

Ondes équatoriales dans le phénomène El Niño

Maëlle BRETON - Claire DEREUX

ENSTA ParisTech

Introduction

El Niño est un phénomène couplé océan/atmosphère qui a lieu dans l'Océan Pacifique. Lors d'un épisode El Niño, les alizés de Nord-Est faiblissent, ce qui provoque une diminution du gradient Est-Ouest de l'upwelling équatorial. Les eaux chaudes de surface refluent alors de l'Ouest vers l'Est.

L'étude a pour but de modéliser un phénomène caractéristique des périodes El Niño : le déchargement de la Warmpool (les eaux chaudes regroupées par les Alizés de Nord-Est au niveau de la côte Asiatique) le long de l'équateur.

1 Présentation du modèle utilisé et des hypothèses effectuées

L'océan est considéré comme étant un modèle à deux couches, une première couche active superficielle et une couche profonde inactive, on le représente comme un bassin homogène horizontalement sans upwelling de 5000km*5000km. La warmpool est modélisée comme un bassin de 500km*500km centré autour de l'équateur sur le bord Est de l'océan, elle est maintenue active lors des simulations. Le problème est quasi-bidimensionnel, on peut alors utiliser les équations shallow-water avec stratification.

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g\frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g\frac{\partial \eta}{\partial y} \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} = 0 \end{cases}$$

Dans chaque cas, ces équations sont linéarisées autour de l'état de repos avec $h = H + \eta$.

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g\frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g\frac{\partial \eta}{\partial y} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + H\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = 0 \end{cases}$$

L'influence de Coriolis est nulle à l'équateur mais ce n'est pas le cas aux plus grandes latitudes. Dans les mesures, les effets de la force de Coriolis seront donc pris en compte dans les mesures.

2 Visualisation des résultats

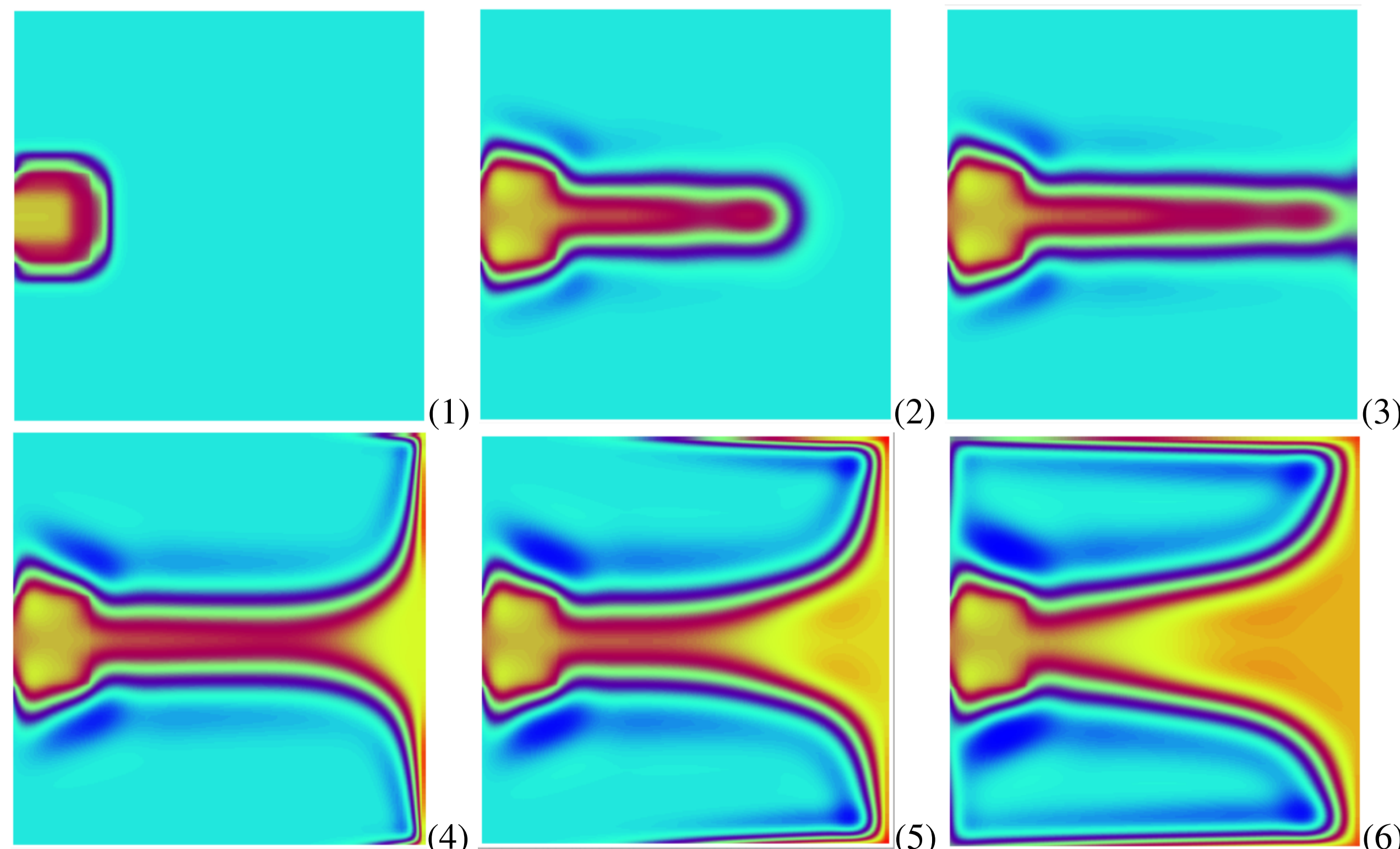


Figure 1: Evolution des ondes équatoriales au cours du temps

Description de la simulation On observe une représentation bidimensionnel latitude/longitude au cours du temps.

- Figure 1 : La warmpool est concentrée sur le bord Ouest de l'Océan
- Figure 2 : Une onde de Kelvin équatoriale se propage vers l'Est
- Figure 3 : L'onde de Kelvin atteint le bord Ouest de l'océan.
- Figure 4, 5 et 6 : L'onde de Kelvin équatoriale engendre deux ondes de Kelvin côtières et une onde de Rossby qui commence à se propager vers l'Ouest.

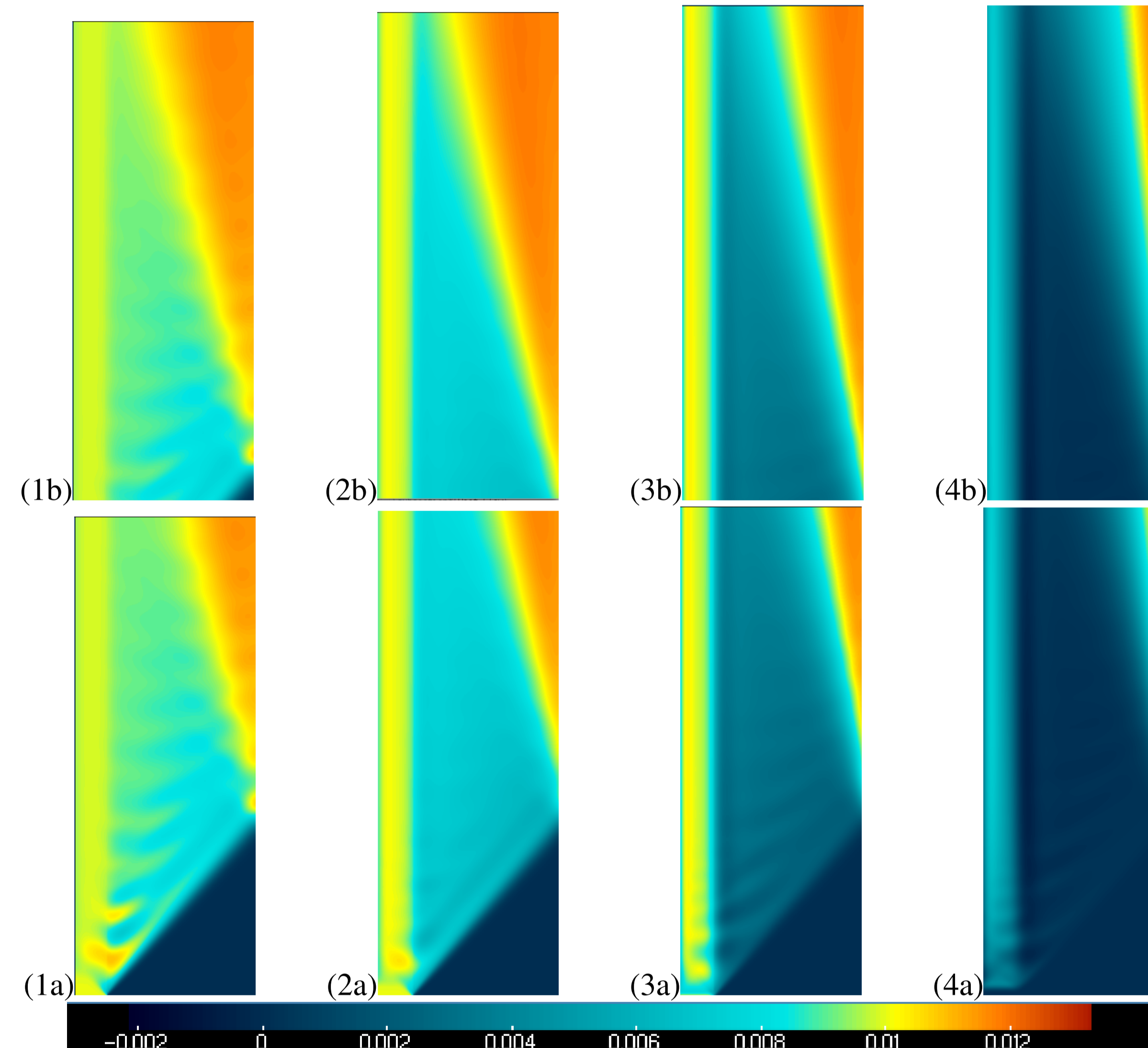


Figure 2: Evolution des ondes équatoriales pour différentes latitudes. L'axe des abscisses correspond à la longitude et l'axe des ordonnées au temps ($x=0$ et $t=0$ en bas à gauche de chaque image). Les images au même numéro représente une même latitude à des temps distincts. Les images 1 se situent à l'équateur puis on incrémente la position de 250km plus au Nord par image à droite.

On observe une même latitude en fonction du temps sur toute la largeur de l'Océan. On a alors pu observer la propagation des différents fronts d'ondes, notamment celui des Ondes de Kelvin équatoriales (séparation entre le bleu clair et le bleu foncé sur la figure 1a) et celui des ondes de Rossby (séparation entre le bleu clair et le orange sur les figures supérieures).

3 Analyse des résultats

3.1 Ondes de Kelvin équatoriales

Aspect théorique

On suppose que la vitesse méridienne est nulle, ie $v = 0$

Les équations deviennent:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} = -g\frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \beta y u = -g\frac{\partial \eta}{\partial y} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + H\frac{\partial u}{\partial x} = 0 \end{cases}$$

La solution de ces équations est une onde qui se déplace à la vitesse $c = \sqrt{g'H}$ avec $g'=0.02$ et H fixé à 200m. On obtient donc une valeur théorique $c=2m.s^{-1}$. La solution s'écrit $\eta(y) = exp(-y^2/R)$ avec $R = \sqrt{c_0/\beta}$.

Observations

La vitesse de propagation des ondes de Kelvin équatoriales s'obtient en déterminant la pente de la droite de séparation des zones bleu foncée et bleu claire sur un diagramme (temps-longitude), c'est le front de l'onde de Kelvin équatoriale. La vitesse est de $1,98m.s^{-1}$.

3.2 Ondes de Kelvin côtières

Une fois que les ondes de Kelvin équatoriales ont atteint la côte, elles se séparent en deux ondes de Kelvin côtières.

D'après la théorie, les ondes de Kelvin côtières se déplacent à la même vitesse que les ondes de Kelvin équatoriales.

La vitesse de propagation des ondes de Kelvin côtières s'obtient en mesurant la pente de la droite de séparation des zones bleu foncée et bleu claire sur un diagramme (temps-latitude). La vitesse observée est la même que pour les ondes de Kelvin équatoriales.

3.3 Ondes de Rossby

Les Ondes de Rossby sont des ondes planétaires, elles dépendent de la variation de la force de Coriolis en fonction de la latitude.

Aspect théorique

On prend en compte le fait que la force de Coriolis dépend de la latitude. Cette hypothèse aura une influence particulière dans le cas des ondes de Rossby.

$$f = 2\Omega \sin(\phi) = f_0 + \beta y$$

avec

$$\beta = \frac{2\Omega}{a} \cos\left(\frac{y}{a}\right) y$$

où a est le rayon de la Terre et y est la distance méridienne à l'équateur.

Observations

Vitesse obtenue à l'aide de la simulation (couple latitude-vitesse) : (0km, $0.595m.s^{-1}$), (250km, $0.408m.s^{-1}$), (500km, $0.258m.s^{-1}$), (750km, $0.150m.s^{-1}$).

On remarque que la vitesse diminue lorsqu'on s'éloigne de l'équateur. C'est l'influence du paramètre de Coriolis (que l'on a pris dépendant de la latitude).

Les ondes de Rossby se propagent vers l'Ouest (la régression linéaire donne une valeur de vitesse négative).

Conclusion

La fin d'un événement El Niño repose sur la réflexion des ondes de Rossby sur le bord ouest du bassin Pacifique (côte asiatique). En arrivant sur la côte ouest du bassin, elles se transforment en ondes de Kelvin. Elles agissent alors contre le développement de l'instabilité chaude en provoquant notamment une remontée de la thermocline et des eaux froides, plus profondes, vers la couche superficielle.