

M1: Introduction à l'océanographie physique

Cours 5: Formation des masses d'eau

bruno.deremble@ens.fr

jerome.vialard@ird.fr

Nous avons étudié comment le vent force la dynamique océanique barotrope (équilibre de Sverdrup) et la dynamique océanique barocline (dynamique de la thermocline). Cependant, pour le cas de la dynamique barocline, nous avons admis que l'océan était constitué d'une superposition de couches de densité variable. Cette stratification ne peut venir que du forçage atmosphérique (forçage en température et en salinité). Pour comprendre l'origine de la formation des masses d'eau, nous allons nous appuyer sur le formalisme développé par Walin (1982) qui combine l'équation de conservation du volume et l'équation de conservation de la masse. Pour présenter ce formalisme, j'utilise les notations, les figures et les exemples de Nurser et al. (1999).

5.1 Conservation du volume

Le formalisme de Walin se focalise sur l'étude d'une couche de fluide dont la densité est comprise entre ρ et $\rho + \Delta\rho$ (couche grise de la Figure 5.1). La densité de cette couche est par définition constante mais son volume peut varier si un processus injecte de l'eau de cette densité dans cette couche. Ainsi, l'interface qui définit les contours de la couche évolue dans le temps. On appelle ΔV le volume de cette couche isopycnale, $\Delta\Psi$ le volume qui sort de cette couche en dehors du domaine d'étude et $G(\rho)$, le flux de fluide traversant l'interface ρ (avec pour convention que G est positif dans le sens des ρ croissants).

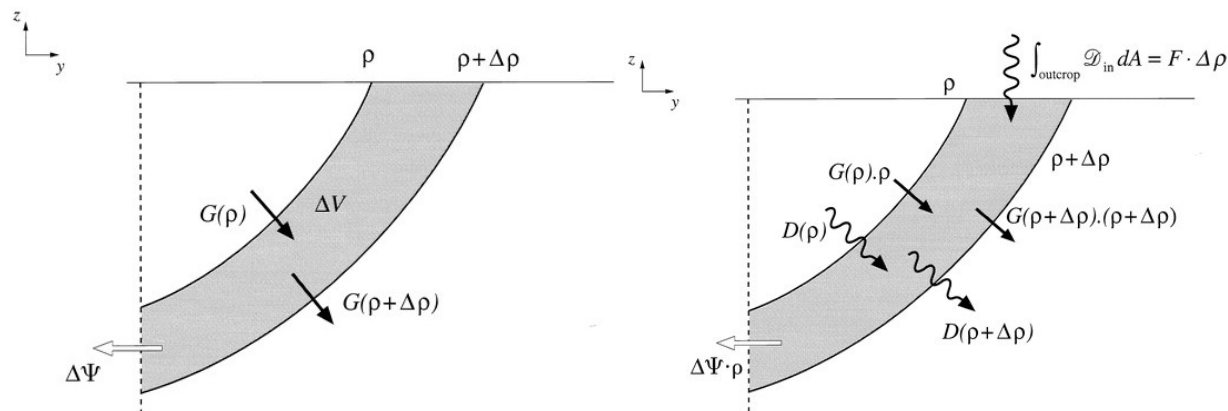


Figure 5.1: Conservation du volume (gauche) et Conservation de la masse (droite)

L'équation d'évolution du volume de cette couche de fluide s'écrit

$$\frac{\partial \Delta V}{\partial t} = G(\rho) - G(\rho + \Delta\rho) - \Delta\Psi, \quad (5.1)$$

ou encore

$$\frac{\partial \Delta V}{\partial t} + \Delta\Psi = -\frac{\partial G}{\partial \rho} \Delta\rho. \quad (5.2)$$

On appelle

$$M = -\frac{\partial G}{\partial \rho} \quad (5.3)$$

le taux de formation d'une masse d'eau (d'une classe de densité donnée). On note qu'en toute rigueur il faudrait également prendre en compte les flux de masse à travers l'interface air mer dans ce bilan (précipitation, évaporation).

5.2 Conservation de la masse

De la même manière, on écrit l'équation de la conservation de la masse sur cette même couche. On rappelle que la densité de l'eau de mer est donnée par une équation d'état

$$\rho = \rho(T, S, P), \quad (5.4)$$

avec T la température, S la salinité, et P la pression. Donc tout processus qui modifie la température et la salinité de la couche a un effet sur la masse de la couche. Si on prend en compte tous ces processus, l'équation de conservation de la masse s'écrit

$$\rho \frac{\partial \Delta V}{\partial t} = \rho G(\rho) - (\rho + \Delta \rho) G(\rho + \Delta \rho) - \rho \Delta \Psi + D_{\text{diff}}(\rho) - D_{\text{diff}}(\rho + \Delta \rho) + F \Delta \rho, \quad (5.5)$$

où $F \Delta \rho$ sont tous les flux de surface qui modifient la densité (flux de chaleur et flux de salinité) intégrés sur la portion de surface de l'océan dont la densité est comprise entre ρ et $\rho + \Delta \rho$, et D_{diff} sont les flux de diffusion turbulente. On peut ainsi réécrire l'équation précédente sous forme compacte

$$\rho \frac{\partial \Delta V}{\partial t} + \rho \Delta \Psi = - \frac{\partial \rho G}{\partial \rho} \Delta \rho - \frac{\partial D_{\text{diff}}}{\partial \rho} \Delta \rho + F \Delta \rho, \quad (5.6)$$

que l'on peut combiner avec l'équation (5.2) pour obtenir

$$G = - \frac{\partial D_{\text{diff}}}{\partial \rho} + F. \quad (5.7)$$

On en déduit donc que le taux de formation est donné par

$$M = - \frac{\partial F}{\partial \rho} + \frac{\partial^2 D_{\text{diff}}}{\partial \rho^2} \quad (5.8)$$

5.3 Exemples

5.3.1 Flux de densité sur une seule couche

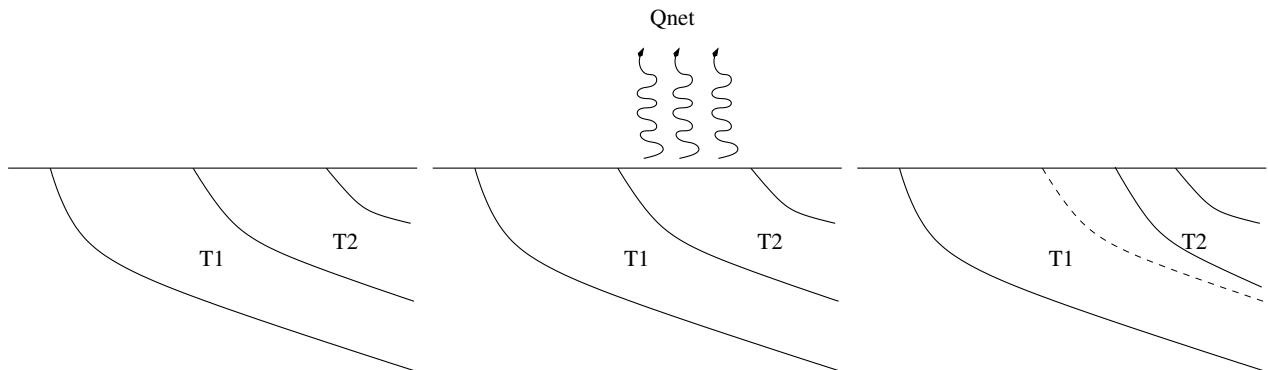


Figure 5.2: Exemple 1

5.3.2 Océan adiabatique

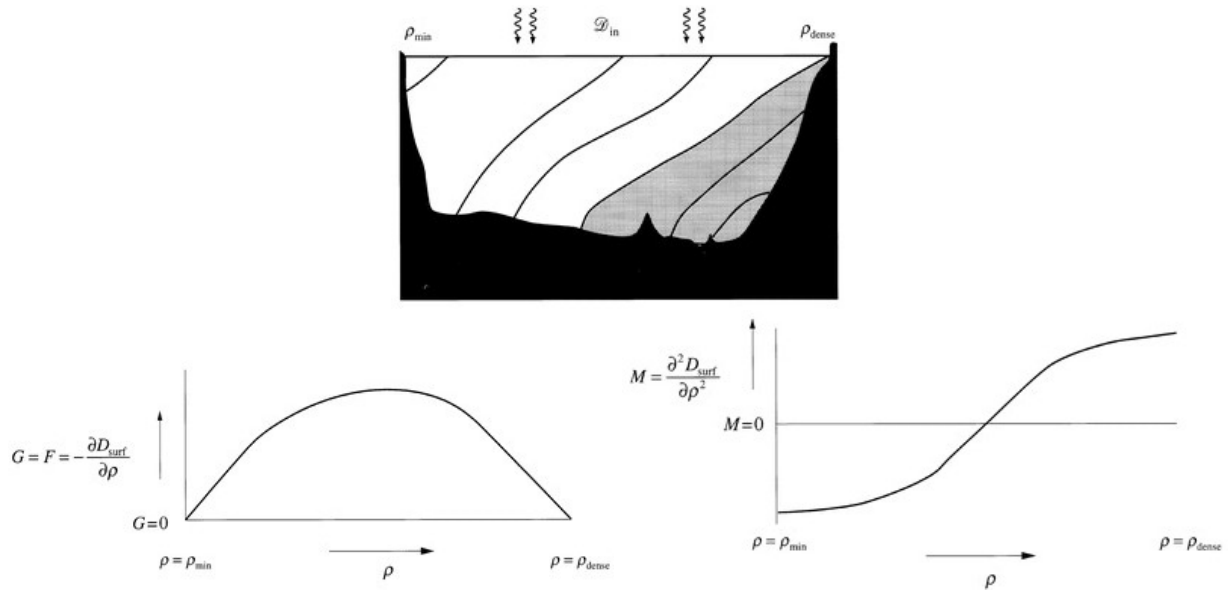


Figure 5.3: Exemple 2

5.3.3 Océan stationnaire

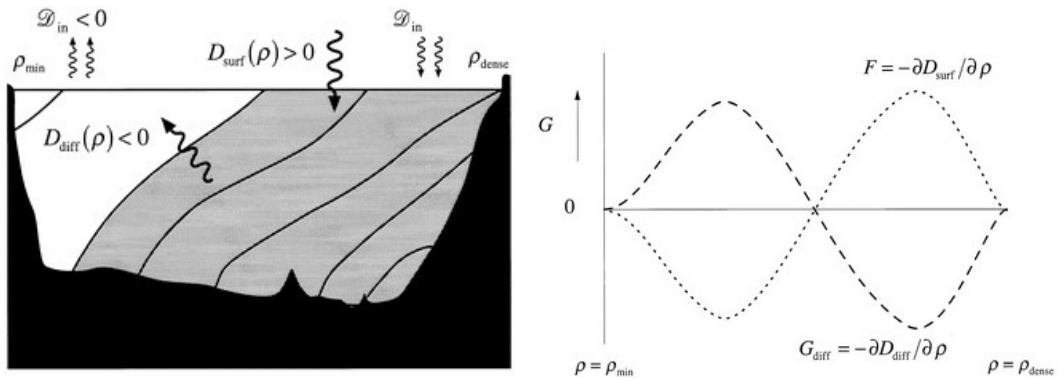


Figure 5.4: Exemple 3

5.4 Exercices

Lire l'article de Speer and Tziperman (1992) et comprendre comment ils font usage du formalisme de Walin pour en déduire la présence de l'eau modale.

Bibliographie

- Nurser, A. J. G., R. Marsh and R. G. Williams (1999). "Diagnosing Water Mass Formation from Air Sea Fluxes and Surface Mixing". *J. Phys. Oceanogr.* 29, pp. 1468–1487.
- Speer, K. and E. Tziperman (1992). "Rates of Water Mass Formation in the North Atlantic Ocean". *J. Phys. Oceanogr.* 22, pp. 93–104.
- Walın, G. (1982). "On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean". *Tellus* 34, p. 187.