

Contrat Été 2023

RAPPORT HEBDOMADAIRE – MCGILL

SEMAINE DU 20 MARS 2023

RÉALISÉ DANS LE CADRE
D'UN PROJET POUR

ISMER–UQAR

24/03/2023

Rédaction
Charles-Édouard Lizotte
charles-edouard.lizotte@uqar.ca
ISMER-UQAR

Table des matières

1	DONE Transformer le <i>slab model</i> en modèle <i>shallow water</i> multicouches [3/3]	2
1.1	Cadre théorique : Retrouver les variations des interfaces $\eta(k)$	2
1.2	Cadre théorique : Vorticité quasi-géostrophique	2
1.2.1	Retrouver la QGPV à partir de la vorticité relative	2
1.2.2	Généralisation de la QGPV à un modèle à plusieurs couches	3
1.2.3	Gravité réduite	3
1.3	DONE Modifier le schéma numérique pour retrouver les $\eta(k)$	4
1.4	DONE Modifier les sous-routines de diagnostics et d' <i>output</i> [3/3]	4
1.5	DONE Gestion des paramètres initiaux	4

1 DONE Transformer le slab model en modèle shallow water multicouches [3/3]

1.1 Cadre théorique : Retrouver les variations des interfaces $\eta(k)$

En premier lieu, en *shallow water*, l'équation de masse pour chaque couche k est donnée par

$$\frac{\partial}{\partial t} d_k = \nabla \cdot (d_k \mathbf{u}_k) \implies \Delta d_k = \Delta t [\nabla \cdot (d_k \mathbf{u}_k)]. \quad (1.1)$$

Dans notre modèle *shallow water*, on calcule directement la ligne précédente à l'intérieur de la routine *rhs.f90*, ce qui nous donne la quantité $rhs-eta(i,j,k)$ (qui est en fait l'épaisseur). Après avoir calculé les *RHS*, faut donc retrouver les η_k à l'aide des d_k .

En commençant depuis la fin, l'algorithme pour retrouver les η_k à partir des épaisseurs d_k est donné par

$$\begin{array}{l} \eta_1 = 0 \\ \text{Surface fixe} \end{array} \quad \begin{array}{l} \uparrow \\ H_1 \end{array} \quad \begin{array}{l} (k=4) \quad d_4 = H_4 - \eta_B + \eta_4 \implies \eta_4 = \eta_B + (d_4 - H_4); \end{array} \quad (1.2)$$

$$\begin{array}{l} \eta_2 \\ \downarrow \\ H_2 \end{array} \quad \begin{array}{l} (k=3) \quad d_3 = H_3 - \eta_4 + \eta_3 \implies \eta_3 = \eta_4 + (d_3 - H_3); \end{array} \quad (1.3)$$

$$\begin{array}{l} \eta_3 \\ \downarrow \\ H_3 \end{array} \quad \begin{array}{l} (k=2) \quad d_2 = H_2 - \eta_3 + \eta_2 \implies \eta_2 = \eta_3 + (d_2 - H_2); \end{array} \quad (1.4)$$

$$\begin{array}{l} \eta_4 \\ \downarrow \\ H_4 \end{array} \quad \begin{array}{l} (k=1) \quad d_1 = H_1 - \eta_2 + \eta_1 \implies \eta_1 = \eta_2 + (d_1 - H_1) = 0. \end{array} \quad (1.5)$$

Pour résumer, de manière générale, entre les couches 2 et $nk-1$,

$$\eta_k = \eta_{k+1} + (d_k - H_k). \quad (1.6)$$

On peut donc toujours prendre la dernière couche et reconstruire les autres η_{k+1} . Numériquement, il suffit d'enregistrer le champ scalaire η_{k+1} et de l'appliquer à l'itération suivante de la couche. Cette technique est

employée par toutes les sous-routines qui font usage de la *thickness* une fois les *RHS-eta* trouvés.

Illustration d'un

modèle *shallow water* à quatre

couches (η_k). Mentionnons qu'on regarde les *RHS* des équations du mouvement, soit les dérivées temporelles des quantités h et η . En ordre décroissant, il est donc possible de créer une méthode itérative qui appelle le *RHS* du *eta* couche inférieure ($nk+1$) à l'aide de la dérivée de l'équation 1.6, soit

$$\begin{array}{ll} (k = nz) & \Delta \eta_{nz} = \Delta h_{nz}; \\ (k = k) & \Delta \eta_k = \Delta h_k + \Delta \eta_{k+1}; \\ (k = 1) & \Delta \eta_1 = \Delta h_1 + \Delta \eta_2. \end{array} \quad (1.7)$$

N.B. Cette technique a ses limites, si l'on a beaucoup de couches on commence à accumuler de l'erreur numérique à chaque itération en k . Pour solutionner ce problème, on utiliserait une méthode d'algèbre linéaire matricielle, mais ça ne devrait pas être très grave si on a peu de couches, selon David.

1.2 Cadre théorique : Vorticité quasi-géostrophique

1.2.1 Retrouver la QGPV à partir de la vorticité relative

Dans le système en eau peu profonde, la vorticité potentielle Q_k est une quantité conservée, de sorte que

$$(SWPV) \quad \frac{dQ}{dt} = \frac{d}{dt} \left(\frac{\zeta + f}{h} \right) = 0. \quad (1.8)$$

Pour retrouver la vorticité potentielle quasi-géostrophique en eau peu profonde (SWQGPV), on applique les trois approximations quasi-géostrophiques [K. Vallis, 2006, , p184], soient

- \Rightarrow (1) Les variations de l'épaisseur h sont minces;
- \Rightarrow (2) Le nombre de Rossby est petit;
- \Rightarrow (3) Les variations du paramètre de Coriolis sont faibles

Par conséquent, avec (1),

$$Q_k = \frac{\zeta_k + f}{H_k + h'_k} = \frac{\zeta_k + f}{H_k} \left(\frac{1}{1 + h'_k/H_k} \right) \approx \frac{\zeta_k + f}{H_k} \left(1 + \frac{h'_k}{H_k} \right). \quad (1.9)$$

Avec (2),

$$Q_k \approx \frac{1}{H_k} \left(f + \zeta_k - f \frac{h'_k}{H_k} \right). \quad (1.10)$$

Avec (3),

$$Q_k \approx \frac{1}{H_k} \left(f + \zeta_k - f_o \frac{h'_k}{H_k} \right). \quad (1.11)$$

Cette nouvelle quantité q_k s'appelle la **vorticité potentielle quasi-géostrophique** (QGPV) et est conservée sur le domaine. Soit,

$$q_k \equiv \left(\beta y + \zeta_k - f_o \frac{h'_k}{H_k} \right) \quad \text{où} \quad \zeta_k = \nabla^2 \psi_k. \quad (1.12)$$

La variation de l'interface entre deux couches η'_k peut toujours être exprimée par un ratio des fonctions de courant qui l'entourent (ψ_k et ψ_{k-1}), de sorte que

$$\psi_1 = \frac{g}{f_0} \eta_1; \quad \eta'_k = \frac{f_0}{g'_k} (\psi_k - \psi_{k-1}); \quad \mathbf{u} = \hat{\mathbf{k}} \times \nabla \psi. \quad (1.13)$$

1.2.2 Généralisation de la QGPV à un modèle à plusieurs couches

Après quelques substitutions algébriques, on parviendra ainsi à une équation générique de la vorticité potentielle quasi-géostrophique en eau peu profonde pour un modèle à plusieurs couches,

$$h'_k = H_k + \eta'_k - \eta'_{k+1}, \quad (1.14)$$

$$= H_k + \frac{f_0}{g'_k} (\psi_k - \psi_{k-1}) - \frac{f_0}{g'_{k+1}} (\psi_{k+1} - \psi_k), \quad (1.15)$$

Conséquemment, si le terme $(H_k/H_k)f_0^2 \rightarrow 0$,

$$q_k = \beta y + \nabla^2 \psi_k + \frac{f_0^2}{H_k} \left(\frac{\psi_{k-1} - \psi_k}{g'_k} - \frac{\psi_k - \psi_{k+1}}{g'_{k+1}} \right) \quad \text{où} \quad g'_k = g \frac{\rho_k - \rho_{k-1}}{\rho_1}. \quad (1.16)$$

N.B. 1) Notre résultat est différent de celui exprimé dans le [K. Vallis, 2006, , p.185] à ce qui attrait aux gravités réduites car nous définissons η_k comme la «plafond» d'une couche k et non son «plancher».

N.B. 2) La formulation 1.12 est toujours valide, car c'est la définition de la QGPV à plusieurs couches. Une version différente existe en milieu continu, mais nous y reviendrons dans les prochains rapports. Bref, restons avec cette formulation, ça nous empêchera de se tromper avec les gravités réduites.

1.2.3 Gravité réduite

Pour donner un argument, toujours en se fiant au Vallis, notre formulation de la gravités réduites g'_i découle du fait que la pression s'additionne à chaque couche, de sorte que

$$p_k = \underbrace{\rho_1 g \eta_1}_{m=1, \rho_0=0} + \rho_1 \sum_{m=2}^k \underbrace{\left(\frac{\rho_m - \rho_{m-1}}{\rho_1} g \right)}_{g'_k} \eta_m \quad \text{où} \quad \eta_{nz} = \eta_B = 0, \quad (1.17)$$

lorsque η_k est défini comme le «plafond» d'une couche k . Pour une surface fixe, η_1 est tout simplement nulle et on rajoute un gradient de pression dans les équations du mouvement.

1.3 DONE Modifier le schéma numérique pour retrouver les $\eta(k)$

Il existe un peu une incertitude entre η et $thickness$, les deux variables s'interchangent lorsqu'on travaille à plus de deux couches et j'ai un peu de difficulté à comprendre ça. Il va donc falloir démêler toute cette information-là. En premier lieu, nous avons désormais un vecteur $H(k)$ qui décrit les épaisseurs moyennes de chaque couches (On l'avait déjà, mais on va vraiment s'en servir) Nous n'avons pas vraiment de variable générique qui décrit l'épaisseur réelle, nous allons donc créer une variable générique pour l'épaisseur $d-k$, car $thickness$ est généralement calculée *on the spot* dans chaque sous-routine. Ensuite, en suivant le schéma décrit dans les sections précédentes, on va pouvoir retrouver les $\eta-k$ à l'aide des $d-k$.

N.B. Finalement, après inspection du code, j'ai abandonnée l'idée d'avoir un $thickness$ prédéfini à la grandeur du code, on va rester avec $\eta-k$ et calculer $thickness$ *on the spot*. Faut juste changer le nom de la variable $RHS-\eta$ qui définit plutôt $RHS-thickness$.

1.4 DONE Modifier les sous-routines de diagnostiques et d'output [3/3]

Toutes les routines de diagnostiques ont été créées pour 2 couches uniquement, il faudrait donc modifier les **do loop** qui contiennent des k et nz . Pour l'essentiel, il faut modifier les fichiers :

- *div-vort.f90* : Les variables η et div pourraient être génériques au fil du code et contenir nz couches. Avant, nous avions $div1$, $div2$, $\eta1$ et $\eta2$ avec la forme $(0 : nmx, 0 : nny)$ quand on aurait pu seulement avoir $div(0 : nmx, 0 : nny, nz)$ et $\eta(0 : nmx, 0 : nny, nz)$. Mais j'ai plutôt décidé de modifier *div-vort.f90* (la sous-routine qui calcule ces quantités). *div-vort.f90* est devenu une routine locale qui calcule η et div *on the spot* et j'ai supprimé les variables $\eta1$, etc. J'ai vérifié que ça fonctionnait dans tous les sous-routines où on appelait ces deux quantités :
 - *main.f90* : Principalement changer la taille des variables et retirer les variables désuètes :
 - *initialize.f90* : IDEM.
 - *dump-spc.f90* : Sous-routine éliminée car elle réalisait la même tâche que *dump-bin.f90* et n'était pas appelée par aucune routine.
 - *div-vort.f90* : Finalement, après cette inspection, on voit que la sous-routine *div-vort.f90* ne sert pas à grand chose, car on calcule toujours η et div *on the spot* pour un k défini.
- *diags.f90* :
 - On a le même problème que dans le *main.f90* parce qu'on retrouve la $thickness$ à l'aide des η_K et c'est vraiment pas clair si la variable η ici est une épaisseur ou une variation à partir de l'interface. EDIT : Après avoir re-vérifié, tout semble bon. De manière générale, on peut retrouver la $thickness$ parce que les diagnostiques sont produits après que le RHS ait été appliqué sur η .
 - Aussi, il faudrait régler le problème des mode barotropes et baroclines (Mis en dépôt car j'ai besoin d'aide pour ça, la matrice que LP m'a envoyée, c'est pas clair). En attendant, la *do loop* des nz s'arrête à $nz = 2$, de sorte que les quantités précédentes soient toujours calculées, sans rien briser.
- *dump-bin.f90* ; On utilisait précédemment les variables $\eta1$, $div1$, $\eta2$ et $div2$. C'est terminé, on appelle maintenant la sous-routine *div-vort.f90* à l'intérieur d'un k -loop. La sous-routine *div-vort.f90* a aussi été retirée du programme *main.f90* à cause de son changement de nature. Il a fallu modifier les variables *out* aussi dans *initialize.f90* et *main.f90*.

1.5 DONE Gestion des paramètres initiaux

Faut gossier un peu dans la fonction *initialisation.f90* pour avoir un $H(k)$ et un $gprime(k)$ qui fonctionnent. Maintenant, $gprime(k)$ est défini en fonction d'un vecteur $\rho(k)$. Tout va être relié dans le fichier de paramètres.

Références

G. K. Vallis. *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamic : Fundamentals and Large-scale Circulation*. Cambridge University Press, The Edinburg Building, Cambridge CB2 2RU, UK, second edition edition, 2006. ISBN 13 978-0-521-84969-2.