

# 付録A 海底境界層モデル(Bottom Boundary Layer (BBL))

MRI.COM には、簡略化された海底境界層モデルを組み込むことができる。ここではその解説を行う。

## A.1 概要

一般に  $z$ -座標モデルは、北大西洋深層水のコアとなる水が Nordic Seas から Greenland-Scotland Ridge を越えて大西洋に入る過程や、南極大陸周辺で作られた重い水が大陸棚を下り落ち南極底層水となる過程をうまく表現できず、大洋の深層および底層は高温バイアスになりがちであった。この欠点を改善するために、Nakano and Suginozono (2002) で用いられているものと同等の、非常に単純な海底境界層 (Bottom Boundary Layer (BBL)) モデルが MRI.COM に取り入れられた。

この BBL モデルは海底に沿って重い水が下り落ちる流れを、より現実的に表現しようとするスキームであり、BBL は内部領域の最下層直下の特別の層として存在し、海底に沿って移流およびトレーサーの交換を行う。この BBL モデルを導入すると以下の要因から重い水が下り落ちる現象の表現が改善される。

- 海底に沿って移流などを表現できること。
- 斜面に重い水がある効果を圧力傾度の計算に取り入れることができること。
- 渦活動を伴い、 $f/h$  を横切る流れを作り出すこと。

## A.2 Grid 配置

$z$  座標のモデルでは、海底に沿った流れは、水平移動と鉛直移動を階段状に繰り返すことで表現される。斜面を鉛直と水平のグリッド数で 1 対 1 で表現できる場合には、 $z$  座標モデルでも適切に水塊が斜面を下り落ちるといわれているが、(Winton et al, 1998)、一般にモデルの鉛直解像度は大陸棚斜面をそのように表現できるほど細かくはない。たとえ、そのように表現していたとしても小さくない水平拡散を導入している場合は、鉛直方向に移動している間に周囲の海水との拡散により薄められてしまう。一方 BBL を導入することで、鉛直解像度に依らずに斜面に沿った流れを直接表現することができる。

MRI.COM における BBL は図 A.1 のように配置されている。BBL は T-box で考えるほうがわかりやすい。なぜならば、あと示すように圧力勾配を求める深さは、T-box の最下層の下につけられた隣り合う BBL の中間の深さで求めるからである。(図 A.1a では、深さが異なる BBL を結ぶ矢印に相当する流速を求めるのに必要な圧力勾配は、そのふたつの BBL の中間の深さで求める。その意味では図 A.1b は妥当でない。) BBLoption モデルが 50 層であったとする。このモデルに BBL を付ける場合は 1 層足して全部で 51 層とし、余分に付けられた最下層が BBL の領域となる。さらに、BBL を付ける前に海であったグリッド (今後内部領域と呼ぶことにする) と BBL の鉛直の相互作用をより簡単に表現するため、さらに内部領域 (図 A1 にお

付録 A 海底境界層モデル (Bottom Boundary Layer (BBL))

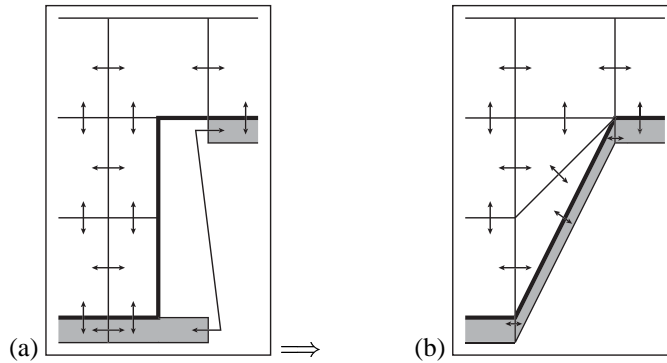


図 A.1: (a)BBL の配置 (T-box), (b) それと等価な概念図

ける白抜き領域)の一番深い部分の直下(影のついた部分)に相当する格子にも最下層の BBL の温度・塩分、流速をコピーしたものを用意し、適宜便利な方を使って計算する。

A.3 圧力勾配の計算

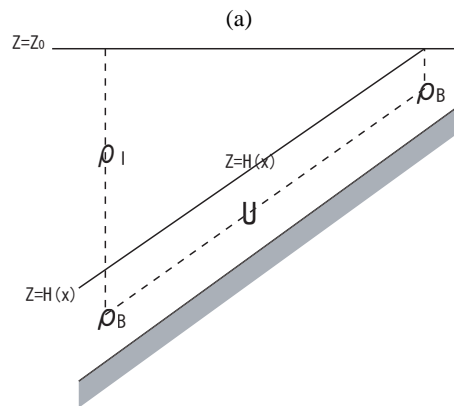


図 A.2: pressure gradient の見積もり方。

今、内部領域は一様で、海底の斜面に最下層に一層だけ重い水が存在する状態を考える。物理的に考えると、圧力傾度は斜面の重い水が斜面を下り落ちる方向にかかると考えられる。しかしながら、z 座標モデルでは、最下層にかかる圧力傾度は斜面が U-box で定義されている場合は、斜面のあるなしにかかわらず 0 となり、斜面が T-box で定義されている場合は、段差の分だけ非常に大きな圧力傾度がかかることになる。これらはどちらも正しくない。斜面がなめらかに変化している場合は、BBL での圧力は正しくは以下のよう表現される。

$$\frac{\partial p}{\partial x} \Big|_{z=const} = \frac{\partial p}{\partial x} \Big|_{z=H(x)} + \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial x} \tag{A.1}$$

$$= \frac{\partial p}{\partial x} \Big|_{z=H(x)} - g \rho \Big|_{z=H(x)} \frac{\partial H}{\partial x} \tag{A.2}$$

一例として、この式を用いて、先ほどの内部領域は一様で、海底の斜面に最下層に一層だけ重い水が存在

する状態を考える (図 A.2)。密度一様 ( $\rho_I$ ) な海で重い水 ( $\rho_B$ ) がある場合は、図 A.2 の上端の深さ一定の部分での圧力を  $p_{z=z_0}$  とすると、

$$\left. \frac{\partial p}{\partial x} \right|_{z=H(x)} - g\rho_B \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{\partial [p_{z=z_0} + gH(x)\rho_I]}{\partial x} - g\rho_B \frac{\partial H}{\partial x} \quad (\text{A.3})$$

$$= \left. \frac{\partial p}{\partial x} \right|_{z=z_0} - g(\rho_B - \rho_I) \frac{\partial H}{\partial x} \quad (\text{A.4})$$

式 (A.4) の右辺第二項が斜面の効果であり、斜面の勾配や内部と密度差が大きいほど、密度勾配が大きくなる。内部と BBL との間に密度差がない場合はこれは 0 である。z-座標モデルはこの項を表現していない。

## A.4 渦の効果

一般に大規模な流れは  $f/h$  に沿って流れるため、斜面上にある重い水塊は斜面に沿って流れ下り落ちず、 $f$  があまり変わらないとすると地形に沿って流れることになる。これでは、いくら BBL を導入しても、Nordic Seas や南極付近の大陸棚にある重い水塊は外洋に流れ出ていかない。ところが、渦活動が実際に表現できるようになると、流れの様相は先ほどの大規模場の流れだけを考慮した場合とはかなり異なってくる。Jian and Garwood (1996) は渦解像モデルを用いて、斜面の上端においた重い水塊の振る舞いを調べ、重い水塊は激しい渦活動を伴いながら斜面を約 45 度にみながら滑り落ちていくことを示した。実際、デンマーク海峡でも海峡の下流において、渦活動が表層にまで現われており、完全に同じ機構かどうかは確かめられていないものの、渦が重要な要素を占めていることはおおよそ確からしい。

このようなことを中規模渦を分解しないモデルにおいて表現するために、コリオリ力とほぼ同じ大きさの Rayleigh drag を施し、斜面を横切る流れを強制的に作り出すことにする。この場合、Rayleigh drag の大きさを  $\alpha$  としてバランスの式を書いてみると

$$-fv = -\frac{\partial p}{\partial x} - \alpha u \quad (\text{A.5})$$

$$fu = -\frac{\partial p}{\partial y} - \alpha v \quad (\text{A.6})$$

変形して、

$$-f \left( v - \frac{\alpha}{f} u \right) = -\frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{A.7})$$

$$f \left( u + \frac{\alpha}{f} v \right) = -\frac{\partial p}{\partial y} \quad (\text{A.8})$$

つまり、 $v' = v - \alpha/fu, u' = u + \alpha/fv$  とおくと、 $u', v'$  が地衡流平衡になる。特に  $\alpha = f$  の場合、圧力にたいして、圧力の高い方から低い方へ、45 度の角度を保って流れるようになる。一般に、重い水がたまっているような場所における BBL 直上の圧力分布は斜面に沿っているので、このようなバランスが BBL に現われたときには、BBL 内の斜面上の重い水塊の運動の場合は斜面を 45 度にみながら下り落ちることになる。

観測事実などから、このような効果は斜面がきつく、さらに、重い水が沈み込んでいるような箇所だけに存在すると考え、その他の部分では BBL が在ったとしても Rayleigh drag は働かないとする。そのような場所をモデル内で自然に決めるには、 $\alpha$  を BBL の密度および、斜面の傾きなどの函数にする必要があるが、現実の状態をうまく表現するように函数として求めるのはかなり難しい。現状の設定では、経験的に北大西洋では 2500m、南極周辺では 4000m の深さまで  $\alpha$  がコリオリと同じ大きさであるとし、それ以深では  $\alpha$  は 0 と調整している。

## A.5 BBL の使い方

以下に BBL モデルの具体的な適用方法を述べる。

- `configure.in` に BBL option を付ける。
- `kbb1=1` を `configure.in` に加える。( `kbb1` は BBL の層の数で、今のところ 1 にしか対応していない。)
- `dz.F90` の最下層に BBL の深さを入れる。(おおよそ 100m ぐらいを推奨。この厚さは、デンマーク海峡付近における BBL の厚さにおおよそ対応する。)
- `bnddt.gcm` において、`ho4,exnn` の直後に `ho4kbb1,exnnkbb1` を書き込む。この二つは `ho4,exnn` と同様の形式で、それぞれ BBL の深さおよびその場所における BBL の層の厚さの情報である。今のところ一層にまでしか対応していない。
- `krfrc` (Rayleigh drag が適用される深さの限界) を適当に編集する。現在のところ、`clinic.F90` に直に書き込まれている。現実の海に適用する場合、だいたい、北大西洋の場合は 2500m、南極周辺では 4000m ぐらいの値が適当と思われる。

初期値について水平一様の成層から読み込む場合にはモデルの最深鉛直格子レベル  $k=km$  の値が BBL に入る。この場合重い水が変な場所にたまって気持ちが悪いと考える場合には、わざと軽い値を入れて対流調節などによって自然にリセットしてもらう手がある。Levitus の初期値を用いる `INILEV` のオプションを用いると、内部の海底の最下層の値が入るようになっている。

— `configure.in` の例 —

```
DEFAULT_OPTIONS="OMIP FREESURFACE UTOPIA ULTIMATE ZQUICKEST ZULTIMATE
CYCLIC ISOPYCNAL MELYAM HFLUX WFLUX RUNOFF CLMFRC HIST HISTFLUX ICE
SIDYN INILEV BBL"
IMUT=184
JMUT=171
KM=48
KSGM=1
KBBL=1
SLAT0=-84.D0
SLON0=0.D0
DXTDGC=2.D0
DYTDGC=1.D0
ITMSC=0
ITMSCB=0
ISRSTB=NSDAY
NPART=4
NPLAT=75.D0
NPLON=320.D0
```

`DEFAULT_OPTIONS` の BBL 及び、`KBBL=1` が BBL 導入時の変更点である。  
地形データは以下のように、BBL の深さの情報などを内部のものに続けて書き込む

## 地形データの例

```
integer(4) :: ho4(imut, jmut), exnn(imut, jmut)
integer(4) :: ho4bbl(imut, jmut), exnnbbl(imut, jmut)
write(inidt) ho4, exnn
write(inidt) ho4bbl, exnnbbl
```

## A.6 使用上の注意

### A.6.1 適用範囲の制限

理想的には BBL は全球の全体に適応して、温度塩分の状態に応じて挙動をモデルの中で自然に決めるのが望ましい。しかし、現実問題として、BBL が有効に働く主な場所は北大西洋および南極周辺あたりである。それ以外の場所、たとえば赤道付近に BBL を設置した場合、BBL を加えたことによって、流れがよくなることは考えづらい。むしろ、BBL は深さの違う海底付近の層をつなげるという性質上、大陸付近の温かい水と深層の冷たい水にどうしても交換が生じてしまうため、いわば、BBL を通じて擬似的な diapycnal diffusion が働くことになる。その結果、高緯度ならば温度の差が小さいため、深層水形成領域以外でも害は少ないが、低緯度の特に赤道付近では深層の高温化が顕著に見えてしまう。このような問題は、POM などの  $\sigma$ -layer モデル一般に見られる。これを防ぐ方法としては、適当なマスクなどを設定して在る程度大きな温度差が在る場合には、BBL 内での移流拡散は 0 などとセットすればよいが、それならば、いっそのこと BBL がない方が行儀がよい。

もちろん、大規模な気候変動が期待される場合、たとえば氷河期の熱塩循環などを対象とする場合には、BBL の有効範囲を設定することなく、自然に働くように設置する必要はある。

### A.6.2 地形、初期値の制限

密度の方程式にあまりに急激に密度・温度が変化する場合や、非常に急峻な斜面があると問題が生じる。MRI.COM では非常に急峻な斜面や孤立して深いグリッドには適用しない設定になっている。

### A.6.3 鉛直移流

本来は QUICKEST, および、QUICK などそのまま BBL 境界に用いることができるが、便宜上 weighted upcurrent scheme を BBL 境界に用いている。そのため、VUPP(QUICK, UTOPIA などの高級なスキームを用いない場合の、トレーサー方程式の移流の差分スキームにおける上流の寄与分。中央差分なら 0.5、完全な上流差分なら 1 である。)を設定する必要がある。1 でない値が入ったときには BBL に数値的な極値が発生することがある。これは他の領域でも同じであるが、BBL の粒子というのは全海洋中で最も重い水であることが多いので、問題はより深刻である。

## A.7 補足

### A.7.1 子午面流線関数の書き方

BBL の流量は厳密に言えば経度、緯度により深さが違う場所を流れており、BBL の深さに相当する内部領域の深さは存在しないことがふつうである。あらゆる BBL の深さの組み合わせを考慮し、内部の流量は

## 付録 A 海底境界層モデル (Bottom Boundary Layer (BBL))

その深さに補間した後、経度方向に積分して子午面循環を書くこともできるが、非常にやっかいである。ここでは、BBL の T-Box の側面を通過する流量を、BBL の直上の T-Box の側面を流れる流量に足しあわせた後に、子午面流線関数を計算する際に下から積分していくことで、自然な子午面循環を描くことができる。

一般に、T-Box で判断した場合の、ある BBLgrid の直上の内部のグリッドと、U-Box で判断した場合のある BBLgrid の直上の内部の grid は深さが違う。そのため、最初に BBL の流速を内部の U-Box に足し合わせた後に、流量を計算すると、上のように計算した結果と異なる結果になる。子午面流線関数はトレーサーの流量を示す指標という文脈で使われることが多いので、T-Box の面で判断する方を推奨する。

### A.7.2 コード上の注意

モデルの中では BBL は最下層および内部領域の直下に存在し、適宜便利な方を使って計算する。一般に T-点の最下層と U-点の最下層は異なる。その際の海であるかどうかのインデックスの `atexl`, `aexl` の取り扱いが紛らわしくなっている。具体的には最下層 `z=km` では `atexl=1`、および `aexl=1` であるが、内部の直下では `atexl=1`、`aexl=0` と、`atexl` は内部領域の直下およびモデルの最下層の両方で 1 と成っている。熱量の計算では海のグリッドだけを用いるように、T-Box において海が存在を `atexl=1` を用いて判断しているため、上のことはこのことは熱量の保存などモデルの診断において問題となる。単純に `atexl=1` を利用して足し合わせるとダブルカウントになるので、熱量の診断のプログラム `energy.F90` ではこのことを考慮して片方だけ用いている。

## Reference

- Jiang, L, and R. W. Garwood Jr., 1996: Three-dimensional simulations of overflows on continental slopes., *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1214-1233.
- Nakano, H. and N. Sugimotohara, 2002: Effects of bottom boundary layer parameterization on reproducing deep and bottom waters in a world ocean model., *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 1209-1227.
- Winton, M., R. Hallberg, and A. Ganadeskikan 1998: Simulation of density-driven frictional flow in z-coordinate ocean models., *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 2163-2174.