

## *Altimétrie spatiale*

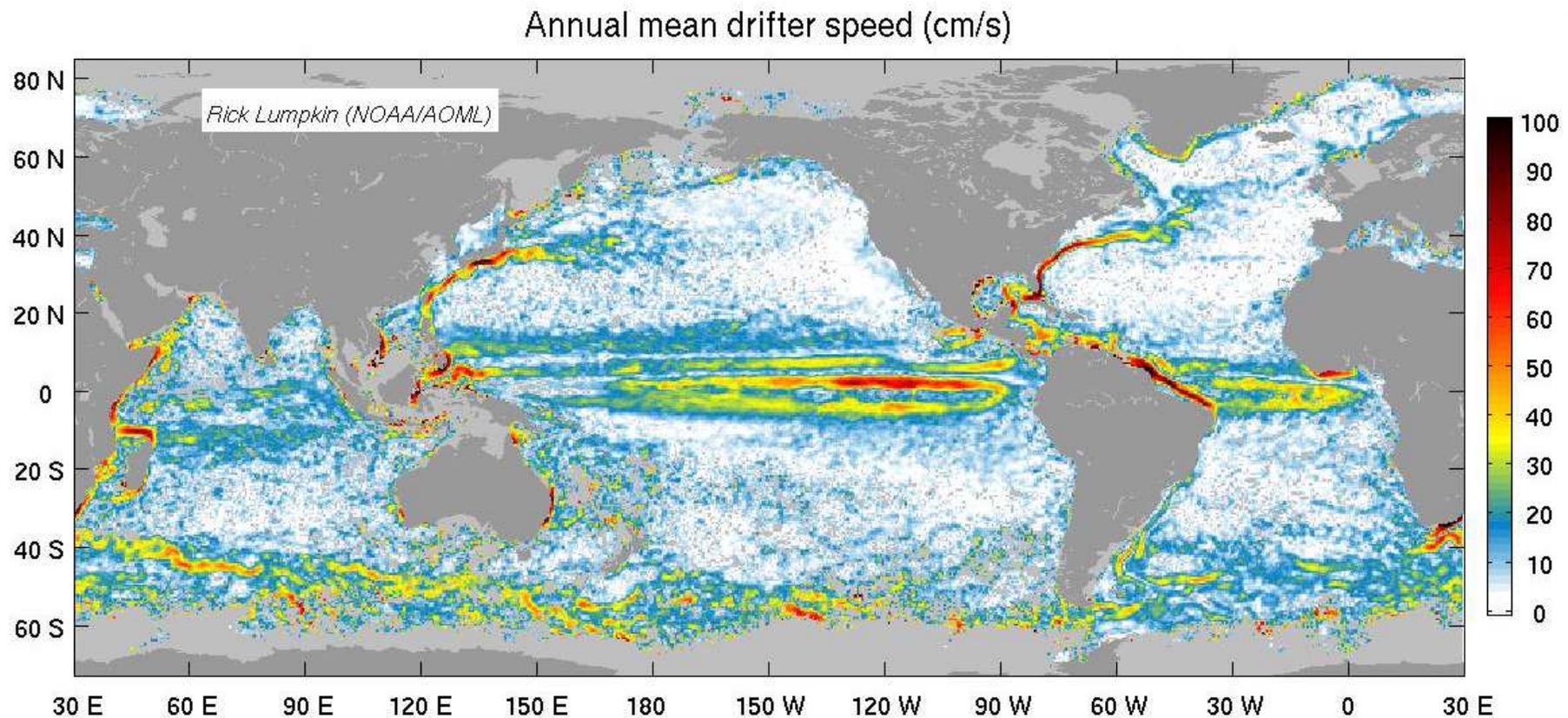
### **La circulation océanique**

*Rosemary Morrow,*

*Océanographe, LEGOS, Toulouse*

# Courants océaniques

– générés par le vent et les gradients de densité



# Observations spatiales de l'océan

## Connaissances de l'océan global, à l'échelle du bassin, à meso-échelle ...

Les observations satellitales au cours des dernières décennies ont fourni une révolution dans notre compréhension de la dynamique des océans

Tous les satellites mesurent des paramètres de surface, mais le plupart des satellites mesurent la dynamique de surface (processus de la couche de mélange) (SST, SSS, surface couleur de l'océan).

L'altimétrie satellitale est différent, car le niveau de la mer répond à des mouvements de l'océan intégré sur toute la profondeur.

L'altimétrie satellitale est un outil puissant pour les océanographes car il observe la signature des **processus de surface et du subsurface** :

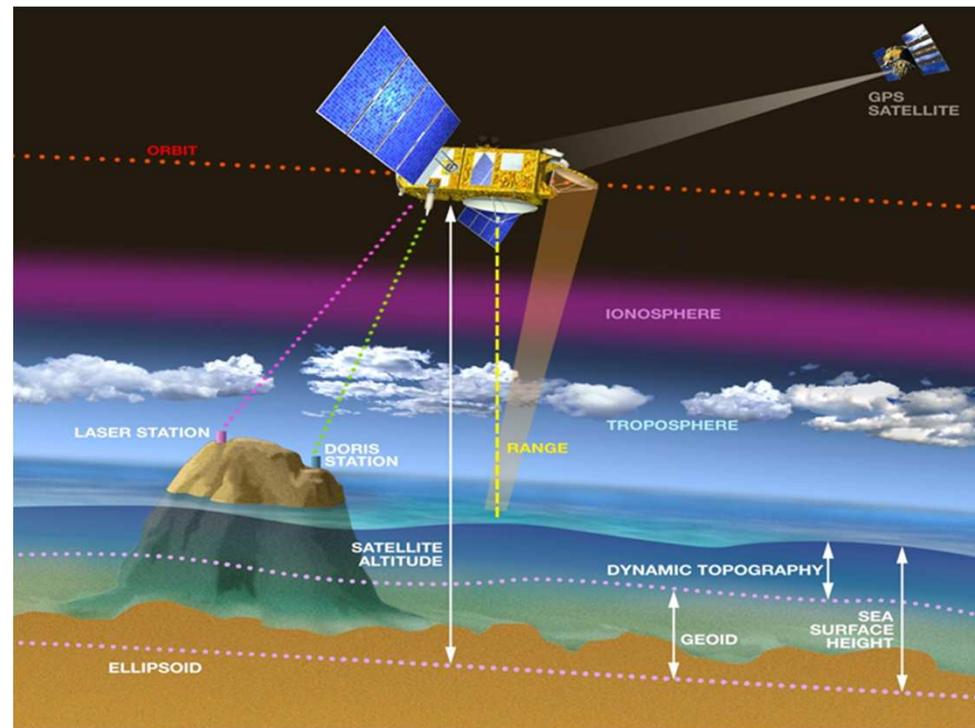
des processus océaniques à différentes échelles, la hausse du niveau de la mer global, les variations à des échelles de bassin, l'ajustement de l'océan par les grands structures tourbillonnaires, ....

# Niveau de la Mer et la topographie dynamique

L'altimétrie mesure « la surface de la mer »

Les océanographes sont intéressés par la « topographie dynamique »

**Topographie dynamique = la surface de la mer – la géoïde**



# Topographie dynamique

# Les équations de mouvement

## Equations Navier Stokes:

$$\begin{aligned}
 x: \quad & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v + F_x \\
 y: \quad & \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u + F_y \\
 z: \quad & \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z
 \end{aligned}$$

Horizontal  
Circulation in  
near  
geostrophic  
balance

Hydrostatic  
balance

In the ocean interior (away from surface and side boundaries),  $F_i \rightarrow 0$ .

For non-synoptic (> 3 jours) and large-scale movements (> 10 km).

$$\frac{D\tilde{u}}{Dt} \rightarrow 0, \quad \frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} \rightarrow 0, \quad \frac{\partial \tilde{u}}{\partial y} \rightarrow 0, \quad \frac{\partial \tilde{u}}{\partial z} \rightarrow 0,$$

**Le champs de pression dirige la circulation horizontale : via les équations géostrophiques**

# Courants géostrophiques

- L'équilibre géostrophique est quand la force de Coriolis (liée à la rotation de la Terre) est en équilibre avec le champ de pression horizontal (liée à la pente du niveau de la mer) :

$$f_u = -1/\rho \, dP/dy$$

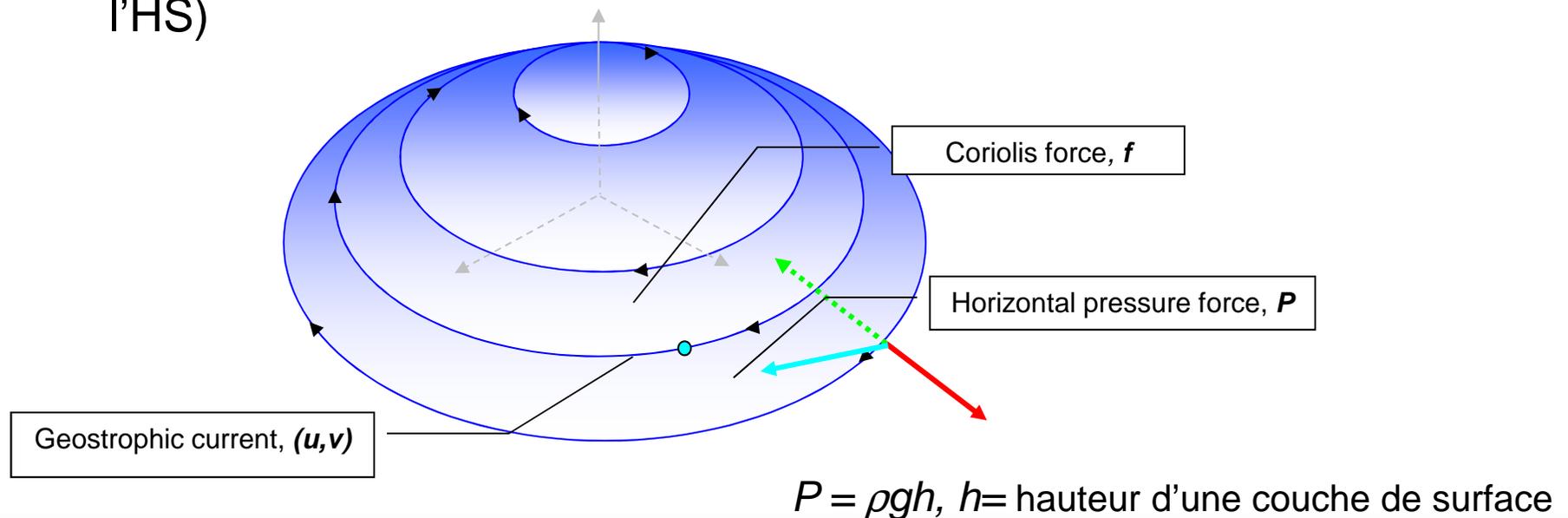
$$P = \rho g h$$

$$f_u = -g \, dh/dy$$

$$f_v = 1/\rho \, dP/dx$$

$$f_v = g \, dh/dx$$

- Les courants sont toujours perpendiculaire à cette gradient de pression (avec pression haute à droite dans l'hémisphère nord, au gauche dans l'HS)



# Champ de pression océanique

Des changements dans les champs de pression interne de l'océan sont liés :

1) aux **changements de densité internes**, ou 2) aux **transferts de masse**.

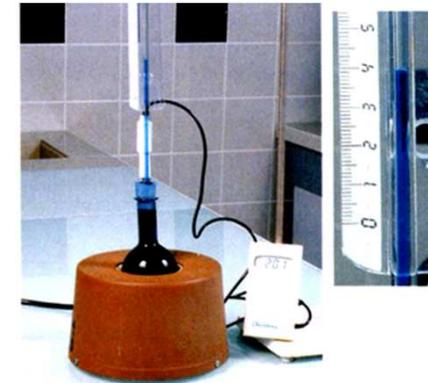
1) **La densité**,  $\rho$ , varie en fonction de la température, de la salinité et de la pression:  $\rho = \rho ( T, S, p )$

Le champ de pression océanique est lié à la densité via l'équation hydrostatique :  $\delta p / \delta z = \rho g$

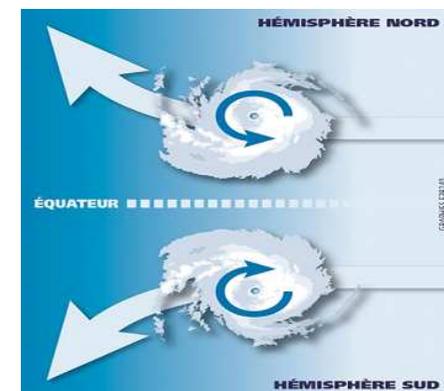
=> Une **intégrale verticale** des anomalies de densité nous donne une partie du champ de pression océanique.

2) Un **transfert de masse** (convergence ou divergence de l'eau) peut aussi modifier le champ de pression océanique, ou l'apport de masse (eg, fonte de glace).

**Ces changements de pression ont un impact direct sur le niveau de la mer.**



Quand la température augmente, la pression augmente, et la hauteur de la colonne augmente



## Niveau de la mer => Hauteur Sterique

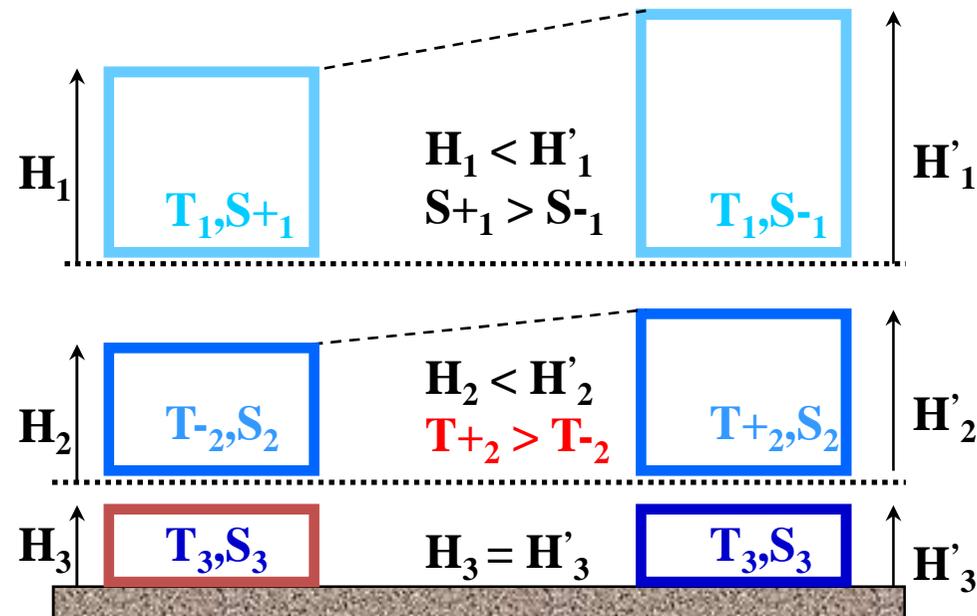
- Si une **quantité de l'eau de mer change** ses propriétés de **température** ou de **salinité** elle va aussi changer sa **densité**.

- **Densité = masse / unité de volume**, donc son volume va aussi changer.

- **Exemple** : une augmentation de la température dans la colonne d'eau va diminuer sa densité : ça va créer une expansion du volume de l'eau ( $\rho = \text{masse}/\text{unite volume}$ ) et le niveau de la mer va augmenter.

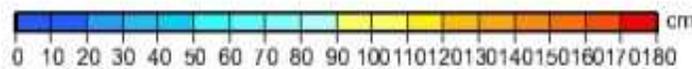
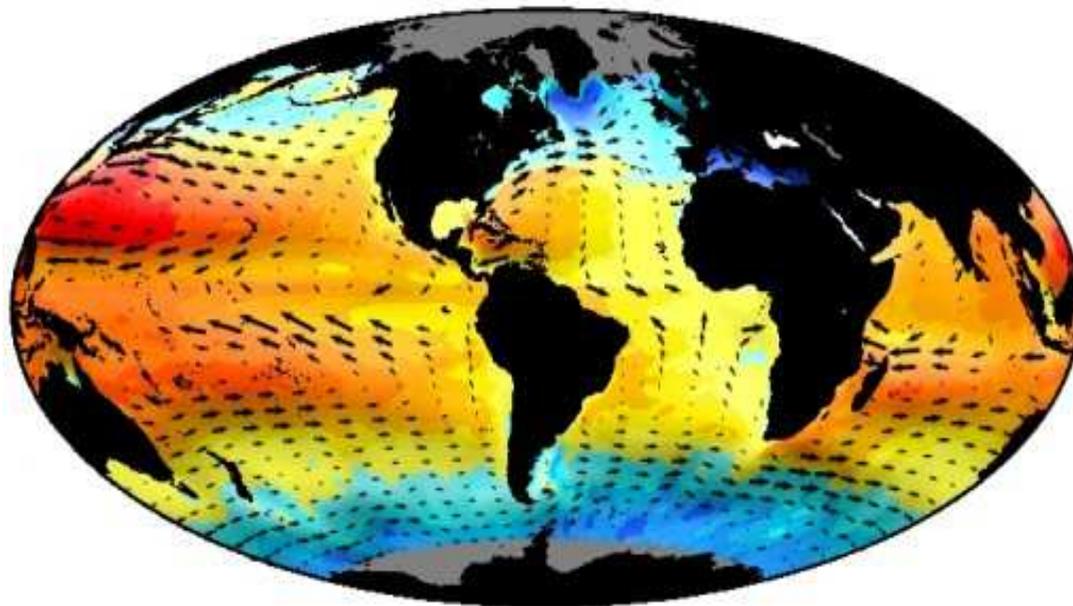
=> **niveau de la mer**

Typiquement, h est d'ordre (10-100) cm.

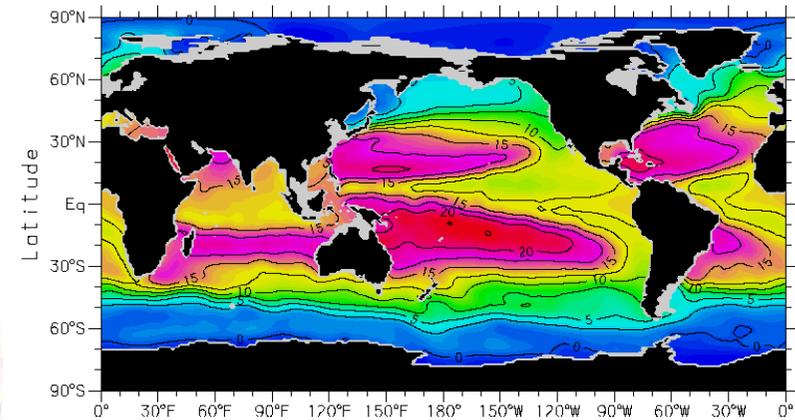


# Hauteur stérique vs température et salinité structure

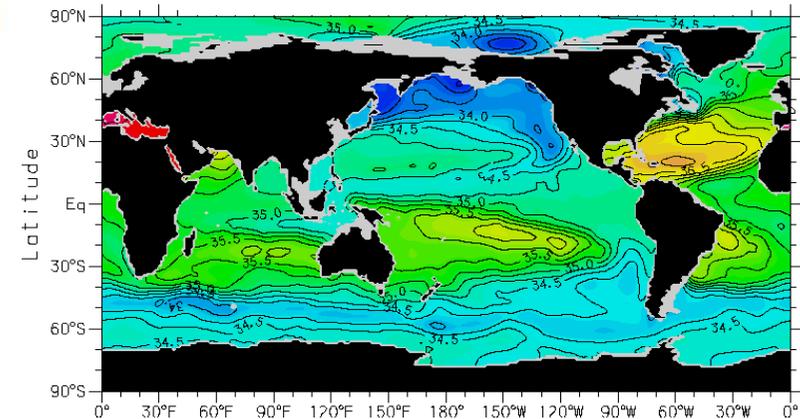
Hauteur Stérique moyenne avec des courants geostrophiques moyens



Température à 200 m



Salinité à 200 m



Température domine la hauteur stérique,

salinité joue un rôle secondaire.

# Circulation océanique forcée par le vent

⇒ pourquoi nous avons les gyres océaniques

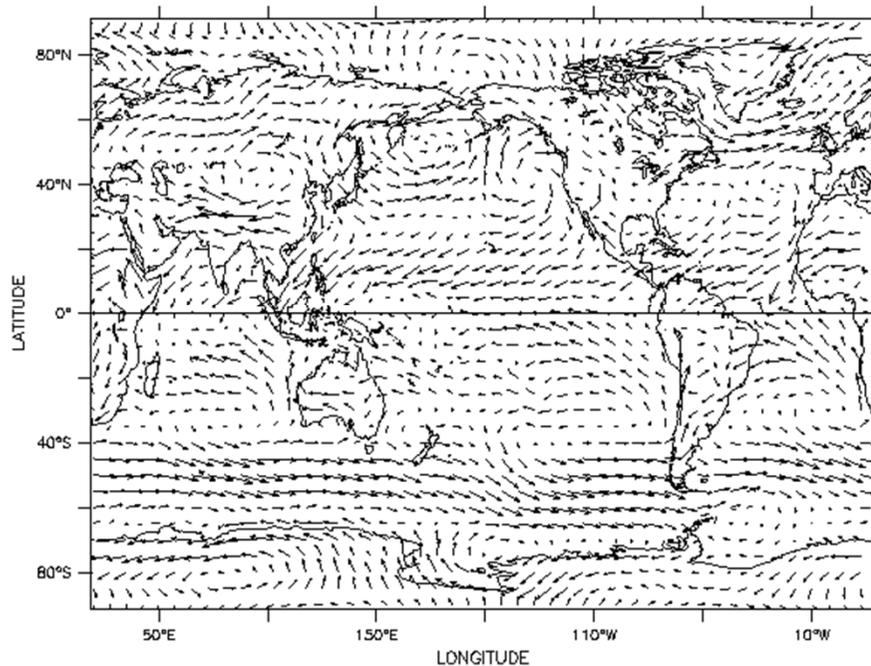
⇒ comment le vent va impacter sur la convergence /  
divergence d'eau et le niveau de la mer

# Circulation forcée par le vent ...

- Le vent moyen est principalement zonal (vent d'ouest, Alizés, vents polaires d'Est, ...)
- Le présence des continents crée les grands boucles de recirculation des courants – les gyres
- Gyres subtropicales (Anti-Cyclonique) Gyres subpolaires (Cyclonique)
- Courants du bord ouest sont plus intenses : Gulf Stream, Kuroshio, Aiguilles

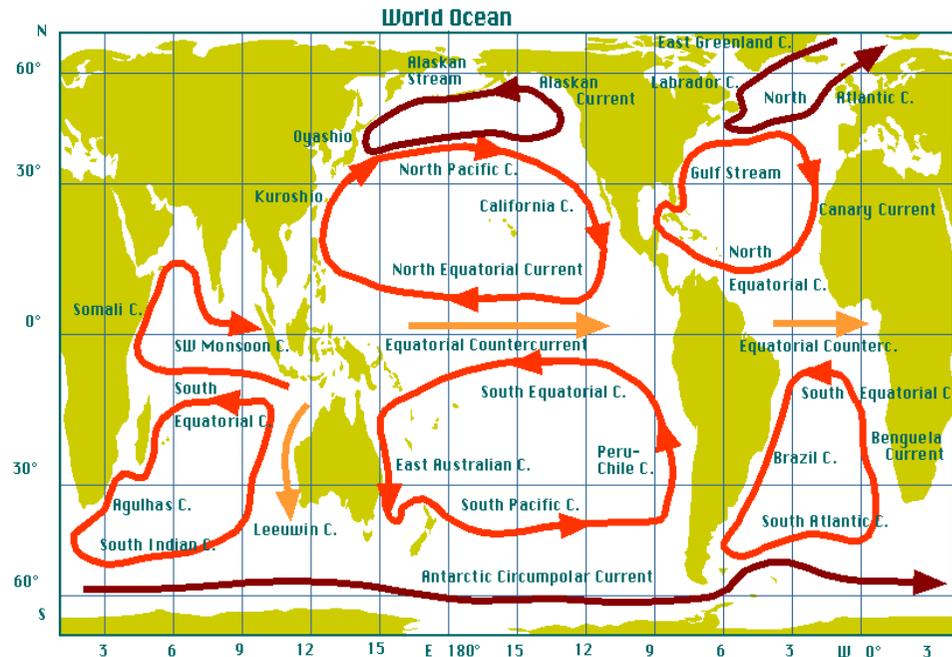
## Vitesse du vent – moyenne annuelle

TIME : 17-DEC-1990 15:30 DATA SET: monthly\_navy\_winds  
FNOC 2.5 Degree 1 Month Average World-wide Wind Field.



ZONAL WIND (M/S) , MERIDIONAL WIND (M/S)  
→ 20.0

## Schéma des courants océaniques

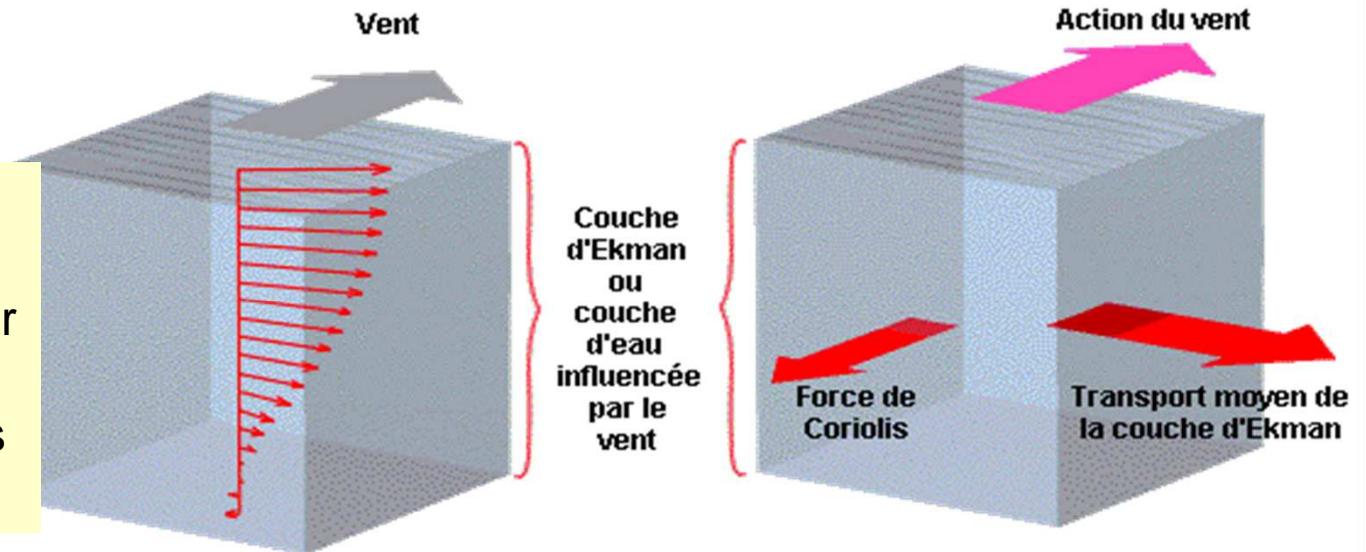


# Relation entre le vent et les courants océaniques

Quand le vent souffle pendant quelques jours, les courants sont déviés de leurs ligne droite par la rotation de la Terre (force de Coriolis) : ils tournent dans une spirale (au cause de Coriolis), avec une amplitude qui diminue avec la profondeur (au cause de la frottement).

## Courants d'Ekman en relation avec la direction du vent

Les courants d'Ekman sont **agéostrophiques** ... Pas d'impact direct sur le champs de pression ni le niveau de la mer – pas vue par altimétrie !



Les vecteurs représentent à chaque profondeur la vitesse, la direction et le sens du courant.

**Hém. Nord : courants de surface sont à 45° à droite du vent.**

**Hém Sud, 45° au gauche**

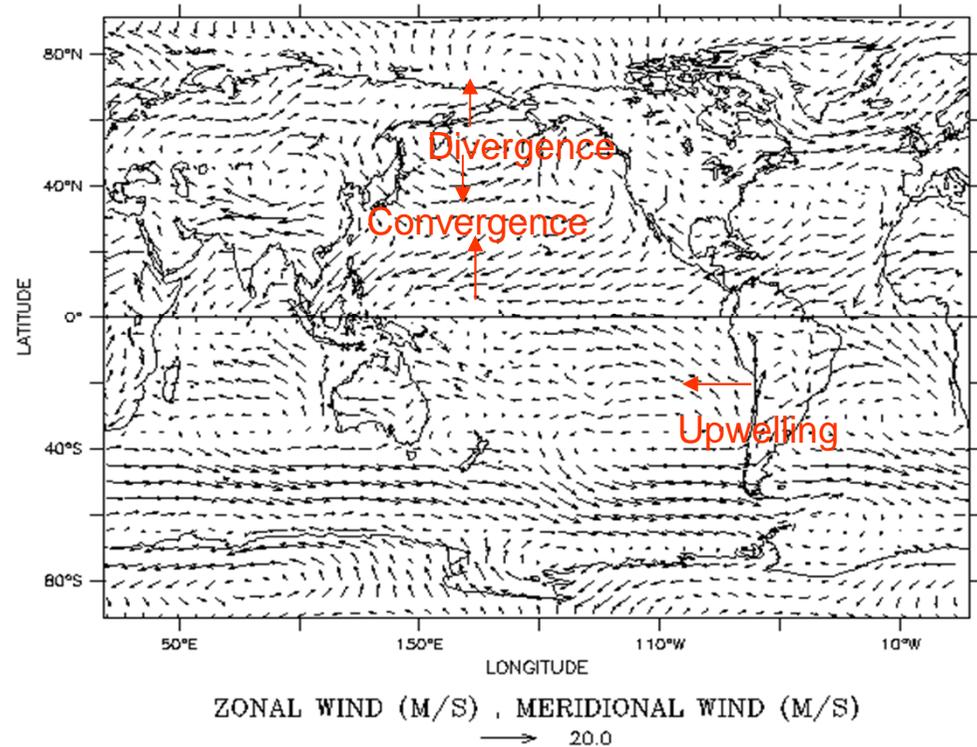
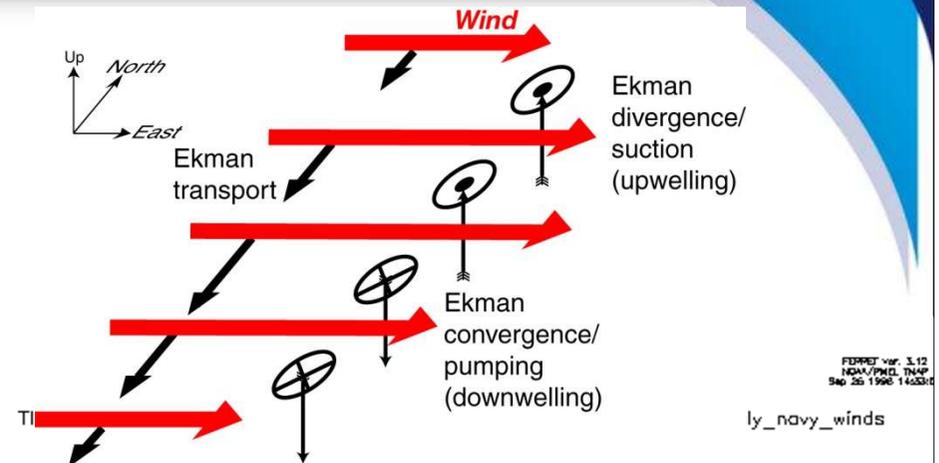
# Convergence d'Ekman: la circulation de gyres

Les **gyres subtropicales** sont des régions du **convergence** du transport d'Ekman : les eaux de surface s'empilent, abaissent la thermocline et **augmentent la pression et le niveau de la mer** => réponse **géostrophique**

Les **gyres subpolaires** sont des régions de **divergence**, la thermocline remonte vers la surface et **le niveau de la mer baisse**.

**Près des côtes Est**, le transport d'Ekman est **divergent** (vers le large) et induit une remontée d'eau froide, et une **baisse du niveau de la mer**.

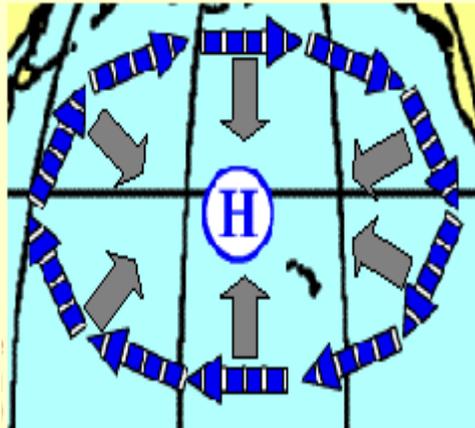
Tout ça va créer une topographie de la mer très variable.



# Structure des Gyres Subtropicales

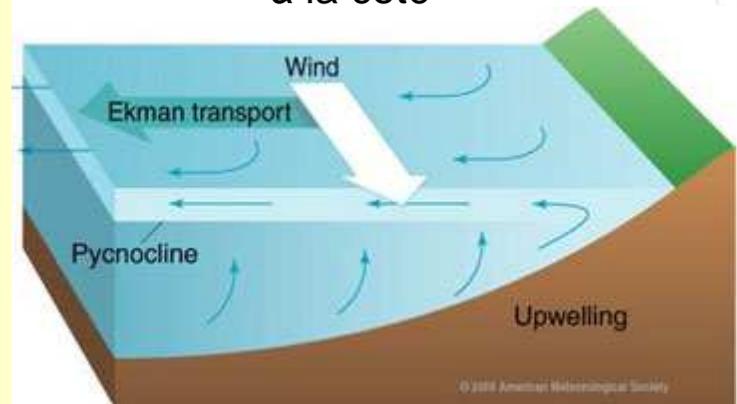
Vents anticycloniques

L'eau de surface s'accumule dans le centre du bassin



Vue de dessus

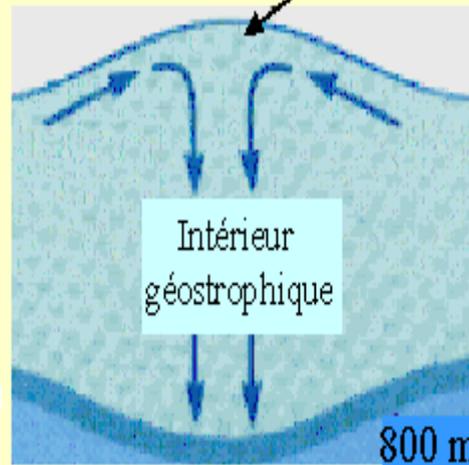
Hémisphère nord – vent parallèle à la coté



Convergence dans la couche superficielle

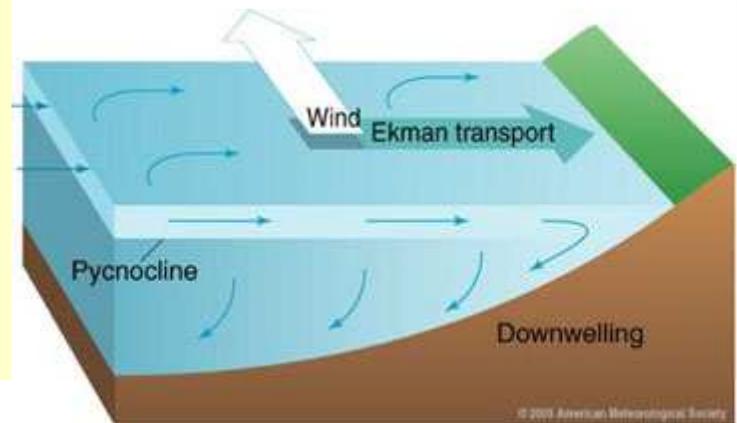
bosse en surface

et elle pousse la thermocline vers le bas



Enfoncement à 800 m

Vue de côté



# Divergence / convergence des eaux de surface

Dans les régions **convergentes** où le **pompage d'Ekman est négatif**, les eaux de surface (chaud) s'enfoncent par l'action mécanique du vent et plongent vers le fond => baisse de la thermocline et **hausse du niveau de la mer**.

Dans les régions **divergentes**, **pompage d'Ekman est positive**, => hausse de la thermocline et **baisse du niveau de la mer**.

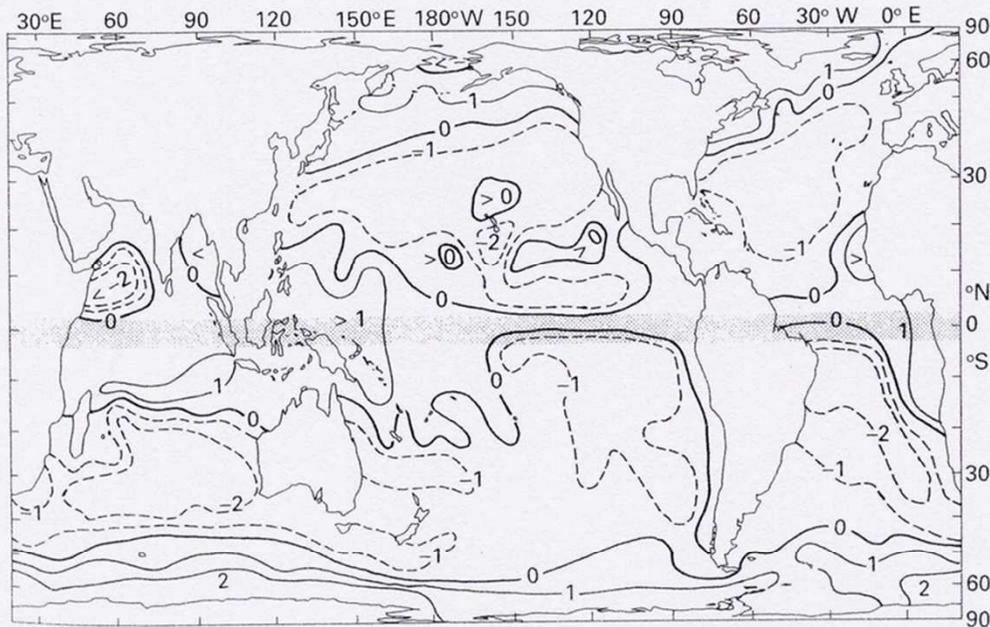
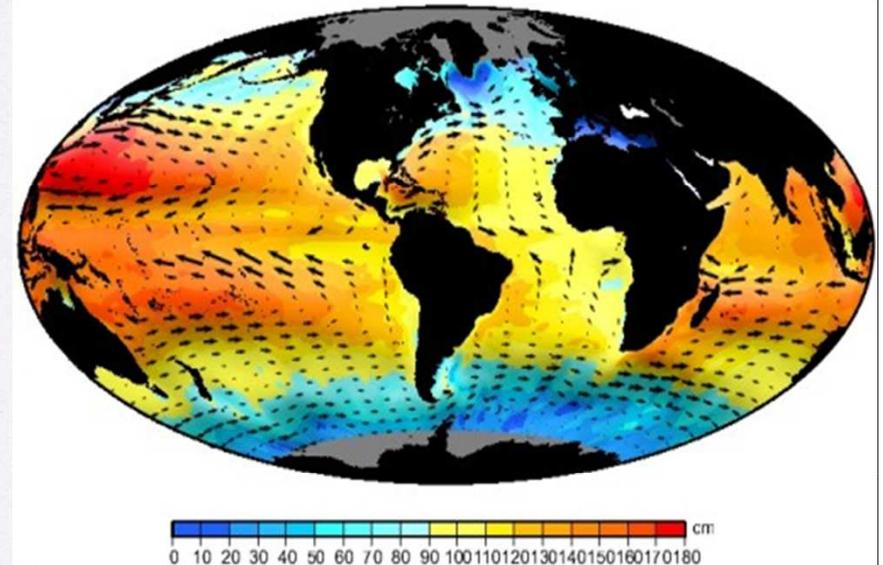


FIG. 4.3. Annual mean distribution of  $\text{curl}(\tau/f)$ , or Ekman pumping, calculated from the distribution of Fig. 1.4 ( $10^5 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). Positive numbers indicate upwelling. In the equatorial region ( $2^\circ\text{N} - 2^\circ\text{S}$ , shaded)  $\text{curl}(\tau/f)$  is not defined; the distribution in this region is inferred from the dynamical arguments of Fig. 4.1 and is not quantitative.



Niveau de la mer global (couleur) & courants géostrophiques (fleches)



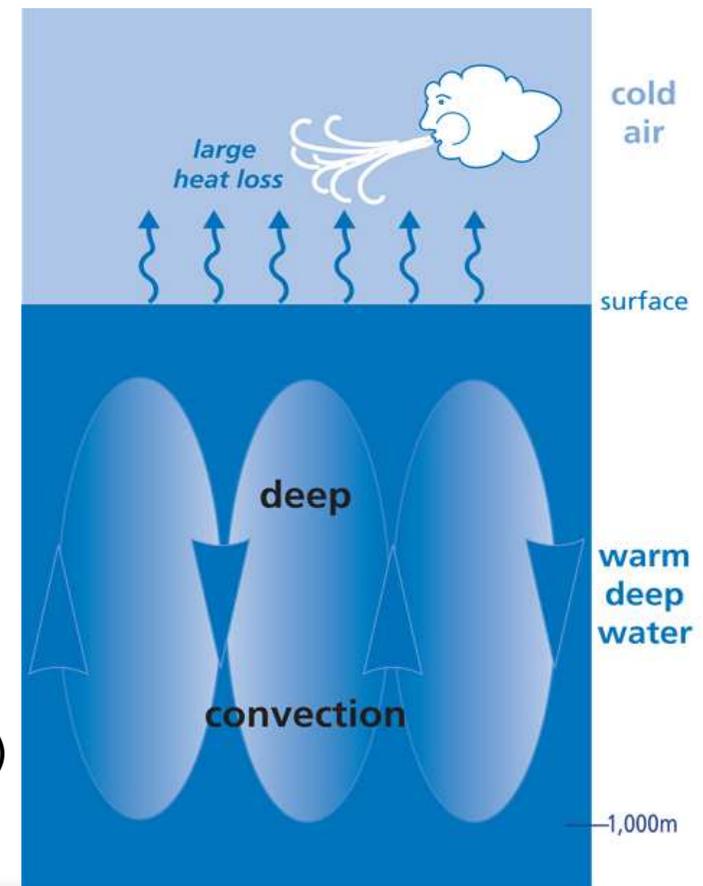
# Circulation thermohaline de l'océan

=> forcée par les changements de température  
(thermo) et salinité (haline)

# Circulation thermohaline

La **circulation thermohaline** est forcée par un changement de densité des eaux (thermo – température; haline – sel)

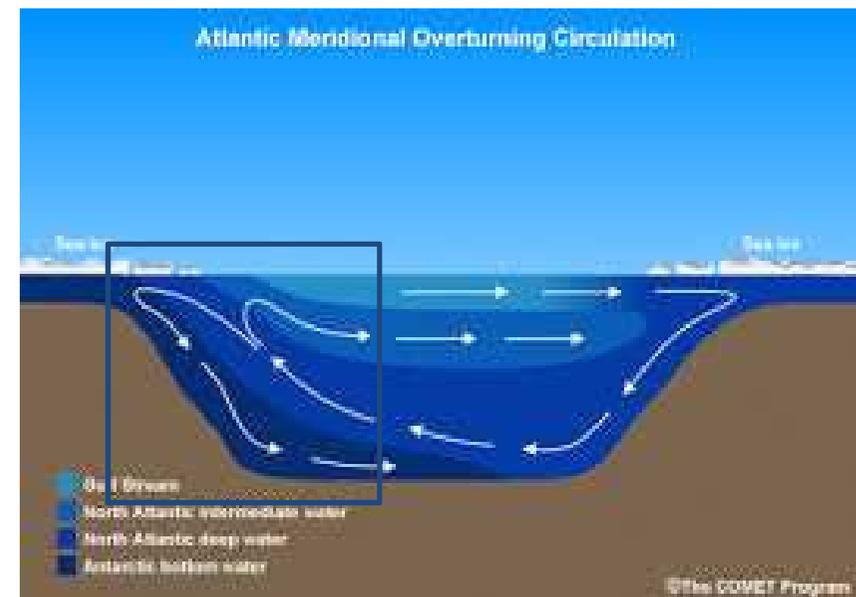
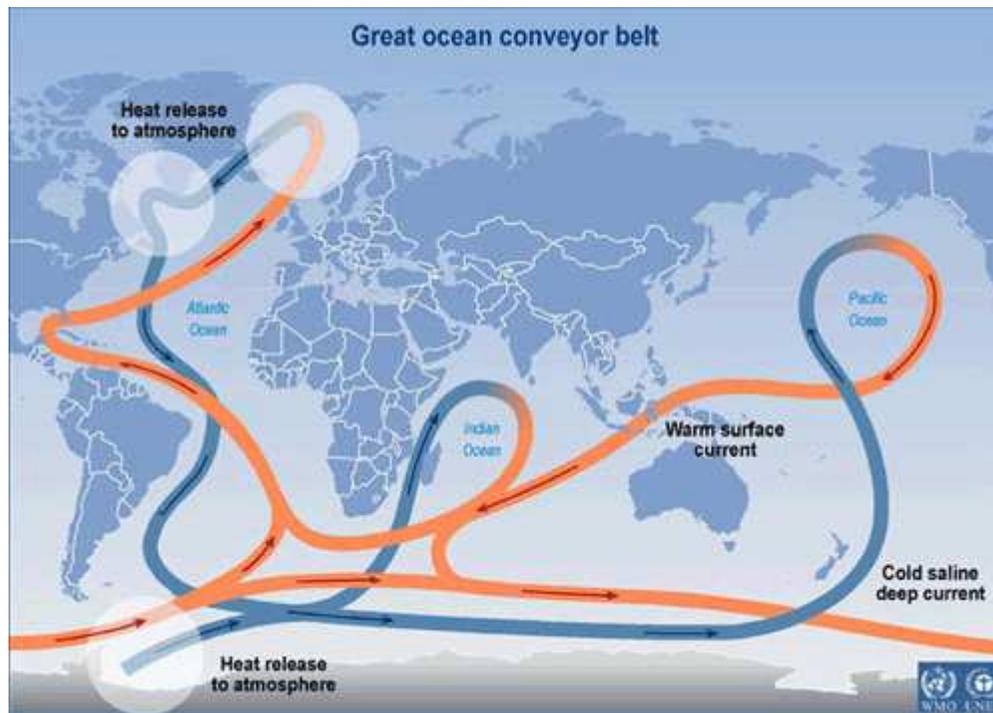
- Une densification des eaux en surface peut créer :
  - une **plongée des eaux** vers des niveaux plus profonds (subduction, convection verticale – downwelling)
- Les eaux moins denses en surface peut créer :
  - **une stratification** et stabilisation de la colonne d'eau, ou
  - **une remontée des eaux** (upwelling).
- Les **moteurs principaux** de la circulation thermohaline sont :
  - réchauffement et refroidissement des eaux (T)
  - évaporation/précipitation & apport des rivières (S)
  - fonte et gel des glaces de mer (S).



# Circulation thermohaline : le tapis roulant

**L'eau dense et froide** plonge dans l'Atlantique Nord et en Antarctique et circule en profondeur vers les océans Indien et Pacifique.

**L'eau remonte vers la surface et se réchauffe**, et suit un chemin « chaud » de retour via les détroits de l'Indonésie et au sud de l'Afrique.



# L'océan dynamique = thermohaline + forçage par le vent

*Exemple de l'océan austral*

Refroidissement +  
rejet du sel par la  
formation de glace  
de mer

Précipitation + fonte  
de glace de mer

Forte évaporation

buoyancy  
loss

**Vent  
Divergent**

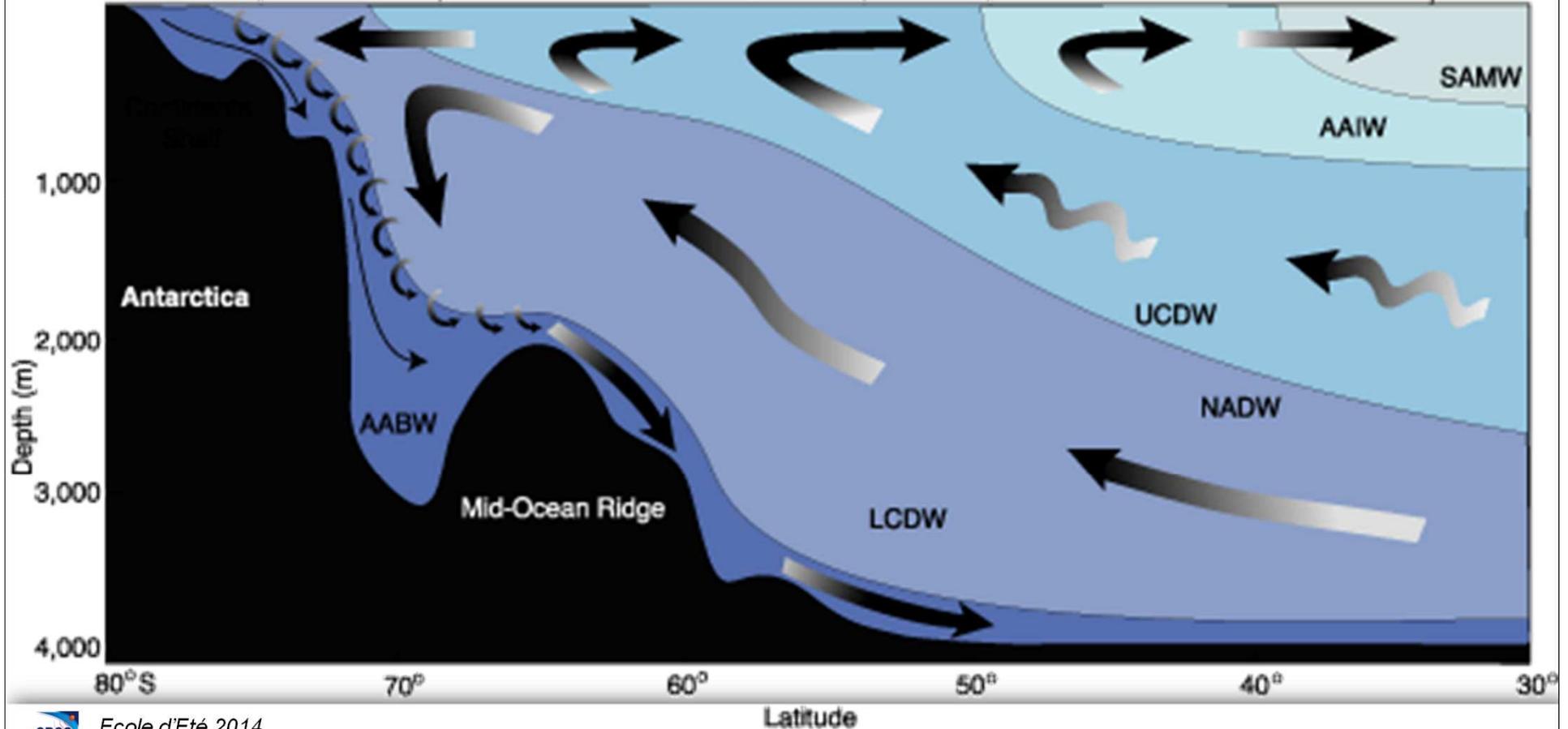
buoyancy  
gain

PF

**Vent  
Convergent**

SAF

STF



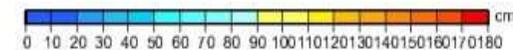
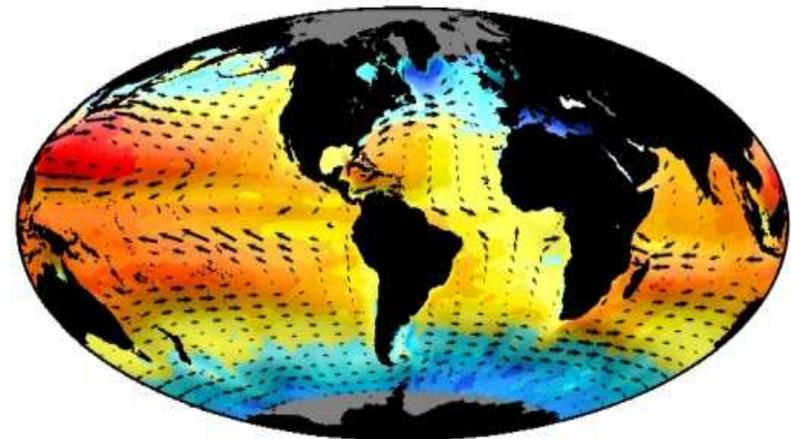
# Bilan – structure moyen de l’océan

Le niveau de la mer océanique == topographie dynamique répond aux **variations océaniques sur toute la profondeur**

La structure de **température et salinité en profondeur** est mise en place par :

**1) Le forçage du vent** – zones de convergence (downwelling) et divergence (upwelling)

**2) Le forçage thermohaline** – variations de température et salinité en surface qui modifier la densité / flottabilité en surface

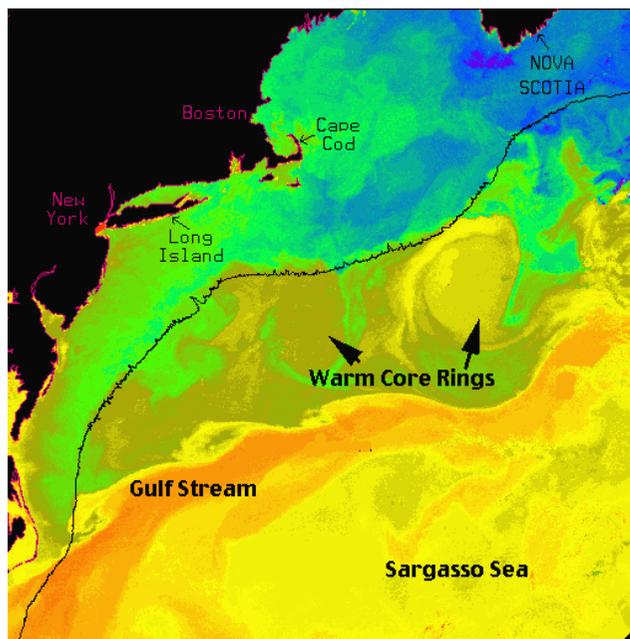


# Instabilités : Tourbillons océaniques

Tourbillons à méso-échelle sont principalement générés par les **instabilités du courant** :

- Instabilités baroclines liée à la cisaillement verticale
- Instabilités barotropes liée à la cisaillement horizontale
- Instabilités mixed

Mais aussi des coups de vent, interaction du courant avec la bathymétrie, interaction du vent avec l'orographie côtière, ...



Carte de SST  
du Gulf Stream

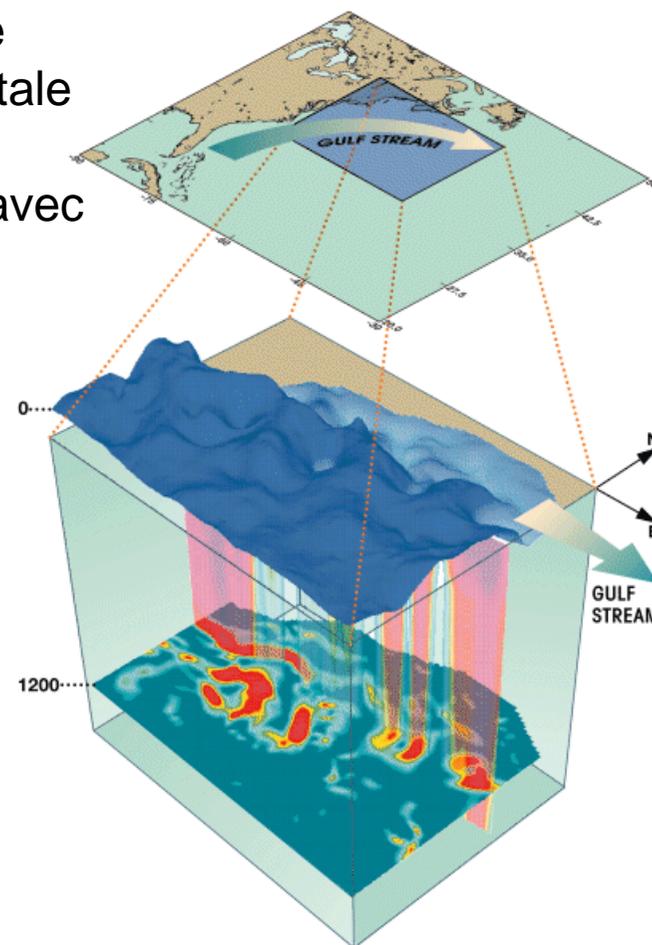


Schéma du niveau de la mer et les  
tourbillons chauds et froids...AVISO

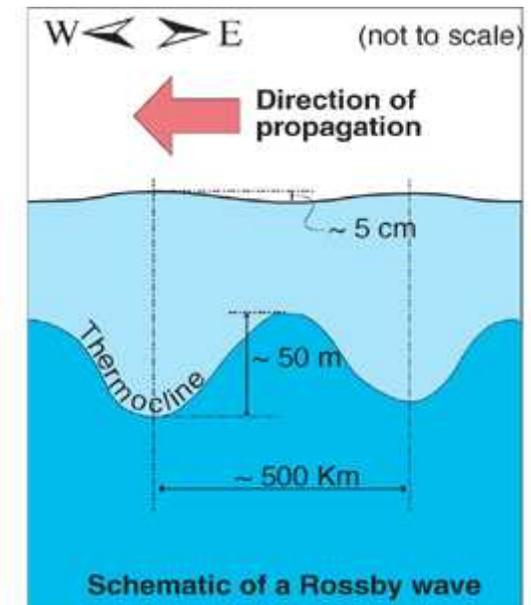
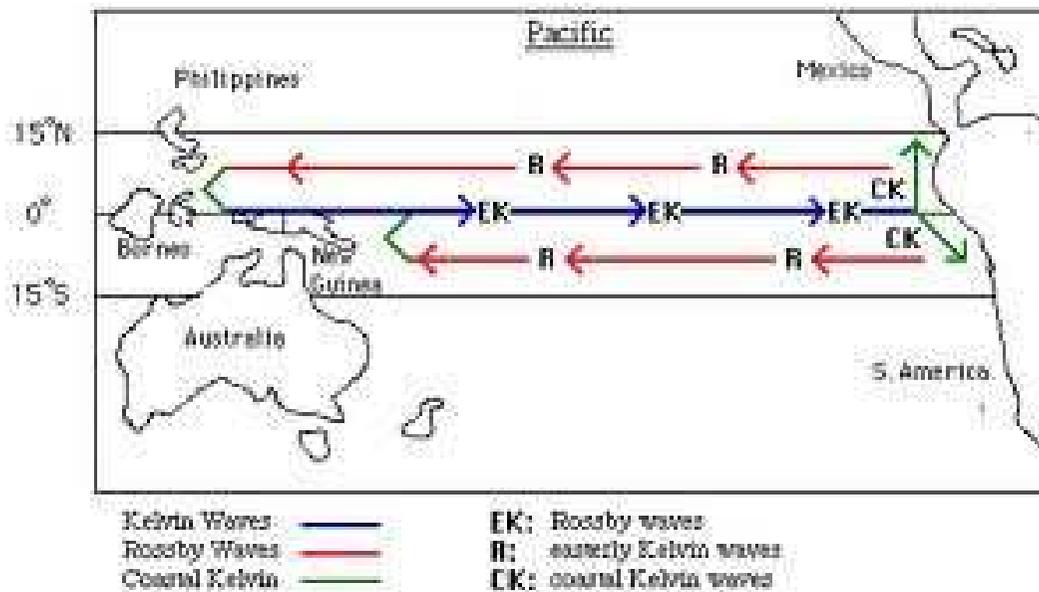
# Instabilités 2 : Ondes planétaires

Les ondes planétaires, ondes de Kelvin, ondes de Rossby, ondes côtiers, sont générés par les perturbations du vent, ou des instabilités de courants, ou par l'interaction des ondes/courants avec la bathymétrie

« Planétaire » car elles ont sous l'influence de la rotation de la Terre (force de Coriolis). Géostrophiques ou quasi-géostrophiques ... avec une signature en niveau de la mer

Les ondes de Rossby se propagent vers l'ouest (hors de zones de forts courants vers l'Est)

Les ondes de Kelvin se propagent vers l'Est le long de l'équateur, et le long des cotés (côte à droite de la direction de propagation dans l'Hem. Nord, au gauche dans H. Sud)





# **Altimétrie Satellitale et l'observation de la dynamique océanique**

# Variations du niveau de la mer

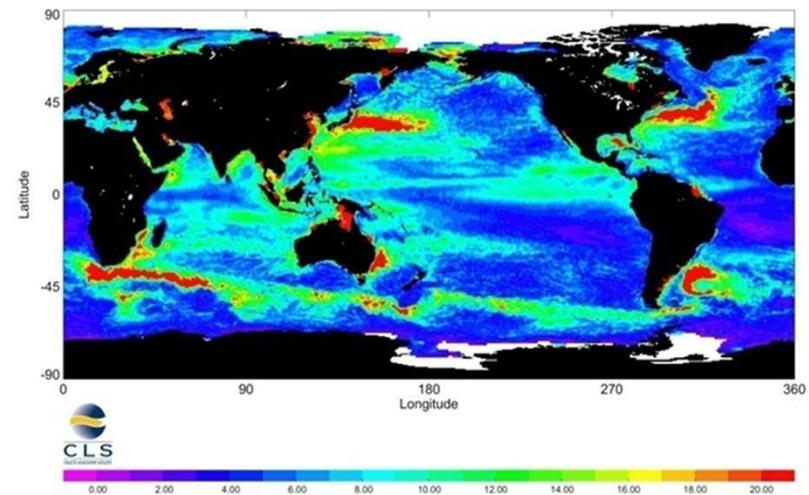
Les erreurs du géoïde sont  $> \text{qq cm}$  pour les échelles  $< 300 \text{ km}$

Mais la géoïde est assez stationnaire sur les échelles de temps de l'océan  
(  $\sim 15\text{-}90 \text{ j}$  )

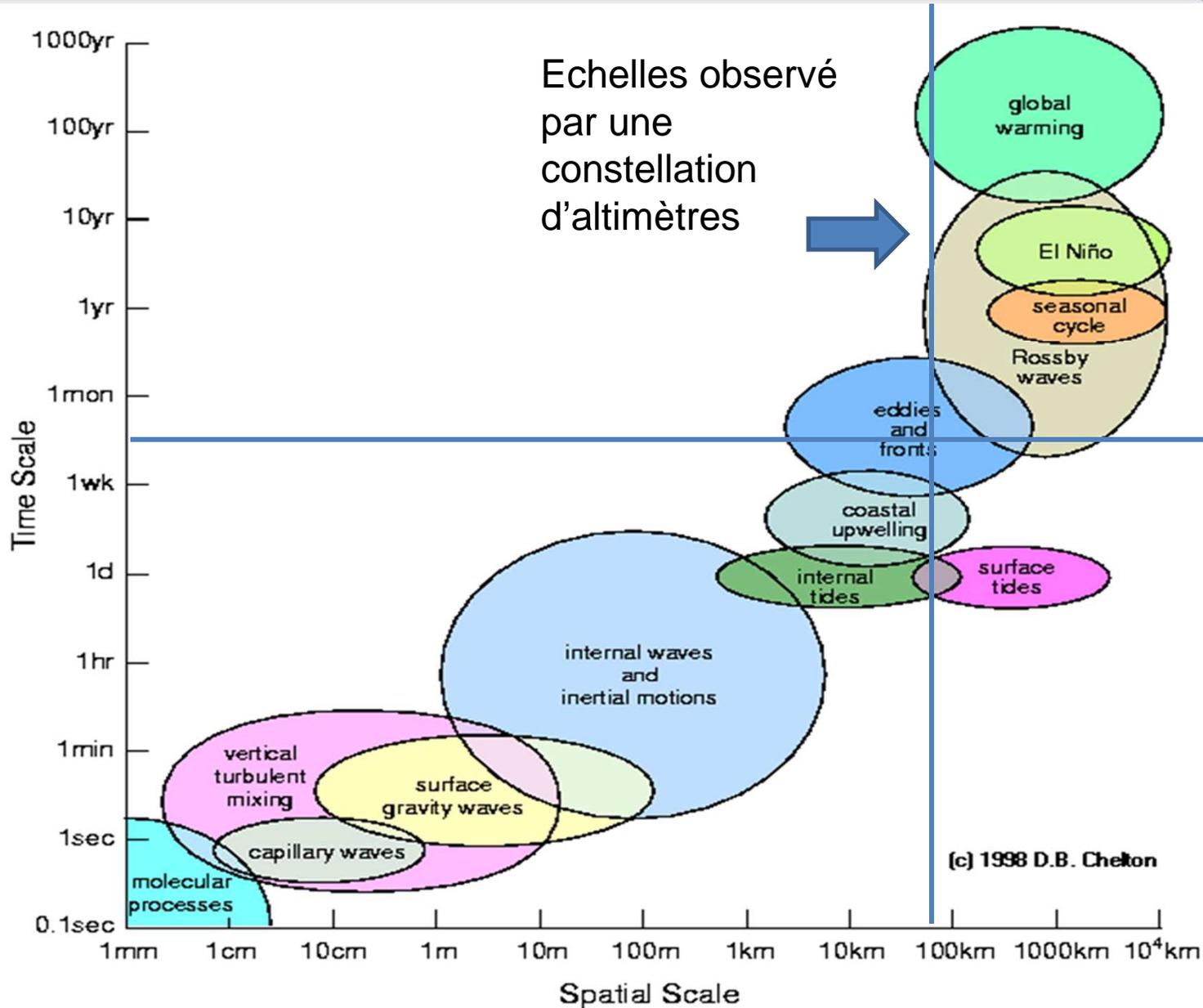
Historiquement, nous avons utilisé les données altimétriques sur des **traces répétés**, et **enlevé la moyenne** ( Géoïde, erreur de géoïde, circulation moyenne, erreurs de la circulation moyenne, etc)

Résultat : les variations océaniques par altimétrie sont très précises

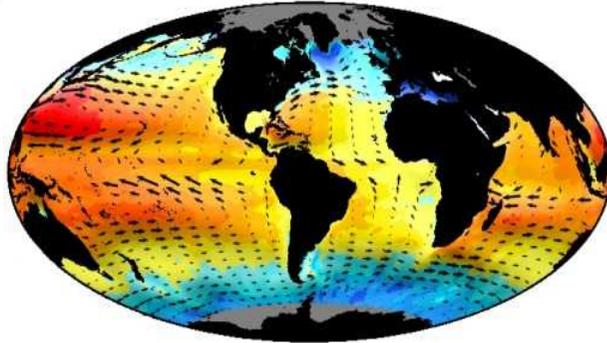
Les études altimétriques ont concentrés sur **l'observation de la variabilité de l'océan**



# Les échelles spatio-temporelles des mouvements océaniques

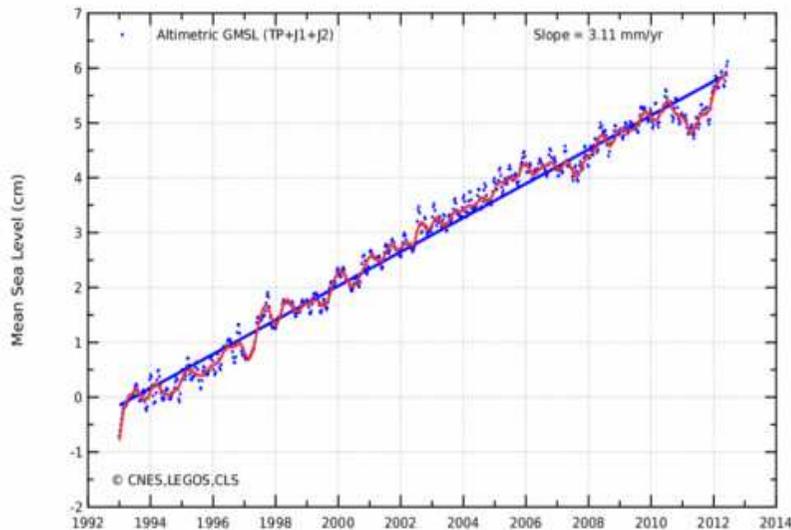


# Amplitude typique de la dynamique océanique

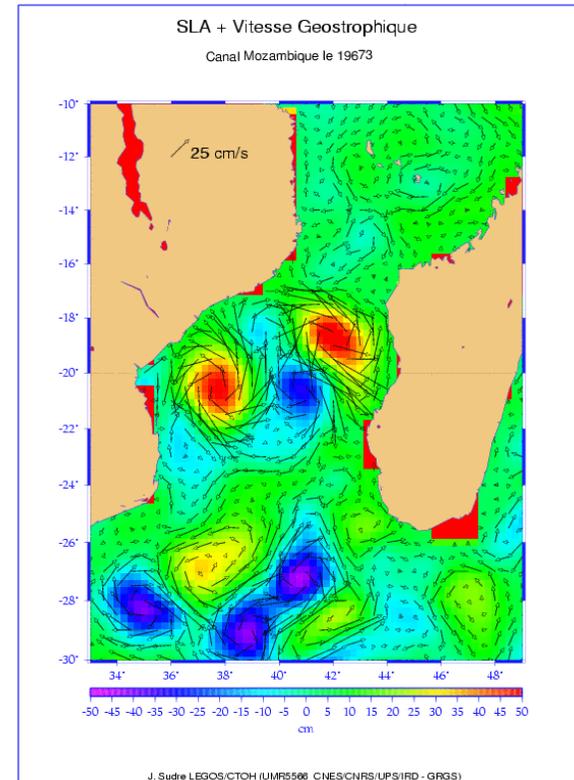


0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150 160 170 180 cm

Gyres : 5 – 50 cm sur 10000 km



Niveau de la mer global : 3 mm/an



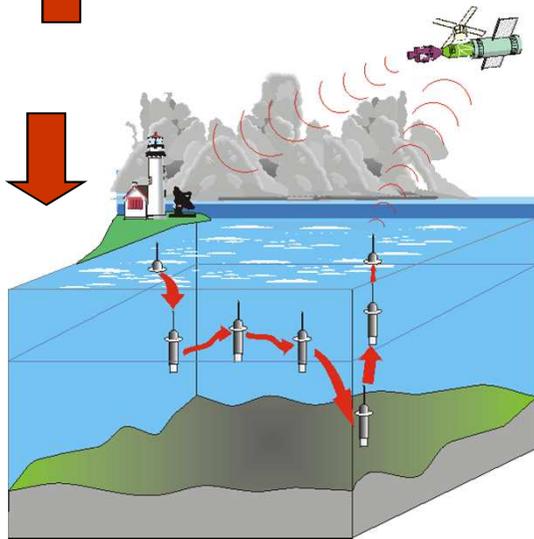
Tourbillons : 2 – 80 cm sur 100 km

Altimétrie en plein océan : **besoin d'une précision de quelques cm**  
(depuis un altitude de 800-1360 km !)

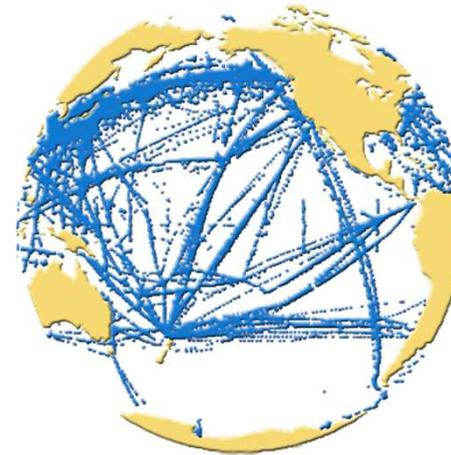
# L'altimétrie en complément des mesures 'in situ'



Flotteurs 'Argo'



Mesures in-situ fournissent les détails de la structure verticale de l'océan



Principales routes maritimes

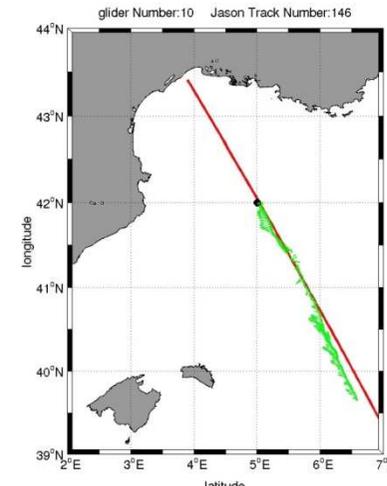
Couverture 'altimétrique' de l'océan en quelques jours seulement



# Résolution spatiale-temporelle d'altimétrie

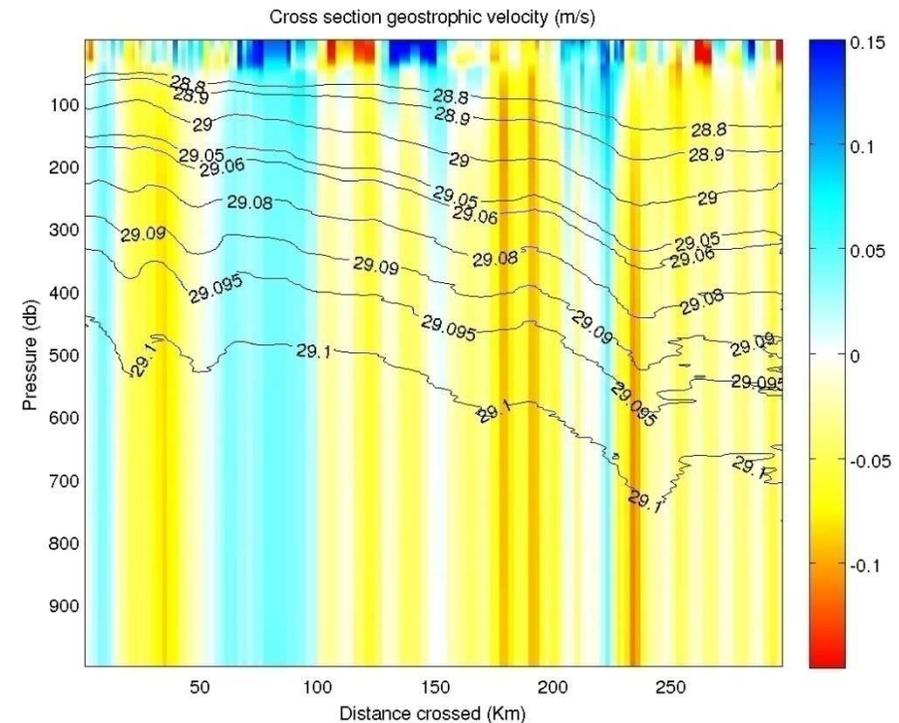
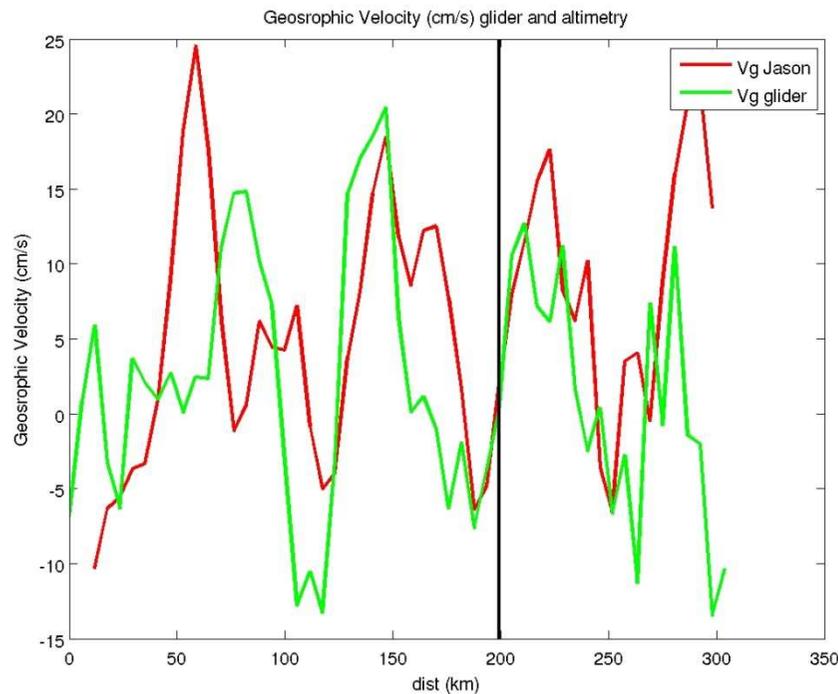
## Données alongtrack

- Données 1 Hz = 1 point / 7 km, lissage nécessaire pour réduire la bruit blanc de 1-3 cm -> résolution effective de ~50-70 km
- Données de 20 Hz – 20 points de mesures par second. Bruit encore plus fort



## Comparaison altimétrie - glider

Sekma et al., 2014



# Résolution spatiale-temporelle d'altimétrie

## Données Interpolées sur une grille régulière

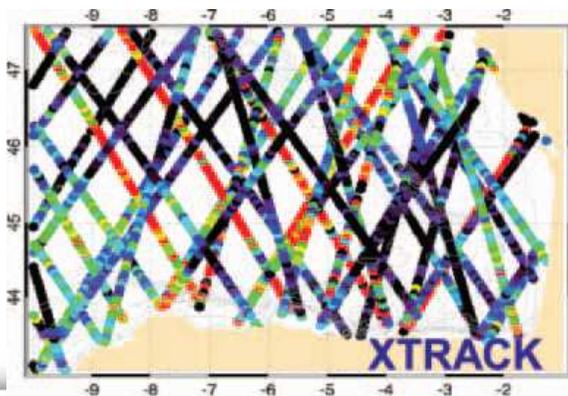
Données alongtrack issuent de plusieurs missions altimétriques en entrée :

- Jason-1 / Jason-2 (10 jours, 315 km intertrace à l'équateur),
- Envisat / SARAL/AltiKa (35 jours, 75 km intertrace à l'équateur),
- Geosat-FO (17 jours, 150 km intertrace à l'équateur)

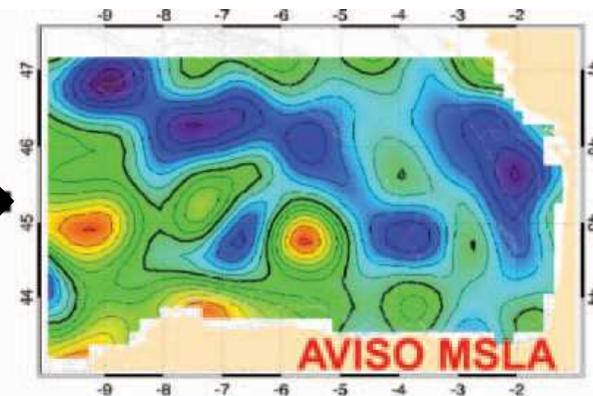
Ces données sont interpolées avec une pondération Gaussien sur ~15 jours et ~200 km

Résultats : Cartes globales journalières/ hebdomadaire à 1/4°

Résolution effective : 200 km et 15 jours

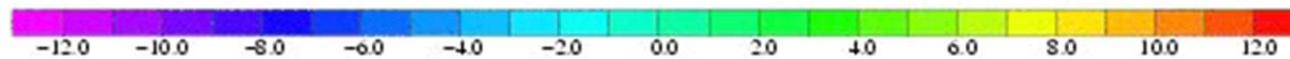
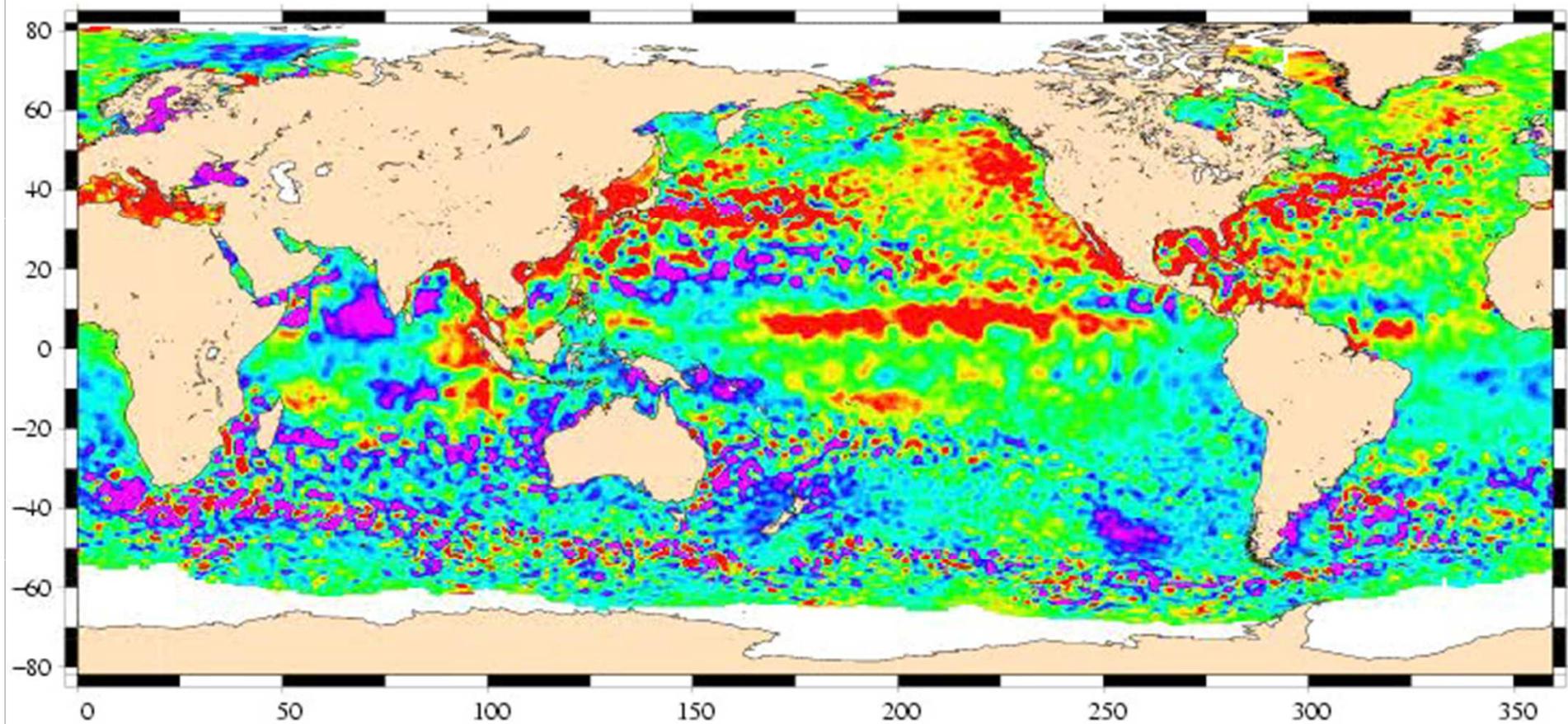


Interpolation  
spatiale et  
temporelle



# Cartes d'anomalie du niveau de la mer

1992/10/14



SLA relative to a 7 year mean (cm)



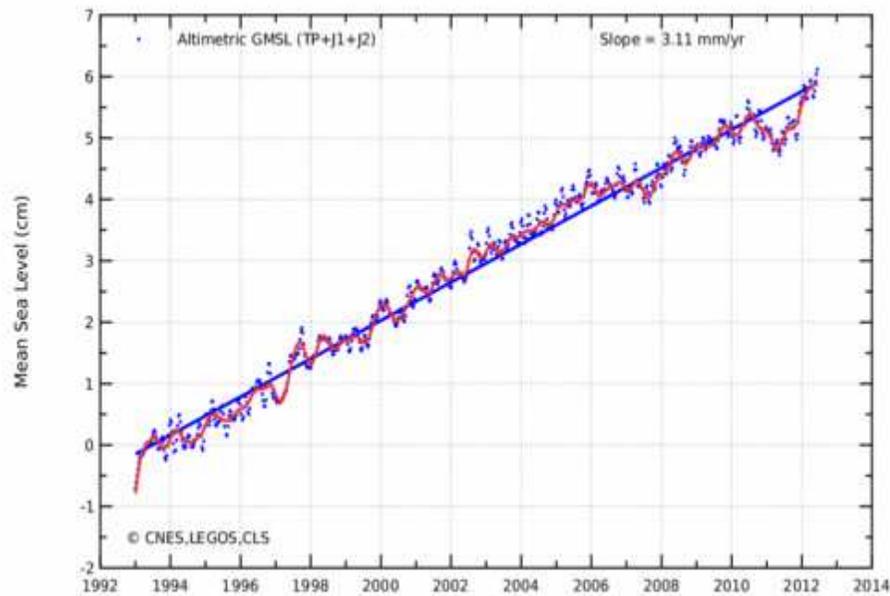


**Altimétrie Satellitale et l'observation de la  
dynamique océanique :**

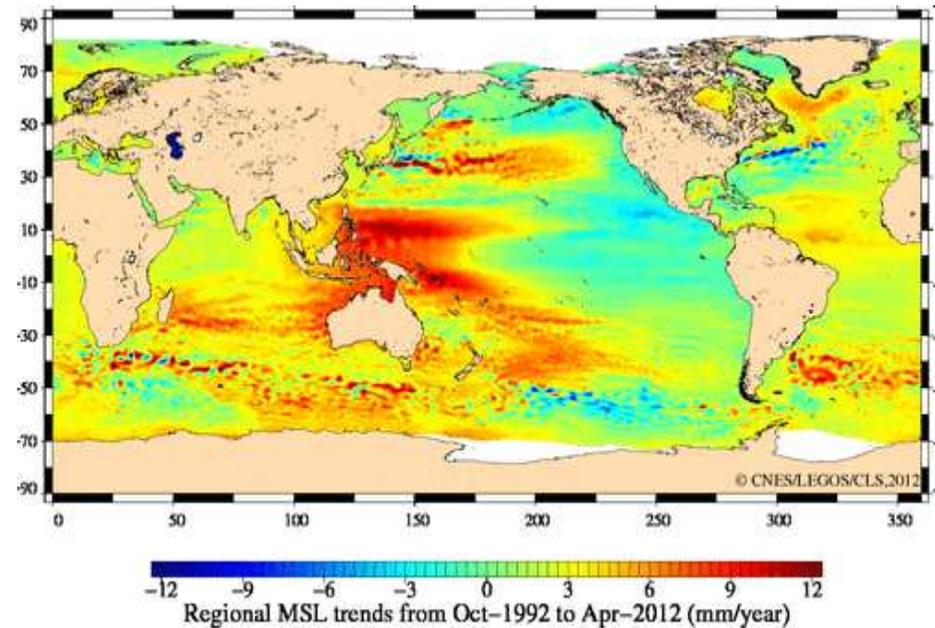
**à l'échelle du bassin océanique**

# Exemple d'application: suivi du niveau de la mer

Evolution du niveau de la mer global



La hausse du niveau de la mer n'est pas distribuée de manière uniforme...

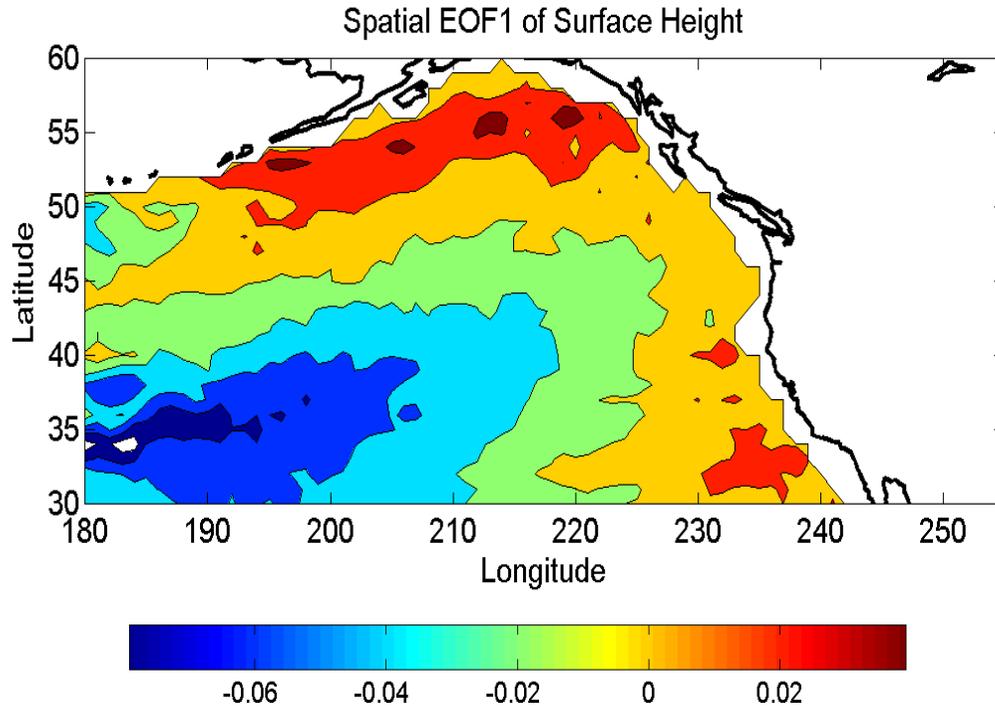
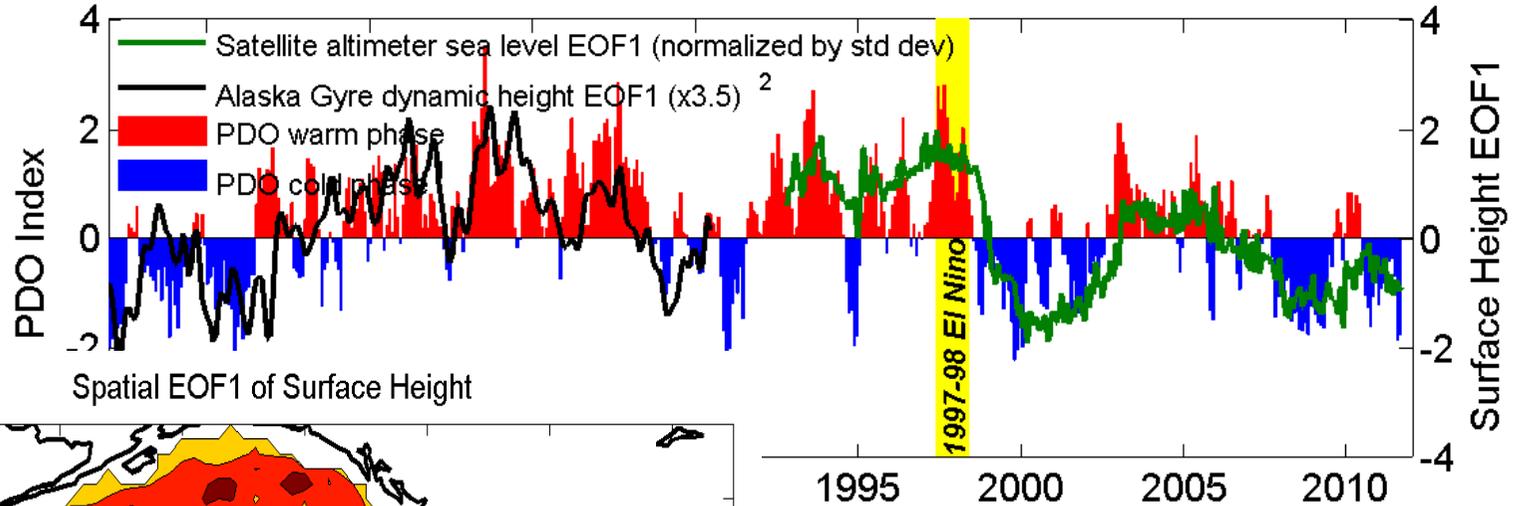


<http://www.aviso.oceanobs.com/en/news/ocean-indicators/mean-sea-level/>

# Variabilité Décennie

## Pacific Decadal Oscillation

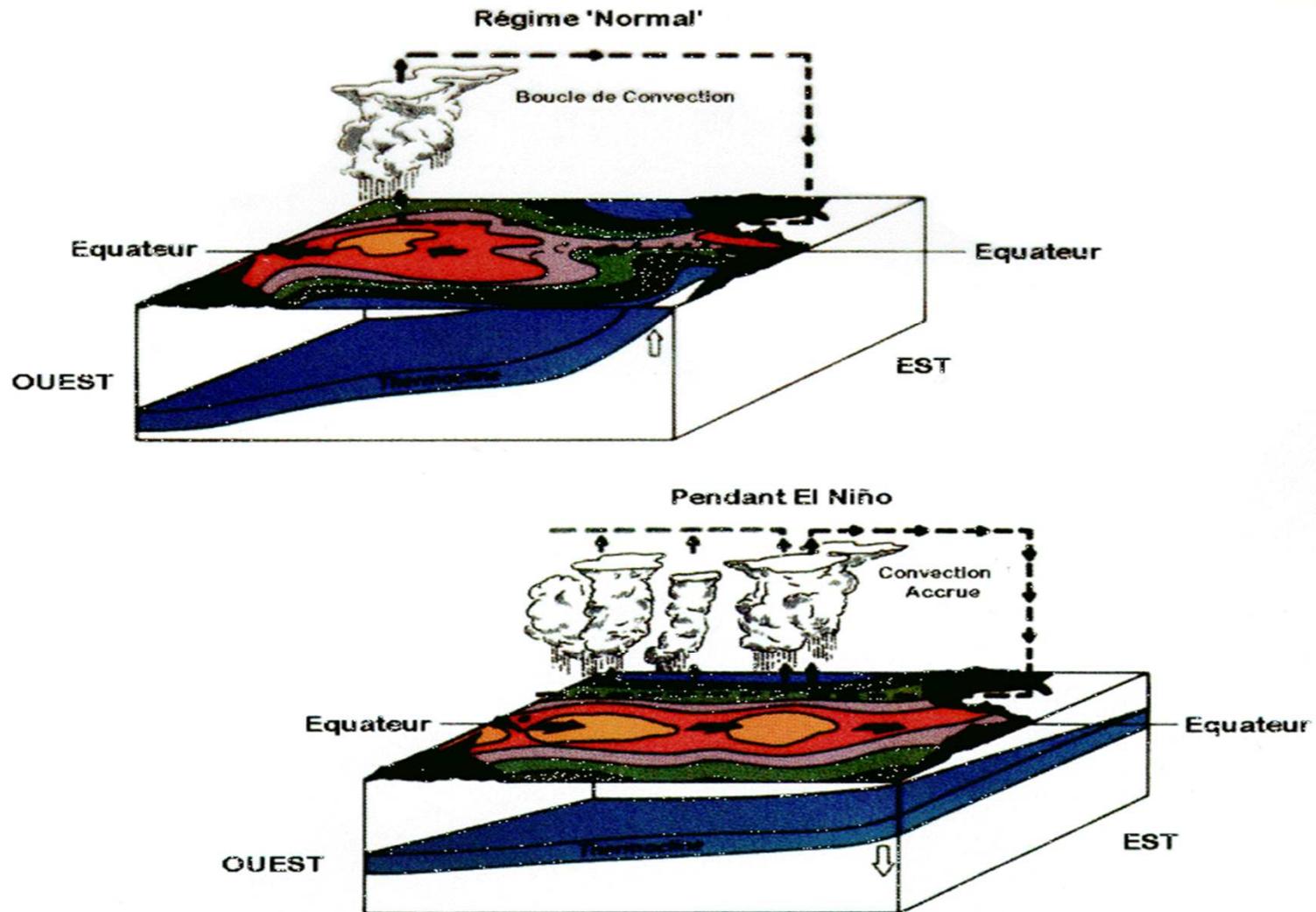
PDO SST Index and Surface Height EOF's as of Sep.29,2011



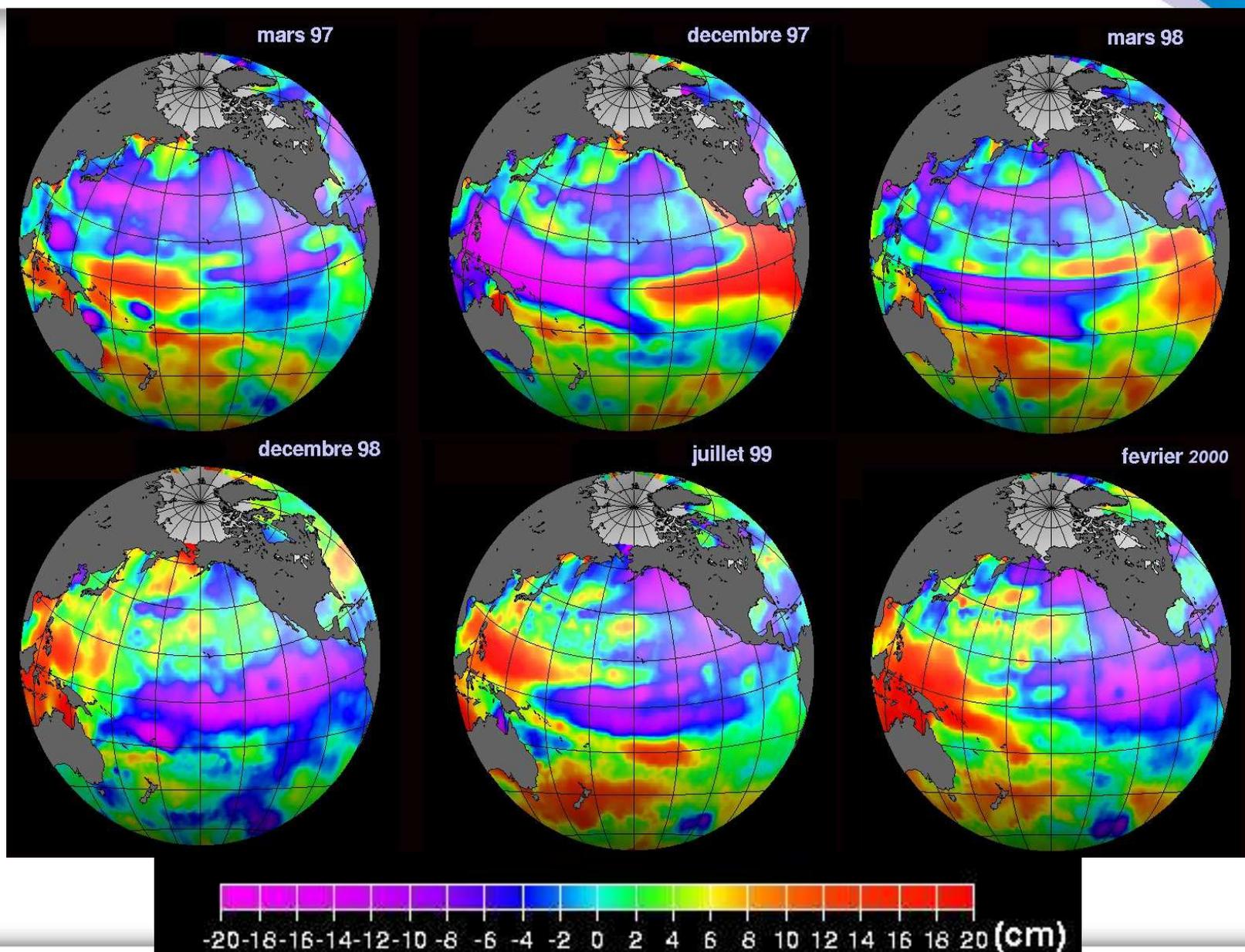
Série temporelle longue,  
on peut quantifier les  
signaux décennies - liée  
aux changements du  
vent

Cummins et al. (2005)

# Interaction Ocean-Atmosphere : El Niño

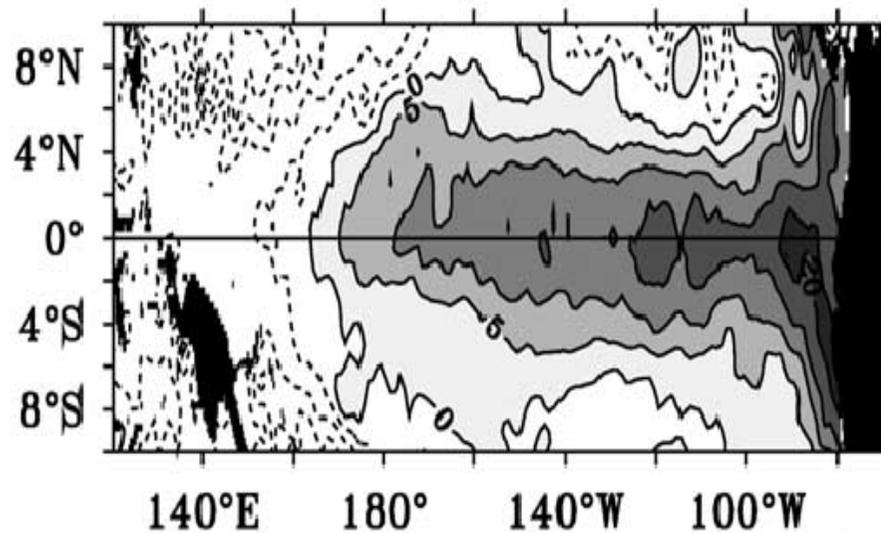


# El Niño et La Niña vus par TOPEX/POSEIDON



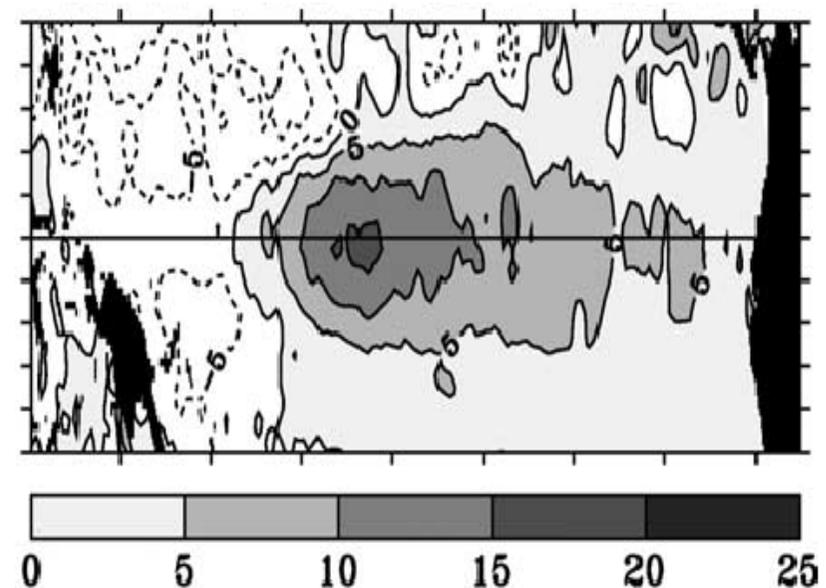
# La comportement différent d'El Niño

## East Pacific El Niño



1997-1998

## Central Pacific El Niño



2002-2003

(Bosc and Delcroix., 2008)

Altimétrie nous permet de surveiller l'évolution, à l'équateur mais aussi dans les subtropiques (ajustement par les ondes planétaires, décharge-recharge méridien, ...)



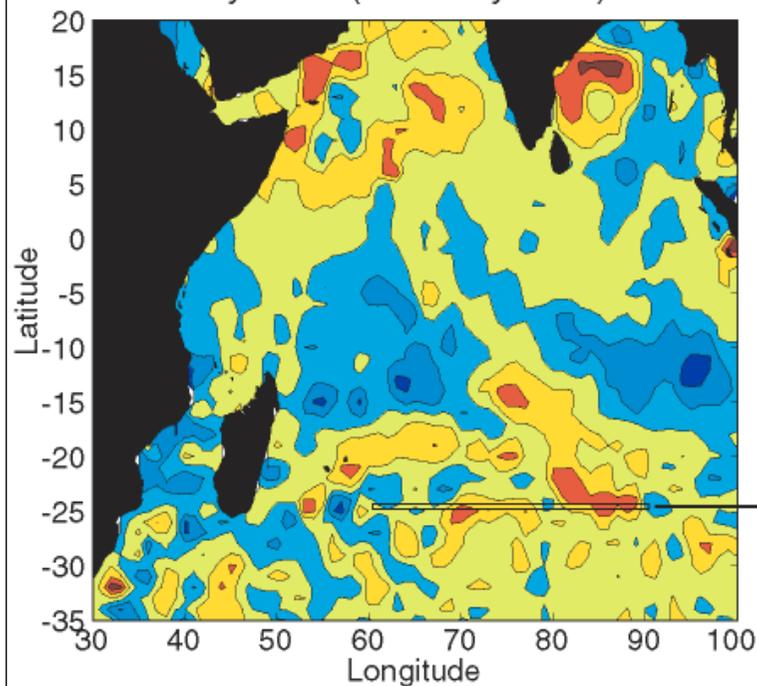
**Altimétrie Satellitale et l'observation de la  
dynamique océanique :  
à la méso-échelle (100-300 km)**

# Ondes de Rossby – ondes planétaires

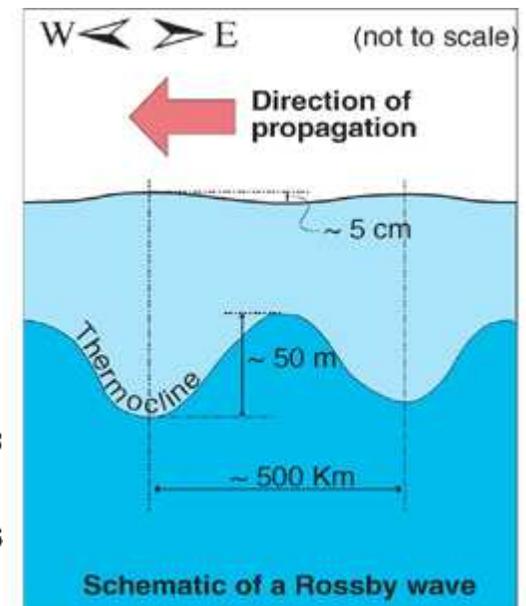
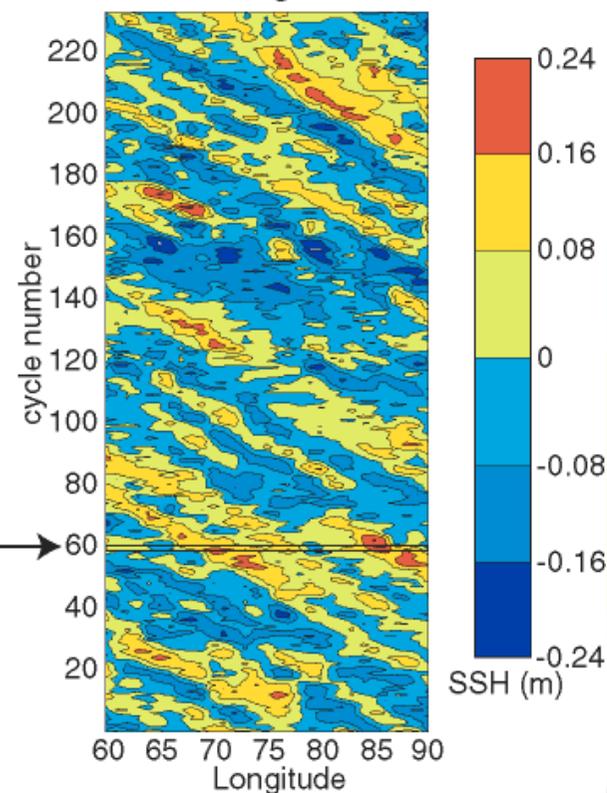
Les ondes planétaires, comme les ondes de Rossby, sont générés par les perturbations du vent, ou des instabilités de courants, ou par l'interaction des ondes/courants avec la bathymétrie

Elles se propagent vers l'ouest (hors de zones de forts courants vers l'Est)

Sea Surface Height from TOPEX/POSEIDON  
cycle 60 (1-11 May 1994)



Hovmöller diagram at 25°S



# Propagation, génération des grands tourbillons

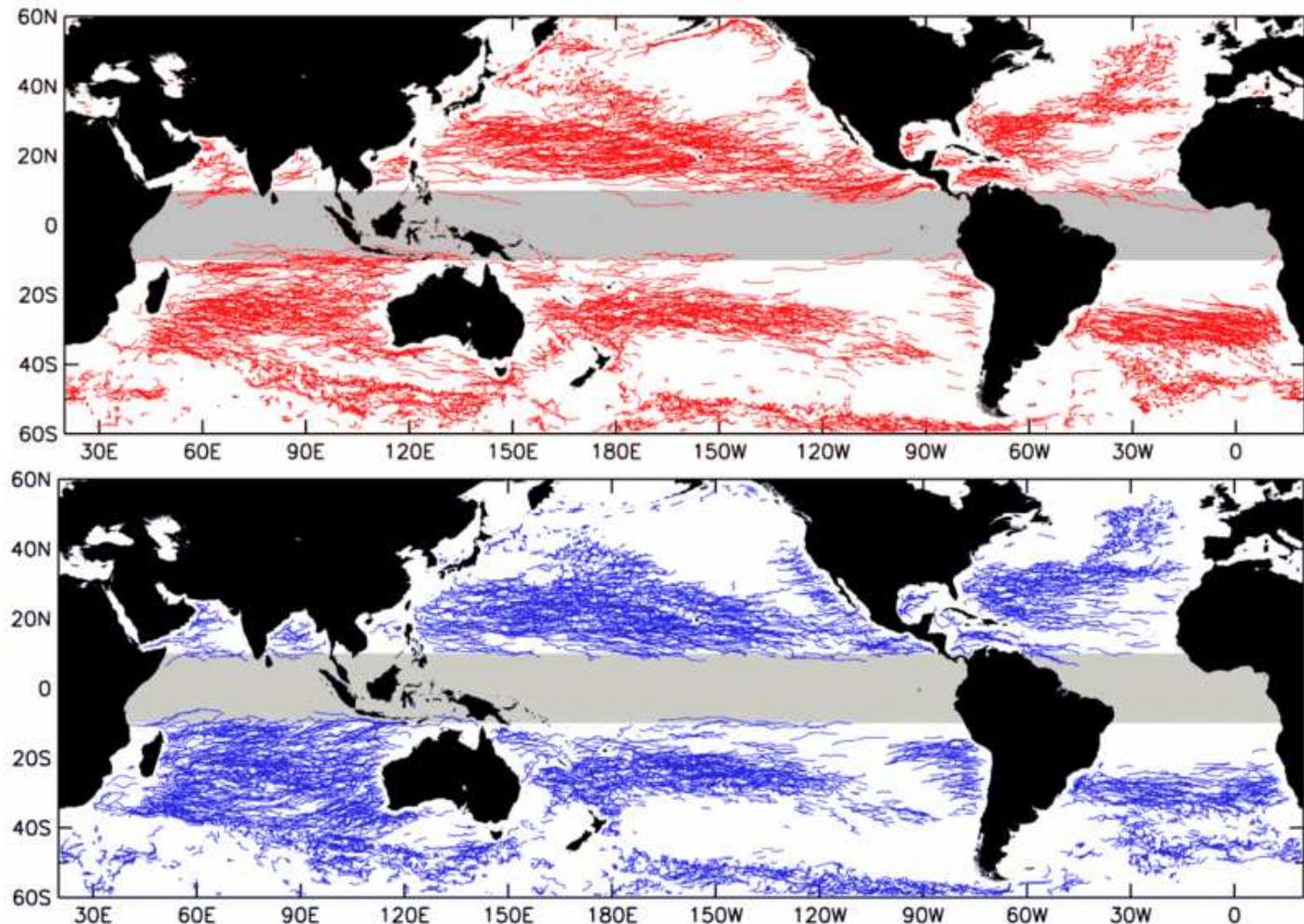
dual mission : T/P-ERS puis J1-ENV

Suivi des  
tourbillons à partir  
de 16 ans  
d'altimétrie

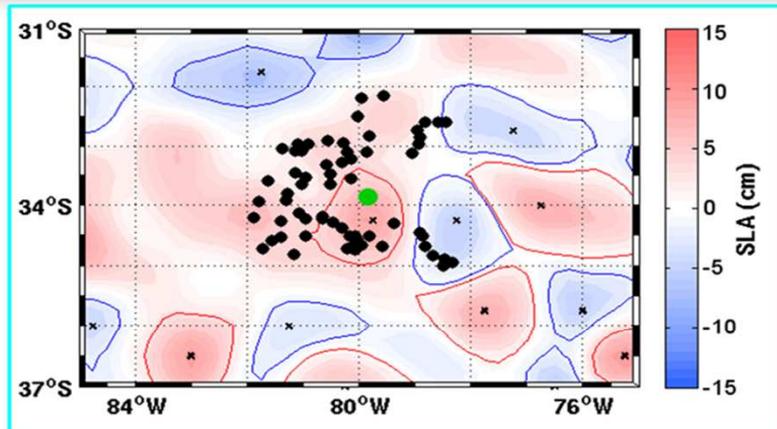
**Anticyclones  
(chaud)**

**Cyclones (froid)**

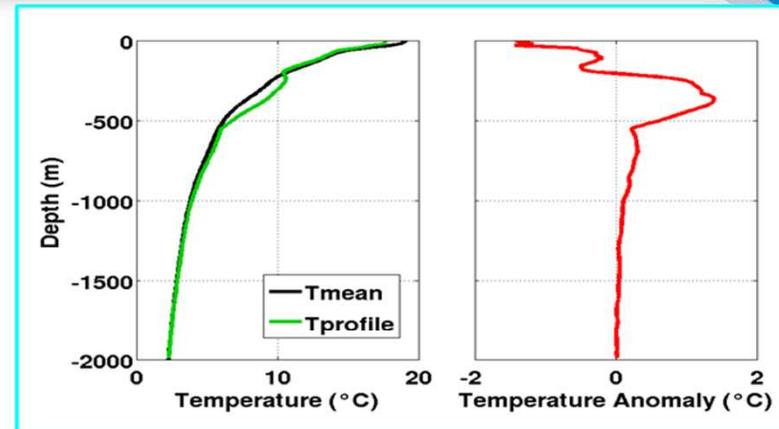
*Morrow et al., 2004*  
*Chelton et al., 2012*



# Structure verticale des tourbillons – Altimétrie & Argo

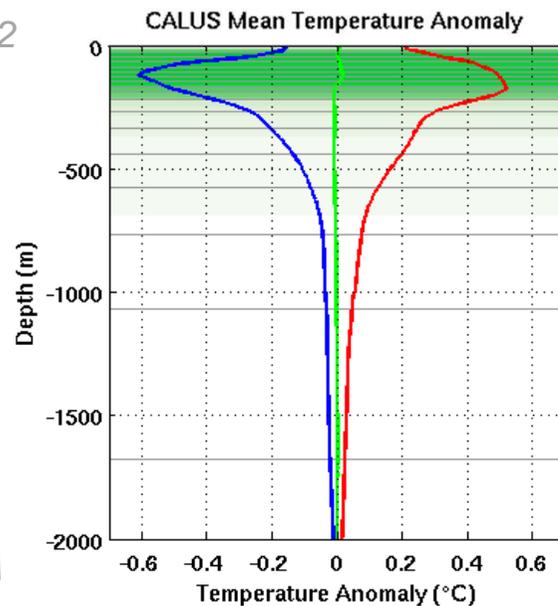


Argo profiles (black dots) used to compute the local mean removed from the green profile to obtain T/S anomaly profiles



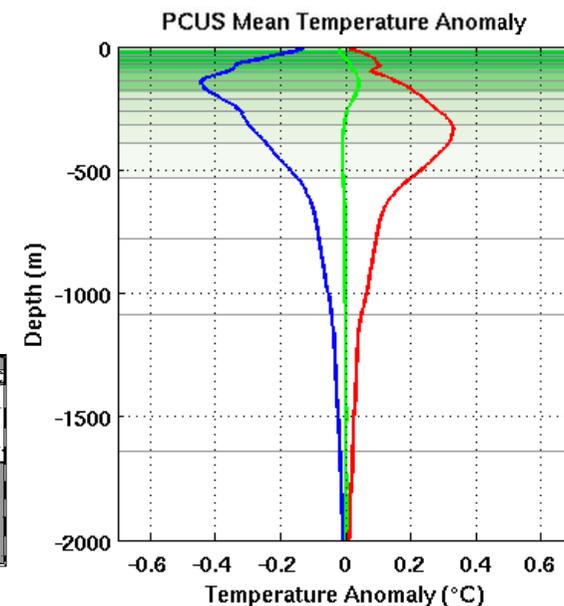
Mean temperature and temperature anomaly profiles showing the subsurface signature of an AE.

Chaigneau et al., 2012



Anticyclones

Cyclones



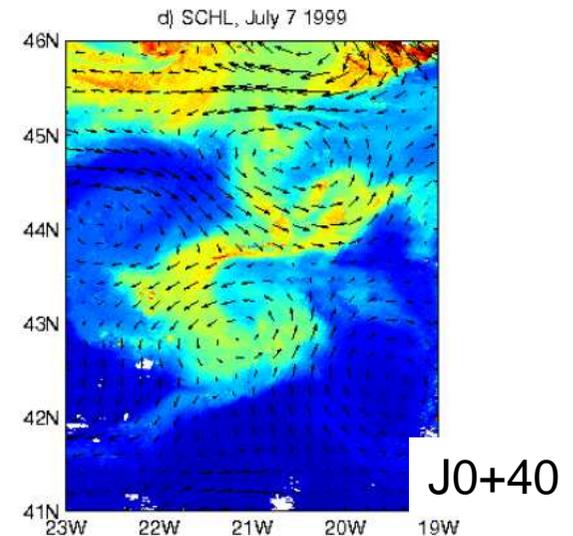
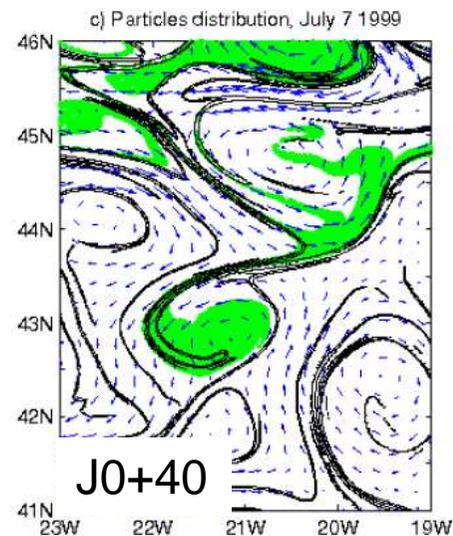
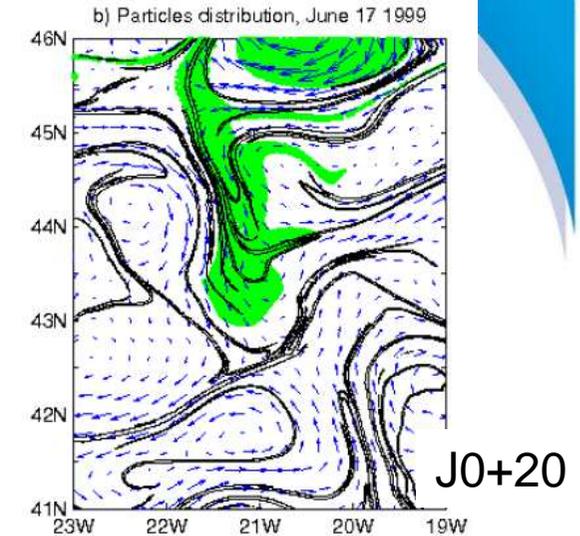
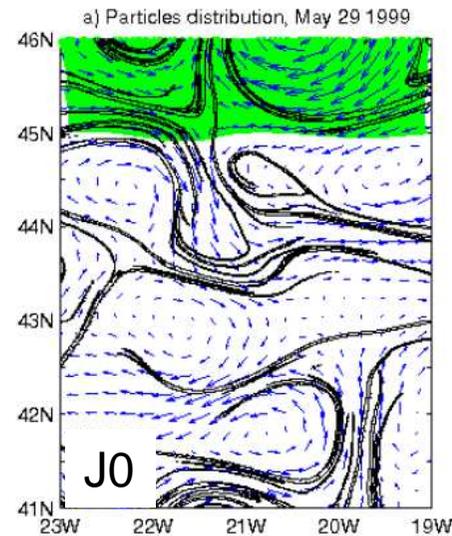
# Fronts & filaments lagrangiens

L'évolution temporelle des courants de surface peut mélanger et étirer la fluide

– on peut utiliser les techniques lagrangiennes afin de détecter les zones de convergence / divergence crée par le champs tourbillonnaire

– advection latérale de champs de SST & Chlorophylle

*Lehahn et al, 2007*

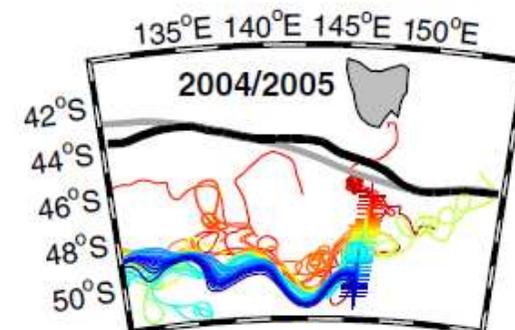
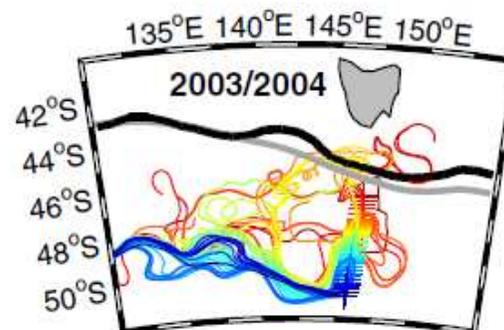
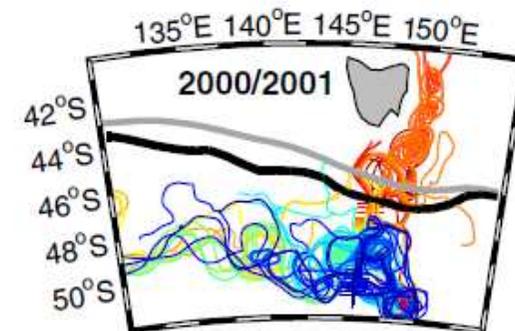
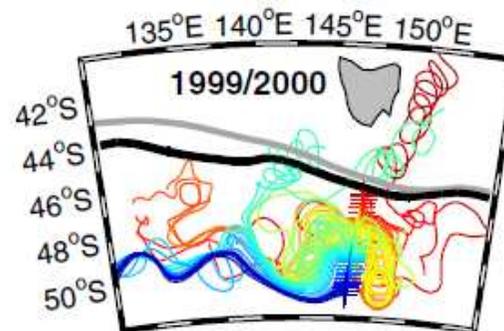
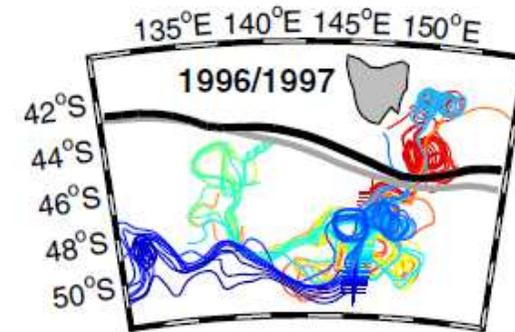
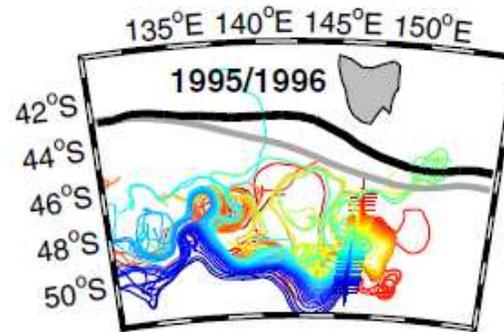


# Suivi lagrangien des eaux

Utiliser le série temporelle de courants géostrophiques altimétriques pour suivre un parcelle de l'eau dans le temps => construire les chemins lagrangiens

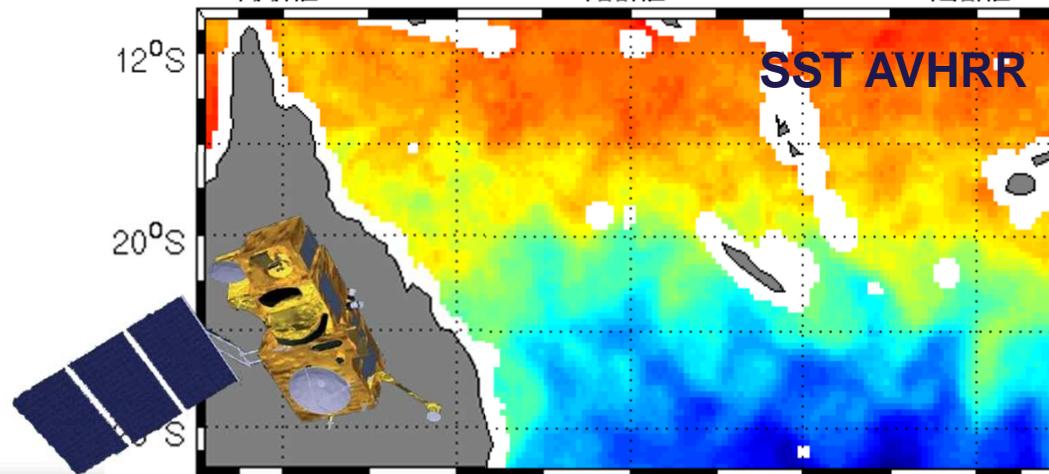
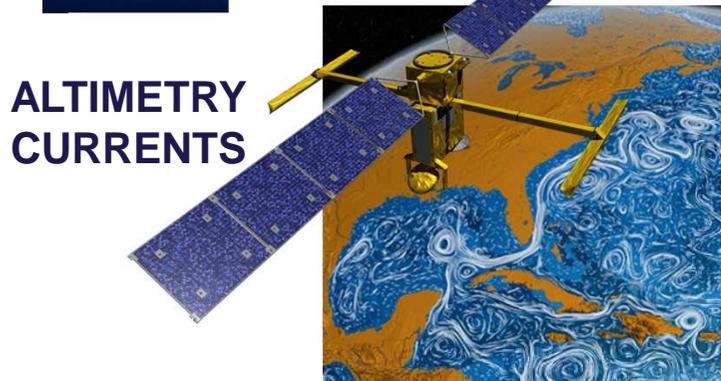
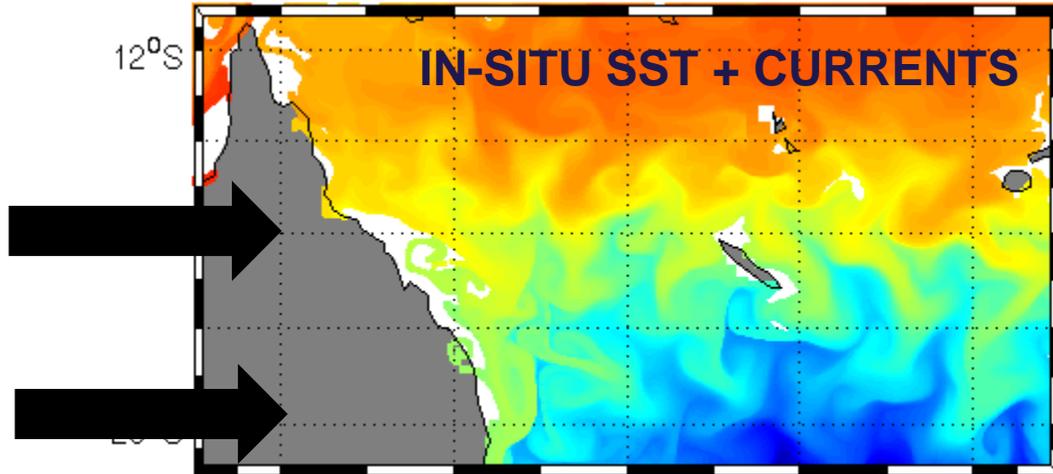
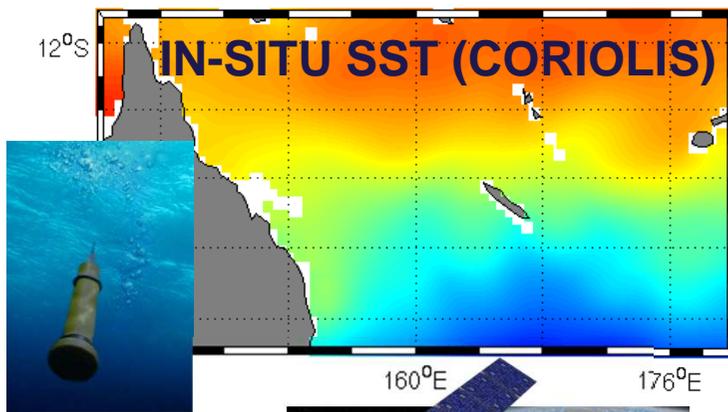
Par ex., sur une ligne au sud de la Tasmanie, les eaux de surface viennent des bassins océaniques différentes d'une année à l'autre

Analyses utile pour tracer l'origine de ces eaux, et la cause de la variabilité interannuelle.



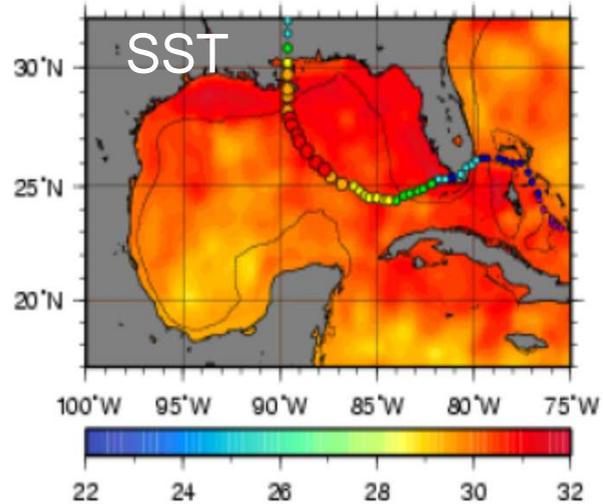
# Synergies with other observing systems

Advection latérale par altimétrie est utile pour mélanger les traceurs de surface à basse résolution (SST, SSS, CO<sub>2</sub>, nutritifs), parfois caché par les nuages, et introduire des structures à méso-échelle



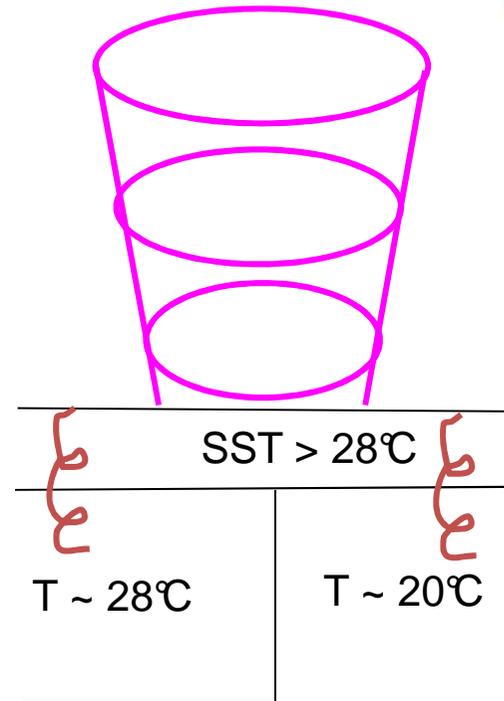
# Katrina hurricane monitoring and forecasting

- Ocean **altimeter data** are used for seasonal forecasts of the number and strength of **hurricanes** expected in a given hurricane season, as well as short term forecasts of the strength of individual hurricanes.
- Why?



SST (°C)  
Satellite-derived sea surface temperature (SST) in the Gulf of Mexico on August 28, 2005. The circles of different colors indicate the track and intensity of Hurricane Katrina. The isobath of 200m is superimposed.

Hurricane



**Strong winds induce strong ocean mixing**

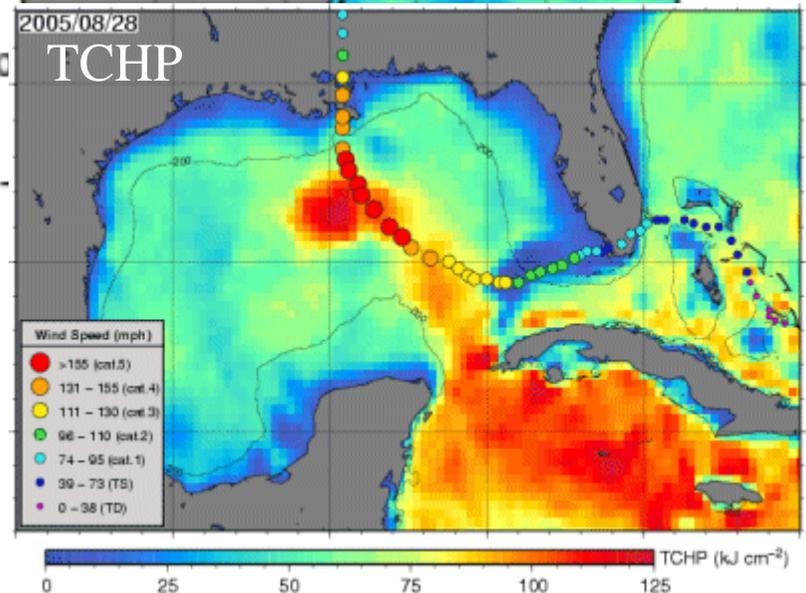
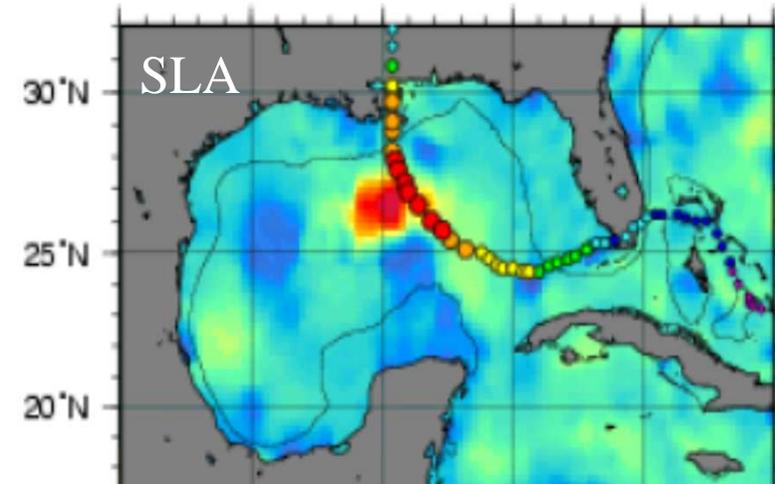
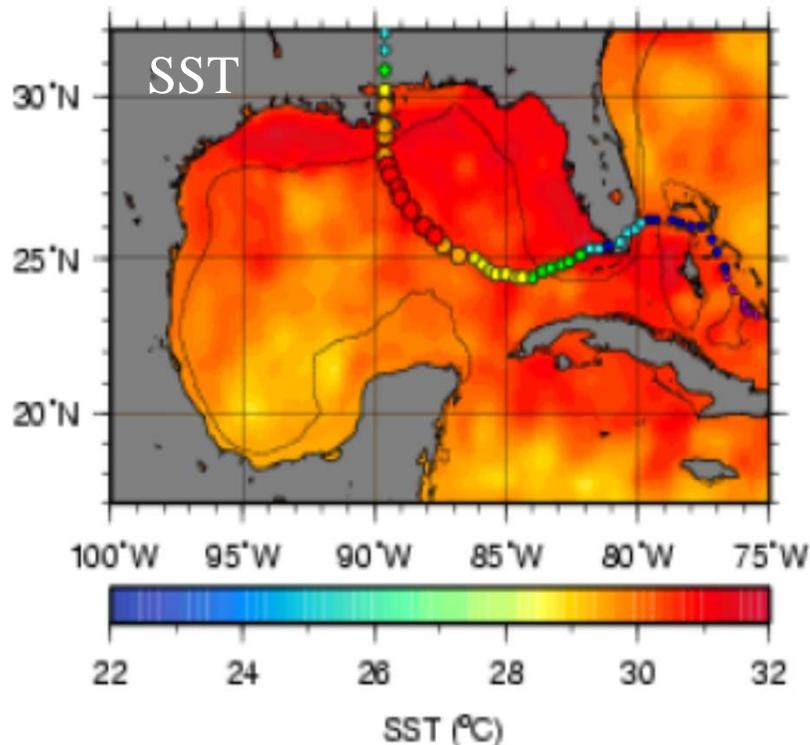


# Prévision des ouragans



Katrina, 2005

- Les mesures **satellitales** sont utilisées pour la prévision temps réel du chemin et de l'intensité des ouragans



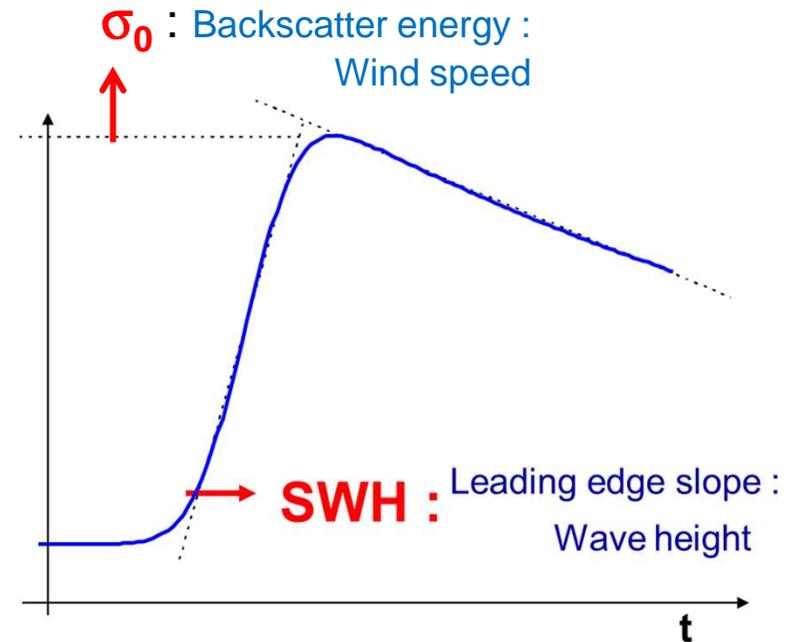
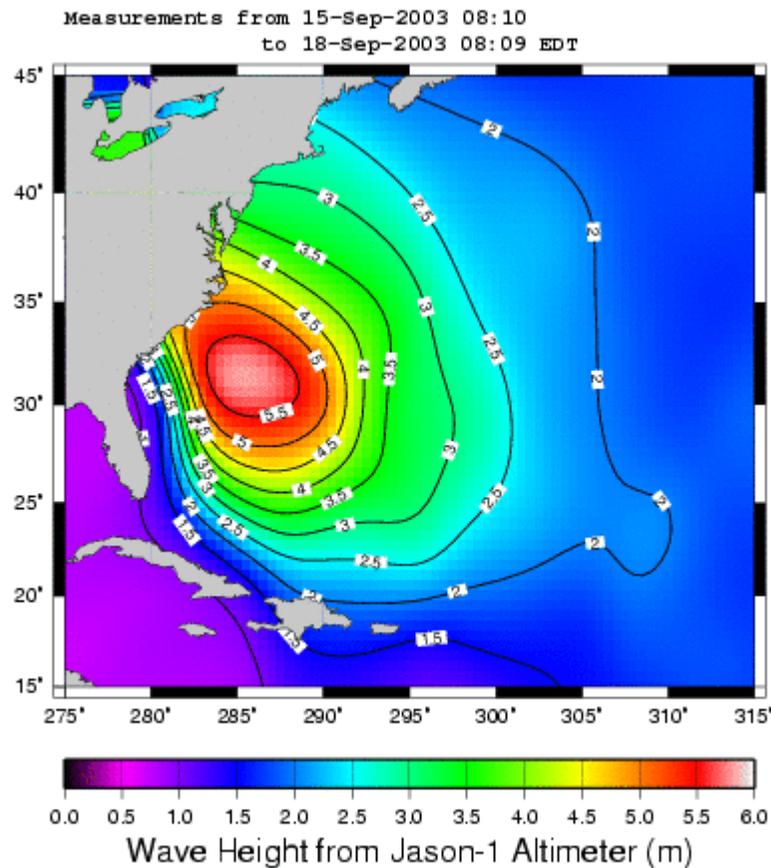
**Altimétrie** combinée avec température de surface (**SST**) et un **modèle à 2 couches** pour calculer le **contenu de chaleur (TCHP)**



# **Vent, vagues, détection des icebergs**

# Jason-1 Real-time Significant waveheights during Hurricane Isabel

Altimétrie mesure à travers les nuages, donc est capable de mesurer l'état de la mer dans tous les conditions météo



(Source: JPL)

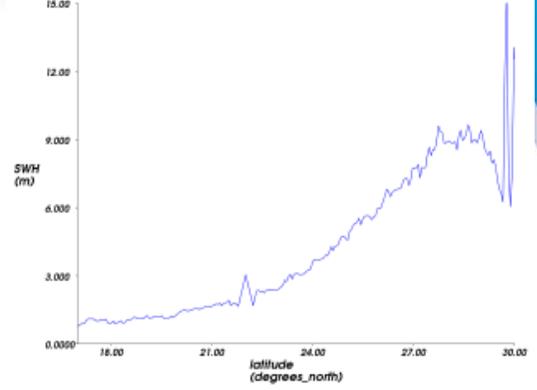
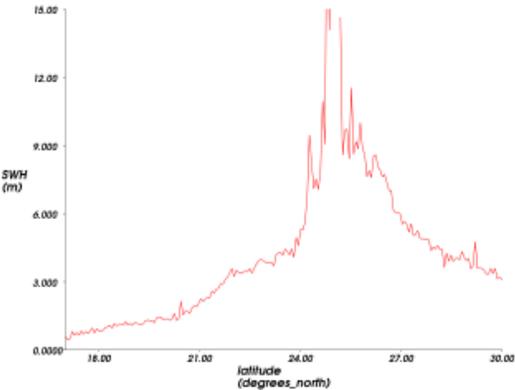
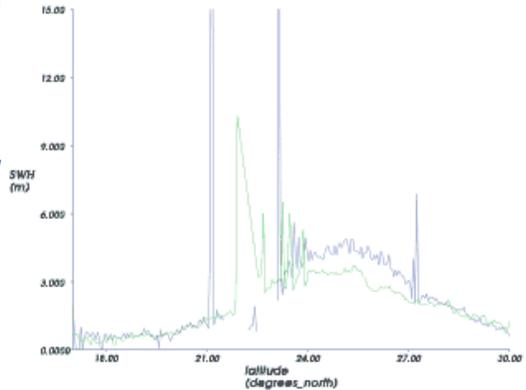
# Hurricane Katrina

Jason-1 & T/P

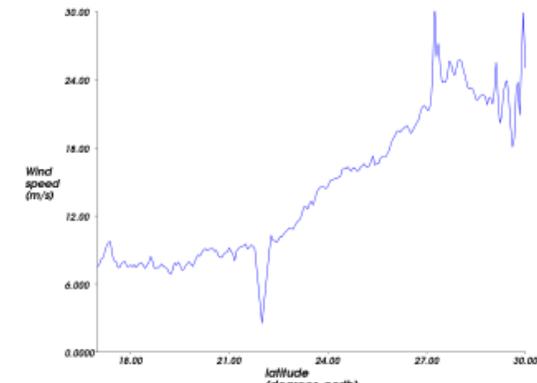
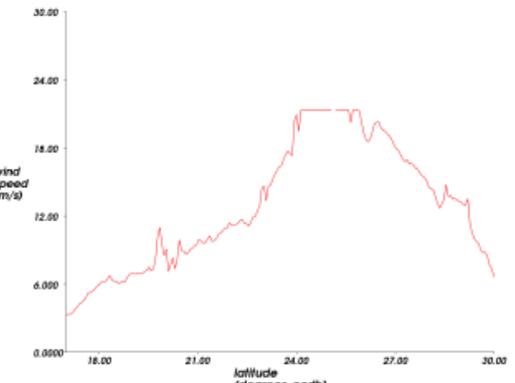
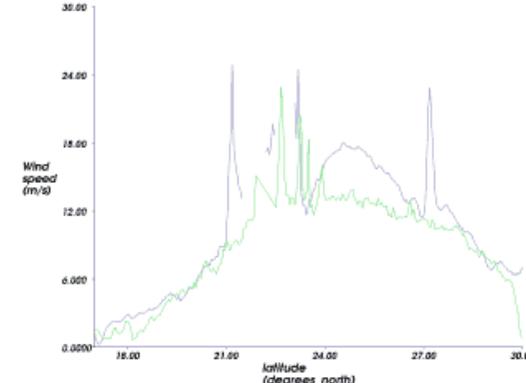
Envisat

GFO

SWH



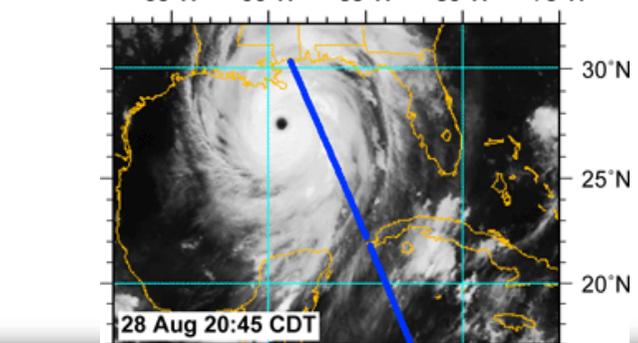
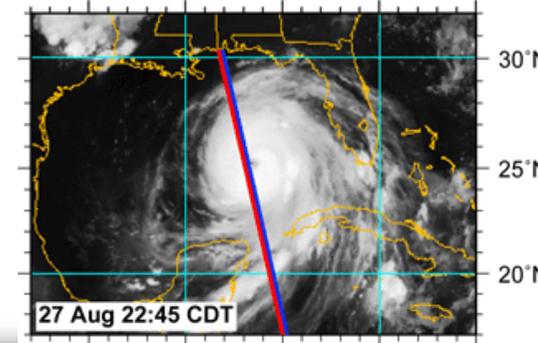
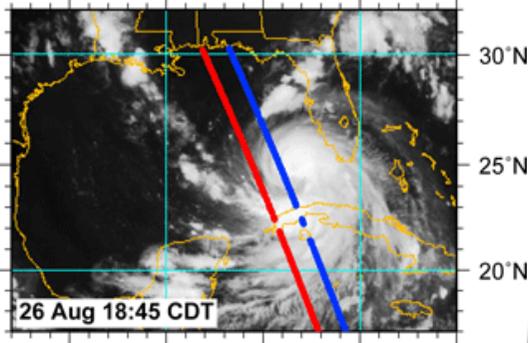
Wind



95°W 90°W 85°W 80°W 75°W

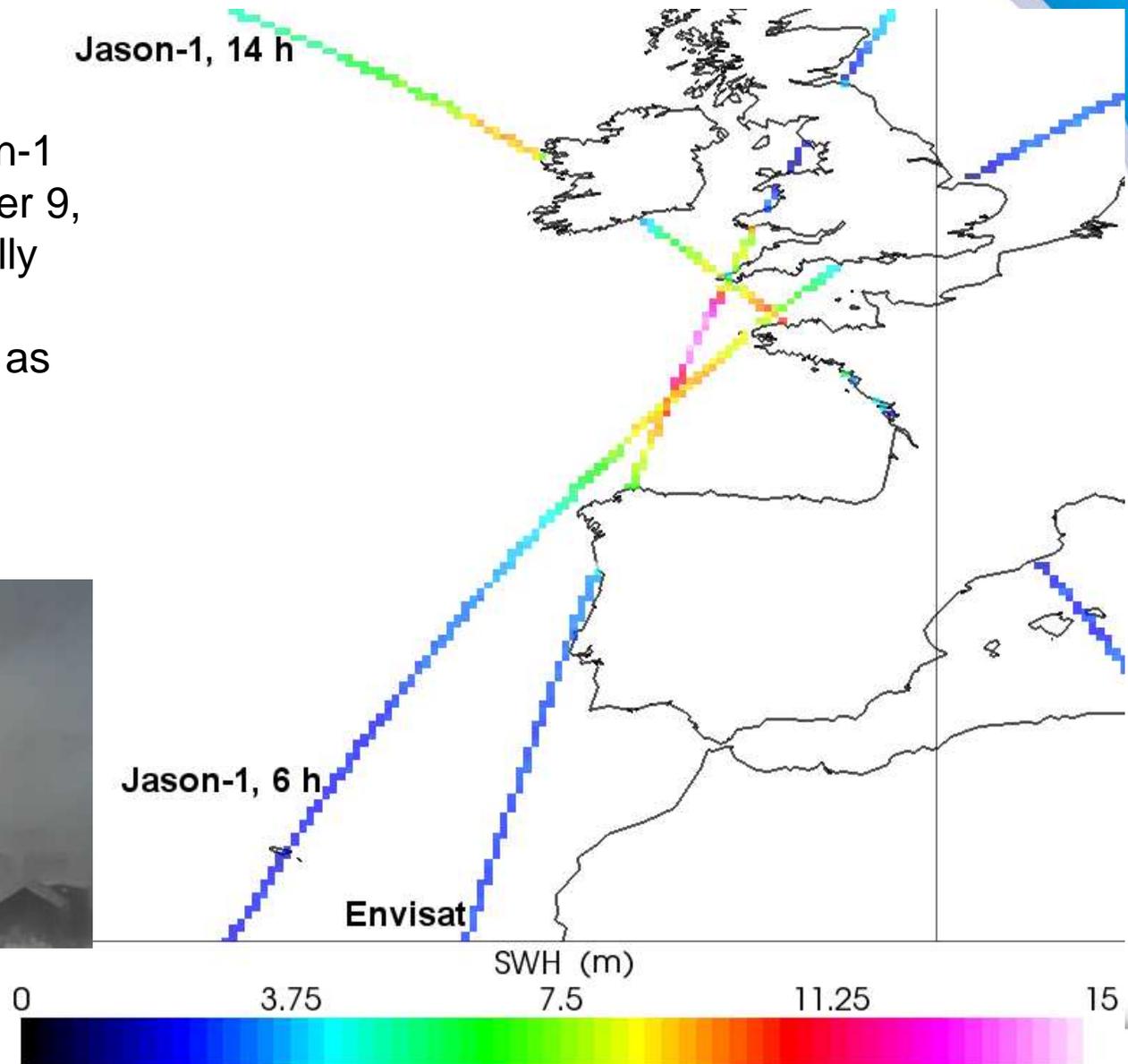
95°W 90°W 85°W 80°W 75°W

95°W 90°W 85°W 80°W 75°W

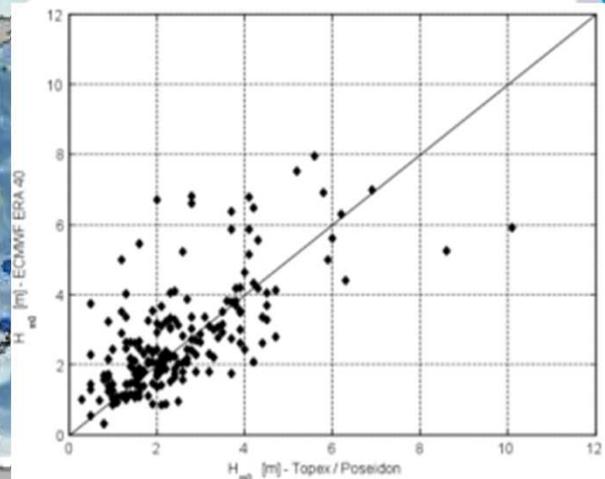
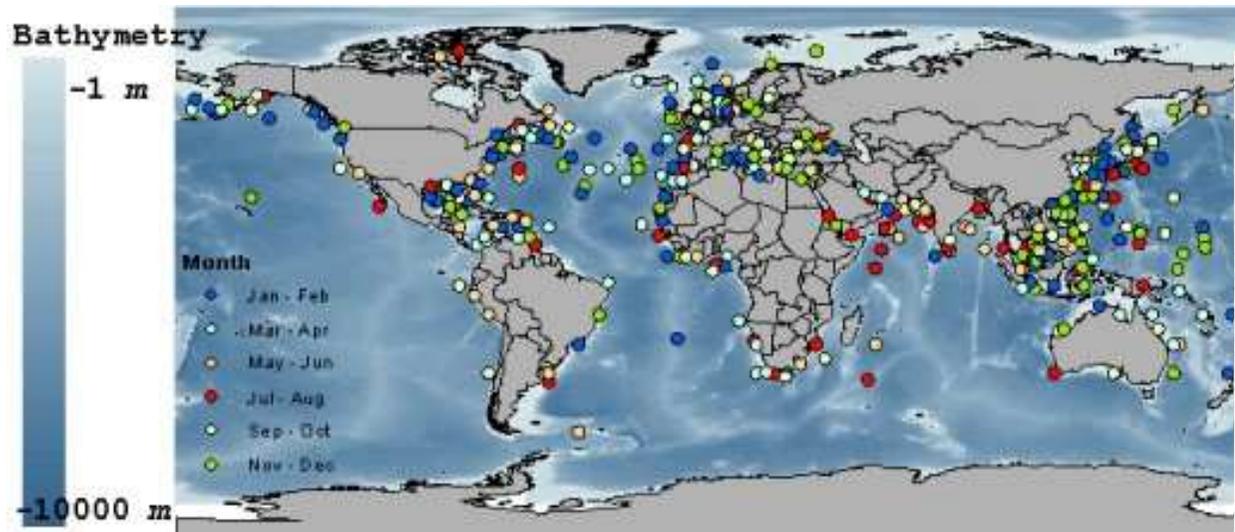


# North Atlantic Storm (9 Dec. 2007)

Significant wave heights along the tracks of Jason-1 and Envisat on December 9, 2007, during an especially strong storm (buoys measured SWH as high as 18 m near Ireland).  
(Credits CLS)



# Rogue waves



*Five years of ship accidents due to bad weather. It includes total losses to all propelled sea-going merchant ships in the world of about 100 tons and more.*

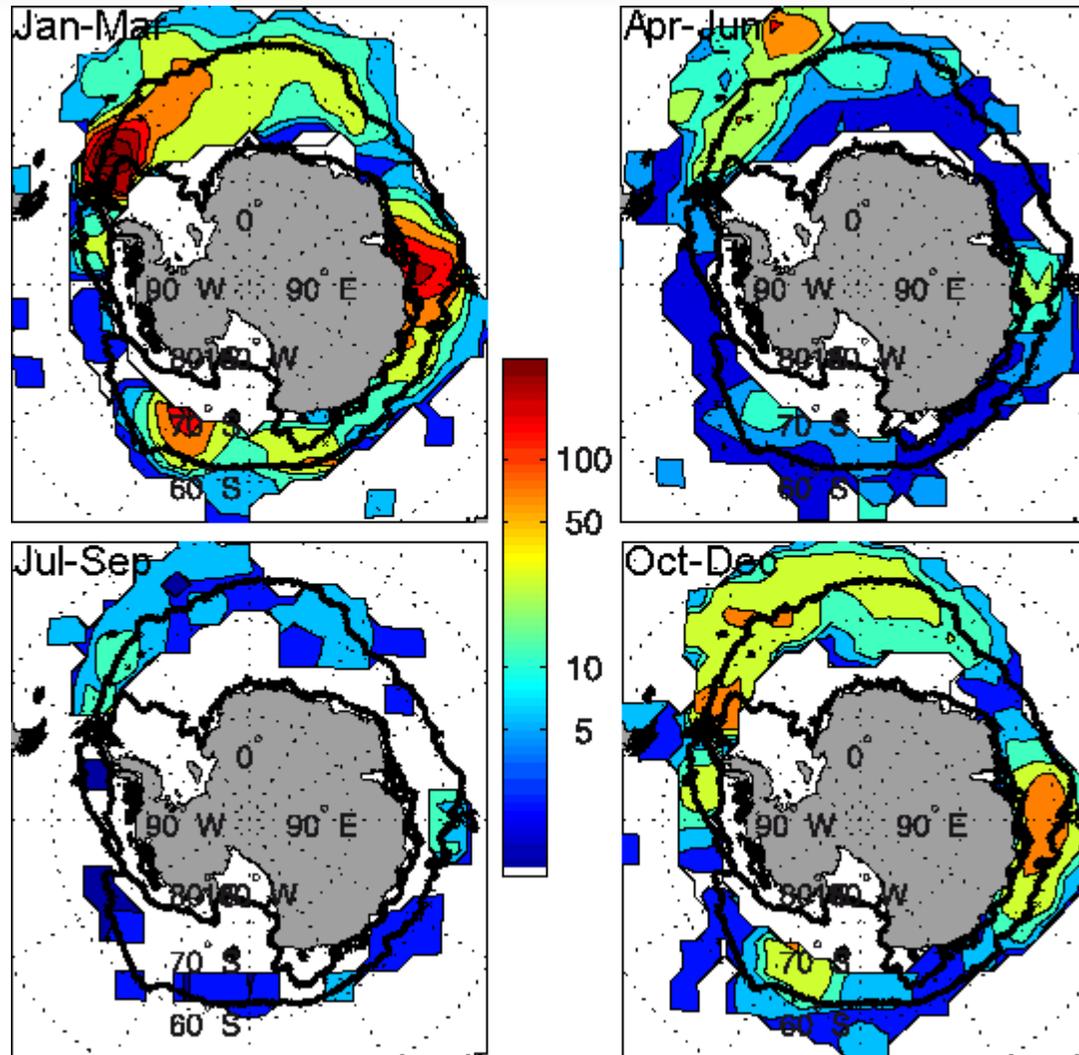
*(Credits Lloyd's Marine Information Service)*

*Comparison between significant wave heights simulated by the ECMWF WAM model and actual wave heights measured by Topex/Poseidon (simulations from the ECMWF ERA40 reanalysis). Those data are used to validate numerical wave models. Jason-1 data (OSDR) are now used in real-time processing to correct the initial states of wave models in several meteorological centers*

*(Credits : JM Lefevre, Meteo-France)*

# Retracking de forme d'ondes altimétriques afin de détecter les icebergs

- Perturbations au signal radar nous permet de détecter les icebergs de  $\sim 1$  km<sup>2</sup>
- Plus que 8000 icebergs ont été détecté en 1 ans
- Répartition saisonnière et géographique en accord avec des autres études.



*Tournadre et al 2008*

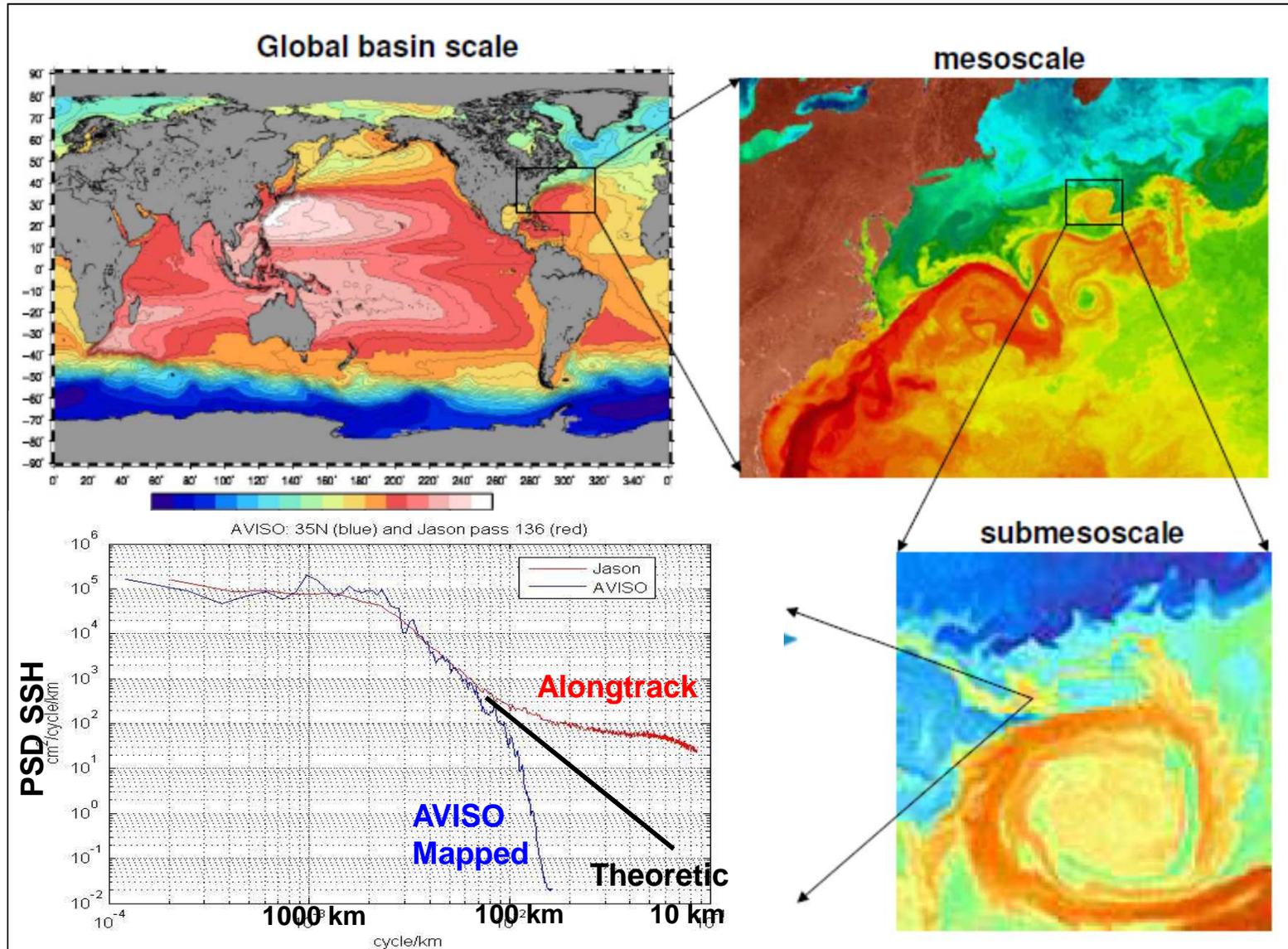




# **Altimétrie Satellitale et l'observation de la dynamique océanique :**

## **La défi de la fine échelle (20-200 km)**

# Cascade d'énergie océanique

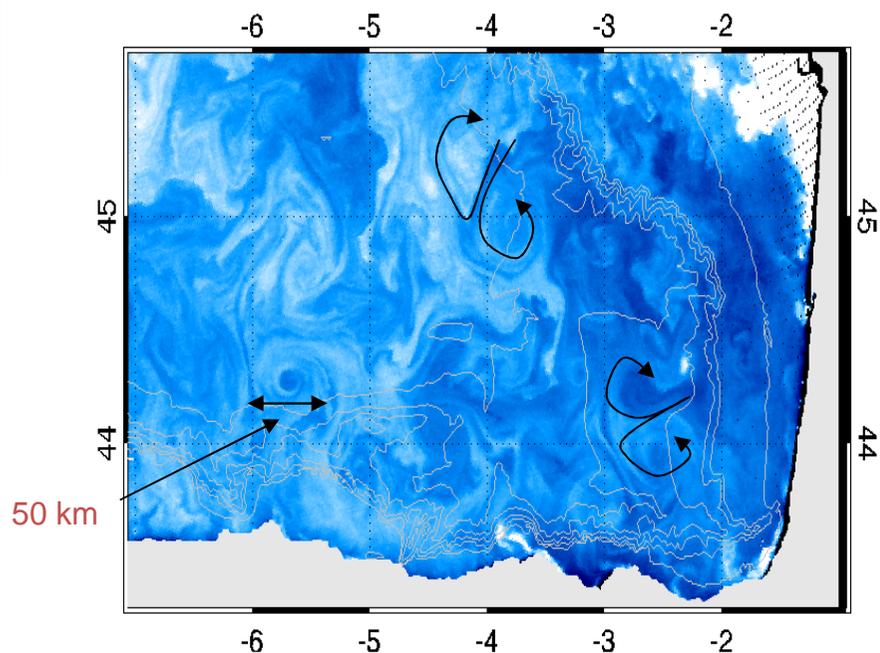


## STRUCTURES 10-200 KM : LATERAL & VERTICAL TRANSPORT

### Tourbillons à méso-échelle :

- transport horizontal & mélange (chaleur, carbone, nutritifs)

MODIS SST image – Bay of Biscay



Tourbillons ~50 km, Filaments ~10 km

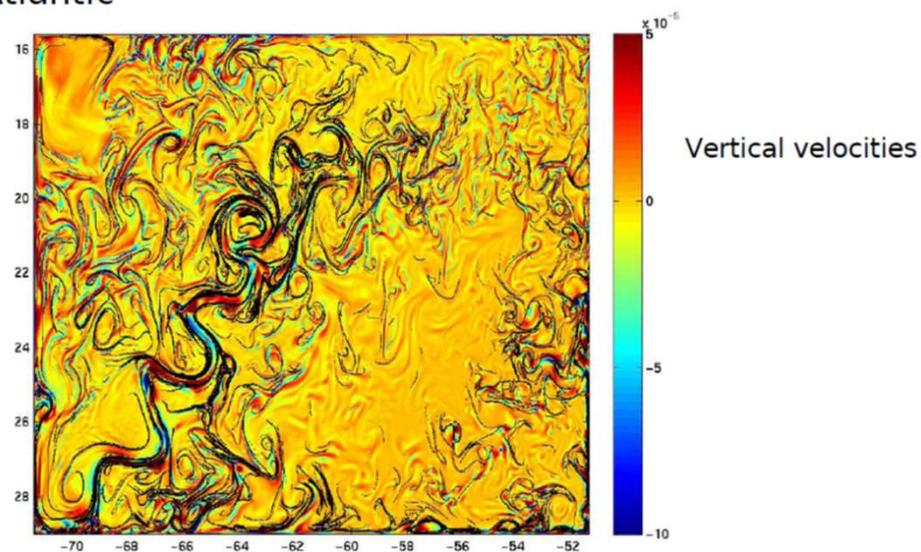
*Dussurget et al, LEGOS*

### Fronts & Filaments à sub-méso-échelle

- 50 % de vitesses verticales!

Model (2 km resolution) – N Atlantic

OPA 1/54 resolution (with M. Lévy and M. Jouini)  
N Atlantic



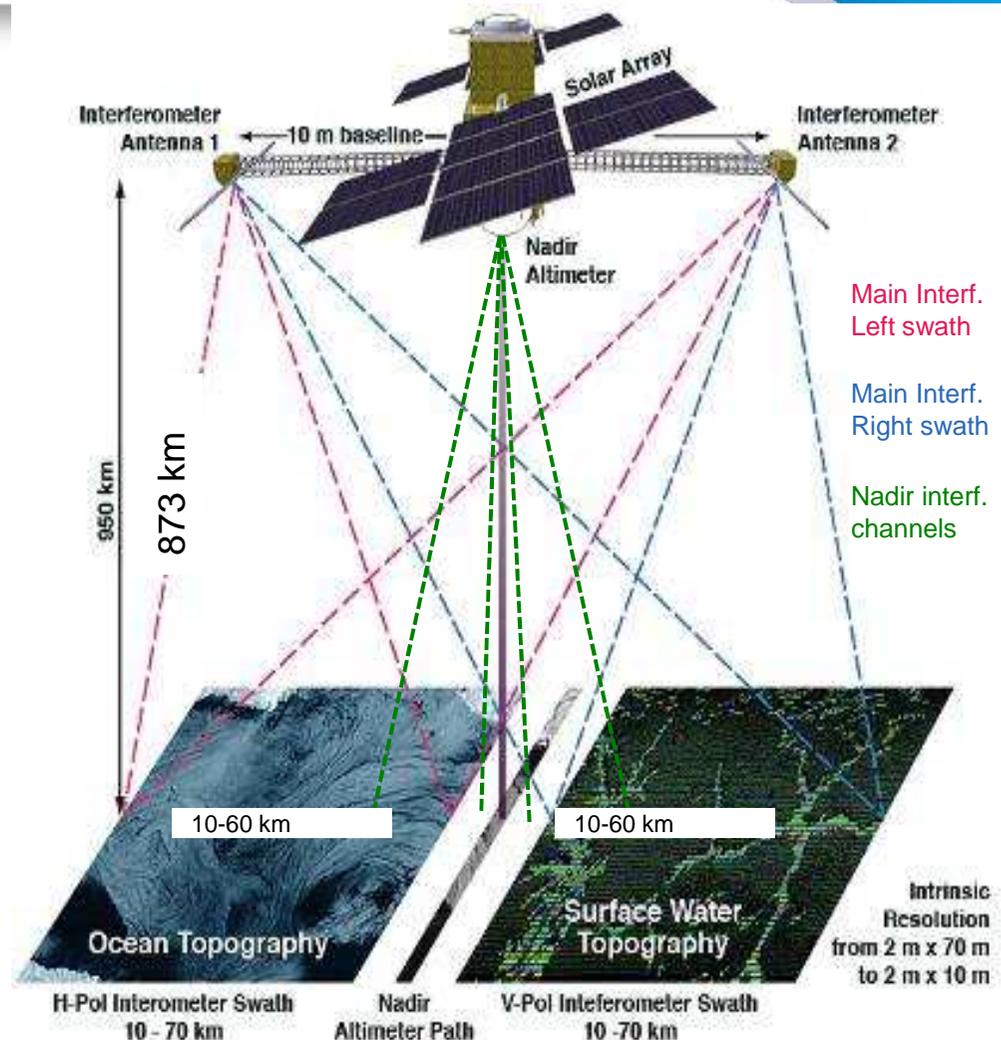
Vertical cells and Lyapunov lines are colocalized

*Lévy et al, LOCEAN*

# Future Mission SWOT

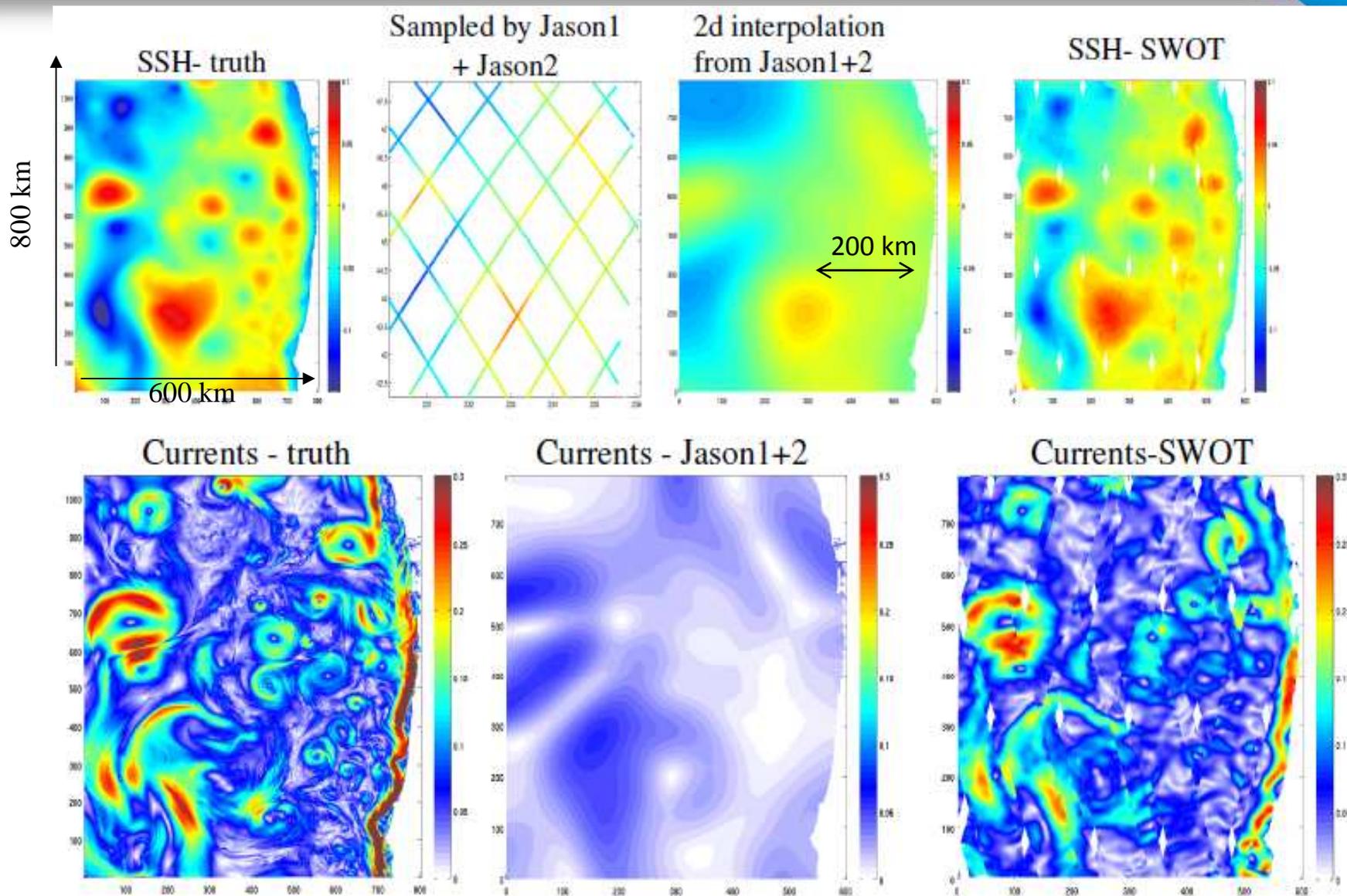
## Mission Architecture

- Ka-band SAR interferometric (KaRIn) system with 2 swaths, 60 km wide
- Produces heights and co-registered all-weather SAR imagery
- Intrinsic resolution 2 m x 10-70 m grid
- Averaged to detect 100 m wide rivers, 250 m<sup>2</sup> lakes and onboard processor gives 1 km<sup>2</sup> grid over oceans
- Interferometry will reduce noise by 1 order of magnitude : 1.5 cm<sup>2</sup>/cycle/km<sup>2</sup>
- Use conventional Jason-class altimeter for nadir coverage, radiometer for wet-tropospheric delay, and GPS/Doris/LRA for POD.



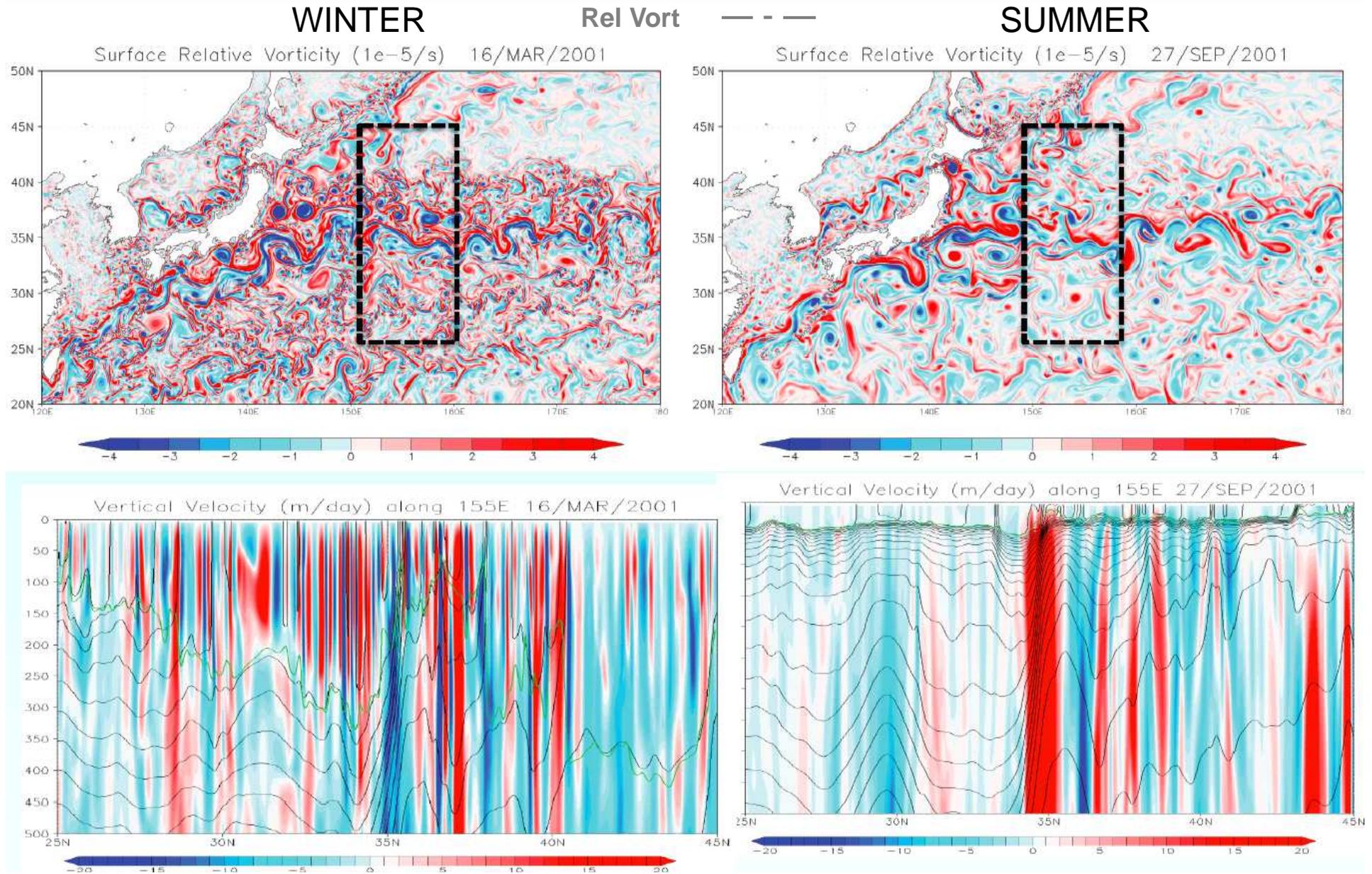
- Partnered mission NASA, CNES & CSA
- Mission life of 3.5 years
- 890 km Orbit, 78° Inclination, 21 day repeat
- Launch: 2020

# Simulation de SSH et courants – altimétrie nadir & SWOT



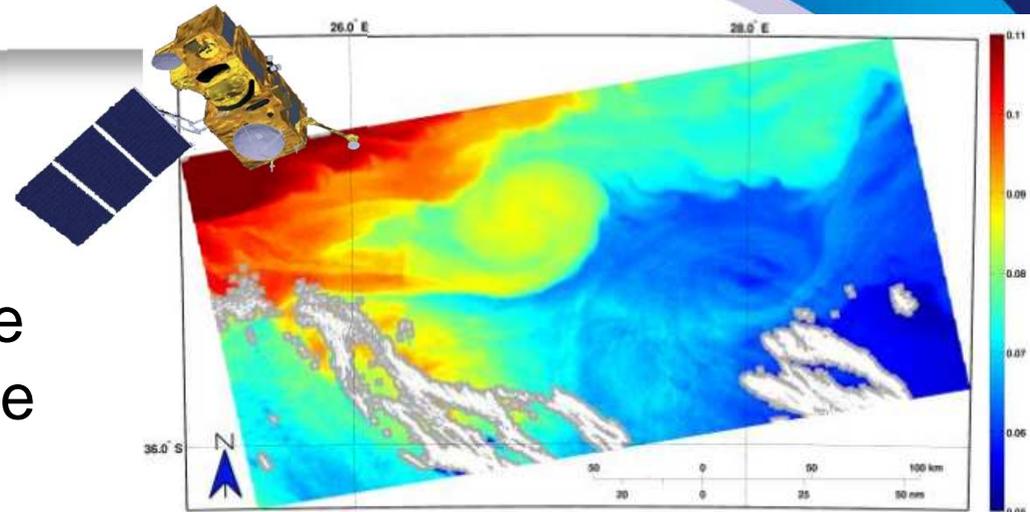
C. Ubelmann

# North Pacific simulation ( 1/36<sup>th</sup> 100 vertical levels) (Sasaki et al., '13.) : Impact of submesoscale mixed-layer instabilities on larger scales

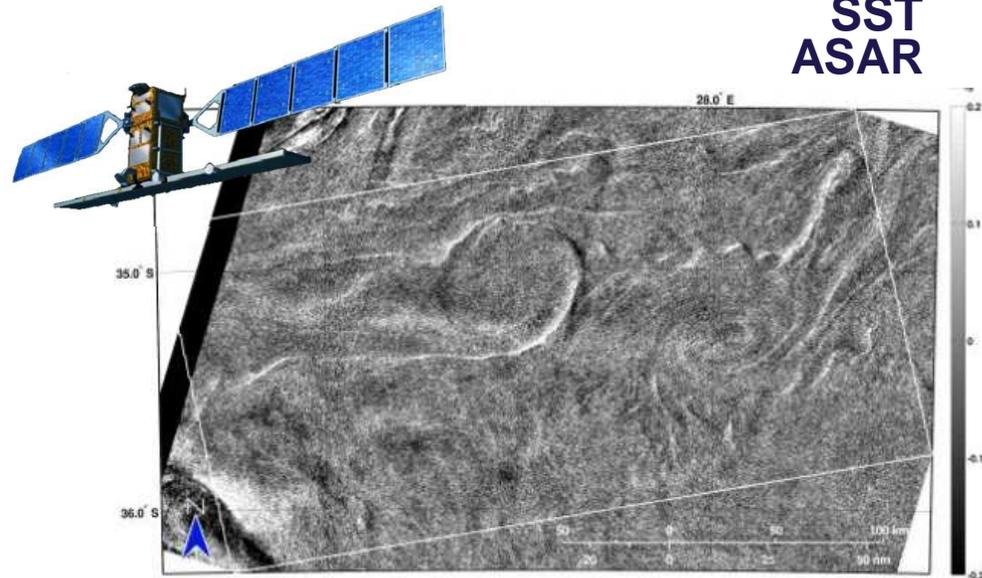


# Complementarity with other satellite observations

- combined use of multiple sensors allows to infer fine scale dynamics (e.g. convergence/divergence)
- New observed products, new parameters for model assimilation



**SST  
ASAR**



Credits: Kudryavtsev et al

# Conclusion

## Altimétrie et la circulation océanique

20 ans des observations altimétriques a révolutionné l'observation de la dynamique océanique

Altimétrie est la seule capteur spatiale capable de suivre les structures océanique en dessous de la couche de mélange, et par tous le temps (jour/nuit et dans la présence de nuages)

=> Il faut combiner les obs. altimétriques avec les obs. de la couche de mélange (SST, couleur de l'eau), ou les capteurs in-situ (Argo / CTDs / XBTs) pour bien comprends la répartition verticale de l'océan.

Ces observations altimétriques nadir, globale, répétés, ont montrer les phénomènes nouveaux, ou la comportement de la dynamique océanique qui n'était pas prévue ... on attend de découverts imprévus avec SWOT!

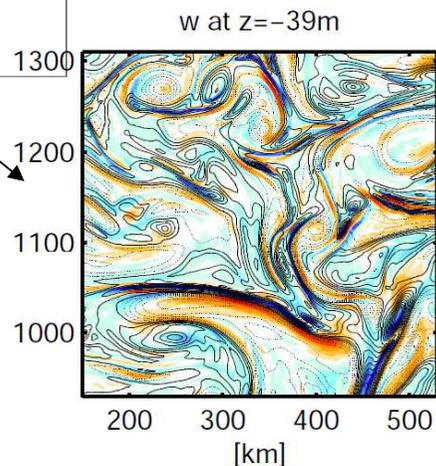
=> Un travail en continue entre les observations, la théorie, et les modèles numériques pour une meilleur connaissance de la dynamique océanique!

# Reconstruction de vitesses verticales : couches 0-500 m

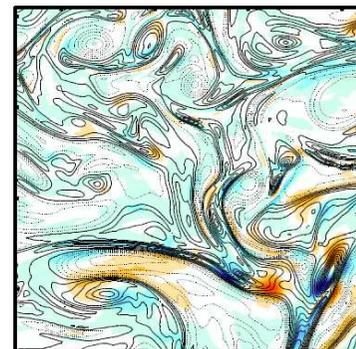
3D dynamics in the upper ocean can be diagnosed using HR SSH & sQG theory (to take into account the mesoscale and submesoscale eddy turbulence) including diabatic processes in the mixed layer with SST and Scatterometer data (to take into account the **vertical mixing** driven by the air sea Fluxes)

(Klein et al. 2012))

Observed W field  
within the ML  
(in color)

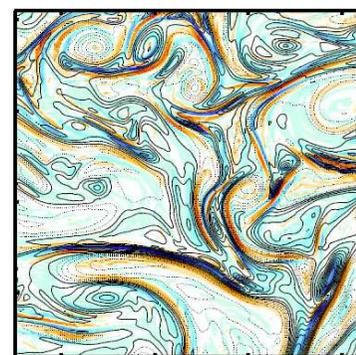


w adiabatic



Diagnosed W field  
without mixing

w diabatic



Diagnosed W field  
with mixing

*Klein et al., LPO*