20001113 陸面過程勉強会発表

A proposal for a general interface between land-surface schemes and general circulation models.

By

J. Polcher, B. McAvaney , P. Viterbo , M.-A. Gaertner, A. Hahmann, J.-F. Mahfouf, J. Noilhan, T. Phillips, A. Pitman, C.A. Schlosser, J.-P. Schulz, B. Timbal, D. Verseghy, Y. Xue

In:

Global and Planetary Change, **19**, 261-276 (1998)

演者：安形康 agata@iis.u-tokyo.ac.jp

1 .Introduction

PILPS[1]の構成：いくつかの”phase”

Phase1,2：オフライン
↓
Phase4：オンライン(カプリング)

さて，カプリングはそう簡単に出来るものなのか？→現状では大変

・理由１：技術的なもの(コーディングと変数規約の統合が大変)

・理由２：地表でのエネルギー収支を解くのに必要となる大気外力やタイムステップがバラバラ．

後者のほうが本質的な難点．数値解法にはいろいろなタイプのものがあり，「解き方」と「データセット」の間には強い結びつきがあるから(それらを無理やりモデル間でそろえるには，いくつかのモデルの担当者が「犠牲」にならねばならない).

↑これが極端に現れるのが PBL[2]における乱流輸送．陸面からの影響を強く受け，さらに計算タイプステップが非常に短いからである．

それでも必要なものが
”plug compatibility” である．これは古くから議論されてきた問題で，いくつかの提案もなされてきた（たとえば Kalnay *et al.*, 1989）が，現状ではさらに複雑なインタフェース構造の策定が必要となっている[3]. 本論文ではほとんどの現存する LSS[4]に適用可能な，GCM-LSS 間汎用インタフェースを提案する．そのために

- LSS と GCM の仕事の切り分け(2 章)
- 放射ならびに乱流拡散の，GCM と LSS のそれぞれが採用している数値解法に依存しない方法によるインタフェースを構築する上での問題点の指摘(3,4 章)
- GCM 全体の計算ルーチンの中で LSS をどう組み込むかの提示(5 章および付録 A)

[1] (演者注)**P**roject for **I**ntercomparison of **L**and-surface **P**arameterization **S**chemes の略．GLASS の 1 サブプロジェクトである．
参考＝GLASS オフィシャルサイト
http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GLASS/,
および第一回 GLASS 科学パネル報告(沖大幹氏)
http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~taikan/WebRep/2000/ansto2000/

[2] (演者注)Planetary Boundary Layer(=大気境界層 atmospheric b. l.). 地表面から，おおむね高さ 1km〜2km 程度まで．

[3] (演者注)標準の策定よりモデルの進化の方が速いのだろう．

[4] (演者注)地表面過程モデルには LSM,LSS,LSP といろいろな言い方があるが，Polcher 氏はもっぱら”LSS”を用いている．我々にとっておなじみの”LSM”というのは実は固有名詞でもある(こういう名前のモデルが現存する)ので

を述べる．

2 Tasks of a land-surface scheme coupled to a GCM

本稿で扱うデータはエネルギーフラックス（放射・顕熱・潜熱）と運動量フラックスに限定する[5]．さて，このとき LSS の果たすべきミッションとは何だろうか.

厄介なことに現状では「LSS で行っていること」は LSS ごとに異なる[6]．たとえば，アルビードの計算は新しい LSS ほど LSS で受け持つようになっている．

本稿では，LSS の行うべき仕事を大気－陸面相互作用の理論的背景から考察する．まず，LSS と GCM は「数値」で結びつき, LSS は GCM の下端における境界条件を規定しているわけだが，その結びつきには次の 2 種類がある：

- Neumann 型境界条件
- Dirichlet 型境界条件

前者は境界における垂直微分値[7]が固定され，後者では境界における値自身が固定される．解析的に解くなら別にどちらでもたいした違いはないのだが，コンピュータで解く場合にはいささか事情が異なる．解いている値の物理的意味と計算タイムステップにあわせてどちらかを選ぶ必要がある．これをきちんと策定すれば LSS の役割はより明瞭になる．

さて，LSS の役割および GCM-LSS 間インタフェースを定める場合に考えなければならないのは，まだ別にもある．「エネルギー保存則」「エラーの可能性を最小限にとどめるために，オペレーションを可能な限りシンプルにすること」であり，さらに実用的観点からは，

- LSS や GCM の数値解法の種類に依存しない(LSS や GCM を束縛しない)
- 大気物理に関する計算を LSS で繰り返さない
- GCM のパラメタライゼーションを優先する
- 将来のモデル進化を出来るだけ展望に入れておく．

といった点も重要である．

では次節から，エネルギー及び運動量フラックスの各項について LSS の果たすべき役割を定義してゆく．

2.1 The energy balance equation

大気と陸面の境界となる層がどこになるかは LSS ごとに異なるが，そこではこのような熱収支が成り立っている．これこそ LSS の解くべき基本式である：

$$C_s \frac{\partial \theta_s}{\partial t} = L_n + S_n + LE + H + G \quad (1)$$

ここに，

C_s：境界となる層の比熱
θ_s：境界となる層の代表的な温度，
L_n：ネット長波放射
S_n：ネット短波放射
あとはおなじみの量
である．

これらの各項に対する議論を次節から述べる．

混乱を避けるために使用を控えているのかもしれない．

[5] 将来的には炭素循環やエアロゾルなどの話も入るであろう．

[6] 特定の GCM とセットで発展してきた LSS があり，GCM と LSS の切り分けにはそれなりの歴史的経緯を背負っているからである．

[7] (演者注)正確に言うと，状態変数場を境界の法線ベクトルに沿って微分した値．.

2.2 Ground Heat Flux

(1)式の G である．これは GCM とは関係ないので議論しない．

2.3 Radiation

(1)式の L_n および S_n である．放射自身の計算は GCM で行われるが，その下端境界条件として LSS の出力を必要とする．

短波の場合，境界条件自体の変動よりも入出力放射の変動の方がタイムスケールが短い→surface albedo を与え，GCM は短波放射を Dirichlet 型で解く→LSS は S_n を GCM から受け取る[8].

一方，**上向き長波**放射については，上向き長波放射は大気側の条件にあまり影響を受けないので，Neumann 型でも Dirichlet 型でもたいした違いはない→LSS 出力としては上向き長波フラックスでも地表の放射温度でも，どちらでも GCM に返すことが出来る．ただし歴史的には放射温度を使う方法がよく用いられてきた[9].

また，**下向き長波**放射については，実用的な観点からはフラックスを用いるのが簡単である．

以上をまとめると，LSS は GCM から

- 純放射フラックス
- 下向き長波放射フラックス
- 太陽高度(値)

を入力として受け取り，GCM に

- アルベドと放射率（値）
- 有効放射温度(値)

を出力として返すことになる．

[8] 次のタイムステップにおけるアルベドを計算するため，太陽高度 zenith angle についても GCM から受け取る．ただし，将来的には直達光・散乱光のデータも LSS における反射の計算に用いられるようになったときはこのやり方は再考の余地が出てくる．

[9] こうすると LSS の方では GCM 内の放射スキームでどのように波長を分けているか考える必要がない

2.4 Turbulent fluxes

(1)式の LE および H である．そしてさらには運動量フラックスも含まれる．

式(1)の結果として得られた地表気温 θ_s は，また同時に LE と H の乱流拡散に大きな影響を及ぼすという相互作用を持っている．だから(1)を解く時に同時に乱流フラックスを求めるか，少なくとも θ_s 変化に応じてこれらのフラックスを変える必要がある．

GCM 下端の気温および相対湿度が，GCM 内における乱流フラックス計算に必要である．しかしこれらは，地表面状態に比べれば変化の時間スケールは大きい．だから，GCM 内の垂直拡散スキームでは，LSS から LE と H の二つのフラックスを受け取り，それを用いて計算を行うのがよい．

実は GCM 内の垂直拡散スキームでは下端の境界条件としてはすでにフラックスを使うのが主流であるが，LSS 側の出力は混合境界条件である場合もある．この点の融合については 4 章で詳しく述べる．

2.4.1 Modeling surface layer turbulence

拡散の計算に当たっては拡散係数（付録 A の K）が最も重要な変数となる．K は地表粗度と大気下層の安定度に強く影響を受ける．前者は seasonal な変化・後者ははるかに短いタイムスケールで変動する．困ったことに，この値を LSS で計算する場合も GCM で計算する場合も，それぞれ一長一短なのである[10].

[10] LSS 側で計算する場合は，熱収支計算に伴って大気安定度の計算もできるが，GCM 側の K と同じ値になるとは限らず不整合が起こる．GCM 側で K を計算する場合は首尾一貫した計算ができるが，地表の不均一性を加味した計算は望み薄である．

現時点ではこの値を LSS 側 GCM 側のいずれで計算するか決める有力な判断基準は存在しない．

2.4.2 Moment diffusion and orography

ところで，*LE* と *H* の垂直拡散係数をもし LSS 内で計算するなら，ついでに LSS 内でモーメントフラックスも計算してしまいたいと考えるのは自然である．

この時浮上してくるのが LSS における地形の取り扱いである．GCM 内の gravity wave drag の取り扱い方にもよるが，モーメントフラックスの計算には, (地表粗度や安定度を変化させることにより)形状抵抗を考慮に入れる必要がでてくる場合がある．

そもそも LSS 内における地形や海陸分布のデータは，GCM で用いられているものとそろえなければならない．

2.5 Closing the hydrological sycle

ここまではエネルギー収支と乱流フラックスに関する議論ばかりであったが，モデルにはもう一つ水収支の成立もまた重要である．このためには降水に関する議論が欠かせない．

この数年 GCM は内部の雲物理に関する計算手法が進化し，大気柱のどこで液体水ないし固体水が存在しまたは降下しているか計算できるようになりつつある．したがって，それほど遠くない将来，GCM 自身が雨雪判別を行い LSS にそれを与えるようになるであろう．

さてこのとき注意しなければならない問題がある．それは融解熱・凝結熱・昇華熱(定数)を GCM と LSS とで完全にそろえておかねばならないという点である．これは，GCM/LSS インタフェースを通じて GCM が LSS に値を渡せばよい．

また，将来大気海洋陸面結合モデルが動き始めたとき，LSS からの河川流出と海洋モデルを結合するインタフェースが必要となるであろう．

2.6 Sub-grid scale variability

フォーシングの空間的ばらつきをどのように LSS に与えるか？これは古くて新しい問題である．降水の場合には，層状性 stratiform 降水と対流性 convective 降水に分けて与えるという方法がとられてきたが, 必ずしも全ての GCM がこのように降水を成分に分けているのではない．

降水を例に取ると，むしろその分布を表す別の変数を導入するのがより物理的に自然である．それは分布自体を表す函数類かもしれないし，単一のパラメタ，たとえば分散[11]かもしれない．もちろんこの方法は降水以外のフォーシングにも応用できる．現状では，筆者らは 2 次のモーメントを最も簡潔に表すものとして，分散を別に与えることを考えている[12].

3 Coupling the radiation scheme

(2.3 節の話題をもう少し詳しく議論する)

放射スキームは計算時間が膨大であるので，計算時間間隔は GCM の他の成分よりおおむね長い．ところが LSS(や乱流拡散)の計算時間間隔は極めて短い．この間の融合をどのように果たすか非常に注意しなければならない問題で

[11] 層状性降雨の場合は 0 あるいは非常に小さい値を分散として与える．

[12] (演者注)Polcher 氏が策定している LSS 共通入出力フォーマット ALMA においては，降水は層状性と対流性に分けずに一つの値として与えるのが標準である(層状性・対流性を分けて与えるのは, 行うのは構わないが必須ではないし，GCM によってはこれをサポートしないと明記している．参照＝ http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~agata/archive/ALMA/convention_input.html). これは Polcher 氏の本文中のような思想の現れなのであろう．

ある[13].

GCM は LSS から 0.7μm 以下および以上の波長における直達光・散乱光のアルビードを受け取る. 逆に, LSS はこれらを計算するために, GCM から太陽高度・散乱光の割合・ネット放射量を得て，前のタイムステップで計算したアルビードにより下向き放射量を自前で計算する. 下向き放射量はアルビードと PAR を計算するのみに使われるので，数値的な近似をしやすい.

さて，LSS は放射スキームが 2 回呼ばれる間にも何回か呼ばれる．このとき各呼び出しにおいて，LSS は常に同じ値の放射を受け取る．一方，放射スキームのほうは，LSS から帰ってくるアルビードの値として, 前の(放射スキームの)呼び出し間隔中に呼ばれた最後の LSS 呼び出し結果によるものを使っても良いし，その間隔中におけるアルビードの平均値を使ってもよい．なお，GCM 側は次の時間ステップにおける太陽高度を計算して LSS に与える必要がある.

さて，長波に関しては GCM(放射スキーム)は LSS から放射温度を受け取ることになる．LSS では時刻 t+1 における上向き長波放射の計算方法として，次のように時刻 t における地表温度の回りに 1 次のテーラー展開を行なう．これは計算の安定性を高めるためである：

$$L_{\uparrow} = \varepsilon\sigma(\theta_s^t)^4 + 4\varepsilon\sigma(\theta_s^t)^3(\theta_s^{t+1} - \theta_s^t) \quad (2)$$

こうして求められた$L_{\uparrow}$をもとにして放射温度 T を計算する：

$$L_{\uparrow} = \varepsilon\sigma T^4 \quad (3)$$

[13] 放射の計算をLSSと同じ短い時間間隔で行なうGCMも筆者の知る限り一つだけ存在した. これだと以下に述べるような細かい注意はそれほど払わずに済むが, しかし計算コストがあまりにかかりすぎるので, 現在はそのモデルでさえこの方法を放棄している.

LSS→GCM(放射スキーム)の放射温度 T 並びに放射率 ε の受け渡しでは，放射スキーム呼び出し間における LSS 出力値の平均値が与えられる．この計算を on-the-fly で行なうには，

$$\bar{\varepsilon}^{n+1} = \frac{n\bar{\varepsilon}^n + \varepsilon}{n+1} \quad (4)$$

$$\overline{T^4}^{n+1} = \frac{1}{n+1}\left(n\frac{\bar{\varepsilon}^n}{\bar{\varepsilon}^{n+1}}\overline{T^4}^n + \frac{\varepsilon}{\bar{\varepsilon}^{n+1}}T^4 \right) \quad (5)$$

(上添え字は LSS のタイムステップ. バーはそのタイムステップまでの平均，ε と T は LSS により新しく計算された値をそれぞれあらわす)このように計算された ε と Tを放射スキームに与えればエネルギー保存則の成立は保証される.

4 Coupling the land surface scheme to the vertical diffusion

LSS が大気下端の境界条件(顕熱・潜熱フラックス)を計算する場合, 大気側の状態をも知る必要があることがある．この時，LSS によって**いつの**大気状態を必要とするかが異なる．つまり，タイムステップ t+1 における潜熱・顕熱フラックスを求める式は，それぞれ

$$LE^{t+1} = L\rho C_h |\vec{V}| \beta(q_a^j - q_{sat}(\theta_x^i))$$

$$H^{t+1} = \rho C_h |\vec{V}|(\theta_a^j - \theta_s^i)$$

(上添え字はタイムステップ，下添え字の a は大気，s は地表を表す. C_hは顕熱に対するバルク係数[14]. 他の記号は自明なので省略)であり，この i および j に t と t+1 のいずれを使用するかが LSS ごとに異なるのである：

[14] 潜熱に関しては，簡単のためにこのような式(β-formulation．蒸発効率表示)を使ったが，バルク係数表示でも抵抗表示にでも変更は容易である.

$i=t+1$，$j=t+1$　: Implicit Coupling

$i=t$,　　$j=t+1$　: Semi-Implicit C.

$i=t+1$，$j=t$　　: Explicit C.

$i=t$,　　$j=t$　　: Open-explicit C.

以下ではこれらのそれぞれについてもう少し詳しく議論する.

4.1 Implicit Coupling

常に「次のタイムステップ」における温度の値を用いる方法である.

バケツ-GCM カップリングの際はよく用いられた方法だが，LSS が複雑になるにつれて他の方法へ鞍替えしてしまったものが多い[15].

この方式の実装には，大気状態が地表状態にどのように影響を受けるかという情報が必要である. Appendix A に示したような形で, PBL 各層の大気状態は地表状態の函数として表現できる．つまり，LSS 出力は，(16)式における $A_{X,1}$ および $B_{X,1}$ を通じて大気状態の計算に使われる[16].

そこで，(1)式を離散化しこれまで述べてきたような関係を代入すると，

$$\begin{aligned} & C_s \frac{\theta_s^{t+1} - \theta_s^t}{\Delta t} = R_n + G \\ & + L\rho C_h |\vec{V}| \beta \times \\ & ((A_{q,1}^t q_{sat}(\theta_s^{t+1}) + B_{q,1}^t) - q_{sa}(\theta_s^{t+1})) \\ & + \rho C_h |\vec{V}| ((A_{\theta,1}^t \theta_s^{t+1} + B_{\theta,1}^t) - \theta_s^{t+1}) \end{aligned} \tag{8}$$

となる．ところで，$q_{sat}(\theta)$はθに関して非線形の函数なので，展開して

$$q_{sat}(\theta_s^{t+1}) = q_{sat}(\theta_s^t) + \left.\frac{\partial q_{sat}}{\partial \theta_s}\right|_{\theta_s^t} (\theta_s^{t+1} - \theta_s^t)$$ と

すると，(8)式は．θ_s^{t+1}について解くことが出来る．この計算中において，次のタイムステップの *LE* および *H* を暗黙のうちに計算しているので，これを implicit coupling という．この方法の長所は

・数学的にエレガントである
・計算の手間がかからない
・安定性に優れる

ことであり，短所は

・LSS 出力が複雑になる(サブグリッドヴァリエーションが入るなど)と，(8)を解くのが困難になる

ということである.

ちなみに，SECHIBA では PBL 上端から土層下端まで(!)を含めた熱移動をこの方法で解いている．また，ECMWF スキームでも土壌内水分移動の解にこの手法を用いている.

4.2 Semi-implicit coupling

次のステップの大気温度と前のステップの(つまり現時点での)地表温度を用いる方法である．いくつかの複雑な LSS を GCM と結合させるときに使われてきたもので，たとえば ECMWF モデルや ECHAM モデルにおける Blondin スキームを挙げることができる.

地表温度θ_sを用いて大気温度θ_aを求める方法は implicit coupling と同様であるが, この方法では地表温度として前のタイムステップにおける値を用いる点が異なっている．すなわち,

$$\begin{aligned} & LE_t^{t+1} = L\rho C_h |\vec{V}| \beta \times \\ & ((A_{q,1}^t q_{sat}(\theta_s^t) + B_{q,1}^t) - q_{sa}(\theta_s^t)) \end{aligned} \tag{10}$$

$$H^{t+1} = \rho C_h |\vec{V}| ((A_{\theta,1}^t \theta_s^t + B_{\theta,1}^t) - \theta_s^t) \tag{11}$$

---

15 現在でもこの方式を用いているのは, LMDGCM-SECHIBA 結合系や UKMO-GCM である．新しいモデルの中にもこの方式を採用しているものがあり, それらは ECMWF (CY48)や ISBA-ARPEGE 結合系である.

16 (演者注)　(16)式で l=1 とおき，(21)(22)式の関係を使うと，$\theta_a^{t+1} = A_{\theta,1}^t \theta_s^{t+1} + B_{\theta,1}^t$ となる．一方(24)(25)式の関係を使うと $q_a^{t+1} = A_{q,1}^t q_{sat}(\theta_s^{t+1}) + B_{q,1}^t$ となる

そして(1)を離散化し，次の式を解くことによって次のタイムステップにおける θ_s を求める：

$$C_s \frac{\theta_s^{t+1} - \theta_s^1}{\Delta t} = R_n - G$$
$$- LE^{t+1} + \left.\frac{\partial LE}{\partial \theta_s}\right|_{\theta_s^t} (\theta_s^{t+1} - \theta_s^t) \quad (12)$$
$$- H^{t+1} + \left.\frac{\partial H}{\partial \theta_s}\right|_{\theta_s^t} (\theta_s^{t+1} - \theta_s^t)$$

この方法の欠点は, (12)の解は垂直拡散スキームの計算後に行われるので，得られた地表温度に対応する放射は垂直拡散スキームで用いられた放射と異なるという点である．この齟齬は次のタイムステップにおける計算で解消することになる．また，さらに重大な問題点としては,

・蒸発の計算において閾値法を用いるような場合，偏微分がとれなくなり(12)は一般的には解けなくなる.

という点が挙げられる.

4.3 Explicit Coupling

Semi-explicit と同様に大気温度と地表温度の時刻が異なる方法であるが，こちらは，次のステップの地表温度と前のステップの大気温度を用いる．つまり大気温度の変化は地表温度の変化に比べて小さいとみなすのである.

この方法では後述のように式は非常に簡単になる．CCM-BATS 結合系，CCM3-LSM[17]結合系において用いられた方法である.

例によって(1)式を離散化するのだが， θ_s^{t+1} の計算がいらないので式はシンプルである：

$$C_s \frac{\theta_s^{t+1} - \theta_s^t}{\Delta t} = R_n + G$$
$$+ L\rho C_h |\vec{V}| \beta(q_a^t - q_{sat}(\theta_s^{t+1})) \quad (13)$$
$$+ \rho C_h |\vec{V}| (\theta_a^t - \theta_s^{t+1})$$

これを解くには implicit c.と同様に $q_{sat}(\theta)$を展開するか，または収束法によることになる．特に後者は蒸発の計算に閾値法のような不連続性をもつものが使われている場合に最適である.

ただし収束法は
・計算の手間が膨大
・物理的に正しい値に収束させるためには収束法の選定に気を遣う必要がある
・必ずしも収束するとは限らない
といった欠点があることを忘れてはならない[18].

θ_s^{t+1} が得られたら，今度はそれを大気下端への入力として垂直拡散の計算をすることになる．だから，この手法は，semi-implicit と比較して

・エネルギーは保存される

という長所をもつ．しかし一方で，計算のタイミングの問題により

・大気から地表へのフィードバックは同じタイムステップで起こるのではない

という欠点をも併せ持つ．しかし，大気下端における気温変動は地表温度の変動より激しくないであろうという仮定はもっともらしく，おそらくは semi-implicit よりもいい方法であると思われる．この点は今後数値実験を重ねなければならない.

4.4 Open-explicit coupling

常に前のタイムステップにおける温度を使う

[17] (演者注)この LSM は固有名詞としての LSM.

[18] SiB2 の内部でも Newton-Raphson 法を使って収束計算を行っている部分がある. この部分が一番計算時間を食っている．そして，ある決められた回数で収束しない場合は計算をやめて次のステップに行ってしまう(!).

方法である．一応完全を期すために議論するが，著者らの知る限り GCM で使われた例はない．これは計算の安定性が悪いためである．

Semi-implicit と同様に，地表温度計算とフラックス計算のタイミングにずれが生じるので，地表面状態が大きく変わるような場合にはエネルギー収支をとるのに困難を生じる．

しかし，GCM に比べてタイムステップが極端に短いようなモデル，すなわちメソスケールレベルのモデルでは使われている(たとえば Meso-NH における ISBA)．

5 The coupling

さて，GCM-LSS 間で受け渡しされる変数が決まったとして，実際のカップリングはどの時点を行えばいいのだろうか．つまり，GCM の計算中において，どのタイミングで LSS の計算を行えばいいのだろうか．

前節でみたように，カプリングの方式によって時刻 t または t+1 における大気下端条件が必要になる．これらの方式を制限しない汎用カプリング方式を目指すことを考えると，この両者の値が共に利用できるタイミングで GCM－LSS 結合を行うべきである．それは，GCM で垂直拡散の計算を行っているとき，その中でも

・17～19 式を解いた後

で，

・得られた値($A^t_{X,l}$, $B^t_{X,l}$)の再代入を 16 式により行なう前

である．

なお，implicit coupling においては気温でいうと，LSS は GCM から $X_1^t(=\theta_a^t)$，$\frac{K_{\theta,1+1/2}}{\delta z_1}(A^t_{\theta,2}-1)$，$\frac{K_{\theta,1+1/2}}{\delta z_1}B^t_{\theta,2}$ そして $\frac{K_{\theta,1/2}}{\delta z_0}$ を受け取れば，自前で $A^t_{\theta,1}$ および $B^t_{\theta,1}$ を計算できる(式 17～19)[19]．

このタイミング，GCM と LSS の仕事の切り分けを具体的に示したのが fig. 1 である．

なお，LSS の実装に当たってはあと 2 点注意事項がある．一つは**自前の history および restart ファイルを持つ**ということである．これは GCM の history および restart ファイルとなんら干渉しないものとする．こうしないと plug compatibility が成立しないのである．

二つ目は，**LSS がどの地点を計算するか GCM がコントロールできるようにする**ということである．

6 Conclusion

以上の議論においては，GCM や LSS の現状をできるだけ省みることなく，純粋に数値計算的・物理的側面から，GCM-LSS インタフェースにおいてやり取りされる変数とその仕組みについて概観してきた．その結論として，このインタフェースにおいてやりとりされる変数のセットを示したのが Tables1,2 である．

ここで提示した標準的インタフェースは，どの GCM，LSS にもそれほど労力をかけずとも実装できると著者らは信じている．ただし，今後数年にわたり放射スキームや垂直拡散モデルが飛躍的な進歩を遂げるであろうから，その時はまた新たな標準を提示する必要が出てくるだろう．

なお，このインタフェースについては次の二点もあわせて指摘しておきたい：[1]今回は大気－陸面について述べたが，このインタフェースは大きな汎用性を持つので，大気－海面相互作用や大気－雪氷相互作用の結合においても同様に用いることができる[2]GCM における陸面の取り扱いに plug compatibility が持ち込まれるということは，GCM が自前で大気下端の境

[19] とくに最後の項を変形することにより，LSS は surface drag を自前で模擬的に計算することができる．ただし GCM 側との不整合には常に気をつけなければならない．

界条件を設定できるようにもなるということである．これは大気側のスキームをグローバルに validate するときに大きく役立つであろう．

この標準提案は，plug compatibility へのほんの第一歩である．今後 LSS や GCM の進化に伴ってこの標準も進化してゆくことであろう．興味ある読者のために，筆者らは WWW サイトを開設しているので[20]ぜひ参照されたい．

[20] http://www.lmd.jussieu.fr/~polcher/PILPS4c/main.html （演者注）LSS ドライバ提案のページは演者が和訳している：http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~agata/archive/ALMA/interface_implementation_ipsl.html

7 Appendix(A) : The vertical diffusion and its numerical scheme

垂直拡散の基礎方程式は

$$\frac{\partial X}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K \frac{\partial X}{\partial z}\right) \qquad (14)$$

である[21]．ここで，X はポテンシャルエンタルピー(θ_a，後述式 21 参照)または比湿(q)，K は渦拡散係数である．地表面における潜熱・顕熱フラックスもこの式で計算できるが，その場合は K の値に地表面状態も反映される．この式を PBL の垂直コラム全体にわたって，下端に LSS からの出力による境界条件が設定されているもとで解くのが主題である[22]．

7.1 数値解法

ここでは，大気をレベル l=0,2,3,…,N の層に分けているとする．各層のフラックスは層の中央で計算するとする(Fig. 2 参照)．14 式を離散化して，次の式を得る[23]：

$$\frac{X_l^{t+1} - X_l^t}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_l} \times \left(K_{l+1/2} \frac{X_{l+1}^{t+1} - X_l^{t+1}}{\delta z_l} - K_{l-1/2} \frac{X_l^{t+1} - X_{l-1}^{t+1}}{\delta z_{l-1}} \right) \qquad (15)$$

これを l=0 から l=N まで解けばよいのだが，Richtmeyer and Morton(1967)の簡便法を採用する．これは，

$$X_l^{t+1} = A_{X,l}^t X_{l-1}^{t+1} + B_{X,l}^t \qquad (16)$$

と線形近似する方法で，この A と B をまず求めるのである．

[21] (演者注)K が定数ならば，$\partial X/\partial t = K\,\partial^2 X/\partial z^2$ というさらにおなじみの拡散方程式になる．

[22] なお，PBL 上端ではゼロフラックス境界条件となる．

[23] t に関しては implicit time-stepping である．.

A と B をどう求めるか．これはまず，PBL 上端がゼロフラックス境界条件 $\partial X/\partial z = 0$ (つまり X_{N+1}=X_N)を持つことから，$A^t_{X,N+1}$=1, $B^t_{X,N+1}$=0 であることが分かるので,そこから 15 式を漸化的に解いてゆけばよい．結局，定数 C を

$$C = 1 - \frac{\Delta t}{\Delta z_l}\left(\frac{K_{l+1/2}}{\delta z_l}\left(A^t_{X,l+1} - 1\right) - \frac{K_{l-1/2}}{\delta z_{l-1}}\right) \quad (17)$$

で求めて，これを用いて

$$A^t_{X,l} = \frac{\Delta t}{\Delta z_l}\frac{K_{l-1/2}}{\delta z_{l-1}}C^{-1}$$

$$B^t_{X,l} = \left(X^t_l + \frac{\Delta t}{\Delta z_l}B^t_{X,l+1}\frac{K_{l+1/2}}{\delta z_l}\right)C^{-1}$$

(18,19)　となる．

なお，$K_{1/2}$ は地表面の影響をうけ，θ と q とで異なる場合があるので，$K_{X,1/2}$ のように書く．他のすべての K は大気側の条件だけで決まり，これを用いてすべての X^t_l が求まる．次に，LSS からの出力によって X^{t+1}_1 が求まれば，16 式によってすべての X^{t+1}_l が求まる．次節では X^{t+1}_1 の求め方を議論する．

7.2　The surface fluxes

潜熱・顕熱フラックスを次の一般的な形で表す：

$$F^t_{X,1/2} = \frac{K_{X,1/2}}{\delta z_0}(X^t_1 - X^t_0) \quad (20)$$

ただし, LSS の解法によっては t のかわりに t+1 となる場合もある．

顕熱の場合は，$F^t_{\theta,1/2}$=H であり，

$$X^t_1 = \theta^t_a = c_p T^t_a \left(\frac{p_s}{p}\right)^{\kappa} \quad (21)$$

$$X^t_0 = \theta^t_s = c_p T^t_s \quad (22)$$

$$\frac{K_{X,1/2}}{\delta z_0} = \frac{K_{\theta,1/2}}{\delta z_0} = \rho C_h |\vec{V}| \quad (23)$$

(p と p_sは各層およびリファレンスレベルでの気圧)であり，潜熱の場合は $F^t_{\theta,1/2}$=E で，

$$X^t_1 = q^t_a \quad (24)$$

$$X^t_0 = q_{sat}(\theta^t_s) \quad (25)$$

$$\frac{K_{X,1/2}}{\delta z_0} = \frac{K_{q,1/2}}{\delta z_0} = \frac{K_{\theta,1/2}}{\delta z_0}\beta \quad (26)$$

(β は蒸発効率)となる．

これらのフラックスを計算するのは当然ながら LSS の役目である．そして，インタフェースでは $F^t_{x,1/2}$ だけから X^{t+1}_1 を計算する．これは，20 式を 15 式に代入すれば得られる．つまり定数 C を

$$C = 1 + \frac{\Delta t}{\Delta z_l}\frac{K_{1+1/2}}{\delta z_1}\left(A^t_{X,2} - 1\right) \quad (27)$$

で求め，これを用いて

$$X^{t+1}_1 = C^{-1}X^t_1 - \frac{\Delta t}{\Delta z_l}\left(\frac{K_{1+1/2}}{\delta z_1}B_{X,2} + F_{X,1/2}\right)C^{-1} \quad (28)$$

とすればよい．