



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement



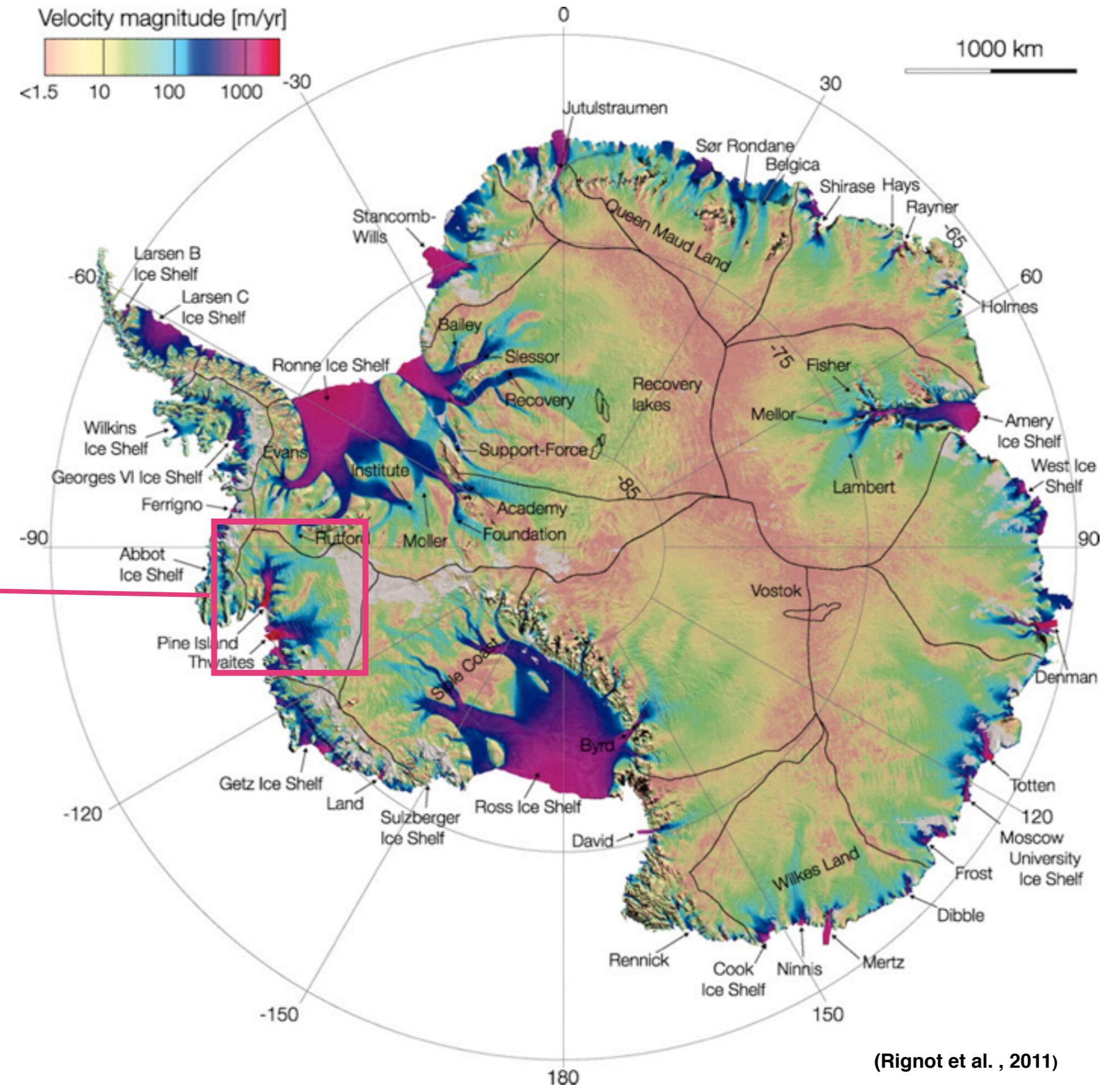
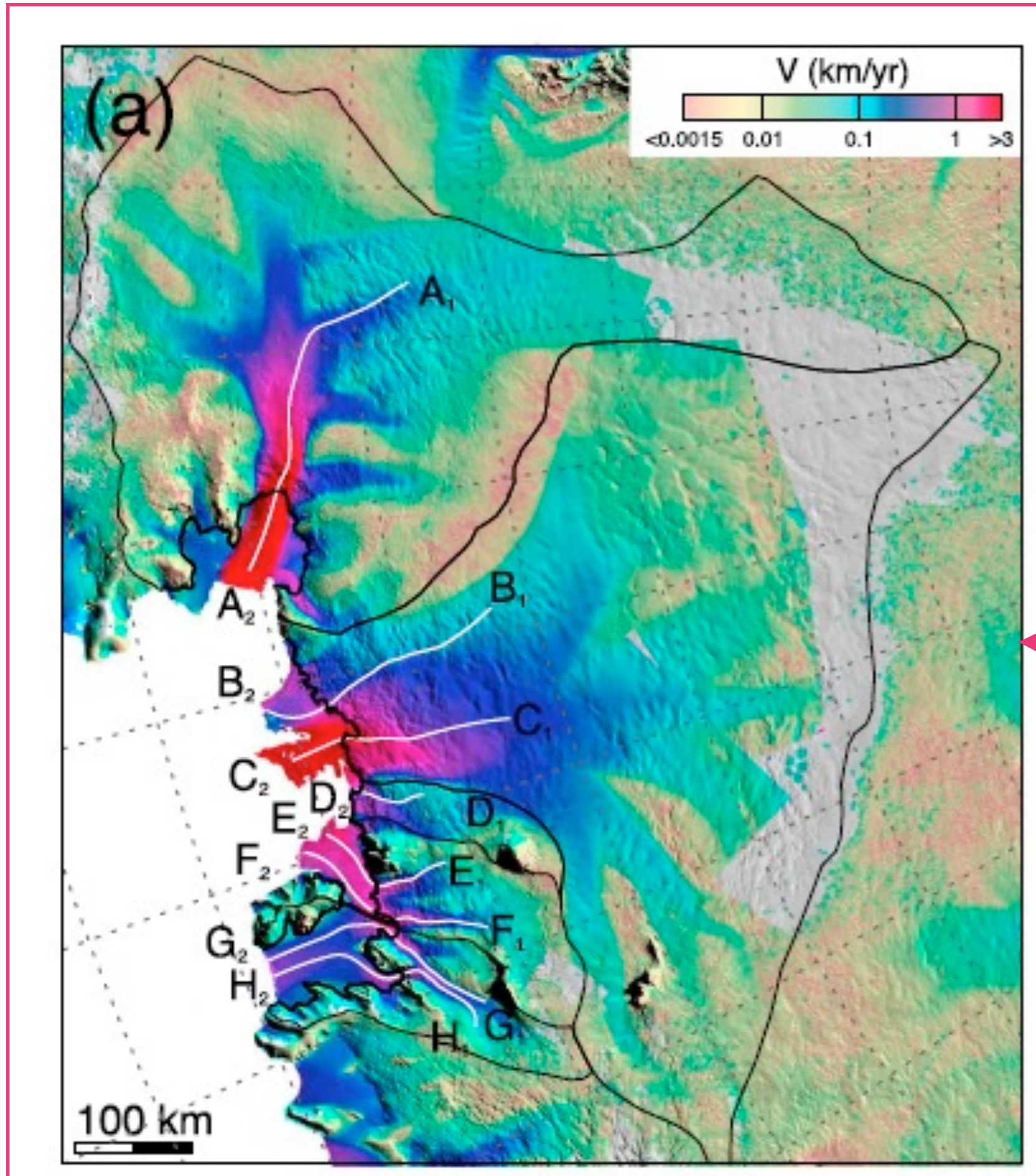
La forme de la loi de friction sous Pine Island Glacier contrainte par assimilation de vitesses de surface acquises entre 1996 et 2010

Fabien Gillet-Chaulet

LGGE - Grenoble - France

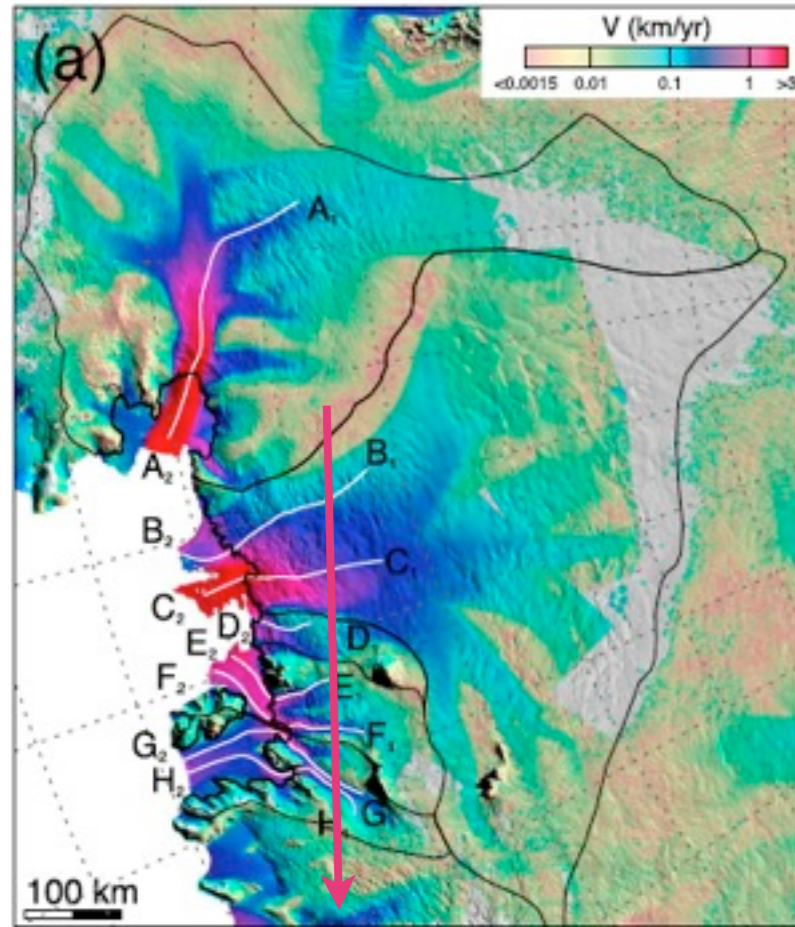
G. Durand, O. Gagliardini, C. Mosbeux, J. Mouginit, F. Rémy, C. Ritz

Vitesse de surface observées



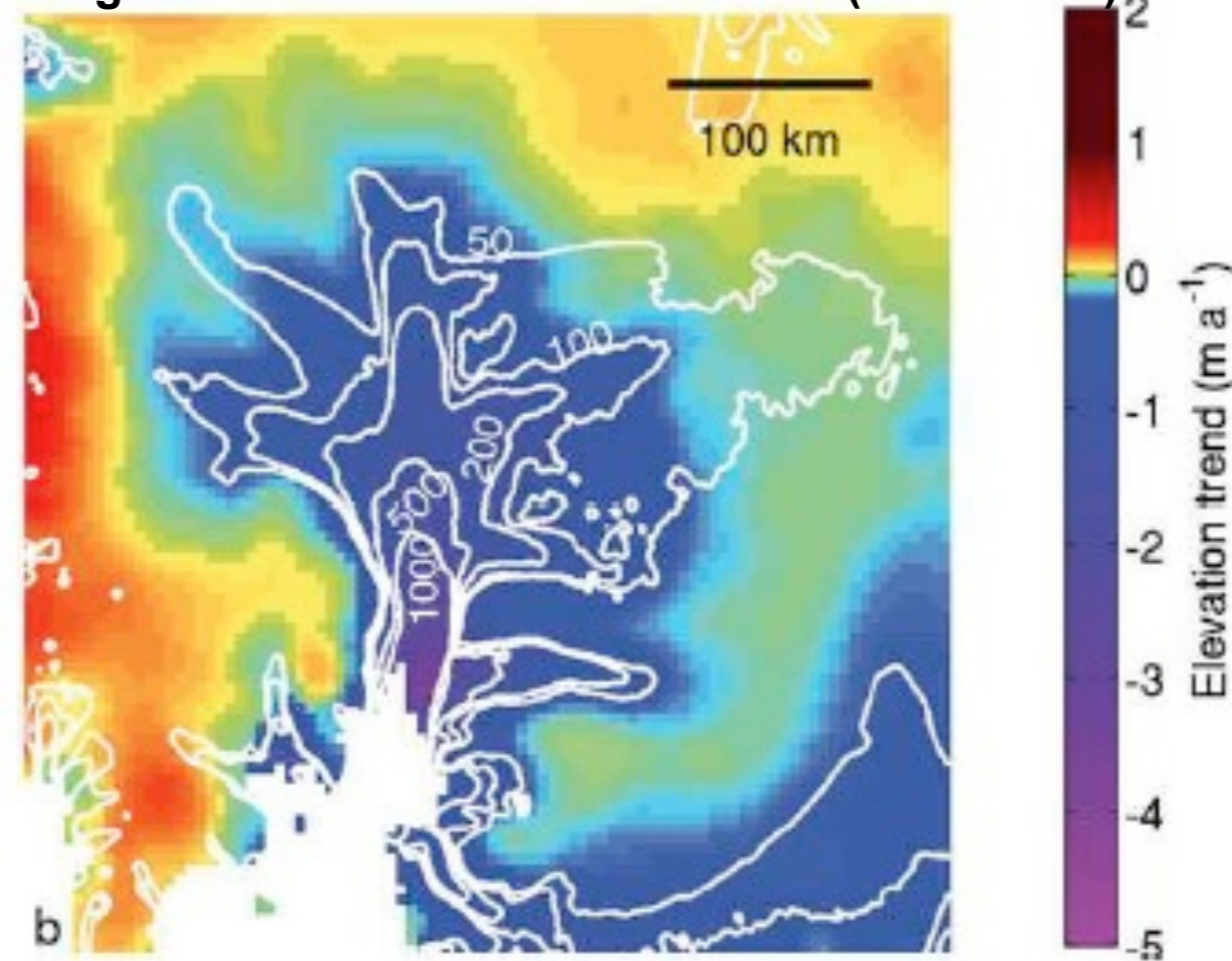
(Rignot et al., 2011)

Pine Island Glacier- Accélération et perte de masse

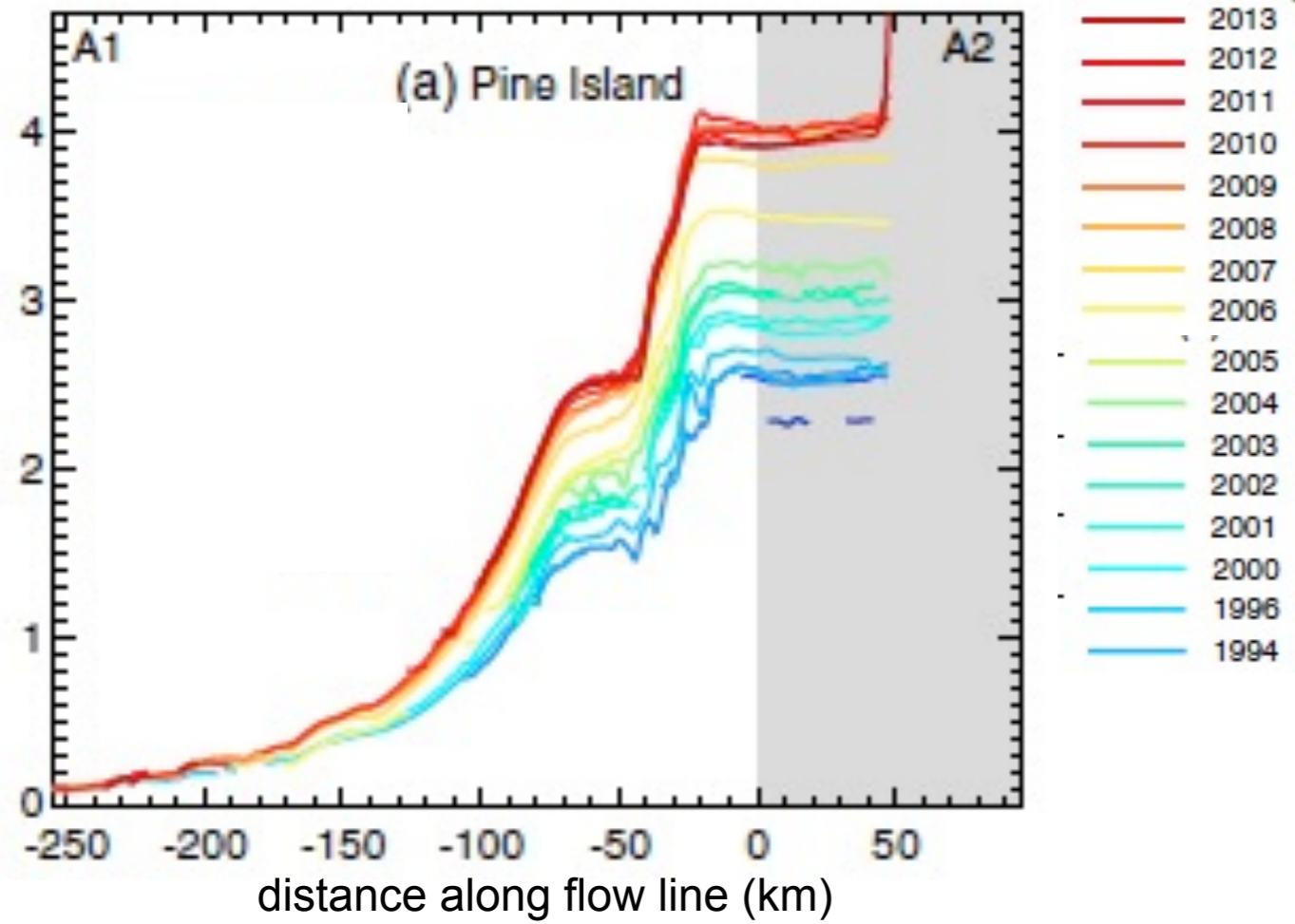
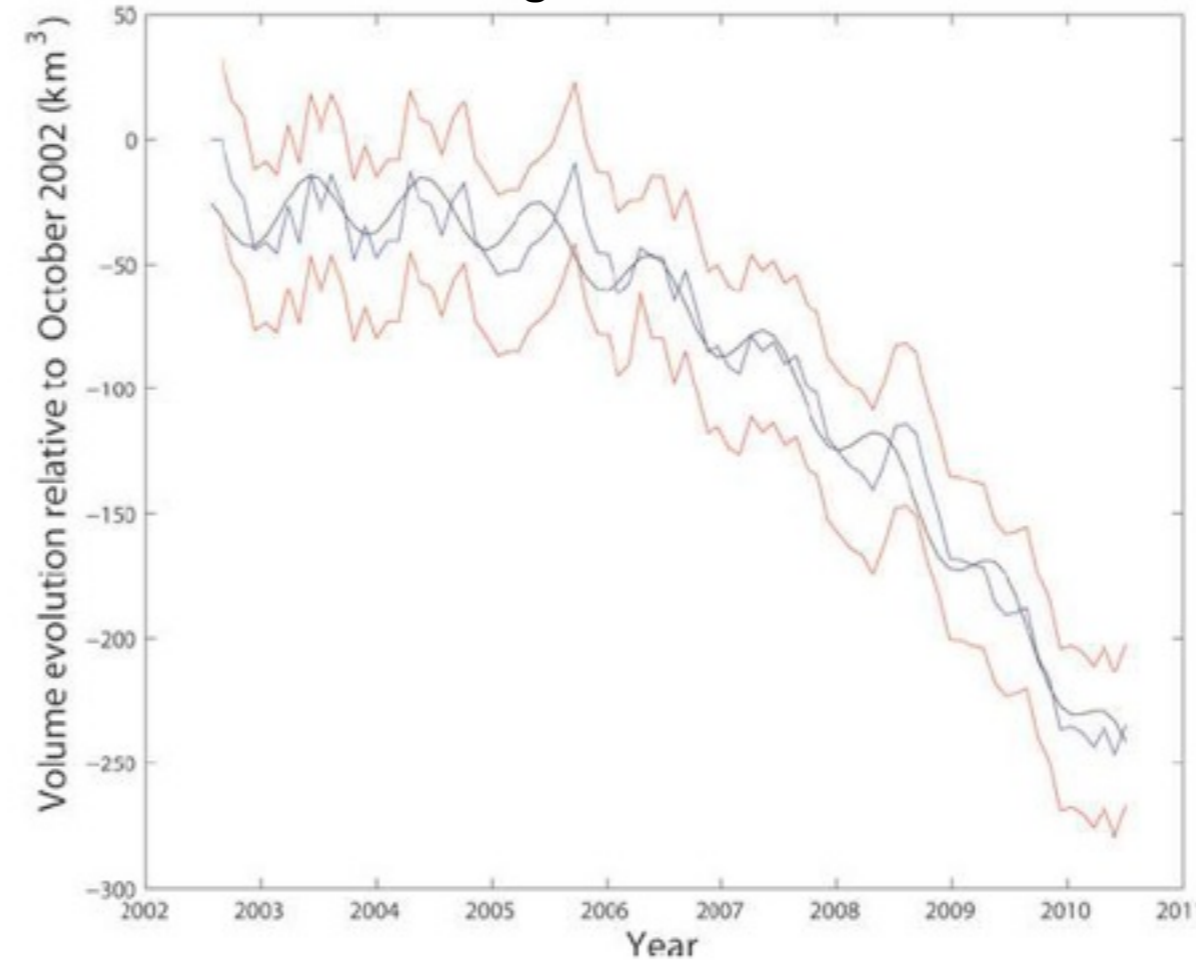


Vitesse de surface le long de la ligne centrale

Changement d'élévation de la surface (2002-2012)



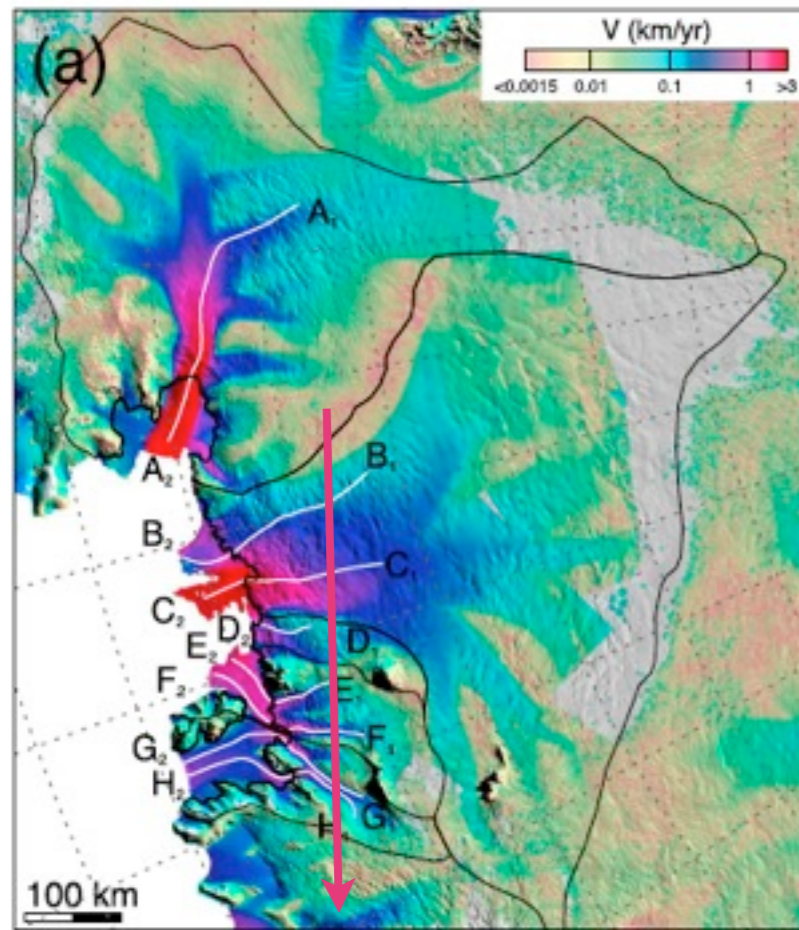
Changement de volume



(mouginot et al., 2014)

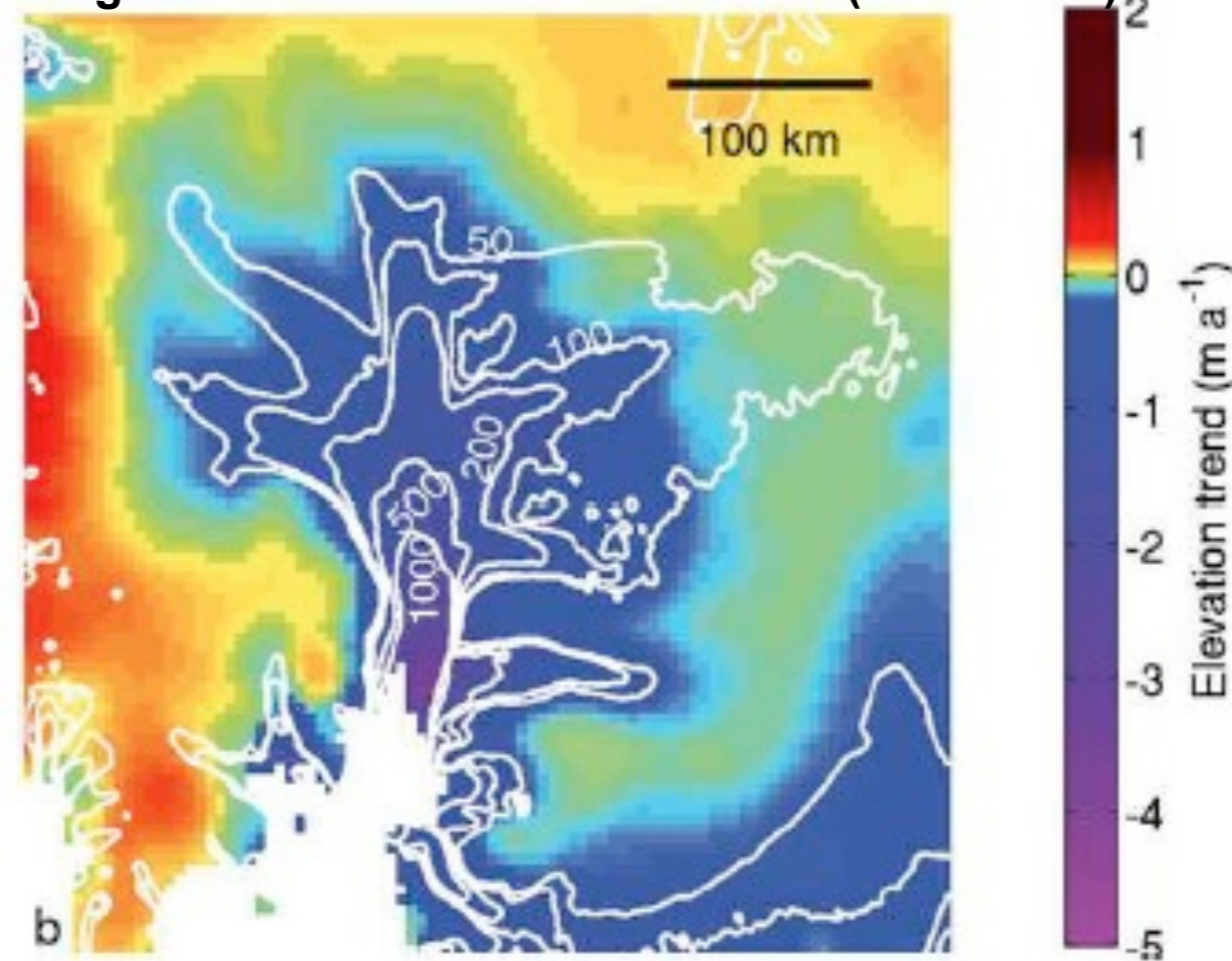
(Flament et Rémy, 2012)

Pine Island Glacier- Accélération et perte de masse

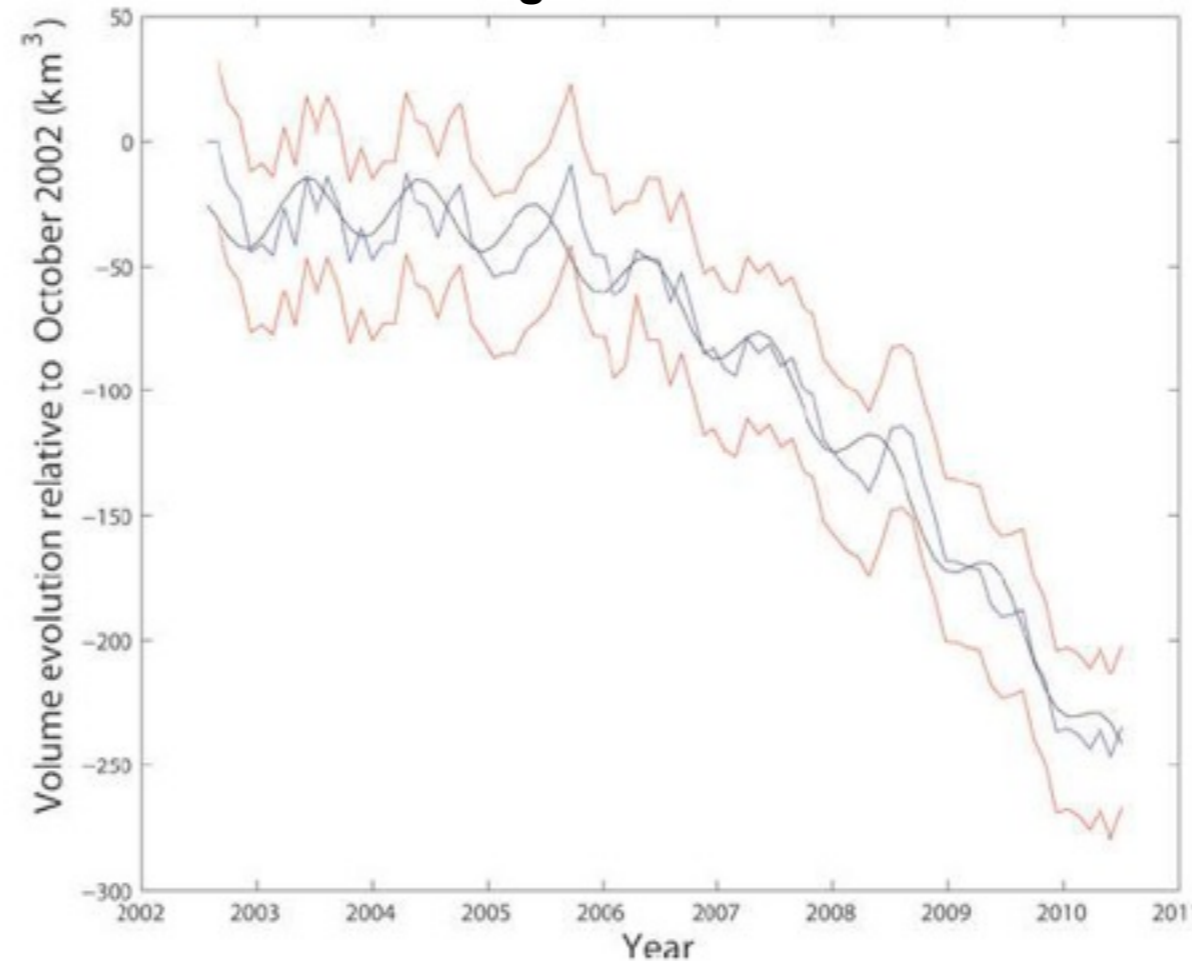


Vitesse de surface le long de la ligne centrale

Changement d'élévation de la surface (2002-2012)

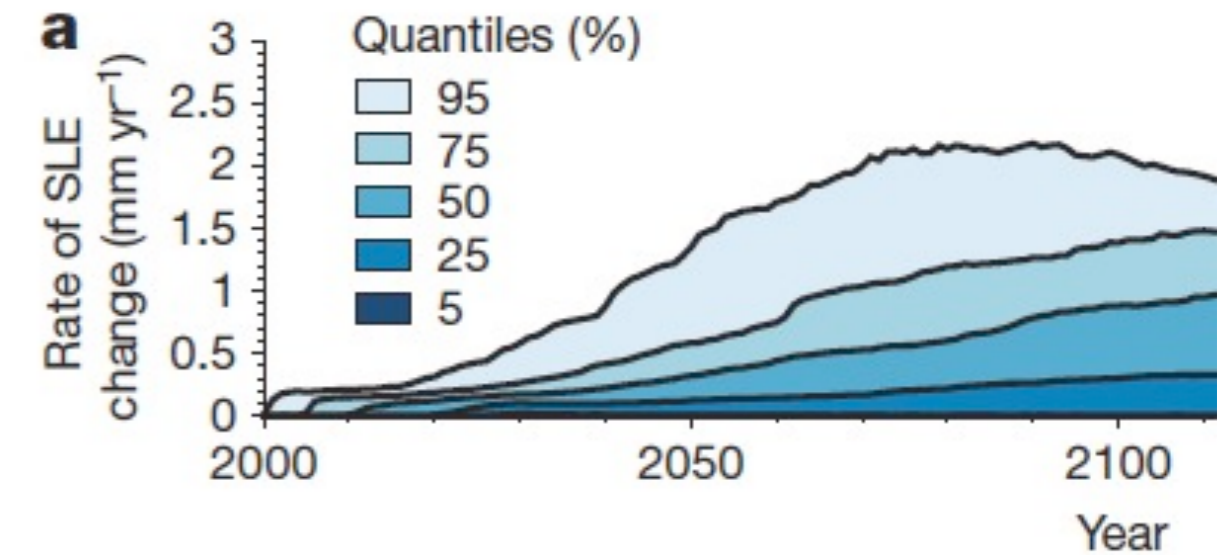


Changement de volume



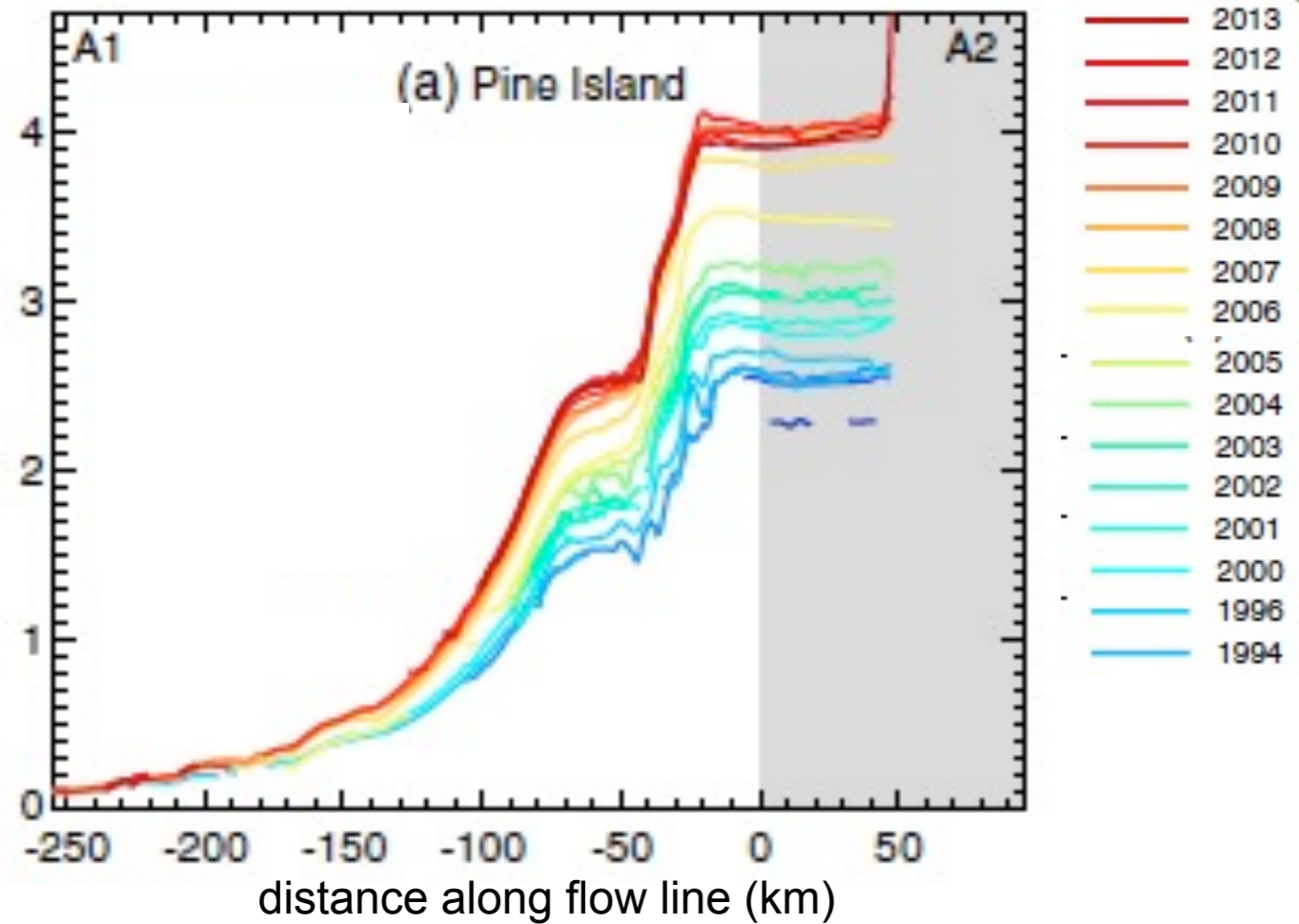
(Flament et Rémy, 2012)

**Le plus gros contributeur à l'élévation du niveau moyen des océans
Contribution en augmentation dans le futur!**

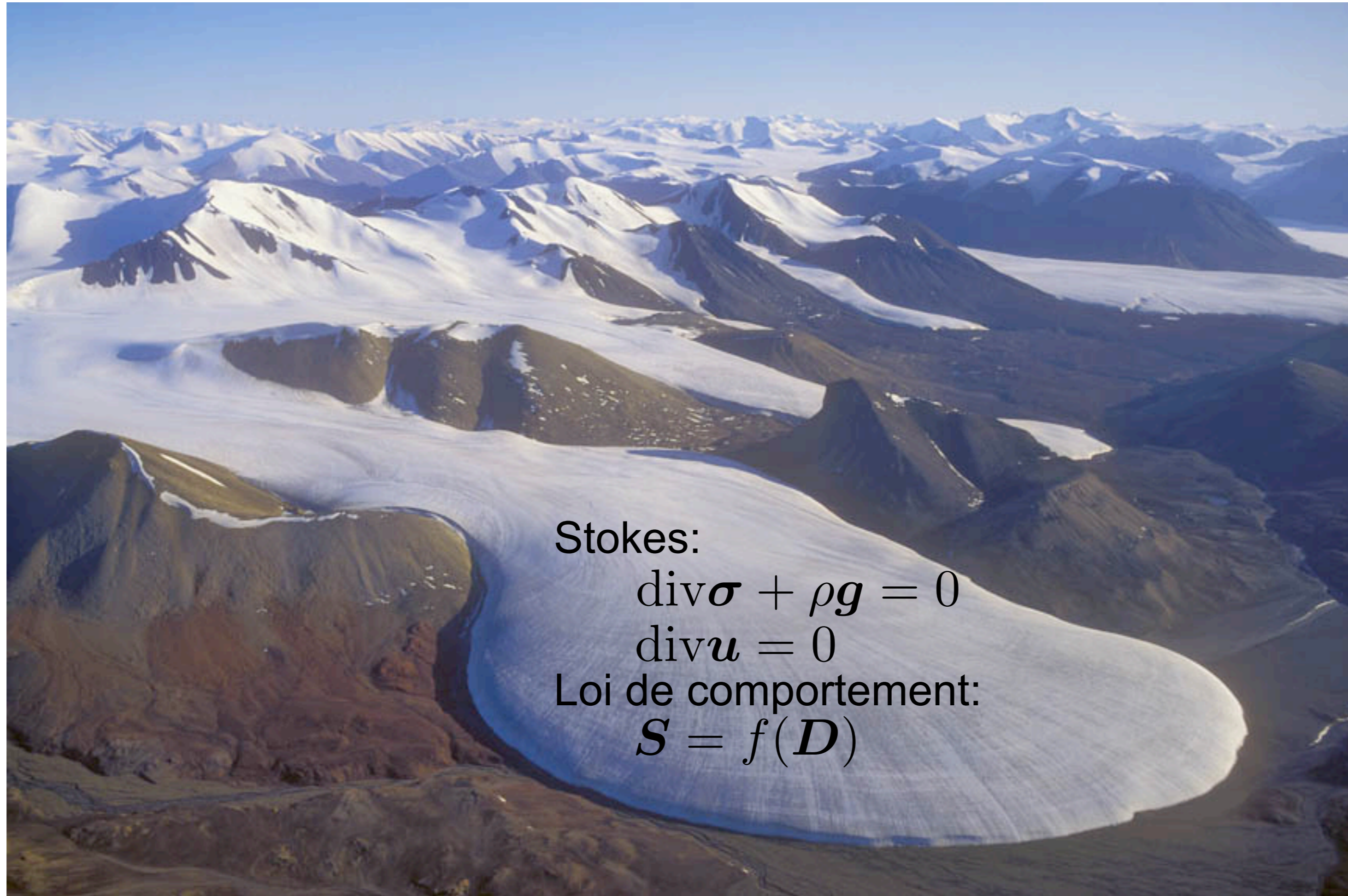


(Ritz et al., 2016)

**Objectif:
améliorer les prévisions de la contribution dynamique des calottes à la montée du niveau des océans**



(mouginot et al., 2014)



Stokes:

$$\operatorname{div} \boldsymbol{\sigma} + \rho \mathbf{g} = 0$$

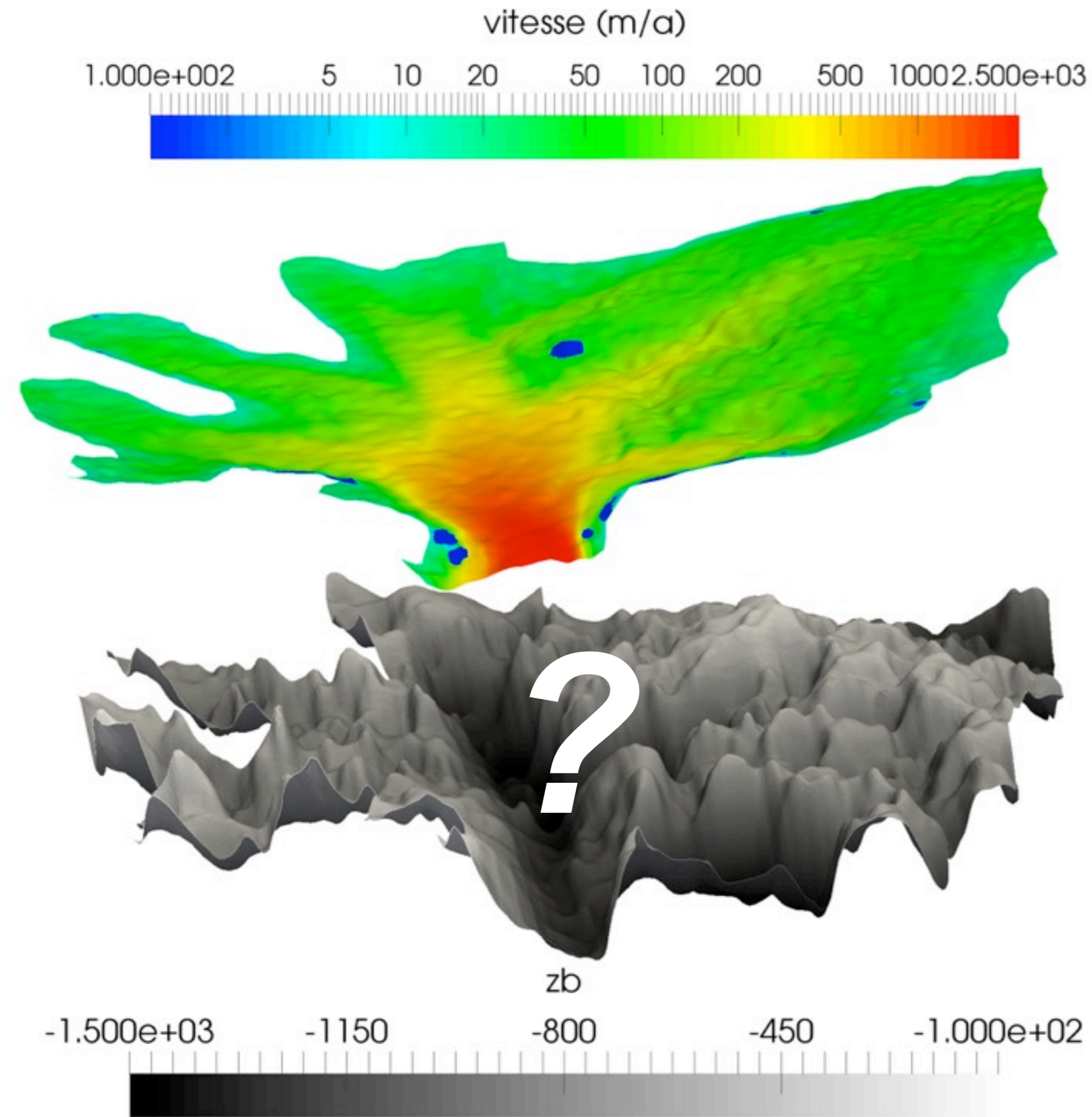
$$\operatorname{div} \mathbf{u} = 0$$

Loi de comportement:

$$\mathbf{S} = f(\mathbf{D})$$

piedmont glacier, Quttinirpaaq National Park, Ellesmere Island

Des conditions basales incertaines

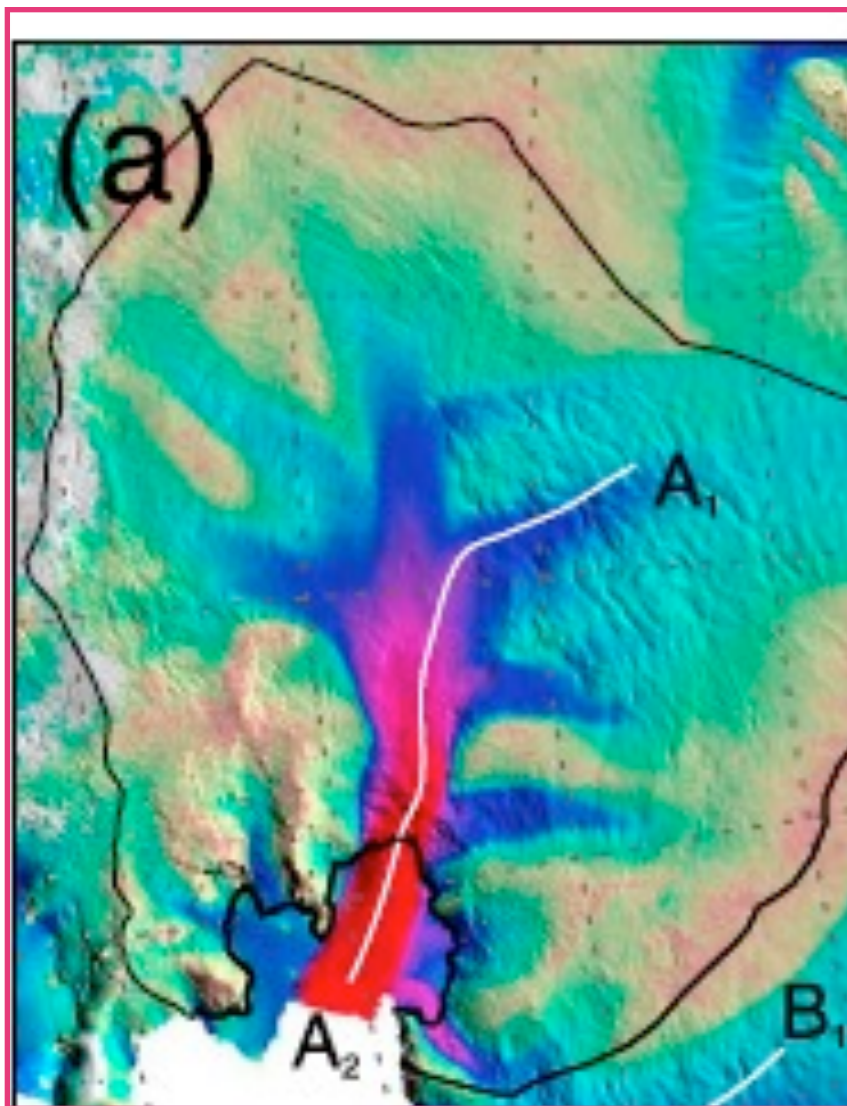


- L'écoulement rapide dépend fortement du **glissement** de la glace sur son socle
- Le glissement dépend de la **nature du socle** (rigide ou déformable), de ses **propriétés** (rugosité), de la **pression d'eau**,
- Le glissement peut être extrêmement **variable en espace et en temps**
- Par définition les conditions basales ne sont **pas observables** directement

Conditions basales: loi de friction

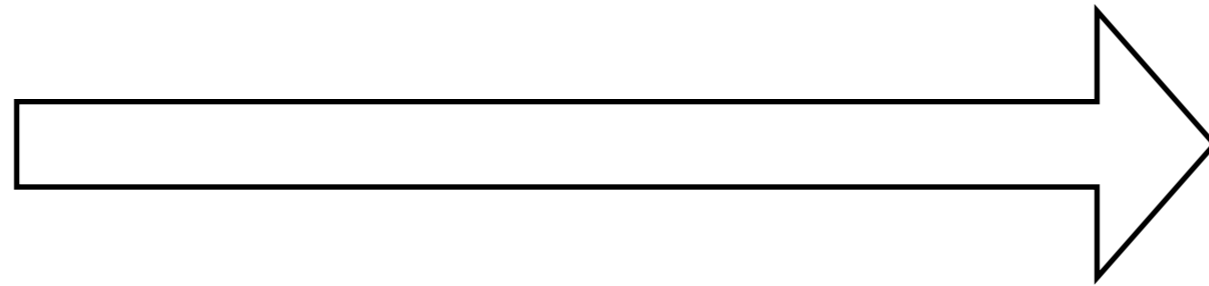
- Le glissement basal est souvent paramétré par une loi de friction (loi de Weertman): $\tau_b = C u_b^{1/m-1} u_b$
- La plupart de modèles sont équipés de méthodes inverses pour contraindre C (Pression d'eau, rugosité, composition,...)

Vitesses observées @ t=YYYY

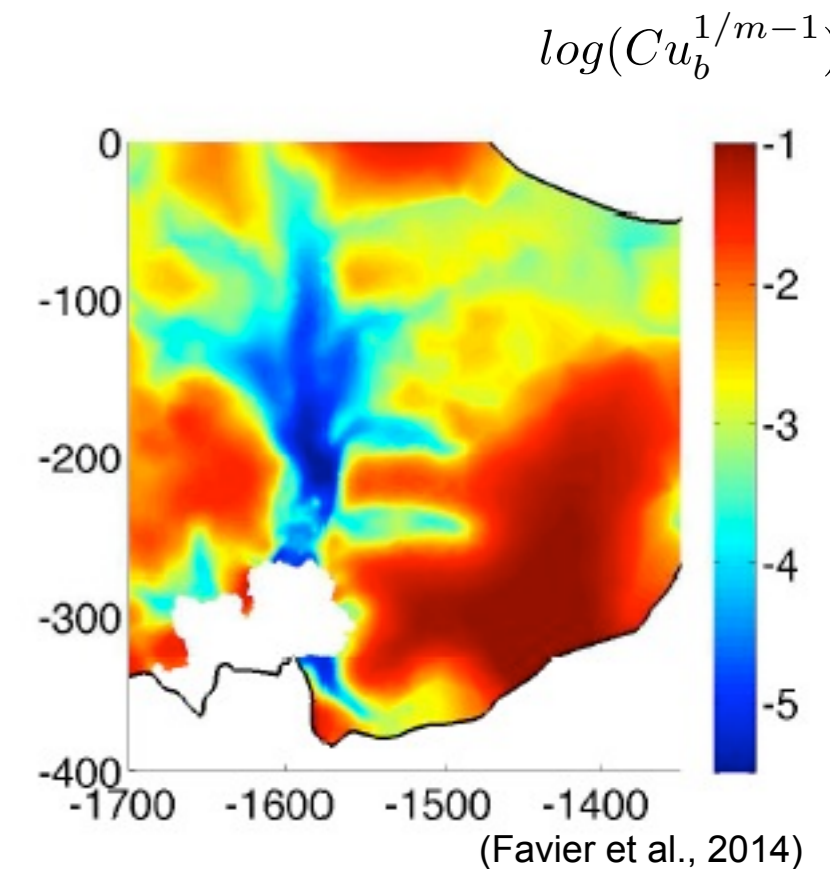
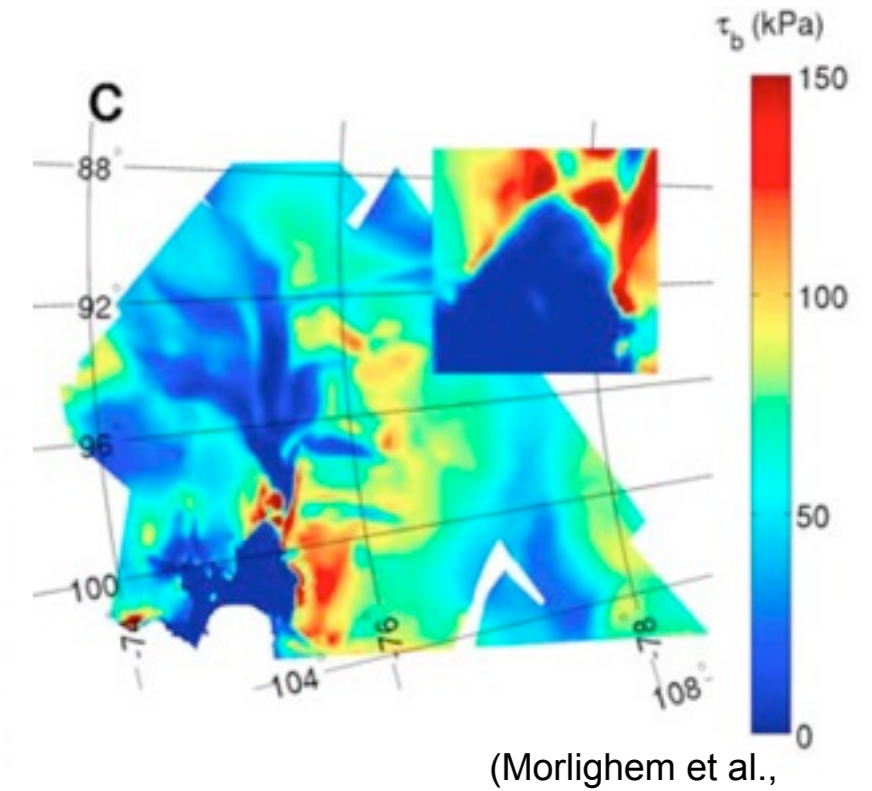
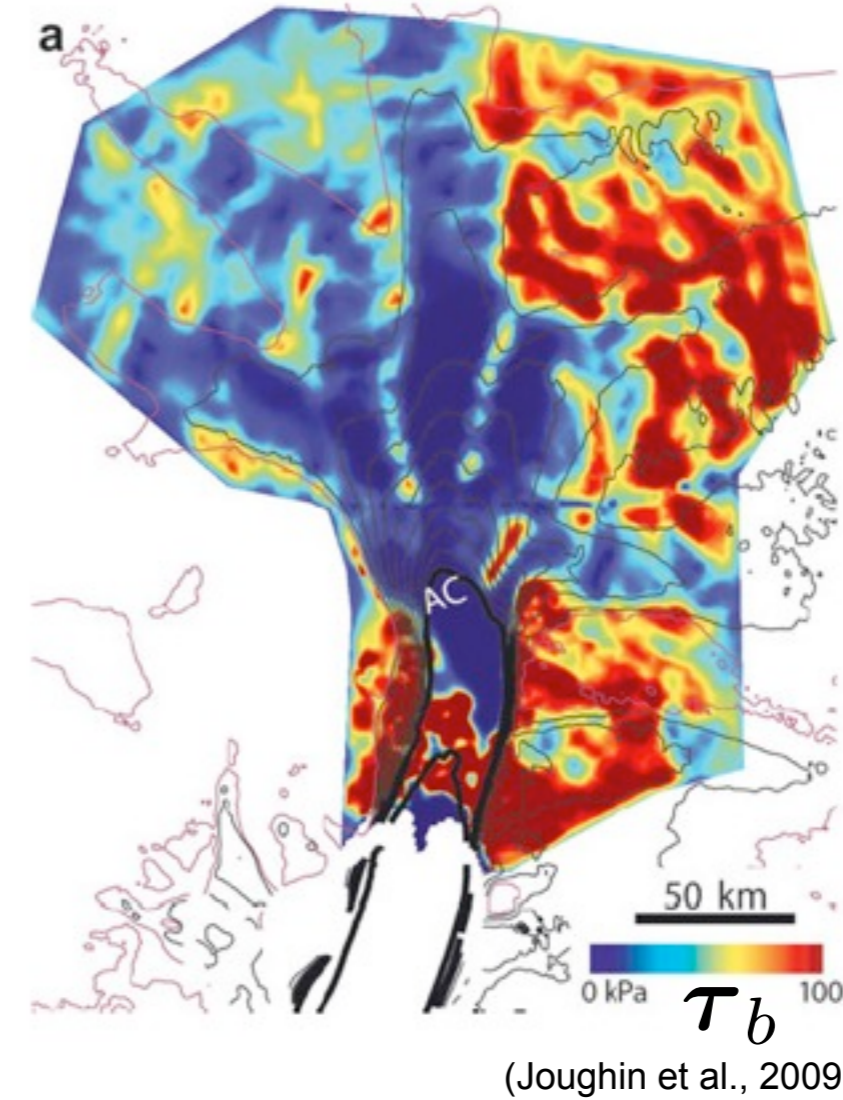


méthode inverse:

- adjoint (Mac Ayeal, 1993)
- méthode de Robin (Arthern and Gudmundsson, 2010)



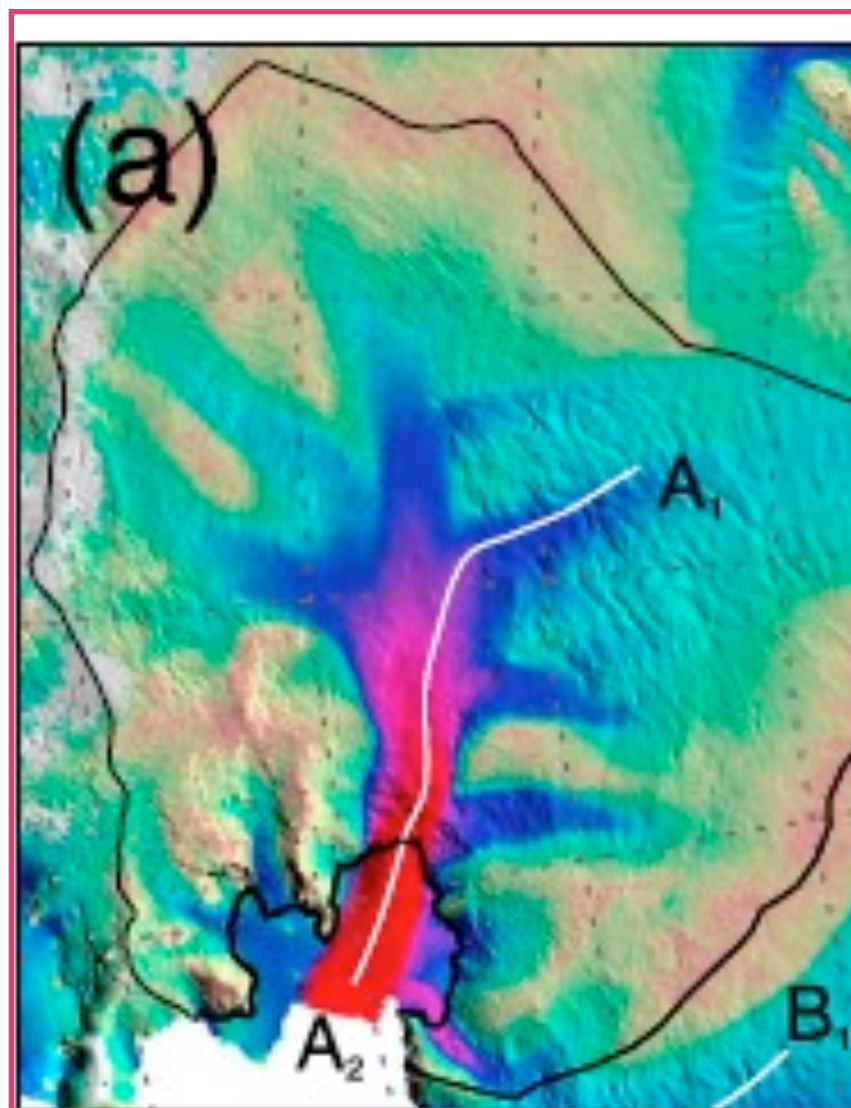
Contrainte basale



Conditions basales: loi de friction

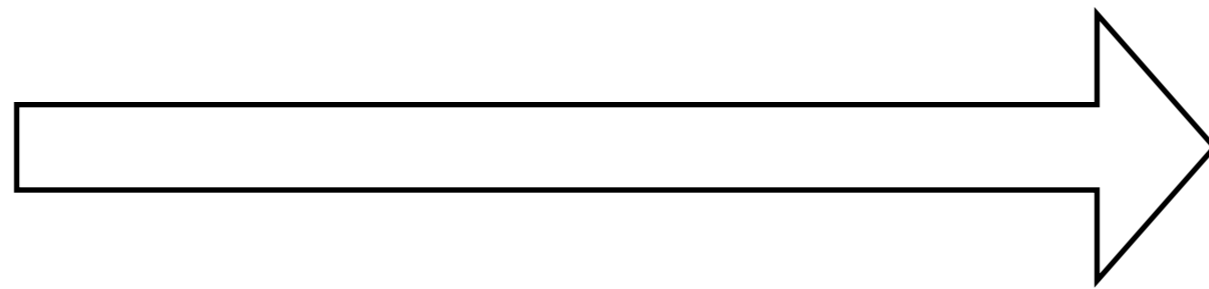
- Le glissement basal est souvent paramétré par une loi de friction (loi de Weertman): $\tau_b = C u_b^{1/m-1} u_b$
- La plupart de modèles sont équipés de méthodes inverses pour contraindre C (Pression d'eau, rugosité, composition,...)

Vitesses observées @ t=YYYY



méthode inverse:

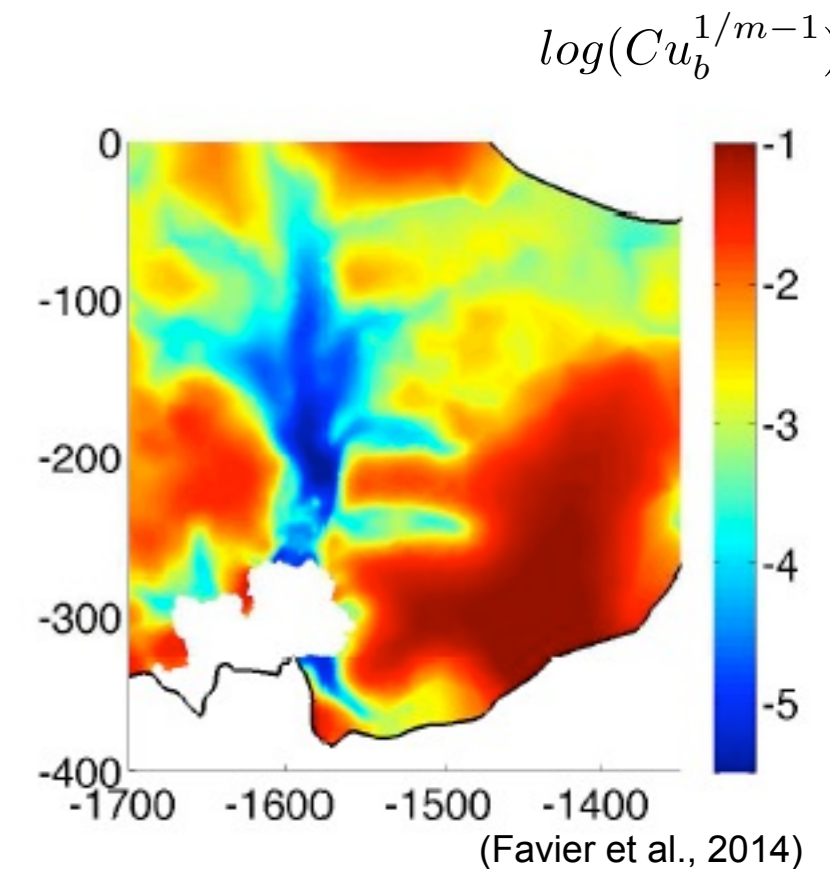
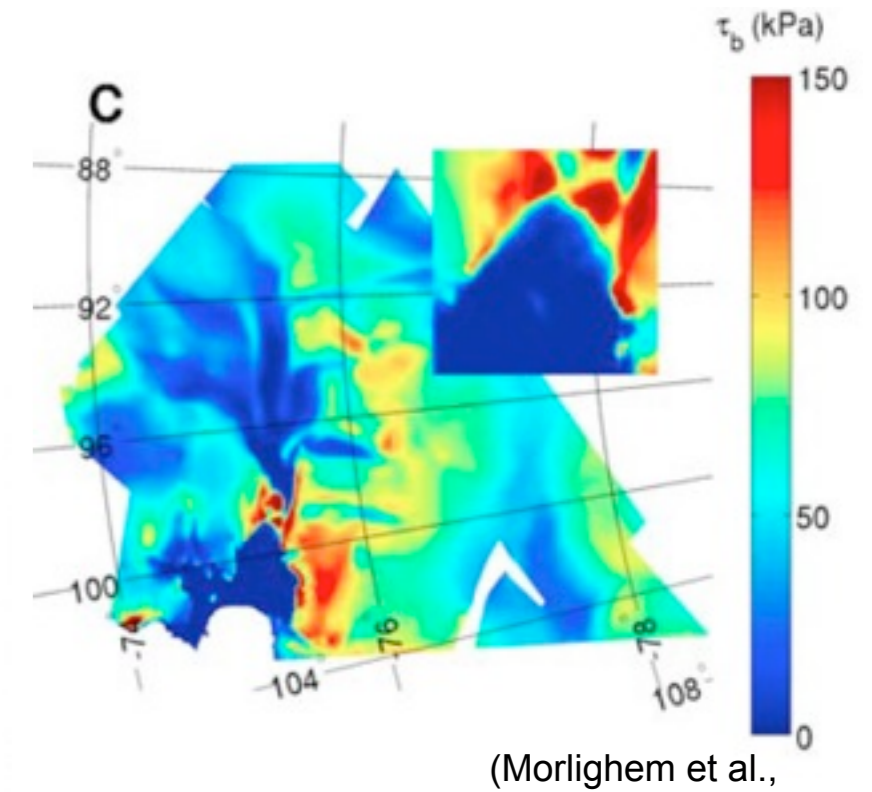
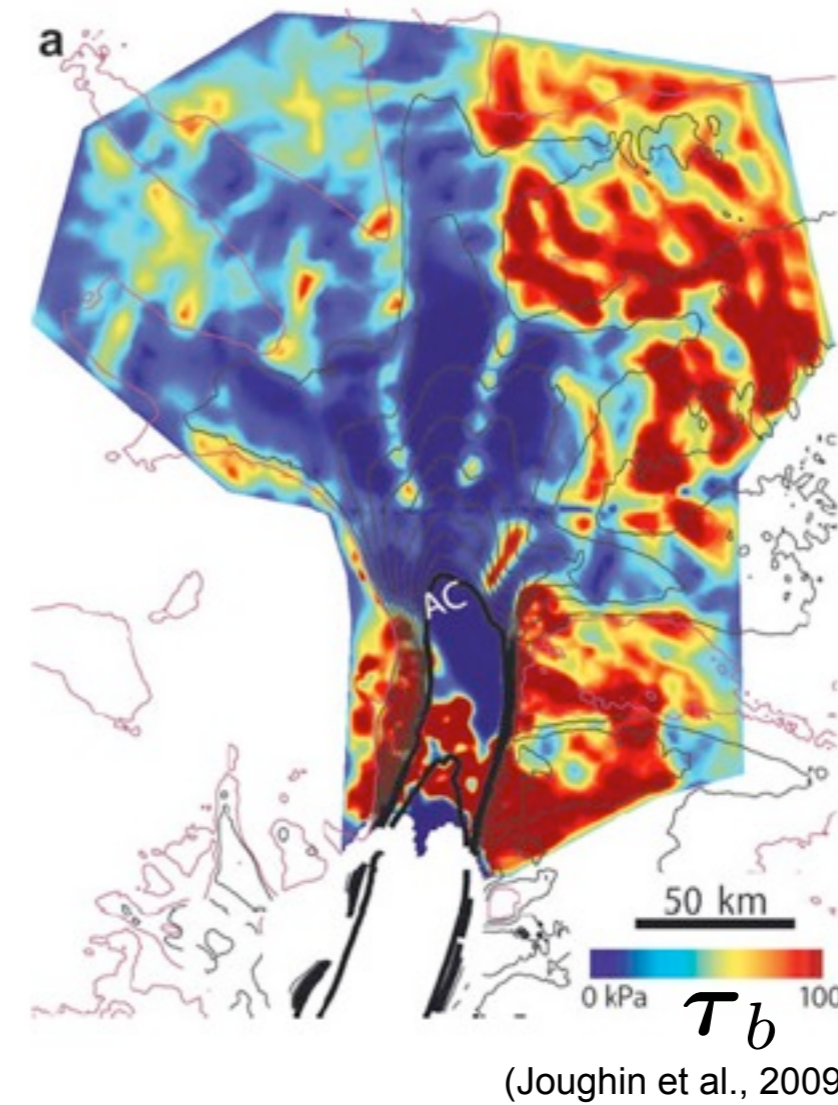
- adjoint (Mac Ayeal, 1993)
- méthode de Robin (Arthern and Gudmundsson, 2010)



Permet de contraindre uniquement la friction effective:

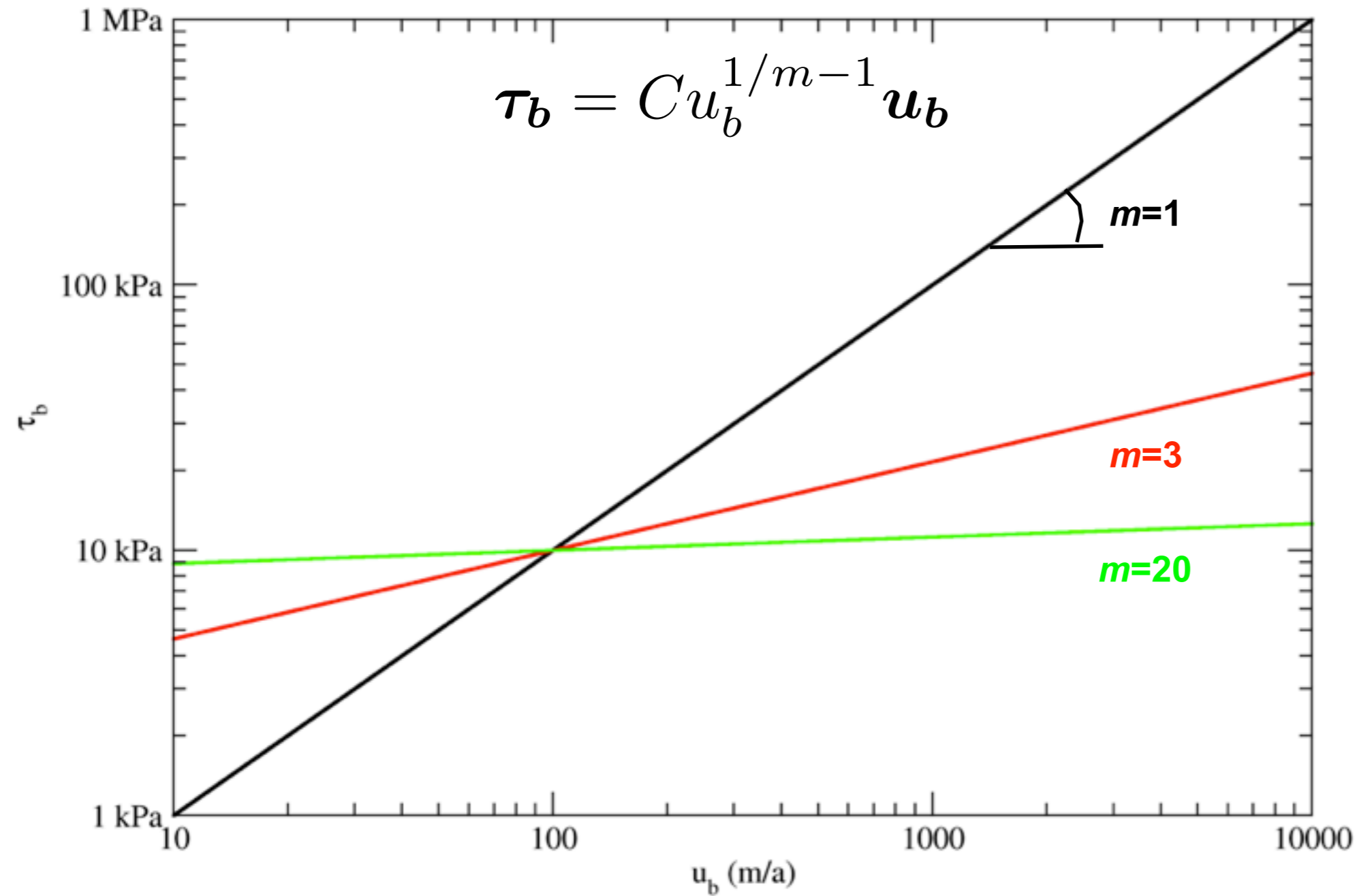
$$C_{eff} = C u_b^{1/m-1}$$

Contrainte basale



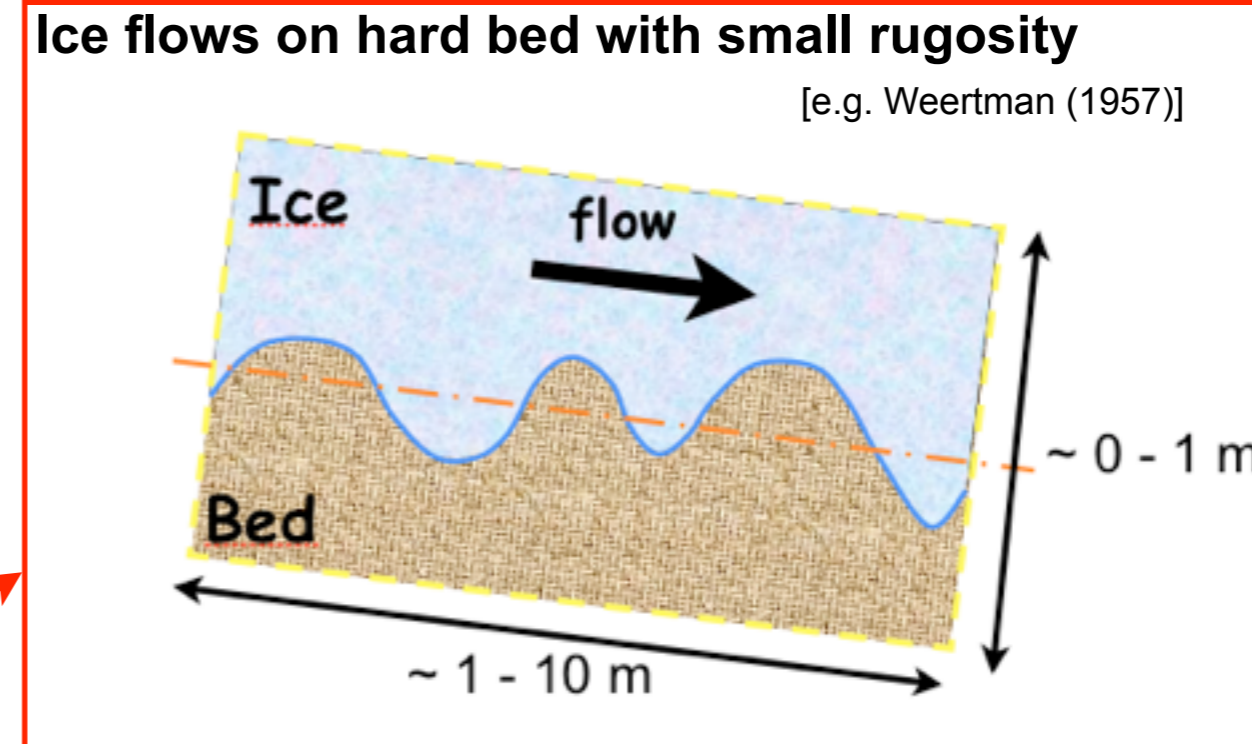
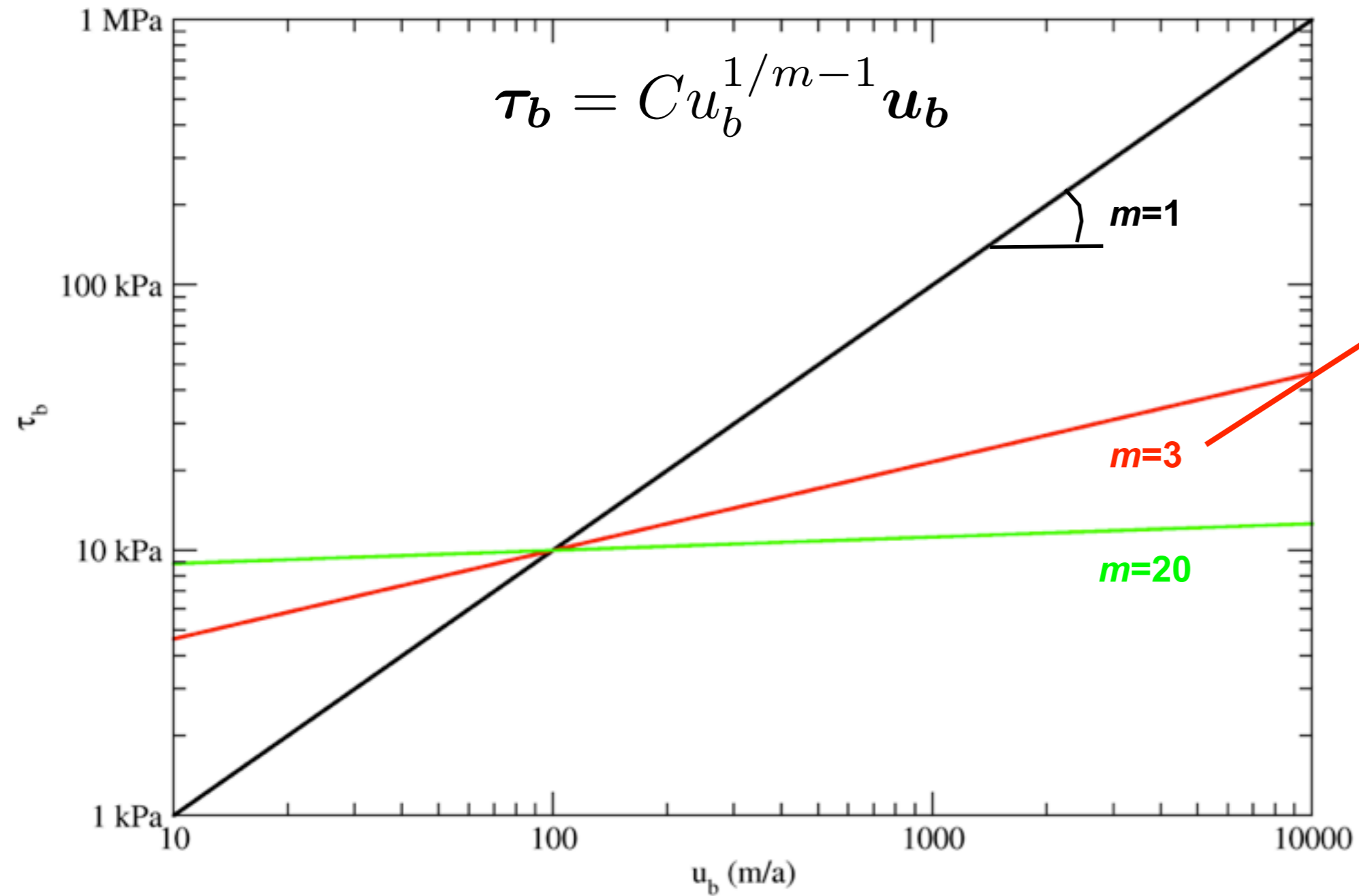
Conditions basales: loi de friction

- Les valeurs de m utilisées s'étalent de 1 à ∞ en fonction des processus



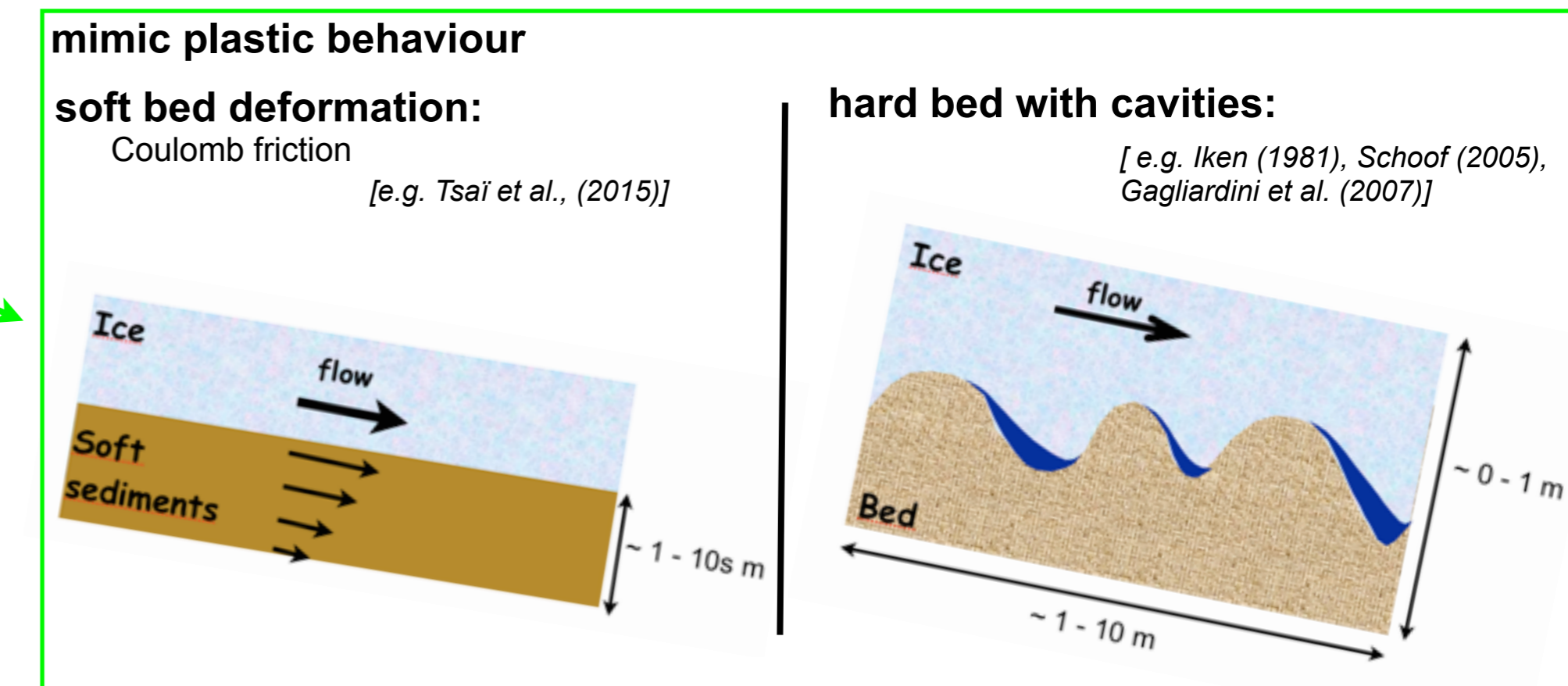
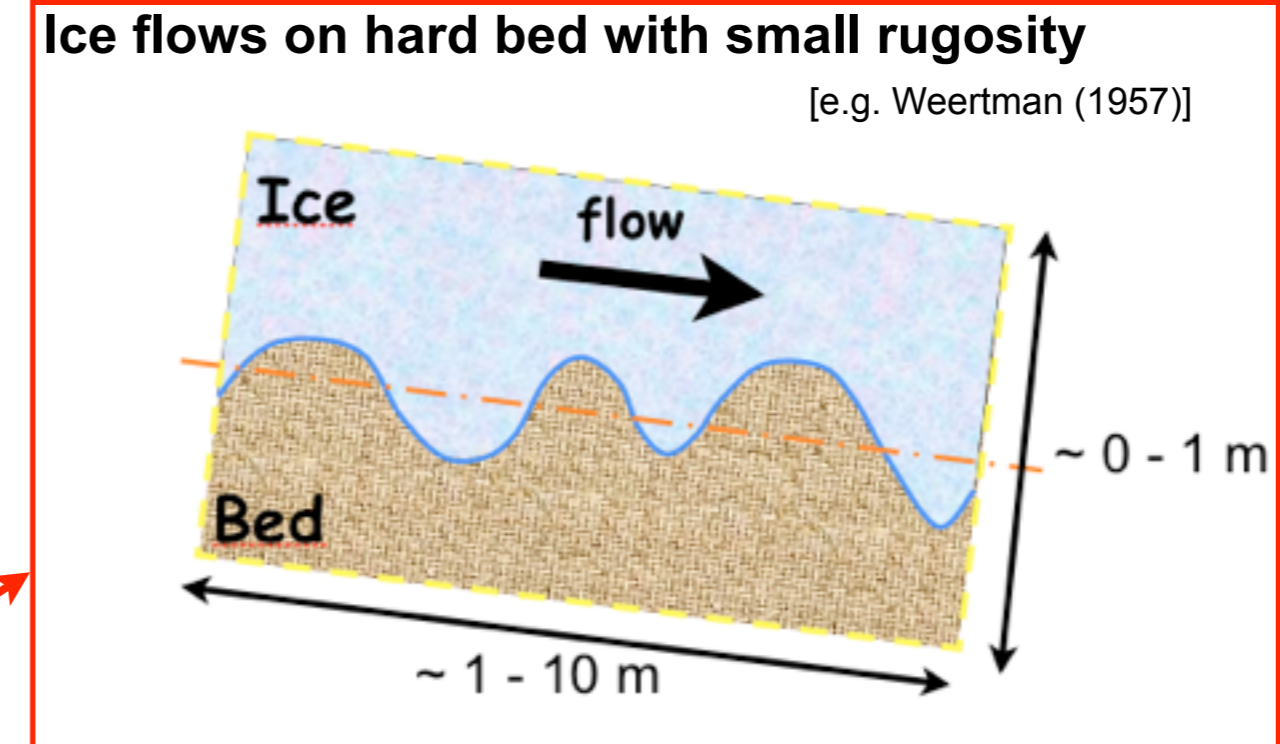
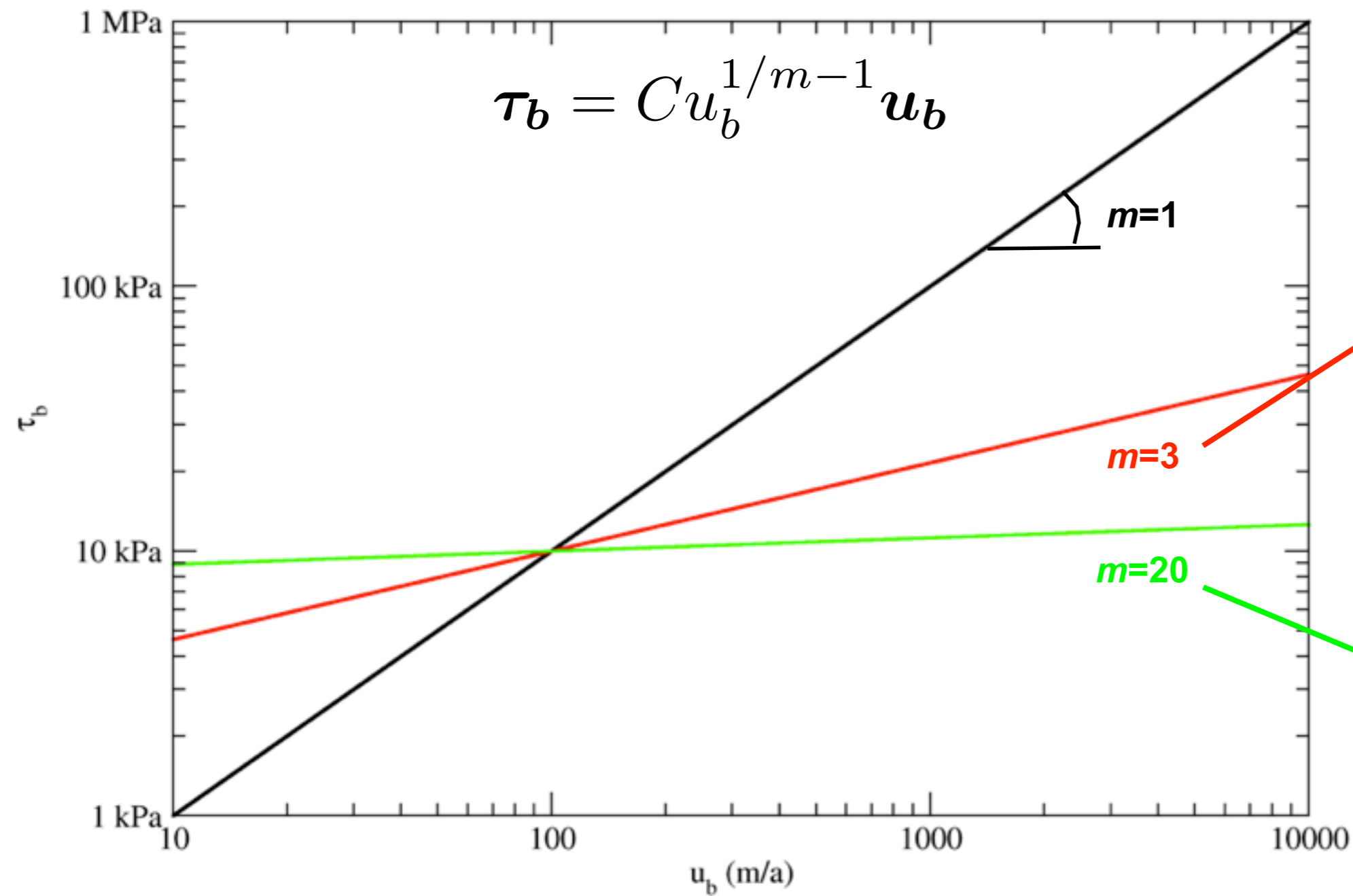
Conditions basales: loi de friction

- Les valeurs de m utilisées s'étalent de 1 à ∞ en fonction des processus



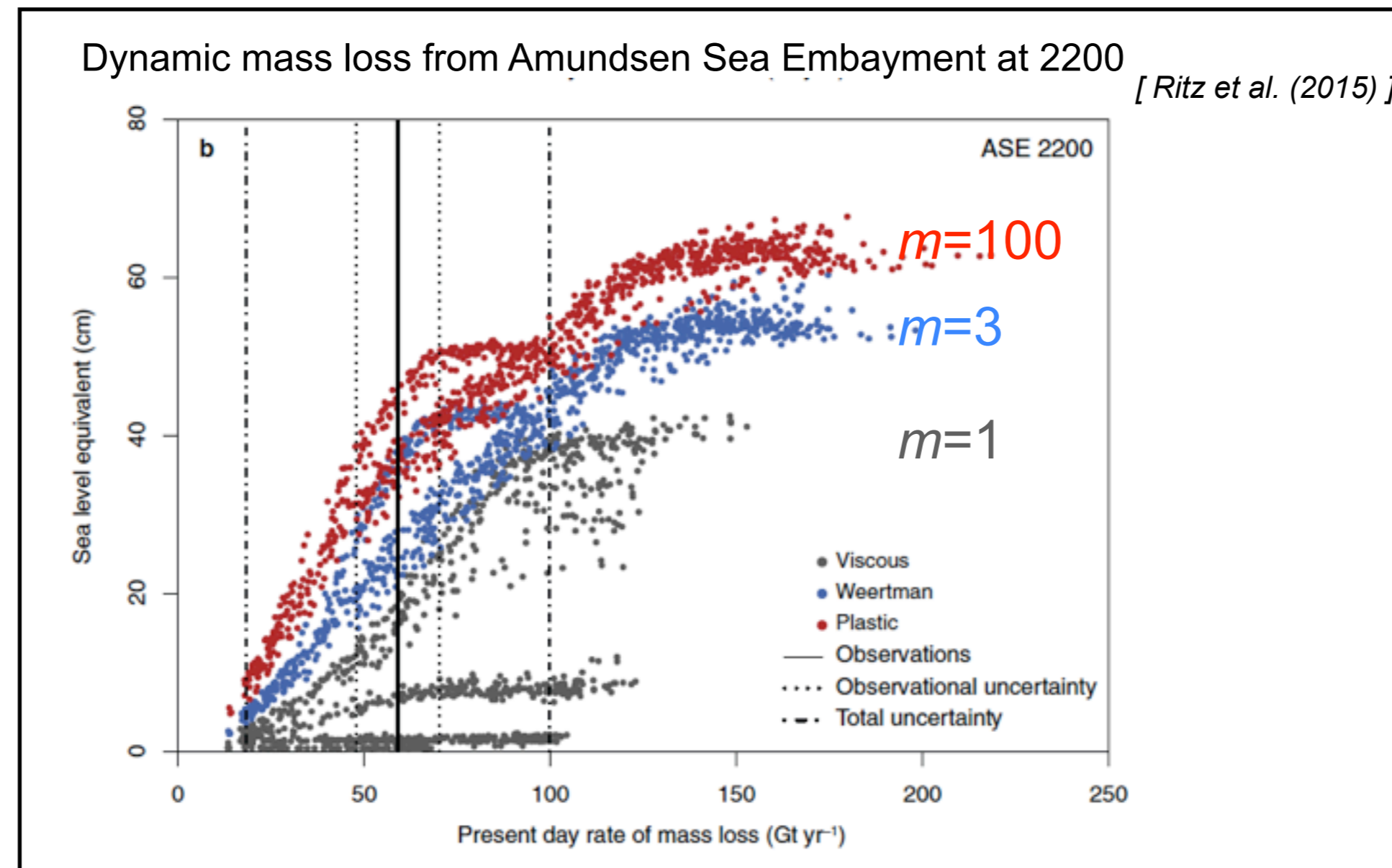
Conditions basales: loi de friction

- Les valeurs de m utilisées s'étalent de 1 à ∞ en fonction des processus

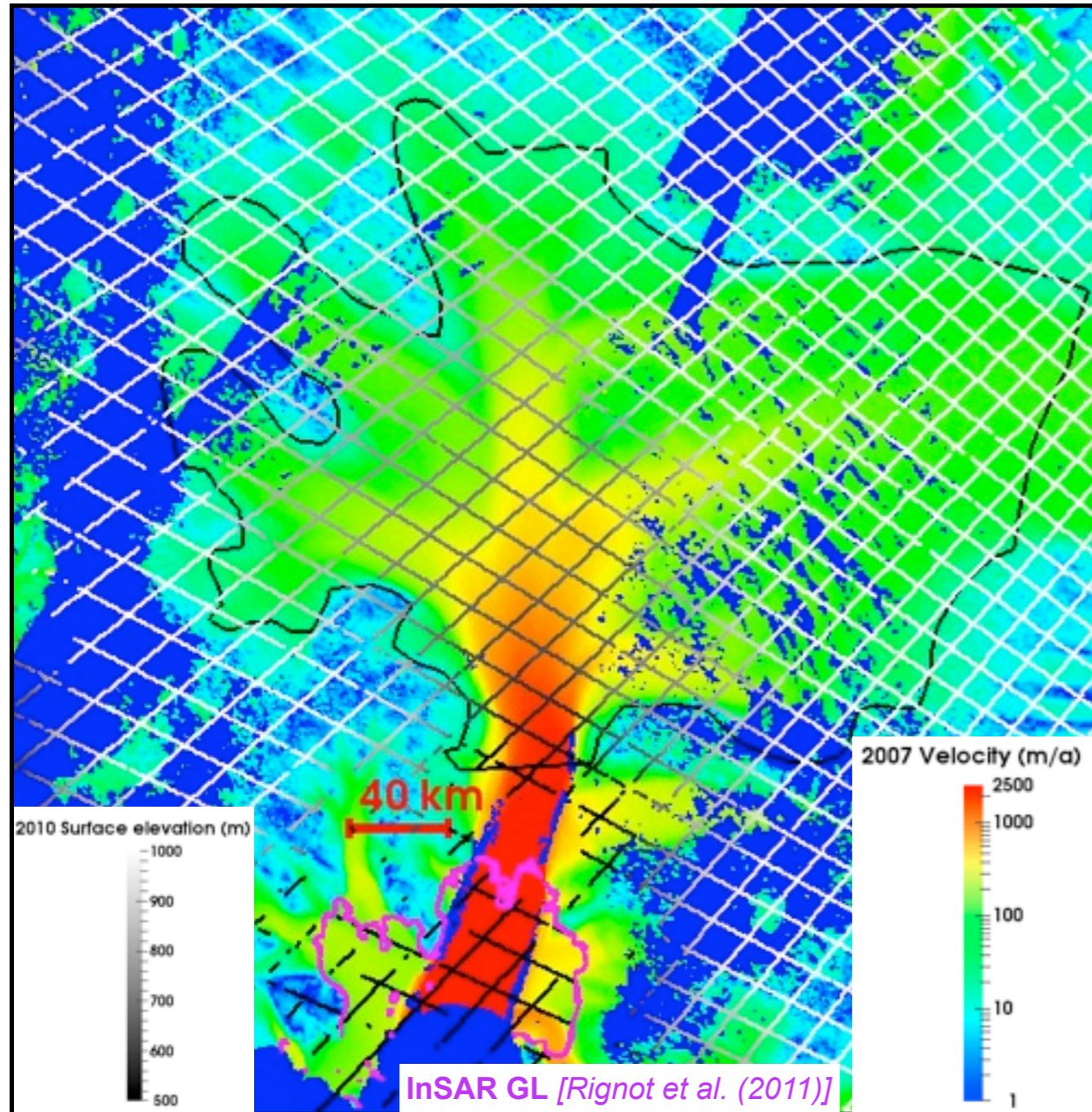


Objectif: contraindre la forme de la loi de friction

- Les prévisions de la contribution dynamique des calottes à la montée du niveau des océans sont très sensibles à m :



- Contraindre m nécessite des observations avec des **changements significatifs** de **contrainte basale** \mathcal{T}_b et/ou de **vitesse de glissement** u_b dans des régions où on peut **négliger les variations de C** (i.e. pas de changements de conditions basales: rugosité, pression d'eau, propriétés intrinsèques,)



Domaine modélisé:

- ~40km en amont de la ligne d'échouage
=> on suppose pas de changement de la pression d'eau basale
i.e. C constant dans le temps
- vitesses > 20 m/a
- Bonne couverture des observations

Observations:

- MEaSURES InSAR Velocity Maps

[Mouginot J., E. Rignot and B. Scheuchl (2014)]

- bonne couverture en **1996**, **2007**, **2008**, **2009** et **2010**

- Satellite Radar altimeter data:

- ERS (**1996**)
- Envisat (**2002-2010**) [Flament et Rémy (2012)]

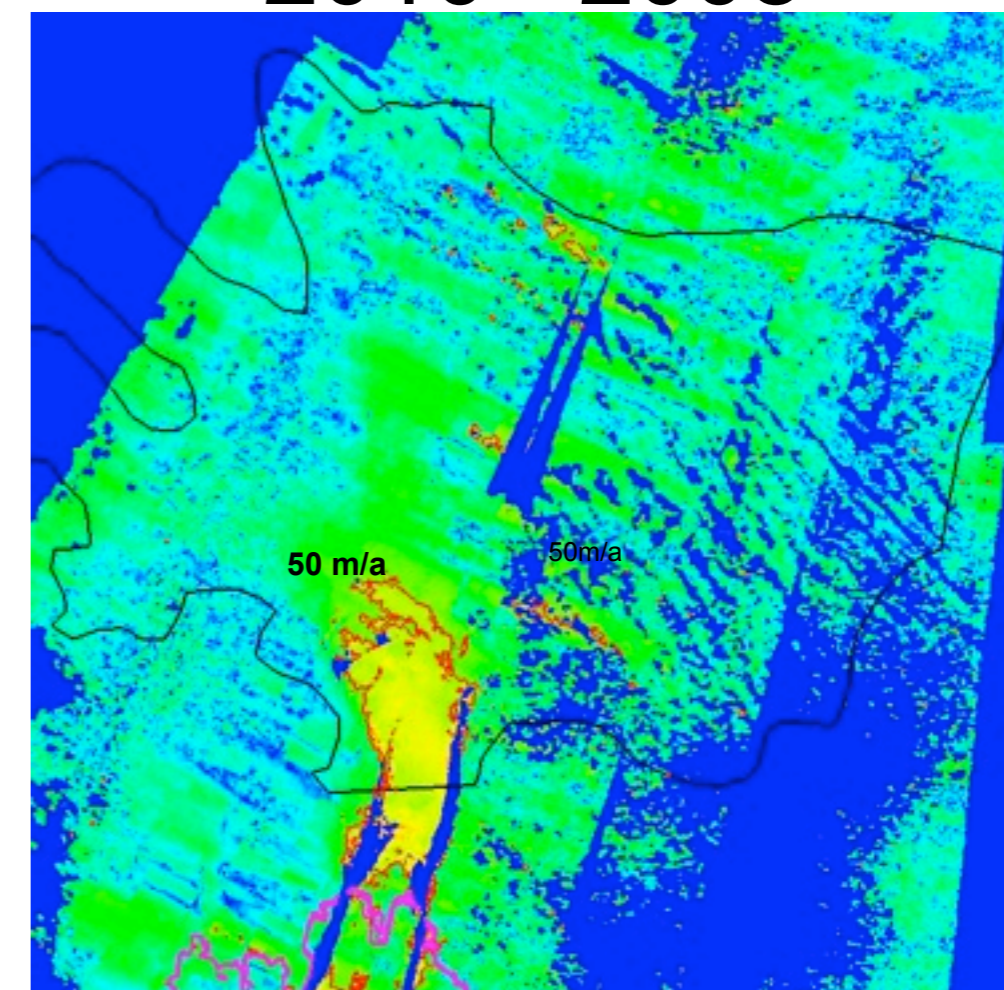
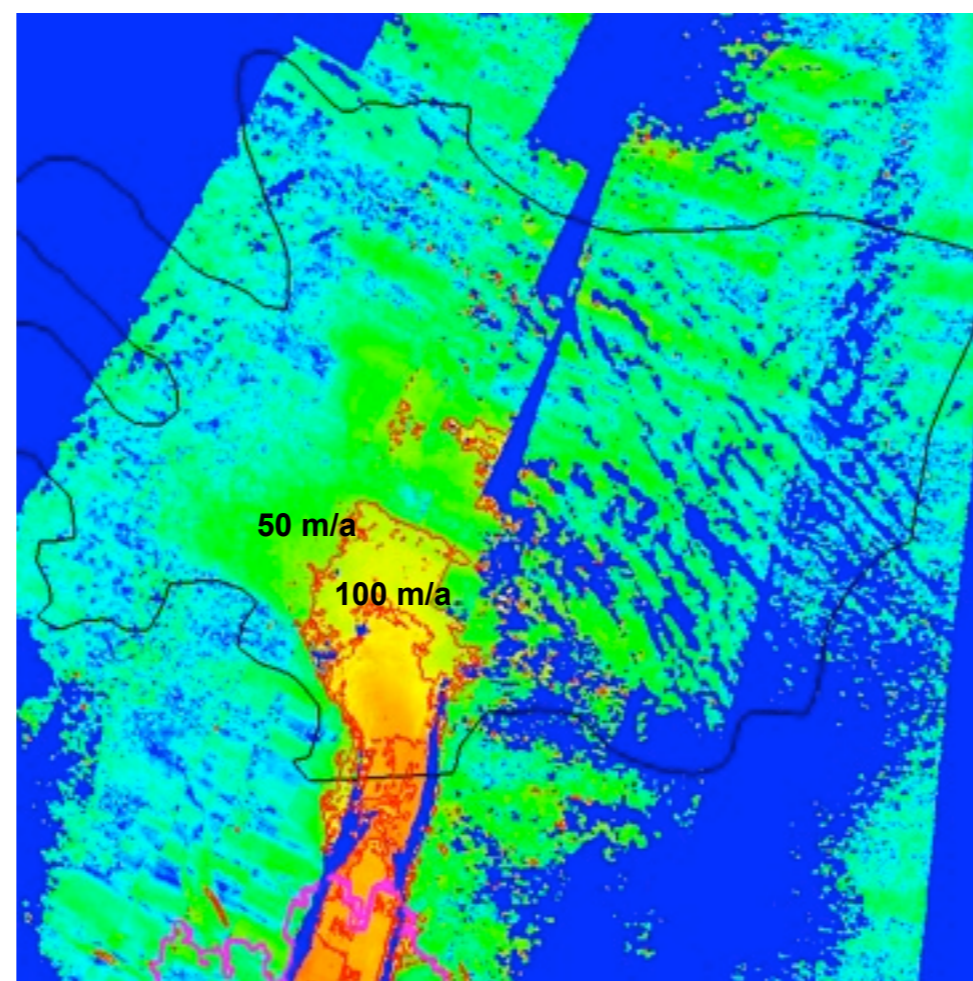
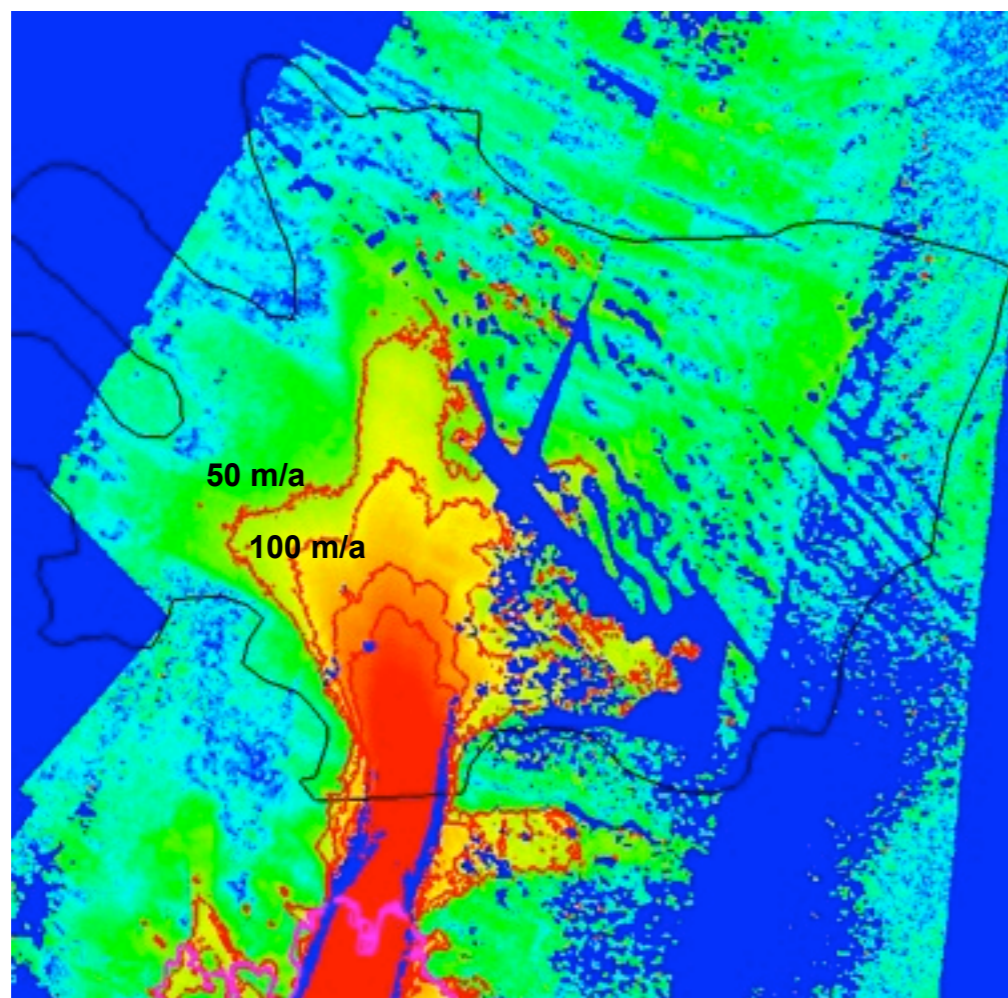
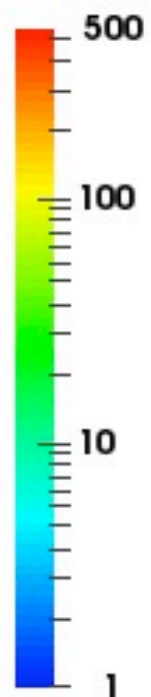
Variations de vitesses et d'élévation de surface (2010 - Year)

2010 - 1996

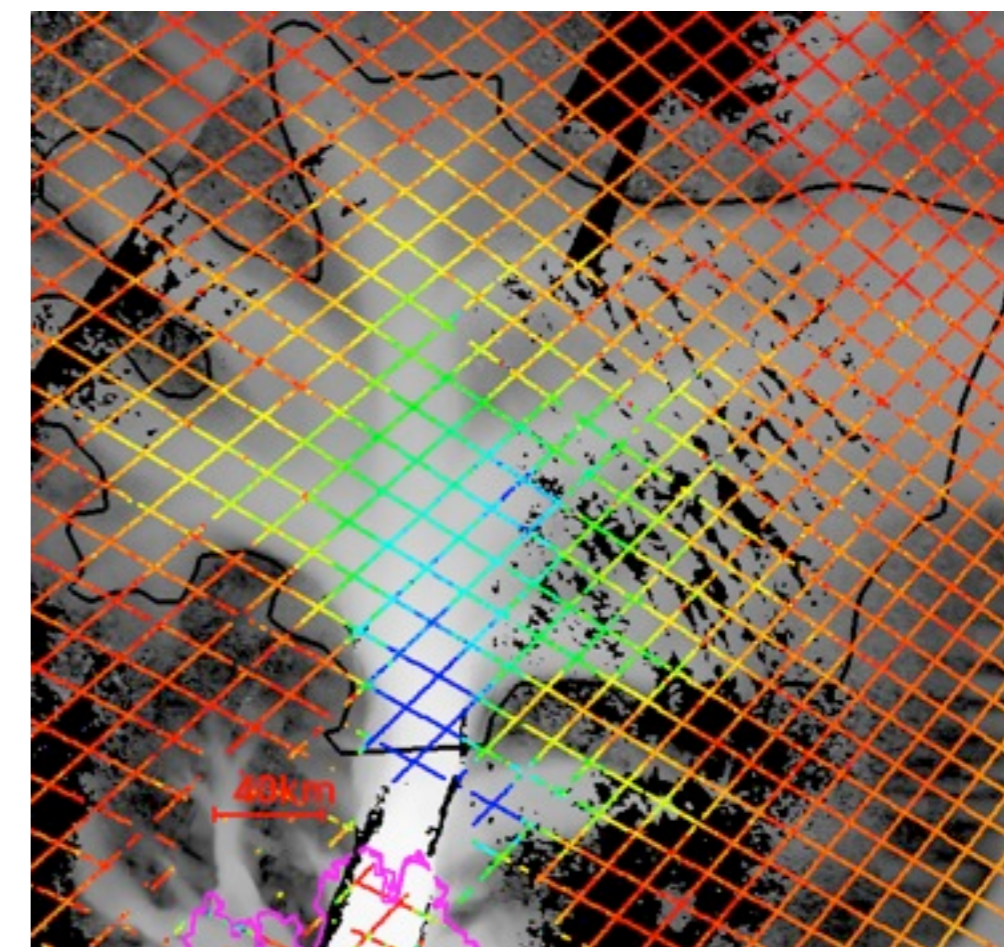
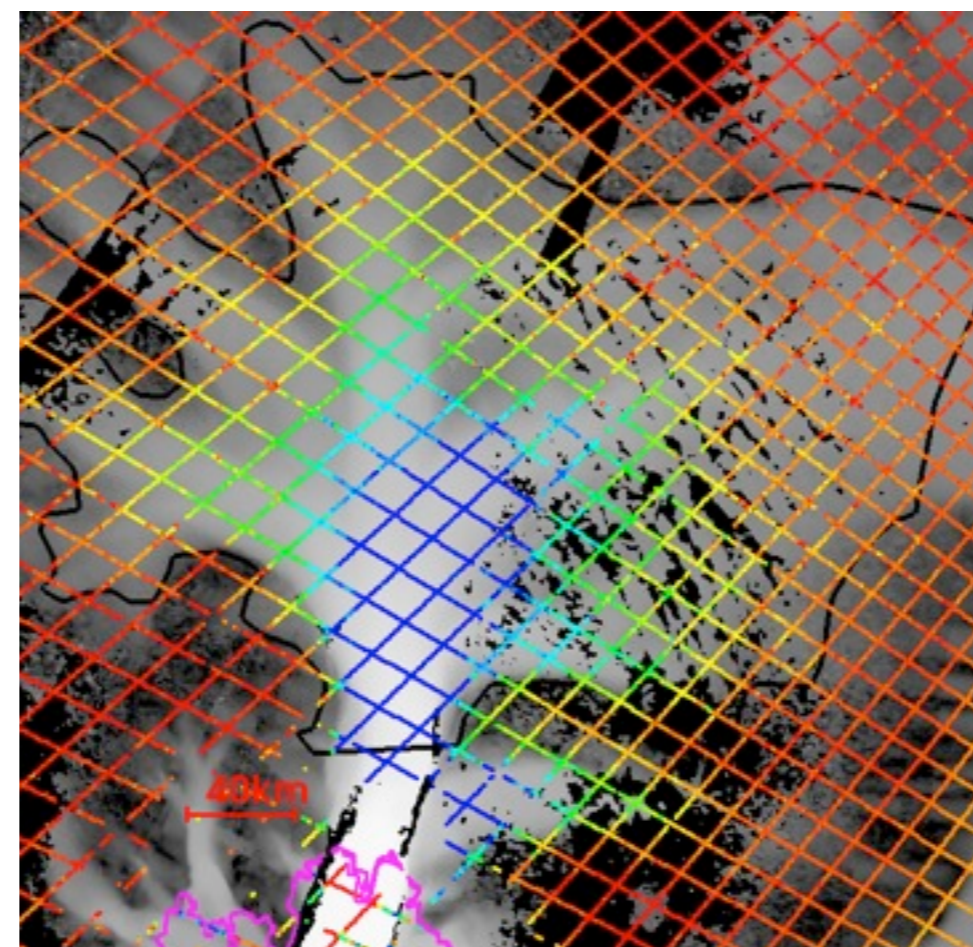
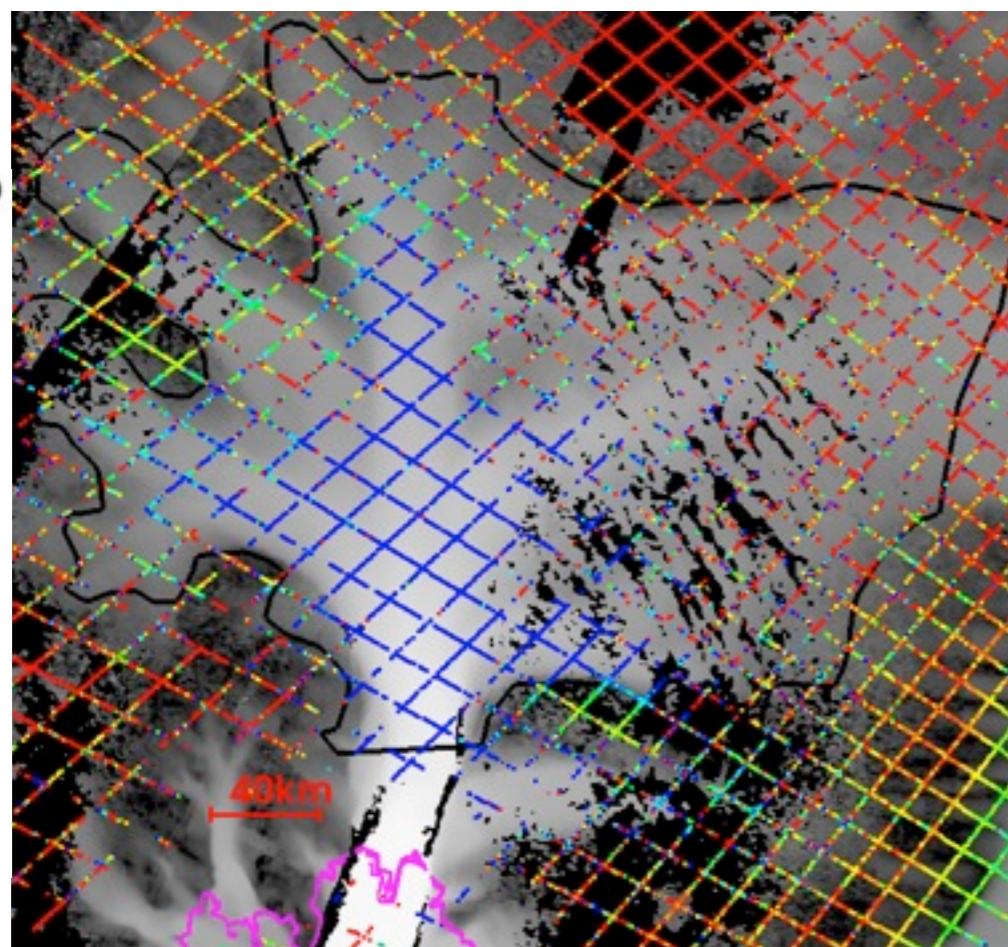
2010 - 2007

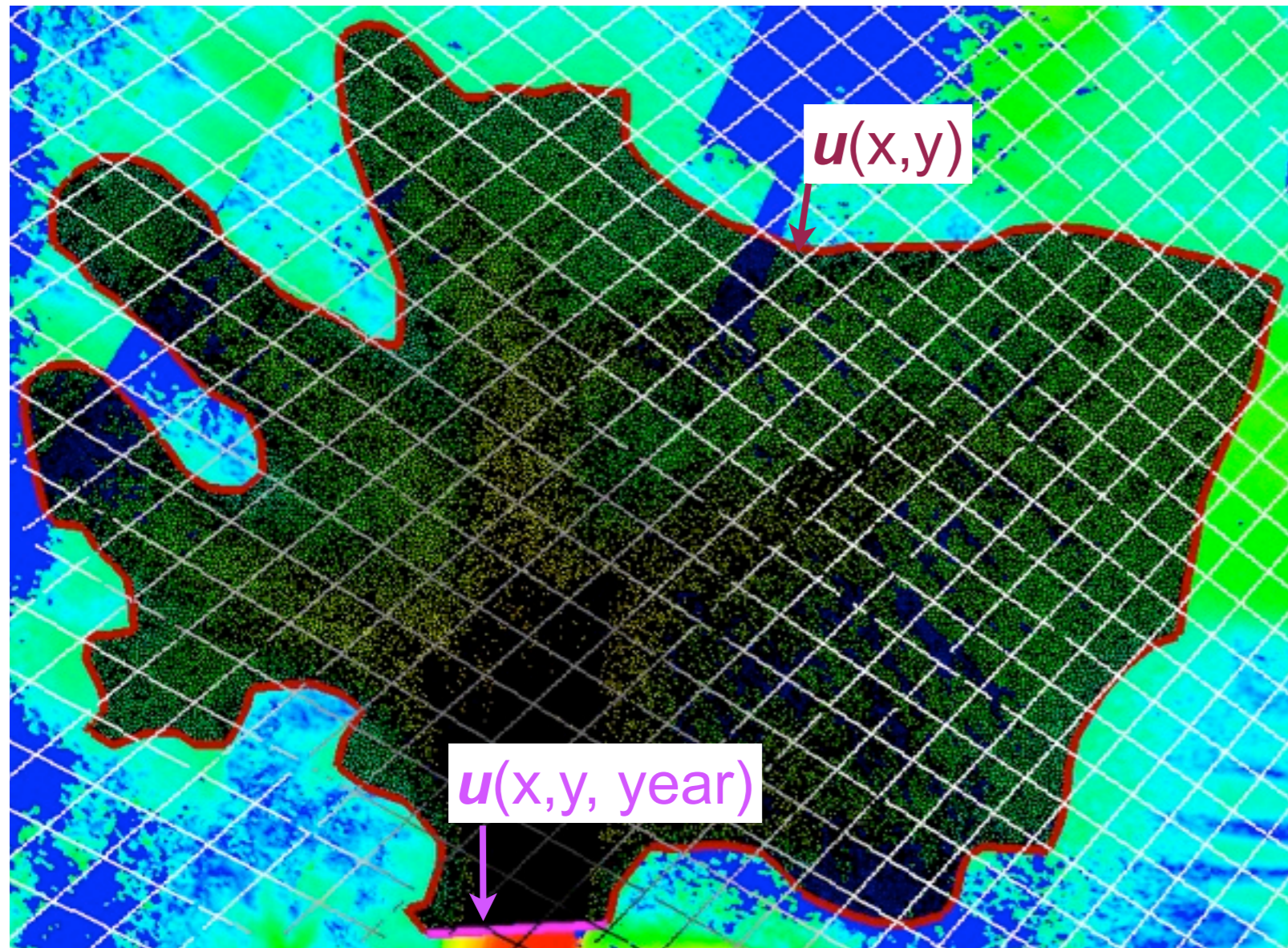
2010 - 2008

Velocity change (m/a)



surface elevation change (m)





Shallow Stream / Shallow Shelf Approximation:

=> Calcul de la vitesse u en 1996, 2007, 2008, 2009, 2010

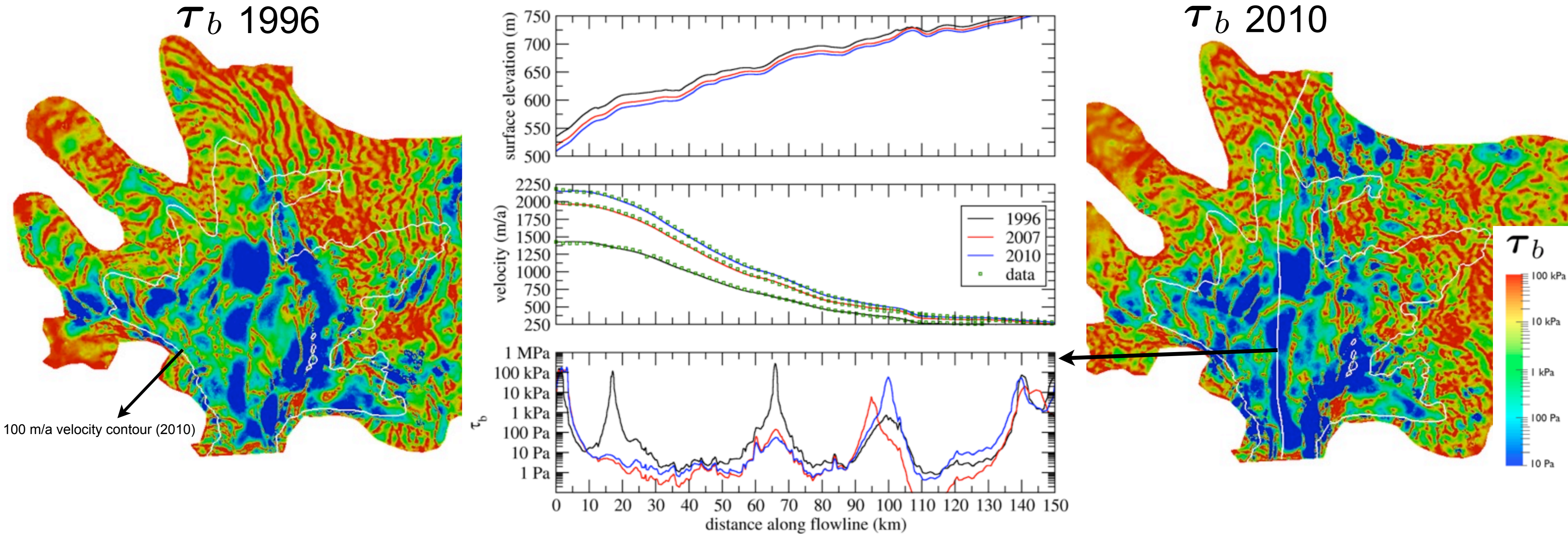
- Viscosité (x,y) à partir d'un champ de Température prescrit
[Van Liefferinge and Pattyn (2013)]
- Élévation du socle sonné par Bedmap2 *[Fretwell et al. (2013)]*
- Élévation de la surface Bedmap2 (2004) + anomalies à partir des données d'altimétrie *[Flament et Rémy (2012)]*
- Conditions limites de Dirichlet (u,v) à partir des observations de vitesse
[Rignot et al. (2011), [Mouginot, Rignot and Scheuchl (2014)]
- loi de friction de Weertman: $\tau_b = C u_b^{1/m-1} u_b$

Méthode inverse variationnelle (adjoint): $\tau_b = C_{eff} u_b$

1ère approche:

- Pour chaque année Y , trouver $C_Y(x,y)$ qui minimise $J_Y(C_Y) = \sum_1^{N_{obs}} \frac{1}{2} (u^{model} - u_Y^{obs})^2$
- Peut-on identifier une relation $C_{eff} = f(u)$?

Résultats: contrainte basale en 1996 and 2010



Difficile d'interpréter les changements de contrainte basale inversée τ_b

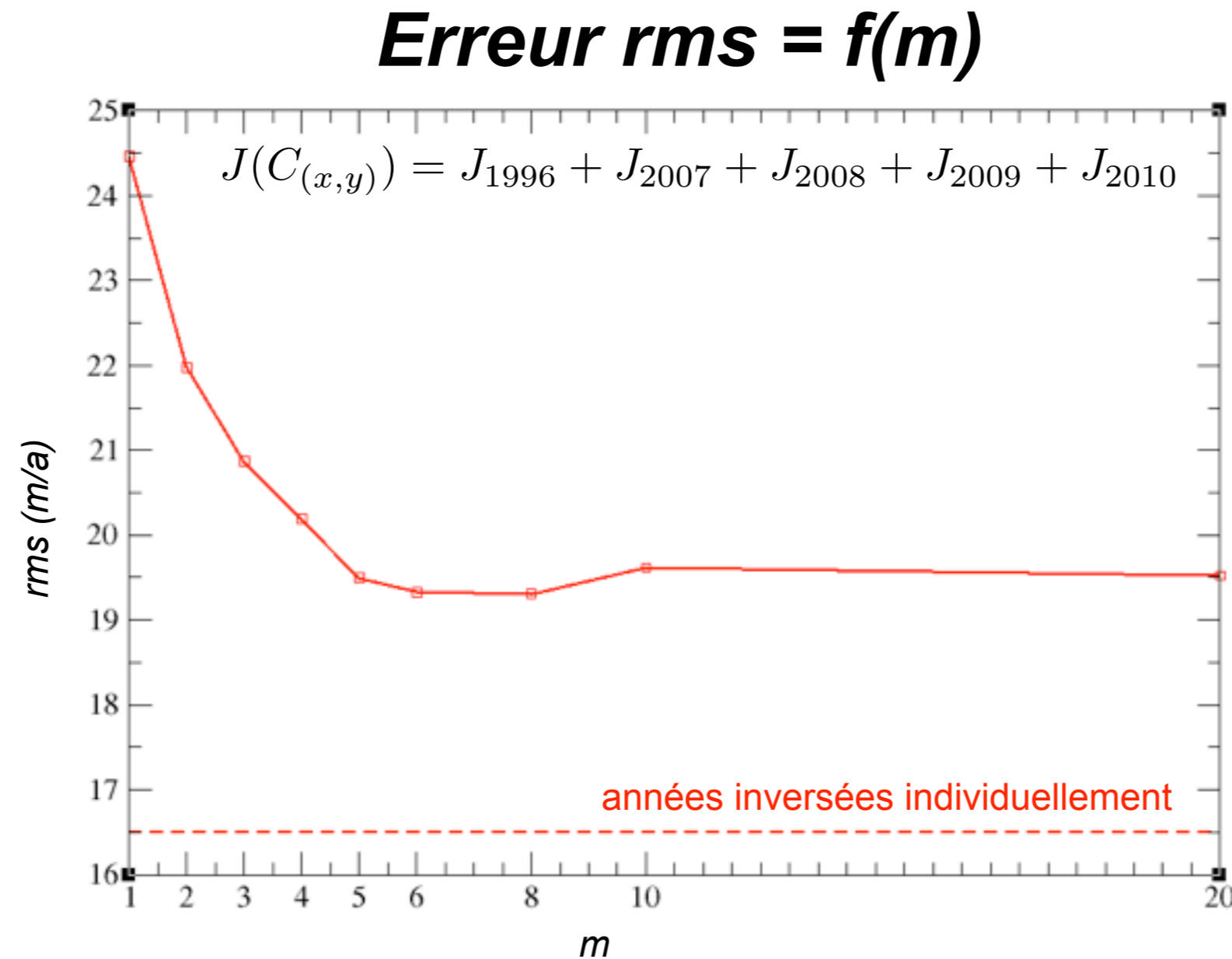
- La répartition des contraintes est différente d'année en année:
 - localement il y a des zones où τ_b décroît quand u_b augmente and vice-versa
 - des bandes de forte friction [sergienko et al. (2014)], **certaines sont persistantes, pas toutes**
- ces remarques restent vraies même avec de la régularisation

Nouveau problème inverse: $\tau_b = C u_b^{1/m-1} u_b$

- Chercher le **coefficient de friction moyen** $C(x, y)$, pour m donné, qui minimise :

$$J(C_{(x,y)}) = J_{1996} + J_{2007} + J_{2008} + J_{2009} + J_{2010}$$

- **Peut-on reproduire les observations avec un $C(x,y)$ moyen?**
- **Peut-on identifier des meilleures valeurs de m ?**



- L'erreur décroît significativement quand m augmente de 1 à 5
- L'**erreur minimum** (~ 19 m/a) est proche de l'erreur minimum obtenue en inversant chaque année individuellement (16.5 m/a)

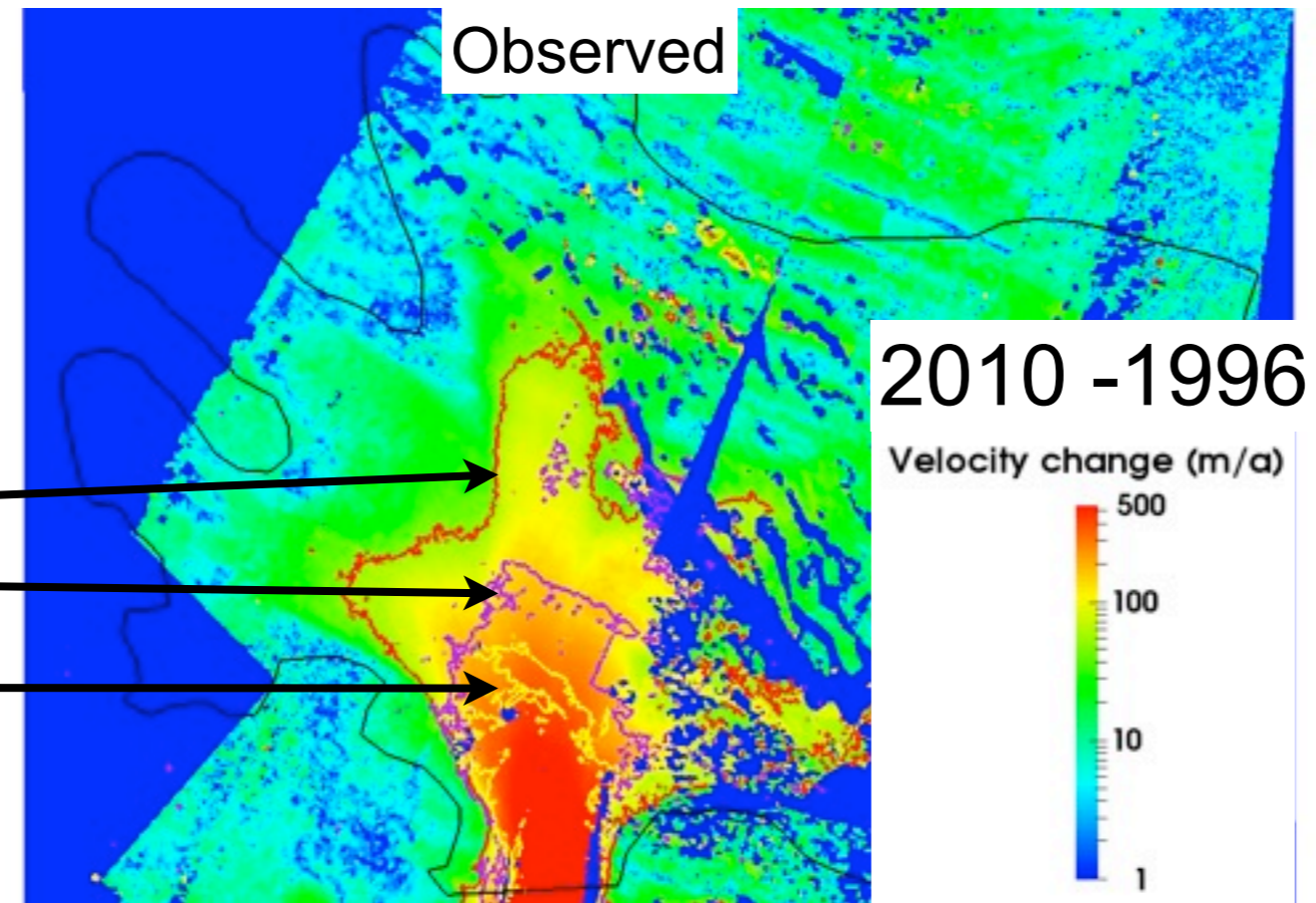
Résultats: changements de vitesse

Timing of changes:

50 m/a 2010-1996

50 m/a 2010-2007

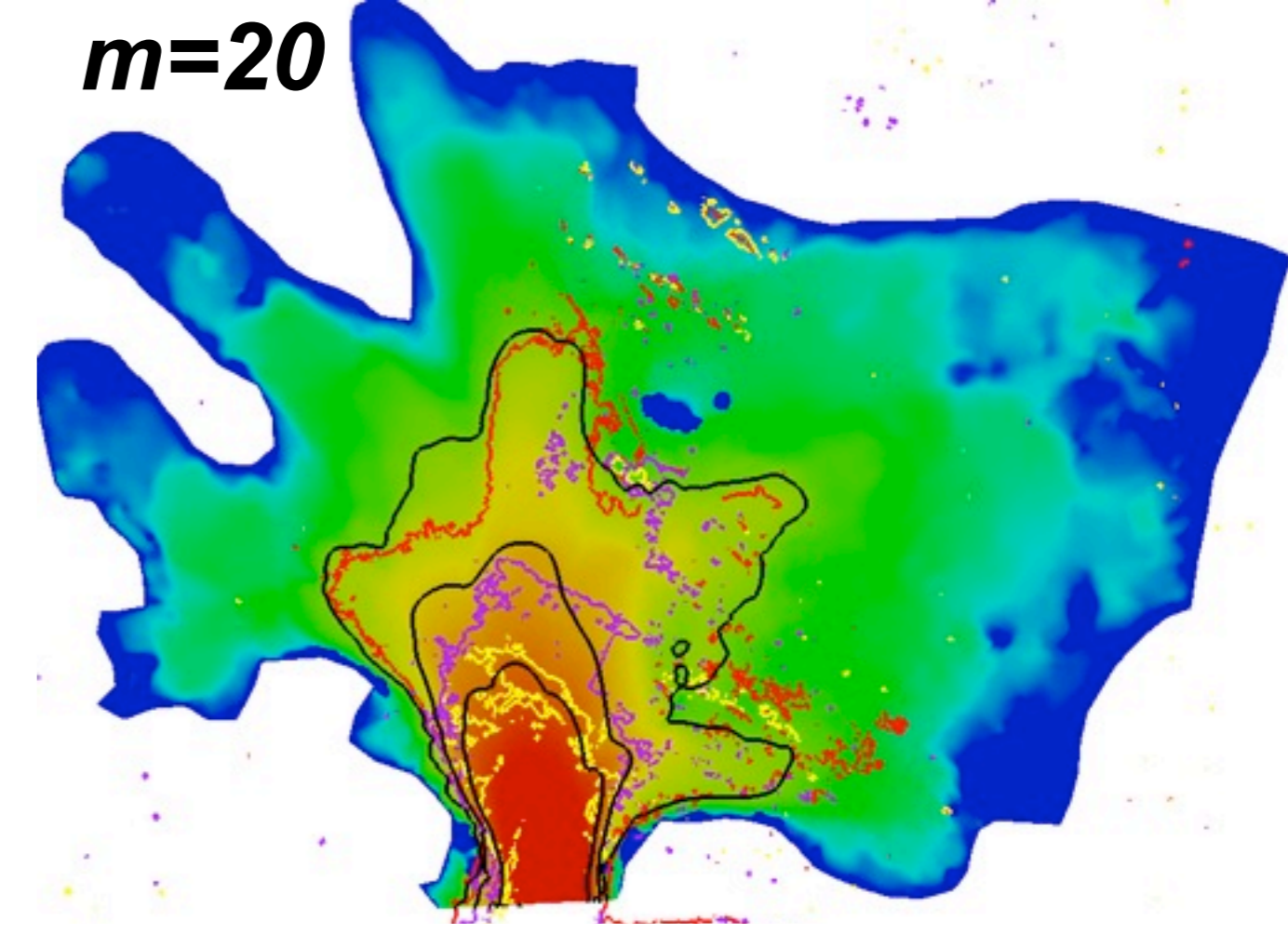
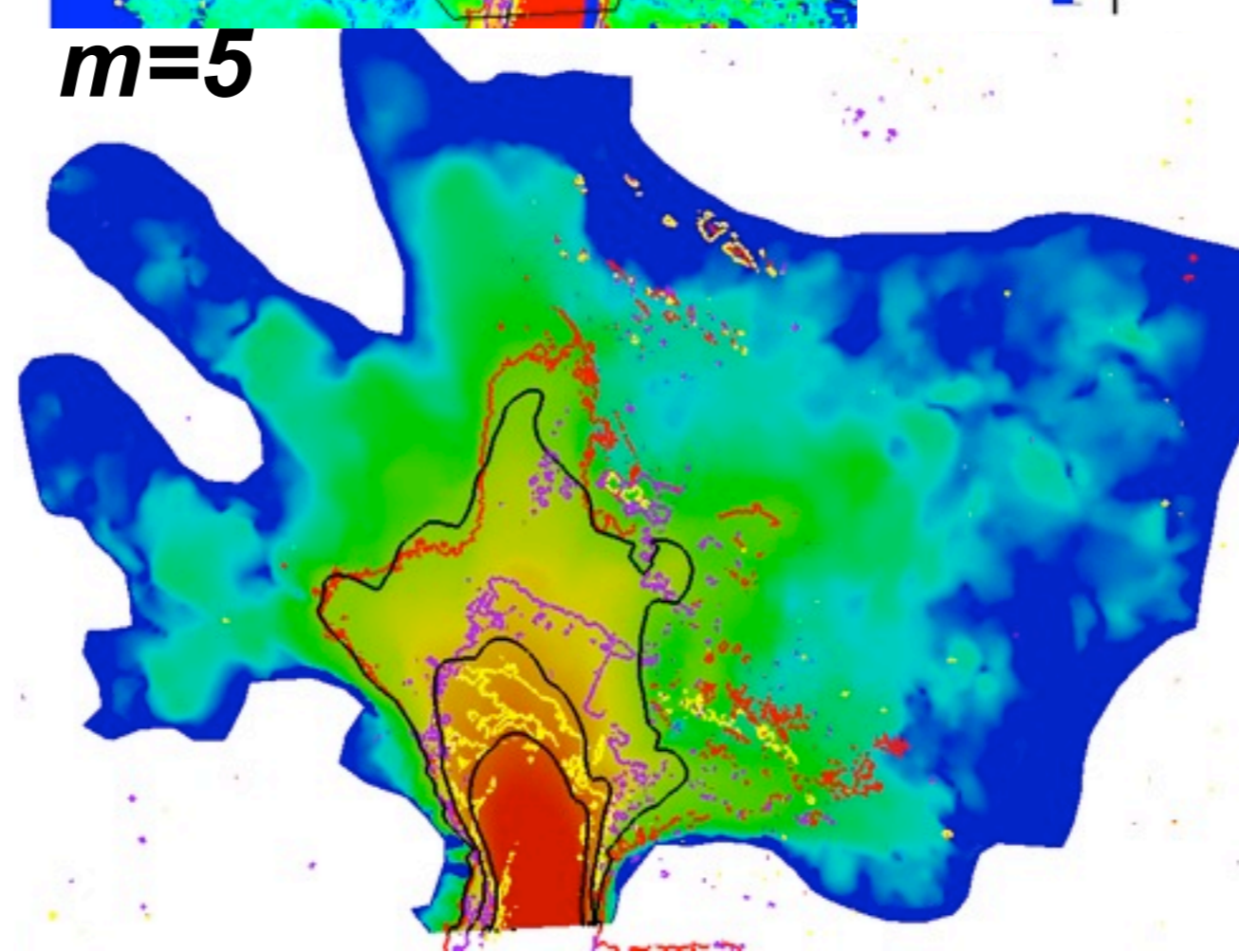
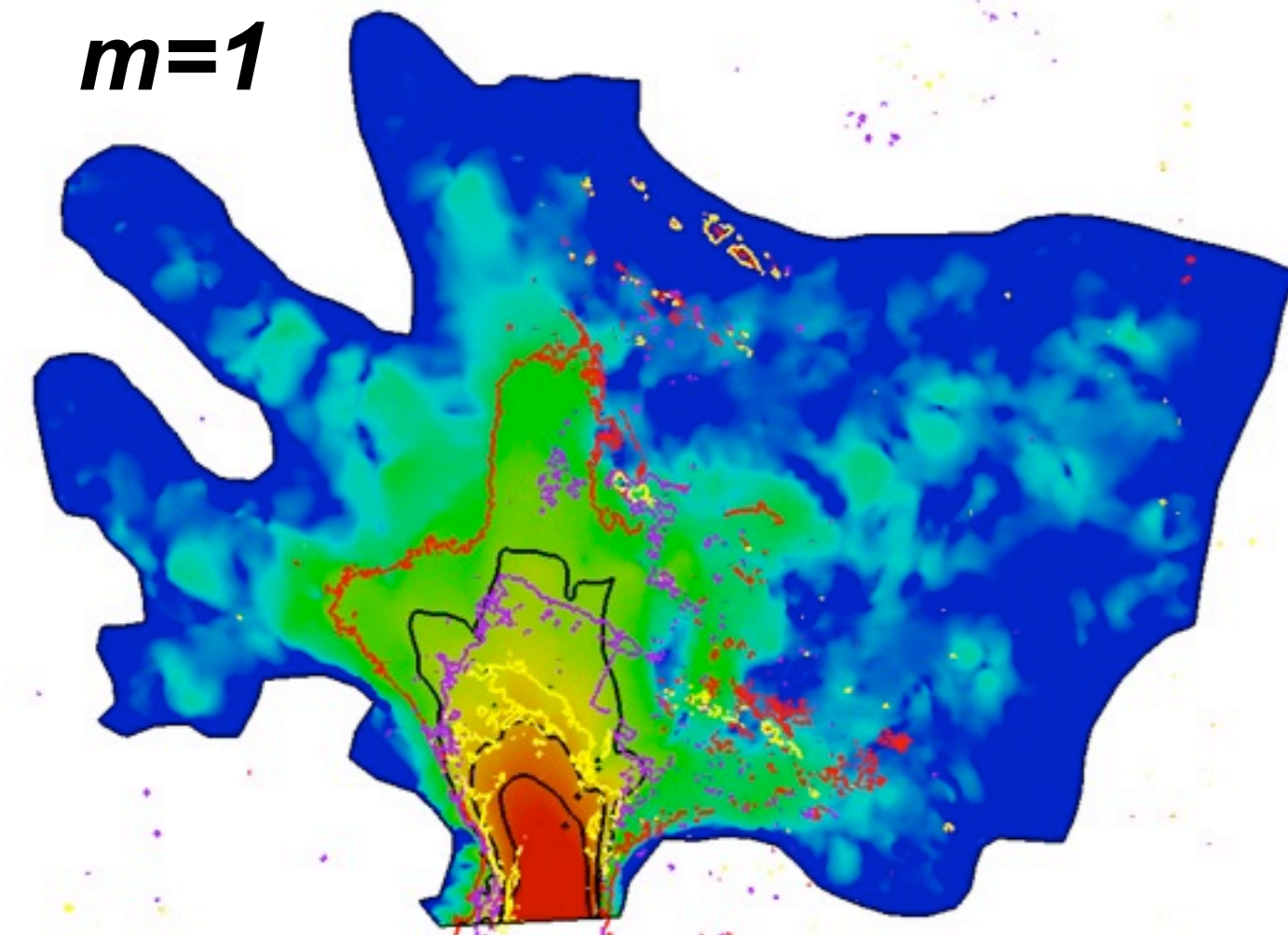
50 m/a 2010-2008



$m=1$

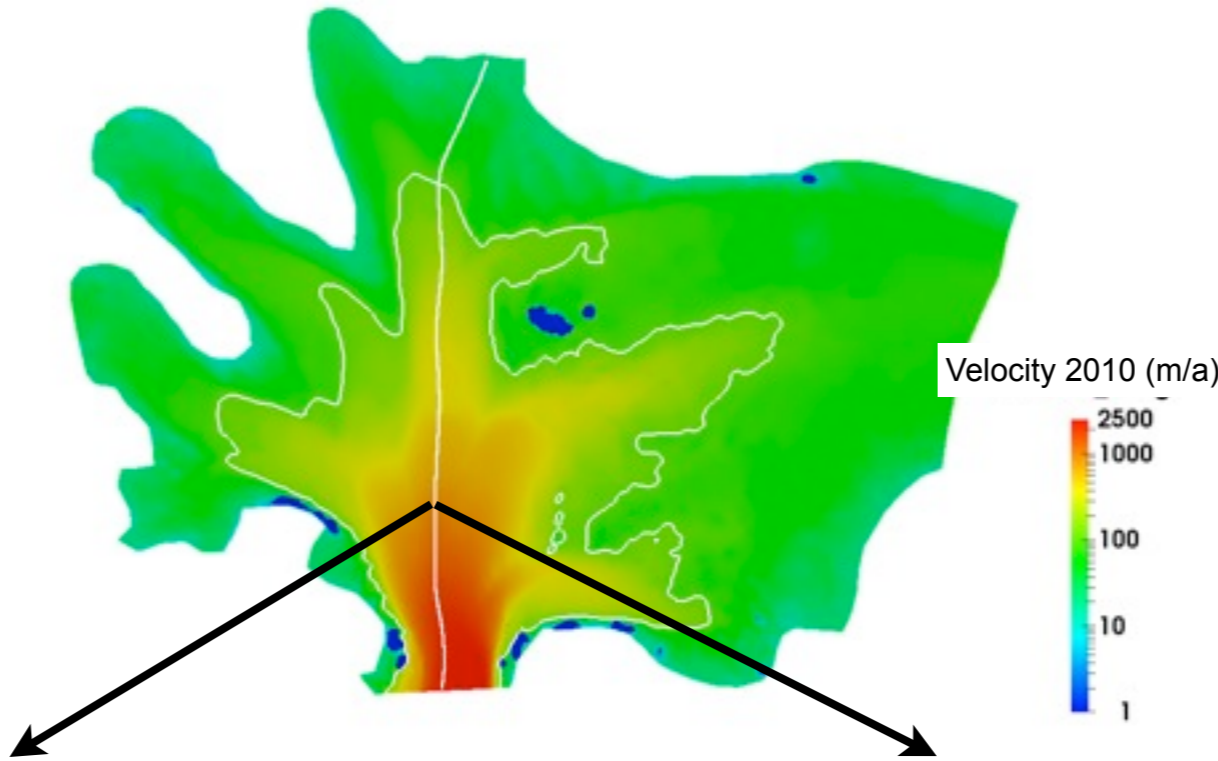
$m=5$

$m=20$



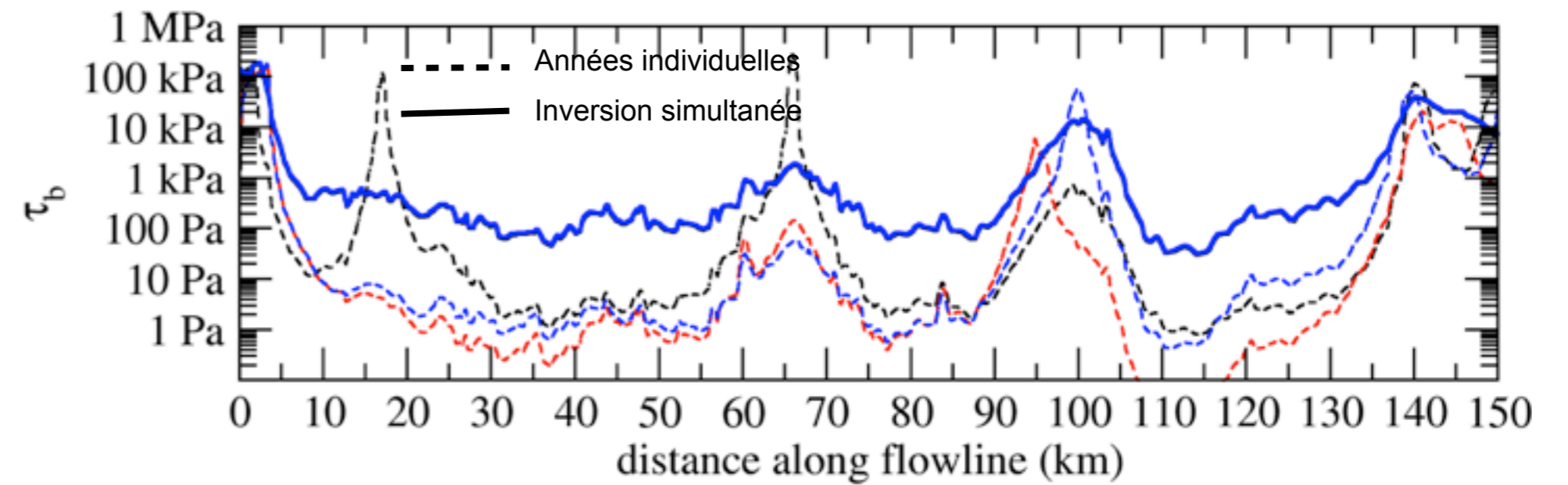
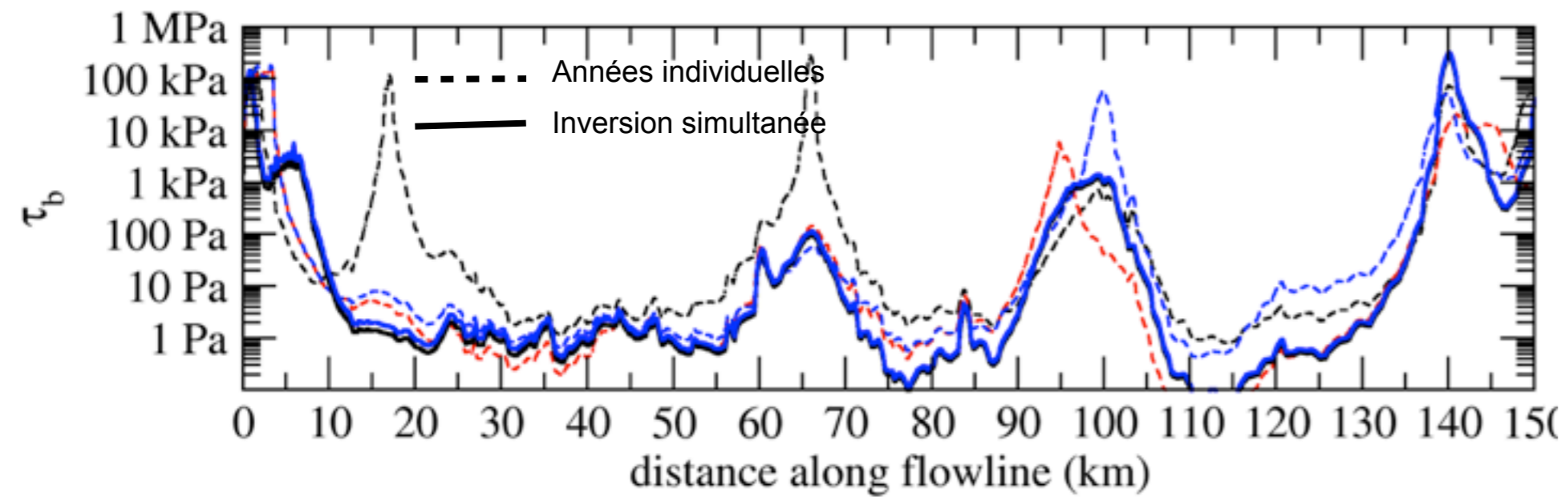
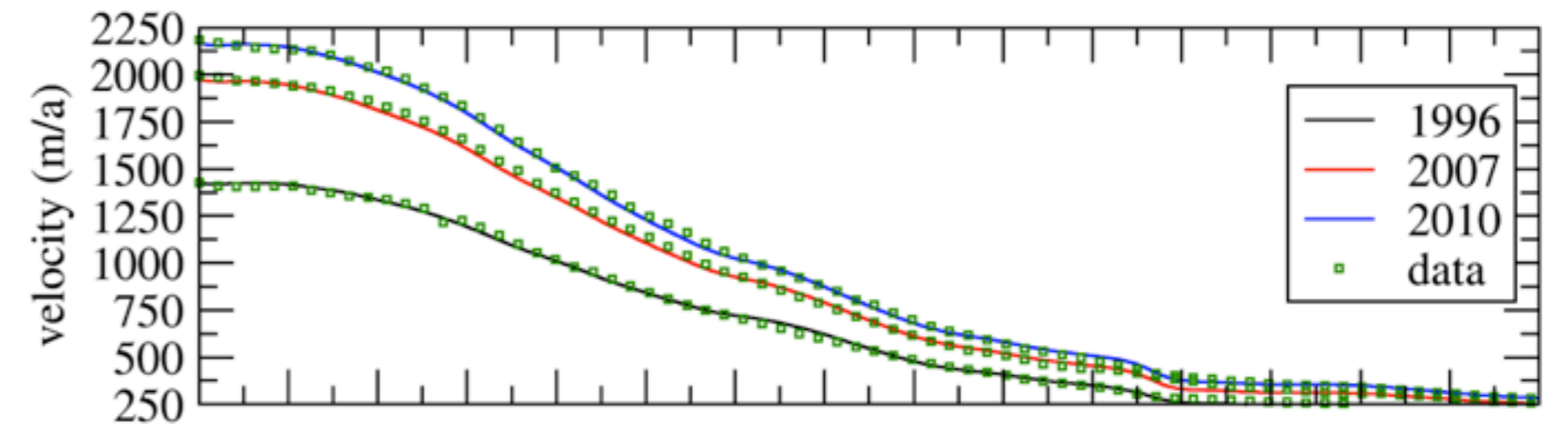
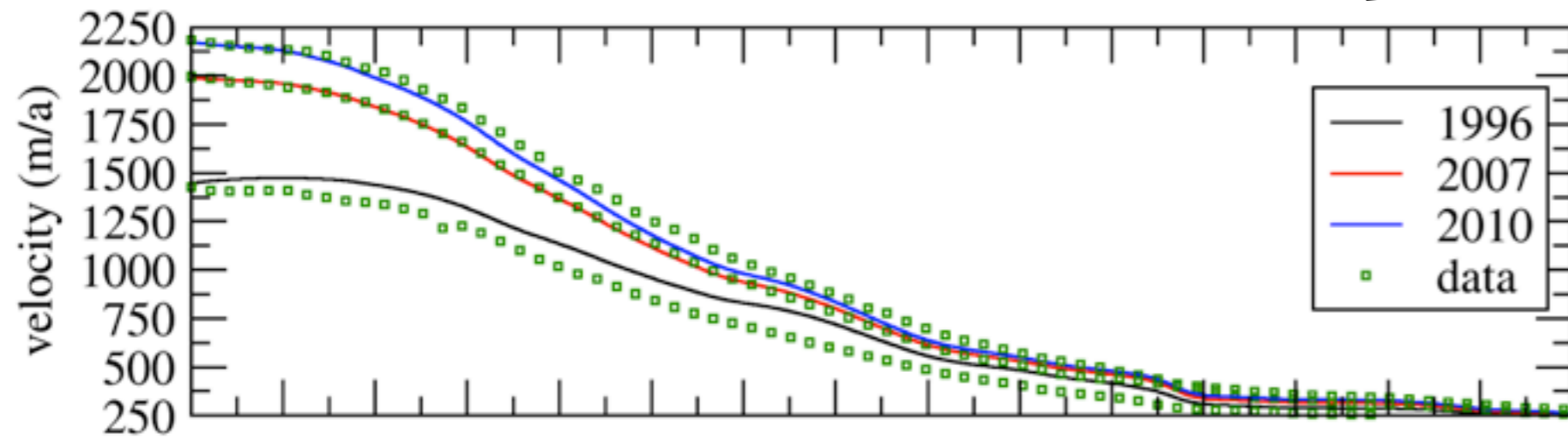
- Le **pattern** et **timing** des changements de vitesse est bien reproduit avec les **fortes valeurs de m**
- Bien que l'**erreur moyenne varie peu** entre $m=5$ et $m=20$ le **pattern** de différence de vitesses **change**

Résultats: ligne centrale d'écoulement



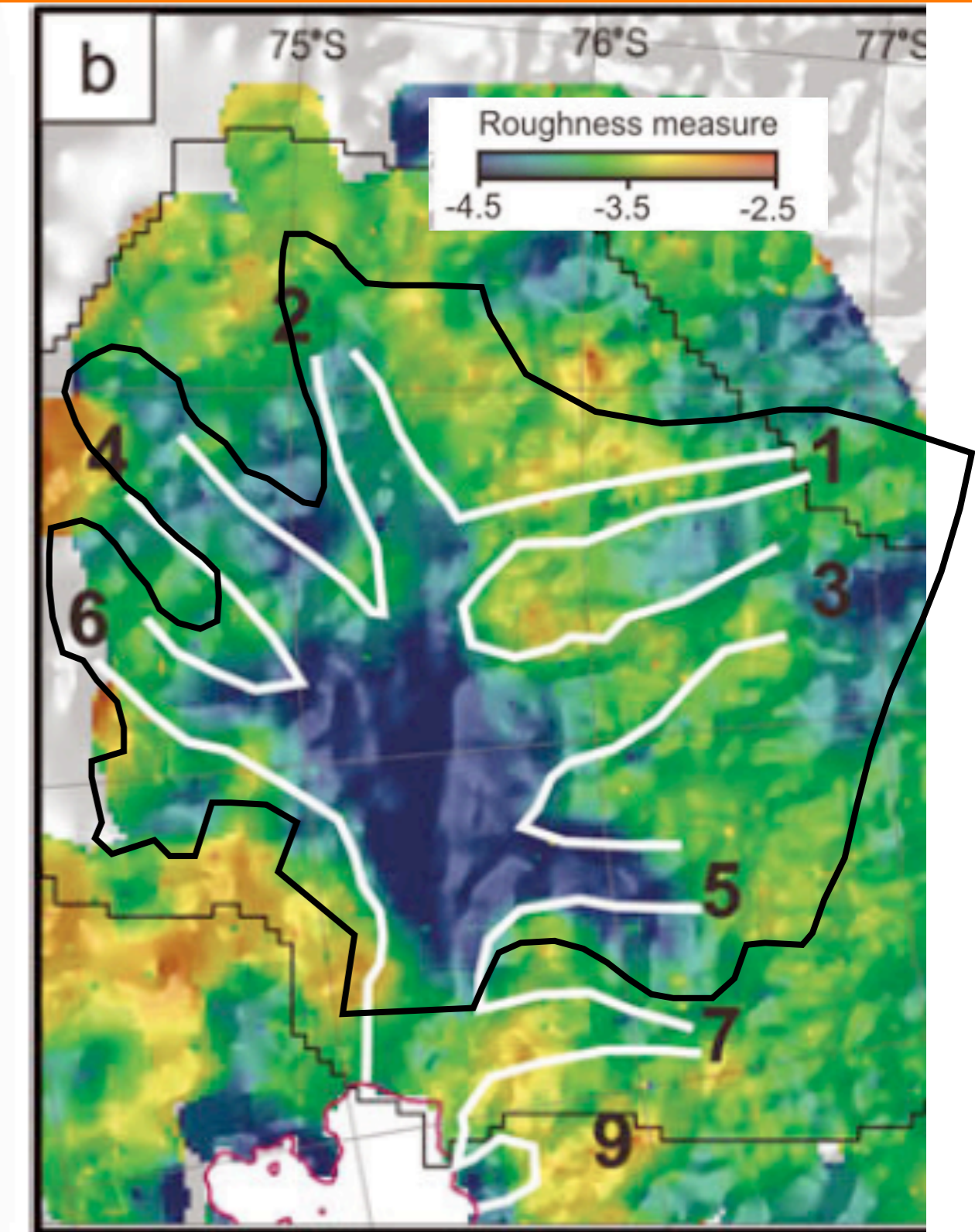
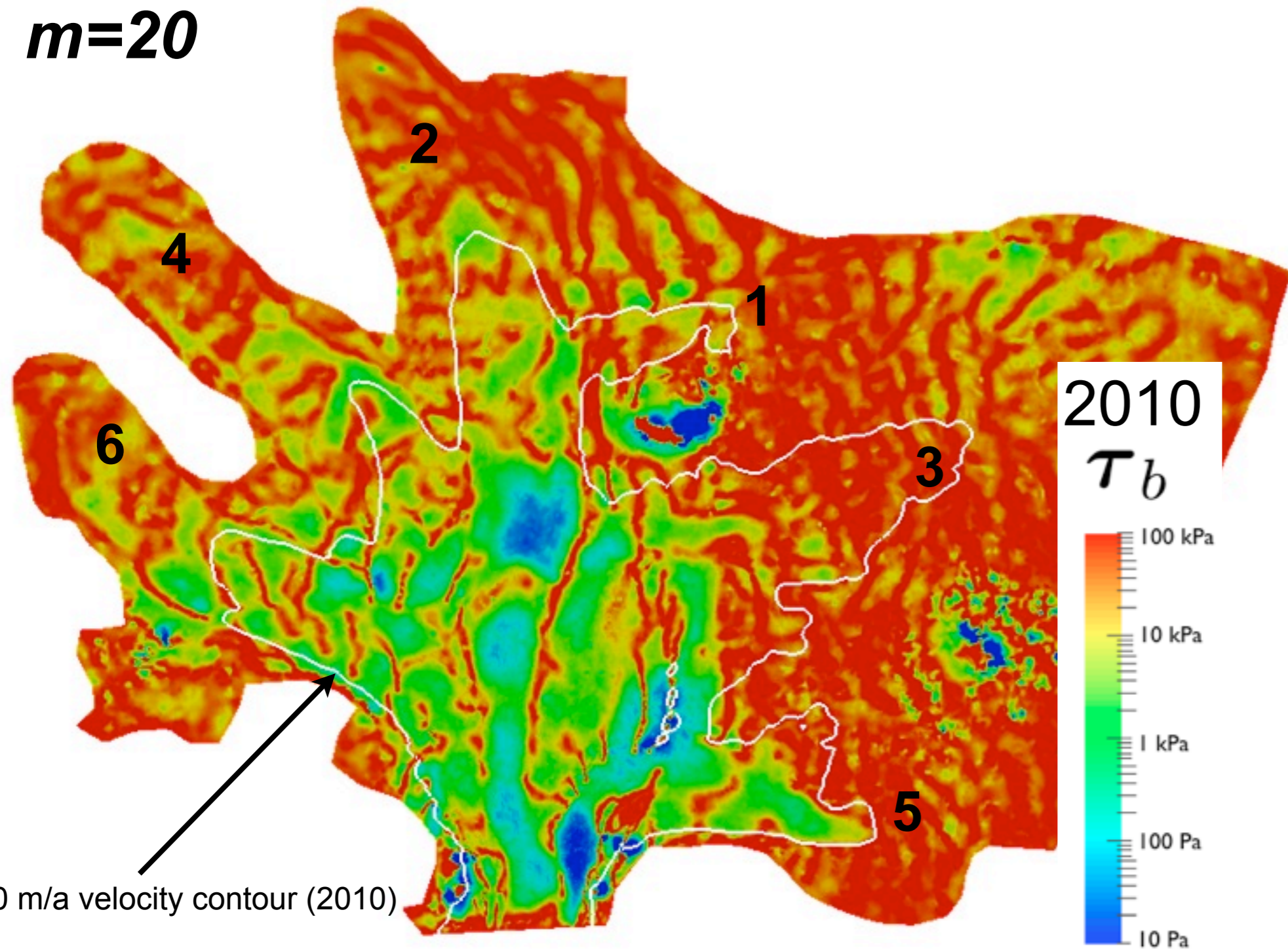
$m=1$

$m=20$



Résultats: contrainte basale

$m=20$



[Rippin et al. (2011)]

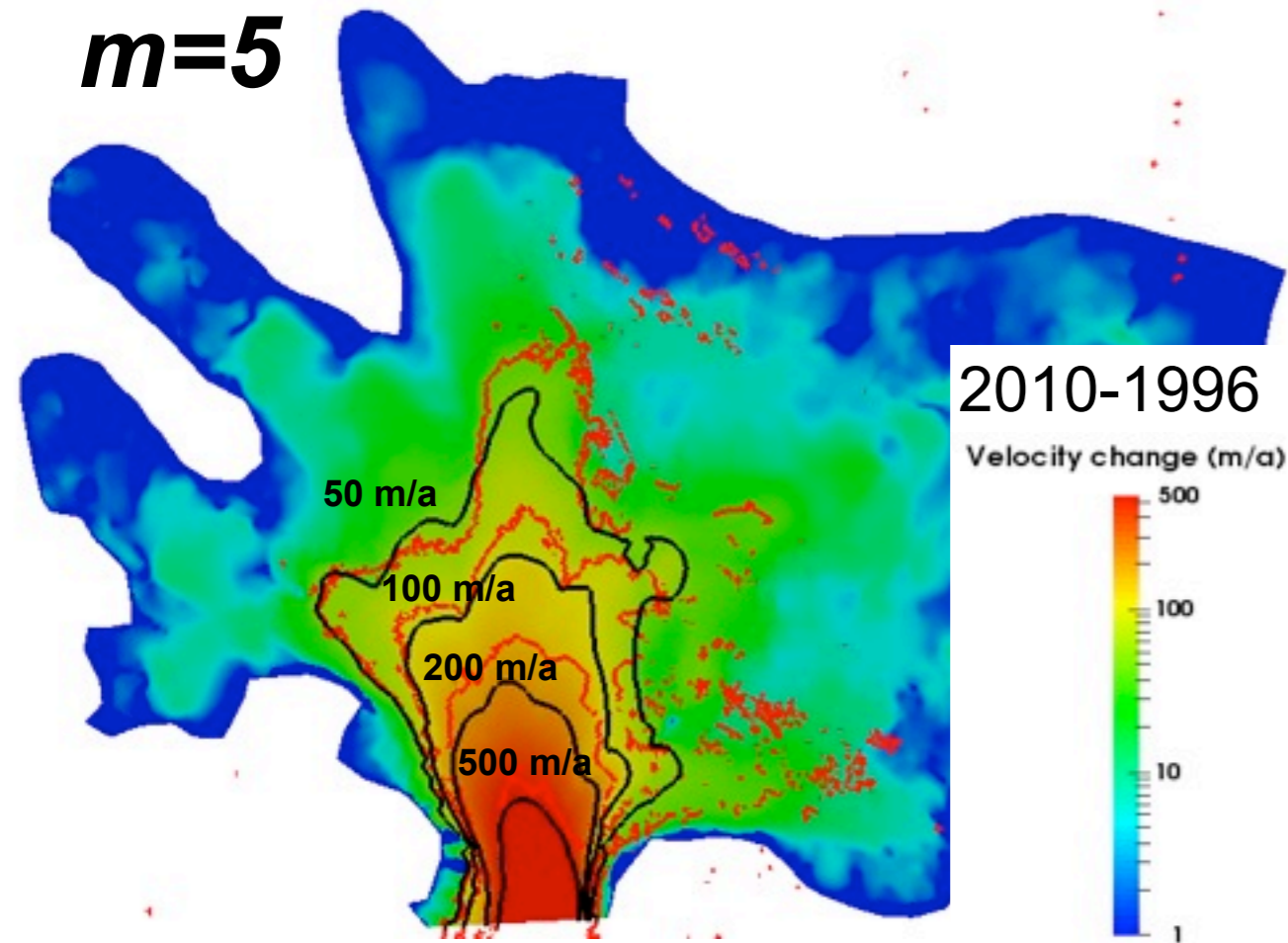
- La contrainte basale est plus homogène même sans régularisation (les erreurs d'observations aléatoires se compensent)
- bonne corrélation entre **faible contrainte basale** ($\sim 1\text{kPa}$), **vitesse élevées** et faible rugosité basale
- Des données de sismique ont montrés la présence de sédiments sous-glaciaires dans la région [Smith et al. (2013), Bourne et al. (2016)]

=> Les fortes valeurs de m obtenues sont interprétées comme représentatives de la déformation plastique de ces sédiments

Discussion : Changement de contrainte motrice vs Changement de contraintes longitudinales

Expérience de référence

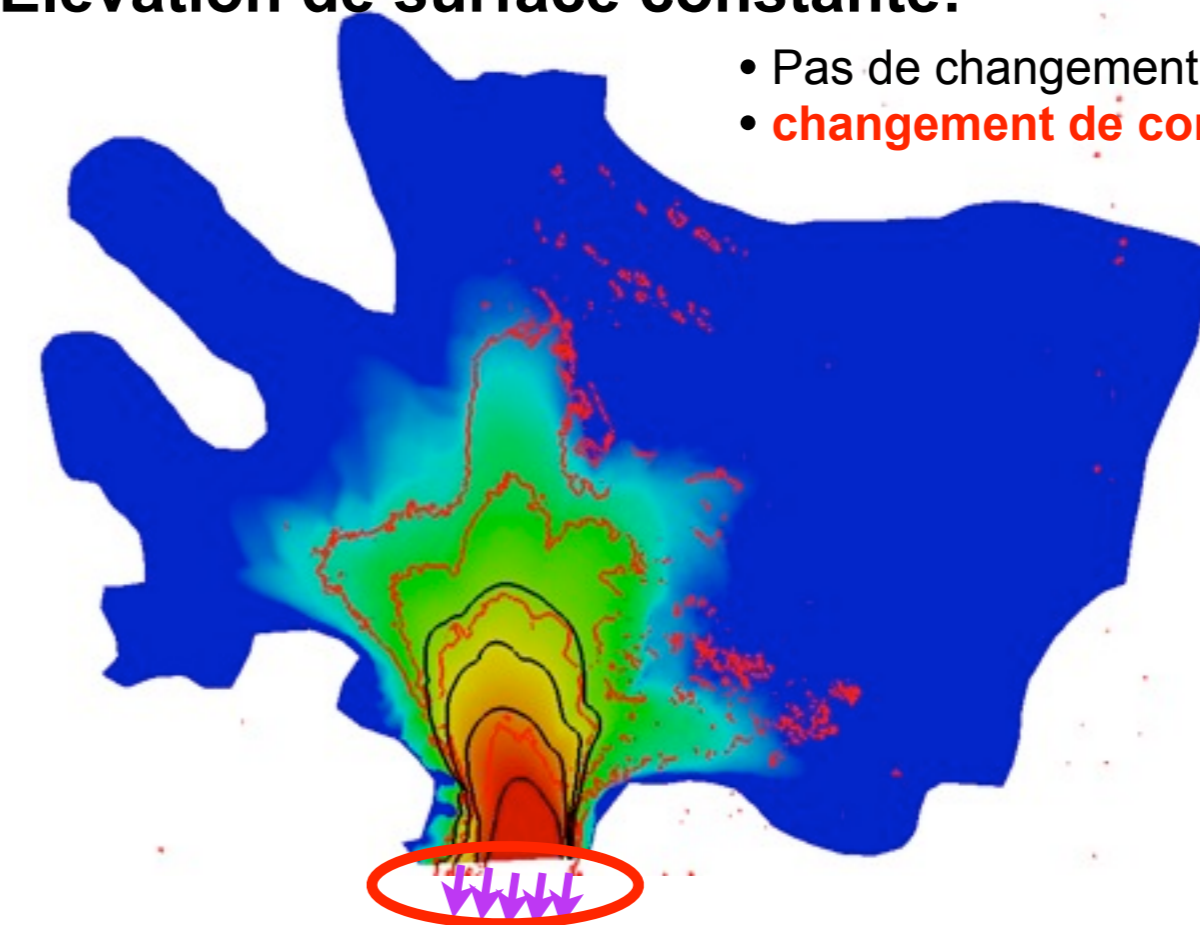
$m=5$



- Dans la **partie amont**, les **variations de vitesses** (jusqu'à ~50 m/a) sont induites par les changements de contrainte motrice (**changements de pente de surface**)
- Dans la **partie aval**, les **variations de vitesses** sont dues à la fois à des changements de **contraintes longitudinales** et des changement de **contrainte motrice**

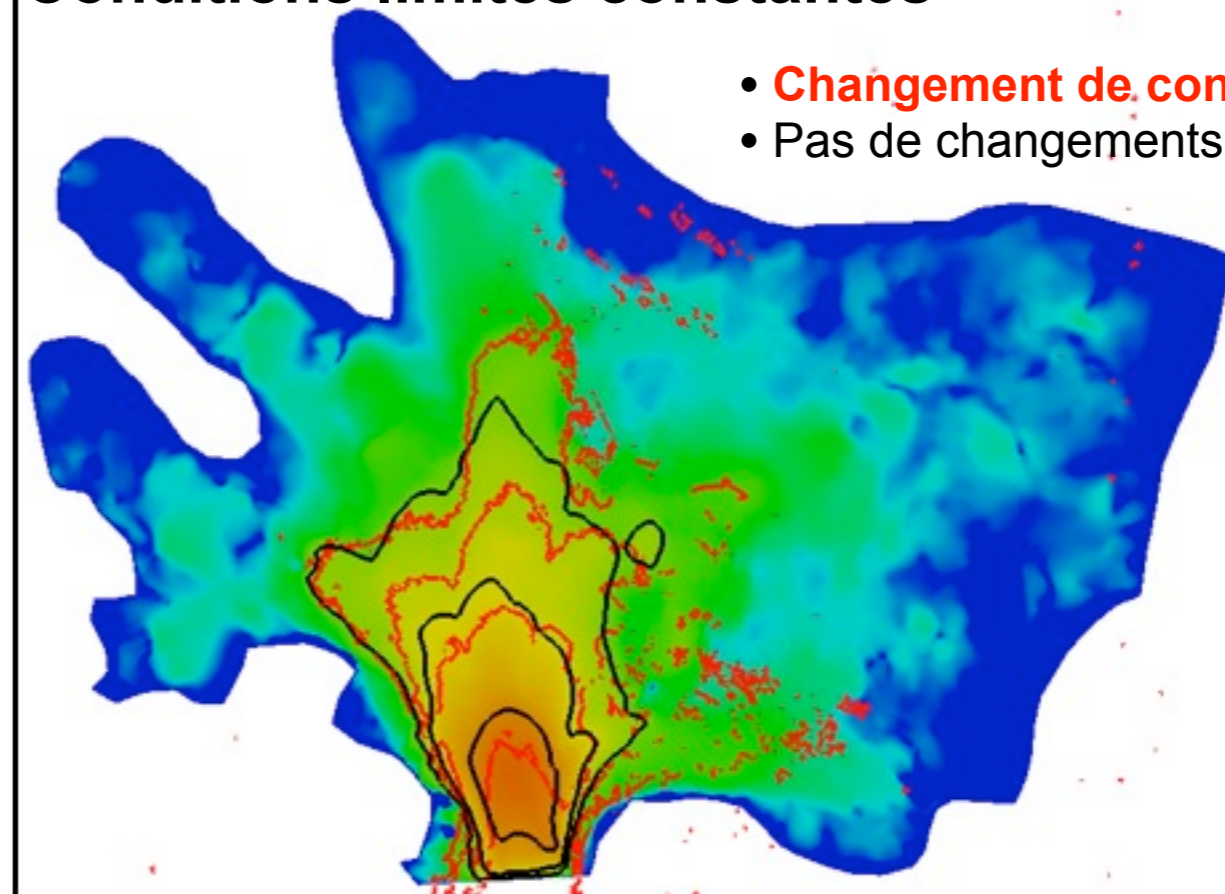
Élévation de surface constante:

- Pas de changement de contrainte motrice
- **changement de contraintes longitudinales**



Conditions limites constantes

- **Changement de contrainte motrice**
- Pas de changements de contraintes longitudinales



Conclusion

Nous avons montré:

- la difficulté d'interpréter les variations locales de contraintes basales inversées à partir d'années prises individuellement
- que l'amplitude et le timing des changements de vitesses observés entre 1996 et 2010 dans le bassin versant de PIG **peuvent être reproduits avec un coefficient de friction moyen variable en espace mais constant dans le temps**
- **que l'accord est meilleur avec les valeurs de m élevées (>5) (i.e. déformation plastique du socle)**

=> La déformation plastique du socle implique qu'il ne peut pas supporter de contraintes supplémentaires

Ce travail complète les études précédentes qui ont montrées:

- la **réponse dynamique** est **plus forte et mieux reproduite** avec des lois de **friction non-linéaires** [Joughin et al. (2009), Joughin et al. (2010)]
- la présence de **sédiments** et une **faible rugosité basale** sont bien corrélés avec les vitesses les plus rapides [Rippin et al. (2011), Smith et al. (2013), Wilkens et al. (2015)]

=> Besoin de meilleurs observations de la topographie et lithologie basales !!

Référence:

Gillet-Chaulet, F., Durand, G., Gagliardini, O., Mosbeux, C., Mougnot, J., Rémy, F., Ritz, C., 2016.

Assimilation of surface velocities acquired between 1996 and 2010 to constrain the form of the basal friction law under Pine Island Glacier.

Geophys. Res. Lett., 43

