数值予報課報告·別冊第65号

全球モデルの改良と展望

平成 31 年 3 月 March 2019

気象 庁 予報 部

はじめに*

今回の数値予報課報告・別冊では、全球モデルについてとりあげる。

1959年6月に気象庁で数値予報業務が開始され、今年でちょうど60周年を迎える。我が国の数値予報業務の歴史を極めて雑駁に振り返ると、最初の現業数値予報モデルは、500 hPaの北半球バランスバロトロピックモデルであり、現在の数値予報モデルと比べるとごくシンプルなものであった。1975年に北半球4層プリミティブモデルに更新され、1988年には全球スペクトルモデルがはじめて実用化された。新たな時代の幕開けである。そして2007年に水平格子間隔を55 kmから20 kmに高解像度化し、基盤モデルとして位置づけられることとなる。観測網の充実、気象学の進展と計算機の高速化にも支えられ、数多くの成果が得られ、天気予報の精度向上や防災気象情報の充実に貢献をしてきた。気象予測に関して平成の時代を振り返るとすれば、「全球モデルの高度化」は欠かせないキーワードであろう。

全球モデルの改良以外にも、4次元変分法など高度なデータ同化システムの導入やその後 の改良、多くの衛星データ利用強化、また集中豪雨をより詳細に予測するためにメソ・局地 モデルの導入など多くの開発に取り組んできたが、数値予報の最重要課題が長い間、全球モ デルの開発改良であったことは疑いようがない。一方、諸外国の数値予報センターが運用す る各種数値予報モデルの結果もインターネット等を通じて容易に閲覧が可能となっており、 当庁の全球モデルの予測精度に求められる期待も極めて大きなものとなっている。

このように、全球モデルの改良・精度向上は我々にとって最大の課題と考えている。本別 冊報告では、近年の全球モデルの改良や開発成果について網羅的に記述している。特に2007 年の全球モデルの高解像度化以降は、物理過程全体で整合性のとれた改良や、より詳細な評 価検証に大きな労力を払っている。また全球モデルはアンサンブル予報とともに、台風予報 や短期・週間天気予報を支援する基盤モデルであるとともに、季節予報モデルや気候モデル としても利用されるため、主担当の数値予報課だけではなく関係課室と連携を重視し、全庁 的な開発体制をとっている。本別冊報告も、気候情報課や気象研究所などと分担して執筆を 行っているのは、その表れである。こうした取り組みの成果や今後の課題を把握していただ ければ、我々にとってこれ以上の喜びはない。

* 室井 ちあし

全球モデルの改良と展望

目 次

はじめに

第1章 1.1	概論 気象庁全球モデルにおける近年の改良	1 1
1.2	気象庁全球モデルの展望・・・・・	12
第2章	力学過程の改良	16
2.1	鉛直層増強	16
2.2	離散化の見直し及び高速化・・・・・・	25
第3章	物理過程の改良	39
3.1	積雲対流	39
3.2	雲	54
3.3	放射	66
3.4	重力波	81
3.5	境界層	87
3.6	海氷及び海面	93
3.7	陸面	96
3.8	化学過程	110
第4章	開発における検証 1	12
4.1	開発における実験と検証・・・・・・	112
4.2	性能評価試験	114
4.3	再予報型の予測実験	121
4.4	1 年積分共通評価ツール	127
付録A	全球モデル (GSM) の概要 1	136
A.1	はじめに	136
A.2	力学	136
A.3	放射	139
A.4	積雲対流・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	142
A.5	雲と層状性降水	144
A.6	接地境界層	145
A.7	境界層	146
A.8	重力波·····	147
A.9	陸面	148
A.10)初期値・境界値	151
付録 B	略語表	156
付録C	数値予報課報告・別冊で用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標	159
付録 D	電子計算室報告、同別冊、数値予報課報告・別冊 発行履歴 1	163

1.1 気象庁全球モデルにおける近年の改良¹

1.1.1 はじめに

全球数値予報システムは、天気予報や週間天気予報、 台風進路・強度予報での利用、メソ数値予報システムへ の境界値提供をはじめ、多くの役割を担う基盤システ ムである。気象庁全球モデル (GSM: Global Spectral Model) は、この全球数値予報システムにおいて予測 やデータ同化で用いられている数値予報モデルである。 同時に、GSM は全球アンサンブル予報システム (山口 2017; 新保 2017) や季節アンサンブル予報システム (高 谷・石川 2016)、気象庁長期再解析 (Onogi et al. 2007; Kobayashi et al. 2015) など多くの数値予報システムで も利用されており、様々な業務で幅広い役割を担って いる。

気象庁は GSM の改良を重要な課題と位置づけ、スー パーコンピュータシステムの更新とともに、分解能の増 強や計算手法の精緻化などの改良を行ってきた。1988 年の運用開始当初には、水平格子間隔が約 200 km、鉛 直層数が 16 層であったものが、2018 年の時点で水平 格子間隔が 20 km、鉛直層数が 100 層にまで向上して いる (室井 2009; 米原 2014a)。GSM の改良に加えて 観測データ利用や解析手法の改良にも継続的に取り組 んでおり、全球数値予報システムの予測精度は年々向 上している (佐藤 2018)。

本報告はGSMの近年の開発成果と今後の展望をテーマにしている。GSMをテーマとした数値予報課報告・ 別冊は第55号以来10年ぶりとなる。本章では、概論 として最新の仕様や近年の変更履歴を解説した後、海 外数値予報センターの動向を踏まえつつ今後の展望に 触れる。以降、第2章で力学過程、第3章で物理過程 について議論し、第4章で開発における検証手法とと もに改善すべき予測誤差を紹介する。

数値予報システムはこれまでの進歩により精緻かつ 大規模で複雑なシステムになっており、予測精度を改 善するためには観測データ利用手法、解析、予報モデ ルの幅広い分野において総合的かつ大規模な開発が不 可欠である。気象庁では、その改良を効率的に進めて いくために開発プロセスと開発体制の見直しを進めて いる (室井 2013;石田 2017)。GSM においても大規模 化と精緻化が進んでおり、これまでの開発プロセスの 見直しが開発効率の向上に繋がっている。

2012年6月に導入された第9世代スーパーコンピュー タシステム (西尾 2011)においては、GSM のほぼ全て の物理過程に大きな改良が加えられた。その開発では、 物理過程のそれぞれの基礎開発が進展しただけでなく、 物理過程改良の妨げとなっていた compensating errors 開発プロセスの発展に合わせて、開発を支える様々 な基盤についての高度化が進められてきた。作業仮説 に基づいた実験の実施、結果の検証と分析、開発者間 での結果の共有と議論といった開発サイクルを効率良 く進めていくためには、組織的かつ系統的な進捗の管 理、検証手法の高度化、各種実験の実施を補助するツー ルなど、開発の基盤を発展させることが不可欠であっ た。これら一連の見直しや高度化がGSM 改良の原動 力の一つであったことは、本報告の各所で確認いただ けるだろう。

気象庁は、今後も気象業務の基盤である数値予報を 更に発展させていく計画である。2018年6月5日に第 10世代スーパーコンピュータシステム(栗原 2017)の 運用を開始しており、この計算機を用いて、台風の影 響や集中豪雨の発生可能性をより早い段階から精度良 く把握するための防災情報の改善や、日常生活・社会 経済活動の様々な場面で幅広く利活用される各種気象 情報の更なる改善に取り組む(本田 2018)。GSMにつ いては、その鉛直層数を現在の100層から128層へと 増強し、その鉛直層数を現在の20 kmから概ね 13 kmへと高分解能化することが計画されている。加 えて、物理過程の改善は予測精度向上に非常に重要で あるため、積雲対流過程や境界層過程、重力波過程を 中心に様々な物理過程の改良にも取り組む。

また、気象庁における数値予報技術開発の長期的な 展望として、「2030年に向けた数値予報技術開発重点 計画」(以下、「重点計画」;気象庁 2018) が策定され た。GSM は気象庁の基盤モデルであり、GSM に基づ く各種の全球モデルは気候変動予測や環境予測などで も利用されている。また、境界値を通じた領域モデル の予測精度への影響も大きい。このように、GSM は重 点計画で掲げられた4つの重点目標「豪雨防災」、「台 風防災」、「社会経済活動への貢献」、「温暖化への適応 策」の全てに関係しており、その役割は大きい。その 中でも、特に重要な GSM の目標として、台風や梅雨 による重大な災害に対する防災行動に資するため、台 風の3日先の進路予測誤差を現在の1日先の誤差(約 100 km) 程度にまで改善することや、領域モデルによ り適切な境界値を提供することにより豪雨予測に資す ることが掲げられている。この達成は GSM 開発の最 重要課題であり、最新の科学技術の成果を迅速に活用 するとともに、目標の達成に資する研究開発にしっか

⁽堀田・原 2012)を解消するために、多数の大規模な実験を可能とする計算機能力の飛躍的向上と総合的考察 を重視した開発プロセスの見直しが大きな役割を果た した(米原 2017a)。現在は、複数過程の相互作用を念 頭におきつつ、系統的に仮説–実験サイクルを繰り返す いわゆる科学的手法が開発において重視されるように なっている。

¹ 米原 仁

りと取り組むことが必要である。今後、庁内外の幅広 い関係者と連携を深めつつ開発を進めていくことが更 に重要になるであろう。GSMの各過程における中長期 的な課題については、第2章及び第3章の各節で簡単 に紹介する。

1.1.2 気象庁全球モデルの主な更新履歴

表1.1.1 に、分解能など基本仕様の向上や物理過程の 改良について GSM の更新履歴を示す。GSM にはバー ジョン名が付けられており、予報モデルの変更に伴い 改定されている。その形式は、全球数値予報システム に改良を導入した西暦の下二桁と月を「GSM」の後ろ に付けたもので、例えば、2019年3月時点での最新 GSM のバージョン名は、2017 年 5 月に運用を開始し ているため「GSM1705」になる。軽微な変更を除く全 ての更新において新しいバージョン名が付けられてお り、各変更内容は単独の過程の改良からモデル全体に わたる総合的な改良まで様々である。表の中の分解能 の表記について、はじめの T もしくは TL は三角形波 数切断を意味し、その後の数字は切断波数を表す。T の場合は2次格子、TLの場合は線形格子を意味する。 また、その後の L は鉛直層を意味し、直後の数字は層 数を表す。

表1.1.1 に示したとおり、GSM はその運用開始以来、 一部の停滞期を除いて1,2年に一度の改良を着実に積 み重ねてきている。この表では並列化等の計算機利用に 関する改善や予報時間延長などについては割愛したが、 分散型メモリ計算機への対応や2次元分割化、キャッ シュチューニング、ルジャンドル変換の高速化、入出 力改良など、並列化・高速化や計算機アーキテクチャ の変化への対応についても多くの開発が行われている。 また、現業運用するモデルとして、利用者からの要望 に対応して様々なプロダクトを計算し出力することに も多くの努力が払われている。

GSM が担う役割の面では、GSM0711 において、 2007 年 11 月に運用を終了した領域数値予報モデ ル (RSM) と台風数値予報モデル (TYM) が担ってい た任務を引き継いだこと (北川 2006, 2007) は特筆すべ きであろう。このとき、短期予報の基礎資料、量的予 報、ガイダンス作成の基礎資料、MSM への側面境界 条件などの役割を引き継ぎ、GSM は気象庁の数値予報 の確固たる基盤になっている。

表 1.1.1 のうち、GSM1212 以降が第 9 世代スーパー コンピュータシステムにおける更新である。本報告は、 GSM における近年の改良として GSM1212 以降を解説 の対象とする。それより前の内容については、数値予 報課報告・別冊第 34, 35, 38, 42, 46, 50, 51, 55 号等に 記載があるので参照いただきたい。

表 1.1.1 GSM の主な更新履歴

バージョン	主な変更内容
GSM8803	運用開始(T63L16、最上層 10 hPa)
CSM9011	T106L21へ仕様向上、ハイブリッド座
G5140911	標系と新陸面過程の導入
CSM0603	T213L30 へ仕様向上、新積雲対流ス
GS1/19003	キームの導入
CSM0012	雲水スキームの導入、積雲対流過程と
65113312	放射過程の改良
CSM0103	T213L40・最上層 0.4 hPa へ仕様向上、
651/10105	積雲対流過程の改良
CSM0305	積雲対流過程の改良、及び雪の近赤外
0510000	アルベドの調整
	層積雲スキームの導入、雲氷落下・積
GSM0407	雲対流スキームの改良、氷床アルベド
	の調整
GSM0412	晴天放射スキームの改良
GSM0502	TL319L40 へ仕様向上、セミラグラン
451110502	ジュ移流スキームの導入
GSM0507	放射過程における雲の取扱いの改良、
	オゾン気候値の改定
	TL959L60・最上層 0.1 hPa へ仕様向上、
GSM0711	時間積分の2タイムレベル化、エーロ
	ゾル気候値の改定
GSM0801	積雲対流過程の改良
GSM0808	力学過程の改良、適合ガウス格子の採
	用
GSM1212	層積雲スキームの改良
GSM1304	放射過程(エーロゾル気候値、水蒸気
	吸収係数)の改良
	TL959L100・最上層 0.01 hPa へ仕様向
GSM1403	上、放射・境界層・重力波・積雲過程
	の改良、陸面初期値利用の改良
GSM1603	積雲対流・雲・陸面・放射・海氷・海
	面過程、及び力学過程の改良
GSM1705	積雲対流・雲・陸面・放射・海氷過程、
	及び力学過程の改良

1.1.3 全球数値予報システムの最新仕様

最新(2019年3月時点)のGSM1705について、力 学過程及び物理過程の仕様を表1.1.2にまとめる。表に おけるアウターモデル及びインナーモデルとは、デー 夕同化プロセスにおいて用いられるモデルであり、ア ウターモデルは解析における第一推定値の計算に用い るモデルを、インナーモデルは解析修正量を求める計 算に用いるモデルを指す。物理過程は予報モデル及び アウターモデルについてのものであり、インナーモデ ルは古いバージョンのものや簡略化したものを含んで

		表 1.1.2 GSM の仕様 (2019 年 3 月時点)			
力学過程					
		プリミティブ方程式系			
予報変数		東西風、南北風、気温、比湿、雲水量、地上気圧の対数			
離散化		水平:球面調和関数を基底関数としたスペクトル法、鉛直:有限差分法			
水平格子系		適合ガウス格子 (宮本 2005)			
水平分解能		予報モデル及びアウターモデル:TL959(格子間隔約 20 km : 0.1875 度)、インナーモ			
		デル:TL319(格子間隔約 55 km:0.5625 度)			
鉛直座標系		$\sigma - p$ ハイブリッド座標 (Simmons and Burridge 1981)			
層数 (最上層)		100 層 (0.01 hPa)			
移流+時間種	責分	2 タイムレベル セミインプリシット - セミラグランジアン法 (Yukimoto et al. 2011)			
積分時間間隔	鬲	400秒 (TL959)、600秒 (TL319)			
数值扩散		4 次の線形水平拡散を渦度、発散、仮温度に適用。スポンジ層として 2 次の線形水平拡			
双胆泅取		散を 30 hPa より上層で発散に適用。			
物理過程					
		2 方向吸収近似 (Yabu 2013) による放射伝達、大気分子による吸収は 2 種類の k-分布法			
	巨油	で評価 (Fu and Liou 1992; Chou et al. 2001)。雲はマキシマム-ランダムオーバーラップ			
	灭汉	(Geleyn and Hollingsworth 1979)を仮定。光学特性は、水雲は Lindner and Li (2000)、			
七七白十		氷雲は Ebert and Curry (1992) による。			
[] [] []		δ-Eddington 法による散乱・吸収計算 (Joseph et al. 1976; Coakley et al. 1983)。雲は			
	标志	マキシマム-ランダムオーバーラップを仮定し、Collins (2001) に基づく簡略化した独立			
	超波	カラム近似を適用。光学特性は、水雲は Dobbie et al. (1999)、氷雲は Ebert and Curry			
		(1992) による。			
	1	予測型クロージャーを用いるスペクトル型マスフラックススキーム (Arakawa and Schubert			
積雲対流		1974; Moorthi and Suarez 1992; Randall and Pan 1993)。雲モデルには氷相を考慮した			
		簡易な雲微物理過程を用いる。			
		確率密度関数に基づいた凝結スキーム (Smith 1990) を基本に、雲水から降水への変換や			
雲		再蒸発、雪の融解などの簡単化した雲微物理過程、及び雲氷と雪の落下スキームを含む。			
		また、層積雲に関する診断的スキーム (Kawai and Inoue 2006) を使用。			
按田园		乱流エネルギークロージャ型 (Mellor and Yamada 1974, 1982) と K クロージャ型 (Han			
垷介庴 		and Pan 2011) のハイブリッドスキーム。			
	地口之地上	波長 $\mathcal{O}(100)$ km に対する長波スキームと波長 $\mathcal{O}(1-10)$ km に対する短波スキーム (Iwasaki			
重力波	地形性	et al. 1989; Palmer et al. 1986).			
	非地形性	定数励起源によるスペクトルパラメタリゼーション (Scinocca 2003)。			
此主云	1	Monin–Obukhov 相似則に基づくバルク式、安定度関数は Beljaars and Holtslag (1991)			
地衣囬		を用いる。開水面と海氷面は Best et al. (2004)の手法により混在格子として扱う。			
	植生	Sellers et al. (1986) によるスキームを改良した手法でモデル化。			
	積雪	体積、密度、アルベド、温度等の変化を予測。			
陸田		熱伝導はフーリエの法則に従い、水分の移動及び凍結・融解が考慮される。土壌パラメー			
	土壌	タは衛星観測プロダクト等による。			
		体積・形状・密度不変で物性が一様の熱伝導体として扱う。内部の熱伝導はフーリエの			
海氷		法則に従い、表面では放射と乱流フラックスの上部境界条件、及び融解を考慮する。			
化学過程		成層圏での簡易な診断型メタン酸化及び光乖離スキーム (Untch and Simmons 1999)。			
海面水温 海氷分布		時間発展は、全球海面水温解析値の平年偏差を、予報時間により季節変動する気候値に			
		加える。			
		時間発展は、南北半球ごとの全球海氷密接度解析値の海氷面積平年偏差を維持するよう			
		に、海氷密接度の初期偏差固定予測値を気候値で修正する手法で扱う。			
L					

表 1.1.2 GSM の仕様(2019 年 3 月時点)

いる。

また、実行仕様についても簡単に記す。全球数値予 報システムは1日4回実行されており、その初期時刻は 00,06,12,18UTCである。初期値を作成するための解 析は、予報資料を作成するために行う速報解析と観測 データを可能な限り集めて正確な実況を把握するため に行うサイクル解析の2種類が存在し、ほぼ同じ解析シ ステムを観測データの待ち受け時間を変えて実行して いる。待ち受け時間は、速報解析では2時間20分、サイ クル解析では11時間50分(00,12UTC)及び7時間50 分(06,18UTC)である。予測は速報解析を初期値とし て行われ、その予報時間は132時間(00,06,18UTC)、 及び264時間(12UTC)である。

以下、GSM1212 以降の各更新についてその狙いと 成果の概要を時系列順に解説する。

1.1.4 GSM1212

(1) 変更点の概要と狙い

亜熱帯大陸西岸の海上は海面水温が周囲に比べて低 く、ハドレー循環の下降流域にあたることから強い逆 転層が生じ、大気下層に層積雲が発生しやすい環境と なっている (Wood 2012)。GSM には、それら海洋性 層積雲を表現するために層積雲スキームが導入されて いる (Kawai and Inoue 2006)。層積雲スキームでは、 逆転層の強さなど複数の条件を用いてモデルの格子点 ごとに層積雲が存在するかどうかを判定しているが、 GSM1212より前にはその条件に水蒸気量についての 情報が含まれていなかった。これは、現実の海洋性層積 雲では、環境場の相対湿度と層積雲の存在との相関は、 逆転層の強さなどと比べて弱いことが知られていたた めである (Slingo 1980)。しかし、水蒸気量に関する情 報を含まない条件では、狙いとしている亜熱帯大陸西 岸だけでなく、陸上や移動性高気圧に覆われた海上な どでも層積雲が存在すると判定されてしまい、日中の 砂漠や日本海などで現実には存在しない層積雲が表現 されてしまう問題が存在した (小野田 2008)。このた め、相対湿度がある閾値以上の場合にのみ層積雲が存 在するという条件を追加する改良を行った (Shimokobe 2012; Furukawa and Shimokobe 2013)

(2) 主な改善点

この改良により、海洋性層積雲の表現を維持しつつ、 他の領域において過剰であった下層雲量を減少させた。 特に、陸上の日中において、砂漠域を含む乾燥域で下 層雲量が減少して地上に入射する短波放射量が適正化 された。その結果、下層の気温や気圧がモデル内でよ り精度良く表現されるようになった。他にも、主に5 日先までの予報時間において、850 hPa 面における気 温や海面更正気圧等において予測精度が全球域で改善 していることが解析予報サイクル実験により確認され ている。また、日本海において層積雲量が過剰であっ た事例などでも予測の改善が見られた (下河邉・古河 $2012)_{\circ}$

1.1.5 GSM1304

(1) 変更点の概要と狙い

放射によるエネルギー移動は大気循環の最も基本的 な駆動源であり、放射過程で用いるパラメータをより 精度の高いものに着実に更新し、放射を通じた大気の 加熱・冷却の精度を改善していくことは重要な開発課 題である。GSM1304 では、放射過程においてエーロ ゾルの光学的厚さの気候値及び短波放射の水蒸気吸収 パラメータが更新された。

GSMでは、エーロゾルによる放射の吸収と散乱の効 果、いわゆる直接効果が考慮されており、その効果は 全球放射収支や気候場に影響を与えている。直接効果 の計算は、エーロゾルの光学的厚さや消散係数、吸収 係数等に基づくが、GSMにおいては光学的厚さの地点 依存性と季節変化を考慮するため、鉛直積算値の月別 気候値を用いている(北川 2000;村井 2009)。気象庁地 球環境・海洋部環境気象管理官により作成された新し い気候値には、旧気候値と比べてより多くの衛星によ る観測データが用いられており、また統計期間が延長 されている。その結果、新しい気候値では南極など一 部の陸域で光学的厚さが過剰であった点が改善されて おり、サンフォトメータ²による地上観測の結果との 整合性も高まっている(村井 2009)。

水蒸気による短波放射吸収は地球の放射収支に大き な影響を与える。対流圏では、雲を除けば水蒸気が最も 大きな吸収源であるためその影響は特に大きい。GSM の放射過程では、水蒸気吸収について計算量を抑えつ つ精度良く計算する必要があり、透過率の計算において パラメタリゼーション手法として指数関数和 (ESFT: Exponential Sum Fitting of radiative Transmission functions) 法を使用している。GSM1304 では、GSM の放射過程に Collins et al. (2006) により提案された 当時最新の吸収線データベース (Rothman et al. 2003) に基づいたパラメータを導入した。

(2) 主な改善点

この改良により、短波放射フラックスの大気上端や 地表面でのバイアスが改善した。特に、晴天域での地 表面下向き短波放射について、熱帯海上を中心に広い 範囲でみられた正バイアス(入射過剰)やサハラ砂漠 や南極大陸など陸域での負バイアス(入射不足)が大 きく改善した。その結果、夏半球側の中高緯度では、対 流圏下層の気温について5日先程度までの予測を中心 に大きな改善が見られた。また、熱帯では、対流圏の 気温や高度場について予報時間を問わず予測精度が改 善した。

² 複数の特定波長の相対的な直達日射強度からエーロゾルの 光学的厚さなどを観測する測器。

1.1.6 GSM1403

(1) 変更点の概要と狙い

GSM1403 では、鉛直層増強とともに物理過程が改 良された (米原 2014a)。GSM0711 以来、GSM の鉛直 層数は 60 層で、気温など物理量が定義されるフルレ ベルの最上層の気圧は 0.1 hPa であったが、GSM1403 では鉛直層数を100層へと増強するとともに、最上層 を 0.01 hPa へ引き上げた。その目的は、成層圏・対流 圏における大気の鉛直構造表現の精緻化や、人為的な 上部境界の影響の低減、また衛星観測データのさらな る利用である。図 1.1.1 に、60 層と 100 層で比較した 鉛直層の配置を示す。最上層の引き上げには4層を用 いており、0.1 hPa以下では層数が 1.6 倍に増加してい る。鉛直方向の分解能は全ての高度で向上しているが、 特に対流圏中上層から対流圏界面において向上幅が大 きい。このとき、鉛直層増強にあわせて積分時間間隔 を 600 秒から 400 秒へと短くしている。また、上部境 界条件に由来する波の反射をより抑制するためにスポ ンジ層の見直しを行っている。

同時に、放射や重力波、境界層等の各過程を改良した (Yonehara et al. 2014)。放射過程には、2方向吸収 近似を用いた長波放射スキーム (Yabu 2013)を導入し



図 1.1.1 60 層(左半分)と 100 層(右半分)の鉛直層配置。 縦軸は気圧 [hPa]。実線は層を代表し気温や水平風等の物 理量が定義されるフルレベル、点線は層間の境界にあたる ハーフレベルであり、フルレベルは 10 層毎に太線で表示 している。

た。このスキームは、高精度かつ高速な計算が可能な ものであり、透過関数の計算の精緻化等により大気中 層の放射過程による加熱・冷却の精度が向上するとと もに、計算に必要な時間が短縮した。短縮による時間 の余裕を利用して、長波放射計算の時間間引き間隔を 3時間から1時間へ短くし、同時に放射過程内での地 表面気温の取扱いを精緻化した。

中層大気の表現の改善と、それを通じた衛星観測デー タの解析でのさらなる有効利用を目的に、非地形性重 力波の効果をレイリー摩擦を用いて簡素に表現してい た替わりに Scinocca (2003) によるパラメタリゼーショ ン・スキームを導入した。

鉛直層配置の変化により生じた対流圏上層での大き な乾燥バイアスを解消するため、積雲対流過程におけ るエネルギー再配分スキームを改良した。再配分スキー ムとは、降水の相変化やスキームの特性によって生じる エネルギー収支の不整合を、乾燥静的エネルギーの変 化率が正となる層に配分して解消する手法である(第 3.1節)。GSM1403における改良内容は、エネルギー を配分する層を対流圏全層から –5 ℃層より下層に限 定したものである。GSM1403までは、このエネルギー 再配分スキームにより積雲対流過程内の融解プロセス が取り扱われていたため、この修正は融解過程を精緻 化したことに相当する。

また、夜間など大気の成層状態が安定な場合におい て境界層内の乱流輸送が過剰に表現された結果、地上 気温の高温バイアスが生じていた問題等を改善するた め、陸上での接地境界層におけるバルク係数の計算手 法、及び境界層過程を改良した。

(2) 主な改善点

一連の改良の結果、GSM の予測精度は様々な点で改 善した。解析値を検証値とした全球的な予測精度は、熱 帯対流圏下層の気温を除くと、様々な要素と領域につ いて改善が卓越した。また、ラジオゾンデ観測を検証 値とした検証でも、東西風、気温ともに対流圏を中心に 予測初期から中盤にかけて RMSE (Root Mean Square Error) が小さくなった。日本域の検証結果では、対解 析値、対ラジオゾンデ観測の両方について、多くの要 素で改善が見られた。台風の進路予測は、改善幅は小 さいものの改善した。また、非地形性重力波過程の導 入により、成層圏準2年周期振動がある程度表現され るようになるなど、成層圏の予測表現も改善した。全 球降水分布では、予測後半でも降水量を維持できるよ うになり、その結果、北西太平洋域を中心に大規模な 収束・発散場が改善され、大規模循環場の表現が改善 された (金浜 2014; 木南 2014)。

一方で、積雲対流過程での融解による冷却が –5°C 層より下層に集中したため、対流活動域を中心に下層の 低温バイアスが悪化した。また、日本の南東海上を中心 とする下層の低温バイアスの拡大に起因して、FT=72 頃までの 850 hPa 面気温や 500 hPa 面高度には悪化 が見られた。

GSM1403 における予測特性の改善には、特に境界 層過程と積雲対流過程が大きく寄与している。また、 解析の第一推定値について、対流圏上層から成層圏下 層において観測データとの整合性が高まり、観測デー タがより多く利用されるようになったことも寄与して いると考えられる。一方で、GSM の短所として長ら く指摘されている熱帯対流圏下層を中心とした低温バ イアスがさらに拡大し、また 2 日予測程度までの日 本域の降水予測精度が僅かに悪化したため、これらの 点が GSM1603, GSM1705 の改良に向けた重要課題と なった。

1.1.7 GSM1603

(1) 変更点の概要と狙い

GSM1603 では、積雲対流・雲・放射・海面などの 物理過程を中心に多くの点で大幅に改良されており、 台風進路予測や降水予測など様々な点について予測精 度が大きく向上すると同時に、予測特性の観点からも GSM0711 以降最大の変化となった。GSM1603 につい ての一連の開発では、「予測誤差はモデルの諸過程が持 つ問題が複雑に絡み合った結果生じている」という認 識のもと、科学的な正しさを重視しつつ、GSM 全体を 各過程の開発者が共同で開発する方針を取った。特に、 GSM1403 の開発経験から得られた知見や問題意識に 基づき (米原 2014b)、長年の課題であった中層乾燥バ イアスや下層低温バイアスなどの予測特性改善に取り 組み、多くの改良が行われた (米原 2016b; Yonehara et al. 2017)。

積雲対流過程においては、エネルギー再配分スキー ムの課題に端を発する様々な改良を行った。主要な点 だけでも、固体降水を陽に扱う融解過程の導入、対流 性上昇流域での雲水から降水への変換過程の導入、雲 底の静的エネルギー見積り方法の変更、及び雲底以下 の上昇流域にエントレインされる気塊への気温摂動付 加など多岐にわたる。

同時に、雲過程では雲氷の落下計算において予測結 果の積分時間間隔への依存性を減らすことを主な目的 に改良を行った。それまで用いられていた雲氷の落下 方程式は、連続系であるにもかかわらず積分時間間隔 の値を陽に含む不自然なものであったが、より自然な 方程式を採用するとともに、時間離散化の影響が小さ い解法に変更した。また、雲氷量を増やして気温場を 改善することを狙って落下速度の調節も行われた。

積雲対流・雲の両方にまたがる改良として、過度な降 水集中の緩和を目的に、積雲対流過程の結果を用いた 雲過程での比湿ゆらぎ幅の調整を廃止した。比湿ゆら ぎ幅とは、雲過程において1格子内の全水量分布がどれ だけ平均値から揺らいでいるかを表す量であり、この 値が大きくなれば、格子平均値の湿度がより低く乾燥 していても格子内に部分的に飽和している領域が存在 でき、水蒸気が雲水に変換されやすくなる。GSM1403 までは、積雲対流過程の中で積雲が存在すると判定さ れた場合には、この揺らぎ幅をかなり大きい値に設定 していた。大まかに言うと、相対湿度が 60%程度でも 雲水が生成されることがあったが、調整の廃止により 80%程度まで雲水は生成されない様に変更された。

GSM1403 まで利用されていた陸面過程の歴史は古 く (佐藤・里田 1989)、1989 年まで遡ることができる が、GSM1603 まで大幅な改良は行われていなかった。 GSM1603 では、大泉・保坂 (2000) や平井・堀田 (2009) などで報告された開発を引き継ぎ、陸面過程が全面的 に刷新された。その変更は多岐にわたり、熱・水分で 共通の7層の土壌層の導入、最大4層の積雪モデル導 入など基本的仕様の大幅な向上、キャノピー・土壌・ア ルベドの取り扱いの精緻化、大気とのフラックス交換 スキームの改良、植生分布や植生・土壌に関連する各 種定数値の更新、土壌水分初期値として用いる気候値 の更新などが含まれる。

短波放射過程における雲の取扱いについて、1 格子内 に複数の雲層の重なりを考慮する手法として、これまで の曇天域でのランダムオーバーラップに代えて、マキシ マム・ランダムオーバーラップを導入した (Nagasawa 2012)。また、水雲粒の光学特性をパラメタライズす る手法をより信頼性の高いもの (Dobbie et al. 1999; Lindner and Li 2000) へ見直した。その他に、放射過 程で利用する成層圏の水蒸気量や温室効果ガスの気候 値更新、これまで黒体として扱われていた地表面射出 率を見直すなどの変更を行っている。

GSM1403には、極域で大気下層の低温バイアスが大 きく、特に海氷域では予報時間が進むにつれてそのバ イアスがより顕著になる問題が存在した。また、海面 の接地境界層過程が簡易なものであり、フラックスの 計算手法としての信頼性に課題があった。そのため、海 氷について、これまでは氷1層で表面 (skin layer)の取 扱い無しであったものを変更し、氷4層に加え表面を取 り扱う新しいスキームを導入した。加えて、ひとつの 格子は開水面か海氷かのどちらかしか取り得なかった ものを、海氷密接度に応じて混在した状態を取り得る ように接地境界層過程を精緻化した。また、開水面と 海氷面でのバルク係数の計算手法を Monin-Obukhov 相似則に直接基づくものに改良した。

(2) 主な改善点

ー連の改良の結果、様々な点で予測特性が改善した (米原 2016a)。その一例として、図 1.1.2 にラジオゾ ンデ観測を検証値とした 700 hPa 面での比湿の月平均 ME (Mean Error)を改良前後で比較したものを示す。 対流活動域を中心に、GSM の長年の問題であった中層 乾燥バイアスが大きく改善しており、特に海洋大陸や 華南、日本付近で改善が大きい。乾燥バイアスの改善



図 1.1.2 ラジオゾンデ観測を検証値とした 700 hPa 面で の比湿 [g kg⁻¹] の月平均 ME。(a) が GSM1403、(b) が GSM1603 の結果で、検証期間は 2015 年 8 月、12UTC 初 期値の予報時間 FT=72 についてのもの。検証ツールの仕 様により日本付近は四角で囲ってある。

には、直接的には比湿ゆらぎ幅の変更が最も寄与して いる。しかし、単純に比湿ゆらぎ幅のみを変更しただ けでは、凝結熱が減り低温バイアスが大きく拡大して しまう。積雲対流、雲、放射過程の変更を組み合わせ た結果、低温バイアスを改善しつつ中層乾燥バイアス を大きく改善することが可能になった。

放射過程の変更により、厚い雲が存在するカラム大 気が変更前と比べて短波放射に対して光学的に薄くなっ たため、地表面に入射する短波放射は熱帯域を中心に 増加した。その結果、海上の対流活動域を中心に、地 表面への入射短波が過小なバイアスが改善している。

他にも、冬季陸上、特にユーラシア大陸北部におい て地上気温の高温バイアスが大きく改善した。これに は、陸面過程の中の積雪モデルが刷新され、熱伝導率 や熱容量などが適正化されたことや、土壌過程を強制 復元法から熱伝導を解く方式に改良したことにより、 大気からの強制力に対する土壌の応答が良くなったこ とが大きく寄与している。当初、地表面への長波放射 入射が大きく不足していることや、北極海域で大気下 層が大きな低温バイアスを持つことが原因で、陸面過 程の変更だけを適用した場合には低温バイアスが大き く拡大して改善が見られなかった。最終的には、雲過 程の改良により、雲氷の落下速度が遅くなり上層雲量 が増加した結果、冬の中高緯度では地表面での長波放 射収支が改善されたことや、海氷モデルの改良により 北極海の低温バイアスが改善したことと合わせて、地 上気温の高温バイアスを改善することに成功した。

また、台風進路予測精度の改善、日本の降水予測精 度の大幅な改善、日中の地上気温の位相遅れの改善な ど多くの点で予測精度が向上した (米原 2016a)。

1.1.8 GSM1705

(1) 変更点の概要と狙い

GSM1705 では、GSM1603 の開発時に認識されてい た課題を改善することを大きな目標とし、積雲対流、 雲、放射、陸面、海面等多くの物理過程が改良された (米原 2017b; Yonehara et al. 2018)。また、気圧傾度 力項の離散化見直しなど、力学過程でも改良が行われ ている。GSM1603では、台風が発達しやすくなった影 響で計算安定性が低下する事例がみられたことや、陸 上を中心に地表面への短波放射の入射が過剰であるこ と、熱帯の対流活動などに課題が残った。特に計算安 定性の低下は、プログラムが異常終了した場合にプロ ダクトが作成されなくなるおそれがあるため、現業運 用される数値予報モデルにとっては大きな問題である。 また、地表面での放射収支は、陸上における地上気温 や対流活動に強く関係しているため、短波入射の改善 は最高気温予測や降水予測の精度に関わる。このよう な背景のもと、放射収支や気温、比湿のバイアスなど の基本的な部分の改善に取り組みつつ、台風表現の課 題を改善して計算安定性を確保することを開発の最優 先項目とした。また、それまでの開発方針に加え、よ り長い予報時間も対象に含む全球アンサンブル予報シ ステムでの利用も想定し、物理過程の開発や低分解能 版での評価を進め、放射収支の改善やバイアスの低減 に努めた。

GSM1603 までの雲過程では、降水の蒸発・昇華と固 体降水(降雪)の融解の効果を扱う過程において、計 算安定性を担保するため、再蒸発過程では気温の時間 変化率に換算して 10 K dav⁻¹ 相当の、融解過程では 同様に 20 K day⁻¹ 相当の上限値が設定されていた。事 例解析から、この上限により冷却量を抑えてしまうこ とが、降雪の予測結果やシャープな前線構造の表現な どへ悪影響を与えていることが指摘されており(原ほか 2013; 原 2014)、計算安定性を確保しつつ上限を緩和 することが課題となっていた。GSM1403の時点では、 この上限値を緩和できない理由が予測精度の面で存在 した。対流圏の中層・下層の低温・乾燥バイアスが大 きく、その状況で単純に上限を取り除くと大気が過剰 に乾燥しているため降水の再蒸発も過剰になり、低温 バイアスがさらに悪化するという点である。また、融 解の上限値緩和も同様に低温バイアスを拡大する。こ

のことは、低温バイアスを上限の存在がある程度打ち 消していたとも言える。この課題の解決は、GSM1603 での改良が転機となった。積雲対流・雲過程の改良な どにより対流圏中層・下層の低温・乾燥バイアスが大幅 に改善したため、予測精度を向上させつつ再蒸発過程・ 融解過程を適切に扱うことが可能になった。GSM1705 では、再蒸発過程では陰解法、融解過程では融解温度 を湿球温度0°Cとする緩和型方程式を採用し、それぞ れの計算安定性を向上するとともに、上限値を多くの 現象で実用上ほぼ問題にならない値にまで引き上げた。 同時に、積雲対流過程にも同様の改良を適用している。

現実の積雲の水平スケールは数 km 程度よりも大き く、GSM の約 20 km の格子間隔においては、積雲中 の上昇流域の雲量・雲水量を放射過程で無視できない。 しかし、GSM1603 までの放射過程では、格子平均場 の雲量と雲水量のみを用いており積雲の上昇流内の雲 量と雲水量は考慮されていなかった。これは、GSM の 積雲対流過程では積雲中からは層状性の雲水が格子平 均場に排出されるのみであり、積雲の上昇流内の雲量 と雲水量は格子平均場には反映されていないためであ る。この課題を改善するため、GSM1705においては、 積雲対流過程が用いる上昇流の質量輸送フラックスを 用いて積雲中の上昇流域の雲量と雲水量を診断し、放 射過程で用いることにした。この手法は、経験的なパ ラメータを含み調整の余地が大きいため、まず観測的 事実に基づき確度が高い水雲粒の有効半径診断手法の 改良を適用した後で、全体として放射収支の精度が向 上するようにパラメータを調整している。

GSM1304 に引き続き、エーロゾルの直接効果に関 する過程を改良した。GSM1603 では、単一散乱アル ベドや非対称散乱因子といった光学的厚さ以外のエー ロゾルの光学特性について、WMO (1986)に基づく季 節依存性を持たない海洋型・大陸型の2タイプのもの を用いていた。しかし、この手法では場所や季節ごと に異なるエーロゾルの化学種・粒子サイズによる影響 を十分に考慮できず、特に大陸型エーロゾルの吸光性 が概ね弱く、砂漠域などでの対流圏下部の加熱不足の 一因となっていた。そのため、GSM1705 では、化学種 や粒子サイズによる、光学特性や鉛直分布の違いを考 慮した新スキームを導入した (Yabu et al. 2017)。この スキームでは、化学種・粒子サイズ別のエーロゾル濃 度分布を、気象研究所環境・応用気象研究部で開発さ れたエーロゾル輸送モデルにより作成された3次元の 月別気候値で与える。

(2) 主な改善点

雲・積雲対流過程の改良の結果、蒸発・融解が効く 現象において、冷却が不十分で気温が下がらない、上 空で蒸発(融解)すべき雨(雪)が地上まで達する、 地上付近まで雨(雪)が達して気温が下がりすぎると いった課題が改善した。また、前線の温度傾度がより



図 1.1.3 CERES プロダクトを検証値とした地表面下向き短 波放射 [W m⁻²] についての月平均 ME。(a) が GSM1603、
(b) が GSM1705 の結果で、検証期間は 2016 年 1 月、 00, 06, 12, 18UTC 初期値の予報時間 FT=6 についての もの。各図の右側には東西平均した ME を緯度ごとに表示 している。

シャープに表現されるようになり、気温の低下がより 適切に表現される事例が見られた。同時に、台風の周 辺において融解・蒸発による冷却がより大きくなった ため、中心気圧が発達しすぎる点が改善され、計算安 定性が高まった。

地表面に入射する下向き短波放射の精度も大きく改 善した。図 1.1.3 は CERES プロダクト³を検証値とし た検証結果である。その結果、陸上で高温・多湿バイ アスが改善され、また対流活動も適正化した結果、夏 の弱い雨に対する降水頻度過剰バイアスが大きく改善 した。

1.1.9 おわりに

本節では、GSM の歴史と最新の仕様を紹介するとと もに、近年の改良についてその狙いと改善点の概要を 解説した。気象庁では、GSM の基本性能の向上を重要 な課題として継続的に開発を行っており、その予測精 度は様々な面で改善している。

GSM は、既に気象業務に不可欠な基盤であるが、今 後もその重要性はますます高まっていくであろう。特 に、重点計画に掲げられた野心的な目標の達成に向け て、開発を加速していくことが求められている。多く

³ 全球放射収支計によるプロダクト。http://ceres.larc. nasa.gov/

の方のご知見を頂きながら、庁内外の幅広い関係者と の連携を深めつつ開発を進めていきたい。

参考文献

- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. J. Atmos. Sci., 31, 674–701.
- Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. J. Appl. Meteor., 30, 327–341.
- Best, M. J., A. C. M. Beljaars, J. Polcher, and P. Viterbo, 2004: A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. J. Hydr. Meteorol., 5, 1271–1278.
- Chou, M.-D., M. J. Suarez, X.-Z. Liang, and M. M.-H. Yan, 2001: A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies. *Technical report series on global modeling and data assimilation, Vol.* 19, NASA Goddard Space Flight Center, 56pp.
- Coakley, J. A., R. D. Cess, and F. B. Yurevich, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. J. Atmos. Sci., 40, 116–138.
- Collins, W. D., 2001: Parameterization of Generalized Cloud Overlap for Radiative Calculation in General Circulation Models. J. Atmos. Sci., 58, 3224–3242.
- Collins, W. D., J. M. Lee-Taylor, D. P. Edwards, and G. L. Francis, 2006: Effects of increased nearinfrared absorption by water vapor on the climate system. J. Geophys. Res., 111, D18109.
- Dobbie, J. S., J. Li., and P. Chỳlek, 1999: Two-and four-stream optical properties for water clouds and solar wavelengths. J. Geophys. Res., 104, 2067– 2079.
- Ebert, E. E. and J. A. Curry, 1992: A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. J. Geophys. Res., 97, 3831–3836.
- Fu, Q. and K. N. Liou, 1992: On the correlated kdistribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. J. Atmos. Sci., 49, 2139– 2156.
- Furukawa, T. and A. Shimokobe, 2013: Operational Implementation of Modification to Stratocumulus Parameterization Scheme in JMA's Global Spectral Model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 6.5–6.6.
- Geleyn, J.-F. and A. Hollingsworth, 1979: An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorp-

tion of radiation. Contrib. Atmos. Phys., 52, 1-16.

- Han, J. and H.-L. Pan, 2011: Revision of Convection and Vertical Diffusion Schemes in the NCEP Global Forecast System. Weather and Forecasting, 26, 520–533.
- 原旅人, 白山洋平, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 2013 年 1 月 14 日の関東大雪. 平成 25 年度数値予報研修テキ スト, 気象庁予報部, 71-89.
- 原旅人, 2014: 最近発生した顕著事例に関する検討. 平 成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118– 144.
- 平井雅之, 堀田大介, 2009: 陸面過程. 数値予報課報告・ 別冊第55号, 気象庁予報部, 99-108.
- 本田有機, 2018: NAPS10 における改良計画. 平成 30 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2-5.
- 堀田大介, 原旅人, 2012: 物理過程開発のボトムアップ・ アプローチとトップダウン・アプローチ. 数値予報課 報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 120–122.
- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数 値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 4–10.
- Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings, Part I: Impacts on medium-range forecasts. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 11–27.
- Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, and J. A. Weinman, 1976: The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. J. Atmos. Sci., 33, 2452–2459.
- 金浜貴史, 2014: 全球の検証. 平成 26 年度数値予報研 修テキスト, 気象庁予報部, 4-8.
- Kawai, H. and T. Inoue, 2006: A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. SOLA, 2, 17–20.
- 木南哲平, 2014: 日本付近の検証. 平成 26 年度数値予 報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-11.
- 気象庁, 2018: 2030 年に向けた数値予報技術開発重点 計画. 52pp.
- 北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第46 号, 気象庁予報部, 16-31.
- 北川裕人, 2006: 高解像度全球モデル. 平成 18 年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-8.
- 北川裕人, 2007: 変更の概要. 平成 19 年度数値予報研 修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- 栗原茂久, 2017: 計算機 (スーパーコンピュータシステ

ム). 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報 部, 120–123.

- Lindner, T. H. and J. Li, 2000: Parameterization of the Optical Properties for Water Clouds in the Infrared. J. Climate, 13, 1797–1805.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J. Atmos. Sci., 31, 1791–1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851–875.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別 冊第 51 号, 気象庁予報部, 39-42.
- Moorthi, S. and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978–1002.
- 村井臣哉, 2009: 放射. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 87-90.
- 室井ちあし, 2009: 気象庁全球モデル. 数値予報課報告・ 別冊第 55 号, 気象庁予報部, 1–5.
- 室井ちあし, 2013:開発管理の必要性.数値予報課報告・ 別冊第 59 号,気象庁予報部, 192–194.
- Nagasawa, R., 2012: The Problem of Cloud Overlap in the Radiation Process of JMA's Global NWP Model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 42, 4.15–4.16.
- 西尾利一, 2011: 計算機 (スーパーコンピュータシステム). 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 68–70.
- 大泉三津夫,保坂征宏,2000:陸面過程.数値予報課報 告・別冊第46号,気象庁予報部,48-66.
- 小野田浩克, 2008: 事例検証. 平成 20 年度数値予報研 修テキスト, 気象庁予報部, 19-22.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto,
 S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto,
 N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi,
 S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama,
 T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 85, 369–432.
- Palmer, T. N., G. J. Schutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001–1039.
- Randall, D. and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. The representation of cumulus convection in numerical models, AMS Mete-

orological Monograph Series, 46, 137–144.

- Rothman, L. S., A. Barbe, D. C. Benner, L. R. Brown, C. Camy-Peyret, M. R. Carleer, K. Chance, C. Clerbaux, V. Dana, V. M. Devi, A. Fayt, J.-M. Flaud, R. R. Gamache, A. Goldman, D. Jacquemart, K. W. Jucks, W. J. Lafferty, J.-Y. Mandin, S. T. Massie, V. Nemtchinov, D. A. Newnham, A. Perrin, C. P. Rinsland, J. Schroeder, K. M. Smith, M. A. H. Smith, K. Tang, R. A. Toth, J. Vander Auwera, P. Varanasi, and K. Yoshino, 2003: The HITRAN molecular spectroscopic database: edition of 2000 including updates through 2001. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 82, 5–44.
- 佐藤均, 2018: 全球数値予報システムの検証. 平成 30 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42–43.
- 佐藤信夫, 里田弘, 1989: 生物圏と大気圏の相互作用. 数値予報課報告・別冊第35号, 気象庁予報部, 4-73.
- Scinocca, J. F., 2003: An accurate spectral nonorographic gravity wave drag parameterization for general circulation models. J. Atmos. Sci., 60, 667– 682.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci., 43, 505–531.
- 下河邉明, 古河貴裕, 2012: 層積雲スキームの改良. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92–96.
- Shimokobe, A, 2012: Improvement of the Stratocumulus Parameterization Scheme in JMA's Operational Global Spectral Model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 4.17–4.18.
- 新保明彦, 2017: 全球アンサンブル予報システムの概 要. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球 環境・海洋部, 1-8.
- Simmons, A. J. and D. M. Burridge, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finitedifference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 758–766.
- Slingo, J. M., 1980: A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 747–770.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435– 460.
- 高谷祐平,石川一郎,2016:新季節アンサンブル予報シ ステム.平成27年度季節予報研修テキスト,気象庁 地球環境・海洋部,5-19.
- Untch, A. and A. J. Simmons, 1999: Increased strato-

spheric resolution in the ECMWF forecasting system. *ECMWF Newsletter*, 2–8.

- WMO, 1986: A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. World Climate Programme. WCP-112, WMO/TD No.24, 53.
- Wood, Robert, 2012: Stratocumulus Clouds. Mon. Wea. Rev., 140, 2373–2423.
- Yabu, S., 2013: Development of longwave radiation scheme with cosideration of scattering by clouds in JMA global model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 43, 4.07–4.08.
- Yabu, S., T. Y. Tanaka, and N. Oshima, 2017: Development of a multi-species aerosol-radiation scheme in JMA's global model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 4.15–4.16.
- 山口春季,2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,35-41.
- 米原仁, 2014a: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1–3.
- 米原仁, 2014b: 留意すべき日本付近での予測特性の変 化. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報 部, 24-34.
- 米原仁, 2016a: 全球数値予報システムの特性の変化. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4-29.
- 米原仁,2016b: 全球数値予報システムの物理過程改良 の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,1-3.
- 米原仁, 2017a: 活用例 (1)-全球モデル. 数値予報課報 告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 29-49.
- 米原仁, 2017b: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-7.
- Yonehara, H., M. Ujiie, T. Kanehama, R. Sekiguchi, and Y. Hayashi, 2014: Upgrade of JMA's Operational NWP Global Model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 6.19–6.20.
- Yonehara, H., T. Tokuhiro, R. Nagasawa, M. Ujiie, A. Shimokobe, M. Nakagawa, R. Sekiguchi, T. Kanehama, H. Sato, and K. Saitou, 2017: Upgrade of parameterization schemes in JMA's operational global NWP model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 4.17–4.18.
- Yonehara, H., R. Sekiguchi, T. Kanehama, K. Saitou, T. Kinami, A. Shimokobe, D. Hotta, R.Nagasawa, H. Sato, M. Ujiie, T. Kadowaki, S. Yabu, K. Yamada, M. Nakagawa, and T. Tokuhiro, 2018: Upgrade of JMA's s operational global NWP system. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic

 $Modell., \, 6.15-6.16.$

Yukimoto, S., H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, M. Deushi,
A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E. Shindo,
S. Yabu, T. Ose, and A. Kitoh, 2011: Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) –Model Description–. Technical Reports of the Meteorological Research Institute, 64, 1–83.

1.2 気象庁全球モデルの展望¹

1.2.1 はじめに

気象庁は 2018 年 6 月 5 日に新しいスーパーコンピ ュータシステムを導入し、第 10 世代数値解析予報シス テム (NAPS10)²の運用を開始した。このシステムは Cray XC50 (米 Cray 製)の主副 2 系統から構成され ており、2012 年に導入された日立 SR16000/M1(日立 製作所製)と比べて実効性能で約 10 倍の処理能力を もつ。

一方、交通政策審議会気象分科会が取りまとめた 「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」につ いての提言³で示された方向性に基づき、気象庁は、防 災分野を始め社会における情報サービス基盤である数 値予報の技術開発を強力かつ着実に推進していくため に、「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」(以 下、「重点計画」)(気象庁 2018)を策定し、2018年10 月に発表した⁴。この重点計画では、2030年までに台 風の3日先の進路予報誤差を現在の1日先の誤差(約 100 km)程度にまで改善することを重点目標の一つと して掲げている。先進国を中心とした国々の数値予報セ ンターにおいて全球モデルが運用されているが、最も精 度の良い欧州中期予報センター (ECMWF: European Center for Medium-range Weather Forecasts) におい ても3日先の台風進路予報誤差は約200kmであり、当 庁は更に後れを取っている(図1.2.1)。今後、NAPS10 の高い処理能力を活かして、全球モデルの開発を精力 的に進め、飛躍的な精度向上に結びつけていく必要が ある。

本節では、第1.2.2 項において海外数値予報センター で運用されているスーパーコンピュータや全球モデル などの現状についてまとめ、第1.2.3 項で NAPS10 で 計画している全球モデルの主要な開発課題を紹介する とともに、第1.2.4 項で全球モデルの将来について展 望する。

1.2.2 気象庁と海外数値予報センターの全球モデル 台風進路予報の精度を改善するためには、数値予報

モデルの特定の部位だけを改良すれば良いというもの



図 1.2.1 気象庁を含む主要な数値予報センターの全球モデル (12UTC 初期値のみ)による北西太平洋域の台風進路予報 の実況(気象庁ベストトラック)に対する平均誤差 [km]。 横軸は予報時間 [hr]。2016 年に発生した 26 個の台風を対 象としている。但し、各モデルで追跡出来たものを検証対 象としているため、サンプル数はモデル毎に異なる。略称 は本文で使用されているもののみ記載している。

ではなく、モデル全体の性能を向上させる必要がある。 図 1.2.1 に示したように、多くの数値予報センターが、 スーパーコンピュータシステムを用いて、全球モデル を開発・運用している。当庁を含む数値予報センター のスーパーコンピュータ並びに全球モデル及び全球ア ンサンブル予報システムの仕様については、数値実験 作業部会 (WGNE: Working Group on Numerical Experimentation)⁵が毎年取りまとめているが、これを 基に独自に調査した結果を表 1.2.1 に示す。この調査結 果を基に、当庁の GSM の性能の向上に必要な点につ いて考察する。

本原稿を執筆している 2019 年 2 月時点においては、 数値予報センターが利用しているスーパーコンピュー タとしては、米 Cray 製の XC シリーズが主流である。 2018 年 6 月に更新した当庁のスーパーコンピュータが、 2018 年 11 月時点での TOP500⁶ の調査によれば最も性 能が高く、当庁を含む多くの数値予報センターが 100 位以内の高性能な計算機を利用している。現時点では、 最先端の現業数値予報システムを運用できるスーパー

¹本田 有機、坂本 雅巳

²数値解析予報システム (NAPS: Numerical Analysis and Prediction System) という名称は、現在ではスーパーコン ピュータシステムの正式名称ではない。慣習として使用され てきたこともあり、スーパーコンピュータシステムで運用す る現業数値予報システムも含めて、ここでは世代を明確にす るためこの名称を用いる。

³ 2018 年 8 月 20 日付けで気象庁より報道発表が行われた。詳細はhttp://www.jma.go.jp/jma/press/1808/20a/ bunkakai_rep.html を参照願いたい。

⁴ 2018 年 10 月 4 日付けで気象庁より報道発表が行われ た。詳細はhttp://www.jma.go.jp/jma/press/1810/04b/ nwp_strategic_plan_towards_2030_181004.html を参照 願いたい。

⁵ 気象、気候、水及び環境に関する全ての時間スケールでの 予測のために利用する大気大循環モデルの開発を促進し、モ デルの欠点を分析・解決していくことを目的に、世界気象機関 (WMO: World Meteorological Organization) 大気科学委員 会 (CAS: Commission for Atmospheric Sciences) と世界気 候研究計画 (WCRP: World Climate Research Programme) 合同科学委員会が共同で設立した、主要な数値予報センター の代表からなる専門家チームである。年1回の頻度で会合を 開催し数値予報モデルにかかる開発について議論するととも に、各センターの数値予報システムの情報を収集し、共有し ている。

⁶ TOP500 (https://www.top500.org) とは、世界のコン ピュータの性能ランキングであり、年に 2 回 (6, 11 月) 更新 される。NAPS10 の主系、副系は 2018 年 11 月時点でそれ ぞれ 28, 29 位である。英国気象局 (UKMO) の Cray XC40 は単体で 22 位であるが、NAPS10 の 2 台を合わせた性能に は届かない。ECMWF の Cray XC40 は 2 台構成であり、そ れぞれ 42, 43 位である。

表 1.2.1 数値予報センターにおけるスーパーコンピュータ、全球数値予報システム及び全球アンサンブル予報システム

センター名	計算機	決定論的予測	アンサンブル予報	データ同化
(略称)		(予報期間)	(予報期間、メンバー数)	(インナー解像度)
気象庁	Cray XC50	TL959 L100	TL479 L100	4D-Var
	(2 機構成)	(11 日)	(11 日、27)	(TL319 L100)
欧州中期予報センター	Cray XC40	TCo1279 L137	TCo639 L91	Hybrid 4D-Var
(ECMWF)	(2 機構成)	(10 日)	(15 日、51)	(TL399 L137)
英国気象局	Cray XC40	10 km L70	20 km L70	Hybrid 4D-Var
(UKMO)	(3 機構成)	(7日)	(7日、18)	(40 km L70)
フランス気象局	bullx DLC 720	TL1198C2.2 L105	TL798C2.4 L90	Hybrid 4D-Var
(Météo-France)	(2 機構成)	(4 日)	(4.5 日、35)	(TL399C1 L105)
ドイツ気象局	Cray XC40	13 km L90	40 km L90	Hybrid 3D-Var
	(2 機構成)	(7.5 日)	(7.5 日、40)	(13 km L90)
米国環境予測センター	Cray XC40	T1534/TL574 L64	T574/TL382 L64	Hybrid 4D-EnVar
(NCEP)	(2 機構成)	(10 日/16 日)	(8 日/16 日、21)	(T574L64)
カナダ気象センター	Cray XC40	17.2 - 25 km L80	0.35° L45	Hybrid 4D-EnVar
	(2 機構成)	(10 日)	(16 日、21)	$(0.35^{\circ} \text{ L81})$
中国気象局	Sugon TC4600	0.25° L60	0.5° L60	4D-Var
	(2 機構成)	(10 日)	(15 日、30)	$(1^{\circ} L60)$
韓国気象局	Cray XC40	10 km L70	32 km L70	Hybrid 4D-Var
	(2 機構成)	(12 日)	(12 日、49)	(60 km L70)
オーストラリア気象局	Cray XC40	25km L70	33km L70	4D-Var
	(2 機構成)	(10 日)	(10 日、18)	(80 km L70)

(注意)略称は本文で使用されているもののみ記載している。

コンピュータの環境は整っていると言える。

数値予報モデルの実効的な解像度 (Skamarock 2004) は必ずしも予測精度に直結する訳ではないが、高解像 度化により地形や海陸分布、細かいスケールの現象を より正確に表現できる。解像度に合わせた物理過程の 改良などに取り組む必要があるが、これらを合わせた 成果として、予測精度の向上に結びつくことが多い。 数値予報モデルの水平格子間隔や鉛直層数がモデルの 実効解像度を決める主な要因である。全球モデルの水 平格子間隔⁷については、ECMWFのTCo1279は約 9 km、米国環境予測センター (NCEP: National Center for Environmental Prediction)のT1534は約13kmで ある。また、フランス気象局 (Météo-France) の T1198 C2.2 は可変格子の解像度であり、欧州付近で最も高解 像度となっていて、約7km(反対側の南西太平洋で約 37 km) である。このように、概ね水平格子間隔 10 km の全球モデルを先進的な数値予報センターでは運用し ている。当庁が運用している GSM は TL959 であり、 その水平格子間隔は約20kmである。運用開始した 2007年11月には世界で最も高い水平解像度であった (室井 2009)が、現在では GSM より高解像度の全球モ デルを運用する数値予報センターが増えている。一方、

鉛直層数については、ECMWF が鉛直 137 層と最も高 解像度ではあるものの、当庁も 2014 年 3 月より鉛直 100 層の GSM を運用しており、海外数値予報センター と比較しても鉛直分解能は高い。予報時間は概ね 10 日 程度⁸ であり、高低気圧などの総観スケールの予測可 能性が概ね 2 週間程度と言われている中で、情報価値 のある決定論的な予測ではこの辺りが限界であると思 われる。海外の数値予報センターは、解像度の高い全 球モデルを導入し着実に予測精度を改善してきており、 よりきめ細やかなプロダクトを提供している。当庁と しても、GSM の更なる高解像度化に取り組む必要が ある。

全球アンサンブル予報システムについて、利用されて いる予報モデルの水平解像度を見てみると、ECMWF の TCo639 は約 18 km、NCEP の T574 は約 34 km である。また、Météo-France の T798C2.4 は欧州付近 で 10 km (南西太平洋で約 60 km) である。当庁の 全球アンサンブル予報システム (全球 EPS: Ensemble Prediction System) の TL479 は約 40 km であり、決 定論的予測モデル同様、最先端の数値予報センターと 比べて水平解像度が粗い。一方、鉛直方向の解像度に 関しては、当庁は 100 層であり、ECMWF の 91 層よ りも多い。これは、2017 年 1 月に週間アンサンブル予 報システム・台風アンサンブル予報システムを統合して 全球 EPS とした際に、GSM と同じモデルを全球 EPS の予報モデルとして利用することとし、物理過程の性

⁷ 球座標を採用する全球モデルでは、球面調和関数を基底 関数とする波で離散化する場合が多い。波と格子を対応さ せる方法は複数あるが、東西波数と全波数の空間で三角切 断 (triangular truncation) を行う場合先頭に"T"を付け て、切断波数 nnnの場合は Tnnn などと表記する。線形格子 (linear grid)を採用した場合には先頭に"TL"を、三次格子 (cubic grid)を採用した場合には先頭に"TC"や"TCo"を 付ける (Malardel et al. 2015)。

⁸ 欧州では、10 日程度先までの中期予報については ECMWF が数値予報の業務を担うという事情があるため、若干予報時 間が短くなっている。

能に重要な影響を与える鉛直層を GSM と合わせたた めである。メンバー数は、ECMWF の 51 メンバーが 最多であり、UKMO (United Kingdom Met Office) の 18 メンバーが最小である。当庁も 27 メンバーと多く はない。UKMO では前初期値からのメンバーと合わせ てプロダクトを作成するなどの工夫をしているが、当 庁はそのような取り組みをしていない。不確実性をよ り的確に捉えるためにアンサンブルメンバーを増強す る必要がある。

全球解析について、データ同化手法として4次元変 分法が主流となっている。計算コストを抑えるために、 水平格子間隔 50 km 程度の低解像度モデルがインナー モデルとして用いられている。また、海外数値予報セ ンターは、データ同化にアンサンブル予報を組み合わ せたハイブリッド同化(詳細は次項(1)参照)を導入 することにより予測精度を向上させてきた。これを導 入していない当庁としてはデータ同化システムの改善 に取り組む必要がある。

1.2.3 NAPS10 における改良計画

台風予報をはじめとする国内の防災情報の作成支援 を充実し、国際的に競争力がある全球モデルであり続け るために、NAPS10の高い計算機性能を活かした GSM の開発に取り組んでいく。

NAPS10の運用が開始された 2018 年 6 月に、2018 年度末までに台風強度予報の予報期間を現在の3 日先 から5日先まで延長する計画があり、これを支援する ために、00,06,18UTC 初期値⁹の全球モデルの予報時 間を84 時間から132 時間に延長している(坂本 2018)。 今後、00UTC 初期値のGSM の予報時間を264 時間ま で延長する計画がある。また、NAPS10 運用期間中に は、以下3つの主要な開発課題にも取り組む。

- 1. ハイブリッド同化の導入
- 2. 鉛直層増強と物理過程の改良
- 3. 水平高解像度化と物理過程の改良

これらの主要な開発課題の詳細については後述するが、 新規の観測データの利用や、既に利用している観測デー タの利用手法の改良にも随時取り組んでいく。特に 2019 年度には、雲・降水域の衛星マイクロ波輝度温度デー タの利用 (計盛 2011)の開始を目指す。

(1) ハイブリッド同化の導入

予報精度の向上には、予報モデルの改良だけでなく、 初期値の精度向上も重要である。このためには、初期値 を作成するためのデータ同化システムを高度化する必 要がある。その高度化の方法の一つがハイブリッド同 化の導入である。当庁の全球解析の4次元変分法デー 夕同化システムでは、過去の一定期間の予測データか ら計算された気候学的な背景誤差共分散を用いている (門脇 2005; 米原 2014)。ハイブリッド同化では、これ にアンサンブルメンバーから得られる予報誤差共分散 を組み合わせて用いる (Lorenc 2003) ことで、観測デー タを同化した時に、解析対象時刻の気象状況により整 合する修正量を得ることが出来る。これにより初期値 の精度を向上し、ひいては予測精度を向上することが 出来る。当庁でもこのハイブリッド同化を導入し、初 期値の精度向上に努める必要がある。

(2) 鉛直層増強と物理過程の改良

2014 年 3 月に、GSM の鉛直層を 60 層から 100 層 に増強すると同時に物理過程の改良に取り組んだ(第 1.1.6 項; 米原 2014)。鉛直層の増強に合わせて、放射、 境界層、重力波、積雲対流、陸面の物理過程の改良を行 い、予測精度を向上した¹⁰。第 2 章及び第 3 章で述べ るように、鉛直層増強は物理過程の働きとも相互に関 係し合うものであり、これらの改良を適切に行い、予 測精度の向上を実現してきた。NAPS10 運用期間中に は、現在の 100 層から 128 層へと更に増強し、合わせ て物理過程の改良を行うことで、一層の予測精度向上 に努める。

(3) 水平高解像度化と物理過程の改良

天気予報や防災情報の支援のために、世界に先駆け て 2007 年 11 月に GSM の水平格子間隔を約 20 km と した (岩村 2008)。これ以来 10 年以上に渡り水平格子 間隔は変更していないが、第 1.2.2 項で示したように、 海外の数値予報センターでは既に 20 km よりも小さい 水平格子間隔の全球モデルを運用している。当庁にお いても、天気予報や防災情報の支援を強化するために、 高解像度で高精度の全球数値予報プロダクトが必要と されている。

NAPS10期間中のGSMの水平高解像度化は、約 13 kmの格子間隔にすることを目標としており、この 段階では静力学平衡を仮定するモデルの運用を続ける 予定である。その一方で、これまで1次格子を使用し て球面調和関数への変換を行ってきたが、表1.2.1にあ るようにECMWFでは水平高解像度化の際に、エリ アシングやそれに伴うスペクトラルブロッキングの問 題を回避するために3次格子の利用を開始した(Wedi 2014)。このことを鑑みて、当庁でも水平高解像度化に 合わせて高次格子を使用することも視野に開発に取り 組む。また、格子の配置や地形データの作成手法を見 直し、高解像度化に対応する植生被覆・土地利用や陸 水分布を適切に設定して、高解像度で高精度の全球数 値予報プロダクトが提供できるように取り組んでいく ことにしたい。

⁹ 12UTC 初期値の全球モデルの予報時間は 264 時間である。

¹⁰ この他、全球測位衛星システム (GNSS) 掩蔽観測データ利 用手法の改良、未使用であった衛星輝度温度データの利用、 地上 GNSS 天頂大気遅延量データの新規利用を合わせて実 施した。

1.2.4 全球モデルの将来展望

第1.2.1 項で触れたように、重点計画では、2030 年 に向けた数値予報技術の開発の方向性が示されている (気象庁 2018)。この重点計画では、4つの重点目標を掲 げているが、ここでは全球モデルと最も関わりの深い 「台風防災」に着目し、その内容を簡潔に紹介する¹¹。 この重点目標では、台風や前線に伴う大雨などの予測 精度を向上し、大規模風水害や高潮災害に対して、数 日前からの広域避難に関する防災行動の確実な実行を 可能にすることを目指しており、数値的な目標として 2030 年までに台風の3日先の進路予報誤差を現在の1 日先の誤差(約100 km)程度までに改善することを掲 げている。

台風の進路予報改善のためには、環境指向流と台風 の構造の両面から予測精度を向上する必要がある。前 者については、熱帯や中緯度の大気の流れの予測の改 善が求められている。特に、全球モデルの台風進路予 測には転向後の進行速度が遅いなどの傾向が見られる ため、上空の気圧の谷と台風との位置関係を改善する ことも課題と考えられる。後者については、台風の規 模や台風自身が生み出す流れなどの予測精度の向上が 重要である。また、台風に伴う大雨や風の予測につい ては、メソモデルによる予測精度が重要となるが、メ ソモデルへ境界条件を提供する全球モデルには、台風 の位置の正確な予測や水蒸気などの大規模場の予測精 度の向上が求められている。

これらの課題に取り組むために、全球モデルや全球 解析について以下の方向性をもって開発に取り組んで いく必要がある。

- より詳細な予測値をメソモデルへ引き継ぐために、 全球モデルの水平格子間隔を10kmよりも高解像 度化すること。
- 乱流、積雲対流、雲などに関する物理過程を抜本的に見直すこと。
- 運動量輸送に関連する物理過程を高度化すること。
- 水平・鉛直高解像度化とそのために必要な力学過程と物理過程及び両者の相互作用を改良すること。
- 人工知能 (AI) 技術を活用して、物理過程のパラ メータを最適化すること。
- ハイブリッド同化を導入すること。
- 高密度かつ高頻度な観測データを活用するために、
 観測誤差相関のある観測データを取り扱える手法
 を導入すること。
- 全球 10 km メッシュの高解像度海面水温データを 作成すると同時に、海水温に関する効果の取り扱い手法を精緻化すること。

この他、雲・降水域のマイクロ波・赤外放射輝度温度

データを利用することや、様々な観測データの利用方 法や品質管理手法の高度化に取り組んでいくことも重 要である。

これらの課題には、第 1.2.3 項で示しているように 既に具体的な開発計画を立てて開発に取り組んでいる ものもある。今後は、当庁だけでなく、大学等研究機 関や海外数値予報センターと一層連携を強化して開発 に取り組み、3 日先の台風進路予報誤差を約 100 km 程 度にまで改善するという野心的目標の達成に邁進して いきたい。

なお、重点計画には、「豪雨防災」に関する重点目標 もあり、線状降水帯の発生・発達の予測精度を向上し、 集中豪雨の可能性を高い確度で予測することで、早期 の警戒と避難を可能にすることを目指している。目標 達成のためには、局地数値予報システムの改良に取り 組む必要があるが、側面境界を通して全球モデルは間 接的に影響を与えている。集中豪雨の的確な予測のた めに、環境場の予測精度を向上させていく必要があり、 このことに留意して前述の開発課題に取り組む。

参考文献

- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 門脇隆志,2005: 全球4次元変分法.数値予報課報告・ 別冊第51号,気象庁予報部,100-105.
- 計盛正博,2011: 雲、雨の影響を受けたマイクロ波輝 度温度データの同化. 数値予報課報告・別冊第57号, 気象庁予報部,77-83.
- 気象庁, 2018: 2030 年に向けた数値予報技術開発重点 計画. 52pp.
- Lorenc, A. C., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP: a comparison with 4D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3183–3203.
- Malardel, S., N. Wedi, W. Deconinck, M. Diamantakis, C. Kühnlein, G. Mozdzynski, M. Hamrud, and P. Smolarkiewicz, 2015: A new grid for the IFS. *ECMWF Newsletter*, 146, 23–28.
- 室井ちあし, 2009: 概論. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 1–5.
- 坂本雅巳, 2018: 全球モデルの予報時間延長. 平成 30 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 5-6.
- Skamarock, W. C., 2004: Evaluating Mesoscale NWP Models Using Kinetic Energy Spectra. Mon. Wea. Rev., 132, 3019–3032.
- Wedi, N. P., 2014: Increasing horizontal resolution in NWP and climate simulations: illusion or panacea? *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, 372.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1–3.

¹¹ 重点計画では、「台風防災」の他に、「豪雨防災」「社会経 済活動への貢献」「温暖化への適応策」という重点目標を掲 げており、それぞれについて数値予報モデルの現状と課題の 分析、開発計画について示している。

2.1 鉛直層増強¹

2.1.1 はじめに

第1.1.6項で述べたように、GSM1403では大気全体 の鉛直構造の表現の精緻化や、人為的な上部境界の影 響の低減、衛星観測データのさらなる利用を目的に全 球モデルの鉛直層数を 60 から 100 に増強するととも に、モデルトップを 0.1 hPa から 0.01 hPa まで引き上 げた。

鉛直層増強にあたっては、モデルの表現が効果的に 向上するように、どの高度にどのくらいの層数を割り 当てるか、どこを重点的に高分解能化するかといった、 鉛直層配置を検討する必要がある。その際には、空間 離散化の精度向上によるモデルの表現を向上させつつ、 計算安定性にも配慮する必要がある。また、継続的に 鉛直層数増強や層配置の見直しを行っていくため、手 動での調整なしに、必要な場所に滑らかに鉛直層が自 動的に配置されるような層配置作成手法も重要となる。 さらに、層配置の見直しの効果を確認する基礎実験や、 さまざまな季節・事例での安定な実行の確認も必要と なる。

GSMを含む多くの数値予報モデルでは、上部境界条 件としてモデルトップでは鉛直速度を0とする(河野・ 荒波 2014, Wood et al. 2014, ECMWF 2018 など)。 これは、質量などの保存を考慮するためであるが、そ の一方で、大気に人工的な蓋をすることになるので、 下層から伝播してきた波が上部境界で反射することが 原理的に不可避である。そのため、実用モデルにおい ては、反射波を減衰させるため、偶数次の数値拡散を 適用する「スポンジ層」と呼ばれる領域をモデルの上 層に設置している。モデルトップの引き上げは、上部 境界を予測対象とする領域から遠ざけることを可能に する。これにあわせて、スポンジ層の適用領域につい ても下層から遠ざけつつ、上部境界からの反射の影響 が小さくなるように設定を見直す必要がある。

本節では上記の点を考慮して取り組んだ、GSM1403 における鉛直層増強に関連した力学過程の開発につい て解説する。第 2.1.2 項では、GSM における鉛直層配 置作成手法や、GSM1403 における鉛直層配置について 述べる。第 2.1.3 項では、理想実験による鉛直層増強の 効果の確認について述べる。第 2.1.4 項では、鉛直層増 強とあわせて実施した、スポンジ層の見直しについて 述べる。最後に第 2.1.5 項でまとめと今後の展望につい て述べる。以下では、GSM0711 から GSM1304 まで利 用されていた鉛直層配置を「60 層 GSM」、GSM1403 以降 2018 年 11 月現在まで利用されている鉛直層配置 を「100 層 GSM」と呼ぶ。

2.1.2 鉛直層配置

100 層 GSM では、第 2.1.1 項で述べたねらいが達成 できるよう、モデルトップの引き上げに数層使うこと、 対流圏から下部成層圏が全体的に高分解能化されるこ と、分解能が滑らかに変化することを考慮して鉛直層 配置を作成した。本項では、鉛直層配置作成の前提と なる GSM のモデル各層の気圧の計算方法やその制約、 GSM1403 で導入した鉛直層配置作成方法と、それを 用いた 100 層 GSM の鉛直層配置について述べる。

(1) GSM における、モデル各層の気圧の計算

GSM8911 以降、GSM のモデル各層における気圧の 計算手法は、Simmons and Burridge (1981) に基づい ている。この手法ではまず、ハーフレベルk - 1/2に おける気圧 $p_{k-1/2}$ [Pa] を以下のように決める²。

$$p_{k-1/2} = A_{k-1/2} + B_{k-1/2} p_s \tag{2.1.1}$$

ここで、 $A_{k-1/2}$ [Pa], $B_{k-1/2}$ (0–1) は各層に設定された 定数、 p_s [Pa] は地上気圧である。各層の層厚 Δp_k [Pa] は以下で表される。

$$\Delta p_{k} = p_{k-1/2} - p_{k+1/2}$$

$$= (A_{k-1/2} - A_{k+1/2})$$

$$+ (B_{k-1/2} - B_{k+1/2}) p_{s}$$
(2.1.2)

ハーフレベルの気圧を用いて、フルレベルの気圧を以下の通り計算する³。

$$p_k = \exp\left(\frac{p_{k-1/2}\log p_{k-1/2} - p_{k+1/2}\log p_{k+1/2}}{\Delta p_k} - 1\right)$$
(2.1.3)

したがって、鉛直層配置は各ハーフレベルにおける A, B を決定することに帰着する。

A, Bは任意に決めることはできず、以下のような 要件と制約を考慮して設定される。ひとつは地形の効 果の扱いに関する要件である。GSM では、地形の効果 を扱いやすくするため、下層では鉛直座標が地表面に 沿い、 σ (= p/p_s)座標に近くなるようにしている。一 方、地形に沿った鉛直座標が上層まで影響し、空間離 散化の誤差が拡大することを避けるため、上層では気 圧座標に近い、または完全に気圧座標になるようにす る。したがって、Aは下層ほど、Bは上層ほど0に近 い、または完全に0になることが求められる。

また、静力学モデルの場合、ある高度での気圧はそ れより上の大気の質量に比例するため、気圧は高度に

² GSM の力学過程における物理量の単位は SI 系に基づいて おり、気圧の単位も気象分野の慣例と異なり、Pa を用いる。 本節の以下の記述で気圧の具体的な数値を示す場合は、慣例 に沿い、hPa を用いる。

³ 例外として、 k_{\max} をモデル最上層のフルレベルとすると、 $p_{k_{\max}} = \frac{1}{2} p_{k_{\max}-1/2}$ とする。

¹ 氏家 将志

対する単調減少関数でなければならない。したがって

$$\Delta p_k = (A_{k-1/2} - A_{k+1/2}) + (B_{k-1/2} - B_{k+1/2}) p_s > 0$$
(2.1.4)

が、現実的な p_s の範囲⁴で成り立つことが、A, Bに 対する制約となる。

(2) 鉛直層配置作成手法

100 層 GSM における *A*, *B* は、Kawai et al. (2013) による手法で計算された。この手法は、以下の 3 ステッ プで構成される。

- (a) 指定する層番号とその層での気圧の情報を外部から与え、フィッティングにより鉛直層番号と気圧の関係を多項式で作成する。
- (b) (a) を基に、層厚が滑らかに変化するように鉛直 層番号と気圧の関係を修正する。
- (c) σ 座標から気圧座標へ遷移する気圧の情報を与え、 それを基に A, B を決定する。

 $A, B の作成に必要な情報は、「8 点以上の層番号と対応する気圧 <math>p_{k-1/2}$ の組み合わせ」、「代表気圧 p_s 」「気圧座標への移行を開始する気圧 p_{max} 、気圧座標に完全に移行する気圧 p_{min} 、移行の中間の気圧 p_{mid} ($p_{min} < p_{mid} < p_{max}$)」である。これらを入力することで、指定した領域に必要な数だけの層が割り当てられ、かつ、層厚が滑らかになるような A, B が一意に決定できる。

(a) について、まず鉛直層番号 k と、k - 1/2 における気圧 $p_{k-1/2}$ の対数 $(\log p_{k-1/2})'$ を、kに関する 8 次の多項式で表す。

$$(\log p_{k-1/2})' = \log p_s + \sum_{i=1}^{8} e_i (k-1)^i$$
 (2.1.5)

ここで e_i はフィッティングの係数である。 e_i を最小二 乗法で決定するため、8 点以上の $(k, p_{k-1/2})$ の組み合 わせを与える。下層から上層まで、8 点以上の組み合 わせを与えることで、「どの高度にどの程度層数を割り 振るか」を大まかに決めることができる。

(b) について、対数気圧で見た層厚 ($\Delta \log p_k$)"を、 k_{\max} をモデル最上層のフルレベルとして、kに関する 6 次の多項式で表す。

$$(\Delta \log p_k)'' = \log p_{k_{\max}-1/2} + \sum_{i=1}^{6} d_i \left(k - (k_{\max}-1)\right)^i \quad (2.1.6)$$

フィッティング係数 d_i を決定するためのサンプルは (2.1.5) 式から、

$$(\Delta \log p_k)'' = (\log p_{k-1/2})' - (\log p_{k+1/2})'$$
(2.1.7)

を計算することで作成する。さらに、 $p_{1/2}$ が p_s と等し くなることを保証するため

$$(\Delta \log p_k) = \alpha (\Delta \log p_k)'' \tag{2.1.8}$$

$$\alpha = \frac{\log p_s - \log p_{k_{\max} - 1/2}}{\sum_{k=1}^{k_{\max} - 1} (\Delta \log p_k)''}$$
(2.1.9)

で定義される係数 α を乗じたものを $\Delta \log p_k$ とする。 このように、層厚について連続関数でフィッティング することで、層厚を滑らかに変化させることが可能に なる。

(c) について、 σ 座標から気圧座標への遷移の度合い は「AB比」と呼ばれる量 μ (0–1) で定義する。 μ の定 義式は以下の通りである。

$$\mu = \frac{A}{A + Bp_0} \tag{2.1.10}$$

ここで $p_0 = 1000$ hPa である。 μ は0から1の値をと り、 μ が大きいほど気圧座標に近くなっていることを 表す。 p_{mid} は $\mu = 0.5$ となる気圧で定義する。 $\mu = 1, 0$ のときはそれぞれ B = 0, A = 0 であるため、気圧座 標、 σ 座標に完全に移行していることを意味する。 μ が 1から 0.5 まで変化する区間と、 μ が 0.5 から 0 まで変 化する区間に分割し、それぞれを気圧の対数に関する 3次多項式で表す。

$$\mu = \begin{cases} 1 & p < p_{\min} \\ \sum_{i=1}^{3} a_{i} \left(\log p - \log p_{\min} \right)^{i} + 1 & p_{\min} \leq p < p_{\min} \\ \sum_{i=1}^{3} b_{i} \left(\log p - \log p_{\max} \right)^{i} & p_{\min} \leq p < p_{\max} \\ 0 & p \geq p_{\max} \end{cases}$$
(2.1.11)

ここで、未知数は6つであるため、条件が6つ必要に なる。 $p = p_{\min}, p_{\max}$ でそれぞれ微分が0になること、 $p = p_{\min}$ で μ が0.5になること、及び2階微分まで連 続であるという条件から、 a_i, b_i を一意に決定するこ とが可能になる。

(3) 100 層 GSM の鉛直層配置

,

100 層 GSM では、表 2.1.1 の設定でA, B を作成した。気圧座標への移行を開始する気圧 p_{max} は代表気圧 p_s と同じ 1000 hPa とした。このことで、第 2 層目から σ 座標から気圧座標への遷移が始まる。60 層 GSM では 940 hPa までは完全に σ 座標であったが、100 層 GSM では、それよりも下層から気圧座標への遷移を開始させ、地形の勾配が存在するところでの微分の数値 誤差の減少を狙っている。完全に気圧座標になる気圧

⁴ 100 層 GSM においては、少なくとも p_s が 1100 hPa から 330 hPa 程度の範囲で (2.1.4) 式が成り立つことを確認して いる。

 p_{\min} は、60 層 GSM を踏襲し、60 hPa とした。本来 は、より低い高度で気圧座標に完全に移行させるほう が計算誤差の観点から望ましい。一方、低い高度で気 圧座標に完全に遷移させると、高度の高いところで層 厚が薄くなりすぎることがある。層厚が薄くなりすぎ ることによる計算安定性への悪影響を避けるため、60 層 GSM とほぼ同じ高度で気圧座標に完全に移行する ように設定した。100層GSMの対流圏、成層圏におけ る層数を 60 層 GSM と比較した表を 表 2.1.2 に示す。 大気全体の表現向上のため、ほぼ全ての領域で層数を 増加させている。特に、対流圏上層から下部成層圏に 多くの層数を割り当てている。100層 GSM は、60層 GSM のモデルトップである 0.1 hPa から上層では、4 層が追加されている。地上気圧が1000 hPaの時の各層 における層厚を Δp 、及び T = 300 K の等温大気を仮 定して、層厚を高度 Δz [m] で示したものが 図 2.1.1 で ある。100 層 GSM の層配置は、60 層 GSM に対して、 ほぼすべての層で高分解能化されている。特に、対流 圏から下部成層圏(1000 hPa から 10 hPa) で高分解 能化されており、Δz で見て、分解能が倍近くになって いる箇所も見られる。また、モデル最下層フルレベル の地表面からの高度は、地上気圧が1000 hPa、気温が 300 K とすると、60 層 GSM で約 13 m、100 層 GSM で約8mとなる(図略)。60層GSMは手動でA,Bを 調節した箇所があるため、Δp が単調変化せずに不連 続な箇所が見られるが、100層GSMは滑らかに層厚 が変化している。参考として、GSM と同じ鉛直座標を 採用している ECMWF の全球モデルである IFS の設 定⁵と比較すると、100 層 GSM の鉛直分解能は、91 層 IFS (2006 年 2 月から 2013 年 6 月まで利用。2018 年11月現在もアンサンブル予報システムで利用)と 137 層 IFS(2013年6月以降、2018年11月現在まで 利用)の間にあり、層数の増加と大気全体の高分解能 化が対応している。

(4) 積分時間間隔の決定

60 層 GSM では、TL959 の積分時間間隔は 600 s で あった。100 層 GSM では層数が約 1.5 倍になるため、 モデルの安定な実行のために、積分時間間隔を 60 層 GSM より小さく取った。積分時間間隔は、計算安定性 に悪影響を及ぼさない範囲でできるだけ長く取ること、 計算結果の出力時間間隔の要請から 3600 s (1 時間)の 約数であることを条件に検討した。積分時間間隔を決 定するため、第 2.1.2 項 (3) で作成した鉛直層配置で、 水平解像度 TL959、鉛直 100 層(以下、TL959L100 と 呼ぶ)での、安定性確認テストを多数の初期値で行っ た。様々な季節や事例での安定動作の確認のため、1 年 分の初期値を用いてテストを行った。特に、台風周辺

表 2.1.1 100 層 GSM の層配置作成における、入力パラメータ

層番号	気圧 [hPa]		
1	1000.0		
2	998.0		
3	995.0		
4	991.0		
5	986.0		気圧 [hPa]
10	940.0	p_s	1000.0
19	800.0	$p_{\rm max}$	1000.0
28	600.0	$p_{\rm mid}$	400.0
40	300.0	p_{\min}	60.0
57	100.0		
79	10.0		
90	1.0		
97	0.1		
100	0.02		

表 2.1.2 地上気圧を 1000 hPa としたときの 60 層 GSM と 100 層 GSM におけるフルレベル層数の比較。

	100 層 GSM	60 層 GSM			
モデルトップ	$0.01 \mathrm{hPa}$	$0.1 \mathrm{hPa}$			
1000–850 hPa	16	11			
850–200 hPa	33	20			
200–70 hPa	14	6			
70–10 hPa	19	9			
10–1 hPa	9	10			
1–0.1 hPa	5	4			
0.1–0.01 hPa	4	-			

等での強い収束・発散に伴い鉛直保存セミラグランジュ 法 (Yukimoto et al. 2011)の計算過程で発生する負の 層厚の修正 (田宮 2009)の発生頻度や、それに伴う計 算安定性の低下に注意した。安定性確認テストの結果、 1 年を通じて安定に TL959L100 の GSM を実行でき、 かつ、条件を満たす積分時間間隔として、400 s が選択 された。

2.1.3 理想実験による、鉛直層増強の効果の確認

新たに作成された鉛直層配置が、空間離散化精度の向 上を通じてモデルの表現能力を向上させているかを確 認するため、力学過程のみでの理想実験を行った。行っ た実験は、気圧傾度力の数値誤差の診断、Jablonowski and Williamson (2006)の定常解維持実験の2つであ る。いずれも厳密解が存在するケースであり、誤差を 定量的に評価することが可能である。

(1) 気圧傾度力の数値誤差の診断

等温位大気における気圧傾度力が厳密に0になるこ とを利用して、気圧傾度力の数値誤差を定量化する。 この診断では、ある1地点における気圧や標高の勾配、

⁵ IFS の鉛直層配置作成手法は論文等にはなっていな いが、層配置自体は過去の設定も含めて ECMWF の ホームページ (https://www.ecmwf.int/en/forecasts/ documentation-and-support) で公開されている。



図 2.1.1 地上気圧を 1000 hPa としたときの、(左)気圧でみた層厚 Δp [hPa]、(右) 300 K の等温大気を仮定した時の高度で みた層厚 Δz [m] の鉛直プロファイル。実線の色はそれぞれ、緑:60 層 GSM、赤:100 層 GSM、青:91 層 IFS、紫:137 層 IFS。IFS の鉛直層配置は、ECMWF のホームページで公開されている情報 (https://www.ecmwf.int/en/forecasts/ documentation-and-support)を基に作成した。

温位を外部から与え、気圧傾度力の鉛直プロファイル を計算する。鉛直1次元での診断であり、モデルによ る時間積分は行わない。乾燥大気におけるプリミティ ブ方程式系では、気圧傾度力 F_{pgrad} [m s⁻²] は以下の 式で表される。

$$\boldsymbol{F}_{\text{pgrad}} = -\nabla_p \Phi = -\nabla_\eta \Phi - \frac{R_d T}{p} \nabla_\eta p \qquad (2.1.12)$$

ここで*T*, Φ , R_d はそれぞれ気温 [K]、ジオポテンシャ ル [m² s⁻²]、乾燥大気の気体定数 [J kg⁻¹ K⁻¹] であ る。 ∇ の下付き添え字のp, η はそれぞれ、気圧面、モ デル面に沿って水平微分を行うことを示す。 η はモデ ル面であり、地表面で 1、大気上端で 0 となる単調関 数である。静力学平衡の関係から Φ は、 Φ_s を地表面 のジオポテンシャルとすると

$$\Phi = \Phi_s + \int_p^{p_s} R_d T d\ln p \tag{2.1.13}$$

となる。等温位大気 ($\theta_0 = const.$) のように気温 T が 気圧 p のみの関数である場合、 $\Phi = b p$ のみの関数とな り、(2.1.12) 式も 0 となる。

GSM が採用している Simmons and Burridge (1981) の手法では、k層目の気圧傾度力 $F_{\text{pgrad},k}$ は、 Φ_s , T, p_s の水平勾配を用いて以下のように離散化される 6。

$$\boldsymbol{F}_{\text{pgrad},k} = -\nabla_{\eta} \Phi_{s} - \sum_{l=1}^{k-1} R_{d} \ln\left(\frac{p_{l-1/2}}{p_{l+1/2}}\right) \nabla_{\eta} T_{l}$$
$$- \sum_{l=1}^{k-1} R_{d} T_{l} \left(\frac{B_{l-1/2}}{p_{l-1/2}} - \frac{B_{l+1/2}}{p_{l+1/2}}\right) \nabla_{\eta} p_{s}$$
$$- \alpha_{k} R_{d} \nabla_{\eta} T_{k} - R_{d} T_{k} \frac{B_{k-1/2}}{p_{k-1/2}} \nabla_{\eta} p_{s}$$
(2.1.14)

ここで α_k は

$$\alpha_{k} = \begin{cases} 1 - \frac{p_{k+1/2}}{\Delta p_{k}} \ln\left(\frac{p_{k-1/2}}{p_{k+1/2}}\right) & k \neq k_{max} \\ \ln 2 & k = k_{max} \end{cases}$$
(2.1.15)

である。等温位大気の場合、 T_k は p_k と θ_0 から与える ことが可能である。また、地表面のジオポテンシャル の勾配を

$$\nabla \Phi_s = -\frac{R_d T(p_s)}{p_s} \nabla p_s \tag{2.1.16}$$

のように計算することで、ある地点における地上気 E p_s 、 Φ_s の勾配 $\nabla \Phi_s$ 、 温位 θ_0 の 3 つのパラメー タから (2.1.14) 式の計算が可能となる。以下では、気 圧傾度力の東西成分の誤差 e [m/s] は、経度 λ [rad]、 緯度 ϕ [rad]、地球の半径 $a = 6.371 \times 10^6$ m, $f = 10^{-4}$ s⁻¹, cos $\phi = 1$ として、

$$e = -\frac{1}{fa\cos\phi} \left[\frac{R_d T}{p}\frac{\partial p}{\partial\lambda} + \frac{\partial\Phi}{\partial\lambda}\right]_k$$
(2.1.17)

⁶ この離散化は GSM1603 までの手法と同じだが、第 2.2.1 項 (3) で示すように、GSM1705 では異なる離散化手法を採 用している。



図 2.1.2 (左) (2.1.17) 式で定義された、気圧傾度力誤差 [m/s] の鉛直プロファイル。(右) (左) と同じ、ただし、描画範囲 は 1000 hPa から 100 hPa まで。与えたパラメータは、 $p_s = 1000$ hPa, $\frac{\partial \Phi_s}{\partial \lambda} = a \ g \times (10 \ m)/(1 \ km), \theta_0 = 300 \ K_o$ 実線の 色はそれぞれ、緑:60 層 GSM、赤:100 層 GSM、青:91 層 IFS、紫:137 層 IFS。

のように風速の次元で定義する。

図 2.1.2 は、 $p_s = 1000$ hPa, $\frac{\partial \Phi_s}{\partial \lambda} = a g \times (10 \text{ m})/(1 \text{ km})$, $\theta_0 = 300$ K とした場合の e の鉛直 プロファイルを示す。ここで $g [\text{m s}^{-2}]$ は重力加速度で ある。(2.1.14) 式のように、離散化された気圧傾度力 は下層からの鉛直積算の項を含む。そのため、下層に 数値誤差が存在するとその影響は上層にも現れる。等 温位大気実験では、大気下層では e は正の値を持ち、 上層に行くにつれ減少し、対流圏上層で負の値となる。 さらに上層に行くにつれ、負の値が拡大するが、鉛直 座標が気圧座標に完全に移行すると、誤差は一定の値 となる⁷。

気圧傾度力の誤差の大小を異なる層設定間で比較す る。まず、60 層 GSM に対して、100 層 GSM では全 層にわたって気圧傾度力を大きく減少させている。特 に 100 hPa 付近を中心とした、対流圏上層から下部成 層圏での誤差の減少が顕著である。このことは対流圏 上層で 100 層 GSM の層数が 60 層 GSM に対して増 強されていることと関連している。前述の通り、対流 圏での気圧傾度力誤差の減少は成層圏にも影響するた め、約 60 hPa より上層においても、100 層 GSM の気 圧傾度力誤差の 60 層 GSM に対する減少は維持されて いる。また、100 層 GSM は 91 層 IFS に対して、全層 にわたって誤差が小さく、137 層 IFS に対しては誤差 が大きい。このことから、鉛直層数やその配置が気圧 傾度力の離散化の精度に大きく影響しており、鉛直層 数の増強は確実に誤差を減少させていると言える。



図 2.1.3 Jablonowski and Williamson (2006) の平衡解維 持実験で与える、帯状平均の (a) 東西風速 [m/s]、(b) 地 上のジオポテンシャル [m² s⁻²]、(c) 気温 [K]、(d) ジオポ テンシャル高度 [km]。(a), (c), (d) の縦軸は気圧 [hPa]。

(2) Jablonowski and Williamson (2006)の平衡解の 維持実験

この実験では、3次元大気における不安定な平衡状態 にある初期場を与え、モデルがどれだけその平衡解を 維持できるか確認する。したがって、モデルの誤差は、 初期場からの差で定量化できる。初期場は Jablonowski and Williamson (2006)の2章(a)で示されているよ うな、帯状一様かつ、プリミティブ方程式系のもとで 平衡状態にある場を与える(図 2.1.3)。中緯度を中心 に大きな気温の南北傾度や、それに対応するジェット が存在していることからわかるように、現実大気の構 造をある程度模したものであり、傾圧不安定な場であ

⁷ 等温位大気では、気圧座標に完全に移行すると $\frac{\partial T_k}{\partial \lambda} = 0$ となる。ある層 k_p より上で B = 0となるとすると、それより上の気圧傾度力は鉛直一様になることが (2.1.14) 式からも示せる。



図 2.1.4 Jablonowski and Williamson (2006)の平衡解維 持実験における、東西風速の帯状平均値の l₂ 誤差 [m/s] の時系列。実線の色の違いはそれぞれ水平解像度、鉛直解 像度の違いを表し、赤:TL63L60、緑:TL63L100、青: TL319L60、紫:TL319L100を表す。赤実線と青実線、緑 と紫の実線はほぼ重なっている。

る⁸。図 2.1.4 は以下の式で示される、東西風の帯状平 均場 \overline{u} [m/s] の l_2 誤差の時系列を示したものである。

$$l_2(t) = \left[\frac{\int_{-1}^1 d(\sin\phi) \int_0^{p_s} (\overline{u}(t) - \overline{u}(t=0))^2 dp}{\int_{-1}^1 d(\sin\phi) \int_0^{p_s} dp}\right]^{\frac{1}{2}}$$
(2.1.18)

水平解像度は TL63, 319 の 2 種類、鉛直層配置は 60 層 GSM、100 層 GSM の 2 種類の実験結果を示している。 積分時間間隔はいずれも 1200 s である。鉛直解像度の 違いによる誤差の違いが明瞭にあらわれており、100 層 GSM は 60 層 GSM に対して *l*₂ 誤差を大きく減少させ ている。水平解像度による誤差の違いは、鉛直のそれ に比べて小さく、図 2.1.4 では、グラフが重なるほど水 平解像度による差は小さい。全球規模の流れの維持に おいて鉛直層の違いの影響は大きく、100 層 GSM は 60 層 GSM に対して、大気の表現の精度を向上させて いることが示された。

これらの理想実験から、GSM1403 で作成された鉛 直層配置は、空間離散化誤差を 60 層 GSM よりも減少 させており、鉛直高分解能化の効果を発揮できること が確かめられた。

2.1.4 スポンジ層の再設定

GSM1403 では鉛直層増強を契機に、対流圏及び成 層圏の予測精度向上や、成層圏に感度のある衛星観測 データの利用拡大を目的に、スポンジ層としての数値 拡散の見直しを行った。

(1) 上部境界条件とスポンジ層

GSM では、上部境界条件として大気上端では鉛直速 度をゼロとしている。これによって、連続系では全球 積算した質量は保存する⁹。その一方で、現実にはな い境界条件を課すことになるため、現実にはない大気 上端からの反射波が存在するようになる。これは、大 気に人工的な蓋をすることに相当する。*p*,*w* をそれぞ れ、気圧、鉛直速度とし、また、 \overline{A} と A'を変数 Aの 基本場とそこからの摂動(波動)とすると、波動のエ ネルギーフラックスは $\overline{p'w'}$ となり (Lindzen 1990)、大 気上端で鉛直速度が0という境界条件では、 $\overline{p'w'}=0$ となる。Eliassen and Palm (1961) などによる解析を 適用すると、 $\overline{p'w'} = 0$ は、下層からの入射波と上端で の反射波が打ち消し合うことで実現されることが示さ れる。つまり、鉛直速度を大気上端で0にすると、下 層から伝播してきた波が上部境界で反射することが原 理的に避けられない。大気の密度の小さい上端からの 反射波が密度が大きい下層に伝わる段階では、その振 幅自体は小さくなる。しかし、反射の影響を無視はで きない。

反射波が存在しない上部境界条件として、モデルトッ プでエネルギーフラックスが連続になるという、開放境 界条件または無反射境界条件 (Bougeault 1983; Klemp and Durran 1983 など)を適用するモデルも存在する。 しかし、密度の変化や地球の回転等を考慮した、数学 的に厳密に無反射となる境界条件を設定することは難 しい。数値予報モデルや気候モデルといった実用モデ ルにおいては、反射波を減衰させる簡便な手法として、 偶数次の数値拡散を適用する「スポンジ層」と呼ばれ る領域をモデルの上層に設置することが一般的である。

(2) GSM1403 におけるスポンジ層の設定の変更

GSM1403 より前の GSM では、4 次の数値拡散を 100 hPa より上層で強化する形でスポンジ層を設定し ていた。具体的には、巻末付録 A.2.7 で示す、4 次の拡 散係数 $K_{4\text{th}}$ [m² s⁻¹] に、以下の式で与えられる強化 係数 e_h を掛けていた。

$$e_h(p) = \min\left[\max\left[50\frac{\ln\frac{p_1}{p}}{\ln p_1}, 1\right], 50\right]$$
 (2.1.19)

ここで、max, min はそれぞれ最大値、最小値を取る関数、pは地上気圧が 1000 hPa のときのフルレベルの気圧、 p_1 は拡散係数強化を開始する気圧で 100 hPa に設定されていた。 e_h は上層ほど大きくなり、最大値は50 である。一方、4 次拡散のような高次の拡散は、エイリアシング(第 2.2.1 項(1))に伴うノイズのような切断波数付近の小スケールの成分を選択的に減衰させることを主な目的としている。そのため、下層から成層圏に鉛直伝播する内部重力波(山岳波等)のような、

⁸ 実際、中緯度に微小擾乱を与えると、傾圧不安定波動が発 生する。この波動の振る舞いを確認することも Jablonowski and Williamson (2006)のテストケースに含まれているが、 解析解が存在しないため、誤差を定量化できない。そのため、 本節では平衡解維持実験の結果のみ議論する。

⁹ 離散化後も保存性を保証させるためには、保存スキームの 利用が必要である。



図 2.1.5 山岳波実験における 1000 hPa から 0.1 hPa までの鉛直風 [m/s] の分布。(a) 数値拡散なし、(b)4 次拡散強化、(c)2 次拡散。モデルの解像度は切断波数 42 鉛直 60 層、積分時間間隔は 1200 s とした。山の形状は半値幅 15°のベル型地形とし、高さは 1 m。基本場として、30 m/s の鉛直一様な水平風、300 K の等温大気を与えた。スポンジ層の適用を開始する気圧は 4 次拡散、2 次拡散でそれぞれ、100 hPa、5 hPa。波数 106 に対する緩和時間の最大値はそれぞれ、7.2/50 時間、7.2/200 時間とした。

モデルが解像するスケールの波に伴う反射波を十分減 衰させることは難しい。内部重力波の反射を軽減させ るスポンジ層としては、低次の拡散を利用することも ある。Klemp and Lilly (1978)では、2次の拡散を水平 風に適用して反射波を減衰させた。また、近年の数値 予報モデル、例えば、米国のコミュニティメソスケー ルモデル WRF や、英国気象局の全球・領域統一モデ ル Unified Modelでは、スポンジ層としての拡散を鉛 直速度に対する0次の拡散、つまり減衰項の形で定式 化している (Klemp et al. 2008; Wood et al. 2014)。

GSM1403 以降では、100 hPaより上層での4次拡 散の強化を停止し、スポンジ層としての役割は2次拡 散が担うように数値拡散の定式化を変更した(巻末付 録 A.2.7)。GSM では、鉛直速度は予報変数ではない ため、鉛直速度に関連する予報変数である水平発散に ついて2次拡散を適用する。2次拡散は、30 hPaより 上層で適用する¹⁰。プロファイルは Klemp and Lilly (1978) に倣って、上層に行くほど徐々に強くなるよう にする。これは、急激に拡散を強めることで、新たな 大気の蓋が生じることを避けるためである。2次拡散 の計算は、波数空間で4次拡散と同時に計算する。そ のため、2次拡散導入に伴う追加の計算は係数の計算 程度であるため、計算時間への影響はほとんど無い。

(3) インパクト

拡散の次数による反射波の影響の違いを確認するた め、東西--鉛直に関して2次元化した、GSMの力学過 程に準拠したプリミティブモデル¹¹による山岳波の数 値実験を行った。実験は、Keller (1994)を参考に線形 解析解が計算できる設定とし、比較用の線形解析解は

11 ただし、移流はオイラーで計算している。

開放境界条件で計算した。線形解析解と数値解との比較を可能にするため、山の高さは低くし、微小振幅の山岳波を励起するようにしている。結果を図 2.1.5 及び図 2.1.6 に示す。

静力学平衡が成り立っている場合、理論的には線形山 岳波は鉛直方向にのみ伝播し、東西に波が伝播するこ とはない (Keller 1994)。また、鉛直速度の軸は風上か ら風下に向かって、上から下に傾く。しかし、図 2.1.5 で見られるように、拡散がない場合の数値解では、山 の直上では傾きをもたない鉛直流の構造が見られ、理 論的な山岳波の構造と整合しない。さらに、風下と風 上にも波が現れている。これらは、下層からの山岳波 とその反射波が重なり合うことで形成されているもの である。また、予報時間ごとに見ると、モデル上端か ら東西や下層方向に波が伝播する様子も見られる(図 略)。その影響は弱いながら下層にも現れており、鉛 直速度について、0 m/s の等値線が広範囲に渡って波 打っている様子が対流圏まで見られる。また、4 次拡 散強化を適用した場合は、拡散がない場合に比べて鉛 直速度の振幅は小さい。しかし、基本的な構造は拡散 のない場合の数値解と同じである。したがって、モデ ルが解像する内部重力波の反射に対しては、スポンジ 層としての4次拡散強化の効果は限定的であると言え る。2次拡散を適用した場合は、モデル上端付近では 振幅の減衰が大きいものの、下層では反射波に伴う構 造がほとんど見られない。また、2次拡散適用時の山 岳波について、ほぼ定常状態に達した後の数値解は反 射波がほとんど見られないだけでなく、開放境界条件 での線形解とも整合していることが図 2.1.6 から見て 取れる¹²。このことから、スポンジ層として2次拡散 を適用することで、開放境界条件による解を模すこと が可能であると言える。

¹⁰ 第 2.1.4 項 (3) の実験結果では、5 hPa より上層で適用した結果を示しているが、GSM1403 運用時は、より広い範囲で反射波を減衰させるため経験的に 30 hPa とした。しかし、スポンジ層としての 2 次拡散のインパクトは定性的には同じである。

¹² なお、拡散がない場合、4 次拡散を適用した場合の山の直 上での鉛直速度のプロファイルは、固定端を仮定した場合の 山岳波の線形定常応答解と整合する。



図 2.1.6 山岳波実験における 1000 hPa から 1 hPa までの鉛 直風 [m/s] の分布。(a)2 次拡散、(b) 線形定常解。実験設 定は図 2.1.5 と同じだが、等値線の間隔を細かくしている。

GSM1304 をベースとした 60 層 GSM での、スポン ジ層の設定を見直した解析予報サイクル実験の結果に ついて、図 2.1.7 で示す。スポンジ層の設定は、CNTL は4次拡散強化、TEST は発散に2次拡散の適用であ る。TEST では、反射波の軽減により対流圏から成層 圏でのスコアの改善が見られる。また、対流圏上部か ら成層圏に感度のピークがある AMSU-A のチャンネル 9 (約 100 hPa にピーク)からチャンネル 13 (約 5 hPa にピーク)の利用データ数増加、輝度温度の第一推定 値や解析値の対観測値誤差の減少が見られた。このイ ンパクトはスポンジ層としての2次拡散を導入した効 果が主であり、4次拡散強化の廃止の影響は小さい。低 次の拡散を適用することで成層圏の場が平滑化される ことが懸念されたが、成層圏の極渦の強さの再現性や、 成層圏突然昇温事例について、スポンジ層の設定変更 前と同程度に再現されていることを確認した(図略)。

2.1.5 まとめと今後の展望

GSM1403 では全球モデルの鉛直層数を 60 から 100 に増強し、モデルトップを 0.1 hPa から 0.01 hPa まで 引き上げた。鉛直層増強の基礎となる力学過程の開発 においては、鉛直層配置の作成手法の確立、スポンジ 層の再設定、安定性確認試験、理想実験による精度の



図 2.1.7 2012 年 1 月の解析予報サイクル実験による、(左) 高度場の各指定気圧面(縦軸)、各領域(横軸)での、1 日予報から9日予報までの対初期値の二乗平均平方根誤 差(RMSE)の改善率[%]。改善率は $CNTL_n$, $TEST_n を$ それぞれ CNTL, TEST の n 日予報の RMSE として、 $\frac{1}{9}\sum_{n=1}^{9}$ ($CNTL_n - TEST_n$)/ $CNTL_n \times 100$ で定義され る。GL, NH, TR, SH はそれぞれ、全球、北半球、熱帯、 南半球を表す。(中) NOAA19 号搭載の AMSU-A による 輝度温度観測について、同化された観測数、(右) AMSU-A の輝度温度に対する(実線)第一推定値、(点線)解析値 の改善率[%]。(中)及び(右)の縦軸はチャンネルの番 号を表し、番号が大きいほど感度のピークが上層にある。 CNTL と TEST の違いは、スポンジ層としての拡散の適 用方法の違いで、CNTL: 4 次拡散強化、TEST: 発散に 2 次拡散適用。

確認などを行い、鉛直層増強による大気の表現能力向 上の基盤づくりを行った。

モデルトップの引き上げは、放射過程の改良(第3.3.2 項、第3.3.5項(2))や、非地形性重力波スキームの導入(第3.4.2項)といった成層圏に関連する物理過程 の改良につながった。また、GNSS 掩蔽観測の利用高 度化(大和田 2015)や成層圏に感度を持つ AMSU-Aの チャンネル14による輝度温度データの利用開始(米原 2014)といった、衛星観測データ利用の拡大も可能にし た。なお、鉛直高分解能化は物理過程の見直しの契機 にもなり、望ましくない鉛直分解能依存性の解消(第 1.1.6項(3)、第3.1.4項(2))や高分解能化の効果を引 き出すための改良を通じ、本報告の第3章以降で述べ る、GSM1403, GSM1603 及び GSM1705 での物理過 程の大規模な変更にもつながった。

気象庁では、平成30年6月5日より、第10世代スー パーコンピュータシステム(以下、NAPS10)の運用 を開始した。NAPS10ではGSMの鉛直層数を現在の

100 層から 128 層(以下、128 層 GSM)に増強するこ とを計画しており、GSM での大気の表現能力のさらな る向上を狙っている。モデルトップは 0.01 hPa から変 更しないため、層数の増加分はすべて大気の鉛直高分 解能化に割り当てられる。鉛直高分解能化と同時に物 理過程の改良に取り組む予定であり、物理過程改良の 基盤となる 128 層 GSM の鉛直層配置の検討が必要と なる。鉛直高分解能化は、鉛直スケールの小さい現象、 例えば雲や逆転層、重力波の表現の向上 (Bauer et al. 2013)、薄い下層雲の表現の向上 (Vosper 2015, Milton 2015) などをもたらすことが主要な数値予報センター における、近年のモデル開発の成果報告の中で言及さ れている。これらの現象や台風に関わる過程等へのイ ンパクトに注目しつつ、開発を進める。128 層 GSM の 開発はすでに始められており、2018年11月現在、鉛 直層配置の候補やスポンジ層の再設定の検討やテスト を行っている段階である。GSM1403における力学過 程の開発の経験は 128 層モデルの開発にも活かされて おり、鉛直層配置の候補作成や、スポンジ層の再検討、 理想実験の実施といった基礎開発の場面で、本節で記 述した手法が用いられている。

参考文献

- Bauer, P., E. Andersson, and D. Richardson, 2013: New model cycle 38r2. ECMWF Newsletter, 136, 8.
- Bougeault, P., 1983: A Non-Reflective Upper Boundary Condition for Limited-Height Hydrostatic Models. Mon. Wea. Rev., 111, 420–429.
- ECMWF, 2018: Part III: Dynamics and Numerical Procedures. *IFS Documentation—Cy45r1*, 1–31.
- Eliassen, A. and E. Palm, 1961: On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geofys. Publ.*, 22, 1–23.
- Jablonowski, C. and D. L. Williamson, 2006: A baroclinic instability test case for atmospheric model dynamical cores. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, 2943–2975.
- Kawai, H., H. Yonehara, and M. Ujiie, 2013: Vertical Layer Placement in the Eta Coordinate for Models with a High Model Top. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 3.3–3.4.
- 河野耕平, 荒波恒平, 2014: 側面・上部境界条件. 数値 予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 57-61.
- Keller, T. L., 1994: Implications of the Hydrostatic Assumption on Atmospheric Gravity Waves. J. Atmos. Sci., 51, 1915–1929.
- Klemp, J. B., J. Dudhia, and A. D. Hassiotis, 2008: An Upper Gravity-Wave Absorbing Layer for NWP Applications. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3987–4004.

- Klemp, J. B. and D. R. Durran, 1983: An Upper Boundary Condition Permitting Internal Gravity Wave Radiation in Numerical Mesoscale Models. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 430–444.
- Klemp, J. B. and D. K. Lilly, 1978: Numerical Simulation of Hydrostatic Mountain Waves. J. Atmos. Sci., 35, 78–107.
- Lindzen, R. A., 1990: Dynamics in Atmospheric Physics. Cambridge University Press, 320 pp.
- Milton, S., 2015: Plans for Global Model Development. MOSAC Paper 20.9, 1–11.
- 大和田浩美, 2015: GNSS 掩蔽観測. 数値予報課報告・ 別冊第 61 号, 気象庁予報部, 78-81.
- Simmons, A. J. and D. M. Burridge, 1981: An Energy and Angular-Momentum Conserving Vertical Finite-Difference Scheme and Hybrid Vertical Coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 758–766.
- 田宮久一郎, 2009: セミラグランジュモデルの安定性. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 50–53.
- Vosper, S., 2015: UK models, resolution and physical parametrizations. MOSAC Paper 20.18, 1–9.
- Wood, N., A. Staniforth, A. White, T. Allen, M. Diamantakis, M. Gross, T. Melvin, C. Smith, S. Vosper, M. Zerroukat, and J. Thuburn, 2014: An inherently mass-conserving semi-implicit semi-Lagrangian discretization of the deep-atmosphere global non-hydrostatic equations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140, 1505–1520.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Yukimoto, S., H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, M. Deushi,
 A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E Shindo,
 S. Yabu, T. Ose, and A. Kitoh, 2011: Meteorological Research Institute-Earth System Model Version
 1 (MRI-ESM1) –Model Description–. Techical Reports of the Meteorological Research Institute, 64, 1–83.

2.2 離散化の見直し及び高速化¹

2.2.1 スペクトラルブロッキングの軽減

GSM1705 では、渦度に見られたスペクトラルブロッ キングの軽減を目的に、気圧傾度力の離散化を変更し た。本項ではその背景となるスペクトラルブロッキン グ及びエイリアシングについて解説したのち、GSM で 見られたスペクトラルブロッキングの特徴、気圧傾度力 の離散化の見直しとそのインパクトについて記述する。

(1) スペクトラルブロッキングとエイリアシング

数値予報モデルの運動エネルギーのスペクトル分布 を見ると高波数側、特にモデルが解像する最大波数付 近で、エネルギーが増大している(スペクトル分布を 対数グラフで見ると、最大波数付近でグラフが反り返っ ているように見える)場合がある。これは、最大波数付 近でエネルギーが溜まっていることを示しており、こ のような現象を「スペクトラルブロッキング」と呼ぶ。

スペクトラルブロッキングの主な原因は、非線形項 の計算に伴うエイリアシングである。エイリアシング は、高波数の波を少ない格子点数でサンプリングした 際に、本来高波数成分であるものが、低波数成分とし て「化けて」出てくることで発生する。スペクトル法 においては非線形項を変換法 (Orszag 1970)で表現す る場合、十分な格子点数を持っておかないと、切断波 数よりも大きい波数成分が低波数成分の中に現れる。 切断波数 N で展開した変数についての m 次の非線形 項をエイリアシングなしに表現するには、格子点数 L は

$$L > (m+1)N (2.2.1)$$

の関係を満たす必要がある。このような条件を満たす 格子を「m 次格子」と呼ぶ。例えば、移流項は2次の 非線形項であるため、移流項をエイリアシングなしに 表現するには L > 3N である必要がある。

スペクトル法において、スペクトラルブロッキング の発生は精度や計算安定性確保の面で避けるべき現象 である。それは「ある関数を基底関数で展開したとき、 高波数の展開係数は漸近的に0に収束する」というス ペクトル法の数値精度を保証するための前提が成り立 たなくなるためである。また、高波数のノイズの存在 は計算安定性の面でのリスクも高くなる。これらのこ とから、現業数値予報モデルにおいてスペクトラルブ ロッキングの除去または軽減は重要である。

移流項をオイラー的に扱っていた頃の全球スペクト ルモデルは、Hoskins and Simmons (1975)のように、 2 次格子を用いることが主流であった。セミラグラン ジュ法では移流をスペクトル法で扱わなくなることか ら、1 次格子の使用が提案されるようになり (Côté and Staniforth 1988)、ECMWF や気象庁の現業全球数値予 報システムにも採用されるようになった (Hortal 2002, Katayama et al. 2005)。しかし、運動方程式における 気圧傾度力、気温の予報方程式における断熱圧縮項、 物理過程のように全球スペクトルモデルには移流項の 他にも非線形項が存在する。そのため、セミラグラン ジュ法と併用した 1 次格子において、移流でない項に 起因するエイリアシングの影響が問題になる可能性が ある。

全球スペクトルモデルのエイリアシングの問題は、 モデルの水平解像度が高くなるほど顕在化しうる。水 平解像度が低い場合は、モデルが表現する物理量の水 平勾配や鉛直流は小さい。そのため、これらの掛け算 による非線形項に伴うエイリアシングも小さく、セミ ラグランジュ法の持つ拡散性や、数値拡散によってコ ントロール可能であったと考えられる。一方、水平解 像度が高くなると水平勾配や鉛直流が大きくなること で非線形項が卓越するようになり、エイリアシングの リスクとしては高まる方向に向かう。

さらに、切断波数を大きくとることの相対的な重要 性が水平解像度により異なる点も注意が必要である。 この点に関して、Wedi (2014) は以下のことを述べて いる。水平解像度が低い場合は、1次格子を用いること で切断波数を2次格子より増やし、総観規模擾乱等の 気象学的に重要なスケールの現象を解像することが予 測精度向上に有効である。一方、水平解像度が高くな るにつれ1次格子と2次格子の最小波長の差は小さく なるため、総観規模の現象を十分解像できている中で は、切断波数を大きく取ることの重要性は低くなる ²。 また、彼は、空間スケールの小さい現象ほど予測可能 性が低くなる中で、エイリアシング回避のための数値 拡散やフィルターをかけてでも最大波数を大きく取っ たとしても、情報が損失された精度の低いスペクトル を計算することになってしまうことを指摘した。その 上で、数値拡散やフィルターをかけずに、高次格子を 用いた方がスペクトルで見た際の実効解像度は高くな るということも起きうることを示した。

このような背景から、全球スペクトルモデルの水平 解像度が10 km 台に達すると、エイリアシングやそれ に伴うスペクトラルブロッキングの問題が取りあげら れるようになった (Wedi et al. 2013; Wedi 2014)。

(2) GSM におけるスペクトラルブロッキング

GSM においても、スペクトラルブロッキングが存在 している。図 2.2.1 は、ある事例における、運動エネル ギーの回転(渦度)成分、発散成分のスペクトルであ

¹ 氏家 将志、堀田 大介 (気象研究所 予報研究部)、黒木 志 洸

² たとえば、北緯 45°N に東西 320 格子を置く場合、1 次、2 次格子の切断波数はそれぞれ 159, 106 に相当する。波長に すると約 178 km,約 267 km で、その差は 100 km 近くに なる。東西 3840 格子の場合は、1 次、2 次格子の切断波数は それぞれ 1920, 1080 で、波長にすると約 14 km,約 26 km となり、差は 10 km 程度となる。



図 2.2.1 気圧傾度力の離散化として GSM1603 の手法を用 いた場合の、2018 年 12 月 25 日 12UTC 初期値 FT=48 における(上)モデル第 51 層目、(下)第 81 層目におけ る運動エネルギースペクトル [m² s⁻²]の回転成分(太実 線)と発散成分(細実線)。横軸は全波数。

る。運動エネルギーのスペクトル、特に回転成分において、切断波数付近でのスペクトルの反り返り、つま りスペクトラルブロッキングが見られる。また、GSM で見られる渦度のスペクトラルブロッキングは、上層 ほど顕著である。いくつかの感度実験の結果、これら の現象は力学過程のみでも発生すること、2次格子、3 次格子といった高次格子を用いることで見られなくな ることが確認されている(図略)。

GSM における渦度のスペクトラルブロッキングの原 因は、運動方程式における非線型項である、気圧傾度 力の計算手法にある。GSM における気圧傾度力 **F**_{pgrad} は

$$\boldsymbol{F}_{\text{pgrad}} = -\nabla_p \Phi = -\nabla_\eta \Phi - \frac{R_d T_v}{p} \nabla_\eta p$$
(2.2.2)



図 2.2.2 図 2.2.1 と同じ。ただし、気圧傾度力の離散化とし て GSM1705 の手法を用いた場合。

$$\Phi = \Phi_s + \int_p^{p_s} R_d T_v d\ln p \tag{2.2.3}$$

で表される。ここで Φ , *p*, *T_v*はそれぞれジオポテンシャ ν [m² s⁻²]、気圧 [Pa]、仮温度 [K] である。下付き文字 *o s* は地表面での値を表す。また、*R_d* [J kg⁻¹ K⁻¹] は 乾燥大気の気体定数である。又の下付き文字の*p*, *η* は それぞれ、気圧面、モデル面に沿って水平勾配や回転を 取ることを表す。第2.1.2項(3) で示したように、GSM では、約 60 hPa より上層では完全に気圧座標に移行し ている。気圧座標に完全に移行していれば (2.2.2) 式の 右辺第2項は0になる。また、勾配の回転 ($\nabla_{\eta} \times \nabla_{\eta}$) は0になるので、 $\nabla_{\eta} \times \nabla_{\eta} \Phi = 0$ となる。したがって、 $\nabla_{\eta} \times F_{pgrad} = 0$ であり、連続系では気圧傾度力は渦度 には影響しないという性質を持つ。しかし、GSM の気 圧傾度力の離散化ではその性質が維持されず、無視で きないほどの誤差を生じる。GSM では Simmons and Burridge (1981) に倣い、*k* 層目の Φ と (2.2.2) 式の右 辺第2項を以下のように離散化している。

$$\Phi_k = \Phi_s + \sum_{l=1}^{k-1} R_d T_{v,l} \ln\left(\frac{p_{l-1/2}}{p_{l+1/2}}\right) + \alpha_k R_d T_{v,k}$$
(2.2.4)

$$\left(\frac{R_d T_v}{p} \nabla_{\eta} p\right)_k = \frac{R_d T_{v,k}}{\Delta p_k} \left[\ln \frac{p_{k-1/2}}{p_{k+1/2}} \nabla_{\eta} p_{k+1/2} + \alpha_k \nabla_{\eta} \Delta p_k \right]$$
(2.2.5)

ここで α_k は

$$\alpha_{k} = \begin{cases} 1 - \frac{p_{k+1/2}}{\Delta p_{k}} \ln\left(\frac{p_{k-1/2}}{p_{k+1/2}}\right) & k \neq k_{\max} \\ \ln 2 & k = k_{\max} \end{cases}$$
(2.2.6)

である。また、 $p_{k-1/2}$ 、 Δp_k は (2.1.1) 式、(2.1.2) 式で 示したとおり、それぞれ $A_{k-1/2}+B_{k-1/2}p_s$, $p_{k-1/2}-p_{k+1/2}$ である。

$$F_{\text{pgrad},k} = -\nabla_{\eta} \Phi_{s} - \sum_{l=1}^{k-1} R_{d} \ln\left(\frac{p_{l-1/2}}{p_{l+1/2}}\right) \nabla_{\eta} T_{v,l}$$
$$- \sum_{l=1}^{k-1} R_{d} T_{v,l} \left(\frac{B_{l-1/2}}{p_{l-1/2}} - \frac{B_{l+1/2}}{p_{l+1/2}}\right) \nabla_{\eta} p_{s}$$
$$- \alpha_{k} R_{d} \nabla_{\eta} T_{v,k} - R_{d} T_{v,k} \frac{B_{k-1/2}}{p_{k-1/2}} \nabla_{\eta} p_{s}$$
(2.2.7)

となる。これは、(2.2.2) 式の右辺第 1 項と第 2 項で キャンセルされる部分を予め計算から取り除き、桁落 ちの発生を避けるためである。そのため、数値精度は 良いが³、気圧座標に完全に移行している層で気圧傾 度力が回転成分を持たないということが数値的には保 証されなくなる。(2.2.7) 式を整理すると、 $-\nabla_{\eta}\Phi_{s} + f_{p}(p_{s}, T_{v})\nabla_{\eta}p_{s} + \sum_{l} f_{l}(p_{s}, T_{v})\nabla_{\eta}T_{v,l}$ のような形にな り、 f_{p}, f_{l} が空間的に一様といった特殊な場合を除き、 $\nabla_{\eta} \times \mathbf{F}_{pgrad}$ が0になることが保証されなくなるため である。

GSM と同じ Simmons and Burridge (1981) による 気圧傾度力の離散化手法を使用し、セミラグランジュ 法と1次格子でのスペクトル法を 2016 年 3 月まで併用 していた ECMWF の全球モデル IFS においても、渦 度のエイリアシングが問題になっていた。Wedi et al. (2013)は、IFS において渦度にスペクトラルブロッキ ングが発生していることを示し、"de-aliasing filter"と 呼ばれる、気圧傾度力の回転成分のうち高波数成分を 減衰させる処理でスペクトラルブロッキングを回避し たことを示した。その後、2016年3月のIFS更新では、 3次格子の導入と同時に de-aliasing filter が廃止され た。これらのことも気圧傾度力の離散化がスペクトラ ルブロッキングの原因であることを示す傍証となった。

(3) 気圧傾度力の離散化修正による、渦度のスペクト ラルブロッキングの軽減

GSM1705では、気圧座標においては気圧傾度力が本 来回転成分を持たないことに注目して、離散化手法を 見直し、スペクトラルブロッキングを軽減させた。気 圧傾度力の離散化手法を修正することで、de-aliasing filterを適用することなくスペクトラルブロッキングを 軽減させた。

GSM1705では、 $\Phi_k \ge (2.2.4)$ 式から計算し、その水 平勾配を求めることで、 $F_{\text{pgrad},k}$ を以下のように計算 する。

$$\begin{aligned} \boldsymbol{F}_{\text{pgrad},k} \\ &= -\nabla_{\eta} \Phi_{k} \\ &- \frac{R_{d} T_{v,k}}{\Delta p_{k}} \left[\ln \frac{p_{k-1/2}}{p_{k+1/2}} \nabla_{\eta} p_{k+1/2} + \alpha_{k} \nabla_{\eta} \Delta p_{k} \right] \end{aligned}$$

$$(2.2.8)$$

完全に気圧座標に移行している層では、 $B_{k-1/2} = B_{k+1/2} = 0$ であるため、(2.2.8) 式の右辺第2項は0に なる。また、スペクトル法で勾配や回転を計算すれば、 $\nabla_{\eta} \times \nabla_{\eta} \Phi_k$ も丸め誤差の範囲で0になることが保証さ れる。したがって、気圧座標のもとでは、 F_{pgrad} が回 転成分を持たないことが数値的にも保証される。

図 2.2.2 は気圧傾度力の離散化を (2.2.8) 式に変更し たときの運動エネルギーのスペクトルである。気圧座 標に完全に移行しているモデル第81層目では、図2.2.1 で見られた渦度のスペクトラルブロッキングは完全に 除去されている。モデル第51層目は気圧座標に完全 には移行していないため、渦度のスペクトラルブロッ キングが残っている。しかし、図 2.2.1 で見られるス ペクトルに比べ、切断波数付近での振幅は減少してお り、スペクトラルブロッキングは軽減されていると言 える。スペクトラルブロッキングの軽減は、(2.2.8) 式 の右辺第1項が気圧座標に移行しているかによらず、 スペクトル法では丸め誤差の範囲で0になることが保 証されていることに起因している。渦度のスペクトラ ルブロッキングを物理空間で見ると、細かいスケール のノイズとして現れる。図 2.2.3 はヒマラヤ付近におけ るモデル面第71層目での渦度と、気圧傾度力の回転成 分の分布を表している。GSM1603 以前の離散化方法 では、ヒマラヤの地形勾配が急な領域に沿って、気圧

³ 等温大気、地上の気圧とジオポテンシャルの関係として $\nabla_{\eta} \Phi_s + R_d T_{v,1} \frac{B_{1/2}}{p_{1/2}} \nabla_{\eta} p_s = 0$ を仮定すると、 (2.2.7) 式は 丸め誤差の範囲で 0 になる。



図 2.2.3 2018 年 12 月 25 日 12UTC 初期値 FT=48 におけるヒマラヤ付近 (20°N – 45°N, 60°E – 110°E) でのモデル第 71 層 目 (約 40 hPa) の (a) 渦度 [s⁻¹]、(b) 気圧傾度力の回転成分の大きさ [m s⁻²] (陰影) と地上気圧 [hPa] (赤等値線)。(c), (d) は、(a), (b) について、気圧傾度力の離散化を GSM1705 の手法に変更した場合。(a), (c) のカラーバーは同じだが、(d) のカラーバーについて、値が非常に小さいことを示すため、(b) のそれよりも 10⁻¹⁰ 倍にして表示している。

傾度力が大きくなっており、渦度の分布としては細か いスケールのノイズが顕著に現れる。一方、GSM1705 での離散化では、気圧傾度力の回転成分は丸め誤差の 範囲でゼロとなり、渦度のノイズも現れなくなる。

(4) 予測精度への影響

気圧傾度力の離散化の見直しの予測精度への影響を 確認するため、「静止大気実験」と呼ばれる理想実験 と、現業数値予報システムと同じ TL959L100 での解 析予報サイクル実験を行った。

静止大気実験とは、大気が静止している状態(風速 が0)で平衡している初期値を与え、時間積分開始後も モデルがどの程度初期場を維持できるかを確認する実 験である。地形が存在している場合、地形に沿った鉛 直座標系で気圧傾度力を数値計算すると離散化に伴う 誤差が生じる。そのため、本来静止状態が維持される 場であっても、モデルでは大気が動き出す。本項で実施 した静止大気実験では、図 2.2.4 (左)のような、対流 圏 (1000 hPa から 100 hPa まで、気温は高度とともに 単調減少)、成層圏 (100 hPa から 1 hPa まで、気温は 高度とともに単調増加)、中間圏 (1 hPa から 0.01 hPa まで、気温は高度とともに単調減少)を模した気温の プロファイルを与えた⁴。地上のジオポテンシャル高 度としては Wedi and Smolarkiewicz (2009) の3次元 ベル型の地形を与え、地上気圧は気温場とジオポテン シャル高度の関係から与えた。図 2.2.4 (右) は5日 予報における東西風速の二乗平均平方根誤差 (RMSE) を示す。気圧傾度力の離散化手法の違いのインパクト、 解像度のインパクトともに小さく、現実的な気温プロ ファイルのもとでは、気圧傾度力の離散化の違いの力 学場の計算精度への影響はごくわずかであることがわ かった。

解析予報サイクル実験の結果(図略)では、予報ス コアは中立であり、予測場で見ても目立った変化は見 られなかった。また、AMSU-Aのチャンネル14等の 成層圏に感度のあるマイクロ波サウンダや、GNSS 掩 蔽観測について、第一推定値と観測値との差を確認し たところ、気圧傾度力の離散化の修正前後でほとんど

⁴ プリミティブ方程式系では、気温場を気圧のみの関数で与 えると、ジオポテンシャルも気圧のみの関数となるため、気 圧傾度力は0になる。風速は0であるため、移流項もコリオ リ項も0となり、風速は0のまま変化しない。風速が0のま まであると、気温も地上気圧も変化しない。そのため、静止 状態が維持される。



図 2.2.4 (左) 静止大気実験で与えた気温の鉛直プロファ イル [K]、(右) 静止大気実験における東西風の二乗平均 平方根誤差 (RMSE) [10⁻⁴ m/s]。右図の実線の色はそれ ぞれ実験設定の違いを表し、赤:気圧傾度力の離散化は GSM1603、水平解像度は TL63、オレンジ:気圧傾度力の 離散化は GSM1603、水平解像度は TL319、水:気圧傾度 力の離散化は GSM1705、水平解像度は TL63、青:気圧 傾度力の離散化は GSM1705、水平解像度は TL319 であ る。実線はほぼ全て重なっている。

変化は見られなかった。このように、GSM1705 で採用 した気圧傾度力の離散化は、予測精度に悪影響を与え ることなく、渦度のスペクトラルブロッキングを軽減 させる。

(5) まとめと今後の展望

非線形項を少ない格子で扱うことに伴うエイリアシ ングは、最大波数付近でエネルギースペクトルが反り 上がるスペクトラルブロッキングをもたらす。GSM に おいても、特に渦度のスペクトラルブロッキングが見 られ、これを除去または軽減することは安定にモデル を実行する上で重要な課題である。GSM1705 では、気 圧傾度力が等圧面上で回転成分を持たない性質が保証 されるよう、離散化を変更することで、成層圏の渦度 に見られるスペクトラルブロッキングを除去すること ができた。

一方、σ座標から気圧座標に遷移している対流圏で は離散化の修正後もスペクトラルブロッキングが残っ ている。スペクトラルブロッキングは非線形項の計算 時に発生するエイリアシングが原因であるため、1次 格子で非線形項を計算している限り不可避である。当 面の対策として、切断波数付近で選択的に減衰をかけ るために、6次や8次といった高次拡散の導入を検討し ている。また、長期的には高次格子の採用の検討が必 要である。気圧傾度力をはじめ、数値予報モデルで扱 う非線形項は複雑な形をしており、通常は「○次」と いうように正確に次数で示すことはできない。しかし、 経験的には高次格子を採用することで、スペクトラル ブロッキングが解消されることがわかっている。GSM においても、2次格子以上を採用することで、本項で述 べたスペクトラルブロッキングが解消されることを確 認している(図略)。高次格子は地形の扱いの検討や、 予測の振る舞いの詳細な確認が必要であるため、GSM の高解像度化の開発の中で慎重に検討していく必要が ある。

また、本項で述べた開発の重要なポイントは、「偏微 分方程式の定性的な性質を離散化後も引き継ぐこと」 である。一般に、連続系での偏微分方程式においては 保存則(例:質量、運動量、エネルギー等)が存在し たり、方程式の各項について、非回転、非発散といっ た定性的な性質を持っていることがある。これらの方 程式を有限の解像度で離散化した場合、離散化後も元 の方程式が持っている性質を維持することは一般には 保証されない。モデルの利用形態から要請される精度 や安定性、保存性を勘案して、元の方程式のどのよう な性質を離散化後も維持するかを考えた上で、空間離 散化手法を選択することが重要となる。本項で述べた 開発においては、「等圧面上では気圧傾度力は回転成分 を持たない」という性質を離散化後も保証させること が、スペクトラルブロッキングの軽減に重要であった。 今後、計算機の動向次第では、全球モデルのスペクト ル法への依存度を段階的に下げる必要性が生じる可能 性がある。その際に、気圧傾度力を格子空間で計算す るようになった場合でも、本開発での経験から、「等圧 面での非回転性をどの程度保証できるか」が空間離散 化手法を選択する基準のひとつになるであろう。

2.2.2 ルジャンドル変換の高速化

(1) ルジャンドル変換の高速化の必要性

GSM は移流計算にセミラグランジュ法、外部重力波 と水平拡散の取り扱いに Galerkin・スペクトル法、そ の他の非線形項の計算に擬スペクトル法を用いる、格 子/スペクトル・ハイブリッドモデルである。球面上の 水平分布のスペクトル表現には球面調和関数を基底関 数系として用いる。このようなモデルで水平解像度を 高くした場合に1タイムステップ当たりの計算量がど のように増大するかを考える。問題のサイズをモデル の表現する最大全波数 N で代表させるものとすると、 球面調和変換のうちフーリエ変換部分は N² log N、ル ジャンドル変換部分は N^3 、その他の演算は全て N^2 に、それぞれ比例する。このため GSM を含めスペク トル法を採用する全球大気モデルでは高い水平解像度 においてルジャンドル変換が律速(ボトルネック)と なる。2014年3月から2016年3月まで運用された気 象庁の全球モデル (GSM1403) では、ルジャンドル変換 がモデルの全実行時間に占める割合が、決定論予報の 解像度 (TL959L100) においては約 25%、水平解像度を 2倍 (TL1919L100) とした実験においては実に 50%以 上であった。よってルジャンドル変換の高速化は GSM の今後の高解像度化を見越した開発において最も重要 な課題の一つである。

本項では、GSM1603への更新時に実施したルジャン

ドル変換の高速化について報告する。この高速化によ り決定論予報の解像度で格子→波変換は約3倍、波→ 格子変換は約5倍高速化され、モデル本体の全実行時 間を約15%高速化することができた。一方で、今回の 高速化は、後述するように、OpenMPレベルの並列化 性能に限界があり、スレッド数を一定数以上多くとっ てもそれ以上の高速化ができないという制約がある。 また、ルジャンドル変換をいくら高速化しても、全対 全通信が必要である限り通信がボトルネックとなって しまい、計算機の大規模並列化が進行するとスペクト ルモデルの高解像度での実行は難しくなる。これらの 制約を踏まえた今後の展望を本項の最後で議論する。

(2) 高速化の方針

ルジャンドル変換の高速化について述べる前に、科学 計算のコードの最適化について一般的な観点から考え 方を述べる。近年の計算機の進化を概観すると、CPU の演算性能の向上にメモリの転送速度(バンド幅)が追 いつかず、キャッシュメモリを高度に階層化することで 相対的な転送速度の不足を隠蔽する状況が続いている。 また、CPU のクロック数も頭打ちとなり、演算性能の 向上はコア数の増加や SIMD 命令(ベクトル演算)の 増強、演算加速器の使用等により達成されている。こ のため近年の計算機で実行効率の高いコードを書くた めにはキャッシュ構造や SIMD 命令の特性を意識する 必要があるが、コードが煩雑になってしまう上に、特 定の計算機に依存したコードになり可搬性を失ってし まうというデメリットがある。よって、個別の計算機 に特化した最適化をコードに直接施すのは得策ではな く、計算機に依存した低レベルの最適化はベンダー等 が提供する高度に最適化されたライブラリになるべく まかせるようにすることが高い可搬性と高い実行性能 を両立する上では有効である。ただし、このアプローチ では、ライブラリが利用できる処理が線形代数やフー リエ変換などの汎用的なものに限られるため、最適化 対象のコードを汎用的な処理を用いるように定式化し 直すことが必要になる。そこで、今回のルジャンドル 変換の高速化にあたっては、ルジャンドル変換を線形 代数の問題(行列の乗算)として定式化し直し、行列 の乗算にベンダー提供のライブラリを活用することと した。

(3) 定式化

本項では数式を用いて具体的な定式化を示す。紙面 節約のため格子→波変換(ルジャンドル正変換)につ いてのみ示すが、波→格子変換(ルジャンドル逆変換) およびこれらの随伴(アジョイント)操作も同様に行 列乗算に帰着させることができる。

球面 $S^2 = \{(\lambda, \phi) | \lambda \in [0, 2\pi), \phi \in [-\pi/2, \pi/2]\}$ 上 で定義された K 個のスカラー関数 $X_k(\lambda, \phi), k =$ 1,..., K を球面調和関数 $Y_n^m(\lambda, \phi)$ で展開することを 考える:

$$X_k(\lambda,\phi) = \sum_{n=0}^N \sum_{|m| \le n} X_{n,k}^m Y_n^m(\lambda,\phi)$$
(2.2.9)

ここで λ は経度、 ϕ は緯度、Nは切断波数、 $Y_n^m(\lambda, \phi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \tilde{P}_n^m(\sin \phi) e^{im\lambda}$ で、 $\tilde{P}_n^m(\sin \phi)$ は南極から北極まで の二乗積分を1に正規化したn次m位のルジャンドル 陪関数である。物理空間の関数 X_k から波数空間の展 開係数 $X_{n,k}^m$ を求める変換(正変換)は、球面調和関 数の直交性から次のように書ける:

$$X_{n,k}^{m} = \int_{S^{2}} X_{k}(\lambda,\phi) Y_{n}^{m*}(\lambda,\phi) dS \qquad (2.2.10)$$
$$= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} X_{k}^{m}(\phi) \tilde{P}_{n}^{m}(\sin\phi) \cos\phi d\phi \qquad (2.2.11)$$

(2.2.11) 式をルジャンドル正変換という。ここで、各緯 度 ϕ における東西波数 m の成分 X_k^m はフーリエ正 変換:

$$X_k^m(\phi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{2\pi} X_k(\lambda, \phi) e^{-im\lambda} d\lambda \qquad (2.2.12)$$

により求める。

これらの変換を計算機上で離散的に実行する際、フー リエ変換には高速フーリエ変換を用い、ルジャンドル 変換にはガウスの求積法:

$$X_{n,k}^{m} = \sum_{j=1}^{J} X_{k}^{m}(\phi_{j}) \tilde{P}_{n}^{m}(\sin\phi_{j}) w_{j}$$
(2.2.13)

を用いる。ここで緯度の格子 $\{\phi_j\}_{j=1}^J$ はガウスの求積 法から要請される緯度で、切断されないルジャンドル 陪関数の最高次数を J (通常は最大全波数 N に 1 を 足したもの) として、ルジャンドル多項式 $P_J(y)$ のゼ ロ点 $\{y_j\}$ が $\{\sin \phi_j\}$ と一致するように選ばれ、一般 的にはガウス緯度と呼ばれる。また、 w_j は各緯度格 子の重みを決めるもので、ガウス重みと呼ばれる。

離散ルジャンドル正変換 (2.2.13) 式 は、ルジャンド ル陪関数の南北対称性:

$$\tilde{P}_n^m(\sin\phi_{J+1-j}) = (-1)^{n-m} \tilde{P}_n^m(\sin\phi_j) \quad (2.2.14)$$

を利用することにより、総和の項数(ループの長さ)を 半分にすることができる:

$$X_{n,k}^{m} = \sum_{j=1}^{J/2} \left(X_{k}^{m}(\phi_{j}) + (-1)^{n-m} X_{k}^{m}(\phi_{J+1-j}) \right) \\ \times \tilde{P}_{n}^{m}(\sin \phi_{j}) w_{j}$$
(2.2.15)

GSM0808 から GSM1403 までの GSM の実装 (宮本 2009) では $(-1)^{n-m}$ を (n,m) を添字とする 2 次元配 列に、 $\tilde{P}_n^m(\sin\phi_j)w_j$ を (n,m,j) を添字とする 3 次元配
列に格納した上で (2.2.15) 式をほぼそのままコードに した、外側からk, j, m, nの順の 4 重 do ループで離散 ルジャンドル正変換を計算していた。 $(-1)^{n-m}$ は +1 か -1 の値しかとらないため、n - mの偶奇に応じて 条件分岐をすれば $X_k^m(\phi_j) + (-1)^{n-m}X_k^m(\phi_{J+1-j})$ は 1回の加算または減算で評価できる。 $(-1)^{n-m}$ を配列 に格納していたことで、この実装では余分な乗算命令 を実行していたことになる⁵。

東西波数 m を固定して (2.2.15) 式を考えると、この 式は n-m の偶奇によって 2 つの場合に分けることが できる:

$$X_{n,k}^{m} = \sum_{j=1}^{J/2} \left(X_{k}^{m}(\phi_{j}) - X_{k}^{m}(\phi_{J+1-j}) \right) \tilde{P}_{n}^{m}(\sin \phi_{j}) w_{j}$$

$$(n \neq m \mod 2) \qquad (2.2.16)$$

$$X_{n,k}^{m} = \sum_{j=1}^{J/2} \left(X_{k}^{m}(\phi_{j}) + X_{k}^{m}(\phi_{J+1-j}) \right) \tilde{P}_{n}^{m}(\sin \phi_{j}) w_{j}$$

$$(n = m \mod 2) \qquad (2.2.17)$$

上の変換は以下のように行列の乗算として定式化でき ることが分かる:

$$W_{\rm odd}^m = P_{\rm odd}^m G_{\rm odd}^m \tag{2.2.18}$$

$$W^m_{\text{even}} = P^m_{\text{even}} G^m_{\text{even}} \tag{2.2.19}$$

ここで、行列 $W_{\text{odd}}^m, P_{\text{odd}}^m, G_{\text{odd}}^m$ の具体的な定義は紙面 節約のため示さないが、(2.2.18) 式が (2.2.16) 式と対応 するように、それぞれ $X_{n,k}^m, \tilde{P}_n^m(\sin \phi_j) w_j, X_k^m(\phi_j) \pm X_k^m(\phi_{J+1-j})$ を用いて定義する。 $W_{\text{even}}^m, P_{\text{even}}^m, G_{\text{even}}^m$ も同様に (2.2.19) 式が (2.2.17) 式と対応するように定 義する。以上をまとめると、各 m について離散ルジャ ンドル正変換 (2.2.13) 式を行列乗算として求める手順 は以下のとおりとなる:

- 1. 入力配列 $X_k^m(\phi_j), \tilde{P}_n^m(\sin\phi_j)w_j$ から 行列 $G_{\text{odd}}^m, G_{\text{even}}^m, P_{\text{odd}}^m, P_{\text{even}}^m$ を構成する。
- 2. 行列の乗算 (2.2.18) 式、(2.2.19) 式 を計算する。
- 3. 乗算結果 W^m_{odd}, W^m_{even} を出力配列 X^m_{n,k} に格納する。

このように、離散ルジャンドル変換を行列乗算とし て定式化し、各 m について独立に並列に計算させる ことができる。行列乗算をアーキテクチャにあわせ高 度に最適化された線形代数ライブラリで計算させれば、 自前でキャッシュ最適化などを行なわなくても高いパ フォーマンスが得られることが期待できる。

キャッシュメモリをうまく活用できる行列乗算のア ルゴリズムとしてブロッキング法という手法があり、 今回の高速化で NAPS9 運用時に利用した日立製作所 作成の科学計算ライブラリ MATRIX/MPP において

もこの手法が用いられている (日立製作所 2008)。ブ ロッキング法では総和演算の順序が入れ替わることが あり、浮動小数点数に適用すると丸め誤差の入り方の 違いにより結果が変わりうる。また、MATRIX/MPP を含め、高性能なライブラリでは行列乗算に SIMD 命 令、特に積和演算 (FMA: Fused Multiply-Add) 命令が 活用されているが、FMA 命令では乗算と加算がひと 続きの処理として実行されたのち丸め操作が行なわれ るため、乗算と加算を別々に行なう場合より丸め誤差 が小さくなる。これによってやはりライブラリを使用 する場合としない場合とで実行結果に差が生じること になるため、実行結果の確認は注意深く行う必要があ る。次項で述べるように、今回の高速化の開発では、ル ジャンドル変換単体の試験からフルモデルの予報実験 に至るまで、GSM0808の実装を参照相手として実行 結果に意味のある差が出ないことを入念に確認した。

ここで述べた、ルジャンドル変換を行列乗算として 定式化し外部のライブラリを利用して高速化する、と いうアイデアは新しいものではなく、遅くとも Drake et al. (2008) に遡ることができ、ECMWF の IFS や NCEP の GFS でも採用されている。

(4) 実装と実験結果

(a) 並列化の方式とその選択

上に述べた定式化を実装する際、並列化の方法に任 意性がある。(2.2.13) 式あるいは (2.2.18) 式、(2.2.19) 式から明らかなように、ルジャンドル変換には m と k の方向に自然な並列性があり、GSM0808 以降の GSM ではルジャンドル変換を実行する "Legendre" ステージ において MPI レベルで m と k の方向にプロセスが 2 次元分割されている (宮本 2009)。(2.2.18) 式、(2.2.19) 式に基づきルジャンドル変換を実行する際の OpenMP レベルでのスレッド並列化を考えると、m または kの 方向に分割することが最も自然ではあるが、MPI レ ベルで既に並列化されているものをさらに並列化する ことになるため、スレッド数をあまり大きくとること ができない。また、行列乗算を高速に行なうためには 行列のサイズがある程度大きいことが必要だが、k 方 向に並列化すると行列 $G^m_{\text{odd}}, G^m_{\text{even}}, W^m_{\text{odd}}, W^m_{\text{even}}$ のサ イズが小さくなってしまう。分割の細かさの観点から はう方向にスレッド並列をかけるのが有利だが、縮約 (reduction) 操作が必要になり同期待ちのオーバーヘッ ドが発生してしまうという欠点がある。どの方法が最 も高速かは理屈からは自明でないため、OpenMP レベ ルの並列化のかけ方の異なる複数の実装を用意し、ル ジャンドル変換の単体試験を行なった。実装の名称と 内容の対応は表 2.2.1 のとおりである。

(b) 試験の設定と実行環境

試験にあたってはまずルジャンドル変換の単体試験 を、高解像度決定論予報 (Det) 、アンサンブル予報 (EPS) 、4 次元変分法のインナーモデル (4DVar) を

⁵ 余分な乗算命令と引き換えに条件分岐が減ることでベクト ル化効率やパイプライン性能が高まるという利点があり、実 装当時はこれらの利点が優先された。

名称	内容
Routine	GSM0808 から GSM1403 までの現業実装。
Bench	上のコードを日立製作所が手作業で最適化
	したもの。主に多重ループアンローリング
	によるキャッシュ最適化と SIMD 命令利用
	可能箇所のコンパイラ指示行による明示。
	格子→波変換では (−1) ^{n−m} による乗算を
	条件分岐で回避する乗算命令の削減も含む。
Parity	Routine のコードで $(-1)^{n-m}$ による乗算を
Ū.	条件分岐で回避し乗算命令を削減したもの。
MPP7(m)	行列乗算としての実装。OpenMP 並列は
()	<i>m</i> 方向。
$MPP9(m \times 2)$	MPP7 で、 偶奇の <i>n</i> を並列化することに
· · · · ·	により、並列実行可能なスレッド数を2倍
	にしたもの。
MPP8(k)	行列乗算としての実装。OpenMP 並列は
	<i>k</i> 方向。
MPP10(j)	行列乗算としての実装。OpenMP 並列は
(0)	<i>j</i> 方向。

表 2.2.1 単体試験で試したルジャンドル変換の実装の名称 と内容の対応。

表 2.2.2 単体試験で試した解像度、MPI 分割数等の組合せ。 #m, #k はそれぞれ、各 MPI プロセスが担当する東西

波数 m の	数、同時に変	E換する 2 次元 逐	変数の数	を表わす	0
名称	切断波数	MPI 分割数	#m	#k	
Det	959	160	31	62	
EPS	479	24	81	76	
4DVar	319	200	9	121	

想定した複数の代表的な設定(切断波数、MPI分割 数、同時に変換する2次元変数の数)にて行なった(表 2.2.2)。単体試験では精度を確認の上、OpenMPレベ ルのロードバランスの診断、プロファイラを用いた実 行時間の計測を行った。この結果を基に好ましい実装 を1つ選び出し、選んだ実装をGSM1403相当のフル モデルに組み込んでフルモデル試験を行った。

フルモデル試験では、決定論予報の単発実験を数回 行ない、高速化前後の実行結果(予報場)の差の確認、 MPIレベルでのロードバランスの診断、プロファイラ を用いた実行時間の計測を行った。単発実験において 実行結果に有意な差がないこと、ロードバランスが悪 化しないこと、ルジャンドル変換が高速化され実行時 間が短縮されることを確認した上で、さらに1か月に わたる決定論中期予報実験を行い、日々の予報場の高速 化前後の差の目視確認や予報スコアの比較を行なった。

試験を行なった環境は単体試験、フルモデル試験と もに NAPS9 スーパーコンピュータ(日立 SR16000) で1ノードあたりの CPU コア数は 32 である。前述の とおり、行列の乗算には日立製作所製の科学計算ライ ブラリ MATRIX/MPP で提供されるサブルーチンを 用いた。

(c) 単体試験

単体試験で確認した項目は多岐にわたるが、本稿で は代表的なものだけを取り上げる。

まず精度の確認について述べる。表 2.2.1 の実装全

てについて入力を揃えた試験を行ない、それぞれの出 力の参照実装 (Routine) との差が相対誤差で 10^{-13} 程 度 (倍精度計算機 ε の 100 倍程度) であることを、表 2.2.2 に挙げた全ての組合せについて確認した。また別 の観点から、波数空間で乱数により生成した波数デー タから波→格子変換で作成したランダムな格子データ について、格子→波変換した波数データが元のデータ に Routine と同程度の精度で一致すること、さらにこ れを波→格子変換して作成した格子データが元のデー タと、やはり Routine と同程度の精度で一致すること を確認した。

次に実行速度の計測結果を示す。図 2.2.5 上段に、高 解像度決定論予報を想定した設定 (Det) での最も遅いス レッドの実行時間を示す。現業運用(15スレッド実行) に近い16スレッドに着目すると、波→格子変換、格子 →波変換とも MPP7(m) や MPP9(m×2) では Routine よりも実行時間が短縮されており、波→格子変換は約 5倍、格子→波変換は約3倍の高速化となっている。 ただし、*m* 方向に OpenMP 並列をかける MPP7(m) や MPP9(m×2) では、スレッド数を増やした場合のス ケーラビリティに限界があり、12 スレッドから 16 ス レッド、32スレッドに増やしてもほとんど実行時間が 短縮されていない。これは、1 プロセスあたり担当す る m の数が 31 と少なく、また m の大きさによって問 題のサイズ(行列のサイズ)が異なるため、スレッド 数を大きくとるとロードバランスが悪化するためであ る。一方、スレッドレベルの分割を k や j 方向に行 う MPP8(k) や MPP10(j) に着目すると、スレッド数 が少ない場合には Routine よりは高速化されるものの MPP7(m)や MPP9(m×2) よりずっと遅い。これは行 列 $W^m_{odd}, P^m_{odd}, G^m_{odd}$ を各スレッドがそれぞれ用意する ことによるオーバーヘッドが大きくなるためで、あま り実用的でないことが分かる。

アンサンブル予報を想定した設定 (EPS) の単体試験 (図略)でも、上と同様 MPP7(m)や MPP9(m×2)が 最も速く、スレッド数 32 まで良好なスケーラビリティ を確認できた。高速化の度合いは、Routine に比べ波 →格子変換が約5倍、格子→波変換が約2倍であった。 一方、4 次元変分法のインナーモデルを想定した設 定 (4DVar) のように、低い解像度で多数の MPI プロ セスに分割される場合には、今回の高速化はあまり良 い性能が出ない(図 2.2.5 下段)。現業運用(7 スレッ ド)に近い8スレッドに注目すると、波→格子変換で は Routine と比べ MPP7(m) や MPP9(m×2) により 2 倍弱の高速化となっているが、格子→波変換では実行 時間に差がほとんどない。スレッド数を非常に多くし た場合には、Routineのコード構造のまま $(-1)^{n-m}$ に よる乗算を条件分岐で回避しただけの Parity の方が速 くなる。4次元変分法のインナーモデルではルジャン

ドル変換がジョブ全体の実行時間に占める割合が小さ

いため現時点でこのことはあまり問題にはならないが、

32



図 2.2.5 上段:単体試験(高解像度決定論予報を想定した TL959L100,160MPI 設定時)の各スレッド数の実行時間 (最も遅いスレッドの実行時間)。左は波→格子変換、右 は格子→波変換に対する結果。下段:上段と同様、ただし 4 次元変分法中のインナーモデルを想定した TL319L100, 200MPI 設定時の結果。時間は変換を100 回繰り返した場 合の合計値で、単位は秒。

比較的低い解像度で多数の MPI プロセスに分割した場 合の実行性能を高めることは今後の課題である。

(d) OpenMP レベルのスケーラビリティに関する考察

フルモデルの結果を述べる前に単体試験の結果の考 察から導かれる、OpenMP レベルのロードバランスを 悪化させないための制約について言及しておく。まず、 何もしないスレッドを発生させないためには、各 MPI プロセスが担当する m のサイズ (NUMM」とする) がスレッド数 (numpe とする) より大きくなるよう にすればよい。また、mの値によって問題のサイズが 変化するが、1 スレッドあたり複数(α 個とする)の m を担当できるようにすれば、OpenMP のダイナミッ クスケジューリング機能によりある程度負荷の均等化 が可能である。よって、 $\alpha > 1$ を適当な定数として、 numpe < NUMM I/α が並列化効率を悪化させな いための条件となる。ここで並列化効率とは全スレッ ド平均の実行時間と最も遅いスレッドの実行時間の比 として定義する指標で、全てのスレッドが全く同じ実 行時間であれば並列化効率は1.0、1スレッド以外全て アイドル(つまりシリアル実行)であれば並列化効率 は 1/numpe である。

表 2.2.2 に示したものやその他の解像度・MPI 分割設 定での速度実測の結果から、 $\alpha \approx 2$ 程度に取れば並列 化効率を 0.8 以上に保てることが分かった。GSM の 2 次元 MPI 分割手法 (宮本 2009) では NUMM I = (鉛 直分割数) × ((最大東西波数+1) / MPI 分割総数+1) なので、結局

$$(スレッド数) < \frac{1}{2} \times \text{NUMMJ}$$

 $\approx \frac{1}{2} \times \frac{(最大東西波数+1) \times (鉛直分割数)}{(MPI 分割総数)}$

が、スレッドレベルでのロードバランスを悪化させない ための条件の目安となる。つまり、"Legendre"ステー ジでの(鉛直×東西波数)の2次元分割において、で きるだけ鉛直を細かく分割するようにすることが、ル ジャンドル変換にとっては有利になる。GSMの解像度 や実行環境を変えるときには、ノード数や MPI 分割の 仕方等を調整する上で上記の条件が参考になるだろう。

(e) フルモデル試験

上記 (c) に示した単体試験の結果からは m 方向にス レッド並列をかける MPP7(m) と MPP9(m×2) の性能 が良いことが分かった。後者の方が若干スケーラビリ ティが良いが、コードの簡潔さを優先して前者を採用 しフルモデル試験を行った。

まずいくつかの解像度、MPI 分割数で単発予報試験 を行い、高速化の前後で予報結果にほぼ差がないこと を確認した。また、プロファイラを用いてサブルーチ ン毎の実行時間を計測し、MPI ランク間のルジャンド ル変換の負荷の均衡具合を調べた。その結果、最も遅 いランクと最も速いランクの実行時間の比が 1.03 未満 (GSM0808 の実装と同程度)で、ロードバランスが大 変良好であることを確認できた。

さらに、現業同等の解析予報サイクル実験の解析値 を初期値とした、実験期間41日(1日1初期値)の予報 実験を決定論予報の解像度にて行ない、結果を確認し た。予報結果は日々の天気図の目視(Routineのルジャ ンドル変換を用いたコントロール実験との比較や差分 の表示)および対解析および対観測の標準的な予報ス コアの比較により行なった。主観的ではあるが、日々 の天気図はいずれの初期値においても予測時間120時 間程度まではコントロールとの違いがほとんど視認で きなかった(海面更正気圧の差の絶対値の全球最大値 が1.0 hPa 未満)。またスコアの変化もごく小さく、中 立であった(図略)。

今回の高速化により GSM の実行速度は約 15%高速 化され、ジョブ全体の実行時間(41 事例平均)は 84 時 間予報で 1163 秒から 1043 秒に、264 時間予報で 2098 秒から 1779 秒に短縮された。

(5) まとめと今後の課題および展望

今回の高速化では外部の行列計算ライブラリを利用 することでコードの可読性を保持しながら特定の計算 機への最適化を可能とした。行列計算は非常に汎用的 な手続であり、スーパーコンピュータの標準的なベン チマーク (LINPACK) にも用いられることから、どの ようなスーパーコンピュータでも高度にそのマシン向 けに最適化されたライブラリが用意されている。よっ て、今回の変更により GSM のルジャンドル変換コード は以前にも増して性能可搬性⁶が高まったと言えよう。 例えば NAPS9 から NAPS10 への更新では CPU の演 算性能やキャッシュ特性、メモリの性能等、計算機の特 性に大きな変更があったが、ルジャンドル変換について は行列乗算として定式化してあったことからサブルー チンの呼び出しインターフェイスを利用するライブラ リにあわせる程度の比較的小さな書き換えのみで高い 実行効率を引き出すことができた。同様に GSM を第 3 世代地球シミュレータへ移植した際 (Nakano et al. 2017) も行列乗算をベンダー作成のライブラリにまかせ ることで大幅な高速化が可能であった (吉村裕正 2015, 私信)。

外部ライブラリの利用で様々なアーキテクチャへの 対応が容易となるが、その品質や精度については利用 する側に確認する責任があることには注意が必要であ る。ルジャンドル変換については、GSM0808のコード を参照用として保守し続け、新たなライブラリを利用 する場合には常に参照用コードとの結果の一致の具合 を確認することが望ましい。また、今回は行列乗算と いう極めて一般的な処理を外部ライブラリに任せたが、 仮に高速化を追求するあまり特殊な処理を外部ライブ ラリに任せてしまうと、そのライブラリが利用できる ことが縛りとなり却って可搬性を損ねたり、計算機の 調達に制約を課すこととなりかねない。外部ライブラ リの利用の是非については慎重な判断が必要である。

本稿で述べたルジャンドル変換のコードにはまだ高 速化の余地がある。現在の実装ではルジャンドル陪関 数 $\tilde{P}_n^m(\sin \phi_j)$ をモデルの初期化時に計算しメインメ モリ上の大きな配列に格納しておき、ルジャンドル変 換の実行のたびにこの配列を読み込んで (2.2.18) 式や (2.2.19) 式の P_{odd} , P_{even} を構成するようにしているが、 P_{odd} , P_{even} を構成する処理にルジャンドル変換の本体 (行列乗算) と同じくらい時間がかかっている。(2) で 述べた通り最近のコンピュータではメインメモリから のデータ転送が演算速度より相対的に遅い傾向がある ので、 P_{odd} , P_{even} を変換のたびにキャッシュメモリ上 で直接計算することでさらなる高速化が可能になるか もしれない。その際、Ishioka (2018) で開発された高速 で精度の高い漸化式を活用することが有用であろう。

日本では非常に高速で精度が精密に検証されている球 面調和変換のパッケージ ISPACK が研究コミュニティ により開発されている (石岡 2017)。ルジャンドル変換 そのものを ISPACK 等の高速な外部ライブラリに任せ ることも、可搬性の担保との兼ね合いもあるが、検討 すべきであろう。

今回の開発でルジャンドル変換の演算部分は高速化

されたが、ルジャンドル変換の前後に必要となるステー ジ切替に伴うノード間通信の負荷は今後のGSMの高 解像度化において問題となりうる。実際、第 2.2.3 項 で示すように、NAPS10では球面調和変換に伴う MPI 通信がGSMの全実行時間に占める割合は小さくなく、 通信処理の最適化後でも1割強を占めている。大規模 なノード間通信はスペクトルモデルの宿命であり、今 後の計算機の動向次第では通信負荷の小さい、スペク トル法に替わる水平離散化を開発する必要があるかも しれない。そのような方策として、気象庁では現業領 域モデルの力学コアとして実績ある asuca を全球に適 用する開発(坂本 2014)や、厳密な球面調和変換が可 能でありつつ格子ベースの微分演算も実装しやすい構 造格子系の開発(Hotta and Ujiie 2018)など、多方面 からのアプローチを模索している。

2.2.3 NAPS10 移植時に実施した通信の最適化(1) はじめに

GSM は分散メモリ型並列計算機上で動作することを 想定して作成されたプログラムであり、MPIを用いた 分散メモリ向け並列計算(以下、MPI 並列)を利用し ている。GSM の MPI 並列では、異なる MPI プロセス 間・ノード間での大規模な通信処理(全対全通信)を 行っている。この通信処理に要する時間は大きく、モ デル全体の実行時間の数割を占める。

気象庁は、平成30年6月5日より第10世代スーパー コンピュータシステム(以下、NAPS10)の運用を開始 した(本田 2018)。NAPS10の運用開始に向け、GSM を新しい計算機(Cray XC50)へ移植したところ、従 来と比べ通信処理に要する時間が増大し、GSMの実 行が遅くなることが判明した。GSMのような現業利 用されるモデルでは、決められた時間内で処理が完了 することが不可欠であるため、この実行時間の増大は、 CrayXC50への移植にあたり喫緊の問題となった。

この問題の解決として、GSM の力学過程のうち通信 処理を行っている部分について高速化を実施した。高速 化した GSM では、通信処理に要する時間を 3~4 割ほ ど削減することができ、GSM 全体の実行時間としても 約 14%削減することに成功した。本変更は、NAPS10 運用開始より GSM に導入されている。以下本稿では、 実施した高速化について報告する。

本変更は高解像度全球モデル (TL959L100) を想定 して実施したものであるが、その他の解像度でも同様 の高速化が確認されている。このため、NAPS10 運用 開始より、全球アンサンブル予報システムの予報モデ ル (TL479L100, TL319L100) や全球解析のインナー モデル (TL319L100) 等にも同様の変更が適用されて いる。

(2) GSM の通信処理の概要

はじめに、GSM の MPI 並列について簡単に説明す る。詳細は、宮本 (2005)、宮本 (2009) 等に記述され

⁶ ここで性能可搬性とは、コードを書き換えることなく、あ るいは少ない書き換えのみで、異なるマシン上で計算を実行 できる性質(可搬性)に加え、高い実行効率も達成できる性 質を指す。

ているので、これらの文献を参照していただきたい。 GSM の MPI 並列では、計算領域(物理空間、波数空 間)を各 MPI プロセスに均等に分配して、並列に処理 を実行している。この際の、各 MPI プロセスへの計算 領域の分配方式をステージと呼んでいる。GSM で用い ているステージを表 2.2.3 に示す。GSM では "Grid", "Fourier", "Legendre", "Wavenumber", "Horizontal Advection"の計5種類のステージを用いており、処 理に応じて、適宜これらを切り替えて利用している。 "Grid"ステージは格子空間での処理を行うステージ であり、物理過程の計算や、各種力学非線型項の計算 はこのステージで行われる。"Fourier", "Legendre", "Wavenumber"の各ステージはスペクトル法のため のステージであり、スペクトル法の処理(球面調和 変換、Helmholtz 方程式の計算等)を計算する際は、 "Grid" \Leftrightarrow "Fourier" \Leftrightarrow "Legendre" \Leftrightarrow "Wavenumber"

間でステージが遷移する。"Horizontal Advection" ステージはセミラグランジュ法のためのステージで あり、セミラグランジュ法の処理を計算する際は、 "Grid"⇔"Horizontal Advection"間でステージ切り替 えが行われる。

これらのステージ切り替え処理は、各 MPI プロセス 間のデータの総交換・再配置により実装される。表2.2.4 に、高速化前のGSM (TL959L100, 320MPI 実行時) に おける、各ステージ切り替え処理に伴う通信処理の詳細 を示す。特徴として、ほとんどのステージ切り替え処理 について、送受信バッファサイズが数百~数千 KB の大 容量の全対全通信を行っている。"Grid"⇔"Horizontal Advection"間のステージ切り替え処理では、全 MPI プロセス間で全対全通信を行っており、一つの全 対全通信で扱う MPI プロセス数が最も多くなっ ている。 "Grid" \Leftrightarrow "Fourier", "Fourier" \Leftrightarrow "Legendre", "Legendre"⇔"Wavenumber"間のステージ切り替え処 理は、サブコミュニケータを利用することで、比較的 規模の小さい局所的な全対全通信の集合として実装さ れている。解像度や MPI 並列の設定次第で、表 2.2.4 の内容や、これらの処理に要する時間は大きく変わる。 特に高解像度ほど、これらの通信に伴う処理時間が増 大する傾向があり、TL959L100(320MPI, 80 ノード利 用)の場合は、GSM 全体の実行時間の 3~4 割⁷ を、 これらのステージ切り替え処理に要している。

(3) 計算機移植時の通信処理時間の増大

スーパーコンピュータシステムの更新に伴い、 GSM を新しい計算機に移植した。新しい計算機は CrayXC50 (米 Cray 製) であり、2012 年に導入された SR16000/M1 (日立製作所製) と比べて実効性能で約 10 倍の処理能力を持つ (栗原 2017)。1 ノードあたりの理 論演算性能としても、SR16000/M1 の 980.48GFLOPS から CrayXC50 では 3225.6GFLOPS となり、大幅

表 2.2.3 GSM の MPI 並列で利用しているステージの一覧 と、各ステージでの計算領域の分割方式。表の第1分割、 第2分割は、それぞれ二次元分割並列化における第1次 元 第2次元の分割対象を表している。

加加加加加加加加加		
ステージ名	第1分割	第2分割
"Grid"	南北	東西
"Fourier"	南北	鉛直
"Legendre"	東西波数	鉛直
"Wavenumber"	東西波数	波数成分
"Horizontal Advection"	南北	鉛直

に向上している。移植の確認として、CrayXC50 と SR16000/M1において、同じノード数でGSM を実行 し、処理に要した時間を比較した。まず、GSM の処 理のうち演算部分については、CrayXC50 利用時の方 がSR16000/M1 利用時と比べ速くなることが確認され た。これは、演算速度そのものの向上、メモリアクセ ス性能の向上、キャッシュ最適化された数値計算ライ ブラリの利用等が主な要因である。一方で、GSM の 処理のうち通信部分については、CrayXC50 利用時は SR16000/M1 利用時と比べ、大幅に遅くなる傾向が見 られた。GSM 全体の実行時間としては後者の影響が 大きく、GSM84 時間予報(TL959L100, 160MPI, 40 ノード利用)⁸を実行した場合、SR16000/M1 では約 20 分で計算されていたものが、CrayXC50 では約 25 分かかるようになった。

CrayXC50 において GSM の通信処理が遅くなった ことの要因の一つとして、SR16000/M1と比べ、ノー ド間インターコネクトの通信バンド幅が縮小したこと が考えられる。実際に、OSU Micro-benchmarks⁹等で 通信性能を比較すると、比較的小さいサイズの通信や、 レイテンシについては CrayXC50 の方が高速であるが、 通信量が 128KiB を越える通信では SR16000/M1 の方 が高速である傾向が見られた。前述のとおり、GSM の ステージ切り替えに伴う通信処理は大容量化する傾向 があり、基本的にその通信量は 128KiB よりも大きい。 これが、CrayXC50 への移植にあたり、GSM の通信処 理が遅くなった要因の一つであると考えている。

(4) 高速化の実装

GSM の実行時間を短縮するために、GSM の力学過 程のうち、ステージ切り替え処理に伴う通信処理につ いて、以下 2 点の変更を行った。なお、これらはいず れも時間積分の結果に影響しない変更であり、変更前 後で計算結果はビット単位で一致する。

- 冗長な通信を無くすことによる通信量の削減
- ベンダーの集団通信関数を利用することによる通信の最適化

⁷ CrayXC50(通信処理の高速化前)で計測した値。

 ⁸ 現在では 132 時間への予報時間延長を行ったため、実行時間短縮のために 80 ノード (320MPI) を利用している。
 ⁹ http://mvapich.cse.ohio-state.edu/benchmarks/

表 2.2.4 高速化前の GSM (TL959L100, 320MPI 実行時)における、各ステージ切り替え処理に伴う通信処理(全対全通信) の詳細。各全対全通信における通信量(送受信されるバッファの大きさ)、通信プロセス数(一つの全対全通信で扱う MPI プロセス数)、同時起動数(同時に起動される全対全通信の数)を記している。"Grid"⇔"Fourier", "Fourier"⇔"Legendre" 間のステージ切り替え処理については、通信量が異なる設定でモデル内で複数回行っているので、通信量についてはそれら の最小値、最大値を記入している。"Grid"⇔"Horizontal Advection"間のステージ切り替え処理については、プロセス毎に 送受信するバッファの大きさが異なるので、通信量についてはそれらの最小値、最大値を記入している。

*				
	ステージ切り替え処理	通信量 [バイト]	通信プロセス数	同時起動数
	"Grid" \Leftrightarrow "Fourier"	$1,\!096,\!704 \sim 6,\!423,\!552$	5	64
	"Fourier" \Leftrightarrow "Legendre"	$91,\!392 \sim 352,\!512$	64	5
	$``Legendre" \Leftrightarrow ``Wavenumber"'$	1,410,320	5	64
	"Grid" \Leftrightarrow "Horizontal Advection"	$0 \sim 552,960$	320	1

(a) 冗長な通信を無くすことによる通信量の削減

ー点目の変更として、球面調和変換に関わるス テージ切り替え処理("Grid"⇔"Fourier"、および "Fourier"⇔"Legendre"間のステージ切り替え処理)に ついて、従来存在した冗長な通信を無くすことによる 通信量の削減を行った。

GSM では、Reduced Spectral Transformation 及び 適合ガウス格子 (宮本 2005)を採用することで、高緯度 側における冗長な計算を削減し、実行時間を短縮してい る。しかしながら、従来の GSM では、球面調和変換に関 わるステージ切り替え処理について、標準ガウス格子相 当のデータを通信したままになっていた。この部分につ いて、Reduced Spectral Transformation に必要なデー タのみを通信するように修正を行い、通信量を削減し た。通信量を削減した GSM では、"Grid" ⇔ "Fourier", "Fourier" ⇔ "Legendre" 間のステージ切り替えに伴う通 信量を 3~4 割ほど削減することができ、その処理時間 についても 4~5 割ほど減らすことができた。

(b) ベンダーの集団通信関数を利用することによる通 信の最適化

2 点目の変更として、"Grid"⇔"Horizontal Advection"間のステージ切り替え処理について、ベンダー の集団通信関数を利用することによる通信の最適化を 行った。

従来のGSMでは、全対全通信の処理に集団通信関数 は用いず、すべて一対一通信 (MPLIsend, MPLIrecv) で行っていた。この部分について、ベンダーにより最 適化された集団通信関数 (MPLAlltoallv) を利用した ところ、一部のステージ切り替え処理で高速化が確認 された。特に、"Grid"⇔"Horizontal Advection"間の ステージ切り替え処理での高速化が顕著であり、その 処理時間を約2割減らすことができた。一方で、その 他のステージ切り替え処理については、顕著な高速化 は見られなかった。GSM のステージ切り替え処理の中 では、"Grid"⇔"Horizontal Advection"間のステージ 切り替え処理が、一つの全対全通信に関わる MPI プ ロセス数が最も多い通信となるため、集団通信関数を 利用することによる最適化の効果が大きかったものと 考えている。このため、今回は"Grid"⇔"Horizontal Advection"間のステージ切り替え処理についてのみ、 集団通信関数を利用する変更を適用している。

(5) 実行性能

実装した高速化の確認として、CrayXC50を用いて GSM132時間予報(TL959L100, 320MPI, 80 ノード利 用)を実行し、その実行時間および、ステージ切り替 え処理に要した時間を計測した結果を図 2.2.6 に示す。 (i) 高速化なし、(ii) 高速化ありの両者について計測を 行い、両者の結果を図示している。

まず、"Grid"⇔"Fourier"、"Fourier"⇔"Legendre" 間のステージ切り替えに要した時間に注目すると、 高速化の前後で処理時間が 4~5 割ほど削減されてお り、合わせて約 110 秒の高速化に成功している。こ れは、2.2.3.(4).(a) で述べた、球面調和変換に関わる 全対全通信の通信量を削減したことの効果である。次 に、"Grid"⇔"Horizontal Advection"間のステージ切 り替えに要した時間に注目すると、高速化の前後で 処理時間が約2割削減されており、約65秒の高速 化に成功している。これは、2.2.3.(4).(b) で述べた、 "Grid"⇔"Horizontal Advection"間のステージ切り替 え処理に、ベンダーにより最適化された集団通信関数 を利用した結果である。その他の処理については、今 回の変更を受けないため、高速化前後で処理時間は大 きく変わらない。GSM 全体の実行時間としては、高速 化前は約25分かかっていたが、高速化を行うことで約 22分まで短縮することができ、約14%の高速化に成功 している。

(6) まとめと今後の課題

GSM の CrayXC50 への移植に伴い、その通信処理 について高速化を行った。高速化の結果として、GSM のステージ切り替え処理のうち、"Grid"⇔"Fourier", "Fourier"⇔"Legendre"間のステージ切り替えに要する 時間を 4~5 割、"Grid"⇔"Horizontal Advection"間の ステージ切り替えに要する時間を約 2 割削減すること ができ、GSM 全体の実行時間を約 14%削減すること ができた。

今回行った高速化は、CrayXC50 に特化したもので



図 2.2.6 CrayXC50 で GSM132 時間予報 (TL959L100, 320MPI, 80 ノード利用) を実行し、実行時間および、各ステージ切り 替え処理に要した時間を計測した結果(単位は秒)。それぞれ、(a)"Grid"⇔"Fourier"ステージ間、(b)"Fourier"⇔"Legendre" ステージ間、(c)"Legendre"⇔"Wavenumber"ステージ間、(d)"Grid"⇔"Horizontal Advection"ステージ間の切り替えに要 した時間を示しており、(e) は GSM 全体の実行時間を示している。黒色は通信高速化前の計測結果であり、灰色は通信高速 化後の計測結果である。なお、計測値については、実行時間のぶれを考慮し、それぞれ 3 回ずつ実行して計測した値の平均 値を示している。

はない。現在、数千以上のノードを使って並列計算す るスーパーコンピュータが主流になっていること、最 新のスーパーコンピュータでも通信処理はそれほど速 くなっていないこと等を踏まえると、今後も通信処理 がボトルネックになる可能性がある。よって、今後も 引き続き、通信量を減らす、通信起動回数を減らす等 の、通信の最適化処理を継続する必要があると考えて いる。具体的には、(i)"Grid"ステージと"Horizontal Advection"ステージの統合による通信処理の削減、(ii) 全対全通信への依存度を下げる離散化の開発、等を検 討しており、今後の GSM 力学過程の開発において取 り組む予定である。

参考文献

- Côté, J. and A. Staniforth, 1988: A Two-Time-Level Semi-Lagrangian Semi-implicit Scheme for Spectral Models. Mon. Wea. Rev., 116, 2003–2012.
- Drake, J. B., P. Worley, and E. D'Azevedo, 2008: Algorithm 888: Spherical Harmonic Transform Algorithms. ACM Transactions on Mathematical Software, 35(3), 23:1–23:23.
- 日立製作所,2008: 数値計算ライブラリー MA-TRIX/MPP, MATRIX/MPP/SSS, MSL2 のご 紹介. スーパーコンピューティングニュース特 集号,東京大学情報基盤センター,9,5-20, URL https://www.cc.u-tokyo.ac.jp/public/ V0L9/special/1.pdf.
- 本田有機, 2018: 第10世代数値解析予報システム. 平成 30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2-13.
- Hortal, M., 2002: The development and testing of a new two-time-level semi-Lagrangian scheme (SET-TLS) in the ECMWF forecast model. *Quart. J.*

Roy. Meteor. Soc., 128, 1671–1687.

- Hoskins, B. J. and A. J. Simmons, 1975: A multilayer spectral model and the semi-implicit method. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 637–655.
- Hotta, D. and M. Ujiie, 2018: A nestable, multigridfriendly grid on a sphere for global spectral models based on Clenshaw–Curtis quadrature. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **144**, 1382–1397.
- 石岡圭一, 2017: ISPACK: 科学計算のための FORTRAN77 ライブラリ. URL http://www. gfd-dennou.org/arch/ispack/.
- Ishioka, K., 2018: A new recurrence formula for efficient computation of spherical harmonic transform. J. Meteor. Soc. Japan, 96, 241–249.
- Katayama, K., H. Yoshimura, and T. Matsumura, 2005: Operational Implementation of a new semi-Lagrangian global NWP model at JMA. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 6.5– 6.6.
- 栗原茂久, 2017: 計算機 (スーパーコンピュータシステム). 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 120–123.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別 冊第 51 号, 気象庁予報部, 39–42.
- 宮本健吾, 2009: 適合ガウス格子版全球モデル. 数値予 報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 27-49.
- Nakano, M., A. Wada, M. Sawada, H. Yoshimura, R. Onishi, S. Kawahara, W. Sasaki, T. Nasuno, M. Yamaguchi, T. Iriguchi, M. Sugi, and Y. Takeuchi, 2017: Global 7km mesh nonhydrostatic Model Intercomparison Project for improv-

ing TYphoon forecast (TYMIP-G7): experimental design and preliminary results. *Geoscientific Model Development*, **10**, 1363–1381.

- Orszag, S. A., 1970: Transform Method for the Calculation of Vector-Coupled Sums: Application to the Spectral Form of the Vorticity Equation. J. Atmos. Sci., 27, 890–895.
- 坂本雅巳, 2014: 全球モデルとしての利用. 数値予報課 報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 121–132.
- Simmons, A. J. and D. M. Burridge, 1981: An Energy and Angular-Momentum Conserving Vertical Finite-Difference Scheme and Hybrid Vertical Coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 758–766.
- Wedi, N. P., 2014: Increasing horizontal resolution in numerical weather prediction and climate simulations: illusion or panacea? *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **372**, 20130 289.
- Wedi, N. P., M. Hamrud, and G. Mozdzynski, 2013: The ECMWF model: progress and challenges. Proceedings of ECMWF Annual Seminar 2013: Recent developments in numerical methods for atmosphere and ocean modelling., 1–14.
- Wedi, N. P. and P. K. Smolarkiewicz, 2009: A framework for testing global non-hydrostatic models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 469–484.

3.1 積雲対流¹

3.1.1 はじめに

積雲対流活動は熱帯を中心とする熱、水、運動量の 鉛直輸送や非断熱加熱を通じて、大気の循環の形成に 大きな影響を与える。GSM では、積雲対流に伴う鉛直 輸送や非断熱過程をパラメタリゼーション(以下、積 雲対流スキーム)で表現している。積雲対流スキーム はモデル大気の循環の駆動源となり、他の過程と相互 作用しながら予測場を形成するため、GSM の予測特性 に大きな影響を与える。例えば、積雲対流スキームは、 直接的には非断熱加熱に伴う気温場や降水予測の再現 性に、間接的には加熱に伴う応答としての循環場や雲 放射過程を通じた気温の再現性に影響を与える。これ らは、熱帯の循環場や、台風自身の構造を通じて台風 の進路予測にも影響する。GSM による予測には以下の ような系統誤差 (バイアス) が長年あり、積雲対流ス キームが大きく関係していると考えられてきた。その ため、バイアスの減少に向けたさまざまな取り組みが なされてきた。

- 熱帯対流圏中層の低温、乾燥バイアス (宮本ほか 2009)
- 対流圏上層の高温バイアス
- 大気上端上向き長波放射 (OLR: Outgoing Longwave Radiation)の正バイアス
- 夏季北西太平洋の循環場の弱まり
- 雄大積雲の予測過少

GSM1603, GSM1705 では、積雲対流スキームに大 規模な改良を施し、これらのバイアスを減少させた。 本節では、GSM1603, GSM1705 で行った積雲対流ス キームの改良について、その概要と主なインパクトに ついて解説する。表 3.1.1 は、GSM におけるバイアス 減少と、GSM1603, GSM1705 での改良項目との関連 を示したものである。変更は多岐にわたり、積雲対流 スキームの変更に対応する形で雲スキームも変更され ている点が大きな特徴として挙げられる。特に気温に ついては、単体の変更では低温バイアスの拡大をもた らす項目もあるため、別の過程が持っていた誤差を補 償していた可能性に注意しつつ改良を行った。結果、 GSM1603 で行った雲スキーム、積雲スキームの気温 へのインパクトとしては、図 3.1.1 のようになり、表 3.1.1の気温バイアス減少に書かれた項目が対流圏中下 層の低温バイアス、上層(100 hPa~90 hPa 付近)の高 温バイアスの減少に寄与している。また、大きな見直 し点のひとつである「対流性上昇流内での降水変換項 の導入」があって初めて導入可能となった項目が複数 存在することも GSM1603, GSM1705 の改良での特徴



図 3.1.1 解析予報サイクル実験による、熱帯 (20°S–20°N) に おける気温のラジオゾンデ観測に対する平均誤差の鉛直プ ロファイル。縦軸は気圧 [hPa]、横軸は気温の平均誤差 [K]。 期間は 2013 年 8 月の 1 か月間。色の違いは予報時間の違 いを表す。(左) TEST: GSM1403 をベースに GSM1603 での積雲対流、雲スキームの改良を導入したもの。(右) CNTL: GSM1403。

である。他の過程の変更も含む、GSM1603, GSM1705 全体としての予測特性の変化、台風進路予測の改善に ついては第1.1.7 項、第1.1.8 項及び米原 (2016)、米原 (2017) を参照されたい。

本節の構成は以下の通りである。第 3.1.2 項では、 GSM1603, GSM1705 における積雲対流スキームの改 良の背景となった、現在の物理過程開発の難しさや、 それに対応するための第9世代スーパーコンピュータ システム(以下、NAPS9)における開発基盤の改善に ついて述べる。第3.1.3 項では、GSM1603, GSM1705 における改良内容を理解するための予備知識として、 GSM における積雲対流スキームで計算している方程式 系や、スキームを構成する概念モデルである「雲モデ ル」といった、積雲対流スキームの全体像について解 説する。第3.1.4項では、雲モデルの改良の中でも大き な変更である、対流性上昇流内の降水変換の導入、融 解過程の精緻化、雲底以下の対流性上昇流モデルの改 良について述べる。第3.1.5項ではその他の改良につ いて述べる。最後に第3.1.6項で、まとめと今後の展望 について述べる。

3.1.2 GSM1603, GSM1705 における積雲対流ス キームの改良の背景

第1.1.1項で示したように、GSM0801以降、積雲対 流スキームの大規模な変更はGSM1603まで待つこと になり、改良に長い時間を要した。その要因として、 積雲対流スキームの概念モデルである、積雲内での支

 $[\]overline{1}$ 氏家 将志、下河邉 明

表 3.1.1 GSM の熱帯、亜熱帯における系統誤差減少(左列)と、GSM1603, GSM1705 における積雲対流スキーム及び雲ス キームの改良(右列)との関係。* 印で書かれている改良は「対流性上昇流内での降水変換項の導入」があることで、導入可 能になった項目。

熱帯対流圏中層の低温バイアス	雲底以下の対流性上昇流モデルの改良(第 3.1.4 項 (3))、雲氷の人
	工的な鉛直再配分の廃止*(第 3.1.5 項 (2))、雲氷落下の改良*(雲
	スキーム、第 3.2.3 項)
熱帯対流圏中層の乾燥バイアス	融解過程の精緻化*(第 3.1.4 項 (2))、雲スキームにおける、確率
	密度関数の幅の積雲依存の廃止(雲スキーム、第 3.1.5 項 (3))
対流圏上層の高温バイアス	対流性上昇流内での降水変換項の導入(第 3.1.4 項 (1))
OLR の正バイアス	雲氷の人工的な鉛直再配分の廃止*(第 3.1.5 項 (2))、雲氷落下の
	改良* (雲スキーム、第 3.2.3 項)
夏季北西太平洋の循環場の弱まり	融解過程の精緻化*(第 3.1.4 項 (2))
雄大積雲の予測過少	融解過程の精緻化*(第 3.1.4 項 (2))

配方程式系を記述した「雲モデル」の見直しや、compensating errors の見極めに時間を要したことが挙げ られる。compensating errors とは、ある過程に起因す る誤差が、別の過程の誤差によって打ち消される現象 であり、近年強く認識されるようになった問題である (Martin et al. 2010; Weverberg et al. 2018 など)。

雲モデルについて、Arakawa and Schubert (1974) 型の積雲対流スキームの GSM への導入(隈 1996)以 降、スキームの発動を決めるトリガーの導入や、積雲 対流活動の強さを決めるクロージャーの改良の他、降 水の再蒸発過程、対流性下降流の改良等により、予測 精度が向上した(隈 2000; 中川 2004, 中川 2007 など)。 一方で、積雲対流スキームによる加熱率の鉛直構造の 特性を決める雲モデル、特に対流性上昇流に関連する 過程については、大きな変更がなされなかった。積雲 対流スキーム内の降水の融解等の微物理過程について も、そのインパクトは先行研究で知られていた(Sud and Walker 2003 など) ものの、GSM において抜本的 な変更はなされなかった。バイアスの減少や予測精度 向上のためには、これら雲モデルを見直し、スキーム の特性を大きく変える必要があった。また、雲モデル の改良には、雲モデルに起因する誤差を補償するため の補正等の処理の見直しも同時に必要であった。しか し、雲モデルの改良と補正処理の見直しを同時に行う には、スキームの全体像を理解しつつ内部変数の挙動 の詳細を把握し、多数の実験による予測精度評価が必 要となる。これらには開発環境の整備を含め時間を要 した。

また、GSM には積雲対流スキームと雲スキーム、雲 放射スキーム、境界層スキームとの間に compensating errors が存在していた。積雲対流スキームのみの改良 では予測精度向上が難しく、関連するスキームとの相 互作用の把握や問題の見極めが必要であった。また、 compensating errors は積雲対流スキーム内の過程間² でも見られ、スキーム内で誤差を打ち消しているもの を明らかにする必要があった。

第1.1.1項で述べられているように、NAPS9では計 算機能力の飛躍的向上とともに、開発プロセスの見直 しや実験環境等の開発基盤の高度化が進められた。こ れらは、積雲対流スキームの改良にとって追い風となっ た。例えば、Single Column Model(以下、SCM)と 呼ばれる鉛直1次元モデルによる物理過程のテスト環 境は、積雲対流スキームの挙動の詳細な把握を可能に した。また、階層的な実験環境の整備により、モデル の予測結果に見られる問題とその解決方法に対して、 仮説を立て実験による検証を繰り返す、科学的根拠を 積み上げる開発(石田 2017)を積雲対流スキーム開発 においても効率的に行うことが可能になった。

3.1.3 GSM の積雲対流スキームの全体像

ここでは、第3.1.4 項で示す GSM1603, GSM1705の 主な改良のスキーム全体における位置づけの理解のた め、GSM1705 の積雲対流スキームの全体像や、使用 している雲モデルについて述べる。積雲対流スキーム に明るい読者にとっては既知の内容を多く含んでいる が、新たにモデル開発に携わる読者や、他の物理過程 の専門家等を想定し、積雲対流スキームが具体的に何 を計算しているのかを解説する。

数式のうち、二重下線 (<u>)</u>) で引かれている項は GSM1603 で新たに考慮されるようになった項、下 線 (<u>)</u>) で引かれている項が、GSM1603, GSM1705 で 見直しを行った項である。

(1) サブグリッドスケールの対流による格子平均場への影響

一般に、サブグリッドスケールの対流に伴う、ある 物理量 ϕ の格子平均値 ϕ の時間変化率は、格子内での ϕ の揺らぎを ϕ 'とすると、以下の式で表される。

$$\rho \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial t} = -\frac{\partial \rho \overline{\phi' w'}}{\partial z} + S_{\phi} \tag{3.1.1}$$

ここで、w [m/s] は上向き正とした鉛直速度である。右 辺第1項は輸送フラックスの収束による変化、第2項

²前述の補正等の処理も含む。

はソース項による変化である。積雲対流スキームでは、 これらの項を対流雲域内の支配方程式である雲モデル を用いて、格子平均値からパラメタライズして解く。

GSM の積雲対流スキームにおいては、 ϕ として、乾 燥静的エネルギー $s = C_pT + gz$ [J kg⁻¹]、湿潤静的エ ネルギー $h = C_pT + gz + L_vq_v$ [J kg⁻¹] が使用される。 ここで C_p [J kg⁻¹ K⁻¹], T [K], g [m s⁻²], z [m], L_v [J kg⁻¹], q_v [kg kg⁻¹] はそれぞれ、乾燥大気の定 圧比熱、気温、重力加速度、高度、凝結潜熱、比湿で ある。s のソースとしては、雲の凝結や凝固、昇華、降 水の再蒸発や融解といった、対流に伴う水の相変化に よる潜熱を扱う。h は気相と液相の間の相変化に対し て不変であるため、ソース項としては、液相、固相の 間の相変化に伴う潜熱を扱う。

GSM 本体の予報変数である、 T, q_v の格子平均場の時間変化率は、 $\overline{h}, \overline{s}$ の時間変化率を用いて、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{C_p} \frac{\partial \overline{s}}{\partial t} \tag{3.1.2}$$

 $\frac{\partial \overline{q_v}}{\partial t} = \frac{1}{L_v} \frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{h} - \overline{s} \right) \tag{3.1.3}$

のように変換される。

(2) 格子内における対流と環境場の分布

GSM の積雲対流スキームの雲モデルは、スペクト ル型のマスフラックススキームの一種である Arakawa and Schubert (1974)を基にしている。スペクトル型 のスキームでは、雲頂が異なる積雲が格子内に複数存 在することを仮定し、その集合の効果を、格子平均の 熱や水の時間変化率の計算に利用する。マスフラック ススキームでは格子内を対流性上昇流、対流性下降流、 環境場の3つの領域に分割し、それぞれの領域での質 量の鉛直フラックス(以下、マスフラックス)を計算 する。また、それぞれの領域内では、物理量の水平分 布は一様であることを仮定する。GSM では、対流性上 昇流についてはモデル面第14層目(約900 hPa)から 第60層目(約100 hPa)に雲頂を持つ積雲を考え、対 流性下降流の効果については1種類の積雲で代表させ ている。σ (0-1) を格子内における対流の面積の割合、 上付き文字の u. d をそれぞれ対流性上昇流、対流性下 降流を表すとすると、上向きを正とした n 番目の積雲 の上昇マスフラックス M_n^u [kg m⁻² s⁻¹]、下向きを正 とした下降マスフラックス M^d [kg m⁻² s⁻¹] は以下の ように表される。

 $M_n^u = \rho \sigma_n^u w_n^u \tag{3.1.4}$

$$M^d = -\rho \sigma^d w^d \tag{3.1.5}$$

また、マスフラックスは地上と雲頂で0であるとする。 格子内に占める、対流性上昇流、下降流域の面積が十分 小さいこと、環境場の鉛直速度が0とみなせることを 仮定すると、輸送フラックス $\rho \overline{\phi' w'}$ は以下のように近似 的に表すことができる (Arakawa and Schubert 1974 など)。

$$\rho \overline{\phi' w'} \sim \sum_{n} M_{n}^{u} \left(\phi_{n}^{u} - \overline{\phi} \right) - M^{d} \left(\phi^{d} - \overline{\phi} \right) \quad (3.1.6)$$

また、GSM における積雲対流スキームでは、水の相変化として、対流性上昇流域における凝結量 $c_{l,n}^{u}$ [kg m⁻³ s⁻¹]、昇華量 $c_{i,n}^{u}$ [kg m⁻³ s⁻¹]、対流性 上昇流から放出され環境場を落下する降水の再蒸発量 e [kg m⁻³ s⁻¹]、融解量 m [kg m⁻³ s⁻¹]、対流性下降 流域における凝結量 ${}^{3}c_{l}^{d}$ [kg m⁻³ s⁻¹]を考慮する。し たがって、s, hのソース項は、以下のように表される。

$$S_s = \sum_n \left[L_v c_{l,n}^u + (L_v + L_i) c_{i,n}^u \right]$$

$$- \underline{L_i m} - \underline{L_v e} + L_v c_{l,n}^d$$
(3.1.7)

$$S_h = \sum_n L_i c^u_{i,n} \underline{-L_i m}$$
(3.1.8)

ここで、 L_i [J kg⁻¹] は凝固に伴う潜熱である。GSM では、 L_v , L_i は定数として扱う⁴。GSM の積雲対流ス キームでは $\phi = s$, h について (3.1.6) 式、(3.1.7) 式、 (3.1.8) 式を (3.1.1) 式に代入することで、 \overline{s} , \overline{h} の時間 変化率を計算する。そのため、対流性上昇流域、下降 流域における M, s, h, c等の鉛直プロファイルを計算 する必要がある。これらの鉛直プロファイルの計算に は、それぞれの領域における雲モデルを用いる。

(3) 対流性上昇流域の雲モデル

対流性上昇流における雲モデルでは、対流が周囲の 空気を取り込んだり(エントレインメント)、逆に対流 内の空気を周囲に放出(デトレインメント)する過程 を考慮する。また、対流域では質量や熱、水の鉛直輸 送と水平のエントレインメント、デトレインメントが 釣り合っているという、定常状態を仮定する。

これらの仮定を用いると、格子内に存在する、n番目の対流性上昇流域における質量保存の式は

$$0 = -\frac{\partial M_n^u}{\partial z} + E_n^u - D_n^u \tag{3.1.9}$$

となる。ここで E_n^u [kg m⁻³ s⁻¹], D_n^u [kg m⁻³ s⁻¹] はそれぞれエントレインメント、デトレインメントで ある。

GSM ではデトレインメントは雲頂でのみ起こると し、さらに Moorthi and Suarez (1992) に倣い、上昇 マスフラックスの鉛直プロファイルを高度に対して線 形化する。

$$M_n^u = M_{b,n}^u \left[1 + \lambda_n \left(z - z_b \right) \right]$$
(3.1.10)

ここで、 $M_{b,n}^u$ [kg m⁻² s⁻¹], z_b [m] はそれぞれ、雲底における上昇マスフラックス、雲底の高度である。

⁴ $L_v = 2.507 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}, L_i = 3.33 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$

³実際には蒸発となるため、負の値を取る。

 $\lambda_n \, [m^{-1}]$ はエントレインメント率を表し、鉛直一様を 仮定する。質量保存の式は、雲頂を除けば

$$0 = -\frac{\partial M_n^u}{\partial z} + \lambda_n M_{b,n}^u \tag{3.1.11}$$

$$E_n^u = \lambda_n M_{b,n}^u \tag{3.1.12}$$

となる。

対流性上昇流域における、*s*, *h*の方程式は

$$0 = -\frac{\partial M_n^u s_n^u}{\partial z} + E_n^u \overline{s} - D_n^u s_n^u + L_v c_{l,n}^u + (L_v + L_i) c_{i,n}^u$$
(3.1.13)

$$0 = -\frac{\partial M_n^u h_n^u}{\partial z} + E_n^u \overline{h} - D_n^u h_n^u + L_i c_{i,n}^u$$
(3.1.14)

となる。また、 q_l [kg kg⁻¹], q_i [kg kg⁻¹] をそれぞれ 液水量、雲氷量とし、全水量を $q_t = q_v + q_l + q_i$ で定 義し、環境場は未飽和 ($\overline{q_t} = \overline{q_v}$) であると仮定すると、 対流性上昇流域における水物質の支配方程式は以下で 示される。

$$0 = -\frac{\partial M_n^u q_{t,n}^u}{\partial z} + E_n^u \overline{q_v} - D_n^u q_{t,n}^u \underline{-R_{l,n} - R_{i,n}}$$
(3.1.15)

$$0 = -\frac{\partial M_n^u q_{l,n}^u}{\partial l_{l,n}} - D_n^u q_{l,n}^u + c_{l,n}^u \underline{-R_{l,n}} \qquad (3.1.16)$$

$$0 = -\frac{\partial M_n^u q_{i,n}^u}{\partial z} - D_n^u q_{i,n}^u + c_{i,n}^u \underline{-R_{i,n}} \qquad (3.1.17)$$

ここで、 $R_{l,n}$ [kg m⁻³ s⁻¹], $R_{i,n}$ [kg m⁻³ s⁻¹] は雲か ら雨、雪へ変換される量である。生成された雨、雪は 再蒸発の分を除き、直ちに地上に落下する。

GSM における積雲対流スキームでは、雲の液相と固 相の分配は環境場の気温に応じて行う。雲や降水にお ける固相の占める割合 r (0-1) は気温 T の関数として 以下のように表す。

$$r(T) = \min\left[\max\left(\frac{T_f - T}{T_f - T_s}, 0\right), 1\right]$$
(3.1.18)

ここで、 $T_f = 273.15$ K, $T_s = 258.15$ K である。また、 min, max はそれぞれ、引数内の最小値、最大値を取 る関数である。つまり、気温が 273.15 K (0 °C) 以下 になると雲氷が存在し始め、その割合は気温に対して 線形的に変化し、258.15 K (-15 °C) 以下になると完全 に雲氷となる。 q_c [kg kg⁻¹] を雲水量(液水量と雲氷 量の和)とし、 $q_{l,n}^u$, $q_{i,n}^u$ を $q_{c,n}^u$ とr を用いて以下のよ うに表す。

$$q_{l,n}^{u} = (1-r) \, q_{c,n}^{u} \tag{3.1.19}$$

$$q_{i,n}^u = r q_{c,n}^u \tag{3.1.20}$$

 c_c [kg m⁻³ s⁻¹] を雲水生成量、 R_n [kg m⁻³ s⁻¹] を雲から降水への変換量とすると、雲水量の場合と

同様に、 $c_{l,n}^{u} = (1-r)c_{c,n}^{u}, c_{i,n}^{u} = rc_{c,n}^{u}, R_{l,n}^{u} = (1-r)R_{n}^{u}, R_{i,n}^{u} = rR_{n}^{u}$ と表す。 rを用いると、 $q_{c,n}^{u}, q_{l,n}^{u}, q_{i,n}^{u}$ が満たす式は

$$0 = -\frac{\partial M_n^u q_{c,n}^u}{\partial z} - D_n^u q_{c,n}^u + c_{c,n}^u \underline{-R_n} \qquad (3.1.21)$$

$$0 = -\frac{\partial M_n^u q_{l,n}^u}{\partial z} - D_n^u q_{l,n}^u + (1-r) c_{c,n}^u \underline{-(1-r) R_n} \qquad (3.1.22)$$

$$0 = -\frac{\partial M_n q_{i,n}}{\partial z} - D_n^u q_{i,n}^u + r c_{c,n}^u \underline{-rR_n} \quad (3.1.23)$$

となる。

(4) エントレインメント率と、対流性上昇流内のプロ ファイルの決定

GSM の積雲対流スキームでは、積雲の雲頂は対流 性上昇流が浮力を失う高度とし、さらにモデルのフル レベルと一致するようにする。n 番目の積雲が浮力 を失う高度 $z_{t,n}$ では、湿潤静的エネルギーは環境場 の飽和湿潤静的エネルギーと一致すること $(h_n^u(z_t) = h^*(z_{t,n}), q_{v,n}^u(z_{t,n}) = \bar{q}^*(z_{t,n}))$ と、雲底では $q_c^u = 0$ と すること、デトレインメントは雲頂のみで起こるという 条件を用いて、(3.1.14) 式、(3.1.15) 式、(3.1.23) 式を z_b から $z_{t,n}$ まで積分し、(3.1.10) 式、(3.1.12) 式 を代入 することで、 λ_n に関する方程式を得る。 $r(T(z_{t,n})) = 0$ または $R_n = 0$ の場合は、 λ_n を以下のように直接計算 することが可能になる⁵。

$$\lambda_n = \frac{A}{B}$$

$$A = h_n^u(z_b) + r\left(\overline{T}(z_{t,n})\right) L_i q_{v,n}^u(z_b)$$
(3.1.24)
(3.1.25)

$$-\overline{h}^{*}(z_{t,n}) - r\left(\overline{T}(z_{t,n})\right) L_{i}\overline{q}^{*}_{v}(z_{t,n})$$

$$B = (z_{t,n} - z_{b}) \left(\overline{h}^{*}(z_{t,n}) + r\left(\overline{T}(z_{t,n})\right) L_{i}\overline{q}^{*}_{v}(z_{t,n})\right)$$

$$- \int_{z_{b}}^{z_{t,n}} \overline{h}dz - r\left(\overline{T}(z_{t,n})\right) L_{i} \int_{z_{b}}^{z_{t,n}} \overline{q_{v}}dz$$

$$(3.1.26)$$

一方、 $r(\overline{T}(z_{t,n})) \neq 0$ かつ、 $R_n \neq 0$ 、つまり雲や降水 として固相が存在し、かつ雲から降水への変換を考慮 する場合、繰り返し計算で λ_n を求める必要がある。こ れは、 R_n が λ_n に非線形に依存し、 λ_n を直接計算で きなくなるためである⁶。

 λ_n が決定したら、(3.1.9) 式、(3.1.13) 式、(3.1.14) 式、 (3.1.15) 式、(3.1.21) 式を雲底から雲頂まで鉛直積分す ることで、対流性上昇流域内の M_n^u , s_n^u , h_n^u , $q_{t,n}^u$, $q_{c,n}^u$ の鉛直プロファイルが得られる。

また、 λ_n の計算や、対流性上昇流内での物理量の鉛 直プロファイルを得るためには、 $h_n^u(z_b)$ といった雲底

 $^{{}^5} r\left(\overline{T}(z_{t,n})\right) = 0$ の場合、隈 (1996)の (2.10) 式と一致する。

 $^{{}^6}$ R_n は λ_n に依存する変数である M_n^u と $q_{c,n}^u$ を用いて計算 され、かつ、 $R_n > 0$ の判定が $q_{c,n}^u$ の大きさに依存する。

での値が必要であり、これらは次に示す、雲底以下の 対流性上昇流モデルで計算する。

(5) 雲底以下での対流性上昇流モデル

雲底以下の対流性上昇流モデルは Jakob and Siebesma (2003)を基に定式化する。このモデルでは、 雲底以下の対流を1種類の上昇流で代表させ、さらに エントレインメントのみが生じることを仮定する。雲 底以下のマスフラックス $M^u \ge s^u$, h^u の支配方程式 は以下のように表される。

$$0 = -\frac{\partial M^u}{\partial z} + \lambda_b M^u \tag{3.1.27}$$

$$\underbrace{0 = -\frac{\partial M^{u} s^{u}}{\partial z} + \lambda_{b} M^{u} \left(\overline{s} + \delta s\right)}_{==========}$$
(3.1.28)

$$\underbrace{\begin{array}{l}0 = -\frac{\partial M^{u}h^{u}}{\partial z} + \lambda_{b}M^{u}\left(\overline{h} + \delta h\right)}_{=} \qquad (3.1.29)$$

$$\lambda_b = \frac{C_e}{\underline{z}} \tag{3.1.30}$$

ここで、 λ_b は雲底以下での対流性上昇流のエントレイ ンメント率 [m⁻¹]、 C_e は経験的に決める無次元の定数 である。 δs , δh はそれぞれ、 s^u , h^u の摂動であり、気 温や比湿のモデル格子内の非均一性の効果を表現して いる。対流性上昇流域は環境場よりもエネルギーが高 い状態を仮定して、 δs , δh は正の値を取る。(3.1.27) 式、(3.1.28) 式、(3.1.29) 式を地上から雲底まで鉛直積 分することで、雲底以下の M^u 及び雲底での s^u , h^u を 得る。

(6) 雲頂でのデトレインメント

デトレインメントは雲頂でのみ発生し、雲頂直下で 質量がすべて放出されるとする。この場合、 Δz [m] を 層厚として、 $D_n^u = M_n^u/\Delta z$ で与えられる。物理量 ϕ のデトレインメントは $D_n^u \phi_n^u$ で表される。雲頂におけ る雲水量については、すべて雲としてデトレインされ るのではなく、雲と降水への分配を行う。雲頂におけ る雲水量のうち、降水に分配される割合 a_n (0–1) は、 以下の式で経験的に決められ、雲頂が高い積雲ほど降 水の割合が高くなるとする。

$$a_n = (z_b - z_t)/15000 \,[\text{m}]$$
 (3.1.31)

また、過大な雲水量がデトレインされるのを抑制する ため、雲頂における雲水量のうち、10⁻³ kg kg⁻¹ を超 えた分も降水として落下させるようにする。

(7) 対流性下降流域の雲モデル

対流性下降流もエントレインメント、デトレインメ ントを考慮した雲モデルを考える。対流性上昇流と異 なる点は、計算効率を重視し、対流性下降流は1種類 の積雲で代表させること、雲や降水については液相の みを扱うこと、対流性下降流域の比湿は飽和状態を維 持することである。

$$0 = \frac{\partial M^d}{\partial z} + E^d - D^d \tag{3.1.32}$$

$$0 = \frac{\partial M^d s^d}{\partial z} + E^d \overline{s} - D^d s^d + L_v c_l^d \qquad (3.1.33)$$

$$0 = \frac{\partial M^d h^d}{\partial z} + E^d \overline{h} - D^d h^d$$
(3.1.34)

$$0 = \frac{\partial M^d q_v^d}{\partial z} + E^d \overline{q_v} - D^d q_v^* {}^d - c_l^d \qquad (3.1.35)$$

$$0 = \frac{\partial M^d q_c^d}{\partial z} - D^d q_c^d + c_l^d \tag{3.1.36}$$

ここで、 q_v^* ^{*d*} は対流性下降流内の飽和比湿である。GSM では、対流性下降流は、対流性上昇流のマスフラックス $\sum_n M_n^u$ の大きさが雲底の値の 0.5 倍になる高度から始 まる。対流性下降流の始まる高度での M^d の大きさは雲 底での $\sum_n M_n^u$ の 0.4 倍、雲底より上では $E^d = D^d$ 、雲 底以下では $E^d = 0$, $D^d = (1/z) M^d$ として、対流性下 降流の始まる高度から地上まで (3.1.32) 式から (3.1.36) 式を鉛直積分することで、対流性下降流内の物理量の プロファイルを計算する。

(8) GSM の積雲対流スキームにおける、格子平均場 の時間変化率

(3.1.6) 式 (輸送フラックスの式)、(3.1.7) 式、(3.1.8) 式 (ソース項)、(3.1.9) 式、(3.1.13) 式、(3.1.14) 式 (対流性上昇流の式)、及び(3.1.32) 式から(3.1.34) 式 (対流性下降流の式) を(3.1.1) 式に代入することで、 *s*, *h*の時間変化率は以下の形で得られる。

$$\rho \frac{\partial \overline{s}}{\partial t} = \sum_{n} D_{n}^{u} \left(s_{n}^{u} - \overline{s} \right) + D^{d} \left(s^{d} - \overline{s} \right) + \left(\sum_{n} M_{n}^{u} - M^{d} \right) \frac{\partial \overline{s}}{\partial z}$$
(3.1.37)
$$\rho \frac{-L_{i}m}{\partial \overline{t}} = \sum_{n} D_{n}^{u} \left(h_{n}^{u} - \overline{h} \right) + D^{d} \left(h^{d} - \overline{h} \right) + \left(\sum_{n} M_{n}^{u} - M^{d} \right) \frac{\partial \overline{h}}{\partial z}$$
(3.1.38)

(3.1.37) 式、(3.1.38) 式の右辺第1,2項目は対流域か ら環境場へのデトレインメントを表す。第3項目は移 流項の形をしており、対流性上昇流、下降流に対応し て生じる、環境場での下降流(補償下降流と呼ぶ)を 表す。第4項目は環境場を落下する降水の融解を表す。 (3.1.37) 式の第5項目は環境場を落下する降水の再蒸 発を表す。つまり、GSMの積雲対流スキームでは、対 流の効果である「サブグリッド輸送+ソース項」を「デ トレインメント+補償下降流+環境場を落下する降水 の相変化」の形で表している。

 $-L_im$

なお、雲底以下では、第 3.1.3 項 (5) で示した s^{u} , h^{u} の摂動 δs , δh の考慮に対応して、(3.1.37) 式、(3.1.38) 式にそれぞれ付加項 $-\lambda_{b}M^{u}\delta s$, $-\lambda_{b}M^{u}\delta h$ が加わる。

3.1.4 雲モデルの改良

(1) 対流性上昇流内での降水変換項の導入

対流性上昇流内での雲から降水への変換(以下、降 水変換)は、上昇途中で成長し粒径が大きくなった雲 が降水として落下するという、降水量や加熱率の鉛直 構造を決める重要な過程である。モデルにおいても、 ECMWF の全球モデル IFS (Tiedtke 1993)、英国気象 局の全球領域統一モデル UM (Gregory and Rowntree 1990)、NCAR のコミュニティモデル CAM (Zhang and McFarlane 1995; Neale et al. 2010) といった、主な全 球モデルで採用されているマスフラックス型の積雲対 流スキームで考慮されている。

GSM1403以前までの雲モデルでは (3.1.21) 式におけ る降水変換項 R_n は考慮されていなかった。これは、第 3.1.3 項 (4)で示した通り、エントレインメント率 λ_n を 直接計算可能にし、繰り返し計算に伴う計算時間増を 避けるためである。 $R_n = 0$ として、(3.1.21)式の鉛直 積分がなされるため、雲頂における q_c^u は非常に大きな 値を取る⁷。より直感的な表現としては、「積雲の中で 生成された雲はすべて上層に運ばれ、雲頂でデトレイ ンされる」ことに相当する。第3.1.3項(6)で示した雲 頂における雲と降水の分配により、非現実的な量の雲 水量がデトレインされることはないが、対流圏上層に 雲頂を持つ積雲については、分配後の雲頂における雲 水量が、多くのケースで最大値である 10⁻³ kg kg⁻¹ に 達していた。地上の降水で見ると不自然な予測には見 えないが、降水が生成される高度や加熱率の鉛直構造 は不自然なものとなっていた。例えば Lin et al. (2012) は、GSM0801の積雲対流スキームの加熱率のピーク 高度は、深い対流が立つときに 400 hPa 程度と、他の モデルや観測による推定値に比べて高いことを指摘し た。これは、雲から降水への変換がないことで、対流 圏上層で雲氷生成に伴う凝固熱が増加することが原因 である。また、降水変換がないことによる雲頂での雲 水量のデトレインメントの増加は、長波放射を通じて、 さらに対流圏上層の高温化をもたらす。

GSM1603 では、 R_n を陽に考慮し、以下のように Kessler (1969) 型のオートコンバージョンの形で定式 化した。

$$R_n = M_n^u \ c \ \max\left(q_{c,n}^u - q_{c0}, 0\right) \tag{3.1.39}$$

ここで $q_{c0} = 10^{-4}$ [kg kg⁻¹], $c = 4 \times 10^{-3}$ [m⁻¹] とし た。 q_{c0} は雲スキームにおいて雨への変換が活発になり 始める雲水量を基に、また、c は Lord et al. (1982) を 参考にしつつ、予測実験から経験的に設定した。各層 で生成された降水フラックスは $R_n\Delta z$ となる。降水変 換の導入による、繰り返し計算に伴う実行時間増につ いては、ルジャンドル変換(第 2.2.2 項)をはじめとし



図 3.1.2 アジア域における、(上) 5°N – 10°N で平均した、 積雲対流スキームによる降水フラックス生成量 [mm/6h] の鉛直断面。カラーは降水生成量、赤い等値線は再蒸発に よる降水消滅量を表す。(下) 積雲対流スキームによる地 上降水量 [mm/6h]。(左) 対流性上昇流途中での降水変換 なし、(右) 対流性上昇流途中での降水変換あり。設定の ベースは 第 3.1 節で示した積雲対流スキームの改良のう ち、エネルギー再配分の見直し(第 3.1.4 項 (2))を導入 したもの。初期時刻と予報時間はいずれも 2012 年 8 月 15 日 00UTC FT=24。

たモデルの高速化で解決した。さらに、GSM1705では エントレインメント率の計算自体の高速化も行った。

降水変換の導入により、降水生成高度が適切になる。 図 3.1.2 は、熱帯域における、積雲対流スキームによ る降水フラックス生成量と地上の降水量を示している。 地上の降水量だけで見ると、降水変換の有無による違 いは小さい。しかし、「降水がどこで生成されたか」は 両者で全く異なる。降水変換がない場合、10 mm/6hr 以上の降水はそのほとんどが 300 hPa より上層で生成 されたものであり、対流圏中層で降水が生成されない 不自然なものとなっている。一方、降水変換を考慮す ることで、降水は 800 hPa から 300 hPa の間の広い範 囲で生成されるようになり、対流圏上層で生成される 降水は大きく減少する。

降水変換の対流圏上層の気温へのインパクトについ て、図 3.1.3 で TWP-ICE(Lin et al. 2012)の事例での SCM における、155 hPa の気温の時系列を示す。降水 変換がない場合、時間積分開始とともに急激に高温に なり、観測値から離れていく。一方、降水変換を考慮 することで時間積分開始後の気温の急激な上昇はほぼ 見られなくなる。降水変換が始まる閾値 q_{c0} を小さく することで、155 hPa 付近の気温はさらに低くなるが、 その変化は降水変換の有無に比べると小さい。対流圏 界面付近の気温の振る舞いでは、降水変換の有無が大 きな違いとなる。

3次元モデルにおいても、図3.1.4で見られるように、 降水変換がない場合は Lin et al. (2012) で指摘された ような、400 hPa をピークとした積雲対流による加熱 が見られる。また、上層の雲の増加に対応して、長波

 $^{^7}$ 対流圏界面付近に雲頂がある積雲の場合、雲頂における q_c^u は、10⁻² [kg kg⁻¹] のオーダーと、対流圏下層における比湿と同程度の量となる場合がある。



図 3.1.3 TWP-ICE 事例 (Lin et al. 2012) での SCM におけ る、155 hPa での気温 [K] の時系列。実線の色は、黒:観測、 青:GSM1304、赤:降水変換あり (*q*_{c0} =10⁻³ kg kg⁻¹)、 緑:降水変換あり (*q*_{c0} =0 kg kg⁻¹)。初期時刻は 2006 年 1 月 17 日 03UTC。

放射による冷却が減少する。そのため、400 hPaより 上層ではトータルの加熱率としては正となり、対流圏 上層で気温は高温化する。一方、降水変換がある場合 は、積雲対流スキームによる加熱率のピーク高度の低 下、長波放射による加熱率の減少が見られる。この効 果は、GSM1403 以前で見られた対流圏上層の高温バ イアスの減少に寄与する。

なお、降水変換の導入に合わせ、関連する過程の修 正も行った。雲氷のデトレインの長波放射への影響を 緩和するため、GSM1403以前では、第3.1.5項(2)で 述べる、雲氷を人工的に鉛直配分し直す補正処理を施 していたが、降水変換過程の導入によりこの処理が廃 止可能になった。また、降水変換を導入することで、 雲頂からデトレインされる雲の減少に伴い、上層雲量 が過少になる。このことで、雲スキームにおける雲氷 の落下速度の過大評価の問題も顕在化した。GSM1403 以前では、雲氷落下速度の過大評価が、過剰な雲氷の デトレインを補償していたためである。そのため、雲 氷落下の改良(第3.2.3項)も降水変換と同時に導入 された。これは、雲スキーム、積雲スキームの間での compensating errors の解消の例と言える。

(2) 融解過程の精緻化

積雲対流スキームの融解の扱いは、GSM1403 での 修正の後、GSM1603 及び GSM1705 で大きく改良され た。その結果、融解層の表現が改善し、熱帯における 対流活動は観測事実とより整合する結果となった。

GSM1403 以前の積雲対流スキームでは、(3.1.7) 式、 (3.1.8) 式などにおける、降水の融解項 *m* を陽に考慮 していなかった。図 3.1.2 (左) で示した、対流圏上層



図 3.1.4 2018 年 8 月 25 日 12UTC FT=24 における、(a) 対流性上昇流内の降水変換を考慮しない場合での、前 24 時間降水量(カラー)[mm/day]と海面更正気圧(等値線) [hPa]、(b)(a)と同じ、ただし対流性上昇流内の降水変換 を考慮した場合。(c)(a)の事例での、赤枠で囲んだ領域平 均の各過程による加熱率プロファイル [K day⁻¹]。(d)(c) と同じ。ただし、(b)の事例について。(c),(d)の実線は それぞれ、赤:短波放射(SW)、青:長波放射(LW)、緑: 積雲(CV)、水:雲(LS)、紫:力学(DYN)、茶:境界層 (PBL)及び、黒:トータル(TOT)の時間変化率を示す。 設定のベースは GSM1705。

で生成された降水を気温0°C付近の層ですべて融解させることに伴う、計算安定性の悪化を避けるためである。代替として、融解に伴うエネルギーの変化を見積もり、(3.1.37)式、(3.1.38)式の計算後に鉛直方向に再配分していた。以下、この手法を「エネルギー再配分スキーム」と呼ぶ。

エネルギー再配分スキーム

エネルギー再配分スキームでは、鉛直積算した \bar{s}, \bar{h} の時間変化率と地上降水強度、デトレインされた雲水量の間で以下の関係が満たされることを要請する。

$$\Delta E_s = \int \frac{\partial \overline{s}}{\partial t} \rho dz - \left[\tilde{L}_{\rm sfc} P_r + \int \tilde{L} \left(\frac{\partial \overline{q_c}}{\partial t} \right)_{\rm det} \rho dz \right] = 0$$
(3.1.40)

$$\Delta E_{h} = \int \frac{\partial \overline{h}}{\partial t} \rho dz$$
$$- \left[\left(\tilde{L}_{sfc} - L_{v} \right) P_{r} + \int \left(\tilde{L} - L_{v} \right) \left(\frac{\partial \overline{q_{c}}}{\partial t} \right)_{det} \rho dz \right] = 0$$
(3.1.41)

ここで、 $\tilde{L} = L_v + rL_i$ は凝結、凝固を考慮した潜熱 で、環境場の気温のみの関数である。 \tilde{L}_{sfc} は地上にお ける \tilde{L} である。 P_r [kg m⁻² s⁻¹] は地上降水強度であ る。また、 $\left(\frac{\partial q_c}{\partial t}\right)_{det}$ [kg kg⁻¹ s⁻¹] は、雲頂からの雲 のデトレインによる、格子平均雲水量の時間変化率で ある。 ΔE_s , ΔE_h が0にならない場合は、(3.1.40) 式、 (3.1.41) 式が最終的に満たされるよう、 \overline{s} の時間変化率 が正である場所に以下のような補正項を $\overline{s},\overline{h}$ の時間変 化率に追加している。

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial \overline{s}}{\partial t} \end{pmatrix}_{\text{corr}} = -\Delta E_s \frac{\max\left(\delta \frac{\partial \overline{s}}{\partial t}, 0\right)}{\int \max\left(\delta \frac{\partial \overline{s}}{\partial t}, 0\right) \rho dz} \quad (3.1.42)$$

$$\begin{pmatrix} \partial \overline{h} \end{pmatrix}_{\text{corr}} = -\Delta E_s \frac{\max\left(\delta \frac{\partial \overline{s}}{\partial t}, 0\right)}{\int \max\left(\delta \frac{\partial \overline{s}}{\partial t}, 0\right)} \quad (3.1.42)$$

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\rm corr} = -\Delta E_h \frac{\partial T}{\int \max\left(\delta \frac{\partial \bar{s}}{\partial t}, 0\right) \rho dz} \quad (3.1.43)$$

ここで、δは補正の適用の有無を決める係数で、適用 する層では1、その他の層では0となる。

エネルギー再配分スキームが降水の融解を擬似的に 表現している理由について示す。ここでは、簡単のた め対流性上昇流のみを考慮する。さらに、降水の再蒸 発、融解、雲水から降水への変換量について、それぞ れ $e = 0, m = 0, R_n = 0$ の場合を仮定する。この場 合、 $\left(\frac{\partial q_c}{\partial t}\right)_{det}$ は (3.1.31) 式の a_n を用いて $\left(\frac{\partial q_c}{\partial t}\right)_{det}$ = $\left(\sum_n D_n^u (1-a_n) q_{c,n}^u\right) / \rho$ となる。さらに、雲頂から環 境場にデトレインされた雲水のうち、降水として扱わ れた量を $\left(\frac{\partial q_c}{\partial t}\right)_{prc}$ = $\left(\sum_n D_n^u a_n q_{c,n}^u\right) / \rho$ [kg kg⁻¹ s⁻¹] とすると、凝結量 $c_{l,n}^u, c_{i,n}^u$ との関係は、 $L_v \times (3.1.16)$ 式 + $(L_v + L_i) \times (3.1.17)$ 式と $L_i \times (3.1.17)$ 式 を鉛直積 分することで

$$\int \sum_{n} \left[L_{v} c_{l,n}^{u} + (L_{v} + L_{i}) c_{i,n}^{u} \right] dz = \int \sum_{n} \tilde{L} c_{c,n}^{u} dz$$
$$= \int \tilde{L} \rho \left[\left(\frac{\partial \overline{q_{c}}}{\partial t} \right)_{\text{det}} + \left(\frac{\partial \overline{q_{c}}}{\partial t} \right)_{\text{prc}} \right] dz$$
(3.1.44)

$$\int \sum_{n} L_{i} c_{i,n}^{u} dz = \int \sum_{n} \left(\tilde{L} - L_{v} \right) c_{c,n}^{u} dz$$
$$= \int \left(\tilde{L} - L_{v} \right) \rho \left[\left(\frac{\partial \overline{q_{c}}}{\partial t} \right)_{\text{det}} + \left(\frac{\partial \overline{q_{c}}}{\partial t} \right)_{\text{prc}} \right] dz$$
(3.1.45)

となる。また、e = 0 としているため、 $\int \left(\frac{\partial q_c}{\partial t}\right)_{\text{prc}} \rho dz$ は P_r に一致する。(3.1.1) 式、(3.1.7) 式、(3.1.8) 式 の鉛直積算値に、(3.1.44) 式、(3.1.45) 式を代入するこ とで、(3.1.40) 式、(3.1.41) 式において $\Delta E_s, \Delta E_h$ は

$$\Delta E_s = \Delta E_h = \int \left(\tilde{L} - \tilde{L}_{sfc}\right) \left(\frac{\partial \overline{q_c}}{\partial t}\right)_{\text{prc}} \rho dz$$
(3.1.46)

となる。 $\tilde{L} \geq \tilde{L}_{sfc}$ の場合、 $\Delta E_s \geq 0$, $\Delta E_h \geq 0$ となり、(3.1.42)式において補正量は負になる。地上気温が0°Cより高い場合、 $\tilde{L}_{sfc} = L_v$ であるため、 $\tilde{L} \geq \tilde{L}_{sfc}$

であり、エネルギー再配分スキームは大気を冷却させ る方向に働く。このことは、エネルギー再配分スキー ムが、降水の融解量の分だけ大気を冷却させる役割を していることに相当する。

ここまで示したように、エネルギー再配分スキーム は降水の融解を擬似的に表現することを想定したもの である。しかし、実際のエネルギー再配分スキームに は、降水の融解に加え、鉛直離散化や雲モデルの定式 化の問題に起因する効果も含まれていた。GSM1403以 前では、エネルギー再配分スキームは大気を乾燥させ る方にも働いていた (宮本ほか 2009)。

GSM1403 による変更

エネルギー再配分による補正を適用する範囲につい て、GSM1304 以前では

$$\delta = \begin{cases} 1 & 地表から雲頂まで \\ 0 & その他の領域 \end{cases}$$
(3.1.47)

としていた。GSM1403 では

$$\delta = \begin{cases} 1 & 地表から雲頂かつ気温が - 5 °C 以上 \\ 0 & その他の領域 \end{cases}$$

(3.1.48)

のように環境場の気温が −5 °C 以上という条件を追加 し、エネルギー再配分スキームの適用範囲が地表から 対流圏中層までとなるようにした。これは、融解に伴 う冷却の範囲を下層に絞ることで、より降水の融解に 近い効果を表現していることになる。また、GSM の鉛 直層の 60 層から 100 層への増強では、エネルギー再配 分スキームによる対流圏界面付近の顕著な乾燥が見ら れた。GSM1403 におけるエネルギー再配分の適用範 囲の変更は、この望ましくない鉛直解像度依存性の緩 和にも寄与した。

GSM1603, GSM1705 における融解スキームの導入

エネルギー再配分スキームは、融解によるエネルギー 変化を広い範囲で配分することや、大気を乾燥させる という融解過程には本来ない効果を含んでいた。融解 過程の代替としては問題があるため、GSM1603 以降で は気温が0°C付近の層で降雪を融かす、本来の形での 融解スキームを導入した⁸。さらに、GSM1705 では、 雲スキームにおける精緻化された融解の計算手法(第 3.2.5 項を参照)を積雲対流スキームにも導入した⁹。 この手法は融解の効果を緩和型の方程式で考慮するも のであり、現実には薄い層で起こるシャープな現象で

⁹ 基本的には雲スキームと同様の式を解いているが、降雪が 落下する積雲域ではほぼ飽和していると想定し、湿球温度の 代わりに気温を使用している。

⁸ GSM1603 への更新の際は、融解の効果を陽に表現するため、降雪を 300 hPa の幅を持って融かすという簡易な手法 を導入した。この手法は GSM1705 への更新の際に後述する 新たな手法に置き換えられている。



 図 3.1.5 TWP-ICE 事例 (Lin et al. 2012) での SCM における、時間積分の最初のステップでの (a) 積雲対流スキームによる 加熱率 [K day⁻¹], (b) 積雲対流スキームによる加湿率 [kg kg⁻¹ day⁻¹]。緑:GSM1403、赤:GSM1403 からエネルギー再 配分を修正したもの。太実線、細実線はそれぞれ積雲対流スキームによる時間変化率、エネルギー再配分の寄与を示す。



図 3.1.6 2015 年 8 月 1 日 12UTC 初期値の FT=18−24 における、各格子での積雲対流スキームの雲頂が存在する割合の帯状 平均。(a) GSM1403、(b) GSM1705。黒い線は FT=24 における気温の帯状平均が 0 °C を表す。縦軸はモデル面の番号を表 し、横軸は緯度を表す。GSM においては、積雲スキームの雲頂はモデル面第 14 層(約 900 hPa)から第 60 層(約 100 hPa) までの各層において取りうる。また第 25 層(約 700 hPa)以下を雲頂に持つ積雲を浅い対流とし、第 26 層以上を雲頂に持 つ積雲とクロージャー等における取り扱いを分けている。

ある融解過程をより安定に解くことができる。融解ス キームの導入、改良と第3.1.4項(1)で述べた降水変換 の導入により、計算安定性を確保しつつ、より現実的 な融解層を表現することが可能となった。また、融解ス キームの導入にあわせて、エネルギー再配分スキーム の式における融解の効果の除去や、離散化の修正や雲 底以下の対流性上昇流モデルの改良によるエネルギー 保存性の向上を行い、エネルギー再配分の影響を実質 的に無視できるほど小さくした(図3.1.5)。

融解スキーム導入の効果

これらの変更による効果として、熱帯における対流 活動の変化を見る。Johnson et al. (1999) は、レーダー 等の観測から、熱帯で見られる積雲を、対流圏界面を雲 頂とする深い対流 (deep convection)、融解層付近を雲 頂とする雄大積雲 (cumulus congestus)、及び貿易風逆 転層を雲頂とする浅い対流 (shallow convection)の3種 類に分類した。これに対し、GSM1403 及び GSM1705 の GSM における積雲の雲頂の高度分布について、図 3.1.6 に示した。GSM1403、及び GSM1705 ともに、熱 帯において高い雲頂をもつ深い対流、及び低い雲頂を もつ浅い対流の存在が明瞭である。さらに GSM1705 では、気温が0 ℃ 付近を雲頂に持つ積雲が大きく増え、 雄大積雲が表現されるようになったことが分かる。こ れは、融解過程の改良により融解層が表現された結果、 その周辺から直上にかけて大気の成層が安定となった ことが原因と考えられる。このことは、Johnson et al. (1996) で示された解析結果とも整合している。なお、 GSM1403 では、気温が 0 ℃ の層より若干上層におい て雲頂をもつ積雲が少ないながらも見られる。これは、 気温が –5 ℃となる層より下層で、エネルギー再配分

GSM1304

GSM1304+エネルギー再配分修正 +降水変換+融解

(d)



図 3.1.7 2012 年 8 月平均、9 日予報における、GSM1304 による (a) 200 hPa 速度ポテンシャル、(b) 200 hPa 流線関数、 (c) 850 hPa 流線関数。(d)-(f):それぞれ (a)-(c) と同じ。ただし、エネルギー再配分スキーム修正、対流性上昇流域内にお ける雲から降水への変換、融解過程を導入したもの。(a)-(f) いずれも等値線は平均値 [10⁶ m² s⁻¹] とカラーは対初期値誤差 $[10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}]_{\circ}$

による冷却が融解過程を擬似的に表現し、成層が安定 になったことが要因として作られた、現実には存在し ない積雲であると考えられる。

融解過程の精緻化は熱帯の循環場の再現性向上にも 寄与している。GSM1304以前では、夏季のアジアモン スーンに伴う循環が予報時間とともに弱くなるという 問題があった。この問題は北西太平洋での対流活動が 維持できない問題と関係しており、図 3.1.7(a) のよう に、200 hPa 速度ポテンシャル¹⁰ で見ると、振幅が小 さくなるバイアスが見られる。対流活動に伴う循環の 応答として、図 3.1.7(b), (c) で示すように、対流圏上 層で低気圧性循環の誤差(チベット高気圧の弱まり)、 対流圏下層でのインドモンスーンに伴う高気圧性循環 の弱まりが見られていた。融解過程の導入は、中層に

雲頂を持つ雄大積雲の頻度が増えることを通じて北西 太平洋での対流活動を活発にし、熱帯の循環場の維持 に寄与する。図 3.1.7(d), (e), (f) で見られるように、融 解過程の導入により北西太平洋域での大規模発散のバ イアスや、アジア域での 200 hPa, 850 hPa での流線関 数のバイアスが減少した。これらのインパクトは、降 水変換やエネルギー再配分スキームの修正だけでは得 られず、融解過程の導入による影響が大きい。

(3) 雲底以下の対流性上昇流モデルの改良

GSM1603では、雲底以下の対流性上昇流モデルの改 良により、雲底以下のマスフラックスと雲底での*s^u*, *h^u* を整合的に扱うようにした。また、上昇流域の気温の 摂動を考慮することにより、対流活動を活発にし、対 流スキームに伴う加熱率の増加を通じて、気温の低温 バイアスを減少させた。

¹⁰ 対流活動に伴う上層発散を示す。

GSM1403以前では、雲底以下のマスフラックスは高度に対して線形に変化すると仮定し、以下のように定式化していた。

$$M^{u} = \sum_{n} M^{u}_{b,n} \frac{z}{z_{b}}$$
(3.1.49)

これは、(3.1.30) 式において、 $C_e = 1$ として M^u を計算していることに相当する。雲底における s^u , h^u は、 モデル面第 2 層目から雲底までで \overline{h} が最大となる層の \overline{s} , \overline{h} の値とした (中川 2004)。しかし、宮本ほか (2009) が指摘した通り、雲底以下でのマスフラックスのプロ ファイルと雲底での s^u , h^u の整合性は考慮されてお らず、鉛直積算した \overline{s} , \overline{h} の収支が保存しない原因にも なっていた。

GSM1603では、第3.1.3項(5)で示した、雲底以下 のモデルを s^u , h^u についても利用し、エネルギー保 存性を向上させた。C_eの値についても見直しを行い、 $C_e = 0.5 \& l \& c$ and Siebesma (2003) で示された値に近い範囲で、加熱率や M^u を見ながら調 整した結果である。さらに雲底での s^u, h^u に正の気温 の摂動の効果 $\delta s = C_p \delta T$, $\delta h = (C_p + L_v dq^*/dT) \delta T$ を付加するようにした。ここで、δTは0.5Kとした。こ の値は ECMWF (2013) での定式化をもとに、熱帯の海 洋における顕熱フラックスや境界層における対流速度ス ケールから見積もられる値と整合するよう、経験的に決 定した。 C_e の設定、 δT ともに、 $s^u や h^u を GSM1403$ より大きくするように働く。(3.1.37) 式、(3.1.38) 式か ら示されるように、s^u, h^u の増加は、積雲対流スキー ムによる加熱率を増加させ、対流圏の低温バイアスの 減少に寄与する。

また、雲底における s^u, h^u の計算方法の改良は、モ デルの積雲対流活動が、海面に近い気温に過度に高い 感度を持った状態を緩和した。このことが、海面にお ける境界層過程及び接地境界層過程の改良の導入を可 能にした(第 3.5 節)。

3.1.5 その他の改良

GSM1603 で降水変換を考慮したことにより、降水 フラックスに関連する過程の精緻化が可能になった。 GSM1705 では降水の再蒸発に関連する過程の改良を 雲スキームの改良と合わせる形で行った。また、降水変 換の導入と同時に、これまで降水変換が考慮されてい ないことを補償していた補正も廃止した。さらに、積 雲対流スキームは、積雲からの雲水量のデトレインメ ントや、積雲域における雲量の扱いを通して、雲過程 や雲放射過程にも影響を及ぼす。GSM1603, GSM1705 では積雲対流スキームのうち、雲過程や放射過程へ影 響する部分についても見直しを行った。以下ではこれ らの改良について示す。

(1) 降水の再蒸発の精緻化

降水の再蒸発については、積雲の雲底以下で考慮さ れている。GSM1603 以前では、(3.1.7) 式などにおけ る、降水の再蒸発量 e は以下の式で計算されていた。

$$e = \rho \gamma \left(q_s(\overline{T}) - \overline{q_v} \right) P \tag{3.1.50}$$

ここで、 γ は定数 $[m^2 kg^{-1}]$ 、 q_s は飽和比湿 $[kg kg^{-1}]$ 、 P は降水フラックス $[kg m^{-2} s^{-1}]$ である。再 蒸発に伴う比湿、気温の時間変化率はそれぞれ $e/\rho, -(L_v/C_p)(e/\rho)$ となる。(3.1.50) 式は簡素な式で あることから、GSM1705 では、雲スキームにおける 再蒸発の計算手法に置き換えることで精緻化を行った。 定式化の詳細は第 3.2.5 項を参照されたい。

積雲対流スキームにおける降水の再蒸発の精緻化は、 (i) 環境場の相対湿度に応じて再蒸発量を減少させる手 法の導入、(ii) 降水フラックス計算の適正化、とあわせ て行った。雲スキームで採用された降水の再蒸発の計 算は、相対湿度や降水フラックスが同程度である場合 は (3.1.50) 式に比べて再蒸発量が増加することが多く、 GSM に存在する下層低温バイアスを悪化させてしま うためである。(i), (ii) を同時に導入することで再蒸発 量が減少し、下層低温バイアスに悪影響を与えること なく、再蒸発過程を精緻化させることが可能になった。

(i) について、積雲対流スキームでは積雲が占める面 積は格子の面積に比べて十分小さいことを仮定してい ることから、格子平均値の飽和比湿と比湿を用いて再 蒸発量を計算すると、再蒸発量を過大に見積もってし まう。そのため、ECMWF (2015)を参考¹¹ にしつつ、 簡便な手法として以下の通り相対湿度に応じて再蒸発 量を減らす方法を採用した。

$$e = \rho \ f(\text{RH}) \times \left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)$$
 (3.1.51)

ここで、右辺の $(\partial q/\partial t)$ は (3.2.23) 式で計算される量 である。f(RH) (0-1) は相対湿度 RH の関数であり、 以下の通り与える。

$$f(\mathrm{RH}) = \begin{cases} 1 & (\mathrm{RH} < \mathrm{RH}_{\mathrm{crit}}) \\ \frac{\mathrm{RH}_{\mathrm{cmax}} - \mathrm{RH}}{\mathrm{RH}_{\mathrm{cmax}} - \mathrm{RH}_{\mathrm{crit}}} & (\mathrm{RH}_{\mathrm{crit}} \leq \mathrm{RH} < \mathrm{RH}_{\mathrm{cmax}}) \\ 0 & (\mathrm{RH} \geq \mathrm{RH}_{\mathrm{cmax}}) \end{cases}$$

$$(3.1.52)$$

ここで RH_{crit} は 0.8、RH_{cmax} は 0.9 に設定している。 (ii) について、対流性下降流における降水フラックス の処理を適正化し、降水フラックスの過大評価を解消 した。適正化前後での降水フラックスを図 3.1.8(a) に 示す。適正化前は、モデル面第1層において、急激に 降水フラックスが減少している。これは対流性下降流 ¹¹ ECMWF ではここで採用した手法と異なり、相対湿度に ある閾値を設け、環境場の相対湿度がそれ以上の時は再蒸発

を停止している。



図 3.1.8 TWP-ICE 事例 (Lin et al. 2012) の SCM における、時間積分の最初のステップでの (a) 積雲対流スキームの降水フ ラックス、(b) 積雲対流スキームによる加熱率。実験のベースは GSM1705 の開発途中のもので、再蒸発の計算には (3.1.50) 式を用いている。黒線が変更前、緑線が変更後、また (b) において赤線は変更後から変更前を引いたもの。縦軸はモデル面の 層番号で、横軸は降水フラックス [kg m⁻² s⁻¹] もしくは加熱率 [K day⁻¹]。

における降水の再蒸発の取り扱いが簡素であることが 原因である。GSM の積雲対流スキームでは、対流性下 降流は飽和していると仮定し、不足する水蒸気は降水 の再蒸発で補う。実装上は、全蒸発量をモデル最下層 における降水フラックス、つまり地上降水量から引い ていた。この処理は、地上降水量としては整合が取れ ているが、モデル面第2層以上では降水フラックスを 過大評価していることになる。降水フラックスの適正 化では、モデル各層での再蒸発量を各層の降水フラッ クスから引くこととした。適正化後は降水フラックス の急激な変化はなく、各層の降水フラックスが減少す る形で第1層まで滑らかな分布となっている。図 3.1.8 の(b)に、降水フラックス適正化前後での積雲対流ス キームによる加熱率の違いについて示す。降水フラッ クス適正化により、積雲対流スキームの雲底である第 13 層より下層において、再蒸発量が減少し、積雲によ る加熱率が増加している。

なお、積雲対流スキームによる降水フラックスは、 雲スキームにおける降水の併合過程にも利用されてい た。積雲対流スキームによる降水フラックスの過大評 価は第3.2.6項で記述されている「偽の併合過程」の促 進にも繋がっていた。降水フラックスの適正化によっ て、積雲対流スキームによる降水フラックスが減少し た結果、「偽の併合過程」の効果が弱まり、この過程を 廃止する契機の一つとなった。

(2) 雲氷の人工的な鉛直再配分の廃止

GSM1603 では、対流性上昇流内の降水変換の導入 と同時に、積雲からデトレインされた雲氷を鉛直方向 に人工的に配分し直す処理(以下、雲氷鉛直再配分と 呼ぶ)を廃止した。この処理では、積雲の雲頂からデ トレインされた雲氷は、雲頂より下層で気温が0°C以 下の領域の各層に、層厚に比例して配分し直していた。 これは、対流圏上層で大量の雲が薄い層から放出され ることを避けることを目的に行われた。GSM1403 以 前では、雲氷鉛直再配分を行わない場合、対流圏上層 でデトレインされた大量の雲氷が、長波放射を通じて 既存の対流圏の低温バイアスを塗り替えるほどの顕著 な高温バイアスをもたらすためである。GSM1603 に おいては、降水変換を考慮することで雲頂からデトレ インされる雲氷が大きく減少する。そのため、雲氷鉛 直再配分を廃止しても対流圏の顕著な高温化は見られ なくなった。降水変換の導入と同時に雲氷鉛直再配分 の廃止を行うことで、対流圏が顕著に高温化すること なく、低温バイアスが減少する他、OLR が過大である バイアスも減少させることが可能になった(図 3.1.9)。

(3) 雲スキームにおける、確率密度関数の幅の積雲依 存の廃止

積雲対流スキームでは、格子内における対流の面積 は格子の面積に比べて十分小さいことを仮定して雲モ デルを構築している。そのため、雲量や格子平均の雲 水量への直接の影響は、雲頂からのデトレインメント を通じてのみなされる。しかし、現実大気では、雲頂 以外でも積雲の存在は放射過程に影響を及ぼす。また、 現在の GSM の解像度では、モデルの格子面積に対し て積雲の面積を無視することはできない。そのため、 何らかの形で積雲の放射への影響を考慮する必要があ る。GSM1403 以前では、積雲による雲の効果を表現 するため、雲スキームの凝結過程における格子内の雲 の確率密度関数の幅が、積雲の上昇マスフラックスに 依存するようにしていた。この処理は、対流活動が活 発な領域での格子内の雲の非均一性や、積雲対流に伴 う雲量を表現していた他、対流圏中層の低温バイアス の減少に寄与してきたが、格子スケールの強い降水の 誘発などの副作用も大きい。また、対流圏中層の乾燥 バイアスの大きな原因にもなっていた(第 1.1.7 項)。 そのため、GSM1603 では確率密度関数の幅の積雲依



図 3.1.9 2018 年 10 月 29 日の日平均 OLR [W m⁻²] について、(a) NOAA による衛星観測を用いた解析値(日平均プロダクトを利用)、(b) GSM1705(FT=12-36 の平均)と衛星観測との差、(c) 雲氷鉛直再配分を行わない場合と行った場合の差。 GSM の初期値は 2018 年 10 月 28 日 12UTC。

存を廃止した。詳細は第 3.2.4 項で解説する。この処 理を廃止することで、積雲対流による雲量の効果を別 の手法で表現することが必要になる他、対流圏の低温 化、中層雲量の減少、地表面の下向き短波放射の増加 などのこれまで隠れていた問題も現れる。これらの問 題は、対流圏の低温化については、表 3.1.1 における低 温バイアス減少に寄与した改良項目で対応した。中層 雲量と地表面短波放射の問題には、次に述べる、積雲 上昇流域の放射雲診断スキームの導入で対応した。

(4) 積雲上昇流域の放射雲診断スキームの導入

GSM1603における確率密度関数の幅の積雲依存の廃 止により顕在化した、過少な中層雲量及び地上の下向 き短波放射量の増加の問題を解決するため、GSM1705 では放射過程における積雲による雲の効果を診断する 手法を新たに導入した。この手法の導入により、中層 雲量の増加を通じ、地上の短波放射量のバイアスが減 少した。詳細は第 3.3.9 項で解説する。

3.1.6 まとめと今後の課題

GSM1603, GSM1705 では積雲対流スキームの大規 模な改良を行った。対流性上昇流内での降水変換の考 慮や、降水の融解、雲底以下の対流性上昇流モデルの 改良といった、積雲対流スキームの概念モデルである、 雲モデルの改良を行った。その他、降水生成過程の高 度化により、降水の再蒸発過程の精緻化も可能になっ た。同時に、これまで雲モデルの問題を補償していた 補正等の存在にも留意し、いくつかの人工的な処理を 廃止した。さらに、雲過程、雲放射過程への影響も考 慮し、これらの過程と一体となって開発を行った。そ の結果、compensating errors の解きほぐしが行われ、 GSM の熱帯域において長年課題となっていたバイア スを減少させることができた。このような大規模な改 良には、科学的手法の積雲対流スキーム開発への適用 や、近年の開発基盤の整備の貢献も大きい。

積雲対流スキームは全球モデルの予測精度には非常 に重要な役割を果たしており、モデルの精度向上には 今後もスキームの高度化が欠かせない。改良に向けて は、現在の積雲スキームにおける概念モデルについて、 GSM1603 やGSM1705 で精査しきれなかった箇所の見 直しに引き続き取り組むとともに、抜本的な予測精度 向上に向けて、先行研究や外国数値予報センターにお いて実績のある手法等を踏まえながら開発を行ってい く。以下、概念モデルの更なる見直しとして、(1)積 雲による運動量輸送、及び(2)対流性下降流について、 また、抜本的な予測精度向上に向けて、(3)環境場に 対する積雲の応答、(4)浅い対流、(5)トリガーにつ いて、それぞれ簡単に示す。

(1) 積雲による運動量輸送

現在の GSM では、積雲対流による運動量輸送についてもパラメタライズしているが、その雲モデルは、熱・水の輸送で用いられているものと整合していない。 また雲底以下の取り扱いが簡便であることや、運動量 の保存性が問題点としてある。これらの問題を解決す るため、定式化・離散化を、熱や水のそれと整合させ る等の開発を行っている。熱帯を中心として風の場を 大きく変えることから、そのインパクトや観測との整 合性について、今後確認・検討していく。

(2) 対流性下降流

対流性下降流は雨滴の蒸発による冷却や落下する降 水粒子の摩擦により上空から気塊が引き摺り下ろされ る現象である。GSM においても対流性下降流がパラ メタライズされているが、1本の雲モデルで代表させ る、固相を考慮していない等その扱いは対流性上昇流 に比べて簡素である。また、降水が十分に存在しない 高さからも対流性下降流が始まることがあるといった 問題も存在する。対流性下降流は対流圏中層の比湿の バイアス等モデルの予測精度に大きく影響することか ら、積雲対流スキーム内の他の過程とバランスを取り ながら慎重に開発を行っていく必要がある。なお、対 流性下降流については、現実に存在する現象ではある ものの、そもそもそれをパラメタライズすべき現象で あるかどうかについても議論がある (Plant and Yano 2015) ことに留意し、本来他の過程が担うべき役割を compensate している可能性にも注意しつつ、開発を 行っていく。

(3) 環境場に対する積雲の応答

成層安定度や湿り等の環境場に対する積雲対流スキー ムの応答は、モデルの予測特性に大きな影響を与える。 Derbyshire et al. (2004) は、複数の積雲対流スキームの 環境場の相対湿度に対する応答について、理想実験によ る調査を行った。ECMWF ではこの調査も踏まえつつ、 対流性上昇流におけるエントレインメント率について の改良などを行い、熱帯における活動度などを改善した (Bechtold et al. 2008)。また、Chikira and Sugiyama (2010) 及び Chikira (2010) は、Arakawa and Schubert (1974)型の雲モデルは、対流の環境場の相対湿度に対 する依存性が小さいことを指摘した。更に彼らは、Gregory (2001) のエントレインメント率の定式化を利用す ることで、その問題が解決し気候予測も改善すること を示した。これらの先行事例を踏まえ、現在、GSM の 開発において、Derbyshire et al. (2004) で用いられた SCM の理想実験環境を構築し、積雲スキームの環境場 に対する応答について調査を行っている。今後はこの 結果を踏まえ、雲モデルやクロージャーなどの改良を 行っていく。

(4) 浅い対流

多くの全球数値予報モデルにおいて、浅い対流に関 するパラメタリゼーションは深い対流と異なる取り扱 いがなされており、その主な役割として、ハドレー循環 下降流域の亜熱帯における境界層から自由大気への水 蒸気の輸送を担うことが挙げられる (von Salzen et al. 2005; Tiedtke et al. 1988 など)。また近年では、マッ デン・ジュリアン振動をモデルで表現するためには、 浅い対流による、深い対流が発生する前の大気下層を 湿らせる pre-condition の効果等を適切に表現するこ とが重要であると指摘されており(Zhang and Song 2009: Hirota et al. 2018 など)、浅い対流の取り扱い は、熱帯の予測精度に重要であると考えられる。現在、 GSM の積雲対流スキームでは、浅い対流を、主にク ロージャーの取り扱いを深い対流と変えることで表現 している。これまでは深い対流の表現の改良に注力し てきたことから、今後は浅い対流についても、上記の 役割をモデル内で適切に表現できているか、詳細な調 査を行っていく必要がある。またその際、浅い対流は 境界層過程や雲過程と密接に関係することから、これ らの過程の開発者と協力しながら改良の検討を進めて いく。

(5) トリガー

現在の GSM における積雲対流スキームは、積雲対 流による弱い雨が広がりすぎることを抑制するため、 Xie and Zhang (2000)を基に、DCAPE と呼ばれる量 を用いたトリガーを用いている。しかし、この仕組み が熱帯の海上で不自然な降水パターンを作り出してお り、また熱帯の陸上で日中に不自然に対流を抑制して いるという課題がある。今後この課題を解決するにあ たっては、DCAPEの計算結果は境界層過程や陸面過 程、力学過程に大きく依存することを踏まえつつ、原 因となるプロセスを精査していく必要がある。

ここでは、便宜上複数の項目に分けて記述したが、 これらは相互に深く関連しており、実際の改良におい ては、個別の挙動や効果を詳細に見つつ、場合によっ ては複数を組み合わせて開発を行う。また、改良を現 業化するかどうかの判断にあたっては、他の物理過程 の改良項目と組み合わせた実験の結果も考慮する必要 がある。

参考文献

- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment, Part I. J. Atmos. Sci., 31, 674–701.
- Bechtold, P., M. Köhler, T. Jung, F. Doblas-Reyes, M. Leutbecher, M. J. Rodwell, F. Vitart, and G. Balsamo, 2008: Advances in simulating atmospheric variability with the ECMWF model: From synoptic to decadal time-scales. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1337–1351.
- Chikira, M., 2010: A Cumulus Parameterization with State-Dependent Entrainment Rate. Part II: Impact on Climatology in a General Circulation Model. J. Atmos. Sci., 67, 2194–2211.
- Chikira, M. and M. Sugiyama, 2010: A Cumulus Parameterization with State-Dependent Entrainment Rate. Part I: Description and Sensitivity to Temperature and Humidity Profiles. J. Atmos. Sci., 67, 2171–2193.
- Derbyshire, S. H., I. Beau, P. Bechtold, J. Y. Grandpeix, J. M. Piriou, J. L. Redelsperger, and P. M. M. Soares, 2004: Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 3055–3079.
- ECMWF, 2013: Part IV: Physical Processes, Chapter 6 Convection. IFS Documentation—CY38R1, 73–90.
- ECMWF, 2015: Part IV: Physical Processes, Chapter 6 Convection. *IFS Documentation—CY41R1*, 73–90.
- Gregory, D., 2001: Estimation of entrainment rate in simple models of convective clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 53–72.
- Gregory, D. and P. R. Rowntree, 1990: A Mass Flux Convection Scheme with Representation of Cloud Ensemble Characteristics and Stability-Dependent Closure. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1483–1506.
- Hirota, N., T. Ogura, H. Tatebe, H. Shiogama, M. Kimoto, and M. Watanabe, 2018: Roles of shallow

convective moistening in the eastward propagation of the MJO in MIROC6. *J. Climate*, **31**, 3033–3047.

- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数 値予報課報告・別冊第63号, 気象庁予報部, 4–10.
- Jakob, C. and A. P. Siebesma, 2003: A New Subcloud Model for Mass-Flux Convection Schemes: Influence on Triggering, Updraft Properties, and Model Climate. Mon. Wea. Rev., 131, 2765–2778.
- Johnson, R. H., P. E. Ciesielski, and K. A.Hart, 1996: Tropical inversions near the 0 °C level. J. Atmos. Sci., 53, 1838–1855.
- Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. J. Climate, 12, 2397–2418.
- Kessler, E., 1969: On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation. Meteorol. Monogr. No. 32, Amer. Meteor. Soc., 84 pp.
- 隈健一, 1996: 積雲対流のパラメタリゼーション. 数値 予報課報告・別冊第 42 号, 気象庁予報部, 30-47.
- 隈健一, 2000: 降水及び雲水過程について. 数値予報課 報告・別冊第46号, 気象庁予報部, 32-47.
- Lin, Y., L. J. Donner, J. Petch, P. Bechtold, J. Boyle, S. A. Klein, T. Komori, K. Wapler, M. Willett, X. Xie, M. Zhao, S. Xie, S. A. McFarlane, and C. Schumacher, 2012: TWP-ICE global atmospheric model intercomparison: Convection responsiveness and resolution impact. J. Geophys. Res., 117, D09 111.
- Lord, S. J., W. C. Chao, and A. Arakawa, 1982: Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment. Part IV: The Discrete Model. J. Atmos. Sci., 39, 104–113.
- Martin, G. M., S. F. Milton, C. A. Senior, M. E. Brooks, S. Ineson, T. Reichler, and J. Kim, 2010: Analysis and Reduction of Systematic Errors through a Seamless Approach to Modeling Weather and Climate. J. Climate., 23, 5933–5957.
- 宮本健吾, 中川雅之, 中村貴, 北川裕人, 小森拓也, 2009: 対流. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 68-82.
- Moorthi, S. and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert. A Parameterization of Moist Convection for General Circulation Models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978–1002.
- 中川雅之, 2004: 積雲対流パラメタリゼーション. 数値 予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 43-50.
- 中川雅之, 2007: 降水. 平成 19 年度数値予報研修テキ スト, 気象庁予報部, 21–23.

- Neale, R. B., J. H. Richter, A. J. Conley, S. Park, P. H. Lauritzen, A. Gettelman, D. L. Williamson, P. J. Rasch, S. J. Vavrus, M. A. Taylor, W. D. Collins, M. Zhang, and S-J Lin, 2010: Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 4.0). NCAR Tech. Note 485, 212pp.
- Plant, R. S. and J.-I. Yano, 2015: Parameterization of Atmospheric Convection. Volume 1: Theoretical Background and Formulation. Imperial College Press, 515pp.
- Sud, Y. C. and G. K. Walker, 2003: Influence of icephase physics of hydrometeors on moist-convection. *Geophys. Res. Lett.*, **30**.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of Clouds in Large-Scale Models. Mon. Wea. Rev., 121, 3040– 3061.
- Tiedtke, M., W. A. Heckley, and J. Slingo, 1988: Tropical forecasting at ECMWF: The influence of physical parametrization on the mean structure of forecasts and analyses. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114, 639–664.
- von Salzen, K., N. A. McFarlane, and M. Lazare, 2005: The role of shallow convection in the water and energy cycles of the atmosphere. *Clim. Dyn.*, 25, 671–688.
- Weverberg, K. V., C. J. Morcrette, J. Petch, S. A. Klein, H.-Y. Ma, C. Zhang, S. Xie, Q. Tang, W. I. Gustafson Jr, Y. Qian, L. K. Berg, Y. Liu, M. Huang, M. Ahlgrimm, R. Forbes, E. Bazile, R. Roehrig, J. Cole, W. Merryfield, W.-S. Lee, F. Cheruy, L. Mellul, Y.-C. Wang, K. Johnson, and M. M. Thieman, 2018: CAUSES: Attribution of Surface Radiation Biases in NWP and Climate Models near the U.S. Southern Great Plains. J. Geophys. Res.: Atmospheres, 123, 3612–3644.
- Xie, S. C. and M. H. Zhang, 2000: Impact of the convection triggering function on single-column model simulations. J. Geophys. Res., 105, 14983–14996.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの特性の変化. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4–29.
- 米原仁, 2017: 全球数値予報システムの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8–30.
- Zhang, G. J. and N. A. McFarlane, 1995: Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model. *Atmosphere-Ocean*, 33, 407–446.
- Zhang, G. J. and X. Song, 2009: Interaction of deep and shallow convection is key to Madden-Julian Oscillation simulation. *Geophys. Res. Lett.*, **36**.

3.2 雲¹

3.2.1 はじめに

GSM の雲スキームは、主に層状性の雲に関する現 象を表現するための物理過程である。雲スキームでは、 水蒸気の凝結や雲水の蒸発などによる雲水量の変化や、 雲量、降水フラックスを計算する。また、水の状態変化 に伴う熱収支、降水フラックスの再蒸発や降雪フラッ クスの融解といった非断熱過程による気温変化や比湿 変化を計算する。これらの変化を通じ、例えば、気温 や比湿の鉛直プロファイルが変わることによって雲ス キームは積雲対流スキームや境界層スキームと密接に 関連し合う。また、降水によって陸面スキームとも、雲 の有無や雲量によって放射スキームとも密接に関連し 合う。短期的な降水予測だけではなく、大気上端上向 き長波放射 (OLR: Outgoing Longwave Radiation) に 大きな影響を与えることで中長期的な予測においても 重要な役割を果たす。そのため、雲スキームは短期予 測から長期予測に渡って全球的な予測精度に大きな影 響を与える物理過程の一つとなっている。

GSM の雲スキームで考慮している物理プロセスを図 3.2.1 に示す。 雲スキーム内の各物理プロセスは、 雲が 格子全体を覆っているのでも格子内のごく一部に分布 しているのでもなく、ある程度広がっていることを仮 定した上で構築されている。水の状態は「水蒸気」「雲 水量(雲水・雲氷)」「降水(降雨・降雪)フラックス」 の3つがあるとしている²。雲水量は気温に応じて診 断的に雲水と雲氷に分けられ、両者の混合状態も考慮 している。水蒸気と雲水量の状態変化は、ある確率密 度関数に従う平衡状態にあると仮定して診断している (Sommeria and Deardorff 1977; Smith 1990)³。 雲水 量は、雲氷の落下や降水変換によって降水フラックス へと状態を変え、その一部もしくは全部が降水として 地表へと落下する。降水フラックスは、再蒸発によっ て水蒸気へと状態を変化する。降水フラックス内では、 降雪フラックスが降雨フラックスに融解する効果を考 慮している。この他にも、積雲対流スキームのデトレイ ンメントによって雲水量が増加する効果や、層積雲ス キームによって雲水量が増加する効果を考慮している。

本節では、第 3.2.2 項から第 3.2.6 項にかけて第 9 世 代スーパーコンピュータシステムにおいて GSM へ導 入された雲スキームの改良について述べる(表 3.2.1)。 第 3.2.7 項では、雲スキームに関する今後の開発の展 望について述べる。

¹ 齊藤 慧、氏家 将志



- 図 3.2.1 GSM の雲スキームで考慮している水の状態変化 と物理プロセス。青色の四角は水の状態を表わし、赤色の 四角と黒色の矢印に付した文字は物理プロセスを表わして いる。
- 表 3.2.1 第9世代スーパーコンピュータシステムにおいて GSM へ導入された雲スキームの改良一覧。改良が導入さ れた GSM のバージョンと改良内容を示している。改良内 容は本節の各項におけるタイトルと対応している。 CSM1212 層積雪スキームの改良

GSM1212	眉根云へ1 - ムの以及
GSM1603	雲氷落下スキームの改良
	確率密度関数の幅の積雲依存の廃止
$\operatorname{GSM1705}$	再蒸発過程と融解過程の改良
	偽の併合過程の廃止

3.2.2 層積雲スキームの改良

海洋性層積雲は複雑な物理作用の結果として生じてい るため(例えばDuynkerke and Teixeira 2001)、GSM の単純な雲スキームだけではうまく表現することができ ない。そのため、GSM0407において Kawai and Inoue (2006)に基づく層積雲スキームを導入し、海洋性層積 雲の表現改善や、これらの領域を中心とした放射収支 の精度が向上した(川合 2004)。層積雲スキームが発動 することで雲スキーム内の雲水量が増加し、その結果 として雲が発生することになる。この層積雲スキーム では、層積雲が存在しうると考えられる以下の3条件、 (1) 雲頂の直上に強い逆転層があること、(2) 地表近く の大気が強安定ではないこと、(3) 大気下層であるこ と、が満たされた場合に発動するようにしていた。

ところが、高気圧に覆われた領域や日中の砂漠域と いった乾燥した場所においても層積雲スキームが発動 し、現実にはない偽の雲が生じるという問題が指摘さ れるようになった (小野田 2008)。偽の雲が存在すると、 気温や比湿の鉛直プロファイルなどに大きな影響を与 え、局所的な大気現象の予測精度悪化につながるほか、 総観規模現象にも影響しうる。これは、GSM0407 で層 積雲スキームが導入された時の GSM は鉛直解像度が 粗く、鉛直解像度と比較して層厚が相対的に薄い層積

²水の状態として正しくは「雲水量」「降水フラックス」で はなく「雲水」「降水」などと表記すべきであるが、雲水・雲 氷の「雲水」や地表へ落下した「降水」などとの混同を避け るために、ここではあえて「雲水量」「降水フラックス」と 表記している。

³ 中川 (2012) に詳しい説明がある。

雲は格子平均値の相対湿度とは相関が低いことが知ら れていたため (Slingo 1980)、層積雲スキームの発動条 件に相対湿度を考慮していなかったが、その後の GSM の改良により鉛直解像度が高くなったことに伴い顕在 化したと考えられる問題である。

偽の雲が生じる問題に対処するため、雲は乾燥した 場所では発生しにくく、鉛直解像度の高いモデルにお いては相対湿度の影響を完全に無視することができな いとの考えから、層積雲スキームが発動する3条件に、 相対湿度がある閾値以上という条件を付け加えた。閾 値として、層積雲スキームが主対象とする層厚の薄い 海洋性層積雲を十分に表現でき、かつ、偽の雲を発生 しにくくするようにパラメーターチューニングを行い、 80%という値を採用した。ただし、雲スキームでは総 水量(水蒸気量と雲水量の合計)がある確率密度関数 に従うという考え方と整合性を取るため、雲水・雲氷 が全て蒸発したと仮定した場合の全水物質量に対する 相対湿度としている。この改良によって、現実にはな い偽の雲が過剰に発生するという問題が解消された(下 河邉・古河 2012)。

3.2.3 雲氷落下スキームの改良

雲氷・雪の落下は、地上の降水量に影響を与えるだ けではなく、大気中の雲氷・雪の分布を変化させ、雲 放射を通じて大気の放射収支や気温のプロファイルに 大きな影響を与える。また、熱帯においては対流圏上 層まで達する背の高い積雲(積乱雲)の雲頂からデト レインされた雲氷がアンビル等の層状性の雲を形成す る。このプロセスも雲氷の分布に大きな影響を与える。 GSMでは、雲氷や雪の落下は雲スキーム内において雲 氷落下スキームが、積雲からのデトレインの効果は積 雲対流スキームが計算する。さらに、雲氷落下スキー ムでは、雪はただちに地上に落下するとし、大気中に 残る雲氷量が雲放射過程で考慮される。そのため、モ デルが予測する熱帯大気の雲氷分布や放射収支は、雲 氷落下スキームと、積雲対流スキームにおける雲氷の デトレインメントのバランスに強く影響される。

GSM1403以前の雲氷落下スキームでは、雲氷落下速 度や降雪への変換量が過大であることが知られていた。 しかし、積雲対流スキームからデトレインされる雲氷 が多いことが雲氷落下スキームの問題を補償している 状態であった。GSM1603では、第3.1節で示したよう に積雲対流スキームの変更、特に対流性上昇流内での 雲水から降水への変換過程を考慮したことで、対流圏 上層でデトレインされる雲氷量が大きく減少した。この ため、過大な雲氷落下速度の問題が顕在化し、OLR の 正バイアスが拡大することが懸念された。また、GSM の雲氷落下スキームには積分時間間隔に陽に依存する 項があり、積分時間間隔が小さくなるほど対流圏上層 の雲量が減少するという望ましくない影響をもたらす ことが Kawai (2005)で指摘されていた。GSM は全球 数値予報システムだけでなく、全球 EPS をはじめ、さ まざまな水平解像度で実行され、その際には異なる積 分時間間隔が用いられる。これらの予測結果が、この 望ましくない積分時間間隔依存性に大きく影響される ことを解消する必要があった。

これらの理由から、モデルや積雲対流スキームの改 良への対応及び OLR の誤差の軽減、積分時間間隔依 存性緩和を目的に、雲氷落下スキームの改良を行った。 以下に改良の概要を示す。

(1) GSM1403, GSM1603 における雲氷落下スキーム

GSM1403, GSM1603 の雲スキームでは、生成され た雲氷は落下によって下に移流し、一部は降雪に変換 され、瞬時に地上に落下するものとして扱う。GSM で は、この効果による雲氷量 q_i [kg kg⁻¹] の時間変化に ついて、時間を t [s]、高度を z [m] として、以下のよ うな形で表す。

$$\frac{\partial q_{\rm i}}{\partial t} = C_{\rm g} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho q_{\rm i} \, v_{\rm i}}{\partial z} - D_{\rm I2S} \, q_{\rm i} \tag{3.2.1}$$

ここで、右辺第1項の $C_{\rm g}$ [kg kg⁻¹ s⁻¹] は雲氷生成 項を、第2,3項はそれぞれ、落下による雲氷の移流 項(以下、移流項)、雲氷が降雪に変換され地上に落 下する項(以下、降雪落下項)である。 ρ [kg m⁻³], $v_{\rm i}$ [m/s] はそれぞれ、大気の密度と雲氷の落下速度で ある。 $D_{\rm I2S}$ [s⁻¹] は雲氷から降雪への変換係数を表す。 GSM1603 と GSM1403の雲氷落下スキームの違いは、 これら $v_{\rm i}$, $D_{\rm I2S}$ の計算方法の違いが主で、対象となる 予報方程式の形としては共通である。

q_iの未来値は川合 (2004)の解析解スキームで次のように計算される。(3.2.1)式を鉛直離散化すると、鉛直 k 層目の雲氷量 q_{i,k}の予報方程式は以下のようになる。

$$\frac{\partial q_{\mathbf{i},\mathbf{k}}}{\partial t} = C_{\mathbf{g},\mathbf{k}} + \frac{1}{\rho_{\mathbf{k}}} \frac{R_{\mathbf{k}+1/2} - R_{\mathbf{k}-1/2}}{\Delta z_{\mathbf{k}}} - D_{\mathrm{I2S},\mathbf{k}} q_{\mathbf{i},\mathbf{k}}$$
(3.2.2)

ここで、 Δz_k [m] は k 層目の格子の層厚、添字 k+1/2, k - 1/2 はそれぞれ k 層目の格子の上端と下端を表し、 $R_{k+1/2}$ [kg m⁻² s⁻¹] は k 層目の格子の上端から流入 する雲氷の移流フラックスで

$$R_{k+1/2} = \rho_{k+1} q_{i,k+1} v_{i,k+1}$$
(3.2.3)

である。最上層の k を k_{top} として、モデル最上端では $R_{k_{top}+1/2} = 0$ とする。

(3.2.2) 式の右辺を、 (3.2.3) 式を用いて q_{i,k} に関す る項とそれ以外に分けると

$$\frac{\partial q_{\mathbf{i},\mathbf{k}}}{\partial t} = C_{\mathbf{g},\mathbf{k}} + \frac{R_{\mathbf{k}+1/2}}{\rho_{\mathbf{k}}\Delta z_{\mathbf{k}}} - \left(\frac{v_{\mathbf{i},\mathbf{k}}}{\Delta z_{\mathbf{k}}} + D_{\mathrm{I2S},\mathbf{k}}\right) q_{\mathbf{i},\mathbf{k}}$$
(3.2.4)

となり、 $\frac{\partial q_{i,k}}{\partial t} = A - Bq_{i,k}$ の形となる。A, Bを定数と みなすと (3.2.4) 式は解析解を計算することができ、積 分時間間隔を Δt [s] とすると、時刻 $t + \Delta t$ における $q_{i,k}$ は

$$q_{i,k}^{t+\Delta t} = q_{i,k}^t e^{-B\Delta t} + \frac{A}{B} \left(1 - e^{-B\Delta t} \right)$$
(3.2.5)

となる。

雲氷の移流フラックスと、地上に落下する降雪フラックスの計算のための雲氷量 \tilde{q}_i [kg kg⁻¹] は、 $\frac{\partial q_{i,k}}{\partial t} = \frac{q_{i,k}^{t+\Delta t}-q_{i,k}^t}{\Delta t}$ として、(3.2.4) 式が成り立つように決める。これは、鉛直積算した雲氷量の変化が、 C_g の鉛直積算値と地上降水として大気から抜ける雲氷量の差に等しくなることを数値的に保証するためである。したがって、 \tilde{q}_i は以下のように計算される。

$$\tilde{q}_{i,k} = \frac{C_{g,k} + \frac{R_{k+1/2}}{\rho_k \Delta z_k} - \frac{q_{i,k}^{t+\Delta t} - q_{i,k}^t}{\Delta t}}{\frac{v_{i,k}}{\Delta z_k} + D_{I2S,k}}$$
(3.2.6)

この $\tilde{q}_{i,k}$ を用いて、移流フラックス $R_{k-1/2}$ は (3.2.3) 式から

$$R_{k-1/2} = \rho_k \, v_{i,k} \, \tilde{q}_{i,k} \tag{3.2.7}$$

となる。 $R_{k-1/2}$ は、(3.2.4) 式の k を k – 1 に置き換えた式に代入され、 $q_{i,k-1}$ の未来値の計算に使われる。(3.2.5) 式、(3.2.6) 式、(3.2.7) 式 を上の層から順に解くことで、各層における q_i の未来値が計算される。

また、k 層目の格子の下端から地上に落下する降雪 フラックスを $P_{k-1/2}$ [kg m⁻² s⁻¹] とすると、

$$P_{\mathbf{k}-1/2} = \rho_{\mathbf{k}} \,\Delta z_{\mathbf{k}} \,D_{\mathrm{I2S},\mathbf{k}} \,\tilde{q}_{\mathbf{i},\mathbf{k}} \tag{3.2.8}$$

となる。

(2) GSM1403の定式化とその問題点

GSM0407 から GSM1403 までの雲氷落下スキーム は川合 (2004)に基づいており、 v_i , D_{I2S} は以下のよう に定式化されていることに相当する。

$$v_{\rm i} = \alpha \tilde{v}_{\rm i} \tag{3.2.9}$$

$$D_{\rm I2S} = \frac{1-\alpha}{\Delta t} \tag{3.2.10}$$

ここで、 α (0–1) は粒径が 100 µm 以下の雲氷の割合を表 す。この場合、(3.2.1) 式の右辺第 3 項は (1 – α) $q_i/\Delta t$ となり、粒径 100 µm より大きいの雲氷が Δt の間にす べて降雪に変換され、ただちに地上に落下することを表 している。 α は、McFarquhar and Heymsfield (1997) に倣い、以下の式で計算される。

$$\alpha = \min\left[1, \frac{b_1}{I} \left(\frac{I}{I_0}\right)^{b_2}\right] \tag{3.2.11}$$

$$I = \rho \frac{q_{\rm i}}{C_f} \tag{3.2.12}$$

ここで、 $b_1 = 2.52 \times 10^{-4}$ [kg m⁻³], $b_2 = 0.837$, $I_0 = 1 \times 10^{-3}$ [kg m⁻³] であり、 C_f (0–1) は雲量を表す。 min は引数の最小値を取る関数である。 α は I の単調 減少関数となり、雲氷量が多くなるほど粒径が 100 µm 以下の雲氷の割合が少なくなる。

雲氷の落下速度 \tilde{v}_i は Heymsfield and Donner (1990) に倣い、以下の式で計算される。

$$\tilde{v}_{\rm i} = 3.29 I^{0.16} \tag{3.2.13}$$

GSM1403 までの雲氷落下スキームには、雲氷落下 速度の過大評価と Δt 依存性の問題があり、いずれも 対流圏上層の雲氷量、雲量の過少につながっていると 考えられた。

前者について、鉛直 1 次元モデルによる調査等で確認すると、I が 10⁻⁵ kg m⁻³ 程度の雲氷が対流圏上層に形成されるときに、雲氷落下速度は 0.5 m/s 以上となり、粒径が 100 µm 以下の雲氷の落下速度としては大きい⁴ 場合が多いことがわかった。Heymsfield and Donner (1990) による雲氷落下速度は、雪を含む雲氷の代表速度をパラメタライズしている。そのため、粒径の小さい雲氷の落下速度としては過大評価であると考えられた。

後者について、川合 (2004)のスキームは、Δt が小 さくなるほど対流圏上層の雲氷量が減少する問題が含 まれていることが、Kawai (2005) で指摘されている。 その要因として、(3.2.1) 式の右辺第 3 項の D_{I2S} とし て、(3.2.10) 式を用いていることが挙げられる。(3.2.10) 式は、qi のうち粒径が 100 µm より大きい分の寄与 $(1 - \alpha) q_i$ が、 Δt の間に全て落下するという仮定のも とに定式化されている。しかし、 α の Δt による変化 は実際は小さいため、 Δt が小さくなると、 $((1 - \alpha)q_i)$ が ∆t の間に全て落下する」という仮定は妥当なもの とは言えなくなる。さらに、(3.2.10)式は時間離散化前 の時点で q_i にかかる係数が $1/\Delta t$ に比例する形になっ ている。これは、Δt が変わると異なる予報方程式を解 いていることに相当する。Δt が小さくなるほど、単位 時間あたりに降雪に変換されて地上に落下する雲氷の 割合が大きくなり、結果として大気中の雲氷量が減少 する。

また、移流フラックス、降雪フラックスの計算について、(3.2.7)式、(3.2.8)式を直接使わず、雲の重なる 割合を *a*_o(0–1) として、移流フラックスと降雪フラッ クスを

$$R_{k-1/2} = a_0 \alpha F_{k-1/2} \tag{3.2.14}$$

$$P_{k-1/2} = (1 - a_o \alpha) F_{k-1/2}$$
(3.2.15)

⁴ Ferrier et al. (1995) で示されている粒径–落下速度の関 係を用いると、落下速度は粒径の単調増加関数となり、粒径 100 μm での雲氷落下速度は約 0.16 m/s となる。

のように再配分していた。ここで、 $F_{k-1/2}$ は移流フラックスと降雪フラックスの和で

$$F_{\mathbf{k}-1/2} = \rho_{\mathbf{k}} \Delta z_{\mathbf{k}} \left(\frac{v_{\mathbf{i},\mathbf{k}}}{\Delta z_{\mathbf{k}}} + D_{\mathrm{I2S},\mathbf{k}} \right) \tilde{q}_{\mathbf{i},\mathbf{k}} \qquad (3.2.16)$$

で計算される。このことは、計算されたフラックスの 雲氷の移流と降雪への振り分けが元の予報方程式と整 合していないことを意味する。特に、雲氷量が大きい とき(αが小さいとき)に、降雪フラックスが本来計 算される値に比べて過大評価される傾向がある。

(3) GSM1603 における改良

GSM1603 では、Kawai (2005)の手法を基に、 ECMWF (2009)を参考にしつつ、雲氷落下速度 v_i の変 更、降雪への変換効率 D_{I2S} の変更を行った。GSM1603 による変更では、GSM1403以前のスキームに対して、 雲氷の落下速度が小さくなり、かつ、降雪への変換量 も小さくなる。

 v_i は ECMWF (2009)を参考に 0.15 m/s と定数と した。これは、粒径の小さい雲氷の落下速度としての 典型的な値にしつつ、Kawai (2005)における、粒径が 100 µm より小さい雲氷の落下速度のパラメタリゼー ションによる計算値 ⁵ から大きく離れないようにする ことも考慮して設定した。 D_{12S} は、Kawai (2005)を 基に、以下のように Δt に直接依存しない形で定式化 した。

$$D_{\rm I2S} = f \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{v_{\rm snow}}{H_{\rm c}} \tag{3.2.17}$$

$$v_{\rm snow} = 2.23 \, \left[(1 - \alpha) \, I \right]^{0.074}$$
 (3.2.18)

$$H_{\rm c} = 2000 \text{ m}$$
 (3.2.19)

ここで、 v_{snow} は粒径が 100 µm より大きい雲氷 (雪)の 落下速度、 H_c は McFarquhar and Heymsfield (1997) の観測結果における雲頂高度 z_t と観測高度 z_o の差に 基づき、経験的に決められた定数である⁶。 D_{I2S} の定 式化で Kawai (2005)のオリジナルと異なる点として は、係数 f を設け、f = 1.5としたことである。この 係数は、GSM1403 から雲氷が増加しつつ、かつ、極端 に増えすぎないようにするという観点から経験的に設 定した。これは、Kawai (2005)の D_{I2S} をそのまま適 用すると、対流圏上層の雲氷量と雲量が顕著に増加し、 対流圏全体が高温バイアスになることを避けるためで ある。 GSM1603 による雲氷落下スキームでは、GSM1403 までの手法と同様、 q_i の未来値を (3.2.5) 式で計算する ことを維持した。これは、数値解の Δt 依存性を小さく するためである。(3.2.5) 式自体は Δt 依存性の小さい 数値解法であることは、式を簡単化した解析から示さ れる。(3.2.5) 式において D_{I2S} などの係数が Δt に依存 しない定数の場合、平衡解 $q_{i,k}^{\infty}$ [kg kg⁻¹] が存在する。 この場合、 $q_{i,k}^{\infty} = q_{i,k}^{t+\Delta t} = q_{i,k}^{t}$ なので

$$q_{i,k}^{\infty} = \frac{A}{B} = \frac{C_{g,k} + \frac{R_{k+1/2}}{\rho_k \Delta z_k}}{\frac{v_{i,k}}{\Delta z_k} + D_{I2S,k}}$$
(3.2.20)

となり、平衡解 $q_{i,k}^{\infty}$ は Δt に依存しなくなる⁷。したがっ て、 D_{I2S} を Δt 依存性のない定式化に変更し、数値解法 は GSM1403 以前の手法を維持することで、GSM1403 以前の雲氷落下スキームに見られた、 Δt が小さくなる ほど雲氷量が少なくなる問題を解消することができる。

また、移流フラックス、降雪フラックスの計算について、(3.2.7)式、(3.2.8)式を使い、計算されたフラックスの雲氷の移流と降雪の落下への振り分けを予報方程式と整合させるよう、合わせて変更を行った。

(4) インパクト

以下では、GSM1403 以前、GSM1603 以降の雲氷落 下スキームをそれぞれ旧スキーム、新スキームと呼ぶ。 図 3.2.2 は、高解像度決定論予報で採用されている $\Delta t =$ 400 s での上層雲量の予測値、及び上層雲量の Δt 依存 性の違いを示す。 新スキームでは、雲氷落下速度 v_i 、 降雪変換係数 D_{125} が旧スキームよりも小さくなったこ とで雲氷量が多くなり、その結果上層雲が大きい領域 が広がっている。また、旧スキームでは $\Delta t = 200$ s で の上層雲が $\Delta t = 400$ s でのそれに対して顕著に減少し ており、 Δt が短いほど上層雲量が減少する Δt 依存性 が見られる。一方、新スキームではそのような Δt 依 存性はほぼ見られなくなる。

さらに、図 3.2.3 で示すように、新スキームでは上 層雲の増加に対応して、OLR も小さくなる。GSM は 観測値に対して OLR が過大なバイアスが存在し、特 に熱帯の対流活動活発な領域、中緯度の総観規模擾乱 に伴う雲に対応する場所でバイアスが顕著である。新 スキームは、雲のある領域で OLR が小さくなってお り、旧スキームに対して大きいところで 20 W m⁻² 程 度の OLR の減少が見られる。GSM が予測する OLR の観測値に対する過大傾向を解消するほどではないも のの、誤差は確実に小さくなっている。

図 3.2.4 は 図 3.2.2 の事例における、帯状平均雲量 と帯状平均気温の緯度高度分布を示す。新スキームで は、対流圏上層で雲量の増加が見られる。また、上層 での雲量の増加は、気温にも影響する。新スキームで

⁵ Kawai (2005) では、 $v_i = 1.56 (\alpha I)^{0.24}$ としている。この 場合 $I = 10^{-5} \sim 10^{-4} \text{ kg m}^{-3}$ で v_i は約 0.1~0.16 m/s の値 を取る。

⁶ D_{I2S} は、 z_t から z_o の間に落下した雪とzにおける雲氷量の比が、 $H_c = z_t - z_o$ として、 $1 - \alpha : \alpha \approx \frac{H_c}{v_{snow}} D_{I2S} q_i : q_i$ になるという仮定から導出された。

⁷ Kawai (2005) では、 D_{I2S} が Δt に依存しない定式化であっても、 q_i を計算するための時間離散化によって平衡解が Δt に依存するようになる。



図 3.2.2 2018 年 10 月 28 日 12UTC 初期値の 48 時間予測における、上層雲量(500 hPa から 90 hPa までの雲量) 0.6 以上の 領域の分布(ハッチ, Δt =400 s)と、上層雲量の Δt =200 s, 400 s での予測の差(カラー)。(左)新スキーム(GSM1603 の 雲氷落下スキーム)、(右)旧スキーム(GSM1403 以前の雲氷落下スキーム)。各図の右のパネルは、上層雲量の Δt =200 s, 400 s での予測の差の帯状平均をとったものである。



図 3.2.3 2018 年 10 月 29 日の日平均 OLR [W m⁻²] について、(a) NOAA による衛星観測を用いた解析値(日平均プロダクトを利用)、(b) 旧スキーム(FT=12–36 の平均)と衛星観測との差、(c) 新スキームと旧スキームの差。GSM の初期値は 2018 年 10 月 28 日 12UTC。

は、旧スキームに比べ、熱帯対流圏中層から上層を中 心に気温が高くなっている。これは上層雲量が増える と、長波放射による加熱率の増加(冷却率の減少)に よって、上層雲があるところよりも下層で気温が高く なるためである。雲氷落下スキームの改良による気温 へのインパクトは、GSMに見られる熱帯での対流圏の 低温バイアスの軽減に寄与している。

新スキームの導入により、旧スキームに見られた過 大な雲氷落下速度、Δt 依存性といった問題が解消さ れた。このことにより、上層雲量のΔt 依存性の緩和、 OLR の減少の他、対流圏気温の上昇といったインパク トがみられた。これらは、GSM の既存の系統誤差を軽 減させる方向に働くほか、高解像度モデル、低解像度 モデルで予測結果の差が小さくなることにも寄与して いる。

3.2.4 確率密度関数の幅の積雲依存の廃止

積雲対流スキームでは、格子内における対流の面積 は格子の面積に比べて十分小さいことを仮定して雲モ デルを構築している。しかし,現在のGSMの水平解像 度では、モデルの格子面積に対して積雲の面積を無視 することはできないため、積雲に伴う雲量を何らかの 形で反映させる必要がある。中川 (2012) で解説してい るように、積雲対流に伴う雲量を表現するため、GSM では、凝結過程における格子内の雲の確率密度関数の



図 3.2.4 2018 年 10 月 28 日 12UTC 初期値の 48 時間予測 における、(左)帯状平均雲量、(右)帯状平均気温 [K]の 新スキームでの予測値(等値線)と新旧スキームの差(カ ラー)。カラーバーについて、上段、下段はそれぞれ雲量、 気温を示す。

幅が、積雲の上昇マスフラックスに依存するようにしていた。具体的には、確率密度関数の幅 Δq [kg kg⁻¹]

の上昇マスフラックス M^u [kg m⁻² s⁻¹] への依存性は

$$\Delta q = \min(100M^u, 0.4) a_{\rm L} q_{\rm s} \tag{3.2.21}$$

$$a_{\rm L} = \frac{1}{1 + \frac{L_{\rm v}}{C_{\rm p}} \frac{dq_{\rm s}}{dT}} \tag{3.2.22}$$

のように、 M^u に比例する形で定式化されていた。ここ で、T [K], q_s [kg kg⁻¹], L_v [J kg⁻¹], C_p [J K⁻¹ kg⁻¹] はそれぞれ、気温、飽和比湿、水の凝結潜熱、乾燥大 気に対する定圧比熱である。以下では、この定式化を 便宜的に「積雲依存 Δq_J と呼ぶ。

積雲依存 Δq は、積雲対流スキームが発動している 場所で確率密度関数の幅を広げ、格子平均の相対湿度 が 100%に達する前に水蒸気を凝結させる。このこと により、対流活動活発な領域での格子内の雲の非均一 性や、積雲対流に伴う雲量を表現していた。特に、積 雲依存 Δq は GSM における中層雲の生成に大きく寄 与していた。

積雲依存 Δq には、対流圏中層における雲水生成と その降水への変換を促進させる効果もある。積雲対流 スキームが発動している領域で対流圏中層に雲水が生 成されると、上層から落下する降水と併合し⁸、降水 に変換され地上に落下する。雲水が降水に変換される と、変換された雲水を補うために水蒸気から雲水への 変換がより行われることになる⁹。さらに、雲水生成 による凝結加熱は、対流圏中層の低温バイアス軽減に も寄与していた。

一方、積雲依存 Δq には、以下で示す、中層乾燥バ イアス、格子スケールの降水の集中の誘発、不自然な 加熱プロファイルといった、副作用も大きいことが近 年明らかになった。特に、積雲対流スキームにおける、 エネルギー再配分手法の修正(第3.1.4項(2))により、 大気の乾燥化が緩和されることで、格子スケールの降 水の集中が顕著になった。

GSM1603 では積雲依存 Δq を廃止した。廃止によ り、積雲対流による雲量の効果を別の手法で表現する ことや、対流圏中層の低温化や中層雲量の減少、雲量 の減少に伴う地表面の下向き短波放射の増加の問題へ の対応が必要となる。この問題には、雲氷落下スキー ムの改良や積雲対流スキームの改良、積雲上昇流域の 放射雲診断スキームの導入(第 3.3.9 項)で対応した。

積雲依存 Δq の廃止により、直接的には以下のような インパクトが見られた。また、第 3.2.5 項及び第 3.2.6 項で示すように、降水の再蒸発や融解、併合過程の改 良にも繋がった。



図 3.2.5 アジア域における、(上) 20°N における $\Delta q/(a_Lq_s)$ 、 (中) 雲スキームによる降水フラックス生成量 [mm/6h] の 鉛直断面。カラーと青い等値線はそれぞれ、雨、雪として の降水生成量。赤い等値線は蒸発による降水消滅量を表す。 (下) 雲スキームによる地上降水量 [mm/6h]、(左) 積雲 依存 Δq あり、(右) 積雲依存 Δq なし。設定のベースは 第 3.1 節で示した積雲対流スキームの改良のうち、エネル ギー再配分の修正(第 3.1.4 項(2)) を導入したもの。初 期時刻と予報時間はいずれも 2012 年 8 月 15 日 12UTC FT=24。

(1) 中層乾燥バイアスの軽減

積雲依存 Δq があることで、積雲対流が存在する領 域で、前述の雲水生成・降水変換プロセスが促進され る。そのため、凝結が過剰になり、対流圏中層の比湿 が減少する。このことが、熱帯対流圏の中層乾燥バイ アスの原因のひとつになっていたが、積雲依存 Δq の 廃止により、乾燥バイアスが大きく減少した(第 1.1.7 項の図 1.1.2 参照)。

(2) 格子スケールの降水の集中の緩和

(3.2.21) 式で示したように、 Δq は M^u に比例するように定式化されている。しかし、実際には深い積雲対流スキームが発動している領域では、 Δq はその最大値である 0.4 a_Lq_s に近い値となっている場合が多い(図 3.2.5 の上段左、120°E 付近など)。この場合、相対湿度が 60%程度で格子スケールの凝結が始まる。さらに、前述の通り対流圏中層で、雲水生成・降水変換が盛んに起こることにより、格子スケールの降水が卓越するようになる。格子スケールの降水の集中は不自然な降水をもたらす他、非断熱加熱やそれに伴う強い上昇流を通じて計算安定性にも悪影響を及ぼす。 図 3.2.5 の中段、下段は、雲スキームによる降水フラックス生成量と、地上降水量である。熱帯での雲スキームによる

⁸ この併合には第 3.2.6 項で記述する「偽の併合」も含まれ る。

⁹ 水蒸気と雲水量がある確率密度関数に従う平衡状態にある と仮定して計算を行なっているためである。



図 3.2.6 2018 年 10 月 28 日 12UTC FT=48 における、 (a) 積雲依存 Δq ありの場合における、前 24 時間降水量(カ ラー) [mm/day] と海面更正気圧(等値線) [hPa]、(b) (a) と同じ、ただし積雲依存 Δq なしの場合。(c) (a) の事例 の、赤枠で囲んだ領域平均の各過程による加熱プロファイ ル [K day⁻¹]。(d) (c) と同じ。ただし、(b) の事例につい て。(c),(d) の実線はそれぞれ、赤:短波放射(SW)、青: 長波放射(LW)、緑:積雲(CV)、水:雲(LS)、紫:力学 (DYN)、茶:境界層(BL)及び、黒:トータル(TOT)の 時間変化率を示す。

降水は、積雲依存 Δq によって、そのほとんどが対流 圏中層で発生していることがわかる。積雲依存 Δq の 廃止により、対流圏中層での降水フラックス生成が減 少し、格子スケールの降水の集中が大きく緩和された (図 3.2.5 の下段右)。

(3) 加熱率の鉛直プロファイルの適正化

Johnson (1984), Lin et al. (2012) などによる解析で 示されているように、熱帯での層状性降水に伴う典型 的な加熱率の鉛直プロファイルは、対流圏中層で冷却、 上層で加熱であることが期待される。一方、図3.2.6(c) の水色の線で示すように、積雲依存 Δq は、500 hPa 以 下でも雲スキームによる加熱を生じさせる。雲スキー ムによる加熱を補償するように、積雲スキームによる 加熱は減少しているが、500 hPa 以下でのトータルの 加熱率としては大きくなっている。積雲依存 Δq による 加熱率の増加は GSM における対流圏の低温バイアス の軽減には寄与しているが、本来別の過程で修正すべ きバイアスを補償しているという側面が強い。積雲依 存 Δq の廃止により、雲スキームによる不自然な加熱 プロファイルは解消され、対流圏中層で冷却、上層で 加熱という本来期待されるプロファイルとなった(図 $3.2.6(d))_{\circ}$

3.2.5 再蒸発過程と融解過程の改良

降水フラックスから水蒸気への状態変化を計算する 再蒸発過程¹⁰、降雪フラックスから降雨フラックスへ の状態変化を計算する融解過程には、計算安定性の問 題から厳しい上限値が設定されていた¹¹。一方で、こ の上限値の存在によって表現できない現象があること が判明した。様々な調査により、例えば、冬季の日本付 近においては南岸低気圧接近時に再蒸発や融解による 冷却を十分に表現できないことが指摘されている (原ほ か 2013; 原 2014)。また、大気中層が乾燥している状 況では、本来であれば上空で再蒸発すべき降水が、上 限値があることにより蒸発し切れずに地表まで達する ことで不自然に降水域が広がったり、地表付近で再蒸 発することで逆に気温を下げすぎてしまったりすると いうことも指摘された。上述した通り、上限値は計算 安定性のために設定されており、単純に上限値を外し ただけでは数値振動が生じることが分かっている(図 3.2.7(b); 原ほか 2013)。数値振動は、現業数値予報モ デルとして避けなければならない計算不安定の原因と なるだけではなく、偽の小規模擾乱を発生させる原因 などになるため、予測精度にも影響を与えうる。その ため、数値振動を抑える解法にする必要があった。

再蒸発過程による比湿 q [kg kg⁻¹] の時間変化は、 Kessler (1969) に基づき

$$\frac{\partial q}{\partial t} = C_{\text{prep}} \frac{1}{\tau} (q_{\text{s}} - q) \left(\frac{1}{C_{\text{prep}}} \sqrt{\frac{p}{p_{\text{surf}}}} \frac{P}{P_0} \right)^{\alpha}$$
(3.2.23)

$$\equiv \beta \left(q_{\rm s} - q \right) \tag{3.2.24}$$

としている。ここで、 q_s は飽和比湿 [kg kg⁻¹]、p は気 圧 [hPa]、 p_{surf} は地上気圧 [hPa]、P は降水フラックス [kg m⁻² s⁻¹]、 C_{prep} は格子面積に対する降水フラック スが存在し、かつ雲がない領域の割合、 τ は時定数 [s]、 $P_0 \ge \alpha$ は定数である ¹²。これまではこの式を陽的に 解いて

$$\Delta q = \Delta t \,\beta \left(q_{\rm s}^{\rm i} - q^{\rm i} \right) \tag{3.2.25}$$

として数値計算を行なっていた。ここで、i は時間差分 のインデックスである。これを陰的に解いて

$$\Delta q = \frac{\Delta t \beta \left(q_{\rm s}^{\rm i} - q^{\rm i}\right)}{1 + \Delta t \beta \left[1 + \frac{L}{C_{\rm p}} \left(\frac{dq_{\rm s}}{dT}\right)^{\rm i}\right]}$$
(3.2.26)

¹⁰水蒸気を雲水(雲氷)に凝結(昇華)させ、雲水(雲氷) から降水フラックスへと変換した後に再び水蒸気へと変化す る物理プロセスであるため、「再」蒸発過程と呼ばれる。

¹¹ GSM1603 より前は、再蒸発過程では比湿変化に対して
 10 [K day⁻¹] 相当の、融解過程では気温変化に対して
 10 [K day⁻¹] の上限値を設定していた。GSM1603 において、台風の過発達に伴う計算不安定を抑えるために融解過程の上限値を 20 [K day⁻¹] に変更した。

¹² $C_{\text{prep}} = 0.5, \ 1/\tau = 5.44 \times 10^{-4}, \ P_0 = 5.09 \times 10^{-3}, \ \alpha = 26/45_{\circ}$



図 3.2.7 ある初期値、ある地点における地上気温の予測。(a) 改良前、(b) 改良前で上限値を単になくしたもの、(c) 改良後。 横軸は予報時間 [hr]、縦軸は気温 [°C]。

とすることで計算安定性を高めた。ここで、L は潜熱 $[J \text{ kg}^{-1}]$ である。

融解過程による気温 T [K] の時間変化は、融解層は 典型的に数百 m から 1 km 程度の厚さという観測事実 (Mason 1971) およびモデルの鉛直解像度の粗さに基づ き、これまでは気温が 0 °C を超えた 1 層ですべての降 雪フラックスが降雨フラックスに融解すると仮定して 計算していた。式で表すと

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{L_{\rm fus}}{C_{\rm p}} \frac{P_{\rm snow,top}}{G\,\Delta p\,\Delta t} \tag{3.2.27}$$

である。ここで、 L_{fus} は融解の潜熱 [J kg⁻¹]、 $P_{\text{snow,top}}$ は融解層上端における降雪フラックス [kg m⁻² s⁻¹]、 Δp は層厚 [hPa]、 Δt は積分時間間隔 [s]、G は重力加 速度 g [m s⁻²] と Δt で決まる定数である ¹³。 $P_{\text{snow,top}}$ の値が大きい場合には非常に強い冷却が 1 層に集中し、 計算不安定の原因となりうるために上限値を設定せざ るをえなかった。また、上限値に達した場合には降雪 フラックスがすべて融けきるまで、それよりも下の層 で融解させるという仕様であった。そのため、厳しい 上限値によって強い冷却が表現できないだけではなく、 融解すべきものが融解し切れずに鉛直プロファイルが 非現実的になるという問題もあった。これらの問題を 解決するため、GSM1705 における改良では ECMWF (2014) を参考に、以下の緩和型の方程式を採用した。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = C_{\rm snow} \, \frac{T_{\rm w} - T_0}{\tau} \tag{3.2.28}$$

$$\tau = \frac{\tau_{\rm m}}{1 + 0.5 \left(T_{\rm w} - T_0 \right)} \tag{3.2.29}$$

$$T_{\rm w} = T - (q_{\rm s} - q) \left[A + B \left(p - C \right) - D \left(T - E \right) \right]$$
(3.2.30)

ここで、 C_{snow} は格子面積に対する降雪フラックスが 存在する割合、 T_{w} は湿球温度 [K]、 T_{0} は融解温度 [K]、 τ は緩和時間 [s]、 τ_{m} は緩和時間の最大値 [s]、A, B, C,D, E は定数である ¹⁴。この式は経験的なものであり、 物理的な理論に基づいたものではないという問題があ

¹³ $G = 100/g/\Delta t_{\circ}$

る。しかし、この方程式の利点は、緩和型であり計算安 定性が高いこと、融解が開始する気温を湿球温度0°C とすることでサブグリッドスケールの昇華の効果(非 融解層)を暗に導入できること、緩和時間を湿球温度 の関数とすることで融解層の厚さに相対湿度依存性を 考慮できることである。

上述の改良を行なったところ、図 3.2.7 に示すよう に数値振動を抑えられることが確認できた。改良前の (a) では予報時間 24-30 [hr] を中心として若干の数値 振動が生じていたが、改良後の (c) では数値振動が見 られなくなった。なお、改良前で上限値を単になくし た (b) では強い数値振動が生じることが分かる。ただ し、本改良を加えたとしても強い台風のような極端事 例¹⁵ においては完全に数値振動を抑えることができな かったため、こうした事例を除いて概ね上限に達する ことがなくなる上限値を設定した¹⁶。上限値の変更に より、どの程度上限値に達することが減ったのかを図 3.2.8 に示す。改良前 (a, c) は広範囲かつ多くの鉛直層 で上限値に達しているのに対し、改良後 (b, d) は上限 値に達することが大幅に減少している。

次に、本改良の効果について述べる。図3.2.9 は、南 岸低気圧によって関東地方で降雪となった事例 (原ほか 2013) における改良前後の気温の変化である。本事例 では、GSM は融解による冷却を十分に表現できずに降 雪を予想できなかった。改良後では、実況ほどではな いものの、改良前よりも降雪フラックスの融解によっ て気温を2 ℃程度低く予測できるようになった¹⁷。こ こで特筆すべきは、融解による気温低下の時間帯以外 の気温はほとんど変化していないことであり、融解に よる冷却なしにはこの気温低下は表現できなかったこ

¹⁴ $C_{\text{snow}} = 0.5, T_0 = 273.15, \tau_{\text{m}} = 7200, A = 1329.31, B = 0.0074615, C = 0.85 \times 10^5, D = 40.637, E = 275_{\circ}$

¹⁵ 例えば、台風や極端に発達した低気圧などでは再蒸発過程、 融解過程による冷却が 1000 [K day⁻¹] を優に越えることを 確認している。これは積分時間間隔 400 [s] の GSM におい ては 1 回の時間積分で 5 [K] 近く気温を 1 層のモデル面で変 化させることになる。計算安定性が求められる現業数値予報 モデルにおいては、これはそもそも数値計算上表現すべきも のではない急激な冷却である。

¹⁶ 再蒸発過程、融解過程ともに 50 [K day⁻¹] の上限値を設 定した。

¹⁷ 図は示さないが、改良前は上限値を引き上げただけだと数 値振動が生じることを確認している。



図 3.2.8 ある初期値、ある予報時間における上限値に達した鉛直層数。鉛直層数全 100 層のうち、何層で再蒸発過程 (a, b)、 融解過程 (c, d) の上限値に達しているかを表す。色の付いている領域が広いほど広範囲で上限値に達していることを意味 し、また、値が大きいほど多くの鉛直層で上限値に達していることを意味する。上限の値は、(a) が 10 [K day⁻¹]、(c) が 20 [K day⁻¹]、(b), (d) が 50 [K day⁻¹] である。

とを示唆している。南岸低気圧は事例数が少ないため に十分な事例に対して確認ができているわけではない が、南岸低気圧接近時に GSM の気温予測が利用でき なかった主要な原因を概ね取り除くことができたとい える。本改良によって、南岸低気圧による降雪予想に GSM を参考にすることができるようになった。また、 以下の点についても予測の表現が改善したことを確認 している。(1) 降水フラックスの再蒸発、降雪フラック スの融解による気温の低下を表現できるようになった。 (2) 上空で再蒸発、融解すべき降水フラックス、降雪フ ラックスが地表に達しなくなることで、不自然に地上 気温が低下することが少なくなった。(3) 大気中層が 乾燥しており、上空で降水フラックスが再蒸発すると 期待される状況でも蒸発し切れないことで降水域が過 度に広がることが少なくなった。(4) 台風では多くの 場合に地表まで降雪フラックスが達していたが、きち んと上空で融解し切れるようになった¹⁸。(5) 冷却源 を適切に表現できるようになったことで、台風の過発 達が抑制されるようになった。

最後に、本改良を導入できるようになった背景につい て述べる。再蒸発過程、融解過程の厳しい上限値の設定 が様々な現象に問題を与えていることは、原ほか (2013) による事例調査をきっかけに判明した。一方で、改良 が導入されたのは GSM1705 であり、問題の発見から 4 年近い時間がかかった。この一番の理由は、GSM1403 までは熱帯の広い範囲、多くの鉛直層で再蒸発過程の 上限値に達していたことである。上限値を少しでも変 えると再蒸発量が増えることで冷却が強くなり、大気 下層における低温バイアスが大幅に悪化するという状 況であったために改良を導入することができなかった。 しかし、GSM1603の導入によってモデルの特性が変化 したことでこの状況が一変した。第3.2.4 項で述べた ように、GSM1603 では確率密度関数の幅の積雲依存 を廃止したために、熱帯における雲スキームの降水フ ラックスが小さくなった。また、再蒸発量は相対湿度



図 3.2.9 2013 年 1 月 13 日 00UTC を初期値とした東京に おける地上気温の実況と予測。横軸は予報時間 [hr]、縦軸 は気温 [℃]。黒線 (OBS) がアメダスによる観測値であり、 青線 (CNTL) は改良前、赤線 (TEST) は改良後の予測値 である。

に比例するため、熱帯中層の乾燥バイアスが改善した ことで再蒸発量が減少した。これらの特性変化によっ て、熱帯で再蒸発過程の上限値に達することが少なく なり、影響が軽微となったことから改良の導入が可能 になったのである。

3.2.6 偽の併合過程の廃止

雲スキームでは、雲水・雲氷から降水への変換 (Autoconversion) を Sundqvist (1978) に基づき、

$$\frac{\partial q_{\rm p}}{\partial t} = \frac{1}{\tau} q_{\rm c} \left[1 - e^{-\left(\frac{1}{C} \frac{q_{\rm c}}{q_{\rm c,crit}}\right)^2} \right]$$
(3.2.31)

としている。ここで、 q_p は降水の水量 [kg kg⁻¹]、 τ は時 定数 [s]、C は雲量 (0–1)、 q_c は雲水量 [kg kg⁻¹]、 $q_{c,crit}$ は臨界雲水量 [kg kg⁻¹] である ¹⁹。この降水変換におい て、降水が雲水・雲氷を捕捉することで降水変換が活性 化する効果 (併合過程; Coalescence 効果)を考慮して いる ²⁰。Coalescence 効果による補正関数を Sundqvist

¹⁸陸面スキームにおいては、独自に降水フラックスを気温に応じて降雨フラックスと降雪フラックスに分けて用いているため、エネルギー収支に不整合が生じることが多かったという問題もあった。

 $[\]frac{19}{\tau} = 10^4$ 。 $q_{c,crit}$ は高度によって異なる定数を採用しており、モデル面最下層で 1×10^{-4} 、800 hPa 以下で 2×10^{-4} 、それより上空で 3×10^{-4} としている。

²⁰ Coalescence 効果に加え、氷晶が存在する場合に降水変換が活性化する効果(Bergeron-Findeisen 効果)も考慮しているが、その手法についてはここでは説明しない。

et al. (1989) に基づき、

$$F_{\rm CO} = 1 + \alpha \sqrt{P} \tag{3.2.32}$$

とする。ここで、P は降水フラックス [kg m⁻² s⁻¹]、 α は定数である ²¹。降水変換の式において、この補正 関数を用いて $\tau \rightarrow \tau/F_{CO}, q_{c,crit} \rightarrow q_{c,crit}/F_{CO}$ とする ことで Coalescence 効果による影響を考慮する。

GSM1705より前は、Coalescence 効果を考慮する際 に、降水フラックスとして雲スキームによるものに加 えて積雲対流スキームによるものを足し合わせて計算 を行なっていた。雲と積雲のオーバーラップを考慮し ていないにも関わらず積雲対流スキームの影響を含め ているために、この手法のことを「偽」の併合過程と呼 んでいた²²。偽の併合過程によって、積雲対流スキー ムによる降水フラックスが大きい熱帯を中心として降 水変換が促進されることで水蒸気から雲水への凝結が 起こり、この凝結熱によって大気は暖められることに なる²³。GSM には、熱帯中下層に低温バイアスがあ るという問題や、熱帯の降水量が不足しているという 問題があり、これらを低減するために GSM0305 にお いて偽の併合過程が導入された。しかし、この手法は Coalescence 効果においてのみオーバーラップの影響を 含めていることになり、物理的な整合性がとれていな いという問題があることが指摘されていた。また、雲 スキームでは雲が格子のある程度を占めていると仮定 しているが、積雲対流スキームでは積雲が格子のごく 一部を占めていると仮定しているため、格子のごく一 部を占める積雲による降水が格子のある程度を占める 雲全体に影響を与えることになり、不自然であるとい える。加えて、雲スキームと積雲対流スキームが互い に強く影響し合うため、改良を行う上で両者の調整が 必要になるという、開発上の問題もあった。このため、 偽の併合過程を廃止したほうがよいとの考えが、モデ ル開発者間における共通認識であった。

偽の併合過程を廃止するための契機が GSM1603 お よび GSM1705 の改良であった。確率密度関数の幅の 積雲依存の廃止(第3.2.4項)によって積雲のある場所 で雲が生じにくくなったことで、熱帯において降水変 換の影響が小さくなった。また、積雲対流スキームに おける降水の再蒸発の精緻化(第3.1.5項(1))の中で 行った降水フラックスの適正化によって積雲対流スキー ムの降水フラックスが減ったことで、降水変換が活性 化しにくくなった。これらの特性の変化によって、偽の 併合過程によるそもそもの影響が軽微となり、バイア スを低減するために果たしていた役割が小さくなった。

偽の併合過程を廃止したときの最も大きな変化は、 熱帯において雲スキームによる降水が減り、積雲対流 スキームによる降水が増えるということである(図



図 3.2.10 偽の併合過程廃止前後における (a) 雲スキーム、 (b) 積雲対流スキームによる降水量の変化。各図の右側の パネルは各緯度において帯状平均をとったものである。

3.2.10)。ただし、降水の総量としてはほとんど変化 がないことを確認している。全球的な予測精度もほと んど変化せず、熱帯中下層の低温バイアスが悪化しない ことも確認できたことから、偽の併合過程を廃止した。

3.2.7 今後の開発の展望

本項では、今後予測精度を向上させるために考慮し ていかなければならないと考えられる改良について述 べる。ただし、上述した通り雲スキームは他のスキー ムと密接に関わっており、石田 (2017)で指摘されてい る compensating errors の問題があるため、雲スキーム 単体の改良を行なっただけでは予測精度が必ずしも向 上するとは限らないと考えられる。他のスキームにお ける特性の変化や開発の進捗を見極めながら雲スキー ムの開発を進めることが重要になる。

予測精度を向上させるために第一に考えなければな らない開発項目として、水の状態変化の取り扱いを高 度化することが挙げられる。現在の雲スキームでは、 雲水と雲氷は気温に応じて診断的に分けており、水の 状態変化として「水蒸気」、「雲水量(雲水・雲氷)」、 「降水(降雨・降雪)フラックス」の3つの状態しか考 慮していない。これを「水蒸気」、「雲水」、「雲氷」、 「降雨フラックス」、「降雪フラックス」の5つの状態変

 $^{^{21} \}alpha = 300_{\circ}$

²² 本手法は GSM 独自のものであったと考えられる。

²³ 詳細な仕組みは第 3.2.4 項で述べている。

化を考慮するようにする²⁴。そのためには、診断的に 分ける方法からそれぞれを予報変数²⁵とする方法へと 改良する必要がある。また、雲水・雲氷から降雨・降雪 フラックスへの変換プロセスとして同一の式を用いて 計算しているが、現実では変換の時定数などが異なる ので別のものとして扱うようにする。これらの改良に より、降水予測だけではなく、状態変化に伴う熱の放 出・吸収によって気温の鉛直プロファイルの改善など も期待される。また、降雪フラックスから降雨フラッ クスへの融解を考慮しているが、これとは逆の物理プ ロセスである凍結も考慮していく必要がある。これら の物理プロセスは一部の海外気象機関ではすでに導入 されており(例えば ECMWF 2014)、GSM でも導入 すべきである。

次に、降水落下プロセスの高度化も必要である。再 蒸発や融解といった物理プロセスを考慮しているもの の、降水フラックスは地表へと即座に落下するとして いる。鉛直解像度や積分時間間隔が粗いモデルでは現 在の手法でもそれほど悪くはない近似であると考えら れる。しかし、今後の水平・鉛直・時間高解像度化に 伴い、きちんと移流するものとして扱わなければなら なくなるだろう。現時点でも、現在のGSMの降水予 測には観測と比較して弱い降水で予測頻度過剰、強い 降水で予測頻度過少といった問題があるが、高度化に よってこれらを緩和できるかもしれない。

雲スキームを大きく改良するためには、格子内の雲水量と雲量を決定付ける確率密度関数の見直しが必要である。現在は確率密度関数として単純な矩形関数を使用しているが、どのような形の確率密度関数を用いるべきかを検討する必要がある²⁶。また、現在のSmith (1990)に基づく方法ではなく、例えば Tiedtke (1993)のような雲水量と雲量を予報変数にする方法に変えることも検討する必要がある。さらに、中川 (2012)で指摘されている Smith (1990)による手法に特有な問題の解決や、雲に関する時間発展をいかに表現するかの検討を行うことも重要である。

現在の雲スキームの枠組みを大きく変えない範囲の 改良として、雲スキームには物理的に明確な根拠のな い制限がいくつかあるが、これらの制限を変更もしく は廃止した場合の影響について調査し、見直すことが考 えられる。これは石田 (2017) で指摘されている minor treatment の一種であるが、中には予測精度に大きな 影響を与えるものがあると推測される。また、他のス キームとの物理的な整合性を向上させることも重要で ある。例えば、雲スキームで降雨量や降雪量を計算し ているものの、陸面スキームで利用される降雨量や降 雪量はそのスキーム内で独自に計算している。これは、 かつての雲スキームは予測精度がそれほど高くなく、 予測精度を大きく左右するパラメーターは各スキーム で独自のものを使用するという背景に起因するもので あるが、現在の雲スキームは予測精度が高くなってい ることから物理的整合性を優先したほうがよい。さら に、現在の雲スキームは雲が発生している状況で数値 振動を示すことが多いが、これを抑制可能な計算手法 にするということが挙げられる。物理プロセスに直接 関係する改良というわけではないが、計算安定性が求 められる現業数値予報モデルにおいては重要な改良項 目である。

今後の開発の方向性としては、国内外の気象予測モ デルの動向、最新の研究成果の動向などを把握しつつ、 短期的には現在の雲スキームでは考慮していない物理 プロセスを追加したり、物理プロセスそのものを高度 化したりすることになるであろう。短期的な改良で予測 精度を向上させながら、中長期的には現在の雲スキー ムの枠組みでは表現できない問題を見出し、それを解 決するためにはどのような雲スキームにすべきなのか といった大枠から検討することになるであろう。

最後に、将来のモデル開発者に向けて、本節で述べ た開発を通じて得た教訓について述べたい。モデル開 発においては、様々な理由により上限値などの制限を 行わなければならない場合がある。この場合、安易に 上限値を設定するのではなく、定式化を見直すことに よって上限値を設定せずに済む方法がないかを模索す べきである。どのような定式化においても上限値の設 定が不可避だとしても、上限値に達する頻度を見て影 響範囲を十分に確認することは重要である。また、上 限値を設定することにより、どのような現象をモデル で表現できなくなるのかを十分に確認すべきである。 さらに、改良を行う時点においては問題が生じなかっ たとしても、将来の水平・鉛直・時間高解像度化など によって内在している問題が顕在化しないかを十分に 検討すべきである。

参考文献

- Duynkerke, P. G. and J. Teixeira, 2001: Comparison of the ECMWF Reanalysis with FIRE I Observations: Diurnal Variation of Marine Stratocumulus. J. Climate, 14, 1466–1478.
- ECMWF, 2009: Part IV: Physical Processes, Chapter 6 Clouds and large-scale precipitation. IFS Documentation—Cy33r1, 85–97.
- ECMWF, 2014: Part IV: Physical Processes, Chapter 7 Clouds and large-scale precipitation. IFS Documentation—Cy40r1, 91–108.
- Ferrier, B. S., W.-K. Tao, and J. Simpson, 1995:

²⁴ 領域モデルではさらに霰や雹なども考慮することがあるが、 全球モデルで考慮しなければならなくなるのは当面先であろう。

²⁵ 現在は雲水と雲氷を合わせた雲水量が予報変数となっている。

²⁶ 例えば、非対称形の関数を用いる、デルタ関数を用いるな どが考えられる。

A Double-Moment Multiple-Phase Four-Class Bulk Ice Scheme. Part II: Simulations of Convective Storms in Different Large-Scale Environments and Comparisons with other Bulk Parameterizations. J. Atmos. Sci., **52**, 1001–1033.

- 原旅人, 2014: 最近発生した顕著事例に関する検討. 平 成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118– 144.
- 原旅人, 白山洋平, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 2013 年 1 月 14 日の関東大雪. 平成 25 年度数値予報研修テキ スト, 気象庁予報部, 71–89.
- Heymsfield, A. J. and L. J. Donner, 1990: A scheme for parametrizing ice-cloud water content in general circulation models. J. Atmos. Sci., 47, 1865–1877.
- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数 値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 4–10.
- Johnson, R. H., 1984: Partitioning Tropical Heat and Moisture Budgets into Cumulus and Mesoscale Components: Implications for Cumulus Parameterization. Mon. Wea. Rev., 112, 1590–1601.
- 川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第 50号, 気象庁予報部, 72-80.
- Kawai, H., 2005: Improvement of a Cloud Ice Fall Scehme in GCM. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 35, 4.11–4.12.
- Kawai, H. and T. Inoue, 2006: A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. SOLA, 2, 17–20.
- Kessler, E., 1969: On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. *Meteorol. Monogr.*, **10(32)**, 84.
- Lin, Y., L. J. Donner, J. Petch, P. Bechtold, J. Boyle, S. A. Klein, T. Komori, K. Wapler, M. Willett, X. Xie, M. Zhao, S. Xie, S. A. McFarlane, and C. Schumacher, 2012: TWP-ICE global atmospheric model intercomparison: Convection responsiveness and resolution impact. J. Geophys. Res., 117, D09 111.
- Mason, B. J., 1971: The Physics of Clouds, 2nd ed. Clarendon Press, 113–121.
- McFarquhar, G. M. and A. J. Heymsfield, 1997: Parameterization of tropical cirrus ice crystal size distribution and implications for radiative transfer: Results from CEPEX. J. Atmos. Sci., 54, 2187–2200.
- 中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 70-75.
- 小野田浩克, 2008: 事例検証. 平成 20 年度数値予報研 修テキスト, 気象庁予報部, 19-22.
- 下河邉明, 古河貴裕, 2012: 層積雲スキームの改良. 平成

24年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,92-96.

- Slingo, J. M., 1980: A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 747–770.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435– 460.
- Sommeria, G. and J. W. Deardorff, 1977: Subgrid-Scale Condensation in Models of Nonprecipitating Clouds. J. Atmos. Sci., 34, 344–355.
- Sundqvist, H., 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 677–690.
- Sundqvist, H., E. Berge, and J. E. Kristjánsson, 1989: Condensation and Cloud Parameterization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model. Mon. Wea. Rev., 117, 1641–1657.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of Clouds in Large-Scale Models. Mon. Wea. Rev., 121, 3040– 3061.

3.3.1 はじめに

太陽からの放射(短波放射)は大気や海洋の運動を 駆動する源となり、大気–地表面系から射出される放射 (長波放射)とのバランスにより大気の気候状態が概ね 決定づけられる。また、地表面での放射フラックスは 地表面における諸過程を通して地上気温の変動にも影 響を与える。このため、数値予報モデルでは、放射に よる大気の加熱率や放射フラックスを精度良く見積も る必要がある。

数値予報モデルにおける放射過程のうち、雲を除く 大気中の気体分子やエーロゾルによる放射の射出・吸 収・散乱を扱う晴天放射過程の特徴としては、放射フ ラックスや大気加熱率の計算精度が他の物理過程と比 べて比較的高いことが挙げられる。一方、放射過程は 他の物理過程と比べて計算量が多いことから、計算精 度を確保しつつ計算効率の高いスキームを開発する必 要がある。また、放射過程への入力となるエーロゾル・ 放射吸収気体の濃度分布や吸収係数²などのパラメー タも、放射フラックスの計算精度に影響を及ぼす。こ のため、これらについても最新の知見などに基づき必 要に応じて更新することが望ましい。

雲による放射の射出・吸収・散乱を扱う雲放射過程の 特徴としては以下が挙げられる。雲放射過程による大 気の加熱・冷却は、擾乱に伴う様々な雲に対して選択 的に働き、大気の安定度や雲形成に影響を与える。ま た、雲放射過程による放射フラックスや大気加熱率の 誤差は、一般的に晴天放射過程のそれらに比べて非常 に大きい。放射フラックスや大気加熱率の誤差を縮小 するためには、晴天放射過程に加えて雲放射過程の改 良が不可欠である³。

本節ではまず、籔ほか (2005)、村井 (2009) 以降に 行われた GSM の晴天放射過程の改良について第 3.3.2 項~第 3.3.5 項で述べる。次に、北川 (2000)、北川ほ か (2005) 以降に行われた GSM の雲放射過程の改良に ついて第 3.3.6 項~第 3.3.9 項で述べる。第 3.3.10 項で は、GSM の放射過程における地表面付近の取り扱いの 改良について述べる。最後に、第 3.3.11 項で放射過程 開発における今後の展望を述べる。

3.3.2 長波放射スキームの変更

第3.3.1項で述べた通り、数値予報モデルの放射過程 では、計算精度を落とさず、かつ高速に放射計算を実 行することが求められる。しかし、従来の長波放射ス



図 3.3.1 (a) 従来のスキームと (b) 新スキームによる下向き 放射フラックスの計算方法の模式図。図中の点線は各層の 境界 (ハーフレベル)を、k_{max} はモデルの鉛直層数をそ れぞれ示す。Li (2002)の Fig.1 を参考に作成。

キーム (籔ほか 2005) は、放射フラックスの計算に鉛直 層数の2乗に比例する計算量が必要であり、モデルの 鉛直層増強(第2.1節)による長波放射過程の計算コ ストの増加が懸念されていた。そこで、GSM1403では 2方向吸収近似法を採用した長波放射スキーム (Yabu 2013)を導入し、長波放射計算の高速化を実現すると 同時に計算精度も改善した。本項では、新しい長波放 射スキームの概要について述べる。

(1) 2方向吸収近似法

長波放射においては光学的に薄い雲を除いて散乱の 効果が小さい。このため、散乱過程を簡略化すること により吸収過程についてのみ扱うスキームが得られる (吸収近似)。吸収近似を仮定した場合の単色光に対す る放射伝達方程式は次式で表される (Li and Fu 2000; Li 2002)。

$$\mu \frac{dI(\tau,\mu)}{d\tau} = (1-\omega)I(\tau,\mu) - (1-\omega)B(T) \quad (3.3.1)$$

ここで、 $I(\tau, \mu)$ は放射輝度、 τ は大気上端から測った 光学的厚さ、 μ は長波放射が進む方向の天頂角余弦、 ω は単一散乱アルベド、B(T) は気温 T におけるプラン ク関数である。

上向きおよび下向き放射フラックス $F^{\pm}(\tau)$ (以後、 上向きの物理量には + を、下向きの物理量には - を つけて表記する)は、(3.3.1)式の解 $I(\tau,\mu)$ を天頂角方 向に積分して得られる。新スキームでは、短波放射と 同様のストリーム法 (Li and Fu 2000; Li 2002)により 放射フラックスを計算する。ストリーム法では、天頂 角積分をガウス求積法で近似する。

$$F^{\pm}(\tau) = 2\pi \int_0^1 I(\tau, \pm \mu) \mu d\mu$$
$$\approx 2\pi \sum_{i=1}^N w_i I(\tau, \pm \mu_i)$$
(3.3.2)

ここで、w_i は第 i 積分点の重みである。(3.3.2) 式において積分点の数 N を増やすと、天頂角積分をより精度良く近似できる一方で計算量も増加してしまう。新スキームでは計算時間を考慮し、吸収近似の仮定のもと

¹ 関口 亮平(地球環境・海洋部 気候情報課)、長澤 亮二(気 象研究所 気候研究部)、中川 雅之(気象研究所 台風研究部)、 籔 将吉(地球環境・海洋部 環境気象管理官)

² 放射が媒質を通過する間にどの程度吸収されるかを表す係 数。

³ 雲放射過程への入力である雲の精度向上も必要である。雲 過程と雲放射過程、相互の精度向上が望まれる。
表 3.3.1 新長波放射スキームのバンド構成。"C-k"(青色)は相関 *k*-分布法、"S-k"(緑色)はスケーリング近似を用いた *k*-分 布法により波数積分を取り扱うことを示す。各列の一番下には、(3.3.4) 式におけるサブバンドの数 *N* を示している。Yabu (2013)の Table 1 を参考に作成。

Band Number	1	2	3a	3b	3c	4	5	6	7	8	9
Wavenumber (/cm)	25-340	340-540	540-620	620-720	720-800	800-980	980-1100	1100-1215	1215-1380	1380-1900	1900-3000
Major absorption gas											
H2O(Line)	C	-k	C-k		S-k			C-k	S-k		
CO2				C-K							
03							C	-k			
H2O(Continuum)	ntinuum) S-k										
Minor absorption gas											
CO2						S	-k				
N2O			S-k						S-k		
CH4								S-k	S-k		
CFC-11,CFC-12,HCFC-22						S	-k				
Number of sub-bands	16	16	16	16	16	6	16	16	16	16	6

で (3.3.2) 式において N = 1 とした 2 方向吸収近似法⁴ を採用した。

2方向近似法を利用すると、ハーフレベルk-1/2に おける上向きおよび下向き放射フラックス $F_{k-1/2}^{\pm}$ は次 式で求められる。

$$F_{k-1/2}^{-} = 0 \quad (k = k_{\max} + 1)$$

$$F_{k-1/2}^{-} = F_{k+1/2}^{-} \mathcal{T}_{k} + B_{k}^{-} (1 - \mathcal{T}_{k})$$

$$(k = k_{\max}, \cdots, 1)$$

$$F_{k-1/2}^{+} = B_{s} \quad (k = 1)$$

$$F_{k-1/2}^{+} = F_{k-3/2}^{+} \mathcal{T}_{k-1} + B_{k-1}^{+} (1 - \mathcal{T}_{k-1})$$

$$(k = 2, \cdots, k_{\max} + 1) \quad (3.3.3)$$

ここで、 k_{\max} はモデルの鉛直層数、 B_k^{\pm} はモデル第 k層から射出される上向きおよび下向き有効プランクフ ラックス (Chou et al. 2001)、 B_s は地表面から射出さ れるプランクフラックス、 \mathcal{T}_k はモデル第 k 層の透過率 である。

従来のスキームでは、あるレベルの放射フラックス を計算するためには他の全ての層からの寄与を計算す る必要があった(図3.3.1(a))。一方、新スキームでは (3.3.3)式から分かる通り、下向きフラックスは大気上 端から地表面に向かって、上向きフラックスは地表面 から大気上端に向かって順々に計算する(図3.3.1(b))。 従って、放射フラックスの計算には鉛直層数に比例し た計算量しか必要とせず、従来のスキームと比べて計 算時間の大幅な短縮が可能である。

(2) 波数積分

放射過程では、一定の波数幅(バンド)で波数積分し た放射フラックスを求める必要がある。従来のスキー ムでは、テーブル参照法 (Chou and Kouvaris 1991)、 k-分布法 (Arking and Grossman 1972) により計算さ れたバンド平均透過率⁵を利用し、各バンドの放射フ ラックスを求めていた。一方、新スキームでは、*k*-分 布法を応用し次式により各バンドの放射フラックス*F* を計算する。

$$F = \sum_{i=1}^{N} F_i \Delta g_i \tag{3.3.4}$$

ここで、Nはサブバンドの数、 F_i , Δg_i はそれぞれ k-分布法による第iサブバンドの単色光の放射フラック スと積分間隔である。サブバンド内での放射を吸収係 数 k_i の単色光とみなし、本項(1)で述べたストリーム 法により放射フラックスを計算する。

k-分布法は、均質大気⁶において厳密に成り立つ手 法である。このため、光路に沿って気圧・温度・吸収物 質の密度が変化する現実大気においてk-分布法を適用 するためには、大気の不均質性を考慮する必要がある。 新スキームでは、対流圏で重要な吸収(表 3.3.1 を参 照)に対しては従来のスキームと同様にスケーリング 近似(Chou and Arking 1981)を用いたk-分布法を適 用した。スケーリング近似では、Line-By-Line (LBL) 計算によりあらかじめ求めておいた基準となる均質大 気の吸収係数と、気温・気圧に依存する因子を用いて、 任意の気温・気圧における吸収係数 k_i を近似する。

一方、スケーリング近似では成層圏より上層で重要と なるドップラー型の吸収を考慮できない(籔ほか 2005)。 このため、成層圏で重要な吸収(表 3.3.1 を参照)に 対しては、従来のスキームで利用していたテーブル参 照法に代わり、相関 *k*-分布法(Fu and Liou 1992)に より大気の不均質性を考慮している。相関 *k*-分布法で は、様々な気温・気圧の組に対する吸収係数を LBL 計 算によりあらかじめ求め、テーブル化しておく。放射 フラックスの計算では、実際の気温・気圧に近い複数 のテーブル値を内挿して吸収係数 *k*_i を決定する。

水蒸気の連続吸収について、従来のスキームは連続 吸収帯モデル (MT-CKD) (Clough et al. 2005)に基づ きバンド平均透過率をパラメタライズしていた。一方、 新スキームでは、MT-CKD により計算される各波数 の吸収係数から k-分布パラメータを便宜的に求め、k-⁶ 気圧・温度・吸収物質の密度が一定とみなせる大気(層)。

⁴ 天頂角積分を上下 1 方向ずつで離散化するため、2 方向近 似と呼ばれる。なお、GSM の長波放射スキームでは μ_1 の 値に散光因子 (1/ μ_1 = 1.66) を利用した実装となっている。 ⁵ 単色光の透過率をバンド内で波数積分した量。

分布法を適用する。大気の不均質性に関しては、従来 のスキームと同様に Zhong and Haigh (1995) に基づ くスケーリング近似により考慮する。

(3) 雲がある場合の放射フラックスの計算

新スキームでは、雲に対しても光学的厚さを計算⁷ し、本項(1)で述べたストリーム法により放射計算を行 う。鉛直方向の雲オーバーラップについては、従来のス キームと同じく Maximum-Random Overlap (MRO) (Geleyn and Hollingsworth 1979)を採用し、Li (2002) を参考に MRO の仮定をストリーム法に実装した (雲 オーバーラップについては第 3.3.6 項を参照)。以下で は、例として雲がある場合の下向き放射フラックスの 計算方法について述べる。

まず、雲が1層の場合を考える。この場合、ハーフ レベルk - 1/2における下向き放射フラックス $F_{k-1/2}^-$ は、雲の存在する領域のフラックス $F_{k-1/2}^{c-}$ と存在しな い領域のフラックス $F_{k-1/2}^{o-}$ を別々に計算し、それらを モデル第k層の雲量 c_k で重み付き平均することにより 得られる。

$$F_{k-1/2}^{-} = c_k F_{k-1/2}^{c-} + (1 - c_k) F_{k-1/2}^{o-}$$
(3.3.5)

隣接する2層で雲が存在する場合は、MROの仮定 により雲が最大限重なっていると考える。隣接する2 層の雲量の大小で場合分けを行うことにより、 $F_{k-1/2}^{c-}$ と $F_{k-1/2}^{o-}$ は次式で計算される。

• $c_k \ge c_{k+1}$ の場合

$$F_{k-1/2}^{c-} = F_{k+1/2}^{*-} \mathcal{T}_{k}^{c} + B_{k}^{-} (1 - \mathcal{T}_{k}^{c})$$

$$F_{k-1/2}^{o-} = F_{k+1/2}^{o-} \mathcal{T}_{k}^{o} + B_{k}^{-} (1 - \mathcal{T}_{k}^{o})$$

$$F_{k+1/2}^{*-} = \frac{c_{k+1} F_{k+1/2}^{c-} + (c_{k} - c_{k+1}) F_{k+1/2}^{o-}}{c_{k}}$$
(3.3.6)

• $c_k < c_{k+1}$ の場合

$$F_{k-1/2}^{c-} = F_{k+1/2}^{c-} \mathcal{T}_{k}^{c} + B_{k}^{-} (1 - \mathcal{T}_{k}^{c})$$

$$F_{k-1/2}^{o-} = F_{k+1/2}^{*-} \mathcal{T}_{k}^{o} + B_{k}^{-} (1 - \mathcal{T}_{k}^{o})$$

$$F_{k+1/2}^{*-} = \frac{(1 - c_{k+1}) F_{k+1/2}^{o-} + (c_{k+1} - c_{k}) F_{k+1/2}^{c-}}{1 - c_{k}}$$
(3.3.7)

ここで、 T_k^c はモデル第 k 層において雲が存在する領域 の透過率、 T_k^o は雲が存在しない領域の透過率、 $F_{k+1/2}^{*-}$ はハーフレベル k + 1/2 において $F_{k+1/2}^{c-}$ と $F_{k+1/2}^{o-}$ を混合したフラックスである。(3.3.6) 式または (3.3.7) 式 で求められた $F_{k-1/2}^{c-}$ と $F_{k-1/2}^{o-}$ を利用して、(3.3.5) 式 から $F_{k-1/2}^-$ を計算する。

(3.3.6) 式、(3.3.7) 式では、隣接する 2 層の雲量 c_k , c_{k+1} のみを利用し、それ以外の層の雲に関する情報は ⁷ 従来のスキームでは、雲を黒体として扱っていた (北川ほ か 2005)。



図 3.3.2 SCM による、熱帯標準大気に対する長波放射加熱 率の計算結果。図の縦軸は気圧 [hPa] 、横軸は長波放射加 熱率 [K day⁻¹] 。赤点は従来のスキーム、青点は新スキー ム、緑線はリファレンスとなる LBL 計算の結果をそれぞ れ示す。

利用していない。これは、MROにおけるランダムオー バーラップの仮定と対応する。また、ここでは下向き 放射フラックスについてのみ説明したが、上向き放射 フラックスについても同様の方法で計算を行う。

(4) 従来のスキームとの比較

本項で述べた新長波放射スキームについて、その計算 精度を鉛直1次元モデル (SCM: Single Column Model) を用いて確認した。図3.3.2 に、熱帯標準大気に対する 長波放射加熱率の計算結果を示す。新スキームの計算 結果は対流圏からモデルトップ付近まで概ねリファレ ンスとなる LBL 計算に近く、従来のスキームと同等か それ以上の計算精度が得られている。特に、従来のス キームでは 10 hPa 付近を中心に加熱率の不連続⁸ が 見られていたが、新スキームではそのような特徴は見 られず、LBL 計算に近い加熱率を計算できている。

また、新スキームによる放射計算の高速化の効果を 確認するため、新スキーム導入前後のGSM(解像度は TL959L60)を用いて全球予報を実行し、計算時間を比 較した。その結果、放射過程の計算時間が約45%、モ デル全体の計算時間が約5%減少し、大幅な計算時間 の短縮が確認できた。

3.3.3 エーロゾル直接効果の改良

エーロゾルが大気放射に及ぼす影響には、大きく分 けてエーロゾルが放射を直接吸収・散乱することによ る効果(直接効果)と雲物理過程を介した効果(間接 効果)の2種類がある。従来のGSMでは、海洋型・大 陸型の平均的なエーロゾルを仮定し、それらに対応す る光学特性⁹の鉛直プロファイルを気候値として放射 過程に与えることによりエーロゾルの直接効果を考慮

⁸ この不連続は、バンド平均透過率の計算に利用していた テーブル参照法におけるテーブルの気圧方向の解像度不足や 内挿誤差により生じていた可能性がある (関口 2012)。

⁹ 長波放射に対する吸収係数および、短波放射に対する消散 係数・単一散乱アルベド・非対称因子。

していた (北川 2000)。しかし、この気候値の問題点と して、エーロゾル分布の局所性や季節変化、成因によ る光学特性の違いが考慮できていないことが指摘され ていた (籔ほか 2005)。このうち、水平分布と季節変化 については、衛星観測に基づくエーロゾル光学的厚さ の鉛直積算値 (ATOD: Aerosol Total Optical Depth) の2次元月別気候値の導入 (村井 2009) によりある程度 考慮できるようになったものの、成因による光学特性 の違いが考慮されていない点や鉛直分布が単一のプロ ファイルに固定される点は改善されないままであった。

放射過程におけるエーロゾル直接効果の表現を改善す るため、GSM1304 では衛星観測に基づく ATOD 気候 値をより品質の高いものに更新した。また、GSM1705 ではエーロゾルの化学種・粒子サイズを考慮したスキー ム (Yabu et al. 2017)を新たに導入した。本項では、こ れらの改良の概要について述べる。

(1) ATOD 気候値の更新

上で述べた通り、放射過程では衛星観測に基づく月 別 ATOD 気候値を利用している。GSM1304では、よ り品質の高いデータセット¹⁰に基づく月別 ATOD 気候 値の更新を行った。新気候値は、2000年3月から2008 年 10 月までの MODIS¹¹ による ATOD 観測値をベー スとし、MISR¹² による ATOD 観測値および OMI¹³ によるエーロゾルインデックスを用いて欠損値の一部 を補完して作成した。通年で欠測となる北極・南極域 については、昭和基地の現場観測値を利用した。

新気候値は、従来の気候値と比べて陸上を中心に ATOD が小さい傾向がある。例として、1月の ATOD 気候値の比較を図 3.3.3 に示す。新気候値の利用により 大気中での短波放射吸収が減少し、地表面下向き短波 放射フラックスが増加した。

(2) エーロゾルの化学種・粒子サイズを考慮したスキー ムの導入

GSM1705 では、放射過程においてエーロゾルの化 学種・粒子サイズを考慮したスキームを導入した。こ のスキームでは、化学種・粒子サイズに応じたエーロ ゾル分布を考慮するため、気象研究所全球エーロゾル 輸送モデル MASINGAR (Tanaka et al. 2003)を用い て作成された3次元月別エーロゾル濃度気候値を利用 する。MASINGAR では、エーロゾルの発生起源とし て5つの化学種(砂塵、海塩、硫酸塩、黒色炭素、有機 炭素)を考慮している。また、各エーロゾル種の粒子



図 3.3.3 1月の ATOD 気候値(新気候値 – 従来の気候値)



図 3.3.4 MASINGAR による化学種・粒子サイズ別のエー ロゾル濃度気候値(7月の鉛直積算質量濃度)。Sulfate は 硫酸塩、Black Carbon は黒色炭素、Organic Carbon は 有機炭素、Sea Salt は海塩、Dust は砂塵をそれぞれ示す。 海塩については小粒子 (small) と大粒子 (large)、砂塵に ついては粒径の最も小さな size1 から最も大きな size6 ま で 6 種類に分かれている。単位は Sulfate のみ硫黄換算濃 度 S mg m⁻²、その他は mg m⁻²。

サイズについて、砂塵は6種類、海塩は2種類に分類 している(その他は1種類のみ)。気候値の例として、 7月のエーロゾル鉛直積算質量濃度を図3.3.4 に示す。 図3.3.4 からは、硫酸塩は北半球の工業地帯を中心に 分布する、砂塵は砂漠域やその風下に広がるなど、発 生種別ごとに異なる分布の特徴が見られる。なお、気 候値を作成する際にはエーロゾル観測によるデータ同 化は行っていない。このため、本項(1)で述べた月別 ATOD 気候値を併用し、各エーロゾル種の濃度を調整 している¹⁴。

この気候値を放射過程で利用するためには、化学種・ 粒子サイズに応じたエーロゾルの光学特性パラメータ が必要である。これらは、エーロゾル粒子が球形であ

¹⁰ このデータセットは、気象庁地球環境・海洋部環境気象管 理官により作成された。

¹¹ MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (Terra 衛星および Aqua 衛星に搭載されている中分解能撮 像分光放射計)。

¹² Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer (Terra 衛星に 搭載されている複数角度画像分光計)。

¹³ Ozone Monitoring Instrument (Aura 衛星に搭載されて いるオゾン観測装置)。

¹⁴ 夏季のサハラ砂漠における砂塵の濃度が過大である等、気 候値のバイアス特性が見られたため。



図 3.3.5 新しいエーロゾルスキームを導入した場合の、(上段) 地表面下向き晴天長波放射フラックス [W m⁻²] および(下段) 短波放射フラックス [W m⁻²] の変化。2015 年 8 月を対象とした解析予報サイクル実験による 6 時間予報値の月統計値と、 同期間の CERES Level 3B プロダクトによる月平均値を比較している。(左列)旧エーロゾル – CERES、(中列)新エーロ ゾル – CERES、(右列)新エーロゾル。

表 3.3.2 各種エーロゾルの光学特性・粒径分布のリファレン ス。略号はそれぞれ、OPAC: Hess et al. (1998), T1976: Toon et al. (1976), SP2006: Seinfeld and Pandis (2006), BB2006: Bond and Bergstrom (2006), S2010: Schwarz et al. (2010)。

	光学特性	粒径分布
砂塵	OPAC	OPAC
海塩	OPAC	OPAC, SP2006
硫酸塩	T1976	SP2006
黒色炭素	OPAC, BB2006	S2010
有機炭素	OPAC	SP2006

ること、各粒子による散乱が独立かつ互いに非干渉的 に起こることを仮定し、ミー散乱計算によりあらかじ め求めておく。ミー散乱計算を実行する際、親水性の エーロゾル(海塩、硫酸塩、有機炭素)については、 エーロゾルと水の外部混合¹⁵を仮定し、Petters and Kreidenweis (2007)に基づき周囲の大気が湿っている ほど光学的に厚くなる効果を考慮している。

エーロゾルのような多分散粒子系においては、様々 な半径の粒子に対するミー散乱計算の結果を積分し、 エーロゾル粒子系の平均的な光学特性の値を計算する。 新スキームでは、エーロゾルの粒径分布として対数正 規分布を仮定した。ミー散乱計算に必要な、化学種・ 粒子サイズに応じた波長別の光学特性(屈折率・吸収 率)および粒径分布の中心と広がりを決めるパラメー タは、表 3.3.2 に示すリファレンスを参照した。

新スキームの導入による地表面下向き晴天放射フラッ

クスの変化と、リファレンスとなる CERES¹⁶ Level 3B プロダクトとの比較を図 3.3.5 に示す。新スキームで は、従来の気候値と比べて単一散乱アルベドが小さく なったことにより、大気中でのエーロゾルによる短波 放射吸収が増加し対流圏下層の気温が上昇した。その 結果、アフリカ北部から中東にかけての砂漠域を中心 に地表面下向き短波放射フラックスが減少するととも に、地表面下向き長波放射フラックスが増加した。ま た、非対称因子が大きくなったことにより短波放射に おける前方散乱の割合が増加し、インドや中国、北米 の一部を中心に地表面下向き短波放射フラックスが増 加した。

3.3.4 短波放射の水蒸気吸収パラメータの更新

GSM1304より前の短波放射スキームでは、Briegleb (1992)に基づく吸収パラメータ (BL92)を利用して水 蒸気による近赤外域の短波放射吸収を計算していた。 吸収パラメータは LBL 計算をリファレンスとして作成 されるが、BL92 は LBL 計算に利用された吸収線デー タベース (AFGL1982) (Rothman et al. 1983) が古く、 連続吸収帯による寄与も考慮されていなかった。

水蒸気による短波放射吸収の表現の改善を目的とし て、GSM1304では吸収パラメータをBL92から Collins et al. (2006)に基づく値 (CL06)に更新した。CL06で は、吸収線データベースが HITRAN2000 (Rothman et al. 2003)に更新されたことに加え、連続吸収帯に よる寄与も新たに考慮されるようになった。吸収パラ メータの更新により、水蒸気による短波放射吸収が増 加した。その結果、対流圏中・下層での短波放射によ

¹⁵ 異なるタイプの粒子がそれぞれ独立に共存している状態。

¹⁶ Cloud and the Earth's Radiant Energy System (TRMM 衛星などに搭載されている地球放射収支計)



図 3.3.6 SCM による、中緯度夏季標準大気に対する短波放 射加熱率の計算結果。図の縦軸は気圧 [hPa]、横軸は加熱 率 [K day⁻¹]。緑線は BL92、赤線は CL06 に基づく吸収 パラメータを利用した結果。

る加熱が増加(図3.3.6)するとともに、水蒸気の多い 熱帯を中心に地表面下向き短波放射フラックスが減少 した。

3.3.5 放射吸収気体の気候値更新

放射過程では、大気中の気体分子による放射の吸収 を計算するため、対流圏の水蒸気を除いてその濃度を 気候値で与えている。気体分子による放射吸収の効果 をより精度よく見積もるため、GSM1403, GSM1603 に おいて気候値の更新を行った。

(1) GSM1403 での変更

放射過程で利用するオゾン濃度について、GSM1403 より前は気象研究所成層圏化学輸送モデルにより作成 された3次元月別気候値を利用していた(村井 2009)。 この気候値について、成層圏上部より上層でAura衛星 などによる観測値と比べて濃度が過大な傾向が見られ ていた。また、当時開発中であった鉛直100層のSCM による調査結果から、この気候値を利用した場合に短 波放射によりモデル上端付近が過剰に加熱される可能 性が指摘されていた(関口 2012)。

このため、GSM1403 では、従来の気候値をベース としつつ上部成層圏から中間圏にかけてのオゾン濃度 気候値分布を改良するための変更を行った。改良には、 衛星観測に基づく月別オゾン濃度気候値 (Randel et al. 1998)を利用した。この気候値は緯度–高度方向の2次 元気候値で東西方向の情報を持たないことから、利用 にあたっては帯状平均が衛星観測に基づく気候値と一 致するように従来の気候値を調整する手法をとった。図 3.3.7 に、改良前後の気候値の例(1月の帯状平均値) を示す。改良後(右)は、改良前(左)と比べて1hPa より上層で濃度が大幅に減少していることが分かる。

(2) GSM1603 での変更

GSM1603 では、水蒸気および全球一様の濃度を仮 定している一部の気体(二酸化炭素、メタン、一酸化 二窒素)の気候値を更新した。



図 3.3.7 1月のオゾン濃度気候値 [ppmv] (100 hPa より上 層の帯状平均)。(左) 従来の気候値。(右) 新気候値。



図 3.3.8 100 hPaより上層の水蒸気気候値 [10⁻⁶ kg kg⁻¹]。 (左) 従来の気候値。(右) 新気候値(年平均の値)。

放射過程では、水蒸気に関して対流圏界面¹⁷より上 層では気候値を利用している。GSM1603より前の気 候値(籔ほか 2005)は、緯度–高度方向に簡便な分布を 仮定した擬似気候値(図 3.3.8 の左図)であり、季節変 化は考慮していなかった。そこで、オゾンと同様に中 層大気における水蒸気についても衛星観測に基づく気 候値(図 3.3.8 の右図)を利用し、濃度分布を精緻化す るとともに季節変化を新たに考慮した。また、単位変 換に関する実装上の不具合を修正した。

また、二酸化炭素 (CO₂)、メタン (CH₄)、一酸化二 窒素 (N₂O) については、GSM1603 より前は概ね 2000 年代初頭における濃度 (CO₂: 375 ppmv, CH₄: 1.75 ppmv, N₂O: 0.28 ppmv) が設定されていた。これらに ついて、2013 年時点の観測に基づく全球平均値 (CO₂: 396 ppmv, CH₄: 1.824 ppmv, N₂O: 0.3259 ppmv) へ と更新した。

¹⁷ 300 hPa より上層で、かつ気温減率が初めて2 K km⁻¹ を 下回った層を対流圏界面と判定している。



図 3.3.9 代表的な COA の概略図。塗り潰し(の横幅)は各高度に存在する雲(の雲量)を、縦方向の点線は各 COA におけ る全雲量を表す。a) MO, b) MRO, c) Exponential-Random Overlap (ERO) (α =0.6 の場合), d) RO。ERO における α は overlap parameter であり α =0.0 の場合は RO, α =1.0 の場合は MO に対応する。a) から d) に向かうに従いランダム成 分が多くなり全雲量が大きくなる。Hogan and Illingworth (2000) の Fig.1 を改作。

3.3.6 短波放射における雲オーバーラップの改良

放射計算を行う際の鉛直カラム内における部分雲¹⁸ の水平配置の仮定を雲オーバーラップの仮定 (COA: Cloud Overlap Assumption) と呼ぶ。図 3.3.9 に代表 的な COA の概略図を示す。鉛直方向に雲が最大限重な る仮定を maximum overlap (MO) (図 3.3.9a)、無相関 に重なる仮定を random overlap (RO) (図 3.3.9d) と 呼ぶ。鉛直方向に隣接した雲は最大限重なり (MO)、隣 接していない雲層同士は無相関に重なる (RO) 仮定を MRO (図 3.3.9b) と呼ぶ¹⁹。COA により雲放射計算 の結果は大きく異なることが知られている (Morcrette and Jakob 2000)。

GSM の短波放射フラックスは衛星観測に対して特に 熱帯付近で光学的に厚く反射過剰であった。その原因 の一つとして、短波放射計算における COA の扱いが 指摘されていた (北川ほか 2005)。そこで長波放射計算 と同じ²⁰ で現状より自然な COA を短波放射計算に実 装できる手法を開発した。以下では従来手法の問題点 と新手法について述べる。

図 3.3.10 に GSM1403 の短波放射計算において、熱 帯付近で雲の光学的厚みが過大評価される例(タワー 状の積雲とそれに伴う上層雲が同時に存在)を示す。 GSM1403 の短波放射計算では、鉛直カラム内の全雲 量(曇天域)は MRO で決定されるため、この例では 全雲量の値は鉛直カラム内で最も雲量が大きい上層雲 でほぼ決まる。曇天域では RO が仮定された上で多重 散乱の計算が行われる²¹ が、この仮定は鉛直カラム内

¹⁸ 雲量が 0.0 と 1.0 の間の雲。partial cloud とも呼ぶ。

- ¹⁹ MRO は MO や RO に対して相対的に自然な仮定とされ ている。
- ²⁰ 長波放射計算では吸収近似(第 3.3.2 項 (1))を採用して いるため多重散乱を扱う必要がなく、多様な雲オーバーラッ プを実装しやすい。



水平1格子(鉛直カラム)

図 3.3.10 GSM1403 までの短波放射計算における COA の 扱いが雲の光学的厚さの過大評価を引き起こすことの模式 図。塗り潰し(の横幅)は各高度に存在する雲(の雲量) を表す。全雲量は MRO で決定される。曇天域内の多重散 乱計算では RO が仮定され、この例ではタワー状の積雲が 傾斜している。

でタワー状の積雲が傾斜していることに対応する。上 層雲量が大きい(小さい)場合は曇天域が広い(狭い) ため積雲の傾斜が大きく(小さく)、鉛直カラム内の雲 の光学的厚さは大きい(小さい)。鉛直カラムの光学的 厚さが上層雲量に依存するのは不自然である。多重散 乱計算にも MRO が適切に適用されるならば、積雲は MO で重なり傾斜しないため不自然な挙動は起きない。

そこで短波放射計算の COA として MRO を実現する 手法を開発した。この手法は、独立カラム近似 (ICA: Independent Column Approximation; Barker et al. 1999) を Collins (2001) を参考に簡略化・低コスト化 したものであり、「大気モデルでも実用的に利用可能な ICA」ということで、PICA (Practical ICA; Nagasawa 2012) と呼ぶこととした。図 3.3.11 に ICA と PICA の 概略を示す。

ICA では MRO に従い各鉛直カラムを binary cloud²² のみから構成される複数の鉛直サブカラムに分割する。 各鉛直サブカラムで求めた放射フラックスの加重平均

²¹ 雲域の透過率・反射率と晴天域の透過率・反射率を各格子 点の雲量で重み付けして格子平均の透過率・反射率を求め、 鉛直方向の多重散乱の計算を行う手法であり、鉛直方向には 間接的に RO が仮定される (北川 2000)。このような手法を semi-random とも呼ぶ。

²² 雲の有無判定に対応するような雲量が 1.0 または 0.0 の雲。



図 3.3.11 放射計算における PICA と ICA の概略図。塗り潰し(の横幅)は各高度に存在する雲(の雲量)を示す。雲は MRO (第1雲ブロック内と第2雲ブロック内の雲は MO、第1雲ブロックと第2雲ブロック同士は RO)していると仮定する。こ の場合、第1、第2雲ブロックの鉛直サブカラム数はそれぞれ3、ICA における実際に多重散乱の計算を行う鉛直サブカラム 数は9(3×3)、PICA におけるその数は ICA の場合より少ない値となる。



図 3.3.12 PICA の大気上端上向き短波放射フラックス [W m⁻²] へのインパクト。2013 年 7 月 1 日 00UTC 初期値の 1 か月 積分 (TL959L100) による大気上端上向き短波放射フラックス [W m⁻²] と対応する上層雲量、CERES の 7 月気候値。左か ら順に CNTL-CERES、PICA-CERES、PICA-CNTL、上層雲量、CERES。

をとることで鉛直カラム全体での放射フラックスと加 熱率が求まる。ICA では雲量の値や雲の分布によって は鉛直サブカラムの数が膨大になるため、それをその まま大気モデルで利用することは計算コスト的に現実 的ではない²³。PICA では、雲量の値を丸めることに よる雲ブロック内の鉛直サブカラム数の制限²⁴、雲ブ ロック数の制限(雲ブロックを短波放射に対して光学 的に厚い下層から順に選択)、実際に多重散乱計算を行 う鉛直サブカラム数の制限(鉛直サブカラムをその幅 が大きい順に選択)の簡略化を行った。これらの簡略 化のパラメータの値は、ICA(リファレンス)とPICA の結果が大きく違わないように計算コストと計算精度 を考慮して決定した。

図 3.3.12 に、PICA による短波放射計算への MRO の実装が短波放射フラックスへ与えるインパクトを示 す。特に熱帯付近で雲が光学的に厚く反射過剰である ことが改善している。そのインパクトの水平パターン は上層雲量との対応がよい。上層雲による中・下層雲 の光学的厚さの不自然な増幅が想定どおり改善された ことがわかる。

3.3.7 水雲の光学特性診断式の改良

多分散粒子系である水雲の光学特性²⁵は、特定半径 の水雲粒に対する特定の波長でのミー散乱の結果を粒 径分布積分して得られる。有効半径とは、粒子の断面 積を重みにして粒径分布について平均した半径である。 異なった粒径分布であっても、各粒径分布の有効半径 が同じ値であれば、ミー散乱結果を粒径分布積分して 求まる光学特性に大きな違いがないことが知られてい る (Hu and Stamnes 1993)。そのため、水雲光学特性 を水雲有効半径でパラメタライズし診断することがで きる。この診断方法はミー散乱結果を粒径分布積分す る方法(リファレンス)と比べて若干精度は落ちるも のの高速に実行可能である²⁶。

近年、GSM の雲放射過程でそれまで利用していた 水雲光学特性診断式よりも、計算精度や扱いやすさの 面で改善された診断式が公表されていた。そこで短波 放射と長波放射の水雲光学特性診断式を見直した。表 3.3.3 に新旧光学特性診断式についてまとめた。

短波放射で利用していた Slingo (1989) では、約 10 µm より小さい (大きい) 有効半径の領域で質量消散係 数を過小 (過大) 評価していたが、新たに採用した Dobbie et al. (1999) ではその誤差が解消した (図 3.3.13)。 また、単一散乱アルベドの過大評価も解消され、短波

²³ ICA の計算コストは鉛直サブカラムの数に大きく依存す る。

²⁴ 例えば雲量の値を丸めて 0.05 刻みにすれば、雲ブロック 内は MO が仮定されるため鉛直サブカラム数の最大数を 20 (1.0 / 0.05) までに制限できる。

²⁵ 質量消散(吸収)係数、単一散乱(コ)アルベド、非対称 因子などの単一散乱特性。

²⁶ 1000 倍以上高速である (Hu and Stamnes 1993)。

	短波放射(左	:旧、右:新)	長波放射 (左:旧、右:新)			
水雲光学特性 診断式	Slingo (1989)	Dobbie et al. (1999)	Hu and Stamnes (1993)	Lindner and Li (2000)		
パラメタライズ する光学特性	質量消散係数 単一散乱コアルベド 非対称因子	質量消散係数 単一散乱コアルベド 非対称因子	質量消散係数 単一散乱コアルベド 質量吸収係数	質量消散係数 単一散乱コアルベド 質量吸収係数		
計算精度	N/A	0.5%程度	6%程度	5%程度		
バンド数等	4 バンド / 24 バンド	4 バンド / 31 バンド	50 波長	36 波長 / 12 バンド		
水雲有効半径の 対応範囲 [µm]	4.2–16.6	5.0-40.0	$\begin{array}{l} 2.5-12.5,\ 12.5-30.0,\\ 30.0-60.0\end{array}$	2.0-40.0		
特徴	 ・GCM での利用に適した短波 放射スキーム用の水雲光学特性 パラメタリゼーションを提唱。 ・水雲光学特性を水雲有効半径で パタメタライズした点で画期的。 	 ・定式化は Slingo (1989) を 水雲有効半径に関して拡張した もの。 ・4 バンド版はバンドの切り方 が Slingo (1989) と同じ。 	 ・実数のべき乗の処理があるため高 コスト。 ・水雲有効半径に関するテーブルが 3 つあるため、光学特性に不連続が 生じる。 ・光学特性のフィッティングが不十 分で計算精度の低下が生じている箇 所がある。 	・12 バンド版はバンドの切り方 が氷雲光学特性診断式の一つで ある Fu et al. (1998) と同じ。		

表 3.3.3 GSM の雲放射計算で利用する水雲光学特性診断式



 図 3.3.13 水雲の質量消散係数 [m² g⁻¹] と水雲の有効半径 [µm]の関係(波長 0.719 µm)。Slingo (1989)(赤線)、 Dobbie et al. (1999)(黄緑線)のパラメタリゼーション とミー散乱計算の結果(リファレンス)(青線)。黄緑線と 青線はほぼ重なっている。

放射加熱率が増加した。

長波放射で利用していた Hu and Stamnes (1993) で は、リファレンス結果のフィッティングが不十分な箇 所があり光学特性に計算精度の低下と不連続が生じて いたが(図 3.3.14)、新たに Lindner and Li (2000)を 採用することで改善された。同時に長波放射で質量吸 収係数の代わりに質量消散係数が利用されていた実装 上の問題を解決した²⁷。



図 3.3.14 水雲の質量消散係数 [m² g⁻¹] と水雲の有効半 径 [µm] の関係(波長 7.0 µm)。Hu and Stamnes (1993) (赤線)、Lindner and Li (2000)(黄緑線)のパラメタリ ゼーションとミー散乱計算の結果(リファレンス)(青線)。

3.3.8 水雲の有効半径診断式の改良

層積雲は雲頂から雲底に向かうに従い水雲有効半径 が小さくなる傾向がある(鉛直非一様性)。また衛星 搭載のセンサーは層積雲の雲頂から雲層内部にかけて 感度がある²⁸。そのため衛星観測から推定(リトリー ブ)された水雲有効半径は、航空機搭載の測器で直接 観測した値と比較して過大評価されることが知られて いる(Nakajima et al. 2010; Painemal and Zuidema 2011)。図 3.3.15 に雲の鉛直非一様性と霧雨による水雲 有効半径の過大評価の例を示す²⁹。図 3.3.13、図 3.3.14 に示したように水雲光学特性の水雲有効半径依存性は

²⁷ 長波放射計算では吸収近似(第3.3.2項(1))を採用して いるため質量消散係数ではなく質量吸収係数を利用する必要 がある。なお Hu and Stamnes (1993)と Lindner and Li (2000)では質量吸収係数は直接パラメタライズしていない が、質量消散係数と単一散乱コアルベドの積として診断し利 用することができる。

²⁸ 波長 2.1 (3.7) μm では雲頂(光学的厚さ 0) からみて光学 的厚さ 15 (8) 程度の雲層までに感度がある (Nakajima et al. 2010)。

²⁹ その他、雲の水平非一様性、部分雲の扱いの不備、仮定し た粒径分布の正しさ、巻雲・エーロゾルのコンタミネーショ ン、再解析データの誤差が過大評価の原因として挙げられて いる。



図 3.3.15 カリフォルニア沿岸の層積雲の水雲有効半 径 [µm] (1987年7月10日、FIRE 観測期間)。層積雲 の中層を水平飛行した航空機 (C-131A) に搭載した PMS probe で直接観測した結果 (R_{PMS}), C-131A の飛行経路 に対応して NOAA10 AVHRR で観測された放射輝度(波 長 3.7 µm)からリトリーブした結果 (R_{AVHRR}), C-131A と同期して層積雲の上空を水平飛行した航空機 (ER-2) に 搭載した MCR で観測した放射輝度(波長 2.1 µm)から リトリーブした結果 (R_{MCR})。上図の横軸は航空機の水平 飛行距離を示す。Nakajima et al. (2010)の Fig.9 を改作。 なお PMS は Particle Measuring Systems, Inc., AVHRR は Advanced Very High Resolution Radiometer, MCR は Multispectral Cloud Radiometer の略である。

大きい。水雲光学特性を診断する際に適切な水雲有効 半径の値を与える必要がある。そこでGSMの雲放射過 程で利用している水雲有効半径診断式を見直し、従来 の衛星観測からのリトリーブによる Kawamoto et al. (2001)に基づいた方法 (KAWAMOTO)から、航空機 の直接観測による Martin et al. (1994)に基づいた方 法 (MARTIN) に変更した。

KAWAMOTO では、水雲有効半径の値は、陸 上 10.0 µm、海上 13.0 µm で固定であった。陸上の 値が海上の値より小さいのはエーロゾルの第一種間接 効果による。MARTIN は、モデルの予測した雲水量と あらかじめ陸上と海上で値を設定した水雲粒数濃度か ら水雲有効半径を診断するものであり水雲有効半径は 以下の式で記述される。

$$r_e = 10^4 \left[\frac{3L}{4\pi \rho_w k N_{tot}} \right]^{1/3}$$
(3.3.8)

ここで r_e は水雲有効半径 [µm]、L はモデルの雲水 量 [g m⁻³]、 ρ_w は水の密度 [g m⁻³]、 N_{tot} は水雲粒 数濃度 [cm⁻³]、k は海陸別の定数である。水雲粒数 濃度の値は、Martin et al. (1994) に記載のある航空 機による観測値を参考に、陸上で 300 cm⁻³、海上で $100 \text{ cm}^{-3} \& l \& c_{\circ}$

図 3.3.16 に、KAWAMOTO と MARTIN により診 断された水雲有効半径を示す。後者は前者より全体的 に小さな値となっており、水雲有効半径の過大評価が 解消に向かったことを示している。また陸上での値が 海上での値より小さいという特徴も再現されている。

3.3.9 積雲上昇流域の放射雲診断スキームの導入(1) はじめに

本節でこれまで述べてきたように、雲量・雲水量は 放射過程への重要な入力となっている。GSM の雲量と 雲水量は、GSM1603 以前のバージョンでは、いずれ も雲過程でのみ算出されてきた。雲過程ではある程度 格子間隔に近いかそれ以上のスケールの雲を表現する 一方、積雲対流過程では積雲の面積は格子の面積に比 べ無視できるほど小さいと仮定していることから、積 雲上昇流域の雲量・雲水量は考慮されないことになる。 しかしながら現実大気の積雲の水平スケールは数 km 程度であり、全球モデルの高解像度化が進む中で、放 射過程において積雲上昇流域の雲が無視できなくなっ てきた。実際に GSM1603 では、熱帯陸上の対流活動 域で中・下層の雲が不足することで、日中に陸面への 短波放射の入射が過剰になり、地表面温度の上昇、顕 熱・潜熱フラックスの増加を通じ、予測する降水量が 多くなりすぎていることが指摘された³⁰。

そこで GSM1705 では、積雲対流過程(荒川-シュー バート (AS) スキームを使用)で計算される量を用い て積雲上昇流域の雲量・雲水量を診断し、放射過程で 使用するスキームを導入した。以下 (2) ではスキーム の概要について、(3) では現業化に先立って行った経験 的なパラメータの調整について述べる。

(2) スキームの概要

積雲上昇流域の雲量 C_{cu} は Park et al. (2014) に基 づき以下のように求める。

$$C_{\rm cu} = k_1 \log(1 + k_2 M^u) \tag{3.3.9}$$

ただし *M^u* は AS スキームの積雲の上昇マスフラック ス、*k*₁, *k*₂ は経験的なパラメータである。

雲水量 q_{cu} は Bushell et al. (2003) を参考に以下の ように求める。

$$q_{\rm cu} = F^u C_{\rm cu} W_L \tag{3.3.10}$$

ただし W_L はASスキームで計算される積雲上昇流域中の雲水量、 F^u は積雲中に上昇流が占める面積の割合を表現する経験的なパラメータである。

³⁰ GSM1403 以前のバージョンでは、雲過程において積雲の 上昇マスフラックスに応じて総水量の確率密度関数の幅を調 整することで、疑似的に積雲上昇流域の雲を表現していた。 この調整は、雲量・雲水量は増える一方で対流圏中層の乾燥 バイアスや下層の不自然な加熱率分布の原因となっていたた め、GSM1603 から廃止された(第 3.2.4 項)。



図 3.3.16 全球解析(2014 年 7 月 1 日 00UTC)の雲量・雲水量を用いて診断した 850 hPa 付近の高度の水雲有効半径 [µm]。 (左) KAWAMOTO。(中) MARTIN。(右)対応する全球解析の雲量。



図 3.3.17 GSM1403 から GSM1705 へかけての大気上端上向き短波放射フラックス [W m⁻²] の変化。2015 年 7 月 1 日 00UTC 初期値の 1 か月積分 (TL959L100) による大気上端上向き短波放射フラックス [W m⁻²] と 2015 年 7 月の CERES の大気上 端上向き短波放射フラックス [W m⁻²]。(左) GSM1403–CERES。(中) GSM1705–CERES。(右) CERES。

放射過程への入力となる雲量 $C_{\rm rad}$ 、雲水量 $q_{\rm lrad}$ と 比湿 $q_{\rm vrad}$ は、積雲内外の値を以下のように合算した ものとする ³¹。

$$C_{\rm rad} = (1 - C_{\rm cu})C_{\rm ls} + C_{\rm cu}$$
 (3.3.11)

$$q_{\rm lrad} = (1 - C_{\rm cu})q_{\rm ls} + q_{\rm cu}$$
 (3.3.12)

$$q_{\rm vrad} = (1 - C_{\rm cu})q_v + C_{\rm cu}q_s \tag{3.3.13}$$

ただし C_{ls} , q_{ls} は雲過程で計算された雲量と雲水量、 q_v , q_s は格子平均の比湿と飽和比湿である。上式は積雲の 雲量が生じた分だけ、積雲の外の領域を圧縮した形と なっている。

(3) スキームの調整

本スキームには、積雲対流過程で使用しているスキー ム等に依存し、原理的に値を決められないパラメータ が含まれる。これらはモデル内の他の確度が高い部分 を確定させた後で値を調整する必要がある。第3.3.8 項 で述べたとおり水雲有効半径診断方法の変更は物理的 根拠が確かである。水雲有効半径は特に短波放射フラッ クスに大きなインパクトがあるため、まず GSM1705 の雲放射過程に水雲有効半径診断方法の変更を適用し た後で本スキームを適用しその経験的パラメータを調 整した。経験的パラメータ k₁, k₂, F^u の値は大気上端 上向き短波放射フラックスの衛星観測 (CERES) に対 する誤差が小さくなるように行った。

表 3.3.4 GSM1705 の各放射フラックス ³² [W m ⁻²] の、
GSM1403 のそれらに対する二乗平均平方根誤
差 (RMSE) の改善率 ³³ [%] (対 CERES)。表中
の各月1日00UTC初期値の1か月積分(TL959L100)の
放射フラックス [W m ⁻²] を検証対象とした。

改善率 [%]	RSUT	RSDB	RLUT	RLDB
2015年1月	16.4	18.4	17.4	4.4
2015年3月	17.2	20.9	16.4	10.5
2015 年 7 月	11.8	16.9	19.1	20.8
2015年10月	12.3	17.5	13.1	20.8

図 3.3.17 に経験的パラメータの調整を行った GSM1705の2015年7月を対象とした短波放射フラッ クスを示す。GSM1705ではGSM1403で見られた特徴 的な誤差パターンは一部を除き³⁴全体的に改善した。 表 3.3.4 に各月の各放射フラックスの二乗平均平方根 誤差 (RMSE)の改善率 (対 CERES)をまとめた。7 月以外の月や長波放射フラックスも統計的に改善した ことがわかる³⁵。

³¹ なお GSM のプロダクトには、現実に雲量や雲水量として 観測されるのは放射と相互作用した結果の量であるという考 えに基づき、この合算した雲量・雲水量を出力している。

³² RSUT: 大気上端上向き短波放射フラックス、 RSDB: 地 表面下向き短波放射フラックス、RLUT: 大気上端上向き長 波放射フラックス、RLDB: 地表面下向き長波放射フラック ス (全て単位は W m⁻²)。

 ³³ (RMSE_{GSM1403} - RMSE_{GSM1705}) / RMSE_{GSM1403}×100
 ³⁴ 7 月、北極域での地表面下向き短波放射フラックスは負バ イアスが拡大した。海氷上における、水雲有効半径診断・層 積雲の表現・海氷アルベドスキームの見直しの必要性が議論 されている。

³⁵ GSM1403 から GSM1705 へかけての雲放射過程以外の各 種変更による改善も含まれている。



図 3.3.18 新しい砂漠アルベド気候値の導入による、大気上端上向き晴天短波放射フラックス [W m⁻²] の変化。2012 年 8 月 を対象とした解析予報サイクル実験による 6 時間予報値の月統計値(新気候値、旧気候値)と、同期間の CERES による月 平均値を比較している。(左) 旧気候値 – CERES。(右) 新気候値 – CERES。



図 3.3.19 衛星観測に基づく R₀ の気候値。(左)可視域。(右)近赤外域。従来のスキームでは、可視域で 0.35、近赤外域で 0.5 の一定値としていた。

3.3.10 地表面付近の取り扱いの改良

(1) 砂漠域の地表面アルベドの高精度化

GSM1403 より前は、砂漠域の地表面アルベド *R* を 次式でパラメタライズしていた (籔ほか 2005)。

$$R = R_0 \frac{1+d}{1+2d\mu_0} \tag{3.3.14}$$

ここで、 R_0 は基準となる太陽天頂角 60°のアルベド、 μ_0 は太陽天頂角余弦、d (= 0.4) は定数である。 R_0 は 全ての砂漠格子で同じ値が設定されていたが、砂漠の アルベドは土壌によって大きく異なることが知られて おり (Tsvetsinskaya et al. 2006)、一様の仮定は適切で はない。また、 R_0 の値自体がアルベドの大きなサハラ 砂漠で概ね合致するように設定されていたため、サハ ラ砂漠を除いた多くの砂漠域で短波放射の反射過剰バ イアスが存在していた(図 3.3.18 の左図)。

GSM1403 では、(3.3.14) 式における R_0 を全球一様 の値から 2 次元気候値に変更し、土壌によるアルベドの 違いを考慮できるようにした。 R_0 の 2 次元気候値(図 3.3.19)は、2008 年から 2012 年までの MODIS による 観測に基づき作成した。この気候値の導入により、多 くの砂漠域においてアルベドが小さくなり、大気上端 上向き短波放射フラックスの誤差が減少した(図 3.3.18 の右図)。

(2) 長波放射における地表面射出率の見直し

長波放射に対する地表面の射出率は、植生などによ り異なる値を持つ。しかし、GSM1603より前の長波放 射スキームでは、計算の簡略化のため地表面を一律に 黒体として扱い放射フラックスの計算を行っていた。

そこで、GSM1603 では長波放射フラックスの計算 方法を変更し、格子点ごとに射出率の違いを考慮でき るようにした。各格子の射出率は、陸上は陸面過程に より計算された値を利用し、開水域・海氷面はともに 0.98 とした。この変更により、砂漠や海氷域を中心に 2 m 気温が上昇し、冬季における大気下層の低温バイ アスの改善に寄与した。

(3) 長波放射における地表面温度取り扱いの精緻化

地表面温度はモデル最下層の長波放射フラックスや 加熱率の計算結果に大きな影響を与える。このため、長 波放射スキームでは、放射計算において地表面温度を 適切に取り扱うとともに、その時間変化に伴うフラッ クスや加熱率の変化を適切に見積もる必要がある。し かし、GSM1403より前の長波放射スキームには、

- モデル最下層で非常に大きな長波放射の加熱・冷却が計算される
- 長波放射計算が実行されるタイムステップ³⁶の前後でモデル最下層の長波放射加熱率に不連続が生じる

といった問題点があった。そこで、GSM1403では長波 放射スキームにおける地表面温度の取り扱いを見直し、 長波放射計算および補正項計算³⁷において地表面温度 やその時間変化に伴う効果をより適切に表現できるよ うに実装を変更した。

3.3.11 今後の課題

これまで述べてきた通り、ここ数回の GSM 更新に伴 い放射過程には多くの改良が加えられた。しかし、放 射過程には開発すべき課題が数多く残されている。他 の数値予報センターの放射スキーム開発の動向も参考 にしつつ、今後も開発を進める必要がある。以下に、晴 天放射過程および雲放射過程に関する主な課題を示す。

(1) 晴天放射過程

長波放射過程については2方向吸収近似法の導入に よりスキームの高度化が図られた一方、短波放射過程 は籔ほか (2005) から大きくは変更されていない。この ため、短波放射スキームを中心として改良に向けた開 発を行っている。放射伝達のアルゴリズムについては、 既存の2方向近似法を改良する手法 (Räisänen 2002) の導入に向けた検討を進めている。この手法は、計算 量をあまり増やさずにフラックスの計算精度を向上さ せることが可能である。また、水蒸気による短波放射 の吸収については、短期予報モデルにおける対流圏の 気温予測に重要なだけでなく、気候モデルにおける水 循環予測への影響も指摘されている (DeAngelis et al. 2015)。水蒸気による短波放射吸収の見積もりについ て、吸収を計算するバンド数を増やすなど改良に向け た調査を行っている。

放射計算に必要なエーロゾルやオゾンの濃度に関し ては、現在のところ化学輸送モデルを用いて作成され た月別気候値を利用している。これらについて、最新 のモデルや解析システムを用いて作成した気候値に更 新することで、濃度分布の精緻化を着実に進めたいと 考えている。また、気候値では表現できない年々変動 の効果の考慮といった観点では、エーロゾルやオゾン の解析値を放射過程で利用することも将来的な課題と して挙げられるであろう。

(2) 雲放射過程

GSM1705 までに水雲の光学特性診断式と有効半径 診断式の改良を行ったため、氷雲についても同様な改 良を行う予定である。氷雲光学特性診断式 (短波・長 波) として、現状の Ebert and Curry (1992) より精度 の高い診断式が公表されているため (Fu 1996; Fu et al. 1998)、それを採用すべく開発を進めている。水雲の場 合と同様に、氷雲光学特性の氷雲有効サイズ³⁸ 依存性 は大きい。観測や室内実験に基づいた研究成果を参考 に、より適切な氷雲有効サイズの診断式を採用したい と考えている。

GSM1705までに短波放射と長波放射で COA として MRO を利用するようになり、両者の整合が取れるよう になった。しかし、実際の雲の COA は MRO ほどシン プルではない。より現実的な COA として Exponential-Random Overlap (ERO) (図 3.3.9c) が提唱されてい る (Hogan and Illingworth 2000)。ERO ではオーバー ラップパラメーター α を与えることで鉛直方向に連なっ た雲の重なりのランダム成分を考慮することができる。 α は衛星搭載や地上設置の雲レーダー・ライダーの観 測から求めることができるほか、風速の鉛直シアーな ど大気の状態からパラメタライズする方法も提唱され ている。

現状、雲放射計算において雲は水平一様として扱わ れている(平行平板の仮定)。しかし、現実の雲は多 くの場合、水平方向に非一様である。雲を水平一様と して扱うと、水平非一様の場合より光学的厚さが過大 評価されることが指摘されている(Harshvardhan and Randall 1985)。今後、雲の水平非一様性の効果につい ても考慮する必要がある。

参考文献

- Arking, A. and K. Grossman, 1972: The influence of line shape and band structure on temperatures in planetary atmospheres. J. Atmos. Sci., 29, 937– 949.
- Barker, H. W., G. L. Stephens, and Q. Fu, 1999: The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2127–2152.
- Bond, T. C. and R. W. Bergstrom, 2006: Light Absorption by Carbonaceous Particles: An Investigative Review. Aerosol Science and Technology, 40, 27–67.
- Briegleb, B. P., 1992: Delta-Eddington Approximation for Solar Radiation in the NCAR Community Climate Model. J. Geophys. Res., 97, 7603–7612.
- Bushell, A. C., D. R. Wilson, and D. Gregory, 2003: A description of cloud production by non-uniformly distributed processes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 1435–1455.

Chou, M.-D. and A. Arking, 1981: An efficient

³⁶ 計算時間短縮のため、長波放射計算自体は1時間に1回 (GSM1403 より前は3時間に1回)のみ実行される。

³⁷ 長波放射計算を実行しないタイムステップでは地表面温度 の時間変化に応じた放射フラックスおよび加熱率の補正量を 計算している。

³⁸ 氷雲粒は水雲粒と異なり非球形であるため、その有効サイ ズの定義の仕方が多く提唱されている。

method for computing the absorption of solar radiation by water vapor. J. Atmos. Sci., **38**, 798–807.

- Chou, M.-D. and L. Kouvaris, 1991: Calculations of transmission functions in the infrared CO₂ and O₃ bands. J. Geophys. Res., **96(D5)**, 9003–9012.
- Chou, M.-D., M. J. Suarez, X.-Z. Liang, and M. M.-H. Yan, 2001: A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies. *Technical report series on global modeling and data assimilation, Vol.* 19, NASA Goddard Space Flight Center, 56pp.
- Clough, S. A., M. W. Shephard, E. J. Mlawer, J. S. Delamere, M. J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, and P. D. Brown, 2005: Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 91, 233–244.
- Collins, W. D., 2001: Parameterization of generalized cloud overlap for radiative calculations in general circulation models. J. Atmos. Sci., 58, 3224–3242.
- Collins, W. D., J. M. Lee-Taylor, D. P. Edwards, and G. L. Francis, 2006: Effects of increased nearinfrared absorption by water vapor on the climate system. J. Geophys. Res., 111, D18109.
- DeAngelis, A. M., X. Qu, M. D. Zelinka, and A. Hall, 2015: An observational radiative constraint on hydrologic cycle intensification. *Nature*, **528(7581)**, 249–253.
- Dobbie, J. S., J. Li., and P. Chýlek, 1999: Two- and four-stream optical properties for water clouds and solar wavelengths. J. Geophys. Res., 104, 2067– 2079.
- Ebert, E. E. and J. A. Curry, 1992: A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. J. Geophys. Res., 97, 3831–3836.
- Fu, Q., 1996: An accurate parameterization of the solar radiative properties of cirrus clouds for climate models. J. Climate, 9, 2058–2082.
- Fu, Q. and K. N. Liou, 1992: On the correlated kdistribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. J. Atmos. Sci., 49, 2139– 2156.
- Fu, Q., P. Yang, and W. B. Sun, 1998: An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models. J. Climate, 11, 2223–2237.
- Geleyn, J.-F. and A. Hollingsworth, 1979: An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Beitr. Phys. Atmos.*, 52, 1–16.

Harshvardhan and D. A. Randall, 1985: Comments

on "The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models". *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1832–1833.

- Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, 1998: Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 831– 844.
- Hogan, R. J. and A. J. Illingworth, 2000: Deriving cloud overlap statistics from radar. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 2903–2909.
- Hu, Y. X. and K. Stamnes, 1993: An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models. J. Climate, 6, 728–742.
- Kawamoto, K., T. Nakajima, and T. Y. Nakajima, 2001: A global determination of cloud microphysics with AVHRR remote sensing. J. Climate, 14, 2054– 2068.
- 北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第46 号, 気象庁予報部, 16-31.
- 北川裕人, 籔将吉, 村井臣哉, 2005: 雲-放射過程. 数値 予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 65-66.
- Li, J., 2002: Accounting for Unresolved Clouds in a 1D Infrared Radiative Transfer Model. Part I: Solution for Radiative Transfer, Including Cloud Scattering and Overlap. J. Atmos. Sci., 59, 3302– 3320.
- Li, J. and Q. Fu, 2000: Absorption approximation with scattering effect for infrared radiation. J. Atmos. Sci., 57, 2905–2914.
- Lindner, T. H. and J. Li, 2000: Parameterization of the optical properties for water clouds in the infrared. J. Climate, 13, 1797–1805.
- Martin, G. M., D. W. Johnson, and A. Spice, 1994: The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds. J. Atmos. Sci., 51, 1823–1842.
- Morcrette, J-J. and C. Jakob, 2000: The response of the ECMWF model to changes in the cloud overlap assumption. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1707–1732.
- 村井臣哉, 2009: 放射. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 87-90.
- Nagasawa, R., 2012: The problem of cloud overlap in the radiation process of JMA's global NWP model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 42, 0415–0416.
- Nakajima, T. Y., K. Suzuki, and G. L. Stephens, 2010: Droplet growth in warm water clouds observed by the A-Train. Part I: Sensitivity analysis of the MODIS-derived cloud droplet sizes. J. At-

mos. Sci., 67, 1884–1896.

- Painemal, D. and P. Zuidema, 2011: Assessment of MODIS cloud effective radius and optical thickness retrievals over the Southeast Pacific with VOCALS-REx in situ measurements. J. Geophys. Res., 116, D24 206.
- Park, S., C. S. Bretherton, and P. J. Rasch, 2014: Integrating Cloud Processes in the Community Atmosphere Model, Version 5. J. Climate, 27, 6821– 6856.
- Petters, M. D. and S. M. Kreidenweis, 2007: A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1961–1971.
- Räisänen, P., 2002: Two-stream approximations revisited: A new improvement and tests with GCM data. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128, 2397–2416.
- Randel, W. J., F. Wu, J. M. Russell III, A. Roche, and J. W. Waters, 1998: Seasonal cycles and QBO variations in stratospheric CH₄ and H₂O observed in UARS HALOE data. J. Atmos. Sci., 55, 163– 185.
- Rothman, L. S., A. Goldman, J. R. Gillis, R. R. Gamache, H. M. Pickett, R. L. Poynter, and A. Chedin, 1983: AFGL trace gas compilation: 1982 version. Appl. Opt., 22, 1616–1627.
- Rothman, L. S., A. Barbe, D. C. Benner, L. R. Brown, C. Camy-Peyret, M. R. Carleer, K. Chance, C. Clerbaux, V. Dana, V. M. Devi, A. Fayt, J.-M. Flaud, R. R. Gamache, A. Goldman, D. Jacquemart, K. W. Jucks, W. J. Lafferty, J.-Y. Mandin, S. T. Massie, V. Nemtchinov, D. A. Newnham, A. Perrin, C. P. Rinsland, J. Schroeder, K. M. Smith, M. A. H. Smith, K. Tang, R. A. Toth, J. Vander Auwera, P. Varanasi, and K. Yoshino, 2003: The HITRAN molecular spectroscopic database: edition of 2000 including updates through 2001. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 82, 5–44.
- Schwarz, J. P., J. R. Spackman, R. S. Gao, L. A. Watts, P. Stier, M. Schulz, S. M. Davis, S. C. Wofsy, and D. W. Fahey, 2010: Global-scale black carbon profiles observed in the remote atmosphere and compared to models. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L18812,doi:10.1029/2010GL044372.
- Seinfeld, J. H. and S. N. Pandis, 2006: Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change. John Wiley & Sons., 1203 pp.
- 関口亮平, 2012: 鉛直1次元モデルによる評価 (5)-放 射過程における加熱率.数値予報課報告・別冊第58

号, 気象庁予報部, 175-178.

- Slingo, A., 1989: A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds. J. Atmos. Sci., 46, 1419–1427.
- Tanaka, T. Y., K. Orito, T. T. Sekiyama, K. Shibata, M. Chiba, and H. Tanaka, 2003: MASINGAR, a global tropospheric aerosol chemical transport model coupled with MRI/JMA98 GCM: Model description. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 53(4), 119–138.
- Toon, O. B., J. B. Pollack, and B. N. Khare, 1976: The optical constants of several atmospheric aerosol species: Ammonium sulfate, aluminum oxide, and sodium chloride. *J. Geophys. Res.*, 81, 5733–5748.
- Tsvetsinskaya, E. A., C. B. Schaaf, F. Gao, A. H. Strahler, and R. E. Dickinson, 2006: Spatial and temporal variability in Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer-derived surface albedo over global arid regions. J. Geophys. Res., 111, D20 106, doi:10.1029/2005JD006 772.
- 籔将吉, 村井臣哉, 北川裕人, 2005: 晴天放射スキーム. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 53-64.
- Yabu, S., 2013: Development of longwave radiation scheme with consideration of scattering by clouds in JMA global model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 43, 4.07–4.08.
- Yabu, S., T. Y. Tanaka, and N. Oshima, 2017: Development of a multi-species aerosol-radiation scheme in JMA's global model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 47, 4.15–4.16.
- Zhong, W. and J. D. Haigh, 1995: Improved broadband emissivity parameterization for water vapor cooling rate calculations. J. Atmos. Sci., 52, 124– 138.

3.4.1 はじめに

この節では GSM における重力波パラメタリゼーショ ンの改良について記す。大気中では地形や積雲対流活 動、前線近傍などから重力波が励起され運動量を輸送 している。地形性重力波による運動量輸送は大気にとっ て必ず抵抗となり、特に北半球中高緯度において低緯 度から輸送される西風運動量のシンクとなることで、 亜熱帯ジェットや極夜ジェットの形成に重要な役割を果 たす (Kim et al. 2003)。非地形性重力波による運動量 輸送は、一般に大気密度が小さくなる大気上層で特に 大きな影響を持つ。特に中間圏では、気温場は放射平 衡温度から大きくかけ離れているが、これは非地形性 重力波が駆動する子午面循環による断熱昇温・冷却が 要因である (Fritts and Alexander 2003)。

熱帯下部成層圏ではほぼ東西に一様な東西風が18~26 か月の周期で位相を変える準二年周期振動(QBO: Quasi-biennial Oscillation)と呼ばれる現象が知られ ており(Baldwin et al. 2001)、また、熱帯上部成層圏 では東西風が半年周期で振動する半年周期振動(SAO: Semi-annual Oscillation)が存在する。QBO, SAOと もに非地形性重力波による運動量輸送が重要な駆動源 となっている(Fritts and Alexander 2003)。このよう に重力波による運動量輸送は大気大循環に大きな影響 を与えている。

一方で、数値予報モデルの観点からは、支配方程式 の時空間離散化の結果、力学過程で表現されなくなっ たスケールの重力波が存在する。そのため、それらの 表現されなくなったスケールの重力波による運動量輸 送効果はパラメタリゼーションとして考慮される必要 がある。全球モデルでは地形起源と非地形起源に分け てパラメタライズされる。

地形性の重力波による効果は地形性重力波抵抗パラ メタリゼーションと呼ばれ、サブグリッド地形効果の パラメタリゼーションの一つに含まれる。GSM では、 GSM8911 で Iwasaki et al. (1989) のパラメタリゼー ションが導入され (山田 1988)、GSM1705 でもこの手 法が使用されている。

非地形性の重力波による運動量輸送効果は、 GSM1304 まではレイリー摩擦 (北川 2009) として簡 便に表現されていた。GSM1403 では鉛直層数が 60 層から 100 層へと増強され、モデルトップが中間圏 界面まで引き上げられた。また、スポンジ層の適用高 度が引き上げられたため、中層大気表現の向上を目 的として、レイリー摩擦に代わり、より精緻な非地 形性重力波の運動量輸送のパラメタリゼーションで ある Scinocca (2003) のパラメタリゼーションが導入 された (金浜 2012; Yonehara et al. 2014)。その後、 GSM1603で計算負荷の軽減が行われた。

本節では、GSM1403 で導入された非地形性重力波パ ラメタリゼーションの概要とその効果を紹介する。ま た、サブグリッド地形効果のパラメタリゼーションに 関しても近年の開発の進展を簡単に報告し、今後の展 望を記す。

3.4.2 GSM の非地形性重力波パラメタリゼーション

重力波は鉛直伝搬に際して位相速度が0になる高度 (クリティカルレベル)より高い高度には伝搬できず、 背景場に運動量を返す。これはクリティカルレベルフィ ルタリングと呼ばれる。また、上層への伝搬では、大気 密度の減少に伴い振幅が増大し、振幅が大きくなり過 ぎると構造を保てなくなり砕波し、運動量を背景場に返 す。ある一定以上には振幅が大きくならず、飽和してい るように見えることから振幅飽和と呼ばれる (Lindzen 1981)。これらの効果による運動量の散逸が起こらない 限り、重力波は伝搬にあたって運動量を保存する。非 地形性重力波パラメタリゼーションはこれらの効果を 表現する。

GSM1304 まで使われていたレイリー摩擦では、東西風 *u* の時間変化率として東西風に関する線形摩擦

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -Ku \tag{3.4.1}$$

を与える。ここでKは抵抗の強さを決める時定数の逆数であり、気圧pの関数として

$$K = \frac{1}{\tau} \left\{ 1 + \tanh\left[\frac{\ln p_1 - \ln p}{\ln p_2}\right] \right\}$$
(3.4.2)

である。 τ , p_1 , p_2 はチューニングパラメータであり、 それぞれ $\tau = 1.5$ [day], $p_1 = 0.05$ [hPa], $p_2 = 7$ [hPa] である。50 hPa より上層に適用され、上空ほど時定数 が短く、大きな抵抗を与える。

レイリー摩擦は上部成層圏や中間圏における振幅飽 和による砕波効果を模したものだが、運動量を陽に扱っ ておらず、また、クリティカルレベルフィルタリング の効果も考慮できない。

一方で、GSM1403 で導入された Scinocca (2003) で は、運動量を保存した鉛直伝搬と、散逸過程としてク リティカルレベルフィルタリングおよび振幅飽和の効 果を表現することができる。以下にパラメタリゼーショ ンの概要を記す。

運動量フラックス \hat{F} と単位質量あたりの波のエネル ギー \hat{E} の間には

$$\rho \hat{F}(m,\hat{\omega},\varphi) = \rho c_{gz} \frac{k}{\hat{\omega}} \hat{E}(m,\hat{\omega},\varphi)$$
(3.4.3)

の関係式が存在する。ここで、記号[^]は流れから見た物 理量を指し、 ρ は密度 [kg m⁻³]、mは鉛直波数 [m⁻¹]、 $\hat{\omega}$ は流れから見た周波数 [s⁻¹]、 φ は波の進行方向の 方位角成分、 c_{gz} は鉛直群速度 [m s⁻¹]、k は水平波数 [m⁻¹] である。

¹ 金浜 貴史(地球環境・海洋部 気候情報課、欧州中期予報 センター派遣中)、山田 和孝

φ方向に進む波の単位質量あたりの波のエネルギーは

$$\hat{E}(m,\hat{\omega},\varphi) = B\left(\frac{m}{m^*}\right)^s \frac{N^2 \hat{\omega}^{-p}}{1 + \left(\frac{m}{m^*}\right)^{s+3}} \qquad (3.4.4)$$

で表わすことができる (Fritts and Vanzandt 1993)。 ここで m^* は典型的鉛直波数 $[m^{-1}]$ 、N は浮力振動数 $[s^{-1}]$ 、p は流れから見た周波数の波のエネルギーに対 する傾き、s は波のエネルギーに対する鉛直波数の低 波数側の傾き、B は定数である。

(3.4.3) 式に (3.4.4) 式を代入し、 $(m, \hat{\omega}, \varphi)$ 空間から $(c, \hat{\omega}, \varphi)$ 空間への座標変換を適用、さらに、静力学平 衡かつ非回転の条件下における重力波の分散関係式

$$m^2 = \frac{k^2 N^2}{\hat{\omega}} = \frac{N^2}{\hat{c}^2} \tag{3.4.5}$$

を使って整理し、周波数について積分することで \hat{c} のみの関数として表すことにすると、結局、流れから見た位相速度 \hat{c} で φ 方向に進む重力波による運動量フラックスは

$$\rho F(\hat{c},\varphi) = \rho A \frac{\hat{c} - \hat{U}}{N} \left(\frac{\hat{c} - \hat{U}}{\hat{c}}\right)^{2-p} \frac{1}{1 + \left[\frac{m^*(\hat{c} - \hat{U})}{N}\right]^{s+3}}$$
(3.4.6)

となる(導出の詳細は Scinocca (2003)を参考にしてほ しい)。ここで $\hat{U} = U^{\varphi} - U_0^{\varphi}$ と $\hat{c} = c - U_0^{\varphi}$ はそれぞ れ射出高度の流れから見た風と位相速度であり、 U^{φ} は 方位角 φ 方向の風速である。下付き添字₀は射出高度 の物理量を表す。A は高度に依存しない係数をまとめ たもので、射出高度における運動量を与えるにあたっ てのチューニングパラメータとなる。

$$A = Bm^{*3} \frac{N_0^{2-p} - f^{2-p}}{2-p}$$
(3.4.7)

ここで f はコリオリパラメータである。射出高度の流 れから見た位相速度 ĉ は任意に選んだ最小位相速度か ら最大位相速度の間で n_c 個に離散化され、各位相速度 について振幅飽和、クリティカルレベルフィルタリン グが計算される。

振幅飽和による運動量の散逸効果は飽和した波の運 動量フラックスと、下層から運動量を保存して伝搬して きた未飽和を仮定した運動量フラックスを比較するこ とで表現する。鉛直波数の大きな領域では波のエネル ギーが鉛直波数に対して –3 乗に近い傾きを持つという 観測結果を用いて、振幅が飽和した波のエネルギーは

$$\hat{E}^{\text{sat}}(m,\hat{\omega},\varphi) = C^* B\left(\frac{m}{m^*}\right)^{-3} N^2 \hat{\omega}^{-p} \qquad (3.4.8)$$

と表せる。C* は McLandress and Scinocca (2005) で 導入されたパラメータであり、振幅が飽和したと見な される高さを調節する。運動量フラックスと同様の変 形を施すと、飽和運動量フラックスは

$$\rho \hat{F}^{\text{sat}}(\hat{c},\varphi) = \rho C^* A \frac{\hat{c} - \hat{U}}{N} \left(\frac{\hat{c} - \hat{U}}{\hat{c}}\right)^{2-p} \quad (3.4.9)$$

となる。各方位角、位相速度について、各層で $\rho \hat{F}(\hat{c}, \varphi) \ge \rho \hat{F}^{\text{sat}}(\hat{c}, \varphi)$ となった場合、余剰分の運動 量フラックス $\rho \hat{F}(\hat{c}, \varphi) - \rho \hat{F}^{\text{sat}}(\hat{c}, \varphi)$ が背景場に返され たと見なし、あらたに $\rho \hat{F}(\hat{c}, \varphi) = \rho \hat{F}^{\text{sat}}(\hat{c}, \varphi)$ とする。 クリティカルレベルフィルタリングの効果は、背景 場に追いつかれた位相速度成分の波の運動量を0とす ること ($\hat{F}(\hat{c}, \varphi) = 0$)で表現する。

非地形性重力波パラメタリゼーションによる水平風 の時間変化率は、経度方向および緯度方向に射影した 各方位角方向の運動量フラックスの鉛直収束として

$$\frac{\partial \boldsymbol{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \boldsymbol{F}}{\partial z} \tag{3.4.10}$$

と求まる。

パラメータの設定については Scinocca (2003), Orr et al. (2010) を参考にしつつ、感度実験によって決定し た。射出高度は 450 hPa とし、射出高度で与える初期 の運動量フラックスは 3.5×10^{-3} Pa としている。方位 角は 4 方向、位相速度は 0.25 m s^{-1} から 2000 m s⁻¹ の範囲を $n_c = 50$ 個の波で離散的に表現する。この とき、特に中間圏で重要となる位相速度が速い波を細 かく取るような座標変換を適用する。典型的鉛直波数 $m^* = 2\pi/2000 \text{ [m}^{-1]}$ 、周波数の傾き p = 1.5、鉛直波 数の低波数側の傾き s = 1、飽和高度の調整パラメータ $C^* = 10$ とした。計算負荷が高いため 1 時間に 1 度の 実行とし、次回実行まで時間変化率は変化しない。た だし、次項で紹介する結果は、方位角方向は 8 方向で あり、起動は毎タイムステップである²。なお、これら の違いが結果に与える影響は軽微である。

3.4.3 実験結果

すでに述べたように、非地形性重力波の影響が大き い現象は周期が長いため、その効果を見るために、解 像度を TL159L100 として 6 年積分を実施した。初期 値は JRA-55(Kobayashi et al. 2015)を用い、SST お よび海氷密接度は気候値とした。1994 年 6 月 1 日初 期値から積分を開始し、初期 7 か月をスピンアップと して今後の解析には使用していない。スピンアップを 除いた積分期間は 6 年である。CNTL は従来通りレイ リー摩擦を使用し、TEST ではレイリー摩擦のかわり に非地形性重力波スキームを用いた。参照値は ERA-Interim(Dee et al. 2011)および衛星観測に基づく気候

² GSM1403 では 8 方向 (N, NW, W, SW, S, SE, E, NE) の射出方向を考慮し、毎タイムステップの起動としていた。 GSM1603 では、計算負荷を軽減するため、4 方向 (N, W, S, E)、1 時間に 1 度の実行とした。



図 3.4.1 5°N-5°S で平均した帯状平均東西風 [m/s] の時間-高度断面図。ただし縦軸は気圧 [hPa]。左からコントロール (CNTL)、テスト (TEST)、ERA-Interim。

値 (SPARC: stratospheric processes and their role in climate, Randel et al. (2004)) である。

図 3.4.1 は、5°N – 5°S で平均した下部成層圏帯状平均 東西風の時間–高度断面図である。CNTL では 100 hPa から 1 hPa まで全域が東風となっている。上部成層圏 では東風位相の中で周期的な変化を見せ、また、下部 成層圏では風が弱い状態が期間を通して継続している。 一方、TEST では、上部成層圏から下部成層圏にかけ て東風と西風が周期的に表れ、位相が下方に伝搬して いく様子が見て取れる。TEST の周期は 6~8 か月程度 であり、ERA-Interim の 18~26 か月と比較して非常 に短く、西風位相の振幅も弱いものの、CNTL と比較 したときの QBO 再現性の向上は明らかである。また、 TEST では上部成層圏に弱いながらも西風位相が表れ、 成層圏半年周期振動の表現も改善している。

次に、1月のモデル気候値(図 3.4.2)を示す。中層 大気に着目すると、CNTLでは SPARC 気候値に比較 して全般に冬半球の成層圏西風ジェット、夏半球の東 風ジェットともに弱い。また、SPARC 気候値に見られ ている中間圏界面付近が夏極で低温、冬極が高温とな る逆温度勾配も CNTL では弱い。一方で、TEST では ジェットの振幅も SPARC 気候値に近づき、また、中 間圏付近の逆温度勾配も表現されている。

7月のモデル気候値(図3.4.3)でも、CNTLは北半 球中層大気で風速が弱く、逆温度勾配も明瞭ではない。 また、南半球の成層圏ジェットの低緯度側への傾きも 見られない。TEST ではこれらの点が改善されている。

図は省略するが、解析予報サイクル実験でも解析場 や予報場にモデル気候値と同様のインパクトが見られ た。第一推定値では、下部成層圏を中心にラジオゾン デの東西風観測値に対する誤差が減少するなど、期待 通りの効果が得られた。500 hPa の RMSE など対流圏 の代表的な統計的スコアでは中立となっているものが ほとんどであり、いくつか改善も見られた。

3.4.4 今後の課題

ここでは GSM の成層圏の予測精度や非地形性重力 波パラメタリゼーションについて今後の課題を挙げる。

(1) QBO 再現性の向上

GSM1403 でQBO 再現性は向上したものの、周期が 短く振幅も弱いことから、改善の余地がある。QBO 再 現性の向上はデータ同化を通じた対流圏の予測改善も 期待できることに加え、QBO 周期と同程度の長い時間 スケールでは QBO 位相が循環場の変化を通して熱帯 対流活動に影響を与える (Collimore et al. 2003) との 指摘もあることから、より長い予測時間の予測精度も 向上する可能性がある。

QBO 再現性の向上のためには、パラメータ調整も必要だが、熱帯下部成層圏における境界層過程の挙動の影響も無視できない。境界層過程は主として大気境界層の現象を表現するものであるが、GSM では大気全層で計算している。GSM の安定境界層の安定度関数は、GSM1403 にて強安定成層時においても拡散係数が0とならない long tail 型となった(第3.5節)。これは格子内の地表面非一様性を表現したものであり、予測精度を向上させるための実効的手段としても知られている。しかしながら、long tail 型の安定度関数は、強安定成層している熱帯下部成層圏において東西風の鉛直シアーを拡散してしまい、QBO 再現性を低下させている。地表面から遠く離れている中層大気における安定時の鉛直拡散については再考する必要がある。

(2) 解析システムでの利用

現時点では予報モデルにのみ利用されており、4次 元変分法に必要とされる接線形/随伴モデルはまだ実装 されていない。例えば、欧州中期予報センターでは成 層圏における非線形モデルと接線形モデルの整合性を 向上させるため、非地形性重力波パラメタリゼーショ ンの接線形モデルとその随伴モデルが実装されている (Janisková and Lopez 2013)。より整合性の高い同化 システムとすることで、成層圏に感度がある衛星観測



図 3.4.2 1月の帯状平均気温(塗り潰し:[K])と東西風(コンター:[m/s]))モデル気候値と SPARC 気候値。左からコント ロール (CNTL)、テスト (TEST)、SPARC 気候値。縦軸は気圧 [hPa]。SPARC 気候値は高緯度側にデータが存在しない。



図 3.4.3 図 3.4.2 と同じ。ただし7月。

データのさらなる利用とそれによる解析値および予測 値の精度向上が期待できる。当庁においても今後の開 発が必要である。

(3) パラメータの不確実性の低減

現在のスキームには多くのパラメータがあり、実用 的観点から調整が不可欠である。特に射出高度と初期 に与える運動量フラックスは結果に大きな影響を及ぼ すが、経験的に決められている。等方的と仮定されて いる射出方向も不自然である。つまり、現在のスキー ムは発生源に関する情報を何も持たず、この点で改善 の余地がある。近年では衛星観測データや高解像度モ デリングによる重力波の研究が可能となっており、こ れらの研究成果を活用していくことが必要である。

3.4.5 サブグリッド地形効果のパラメタリゼーシ

(1) はじめに

ョン

ここまで近年の GSM の改良点として非地形性重力 波パラメタリゼーションについて報告してきた。一方、 GSM ではサブグリッド地形効果のパラメタリゼーショ ンとして Iwasaki et al. (1989) の地形性重力波抵抗ス キームを使ってきた。Iwasaki et al. (1989) は導入され てから 30 年近くが経過し、その間に地形性抵抗のパラ メタリゼーションに関する研究に多くの進展があった。 そのため、その成果を取り入れるべく、より精緻なパラ メタリゼーションである Lott and Miller (1997) の導入 に向けた試みがなされてきた (山田 2005; 岩村 2009)。 NAPS9 においても、多角的な検証をしつつ、これまで 得られた知見をもとに開発を継続してきた結果、現業 化には至っていないものの良好な結果を得ている。こ こではサブグリッド地形効果のパラメタリゼーション に関する近年の状況について簡単に報告する。

(2) 背景

まず、背景として 2012 年に数値実験作業部会 (WGNE: Working Group on Numerical Experimentation) にて実施された地表面応力の国際比較プロジェ クト (Drag Project; Zadra 2015) がある。Drag Project から、北半球冬季のパラメタライズされた地表面応力 の陸上格子点を対象とした帯状平均がモデル間で大き く異なっていることが明らかとなった。地表面応力とそ の鉛直分配は観測値との比較が難しい反面、予測精度 に与える影響が非常に大きいことが知られている(例 えば Sandu et al. (2016))。そのため、これまでモデル を開発するにあたっては、予測精度が良くなるように 調整されてきた。Drag Project を契機に国際的にサブ グリッド地形効果に注目が集まり、2016年には欧州中 期予報センターでサブグリッド地形効果などの抵抗を 表現する過程に関するワークショップ³が開催された。 さらに、2018年には Drag Project の後継プロジェクト として WGNE と GASS (Global Atmospheric System Studies) によるモデルの地形性抵抗国際比較プロジェク ト COORDE (Constraining Orographic Drag Effects) が計画されるなど、活発な調査研究が進められている。

(3) 地形性抵抗の見直し

このような国際的動向に加えて、これまでの調査か ら、地形性抵抗の表現を改善することで、GSMの課題 である冬季日本付近のトラフの遅れ(第4.2節)を改善 できる可能性も明らかとなっている。そのため、気象 庁においても全球モデルの地形性抵抗を表現する過程 について広く見直されているところである。その結果 明らかとなっている GSM の問題点の一つは、形状抵 抗が表現されていないことである。過去、同様の問題 意識で開発が行われ、北川(2005)や北川・中村(2009) で報告されているが、現業化には至っていない。

現在開発中の地形性抵抗関連過程を改善した GSM で は、サブグリッド地形効果は Iwasaki et al. (1989) に代 わり、これまで開発されてきた Lott and Miller (1997) の手法を用いる。Lott and Miller (1997) ではサブグ リッド地形の非等方性が考慮されており、サブグリッド 地形効果は上層へ運動量を運ぶ重力波抵抗と、サブグ リッド地形を周り込む流れによるブロック流抵抗とし て表現される。さらに、ブロック流抵抗に非線形効果に よる風向依存性の強化 (Wells and Vosper 2010) を取り 入れた。また、重力波の砕波は鉛直波長のスケールで 発生することから、砕波応力は鉛直分配させる (Vosper

learning/workshops-and-seminars/

2015) ようにした。これにより、開発中にたびたび発 生していた、運動量が一層で鉛直収束することによる 過大な時間変化率が見られなくなり、中層大気の計算 安定性が大きく向上した。

これまで陽に表現されてこなかったサブグリッド内 の地形による形状抵抗は、Beljaars et al. (2004) による TOFD (Turbulence Orographic Form Drag) として表 現する。さらに、数値計算上の工夫として、Beljaars et al. (2004) を参考に Lott and Miller (1997) パラメ タリゼーションと TOFD パラメタリゼーションを境界 層過程の陰解法へ繰り込んだ。この手法では、それぞ れ別々に陰解法で解いている Lott and Miller (1997) のブロック流抵抗と TOFD パラメタリゼーションが境 界層過程の陰解法に係数としてまとめられ、陽に解い ている重力波抵抗部分による時間変化率は外力項とし て渡され、境界層過程と同時に時間変化率が計算され る。このように解くことで物理過程間の整合性が向上 し、計算安定性が向上する。これらの変更により、開 発中の地形性抵抗関連過程を改善した GSM では、予 測精度と計算安定性の向上を得ている。

3.4.6 まとめ

非地形性重力波パラメタリゼーションの導入とサブ グリッド地形効果のパラメタリゼーション開発の進展に ついて報告した。非地形性重力波パラメタリゼーション は GSM1403 にて導入され、中層大気の改善や、QBO 表現の改善に寄与した。一方でパラメータの不確実性 が大きく、QBO 表現にも改良の余地がある。

GSM のサブグリッド地形効果のパラメタリゼーショ ン開発は、WGNE Drag Project をはじめとする国際 的な注目の高まりを背景に当庁においても精力的に開 発されている。GSM の課題の一つである北半球冬季日 本付近におけるトラフの遅れを改善できる可能性もあ り、NAPS10 での現業化を目標としている。

参考文献

- Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton,
 K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R.
 Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi,
 D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt,
 K. Sato, and M. Takahashi, 2001: The quasibiennial oscillation. *Rev. Geophy.*, **39**, 179–229.
- Beljaars, A., A. R. Brown, and N. Wood, 2004: A new parametrization of turbulent orographic form drag. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 130, 1327–1347.
- Collimore, C. C., D. W. Martin, M. H. Hitchman, A. Huesmann, and D. E. Waliser, 2003: On the relationship between the QBO and tropical deep convection. J. Climate, 16, 2552–2568.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A.

³ https://www.ecmwf.int/en/

drag-processes-and-their-links-large-scale-circulation

Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold,
A. C. M. Beljaars, van de L. Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J.
Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach,
E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler,
M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz,
J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart,
2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553–597.

- Fritts, D. C. and M. J. Alexander, 2003: Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev. Geophy.*, **41**, 3.1–3.64.
- Fritts, D. C. and T. E. Vanzandt, 1993: Spectral estimates of gravity wave energy and momentum fluxes. Part I: Energy dissipation, acceleration, and constraints. J. Atmos. Sci., 50, 3685–3694.
- 岩村公太, 2009: 重力波抵抗スキームの現状. 数値予報 課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 109–116.
- Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings part I: Impacts on medium-range forecasts. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 11–27.
- Janisková, M. and P. Lopez, 2013: Linearized physics for data assimilation at ECMWF. Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications (Vol. II), Springer, 251–286.
- 金浜貴史, 2012: 重力波抵抗. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 100-110.
- Kim, Y.-J., S. D. Eckermann, and H.-Y. Chun, 2003: An overview of the past, present and future of gravity-wave drag parametrization for numerical climate and weather prediction models. *Atmosphere-Ocean*, 41, 65–98.
- 北川裕人, 2005: 大気境界層過程. 数値予報課報告・別 冊第 51 号, 気象庁予報部, 67-69.
- 北川裕人, 2009: 鉛直高解像度化・上部境界. 数値予報 課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 54–58.
- 北川裕人, 中村貴, 2009: 乱流過程・大気境界層. 数値 予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 91-98.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5–48.
- Lindzen, R. S., 1981: Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. J. Geophys.

Res., **86**, 9707–9714.

- Lott, F. and M. J. Miller, 1997: A new subgrid-scale orographic drag parametrization : Its formulation and testing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 101– 127.
- McLandress, C. and J. F. Scinocca, 2005: The GCM response to current parameterizations of nonorographic gravity wave drag. J. Atmos. Sci., 62, 2394–2413.
- Orr, A., P. Bechtold, J. Scinocca, M. Ern, and M. Janisková, 2010: Improved middle atmosphere climate and forecasts in the ECMWF model through a nonorographic gravity wave drag parameterization. J. Climate, 23, 5905–5926.
- Randel, W., P. Udelhofen, E. Fleming, M. Geller, M. Gelman, K. Hamilton, D. Karoly, D. Ortland, S. Pawson, R. Swinbank, F. Wu, M. Baldwin, M.-L. Chanin, P. Keckhut, K. Labitzke, E. Remsberg, A. Simmons, and D. Wu, 2004: The SPARC intercomparison of middle-atmosphere climatologies. J. Climate, 17, 986–1003.
- Sandu, I., P. Bechtold, A. Beljaars, A. Bozzo, F. Pithan, T. G. Shepherd, and A. Zadra, 2016: Impacts of parameterized orographic drag on the Northern Hemisphere winter circulation. *Journal of Advances* in Modeling Earth Systems, 8, 196–211.
- Scinocca, J. F., 2003: An accurate spectral nonorographic gravity wave drag parameterization for general circulation models. J. Atmos. Sci., 60, 667– 682.
- Vosper, S. B., 2015: Mountain waves and wakes generated by South Georgia: Implications for drag parametrization. 141, 2813–2827.
- Wells, H. and S. B. Vosper, 2010: The accuracy of linear theory for predicting mountain-wave drag: Implications for parametrization schemes. *Quart.* J. Roy. Meteor. Soc., 136, 429–441.
- 山田慎一, 1988: 重力波抵抗. 数値予報課報告・別冊第 34号, 気象庁予報部, 104–119.
- 山田和孝, 2005: 重力波抵抗スキーム. 数値予報課報告・ 別冊第 51 号, 気象庁予報部, 48-52.
- Yonehara, H., M. Ujiie, T. Kanehama, R. Sekiguchi, and Y. Hayashi, 2014: Upgrade of JMA's Operational NWP Global Model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 44, 6.19–6.20.
- Zadra, A, 2015: WGNE drag project: An intermodel comparison of surface stresses. *Environment Canada Tech. Rep*, 1, pp36.

3.5.1 はじめに

地表面の影響を直接受ける大気の最下層は、大気境 界層あるいは惑星境界層 (PBL: Planetary Boundary Layer) と呼ばれている。PBL は地表面と大気の間で 熱や水蒸気、運動量を交換する窓口の部分である。海 面を通じた水蒸気の供給とその輸送が台風や豪雨の予 測精度に直結し、また陸上でも地上気温の予測精度に 強く影響するなど、数値予報の予測精度にとって PBL を適切に表現することは重要であるため、GSM におい ても関連する過程の改良が進められている。

PBLの内部では、数値予報モデルの水平格子間隔よ りもスケールの小さい乱流や周期的運動といった鉛直 方向の渦(以下、乱渦)集団の運動により、運動量や 熱、水蒸気の輸送が活発に行われている。数値予報モ デルでは、それらの小さな渦運動を直接解像できない ため、その効果をモデル化してパラメタリゼーション により統計的に扱う。これら乱渦の統計的特徴はPBL の成層安定度で概ね特徴付けられ、不安定時には鉛直 スケールの大きな対流混合が主要な役割を果たし、安 定時には鉛直スケールの小さな渦や波が輸送を担う。

3.5.2 成層安定時の境界層過程の課題

安定時の境界層過程の挙動について、long tail 問題と 呼ばれる長年の問題が存在する (Beljaars 2001, 2012)。 本節ではこの問題に関連した境界層過程の改良ついて 議論するため、まずは安定時の境界層過程パラメタリ ゼーションを簡単に確認する。安定時の PBL 内での乱 渦による輸送の効果は、乱渦のスケールが小さいため 拡散方程式型のパラメタリゼーションで良く記述され る。その拡散係数 K [m² s⁻¹] については、観測事実な どに基づき、混合長 ℓ [m]、風速 U [m/s]、高度 z [m]、 及び大気安定度の関数である安定度関数 f により次の 式でパラメタライズされる。

$$K = \ell^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| f \tag{3.5.1}$$

数値予報モデルの予測は、強い成層安定時において 安定度関数に対して非常に鋭敏である。その理由は、そ もそも現実大気と地表面の系が安定度と乱流輸送間に ポジティブフィードバック機構を持つためである。現 実の大気において、晴れた日の地表面付近の気温は乱 流による顕熱輸送と大気放射によるエネルギー輸送で 概ね決定されており、夜間には長波放射による上向き の輸送と乱流による下向きの輸送がお互いに打ち消し 合いながら温度を変えている。夜間において、放射の みを考えた時に実現する状態は準放射平衡と呼ばれ、 その状態では地表面はかなり冷えた状況になる。大気 の安定度がより安定になると乱流輸送は小さくなるた



図 3.5.1 Beare et al. (2006) による LES から求められた安 定度関数(縦軸)の比較結果(Figure 12 の上図)。横軸 は Richardson 数 *R_i* である。図の結果は運動量輸送につ いてのもので、LES の格子サイズは 2 m。図中 SHARP 及び Long-tails で示してある線が典型的な sharp tail 型 と long tail 型の安定度関数であり、その他の線はそれぞ れ異なる LES の結果である。

めより準放射平衡に近づくが、その時大気の安定度は 更に安定になるためより乱流輸送は小さくなる。この メカニズムによる地表面気温の急速な低下(ランオフ と呼ばれる)があり得るため、モデルにおいても僅か な誤差が拡大しやすい。

long tail 問題とは、観測的事実や高解像度シミュレー ションの結果に基づいて安定度関数を決めると、それら に基づかない人為的な手当を含む安定度関数 (long tail) を用いた場合よりも予測精度が悪化してしまう問題で ある。図 3.5.1 に、両者の典型的な安定度関数と LES (Large Eddy Simulation) によるリファレンスを比較 したものを示す (Beare et al. 2006)。図の横軸は、成層 安定度を表す指数のひとつである局所的 ²Richardson 数 (以下、Richardson 数) であり、仮温位 θ_v [K] と重 力加速度 g [m s⁻²] 等により以下の式で定義される。

$$R_{i} = \frac{g}{\theta_{v}} \frac{\frac{\partial \theta_{v}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^{2}}$$
(3.5.2)

安定度が高くなった時の値が急速にゼロに近づくタイ プの安定度関数は sharp tail 型と呼ばれ、人為的なも のはゆっくりとゼロに近づくため long tail 型と呼ばれ る。図の LES による結果から診断された安定度関数は long tail 型よりも sharp tail 型に近いが、現業数値予 報モデルで用いられている安定度関数は long tail 型に 近い。

Beljaars (2012) はこのギャップの原因を幾つかの観 点で議論している。境界層に関連する過程の問題とし て、間欠的に乱渦が発生する状況を記述する理論が十 分に知られていないこと、地形や植生など地表面状態 の非一様性が考慮できていないこと、格子内スケール の擾乱の効果が表現されていないことなどを候補に挙 げ、境界層過程と接地境界層過程において考慮すべき

¹ 米原 仁

プロセスを十分に取り込めていない点を問題にしてい る。これは、現実の地表面付近は複雑であり様々な要 因で大気の乱れが生じ得るが、一様均一を仮定したパ ラメタリゼーションを前提としてしまうとそれらの効 果は考慮されず、sharp tail 型への変更がかえって予測 精度の悪化につながってしまうと言い換えることがで きるであろう。また、long tail 型の安定度関数は、地 表面のエネルギーや運動量収支に関わる諸過程の問題 により、大気と地表面の結合が弱く見積もられてしま う場合などでは、地表面フラックスの誤差を補償して いる可能性があることも指摘されている³。加えて、現 業用途のモデルとしては、入力が正しい時に良い精度 であることだけでなく、誤差を持った入力に対する振 る舞いが鋭敏すぎないことも大切になる。

一方で、実際に大気の乱れが小さい状況では long tail 型は現象の再現性能に劣る。現在でも、多くの数値予報 モデルにおいて long tail 型の安定度関数が採用された 結果、乱渦の活動を過剰に表現して、風の鉛直シアーが 弱すぎる、潜熱フラックスが過剰であるなどの共通し た課題を持っていることが知られている。このギャップ を埋めるための取り組みは続いており、研究ベースで は様々なスキームが提案されているが、平均的な予測 精度を改善できておらず、現業用途のモデルではあま り採用されていない (Holtslag et al. 2013; Sandu et al. 2013)。

3.5.3 GSM における対応と問題

GSM においても long tail 問題が存在する事情は同 じである。GSM の境界層過程は Mellor-Yamada ス キーム (Mellor and Yamada 1974) の Level2 版(以下、 MY2) を元にしている (隈 1988b, 1996)。オリジナル の MY2 では、安定度がある程度大きくなると乱渦の 活動をゼロと評価するが、これは安定度関数が極端な sharp tail 型となっていることを意味する。GSM では 予測精度を改善するため、より long tail 型に近づくよ うに MY2 のクロージャー定数を修正した上で、更に拡 散係数に下限値を設けることで強安定時に乱渦による 輸送を大きく評価するように改良が加えられた。しか し、GSMの諸過程の精緻化や分解能の向上により、か つて設けられた拡散係数の下限値は過剰な修正となっ てしまっており、かえって予測精度を悪化させる原因 となっていた。図 3.5.2 は GSM1304 の境界層スキー ムと f_{LTG} を用いたスキームについて、SCM (Single Column Model) を用いて熱に関する拡散係数の鉛直 プロファイルを比較したものである。f_{LTG} は参照例 として選んだもので、現業用途のモデルで利用するた めに修正が重ねられた Louis-Tiedke-Geleyn の安定度



図 3.5.2 熱についての拡散係数の鉛直プロファイルを SCM を用いて比較した結果。黒線が GSM1304 のもので紫線が f_{LTG} に基づいて計算した値。図の横軸が拡散係数 $[m^2 s^{-1}]$ である。縦軸はハーフレベルの番号であり、1 は大気最下 層とその上の 2 層目の間のレベルを意味する。SCM の対 象地点は冬季の中央アジア北部 (99.28°E, 54.82°N)、初 期値は 2011 年 1 月 20 日 00UTC である。この時間には 日射はなく、温位等の鉛直プロファイルをみると PBL 上 端の逆転層は概ね 8 層目から上に存在し、また 7 層目付近 には雲ができている。SCM の実行条件は外部強制項なし の物理過程のみとしている。

関数 (Louis et al. 1982; Beljaars 1995; Beljaars and Viterbo 1998; Viterbo et al. 1999) である。この例は SCM の実行条件として非常に安定度が高い場合を選 んでいるが、GSM1304 の拡散係数はその下限値だけ で値が決まっている。地表面が長波放射により強く冷 えていく場合には接地境界層内では下層ほど安定度が 高く、混合長が短くなることと合わせて拡散係数は地 表面に向かって小さくなっていくのが自然であるが、 GSM1304 では逆に下層ほど大きくなるプロファイル となっている。f_{LTG} と比べても鉛直方向の変化傾向と 大きさの両方が全く異なっている。

また、GSM1304 までは接地境界層過程に Louis et al. (1982)のスキームを用いていた (隈 1988a)。このスキー ムは、Monin-Obukhov 相似則から導出されるバルク式 の係数を大気最下層の安定度の関数として近似的に解 くものである。Beljaars and Holtslag (1991) は Louis et al. (1982)のスキームでは安定時に係数がかなり過 大に評価されていることを指摘しており、GSM におい ても大気から地表面への熱輸送が過剰な原因のひとつ と推測されていた。

このように、GSM の境界層過程と接地境界層過程に おいては、long tail 問題への過剰な対応が適用された ままであったが、単純にそれを廃止しただけでは予測 精度が大きく悪化することが数値実験から分かってい

³ 境界層過程の開発に用いるリファレンスの作成においては、 他の過程は正しいとして強制力を与える。しかし、実際のモ デルでは様々な箇所に誤差があるため、リファレンスを良く 再現することだけで良いスキームとすることは出来ない。

る。次に、この課題の解消のための改良について説明 する。

3.5.4 境界層過程の改良

GSM1403では、境界層過程に MY2 と Han and Pan (2011)による K クロージャー型(局所渦)スキームの ハイブリッドアプローチを採用し、同時に拡散係数に 適用されていた下限値を廃止した。新しい境界層過程 における局所渦スキームの拡散係数は以下の安定度関 数を用いて求めている。

$$f_m(R_i) = \begin{cases} \frac{1+2.1R_i}{(1+5R_i)^{1.5}} & R_i \ge 0\\ 1-\frac{8R_i}{1+1.746\sqrt{-R_i}} & R_i < 0 \end{cases}$$

(3.5.3)

$$f_h(R_i) = \begin{cases} \frac{1}{(1+5R_i)^{1.5}} & R_i \ge 0\\ 1 - \frac{8R_i}{1+1.286\sqrt{-R_i}} & R_i < 0 \end{cases}$$
(3.5.4)

ここで、安定度関数の添え字 m, h はそれぞれ運動量 と熱を意味する。水蒸気に関しては熱と同じものを用 いる。この式は、Han and Pan (2011)のオリジナルか ら拡散係数を安定時にやや大きく診断するように修正 している。これは、当時の陸面モデルを使用した場合 には依然として下層気温の誤差が大きく、ランオフを 避けることを優先したためである。

最終的に利用される拡散係数としては、MY2と局所 渦スキームで求まったもののうち大きい方を採用する。 ただし、不安定時 ($R_i < 0$)にはほとんどの場合 MY2 のものが採用されるため、局所渦スキームは安定時に のみ働いていることになる。

3.5.5 接地境界層過程の改良

GSM1403 では、Louis et al. (1982) のスキームに代 えて⁴、Beljaars and Holtslag (1991) による安定度関 数を用いて Monin-Obukhov 相似則を解く接地境界層 スキームを導入した。図 3.5.3 に両手法のバルク式の 係数を比較したものを示す。図の横軸は地表面と大気 最下層間の Richardson 数 R_b で、縦軸がバルク式の係 数である。図を見ると、安定時 ($R_b > 0$) でバルク式 の係数の桁が異なっており、変更により大気と地表面 の間の結合がより小さくなっていることがわかる。ま た、この設定では不安定時にはやや輸送が大きくなっ ているが、この関係性は粗度や最下層高度の条件に依 存するものである。

3.5.6 改良の効果

これらの改良により、安定時の PBL において過剰に 熱や運動量が下層に輸送されていたものが解消し、フ ラックスのプロファイルもより自然なものに近づいた。



図 3.5.3 地表面と大気最下層の間の顕熱と潜熱フラックスに ついて、バルク式の係数を比較したもの。横軸が地表面と 大気最下層間の Richardson 数 R_b 、縦軸がバルク式の係数 であり、縦軸は対数表示である。赤線が Louis et al. (1982) のスキームによる結果で、緑線が Beljaars and Holtslag (1991)の安定度関数を用いたもの。粗度は熱と運動量につ いて同じ 0.02 [m] を用いている。地表面と大気最下層の 距離は 10 [m] を設定。



図 3.5.4 図 3.5.2 と同じケースについて、*s*_L のフラックス を比較したもの。黒線が CNTL、緑線が MO、赤紫線が TEST についての結果。

図 3.5.4 に、液水静的エネルギー s_L のフラックスを比較したものを示す。 s_L [J kg⁻¹] は、気温 T [K]、大気の定圧比熱 c_p [J K⁻¹ kg⁻¹]、重力加速度 g [m s⁻²]、高度 z [m]、全水量 q_w [kg kg⁻¹]、蒸発の潜熱 L [J kg⁻¹]を用いて $s_L = c_pT + g_Z - Lq_w$ で定義される。

図 3.5.4 には、GSM1304 のもの (CNTL)、CNTL に接地境界層の改良を加えたもの (MO)、接地境界層 過程の変更に境界層過程の変更を加えて GSM1403 で 採用したもの (TEST) の3つのスキームの結果を示し ている。TEST の結果はほぼゼロ軸に張り付いている。 CNTL では TEST に比べてかなり大きな下向きのエネ

⁴ 海面では Miller et al. (1992) による修正も併用していた。



図 3.5.5 図 3.5.2 と同じケースについて、大気最下層気温 [K] の時系列を比較したもの。横軸が予測時間、縦軸が気温で ある。各線は図 3.5.4 と同じ設定。

ルギー輸送が生じており、上層から大きな熱を地表面 に輸送している。MO では輸送がかなり減少している が依然として大きく、大気境界層と接地境界層が整合 していない。

図 3.5.5 に、この例における大気最下層気温の時系列 を示す。図を見ると、TEST は CNTL に比べて夜間の 気温が大きく低下しており、下向きのエネルギー輸送 が大きく減り、大気と地表面の関係はより準放射平衡 に近いものとなっていると考えられる。一方で、MO では CNTL に比べて夜間の気温が上昇している。これ は、大気最下層から地表面に流れるエネルギーは減少 した一方で、大気内の下向き輸送は依然大きいままで あることが理由である。このことは、SCM から得られ たフラックスのプロファイルが接地境界層付近で不連 続であることと合致している。

改良の結果、シベリアなどで見られた地表面の高温 バイアスが改善するとともに、拡散により潰されてい た下層ジェット (nocturnal jet) が表現されるようにな るなど様々な点で予測精度が改善した。図3.5.6 に地上 気温の月平均バイアスを比較したものを示す。図の結 果は性能評価実験(第4.2.1 項)に基づくもので、検証 期間は 2012 年 8 月である。ユーラシア大陸やオースト ラリア大陸に着目すると、PBL の上層から地表面に向 かう過剰な熱輸送が改良により抑えられた結果、夜間 の高温バイアスが改善されている。

図 3.5.7 に、風速についての検証結果を示す。上層風 と下層風について全球領域で予測精度が改善している ことが確認できる。また、PBL を対象にした改良であ るが、温帯低気圧など擾乱の予測精度が向上するなど (図略) その影響は対流圏下層にとどまらず、上層風に おいても改善が見られている。

ここで解説した境界層過程と接地境界層過程の改良 は概ね GSM1403 で適用されたものであるが、海上の 接地境界層に関しては同時には更新されず、その後の





図 3.5.6 SYNOP 観測を検証値とした地上 2 m 気温 [K] の 月平均 ME。(a) が改良前、(b) が改良後。検証期間は 2012 年 8 月、12UTC 初期値の予測時間 FT=30 についてのも の。図中、黄色で示している領域は天頂に日射がある領域。 性能評価実験に基づく結果。

GSM1603 で適用されている。時期がずれた理由は物理 過程間の相互作用に起因する。GSM1403 の積雲対流過 程は海面に近い層の気温に強い感度を持っており、接地 境界層の変更により対流活動が変化して予測精度が悪化 したためである。そのため、GSM1603 での積雲対流過 程の大規模変更(第3.1節)に合わせて海上の接地境界 層の改良も導入された。このケースは、compensating errors が開発のボトルネックになっていた例の一つと 考えている。

3.5.7 今後の改良に向けて

本節では、GSMの大気境界層について近年の改良を 報告した。改良の結果、高緯度域を中心とした大気下 層の気温バイアスや日較差の表現、南半球の擾乱など 多くの点で予測精度が改善している。

最後に、GSM の予測精度向上に向けて、今後改良が 必要な項目をまとめる。

近年の改良で陸上の夜間等、大気成層が安定時の性 能は大きく改善した。ただし、強安定時のパラメタリ ゼーション手法のあるべき姿が依然として不明瞭であ



図 3.5.7 2012 年 8 月を対象とした性能評価実験について、 850 hPa 及び 250 hPa 面の風速を解析値により検証した もの。上段 (a), (b) が RMSE の差を対照実験の RMSE で 規格化したもの [%] で、図中では上向き正の方向が改善、 負の方向が改悪を意味する。下段 (c), (d) はアノマリー 相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient)の差 [%] で同様に正の方向が改善である。横軸は予測時間 [h] である。各線は検証領域の違いに対応し、黄土色が北半球 (20°N 以北)、赤線が熱帯 (20°N-20°S)、水色線が南半 球 (20°S 以南)、緑線が全球全体の結果である。線の上の 丸は、有意水準 5%の両側検定で有意であったことを意味 する。

る点は多くの数値予報モデルに共通する課題である。 現在も精力的に研究開発が行われているため、今後も その動向を確認しつつ最新の成果を GSM にも導入し ていく必要がある。また、安定度関数に関しては調整 の余地が大きいので、陸面過程や重力波過程の変更に 応じて随時見直していくことが望ましい。

一方で、不安定時の境界層過程や境界層雲の取扱い には明確な課題が幾つか残っている。MY2 はフラック スが勾配に比例する形で定式化されており、混合長を 通じて非局所の効果が取り込まれているとはいえ、混 合層における輸送を十分に表現できないという課題が ある。また、エントレインメント層における輸送を正 しく表現できないため、現状では計算された拡散係数 に人為的なスムージングをかけて擬似的に輸送を表現 している点も課題である。境界層雲に関しては、その 生成と消滅のプロセスをより良く表現するためには、 雲頂における大きな放射冷却により生成された乱渦に よる輸送をパラメタライズして (Lock et al. 2000)、導 入する必要があるであろう。また、不安定時の境界層 過程は積雲対流過程や雲過程と密接に結びついており、 今後の開発においても引き続き物理過程全体を確認し つつ改良に取り組む必要がある。浅い積雲や層積雲の 表現を改善するには全ての過程の一体的な開発が不可 欠であろう。特に、積雲対流過程において積雲の雲底 高度が気象状況によらずモデル面の特定層に固定され ていることや、積雲対流過程のクロージャーにおいて

MY2の混合長が経験的な関数の引数として用いられて いる点には改善の余地がある。境界層の状況と積雲対 流の雲底高度が無関係であるのは非現実的であるし、 MY2での混合長の診断には経験的パラメータが含まれ るが、それをさらに経験的な関数として利用するのは 両過程の関係を複雑にしすぎている。

大気境界層過程は GSM の予測精度に大きな影響を 与えている。今後も引き続き、台風予測や下層水蒸気 場等の予測精度向上を目指し、改良に努めていく。

参考文献

- Beare, R. J., M. K. Macvean, A. A. M. Holtslag, J. Cuxart, I. Esau, J.-C. Golaz, M. A. Jimenez, M. Khairoutdinov, B. Kosovic, D. Lewellen, T. S. Lund, J. K. Lundquist, A. Mccabe, A. F. Moene, Y. Noh, S. Raasch, and P. Sullivan, 2006: An Intercomparison of Large-Eddy Simulations of the Stable Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 118, 247–272.
- Beljaars, A. C. M., 1995: The impact of some aspects of the boundary layer scheme in the ECMWF model. In Proc. of ECMWF Seminar on Parametrization of Sub-grid Scale Physical Processes, 125–161.
- Beljaars, A. C. M., 2001: Issues in boundary layer parametrization for large scale models. ECMWF seminar on: Key issues in the parametrization of subgrid physical processes, 71–88.
- Beljaars, A. C. M., 2012: The stable boundary layer in the ECMWF model. ECMWF GABLS Workshop on Diurnal cycles and the stable boundary layer, 1–10.
- Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. J. Appl. Meteor., 30, 327–341.
- Beljaars, A. C. M. and P. Viterbo, 1998: The role of the boundary layer in a numerical weather prediction model. in: Clear and cloudy boundary layers, A. A. M. Holtslag and P. G. Duynkerke (eds.), Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, North Holland Publishers.
- Han, J. and H.-L. Pan, 2011: Revision of Convection and Vertical Diffusion Schemes in the NCEP Global Forecast System. Weather and Forecasting, 26, 520–533.
- Holtslag, A. A. M., G. Svensson, P. Baas, S. Basu,
 B. Beare, A. C. M. Beljaars, F. C. Bosveld,
 J. Cuxart, J. Lindvall, G. J. Steeneveld, M. Tjernström, and van de B. J. H. Wiel, 2013: Stable
 Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles:
 Challenges for Weather and Climate Models. Bul-

letin of the American Meteorological Society, **94**, 1691–1706.

- 隈健一, 1988a: 接地境界層. 数値予報課報告・別冊第 34 号, 気象庁予報部, 45–48.
- 隈健一, 1988b: 大気境界層. 数値予報課報告・別冊第 34 号, 気象庁予報部, 49–53.
- 隈健一, 1996: 湿潤大気境界層のパラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第 42 号, 気象庁予報部, 89-93.
- Lock, A. P., A. R. Brown, M. R. Bush, G. M. Martin, and R. N. B. Smith, 2000: A New Boundary Layer Mixing Scheme. Part I: Scheme Description and Single-Column Model Tests. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3187–3199.
- Louis, J.-F., M. Tiedtke, and J.-F. Geleyn, 1982: A short history of the operational PBLparameterization at ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, ECMWF, 59–79.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J. Atmos. Sci., 31, 1791–1806.
- Miller, M. J., A. C. M. Beljaars, and T. N. Palmer, 1992: The Sensitivity of the ECMWF Model to the Parameterization of Evaporation from the Tropical Oceans. *Journal of Climate*, 5, 418–434.
- Sandu, I., A. C. M. Beljaars, P. Bechtold, T Mauritsen, and G. Balsamo, 2013: Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (NWP) models? *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5, 117–133.
- Viterbo, P., A. C. M. Beljaars, J.-F. Mahouf, and J. Teixeira, 1999: The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2401–2426.

3.6.1 海氷過程の改良

(1) はじめに

海氷は地球表面の主要な構成要素であり、その大気 との相互作用は高緯度を中心として大気場の予測に大 きな影響をもたらす。特に、大気の下部境界としてみ ると海氷面と海面(開水面、open sea water)は物理 的性質が大きく異なる。開水面の温度は0℃を大きく 下回らないが、海氷面の温度は陸上と同様に大きく低 下することができるため、大気に与える影響は両者で 大きく異なる。

全球モデルにとって、海氷は取扱いが難しい構成要素の一つである。現実の海氷のプロセスは、形成、融解、移流など複雑だが、一方で空間分布等は数日程度では大きく変化しないため、短期予測で計算コストをかけて精緻に取り扱う必要性は低い²。GSMでは、海氷自体の物質的変化は予測対象とせず、その温度変化のみを取り扱っている。

GSM の海氷過程では、海氷を厚さが一定の平板として熱伝導を考えることでモデル化しており、次の熱伝 導方程式を解いている。

$$C_v \frac{\partial T_{ice}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_{ice}}{\partial z} \right)$$
(3.6.1)

ここで、 C_v は単位体積熱容量 $[J K^{-1} m^{-3}]$ 、 T_{ice} は温度 [K]、 λ は熱伝導率 $[W m^{-1} K^{-1}]$ である。境界条件 としては、氷の上部では大気との短波放射、長波放射、 顕熱及び潜熱フラックスを与え、底面ではその温度が 一定であるとして、海水の氷点を与えている。海氷上 の積雪は考慮しない。また、海氷の物性も均質で空間 一様、かつ時間不変量であるとしている。モデル化さ れた海氷は融解して潜熱を大気に返すことができるが、 融解しても体積と密度は変化しない。

(2) GSM における課題

GSM1403 までの海氷過程は、海氷の厚さが2mで、 表面層を考慮せず、氷の上から0.05mの層の平均温度 のみを予測変数とする1層モデルであった。熱容量の 取扱いに問題があり、海氷から出て行った(入ってき た)熱は、実質上部0.05mの厚さの氷の温度を下降 (上昇)させるのに用いられていた。このため、大気か らの日周期の強制に対して、振動の振幅が過大で位相 が遅れる、低温時に冷えすぎるなどの問題があった。

また、GSM では水域の格子点においてひとつの地表 面状態しか考慮しておらず、開水面または海氷面のど ちらか一方に分類していた³。つまり、常に海氷密接

表 3.6.1 海氷過程の仕様比較

A GIOLE 14416EE DERINER					
	新	旧			
層厚	1.5 m	2 m			
層数	4	1			
表面層	あり	なし			
密接度	連続値(混在状 態を考慮)	常に 1			
温度の初期値	予測値引き継ぎ	大気の最下層気 温			
粗度 (運動量)	$1.0 \times 10^{-3} \text{ m}$				
粗度 (熱)	$5.0 \times 10^{-4} \mathrm{m}$	$1.0 \times 10^{-3} \text{ m}$			
海氷融解時の水 の処理	全て海洋に流す	20%を潜熱とし て大気へ渡す			
接地境界層	Beljaars and Holtslag (1991)	Louis et al. (1982)			
接地境界層 熱伝導率	Beljaars and Holtslag (1991) 2.03 [W r	Louis et al. (1982) $n^{-1} K^{-1}$]			

度 (SIC: Sea Ice Concentration) の値は 0 (開水) か 1 (海氷) の 2 値であった。気象庁では、マイクロ波衛星 観測による輝度温度データから SIC をリトリーブして おり (Cavalieri et al. 1984; 野村 1996)、0 から 1 の間 の値を連続的に持つ SIC 解析値を利用することが可能 であったが、GSM では混在格子が取り扱えないため海 氷解析の情報を十分に活かせていなかった。

GSM では SIC が予測時間とともに変化することを 考慮しており、その時間変化量は気候値の時間変化量 から算出している。かつての GSM には、古い時代の 月別気候値を利用しており (野村 1996)海氷状態の季 節変化が大きい時期に変化を十分に捉えることができ ていない点や、古い気候値を現在の第一推定値として 用いることによる誤差の可能性などの課題があった。

これらの課題は、GSM1603からGSM1705までの変 更で海氷過程が大幅に改良されることにより改善され ている。改良の具体的な内容は次以降で述べる。

(3) 海氷過程の改良

GSM1603 では、海氷過程における熱伝導方程式の 離散化とその解法、及び粗度を見直した。また、開水 面を含めて大気との結合手法も改良している。新旧の 仕様を表 3.6.1 に記す。

新しい海氷過程では、ECMWF の全球モデルにおけ る海氷モデルを参考に、海氷の厚さは 1.5 m として温 度の代表層を 4 層で離散化、また熱容量のない表面で 大気と結合することとした。離散化された各層の厚み [cm] は上の層から 7.0, 14.0, 51.0, 78.0 とした。これ は、十分に層数の多いリファレンスと比較して、日周 期の外部強制力に対する応答が見劣りしないことを基 準として設定している。表面では短波放射、長波放射、

¹ 米原 仁

² 実用モデルにおいては、予測の目的に合わせて、精度への 影響、計算量、開発及びメンテナンスコストを踏まえ、適切 にモデル化して取り扱うことが重要になる。

³ GSM では海と陸上の水域を区別しておらず、両者とも海 面過程で取り扱っている。

顕熱、潜熱及び海氷下部への熱伝導のエネルギー収支 方程式を用いて表面温度を診断する。

また、大気との結合部分は境界層過程と合わせてイン プリシットに扱われているが⁴、Best et al. (2004)の手 法により開水面と海氷の混在格子を考慮する改良を加 えた。混在格子を考慮するまでは、海面温度が-1.6 °C から4 °C の間では SIC=0.55 を閾値としてそれ以上で は SIC を 1、閾値未満では 0 として扱っていた(岩村 2009)。混在格子では、それぞれの表面状態に対するイ ンプリシットフラックスが連立方程式として解かれる。

$$\Delta T_1 = C_J \langle J_H \rangle + C \tag{3.6.2}$$

$$\Delta Q_1 = D_J \langle J_E \rangle + D \tag{3.6.3}$$

ここで、 ΔT_1 , ΔQ_1 は大気最下層の気温 T_1 と比湿 Q_1 の時間変化量であり、この式により求まる量である。C及び D は境界層過程で求められる既知の係数である。 括弧 $\langle \rangle$ は海氷面と開水面の平均を意味し、 J_H , J_E は 顕熱と潜熱のインプリシットフラックスである。イン プリシットフラックスは、既知のバルク式の係数と開 水面温度、及び海氷面温度 T_s と T_1 , Q_1 の仮未来値か ら求まるため、 T_s の診断式について T_1 , Q_1 で線形化 した式を用いれば連立方程式が閉じる。これまで SIC が 1 として扱われていた地点において、混在格子を考 慮することにより露出した開水面の影響を考慮すると、 開水面から多くの潜熱及び顕熱フラックスが大気に供 給されるようになるためその影響は特に大きい。

GSM1403 では、SYNOP による地表面気温の観測 値やラジオゾンデによる下層気温の観測値と比較して、 高緯度域での低温バイアスが大きく、特に海氷域の周 辺では予測時間が進むにつれてそれがより顕著になっ ていたが、GSM1603, GSM1705 におけるこれらの改 良により低温バイアスは大きく緩和した。特に、混在 格子の導入により、両極の海氷域においては地上気温 の月平均値が最大4K程度上昇し観測値に近づくなど 大きく改善した。

また、この変更及び陸面過程の変更により、高緯度 域の擾乱について地上気圧場や高度場などの予測精度 の改善が見られた。冬季の高緯度域において、対流圏下 層が低温バイアスを持つことは、陸面過程更新の障害 のひとつになっていたが、海氷過程の改良や雲過程の 改良により、陸面過程を更新しつつバイアスを改善す ることに成功した(第3.7節)。これは、compensating errorsの解消が重要な役割を果たした例の一つである。

3.6.2 海面水温と海氷密接度の時間発展手法の改良

SIC と海面水温 (SST: Sea Surface Temperature)の 気候値の更新及び SIC の時間発展手法の改良について 述べる。これらの変更は、全球 EPS と仕様を合わせて 開発効率を向上することを主な目的として導入された。

⁴ 例えば草開 (2012)。

気候値の更新

GSM では、SST と SIC の時間発展を気候値の時間 変化量から算出しており、予測時間が進むと気候値の 品質が予測精度に影響を与え始める。GSM1603 まで は、SST 気候値としては NOAA の 1982 年から 1993 年の解析値 (Reynolds and Smith 1994) をもとに作成 したものを、SIC 気候値には ECMWF 長期再解析で 作成された海氷解析値 (Nomura 1997) をもとに作成し たものをそれぞれ用いていた (岩村 2009)。これらは、 作成年代が古く最新の気候状態を反映出来ていない上 に、データセットが月別値である。GSM1705 では、海 洋気象情報室作成の全球日別海面水温解析値(栗原ほか 2006) とその SST 解析に利用した海氷密接度日別解析 値 (Matsumoto et al. 2006) に基づく日別気候値を用 いることとした。ただし、GSM では湖沼を扱っておら ず、陸上の水域は海面と同じ扱いであるため、湖沼や 沿岸における未定義領域は旧月別気候値の値を新気候 値に埋め込むなどの処理を行っている。気候値は1981 年から 2010 年の解析値を元に時間方向にローパスフィ ルタを適用して作成しており、その格子は0.25°× 0.25° の等緯度経度である。

また同時に、GSM 内部での SST と SIC を更新する 時間間隔を、24 時間から毎タイムステップ⁵ に高頻度 化している。

この気候値の更新による GSM の予測精度への影響は 軽微であった。この理由としては、SST の時間発展誤差 が中緯度の予測精度に大きく影響するのは概ね FT=120 よりも先であり (堀田 2016)、海氷についても同様にあ る程度予測時間が進んでから影響が大きくなると考え られること、また、そもそも影響が小さいことに加え て気候値の違いによる影響は更に小さいことが考えら れる。

(2) 海氷密接度の時間発展方式の変更

GSM1603 までの SIC 時間発展の推定手法は、SIC 解析値の気候値からの偏差を、予測時間により季節変 動する気候値に加えていくものであった(以下、SIC 偏 差固定予測)。GSM1705 では、SIC の時間発展の推定 に、杉本ほか(2015)の推定手法(以下、ベース手法) を開水海氷混在格子に合わせて精緻化した手法を用い た。ベース手法とは、格子点ごとに SIC 偏差固定予測 を行うのではなく、南北半球ごとに海氷域の面積偏差 を保つことを基本として海氷の時間発展を気候値の時 間変化で代替する方法である。この手法の利点は、概 ね 2 週間よりも先の予測時間において、より自然な海 氷分布を表現できることである。

GSM1705 ではベース手法を改良した以下の手法を 採用した (金浜 2017)。

• SIC 予測値は予測対象の日ごとに作成し、GSM内では時間方向に線形内挿して用いる。

⁵ 1 タイムステップは 400 秒である(第 1.1.3 項)。

- 南北半球ごとに海氷域の面積を扱う。面積偏差とは、解析値の面積から気候値の面積を引いたものである。
- 予測時間14日までは、解析値の面積偏差が変わら ないようにSIC 偏差固定予測値を修正する。
- 予測時間15日からは、その日の気候値の面積日変 化量と同じだけ、前日の予測値を修正する。

ベース手法からは、予測時間14日までの計算手法や 混在状態が取り扱える点などが改良されている。GSM の予測時間は11日までなので、15日以降の処理は全 球 EPS のためのものである。ここでの修正処理とは、 面積を増やす場合は格子点ごとにSIC気候値の係数倍 を足す、減らす場合は(1-SIC気候値)の係数倍を引 く、という処理により面積を変更するものであり、係 数は修正量に応じて決める。SICの値域が0から1の 範囲なのでこの処理は非線形であり、係数は繰り返し 計算で求める必要がある。14日までの手法がSIC 偏差 固定予測値と異なる点は、SIC の値域制限により解析 値の面積偏差が保てなくなったものを補正する点だけ であり、差は軽微なものにとどまる。

3.6.3 今後の改良に向けて

本節では、GSM の海氷及び海面の取り扱いについ て近年の改良を報告した。改良の結果、高緯度域を中 心とした大気下層の気温バイアスなどが改善している。 海氷過程に関しては、引き続き仕様の向上が課題であ る。今回は、海氷のアルベド、熱伝導率、比熱、粗度な ど物性パラメータの適正化には十分に取り組めなかっ たため、引き続き最新の知見を基に改良を試みる予定 である。また、挑戦的な課題として、海氷の体積変化 や移流、海氷上の積雪などの効果を取り込む精緻化が 考えられる。今後も改良に努めていく。

参考文献

- Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. J. Appl. Meteor., 30, 327–341.
- Best, M. J., A. C. M. Beljaars, J. Polcher, and P. Viterbo, 2004: A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. J. Hydr. Meteorol., 5, 1271–1278.
- Cavalieri, D. J., P. Gloersen, and W. J. Campbell, 1984: Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR. J. Geophys. Res., 89, 5355– 5369.
- 堀田大介, 2016: 中期予報における下部境界条件の影響. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 11–17.
- 岩村公太, 2009: 下部境界条件. 数値予報課報告・別冊 第 55 号, 気象庁予報部, 59-62.
- 金浜貴史, 2017: 海面水温、海氷の取り扱いの変更と海 氷密接度解析値の完全利用. 平成 28 年度季節予報研

修テキスト,気象庁地球環境・海洋部,70-75.

- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波 放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用い た全球日別海面水温解析. 測候時報, 気象庁, **73 特別 号**, S1–S18.
- 草開浩, 2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第58 号, 気象庁予報部, 29-41.
- Louis, J.-F., M. Tiedtke, and J.-F. Geleyn, 1982: A short history of the operational PBLparameterization at ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, ECMWF, 59–79.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. AMS 14th Conference on Satellite Meteolorogy and Oceanography, P2.21.
- 野村厚, 1996: SST · 海氷. 数値予報課報告 · 別冊第 42 号, 気象庁予報部, 62–78.
- Nomura, A., 1997: Global Sea Ice Concentration Data Set for use with the ECMWF Re-Analysis System. *Project Report*, 4, p25.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved Global Sea Surface Temperature Analyses Using Optimum Interpolation. *Journal of Climate*, 7, 929–948.
- 杉本裕之,高谷祐平,宮岡健吾,長澤亮二,新保明彦, 2015: 全球日別海面水温解析 (MGDSST)の利用と 海氷初期偏差を考慮した海氷域推定手法の高度化.平 成 26 年度季節予報研修テキスト,気象庁地球環境・ 海洋部,5–19.

3.7 陸面¹

3.7.1 はじめに

陸面は、大気との間で熱・水・運動量・放射などを 交換し、大気の状態に大きな影響を与える。熱につい ては、顕熱および潜熱が大気との間で交換され、特に 土壌の熱貯留は地上気温などの変化において重要な役 割を果たす。その主たる熱源は放射であり、短波放射 および長波放射について反射・吸収・射出が行われる。 水については、大気からの降雨・降雪が地表面に到達 し、植生による降水遮断、河川などへの表面流出、積 雪・土壌への浸透などによって陸面に蓄積される。逆 に陸面から大気に対しては、蒸発散によって水蒸気が 供給される。運動量については、接地境界層を通じて、 風速や粗度などに応じた交換を行い、大気の風速が弱 められる。陸面における熱・水の循環は、大気下層の 気温・比湿に直接的に影響するだけでなく、下層雲の 形成や対流活動などにも間接的に影響する。したがっ て、数値予報を精度良く行うためには、数値予報モデ ルの陸面過程(陸面モデルとも呼ばれる)においてこ れらの効果を適切に考慮する必要がある。

陸面過程は、各国の現業数値予報センターにおいて活 発に開発が進められている。陸面過程としては、GSMの 陸面過程のベースとなっている SiB (Simple Biosphere; Sellers et al. 1986; Sato et al. 1989a) をはじめ様々な ものが存在する²。

かつては、陸面過程は大気モデルに対する下部境界 条件を単純に担うものとして主に捉えられていた。し かし、近年は、陸面の大気に対する影響を適切に表現 することが数値予報の精度向上において重要だと認識 され、陸面過程そのものの精緻さや正確さにも焦点が 当てられるようになってきている (Best et al. 2011)。

本節では、第 3.7.2 項で GSM におけるこれまでの開 発を概観し、第 3.7.3 項、第 3.7.4 項で GSM1603 以降 の改良について説明する。なお、GSM1705 における 現行の仕様については付録 3.7.A にまとめてある。

3.7.2 GSM におけるこれまでの開発

GSM の陸面過程は、その時代に応じた知見を取り 入れるべく様々な開発が進められてきた。その開発経 過をまとめると、陸面の水循環を扱う陸面の水文過程 が組み込まれる以前のもの、最初に陸面の水文過程が 組み込まれたもの (L1SiB) 、積雪・土壌を中心に精緻 化したが現業導入に至らなかった開発版(新 SiB)、新 SiB をベースに大幅な改良を加え GSM1603 で現業導



図 3.7.1 L1SiB の構成の模式図。



図 3.7.2 iSiB の構成の模式図。

入されたもの (iSiB) の4世代に分けられる。

初期の陸面過程³では、陸面の水文過程が考慮され ていなかった。具体的には、土壌水分量や雪氷分布に は気候値を与え (露木・上野 1988)、水収支は考慮しな い (佐藤・里田 1989) などの仕様であり、陸面におけ る水の存在は一部の変数の気候値によって表現される のみであった。

最初に陸面の水文過程が組み込まれたのが、 GSM8911 の L1SiB⁴(Layer 1 SiB) である (佐藤・里 田 1989)。これは、Sellers et al. (1986) により提案さ れた SiB の仕様を参考にして構築されたモデルであ る。L1SiB では、植生の効果を考慮するとともに、土 壌温度は 1 層の強制復元法 (Deardorff 1978) により、 土壌水分量は 3 層の水収支式により予測することに よって、熱収支・水収支などの再現性を大幅に向上さ せた。L1SiB の模式図を図 3.7.1 に示す。L1SiB は、

¹ 鍋谷 尭司、徳広 貴之 (沖縄気象台 業務課)、米原 仁

² NCAR-CLM (Dickinson et al. 1993; Oleson et al. 2004, 2010)、NCEP などの Noah-LSM (Ek et al. 2003)、UKMO の JULES (Best et al. 2011; Clark et al. 2011)、ECMWF の HTESSEL (Balsamo et al. 2009; ECMWF 2015) など (詳細は草開 (2012) の表 1.4.1 を参照)。

³ 山岸 (1981) では、当時の陸面過程は「境界層の物理過程」 の一部として言及されている。

⁴ 大泉・保坂 (2000) などでは、JMA-SiB と呼ばれている。

GSM1603 で iSiB が導入されるまでの長期間にわた り、GSM の陸面過程として用いられた。なお、L1SiB の導入後に加えられた変更は、接地境界層過程の改良 (第 3.5.5 項)を除けば、氷床アルベド (平井・坂下 2005)や土壌水分量初期値 (米原 2014)の変更などの 小規模なものに留まる。

次に開発を進められたのが新 SiB (大泉・保坂 2000; 平井・坂下 2005; 平井・堀田 2009) である 5。これは、 L1SiB の仕様が簡素なままであったことを踏まえ、各 種問題点(融雪が速く進行する点、積雪域での地上の 高温バイアスなど)に対処すべく、数値予報課と気象 研究所が共同で抜本的な改良を図ったモデルである。 L1SiB では、積雪を下草・裸地面上の氷として簡便に 表現していたため、積雪本来の性質の1つである大気-土壌間の断熱効果が適切には表現されていなかった。 そのため、新 SiB では、積雪の層構造、被覆率、物性 の精緻化を中心に改良が施され、大気-土壌間の断熱効 果が表現できるように改良された。また、土壌につい ても、強制復元法から熱伝導方程式を解く方法に変更 されるなどの精緻化が施された。この結果、積雪域で の地上の高温バイアスが解消された。しかし、同時に 冬季の大気下層の大きな低温バイアスなどが生じたた め、現業導入に至らなかった。

その後、GSM1603 に導入され、GSM1705 で改良が 加えられたのが iSiB (improved SiB; 大泉・徳広 2013) である。これは、新 SiB をベースに、最新の知見 (Oleson et al. 2010; Best et al. 2011; ECMWF 2015 など) を取り入れて開発されたモデルである。iSiB の模式図を 図 3.7.2 に示す。iSiB は、開発時に、新 SiB より緩和し たものの同様の冬季の大気下層の低温バイアスに直面 した。そのため、雲過程や海氷過程などの他の物理過程 と一体となってさらに緩和することにより、GSM1603 での導入が可能となった。さらに、GSM1705 において も、陸面過程を改良するのに加え他の物理過程と一体 となって対応することにより、夏季の大気下層の多湿・ 高温バイアスが改善された (米原 2016, 2017)。

3.7.3 GSM1603 における改良

GSM1603 で導入された iSiB では、新 SiB における 積雪・土壌の精緻化などの抜本的な改良を踏襲しつつ、 陸面パラメータや熱・水収支の精緻化などを行った。以 下では、L1SiB に比べて GSM1603 で導入された iSiB の主な改良点を説明する。

(1) 陸面パラメータの見直し

植生タイプ分布の更新

植生タイプ分布について、ISLSCP1 (Sellers et al. 1988)から、より新しい観測データに基づく GLC2000 (Bartholomé and Belward 2005)に更新した。図 3.7.3



図 3.7.3 ISLSCP1 (左:L1SiB) と GLC2000 (右:iSiB) の植生タイプ分布。



図 3.7.4 HWSD にて提供されている砂含量(左)と粘土含 量(右)。



図 3.7.5 iSiB における土壌鉱物の熱伝導率 [W m⁻¹ K⁻¹] (左) と土壌の空隙率 [m³ m⁻³] (右)。

に、新旧の植生タイプ分布を比較したものを示す。こ の更新により、砂漠域が拡大するなどし、現実植生と の整合性が図られた。また、GSM1403 までは予測精 度への悪影響を避けるため、「耕作地」を「草原+落葉 広葉樹」に人為的に置き換えていたが、iSiB では陸面 過程の改良に伴いその必要がなくなったため、置き換 える処理を廃止した。

裸地面アルベドの見直し

砂漠以外の裸地面アルベドについて、植生タイプ別 の定数値から、MODIS 観測値 (Schaaf et al. 2002) に 基づく植生タイプ別の推定値を基本として、太陽天頂 角と土壌第1層水分量で補正する手法 (Liang et al. 2005) によるものに変更した。砂漠の裸地面アルベド については、サハラ砂漠などのアルベドが大きい地域 とタクラマカン砂漠などの比較的小さい地域の間で値 が大きく異なることを踏まえ、砂漠全体の一定値では なく MODIS 観測値そのものを基本として同様の補正 を加える手法を採用した。これらの変更により、裸地 面アルベドについて MODIS 観測値を反映することが できた。また、アルベドが小さくなる傾向となり大気 下層の低温バイアスを緩和することができた。

⁵ 草開 (2012) などでは、SiB0109 と呼ばれている。

粗度長、ゼロ面変位、輸送係数の見直し

粗度長、ゼロ面変位、輸送係数について、Dorman and Sellers (1989) による植生タイプ別の定数値から、 キャノピーの上端高さを用いて求めた値を葉面積指数 (LAI: Leaf Area Index) や植生被覆率で補正する経験 式によるものに変更した。この変更により、粗度長が 大きくなり風速の過大傾向が緩和された。また、その 後の衛星観測値の導入に対応できるようになった。

土壌関連パラメータの変更

熱伝導率、熱容量、透水係数、空隙率などの土壌関 連パラメータについて、植生タイプ別の定数値を土壌 水分量で補正する手法から、土壌特性(砂・粘土含量) を用いる経験式 (Farouki 1981; Cosby et al. 1984; de Vries 1963) に変更した。図 3.7.4 に、導入した HWSD (Harmonized World Soil Database; FAO et al. 2012) の topsoil (0-30 cm)の砂・粘土含量を示す。この変更 により、格子点別の土壌特性の違いを考慮することが 可能になった。その例として、図 3.7.5 に土壌鉱物(砂・ 粘土)の熱伝導率および土壌の空隙率を示す。熱伝導 率については土壌水分量のみに依存する手法から、水・ 氷、土壌鉱物の熱伝導率を用いて求める手法 (Farouki 1981) に変更している。

(2) 熱・水収支の精緻化

熱・水収支の計算について、インプリシット法で仮 積分する手法 (佐藤・里田 1989) から、NCAR-CLM (Oleson et al. 2010) を参考に繰り返し計算によりフ ラックスの交換係数を陰的に求める手法に変更した。 また、各種抵抗や土壌表層湿潤度のパラメータβ(後 述)について、Oleson et al. (2010) によるものに準拠 するように変更した。これらの変更により、キャノピー 温度の計算安定性が向上し、また熱・水蒸気フラック スの地点観測値との整合性が改善した。

(3) 積雪・土壌の精緻化

積雪

L1SiB では積雪を下草・裸地面上の氷として簡便に 表現するのみであったが、新 SiB では積雪密度などの 物性を扱い、最大4層からなる積雪層を導入した。iSiB ではさらに熱特性の改良も加えることにより、冬季の 大気下層の低温バイアス(後述)を緩和した。具体的に は、積雪密度については圧密効果のみを考慮していた もの(山崎ほか 1991;木下 1963)から、加えて変質効果 と融雪効果も考慮するもの(Anderson 1976)に変更し た。積雪熱伝導率については積雪密度に依存する経験 式である点は変わらないが、Sturm et al. (1997)によ るものから、より大きな値になりやすい Jordan (1991) によるものに変更した。

土壌

L1SiB では土壌温度は1層の強制復元法、土壌水分 量は3層の水収支式により予測していたが、iSiB では 両者を配置する層を7層に増やし、さらに土壌温度は 熱伝導方程式を解いて予測するように変更した。また、 土壌温度・水分量の定義位置が同一になったことを活 かして、熱伝導率の土壌水分量依存性や土壌水分量の 相変化などを考慮するように変更した。これらの変更 により、土壌中のエネルギー保存性や、地上気温の日 変化における位相の遅れが改善された。

土壌水分量気候値の見直し

GSM の陸面過程においては、土壌水分量初期値とし て気候値を用いている。L1SiB では、降水および気温 の観測値を用いて算出された気候値 (Willmott et al. 1985)を用いていたが、観測年代が古く、また iSiB の モデル特性と整合していないという問題があった。そ のため、iSiB のオフラインモデル⁶ により作成した気 候値に変更した。オフラインモデルで使用する大気強 制力は、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al. 2015)の補正値⁷ とした。ただし、大気強制力 については GSM1705 においてもさらに変更している (次項参照)。

(4) GSM1603 における iSiB のインパクト

以上の改良により、L1SiBの夜間における下向き潜 熱過小、上向き潜熱過大、積雪域の地表面温度の高温 バイアス(図略)、地上付近の高温・多湿バイアスなど が改善されたが、同時に、冬季の大気下層の低温バイ アスが生じてしまった(図 3.7.6、図 3.7.7)⁸。

この低温バイアスの原因を分析するため、長波放射 の対 CERES 誤差を用いて確認する。大気下端下向き 長波放射 (図 3.7.8) は L1SiB と iSiB の両方で大部分 の領域において過少である一方で、大気下端上向き長 波放射 (図 3.7.9) は L1SiB では過多な領域が広く、逆 に iSiB では過少な領域が広い。つまり、L1SiB のとき は地表面に入射する長波放射が過少である誤差を、過 剰に多くの大気下端上向き長波放射を返すことにより 補償していたが、iSiB ではそのような補償を行わなく なっている。これは、積雪が持つ特性:

- (a) アルベドの増加
- (b) 熱伝導率の減少 (断熱効果)
- (c) 熱容量の減少 (断熱効果)

⁶ 大気モデルと切り離す代わりに、大気最下層の値を観測値 や解析値などで与え、陸面モデル単体で予報するモデル (草 開 2012)。

⁷ JRA-55 の降水量を衛星観測値から作成された GSMaP (JAXA 2018) に基づいて補正したもの。

⁸ 図 3.7.7 の CNTL に見られる地上付近の高温バイアスが図 3.7.6 の CNTL には見られないのは、図 3.7.6 の対ゾンデの 検証範囲が 1000 hPa 以下の気圧であり、図 3.7.7 の SYNOP の高度を捕捉できていないためである。



 図 3.7.6 2014 年 1 月の北半球における比湿 [g kg⁻¹](上) と気温 [K](下)の対ゾンデ検証による鉛直プロファイル。
 左から順に、L1SiB の平均誤差(左: CNTL)、iSiB の平 均誤差(中: TEST)、RMSE 差(右: TEST-CNTL)である。



図 3.7.7 2014 年 1 月の 2 m 気温の対 SYNOP 誤差 [K]。 L1SiB (左: CNTL) と iSiB (右: TEST)。



図 3.7.8 2014 年 1 月の大気下端下向き長波放射 (RLDB) の 対 CERES 誤差 [W m⁻²]。L1SiB (左: CNTL) と iSiB (右: TEST)。



図 3.7.9 2014 年 1 月の大気下端上向き長波放射 (RLUB) の対 CERES 誤差 [W m⁻²]。L1SiB (左:CNTL) と iSiB (右:TEST)。



図 3.7.10 2014 年 1 月の 2m 気温の対 SYNOP 誤差 [K]。 iSiB 単体の改良(左: CNTL)と GSM1603 全体の改良 (右: TEST)を加えている。

のうち、L1SiBでは (a) のみを考慮していたが、iSiBで は全てを考慮できるようになり、大気下層が冷えやす くなったために生じていると考えられる。このように 当初の iSiB では、大気下端下向き長波放射過少の中、 積雪が本来の性質を持つようになった結果、低温バイ アスが引き起こされていた。

さらに、iSiB については、CEOP (Coordinated Energy and Water Cycle Observations Project)の観測 データ⁹を使ったオフライン実験・検証において、積 雪時の顕熱・潜熱フラックスや地表面輝度温度の表現 が L1SiB より観測値に近づいたことから、陸面過程単 体の性能として改善されていることがわかった。この 結果を受けて、根本原因である大気下端下向き長波放 射過少を緩和するための雲過程の改良や、海氷過程が 原因で生じていた低温バイアスの改善などの他の物理 過程を見直す対応も行い、低温バイアスを緩和するこ とができた(第1.1.7項)。その結果は図 3.7.10 に示す 通りである。

3.7.4 GSM1705 における改良

GSM1603 では地上付近の予測精度が多くの点で改善したが、導入に至らなかった改良もあり、また夏季の中央アジアなどの乾燥域での夜間の高温バイアス、その他の陸域の多くでの多湿バイアスという課題が残った。そのため、GSM1705 では、陸面パラメータの更新や各種手法の変更などのさらなる改良を施しつつ、これらのバイアスの緩和を行った。

(1) 陸面パラメータの更新

LAI・緑葉割合・植生被覆率の更新

いずれも植生タイプ別の値であったが、LAI・緑葉 割合については MODIS 観測値 (Myneni et al. 2002)

⁹ 検証に用いた観測地点はカナダ内陸部にある BERMS (Boreal Ecosystem Research and Monitoring Sites) の Old Jack Pine (https://archive.eol.ucar.edu/projects/ ceop/dm/insitu/sites/clic/berms/OJP/) であり、ここ には常緑針葉樹が広がっている。

に基づく植生タイプ別、月別、緯度帯別¹⁰の値に変更 し、植生被覆率については衛星観測値などに基づく森 林被覆データ (DeFries et al. 2000)、耕作地被覆デー タ (Ramankutty et al. 2008)を新たに考慮して作成し たものに変更した¹¹。これらの変更により、植生につ いて近年の衛星観測値が反映されるようになり、特に LAI については過大傾向であったものが緩和された。

土壌特性の利用強化

HWSD のうち、GSM1603 から利用していた topsoil (0-30 cm) の砂・粘土含量に加えて subsoil (30-100 cm) の砂・粘土含量、topsoil (0-30 cm) の有機 炭素量 (Chen et al. 2012) も利用するように変更した。 subsoil に関する変更により、土壌の鉛直非一様性の表 現を向上させることができた。また、有機炭素量に関 する変更により、地熱フラックス過多が抑制され、夜 間の高温バイアスが緩和された。

(2) 放射・アルベドの見直し

砂漠の裸地面アルベドの見直し

GSM1603 で導入した MODIS 観測値を太陽天頂角 と土壌水分量で補正する手法 (Liang et al. 2005) か ら、MODIS 観測値を太陽天頂角のみから補正する手 法 (Briegleb et al. 1986) に変更した。

森林キャノピーギャップの導入

放射収支について、森林キャノピーギャップ (Pomeroy et al. 2002)を考慮するように変更した。この変更によ り、林床に到達する短波放射が増加し、キャノピー温 度の過大な温度上昇が抑えられることによって、顕熱 フラックスが抑制された。

(3) 熱・水蒸気・運動量フラックス交換スキームの変更気孔抵抗の変更

気孔抵抗について、Jarvis (1976)の経験式から Collatz et al. (1991)の光合成モデルに変更した。この変 更により、不確実性を持つパラメータを減らすことが できた。

下草断熱効果の導入

土壌表層の熱伝導率について、下草断熱効果を考慮 するように変更した。この変更により、大気-土壌間の 断熱効果が増加し、地熱フラックス過多が抑制された。

¹⁰ 低緯度 (< 23.5°)、中緯度 (≥ 23.5°, < 55°)、高緯度 (≥ 55°)

¹¹ キャノピー・下草被覆率(後述)の和が概ね USGS の植生 被覆データ(Broxton et al. 2014)と等しくなるように作成 している。また、植生タイプが「森林」などの場合はキャノ ピー被覆率として GLCF の森林被覆データ(DeFries et al. 2000)を使用し、植生タイプが「耕作地」の場合は耕作地被覆 の下草被覆率に対する寄与を、EarthStat の耕作地被覆デー タ(Ramankutty et al. 2008)に基づいて考慮している。

粗度長や蒸散パラメータの調整

粗度長や蒸散パラメータについて、10m 風速の地上 観測値、潜熱の地点観測値などと整合するように調整 を行った。この変更により、夏季の大気下層の高温バ イアスを緩和することができた。

(4) 土壌の変更

土壌水分移動スキームの変更

土壌水分移動スキームに用いる透水係数について、 Clapp and Hornberger (1978) によるものから van Genuchten (1980), Dharssi et al. (2009) によるもの に変更し、さらに水蒸気移動効果 (Bittelli et al. 2008; Saito et al. 2006) も考慮するように変更した。この変 更により、潜熱フラックスが増加し、高温バイアスが 緩和された。

土壌水分量気候値の見直し

GSM1603 で導入した土壌水分量気候値には過多傾 向などの問題があったため、オフラインモデルで使用 する大気強制力を変更して気候値を作成し直した。具 体的には、大気強制力を JRA-55 から、NOAA-CIRES 20th Century Reanalysis (20CR)の衛星観測値などに 基づく補正値であり、GSWP3 (Global Soil Wetness Project Phase 3; Kim 2017) で使用されたものに変更 した。

3.7.5 今後の改良

GSM1603, GSM1705 では GSM8911 での L1SiB 導 入以来の大幅な改良が陸面過程に施され、これらが GSM の予測精度向上に大きく貢献した。今後も GSM の予測精度を向上させていくためには、陸面過程を改 良させていくことが不可欠である。現在は、陸面過程 をさらに精緻化するため、考慮されていない要素(湖 モデルなど)の導入やタイル化 (Kimura 1989; Koster and Suarez 1992) などについて検討を進めている。ま た、各種のパラメータや手法についても、最新の知見 を反映して見直していくように引き続き努めていく。

付録 3.7.A 現行の仕様

本項では、GSM1705 における陸面過程の仕様につい て説明する¹²。陸面過程の構成要素やその分類は文献 により説明が異なり、特に注意が必要であるため、こ こではやや詳細に述べる。

iSiB では地面を下草または裸地面を表すもの、地表 面を平井・堀田 (2009) による「地面から大気最下層ま での植生を含む空間」という定義と同様の広い範囲を 表すものと定義して、使い分けている。

陸面過程では、構成要素として、植生キャノピー・キャ ノピー空間・地面 (下草または裸地面)・積雪・土壌を考え (図 3.7.2)、各構成要素における熱・水収支を計算する。 本項では、それぞれを添え字のc, a, g(g, bs), sn, slで 表す。

植生キャノピー (以下、キャノピーと呼ぶ) は植生タ イプが「森林」の場合は樹木および灌木の樹冠を、「草 原」の場合は草全体を表す。また、「森林」の場合は林 床に生えている下草を考慮する。それらの存在割合は それぞれキャノピー被覆率・下草被覆率により表され る。キャノピー空間はキャノピーに覆われた空間のこ とを表し、大気との熱・水蒸気フラックスの交換経路 として使用される(図 3.7.12、図 3.7.13)。裸地面は、 地面のうち下草で覆われていない部分を表し、土壌水 分の裸地面蒸発が考慮される。積雪は、空気・水・氷 により構成されていると考え、その層構造は積雪表層 に加え最大4層で離散化する。なお、層数は積雪深に 応じて変化させる。土壌は、土壌粒子・空気・水・氷 により構成されていると考え、その層構造は土壌表層 に加え固定の7層で離散化する。各構成要素では、温 度・水分量(氷量)を予測する。積雪では積雪年齢、積 雪密度も予測し、また積雪年齢を用いて積雪アルベド を診断する。

また、使用しているパラメータは以下の通りである。

 植生関連 植生タイプ分布、キャノピー・下草のLAI (LAI_c, LAI_g)、キャノピー・下草の緑葉割合 N_{grn,c}, N_{grn,g}、植生被覆率(キャノピー・下草被覆率 f_c, f_g)、キャノピー・下草の根長、キャノピーの下端・ 上端高さ z₁, z₂、気孔抵抗関連パラメータ(カル ボキシル化最大速度 V_{max}、根の分布パラメータ など)、粗度長 z₀、ゼロ面変位 d。

- 放射・アルベド関連
 放射関連パラメータ(葉の反射率・透過率など)、
 裸地面アルベド気候値。
- 積雪・土壌関連 積雪・土壌層厚 Δz_{sn}, Δz_{sl}、土壌特性(砂・粘土 含量、有機炭素量)、土壌水分量気候値。

熱・水収支

陸面過程における熱・水収支は、キャノピー、地面 の2層モデルについて計算される。

キャノピー・地面温度

キャノピー・地面温度 T_c, T_g は、熱収支に基づいて 次のように予測される。

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_c^n - H_c - L_{vap} E_c \tag{3.7.1}$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_g^n - H_g - L_{vap} E_g - G_g \qquad (3.7.2)$$

ここで、添え字 c, g はそれぞれキャノピー、地面を表 し、C は熱容量、 R^n は正味放射、H は顕熱、E は水 蒸気、 L_{vap} は気化潜熱、 G_g は地中伝導熱である。地 面温度 T_g は、無積雪域では下草・土壌表層温度 $T_{sl,g}$ を、積雪域では積雪表層温度 $T_{sn,g}$ を表す。

ただし、キャノピー熱容量 *C_c* は小さく、キャノピー 温度は急激に変化する。そのため、GSM の積分時間間 隔に比べてキャノピー温度が変化する時間は短く、*T_c* の計算では計算不安定が起きる可能性がある。そこで、 計算安定性を確保するため、現行の仕様ではニュート ン・ラフソン法によりフラックスの交換係数を陰的に 求める以下の手法を用いている。ここで、右上添え字 の*i* は繰り返し回数、* は平衡状態を表す。

- 1. キャノピー・地面温度の初期値 T_c^1, T_a^1 を用意する。
- 2. 各抵抗 $r_{ah}^{i}, r_{b}^{i}, r_{d}^{i}, r_{lit}^{i}$ の値を計算する。
- 3. 各フラックス *R^{n, i}*, *Hⁱ*, *L_{vap} Eⁱ*, *Gⁱ_g* の値を計算 する。
- 4. キャノピー・地面温度の更新値 T_c^{i+1}, T_g^{i+1} を計算 する。例えば、 T_c^{i+1} の場合は次のようになる。

$$\begin{aligned} T_c^{i+1} &= T_c^i + \Delta T_c^i \\ \Delta T_c^i &= -\frac{R_c^{n,i} - H_c^i - L_{vap} E_c^i}{\left(\frac{\partial R_c^n}{\partial T_c}\right)^i - \left(\frac{\partial H_c}{\partial T_c}\right)^i - L_{vap} \left(\frac{\partial E_c}{\partial T_c}\right)^i} \end{aligned}$$

平衡状態の判定条件

 $|L_{vap} E_c^{i+1} - L_{vap} E_c^i| < 0.1 \,\mathrm{W \, m^{-2}},$ $|\Delta T_c^{i+1}| < 0.01 \,\mathrm{K}, \quad |\Delta T_c^i| < 0.01 \,\mathrm{K}$

の全てを満たした場合は 5. に進み、そうでない場 合は 2. – 4. を再計算する $(2 \le i + 1 \le 20)$ 。

5. 各抵抗を平衡状態の T_c^*, T_g^* から計算し、各フラックスをこれらと初期値 T_c^1, T_g^1 から計算する。例えば、 H_c の場合は次のようになる。

$$H_c = -C_p \,\rho_{atm} \frac{T_a^1 - T_c^1}{r_b^*}$$

キャノピー・下草保水量

キャノピー・下草保水量 $M_c, M_g \, [\text{kg m}^{-2}]$ は次のように予測される。

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = I_{cept, c} - E_c^e \tag{3.7.3}$$

¹² なお、巻末付録 A.9 では仕様の概略を説明している。



図 3.7.11 現行の iSiB における水の移動経路。ただし、キャ ノピー・下草の根長が土壌第 7 層まで届く場合である。正 確には、「蒸発」は蒸発・昇華から結露・霜を差し引いた ものを表す。また、「雨」は雪を、「水」は氷を、「樹冠通 過雨」は保水・氷滴下 (drip)を、「積雪含水」は積雪含水 移動、凍結、融雪を、「土壌水分」は凍結、融解を含む。

$$\frac{\partial M_g}{\partial t} = I_{cept, g} - E_g^e \tag{3.7.4}$$

ここで、 I_{cept} は降水の遮断、 E^e は遮断蒸発(遮断損 失)である。ただし、 T_c , T_g が水の氷点下であるとき、 M_c , M_g はそれぞれ氷量を表す。

降水の配分

現実植生において、大気から注ぐ降水である林外雨 (gross rainfall) は、一部は植生により遮断 (interception) され、残りは樹冠通過雨 (throughfall) もしくは 樹幹流 (stem flow) になる (浦野ほか 2009)。iSiB にお いては、植生としてキャノピー・下草を考え、樹幹流 を無視して、次のように定式化する (図 3.7.11)。

$$P_g = I_{cept} + T_{fall} \tag{3.7.5}$$

ここで、 P_g は林外雨 [kg m⁻² s⁻¹]、 I_{cept} (= $I_{cept,c}$ + $I_{cept,g}$) は遮断、 T_{fall} は樹冠通過雨である。

樹冠通過雨の配分

樹冠通過雨 T_{fall} [kg m⁻² s⁻¹] は、表面流出 (surface runoff) R_{off} 、土壌への浸透 (infiltration) Q_{infl} 、積雪 の水貯留に配分される。

$$T_{fall} = R_{off} + Q_{infl} + (Q_{sn, infl} - Q_{sn, drng})$$
(3.7.6)

ここで、積雪の水貯留は、積雪への浸透 $Q_{sn,infl}$ より 積雪からの重力排水 (gravitational drainage) $Q_{sn,drng}$ を差し引いて計算する。なお、無積雪域では両者は 0 となる。

全流出

全流出 (total runoff) R_{total} [kg m⁻² s⁻¹] は、表面流 出 R_{off} と土壌からの重力排水 Q_{drng} の和として計算 される。

$$R_{total} = R_{off} + Q_{drng}$$

$$= T_{fall} - (Q_{infl} - Q_{drng})$$

$$(3.7.7)$$

$$-\left(Q_{sn,\,infl}-Q_{sn,\,drng}\right) \tag{3.7.8}$$

(2) 地表面フラックス

大気モデルに対して与えるものは、顕熱フラックス H、水蒸気フラックス E、東西・南北方向の運動量フ ラックス τ_x , τ_y 、キャノピー・地面のアルベド α_c , α_g 、 温度 T_c , T_g である。

顕熱フラックス

大気モデル-陸面過程間の熱・水蒸気フラックス交換 を計算する際には、キャノピー群落内およびキャノピー 葉面からの乱流輸送効果を表現するために、それぞれ の空気力学的抵抗を考え、電気回路に模した交換経路 を考える(図 3.7.12、図 3.7.13)。

大気-キャノピー空間間の顕熱フラックス H は、キャ ノピー空間-キャノピー間の顕熱フラックス H_c 、キャ ノピー空間-地面間の顕熱フラックス H_g の和として次 の関係が成り立つ。

$$H = H_c + H_q \tag{3.7.9}$$

各フラックスの計算にはバルク式を用いるが、バルク 係数 C および風速 V_{atm} による表示ではなく、熱交換 のされ難さを表す空気力学的抵抗 $r \equiv 1/(CV_{atm})$ によ る表示を用いる。

$$H = -C_p \,\rho_{atm} \frac{\left(\theta_{atm} - T_a\right)}{r_{ah}} \tag{3.7.10}$$

$$H_c = -C_p \,\rho_{atm} \frac{\left(T_a - T_c\right)}{r_b} \tag{3.7.11}$$

$$H_g = -C_p \,\rho_{atm} \frac{\left(T_a - T_g\right)}{r_d} \tag{3.7.12}$$

ここで、 C_p は空気の定圧比熱、 ρ_{atm} , θ_{atm} はそれぞれ 大気モデル最下層の密度、温位、 T_a はキャノピー空間 温度、 T_c はキャノピー温度、 T_g は地面温度、 r_{ah} , r_b , r_d は各構成要素間の空気力学的抵抗である (Oleson et al. 2010)。なお、キャノピー空間温度 T_a と温位 θ_a は等し いと仮定している。抵抗表示を用いると、電気回路に おいてオームの法則 I = V/Rに基づいて電流 I を計 算するのと同様に、各フラックスを計算することがで きる。

(3.7.9) 式 – (3.7.12) 式を T_a について解けば

$$T_a = \frac{\theta_{atm}/r_{ah} + T_c/r_b + T_g/r_d}{1/r_{ah} + 1/r_b + 1/r_d}$$
(3.7.13)

と表せ、これより、各抵抗が求まれば H を計算できる。


水蒸気フラックス

顕熱フラックスと同様に、大気–キャノピー空間間の 水蒸気フラックス Eは、キャノピー空間–キャノピー間 の蒸発フラックス E_c^e および蒸散フラックス E_c^t 、キャ ノピー空間–下草間の蒸発フラックス E_g^e および蒸散フ ラックス E_g^t 、キャノピー空間–裸地面間の蒸発フラッ クス E_{bs} の和として次の関係が成り立つ。

$$E = E_c^e + E_c^t + E_g^e + E_g^t + E_{bs}$$
(3.7.14)

両辺のうち E, E_c^e, E_g^e については次のように表される。

$$E = -\rho_{atm} \frac{\left(q_{atm} - q_a\right)}{r_{ah}} \tag{3.7.15}$$

$$E_{c}^{e} = -\rho_{atm} \frac{\left(q_{a} - q_{sat}^{T_{c}}\right)}{r_{b}} f_{wet, c} \qquad (3.7.16)$$

$$E_{g}^{e} = -\rho_{atm} \frac{\left(q_{a} - q_{sat}^{T_{g}}\right)}{r_{d}} f_{wet,g} f_{g} \qquad (3.7.17)$$

ここで、 q_{atm} は大気モデル最下層の比湿、 q_a はキャ ノピー空間の比湿、 r_b , r_d はそれぞれの構成要素間の 空気力学的抵抗、 $q_{sat}^{T_c}$, $q_{sat}^{T_g}$ は T_c , T_g での飽和比湿、 $f_{wet, c}$, $f_{wet, g}$ はキャノピー・下草の保水率(葉面におけ る最大保水量 $M_{c,max}$, $M_{g,max}$ に対する保水量 M_c , M_g の比)から計算される保水被覆率、 f_g は下草被覆率で ある。なお、最大保水量 $M_{c,max}, M_{g,max}$ は、水・氷、 キャノピー・下草などに依存する定数 C_{max} を用いて 次のように求めている。

$$M_{max} = C_{max} \cdot LAI \cdot \rho_{wtr} \tag{3.7.18}$$

蒸散フラックス E_c^t , E_g^t を表現する際には、空気力学 的抵抗 r_b だけでなく植物気孔内の空気中の拡散抵抗を 表し気孔開度などに依存するキャノピー・下草の気孔 抵抗 (stomatal resistance) $r_{stm,c}$, $r_{stm,g}$ も合わせて 考慮する必要がある。これら 2 つの抵抗は直列に作用 すると考え、

$$E_{c}^{t} = -\rho_{atm} \frac{\left(q_{a} - q_{sat}^{T_{c}}\right)}{r_{b} + r_{stm,c}} \left(1 - f_{wet,c}\right) \qquad (3.7.19)$$

$$E_g^t = -\rho_{atm} \frac{\left(q_a - q_{sat}^{I_g}\right)}{r_d + r_{stm,g}} \left(1 - f_{wet,g}\right) f_g \quad (3.7.20)$$

と表す。ここで、蒸散は保水被覆のない部分でのみ起 こると考えている。気孔抵抗 r_{stm} には Collatz et al. (1991)の光合成モデルを採用している。 r_{stm} [m⁻¹s]の 実装にあたっては、Oleson et al. (2010) に倣い、個葉 の気孔抵抗 r_s [µmol⁻¹ m²s] から次のように換算する。

$$r_{stm} = r_s \cdot LAI \cdot N_{grn} \left(\frac{p_{atm}}{R_{gas} \ \theta_{atm}} \times 10^{-9} \right)$$
(3.7.21)

$$\frac{1}{r_s} = m \frac{A}{c_s} \frac{e_s}{e_i} p_{atm} + b \tag{3.7.22}$$

ここで、 N_{grn} は緑葉割合、 p_{atm} , θ_{atm} は大気モデ ル最下層の気圧 [Pa]、温位 [K]、 R_{gas} は気体定数 [kmol⁻¹ Pam³ K⁻¹]、m は植生タイプ別の経験的定数、 c_s は葉面上の二酸化炭素分圧 [Pa]、 e_s は葉面上の水蒸 気圧 [Pa]、 e_i はキャノピー・下草温度における飽和水 蒸気圧 [Pa]、 $b \equiv 2000 \,\mu\text{mol}\,\text{m}^{-2}\,\text{s}^{-1}$ は最小気孔コン ダクタンス、A は葉の光合成 [µmol CO₂ m⁻² s⁻¹] であ る。なお、A は放射フラックス、キャノピー・下草温 度、土壌水分量などに依存する。

最後に、キャノピー空間-裸地面間の蒸発フラックス E_{bs} は、両者間の抵抗の和をひとまず r_{abs} とおけば次 のように表される。

$$E_{bs} = -\rho_{atm} \frac{\left(q_a - q_s\right)}{r_{abs}} \ (1 - f_g) \tag{3.7.23}$$

ここで、q_s は裸地面比湿である。ただし、裸地面比湿 q_s は、大小様々な間隙が発達している不均一な地表面 において平均化された値のことを表しているため、現実 には測定が難しく、定式化に向いていない (近藤 1994, 2000)。そのため、E_{bs} を定式化する際には、抵抗 r_{abs} に加え、裸地面比湿 q_s の扱いについても考える必要 がある。後者については、土壌湿潤度を表すパラメー タを導入することにより表現する各種手法が考えられ ている。現行の仕様では、土壌表層間隙における相対 湿度 α (Philip 1957; Oleson et al. 2004) と蒸発効率 β (Lee and Pielke 1992; Sakaguchi and Zeng 2009; Oleson et al. 2010) を合わせて用いる次の $\alpha\beta$ 法を採 用している ¹³。

$$\alpha = \exp\left(\frac{\psi_{1} g}{R_{vap} T_{sl,1}}\right)$$
(3.7.24)
$$\beta = \begin{cases} \frac{1}{4} \left[1 - \cos\left(\frac{\theta_{1}}{\theta_{fc}}\pi\right)\right]^{2} & \theta_{1} < \theta_{fc} \\ 1 & \theta_{1} \ge \theta_{fc} \ddagger c \ddagger \\ 1 & \chi \mathbf{k} \cdot \text{結露 する } c \ddagger \end{cases}$$
(3.7.25)

ここで、 ψ_1 は土壌第1層の土壌水分マトリックポテン シャル、gは重力加速度、 R_{vap} は水蒸気の気体定数、 $T_{sl,1}$ は土壌第1層温度、 θ_1 は土壌第1層水分の体積含 水率、 θ_{fc} は圃場容水量 (field capacity)の体積含水率 である。また、抵抗 r_{abs} としては空気力学的抵抗 r_d お よびリター(落葉落枝)層抵抗 (litter layer resistance; Sakaguchi and Zeng 2009) r_{lit} を考える。 r_{lit} は、積雪 深から有効リター面積指数などを計算することにより 求められる。したがって、 E_{bs} は次のように表される。

$$E_{bs} = -\rho_{atm}\beta \frac{\left(q_a - \alpha q_{sat}^{T_g}\right)}{r_d + r_{lit}} \ (1 - f_g) \qquad (3.7.26)$$

(3.7.13)式を T_a について解いたのと同様に、 q_a について解けば

$$q_{a} = \frac{q_{atm}/r_{ah} + q_{sat}^{T_{c}}/r_{b}' + q_{sat}^{T_{g}}/r_{d}' + \alpha q_{sat}^{T_{g}}/r_{abs}'}{1/r_{ah} + 1/r_{b}' + 1/r_{d}' + 1/r_{abs}'}$$
(3.7.27)

と表せる。ここで、 r'_b, r'_d, r'_{abs} は各式中の抵抗、被覆 率、 β から計算される合成抵抗である。各抵抗が求ま れば、Eを計算できることがわかる。

運動量フラックス

大気-陸面間の東西・南北方向の運動量フラックス *τ_x*, *τ_y* は、次のように表される。

$$\tau_x = -\rho_{atm} \frac{\left(u_{atm} - u_s\right)}{r_{am}} \tag{3.7.28}$$

$$\tau_y = -\rho_{atm} \frac{\left(v_{atm} - v_s\right)}{r_{am}} \tag{3.7.29}$$

ここで、 $\rho_{atm}, u_{atm}, v_{atm}$ は大気モデル最下層の密度・ 東西風速・南北風速、 $u_s, v_s (\equiv 0)$ は地表面の東西風速・ 南北風速、 r_{am} は運動量の空気力学的抵抗である。

 r_{ah}, r_{am} は、Oleson et al. (2010) に倣ってゼロ面変 位 d、熱・水の粗度長 z_{0h} 、水蒸気の粗度長 z_{0m} 、Monin-Obukhov の長さ L、大気の東西・南北風速 u_{atm}, v_{atm} から求められる。

¹³ 正確には、プログラム内では、比湿 q ではなく水蒸気圧 $e = (p_s/\epsilon)q$ を変数として計算している。 ゼロ面変位 *d* は、有効植生被覆率による補正を考慮 して次のように計算される (Blümel 1999)。

$$d = f_c^{eff} d_v \tag{3.7.30}$$

ここで、 f_c^{eff} は有効植生被覆率、 d_v は密な森林におけるゼロ面変位であり、それぞれ LAI_c などから計算する被覆重み V_f 、キャノピーの上端高さ z_2 を用いて次のように求められる (Zeng and Wang 2007)。

$$f_c^{eff} \equiv V_f \cdot f_c \tag{3.7.31}$$

$$d_v \equiv 0.667 \, z_2 \tag{3.7.32}$$

熱・水蒸気の粗度長 z_{0h} は、運動量の粗度長 z_{0m} 、 無次元パラメータ kB^{-1} を用いて次のように診断する (Owen and Thomson 1963)。

$$z_{0h} = z_{0m} \exp\left(-kB^{-1}\right) \tag{3.7.33}$$

$$kB^{-1} \equiv \frac{C(f_c^{eff})}{\ln\left(\frac{z_a-d}{z_{0m}}\right)} - \ln\left(\frac{z_a-d}{z_{0m}}\right)$$
(3.7.34)

ここで、 $C(f_c^{eff})$ は中立成層時の輸送係数である。

運動量の粗度長 *z*_{0m} は、大気モデル最下層の高度 *z*_a などを補正して計算される (Blümel 1999)。

$$z_{0m} = (z_a - d) \exp\left(-\frac{k V_{atm}}{u_*}\sqrt{FAC}\right) \quad (3.7.35)$$

ここで、k はカルマン定数、V_{atm} は大気モデル最下層 の風速、u_{*} は摩擦速度、FAC は積分普遍関数などを 用いて表される安定度因子である。

放射フラックス

キャノピー・地面からの正味放射フラックス

$$R_c^n = S_c + L_c (3.7.36)$$

$$R_g^n = S_g + L_g \tag{3.7.37}$$

は、2 流近似 (Coakley and Chýlek 1975) に基づいて それぞれの短波放射・長波放射を計算することにより 求める (Sellers 1985)。特に、短波放射については直達 光・散乱光を計算する。

キャノピーにおける上向き短波放射フラックス $S_{c,b}$, $S_{c,d}$ は、次のように計算される。

$$S_{c, b} = f_{c} \Big[(1 - \alpha_{c, b}) - (1 - \alpha_{g, b}) \mathcal{T}_{c, b}^{b} \\ - (1 - \alpha_{g, d}) \mathcal{T}_{c, b}^{d} \Big] S_{atm, b}^{\downarrow}$$
(3.7.38)
$$S_{c, d} = f_{c} \Big[(1 - \alpha_{c, d}) - (1 - \alpha_{g, d}) \mathcal{T}_{c, d}^{d} \Big] S_{atm, d}^{\downarrow}$$
(3.7.39)

ここで、添字b, dはそれぞれ直達光・散乱光を表し、 S_{atm}^{\downarrow} は大気からの下向き短波放射、 α はアルベド、 $\mathcal{T}_{c,b}^{b}, \mathcal{T}_{c,d}^{b}$ は直達光のキャノピー透過率(直達・散乱)、 $\mathcal{T}_{c,d}^{d}$ は散乱光のキャノピー透過率である。

同様に地面における正味短波放射フラックス $S_{g,b}$, $S_{g,d}$ は、次のように計算される。

$$S_{g,b} = \left\{ (1 - f_c)(1 - \alpha_{g,b}) + f_c \left[(1 - \alpha_{g,b}) \mathcal{T}^b_{c,b} - (1 - \alpha_{g,d}) \mathcal{T}^b_{c,d} \right] \right\} S^{\downarrow}_{atm,b}$$

$$(3.7.40)$$

$$S_{g,d} = \left[(1 - f_c)(1 - \alpha_{g,d}) + f_c(1 - \alpha_{g,d}) \mathcal{T}^d_{c,d} \right] S^{\downarrow}_{atm,d}$$

$$(3.7.41)$$

また、キャノピー・地面における正味長波放射フラックス L_c , L_g は、並行平板キャノピーを仮定し、キャノピーによる吸収・透過、地面による吸収・反射を考慮して求める。

$$L_{c} = f_{c} \left(L_{atm}^{\downarrow} - L_{cg}^{\downarrow} + L_{gc}^{\uparrow} - L_{ca}^{\uparrow} \right)$$

$$L_{g} = (1 - f_{c}) \left(L_{atm}^{\downarrow} - L_{ga}^{\uparrow} \right) + f_{c} \left(L_{cg}^{\downarrow} - L_{gc}^{\uparrow} \right)$$
(3.7.42)

(3.7.43) 以上より、正味放射フラックス *Rⁿ_c*, *Rⁿ_q* は、各アル

以上より、正味放射ノラックス R^{*}_c, R^{*}_g は、谷アル ベドが求まれば大気モデルからの放射に基づいて計算 できる。

(3) アルベド

地表面アルベド α_s は、地表面被覆(キャノピー、下 草・裸地面、積雪)ごとに算出したアルベドについて、 被覆率に応じた加重平均を施すことにより計算される (概要は巻末付録 A.9 を参照)。

(4) 積雪

積雪では、地上気温や積雪の状態などを考慮して、 温度、含水量・氷量、密度、アルベドを予測する。層 構造は積雪表層に加え最大4層で離散化し、層数は積 雪深に応じて変化させる(図 3.7.14)。第 1–4 層の最 小・最大層厚は $\Delta z_{sn,1-4}$ [m] = (0.02 – 0.075, 0.07 – 0.16, 0.16 – 0.35, 0.33 – 10¹⁰) である。

積雪温度

積雪温度 *T*_{sn} は、エネルギー保存則およびフーリエの法則

$$C_{sn}\frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial G_{sn}}{\partial z} \tag{3.7.44}$$

$$G_{sn} = -\lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z} \tag{3.7.45}$$

を離散化した式に基づいて予測される(概要は巻末付録 A.9 を参照)。ここで、添え字のsnは積雪、kは第 k層を表し、Gは伝導熱フラックス(下向き正)、zは 積雪表面からの深さ、 λ は熱伝導率である。

上部境界条件は地面熱収支式、下部境界条件は土壌第 1層との熱伝導である。



図 3.7.14 積雪・土壌の層構造。ただし、積雪が全 2 層の場 合である。



図 3.7.15 土壌の層構造。ただし、無積雪域の場合である。

積雪含水量・氷量

積雪氷量 M_{sn} [kg m⁻²] は、次のように予測される。

$$\frac{\partial M_{sn}}{\partial t} = S_{fall} + (S_{frst} - S_{sub}) + (S_{frz} - S_{melt})$$
(3.7.46)

ここで、 S_{fall} は降雪、 S_{frst} は霜、 S_{sub} は昇華、 S_{frz} は凍結、 S_{melt} は融雪である。

同様に、積雪含水量 W_{sn} [kg m⁻²] は、次のように予 測される。

$$\frac{\partial W_{sn}}{\partial t} = (Q_{sn,infl} - Q_{sn,drng}) + (S_{dew} - S_{evap}) - (S_{frz} - S_{melt})$$
(3.7.47)

ここで、 $Q_{sn,infl}$ は積雪への浸透、 $Q_{sn,drng}$ は積雪からの重力排水、 S_{dew} は結露、 S_{evap} は蒸発である。なお、積雪含水量が最大含水量を超えた場合、超えた分は下層へ移動する。

積雪密度

積雪密度 ρ_{sn} [kg m⁻³] は、積雪の圧縮率 C_R (< 0) を 用いて次のように予測される (Anderson 1976; Oleson et al. 2010)。

$$\frac{1}{\rho_{sn}^{n+1}} = \frac{1}{\rho_{sn}^n} \left(1 + C_R^n \ \Delta t \right) \tag{3.7.48}$$

ここで、右上添え字のnは時刻を表し、 Δt は積分時間 間隔である。 C_R^n は、変質 C_{R1}^n 、圧密 C_{R2}^n 、融雪 C_{R3}^n の3つの効果の合計として次のように計算される。

$$C_R^n = C_{R1}^n + C_{R2}^n + C_{R3}^n \tag{3.7.49}$$

積雪アルベド

積雪アルベド α_{sn} は、時間経過に伴って減少すると いうエージング効果(例えば、青木 2009)を表現する ため、積雪表層の積雪年齢 Tage を用いて減少させられ る (Anderson 1976; Oleson et al. 2004)。 散乱光に対 する積雪アルベド α_{sn d} は

$$\alpha_{sn,d}^{n+1} = \left[1 - C_d F(\tau_{age}^{n+1})\right] \,\alpha_{sn,d}^0 \qquad (3.7.50)$$

$$F(\tau_{age}^{n+1}) \equiv 1 - \frac{1}{1 + \tau_{age}^{n+1}}$$
(3.7.51)

と計算され、直達光に対する積雪アルベド α_{sn.b} はこ の α_{sn.d} を用いて計算される。ここで、右上添え字の n+1は時刻を表し、 C_d は経験的パラメータ、 $F(\cdot)$ は積 雪年齢の単調増加関数、α⁰_{sn}は新雪の積雪アルベド(定 数)である。積雪年齢 au_{age}^{n+1} は次のように計算される。

$$\tau_{age}^{n+1} = \tau_{age}^n + \Delta \tau_{age}^n \tag{3.7.52}$$

$$\Delta \tau_{age}^{n} \equiv (r_{1}^{n} + r_{2}^{n} + r_{3}^{n}) \,\Delta t \qquad (>0) \qquad (3.7.53)$$

ここで、 r_1^n は水蒸気拡散による粒の成長効果、 r_2^n は水 の凍結効果、rⁿは積雪表面の汚れ効果を表す。ただし、 新雪増加による減少効果は、時刻n,n+1間の積雪増 加量 $\Delta w_{sn}^n [\text{kg m}^{-2}]$ を用いて次のように考慮される。

$$\tau_{age}^{n+1} = \tau_{age}^{n+1} \cdot \max\left(1 - 0.1\,\Delta w_{sn}^n, \ 0.0\right) \quad (3.7.54)$$

(5) 土壌

土壌では、植生タイプ、積雪の有無、土壌の状態 などを考慮して、温度と水分量を予測する。層構造 は土壌表層に加え固定の7層で離散化し、層厚は $\Delta z_{sl, 1-7} [m] = (0.02, 0.05, 0.12, 0.3, 0.5, 1.0, 1.5)$ °C ある (図 3.7.15)。

土壌温度

土壌温度 T_{sl} は、積雪温度 T_{sn} と同様に熱伝導方程 式に基づいて計算される。ただし、上部境界条件は地 面熱収支式(無積雪域)または積雪最下層との熱伝導 (積雪域)、下部境界条件は断熱である。

土壌水分量・氷量

土壌水分量Wは、リチャード方程式に基づいて予測 される。

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{1}{\rho_{wtr}\,\theta_{sat}} \left(-\frac{\partial Q}{\partial z} - S^t \right) \tag{3.7.55}$$

ここで、W は土壌水分飽和度 [m³m⁻³]、ρ_{wtr} は水 の密度 $[kg m^{-3}]$ 、 θ_{sat} は空隙率 $[m^3 m^{-3}]$ 、Q は水 フラックス(下向き正) [kg m⁻² s⁻¹]、S^t は根の吸水

土壌水分移動を表す水フラックスQは次のように計 算される。

$$Q = \rho_{wtr} K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1\right) + \rho_{wtr} K_v \frac{\partial \psi}{\partial z} \qquad (3.7.56)$$

ここで、K は透水係数 $[m s^{-1}]$ 、 K_v は水蒸気の透水係 数 [m s⁻¹]、ψ は土壌水分マトリックポテンシャル [m] であり、右辺第1項は土壌水分マトリックポテンシャ ルと重力ポテンシャルの差の効果、第2項は水蒸気移 動効果 (Bittelli et al. 2008; Saito et al. 2006) を表す。 さらに、Clapp and Hornberger (1978) による経験式 $\psi = \psi_{sat} W^{-B}$ (ψ_{sat} は飽和土壌水分マトリックポテ ンシャル, B は土壌特性に依存するパラメータ)を用 いれば、次のように変形できる。

$$Q = \rho_{wtr} D \frac{\partial W}{\partial z} + \rho_{wtr} K \qquad (3.7.57)$$

ここで、Dは土壌水分の拡散係数であり、次のように 計算される。 **n** /

$$D = -(K + K_v) \frac{\partial \psi}{\partial W}$$
(3.7.58)

$$= -(K+K_v) B \psi_{sat} W^{-B-1}$$
(3.7.59)

(6) データセット

現行の陸面過程および本節の検証に使用しているデー タセットは以下の通りである。

- 裸地面アルベドは、NASA の MODIS albedo product¹⁴ (Schaaf et al. 2002) に基づいて計算 している。
- 植生タイプ分布は、European Commission's Joint Research Center (JRC) $\mathcal O$ GLC2000^{15} (Global Land Cover 2000; Bartholomé and Belward 2005) を格子点値に内挿することにより作成している。
- LAI は、NASA の MODIS LAI product¹⁶ (Myneni et al. 2002) に基づいて作成している。
- 植生被覆率(キャノピー・下草被覆率)は、USGSの 1 km MODIS-based Maximum Green Vegetation Fraction¹⁷ (Broxton et al. 2014), GLCF \mathcal{O} 1 km Tree Cover Continuous Fields product¹⁸ (DeFries et al. 2000), EarthStat O Cropland and Pasture Area fraction¹⁹ (Ramankutty et al. 2008) O 3 \supset を用いて作成している。
- 土壌水分量初期値として用いる気候値は、 GSWP3²⁰ (Global Soil Wetness Project Phase

¹⁴ https://search.earthdata.nasa.gov/search ¹⁵ http://forobs.jrc.ec.europa.eu/products/ glc2000/glc2000.php

https://search.earthdata.nasa.gov/search

¹⁷ https://archive.usgs.gov/archive/sites/

landcover.usgs.gov/green_veg.html

¹⁸ http://glcf.umd.edu/data/treecover/

¹⁹ http://www.earthstat.org/

cropland-pasture-area-2000/

²⁰ http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GSWP3/index. html, https://www.isimip.org/gettingstarted/ details/4/

3; Kim 2017) で使用されたものを大気強制力とし たオフラインモデルにより作成している。

- 土壌特性としては、HWSD (Harmonized World Soil Database; FAO et al. 2012)の topsoil (0 – 30 cm)・subsoil (30 – 100 cm)の砂・粘土含量、 topsoil (0 – 30 cm)の有機炭素量を使用している。
- 陸面過程の検証には、NASAのCERES²¹ (Clouds and the Earth's Radiant Energy System; Wielicki et al. 1996)、UCARのCEOP²² (Coordinated Energy and Water Cycle Observations Project; Roads et al. 2007)のデータセットを使用している。

参考文献

- Anderson, E. A., 1976: A point energy and mass balance model of a snow cover. NOAA Technical Report NWS 19, National Weather Service. 150pp.
- 青木輝夫, 2009: 積雪のエージング効果. 天気, 56 (6), 73-74.
- Balsamo, G., P. Viterbo, A. Beljaars, B. van den Hurk, M. Hirschi, A. K. Betts, and K. Scipal, 2009: A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. J. Hydrometeor., 10, 623–643.
- Bartholomé, E. and A. S. Belward, 2005: GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26, 1959–1977.
- Best, M., M. Pryor, D. Clark, G. Rooney, R. Essery, C. Mnard, J. Edwards, M. Hendry, A. Porson, and N. Gedney, 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description Part 1: energy and water fluxes. *Geosci. Model Dev*, 4, 677–699.
- Bittelli, M., F. Ventura, G. S. Campbell, R. L. Snyder, F. Gallegati, and P. R. Pisa, 2008: Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *J. Hydrol.*, 362, 191– 205.
- Blümel, K., 1999: A Simple Formula for Estimation of the Roughness Length for Heat Transfer over Partly Vegetated Surfaces. J. Appl. Meteorol., 38, 814–829.
- Briegleb, B. P., P. Minnis, V. Ramanathan, and E. Harrison, 1986: Comparison of regional clear sky albedos inferred from satellite observations and model computations. J. Climate Appl. Meteor., 25, 214–226.

- Broxton, P. D., X. Zeng, W. Scheftic, and P. A. Troch, 2014: A MODIS-Based 1 km Maximum Green Vegetation Fraction Dataset. J. Appl. Meteor. Climat., 53, 1996–2004.
- Chen, Y. Y., K. Yang, W. J. Tang, J. Qin, and L. Zhao, 2012: Parameterizing soil organic carbon's impacts on soil porosity and thermal parameters for Eastern Tibet grasslands. *China Earth Sci.*, 55, 1001–1011.
- Clapp, R. B. and G. M. Hornberger, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resour. Res., 14, 601–604.
- Clark, D. B., L. M. Mercado, S. Sitch, C. D. Jones, N. Gedney, M. J. Best, M. Pryor, G. G. Rooney, R. L. H. Essery, E. Blyth, O. Boucher, R. J. Harding, and P. M. Cox, 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics. *Geosci. Model Dev.*, 4, 701–722.
- Coakley, J. A., Jr. and P. Chýlek, 1975: The twostream approximation in radiative transfer: Including the angle of the incident radiation. J. Atmos. Sci., 32, 409–418.
- Collatz, G. J., J. T. Ball, C. Grivet, and J. A. Berry, 1991: Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. Agric. For. Meteorol, 54, 107–136.
- Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp, and T. R. Ginn, 1984: A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Wat. Resour. Res.*, 20, 682–690.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. J. Geophys. Res., 83, 1889– 1903.
- DeFries, R. S., M. C. Hansen, J. R. G. Townshend, A. C. Janetos, and T. R. Loveland, 2000: A new global 1km data set of percent tree cover derived from remote sensing. *Global Change Biol.*, 6, 247– 254.
- de Vries, D. A., 1963: Thermal Properties of Soils. In: Physics of the Plant Environment. van Wijk, W. R. (editor), North Holland Publishing Company, 210– 235 pp.
- Dharssi, I., P. L. Vidale, A. Verhoef, B. Macpherson, C. Jones, and M. Best, 2009: New soil physical properties implemented in the Unified Model at PS18. 33pp.

²¹ https://ceres.larc.nasa.gov/

²² https://www.eol.ucar.edu/field_projects/ceop

- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy, 1993: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note 387, NCAR. 72pp.
- Dorman, J. L. and P. J. Sellers, 1989: A Global Climatology of Albedo, Roughness Length and Stomatal Resistance for Atmospheric General Circulation Models as Represented by the Simple Biosphere Model (SiB). J. Appl. Meteor., 28, 833–855.
- ECMWF, 2015: Part IV: Physical Processes, Chapter 8 Surface parametrization. 113–155.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. J. Geophys. Res., 108, 8851.
- IIASA, ISRIC, FAO, ISSCAS, JRC, and 2012: World Soil Harmonized Database 1.2).URL (version 42pp., http:// webarchive.iiasa.ac.at/Research/ LUC/External-World-soil-database/ HWSD_Documentation.pdf.
- Farouki, O. T., 1981: The thermal properties of soils in cold regions. *Cold Regions Sci. and Tech.*, 5, 67– 75.
- 平井雅之, 堀田大介, 2009: 陸面過程. 数値予報課報告・ 別冊第55号, 気象庁予報部, 99-108.
- 平井雅之, 坂下卓也, 2005: 陸面過程. 数値予報課報告・ 別冊第 51 号, 気象庁予報部, 70-75.
- Jarvis, P. G., 1976: The Interpretation of the Variations in Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the Field. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. B*, **273**, 593–610.
- JAXA, 2018: 第4章 GPM プロダクト・画像の 取得. GPM データ利用ハンドブック第 3.1 版, JAXA, (4-1) - (4-10) pp. URL https://www. eorc.jaxa.jp/GPM/doc/data_utilization/ GPM_data_util_handbook_J.pdf.
- Jordan, R., 1991: A One-dimensional Temperature Model for a Snow Cover. Technical Documentation for SNTHERM 89, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Special Report 91-16.
- Kim, H., 2017: Global Soil Wetness Project Phase 3 Atmospheric Boundary Conditions (Experiment 1) [Data set]. Data Integration and Analysis System (DIAS), URL https://doi.org/10.20783/DIAS. 501.

- Kimura, F., 1989: Heat flux on mixtures of different land-use surface: Test of a new parameterization scheme. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 401–409.
- 木下誠一, 1963: 0 ℃ の水に浸した雪の圧縮 1. 低温科 学物理篇, **21**, 13–22.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5–48.
- 近藤純正, 1994: 水環境の気象学一地表面の水収支・熱 収支一. 朝倉書店, 350 pp.
- 近藤純正, 2000: 地表面に近い大気の科学 理解と応用. 東京大学出版会, 336 pp.
- Koster, R. D. and M. J. Suarez, 1992: A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations. J. Climate, 5, 1379–1390.
- 草開浩, 2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第58 号, 気象庁予報部, 29-41.
- Lee, T. J. and R. A. Pielke, 1992: Estimating the soil surface specific humidity. J. Appl. Meteorol., 31, 480–484.
- Liang, X.-Z., M. Xu, W. Gao, K. Kunkel, J. Slusser, Y. Dai, Q. Min, P. R. Houser, M. Rodell, C. B. Schaaf, and F. Gao, 2005: Development of land surface albedo parameterization based on Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. J. Geophys. Res., 110, D11107.
- Myneni, R. B., S. Hoffman, Y. Knyazikhin, J. L. Privette, J. Glassy, Y. Tian, Y. Wang, X. Song, Y. Zhang, G. R. Smith, A. Lotsch, M. Friedl, J. T. Morisette, P. Votava, R. R. Nemani, and S. W. Running, 2002: Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, 83, 214–231.
- 大泉三津夫,保坂征宏,2000:陸面過程.数値予報課報 告・別冊第46号,気象庁予報部,48-66.
- 大泉三津夫, 徳広貴之, 2013: i-SiB 植生キャノピーサ ブモデルの NHRCM へのインパクト. 大会講演予稿 集, 104, 305 (A215), URL https://ci.nii.ac. jp/naid/110009801570/.
- Oleson, K. W., Y. Dai, G. Bonan, M. Bosilovich, R. Dickinson, P. Dirmeyer, F. Hoffman, P. Houser, S. Levis, G.-Y. Niu, P. Thornton, M. Vertenstein, Z.-L. Yang, and X. Zeng, 2004: Technical description of the Community Land Model (CLM). NCAR Technical Note 461, NCAR. 173pp.
- Oleson, K. W., D. M. Lawrence, G. B. Bonan, M. G. Flanner, E. Kluzek, P. J. Lawrence, S. Levis, S. C.

Swenson, P. E. Thornton, A. Dai, M. Decker,
R. Dickinson, J. Feddema, C. L. Heald, F. Hoffman,
J.-F. Lamarque, N. Mahowald, G.-Y. Niu, T. Qian,
J. Randerson, S. Running, K. Sakaguchi, A. Slater,
R. Stöckli, A. Wang, Z.-L. Yang, Xiaodong Zeng,
and Xubin Zeng, 2010: Technical Description of
version 4.0 of the Community Land Model (CLM).
NCAR Technical Note 478, NCAR. 257pp.

- Owen, P. R. and W. R. Thomson, 1963: Heat transfer across rough surfaces. J. Fluid Mech., 15, 321–334.
- Philip, J. R., 1957: Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. J. Meteor., 14, 354–366.
- Pomeroy, J. W., D. M. Gray, N. R. Hedstrom, and J. R. Janowicz, 2002: Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests. *Hydrological Processes*, 16, 3543–3558.
- Ramankutty, N., A. T. Evan, C. Monfreda, and J. A. Foley, 2008: Farming the planet: 1. Geographic distribution of global agricultural lands in the year 2000. *Global Biogeochemical Cycles*, **22**, GB1003.
- Roads, J., S. Benedict, T. Koike, R. Lawford, and S. Sorooshian, 2007: Towards a new Coordinated Energy and Water-Cycle Observations Project (CEOP): Integration of the Coordinated Enhanced Observing Period (formerly known as 'CEOP') and the GEWEX Hydrometeorology Panel (GHP). URL http: //citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download? doi=10.1.1.120.7455&rep=rep1&type=pdf.
- Saito, H., J. Šimůnek, and B. P. Mohanty, 2006: Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone. Vadose Zone J., 5, 784–800.
- Sakaguchi, K. and X. Zeng, 2009: Effects of soil wetness, plant litter, and under-canopy atmospheric stability on ground evaporation in the Community Land Model (CLM3.5). J. Geophys. Res., 114, D01 107.
- 佐藤信夫, 里田弘, 1989: 生物圏と大気圏の相互作用. 数値予報課報告・別冊第 35 号, 気象庁予報部, 4-73.
- Sato, N., P. J. Sellers, D. A. Randall, E. K. Schneider, J. Shukla, J. L. Kinter III, Y-T Hou, and E. Albertazzi, 1989: Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model. J. Atmos. Sci., 46, 2757–2782.
- Schaaf, C. B., F. Gao, A. H. Strahler, W. Lucht, X. Li, T. Tsang, N. C. Strugnell, X. Zhang, Y. Jin, J. P. Muller, P. Lewis, M. Barnsley, P. Hobson, M. Disney, G. Roberts, M. Dunderdale, C. Doll, R. P. d'Entremont, B. Hu, S. Liang, J. L. Privette, and

D. P. Roy, 2002: First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sens. Environ.*, **83**, 135–148.

- Sellers, P. J., 1985: Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. 6, 1335–1372.
- Sellers, P. J., F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strebel, and R. E. Murphy, 1988: The First ISLSCP Field Experiment (FIFE). Bull. Amer. Meteor. Soc., 69, 22–27.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci., 43, 505–531.
- Sturm, M., J. Holmgren, M. König, and K. Morris, 1997: The thermal conductivity of seasonal snow. J. Glaciol., 43(143), 26–41.
- 露木義,上野達雄, 1988: 陸地面の水文過程. 数値予報 課報告・別冊第 34 号, 気象庁予報部, 60–73.
- 浦野慎一,山川修治,文字信貴,小林哲夫,大槻恭一,平 野高司,町村尚,上村賢治,鈴木晴雄,谷宏,蔵田憲次, 干場信司,蓑輪雅好,2009: 生物環境気象学.文永堂 出版,285 pp.
- van Genuchten, M. Th., 1980: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892–898.
- Wielicki, B. A., B. R. Barkstrom, E. F. Harrison,
 R. B. Lee III, G. L. Smith, and J. E. Cooper, 1996:
 Clouds and the Earth's Radiant Energy System
 (CERES): An earth observing system experiment.
 Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 853–868.
- Willmott, C. J., C. M. Rowe, and Y. Mintz, 1985: Climatology of the Terrestrial Seasonal Water Cycle. *Journal of Climatology*, 5, 589–606.
- 山岸米二郎, 1981: 境界層の物理過程. 電子計算室報告・ 別冊第 27 号, 気象庁予報部, 64-86.
- 山崎剛, 櫻岡崇, 中村亘, 近藤純正, 1991: 積雪の変成過 程について: I モデル. 雪氷, **53**, 115–123.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1–3.
- 米原仁,2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の 概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,1-3.
- 米原仁, 2017: 全球数値予報システムの改良の概要. 平 成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-7.
- Zeng, X. and A. Wang, 2007: Consistent parameterization of roughness length and displacement height for sparse and dense canopies in land models. J. Hydrometeor., 8, 730–737.

3.8 化学過程¹

3.8.1 はじめに

中層大気²における水蒸気の分布は、子午面循環や 化学過程、熱帯対流圏界面を通じた輸送などにより決 まる(Kley et al. 2000)。このうち、化学過程による水 蒸気の生成や消滅は成層圏上部より上層で特に重要と なる。しかし、GSM1603以前は化学過程による効果 を考慮していなかったため、予測される水蒸気量が10 hPaより上層を中心に過少な傾向があった(第3.8.3 項 を参照)。このため、水蒸気の鉛直プロファイルを入力 とする放射過程では、対流圏ではモデルの予報値を利 用する一方、対流圏界面より上層では現在でも気候値 を利用している(第3.3.5 項を参照)。

中層大気における水蒸気の解析・予測精度の改善を目 的として、GSM1705 では Untch and Simmons (1999) に基づくスキームを導入した。このスキームは、水蒸 気の生成や消滅に関連する主要な化学過程を簡潔に表 現している。本節では、スキームの概要およびスキー ムの導入によるインパクトについて述べる。

3.8.2 スキームの概要

中層大気における水蒸気分布を決定する主要なプロ セスの一つに、メタンの酸化による水蒸気の生成があ る。メタン 1 分子から水がおよそ 2 分子生成される (Le Texier et al. 1988) ことから、メタンと水蒸気の 体積混合比 ([CH₄], [H₂O])の間に一定の関係 ³($Q_0 =$ 2[CH₄] + [H₂O] = const.)を仮定すると、メタン酸化 による [H₂O] の時間変化率は次式で表される。

$$\frac{\partial[\mathrm{H}_2\mathrm{O}]}{\partial t} = 2k_1[\mathrm{CH}_4] = k_1(Q_0 - [\mathrm{H}_2\mathrm{O}]) \qquad (3.8.1)$$

ここで、*k*₁ はメタン酸化による反応の速度係数であり、 気圧のみに依存する(図 3.8.1 の赤線)。(3.8.1) 式に



図 3.8.1 速度係数 k_1 (赤線) および k_2 (青線) の気圧依存 性。縦軸は気圧 [hPa]、横軸は速度係数 [s⁻¹]。

おいて体積混合比から比湿への変換を行うことにより、 比湿 q の時間変化率が得られる。

$$\frac{\partial q}{\partial t} = k_1(Q - q) \tag{3.8.2}$$

ここで、 $Q (= 4.25 \times 10^{-6} \text{ kg kg}^{-1})$ は定数である。

あわせて、中間圏中部(概ね高度 60 km)より上層 において光解離⁴により水蒸気が消滅する効果も考慮 している。この反応の速度係数を k_2 とすると、光解離 による比湿 q の時間変化率は次式で表される。

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -k_2 q \tag{3.8.3}$$

(3.8.3) 式の速度係数 k₂ も、気圧のみに依存する値で ある(図 3.8.1 の青線)。

3.8.3 スキームの導入によるインパクト

このスキームに伴う変化は時定数が非常に長く、モ デルを変更する際に通常実施される1~2か月程度の解 析予報サイクル実験ではその効果を十分確認できない。 このため、低解像度GSMを用いた長期積分実験を実 行し、スキームの導入によるインパクトを確認した。 以下では、2002年1月から2006年12月までの5年間 を対象とした検証結果を示す。

図 3.8.2、図 3.8.3 に、1 月および7 月における帯状平 均比湿のモデル気候場を示す。スキーム導入前(左図) は、10 hPa より上層で比湿がほぼ一定となっており、 リファレンスとなる衛星観測に基づく気候値(Randel et al. 1998)(右図)と比べて過少な傾向が見られる。 また、リファレンスのような高度方向や南北方向の分 布の違いも全く表現できていない。一方、スキーム導 入後(中図)は、高度方向・南北方向の分布がよく表 現されていることが分かる。定量的に見ても、7 月に おける 1~0.1 hPa 付近の水蒸気量がやや多いものの、 モデル上端付近を除いてリファレンスに近い結果が得 られた。

3.8.4 まとめ

本節では、中層大気における水蒸気の生成・消滅に 重要な化学過程について、Untch and Simmons (1999) に基づくスキームを GSM に導入した結果を報告した。 スキームの導入により、成層圏上部や中間圏における 水蒸気のモデル気候場の表現が大幅に改善することが 長期積分実験の結果から示された。

GSM1705 での化学過程に関するスキームの導入に より、中層大気における水蒸気の予測精度は改善した。 その一方で、放射過程においてモデル全層にわたって 比湿予報値を利用する実験を行ったところ、中高緯度 の対流圏界面付近が低温化する結果が得られた⁵。こ

¹ 関口 亮平(地球環境・海洋部 気候情報課)

² 成層圏と中間圏をあわせた領域。

³ 衛星観測により、成層圏界面付近まではこの関係が概ね成 り立っていることが知られている (Bithell et al. 1994)。

⁴ GSM では、太陽天頂角により日射の有無を判定している。
⁵ 中高緯度における対流圏界面付近の比湿予報値が放射過程で利用している気候値と比べて大きく、比湿予報値を放射過程で利用したことにより長波放射冷却が強まったことが原因と考えられる。



図 3.8.2 長期積分実験による、1 月の帯状平均比湿 [10⁻⁶ kg kg⁻¹] のモデル気候場。縦軸は気圧 [hPa]、横軸は緯度をそれぞれ示す。左図はスキーム導入前、中図は導入後の結果。 右図はリファレンスとなる衛星観測に基づく気候値。

の変化による既存の低温バイアスの悪化が懸念された ことから、中層大気における比湿予報値の放射過程で の利用には至らず、これまでと同様に気候値を利用す ることとなった。今後は、中層大気における比湿予報 値の放射過程での利用を目指して、対流圏界面付近を 中心とした水蒸気の解析値・予報値の妥当性を調査す るとともに、第 3.8.1 項で述べた各プロセスの精緻化 を進めていきたい。

参考文献

- Bithell, M., L. J. Gray, J. E. Harries, J. M. Russell III, and A. F. Tuck, 1994: Synoptic Interpretation of Measurements from HALOE. J. Atmos. Sci., 51, 2942–2956.
- Kley, D., J. M. Russell III, and C. Phillips, 2000: SPARC assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapour. WCRP-113, WMO/TD-No.1043, SPARC Report No.2, 312 pp.
- Le Texier, H., S. Solomon, and R. R. Garcia, 1988: The role of molecular hydrogen and methane oxidation in the water vapour budget of the stratosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 281–295.
- Randel, W. J., F. Wu, J. M. Russell III, A. Roche, and J. W. Waters, 1998: Seasonal cycles and QBO variations in stratospheric CH₄ and H₂O observed in UARS HALOE data. J. Atmos. Sci., 55, 163– 185.
- Untch, A. and A. J. Simmons, 1999: Increased stratospheric resolution in the ECMWF forecasting system. *ECMWF Newsletter*, 82, 2–8.



図 3.8.3 図 3.8.2 と同じ。ただし、7 月についての結果。

4.1 開発における実験と検証¹

4.1.1 はじめに

検証は数値予報モデルの開発にとってきわめて重要 である。開発では、実験の結果を検証値と比較して予 測精度の変化を確認し、加えた変更内容と突き合わせ て予測精度の変化をもたらした要因とメカニズムを分 析し、その結果から次の方針を決めていく。検証結果 は、数値予報を利用する観点だけではなく、数値予報 モデルをどのように改良していくかを判断するために も必要不可欠な情報と言える。本章では、GSMの開 発で行われている検証について、その目的と方法を簡 単に説明したあと、検証結果からみえる課題について、 特に系統的な誤差に着目しつつ概観する。

目的ごとに適した実験の仕様と検証手法は異なるた め、開発者は複数種類の実験を駆使して開発を進めて いる。例えば、大気現象の時空間スケールは多様であ り、検証対象とする現象によって適した実験と検証手 法は異なる。GSM が対象とするスケールは数 10 km からプラネタリースケール、数時間から年単位にわた る。現象の発生頻度の点でも、毎日起こっているもの から数十年に一度の現象まで様々である。これらを、同 一の実験により取り扱うのは困難である。

一方で、開発効率の観点からは実験の仕様の乱立は 望ましくない。そのため、GSM開発者が共通して行 う実験と検証は目的ごとに標準化されており、その仕 様が定められている。実験の仕様を決めるにあたって は、開発を効率的に進めるため、開発作業のターンア ラウンドタイム (TAT: Turnaround Time)の設定が重 要になる。実験の実施と結果の検証に数か月を要する ことは現実的ではなく、実験と検証に要する計算時間 で測った TAT は規模の小さい実験なら半日、最大でも 2週間程度が望ましい。また、開発時からなるべく現 業運用に近い状態で予測特性の変化を確認することが 効率的であるため、現業運用と実験仕様の間になるべ く差異が存在しないように考慮する必要がある。

4.1.2 開発者が共通して行う実験

GSM の開発基盤として、以下の実験が整備されている。

- 性能評価試験
- ・低解像度予測実験
- · 再予報型実験
- ·1年積分共通評価実験
- 長期積分型実験

ただし、ここでは SCM (Single Column Model) をは じめとする理想実験環境は除いている。これらの実験 はそれぞれ対象とする検証内容が異なっており、全体 でなるべく多くの点を検証できるように相互補完的に 設計されている。

本章では、第4.2節で性能評価試験における検証を、 第4.3節で水平解像度を下げたモデルについて再予報 (Hamill et al. 2006; 高谷 2012)を用いる検証を、第4.4 節では1年積分共通評価実験や長期積分型実験による 検証を対象とする。本節では、まずそれぞれの実験の 役割分担を簡単に説明する。個別の詳しい仕様や狙い は各節をご覧頂きたい。

性能評価試験は、解析と予測から構成される実験で あり、高解像度モデルを用いて 11 日先までを予測す る。その時の最新の解析システムを利用するため、通 常は概ね2年以内の夏及び冬を対象にする。予報モデ ルの変更においても解析から実験を行うが、これは、 数日先までの予測においては、解析値の変化が予測精 度に与える影響が大きく²、同一初期値を用いた実験 による精度の比較では不十分であるためである。この 実験の TAT は概ね一週間である。

上記の性能評価試験の補助的な実験として、予測の みを低解像度のモデルで行うことも多い。この主な目 的は、予測特性の解像度依存性を確認することや想定 していない予測の差がないかを確認することであるた め、比較対象について同一初期値を用いて実験する。 また、アンサンブル予測システムを利用して、予測時 間を2週先程度まで延長した実験を行い、バイアスの 予測時間への依存性などを確認することも行われる。

再予報型実験は、気象庁長期再解析を初期値として 過去 30 年程度を対象に行われる実験である。性能評 価試験や、そこで作成された解析値を用いた低解像度 予測実験では、その仕組み上実行できる期間が限られ てしまうため、年々変動の大きい現象やその影響を強 く受ける予測要素について検証を行うことが出来ない。 再予報型実験はこの欠点を補う実験である。特に、数 値予報モデルの変更内容が、いわゆる気候的な場³の 影響を受けやすい場合には、複数年に渡る精度検証を 行うことが望ましいため、再予報型実験が重要になる。 また、この実験では、平年値に対する偏差の予測精度 を確認することも可能である。ただし、再予報型実験 では、高解像度 GSM とモデルの仕様を揃えることを 優先しており、海面水温と海氷密接度に未来時刻の解 析値を与えておらず、その時間発展を気候値の時間変 化で代替している。予測時間が進むと海面水温と海氷 密接度の精度が悪化するため、その影響を強く受ける 現象の確認には向いていない。この実験について、ア

¹ 米原 仁

² GSM を変更すると、解析において第一推定値が変わることや、品質管理をパスして解析で利用される観測データが変わることなどにより解析値が変化する。

³ 中緯度の高低気圧よりも時空間スケールの大きな場や、エ ルニーニョ・ラニーニャなどの海洋状態。

ンサンブルメンバー数と初期日数の選択により TAT が 大きく変わるが、開発では概ね1週間程度となるよう に仕様を定めている。

1年積分共通評価実験と長期積分型実験⁴は、いわ ゆる境界値問題としての性能やモデル気候値を検証し たい場合に実施する。長時間の積分結果でのみ評価で きる現象やモデルの問題点も多いため、モデル気候値 の検証は全球モデルの基本的な評価として不可欠であ る。また、これらの実験では海面水温と海氷密接度の 境界値に解析値を与えることが可能であり、その影響 を強く受ける様々な現象を、より現実的な観点から評 価可能である。1年積分共通評価実験では、TAT が概 ね1日となるように、実験対象とする年や使用するモ デルの分解能、アンサンブルメンバー数を定めており、 高い頻度での実行を可能にしている。また、複数の全 球モデル間の相互比較を可能するため、実験構成を必 要最小限なものにして、実験を行い易くしている。長 期積分型実験では、積分年数やアンサンブルメンバー 数は、必要性や利用可能な資源に応じて幾つかの選択 肢から選ばれる。

ここで紹介した実験システムごとに検証環境が整備 されている (米原 2017a)。これら検証環境の間では、 検証項目が異なるため完全な一体化はできないものの、 設計思想を共有しつつ、共通化可能な部品は同じもの を用いている。

他にも、業務化試験と呼ばれる実験も存在するが、 それらを含めて GSM を用いる各数値予報システムの 実験と検証については金浜・山下 (2013)、経田ほか (2013)、佐藤 (2013) にも解説があるので参考にしてい ただきたい。

参考文献

- Gates, W. L., J. S. Boyle, C. Covey, C. G. Dease, C. M. Doutriaux, R. S. Drach, M. Fiorino, P. J. Gleckler, J. J. Hnilo, S. M. Marlais, T. J. Phillips, G. L. Potter, B. D. Santer, K. R. Sperber, K. E. Taylor, and D. N. Williams, 1999: An Overview of the Results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). Bull. Amer. Meteor. Soc., 80, 29–55.
- Hamill, T. M., J. S. Whitaker, and S. L. Mullen, 2006: Reforecasts: An important dataset for improving weather predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 33–46.
- 金浜貴史,山下浩史,2013:全球決定論予報検証.数値 予報課報告・別冊第59号,気象庁予報部,25-33.
- 経田正幸,山口春季,檜垣将和,2013:週間・台風アン サンブル予報の検証.数値予報課報告・別冊第59号, 気象庁予報部,34-44.

- 佐藤均, 2013: 1か月アンサンブル予報システムの検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 45-50.
- 高谷祐平, 2012: 再予報・ハインドキャスト. 天気, **59(6)**, 493-495.
- 米原仁, 2017: 活用例 (1)-全球モデル. 数値予報課報 告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 29-49.

⁴ 例えば大気モデルのみであれば Gates et al. (1999) など。

4.2 性能評価試験¹

4.2.1 性能評価試験と検証の役割

性能評価試験は、GSMの開発における標準実験と呼 べるものである。この実験は、現業仕様に準ずる構成 を用いており、改良項目についての総合的な技術的検 討を行うとともに、現業運用への導入を最終的に判断 する試験(業務化試験)に進むかどうかの検討に用い る(石田 2017)。性能評価試験では、現業仕様の分解能 を用いてサイクル解析²とその解析値を初期値とする 予測を行う。通常、検証の対象期間は合計2か月間で、 夏と冬から1か月ずつ選ばれる。また、融雪期の変化を 確認する必要がある場合には春が追加されるなど、他 の期間が追加されることもある。予測実験は、12UTC 初期値のみについて予測時間264時間まで実施する。

この実験では、ある程度の事例数について統計を取 ることで予測精度の詳細な比較が可能である。基礎開 発の段階で見られていた変更のインパクトが現業仕様 でも同様にみられるか、精度の改善が達成されている か、想定していない問題点が発生していないかなどを 総合的に検証する。各過程の改良内容が観測事実や数 理的正当性に基づくものであっても、数値予報モデル全 体の予測精度を改善するとは限らない。その原因とし ては、基礎確認が不十分である場合や、compensating errors(堀田・原 2012)が存在する場合などが考えられ る。また、解析予報サイクルにおいては数値予報モデ ルの変更が第一推定値を通じて解析値自体を変えるた め、同一の初期値を用いた予測結果の比較では見えな かった違いが現れることがある。このため、性能評価 試験による予測精度の確認は不可欠である。

同時に、検証結果を分析して今後の開発に有用な情報を得ることも性能評価試験の重要な目的である。本節では、第4.2.2項に説明する標準検証システムを用いた検証結果を中心に、開発上の課題に着目しながらGSMの誤差特性を解説する。なお、本節で解説する結果は概ねGSM1705についてのものである。

4.2.2 標準検証システム

GSMの開発プロセスは科学的方法に基づいており、 実験と検証を繰り返しながら進んでいく。その中で性能 評価試験は繰り返し大量に実施される。具体例を挙げる と、GSM1603の開発では 50以上のモデル構成に対し て実験が行われている。大量に行う作業を効率化するた め、検証を行うツール群(以下、検証システム)は共通 ツールとして整備されており、DPSIVS (Deterministic Prediction System Integrated Verification System) と 呼ばれている。Deterministic Prediction System は決

² 解析には利用する観測データ量の異なる速報解析とサイク ル解析が存在する。サイクル解析は、観測データを可能な限 り集めて正確な実況把握のために行うものである。速報解析 による試験は業務化試験で行う。 定論的予測システムの意味で、高解像度全球数値予報 システムのアンサンブル予報システムに対比した呼び 方である。DPSIVS については米原 (2017a) に紹介が ある。

DPSIVS を利用することで、全ての開発者が共通の 手法による検証を行うことになり、開発者間のスムー ズな相互理解を可能にしている。特に、近年の GSM 開発の重要なテーマであった compensating errors の 解消には、複数の過程にまたがる開発者間の相互理解 が不可欠であったが、その連携推進に DPSIVS は中核 的な役割を果たした。相互認識の形成を促進するため、 DPSIVS に含まれている 20 種類程度の検証パッケージ を用いて、実験結果について様々な観点から漏れのな い議論を行っている。

4.2.3 解析値の確認

予測精度の変化を確認するにあたり、まずは検証値 のひとつとして用いる解析値の変化をしっかりと把握 することが必要になる。しかし、解析値の精度検証は 一般に難しいため、様々な方法でその変化が妥当であ るかを確認している。具体的には、データ同化で利用 される観測データと解析値や第一推定値の整合性が向 上しているか、他の複数の現業数値予報センターの解 析値と比較してクラスターから外れる方向に変化して いないか、現象の表現が自然なものかなどを確認して いる。

図 4.2.1 に、850 hPa 面気温の平均解析値について 他の現業数値予報センターとの差を示す。図のタイト ルにある G002CNTL は GSM1705 についての結果を 意味する(以降の図も同様)。南半球の海上において、 他3センターと比較して GSM は低温傾向でありやや 乖離している。また、ラジオゾンデ観測と比較しても 島や沿岸部を中心に低温傾向である(図略)。GSMの 予測値は低温バイアス傾向を持つことが観測データと の比較から知られており、データ同化において観測に よる修正が十分に期待できない南半球の海上において、 解析値でもそのバイアスが修正されずに残った結果と 考えられる。多くの現業全球モデルにおいて、対流圏 中下層の低温バイアスは共通した課題である (宮本ほ か 2009)。GSM では近年の改良により改善が進んでい るものの、依然として他センターよりもバイアスが大 きい傾向にあり、今後の改善が期待される。

また、北極海でも同様に低温バイアスがみられる。 この領域では下層雲が過剰に表現された結果、反射さ れた短波放射量が大気上端で過剰であることが知られ ており、海氷に入射する短波放射の不足が低温バイア スの一因と考えられる。

4.2.4 基本的な予測要素のバイアス分布

GSM の予測変数である気温や比湿、風について、ME (Mean Error) や RMSE (Root Mean Square Error)、

¹ 米原 仁、佐藤 均、下河邉 明



図 4.2.1 2017 年 8 月についての 00UTC における 850 hPa 面気温 [K] の平均解析値について、他の現業数値予報セン ターとの差を取ったもの(塗りつぶし)。コンターは GSM の平均解析値である。図の右側には東西平均したものを 緯度ごとに表示している。図は上から ECMWF, UKMO, NCEP との比較結果である。

ACC (Anomaly Correlation Coefficient) を確認する ことは検証の基本である。DPSIVS では、検証値とし て GSM 解析値、他の現業数値予報センターの解析値、 ラジオゾンデ観測を用いて、様々な時間や空間、要素 について統計検証を行っている。

図 4.2.2 は、ラジオゾンデ観測を検証値にした 700 hPa 面および 925 hPa 面の比湿についての月平 均 ME である。700 hPa 面をみると、海洋大陸付近か らその北側や北米大陸の東海岸で大きな乾燥バイアス となっている。このバイアスが大きい領域は対流活動 の活発な領域に対応しており、バイアスの大きな領域 の季節変化は対流活動の活発な領域の変化に対応して 変化する(図略)。一方、925 hPa 面では全球的に湿潤



図 4.2.2 ラジオゾンデ観測を検証値にした 700 hPa 面(上 図) 及び 925 hPa 面(下図)の比湿 [g kg⁻¹] についての 月平均 ME。検証期間は 2017 年 8 月で、12UTC 初期値 の予測時間 FT=72 についてのもの。

バイアスとなっており、特にユーラシア大陸の中緯度 で誤差が目立つ。また、海洋大陸付近でも同様に湿潤 バイアスとなっている。境界層内で湿潤バイアスかつ 対流圏中下層の自由大気で乾燥バイアスを持つ誤差プ ロファイルは、程度の差はあるが多くの地点と季節に おいてみられる。これは、境界層内から自由大気に水 蒸気を輸送する浅い対流や境界層上端における混合な どのプロセスの表現に課題があることを示唆している。

図 4.2.3 に、アメリカ航空宇宙局によるサポートの もと RSS³ により作成された可降水量 (TPW) プロダ クトを検証値とする海上での月平均 ME を示す。海上 には可降水量が過少バイアスを持つ領域が広く分布し ており、特に海洋大陸付近からその北側で誤差が大き く、ラジオゾンデ観測による検証で見られた結果と整 合的である。近年の改良により乾燥バイアスの大きさ は半分程度に縮小しているものの(第3.1節)、このバ イアスの改善は依然として大きな課題である。

³ リモートセンシングシステム (Remote Sensing Systems) 社。http://www.remss.com/



図 4.2.3 RSS による可降水量 [mm] を検証値とする月平均 ME、結果は海上のみである。検証期間は 2017 年 8 月。予 測結果は 00, 06, 12, 18UTC 初期値の予測時間 FT=6 に ついてのもの。図の右側には東西平均したものを緯度ごと に表示している。

4.2.5 放射フラックスの検証

放射過程は大気大循環の駆動源の一つであり、全球 モデルにとってその精度は基本的な検証対象である。 DPSIVS では、そのバイアスについて面的な分布を中 心に精度を確認しており、CERES Level 3B プロダク ト⁴を検証値とし、月平均の放射フラックスについて 評価を行っている。この検証では、プロダクトに含ま れる大気上端及び地表面での長波及び短波放射フラッ クスについての 1°×1°格子の月平均値を利用している。

図 4.2.4 に、大気上端での上向き長波放射の ME を 示す。対流活動が活発な領域を中心に、地球から放出 される長波放射が過剰である。図は 8 月についての結 果であるが、全球的に過剰である点は季節には依存し ない。ただし、誤差のピークの位置は対流活動の活発 な領域に対応しており、その季節変化に応じて変化す る。このバイアスの原因は、明確に特定されているわ けではないが、主に雲氷に関連する複数のパラメタリ ゼーションに様々な課題があると考えている。

図 4.2.5 に大気上端での短波放射の ME を示す。南極 大陸を除く陸上では、季節によらず概ね短波放射の反 射が過少である。これは、地表面に対しては短波放射 の入射が過剰ということであり、地上気温予測の大き な誤差原因になっている。海上では、多くの全球モデ ルと同様に⁵ 南半球の高緯度で反射が過少になってお り、南半球が夏にあたる1月では月平均 ME を東西平 均した値でピーク値が –50 [W m⁻²]を超える。また、 海洋大陸付近の過少バイアスや、インド洋と東太平洋 の南半球側での過剰バイアスが目立つ。現状、GSM で は海面水温や海氷量が大気からの影響を受けない仕様 であるため、海上における短波放射の誤差が大気に与 える影響は抑えられているが、将来関連過程を精緻化



 図 4.2.4 CERES プロダクトを検証値とした大気上端での 上向き長波放射 [W m⁻²] についての月平均 ME。検証期 間は 2017 年 8 月、00,06,12,18UTC 初期値の予測時間 FT=6 についてのもの。図の右側には東西平均したものを 緯度ごとに表示している。



図 4.2.5 CERES プロダクトを検証値とした大気上端で の上向き短波放射 [W m⁻²] についての月平均 ME。 00, 06, 12, 18UTC 初期値の予測時間 FT=6 についてのも の。検証期間は上図が 2017 年 8 月について、下図が 2018 年 1 月についてのもの。図の右側には東西平均したものを 緯度ごとに表示している。

するに当たり障害になる可能性がある。

4.2.6 地表面要素の検証

地上実況気象通報 (SYNOP: Surface Synoptic Observations) を用いて、地上気温や比湿、前 24 時間降水量などの検証を行っている。地上気温や比湿は地表面状態の影響を強く受け、誤差特性は日変化が顕著であるため、各時刻の検証結果を確認している。ただし、

⁴ 全球放射収支計によるプロダクト。http://ceres.larc. nasa.gov/

⁵ 例えば Trenberth and Fasullo (2010)。



図 4.2.6 SYNOP 観測を検証値とした地上 2 m 気温 [K] の 月平均 ME。検証期間は 2017 年 8 月、12UTC 初期値の 予測時間 FT=60 についてのもの。図中、黄色で示してい る領域は大気上端に日射がある領域。

降水量は通報の都合上、前 24 時間降水量についてのみ 検証可能となっている⁶。

図 4.2.6 に、SYNOP を検証値とした地上2 m 気温 [K] の月平均 ME を示す。図に示した陸上における夜 間のバイアスは、地域と季節に強く依存している。夜 明け前の最も気温が低下する時間帯における、中央ア ジアに広がる高温バイアスが最も目立つ。図は省略す るが、同様の誤差傾向は夏の北米大陸中央でも見られ る。一方で、アラビア半島では低温バイアス傾向であ る。また、日射量が少ない、積雪があると考えられる 領域では低温バイアスである。

一方で日中については、地域や季節によって違いは あるものの低温バイアスという共通点を持つ(図略)。 図 4.2.7 に示すように、GSM の地上気温予測は日中の 最高気温ピークを適切に表現できないことが多い。こ れは、地表面に対して短波入射が過剰であることから 考えられるものとは逆の誤差であり、陸面過程及び境 界層過程に課題があることを示唆している。実際、成 層が不安定な場合の境界層過程の挙動は近年十分に改 善されていない。また、陸面過程も GSM の短波放射 の誤差特性に過剰に対応している可能性がある。

4.2.7 海面フラックスの検証

OAFlux⁷ (Objectively analyzed air-sea fluxes) プロ ダクトを用いて、期間平均した全球海表面フラックス



図 4.2.7 縦軸が地上 2 m 気温 [K] の月平均値、横軸が予測時 間である。黒線は SYNOP 観測値、青線は GSM1705、赤 線はテスト中の GSM の結果(両者は概ね重なっている)。 検証期間は 2017 年 8 月、12UTC 初期値の予測について のもの。検証対象とした領域は 110°-150°E, 20°-50°N で ある。



図 4.2.8 OAFlux プロダクトを検証値とした、海上での潜熱フラックス [W m⁻²] についての月平均 ME。
 00, 06, 12, 18UTC 初期値の予測時間 FT=6 についてのもの。検証期間は 2017 年 8 月である。図の右側には東西平均したものを緯度ごとに表示している。

バイアスを検証している。図 4.2.8 は潜熱フラックス の月平均 ME であるが、GSM には海面から大気に潜 熱が過剰に流れる大きなバイアスが存在する。他にも、 海面では温度は低温バイアス、海面上の比湿は乾燥バ イアス、風速は弱風バイアスを持ち、顕熱フラックス も過剰である (図略)。特に潜熱フラックスは誤差が大 きく、30 [W m⁻²] を超える ME を持つ領域が熱帯を 中心に広く分布している。

第4.2.4項で、海上において925hPaでみたGSMの 境界層は湿潤バイアスであることを示したが、OAFlux と比較すると海面上の比湿は乾燥バイアス、潜熱フラッ クスは過剰となっている。これは、境界層内の水蒸気 輸送プロファイルに課題があることを示唆している。

これまで示した誤差の傾向について全体のバランス をみると、地表面から潜熱が過剰に大気に供給されて いるが、可降水量では大きく乾いている。海上からの

⁶日本域ではアメダスや解析雨量を用いてより時間分解能の高い検証を行っている。しかし、全球的な雨量検証はSYNOPもしくは衛星観測を利用した各種降水プロダクトのみであり、 今後より時間分解能の高い観測データの利用が望まれる。
⁷全球の大気と海洋間のフラックスについての研究開発プロジェクトによる解析プロダクト。NOAA Climate Obser-

vations and Monitoring (COM) program による支援のも と、WHOI OAFlux プロジェクトにより提供されている。 http://oaflux.whoi.edu/



図 4.2.9 2018 年 1 月 9 日 12UTC 初期値の FT=72 の検証 図。500 hPa 高度場 [m] についてのもので、黒線で予測 値、緑線で解析値、塗りつぶしで誤差を表示している。





図 4.2.10 2018 年 1 月についての 500 hPa 高度場 [m] の ME (塗りつぶし) で、12UTC 初期値の FT=72 について のもの。コンターは解析値の平均である。図の右側には東 西平均したものを緯度ごとに表示している。

4.2.9 台風構造の検証

顕熱供給も過剰であるが、対流圏中下層は低温バイア スで、大気上端での上向き長波放射は大きく過剰であ る。おそらく、この誤差構造は放射により大気から過 剰に奪われた熱を凝結熱で補償しているために生じて いると考えられ、その解消には物理過程全体を通じた 改良が必要となるだろう。

4.2.8 日本付近の事例別検証

日本付近については、特に日々の事例ごとに予測精 度を確認している。確認で用いている図の例として、 図 4.2.9 にある日の 500 hPa 面の高度についての誤差 図を示す。

図 4.2.9 に示した事例は、GSM のトラフ予測の典型 的な誤差パターンを示している。本州の上空を通過し ているトラフについてその前面が浅く予想されている が、この誤差パターンは冬季の日本付近の予測で繰り 返し見られるものであり、図 4.2.10 に示すように月平 均バイアスでも明瞭にあらわれている。この誤差特性 は日々の予報作業に影響を与えているためその改善は 長年の課題となっている。これまでの調査では、サブ グリッド地形に由来する抵抗プロセスの影響が大きい ことが分かっており、地形性重力波過程と境界層過程 を変更したインパクト実験では、この誤差が改善され る可能性があることが確認されている(第 3.4 節)。

図 4.2.9 と同様に、海面更正気圧や 850 hPa 面の気 温、上層風、降水などの要素について、FT=120 程度 まで性能評価試験の結果の全事例を確認している。特 に、日本付近の領域で統計を取った様々な要素につい ての日々の予測スコアの変化と事例検証の結果を突き 合わせて、変更内容から想定した変化が個別の事例検 証でも現れているかを確認するのは重要な作業である。 DPSIVS は複数の検証パッケージの集合体であり、 GSM 開発において新たに課題が認識され、検証の必 要性が生じた場合、新しい検証ツールが作成されて追 加される。ここでは、開発中の台風構造検証について 紹介する。このツールは、GSM1603 には台風が過剰 に発達し計算安定性の観点から問題となる事例があり、 この解決が重要な課題であったことから開発されたも のである。また、2018 年 10 月に策定された「2030 年 に向けた数値予報技術開発重点計画」(気象庁 2018)で は、今後台風の予測精度を向上させていくためには台 風の内部構造の再現性に着目することの重要性が指摘 されており、GSM が表現する台風について更に詳しく 調査をするため、ツールの拡張を進めているところで ある。

具体的なイメージを図 4.2.11 に示す。図は台風を追 跡し、台風中心を中心とする円周について平均を取っ た接線風及び気温アノマリーについてのものであるが、 物理過程の各プロセスの加熱及び加湿率や雲などにつ いても描画することが可能である。このような解析を 通じて、今後モデルの更新に合わせて台風の構造がど のように変化していくのかを把握しつつ、また部外の 専門家の意見も伺いながら、今後の台風予測精度向上 に向けて取り組んでいく必要があると考えている。ま た、粗い解像度を持つ全球モデルにおいて、どこまで 現実に近い台風を表現すべきかどうかについても難し い課題であるため、領域モデルによる様々な分解能の 結果との比較も今後有益であろう。現時点では、この ツールで可能なことは台風構造の変化の把握にとどま るため、今後はリファレンスとして使える観測データ や解析プロダクトが求められる。

4.2.10 台風進路予測の成分別検証

台風予測については、実験期間を通じた進路予測精 度や強度予測精度の比較、個別台風ごとの比較、強風



図 4.2.11 GSM1705 の台風の表現例。2017 年 7 月 28 日 12UTC 初期値 FT=72 における台風第 5 号の予測。台風 中心を中心とする円周に対して、接線風 [m/s](上図)及 び気温アノマリー [K](下図)を平均したもの。縦軸は気 圧 [hPa] で横軸は台風中心からの動径距離 [km]。気圧面 の円周上において、気圧が地表面気圧より高くなる点を一 つでも持つ動径距離については、データを取り除いている (図中左下の空白域)。

半径の比較など様々な観点で検証を行っている。特に、 進路予測については成分別検証と各事例の進路予測結 果を突き合わせることでその特性を調べている。

台風進路予測誤差は台風の進行方向(Along Track、 以下 AT)とそれに直交する方向(Cross Track、以下 CT)の成分に分解することで、進行速度と進行方向に 関する誤差として把握することができる(梅津・森安 2013)。性能評価試験において進路予測誤差の成分別の 検証を行っているが、ここではルーチンの検証結果を用 いて近年の誤差特性の変遷を確認する。台風のステー ジを転向前・転向中・転向後に分け(定義は梅津・森安 2013参照)、2014年から2017年までの北西太平洋領域 における年ごとの AT と CT の誤差分布を図 4.2.12 に 示す。まず、各年に共通する誤差として、2014年から 2016年には転向後の進行が遅い傾向が見られる。ただ し、2017年にはこの傾向が不明瞭である。転向前や転 向中の AT 成分の誤差では、進行が遅い事例の多い年



図 4.2.12 ルーチンの台風進路予測誤差の分布図。(a) 2014 年、(b) 2015 年、(c) 2016 年、(d) 2017 年の予測時間 FT=72、北西太平洋領域を対象としている。縦軸は台風の 進行方向、横軸は進行方向に直交する方向の誤差 [km] を 示す。赤色は転向前、緑色は転向中、青色は転向後を表す。

もあるが、特徴は年により異なる。また、CT 成分の誤 差では、どのステージにおいても各年に共通した誤差 特性は見られない。2014 年から 2017 年の間に GSM は 3 回更新されている (第 1.1 節)。このうち、GSM1705 への変更では進路予測誤差の特性変化は小さいことが 性能評価試験により確認されている (米原 2017b)。こ のため、2017 年にそれまでの転向後の進行が遅い傾向 が不明瞭となったことについては、GSM 更新の影響よ りも 2017 年の台風事例の特徴に依存した結果と考え られる。台風予測の誤差特性を把握するためには、複 数年の事例による評価が必要であることを示唆する結 果といえる。

4.2.11 まとめ

本節では、GSM の予測特性の課題についてその一 部を検証手法とともに紹介した。紹介した誤差特性に は、GSM が長年の課題としているバイアスや、近年の 改良に伴って新たに注目されるようになったものが含 まれている。近年の改良により、長年の課題であった バイアスは改善されてきているが、根本的な解決には 至っていない課題も依然として存在する。

検証システムにおける今後の課題を記す。DPSIVS は、近年のGSM開発において中心的課題である「compensating errorsの解消」のため、改良項目の組み合せ 実験の評価検証を効率的に実施し、開発者へのフィー ドバックを増やすことを大きな目的として整備された。 検証システムの発展はモデル開発の重要なテーマであ り、GSM の更なる精度向上のため今後も拡充が求め られる。まず、検証値として利用できる観測データや 観測プロダクトをさらに収集し、評価可能な要素を地 道に増やす必要がある。また、新しく提案された検証 手法を取り込んでいくことが重要なのは言うまでもな い。特に、雲についての3次元的な構造や日変化の検 証は重要であり、衛星観測シミュレーションを利用し た雲検証や、全球領域での降水の日変化特性の検証な どの拡充を進める必要がある。また、現業数値予報セ ンターである強みを最大限に活かし、データ同化で利 用されている観測結果の評価検証での更なる有効活用 も模索すべきであろう。他にも、大気現象に着目した 検証を増やしていくことが望まれる。例えば、気象条 件に応じたサンプリングに基づく検証や、現象を抽出 して合成するなどが有益であろう。

数値予報モデルの改良に際しては、総合的な改善が みられる一方で、特定の要素や予測時間において悪化 が見られる場合も多くあり、モデルの更新時には誤差特 性の変化を網羅的に把握し直す作業が不可欠である。そ のコストは決して低いものではないが、長期的な GSM の精度向上を支える屋台骨の作業でもある。今後も、 検証システムの整備を進めて作業効率化を図りつつ、 モデルの誤差特性を把握することが重要である。引き 続き、検証システムの発展を通じて開発を効率的に行 い、GSM の予測精度向上に努めていく。

参考文献

- 堀田大介, 原旅人, 2012: 物理過程開発のボトムアップ・ アプローチとトップダウン・アプローチ. 数値予報課 報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 120–122.
- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数 値予報課報告・別冊第63号, 気象庁予報部, 4–10.
- 気象庁, 2018: 2030 年に向けた数値予報技術開発重点 計画. 52pp.
- 宮本健吾, 中川雅之, 中村貴, 北川裕人, 小森拓也, 2009: 対流. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 68-82.
- Trenberth, K. E. and J. T. Fasullo, 2010: Simulation of Present-Day and Twenty-First-Century Energy Budgets of the Southern Oceans. *Journal of Climate*, 23, 440–454.
- 梅津浩典, 森安聡嗣, 2013: WGNE 熱帯低気圧検証. 数 値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 98-111.
- 米原仁, 2017a: 活用例 (1)-全球モデル. 数値予報課報 告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 29-49.
- 米原仁, 2017b: 全球数値予報システムの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-30.

4.3.1 はじめに

再予報とは、過去の多数の事例を対象に同一のモデ ルを用いて行う数値予報である (Hamill et al. 2006; 高 谷 2012)。GSM の開発プロセスの中では、その精度評 価のために再予報型の予測実験(以下、再予報実験)を 行っている。通常、GSM の開発では直近の特定の年の 夏・冬期間を対象に性能評価試験を行う(米原 2017a)。 しかし、性能評価試験だけではその対象とする実験期 間・予報時間以外での予測特性・精度の確認、年々変動 を伴う現象の評価を行なうことは出来ない。第4.1 節 で述べたように、再予報実験は性能評価試験だけでは 把握できないこれらの点を補う役割をもつ。

本項では、GSMの開発プロセスの一部として行って いる再予報実験について、その仕様、検証内容、検証 結果から見える GSM の予測特性や課題を述べる。

4.3.2 実験仕様

表 4.3.1 に、再予報実験の仕様を示す。GSM の性能 評価試験と異なる点として、予報モデルの水平解像度 を低くしている点が挙げられる。低解像度に変更する ことで実験を行なうために必要な計算機資源を大幅に 削減し、性能評価試験よりも多数の初期時刻に対して より長い予報時間の実験を行なうことが可能になって いる。再予報実験では、GSM の性能評価試験では評 価出来ない実験期間・予報時間を補えるように、過去 30年(1981~2010年)の各季節の初期時刻に対して予 報時間を34日とした予測実験を行なっている。大気 初期値は気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al. 2015) の解析値を水平・鉛直内挿して作成してい る。本来は性能評価試験と同様に、解析予報サイクル を通じた初期値の変化も含めて評価出来ることが望ま しいが、過去の複数年に渡って解析予報サイクル実験 を行なうことは計算機資源の制約上困難であるため、 既存の再解析値を用いている。

再予報実験は全球アンサンブル予報システム(以下、 全球 EPS: Global Ensemble Prediction System)で用 いる予報モデルとしての予測特性の確認も兼ねている。 このため、全球 EPS の開発における精度評価や系統誤 差補正用統計量の計算に用いられる再予報の仕様(金浜 2017a)とほぼ同様の仕様としている²。ただし、性能 評価試験と同等の実時間で実験を行なうことが出来る ように初期時刻数を減らして実行している。全球 EPS の再予報では過去 30 年に渡って毎月 3 初期時刻(10 日、20 日、月末の 12UTC)の予測を行うが、再予報 実験ではその一部の各季節 1 初期時刻(3 月、6 月、9 月、12月の月末の12UTC)の予測を行う。2初期時刻 の予測を並行して実施する場合5日程度で終了し、検 証・評価を行うことができる。特定の季節について詳細 に GSM 改良のインパクトを確認したい場合には、そ の季節の初期時刻の予測実験を集中的に行う。

4.3.3 検証内容

再予報実験に対して行っている主な検証内容を表 4.3.2 に示す。再予報実験では、まずはアンサンブル 平均の予測場の平均誤差に着目する。性能評価試験だ けでは、予測 2 週目以降の平均誤差の拡大傾向や、春・ 秋期間における想定外の平均誤差の増加を見落とす可 能性がある。各季節について再予報実験を行い、予報 時間別に検証を行うことで、そのような見落としの可 能性を減らすことが出来る。また、予測場のアノマリー 相関係数や RMSE の空間分布に着目して、大きな空間 スケールで顕著な改善・悪化傾向が見られるかどうか 確認する。これらの検証では解析値の不確実性も考慮 して、JRA-55 解析値を検証値として評価するだけで なく、ERA-Interim (Dee et al. 2011)を検証値とした 評価も実施している。

平年偏差の予測精度は、循環指数³や日本周辺域の 平年偏差のアノマリー相関係数で評価している。これ らの指数に大きな変化が見られた場合、その指数の対象 としている領域に着目して予測特性の変化を確認する。

性能評価試験が対象としている実験期間だけでは十 分に評価できない現象に関する検証も行なっている。 例えば、アジアモンスーン域の降水や循環場の表現、 マッデン・ジュリアン振動の表現、ブロッキング高気 圧の発生頻度、成層圏突然昇温の予測特性の変化を確 認している。これらの予測特性を確認することは、全 球モデルとしての性能を評価する観点だけでなく、予 報作業で利用する上での留意点を把握する観点でも重 要である。

4.3.4 検証結果から見える予測特性

再予報実験の検証例として、最新のGSMのバージョ ンであるGSM1705(米原 2017b)を用いた実験の検証結 果を示す。なお、ここでは初期時刻が3月31日12UTC の予測を春初期日、6月30日12UTCの予測を夏初期 日、9月30日12UTCの予測を秋初期日、12月31日 12UTCの予測を冬初期日と呼ぶ。

(1) 平均誤差

各季節の予測 1~4 週目で時間平均したアンサンブル 平均予報の平均誤差に着目する。図 4.3.1 に大気上端 上向き短波放射の平均誤差を示す。夏・冬初期日を見 ると、概ね第 4.2 節の性能評価試験の検証結果と同様

 ¹ 越智 健太(地球環境・海洋部 気候情報課)、関口 亮平(地 球環境・海洋部 気候情報課)

² 下部境界条件とする海面水温・海氷データの初期値には解 析値を用いるが、その時間変化は気候値で表現している。

³ 循環指数とは、大気大循環の状態を見るためにその特徴を よく表すように作られた指数である (藤川 2013)。例えば、 偏西風が南北に蛇行しているか東西の流れが卓越しているか 確認するための東西指数や、北極域の寒気の蓄積の度合いを 確認するための極渦指数がある。

衣 4.3.1 丹ア淑美験の仕様								
予報モデル	水平解像度	TL479(約 40 km)(~18 日目)、TL319(約 55 km)(18 日目~)						
	鉛直層数	100 層(最上層 0.01 hPa)						
初期値	大気	JRA-55 再解析值						
	陸面(土壌水分を除く)	オフライン陸面解析値(JRA-55 強制)						
	土壤水分	気候値(オフライン陸面解析に基づく)						
下部境界值	海面水温	MGDSST 初期偏差持続(摂動あり)						
	海氷	MGDSST に利用した海氷データセット(予測期間中は統計的推定)						
アンサン	大気初期摂動	SV (Initial $SV + Evolved SV$)						
ブル手法	モデル摂動	確率的物理過程強制法						
	境界摂動	SST 摂動						
アンサンブルメンバー数		5						
予報時間		34 日						
実験期間		1981~2010年(30年間)						

表 4.3.2 再予報実験の主な検証内容

	検証項目	検証要素
予測場の	平均誤差	高度 (500 hPa) 、気温(850 hPa、地上)、海面更正気圧、
決定論的検証		速度ポテンシャル (200 hPa) 、流線関数 (200 hPa, 850 hPa)、
		降水、放射フラックス、帯状平均東西風・気温
	アノマリー相関係数・	高度 (500 hPa) 、気温 (850 hPa、地上)、海面更正気圧、
	RMSE	速度ポテンシャル (200 hPa) 、流線関数(200 hPa, 850 hPa)
年々変動の評価	循環指数のアノマリー相関	東西指数、極渦指数など(詳細は藤川 (2013) 参照)
	係数	
	日本周辺域の平年偏差の	北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美周辺における領域平均
	アノマリー相関係数	気温 (850 hPa、地上)
現象に着目した	アジアモンスーン	アジアモンスーン域の降水の季節変化や WY 指数 (Webster
検証		and Yang 1992) の時系列
	ブロッキング高気圧	出現頻度
	成層圈突然昇温	極域成層圏の気温の時系列
	マッデン・ジュリアン振動	MJO 指数 (Wheeler and Hendon 2004) の相関係数、RMSE、
		振幅・位相の平均誤差
確率検証	ブライアスキルスコア	高度 (500 hPa) 、気温 (850 hPa、地上)、海面更正気圧
	ROC 面積スキルスコア	
スプレッド	スプレッド / RMSE 比	高度 (500 hPa) 、気温 (850 hPa、地上)、海面更正気圧、
		速度ポテンシャル (200 hPa)

に、CERES プロダクトに比べて夏半球側の陸上や南 大洋で短波放射の反射が過少であることが分かる。ま た、性能評価試験の対象としていない春初期日ではア リューシャン列島付近を中心に短波放射の反射が過少 であるといった、他の初期日では明瞭に見られない傾 向があることも分かる。大気上端上向き長波放射につ いては、どの初期日についても概ね同様に過剰傾向が 見られている(図略)。性能評価試験と共通して見られ る特徴が多いことから、放射フラックスの予測特性は 予報モデルの解像度や予報時間によって大きく変わら ないと考えられる。

熱帯域の対流活動や循環場が予測期間中にどの程度

維持できているか確認するために、図 4.3.2、図 4.3.3 にそれぞれ降水量、200 hPa 速度ポテンシャルの平均 誤差を示す。各季節の降水量の平均誤差を比べると、 どの季節にも共通してインド洋西部で GPCP⁴の月別 解析値 (Adler et al. 2003)に比べて降水量が多い傾向 が見られる。また、季節特有の傾向として夏初期日の フィリピン海周辺の降水量が少ない傾向や、春期から 秋期にかけてフィリピン海から日本の南海上で降水量 が少ない傾向が見られる。200 hPa 速度ポテンシャル の平均誤差(図 4.3.3)を見ると、降水量の平均誤差に 対応して、インド洋西部を中心に上層発散が強い傾向

⁴ Global Precipitation Climatology Project



図 4.3.1 大気上端上向き短波放射の平均誤差 [W m⁻²] (予測 3~30 日目の 28 日平均場)。予測の初期時刻は、左上:3 月 31 日 12UTC (春初期日)、右上:6 月 30 日 12UTC (夏初期日)、左下:9 月 30 日 12UTC (秋初期日)、右下:12 月 31 日 12UTC (冬初期日)。平均誤差は CERES プロダクトの月平均値からの差を示す。図の右側には東西平均したものを緯度ごとに表示している。



図 4.3.2 降水量の平均誤差(色)とモデル平年値(等値線) [mm/day](予測 3~30 日目の 28 日平均場)。予測の初期時刻は、 左上:3月31日12UTC(春初期日)、右上:6月30日12UTC(夏初期日)、左下:9月30日12UTC(秋初期日)、右下: 12月31日12UTC(冬初期日)。平均誤差はGPCP月平均値からの差を示す。



図 4.3.3 図 4.3.2 と同様。ただし、要素は 200 hPa 速度ポテンシャル [×10⁶ m² s⁻¹]。平均誤差は JRA-55 からの差を示す。



図 4.3.4 図 4.3.2 と同様。ただし、要素は 500 hPa 高度 [m]。平均誤差は JRA-55 からの差を示す。



図 4.3.5 図 4.3.2 と同様。ただし、要素は 850 hPa 気温 [K]。平均誤差は JRA-55 からの差を示す。

や夏初期日のフィリピン海周辺の大規模発散場が弱い 傾向があることが分かる。

中・高緯度の平均誤差の特徴を確認するために、図 4.3.4、図 4.3.5 にそれぞれ 500 hPa 高度、850 hPa 気 温の平均誤差を示す。500 hPa 高度の平均誤差を見る と、年間を通してアリューシャン列島周辺で 500 hPa 高度が高い傾向が見られる。この誤差は夏期の太平洋 高気圧の北縁で気圧が高い傾向、冬期のアリューシャ ン低気圧が弱い傾向に対応する。冬初期日の日本周辺 に着目すると、第 4.2 節で指摘されたトラフの前面が 浅く予想される傾向に対応する正バイアスはそれほど 大きくないように見える。予測を週別に確認すると、 予測1週目は第 4.2 節と同様の傾向が見られているが、 予報時間の経過とともに正バイアスの傾向は緩和して いる(図略)。予測の誤差には様々なプロセスが関わっ ているためその原因は明確ではないが、このように予 報時間によって平均誤差の傾向が変わって見えること もある。850 hPa 気温の平均誤差を見ると、夏初期日 のシベリア付近に他の季節には見られない正バイアス があることが分かる。現在の全球 EPS(予報モデルは GSM1705より前のバージョンである GSM1603E;山 口 2017)ではこの正バイアスは予測1週目では小さい ものの、予報時間の経過とともに GSM1705よりも大 きく拡大している。GSM1705の開発時にはその平均誤 差の拡大傾向にも着目しながら物理過程の改良が行っ たことで、平均誤差を縮小させることが出来ている。

(2) 現象に着目した検証

現象に着目した検証の例として、アジアモンスーン に伴う降水の季節変化、ブロッキング高気圧の出現頻 度、成層圏突然昇温の検証結果を示す。なお、ここで 示す検証結果は各季節1初期時刻の予測だけでなく、 他の初期時刻の予測も合わせて評価したものである。

図 4.3.6 にインド付近とフィリピン付近で経度方向 に平均した日平均降水量平年値(1998~2010年)の



図 4.3.6 降水量平年値の緯度・時間断面図。上段はインド付近(東経 65~85 度)、下段はフィリピン付近(東経 125~145 度) で経度平均した日別降水量 [mm/day]の 1998~2010 年平均値の季節変化(3~10 月)。左:GPCP、右:各月末初期日の予 測値。予測値は各初期日の予測をつなぎ合わせて示している(赤線は初期日の位置を示す)。



図 4.3.7 北半球冬季におけるブロッキング高気圧の平均出現 頻度分布。左:解析値 (JRA-55)、右:予測値と解析値の 差。1981/1982~2009/2010 年(29 年)の12~2 月、リー ドタイム 4~31 日目を対象としている。



図 4.3.8 1988 年 10 月から 1989 年 4 月にかけての北極上空 30 hPa 気温 [K] の時系列。黒線は解析値 (JRA-55)、赤 線はアンサンブル平均した予測値。桃色線は各アンサンブ ルメンバーの予測値を表す。

緯度時間断面図を示す。解析は GPCP の日別解析値 (Huffman et al. 2001)、予測は 2~9月の月末初期日 の予測を並べたものであり、図の赤線は初期日の位置 を示している。まず、インド付近(上段)に着目する と、北緯 5~30度付近を中心に GPCP に比べて予測の 降水量が過剰であることが分かる。また、GPCP では アジアモンスーンの季節変化に伴って降水の極大域が 北緯 20 度まで北上しているが、予測では北緯 15 度付 近に極大域があることが分かる。これらの傾向は予測 初期から予測期間を通じて見られている。次に、フィ リピン付近(下段)に着目すると、北緯 5~15 度や北 緯 25~35 度付近を中心に GPCP に比べて予測の降水 が過少であることが分かる。北緯 5~15 度付近の過少 傾向は予測期間を通して一貫して見られるものではな く、6~8 月末初期日では予測時間の経過とともに降水 量が減少する傾向が明瞭に見られている。

図 4.3.7 に解析値 (JRA-55) における北半球冬期の ブロッキング高気圧の平均出現頻度分布⁵ と、予測に おける平均出現頻度分布とその解析値との差を示す。 解析値では大西洋からヨーロッパにかけての領域と極 東からアラスカにかけての領域で平均出現頻度が多く なっているが、予測では解析値に比べると頻度が少な いことが分かる。予測を週別に確認すると、この傾向 は特に予測1週目から2週目にかけて明瞭になってい る (図略)。

図 4.3.8 には、成層圏突然昇温の予測の一例として 1988 年から 1989 年にかけての冬期の 30 hPa 気温の 時系列を示す。解析値(黒線)と比べると、予測(赤 線:アンサンブル平均、桃色:各メンバー)では解析 値よりも2月後半の突然昇温時の気温の上昇幅が小さ いことが分かる。このように大きな昇温が十分に予測 できていない傾向は他の事例でも概ね同様に見られる (図略)。金浜(2017b)では、全球 EPS の予報モデル の水平解像度の高解像度化、鉛直層数の増強(最上層 は 0.1 hPa から 0.01 hPa に変更)、物理過程の変更な どによって成層圏突然昇温の予測がより解析値に近く なっていることが示唆されている。

ここで示した現象の予測には予報モデルの様々なプ ロセスが関わっており、その改善のための方法は必ず しも明確になっていない。今後も予報モデルの改良に 合わせて、適宜、再予報実験を行い、これらの現象に 対する影響を確認しながら理解を深めていくことが必 要である。

⁵ ブロッキング高気圧の検出方法の詳細は佐藤ほか (2015) を参照いただきたい。

4.3.5 今後の課題

本項では再予報実験のねらいやその仕様・検証内容、 予測特性について紹介した。数値予報モデルの継続的 な改良のためには、多角的な検証によって予測特性の 変化やそのメカニズムを正しく理解することが重要で ある。そこで得た知見によって、次の改良に向けた開 発にフィードバックを行うことが出来る。本項で紹介 した予測特性の中には、今後の改良に向けて継続的に 取り組みが進められているものもある。引き続き、性 能評価試験だけでなく再予報実験やその検証を通じて 課題を明らかにしながら、GSMの精度向上に向けて取 り組む必要がある。

再予報実験の仕様にも検討の余地があるだろう。例 えば現在のメンバー数は5メンバーであるが、アンサ ンブル平均の予測や確率予測精度の評価を行なう上で は不十分であることが知られている(Ma et al. 2012)。 また、各季節それぞれ1初期時刻の実験では大きな空 間スケールの平均誤差の変化傾向を捉えることはでき るが、局所的なスケールの予測精度の変化傾向は十分 に捉えることが出来ないことがある。予報モデルの変 更の効果を適切に把握出来るように、計算機資源を勘 案しながら、より評価に適した再予報の仕様や検証項 目についても検討を進めていきたい。

参考文献

- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, and E. Nelkin, 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). J. Hydrometeor., 4, 1147–1167.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597.
- 藤川典久, 2013: 季節予報用語集. 平成 24 年度季節予 報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 319–361.
- Hamill, T. M., J. S. Whitaker, and S. L. Mullen, 2006: Reforecasts: An important dataset for improving weather predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 33–46.

- Huffman, G. J., R. F. Adler, M. M. Morrissey, D. T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, and J. Susskind, 2001: Global precipitation at onedegree daily resolution from multisatellite observations. J. Hydrometeor., 2, 36–50.
- 金浜貴史, 2017a: 再予報の仕様. 平成 28 年度季節予報 研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 9–11.
- 金浜貴史, 2017b: QBO、成層圏突然昇温. 平成 28 年 度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 45-46.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5–48.
- Ma, J., Y. Zhu, R. Wobus, and P. Wang, 2012: An effective configuration of ensemble size and horizontal resolution for the NCEP GEFS. Advances in Atmospheric Sciences, 29, 782–794.
- 佐藤均, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 高谷祐平, 松 枝聡子, 杉本裕之, 2015: ハインドキャストによる検 証. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球 環境・海洋部, 22–45.
- 高谷祐平, 2012: 再予報・ハインドキャスト. 天気, **59(6)**, 493-495.
- Webster, P. J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877–926.
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004: An allseason real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917–1932.
- 山口春季,2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,35-41.
- 米原仁, 2017a: 活用例 (1) 全球モデル. 数値予報課報 告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 29-49.
- 米原仁, 2017b: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-7.

4.4 1年積分共通評価ツール¹

4.4.1 はじめに

GSM の開発時に実行する解析予報サイクル実験を 伴わない予測実験型の検証として、1年積分共通評価 $\mathcal{Y} - \mathcal{V}$ (COOL: Common evaluation tOOL for oneyear model integration) がある。COOL は下部境界値 に海面水温 (SST) 及び海氷密接度 (SIC) の解析値を 与えて現業仕様よりも低解像度で1年積分を実行する 共通実験環境である。GSM に限らず全球域を予測対 象とした数値予報モデルの開発に使われていることや、 必要な計算機資源を抑えた仕様にすることで手軽に実 行できることが特徴である。本節では、開発における COOL の役割を述べた後、COOL を用いた実験(以 下、COOL 実験)の実験仕様及び実験結果の評価・検 証といったツールの概要をまとめ、モデル開発者が利 用する際に留意している点について触れる。また、気 象庁が現業運用してきた GSM に対する COOL 実験の 検証結果のモデル間比較や、第4.2節や第4.3節で示し た性能評価試験や再予報実験から見える特性との比較 を通して、モデル開発における今後の課題を述べる。

4.4.2 開発における COOL の役割

気象庁は全球域を予測対象とした現業数値予報シス テムとして、GSM、全球アンサンブル予報システム(全 球 EPS: Global Ensemble Prediction System)、季節 アンサンブル予報システム(季節 EPS)を運用してい る。これらの数値予報システムに何らかの変更を加え る際には、基礎評価試験(鉛直1次元モデルによる理 想実験や低解像度実験など)を通して期待される結果 が得られることを確認した後、現業システムと同じ仕 様で行う性能評価試験や業務化試験を経る²(原 2013: 石田 2017)。COOL 実験は基礎評価試験の一つとして 位置づけられており、開発初期段階での鉛直1次元モ デルなどの理想実験による評価が完了した後、性能評 価試験や再予報実験に進む前に実行することを想定し ている。また、モデルの予測対象や利用目的を問わず 全球数値予報モデル開発者が共通の仕様で実験を行う ことで、開発成果や課題の共有、科学的な議論を促す ことが期待される。

性能評価試験や再予報実験とは異なり、AMIP³型の 実験⁴を行うことで下部境界の時間発展に由来する誤 差を除いた評価が可能となる。AMIP型の実験でモデ ルの特性を評価するためには複数年を対象とした実験 を行うことが望ましいが、COOL実験は計算機資源や 実行時間の面で手軽に実行できることを優先して実験 期間を1年にしている。性能評価試験や再予報実験と 比較して実験にかかる時間が短くなる⁵ことで、実験 開始から短い時間で結果を確認することができる。

COOL実験を行う目的として以下の点が挙げられる。

- 加えた変更から想定される変化が現れているか、
 意図しない変化が現れていないかといった確認
- 基本場の維持性能として、季節変化に卓越するような極端なドリフトが見られないかといった確認
- 全球エネルギー収支や降水量などの基本的な物理 量の変化や予測特性の把握

一方で、時空間スケールの細かいインパクトや予測精 度に関する議論、年々変動などの気候学的な議論を目 的に COOL を使うことはできないため、性能評価試験 や再予報実験、AMIP 型の複数年を対象とした長期積 分実験などを目的に応じて使い分けている。

近年の全球数値予報モデル開発における COOL の利 用実績について紹介する。大きく分けて二つの用途 (i) 開発時における変更のインパクトの確認や基礎的な予 測特性の評価、(ii) 現業化されたバージョンなどの複 数モデル間の相互比較、で利用されている。一つ目の 用途については既に述べた通りである。二つ目に挙げ た相互比較は、実験仕様を統一したことによって可能 となった。性能評価試験は通常は直近の夏及び冬を実 験期間とすることから、実験期間が異なる実験間の比 較が非常に困難であったのに対し、COOL 実験では実 験対象年も含めて実験仕様を揃えている。また、例え ば GSM と季節 EPS など、実験仕様の違いから比較が 困難であったモデル同士の比較も可能となり、全球数 値予報モデルの開発者間での成果や課題の共有が進ん でいる。

4.4.3 実験仕様

表 4.4.1 に COOL の実験仕様を、図 4.4.1 に COOL 実験の模式図を示す。水平解像度は TL159 (約 110 km) と現業仕様よりも低解像度にする⁶ことで、計算機資 源を抑えている。鉛直層数は任意に設定することとし ており、現業数値予報システムの鉛直層数と揃えるこ とが一般的である⁷。大気初期値には気象庁 55 年長期

¹ 松川 知紘

² 気候情報課では、全球 EPS や季節 EPS に関する性能評価 のために過去 30 年分の再予報実験を実施している。

³ Atmospheric Model Intercomparison Project の略で、観 測された月別海面水温・海氷分布を境界条件に与えて積分し た過去実験の結果をモデル間で比較する、大気モデル相互比 較プロジェクト (Gates 1992; Gates et al. 1999)。

⁴本節では、SST 及び SIC の推定値を下部境界値に与える性 能評価試験や再予報実験と対比する意味で、解析された SST 及び SIC を下部境界値に与えた実験を AMIP 型と呼ぶ。

⁵ 第10世代スーパーコンピュータシステム上において、2018 年 12 月時点で現業化されているバージョンの GSM での COOL 実験は、表 4.4.1 の正規版が約 8 時間、簡易版が約 3 時間で終了する。

⁶ 2018 年 12 月現在での現業数値予報システムの水平解像度 は、GSM が TL959(約 20 km)、全球 EPS の積分 18 日目 までが TL479(約 40 km)、全球 EPS の積分 18 日目以降が TL319(約 55 km)、季節 EPS の大気モデルが TL159 であ る。

⁷ 2018 年 12 月現在での現業数値予報システムの鉛直層数 は、GSM 及び全球 EPS が 100 層、季節 EPS の大気モデル が 60 層である。

水平解像度		TL159 (約 110 km)				
鉛直層数		任意(各モデルの鉛直層数に依存)				
初期値 大気		JRA-55 再解析值				
陸面		JRA-55 再解析値もしくはオフライン陸面解析値(JRA-55 強制)				
下部境界值	海面水温	MGDSST の解析値				
	海氷	MGDSST に利用した海氷データセットの解析値				
アンサンブル手法		時間間隔を 30 時間とした LAF 法				
アンサンブル	正規版	12				
メンバー数 簡易版		4				
スピンアップ		1か月				
評価期間		2001年1月~2002年2月				

表 4.4.1 COOL の実験仕様

再解析 (JRA-55; Kobayashi et al. 2015) を、陸面初 期値には JRA-55 陸面解析値もしくはオフライン陸面 解析値⁸を、それぞれ解像度変換して用いる。下部境 界値には、気象庁海洋気象情報室によって整備された MGDSST 再解析値 (栗原ほか 2006) 及び、海氷解析値 データセット (Ishii et al. 2005; Matsumoto et al. 2006) の日別解析値を時間内挿して与える。初期値に由来し ないモデル本来の予測特性を評価するために、初期値 の影響が及ぶ積分開始後の1か月間をスピンアップと して評価に用いないこととし、その後の14か月間⁹を 評価期間とした。

COOL 実験では、実験結果の不確実性を小さくする ことを狙って複数メンバーによるアンサンブル実験結 果をアンサンブル平均して評価する。アンサンブルメ ンバー数と計算機資源や実行時間はトレードオフの関 係にあり、手軽に実行できるツールとするために適切 なメンバー数を選択する必要がある。これらの制約か ら正規版(12メンバー)と簡易版(4メンバー)のど ちらかを利用者が選択するようにした。

エルニーニョ・南方振動などの顕著な現象が発生し ていない、実験結果の評価に用いる衛星観測データな どの検証データが比較的多く利用できる、といった観 点から 2001 年を実験対象年とした。実験期間は、性能 評価試験や再予報実験のように変更することはせずに 固定とする。実験対象年を変更することで実験結果に どの程度影響を及ぼすのかを把握するため、同じモデ ルを用いて対象年を 1997 年 (エルニーニョ年)、1999 年 (ラニーニャ年)、2004 年 (平常年) に変更した実験 結果を比較したところ、降水量の誤差分布については



図 4.4.1 COOL 実験の模式図。個々の矢印はアンサンブル における各メンバーの予測を表す。

差が比較的小さい一方で、500 hPa ジオポテンシャル 高度や海面更正気圧は、特に内部変動が大きい中高緯 度において年ごとに誤差傾向が異なる(図略)。COOL 実験は複数年を対象としておらず、単一年の実験結果 から得られる誤差やモデル間の差のみの評価が可能と なる。モデル気候値や気候学的な系統誤差を評価する ためには、複数年を対象とした実験を行う必要がある ことに留意していただきたい。

4.4.4 評価検証システム

GSMの開発においては、性能評価試験を主な対象と した全球決定論予測についての標準検証環境 (DPSIVS) が、モデル開発者自らによって整備・拡張されている (米 原 2017)。COOL における実験結果の評価・検証におい ても、考え方は DPSIVS 開発当時の思想と同じであり、 統合的な検証環境を整備することを目指して DPSIVS のファミリーとなる検証システム (COOLIVS) を整備 している。検証システムのあり方や管理方針のみなら ずディレクトリ構成や起動方法などを DPSIVS と揃え ることで、検証システムの利用や機能拡充への敷居を 低くすることを試みた。数値予報課、気候情報課、気 象研究所などのモデル開発者によって個別に維持・管

⁸ GSM1603(第1.1.7項参照)で導入された陸面モデルの変 更により、JRA-55とGSMで陸面モデルの層数や予報変数 が異なるようになったため、必要に応じてオフライン陸面解 析値を利用している。

⁹ 第4.4.4 項で示すように、COOL 実験の結果を3か月平均 場で評価するため、越年する3か月平均場についても連続し た3か月間で評価できるように2か月余分に積分する。

Global Energy Budget [GSM1705:2001/01-2001/12]



Reference: Wild et al. (2013)

[Units : Wm^{-*}]

図 4.4.2 全球エネルギー収支の模式図の例。図中の矢印は、 大気上端下向き短波放射 (RSDT)、地表面下向き短波放 射 (RSDB)、大気上端上向き短波放射 (RSUT)、地表面 上向き短波放射 (RSUB)、顕熱 (FLSH)、潜熱 (FLLH) 、地表面下向き長波放射 (RLDB)、大気上端上向き長波 放射 (RLUT)、地表面上向き長波放射 (RLUB)の各フ ラックス及びそれらから計算される正味のフラックスを模 式的に図示している。矢印中の値 [W m⁻²] は、上段にモ デルの1年平均値、中段と下段の括弧の中に Wild et al. (2013)の値とその不確実幅を示している。

理されてきた検証ツールを COOLIVS のパッケージと して統合することで、様々な目線で実験結果を評価で きる検証システムになることが期待される。

以下に、2018 年 12 月時点で COOLIVS に含まれる パッケージの概要を簡単に紹介する。検証値の追加、新 しい検証パッケージの追加や機能拡張など、今後も検 証システムを拡充していく予定である。

Ebudget

全球エネルギー収支は全球数値予報モデルにとって 重要な指標の一つであり現実とずれていないことが望 ましいことから、放射フラックス、顕熱及び潜熱フラッ クスから計算される、1年平均値での全球エネルギー 収支を評価する。図4.4.2に例を示したエネルギー収支 の模式図に加えて、各フラックスの値の一覧表や3か 月平均値の季節変化などから、エネルギー収支の実験 間比較や検証値 (Wild et al. 2013) との比較ができる。

Zonalmean

各実験結果、実験間の差分、各実験の誤差(検証値 との差分)について、3か月及び1年平均場に対して 帯状平均した高度1hPaまでの南北--高度断面図を描 画する。描画する要素は東西風、南北風、気温、比湿、 相対湿度、鉛直p速度、雲水量などで、再解析データ (JRA-55やERA-Interim(Dee et al. 2011)など)を検 証値としている。

Errmap

Zonalmean と同様に、各実験結果、実験間の差分、 各実験の検証値との差分を、3か月及び1年平均場の 空間分布として描画することで、実験間での変更点の インパクトや誤差の空間分布を把握することができる。 検証値として、再解析データ、CERES¹⁰の放射フラッ クス、GPCP¹¹の降水量、OAFlux¹²の顕熱・潜熱フ ラックス、SOC¹³の顕熱・潜熱フラックス及び運動量 フラックスなどのプロダクトを用いて評価している。

4.4.5 予測特性

GSM1403, GSM1603, GSM1705(それぞれ第 1.1 節 参照)について、COOL 実験の評価結果を放射収支に 関する特性を中心に比較した後、GSM1705 の予測特 性について第 4.2 節や第 4.3 節で示した性能評価試験や 再予報実験と比較しながら述べる。また、実験仕様の 共通化により比較が可能となった、季節 EPS で利用さ れている大気海洋結合モデルの大気モデル(本項では CPS2-atmos と呼ぶ)¹⁴ の評価結果も参考に示す。本 稿では断らない限り、3~5 月を春、6~8 月を夏、9~11 月を秋、12~2 月を冬と表記する。

表 4.4.2 に各モデル及び検証値 (Trenberth et al. 2009; Wild et al. 2013)の全球エネルギー収支一覧を、 図 4.4.3 及び図 4.4.4 にそれぞれ夏期及び冬期の地表面 下向き短波放射フラックス、大気上端上向き長波放射 フラックス、降水量の誤差空間分布を示す。

GSM1403の特徴として、全球平均では大気上端上 向き短波放射、顕熱、大気上端上向き長波放射がいず れも過剰であることが挙げられる。空間分布で見ると、 海上を中心に地表面下向き短波放射が過少である一方 で、陸上ではやや過剰であることが分かる。

GSM1603の全球収支では、地表面下向き短波放射が 過剰、大気上端上向き短波放射が過少となる改悪が見 られる。原因として、放射過程における雲のオーバー ラップの方法の変更などにより短波放射に対して大気 の光学的厚さが薄くなったため、地表面に入射する短 波放射が増加したことが挙げられる。GSM1403で見 られた対流活発域での短波放射の入射が過少な誤差が 反転し、逆に過剰となっていることが空間分布から分 かる。大気上端上向き短波放射が過少になったことは、 短波放射の入射が過剰になったことと整合的である。

GSM1705 では、放射過程に関する改良として、水 雲粒有効半径診断方法の改良や、積雲上昇流域の放射 雲診断スキームの導入、エーロゾルの取り扱いの精緻 化などが含まれており、GSM1603 で見られた短波放射

 $^{^{10}\,}$ Clouds and the Earth's Radiant Energy System

¹¹ Global Precipitation Climatology Project

¹² Objectively Analyzed air-sea Fluxes

 $^{^{13}\,}$ Southampton Oceanography Centre

¹⁴ 2015 年 6 月に現業化された季節アンサンブル予測システム (JMA/MRI-CPS2; Takaya et al. 2018)の大気海洋結合 モデルのうち、大気モデル部分のみを用いたモデルを指す。



図 4.4.3 COOL 実験における夏(6~8月)の3か月平均値の誤差の空間分布。上から順に、地表面下向き短波放射フラックス (RSDB)の対 CERES 平均誤差 [W m⁻²]、大気上端上向き長波放射フラックス (RLUT)の対 CERES 平均誤差 [W m⁻²]、降 水量の対 GPCP 平均誤差 [mm/day](降水量のみカラーバーの色が逆であることに注意)、左から順に、GSM1403, GSM1603, GSM1705, CPS2-atmos の誤差を示しており、各図の右側には帯状平均した平均誤差を緯度ごとに表示している。いずれも 4 メンバーのアンサンブル平均値である。

表 4.4.2 COOL 実験における各エネルギーフラックスの全球平均値 [W m⁻²]。GSM1403 以降のバージョンの GSM (GSM1403, GSM1603, GSM1705) 及び CPS2 大気モデル (CPS2-atmos) の 1 年平均値に加えて、検証値として Trenberth et al. (2009) (T09; 2000 年 3 月から 2004 年 5 月の観測値を基にした値) 及び Wild et al. (2013) (W13; 21 世紀初めにおける気候状態で の推定値) の値を示している。W13 の値については不確実性の幅を括弧の中に示す。各フラックスの英語表記は図 4.4.2 と 同様であり、検証値を除いていずれも 4 メンバーのアンサンブル平均値である。

	RSDT	RSDB	RSUT	RSUB	FLSH	FLLH	RLDB	RLUT	RLUB
GSM1403	341.2	182.1	103.0	24.3	26.5	85.6	340.9	252.0	398.8
GSM1603	341.2	209.9	78.6	24.9	23.3	89.0	335.6	254.6	399.5
GSM1705	341.2	194.9	92.3	24.0	23.3	86.9	336.8	251.5	399.3
CPS2-atmos	341.2	188.6	99.1	25.4	19.1	80.4	338.5	239.1	398.8
T09	341.3	184	101.9	23	17	80	333	238.5	396
W13	340	185	100	24	20	85	342	239	397
	(340-341)	(179-189)	(96-100)	(22-26)	(15-25)	(80-90)	(338-348)	(236-242)	(394-400)

を中心とした誤差が大幅に改善されている。GSM1403 と比べても、総合的に見れば全球エネルギー収支が改 善している。GSM1603で見られた、夏期におけるユー ラシア大陸や北米全域、冬期におけるアフリカ大陸や 南米大陸の短波放射の入射が過剰な誤差が大幅に改善 しており、改良の狙いが明瞭に現れている。

GSM1403 以降の GSM において一貫して見られる特 徴として、冬期の南大洋における短波放射の入射が過 剰な誤差と、対流活発域を中心とした大気上端上向き 長波放射が過剰な誤差が挙げられる。これら二つの誤 差は GSM1705 でやや軽減できているが、GSM1403 以 降継続して見られている今後解決していくべき課題の 一つである。

次に降水量について述べる。表4.4.3 に示した全球 平均降水量一覧から、GSM1403 以降の全てのGSMで 夏冬ともにGPCPよりも降水過多となっているが、モ デルを更新するたびに過多な誤差が小さくなる方向に 変化する改善が見られる。夏期(図4.4.3 の下段)は、 GSM1603 でインド洋の降水過多が改善している一方 で、フィリピン東海上における降水過少が顕著となり、 その傾向はGSM1705 でも継続している。冬期(図4.4.4 の下段)の南米大陸上の降水分布はバージョンごとに 大きく変化しており、GSM1603 では地表面下向き短波 放射が過剰となった結果として降水量も過多になった



図 4.4.4 図 4.4.3 と同様、ただし冬(12~2月)の3か月平均値の誤差を示す。

表 4.4.3 COOL 実験における 3 か月平均降水量の全球
 平均値 [mm/day]。GSM1403 以降のバージョンの GSM (GSM1403, GSM1603, GSM1705) 及び CPS2 大気モデル (CPS2-atmos) に加えて、検証値として GPCP の値を
 季節ごと(春:3~5月、夏:6~8月、秋:9~11月、冬:12~2月)に示しており、検証値を除いていずれも4メンバーのアンサンブル平均値である。

	春	夏	秋	冬
GSM1403	2.94	3.05	2.97	2.94
GSM1603	2.81	2.92	2.82	2.84
$\operatorname{GSM1705}$	2.76	2.86	2.78	2.80
CPS2-atmos	2.75	2.86	2.75	2.75
GPCP	2.66	2.72	2.69	2.71

と考えられるが、GSM1705 では改善されている。

CPS2-atmosの全球エネルギー収支は GSM と比べ ると検証値との一致が非常によく、対流活発域におけ る地表面下向き短波放射及び大気上端上向き長波放射 が過剰といった GSM の予測特性とは異なる特徴が見 られる。夏期のフィリピン東海上の降水過少はほとん ど見られず、日付変更線付近の降水過多も GSM と比 べて軽減されている。季節予報に用いる大気海洋結合 モデルの開発において、全球エネルギー収支や熱源と なる西部太平洋の降水分布などを重要視して大気モデ ルを開発していることが、この結果から見て取れる。

GSM1705の放射に関する特性を詳しく述べる。図 4.4.5 に夏期及び冬期における GSM1705の放射フラッ クスの対 CERES 誤差空間分布を示す。対流活発域や 夏半球の陸上、冬期の南大洋などで短波放射の反射が 弱く、地表面下向き短波放射を反転した誤差が海氷上 を除いて見られ、雲が不足していると考えられる。海 氷上に目を向けると、夏期の北極域においては地表面 短波放射が下向き(図4.4.3の上段)と上向きの両方で 過少である一方で、冬期の南極域では地表面の下向き 短波放射が過剰であるにもかかわらず上向き短波放射 が過少である。このことから、海氷面アルベドや大気 の光学的厚さなどに課題があることが示唆される。地 表面下向き長波放射の誤差から、夏期北極域では雲が 多く長波放射が過剰である一方で、その他の領域では 雲が少なく長波放射が過少である可能性がある。これ らの誤差特性を放射収支のみならず多面的により詳細 に調査することで、今後の改善に繋がることが期待さ れる。

ここで放射フラックスについて、予測時間や評価期 間などがCOOL実験と異なる性能評価試験及び再予報 実験と本項で示した評価結果を比較する¹⁵。図4.2.4 に 示されている性能評価試験や再予報実験(図略)にお ける大気上端上向き長波放射フラックスは、ベンガル 湾からフィリピンの東海上にかけてや、太平洋上の対 流活発域など、大気上端上向き長波放射が過剰である 誤差特性が類似している。一方で、大気上端上向き短 波放射について、性能評価試験、再予報実験、COOL 実験における平均誤差は見え方が異なる点がある。性 能評価試験による誤差特性(図4.2.5)を見ると、夏冬

¹⁵ 性能評価試験は 00, 06, 12, 18UTC 初期値の予測時間 FT=6 について 2017 年 8 月及び 2018 年 1 月の月平均誤 差であり、再予報実験は予測 3~30 日目の 28 日平均場の 1981~2010 年の 30 年平均系統誤差であるのに対し、COOL 実験は 2001 年 6~8 月及び 2001 年 12 月~2002 年 2 月の 3 か月平均誤差である。



図 4.4.5 GSM1705の COOL 実験における 3 か月平均値の誤差の空間分布。上から順に、夏(6~8 月)、冬(12~2 月)、左から順に、大気上端上向き短波放射フラックス (RSUT)、地表面上向き短波放射フラックス (RSUB)、地表面下向き長波放射フラックス (RLDB)の対 CERES 平均誤差 [W m⁻²]を示しており、各図の右側には帯状平均した平均誤差を緯度ごとに表示している。いずれも 12 メンバーのアンサンブル平均値である。



図 4.4.6 GSM1705 の COOL 実験における帯状平均した気温 [K] の 3 か月平均値の高度–緯度断面図。左から順に、春(3~5 月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)、冬(12~2月)の実験結果について、色は対 ERA-Interim 平均誤差を、等値線は予測結 果を示しており、縦軸は気圧 [hPa] を表す。黄土色の塗りつぶし域は地上気圧の帯状平均がその高度よりも低い領域を表して いる。いずれも 12 メンバーのアンサンブル平均値である。

ともに東部太平洋の夏半球側を中心とした上向き短波 放射が過剰であるのに対し、再予報実験(図4.3.1)や COOL実験では対流活発域に沿って過少な誤差が見ら れる。また、ペルーやチリの沿岸といった海洋性層積 雲が発生しているとみられる領域において、性能評価 試験や再予報実験では顕著な短波放射の反射不足が見 られる一方で、COOL実験では特に夏期にほとんど見 られない。全球平均で見ると、上向き短波放射が過少 な誤差特性が COOL実験で最も顕著に見える。性能 評価試験、再予報実験、COOL実験で評価結果が異な る原因について、水平解像度の違いに起因する差や、 FT=6では見えない誤差が長期積分をすることで現れ ていること、対象年による誤差特性の違いが大気上端 上向き長波放射と比べて大きいことなどが可能性とし て考えられるが、原因は分かっていない。 CERES のプロダクトにはある程度の誤差が含まれ ていることを念頭に置く必要があり、特に地表面にお ける値は大気上端よりも相対的に不確実性が大きい¹⁶。 また、本項では CPS2-atmos との比較はあまり触れな かったが、GSM と類似の特性や、GSM と比べて改善 されている点などを精査することで、今後のエネルギー 収支改善の手がかりになるかもしれない。

次に、第4.2節で示した GSM の対流圏下層低温バイ アスについて、COOL 実験での評価結果を確認する。 図 4.4.6 に、GSM1705 の気温の誤差の高度–緯度断面 図を季節ごとに示す。

季節に関係なく見られる誤差として、高緯度の一部 を除く対流圏の低温や対流圏界面付近の高温傾向があ

 $^{^{16} \ {\}tt https://ceres.larc.nasa.gov/dqs.php}$



図 4.4.7 GSM1705 の COOL 実験における 3 か月平均値の誤差の空間分布。上から順に、降水量の対 GPCP 平均誤差 [mm/day]、 200 hPa 速度ポテンシャルの対 JRA-55 平均誤差 [10⁶ m² s⁻¹]、500 hPa ジオポテンシャル高度の対 ERA-Interim 平均誤 差 [m]、左から順に、春 (3~5 月)、夏 (6~8 月)、秋 (9~11 月)、冬 (12~2 月)の平均誤差を示しており、各図の右側には 帯状平均した平均誤差を緯度ごとに表示している。いずれも 12 メンバーのアンサンブル平均値である。

る。夏期及び冬期の気温に関して、性能評価試験及び 再予報実験の帯状平均誤差(図略)と比較すると、対 流圏における低温傾向の中でも特に熱帯対流圏上層や 冬半球側中緯度対流圏における低温は実験間でほぼ共 通している誤差である一方で、高緯度域や対流圏下層 の高温傾向は実験間で差異がある。また、COOL実験 の方が対流圏の低温傾向や成層圏の誤差の絶対値が大 きいことから、図4.2.1で示した初期値における対流圏 の低温バイアス傾向が予測が進むとともに拡大し、性 能評価試験や再予報実験の予報期間を超えて誤差の拡 大が持続している可能性がある。上部成層圏における 冬(夏)半球側の極域高温(低温)バイアスなども実 験間である程度共通しているが、成層圏は対流圏と比 べて誤差の年々変動が大きく検証データ間での差異も 相対的に大きいので、複数年による評価が望ましい。

図 4.4.7 に示した GSM1705 の COOL 実験におけ る降水量、200 hPa 速度ポテンシャル (CHI200) 及び 500 hPa ジオポテンシャル高度 (Z500) に関する誤差の 空間分布について、再予報実験における系統誤差 (図 4.3.2、図 4.3.3、図 4.3.4) と比較する¹⁷。降水量につ いて、第 4.3 節で指摘しているインド洋西部の過多バイ アスや夏期のフィリピン東海上における過少バイアス、 春期から夏期にかけての日本の南海上の過少バイアス は COOL 実験でも概ね一致した誤差傾向が見える。そ の他にも、アマゾン周辺や夏期の日付変更線付近の降 水過剰なども共通して見られる特徴である。降水量に 対応して、大規模収束発散を表す CHI200 の誤差分布 も熱帯域の特徴は概ね再予報実験と一致している。

一方で、Z500に関する誤差傾向は降水量や CHI200 と比べると再予報実験との違いが大きいように見え る¹⁸。低緯度帯のほぼ全域で高度が低い誤差は共通で あるのに対し、COOL実験では中緯度帯では帯状平均 で負の誤差傾向となっているものの波列のような誤差 パターンが多く見られる。COOL実験では、再予報実 験で年間を通じて見られたアリューシャン列島付近での Z500が高い誤差が秋を除いて不明瞭である。850 hPa 気温 (T850) についても、中高緯度における誤差傾向 は再予報実験と一致しない部分が多く、第4.3節で指 摘している T850 の夏期シベリア付近の高温バイアス は 2001 年を対象とした COOL実験では見られない (図略)。

最後に、性能評価試験では評価が難しい成層圏準二 年周期振動 (QBO: Quasi-Biennial Oscillation) につい て述べる¹⁹。GSM1403 で非地形性重力波を表現する パラメタリゼーションとしてレイリー摩擦に代わって Scinocca (2003) によるスキームが導入されたことによ り、モデル気候場や中層大気の予報精度、QBOの表現が 改善された(第 3.4.3 項)。そこで、GSM1705 (CNTL) 及び GSM1705 の非地形性重力波スキームをレイリー 摩擦に戻した実験 (TEST) における COOL 実験での

¹⁷ 再予報実験では初期時刻を基準に季節を決めるのに対し、 COOL 実験は予測対象期間で季節を決めるため、両者で対 象月が異なる。

¹⁸ 図 4.3.4 とカラーバーが異なる。

¹⁹ 再予報実験を用いた QBO の評価は金浜 (2017) を参考に していただきたい。



図 4.4.8 5°S –5°N で平均した帯状平均東西風 [m/s] の時間–高度断面図。左から順に、CNTL (GSM1705)、TEST (GSM1705 の非地形性重力波スキームをレイリー摩擦に戻した実験)、JRA-55 であり、縦軸は気圧 [hPa] を表す。TEST 及び CNTL はいずれもある 1 メンバーの結果である。

QBOの表現を確認する。図 4.4.8 に示した熱帯域で平 均した東西風の高度-時間断面図を見ると、TEST では 表現されていない熱帯下部成層圏における東西風の周 期変化が CNTL では見られることから、COOL 実験 の結果からも非地形性重力波スキームの改良によって QBO の表現が改善したことが分かる。しかしながら、 GSM1705のQBOの表現には周期が短く振幅が弱いと いう特性があり、これらの表現の改善は今後の課題で ある。季節よりも長い時間スケールで変動する現象は 複数年にわたる長期積分環境を用いて評価することが 望ましいが、QBO に関して言えば COOL を用いても 振幅や周期の大まかな評価は可能だと考えられる。解 析予報サイクルにおける成層圏の第一推定値と観測値 の整合性を確認するために性能評価試験を、東風・西 風位相の転換を評価するために再予報実験を用いるな ど、目的や評価項目が異なる複数の実験により特性を 把握することが重要である。

4.4.6 まとめと今後の展望

COOL は低解像度で AMIP 型の実験を行う1年積 分共通評価ツールであり、開発において性能評価試験 や再予報実験とは異なる役割を果たす基礎評価試験と して利用されている。気象庁の各部署の全球数値予報 モデル開発者が、共通の仕様で実験及び評価・検証を 行うことで、開発効率の向上や、成果や議論の共有を 促すことが期待される。再予報実験と同様に夏冬以外 の季節に関する評価が可能となる点は、通常の性能評 価試験にはない利点の一つである。手軽に実行できる ツールとするために計算機資源や実行時間を抑えるこ とを優先しているため、実験対象年が1年である点や 少数のアンサンブルメンバーで評価している点で評価 結果の解釈に注意が必要である。

例えば放射フラックスや降水分布など、第4.2節や

第4.3節で示した性能評価試験や再予報実験における 評価と類似の誤差特性が見える要素も多く、COOLは 基礎的な評価に有用だろう。一方で、中高緯度におけ るZ500やT850など、特に内部変動の大きい要素・領 域では実験対象年を変更することで誤差特性が大きく 変わり得るため、基礎評価試験の段階でCOOLのみを 用いて評価・検証を行うことは誤った予測特性の評価 に繋がりかねない。多面的な評価・検証を行うために今 後も評価検証システムの拡充を進めていく一方で、目 的や用途に応じて様々な実験による評価を組み合わせ て開発を進めていき、科学的な議論を通した全球数値 予報モデルの精度向上に努めていきたい。

参考文献

- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: the Atmospheric Model Intercomparison Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 73, 1962–1970.
- Gates, W. L., J. S. Boyle, C. Covey, C. G. Dease, C. M. Doutriaux, R. S. Drach, M. Fiorino, P. J. Gleckler, J. J. Hnilo, S. M. Marlais, T. J. Phillips,

G. L. Potter, B. D. Santer, K. R. Sperber, K. E. Taylor, and D. N. Williams, 1999: An Overview of the Results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 29–55.

- 原旅人, 2013: 概論. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気 象庁予報部, 1-5.
- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数 値予報課報告・別冊第63号, 気象庁予報部, 4–10.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. Int. J. Climatol., 25, 865–879.
- 金浜貴史,2017: QBO、成層圏突然昇温. 平成 28 年 度季節予報研修テキスト,気象庁地球環境・海洋部, 45-46.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5–48.
- 栗原幸雄,桜井敏之,倉賀野連,2006:衛星マイクロ波 放射計、衛星赤外放射計及び現場観測データを用い た全球日別海面水温解析.測候時報,**73**,S1-S18.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. AMS 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, P2.21.
- Scinocca, J. F., 2003: An Accurate Spectral Nonorographic Gravity Wave Drag Parameterization for General Circulation Models. J. Atmos. Sci., 60, 667–682.
- Takaya, Y., S. Hirahara, T. Yasuda, S. Matsueda, T. Toyoda, Y. Fujii, H. Sugimoto, C. Matsukawa,
 I. Ishikawa, H. Mori, R. Nagasawa, Y. Kubo,
 N. Adachi, G. Yamanaka, T. Kuragano, A. Shimpo,
 S. Maeda, and T. Ose, 2018: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute– Coupled Prediction System version 2 (JMA/MRI-CPS2): atmosphere–land–ocean–sea ice coupled prediction system for operational seasonal forecasting. *Clim. Dyn.*, **50**, 751–765.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009: Earth's global energy budget. Bull. Amer. Meteor. Soc., 90, 311–323.
- Wild, M., D. Folini, C. Schär, N. Loeb, E. G. Dutton, and G. König-Langlo, 2013: The global energy

balance from a surface perspective. *Clim. Dyn.*, **40**, 3107–3134.

米原仁, 2017: 活用例 (1)-全球モデル. 数値予報課報告・ 別冊第 63 号, 気象庁予報部, 29-49.

A.1 はじめに

付録 A では、数値予報課報告・別冊第 65 号発刊時 の GSM の基礎方程式、物理過程の仕様等について簡 潔に報告する。

これまで、数値予報研修テキストでは主にプロダク ト利用者に向けて、GSMの改良の概要や予測特性の変 化などについて、事例を含めて理解されやすい内容で 情報発信を行ってきた。また、数値予報課報告・別冊 は、数値予報モデルに理解のある開発者・研究者に向 けた専門的な報告を目的としており、本号(第65号) のほか、これまでも第50,51,55,58号(気象庁予報部 2004,2005,2009,2012)において GSM の力学や物理 過程の手法の改善点や問題点について詳細に報告して きた。

その一方で、GSM に用いている力学、物理過程の 基礎方程式や仕様を概観する資料は、世界気象機関 (WMO)の全球データ処理・予報システム (GDPFS) と数値天気予測 (NWP) 調査に関する技術進捗報告の 付録として気象庁が発刊する英文の資料 (JMA 2019) のみであった。

今回の数値予報課報告・別冊の刊行にあたって、国 内の全球数値予報モデルの開発者、研究者との連携を 促進することを目的として、JMA (2019)の日本語訳 をベースとして GSM の基礎方程式・仕様を簡潔に示 し、今後の国内の全球数値予報モデルに関する専門的 な議論の活性化の一助としたい。

付録 A.2 以降では、力学、物理過程(放射、積雲対 流、雲、接地境界層、境界層、重力波、陸面)、初期値・ 境界値の順で、GSM に用いている手法を概説してい く。各項目の計算を実際に行う際に必要な技術的な詳 細については、数値予報課報告・別冊第 50, 51, 55, 58 号(気象庁予報部 2004, 2005, 2009, 2012)と本号(第 65 号)の該当する箇所を参照いただきたい。

A.2 力学

GSM はセミインプリシット・セミラグランジュ法の 全球モデルである。保存性の欠如、三次元内挿に要す る大きな計算コスト等のセミラグランジュ法のモデル の欠点を補うために、GSM には鉛直保存セミラグラン ジュ法 (Yukimoto et al. 2011)を採用している。

A.2.1 支配方程式

GSM の支配方程式は、 $\eta 座標プリミティブ方程式で$ $ある。<math>\eta 座標は、気圧 p と \sigma (\sigma = p/p_S)$ 、ただし p_S は 下部境界面気圧)を組み合わせたハイブリッド座標で あり、 $p = A(\eta) + B(\eta)p_S$ で定義される。 η は0から1 の間の値をとり、 $\eta = 1$ で下部境界(モデル大気下端)、

* 本田 有機、坂本 雅巳

 $\eta = 0$ で上部境界である。水平風ベクトル (u = (u, v))、 気温 (T)、気圧 (p)、比湿 (q)、雲水混合比 (q_c) の予報 変数は η 座標系の以下のプリミティブ方程式系に従う。

$$\frac{d\boldsymbol{u}}{dt} = -f\boldsymbol{z} \times \boldsymbol{u} - (\nabla\Phi + R_d T_V \nabla\ln p) + \boldsymbol{F}_{\boldsymbol{u}}$$
(A.2.1)

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\kappa T_V \omega}{\left[1 + (C_{pv}/C_{pd} - 1)\,q\right]p} + F_T \qquad (A.2.2)$$

$$\frac{dq}{dt} = F_q \tag{A.2.3}$$

$$\frac{dq_c}{dt} = F_c \tag{A.2.4}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \nabla \cdot \left(\boldsymbol{u} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = 0$$
(A.2.5)

ここで、d/dtは $\partial/\partial t + \mathbf{u} \cdot \nabla + \eta \partial/\partial \eta$ で定義される全 微分、 ∇ は等 η 面上の水平勾配の演算子であり、zは 鉛直単位ベクトル、 Φ はジオポテンシャル、 T_V は仮温 度、fはコリオリパラメータ、 R_d は乾燥大気の気体定 数、 η は鉛直 η 速度である。 $\kappa = R_d/C_{pd}$ であり、 C_{pd} は乾燥大気の定圧比熱容量である。 C_{pv} は水蒸気の定 圧比熱容量、 F_u , F_T , F_q , F_c は物理過程に関する時間変 化率である。 F_u , F_T , E_q , F_c は物理過程に関する時間変 んでいる。上部・下部の境界条件は、 $\eta = 0 \ge \eta = 1$ において、 $\dot{\eta} = 0 \ge \alpha$ ることである。この境界条件を 使用して、(A.2.5) 式を η について積分すると、 $\dot{\eta} \ge p$ 速度 ω は以下の式で求められる。

$$\dot{\eta}\frac{\partial p}{\partial \eta} = -\frac{\partial p}{\partial t} - \int_0^\eta \nabla \cdot \left(\boldsymbol{u}\frac{\partial p}{\partial \eta'}\right) d\eta' \qquad (A.2.6)$$

$$\omega \equiv \frac{dp}{dt} = -\int_0^{\eta} \nabla \cdot \left(\boldsymbol{u} \frac{\partial p}{\partial \eta'} \right) d\eta' + \boldsymbol{u} \cdot \nabla p$$
(A.2.7)

↓ は以下の静力学平衡の関係で与えられる。

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = -R_d T_V \frac{\partial \ln p}{\partial \eta} \tag{A.2.8}$$

A.2.2 鉛直方向の離散化(有限差分法)

鉛直有限差分法は Simmons and Burridge (1981) に 基づく有限差分法により実装している。 予報変数 u, T, q, q_c はフルレベルに定義し、 η (と鉛直フラックス) はハーフレベルに定義する。

$$p_{k-1/2} = A_{k-1/2} + B_{k-1/2} \cdot p_S (k = 1, 2, \dots, kmax)$$
(A.2.9)

ここで、k は鉛直層のインデックスであり、k = 1 は最 下層で、上方に向かって増えていく数字である。kmaxが最上層に対応する。 $A_{k-1/2} = A(\eta_{k-1/2}), B_{k-1/2} =$ $B(\eta_{k-1/2})$ とする。 $A_{k-1/2} \ge B_{k-1/2}$ の鉛直プロファ イルは Kawai et al. (2013)に基づいて決定した。最下 層の高さを下部境界の高さと一致させるため、 $A_{1/2}$ は 0とする。60 hPa より上では各層が等圧面になるよう に $B_{k-1/2} \ge 0$ にする。その間では $A_{k-1/2} \ge B_{k-1/2}$ をkによって滑らかに変える。

(A.2.8) 式より、フルレベルのジオポテンシャルは有限差分の形で以下のように求める。

$$\Phi_k = \Phi_S + \sum_{l=1}^{k-1} R_d T_{Vl} \ln\left(\frac{p_{l-1/2}}{p_{l+1/2}}\right) + \alpha_k R_d T_{Vk}$$
(A.2.10)

$$\alpha_{k} = \begin{cases} 1 - \frac{p_{k+1/2}}{\delta p_{k}} \ln\left(\frac{p_{k-1/2}}{p_{k+1/2}}\right) & (1 \le k < kmax) \\ \ln 2 & (k = kmax) \\ & (A.2.11) \end{cases}$$

ここで、 Φ_S は下部境界でのジオポテンシャルであり、 $\delta p_k = p_{k-1/2} - p_{k+1/2}$ である。(A.2.1) 式の気圧傾度 力項(右辺第2項)と (A.2.2) 式の断熱加熱項(右辺 第1項)は離散化すると各々以下の形に書くことがで きる。

$$\begin{aligned} \left(\nabla\Phi + R_d T_V \nabla \ln p\right)_k &= \nabla\Phi_k \\ &+ \frac{R_d T_{Vk}}{\delta p_k} \left[\ln \left(\frac{p_{k-1/2}}{p_{k+1/2}} \right) \nabla p_{k+1/2} + \alpha_k \nabla \left(\delta p_k \right) \right] \end{aligned} \tag{A.2.12}$$

$$\left[\frac{\kappa T_V}{C_p/C_{pd}}\frac{\omega}{p}\right]_k = \frac{\kappa T_{Vk}}{C_{pk}/C_{pd}}\frac{1}{\delta p_k}\left[\left(\ln\frac{p_{k-1/2}}{p_{k+1/2}}\right)\right]$$
$$\times \left(B_{k+1/2}\boldsymbol{u}_k \cdot \nabla p_S - \sum_{l=k+1}^{kmax} \nabla \cdot (\boldsymbol{u}_l \delta p_l)\right)$$
$$-\alpha_k \left(\nabla \cdot \boldsymbol{u}_k\right) \delta p_k\right]$$
(A.2.13)

ここで、 C_p は $[1 + (C_{pv}/C_{pd} - 1)q]C_{pd}$ で定義される 湿潤大気の定圧比熱容量である。(A.2.6)式の鉛直マス フラックスは、次式のように離散化される。

$$\begin{pmatrix} \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \end{pmatrix}_{k-1/2}$$

$$= -B_{k-1/2} \frac{\partial p_S}{\partial t} - \sum_{l=k}^{kmax} \nabla \cdot (\boldsymbol{u}_l \delta p_l)$$

$$= B_{k-1/2} \sum_{l=1}^{kmax} \nabla \cdot (\boldsymbol{u}_l \delta p_l) - \sum_{l=k}^{kmax} \nabla \cdot (\boldsymbol{u}_l \delta p_l)$$

$$(A.2.14)$$

A.2.3 水平格子

高緯度での格子点の集中を緩和して、計算コストを 下げるために、GSMには適合ガウス格子が採用されて いる。各緯度における東西格子点数はルジャンドルの 陪関数の振幅に基づいて決めている(宮本 2009)。高緯 度の高次項については、ルジャンドルの陪関数の振幅 は浮動小数の計算誤差と比べて無視できるほど小さい。 この性質を使って、計算機上での計算結果に影響しな い高次項を省略し、東西格子数を減らしている。この 手法によって球面調和関数への変換コストを節減する こともできる(Juang 2004)。実際には、東西格子点数 は、高速フーリエ変換のパッケージの仕様と、並列化 の東西分割数、間引いた放射計算格子の間隔(第 A.3 節)による制約を受ける。

A.2.4 セミインプリシット-セミラグランジュ法の 定式化

(A.2.1) 式から (A.2.5) 式の方程式は、予報変数 X に ついて、 $d_H X/dt = \partial X/\partial t + \mathbf{u} \cdot \nabla X = R$ の形に変形 することができる。ここで、鉛直保存セミラグランジ ジュ法によって、右辺の R の中に鉛直移流項を含めて 扱う。これらの方程式は、時刻 t の出発点 D から時刻 $t + \delta t$ の到着点 A のパーセルの軌跡に沿った時間積分 を行っている。強制項 R から分離した線形項 L はセミ インプリシットに扱う。鉛直移流項を含めた残りの R は空間平均によって扱う (Tanguay et al. 1992)。

時間離散化を行った結果として、予報変数 X の時間 発展に関する以下の式が得られる。

$$X^{A+} - X^{D0}$$

$$= \delta t \frac{R^{A0} + R^{D(+)}}{2}$$

$$+ \delta t \beta \left[\frac{L^{A+} + L^{D-}}{2} - \frac{L^{A0} + L^{D0}}{2} \right]$$
(A.2.15)

線形項をセミインプリシット法で扱う際は、計算安定性 のために係数 $\beta = 1.2$ によるディセンタリングを行って いる。上付きの A は到着点 x_{ij} (適合ガウス格子上の格 子点に対応)を示し、D は出発点 $x_{ij} - \alpha$ を示す。ここ で α は後述する計算によって得られる変位ベクトルで ある。上で用いた略字は、 $X^{A+} = X(x, t+\delta t), X^{D0} =$ $X(x - \alpha, t), R^{A0} = R(x, t), R^{D(+)} = R(x - \alpha, t + \delta t)$ などの表記と同じものである。 $R^{D(+)}$ は時間的な外挿 に基づいて計算する。以上の方程式の項を整理すると 未知数 X^{A+}の以下の線形方程式系が得られる。

$$X^{A+} - \frac{\beta \delta t}{2} L^{A+} = \left[X^0 + \frac{\delta t}{2} \left\{ R^{(+)} - \beta \left(L^0 - L^- \right) \right\} \right]^D$$
(A.2.16)
+ $\frac{\delta t}{2} \left[R^0 - \beta L^0 \right]^A$

A.2.5 鉛直保存セミラグランジュ法

Yoshimura and Matsumura (2003)、吉村・松村 (2004)は、散逸の無い状態で水蒸気などの鉛直積算量 の保存をモデルが維持するように、水平移流から切り 離して鉛直移流を扱う鉛直保存セミラグランジュ法を 開発した。水平と鉛直方向の移流を切り離して扱うこ とで、内挿に要する計算コストを軽減できる。

(A.2.16) 式は、鉛直移流が保存性を維持できる手法 に適したフラックス形式に変形できる。以下のように、 (A.2.5) 式は (A.2.17) 式に、(A.2.1) 式から (A.2.4) 式 は (A.2.18) 式に、それぞれ書き直すことができる。

$$\frac{d_H}{dt}\frac{\partial p}{\partial \eta} = -D\frac{\partial p}{\partial \eta} - \frac{\partial}{\partial \eta}\left(\dot{\eta}\frac{\partial p}{\partial \eta}\right) \tag{A.2.17}$$

$$\frac{d_H}{dt} \left(X \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = -DX \frac{\partial p}{\partial \eta} - \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} X \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + R_X \frac{\partial p}{\partial \eta}$$
(A.2.18)

ここで、X は u, T_V , q, q_c を指し、 $R_X = dX/dt$ であ る。これらの式の右辺第 1 項は水平収束による変化、 第 2 項は鉛直フラックスの収束による変化である。後 者については、 $R_X = 0$ の時 $q \ge q_c$ は保存する。鉛直 移流で変化しない鉛直積算量を分割する方法はこれら の変数を保存させる有望な手段である。以下に、 R_q を 除いた比湿 q について手続きの簡単な概要を示す。

簡単のため、セミインプリシット法に関する項を省 いて考える。(A.2.17) 式と (A.2.18) 式を、鉛直離散化 と積分次間隔 & の時間方向の離散化を行うと、次式が 得られる。

$$(\delta p_{k})^{A+} = \left[(\delta p_{k})^{0} - \frac{1}{2} (D_{k} \delta p_{k})^{(+)} \delta t \right]^{D} + \frac{1}{2} \left\{ \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right)_{k+1/2} - \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right)_{k-1/2} \right\}^{(+)} \delta t \right]^{D} + \left[-\frac{1}{2} (D_{k} \delta p_{k})^{0} \delta t \right]^{A} + \frac{1}{2} \left\{ \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right)_{k+1/2} - \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right)_{k-1/2} \right\}^{0} \delta t \right]^{A}$$

$$(A.2.19)$$

$$(q_k \delta p_k)^{A+} = \left[(q_k \delta p_k)^0 - \frac{1}{2} q_k^0 (D_k \delta p_k)^{(+)} \delta t \right]^{D} + \frac{1}{2} \left\{ \left(q \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right)_{k+1/2} - \left(q \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right)_{k-1/2} \right\}^{(+)} \delta t \right]^{D} + \left[-\frac{1}{2} q_k^+ (D_k \delta p_k)^0 \delta t \right]^{A} + \frac{1}{2} \left\{ \left(q \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right)_{k+1/2} - \left(q \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right)_{k-1/2} \right\}^0 \delta t \right]^{A}$$
(A.2.20)

$$p_{k-1/2} = \sum_{k'=k}^{kmax} \delta p_{k'}, (k = 1, 2, \dots, kmax)$$
(A.2.21)

$$Q_{k-1/2} = \sum_{k'=k}^{kmax} \delta Q_{k'},$$

$$Q_k = q_k \delta p_k,$$

$$(k = 1, 2, \dots, kmax + 1)$$
(A.2.22)

(A.2.20) 式を δQ_k について書き直すと、 δp_k につい ての (A.2.19) 式と同様な形となっており、 $Q \ge p$ は対 応している。従って、Q の計算は p の計算と並行して、 以下の5つのステップで実行できる。最初の2つのス テップは、上記の方程式の四角括弧 [...]^D の中の演算 に関するものである。第3のステップは、内挿に基づ いた出発点の変数の計算を含む。第4,5ステップは最 初の2ステップに似ているが、四角括弧 [...]^A の演算 に対するものである。

- 1. 水平発散を計算する。各層の質量 δp_k は $\delta p'_k$ に変 わり、これらの層に挟まれたハーフレベルの気圧 $p_{k-1/2}$ から $p'_{k-1/2}$ に変わる。これらは (A.2.21) 式で計算できる。水平収束 $q'_k = q_k$ のもとで q_k は 変化しない。
- 2. オイラー法で行うように、(A.2.14) 式を使って鉛 直フラックスの収束を計算する。第1ステップと 同様に、 $p'_{1/2} = p''_{1/2}$ となるk = 1を除いて、 $\delta p'_k$ は $\delta p''_k$ に、 $p'_{k-1/2}$ は $p''_{k-1/2}$ に変わる。このステ ップでは、 $Q''_{k-1/2} = Q'_{k-1/2}(p''_{k-1/2})$ を用いて、 $Q'_{k-1/2}(p'_{k-1/2})$ から内挿に基づいて鉛直フラック スの収束による $Q'_{k-1/2}$ の変化を計算する。この 手順は、 $Q'_{1/2} = Q''_{1/2}$ の全質量荷重積分の保存を 保証する。なぜなら、 $p'_{1/2} = p''_{1/2}$ であり、 $p''_{k-1/2}$ (k = 2, 3, ..., kmax)の他の値は単に鉛直カラ ムの中で間隔が変わっただけであるからである。 (A.2.22) 式と $\delta Q''_k$ 、 $\delta p''_k$ を用いて、新たな値 q''_k を 求める。
- 3. 準3次補間法を通して $(\delta p_k)^D$ と q_k^D を計算するこ とで、水平移流を取り込む。
- 第2ステップの計算で、到着点において鉛直フラックスの収束を計算する。
- 第1ステップの計算で、到着点の水平発散を計算 する。

 $q \ge q_c$ の時間積分はこれら5つのステップに基づい て計算する。 u, T_V, p_S は (A.2.16) 式に示したセミイ ンプリシットの計算に従って求める。

A.2.6 出発点の決定

変位ベクトルαは以下のインプリシット方程式に従っ て求める。

$$\boldsymbol{\alpha} = \delta t \left\{ \frac{\boldsymbol{u}_k(\boldsymbol{x}_{ij} - \boldsymbol{\alpha}, t + \delta t) + \boldsymbol{u}_k(\boldsymbol{x}_{ij}, t)}{2} \right\}$$
(A.2.23)

この式は、期間 δt の水平移流は、出発点における未来 の時間ステップの風と到着点の現在時間ステップの風 の平均に関係することを表している (Hortal 2002)。計 算安定性を改善するため、時間外挿した風ではなく、セ ミラグランジュ法の中で積分された風に基づく手法が 採用されている (Yoshimura 2002)。 α は (A.2.23) 式に ついて、繰り返し計算を用いることで得られる。これ らのベクトル成分の計算については、水平ベクトルの 成分を球面上で内挿する時と同様に、局所座標 (λ, φ) の軸が球面の幾何のために、パーセルが軌跡に沿って 進むにつれて、回転することを考慮する。出発点の風 は線形内挿を用いて計算するが、繰り返し計算の最後 では準3次補間を用いて計算する。

A.2.7 スペクトル法と水平拡散

(A.2.16) 式の解法に必要な水平ホルムヘルツ方程式 の解や、水平拡散、球面上の微分はスペクトル法で計算 している (Bourke 1974; Hoskins and Simmons 1975)。 この際、渦度 $\zeta(= \mathbf{z} \cdot \nabla \times \mathbf{u})$ 、発散 $D(= \nabla \cdot \mathbf{u})$ 、 T_V 、 $\ln(p_S)$ は、三角切断に基づく球面調和関数展開によっ てスペクトル級数に展開する。セミラグランジュ法に よって移流項を陽に扱う必要がないため、水平格子に は1次適合ガウス格子を利用している。

スペクトラルブロッキングなどの細かいスケールの ノイズの蓄積を防ぐために、4次の線形水平拡散を ζ , D, T_V に適用する。

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_{\text{hdiff},\text{4th}} = -K_{\text{4th}}\left(\nabla^4 - \frac{4}{a^4}\right)\zeta \quad (A.2.24a)$$

$$\left(\frac{\partial D}{\partial t}\right)_{\text{hdiff},\text{4th}} = -K_{\text{4th}}\nabla^4 D \qquad (A.2.24b)$$

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial T_V}{\partial t} \end{pmatrix}_{\text{hdiff,4th}} = -K_{4\text{th}} \nabla^4 \left[T_V - \frac{\partial \bar{T}_V}{\partial \bar{p}} p \right]$$
$$= -K_{4\text{th}} \nabla^4 \left[T_V - \frac{\partial \bar{T}_V}{\partial \bar{p}} B(\eta) p_S \right]$$
(A.2.24c)

ここで、 $\left(\frac{\partial x}{\partial t}\right)_{hdiff,4th}$ は4次の水平拡散による変数xの時間変化率、 K_{4th} は4次の水平拡散係数、aは地球の半径である。xは η 面上における変数xの全球平均を表す。角運動量の保存を考慮し、渦度の全波数1の成分に対しては、拡散を適用しない。仮温度に対する拡散は等圧面上で用いるために変更を加える。そうしないと、急峻な地形の傾きに沿った傾いた η 面上での拡散は偽の混合を生じさせる可能性がある。エンストロフィーのパワースペクトルが2次元の渦理論に基づいて期待されるものに一致するように K_{4th} を選ぶ。

30 hPaより上の層では、スポンジ層として、発散項 Dに対して2次の線形水平拡散を適用する。

$$\left(\frac{\partial D}{\partial t}\right)_{\text{hdiff},2\text{nd}} = -K_{2\text{nd}}\nabla^2 D \qquad (A.2.25a)$$
$$K_{2\text{nd}} = K_0 \sin^2 \left(\frac{\pi}{2} \frac{\ln p - \ln p_{\text{btm}}}{\ln p_{\text{top}} - \ln p_{\text{btm}}}\right) \qquad (A.2.25b)$$

ここで、 $\left(\frac{\partial x}{\partial t}\right)_{hdiff,2nd}$ は2次の水平拡散による変数 xの時間変化率、 K_0 は2次水平拡散の基本となる拡散 係数、 p_{top} は最上層のフルレベルの気圧 (0.01 hPa)、 p_{btm} はスポンジ層が始まる高度の気圧 (30 hPa) であ る。上部境界での波の反射を抑えるために、(A.2.25b) 式に示したように K_{2nd} は高度と共に徐々に強めてい る。 K_0 は、波の反射が適切に軽減されるように、実験 を行って値を決定した。

これらの水平拡散の計算は、セミインプリシット・ セミラグランジュ法による時間積分を行った後に、独 立にインプリシット法で計算する。

A.3 放射

放射過程による大気の加熱率(放射加熱率)は、各 鉛直層での放射フラックスの収支・発散を計算するこ とにより次式で求められる。

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\rm rad} = \frac{g}{C_p} \frac{\partial F}{\partial p} \tag{A.3.1}$$

ここで、Fは上向きを正とした正味の放射フラックス、gは重力加速度、 C_p は湿潤大気の定圧比熱である。

放射過程は他の物理過程と比べて多くの計算量を必 要とする。このため、東西4格子を1格子に平滑化し た格子に対して、1時間毎に長波および短波放射計算 を行うことで、計算量を削減している。放射計算を実 行しないタイムステップでは、長波放射については地 表面温度、短波放射については太陽天頂角の変化に応 じて放射フラックスや放射加熱率を修正する。

A.3.1 長波放射

長波放射スキームでは、長波放射の波長帯を11のバンドに分割し、2方向吸収近似スキーム (Yabu 2013) により放射計算を行う。長波放射スキームのバンド構成は、本文中の表 3.3.1 を参照いただきたい。

吸収近似¹を仮定した場合の単色光に対する放射伝 達方程式は次式で表される (Li and Fu 2000; Li 2002)。

$$\mu \frac{dI(\tau,\mu)}{d\tau} = (1-\omega)I(\tau,\mu) - (1-\omega)B(T) \ (A.3.2)$$

ここで、 $I(\tau, \mu)$ は放射輝度、 τ は大気上端から測った 光学的厚さ、 μ は長波放射が進む方向の天頂角余弦、 ω は単一散乱アルベド、B(T)は気温 T におけるプラン ク関数である。

単色光の上向きおよび下向き放射フラックス $F^{\pm}(\tau)$ (以後、上向きの物理量には + を、下向きの物理量に は - をつけて表記する)は、(A.3.2)式の解 $I(\tau, \mu)$ を 天頂角方向に積分して得られる。

$$F^{\pm}(\tau) = 2\pi \int_{0}^{1} I(\tau, \pm \mu) \mu d\mu$$
 (A.3.3)

長波放射スキームでは、ストリーム法 (Li and Fu 2000; Li 2002) において (A.3.3) 式の天頂角積分を上下 1 方向 ずつで離散化した 2 方向近似法により、放射フラックス を計算する。2 方向近似法では、ハーフレベルk - 1/2における上向きおよび下向き放射フラックス $F_{k-1/2}^{\pm}$ は 次式で求められる。

$$F_{k-1/2}^{-} = 0 \quad (k = k_{\max} + 1)$$

$$F_{k-1/2}^{-} = F_{k+1/2}^{-} \mathcal{T}_{k} + B_{k}^{-} (1 - \mathcal{T}_{k})$$

$$(k = k_{\max}, \cdots, 1)$$

$$F_{k-1/2}^{+} = B_{s} \quad (k = 1)$$

$$F_{k-1/2}^{+} = F_{k-3/2}^{+} \mathcal{T}_{k-1} + B_{k-1}^{+} (1 - \mathcal{T}_{k-1})$$

$$(k = 2, \cdots, k_{\max} + 1) \qquad (A.3.4)$$

ここで、 k_{\max} はモデルの鉛直層数、 B_k^{\pm} はモデル第k層から射出される上向きおよび下向き有効プランクフ ラックス (Chou et al. 2001)、 B_s は地表面から射出さ れるプランクフラックス、 \mathcal{T}_k はモデル第k層の透過率 である。

各バンドの放射フラックス F は、k-分布法 (Arking and Grossman 1972) を応用して次式により計算する。

$$F = \sum_{i=1}^{N} F_i \Delta g_i \tag{A.3.5}$$

ここで、Nはサブバンドの数、 F_i , Δg_i はそれぞれ k-分布法による第iサブバンドの単色光の放射フラックス と積分間隔である。サブバンド内での放射を吸収係数 k_i の単色光とみなし、2方向近似法により放射フラックス F_i を計算する。

光路に沿って気圧・温度・吸収物質の密度が変化する 現実大気において k-分布法を適用するためには、大気 の不均質性を考慮する必要がある²。長波放射スキーム では、対流圏で重要な吸収に対してはスケーリング近 似 (Chou and Arking 1981)を用いた k-分布法を、成層 圏で重要な吸収に対しては相関 k-分布法 (Fu and Liou 1992)を用いて、大気の不均質性を考慮する(本文中の 表 3.3.1 を参照)。水蒸気の連続吸収に対しては、連続 吸収帯モデル (MT-CKD) (Clough et al. 2005)により 計算される各波数の吸収係数から k-分布パラメータを 便宜的に求め、k-分布法を適用する。大気の不均質性に 関しては、従来のスキームと同様に Zhong and Haigh (1995)に基づくスケーリング近似により考慮する。

鉛直方向の雲オーバーラップについては Maximum-Random Overlap (MRO) (Geleyn and Hollingsworth 1979) を採用し、Li (2002) を参考に MRO の仮定をス トリーム法に実装している。

A.3.2 短波放射

短波放射スキームでは、短波放射の波長帯を 16 バ ンド(紫外域 10、可視域 5、近赤外域 1)に分割し、 Eddington 近似法に δ 関数近似を適用した δ -Eddington 法 (Joseph et al. 1976) により放射計算を行う。この うち、近赤外域の水蒸気による吸収は Collins et al. (2006) に基づく 7 サブバンドの指数関数和法により考 慮する。水蒸気以外の気体による吸収は、Freidenreich and Ramaswamy (1999) に基づき考慮する。

散乱光の放射輝度 $I(\tau, \mu)$ に対する放射伝達方程式は 次式で表される。

$$\mu \frac{dI(\tau,\mu)}{d\tau} = -I(\tau,\mu) + \frac{\omega_0}{2} \int_{-1}^{1} P(\mu,\mu')I(\tau,\mu')d\mu' + \frac{\omega_0}{4\pi} P(\mu,\mu_0)F_0 e^{-\tau/\mu_0}$$
(A.3.6)

ここで、 τ は大気上端から測った光学的厚さ、 μ_0 は太陽天頂角余弦、 ω_0 は単一散乱アルベド、 $P(\mu, \mu')$ は散乱位相関数、 F_0 は μ_0 方向から入射する大気上端での太陽放射フラックスである。

2 方向近似法の一種である Eddington 近似法では、 放射輝度 $I(\tau,\mu)$ と散乱位相関数 $P(\mu,\mu')$ を次式の通 り近似する。

$$I(\tau, \mu) = I_0(\tau) + \mu I_1(\tau)$$
 (A.3.7)

$$P(\mu, \mu') = 1 + 3g\mu\mu'$$
 (A.3.8)

ここで、g は散乱の非対称因子である。(A.3.7) 式、 (A.3.8) 式を(A.3.6) 式に代入し、(A.3.3) 式と同様の天 頂角積分を行い放射輝度を放射フラックスに変換する

¹ 長波放射においては光学的に薄い雲を除いて散乱の効果が 小さい。このため、散乱過程を簡略化することにより吸収過 程についてのみ扱うスキームが得られる(吸収近似)。

² k-分布法は、均質大気(気圧・温度・吸収物質の密度が一 定とみなせる気層)において厳密に成り立つ手法である。

と、上向きおよび下向き放射フラックス F^{\pm} に関する連 立微分方程式が得られる (Meador and Weaver 1980)。

$$\frac{dF^{+}}{d\tau} = \gamma_{1}F^{+} - \gamma_{2}F^{-} - \gamma_{3}\omega_{0}F_{0}e^{-\tau/\mu_{0}}$$
$$\frac{dF^{-}}{d\tau} = \gamma_{2}F^{+} - \gamma_{1}F^{-} + (1 - \gamma_{3})\omega_{0}F_{0}e^{-\tau/\mu_{0}}$$
(A.3.9)

ここで、(A.3.9) 式の係数 γ_i ($i = 1, \dots, 3$) は以下の通りである。

$$\gamma_1 = \frac{1}{4} [7 - \omega_0 (4 + 3g)] \tag{A.3.10a}$$

$$\gamma_2 = -\frac{1}{4} [1 - \omega_0 (4 - 3g)] \tag{A.3.10b}$$

$$\gamma_3 = \frac{1}{4}(2 - 3g\mu_0) \tag{A.3.10c}$$

(A.3.9) 式を適当な境界条件を与えて解くことにより、モデル各層の直達光および散乱光に対する反射率・ 透過率が求まる。これらの反射率・透過率を利用し、気 層間の多重反射を考慮することにより各ハーフレベル での上向きおよび下向き放射フラックスが計算される (Coakley et al. 1983; Briegleb 1992; 岩崎・北川 1996)。

雲粒のミー散乱などによる強い前方散乱の効果を表 現するため、 δ 関数を用いて前方散乱のピークを散乱位 相関数から分離し、直達光に足し込む手法が用いられ る。これを、 δ 関数近似という。 δ -Eddington 法では、 前方散乱ピークの割合 f を用いて次式の通り調節した 光学的厚さ τ' 、単一散乱アルベド ω'_0 および非対称因 子 g' を用いて放射計算を行う。

$$\tau' = (1 - \omega_0 f) \tau, \ \omega'_0 = \frac{(1 - f)\omega_0}{1 - \omega_0 f}, \ g' = \frac{g - f}{1 - f}$$
(A.3.11)

鉛直方向の雲オーバーラップには、長波放射スキーム と同じ MRO を採用し、Collins (2001) を参考に独立カ ラム近似 (ICA: Independent Column Approximation) (Barker et al. 1999) を簡略化・低コスト化した PICA (Practical ICA) (Nagasawa 2012) によりカラム全体の 放射フラックスを計算する。

実際の放射計算では、気体による吸収、大気分子に よるレイリー散乱、雲やエーロゾルによる吸収・ミー 散乱の効果を同時に考慮する必要がある。このため、 次式で表される光学的厚さ τ_{total} 、単一散乱アルベド $\omega_{0 total}$ 、非対称因子 g_{total} を用いて、各層の反射率、透 過率を計算する。

$$\tau_{\text{total}} = \tau_R + \tau_g + \tau_a + \tau_c \tag{A.3.12a}$$

$$\omega_{0 \text{ total}} = \frac{\tau_R + \omega_{0a}\tau_a + \omega_{0c}\tau_c}{\tau_R + \tau_a + \tau_a + \tau_c}$$
(A.3.12b)

$$g_{\text{total}} = \frac{g_a \omega_{0a} \tau_a + g_c \omega_{0c} \tau_c}{\tau_R + \omega_{0a} \tau_a + \omega_{0c} \tau_c}$$
(A.3.12c)

上式の各項の添字 *R*, *g*, *a*, *c* はそれぞれ、大気分子に よるレイリー散乱、気体吸収、雲とエーロゾルによる ミー散乱および吸収を示す。

A.3.3 放射吸収気体の気候値

放射過程では、水蒸気、オゾン、二酸化炭素、酸素、 メタン、一酸化二窒素およびフロン類(CFC-11, CFC-12, HCFC-22)による放射の吸収を考慮する。このう ち、水蒸気については、対流圏ではモデルの予報値を、 対流圏界面より上層では衛星観測に基づく2次元月別 気候値(Randel et al. 1998)をそれぞれ利用している。 オゾンについては、気象研究所成層圏化学輸送モデル を用いて作成された3次元月別濃度気候値(村井 2009) をベースとし、衛星観測に基づく気候値(Randel et al. 1998)を用いて上部成層圏から中間圏にかけての分布 を改良した気候値を利用している。その他の放射吸収 気体は、全球一様の分布を仮定し表 A.3.1 に示した濃 度を用いる。

表 A.3.1 全球一様として扱う放射吸収気体の濃度 [ppmv]

CO_2	O_2	CH_4	N_2O
396	209490	1.824	0.3259
CFC-11	CFC-12	HCFC-22	
0.0003	0.0005	0.0002	

A.3.4 放射過程におけるエーロゾルの取り扱い

放射過程では、エーロゾルの化学種・粒子サイズを考 慮したスキーム (Yabu et al. 2017) によりエーロゾルの 直接効果を考慮している。このスキームでは、気象研 究所全球エーロゾル輸送モデル MASINGAR (Tanaka et al. 2003) により作成された、5 つの化学種³ に対す る 3 次元月別エーロゾル濃度気候値を利用している。 この気候値と、ミー散乱計算によりあらかじめ求めて おいた化学種・粒子サイズごとの光学特性パラメータ を用いて、エーロゾルの直接効果を計算する。

なお、上述の3次元月別エーロゾル濃度気候値を利 用する際には、衛星観測に基づくエーロゾル光学的厚 さの鉛直積算値の2次元月別気候値を併用し、各エー ロゾル種の濃度を調整している。

A.3.5 放射過程で利用する雲量、雲水量、比湿

放射過程の入力となる雲量 C_{rad} 、雲水量 q_{lrad} および比湿 q_{vrad} は、雲過程で計算された雲量 C_{ls} 、雲水量 q_{ls} と、積雲対流過程において診断された積雲上昇流域 の雲量 C_{cu} 、雲水量 q_{cu} から次式により求められる。

$$C_{\rm rad} = (1 - C_{\rm cu})C_{\rm ls} + C_{\rm cu}$$
 (A.3.13)

$$q_{\rm lrad} = (1 - C_{\rm cu})q_{\rm ls} + q_{\rm cu}$$
 (A.3.14)

$$q_{\rm vrad} = (1 - C_{\rm cu})q_v + C_{\rm cu}q_s$$
 (A.3.15)

ここで、 q_v は格子平均の比湿、 q_s は飽和比湿である。 積雲上昇流域の雲量 C_{cu} は、Park et al. (2014) に基

³ 硫酸塩、黒色炭素、有機炭素、海塩、砂塵の5種類。粒子 サイズについては、砂塵は6種類、海塩は2種類に分類して いる(その他は1種類のみ)。

づき以下のように求める。

$$C_{\rm cu} = k_1 \log(1 + k_2 M^u) \tag{A.3.16}$$

ここで、 M^u は Arakawa and Schubert (1974) (AS ス キーム)の積雲の上昇マスフラックス、 k_1, k_2 は経験的 なパラメータである。また、積雲上昇流域の雲水量 q_{cu} は、Bushell et al. (2003) を参考に次式により求める。

$$q_{\rm cu} = F^u C_{\rm cu} W_L \tag{A.3.17}$$

ここで、 W_L はASスキームで計算される積雲上昇流 域中の雲水量、 F^u は積雲中に上昇流が占める面積の割 合を表現する経験的なパラメータである。

A.3.6 雲の光学特性

放射過程では、雲粒の有効半径から雲の光学特性をパ ラメタライズする。長波放射に対しては、水雲は Lindner and Li (2000)、氷雲は Ebert and Curry (1992) に 基づき、質量吸収係数を計算する。短波放射に対して は、水雲は Dobbie et al. (1999)、氷雲は Ebert and Curry (1992) に基づき、質量消散係数、単一散乱アル ベド、非対称因子を計算する。

水雲の有効半径 $r_{e,liq}$ [µm] は、Martin et al. (1994) に基づき次式により計算する。

$$r_{e,liq} = 10^4 \left[\frac{3CWC}{4\pi\rho_w k N_{tot}} \right]^{1/3}$$
 (A.3.18)

ここで、CWC は雲水量 $[g m^{-3}]$ 、 N_{tot} は水雲粒数濃度 $[cm^{-3}]$ 、 ρ_w は水の密度 $[g m^{-3}]$ 、k は海陸別の定数で ある。水雲粒数濃度の値は、航空機による観測値を参 考に陸上で 300 cm⁻³、海上で 100 cm⁻³ としている。

氷雲の有効半径 $r_{e,ice}$ [µm] は、Wyser (1998) に基づき気温 T [K] と雲氷量 IWC [g m⁻³] を用いて次式により計算する。

$$B = -2 + 10^{-3} (273 - T)^{1.5} \log_{10} \frac{\text{IWC}}{\text{IWC}_0}$$

$$r_{e,ice} = 377.4 + 203.3B + 37.91B^2 + 2.3696B^3$$

(A.3.19)

上式の IWC₀ (= 50 [g m⁻³]) は定数である。

A.4 積雲対流

GSM は Arakawa and Schubert (1974) と Moorthi and Suarez (1992) に基づくスペクトル型のマスフラッ クス積雲対流スキームを使用している。クロージャー としては、Randall and Pan (1993) に基づいた予報型 のクロージャーを、元の手法に多くの変更を加えて使 用している。加えて、過剰な対流活動を抑制するため に、CAPE の力学過程による時間変化傾向 (DCAPE; Xie and Zhang 2000) を使ったトリガーの仕組みを採 用している。ダウンドラフト、対流による運動量輸送、 中層対流の扱いも考慮している。

A.4.1 環境場の変数への対流の効果

環境場の変数への対流の効果は以下の方程式を使っ て推定する。

$$\left(\rho \frac{\partial \overline{s}}{\partial t}\right)_{\text{conv}} = \sum_{n} D_{n}^{u}(s_{n}^{u} - \overline{s}) + D^{d}(s^{d} - \overline{s}) + \left(\sum_{n} M_{n}^{u} - M^{d}\right) \frac{\partial \overline{s}}{\partial z} - L_{i}c - L_{v}e - \delta E_{s}$$
(A.4.1)

$$\left(\rho\frac{\partial\overline{h}}{\partial t}\right)_{\text{conv}} = \sum_{n} D_{n}^{u}(h_{n}^{u} - \overline{h}) + D^{d}(h^{d} - \overline{h})$$
$$+ \left(\sum_{n} M_{n}^{u} - M^{d}\right)\frac{\partial\overline{h}}{\partial z} - L_{i}c - \delta E_{h}$$
(A.4.2)

上式の ρ は大気の密度、 $s \ge h$ は各々乾燥、及び湿潤静 的エネルギー、Dは環境場へのデトレインメント、 L_v $\ge L_i$ は蒸発と融解による潜熱、eは対流の雲底以下の 蒸発量、cは融解量である。 $\delta E_s \ge \delta E_h$ については付 録 A.4.2 で述べる。上線付きの変数は環境場の値であ ることを示し、上に付した $u \ge d$ は各々アップドラフ トとダウンドラフトを示す。下に付したnは対流のア ンサンブルのそれぞれのプリュームを示す。アップド ラフトには多数のプリュームを考え、ダウンドラフト は単一のプリュームとして計算する。

(A.4.1) 式と (A.4.2) 式の右辺第1項はアップドラフトから環境場へのデトレインメント、第2項はダウンドラフトから環境場へのデトレインメント、第3項は補償下降流、第4項は凍結高度以下の融解の効果である。(A.4.1) 式の第5項は雲底下の蒸発の効果である。

A.4.2 雲モデル

Arakawa and Schubert (1974) に従って、多くのタ イプの積雲アンサンブル効果を考慮する。

プリューム毎のマスフラックスは以下のように書ける。

$$M_n = M_{Bn}(t) \eta_n(z) \tag{A.4.3}$$

ここで、 M_B は雲底でのマスフラックス、 η は雲底で1 となるよう規格化したマスフラックスである。 M_B の 計算の詳細は次項に述べる。

モデルの中では、各プリュームの雲底は 900 hPa 付 近で固定している。個々のプリュームは雲頂によって 定義され、そこでは浮力を失い、デトレインメントが 起こる。Moorthi and Suarez (1992) が提案したよう に、上昇マスフラックス η の鉛直プロファイルは高度 zの一次関数と仮定し、以下のように書く。

$$\eta_n = 1 + \lambda_n (z - z_b) \tag{A.4.4}$$

上式の λ はエントレインメント率、 z_b は雲底高度である。 λ は雲頂で各々のプリュームが浮力を失うという 条件をもとに診断する。

上昇流の中の雲水は Kessler (1969) が提案したオー トコンバージョンの手法で降水に変換する。

雲底以下のマスフラックスは Jakob and Siebesma (2003) に基づいて計算する。

$$\frac{\partial \eta}{\partial z} = \frac{C}{z} \eta \tag{A.4.5}$$

ここで、*C*は定数で、0.5に設定する。

雲底以下では (A.4.5) 式から得られるエントレイン メント率でプリュームが上昇する。サブグリッドスケー ルの気温と水蒸気のゆらぎがあると仮定し、格子平均 と比較して乾燥、及び湿潤静的エネルギーの高い空気 がプリュームに入り込むとする。(A.4.1) 式と (A.4.2) 式の中の δE_s と δE_h は雲底以下の上昇流への余剰エネ ルギーのエントレインメントを表すものである。

A.4.3 クロージャー

クロージャーは Randall and Pan (1993) に基づいて いるが、元の手法に多くの変更を加えている。深い対 流については、各々のプリュームについて雲底での上 昇マスフラックス M_B の計算には以下の予報方程式を 用いる(以下では、簡単のために n を記さない)。

$$\frac{dM_B(\lambda)}{dt} = \max\left(\frac{A - fA_0}{2\alpha}, 0\right) \min\left(\frac{\lambda}{\lambda_{\min}}, 1\right) \quad (A.4.6) \\
\times \max\left(\lambda_{\max}, 0\right) \left(\frac{\Delta p}{\Delta p_{\text{eff}}}\right) - \frac{M_B}{2\tau_d}$$

上式の A は雲仕事関数を示し、 A_0 は Lord and Arakawa (1980) に示されるように観測による雲仕事関 数の平均である。 Δp は雲頂のモデル層の厚さ、 Δp_{eff} は雲頂の実効的な厚さ、 τ_d は積雲の運動エネルギー減 衰の時定数、 α も定数である。格子スケールの鉛直風 と対流抑制の効果を取り入れるためにパラメータ f を 導入し、以下の式で求める。

$$f = \frac{\omega}{\omega_0} + \frac{A_i}{A_{i0}} + c \tag{A.4.7}$$

 ω は最下層での鉛直 p 速度、 A_i は自由対流高度まで パーセルを持ち上げる仕事を示す。 ω_0, A_{i0}, c は経験 的に決めた定数である。 M_B が現実的な振る舞いをす るように、 $0 \leq f \leq 2$ という拘束を適用する。乾燥し た状態での高い積雲を抑制して、大気境界層での乱流 の効果を取り入れるために、パラメータ λ_{\min} を以下の ように定義する。

$$\lambda_{\min} = \max\left(\frac{0.9 - \text{RH}}{0.2}, 10^{-3}\right) \frac{0.3}{5l_0}$$
 (A.4.8)

ここで、RH は雲底と雲頂の間の相対湿度の鉛直平均、 l_0 は大気境界層の最大の長さを示す。不自然な大きな エントレインメント率をもつ高い積雲を抑制するため にパラメータ λ_{\max} を導入し、下の式で定義する。

$$\lambda_{\max} = \min\left(\frac{\lambda - \lambda_2}{\lambda_1 - \lambda_2}, 1\right)$$
 (A.4.9)

上式で、 $\lambda_1 = a_1/(z_t - z_b), \lambda_2 = a_2/(z_t - z_b), z_t$ は 雲頂高度、 $a_1 \ge a_2$ は経験的に決めた定数である。

浅い対流については、(A.4.6) 式を簡略化したものを クロージャーとして採用する。

A.4.4 トリガーの仕組み

Xie and Zhang (2000) が提案した、CAPE の力学 過程による時間変化傾向 (DCAPE) を用いた対流トリ ガーの仕組みを積雲パラメタリゼーションに使用して いる。DCAPE は以下のように定義する。

$$DCAPE = (CAPE(T^*, q^*) - CAPE(T, q)) / \Delta t$$
(A.4.10)

Tは気温、qは比湿で、ある時間間隔 Δt (モデルの積 分時間間隔)の大規模なスケールの移流による変化を (T,q)に加えたものを (T^*,q^*) とする。これらの値は 力学過程計後の (T,q)と同値である。CAPE は以下の 式で定義される。

$$CAPE = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} g \frac{T_v^u - T_v}{T_v} dz \qquad (A.4.11)$$

 z_{LFC} と z_{LNB} はそれぞれ自由対流高度と浮力がなくなる高度で、gは重力加速度、 T_v は仮温度である。上付きのuは上昇パーセルであることを示す。DCAPE が経験的に決めた閾値を超えない場合は、深い対流は抑止される。

A.4.5 ダウンドラフト

アップドラフトには多くのプリュームを考える一方、 計算の節約のため、ダウンドラフトに対しては1つの プリュームを想定する。

ダウンドラフトは、正味上昇マスフラックスが雲底 の値の半分に減った高度から始まると仮定する。以下 のクロージャーにより、雲底でのダウンドラフトのマ スフラックス M^d が与えられる。

$$M^d = 0.4M_B \tag{A.4.12}$$

ここで、 M_B は (A.4.6) 式を使って計算した雲底での アップドラフトの正味マスフラックスである。

環境場からのエントレインメントは雲底より上で起 こる。一方、デトレインメントは雲底の上下で起こる ものと仮定する。雲底の上ではエントレインメント率 とデトレインメント率を同じ定数値に設定している。 結果として、ダウンドラフトのマスフラックスは高度 によらず一定となる。

A.4.6 中層対流

中高緯度の前線に雲底をもつ積雲対流を表現するために中層対流スキームを取り入れている。雲底の高さは鉛直カラムの中で湿潤静的エネルギーが最大値となるレベルとしている。雲頂は雲底から一定のエントレインメント率で上昇する空気塊が浮力を失うレベルで 定義する。クロージャーは (A.4.6) 式を簡略化して用いる。

A.4.7 対流による運動量輸送

対流による運動量輸送は、熱や水の輸送と異なる方 法で扱われる。アップドラフトにもダウンドラフトに も複数のプリュームを考慮するモデルを用いる。エン トレインメント率とデトレインメント率は雲底と雲頂 の間でアップドラフトについてもダウンドラフトにつ いても同じ値になるように設定する。その結果、マス フラックスは高度によらず一定となる。各々のアップド ラフトの大きさ *M*^u_{cn} は (A.4.6) 式で計算する熱と水の 輸送スキームの雲底でのマスフラックスに合わせ、ダ ウンドラフトの大きさは 0.4 *M*^u_{cn} に設定する。

A.4.8 降水の再蒸発と融解

凍結高度以下では雪の融解の計算を行う。この定式 化は (A.5.11) 式の雲スキームの手法と概ね同様である。 降水の再蒸発は雲底以下で考慮し、(A.5.13) 式の雲ス キームに一部変更を加えたものを用いて計算する。

A.5 雲と層状性降水

GSM における雲は、Smith (1990) に基づいた手法 で各予報時刻において診断的に求めている。この方法 は格子内での状態量の分布を確率的に仮定して雲水量、 雲量を見積もる Sommeria and Deardorff (1977) の考 え方を基礎としている。

A.5.1 雲スキーム

水蒸気と雲水の相変化における保存量として、水蒸気と雲水を合算した全水量 q_w と雲水をすべて蒸発させた場合の気温 T_L を以下のように定義する。

$$q_w = q_v + q_c \tag{A.5.1}$$

$$T_L = T - \frac{L}{C_p} q_c \tag{A.5.2}$$

上式の q_v は比湿、 q_c は雲水量、Tは気温、Lは蒸発の 潜熱、 C_p は定圧比熱である。それぞれの格子内で、 q_w は大気の揺らぎによって変動すると仮定し、その変動 としてトップハット型の確率密度関数を考える。雲量 Cは格子内で q_w が飽和比湿 q_s を超えた面積割合とし て与え、雲水量は格子内の凝結量とする。

$$C = \frac{a_L \left(\overline{q_w} - q_s \left(T_L\right)\right) + \Delta q_w}{2\Delta q_w}$$
(A.5.3a)

$$q_c = C^2 \Delta q_w \tag{A.5.3b}$$

$$a_L = \frac{1}{1 + \frac{L}{C_p} \left(\frac{\partial q_s}{\partial T}\right)_{T=T_L}}$$
(A.5.3c)

上線付きの変数は格子平均の値であることを示し、上 式の Δq_w は格子平均の全水量 \overline{q}_w からの局所的な差の 最大値である。 Δq_w は以下のように求める。

$$\Delta q_w = \frac{a_L}{2} \left(\overline{q'_w^2} - 2b\overline{q'_w s'_l} + b^2 \overline{s'_l^2} \right)^{\frac{1}{2}}$$
(A.5.4)

 $s_l = C_p T_L + g_Z$ は乾燥静的エネルギーで、gは重力加速 度、zは高度、 $b = \left(\frac{\partial q_s}{\partial T}\right)_{T=T_L}/C_p$ とする。変数上のプ ライム (\prime) は格子平均からの差を示す。 $\overline{q''_w}, \overline{q'_w s'_l}, \overline{s''_l}$ は 境界層過程 (付録 A.7) において、Mellor and Yamada (1974, 1982) のレベル 2 乱流クロージャスキームによっ て計算される。 Δq_w は飽和比湿 q_s による以下の制限 がある。

$$0.2A \, a_L \, q_s \, (T_L) \le \Delta q_w \le 0.5A \, a_L \, q_s \, (T_L)$$
(A.5.5)

$$A = \min\left(\frac{p_s - p}{p_s - 850}, 1\right)$$
(A.5.6)

上式の *p* は気圧 [hPa] で、*p_s* は下部境界での気圧 [hPa] である。

A.5.2 層積雲スキーム

亜熱帯の海洋性層積雲を表現するために、雲量Cと 雲水量 q_c の診断に Kawai and Inoue (2006)の提案した 層積雲スキームを雲スキームの代わりに採用している。

$$C = 12.0 \left(-\frac{\partial \theta}{\partial p} - 0.07 \right) \tag{A.5.7a}$$

$$q_c = 0.05 a_L C q_s \tag{A.5.7b}$$

上式のθは温位である。このスキームは以下の条件を 満たす場合にはたらく。

[各モデル層において]

- (1) $\frac{\partial \theta}{\partial n} < -0.07 \, [\text{K hPa}^{-1}]$ (モデル層の直上で)
- (2) 相対湿度 80 [%] 以上
- (3) モデル層の高さが 924 [hPa] より低い
- [下部境界近くで]
- (4) $\frac{\partial \theta}{\partial n} > -0.01 \, [\text{K hPa}^{-1}]$

条件 (1) は強い逆転層の下で海洋性層積雲が生成され ることを表現するものである。条件 (2) と (3) はそれ ぞれ乾燥域と浅い対流域に誤って層積雲が生成される ことを防ぐためのものである。条件 (4) は陸上や海氷 上で夜間に誤って層積雲が予想されないようにするた めのものである。

雲スキームと層積雲スキームの中では、気温が0°C より高い(-15°Cより低い)時に液体(氷)の雲を想 定する。-15°Cと0°Cの間では、相の混ざった雲が 存在し、その混合の割合は気温によって線形的に変化 する。

A.5.3 雲氷の落下と降水変換

雲水量の予報方程式を以下に示す。

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} = C_g + I - O \tag{A.5.8}$$

ここで、 C_g は格子内の雲生成率を表すもので、I は上の層からの流入、O は下への流出である。 C_g は A.5.1 や A.5.2 に示した結果を使って計算する。

雲が氷相のみの場合は、*I と O を* Kawai (2005) に 従って計算する。小さい雲粒 (≤ 100 µm) は一つ下の層 に落ち、大きい雲粒 (> 100 µm) は雪として即時に下 部境界まで落下する。

$$O = \frac{v_{\rm cice}q_c}{\Delta z} + D_{\rm I2S}q_c \tag{A.5.9}$$

上式の Δz は層の厚さ、 v_{cice} は小さな雲氷粒の終端落 下速度、 D_{I2S} は雲氷から雪への変換率である。右辺第 1 項が一つ下の層でIになる。

(1977) 雲が液相のみまたは混合相である場合は、雲水から 降水への変換率 P は Sundqvist (1978)の提案した手 法に従う。

$$P = \frac{1}{\tau_p} q_c \left[1 - \exp\left\{ -\left(\frac{q_c}{Cq_c^{\text{crit}}}\right)^2 \right\} \right] \quad (A.5.10)$$
$$= O$$

 τ_p は雲粒から雨粒と雪片への変換の代表的な時間ス ケールを表し、 q_c^{crit} は臨界雲水量であり、雲水量がこ の値を超えると変換が活発化する。この場合、雨粒と 雪片は直ちに下部境界まで落下することを仮定してい るので、Iは考慮しない。雲を通過して落下する雨滴に よる雲粒との衝突によって起こる併合(Coalescence 効 果)と、雨粒と氷晶の混ざった雲の中を落下する降水 の強化(Bergeron-Findeisen 効果)はSundqvist et al. (1989)に従ってモデル化した。

A.5.4 融解と再蒸発

ECMWF (2014) と同じ手法を使って、雪の融解率 *M* をパラメタライズする。

$$M = 0.5 \frac{C_p}{L_m} \frac{T_w - T_0}{\tau_m}$$
(A.5.11)

$$\tau_m = \frac{7200}{1 + 0.5 \left(T_w - T_0\right)} \tag{A.5.12}$$

上式の T_w は湿球温度、 T_0 は氷の融解温度、 L_m は融 解熱、 τ_m は融解の緩和時間である。Kessler (1969) と Tiedtke (1993) に基づいて、層状性降水の蒸発率 E は 以下のようにパラメタライズする。

$$E = b \frac{1}{\tau_e} \left(q_s - q_v \right) \left\{ \left(\frac{p}{p_s} \right)^{1/2} \frac{1}{5.09 \times 10^{-3}} \frac{P_l}{b} \right\}^{0.577}$$
(A.5.13)

$$\frac{1}{\tau_e} = 5.44 \times 10^{-4} \tag{A.5.14}$$

ここで、b は降水が存在しかつ雲のない領域の割合で 0.5 に設定する。 τ_e は再蒸発の緩和時間、 P_l は局所的 な降水率を示す。

A.6 接地境界層

地表面フラックスは Monin-Obukhov 相似則に基づ いてバルク法で定式化しており、運動量フラックス F_m 、 熱フラックス F_h 、比湿フラックス F_q は次式で表される。

$$\mathbf{F}_m = \overline{(w'\mathbf{v}')}_s = -C_m |\mathbf{v}_1| \mathbf{v}_1 , \qquad (A.6.1)$$

$$F_h = (w'\theta')_s = -C_h |\mathbf{v}_1| (\theta_1 - \theta_s) , \qquad (A.6.2)$$

$$F_q = \overline{(w'q')}_s = -C_h |\mathbf{v}_1| (q_1 - q_s) . \qquad (A.6.3)$$

上式の $\mathbf{v} = (u, v)$ は水平風、 θ は温位、qは比湿、下付 きの1とsはモデル格子の最下層の変数と地表の変数 をそれぞれ示す。ここで C_m と C_h は運動量と熱の交 換係数であり、Monin-Obukhov 相似則に従い交換係数 は以下の式で求める。

$$\frac{z_1}{L}\frac{A}{B^2} = \frac{gz_1}{|\mathbf{v}_1|^2} \frac{2(\theta_{v1} - \theta_{vs})}{(\theta_1 + \theta_s)}$$
(A.6.4)

$$C_m = \frac{\kappa^2}{B^2} \tag{A.6.5}$$

$$C_h = \frac{\kappa^2}{AB} \tag{A.6.6}$$

ここで、AとBは以下に示す値である。

$$A = \log\left(\frac{z_1 + z_{0m}}{z_{0h}}\right) - \Psi_h\left(\frac{z_1 + z_{0m}}{L}\right) + \Psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L}\right)$$
$$B = \log\left(\frac{z_1 + z_{0m}}{z_{0m}}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_1 + z_{0m}}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L}\right)$$

 κ は von Kármán 定数で 0.4、g は標準重力加速度 (9.80665 m s⁻²)、 z_1 は地上のモデル格子の最下層の 高さ、 θ_v は仮温位、 $z_{0m} \ge z_{0h}$ はそれぞれ地上の運動 量と熱の粗度長である。(A.6.4) 式は右辺の予報変数か ら Obukhov 長 L を与える。安定度関数 $\Psi_m \ge \Psi_h$ は Beljaars and Holtslag (1991) によって以下のようにパ ラメタライズする。

$$x \equiv (1 - 16\xi)^{\frac{1}{4}} \tag{A.6.7}$$

$$\Psi_m(\xi) =$$

$$\begin{cases} \frac{\pi}{2} - 2\arctan(x) + \log\frac{(1+x)^2(1+x^2)}{8}, & (\xi < 0) \\ -\frac{2}{3}\left(\xi - \frac{5}{0.35}\right)e^{-0.35\xi} - \xi - \frac{2}{3}\frac{5}{0.35}, & (\xi \ge 0) \\ & (A.6.8) \end{cases}$$

$$\Psi_{h}(\xi) = \begin{cases} 2\log\frac{1+x^{2}}{2}, & (\xi < 0) \\ -\frac{2}{3}\left(\xi - \frac{5}{0.35}\right)e^{-0.35\xi} - \left(1 + \frac{2}{3}\xi\right)^{\frac{3}{2}} & (A.6.9) \\ & -\frac{2}{3}\frac{5}{0.35} + 1, & (\xi \ge 0) \end{cases}$$

陸格子の上では、地表のパラメータは植生タイプ、土 壌状態、積雪被覆を考慮して格子毎に陸面モデルを使っ て決める。海上の格子では、グリッド内に開水域と海 氷域を考えてそれぞれ表面フラックスを計算する。そ のタイル化には Best et al. (2004)の提案した手法を用 いる。

表面の風応力は、風によって活発になる海洋の波に 依存するため、粗度長と風応力はモデルの中で繰り返 し手法により計算する。海氷のない開水の表面粗度長 は、Beljaars (1995)の手法に従って Charnock の関係 (Charnock 1955)から決定する。

$$z_{0m} = \frac{0.11\nu}{u_*} + \frac{\alpha}{g} u_*^2$$

$$z_{0h} = \frac{0.62\nu}{u_*}$$
(A.6.10)

 $u_* \left(\equiv \sqrt{\left| (w'\mathbf{v}')_s \right|} \right)$ は摩擦速度、 ν は大気の動粘度 (1.5 × 10⁻⁵ m²/s)、 α は Charnock 係数 (0.020) であ る。海氷上の表面粗度長は、運動量について 0.001 m に、熱について 0.0005 m に固定する。

A.7 境界層

大気の運動量、熱、水分の鉛直乱流輸送をパラメタ ライズするために、乱流運動エネルギー (TKE) クロー ジャと渦拡散 (ED) 型スキームを組み合わせたハイブ リッド手法を用いる。TKE スキームには Mellor and Yamada (1974, 1982) のレベル2 乱流クロージャスキー ム、ED 型のスキームでは Han and Pan (2011) に基 づく安定度関数を使用する。このとき、乱流輸送は以 下のように表される。

$$\overline{w'\mathbf{v}'} = -\max(K_m^{TKE}, K_m^{ED})\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}$$
(A.7.1)

$$\overline{w's'_L} = -\max(K_h^{TKE}, K_h^{ED})\frac{\partial s_L}{\partial z}$$
(A.7.2)

$$\overline{w'q'_w} = -\max(K_h^{TKE}, K_h^{ED})\frac{\partial q_w}{\partial z}$$
(A.7.3)

 $s_L (\equiv C_p T + g_z - Lq_c)$ は液水の静的エネルギー、 $q_w (\equiv q + q_c)$ は全水量、上付きの*TKE* と *ED* はスキームの タイプ、下付きの*m* と*h* はそれぞれ運動量と熱を示す。 両方のスキームの拡散係数は以下のように書き表す ことができる。

$$K_m = l^2 \left| \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right| f_m \tag{A.7.4}$$

$$K_h = l^2 \left| \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right| f_h \tag{A.7.5}$$

上式の f_m と f_h は安定度関数で、混合長 l は Blackadar (1962) に従って以下のように求める。

$$l = \frac{\kappa z}{1 + \kappa z/l_0}.\tag{A.7.6}$$

TKE スキームでは、混合長 l_0 はサブグリッドスケー ルの地形の分散と大気境界層の厚さから求める。ED ス キームでは、 l_0 は 50 m の定数にする。

ED 型のスキームでは安定度関数は勾配リチャード ソン数 *R_i*の関数として以下のようにする。

$$f_m^{ED} = \begin{cases} \frac{1+2.1R_i}{(1+5R_i)^{1.5}} & R_i \ge 0\\ 1-\frac{8R_i}{1+1.746\sqrt{-R_i}} & R_i < 0 \end{cases}$$
(A.7.7)

$$f_h^{ED} = \begin{cases} \frac{1}{(1+5R_i)^{1.5}} & R_i \ge 0\\ 1 - \frac{8R_i}{1+1.286\sqrt{-R_i}} & R_i < 0 \end{cases}$$
(A.7.8)

TKE スキームでは以下のように書ける。

$$f_m^{TKE} = S_M \sqrt{B_1 S_M (1 - R_f)}$$
 (A.7.9)

$$f_h^{TKE} = S_H \sqrt{B_1 S_M (1 - R_f)}$$
 (A.7.10)

$$S_H = 3A_2 \frac{(\gamma_1 + \gamma_2)(RF_c - R_f)}{1 - R_f},$$

$$S_M = A_1 F_1 \frac{RF_1 - R_f}{A_2 F_2 (RF_2 - R_f)} S_H,$$

$$\begin{split} R_{f} &= RI_{1} \left(\hat{R}_{i} + RI_{2} - \sqrt{\hat{R}_{i}(\hat{R}_{i} - RI_{3}) + RI_{2}^{2}} \right), \\ RF_{1} &= B_{1} \frac{\gamma_{1} - C_{1}}{F_{1}}, \qquad RF_{2} = B_{1} \frac{\gamma_{1}}{F_{2}}, \\ \gamma_{1} &= \frac{1}{3} - 2\frac{A_{1}}{B_{1}}, \\ \gamma_{2} &= \frac{B_{2}}{B_{1}}(1 - C_{3}) + 2\frac{A_{1}}{B_{1}}(3 - 2C_{2}), \\ F_{1} &= B_{1}(\gamma_{1} - C_{1}) + 2A_{1}(3 - 2C_{2}) + 3A_{2}(1 - C_{2}) \\ F_{2} &= B_{1}(\gamma_{1} + \gamma_{2}) - 3A_{1}(1 - C_{2}), \\ RI_{1} &= \frac{1}{2}\frac{A_{2}F_{2}}{A_{1}F_{1}}, \\ RI_{2} &= B_{1}\gamma\frac{(\gamma_{1} - C_{1})}{F_{1}}\frac{A_{1}F_{1}}{A_{2}F_{2}}, \\ RI_{3} &= 4B_{1}\frac{\gamma_{1}}{F_{2}}\frac{A_{1}F_{1}}{A_{2}F_{2}} - 2RI_{2}, \\ RF_{c} &= \frac{\gamma_{1}}{(\gamma_{1} + \gamma_{2})} \end{split}$$

ここで、 A_1 は1.0、 A_2 は0.58、 B_1 は24.0、 B_2 は11.0、 C_1 は0.13、 C_2 は0.6、 C_3 は0.14となる TKE スキーム のクロージャ定数である。Smith (1990)の手法に倣っ て、勾配リチャードソン数 R_i の代わりに以下の変更を 加えた \hat{R}_i を使用する。

$$\hat{R}_{i} = g \left\{ \tilde{\beta}_{s} \frac{\partial s_{L}}{\partial z} + \tilde{\beta}_{Q} \frac{\partial q_{w}}{\partial z} \right\} / \left| \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right|^{2} \quad (A.7.11)$$

上式の $\tilde{\beta}_s$ と $\tilde{\beta}_Q$ は、それぞれ雲の保存量 s_L と q_w に関する浮力パラメータである。

A.8 重力波

A.8.1 地形性重力波

地形性重力波パラメタリゼーションは、長波(波長が 100 km を上回るもの)と短波(波長が10 km 程度)の 2 つから成る。長波は砕波するレベルまで上方に伝播 して、主に成層圏で作用し、そこで運動量の交換を行 う(タイプAスキーム)。短波は常に対流圏下層で捕捉 され、消散するものと想定する(タイプBスキーム)。 従って、2 つの手法の基本的な違いは、運動量への働 きの鉛直分布に表れる。タイプAスキームは Palmer et al. (1986)に基づいており、いくらかの変更を元の 手法に加えている。タイプAとBのスキームの詳細 は、Iwasaki et al. (1989)に述べられている。

両方のスキームにおいて、サブグリッドスケールの 地面標高の分散 σ^2 によって発生する運動量応力 τ_r は 以下の式で決まる。

$$\boldsymbol{\tau}_{r} = C_{gw} \,\rho_{r} \,N_{r} \,v_{r} \,\min\left[\sigma^{2}, \left(\frac{v_{r}}{2F_{c}N_{r}}\right)^{2}\right] \boldsymbol{v}_{r}/v_{r}$$
(A.8.1)

上式において、 C_{gw} は定数 (タイプAでは 1.6×10^{-5} 、 タイプ B は 6.4×10^{-4})、 ρ は大気密度、N は浮力振 動数、Fcはフルード数(発生について1.5、伝播につ いては 1.0)、v は固有速度で v = |v| である。下付き の r は重力波応力(運動量フラックス)が生じる参照 レベルを示している。山の高さがある値を超えると淀 み点が生じるために、励起される重力波応力(振幅の 最大値)が抑えられることが知られている。この現象 はフルード数が基準値を下回るときに発生する。地面 標高の分散 σ^2 は、30" × 30" の地形データ GTOPO30 (USGS 1993)を使って求めた。最初に平均地高 h_m と その標準偏差 σ_m を 5' × 5' の格子で GTOPO30 から計 算する。hをモデル地形として、ガウス格子の(h_m-h) の標準偏差をタイプΑスキームにおいてはσとする。 タイプ B スキームでは、ガウス格子の中の σ_m の平均 をσとする。

タイプAスキームでは、振幅の飽和を仮定して、運動量の受け取りを決める。k + 1/2層の重力波応力は次式で与える。

$$\boldsymbol{\tau}_{k+1/2} = \min\left(\left|\boldsymbol{\tau}_{k-1/2}\right|, \left|\boldsymbol{\tau}_{sat}\right|\right) \boldsymbol{\tau}_{r}/\left|\boldsymbol{\tau}_{r}\right| \quad (A.8.2)$$

上式で、

$$\boldsymbol{\tau}_{sat} = C_{gw} \,\rho \,N\left(\boldsymbol{v} \cdot \frac{\boldsymbol{\tau}_r}{|\boldsymbol{\tau}_r|}\right) \left[\frac{\epsilon}{2F_c N}\left(\boldsymbol{v} \cdot \frac{\boldsymbol{\tau}_r}{|\boldsymbol{\tau}_r|}\right)\right]^2 \frac{\boldsymbol{\tau}_r}{|\boldsymbol{\tau}_r|}$$
(A.8.3)

$$\epsilon$$
はリチャードソン数 R_i の関数である。

$$\epsilon = \left(\frac{1}{R_i^{1/2}} + 2\right) - \left\{ \left(\frac{1}{R_i^{1/2}} + 2\right)^2 - \left(\frac{1}{R_i} - 4\right) \right\}^{1/2}$$
(A.8.4)

$$R_{i} = N^{2} \left/ \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(\boldsymbol{v} \cdot \frac{\boldsymbol{\tau}_{r}}{|\boldsymbol{\tau}_{r}|} \right) \right]^{2}$$
(A.8.5)

短波の重力波応力は、非静力学効果により、高度と 共に減少する (例えば、 Wurtele et al. 1987)。タイプ B スキームでは、重力波応力は気圧 p の 2 次関数とし て 700 hPa 付近でなくなるように簡略な仮定をおいて 次式で扱う。

$$\boldsymbol{\tau}(p) = \begin{cases} \boldsymbol{\tau}_r \cdot \frac{(p/p_s - 0.7)^2}{0.3^2}, & (p/p_s \ge 0.7) \\ 0, & (p/p_s < 0.7) \end{cases}$$
(A.8.6)

ps は下部境界での気圧である。

A.8.2 非地形性重力波

非地形重力波重力波のパラメタリゼーションは Scinocca (2003)の提案したスキームに従う。回転が ない静力学平衡の重力波を仮定すると、方位角 ϕ に投 影した運動量の鉛直フラックス \tilde{F} は以下のように表す ことができる。

$$\rho \tilde{F} = \rho A \frac{\tilde{c} - \tilde{U}}{N} \left(\frac{\tilde{c} - \tilde{U}}{\tilde{c}}\right)^{2-p} \frac{1}{1 + \left[\frac{m^*(\tilde{c} - \tilde{U})}{N}\right]^{s+3}}$$
(A.8.7)

上式で A は高度に依存しない係数をまとめたもので、

$$A = Cm^{*3} \frac{N_0^{2-p} - f^{2-p}}{2-p}$$
(A.8.8)

 ρ は密度、 m^* は典型的鉛直波数 $(2\pi/2000 [m^{-1}])$ 、Nは浮力振動数、fはコリオリのパラメータ、p (= 1.5), s (= 1) は定数である。 $\tilde{c} = c - U_0^{\phi}$, $\tilde{U} = U^{\phi} - U_0^{\phi}$ で、 c は対地位相速度、 U^{ϕ} は方位角 ϕ の方向の速度を表 し、下付きの0 は放出レベルを示している。定数C に 対応する放出レベルと放出される運動量フラックスは それぞれ 450 [hPa] と 3.5 [m Pa] である。運動量フラッ クスは、4 つの等間隔の方位角(東、西、南、北)と 0.25 m s⁻¹ から 2000 m s⁻¹ までの範囲の 50 の位相速 度の区分けにより離散化する。

クリティカルレベルフィルタリングと非線形飽和の 2つの運動量を受け取るプロセスを考える。クリティカ ルレベルフィルタリングの計算では $\tilde{c} - \tilde{U} < 0$ の時に、 重力波がクリティカルレベルに達したと仮定して、こ の層で平均流が運動量フラックスを受け取る。非線形 飽和の計算では、上向きに伝搬する運動量フラックス $\rho \tilde{F}$ が飽和運動量フラックス $\rho \tilde{F}^{sat}$ を超えた時に、運 動量フラックスの超過 $\left(\rho \tilde{F} - \rho \tilde{F}^{sat}\right)$ をこの層の平均 流に与える。飽和運動量フラックスは以下のように表 記できる。

$$\rho \tilde{F}^{sat} = \rho C^* A \frac{\tilde{c} - \tilde{U}}{N} \left(\frac{\tilde{c} - \tilde{U}}{\tilde{c}}\right)^{2-p}$$
(A.8.9)

上式の C^* (= 10) は McLandress and Scinocca (2005) の導入したチューニングパラメータである。方位角毎、 位相速度毎に各レベルで鉛直運動量フラックスの付与 を計算する。計算コストの削減のため、このパラメタ リゼーションは1時間に1度だけ実行される。

A.9 陸面

GSM の陸面は、生物圏モデル (*SiB*; Sellers et al. 1986; Sato et al. 1989a,b) に基づいた 2 層エネルギー バランススキームを用いている。Oleson et al. (2010) を参考に、積雪と土壌の組み合わせを表現できるよう 作り込んである。

陸面モデルは、植生キャノピー、積雪、土壌で構成 される。各構成要素はそれぞれに、気温、水分量、氷 分量という変数を持っている。キャノピー空間が熱と 水の交換経路として用いられる。図 A.9.1 に電気回路 に模した熱・水の移動経路を示す。



図 A.9.1 陸面モデルの概念図。Sellers et al. (1986) の図を 改変したもの。詳細は原論文を参照。

A.9.1 フラックス

陸面モデルの主たる目的は、大気のモデルに対して 下部境界条件としてのフラックスを与えることである。 東西・南北方向の運動量フラックス (τ_x , τ_y) $\equiv (w'v')_s$ 、 顕熱フラックス $H \equiv (w'\theta')_s$ 、水蒸気フラックス $E \equiv (w'q')_s$ は、付録 A.6 に示したバルク式を使って表現さ れる。 $\tau_x \ge \tau_y$ は大気最下層の風 v_1 から簡単に計算で きるが、 $H \ge E$ は陸面モデルが提供する地表面温度と 比湿が必要になる。GSM の陸面モデルでは、これらの 変数をキャノピー空間の温度 T_a ($= \theta_s$) と比湿 q_a とし て扱っている。キャノピー空間では、植生キャノピー・ 地面からの顕熱・水蒸気フラックスが大気と接続され ている。

キャノピー空間は無視できる程度の熱・水蒸気容量し

か持たないと仮定するため、顕熱フラックス H はキャ ノピーからの熱フラックス H_c と地面からの熱フラッ クス H_q の和と等しくなる。

$$H = H_c + H_g \tag{A.9.1}$$

水蒸気フラックス E も、同様にキャノピーからの蒸 発 E_c^e 、地面からの蒸発 E_g^e 、裸地面蒸発 E_{bs} と、キャ ノピーからの蒸散 E_c^t 、地面からの蒸散 E_g^t の合計にバ ランスする。

$$E = E_c^e + E_c^t + E_q^e + E_q^t + E_{bs}$$
 (A.9.2)

これらのフラックスは、キャノピー温度 T_c と地面温 度 T_g を使って決められる。 T_g は無積雪域では下草・裸 地面温度を表すが、積雪域は積雪表層温度を表す。

A.9.2 放射とアルベド

キャノピーにおける正味放射フラックス R_c^n と地面 における正味放射フラックス R_g^n は、以下の放射収支 式から計算される。

$$R_c^n = (1 - \alpha_c) S_{atm}^{\downarrow} + L_c^{\downarrow} \tag{A.9.3}$$

$$R_g^n = (1 - \alpha_g) S_{atm}^{\downarrow} + L_g^{\downarrow} \tag{A.9.4}$$

 $\alpha_c \ge \alpha_g$ はキャノピーと地表のアルベド、 $S_{atm}^{\downarrow} \ge L^{\downarrow}$ は下向き短波放射と下向き長波放射である。(A.9.3)式と (A.9.4) 式においてアルベドを用いることにより、 R_c^n と R_a^n を求めることができる。

地表面アルベド α_s は、キャノピー被覆率 f_c を使って、キャノピーアルベド α_c と地面アルベド α_g の加重 平均で求めることができる。

$$\alpha_s = f_c \,\alpha_c + (1 - f_c) \,\alpha_q \tag{A.9.5}$$

同様にして、地面アルベド α_g は、無積雪域では、下草の被覆率 f_{grs} を使って、下草のアルベド α_{grs} と裸地面アルベド α_{bs} の重み付き平均とする。積雪域では、 f_{grs} を0にして、積雪アルベド α_{sn} に置き換える。

$$\alpha_g = \begin{cases} f_{grs} \, \alpha_{grs} + (1 - f_{grs}) \, \alpha_{bs} & (\text{mfasik}) \\ \alpha_{sn} & (\text{fasik}) \end{cases}$$
(A.9.6)

キャノピーアルベド α_c と下草のアルベド α_{grs} は、 葉・幹に関する放射伝達方程式 (Sellers et al. 1986)の 解として計算できる。裸地面アルベド α_{bs} は、MODIS 観測によるプロダクト (Schaaf et al. 2002)の気候値 を、太陽天頂角と土壌第 1 層水分量で補正して求めら れる。雪アルベド α_{sn} は、太陽天頂角と積雪年齢に依 存するものと仮定する。

A.9.3 エネルギーと質量バランス

キャノピー温度 T_c と、地面温度 T_g に対する予報方 程式を以下に示す。

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_c^n - H_c - L_{vap} E_c \tag{A.9.7}$$

$$C_g \frac{\partial I_g}{\partial t} = R_g^n - H_g - L_{vap} E_g - G_g \qquad (A.9.8)$$

上式の添字の $c \geq g$ はキャノピーと地面の変数である ことを示す。Cは熱容量、 R^n は正味放射、Hは顕熱、 Eは蒸発散率、 L_{vap} は気化潜熱、 G_g は地面の伝導熱 である。 $E_c \equiv E_c^e + E_c^t, E_g \equiv E_g^e + E_g^t + E_{bs}$ である。

葉面蒸発の源となるキャノピーの葉水量 *M_c* と、下 草の葉水量 *M_g* は以下の式で予測する。

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = P_{i,c} - P_{d,c} - E_c^e \tag{A.9.9}$$

$$\frac{\partial M_g}{\partial t} = P_{i,g} - P_{d,g} - E_g^e \tag{A.9.10}$$

P_i は葉面の降水補足、*P_d* は葉水滴下である。葉面の降 水補足と葉水滴下を差し引いた量が遮断 *I_{cep}* になる。

$$I_{cept} = P_{i, c} + P_{i, g} - (P_{d, c} + P_{d, g})$$

 $T_c(T_g)$ が氷点下であるときは、 $M_c(M_g)$ はキャノ ピー(もしくは、下草)の葉氷量とする。

A.9.4 積雪

積雪温度*T_{sn}*は、エネルギー保存則とフーリエの法 則に基づいて、短波の吸収も考慮しながら以下のよう に予測する。

$$C_{sn}\frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial G_{sn}}{\partial z} \tag{A.9.11}$$

$$G_{sn} = -\lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z} \tag{A.9.12}$$

添字の sn は積雪に関する定数や変数であることを示 す。G は下向きを正とした熱フラックス、z は積雪表 面からの深さ、 λ_{sn} は積雪熱伝導率である。多層モデ ルを使い、積雪は最大 4 層に離散化する(図 A.9.2)。 積雪の上部境界条件は地面熱フラックスであり、下部 境界条件は土壌第 1 層との熱伝導フラックスになる。

$$G_{sn, 0} = G_g$$
(A.9.13)

$$G_{sn, k_{max}} = -\Lambda_{sn, k_{max}} (T_{sn, k_{max}} - T_{sl, 1})$$
(A.9.14)

下に付した *sl* は土壌に関する変数であることを示し ており、Λ は熱伝導係数(単位厚みあたりの熱伝導率) である。時間積分を行うためには、インプリシット法 を適用して、三重対角行列の式を解く必要がある。



図 A.9.2 土壌の上に 2 層の積雪を用いる場合の積雪温度 $T_{sn,k}$ を計算するための数値離散化の概念図。下付きの snb sl はそれぞれ積雪b土壌に関する値であることを、k は 層番号をそれぞれ示す。



図 A.9.3 積雪に被われていない場所での土壌温度 $T_{sl,k}$ を 求めるための数値離散化の概念図。

積雪氷量 M_{sn} は以下の収支式で予測する。

$$\frac{\partial M_{sn}}{\partial t} = S_{fall} + (S_{frst} - S_{sub}) + (S_{frz} - S_{melt})$$
(A.9.15)

 S_{fall} は積雪表面に達する降雪で葉氷滴下を含める。 S_{frst} は霜、 S_{sub} は昇華、 S_{frz} は凍結、 S_{melt} は融雪である。

積雪含水量 W_{sn} は以下の式で予測する。

$$\frac{\partial W_{sn}}{\partial t} = (Q_{sn, infl} - Q_{sn, drng}) + (S_{dew} - S_{evap}) - (S_{frz} - S_{melt})$$
(A.9.16)

Q_{sn,infl} は降水、葉氷滴下を含む積雪への浸透、

Q_{sn,drng}は積雪からの重力排水、S_{dew}は結露、S_{evap} は蒸発である。積雪の質量と積雪の水量は積雪温度と 同じ k_{max} 層の積雪を使って予測する。積雪の水量が その層の保持容量を超えた場合は、超えた分が下層へ 移動する。積雪深解析から得られる積雪深のデータを 積雪水当量の初期値として使用する。

A.9.5 土壌

土壌温度 T_{sl} は、7層の土壌を使って、積雪温度と同様に予測する(図 A.9.3)。土壌層の厚さ Δz_{sl} は、第 1層:0.02 m、第2層:0.05 m、第3層:0.12 m、第4 層:0.3 m、第5層:0.5 m、第6層:1.0 m、第7層: 1.5 m である。境界条件は以下のようになる。

$$G_{sl,0} = \begin{cases} G_g & (\text{mātsig}) \\ \Lambda_{sl, \, k_{max}} & (T_{sn, \, k_{max}} - T_{sl, \, 1}) \\ & (\text{tsig}) \\ & (A.9.17) \end{cases}$$

$$G_{sl,7} = 0$$
 (A.9.18)

土壌水分はリチャードの方程式を使って予測する。蒸 散のための根による吸水も考慮する。飽和度 W につ いての予測式は以下の通りである。

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{1}{\rho_{wtr} \,\theta_{sat}} \left(-\frac{\partial Q}{\partial z} - S^t \right) \tag{A.9.19}$$

 ρ_{wtr} は水の密度、 θ_{sat} は空隙率、Qは土壌水分マトリッ クポテンシャルと重力ポテンシャルの差によって生じ る水フラックス、 S^t は蒸散のための根による吸水であ る。上部境界の水フラックスは $Q_{infl} - E_{bs}$ で、 Q_{infl} は降水、葉水滴下と融雪を含めた土壌への浸透である。 下部境界では、重力排水 Q_{drng} がある。

表面流出 R_{off} と重力排水 Q_{drng} を合わせて全流出 R_{total} が計算される。

$$R_{total} = R_{off} + Q_{drng}$$
(A.9.20)
$$= T_{fall} - (Q_{infl} - Q_{drng})$$
(A.9.21)
$$- (Q_{sn, infl} - Q_{sn, drng})$$

ここで、

$$R_{off} = T_{fall} - Q_{infl} - (Q_{sn,infl} - Q_{sn,drng})$$
(A.9.22)

$$T_{fall} = P_{grs} - I_{cept} \tag{A.9.23}$$

 P_{grs} は林外雨、 T_{fall} は地表に達する樹冠通過雨である。 Q_{infl} は最大保水率によって制限される。

A.9.6 データセット

土壌アルベドの気候値データベースは、米国航空宇 宙局 (NASA) の MODIS アルベドプロダクト (Schaaf et al. 2002)を用いている。陸上の各格子点は、欧州委 員会の共同研究センター (JRC) の GLC2000 (*Global Land Cover 2000*; Bartholomé and Belward 2005)を 参照して個別の植生タイプに分類した。NASA による MODIS プロダクトの葉面積指数 (*LAI*; Myneni et al. 2002)を用いた。USGS の MODIS 観測に基づく緑色 植生域の最大値 1 km データ (Broxton et al. 2014)、 GLCF の樹木被覆連続フィールドプロダクトの 1 km データ (DeFries et al. 2000)、EarthSat の農耕地と牧 草地の占有域データ (Ramankutty et al. 2008)を使っ て、キャノピーと草地の被覆域を計算した。

土壌水分の初期条件は、GSWP3 (*Global Soil Wet*ness Project Phase 3; Kim 2017)の大気強制データ セットを使って、オフラインのモデルで計算した気候 値を使う。

詳細については第3.7節を参照されたい。

A.10 初期値・境界値

A.10.1 下部境界の仕様

(1) 地形

GSM のモデル地形は GTOPO30 を使用して作成した。作成は以下の2段階の手順で行う。(i)GTOPO30 の 30"×30"の緯度経度格子の標高をモデルの適合ガウス格子で平均し、(ii) 作成した格子平均の高度を次の平滑のためのファクタを波数変換の係数に乗じて波空間で平滑化する。

$$f(n) = \exp\left[\log(df) \left\{\frac{n \ (n+1)}{N \ (N+1)}\right\}^2\right]$$
 (A.10.1)

上式の*n*は全波数、*N*はGSMの切断全波数、*df* = 0.1 は平滑化パラメータである。

(2) 格子タイプ

海陸の分布は、全球土地被覆分類 (GLCC) のデー タベース (Loveland et al. 2000) を参照して決定した。 GLCC と全球の海占有率が同じになるように、GSM で は GLCC のデータで陸占有率が 49% を超えるモデル 格子を陸格子として扱う。陸と判定しなかった格子を 海格子として、開水と海氷の 2 種類のタイルをその中 に割り当てる。内水 (湖など) は海格子として扱う。各 陸格子には欧州委員会共同研究センターによる Global Land Cover 2000 に基づいた植生タイプがひとつ割り 当てられる。陸格子の地表特性は付録 A.9 を参照。

(3) 海面

GSM の海格子では、海面水温 (SST) と海氷密接度 (SIC) は境界条件として与えられ、大気からの影響は ほとんど考慮していない。モデルの予報期間のこれら の変数の変化量は日別気候値の時間内挿の変化と同じ である。水面の直達光アルベド α_B は Briegleb et al. (1986) による以下のパラメタリゼーションで計算する。

$$\alpha_B = \frac{0.026}{(\mu^{1.7} + 0.065)} + 0.15(\mu - 0.1)(\mu - 0.5)(\mu - 1.0)$$
(A.10.2)

 μ は太陽天頂角の余弦である。散乱アルベド α_D は 0.06の定数である。

(4) 海氷

海氷の部分は開水の上の氷板としてモデル化し、そ の表面温度で大気最下層に接している。海氷のパラメ タリゼーションを概観すると以下のようになる。(i)氷 板の厚さを固定する。氷板は融けるが、容積は変わら ない。(ii)氷板の特性は均質で一定である。(iii)海氷上 での積雪は考慮しない。フーリエの熱伝導則に従って、 氷の熱輸送を想定する。

$$(\rho C) \frac{\partial T_{ice}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_{ice}}{\partial z} \right)$$
(A.10.3)

 $\rho C = 1.93 \times 10^6 [\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}]$ は氷の容積熱容量、 T_{ice} は氷の温度、 $\lambda = 2.03 [\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}]$ は氷の熱伝導度である。海氷の下部境界(開水に接する部分)は海水の凍結温度であり、海氷の上部境界では表面での正味熱フラックスを計算する。GSMでは、氷板の時間積分を鉛直4層に離散化して取り扱う。海氷アルベドは、近赤外域で α^N 、可視で α^V として以下のようにパラメタライズする。

$$F_{60} = \begin{cases} 0.8 - 0.025(T_{skin} - 263.15), \\ (T_{skin} > 263.15) \\ 0.8, (T_{skin} \le 263.15), \end{cases}$$

 $F = \max\left(\min\left(F_{60} + 0.364(0.5 - \mu), 0.85\right), 0.07\right),$

$$\alpha^N = 0.86F + 0.01 \tag{A.10.4}$$

$$\alpha^V = 1.14F - 0.01 \tag{A.10.5}$$

上式の *T_{skin}* は氷表面の温度、µ は太陽天頂角の余弦 である。

A.10.2 初期条件

GSM の予報には大気、陸面などのサブシステムの初 期条件が必要である。これらの仕様の詳細を表 A.10.1 に示す。この表で、予報推定値とは 6 時間前の初期値 からの予報値のことである。

参考文献

Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. J. Atmos. Sci., 31, 674–701.

表 A.10.1 GSM の初期条件		
サブ		
システム	変数	取得元
	東西風	
	南北風	全球解析
	気温	(4 次元
	比湿	変分法)
大気	下部境界気圧	
	雲水量	
	積雲上昇流の	予報推完值
	診断雲水量	
	層状雲と対流雲の雲量	
	雲底の対流マスフラックス	
	地面温度	
陸面	キャノピー温度	予報推完值
	植生上の保水量・氷量	
上撞	温度	
上氓	土壌空隙の水分量・氷量	気候値
	積雪水当量	積雪深解析
	温度	
積雪	密度	気候値 積雪深解析 予報推定値
	含水量・氷量	
	アルベド	
	積雪年齢	
海北	海氷密接度	海氷解析
144/11	温度	予報推定値
開水	海面水温	SST 解析
	摩擦速度	予報推定值

- Arking, A. and K. Grossman, 1972: The influence of line shape and band structure on temperatures in planetary atmospheres. J. Atmos. Sci., 29, 937– 949.
- Barker, H. W., G. L. Stephens, and Q. Fu, 1999: The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2127–2152.
- Bartholomé, E. and A. S. Belward, 2005: GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26, 1959–1977.
- Beljaars, A. C. M., 1995: The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 255–270.
- Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. J. Appl. Meteor., 30, 327–341.
- Best, M. J., A. C. M. Beljaars, J. Polcher, and P. Viterbo, 2004: A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. J. Hydr. Meteorol., 5, 1271–1278.

- Blackadar, A. K., 1962: The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. J. Geophys. Res., 67, 3095–3102.
- Bourke, W., 1974: A multi-level spectral model. I. Formulation and hemispheric integrations. Mon. Wea. Rev., 102, 687–701.
- Briegleb, B. P., 1992: Delta-Eddington Approximation for Solar Radiation in the NCAR Community Climate Model. J. Geophys. Res., 97, 7603–7612.
- Briegleb, B. P., P. Minnis, V. Ramanathan, and E. Harrison, 1986: Comparison of regional clearsky albedos inferred from satellite observations and model computations. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 214–226.
- Broxton, P. D., X. Zeng, W. Scheftic, and P. A. Troch, 2014: A MODIS-Based 1 km Maximum Green Vegetation Fraction Dataset. J. Appl. Meteor. Climat., 53, 1996–2004.
- Bushell, A. C., D. R. Wilson, and D. Gregory, 2003: A description of cloud production by non-uniformly distributed processes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 1435–1455.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 81, 639–640.
- Chou, M.-D. and A. Arking, 1981: An efficient method for computing the absorption of solar radiation by water vapor. J. Atmos. Sci., 38, 798–807.
- Chou, M.-D., M. J. Suarez, X.-Z. Liang, and M. M.-H. Yan, 2001: A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies. *Technical report series on global modeling and data assimilation, Vol.* 19, NASA Goddard Space Flight Center, 56pp.
- Clough, S. A., M. W. Shephard, E. J. Mlawer, J. S. Delamere, M. J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, and P. D. Brown, 2005: Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 91, 233–244.
- Coakley, J. A., R. D. Cess, and F. B. Yurevich, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. J. Atmos. Sci., 40, 116–138.
- Collins, W. D., 2001: Parameterization of Generalized Cloud Overlap for Radiative Calculation in General Circulation Models. J. Atmos. Sci., 58, 3224–3242.
- Collins, W. D., J. M. Lee-Taylor, D. P. Edwards, and G. L. Francis, 2006: Effects of increased near-Infrared absorption by water vapor on the climate system. J. Geophys. Res., 111, D18 109.
- DeFries, R. S., M. C. Hansen, J. R. G. Townshend, A. C. Janetos, and T. R. Loveland, 2000: A new

global 1km data set of percent tree cover derived from remote sensing. *Global Chg. Biol.*, **6**, 247–254.

- Dobbie, J. S., J. Li, and P. Chýlek, 1999: Two- and four-stream optical properties for water clouds and solar wavelengths. J. Geophys. Res., 104, 2067– 2079.
- Ebert, E. E. and J. A. Curry, 1992: A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. J. Geophys. Res., 97, 3831–3836.
- ECMWF, 2014: Part IV: Physical Process, Chapter 7 Clouds and large-scale precipitation. IFS Documentation—Cy40r1, 91–108 pp.
- Freidenreich, S. M. and V. Ramaswamy, 1999: A new multiple-band solar radiative parameterization for general circulation models. J. Geophys. Res., 104, 31 389–31 409.
- Fu, Q. and K. N. Liou, 1992: On the correlated kdistribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. J. Atmos. Sci., 49, 2139– 2156.
- Geleyn, J.-F. and A. Hollingsworth, 1979: An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Beitr. Phys. Atmos.*, **52**, 1–16.
- Han, J. and H.-L. Pan, 2011: Revision of Convection and Vertical Diffusion Schemes in the NCEP Global Forecast System. Weather and Forecasting, 26, 520–533.
- Hortal, M., 2002: The development and testing of a new two-time-level semi-Lagrangian scheme (SET-TLS) in the ECMWF forecast model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1671–1687.
- Hoskins, B. J. and A. J. Simmons, 1975: A multilayer spectral model and the semi-implicit method. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 637–655.
- 岩崎俊樹, 北川裕人, 1996: 放射過程. 数値予報課報告・ 別冊第42号, 気象庁予報部, 1-29.
- Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings, Part I: Impacts on medium-range forecasts. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 11–27.
- Jakob, C. and A. P. Siebesma, 2003: A new subcloud model for mass-flux convection schemes: Influence on triggering, updraft properties, and model climate. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2765–2778.
- JMA, 2019: Outline of the Operational Numerical Weather Prediction at the Japan Meteorological Agency. JMA.
- Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, and J. A. Weinman, 1976: The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. J. Atmos. Sci., 33, 2452–2459.

- Juang, H.-M. H., 2004: A Reduced Spectral Transform for the NCEP Seasonal Forecast Global Spectral Atmospheric Model. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1019–1035.
- Kawai, H., 2005: Improvement of a Cloud Ice Fall Scheme in GCM. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 35, 04.11–04.12.
- Kawai, H. and T. Inoue, 2006: A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. SOLA, 2, 17–20.
- Kawai, H., H. Yonehara, and M. Ujiie, 2013: Vertical Layer Placement in Eta Coordinate for Models with a High Model Top. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 43, 03.3–03.4.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. Meteorol. Monogr., American Meteorol. Soc., Boston, MA, 84pp.
- Kim, H., 2017: Global Soil Wetness Project Phase 3 Atmospheric Boundary Conditions (Experiment 1) [Data set]. Data Integration and Analysis System (DIAS), URL https://doi.org/10.20783/DIAS. 501.
- 気象庁予報部, 2004: 全球モデル開発プロジェクト(I). 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 142pp.
- 気象庁予報部, 2005: 全球モデル開発プロジェクト (II). 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 117pp.
- 気象庁予報部, 2009: 全球モデルの課題と展望. 数値予 報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 183pp.
- 気象庁予報部, 2012: 物理過程の改善に向けて (I). 数 値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 221pp.
- Li, J., 2002: Accounting for Unresolved Clouds in a 1D Infrared Radiative Transfer Model. Part I: Solution for Radiative Transfer, Including Cloud Scattering and Overlap. J. Atmos. Sci., 59, 3302– 3320.
- Li, J. and Q. Fu, 2000: Absorption approximation with scattering effect for infrared radiation. J. Atmos. Sci., 57, 2905–2914.
- Lindner, T. H. and J. Li, 2000: Parameterization of the Optical Properties for Water Clouds in the Infrared. J. Climate, 13, 1797–1805.
- Lord, S. J. and A. Arakawa, 1980: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part II. J. Atmos. Sci., 37, 2677–2692.
- Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Youing, and J. W. Merchant, 2000: Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1km AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing*, **21**, 1303– 1330.
- Martin, G. M., D. W. Johnson, and A. Spice, 1994:

The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds. J. Atmos. Sci., **51**, 1823–1842.

- McLandress, C. and J. F. Scinocca, 2005: The GCM response to current parameterizations of nonorographic gravity wave drag. J. Atmos. Sci., 62, 2394–2413.
- Meador, W. E. and W. R. Weaver, 1980: Two-stream approximations to radiative transfer in planetary atmospheres: A unified description of existing methods and a new improvement. J. Atmos. Sci., 37, 630–643.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J. Atmos. Sci., 31, 1791–1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851–875.
- 宮本健吾, 2009: 適合ガウス格子版全球モデル. 数値予 報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 27-49.
- Moorthi, S. and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978–1002.
- 村井臣哉, 2009: 放射. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 87-90.
- Myneni, R. B., S. Hoffman, Y. Knyazikhin, J. L. Privette, J. Glassy, Y. Tian, Y. Wang, X. Song, Y. Zhang, G. R. Smith, A. Lotsch, M. Friedl, J. T. Morisette, P. Votava, R. R. Nemani, and S. W. Running, 2002: Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, 83, 214–231.
- Nagasawa, R., 2012: The problem of cloud overlap in the radiation process of JMA's global NWP model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 42, 4.15–4.16.
- Oleson, K. W., David M. Lawrence, Gordon B. Bonan, Mark G. Flanner, E. Kluzek, P. J. Lawrence, S. Levis, S. C. Swenson, P. E. Thornton, A. Dai, M. Decker, R. Dickinson, J. Feddema, C. L. Heald, F. Hoffman, J.-F. Lamarque, N. Mahowald, G.-Y. Niu, T. Qian, J. Randerson, S. Running, K. Sakaguchi, A. Slater, R. Stckli, A. Wang, Z.-L. Yang, X. Zeng, and X. Zeng, 2010: Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM). NCAR Technical Note 478, NCAR. 257pp.
- Palmer, T. N., G. J. Schutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112,

1001 - 1039.

- Park, S., C. S. Bretherton, and P. J. Rasch, 2014: Integrating Cloud Processes in the Community Atmosphere Model, Version 5. J. Climate, 27, 6821– 6856.
- Ramankutty, N., A. T. Evan, C. Monfreda, and J. A. Foley, 2008: Farming the planet: 1. Geographic distribution of global agricultural lands in the year 2000. *Global Biogeochemical Cycles*, 22, GB1003.
- Randall, D. and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. The representation of cumulus convection in numerical models, AMS Meteorological Monograph Series, 46, 137–144.
- Randel, W. J., F. Wu, J. M. Russell III, A. Roche, and J. W. Waters, 1998: Seasonal cycles and QBO variations in stratospheric CH₄ and H₂O observed in UARS HALOE data. J. Atmos. Sci., 55, 163– 185.
- Sato, N., P. J. Sellers, D. A. Randall, E. K. Schneider, J. Shukla, J. L. Kinter III, Y-T Hou, and E. Albertazzi, 1989a: Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model. J. Atmos. Sci., 46, 2757–2782.
- Sato, N., P. J. Sellers, D. A. Randall, E. K. Schneider, J. Shukla, J. L. Kinter III, Y-T Hou, and E. Albertazzi, 1989b: Implementing the simple biosphere model in a general circulation model: Methodologies and results. NASA contractor Rep. 185509, NASA. 76pp.
- Schaaf, C. B., F. Gao, A. H. Strahler, W. Lucht, X. Li, T. Tsang, N. C. Strugnell, X. Zhang, Y. Jin, J. P. Muller, P. Lewis, M. Barnsley, P. Hobson, M. Disney, G. Roberts, M. Dunderdale, C. Doll, R. P. d'Entremont, B. Hu, S. Liang, J. L. Privette, and D. P. Roy, 2002: First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sens. Environ.*, 83, 135–148.
- Scinocca, J. F., 2003: An accurate spectral nonorographic gravity wave drag parameterization for general circulation models. J. Atmos. Sci., 60, 667– 682.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci., 43, 505–531.
- Simmons, A. J. and D. M. Burridge, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finitedifference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 758–766.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circula-

tion model. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **116**, 435–460.

- Sommeria, G. and J. W. Deardorff, 1977: Subgridscale condensation in models of nonprecipitating clouds. J. Atmos. Sci., 34, 344–355.
- Sundqvist, H., 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 677–690.
- Sundqvist, H., E. Berge, and J. E. Kristjánsson, 1989: Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1641–1657.
- Tanaka, T. Y., K. Orito, T. T. Sekiyama, K. Shibata, M. Chiba, and H. Tanaka, 2003: MASINGAR, a global tropospheric aerosol chemical transport model coupled with MRI/JMA98 GCM: Model description. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 53(4), 119–138.
- Tanguay, M., E. Yakimiw, H. Ritchie, and A. Robert, 1992: Advantage of spatial averaging in semiimplicit semi-Lagrangian schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 113–123.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of Clouds in Large-Scale Models. Mon. Wea. Rev., 121, 3040– 3061.
- USGS, 1993: Digital elevation models, data user guide 5. 50pp.
- Wurtele, M. G., R. D. Sharman, and T. L. Keller, 1987: Analysis and simulations of a tropospherestratosphere gravity wave model. Part I. J. Atmos. Sci., 44, 3269–3281.
- Wyser, K., 1998: The effective radius in ice clouds. J. Climate, 11, 1793–1802.
- Xie, S. C.. and M. H. Zhang, 2000: Impact of the convection triggering function on single-column model simulations. J. Geophys. Res., 105, 14983–14996.
- Yabu, S., 2013: Development of longwave radiation scheme with consideration of scattering by clouds in JMA global model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 43, 4.07–4.08.
- Yabu, S., T. Y. Tanaka, and N. Oshima, 2017: Development of a multi-species aerosol-radiation scheme in JMA's global model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 47, 4.15–4.16.
- 吉村裕正, 松村崇行, 2004: セミラグランジュ統一モ デル. 数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 51-60.
- Yoshimura, H., 2002: Development of a Semi-Implicit Semi-Lagrangian Global Model using Double Fourier Series. The 4th International Workshop on Next Generation Climate Models for Advanced

High Performance Computing Facilities., NCAR, Boulder, Colorado, 12 - 14 March 2002.

- Yoshimura, H. and T. Matsumura, 2003: A Semi-Lagrangian Scheme Conservative in the Vertical Direction. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 33, 03.19–03.20.
- Yukimoto, S., H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, M. Deushi, A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E. Shindo, S. Yabu, T. Ose, and A. Kitoh, 2011: Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) –Model Description–. Technical Reports of the Meteorological Research Institute, 64, 1–96, doi: 10.11483/mritechrepo.64.
- Zhong, W. and J. D. Haigh, 1995: Improved broadband emissivity parameterization for water vapor cooling rate calculations. J. Atmos. Sci., 52, 124– 138.

付録B 略語表*

略語	原語	訳または意味
3D-Var	3 Dimensional Variational method	3 次元変分法
4D-Var	4 Dimensional Variational method	4 次元変分法
ACC	Anomaly Correlation Coefficient	アノマリー相関係数
AI	Artificial Intelligence	人工知能
AMeDAS	Automated Meteorological Data Acquisition Sys-	地域気象観測システム
	tem	
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project	大気モデル相互比較プロジェクト
AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit-A	改良型マイクロ波気温サウンダ (NOAA, Aqua,
		Metop 衛星に搭載)
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer	改良型高分解能放射計(NOAA 衛星などに搭載)
BATS	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme	生物圏-大気輸送スキーム
BI	BIas score	カテゴリー検証で用いる統計指標の一つ
BoM	Bureau of Meteorology	オーストラリア気象局
BSS	Brier Skill Score	確率予測に関する統計指標の一つ
CAM	Community Atmosphere Model	米国大気研究センターのコミュニティ大気大循環モ
		デル
CAPE	Convective Available Potential Energy	対流有効位置エネルギー
CAS	Commission for Atmospheric Sciences	(世界気象機関)大気科学委員会
CEOP	Coordinated Energy and Water Cycle Observa-	地球エネルギー・水循環統合観測プロジェクト
	tions Project	
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System	地球放射収支計(TRMM 衛星などに搭載)
CLASS	Canadian LAnd Surface Scheme	カナダ気象センターの陸面モデル
CMA	China Meteorological Administration	中国気象局
CMC	Canadian Meteorological Centre	カナダ気象センター
COOL	Common evaluation tOOL for one-year model in-	1 年積分共通評価ツール
COORDE	COnstraining ORographic Drag Effects	モデルの地形性抵抗国際比較プロジェクト
DCAPE	Dynamic CAPE generation rate	力学過程による CAPE 生成率
DWD	Deutscher WetterDienst (ドイツ語)	ドイツ気象局
DPSIVS	Deterministic Prediction System Integrated Ver-	全球決定論予測実験についての標準検証環境(アン
	ification System	サンブル予測実験には EPSIVS、COOL 実験には
		COOLIVS がある)
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather	欧州中期予報センター
	Forecasts	
EPS	Ensemble Prediction System	アンサンブル予報システム
ERA-Interim	ECMWF Interim ReAnalysis	欧州中期予報センターの長期再解析データ
ESFT 法	The Exponential Sum Fitting of Transmission	指数関数和法
	function 法	
\mathbf{FFT}	Fast Fourier Transform	高速フーリエ変換
FIRE	First ISCCP Regional Experiment	カリフォルニア沖北東太平洋で行われた集中観測
\mathbf{FMA}	Fused Multiply-Add	積和演算
FT	Forecast Time	予報時間
GASS	Global Atmospheric System Studies	GEWEX (全地球エネルギー・水循環実験観測計画) における会球士気システム研究
CDDEC	Clobal Data Dragging and Fanagating System	におりる主体八メンヘノム明九 冊田与角燐間 (WAAO) の会球データ加冊・予想シス
GDFF5	Giobai Data-Processing and Forecasting System	ー 世外気象候菌 (WMO)の主球 / 一ク処理・予報シス テム
GFS	Global Forecast System	/
GLC2000	Global Land Cover 2000	2000 年時点の全球十地被覆分類データ
GLCC	Global Land Cover Characterization	全球十地被覆分類
GNSS	Global Navigation Satellite System	二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、二、
GPCP	Global Precipitation Climatology Project	全球隆水気候計画
GSM	Global Spectral Model	気象庁の全球スペクトルモデル
GSWP3	Global Soil Wetness Project Phase 3	 全球土壌水分プロジェクト (第3段階)

略語	原語	訳または意味
GSMaP	Global Satellite Mapping of Precipitation	衛星データにより作成した全球降水マップ、または 降水推定アルゴリズム
GTOPO30	Global TOPOgraphic	国土地理院や米国地質調査所などがまとめた緯度経 度 30 秒メッシュの全球標高データセット
HITRAN2000	HIgh resolution TRANsmission 2000	大気分子の吸収線データベースの一種
HTESSEL	Hydrology Tiled ECMWF Scheme for Surface	欧州中期予報センターの陸面モデル
	Exchanges over Land	
HWSD	Harmonized World Soil Database	調和的世界土壌データベース
ICA	Independent Column Approximation	<u> 独立力フム近似</u> 欧州山期子報トンターの合財粉店子報システノ
IF5 ISLSCP	Integrated Forecast System	欧州中期上報センターの主球数値上報システム 国際衛星陸地表面気候計画(衛星に上る地表面気候
101001	Project	の観測に関する国際プログラム)
JMA	Japan Meteorological Agency	気象庁
JMA/MRI-	Japan Meteorological Agency/Meteorological	気象庁の大気海洋結合モデルを用いた季節アンサン
CPS2	Research Institute-Coupled Prediction System version 2	ブル予報システム
JRA-55	Japanese 55-year ReAnalysis	気象庁 55 年長期再解析
JRC	European Commission's Joint Research Center	欧州委員会共同研究センター
JULES	Joint UK Land Environment Simulator	英国気象局の陸面モデル
KMA	Korea Meteorological Administration	辑当风家厅 描示巷世粉
LAF 注	Lean Area Index Lagged Average Forecast 法	未回復相数 時間ずよし 平均注
LES	Large Eddy Simulation	ラージエディ (大渦) シミュレーション
LETKF	Local Ensemble Transform Kalman Filter	局所アンサンブル変換カルマンフィルタ
LFC	Level of Free Convection	自由対流高度
MASINGAR	Model of Aerosol Species IN the Global Atmo- spheRe	気象研究所全球エーロゾル輸送モデル
MCR	Multispectral Cloud Radiometer	多波長雲放射計
ME	Mean Error	平均誤差
MGDSST	Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperature	気象庁の全球日別海面水温解析(値)
Météo France	Météo France(フランス語)	フランス気象局
MISR	Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer	複数角度画像分光放射計(Terra 衛星に搭載)
MJO	Madden-Julian Oscillation	マツテン・シュリアン振動 山八仞船県海八平街時計(Amage Trans 衛目に携載)
MODIS MPI	MoDerate resolution imaging Spectroradiometer	中力辨能取修力儿放射計(Aqua, Terra 伸生に指載) メッセージ通信インターフェース標準
MRI	Meteorological Research Institute	(気象庁) 気象研究所
MSM	Meso-Scale Model	気象庁のメソモデル
MY2	Mellor-Yamada scheme Level 2	Mellor-Yamada 境界層スキームの Level2 版
NAPEX	Numerical Analysis and Prediction EXperiment system	数値解析予報実験システム
NAPS	Numerical Analysis and Prediction System	数値解析予報システム
NASA	National Aeronautics and Space Administration	米国航空宇宙局
NCAR	National Center for Atmospheric Research	米国大気研究センター
NCAR-CLM	NCAR Community Land Model	米国大気研究センターのコミュニティ陸面モデル
NCEP	National Centers for Environmental Prediction	本国 泉 児 川 センター 半 国 海 洋 十 与 庁
NOAA	tion	
Noah-LSM	Noah Land-Surface Model	NCEP, Oregon State University, Air Force (both AFWA and AFRL), Hydrology Lab (NWS) - Land Surface Model の頭文字を取った陸面モデ ル
NRL	Naval Research Laboratory	米国海軍研究所
NWP	Numerical Weather Prediction	数值(天気)予報
OAFlux	Objectively Analyzed air-sea Fluxes	全球の大気・海洋フラックスについての研究開発プ ロジェクトによる解析プロダクト
OLR	Outgoing Longwave Radiation	大気上端上向き長波放射
OMI	Ozone Monitoring Instrument	オゾン観測装置(Aura 衛星に搭載)

略語	原語	訳または意味
OPAC	Optical Properties of Aerosol and Cloud	エーロゾルと雲の放射特性に関するデータベースの
		一種
OpenMP	Open Multi-Processing	共有メモリ型マシンで並列プログラミングを可能に
		する API
PBL	Planetary Boundary Layer	惑星境界層
QBO	Quasi-Biennial Oscillation	成層圈準2年周期振動
RMSE	Root Mean Square Error	二乗平均平方根誤差
RSM	Regional Spectral Model	気象庁の領域数値予報モデル(2007 年 11 月まで運
		用)
SAO	Semi-Annual Oscillation	半年周期振動
SCM	Single Column Model	鉛直 1 次元モデル
SiB	Simple Biosphere	生物圏モデル
SIC	Sea Ice Concentration	海氷密接度
SIMD	Single Instruction Multiple Data	演算装置設計手法の一つ
SOC	Southampton Oceanography Centre	サウサンプトン国立海洋センター
SPARC	Stratospheric Processes And their Role in Cli-	成層圏プロセスとその気候における役割の研究
	mate	
SST	Sea Surface Temperature	海面水温
SURFEX	Surface Externalisée(フランス語)	フランス気象局の地表面モデル
SV 法	Singular Vector 法	特異ベクトル法
SYNOP	Surface Synoptic Observations	地上実況気象通報式
TAT	Turn-Around Time	(主に計算機上で)何らかの処理を要求してから結
		果を受け取るまでに要する時間
TKE	Turbulent Kinetic Energy	乱流運動エネルギー
TOFD	Turbulent Orographic Form Drag	乱流による地形形状抵抗
TPW	Total Precipitable Water	可降水量
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission	熱帯降雨観測計画
TS	Threat Score	カテゴリー検証で用いる統計指標の一つ
TWP-ICE	Tropical Warm Pool International Cloud Exper-	熱帯の雲活動に関する国際観測キャンペーン
	iment	
TYM	Typhoon Model	気象庁の台風数値予報モデル(2007 年 11 月まで運
		用)
UKMO	United Kingdom Met Office	英国気象局
UM	Unified Model	英国気象局の全球・領域統一モデル
USGS	United States Geological Survey	米国地質調査所
UTC	Coordinated Universal Time または Temps Uni-	協定世界時
	versel Coordonné(フランス語)	
WGNE	Working Group on Numerical Experimentation	世界気象機関大気科学委員会 (WMO/CAS) の数値
		実験作業部会
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関
WRF	Weather Research and Forecasting model	米国で開発されている非静力学コミュニティモデル

付録C 数値予報課報告・別冊で用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標*

本報告で使用した表記と統計的検証に用いる代表的な指標などについて以下に説明する。

C.1 数値予報課報告・別冊で用いた表記

C.1.1 GSM のバージョン名について

気象庁全球モデル (GSM) のバージョン名は、GSM に改良が導入された西暦の下二桁と月を「GSM」の後 ろに付けた形式で付けられている (例:GSM1705)。

C.1.2 分解能の表記について

本報告では、全球モデルの分解能について、xx を水 平方向の切断波数、yy を鉛直層数として、"TxxLyy"¹ と表記することがある。また、セミラグランジアンモデ ルで線形格子 (北川 2005)を用いる場合は"TLxxLyy"² と表記する。北緯 30 度において、TL959 は約 20 km 格子、TL479 は約 40 km 格子、TL319 は約 55 km 格 子、TL159 は約 110 km 格子に相当する。

C.1.3 予測時間の表記について

数値予報では、統計的な検証や事例検証の結果を示 す際に、予報対象時刻のほかに、初期時刻からの経過 時間を予報時間 (FT: Forecast Time³) として表記し ている。

本報告では、予報時間を

「予報時間」=「予報対象時刻」-「初期時刻」 で定義し、例えば、6時間予報の場合、FT=6と表記 しており、時間の単位 [h] を省略している。

C.1.4 アンサンブル予報の表記について

アンサンブル予報では、複数の予測の集合(アンサ ンブル)を統計的に処理し、確率予測等の資料を作成 する。本報告では、予測の集合の平均を「アンサンブ ル平均」、個々の予測を「メンバー」と呼ぶ。また、摂 動を加えているメンバーを「摂動ラン」、摂動を加えて いないメンバーを「コントロールラン」と呼ぶ。

C.1.5 緯度、経度の表記について

本報告では、緯度、経度について、アルファベット を用いて例えば「北緯 40 度、東経 130 度」を「40°N, 130°E」、「南緯 40 度、西経 130 度」を「40°S, 130°W」 などと略記する。

¹ T は三角形 (Triangular) 波数切断、L は層 (Level) を意 味する。

C.2 統計的検証に用いる代表的な指標

C.2.1 平均誤差、二乗平均平方根誤差、誤差の標準 偏差、改善率

予測誤差を表す基本的な指標として、平均誤差(ME: Mean Error、バイアスと表記する場合もある)と二乗 平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) が ある。これらは次式で定義される。

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i)$$
 (C.2.1)

RMSE
$$\equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i)^2}$$
 (C.2.2)

ここで、Nは標本数、 x_i は予測値、 a_i は実況値である。 ME は予測値の実況値からの偏りの平均であり、0に近いほど実況からのずれが小さいことを示す。RMSE は 最小値の0に近いほど予測が実況に近いことを示す。

RMSE は ME の寄与とそれ以外を分離して、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2 \tag{C.2.3}$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i - \text{ME})^2$$
(C.2.4)

と表すことができる。 σ_e は誤差の標準偏差である。

本報告では、予測に改良を加えた際の評価指標として、RMSEの改善率 [%] を用いる場合がある。RMSE の改善率は次式で定義される。

RMSE 改善率
$$\equiv \frac{\text{RMSE}_{\text{cntl}} - \text{RMSE}_{\text{test}}}{\text{RMSE}_{\text{cntl}}} \times 100 \text{ (C.2.5)}$$

(RMSE 改善率 ≤ 100)

ここで、RMSE_{cntl} は基準となる予測の、RMSE_{test} は 改良を加えた予測の RMSE である。

C.2.2 スプレッド

スプレッドは、アンサンブル予報のメンバーの広が りを示す指標であり、次式で定義される。

スプレッド =
$$\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^{N} \left(\frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} (x_{mn} - \overline{x_n})^2\right)}$$
 (C.2.6)

ここで、Mはアンサンブル予報のメンバー数、Nは標本数、 x_{mn} は m番目のメンバーの予測値、 $\overline{x_n}$ は

$$\overline{x_n} \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} x_{mn} \tag{C.2.7}$$

で定義されるアンサンブル平均である。

^{*} 今野 曉

² TL の L は線形 (Linear) 格子を意味する。

³ 英語圏では Forecast Range などと記述されることも多い。

C.2.3 アノマリー相関係数

アノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient) とは、予測値の基準値からの偏差 (アノマ リー)と実況値の基準値からの偏差との相関係数であ り、次式で定義される。

$$ACC \equiv \frac{\sum_{i=1}^{N} (X_i - \overline{X}) (A_i - \overline{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (X_i - \overline{X})^2 \sum_{i=1}^{N} (A_i - \overline{A})^2}} (-1 \le ACC \le 1) \quad (C.2.8)$$

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \qquad \overline{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i$$
 (C.2.9)

$$A_i = a_i - c_i, \qquad \overline{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i$$
 (C.2.10)

である。ここで、N は標本数、x_i は予測値、a_i は実況 値、c_i は基準値である。基準値としては気候値を用い る場合が多い。アノマリー相関係数は予測と実況の基 準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増 減のパターンが完全に一致している場合には最大値の 1をとり、相関が全くない場合には0をとり、逆に完 全にパターンが反転している場合には最小値の-1を とる。なお、アノマリー相関係数や ME, RMSE の解 説は、梅津ほか (2013) に詳しい。

C.3 カテゴリー検証で用いる指標

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の有無 を予測と実況それぞれについて判定し、その結果によ り標本を分類する。そして、それぞれのカテゴリーに 分類された事例数を基に、予測の特性を検証するとい う手順を踏む。

C.3.1 分割表

分割表は、カテゴリー検証においてそれぞれのカテ ゴリーに分類された事例数を示す表(表 C.3.1)であ る。付録 C.3.2 から C.3.12 に示す各スコアは、表 C.3.1 に示される各区分の事例数を用いて定義される。また、 以下では全事例数を N=FO+FX+XO+XX、実況「現 象あり」の事例数を M=FO+XO、実況「現象なし」の 事例数を X=FX+XX と表す。

C.3.2 適中率

適中率は、予測が適中した割合であり、次式で定義 される。

適中率
$$\equiv \frac{\text{FO} + XX}{N}$$
 (0 ≤ 適中率 ≤ 1) (C.3.1)
最大値の1に近いほど予測の精度が高いことを示す。

表 C.3.1 カテゴリー検証で用いる分割表。FO, FX, XO, XX はそれぞれの事例数を示す。

		実況		卦
		あり	なし	
予測	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	FO+FX
	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	XO+XX
Î	+	M	X	N

C.3.3 空振り率

空振り率は、予測「現象あり」の事例数に対する空 振り(予測「現象あり」かつ実況「現象なし」)の割合 であり、次式で定義される。

空振り率
$$\equiv \frac{FX}{FO + FX}$$
 (0 \leq 空振り率 \leq 1) (C.3.2)

最小値の0に近いほど空振りが少ないことを示す。 分母をFO+FXとするのが一般的だが、代わりにNと して定義する場合もある。

C.3.4 見逃し率

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数に対する見 逃し(実況「現象あり」かつ予測「現象なし」)の割合 であり、次式で定義される。

見逃し率
$$\equiv \frac{\text{XO}}{M}$$
 (0 \leq 見逃し率 \leq 1) (C.3.3)

最小値の0に近いほど見逃しが少ないことを示す。 分母を *M* とするのが一般的だが、代わりに *N* として 定義する場合もある。

C.3.5 捕捉率

捕捉率 (H_r : Hit Rate、POD (Probability Of Detection) とも呼ばれる) は、実況「現象あり」のときに 予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$H_r \equiv \frac{\text{FO}}{M} \quad (0 \le H_r \le 1) \tag{C.3.4}$$

最大値1に近いほど見逃しが少ないことを示す。捕 捉率は、ROC曲線(付録 C.4.3)のプロットに用いら れる。

C.3.6 体積率

体積率 (V_r : Volume Ratio) は、全事例のうち予測 の「現象あり」の事例の割合を示す。

$$V_r \equiv \frac{\text{FO} + \text{FX}}{N} \tag{C.3.5}$$

複数の予測の捕捉率が等しい場合、体積率が小さい予 測ほど空振りが少ないよい予測と言える。

C.3.7 誤検出率

誤検出率 (F_r : False Alarm Rate) は、実況「現象な し」のときに予測が外れた割合である。空振り率 (C.3.3) とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{\mathrm{FX}}{X} \quad (0 \le F_r \le 1) \tag{C.3.6}$$

最小値の0に近いほど、空振りが少なく予測の精度が 高いことを示す。誤検出率は捕捉率(付録 C.3.5)とと もに ROC 曲線(付録 C.4.3)のプロットに用いられる。

C.3.8 バイアススコア

バイアススコア (BI: BIas score) は、実況「現象あ り」の事例数に対する予測「現象あり」の事例数の比 であり、次式で定義される。

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \le BI) \tag{C.3.7}$$

予測と実況で「現象あり」の事例数が一致する場合 に1となる。1より大きいほど予測の「現象あり」の 頻度が過大、1より小さいほど予測の「現象あり」の 頻度が過小であることを示す。

C.3.9 気候学的出現率

現象の気候学的出現率 *P_c* は、標本から見積もられる 現象の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \le P_c \le 1) \tag{C.3.8}$$

この量は実況のみから決まり、予測の精度にはよら ない。予測の精度を評価する際の基準値の設定にしば しば用いられる。

C.3.10 スレットスコア

スレットスコア (TS: Threat Score) は、予測または 実況で「現象あり」の場合の予測適中事例数に着目し て予測精度を評価する指標であり、次式で定義される。

$$TS \equiv \frac{FO}{FO + FX + XO} \quad (0 \le TS \le 1) \qquad (C.3.9)$$

出現頻度の低い現象(N≫M、したがって、XX≫FO, FX, XO となって、予測「現象なし」による寄与だけ で適中率が1に近い現象)について XX の影響を除い て検証するのに有効である。本スコアは最大値の1に 近いほど予測の精度が高いことを示す。なお、スレッ トスコアは現象の気候学的出現率の影響を受けやすく、 異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度 を比較するのには適さない。この問題を緩和するため、 次項のエクイタブルスレットスコアなどが考案されて いる。

C.3.11 エクイタブルスレットスコア

エクイタブルスレットスコア (ETS: Equitable Threat Score) は、前項のスレットスコアが現象の気候

学的出現率の影響を受けやすいため、気候学的な確率 で「現象あり」が適中した頻度を除いて求めたスレッ トスコアであり、次式で定義される (Schaefer 1990)。

$$\text{ETS} \equiv \frac{\text{FO} - S_f}{\text{FO} + \text{FX} + \text{XO} - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \le \text{ETS} \le 1\right)$$
(C.3.10)

ただし、

$$S_f = P_c(\mathrm{FO} + \mathrm{FX}) \tag{C.3.11}$$

である。ここで、 S_f は「現象あり」をランダムに FO+FX 回予測した場合(ランダム予測)の「現象あ り」の適中事例数である。本スコアは、最大値の1に 近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダ ム予測で0となり、FO=XX=0, FX=XO=N/2の場 合に最小値 -1/3をとる。

C.3.12 スキルスコア

スキルスコア (Skill Score) は気候学的確率などによ る予測の難易を取り除いて、予測の技術力を評価する 指数であり、一般に次式のように定義される。

スキルスコア =
$$\frac{S_{\text{fcst}} - S_{\text{ref}}}{S_{\text{pfct}} - S_{\text{ref}}}$$
 (C.3.12)

ここで、 $S_{\text{fcst}}, S_{\text{pfct}}, S_{\text{ref}}$ は、評価対象の予測・完全予 測・比較の基準となる予測(気候学的確率など)の各 スコア(適中率)である。本スコアは、最大値の1に 近いほど予測の精度が高いことを示し、比較の基準と なる予測よりも精度が劣る場合、負の値となる。

代表的なスキルスコアは Heidke のスキルスコア (HSS: Heidke Skill Score) で、気候学的な確率で「現 象あり」および「現象なし」が適中した頻度を除いて 求める適中率であり、次式で定義される。

$$HSS \equiv \frac{FO + XX - S}{N - S} \quad (-1 \le HSS \le 1) \quad (C.3.13)$$

ただし、

$$S = P_c(\text{FO} + \text{FX}) + P_x(\text{XO} + \text{XX}),$$
$$P_c = \frac{M}{N}, \quad P_x = \frac{X}{N} \quad (C.3.14)$$

である。ここで、 P_c は「現象あり」、 P_x は「現象な し」の気候学的出現率、Sは「現象あり」を FO+FX 回(すなわち、「現象なし」を残りの XO+XX 回)ラ ンダムに予測した場合(ランダム予測)の適中事例数 である。HSS は、最大値1に近づくほど精度が高く、 ランダム予測で0となり、FO=XX=0, FX=XO=N/2 の場合に最小値 -1 をとる。前項のエクイタブルスレッ トスコアもスキルスコアの一つで、Gilbert Skill Score とも呼ばれている。

C.4 確率予測に関する指標など

C.4.1 ブライアスコア

ブライアスコア (BS: Brier Score) は、確率予測の統 計検証の基本的指標である。ある現象の出現確率を対 象とする予測について、次式で定義される。

$$BS \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (p_i - a_i)^2 \quad (0 \le BS \le 1) \quad (C.4.1)$$

ここで、 p_i は確率予測値 (0 から 1)、 a_i は実況値 (現象ありで 1、なしで 0)、N は標本数である。BS は 完全に適中する決定論的な $(p_i=0 \text{ または } 1 \text{ o})$ 予測 (完全予測と呼ばれる) で最小値の 0 をとり、0 に近い ほど予測の精度が高いことを示す。また、現象の気候 学的出現率 P_c を常に確率予測値とする予測(気候値予 測と呼ばれる)のブライアスコア BS_c は

$$BS_c \equiv P_c(1 - P_c) \tag{C.4.2}$$

となる。ブライアスコアは、現象の気候学的出現率の 影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象 に対する予測の精度を比較するのには適さない。例え ば上の BS_c は P_c 依存性を持ち、同じ予測手法(ここ では気候値予測)に対しても P_c の値に応じて異なる 値をとる (Stanski et al. 1989)。この問題を緩和するた め、次項のブライアスキルスコアが考案されている。

C.4.2 ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) は、 ブライアスコアに基づくスキルスコアであり、通常気 候値予測を基準とした予測の改善の度合いを示す。本 スコアは、ブライアスコア BS、気候値予測によるブラ イアスコア BS_cを用いて

$$BSS \equiv \frac{BS_c - BS}{BS_c} \quad (BSS \le 1) \tag{C.4.3}$$

で定義され、完全予測で1、気候値予測で0、気候値予 測より誤差が大きいと負となる。

C.4.3 ROC 曲線、ROC 面積、ROC 面積スキルス コア

現象の予測出現確率にある閾値を設定し、これを予 測の「現象あり」「現象なし」を判定する基準とするこ とが可能である。様々な閾値それぞれについて作成し た分割表を基に、閾値が変化したときの F_r - H_r 平面上 の軌跡をプロットしたものが ROC 曲線(ROC curve: Relative Operating Characteristic curve、相対作用特 性曲線)である(図 C.4.1 参照、高野 2002 などに詳し い)。平面内の左上方の領域では $H_r > F_r$ であり、平面 の左上側に膨らんだ ROC 曲線特性を持つ確率予測ほど 精度が高いものと見なせる。したがって、ROC 曲線から 下の領域(図 C.4.1 灰色の領域)の面積(ROCA: ROC Area、ROC 面積)は、情報価値の高い確率予測ほど 大きくなる。ROC 面積スキルスコア (ROCASS: ROC Area Skill Score) は、情報価値のない予測 ($H_r = F_r$) を基準として ROC 面積を評価するものであり、次式 で定義される。

$$\operatorname{ROCASS} \equiv 2(\operatorname{ROCA} - 0.5) \quad (-1 \le \operatorname{ROCASS} \le 1)$$

(C.4.4)

本スコアは、完全予測で最大値の1をとる。また、 情報価値のない予測(例えば、区間[0,1]から一様ラン ダムに抽出した値を確率予測値とする予測など)では 0となる。

参考文献

- 北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成 17 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-43.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. Wea. Forecasting, 5, 570–575.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *Research Rep.*, 89-5, Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada, 114 pp.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研 究ノート, **201**, 73–103.
- 梅津浩典, 室井ちあし, 原旅人, 2013: 検証指標. 数値予 報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 6–15.



図 C.4.1 ROC 曲線の模式図。横軸は F_r 、縦軸は H_r である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

付録 D 電子計算室報告、同別冊、数值予報課報告·別冊 発行履歴

発行年月	発行号	表題
2019年(平成 31 年) 3 月	数値予報課報告・別冊第65号	全球モデルの改良と展望
2018年(平成 30年) 3月	数値予報課報告・別冊第64号	ガイダンスの解説
2017年(平成 29年) 3月	数値予報課報告・別冊第63号	数値予報モデル開発のための基盤整備および開発 管理
2016年(平成 28年) 3月	数値予報課報告・別冊第62号	確率的な気象予測のためのアンサンブル予報の課 題と展望
2015年(平成 27年) 3月	数値予報課報告・別冊第61号	観測データ利用の現状と課題
2014年(平成 26年) 3月	数値予報課報告・別冊第60号	次世代非静力学モデル asuca
2013年(平成 25年) 3月	数値予報課報告・別冊第 59 号	物理過程の改善に向けて (II)
2012年(平成24年)3月	数値予報課報告・別冊第 58 号	物理過程の改善に向けて (I)
2011年(平成 23 年) 3 月	数値予報課報告・別冊第 57 号	データ同化の改善に向けて
2010年(平成 22 年) 3 月	数値予報課報告・別冊第56号	非静力学メソ4次元変分法
2009年(平成 21 年) 3 月	数値予報課報告・別冊第 55 号	全球モデルの課題と展望
2008年(平成 20 年) 3月	数値予報課報告・別冊第54号	気象庁非静力学モデル II ――現業利用の開始とその後の発展――
2007年(平成 19年) 3月	数値予報課報告・別冊第 53 号	数値予報と衛星データ ――同化の現状と課題――
2006年(平成 18年) 3月	数値予報課報告・別冊第 52 号	アンサンブル技術の短期・中期予報への利用
		――激しい気象現象の予測向上を目指して――
2005年(平成17年)3月	数値予報課報告・別冊第51号	全球モデル開発プロジェクト (II)
2004年(平成16年)3月	数値予報課報告・別冊第 50 号	全球モデル開発プロジェクト (I)
2003年(平成 15年) 3月	数値予報課報告・別冊第49号	気象庁非静力学モデル
2002年(平成14年)3月	数値予報課報告・別冊第48号	変分法データ同化システムの現業化
2000年(平成 12年)10月	数値予報課報告・別冊第47号	新しい数値解析予報システム(数値予報解説資料 (33) 平成 12 年度数値予報研修テキスト合併)
2000年(平成12年) 3月	数値予報課報告・別冊第46号	全球モデル開発の現状と展望 ――気象業務の基幹 モデルとして――
1999年(平成 11 年) 3 月	数値予報課報告・別冊第45号	数値予報のための衛星データ同化
1998年(平成 10 年) 3 月	数値予報課報告・別冊第44号	メソ数値予報の実用化に向けて
1997年(平成 9年)3月	数値予報課報告・別冊第43号	データ同化の現状と展望
1996年(平成 8年)3月	数値予報課報告・別冊第42号	一ヶ月予報に向けた全球モデルの開発 ――バイア スの小さな予報モデルを目指して――
1994年(平成 6年)9月	数値予報課報告・別冊第 41 号	数値予報の実際(数値予報解説資料 (27) 平成 6 年 度数値予報研修テキスト合併)
1994年(平成 6年)3月	数値予報課報告・別冊第 40 号	気候監視のための海洋データ同化システム ――大 気海洋結合モデルによる季節予報に向けて――
1993年(平成 5年)3月	数値予報課報告・別冊第 39 号	数値予報とリモートセンシング
1992年(平成 4年) 3月	数値予報課報告・別冊第38号	力学的1ヶ月予報の課題と展望
1991年(平成 3年)3月	数値予報課報告・別冊第37号	※1411/11/14/14/2020年11 茶領域モデルの課題と展望
1990年(平成 2年)3月	数値予報課報告・別冊第36号	気象データと客観解析
1989年(平成 元年)3月	数値予報課報告・別冊第35号	力学的長期予報をめざして
1988年(昭和63年)3月	数値予報課報告・別冊第34号	数値予報モデルの物理過程
1987年(昭和62年)3月	数値予報課報告・別冊第33号	低緯度の数値予報
1986年(昭和61年)3月	数値予報課報告・別冊第 32 号	メソスケール現象と数値予報
1985年(昭和60年)3月	電子計算室報告・別冊第 31 号	延長予報に関する最近の話題
1984年(昭和59年)3月	電子計算室報告・別冊第 30 号	ノーマル・モード・イニシャリゼーション

発行年月	発行号	表題
1983年(昭和58年)3月	電子計算室報告・別冊第 29 号	北半球およびファインメッシュ予報モデル(8L
		NHM および 10L FLM)と解析システム
1982年(昭和 57 年) 3 月	電子計算室報告・別冊第28号	スペクトル法による数値予報(その原理と実際)
1981年(昭和 56 年) 3 月	電子計算室報告・別冊第 27 号	数値予報モデルの時間差分スキームと物理過程
1980年(昭和 55 年) 3 月	電子計算室報告・別冊第26号	気象衛星資料と数値予報
1979年(昭和 54 年) 3 月	電子計算室報告・別冊第 25 号	4 層北半球プリミティブ・モデルの改良について
1978年(昭和 53年) 3月	電子計算室報告・別冊第 24 号	数値予報による延長予報
1977年(昭和 52年) 3月	電子計算室報告・別冊第23号	数値予報と天気予報
1976年(昭和 51 年) 3 月	電子計算室報告・別冊第 22 号	客観解析
1975年(昭和 50 年) 3 月	電子計算室報告・別冊第 21 号	4 層北半球プリミティブ・モデルについて
1974年(昭和 49 年) 3 月	電子計算室報告・別冊第 20 号	数値予報特別研修のまとめ
1973年(昭和48年)10月	電子計算室報告・別冊第19号	プリミティブ・モデルについて(数値予報解説資 料 (6) 合併)
1973年(昭和 48 年) 3 月	電子計算室報告・別冊第18号	プリミティブ・モデルをめぐって
1972年(昭和 47 年)10月	電子計算室報告別冊第17号	新しく予報を担当される方のための電計資料の見 方(数値予報解説資料 (5) 合併)
1971年(昭和46年)10月	電子計算室報告別冊第16号	じょう乱の構造について(数値予報解説資料(4)合 併)
1971年(昭和46年) 9月	電子計算室報告別冊第 15 号	中間規模じょう乱をめぐって
1970年(昭和45年)11月	電子計算室報告別冊第14号	北半球3層非地衡風バランス・モデル(数値予報
		解説資料 (3) 合併)
1969年(昭和 44 年)10 月	電子計算室報告別冊第13号	北半球3層非地衡風バランス・モデル(数値予報
1000年(四和44年)の日	一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一	解記資科 (2) 合州 (2) 合州 (2) (数はマ却知道次約 (1) 人分)
1969 年 (昭和 44 年) 9月 1069 年 (昭和 49 年) 10月	电丁訂昇至報告別冊弗12 亏	致値ア報のはしめ(数値ア報時説資料(1)合併) 予想は街北美の古向
1900 平 (昭和 45 平) 10 月 1069 年 (昭和 49 年) 9 月	电」前昇至秋口加川第11万 電乙計管宏報生即皿第10月	ア和父祖以告の方向
1906年(昭和43年)3月 1066年(昭和41年)10月	电1前鼻至秋口列间第10万 雷乙計質安銀生別冊第0号	双胆ゴ和 北半球 / 屠佰圧予超について
1965 年(昭和41年)10月	電子計質安報生別冊第8号	北千冰4眉頃上」 私について IUCC 大気私学委員会第一回活動概要報告
1964 年(昭和 39 年) 2 月	電子計算室報告 VIII	
1963年(昭和38年)6月	電子計算室報告別冊第7号	バロクリニツク大気の性質
1963年(昭和38年)6月	電子計算室報告別冊第6号	アジア地区のバロクリニック予報
1962年(昭和37年)7月	電子計算室報告別冊第5号	北半球バロトロピツク予報
1962年(昭和37年)6月	電子計算室報告別冊第4号	気象庁電子計算室におけるルーチン傾圧モデルの概要
1961 年(昭和 36 年) 5 日	 電子計算室報告 別冊 № 3	500MB 面温度及びその予報図の利用法
1961年(昭和36年)3月	電子計算室報告 VI VII	
1960年(昭和35年)8月	電子計算室報告 別冊 No 2	機械でつくる天気図について
1960年(昭和35年)7月	電子計算室報告 V	
1960年(昭和35年)5月	電子計算室報告 別冊 No.1	渦度分布図の利用法並びに高層天気図の予報えの
		応用について、1パラメーターモデルによる上昇速 度とその利用法について
1960年(昭和 35 年) 4 月	 電子計算室報告 IV	
1960年(昭和35年)1月	電子計算室報告 III	
1959年(昭和34年)10月	 電子計算室報告 II	
1959年(昭和34年)7月	電子計算室コータリーレポート	
	i	

全球モデルの改良と展望

数値予報課報告・別冊第 65 号 平成 31 年 3 月 19 日発行

編 集 気象庁予報部 数値予報課
 〒 100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4
 発 行 気象庁予報部

Copyright ⓒ 気象庁予報部 2019 Printed in Japan 著作権法で定める範囲を超えて、無断で転載または複写 することを禁止します。



数値予報課報告・別冊第65号 全球モデルの改良と展望

平成三十一年三月

気象庁予報部