超水滴とフォトンとの相互作用を物理的に考察することで、我々はリアルな積雲の成長と衰退の様子を捉えることができた。この可視化結果の画像を図4-14に示す。

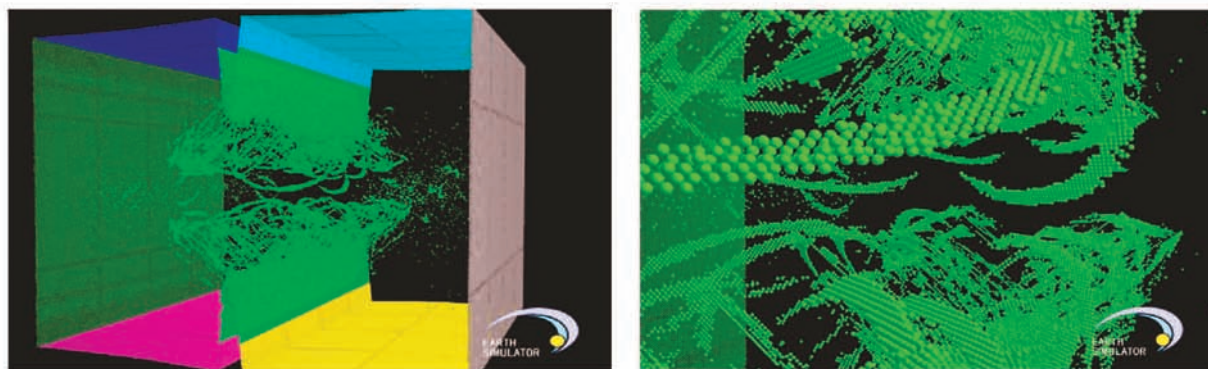


Fig. 4-12. Visualization of crack tips dislocations, by the point-sprite method.
図4-12. ポイントスプライトによる粒子データの可視化例(右:拡大図)

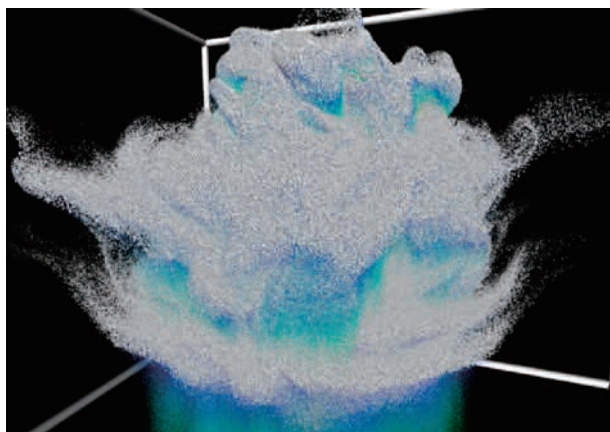


Fig. 4-11. Visualization of the Super-Droplet data, by the point-sprite method.
図4-11. イントスプライトによる雲生成・降雨シミュレーション結果の可視化

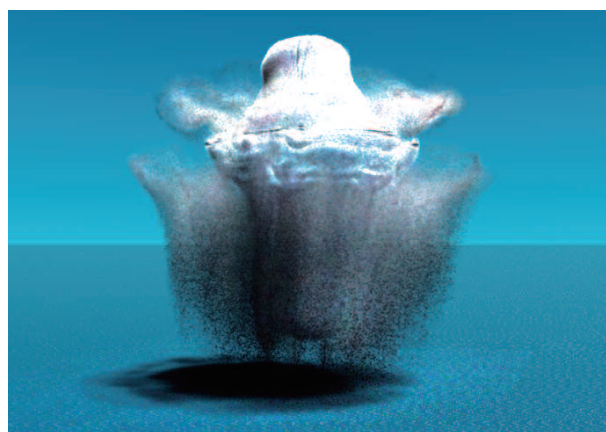


Fig. 4-11. Photo-realistic visualization of a cumulus cloud based on the Super-Droplet data.
図4-11. 写実的可視化手法で可視化された超水滴データに基づく積雲

5. 連結階層シミュレーション研究開発プログラム アルゴリズム研究グループ

5.1. はじめに

数値シミュレーションは基本法則に基づいて現象の本質を再現する作業である。それゆえ、シミュレーションモデルの背後にある基本法則の適用限界が破れるとき、シミュレーションの妥当性は揺らがざるを得ない。例えば、局所熱平衡近似のもとで導かれた流体力学は、気体の希薄化や特徴的長さの微小化に伴ってKnudsen数(平均自由行程/特徴長さ)が1より大きくなる時、もはや成立しなくなる。また、結晶中の転移や欠陥が拡大すると、連続体としての固体の性質が大きく変化してしまう場合がある。このような場合、マクロスケールにおける現象の記述をあきらめ、ミクロスケールにおけるより第1原理的方法によって現象を捉える戦略をとる必要がある。しかし、急速なコンピュータテクノロジーの進展にも関わらず、マクロスケールとミクロスケールの乖離ははなはだしく大きいため、ミクロモデルによってマクロ現象全体を再現することはほとんど不可能である。

それゆえ、異なる階層間の相互作用が本質的に重要なマルチスケール問題を正確かつ効果的に取り扱うためには、新たな方法論を確立する必要がある。こうした問題意識に基づいて、地球シミュレータセンターでは佐藤センター長の強い指導力のもと、世界に先駆けて「連結階層シミュレーション研究開発プログラム」を平成16年度に組織した。連結階層シミュレーションはミクロスケールとマクロスケールのシミュレーションモデルを有機的かつ効果的に連結することによって、必要な第1原理計算をマクロスケールのモデルに繰り込むことにより、効率的かつより非経験的なマルチスケール現象のシミュレーションを実現する挑戦的な試みである。本プログラムの目的は、様々なマルチスケール現象に適合する連結階層シミュレーションを開発し、その有効性を実証すると共に、マルチスケール問題に関するより普遍的な計算方法論を確立することにある。

5.2. 連結階層シミュレーションの方法

連結階層シミュレーションは異なるスケールにそれぞれ適合した計算モデルを有機的に連結することによって成り立つ。それゆえ、それぞれのスケールに対応する要素モデルの開発とスケール間連結手法の両方を開発する必要がある。様々な問題に関する連結シミュレーションの研究開発を通して、我々は連結手法を2つのグループに分類することができると考えている。第1のグループは、より第1原理的なミクロモデルをマクロモデルがカバーする時空間の一部に埋め込む方法である。固体における破壊や、流体における衝撃波など、近似としてのマクロモデルが時空間の一部で成り立たない場合に有用な方法である。

この場合、2つのモデルはある境界面で連結されており、その面を通してすべての情報交換が行われる。これを「境界連結法」または「埋め込み型連結法」と呼ぶ。一方、第2のグループとしてミクロモデルの結果をマクロモデルのパラメータや変数として利用するものがある。これを「パラメータ連結法」あるいは「繰り込み型連結法」と呼ぶことにしよう。この方法は、流体やプラズマ中のミクロスケールの乱流モデルからマクロスケールの輸送係数を導くような場合に用いられる。

連結階層シミュレーションを現実の現象へ適用するためには、この2つの方法を適切に組み合わせながら、さらに複雑なモデルを構築する必要がある。地球シミュレータセンターにおける連結階層シミュレーションの研究結果のいくつかを以下に紹介する。

5.3. 雲形成と降水現象の連結階層シミュレーション

地球の気候システムにおいて雲は極めて重要な役割を果たしており、前線や台風の活動及び、温暖化予測の研究を進める上で、雲をどのように予測モデルに取り込むのかは大きな課題になっている。地球シミュレータセンターでは「超水滴法」と名付けた全く新しい雲微物理計算アルゴリズムの開発を独自に行なった。3雲は、大気に浮かぶ微粒子(エアロゾル)を核とした水や氷の粒により構成される。超水滴法はエアロゾル・雲粒・降水粒子の振舞いを、粒子法を使って統一的に計算する方法であり、経験的なパラメータを使わずに原理的な物理法則に基づいて雲の振舞いを数値計算することができる。超水滴法では性質の似た多数のエアロゾル・雲粒・降水粒子を1つの仮想粒子として取り扱うことにより、計算速度を大幅に高速化している。特に、衝突併合過程に関しては独自のMonte Carlo法を開発し、その結果、多種類の化学物質から成る凝結核が存在する場合など、より複雑な雲微物理過程のシミュレーションを行う際には、同等の精度を持つ既存の手法に比べ速く計算できる事が示唆された。

まずは、最も基本的な3つの雲微物理過程(移流と重力落下、凝結成長/蒸発、衝突併合)と完全圧縮性・非静力近似な雲力学モデルから成る、プロトタイププログラムを開発し、超水滴法の有用性を確認した。図5-1は地球シミュレータで計算された積雲の形成と降雨の高解像度3Dシミュレーションの結果である。空気塊の上昇運動に伴って雲が形成され、降雨をもたらす過程が、雲内部の複雑な乱流運動と共に再現されている。なお、この計算には $624 \times 1024 \times 1024$ の空間グリッドと、個の超水滴を使っており、地球シミュレータの256ノードを使った超大規模並列計算を要した。また、真の解への収束性が速く、それ程多くの超水滴を使わなくても十分な精度でシミュレーションできる事が、幾つかの計算例で確認できた。さらに、従来のモデルでは厳密な評価が難しかったエアロゾルと雲の相互作用が、超水滴法では自然に再

現される事が分かった。

しかし、超水滴法の計算には大量の情報処理が必要であるため、実際に計算できる現象の規模はせいぜい数日・数百キロスケールに留まると考えられる。そのため、気候の変化など、より長期間・広域の現象の予測や再現をするためには、超水滴法に基づく雲解像モデルの内に潜む、系のより長い時空間スケールのマクロな振舞いを記述する、マクロ雲モデルを抽出し、その上で、超水滴雲解像モデルとマクロ雲モデルの連結階層シミュレーションを行う必要がある。

その準備として、不変多様体と呼ばれる数学概念に拠る

連結階層シミュレーションの新しい枠組みを構築し、与えられたマイクロモデル(超水滴雲解像モデル)から未知のマクロモデルの抽出と連結のための一般的な方法論の創出を目指した研究も行っている。この枠組みの中で、マクロモデルとはマイクロモデルの相空間に潜む普遍多様体の近傍におけるダイナミクスを記述するモデルであり、マクロ変数とは不変多様体上の座標と位置づけられる。

この一般的枠組みの検証と開発のためのプロトタイプとして、振動性反応拡散系の連結階層シミュレーションの研究を行っている。図5-2にその例を示す。この図は2つの位相特異

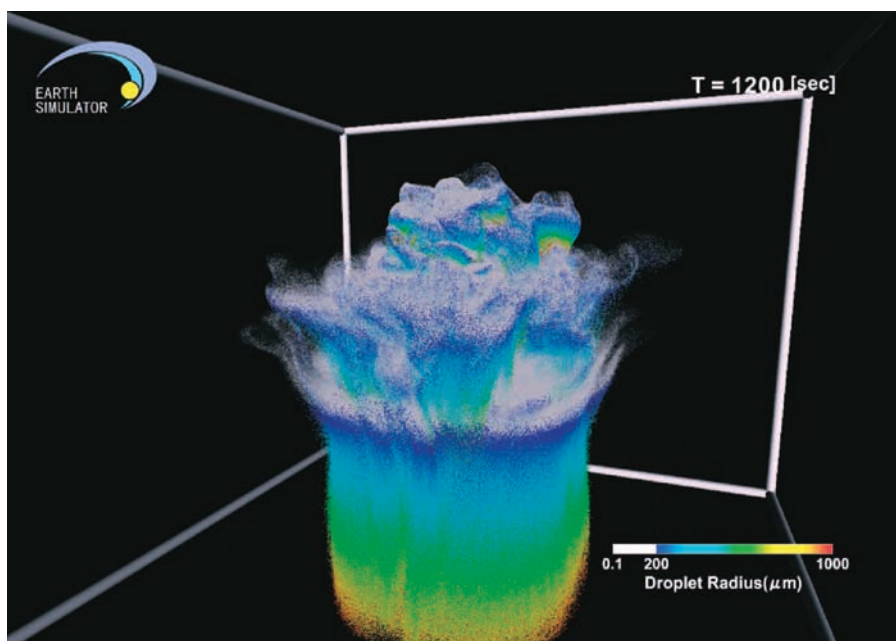


Fig. 5-1. 3-D Simulation of a shallow maritime cumulus formation and precipitation using a coupled model of the Super-Droplet cloud microphysics model and a non-hydrostatic atmospheric model.

図5-1. 超水滴法による3次元空間上での積雲形成と降雨のシミュレーション結果。空気塊の上昇運動に伴って雲が形成され、降雨をもたらす過程が、雲内部の複雑な乱流運動と共に再現されている。

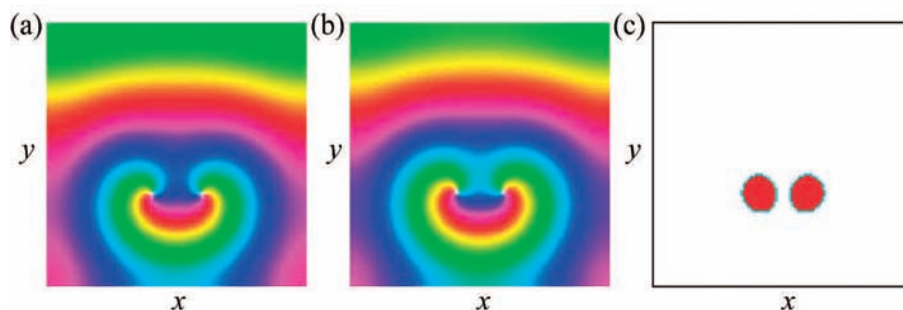


Fig. 5-2. Direct simulation and MMI simulation of the attractive interaction of two phase singularities. (a): The result of direct simulation, i.e., whole region is simulated by the Micro model. (b) The result of MMI simulation. (c) The Micro region in (b) where the Micro model is activated, which is automatically determined by the algorithm. We can see that (a) and (b) agree fairly well.

図5-2. 2つの位相特異点の引力的相互作用の連結階層シミュレーション。(a)は全領域をマイクロ計算した結果。(b)と(c)は連結階層シミュレーションの結果で、(b)に表示された領域のうち、(c)の赤い領域に対応する位相特異点の周辺の領域のみがマイクロ計算領域であり、他の領域はマクロ計算領域となっている。マイクロ領域はアルゴリズム内で動的に判定され、時間とともに変化する。(a)と(b)の結果は比較的良く一致しており、連結階層シミュレーションが有効である事がわかる。

点が引力的に相互作用する様子を数値計算した結果である。(a)は全領域をCGL方程式で解いた原理計算の結果。(b)と(c)は連結階層シミュレーションの結果であり、(b)に表示された領域のうち、(c)の赤い領域に対応する領域のみがマイクロ計算されて、白の領域はマクロ計算されている。マイクロ領域はアルゴリズム内で動的に判定され、時間とともに変化していく。(a)と(b)の結果は比較的良く一致しており、埋め込み型の連結階層シミュレーションが機能している事がわかる。

5.4. デトネーションの連結階層シミュレーション

衝撃波と燃焼波との干渉によって維持される燃焼形態をデトネーションという。デトネーションは極めて高速な現象であり、燃焼過程が非常に狭い領域で完了し、複雑な3次元構造を伴う。したがって、実験計測だけで現象を理解することは困難であり、シミュレーションによる研究が重要視されている。我々は連結階層シミュレーションの典型的な応用例として、気体デトネーション伝播に関する連結階層シミュレーションのアルゴリズム開発を行ってきた。

通常、燃焼のシミュレーションは連続体モデルを用いた流体力学計算によって実行される。そのモデルは局所熱平衡近似に基づいており、マイクロな反応動力学過程は直接には取り扱わず、化学反応はArrheniusの式を用いた反応速度論モデルによって記述される。しかし、デトネーションにおいてはその衝撃波面の厚さはしばしば平均自由行程の数倍程度となるため、波面の微細な構造を精密に取り扱うには分子・原子のレベルの運動論を考慮する必要がある。また、デトネーションの波面近傍では強い非平衡分布が実現しているため、Arrhenius式のように反応速度を単に温度の関数として表現することが困難になる。そのため単純な流体力学モデルではデトネーションの特徴を正確に再現できない可能性がある。

全ての領域を分子モデルによって扱うことができれば理想的であるが、それは連続流体モデルに基づくシミュレーションと比較して莫大なコストが掛かり現実的ではない。ところがデトネーション伝播の流体場においては連続体近似や局所熱平衡近似が強く破たんしていると考えられる衝撃波面は流れ場全体から見れば小さく、連続流体モデルによって効率的に取り扱うことができる空間領域が系の大部分を占める。そのような特性に着目し、本研究では気体の燃焼を効率的に計算するための連結階層シミュレーションの手法を開発した。図5-3に示すように、系を空間的に二つの領域に分割する。一つはほぼ局所熱平衡状態にある領域で系の大部分を占める。この領域を「連続体領域」と呼び、HLLC法と呼ばれる非線形近似Riemann解法によるNavier-Stokes方程式の差分モデルによって計算する。もう一つは衝撃波面を囲むようにとられた空間的に局在した領域である。この領域を「粒子領域」と呼び、ここでは原子分子レベルの詳細なモデルに基づいて計算を行う必要がある。この領域は、非定常直接シミュレーションモンテカルロ(DSMC)法によるBoltzmann方程式の粒子モデルによって計算される。

粒子領域と連続体領域は空間的に重複したhand-shaking領域を持ち、これは連続体領域から粒子領域へ情報を受け渡すC→P結合と、粒子領域から連続体領域へ情報を伝えるP→C結合からなる。これらの結合領域では、運動量や温度のような連続体としての物理量が送受信される。C→P結合では連続体領域から受け渡された物理量に対応する熱平衡分布に従って粒子領域上にシミュレーション分子が生成される。P→C結合ではその場所における連続体としての物理量を粒子領域中の分子の統計平均から求め、連続体領域の対応する部分に与える。

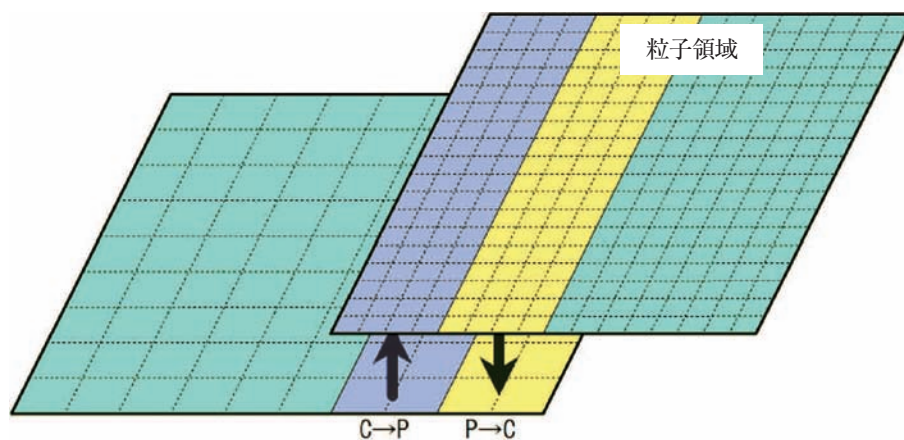


Fig. 5-3. Schematic illustration of the handshaking between particle and continuum domains. The information of macroscopic quantities in the handshaking regions are exchanged each other.

図5-3. 連続体領域と分子領域との間でそれぞれの境界のマクロな物理量の情報を交換する。

気相の熱化学反応は分子衝突の結果として起こるので、非平衡な速度分布によって化学反応速度係数はArrhenius 式による値とずれることになる。図5-4は粒子領域における反応速度係数を流れ場での粒子の平均運動エネルギーによって定義した温度の関数としてプロットしたものである。化学反応速度係数の値は特に低温側において局所熱平衡を仮定したArrhenius式の値とは大きくずれている。連続流体モデルにおいては化学反応速度係数は温度の関数として記述されるが、デトネーション波面近傍では化学反応速度係数は単純に温度の関数として記述できないことが分かる。

デトネーション波は、複数の三重点が互いに衝突を繰り返して伝播し、その軌跡は鱗状のセル構造となることが知られている。図5-5に示されたデトネーション伝播の最大圧力履歴より、連続流体モデルと連結階層モデルの結果が異なることがわかる。

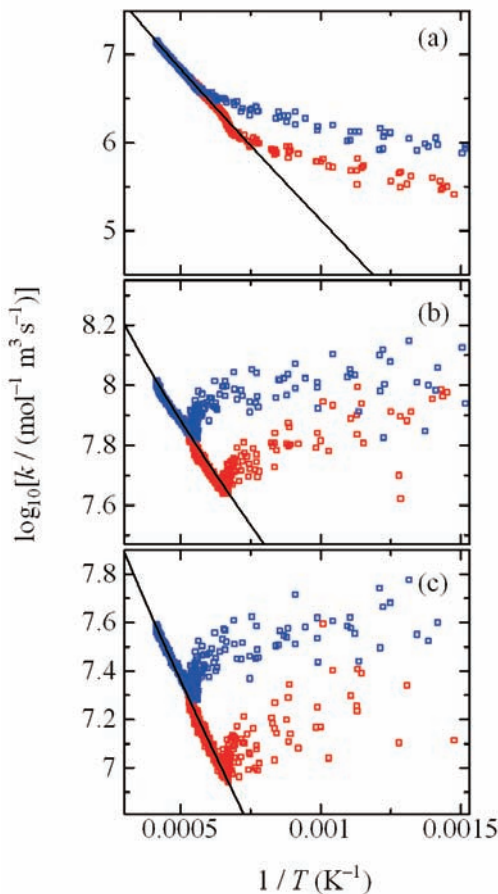


Fig. 5-4. Arrhenius plots. Panel (a): chain initiation reaction. Panel (b): chain branching reaction. Panel (c): chain termination reaction. Solid line: thermal reaction rate coefficient. Blue and red points are one-dimensional cuts on two different lines parallel to the flow of the reaction rate coefficients obtained by particle simulation.

図5-4. Arrhenius プロット。Panel (a)：ラジカル開始反応。Panel (b)：ラジカル連鎖反応。Panel (c)：ラジカル停止反応。実線：熱的反應速度係数。青と赤は、流れに平行なそれぞれ別の直線の上での粒子シミュレーションによって得られた速度係数。

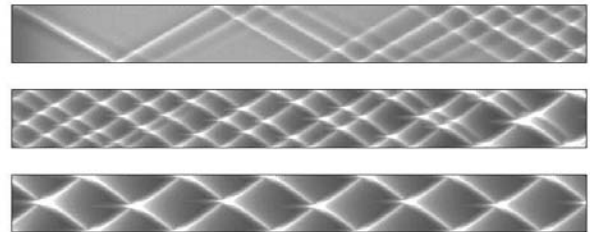
5.5. 宇宙プラズマの連結階層シミュレーション

宇宙プラズマを構成する荷電粒子は、その密度の低さから粒子間の衝突が無視できる状態にある。実際、多成分の速度分布関数が人工衛星によるその場観測から得られている。例えば、太陽から定常的に放出されているプラズマ流（太陽風）が、超音速であるために地球の前面に存在する定在衝撃波の上流域では、衝撃波面から跳ね返ったイオン粒子（Reflected Ion）で構成されるプラズマ流と、太陽風の2成分が観測される。

一般に、多成分プラズマは、各成分のエネルギー密度の比により、電磁的に不安定な状態となる。上記、反射イオンの系も、反射イオンのエネルギーの一部が電磁波動に移り、反射イオンの減速と熱化という結果を生む。この電磁波動励起に関する数値シミュレーションを行うには、太陽風成分（以下SW成分）も、反射イオン成分（以下R成分）も粒子的に扱う計算方法で解析されてきた。ただし、イオンに比べて質量の軽い電子の効果は、高周波電磁波動現象であるため、低周波電磁波動のみを扱うHybrid 手法（イオンを粒子として扱うが電子を電荷中性を即座に満たす慣性の無い流体として扱う）が、有効な手法である。しかし、粒子シミュレーションは、各々の成分に対し、格子間に数100個以上の粒子を配置することが、精度の良い計算をするために求められるため、計算コストの大きいシミュレーションになり易い。

宇宙プラズマにおいては、状況により多成分構成の数密

MMI model



Continuum model

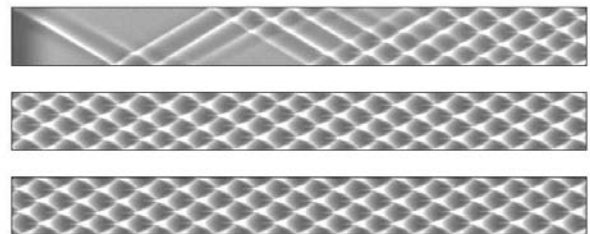


Fig. 5-5. A comparison of maximum pressure histories obtained by MMI and continuum models.

図5-5. 連続流体モデルと連結階層モデルの最大圧力履歴の比較

度差が大きいことがあり、電磁的に不安定なために電磁波動が励起されるが、コアとなる密度の大きい成分は、ほとんど変化をしない場合がある。このような状況の粒子シミュレーションでは、非コアである密度の小さい成分のみを粒子で扱えば十分である。それが可能であれば、シミュレーションを行う際の計算コストを大きく減らすことができる。我々は、密度の大きいSW成分を流体(Hall-MHD)として扱い、密度は小さいが粒子性が効くR成分を粒子として扱う連結階層シミュレーションを開発した。

計算方法は、R成分による電荷密度と電流密度を各格子

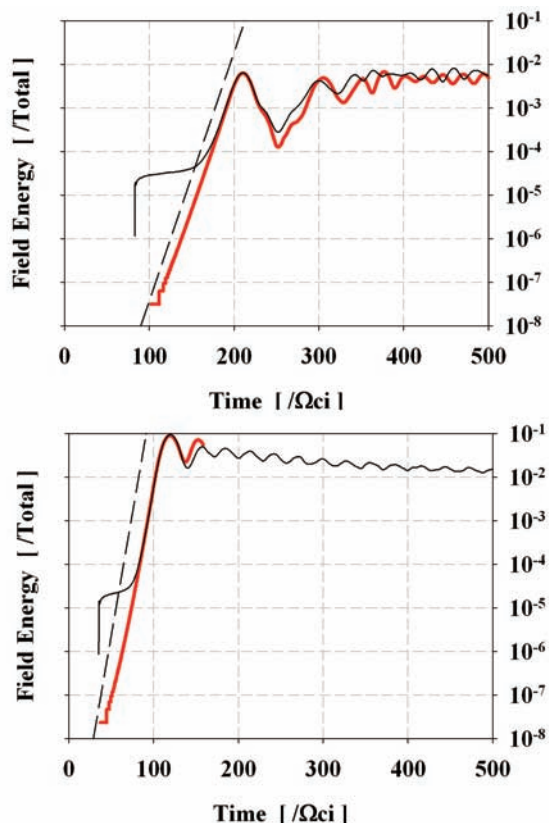


Fig. 5-6. Time profile of the wave power in case of $R=0.1\%$. Red and black curves show the results from our new model and the conventional Hybrid model, respectively. The dotted line shows the analytical results of the linear growth rate. Both in the linear phase of 170-200 and later non-linear phase, our new model can treat the wave characteristics. On the other hand, in the case of $R=0.5\%$, our new model can not treat the wave profile because of the kinetics of the fluid component.

図5-6. 太陽風プラズマ中で非熱成分イオンの効果による波動成長の連結階層シミュレーションの結果。上図は反射イオン成分密度が0.1%の場合の、励起された波動のエネルギーの時間発展。赤線が連結階層シミュレーション、黒線が従来のHybridモデルによる結果。点線は線形成長率である。線形段階(時間で約170~200の間)およびその後の非線形段階においても共に良い一致を示しており、モデルの妥当性が示されている。下図はR成分密度が0.5%の場合の結果。線形段階(時間で約80~120の間)は、共に良い一致を示しているが、連結階層シミュレーションモデルでは、非線形段階で計算が破たんしている。流体近似が適応出来なくなったためであり、モデルの妥当性を維持するためにはマイクロ領域を拡張する必要がある。

上で求め、Hall-MHDの全密度値と電流値を補正する。その他の手法は、従来のHybrid、Hall-MHDの計算手法と同じである。空間2次元、速度3成分の計算結果を図5-6に示す。ここで、R成分の数密度が0.1%の場合を上図に、0.5%の場合を下図に示している。初期状態でのR成分とSW成分の速度差を $10 V_A$ (V_A :プラズマの特性速度の1つであるアルフヴェン速度)とし、プラズマベータの値は0.1である。R成分の格子当りの粒子数を100個とした。図に示した量は、励起された電磁波動のエネルギーの時間発展を示す(系の全エネルギーで規格化、時間は陽子のサイクロトロン周波数の逆数で規格化)。赤線が、Hall-MHDを用いた結果であり、黒線は、比較のため従来のHybrid手法(全成分を粒子で取り扱った手法)による結果である。ただし、波動が成長するまでの時間はずらしてある。点線は線形解析により得た波動の成長率である。上図の低密度の場合も、下図の高密度の場合も、3つの線が線形成長段階(上下それぞれ時間が約170~200の間と約80~120の間)で同様な時間発展を示しており、計算コストを抑えた本モデルが、正しく計算されていることを示す。低密度の場合には、その後の非線形段階でも計算が行えているのに対し、高密度の場合は計算が破たんしている。これは、R成分の密度が高すぎることにより、SW成分がHall-MHDで表現できなくなったためである。すなわち、SW成分がMaxwell分布から外れている結果である。以上のように、密度差の激しい多成分プラズマの運動論的シミュレーションを行う際に、コア成分を流体として扱うことで計算コストを抑えることにより連結階層シミュレーションの有効性を示した。さらに、この手法の適用限界を定量的に求めることにも成功した。

6. 連結階層シミュレーション研究開発プログラム 応用シミュレーション研究グループ

6.1. はじめに

自然界には、連続体で近似されるマクロスケールの物理と、粒子的性質が本質的なミクロスケールの物理とが、密接に連携している現象が数多く存在する。応用シミュレーショングループでは、このような「連結階層」問題の典型例として、

1. 固体動力学(摩擦・破壊など)

(マクロ層:弾性体力学, ミクロ層:分子動力学)

2. オーロラアーク形成過程

(マクロ層:電磁流体力学, ミクロ層:プラズマ運動論)

をターゲットとして選び、これらの問題において、マクロ層とミクロ層を包括的に扱うことの出来る連結階層シミュレーションアルゴリズムの開発とその実証に取り組んできた。

一般に、このようなマクロ層とミクロ層の連結方法論は、

大きく分けて

- (a) 変数連結：マクロ層の連続体方程式に現れる経験則のパラメータを、第一原理（マイクロ層の粒子シミュレーション）から求める
- (b) 境界連結：連続体近似が破綻する領域でのみマイクロ層のシミュレーションを行い、その領域境界でマクロ層のシミュレーションと連結する

の二つが考えられる。本グループでは、以下の通り、方法(a)の「変数連結」を用いたアルゴリズム開発を行った。

1. 固体動力学
 - (ア) 摩擦動力学
 - ① マクロ層の経験則：クーロンの法則(動摩擦係数)
 - ② マクロ層からマイクロ層へのインプット：圧力, 滑り速度, 温度
 - (イ) 破壊動力学
 - ① マクロ層の経験則：構成則(ストレス)
 - ② マクロ層からマイクロ層へのインプット：歪み
2. オーロラアーク形成過程
 - ① マクロ層のパラメータ：プラズマ密度の増加率
 - ② マクロ層からマイクロ層へのインプット：電流密度

以下、6.2節と6.3節では、我々の行った、固体動力学とオーロラアーク形成過程に対する連結階層シミュレーションのアプローチを、それぞれ概説する。また、4節では、大規模分子動力学シミュレーションの応用展開として行った、気相からの液相核形成シミュレーションについて紹介する。

6.2. 固体動力学の連結階層シミュレーション

6.2.1 摩擦動力学

固体動力学の中でも、接触や摩擦など「表面」に関する現象を正確に扱うことは難しい。なぜなら、固体動力学の基礎となる弾塑性体力学は、バルクの性質を記述する連続体力学であり、異なる物質間の「表面」を扱うことは出来ないからである。そこで、何らかの経験則を導入して、方程式系を閉じる必要がある。摩擦問題の場合、「摩擦係数は垂直抗力に比例する」というよく知られた経験則(クーロンの法則)が、普通用いられる。しかし、この法則はあくまで経験則であり、それがどのような場合に成り立つか(あるいは成り立たないかも)、実はよくわかっていない。問題の鍵となる摩擦係数をこのような経験則に頼る以上、摩擦動力学の扱いは一般に不正確にならざるを得ない。

一方、摩擦の起源は、究極的には、(異なる)物質を構成する原子間の相互作用にある。そこで、摩擦動力学で使う摩擦係数を、経験則ではなく、分子動力学計算によって第一原理から求めようというのが、我々の連結階層シミュレーションのアプローチである(Hirose, 2008)。このように、マクロの摩擦係数を原子レベルの相互作用から直接規定するというのはナイーブな考えである。しかし、例えば、地震断層では摩擦融解が起きている証拠があり、原子レベルの現象(融解)がマクロレベルの摩擦に直接影響を与える可能性があることを示唆している。

我々の摩擦動力学の連結階層シミュレーションの概念図を図6-1に示す。これは、(1)マクロスケールの弾塑性体力学

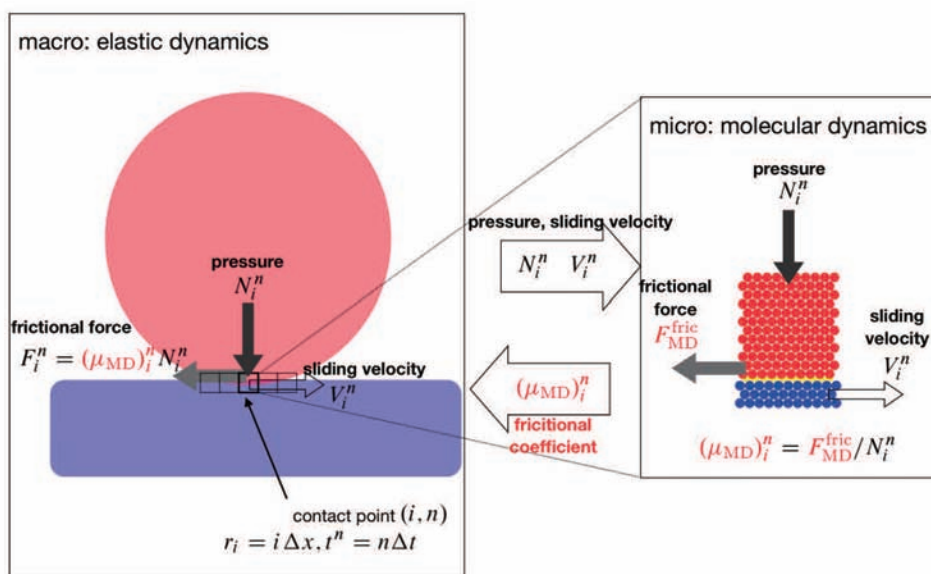


Fig. 6-1. Connection between macro physics and micro physics in friction dynamics.

図6-1. 摩擦動力学におけるマクロスケールとミクロスケールの結合

シミュレーションにおいて、接触面を構成する時空間離散点における圧力と滑り速度をそれぞれ求める (2) その圧力と滑り速度を境界条件とした分子動力学シミュレーションを行って摩擦係数を求める (3) その摩擦係数を用いてマクロスケールの摩擦力を求め、弾塑性体力学シミュレーションを進める というものである。

このアルゴリズムは、いわゆるパッチダイナミクス (Kevrekidis et al., 2002) の一種ととらえることが出来る。すなわち、時空間のパッチ (ここでは接触面を構成する時空間離散点) でのみミクロスケールシミュレーションを行い、その情報を元にマクロスケールのシミュレーションを進めていくことで、(時空間全体でミクロスケールシミュレーションを行うことに比べて) 計算時間の大幅な節約を図っている。

このパッチダイナミクスでは、時空間パッチ同士の相関をどう扱うかが大きな問題となる。我々の摩擦動力学の例では、簡単のため、相関がほとんどないと仮定し、分子動力学シミュレーションにおいては、(a) 初期の接触面は常にドライかつコメンシュレート (整合性がある)、(b) 摩擦面に沿った方向には周期境界が成り立つ、といった単純化を施している。しかし、実際には、摩擦面にはそれまでの様々な時間履歴 (融解や破壊などによる原子配置の乱れやコンタミネント原子) が残っていることが考えられ、また、周期境界条件も厳密には成り立つことのない仮定である。これらの問題にどう対処するかが、今後の検討課題として残る。

ところで、この摩擦動力学の連結階層シミュレーションを実行すると、異なる圧力と滑り速度の値を境界条件とした、

多数の分子動力学シミュレーションを走らせることになる。したがって、副産物として、図6-2に示すような、原子レベルでの摩擦係数の (圧力-滑り速度平面における) 相図が得られる。この図において、左下の (圧力と滑り速度が双方とも比較的小さい) 領域は、原子レベルでスティック・スリップ運動が起きる領域であり、摩擦係数は圧力や滑り速度によらずほぼ一定値 (0.3程度) を取る (クーロンの法則が成り立っていると行って良い)。一方、右上の (圧力と滑り速度が双方とも大きい) 領域では、接触面で融解が起きて、摩擦係数が小さくなっていることがわかる。さらに、この摩擦融解が起きる領域では、摩擦係数の圧力と滑り速度依存性はそれぞれべき則になることがわかった (摩擦係数は、圧力の-1/2乗、滑り速度の-3/4乗に比例する)。このうち、滑り速度依存性のべき則は、金属同士の摩擦の非常に大規模な分子動力学シミュレーションからも得られており (Hammerberg et al., 2006)、脆性物質同士の摩擦融解におけるかなり普遍的な性質と考えられる (我々の分子動力学シミュレーションではレナード・ジョーンズポテンシャルを仮定している)。また、右下の (滑り速度は大きくないが圧力が極端に大きい) 領域では、摩擦係数が非常に小さくなる領域がいくつか見られる。これは、高い圧力のために構造相転移が起きて、接触面がインコメンシュレートになったためである。これらの結果のうち、摩擦融解する領域以外は、初期条件依存性が強く、上に述べた連結階層シミュレーションアルゴリズムにおけるパッチ時間履歴の問題とも関係している。

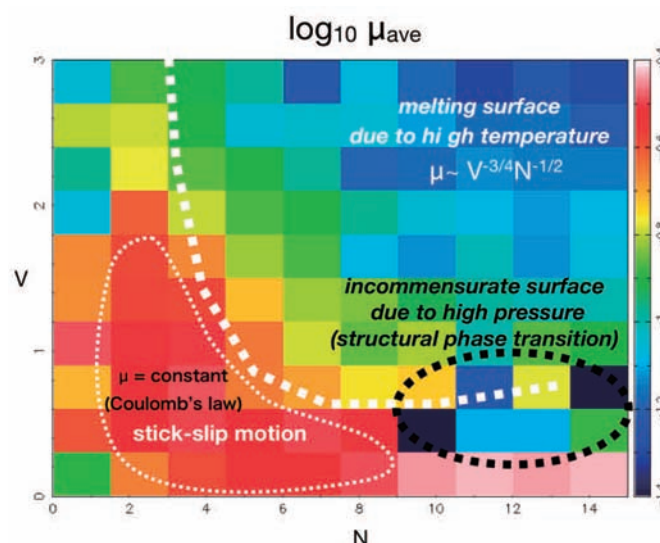


Fig. 6-2. Phase diagram of atomistic frictional coefficient in pressure-velocity plane.

図6-2. 分子動力学計算で得られた摩擦係数の圧力-速度平面における相図

6.2.2 破壊動力学

平成20年度から21年度にかけて、超高層建築物の耐震性能に関する大阪大学との共同研究(通称GASSTプロジェクト)が行われた。このプロジェクトのメインの目的は、地球シミュレータの性能を活かし、超高層建築物を丸ごとシミュレーションして耐震性能を評価することにあるが、この枠組みの中で破壊動力学の連結階層シミュレーションの検討も併せて行われた。破壊現象は、亀裂先端におけるミクロスケールの原子間相互作用と、マクロスケールの動力学が作用を及ぼしあう、典型的な連結階層問題である。そして、早くから、亀裂先端を分子動力学、その周囲を弾塑性体力学で表して、両者のシミュレーションを「境界連結」法によって結びつける試みが為されてきた(例えば、北川と中谷、1986)。しかし、この方法では、ミクロスケール(サブミクロン、ナノセカンド程度)とマクロスケール(メートル、セカンド程度)の空間的・時間的隔たりは余りに大きく、実用からはほど遠い。(現状では、大規模な分子動力学計算の計算時間の節約のために、この境界連結法が用いられている。)もう一つの方法は、摩擦動力学と同様のアプローチで、マクロスケールの経験則(ここでは構成則)を、分子動力学計算によって構築する「変数連結」である(図6-3)。すなわち、マクロスケールのシミュレーションから得られる歪みを境界条件とした分子動力学計算を行い、それによって求められたストレスを用いてマクロスケールのシミュレーションを進める、という方法である。しかしながら、実験から得られる構成則に比べて信頼性があるかどうか、など実用性に関してはやはり検討すべき点が多い。

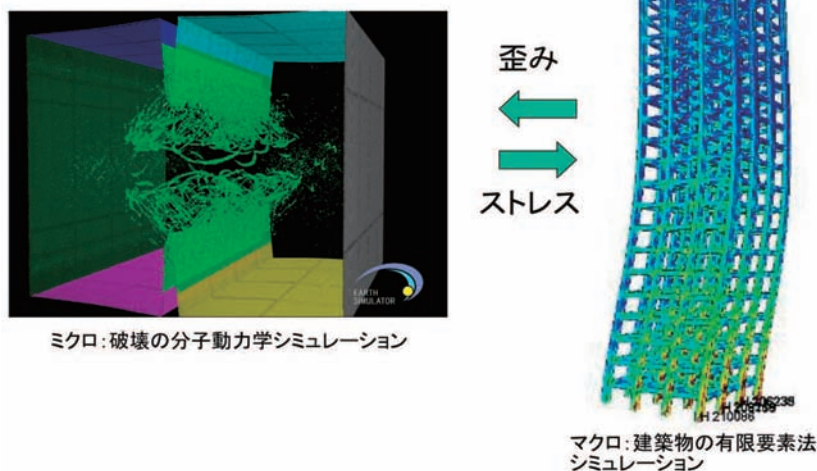


Fig. 6-3. Connection between macro physics and micro physics in fracture dynamics.

図6-3. 破壊動力学におけるマクロスケールとミクロスケールの結合(右図は大阪大学(現竹中工務店)の水島靖典氏からの提供)

6.3. 静穏時オーロラアークの連結階層シミュレーション

6.3.1. 静穏時オーロラ

オーロラとは、地球磁気圏から極域の電離層へ、磁力線に沿って降り注いできた高速電子が、高層大気分子を励起することにより生じる発光現象である。そして、このオーロラ現象のなかでも、サブストームなど地球磁気圏の大規模擾乱をともしない、比較的静かなとき(静穏時)に見られるオーロラアークについては、その形成機構の候補として、電離層フィードバック不安定性(Sato, 1978)が挙げられている。この電離層フィードバック不安定性とは、磁気圏-電離層間を伝播するアルフヴェン波と電離層上のプラズマ密度波が共鳴し、不安定成長するものである。

一方、オーロラが発光するためには、電離層に降り注ぐ電子が、高層大気分子を励起するに十分なエネルギーにまで加速されなければならない。この電子加速機構については、近年のプラズマ粒子シミュレーションの進展により、プラズマ粒子の運動論的不安定性(電気二重層による電子加速(Sato and Okuda, 1979))が、その候補として有力であることがわかってきている。

そして、このオーロラアークの構造形成から、高層大気分子の励起・発光に至る一連の過程においては、これら電磁流体力学(MHD)的なマクロ不安定性とプラズマ粒子の運動論的なミクロ不安定性が、密接かつ複雑に絡み合っていると考えられる。すなわち、MHD的なマクロ不安定性によって成長した電子流は、プラズマ粒子の運動論的な不安定性を引き起こし、一方、運動論的なミクロ不安定性により加速された粒子は、高層大気分子を電離し、電離層のプラズマ密度

を上昇させるであろう。このプラズマ密度の上昇は、さらに、マクロな電流系に影響を与えると予想される。今日までのシミュレーション研究においては、このようなマクロとミクロの階層が密接につながった物理過程を、統一的に取り扱うことは不可能であったが、連結階層シミュレーションを用いることにより、その計算が実現可能となった。

6.3.2. シミュレーションモデル

本グループでは、静穏時オーロラアークの形成過程を研究するため、上述のマクロとミクロの物理過程を同時に計算することができる連結階層シミュレーションコードを開発した。図6-4に、そのシミュレーションモデルの概要を示した。本モデルでは、図6-4に示したように、マクロ不安定性を計算するMHDモデルとミクロ不安定性を計算する粒子モデル、これら2つのモデルを連結させている。MHDモデルでは、地球磁気圏の形状に近いダイポール型の磁場 (Kageyama et al., 2006) を設定しており、計算領域は、オーロラ帯の電離層、及び、そこからダイポール磁場に沿って磁気圏赤道面に至る一方の半球側の磁気圏としてある。磁気圏赤道面では、太陽風の影響によりプラズマ対流が生じているが、この対流を与えるために、磁気圏赤道面には、境界条件として電位を与えている。計算では、まず、第一段階として、磁気圏側のMHD方程式と電離層電流の連続の式を連立させ、電離層プラズマ密度とつり合う磁気圏-電離層結合電流系を求める。その後、電離層プラズマ密度の時間発展式を加えて、時間発展計算をおこなう。

このMHDモデルの計算を進めると、マクロ不安定性の成長により、電離層直上における沿磁力線電流が大きくなる、すなわち、電離層に流入する電子の量が増加する領域が現れてくる。その電流値を粒子モデル側に引き渡し、それを初期

条件として電子加速の計算をおこなう。本連結コードで用いている粒子モデルは、開放系の1次元静電コードである (Takamaru et al., 1997)。MHDモデル側から受け取った電流値からドリフト速度を計算し、そのドリフト速度分だけシフトさせた Maxwell 分布を持つ電子を与え、定電流となるように計算領域の両端から粒子を注入している。この粒子モデル計算により、プラズマ中に生じた Ion Acoustic Double Layer の大きな電位差で強く加速された電子 (Sato and Takamaru, 1995) のエネルギースペクトルが得られる。

図6-5は、電離層に入射した1個の高エネルギー電子が、電離層中を進む間に生成するイオンの個数を表している。横軸は電子の運動エネルギー、縦軸は生成されるイオンの個数である。本粒子モデルでは、計算終了時に、電子加速計算で得られた電子のエネルギースペクトルと 図6-5の関係を基にし

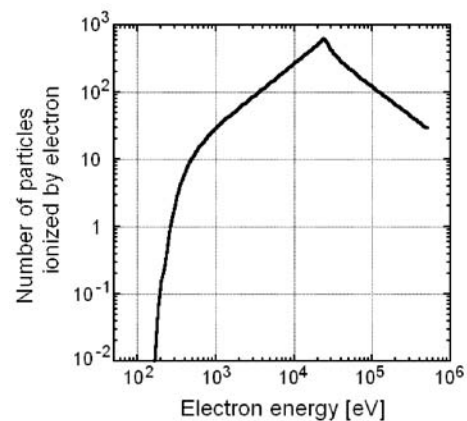


Fig. 6-5. The number of particles ionized by an energetic electron in the ionosphere.

図6-5. 1個の高エネルギー電子が、電離層中を進む間に生成するイオンの個数。

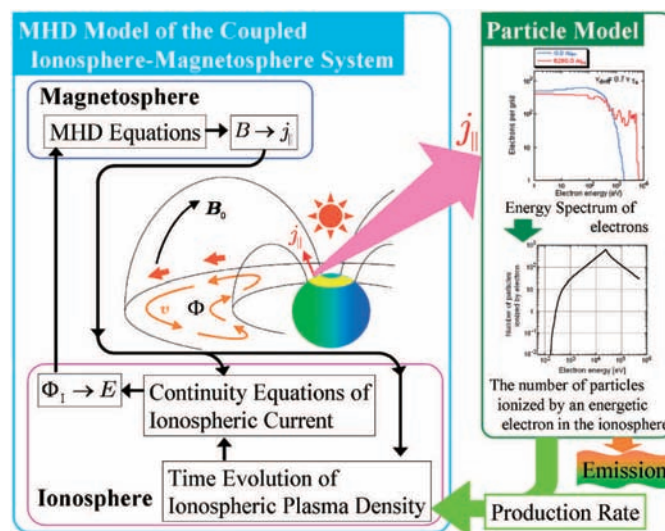


Fig. 6-4. Schematic diagram of the simulation model.

図6-4. シミュレーションモデルの概要図

て、加速電子の電離効果による電離層プラズマの生成率を計算し、その値をMHDモデル側に引き渡している。

6.3.3. シミュレーション結果

図6-6は、連結階層シミュレーションの結果得られた、ある時刻における電離層プラズマ密度の分布を示している。ただし、プラズマ密度が著しく成長した、夕方から宵(ローカルな時刻で18時から20時に至る時間帯)の領域を拡大して表している。この図から、緯度70.5度付近においてプラズマ密度が増大していることがわかる。これは、電離層フィードバック不安定性による沿磁力線電流の成長にともない、プラズマ粒子の運動論的な不安定性が発現し、これにより加速された電子が、大気分子を電離したことに起因する。

また、図6-7は同時刻の緯度(南北)方向電場の強度分布を示しているが、プラズマ密度が増加した領域において、電場強度が減少していることがわかる。これは、プラズマ密度の増加により電離層中の電流が流れやすくなり、より弱い電場強度で電流を流せるようになるからである。

さらに、この電場の変動に応答して、電流密度の分布形状も変化する。図6-8は、図6-6、図6-7の時刻から、およそ80秒後における電離層直上の沿磁力線電流密度の分布を示しているが、この図から、電場変動に応答して、電流密度の分布形状が、図6-7に示した電場形状を微分した形に変化していることがわかる。さらに、その振幅も増大している。このように、マクロ不安定性による沿磁力線電流の成長が引き金となり、ミクロ不安定性による電子加速が生じ、そして、そのミクロ不安定性に起因する電離効果が、マクロな構造形成に大きな影響を与えることがわかった。

図6-9は、加速電子のエネルギースペクトルを基に、大気

分子の励起発光モデル(Kamiyama, 1966)を用いて計算したオーロラの発光強度分布を示している。緑色が酸素単原子分子の遷移による波長557.7 nm(緑色)の発光、赤色が酸素単原子分子の遷移による波長630.0 nm(赤色)の発光の分布を、それぞれ表している。この図では、高度400 kmあたりから赤色の発光が現れ、高度200 kmあたりより下の低い領域で緑色の発光が強くなっている様子が見られる。オーロラ発光の高度は、主に、加速電子の持つエネルギーの大きさに依存している。すなわち、高エネルギーの電子ほど、より下層に到達できるため、そのオーロラ発光の高度は低くなる。また、低高度では、酸素単原子分子の赤色発光は起こりにくくなる。これは、高度が低いところでは、赤色発光を起こす遷移状態にある酸素分子が、他の分子と衝突しやすくなり、発光に至る前に脱活性してしまうからである。ゆえに、高度の高いところでは、比較的低いエネルギーの電子による赤色発光が見られ、一方、高度の低いところでは、エネルギーの高い電子による緑色発光が見られる。この連結階層シミュレーションでは、粒子モデルにより電子のエネルギースペクトルを厳密に計算できるため、図6-9に示したように、このようなオーロラ発光を再現することが可能となった。

6.4 気相からの液相核生成の分子動力学シミュレーション

6.4.1 研究の背景と目的

水分子の気相から液相へのイオン誘起核生成は、雲凝結核となるエアロゾルの生成を著しく促進するため、数多くの大気現象に対して重要な影響を与えていると考えられている(Seinfeld and Pandis, 1998; Lovejoy et al., 2004; Kathmann et al., 2008)。しかし、Wilson (1911)の霧箱実験以来の長い研究の歴史があるにもかかわらず、イオン誘起核生成の精密な実験

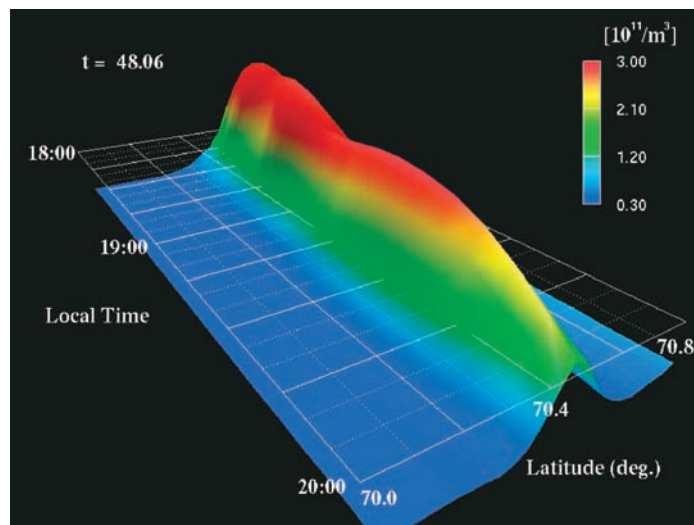


Fig. 6-6. The distribution of ionospheric plasma density. This figure is the result of holistic auroral arc simulation.

図6-6. 連結階層シミュレーションで得られた、ある時刻における電離層プラズマ密度の分布図

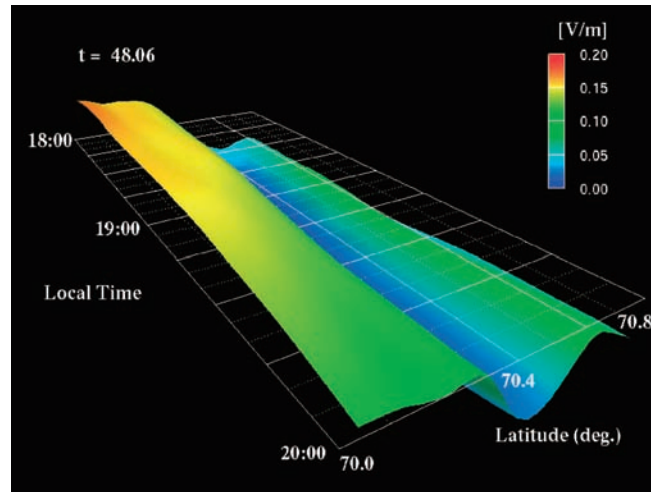


Fig. 6-7. The distribution of latitudinal electric field at ionosphere height at the same time as Fig. 6-6.

図6-7. 緯度(南北)方向の電場強度分布図. ただし, 時刻は図6-6と同じである.

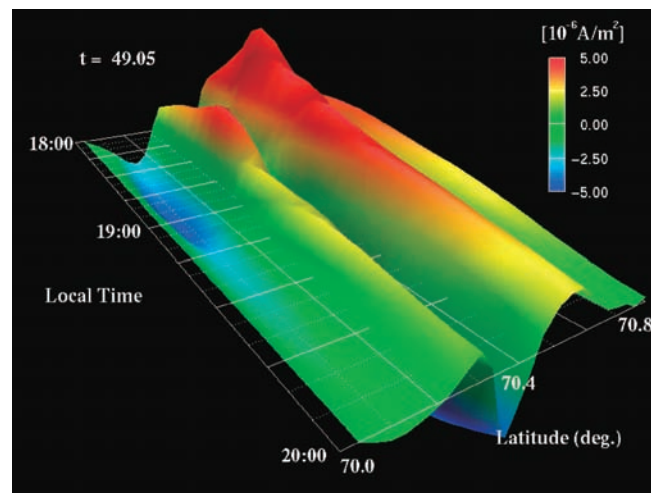


Fig. 6-8 The distribution of field aligned current density at ionosphere height after about 80 seconds from the time of Figs. 6-6 and 6-7.

図6-8. 電離層直上の沿磁力線電流密度の分布図. 時刻は図6-6, 6-7時刻の約80秒後.

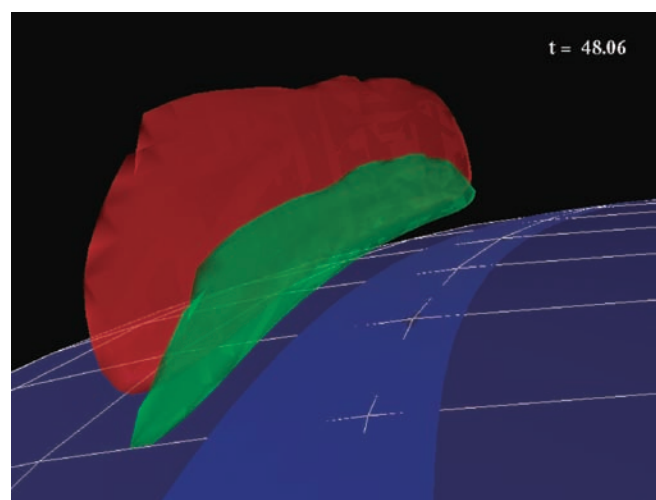


Fig. 6-9. The distribution of auroral emission intensity.

図6-9. オーロラの発光強度分布.

は現在においても難しく、核生成の微視的なメカニズムや液相核の微視的な構造の理解はあまり進んでいない。特に、核のサイズが2~3nm未満の液相核を直接観測することは現在でも困難であるため、1nm程度のスケールで起きている核生成過程の時間発展を調べるためには、分子動力学シミュレーション (Allen and Tildesley, 1987; Plimpton, 1995; Frenkel and Smit, 2002; 岡崎, 2000; 上田, 2003) が有効な研究手段となっている。

応用シミュレーション研究グループでは、水分子の気相から液相へのイオン誘起核生成の研究を目的に、気相から液相への均一核生成のテスト計算と電荷変動型の全原子自由度を持つ水分子モデル (Rick et al., 1994; 河村, 2005) の開発および実装を行った。本研究は、4.4節で述べるように、次期中期計画に向けて現中期計画の終盤に開始したものである。

6.4.2 均一核生成の計算

水分子の気相から液相へのイオン誘起核生成の研究をする準備として、準安定な気相から安定な液相への均一核生成の分子動力学シミュレーションを、高度に並列化された分子動力学プログラムLAMMPS(Plimpton, 1995)を用いて実施した。シミュレーションの条件は先行研究とほぼ同じに設定しており、このシミュレーションは先行研究の再現計算である (Yasuoka and Matsumoto, 1998a; Yasuoka and Matsumoto, 1998b; Tanaka et al., 2005; Yasuoka and Zeng, 2007; Matsubara et al., 2007; 松原ほか, 2008)。

まず、分子動力学シミュレーションにしばしば用いられる典型的なモデルポテンシャルであるLennard-Jones粒子に対して計算を行った。気相が安定な温度において平衡状態を達成した後、気相が準安定で液相が安定となる温度へ急冷することで、系を過飽和にした状態を初期条件とした。図6-10にLennard-Jones粒子の分子動力学シミュレーションの $t=0$ と $t=2000$ のスナップショットを示す。確かに、多数の臨界核を

超えた液相核が形成されていることがわかる。

次に、電荷の位置と大きさが固定された剛体水分子モデルTIP4Pに対してLennard-Jones粒子と同様な分子動力学シミュレーションを実行した。その結果を図6-11に示す。こちらも、いくつかの臨界核を超えた液相核が形成されていることが確認できる。

6.4.3 水分子モデルの開発

水分子の気相からの液相核生成の分子動力学シミュレーションに関する先行研究 (図6-11を含む) で用いられているモデルは、電荷の位置と大きさが固定された剛体水分子モデルである。水の分子双極子モーメントの値は気相と液相で大きく異なることが知られており、液相状態において最適化されている剛体水分子モデルを気相に対して適用するのは本質的な問題がある。よって、気相と液相を同じ水分子モデルで表現するには電荷変動が必要となる (Rick et al., 1994)。我々は、東京工業大学の河村雄行 (2005) が開発を進めてきた全原子自由度を持つ水分子モデルを基に、気相から液相まで水の構造と物性を定量的に再現し得る電荷変動型の全原子自由度を持つ水分子モデルの開発に取り組んでいる。そのモデルは次のように表される：

$$M_\alpha \ddot{\mathbf{r}}_\alpha = \mathbf{F}_\alpha, \quad \mathbf{F}_\alpha = -\frac{\partial U(\{\mathbf{r}\}, \{q\})}{\partial \mathbf{r}_\alpha},$$

$$m_\alpha \ddot{q}_\alpha = -\frac{1}{N} \sum_{\beta=1}^N (\chi_\alpha - \chi_\beta), \quad \chi_\alpha = -\frac{\partial U(\{\mathbf{r}\}, \{q\})}{\partial q_\alpha}.$$

上の式が粒子位置の時間発展を記述する方程式であり、下の式が電荷の変動を記述する方程式である。電荷の変動の方程式は系内の電荷が保存する形になっている。ここで、 \mathbf{r} が粒子の位置、 q が粒子の電荷、 M が粒子の質量、 m が電荷の仮想質量、 α は粒子の番号、 N が粒子数、 U がポテンシャルエ

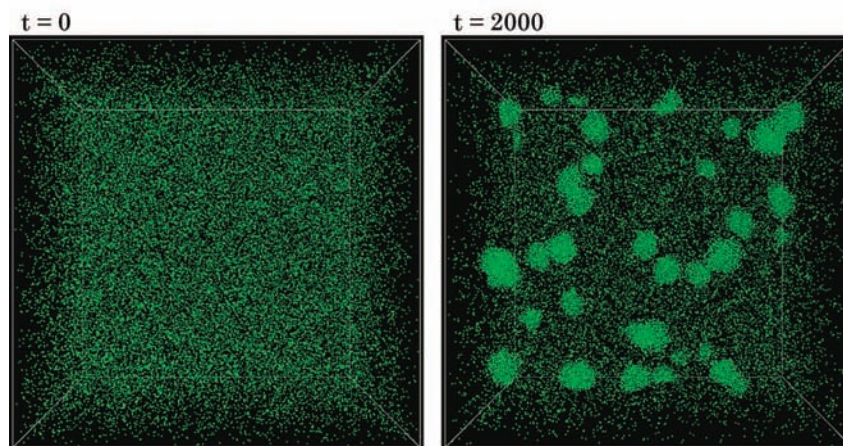


Fig. 6-6. Molecular dynamics simulation of homogeneous vapor-liquid nucleation using the Lennard-Jones model.

図6-6. 粒子の気相から液相への均一核生成の分子動力学シミュレーション。

エネルギーである。ポテンシャルエネルギー U は、イオン化エネルギー、長距離力であるクーロンポテンシャル、短距離力である2体力ポテンシャルおよび3体力ポテンシャルで構成される。この電荷変動型の全原子自由度を持つ水分子モデルをLAMMPSに実装した。現在、さまざまなテスト計算を実行し、実験や第一原理計算との比較を通して、モデルパラメータの最適化を行っている。

6.4.4 次期中期計画の方向性

水分子の気相と液相の物性値を定量的に再現するように、新たに開発および実装を行った電荷変動型の全原子自由度を持つ水分子モデルのパラメータの最適化を行い、そのモデルを用いた大規模な分子動力学シミュレーションによって、水分子の気相から液相への均一核生成およびイオン誘起核生成の研究を実施する予定である。本研究が進めば、エアロゾル生成におけるイオンの効果を定量的に評価することが可能となり、雲凝結核生成モデルの精密化に大きく貢献できると期待される。

7. 結び

地球シミュレータは、2002年3月に当時の海洋科学技術センターの地球シミュレータセンターによって運用を開始し、同4月より地球シミュレータプロジェクトが始まった。そして、2004年4月、海洋科学技術センターは、独立行政法人海洋研究開発機構となって、第1期中期計画が始まった。

地球シミュレータセンターの中期計画は、端的には、1)地球環境予測研究、地球内部ダイナミクス研究等の推進のため、「地球シミュレータ」用プログラムを開発する。2)海洋科学技術の推進だけでなく、他の研究開発分野や産業への応用等もめざし、データ処理技術等の開発を行う、である。そして、この5年間、この中期計画の下で、地球シミュレータセンターでは、ここまでの各章で示したとおり、画期的なシミュ

レーションアルゴリズムの開発とそれを用いた実証試験の成功、また、新しい可視化技術の開発など、めざましい成果をあげてきた。

その中でも特筆すべきは、2008年に、大気・海洋シミュレーション研究グループと固体地球シミュレーション研究グループで、それぞれ、「メキシコ湾流に対する大気応答のメカニズム解明」、及び、「地球ダイナモの新しいメカニズム解明」という画期的な研究成果を生み出し、それらがNatureに掲載されたことが挙げられる。また、複雑性シミュレーション研究グループでは、台風の進路やそれに伴う集中豪雨の6日前予測を成功させるなど、国民生活に密接な関わりを持ち、社会に対して大きなインパクトを持つ成果をあげてきた。更に、高度計算表現法グループは、様々な可視化ソフトウェアを開発し、特にバーチャルリアリティ用のソフトウェア「VFIVE」の開発では、シミュレーションデータの解析に大いに力を発揮しただけでなく、一般に無償公開するなども行い、他の教育・研究機関に対しても貢献をなした。一方、連結階層シミュレーション研究開発プログラムでは、アルゴリズム研究グループと応用シミュレーション研究グループにおいて、衝撃波と燃焼波との干渉で維持される燃焼を扱う「デトネーションシミュレーション」や「オーロラの自発的生成シミュレーション」など、時間・空間的にスケールが全く異なり、支配する物理法則も異なる複数の物理階層を結びつけ、それらの階層間で情報交換しながら、より精緻なシミュレーションを実現させる連結階層シミュレーション研究の実証に成功した。

この5年間を振り返り、地球シミュレータセンターは、研究者20数名という小所帯ながら、地球シミュレータという武器を十二分に活用して、多くの優れた研究成果をあげることができたと考える。

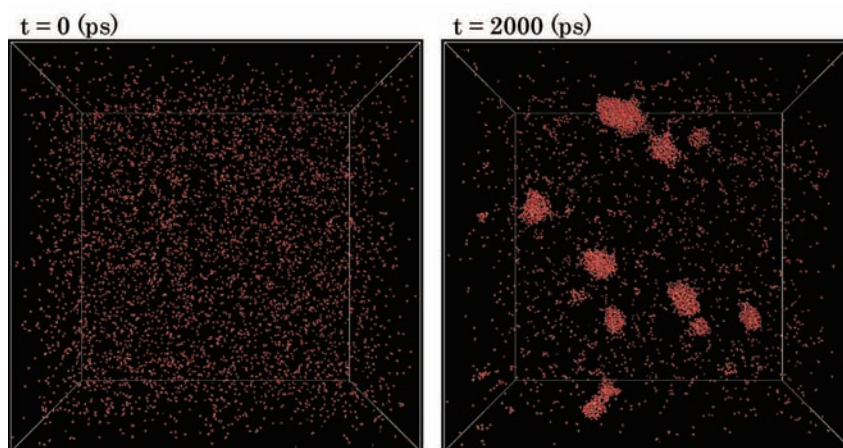


Fig. 6-6. Molecular dynamics simulation of homogeneous vapor-liquid nucleation using the Lennard-Jones model.

図6-6. 粒子の気相から液相への均一核生成の分子動力学シミュレーション。

参考文献

- Aiki, H. and K. J. Richards (2008), Energetics of the global ocean: the role of layer thickness form drag, *J. Phys. Oceanogr.*, 38 (9), 1845-1869.
- Allen ,M. P.and D. J. Tildesley (1987), *Computer Simulation of Liquids*, Oxford University Press.
- Antonov, J. I., S. Levitus, T. P. Boyer, M. E. Conkright, T. O'Brien, and C. Stephens (1998a), *World Ocean Atlas 1998 Vol. 1: Temperature of the Atlantic Ocean*, NOAA Atlas NES-DIS 27, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Antonov, J. I., S. Levitus, T. P. Boyer, M. E. Conkright, T. O'Brien and C. Stephens(1998b), *World Ocean Atlas 1998 Vol. 2: Temperature of the Pacific Ocean*, NOAA Atlas NESDIS 28, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Antonov, J. I., S. Levitus, T. P. Boyer, M. E. Conkright, T. O'Brien, C. Stephens, and B. Trotsenko (1998c), *World Ocean Atlas 1998 Vol. 3: Temperature of the Indian Ocean*, NOAA Atlas NESDIS 29, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., vol.36, 26-27.
- Aoki, S., D. Fukai, T. Hirowake, S. Ushio, S. R. Rintoul, H. Sasumoto, T. Ishimaru, H. Sasaki, T. Kagimoto, Y. Sasai, and H. Mitsudera (2007a), A series of cyclonic eddies in the Antarctic Divergence off Adelie Coast, *J. Geophys. Res.*, 112 (C5), C05019, doi:10.1029/2006JC003712.
- Aoki,S., M. Hariyama, H. Mitsudera, H. Sasaki, and Y. Sasai (2007b), Formation regions of Subantarctic Model Water detected by OFES and Argo profiling, *Geophys. Res. Lett.*, 34(10), L10606, doi:10.1029/2007GL029828.
- Arakawa, A. and M.J. Suarez (1983), Vertical differencing of the primitive equation in sigma coordinates, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 34-45.
- 荒木文明,島伸一郎,川原慎太郎,草野完也(2008), 超水滴法を用いた雲形成シミュレーションにおける雲の物理ベース描画手法, 第13回 計算工学講演会講演論文集.
- Boyer, T. P., S. Levitus, J. I. Antonov, M. E. Conkright, T. O'Brien, and C. Stephens (1998a), *World Ocean Atlas 1998 Vol. 4: Salinity of the Atlantic Ocean*, NOAA Atlas NESDIS 30, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Boyer, T. P., S. Levitus, J. I. Antonov, M. E. Conkright, T. O'Brien, and C. Stephens (1998b), *World Ocean Atlas 1998 Vol. 5: Salinity of the Pacific Ocean*, NOAA Atlas NESDIS 31, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Boyer, T. P., S. Levitus, J. I. Antonov, M. E. Conkright, T. O'Brien, C. Stephens, and B. Trotsenko (1998c), *World Ocean Atlas 1998 Vol. 6: Salinity of the Indian Ocean*, NOAA Atlas NESDIS 32, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Blackadar, A.K. (1962), The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 67, 3095-3102.
- Bony, S., and K.A. Emanuel (2001), A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection; evaluation using TOGA COARE data, *J. Atmos. Sci.*, 58, 3158-3183.
- Bougeault, P., and J.C. André (1986), On the stability of the third-order turbulence closure for the modeling of the stratocumulus-topped boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 43, 1574-1581.
- Coconu, L. and H-C. Hege, (2002), Hardware-accelerated pointbased rendering of complex scenes, *Proc. of the 13th Eurographics workshop on Rendering*, 41-51.
- Cruz-Neira, C., Sandin, D. J. and DeFanti, T. A. (1993), Surround-Screen Projection-Based Virtual Reality: The Design and Implementation of the CAVE, *Proceedings of SIGGRAPH '93*, 135-142.
- Damon,M., M. Kameyama, M. Knox, D. H. Porter, D. A.Yuen, and E. O. D. Sevre(2008), Interactive visualization of 3D mantle convection, *Visual Geosciences*, doi : 10.1007 / s10069 -007-0008-1.
- Desgagné, M.,R. McTaggart-Cowan,W. Ohfuchi,G. Brunet,P. Yau, J. Gyakum, Y. Furukawa, and M. Valin (2006), Large atmospheric computation on the earth simulator: The LACES project, *Scientific Programming*, 14 (1), 13-25.
- Doi, T., T. Tozuka, H. Sasaki, Y. Masumoto, and T. Yamagata (2007), Seasonal and interannual variations of oceanic conditions in the Angola Dome, *J. Phys. Oceanogr.*, 37 (11), 2698-2713.
- d'Orgeville, M., B. L. Hua, and H. Sasaki (2007), Equatorial deep jets triggered by a large vertical scale variability within the western boundary layer, *J. Marine Res.*, 65 (1), 1- 25.
- Du, Y., T. Qu, G. Meyers, Y. Masumoto, and H. Sasaki, (2005), Seasonal heat budget in the mixed layer of the Southern Tropical Indian Ocean in a high resolution

- Ocean General Circulation Model, *J. Geophys. Res.*, *110*, C04012, doi:10.1029/2004JC002845.
- Ebisuzaki, T., and K. Yasuoka (2007), Extended study of molecular dynamics simulation of homogeneous vapor-liquid nucleation of water, *J. Chem. Phys.*, *127*, 214507.
- Emanuel, K.A. (1991), Ascheme for representing cumulus convection in large-scale models, *J. Atmos. Sci.*, *48*, 2313-2335.
- Emanuel, K.A. and M. Živković-Rothman (1999), Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, *J. Atmos. Sci.*, *56*, 1766-1782.
- Enomoto, T., (2007), Ocean surface albedo in AFES, *JAMSTEC Rep. Res. Dev.*, *6*, 21-30.
- Enomoto, T. (2008), Bicubic interpolation with spectral derivatives, *SOLA*, *4*, 5-8.
- 榎本 剛, 大淵 濟 (2007), 地球シミュレータ上の「仮想地球」, *天気*, *54* (1), 13-16.
- 榎本 剛, 佐々木 英治, 小守 信正 (2006), 全球大気海洋の高解像度シミュレーション, *応用数理*, *16*(2), 19-27.
- Enomoto, T., W. Ohfuchi, H. Nakamura, and M. A. Shapiro (2007), Remote effects of tropical storm Cristobal upon a cut-off cyclone over Europe in August 2002, *Meteor. Atmos. Phys.*, *96* (1-2), 29-42.
- Enomoto, T., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, and W. Ohfuchi (2008), Description of AFES 2: Improvements for high-resolution and coupled simulations, *In High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean*, edited by K. Hamilton and W. Ohfuchi, chapter 5, 77-97, Springer, New York.
- Enomoto, T., H. Endo, Y. Harada, and W. Ohfuchi (2009), Relationship between high-impact weather events in Japan and propagation of Rossby waves along the Asian jet in July 2004, *J. Meteor. Soc. Japan*, (in press).
- Frenkel, D. and B. Smit (2002), *Understanding Molecular Simulation: From Algorithms to Applications*, Academic Press.
- Fujihara, S. (2005), Spherical mesh generator for elastic deformation simulation of solid earth, *J. Geodetic Soc. Japan*, *51*(3), 147-158.
- Furuichi, M., F. Araki, and H. Sasaki (2006), Analysis of large-scale three-dimensional scalar data of ocean simulation, *Journal of Visualization*, *9*(4), 356.
- Furuichi, M., M. Kameyama, and A. Kageyama (2008), Three-dimensional Eulerian method for large deformation of viscoelastic fluid: Toward plate-mantle simulation, *J. Comput. Phys.*, *227*, 4977-4997.
- Furuichi, M., M. Kameyama, and A. Kageyama, Validity test of a Stokes flow solver by fluid rope coiling: toward plate-mantle simulation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, (submitted).
- Ji H. J. Goodman, A. Kageyama, M. Burin, E. Scharfman, and W. Liu (2004), Magnetorotational instability in a short Couette flow of liquid gallium, *AIP Conference Proceeding*, *733*, 21-34.
- Hamilton, K., S. C. Ryan, and W. Ohfuchi (2008a), Topographic effects on the solar semidiurnal surface tide simulated in a very fine resolution general circulation model. *J. Geophys. Res.*, *113* (D17), D17114, doi:10.1029/2008JD010115.
- Hamilton, K., Y. O. Takahashi, and W. Ohfuchi (2008b), The mesoscale spectrum of atmospheric motions investigated in a very fine resolution global general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *113* (D18), D18110, doi:10.1029/2008JD009785.
- Hammerberg, J. H. R. Ravelo, and T. C. Germann (2005), High Density Sliding at Ta/Al and Al/Al Interfaces, *Shock Compression of Condensed Matter*, 391-394.
- Hayashi, Y.-Y., M. Ishiwatari, M. Takagi, and Y. O. Takahashi (2008), Simulations of atmospheric general circulations of Earth-like planets by AFES, *Annual Report of the Earth Simulator April 2007-March 2008*, The Earth Simulator Center, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology.
- Hibler, W. D., III (1979), A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, *9*, 815-846.
- Hirose, S. (2008), Connection between Microscale and Microscale in Friction Dynamics, in *International Symposium on Structures under Earthquake, Impact, and Blast Loading 2008*, edited by E. Tachibana et al, Bando Printing & Package Ltd., 43-46
- 堀高峰, 兵藤守, 平原和朗 (2004), 3次元不均質粘弾性媒質中の断層系における大規模地震サイクルシミュレーション実現に向けて, *物理探査*, *161*, 2069-2090.
- Hoskins, B.J. and A.J. Simmons (1975), A multi-layer spectral model and the semi-implicit method, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *101*, 637-655.
- Hua, B. L., M. d'Orgeville, M. Fruman, C. Menesguen, R. Schopp, P. Klein, and H. Sasaki (2008), Destabilization of Mixed Rossby Gravity waves and equatorial zonal jets formation, *J. Fluid Mech.*, *610*,

- 311-341, doi:10.1017/S0022112008002656.
- Hunke, E. C., and J. K. Dukowicz (2002), The elastic-viscous-plastic sea ice dynamics model in general orthogonal curvilinear coordinates on a sphere-Incorporation of metric terms, *Mon. Wea. Rev.*, 130 (7), 1848-1865.
- 兵藤守, 平原和朗(2004), 中部日本内陸への歪み蓄積過程の運動学的モデル化, *月刊地球*, 46, 190-196.
- Hyodo, M. and K. Hirahara(2004), GeoFEM kinematic earthquake cycle simulation in southwest Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 2069-2090.
- Kageyama, A., and T. Sato(2004), "Yin-Yang grid" : An overset grid in spherical *Geometry. Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5(9), 1-15.
- 陰山聡(2004). 固体地球シミュレーション. *情報処理*, 45(2), 139-143.
- Kageyama, A., M. Kameyama, S. Fujihara, M. Yoshida, M. Hyodo, and Y. Tsuda(2004), A 15.2 TFLOPS simulation of geodynamo on the Earth Simulator, *Proceedings of the ACM/IEEE SC2004 Conference*, ISBN:0-7695-2153-3, 35-43.
- Kageyama, A. H. Ji, J. Goodman, F. Chen, and E. Shoshan(2004), Numerical and experimental investigation of circulation in short cylinders, *J. Phys. Soc. Japan*, 73(9), 2424-2437.
- 陰山聡(2004), 自己組織化・複雑性の典型例としての地磁気ダイナモ, 総合研究大学院大学新分野開拓記, 湯川哲之編, 35-37.
- Kageyama, A., M. Kameyama, S. Fujihara, M. Yoshida, and M. Hyodo(2004), Development of numerical methods for geodynamo and mantle convection simulations, *Annual Report of the Earth Simulator of Fiscal Year 2003*, 105-108.
- Kageyama, A.(2005), Yin-Yang grid and geodynamo simulation, *Computational Fluid and Solid Mechanics 2005*, edited by K.J. Bathe, 688-692.
- Kageyama, A.(2005), Dissection of a sphere and Yin-Yang grids, *J. Earth Simulator*, 3, 20-28.
- Kageyama, A., and M. Yoshida(2005), Geodynamo and mantle convection simulations on the Earth Simulator using the Yin-Yang grid, *J. Physics: Conference Series*, 16, 325-338.
- 陰山聡, 大淵濟, 草野完也, 高橋桂子, 渡邊國彦, 佐藤哲也 (2005), 地球シミュレータの応用成果, *NEC 技報*, 58(4), 58-65.
- Kageyama, A., M. Kameyama, M. Yoshida, and M. Hyodo(2005), Computer simulations of geodynamo and mantle convection, *Annual Report of the Earth Simulator Center, April 2004-March 2005*, 133-138.
- Kageyama A., and N. Ohno(2005), Tutorail introduction to virtual reality: What possibilities are offered to our field? , *Proceedings of ISSS-7*, 133-136.
- 陰山聡, 大野暢亮(2005), 地球シミュレータデータの可視化, 上智大学理工学部講義テキスト「ビジュアルゼーション (科学技術における応用)」, 30-35.
- Kageyama, A., M. Kameyama, M. Yoshida, M. Hyodo, and M. Furuichi(2006), Computer simulations of geodynamo, mantle convection, and earthquake computer simulations of geodynamo, mantle convection, and earthquake, *Annual Report of the Earth Simulator Center, April 2005-March 2006*, 139-144.
- Kageyama, A., T. Sugiyama, K. Watanabe, and T. Sato(2006), *Computers and Geosciences*, 32, 265-269.
- Kageyama A., and M. Hyodo(2006), Eulerian derivation of the Coriolis force, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7(2).
- 陰山聡(2006), コンパス, *学術月報*, 59(5), 322-323.
- 陰山聡(2007), コンパスはなぜ北を指すのか?, *岩波「科学」*.
- Kageyama, A., M. Kameyama, M. Hyodo, M. Furuichi, and T. Miyagoshi(2007), Development of advanced simulation methods for solid earth Simulations, *Annual Report of the Earth Simulator Center, April 2006-March 2007*, 111-118.
- Kageyama, A. T. Miyagoshi, and Tetsuya Sato(2008), Formation of current coils in geodynamo simulation, *Nature*, 454, 1106-1109.
- 陰山聡, 大野暢亮(2008), PC バーチャルリアリティを用いた対話的3次元可視化ソフトウェアの開発とその応用, *プラズマ・核融合学会誌*, 84, 834-843.
- 陰山聡, 大野暢亮(2008), 固体地球シミュレーションデータの可視化, *可視化情報学会誌*, 28, 180-185.
- Kageyama, A., T. Miyagoshi, and N. Ohno(2008), High resolution geodynamo simulation by Yin-Yang grid and its visualizations, Proc. International Symposium on Frontiers of Computational Science 2008 (FCS 2008), edited by Nagoya, Kaneda, Sasai and Tachibana Eds.61-68.
- 陰山聡, 宮腰剛広, 低エクマン数領域における地球ダイナモシミュレーション, 九州大学応用力学研究所研究集会論文集, 10 pages, 投稿中
- Kalney, E., Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, W. Deaven, L.

- Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Wollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds, Roy Jenne and dennis Joseph (1996), The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kameyama, M., A. Kageyama, and T. Sato(2005), Multigrid iterative algorithm using pseudo-compressibility for three-dimensional mantle convection with strongly variable viscosity, *J. Comput. Phys.*, 206(1), 162-181.
- Kameyama,M.(2005), Acuteman: A multigrid-based mantle convection simulation code and its optimization to the Earth Simulator, *J. Earth Simulator*, 4, 2-10.
- Kameyama, M.and D. A Yuen(2006), 3-d convection studies on the thermal state in the lower mantle with post-perovskite phase transition, *Geophys. Res. Lett.*, 33.
- Kameyama,M.(2008), Simulation studies of solid earth dynamics on the earth simulator - theoretical backgrounds, tools and outcrops, International COE of Flow Dynamics Lecture Series, Earth Simulator, Tohoku Univ. Press, Japan.
- Kameyama, M.,S. Kageyama, and T. Sato(2008), Multigrid-based simulation code for mantle convection in spherical shell using Yin-Yang grid, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 171, 19-32.
- Kamiyama,H.(1966), Ionization and Excitation by Precipitating Electrons, *Rep. Ion. Space Res. Jpn.*, 20, 171.
- Kathmann,S.M., G. K. Schenter, and B. C. Garrett (2008), The impact of molecular interactions on atmospheric aerosol radiative forcing, *Advances in Quantum Chemistry*, 55, 429.
- 川原 慎太郎, 荒木 文明, 島 伸一郎, 草野 完也 (2007), 超水滴法による雲形成シミュレーションの可視化, *数値流体力学シンポジウム2007講演要旨集*, 180.
- Kawai, Y., T. Doi, H. Tomita, and H. Sasaki (2008),: Decadal-scale changes in meridional heat transport across 24° N in the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 113 (C8), C08021, doi:10.1029/2007JC004525.
- 河村雄行 (2005), H₂Oの全自由度分子モデルと水・氷等の分子シミュレーション, *低温科学* 64, 3-11.
- Kawano, A., and Kusano, K.(2007), Particle / Continuum Interlocked Simulation of Gas Detonation, *Proc. of the 26th International Symposium on Shock Waves (ISSW26)*, July 15-20 2007, Göttingen, Germany. (in press: Springer)
- Kevrekidis, G., C. W. Gear, J. M. Hyman, P. G. Kevrekidis, O. Runborg, and C. Theodoropoulos (2002), Equation-Free Multiscale Computation: enabling microscopic simulators to perform system-level tasks, arXiv : physics / 0209043v1.
- Kim, H., S. Kimura, A. Shinoda, T. Kitagawa, Y. Sasai, and H. Sasaki (2007), Effect of El Niño on migration and larval transport of the Japanese eel (*Anguilla japonica*). *ICES J. Mar. Sci.*, 64 (7), 1387-1395.
- 北川浩, 中谷彰宏(1996), 原子・分子モデルを用いる数値シミュレーション, 日本機械学会編, コロナ社.
- Klein, P.(2008), High-frequency winds and eddy-resolving models, *Ocean Modeling in an Eddy Regime*, edited by M. W.Hecht, H. Hasumi , Geophysical Monograph Series, 177, AGU, Washington D.C., 83-100.
- Klein, P., B. L. Hua, G. Lapeyre, X. Capet, S. Le Gentil, and H. Sasaki(2008), Upper ocean turbulence from high-resolution 3D simulations. *J. Phys. Oceanogr.*, 38 (8), 1748-1763.
- 小守 信正 (2007), 全球大気海洋結合モデルにおけるオホーツク海の海水, 立花義裕, 本田明治 編「オホーツク海の気象-大気と海洋の双方向作用-」第15章, 気象研究ノート, 214, 165-178,日本気象学会.
- Komori, N., A. Kuwano-Yoshida, T. Enomoto, H. Sasaki, and W. Ohfuchi (2008a), High-resolution simulation of global coupled atmosphere-ocean system: Description and preliminary outcomes of CFES (CGCM for the Earth Simulator), *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean, chap. 14*, edited by K. Hamilton and W. Ohfuchi , 241-240, Springer, New York.
- Komori, N., W. Ohfuchi, B. Taguchi, H. Sasaki, and P. Klein (2008b), Deep ocean inertia-gravity waves simulated in a high-resolution global coupled atmosphere-ocean GCM, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L04610.
- Komori, N., K. Takahashi, K. Komine, T. Motoi, X. Zhang, and G. Sagawa (2005), Description of sea-ice component of Coupled Ocean-Sea-Ice Model for the Earth Simulator (OIFES), *J. Earth Simulator*, 4, 31-45.
- Kubota, M., N. Iwasaka, S. Kizu, M. Konda, and K. Kutsuwada (2002), Japanese ocean flux data sets with use of remote sensing observations (J-OFURO), *J. Oceanogr.*, 58, 213-225.
- Kusano, K., Hirose, S., Sugiyama, T., Shima, S., Kawano, A., and Hasegawa, H.(1998), Macro-Micro Interlocked

- Simulation for Multiscale Phenomena, Lecture Notes in Computer Science, Springer Berlin / Heidelberg, 4487/2007, 914-921E.
- Kutsuwada, K., Impact of wind/wind-stress field in the North Pacific constructed by ADEOS/ NSCAT data, *J. Oceanogr.*, 54, 443-456.
- Kuwano-Yoshida and Y. Asuma (2008), Numerical study of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern Pacific region, *Mon. Wea. Rev.*, 136, 712-740.
- Kuwano-Yoshida, A., T. Enomoto, and W. Ohfuchi, An improved statistical cloud scheme for climate simulations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, (submitted).
- Large, W. G., J. C. McWilliams, and S. C. Doney (1994), Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. of Geophys.*, 32, 363-403.
- Le Treut, H., and Z.-X. Li (1991) Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim. Dynam.*, 5, 175-187.
- Lovejoy, R., J. Curtius, and K. D. Froyd (2004), Atmospheric ion-induced nucleation of sulfuric acid and water, *J. Geophys. Res.*, 109, D08204.
- Masumoto Y., H. Sasaki, T. Kagimoto, N. Komori, A. Ishida, Y. Sasai, T. Miyama, T. Motoi, H. Mitsudera, K. Takahashi, H. Sakuma, and T. Yamagata (2004), A Fifty-Year Eddy-Resolving Simulation of the World Ocean - Preliminary Outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator)-, *J. Earth Simulator*, 1, 35-56.
- Masumoto, Y., Y. Morioka, and H. Sasaki (2008), High-resolution Indian Ocean Simulations - Recent advances and issues from OFES-, *Ocean Modeling in an Eddy Regime*, edited by M. W. Hecht, H. Hasumi, *Geophysical Monograph Series*, 177, AGU, Washington D.C., 165-175.
- 松原裕樹, 泰岡顕治, 戎崎俊一 (2008), 少量の硫酸分子を含む不均質核生成の分子動力学シミュレーション, *Thermal Science and Engineering* 16, 71-77.
- Maximenko, N., B. Bang, and H. Sasaki (2005), Observational evidence of alternating zonal jets in the World Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12607, doi:10.1029/2005GL022728.
- Maximenko, N. A., O. V. Melnichenko, P. P. Niiler, and H. Sasaki (2008), Stationary mesoscale jet-like features in the ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 35(5), L08603, doi:10.1029/2008GL033267.
- Mellor, G.L. (1977), The Gaussian cloud model relations, *J. Atmos. Sci.*, 34, 356-358.
- Mellor, G.L., and T. Yamada (1982), Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875.
- Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie, and R. J. Small (2008), Influence of the Gulf Stream on the troposphere, *Nature*, 452 (7184), 206-209.
- Miyagoshi, T. and A. Kageyama, Zonal flow formation in Earth's core, (submitted).
- Miyoshi T., S. Yamane, and T. Enomoto (2007a), The AFES-LETKF experimental ensemble reanalysis: ALERA. *SOLA*, 3, 45-48.
- Miyoshi T., S. Yamane, and T. Enomoto (2007b), Localizing the error covariance by physical distances within a local ensemble transform Kalman filter (LETKF), *SOLA*, 3, 89-92.
- Miyoshi, T. and S. Yamane (2007), Local ensemble transform Kalman filtering with an AGCM at a T159/L48 resolution. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3841-3861.
- Moncrieff, M., D. Waliser, J. Caughey, R. Elsberry, R. Houze, C. Jakob, R. Johnson, T. Koike, J. Matsumoto, M. Miller, J. Petch, W. Rossow, M. Shapiro, I. Szunyogh, C. Thorncroft, Z. Toth, B. Wang, M. Wheeler and S. Woolnough (2008), Year of Tropical Convection (YOTC) Joint WCRP-WWRP/THORPEX International initiative, http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/WCRP_WWRP_YOTCscienceplan_final.pdf.
- Moteki, Q., R. Shirooka, K. Yoneyama, B. Geng, M. Katsumata, T. Ushiyama, H. Yamada, K. Yasunaga, N. Sato, H. Kubota, K.K. Reddy, H. Tokinaga, A. Seiki, M. Fujita, Y.N. Takayabu, M. Yoshizaki, H. Uyeda and T. Chuda (2007), The impact of the assimilation of dropsonde observation during PALAU2005 in ALERA. *SOLA*, 3, 97-100.
- Nakajima, T., M. Tsukamoto, Y. Tsushima, A. Numaguti, and T. Kimura (2000), Modeling of the radiative process in an atmospheric general circulation model, *Appl. Opt.*, 39 (27), 4869-4878.
- 中村 尚, 三瓶 岳昭, 後藤 敦史, 大淵 濟, 謝 尚平 (2008), 大気大循環の形成と中高緯度気候系の変動における中緯度海洋前線対の重要性, *月刊海洋*, 号外 (49), 191-197.

- Nakamura, H., T. Sampe, A. Goto, W. Ohfuchi, and S.-P. Xie (2008a), On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation, *Geophys. Res. Lett.*, *35* (15), L15709, doi:10.1029/2008GL034010.
- Nakamura, H., A. Nishina, H. Ichikawa, M. Nonaka, and H. Sasaki (2008b), Deep countercurrent beneath the Kuroshio in the Okinawa Trough, *J. Geophys. Res.*, *113*, C06030, doi: 10.1029/2007JC004574.
- Nakamura, M., T. Enomoto, and S. Yamane (2005), A simulation study of the 2003 heatwave in Europe. *J. Earth Simulator*, *2*, 55-69.
- Nakanishi, M., and H. Niino, (2004), An improved Mellor-Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification. *Boundary-Layer Meteorol.*, *112*, 1-31.
- Nonaka, M., and H. Sasaki (2007), Formation mechanism for isopycnal temperature-salinity anomalies propagating from the eastern South Pacific to the equatorial region, *J. Climate*, *20* (7), 1305-1315.
- 野中正見, 中村 尚, 谷本 陽一, 鍵本 崇, 佐々木 英治 (2006), 西部北太平洋における十年規模変動と親潮の経年変動-高解像度海洋大循環モデルOFESによる研究-, *月刊海洋*, 号外 (43), 19-34.
- 野中正見, 中村 尚, 田口 文明, 小守 信正, 吉田 聡, 高谷 康太郎, 佐々木 英治 (2008), 海面水温前線の海面熱fluxへの影響, *月刊海洋*, 号外 (49), 175-183.
- Nonaka, M., H. Nakamura, Y. Tanimoto, T. Kagimoto, and H. Sasaki (2006), Decadal variability in the Kuroshio-Oyashio Extension simulated in an eddy-resolving OGCM, *J. Climate*, *19* (10), 1970-1989.
- Nonaka, M., H. Nakamura, Y. Tanimoto, T. Kagimoto, and H. Sasaki (2008), Interannual-to-decadal variability in the Oyashio Current and its influence on temperature in the subarctic frontal zone: An eddy-resolving OGCM simulation, *J. Climate*, *21*(23), 6283-6303.
- Nonaka, M., H. Nakamura, B. Taguchi, N. Komori, A. Kuwano-Yoshida, and K. Takaya, Air-sea heat exchanges characteristic to a prominent midlatitude oceanic front in the South Indian Ocean as simulated in a high-resolution coupled GCM, *J. Climate*, (submitted).
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima and A. Sumi (1997), Description of CCSR/NIES Atmospheric General Circulation Model, *CGER's Supercomputer Monograph Report*, 3, National Institute of Environmental Sciences, Japan, 1-48.
- Oberhuber, J. M., D. M. Holland, and L. A. Mysak (1993), A thermodynamic-dynamic snow sea-ice model, *Ice in the Climate System*, edited by W. R. Peltier, NATO ASI Series, Series I: Global Environmental Change, 653-673, Springer-Verlag.
- Ogata, T., H. Sasaki, V. S. N. Murty, M. S. S. Sarma, and Y. Masumoto (2008), Intraseasonal meridional current variability in the eastern equatorial Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *113*, C07037, doi:10.1029/2007JC004331.
- 大淵 濟 (2006), 台風研究の最近の展開-特集号の刊行に寄せて-, *月刊海洋*, *38* (10), 675-677.
- 大淵 濟 (2007), 地球シミュレータ・プロジェクト: 現場報告. 気象研究ノート編集委員会 編「次世代への架け橋-今, プロジェクトリーダーが語る-」第3章, 43-52, 気象研究ノート, 215, 日本気象学会.
- 大淵 濟, 中村 尚, 升本 順夫, 佐々木 英治 (2004), 地球シミュレータを使った全球メソスケール解像大気・海洋シミュレーション, *天気*, *51* (10), 759-763.
- Ohfuchi, W., H. Nakamura, M. K. Yoshioka, T. Enomoto, K. Takaya, X. Peng, S. Yamane, T. Nishimura, Y. Kurihara, and K. Ninomiya (2004), 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth Simulator-Preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator), *J. Earth Simulator*, *1*, 8-34.
- Ohfuchi, W., H. Sasaki, Y. Masumoto, and H. Nakamura (2005), Mesoscale resolving simulations of the global atmosphere and ocean on the Earth Simulator, *Eos*, *86* (5), 45.
- Ohfuchi, W., H. Sasaki, Y. Masumoto, and H. Nakamura (2007), "Virtual" Atmospheric and Oceanic Circulations in the Earth Simulator, *BAMS*, *88*(6), 861-866.
- 岡崎進 (2000), 「コンピュータシミュレーションの基礎」, 化学同人.
- Ohno, N., A. Kageyama, and K. Kusano (2006), Virtual reality visualization by CAVE with VFIVE and VTK, *J. Plasma Physics*, *72*, 1069-1072.
- Ohno, N., and A. Kageyama (2007), Introduction to virtual reality visualization by the CAVE system, *Advanced Methods for Space Simulations*, edited by H. Usui and Y. Omura, TERRAPUB, Tokyo, 167-207.
- Ohno, N., and A. Kageyama (2007), Scientific visualization of geophysical simulation data by the CAVE VR system with volume rendering, *Phys. Earth Planet. Inter.*,

- 305-311.
- Ohno, N., and A. Kageyama, Region-of-Interest Visualization by CAVE VR System with Automatic Control of Level-of-Detail, *Comput. Sci. Discovery*, (submitted).
- Ohno, N., and A. Kageyama, Synthesized Visualization of Vector and Scalar Fields in CAVE. *Computers & Geosciences*, (submitted).
- Ohno, N., and A. Kageyama, Visualization of Spherical Data by Yin-Yang Grid. *Comput. Phys. Comm.*, (submitted).
- Pacanowski, R. C., and S. M. Griffies (1999), The MOM 3 Manual, *GFDL Ocean Group Technical Report No. 4*, Princeton, NJ: NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, 680.
- Parkinson, C. L., and W. M. Washington (1979), A large scale numerical model of sea ice, *J. Geophys. Res.*, *84 (C1)*, 311-337.
- Peng, M.S., J.A. Ridout, and T.F. Hogan (2004), Recent modification of the Emanuel convective scheme in the Navy operational global atmospheric prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, *132*, 1254-1268.
- Peng, X., F. Xiao, W. Ohfuchi, and H. Fuchigami (2005), Conservative semi-Lagrangian transport on a sphere and the impact on vapor advection in an atmospheric general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, *133 (3)*, 504-520.
- Peng, X., Xiao F., and Takahashi K. (1996), Conservation constraint for quasi-uniform overset grid on sphere, *Quarterly Journal Royal Meteorology Society*, *132*, 979-996.
- Plimpton, S. J. (1995), Fast Parallel Algorithms for Short-Range Molecular Dynamics, *J. Comp. Phys.*, *117*, 1-19. (<http://lammps.sandia.gov/>)
- Qiu, B., N. Schneider, and S. Chen (2007), Coupled decadal variability in the North Pacific: An observationally-constrained idealized model, *J. Climate*, *20(14)*, 3602-3620.
- Qiu, B., S. Chen, P. Hacker, N. G. Hogg, S. R. Jayne, and H. Sasaki (2008), The Kuroshio Extension Northern Recirculation Gyre: Profiling Float Measurements and Forcing Mechanism, *J. Phys. Oceanogr.*, *38(8)*, 1764-1779.
- Qu, T., Y. Du, and H. Sasaki (2006), South China Sea throughflow: A heat and freshwater conveyor, *Geophys. Res. Lett.*, *33 (23)*, L23617, doi:10.1029/2006GL028350.
- Richards, K., J. N. A. Maximenko, F. O. Bryan, and H. Sasaki (2005), Zonal jets in the Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L03605, doi:10.1029/2005GL024645.
- Richards, K., H. Sasaki, and F. Bryan (2008), Jets and waves in the Pacific Ocean, *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean*, edited by K. Hamilton and W. Ohfuchi, *chapter 11*, 187-196, Springer, New York.
- Rick, S. W., S. J. Stuart, and B. J. Berne (1994), Dynamical fluctuating charge force fields: Application to liquid water, *J. Chem. Phys.*, *101*, 6141.
- Sakaguchi, H. A. Yanagihara, K. Ujiie, H. Tanaka, and M. Kameyama (2007), Thermal maturity of fold-thrust belt based on the vitrinite reflectance analysis in western foothills complex, western Taiwan, *Tectonophysics*, *443(3-4)*, 220-232.
- 阪口秀, 草野完也, 末次大輔 「階層構造の科学」 東京大学出版会
- 笹井義一, 石田明生, 山中康裕, 佐々木英治 (2004), CFC-11 分布からみた日本海の海洋循環— 渦解像海洋大循環モデルを用いた全球シミュレーション結果から—, *海と空*, *80*, 3-8.
- Sasai, Y., A. Ishida, Y. Yamanaka, and H. Sasaki (2004), Chlorofluorocarbons in a global ocean eddy-resolving OGCM: Pathway and formation of Antarctic Bottom Water, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L12305, doi:10.1029/2004GL019895.
- Sasai, Y., A. Ishida, H. Sasaki, S. Kawahara, H. Uehara, and Y. Yamanaka (2005a), A global eddy-resolving coupled physical-biological model: Physical influences on a marine ecosystem in the North Pacific, edited by Hill, D.R.C., V. Barra, and M.K. Troer, *Open International Conference on Modeling and Simulation - OICMS 2005*, Blaise Pascal University, France, 129-138.
- Sasai, Y., A. Ishida, H. Sasaki, S. Kawahara, H. Uehara, and Y. Yamanaka (2005b), Spreading of Antarctic Bottom Water examined with the simulated CFC-11 distribution: Results of CFC-11 simulation in an eddy-resolving OGCM, *Polar Meteorol. Glaciol.*, *19*, 15-27.
- Sasai, Y., A. Ishida, H. Sasaki, S. Kawahara, H. Uehara, and Y. Yamanaka (2006), A global eddy-resolving coupled physical-biological model: Physical influences on a marine ecosystem in the North Pacific, *Simulation*, *82 (7)*, 467-474.
- Sasai Y., H. Sasaki, K. Sasaoka, A. Ishida, and Y. Yamanaka (2007a), Marine ecosystem simulation in the eastern tropical Pacific with a global eddy resolving coupled

- physical-biological model, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L23601, doi:10.1029/2007GL031507.
- Sasai, Y., K. Sasaoka, H. Sasaki, and A. Ishida (2007b), Seasonal and Intra-Seasonal Variability of Chlorophyll-a in the North Pacific: Model and Satellite data, *J. Ear. Simulator*, *8*, 3-11.
- 佐々木 英治, 笹井 義一, 升本 順夫, 大淵 済 (2004), 地球シミュレータを用いた全球渦解像シミュレーションに向けて, *海の研究*, *13*, 583-588.
- 佐々木 英治, 笹井 義一, 川原 慎太郎, 升本 順夫 (2008), 全球渦解像海洋シミュレーションの概要と可視化, *可視化情報*, *28(11)*, 168-173.
- Sasaki, H., and M. Nonaka (2006), Far-reaching Hawaiian Lee Countercurrent driven by wind-stress curl induced by warm SST band along the current, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L13602, doi:10.1029/2006GL026540.
- Sasaki, H., Y. Sasai, M. Nonaka, Y. Masumoto, and S. Kawahara (2006), An eddy-resolving simulation of the quasi-global ocean driven by satellite-observed wind field: Preliminary outcomes from physical and biological fields, *J. Earth Simulator*, *6*, 35-49.
- Sasaki, H., B. Taguchi, M. Nonaka, and Y. Masumoto (2007), A series of quasi-global eddy-resolving ocean simulations, *CLIVAR Exchanges*, *42 (12(3))*, 5-7.
- Sasaki, H., M. Nonaka, Y. Masumoto, Y. Sasai, H. Uehara, and H. Sakuma (2008a), An eddy-resolving hindcast simulation of the quasi-global ocean from 1950 to 2003 on the Earth Simulator, *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean*, edited by K. Hamilton and W. Ohfuchi, chapter 10, Springer, New York, 157-186.
- Sasaki, H., T. Enomoto, B. Taguchi, A. Kuwano-Yoshida, M. Nonaka, T. Miyoshi, and Q. Moteki (2008b), Understanding and forecasting high-impact phenomena in the atmosphere and ocean, *Ann. Rep. Earth Simulator Center (April 2007-March 2008)*, 21-26.
- Sasaki, H., T. Enomoto, N. Komori, A. Kuwano-Yoshida, K. Tsuboki, J. Inoue, B. Taguchi, and W. Ohfuchi (2009), Understanding and forecasting high-impact phenomena in the atmosphere and ocean, *Ann. Rep. Earth Simulator Center (April 2008-March 2009)*, (in press).
- Sasaki, Y. N., S. Minobe, N. Schneider, T. Kagimoto, M. Nonaka and H. Sasaki (2008c), Decadal sea level variability in the South Pacific in a global eddy-resolving ocean model hindcast, *J. Phys. Oceanogr.*, *38(8)*, 1731-1747.
- Sato, K., N. Minagawa, M. Hyodo, T. Baba, T. Hori, and Y. Kaneda (2007), Effect of elastic inhomogeneity on the surface displacements in the northeastern Japan: Based on three-dimensional numerical modeling, *Earth Planets Space*, *59(10)*, 183-1093.
- Sato, T. (1978), A Theory of Quiet Auroral Arcs, *J. Geophys. Res.*, *83*, 1042.
- Sato, T., and H. Okuda (1980), Ion-Acoustic Double Layers, *Phys. Rev. Lett.*, *44*, 740.
- Sato, T., and H. Takamaru (1995), Kinetic self-organization: Creation of super ion acoustic double layer, *Phys. Plasmas*, *2*, 3609.
- Schneider, N., and B. D. Cornuelle (2005), The Forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Climate*, *18*, 4355-4373.
- Seinfeld, J. H. and S. N. Pandis (1998), *Atmospheric Chemistry and Physics*, Wiley-Interscience.
- 関口 美保 (2004), ガス吸収大気中における放射フラックスの算定とその計算最適化について, 東京大学大学院理学系研究科博士論文, 121.
- Sekiguchi, M., T. Nakajima, K. Suzuki, K. Kawamoto, A. Higurashi, D. Rosenfeld, I. Sano, and S. Mukai (2003), A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite data sets of aerosol and cloud parameters, *J. Geophys. Res.*, *108 (D22)*, 4699.
- Shapiro, M., J. Shukla, B. Hoskins, J. Church, K. Trenberth, M. Béland, G. Brasseur, M. Wallace, G. McBean, J. Caughey, D. Rogers, G. Brunet, L. Barrie, Z. Toth, J. Meehl, R. Dole, M. Moncrief, H. Le Treut, A. Troccoli, T. Palmer, J. Marotzke, and J. Mitchell (2007), The socioeconomic and environmental benefits of a weather, climate and earth-system prediction initiative for the 21st century, http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/2nd_paper_GEO.pdf
- Shima S., Kusano K., Kawano A., Sugiyama T., and Shintaro Kawahara, Super-Droplet Method for the Numerical Simulation of Clouds and Precipitation: a Particle-Based, Microphysics Model Coupled with Non-hydrostatic Model, *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, (submitted).
- Shingu, S., H. Takahara, H. Fuchigami, M. Yamada, Y. Tsuda, W. Ohfuchi, Y. Sasaki, K. Kobayashi, T. Hagiwara, S. Habata, M. Yokokawa, H. Itoh, and K.

- Otsuka (2002), A 26.58 Tflops global atmospheric simulation with the spectral transform method on the Earth Simulator. *Proceedings of Supercomputing 2002*, <http://www.sc-2002.org/paperpdfs/pap.pap331.pdf>.
- Shingu, S., H. Fuchigami, M. Yamada, Y. Tsuda, M. Yoshioka, W. Ohfuchi, H. Nakamura, and M. Yokokawa (2003), Performance of atmospheric general circulation model using the spectral transform method on the Earth Simulator, *Parallel Computational Fluid Dynamics-New Frontiers and Multi-Disciplinary Applications*, edited by K. Matsuno, A. Ecer, J. Periaux, N. Satofuka, and P. Fox, 79-86, Elsevier.
- Sommeria, G., J.W. Deardorff (1977), Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds, *J. Atmos. Sci.*, *34*, 344-355.
- Sugiyama, T. K. Kusano, S. Hirose, and A. Kageyama(2006), MHD-PIC connection model in a magneosphere-ionosphere coupling system, *J. Plasma Phys.*, *72*, 945-948.
- Sugiyama, T., Kusano, K. Multi-physics Plasma Simulation by the Interlocking of Two Different Hybrid Models ASP Conference Series, Vol. 385, NUMERICAL MODELING OF SPACE PLASMA FLOWS / ASTRONUM-2007, 2008, edited Nikolai V. Pogorelov, Edouard Audit, and Gary P. Zank, 228-236.
- Sugiyama, T., and K. Kusano, (2007), Multi-scale Plasma Simulation by the Interlocking of Magnetohydrodynamic Model and Particle-in-Cell Kinetic Model, *JOURNAL OF COMPUTATIONAL PHYSICS*, *227*(2), 1340-1352.
- Swartztrauber, P.N. (1993), The vector harmonic transform method for solving parial differential equations in spherical geometry, *Mon. Wea. Rev.*, *121*, 3415-3437.
- Swartztrauber, P.N. (2002), Computing the points and weights for Gauss-Legendre quadrature, *SIAM Journal on Scientific Computing*, *24*, 945-954.
- Tagawa, M., T. Nakakuki, M. Kameyama, and F. Tajima(2007), The role of history-dependent rheology in plate boundary lubrication for generating one-sided subduction, *Pure Appl. Geophys.*, *164*(5), 879-907(29).
- Taguchi, B., S.-P. Xie, N. Schneider, M. Nonaka, H. Sasaki, and Y. Sasai (2007), Decadal variability of the Kuroshio Extension: Observations and an eddy-resolving model hindcast, *J. Climate.*, *20* (11), 2357-2377.
- Taguchi, B, H. Nakamura, M. Nonaka, and S.-P. Xie, Influences of the Kuroshio/Oyashio Extensions on air-sea heat exchanges and storm track activity as revealed in regional atmospheric model simulations for the 2003/4 cold season, *J. Climate*, (submitted).
- Tanimoto, Y., H. Nakamura, T. Kagimoto, and S. Yamane(2003), An active role of extratropical sea surface temperature anomalies in determining anomalous turbulent heat flux, *J. Geophys Res.*, *108* (C10), 3304, doi:10.1029/2002JC001750.
- Takahashi, K., S. Shingu, A. Azami, T. Abe, M. Yamada, H. Fuchigami, M. Yoshioka, Y. Sasaki, H. Sakuma, and T. Sato (2003a), Coupling strategy of atmospheric-oceanic general circulation model with ultra high resolution and its performance on the Earth Simulator, in *Parallel Computational Fluid Dynamics-New Frontiers and Multi-Disciplinary Applications*, edited by K. Matsuno, A. Ecer, J. Periaux, N. Satofuka, and P. Fox, 93-100, Elsevier.
- Takahashi, K., Y. Tsuda, M. Kanazawa, S. Kitawaki, H. Sasaki, T. Kagimoto, Y. Masumoto, H. Sakuma, and T. Sato (2003b), Parallel architecture and its performance of oceanic global circulation model based on MOM3 to be run on the Earth Simulator, in *Parallel Computational Fluid Dynamics-New Frontiers and Multi-Disciplinary Applications*, edited by K. Matsuno, A. Ecer, J. Periaux, N. Satofuka, and P. Fox, 101-108, Elsevier.
- Takahashi, Y. O., K. Hamilton, and W. Ohfuchi (2006), Explicit global simulation of the mesoscale spectrum of atmospheric motions. *Geophys. Res. Lett.*, *33* (12), L12812, doi:10.1029/2006GL026429.
- Takamaru, H., T. Sato, R. Horiuchi, K. Watanabe, and The Complexity Simulation Group (1997), A Self-Consistent Open Boundary Model for Particle Simulation in Plasmas, *J. Phys. Soc. Jpn.*, *66*, 3826.
- Takata, K., S. Emori, and T. Watanabe (2003), Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff, *Global Planet. Change*, *38* (1-2), 209-222.
- Tamura, Y., A Kageyama, H Nakamura, N Mizuguchi, and T Sato(2006), Collaborative virtual reality space for analyzing numerical simulation results, *J. Plasma Phys.*, *72*, 1065-1068.
- Tanaka, K. K. K. Kawamura, H. Tanaka, and K. Nakazawa (2005), Tests of the homogeneous nucleation theory with molecular dynamics simulations. I. Lennard-Jones molecules, *J. Chem. Phys.*, *122*, 184514.

- Temperton, C. (1991), On scalar and vector transform methods for global spectral methods., *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1303-1307.
- Uehara, H. S. Kawahara, N. Ohno, M. Furuichi, F. Araki, and A. Kageyama(2006), Moviemaker: A parallel movie-making software for large scale simulations, *J. Plasma Phys.*, 72, 841-844.
- 上田 顕 (2003), 「分子シミュレーション」, 裳華房.
- Von Storch, J. S., H. Sasaki, and J. Marotzke (2007), Wind-generated power input to the deep ocean: an estimate using a 1/10° general circulation model, *J. Physic. Oceanogr.*, 37(3), 657-672.
- Watanabe, M., T. Hibiya, and T. Enomoto (2005), Comment on “Improved global maps and 54-year history of wind-work on ocean inertial motions” by Matthew H. Alford: Time aliasing in estimating the wind-induced inertial energy, *Geophys. Res. Lett.*, 32 (8), L08603, doi:10.1029/2005GL022367.
- Wilson, C.T.R. (1911), On a method of making visible the paths of ionising particles through a gas, *Proc. R. Soc. London. Ser. A* 85, 285.
- Xie, S.-P., W. T. Liu, Q. Liu, and M. Nonaka (2001), Far-reaching effects of the Hawaiian Islands on the Pacific ocean-atmosphere system, *Science*, 292, 2057-2060.
- Yamada, Y., T. Sampe, Y. O. Takahashi, M. K. Yoshioka, W. Ohfuchi, M. Ishiwatari, K. Nakajima, and Y.-Y. Hayashi (2005), A resolution dependence of equatorial precipitation activities represented in a general circulation model, *Theor. Appl. Mech. Japan*, 54, 289-297.
- Yasuoka, K. and M. Matsumoto (1998a), Molecular dynamics of homogeneous nucleation in the vapor phase. I. Lennard-Jones fluid, *J. Chem. Phys.*, 109, 8451.
- Yasuoka, K. and M. Matsumoto (1998b), Molecular dynamics of homogeneous nucleation in the vapor phase. II. Water, *J. Chem. Phys.*, 109, 8463.
- Yasuoka K. and X. C. Zeng (2007), Molecular dynamics of homogeneous nucleation in the vapor phase of Lennard-Jones. III. Effect of carrier gas pressure, *J. Chem. Phys.*, 126, 124320.
- 吉田 聡, 榎本 剛 (2006), AFESにおける下層雲分布改善への試み, *月刊海洋*, 号外 (44), 81-89.
- Yoshida, M. and A. Kageyama(2004), Application of the Yin-Yang grid to a thermal convection of a Boussinesq fluid with infinite Prandtl number in a three-dimensional spherical shell, *Geophys. Res. Lett.*, 31(12).
- Yoshida, M. and A. Kageyama(2006), Low-degree mantle convection with strongly temperature- and depth-dependent viscosity in a three-dimensional spherical shell, *J. Geophys. Res.*, 111.
- Yoshioka, M. K., Y. Kurihara, and W. Ohfuchi (2005), Effect of the thermal tidal oscillation of the atmosphere on tropical cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (16), L16802, doi:10.1029/2005GL022716.
- Yuen, David A Marc Monnereau, Ulrich Hansen, Masanori Kameyama, and Ctirad Matyska(2007), Dynamics of superplumes in the lower mantle, edited by D. A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, and B. F. Windley, *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*, Springer, 239-268.
- Yuen, David A Ctirad Matyska, Ondrej Cadek, and Masanori Kameyama(2007), The dynamical influences from physical properties in the lower mantle and post-perovskite phase transition, edited by K. Hirose and D. A. Yuen, *The last phase transition*, Geophysical Monograph, American Geophysical Union.
- Zhang, X., and J. Zhang (2001), Heat and freshwater budgets and pathway in the Arctic Mediterranean in a coupled ocean/sea-ice model, *J. Oceanogr.*, 57 (2), 207-234.