



Sara SERGI

Etude préliminaire
de l'effet du flux géothermique
dans un modèle régional : implantation à la ride de Juan de Fuca

OPB 205 - Modélisation de la circulation océan
M1 Océanographie Physique et Biochimique

Le flux géothermique:

- Apport de chaleur par la lithosphère
- Autant plus important que la lithosphère est jeune
- Entre 0 et 500 mW.m^{-2}

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u * \nabla T = K_h \nabla_h^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{Q_{\text{geo}}}{\rho_0 * C_p} \delta(z + H)$$

$$z = -H(x, y)$$

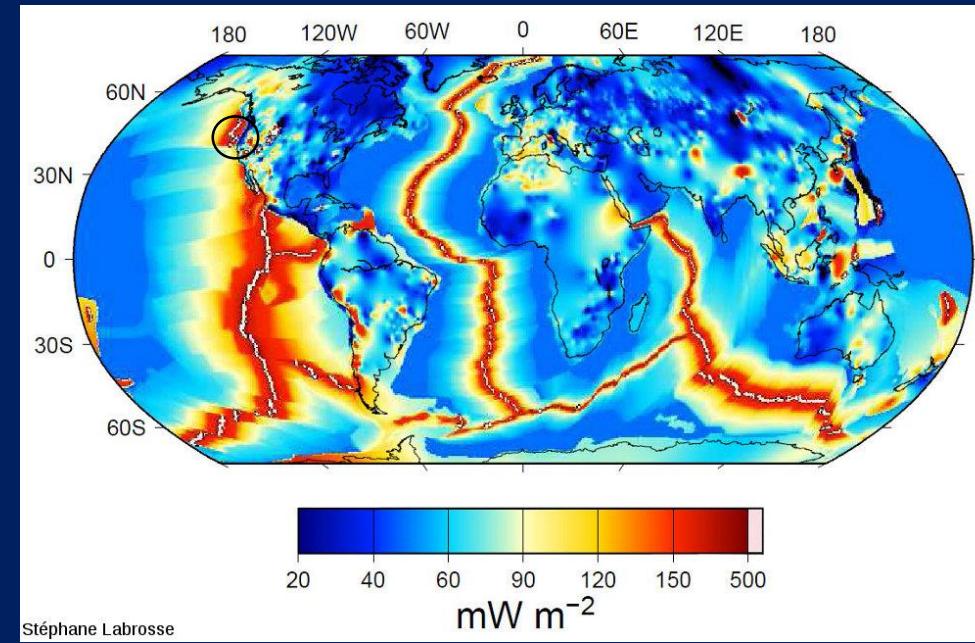


Figure 1: Distribution du flux géostrophique

- Parfois dominant face la diffusion verticale (GAEY et MAEC, 2009)

↗ de la température moyenne
 ↗ de la circulation profonde (jusqu'à 5 Sv)
 AABW et NADW (Hofman et Maqueda, 2009)

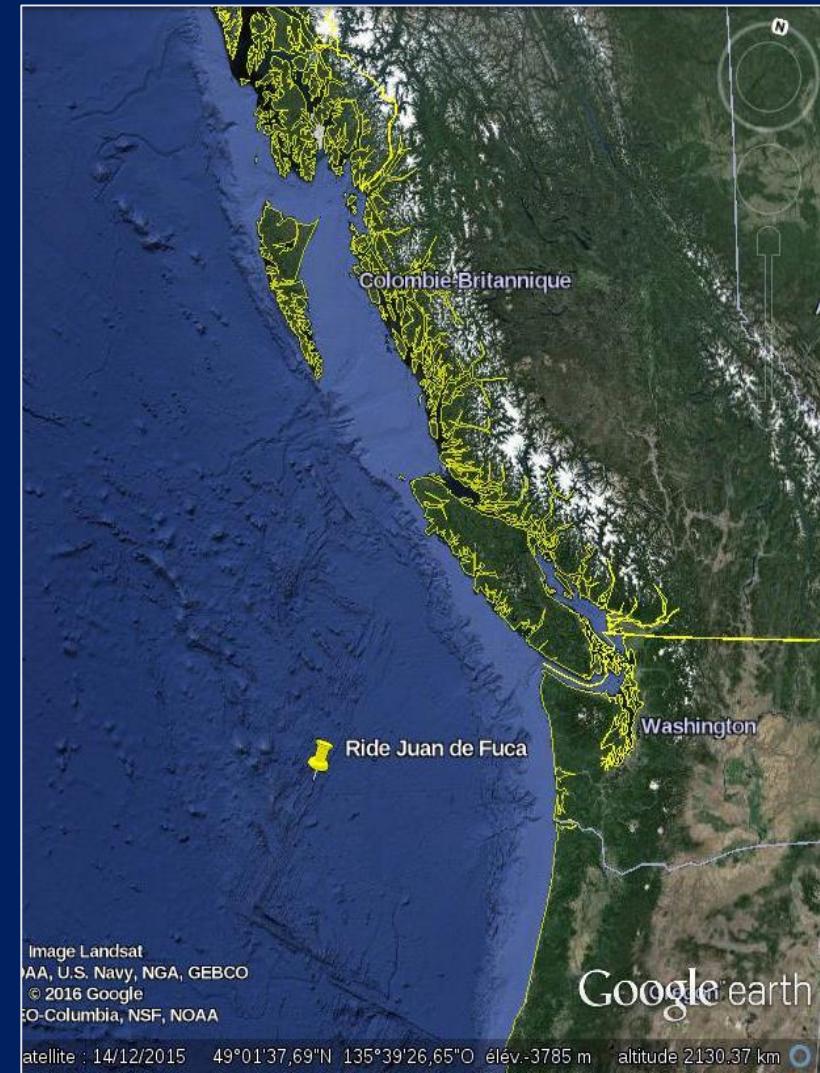
Effet global

Impact Océan Indo-Pacifique > Océan Atlantique
 (Mashayek et al. 2013)

1. Très fort Q_{geo} en bordure Est de l'océan Pacifique
2. Flux diffusif des températures moins important dans Pacifique:
 - $\Delta\rho$ Pacifique $<$ $\Delta\rho$ Atlantique
 $(\vec{\nabla}_\rho$ contrôle le K_z , coefficient de diffusivité)
 - \vec{V}_t Océan Pacifique $<$ \vec{V}_t Océan Atlantique

→ Étude régionale : ride Juan de Fuca

Figure 2: Zone d'étude



Modèle ROMS:

- Version française de l'IDE : **ROMS_AGRIF v3.0**
- 4 hypothèses:
 - Approximation du **plan-β** (paramètre de Coriolis)
 - Approximation de **Boussinesq**,
 - Hypothèse **hydrostatique**,
 - Hypothèse d'un **écoulement incompressible**
- Grille **Arakawa-C**
 - Horizontale: cordonnées curvilignes suivant la ligne de côte
 - Verticale: cordonnées-sigma suivant la topographie
- Condition **CFL**: $\Delta t \leq \frac{1}{c} \left(\frac{1}{\Delta_x^2} + \frac{1}{\Delta_y^2} \right)^{-\frac{1}{2}}$
 $c = \sqrt{gH_{max}}$

$$(1) \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} + u * \nabla u - f v = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u * \nabla v + f u = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ 0 = \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \end{array} \right.$$

$$(2) \quad 0 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$(3) \quad \frac{\partial T}{\partial t} + u * \nabla T = K_h \nabla_h^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$(4) \quad \frac{\partial S}{\partial t} + u * \nabla S = K_h \nabla_h^2 S + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

$$(5) \quad \rho = \rho(T, S, z)$$

Implémentation a la zone d'étude:

- Configuration REGIONAL
- Longitudes 122° - 142° W, latitudes 40° - 59° N
- Résolution spatiale:
 - $\Delta x = \Delta y = \frac{1}{5}$ degré
 - $\Delta z = 32$ niveaux (H_{max} , de 4697 m)
- Résolution temporelle: $\Delta t = 720$ s
- Modélisation de 10 ans

Tableau 1: Paramétrage de l'implémentation

Paramètres	Implémentation du modèle
NTIMES	3600
NDTFAST	60
NWRT	360
NAVG	360
NRST	3600

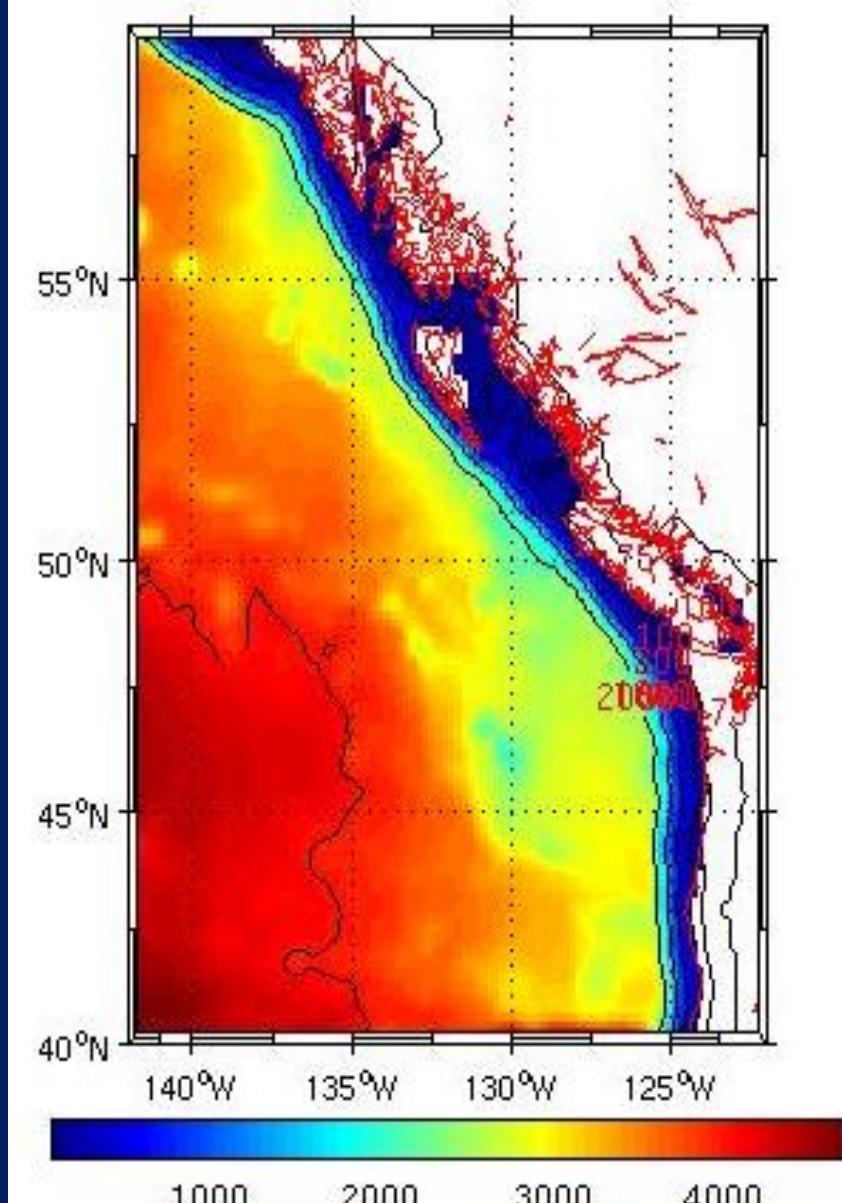


Figure 3 : Bathymétrie de la zone d'étude

Le flux géothermique – subroutine ANA_BTFLX du fichier Analytical.F

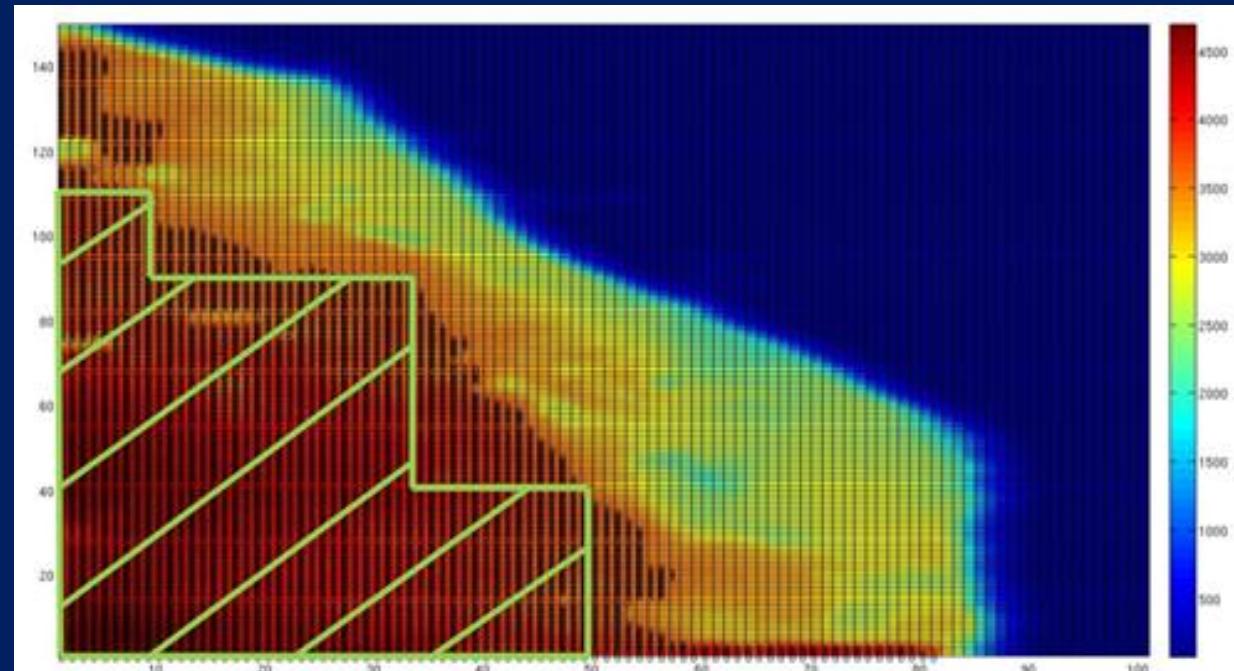
- Mesures: 300 mW/m² (Kadko et al., 1995)
- Surface:
 - Maille supposée rectangulaire
 - Longueur zonale calculée avec $\bar{\lambda} = 49.5^\circ\text{N}$
→ Surface : $319.68 \ 10^6 \ m^2$
- $\bar{\rho} = 1027.8 \ kg \cdot m^{-3}$

- $m = 328\ 567.104 \ 10^6 \ kg$
- $C_p = 3886.2 \ J \ kg^{-1} \ ^\circ\text{C}^{-1}$ (Copin-Montegut, 2002)
- $Q_{géo} = 95\ 904 \ 10^3 \ J \cdot s^{-1}$ par maille

$$\Delta T = 7.51 \ 10^{-8} \ ^\circ\text{C} \ m \cdot s^{-1}$$

$$\Delta T = \frac{Q_{géo}}{m * C_p}$$

Figure 4: Ajout du flux géothermique

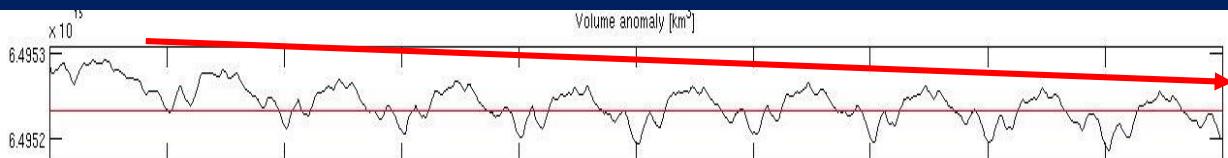


Diagnostiques : l'anomalie de volume

Sans flux géothermique : modèle stable

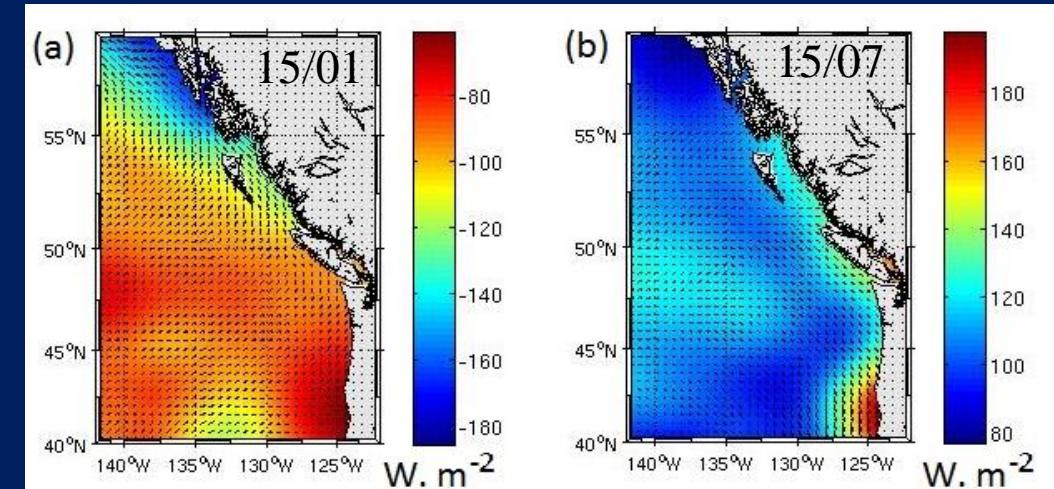


Avec flux géothermique : modèle non stable



Analyse des résultats :

Flux net de chaleur en W/m^2



Intensité des courants et température

Hiver: 2 janvier
Xème année

Été : 2 juillet
Xème année

Les courants

2 types de modifications:

- **Intensification du courant Nord** (courant sub Arctique du Pacifique Nord?)
- **Variation** des courant tourbillonnaires côtiers (intensité + structure)
 - (1) au large de l'Alaska
 - (2) le long de la cote Canadienne (Ile de Vancouver)

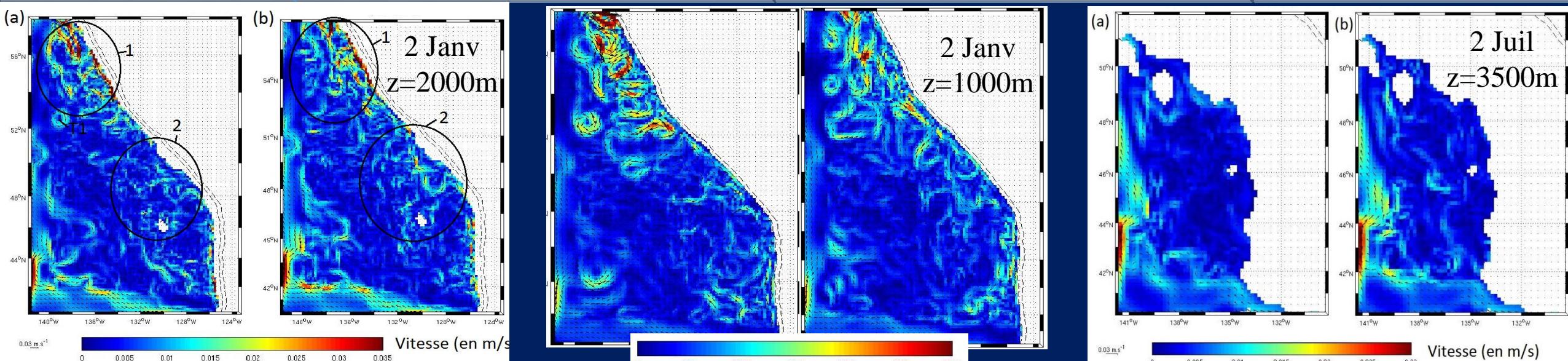
Hiver :

- En surface : modification de la structure des courants tourbillonnaires
- A partir de 1000m: Δ homogènes
 - Courant Nord : jusqu'à + 0.5 cm/s (notamment en profondeur)
 - Intensification des brins de courant le long de la cote Canadienne (surtout pour $z \geq 1000m$)

Été :

- En surface: courants moins intenses
- A partir de 1000m: Δ homogènes
 - Courant Nord : jusqu'à + 0.3 cm/s

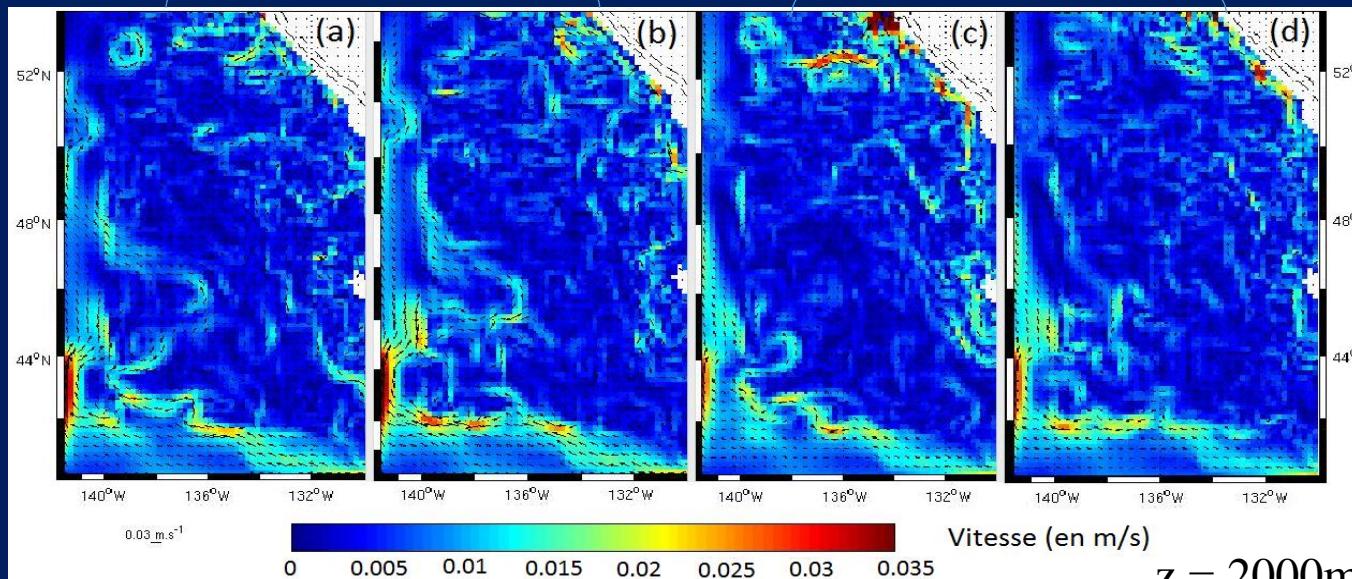
mêmes Δ mais + faibles



Hiver

Été

Comparaison
temporelle du
courant Nord

 $z = 2000\text{m}$

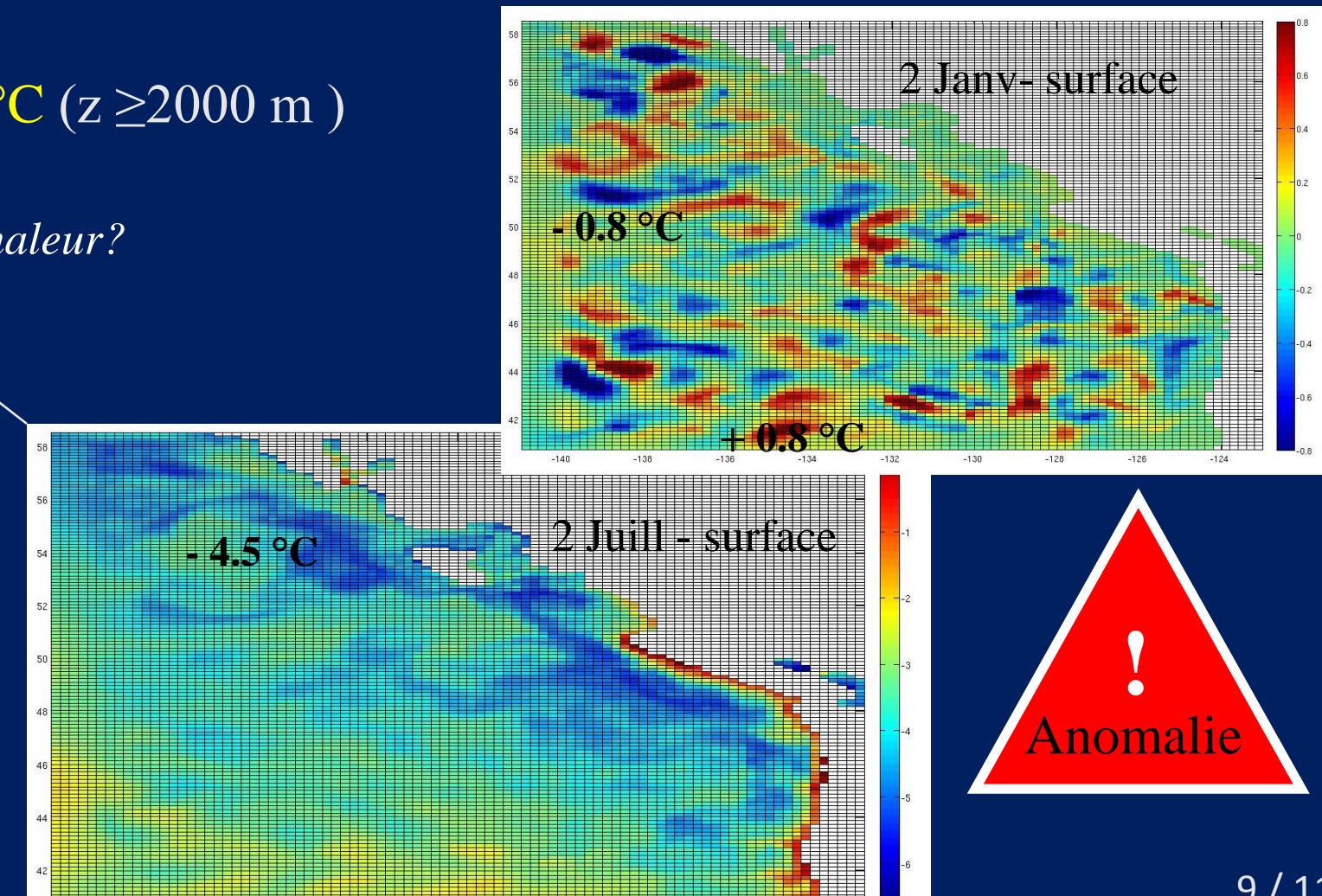
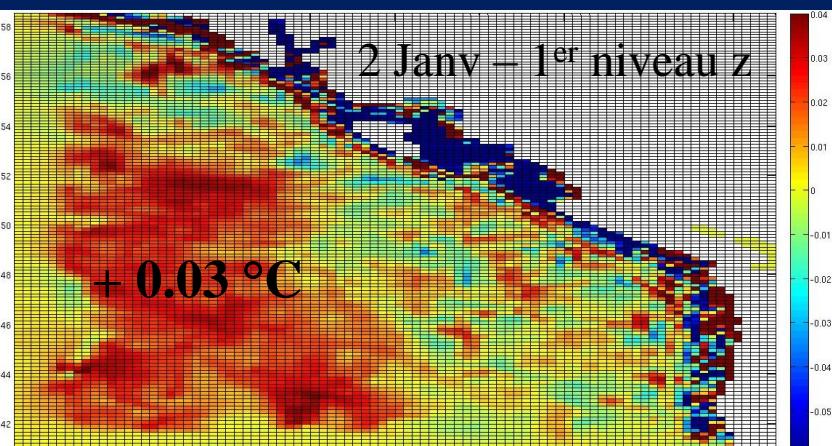
+ intense en Janvier
+ intense avec le
flux géothermique

Températures : Avec flux géothermique – Sans flux géothermique

Hiver & été:

Températures : jusqu'à $+ 0.03^{\circ}\text{C}$ ($z \geq 2000 \text{ m}$)

- Réaction pour la conservation de la chaleur?
- Dysfonctionnement du modèle ?



Comparaison avec la littérature : variations de température

- Gaey et Madec, 2001 : **simulations** à l'échelle globale avec le modèle océanique OPA du GCM (Madec et al., 1998) avec différents **flux géothermiques** et K_z :
 - $T = +0.1$ à 0.5 °C (max Océan Pacifique Nord) $z \geq 3000$ m \longrightarrow flux géothermique homogène (86.4 mW/m 2)
 - Profondeurs moyennes: $\Delta T = +0.02$ °C, au fond $\Delta T = -0.1$ °C \longrightarrow flux géothermique **variable** spatialement (âge lithosphère)
 - $z = [1000 ; 2000]$ m : $T = -0.1$ °C (très localisé)
 - Avec K_z profond plus important:
 $T = +0.15$ °C avec des pics de 0.3 °C (fond océan Pacifique)
- Backer et Massoth, 1987 : **mesures *in situ*** des anomalies de température reliées au flux géothermique près de la Ride de Juan de Fuca
 - $T = +0.02$ et 0.005 °C (localement)

- Effets du flux géothermique sur la colonne d'eau : variation des $\vec{V}T$ et variation des courants (intensité et structure)
Efficacité, du réchauffement d'un fluide par le fond, en tant que moteur de circulation (Huang, 1999)
- Réponses + intenses pendant la période hivernale (flux de chaleur de surface et en profondeur – contrastés)
- Incohérences :
 - baisse considérable des températures dans les faibles profondeurs
 - anomalie de volume + absence du rechauffement aux frontières —————> difficulté du modèle dans la gestion des échanges aux frontières
- Limites:
 - variabilité temporelle : analyse uniquement sur une partie des résultats
 - pas de comparaison possible au niveau du courant

Améliorations

Zone d'étude: région avec un courant caractéristique et située en milieu hauturier
Flux géothermique: ne pas ajouter près des frontières

Références:

- Copin-Montegut, G. (2002). *Propriétés physiques de l'eau de mer*. Ed. Techniques Ingénieur.
- Doglioli, A. M., Notes de Cours et Travaux Dirigés de Modélisation de la Circulation Océanique, 2016, Université d'Aix-Marseille, France.
- Hofmann, M., & Maqueda, M. (2009). Geothermal heat flux and its influence on the oceanic abyssal circulation and radiocarbon distribution. *Geophysical Research Letters*, 36(3).
- Kadko, D., Baross, J., & Alt, J. (1995). The magnitude and global implications of hydrothermal flux. *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions*, 446-466.
- Stein, C. A., & Stein, S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359(6391), 123-129.

Merci pour votre attention!

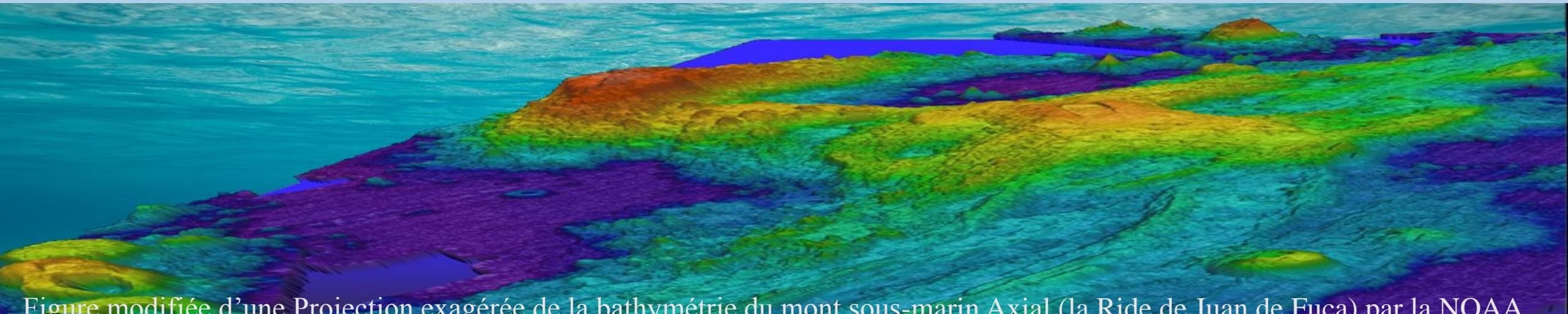


Figure modifiée d'une Projection exagérée de la bathymétrie du mont sous-marin Axial (la Ride de Juan de Fuca) par la NOAA