HAL
open science

Modélisation analogique des écoulements d'eau sous-glaciaire : implications sur les relations entre vallées tunnels et dynamique glaciaire

Thomas Lelandais

▶ **To cite this version:**

Thomas Lelandais. Modélisation analogique des écoulements d'eau sous-glaciaire : implications sur les relations entre vallées tunnels et dynamique glaciaire. Sciences de la Terre. Le Mans Université, 2018. Français. NNT : 2018LEMA1022 . tel-02080357

HAL Id: tel-02080357

https://theses.hal.science/tel-02080357v1

Submitted on 26 Mar 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE DE DOCTORAT DE

LE MANS UNIVERSITE
DELIVREE CONJOINTEMENT AVEC
L'UNIVERSITE D'ANGERS
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600
Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité : Sciences de la Terre

Par
Thomas LELANDAIS

Modélisation analogique des écoulements d'eau sous-glaciaire : implications sur les relations entre vallées tunnels et dynamique glaciaire

Thèse présentée et soutenue à Le Mans le 19/12/2018
Unité de recherche : LPG Le Mans
Thèse N° : 2018LEMA1022

Rapporteurs avant soutenance :

Stéphane Bonnet / Professeur / Université de Toulouse III
Jean-François Ghienne / Chargé de recherche CNRS / Université de Strasbourg

Composition du Jury :

Dir. de thèse : Régis Mourgues	Professeur / Le Mans Université
Co-dir. de thèse : Édouard Ravier	Maître de conférences / Le Mans Université
Co-dir. de thèse : Stéphane Pochat	Maître de conférences / Université de Nantes
Examinateur : Bertrand Maillot	Professeur / Université de Cergy-Pontoise

Invité(s)

Jean-François Buoncristiani / Maître de conférences / Université de Bourgogne

REMERCIEMENTS

Avant de rentrer dans le cœur du sujet qui m'a occupé ces trois dernières années, je voudrais adresser quelques lignes à l'attention des personnes qui ont contribué personnellement ou professionnellement au bon déroulement de cette thèse.

- Je tiens à remercier Jean-François Ghienne et Stéphane Bonnet d'avoir accepté d'être les rapporteurs de mon travail. Je tiens également à remercier Bertrand Maillot et Jean-François Buoncristiani d'avoir accepté d'être à la fois membre de mon comité de suivi ces trois dernières années et examinateur de mon travail.

- Je tiens à remercier tout mon encadrement officiel comme officieux pour leur aide sur l'intégralité de ma thèse que ce soit les publications, les discussions scientifiques, la signification et la contextualisation des expériences et plus récemment sur le manuscrit. Vous avez tous participé à la (j'espère !) réussite de cette thèse par vos conseils et vos idées. Au-delà de tous les légers désaccords et points de vue divergents que j'ai pu avoir avec chacun d'entre vous, ce qui est inhérent je pense à chaque thèse et à la prise d'expérience de chaque doctorant, j'ai apprécié travailler avec chacun d'entre vous.

- De manière plus individuelle je tiens à remercier :
    - Édouard Ravier qui a très largement contribué sur tous les aspects de mon travail me poussant à toujours m'améliorer. Merci d'avoir accepté de m'écouter ou de me donner ton avis les 250 millions de fois que je suis venu dans ton bureau. Même si ça n'a pas été simple, merci d'avoir canalisé mon envie perpétuelle d'améliorer le dispositif expérimental pour me concentrer sur la dimension naturelle innovante des résultats produits.
    - Régis Mourgues et Pierre Strerzynski qui après avoir été mes enseignants pendant ma licence sont devenus mes collègues pendant les cinq dernières années en comptant les stages de laboratoire en Master. Votre approche de la science m'ont permis de développer une passion pour la modélisation analogique. J'ai toujours apprécié de pouvoir parler librement et très franchement de ce que je pensais de n'importe quel sujet avec vous. Petite mention spéciale à Pierre et ses nombreuses incartades dans mon bureau pour et je cite "remettre une pièce dans le manège" le tout agrémenté de bonnes blagues et de références cinématographiques ou musicales dont la moitié malheureusement demeurent à ce jour inconnues !
    - Stéphane Pochat et Olivier Bourgeois qui ont toujours contribué, même à distance, à l'avancement de mes travaux de thèse. Votre approche plus naturaliste a été nécessaire et précieuse pour contrebalancer ma tendance naturelle à multiplier les expériences pour me recentrer sur les résultats majeurs de ma thèse. Ce fut un challenge difficile, j'en ai conscience, mais qui fut nécessaire pour prendre la mesure de mon travail.

- Un grand merci à tous les autres membres du laboratoire de Géosciences, les doctorants, les ATER et les stagiaires pour les bons moments de ces trois dernières années : Christelle, Valérie, Paul, Alain, Virginie, Denis, Caroline, Salomé, Alexandre, Bryan. Mention spéciale à Gabrielle et Laura (mes préférées, ouais j'ai des préférés) avec qui j'ai passé de supers moments et qui par leur grande connaissance de l'informatique (oui c'est le moment ironique) m'ont toujours permis de me sentir comme un génie en informatique justifiant ainsi de l'étiquette de "geek" (mérité il faut dire !) me collant à la peau depuis 3 ans !

- Un merci particulier à David qui depuis 2 ans m'a aidé sur tous mes projets qu'ils soient inhérents à ma thèse ou personnels. Je ne compte même plus le nombre de truc que l'on a construit, les "pétages de plomb" sur tout et n'importe quoi (notamment un sujet !) et les millions de "trucs" que l'on a testé avec plus ou moins de réussite (impression 3D, vitrine holographique, dynamo auto-alimentée …).

- Merci à ma famille et mes amis pour avoir supporté mon humeur fluctuante au cours de ces 3 ans mais bon vous êtes habitués ! J'ai espoir qu'après 3 ans vous ayez saisi un peu ce que je fais et que je ne sois plus juste un mec qui fait des pâtés de sable et de silicone même si fondamentalement c'est le cas ! Un dernier merci à Matthis, mon plus ancien pote toujours prêt à se faire un restaurant, un ciné ou aller boire un coup pour décompresser et se marrer. Je t'avais promis une place dans ces remerciements, tu l'as et en plus en dernier !

Ce fut 3 années intenses avec des hauts et des bas. J'ai commencé cette thèse en me faisant une promesse : ne ressort pas de là en te disant que tu aurais pu faire plus. Même s'il est toujours possible de faire plus je finis cette thèse fier et convaincu de ne pas avoir ménagé mes efforts et d'être aller au bout de ce que je pouvais faire. Il ne me reste plus qu'à conclure avec un Carpe Diem !

SOMMAIRE

SOMMAIRE **1**

LISTES DES FIGURES ET TABLEAUX **5**

INTRODUCTION GÉNÉRALE **15**

CHAPITRE I - RELATIONS ENTRE L'HYDROLOGIE SOUS-GLACIAIRE, LES VALLÉES TUNNELS ET LA DYNAMIQUE D'ÉCOULEMENT DE LA GLACE **25**

Partie 1 - Le système glaciaire **27**

Partie 2 - L'hydrologie glaciaire **31**

2.1 - Introduction *31*

2.2 - Notions fondamentales *32*

2.3 - Composition de l'hydrologie glaciaire *39*

2.4 - Les vallées tunnels *53*

2.5 - Bilan *76*

Partie 3 - La dynamique d'écoulement de la glace **77**

3.1 - Introduction *77*

3.2 - Notions fondamentales *77*

3.3 - Les ice streams *87*

3.4 - Bilan *103*

Partie 4 - Interaction entre l'hydrologie sous-glaciaire, les vallées tunnels et les ice streams **104**

4.1 - Introduction *104*

4.2 - Relations entre l'hydrologie sous-glaciaire et les ice streams *104*

4.3 - Relations entre les vallées tunnels et les ice streams *111*

4.4 - Synthèse des travaux de modélisation numérique *116*

4.5 - Bilan *128*

CHAPITRE II - MÉTHODES ET TRAITEMENTS **133**

Partie 1 - Modélisation analogique **135**

1.1 - Introduction *135*

1.2 - Réflexion sur la sélection des matériaux *136*

1.3 - Dispositif expérimental *141*

1.4 - Composition du dispositif expérimental *143*

1.5 - Dimensionnement *152*

Partie 2 - Protocole expérimental et acquisition des données **156**

2.1 - Introduction *156*

2.2 - Mise en place de l'expérience *156*

Partie 3 - Traitement des données expérimentales **163**

3.1 - Introduction ... *163*
3.2 - Génération de Modèles Numériques de Terrain (MNT) ... *163*
3.3 - Correction des MNT expérimentaux ... *168*
3.4 - Analyse morphologique des vallées expérimentales ... *185*
3.5 - Analyse de la dynamique de la calotte de silicone ... *189*
3.6 - Efficacité de drainage des vallées expérimentales ... *192*
CHAPITRE III - MODÉLISATION ANALOGIQUE DE LA CIRCULATION D'EAU SOUS-GLACIAIRE ... 199
Partie 1 - Caractérisation de la circulation d'eau dans le modèle analogique ... 201
1.1 - Introduction ... *201*
1.2 - Déroulement de l'expérience ... *201*
Partie 2 - Article#2 publié à Journal of Geophysical Research – Earth Surface ... 214
2.1 - Résumé de l'article ... *215*
2.2 - Article#2 ... *215*
2.3 - Principaux résultats et conclusions ... *236*
CHAPITRE IV - MÉCANISMES DE FORMATION ET VARIABILITÉ MORPHOLOGIQUE DES VALLÉES TUNNELS ... 241
Partie 1 - Article#3 en préparation ... 244
1.1 - Résumé de l'article ... *244*
1.2 - Article#3 ... *245*
1.3 - Principaux résultats et conclusions ... *271*
Partie 2 - Variabilité morphologique des vallées tunnels ... 273
2.1 - Introduction ... *273*
2.2 - Type de vallées tunnels ... *274*
2.3 - Dimensions des vallées tunnels ... *278*
2.4 - Sections transversales et profils en long ... *290*
2.5 - Origine des tributaires et du degré de sinuosité ... *297*
2.6 - Principaux résultats, implications naturelles et conclusions ... *303*
CHAPITRE V – RÔLE DE L'HYDROLOGIE SOUS-GLACIAIRE ET DE L'EFFICACITÉ DE DRAINAGE SUR LA DYNAMIQUE DES ICE STREAMS ... 309
1.1 - Introduction ... *311*
1.2 - Article#4 publié à The Cryosphere ... *312*
1.3 - Influence des conditions expérimentales ... *329*
1.4 - Dynamique glaciaire vs morphologie des vallées tunnels ... *343*
1.5 - Principaux résultats et conclusions ... *344*
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES ... 350
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ... 356
ANNEXES ... 382

LISTES DES FIGURES ET TABLEAUX

CHAPITRE I - RELATIONS ENTRE L'HYDROLOGIE SOUS-GLACIAIRE, LES VALLÉES TUNNELS ET LA DYNAMIQUE D'ÉCOULEMENT DE LA GLACE

Figure 1.1. Carte présentant la migration de la ligne d'échouage ("grounding line") de l'Antarctique entre 2010 et 2016.

Figure 1.2. Schéma d'une calotte glaciaire avec les flux de masses et d'énergies associés.

Figure 1.3. Exemples de glaciers correspondants aux trois grands régimes thermiques.

Figure 1.4. Production et circulation de l'eau de fonte dans le système glaciaire global.

Figure 1.5. Exemples d'écoulements laminaires, transitoires ou turbulents autour d'un obstacle selon la valeur du nombre de Reynolds.

Figure 1.6. Les éléments du système hydrologique glaciaire.

Figure 1.7. Exemple d'un réseau de drainage supra-glaciaire.

Figure 1.8. Exemples de moulins.

Figure 1.9. Différents types de drainage sous-glaciaire distribués.

Figure 1.10. Pellicule d'eau sur un substrat rigide.

Figure 1.11. Réseau de cavités interconnectées se développant sur un substrat irrégulier.

Figure 1.12. Schéma de la circulation d'eau basale dans une configuration de substrat impliquant une couche de till et un aquifère sous-jacent.

Figure 1.13. Différents types de drainage sous-glaciaires chenalisés.

Figure 1.14. Conduits de drainage sous-glaciaires incisés dans la glace.

Figure 1.15. Exemples de conduits de drainage sous-glaciaires incisés dans le substrat.

Figure 1.16. Deux exemples de systèmes de vallées tunnels localisés dans la zone des Grands Lacs (USA/Canada).

Figure 1.17. Exemple d'un système de vallées tunnels pléistocène en Lybie.

Figure 1.18. Carte des vallées tunnels et moraines cartographiées le long de la marge sud de la calotte des Laurentides.

Figure 1.19. Carte localisant les vallées tunnels en Mer du Nord reliées à trois grands épisodes glaciaires (Weischelien, Saalien et l'Elsterien).

Figure 1.20. Exemple d'un système de vallée tunnel en Mer du Nord identifié par sismique 3D.

Figure 1.21. Graphique présentant le rapport largeur/profondeur des grands systèmes de vallées tunnels naturels.

Figure 1.22. Synthèse des sections transversales identifiées sur les vallées tunnels pleistocènes et paléozoïques.

Figure 1.23. Profil en long de trois vallées tunnels dans la région des Crocodile channels (Canada).

Figure 1.24. Remontée du profil en long lors du franchissement d'un obstacle topographique.

Figure 1.25. Exemple d'une vallée tunnel à largeur constante vue de côté (A) et du dessus (B) identifiée en Mer du Nord par sismique 3D.

Figure 1.26. Sept générations de vallées tunnels identifiées en Mer du Nord.

Figure 1.27. Modélisation de la pression d'eau sur une section transversale à l'écoulement de la glace.

Figure 1.28. Modèle de formation des vallées tunnels par déformation et liquéfaction des sédiments.

Figure 1.29. Le Labyrinthe, partie ouest de la région des "Dry Valleys" en Antarctique, est supposée s'être formée par un unique évènement de drainage catastrophique.

Figure 1.30. Modèle de formation des vallées tunnels par drainage catastrophique d'eau de fonte.

Figure 1.31. Schéma montrant la décomposition de la contrainte générale (σ) en une contrainte cisaillante (τ) et une contrainte normale (σ_n) dans le cas d'un plan incliné.

Figure 1.32. Exemples de structures formées par fluage et par un comportement cassant de la glace.

Figure 1.33. Composantes de la force gravitationnelle.

Figure 1.34. Les mécanismes de glissement basal au niveau d'obstacles topographiques.

Figure 1.35. Exemples de quelques "ice streams" actifs en Antarctique.

Figure 1.36. Vue satellite des "ice streams" en Antarctique et au Groenland.

Figure 1.37. Exemples de profils transversaux de vitesse tracés au niveau du Mercer Ice Stream, Antarctique.

Figure 1.38. Deux exemples "d'ice streams" localisés à l'Est du Groënland.

Figure 1.39. Comparaison de la mosaïque de vitesse entre un modèle gouverné par des réaction thermo-mécaniques et la calotte Antarctique.

Figure 1.40. Modèles de glissements basaux associés aux forts écoulements de glace (e.g. "ice streams", "surges").

Figure 1.41. Jakobshavn Isbrae au Groënland.

Figure 1.42. Exemple d'un "paléo-ice stream" topographique au Canada (Haldane Ice stream).

Figure 1.43. Carte des "ice streams" dans la région du Ross Ice Shelf (Antarctique Ouest).

Figure 1.44. Cartographie des lacs sous-glaciaires en Antarctique.

Figure 1.45. Positions des lacs sous-glaciaires (triangles verts) par rapport à la localisation des "ice streams".

Figure 1.46. Localisation des lacs sous-glaciaires en amont du Recovery Ice Stream (Antarctique).

Figure 1.47. Suivi de vitesse du jökulhlaup de 1996 en Islande.

Figure 1.48. Migration des marges latérales du Kamb Ice Stream (Antarctique).

Figure 1.49. Coexistence d'un système de vallées tunnels et du "paléo-ice stream" Anderson (Canada).

Figure 1.50. Cartographie d'un réseau de vallées tunnels au niveau du paléo-lobe glaciaire Des Moines (USA).

Figure 1.51. Cartographie des systèmes de chenaux identifiés sous certains "ice streams" en Antarctique.

Figure 1.52. Cartographie d'un système de chenaux anastomosés sous la région de Pine Island (Antarctique).

Figure 1.53. Modèles numériques multi-éléments du système de drainage sous-glaciaire.

Figure 1.54. Simulation de l'évolution de la pression dans le substrat sur une coupe transversale.

Figure 1.55. Modèle conceptuel utilisé dans l'étude de **Beaud (2017)**.

Figure 1.56. Correspondance entre la localisation des "ice streams" et la présence d'une pellicule d'eau à l'interface (glace/substrat) d'après la modélisation de **Le Brocq et al. (2009)**.

Figure 1.57. Modèles conceptuels du drainage sous-glaciaire au-dessus d'un substrat déformable au niveau des "ice streams" en Antarctique.

CHAPITRE II – MÉTHODES ET TRAITEMENTS

Figure 2.1. Photographie du dispositif expérimental complet utilisé dans cette étude.

Figure 2.2. Schéma et coupe transversale du dipositif expérimental.

Figure 2.3. Relation entre le coefficient de perméabilité et les caractéristiques de drainage.

Tableau 2.1. Synthèse des tests à charge constante et à charge variable effectués sur le sable.

Figure 2.4. Évolution de la vitesse de chute de la bille dans la gomme de silicone au cours du temps.

Figure 2.5. Principe de la mesure de l'indice de réfraction par la méthode du demi-cercle.

Tableau 2.2. Synthèse des tests de réfraction effectués sur la gomme de silicone.

Figure 2.6. Photographie du système d'acquisition photographique utilisé dans cette étude.

Figure 2.7. Exemple de photographies prises en lumière blanche (A) et en lumière UV (B).

Figure 2.8. Graphique présentant le domaine de validité des expériences menées avec le dispositif expérimental.

Figure 2.9. Types de dépôts utilisés dans les diverses expériences.

Figure 2.10. Principe de la triangulation utilisée dans la photogrammétrie.

Figure 2.11. Photographies des structures de drainage d'une expérience selon plusieurs orientations.

Figure 2.12. Points de corrélation entre 2 photographies sur Mic Mac.

Figure 2.13. Points de corrélation entre 2 photographies sur Agisoft Photoscan.

Figure 2.14. Visualisation du nuage de points 3D calculé par Mic Mac (A) et Agisoft Photoscan (B) sur le logiciel Meshlab.

Figure 2.15. Géoréférencement du nuage de points 3D (A) et le MNT associé (B).

Figure 2.16. Experimental device used for the correction procedure.

Figure 2.17. Physical principle of the correction procedure.

Figure 2.18. Computation of the thickness of the water layer from the volume injected.

Figure 2.19. Results of the correction procedure.

Figure 2.20. Graph presenting the ratio between the water layer thickness and the 3D printing height as a function of the error of the corrected DEM.

Figure 2.21. Application de la correction sur l'exemple de MNT présenté dans la **figure 2.15**.

Figure 2.22. Schéma décrivant le fonctionnement général de l'algorithme d'extraction des données morphologiques.

Figure 2.23. Procédé d'extraction de la position de chaque marqueur au cours du temps.

Figure 2.24. Procédé de calcul de la vitesse de déplacement de chaque marqueur et l'interpolation associée.

Figure 2.25. Exemples de cartes de vitesses calculées avec un pas de temps de 500 secondes sur l'expérience utilisée pour la description de la méthode.

Figure 2.26. Procédé pour déterminer le rayon hydraulique d'une vallée expérimentale.

CHAPITRE III – MODÉLISATION ANALOGIQUE DE LA CIRCULATION D'EAU SOUS-GLACIARES

Figure 3.1. Comparaison du profil de pression et de la forme de la cheminée de fluidisation entre une injection faite selon le débit théorique de fluidisation (A) et une injection faite selon la solution de Dupuits (B).

Figure 3.2. Résumé de la dynamique de la poche d'eau depuis sa formation jusqu'à son drainage.

Figure 3.3. Croissance de la cheminée de fluidisation.

Figure 3.4. Forme caractéristique de la courbe de pression d'une expérience et relations avec le développement d'une cheminée de fluidisation.

Figure 3.5. Évolution d'une poche d'eau depuis sa formation jusqu'à son drainage.

CHAPITRE IV – MÉCANISMES DE FORMATION ET VARIABILITÉ MORPHOLOGIQUE DES VALLÉES TUNNELS.

Tableau 4.1. Table summarizing the 25 experiments analyzed in this study with the input parameters.

Figure 4.1. Description of the analog device used in this study.

Figure 4.2. Formation of the ridge in the experiments.

Figure 4.3. Six main stages selected from an experiment.

Figure 4.4. Silicon layer velocity during the six main stages identified in this study.

Figure 4.5. Cross-sectional profile along the substratum surface.

Tableau 4.2. Table summarizing the main characteristics of the two types of tunnel valleys identified in our experiments.

Figure 4.6. Various examples of tunnel valleys patterns reproduced in the experiments.

Figure 4.7. Cartoon illustrating the mechanism of formation of TVI in nature based on experimental observations.

Figure 4.8. Cartoon illustrating the mechanim of formation of TVII in nature based on experimental observations.

Figure 4.9. Comparison of a TVII experimental system with a suspected TVII natural network.

Figure 4.10. Topographie induite par les différents types de dépôt.

Figure 4.11. Différents scénarios d'injection utilisés dans les expériences.

Figure 4.12 : Graphiques représentant la répartition des vallées tunnels type I et II en fonction du type de dépôt (A) et du rapport entre le débit d'injection et le débit théorique exprimé en pourcentage (B).

Figure 4.13 : Graphiques représentant la longueur (A), la largeur (B) et la profondeur (C) des vallées tunnels en fonction du nombre de vallées tunnels.

Figure 4.14 : Différences entre deux systèmes de vallées tunnels.

Figure 4.15 : Graphiques représentant l'évolution de la largeur des vallées tunnels en fonction du type de dépôt.

Figure 4.16 : Différents exemples d'évolution de la largeur des vallées tunnels relatifs à la présence d'une topographie dans le substrat.

Figure 4.17 : Évolution des dimensions des vallées tunnels formées lors d'une expérience "classique" sans modification de paramètres (A) et lors d'une expérience avec un débit d'injection supérieur au débit théorique (B).

Figure 4.18 : Évolution des dimensions des vallées tunnels formées lors d'une expérience avec un injecteur de 50 mm (A) et lors d'une expérience avec un débit d'injection variable (B).

Figure 4.19 : "Trajets géomorphologiques" des vallées tunnels formées dans les expériences présentées dans les **figures 4.17 et 4.18**.

Figure 4.20 : Exemples de deux vallées tunnels, l'une avec une section transversale en V (minoritaire) formée lors d'une expérience à injection variable (A) et l'autre avec une section transversale en U (majoritaire) formée lors d'une expérience à injection constante (B).

Figure 4.21 : Graphiques représentant la forme de la section transversale des vallées tunnels en fonction du scénario d'injection.

Figure 4.22 : Exemples de deux profils transversaux montrant la présence de terrasses au sein des vallées tunnels.

Figure 4.23 : Évolution du profil en long d'une vallée tunnel au cours du temps sur un substrat en absence d'obstacle topographique.

Figure 4.24 : Évolution du profil en long d'une vallée tunnel au cours du temps sur un substrat avec une topographie ondulante.

Figure 4.25 : Évolution du profil en long d'une vallée tunnel au cours du temps sur un substrat avec des obstacles topographiques.

Figure 4.26 : Exemples de deux systèmes de vallées tunnels.

Figure 4.27 : Différentes origines de la sinuosité des vallées tunnels.

Figure 4.28 : Génération de tributaires induite par la topographie du substrat (A), le débit d'injection (B) et le scénario d'injection (C).

CHAPITRE V – RÔLE DE L'HYDROLOGIE SOUS-GLACIAIRE ET DE L'EFFICACITÉ DE DRAINAGE SUR LA DYNAMIQUE DES ICE STREAMS

Figure 5.1 : Évolution conjointe de la vitesse à la marge de la calotte et de l'efficacité de drainage des vallées tunnels dans l'expérience présentée dans l'article précédent.

Figure 5.2 : Évolution de la dynamique de la calotte dans l'expérience testant l'influence du débit d'injection.

Figure 5.3 : Évolution conjointe de la vitesse à la marge de la calotte et de l'efficacité de drainage des vallées tunnels dans l'expérience testant l'influence de la pression et du volume d'eau.

Figure 5.4 : Évolution de la dynamique de la calotte dans l'expérience testant l'influence de la taille d'injection.

Figure 5.5 : Évolution conjointe de la vitesse à la marge de la calotte et de l'efficacité de drainage des vallées tunnels dans l'expérience testant la taille de l'injecteur.

Figure 5.6 : Évolution de la dynamique de la calotte dans l'expérience testant l'influence d'une variation de la production d'eau.

Figure 5.7 : Évolution conjointe de la vitesse à la marge de la calotte et de l'efficacité de drainage des vallées tunnels dans l'expérience testant une production d'eau variable.

Figure 5.8 : Tableau présentant l'efficacité de drainage et la vitesse de la marge de la calotte de plusieurs expériences.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Figure 1 : Organigramme résumant les liens unissant les vallées tunnels, leurs morphologies et leurs modes de formation à la dynamique glaciaire dans le cadre des expériences conduties avec le dispositif expérimental.

« L'imagination est plus importante que le savoir »

Albert Einstein

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Contexte de l'étude

Découvertes initialement en Europe occidentale, de nombreuses dépressions étroites et allongées parsemant les bordures des calottes glaciaires quaternaires ont longtemps stimulé les géomorphologues et leurs origines ont longtemps provoqué d'intenses débats dans la communauté scientifique. Ces structures furent initialement attribuées à des processus tectoniques (**Berendt, 1863**), puis à des processus d'érosion mécanique d'origine glaciaire (**Ussing, 1903**) et enfin à de l'érosion par l'eau de fonte à l'intérieur d'un "tunnel sous-glaciaire" introduisant pour la première fois le terme de vallée tunnel (**Madsen, 1921**). Cependant malgré un consensus sur un mode de formation par l'action érosive prédominante de l'eau de fonte, le lieu de circulation de l'eau de fonte (circulation porale vs circulation à l'interface glace/substrat), l'intensité et la durée des évènements de drainage (vidange catastrophique vs. écoulement progressif) font encore débat (**Ó Cofaigh, 1996 ; Jørgensen & Sandersen, 2006 ; Kehew et al., 2012**). Depuis les premières descriptions en Europe occidentale, de nombreuses vallées tunnels ont par la suite été identifiées au niveau d'anciennes régions englacées partout dans le monde. Ces vallées peuvent atteindre plusieurs centaines de kilomètres de long, cinq kilomètres de large et 500 m de profondeur et sont caractérisées principalement par un profil en long ondulant et des terminaisons abruptes. Malgré ces critères d'identification, les vallées tunnels présentent une certaine variabilité morphologique en tant qu'élément de drainage mais également en tant que constituant d'un réseau de drainage plus complexe dont l'origine reste mal contrainte.

Les vallées tunnels, de par leur dimension et leur récurrence au niveau des anciennes et actuelles régions englacées, sont parmi les principaux constituants du système de drainage sous-glaciaire. Ces vallées sont capables de drainer de grandes quantités d'eau de fonte et sont donc des structures clés dans la compréhension des variations de la dynamique des calottes glaciaires actuelles et passées. De nombreux exemples montrent un positionnement préférentiel au niveau d'anciens "ice streams", reliant leur existence à des zones de forts écoulements de glace. Les "ice streams" sont de véritables couloirs de glace où règnent une vitesse d'écoulement de la glace très importante atteignant jusqu'à 12 $km.an^{-1}$ (**Bennett, 2003**) contrastant avec l'écoulement de la glace en dehors du couloir. Malgré le fait qu'il ne représente qu'une faible proportion de la calotte glaciaire, les "ice streams" sont responsables de la majorité du transport de glace (80% ; **Bamber et al., 2000**), jouant un rôle considérable dans le bilan de masse et dans la dynamique d'une calotte glaciaire. Cependant, certains exemples montrent que la

dynamique des "ice streams" (e.g. localisation, vitesse) est capable de varier spatialement et temporellement (**Winsborrow et al., 2010**). Sachant que les données actuelles sur les "ice streams" ont généralement été acquises sur des périodes de temps réduites (10aine d'années maximum), les paramètres influant sur leur localisation et évolution demeurent encore partiellement incompris. De la même manière, la relation entre les vallées tunnels et les "ice streams", prouvées par leur coexistence au niveau d'exemples anciens, reste encore mal contrainte.

L'étude des systèmes glaciaires s'appuient sur une importante communauté scientifique et sur des bases de données conséquentes regroupant des observations de terrain, des données radar, des données sismiques, des images satellites ou encore sur de nombreuses simulations numériques. Malgré tous ces efforts, de nombreuses questions subsistent, notamment sur la dynamique de formation des vallées tunnels, leur lien avec l'hydrologie sous-glaciaire ou leur influence sur la dynamique glaciaire. Ce manuscrit de thèse s'inscrit dans cet effort en présentant les premiers résultats issus du développement d'une nouvelle approche expérimentale visant à reproduire conjointement une circulation d'eau de fonte sous-glaciaire et des écoulements de glace par analogie avec les système glaciaires naturels. L'objectif étant notamment de mieux contraindre le système hydrologique sous-glaciaire et son influence sur la formation des vallées tunnels et sur l'écoulement de glace sus-jacent. Ce travail repose donc sur la conduite et le traitement des expériences avec un nouveau modèle analogique.

Problématiques

Les problématiques développées dans ce travail examineront: (i) la formation, l'évolution et la morphologie des vallées tunnels, (ii) la dynamique contrôlant l'initiation et l'activité des "ice streams" et (iii) les relations reliant l'organisation de la circulation d'eau basale et la formation de vallées tunnels sur le comportement des "ice streams".

- **Problématique 1 : Vallées tunnels**

L'inaccessibilité du milieu sous-glaciaire restreint l'observation directe des conditions de formation des vallées tunnels. Les travaux réalisés sur les vallées tunnels, majoritairement quaternaires, ont permis d'extraire une série de caractéristiques morphologiques et d'établir divers mécanismes de formation. Ces mécanismes de formation synthétisés dans **Ó Cofaigh (1996)**, **Kehew et al. (2012)** puis **Van der Vegt et al. (2012)** s'accordent sur le rôle primordial du transfert sous-glaciaire d'eau de fonte dans la formation des vallées mais diffèrent cependant, dans les caractéristiques et la cinématique de ce transfert. En effet dans ces modèles, l'eau de

fonte peut circuler à l'intérieur du substrat via une circulation porale et/ou à l'interface entre la glace et le substrat. Ceci souligne l'importance primordiale de la nature et des propriétés mécaniques et hydrogéologiques du substrat sur la formation des vallées tunnels (**Van der Vegt et al., 2012**). L'intégralité des caractéristiques morphologiques à l'exception d'un profil en long ondulant et de terminaisons abruptes sont variables d'un système de vallées tunnels à l'autre supposant ainsi que certains paramètres, encore mal contraints, doivent influencer cette variabilité morphologique.

Néanmoins l'intégralité de ces travaux se basent sur l'étude locale à régionale de vallées tunnel au stade terminal (i.e. dont les processus de creusements sont inactifs). Ainsi les différents travaux aboutissent à la description morphologique et/ou à l'élaboration d'un mécanisme de formation qui sont généralement représentatifs de spécificités locales (configuration du substrat, topographie…) et qui demeurent théoriques car l'étude d'un objet au stade final occulte toute notion d'évolution temporelle.

Questions

Quels sont les mécanismes impliqués dans la formation des vallées tunnels ?

Quelles sont les évolutions morphologiques des vallées tunnels au cours du temps ?

Quels sont les paramètres contrôlant la morphologie des vallées tunnels ?

- **Problématique 2 : "Ice streams"**

Le transfert de masse des calottes glaciaires à l'océan est hétérogène: 80% de l'écoulement de la glace est concentré dans les "ice streams" (**Bamber et al., 2000; Bennett, 2003**). Ces "ice streams" agissent comme des couloirs préférentiels d'écoulement à la fois de la glace et de l'eau de fonte, contribuant actuellement à la montée du niveau marin global et à la modification de la circulation océanique. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique, la compréhension de la mise en place et de l'évolution de la dynamique des "ice streams" est fondamentale. Au cours des dernières décennies, les mesures par satellite de mouvements verticaux de la surface de la calotte glaciaire Antarctique ont révélé la présence de nombreux lacs sous-glaciaires dans la zone d'enracinement des "ice streams" (**Gray et al., 2005 ; Wingham et al., 2006 ; Fricker et al., 2007**). La récurrence des mouvements de subsidence et

de surrection de la surface au niveau de ces lacs suggère qu'ils sont soumis à un mécanisme de recharge/vidange alimentant les "ice streams" (**Peters et al., 2007 ; Stearns et al., 2008**). Il est ainsi régulièrement proposé que la position de certains "ice streams" soit tributaire des conditions hydrologiques sous-glaciaires permettant la lubrification basale de la glace et le développement de fortes vitesses d'écoulement. Cette hypothèse d'un contrôle des "ice streams" par l'hydrologie sous-glaciaire est également proposée pour justifier les observations de variations de vitesses et/ou de positions de certains "ice streams" au cours du temps (**Catania et al., 2006 ; Elsworth & Suckale, 2016**). Cependant, ces observations sont généralement locales et limitées dans le temps (quelques années au maximum), ne représentant qu'une fraction de la durée de vie et de l'emprise géographique d'un "ice stream".

Questions

Quel rôle joue l'hydrologie sous-glaciaire sur l'initiation et la localisation des "ice streams" ?

Les variations spatiotemporelles de la dynamique des "ice streams" peuvent-elles s'expliquer par des réorganisations de l'hydrologie sous-glaciaire ?

- **Problématique 3 : Relations entre les vallées tunnels et les "ice streams"**

L'association géographique des vallées tunnels et des "ice streams" a pu être localement observée en bordure de la calotte glaciaire quaternaire des Laurentides (**Patterson, 1997 ; Winsborrow et al., 2004**) et de la calotte glaciaire ordovicienne (**Ravier et al., 2015**) sans toutefois expliquer cette coexistence surprenante. En effet, la plupart des modèles suggèrent qu'un écoulement de glace à forte vitesse est favorisé par le phénomène de lubrification basale impliquant une circulation d'eau de type distribuée (e.g. pellicule d'eau). La présence de vallées tunnels dans la zone d'activité de certains "ice streams" signifieraient donc qu'à un certain moment la circulation d'eau sous-glaciaire sous un "ice stream" peut évoluer en un système chenalisé. Cette hypothèse est corroborée par l'identification croissante de chenaux sous-glaciaire sous certains "ice streams" en Antarctique (**Wellner et al., 2001 ; Le Brocq et al., 2013 ; Schroeder et al., 2013**). Sans faire référence aux vallées tunnels, la transition d'un écoulement distribué à un écoulement chenalisé est évoquée comme étant la cause des variations de vitesse et de localisation de certains "ice streams" car seule une réorganisation du drainage sous-glaciaire est en mesure de générer des modifications aussi importantes (**Catania**

et al., 2006 ; Elsworth & Suckale, 2016). Malgré ces hypothèses les relations existant entre la dynamique de formation des vallées tunnels et des "ice streams" demeurent mal contraintes.

Questions

Quelle est la relation spatiotemporelle entre les vallées tunnels et les "ice streams" ?

Quel rôle jouent les vallées tunnels sur la dynamique des "ice streams" ?

Construction du manuscrit

Le travail de recherche présenté dans ce manuscrit a abouti à la rédactions d'articles scientifiques publiés ou soumis à des revues scientifiques internationales et un article en préparation qui sera soumis à la publication :

Article#1. Lelandais, T., Strzerzynski, P., Mourgues, R., Peigné, D. A new correction procedure for submerged topographic surfaces obtained by stereo-photogrammetry. (En review à *Frontiers – Earth Science section Quaternary, Geomorphology and Paleoenvironment, Special Issue*).

Article#2. Lelandais, T., Mourgues, R., Ravier, É., Pochat, S., Strzerzynski, P., Bourgeois, O. (2016). Experimental modeling of pressurized subglacial water flow: Implications for tunnel valley formation. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface*, 121, 2022-2041.

Article#3. Lelandais, T., Mourgues, R., Ravier, É., Strzerzynski, P., Pochat, S., Bourgeois, O. Mechanisms of tunnel valley formation: Insights from analog modelling. (*En préparation*)

Article#4. Lelandais, T., Ravier, É., Pochat, S., Bourgeois, O., Clark, C. D., Mourgues, R., Strzerzynski, P. (2018). Modelled subglacial floods and tunnel valleys control the lifecycle of transitory ice streams. *The Cryosphere*.

Ce manuscrit s'organise en cinq chapitres, articulés autour des articles scientifiques cités ci-dessus et alimentés par des résultats originaux :

- Le **Chapitre I** présente une synthèse bibliographique sur : (i) les spécificités de l'hydrologie glaciaire en se focalisant sur les vallées tunnels, leur morphologie et leur mécanisme de formation, (ii) la dynamique d'écoulement de la glace et plus particulièrement des "ice streams" et (iii) les relations unissant les vallées tunnels et les "ice streams".
- Le **Chapitre II** présente le modèle analogique développé spécifiquement pour cette thèse, son dimensionnement, les matériaux le composant et le post-traitement utilisé pour extraire les données expérimentales. Ce chapitre s'articule autour de la mise en place et du traitement d'une expérience type pour plus de clarté. Ce chapitre contient un article présentant la méthode de restitution topographique de reliefs submergés (*Article#1*).
- Le **Chapitre III** présente l'organisation de la circulation d'eau dans le modèle expérimental tout le long d'une expérience. Ce chapitre présente ainsi de manière quantitative le rapport entre l'eau circulant dans le substrat et l'eau circulant à l'interface silicone/substrat lors des premiers stades de l'expérience caractérisés par une circulation d'eau pelliculaire. La deuxième partie de ce chapitre articulée autour d'un article (*Article#2*) présente la suite de l'expérience avec la formation de chenaux et leur identification en tant que vallées tunnels.
- Le **Chapitre IV** détaille les mécanismes de formation de deux types de vallées tunnels identifiées dans les expériences (*Article#3*). Ce chapitre synthétise également la variabilité morphologique des vallées tunnels reproduites expérimentalement afin de discuter les principaux paramètres contrôlant la morphologie des vallées tunnels.
- Le **Chapitre V** explore l'effet de la formation et de l'évolution des vallées tunnels expérimentales sur la dynamique de la calotte sus-jacente. Cette relation entre hydrologie sous-glaciaire et dynamique glaciaire est la base de l'article présent dans ce chapitre (*Article#4*) qui propose une nouvelle lecture de la dynamique des "ice streams" au regard du drainage catastrophique d'eau de fonte, de l'évolution spontanée du type de drainage sous-glaciaire et de la formation puis à l'efficacité de vallées tunnels.

Pour conclure, les résultats de ce travail et les réponses qui auront pu être apportées aux différentes questions seront synthétisées dans la dernière partie permettant d'établir les perspectives ouvertes par ce travail de recherche.

« La clef de toutes sciences est sans contredit le point d'interrogation ; nous devons la plupart des grandes découvertes au Comment ? Et la sagesse dans la vie consiste peut-être à se demander, à tout propos, Pourquoi ? »

Honoré de Balzac

CHAPITRE I - RELATIONS ENTRE L'HYDROLOGIE SOUS-GLACIAIRE, LES VALLÉES TUNNELS ET LA DYNAMIQUE D'ÉCOULEMENT DE LA GLACE

Partie 1 - Le système glaciaire

- **Notions fondamentales**

La dynamique des glaciers et des calottes glaciaires au cours du temps est un paramètre majeur impactant l'écosystème global. En effet, la fonte glaciaire symbolisée par le recul de nombreux glaciers (**Figure 1.1**) et la dynamique d'écoulement de la glace jouent un rôle crucial sur le climat global par le biais notamment, de l'augmentation du niveau marin global et des modifications de la circulation thermohaline. Le système glaciaire dans sa globalité, appelé cryosphère (e.g. les glaciers, calotte glaciaires, inlandsis, banquises, et la couverture neigeuse), est un des composants majeurs de notre système terrestre en constante interaction avec l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère.

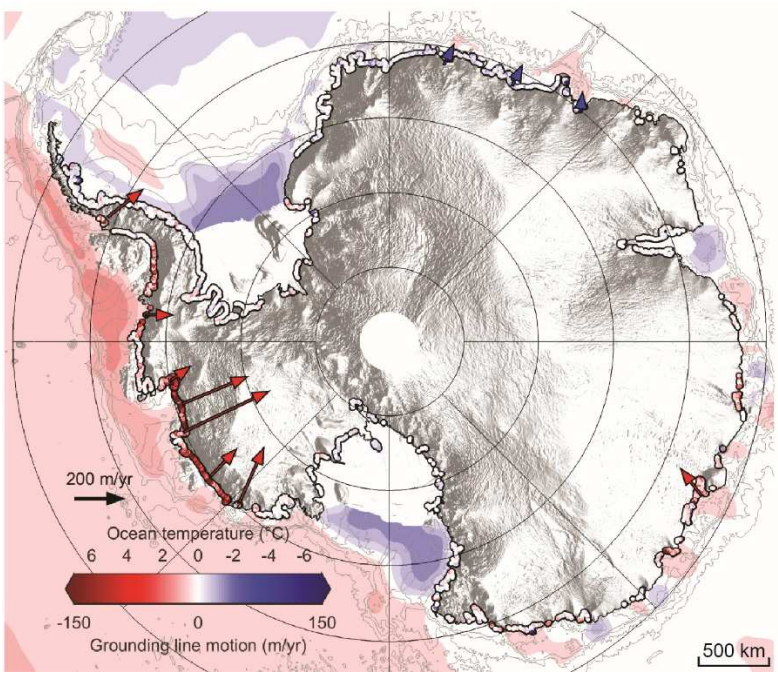


Figure 1.1. Carte présentant la migration de la ligne d'échouage ("grounding line") de l'Antarctique entre 2010 et 2016 (d'après Konrad et al., 2018).

La surface de la Terre est actuellement englacée à 10% mais la quantité de glace présente sur la planète est constante diminution (**Vaughan et al., 2013**). Au cours des temps géologiques, les surfaces englacées ont extrêmement varié, conséquence des nombreuses variations paléo-climatiques globales. Les périodes marquées par un développement important des glaces depuis les pôles ont ainsi été nommées périodes ou ères glaciaires. Celles-ci sont entrecoupées de périodes moins froides nommées périodes interglaciaires, définissant des cycles glaciaires/interglaciaires. Durant le Quaternaire, quatre glaciations majeures correspondant à

un développement important de la couverture glaciaire, se sont succédées en l'espace de 500 000 ans (**Bassinot et al., 1994**).

Le passage des glaciers a façonné de nombreuses régions à la surface de la Terre par le biais de processus d'érosion et de dépôt sédimentaire. Cependant, le comportement d'un glacier à la surface de la Terre est tributaire d'un grand nombre de paramètres. Ainsi pour étudier et comprendre le comportement d'un glacier, celui-ci est généralement considéré comme un système, c'est-à-dire un élément global composé d'entrées et de sorties interagissant avec d'autres systèmes tels que l'atmosphère ou l'océan (**Benn & Evans, 2010**). Dans cette configuration, les entrées correspondent aux conditions dans lesquelles se trouve le glacier (température, géométrie, climat) et les sorties, correspondent aux observations qu'il est possible de faire en terme de dynamique d'écoulement de la glace et en terme de processus d'érosion et de sédimentation.

Les systèmes glaciaires selon leur taille ou encore leur forme peuvent se classer en plusieurs catégories. On y retrouve les glaciers de vallées ("valley glaciers"), les champs de glace ("ice fields"), les calottes glaciaires ("ice caps") et les inlandsis ("ice sheets"). Ici, sera traité particulièrement les inlandsis, se définissant comme étant des surfaces englacées de plus de 50 000 km² (**Benn & Evans, 2010**). Les glaciers représentent des réserves majeures d'eau douce à la surface de la planète dont le volume évolue en réponse au bilan de masse du glacier (**Figure 1.2**). Le bilan de masse d'un glacier correspond à la différence entre le gain et la perte de glace (**Meier, 1992 ; Benn & Evans, 2010**). Un glacier se compose d'une zone centrale appelée zone d'accumulation, dans laquelle s'accumule les chutes de neige transformées ultérieurement en glace par l'effet de compaction (**Figure 1.2**). La glace et la neige de la zone d'accumulation sont ensuite transférées vers la marge du glacier appelée zone d'ablation où elles disparaissent par les processus de fonte, d'évaporation ou par la formation d'iceberg (**Figure 1.2** ; **Meier, 1992 ; Benn & Evans, 2010**). Ces deux zones sont séparées par la ligne d'équilibre correspondant à la zone théorique ou les processus d'accumulations sont compensés par les processus d'ablation. Le devenir et la croissance d'un glacier dépendent ainsi du processus dominant dans le système glaciaire. Le bilan de masse est généralement utilisé en glaciologie afin de déterminer l'étroit lien existant entre le changement climatique et l'évolution du volume des glaces (**Meier, 1992**).

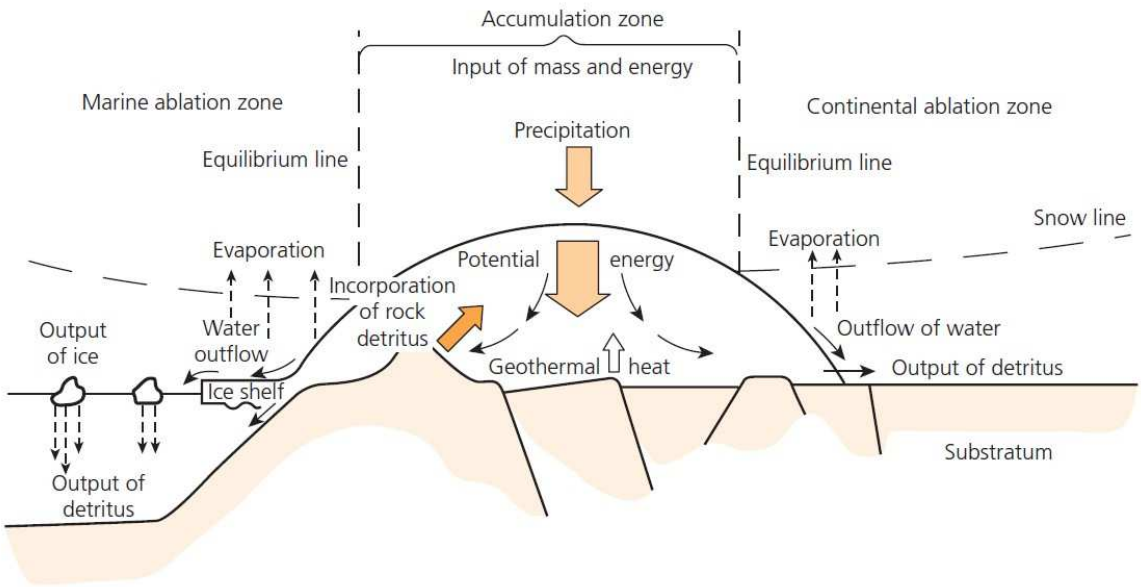


Figure 1.2. Schéma d'une calotte glaciaire avec les flux de masses et d'énergies associés. À gauche est représenté le cas d'une calotte à terminaison marine et à droite est représentée le cas d'une calotte à terminaison continentale (d'après Brodzikowski & van Loon, 1991).

- **Types de glaciers**

À l'intérieur d'un glacier la température varie verticalement et horizontalement (**Waller, 2001**). Celle-ci répond à un équilibre avec l'atmosphère, le flux géothermique basal c'est-à-dire la source de chaleur provenant du sous-sol, la pression exercée par la colonne de glace et tous les processus thermiques relatifs à la déformation interne et basale de la glace (**Hambrey & Glasser, 2005 ; Benn & Evans, 2010**). Ainsi en se basant sur la température régnant à l'interface glace/substrat on peut déterminer un spectre de régime thermique dans lequel il est possible de différencier trois grandes catégories de glacier (**Figure 1.3** ; **Boulton, 1972**) :

- Les glaciers froids sont des glaciers dont la température à l'interface glace/substrat est inférieure au point de fusion c'est-à-dire à la température de passage de l'état solide à l'état liquide. Une telle température ne permet pas à l'eau de fonte d'exister à la base du glacier. On retrouve ces glaciers dans zones arides où la température est largement négative et l'apport en neige faible (e.g. **Figure 1.3A** ; **Waller, 2001**).
- Les glaciers tempérés sont des glaciers dont la température oscille autour du point de fusion. Dans de telles conditions, de l'eau de fonte est produite et circule à la base du glacier le rendant plus mobile (**Fountain & Walder, 1988**). On retrouve ces glaciers dans des zones tempérées en altitude où la production neigeuse est importante (e.g. **Figure 1.3B**).

- Les glaciers polythermaux combinent les caractéristiques des deux précédents types. Historiquement, cette dénomination a été choisie pour tous les glaciers qui n'étaient, en terme de fonte, ni un glacier froid, ni un glacier tempéré (**Fowler, 1984 ; Blatter & Hutter, 1991**). Les glaciers polythermaux sont des glaciers thermiquement complexes où des zones dont la température est en-dessous du point de fusion cohabitent avec des zones où la température dépasse le point de fusion (**Blatter & Hutter, 1991**). La majorité des glaciers de calotte (i.e. reposant sur le continent) tels que les glaciers du Svalbard (Norvège) possèdent un régime thermique polythermal (e.g. **Figure 1.3C** ; **Irvine-Fynn et al., 2011**). Des simulations ont démontré que plus de la moitié de la calotte Antarctique à une température basale proche du point de fusion c'est-à-dire dans des conditions de production d'eau de fonte (**Pattyn, 2010**). Ces régions correspondent généralement à des zones de stockage sous glaciaires identifiés (e.g. un des 300 lacs sous glaciaires ; **Carter et al., 2011**).

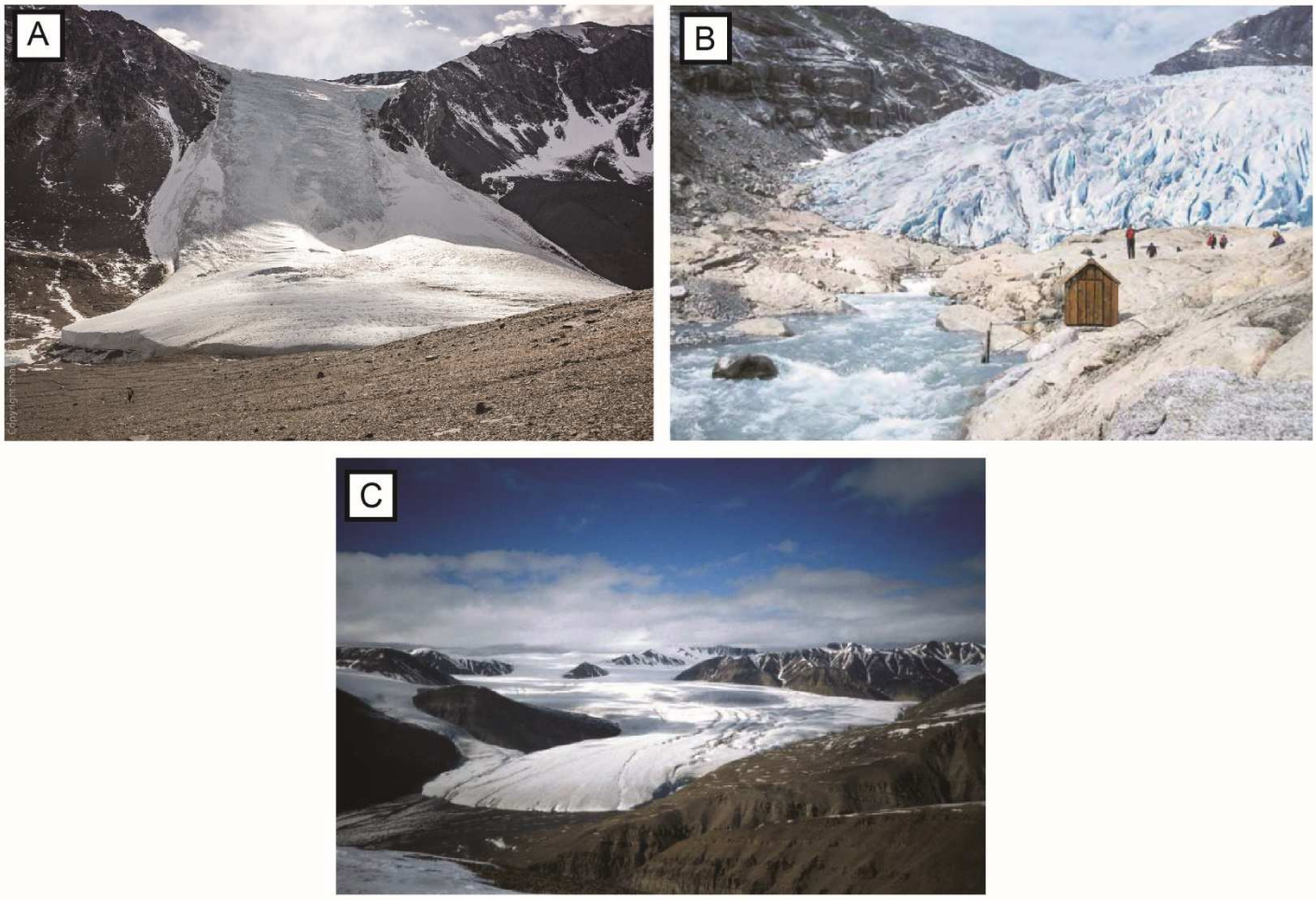


Figure 1.3. Exemples de glaciers correspondants aux trois grands régimes thermiques. A. Glacier Suess, Antarctique (froid). B. Glacier Nigardsbreen, Norvège (tempéré). C. John Evans Glacier, Canada (polythermal). (Crédits photos: popantarctica.files/B.Lefauconnier/Helen Glazer/National Geographic).

L'eau produite par le processus de fonte glaciaire, notamment dans la zone d'ablation, peut être générée de différentes manières et circuler sur le glacier (eau supra-glaciaire), à l'intérieur du glacier (eau intra-glaciaire) ou sous le glacier (eau sous-glaciaire) (**Shreve, 1972**). La formation et la circulation d'eau de fonte dans les systèmes glaciaires sont des facteurs déterminants contrôlant au moins partiellement la dynamique du glacier, en impactant l'hydrologie globale et en influençant les processus d'érosion et de dépôt (**Benn & Evans, 2010**). En effet, la circulation d'eau de fonte, notamment à la base du glacier, va modifier l'équilibre entre les forces motrices, qui mettent en mouvement la glace, et les forces de résistance s'opposant à l'écoulement de la glace (cf. Partie 3 Section 3.2 ; **Nye, 1959 ; Benn & Evans, 2010**). De la même manière les processus d'érosion et de sédimentation sous le glacier, capable d'éroder des structures de plusieurs centaines de mètres de profondeurs et de transporter des débris sur plusieurs centaines de kilomètres (**Benn & Evans, 2010**), sont interconnectés avec l'hydrologie et la dynamique glaciaire. La complexité du système glaciaire est qu'il est gouverné par les interactions entre l'hydrologie glaciaire, la dynamique d'écoulement de la glace et les propriétés et la morphologie du substrat sous-glaciaire.

Dans un premier temps l'hydrologie glaciaire sera traitée avec une attention particulière portée aux vallées tunnels. Dans un second temps, la dynamique d'écoulement de la glace sera étudiée avec un intérêt particulier porté à la dynamique des "ice streams". Enfin, la dernière partie sera centrée sur l'interaction entre l'hydrologie sous-glaciaire, les vallées tunnels et la localisation/dynamique des "ice streams".

Partie 2 - L'hydrologie glaciaire

2.1 - Introduction

Les glaciers représentent d'immenses réservoirs d'eau douce. Ainsi, la plupart des recherches ont été menées sur les zones polaires où l'influence du changement climatique est supposée être la plus importante sur la dynamique des glaciers (**Cattle & Crossley, 1995 ; Christensen et al., 2007**). Dans un système glaciaire, le drainage de l'eau de fonte se produit en surface (supra-glaciaire), à l'intérieur de la glace (drainage intra-glaciaire) et à l'interface avec le substrat (drainage sous-glaciaire). Le rôle et l'activité de chacun de ces sous-éléments de drainage varient dans le temps et dans l'espace, mais le caractère intriqué du système hydrologique glaciaire global influe directement la dynamique glaciaire (**Fountain & Walder, 1998 ; Irvine-Fynn et al., 2011**).

Malgré la connaissance des enjeux principaux et des concepts clés, de nombreuses incertitudes résident sur la manière dont s'organisent les différents types de drainage à la fois dans l'espace et dans le temps (**Fountain & Walder, 1988 ; Lemke et al., 2007**). Par conséquent, ces difficultés dans la compréhension du système hydrologique glaciaire global limitent la capacité à simuler les futures implications du changement climatique, telles que la déstabilisation des calottes glaciaires et la montée du niveau marin global.

Cette partie est dédiée à la présentation des concepts régissant la circulation d'eau de fonte dans le système glaciaire et les différents composants de l'hydrologie glaciaire. Les vallées tunnels, éléments majeurs de l'hydrologie sous-glaciaire et cœur de l'étude présentée ici, seront également développées dans cette partie.

2.2 - Notions fondamentales

2.2.1 - Production d'eau de fonte

L'eau peut pénétrer dans le système glaciaire de plusieurs manières (**Figure 1.4**). Elle peut être produite par la fonte de glace soit en surface, soit à l'intérieur de la colonne de glace soit à la base du glacier. À cela s'ajoute l'eau produite par la fonte de la neige accumulée en surface du glacier (**Benn & Evans, 2010**). L'eau peut également provenir d'une source externe telle que la pluie ou une circulation souterraine.

La majorité des glaciers produisent actuellement de l'eau de fonte. Le processus de fonte glaciaire est généralement cyclique avec des saisons chaudes propices à la production d'eau fonte et des saisons froides propices à l'accumulation de neige et donc de glace. À cela s'ajoute les variations de courte durée de type journalière (nuit vs. jour) et les modifications associées à certains phénomènes météorologiques (**Benn & Evans, 2010**).

La fonte glaciaire se produisant à l'intérieur et à la base du glacier est la conséquence d'un changement de température de la glace, celle-ci dépassant le point de fusion. Ce changement d'état est favorisé par les quatre processus suivants :

- L'échange d'énergie avec l'atmosphère: Ce processus agit directement sur la température de la neige et de la glace en surface. La température de la glace agit doublement : (i) l'augmentation de la température de la glace par l'énergie solaire peut entraîner la production d'eau fonte, cependant (ii) la diminution de la température atmosphérique et le regel de surface peut libérer une quantité de chaleur suffisante pour initier des processus de fonte au sein même de la glace (**Benn & Evans, 2010**). Ce

processus est dépendant de la conductivité thermique du glacier qui est reliée à sa porosité (i.e. quantité d'air piégée dans la glace ; **Sturm et al., 1997**).

- Chaleur générée par friction : De la chaleur sera générée par friction à l'intérieur et/ou à la base du glacier lorsque celui-ci se met en mouvement. En effet, les déformations internes au glacier, le glissement basal et les déformations des sédiments sous-glaciaires sont propices à la friction et à la libération de chaleur. Au sein de la glace, le gradient de température est proportionnellement relié à la contrainte cisaillante et donc à la déformation de la glace (**Benn & Evans, 2010**). De la même manière, le glissement basal et la déformation des sédiments sous-glaciaires favorisent la génération de chaleur par augmentation de la contrainte cisaillante basale. Ces deux derniers processus générant de la chaleur favorisent la fonte glaciaire à l'interface glace/substrat (**Benn & Evans, 2010**).
- Point de fusion : Le point de fusion correspond à la température à laquelle la glace solide commence à fondre. Cette température est dépendante de la pression régnant dans la colonne de glace. Ainsi, une augmentation de l'épaisseur de glace est responsable d'une élévation de la pression basale et donc de la diminution de la température de fusion de la glace.
- Flux géothermique : La chaleur générée par le flux géothermique correspond au flux d'énergie depuis les couches internes de la Terre. Le flux de chaleur provenant du sous-sol réchauffe la base du glacier favorisant ainsi sa fonte. Dans les régions englacées et volcaniquement actives, le flux géothermique est le paramètre dominant de la fonte basale (e.g. Islande ; **Clarke et al., 1989 ; Björnsson, 1998 ; Magnússon et al., 2007**). Dans de telles conditions, la fonte glaciaire excède largement la capacité de drainage sous-glaciaire entraînant le stockage de l'eau de fonte sous forme de poches ou lacs sous-glaciaires (**Magnússon et al., 2007**).

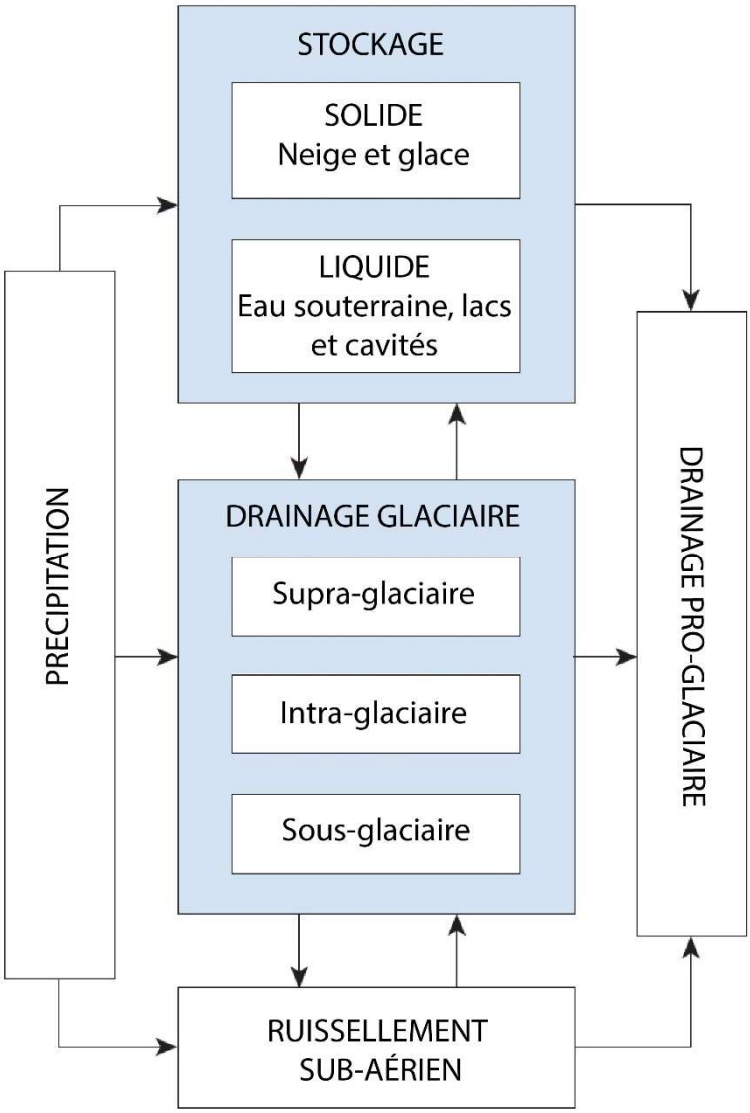


Figure 1.4. Production et circulation de l'eau de fonte dans le système glaciaire global (modifié d'après Benn & Evans, 2010).

2.2.2 - Circulation de l'eau de fonte

Généralement, l'eau produite par le phénomène de fonte que ce soit en surface ou à la base du glacier, est évacuée à la marge du glacier après sa production même si elle peut être temporairement stockée sur, dans ou sous le glacier.

Le chemin emprunté par l'eau de fonte à travers le glacier ou à sa base dépend de deux paramètres : le gradient hydraulique et la résistance à l'écoulement imposée par la glace et le substrat.

La gradient hydraulique est le principal moteur de l'écoulement à travers et à la base du glacier. Dans un système subaérien de type fluviatile, le gradient hydraulique correspond à la différence d'altitude séparant deux points d'un même système de drainage (**Eq. 1.1**). Ainsi de manière

générale, l'eau circule depuis le point de plus haute altitude possédant l'énergie potentielle de pesanteur maximale vers le point de plus basse altitude possédant l'énergie potentielle de pesanteur la plus basse (**Eq. 1.2**).

$$\Delta P = \rho_w g z_A - \rho_w g z_B \qquad \textbf{(Eq. 1.1)}$$

avec ΔP le gradient de pression (Pa), ρ_w la densité de l'eau (kg.m^{-3}), g l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2}) et z_A et z_B l'altitude des 2 points étudiés (m).

$$Epp = mgz \qquad \textbf{(Eq. 1.2)}$$

avec Epp l'énergie potentielle de pesanteur (J), m la masse de l'objet (ici la colonne d'eau en kg) et z l'altitude du point étudié (m).

L'énergie potentielle est ainsi convertie en énergie cinétique augmentant la vitesse de l'eau (**Eq. 1.3**). On retrouve intuitivement que l'eau aura une vitesse plus importante lorsque le dénivelé entre les deux points de mesure est le plus important.

$$E_c = \frac{1}{2} m v^2 \qquad \textbf{(Eq. 1.3)}$$

avec E_c l'énergie cinétique (J), m la masse de l'objet (ici la colonne d'eau en kg) et v la vitesse de l'eau (m.s^{-1}).

Cette physique générale est applicable à l'eau circulant à travers et à la base du glacier à une différence près : l'eau circulant dans le glacier ou à sa base est soumise à l'effet de la colonne de glace sus-jacente, ainsi celle-ci peut subir des variations de pression et d'élévation. Ainsi, pour n'importe quelle altitude z la pression de l'eau (P_w) s'exprimera de la manière suivante (**Eq. 1.4**) :

$$P_w = \rho_w g (h_w - z) \qquad \textbf{(Eq. 1.4)}$$

avec h_w l'altitude de la surface de l'eau

L'eau circule d'une région à l'autre en suivant le gradient défini par le potentiel hydraulique. Le potentiel hydraulique (ϕ) est défini par l'expression suivante (**Eq. 1.5**) :

$$\phi = \rho_w g z + P_w \qquad \textbf{(Eq. 1.5)}$$

La différence de pression entre la pression d'eau et la pression exercée par la colonne de glace appelée pression effective (*Peff*) est défini par l'expression suivante (**Eq. 1.6**) :

$$P_{eff} = P_w - P_i = \phi - (\rho_w - \rho_i) g z_b - \rho_i g z_s - \rho_w g h_w \qquad \textbf{(Eq. 1.6)}$$

avec z_b et z_s, les altitudes respectives du substrat et de la surface du glacier. Ainsi, les variations de la pression effective seront majoritairement gouvernées par des modifications de l'altitude de la surface de la glace et donc de la pente du glacier. Le terme z_s est approximativement dix fois supérieur au terme z_b soulignant le rôle majeur de la pente du glacier sur la circulation d'eau basale.

2.2.3 - Résistance à l'écoulement

La circulation d'eau est soumise à une force de résistance qui va dépendre des caractéristiques du fluide (densité, viscosité) et des caractéristiques du milieu que l'eau traverse ou sur lequel l'eau circule (**Benn & Evans, 2010**).

Un fluide résiste à l'écoulement car la mise en mouvement des molécules du fluide requiert de l'énergie. Cette notion de résistance à l'écoulement est connue sous le nom de viscosité (η en Pa.s). Si l'on compare deux fluides (e.g. l'eau et la glace), celui qui possède la viscosité la plus forte (glace 10^{13} Pa.s ; eau 10^{-3} Pa.s) sera le fluide qui opposera le plus de résistance à l'écoulement (e.g. la glace comparé à l'eau). La valeur de viscosité des fluides dépend de conditions telles que la température et la pression (**Agati & Matera, 1996**).

La résistance à l'écoulement générée par le milieu va dépendre des dimensions et de la rugosité de l'unité de drainage emprunté par l'eau. On définit ainsi la formule de Manning reliant la vitesse du fluide circulant dans un chenal avec la rugosité du milieu incisé (**Eq. 1.7**) :

$$V = \frac{1}{n} Rh^{2/3} S^{1/2} \qquad \textbf{(Eq. 1.7)}$$

avec V la vitesse du fluide ($m.s^{-1}$), n le coefficient de rugosité de Manning ($m^{1/3}.s^{-1}$), Rh le rayon hydraulique (m) et S la pente du substrat (m/m).

Le rayon hydraulique est une dimension physique mesurant l'efficacité d'un écoulement dans un drain. La vitesse de l'écoulement est directement reliée à la géométrie de la section du drain emprunté. On détermine ainsi le rayon hydraulique comme étant le rapport entre l'aire de la section traversée par l'écoulement sur le périmètre "mouillé" (**Eq. 1.8**) :

$$Rh = \frac{A}{P} \qquad \textbf{(Eq. 1.8)}$$

avec Rh le rayon hydraulique (m), A l'aire de la section traversée (m^2) et P le périmètre de la section (m).

Dans le cadre d'une circulation souterraine (e.g. circulation d'eau dans un aquifère) la résistance à l'écoulement est dépendante de la taille des pores et de leur connectivité, deux caractéristiques qu'il est possible de résumer à deux grandeurs, la porosité (θ en %) et la perméabilité (K en $m.s^{-1}$). La résistance à l'écoulement diminue à mesure que ces deux propriétés augmentent.

Dans le cadre d'un écoulement entre un point A et un point B à l'intérieur d'un milieu poreux, tel que peut l'être le substrat sous-glaciaire, celui-ci est contrôlé par la loi de Darcy reliant le débit de circulation à la perméabilité, la section traversée, et le gradient de pression appliqué (**Eq. 1.9** ; **Marsily, 2004**).

$$Q = KS\frac{dP}{dL} \qquad \textbf{(Eq. 1.9)}$$

avec Q le débit ($m^3.s^{-1}$), K la perméabilité ($m.s^{-1}$), S la section traversée (m²), dP la différence entre le point A et B exprimée en hauteur d'eau (m) et dL la distance séparant le point A et le point B (m). Cette loi exprime bien le fait que si la perméabilité du milieu poreux augmente et donc que la résistance à l'écoulement diminue, le débit de circulation est accru. Cependant cette loi n'est pas valable dans chaque situation. En effet, la loi de Darcy n'est valable que dans les milieux poreux où la circulation d'eau s'effectue à travers l'espace poral. Afin de déterminer si la loi de Darcy est applicable on définit le nombre de Reynolds (**Eq. 1.10** ; **Marsily, 2004**), un nombre sans dimension, qui caractérise l'intensité de l'écoulement (**Figure 1.5**).

$$Re = \frac{\rho VL}{\eta} \qquad \textbf{(Eq. 1.10)}$$

avec Re, le nombre de Reynolds (sans unité), ρ la masse volumique ($kg.m^{-3}$), V la vitesse du fluide ($m.s^{-1}$), L la longueur étudiée (m) et η la viscosité du fluide (Pa.s) .

- Si Re < 10, l'écoulement sera dit laminaire, c'est-à-dire restreint à de la circulation entre les pores et où l'écoulement est unidirectionnel caractérisé par de faibles pertes de charge (**Figure 1.5.A**). Ce type d'écoulement se produit lorsque la force mettant en mouvement l'eau et les forces de viscosité qui s'opposent à l'écoulement d'eau, sont dans le même ordre de grandeur. La loi de Darcy s'applique.
- Si 10 < Re < 100, l'écoulement sera dit en transition c'est-à-dire avec des caractéristiques locales typiques d'un écoulement turbulent (**Figure 1.5.B**). La loi de Darcy ne s'applique pratiquement plus.
- Si Re > 100, l'écoulement sera dit turbulent c'est-à-dire que le fluide présente en tout point un caractère tourbillonnaire (**Figure 1.5.C-D**). Ce type d'écoulement est multidirectionnel et caractérisé par de fortes pertes de charge. Ce type d'écoulement se

produit lorsque la source d'énergie cinétique (vitesse) est très nettement supérieure aux forces de viscosité qui s'opposent au mouvement du fluide. La loi de Darcy ne peut alors plus s'appliquer.

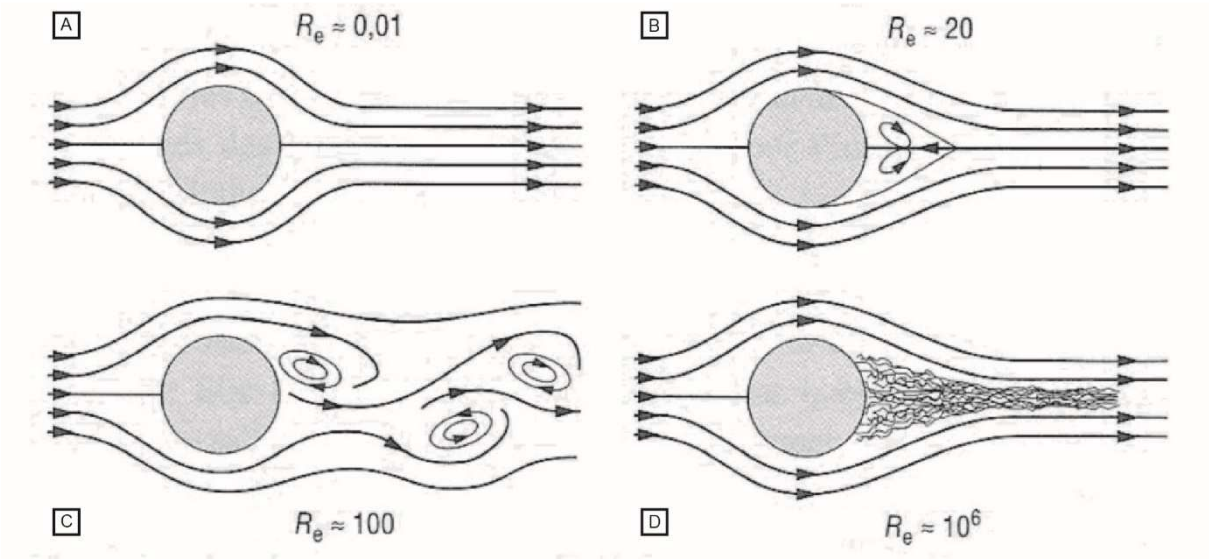


Figure 1.5. Exemples d'écoulements laminaires, transitoires ou turbulents autour d'un obstacle selon la valeur du nombre de Reynolds. A. Re = 0.01 (écoulement laminaire). B. Re = 20 (écoulement transitoire avec début de turbulence). C. Re = 100 (écoulement turbulent). D. Re = 10^6 (écoulement très turbulent). (Crédits photos : olivier.granier.free.fr).

L'eau peut circuler à travers le glacier grâce à la double perméabilité de la glace. La perméabilité primaire est reliée à la formation et à la composition de la glace et la perméabilité secondaire relative à la présence de fractures, crevasses ou encore moulins permettent la circulation d'eau à travers le glacier. La circulation d'eau à la base du glacier sera, selon les concepts précédemment présentés, contrôlée par la perméabilité du substrat pré-glaciaire (substrat sédimentaire ou rocheux) ou sera gouvernée par la pente de surface du glacier, si celle-ci circule à l'interface glace/substrat. De nombreux glaciers reposent sur des substrats composés, au moins en partie, de couches sédimentaires poreuses et perméables (**Boulton et al., 1995a, 2007a ; Piotrowski et al., 2004, Ravier et al., 2014**). La perméabilité de ces aquifères variant beaucoup selon les environnements, ces couches sont potentiellement capables de drainer une grande quantité de l'eau de fonte produite. Cependant, dans le cas où la production d'eau de fonte excède la capacité de drainage de l'aquifère sous-jacent, de l'eau peut circuler à l'interface glace/substrat (**Piotrowski, 1997**) avec des conséquences sur le système de drainage et la dynamique du glacier, deux thématiques abordées dans la suite du manuscrit.

2.3 - Composition de l'hydrologie glaciaire

Dans cette partie seront présentés les trois grands systèmes d'hydrologie glaciaire (**Figure 1.6**): l'hydrologie supra-glaciaire, qui fait référence au mécanisme de circulation et de stockage de l'eau à la surface du glacier, l'hydrologie intra-glaciaire qui fait référence à tous les mécanismes permettant la circulation de l'eau à travers la colonne de glace et l'hydrologie sous-glaciaire, sur laquelle l'accent sera mis, qui fait référence à tous les mécanismes de circulation de l'eau de fonte à l'interface glace/substrat ou dans l'aquifère sous-jacent.

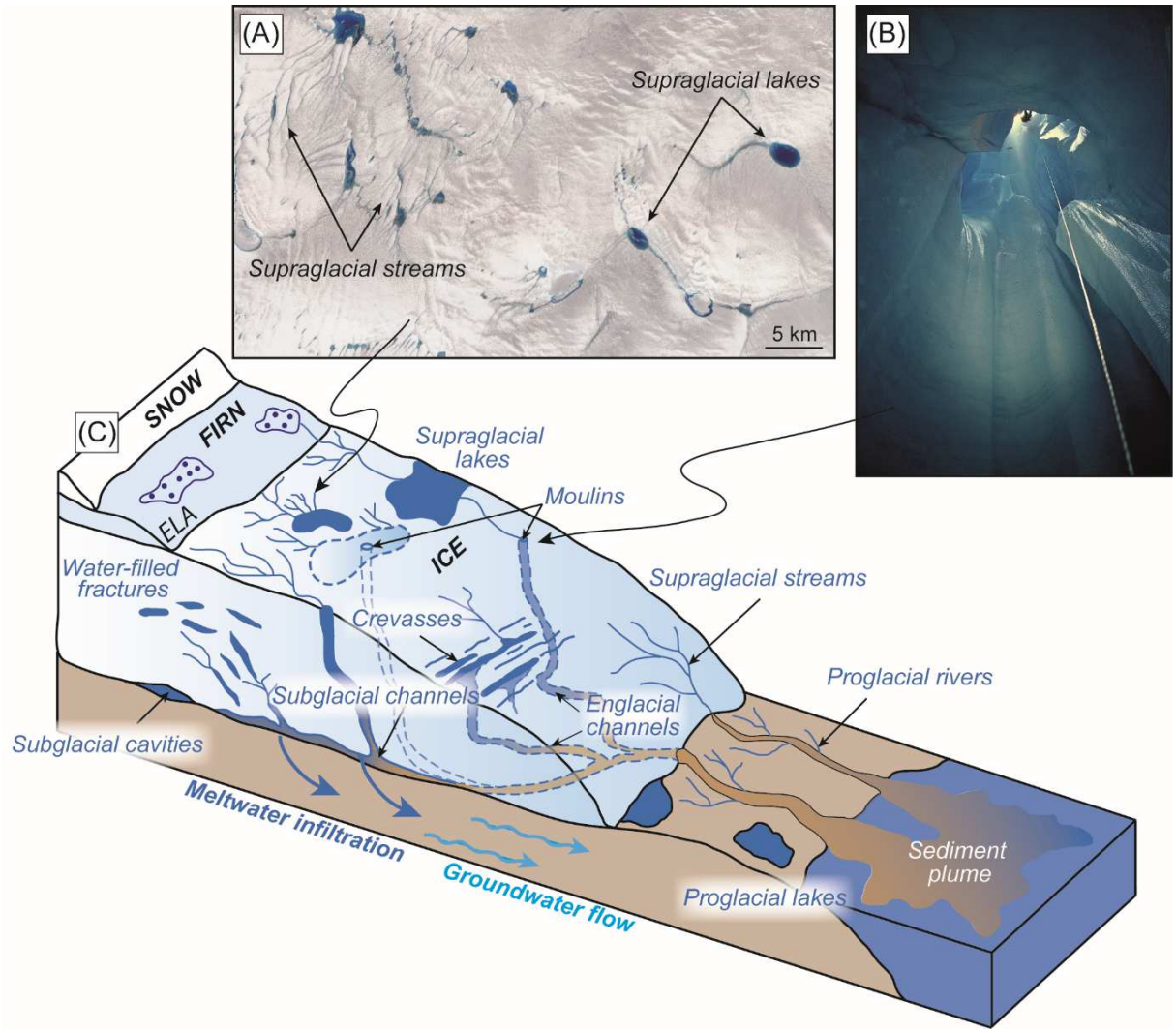


Figure 1.6. Les éléments du système hydrologique glaciaire. A. Vue aérienne localisée au Groenland montrant un réseau de drainage supra-glaciaire constitué de lacs supra-glaciaires et de bédières. B. Photographie d'un moulin dans la partie est du Groenland. C. Bloc 3D présentant les différents éléments du système hydrologique glaciaire et leurs interactions. (D'après Ravier & Buoncristiani, 2018).

2.3.1 - L'hydrologie supra-glaciaire

En période estivale, l'apport énergétique du soleil sur la surface du glacier est accru, favorisant le processus de fonte glaciaire. L'eau générée par la fonte de la couverture neigeuse s'infiltre et peut, soit regeler lorsqu'elle atteint une profondeur où la température est inférieure à la température de fusion, soit être stockée à l'intérieur de la couche neigeuse ou à la surface de la glace sous-jacente. De tels aquifères peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et ainsi contenir un grand volume d'eau (**Jansson et al., 2003**). L'eau stockée dans ces aquifères, circule latéralement en réponse à la pente de surface de la glace, initialement à travers les pores de la neige puis à mesure que la circulation s'intensifie des drains préférentiels peuvent également se former à travers la couverture neigeuse (**Benn & Evans, 2010**).

En été, une fois la couverture neigeuse disparue, il est possible d'observer des réseaux de drainage supra-glaciaires complexes appelés bédières, ponctuellement interrompus par des zones de stockage formant de véritables lacs supra-glaciaires (**Figures 1.6 et 1.7**). Le système de drainage se développant à la surface de la glace est constitué de segments sinueux dont la plupart se jettent dans des fractures (**Figure 1.7**). Certains de ces lacs peuvent s'étendre sur plusieurs km² et parfois se drainer brutalement (e.g. débit maximum de 10^6 $m^3.j^{-1}$; **Box & Ski, 2007**) à l'intérieur du glacier. Une telle rapidité de drainage et une telle quantité d'eau évacuée à l'intérieur du glacier aura un impact conséquent sur l'hydrologie intra-glaciaire et sous-glaciaire.

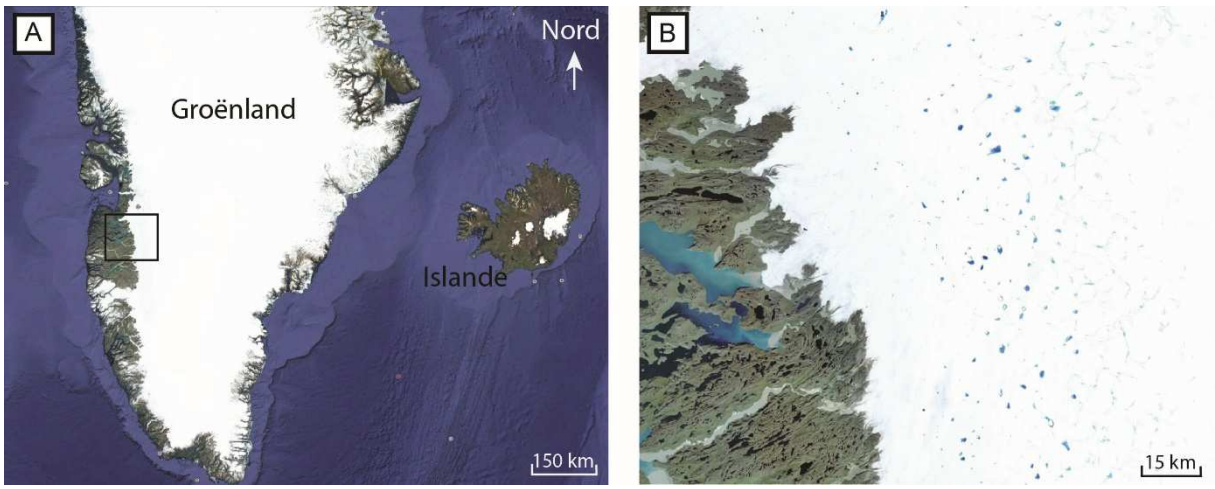


Figure 1.7. Exemple d'un réseau de drainage supra-glaciaire. A. Localisation d'une région à l'Est du Groenland présentant une série de lacs supra-glaciaires (cadre noir). B. Zoom sur la région délimitée en A montrant la présence d'une cinquantaine de lacs supra-glaciaires. (Crédits photos : Google Earth).

2.3.2 - L'hydrologie intra-glaciaire

Le système hydrologique intra-glaciaire est considéré comme étant un vecteur de transport de l'eau de fonte depuis la surface du glacier jusqu'à sa base. Les fractures se développant en surface par la déformation de la glace, permettent l'introduction de l'eau de fonte dans la colonne de glace. L'eau entrant dans le glacier est, soit stockée à l'intérieur de crevasses qui sont des fractures dont la propagation verticale est limitée, soit amenée à la base du glacier par le biais d'un système complexe de fractures connectées ou de fractures verticales pouvant traversant l'intégralité du glacier appelées moulins (**Figure 1.8**).

Depuis plusieurs années, un intérêt grandissant est porté à la compréhension des processus de formation et de développement des systèmes de circulation intra-glaciaires, depuis l'observation directe de modifications de la dynamique de la calotte Groënland en réponse à des variations saisonnières de la fonte de surface (**Iken & Bindschaler, 1986 ; Zwally et al., 2002 ; Bartholomew et al., 2010 ; Schoof, 2011 ; Sundal et al., 2011 ; Chandler et al., 2013 ; Hewitt, 2013**). D'un point de vue physique, une fracture se développe lorsque la glace est soumise à une contrainte dépassant la résistance de la glace. La pression cryostatique (poids de la colonne glace) qui s'oppose à l'ouverture d'une fracture, augmente avec la profondeur ce qui limite la profondeur de pénétration d'une fracture uniquement par action mécanique. Cependant, la présence d'eau dans une fracture modifie le rapport de forces en appliquant une pression supplémentaire sur les murs de la fracture (**Figure 1.8B**). Ce processus appelé hydrofracturation, permet le développement plus en profondeur des fractures. La libération de chaleur produite par la circulation d'eau verticale dans un glacier, permet également d'augmenter la fonte des parois des fractures maintenant les différents systèmes de circulation actifs et leur permettant même, selon l'intensité de la circulation de l'eau, de croître. Les systèmes de fractures se ferment lorsque l'eau stockée regèle, ou lorsqu'une fracture n'est plus alimentée en eau de fonte depuis la surface faisant pencher l'équilibre des forces du côté de la pression cryostatique qui exerce une force s'opposant à la création d'un espace.

Lorsque les systèmes de circulation intra-glaciaires sont bien développés, l'eau peut éventuellement circuler rapidement depuis la surface du glacier jusqu'à la base. En effet, l'introduction de marqueurs colorés dans différents systèmes de moulins (**Figure 1.8A** ; **Nienow et al., 1998 ; Chandler et al., 2013**) est communément utilisée pour atteindre le milieu sous-glaciaire afin d'étudier l'efficacité du drainage sous-glaciaire. Les travaux de **Chandler et al. (2013)** dans la partie sud du Groenland, démontrèrent une vitesse de la circulation d'eau

sous-glaciaire entre 0.25 et 1 m.s^{-1} à partir de moulins situés entre 7 et 41 km de la marge du glacier, preuve d'un système de drainage sous glaciaire de type chenalisé dans cette région.

Figure 1.8. Exemples de moulins. A. Introduction de marqueurs colorés dans un moulin au Groënland. B. Exemples de moulins visibles depuis la surface au Groënland. (Crédits photos : Benn & Evans, 2010/swiss.info.ch).

2.3.3 - L'hydrologie sous-glaciaire

La production d'eau de fonte depuis les domaines supra-glaciaires et intra-glaciaires conduit naturellement à de la circulation d'eau à la base du glacier. Les mécanismes de transfert d'eau de fonte vont répondre à des paramètres tels que le régime thermique du glacier ou encore la nature du substrat formant ainsi différentes configurations de drainage sous-glaciaire. L'observation de l'eau à la base d'un glacier étant difficile, la plupart des informations directes collectées proviennent de forages ponctuels mesurant quelques paramètres physiques tels que la pression, la conductivité et la température à la base du glacier. Les dernières décennies ont permis d'établir les différents éléments composant le système de drainage sous-glaciaire, néanmoins la manière dont ils interagissent entre eux, et les conditions d'existence de chacun restent un défi majeur actuellement (**Flowers, 2015**).

Les premiers travaux de modélisation sur l'hydrologie sous-glaciaire datent des années 1960 avec l'identification des premiers éléments du système de drainage sous-glaciaire (**Lliboutry, 1968 ; Röthlisberger, 1972 ; Shreve, 1972 ; Weertman, 1972 ; Nye, 1973 ; Iken, 1981 ; Walder, 1982 ; Walder, 1986 ; Kamb, 1987**). Ces premiers travaux ont permis de diviser les systèmes de drainage sous-glaciaire en deux grandes catégories : les systèmes distribués dans lesquels l'eau de fonte circule de manière non contrainte sur de grandes surfaces à l'intérieur

ou sur le substrat sous-glaciaire et les systèmes chenalisés dans lesquels l'eau est contrainte de circuler au sein d'étroits conduits.

○ *Systèmes de drainage distribués*

Les systèmes de drainage sous-glaciaire distribués se caractérisent par une forte pression d'eau basale, et lorsque l'eau circule à l'interface entre la glace et le substrat, un découplage de la glace et de son substrat significatif (**Figure 1.9**) :

- Pellicule d'eau à l'interface glace/substrat (**Figure 1.9A**).
- Réseau de cavités connectées à l'interface glace-substrat (**Figure 1.9B**).
- Circulation d'eau souterraine (**Figure 1.9C**).

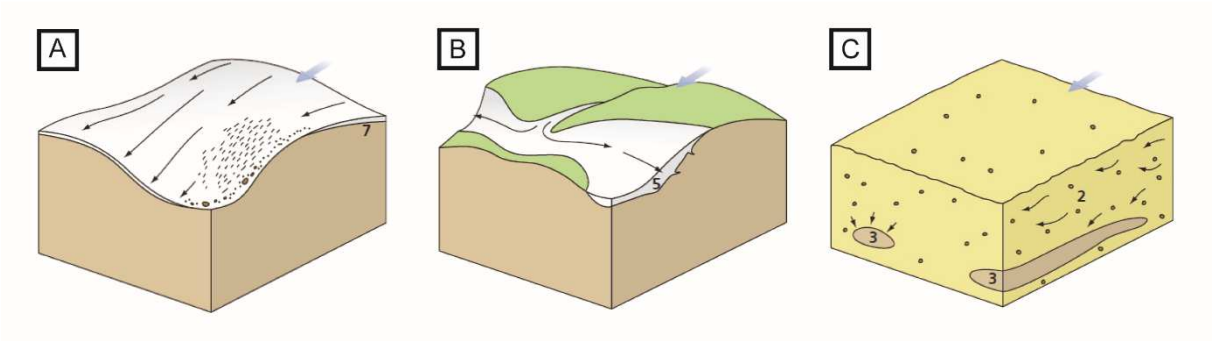


Figure 1.9. Différents types de drainage sous-glaciaire distribués. A. Pellicule d'eau. B. Cavités sous-glaciaires interconnectées. C. Circulation d'eau souterraine dans l'aquifère (d'après Benn & Evans, 2010).

▪ *Circulation pelliculaire d'eau*

Le type de substrat sur lequel le glacier repose a une importance capitale sur la manière dont circule l'eau de fonte sous la glace. Sur un substrat rocheux à faible perméabilité de nombreux exemples montrent la présence d'une pellicule d'eau séparant la glace du substrat (**Figures 1.9A et 1.10** ; **Hallet, 1979 ; Lappegard et al., 2006**). La théorie sur la présence d'une pellicule d'eau à l'interface glace/substrat provient de la supposition qu'un réseau de drainage chenalisé ne peut suffire à drainer l'intégralité de l'eau de fonte produite dans certains systèmes glaciaires, particulièrement dans des contextes d'activité géothermiques intenses (**Weertman, 1972**). Cette hypothèse est également basée sur la supposition que le gradient de pression générée par la formation d'un conduit n'a qu'une portée limitée, rendant la présence d'une pellicule d'eau à plus grande échelle inévitable (**Weertman, 1972 ; Fountain & Walder, 1998**). Cette pellicule d'eau, initialement estimée à 0.1 mm d'épaisseur occupant 100% de la surface du substrat (**Weertman, 1970**), est désormais estimée aux alentours du centimètre (e.g.

7 mm ; **Breemer et al., 2002** ; 10 mm ; **Le Brocq et al., 2009**) à la base des "ice streams" occupant uniquement une portion de la surface du substrat.

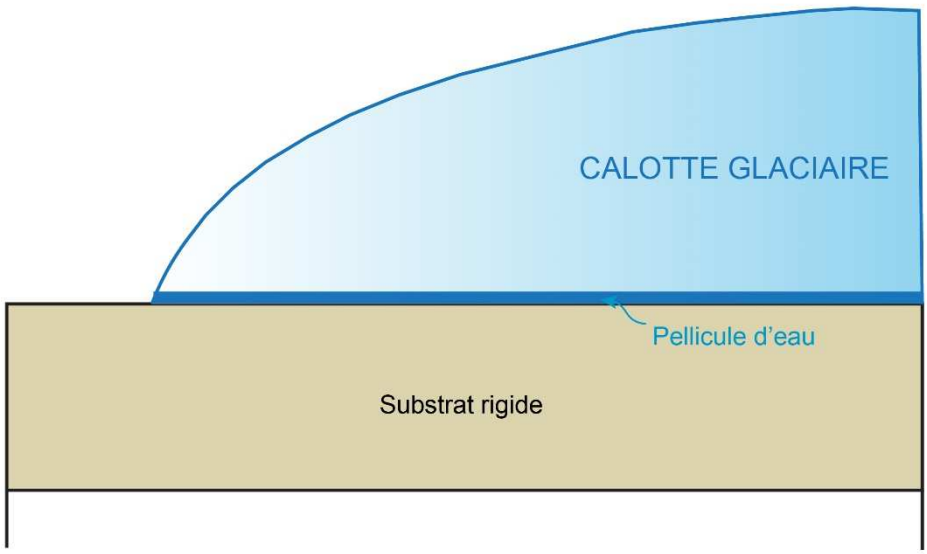


Figure 1.10. Pellicule d'eau sur un substrat rigide.

Cependant le concept de la pellicule d'eau pose deux problèmes majeurs :

- Une pellicule d'eau à l'interface glace-substrat ne peut rester stable si des variations d'épaisseur de la pellicule se produisent (**Nye & Frank, 1973**). D'après les études de **Ng & Hallet (2002)**, les variations d'épaisseur de la pellicule d'eau peuvent provenir de la présence d'irrégularités dans le substrat. Ainsi, une augmentation d'épaisseur de la pellicule d'eau, par exemple en réponse à un obstacle topographique, accroît l'énergie dissipée par les forces visqueuses de l'eau. Cette libération d'énergie augmente la fonte basale aboutissant généralement à l'effondrement de l'écoulement distribué et à la formation de conduits (**Nye, 1976 ; Walder, 1982**). L'effondrement de la pellicule d'eau est également mentionné dans des conditions d'augmentation du débit à l'interface glace/substrat, relatifs à l'activité géothermique ou au drainage d'un réservoir d'eau supra- ou sous-glaciaire (**Walder, 1982 ; Hubbard & Nienow, 1997**).
- Une pellicule d'eau est en théorie un système très inefficace ne pouvant drainer que des faibles volumes d'eau (**Benn & Evans, 2010**). Il est généralement admis qu'une pellicule d'eau à la capacité de drainer la production moyenne d'eau provenant de la fonte basale dans les régions où la glace atteint le point de fusion. Néanmoins, il existe certaines théories qui suggèrent que le drainage basal via une pellicule d'eau est capable d'évacuer de grandes quantité d'eau de fonte. En effet, le modèle de **Shaw (2002)**

suggère que le drainage d'une énorme quantité d'eau de fonte contenue dans des lacs ou poches d'eau sous-glaciaire, sous la forme d'une pellicule d'eau est à l'origine de nombreuses structures géomorphologiques.

Le système de drainage impliquant une pellicule d'eau est régulièrement décrit comme un système de drainage sous-glaciaire de régulation qui servirait au transport de l'eau depuis sa zone de production vers un vecteur de drainage plus efficace. Ainsi son existence serait dépendante de la présence de conduits sous-glaciaires, de leur efficacité et de l'évolution de la production d'eau de fonte au cours du temps (**Sharp et al., 1990 ; Hubbard & Sharp, 1993**).

- ***Circulation d'eau via un réseau de cavités connectées***

Les glaciers reposent généralement sur un substrat dont la topographie n'est pas uniforme et donc propice à la formation de cavités sous-glaciaire. Des cavités sous-glaciaires peuvent se former lorsque l'écoulement de glace rencontre des obstacles topographiques situés à la surface du substrat. (**Figures 1.9B et 1.11**).

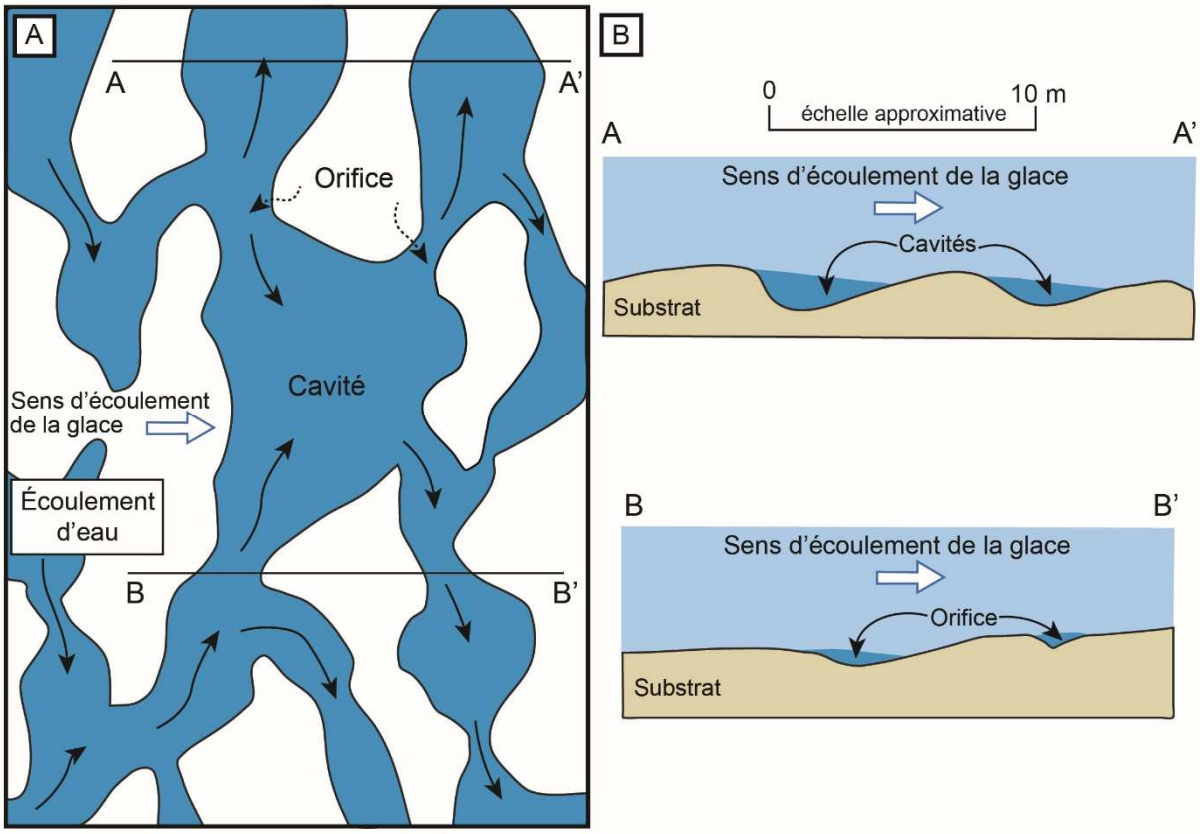


Figure 1.11. Réseau de cavités interconnectées se développant sur un substrat irrégulier. A. Exemple de système de cavités anastomosées. B. Coupes transversales montrant la formation des cavités et des orifices (cavités de moindre dimension). (Modifié d'après Fountain & Walder, 1998).

Ce mécanisme de découplage de la glace sur un substrat rugueux non uniforme est favorisé sur le côté aval ("lee side") des obstacles, où la pression verticale appliquée par la glace est minimale (**Nye, 1970, Hooke, 1989**). Si le flux glaciaire est suffisamment rapide au passage de l'obstacle, la glace se sépare de son substrat laissant une cavité sous-glaciaire rapidement remplie par de l'eau de fonte. Selon l'échelle de l'obstacle franchi par le glacier, on recense des cavités sous-glaciaires allant de quelques mètres à plusieurs kilomètres.

Lliboutry (1968) et **Fowler (1987)** ont défini deux types de cavités sous-glaciaires :

- Les cavités autonomes complètement isolées du reste du système de drainage sous-glaciaire.
- Les cavités connectées qui font partie intégrante d'un réseau de drainage sous-glaciaire plus complexe.

Les systèmes de cavités connectées sont supposément constitués d'une multitude de cavités sous-glaciaires reliées entre elles par des connexions étroites (e.g. orifices). Ces connexions correspondent aux régions où le substrat est moins irrégulier ce qui implique une cavité plus étroite (**Figure 1.11B**). Ce système de drainage se caractérise généralement par une faible capacité de drainage relative à sa nature anastomosée (**Figure 1.11A** ; **Benn & Evans, 2010**). De plus, selon les conditions et les périodes, les cavités composant le système peuvent fonctionner de façon diachrone induisant une évolution perpétuelle de la configuration du système de drainage. L'apport d'eau sous pression dans les cavités, entraîne une libération d'énergie qui intensifie la fonte, la production d'eau et donc la croissance de la cavité. En effet, lorsque l'eau circule au contact de la glace, de la chaleur est libérée par friction favorisant la fonte des murs et du toit de la cavité in-situ. Ce processus est d'autant plus important aux niveaux des orifices entre les cavités, qui sont inévitablement soumis à un débit d'eau plus intense et donc à une libération de chaleur plus importante. Ainsi un apport en eau de fonte croissant, ou tout du moins constant, sera propice au développement de cavités auto-entretenues. En effet, leur développement impliquant une surface de découplage accrue favorise le développement de fortes vitesses d'écoulement de la glace et d'une forte pression d'eau basale. Cependant, ces conditions générées par la présence de cavités sont favorables au développement de cavités sous-glaciaires (**Walder, 1986 ; Fowler, 1987 ; Kamb, 1987**). À l'inverse, une diminution de la circulation d'eau dans le système de cavités favorisera le fluage glaciaire et par conséquent la fermeture des cavités (**Fountain & Walder, 1998**).

Ainsi selon l'apport en eau de fonte, le débit traversant ces connexions et la vitesse du flux glaciaire, les murs des orifices peuvent s'effondrer ou au contraire croître énormément et évoluer en conduits incisés dans la glace, les chenaux de type R (**Kamb, 1987**).

La particularité principale d'un système de cavités sous-glaciaires, à l'inverse des éléments de drainage chenalisés, est l'évolution conjointe de la pression de l'eau dans la cavité et du débit de circulation. En effet, un système chenalisé est généralement composé d'une ou plusieurs artères principales à faible pression qui ont tendance à cannibaliser l'eau depuis les éléments moins développés et à plus forte pression. Dans un système de cavités connectées, les cavités principales n'influent pas sur la croissance des plus étroites (**Hooke, 1989 ; Fountain & Walder, 1998**). En conséquence à débit équivalent, un système de cavités connectées évoluera à plus forte pression que n'importe quel système chenalisé.

- ***Circulation d'eau souterraine***

Lorsque le glacier repose sur un substrat composé de sédiments non consolidés, poreux et perméable, l'hypothèse initiale est de considérer qu'une partie du drainage de l'eau de fonte peut s'effectuer à travers les pores du substrat (**Figure 1.9C**). L'écoulement à travers l'espace poral d'un aquifère s'effectue selon la loi de Darcy (**Eq. 1.9**). Celui-ci est contrôlé par l'épaisseur, la perméabilité et la taille des grains du milieu granulaire traversé ainsi que par le gradient de pression s'appliquant sur la couche poreuse. Celui est déterminé à la fois par la pente du substrat et la pente de surface du glacier. Cependant les cas de glacier reposant sur une couche sédimentaire non consolidé et uniforme sont rares. Dans la majorité des cas une couche de débris glaciaires hétérométriques variant spatialement en épaisseur est présente sous la semelle du glacier. Cette couche est communément appelée till, et contient généralement une importante proportion d'argile. Selon les cas, la couche de till peut faire quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (**Benn & Evans, 2010**). En l'absence de fractures, le till est plus perméable que le substrat rocheux sous-jacent. Celui-ci joue alors le rôle d'un aquifère confiné dont l'efficacité dépend des propriétés hydrogéologiques de la couche de till.

Les quelques exemples de glacier reposant sur une couche de till, elle-même reposant sur une couche de sédiments très perméables, ont montré que la circulation d'eau souterraine est en mesure de drainer une quantité importante d'eau vers la marge. L'eau produite ou transférée à la base du glacier s'infiltre verticalement à travers le till pour atteindre l'aquifère de forte perméabilité dans lequel elle circule vers la marge du glacier (**Figure 1.12** ; **Boulton et al., 2001**).

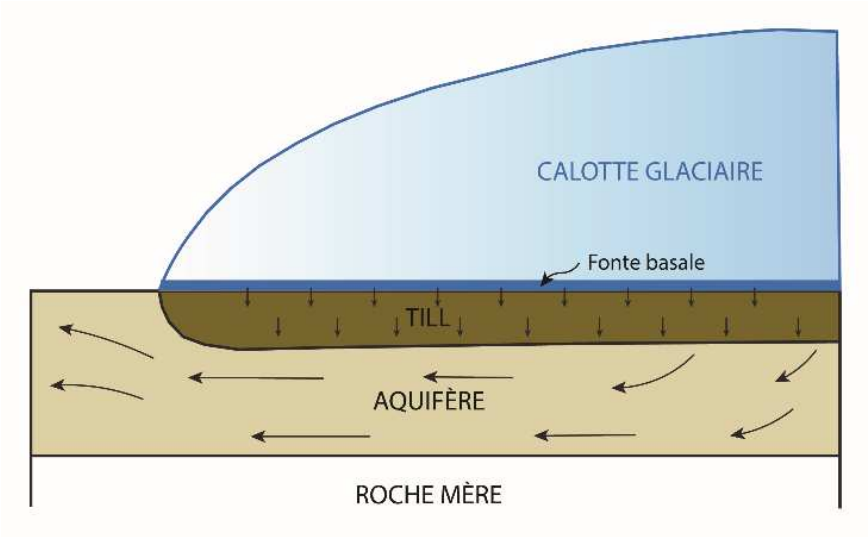


Figure 1.12. Schéma de la circulation d'eau basale dans une configuration de substrat impliquant une couche de till et un aquifère sous-jacent (modifié d'après Boulton et al., 2001).

De nombreuses études, notamment numériques, ont démontré que la lithologie et le motif stratigraphique d'un substrat poreux et perméable contrôlent la quantité d'eau de fonte évacuée (**Ravier & Buoncristiani, 2018**). Les études de **Boulton et al. (1995a)** et **Boulton & Dobbie (1993)** suggèrent que certains des aquifères aux Pays-Bas et en Scandinavie étaient capables de drainer l'intégralité de l'eau de fonte produite. Cependant la plupart des modèles s'accordent sur le fait que si le substrat n'est pas en mesure de drainer l'intégralité de l'eau de fonte, une circulation à l'interface glace/substrat se met en place (**Breemer et al., 2002 ; Moeller et al., 2007**). Ainsi **Flowers et al. (2003)**, estiment qu'environ 30% de l'eau de fonte produite annuellement par le glacier Vatnajökull (Islande) est évacuée par une circulation souterraine. **Piotrowski (2006)** estima que seulement 25% de l'eau de fonte produite sous la partie germanique de la calotte européenne au Pléistocène fut drainée dans le substrat sous-glaciaire. Enfin **Lemieux et al. (2008)** suggèrent qu'environ 40% de toute l'eau de fonte produite sous la calotte des Laurentides au dernier maximum glaciaire fut évacuée par voie souterraine.

L'incapacité du système souterrain à drainer l'intégralité de l'eau de fonte produite est la pierre angulaire de plusieurs mécanismes de formation de chenaux sous-glaciaires, notamment des vallées tunnels (**Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Piotrowski, 1997, Boulton et al., 2007a-b, 2009**). En effet de nombreuses études ont simulé la réponse hydrologique des systèmes glaciaires à l'apport en eau de fonte, démontrant que la circulation d'eau souterraine doit être obligatoirement supplée par d'autres types de drainage tels que le drainage pelliculaire (**Alley,**

1989) ou le développement de chenaux sous-glaciaires incisés dans le substrat (Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Walder & Fowler, 1994 ; Piotrowski, 1997).

○ *Systèmes chenalisés*

Les systèmes de drainage sous-glaciaire chenalisés suivants se caractérisent par une faible pression d'eau basale et des surfaces de découplage glace/substrat réduites. Il existe plusieurs types de systèmes chenalisés (Figure 1.13) :

- Les chenaux de Röthlisberger ou chenaux de type R, conduits incisés dans la glace (Figure 1.13A).
- Les chenaux de Nye ou chenaux de type N, conduits incisés dans le substrat (Figure 1.13B).
- Les vallées tunnels qui sont des chenaux de type N de très grandes dimensions.

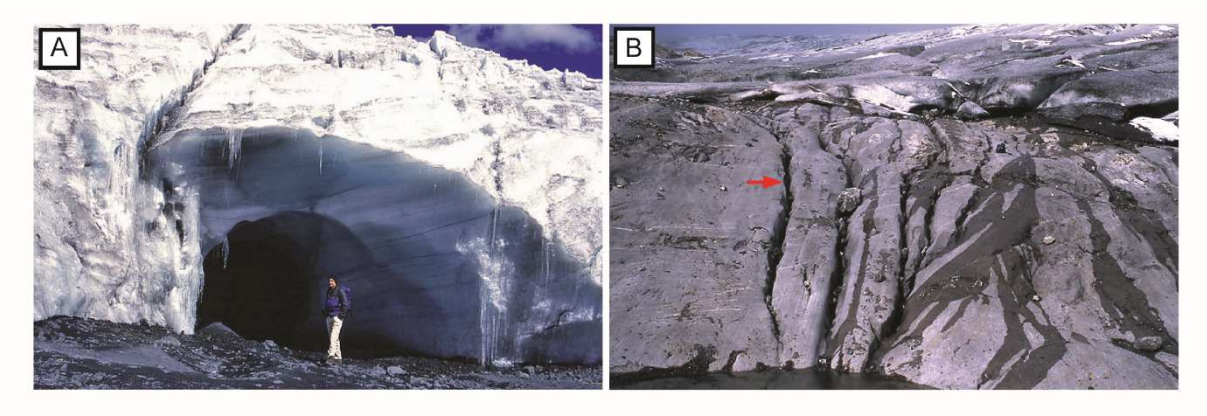


Figure 1.13. Différents types de drainage sous-glaciaire chenalisés. A. Röthlisberger-channels à la base du glacier Pastaruri (Pérou). B. Nye-channels localisés au front du glacier de Tsanfleuron (Suisse). (Crédits photos : M.Hambrey/www.swisseduc.ch).

▪ *Chenaux de type R*

Les chenaux de type R sont des conduits incisés dans la glace dont les dimensions varient de quelques dizaines de centimètres de largeur et de hauteur à plusieurs mètres de largeur et de hauteur (Schoof, 2010). L'idée d'un système de drainage sous-glaciaire composé de chenaux est née de l'application des principes d'hydraulique des écoulements dans les conduits à l'environnement sous-glaciaire. Ainsi les simulations numériques menées par Röthlisberger (1972), ont démontré que l'hydraulique d'un écoulement chenalisé avec des conditions de géométrie semi-circulaires s'appliquaient plus à une incision dans la glace sus-jacente que dans le substrat. Depuis lors, les conduits sous-glaciaires incisés dans la glace sont communément nommés Röthlisberger-channels ou "R-channels" (Figures 1.13A et 1.14).

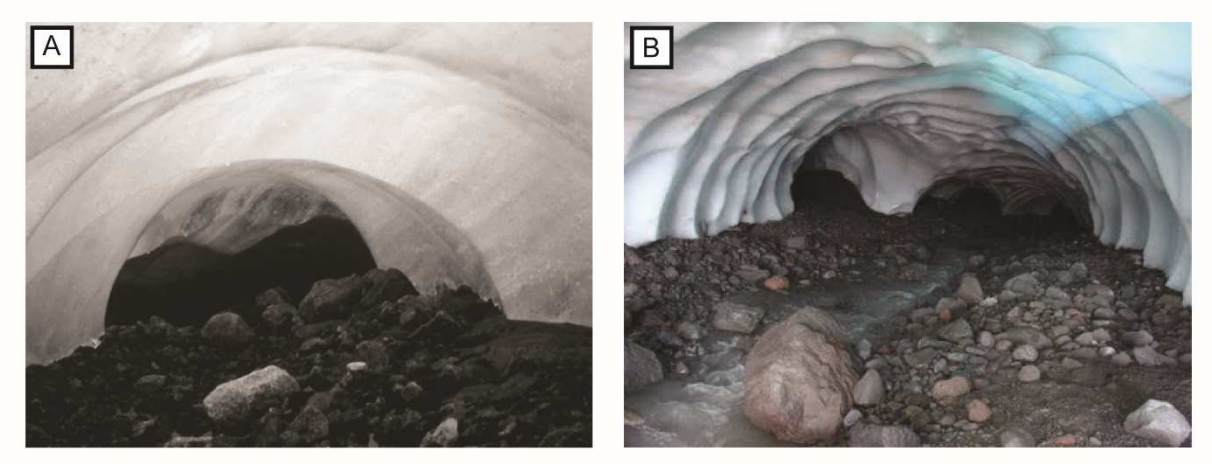


Figure 1.14. Conduits de drainage sous-glaciaires incisés dans la glace. A. Chenal de type R localisé sous le South Cascade Glacier (USA). B. Chenal de type R localisé au sud du Groënland. (Crédits photos : Fountain & Walder, 1998/sampimentel.wordpress.com)

En basant les simulations sur des conditions stationnaires, dans lesquelles le développement du chenal par fonte des parois est contrebalancé par le fluage glaciaire à l'intérieur du chenal, la relation entre le débit de circulation et la pression d'eau le long du conduit a pu être mise en évidence (**Röthlisberger, 1972**). Cette relation correspond à une variante de la loi de Darcy, la loi de Darcy-Weisbach, une relation reliant l'écoulement dans le conduit à sa section transversale, la rugosité du conduit et la perte de charge (**Eq. 1.11**).

$$\Delta P = f_d \frac{L}{Dh} \rho \frac{V^2}{2} \qquad \textbf{(Eq. 1.11)}$$

avec f_d le coefficient de perte de charge, L la longueur du conduit, Dh le diamètre hydraulique, ρ la masse volumique du fluide et V la vitesse du fluide.

L'augmentation conjointe de la fonte glaciaire et du débit d'écoulement dans le conduit se traduit par une relation inversement proportionnelle entre pression d'eau et débit d'eau. Il en résulte donc que la pression d'eau à l'intérieur des chenaux de type R de grandes dimensions avec un débit d'eau important sera plus faible que dans des chenaux plus étroits. Ainsi dans le cas d'une éventuelle connexion de plusieurs chenaux de type R, les chenaux les plus larges captent l'eau depuis les chenaux les plus étroits formant ainsi un réseau supposé anastomosé (**Röthlisberger, 1972 ; Shreve, 1972 ; Fountain & Walder, 1998**). **Fountain & Walder (1998)**, dans leur synthèse sur l'hydrologie glaciaire, démontrèrent à partir de marqueurs injectés dans le système sous-glaciaire du South Cascade Glacier, qu'un réseau de chenaux de type R supposé anastomosé draine relativement rapidement et efficacement l'eau à la base du glacier (**Fountain, 1993 ; Nienow et al., 1998**).

Cependant, les conditions stationnaires utilisées dans les simulations de **Röthlisberger (1972)** ne sont pas représentatives des variations récurrentes de débit observées à l'échelle de la journée, de la saison ou de l'année. Ces variations impliquent que les chenaux ne sont pas toujours comblés d'eau et que l'équilibre entre la fonte et la fermeture du conduit n'est pas toujours maintenu (**Fountain & Walder, 1998**). En effet, lorsque le chenal est comblé d'eau, la circulation de l'eau de fonte libère de la chaleur favorisant la fonte du toit et des murs du chenal et donc sa croissance. À l'inverse, une diminution du débit liée, par exemple, au passage à une saison plus froide, diminue le débit dans le conduit ce qui entraîne à terme la fermeture du conduit par fluage de la glace.

Le développement du drainage sous-glaciaire répond à la nécessité d'évacuer l'eau de fonte. Or cet apport est variable de manière journalière (jour vs. nuit) et saisonnière (été vs. hiver). **Hooke et al. (1990)** et **Hock & Hooke (1993)** ont suggéré que l'hypothèse de conduits cylindriques était peu réaliste et que les conduits incisés dans la glace doivent présenter des géométries plus diverses et complexes. En effet **Hooke et al. (1990)**, suggèrent qu'un important débit circulant dans un chenal de type R favorise la fonte glaciaire sur les parois plus que sur le toit du conduit, lui conférant une forme plus aplatie nommée chenal de type H (**Meyer et al., 2016**). Cette variabilité morphologique est présente d'un chenal à l'autre mais également le long d'un même conduit.

Fondamentalement, la physique impliquant la formation d'un conduit que ce soit dans la glace ou dans le substrat est la même. Il est donc généralement admis que les chenaux de type R incisant la glace, se développent à la semelle de glaciers reposant sur un substrat rigide, configuration dans laquelle il est plus aisé d'éroder la glace sus-jacente que le substrat (**Kehew et al., 2012**).

- ***Chenaux de type N***

A la suite des travaux menés par Röthlisberger, **Nye (1973, 1976)** émis l'hypothèse d'un système de drainage chenalisé composé de chenaux incisés dans le substrat (chenaux de type N ; **Figures 1.13B et 1.15**) organisés en série de segments sans connectivité ou selon un réseau anastomosé. Ces chenaux sont généralement assez étroits, ne dépassant pas plusieurs mètres de profondeur et de largeur (**Figure 1.15** ; **Walder & Hallet, 1979 ; Sharp et al., 1989b**).

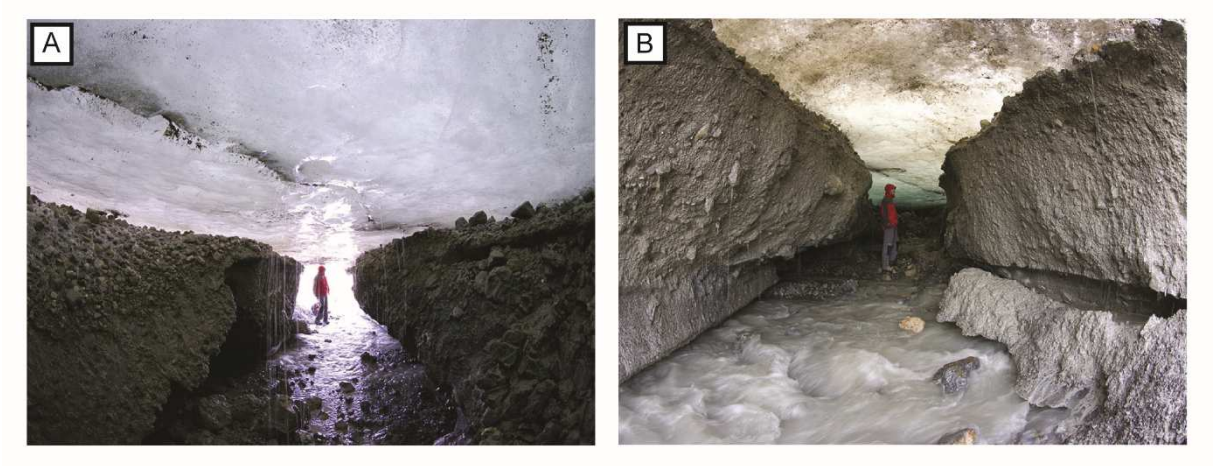


Figure 1.15. Exemples de conduits de drainage sous-glaciaires incisés dans le substrat. A. Chenal de type N localisé sous le South Cascade Glacier (USA). B. Chenal de type N localisé au sud du Groënland. (Crédits photos : swisseduc.ch).

Cette théorie se base sur l'hypothèse que les chenaux de type R incisés dans la glace sont des éléments de drainage temporaires destinés à s'effondrer sous l'effet de la glace sus-jacente, à fortiori aux abords d'obstacles topographiques. Dans ce contexte, la réorganisation du système de drainage sous-glaciaire conduit au développement d'un système de chenaux incisés dans le substrat (**Fountain & Walder, 1998**). Les chenaux de type R seraient donc fréquemment associés à des chenaux de type N formant un système de drainage chenalisé de forme "tubulaire". De la même manière que les chenaux de type R incisés dans la glace, des simulations numériques ont démontré que les chenaux de type N sont supposés se former dans des conditions stationnaires où la fonte est contrebalancée par le fluage glaciaire (**Nye, 1973**). Ainsi à l'instar des chenaux de type R, les chenaux de type N sont soumis à la même relation entre débit et pression d'eau. Une pression d'eau importante dans le chenal permet une érosion plus importante, un élargissement du conduit et une diminution de la pression d'eau. Les systèmes de chenaux de type N sont également composés d'étroits segments où la pression d'eau est forte, et qui sont drainés par de plus larges artères à faible pression (**Walder & Fowler, 1994**).

Les structures de drainage chenalisées, contrairement aux systèmes distribués, sont des éléments de drainage impliquant un processus d'érosion sous glaciaire du substrat, de fonte glaciaire de la glace sus-jacente ou des deux. Dans le cas d'une incision dans le substrat, il est possible d'observer des structures en surcreusement et des contrepentes (**Benn & Evans, 2010**). L'eau circulant en réponse au gradient de pression, un changement de pente de la surface du glacier et/ou du substrat est favorable au développement de contrepentes et de surcreusements. Cet aspect est un des critères majeurs justifiant d'une formation en domaine sous-glaciaire,

notamment pour les vallées tunnels. Les vallées tunnels, sur laquelle cette étude est focalisée, et qui seront décrites de manière exhaustive dans la section suivante, sont fondamentalement des chenaux de type N de grandes dimensions leur conférant une importance capitale dans l'efficacité du système de drainage sous-glaciaire. (**Kehew et al., 2012**).

2.4 - Les vallées tunnels

2.4.1 - Introduction

Le paysage glaciaire présente fréquemment d'étroites incisions, se caractérisant par des longueurs pouvant atteindre une centaine de kilomètres, des largeurs généralement inférieures à 5 kilomètres et des profondeurs d'incision de l'ordre de la centaine de mètres (généralement inférieure à 500 m) (**Figure 1.16**). Ces incisions qui se forment à la marge des calottes glaciaires sont nommées vallées tunnels (**Ó Cofaigh, 1996 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Jørgensen et al., 2003b ; Lonergan et al., 2006 ; van der Vegt et al., 2012**). Ces vallées se distinguent des autres incisions fluviatiles par la présence de contrepentes et de surcreusements en fond de vallée (**Ó Cofaigh, 1996 ; van der Vegt et al., 2012**), par leurs terminaisons abruptes dans le paysage (**Mooers, 1989 ; Wingfield, 1990 ; Ó Cofaigh, 1996 ; Lonergan et al., 2006**) et par leur largeur qui est relativement constante sur toute la longueur de la vallée (**Kozlowski et al., 2005 ; Kristensen et al., 2007 ; Atkinson et al., 2013 ; Stewart et al., 2013**). Ces critères distinctifs sont généralement considérés comme étant la conséquence d'une circulation d'eau opposée au gradient topographique, preuve d'une formation par l'action érosive d'eau de fonte mise sous pression dans l'environnement sous-glaciaire.

Les vallées tunnels furent identifiées pour la première fois à la fin du 19ème siècle en Allemagne (**Jentzsch, 1884 ; Gottsche, 1897**) et au Danemark (**Ussing, 1903**). Initialement ces structures, décrites comme de longues dépressions, furent attribuées à des processus tectoniques (**Gottsche, 1897**). Cependant, l'avènement de la géomorphologie glaciaire au début du 20ème siècle, pousse les scientifiques à revoir leur modèle de formation. La première hypothèse considérait que les vallées tunnels étaient formées par l'érosion mécanique du substrat par le passage du glacier (**Gottsche, 1897 ; Ussing, 1903**). **Madsen (1921)** proposa ensuite que ces incisions provenaient de l'érosion du substrat sous-glaciaire par la circulation d'eau de fonte dans un "tunnel" introduisant le terme vallée tunnel.

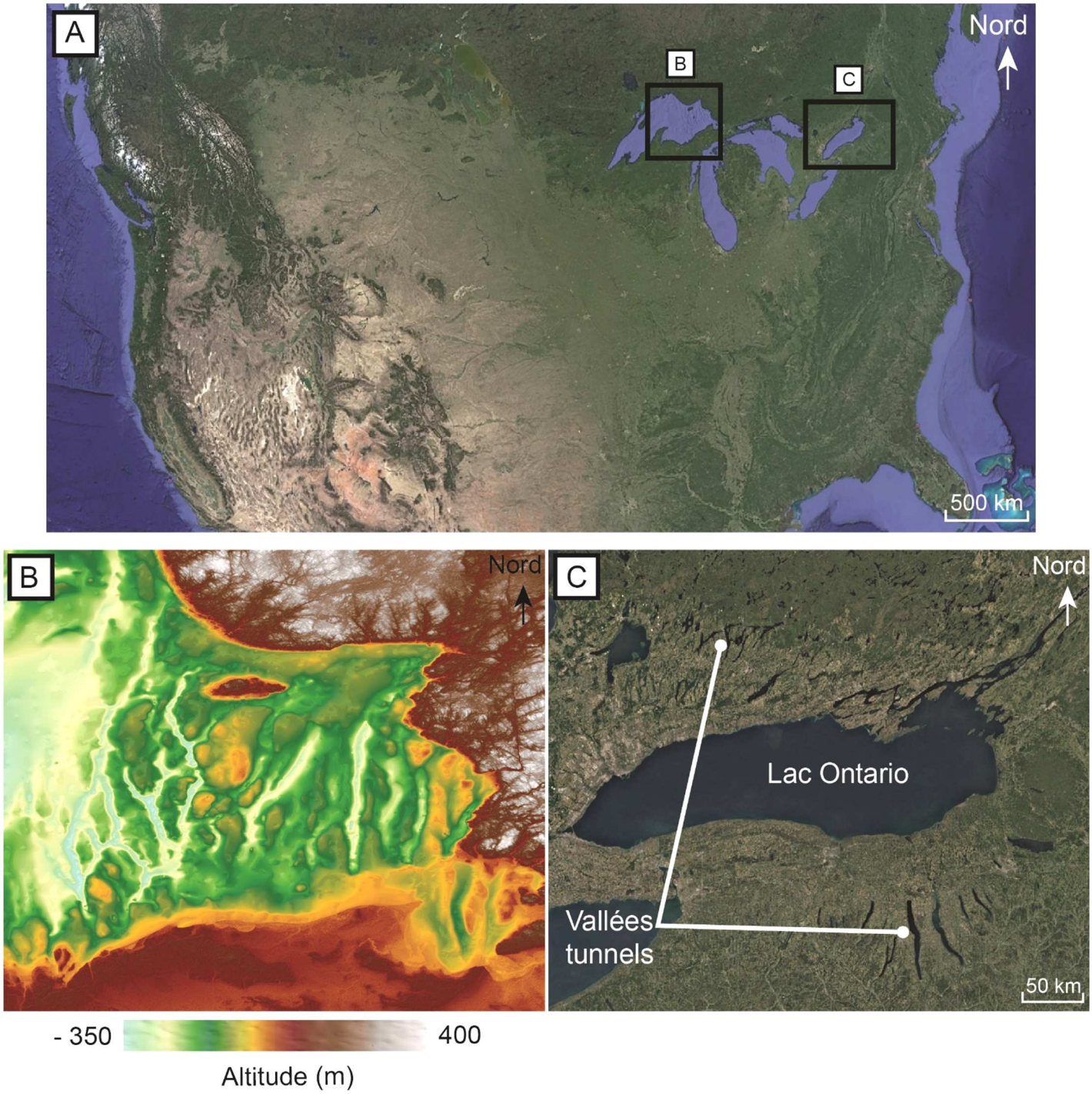


Figure 1.16. Deux exemples de systèmes de vallées tunnels localisés dans la zone des Grands Lacs (USA/Canada). A. Localisation des deux systèmes de vallées tunnels. B. Modèle numérique de terrain montrant la présence d'un système de vallées tunnels au fond du lac Supérieur. C. Système complexe de vallées tunnels autour du Lac Ontario. (Crédits photos : Google Earth/MNT ASTER).

Le terme vallée tunnel est en réalité un terme générique faisant référence aux structures d'érosion sous-glaciaires formées par l'action érosive de l'eau de fonte. L'eau de fonte circule soit, à l'intérieur d'un chenal se développant au cours du temps, soit à l'intérieur d'une série de

chenaux migrant latéralement, aboutissant à la formation d'une vallée de plus grande dimension (**Mooers, 1989 ; van der Vegt et al., 2012**). Afin de distinguer les vallées tunnels, dont les dimensions correspondent aux dimensions du chenal actif (**Clayton et al., 1999 ; Fisher et al., 2005**), de celles formées par la migration latérale de multiples chenaux, le terme de chenal tunnel ("tunnel channel") fut introduit (**Mooers, 1989**). L'adjectif tunnel a été choisi car les vallées tunnels présentent une largeur constante sur toute leur longueur, leur conférant une forme de "tunnel".

Dans cette étude, nous utiliserons le terme de vallée tunnel pour faire référence aux incisions mises en place à proximité de la marge glaciaire d'une largeur généralement inférieure à 5 km, d'une profondeur de plusieurs centaines de mètres caractérisées par des fortes pentes, et possédant un profil en long de fond de vallée ondulant lié à la présence de surcreusements et de contrepentes.

Les vallées tunnels ont une importance scientifique, économique et sociétale très importante. En effet celles-ci constituent : (i) un des éléments les plus importants du drainage sous-glaciaire capables de drainer de grandes quantités d'eaux de fonte et (ii) de potentiels réservoirs en eau ou hydrocarbures en raison de l'architecture et de la nature de leur remplissage sédimentaire (**Sharpe et al., 1996 ; Hirst et al., 2002**). Cependant, l'inaccessibilité de l'environnement sous-glaciaire limite fortement les observations directes et donc la possibilité de suivre l'évolution temporelle des paramètres contrôlant la localisation, la formation et la morphologie des vallées tunnels.

Cette partie sera dédiée à la synthèse (i) des caractéristiques morphologiques des vallées tunnels puis (ii) des mécanismes de formation des vallées tunnels.

2.4.2 - Distribution spatio-temporelle

Des exemples de vallées tunnels ont été répertoriés sur plusieurs continents et associés aux glaciations pléistocènes et pré-pléistocènes. Les vallées tunnels sont localisées au niveau des marges des calottes glaciaires et généralement disposées parallèlement à la direction du paléo-flux glaciaire (**Smed, 1998 ; Kehew et al., 2012 ; Galofre et al., 2017**). Elles sont présentes majoritairement dans des régions présentant un substrat "meuble", c'est-à-dire des régions caractérisées par un substrat sédimentaire pas ou peu consolidé, même si quelques exceptions existent (e.g. socle cristallin en Antarctique et en Australie ; **Wingfield, 1990 ; Eyles & de Broekert, 2001 ; Lowe & Anderson, 2003**). Dans ces quelques cas, les vallées tunnels ont tendance à s'agrandir lors du passage à un substrat sédimentaire (**Clark & Walder,**

1994 ; Boulton et al., 2009) démontrant l'importance de la nature du substrat sur la dynamique de l'écoulement d'eau et de l'érosion sous-glaciaire.

- ***Vallées tunnels pré-pléistocènes***

Les vallées tunnels pré-pléistocènes préservées dans l'enregistrement sédimentaire ont été associées aux glaciations ordovicienne, permo-carbonifère et néoprotérozoïque (Figure 1.17). Des exemples sont visibles en Afrique du Nord, en Amérique du Sud et en Australie (Beuf et al., 1971 ; Visser, 1988 ; Vaslet, 1990 ; Eyles & de Broekert, 2001 ; Le Heron et al., 2004 ; Eschard et al., 2005 ; Rieu et al., 2006 ; Hoffman & Mcdonald, 2010 ; Keller et al., 2011 ; Ravier et al., 2014, 2015) et ont généralement été identifiés lors de campagnes de prospection pétrolière. Dans ces régions, des études menées sur les affleurements, lignes sismiques et forages ont permis de mettre en avant de fortes similitudes morphologiques avec les vallées tunnels quaternaires et donc de les considérer comme des exemples fossiles de vallées tunnels (Eyles & de Broekert, 2001 ; Le Heron et al., 2004).

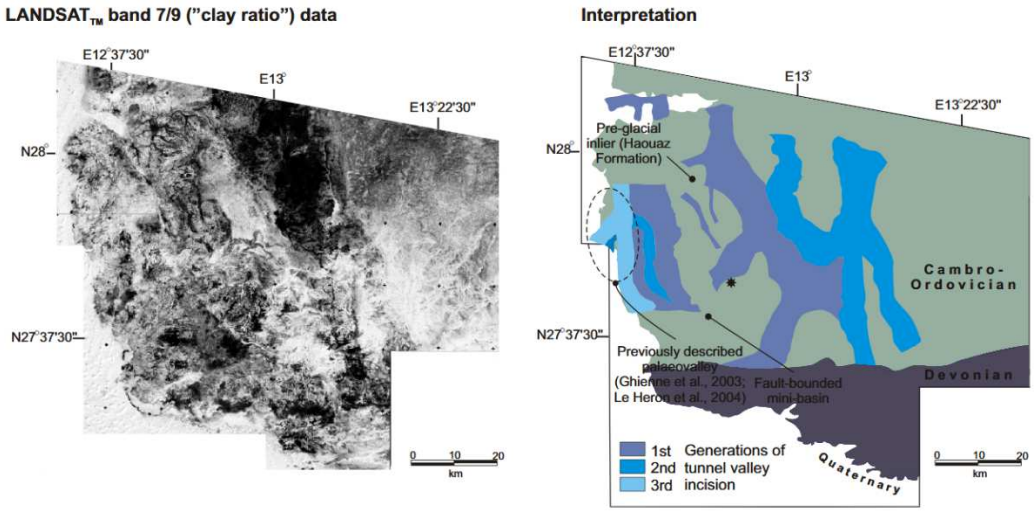


Figure 1.17. Exemple d'un système de vallées tunnels pléistocène en Lybie (d'après Le Heron & Craig, 2008).

- ***Vallées tunnels pléistocènes***

Parmi les nombreux exemples de vallées tunnels, les vallées pléistocènes sont les plus décrites et étudiées. En Europe, des vallées tunnels ont été cartographiées en domaine continental en Allemagne, Pays-Bas, Irlande, Royaume-Uni, Danemark et Pologne (Ehlers & Linke, 1989 ; Eyles & Mc Cabe, 1989 ; Piotrowski, 1994 ; van Dijke & Veldkamp, 1996 ; Jørgensen et al., 2003b) et en domaine marin en Mer du Nord (Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Praeg, 2003 ; Lonergan et al., 2006 ; Kristensen et al., 2008).

Sur le continent américain il est possible d'observer de grands systèmes de vallées tunnels à la marge sud de la paléo-calotte Laurentide, notamment au niveau de la zone des Grands Lacs (Canada/USA ; **Wright, 1973 ; Clayton et al., 1999 ; Russell et al., 2003 ; Fisher et al., 2005 ; Hooke & Jennings, 2006 ; Kehew & Kozlowski, 2007**) (**Figure 1.18**).

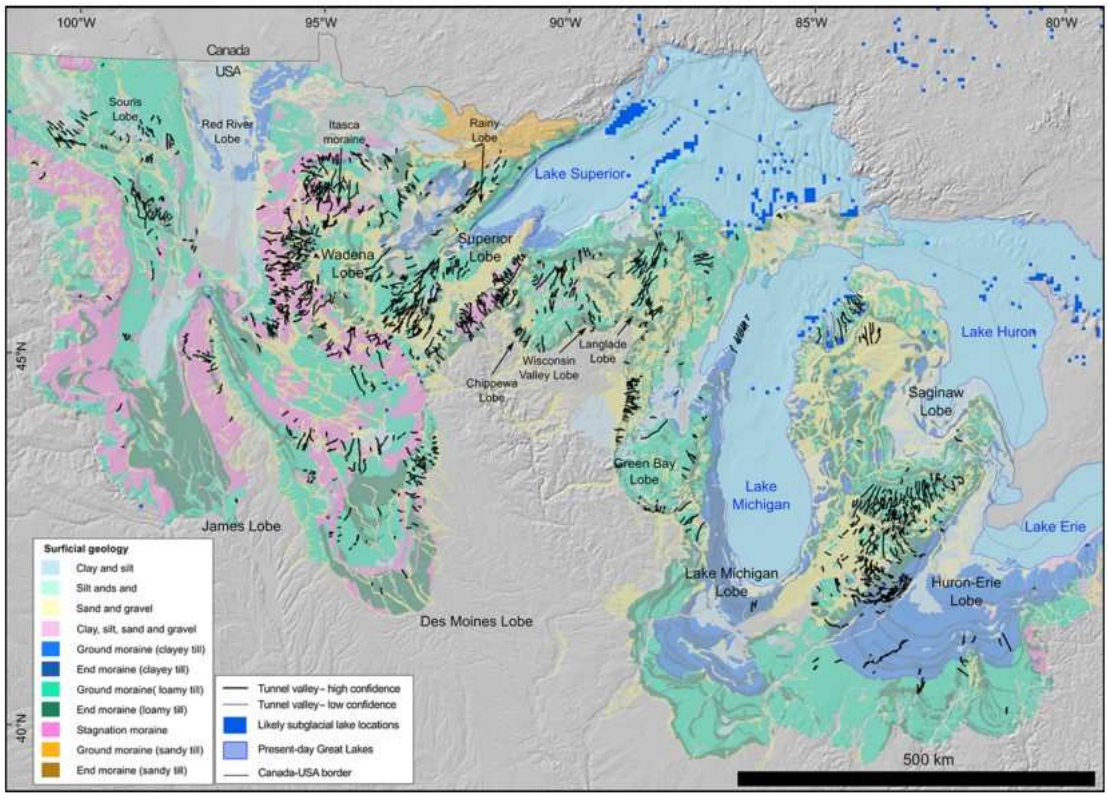


Figure 1.18. Carte des vallées tunnels et moraines cartographiées le long de la marge sud de la calotte des Laurentides (d'après Livingstone & Clark, 2016).

En Europe, la Mer du Nord offre un très bon enregistrement des glaciations quaternaires successives. Cette succession d'épisodes glaciaires est à l'origine de plusieurs générations de vallées tunnels (**Figure 1.19**). En Antarctique, des incisions dans le substrat sous-glaciaire positionnées à la marge de la calotte ont été interprétées comme des vallées tunnels (**Domack, 1990 ; Lowe & Anderson, 2003**). En Islande, une incision sous-glaciaire dont les dimensions sont similaires à une vallée tunnel moyenne a été identifiée sous le glacier Breiðamerkurjokull et interprétée comme étant un exemple actuel de vallée tunnel (**Björnsson, 1996**). Toujours en Islande, des incisions plus étroites se formant à la marge des glaciers islandais par les drainages catastrophiques et successifs d'eau de fonte ont été interprétées comme des vallées tunnels (**Björnsson, 1996**).

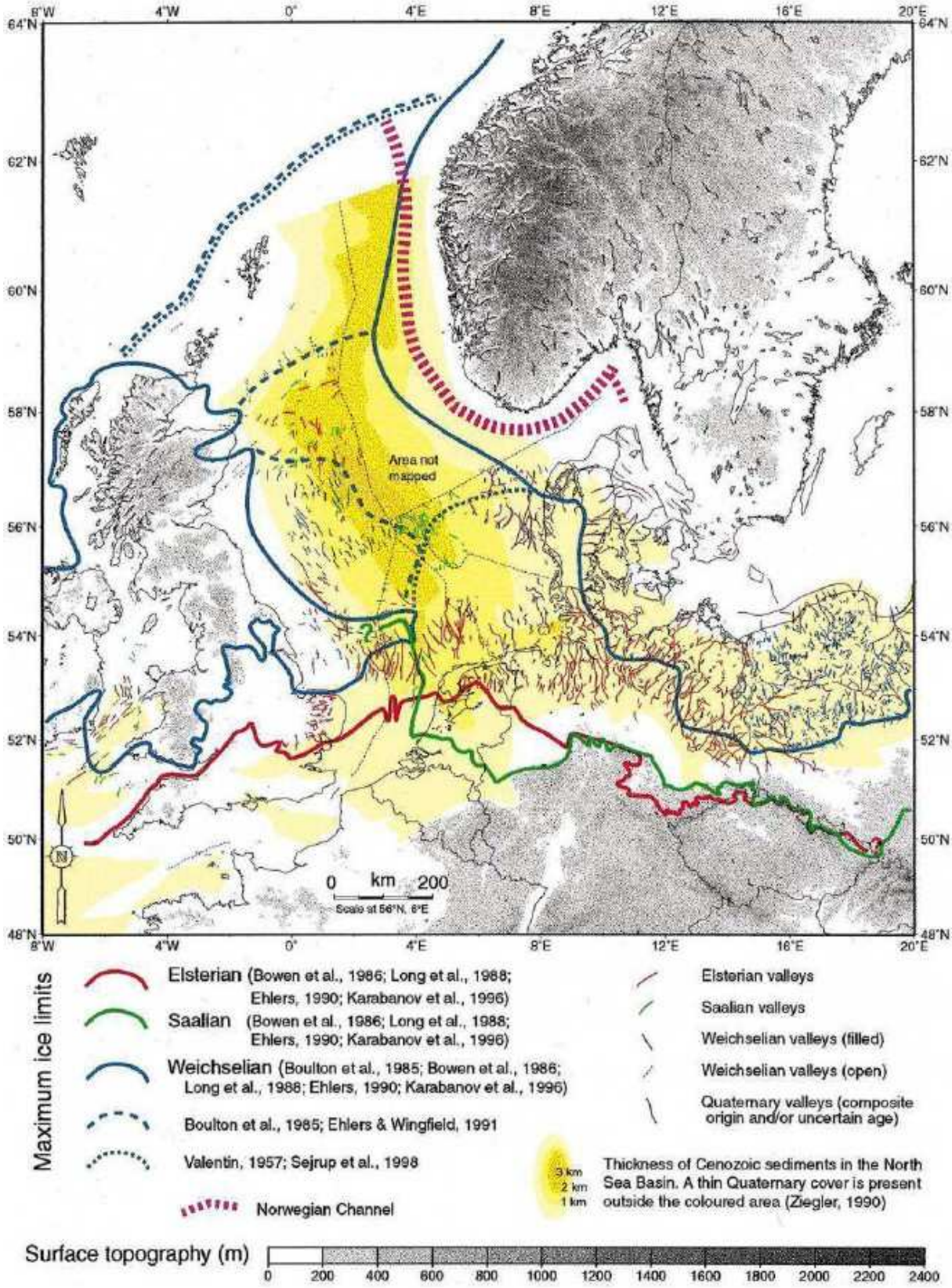


Figure 1.19. Carte localisant les vallées tunnels en Mer du Nord reliées à trois grands épisodes glaciaires (Weischelien, Saalien et l'Elsterien) (d'après Huuse & Lykke-Andersen, 2000).

L'étude des vallées tunnels en domaine marin nécessite l'utilisation de méthodes sismiques (**Figure 1.20**), bathymétriques, gravimétriques ou électromagnétiques (**Boyd et al., 1988 ; Cameron et al., 1992 ; Loncarevic et al., 1992 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Praeg, 2003 ; Fisher et al., 2005 ; Jørgensen & Sandersen, 2006 ; Lonergan et al., 2006 ; Kristensen et al., 2007 ; Stewart & Lonergan, 2011**). A l'inverse, les exemples de vallées tunnels en domaine continental sont principalement étudiés sur le terrain ou par imagerie satellite ce qui permet d'évaluer leur localisation et leur interaction avec les autres composantes du paysage glaciaire.

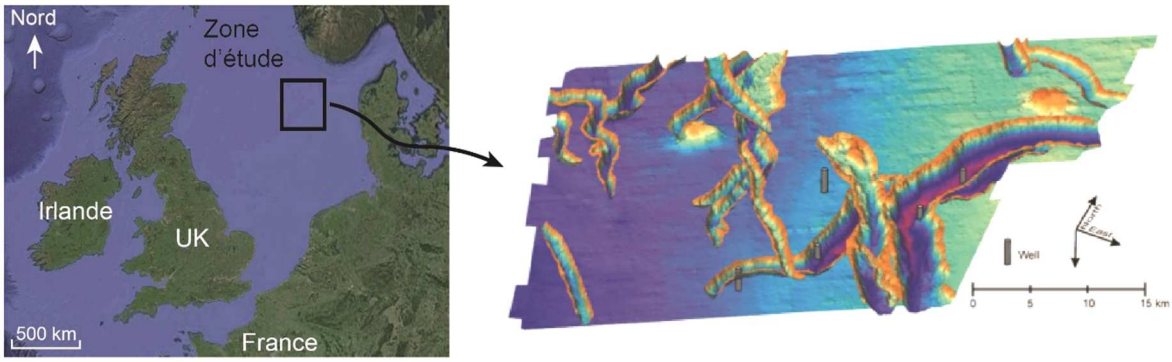


Figure 1.20. Exemple d'un système de vallée tunnel en Mer du Nord identifié par sismique 3D (modifié d'après Kristensen et al., 2008).

2.4.3 - Morphologie

○ *Dimensions*

Le terme de vallée tunnel fait référence à une définition morphologique prenant sa source dans des exemples européens (cf. Section 1.4.2 ; **Jentzsch, 1884 ; Gottsche, 1897**). Ces vallées se caractérisent par une longueur moyenne d'une dizaine de kilomètre, une largeur de quelques kilomètres et une profondeur de l'ordre de la centaine de mètres (**Ó Cofaigh, 1996 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Jørgensen et al., 2003b ; Lonergan et al., 2006**). Cependant leur morphologie est extrêmement variable : certaines vallées peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres (**Wright, 1973 ; Eyles & Mc Cabe, 1989 ; Ó Cofaigh, 1996 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Lonergan et al., 2006**) ; leur largeur peut être comprise entre la centaine de mètres et 5 km (**Le Heron et al., 2004 ; Jørgensen & Sandersen, 2006 ; Kristensen et al., 2007**) et leur profondeur comprise entre la dizaine de mètres et 500 m (**Ó Cofaigh, 1996 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000**).

Le rapport largeur/profondeur des vallées tunnels se situe statistiquement autour de 1:10 ce qui permet de les différencier des autres incisions glaciaires notamment de toutes les incisions pro-glaciaires qui ont un rapport plus faible (**Figure 1.21** ; **Ghienne & Deynoux, 1998 ; Gibling,**

2006 ; van der Vegt et al., 2012). Cependant ce rapport ne permet pas de distinguer les incisions glaciaires des incisions fluviatiles, ces dernières ayant une grande gamme de rapport largeur/profondeur causée par les nombreuses conditions de formation.

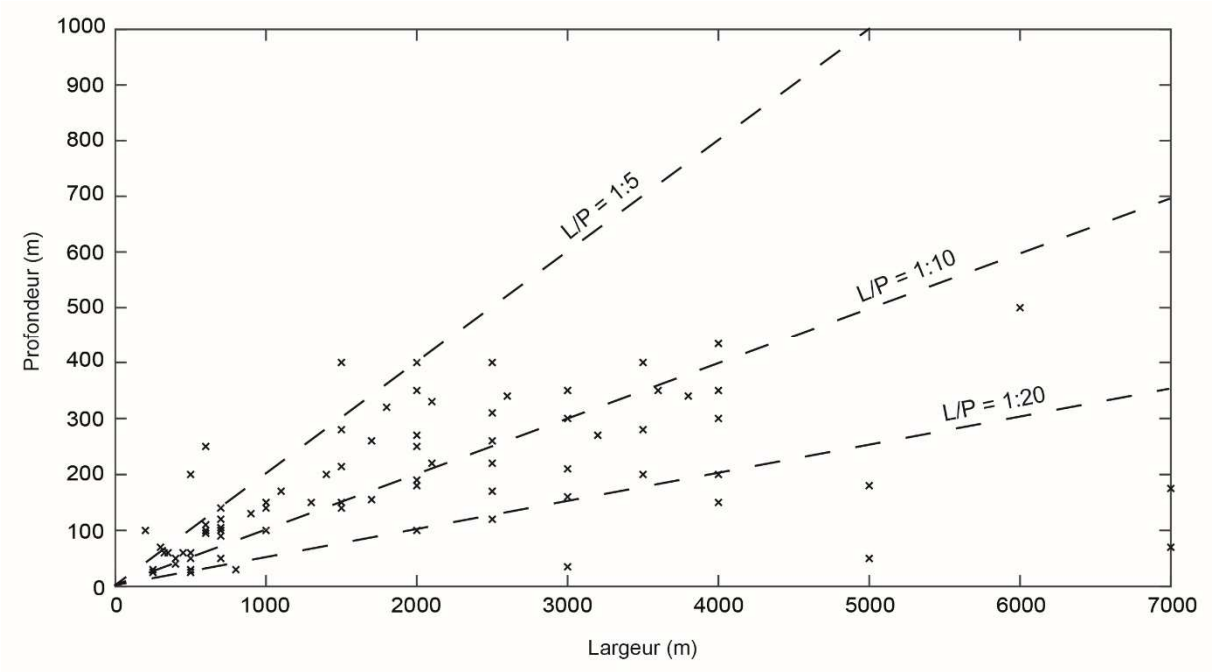


Figure 1.21. Graphique présentant le rapport largeur/profondeur des grands systèmes de vallées tunnels naturels.

Cependant ce rapport est variable (i.e. Figure 1.21 ; 95% des vallées tunnels ont un rapport largeur/profondeur compris entre 1:5 et 1:10) car sa valeur est déterminée par l'interaction de plusieurs paramètres tels que les propriétés du substrat (perméabilité et érodabilité), le taux de production d'eau de fonte et le débit de circulation de l'eau de fonte. En effet la résistance du substratum à l'érosion a été identifiée comme étant un des paramètres contrôlant la présence, l'espacement et les dimensions des vallées tunnels (Woodland, 1970 ; Mooers, 1989). Des simulations menées sur l'équilibre entre les systèmes chenalisés et distribués ont montré que plus le substrat est perméable plus les chenaux sont espacés. Cependant ces chenaux ont une zone d'influence plus grande, leur permettant de drainer une plus grande surface et donc de s'élargir (Hewitt, 2011). Moreau et al. (2012) démontra que dans une même région les vallées tunnels incisant de la craie sont plus étroites que celles incisant un substrat sableux. Cette différence est supposée être l'expression des caractéristiques mécaniques et hydrogéologiques du substrat. En effet la craie étant moins perméable que le sable, les fortes pressions d'eau se développant à la marge du glacier devraient conduire à la formation de vallées tunnels plus profondes. Néanmoins la craie est un matériel plus cohésif que le sable donc plus difficilement

érodable par une circulation d'eau. Cette différence souligne le rôle prépondérant du substrat sur la morphologie des vallées tunnels.

- ***Section transversale***

Les vallées tunnels se caractérisent, en moyenne, par une section transversale en U typique d'une incision glaciaire et une base subhorizontale. Les mesures morphométriques effectuées sur quelques affleurements en Afrique du Nord et sur certaines données sismiques en Mer du Nord montrent des flancs pouvant être abrupts (12 -45 ° en Mer du Nord pour les vallées tunnels quaternaires ; **Kristensen et al., 2007** ; 10 – 25° en Afrique du Nord pour les vallées ordoviciennes ; **Le Heron et al., 2004**).

Si la plupart des sections transversales des vallées tunnels sont de type U, une certaine variabilité est en revanche observée (**Figure 1.22**). Ainsi il est possible d'identifier des vallées tunnels à section en V (**Figure 1.22 numéro 1**) ou encore en U avec une base horizontale (**Figure 1.22 numéro 2** ; **Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Jørgensen & Sandersen, 2006**). La forme de la section transversale et plus globalement la forme générale de la vallée tunnel est dépendante d'un grand nombre de paramètre tel que le type de substrat, sa configuration, sa topographie ou encore la production d'eau de fonte (**Woodland, 1970 ; van Dijke & Veldkamp, 1996 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Jørgensen & Sandersen, 2006**). En effet, une surproduction d'eau de fonte peut entraîner une sur-incision du substrat conférant à la vallée tunnel une forme en V typique d'une incision d'origine fluviatile (**Piotrowski, 1994 ; Jørgensen & Sandersen, 2006**). A l'inverse, l'arrêt de production d'eau de fonte entraîne des modifications de l'incision telles que l'élargissement où l'effondrement des flancs de la vallée lors du fluage de la glace dans la dépression, pouvant conférer à la section transversale une forme en U à base horizontale (**Woodland, 1970 ; van Dijke & Veldkamp, 1996**). De la même façon, l'origine de la vallée tunnel (un chenal vs. plusieurs chenaux) peut produire des sur-incisions locales transformant la section transversale (**Figure 1.22 numéro 3**). À ceci s'ajoute que dans le cas d'un substrat meuble, chaque lithologie constituant les flancs de la vallée à une pente de stabilité qui lui est propre conditionnant leurs inclinaisons maximales. En effet pour chaque matériel granulaire il existe une pente de stabilité, conditionnée par la cohésion du matériau, qui détermine la pente maximale au-delà de laquelle le matériel s'effondre sur lui-même. Enfin les vallées tunnels sont généralement le résultat de multiples incisions conditionnant leur morphologie finale avec la mise en place de terrasses sur leurs flancs (**Figure 1.22 numéro 4** ; **Piotrowski, 1994 ; Jørgensen & Sandersen, 2006**).

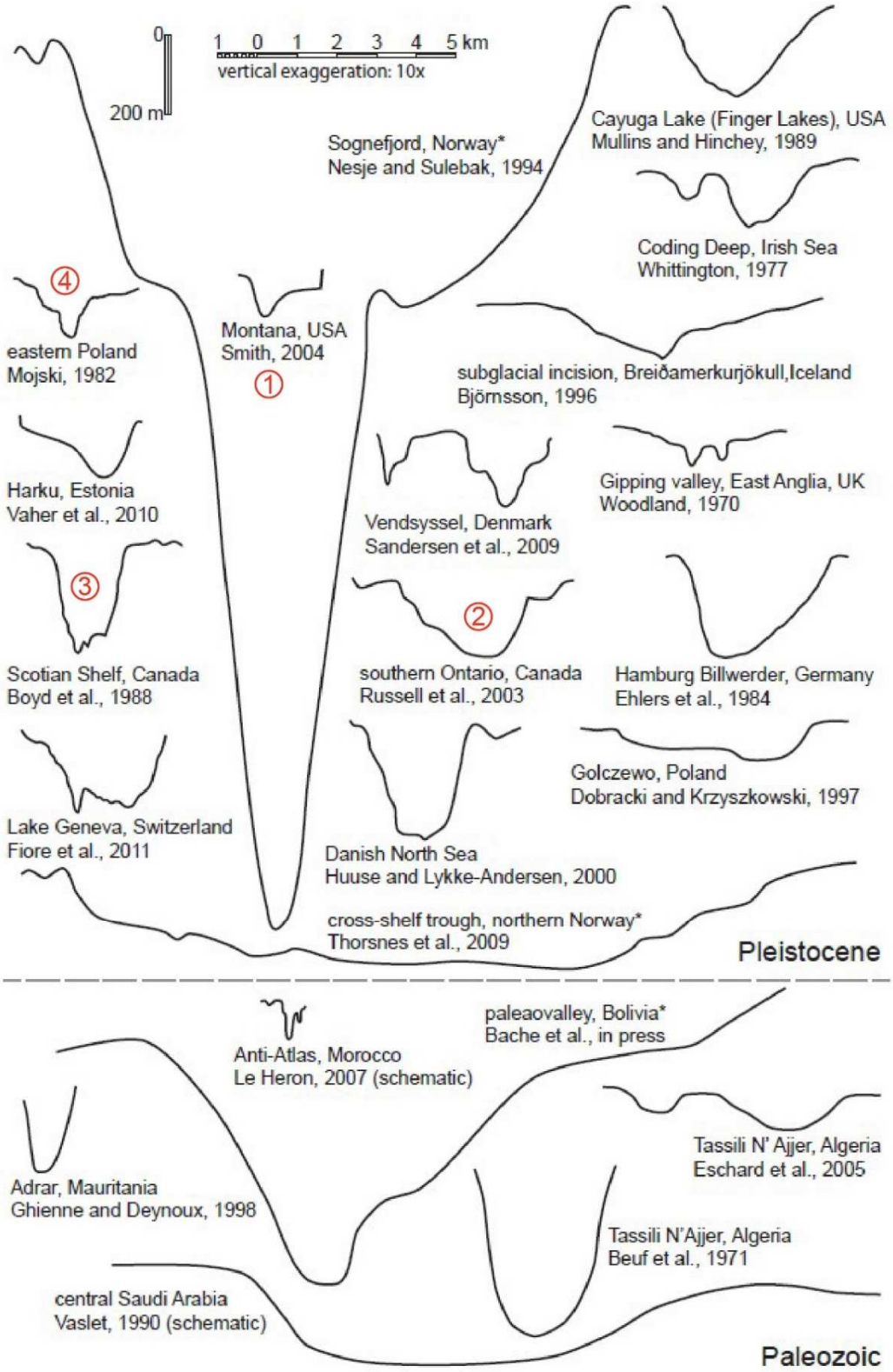


Figure 1.22. Synthèse des sections transversales identifiées sur les vallées tunnels pleistocènes et paléozoïques (d'après Janszen, 2012).

- ***Profil en long***

Le profil en long ondulant des vallées tunnels est un des critères majeurs de reconnaissance des vallées tunnels, permettant ainsi de les distinguer aisément des profils d'équilibre concaves relatifs aux incisions fluviatiles classiques (**Figure 1.23** ; **Sjogren & Rains, 1995 ; Ó Cofaigh, 1996 ; van der Vegt et al., 2012 ; Galofre et al., 2017**). Le caractère ondulant des profils en long du fond des vallées tunnels provient de la présence assez récurrente de contrepentes, c'est-à-dire des régions où le gradient topographique local s'oppose au gradient topographique régional. La présence de contrepentes est généralement associée à des surcreusements locaux dans le profil en long (**van der Vegt et al., 2012 ; Galofre et al., 2017**).

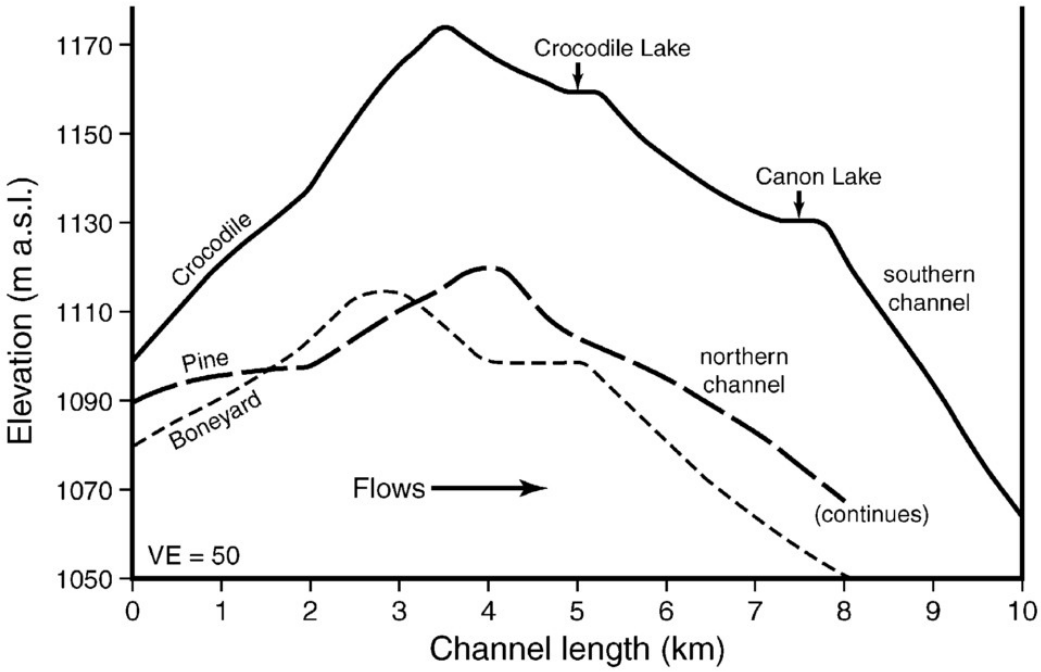


Figure 1.23. Profil en long de trois vallées tunnels dans la région des Crocodile channels (Canada) (d'après Rains et al., 2002).

La présence de contrepentes au sein de vallées tunnels a été observée au niveau d'exemples à la marge de la paléo-calotte glaciaire des Laurentides (Thornapple Valley Michigan, Crocodile channels, southern Alberta ; **Rains et al., 2002 ; Kehew et al., 2013**) en Mer du Nord (**Stewart et al., 2013**) ou encore sous la paléo-calotte glaciaire Fennoscandinave (**Mc Cabe & Ó Cofaigh, 1994**).

Dans les systèmes fluviatiles, les contrepentes sont assez inhabituelles, à l'exception des régions de forte confluence (**Parsons et al., 2008 ; Blanckaert, 2010 ; Latrubesse, 2015**). Dans ces régions une contrepente peut être observée au point précis où le débit de la rivière principale

accroît de manière significative, conséquence de la confluence de plusieurs cours d'eaux. En revanche, les vallées tunnels peuvent présenter une succession de contrepentes quel que soit le débit de circulation et sans relation avec une quelconque convergence de flux (**Stewart et al., 2013**). Ainsi il est généralement admis que cette caractéristique omniprésente, est liée au mécanisme de formation des vallées tunnels. Celle-ci est considérée comme étant la preuve d'une formation sous-glaciaire, étant donné que l'eau ne peut circuler librement d'un point bas vers un point haut, à moins que celle-ci soit pressurisée et donc que sa circulation ne soit plus conditionnée par un gradient topographique mais par un gradient de pression (**Rains et al., 2002 ; Stewart et al., 2013**). Considérant que l'eau circulant à l'interface glace/substrat est essentiellement contrôlée par le profil de surface de la glace, il a été suggéré que les contrepentes des vallées tunnels soient la conséquence de changements abrupts dans la pente de surface notamment au niveau de crevasses (**Lonergan et al., 2006 ; Kehew et al., 2012**). Néanmoins certaines études ont montré que les "points hauts" du profil en long de certaines vallées tunnels coïncident avec les sommets locaux du substrat préglaciaire illustrant la possibilité d'un contrôle topographique (**Beaney, 2002**). Soutenant cette hypothèse, il est possible d'observer une déflection du profil de certaines vallées tunnels lors du franchissement d'obstacles topographiques telles que des moraines (**Figure 1.24** ; **Sjogren et al., 2002 ; Livingstone & Clark, 2016**).

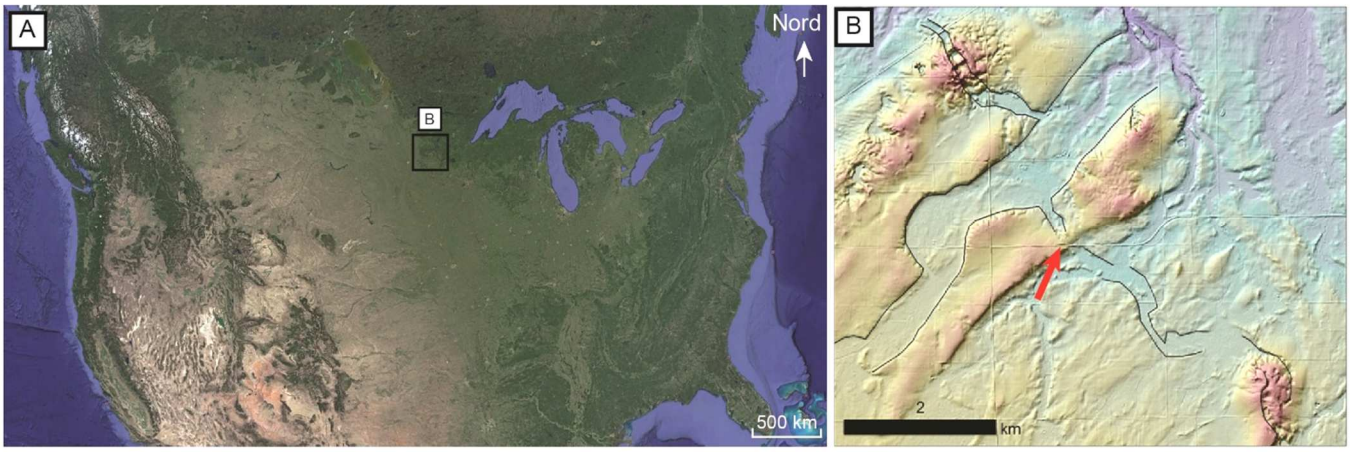


Figure 1.24. Remontée du profil en long lors du franchissement d'un obstacle topographique. A. Localisation du MNT. B. MNT montrant que la vallée tunnel délimitée en noir remonte lors du franchissement de l'obstacle topographique (Livingstone & Clark, 2016).

- ***Largeur constante***

Cette caractéristique, qui n'est certes pas discriminante, est à l'origine du terme tunnel associé à ces vallées. Une largeur constante sur toute la longueur de la vallée est visible par exemple, sur des vallées tunnels localisées en Mer du Nord (**Figure 1.25** ; **Kristensen et al.,**

2007 ; Stewart et al., 2013) ; au Canada (Atkinson et al., 2013) et aux Etats-Unis (Kozlowski et al., 2005). Cependant cette caractéristique n'est pas universelle car de nombreux exemples de vallées tunnels montrent une largeur pouvant varier de manière substantielle sur leur longueur (e.g. vallées tunnels comblées au Danemark; Jørgensen & Sandersen, 2006). L'opposition entre ces deux types de vallées tunnels est importante d'un point de vue du processus. En effet les vallées tunnels présentant une largeur constante ont très probablement été formées par un chenal unique érodant verticalement le substrat. Ainsi la majorité des vallées tunnels, présentant une largeur variable sur leur longueur, seraient l'expression d'une succession d'épisodes d'érosion ou la conséquence de la migration latérale d'un chenal unique au cours du temps. Ces deux hypothèses semblent logiques étant donné que dans la littérature, les auteurs privilégient une formation multi-évènementiel des vallées tunnels (Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Kehew et al., 2012 ; Livingstone & Clark, 2016).

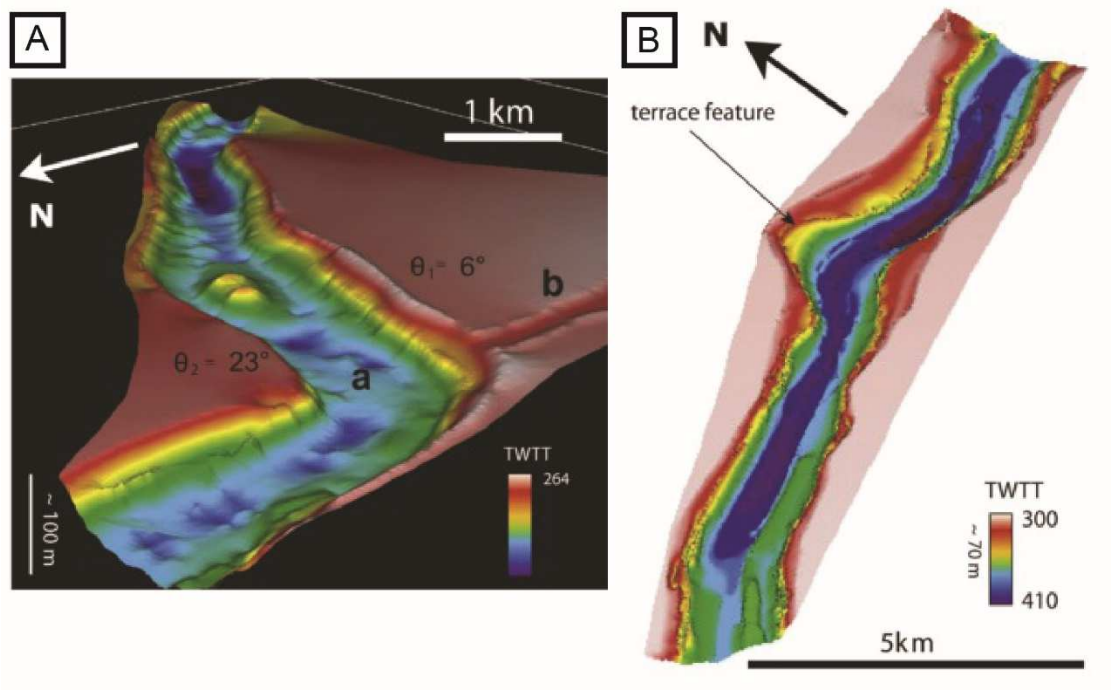


Figure 1.25. Exemple d'une vallée tunnel à largeur constante vue de côté (A) et du dessus (B) identifiée en Mer du Nord par sismique 3D (d'après Stewart et al., 2013).

- ***Terminaisons***

Les terminaisons des vallées tunnels constituent un critère déterminant pour les identifier. Les exemples naturels ont montré que les vallées tunnels semblent s'initier et se terminer de manière abrupte et aléatoire dans le paysage, sans liens évidents avec le paléo-réseau de drainage (Eyles & de Broekert, 2001 ; Lowe & Anderson, 2003). Les mesures effectuées au niveau des têtes de vallées et des exutoires montrent des terminaisons assez

abruptes, dont les pentes peuvent dépasser 15° (**Kristensen et al., 2008 ; Moreau et al., 2012**). Les terminaisons des vallées tunnels coïncident régulièrement avec des changements de propriétés du substrat, en lien avec les variations de capacité de drainage du substrat. Par exemple, le passage à un substrat plus perméable facilite le drainage souterrain de l'eau de fonte diminuant ainsi la capacité érosive de l'écoulement d'eau (**Woodland, 1970 ; Dobracki & Krzyszkowski, 1997 ; Cutler et al., 2002 ; Jørgensen & Sandersen, 2006, Van der Vegt et al., 2012**). Les terminaisons des vallées tunnels sont souvent soulignées par la présence de deltas, qui peuvent se situer jusqu'à 150 m au-dessus de l'altitude du fond de la vallée tunnel (**Ussing, 1903 ; Woodland, 1970 ; Praeg, 2003**) prouvant une formation par une circulation d'eau pressurisée.

- ***Réseau de drainage***

La multiplication des vallées tunnels en marge des glaciers forme un véritable réseau de drainage, qui peut s'organiser en une série de segments individualisés sans connexion les uns avec les autres ou en une série de vallées qui se recoupent pour former un réseau de drainage connecté plus complexe (**Figure 1.26**) (**Shaw, 2002 ; Fisher et al., 2005 ; Lonergan et al., 2006**). Les réseaux simples constitués d'une série de segments individualisés peuvent se disposer radialement lorsqu'ils suivent la direction d'écoulement principal d'un lobe glaciaire (**Figure 1.16**). Les systèmes plus complexes de vallées tunnels peuvent former des réseaux en tresse, anastomosé (**Huuse & Lykke Andersen, 2000**), dendritique avec la présence de nombreux tributaires (**Woodland, 1970 ; Piotrowski, 1997 ; Praeg, 2003**) illustrant une forte connectivité entre les segments.

L'espacement entre les vallées tunnels, et par conséquent la forme du réseau de drainage est dépendante des propriétés du substrat incisé (**Praeg, 1996 ; Janszen et al., 2012**). Ainsi il est possible d'observer que l'espacement des vallées tunnels est plus important lorsque celles-ci incisent un substrat perméable (10-30 km relevé en Mer du Nord, Allemagne et Michigan ; **Praeg, 2003 ; Stackebrandt, 2009 ; Kehew et al., 2012**) au détriment d'un substrat moins perméables (1 km relevé au Danemark et en Pologne ; **Galon, 1965 ; Sandersen & Jørgensen, 2012**). Néanmoins la complexité du réseau de drainage est également dépendante de la succession d'évènements glaciaires (**van Dijke & Veldkamp, 1996**). Une région peut être recouverte à de multiples reprises par une calotte glaciaire lors de plusieurs glaciations permettant la formation de plusieurs générations de vallées tunnels, se recoupant parfois. Or la présence d'un réseau de drainage préexistant conditionne les modalités de l'écoulement d'eau. En effet un réseau de drainage préexistant, qu'il soit dépourvu ou comblé par des sédiments,

constitue une zone plus perméable favorable pour l'écoulement d'eau. Ainsi l'interprétation de l'espacement des vallées tunnels et du réseau qu'elles composent est complexifiée par le fait que l'on ignore (i) si chaque segment est le résultat d'un seul évènement et (ii) les relations spatio-temporelles reliant chaque segment. En Mer du Nord, sept générations de vallées tunnels ont été identifiées et reliées aux différentes phases d'avancée et de retrait de la calotte (**Figure 1.26**).

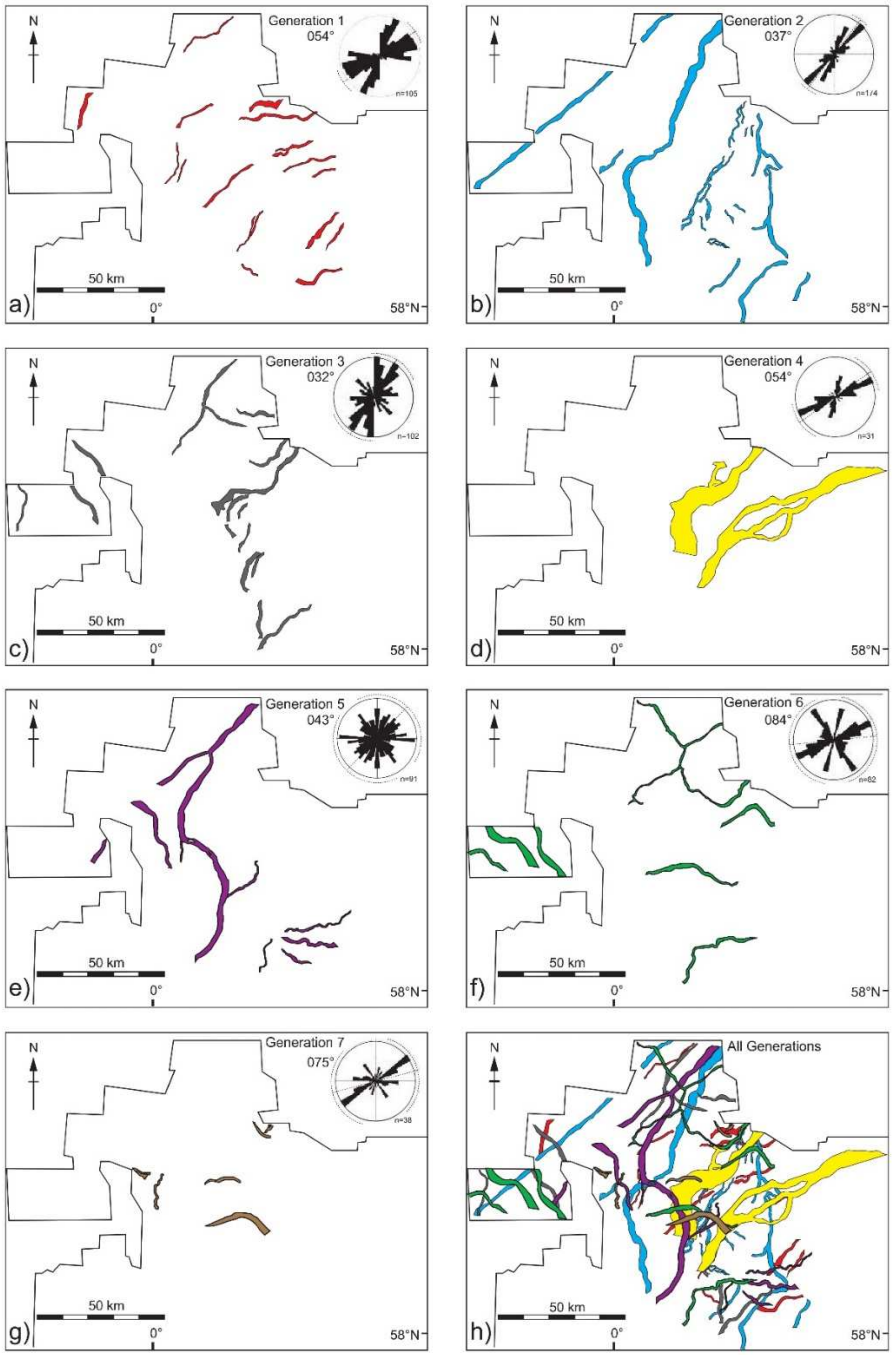


Figure 1.26. Sept générations de vallées tunnels identifiées en Mer du Nord (d'après Stewart et al., 2013).

2.4.4 - Mécanismes de formation

- ***Introduction***

Le mécanisme de formation des vallées tunnels est débattu depuis de nombreuses années. Depuis plus d'un siècle, de nombreuses hypothèses se sont succédées pour tenter d'élucider les processus qui sont à l'origine de la formation des vallées tunnels. Parmi ces hypothèses, on retrouve celle suggérant la tectonique (**Berendt, 1863**), l'érosion par l'eau de fonte sous-glaciaire (**Jentzsch, 1884, Ussing, 1903**), l'érosion fluviatile (**Wolff, 1907, Salomonsen, 1995**), l'érosion glaciaire mécanique (**Woldsted, 1952 ; Gripp, 1964**) et l'érosion par des courants tidaux (**Donovan, 1973**).

Progressivement les hypothèses faisant appel à un agent d'érosion autre que glaciaire ont été abandonnées, celles-ci échouant à expliquer (i) des profondeurs d'incisions supérieures à 100 m (**Ó Cofaigh, 1996**) et (ii) la présence de contrepentes sur les profils longitudinaux.

La communauté scientifique s'accorde maintenant sur le fait que l'érosion glaciaire mécanique, initialement considérée comme l'agent principal d'érosion des vallées tunnels (**Hansen, 1971**), ne constitue qu'un processus secondaire par rapport à l'action prédominante de l'eau de fonte (**Ehlers et al., 1984 ; Ehlers & Linke, 1989 ; Piotrowski, 1994 ; Praeg, 1996 ; Ó Cofaigh, 1996 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Jørgensen & Sandersen, 2006**). Un consensus s'est donc établi autour de l'hypothèse de creusement des vallées tunnels par circulation d'eau de fonte pressurisée en milieu sous-glaciaire. Cependant les modalités liées à l'écoulement de l'eau de fonte font toujours débat. Tous les modèles théoriques de formation sont issus de l'étude de différents systèmes de vallées tunnels, illustrant la relation entre la diversité des mécanismes de formation invoquée et la variabilité des paramètres initiaux propre à chaque système. Dans sa synthèse, **Ó Cofaigh (1996)** proposait de regrouper ces différents modèles en trois groupes :

- Formation par un écoulement d'eau continu et déformation d'un substrat meuble.
- Formation par une vidange catastrophique d'un réservoir d'eau.
- Formation par érosion régressive.

Plus récemment **Kehew et al. (2012)** proposèrent cinq grandes catégories :

- Formation par écoulement d'eau continu ("steady-state hypothesis").
- Formation catastrophique par drainage d'un réservoir supra-/sous-glaciaire ("outburst flood hypothesis").

- Formation hybride faisant intervenir une érosion progressive et des drainage ponctuels de réservoir d'eau de fonte ("outburst flood hypothesis" / "steady-state hypothesis").
- Formation impliquant une succession d'épisodes glaciaires.
- Formation par effondrement d'un écoulement d'eau en nappe.

Nous présenterons ici les différents modèles en quatre catégories :

- Modèle de formation par un écoulement continu ("steady state").
- Modèle de formation par un écoulement catastrophique ("outburst").
- Modèle de formation hybride ("episodic outburst").
- Modèle de formation par surpression de fluides.

Dans cette classification le terme catastrophique sera attribué aux modèles impliquant un débit d'eau de fonte permettant la formation d'une vallée sur une très courte durée (plusieurs jours, semaines, années). Les modèles supposant une formation des vallées tunnels en plusieurs centaines d'années seront considérés comme des modèles non catastrophiques (**Boyd et al., 1988 ; Wingfield, 1990 ; Beaney & Hicks, 2000 ; Sandersen et al., 2009**).

Modèle de formation par écoulement continu ("steady-state hypothesis")

Ce modèle de formation proposé pour la première fois par **Boulton & Hindmarsh, (1987)** puis par **Boulton et al., (2007a-b, 2009)** résulte d'observations et de modélisations réalisées sur la circulation d'eau de fonte souterraine sous le glacier de Breidamerkerjökull (Islande) (**Boulton et al., 2007a-b, 2009**). Ces études démontrèrent que dans le cas où l'aquifère sous-jacent ne peut drainer l'intégralité de l'eau de fonte, des surpressions se développent dans le substrat conduisant à la formation de chenaux (**Figure 1.27**). Ces chenaux abaissent localement la pression régnant dans le substrat, contribuant à la stabilité du substrat sous-glaciaire. L'utilisation d'un forage atteignant l'aquifère sous-jacent a permis de confirmer cette théorie en identifiant des variations de la circulation souterraine en rapport avec le développement de chenaux sous-glaciaires.

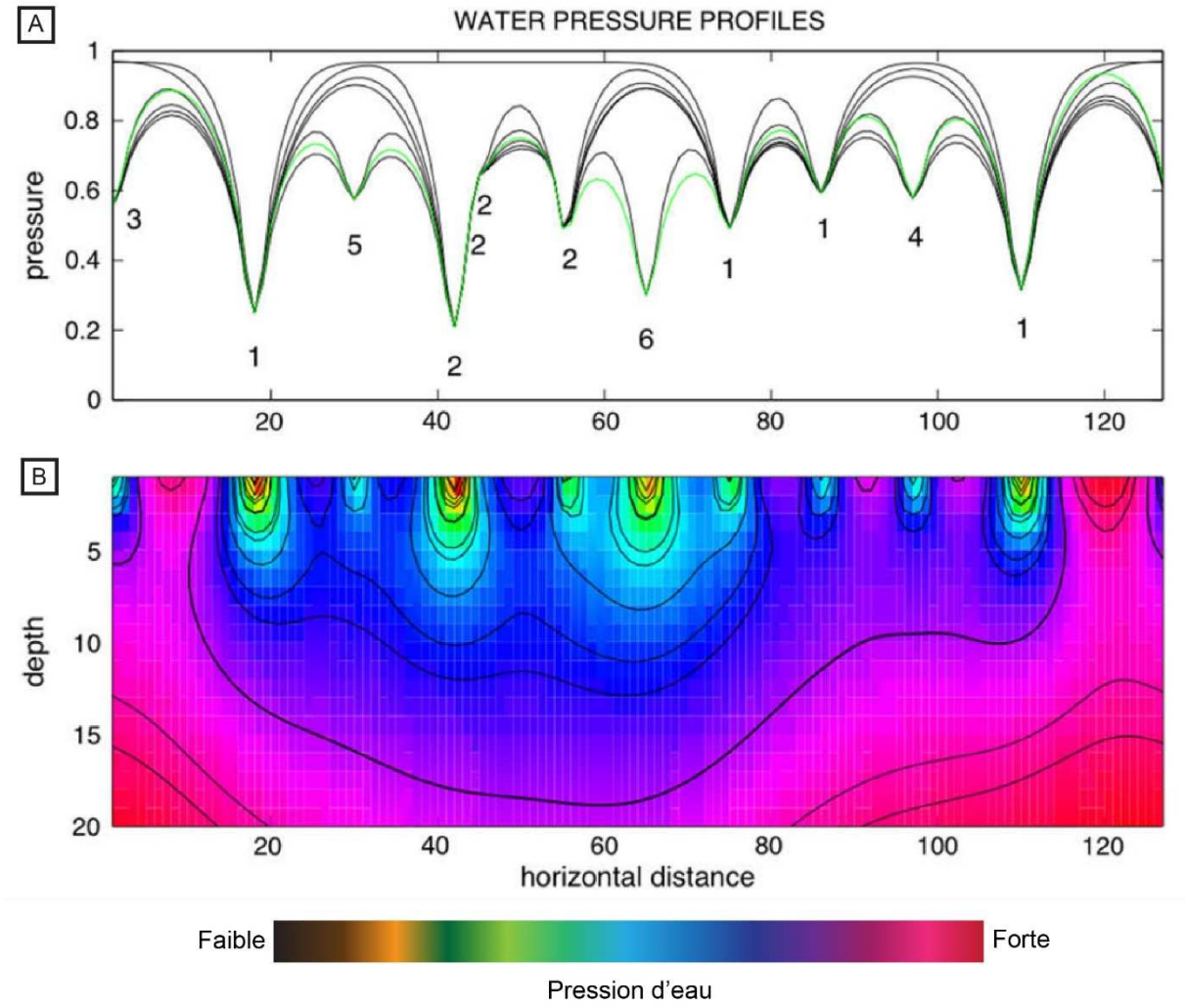


Figure 1.27. Modélisation de la pression d'eau sur une section transversale à l'écoulement de la glace. A. Évolution de la pression le long de la coupe transversale. B. Interpolation de la pression d'eau en profondeur le long de la coupe transversale. La surpression régnant dans le substrat est accommodée par le développement de chenaux de faible pression (modifié d'après Boulton et al., 2009).

Ce modèle propose une formation des vallées tunnels par érosion continue d'un substrat meuble lors de la mise en place de chenaux sous-glaciaires stables où règnent de plus faibles pressions (**Figure 1.28** ; **Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Boulton et al., 2009**). Dans cette hypothèse, la perméabilité importante du substrat, sur lequel repose le glacier, permet initialement le drainage intégral de l'eau de fonte produite. Cependant, à mesure que la production d'eau de fonte augmente, le substrat ne peut plus drainer l'eau de fonte dans sa totalité. Par conséquent, lorsque la capacité de transfert du sédiment est atteinte, de fortes pressions de fluide sont générées notamment à la marge du glacier où la circulation d'eau se concentre et où la pression effective ($P_{eff} = P_i - P_w$ avec P_i la pression exercée par la glace et P_w la pression de l'eau) chute rapidement. Ces fortes pressions d'eau interstitielle sont alors responsables de phénomènes de liquéfaction.

La liquéfaction initie alors la formation de "pipes" qui représentent les points d'enracinements des futurs chenaux de drainage sous-glaciaires. Etant donné que la pression de fluide dans le chenal en formation est plus faible que dans le sédiment, l'eau s'écoule en direction du chenal qui s'agrandit progressivement par érosion régressive et par effondrement des parois lié à la recharge exercée par la glace. L'écoulement d'eau en direction du "pipe" est supposé s'effectuer via un écoulement poreux suivant la loi de Darcy (**Eq. 1.9** ; **Hooke & Jennings, 2006**).

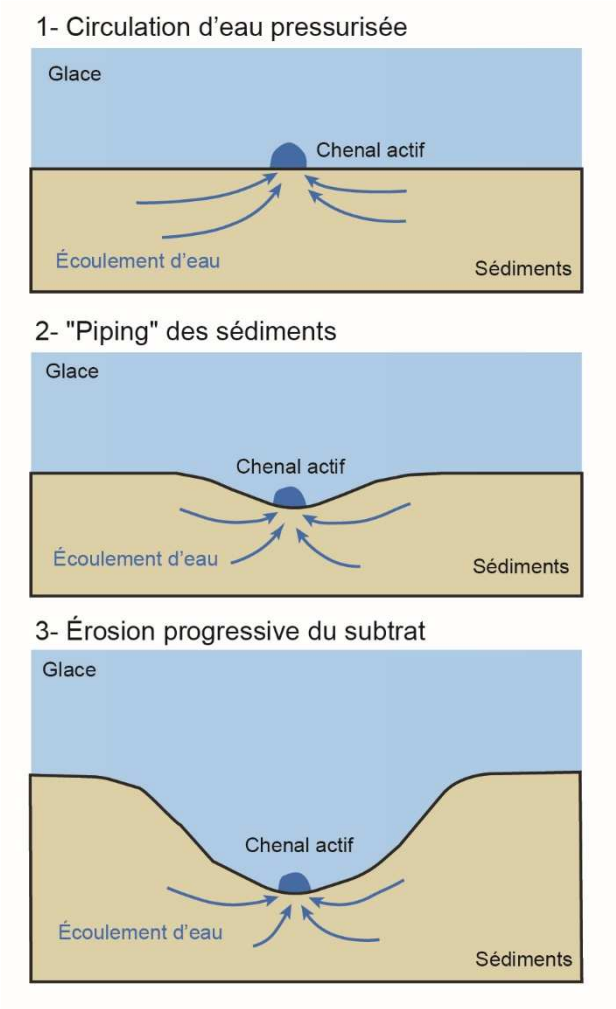


Figure 1.28. Modèle de formation des vallées tunnels par déformation et liquéfaction des sédiments (modifié d'après Boulton & Hindmarsh, 1987).

Ce modèle proposé par **Boulton & Hindmarsh (1987)** est néanmoins critiqué sur certains aspects :

- Les zones à proximité immédiate des vallées tunnels sont caractérisées par une absence de déformation dans le substrat, incompatible avec une formation par liquéfaction (**Jørgensen & Sandersen, 2006**).

- Ce modèle n'étant valable que sur les substrats perméables et meubles, il ne permet pas d'expliquer les mécanismes de formation à l'origine des vallées tunnels s'étant développées sur un substrat consolidé, qui sont néanmoins beaucoup plus rares (**Piotrowski, 1994 ; Ó Cofaigh, 1996 ; Jørgensen & Sandersen, 2006 ; Kehew & Kozlowski, 2007**).
- Ce modèle de développement progressif des vallées tunnels par un écoulement continu, ne permet pas d'expliquer la présence de larges blocs à l'embouchure de certaines vallées tunnels puisque la mise en place de tels dépôts requiert un débit de circulation de plusieurs m/s, typique d'un écoulement catastrophique (**Piotrowski, 1994 ; Cutler et al., 2002**).

○ *Modèle de formation par écoulement catastrophique ("outburst hypothesis")*

Les dimensions importantes des vallées tunnels ont poussé certains auteurs a suggéré un modèle de formation impliquant des circulations de grandes quantités d'eau de fonte. Cependant la production d'eau de fonte basale, généralement considérée comme faible, ne suffit pas à atteindre le volume théoriquement nécessaire pour creuser de telles vallées. Des mécanismes de stockage et drainage catastrophiques de l'eau de fonte ont donc été évoqués dans ce modèle (**Wright, 1973 ; Lewis et al., 2006**). De telles quantités d'eau de fonte circulant à la base du glacier peuvent provenir de la formation et du drainage de lacs sous-glaciaires ou supra-glaciaires. Le drainage spontané d'une telle quantité d'eau pourrait entraîner la formation d'un système de vallées tunnels (**Figure 1.29**).

Dans cette hypothèse, la plupart des auteurs suggèrent que les vallées tunnels sont complètement remplies d'eau durant leur formation et que l'intégralité du système de vallées tunnels est actif simultanément (**Figure 1.29** ; **Boyd et al., 1988 ; Beaney & Hicks, 2000 ; Lewis et al., 2006**). Ce modèle est largement critiqué car le volume d'eau et le débit nécessaire à la formation simultanée de plusieurs vallées tunnels est bien au-delà des estimations de volume et de débit d'eau basal (**Ó Cofaigh, 1996 ; Clarke et al., 2005 ; Eyles, 2006**).

Figure 1.29. Le Labyrinthe, partie ouest de la région des "Dry Valleys" en Antarctique, est supposée s'être formée par un unique évènement de drainage catastrophique (Lewis et al., 2006).

- ***Modèle de formation hybride ("episodic outburst hypothesis")***

Entre le modèle d'écoulement catastrophique et continu, un modèle composite soutient l'hypothèse d'une formation par les drainages successifs d'un ou plusieurs réservoirs d'eau de fonte, excluant donc l'idée d'une formation par un évènement unique. Ce modèle est suggéré par de nombreux auteurs afin d'expliquer la formation de vallées tunnels sous les calottes glaciaires pléistocènes (**Shaw, 1983 ; Boyd et al., 1988 ; Ehlers & Linke, 1989 ; Shaw et al., 1989 ; Shaw & Gorell, 1991 ; Brennand & Shaw, 1994 ; Piotrowski, 1994 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Cutler et al., 2002 ; Hooke & Jennings, 2006 ; Jørgensen & Sandersen, 2006**). Dans ce modèle, certaines configurations spécifiques de la calotte glaciaire sont proposées pour expliquer le stockage/drainage récurrent d'eau de fonte à la marge du glacier. Un réservoir d'eau sous-glaciaire peut se former lorsque la production d'eau de fonte dépasse la capacité de transfert du substrat, et que le drainage à l'interface glace/substrat est bloqué par la présence d'une couche de permafrost en aval du glacier. Dans ces conditions l'eau s'accumule à la base du glacier dans des réservoirs sous-glaciaires et la pression basale augmente (**Piotrowski, 1994**). Le drainage catastrophique de cette réserve d'eau se produit lorsque le retrait du glacier permet de mettre à découvert le substrat sous-glaciaire (**Piotrowski, 1994**) ou si la couche de permafrost fond au cours du temps. Lorsque la pression exercée par le fluide devient supérieure à la résistance de la barrière d'étanchéité (**Figure 1.30** Cas 2), ou

lorsque le substrat sous-glaciaire est découvert (**Figure 1.30** Cas 1), le lac sous-glaciaire est drainé de manière catastrophique (**Cutler et al., 2002**).

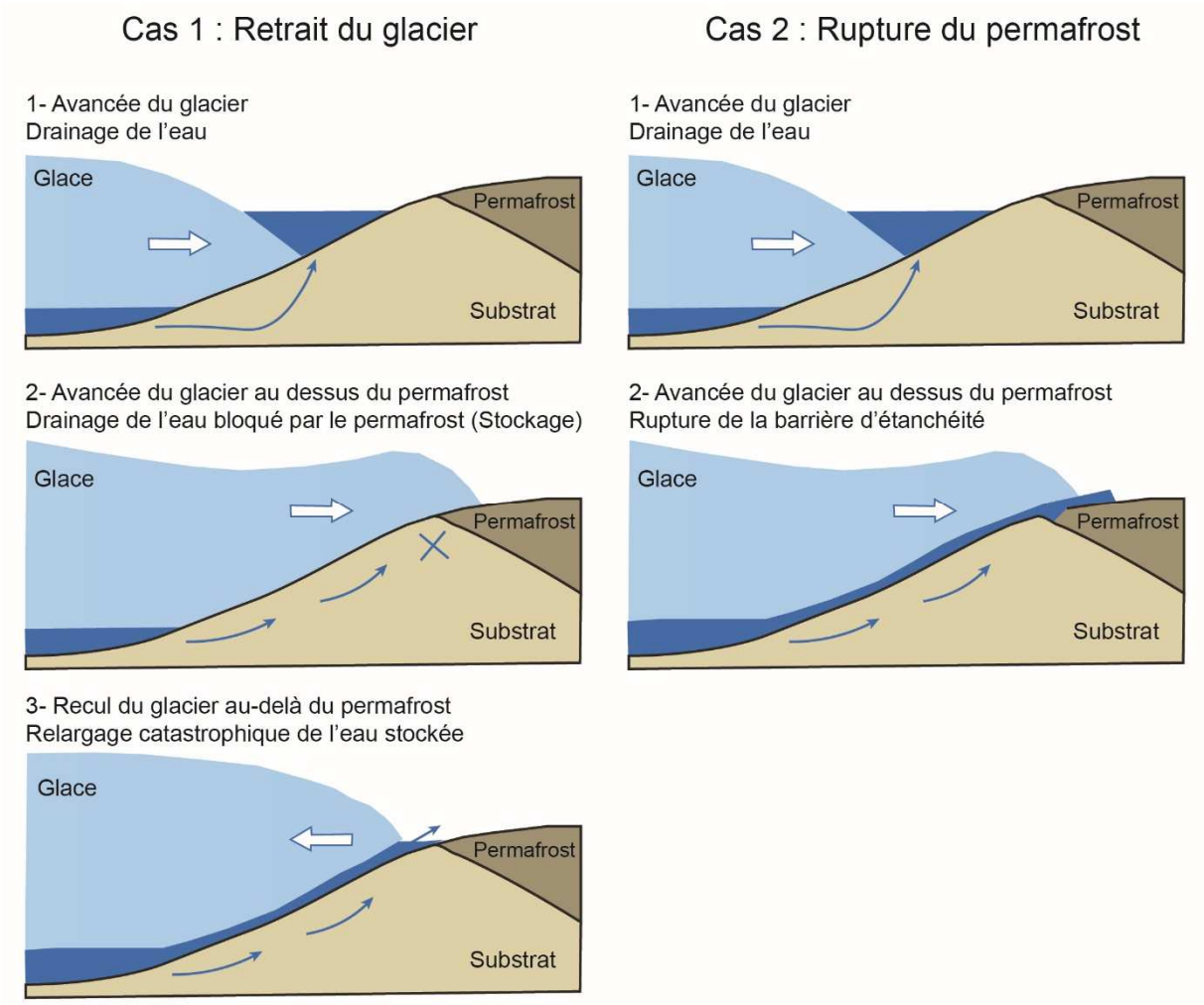


Figure 1.30. Modèle de formation des vallées tunnels par drainage catastrophique d'eau de fonte (modifié d'après Piotrowski, 1994).

Il est généralement admis que le drainage catastrophique d'eau de fonte est capable de générer de profondes incisions mais pas de former une véritable vallée tunnel (**Huuse & Lykke-Andersen, 2000**). Le modèle de drainages épisodiques propose une succession d'épisodes de drainage suivant le même chemin comme responsable de la mise en place d'une vallée tunnel (**Jørgensen & Sandersen, 2006**). Cette hypothèse repose sur la présence de multiples incisions dans de nombreuses vallées tunnels, suggérant que le même réseau de drainage a été emprunté à de multiples reprises (**Figure 1.22**). **Jørgensen & Sandersen, (2006)** suggèrent également qu'un écoulement continu peut intervenir entre les drainages catastrophiques successifs. Cette variation des débits au cours du temps permet d'expliquer la coexistence de granulométrie très variable au sein des sédiments composant les deltas juxta-glaciaires présents à la débouchée des vallées tunnels (**Hooke & Jennings, 2006**).

Selon les régions étudiées, certaines variantes de ce modèle existent. Les travaux de **Hooke & Jennings (2006)** suggèrent que les conditions de fortes pressions de fluide dans un réservoir sous-glaciaire se transmettent par l'écoulement d'eau dans le substrat jusqu'à la marge. Dans cette zone, la forte pression d'eau associée à la faible pression exercée par la colonne de glace, permet la formation d'un "pipe" par liquéfaction, entraînant la formation d'un chenal évoluant par érosion régressive jusqu'au réservoir d'eau déclenchant ainsi son drainage soudain. Les recharges et drainages successifs d'un réservoir creuse progressivement ce chenal aboutissant à la formation d'une vallée tunnel.

Une autre alternative est le modèle proposé par **Brennand & Shaw (1994)** dans lequel les vallées tunnels ainsi que d'autre structures sous-glaciaires, comme les drumlins, sont formées par le drainage catastrophique d'une nappe d'eau de très grande envergure (plusieurs centaines de km²). Dans ce modèle, le drainage progressif de la réserve d'eau diminue le débit jusqu'à ce que l'écoulement distribué se concentre dans des chenaux étroits formant ainsi les vallées tunnels. De manière similaire à **Hooke et Jennings (2006)** ce modèle suggère que la formation des vallées tunnels requiert une succession d'évènements de drainage. Cependant cette hypothèse a été largement critiquée, celle-ci étant utilisée pour expliquer la formation de structures sous-glaciaires (e.g. drumlins) de grande envergure impliquant le drainage d'une quantité d'eau invraisemblable.

- ***Modèle de formation par surpressions de fluides***

Plus récemment, certains auteurs ont suggéré que la formation des vallées tunnels puissent être liée à l'augmentation de la pression d'eau interstitielle dans le substrat sous-glaciaire (**Janszen et al., 2012 ; Ravier et al., 2014, 2015**). Dans ce modèle, l'alternance de couches propices au stockage d'eau, avec des couches de faibles perméabilités, permettrait le développement de fortes pressions de fluide dans ces aquifères confinés, ceux-ci étant soumis à la pression de la colonne de glace sus-jacente et aux recharges latérales en fluide. Lorsque la pression de fluide dans l'aquifère dépasse la résistance de la barrière de perméabilité, celle-ci se rompt par hydrofracturation, entraînant la formation de pipe de fluidisation "in-situ" transportant les sédiments brèchifiés et l'eau à l'interface glace/substrat. La succession d'épisodes de brèchification hydraulique et de remobilisation sédimentaire par surpressions de fluides favoriseraient le creusement du substrat sous-glaciaire et la formation progressive d'une vallée tunnel.

2.5 - Bilan

La grande majorité des informations sur les systèmes de drainage sous-glaciaires proviennent (i) de simulations numériques, (ii) de mesures de la pression d'eau basale par le biais de forages ponctuels et (iii) de suivis de la dynamique de traceurs colorés injectés dans le milieu sous-glaciaire par le biais des moulins (Hubbard & Nienow, 1997 ; Chandler et al., 2013). Les résultats de ces différents proxys montrent que le système de drainage sous-glaciaire évolue de manière constante en réponse aux modifications perpétuelles de l'apport en eau de fonte. En effet une augmentation de la production d'eau de fonte permet le passage d'un système distribué à un système chenalisé associé à une baisse de pression (Gordon et al., 1998 ; Bartholomew et al., 2010 ; Sole et al., 2011). Parmi ces structures chenalisées, les vallées tunnels constituent, de par leur taille, un des composants majoritaires du système de drainage sous-glaciaire. Malgré le fait que l'intégralité des études s'intéressant aux vallées tunnels s'accordent sur le fait qu'elles se forment par l'action érosive prédominante de l'eau de fonte, les mécanismes de formation demeurent encore mal compris. Chaque modèle de formation proposé se base sur l'étude d'un système de vallées tunnels naturels. Cette approche ne permet d'accéder à l'évolution temporelle des vallées tunnels et donne un regard très local sur les paramètres conditionnant la formation des vallées tunnels. Il en ressort donc qu'il n'existe pas un mécanisme unique conduisant à la formation de vallées tunnels mais plutôt plusieurs mécanismes qui sont le reflet des caractéristiques locales de la calotte, de l'hydrologie sous-glaciaire locale ainsi que des propriétés du substrat.

Partie 3 - La dynamique d'écoulement de la glace

3.1 - Introduction

La caractéristique mécanique principale des glaciers est leur capacité à se déplacer par fluage au cours du temps. La compréhension de la dynamique d'écoulement de la glace est fondamentale, afin d'être en mesure de prédire la manière dont l'actuel réchauffement climatique va influencer la dynamique des calottes glaciaires. En effet, la fonte accrue des glaces, produite par le réchauffement climatique actuel, est à l'origine de réorganisations hydrologiques sous-glaciaire majeures qui influencent la stabilité des glaciers à l'échelle planétaire. (**Clarke et al., 2005**).

Depuis plusieurs décennies, et l'utilisation croissante de la modélisation numérique, un grand pas a été franchi dans la compréhension des processus à l'origine de la mise en mouvement d'un glacier. Cependant, certains processus contrôlant la vitesse du flux glaciaire restent mal contraints en raison du grand nombre de paramètres (température, hydrologie glaciaire, la pression d'eau ou encore la topographie sous-glaciaire) régissant l'équilibre entre forces motrices et forces de résistance.

Dans cette partie sera traité : (i) la physique permettant la mise en mouvement d'un corps glaciaire en mettant l'accent sur l'influence d'un écoulement d'eau basal sur le flux glaciaire et (ii) l'organisation du flux glaciaire dans les calottes glaciaire en s'intéressant particulièrement aux "ice streams" et à leur fonctionnement.

3.2 - Notions fondamentales

3.2.1 - Contraintes et déformations

La notion de contrainte peut se définir comme étant une grandeur physique mesurant à quel point un matériau est compressé, étiré ou cisaillé en réponse à l'application d'une force. La déformation, quant à elle, est une grandeur physique complémentaire, mesurant à quel point le matériau soumis à la dite contrainte, est déformé comparativement à l'état initial.

La glace, de la même manière que n'importe quel matériau, est soumis à ce couple contrainte/déformation. Cependant, dans le cas de la glace, la déformation correspond à la mise en mouvement du glacier et la contrainte correspond au poids de la colonne de glace. Cette définition est valable pour n'importe quel fluide de type visqueux qui flue sous son propre poids c'est-à-dire sous l'action unique de la gravité.

- ***Contraintes***

Une force, au sens physique du terme, correspond soit à l'interaction entre deux objets, soit à une action capable d'imposer une accélération à un objet de masse m modifiant ainsi son vecteur vitesse. Lorsqu'une force s'applique sur une surface, son intensité dépend de l'aire de la surface sur laquelle s'exerce la force. Le résultat de la force distribuée par unité de surface correspond à la notion de contrainte exprimée en Pascal. Au sein d'un fluide cette contrainte est appelée pression (**Eq. 1.12**).

$$P = \frac{F}{S} \qquad \textbf{(Eq. 1.12)}$$

avec P la pression en Pascal (Pa), F la force en Newton (N) et S la surface d'application (m²).

La contrainte s'appliquant sur une surface peut être divisée en deux composantes : la contrainte normale et la contrainte cisaillante (**Figure 1.31**). La contrainte normale correspond à la composante de la contrainte orientée perpendiculairement à la surface. A l'inverse, la contrainte cisaillante correspond à la composante agissant parallèlement à la surface. Communément, la contrainte est notée σ, la contrainte normale σ_n et la composante cisaillante est notée τ.

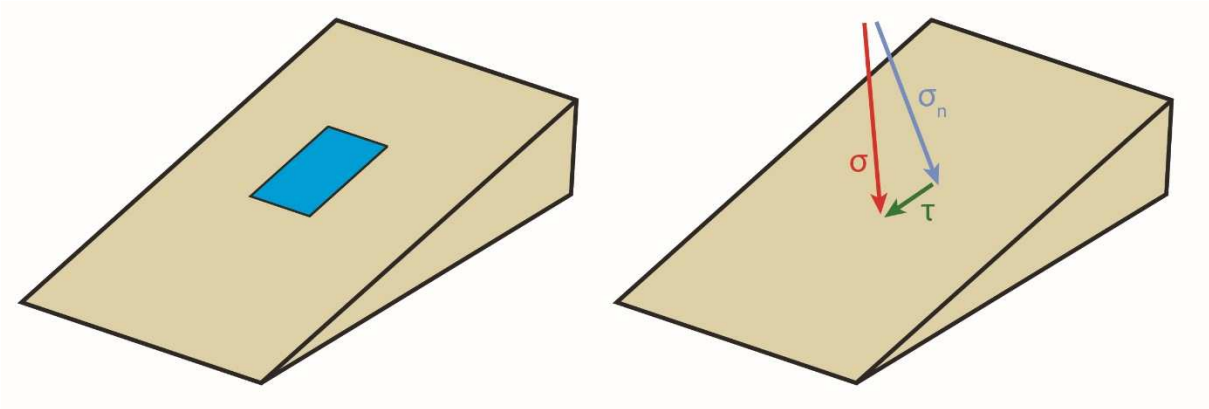


Figure 1.31. Schéma montrant la décomposition de la contrainte générale (σ) en une contrainte cisaillante (τ) et une contrainte normale (σ_n) dans le cas d'un plan incliné.

Dans le cas d'un glacier la contrainte normale s'appliquant sur le substrat correspond à l'action du poids de la colonne de glace. Celle-ci est valable dans toutes les directions de l'espace sous réserve que la glace soit uniquement soumise à son propre poids. Dans le cas où la glace est compressée ou étirée dans une direction, la contrainte normale peut varier. On définit ainsi la contrainte déviatorique qui mesure l'écart entre la contrainte normale dans une direction de l'espace et la contrainte normale théorique appelée pression cryostatique. Le signe de la contrainte déviatorique permet de déterminer si la contrainte est de type compressive ou extensive. Les contraintes cisaillantes et normales évoluent généralement de manière

conjointe : si la glace est sujette à des variations de la contrainte normale, une composante cisaillante se met en place de manière oblique par rapport à la contrainte normale. Dans la nature la glace est régulièrement soumise à des variations de la contrainte normale et cisaillante produisant, entre autres, les structures de type crevasses.

- ***Déformations***

La notion de déformation fait référence aux changements de taille et de forme d'un matériau soumis à une contrainte. Pour une contrainte définie, la déformation sera différente d'un matériau à un autre. Certains matériaux se déforment très rapidement sous l'action d'une contrainte, d'autres très lentement et certains rompent sous l'action de la contrainte. Pour simplifier la notion de déformation il est possible de les regrouper en 2 catégories : les déformations élastiques et les déformations permanentes.

Une déformation est dite élastique si le matériau se déforme temporairement sous l'action de la contrainte et qu'il revient à l'état initial une fois l'application de la contrainte terminée. À l'inverse, une déformation sera dite permanente si le matériau est dans l'incapacité de retrouver son état initial. Cette catégorie comprend les déformations de type cassantes qui entraînent la rupture du matériau ou les déformations ductiles où le matériau se déforme par fluage.

La glace, avec une valeur de compressibilité de l'ordre de 10^{-12} Pa (**Cuffey & Paterson, 2010**), est considérée comme un matériel incompressible où les déformations s'effectuent sans changement de volume. La limite d'élasticité, qui correspond à la pression en dessous de laquelle la déformation est réversible, oscille entre 10 et 60 kPa selon le type de glace et notamment la quantité d'air la composant. En compression, la limite de plasticité de la glace est évaluée aux alentours de 3.5 MPa, donnant un des rapports limite de plasticité sur limite d'élasticité les plus élevés dans la nature. Selon l'ordre de grandeur de la contrainte appliquée sur la glace, celle-ci peut répondre de trois manières différentes :

- Comportement élastique : Lorsque la glace subit une contrainte dont la valeur est inférieure à la limite d'élasticité pendant un laps de temps très court, la glace se déforme de manière spontanée mais revient à son état initial.
- Comportement viscoélastique : Lorsque la glace subit une contrainte dont la valeur est inférieure à la limite d'élasticité pendant un laps de temps dépassant une durée critique (t_c), la glace flue. Ainsi un glacier qui est soumis de manière constante à son propre poids par action de la gravité flue de manière naturelle (**Figure 1.32A**).

- Comportement cassant : Lorsque la glace subit une contrainte dont la valeur est supérieure à la limite de plasticité, la glace rompt. C'est de cette manière que naissent les crevasses et fractures en surface d'un glacier lorsque la contrainte exercée par le déplacement du glacier excède la résistance de la glace (**Figure 1.32B**).

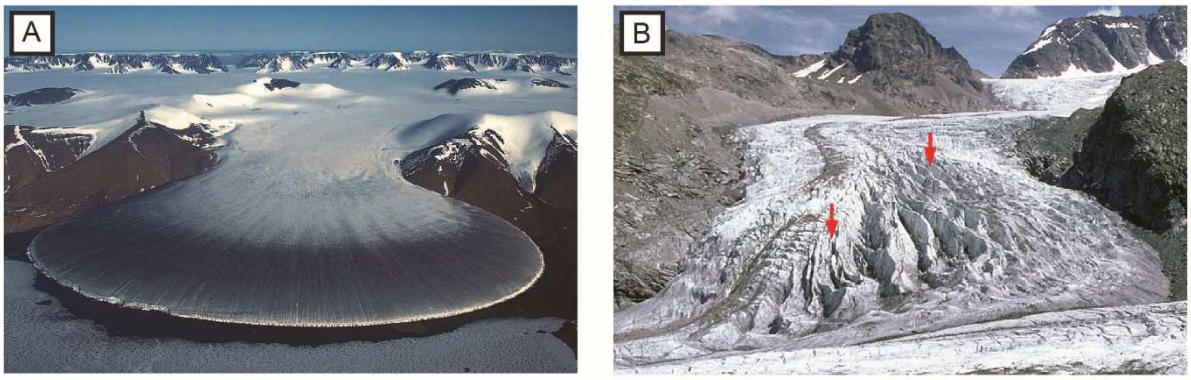


Figure 1.32. Exemples de structures formées par fluage et par un comportement cassant de la glace. A. Glacier de piedmont (Groënland). La forme semi circulaire de ce glacier provient de l'absence de contrainte sur le glacier qui peut fluer naturellement. B. Exemples de crevasses longitudinales à la surface du glacier Persgletscher (Suisse). (Crédits photos : swisseduc.ch).

3.2.2 - Forces motrices et forces de résistance

Une masse glaciaire reposant sur un substrat est mise en mouvement par l'action de la gravité produisant un flux glaciaire. La notion de flux glaciaire fait référence à la quantité de glace mise en mouvement par l'écoulement glaciaire par unité de temps. La masse mise en mouvement par unité de temps est dépendante du débit d'écoulement de la glace, de l'épaisseur de glace et de la densité de la glace. La valeur de ce flux glaciaire va ainsi varier selon que l'on étudie un "ice stream" (< 36 $m^2.an^{-1}$) ou un glacier de montagne (< 1 $m^2.an^{-1}$). D'un point de vue physique, le mouvement ou l'absence de mouvement d'un solide provient de l'équilibre ou du déséquilibre qu'il existe entre les forces motrices et les forces s'opposant au mouvement. Si le solide est mis en mouvement c'est que la somme des forces motrices excèdent la somme des forces de résistance (**Cuffey & Paterson, 2010**). Dans le cas d'un glacier, les forces motrices correspondent à la gravité et à tout autre processus facilitant le déplacement de la glace à sa base (e.g. circulation d'eau sous-glaciaire). En effet, la gravité s'appliquant sur la colonne de glace agit comme une force "tirant" la glace vers le bas, produisant ainsi un écoulement horizontal "primaire" de la glace. Cet écoulement de glace "primaire", faisant référence au fait que seule la gravité est nécessaire à la mise en mouvement, se produit car un gradient de pression, relatif à la différence d'épaisseur de glace entre la partie centrale de la masse glaciaire

et la partie marginale, existe. La mise en mouvement de la masse glaciaire est également contrôlée par le gradient topographique du substrat sous-glaciaire. Ainsi la pression cryostatique notée τ_d correspond à la force motrice principale de n'importe quelle masse glaciaire. Cette dénomination est une erreur de langage car la dénomination de forces motrices fait bien référence à la contrainte exercée par la colonne de glace. Dans la plupart des cas la force principale s'opposant au mouvement d'un glacier est le cisaillement opérant à la base du glacier, noté τ_b, entre la colonne de glace en mouvement et le substrat immobile (**Cuffey & Paterson, 2010**).

Selon la configuration, la composante gravitationnelle de la force motrice provient de la pente du substrat (**Figure 1.33A**), de la pente de la surface du glacier (**Figure 1.33B**) ou d'une combinaison des deux (**Figure 1.33C**). Les calculs effectués dans une configuration de type calotte glaciaire avec un substrat horizontal mais une pente θ en surface du glacier, montrent qu'une colonne de glace sera toujours mise en mouvement par la contrainte motrice horizontale puisqu'elle ne dépend uniquement que de la pente du glacier et ce quelle que soit la topographie du substrat (**van der Veen & Payne, 2004**).

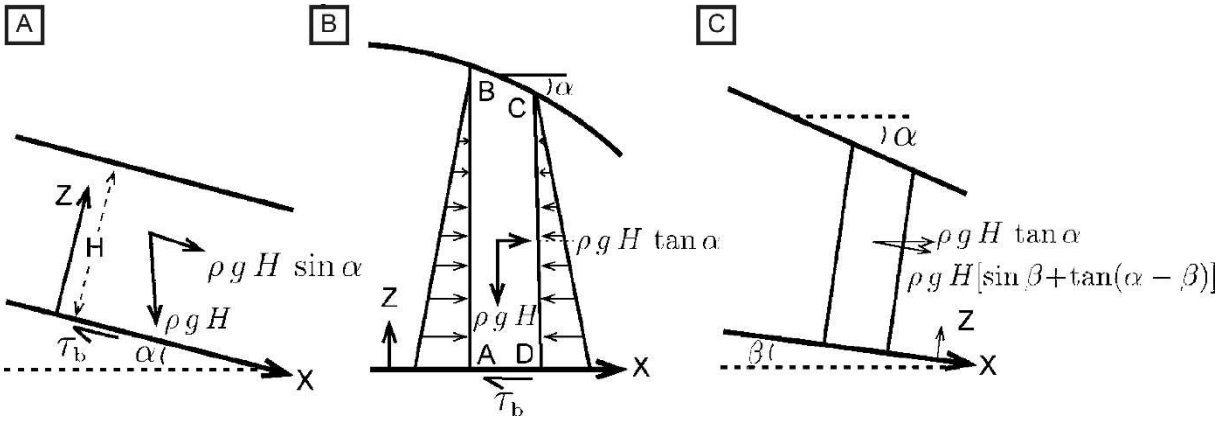


Figure 1.33. Composantes de la force gravitationnelle. A. Pente du substrat. B. Pente du glacier et contrainte verticale. C. Combinaison des deux (d'après Cuffey & Paterson, 2010).

Cette vision idéalisée du comportement d'un glacier ne se place que d'un point de vue mécanique. En effet si l'on considère que la majorité des glaciers ne sont que peu mobiles la somme des forces motrices doit approcher la somme des forces de résistance. Néanmoins dans les régions où l'écoulement de la glace est plus conséquent, la contribution de la circulation d'eau sous-glaciaire et du type de drainage doit être pris en compte.

3.2.3 - Fluage glaciaire

Précédemment, il a été décrit que selon l'intensité de la contrainte appliquée à la glace celle-ci répondait de manière visqueuse (fluage) ou cassante. Le processus de fluage est fondamental dans la dynamique glaciaire dans le sens où c'est le processus qui met en mouvement la masse glaciaire même en l'absence de tout autre mécanisme. Le fluage glaciaire est également important car c'est le processus qui s'oppose à la création de tout système de drainage sous-glaciaire telle que les cavités et les chenaux (cf. Partie I Section 1.3). La déformation de type cassante joue également un rôle important dans le processus glaciaire via la production d'iceberg à la marge du glacier ce qui modifie l'équilibre entre ablation et accumulation, ou encore la création et le développement de fractures qui jouent un rôle sur le transfert d'eau de fonte depuis le domaine supra-glaciaire au domaine sous-glaciaire.

Le fluage au sens général correspond au phénomène physique provoquant une déformation permanente différée d'un matériau lorsque celui-ci est soumis à une contrainte inférieure à sa limite d'élasticité pendant un laps de temps suffisant. Cela signifie que pour une contrainte inférieure à la limite d'élasticité, le temps devient le paramètre majeur déterminant la déformation d'un matériau. À partir de tests en laboratoire sur des échantillons de glace plusieurs lois de fluage ont été suggérées afin de décrire la relation entre l'application à long terme d'une contrainte et le phénomène de fluage (**Cuffey & Paterson, 2010**). La plus utilisée, la loi de fluage de Glen, relie le taux de déformation de la glace à l'intégralité des contraintes s'appliquant sur une masse glaciaire (**Eq. 1.13**).

$$\varepsilon = A\tau^n \qquad \textbf{(Eq. 1.13)}$$

avec ε le taux de déformation, τ la contrainte cisaillante basale et A et n des paramètres définissant la relation entre contraintes et déformations.

En partant du principe que la déformation de la glace à l'interface glace/substrat est fonction de la contrainte cisaillante et de la contrainte effective, la loi de fluage de Glen considère que la déformation de la glace est fonction de la contrainte cisaillante à l'exposant n multipliée par la constante A. Ces 2 constantes (A et n) définissent la relation entre contrainte et déformation (**Eq. 1.14**).

$$A = A_0 \exp\left(\frac{-Q}{R_g T_i} + \frac{0.49836}{(T_0 - T_i)^k}\right) \qquad \textbf{(Eq. 1.14)}$$

avec la constante $A_0 = 9.302.10^{-2}$ $Pa^{-3}.an^{-1}$, Q l'énergie d'activation du fluage ($7.88.10^4$ $J.mol^{-1}$), R_g la constante des gaz parfaits (8.314 $J.mol^{-1}.K^{-1}$), T_i la température de la glace en Kelvins, T_0 la valeur de 0 en Kelvin (273.39 K) et k une constante (1.17).

A est un paramètre dépendant de la température qui contrôle la vitesse de la déformation de la glace. L'exposant n de l'équation **1.11** prend communément la valeur de 3 symbolisant le fait que la glace est un matériel visqueux où la déformation n'est pas proportionnelle à la contrainte appliquée. L'intégralité de cette loi ne prend pas en compte la pression cryostatique soulignant le fait que la déformation de la glace peut se produire sur l'intégralité de la colonne de glace, dans la mesure où il y a présence d'une contrainte déviatorique, celle-ci ne dépendant que des propriétés de la glace et de la relation locale entre contrainte et déformation (**Benn & Evans, 2010**).

3.2.4 - Glissement basal

Une masse glaciaire est mise en mouvement par 3 grands mécanismes : la déformation plastique de la glace c'est-à-dire le fluage glaciaire, la déformation du substrat entraînant le mouvement de la glace et le glissement basal de la colonne de glace sur le substrat. La déformation du substrat et le glissement basal sont souvent connectés. Le terme de glissement fait donc généralement référence à un mouvement se produisant à la base d'un glacier que ce soit directement à l'interface glace/substrat ou dans les premiers mètres du substrat (**Engelhardt & Kamb, 1998**). À l'exception des mouvements basaux initiés par une pente dans le substrat, le processus de glissement basal requiert la présence d'eau à la base du glacier et donc que la glace basale soit à une température égale ou supérieure au point de fusion. Cependant, le mécanisme de glissement basal sur substrat meuble diffère complètement du mécanisme de glissement basal sur un substrat rigide.

Le glissement basal bien que fondamental dans la dynamique glaciaire, demeure partiellement incompris. En effet, il n'existe pas à l'heure actuelle une "loi de glissement basal" faisant le lien entre la vitesse de glissement, la contrainte cisaillante, la pression de fluide, et les propriétés du substrat. L'établissement d'une telle loi est essentielle afin de mieux appréhender la dynamique passée et future des glaciers et des calottes glaciaires.

- ***Glissement sur substrat rigide***

Certaines portions de glaciers reposent directement sur le socle qui est un substrat que l'on peut qualifier de rigide. C'est le cas de certaines régions en Antarctique et au Groenland où la glace est en contact avec le socle. Cette notion de rigidité s'oppose à la déformabilité d'un

substrat sédimentaire, ainsi la masse glaciaire ne peut se déplacer que par glissement sur cette surface immobile.

Dans le cas d'un glacier dont le substrat est gelé, il était communément admis que le mouvement de la glace n'était dû qu'au fluage de la masse glaciaire. Cependant certaines études ont montré que le glissement est possible au-dessus d'un substrat gelé par la présence d'un film d'eau à l'interface glace/substrat qui demeure à l'état liquide grâce à une forte concentration de solutés (**Fowler, 1986a ; Weber, 2000**).

Dans le cas d'un glacier dont la base est à une température égalant ou excédant le point de fusion, une pellicule d'eau se forme entre le substrat rigide et la glace (i.e. découplage glace/substrat). L'introduction d'une pellicule d'eau séparant le substrat de la glace annihile toute contrainte cisaillante à la base du glacier, qui est alors uniquement soumis à son propre poids (i.e. contrainte normale). Dans une telle configuration, où aucune force ne s'oppose au mouvement de la glace, le glacier accélère sous l'impulsion de cette circulation d'eau sous-glaciaire. Néanmoins les glaciers possèdent tous une accélération finie, ce qui induit l'existence d'un ou plusieurs mécanismes s'opposant à leur mouvement. La principale source de résistance s'opposant au glissement de la glace sur un substrat rigide provient des obstacles présents dans la topographie du substrat. Ainsi, il convient de s'intéresser à la manière dont les glaciers peuvent franchir ces obstacles.

La théorie de glissement basal sur un substrat rigide, suggérée par **Weertman (1957)**, puis repris par **Lliboutry (1993)** part des hypothèses suivantes :

- Aucune présence de cavités sous-glaciaires.
- Le substrat est fondamentalement un plan horizontal parsemé d'obstacles topographiques.

Weertman (1957) définit alors qu'une masse glaciaire au point de fusion peut franchir les différents obstacles d'un substrat rigide par le biais de deux mécanismes : le regel et l'excès de fluage glaciaire.

- Le regel (**Figure 1.34A**): Au passage d'un obstacle la glace fond sur la partie amont et l'eau regèle sur la partie aval. Les adjectifs amont et aval sont ici basés sur le sens d'écoulement de la glace. La partie amont de l'obstacle induit une hétérogénéité positive de pression abaissant localement le point de fusion et permettant la fonte de la glace. L'eau résultant de la fonte migre alors de la zone de haute pression en amont de

l'obstacle vers la zone de plus faible pression en aval de l'obstacle ou celle-ci gèle, conséquence du point de fusion plus important. La glace franchit ainsi les obstacles dans le substrat par un changement rapide de phase dû à une variation locale de la pression. Ce mécanisme fonctionne uniquement sur des obstacles de faible envergure (> 1 m) car la chaleur conduite à travers l'obstacle est considérée comme négligeable.

- L'excès de fluage glaciaire (**Figure 1.34B**) : Lorsque la glace mise en mouvement par glissement basal rencontre un obstacle, cela produit un excès de contrainte permettant à la glace de se comprimer davantage pour contourner l'obstacle. La glace franchit alors l'obstacle avec une vitesse qui ne dépend que de l'excès de contrainte ajoutée par l'obstacle. Un obstacle de grandes dimensions sera franchi plus rapidement qu'un petit obstacle car un plus grand volume de glace est sujet à l'excès de compression.

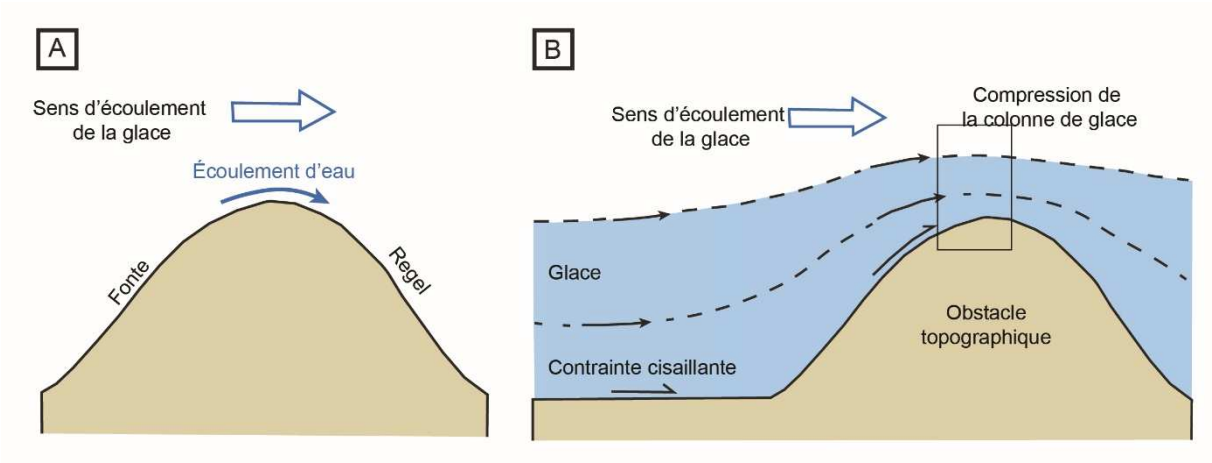


Figure 1.34. Les mécanismes de glissement basal au niveau d'obstacles topographiques. A. Mécanisme de fonte/regel. B. Mécanisme de fluage glaciaire par compression au niveau de l'obstacle. (Modifié d'après Cuffey & Paterson, 2010).

Il convient néanmoins de préciser qu'il existe pour chaque configuration de substrat une gamme de taille d'obstacle dans le substrat qui ne peuvent être franchis par les deux mécanismes précédents et qui constituent donc un des processus s'opposant au mouvement de la glace. La glace à la base d'un glacier contient le plus souvent des débris de roches. Le contact de ces débris avec le substrat génère de la friction qui constitue une résistance à l'écoulement de la glace. Dans le cas d'un glacier au point de fusion reposant sur un substrat rigide l'eau est uniquement contenue dans une pellicule d'eau à l'interface glace-substrat. Cependant comme présenté précédemment, l'eau peut s'accumuler dans des cavités qui s'organisent en réseaux (cf. Chapitre I Partie 2 Section 2.3.3). La croissance des cavités permet de submerger les obstacles susceptibles de s'opposer au mouvement et le glissement basal s'intensifie (**Benn & Evans, 2010**).

- ***Glissement sur substrat meuble***

La plupart des glaciers actuels ou anciens recouvrent une couche de dépôts sédimentaires glaciogéniques hétérolithiques et hétérométriques appelée till. Par exemple, la partie sud-ouest de la paléo-calotte des Laurentides, la majorité de la calotte Antarctique ou encore des glaciers en Islande, États-Unis et Canada reposaient ou reposent sur une telle couche sédimentaire. Les premiers travaux présentant des déformations dans un substrat sédimentaire sous-glaciaire remontent à la fin du 19ème siècle avec des exemples aux États-Unis et en Europe occidentale (**Torrel, 1872 ; Reid, 1882 ; Gilbert, 1899, Hopkins, 1923**). À partir des années 1970, la notion de déformabilité du substrat sous-glaciaire pris plus d'importance avec plusieurs études liant les déformations du substrat sous-glaciaire à l'intensité de l'écoulement de la glace (**Banham, 1977 ; Boulton & Jones, 1979 ; Boulton & Hindmarsh, 1987**). Leurs observations démontrèrent notamment qu'au glacier Breidamerjkurjökull, 90% de la vitesse du glacier mesurée en surface est accommodée par la déformation d'une couche de till sous-glaciaire saturée. L'importance du potentiel de déformation d'un substrat sédimentaire sous-glaciaire a depuis été reprise dans de nombreuses études s'intéressant à des glaciers actuels (e.g. **Alley et al., 1986c ; Blankenship et al., 1986 ; Dowdeswell et al., 2004**) et anciens (e.g. **Hicock & Dreimanis, 1989 ; Maclachlan & Eyles, 2011**) dans lesquelles la déformation d'une couche de till sous-glaciaire accommode la majeure partie de l'écoulement de la glace. Sous certains "ice streams" en Antarctique, quelques études se basant notamment sur de la sismique, ont démontré la présence d'une couche de till sous-glaciaire saturée (**Alley et al, 1986c ; Blankenship et al., 1986**). D'autres études suggèrent que la déformation d'une couche de till saturée est le moteur principal du glissement basal qui contrôle la dynamique des "ice streams" (e.g. **Kamb, 2001**)

Lorsqu'un glacier repose sur un substrat meuble et déformable, le glissement basal de la glace résulte du glissement de la glace sur le substrat et/ou de la déformation du substrat. Dans le cas d'un glissement basal sur un substrat meuble, la faible rigidité de la couche sédimentaire limite les forces de résistance s'opposant au mouvement. Si la force exercée par la glace est suffisante pour dépasser la résistance intrinsèque de la couche déformable, le substrat devient acteur du glissement basal. La déformation interne du substrat se produit généralement à une interface. Celle-ci peut correspondre à l'interface entre la glace et le substrat ou encore à l'interface entre deux couches lithologiquement différentes du substrat (**Figure 1.40** ; **Kjaer et al., 2006**). À ces interfaces une pellicule d'eau peut se développer, facilitant également le glissement basal. Au cours du temps la localisation de la déformation, source du glissement basal, peut varier entre

plusieurs plans et ainsi passer de l'interface séparant la glace, à des niveaux de décollement internes, à la couche de till ou encore à l'interface séparant la couche déformable de la roche mère. Il est donc généralement admis que lorsqu'un glacier repose sur un substrat meuble et déformable, le glissement basal est la conséquence de la somme des déformations internes au substrat et du glissement de la colonne de glace sur la couche déformable (**Engelhardt et al., 1990**).

3.3 - Les ice streams

3.3.1 - Introduction

Il est communément admis que la dynamique d'une calotte glaciaire est principalement contrôlée par la présence et l'évolution de ses régions où le drainage de la glace est accru. À la marge de la calotte glaciaire, l'écoulement de la glace devient concentré et par conséquent accéléré dans d'étroits couloirs tels que les "ice streams" et les langues glaciaires. Ces couloirs sont capables d'atteindre de très fortes vitesses d'écoulement de la glace allant jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres par an (e.g. Jakobshavn Isbræ, Groenland) et jouent un rôle primordial dans la régulation du bilan de masse des calottes glaciaires (**Alley & Bindschadler, 2001**). Malgré le fait que les "ice streams" occupent généralement la même position et le même chemin de drainage, en particulier ceux qui sont contraints par la topographie, des travaux démontrent que certains "ice streams" sont sujets à des variations de position et de vitesse à des faibles échelles de temps (**Conway et al., 2002 ; Catania et al., 2006**). Ainsi en se basant sur des observations de terrain (**Bindschadler et al., 1996**) et sur de la modélisation numérique (**Marshall & Clarke, 1997**), certaines études suggèrent que la dynamique de ces régions, où l'écoulement de la glace est très important, est reliée à l'évolution des paramètres locaux et notamment au type et à l'efficacité du drainage sous-glaciaire.

Cette partie est consacrée à la présentation du fonctionnement des "ice streams" et des paramètres contrôlant leur localisation et leur géométrie.

3.3.2 - Définition et morphologie

En **(1954), Swithinbank** définissait les "ice streams" comme étant une partie d'une calotte glaciaire qui s'écoule plus rapidement et pas nécessairement dans la même direction que la glace environnante. Depuis lors on définit un "ice stream" comme étant une région d'une calotte glaciaire au niveau de laquelle l'écoulement de la glace atteint des vitesses bien plus élevées que les régions voisines ou plus succinctement comme étant un couloir de glace à grande vitesse (**Figure 1.35** ; **Bennett, 2003**).

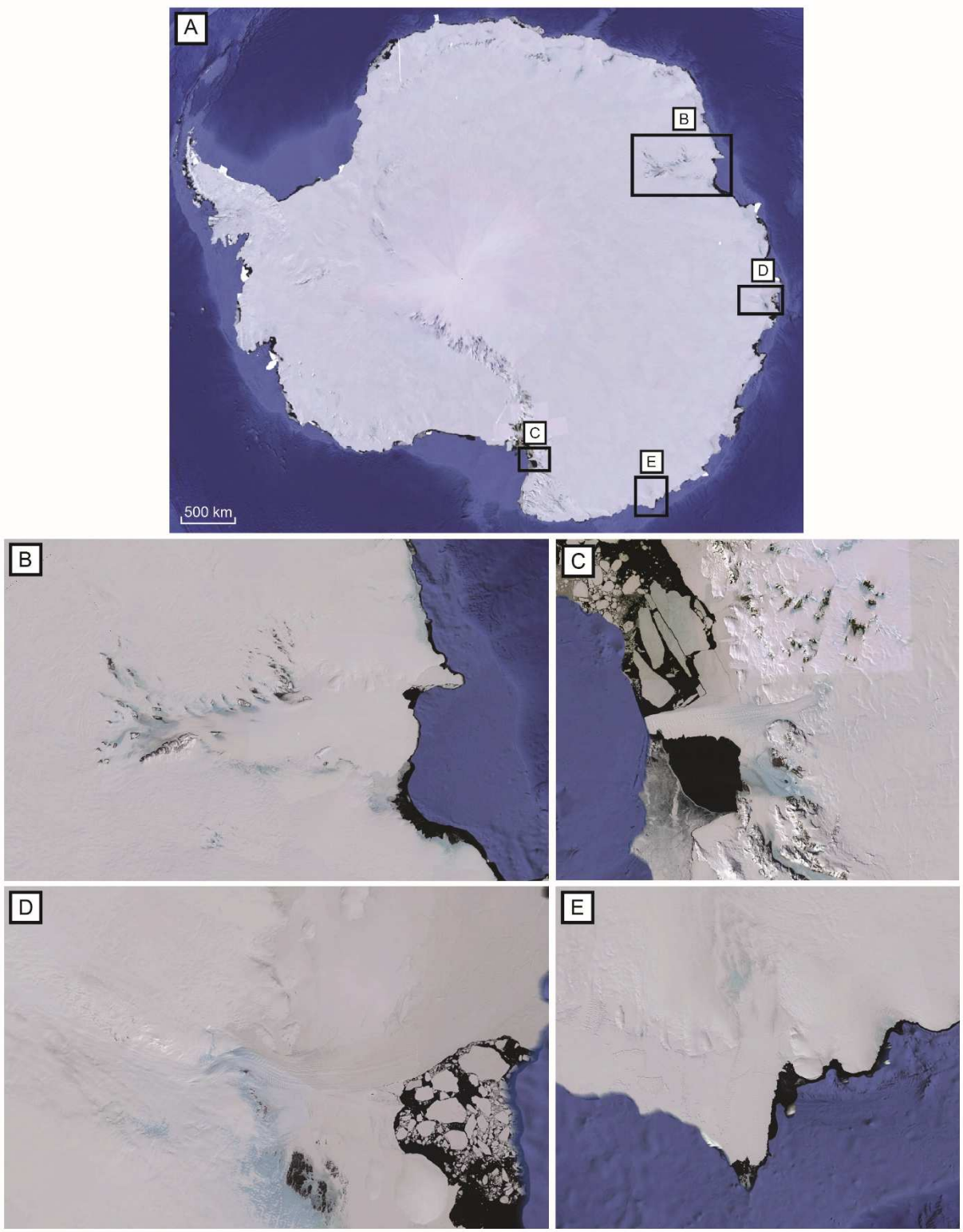


Figure 1.35. Exemples de quelques "ice streams" actifs en Antarctique. A. Localisation des quatre ice streams présentés dans cette figure. B. Mellor and Fisher Ice Streams. C. David Ice Stream. D. Denman Ice Stream. E. Ninnis Ice Stream. (Crédits photos : Google Earth).

Par exemple, les vitesses du Whillans Ice Stream en Antarctique et du North-east Greenland Ice Stream au Groënland atteignent respectivement 650 m.an^{-1} et 500 m.an^{-1} dans leur partie centrale, ce qui représente respectivement une vitesse 13 et 20 fois supérieure à la vitesse de la glace environnante (**Figure 1.36** ; **Joughin et al., 2001 ; Bennett, 2003**). Les "ice streams" actuels et passés sont généralement des couloirs faisant une centaine de kilomètres de long, plusieurs dizaines de kilomètres de large avec des vitesses d'écoulement de la glace allant de la centaine de mètres par an à la dizaine de kilomètres par an (**Winsborrow et al., 2010**).

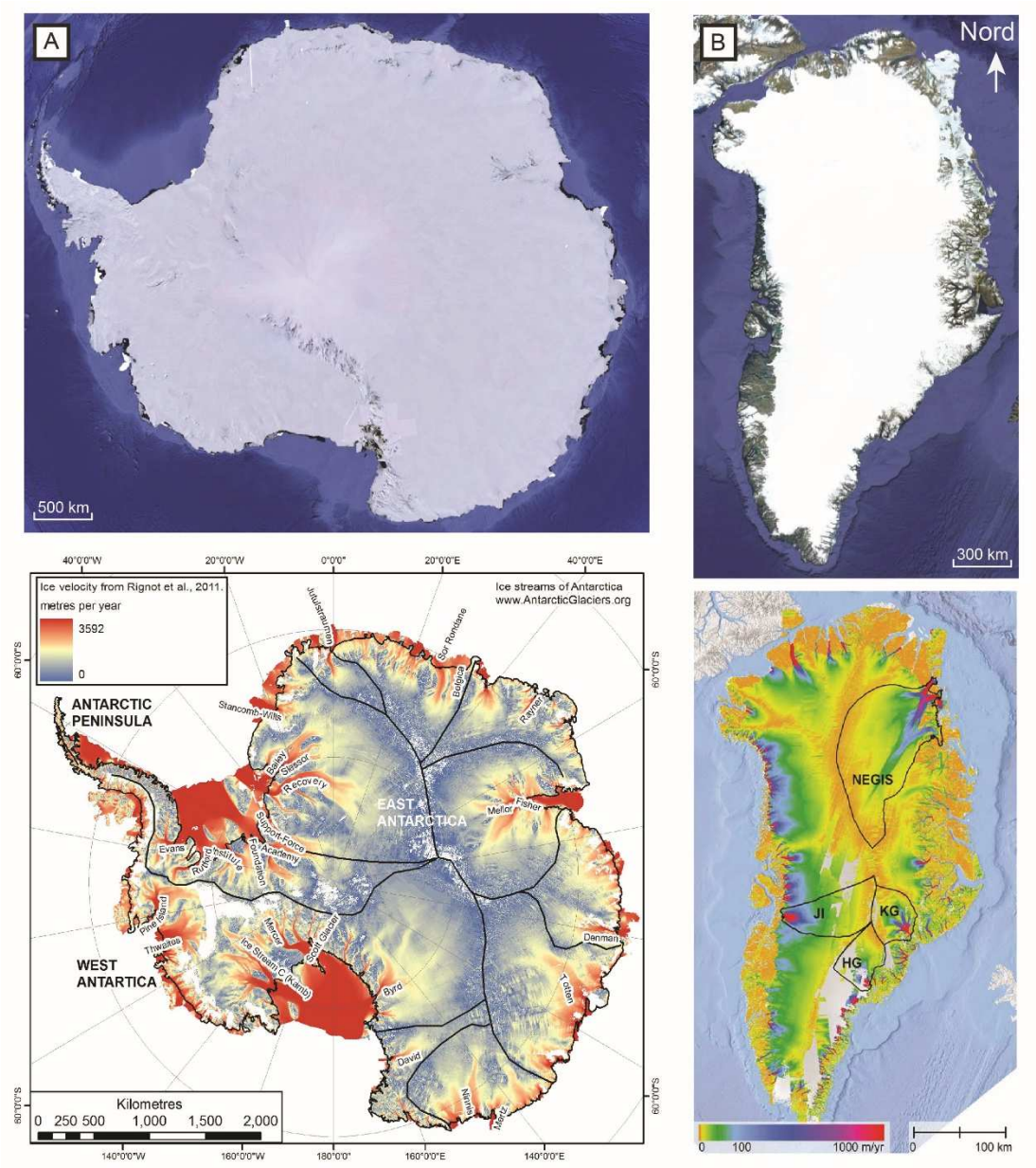


Figure 1.36. Vue satellite des "ice streams" en Antarctique et au Groenland. A. Vue satellite de l'Antarctique et la carte de vitesse associée. B. Vue satellite du Groenlands et la carte de vitesse associée. (Crédits photos : Google Earth/AntarcticGlacier.org/21stcentech.com)

Actuellement en Antarctique, les "ice streams" sont responsables de plus de 80% du transfert de glace de l'intérieur de la calotte vers la marge (**Bamber et al., 2000**). Le relargage d'eau de fonte, relatif au fonctionnement des "ice streams", et le transport de la glace à l'océan agissent conjointement sur la circulation thermohaline et le niveau marin global.

Un "ice stream" se compose de 3 zones clés :

- La zone d'enracinement ("onset zone").
- Les marges latérales ("shear margins").
- Le substrat.

La zone d'enracinement correspond à la transition entre la partie centrale et lente de la calotte glaciaire et la partie marginale caractérisée par des fortes vitesses d'écoulement de la glace. Les régions où s'initient les "ice streams" sont généralement identifiables par satellite, celles-ci présentant régulièrement des traces en surface telles que des crevasses, marqueurs de la délimitation entre un écoulement de glace de faible vitesse et de forte vitesse (**Figure 1.35**).

Les marges latérales d'un "ice stream" (**Figures 1.37-1.38**) correspondent à la limite du couloir de glace séparant la zone caractérisée par de forts écoulements de la glace du reste de la calotte. Physiquement cela correspond à une région caractérisée par de fortes contraintes cisaillantes d'où le dénomination "shear margins". De la même manière que la zone d'enracinement soumise à de fortes contraintes, cette zone est marquée par une intense déformation de la glace. Ainsi de la même manière qu'un fluide visqueux circulant dans une conduite, le profil de vitesse transversal d'un "ice stream" est parabolique avec des vitesses quasi nulles au niveau des marges latérales et une vitesse maximale au centre de "l'ice stream" (**Figure 1.37**).

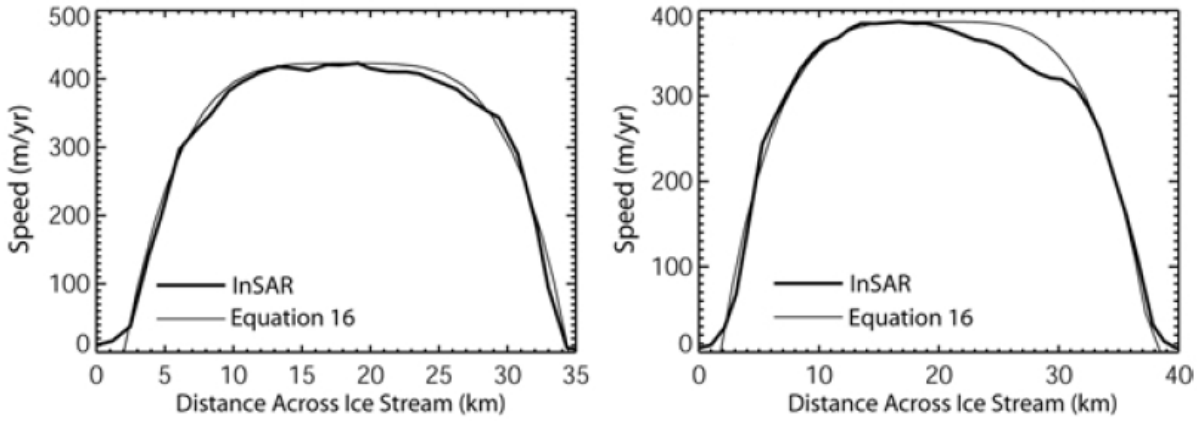


Figure 1.37. Exemples de profils transversaux de vitesse tracés au niveau du Mercer Ice Stream, Antarctique.

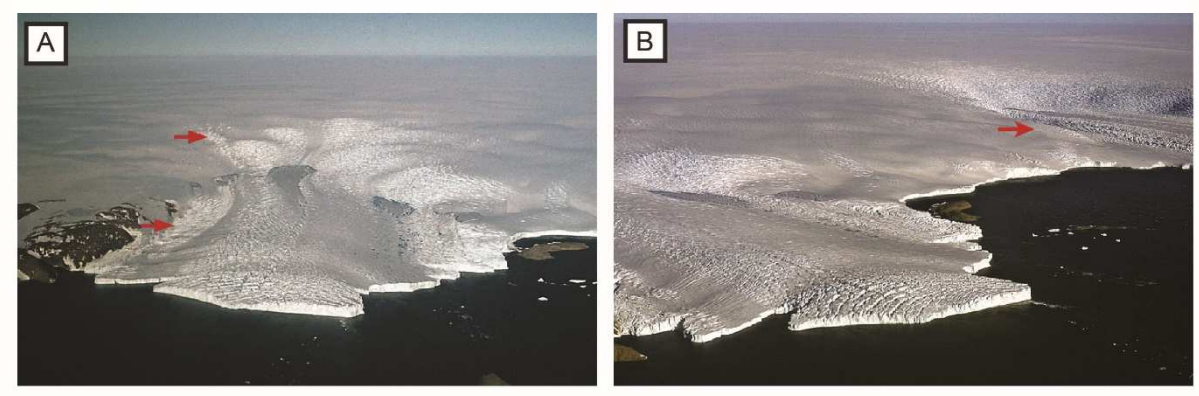


Figure 1.38. Deux exemples "d'ice streams" localisés à l'Est du Groënland. A. "Ice stream" localisé à la marge du Glacier Chaos. B. "Ice stream" naissant à la marge de la région Wilkes Land. Les flèches rouges pointent les marges latérales ("shear margins"). (Crédits photos : swisseduc.ch).

3.3.3 - Mécanismes

Depuis plusieurs années, de nombreuses études s'intéressent aux mécanismes intervenant dans la dynamique des "ice streams" et des glaciers en "surge". Un premier modèle développé par **Hughes (1977)** suggère que la seule déformation de la glace permet un fort écoulement de la glace. Dans leurs travaux de modélisation numérique, **Paynes & Dongelmans (1997)**, démontrèrent que l'écoulement de la glace, uniquement soumis à des réactions thermomécaniques internes à la glace, peut générer spontanément des zones de forts écoulements de glace tels que les "ice streams" espacés de manière régulière formant une mosaïque de vitesse d'écoulement de la calotte glaciaire (**Figure 1.39A** ; **Payne & Dongelmans, 1997 ; Boulton et al., 2003 ; Hindmarsh, 2009**). Néanmoins cette géométrie de l'écoulement de la glace n'est pas observable sur les calottes glaciaires actuelles comme en témoigne la répartition des vitesses d'écoulement de la glace en Antarctique (**Figure 1.39B**). Partant de ce postulat, il est communément admis que la dynamique d'écoulement de la glace est contrôlée par les réactions thermomécaniques de la glace auxquelles s'ajoutent une série de paramètres permettant d'augmenter ou de ralentir le flux glaciaire (**Winsborrow et al., 2010**).

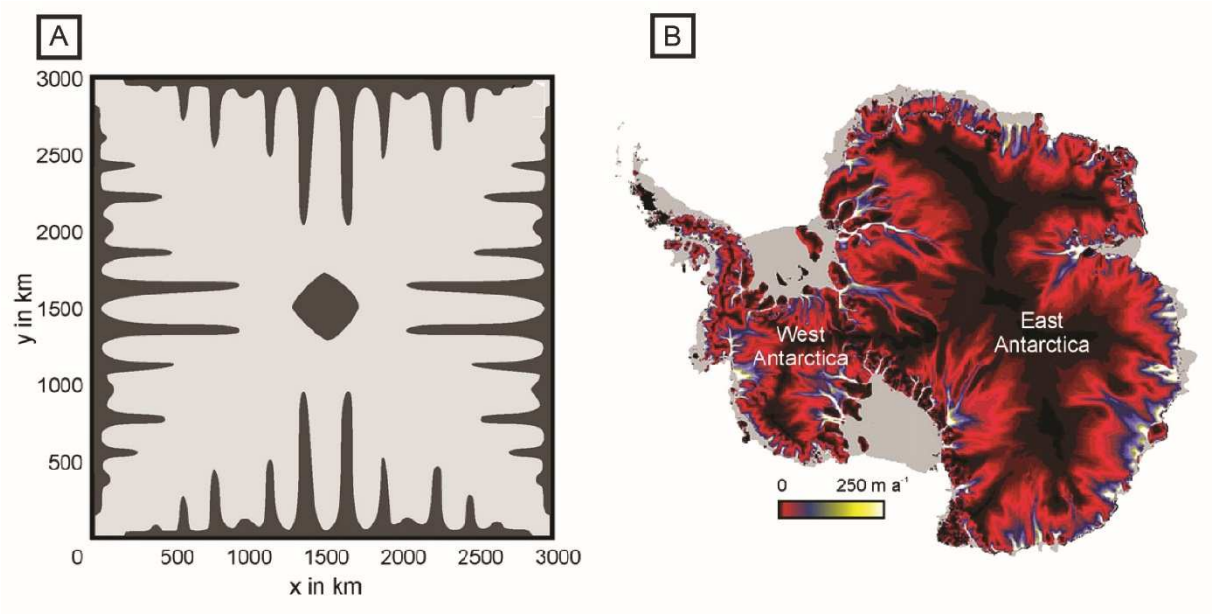


Figure 1.39. Comparaison de la mosaïque de vitesse entre un modèle gouverné par des réaction thermo-mécaniques et la calotte Antarctique. A. Modèle idéalisé d'une calotte glaciaire montrant la répartition des températures basales (froides en noir et chaudes en gris) (modifié d'après Paynes & Dongelmans, 1997). B. Carte de vitesse actuelle de la calotte Antarctique (modifié d'après Bamber et al., 2000). (D'après Winsborrow et al., 2010).

Depuis ce modèle, il est régulièrement admis que les variations d'écoulement de la glace à grande échelle sont le résultat du glissement basal (**Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Fischer & Clarke, 2001**). Les vitesses importantes d'écoulement de la glace atteintes par les "ice streams" ou les glaciers en "surge" sont généralement expliquées par trois types de mouvement basaux (**Fischer & Clarke, 2001**) :

- Découplage basal (**Figure 1.40A**) : Ce mécanisme suggère que le mouvement basal de la glace est initié par le découplage de la glace de son substrat (**Engelhardt & Kamb, 1998** ; **Figure 1.40**). Ce modèle proposé initialement par **Rose (1979)** suggère que le développement de fortes pressions de fluide dans le substrat conduit au découplage partiel de la calotte par l'introduction d'une pellicule d'eau à l'interface glace/substrat (**Bell et al., 2008**).
- Déformation du substrat (**Figure 1.40B**): Ce mécanisme suggère que le mouvement basal de la glace provient de la déformation d'une couche sédimentaire saturée en eau et qui est fortement couplée à la base du glacier (**Alley, 1989**). Les fortes vitesses d'écoulement de glace s'expliquent par un till sous-glaciaire dont la pression interstitielle est élevée, réduisant ainsi la pression effective. Ce modèle a vu le jour après

la découverte d'une couche sédimentaire sous le Whillans Ice Stream lors de prospections sismiques (**Blankenship et al., 1986**). Partant du fait que la couche de till identifiée possédait une forte porosité et perméabilité ainsi qu'une faible résistance intrinsèque, il a été suggéré qu'une déformation de la couche de till était propice à un fort écoulement de la glace.

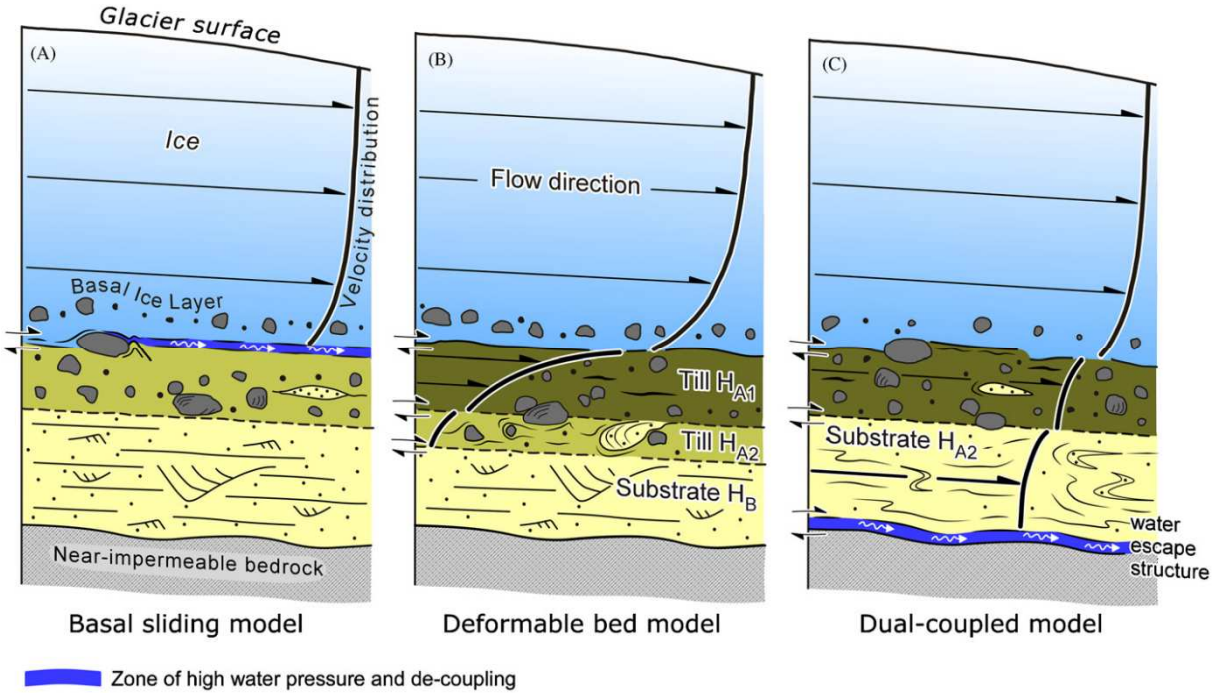


Figure 1.40. Modèles de glissements basaux associés aux forts écoulements de glace (e.g. "ice streams", "surges"). A. Modèle de découplage basal. B. Modèle de couplage et de déformation d'un substrat sédimentaire. C. Modèle hybride combinant la déformation du substrat avec un découplage basal se produisant à l'interface entre la couche sédimentaire et la roche mère (d'après Kjaer et al., 2006).

Cependant ces deux modèles sont critiquables : le modèle de découplage basal ne permet pas d'expliquer les preuves irréfutables de déformation du substrat qui suggère un fort couplage entre la glace et le substrat. A l'inverse, le modèle de déformation du substrat peut ne pas convaincre, dans le sens où la déformation de la couche poreuse ne semble pas être suffisante pour maintenir dans le temps des vitesses aussi importantes que celles que l'on peut retrouver dans les "ice streams" (**Piotrowski et al., 2004**). De plus des études ont montré que la déformation de la couche de till sous-glaciaire est responsable d'une proportion de la vitesse d'écoulement de la glace variable d'un exemple à l'autre: 90% mesuré sur le Bindschadler Ice Stream et 25% mesuré sur le Whillans Ice Stream. Par ailleurs il a été démontré que la base du Whillans Ice Stream est au point de fusion suggérant ainsi que l'écoulement de la glace est le résultat de l'action conjointe de la déformation du substrat et du glissement basal (**Engelhardt**

et al., 1990). Kjaer et al., (2006) développèrent un modèle dans lequel le glissement basal provient de l'existence d'une pellicule d'eau à l'interface entre la couche poreuse et déformable et la roche mère (Figure 1.40C) Le glacier parfaitement couplé au substrat applique une contrainte normale sur le substrat permettant la création de fortes vitesses d'écoulement de la glace par l'action conjointe du glissement basal et de la déformation du substrat. Ceci démontre que l'hydrologie sous-glaciaire joue un rôle majeur dans le glissement basal et/ou la déformation du substrat d'un "ice stream" et dans la distribution spatiotemporelle des deux processus dans les couloirs "d'ice streams" (Alley, 1989 ; Boulton et al., 2001).

- ***Paramètres contrôlant la localisation des ice streams***
  - ***Introduction***

C'est uniquement au début des années 1980 que le concept "d'ice stream" est né. Ils ont alors été reconnus comme des éléments majeurs de la dynamique des calottes glaciaires (Rose, 1979). Les "ice streams" et "paléo-ice streams" sont considérés comme étant les moteurs de la perte de masse glaciaire d'une calotte, cependant leur localisation et surtout leur dynamique sont encore incomprises. En effet de nombreux exemples montrent que la localisation des "ice streams" est capable de varier spatialement et temporellement, supposant l'existence de multiples paramètres influençant leur dynamique. La difficulté majeure dans l'étude des "ice streams" réside dans le fait que les données d'observations ne concernent qu'une fraction de l'activité et de l'emprise géographique d'un "ice stream". Ainsi il est impossible de savoir si les fluctuations de vitesses observées sont le reflet d'une dynamique globale ou d'une instabilité ponctuelle et locale (Winsborrow et al., 2004). En conséquence, l'une des questions fondamentales sur les "ice streams" est de savoir ce qui contrôle leur localisation et leur évolution.

Malgré le fait que des modèles numériques montrent qu'une calotte glaciaire sans contrainte topographique, ou tout autre mécanisme facilitant l'écoulement de la glace, génère spontanément une série "d'ice streams", des observations illustrent le fait que ceux-ci peuvent se mettre en place dans des zones préférentielles. Ces zones préférentielles correspondent à des régions présentant une topographie favorisant la concentration de l'écoulement, des zones où le flux géothermique est important ou encore du fait de la mise en place d'un chemin de drainage préférentiel des eaux de fonte (Winsborrow et al., 2010 ; Kleiner & Humbert, 2014). Les "ice streams" seraient donc contrôlés au premier ordre par l'organisation spontanée de de la calotte glaciaire alors que des paramètres de second ordre, cités précédemment, influenceraient

temporairement la localisation et la dynamique de certains "ice streams". Ces paramètres secondaires et leurs influences sont discutés ci-après.

- ***Topographie***

Dès **1987**, **Bentley** distinguait les "ice streams" où l'écoulement de de la glace est contrôlée par la topographie sous-glaciaire, des "ice streams" caractérisés par l'absence d'un contrôle topographique. Les termes " topographiques " et " purs " permettent de discriminer ces deux types "d'ice streams".

Les "ice streams" topographiques sont des couloirs de glace dont la localisation est liée à la présence d'une topographie sous-glaciaire favorisant la chenalisation de l'écoulement de la glace. Les "ice streams" topographiques sont supposés avoir une épaisseur de glace et une pente de surface plus importante favorisant l'augmentation de sa force motrice. Une épaisseur de glace plus importante implique une pression basale plus importante et donc l'abaissement du point de fusion favorisant alors la lubrification basale et par extension l'augmentation de la vitesse d'écoulement de la glace. De plus selon les lois d'écoulement d'un fluide, l'unique concentration du flux glaciaire dans un couloir étroit augmente sa vitesse (**Bennett, 2003**).

De nombreux exemples naturels actuels (Groenland et Antarctique), ou anciens (calottes Laurentide et Fenno-Scandinave) confirment que les portions de calotte glaciaire s'écoulant à travers des couloirs étroits permettent le développement de fortes vitesses d'écoulement de la glace (**Stokes & Clark, 1999 ; Truffer & Echelmeyer, 2003 ; Joughin et al., 2004a ; Stokes et al., 2016**). Un des exemples les plus connus est le Jakobshavn Isbrae dans la partie ouest du Groënland qui s'écoule à travers un étroit couloir de plus de 200 m de profondeur accélérant l'écoulement de la glace jusqu'à des vitesses atteignant 12.5 km/an (**Figure 1.41** ; **Joughin et al., 2004a**).

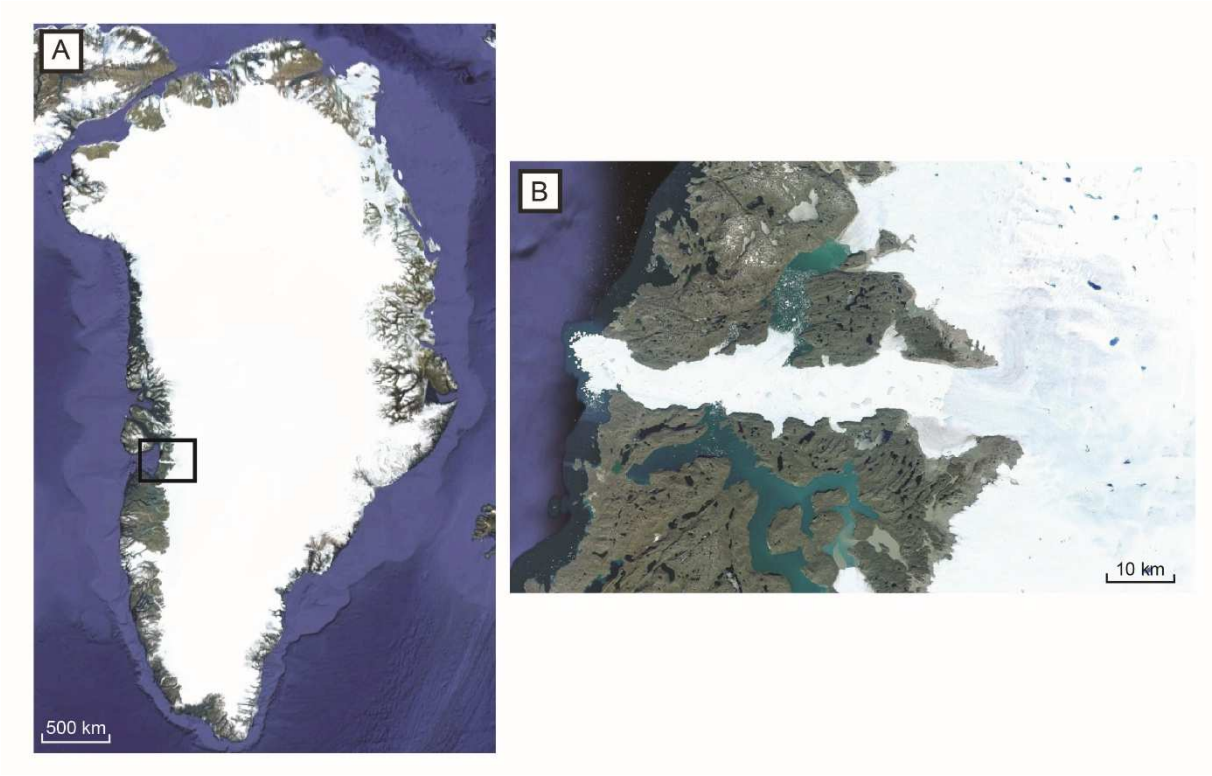


Figure 1.41. Jakobshavn Isbrae au Groënland. A. Localisation. B. Zoom sur le Jakobshavn Isbrae s'écoulant dans un couloir topographique jusqu'à la mer. (Crédits photos : Google Earth).

Pour les exemples anciens, **Stokes & Clark (1999)** établirent, à partir des "ice streams" actuels, une liste des critères morphologiques permettant d'identifier un "ice stream". En utilisant ces critères, plus d'une centaine de "paléo-ice streams" furent identifiés en Amérique du Nord (**Margold et al., 2014 ; Stokes et al., 2016**). Dans son inventaire, qui se basent notamment sur les traces laissées par le passage de "l'ice stream" (e.g. MSGL "Mega Scale Glacial Lineations") et sur la topographie du substrat, **Margold et al. (2014)** identifia de nombreux "ice streams" topographiques tels que le Haldane Ice Stream (**Figure 1.42**) dans la partie nord du Canada qui présente de nombreux passages étroits permettant la concentration de l'écoulement de la glace.

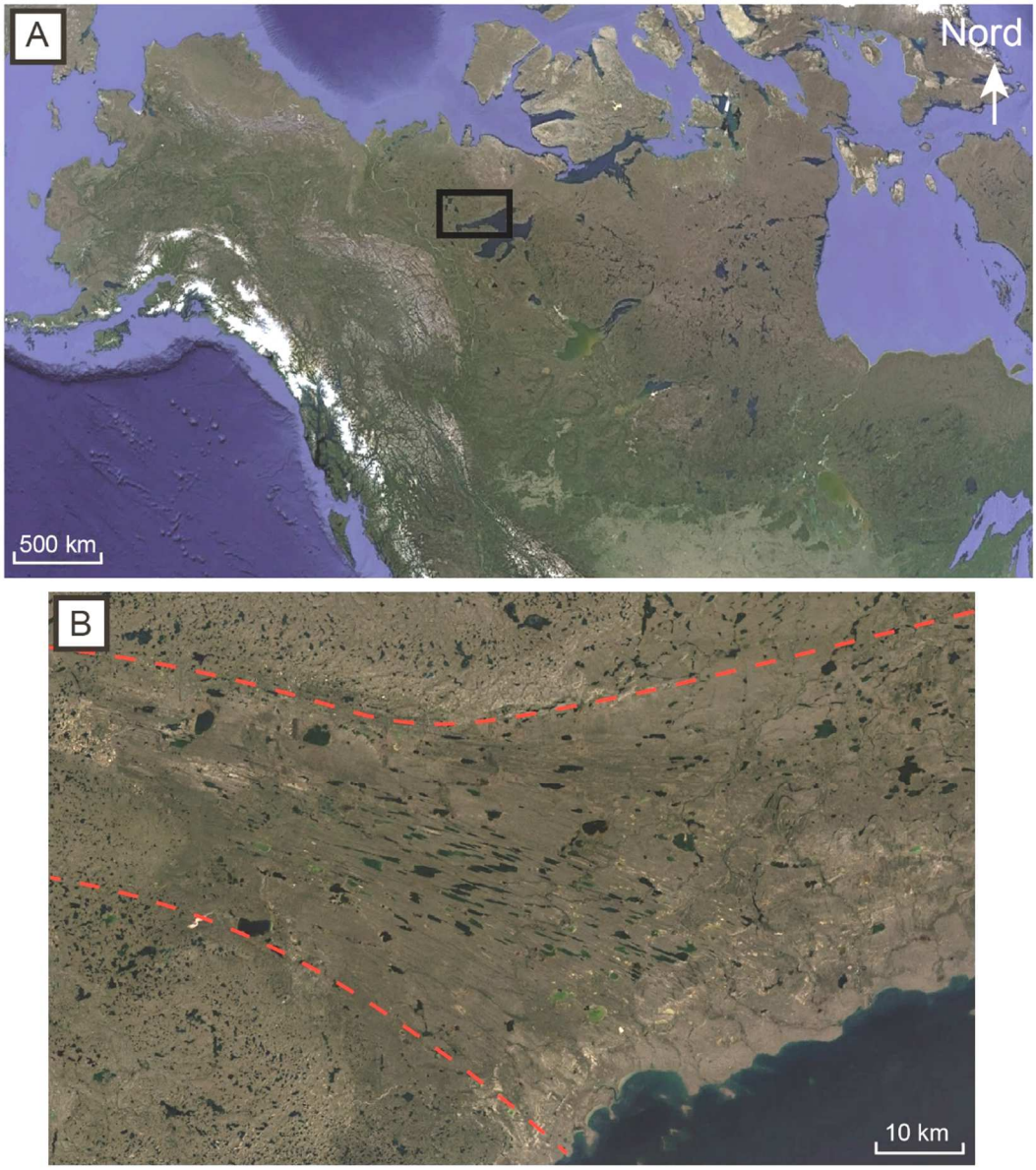


Figure 1.42. Exemple d'un "paléo-ice stream" topographique au Canada (Haldane Ice stream). A. Localisation du "paléo-ice stream". B. Vue aérienne des marques laissées par le passage de "l'ice stream". La délimitation des marges latérales avec le trait pointillé rouge a été effectuée d'après Winsborrow et al. (2004). (Crédits photos : Google Earth).

Les travaux de modélisation numérique de **Boulton et al. (2003)** démontrèrent que dans le cas d'un substrat homogène sans topographie sous-glaciaire, la calotte glaciaire génère spontanément plusieurs "ice streams" de faibles dimensions (e.g. 1-10 km de large). À l'inverse, les simulations effectuées avec une topographie sous-glaciaire ont généré des "ice streams" avec des dimensions se rapprochant des exemples naturels (e.g. de l'ordre de la centaine de kilomètre de large), suggérant que la topographie sous-glaciaire est un paramètre primordial influant sur la dimension d'un "ice stream".

Les "ice streams" purs sont généralement caractérisés par des plus faibles épaisseurs de glace, une faible pente de surface et donc une diminution de sa force motrice. La notion "d'ice stream" pur provient des études menées sur les "ice streams" de la Siple Coast (Antarctique Sud) dont la localisation et la dynamique n'est pas due à la chenalisation de la glace dans un couloir rocheux (**Shabtaie & Bentley, 1987**). L'identification d'une couche poreuse et déformable sous certains "ice streams" a permis l'introduction de théories qu'ils puissent opérer sans un contrôle topographique (**Alley et al., 1986c ; Blankenship et al., 1986 ; Alley et al., 1987 ; Blankenship et al., 1987**). L'identification croissante des "paléo-ice streams" notamment au niveau de la calotte Laurentide, a permis de mettre en relief que d'autres mécanismes tels que la rugosité du substrat, la géologie du substrat, la direction de l'écoulement d'eau ou encore le flux géothermique peuvent influer sur la localisation et la dynamique des "ice streams" (**Fahnestock et al., 2001 ; Siegert et al., 2004 ; Hulbe & Fahnestock, 2004 ; Winsborrow et al., 2004 ; Margold et al., 2015a**). En raison de la complexité de ces paramètres de contrôle, les "ice streams" purs, contrairement à leurs homologues topographiques, présentent fréquemment une grande variabilité spatiotemporelle.

- ***Rugosité du substrat***

La rugosité du substrat correspond au degré d'hétérogénéité topographique du substrat sous-glaciaire. Un substrat est considéré comme rugueux si celui-ci présente des obstacles topographiques. Selon les dimensions de l'obstacle, le substrat sera rugueux à une échelle locale ou régionale. **Siegert et al. (2004)** suggérèrent que des changements locaux de la rugosité du substrat peuvent influer la localisation des "ice streams". En effet il a été évoqué précédemment qu'au contact d'un obstacle la glace se comprime pour le franchir (Chapitre I Partie 3 Section 3.2.4). L'accentuation de la déformation de la glace a pour conséquence d'augmenter la pression à la base de la colonne de glace, abaissant le point de fusion, favorisant ainsi la fonte glaciaire basale et donc l'augmentation de la vitesse d'écoulement de la glace. Cependant il est régulièrement suggéré que ce mécanisme ne soit pas en mesure d'initier, et surtout de maintenir, un fort écoulement de la glace (**Winsborrow et al., 2010**). De plus, le contact de la glace avec un obstacle topographique génère de la friction, qui par définition, peut également opposer une résistance à l'écoulement de la glace. L'étude des lits sous-glaciaires des "paléo-ice streams" ont permis de mettre en évidence que le développement "d'ice streams" se fait préférentiellement sur des substrats "lisses" de faible rugosité et ne présentant pas de structures perpendiculaires majeures pouvant s'opposer au mouvement de la glace. (**Figure 1.43** ; **Stokes & Clark, 1999 ; Canals et al., 2000 ; Stokes et al., 2007 ; Evans et al., 2008**). Les structures

transversales telles que les "ribbed moraines" sont rares au niveau des substrats des "paléo-ice streams", cependant dans les régions où elles ont été observées, celles-ci ont été reliées à une augmentation locale de la friction basale dans la zone d'enracinement ou au développement de de "sticky spots" (**Dyke & Morris, 1988 ; Stokes & Clark, 2003**).

- ***Géologie du substrat***

La dynamique de l'écoulement de la glace est une combinaison de la déformation visqueuse de la glace, du mécanisme de glissement basal et de la déformation des sédiments sous-glaciaires (**Engelhardt et al., 1990 ; Cuffey & Paterson, 2010**). Le paramètre "géologie du substrat" concerne les caractéristiques physiques du substrat sous-glaciaire (porosité, perméabilité, dilatance, cohésion, etc…) et leurs implications dans la saturation et le développement de surpressions dans le lit des "ice streams". Ainsi une couche de sédiments meubles et poreux, si elle est perméable, pourra favoriser le stockage d'eau, le développement de hautes pressions et de forts écoulements de glace. A l'inverse, un substrat rigide est moins propice au développement d'un "ice stream" car il s'oppose à l'écoulement de la glace par augmentation de la friction basale et par sa forte résistance à la déformation. Une couche de sédiments meubles agit doublement sur la vitesse, en recouvrant la rugosité du substrat qui s'oppose au mouvement de la glace et en favorisant les fortes vitesses d'écoulement par glissement basal et/ou déformation du substrat (**Alley et al., 1986c ; Blankenship et al., 1986**).

Depuis la première découverte d'une couche de till saturée sous le Whillans Ice Stream (**Alley et al., 1986c ; Blankenship et al., 1986 ; Kamb, 2001**), des couches similaires ont été identifiés sous d'autres "ice streams" en Antarctique dans la région du Ross Ice Shelf tels que le Rutford Ice Stream (**Smith, 1997 ; Doake et al., 2001**), le Slessor Glacier (**Bamber et al., 2006**) ; l'Evans Ice Stream (**Vaughan et al., 2003**), l'Institute Ice Stream et le Möller Ice Stream (**Bingham & Siegert, 2007**). Des études géophysiques ont démontré que les "ice streams" de la Siple Coast se sont mis en place aux niveaux de bassins sédimentaires dont les dépôts présentent des déformations (**Anandakrishnan et al., 1998 ; Bell et al., 1998 ; Peters et al., 2006**). L'intégralité de ces observations a été utilisée pour suggérer que la présence d'une couche sédimentaire basale est un paramètre contrôlant le développement de fortes vitesses d'écoulement de la glace et donc la localisation des "ice streams" (**Figure 1.43** ; **Tulaczyk et al., 1998 ; Studinger et al., 2001**).

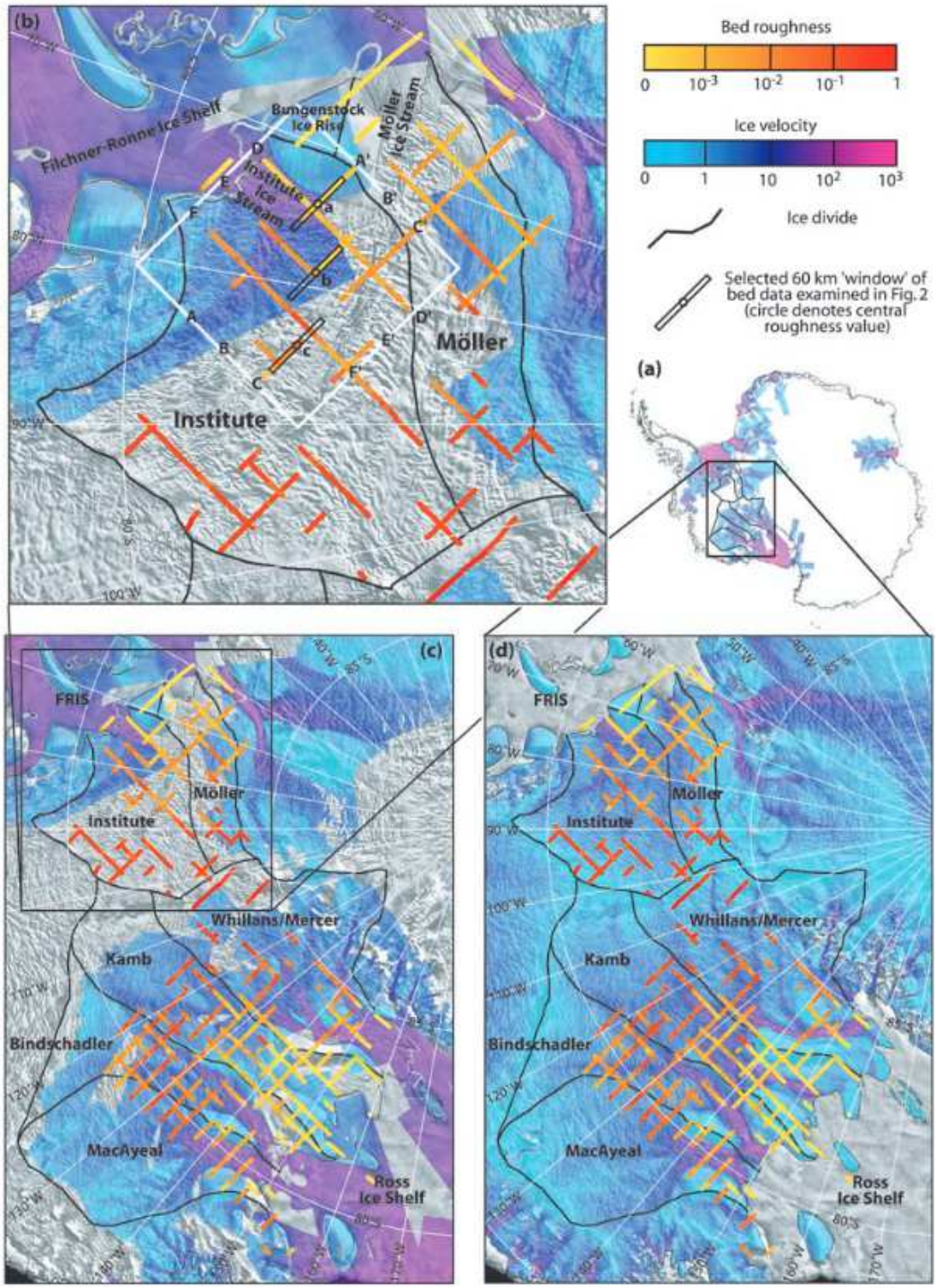


Figure 1.43. Carte des "ice streams" dans la région du Ross Ice Shelf (Antarctique Ouest). On note que les vitesses maximales des "ice streams" se situent dans les régions avec une faible rugosité du substrat interprétées comme des zones où la glace recouvre une couche de till saturée (d'après Bingham & Siegert, 2007).

Des conclusions similaires ont été tirées de l'étude des "paléo-ice streams" au niveau de la calotte des Laurentides. L'exemple du "M'Clintock Channel Ice Stream" qui opérait dans la

partie nord-ouest de la calotte des Laurentides montre qu'au moins trois générations "d'ice streams" se sont succédées dans la région du "M'Clintock Channel". La localisation de chacune des générations se situe au niveau de dépressions remplies de dépôt sédimentaire de type till (**Stokes et al., 2005 ; De Angelis & Kleman, 2005**). Dans cette zone, la dynamique et notamment l'interruption des "ice streams", est supposée être corrélée à la géologie du substrat. **Clark & Stokes (2001)** suggérèrent que l'arrêt du "M'Clintock Channel Ice Stream" est relié à la diminution progressive de la quantité de sédiments. En effet le passage de "l'ice stream" érode progressivement la couche sédimentaire jusqu'à exposer la roche mère dont les caractéristiques lithologiques ont tendance à s'opposer à l'écoulement de la glace.

L'absence "d'ice streams" au niveau de certains bassins sédimentaires, et la présence "d'ice streams" sur des substrats rigides quasi imperméables et indéformables (e.g. **Stokes & Clark, 2003**) laisse cependant entendre que la seule présence d'une couche sédimentaire poreuse, perméable et déformable n'est pas suffisante à l'initiation d'un "ice stream".

- ***Activité géothermique***

Les vitesses importantes d'écoulement de la glace d'un "ice stream" sont dépendantes de la lubrification basale qui est déterminée par la production et la circulation d'eau de fonte sous-glaciaire (**Winsborrow et al., 2010**). À la base de la colonne de glace, l'eau de fonte est produite (i) par la libération de chaleur due aux déformations internes à la colonne de glace et à la friction de la colonne de glace sur le substrat et (ii) par l'action du flux géothermique. Le flux géothermique agit sur la température basale de la glace et donc sur la production d'eau de fonte si celle-ci dépasse le point de fusion. Lorsque le flux géothermique est important, la production d'eau de fonte augmente, accentuant le glissement basal et/ou la déformation des sédiments. Certaines études ont démontré que les "ice streams" de la Siple Coast se situent dans les régions où le flux géothermique est le plus important (**Blankenship et al., 1993 ; Maule et al., 2005**) conditionnant la quantité d'eau de fonte disponible et la saturation des sédiments sous-jacents. Au Groenland, le "North East Greeland Ice Stream" est enraciné sur une zone où le flux géothermique est 20 fois supérieure à la moyenne. Enfin en Islande, **Bourgeois et al. (2000)** cartographia plusieurs "paléo-ice streams" dans des régions où le flux géothermique est anormalement élevé.

Tous ces exemples mettent l'accent sur le fait que la localisation des "ice streams" peut être contrôlé, du moins partiellement, par les variations de la production d'eau basale et donc indirectement par le flux géothermique.

- ***Circulation d'eau sous-glaciaire***

Il a été précédemment démontré qu'une importante production d'eau de fonte est un paramètre majeur contrôlant la localisation des "ice streams". L'exemple du Whilllans Ice Stream dont la pression basale est égale à la pression exercée par la colonne de glace suggère que c'est la circulation sous-glaciaire de cette eau de fonte qui favorise le développement des "ice streams" (**Engelhardt & Kamb, 1998 ; Kamb, 2001**). La circulation d'eau de fonte peut contrôler la localisation des "ice streams" sur les substrats rigides et meubles. Dans le cas d'un substrat rigide et indéformable le développement de hautes pressions de fluide favorise le découplage par l'introduction d'une pellicule d'eau à la base de la colonne de glace, laquelle annihile toute friction et intensifie le mécanisme de glissement basal. Sur un substrat meuble, poreux et déformable la saturation du substrat accroît la pression d'eau interstitielle et diminue la pression effective, favorisant la déformation de la couche sédimentaire et le glissement basal.

Initialement la production d'eau de fonte à la base de l'Antarctique était considérée comme suffisante pour lubrifier la base de la calotte et initier des "ice streams" (**Shabtaie & Bentley, 1987**). Depuis il a été prouvé que les "ice streams" sont composés d'une mosaïque de régions où la base est localement au-dessus ou en dessous du point de fusion (**Joughin et al., 2004b**). Cela implique que si la circulation d'eau basale est un paramètre majeur déterminant la position des "ice streams", l'eau de fonte produite de manière disparate à la base du glacier, doit circuler via un chemin de drainage préférentiel (**Parizek et al., 2002 ; Joughin et al., 2004b**). L'écoulement d'eau à la base de la colonne de glace peut s'organiser via un système de drainage chenalisé ou un système de drainage distribué (cf. Chapitre I Partie 2 Section 2.3). Plusieurs études ont démontré que plusieurs systèmes de drainage coexistent sous un "ice stream". En effet, **Murray et al. (2008)** montra que sous le Rutford Ice Stream les régions où le substrat est déformé coïncident avec une circulation souterraine de l'eau et qu'au contraire les régions plutôt dominées par le glissement basal sont associées à un système de drainage distribué de type "cavités" ou "pellicule d'eau". Néanmoins, plusieurs exemples naturels révèlent que les "ice streams" peuvent être associés à un système de drainage chenalisé et donc plus efficace (**Lowe & Anderson, 2003 ; Domack et al., 2006 ; Anderson & Fretwell, 2008**).

Depuis plusieurs années, une attention particulière est portée sur le rôle du drainage sous-glaciaire sur l'initiation et l'évolution des "ice streams". En effet l'observation des variations spatiotemporelles de l'activité des "ice streams" par rapport à l'évolution de l'hydrologie sous-glaciaire a mis en relief que le type de drainage et l'efficacité de drainage à la base d'une calotte

est primordiale. Le lien entre l'hydrologie glaciaire et la dynamique des "ice streams" sera plus amplement développé dans la partie 4.2

3.4 - Bilan

Les "ice streams" sont des éléments majeurs gouvernant la dynamique d'une calotte glaciaire. De par leur vitesse et leur abondance, 80% du volume de la glace Antarctique délivrée à l'océan transite par ces couloirs de drainage glaciaire préférentiels. Ainsi la compréhension de leur dynamique de fonctionnement est décisive pour estimer leur impact actuel et futur sur la montée du niveau marin et la modification de la circulation océanique globale. Les résultats de nombreuses études menées sur les "ice streams" ont démontré que plusieurs paramètres peuvent influencer leur localisation, leur dynamique et leur évolution. Malgré une bonne compréhension des mécanismes mettant au mouvement la colonne de glace, une zone d'ombre subsiste sur le paramètre principal contrôlant la dynamique de "l'ice stream". En effet, la circulation d'eau de fonte sous-glaciaire ressort comme le critère le plus important favorisant le glissement basal cependant c'est la géologie du substrat qui détermine le type de mécanisme de glissement basal (déformation du substrat vs glissement à l'interface glace/substrat). L'activité géothermique locale va quant à elle déterminer la quantité d'eau de fonte disponible et la topographie du substrat va ralentir ou au contraire accélérer le flux de la glace par l'absence ou la présence d'un système de chenalisation. Il en ressort donc que bien que les mécanismes à l'origine du mouvement d'un "ice stream" soient connus, ceux-ci répondent à une série de paramètres dont l'équilibre va déterminer à la fois la localisation et la dynamique de "l'ice stream".

Partie 4 - Interaction entre l'hydrologie sous-glaciaire, les vallées tunnels et les ice streams

4.1 - Introduction

Le système glaciaire peut se définir comme un système complexe gouverné par les interactions entre l'hydrologie sous-glaciaire, les mécanismes de modifications du substrat sous-glaciaire (processus d'érosion, de dépôt et de déformation) et la dynamique d'écoulement de la glace. Il est généralement admis que le comportement d'un glacier soit le reflet des processus se produisant à sa base. L'hydrologie sous-glaciaire, présentée dans les parties précédentes, joue un rôle primordial à la fois sur les mécanismes d'érosion et de dépôt et sur la dynamique d'écoulement de la glace. La manière dont l'eau va être stockée et drainée conditionne les conditions de pression d'eau basale ce qui influe directement sur l'écoulement de la glace et l'érosion du substrat. Le milieu sous-glaciaire, étant inaccessible à l'observation directe, la très grande majorité des connaissances provient de l'étude des marqueurs géomorphologiques passés, du monitoring de surface des calottes actuelles et de simulations numériques.

Les parties précédentes ont traité individuellement l'hydrologie sous-glaciaire avec un intérêt particulier porté sur les vallées tunnels et la dynamique glaciaire avec l'accent mis sur les "ice streams". Cette partie est dédiée à l'interaction qu'il peut exister entre l'hydrologie sous-glaciaire, le creusement de vallées tunnels et la formation/dynamique des "ice streams".

4.2 - Relations entre l'hydrologie sous-glaciaire et les ice streams

Depuis plusieurs dizaines d'années un très grand nombre d'études sur les inlandsis Groenlandais et Antarctique ont mis en évidence un lien majeur entre l'hydrologie sous-glaciaire et les variations de la dynamique glaciaire. L'avènement de nouvelles techniques de suivi satellite et terrestre a permis d'améliorer significativement le monitoring de la surface des calottes. Ces mesures ont permis de mettre en évidence un lien entre les mouvements de la surface de la glace et l'évolution du système hydrologique sous glaciaire. Grâce à ces techniques, le nombre de lacs sous-glaciaires identifiés ne cesse de croître (> 150 en 2010 ; > 300 en 2017 ; **Wright & Siegert, 2012 ; Carter et al., 2017 ; Figure 1.44**) mettant en relief qu'il est désormais impossible de ne pas considérer leur importance dans l'évolution de la dynamique des glaciers et plus particulièrement des "ice streams".

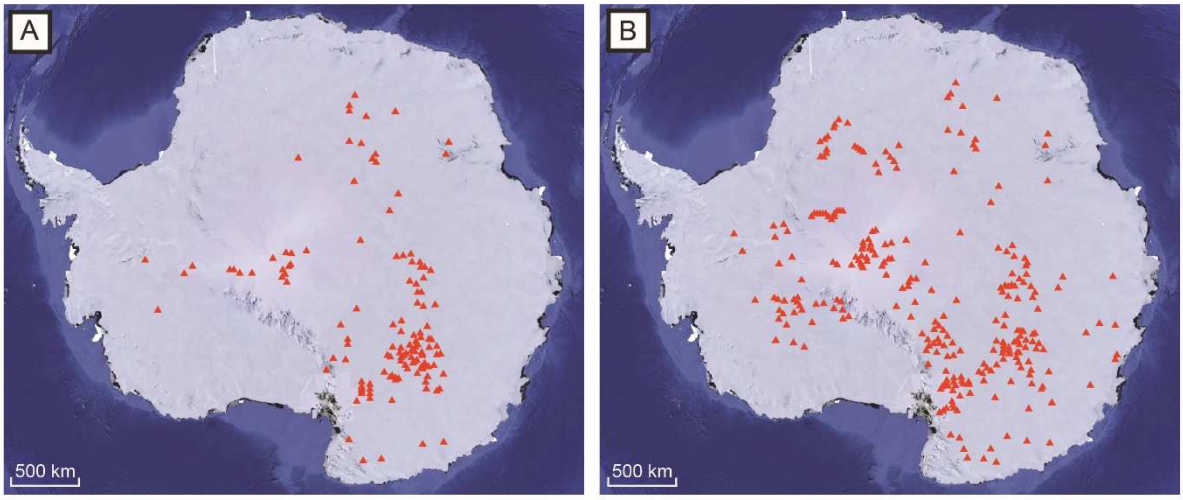


Figure 1.44. Cartographie des lacs sous-glaciaires en Antarctique. A. Inventaire datant de 2005 (modifié d'après Siegert et al., 2005). B. Inventaire datant de 2012 (modifié d'après Wright & Siegert, 2012). (Crédits photos : Google Earth).

Ces lacs sont fréquemment disposés au niveau des zones d'enracinement des "ice streams" notamment dans la partie Ouest de l'Antarctique (e.g. Bindschadler, Whillans, Kamb et Recovery Ice Streams ; **Figure 1.45**) supposant ainsi un lien très étroit entre le stockage/drainage/circulation d'eau sous-glaciaire et l'initiation/maintien des "ice streams" (**Stearns et al., 2008**). Néanmoins l'existence "d'ice streams" dans des régions sans lacs sous-glaciaires (Antarctique Est ; **Figure 1.45**) supposent que la présence de lacs sous-glaciaires est favorable à la formation "d'ice streams" sans être nécessaire. La formation de lacs sous-glaciaires au niveau de la zone d'enracinement des "ice streams" est facilitée par la présence de conditions favorisant la production d'eau de fonte et son stockage (e.g. flux géothermique et dépression topographique ; **Bell et al., 2007**). Dans ces zones, l'écoulement de glace est accéléré mais uniquement à l'aplomb du réservoir d'eau de fonte (**Elsworth & Suckale, 2016 ; Livingstone et al., 2016**) sauf si celui-ci est associé à un mécanisme de drainage lubrifiant l'interface.

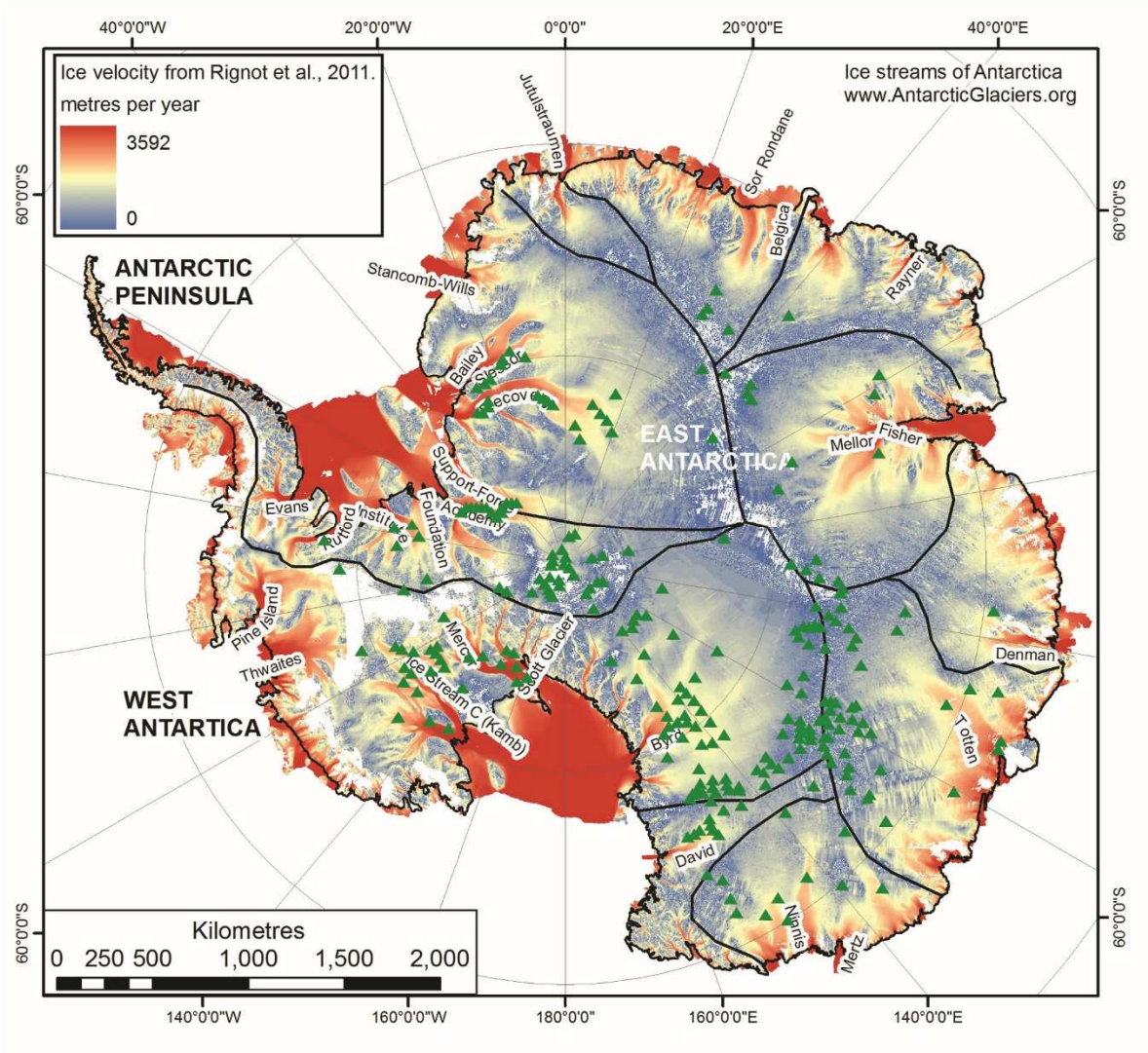


Figure 1.45. Positions des lacs sous-glaciaires (triangles verts) par rapport à la localisation des "ice streams". Notez la corrélation nette entre la position des lacs sous-glaciaires et les "ice streams" sur la portion ouest de l'Antarctique. (Crédits photos : AntarcticGlacier.org).

Ce suivi systématique de l'évolution de la surface des calottes glaciaires au niveau des "ice streams" a mis en exergue des cycles de soulèvement/subsidence mobile au cours du temps indiquant le transfert temporaire de l'eau de fonte depuis un réservoir vers un autre (**Gray et al., 2005 ; Fricker et al., 2007 ; Stearns et al., 2008**). **Siegert & Bamber (2000)** et **Gray et al. (2005)** suggérèrent alors que seule une alimentation constante en eau depuis un réservoir sous-glaciaire a la capacité de lubrifier l'interface glace/substrat aboutissant au développement de fortes vitesses d'écoulement de la glace, caractéristique des "ice streams". Cependant **Bell et al. (2007)** qui identifièrent la présence de quatre lacs sous-glaciaires (**Figure 1.46**) dans la zone d'enracinement du Recovery Ice Stream (Antarctique) suggèrent qu'une alimentation continue depuis un réservoir résulterait inévitablement au développement d'un chenal de

transfert d'eau de fonte connecté au lac sous-glaciaire. Si tel est le cas, "l'ice stream" ne s'enracinerait pas sur une surface aussi importante mais uniquement sur le chenal de transfert. Le Recovery Ice Stream étant ancré sur une surface de plus de 280 km de large (**Figure 1.46**), **Bell et al. (2007)** suggèrent que les "ice streams" nécessite un autre mécanisme pour exister : le drainage catastrophique et régulier d'eau de fonte depuis les réservoirs sous-glaciaires.

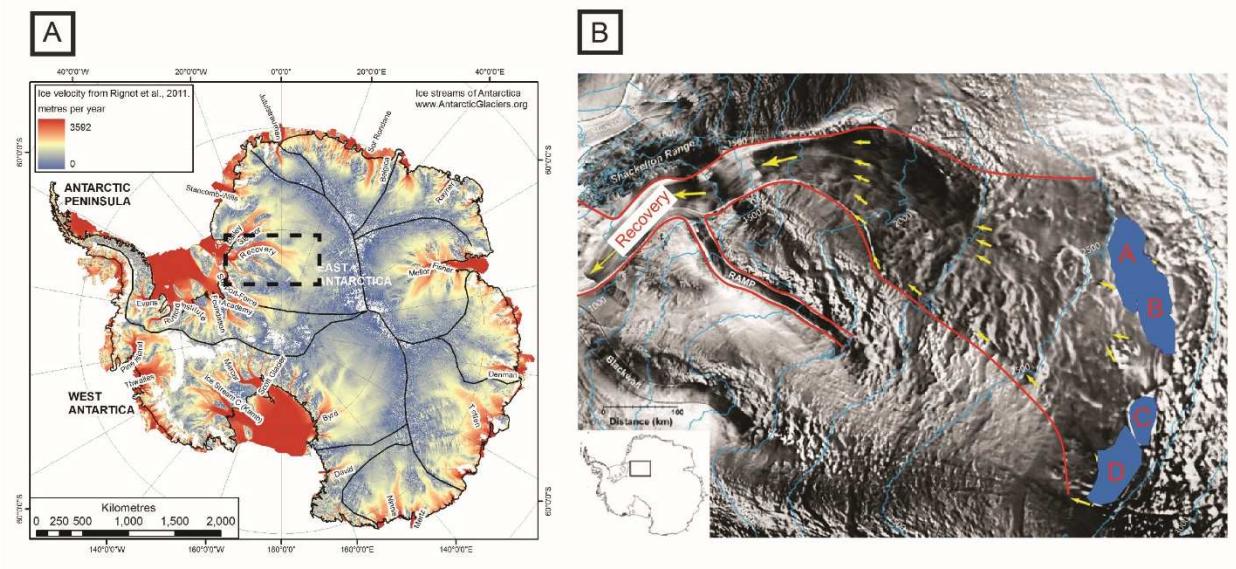


Figure 1.46. Localisation des lacs sous-glaciaires en amont du Recovery Ice Stream (Antarctique). A. Carte de vitesse d'écoulement de la glace en Antarctique. Le cadre en pointillé localise la position du Recovery Ice Stream. (Crédits photos : AntarcticGlaciers.org). B. Morphologie du Recovery Ice Stream montrant que celui-ci s'enracine sur une zone de 280 km de large contenant 4 lacs sous-glaciaires (d'après Bell et al., 2007).

De la même manière, **Peters et al. (2007)** suggèrent que les mouvements d'eau identifiés par **Gray et al. (2005)** sous le Bindschadler Ice Stream correspondent au drainage partiel du réservoir d'eau de fonte sous-glaciaire en amont lubrifiant la base de "l'ice stream" et maintenant une vitesse d'écoulement élevée de la glace.

Le lien entre le drainage catastrophique de réservoirs sous-glaciaire et la formation "d'ice streams" est régulièrement suggéré (**Alley et al., 2006 ; Bell et al., 2007**). En effet le grand nombre de lacs sous-glaciaires identifiés à la base de la calotte Antarctique, leurs positions stratégiques en amont des "ice streams" et la preuve de circulation épisodique d'eau de fonte à leurs bases (**Wingham et al., 2006 ; Fricker et al., 2007 ; Carter et al., 2017**) suggèrent qu'un drainage catastrophique d'eau de fonte puisse être à leur origine. Le maintien des fortes vitesses d'écoulement dans ces couloirs est alors assuré par une alimentation régulière en eau de fonte parsemée d'épisodes de drainage plus violents. L'étude de **Stearns et al. (2008)** constitue l'une

des seules preuves permettant de connecter le drainage d'un lac sous-glaciaire avec l'accélération de l'écoulement de la glace en Antarctique. Dans cette étude une accélération de plus de 10% de la vitesse de l'écoulement de la glace a été corrélée temporellement à la perte de plus de 1.7 km^3 d'eau retenue dans plusieurs lacs en amont. Cette relation entre drainage catastrophique d'eau de fonte et accélération difficilement observable en Antarctique est cependant évidente en Islande. Dans cette région l'activité géothermique intense relative à la dorsale Atlantique augmente drastiquement le phénomène de fonte glaciaire remplissant les lacs sous-glaciaires de la région. Ce remplissage est observable à une échelle temporelle très courte (e.g. quelques mois) par monitoring de la surface. Le drainage récurrent de ces lacs sous-glaciaires appelé jökulhlaup en Islande est responsable de l'accélération de l'écoulement de la glace atteignant plusieurs mètres par jours et évoluant conjointement avec le débit de drainage (**Björnsson, 2003 ; Mágnusson et al., 2007 ; Figure 1.47**). L'évolution conjointe du débit et de la vitesse d'écoulement de la glace qui tout deux atteignent rapidement un pic de vitesse puis diminuent progressivement (**Figure 1.47B-D**), est supposé symboliser la transition d'un écoulement initialement distribué sous forme pelliculaire pouvant atteindre 10 cm (**Jóhannesson, 2002**) à un écoulement chenalisé dans une vallée en formation. Au Groenland, les mesures de variations saisonnières (**Sole et al., 2011**) et/ou journalières (**Sheperd et al., 2009**) de la vitesse d'écoulement ont également mis en évidence une forte relation entre drainage sous-glaciaire, efficacité de drainage et dynamique glaciaire.

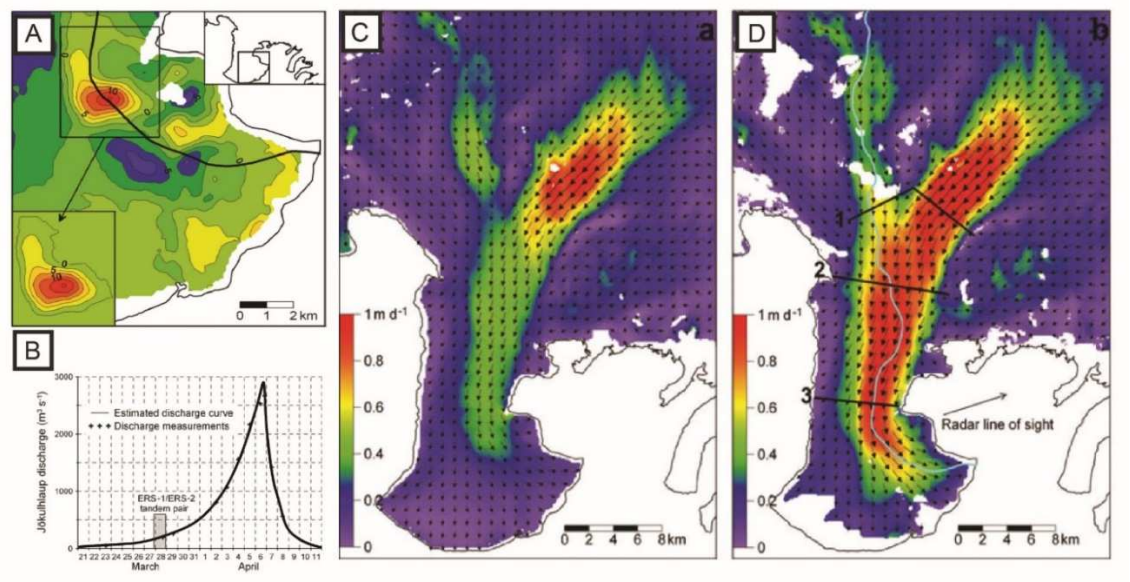


Figure 1.47. Suivi de vitesse du jökulhlaup de 1996 en Islande. A. Carte de déplacement vertical identifiant la présence d'une poche d'eau. B. Courbe de débit du jökulhlaup. C. Vitesse d'écoulement de la glace à l'initiation du jökulhlaup. D. Vitesse d'écoulement de la glace au pic de débit du jökulhlaup (d'après Magnússon et al., 2007).

Certains changements dans l'activité ou la localisation de certains "ice streams" (ralentissement, migration ou encore stagnation) ont été corrélés à des processus impliquant des modifications de l'hydrologie sous-glaciaire, telles que la redirection de l'écoulement d'eau de fonte sous-glaciaire (e.g. "water piracy" ; **Vaughan et al., 2008 ; Carter et al., 2013**) et la réorganisation du drainage sous-glaciaire (e.g. transition écoulement distribué/chenalisé ; **Elsworth & Suckale, 2016**).

L'arrêt de certains "ice streams" en Antarctique, tels que le Kamb Ice Stream et le Carlson Inlet, sont supposés être le fruit de la redirection du chemin préférentiel de drainage sous-glaciaire de l'eau de fonte (**Anandakrishnan & Alley, 1997 ; Vaughan et al., 2008**). Dans cette hypothèse, appelée le "water piracy", la direction principale de l'écoulement d'eau sous-glaciaire est modifiée en réponse à un épaississement de la colonne de glace sus-jacente et à l'amincissement de l'épaisseur de glace d'un "ice stream" voisin. Ainsi **Conway et al. (2002)** puis **Vaughan et al. (2008)** suggérèrent que la stagnation du Kamb Ice Stream et du Carlson Inlet correspondent à la déviation de l'écoulement d'eau basal respectivement sous le Whillans Ice Stream et le Rutford Ice Stream. Cependant d'autres études suggèrent que le ralentissement puis l'arrêt d'un "ice stream" correspondent à l'évolution d'un système distribué en un système chenalisé (**Raymond, 1987 ; Kamb, 1987 ; Retzlaff & Bentley, 1993 ; Catania et al., 2006 ; Beem et al., 2014 ; Kim et al., 2016**). **Catania et al. (2006)** déterminèrent à partir de cartographies et de datations des marges latérales ("shear margins") identifiées par radar (**Figure 1.48B**), que le Kamb Ice Stream a subi un ralentissement très rapide (<10 ans) et un rétrécissement conséquent à sa marge (rétrécissement de 27%) (**Figure 1.48C**). La rapidité de migration des marges latérales et du ralentissement de "l'ice stream" est interprétée comme étant la conséquence d'une transition d'un drainage distribué à un drainage chenalisé. Le changement de type de drainage sous-glaciaire est également utilisé pour expliquer les variations temporaires dans l'activité des "ice streams". **Hulbe et al. (2016)** démontrèrent que les évolutions conjointes du Bindschadler et du MacAyeal Ice Streams sont reliées à des variations temporaires des conditions de lubrification basale.

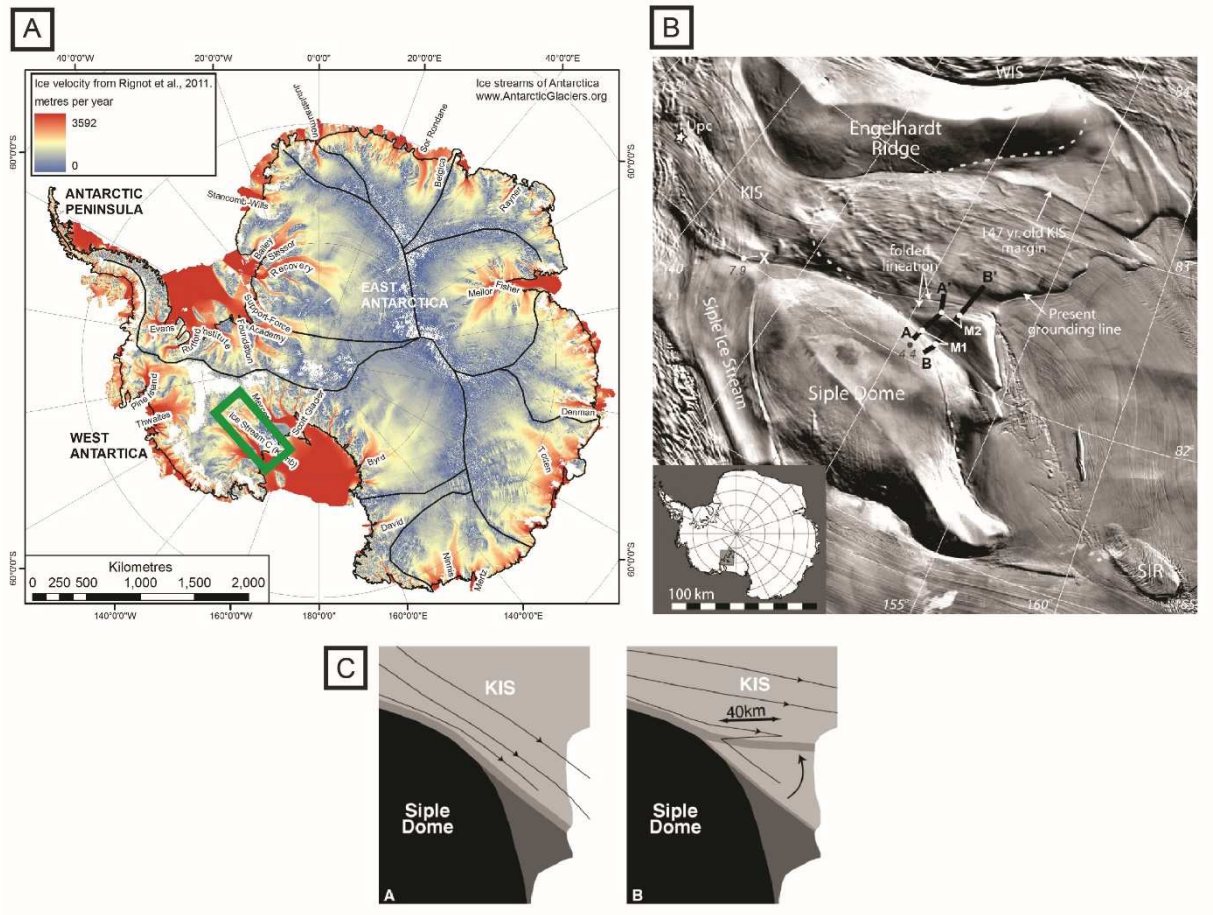


Figure 1.48. Migration des marges latérales du Kamb Ice Stream (Antarctique). A. Carte de vitesse de l'Antarctique. Le Kamb Ice Stream est localisé par un cadre vert. (Crédits photos : AntarcticGlaciers.org). B. Image radar de la zone du Kamb Ice Stream montrant la migration des marges latérales. C. Interprétation de la migration des marges latérales (d'après Catania et al., 2006).

Au Groenland, le passage d'un drainage sous-glaciaire distribué à un drainage sous-glaciaire chenalisé est très souvent proposé pour expliquer les variations saisonnières voire journalières de la vitesse d'écoulement de la glace de certains "outlet glaciers" (e.g. Leverett Glacier ; Bartholomew et al., 2010 ; Sundal et al., 2011 ; Sole et al., 2011 ; Chandler et al., 2013 ; Tedstone et al., 2013 ; Andrews et al., 2014 ; Schoof et al., 2014 ; Cowton et al., 2016). L'introduction de marqueurs dans le système de drainage sous-glaciaire, par le biais de moulins, a permis de mettre en évidence que le système de drainage sous-glaciaire varie à une échelle journalière et saisonnière (Linhoff et al., 2016). Ainsi il n'est pas incohérent de suggérer que le système de drainage sous-glaciaire en Antarctique puisse expérimenter des variations de l'efficacité de drainage à la fois sur de longues (10^2 à 10^3 ans) et courtes (saisons) échelles temporelles.

4.3 - Relations entre les vallées tunnels et les ice streams

Si l'on part de l'hypothèse que les "ice streams" puissent être initiés par le drainage distribué d'eau de fonte depuis un réservoir sous-glaciaire, la chenalisation nécessaire à la mise en place des vallées tunnels devrait être associée au déclin naturel de l'activité des "ice streams". Le lien entre les "ice streams" et l'hydrologie sous-glaciaire est soutenu par la présence de marqueurs géomorphologiques de drainage à la surface des lits des "paléo-ice streams" (**Patterson, 1997 ; Margold et al., 2015 ; Livingstone et al., 2016**). Parmi ces structures, les vallées tunnels méritent une attention particulière, celles-ci étant des vecteurs de drainage sous-glaciaire préférentiels de grande efficacité (cf. Chapitre I Partie II Section 2.4). Leur formation est généralement attribuée à l'érosion sous-glaciaire du substrat par l'eau de fonte, cependant aucune étude ne relie actuellement leur développement au mécanisme de formation et à la dynamique des "ice streams". Néanmoins il est suggéré que la dynamique des "ice streams" et la genèse des vallées tunnels peuvent être reliées au drainage catastrophique d'eau de fonte à la marge d'une calotte glaciaire (**Hooke & Jennings, 2006 ; Bell et al., 2007**). En effet, de nombreux exemples, notamment au niveau de la calotte des Laurentides, montrent une coexistence des vallées tunnels et des "ice streams" (**Figure 1.49** ; **Patterson, 1997 ; Knight et al., 1999 ; Lowe & Anderson, 2003 ; Domack et al., 2006 ; Przybylski, 2008 ; Anderson & Fretwell, 2008 ; Golledge & Stoker, 2009 ; Livingstone & Clark, 2016**). Cette coexistence suggère qu'il est possible qu'un système de drainage chenalisé caractérisé d'efficace puisse coexister avec un fort écoulement de glace (**Figure 1.49**).

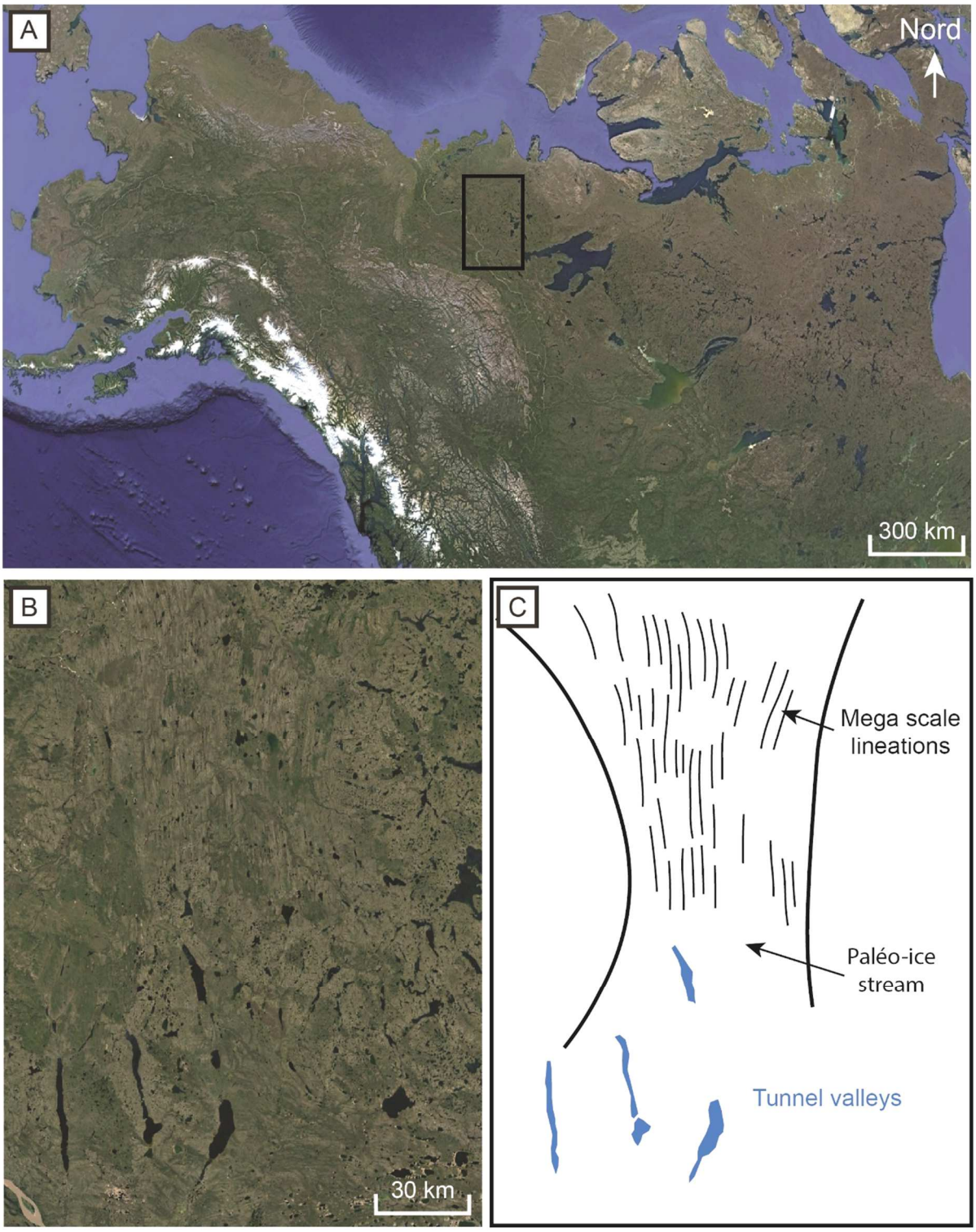


Figure 1.49. Coexistence d'un système de vallées tunnels et du "paléo-ice stream" Anderson (Canada). A. Localisation de la zone par un cadre noir. B. Vue aérienne de la zone encadrée. C. Interprétation de la région étudiée montrant la coexistence de vallées tunnels localisées dans la partie sud avec les marqueurs du passage d'un "paléo-ice stream" (i.e. "MSGL Mega scale glacial lineations"). (Crédits photos : Google Earth).

Au niveau de la marge sud de la paléo-calotte des Laurentides, de nombreuses vallées tunnels s'organisant en un réseau de vallées rectilignes ou en un réseau anastomosé ont été cartographiées perpendiculairement à la marge de plusieurs paléo-lobes glaciaires (**Figure 1.50** ; **Jennings, 2006**). Ces observations ont été faites au niveau des paléo-lobes Des Moines (**Patterson, 1997**), Supérieur (**Wright, 1973**) et de certains lobes secondaires au Wisconsin (**Clayton et al., 1999**). **Patterson (1997)** puis **Jennings (2006)** suggèrent que ces paléo-lobes glaciaires se localisaient dans le prolongement "d'ice streams" de tailles similaires aux "ice streams" antarctiques actuels. En se basant sur la localisation très marginale des vallées tunnels identifiées au niveau de ces paléo-lobes glaciaires, il a été suggéré que les vallées tunnels puissent avoir contribuées à l'arrêt du développement du paléo-lobe et donc à la stagnation de "l'ice stream" si l'intégralité de l'eau de fonte fut drainée via les vallées tunnels (**Jennings, 2006**).

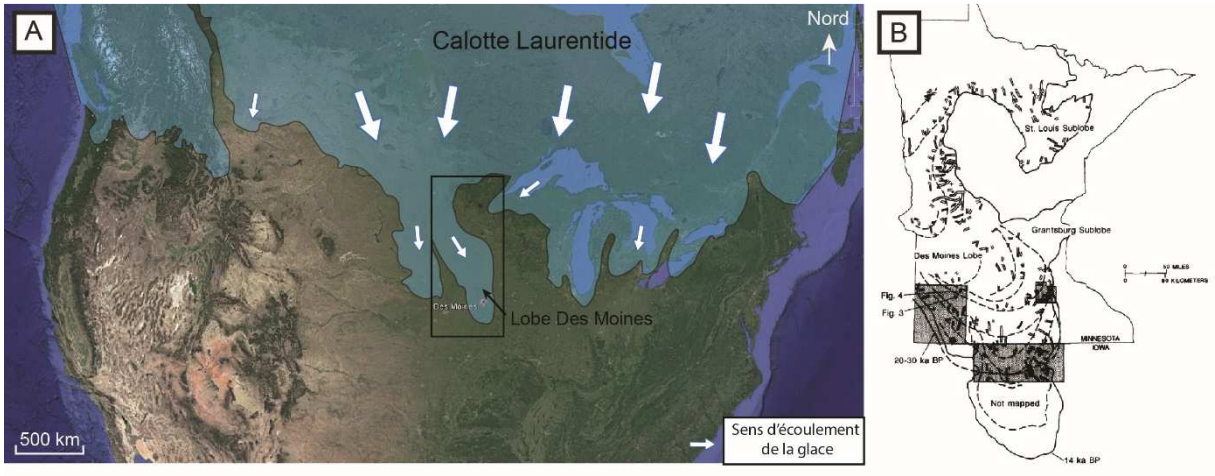


Figure 1.50. Cartographie d'un réseau de vallées tunnels au niveau du paléo-lobe glaciaire Des Moines (USA). A. Reconstruction de l'extension de la calotte Laurentide au dernier maximum glaciaire (d'après Patterson, 1997). Le cadre noir délimite la localisation de la région au niveau de laquelle les vallées tunnels ont été identifiées. (Crédits photos : Google Earth). B. Cartographie des vallées tunnels (d'après Patterson, 1997).

En Antarctique, même s'il n'existe aucun lié avéré entre la formation de vallées tunnels et la formation et l'évolution des "ice streams", plusieurs systèmes de chenaux de drainage ont été découverts à la base de plusieurs "ice streams" majeurs (**Figures 1.50 et 1.51** ; **Wellner et al., 2001 ; Le Brocq et al., 2013 ; Schroeder et al., 2013**).

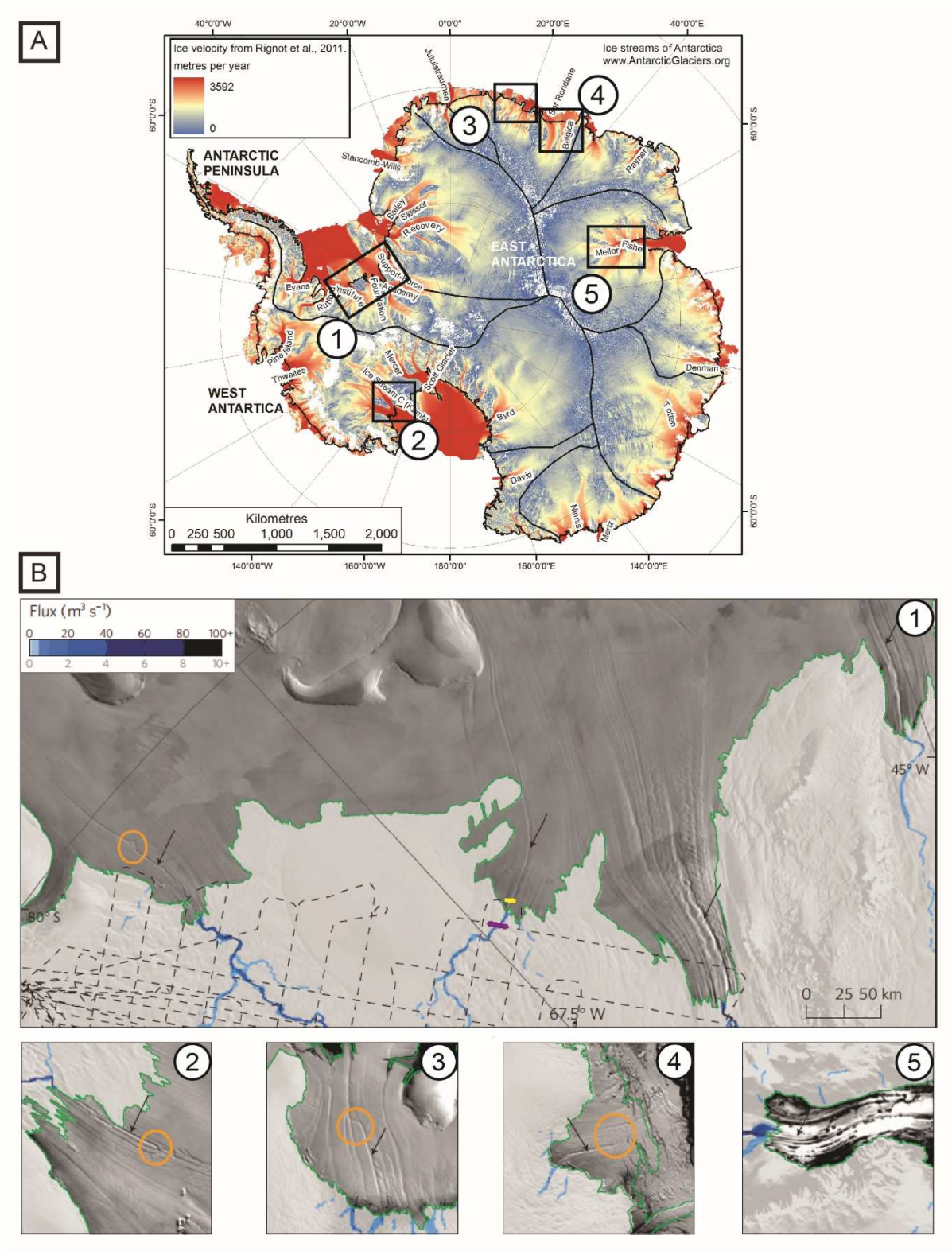


Figure 1.51. Cartographie des systèmes de chenaux identifiés sous certains "ice streams" en Antarctique. A. Localisation des systèmes chenalisés étudiés sur la carte de vitesse d'écoulement de la glace en Antarctique. (Crédits photos : AntarcticGlaciers.org). B. Imagerie radar des chenaux sous-glaciaires sous les principaux "ice streams". Les flèches pointent les chenaux et les cercles oranges localisent les zones où l'écoulement d'eau change de direction (d'après Le Brocq et al., 2013).

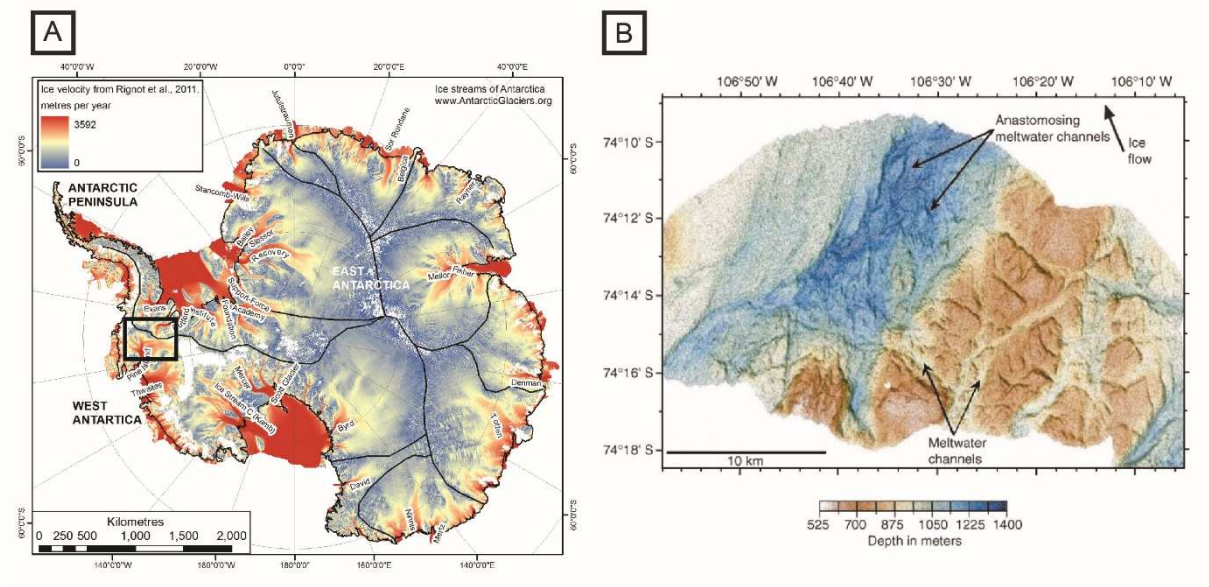


Figure 1.52. Cartographie d'un système de chenaux anastomosés sous la région de Pine Island (Antarctique). A. Localisation du système chenalisé sur la carte de vitesse d'écoulement de la glace en Antarctique. (Crédits photos : AntarcticGlaciers.org). B. Modèle numérique de terrain de la région de Pine Island dévoilant la présence d'un réseau anastomosé de chenaux sous-glaciaires (d'après Wellner et al., 2001).

Ces observations valideraient l'hypothèse de **Marczinek & Piotrowski (2006)** sur l'opposition évidente entre le développement de vallées tunnels et les mécanismes d'accélération de la vitesse d'écoulement de la glace. En effet, il est communément admis qu'une forte pression d'eau basale est nécessaire au développement "d'ice streams" alors que les vallées tunnels opèrent à une pression d'eau faible. À partir d'estimations de la fonte basale sur la calotte Fenno-Scandinave et des caractéristiques hydrogéologiques du substrat sous-glaciaire, **Marczinek & Piotrowski (2006)** établirent qu'une simple circulation souterraine n'est pas en mesure de drainer l'intégralité de l'eau de fonte augmentant inévitablement la pression d'eau basale et donc la vitesse d'écoulement de la glace. Le développement de chenaux sous-glaciaires et notamment de vallées tunnels permet de réduire la pression d'eau et ainsi de stabiliser les calottes glaciaires et d'éviter les effondrements catastrophiques de glace relatifs aux grandes vitesses d'écoulements de la glace (e.g. "surge" et "ice streams").

4.4 - Synthèse des travaux de modélisation numérique

Dans les sections précédentes, il est apparu que les observations permettant de connecter à la fois l'hydrologie sous-glaciaire, les vallées tunnels et la dynamique d'écoulement de la glace sont peu nombreuses, spatialement localisées et temporellement ponctuelles. Au regard des limites imposées par les observations de terrain, l'utilisation de la modélisation numérique est rapidement devenue indispensable.

Les premiers pionniers de la glaciologie (**de Saussure, 1779 ; Forbes, 1843**) établirent depuis plusieurs siècles que la circulation d'eau de fonte facilite le mouvement d'un glacier. Il a fallu attendre les années 1960 – 1980 pour que les premiers modèles théoriques de systèmes de drainage d'eau de fonte apparaissent. Ces premiers travaux constituant plus une description mathématique et théorique qu'une réelle simulation numérique, permirent de définir les principaux élements constitutifs du système de drainage sous glaciaire tels que: les pellicules d'eau (**Weertman, 1962 ; Weertman, 1972 ; Walder, 1982**), les cavités sous-glaciaires (**Lliboutry, 1968 ; Iken, 1981 ; Walder, 1986 ; Kamb, 1987**), les chenaux de type R (**Shreve, 1972 ; Röthlisberger, 1972**) et les chenaux de type N (**Nye, 1973**). Ces premières descriptions ont alors permis de faire la distinction entre un système de drainage distribué/inefficace/lent et un système de drainage chenalisé/efficace/rapide (cf. Chapitre I Partie II Section 2.3 ; **Flowers, 2015**).

L'identification croissante des processus de stockage, de circulation et de drainage de l'eau de fonte sous-glaciaire et leur impact hypothétique sur la dynamique glaciaire a poussé à s'intéresser au couple hydrologie sous-glaciaire-dynamique glaciaire (**Blankenship et al., 1986 ; Iken et al., 1986**). Initialement les modèles tentant de simuler le système de drainage sous-glaciaire considéraient l'environnement sous-glaciaire comme un aquifère (**Shoemaker, 1986 ; Lingle & Brown, 1987**). Les modèles se sont progressivement complexifiés grâce à l'introduction des différents éléments de drainage sous-glaciaire dans les modèles. Les modélisateurs se sont ensuite astreints à faire interagir ces différents éléments de manière complètement indépendante, tout en éprouvant des difficultés à déterminer les conditions permettant le passage d'un élément de drainage à un autre (**Budd & Jensen, 1987 ; Arnold & Sharp, 1992 ; Alley, 1996 ; Flowers & Clarke, 2002a**).

Ces difficultés ont depuis quelques dizaines d'années été dépassées avec l'avènement des modèles multi-éléments. Cette dénomination fait référence aux modèles impliquant

l'interaction de plusieurs éléments de drainage (**Figure 1.53** ; **Kessler & Anderson, 2004 ; Flowers, 2008 ; Hewitt & Fowler, 2008 ; Kingslake & Ng, 2013**).

Par exemple, le modèle de **Kessler & Anderson (2004)** s'intéresse à l'interaction entre trois composants du système hydrologique glaciaire : le stockage intra-glaciaire, un système de conduits sous-glaciaires transportant la majorité de l'eau de fonte et un système de cavités sous-glaciaires faisant office de vecteur de transfert entre le réservoir intra-glaciaire et le système de conduits sous-glaciaires (**Figure 1.53A**). La modélisation se basant sur l'équivalent d'une grille où chaque ligne est un conduit et chaque nœud est un réservoir intra-glaciaire consiste en l'introduction virtuelle d'eau dans ces réservoirs. L'évolution de la pression dans ces réservoirs, qui est fonction de la quantité d'eau introduite et de leur position dans la colonne de glace, alimente le milieu sous-glaciaire permettant le développement de cavités transportant l'eau jusqu'au système de conduits. Les trois éléments de drainage sont reliés dans le modèle numérique de telle façon que l'évolution de la production d'eau de fonte influe leur développement. Les résultats de ces simulations ont démontré qu'en période estivale, l'apport plus important en eau de fonte dans le milieu sous-glaciaire, favorise le développement de cavités et donc le développement d'épisodes d'accélération de l'écoulement de la glace.

Le modèle de **Flowers (2008)** étudie l'interaction entre les trois types majeurs du système de drainage sous-glaciaire : distribué, chenalisé et écoulement souterrain (**Figure 1.53B**). Le système chenalisé consiste en des chenaux semi-circulaires de type R incisés dans la colonne de glace. Le système de drainage distribué ne prend pas une forme préférentielle mais est plutôt déterminé par la relation proportionnelle existant entre pression d'eau et débit. Dans cette vision, on peut alors considérer le système de drainage distribué comme un horizon dont la conductivité hydraulique varie avec l'apport en eau. L'aquifère sous-jacent est considéré comme une couche poreuse, perméable et isotrope qui peut être saturée ou désaturée. L'apport en eau dans le milieu souterrain est supposé provenir uniquement du système de drainage distribué. Les paramètres de fonctionnement tels que l'espacement des chenaux ou encore le débit introduit dans le milieu sous-glaciaire sont fixés. L'objectif de cette étude était de déterminer le rôle de spécificités locales tels que le type du substrat, l'épaisseur de la colonne de glace ou encore la topographie du substrat sur le type de drainage sous-glaciaire. Comme décrit précédemment, ces résultats ont démontré qu'une importante proportion de l'eau circule de manière souterraine dans le cas d'un substrat meuble ce qui limite le développement de chenaux. À l'inverse un substrat rigide moins perméable est plus enclin à former des chenaux coexistant avec un système de drainage distribué.

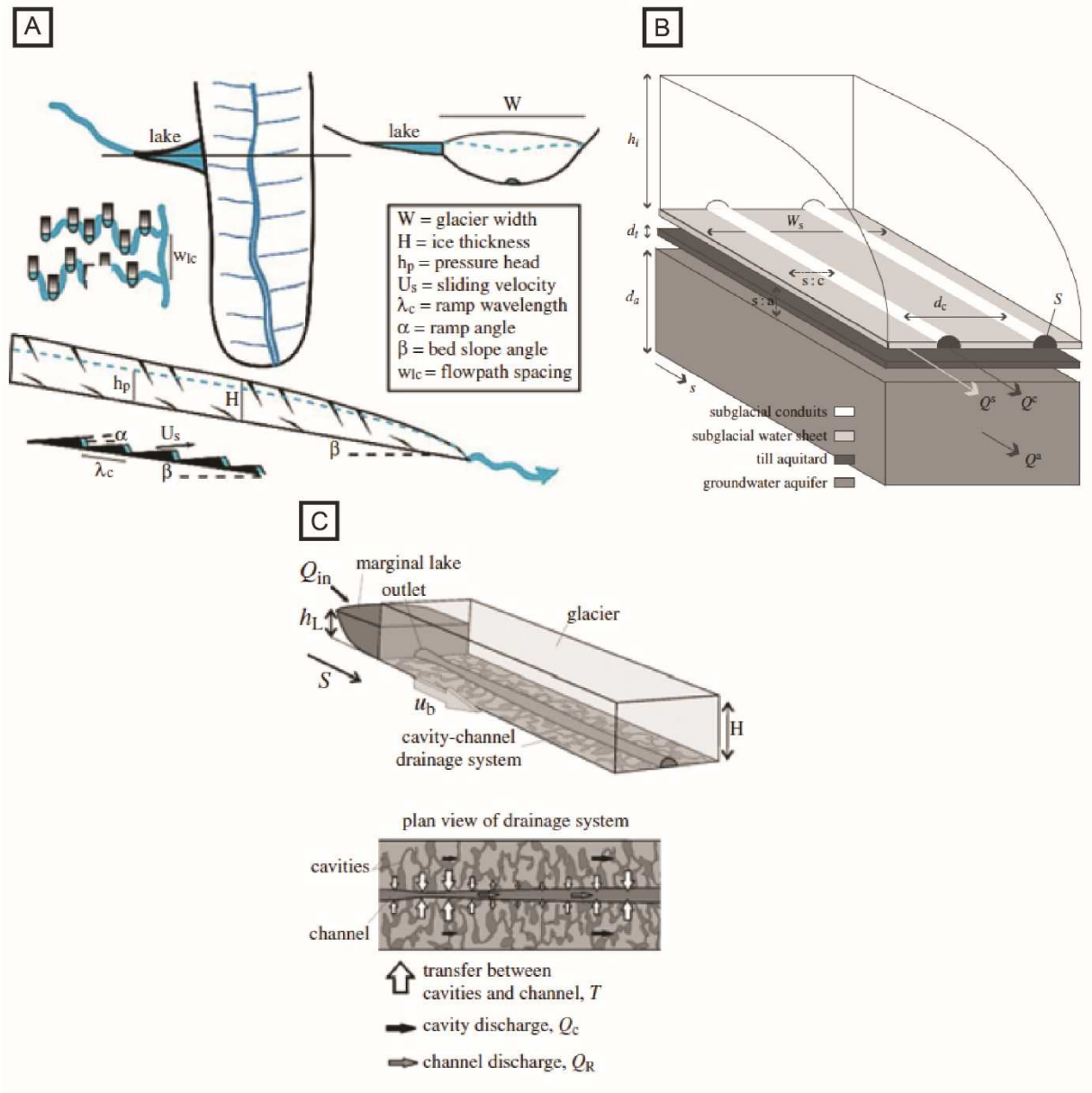


Figure 1.53. Modèles numériques multi-éléments du système de drainage sous-glaciaire. A. Modèle couplant la circulation d'eau de fonte dans les chenaux de type R et dans des cavités sous-glaciaires (Kessler & Anderson, 2004). B. Modèle couplant la circulation d'eau de fonte dans les chenaux de type R, dans une pellicule d'eau et dans l'aquifère sous-jacent (d'après Flowers, 2008). C. Modèle couplant la circulation d'eau de fonte dans des chenaux de type R, des cavités sous-glaciaires et des lacs sous-glaciaires (Kingslake & Ng, 2013) (Compilation d'après Flowers, 2015).

Le modèle de **Kingslake & Ng (2013)** s'intéresse à la circulation d'eau depuis un lac sous-glaciaire alimentant un système de conduits de type R et un système de cavités sous-glaciaires (**Figure 1.53C**). Le modèle numérique, à l'instar de ce qui a pu être décrit précédemment, est écrit de manière à ce que la vitesse d'écoulement de la glace influence le développement de cavités et que les cavités influencent la vitesse d'écoulement de la glace. L'objectif principal

de ce modèle était de coupler écoulement de glace avec le processus de drainage d'un lac sous-glaciaire. Pour se faire, trois interaction majeures ont été étudiées : entre le lac et le système de drainage sous-glaciaire, entre les chenaux et les cavités et entre les cavités et la vitesse d'écoulement de la glace. Le système de drainage chenalisé consiste en un réseau de chenaux de type R dont l'expression relie la pression au débit (qui peut être négatif si l'eau circule du chenal vers le lac) et la pression d'eau dans le conduit au mécanisme de fermeture par fluage. L'évolution temporelle du lac est contrôlée par une expression reliant sa hauteur à un bilan de flux ($Q_{entrée} - Q_{sortie}$). Le développement du système de cavités est contrôlé par une expression reliant la vitesse d'écoulement de la glace à la taille de l'obstacle franchi. Son évolution est ensuite déterminée par la pression et le volume d'eau disponible à la circulation. Leur impact sur la vitesse d'écoulement de la glace est déterminé par un terme de glissement basal dépendant des dimensions de la cavité. Les résultats des simulations corroborent les observations naturelles des jökulhlaups qui montrent une accélération du flux glaciaire relative au drainage d'un lac sous-glaciaire et le ralentissement subséquent. Les différents tests montrent également que la présence et l'intensité des jökulhlaups sont fonction de la connectivité entre les différents éléments de drainage, la géométrie du glacier et du lac et la vitesse d'écoulement de la glace.

Cependant ces quelques exemples de simulations numériques sont le fruit de modèles numériques à une dimension c'est-à-dire sans évolution latérale du drainage sous-glaciaire.

Les modèles numériques les plus récents, en deux dimensions, permettent désormais de simuler l'interaction et la coexistence d'un système de drainage distribué avec des chenaux sous-glaciaires et ainsi d'étudier l'impact du changement de morphologie du système de drainage sous-glaciaire sur la dynamique d'écoulement de la glace (**Flowers, 2015**). L'application de ces modèles sur la calotte groenlandaise a permis la quantification des variations à la fois journalières et saisonnières sur la vitesse d'écoulement de la glace (**Schoof, 2010 ; Hewitt, 2013 ; Werder et al., 2013, Bougamont et al., 2014**). Dans ces régions, le substrat sous-glaciaire étant supposé rigide et imperméable, le couplage entre les variations du débit d'eau sous-glaciaire et la vitesse de l'écoulement est très nette. Parallèlement à cela, l'identification de couches de till à la base de nombreux "ice streams" en Antarctique a poussé les scientifiques à développer des modèles permettant de déterminer également la contribution de la déformation de la couche de till sur la dynamique des "ice streams" (**Weertman & Bierchfield, 1982 ; Alley, 1989 ; Tulaczyk et al., 2000 ; Le Brocq et al., 2009 ; Carter et al., 2013 ; Kyrke-Smith et al., 2013 ; Christoffersen et al., 2014**). Plus récemment, l'identification croissante de la présence de lacs sous-glaciaires et notamment dans la zone d'enracinement des "ice

streams" incita les modélisateurs à inclure la dynamique des lacs sous-glaciaires dans leurs simulations (**Evatt et al., 2006**).

4.4.1 - Modélisation numérique de l'érosion sous-glaciaire par circulation de l'eau de fonte

La capacité de l'eau de fonte à creuser le substrat sous-glaciaire est très bien connue (e.g. **Vivian, 1970 ; Glasser & Bennett, 2004**), néanmoins les processus à l'origine de l'érosion sont encore assez mal contraints. Intuitivement, les processus d'érosion et de transport des sédiments par la circulation d'eau de fonte devraient suivre les mêmes lois que dans le domaine fluviatile. En effet de l'eau circulant sur un substrat rugueux génère une contrainte cisaillante qui, lorsqu'elle est suffisante, permet la remobilisation des sédiments. Selon l'intensité du débit d'eau circulant à l'interface glace/substrat, les sédiments sont transportés par saltation ou suspension favorisant l'érosion du substrat rocheux par impact (e.g. **Sklar & Dietrich, 2004 ; Lamb et al., 2008a**).

Bien qu'un très grand nombre d'études se soient intéressées à la formation et à la morphologie des vallées tunnels, très peu d'études ont tenté de simuler leur formation et leur évolution.

Les premiers modèles s'intéressant aux vallées tunnels sont nés de la découverte des différents éléments de drainage distribués et chenalisés et de leur efficacité à drainer l'intégralité de l'eau de fonte. C'est ainsi, en partant de l'hypothèse que l'intégralité de l'eau de fonte puisse être drainée par la circulation souterraine dans l'aquifère, que les modèles de formation de vallées tunnels de type "steady-state" (**Boulton & Hindmarsh, 1987**) puis "outburst" (**Piotrowski, 1994**) furent proposés. En effet dans ces modèles (cf. Partie 2 Section 2.4.4) l'inefficacité de l'aquifère sous-jacent est à l'origine respectivement du développement de hautes pressions engendrant le phénomène de "piping" évoluant en vallée tunnel et du phénomène de stockage d'eau de fonte à l'interface glace/substrat. Dans ces deux modèles et notamment celui de **Boulton & Hindmarsh (1987)**, les travaux consistent plus en une description mathématique et théorique de l'évolution de la pression dans le substrat poreux qu'une réelle modélisation numérique. La croissance exponentielle des simulations tentant de coupler systèmes chenalisés et distribué ainsi que l'apport d'observations naturelles permirent le développement de modèles hydrologiques de l'aquifère sous-glaciaire. Ces simulations démontrent que la formation de chenaux sous-glaciaires de faible pression incisés dans le substrat tels que les vallées tunnels sont la conséquence de l'inefficacité de drainage de l'aquifère. Un apport en eau de fonte dépassant la transmissivité de l'aquifère produit une augmentation de la pression d'eau basale.

Les simulations de **Boulton et al. (2007b)** (**Figure 1.54**) démontrent que lorsque la pression d'eau dans le substrat est forte, des systèmes de chenaux se développent spontanément afin de réduire localement la pression. Au cours du temps ces chenaux se développent et se multiplient afin d'évacuer la surpression. L'espacement des chenaux sera fonction de la composition du substrat et de l'intensité de la surpression à évacuer (**Figure 1.54** ; **Piotrowski & Tulaczyk, 1999 ; Boulton et al., 2007a-b, 2009**).

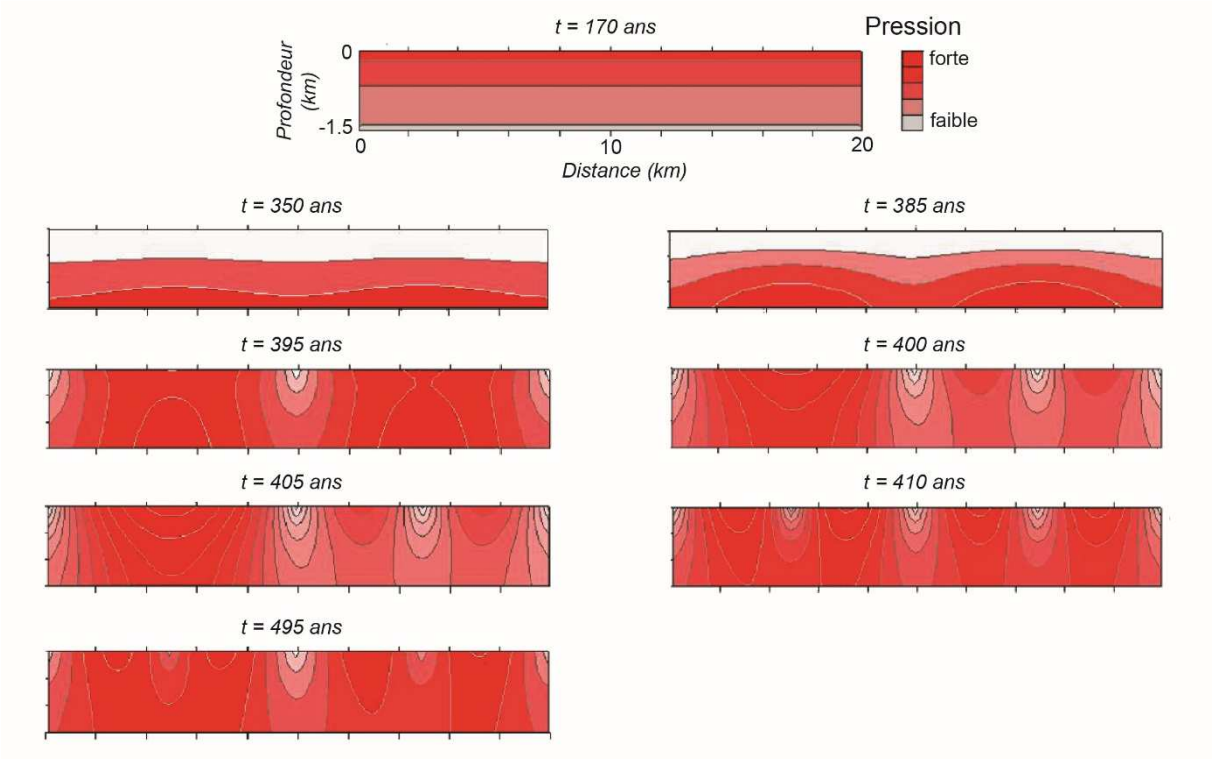


Figure 1.54. Simulation de l'évolution de la pression dans le substrat sur une coupe transversale. La coupe transversale est localisée à 40 km de la marge. Notez la formation successive de vallées (zones de faibles pressions) en réponse à la forte pression dans le substrat (modifié d'après Boulton et al., 2007b).

À l'exception des quelques simulations établissant l'évolution de la pression dans un aquifère avant et après le développement de chenaux sous-glaciaires, la modélisation numérique n'est pas encore parvenue à simuler la formation de vallées tunnels. Très récemment, **Beaud (2017)** établit un modèle numérique qui utilise les lois d'érosion du domaine fluviatile pour simuler l'érosion sous-glaciaire. Son modèle établit que l'érosion sous-glaciaire n'est pas uniquement reliée à l'apport en eau de fonte mais également à la pression d'eau dans le chenal, la taille du chenal, la forme du chenal et l'apport en sédiments. En effet le modèle de **Beaud (2017)** s'intéresse aux vallées tunnels incisant un substrat rigide. Ce modèle inspiré de celui développé par **Flowers (2008)** combine un système de drainage distribué via un écoulement dans un

aquifère sous-jacent et un système de drainage chenalisé via le développement de chenaux de type R dont les conditions de fonctionnement telles que leur largeur, leur débit et leur espacement sont fixées (**Figure 1.55**). L'écoulement de la glace est déterminé par le taux de glissement basal directement dérivé de la contrainte cisaillante basale, elle-même dérivée de l'épaisseur de la colonne de glace (**Figure 1.55**). Les tests de plusieurs configurations avec ce modèle ont permis de démontrer que la formation de vallées tunnels sur un substrat rigide, serait certes contrôlée par les écoulements d'eau de fonte, mais elle proviendrait également de l'érosion mécanique des sédiments transportés par l'eau sur le substrat rocheux. En faisant varier le débit dans le chenal, **Beaud (2017)** démontra qu'une érosion progressive du substrat parsemé de drainage d'eau de fonte de faible intensité semble être le mécanisme le plus à même de recréer des vallées tunnels similaires aux exemples naturels. En effet, des évènements de drainage de forte intensité augmente la contrainte cisaillante si bien que les particules transportées dans l'eau sont suspendues diminuant l'abrasion.

Néanmoins il convient de préciser que ce modèle ne permet pas de simuler la formation de vallées tunnels sur un substrat sédimentaire meuble, ce qui représente la majorité des exemples naturels.

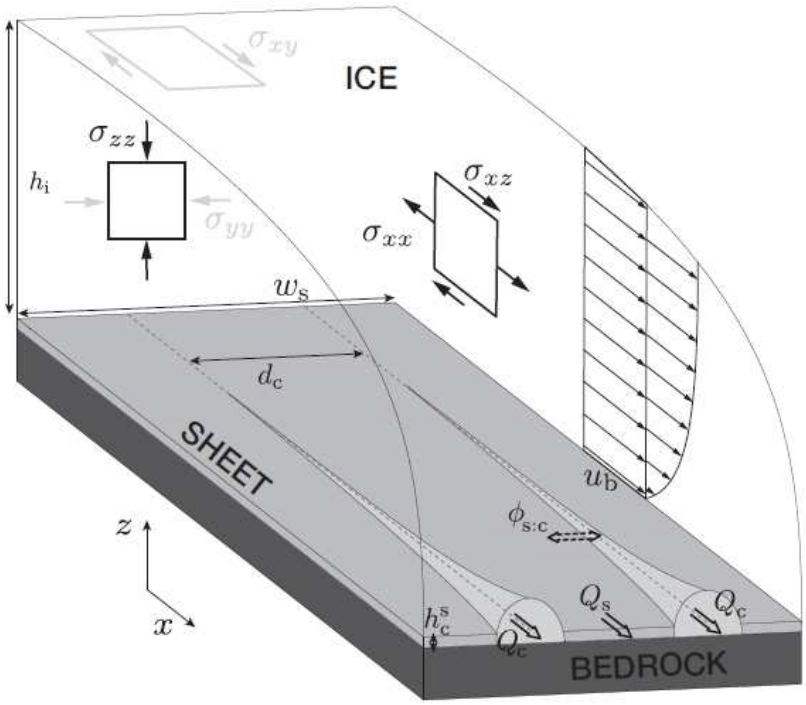


Figure 1.55. Modèle conceptuel utilisé dans l'étude de Beaud (2017). Le modèle numérique consiste en la coexistance d'un système de drainage distribué (écoulement dans un aquifère sous-jacent) et d'un système de drainage chenalisé (chenaux de type R).

4.4.2 - Modélisation numérique de la formation et de l'évolution des ice streams

Les premiers travaux de modélisation numérique sur les "ice streams" remontent aux premières simulations de **Alley (1989)** qui s'intéressa à la circulation d'eau basale au niveau du Whillans Ice Stream qui recouvre une couche de till. En excluant toute notion de système de drainage chenalisé, **Alley (1989)** décrit deux systèmes de drainage distribués dans lesquels l'eau circule, soit en intégralité de manière souterraine dans la couche de till, soit à l'interface glace/substrat. Il conclue que seule l'introduction d'une pellicule d'eau de quelques millimètres d'épaisseur à l'interface glace/substrat circulant à la surface d'une couche de till saturée est en mesure de générer des pressions d'eau telles que celles mesurées à la base des "ice streams". Malgré le fait que de nombreuses études se soient intéressés au lien entre la quantité et la pression d'eau sous-glaciaire avec la déformation du till sous-glaciaire (**Tulaczyk et al., 2000 ; Bougamont et al., 2003**) peu de modèles ont tenté d'intégrer ces relations avec une représentation du système de drainage sous-glaciaire. Les modèles de **Le Brocq et al. (2009), van der Wel et al. (2013), Kyrke-Smith et al. (2013)** et **Bougamont et al. (2014)** constituent les simulations les plus récentes des conditions de drainage à la base des "ice streams".

Le modèle de **Le Brocq et al. (2009)** démontra une correspondance très nette entre les régions de forts écoulements de la glace avec les zones présentant une pellicule d'eau de forte épaisseur (**Figure 1.56**). La présence et l'épaisseur de la pellicule d'eau est modélisée d'après la topographie de surface de la glace, l'épaisseur de la glace, le taux de fonte basale et la topographie basale.

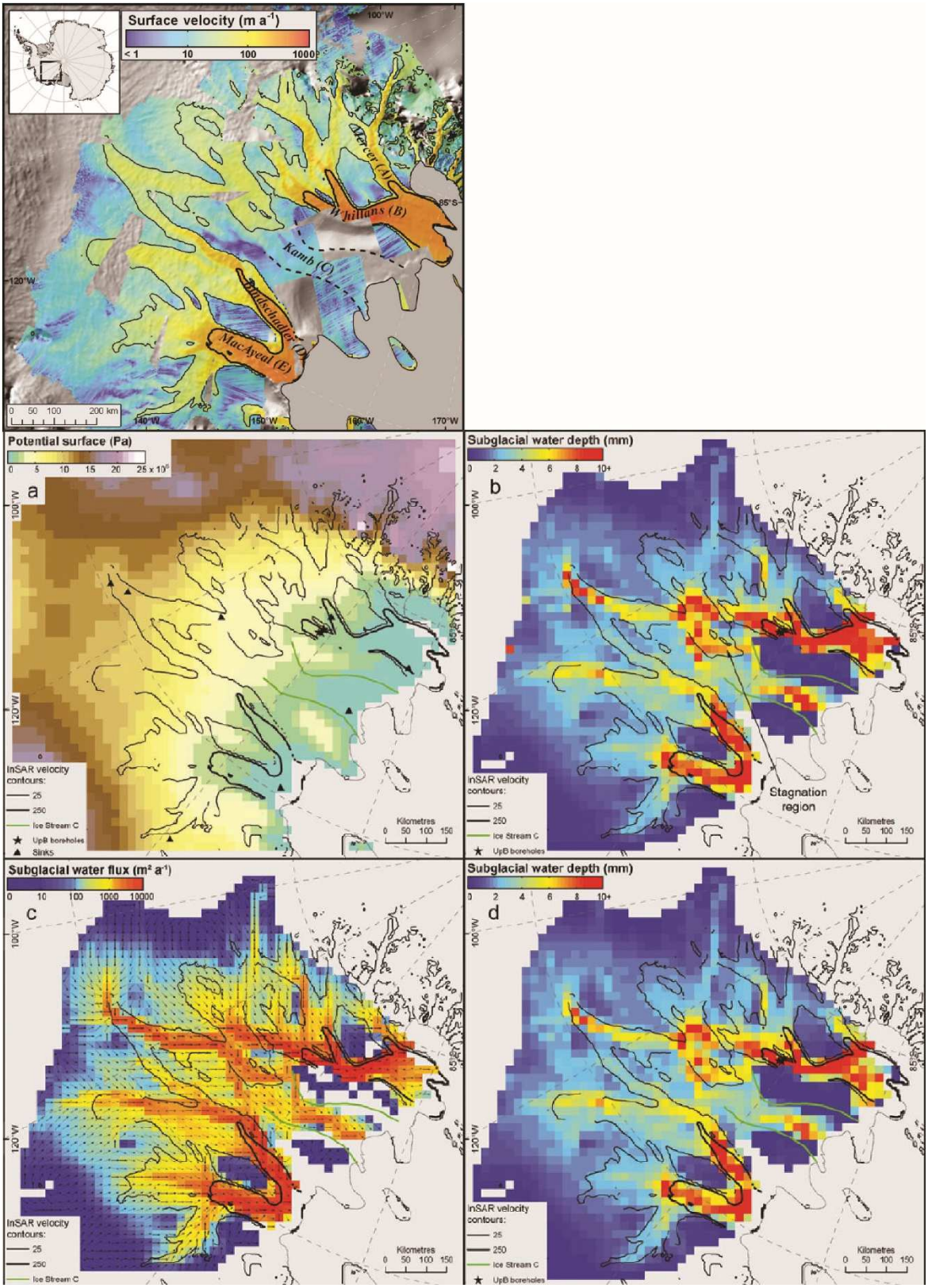


Figure 1.56. Correspondance entre la localisation des "ice streams" et la présence d'une pellicule d'eau à l'interface (glace/substrat) d'après la modélisation de Le Brocq et al. (2009).

Van der Wel et al. (2013) développèrent un modèle couplant la dynamique d'écoulement de la glace, l'hydrologie sous-glaciaire et la présence d'un till sous-glaciaire (**Figure 1.57**). Ce modèle est complété par la possibilité de développement de chenaux incisés dans la glace et/ou dans la couche de till, d'après la description mathématique de **Ng (2000)**. Les simulations ont démontré que la présence de chenaux incisés dans le till sous-glaciaire augmente la perméabilité sous-glaciaire et diminue la pression d'eau basale en influençant directement l'activité et la périodicité des "ice streams".

Le modèle de **Kyrke-Smith et al. (2013)** constitue l'un des modèles les plus récents couplant à la fois l'hydrologie sous-glaciaire et la dynamique d'écoulement de la glace (**Figure 1.57**). Ce modèle démontre que lorsque la production d'eau de fonte devient trop importante pour être évacuée par la circulation souterraine, une pellicule d'eau se forme au-dessus de la couche de till saturée à l'interface glace/substrat. Si la croissance de cette pellicule persiste, celle-ci devient instable conduisant à la formation spontanée "d'ice streams". Cette théorie confirme les travaux antérieurs de modélisation de **Paynes & Dongelmans (1997)** puis de **Hindmarsh (2009)** qui suggèrent qu'une calotte glaciaire uniquement soumise à ses propres relations thermo-mécaniques génère des instabilités locales régulièrement espacées tels que les "ice streams". Ces relations thermo-mécaniques correspondent au fait que la température de surface ou un excès de masse puisse produire une pression suffisante à la base de la colonne de glace pour augmenter la température de la glace et ainsi abaisser sa viscosité permettant de canaliser le flux dans d'étroits couloirs. Cependant la grande variabilité spatiotemporelle des "ice streams" suggèrent que d'autres paramètres entrent en jeu. Ces paramètres décrits dans la partie 3 de ce chapitre n'excluent pas la formation spontanée "d'ice streams" par couplage thermo-mécanique mais sont potentiellement responsables de la formation "d'ice streams" supplémentaires ou d'influer sur la dynamique des "ice streams" thermo-mécaniques. Parmi ces paramètres, excepté la concentration topographique du flux glaciaire, la circulation d'eau basale semble être le facteur de contrôle majeur des "ice streams" (**Fowler & Johnson, 1995**).

La plupart des simulations numériques des conditions basales des "ice streams" Antarctique mettent en avant la nécessité de mise en place d'une pellicule d'eau à la base de la colonne de la glace. Néanmoins malgré les résultats de ces simulations, les quelques mesures effectuées sur certains "ice streams" en Antarctique ont montré que certains sont pratiquement intégralement contrôlés par la déformation de la couche de till (e.g. 90% de la vitesse accommodée par la couche de till sur le Bindschadler Ice Stream) tandis que d'autres sont

gouvernés par une pellicule d'eau à l'interface glace/substrat (e.g. 25% de la vitesse accommodée par la couche de till sur le Whillans Ice Stream).

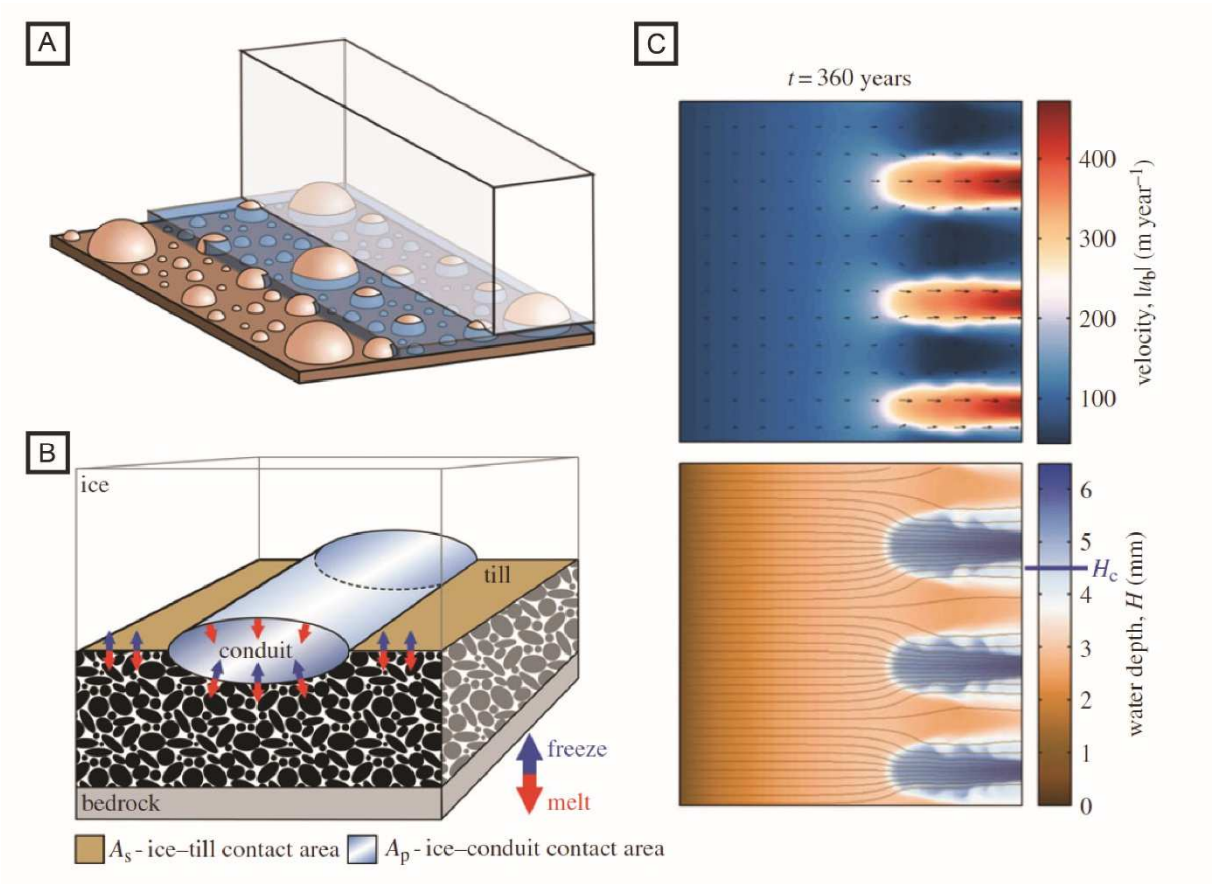


Figure 1.57. Modèles conceptuels du drainage sous-glaciaire au-dessus d'un substrat déformable au niveau des "ice streams" en Antarctique. A. Modèle de Creyts & Schoof (2009). Dans ce modèle une pellicule d'eau à la base de la colonne de glace accélère le flux glaciaire lorsqu'elle est suffisamment haute pour dépasser la taille des clastes à l'interface glace/substrat. B. Simulation de la formation "d'ice streams" par l'introduction d'une pellicule d'eau à l'interface (d'après Kyrke-Smith et al., 2013). C. Modèle conceptuel du système de drainage sous-glaciaire sous le Kamb Ice Stream d'après van der Wel et al. (2013) avec la présence de conduits incisés dans la glace et dans la couche de till (modifié d'après Flowers, 2015).

En terme d'évolution temporelle, il n'existe pas de simulations numériques s'intéressant à la manière dont les "ice streams" évoluent au cours du temps. Néanmoins l'évolution de la vitesse au sein des ice streams au cours du temps, couplée aux observations de terrain des "paléo-ice streams", suggèrent qu'une évolution du système de drainage depuis un système distribué soit à l'interface glace/substrat soit de manière souterraine au sein de la couche de till vers un système chenalisé influe directement sur la vitesse d'écoulement de la glace. Ces notions évoquées précédemment, sont étayées par les nombreuses observations et simulations

numériques au Groënland. Dans cette région, l'impact des variations journalières et saisonnières de la production d'eau de fonte est directement observable sur la vitesse d'écoulement de la glace. En effet les simulations numériques de **Kessler & Anderson (2004)**, **Hewitt & Fowler (2008)**, **Schoof (2010)**, **Hewitt (2011)** et **Hewitt (2013)** ont confirmé que certaines perturbations de la dynamique d'écoulement de la glace sont la conséquence de l'augmentation du processus de fonte basale et/ou d'évènements de de drainage catastrophiques. Ces modèles sont des simulations évoluant spontanément soit en un système chenalisé soit en un système distribué selon la valeur de pression d'eau basale et l'apport en eau de fonte. Néanmoins, ceux-ci faisaient l'approximation que l'intégralité du mouvement de la glace est relatif au mécanisme de glissement basal à l'interface glace-substrat négligeant la déformation du substrat. **Bougamont et al. (2014)** développèrent un modèle complémentaire, qui cette fois-ci, s'intéresse aux processus de déformation et d'érosion se produisant dans une couche de till sous-jacente. Par le biais d'équations contrôlant l'apport en eau de fonte et la relation à la pression d'eau basale, ces simulations ont démontré qu'un processus de saturation/désaturation directement couplée à un processus de pressurisation/dépressurisation d'une couche de till est une explication alternative pouvant expliquer les variations saisonnières de vitesses observées au Groënland. Enfin **Flowers et al. (2004)**, dans une étude s'intéressant aux jökulhlaups en Islande, suggèrent qu'un premier écoulement catastrophique lubrifiant l'interface glace/substrat repris ensuite par un écoulement chenalisé est le modèle permettant d'expliquer à la fois la variation rapide du débit d'eau et de glace lors d'un jökulhlaup.

4.5 - Bilan

Le système glaciaire est gouverné par des interactions entre l'hydrologie sous-glaciaire et la dynamique d'écoulement de la glace. Dans l'optique d'étudier ces relations cette étude se focalise sur les vallées tunnels et les "ice streams" qui sont respectivement les éléments primordiaux du système hydrologique sous-glaciaire et de la dynamique d'écoulement de la glace. Au niveau de l'ancienne calotte des Laurentides, l'identification de marqueurs géomorphologiques a permis de mettre en évidence la coexistence spatiale et probablement temporelle entre des "ice streams" et des vallées tunnels. Parallèlement à cela, l'identification croissante de lacs sous-glaciaires en Antarctique, notamment dans la zone d'enracinement de nombreux "ice streams", suggère que l'hydrologie sous-glaciaire joue un rôle majeur dans l'initiation et/ou l'évolution des "ice streams". En effet, de nombreuses études proposent que le passage d'un écoulement distribué, favorisant l'écoulement de la glace, à un écoulement chenalisé, puisse influer sur la dynamique de "l'ice stream". Il est donc raisonnable de suggérer que les vallées tunnels, régulièrement observées au niveau des "paléo-ice streams", puissent symboliser la transition vers un écoulement plus efficace régulant la vitesse de l'écoulement de la glace. La modélisation numérique est actuellement la méthode la plus utilisée pour étudier les processus sous-glaciaires et la dynamique glaciaire. En effet l'inaccessibilité du milieu sous-glaciaire rend l'observation directe impossible et les données sur la dynamique glaciaire consiste en des observations ponctuelles dans l'espace et dans le temps sur les calottes actuelles. De plus les marqueurs géomorphologiques et les reconstructions sur les calottes anciennes ne permettent pas d'accéder à l'évolution temporelle de la dynamique glaciaire. Cependant, la modélisation numérique n'est pas encore en mesure de concilier l'érosion sous-glaciaire, l'hydrologie sous-glaciaire et la dynamique d'écoulement de la glace. En effet quel que soit l'élément ou le processus du système glaciaire que l'on souhaite reproduire, celui-ci est le résultat d'un très grand nombre d'interactions très difficilement reproductibles. Ainsi devant la très grande complexité d'une simulation globale, de nombreuses études modélisent numériquement une partie ou un processus gouvernant le système glaciaire. Les quelques simulations tentant de devenir plus réalistes en faisant coexister, par exemple des éléments de drainage distribués et chenalisés, partent de suppositions sur le système hydrologique sous-glaciaire initial ou se basent sur des lois simplifiées reliant par exemple les conditions d'existence de chaque élément à la pression d'eau basale.

« La théorie, c'est quand on sait tout et que rien ne fonctionne.

La pratique, c'est quand tout fonctionne et que personne ne sait pourquoi.

Ici, nous avons réuni théorie et pratique : rien ne fonctionne et personne ne sait pourquoi ! »

Albert Einstein

CHAPITRE II - MÉTHODES ET TRAITEMENTS

Partie 1 - Modélisation analogique

1.1 - Introduction

Certains phénomènes naturels sont suffisamment simples et/ou bien documentés pour être décrits par une approche mathématique théorique. Cependant d'autres phénomènes plus méconnus par leur inaccessibilité, par le manque de données ou par la complexité de certaines interactions ne peuvent être complètement expliqués par une approche purement mathématique. Dans ce cas, les approches expérimentales de type analogique ou numérique sont utilisées. Néanmoins, la difficulté principale de la modélisation provient de l'incompréhension, au moins partielle, du phénomène naturel qui nécessite un degré de simplification plus ou moins important sur les matériaux, les conditions initiales ou encore l'échelle temporelle tout en maintenant un certain réalisme.

Toutefois, depuis les premiers essais de modélisation analogique datant du début du 19ème siècle, l'interrogation principale concerne le réalisme des expériences menées. Dans quelle mesure le modèle constitue-t-il une représentation à une échelle temporelle et/ou spatiale humaine du phénomène naturel ?

C'est vers le milieu du 20ème siècle que la théorie du dimensionnement fut appliquée aux modèles de sciences de la Terre (**Hubbert, 1937**). Celle-ci fut depuis reprise et revisitée par divers auteurs (e.g. **Davy & Cobbold, 1991 ; Cobbold & Jackson, 1992**). Cette théorie considère qu'un modèle bien dimensionné correspond à une simple mise à l'échelle du phénomène naturel. Ainsi en connaissant certains paramètres physiques du phénomène naturel tels que la densité, la viscosité ou encore la température, et en y appliquant une mise à l'échelle proportionnelle stricte, le modèle analogique obtenu sera une bonne représentation du phénomène naturel. Deux grandes catégories de modélisation existent: les modélisations sous gravité artificielle et les modélisations sous gravité normale. Dans le premier cas, le modèle est placé dans un centrifugeuse modifiant la valeur de l'accélération de la pesanteur ce qui permet d'utiliser des matériaux plus résistants que dans les expériences à gravité normale (**Mourgues, 2003**). Les modèles sous gravité normale pour être bien dimensionnés nécessitent d'utiliser des matériaux peu résistants (matériel granulaire, matériau de faible viscosité…).

L'essor de la modélisation analogique dans le domaine de la tectonique, des processus d'érosion et de la morphodynamique sur les dernières décennies a démontré que certaines modélisations "mal" dimensionnées c'est-à-dire avec des rapports de paramètres physiques différents, présentaient des résultats visuellement conformes avec le phénomène naturel. **Paola et al.**

(2009) qualifièrent ce phénomène comme étant "l'efficacité déraisonnable" de la modélisation. Dans leur synthèse, **Paola et al. (2009)** établirent qu'une miniaturisation stricte d'un phénomène naturel n'est pas forcément la meilleure solution pour reproduire le dit-phénomène, celui-ci étant sujet à des interactions entre les différents composants qui ne sont pas forcément reproductible de manière conventionnelle.

L'incapacité actuelle de la modélisation numérique d'obtenir des lois reliant la dynamique d'écoulement de la glace aux processus inhérents au système hydrologique sous-glaciaire global tend à réfléchir sur l'éventualité d'approche alternative. La modélisation de type analogique est généralement une alternative ou un complément à la modélisation numérique. Les tentatives de modélisation analogique dans le domaine glaciaire et plus spécifiquement dans le domaine sous-glaciaire sur lequel cette étude est axée sont assez peu nombreuses en raison de la complexité à reproduire expérimentalement un environnement glaciaire (**Catania & Paola, 2001**). Cette étude, constitue à ce jour l'unique tentative de modélisation analogique combinant hydrologie sous-glaciaire, érosion sous-glaciaire et dynamique glaciaire. Il est donc raisonnable de se demander si le développement de nouveaux modèles analogiques ne serait pas en mesure d'apporter plus d'informations sur les environnements glaciaires, notamment sur l'interaction entre l'hydrologie sous-glaciaire, l'érosion sous-glaciaire par l'eau de fonte et la dynamique d'écoulement de la glace. En se basant sur les premières tentatives de modélisation analogique par **Catania & Paola (2001)** et **Marra et al. (2014)** le dispositif expérimental détaillé dans la section suivante a été conçu afin de simplifier le concept d'écoulement d'eau sous un glacier à sa physique la plus basique.

1.2 - Réflexion sur la sélection des matériaux

1.2.1 - Couverture glaciaire

La glace est un fluide non-Newtonien, c'est-à-dire un fluide où la loi entre contrainte et déformation n'est pas linéaire, et dont le comportement est régi par les loi d'écoulement de fluide visqueux (cf. Loi de Glen **Eq. 1.13**). Ainsi, l'utilisation d'un matériel visqueux de type silicone, miel ou résine permet d'approcher le même comportement que la glace. La viscosité, paramètre déterminant la capacité du fluide à s'écouler, se définit de la manière suivante (**Eq. 2.1**) :

$$\eta = \frac{\tau}{\frac{dv}{dy}} \qquad \textbf{(Eq. 2.1)}$$

avec η la viscosité (Pa.s), τ la contrainte cisaillante (Pa) et $\frac{dv}{dy}$ le gradient de vitesse perpendiculaire au plan de cisaillement.

Si l'on considère que la plupart des glaciers sont peu mobiles (cf. Chapitre I Partie 3 Section 3.2) la contrainte verticale qui met en mouvement le glacier est égale à la contrainte cisaillante qui s'oppose au mouvement. A une échelle locale on peut également considérer que la surface du glacier est horizontale d'où (**Eq. 2.2**) :

$$\tau = \rho\, g\, H \qquad \textbf{(Eq. 2.2)}$$

avec ρ la masse volumique de la glace (kg.m^{-3}), g l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2}) et H l'épaisseur de la colonne de glace (m).

Partant du principe qu'il est nécessaire d'utiliser un matériel visqueux de type silicone, résine ou miel dont la gamme de viscosité est comprise entre 10^1 et 10^4 Pa.s il est possible d'établir une échelle temporelle entre le système expérimental et le système naturel. Si l'on considère une échelle verticale raisonnable d'un kilomètre de glace égale à un centimètre de matériel analogue, l'échelle temporelle s'exprime de la manière suivante (**Eq. 2.3**) :

$$\frac{\eta_{glace}}{\eta_{exp}} = \frac{\tau_{glace} t_{glace}}{\tau_{exp} t_{exp}} = \frac{10^{13}}{10^{1\,\text{à}\,3}} = 10^{10\,\text{à}\,12} \qquad \textbf{(Eq. 2.3)}$$

d'où (**Eq. 2.4**) :

$$\frac{t_{glace}}{t_{exp}} = \frac{10^{10\,\text{à}\,12}\tau_{exp}}{\tau_{glace}} = 10^{6\,\text{à}\,8} \qquad \textbf{(Eq. 2.4)}$$

Une seconde dans le modèle expérimental représente donc $10^{6\,\text{à}\,8}$ secondes dans la réalité soit 10 jours à 3 ans. Selon le matériel utilisé, un épisode glaciaire court de 1000 ans durera entre 5 minutes et 9 heures dans le modèle expérimental. Le dimensionnement uniquement d'un point de vue de la couverture visqueuse rend l'expérimentation possible dans une gamme de temps raisonnable.

Néanmoins pour procéder à la simulation d'une couverture glaciaire il convient de s'intéresser aux phénomènes qui sont inhérents à la glace tels que les processus de fonte et d'accumulation ainsi que sa capacité à se fracturer lorsque la vitesse de déformation devient trop importante. Les processus d'ablation et d'accumulation (cf. Chapitre I Partie 1) sont pour le moment impossibles à simuler car ils requièrent d'inventer un système permettant de transformer et de

transporter la matière d'un point à un autre. Le processus de fracturation est en théorie possible avec un matériel visqueux analogue à la glace. Néanmoins, la faible viscosité des gammes de matériaux utilisables en modélisation analogique rend la fracturation impossible, celle-ci nécessitant une vitesse de déformation trop importante. Ainsi, l'utilisation d'un matériau visqueux pour la simulation de la glace ne permet pas de simuler l'intégralité des phénomènes subit par une couverture glaciaire.

La glace, une fois organisée en tant que calotte glaciaire, apparaît comme un fluide perméable, celle-ci possédant un réseau de drainage complet permettant à l'eau de circuler depuis la surface jusqu'à sa base. Néanmoins la glace, sans organisation spécifique, est un fluide imperméable. Parmi les matériaux visqueux utilisables en modélisation, la gomme de silicone possède ce caractère imperméable. De plus celle-ci possède un caractère primordial dans cette étude, la transparence, nécessaire à l'observation des structures sous-glaciaires.

1.2.2 - Eau de fonte

Si l'on se base du point de vue d'un dimensionnement classique, le rapport sans dimension entre la viscosité de la glace et celle de l'eau de fonte circulant à sa base doit être égal au rapport de viscosité entre la gomme de silicone, précédemment sélectionnée pour simuler la calotte glaciaire, et un fluide simulant l'eau de fonte (**Eq. 2.5**)

$$\frac{\eta_{glace}}{\eta_{eau}} = \frac{\eta_{silicone}}{\eta_{fluide}} = \frac{10^{13}}{10^{-3}} = 10^{16} \text{ d'où } \eta_{fluide} = \frac{\eta_{silicone}}{10^{16}} = 10^{-12} \text{ Pa.s} \qquad \textbf{(Eq. 2.5)}$$

Or la viscosité du dihydrogène (H_2), un des gaz les moins visqueux, est de l'ordre de 10^{-7} Pa.s.

L'utilisation d'un gaz peu visqueux, comme l'air ou l'hélium, semble le plus approprié pour simuler l'eau de fonte. Néanmoins, le fluide à utiliser doit posséder une masse volumique supérieure à celle de la glace (916 kg.m^{-3}). Or n'importe quel gaz à une masse volumique inférieure à celle de la glace (e.g. air 1.2 kg.m^{-3}) ce qui ne permet pas de simuler le phénomène de découplage entre la couverture et le substrat se produisant de manière récurrente à la base de certaines régions des calottes glaciaires par l'introduction d'une pellicule d'eau (cf. Chapitre I Partie 1 Section 2.3). La gomme de silicone, sélectionnée précédemment, possède une masse volumique proche de celle de la glace (967 kg.m^{-3}) ce qui rend l'utilisation d'un gaz impossible dans l'optique de développer un écoulement à la base de la calotte. Ainsi l'eau malgré un défaut de dimensionnement d'un point de vue de la viscosité apparaît comme le meilleur choix pour simuler une circulation d'eau de fonte basale.

1.2.3 - Système d'injection

Dans le système naturel, l'eau de fonte atteint la base du glacier par fonte glaciaire, soit in-situ soit à la surface et à l'intérieur du glacier pour être transportée ultérieurement. Dans le cadre de la modélisation expérimentale, le choix de la couverture visqueuse empêche de générer automatiquement l'eau de fonte, celle-ci doit être injectée artificiellement à la base du modèle. L'injection de l'eau dans le modèle (cf. Section 1.3) se fait de manière à ce que sa pression égale ou excède la pression verticale exercée par la calotte de silicone afin d'approcher au maximum le système naturel lorsque l'eau de fonte à la base du glacier s'organise en un réseau de cavités ou une pellicule d'eau (cf. Chapitre I Partie 1 Section 2.3) est à une pression au moins égale à la pression de la colonne de glace. Enfin, la taille de l'injection d'eau sous la calotte de silicone doit être faible par rapport au rayon de la calotte utilisée afin que la majeure partie de la calotte puisse subir une circulation d'eau à la base. Partant de ce postulat une injection d'eau ponctuelle au centre de la calotte (cf. Section 1.3) semble le plus judicieux.

1.2.4 - Substrat

Partant d'une condition initiale de calotte de silicone d'épaisseur centimétrique, la pression d'eau nécessaire à initier un écoulement à l'interface entre la silicone et le substrat est au moins égale à la pression verticale de la colonne de silicone soit quelques centaines de Pascal. Or l'expérience, d'un point de vue technique ne peut dépasser plusieurs mètres de large ce qui implique une injection de taille millimétrique à centimétrique. En utilisant la loi d'écoulement de Poiseuille dans un tube circulaire (**Eq. 2.6**) il est possible de déterminer la gamme de débit nécessaire à la génération d'un écoulement à l'interface silicone/substrat :

$$Q = \frac{\pi\, r^4 \Delta P}{8\, \eta\, L} \qquad \textbf{(Eq. 2.6)}$$

avec Q le débit ($m^3.s^{-1}$), r le rayon du tube (m), ΔP le gradient de pression (Pa), η la viscosité du fluide (Pa.s) et L la longueur du tube (m).

Avec un tube millimétrique à centimétrique et une longueur de tube allant de quelques centimètres à quelques mètres le débit nécessaire est de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-8} $m^3.s^{-1}$ soit un débit très faible. Ainsi le choix du substrat est conditionné par le fait qu'il doit être érodable par un faible débit de circulation. Si on considère que les vallées tunnels, éléments de drainage les plus imposants du milieu sous-glaciaire (cf. Partie I Section 1.4), se forment à la marge des calottes glaciaires (i.e. épaisseur inférieure ou égale à 1000 m) et que leur profondeur moyenne est de l'ordre de la centaine de mètres, les structures expérimentales les plus imposantes auront une

profondeur de plusieurs millimètres. En se basant sur ce postulat d'un chenal de quelques millimètres de profondeur, d'une chute de pression linéaire entre le centre et la marge de la calotte, et en utilisant la vitesse de Darcy (**Eq. 2.7**) il est possible d'estimer la perméabilité du substrat à utiliser.

$$q = \frac{-k}{\eta}\,(\Delta P - \rho g) \qquad \textbf{(Eq. 2.7)}$$

avec q la vitesse de Darcy ($m.s^{-1}$), k la perméabilité (m^2), η la viscosité dynamique (Pa.s), ΔP le gradient de pression (Pa), ρ la masse volumique du fluide ($kg.m^3$) et g l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$)

La gamme de perméabilité du substrat à utiliser est de l'ordre de $10^{-4\text{ à }-3}$ $m.s^{-1}$ ce qui correspond à la perméabilité d'un matériel granulaire tel que le sable.

Ainsi le dispositif expérimental utilisé dans cette étude, consiste en l'injection d'eau pressurisée dans un substrat sableux qui est à la fois poreux, perméable et érodable recouvert partiellement d'une couche visqueuse, imperméable et transparente de gomme de silicone.

1.3 - Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental se compose d'une boîte en verre de 70 cm de long, 70 cm de large et 5 cm de profondeur (**Figures 2.1 et 2.2**). Cette boîte est remplie par une couche homogène de 5 cm de sable fin, complètement saturée en eau qui simule le substrat sous-glaciaire. Une portion circulaire de 15 cm de rayon et de 3 cm d'épaisseur de gomme de silicone couvre la partie centrale du substrat, simulant une partie d'une calotte glaciaire, dans laquelle des marqueurs ponctuels ultraviolets (UV) ont été insérés. Enfin la production d'eau de fonte est simulée par une injection d'eau ponctuelle dans le substrat au centre du modèle, 1.5 cm sous l'interface silicone/substrat, par l'intermédiaire d'un injecteur de 4 mm de rayon contrôlé par un couple pompe/débitmètre.

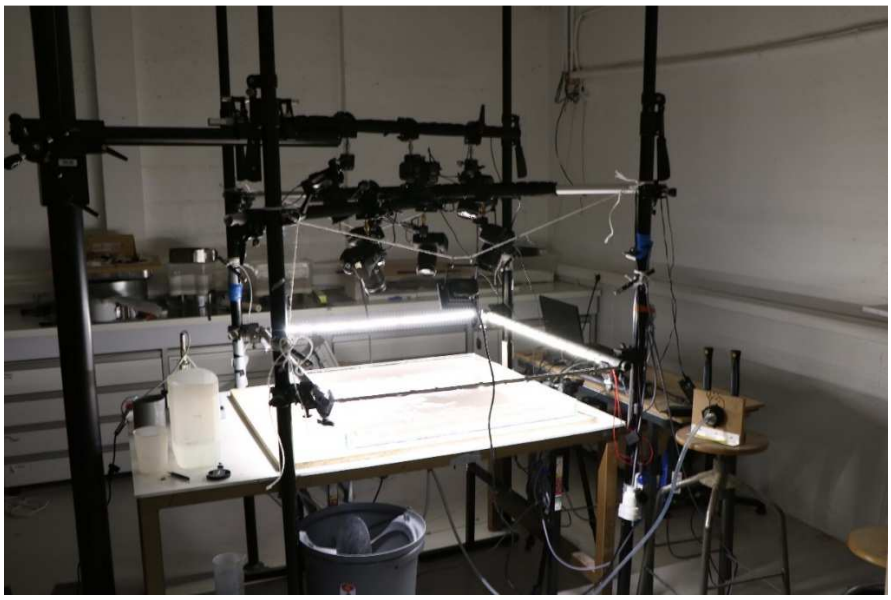


Figure 2.1. Photographie du dispositif expérimental complet utilisé dans cette étude.

Un système de sept appareils photos numériques surplombant le dispositif expérimental permet d'avoir un suivi l'expérience. Un capteur de pression dans le système d'injection permet un suivi de la pression d'eau au cours de l'expérience. L'intégralité de l'expérience est éclairée par quatre rubans LEDs, formant un carré autour de l'expérience pour générer une lumière homogène et multidirectionnelle, et deux projecteurs ultraviolets.

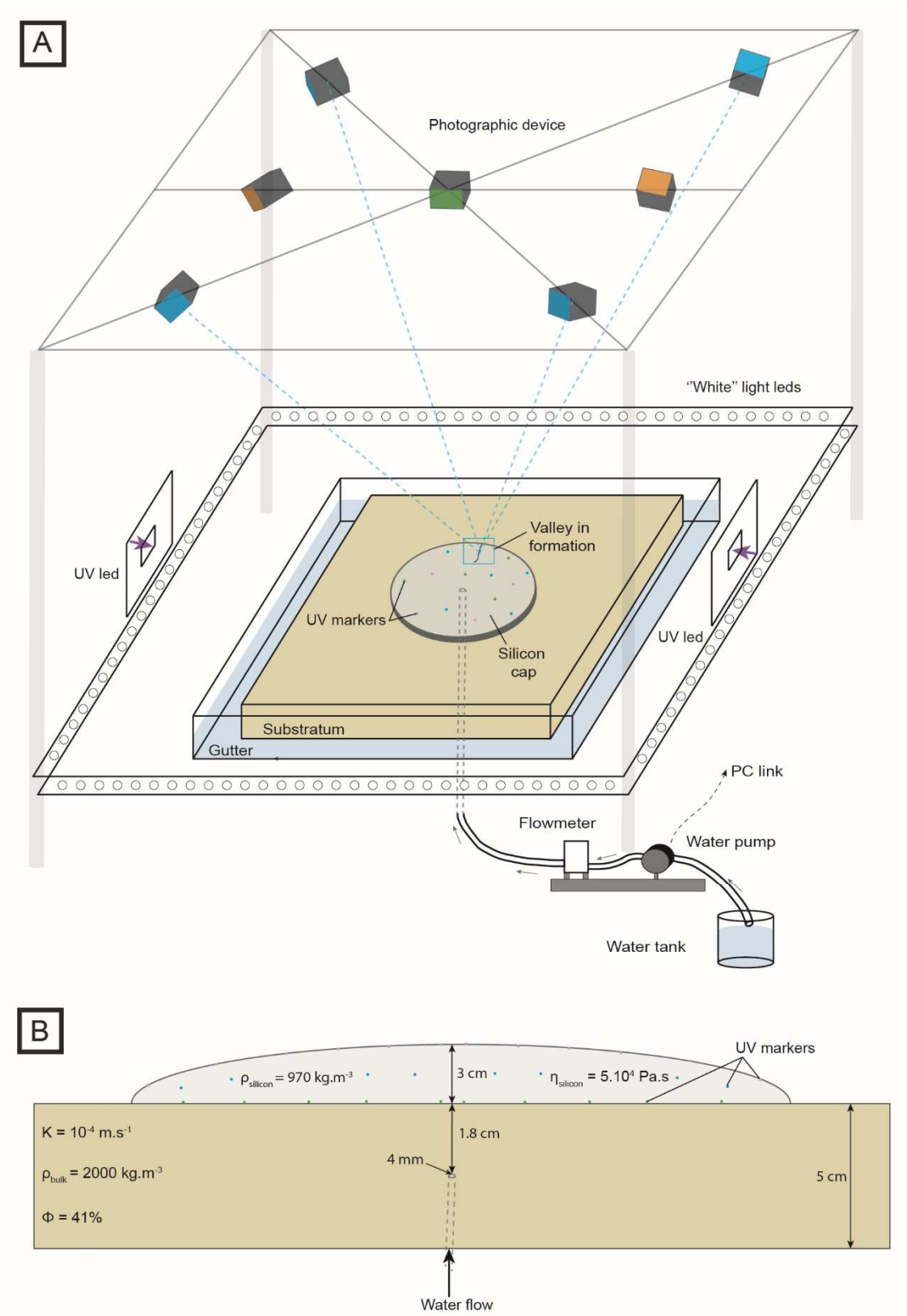


Figure 2.2. Schéma et coupe transversale du dipositif expérimental. A. Schéma interprétatif du dispositif expérimental. B. Coupe transversale du dispositif expérimental renseignant les paramètres physiques associés aux différents matériaux.

1.4 - Composition du dispositif expérimental

Chaque élément composant le dispositif expérimental a été choisi en se fondant sur une simplification des principes généraux du drainage sous-glaciaire et de la dynamique glaciaire. La capacité de chaque élément du dispositif à bien reproduire son homologue naturel sera discuté dans la section Dimensionnement (Section 1.5). Afin de pouvoir comparer de manière plus exhaustive les paramètres expérimentaux aux paramètres naturels dans le cadre du dimensionnement, chaque matériau du dispositif expérimental a été caractérisé en laboratoire dans la mesure du possible.

1.4.1 - Sable

Dans cette étude le substratum sous-glaciaire est simulé par une couche homogène de sable fin (d_{50} = 100 µm) de 5 cm d'épaisseur (**Figure 2.2**). Le sable a été sélectionné car celui-ci est suffisamment perméable et poreux pour simuler un aquifère sous-glaciaire qui peut éventuellement drainer l'intégralité de l'eau injectée mais qui peut également permettre un écoulement à son interface avec la silicone lorsque (i) la capacité de transfert est atteinte ou (ii) la pression du fluide injectée dépasse la pression appliquée par la colonne de sable ajoutée à la pression de la colonne de silicone. De plus, l'érodabilité assez importante de ce matériau permet de faciliter la formation de structures de drainage.

- ***Perméabilité***

La perméabilité d'un milieu poreux se définit comme étant sa capacité à se laisser traverser par un fluide mis en mouvement sous l'effet d'un gradient de pression. Le coefficient de perméabilité d'un milieu poreux est une caractéristique dépendant essentiellement de sa porosité mais également de sa granulométrie et de la nature du matériau (**Figure 2.3**).

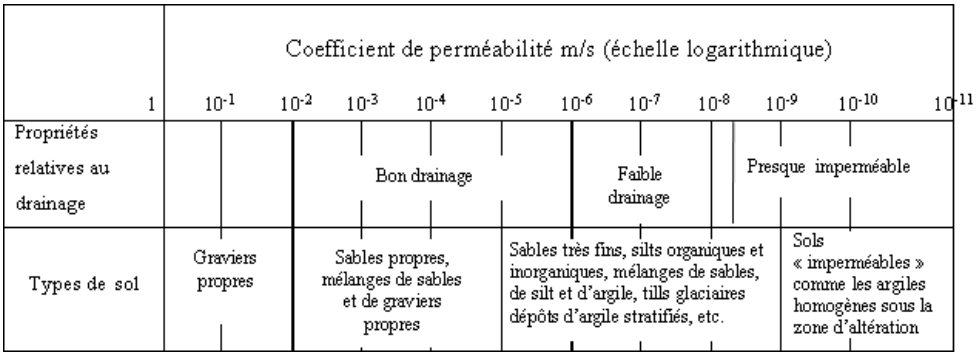


Figure 2.3. Relation entre le coefficient de perméabilité et les caractéristiques de drainage (Holtz & Kovacs, 1991).

Deux méthodes, applications directes de la loi de Darcy, sont utilisées en laboratoire :

- la mesure sous charge constante pour les sols très perméables.
- la mesure sous charge variable pour les sols peu perméables.

Les matériaux classés dans la catégorie des sables, possédant une grande gamme de perméabilité (**Figure 2.3**), les deux types de tests ont été effectués sur un perméamètre de laboratoire.

Le test à charge constante consiste à provoquer un écoulement à travers le matériau à l'aide d'une colonne d'eau dont le niveau n'évolue pas au cours du temps afin d'appliquer une charge constante sur l'échantillon. L'utilisateur mesure ainsi le temps nécessaire pour recueillir un certain volume d'eau (**Eq. 2.8**).

$$K = \frac{V}{t}\frac{L}{S_{ech}H} \qquad \textbf{(Eq. 2.8)}$$

avec K la perméabilité ($m.s^{-1}$), V le volume d'eau recueilli (m^3), t le temps (s), L la longueur de l'échantillon (m), S_{ech} la surface de l'échantillon (m^2) et H la hauteur entre le niveau d'eau et la surface de l'échantillon (m).

Le test à charge variable consiste à provoquer un écoulement à travers le matériau à l'aide d'une colonne d'eau à partir de laquelle une perte de charge ponctuelle est appliquée. De la même manière que le test à charge constante l'utilisateur mesure le temps nécessaire à la perte de charge (**Eq. 2.9**).

$$K = \frac{L}{t}\frac{S_{tube}}{S_{ech}} ln\frac{h_1}{h_2} \qquad \textbf{(Eq. 2.9)}$$

avec K la perméabilité ($m.s^{-1}$), L la longueur de l'échantillon (m), t le temps (s), S_{tube} la surface de la colonne (m^2), S_{ech} la surface de l'échantillon (m^2), h_1 la hauteur initiale du niveau d'eau (m) et h_2 la hauteur finale du niveau d'eau (m).

	Perméabilité (Charge constante)	Perméabilité (Charge variable)
Test 1	$1.2.10^{-4}$ $m.s^{-1}$	$8.25.10^{-5}$ $m.s^{-1}$
Test 2	$8.55.10^{-5}$ $m.s^{-1}$	$1.2.10^{-4}$ $m.s^{-1}$
Test 3	$2.19.10^{-4}$ $m.s^{-1}$	$9.3.10^{-5}$ $m.s^{-1}$
Moyenne	$1.4.10^{-4}$ $m.s^{-1}$	$9.85.10^{-5}$ $m.s^{-1}$

Tableau 2.1. Synthèse des tests à charge constante et à charge variable effectués sur le sable.

Basé sur ces résultats (**Tableau 1**) la perméabilité du sable utilisé dans les expériences a été fixée à 10^{-4} m.s^{-1}.

- ***Masse volumique***

La masse volumique est une grandeur physique qui détermine la masse d'un matériau par unité de volume (**Eq. 2.10**). Généralement notée ρ elle est déterminée par le rapport suivant :

$$\rho = \frac{m}{V} \qquad \textbf{(Eq. 2.10)}$$

avec ρ la masse volumique (kg.m^{-3}), m la masse de matériau (kg) et V le volume de matériau (m^3).

En utilisant le dispositif expérimental dont le volume est connu et en pesant la quantité de sable nécessaire pour le remplir, la masse volumique du sable sec et saturé a été déterminé :

ρ_{sec} = 1600 kg.m^{-3} et $\rho_{saturé}$ = 2000 kg.m^{-3}.

- ***Porosité***

La porosité correspond à l'ensemble des vides d'un matériau solide qui sont remplis par un fluide (**Eq. 2.11**). C'est une grandeur physique s'exprimant en pourcentage qui conditionne la valeur de la perméabilité et donc la capacité d'écoulement du matériau.

$$\phi = \frac{V_{vides}}{V_{total}} \qquad \textbf{(Eq. 2.11)}$$

La masse volumique réelle d'un matériel granulaire s'exprime de la manière suivante (**Eq. 2.12**) :

$$\rho_{bulk} = (1 - \phi)\rho_g + \phi\rho_w \qquad \textbf{(Eq. 2.12)}$$

avec ρ_{bulk} la masse volumique moyenne du sable (kg.m^{-3}), ϕ la porosité du sable (%), ρ_g la masse volumique du grain de sable (kg.m^{-3}) et ρ_w la masse volumique du fluide (kg.m^{-3}). Connaissant la masse volumique moyenne du sable sec et saturé la porosité du sable utilisé dans les expériences a pu être évaluée aux alentours de 40%.

1.4.2 - Silicone

Dans cette étude, la couverture glaciaire est simulée par une portion circulaire de gomme de silicone de masse volumique $\rho_{silicone}$ = 967 kg.m^{-3} (**Figures 2.1 et 2.2**). La gomme de silicone a été sélectionnée pour ses propriétés de densité, d'imperméabilité, de viscosité et de transparence (cf. Section 1.2).

La viscosité de la silicone, paramètre principal contrôlant sa dynamique, a été mesurée expérimentalement à l'aide d'un viscosimètre expérimental à bille. Cette technique est applicable dans le cadre d'un fluide de moyenne viscosité où la chute de la bille n'est pas trop rapide.

Le principe du dispositif expérimental permettant de mesurer la viscosité d'un fluide est le suivant. Une sphère rigide de diamètre d, de masse volumique ρ_b chute sous l'effet de la gravité dans un fluide de masse volumique ρ_f et de viscosité η. La mesure repose sur l'équilibre qui s'effectue entre les forces de pression, de viscosité et de pesanteur. Pour des fluides à faible nombre de Reynolds et un milieu infini la théorie de Stokes est valable. La vitesse est alors inversement proportionnelle à la viscosité du fluide. On mesure alors la viscosité en se basant sur les propriétés de la bille et sur la vitesse limite atteinte par la bille (**Eq. 2.13**)

$$\eta = \frac{d^2(\rho_b - \rho_f)g}{18\, V_{lim}} \qquad \textbf{(Eq. 2.13)}$$

avec η la viscosité dynamique du fluide (Pa.s), d le diamètre de la bille (m), ρ_b masse volumique de la bille (kg.m^{-3}), ρ_f masse volumique du fluide (kg.m^{-3}), g l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2}) et V_{lim} la vitesse limite de la bille (m.s^{-1}).

Le test de chute de la bille a été effectuée avec une bille de composition inconnue de masse m = 6.9 g, de rayon r = 6 mm et de volume V = 9.05.10^{-7} m^3. Connaissant son volume et sa masse la masse volumique ρ_b a pu être évaluée à 7262 kg.m^{-3} suggérant une composition majoritairement ferrique (7874 kg.m^{-3})

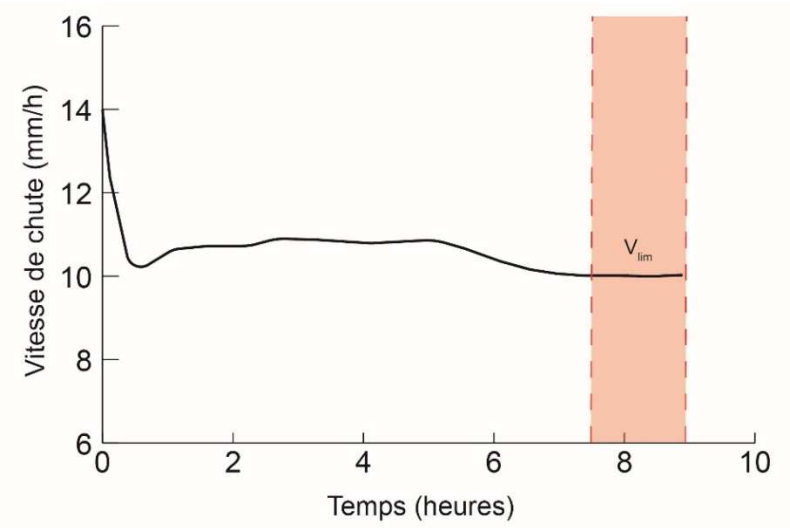


Figure 2.4. Évolution de la vitesse de chute de la bille dans la gomme de silicone au cours du temps.

En utilisant la vitesse limite dans l'équation **2.13** la viscosité de la silicone a été évaluée à 49 400 Pa.s contre 50 000 Pa.s renseigné par le fabricant de la gomme de silicone (**Figure 2.4**).

Enfin la dernière caractéristique justifiant le choix de la silicone est la transparence. En effet dans le cadre de la modélisation analogique le but est de reproduire le phénomène naturel tout en étant en mesure d'effectuer des observations. L'utilisation de la silicone permet d'avoir un matériau réaliste d'un point de vue physique tout en ayant l'opportunité d'observer et de quantifier les structures d'érosion reproduites dans le modèle.

La quantification des structures d'érosion recréées dans le modèle se base sur le principe de photogrammétrie. Cet outil permet à partir de plusieurs photographies d'un même objet, de générer une reconstruction en 3D et d'en extraire un modèle numérique de terrain (MNT). Cependant la silicone, à l'instar de l'eau, est un fluide, certes transparent, mais possédant un indice de réfraction qui déforme le MNT. Un algorithme de correction a été spécialement écrit pour corriger la déformation des MNT par le phénomène de réfraction (cf. Section 3.3). Celui-ci requiert de connaître l'indice de réfraction de la gomme de silicone. N'étant pas renseigné sur la fiche technique du produit, l'indice de réfraction a été déterminé expérimentalement à partir de la technique du demi-cercle (**Figure 2.5**).

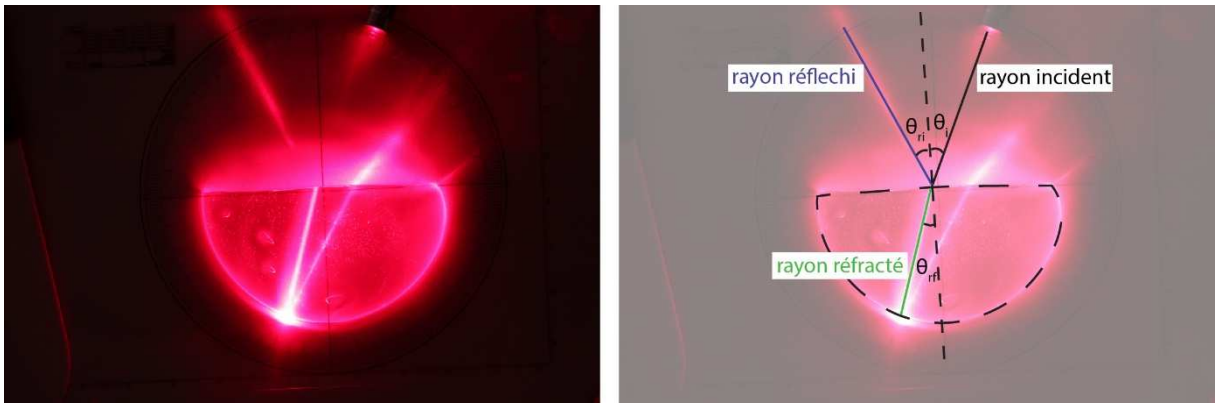


Figure 2.5. Principe de la mesure de l'indice de réfraction par la méthode du demi-cercle.

Cette technique, uniquement applicable à des matériaux transparents, consiste à diriger un faisceau laser sur la tranche horizontale du demi-cercle et d'observer la déviation de ce faisceau lumineux à travers le matériau. En utilisant un cercle gradué il est alors possible de connaître l'angle d'incidence du faisceau et l'angle de réfraction du rayon à travers le matériau réfractant. Une simple application de la loi de Descartes permet alors de déterminer l'indice de réfraction (**Eq. 2.14**).

$$n_1 sin\theta i = n_2\ sin\theta rf \text{ d'où } n_2 = \frac{n_1\ sin\theta i}{sin\theta rf} \qquad \textbf{(Eq. 2.14)}$$

Les tests successifs avec différents angles d'incidence du faisceau sont résumés dans le **Tableau 2** et montrent que la gomme de silicone a un indice de réfraction d'environ 1.42.

N° Test	Angle incident (θ_i)	Angle réfraction (θ_{rf})	Indice de réfraction (n2)
1	40	25	1.52
2	30	20	1.46
3	20	14	1.41
4	11	7.5	1.46
5	10	7	1.42
6	20	15	1.32
7	30	21	1.39
8	40	26	1.46
9	50	32	1.44
10	60	38	1.40
11	21	14	1.48
12	10	8	1.24
13	16	11.5	1.38
14	22	15	1.44
15	25	18.5	1.33
16	35	24.5	1.38
17	40	27	1.41
18	50	33	1.40
19	55	35	1.42
20	60	37.5	1.42
21	70	40	1.46
MOYENNE			**1.42**

Tableau 2.2. Synthèse des tests de réfraction effectués sur la gomme de silicone.

1.4.3 - Eau

Dans cette étude la production d'eau de fonte est simulée par une injection ponctuelle d'eau dans le substrat au centre du modèle. Néanmoins le débit d'injection d'eau dans le substrat n'est pas effectué de manière aléatoire. Le dispositif expérimental reproduit un aquifère recouvert d'une couche imperméable, dont les limites sont circulaires (forme circulaire de la calotte de silicone). L'injection d'eau sous la couverture circulaire produit, sous réserve d'une parfaite symétrie du modèle, un écoulement radial.

La solution d'un écoulement radial en régime permanent (écoulement dont le champ de vitesse est constant au cours du temps) à deux dimensions correspond à la solution élémentaire de Dupuits. Cette solution relie le débit d'injection ou de pompage d'eau au rayon du forage, au rayon de l'aquifère ainsi qu'à la capacité d'écoulement de l'aquifère par la relation suivante (**Eq. 2.15**) :

$$Q = \frac{2\pi K e \frac{P_w}{\rho w g}}{ln\frac{r_1}{r_2}} \qquad \textbf{(Eq. 2.15)}$$

avec Q le debit ($m^3.s^{-1}$), K la perméabilité ($m.s^{-1}$), e l'épaisseur de l'aquifère (m), P_w la pression de l'eau (Pa), ρ_w la masse volumique de l'eau ($kg.m^{-3}$), r_1 le rayon de la calotte de silicone (m) et r_2 le rayon de l'injecteur (m).

Dans le cadre des expériences le débit de fluide doit être suffisant pour générer une pression d'eau supérieure à la somme de la pression exercée par la colonne de sable (pression lithostatique) et la colonne de silicone (pression glaciostatique) (**Eq. 2.16**).

$$P_{water} = (\rho_{bulk}\ g\ h_{sable}) + (\rho_{silicone}\ g\ h_{silicone}) \qquad \textbf{(Eq. 2.16)}$$

avec P_w la pression d'eau, ρ_{bulk} la masse volumique moyenne du sable saturé ($kg.m^{-3}$), g l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$), h_s la hauteur de sable entre l'injecteur et l'interface (m), $\rho_{silicone}$ la masse volumique de la silicone ($kg.m^{-3}$) et $h_{silicone}$ l'épaisseur de silicone au centre du modèle (m).

De cette manière le processus de fluidisation (Chapitre III Partie 1) se produit sur l'intégralité de la surface de l'injecteur et un écoulement d'eau pressurisée s'effectue à l'interface silicone/substrat.

1.4.4 - Système d'injection et mesure de pression

Dans cette étude, la production d'eau de fonte est simulée par une injection ponctuelle d'eau dans le substrat. Le débit d'injection est déterminé par l'équation présentée dans la section précédente (**Eq. 2.15**) et à l'aide d'un ordinateur celui-ci est renseigné à la pompe qui est couplée à un débitmètre. L'eau amenée à la pompe puis injectée dans le substrat est contenue dans un réservoir dont le niveau d'eau coïncide avec la hauteur de l'injecteur afin de ne pas générer un gradient de pression supplémentaire. Le contrôle par un logiciel permet d'obtenir les valeurs réelles du débit au cours du temps et d'intervenir si besoin sur le débit au cours de l'expérience. À la base de l'injecteur une dérivation a été mise en place et connectée à un

capteur de pression afin de suivre l'évolution de la pression d'eau injectée au cours du temps. Le capteur mesure la différence de pression qu'il existe entre la pression atmosphérique et la pression dans le tube. Ce capteur est directement relié à un ordinateur afin d'avoir un suivi en direct de la pression du fluide injecté.

1.4.5 - Système d'acquisition photographique

L'essentiel de cette étude est basé sur la comparaison qu'il est possible de faire entre les structures naturelles et celles reproduites en laboratoire. Dans un esprit de quantification des structures reproduites, un système de sept appareils photos numériques a été mis en place en surplomb de l'expérience (**Figure 2.6** ; 60 cm au-dessus environ). Quatre de ces appareils photos sont uniquement dédiés à de la photographie haute résolution des structures de drainage et à leur reconstruction en trois dimensions par photogrammétrie (**Figure 2.2** ; appareils photos bleus). En effet le principe de la photogrammétrie qui permet la reconstitution d'objets en trois dimensions, repose sur le fait de photographier le même objet selon différentes positions et différentes inclinaisons. Deux appareils photos sont, quant à eux, dédiés uniquement à la prise de photographie de la calotte complète afin de donner un contexte spatial plus général aux photos zoomées sur un élément en particulier de l'expérience (**Figure 2.2** ; appareils photos oranges). Enfin le dernier appareil photo central est paramétré spécifiquement pour la photographie des marqueurs ultraviolets (**Figure 2.2** ; appareil photo vert)

Figure 2.6. Photographie du système d'acquisition photographique utilisé dans cette étude.

Le système complet d'acquisition photographique est contrôlé par ordinateur et synchronisé pour une prise de photographies toutes les 5 secondes permettant d'avoir une évolution très précise de la morphologie des structures de drainage et de la dynamique de la calotte.

1.4.6 - Dispositif ultraviolet

Certaines expériences ont été menées avec un dispositif ultraviolet afin de suivre la dynamique de la calotte de silicone. Ce dispositif consiste à introduire des marqueurs ultraviolets ponctuels (cercle < 1 mm de rayon) dans la silicone (**Figure 2.7**).

Ces marqueurs sont organisés en trois couches distinctes positionnées à la base de la calotte (contact avec le substrat), à mi épaisseur et en surface de la calotte. Chaque couche est caractérisée par une couleur de marqueurs UV qui lui est propre (vert à la base, bleu à mi-épaisseur et rose en surface) afin de faciliter leur identification lors du post-traitement. Les marqueurs UV représentent seulement 0.5% du volume total de la calotte de silicone et n'influent aucunement sur la dynamique de la calotte. L'invisibilité des marqueurs UV dans le spectre visible de la lumière permet de quantifier la dynamique de la calotte de silicone soumise à un écoulement d'eau à sa base sans altérer la transparence de la silicone mais requiert un éclairage spécifique de type LED (deux projecteurs LED) afin de permettre leur observation. Ainsi dans le but d'associer l'information morphologique, déduite des photographies faites en lumière blanche, avec l'information dynamique, déduites des marqueurs UV, un système électrique associé à une temporisation permet de passer d'un éclairage à l'autre de manière très régulière (oscillation toutes les 5 secondes).

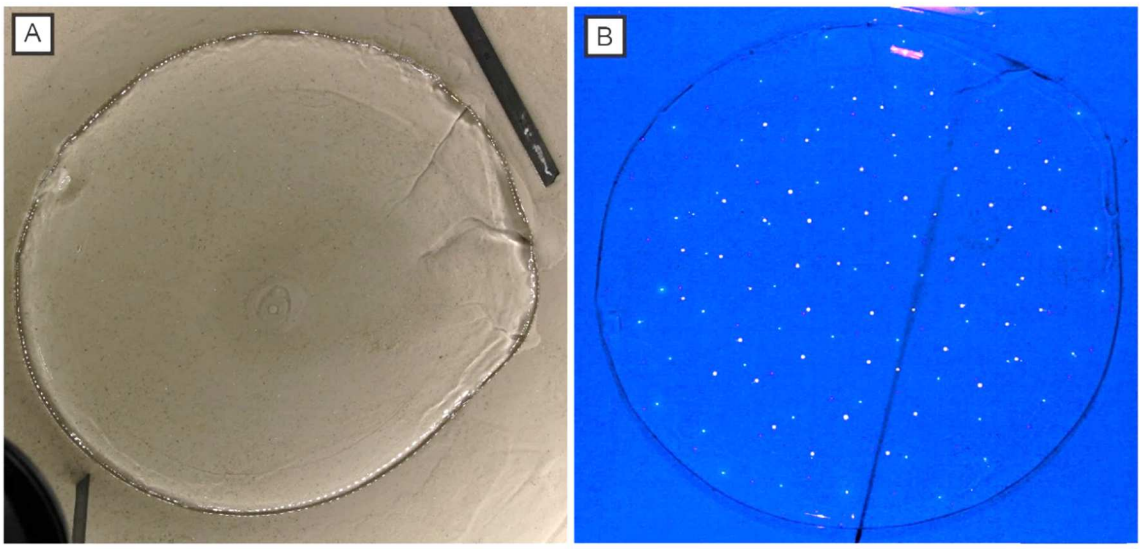


Figure 2.7. Exemple de photographies prises en lumière blanche (A) et en lumière UV (B).

1.5 - Dimensionnement

1.5.1 - Introduction et concepts

Depuis plusieurs décennies, de nombreuses études se basent sur la modélisation analogique pour tenter de reproduire l'évolution morphologique du paysage à une échelle réduite. L'attrait de la modélisation analogique tient dans le fait que l'intégralité du système est contrôlé et contrôlable permettant d'accélérer la durée du processus à une échelle raisonnable et de supprimer les problèmes liés, par exemple, à l'intermittence d'un processus dans la nature en concevant un modèle constamment actif. La méfiance et le scepticisme vis-à-vis de la modélisation expérimentale proviennent des questionnements sur le dimensionnement d'une expérience, c'est-à-dire la représentativité d'un modèle analogique avec le système naturel (**Paola et al., 2009**).

Classiquement, le dimensionnement d'une expérience consiste à recréer un modèle réduit du système naturel qui pourra être considéré comme une copie exacte du système naturel permettant ainsi de s'appuyer sur ce modèle pour développer de nouvelles théories. Cette approche, appelée le dimensionnement dynamique, se base sur deux grandes étapes (**Paola et al., 2009**) :

- Déterminer à partir des équations mathématiques gouvernant le processus ou, dans le cas ou celles-ci sont inconnues, déterminer à partir de l'analyse dimensionnelle l'intégralité des paramètres caractérisant la dynamique du système.
- Construire son modèle de telle manière que le rapport de chacun des paramètres entre le modèle et la nature soient équivalents.

Dans le cas d'une expérience impliquant la circulation d'un fluide, la vitesse du fluide et la longueur du modèle, les paramètres tels que le nombre de Reynolds et de Froude doivent être dimensionnés. Dans le cas d'expériences impliquant le transport de particules les variables telles que la granulométrie, la cohésion, la friction ou encore le nombre de Reynolds doivent être dimensionnés. Le nombre de variables à dimensionner augmente très nettement lorsque qu'un modèle tente de simuler l'interaction entre plusieurs phénomènes.

Le dimensionnement dynamique, bien qu'offrant la possibilité de recréer une version réduite et fiable en termes de processus du système naturel, est impossible à effectuer dans son intégralité. La méconnaissance partielle de certains processus empêche une mise à l'échelle parfaite du processus que l'on souhaite simuler. De plus il a été montré que la plupart des modèles parfaitement remis à l'échelle ne reproduise pas les géométries escomptées. Cette observation

a amené à considérer qu'un modèle simple simulant l'essence même du processus que l'on souhaite reproduire aboutit généralement à de meilleurs résultats qu'une simulation parfaitement contrôlée. En effet dans les expériences impliquant du transport sédimentaire, des paramètres tels que la pente du matériau ou la forme du chenal doivent être déterminés de manière interne au modèle et ne pas subir de contrôle externe.

1.5.2 - Dimensionnement du modèle analogique

Le principe de l'expérience consiste à simuler un écoulement d'eau pressurisée à l'interface séparant une couverture visqueuse et un substrat poreux. Cette expérience implique du transport sédimentaire, un écoulement de fluide qui peut-être chenalisé ou distribué, impliquant donc la physique d'écoulement d'eau dans un conduit, ou en nappe. Ce même écoulement contrôle partiellement la dynamique de la calotte de silicone ce qui implique donc de connaître la physique régissant un écoulement de fluide visqueux soumis partiellement à un écoulement basal.

Cependant la sélection des matériaux ayant été effectuée afin de privilégier la similitude des processus clés entre le système naturel et le modèle expérimental (e.g. découplage) certains ratios de paramètres physiques (e.g. rapport de viscosité fluide/couverture) ne sont pas égaux entre le système naturel et expérimental excluant donc un dimensionnement classique. Afin de résoudre ce problème un dimensionnement à posteriori a été effectué. En effet considérant que l'utilisation d'un dimensionnement classique est irréaliste et que les interactions entre l'écoulement d'un fluide à la base d'un glacier et sa dynamique sont une des inconnues requérant l'utilisation de la modélisation numérique, une approche plus qualitative semble plus appropriée. Cette approche à posteriori consiste à dimensionner l'expérience en se servant de la vitesse des processus clés reproduits dans l'expérience. L'utilisation de la vitesse du processus est une manière détournée d'intégrer l'intégralité des paramètres contrôlant le dit-processus sans en maîtriser la complète complexité. Dans notre cas, un rapport entre la vitesse d'érosion du substrat et la vitesse de déplacement de la marge du glacier englobe l'intégralité des processus liés à de l'érosion en domaine pressurisé et à la lubrification d'une couverture visqueuse.

L'essence du dimensionnement appliqué ici consiste à déterminer le champ de validité de nos expériences dans le cadre naturel. Pour cela la démarche suivante a été utilisée (**Lelandais et al., 2016**) :

- Les vallées tunnels sont des incisions faisant une centaine de mètres de profondeur d'où $h_{nat} = 10^2$ à 5.10^2 m
- Les vallées expérimentales sont des incisions faisant 2 mm de profondeur au maximum d'où $h_{exp} = 5.10^{-1}$ mm à 2.10^0 mm
- Les vallées tunnels sont supposés se former selon les mécanismes de formation en une centaine d'années pour les plus rapides et quelques milliers d'années pour les plus progressifs d'où t_{nat} = 10^2 à 10^4 années
- Les vallées expérimentales se forment en une centaine de secondes mais peuvent rester actives plusieurs milliers de secondes d'où $t_{exp} = 10^2$ à 10^3 secondes (cf Chapitre IV).

Ainsi la vitesse d'incision des vallées tunnels se situent entre 10^{-2} m.an^{-1} et 5.10^0 m.an^{-1} et la vitesse d'incision des vallées expérimentales se situent dans une gamme de vitesse comprise entre 3.10^1 m.an^{-1} et $6.3.10^2$ m.an^{-1}.

Dans notre expérience la calotte de silicone n'est pas soumis à un processus d'ablation, ainsi il est impossible de simuler un retrait glaciaire. Au contraire la silicone étant visqueuse celle-ci ne peut simuler qu'une avancée de la marge. Dans le domaine naturel la marge d'un glacier peut se déplacer à une vitesse de 10^{-1} m.an^{-1} ou en contexte "d'ice stream" ou de "surge" celle-ci peut avancer de plusieurs kilomètres par an (10^3 m.an^{-1} ; **Solomina et al., 2016**). Dans les expériences menées, la marge de la silicone ne dépasse pas 10^{-1} mm.s^{-1}, phénomène généralement temporaire. Ainsi le rapport de vitesse entre le déplacement de la marge et la vitesse d'incision dans nos expériences est compris entre 0.5 et 100. En utilisant les valeurs naturelles de déplacement de la marge et de vitesse d'incision déterminée précédemment une projection du domaine de validité des expériences a pu être tracée (**Figure 2.8**). Celle-ci est contenue dans le champ des possibilités des systèmes naturels validant ainsi la capacité du modèle expérimental à simuler un système sous-glaciaire cohérent.

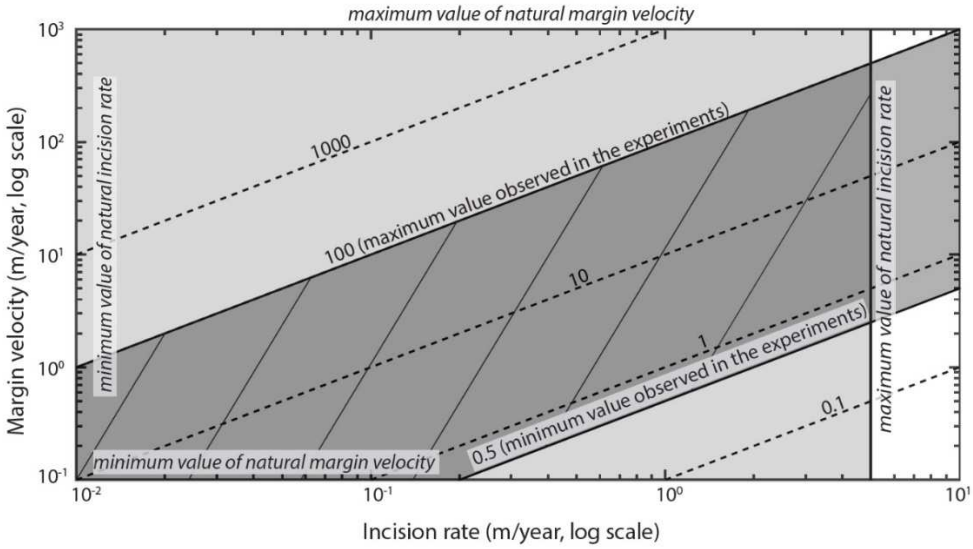


Figure 2.8. Graphique présentant le domaine de validité des expériences menées avec le dispositif expérimental (Lelandais et al., 2016).

Le choix des éléments du dispositif expérimental décrits précédemment a été fait selon l'idéologie qu'il est préférable de concevoir une expérience présentant des défauts de dimensionnement, selon l'approche classique de la discipline, mais accomplissant ce qui constitue le concept de base du processus que l'on cherche à reproduire. Les incohérences de dimensionnement, selon une approche conventionnelle de la discipline évoquée au début de cette partie, et qui sont relatives au choix des matériaux ne sont pas occultés dans l'analyse des résultats. Cependant la correspondance nette entre les structures formées et la dynamique de la calotte entre les expériences et le naturel (cf. Chapitres III, IV et V) suggèrent que ces incohérences sont source d'erreurs dans les expériences en termes d'échelle spatiale, de dimensions ou encore d'échelle temporelle.

Partie 2 - Protocole expérimental et acquisition des données

2.1 - Introduction

L'approche innovante du dispositif expérimental et la recherche de quantification dans les expériences menées, nécessite le développement d'un protocole expérimental, d'un protocole d'acquisition des données et d'un protocole de post-traitement précis et adaptés au dispositif. Le modèle expérimental faisant intervenir une grande quantité de paramètres qui jouent sur le résultat final de l'expérience (cf. Chapitre IV), le protocole expérimental a été conçu avec comme objectif de retirer ou au moins de réduire au maximum l'effet des paramètres non désirés. L'intégralité du protocole et du traitement ayant été conçu pour une application directe au dispositif expérimental, une description exhaustive de toutes les étapes sera effectuée dans cette partie. Afin de permettre la bonne compréhension de toutes les étapes requises dans la mise en place, le déroulement et le post-traitement des expériences, le même exemple sera utilisé tout le long de la description.

2.2 - Mise en place de l'expérience

2.2.1 - Préparation du substrat

Le substrat se compose d'une couche homogène de 5 cm d'épaisseur de sable fin (d_{50} = 100µm) saturée et compactée. L'homogénéité du substrat est assurée grâce à un remplissage spécifique à chaque expérience. En effet, l'injection d'eau et le processus d'érosion tend à regrouper les grains légèrement plus grossiers (> 100 µm) et ainsi potentiellement influer sur la direction de l'écoulement. Pour réduire les paramètres extérieurs, chaque expérience a donc été effectuée avec un sable à part entière en procédant de la manière suivante :

- Détermination du volume du dispositif expérimental: 24 500 cm^3.
- Remplissage du dispositif expérimental avec de l'eau.
- Remplissage du dispositif expérimental avec du sable par système pluviométrique associé à la mesure de la masse introduite.
- Compaction contemporaine du remplissage (tous les 5 mm).

Afin d'assurer un substrat homogène en terme de saturation et de compaction, deux paramètres qui conditionnent la direction d'écoulement, le dispositif expérimental est au préalable rempli d'eau. L'introduction de la couche de sable se fait alors par pluviométrie à l'aide d'un prisme à base trapézoïde percé de trous réguliers de diamètre 2 mm. La création de cet outil aux

dimensions de l'expérience permet de faire chuter un flux régulier de sable sur toute la surface du dispositif à travers la couche d'eau favorisant ainsi la sédimentation et permettant l'augmentation progressive et équitable de l'épaisseur du substrat. En parallèle, la masse de sable introduite dans le dispositif pluviométrique est mesurée permettant ainsi, connaissant la densité du sable et le volume du dispositif, de contrôler la cohérence de la masse volumique et de la porosité du sable d'une expérience à l'autre.

La superposition de couches successives de sable dans le dispositif engendre de manière régulière des hétérogénéités de compaction, c'est-à-dire des zones au niveau desquelles les grains sont mieux organisés, laissant moins d'espace rendant le sable plus compact. Ainsi pour éviter l'introduction d'hétérogénéités, le dispositif expérimental est placé lors du remplissage sur une table de vibration qui est actionnée lorsque le substrat devient 5 mm plus épais. La vibration régulière de la couche de sable permet une réorganisation plus stable des grains de sable et minimise le développement d'hétérogénéités.

2.2.2 - Préparation de la silicone

Dans cette étude, un fragment de calotte glaciaire est simulé par une portion circulaire de silicone de 15 cm de rayon et de 3 cm d'épaisseur. La faible surface de substrat recouverte par la calotte de silicone ainsi que sa forme circulaire permettent d'éviter tout effet de bord et de ne pas contraindre l'écoulement dans une direction préférentielle.

La gomme de silicone, matériau visqueux et transparent, peut prendre n'importe quelle forme. Cependant, sans contenant adapté, celle-ci flue indéfiniment créant une couche très fine et circulaire. Ainsi l'expérience nécessitant une couche circulaire de silicone, celle-ci est au préalable contenue dans un moule aux bords amovibles. Connaissant la masse volumique de la silicone et le volume nécessaire à la création de la calotte souhaitée, le protocole consiste à extraire une masse m de silicone qui est ensuite mise à décanter dans le moule prévu à cet effet. Ce processus de décantation peut prendre entre quelques heures et plusieurs jours. En effet la silicone étant un matériel visqueux, l'extraction entraîne régulièrement le piégeage de bulles d'air à l'intérieur de la calotte. Une certaine durée, dépendant du nombre de bulles présentes, permet ainsi leurs remontées à la surface. Ce processus est nécessaire dans le sens où l'air piégé dans la silicone influe sur la viscosité de la couche mais surtout sur sa transparence qui est indispensable dans le processus de photogrammétrie.

Une partie des expériences décrites dans cette étude ont été faites avec des marqueurs UV. Ces marqueurs UV permettent le suivi de la dynamique de la calotte de silicone. Trois couches de

marqueurs UV sont positionnés dans la calotte, la première à la base (interface silicone/substrat), la deuxième à mi- épaisseur et la troisième en surface. Ces trois couches permettent d'avoir un suivi à la fois longitudinal et vertical de la vitesse de la calotte et ainsi d'identifier plus facilement les zones en découplage.

Ces marqueurs sont positionnés dans la couche de silicone en superposant plusieurs couches de la manière suivante :

- Dépôt de la première couche (2 mm d'épaisseur).
- Positionnement de la première couche de marqueurs UV (60 marqueurs d'environ 1 mm de rayon avec un espacement d'environ 1 cm entre chaque).
- Séchage et décantation.
- Dépôt de la deuxième couche (1.3 cm d'épaisseur).
- Positionnement de la deuxième couche de marqueurs UV (60 marqueurs d'environ 1 mm de rayon avec un espacement d'environ 1 cm entre chaque).
- Séchage et décantation.
- Dépôt de la troisième couche (1.5 cm d'épaisseur).
- Positionnement de la troisième couche de marqueurs UV (60 marqueurs d'environ 1 mm de rayon avec un espacement d'environ 1 cm entre chaque).
- Séchage et décantation.

Une fois la dernière couche de marqueurs déposée et la silicone parfaitement transparente, celle-ci est prête à être déposée sur le substrat pour démarrer l'expérience. Le processus de dépôt impliquant de retourner la couche de silicone sur le substrat, les marqueurs UV positionnés en surface se retrouve à l'interface silicone/sable donnant ainsi une information précise sur le processus de découplage.

2.2.3 - Calibration de la pompe et des capteurs de pression

Le système d'injection du dispositif expérimental est constitué d'un couple pompe/débitmètre contrôlé par ordinateur. L'eau est alors puisée dans un réservoir puis injectée dans un tuyau principal reliant la pompe à l'injecteur. Une dérivation juste en dessous de l'injecteur est reliée à un capteur de pression afin de suivre l'évolution de la pression de l'eau injectée au cours du temps.

L'injection d'eau se faisant directement dans un milieu granulaire, un tamis, dont la taille des pores est inférieure à la taille des grains de sable, est positionné sur la partie supérieure de l'injecteur évitant ainsi que le sable rentre dans le système de tuyaux une fois l'injection

interrompue. Cependant les expériences successives effectuées au cours de cette étude ont montré des défaillances occasionnelles sur l'injection d'eau et sur la mesure de pression. Plusieurs tests ont été effectués afin de déterminer l'origine des erreurs et de classer par ordre d'importance les composantes à surveiller lors des expériences.

Initialement, une fois le dispositif rempli de sable et d'eau, une colonne de 1.5 à 1.8 cm d'eau est supposée recouvrir l'injecteur. Le capteur de pression ayant été positionné scrupuleusement à la même altitude que l'injecteur celui-ci doit donc enregistrer une pression équivalente à une épaisseur de 1.5 à 1.8 cm d'eau soit 180 Pa environ. Néanmoins certaines expériences montrent des valeurs de pression d'eau nettement supérieures à 180 Pa. Pour vérifier l'exactitude de la mesure de pression, un second capteur a été positionné juste à la sortie de la pompe fournissant également des informations précieuses sur la dissipation de la pression due à la circulation de l'eau dans un tube. Les tests montrent que les erreurs sur la mesure initiale de pression proviennent du fait que le capteur positionné à la même altitude que l'injecteur est enclin à piéger de l'air. En effet le protocole expérimental consistant à utiliser un sable différent pour chaque expérience requiert donc de vider le dispositif expérimental. Lors de cette opération, de l'air peut être piégé dans le système d'injection et ainsi fausser la valeur initiale de mesure de pression. Néanmoins lors de l'injection, l'air piégé est supposé être mis sous pression de telle sorte que l'erreur initiale est ajoutée à la mesure réelle de pression tout le long de l'expérience. A cette erreur s'ajoute celle générée par le tamis. En effet le tamis induit une rupture de l'écoulement lors de l'injection d'eau pouvant modifier la valeur de la pression. Cet effet a été négligé dans les expériences étant donné que la simulation numérique du phénomène de fluidisation (cf. Chapitre III Partie I Section 1.2.1) a montré des résultats parfaitement en adéquation avec l'expérimental sans l'introduction de cet effet. Néanmoins le tamis peut avoir une influence majeure sur la valeur de pression en cas de présence de grains de sable dans le système d'injection. Ces grains de sable produisent alors un phénomène de colmatage au niveau de l'injecteur influant de ce fait la valeur de pression. Plusieurs tests ont montré des valeurs de pression hydrostatiques initiales (250 Pa) nettement supérieures aux valeurs théoriques (150 Pa) dû à ce phénomène de colmatage. Le dernier paramètre pouvant influer sur la valeur de la pression mesurée correspond au phénomène de vibration. Plusieurs tests ont montré qu'un choc à proximité du dispositif expérimental influe sur la valeur de pression. Néanmoins, ces pics sont généralement éphémères et la pression retrouve la valeur précédant le choc. Cependant lors de l'expérience un choc involontaire lors de l'érosion du substrat peut produire un effondrement

local de quelques grains, la création d'une pente ou encore un défaut de compaction pouvant directement influer sur l'écoulement.

L'injection d'eau étant contrôlée par ordinateur, celle-ci ne peut être impactée que par trois facteurs : le phénomène de colmatage, la présence de bulle d'air et le gradient de pression.

Le phénomène de colmatage décrit précédemment, obstrue partiellement les pores du tamis bloquant l'écoulement. Ainsi dans cette configuration, le débit théorique de la pompe augmente légèrement afin que le débit de sortie égale celui souhaité pour l'expérience. La plus grande source d'erreur aussi bien sur la pompe que sur la mesure de pression est la présence de bulle d'air dans le système d'injection. La présence d'air piégé dans le système d'injection à cause, par exemple d'un défaut d'étanchéité d'un tube, produit une très forte erreur sur l'injection. En effet la pompe expulsant à tour de rôle de l'air et de l'eau, le débit de la pompe passe régulièrement en négatif faussant complètement le volume d'eau injecté au cours du temps. L'eau dans ce dispositif est supposée circuler par le biais d'une pompe, supposant que sans l'action de la pompe, aucune circulation d'eau n'existe. Cette hypothèse se base sur le fait que le niveau dans le réservoir alimentant l'expérience est à la même altitude que la surface du sable. Cependant au cours du temps le niveau d'eau dans le réservoir diminue modifiant cet équilibre. Afin d'évaluer l'importance de cet effet plusieurs tests ont été effectués avec le réservoir d'eau plus ou moins plein. Les tests montrent que dans le cas d'un réservoir plein, soit un niveau 13 cm plus haut que le dispositif, un écoulement involontaire contrôlé par la différence de charge entre le réservoir et le dispositif se met en place ($Q_{involontaire} = 8.10^{-08}$ $m^3.s^{-1}$ pour une injection $Q = 4.10^{-07}$ $m^3.s^{-1}$). Dans le cas d'un niveau d'eau à la même altitude que la surface du dispositif, l'écoulement involontaire généré est négligeable ($Q_{involontaire} = 5.10^{-09}$ $m^3.s^{-1}$ pour une injection $Q = 4.10^{-07}$ $m^3.s^{-1}$). Les expériences ayant été faites avec un niveau d'eau dans le réservoir aux alentours de l'altitude de la surface du dispositif la contribution du réservoir est considérée comme négligeable ($Q_{involontaire} = 1\%\ Q_{injecté}$).

La mesure de pression et l'injection d'eau étant soumis à tous les effets cités précédemment, la calibration initiale consiste à (i) nettoyer le tamis avant le remplissage pour éviter le colmatage et (ii) effectuer un premier test d'injection pour chasser les éventuelles bulles d'air présentes une fois le remplissage terminé. Parallèlement à cela, une acquisition de la pression est réalisée pour détecter une éventuelle bulle d'air dans le capteur de pression. Une fois le test terminé le sable est re-compacté pour effacer toutes traces de cette première injection.

2.2.4 - Dépôt de la couche de silicone

Le dépôt de la couche de silicone sur le substrat est une étape importante du protocole expérimental. En effet le type de dépôt et la précision avec laquelle est réalisée la pose de la couche de silicone est à l'origine de la création de topographie dans le sable devenant ainsi l'analogue d'une topographie sous-glaciaire. Cette déformation initiale du substrat sera évoquée par la suite par le terme de topographie induite, soulignant le fait que la topographie initiale du substrat est involontaire.

Dans le but d'étudier l'impact de la topographie sous-glaciaire sur le développement et la morphologie des structures de drainage, trois types de dépôt ont été testés (**Figure 2.9** ; cf Annexes) :

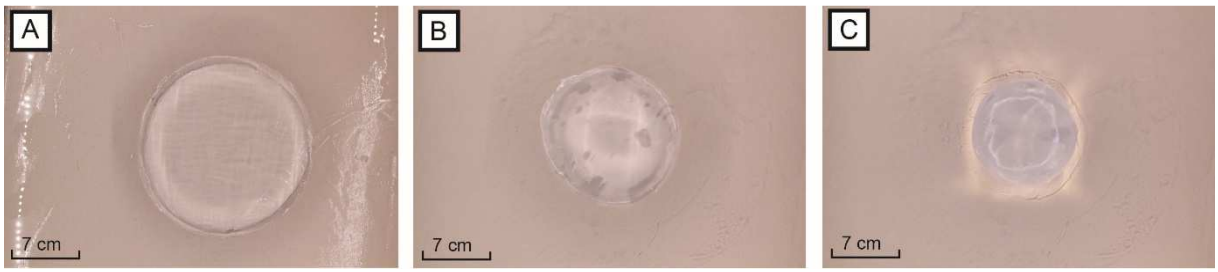


Figure 2.9. Types de dépôts utilisés dans les diverses expériences. A. Dépôt de type "Demi-ellipsoïde". B. Dépôt de type "Cylindre". C. Dépôt de type "Sphère".

- Le dépôt "Demi-ellipsoïde" (**Figure 2.9A**): c'est le type de dépôt qui a été le plus utilisé lors des expériences. Le procédé consiste à retourner une couche de silicone dont le diamètre est légèrement inférieur (24 cm) au diamètre souhaité (30 cm) sur le substrat, en veillant à positionner le centre de la calotte au-dessus de l'injection d'eau. En effet, dans le même esprit que le remplissage du dispositif est réalisé afin d'éviter de privilégier une direction d'écoulement, le dépôt de la couche de silicone est réalisé afin de faire coïncider le centre de la calotte avec le centre du modèle correspondant à l'injection d'eau. Pour ce faire un dispositif de quatre rayons laser a été mis en place pour projeter les quatre sommets d'un carré dont les diagonales sont égales au diamètre de la silicone. Le dépôt de la silicone s'effectue selon la seule position permettant de faire coïncider le bord de la silicone avec un point laser. Une fois le dépôt effectué, la couche de silicone atteint les dimensions souhaitées (15 cm de rayon et 3 cm d'épaisseur) en fluant sous son propre poids lui conférant un profil de surface parabolique.

- Le dépôt "Cylindre" (**Figure 2.9B**): Le procédé consiste à déposer une couche circulaire de silicone ayant un faible diamètre (14 cm) mais une forte épaisseur (7 cm). Comme décrit précédemment, le dépôt s'effectue afin de faire coïncider le centre du modèle et le centre de la calotte. La silicone flue alors sous l'action des forces gravitationnelles jusqu'à atteindre les dimensions souhaitées. Ce type de dépôt implique donc un délai plus long entre le dépôt de la couche de silicone et le début de l'injection d'eau.
- Le dépôt "Sphère" (**Figure 2.9C**): Le procédé consiste à former une sphère avec la masse de silicone nécessaire à la création de la calotte. Cette sphère est alors déposée sur le substrat au centre du modèle. Ce type de dépôt comme le précédent implique un délai assez long entre le dépôt de la couche de silicone et le début de l'injection d'eau.

Les deux premiers types de dépôt engendre la formation de topographie induite. En effet le dépôt d'une masse supplémentaire sur la surface du sable provoque la formation d'une dépression de faible envergure plus prononcée au centre dû à la forme parabolique de la surface de la calotte. Le couplage entre le sable et la surface de la calotte permet, lors du phénomène du fluage de la silicone, de déformer les premiers grains de la couche de sable qui présentent un défaut de compaction irrésoluble et ainsi de former de petites accumulations de sable en aval (cf. Chapitre IV ; **Lelandais et al., en préparation**). Ainsi il est assez fréquent d'observer sous la surface de la silicone une démarcation circulaire correspondant à la zone de dépôt initial associée à une accumulation de sable évoquée par la suite en tant que ride. Cette ride confère une topographie ondulante au substrat, non négligeable dans le processus d'érosion et de développement des structures de drainage (cf. Chapitre IV). Dans le cas d'un dépôt d'une calotte de grand diamètre, la masse est répartie sur une surface importante minimisant la production de topographie induite et localisant celle-ci en marge de la calotte. A l'inverse, le dépôt d'une calotte de faible diamètre produit une topographie importante mais localisée dans la partie centrale de la calotte. Enfin le dépôt d'une sphère de silicone qui se fait théoriquement sur un point permet de réaliser des expériences sans la moindre topographie induite.

2.2.5 - Calibration du système photographique

La dernière étape avant le lancement de l'expérience est la calibration de l'ensemble du système photographique. Cette étape consiste à paramétrer de manière identique (degré d'ouverture, zoom, balance des blancs) l'intégralité des appareils photos à l'exception de celui à la verticale du modèle spécifiquement paramétré pour photographier les marqueurs UV. Suite à cela, l'intégralité du dispositif photographique est contrôlée par ordinateur afin d'assurer une synchronisation parfaite entre chaque appareil photo. Enfin le dispositif complet d'appareils

photos est initialement orienté de manière à ce que chaque appareil photo photographie l'intégralité de la calotte de silicone ce qui permet de reconstruire en 3D à la fois la forme de la calotte initiale mais également de ré-interpoler la topographie du substrat par photogrammétrie après application de la correction adéquate (cf. Partie 3 Section 3.3).

Partie 3 - Traitement des données expérimentales

3.1 - Introduction

Durant chacune des expériences, des images de la surface du modèle expérimental sont collectées par les sept appareils photos numériques avec un intervalle de cinq secondes. Les quatre appareils photos, exclusivement dédiés aux structures de drainage formées lors de l'expérience, permettent la reconstruction par photogrammétrie de ces structures au cours du temps. Le protocole expérimental, impliquant l'oscillation de l'éclairage du modèle entre une lumière blanche et une lumière UV, permet le suivi de la dynamique de la calotte de la silicone. Néanmoins la combinaison de l'aspect morphologique et dynamique des expériences nécessite un post-traitement approprié de chacune des données.

Cette partie est consacrée à la description exhaustive du post-traitement des données issues des expériences, afin d'établir la provenance des résultats présentés dans les chapitres suivants. Pour faciliter la compréhension du traitement des expériences détaillé dans les sections suivantes, celui-ci sera décrit à partir d'un exemple d'expérience.

3.2 - Génération de Modèles Numériques de Terrain (MNT)

Le système photographique positionné au-dessus du dispositif expérimental est constitué de sept appareils photos numérique. À l'exception de l'appareil photo central, les six autres sont utilisés pour la génération de MNT par photogrammétrie. La photogrammétrie est une technique permettant de réaliser des mesures de coordonnées en trois dimensions à partir de photographies. La photogrammétrie se base sur le principe de la triangulation. Si on considère un point P sur un objet quelconque photographié depuis deux positions différentes, l'intersection des deux lignes reliant l'appareil photo au point P permet de déterminer la position dans l'espace du point P (**Figure 2.10**).

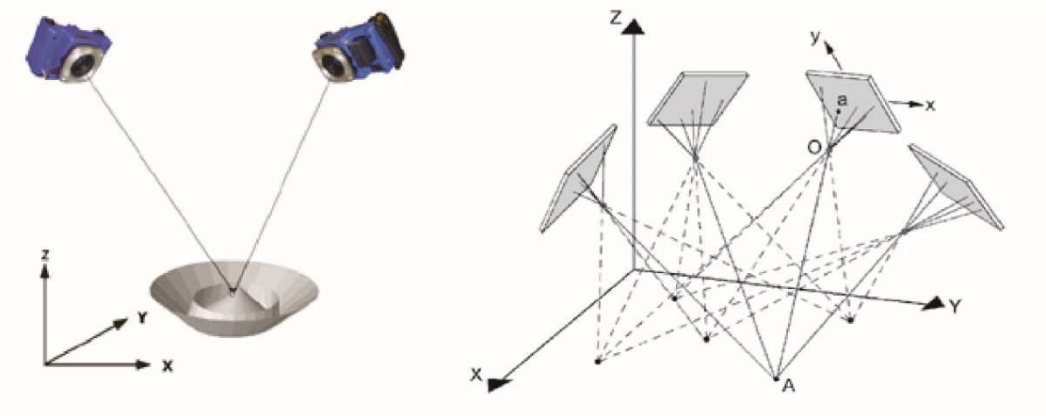


Figure 2.10. Principe de la triangulation utilisé dans la photogrammétrie. (Crédits : http://geodesie-maintenance.com).

Dans la pratique, la photogrammétrie s'effectue généralement avec plus de deux photographies ce qui permet d'augmenter la précision de la triangulation de chaque point de l'objet photographié (**Figure 2.10**). La triangulation de chacun des points permet alors d'obtenir un nuage de points 3D. Le pointage de marqueurs dont les coordonnées sont connues permet ensuite d'interpoler un MNT c'est-à-dire une image 2D où l'information du pixel n'est plus une information colorimétrique mais une information d'altitude. Depuis plusieurs décennies et l'avènement de nouvelles techniques d'acquisition telles que le drone, de nombreux logiciels permettent d'effectuer rapidement des reconstructions en 3D à partir de quelques photographies. Dans la longue liste des logiciels de photogrammétrie, deux sont régulièrement utilisés en géosciences : Agisoft Photoscan et Mic Mac. Dans le cadre de ce modèle expérimental, les quatre appareils photos spécialement consacrés aux structures de drainage sont positionnés à équidistance du centre du modèle et son groupés en deux paires où chaque appareil photo est diamétralement opposé à l'autre (**Figure 2.11**). Le zoom de chaque appareil photo sur les structures de drainage permet d'avoir des photographies de très haute résolution (0.1 mm/pixel) idéales pour la reconstruction 3D.

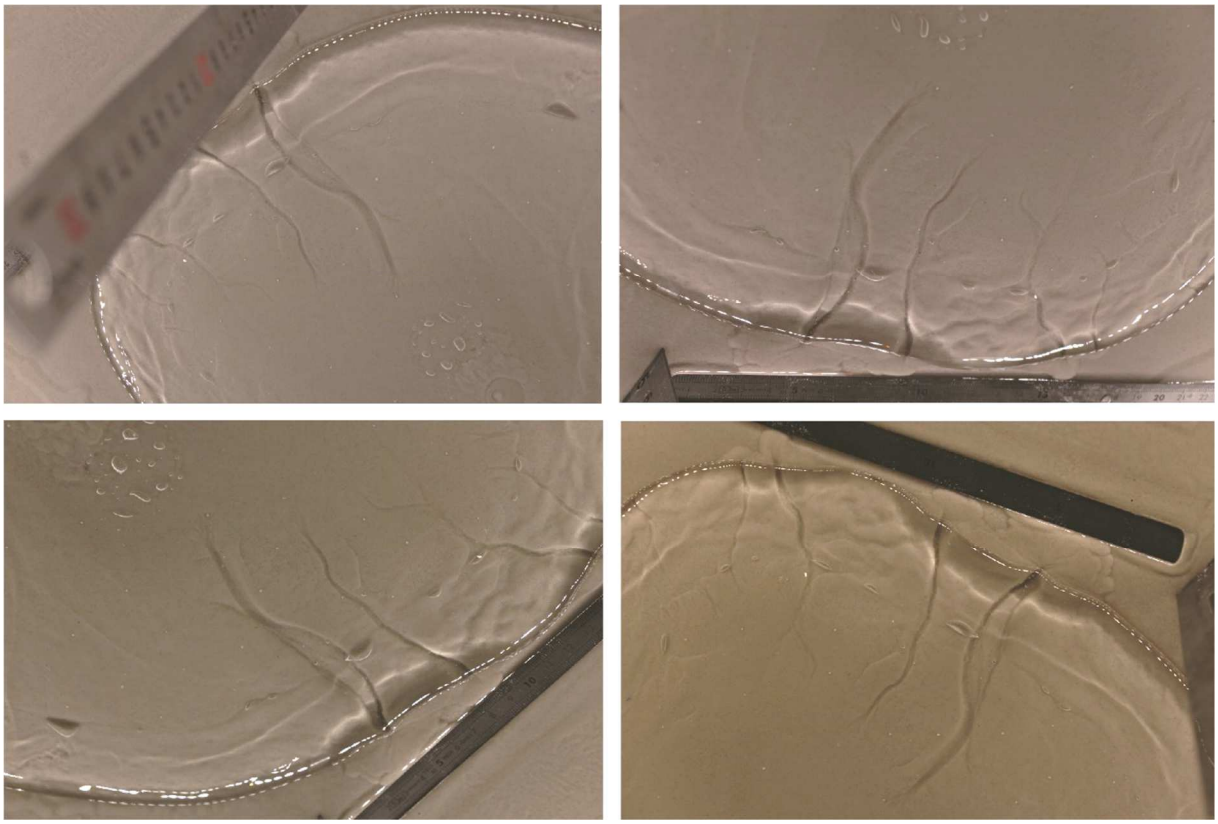


Figure 2.11. Photographies des structures de drainage d'une expérience selon plusieurs orientations.

3.2.1 - Mic Mac

Mic Mac est le logiciel de photogrammétrie développé par l'IGN (Institut National de l'Information Géographique et Forestière). À l'inverse d'Agisoft Photoscan, le logiciel Mic Mac ne possède pas d'interface graphique mais fonctionne depuis un terminal de commandes. Celui-ci est donc peu intuitif mais il permet un contrôle total sur l'algorithme de reconstruction. L'utilisateur peut tout le long du processus contrôler la résolution et les paramètres de l'algorithme et ainsi adapter la reconstruction à différents contextes. Les principales limites de ce logiciel sont qu'il requiert une bonne compréhension du principe physique de la photogrammétrie, un paramétrage conséquent et un temps de calcul important. L'application de la reconstruction par le logiciel Mic Mac sur une expérience montre que celui-ci peine à reconstruire la topographie de ce qui se situe sous la calotte. Le géoréférencement des modèles 3D, étape permettant de quantifier l'objet en le projetant dans un repère orthonormé, nécessite de connaître la position XY et l'altitude Z de plusieurs points sur le modèle et donc sur les photographies. Dans les expériences, la réfraction de la gomme de silicone produit une déformation et une translation du modèle 3D de la topographie sous-jacente. Les photographies sont donc prises en veillant à imager à la fois les structures de drainage sous la calotte mais en

permettant également de positionner des marqueurs sur une portion de substrat à l'air libre. Cependant le logiciel Mic Mac ne permet pas l'extraction d'un modèle numérique de terrain qui requiert donc l'utilisation d'un autre logiciel. La reconstruction avec le logiciel Mic Mac peine à déterminer des points de corrélation c'est-à-dire des points distinctifs qui sont identifiables sur chaque photographie dans le substrat sous la calotte (**Figure 2.12**). De plus le logiciel interprète mal la limite séparant le milieu aérien de l'environnement sous la calotte de silicone. Une reconstruction 3D des structures de drainage est donc inenvisageable avec ce logiciel.

Figure 2.12. Points de corrélation entre 2 photographies sur Mic Mac.

3.2.2 - Agisoft Photoscan

Photoscan est le logiciel de photogrammétrie en accès libre de la société Agisoft. Photoscan est un logiciel particulièrement interactif et très intuitif permettant à n'importe quel utilisateur d'effectuer une rapide reconstruction d'un objet à l'aide de quelques photos. Cependant l'interactivité du logiciel se fait au détriment d'un réel contrôle des paramètres de reconstruction. En effet une reconstruction classique ne nécessite que de choisir la qualité de la reconstruction à partir de paramètres qualitatif (Haute, Moyenne, Basse) qui influe directement sur la durée du calcul. La force de ce logiciel réside dans sa diversité : en effet au-delà des modèles 3D Photoscan propose des fonctions de SIG, la génération de MNT, des outils de mesure, la gestion d'imagerie multispectrale et la création de scènes 4D, c'est-à-dire une séquence de modèles 3D évoluant dans le temps. L'utilisation de ce logiciel sur une expérience montre que celui-ci est parfaitement en mesure de reconstruire la topographie du substrat (**Figures 2.13 et 2.14B**). À l'inverse de Mic Mac, la limite silicone/air ne pose pas de problème de reconstruction. De plus l'outil de génération de MNT permet, une fois les marqueurs positionnés sur le modèle, d'extraire un modèle numérique de terrain sans passer par un autre logiciel.

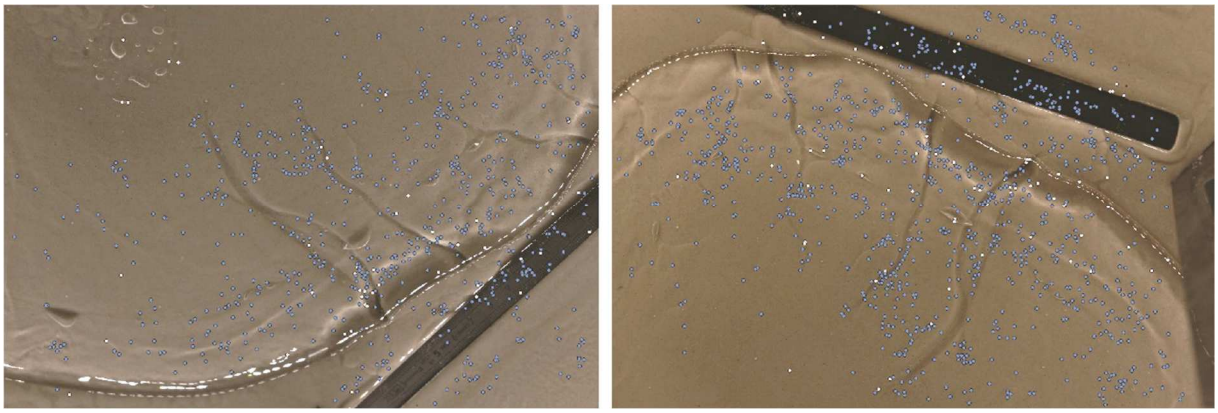


Figure 2.13. Points de corrélation entre 2 photographies sur Agisoft Photoscan.

3.2.3 - Discussion

La différence de points de corrélation entre les deux logiciels implique que la reconstruction ne se base pas sur les mêmes critères. Plusieurs tests effectués sur des structures granulaires, de structures lisses, des structures présentant de grands changements de topographie ou encore des structures présentant une homogénéité de couleur permettent de conclure sur le contexte d'utilisation de chaque logiciel. Il apparaît que le logiciel Mic Mac gère très mal l'absence ou la quasi absence de topographie. Étant donné que les vallées formées dans les expériences ne représentent qu'une fraction du substrat celui-ci peut être considéré comme une surface quasi plane ce qui explique le nombre de points corrélation et la forme du nuage de points 3D (**Figure 2.13**). A l'inverse, le logiciel Agisoft semble gérer assez mal les changements drastiques de topographie, mais celui-ci est efficace dans les contextes d'objets de faible rugosité présentant des variations ponctuelles colorimétriques d'où la reconstruction de bonne qualité sur les expériences (**Figures 2.14 et 2.15**).

En se basant sur ces quelques tests, le logiciel Agisoft Photoscan a donc été sélectionné pour reconstruire les structures de drainage reproduites lors des expériences. Le géoréférencement du nuage de points 3D permet alors l'interpolation d'un MNT du substrat (**Figure 2.15**). La haute résolution des photographies utilisées dans le processus photogrammétrique confère au MNT une très haute résolution estimée à 10^{-1} mm.

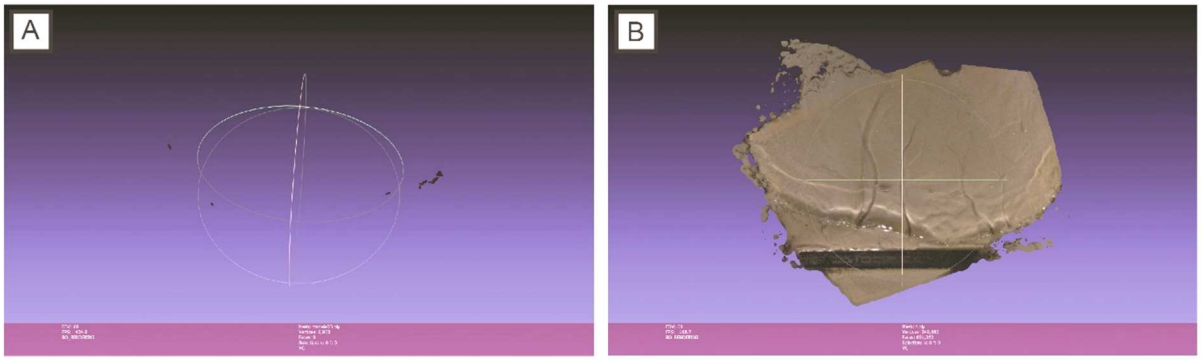


Figure 2.14. Visualisation du nuage de points 3D calculé par Mic Mac (A) et Agisoft Photoscan (B) sur le logiciel Meshlab.

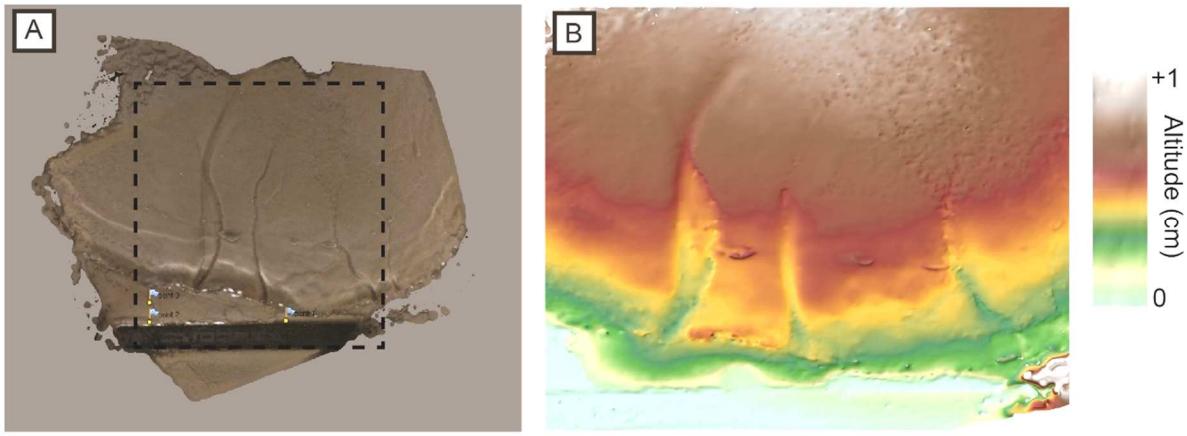


Figure 2.15. Géoréférencement du nuage de points 3D (A) et le MNT associé (B).

3.3 - Correction des MNT expérimentaux

3.3.1 - Introduction

Le MNT brut produit par le géoréférencement du nuage de points 3D nécessite une étape de post-traitement correctif. En effet le caractère réfractant de la gomme de silicone déforme la reconstruction du substrat en effectuant une triangulation erronée des points sous la calotte de silicone (**Figure 2.15**). Le rayon joignant l'appareil photo à un point P, contrairement à la théorie, est dévié à l'interface air/silicone si bien que le point d'intersection entre les deux lignes de visée de deux caméras se trouve à une altitude différente de la réalité. Il en résulte un MNT où les structures de drainage sont apparentes, mais où la forme générale du substrat est parabolique, celle-ci étant la conséquence de la forme parabolique de la calotte de silicone. Les logiciels de photogrammétrie n'étant pas conçu pour gérer les changements de milieu, un algorithme de correction a été développé pour corriger de cet effet et ainsi ré-interpoler un MNT proche de la réalité. Cette correction consiste à calculer l'écart entre le point réel et le point

interpolé à partir de relations géométriques entre les rayons incidents, les rayons réfractés, la hauteur de silicone et des paramètres tels que l'inclinaison de l'appareil photo et son altitude. La différence entre le MNT brut et le calcul de cet écart pour chaque point permet de ré-interpoler un MNT plus réaliste. Cette procédure de correction des MNT expérimentaux est détaillée dans la section suivante.

3.3.2 - Article#1 en review à Frontiers - Earth Science - section Quaternary Science, Geomorphology and Paleoenvironment

Le travail effectué dans cette partie a abouti à la rédaction d'un article scientifique intitulé " *A new correction procedure for submerged topographic surfaces obtained by stereo-photogrammetry* " actuellement en review dans la revue Frontiers – Earth Science – section Quaternary Science, Geomorphology and Paleoenvironment.

- ***Résumé de l'article***

Depuis plusieurs décennies, la modélisation analogique a été d'une grande utilité dans la compréhension des processus tectoniques, sédimentaires et géomorphologiques. Dans la plupart des cas, le modèle expérimental était humidifié à la fin de l'expérience pour effectuer des coupes transversales sur lesquelles des analyses uniquement visuelles étaient effectuées. L'avènement de nouvelles techniques a permis d'améliorer le suivi de la topographie et des déplacements dans les modèles analogiques (corrélation images, lasers et tomographies par rayon X). La plupart de ces techniques sont efficaces sur des surfaces sèches mais sont inutilisables dans le cas de surfaces submergées où la réfraction due à la couche d'eau génère des erreurs.

L'objectif de ce papier est de présenter un nouveau dispositif photogrammétrique ainsi qu'une procédure de correction afin d'accéder à la topographie submergée. Notre dispositif consiste en un système de quatre appareils photos disposés en un carré où chaque appareil photo est appairé à celui qui lui est opposé dans la diagonale. Notre traitement pour restituer la topographie submergée consiste à générer un MNT puis à appliquer une correction. Notre algorithme calcule automatiquement la position de chaque appareil photo ainsi que leur inclinaison pour déterminer l'angle d'incidence de chaque pixel du MNT. En utilisant plusieurs points dont l'altitude est connue, renseignés par l'utilisateur, l'algorithme évalue la profondeur de l'eau pour calculer la correction verticale à appliquer. Afin d'évaluer la qualité de la correction, nous avons sélectionner une région des Alpes caractérisée par des changements récurrents de la

topographie. Nous avons fait une impression 3D de la région et comparé la topographie obtenue par photogrammétrie dans les contextes émergés et submergés.

Notre étude démontre que ce dispositif, à la fois simple et économique, couplé à notre algorithme de correction est équivalent à la précision des autres techniques plus onéreuse tout en donnant la possibilité d'accéder aux informations topographiques submergées.

- ***Article#1***

A new correction procedure for submerged topographic surfaces obtained by stereo-photogrammetry

T. Lelandais [(1*)]; P.Strzerzynski [(1)] ; R. Mourgues [(1)] ; D. Peigné [(1)]

[(1)] Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, CNRS, Le Mans Université, Avenue Olivier Messiaen, 72085 Le Mans Cedex 9, France

[(*)] Corresponding author: T.Lelandais (thomas.lelandais@univ-lemans.fr)

In the last few decades, analogue modeling has been of great help in understanding tectonic processes at various scales. At the end of the experiments, the models were wetted and sectioned to obtain cross-sections. The analysis of deformations was based on visual observations with limited resolution and precision. More recently, modern techniques have been introduced to monitor precisely topography and displacement (digital image correlation, lasers, structured lights, X-ray tomography…). Most of these methods are efficient on dry models but fail for underwater models where light refraction involve correction procedures. Consequently, analogue models involving water such as the erosional models are unable to restitute the complete topography of their experiments.

The purpose of this paper is to present a new device of stereo-photogrammetry and a new correction procedure to compute submerged topography. Our device consists in 4 synchronized cameras arranged in a square where each camera is paired with the camera diametrically opposed. Our processing to restitute submerged topography consists in generating a "raw" DEM from stereo-photogrammetry methods and then running the corrective algorithm. This algorithm automatically recalculate both the camera positions and the incident angle for each pixel of the DEM. These angles are then exploited to estimate the thickness of the fluid layer and the vertical correction required for each pixel. To evaluate the accuracy of our procedure, we selected a DEM (STRM 30 m) within the Alpine region characterized by abrupt and recurring changes in altitude more suitable to be reconstruct. We made a 3D printing of this area, and we compared both topographies obtained in emerged and submerged contexts.

This experimental approach allows us to evaluate the vertical error produced by the 3D printing, stereo-photogrammetry methods, DEM generation and evaluate the accuracy of our fluid post-processing.

We demonstrate that this economic device and custom algorithm matches the precision of more expensive methods with few input data.

INTRODUCTION

Over the last decades, there was an increasing interest in developing digital elevation models (DEM) in earth sciences. Indeed, digital elevation models are widely used in geomorphology to monitor the landscape evolution such as river-bed topography, line coast displacement or topography-related natural hazard (landslide, avalanches, lava flow)… It has been facilitated by the development of photogrammetry methods requiring only a few pictures of an object or a scene to generate DEM. Photogrammetry is a method to generate a 3D model

from photographs based on triangulation. If we consider any point P on a random object photographed from at least two different positions the intersection of the two lines, connecting P to the cameras gives the position of P in orthonormal system. In practice, photogrammetry is generally achieved using several cameras with at least two photographing every point of the studied object or scene. Over the years, photogrammetry methods became more efficient and powerful, developing automated algorithms that allows photogrammetry methods to be applicable at a micro-, meso- and macro-scales.

Recently this technique have been introduced in physical modelling monitoring. Indeed, for the last decades analogue modelling has been of great help understanding tectonic and sedimentary processes at various scales. Initially to monitor topography or any displacement the experiment had to be stopped and the model needed to be wetted and sectioned to obtain cross-sections. Furthermore, the analysis was only based on visual observations lacking precision. Now with the introduction of new techniques to monitor the topography or any displacement, analogue modelling have become more efficient to explain a whole process.

Although photogrammetry provides now a preferential and efficient means to monitor a process and extract DEM, it should not be forget that other techniques exist. In their synthesis Graveleau et al., 2012 gather all topographic measurements techniques in physical experiments. Although some variants exist, these techniques can be classify in four sections: laser scanner, fringe projection, X-ray tomography and stereo-photogrammetry.

Laser scanning is an efficient way to measure topography as it is applicable to a wide spectrum of objects size ranging from landscape landforms (airborne laser scanning such as LIDAR) to small structures in physical experiments with a precise resolution (0.5 mm average cf. **Graveleau et al., 2012**). Laser scanning consists in emitting a pulse of light at a specific wavelength. A sensor next to the source of light measuring the travel time of the reflective beam which is generated when the pulse hits a random object triangulate the position of the point. A 3D point cloud can then be interpolated from the position of every point.

Fringe projection technique or 3D structured light scanners are particularly efficient to monitor any deformation. Contrarily to a laser scanner it is preferentially used at a small scale such as physical experiment with a resolution less than 0.5 mm (**Graveleau et al., 2012**). This technique consists in projecting a narrow band of light onto a 3D surface. Consequently where the surface is distorted, corresponding to a topographic change, the brightness of the light changes. The addition of narrow bands over the whole surface provides a visual representation of the

topography more precise than a classical photograph. Theoretically, the local displacement of a stripe, that is supposed to be horizontal, can be converted into 3D coordinates. Hence, the utilization of this technique with several positions of the laser beam allows to generate a wrapped interfogram corresponding to the overlap of the information obtained from every fringe projection.

The X-ray tomography is a non-destructive technique allowing to reconstruct the volume of an object. The principle of this technique is to apply a X-ray beam on an object in rotation. A detector on the other side provide a cross-section image of the object. The addition of every cross-sections provide a volumetric reconstruction of the analyzed object. Depending on the quality of the X-ray beam the precision of this technique can be less than the micrometer in the best case. This technique widely used to analyze samples is less used in physical experiments.

Most of these methods are efficient on dry contexts but fail for underwater surfaces. Indeed, any method requiring lasers fail in underwater contexts, the light being reflected at the surface of water. Consequently, models involving water bodies such as erosional models cannot be totally reconstruct. Photogrammetry methods which are based on taking multiple photographs of the same object, allows to reconstruct a surface underwater provided that the submerged surface is visible. However, water being a refractive fluid submerged topographic, restitution by photogrammetry requires a correction. Various studies have already examined techniques to correct the effect of refraction to access the real topography of a submerged surface (**Barker et al., 1996 ; Chandler, 1998 ; Westaway et al., 2000 ; Butler et al., 2002 ; Fuerer, 2009**). All of these techniques based on the same theoretical physics such as Descartes law are valid but they do not provide exactly the same information. This paper, based on the previous studies, seek to provide a new complete method based on an algorithm provided in supplementary to access the topography of submerged surface applicable to any context from a physical experiment to a natural context.

METHODS AND PROTOCOL

The photogrammetric device presented in this study consists in 5 similar cameras taking photographs of a 3D printed DEM of a region within the Alps (Figure 1). We choose to apply photogrammetric methods and the algorithm of correction for submerged topography on a 3D printed surface to being critical on the photogrammetric methods. Indeed, 3D printing of a DEM with a 0.15 mm resolution allows, once the reconstruction achieved, to estimate the error generated by this method. A region within the Alps have been selected to have a wide range of

altitude and thus some degree of roughness after the printing. This 3D printed DEM have been disposed inside a receptacle shaped like a truncated pyramid on which a thin layer of sand have been disposed (**Figure 2.16**). The receptacle allows to submerge the 3D printed DEM. The truncated pyramid shape makes each face of the receptacle visible. The thin layer of sand suppress the smoothness of the face and allows the reconstruction of the receptacle by photogrammetry.

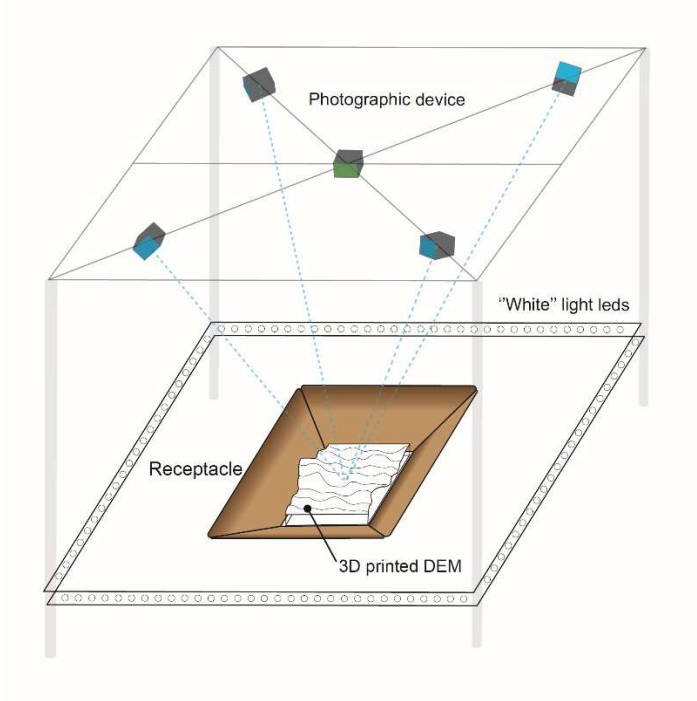


Figure 2.16. Experimental device used for the correction procedure. This device consists in a 3D printed DEM in a 7 cm high receptacle surmounted by a photographic device of 5 synchronized cameras.

The photographic device consists of 5 cameras 150 cm above the 3D model. Four of them are disposed in a square so that every camera is diametrically opposed to another camera (Figure 1). In this arrangement, every camera is paired with the one diametrically opposed facilitating the further computation. This four camera are then inclined to take photographs of the whole DEM below. The last camera, disposed at the center of the square orthogonal to the receptacle, is used to fix the coordinates of the markers avoiding any distortion. To be consistent with our method the markers used in the photogrammetry methods are four points which positions are known and outside the area further submerged.

Both in emerged or submerged contexts the protocol consists in taking 5 pictures of the same scene. Using Agisoft Photoscan with all photographs, a 3D point cloud of the scene is generated. The protocol requires to georeference this point cloud (i) by pointing the 4 markers on the

vertical picture and (ii) by informing the coordinates of the markers. From these informations the 3D point cloud is re-projected with the new axes and a DEM of the scene can be extracted.

In a submerged context, the DEM needs a correction to delete the effect of light refraction occurs at the air-water interface. Theoretically, a light beam is deviated from its initial direction when it cut across an interface separating two environments with a different refraction index. Thus the intersection of two rays aiming the same point intersect at a point with coordinates different from the coordinates of the aimed point (**Figure 2.17**). Considering that photogrammetry methods are based on this computation of coordinates, reconstruction under water generally provide a valid visual representation but are not accurate as a spatial georeferenced reconstruction. The method we present here, based on an algorithm provided in supplementary, allow to correct the effect of refraction on DEM using low input data.

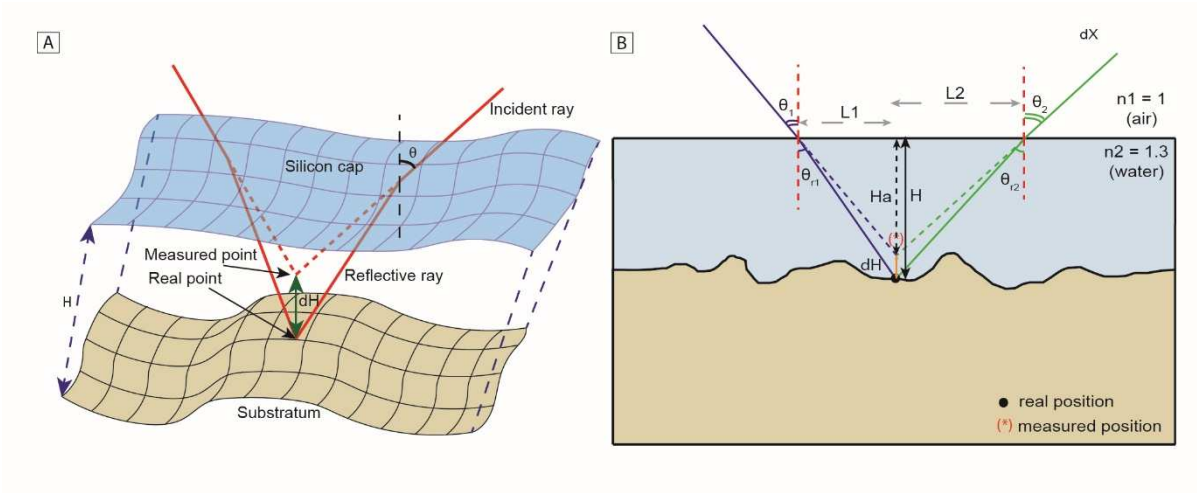


Figure 2.17. Physical principle of the correction procedure. A. Interpretative sketch of the effect of a refractive fluid layer. B. Cross-sectional profile of the submerged surface and the path of the rays originating from the two cameras of one pair.

If we look at a small surface of the DEM it is possible to consider the surface of the fluid as horizontal a fortiori if the fluid we are working on is water. Considering that this surface is horizontal, geometric and trigonometric laws connect the depth of water, the light ray path, the apparent depth corresponding to the false altitude of every point and cameras inclinations. As these connections involves the positions of every camera, the computation of our method is achieved for each pair of camera. Therefore, instead of using a complex 3D law connecting every parameter we work in two dimensions for each pair of camera. Considering that the two pair of camera are orthogonal the computation in 2D over the X,Z axes and the Y,Z axes matches a more complex 3D computation. The **figure 2.17** demonstrates that for any submerged position a gap dH exist corresponding to the subtraction of the real depth of the point and the

apparent depth of the point. This gap dH is function of the orientation of both camera (θ_1 and θ_2) and the depth of the fluid (H). Considering that we assume a horizontal surface of fluid between the two intersections of the incident rays with the air/fluid interface trigonometric relations can be extracted from the triangles form by the refractive rays, the surface and the fluid depth and the triangles form by the incident rays, the surface, and the fluid apparent depth (Ha). From these relations we can infer:

$$\frac{H}{Ha} = \frac{\tan(\theta_1)+\tan(\theta_2)}{\tan(\theta_{r1})+\tan(\theta_{r2})} \qquad \textbf{(Eq. 2.10)}$$

From this it follows that :

$$dH = H\left(\frac{\tan(\theta_{r1})+\tan(\theta_{r2})}{\tan(\theta_1)+\tan(\theta_2)} - 1\right) \qquad \textbf{(Eq. 2.11)}$$

The computation of dH over the whole submerged area gives a representation of the gap between the measured point and the real altitude of each pixel of the DEM. Nevertheless, most techniques based on the same principle assume that the angle of each camera is constant over the DEM. This assumption can be made for DEM generated in physical experiment where the size of the photographed region is relatively small but not in natural contexts. Hence, in our algorithm two modifications have been made to improve this section of the treatment. First a routine computes automatically the orientation of each camera relying on the resolution of the vertical camera. If we consider that the central camera is perfectly orthogonal to the plan connecting the markers we can assume that there is no distortion of the image. Consequently, the gap of resolution between this image and the other ones taking from inclined cameras are solely due to the orientation of the camera applying a distortion of the image. Therefore, we can present a law connecting the gap of resolution with the inclination of the camera. In situations where a camera present a zooming rate different from the vertical camera the routine computes the value of the resolution of the vertical camera if the picture was taken with this new zooming rate and compare in the same way the gap of resolution. The benefit of this routine is that it is not necessary to have a specific device to monitor the inclination of the cameras but only to dispose one camera vertical to the scene. Secondly, our algorithm consider that the inclination of each camera are valid at the center of the DEM, on the assumption that each photograph is centered on the same region. The algorithm require that the user is aware of the vertical distance separating the plan connecting each marker from the photographic device. Knowing this distance and the resolution of a pixel the algorithm computes the inclination of each camera for each pixel. This computation consists in recalculate the inclination of each

camera if this camera was centered on the analyzed pixel. Doing so we prevent any additional error to the correction procedure.

Knowing the incident angle for each camera the algorithm is able compute the value of dH for every pixel and for each pair. As shown in the equation **2.11** the computation require to know H and the refractive angle. The refractive angle of each pixel is automatically calculated from Descartes law (**Eq. 2.12**) provided that the user is aware of the refractive index of the fluid.

$$n_1 \sin(\theta_1) = n_2 \sin(\theta_2) \qquad \textbf{(Eq. 2.12)}$$

As the fluid depth is one of the unknown data the algorithm requires to point out a few points which are supposed to be at the same altitude. For experiments, it can be points that are not moving over the experiment and in nature it can be specific markers. Considering that these points are then used to interpolate the shape of the fluid layer, the more points the better is the interpolation. This surface interpolation is manageable by the user which has to select the polynomial degree. This input has been added for the cases where the fluid layer is not completely horizontal and thus having more precision on the interpolation. This interpolation is then used to establish the value of H for each pixel.

Although we present here a procedure with two pair of camera this algorithm works also we more camera provided that are diametrically opposed. As each computation for a pair of camera gives a different result, the gap dH corresponds to the average of all computations. The final step of the correction procedure is to subtract the initial and raw DEM with the value of dH computed for each pixel.

EXPERIMENTAL RESULTS

The algorithm we described in the previous section has been wrote to fit the specific problem of accessing the topography of a submerged 3D printing. To discuss the validity of our processing we first reconstruct the 3D printing in a emerged context and extract a DEM and the associated orthophotograph (**Figure 2.19**). Considering that the 3D printing have been made with a 0.15 mm precision the scene should be 2.82 cm high at the highest point. However, the DEM generated from the photographs display a maximum elevation at 2.8 cm highlighting that photogrammetric methods generates a small error.

To ensure the validity of our correction and discuss the effect of the water depth we then submerged the 3D printed scene with three different water layer thickness. Knowing only the

volume of water filling the receptacle and the volume of the DEM we use the equation presented in the **figure 2.18** to calculate the depth of the water layer.

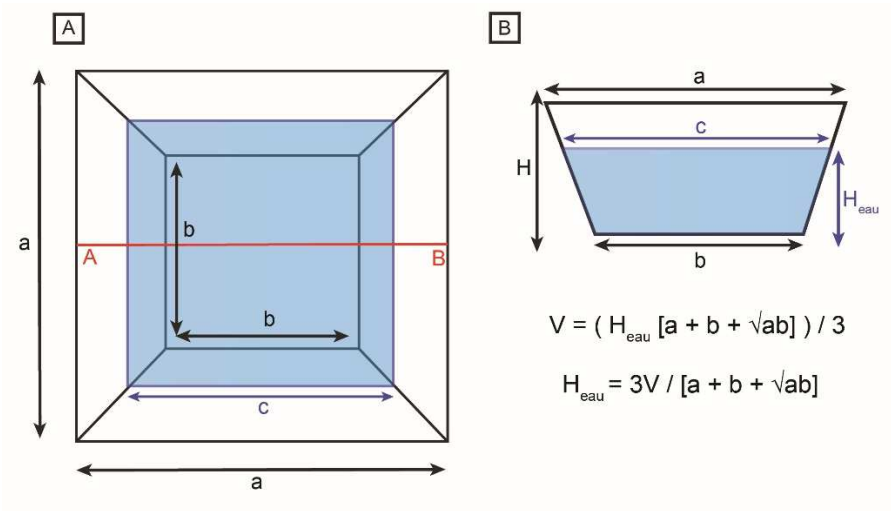


Figure 2.18. Computation of the thickness of the water layer from the volume injected.

The post-processing required to correct the refraction of the water layer is achieved through the following steps:

- Pointing out a few references points (which will be submerged after the injection of water) to create a z=0 plan. These points can differ from the ones used to georeferenced the DEM in Agisoft Photoscan.
- Opening of the DEM of the aerial scene.
- Extraction of the elevation of the reference points from the aerial DEM.
- Opening of the DEM of the submerged scene.
- Extraction of the elevation of the references points from the submerged DEM.
- Difference in elevation (dH) between the elevation of the references in the emerged and submerged context.
- Computation of the incident angle and refractive angle of each pixel for each camera (see methods section)
- Estimation of the water layer depth over the reference points for each camera pair using the equation **2.11**.
- Computation of the elevation gap (dH; Figure 2) for each pixel using the equation and the water layer depth.

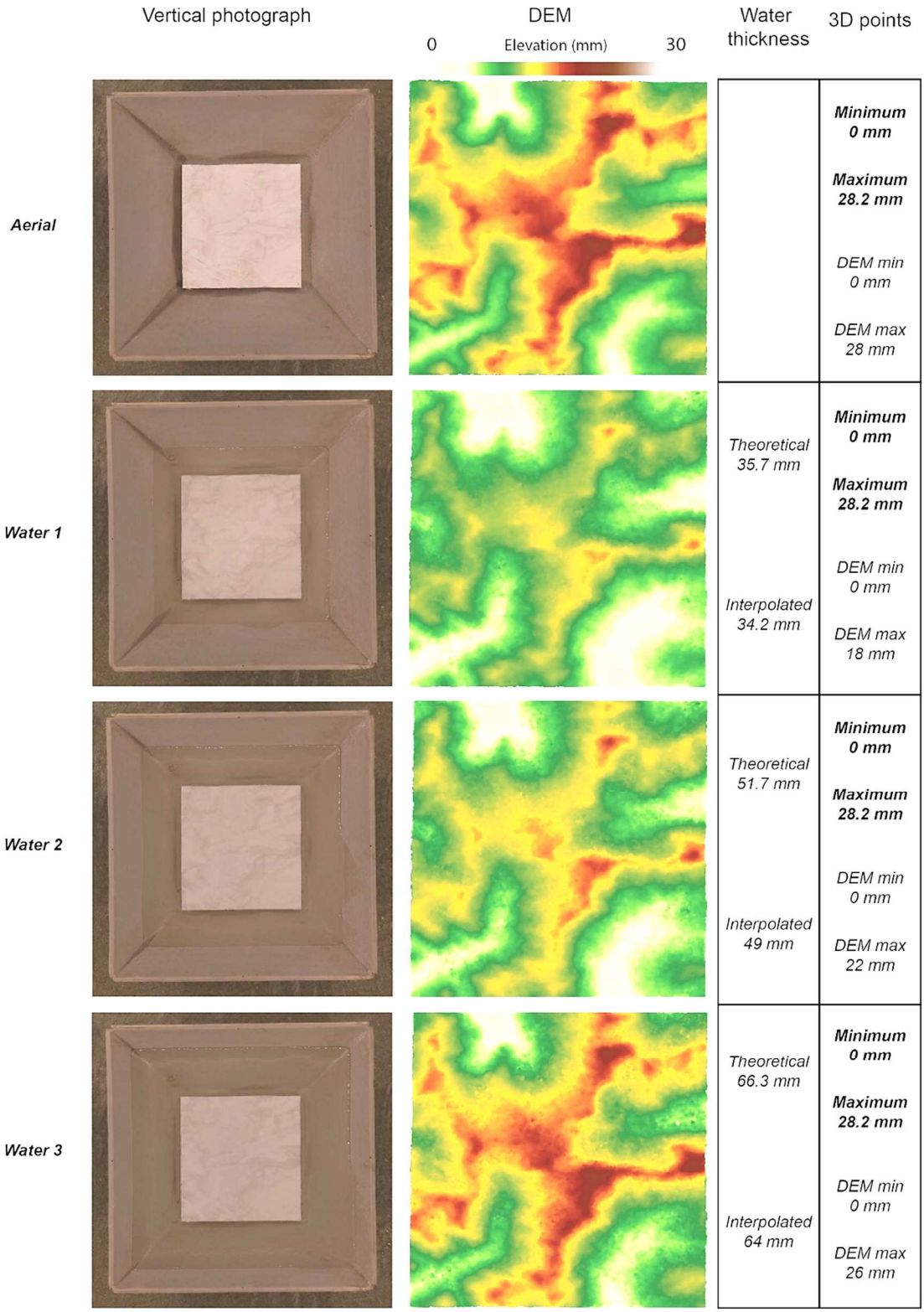


Figure 2.19. Results of the correction procedure. From left to right : Title, vertical photograph, DEM of the 3D printing (for the three submerged scene the DEM is corrected), water layer thickness (calculated from the photograph (cf Figure3) vs interpolated during the correction procedure) and some 3D points (the minimum and the maximum with regard to the minimum and the maximum of the real 3D printing).

We applied this post-processing to three cases with different water depth. The result displayed in Figure 4 shows that the corrected DEM is better with a higher water depth. Indeed, we note that the DEM maximum is 18 mm for 35 mm of water, 22 mm for 51 mm of water and 26 mm for 66 mm of water with respect to the maximum of 28 mm of the aerial DEM. We observe that the interpolation of the water depth from a few references point (4 in this study) produce good results with an average error of 2 mm (Figure 4).

DISCUSSION

- **Correction procedure validity**

The first result to discuss is how this new correction procedure produces an outcome DEM is truly representative of the real topography. The results displayed in the figure 4 highlights that apart from the influence of the water depth, the topography is well restituted. We can observe that there is a no lateral offset between the real topography and the interpolated one. Our photographic device consisting in a square with one camera in each vertice avoid any lateral offset. The little difference between the aerial DEM and the submerged DEM (i.e. water 3) confirms that the subroutine we add in our algorithm to compute the incident angle of each pixel for each camera is useful to access a topography closer to the real one. We suggest that this computation of the incident angle is necessary in contexts where the scene the user wants to rebuild has a significant size and/or where the photographic device is located in a very high position with respect to the scene. For example, **Lelandais et al. (2016)** used the same correction procedure without the subroutine because the photographic device was 60 cm high taking picture of a 10 cm² scene. In this example, the difference of value of the incident angle between the center and the boundaries of the scene have been estimated less than 1°.

The figure 4 also emphasizes that the correction procedure is relatively effective to estimate the water layer depth with an average error around 2 mm.

- **Influence of the water depth**

The three cases of topographic restitution of submerged surfaces with different water layer thickness we achieved in this study have highlighted the significance of water depth. Contrary to conventional wisdom, it seems that a higher water depth is more suitable for a better topographic restitution (**Figure 2.19**). Indeed as described in the results section the higher is the water depth the better is the reconstruction.

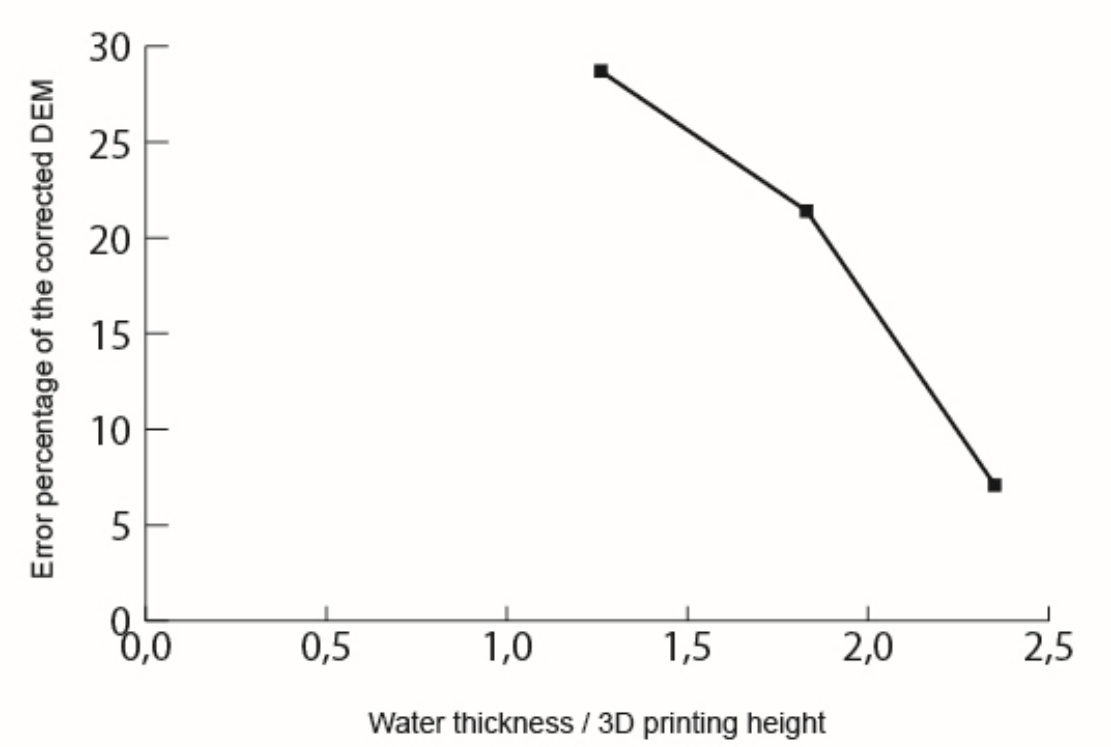


Figure 2.20. Graph presenting the ratio between the water layer thickness and the 3D printing height as a function of the error of the corrected DEM.

The figure 2.20 presenting the quality of the outcome corrected DEM illustrates that if the water layer thickness is close to the object size (i.e. the water barely submerged the object) the error on the reconstruction is around 30%. Conversely, if the water depth increases so that the object is submerged by a water layer at least twice its size the error dramatically decreases. This is explained by the way of proceeding in our correction procedure. Indeed, in the correction procedure we estimate water depth by pointing a few points creating a z=0 plan (see methods section. We use this same water depth for correcting every pixel. However as the scene is not a rectilinear plan water depth differs from one pixel to another. To avoid this issue we must access the topography of the scene which is exactly the aim of the correction procedure.

In the first case, the topography which is 28.2 mm high has been submerged with a 35 mm water layer. Thus, using our correction procedure we correct the refraction effect over the 28.2 mm summit with a water layer of 35 mm instead of 7 mm (5 times) resulting in an unreasonable dH (**Eq. 2.11**) lowering the summit to 18 mm (**Figure 2.19**).

The third case gives much better results because of an increased water depth. In this case, the topography has been submerged with a 66 mm water layer. Thus, using our correction procedure, we correct the refraction effect over the summit with a 66 mm water layer instead of 38 mm (1.7 time) resulting in a false but reasonable dH lowering the summit to 26 mm. This

is the maximum error as the rest of the DEM is lower so the water depth we used is around 1.2 time the one we should use.

From these results we can conclude that the water depth is an important parameter in the correction procedure and in a context where the user is manually submerged a scene or an object the water depth should be choose beforehand according to the object size.

- **Limitations and applications of the correction procedure**

The correction procedure we present in this study is an alternative to the methods of topographic restitution to access the topography of submerged surface. Comparatively to the other methods photogrammetry methods require low equipment. Indeed, although we present a device with 5 camera this method work with only 3 camera, one vertical and two inclined toward the scene. The interest to use photogrammetry methods instead of the others is that in case of a submerged surface with a transparent water layer, a correction procedure will give access to this surface. Furthermore, with a 0.3 mm DEM resolution photogrammetry methods matches the resolution of more expensive methods such as laser scanning.

Based on all the previous work made on the restitution of submerged surface, we presented here a complete correction procedure requiring low input data (Table 1). However, despite the good results of this correction procedure there is some limitations. Indeed our correction procedure is applied to the whole scene, which can be problematic if some regions of the scene are not submerged. One of the solution should be to add a subroutine to select the regions requiring a correction and to merge the DEM with the corrected DEM as described in **Westaway et al. (2000)**. In their study, **Westaway et al. (2000)** develop a procedure to detect every water/air boundaries to classify every region requiring a correction. They combine this information with the raw DEM to estimate the elevation of the water/air boundary and thus estimate the water depth. Their study shows that an increasing water depth enhances the outcoming error on the correction.

The main limitation is the effect of water depth on the correction quality. Indeed as described in the previous part the ratio thickness of the water layer with respect to the object height is primordial to a good correction. Hence, in contexts where the water depth is not sufficient, the outcome DEM might be over-corrected with maximal errors on the lowest and highest point. Following the work of **Westaway et al. (2000)** we suggest that water depth is the key factor to a good correction. Indeed, we shows that a water depth approaching the size of the submerged object generates a significant error and the work of **Westaway et al. (2000)** shows that a water

depth way over the object size generates error. Consequently for any object size there might be a range of water depth in which the correction quality is acceptable.

This study present a correction procedure which tests have been made in an experimental context. To present the quality and accuracy of the correction procedure we first generate a DEM of the topographic surface without a water layer. We used this reconstruction to estimate the elevation gap of some reference points and interpolate the water layer thickness. However, in natural or experimental contexts this first step cannot be achieved because the object is already submerged. To solve this problem there is only two solution. The first is to provide photographs with emerged and submerged surfaces. Based on that the next step is to find a few points in both emerged and submerged regions which elevation are supposed to be similar. To improve the correction it is better to select the reference points to create a plan at the base of the studied scene. This solution has been used in **Lelandais et al. (2016, 2018)** to correct the refraction of a silicon putty layer. The second solution, probably more suitable for natural contexts, is to manually estimate the water depth. If for example, a user wants to access the topographic of an object at the bottom of a water body and there is no possibility to access a emerged surface the solution is to have an estimation of the water depth and add it manually in the correction procedure.

Input data	**Purpose**
Photographs	DEM and Orthophotograph generation
Photographs focal length	Inclination of each camera
Photographic device height	Computation of the incident/refractive angles for each pixel
Refractive index of the fluid	Computation of the refractive angles for each pixel
References points	Estimation of the fluid depth
DEM resolution	Inclination of each camera Computation of the incident/refractive angles for each pixel Re-interpolation of the corrected DEM
Coordinates of the DEM boundary	Re-interpolation of the corrected DEM

Table 1: Overview table of the input data required from the correction procedure and the purpose of each input data.

CONCLUSION

The correction procedure we present in this study is a new step in the restitution of submerged topographic surfaces. We demonstrate that with a simple photographic device and really low input data that it is possible to correct the effect of light refraction through a water layer and thus, restituting the topography of submerged surfaces. Following the work of previous studies we highlight that water depth is the key parameter controlling the quality of the correction. The new correction procedure we propose here, the good resolution and the low input data required make it useful in laboratory experiments where the other methods of topographic restitution are failing but also in nature providing that it is possible to access the water depth. We will further investigate in another paper the quality of this method in a natural context and provide some alternative solutions to ease the process.

REFERENCES

Barker, R., Dixon, L., & Hooke, J. (1997). Use of terrestrial photogrammetry for monitoring and measuring bank erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, *22*(13), 1217-1227.

Butler, J., Lane, S., Chandler, J., & Porfiri, E. (2002). Through-water close range digital photogrammetry in flume and field environments. *The Photogrammetric Record*, *17*(99), 419-439.

Chandler, J. (1999). Effective application of automated digital photogrammetry for geomorphological research. *Earth Surface Processes and Landforms*, *24*(1), 51-63.

Graveleau, F., Malavieille, J., & Dominguez, S. (2012). Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics*, *538*, 1-66.

Lelandais, T., Mourgues, R., Ravier, É., Pochat, S., Strzerzynski, P., & Bourgeois, O. (2016). Experimental modeling of pressurized subglacial water flow: Implications for tunnel valley formation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *121*(11), 2022-2041.

Lelandais, T., Bourgeois, O. & Strzerzynski, P. (2018). Modelled subglacial floods and tunnel valleys control the lifecycle of transitory ice streams. *The Cryosphere 12(8)*, 2759-2772.

Westaway, R. M., Lane, S. N., & Hicks, D. M. (2000). The development of an automated correction procedure for digital photogrammetry for the study of wide, shallow, gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, *25*(2), 209-226.

3.3.3 - Application

L'application de l'algorithme, présenté dans la section précédente, permet de "remettre à plat" le MNT brut, fournissant un MNT où la topographie générale du substrat est à une altitude de 0 à l'exception des accumulations de sable ponctuelles et des structures de drainage (**Figure 2.21**).

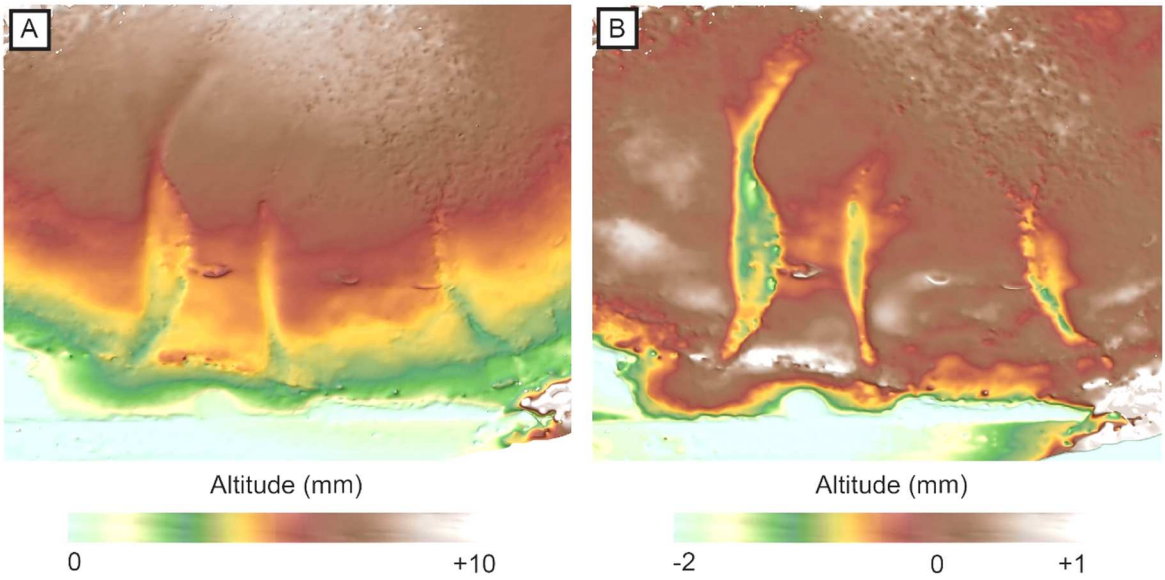


Figure 2.21. Application de la correction sur l'exemple de MNT présenté dans la figure 2.15. A. MNT "brut" provenant de la photogrammétrie. B. MNT "corrigé" à partir de l'algorithme présenté dans l'article.

3.4 - Analyse morphologique des vallées expérimentales

3.4.1 - Introduction

La correction des MNT expérimentaux permet d'obtenir un nouveau MNT plus réaliste des structures de drainage. Afin d'être en mesure d'étudier de manière exhaustive la morphologie des structures de drainage expérimentales, l'analyse morphologique des expériences se base sur un algorithme maximisant le nombre de données tout en automatisant leur extraction. En effet, des données géométriques de base telles que la profondeur ou encore la largeur d'une vallée, nécessitent une prise de mesure régulière tout le long de la vallée. L'extraction et l'analyse manuelle de profils longitudinaux et transversaux à fortiori avec une prise de mesure régulière est extrêmement chronophage et nécessite l'utilisation de plusieurs logiciels. De plus malgré la grande utilisation de MNT dans le domaine des géosciences il n'existe pas un procédé d'analyse précis des réseaux de drainage.

Cette partie est donc consacrée à la description des données géométriques et morphologiques extraites et utilisés pour caractériser les structures de drainage expérimentales et à la description du fonctionnement de l'algorithme d'extraction de données.

3.4.2 - Fonctionnement de l'algorithme et données extraites

L'algorithme permettant l'extraction de données morphologiques et morphométriques d'un système de drainage correspond à un code MATLAB conçu lors de cette étude. Bien que celui-ci travaille de manière automatique il nécessite que l'utilisateur renseigne quelques informations et fasse plusieurs choix lors du traitement. Sans entrer dans les détails, l'algorithme fonctionne de la manière suivante (**Figure 2.22**) :

- 1ère étape: Choix du MNT / Digitalisation du fond de vallée : La digitalisation du fond de vallée permet le calcul de la longueur curviligne et rectiligne de la vallée, l'extraction du profil longitudinal de la vallée ainsi que de déterminer l'orthogonalité des profils transversaux (2ème étape). Le calcul automatique de la longueur curviligne et rectiligne de la vallée permet de déterminer l'indice de sinuosité de la vallée.
- 2ème étape: Génération automatique des profils transversaux successifs. La position des profils transversaux est déterminée par l'intervalle de mesure choisi par l'utilisateur mais l'orientation du profil transversal est déterminée automatiquement à partir des points digitalisés qui renseigne la direction locale de la vallée. Ainsi une digitalisation précise du fond de vallée favorise une meilleure orthogonalité des profils transversaux. L'algorithme fonctionne par itération ce qui permet d'extraire les données relatives à un profil transversal avant de passer au suivant. Ces données sont conservées dans une base de données dont la taille dépend du nombre de profils tracés.
- 3ème étape: Extraction des données géométriques relatifs à chaque profil transversal.
    - Largeur: L'algorithme mesure successivement la largeur de la vallée à partir des profils transversaux. Généralement l'extraction des profils transversaux s'effectue de manière très régulière (tous les 5 mm minimum pour des vallées faisant entre 7 et 15 cm en moyenne) afin de maximiser les données mais également de détecter des changements dans la forme de la vallée (élargissement ponctuel, érosion latérale, tributaire). La position de la mesure de la largeur est choisie par l'utilisateur. En effet, celle-ci est calculée automatiquement en déterminant le point de courbure maximal sur chaque flanc. Cependant il est demandé à l'utilisateur d'effectuer un pointage manuel de la limite visuelle de la vallée sur une orthophotographie (**Figure 2.22**). Dans la plupart des cas la

limite déterminée mathématiquement est valable, cependant dans les quelques cas où celle-ci n'est pas valable, l'utilisateur peut choisir la position déterminée par le pointage manuel. En dernier recours, si ces deux positions semblent être erronées, l'utilisateur a la possibilité de pointer manuellement et directement sur le profil transversal le point au niveau duquel la mesure de largeur est effectuée. En s'inspirant de l'approche morphologique développée par **Bonnet (1997)**, l'algorithme permet d'extraire la valeur de la largeur de la vallée à 25%, 50% et 75% de la hauteur ce qui permet de déterminer le caractère symétrique de la section transversale ainsi que les changements de pente permettant l'identification d'éventuelles terrasses.

- Hauteur: L'algorithme mesure la profondeur de la vallée sur chaque section transversale en effectuant la différence entre l'altitude du point utilisé pour mesurer la largeur avec le minimum du profil (**Figure 2.22**).
- Rapport largeur/profondeur: Ce rapport, très statistique, est calculé par l'algorithme à partir des valeurs de largeur et de hauteur de la vallée.
- Pente des flancs: L'algorithme, à partir des points utilisés pour déterminer les largeurs sur toute la hauteur, calcule la pente séparant deux points. Ceci permet d'avoir l'évolution de la pente des deux flancs et d'obtenir une valeur plus réaliste de pente. En effet, un calcul simple de pente en supposant une droite entre deux points intermédiaires est plus réaliste qu'un calcul de pente s'effectuant entre le sommet et le fond de la vallée. L'évolution de la pente le long du profil permet d'établir si des terrasses sont présentes et le degré de dissymétrie du profil transversal.
- Forme transversale: Ce critère n'est pas à proprement parler une donnée quantitative. Néanmoins à partir de l'évolution de la pente des flancs et de la largeur, l'algorithme détermine la forme de la section transversale (V, U ou U à fond plat). Pour ce faire, l'algorithme détermine l'écart qu'il existe entre le profil transversal réel et un profil transversal théorique triangulaire (V) c'est-à-dire composé d'une ligne droite depuis le sommet de la vallée jusqu'à sa base. Ce critère est néanmoins réexaminé manuellement pour confirmer la forme de la section transversale (**Figure 2.22**).

- 4ème étape : Enregistrement de la base de données dans un fichier Excel.

L'algorithme fournit également la possibilité d'intervenir dans le traitement. En effet, certains profils transversaux peuvent être extrêmement bruités ou l'utilisateur peut décider de ne pas en tenir compte. L'algorithme permet à la génération de chaque profil de passer au suivant ou, dans le cadre d'un profil bruité, de lisser le profil jusqu'à obtenir quelque chose d'utilisable. Ajouté à cela l'algorithme donne le contrôle à l'utilisateur sur les données extraites. En effet les mesures de pente, de hauteur et de largeur sont basées sur la détection de l'intersection entre une ligne virtuelle et le profil transversal pouvant produire de temps à autre des erreurs. Pour éviter cela, l'algorithme offre la possibilité de sélectionner le point mal positionné, de le supprimer et de le repositionner à l'aide d'un curseur.

Les données morphométriques, qui ne sont pas extraites depuis l'algorithme, correspondent seulement à l'analyse des profils longitudinaux et transversaux des vallées. Ainsi l'interprétation de ces profils permet de déterminer la forme du profil en long. S'ajoute à cela l'analyse photographique qui permet de décrire les vallées n'ont plus en tant qu'unité de drainage mais en tant que réseau de drainage. La combinaison d'informations telles que l'indice de sinuosité de chaque vallée et l'aspect visuel du réseau permet de conclure sur le type de vallées formées et sur la forme du réseau de drainage expérimental (cf. Annexes)

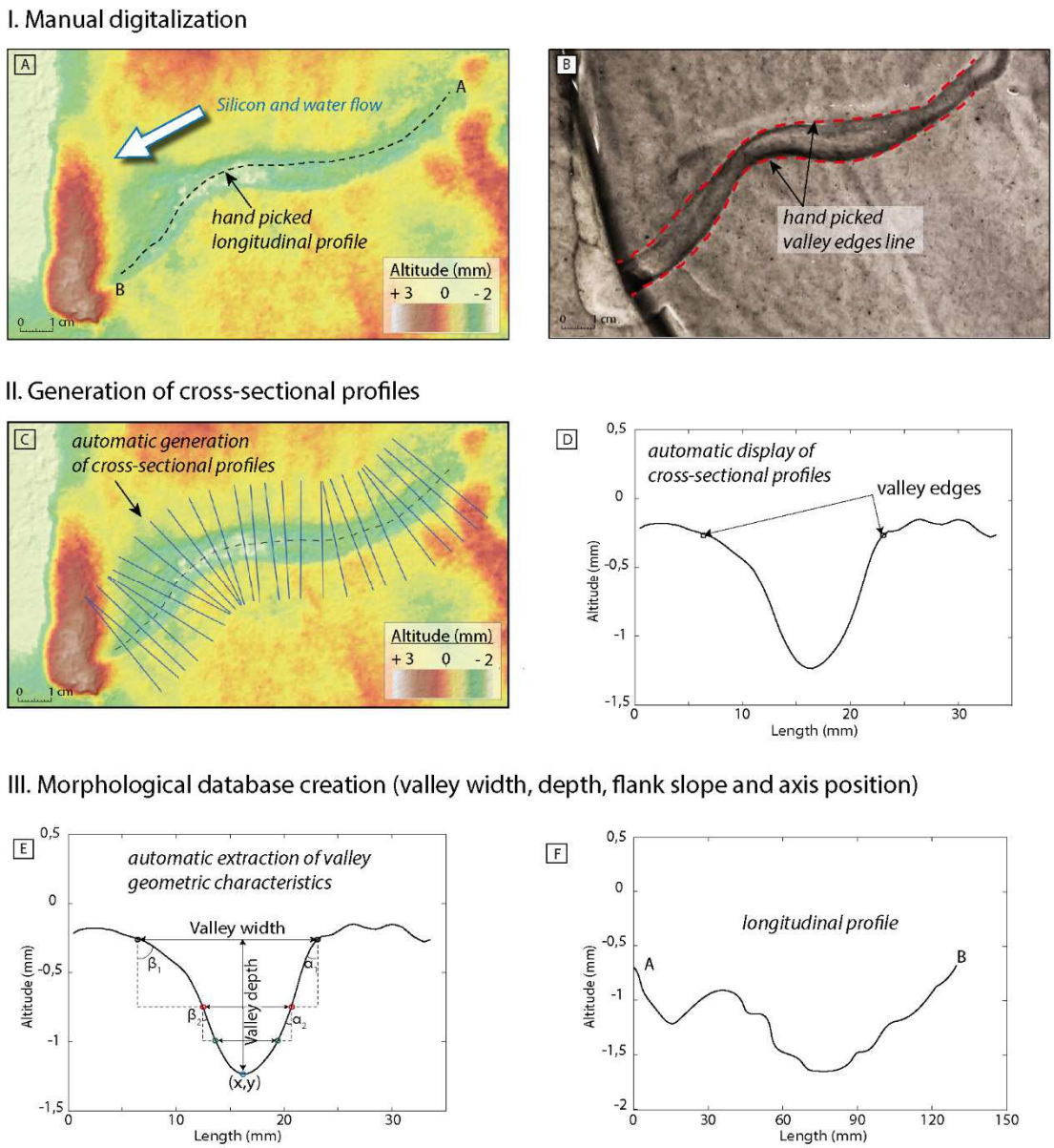


Figure 2.22. Schéma décrivant le fonctionnement général de l'algorithme d'extraction des données morphologiques (Lelandais et al., 2016).

3.5 - Analyse de la dynamique de la calotte de silicone

3.5.1 - Introduction

L'originalité de l'approche expérimentale de cette étude réside dans le fait que les expériences sont menées d'une manière à accéder à la fois à l'information morphologique par le biais de MNT générés tout au long de l'expérience, et à l'information de la dynamique de la calotte sus-jacente. En effet au-delà des processus à l'origine de la formation et de l'évolution des vallées tunnels, une des problématiques majeures actuelles est de connaître l'impact de l'érosion sous-glaciaire sur la dynamique des calottes. La modélisation numérique étant limitée

par l'absence de lois corrélant la circulation d'eau basale à l'écoulement de la glace, l'approche expérimentale permet de simplifier le problème à son expression la plus simple.

Dans le cadre de ces expériences la difficulté réside dans le fait que la gomme de silicone utilisée est parfaitement transparente pour permettre l'observation et la quantification des structures de drainage. L'objectif étant d'avoir une approche morphodynamique des expériences, obscurcir la surface de la calotte avec des marqueurs est inenvisageable. C'est pourquoi une méthode impliquant l'utilisation de marqueurs UV et d'une lumière UV a été utilisée. L'avantage de cette méthode est qu'en lumière normale, les marqueurs UV dans la gomme de silicone sont parfaitement transparents permettant la combinaison de l'information morphologique et de l'information dynamique. Des cartes de vitesse peuvent alors être interpolées à partir d'un algorithme conçu spécifiquement pour ce problème qui se base sur le suivi temporel des marqueurs UV insérés dans la silicone.

Cette partie est consacrée à la description du fonctionnement de l'algorithme permettant l'extraction et le suivi des marqueurs UV puis l'interpolation de cartes de vitesse.

3.5.2 - Fonctionnement de l'algorithme

L'analyse de la dynamique de la calotte de silicone se base sur des cartes vitesses à l'instar de ce qui peut être fait sur les calottes Antarctique et Groenlandaise. Dans le cadre des expériences menées dans cette étude, ces cartes de vitesse correspondent à l'interpolation surfacique de la vitesse de déplacement des marqueurs UV. L'algorithme MATLAB fonctionne selon 3 grandes étapes :

- 1ère étape : Extraction de la position de chaque marqueur au cours du temps.
- 2ème étape : Calcul de la vitesse de déplacement de chaque marqueur.
- 3ème étape : Interpolation de la carte de vitesse.

L'extraction de la position de chaque marqueur se base sur une première étape de digitalisation manuelle de chaque marqueur. Cette étape consiste, à l'aide d'un curseur, de pointer approximativement le centre de chaque marqueur d'une même couche (une couleur de marqueur par couche). L'algorithme recherche alors dans une zone autour de ce point les pixels possédant les mêmes caractéristiques colorimétriques. A partir de cette liste de pixels l'algorithme calcule ensuite le barycentre du marqueur correspondant à la position initiale de chaque marqueur. Par la suite, à partir d'une matrice de recherche dont la taille est définie par l'utilisateur, l'algorithme détermine la position de chaque marqueur au cours du temps (**Figure**

2.23). Pour ce faire la matrice de recherche est centrée automatiquement sur le barycentre de chaque marqueur au temps précédent (Figure 2.23). La position X/Y de chaque marqueur sur chaque photographie est ensuite enregistrée dans une matrice.

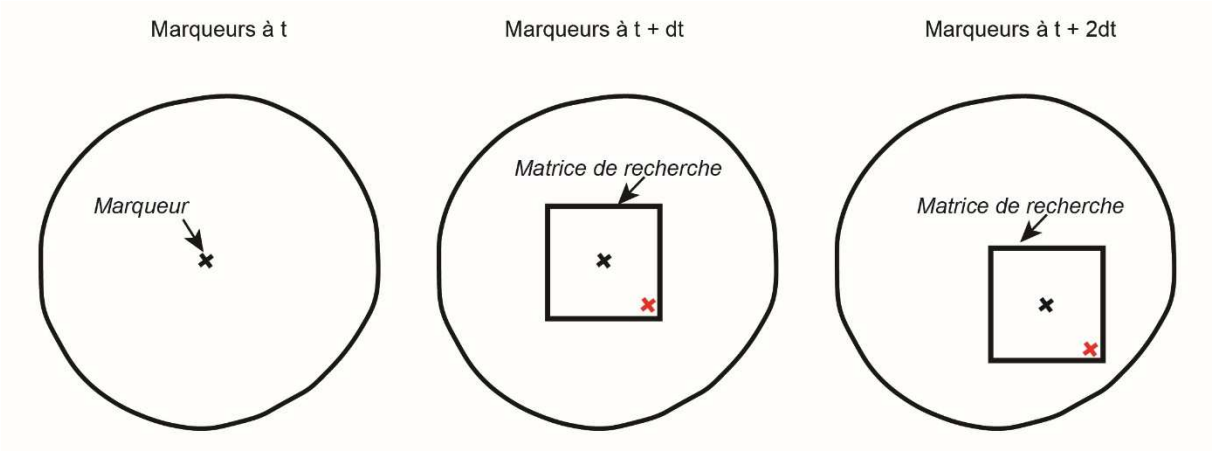


Figure 2.23. Procédé d'extraction de la position de chaque marqueur au cours du temps. NB : la taille de la matrice de recherche est exagérée par rapport à la taille de la calotte.

Ces informations sont ensuite utilisées afin de déterminer la vitesse de migration de chaque marqueur. Connaissant la position X/Y de chaque marqueur, une simple différence de coordonnées permet de calculer la distance parcourue par chaque marqueur (Figure 2.19). La vitesse est alors calculée en effectuant le rapport entre la distance parcourue et l'intervalle de temps séparant les deux photographies.

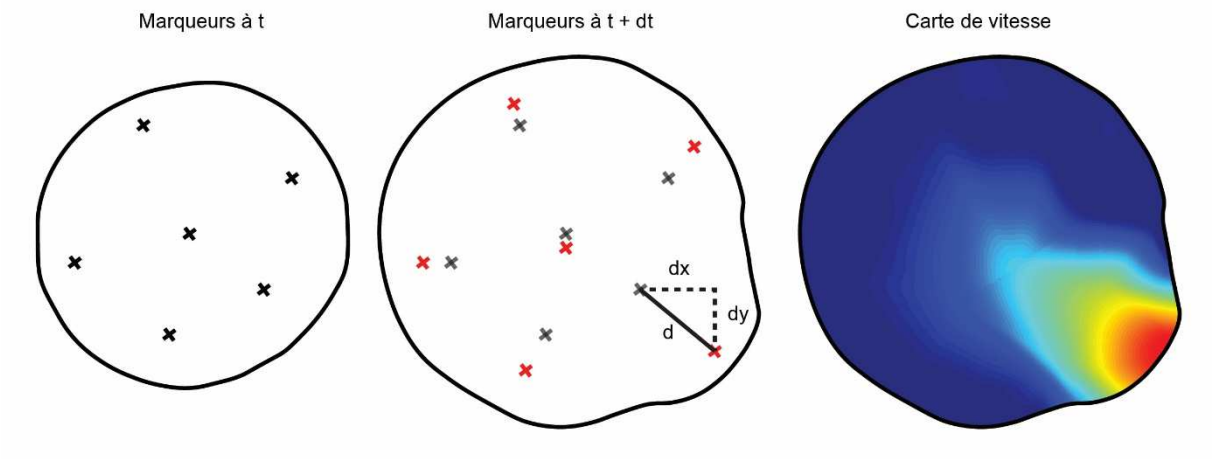


Figure 2.24. Procédé de calcul de la vitesse de déplacement de chaque marqueur et l'interpolation associée.

La carte de vitesse ne constitue alors que l'interpolation surfacique de la vitesse de déplacement des marqueurs d'une même couche. L'extraction des marqueurs ayant été effectuée sur l'intégralité de l'expérience, il incombe à l'utilisateur de choisir le pas de temps de la carte de vitesse (**Figures 2.24 et 2.25**). Celle-ci est ensuite positionnée sur la photographie en lumière normale permettant d'observer les liens entre la formation des structures de drainage et la dynamique de la calotte (**Figure 2.25**).

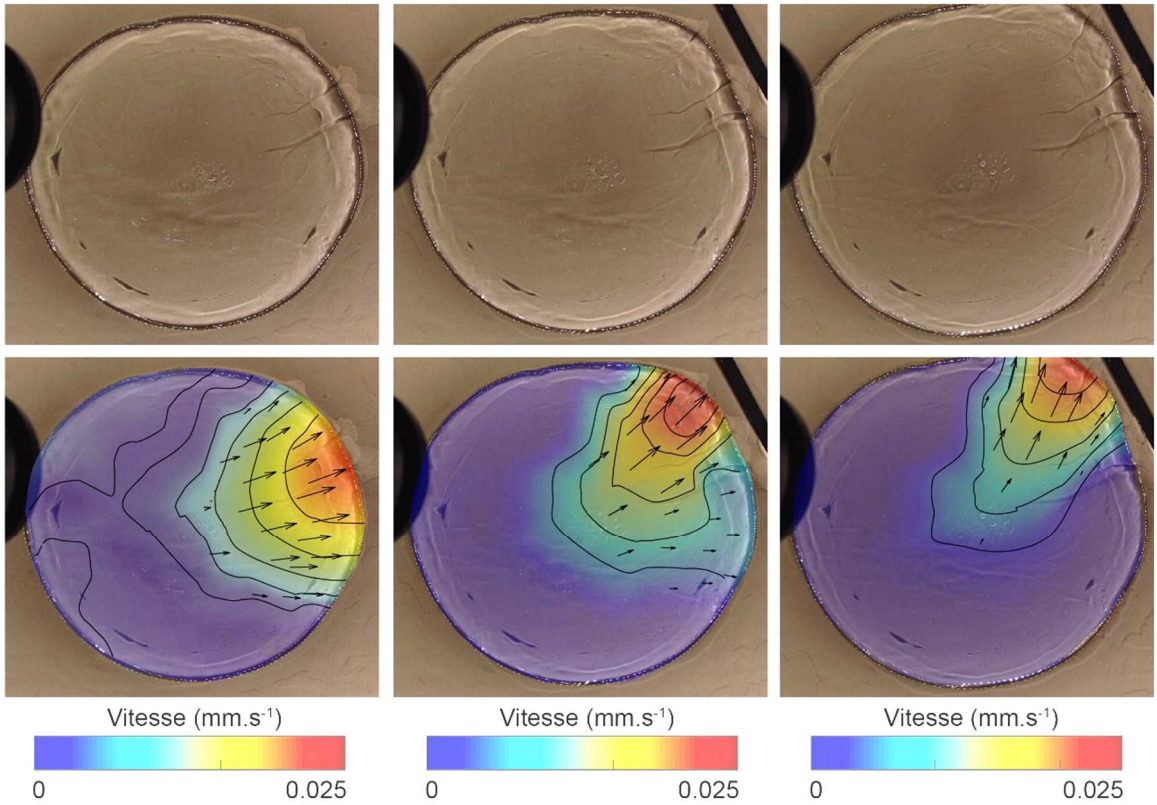


Figure 2.25. Exemples de cartes de vitesses calculées avec un pas de temps de 500 secondes sur l'expérience utilisée pour la description de la méthode.

3.6 - Efficacité de drainage des vallées expérimentales

Le comportement et l'évolution de n'importe quelle structure de drainage est dépendante de sa capacité à drainer l'intégralité de l'eau qui arrive. Cette notion, définie comme étant la capacité de drainage, faisant référence à la capacité d'un élément de drainage à faire circuler de l'eau en engendrant le moins de modifications possibles, est mesurable et calculable.

En effet, l'efficacité de drainage correspond au rapport entre le débit d'eau "à évacuer" et le débit potentiel pouvant circuler dans la structure de drainage. Le débit potentiel de circulation est déterminé à partir de l'équation de Poiseuille en partant de l'hypothèse que l'eau comble l'intégralité du volume de la structure de drainage à chaque instant (**Eq. 2.17**).

$$Qmax = \frac{\Delta P \, \pi \, Rh^4}{8\eta \, L} \qquad \textbf{(Eq. 2.17)}$$

avec *Qmax*, le debit potentiel passant par le conduit ($m^3.s^{-1}$), ΔP, la chute de pression opérant dans le conduit (Pa), *Rh* le rayon hydraulique du conduit (m), η la viscosité du fluide circulant dans le conduit (Pa.s) et *L* la longueur du conduit (m).

Cette équation initialement utilisée sur les écoulements d'eau dans des conduites circulaires se base sur le rayon hydraulique de l'élément de drainage. Le rayon hydraulique (*Rh*) correspond au rapport entre la surface de l'élément de drainage et son périmètre (**Eq. 2.18**). Ce rapport détermine le rayon de la conduite circulaire correspondant exactement aux dimensions de l'élément de drainage.

$$Rh = \frac{A}{P} \qquad \textbf{(Eq. 2.18)}$$

avec *A* l'aire de la section transversale de l'élément de drainage (m) et *P* le périmètre de la section transversale de l'élément de drainage (m).

Dans le cadre des expériences menées dans cette étude, une évaluation de l'efficacité de drainage des vallées a été effectuée. Néanmoins que ce soit dans les expériences ou dans la nature, une vallée peut avoir une section transversale évoluant depuis la tête de vallée jusqu'à l'exutoire. Ainsi selon la position du profil transversal, le rayon hydraulique diffère. Pour remédier à ce problème, un algorithme a été conçu afin de tracer une section transversale moyenne représentative de l'évolution de la vallée. Celui-ci fonctionne en superposant les profils transversaux puis en établissant la position du profil moyen à l'aide des intersections entre les profils et des lignes verticales (**Figure 2.26**). Connaissant la position des points utilisés pour déterminer la largeur, il est alors possible d'évaluer l'aire et le périmètre de la section transversale et par extension l'efficacité de drainage de la vallée (**Figure 2.26**).

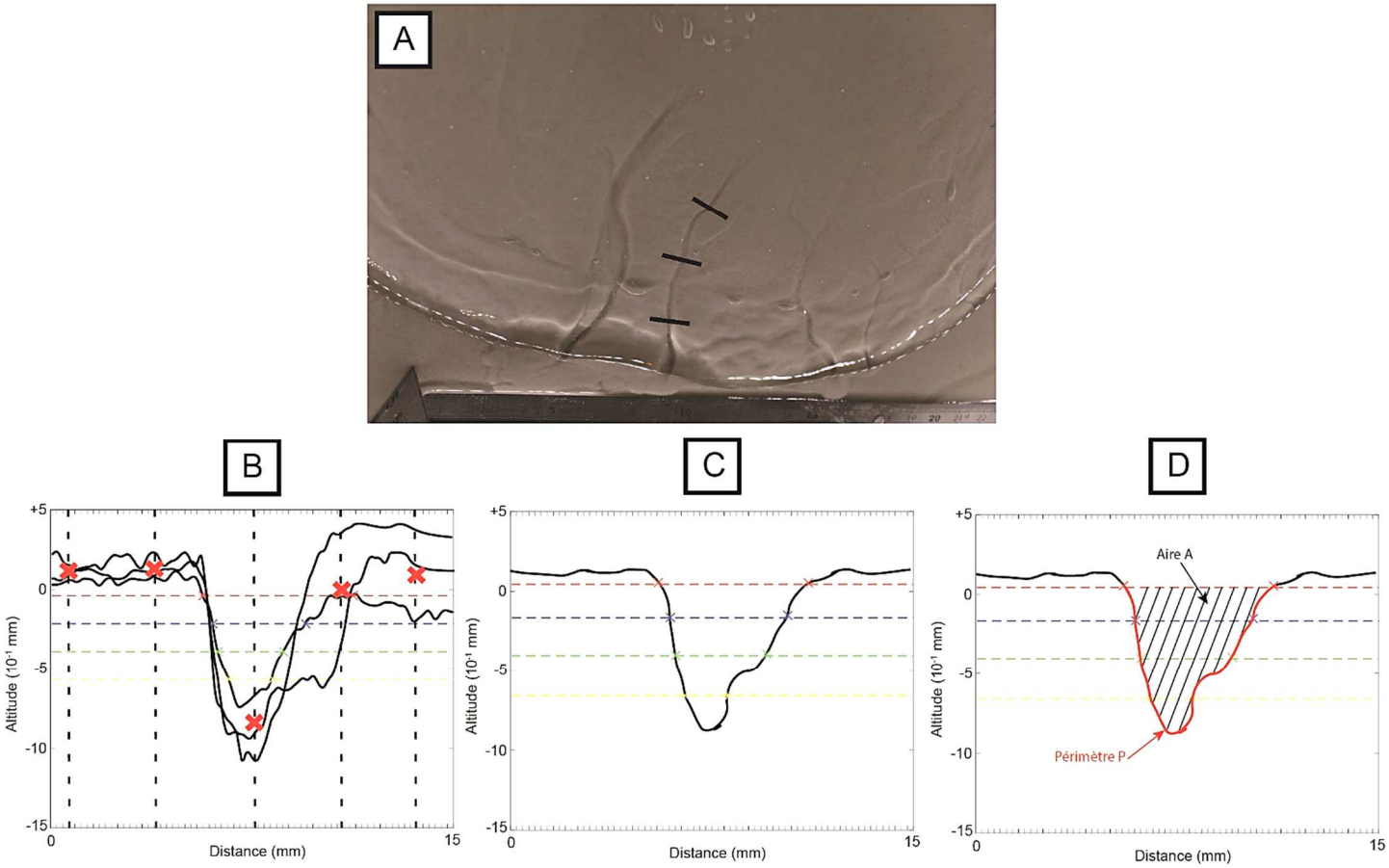


Figure 2.26. Procédé pour déterminer le rayon hydraulique d'une vallée expérimentale. A. Position des 3 profils transversaux utilisés pour l'exemple. B. Superposition des sections transversales et détermination de l'allure du profil moyen par l'intersection moyenne des profils avec les lignes verticales (croix rouges). C. Tracé de la section transversale moyenne et détermination des points d'intersections avec les lignes pointillées symbolisant l'altitude de la largeur à 100% 75% 50% 25% de la hauteur de la vallée. D. Calcul de l'aire et du périmètre de la section transversale. Notez que le nombre de profils et de lignes verticales a été diminué par rapport au véritable traitement pour des raisons de lecture de la figure.

« Une erreur peut devenir exacte, selon que celui qui l'a commise s'est trompé ou non. »

Pierre Dac

CHAPITRE III - MODÉLISATION ANALOGIQUE DE LA CIRCULATION D'EAU SOUS-GLACIAIRE

Partie 1 - Caractérisation de la circulation d'eau dans le modèle analogique

1.1 - Introduction

Dans le premier chapitre, la morphologie et les mécanismes théoriques de formation des vallées tunnels ont été décrits. Cette partie a mis en relief que malgré une bonne connaissance des grands systèmes de vallées tunnels et des critères morphologiques permettant de les identifier, quelques lacunes subsistent notamment au niveau des mécanismes de formation. L'inaccessibilité de l'environnement sous-glaciaire actuel ainsi que le fait que l'intégralité des études se base sur des vallées formées et non en formation, limite la compréhension des processus de formation et de l'évolution temporelle des vallées tunnels. Dans ce contexte, la modélisation au sens large est indispensable au comblement de ces lacunes. Néanmoins comme décrit dans le premier chapitre, la modélisation numérique peine à reproduire fidèlement les processus sous-glaciaire à cause de l'interaction fondamentale entre la dynamique de l'écoulement d'eau et de la glace. Étant donné qu'il n'existe aucune loi universelle reliant les modalités d'écoulement d'eau à la dynamique de la glace sus-jacente, l'utilité de la modélisation analogique est accrue. Cependant comme présenté dans la partie précédente, la modélisation analogique ne peut se faire en cherchant à reproduire l'intégralité de la complexité du système étudié. Le modèle analogique présenté dans la partie précédente constitue donc une version réduite et simplifiée du système naturel.

L'objectif de cette partie est de présenter le déroulement classique d'une expérience faite avec le modèle analogique précédemment décrit. Dans une première partie nous nous intéresserons à la description, caractérisation et quantification de la circulation d'eau dans les premiers stades de l'expériences. Dans une seconde partie, par le biais d'un article, nous aborderons la seconde partie de l'expérience et nous intéressons à la morphologie des structures de drainage reproduites.

1.2 - Déroulement de l'expérience

Une fois que le protocole de mise en place de l'expérience, décrit dans le chapitre précédent, est achevé le déroulement de l'expérience est assez simple. Celui-ci consiste à lancer l'injection d'eau depuis l'ordinateur en veillant à renseigner une valeur de débit correspondant aux paramètres de l'expérience. Les exceptions concernent les expériences qui ont été faites volontairement à un débit supérieur ou inférieur à celui calculé à partir de la solution de Dupuits

(**Eq. 2.8**). L'acquisition synchronisée des photographies couplées à l'oscillation entre lumière blanche et lumière UV permet d'obtenir un suivi temporel et spatial de l'expérience.

Une fois l'expérience lancé l'écoulement d'eau dans le modèle se fait d'une manière assez particulière. Initialement lorsque le débit, qui augmente progressivement pour atteindre la valeur renseignée, est relativement bas l'intégralité de l'eau circule via un écoulement poral c'est-à-dire à l'intérieur du substrat et régit par la loi de Darcy. Une fois un certain seuil de débit dépassé, la colonne de sable au-dessus de l'injecteur est fluidisée produisant l'introduction d'un écoulement d'eau à l'interface silicone/substrat. Ce phénomène se produit lorsque la pression du fluide excède la pression exercée par les colonnes de sable et de silicone sus-jacentes (cf. Section 1.2). Le volume d'eau arrivant en surface permet la formation d'une poche d'eau qui grossit et migre au cours du temps vers la marge de la silicone. Le caractère visqueux de la couche de silicone permet le stockage d'eau et la déformation de la couverture. Néanmoins l'injection étant faite à débit constant une fraction du volume d'eau injecté circule obligatoirement dans le substrat via un écoulement poral.

La partie suivante est consacrée uniquement à la description physique du phénomène de fluidisation ainsi qu'à la dynamique de circulation de la poche d'eau pressurisée.

1.2.1 - Phénomène de fluidisation

- ***Théorie***

La fluidisation est le processus par lequel les particules solides d'un milieu granulaire sont mises en suspension par un gaz ou un liquide. Lorsqu'un fluide traverse du bas vers le haut une couche de grains immergée, celle-ci subit une force de frottement proportionnelle à l'intensité de passage de l'écoulement entre les grains. Lorsque la force de frottement acquiert la même intensité que le poids des particules, celles-ci obtiennent la possibilité de se déplacer librement, c'est la fluidisation. Ce phénomène va être dépendant de paramètres tels que les caractéristiques des particules (taille, forme densité) et des conditions d'injection (diamètre, débit, vitesse).

Une classification du comportement de fluidisation existe, se basant sur la taille des particules (**Ngoma, 2015**) :

- Catégorie C : Particules < 60µm. Difficile à fluidiser
- Catégorie A : Particules < 100µm. Faciles à fluidiser et caractérisées par une zone de fluidisation homogène pour de faibles vitesses de fluidisation.

- Catégorie B : Particules comprises entre 100 et 200µm. Très faciles à fluidiser et caractérisées par l'apparition de bulle dès que la vitesse du fluide dépasse le seuil minimal.
- Catégorie D : Particules > 600µm. Fluidisation nécessitant des vitesses importantes.

Le phénomène de fluidisation est caractérisé par la vitesse débitante (Uc) correspondant à la vitesse à la base de l'empilement granulaire au seuil de fluidisation (**Ngoma, 2015**).

Différents états de fluidisation existent selon la vitesse d'écoulement du fluide :

- Statique : Pour de faibles vitesses de fluide, les forces visqueuses ne compensent pas le poids des grains. Assimilation à un écoulement dans un milieu poreux.
- Fluidisation particulaire : Lorsque la vitesse du fluide atteint la vitesse minimale de fluidisation Uc, les forces visqueuses sont suffisantes pour compenser le poids des grains. Début de mise en suspension et éloignement des grains.
- Pistonnage : Si l'on augmente la vitesse le lit subit une expansion uniforme jusqu'à atteindre la vitesse minimale de bullage. Cependant ce régime est assez peu observable avec une fluidisation liquide.
- Fluidisation turbulente : Coalescence des bulles
- Fluidisation rapide : En cas d'augmentation de la vitesse les grains vont être entraîné par le fluide hors du lit.
- Transport pneumatique : Si l'on augmente encore la vitesse les grains atteigne une vitesse proche de celle du fluide.

L'intégralité de ces étapes ne sont pas observables lors de l'augmentation de la vitesse dans un milieu granulaire immergé.

Des études analytiques, numériques et expérimentales ont montré qu'en fonction du débit d'injection du fluide on peut distinguer trois grands régimes (**Ngoma, 2015**) :

- Statique : Écoulement dans le milieu granulaire (Régime I).
- Cavité fluidisée : Développement d'une cavité localement au-dessus de l'injection (Régime II).
- Cheminée fluidisée : Fluidisation de tout le milieu granulaire au-dessus de l'injection (Régime III).

○ *Régimes d'écoulements verticaux*

Le régime I correspond au régime d'écoulement poreux dans lequel aucune déformation du milieu granulaire n'est observable. Ce régime a été modélisé en s'appuyant sur la loi de

Darcy et en résolvant l'équation de Laplace pour la pression motrice, c'est-à-dire la pression de mise en mouvement des grains. Ainsi pour une source ponctuelle dans un milieu infini de débit Q la pression motrice en tout point du lit s'exprime de la manière suivante (**Eq. 3.1**):

$$P(z) = \frac{Q}{(2\pi K)*\sqrt{r^2+(z+H0)^2}} \qquad \textbf{(Eq. 3.1)}$$

Avec K la perméabilité du milieu granulaire (m.s^{-1}), r la distance du point à l'injecteur (m), z l'altitude du point de mesure (m) et $H0$ la hauteur de l'empilement granulaire (m).

Des études comparatives entre expérimental et numérique ont montré que l'injection doit remplir deux conditions pour être considérée comme ponctuelle : le rapport entre le diamètre de l'injection et la hauteur du milieu granulaire doit être inférieur à 1 et le rapport entre la hauteur du milieu granulaire et le nombre de Reynolds doit être inférieur à 1.

Avant d'atteindre le régime de cheminée fluidisée (Régime III) on note une phase transitoire durant laquelle une cavité fluidisée (Régime II) est créée au voisinage de l'injection se développant du bas vers le haut aboutissant à une cheminée. Pour le régime de cheminée fluidisée, il existe un modèle théorique consistant à estimer le débit d'apparition de la cheminée partant du principe que celle-ci est parfaitement cylindrique de section A de rayon R et de hauteur H0. On suppose également que ce débit de seuil de fluidisation Q_f peut se décomposer comme étant la somme du débit de fluidisation homogène Q_{ch} traversant une cheminée théorique cylindrique et du débit traversant le reste du milieu non fluidisé Q_{nf}.

D'après la loi de Darcy (supposée valide lorsque le nombre de Reynolds est inférieur à 10) le débit passant à travers la cheminée de fluidisation (Q_{ch} ; **Eq. 3.2**) s'exprime de la manière suivante :

$$Q_{ch} = K\,A\,\frac{dP}{H0} \qquad \textbf{(Eq. 3.2)}$$

avec dP la pression motrice au seuil de fluidisation exprimée en hauteur d'eau (m) exprimée de la manière suivante (**Eq. 3.3**):

$$dP = e\,d\rho\,H0\,g \qquad \textbf{(Eq. 3.3)}$$

avec e la fraction volumique des grains (%), $d\rho$ la différence de masse volumique entre les grains et l'eau (kg.m^{-3}), $H0$ la hauteur du milieu granulaire (m) et g l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2}).

Cette relation traduit le fait que la force de poussée exercée par le fluide dépasse le poids apparent de la cheminée. À cette force il faut aussi rajouter la force de frottement du fluide sur les parois de la cheminée (**Eq. 3.4**). On écrit ainsi :

$$dP = \frac{e\, d\rho\, H0\, g}{1-\mu s} \qquad \textbf{(Eq. 3.4)}$$

avec μs le coefficient de frottement à sec des grains (sans unité).

Le second débit, correspondant à la circulation d'eau dans le substrat (Q_{nf}; **Eq. 3.5**), est calculé de la même manière que présenté pour le régime poreux, c'est-à-dire en se basant sur l'hypothèse d'une injection d'eau depuis une source ponctuelle, injectant dans un milieu considéré infini. En posant z=-H0 et r=R on trouve la relation permettant de déterminer le débit circulant dans le milieu poreux :

$$Q_{nf} = 2\,\pi\, K\, R\, dP \qquad \textbf{(Eq. 3.5)}$$

Et finalement on trouve que le débit total de fluidisation (Q_f; **Eq. 3.6**) vaut :

$$Q_f = Q_{ch}\,(1 + \pi\left(\frac{H0}{R}\right)) \qquad \textbf{(Eq. 3.6)}$$

- ***Application au modèle analogique***

Le modèle analogique présenté dans cette étude, est constitué d'une injection de 4 mm de rayon à la base d'une colonne de sable dont l'épaisseur est comprise entre 1.5 et 1.8 cm et d'une colonne de silicone de 3 cm d'épaisseur. Si l'on applique les relations précédentes en utilisant les paramètres du sable, le débit nécessaire au phénomène de fluidisation est bien inférieur à celui utilisé dans les expériences.

Néanmoins les relations précédentes partent du principe qu'une cheminée de fluidisation est de forme cylindrique, or les modèles expérimentaux et numériques montrent que la cheminée de fluidisation, provenant de la croissance d'une cavité fluidisée, prend une forme conique avec une aire fluidisée à la surface de la colonne granulaire supérieure à l'aire de l'injecteur. Ainsi lorsque le calcul de débit au seuil de fluidisation (Q_f) est effectué en utilisant le rayon de l'injecteur cela revient à déterminer le débit nécessaire pour créer une cheminée de fluidisation dont l'aire en surface est égale à l'aire de l'injecteur (**Figure 3.1**). En renseignant le débit dans la solution de Dupuits (**Eq. 2.8**) il est possible de retracer le gradient de pression de l'eau depuis l'injecteur jusqu'à la marge de la calotte. La **figure 3.1**, illustrant l'évolution latérale de la pression comparativement à la somme des pressions exercées par la colonne de silicone (pression glaciostatique) et la couche de sable (pression lithostatique), démontre bien (i) la

chute importante de pression aux abords de la cheminée de fluidisation et (ii) qu'un débit de fluidisation calculé à partir de la taille de l'injecteur ($1.67.10^{-7}$ $m^3.s^{-1}$) ne produit que la fluidisation sur un point de l'injecteur et non sur sa surface entière. A l'inverse, le débit calculé depuis la solution de Dupuits ($4.1.10^{-7}$ $m^3.s^{-1}$) correspond au débit de fluidisation requis pour que la fluidisation se produise sur l'intégralité de l'injecteur (**Figure 3.1**).

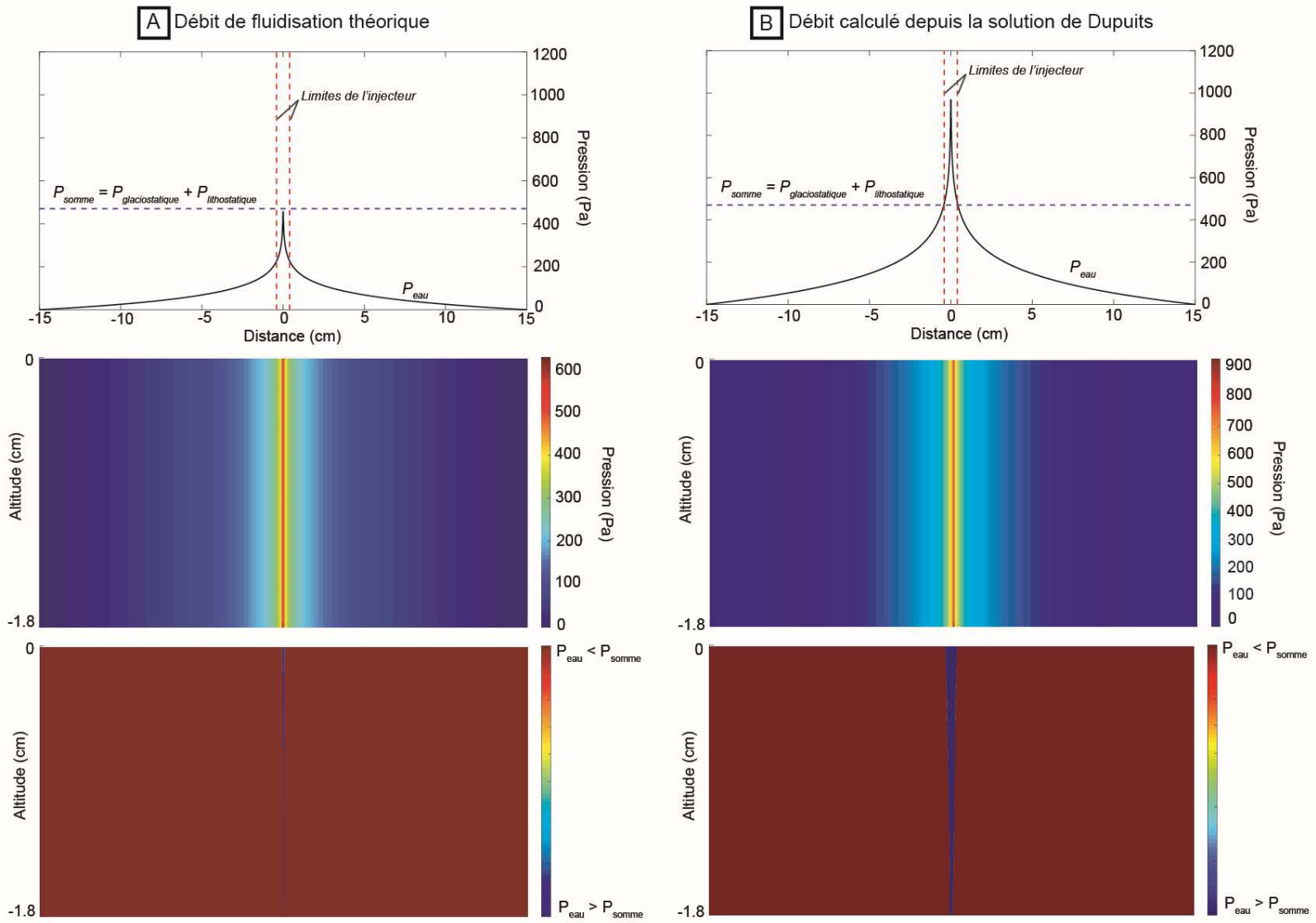
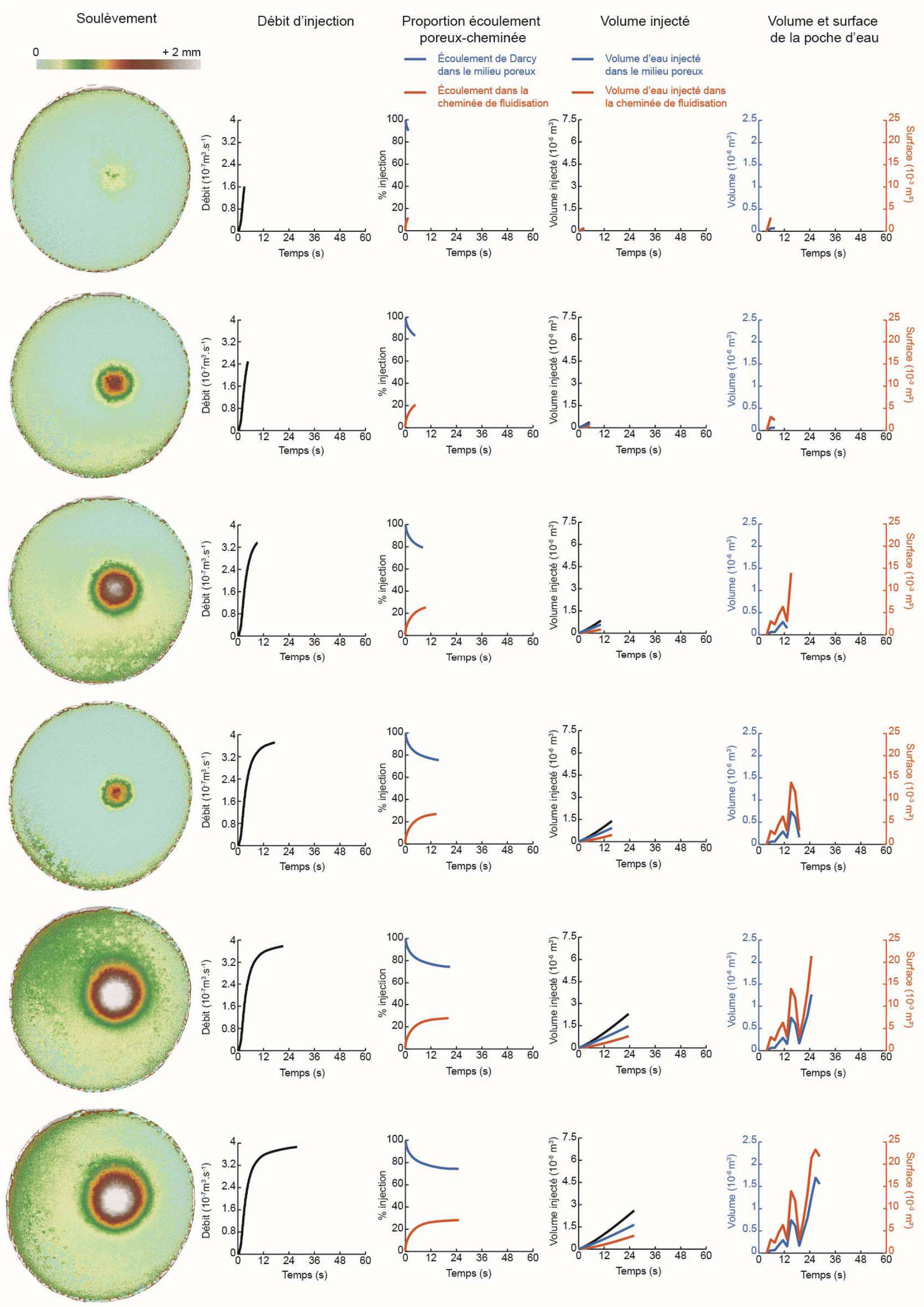


Figure 3.1. Comparaison du profil de pression et de la forme de la cheminée de fluidisation entre une injection faite selon le débit théorique de fluidisation (A) et une injection faite selon la solution de Dupuits (B). De haut en bas : Profil de pression latéral depuis l'injecteur (d = 0 cm) jusqu'à la marge de la calotte (d = 15 cm). Vue 2D de la pression dans la colonne de sable entre l'injecteur (z = -1.8 cm) et la surface (z = 0 cm). C. Vue 2D de la pression dans la colonne de sable séparée en 2 catégories : pression d'eau supérieure à la somme des pressions lithostatiques et glaciostatiques en bleu (cheminée de fluidisation) et pression d'eau inférieure à la somme des pressions lithostatique et glaciostatique en rouge (milieu granulaire non fluidisé).

En effet à partir de la synthèse des expériences (cf. Annexes) il apparaît que les expériences conduites avec les paramètres présentés dans le chapitre précédent (i.e. calotte de silicone de 3 cm d'épaisseur et de 15 cm de rayon soumise à une injection constante de $4.1.10^{-7}$ $m^3.s^-1$) présentent une cheminée de fluidisation qui fait en moyenne 10.4 mm de rayon en surface. Lorsque l'on utilise la dimension de la cheminée de fluidisation en surface et non plus la taille de l'injecteur le débit de fluidisation correspond exactement à la valeur calculée depuis la solution de Dupuits soit $4.1.10^{-7}$ $m^3.s^{-1}$. L'évolution latérale de la pression (**Figure 3.1**) démontre également que la pression de fluide, dans le cas d'une injection basée sur le débit calculé depuis la solution de Dupuits, est supérieure à la somme des pressions glaciostatique et lithostatique sur toute la surface de l'injecteur. Ce calcul théorique est confirmé par la présence de déformations uniquement dans le sable au-dessus de l'injecteur lors d'expériences effectuées avec plusieurs couches de sable multicolores.

1.2.2 - Circulation d'eau basale

Le phénomène de fluidisation présenté dans la section précédente permet à un écoulement de se créer à l'interface silicone/substrat lorsque la pression du fluide excède la pression exercée par la colonne de sable et la colonne de silicone. Le caractère visqueux de la silicone empêche néanmoins un soulèvement global de la calotte qui se serait produit avec une couverture rigide. La viscosité de la silicone permet ainsi lors du début de l'injection de former une poche d'eau hermétique à l'interface qui grossit au cours du temps tout en migrant vers la marge de la calotte. Cependant la dynamique de la poche d'eau depuis sa formation jusqu'à son drainage, ne se fait pas de manière conventionnelle. En effet, l'injection constante d'eau supposerait un agrandissement constant de la poche allant de pair avec sa migration. La **figure 3.2** illustre un exemple de dynamique d'une poche eau obtenue en effectuant un modèle numérique de terrain sur la surface de la silicone.


Soulèvement
0
+ 2 mm
Débit d'injection
Proportion écoulement poreux-cheminée
Écoulement de Darcy dans le milieu poreux
Écoulement dans la cheminée de fluidisation
Volume injecté
Volume d'eau injecté dans le milieu poreux
Volume d'eau injecté dans la cheminée de fluidisation
Volume et surface de la poche d'eau
Débit (10⁻⁷m³.s⁻¹)
% injection
Volume injecté (10⁻⁶ m³)
Volume (10⁻⁶ m³)
Surface (10⁻³ m²)
Temps (s)

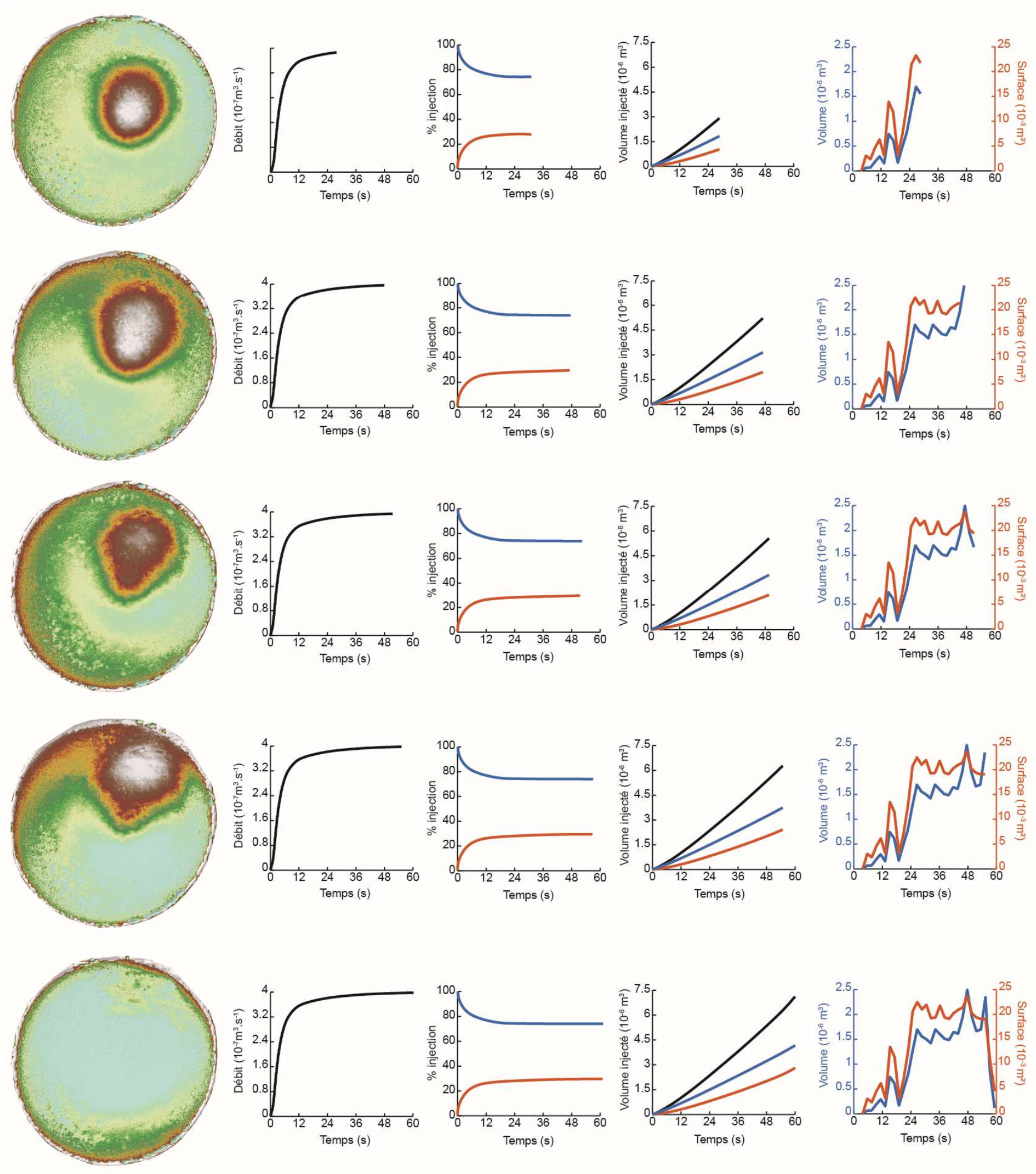


Figure 3.2. Résumé de la dynamique de la poche d'eau depuis sa formation jusqu'à son drainage. Illustré par de gauche à droite par : une carte de soulèvement de la calotte de silicone calculée en effectuant la différence, à chaque pas de temps, du MNT de surface de la silicone avec le MNT de l'état initial ; la courbe d'injection exprimée en % de la pompe ; la répartition entre l'écoulement de Darcy dans le milieu poreux et l'écoulement dans la cheminée de fluidisation ; l'évolution du volume d'eau injecté dans l'expérience et l'évolution du volume et de la surface de la poche. La différence notable entre le volume d'eau injecté et le volume de la poche d'eau provient du caractère visqueux de la silicone entraînant une exagération du volume de la poche d'eau mesurée en surface.

Sur la **figure 3.2** il apparaît que la poche d'eau ne présente pas une croissance régulière au cours du temps. L'évolution du volume et de la surface de la poche au cours du temps montre (i) que la surface et le volume de la poche évolue conjointement et que (ii) la tendance globale à l'augmentation de volume de la poche est entrecoupée de périodes de chute de volume. L'explication d'une telle dynamique tient à l'équilibre qu'il existe entre la pression du fluide dans la poche, la pression du fluide dans le sable, le débit d'injection, la proportion de ce débit passant dans la cheminée et la croissance de la cheminée.

L'injection de fluide dans le modèle expérimental se faisant de manière verticale une partie du volume injecté circule en écoulement de Darcy dans le milieu poreux. La proportion entre l'écoulement d'eau dans la cheminée et l'écoulement d'eau dans le milieu granulaire est dépendant du débit d'injection global et des propriétés du milieu granulaire. En utilisant les équations **3.2** et **3.5** il est possible de déterminer le débit passant dans la cheminée de fluidisation et le débit passant dans le milieu granulaire. Cependant sachant que l'injection de fluide est de forme logarithmique le débit d'eau injecté dans la cheminée évolue à chaque instant (**Figure 3.2**). À cela s'ajoute la pression de fluide dans le sable et dans la poche de fluide. La croissance progressive du débit au cours du temps augmente progressivement la pression de l'eau en sortie de l'injecteur modifiant ainsi les conditions de pression latérale dans le sable à chaque instant. Cette augmentation de pression permet le développement de la cheminée de fluidisation une fois le débit minimal requis atteint (**Eq. 3.5**) puis sa croissance au cours du temps (**Figure 3.3**).

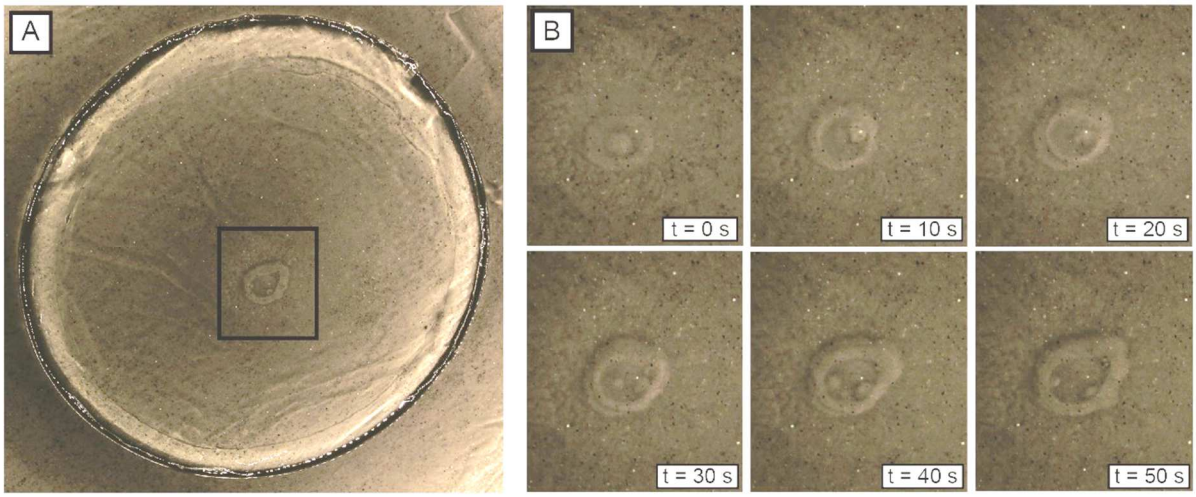


Figure 3.3. Croissance de la cheminée de fluidisation. A. Localisation de la cheminée de fluidisation. B. Évolution temporelle de la taille de la cheminée de fluidisation.

Cependant la pression de l'eau en sortie de l'injecteur ne correspond pas exactement à la pression de l'eau régnant dans la poche. Si on suppose une transmission quasi immédiate de la pression de fluide, la valeur de la pression dans la poche d'eau est conditionnée par la perméabilité de la colonne de sable fluidisée au cours du temps. C'est ainsi que lors des expériences la courbe de pression montre une forme caractéristique (**Figure 3.4**) avec un pic de pression correspondant au moment de la fluidisation suivie d'une chute de pression puis d'une stabilisation correspondant respectivement à la croissance de la cheminée due à l'augmentation du débit entre le seuil de fluidisation (1.6.10-7 $m^3.s^{-1}$ du débit maximal de la pompe) et le débit renseigné ($4.1.10^{-7}$ $m^3.s^{-1}$ du débit maximal de la pompe) puis à la stabilisation de la cheminée une fois le débit renseigné atteint. Cette hypothèse est confirmée par la courbe d'évolution de la surface de la cheminée de fluidisation qui croit lors de la chute de pression et qui se stabilise conjointement à la stabilisation de la pression d'eau injectée.

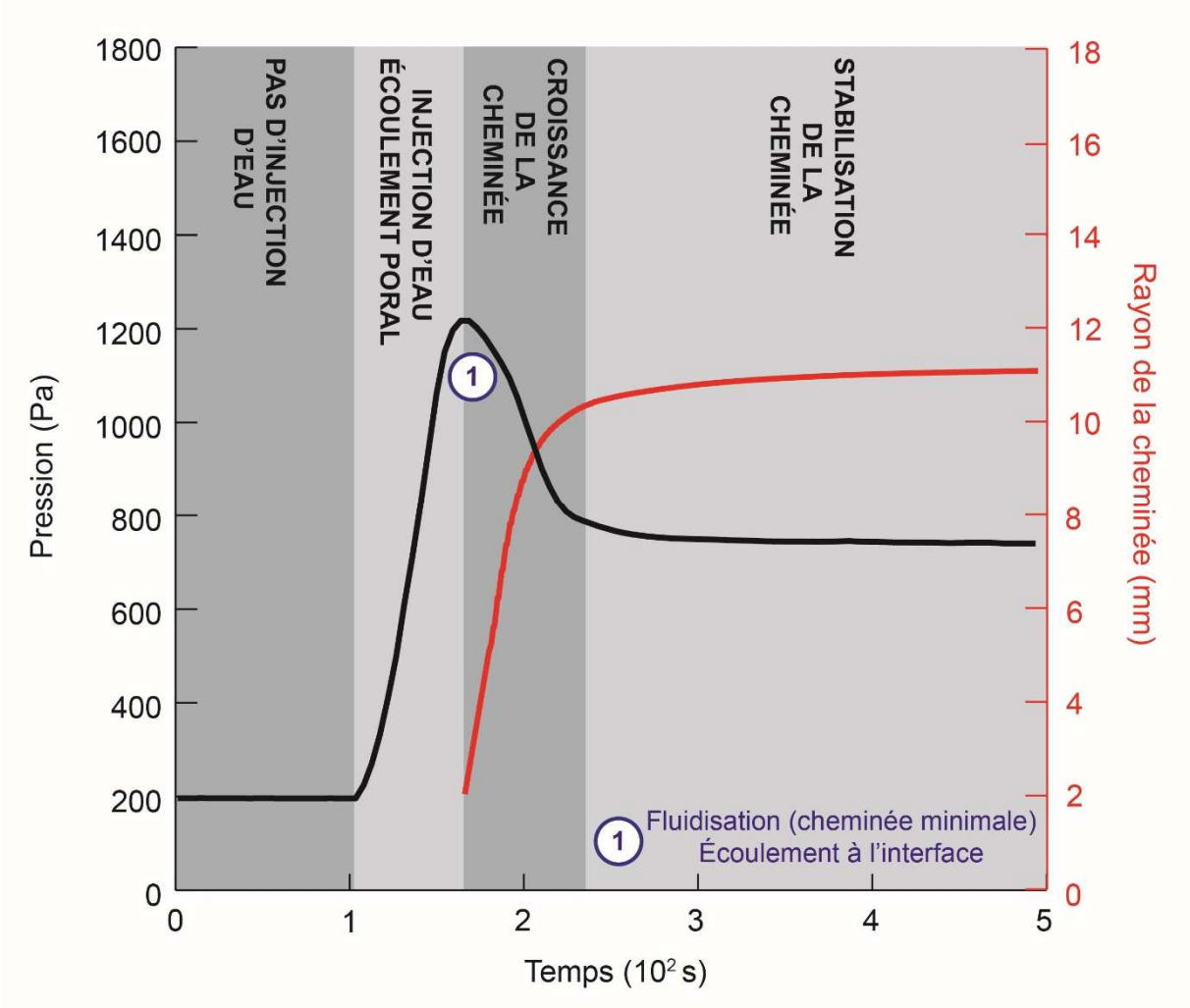


Figure 3.4. Forme caractéristique de la courbe de pression d'une expérience et relations avec le développement d'une cheminée de fluidisation.

L'évolution en dents de scie du volume de la poche d'eau (**Figure 3.2**) provient de l'équilibre entre le débit d'alimentation correspondant au débit passant par la cheminée de fluidisation et le débit théorique d'écoulement vertical depuis la poche d'eau vers le sable. En effet la pression d'eau dans la poche étant supérieure à celle de l'eau circulant dans le substrat (**Figure 3.1**), un débit d'évacuation théorique existe. Celui est directement contrôlé par la pression dans le substrat et donc par la pression d'injection qui évolue au cours du temps mais également par la position de la poche par rapport à l'injecteur. En effet comme le montre la **figure 3.1** la pression de fluide dans le sable est très importante proche de l'injecteur et atteint une pression hydrostatique à la marge. Ainsi une poche d'eau en début de vie c'est-à-dire dans aux abords de l'injecteur, génère un débit d'évacuation faible, la différence de pression entre la poche et le sable étant minimisé. À l'inverse, une poche d'eau en bordure de calotte est susceptible de générer un débit d'évacuation important, le différentiel de pression entre la poche et le sable étant plus important. Cette hypothèse part du principe que la perte de pression dû à l'écoulement seul de la poche à l'interface est négligeable. À cela s'ajoute la contribution de la surface de la poche : A un instant t, pour un débit Q et pour une pression de fluide P_p dans la poche et P_s dans le sable il existe une surface pour laquelle le débit d'évacuation d'eau devient supérieure au débit d'alimentation. Cette surface limite diminue au fur et à mesure que la poche s'approche de la marge de la calotte. Ainsi il est plus aisé de drainer la poche en marge de la calotte qu'au centre.

Ici l'évolution conjointe en dents de scie du volume de la poche et de sa surface suggère qu'à certains moments clés lors de la migration de la poche celle-ci atteint cette surface limite produisant une chute du volume du volume d'eau observable sur les modèles numériques de terrains. Plusieurs observations de cette même dynamique montrent la même évolution en dents de scie du volume d'eau. Ces observations de la dynamique de la poche d'eau associées aux calculs théoriques de débits et de pressions apportent des informations sur l'une des problématiques fondamentales relatives à ce modèle qui est de savoir ce qui contrôle l'écoulement d'eau dans le dispositif expérimental. Intuitivement, et en faisant un parallèle avec l'exemple naturel il est raisonnable de penser que la circulation d'eau dans la poche est déterminée par l'action conjointe de la pente de surface de la silicone et de la pente dans le substrat. Or le suivi de la poche d'eau, grâce aux MNT, suggère que la circulation de la poche est certes probablement contrôlée par ces paramètres mais également par les défauts d'adhésion entre la silicone et le sable. La **figure 3.5** démontre qu'il existe des zones où la calotte de silicone et le sable sont plus couplés qu'ailleurs conditionnant ainsi une direction principale

d'écoulement. Néanmoins les changements mineurs d'orientation de l'écoulement d'eau c'est-à-dire les réorientations de quelques degrés par rapport à la direction initiale d'écoulement peuvent s'expliquer par les changements de pente et/ou les défauts d'adhésion de la silicone sur le sable.

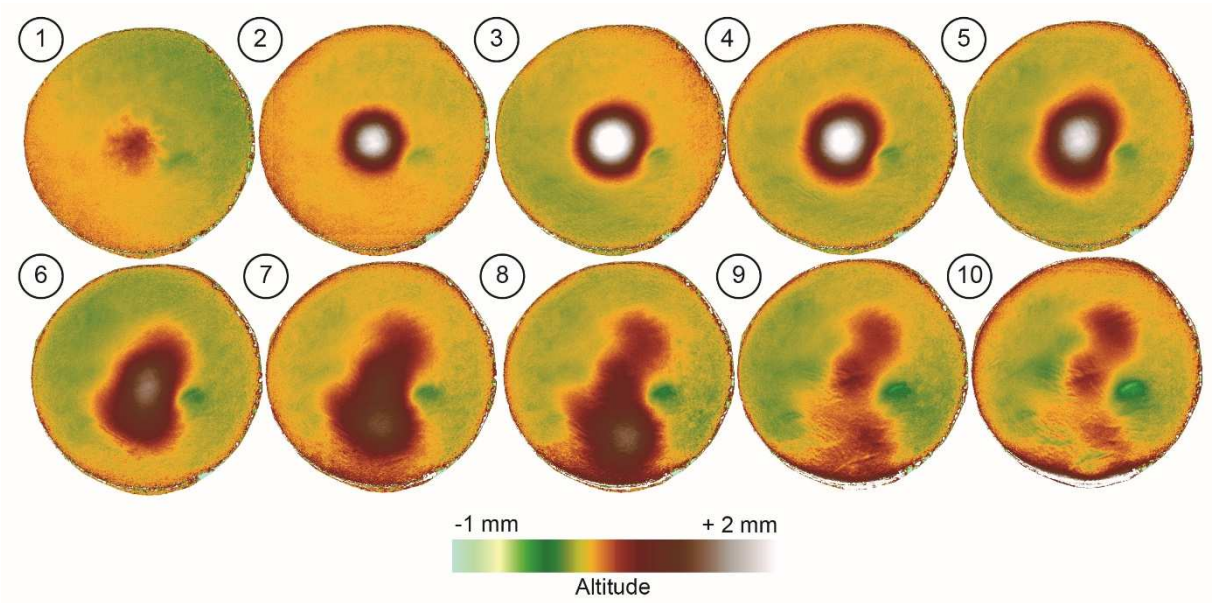


Figure 3.5. Évolution d'une poche d'eau depuis sa formation jusqu'à son drainage. Notez la présence (i) d'une zone en couplage près de l'injecteur, (ii) la présence d'une poche d'eau statique dans la direction opposée à l'écoulement principale et (iii) l'aspect courbe de la direction d'écoulement.

Partie 2 - Article#2 publié à Journal of Geophysical Research – Earth Surface

La partie précédente de ce chapitre a permis de décrire de façon précise la manière dont s'organise l'écoulement lors de l'injection d'eau dans le modèle expérimental. Cependant cette description de la circulation d'eau dans le modèle n'est possible que jusqu'au drainage de la poche d'eau. En effet, le drainage de la poche d'eau est suivi d'un processus d'érosion du substrat aboutissant à la formation de structures de drainage, empêchant une caractérisation purement mathématique. Cette partie est consacrée à l'étude morphologique de ces structures de drainage qui font suite au drainage de la poche d'eau. Le travail effectué dans cette partie a abouti à la rédaction d'un article scientifique intitulé " *Experimental modelling of subglacial water flow : Implications for tunnel valley formation* " publié dans la revue Journal of Geophysical Research – Earth Surface.

2.1 - Résumé de l'article

Les vallées tunnels sont des dépressions allongées généralement retrouvées au niveau d'anciennes zones englacées et interprétées comme étant le résultat de l'érosion sous-glaciaire par la circulation d'eau de fonte sous les calottes glaciaires. Depuis deux décennies le nombre de travaux impliquant les vallées tunnels terrestres a considérablement augmenté. De plus certaines hypothèses suggèrent que les vallées tunnels puissent exister sur Mars. Malgré cela leur mécanisme de formation demeure mal compris. Nous présentons dans cet article une approche expérimentale novatrice afin d'examiner l'érosion par circulation d'eau pressurisé à l'intérieur du substrat et à l'interface silicone/substrat. Nous avons sélectionné et utilisé un substrat perméable partiellement couvert d'une couche de silicone qui est à la fois visqueuse, imperméable et transparente sous laquelle nous appliquons une injection d'eau pure. Une faible pression d'eau restreint l'écoulement de manière souterraine alors qu'une forte pression d'eau dépassant la pression cumulée de la colonne de substrat et de la colonne de silicone sus-jacente conduit au développement d'un écoulement et la formation de structures de drainage à l'interface silicone/substrat. La formation de ces structures de drainage est suivie au cours du temps et leur géométrie est analysée à partir de modèles numériques de terrain obtenus par photogrammétrie. Les structures de drainage expérimentales sont semblables aux vallées tunnels dans l'organisation spatiale et sur un certain nombre de critères morphologiques tels qu'un profil en long ondulant et la forme tubulaire. Ces résultats sont en adéquation avec l'hypothèse que la formation des vallées tunnels est contrôlée par la circulation d'eau sous-glaciaire pressurisée.

2.2 - Article#2

AGU PUBLICATIONS

JGR

Journal of Geophysical Research: Earth Surface

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2016JF003957

Key Points:

- Subglacial tunnel valleys are reproduced experimentally by initiating pressurized water flow into a sandbox cover by a viscous cap
- Experimental valleys are similar in shape and spatial organization to natural tunnel valleys
- Experimental results demonstrate that overpressurized water flow is a controls the formation of tunnel valleys

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:
T. Lelandais,
thomas.lelandais@univ-lemans.fr

Citation:
Lelandais, T., R. Mourgues, É. Ravier, S. Pochat, P. Strzerzynski, and O. Bourgeois (2016), Experimental modeling of pressurized subglacial water flow: Implications for tunnel valley formation, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, *121*, 2022–2041, doi:10.1002/2016JF003957.

Received 11 MAY 2016
Accepted 5 OCT 2016
Accepted article online 8 OCT 2016
Published online 5 NOV 2016

©2016. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Experimental modeling of pressurized subglacial water flow: Implications for tunnel valley formation

Thomas Lelandais[1], Régis Mourgues[1], Édouard Ravier[1], Stéphane Pochat[2], Pierre Strzerzynski[1], and Olivier Bourgeois[2]

[1]Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, CNRS, UMR 6112, Université du Maine, Le Mans, France, [2]Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, CNRS, UMR 6112, Université de Nantes, Nantes, France

Abstract Tunnel valleys are elongated hollows commonly found in formerly glaciated areas and interpreted as resulting from subglacial meltwater erosion beneath ice sheets. Over the past two decades, the number of studies of terrestrial tunnel valleys has continuously increased, and their existence has been hypothesized also on Mars, but their formation mechanisms remain poorly understood. We introduce here an innovative experimental approach to examine erosion by circulation of pressurized meltwater within the substratum and at the ice/substratum interface. We used a permeable substratum (sand) partially covered by a viscous, impermeable, and transparent cap (silicon putty), below which we applied a central injection of pure water. Low water pressures led to groundwater circulation in the substratum only, while water pressures exceeding a threshold that is larger than the sum of the glaciostatic and lithostatic pressures led to additional water circulation and formation of drainage landforms at the cap/substratum interface. The formation of these drainage landforms was monitored through time, and their shapes were analyzed from digital elevation models obtained by stereo-photogrammetry. The experimental landforms include valleys that are similar to natural tunnel valleys in their spatial organization and in a number of diagnostic morphological criteria, such as undulating longitudinal profiles and "tunnel" shapes. These results are consistent with the hypothesis that overpressurized subglacial water circulation controls the formation of tunnel valleys.

1. Introduction

The production and circulation of meltwater at the base of glaciers and their role on ice behavior and basal erosion are major issues to reconstruct the dynamics of former glacial systems on Earth. Subglacial water flow is also a key issue to predict the future behavior of the Antarctic and Greenland ice sheets in the context of the global climate change and perhaps also to assess the origin of some valleys on Mars [*Carr and Head*, 2003; *Guidat et al.,* 2015; *Souček et al.,* 2015]. When an ice sheet overlies a sufficiently permeable substratum, the meltwater infiltrates the bed and circulates as groundwater flow. Although significant amount of meltwater can be transmitted to the bed in this way [*Gooch et al.,* 2016], most models and observations agree on the inefficiency of the subglacial bed to drain all the meltwater and demonstrate that excess meltwater must circulate at the ice/bed interface [*Piotrowski,* 1997; *Breemer et al.,* 2002; *Moeller et al.,* 2007; *Lemieux et al.,* 2008]. Indeed, the innefficient groundwater drainage is counterbalanced by the formation of drainage pathways such as channels, canals, and tunnel valleys. In general, drainage systems carved into the glacier sole (R-channels) [*Röthlisberger,* 1972] develop preferentially on low-permeability bedrocks, while drainage systems carved into the bed develop preferentially on permeable beds (N-channels) [*Nye and Frank*, 1973]. This difference is illustrated, for instance, by the respective distributions of eskers and tunnel valleys below the former Fennoscandian and Laurentide ice sheets: eskers predominate on crystalline bedrocks while tunnel valleys are abundant in sedimentary basins [*Clark and Walder,* 1994].

Tunnel valleys are amongst the most spectacular landforms related to subglacial water flow, and they play a substantial role in the subglacial hydraulic system [*Boulton et al.,* 2007; *Piotrowski et al.,* 2009].

Tunnel valleys are elongated and overdeepened hollows, up to hundreds of kilometers long, several kilometers wide and hundreds of meters deep, and their formation is generally attributed to subglacial meltwater erosion [*Ó Cofaigh*, 1996; *Huuse and Lykke-Andersen,* 2000]. They are generally exposed at the emplacement of former ice sheet margins [*Jentzsch*, 1884; *Ghienne and Deynoux*, 1998; *Ehlers and Linke,* 1989; *Huuse and Lykke-Andersen*, 2000; *Le Heron et al.,* 2004; *Le Heron*, 2007]. A few examples of

subglacial tunnel valleys have also been hypothesized to exist on Mars [*Kargel and Strom*, 1992; *Head and Pratt*, 2001; *Carr and Head*, 2003; *Guidat et al.,* 2015; *Souček et al.,* 2015]. The development of tunnel valleys has strong glaciodynamic implications, as their formation may secure the stability of ice sheets by reducing water pressures at the ice/bed interface, thereby preventing catastrophic surges and ice sheet collapses [*Marczinek and Piotrowski*, 2006]. There is still no consensus, however, on the formation processes of tunnel valleys because the involved mechanisms are specific to the substratum configuration, the subglacial topography, the meltwater production rates, and the drainage characteristics [*Boulton and Hindmarsh*, 1987; *Piotrowski*, 1994, 1997; *Shaw*, 2002; *Praeg*, 2003; *Janszen et al.,* 2012; *Ravier et al.,* 2014, 2015].

Based on numerical modeling, seismic data analyses and field investigations, two major kinds of models of tunnel valley formation have been proposed. Both kinds agree on the dominant action of subglacial meltwater on tunnel valley formation, but they differ in the details of the involved mechanisms and in the time required to carve the valleys. In the first kind (steady state models), tunnel valleys form progressively in response to erosion and deformation of a soft substratum evacuated through subglacial pipes [*Boulton and Hindmarsh*, 1987] while, in the second kind (catastrophic models), they form rapidly in response to the release of considerable amounts of meltwater during outburst floods [*Piotrowski*, 1994; *Shaw*, 2002, 2010; *Hooke and Jennings*, 2006]. A specific kind of catastrophic model has been developed recently, whereby tunnel valleys form by hydraulic fracturing related to the development of fluid overpressures in a layered soft substratum [*Janszen et al.,* 2012; *Ravier et al.,* 2014, 2015]. In all these models, the formation of tunnel valleys depends on the interplay between meltwater flow evacuated at the ice-bed interface and meltwater discharged as groundwater flow.

Direct observations of tunnel valley formation processes are virtually impossible because modern subglacial environments are generally not accessible. Hence, to constrain these processes, the groundwater drainage beneath ice sheets and its implications on meltwater circulation in subglacial channels have been abundantly simulated numerically, under a wide range of input parameters [*Boulton et al.,* 1993, 2007; *Piotrowski*, 1997, 2009; *Breemer et al.,* 2002; *Lemieux et al.,* 2008; *Bense and Person*, 2008; *Person et al.,* 2012; *Flowers*, 2015]. By contrast, physical modeling is largely underrepresented in the study of subglacial meltwater flow because of the difficulty to recreate the subglacial conditions experimentally. *Catania and Paola* [2001] simulated the formation of subglacial meltwater drainage networks experimentally, by injecting pressurized water into a permeable, erodible, and noncohesive substratum covered by a rigid and transparent lid. In these experiments, braided networks formed at the substratum/lid interface, with a higher braiding intensity and a higher variability of flow directions compared to those formed under free-surface conditions. Though they did not directly address the subglacial environment, *Marra et al.* [2014] also studied experimentally the erosional effects of pressurized groundwater flow in a free-surface erodible and permeable substratum: different groundwater pressures in the substratum resulted in distinct storage and outflow processes, thus leading to various valley shapes.

Here we set the basis for a new experimental approach by developing an analog model that simulates water flow and erosion in subglacial environments. Following *Catania and Paola* [2001] and *Marra et al.* [2014], we simulate pressurized water flow by injecting pure water in a permeable and erodible sand substratum. In contrast to *Catania and Paola* [2001], however, we simulate the viscous and impermeable ice cover with a deformable and impermeable centimeter-thick cap composed of viscous silicon putty.

To provide a basis for validating the experiments, we first review the morphological characteristics of natural tunnel valleys in section 2. In section 3, we describe the experimental apparatus, the scaling of the experiments, the stereo-photographic monitoring device used to produce images, and digital elevation models (DEMs) of the experiments, and the procedure we use for the morphological analysis of the experimental valleys. The results are described in section 4. In section 5, we compare the shape and the spatial organization of experimental and natural tunnel valleys, and we discuss the implications of our results on the formation processes of tunnel valleys.

2. Morphological Characteristics of Tunnel Valleys

Tunnel valleys are elongated hollows that are generally found close to ice sheet margins. Although some examples exist on crystalline bedrocks, most tunnel valleys are carved into soft or lithified sediments

[*Grube*, 1983; *Ó Cofaigh,* 1996; *Tournier et al.,* 2010; *Janszen et al.,* 2012; *Ravier et al.,* 2014]. They are generally parallel to ice flow direction and display radial distributions. They can occur as single rectilinear to slightly sinuous segments. They can also be part of dendritic, anastomosed, or braided networks with possible cross-cutting relationships between single channels [*Paterson*, 1994; *Piotrowski*, 1997; *Huuse and Lykke-Andersen*, 2000; *Shaw*, 2002, 2010; *Praeg*, 2003; *Fisher et al.,* 2005; *Lonergan et al.,* 2006].

Their transverse profiles can be U shaped, V shaped, or box shaped [*Huuse and Lykke-Andersen*, 2000; *Jørgensen and Sandersen*, 2006]. Morphometric analyses based on boreholes, seismic data, and outcrop observations reveal that their flanks are steep (12–32° for Pleistocene tunnel valleys in the North Sea [*Kristensen et al.,* 2007], 10–25° for Ordovician tunnel valleys in North Africa, [*Le Heron et al.,* 2004; *Clerc et al.,* 2013], and sometimes almost vertical [*Piotrowski and Tulaczyk*, 1999; *Le Heron et al.,* 2004; *Kristensen et al.,* 2007]).

One morphological characteristic generally considered as diagnostic of tunnel valleys is their constant width along their paths. This has been observed, for instance, in the central and eastern North Sea [*Stewart et al.,* 2013; *Kristensen et al.,* 2007], in Alberta, Canada [*Atkinson et al.,* 2013], and at the Kalamazoo River Valley, Michigan, USA [*Kozlowski et al.,* 2005]. Tunnel valleys with varying widths have been described however in North America [*Livingstone and Clark*, 2016].

The average width/depth ratio of tunnel valleys is close to 10:1 [*Ghienne and Deynoux*, 1998; *Gibling*, 2006; *van der Vegt et al*, 2012]. However, this ratio is highly variable because it is controlled by different parameters such as the substratum properties (erodability and permeability) and the hydraulic gradient controlled by the ice thickness. The resistance of the substratum to erosion has been identified to control their size, spacing, and width/depth ratio [*Woodland,* 1970*; Moores,* 1989]. For example, tunnel valleys incised in chalk are narrower than those incised in unconsolidated bedrocks [*Praeg,* 2003*; Moreau et al.,* 2012].

A diagnostic characteristic of tunnel valleys is their abrupt upstream and downstream terminations (upstream and downstream referring to the ice flow direction) [*Moores*, 1989; *Wingfield*, 1990; *Ó Cofaigh,* 1996; *Lonergan et al.,* 2006]. They generally begin and end randomly with no connection to any obvious catchment basin or drainage network [*Eyles and de Broekert*, 2001; *Lowe and Anderson*, 2003], and the longitudinal slopes of their upstream and downstream terminations range between 1° and 13° [*Kristensen et al.,* 2008; *Moreau et al.,* 2012].

Tunnel valleys floors often display undulating long profiles, with overdeepened sections and adverse slopes [*Sjogren and Rains*, 1995]. This has been observed in many tunnel valleys worldwide, like the Thornapple valley in Michigan [*Kehew et al.,* 2013], the Quaternary Enniskerry drainage system in eastern Ireland [*McCabe and Ó Cofaigh*, 1994], the Crocodile channels in southern Alberta [*Rains et al.,* 2002], or the central North Sea tunnel valley system [*Stewart et al.,* 2013]. Since adverse slopes are difficult to reconcile with free-surface water flow, their existence is generally taken as evidence for the formation of tunnel valleys by confined and pressurized water flow [*Beaney*, 2002]. Adverse slopes also exist in subaerial fluvial systems and are related to deep scouring, which has a direct relationship with the discharge [*Latrubesse*, 2015]: deep scouring is limited to river segments where flow convergence increases the discharge [*Parsons et al.,* 2008; *Blanckaert*, 2010]. By contrast, in subglacial tunnel valleys, adverse slopes can occur repeatedly along valley paths whatever the discharge and with no connection to flow convergence [*Stewart et al.,* 2013]. This specific characteristic is thus one of the most valuable diagnostic criteria to discriminate tunnel valleys from fluvial valleys [*Ó Cofaigh,* 1996].

3. Analog Modeling

3.1. Experimental Apparatus

The experimental apparatus consists of a glass box (70 cm long, 70 cm wide, and 5 cm deep). A 5 cm thick substratum composed of sand with an average grain size of 100 μm, saturated with pure water, rests on the box floor, and is partially covered with a circular (r_1 = 15 cm), 3 cm thick ($h_{silicon}$), impermeable and viscous ($\eta = 5 \times 10^4$ Pa s) silicon cap (Figure 1a). Silicon putty, a viscous and impermeable material has been selected to simulate ice because its transparency allows to observe and take photographs of the experimental valleys formed at the silicon cap/substratum interface.

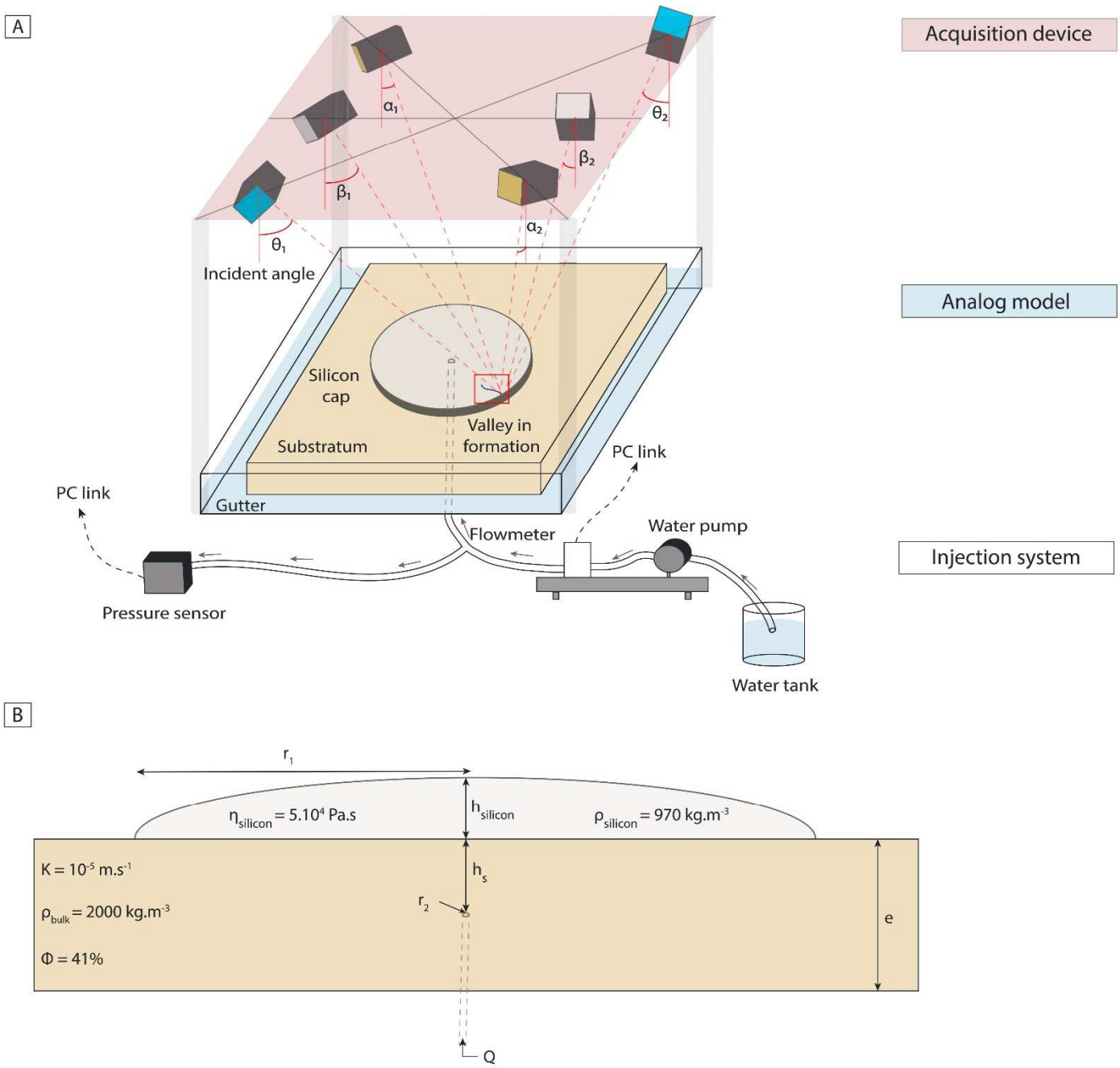


Figure 1. Experimental apparatus. (a) Acquisition device, analog model, and water injection system. Grey arrows symbolize the water flow direction. The photographic device is composed of three pairs of cameras focused on the valleys in formation. The incident angle is measured for every camera and used for the correction of the digital elevation model. (b) Transverse section of the analog model and associated variable and parameters.

The substratum is compacted to ensure homogeneous values for its density ($\rho_{bulk} = 2000$ kg m^{-3}), porosity ($\Phi = 41\%$), and permeability ($K = 10^{-5}$ m s^{-1}) (Figure 1b). For technical reasons, the deposition of the silicon cap during the preparation of the experiments leads to the formation of a central depression, 0.1 to 1 mm in depth, 15 to 30 cm in diameter, bordered by a marginal ridge, at the substratum/silicon interface (Figure 3). The depression and its marginal ridge exist at the onset of all experiments and thus simulate a pre-existing topography at the ice/substratum interface.

Water discharge below the silicon cap is achieved by a punctual injector ($r_2 = 4$ mm) placed at the model center, at a depth of 1.5 cm (h_s) below the substratum/silicon interface, and connected to a pump, a flowmeter and a pressure sensor (Figure 1a). The pressure sensor records the water pressure evolution in the injection system, at the injector altitude (1.5 cm below the substratum/silicon interface) during the whole experiment.

The experimental setup reproduces a confined aquifer with a circular boundary, where water flow and pressure can be calculated with the Dupuits analytical solution (equation (1)). The implemented water discharge (Q) is thus calculated beforehand using this solution which takes into consideration the silicon thickness and radius and the differential pressure between the silicon cap center and its margin converted in water height. The water discharge injected in the system (Q) is modulated with the pump to obtain a water pressure at the injector close to the sum of the glaciostatic and lithostatic pressures (respectively inferred from the silicon and sand weight) (equation (1)):

$$Q = \frac{2\pi K e \frac{P_{water}}{\rho_{water}\, g}}{\ln\left(\frac{r_1}{r_2}\right)} \tag{1}$$

with $P_{water} = (\rho_{bulk}\, g\, h_s) + (\rho_{silicon}\, g\, h_{silicon})$ expressing the water pressure corresponding to the sum of glaciostatic and lithostatic pressures and r_1 = radius of silicon cap (m); r_2 = radius of injector (m); e = sand thickness (m); K = permeability (m s^{-1}); $h_{silicon}$ = silicon thickness (m); h_s = sand thickness above the injector (m); ρ_{bulk} = density of the sand (kg m^{-3}); $\rho_{silicon}$ = density of the silicon (kg m^{-3}), and ρ_{water} = density of the water (kg m^{-3}) (Figure 1b).

3.2. Scaling

The potentiometric surface of groundwater in a subglacial confined aquifer is parallel to the ice surface, therefore implying that water pressure diminishes toward the ice margin [*Fountain and Walder*, 1998]. Thus, the position of the ice margin, subject to fluctuations through time, controls groundwater flow characteristics in glacial settings. Similarly, in our experiments, the silicon putty margin controls the water pressure gradient. In this perspective, we base the scaling on the displacement of the natural ice and experimental silicon margins through time. For that purpose, we determine a speed ratio (γ) corresponding to the ratio between the margin velocity and the incision rate required to form a tunnel valley. We compare the value of this dimensionless ratio in natural examples (γ_{nat}) with its value in the experiments (γ_{exp}). Ideal scaling requires that γ_{exp} is equal to γ_{nat}.

Considering the variability in depths of natural and experimental tunnel valleys, we define natural (subscript nat) and experimental (subscript exp) incision rate ranges using the depth of the valleys (h):

$$h_{nat} = 10^2 \text{ m to } 5 \times 10^2 \text{m}$$
$$h_{exp} = 5 \times 10^{-1} \text{mm to } 2 \times 10^0 \text{mm}$$

and an estimation of the time range required to form experimental and tunnel valleys (t):

$$t_{nat} = 10^2 \text{ years to } 10^4 \text{ years}$$
$$t_{exp} = 10^2 \text{ seconds to } 10^3 \text{ seconds.}$$

Using theses ranges, we are able to determine experimental and natural incision rate ranges ($V_{incision}$).

$$V_{incision_nat} = 10^{-2} \text{m/year to } 5\text{x}10^0 \text{m/yr}$$
$$V_{incision_exp} = 3.15 \times 10^1 \text{ m/yr to } 6.3 \times 10^2 \text{m/yr.}$$

The speed of natural glacier margins (V_{ice}) ranges between 10^{-1} m/yr for stable glaciers and 10^3 m/yr (cf. Figure 1) the maximal speed observed during glacial surges [*Dowdeswell et al.*, 1991; *Björnsson et al.*, 2003; *Solomina et al.*, 2016]. In our experiments, silicon cap is driven by gravity and can only simulate margin advances. We thus focus our scaling on glaciers with positive values of margin velocities only.

The speed of the silicon cap margin ($V_{silicon}$) in the experiments is always positive and is comprised between 10^{-2} mm/s and 10^{-1} mm/s. The experimental speed ratio (γ_{exp}) is therefore comprised between 0.5 and 100 (Figure 2). Using the natural values for the incision rate and the margin velocity, we delineate

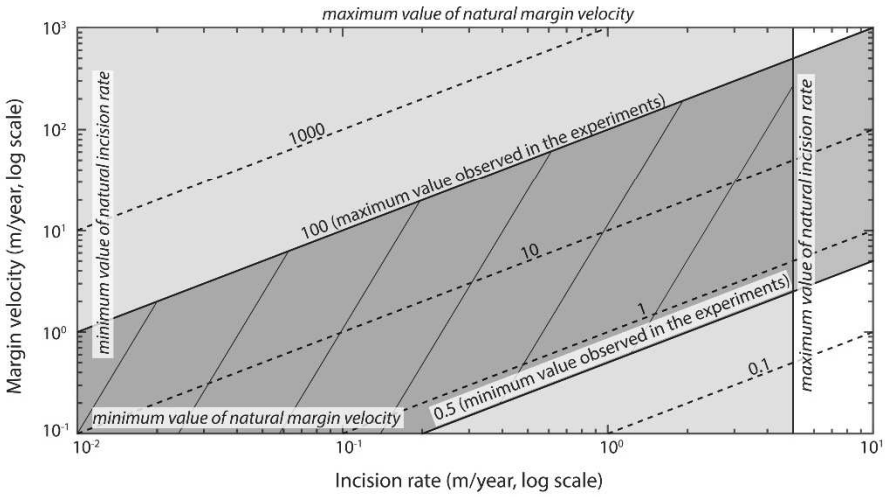


Figure 2. Value of speed ratio (dashed lines) as a function of natural incision rate and natural margin velocity. Light-shaded box: field of possible natural margin velocities (0 to 1000 m/yr) and incision rates (0.01 to 5 m/yr). Dark-shaded polygon: field of validity of the experiments, defined by the minimal (0.5) and maximal speed ratios observed in the experiments. Hatched polygon: the overlap between the light-shaded box and the dark-shaded parallelogram defines the range of natural settings that we can reproduce experimentally.

a field of possible natural margin velocities and incision rates (cf. light-shaded box in Figure 2). The projection of the minimal and maximal experimental speed ratios highlights the field of validity of the experiments and defines the range of natural settings we can reproduce experimentally (cf. hatched polygon in Figure 2).

3.3. Postprocessing

During the experiments, surface images are collected by six synchronized cameras, which take photographs simultaneously every 5 s, from a distance of 1 m above the box (Figure 3a). DEMs and orthophotographs of the experiments are generated from these photographs with the Agisoft Photoscan© photogrammetry processing software.

Light refraction in the silicon cap, however, induces vertical and lateral offsets between the real and measured positions of points at the cap/substratum interface. The topographic reconstruction using photographs taken through the refractive silicon thus requires a correction. We developed a two-step correction procedure based on the orientation of the photographs and the refractive properties of the silicon putty

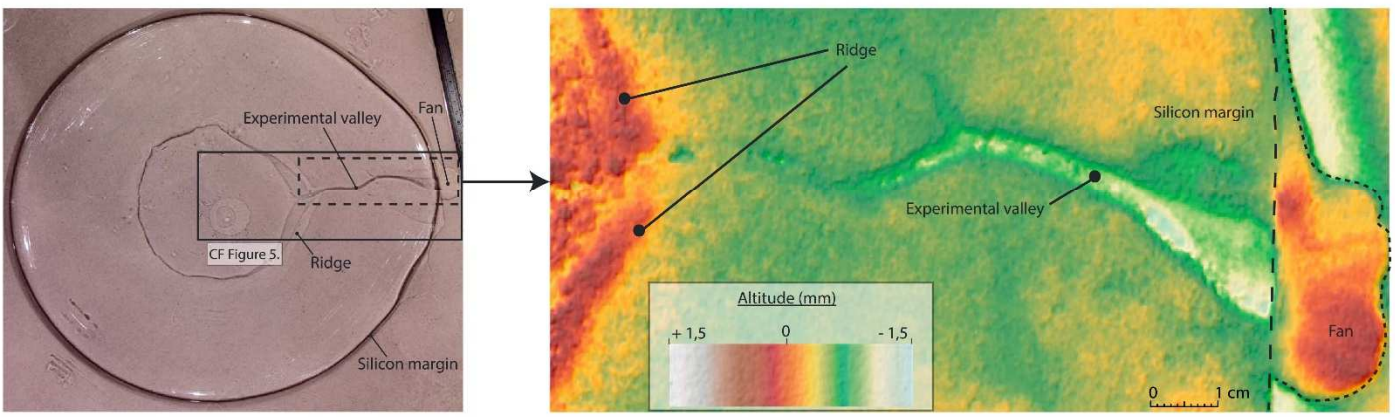


Figure 3. Surface photograph of an experiment and DEM of an experimental valley produced by stereo-photogrammetry.

(supporting information). In the first step, the thickness of the silicon cap is computed and interpolated from its elevation measured at a set of references points where the elevation of the substratum is 0. In the second step, using this interpolated thickness and the incident angle of every camera, the vertical offsets between the measured positions of points located below the silicon cap and their real positions are estimated. Preliminary tests performed on objects with known topographies show that the average error after the acquisition and the correction is about 10% on the retrieved elevations.

3.4. Morphological Analysis

To analyze the shape of the experimental valleys from the reconstructed DEMs and orthophotographs, we designed a custom MATLAB code. After a first step of manual digitization of valley bottoms and edges on the DEMs and orthophotographs (Figures 4a and 4b), the algorithm automatically plots a series of transverse profiles at regular intervals (Figures 4c and 4d). Valley widths and depths are measured along these profiles, using the positions and elevations of the intersections between the automatically extracted cross sections and the manually extracted valley edges (Figure 4e). Valley widths at half depth and at quarter depth [*Graveleau and Dominguez*, 2008] and average slope gradients of valley flanks are also extracted. Valley floor long profiles are measured along the valley axis, defined as the line passing through the points of minimal elevation of every transverse profile (Figure 4f). A sinuosity index is calculated by dividing the curvilinear length of the valley axis (measured as the cumulated lengths of all its segments) by its rectilinear length (measured as the distance between its first and last points).

4. Experimental Results

We conducted 15 experiments with various input parameters. All the experiments lead to different results because their dynamics were controlled by a complex combination of variable physical parameters including viscosity of the silicon putty and water, roughness, or microtopography of the substratum, sand compaction, and permeability heterogeneities in the substratum. We discuss here in details the results of seven representative experiments, for which we obtained good-quality DEMs (Table 1).

4.1. Progress of Experiments

Four major stages in the processes of valley formation are observed in all experiments.

1. As long as the water pressure remains below the sum of the glaciostatic and lithostatic pressures (Figure 5a), the silicon cap margin migrates outward at a regular rate, in response to viscous internal deformation of the silicon. The only topographic features visible at the silicon/substratum interface are the preexisting central depression and its marginal ridge. No drainage landform appears at this interface because the water circulation occurs as groundwater flow only.
2. Once the water pressure exceeds the sum of the glaciostatic and lithostatic pressures (Figure 5b), the sand layer above the injector is fluidized, and water starts to flow at the silicon-substratum interface. The pressure threshold is significantly larger than the sum of glaciostatic and lithostatic pressures because of pressure dissipation within the permeable substratum as a consequence of lateral water flow during vertical injection. The onset of fluidization is marked by a drop in the water pressure curve. Microtopographic features form at the interface, such as sand accumulations and incipient microvalleys. The microvalleys initiate suddenly by remobilization and evacuation of sand by water flowing at the interface. They form simultaneously at different locations along the silicon cap margin, in response to the radial water flow induced by the experimental setup.
3. Following this initial fluidization and remobilization stage, the water pressure stabilizes in response to the injection of a constant water discharge into the system (Figure 5c). Decoupling due to water overpressure at the substratum/silicon interface accelerates the motion of the silicon cap. The formation of the microtopographic features creates local high permeability zones, responsible for the development of local pressure gradients in the substratum (Figure 5b). These pressure gradients lead to the convergence of water flow toward the incipient valleys. Major changes are observed in the drainage network, which turns into a system of well-developed and delineated valleys.
4. As the experiment continues, the valley dimensions and shapes continuously evolve and their heads migrate backward by regressive erosion, until they eventually reach the central topographic depression and the injector (Figure 5d). Some valleys and tributaries are occasionally filled by sand and abandoned,

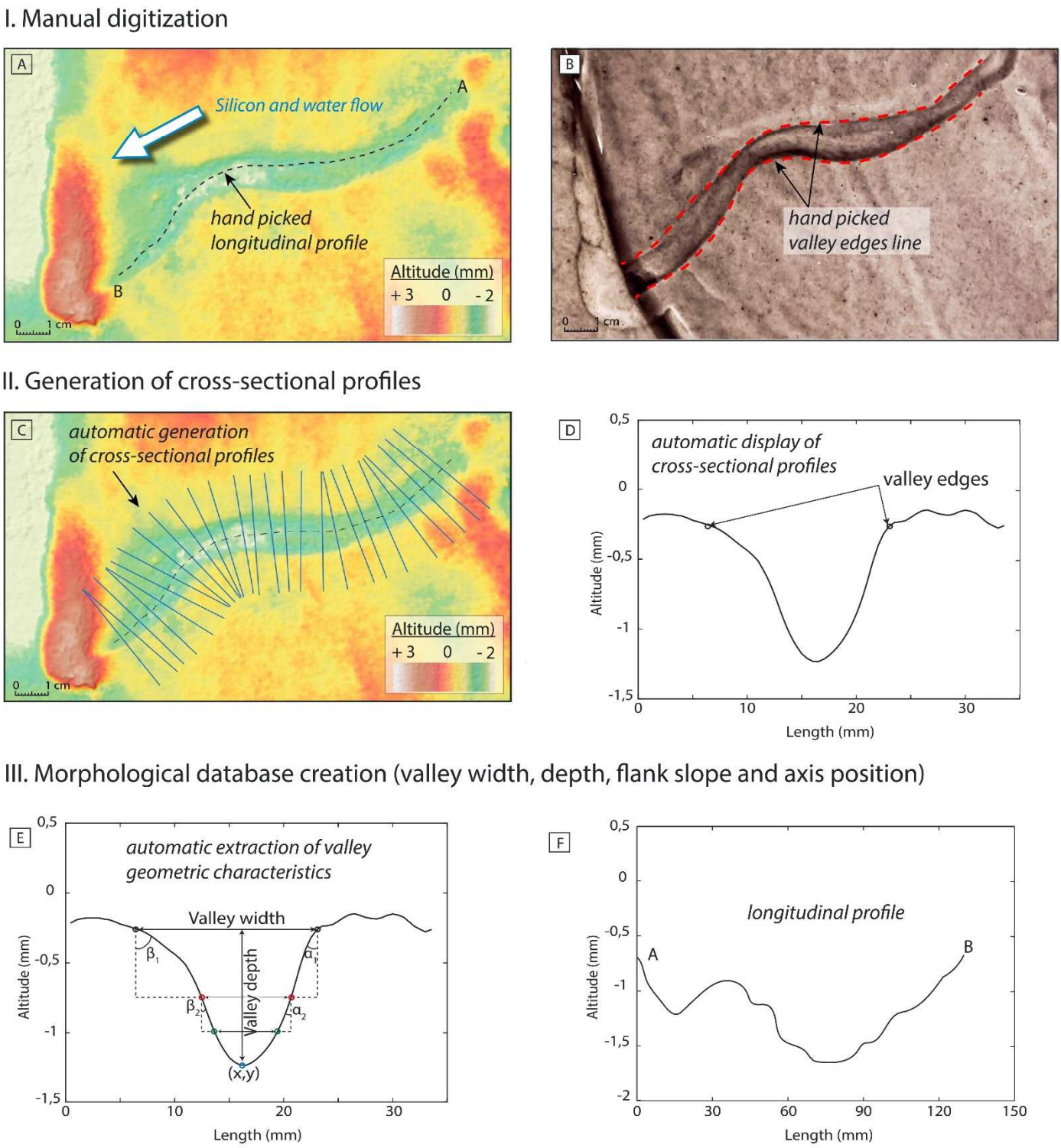


Figure 4. Principle of the morphological analysis of experimental valleys. (a) Manual digitization of valley axis on DEM. (b) Manual digitization of valley edges on orthophotographs. (c) Automatic generation of cross-sectional profiles along the valley axis. (d) Automatic display of every cross-sectional profile and valley edges. (e) Automatic extraction of the geometric data. Valley widths are measured between valley edges. Valley depths are measured between valley edge altitudes and the minimal altitude of the transverse profiles. Half-depth and quarter-depth widths are automatically calculated from valley depths and widths. Valley flank slopes ($\alpha 1$, $\alpha 2$, $\beta 1$, and $\beta 2$) and valley axis position and altitude are automatically extracted. (f) Valley bottom longitudinal profiles are plotted from the altitude of the points previously extracted.

Table 1. Summary of Input Parameters and Results for Seven Selected Experiments[a]

Experiment Number	Injection Discharge (mL/h)	$h_{silicon}$ (mm)	R_1 (mm)	Valley Number	Length (mm)	Average Width (mm)	Average Depth (mm)	Width/Depth Ratio	Average Slope of Left Flank (deg)	Average Slope of Right Flank (deg)	Slope of Upstream and Downstream Terminations (deg)	Sinuosity Index	Dominant Cross-Sectional Shape
1	1500 to 3000	30	15	1	133.7	11.1	1.2	9.2	20	17	9	1.05	U shaped
				2	69.0	6.8	0.7	9.67	14	14	5.2	1.02	U shaped
				3	72.5	6.9	0.3	23	9	9	2.6 and 5.9	1.02	U shaped
2	1500	30	15	4	91.8	12	0.8	15	12	9	4.5	1.15	U shaped
3				5	143.8	18.6	1.08	17.22	14	8	2.3	1.06	U shaped
4				6	91.1	9.8	0.76	12.85	11	13	3.7 and 3.2	1.05	U shaped
5	3000	30	15	7	97.7	8.0	0.64	12.49	12	14	4.4	1.03	U shaped
				8	69.3	4.8	0.39	12.17	16	19	2.8	1	U shaped
				9	59.8	5.8	0.525	11.06	17	16	7.7	1.01	U shaped
6	1500	15	15	10	113.8	7.9	0.512	15.37	16	17	3.2 and 4.2	1.06	U shaped
7	1500	30	20	11	78.1	9.6	0.741	12.96	15	12	8.3	1.02	U shaped
				12	82.8	8.7	0.693	12.5	15	12		1.02	U shaped
				13	80.3	12	1.06	11.3	16	12		1.03	U shaped

[a]Widths, depths, and flank slopes have been averaged over the total length of the valleys.

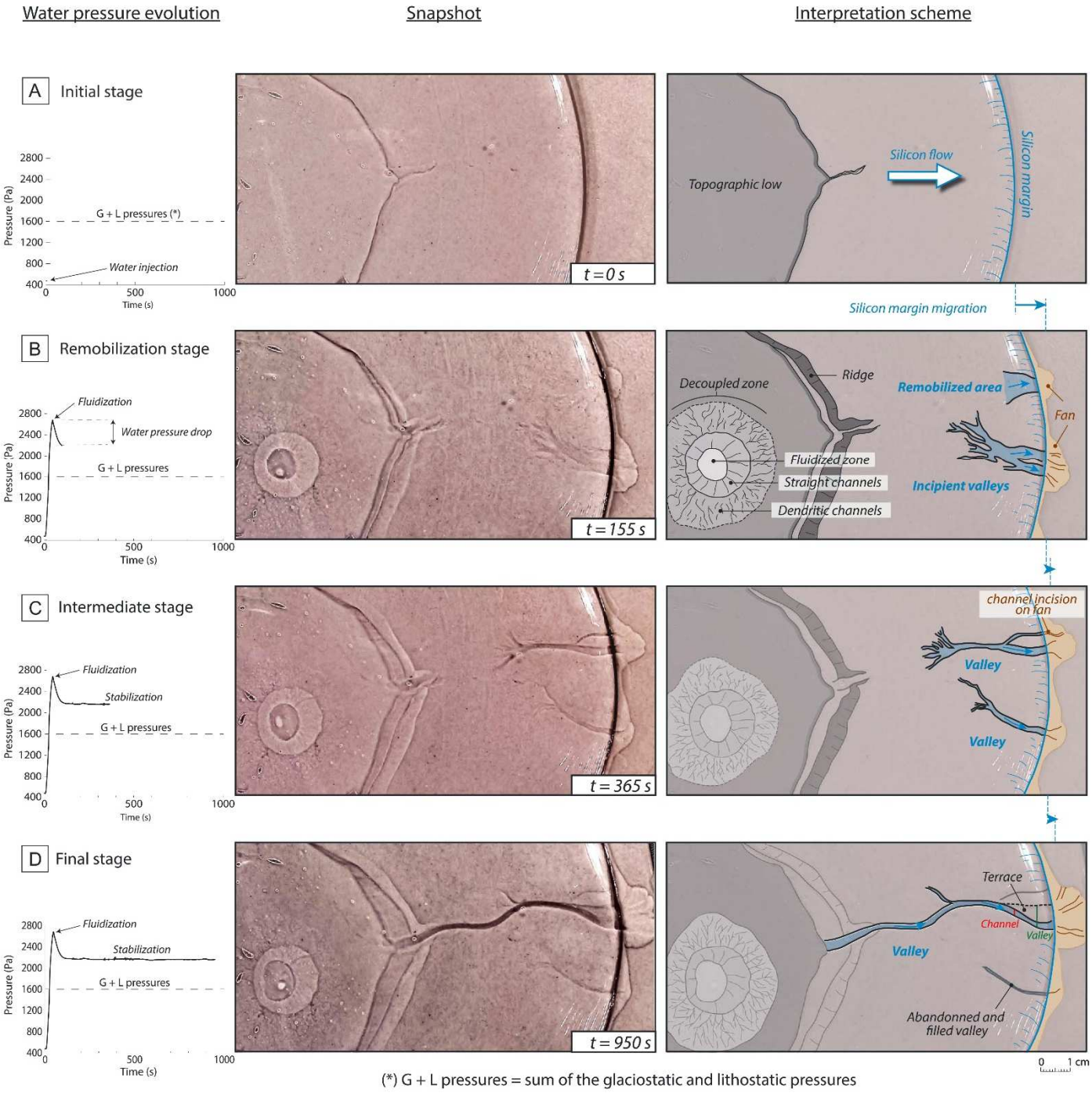


Figure 5. The four main stages of experimental valley evolution illustrated by (from left to right) the water pressure curve, a surface view of the experiment, and its interpretative sketch. (a) Initial stage: onset of water injection. (b) Remobilization stage: formation of incipient microvalleys associated with fluidization of the substratum above the central injector. (c) Intermediate stage: evolution from incipient to well-delimited valleys. (d) Final stage: valley heads have migrated backward to the central depression and marginal fans have formed at valley mouths.

while others remain active. The wandering of some active channels leads to progressive enlargement of some valleys and formation of lateral terraces corresponding to abandoned channels. The presence of these lateral terraces allows to differentiate the channel in which water flow is active and the entire

incision referred as to the valley width (Figure 5d). Fan-shaped sand deposits form at valley mouths, along the outer side of the silicon cap margin. Rapid flow events ("surges") of the silicon cap occur occasionally in corridors located above the valleys.

4.2. Morphology and Spatial Organization of Valleys

The experimental valleys show a large range of dimensions (Table 1), with lengths ranging from 6 to 14 cm, widths ranging from 4 to 12 mm and depths ranging from 0.3 to 1.2 mm. Their long profiles show recurring overdeepenings and adverse slopes (2° to 6°, Figure 6). The experimental valleys frequently display constant channel widths (Figure 7). Their width-depth ratios range from 9 to 23, with 11–12 being the most common values (Table 1). The cross-sectional profiles are generally U shaped to box shaped, but local V-shaped profiles occur along some valley paths in association with overdeepenings (Table 1). The slope gradients of their flanks range from 8° to 20°, 15° being the most common value. Dissymmetric flanks are occasionally observed (Table 1, valley 5). Slope gradients have been measured at the heads of all valleys and at their downstream terminations when this was possible. These slope gradients are comprised between 2° and 10°. The sinuosity index ranges from 1 to 1.15, corresponding to nearly rectilinear courses.

In all the experiments, the valleys formed perpendicular to the margin of the silicon cap (i.e., parallel to the motion of the silicon) and defined radial networks. Two kinds of networks were obtained: the first kind, developed when the water discharge injected at the start of the experiment exceeded the theoretical one (cf. equation (1)) is composed of a few valleys with tributaries (Figure 8a) and, the second kind, developed when the water discharge injected corresponds to the theoretical one, is composed of nonconnected rectilinear segments (Figure 8b). In both kinds of networks, the valley heads are unclear, their catchment basins are poorly expressed in the topography, and the valleys terminate abruptly downstream, either within the extent of the silicon cap or at its margin.

4.3. Sensitivity Study

To explore how changes in the experimental parameters impact the morphology of the valleys, we conducted a sensitivity study by varying the thickness and diameter of the silicon cap and the water discharge (Table 1 and Figure 9). The reference is an experiment with $h_{silicon} = 30$ mm; $r_{silicon} = r_1 = 150$ mm; $Q = 1500$ mL/h (Figure 9a). The width-depth ratio of the valleys formed in all the sensitivity experiments is generally greater than 10:1 (Figure 9). The valleys are more numerous and shallower when the discharge is higher ($Q = 3000$ mL/h, Figure 9b) or when the silicon cap is thicker (Figure 9c). The valleys get deeper when the water discharge increases gradually than when it is constant (Figure 9d). No impact on valley dimensions is observed by varying the radius of the silicon cap (Figure 9e).

5. Discussion

5.1. Morphological Comparison Between Experimental and Natural Tunnel Valleys

5.1.1. Long Profile

All the valleys produced in our experiments have undulating long profiles with local overdeepenings and adverse slopes (Figure 6 and Table 2). Similar profiles have been identified in several natural tunnel valleys worldwide, like the Thornapple valley in Michigan [*Kehew et al.,* 2013], the quaternary Enniskerry drainage system in eastern Ireland [*McCabe and ÓCofaigh,* 1994], the Crocodile channels in southern Alberta [*Rains et al.,* 2002], or the central North Sea tunnel valley system [*Stewart et al.,* 2013]. Our experimental results are consistent with the classic interpretation that undulating long profiles of natural tunnel valleys are related to confined and pressurized subglacial water flow [*Ó Cofaigh,* 1996; *Beaney*, 2002].

5.1.2. Width

The valleys formed in the experiments frequently have constant widths along their paths (Table 2 and Figure 7). These valleys formed by progressive deepening of channels that remained stable in position through time. By contrast, valleys with varying widths were produced by channels that wandered laterally (Figure 7). Constant valley width is generally considered as a diagnostic characteristic of natural tunnel valley systems (e.g., in central and eastern North Sea) [*Stewart et al.,* 2013; *Kristensen et al.,* 2007], but examples of tunnel valleys with varying widths have been described in North America [*Livingstone and Clark*, 2016]. Based on our experimental results, we infer that natural tunnel valleys are constant in width when subglacial

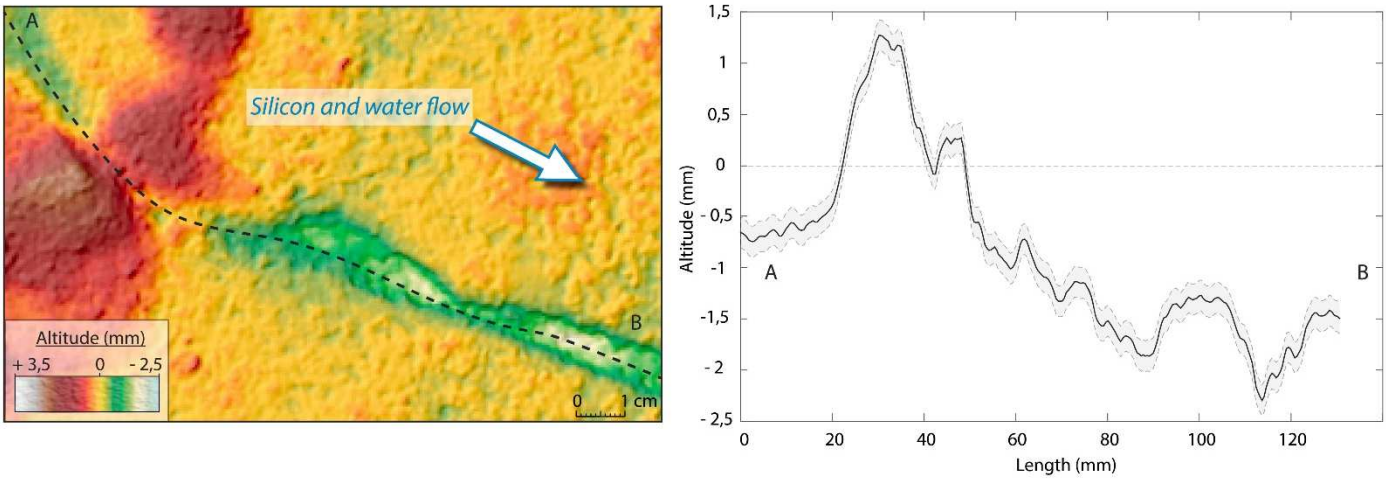


Figure 6. Example of an experimental valley with an undulating long profile. The shaded strip along the profile symbolizes the error on the elevation measurements.

meltwater channels remain stable in position through time, while tunnel valleys with varying widths form when these channels wander laterally.

5.1.3. Width-Depth Ratio

The width/depth ratio of valleys is a classical morphological index and is often used to differentiate tunnel valleys from other glacial incisions [*Ghienne and Deynoux*, 1998]. Both in our experiments and in nature, the average value of this dimensionless ratio is about 10:1 (Figure 10 and Tables 1 and 2). This statistical relation seems to be independent of the water discharge, the pressure, and the silicon cap geometry (Figure 9). A wider variability of this ratio is observed in natural tunnel valleys than in our experiments, however, which can be attributed to the influence of the substratum lithology [*Ghienne and Deynoux*, 1998; *Kristensen et al.*, 2008; *van der Vegt et al.*, 2012; *Stewart et al.*, 2013].

5.1.4. Cross-Sectional Morphology

The experimental valleys display U-, V- and box-shaped cross-sectional shapes, often with steep flanks (12 to 18° on average, with maximal values of about 30°) and flat or curved floors (Figure 11 and Tables 1 and 2). Terraces and dissymmetric valley flanks are obtained in some experiments where the channels wandered

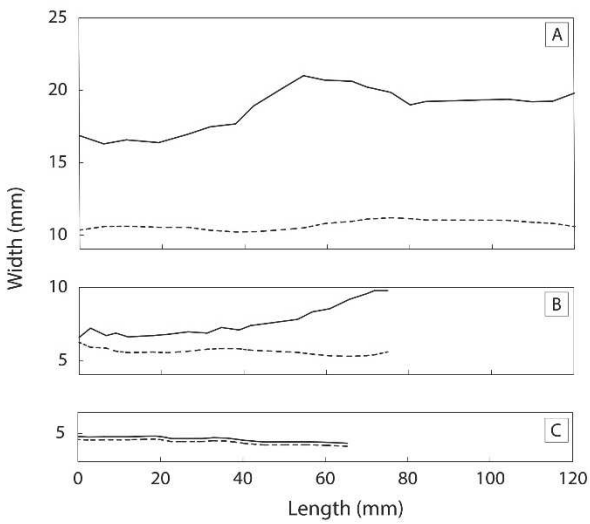


Figure 7. Width of three selected valleys (plain lines) and their associated channels (dashed lines) plotted against distance from valley heads. (a) Valley width increases in its central section, while channel width remains constant. (b) Valley width increases at the margin of the silicon cap, while channel width remains constant. (c) Valley and channel widths are identical and remain constant.

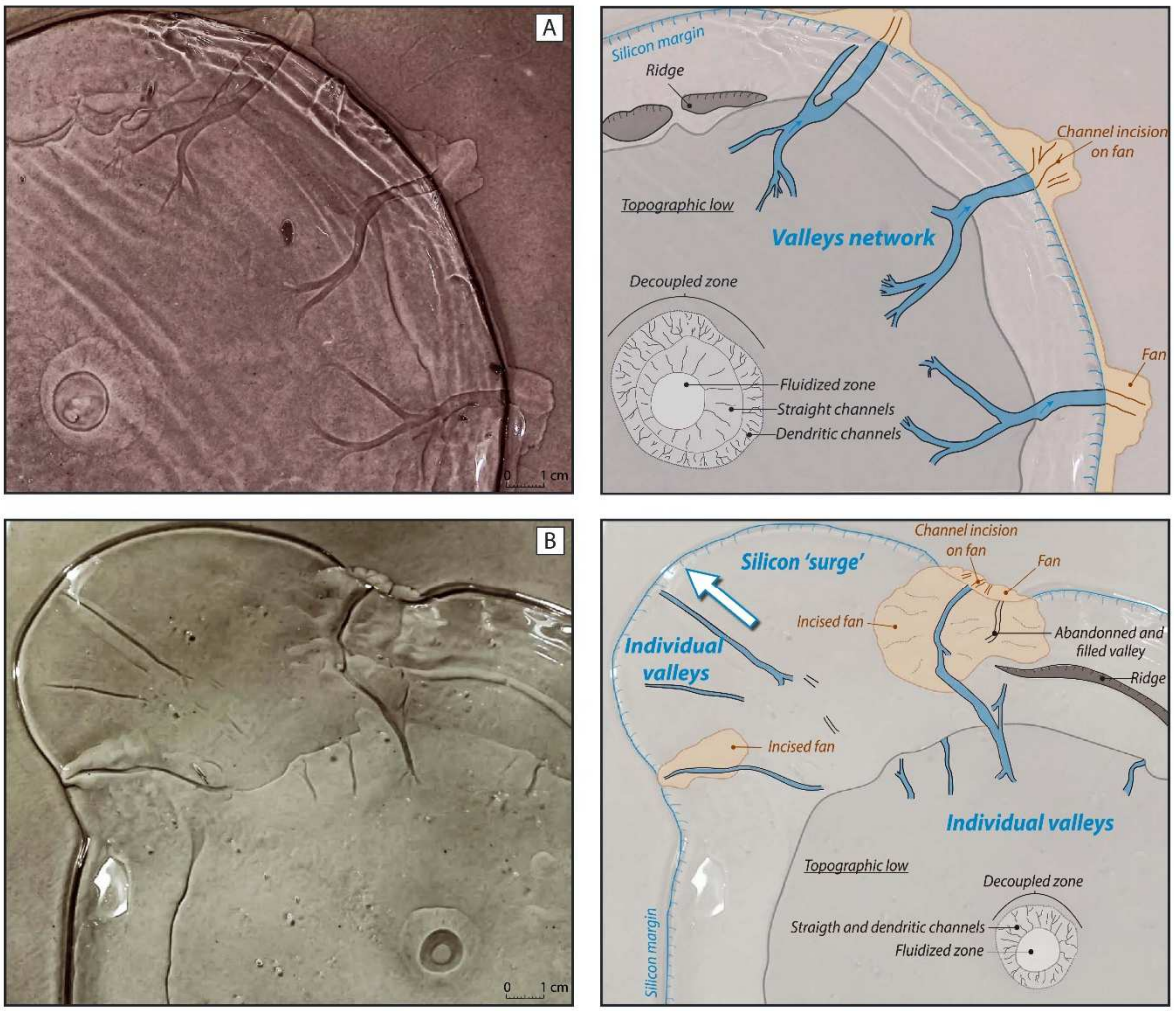


Figure 8. Examples of experimental drainage networks. (a) Radial tributary networks. (b) Individual valleys organized radially and associated with a silicon surge. Note the correlation in location and direction between the silicon surge and the valleys.

laterally. The cross-sectional shapes of the experimental valleys are thus in agreement with those of natural tunnel valleys (Figure 11).

5.1.5. Upstream and Downstream Terminations

The experimental valleys display upstream and downstream terminations slopes ranging from 2 to 9° with mean values around 5–8° (Table 2). They also seem, in some cases, to begin randomly and their catchment basins are not visible in the topography. These values and observations are consistent with natural tunnel valley upstream and downstream terminations.

5.1.6. Subglacial Drainage Patterns

The experimental valleys display two major kinds of drainage patterns: network comprised of individual (Figure 8b) and tributary networks (Figure 8a), related to low water discharge and high water discharges, respectively. Water discharge being closely link to water pressure, experimental valleys displaying a spatial organization with adjacent tributaries have formed under higher water pressures. Higher water pressures might increase the area of silicon-substratum decoupling and therefore promote the development of larger drainage zones at the interface. Based on these results, we infer that tributary networks might form below extensive zones of ice-bed decoupling allowing a widespread drainage network to develop. Conversely, individual tunnel valleys might form below localized zones of ice-bed decoupling related to lower porewater pressures.

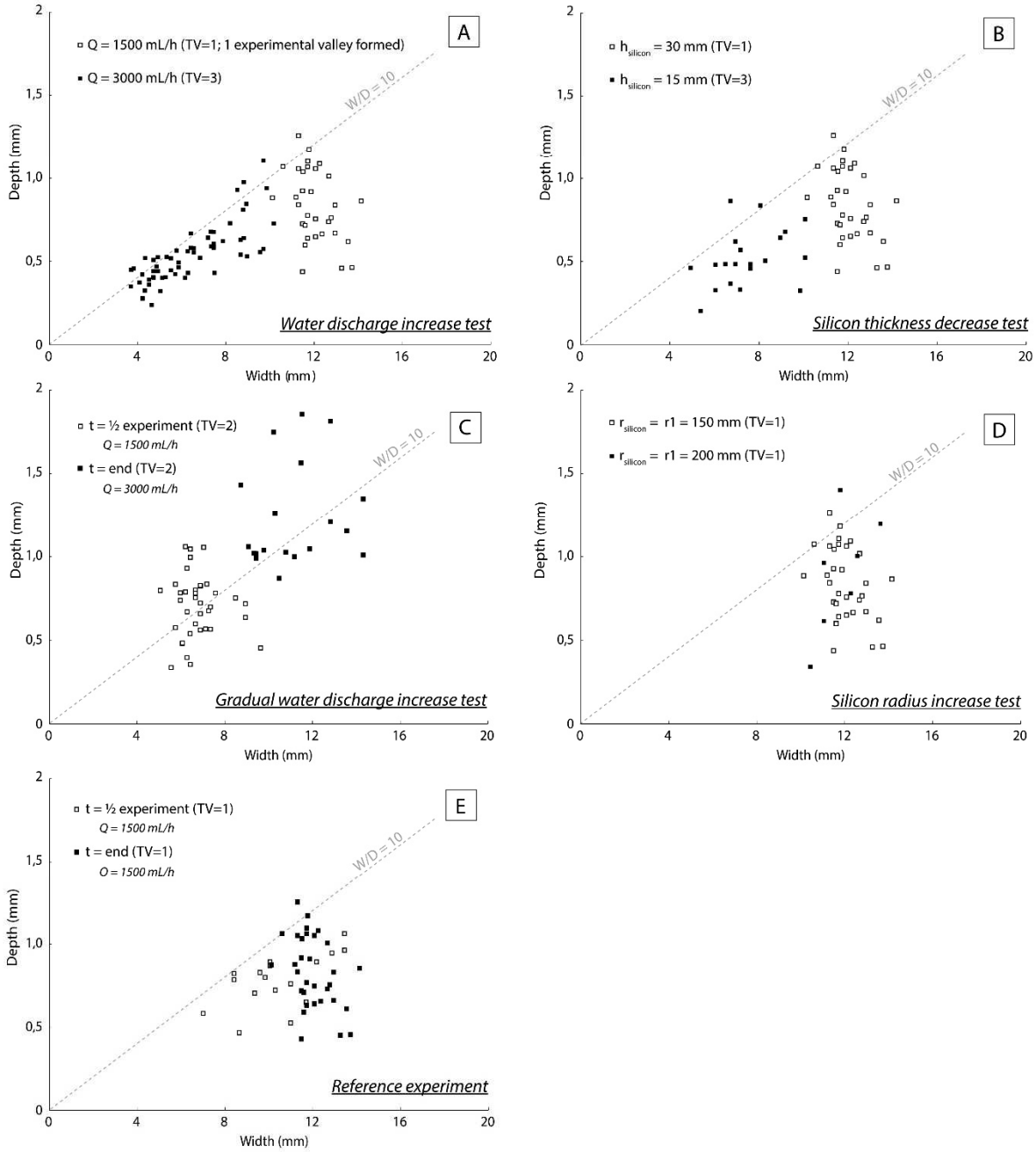


Figure 9. Dimensions (widths and depths) of valleys formed in five different experiments. In each experiment, one parameter has been modified with respect to a reference experiment. Reference experiment: $h_{silicon} = 30$ mm; $r_{silicon} = r_1 = 150$ mm; $Q = 1500$ mL/h. In the (a) water discharge increase test, a higher constant discharge is similar to water pressure increase since discharge is linked to water pressure. In the (b) silicon cap thickness test, a decrease of silicon thickness without modifying water discharge is similar to an increase of water pressure. In the (c) gradual water discharge increase test, water discharge, is gradually increased from 1500 mL/h to 3000 mL/h. (d) In the (d) silicon cap radius increase test, the diameter of the silicon has been set to 40 cm. In the (e) reference experiment water discharge is maintained at 1500 mL/h during the whole experiment.

However, natural tunnel valley networks can be much more complex and differ from the experimental results. The variability of tunnel valleys spatial organizations could result of parameters impossible to recreate such as a fluctuating ice margin positions through time or overlaps of multiple incisions related to ice sheet advances or retreats [*Kristensen et al.*, 2007; *Sandersen et al.*, 2009; *Stewart and Lonergan*, 2011].

Table 2. Comparison of Experimental and Tunnel Valleys Characteristics (Modified From *van der Vegt et al.* [2012])

Criteria	Characteristics of Natural Tunnel Valleys	Characteristics of Experimental Tunnel Valleys
Location	Found within boundaries of former ice sheets Parallel to ice sheet movement/Perpendicular to ice sheet margin Commonly found on erodible substratum (sand, silt, clay, till, limestone, and chalk)	Found within boundaries of silicon cap Parallel to silicon cap movement/Perpendicular to silicon cap margin Erodible substratum (saturated sand)
Morphology	Over 100 km long (1–40 km segments typically) Maximum 5 km wide (500–1500 m typically) Maximum 400 m deep (20–200 m typically) Width-depth ratio. 1:10 U- and V- shaped valleys, U-shaped most common Steep flanks, 20–25° most common Upstream termination slope: 1–6° most common, 13° max Downstream termination slope: 1–6° most common, 11° maximum Slightly sinuous courses Undulating long profiles with overdeepenings and adverse slopes	Over 15 cm long (8–10 cm typically) Over 2 cm wide (0,8–1 cm typically) Maximum 2,5 mm deep (1–1,5 mm typically) Width-depth ratio average. 1:10 U- and V-shaped valleys, U-shaped most common Gentle to steep flanks, 11–12° most common, 30° max Upstream termination slope: 5–8° most common, 9° max Downstream termination slope: 4–6° most common, 9° maximum (lack of measurements) Slightly sinuous courses (sinuosity index less than 1,1) Undulating long profiles with overdeepenings and adverse slopes
Network	Single channels, anastomosing networks, crosscutting relationships, channels reuse	Single channels, tributary networks, radial networks, channels reuse

5.2. Proglacial Fans Associated With Tunnel Valleys

In the experiments, fan-shaped accumulations form at the margin of the silicon cap by deposition of sand particles that were extracted from the substratum below the silicon cap and exported along the valleys. Channel networks are observed on these fans, which thus resemble natural proglacial fans [*Bennett et al.,* 2002; *Winsemann et al.,* 2007]. In the experiments, the fans play a substantial role in the evolution of the valleys and in the motion of the silicon cap: as the valleys grow, the fans widen and thicken until they form obstacles and deviate both the silicon and the water flow (Figure 8). Similarly, proglacial fans located at the mouth of natural ice-streams have been hypothesized to induce ice-grounding and back-stress stopping, potentially responsible for deceleration and deviation of ice streams [*Thomas et al.,* 1988; *Bennett*, 2003].

5.3. Relations Between Valley Orientation and Ice Flow

The experimental valleys initiate close to the margin of the silicon cap and grow backward, in a direction orthogonal to the margin (i.e., parallel to the motion of the silicon). They define radial networks with low sinuosity values. This organization reflects the general direction of the water flow at the silicon/substratum interface and is correlated with the direction of the silicon flow. Similarly, most natural tunnel valleys form at glacial margins and are parallel to ice flow [*Huuse and Lykke-Andersen*, 2000; *van der Vegt et al.,* 2012].

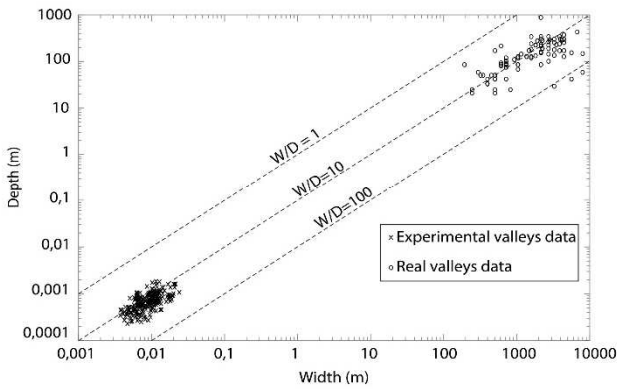


Figure 10. Width-depth ratios for experimental and natural tunnel valleys. References for the natural valleys are given in the supporting information.

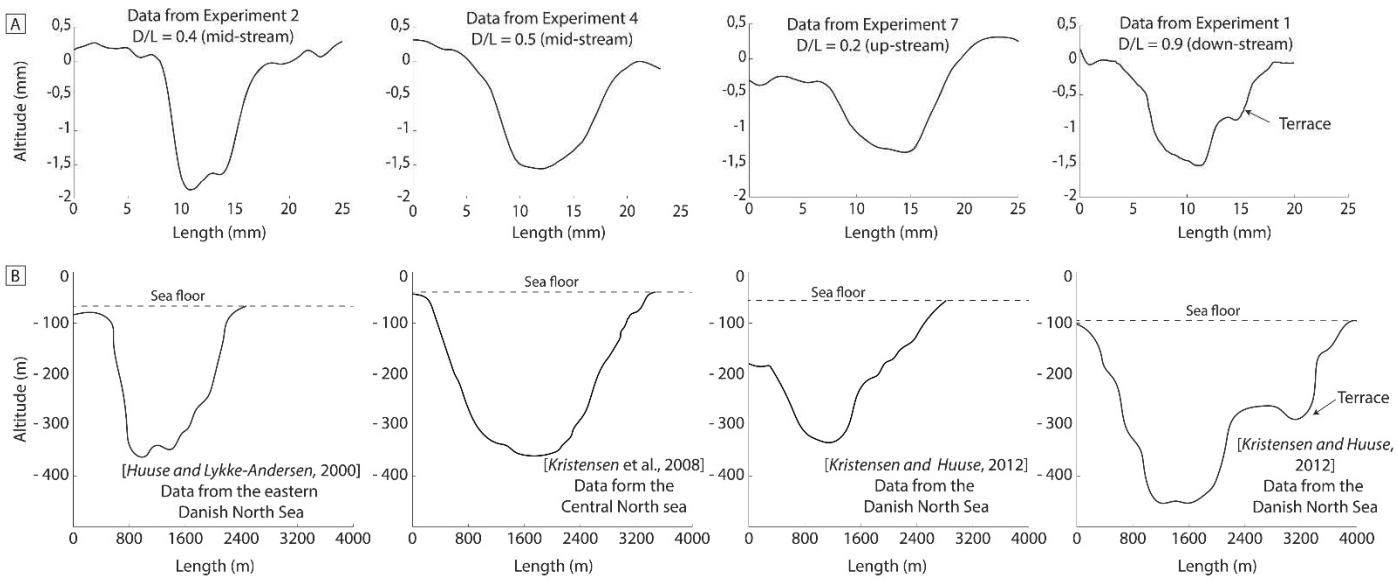


Figure 11. Transverse profiles of selected (a) experimental and (b) natural tunnel valleys. Same vertical exaggeration (x7) for all profiles. D/L: ratio between distance from valley head to displayed profile and total valley length.

These characteristics may be explained by the facts that (1) tunnel valleys initiate preferentially at places where the ice is sufficiently thin that the subglacial water pressure exceeds the sum of the glaciostatic and lithostatic pressure [*Boulton et al.,* 1995] and (2) both ice and subglacial water flow directions are primarily controlled by the surface slope of glaciers [*Paterson*, 1994].

In some experiments, several generations of tunnel valleys have formed as the margin of the silicon cap migrated forward. These successive generations define different networks that have or have not interacted with each other and that may display crosscutting relationships (Figure 8). In all instances, the valleys comprising these networks were orthogonal to the silicon cap margin when they formed, although the orthogonality may have been lost later in response to the motion of the margin. This supports the interpretation that successive generations of tunnel valleys may develop with differing spatial organizations, during successive ice sheet advances and retreats [*Praeg*, 2003; *Sandersen et al.,* 2009].

5.4. Relations Between Tunnel Valley Formation and Ice Velocity

The silicon cap shows, in some experiments, evidence of accelerated flow that resembles surging and ice-streaming events observed in certain glaciers. In the experiments, these "silicon surges" occur in corridors located at the same place as the valleys, and at the same time as the valleys form. These surges appear when the silicon cap is decoupled from the bed by a pressurized water film that decreases the basal friction and therefore accelerates the motion of the silicon (Figure 8b). This result is consistent with the hypothesis that surges in temperate and polythermal glaciers occur in response to pulses of pressurized subglacial meltwater [*Kjær et al.,* 2006] and may be associated with the formation of tunnel valleys. Indeed, many tunnel valleys have been found in the pathway of ice-streams worldwide [*Paterson*, 1994; *Ravier et al.,* 2015]. In glacial systems, subglacial water content, fluid pressure, and basal sliding rate are closely linked [*Harper et al.,* 2007; *Le Brocq et al.,* 2009]. Hence, high meltwater pressures at the interface or within the substratum have been proposed to explain ice-stream mechanisms [*Bennett*, 2003].

5.5. Implications for Tunnel Valley Formation Processes and Timing

Although our experiments do not embrace all the complexity of glacial systems, they produce drainage landforms with shapes and spatial organizations similar to those of natural tunnel valleys. In the experiments, the formation of the valleys results from the development of fluid overpressures in the substratum and at the interface with the silicon cap. This result is consistent with the hypothesis that overpressurized subglacial water controls the formation of tunnel valleys [*Ó Cofaigh,* 1996; *Beaney*, 2002; *van der Vegt et al.*, 2012]. In our experiments, a simple apparatus with a porous and permeable substratum covered by silicon putty was

sufficient to recreate overpressure and initiate "tunnel-like" valleys formation. In nature, however, parameters controlling the development of fluid overpressures are more complex because they include substratum layering, the presence or absence of a subglacial to proglacial permafrost, the topography, the ice thickness, and the meltwater production rate.

Experiments led with a temporal increasing discharge give the opportunity to explore tunnel valley formation under increasing meltwater production rates. A significant increase of discharge can simulate conditions occurring subglacially during an episode of deglaciation. Our first tests have shown that an increase of the water discharge leads to an increase of the erosion rate and thus of tunnel valley dimensions (width and depth). These experimental results possibly imply that tunnel valleys principally acquire their final morphologies and dimensions during deglaciation episodes [*Ó Cofaigh*, 1996; *Praeg*, 2003; *Sandersen et al.*, 2009; *Ravier et al.*, 2015].

6. Conclusions and Future Perspectives

We simulated subglacial water flow by triggering overpressurized water circulation in a permeable and erodible substratum covered by an impermeable, viscous, and transparent cap. The drainage features produced in this way are similar in shape and spatial organization to natural tunnel valleys. The behavior of the silicon cap during experimental tunnel valley development also provides some information on a link between tunnel valley formation and ice flow speed up, such as ice streaming or surging events. Our experimental results are consistent with the hypothesis that overpressurized subglacial water circulation is a key parameter for the development of tunnel valleys. The development of subglacial overpressures is still poorly constrained, however, because it depends on the interplay between the substratum properties (porosity, permeability, erodability, and layering), the ice sheet configuration (thickness, geometry, presence, or absence of a marginal permafrost), and the meltwater production rate. Our experimental apparatus gives us the opportunity to test the impact of these different parameters by modifying the silicon cap geometry, the substratum properties, and the water injection scenario. In addition, the temporal evolution of tunnel valleys and their relationships with the ice dynamics will be investigated further using this new experimental apparatus.

Acknowledgments
We thank Marra.W.A and Catania.G for their constructive reviews, which helped us to improve the quality of the manuscript. This study is part of the Deform Project funded by the "Région Pays de la Loire". Financial support was provided by Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) and Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), through the Programme National de Planétologie (PNP) and Système Terre: Processus et Couplages (SYSTER) programs. The experimental apparatus was machined by the technical staff of the Geosciences Department of the University of Maine. The data for this paper are available by contacting the corresponding author at thomas.lelandais@univ-lemans.fr.

References

Al Hseinat, M., and C. Hübscher (2014), Ice-load induced tectonics controlled tunnel valley evolution—Instances from the southwestern Baltic Sea, *Quat. Sci. Rev.*, *97*, 121–135, doi:10.1016/j.quascirev.2014.05.011.

Atkinson, N., L. D. Andriashek, and S. R. Slattery (2013), Morphological analysis and evolution of buried tunnel valleys in northeast Alberta, Canada, *Quat. Sci. Rev.*, *65*, 53–72, doi:10.1016/j.quascirev.2012.11.031.

Beaney, C. L. (2002), Tunnel channels in southeast Alberta, Canada, *Quat. Int.*, *90*(1), 67–74, doi:10.1016/S1040-6182(01)00093-3.

Bennett, M. R. (2003), Ice streams as the arteries of an ice sheet: Their mechanics, stability and significance, *Earth Sci. Rev.*, *61*(3–4), 309–339, doi:10.1016/S0012-8252(02)00130-7.

Bennett, M. R., D. Huddart, and G. S. P. Thomas (2002), Facies architecture within a regional glaciolacustrine basin: Copper River, Alaska, *Quat. Sci. Rev.*, *21*(20), 2237–2279, doi:10.1016/S0277-3791(02)00027-6.

Bense, V. F., and M. A. Person (2008), Transient hydrodynamics within intercratonic sedimentary basins during glacial cycles, *J. Geophys. Res.*, *113*, F04005, doi:10.1029/2007JF000969.

Björnsson, H., F. Pálsson, O. Sigurðsson, and G. E. Flowers (2003), Surges of glaciers in Iceland, *Ann. Glaciol.*, *36*(1), 82–90.

Blanckaert, K. (2010), Topographic steering, flow recirculation, velocity redistribution, and bed topography in sharp meander bends, *Water Resour. Res.*, *46*, W09506, doi:10.1029/2009WR008303.

Boulton, G. S., and R. C. A. Hindmarsh (1987), Sediment deformation beneath glaciers: Rheology and geological consequences, *J. Geophys. Res.*, *92*(B9), 9059–9082, doi:10.1029/JB092iB09p09059.

Boulton, G. S., T. Slot, K. Blessing, P. Glasbergen, T. Leijnse, and K. van Gijssel (1993), Deep circulation of groundwater in overpressured subglacial aquifers and its geological consequences, *Quat. Sci. Rev.*, *12*(9), 739–745, doi:10.1016/0277-3791(93)90014-D.

Boulton, G. S., P. E. Caban, and K. Van Gijssel (1995), Groundwater flow beneath ice sheets: Part I—Large scale patterns, *Quat. Sci. Rev.*, *14*(6), 545–562, doi:10.1016/0277-3791(95)00039-R.

Boulton, G. S., R. Lunn, P. Vidstrand, and S. Zatsepin (2007), Subglacial drainage by groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems: Part II—Theory and simulation of a modern system, *Quat. Sci. Rev.*, *26*(7–8), 1091–1105, doi:10.1016/j.quascirev.2007.01.006.

Breemer, C. W., P. U. Clark, and R. Haggerty (2002), Modeling the subglacial hydrology of the late Pleistocene Lake Michigan Lobe, Laurentide Ice Sheet, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *114*(6), 665–674, doi:10.1130/0016-7606(2002)114<0665:MTSHOT>2.0.CO;2.

Carr, M. H., and J. W. Head (2003), Basal melting of snow on early Mars: A possible origin of some valley networks, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(24), 2245, doi:10.1029/2003GL018575.

Catania, G., and C. Paola (2001), Braiding under glass, *Geology*, *29*(3), 259–262, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0259:BUG>2.0.CO;2.

Clark, P. U., and J. S. Walder (1994), Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *106*(2), 304–314, doi:10.1130/0016-7606(1994)106<0304:SDEADB>2.3.CO;2.

Clerc, S., J.-F. Buoncristiani, M. Guiraud, E. Vennin, G. Desaubliaux, and E. Portier (2013), Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *370*, 127–144, doi:10.1016/j.palaeo.2012.12.002.

Ó Cofaigh, C. (1996), Tunnel valley genesis, *Prog. Phys. Geogr.*, *20*(1), 1–19, doi:10.1177/030913339602000101.
Domack, E., D. Amblàs, R. Gilbert, S. Brachfeld, A. Camerlenghi, M. Rebesco, M. Canals, and R. Urgeles (2006), Subglacial morphology and glacial evolution of the Palmer deep outlet system, Antarctic Peninsula, *Geomorphology*, *75*(1–2), 125–142, doi:10.1016/j.geomorph.2004.06.013.
Douillet, G., J.-F. Ghienne, Y. Géraud, A. Abueladas, M. Diraison, and A. Al-Zoubi (2012), Late Ordovician tunnel valleys in southern Jordan, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *368*(1), 275–292, doi:10.1144/SP368.4.
Dowdeswell, J. A., G. S. Hamilton, and J. O. Hagen (1991), The duration of the active phase on surge-type glaciers: Contrasts between Svalbard and other regions, *J. Glaciol.*, *37*(127), 388–400.
Ehlers, J., and G. Linke (1989), The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany, *J. Quat. Sci.*, *4*(3), 255–265, doi:10.1002/jqs.3390040306.
Eyles, N., and P. de Broekert (2001), Glacial tunnel valleys in the Eastern Goldfields of Western Australia cut below the Late Paleozoic Pilbara ice sheet, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *171*(1–2), 29–40, doi:10.1016/S0031-0182(01)00265-6.
Feurer, D., J.-S. Bailly, C. Puech, Y. Le Coarer, and A. A. Viau (2008), Very-high-resolution mapping of river-immersed topography by remote sensing, *Prog. Phys. Geogr.*, *32*(4), 403–419, doi:10.1177/0309133308096030.
Fisher, T. G., H. M. Jol, and A. M. Boudreau (2005), Saginaw Lobe tunnel channels (Laurentide Ice Sheet) and their significance in south-central Michigan, USA, *Quat. Sci. Rev.*, *24*(22), 2375–2391, doi:10.1016/j.quascirev.2004.11.019.
Flowers, G. E. (2015), Modelling water flow under glaciers and ice sheets, *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, vol. *471*(2176), doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.005.
Fountain, A. G., and J. S. Walder (1998), Water flow through temperate glaciers, *Rev. Geophys.*, *36*(3), 299–328, doi:10.1029/97RG03579.
Gabriel, G., R. Kirsch, B. Siemon, and H. Wiederhold (2003), Geophysical investigation of buried Pleistocene subglacial valleys in Northern Germany, *J. Appl. Geophys.*, *53*(4), 159–180, doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.005.
Ghienne, J. F., and M. Deynoux (1998), Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara, *Sediment. Geol.*, *119*(1–2), 141–159, doi:10.1016/S0037-0738(98)00045-1.
Gibling, M. R. (2006), Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification, *J. Sediment. Res.*, *76*(5), 731–770.
Gooch, B. T., D. A. Young, and D. D. Blankenship (2016), Potential groundwater and heterogeneous heat source contributions to ice sheet dynamics in critical submarine basins of East Antarctica, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *17*, 395–409, doi:10.1002/2015GC006117.
Graveleau, F., and S. Dominguez (2008), Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts, *Comptes Rendus Geosci.*, *340*(5), 324–333, doi:10.1016/j.crte.2008.01.005.
Grube, F. (1983), Tunnel valleys, in *Glacial Deposits in North-west Europe*, pp. 257–258, Balkema, Rotterdam.
Guidat, T., S. Pochat, O. Bourgeois, and O. Souček (2015), Landform assemblage in Isidis Planitia, Mars: Evidence for a 3 Ga old polythermal ice sheet, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *411*, 253–267, doi:10.1016/j.epsl.2014.12.002.
Harper, J. T., N. F. Humphrey, W. T. Pfeffer, and B. Lazar (2007), Two modes of accelerated glacier sliding related to water, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L12503, doi:10.1029/2007GL030233.
Head, J. W., and S. Pratt (2001), Extensive Hesperian-aged south polar ice sheet on Mars: Evidence for massive melting and retreat, and lateral flow and ponding of meltwater, *J. Geophys. Res.*, *106*(E6), 12,275–12,299, doi:10.1029/2000JE001359.
Hepp, D. A., D. Hebbeln, S. Kreiter, H. Keil, C. Bathmann, J. Ehlers, and T. Mörz (2012), An east–west-trending Quaternary tunnel valley in the south-eastern North Sea and its seismic–sedimentological interpretation, *J. Quat. Sci.*, *27*(8), 844–853, doi:10.1002/jqs.2599.
Hooke, R. L., and C. E. Jennings (2006), On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet, *Quat. Sci. Rev.*, *25*(11–12), 1364–1372, doi:10.1016/j.quascirev.2006.01.018.
Høyer, A.-S., F. Jørgensen, N. Foged, X. He, and A. V. Christiansen (2015), Three-dimensional geological modelling of AEM resistivity data—A comparison of three methods, *J. Appl. Geophys.*, *115*, 65–78, doi:10.1016/j.jappgeo.2015.02.005.
Huuse, M., and H. Lykke-Andersen (2000), Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: Morphology and origin, *Quat. Sci. Rev.*, *19*(12), 1233–1253, doi:10.1016/S0277-3791(99)00103-1.
Janszen, A., M. Spaak, and A. Moscariello (2012), Effects of the substratum on the formation of glacial tunnel valleys: An example from the Middle Pleistocene of the southern North Sea Basin, *Boreas*, *41*(4), 629–643, doi:10.1111/j.1502-3885.2012.00260.x.
Jentzsch, A. (1884), Über die Bildung der preussischen Seeen, *Zeitschrift der Dtsch. Geol. Gesellschaft*, *36*(3), 699–702.
Jørgensen, F., and P. B. E. Sandersen (2006), Buried and open tunnel valleys in Denmark—Erosion beneath multiple ice sheets, *Quat. Sci. Rev.*, *25*(11–12), 1339–1363, doi:10.1016/j.quascirev.2005.11.006.
Jørgensen, F., H. Lykke-Andersen, P. B. E. Sandersen, E. Auken, and E. Nørmark (2003), Geophysical investigations of buried Quaternary valleys in Denmark: An integrated application of transient electromagnetic soundings, reflection seismic surveys and exploratory drillings, *J. Appl. Geophys.*, *53*(4), 215–228, doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.017.
Kargel, J. S., and R. G. Strom (1992), Ancient glaciation on Mars, *Geology*, *20*, 3, doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0003:AGOM>2.3.CO;2.
Kehew, A. E., S. K. Ewald, J. M. Esch, and A. L. Kozlowski (2013), On the origin of tunnel valleys of the Saginaw Lobe of the Laurentide Ice Sheet; Michigan, USA, *Boreas*, *42*(2), 442–462, doi:10.1111/j.1502-3885.2012.00295.x.
Kjær, K. H., E. Larsen, J. van der Meer, Ó. Ingólfsson, J. Krüger, Í. Ö. Benediktsson, C. G. Knudsen, and A. Schomacker (2006), Subglacial decoupling at the sediment/bedrock interface: A new mechanism for rapid flowing ice, *Quat. Sci. Rev.*, *25*(21–22), 2704–2712.
Kluiving, S. J., J. H. Aleid Bosch, J. H. J. Ebbing, C. S. Mesdag, and R. S. Westerhoff (2003), Onshore and offshore seismic and lithostratigraphic analysis of a deeply incised Quaternary buried valley system in the Northern Netherlands, *J. Appl. Geophys.*, *53*(4), 249–271, doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.002.
Kozlowski, A. L., A. E. Kehew, and B. C. Bird (2005), Outburst flood origin of the Central Kalamazoo River Valley, Michigan, USA, *Quat. Sci. Rev.*, *24*(22), 2354–2374, doi:10.1016/j.quascirev.2005.03.016.
Kristensen, T. B., M. Huuse, J. A. Piotrowski, and O. R. Clausen (2007), A morphometric analysis of tunnel valleys in the eastern North Sea based on 3D seismic data, *J. Quat. Sci.*, *22*(8), 801–815, doi:10.1002/jqs.1123.
Kristensen, T. B., J. A. Piotrowski, M. Huuse, O. R. Clausen, and L. Hamberg (2008), Time-transgressive tunnel valley formation indicated by infill sediment structure, North Sea—The role of glaciohydraulic supercooling, *Earth Surf. Process. Landforms*, *33*(4), 546–559, doi:10.1002/esp.1668.
Krohn, C. F., N. K. Larsen, C. Kronborg, O. B. Nielsen, and K. L. Knudsen (2009), Litho- and chronostratigraphy of the Late Weichselian in Vendsyssel, northern Denmark, with special emphasis on tunnel-valley infill in relation to a receding ice margin, *Boreas*, doi:10.1111/j.1502-3885.2009.00104.xr2009.
Latrubesse, E. M. (2015), Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential "who's who" in the geological record, *Earth Sci. Rev.*, *146*, 1–30, doi:10.1016/j.earscirev.2015.03.004.

Le Brocq, A. M., A. J. Payne, M. J. Siegert, and R. B. Alley (2009), A subglacial water-flow model for West Antarctica, *J. Glaciol.*, *55*(193).
Le Heron, D. P. (2007), Late Ordovician glacial record of the Anti-Atlas, Morocco, *Sediment. Geol.*, *201*(1–2), 93–110, doi:10.1016/j.sedgeo.2007.05.004.
Le Heron, D., O. Sutcliffe, K. Bourgig, J. Craig, C. Visentin, and R. Whittington (2004), Sedimentary architecture of Upper Ordovician tunnel valleys, Gargaf Arch, Libya: Implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir, *Geoarabia-Manama*, *9*, 137–160.
Lemieux, J.-M., E. A. Sudicky, W. R. Peltier, and L. Tarasov (2008), Simulating the impact of glaciations on continental groundwater flow systems: 1. Relevant processes and model formulation, *J. Geophys. Res.*, *113*, F03017, doi:10.1029/2007JF000928.
Livingstone, S. J., and C. D. Clark (2016), Morphological properties of tunnel valleys of the southern sector of the Laurentide Ice Sheet and implications for their formation, *Earth Surf. Dyn.*, *4*, 567–589, doi:10.5194/esurf-4-567-2016.
Lonergan, L., S. C. R. Maidment, and J. S. Collier (2006), Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution, *J. Quat. Sci.*, *21*(8), 891–903, doi:10.1002/jqs.1015.
Lowe, A. L., and J. B. Anderson (2003), Evidence for abundant subglacial meltwater beneath the paleo-ice sheet in Pine Island Bay, Antarctica, *J. Glaciol.*, *49*(164), 125–138, doi:10.3189/172756503781830971.
MacRae, R. A., A. R. Christians, and K. Gajewski (2013), A reexamination of Pleistocene tunnel valley distribution on the central Scotian Shelf, *Can. J. Earth Sci.*, *50*(5), 535–544.
Marczinek, S., and J. A. Piotrowski (2006), Groundwater flow under the margin of the last Scandinavian ice Sheet Around the EckernföRde Bay, Northwest Germany, in *Glacier Science and Environmental Change*, edited by P. G. Knight, Blackwell, Malden, Mass., doi:10.1002/9780470750636.ch10.
Marra, W. A., E. Hauber, S. J. McLelland, B. J. Murphy, D. R. Parsons, S. J. Conway, M. Roda, R. Govers, and M. G. Kleinhans (2014), Pressurized groundwater outflow experiments and numerical modeling for outflow channels on Mars, *J. Geophys. Res. Planets*, *119*, 2668–2693, doi:10.1002/2014JE004701.
McCabe, A. M., and C. ÓCofaigh (1994), Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland, *Sediment. Geol.*, *91*(1–4), 57–95, doi:10.1016/0037-0738(94)90123-6.
Moeller, C. A., D. M. Mickelson, M. P. Anderson, and C. Winguth (2007), Groundwater flow beneath Late Weichselian glacier ice in Nordfjord, Norway, *J. Glaciol.*, *53*(180).
Moores, H. D. (1989), On the formation of the tunnel valleys of the Superior lobe, central Minnesota, *Quat. Res.*, *32*(1), 24–35, doi:10.1016/0033-5894(89)90029-X.
Moreau, J., M. Huuse, A. Janszen, P. van Der Vegt, P. L. Gibbard, and A. Moscariello (2012), The glaciogenic unconformity of the southern North Sea, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *368*(1), 99–110, doi:10.1144/SP368.5.
Nye, J. F., and F. C. Frank (1973), Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier, Proceedings of the symposium on hydrology of glaciers, Cambridge.
Parsons, D. R., J. L. Best, S. N. Lane, R. A. Kostaschuk, R. J. Hardy, O. Orfeo, M. L. Amsler, and R. N. Szupiany (2008), Large river channel confluences, in *River Confluences, Tributaries and the Fluvial Network*, edited by S. P. Rice, A. G. Roy, and B. L. Rhoads, John Wiley, Chichester, U. K., doi: 10.1002/9780470760383.ch5.
Paterson, W. S. B. (1994), *The Physics of Glaciers*, Butterwoth-Heinemann, Oxford, U. K.
Person, M., V. Bense, D. Cohen, and A. Banerjee (2012), Models of ice-sheet hydrogeologic interactions: A review, *Geofluids*, *12*(1), 58–78, doi:10.1111/j.1468-8123.2011.00360.x.
Piotrowski, J. A. (1994), Tunnel-valley formation in northwest Germany—Geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley, *Sediment. Geol.*, *89*(1–2), 107–141, doi:10.1016/0037-0738(94)90086-8.
Piotrowski, J. A. (1997), Subglacial groundwater flow during the last glaciation in northwestern Germany, *Sediment. Geol.*, *111*(1–4), 217–224, doi:10.1016/S0037-0738(97)00002-X.
Piotrowski, J. A., and S. Tulaczyk (1999), Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: Ice-bed separation and enhanced basal sliding? *Quat. Sci. Rev.*, *18*(6), 737–751, doi:10.1016/S0277-3791(98)00042-0.
Piotrowski, J. A., P. Hermanowski, and A. M. Piechota (2009), Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation, *Earth Surf. Process. Landforms*, *34*(4), 481–492, doi:10.1002/esp.1728.
Praeg, D. (2003), Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin—High resolution from low frequencies, *J. Appl. Geophys.*, *53*(4), 273–298, doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.001.
Rains, R. B., J. Shaw, D. B. Sjogren, M. J. Munro-Stasiuk, K. Robert Skoye, R. R. Young, and R. T. Thompson (2002), Subglacial tunnel channels, Porcupine Hills, southwest Alberta, Canada, *Quat. Int.*, *90*(1), 57–65, doi:10.1016/S1040-6182(01)00092-1.
Ravier, E., J.-F. Buoncristiani, M. Guiraud, J. Menzies, S. Clerc, B. Goupy, and E. Portier (2014), Porewater pressure control on subglacial soft sediment remobilization and tunnel valley formation: A case study from the Alnif tunnel valley (Morocco), *Sediment. Geol.*, *304*, 71–95, doi:10.1016/j.sedgeo.2014.02.005.
Ravier, E., J.-F. Buoncristiani, J. Menzies, M. Guiraud, S. Clerc, and E. Portier (2015), Does porewater or meltwater control tunnel valley genesis? Case studies from the Hirnantian of Morocco, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *418*, 359–376, doi:10.1016/j.palaeo.2014.12.003.
Röthlisberger, H. (1972), Water pressure in intra- and subglacial channels*, *J. Glaciol.*, *11*(62).
Russell, H. A., R. W. Arnott, and D. Sharpe (2003), Evidence for rapid sedimentation in a tunnel channel, Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada, *Sediment. Geol.*, *160*(1–3), 33–55, doi:10.1016/S0037-0738(02)00335-4.
Salcher, B. C., R. Hinsch, and M. Wagreich (2010), High-resolution mapping of glacial landforms in the North Alpine Foreland, Austria, *Geomorphology*, *122*(3–4), 283–293, doi:10.1016/j.geomorph.2009.09.037.
Sandersen, P. B. E., and F. Jørgensen (2012), Substratum control on tunnel-valley formation in Denmark, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, *368*(1), 145–157, doi:10.1144/SP368.12.
Sandersen, P. B. E., F. Jørgensen, N. K. Larsen, J. H. Westergaard, and E. Auken (2009), Rapid tunnel-valley formation beneath the receding Late Weichselian ice sheet in Vendsyssel, Denmark, *Boreas*, *38*(4), 834–851, doi:10.1111/j.1502-3885.2009.00105.x.
Shaw, J. (2002), The meltwater hypothesis for subglacial bedforms, *Quat. Int.*, *90*(1), 5–22, doi:10.1016/S1040-6182(01)00089-1.
Shaw, J. (2010), In defence of the meltwater (megaflood) hypothesis for the formation of subglacial bedform fields, *J. Quat. Sci.*, *25*(3), 249–260, doi:10.1002/jqs.1264.
Sjogren, D. B., and R. B. Rains (1995), Glaciofluvial erosional morphology and sediments of the Coronation–Spondin Scabland, east-central Alberta, *Can. J. Earth Sci.*, *32*(5), 565–578, doi:10.1139/e95-048.
Smith, J. A., C.-D. Hillenbrand, R. D. Larter, A. G. C. Graham, and G. Kuhn (2009), The sediment infill of subglacial meltwater channels on the West Antarctic continental shelf, *Quat. Res.*, *71*(2), 190–200, doi:10.1016/j.yqres.2008.11.005.
Solomina, O. N., et al. (2016), Glacier fluctuations during the past 2000 years, *Quat. Sci. Rev.*, *149*, 61–90, doi:10.1016/j.quascirev.2016.04.008.

Souček, O., O. Bourgeois, S. Pochat, and T. Guidat (2015), A 3 Ga old polythermal ice sheet in Isidis Planitia, Mars: Dynamics and thermal regime inferred from numerical modeling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *426*, 176–190, doi:10.1016/j.epsl.2015.06.038.

Stewart, M. A., and L. Lonergan (2011), Seven glacial cycles in the middle-late Pleistocene of northwest Europe: Geomorphic evidence from buried tunnel valleys, *Geology*, *39*(3), 283–286, doi:10.1130/G31631.1.

Stewart, M. A., L. Lonergan, and G. Hampson (2013), 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the central North Sea: Morphology, cross-cutting generations and glacial history, *Quat. Sci. Rev.*, *72*, 1–17, doi:10.1016/j.quascirev.2013.03.016.

Thomas, R. H., S. N. Stephenson, R. A. Bindschadler, S. Shabtaie, and C. R. Bentley (1988), Thinning and grounding-line retreat on Ross Ice Shelf, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *11*, 165–172.

Tournier, F., M. Pagel, E. Portier, I. Wazir, and N. Fiet (2010), Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria), *J. Sediment. Res.*, *80*(12), 1068–1084, doi:10.2110/jsr.2010.094.

van der Vegt, P., A. Janszen, and A. Moscariello (2012), Tunnel valleys: Current knowledge and future perspectives, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, *368*(1), 75–97, doi:10.1144/SP368.13.

Van Dijke, J. J., and A. Veldkamp (1996), Climate-controlled glacial erosion in the unconsolidated sediments of northwestern Europe, based on a genetic model for tunnel valley formation, *Earth Surf. Process. Landforms*, *21*(4), 327–340, doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199604)21:4<327::AID-ESP540>3.0.CO;2-P.

Wingfield, R. (1990), The origin of major incisions within the Pleistocene deposits of the North Sea, *Mar. Geol.*, *91*(1–2), 31–52, doi:10.1016/0025-3227(90)90131-3.

Winsemann, J., U. Asprion, T. Meyer, and C. Schramm (2007), Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice-margin subaqueous fan and delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany, *Sediment. Geol.*, *193*(1), 105–129, doi:10.1016/j.sedgeo.2005.11.027.

Woodland, A. W. (1970), The buried tunnel-valleys of East Anglia, in *Proceedings of the Yorkshire Geological and Polytechnic Society*, vol. 37, pp. 521–578, doi:10.1144/pygs.37.4.521.

2.3 - Principaux résultats et conclusions

- Les expériences présentées dans l'article précédent associées à la caractérisation théorique de l'écoulement montrent que la circulation d'eau pressurisée à l'interface entre un substrat poreux, perméable et érodable et une couverture visqueuse permet la formation de structures de drainage.
- La formation de ces structures de drainage correspond à une transition nette entre un écoulement précédemment de type distribué (poche d'eau) à un écoulement chenalisé. Cette transition est marquée par un premier évènement d'érosion concentrant le flux d'eau dans une seule direction.
- L'analyse morphologique des structures de drainage reproduites a démontré qu'elles partagent les mêmes caractéristiques discriminantes, telles qu'un profil longitudinal ondulant ou une largeur relativement constante, que les vallées tunnels.
- Ces expériences, permettant la reproduction de vallées tunnels, et ont confirmé que la circulation d'eau pressurisée est le facteur essentiel permettant leur formation. Cependant les expériences suggèrent qu'une fraction de cette eau pressurisée doit circuler à l'interface glace/substrat.
- Les quelques tests de changements des conditions initiales de certaines expériences montrent que la forme générale de la ou des vallées tunnels est la conséquence de l'interaction étroite entre les propriétés du substratum, la configuration de la calotte et le taux de production d'eau de fonte.

Les premiers résultats issus de l'utilisation du modèle analogique montrent qu'une représentation simple du milieu sous-glaciaire permet la reproduction de vallées tunnels. Ces premiers résultats ont permis de confirmer la nécessité d'un écoulement d'eau pressurisée à l'interface glace/substrat dans la genèse des vallées tunnels. De plus, le mode de formation des vallées tunnels expérimentales permet d'entrevoir une formation hybride entre évènement catastrophique et formation progressive, mécanisme déjà suggéré dans la littérature, tout en accédant à la relation temporelle entre les deux. La relative simplicité du modèle permet d'avoir un contrôle complet sur les paramètres expérimentaux. De ce fait le modèle analogique permet de s'intéresser à des problématiques précises telles que l'influence des paramètres du substrat, de la calotte et la production d'eau de fonte sur le mode de formation et la morphologie des vallées tunnels. De plus ce modèle permet d'accéder à des informations telles que l'évolution temporelle des vallées tunnels et leur impact sur la dynamique glaciaire, des sujets qui demeurent actuellement peu contraints.

« Les scientifiques sont des gens affligés par le besoin maladif de tout expliquer. »

Grégoire Lacroix

CHAPITRE IV - MÉCANISMES DE FORMATION ET VARIABILITÉ MORPHOLOGIQUE DES VALLÉES TUNNELS

Les vallées tunnels sont des dépressions allongées observables dans de nombreuses régions dans le monde. Celles-ci sont généralement localisées au niveau des marges des anciennes calottes glaciaires et disposées parallèlement au paléo-flux glaciaire (**Huuse & Lykke-Anderson, 2000; Jørgensen & Sandersen, 2006**). Malgré des critères discriminants présentés dans le chapitre précédent, les vallées tunnels présentent une morphologie assez variable d'une région à l'autre. La formation des vallées tunnels, évoquée depuis plus d'un siècle et étudiée par le biais d'études de terrain, de données de subsurface et de modélisation numériques, est désormais attribuée à l'action érosive d'eau de fonte en surpression (**Ó Cofaigh, 1996; Kehew et al., 2012; Van der Vegt et al., 2012**). Néanmoins, selon la région étudiée, plusieurs mécanismes de formation ont été proposés, tous dépendants de la configuration du substrat et des caractéristiques du système hydrologique sous-glaciaire (**Boulton & Hindmarsh, 1987; Piotrowski et al., 1994 ; Janszen et al., 2012; Ravier et al., 2014**).

La majorité des connaissances sur la formation des vallées tunnels provient d'études de terrain réalisées sur d'anciens systèmes de vallées tunnels (Quaternaire, Ordovicien, Permo-Carbonifère) où l'évolution morphologique des vallées n'est évidemment pas accessible. Cela signifie que les mécanismes de formation proposés dans la littérature se basent sur des observations morphologiques ponctuelles de l'objet au stade final de son évolution.

Les premiers résultats de la modélisation analogique, présentés dans le chapitre précédent, démontrent qu'il est possible de reproduire des vallées tunnels (**Lelandais et al., 2016**). En s'intéressant de près à la manière dont se forme les vallées tunnels expérimentales, deux morphotypes de vallées tunnels ont pu être identifiés, chacun d'eux spécifiques à un mécanisme de formation.

Ce chapitre est dédié à l'étude des mécanismes de formation identifiés dans les expériences mais également à la diversité morphologique des vallées tunnels reproduites expérimentalement.

Partie 1 - Article#3 en préparation

Cette partie est consacrée à l'étude des mécanismes de formation à l'origine des vallées tunnels expérimentales. Le travail effectué dans cette partie a abouti à la rédaction d'un article scientifique intitulé " *Mechanisms of tunnel valley formation: insights from analog modelling formation* " actuellement en préparation.

1.1 - Résumé de l'article

Les vallées tunnels sont des dépressions allongées localisées à la marge des anciennes calottes glaciaires et sont considérées comme des composants majeurs du système de drainage sous-glaciaire. Le nombre croissant d'études sur les vallées tunnels a abouti au développement de plusieurs mécanismes de formation des vallées tunnels. Ces modèles diffèrent car ils proviennent d'une multitude de localités, caractérisées par des configurations du substrat et du système hydrologique sous-glaciaire singulières. En utilisant une approche expérimentale, nous sommes en mesure de distinguer deux types de vallées tunnels nommées type I et II. Ces deux types de vallées se ditinguent par leur mode de formation et certains critères morphologiques. Les deux mécanismes de formation reposent sur le drainage d'eau de fonte stockée dans des réservoirs sous-glaciaires. Les vallées tunnels type I proviennent du drainage catastrophique de l'eau contenue dans une poche sous-glaciaire puis de la chenalisation de cette eau à la marge. Les vallées tunnels type II proviennent du drainage de l'eau contenue dans un réservoir sous-glaciaire formé en arrière d'un obstacle topographique. Le drainage à travers cet obstacle sous-glaciaire permet la concentration du flux d'eau de l'érosion du substrat. La calotte étant partiellement couplée à cet obstacle, il est possible d'observer son déplacement progressif vers la marge. Ce déplacement est favorisé par l'introduction d'eau dans la partie marginale lors de la rupture de l'obstacle accélérant l'écoulement de la silicone. La chenalisation de l'eau, au niveau de la brèche formée dans l'obstacle, entraîne l'érosion du substrat. Cette érosion couplée au déplacement de la ride permet la formation de vallées tunnels de type II qui consiste donc en la fusion successive d'incisions vers la marge. L'obstacle n'étant que partiellement couplé à la calotte en raison de la présence d'une pellicule d'eau à l'interface silicone/substrat, l'écoulement de la silicone ne déplace que la partie sommitale de la ride laissant sur place la partie basale qui forme des terrasses successives. La destruction progressive de l'obstacle favorise alors la formation de multiples vallées qui introduisent une quantité d'eau de plus en plus importante vers la marge favorisant l'écoulement de la silicone. Ces interactions intriquées entre la formation de vallées de type II et l'écoulement de la silicone aboutit à (i) la destruction

complète de l'obstacle, (ii) la formation d'un système radial de vallées type II et (iii) la formation de l'équivalent d'un lobe glaciaire

En se basant sur ces résultats expérimentaux, nous suggérons que la formation des vallées tunnels, sans réfuter les autres mécanismes, est fortement influencée par la topographie sous-glaciaire.

1.2 - Article#3

Mechanisms of tunnel valley formation: insights from analog modelling

T.Lelandais[(1*)], É. Ravier[(1)], R. Mourgues[(1)], P. Strzerzynski[(1)], S. Pochat[(2)] and O. Bourgeois[(2)]

[(1)] Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, CNRS, Le Mans Université, Avenue Olivier Messiaen, 72085 Le Mans Cedex 9, France

[(2)] Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, CNRS, Université de Nantes, 2 rue de la Houssinière, BP 92208, 44322 Nantes Cedex 3, France

[(*)] Corresponding author: T. Lelandais (thomas.lelandais@univ-lemans.fr).

INTRODUCTION

Tunnel valleys are elongate and overdeepened hollows observed worldwide in many former glaciated regions. They are generally exposed at former ice sheet margins (**Jentzsch, 1884; Ghienne & Deynoux, 1988; Ehlers & Linke, 1989; Huuse & Lykke-Andersen, 2000; Le Heron et al., 2004, 2007**) and arranged parallel to the direction of the palaeo ice flow (**Wright, 1973; Attig et al., 1989; Wingfield, 1990; Piotrowski, 1994; Patterson, 1997; Huuse & Lykke-Anderson, 2000; Jørgensen & Sandersen, 2006**). Tunnel valleys display highly variable morphologies and dimensions with lengths ranging from one kilometer to hundreds of kilometers, widths ranging from a few meters to five kilometers and depths ranging from tens to hundreds of meters (**Ó Cofaigh, 1996; Huuse & Lykke-Andersen, 2000; Van der Vegt et al., 2012**). Over the last decades, tunnel valleys have been investigated using field (e.g. **Ravier et al., 2014**) and seismic data (e.g. **Jørgensen & Sandersen, 2006**), numerical modelling (e.g. **Boulton et al., 2007, 2009**) and experimental modelling (**Lelandais et al., 2016, 2018**). Tunnel valley formation is now unequivocally attributed to substratum erosion by pressurized subglacial meltwater flow (**Ó Cofaigh, 1996; Kehew et al., 2012; Van der Vegt et al., 2012**). However, various mechanisms of formation, depending on the subglacial meltwater flow characteristics and the configurations of the substratum, are still under discussion (**Boulton & Hindmarsh, 1987; Piotrowski et al., 1994; Hooke & Jennings, 2006; Janszen et al., 2012; Ravier et al., 2014**). The debate generally confronts the "outburst" model advocating formation through catastrophic drainage events (**Piotrowski et al., 1994, 1997; Hooke & Jennings, 2006**) and the "steady-state" or "gradual" model proposing a progressive development of tunnel valleys enhanced by groundwater flow and subglacial piping (**Shoemaker, 1986; Boulton & Hindmarsh, 1987**). More recently, a new model of tunnel valley formation suggests that porewater pressure increase in subglacial confined aquifers can

contribute to the genesis of subglacial valleys through processes of hydraulic fracturing and substratum remobilization (**Janszen et al., 2012; Ravier et al., 2014**).

Apart from **Lelandais et al. (2016, 2018)** with an experimental modelling approach, most of our knowledge of the mechanisms involved in tunnel valleys formation relies on the investigation of ancient tunnel valleys. Hence, their morphological evolution is poorly constrained. Furthermore, tunnel valleys beneath modern ice sheets, whom occurrence are only suspected due to the inaccessibility of modern glacier beds, are not subject to any kind of monitoring (**Rose, 1979**). Recently, **Lelandais et al. (2016)** developed an experimental model to simulate subglacial meltwater flow and erosion which leads to the development of valleys similar in morphology to tunnel valleys. This new modelling approach allows the evolution of tunnel valleys to be monitored over their full lifespan. In their model, **Lelandais et al. (2016)** identified two types of tunnel valleys organized in radial networks and distributed perpendicular to the margin of the model ice sheet. The first type (type I we will further refer as TVI), most commonly observed in the experiments, encompasses slightly sinuous valleys, sometimes connected to tributaries. **Lelandais et al. (2018)** highlighted the relationship between the dynamic of transitory ice streams and the development of TVI. They demonstrated that these tunnel valleys are components of an organized subglacial drainage network, that potentially have a major influence in stabilizing unstable portion of ice sheets. The second type (type II we will further refer as TVII) comprises individual rectilinear valleys, whose development seems to be connected with a "surge-like" behavior of the overlying mode ice sheet.

Here, we discuss and compare the morphological evolution of these two types of experimental valleys, in order to establish relations between their morphological characteristics and their formation mechanisms. The morphological characteristics and genesis of TVI has been already described in details in **Lelandais et al. (2016, 2018)** a special attention will be paid here to the description and interpretation of TVII.

METHODS

The experimental method and scaling is fully described in **Lelandais et al. (2016, 2018)** and therefore briefly presented here The model is set in a glass box (70 cm long, 70 cm wide and 5 cm deep) (**Figure 4.1**). A 5 cm thick, flat, horizontal, permeable and erodible substratum, made of sand (d_{50}=100 µm) saturated with pure water and compacted to ensure homogeneous values for its density (ρ_{bulk} = 2000 kg.m^{-3}), porosity (Φ = 41 %) and permeability (K = 10^{-4} m.s^{-1}), rests on the box floor. The ice sheet portion is modelled with centimeter-thick (1.5 to 3 cm;

cf **Table 4.1**) layer of viscous ($\eta = 5 \cdot 10^4$ Pa.s) and transparent but refractive (n = 1.47) silicon putty placed on the substratum. To simulate a pre-existing topography of the substratum, we use a specific deposition process (**Table 4.1**) that creates a circular depression (0.1 to 1 mm deep) rimed by a continuous ridge (0.3 mm thick) at the center of the model during the preparation of the experiment (**Figures 4.1 and 4.2**). The circular depression generated during the deposition process (**Figure 4.2**) is referred as "stoss-side" depression by analogy with the subglacial cavity appellation. Between the deposition of the silicon layer and the start of the experiment, the viscous silicon layer flows radially over the ridge (**Figure 4.2**).

The model is circular in top view (radius = 15 cm) to avoid lateral boundary effects on silicon flow. Subglacial meltwater production is simulated by injection of water connected to a pump (**Figure 4.1**). The injector (4 mm to 50 mm; cf Table 1) is placed at a depth of 1.8 cm in the substratum below the centre of the silicon layer to be consistent with the circular geometry of the experiment. During the experiment, the water discharge (constant or variable over time; cf **Table 4.1**) generates a water flow within the substratum and at the silicon-substratum interface. Monitoring of the experiment is achieved using seven synchronized cameras. Photogrammetry methods are used to reconstruct DEMs of the silicon/substratum interface and record its morphological evolution (**Lelandais et al., 2016, 2018**). The displacement of punctual makers dispersed in the silicon layer is measured using a specific camera to monitor silicon flow over time. Simultaneous monitoring of the substratum morphology and the silicon dynamics allows connections between subglacial drainage systems and glacial dynamics to be inferred from the experiment (**Lelandais et al., 2018**). The scaling of this experiment, based on the velocity ratio between the incision rate of subglacial valleys and the displacement of the ice margin, is detailed in **Lelandais et al. (2016)**.

N° experiment	Substratum topography	Injector radius	Silicon layer thickness	Discharge scenario	Tunnel valley type I amount	Tunnel valley type II amount
1	YES	4 mm	3 cm	Constant	5	2
2					1	1
3					1	0
4					5	3
5					3	1
6					2	0
7					1	1
8					3	0
9					1	4
10					1	0
11					1	0
12					4	0
13					9	0
14					3	0
15					2	0
16					1	1
17	YES	4 mm	1,5 cm	Constant	4	0
18					3	0
19	YES	4 mm	3 cm	Variable	1	0
20					1	0
21	YES	50 mm	3 cm	Constant	1	13
22	NO	4 mm	3 cm	Constant	7	0
23					2	0
24	NO	4 mm	3 cm	Variable	1	0
25	NO	50 mm	3 cm	Constant	4	0
				TOTAL	**67**	**26**

Table 4.1. Table summarizing the 25 experiments analyzed in this study with the input parameters.

In this study, we analyzed a set of 25 experiments with various input parameters (**Table 1**). We test the impact of the input parameters such as the substratum topography (presence or absence), the injector radius (4 mm or 50 mm), the silicon layer thickness (1.5 cm or 3 cm) and the water discharge scenario (constant or variable over time) on tunnel valley formation and morphology.

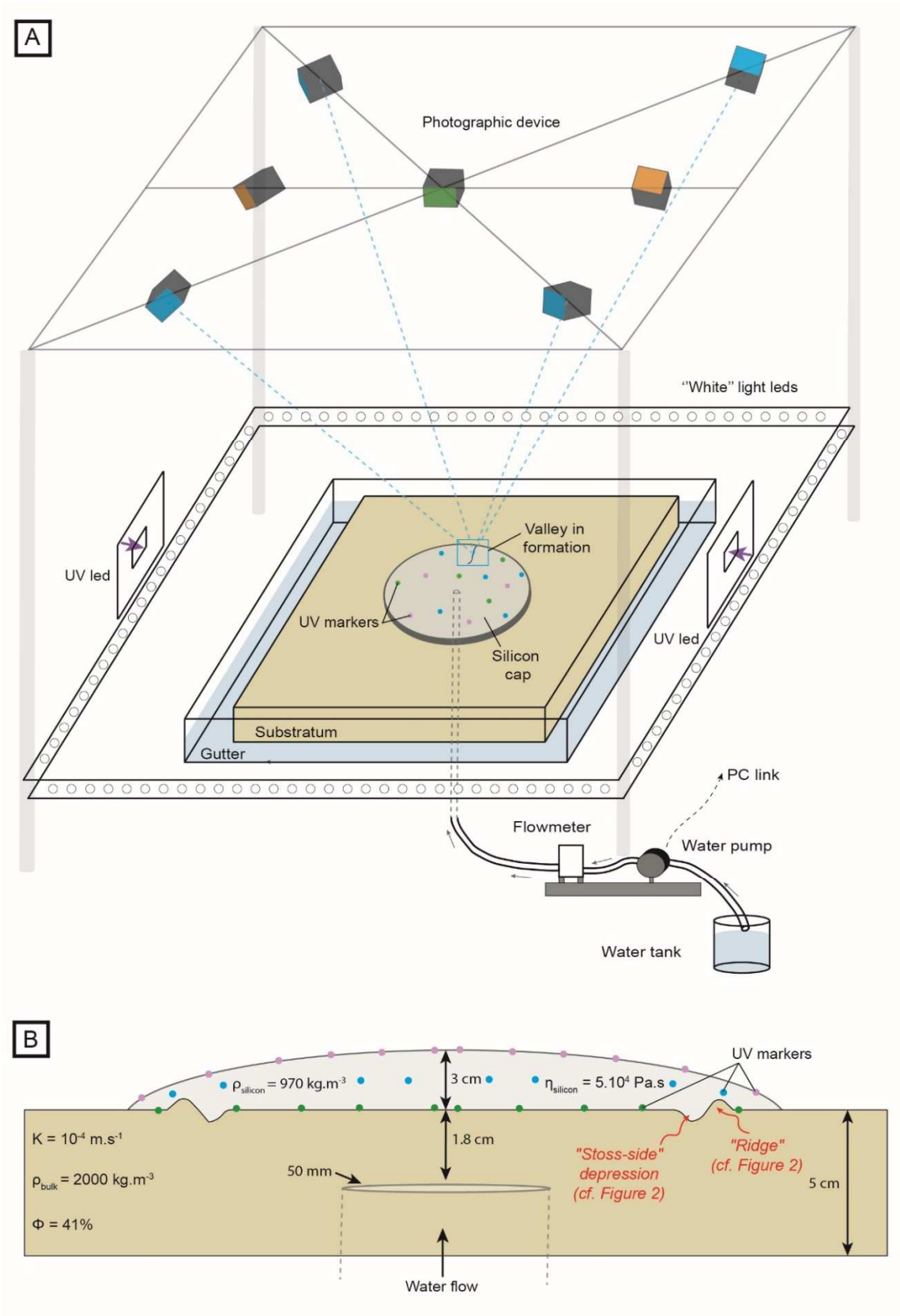


Figure 4.1. Description of the analog device used in this study (after Lelandais et al., 2018). A. Overview of the analog device. B. Cross-sectional profile of the analog device displaying the position of the UV markers and the physical characteristics of both substratum and silicon putty.

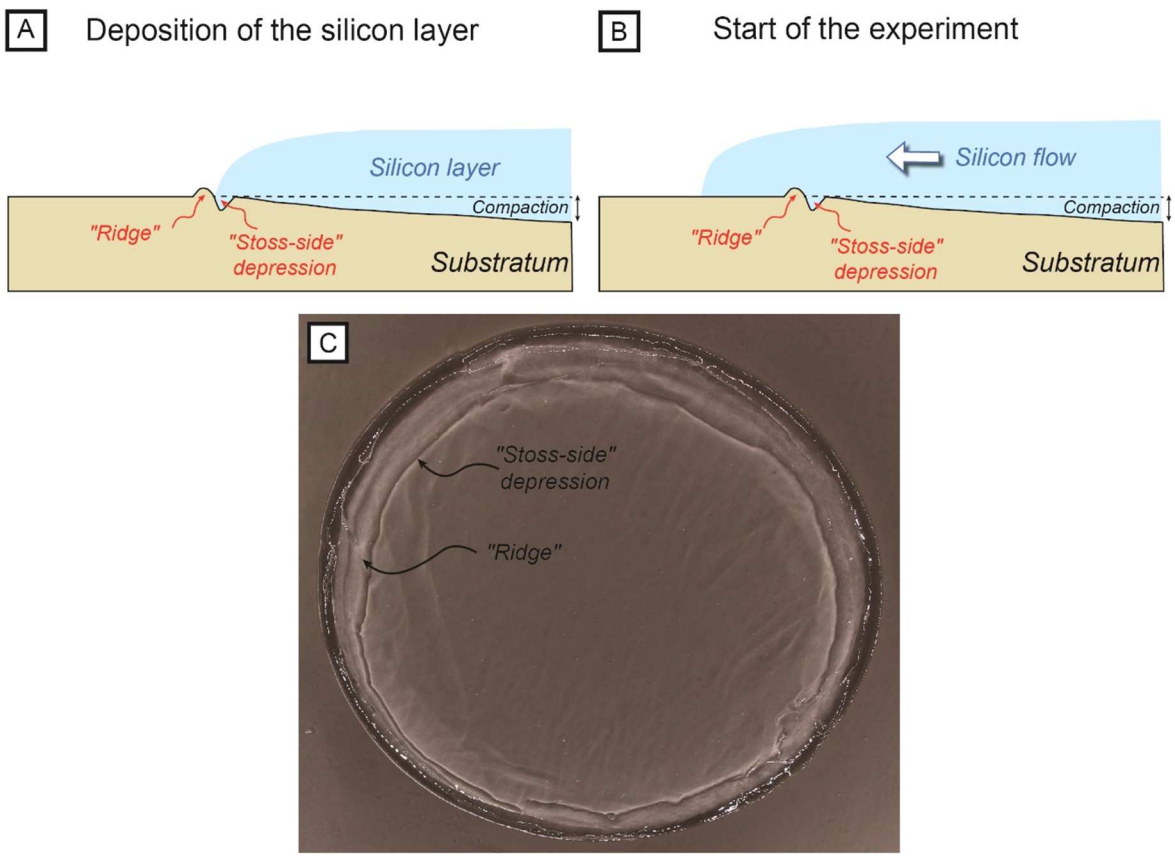


Figure 4.2. Formation of the ridge in the experiments. A. Cross-sectional sketch at the deposition phase illustrating the formation of the circular depression and the ridge. B. Cross-sectional sketch illustrating the formation of the pre-existing topography when the silicon layer overlays the previously formed ridge. C. Snapshot of the experiment decrypted in this study showing the ridge and the circular depression referring as the "stoss-side" depression. The size of the space created during the compaction process is exaggerated.

EXPERIMENTAL RESULTS

We analyzed a total of 25 exploitable experiments. Among them, 21 have been operated with a marginal subglacial topography and 4 without a subglacial topography. Eight experiments have shown the coexistence of two morphological types of tunnel valleys (type I and type II mentioned earlier) while the 18 others have only produced TVI. We first describe the progress of a typical experiment, where the two types of valleys were observed and then the morphological characteristics of the experimental tunnel valleys. The experiment decrypted in this study (number 21 in **Table 4.1**) has been conducted with a subglacial topography, a 50 mm radius injector, a steady injection of water and a 3 cm thick silicon layer.

- **Progress of the experiment**

In this section, we describe a typical experience showing the coexistence of a tunnel valley type I and several TVII.

1. Ridge overlayed by the silicon layer (**Figures 4.3A-4.4A-4.5A**): After deposition and before water injection starts, the silicon flows radially (**Figure 4.4A**; around 10.10-3 mm.s-1) with increasing flow velocity towards the margin. The small ridge (**Figure 4.5A**; 1 cm wide and 0.2 mm high) formed during silicon deposition is progressively covered as radial flow maintains.
2. TVI formation (**Figures 4.3B-4.4B-4.5B**): After the injection starts, a water pocket forms above the injection system and migrates at the silicon/substratum interface toward the silicon margin. Once the water pocket reaches the silicon margin, it drains catastrophically (around 10s). This first drainage event associated with a first widespread erosion creates a corridor of fast-flowing silicon (70.10^{-3} $mm.s^{-1}$ at the margin; **Figure 4.4B**) that expands from the water source to the margin. After the first drainage event, a first tunnel valley forms (label 1 on **Figure 4.3**; 5 cm long, 15 mm wide and 0.6 mm deep). The valley develops by headward erosion from the silicon margin. We classify this type of tunnel valleys as type I and describe their morphology in the next section. The circular ridge present on the substratum is dragged parallel to the silicon flow direction. During its displacement, the ridge dimension increases (**Figure 4.5B**; 2 cm wide and 0.6 mm thick) and the size of the "stoss-side" depression located upstream the ridge increases in diameter (**Figures 4.3B-4.4B**). Rooted on the "stoss-side" depression boundary, a second but smaller TVI forms laterally by headward erosion (label 2 on **Figure 4.3**; 2 cm long, 7 mm wide and 0.2 mm deep).
3. Formation of the first terrace (**Figures 4.3C-4.4C-4.45C**): Gradually the first TVI increases in length (10.5 cm), width (10.5 mm) and depth (0.8 mm). Simultaneously, the circular ridge on the substratum progressively grows (3.5 cm wide and 1.2 mm thick; **Figure 4.5C**) and migrates downstream, while the "stoss-side" keeps increasing in diameter (2.5 cm wide; **Figure 4.45C**). The corridor of fast silicon flow laterally migrates over the "stoss-side" depression (**Figure 4.4C**, silicon flow up to 55.10^{-3} $mm.s^{-1}$). Near the upstream ridge foot, we observe a small and flat-topped relief we refer as terrace (**Figure 4.5C**; 1 cm wide and 0.3 mm higher than the stoss-side depression altitude) that develops parallel to the ridge and orthogonal to the silicon flow (1st Terrace on **Figures 4.3C-4.5C**).

4. Ridge breaching (**Figures 4.4D-4.4D-4.5D**). The first TVI (**Figure 4.3D**; 11 cm long, 11 mm wide and 1 mm deep) as well as the "stoss-side" depression (**Figure 4.5D**; 3 cm wide) keep increasing in size. While the "stoss-side" depression continues to develop, the downstream ridge progressively thins and narrows through time (**Figure 4.3D-4.5D**; 3 cm wide and 0.9 mm high). While water breaches the ridge at two locations, two small fans bordering the "stoss-side" of the ridge starts forming at the silicon/bed interface (**Figure 4.3D**). High silicon flow velocities are still maintained in the axis of the "stoss-side" depression, leading to the initiation of a silicon lobe (**Figure 4.4D**; 70.10^{-3} mm.s^{-1})
5. TVII formation (**Figures 4.3E-4.4E-4.5E**). The first TVI remains active and keeps increasing in length (12 cm), width (11 cm) and depth (1.1 mm deep) (**Figure 4.3E**). A new generation of rectilinear tunnel valleys rooted on ridge breaches is initiated (**Figure 4.3E** labels 3 and 4). These valleys referred as TVII develop through forward erosion together with forward motion of the ridge that becomes thinner and narrower over time (**Figure 4.3E-4.5E**; 1.8 cm wide and 0.6 mm high). The morphology of TVII is described in the next section. A new valley (**Figure 4.3E** label 5) starts forming by headward erosion until merging with the tunnel valley labelled 4 that keeps forming by forward erosion (**Figure 4.3E**). The progressive displacement of the ridge is associated with (i) the formation of a second terrace parallel to the ridge orientation (**Figure 4.3E**) and (ii) a corridor of fast flowing silicon in the silicon lobe region although velocity decrease of velocity is observed (**Figure 4.4E**; 55.10^{-3} mm.s^{-1} at the margin).
6. Development of a TVII network (**Figure 4.3F-4.4F-4.5F**). The first TVI remains active and keeps increasing in length (12.5 cm), width (11 mm) and depth (1.2 mm) (**Figure 4.3F**). The ridge becomes thinner and narrower (**Figure 4.3F-4.5F**; 1 cm wide and 0.2 mm high) and the second generation of tunnel valleys (type II, **Figure 4.3F** labels 3 and 4) keeps developing as rectilinear valleys. The merge of the TVI labelled 5 with the TVII labelled 4 (**Figure 4.3F**) produces a rectilinear tunnel valley cutting through the ridge (**Figure 4.3F**). The ridge keeps moving downstream and leaves a third terrace at the silicon-bed interface (**Figures 4.3F-4.4.5F**). Two new generations of TVII (**Figure 4.3F** labels 6 then 7) emerge creating a radial pattern of TVII beneath the silicon lobe (40.10^{-3} mm.s^{-1}; **Figure 4.4F**). Ultimately, a last generation of tunnel valley (**Figure 4.3F** labels 8 and 9) develop at the silicon margin, both rooting on a terrace at the silicon bed interface (**Figure 4.3F**).

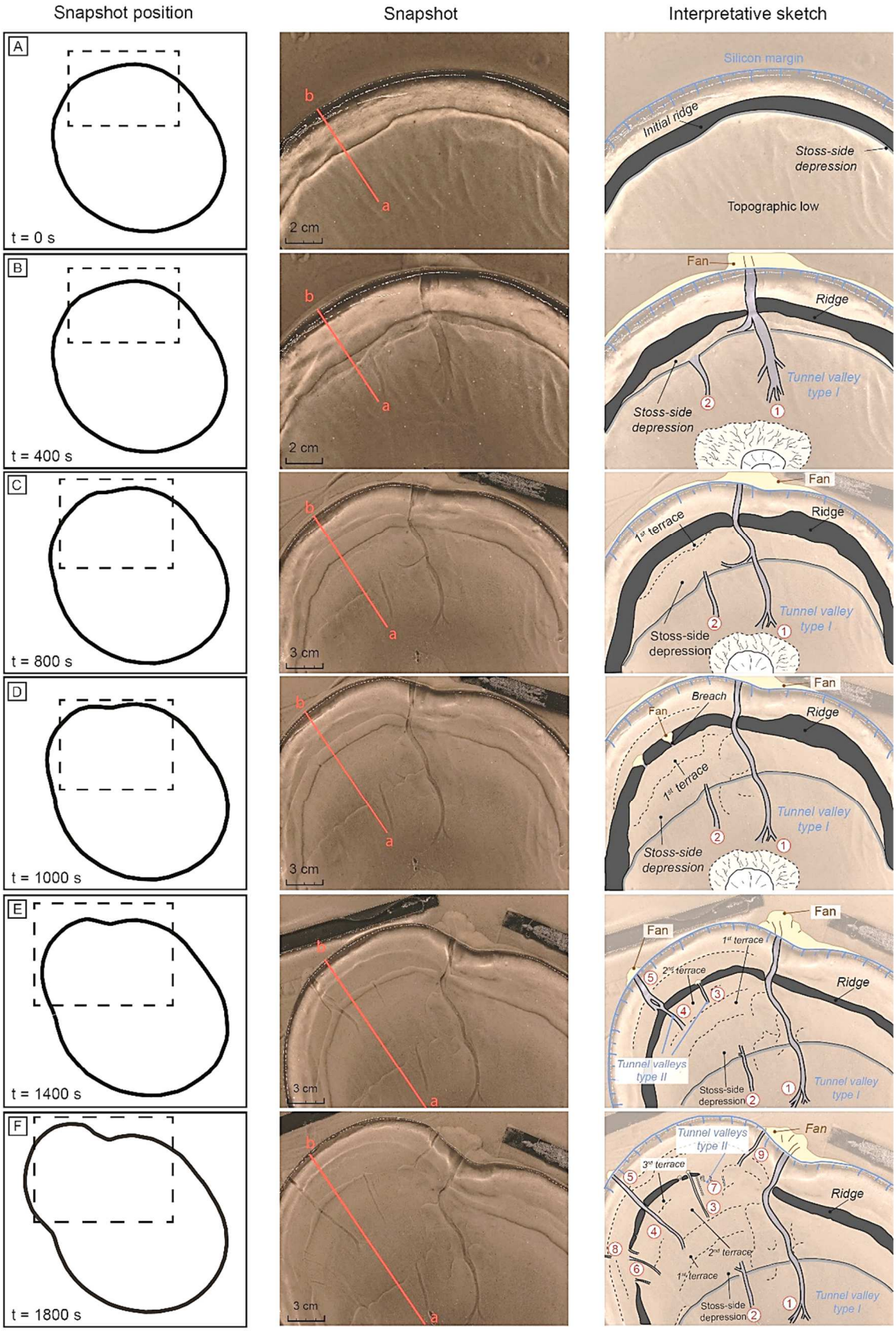


Figure 4.3. Six main stages selected from an experiment illustrated by, from left to right, the position of every snapshot with respect to the whole silicon layer, snapshot of the experiment and its interpretative sketch. A. Ridge overlayed by the silicon layer. B. TVI formation. C. Formation of the first terrace. D. TVII initiation. E. TVII formation. F. Development of a TVII network. The red a-b profiles located on the snapshot correspond to the elevation profile draws in Figure 5.

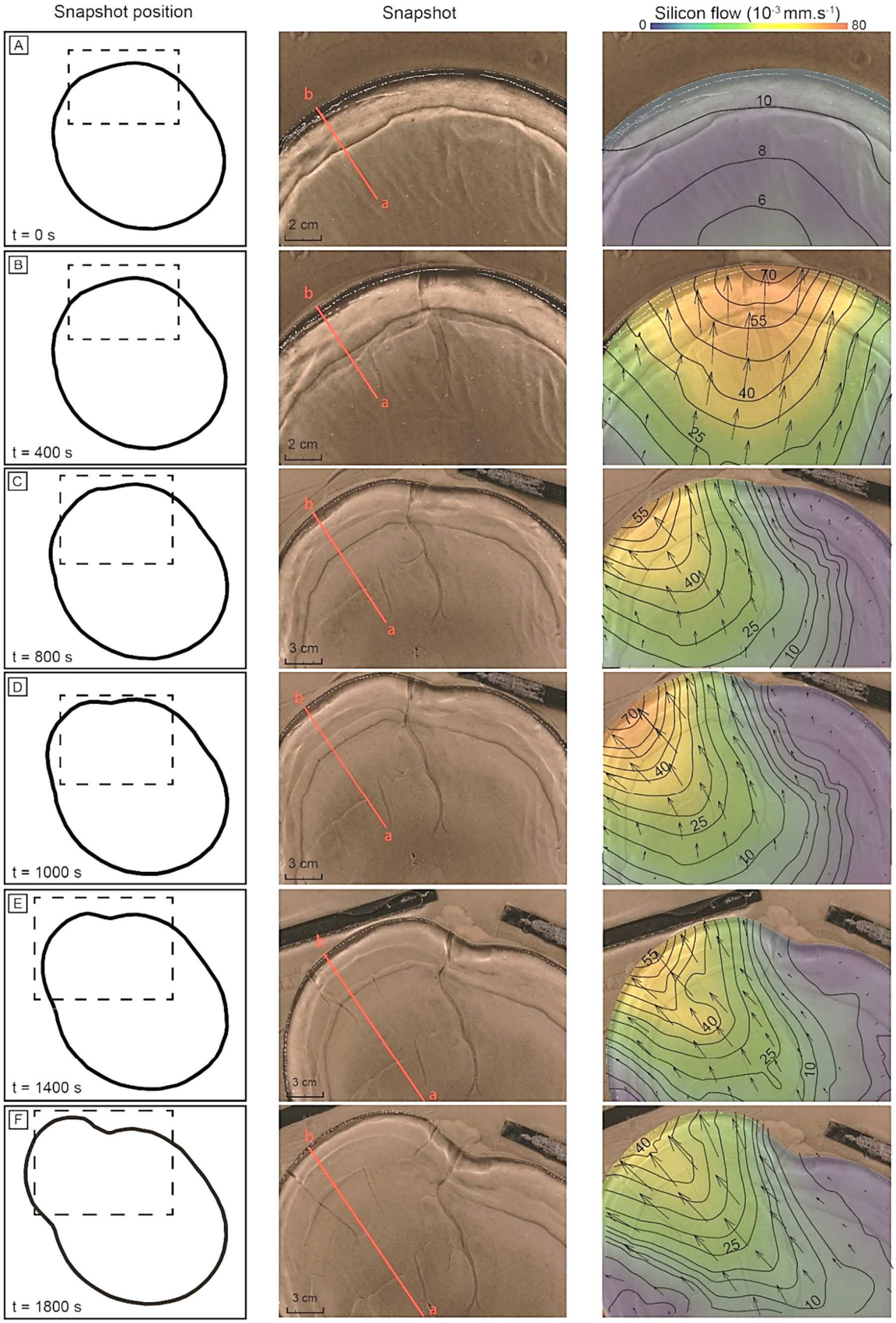


Figure 4.4. Silicon layer velocity during the six main stages identified in this study. From left to right, the position of every snapshot with respect to the whole silicon layer, snapshot of the experiment and the silicon flow maps interpolated on the last 60 seconds preceding the snapshot. A. Radial silicon flow. B. High silicon flow inside a corridor related to the TVI formation. C. Lateral migration of the silicon corridor over the "stoss-side" depression. D-F Persistency of the high silicon flow over the corridor over the growing silicon lobe.

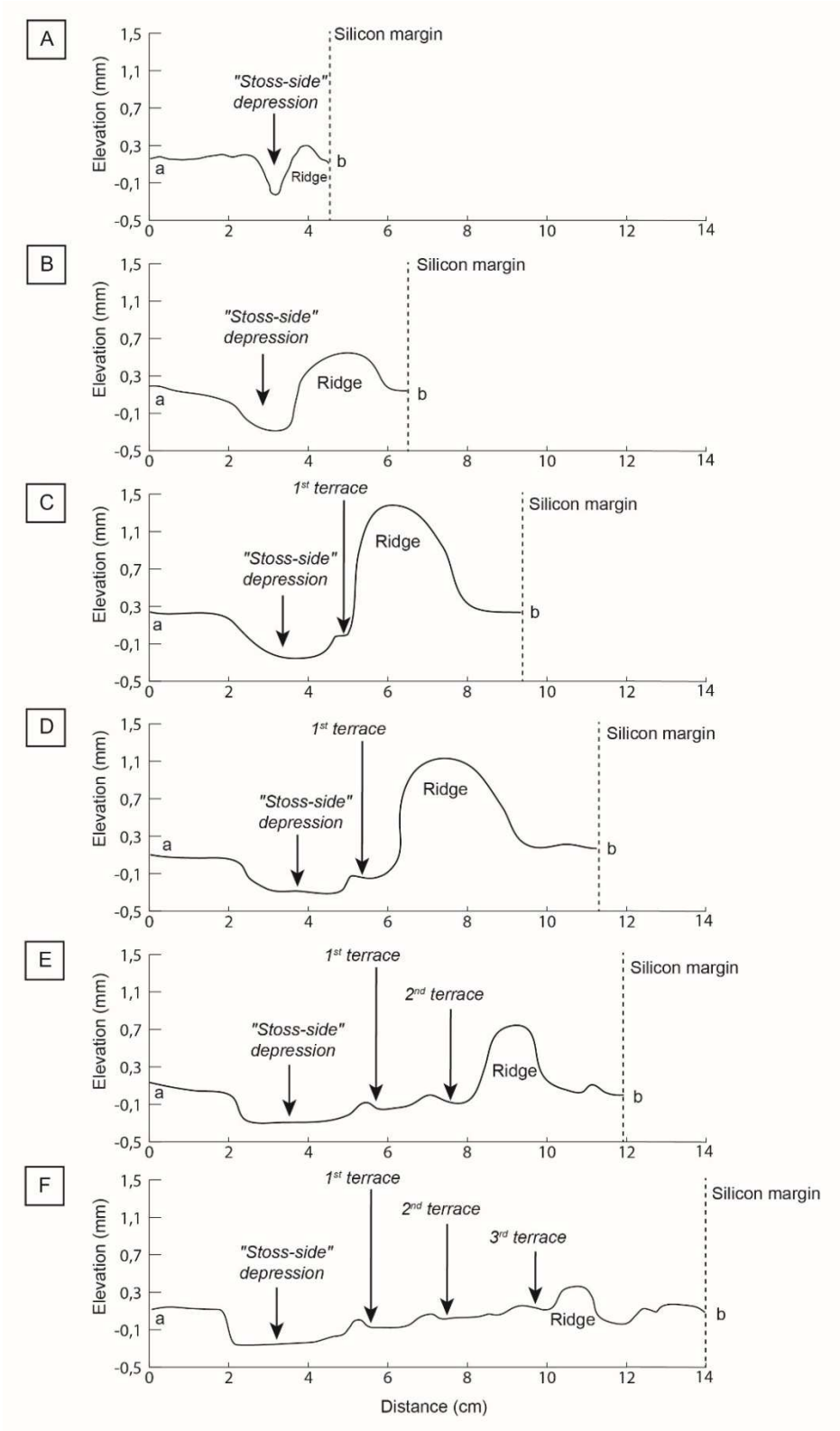


Figure 4.5. Cross-sectional profile along the substratum surface. Locations of the a-b profiles are reported on snapshots in Figure 4.3. A. Formation of the ridge and the stoss-side depression. B. Expansion of the initial stoss-side depression. C. Formation of the first terrace. D. Spreading of the initial depression and the first terrace. E. Progressive displacement of the ridge and formation of the second terrace. F. Final stage of the experiment showing a substratum surface segmented by three generations of terraces.

- **Morphological characteristics of experimental tunnel valleys**

The 25 experiments conducted allowed to distinguish two types of tunnel valleys. Table 2 summarizes their morphological characteristics. The two types meet the specific characteristics of tunnel valleys such as undulating longitudinal profiles, however their distinction relies on some criteria that will be developed in this section.

Criteria	*Characteristics of TVI (67 occurrences in 25 experiments out of 26 experiments)*	*Characteristics of TVII (26 occurrences in 8 out of 25 experiments)*
Valley location	**Connected to the silicon margin (associated with marginal subaqueous fan)**	**Disconnected to the silicon margin (associated with fan beneath the silicon)**
	Parallel to the silicon flow direction	Parallel to the silicon flow direction
	On flat or uneven regions	On flat or uneven regions
	Beneath regions of transitory high silicon flow velocity (Lelandais et al., 2018) or maintained high silicon flow velocity	**Beneath regions of maintained intense silicon flow (only observed beneath "silicon lobes" in experiments)**
Valley morphology	Average number per experiment : 3 (1 to 7)	Average number per experiment : 6 (2 to 14)
	Length average 7.8 cm (4 cm to 15 cm)	**Length average 3.4 cm (1.8 cm to 6 cm)**
	Width average 12 mm (3.5 mm to 30 mm)	**Width average 4 mm (2 mm to 10 mm)**
	Depth average 0.9 mm (0.5 mm to 1.7 mm)	**Depth average 0.4 mm (0.2 – 0.6 mm)**
	Width – Depth ratio average 1 : 10 (1 : 4 to 1 : 30)	Width – Depth ratio average 1 : 10 (1 : 3 to 1 : 15)
	U- and V- shaped valleys, U-shaped most common; occasional terraces	U- and V-shaped valleys, U-shaped most common
	Constant channel width but variable valley width (*)	**Constant channel and valley width**
	Slight sinuous course ; average sinuous index around 1.15 (**)	**Rectilinear course; sinuosity index = 1**
	Undulating longitudinal profile with overdeepenings and adverse slopes	Undulating longitudinal profile with overdeepenings and adverse slopes
Valley distribution pattern	**Radial pattern of rectilinear, meandering or anastomosed (rare) valleys with occasional tributaries**	**Radial pattern of rectilinear valleys**

Table 4.2. Table summarizing the main characteristics of the two types of tunnel valleys identified in our experiments. The characteristics in bold are key criteria that facilitates the discrimination between TVI and TVII. (*) We define the channel width as the width of the channel incising the substratum and the valley width as the width of the complete incision. (**) The sinuosity index is defined as the rate between the curvilinear length and the rectilinear length of the valley.

- **Tunnel valleys type I**

The first tunnel valley type (type I) is reproduced in 100% of the experiments (**Table 4.2**) and already described in **Lelandais et al. (2016, 2018)**. Such valleys are systematically connected to the silicon layer margin where subaqueous fans at the valley mouth develop. They can be found right beneath or outside fast-flowing silicon region (**Lelandais et al., 2018**).

TVI are elongated channels, 4 cm to 15 cm long (8.65 cm average), 3.5 mm to 32 mm wide (12 mm average) and 0.5 to 1.7 mm deep (0.9 mm average). Commonly, tunnel valleys develop contemporaneously to constitute a network of several valleys (3 average, up to 7) that generally display U-shaped cross-sectional sections. TVI can exhibit constant or variable widths along their path although channel widths always remain constant. Channel width is defined as the width of the channel carving the substratum and the valley width is the width of the complete incision. From one experiment to another, we can observe rectilinear tunnel valleys (SI < 1.05; 20 out of 80 tunnel valleys), sinuous tunnel valleys (1.05 < SI < 1.25; 50 out of 80 tunnel valleys) and in some rare cases very sinuous TVI (1.25 < SI < 1.5; 10 out of 80 tunnel valleys (average 1.10 cf. **Table 4.2**, **Figure 4.1**).

TVI display a significant morphological variability (absence or presence of tributaries, local widening of the valley, sinuosity). Hence, the association of several valleys results in a wide morphological range of drainage networks (**Figure 4.6A-B-C**). Indeed, we observed experiments with a single slightly sinuous tunnel valley (**Figure 4.6A**), experiments combining a rectilinear tunnel valleys with two sinuous ones (**Figure 4.6B**), or even experiments with three contemporary sinuous to very sinuous tunnel valleys (**Figure 4.6C**). TVI occasionally present some tributaries that feeds the main valleys with water and sediments (**Figure 4.6A-C-F**).

- **Tunnel valleys type II**

TVII are less common as they are found in 32% of the experiments (8 out of 25 experiments). TVII are small valleys ranging from 1 cm to 6 cm long (3.4 cm average), 2 mm to 10 mm wide (4 mm average) and 0.2 to 0.6 mm deep (0.4 mm average). Their sinuosity index is equal to 1, corresponding to rectilinear valley shape. They exhibit constant valley and channel widths along the valley path. They are generally organized as a network of multiple valleys (6 in average, 14 at most) with U-shaped cross-sectional sections. They organize as radial patterns of small rectilinear valleys without any tributaries (**Figure 4.6D-E-F**). They systematically form beneath lobes of fast silicon flow, disconnected from the silicon margin (**Figure 4.6D-E-F**). Their occurrence are always associated with tunnel valleys type I.

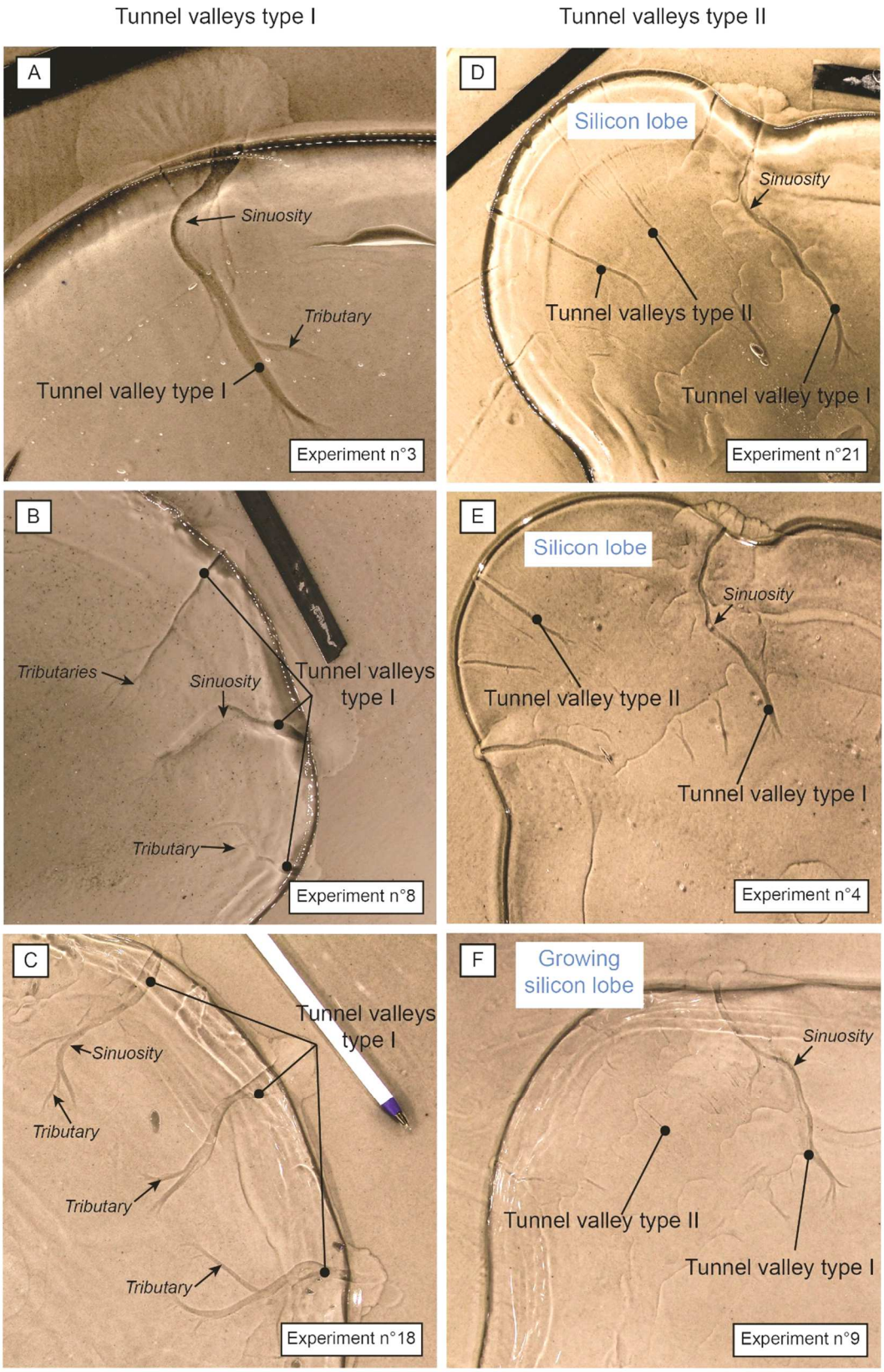


Figure 4.6. Various examples of tunnel valleys patterns reproduced in the experiments. A. One sinuous tunnel valley type I. B. One rectilinear TVI associated two sinuous TVI connected to some tributaries. C. Three sinuous TVI associated with several tributaries. D-F. TVII associated with several rectilinear and sinuous TVI.

MECHANISMS OF TUNNEL VALLEY FORMATION

In this section we will refer to experimental observations presented in this study and in **Lelandais et al. (2016, 2018)** although the figures 7 and 8 describing the mechanisms of both tunnel valleys types refers to a natural context. Indeed, following the work of **Lelandais et al. (2016, 2018)** the experimental valleys have been identified as experimental analog of tunnel valleys and the dynamic of the silicon corridor, we will further discuss, has been identified as an experimental analog of modern and past ice streams. Consequently, we consider our model as an experimental representation of a glacial system.

- **Tunnel valleys type I**

The formation of TVI was already discussed in **Lelandais et al. (2016, 2018)**. In our experiment, their genesis is associated with the drainage of a water pocket beneath the silicon layer. Above the migrating water pocket, the silicon accelerates due to silicon-substratum decoupling (**Figure 4.7A**; **Lelandais et al., 2018**) while the surrounding silicon layer remains stable in response to coupling and high basal friction (**Lelandais et al., 2018**). The steady injection of water during the experiment allows the water pocket to expand and migrate toward the silicon margin through a distributed drainage (**Figure 4.7B**). When this water pocket reaches the margin, it drains suddenly as an outburst flood fed by a distributed drainage conveying water and sediments towards the margin (**Figure 4.7C**). During outburst flooding, the silicon flow experiences a major acceleration within a corridor centered on the outburst region and propagating from the margin to the injection source. The dynamic of this corridor has been experimentally simulated in **Lelandais et al. (2018)**, and considered as an experimental analog of modern and past ice streams. After the outburst episode, the distributed drainage collapses into a channelized drainage initiating the formation of a tunnel valley type I at the silicon margin (**Figure 4.7D**). This valley type expands by headward erosion of the substratum (**Figure 4.7D**). As described in **Lelandais et al. (2018)**, the channelization process is associated with a decrease of the silicon flow velocity above the incipient valley. **Lelandais et al. (2018)** correlated the progressive development of a system of TVI to the progressive decay of the experimental ice stream.

In the experiment we decrypted in this study, the mechanism of formation for TVI is similar to the one described in **Lelandais et al. (2016, 2018)**. However, the development of such type of tunnel valley is here associated with sustained high silicon flow velocities. The association of TVI and TVII could explain why high silicon flow velocities can be maintained although channelization and drainage efficiency increased.

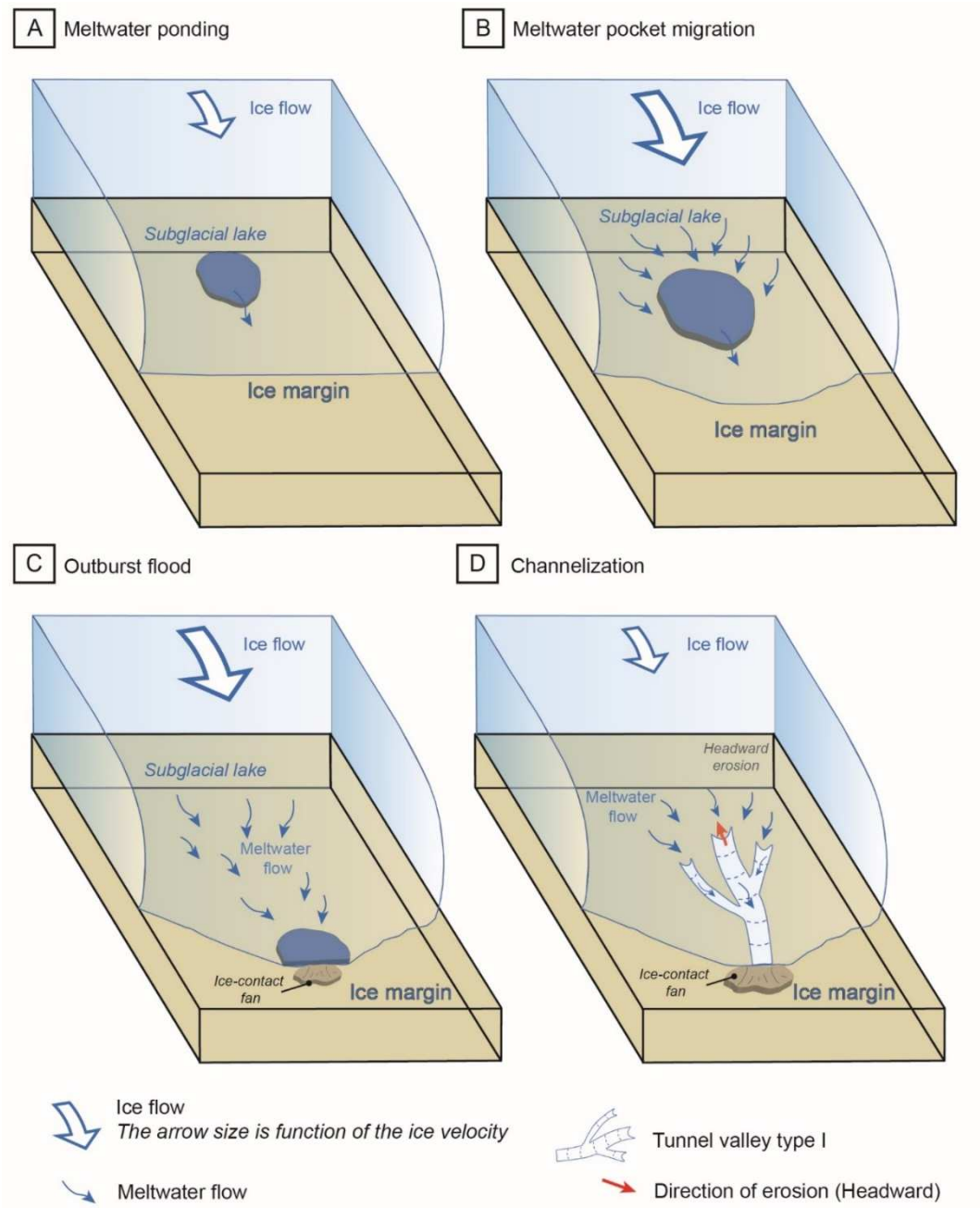


Figure 4.7. Cartoon illustrating the mechanism of formation of TVI in nature based on experimental observations. The size of the arrow indicates the relative ice flow velocity.

- **Tunnel valleys type II**

TVII only develop when a ridge placed transverse to the silicon flow occurs beneath the silicon layer. This ridge is here used as the experimental counterpart of subglacial obstacles commonly found transverse to ice flow at glacier margins (Rogen moraines, marginal moraines, grounding-zone wedges). After the outburst flooding and channelization phase described previously, an experimental ice stream switched on where the first TVI focuses water drainage (previous section; **Figures 4.3-4.4-4.7D**). Out of this main water and silicon drainage corridor, the silicon layer remains coupled to the substratum. Due to high basal friction the ridge is

dragged by the overlying silicon flow, resulting in the increase of both ridge and stoss-side depression dimensions. (**Figure 4.8A**). Lateral migration of the experimental ice stream over the stoss-side depression implies that the area of silicon-bed decoupling might have also switched position. We explained this migration by water storage in the stoss-side depression because TVI is unable to drain all water produced at the silicon-bed interface (**Figure 4.8A**). Water storage generates a water film in a stoss-side-like cavity that sustains high-silicon flow velocity, the upper part of the ridge is still coupled to the base of the silicon layer however (**Figure 4.8B**). In response to increasing silicon flow velocity and basal shear stress, the ridge is pushed forward and topped off as illustrated by the successive terraces left behind the moving ridge (**Figure 4.8B**). While the ridge dimensions progressively decrease during the drag phase, two breaches across the ridge suddenly form. These breaches, merging the stoss and lee side of the ridge, are associated with the formation of two small fans at the breach mouths (**Figure 8C**). These fans indicate that processes of erosion, transport and deposition initiate right after breaches emerged. Isolated ruptures in the ridge might be triggered by the pressure exerted by the stored water on the ridge. The ridge dimensions decrease during its forward displacement, progressively reducing its ability to dam the water contained in the lee-side cavity. Once the water pressure exceeds the ridge strength, breaches form and expand to create a channel cross-cutting the entire ridge. The sustained forward migration of the ridge together with the channel initiated at breach points leads to the development of rectilinear channels (**Figure 4.8D**). These channels progressively builds TVII by forward erosion. During migration of the ridge and drainage of the stoss-side cavity, multiple generations of breaches raise along the arc-shaped ridge. All breaches evolve into TVII, thus constituting a radial pattern of rectilinear valleys beneath the silicon (**Figure 4.8D**). This tunnel valley network conveys water across the ridge and promotes lubrication of the silicon base down this obstacle. Basal lubrication enhances sustained high silicon flow velocities in this region of intense water transfer and therefore contribute to the development of a silicon lobe (**Figure 4.8D-E**). The "Finger lakes" system of radial and rectilinear tunnel valleys located beneath the palaeo Huron-Eerie Lobe Ice Stream is the ideal natural counterpart to our experimental results. Due to their opposite direction of development, merging between TVI and TVII has occasionally been reproduced experimentally (**Figure 4.8E**). Consequently, a larger amount of water is probably conveyed through this valley and additionally this water is evacuated at the silicon margin reducing the lubrication of the substratum/silicon interface. Therefore, we can suggest that according to the efficiency of this valley, the formation of this hybrid valley might decrease silicon flow

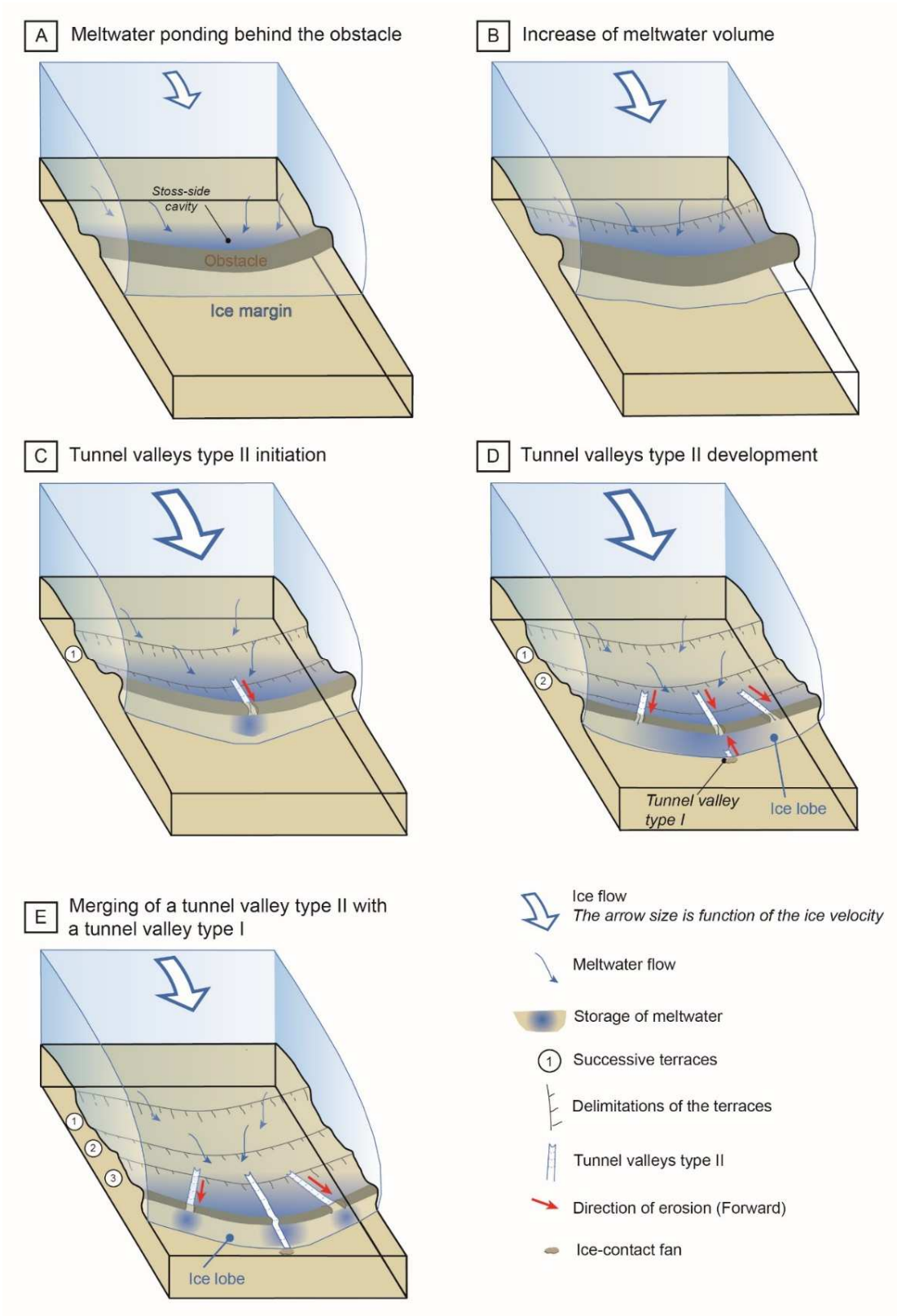


Figure 4.8. Cartoon illustrating the mechanim of formation of TVII in nature based on experimental observations. The size of the arrow indicates the relative ice flow velocity.

IMPLICATIONS FOR THE FORMATION OF NATURAL TUNNEL VALLEYS

Lelandais et al. (2016, 2018) demonstrated that the experimental setup they develop reproduce morpho-sedimentary features that compare well with ancient and modern glacial landforms. We therefore use the results described in this study as potential analogs for natural tunnel valley systems to better constrain their mechanisms of formation and their relation with the overlying ice flow dynamics.

The morphology of tunnel valleys results from the initial characteristics of the subglacial hydraulics and the substratum properties, both driving the mechanisms involved in their formation (**Ó Cofaigh, 1996; Huuse & Lykke-Andersen, 2000; Van der Vegt et al., 2012; Atkinson et al, 2013**). Based on analog modelling, we reproduce two morphotypes of tunnel valleys, highlighting that tunnel valley formation can be achieved through multiple processes without modifying the substratum properties. The ubiquity of TVI throughout all experiments indicates that their formation are not fully influenced by the initial parameters we set in the experiments. However, changing parameters can alter their morphologies, especially their dimensions and the geometry of the drainage network.

Conversely, the limited occurrence of TVII suggests that some specific conditions are required to initiate their formation. If both valley types arise from meltwater storage/drainage events, their morphology differ in response to specific topographic and glaciodynamics configuration. Based on experimental results we introduce two models of tunnel valley formation, each being related to one tunnel valley morphotypen that display opposite direction of development (headward vs. forward). These models give new data that could potentially contribute to reconstruct the formation of ancient tunnel valleys and their relation with the dynamics of palaeo-ice sheets.

- **The "headward erosion" model**

The headward erosion model responsible for TVI comprises three main stages (**Lelandais et al., 2018**): (1) the catastrophic and distributed drainage of a pressurized water pocket, (2) the collapse of the distributed drainage into channels that initiates the formation of valleys and (3) the progressive development of valleys by headward erosion leads to the formation of TVI (**Figure 7**).

The formation of tunnel valleys by catastrophic drainage of stored meltwater has already been mentioned in several theoretical models (**Brennand & Shaw, 1994; Piotrowski, 1994; Cutler et al., 2002; Hooke & Jennings, 2006; Jørgensen & Sandersen, 2006**). Most of these models

require that a marginal and impermeable obstacle such as the presence of a static frozen permafrost seal prevents meltwater to flow subglacially (**Piotrowski 1994; Cutler et al., 2002**). Catastrophic drainage only occurs (i) during glacier retreat when the ice margin progressively exposes the unfrozen substratum or (ii) when water applies a pressure sufficient to break the seal belt. Catastrophic drainage can also originate from the drainage of a subglacial lake. Indeed, **Hooke & Jennings (2006)** suggest that tunnel valleys arise from piping at the ice margin triggered by the transfer of high water pressure conditions within the subglacial lake to the ice margin. The subsequent development of a subglacial conduit reaching the reservoir triggers its catastrophic drainage. All "catastrophic" models suggest that the repetition of outburst events, interspersed with steady-state periods of erosion (**Jørgensen & Sandersen, 2006**) progressively contribute to the development of tunnel valleys. Our experiment support the hypothesis that the catastrophic drainage of stored meltwater trigger substratum erosion. However, we argue that this catastrophic event might only be responsible to the initiation of tunnel valleys because their development is only later achieved by progressive steady-state and headward erosion.

In parallel, the catastrophic drainage of the subglacial water pocket is associated with the formation of a high silicon flow corridor, which has been validated as an experimental analog for an ice stream (**Lelandais et al., 2018**). After this phase of catastrophic drainage, the progressive development of a network of tunnel valleys type I (TVI) increases the subglacial drainage efficiency, leading to the gradual decay of the ice stream dynamics.

- **"Forward erosion" model**

The forward erosion model responsible of TVII formation is also linked to the drainage of stored meltwater. However, unlike the type I mechanism, water is stored behind a topographic obstacle (i.e. a transverse ridge) which acts as a barrier to water flow. Progressive accumulation of pressurized meltwater in the stoss-side of the topographic obstacle can breach this barrier and trigger ice flow acceleration during drainage of the stored meltwater. From our results, this acceleration could drag and "push" the obstacle downstream. As the breach maintains and follows the forward displacement of the ridge, a rectilinear tunnel valley progressively develop through "forward" erosion. In response to their low drainage efficiency and their disconnection from the ice margin, TVII development is associated with high ice flow velocity. Sustained ice flow leads to the development of an ice lobe right above a region where a radial pattern of rectilinear tunnel valleys (TVII) develops.

The assumption that some tunnel valleys might originate from the coeval displacement and erosion of subglacial obstacles require specific processes and configuration. The main ones being, the presence and the capacity to displace a subglacial obstacle placed transverse to the subglacial and meltwater flow, the ability of stored meltwater to breach the subglacial obstacle and the sustainability of high ice flow velocity over time.

- **Subglacial topographic transverse obstacle**

The "forward erosion" model responsible for TVII formation requires the presence of a subglacial topographic obstacle, transverse to ice flow, acting as a dam for meltwater. We previously mentioned that some mechanisms emphasize the drainage of meltwater stored behind barriers (**Piotrowski, 1994; Cutler et al., 2002; Hooke & Jennings, 2006**). In these mechanisms, the barrier consists of an impermeable barrier promoting water storage. However, in our model the obstacle promoting water storage is a topographic barrier which is progressively dragged downstream. Water storage behind ridges have already been evidenced in Canada through the mapping of flat spots in the upstream side of low relief (<10 m) ridges, corresponding to filling of palaeo-lake by sediments. These lakes act as static dam and therefore promote meltwater storage (**Livingstone et al., 2016**).

The ability of "pushing" or moving a topographic obstacle is well known in the proglacial environement. Indeed, processes of sediments build-up motion such as push-moraines, cupola hills or hill-hole pairs have been proposed under ice surging or streaming conditions (**Boulton et al., 1996; Benediktsson et al., 2009; Philips et al., 2018**). The ice flow operates as a driving force "pushing" the sediments to build arcuate shape moraines associated with large-scale glaciotectonism (**Boulton et al., 1996**). However in our model the process of "dragging" and "pushing" sediments occur subglacially and there is nowadays no clear evidence that similar processes exist beneath past and modern ice sheets. Subglacial obstacles transverse to ice flow have been identified under past and modern ice streams (**Stokes et al., 2016**). Recently, "rib-like" pattern of high basal shear stress (i.e. "sticky spots") beneath numerous Antarctic and Greenlandic ice streams (**Sergienko & Hindmarsh, 2013; Sergienko et al., 2014**) referred as "traction ribs" have been identified. The pattern of these "traction-ribs" is associated with other subglacial transverse bedforms such as "mega-ribs" (**Greenwood & Kleman, 2010**) or "ribbed-moraine" (**Shaw, 1979; Knight & McCabe, 1997**). Using DEMs, **Stokes et al. (2016)** mapped, under palaeo-ice streams and palaeo-ice lobes, a whole set of ridge transverse to the palaeo-ice flow of the Laurentide ice sheet. The formation of this ribbed features is supposed to be related to local instabilities occurring in the coupling between ice and till produced by meltwater flow

path. Regions with a high coupling between the till layer and the ice are subject to high friction and thus promote the deformation and accumulation of sediments. Some of these features are concave in plan view which is consistent with deformation/displacement of subglacial tills exerted by the overlying ice stream flow (**Evans et al., 2012**). Similar ridges transverse to the ice flow have been identified beneath palaeo-ice streams Scandinavia where they can exhibit an arcuate shape (**Dowdeswell & Ottesen, 2015; Peterson, 2017**) if not triangular (**Mäkinen et al., 2017**). Cross-cutting relationships with glacial lineations have proved that some of them have been formed subglacially by ice flow. Although the subglacial formation of large and arcuate obstacle beneath modern and past ice streams is now recognized, their migration potential when coupled to ice has only been suspected (**Evans et al., 2012**). Our model shows that displacement of subglacial obstacles could be possible when low cohesion material is coupled to fast-moving ice and the possibility of subglacial migration of topographic could sometimes be reconsidered. Despite the fact that some natural examples suggest that it might be possible to displace a subglacial obstacle similarly to our model, most of the authors assume that transverse obstacle act as drag force for ice streams. Indeed, transverse obstacles create regions of high friction between the substratum and the ice, and thus exerting a force which opposes the movement of the ice layer. Hence numerous ribbed features have been mapped at the edge of several ice-streams regions or in their onset area (**Putkinen et al., 2017**).

- **Breaching of a subglacial topographic obstacle**

The "forward erosion" model responsible for TVII formation requires that meltwater breaches the moving subglacial obstacle to drain meltwater downstream. Breaching of subglacial topographic obstacles such as moraines or transverse ridges have already been suggested (**Bjarnadóttir et al., 2016; Livingstone et al., 2016**). **Livingstone et al. (2016)** highlight that the localize distribution of perched water bodies behind ridges results in the development of scaterred zones of high basal shear stress regions (i.e. "sticky spots") and low basal shear stress regions (i.e. "slippy spots"). These "slippy" flat regions, interpreted as palaeo-subglacial water pockets, are connected to small meltwater channels downstream. **Livingstone et al. (2016)** suggest that these channels originate from the drainage of the water pocket through the ridge when water pressure reaches a threshold. **Bjarnadóttir et al. (2016)** point out that some recessional moraines display a gap at the intersection with some tunnel valleys of the Barents Sea indicating that these moraines might have been breached during tunnel valleys formation, either by steady-state drainage or outburst floods events. This assumption is confirmed by the ascending shape of the longitudinal profile of tunnel valleys in this region

with adverse slopes clearly associated with crossing of recessional moraines. Similar examples of tunnel valleys cross-cutting former recessional moraines have been mapped beneath the Laurentide Ice Sheet (**Clayton et al., 1999; Sjogren et al., 2002; Kehew & Kozlowski, 2007; Livingstone & Clark, 2016**).

The process of subglacial obstacle faimure can be seen as the subglacial counterpart of marginal moraine that trigger moraine-dammed lake outburst flood. A moraine-dammed lake is a water body arising from the entrapment of meltwater behind a frontal moraine during ice retreat. The constant thinning and retreat of many glaciers worldwide has led to the formation of many moraine-dammed lakes, which represents a threat for populated downstream regions as they might suddenly drain (**Worni et al., 2012**). Many studies have therefore attempted to understand and model the mechanism responsible for moraine failure. Moraine dams fail when the material strength of the moraine is exceeded by the weight of the water mass or by the shear stress applied by the water through displacement waves or from overtopping flow. Indeed, water pressure increases with water depth and the dam, made of a granular material, has an intrinsic resistance. If water pressure exceeds this resistance a breach can occur in the dam leading to the drainage of the lake. A displacement wave corresponds to a wave of water triggered by a mass movement such as landslides or ice avalanches. Overtopping flows are caused by an input of water from upstream, heavy rainfall or any mechanism providing an additional input of meltwater in the lake (**Worni et al., 2014**).

Similarly to the process of intrinsic resistance excess we suggest that it is the accumulation of water against the ridge, at some point, creates a water pressure exceeding the ridge resistance triggering the formation of a first breach probably at the weakest spot. In our model, weakest spots are probably the regions where the ridge is the thinner and/or lower or regions. Once the subglacial topographic obstacle is breached, the stored meltwater drains downstream, thus enhancing basal lubrication and ice flow velocity. Sustained high ice flow velocities in this region helps the ridge, still coupled to the overlying ice, to keep moving downstream.

- **Sustainability of high ice flow velocities**

One of the main characteristic of the "forward erosion" model is the sustainability of high ice flow velocities over time. Subglacial meltwater ponding reduces basal friction, thus enhancing localized ice flow acceleration (**Gray et al., 2005; Wingham et al., 2006**) Drainage of this stored meltwater lubricates the ice bed/interface, potentially leading to the development of a corridor of high ice flow velocities (i.e. ice stream; **Bennett, 2003**). The drainage of stored

meltwater first occurs subglacially since incipient TVII are disconnected to the ice margin. Between the subglacial ridge and the margin we suggest that meltwater drainage is distributed. Similarly, to TVI formation the lubrication of the ice/bed interface enhances ice flow creating an ice stream. However, unlike TVI formation where the ice stream is rapidly weaken by the development of TVI, TVII formation involves the persistency of a distributed drainage type at the ice/bed interface, leading ultimately to the development of an ice lobe. As described in the last section, this sustainability of high ice flow velocities is the cornerstone of the ridge displacement resulting in TVII development. However, unlike TVI which ultimately leads to the decay of the ice stream when the drainage network efficiency become sufficient (**Lelandais et al., 2018**) TVII act as conveyor for the distributed drainage leading to the persistency high ice flow. The persistency of the high ice flow arises from TVII low efficiency and their inner position. In nature, systems of radial tunnel valleys showing similar characteristics with TVII reproduced experimentally have been mapped beneath the southern palaeo-ice lobes of the Laurentide Ice Sheet (e.g. Huron-Érié, Des Moines and Saginaw Lobes; **Patterson, 1997; Clayton et al., 1999; Kehew et al., 1999; Fisher et al., 2005**). These tunnel valleys are disposed parallel to the local palaeo-ice flow thus forming a radial system similar to TVII. Some lakes located at the south of the Lake Ontario (commonly labelled as "Finger Lakes") have been identified as tunnel valleys (**Figure 4.9A-B**). They form a radial pattern of rectilinear tunnel valleys orthogonal to a former moraine suggesting a formation beneath the local palaeo-Ontario lobe (**Figure 4.9B**). Hence, it is possible to suggest a classification as tunnel valleys type II in accordance with our criteria. If more examples of potential TVII can be mapped under palaeo-ice lobes it will confirmed the assumption that unlike TVI which act as a resistance for ice stream persistency, TVII act as a driving force for high ice flow persistency. Consequently identify TVII systems on palaeo-ice sheet substratum might help to estimate the regions of high ice flow of the palaeo-ice sheets.

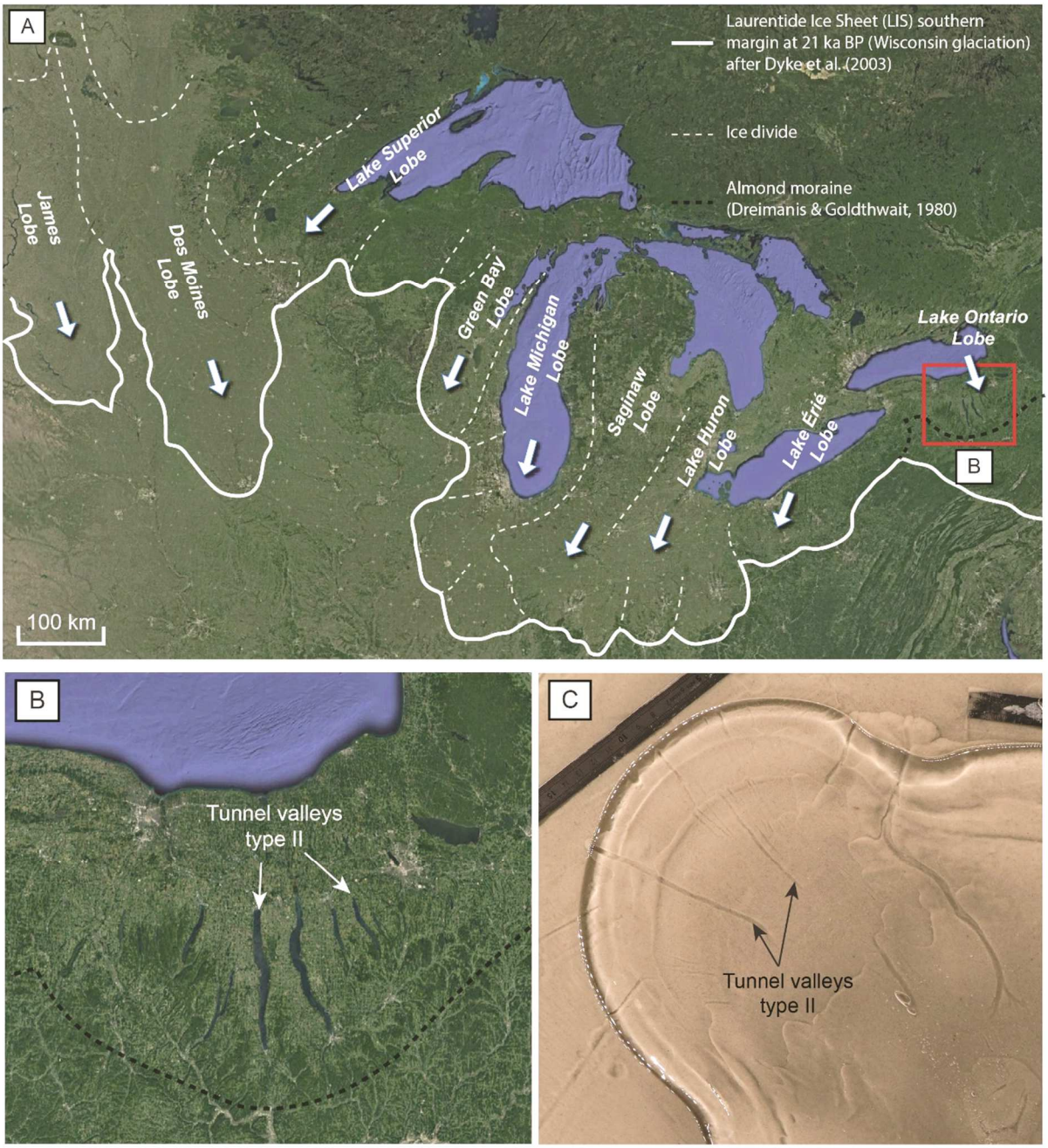


Figure 4.9. Comparison of a TVII experimental system with a suspected TVII natural network. A. Reconstruction of the southern margin of the Laurentide Ice Sheet during the Wisconsin glaciation (Dyke et al., 2003). Paleo-ice lobes have been delineated in white dashed lines. B. Suspected TVII network ("Finger Lakes") located at the south of the Lake Ontario. C. Experimental TVII network.

1.3 - Principaux résultats et conclusions

- Les expériences présentées dans cet article démontrent que les vallées tunnels expérimentales peuvent se diviser en deux catégories : les vallées tunnels de type I et de type II.
- Ces deux types de vallées, partagent les caractéristiques fondementales des vallées tunnels telles qu'un profil en long ondulant, mais se différencient en termes de morphologie et en termes de mécanismes de formation.
- Les vallées tunnels de type I, localisées en marge de la calotte, ont une morphologie assez variable d'une expérience à l'autre en lien avec les conditions expérimentales. Elles peuvent s'organiser selon plusieurs types de réseau (anastomosé, série de vallées rectilignes…) selon la morphologie de chaque vallée le composant.
- Les vallées tunnels de type II, localisées de manière plus interne, ont une morphologie avec une forme parfaitement rectiligne (indice de sinuosité égal à 1) et une largeur constante. Elles s'organisent en un réseau de vallées rectilignes radiales.
- La formation des deux types de vallées tunnels est reliée à un processus de stockage puis de drainage de l'eau de fonte à l'interface glace/substrat. Les vallées tunnels type I se forment à la suite du drainage d'une poche d'eau à la marge de la calotte (cf Chapitre III) et de la chenalisation qui en découle. Les vallées tunnels de type II se forment après le drainage de l'eau contenue dans un réservoir formé en arrière d'un obstacle topographique. Le drainage s'effectue par l'initiation d'une brèche dans l'obstacle qui concentre le flux d'eau et favorise l'érosion du substrat
- La formation des deux types de vallées tunnels est associée à une modification de la dynamique d'écoulement de la silicone. Les conditions de formation des vallées tunnels de type I favorisent une accélération de l'écoulement de la glace s'apparentant à un "ice stream" (cf. chapitre suivant). Les vallées tunnels de type II se formant de manière plus interne et en arrière d'un obstacle topographique favorisent le développement de forts écoulements de glace (i.e. "ice stream") sur une région plus large et sur une durée de temps plus importante aboutissant à la formation d'un lobe glaciaire
- La formation des vallées tunnels de type II est associée à un processus qui n'a pas encore été décrit dans la nature qui consiste dans le déplacement progressif d'un obstacle topographique sous la glace. La formation d'une brèche dans cet obstacle permet alors le passage de l'eau depuis le réservoir en arrière de l'obstacle vers la partie marginale de la calotte, favorisant la lubrification basale et l'accélération du flux glaciaire.

- La destruction progressive de l'obstacle facilite la formation de nouvelles vallées qui elles-mêmes facilitent l'écoulement de la glace ce qui aboutit à la formation d'un lobe glaciaire et d'un système de vallées radiales.

Les résultats présentés dans cet article démontrent qu'avec un modèle analogique simple, il est possible de reproduire des vallées tunnels se formant de deux manières différents. Cette observation corrobore l'hypothèse selon laquelle les vallées tunnels peuvent se former de plusieurs manières différentes selon les conditions locales. Ici la présence d'une topographie sous-glaciaire induite par le dépôt favorise un stockage localisé d'eau de fonte et la formation d'un système de vallées tunnels radiales associé à la formation d'un lobe glaciaire. Néanmoins malgré le fait que des systèmes radiaux de vallées tunnels existent, notamment au niveau de paléo-lobes glaciaires à l'instar de nos expériences, le mode de formation envisagé dans cet article, suggèrant la possibilité de déplacer un obstacle topographique de manière sous-glaciaire, n'a pas encore été décrit.

Malgré de nouvelles informations sur les mécanismes de formation des vallées tunnels, certaines interrogations demeurent notamment sur les raisons de la variabilité morphologique des vallées tunnels au cours des expériences et sur le lien exact reliant les phénomènes de stockage/drainage d'eau à l'interface glace/substrat, les processus de formation des vallées tunnels à la dynamique d'écoulement de la glace.

Partie 2 - Variabilité morphologique des vallées tunnels

2.1 - Introduction

Les chapitres II et III ont mis en évidence la capacité du modèle à reproduire des vallées tunnels. Le modèle expérimental utilisé dans cette étude permet d'avoir un contrôle total sur les paramètres expérimentaux et ainsi de tester l'influence de ces paramètres sur la morphologie des vallées tunnels reproduites. Les vallées tunnels naturelles présentent une diversité morphologique en tant qu'unité de drainage sur des critères géométriques (longueur, largeur, profondeur, section transversale...) mais aussi en tant que réseau de drainage (série de vallées individuelles parfaitement délimitées, réseau de vallées entrecoupées, réseau anastomosé etc…). Néanmoins les raisons d'une telle diversité demeurent encore partiellement incomprises puisque les connaissances actuelles reposent principalement sur les caractérisations morphologiques de vallées naturelles aux stades finaux de leur formation (**Ó Cofaigh, 1996**) et sur quelques expériences de modélisation numérique.

Les résultats des expériences n'étant que partiellement présentés dans les articles soumis ou publiés de ce manuscrit, cette partie est dédiée à l'étude de la diversité morphologique des vallées qui ont pu être reproduites durant les diverses expériences menées durant ce travail de thèse. L'intégralité des données caractérisant à la fois les vallées, l'expérience et la dynamique de la silicone sont compilées dans un tableau récapitulatif disposé en annexe de ce manuscrit. La simplicité du modèle expérimental permet d'avoir un contrôle total des paramètres et d'en tester l'influence. La variation des paramètres suivants a donc été testée :

- Rayon et épaisseur de la calotte
- Scénario d'injection (débit constant, croissant et variable)
- Durée de l'expérience
- Topographie du substrat (induite par le dépôt cf. Chapitre II)
- Pression d'injection (évoquée par la suite comme étant le rapport entre le débit d'injection et le débit théorique)
- Taille de l'injecteur (4 mm vs 50 mm)

La variation des paramètres expérimentaux précédents correspond à une modification des conditions dans la nature. Ainsi les conditions naturelles listées ci-dessous correspondent respectivement aux paramètres expérimentaux listés ci-dessus.

- Taille de la calotte glaciaire
- Évolution temporelle de la production d'eau de fonte
- Durée du phénomène d'érosion
- Topographie sous-glaciaire
- Pression d'eau basale
- Taille de la zone de production d'eau de fonte

L'intégralité des résultats et interprétations faites dans cette partie sur la diversité morphologique des vallées tunnels sont des suggestions et des pistes à explorer notamment car certaines configurations d'expériences ont été peu testées ou encore en raison du caractère purement exploratoire de certaines expériences. Cette partie a donc été écrite dans le but de présenter ce qui caractérise morphologiquement les vallées expérimentales et d'identifier les paramètres influant ou au contraire n'influant pas du tout la diversité morphologique des vallées tunnels.

Cette partie est divisée en quatre sous-parties traitant chacune de différents critères morphologiques: (i) la classification des vallées (ii) leurs dimensions, (iii) les données relatives aux profils en long et transversaux et (iv) la morphologie des vallées tunnels (sinuosités, tributaires…).

2.2 - Type de vallées tunnels

- **En fonction du type de dépôt**

Les résultats présentés dans la partie précédente ont montré l'existence de deux mécanismes de formation à l'origine de deux morphotypes de vallées tunnels nommées type I et type II. Dans la partie précédente il a été mis en évidence que la topographie du substrat joue un rôle primordial sur le développement de vallées de type II. Dans les expériences, le mode dépôt (cf. Chapitre II Partie 2 Section 2.2) induit la position et la présence de topographie à la surface du susbtrat. Trois modes de dépôt ont été testés (cf. Chapitre II Partie 2 ; **Figure 4.10**) : le dépôt de type "Cylindre" induisant une topographie centrale (**Figure 4.10A**), le dépôt de type "Demi-ellipsoïde" induisant une topographie marginale (**Figure 4.10B**) et le dépôt de type "Sphère" ne produisant théoriquement aucune topographie (**Figure 4.10C**).

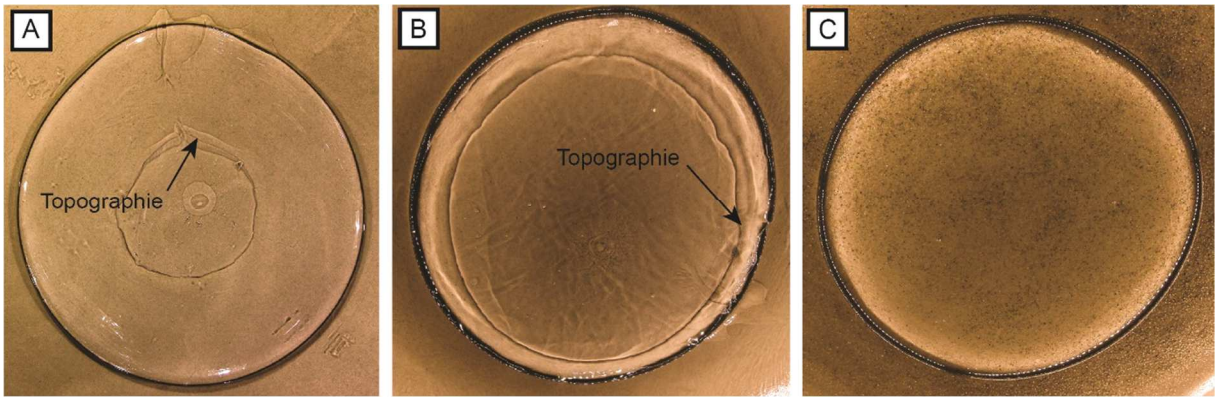


Figure 4.10. Topographie induite par les différents types de dépôt. A. Dépôt type "Cylindre". B. Dépôt type "Demi-ellipsoïde". C. Dépôt type "Sphère".

Les graphiques de la **figure 4.11A** présentent la répartition des deux types de vallées tunnels en fonction de la topogaphie du substrat (**Figure 4.12A**) et de la pression et du volume d'eau qui s'expriment dans les expériences par le rapport entre le débit d'injection et le débit théorique (**Figure 4.12B**). Les statistiques faites sur l'intégralité des vallées tunnels montrent que les vallées de type I se forment indépendamment de la topographie du substrat. Cependant on note que la majorité de vallées tunnels (cf. 57% ; **Figure 4.12A**) se forment avec une topographie marginale. Les statistiques faites sur l'intégralité des vallées tunnels montrent aussi que les vallées de type II se forment uniquement dans un contexte d'expérience avec une topographie marginale (cf. 100% ; **Figure 4.12A**) corroborant les résultats de la partie précédente.

- **En fonction du débit d'injection**

Afin de tester l'influence du taux de production d'eau de fonte et de l'évolution de ce taux au cours du temps, les expériences ont pu être menées avec différents scénario d'injection. La **figure 4.11** présente, à l'aide de trois exemples, les trois scénarios d'injection utilisés. Deux configurations consistent à injecter de l'eau à débit constant. La première avec un débit proche du débit dimensionné pour la calotte de silicone, la deuxième avec un débit nettement supérieur au débit théorique. La dernière configuration consiste à faire osciller le débit d'injection au cours du temps.

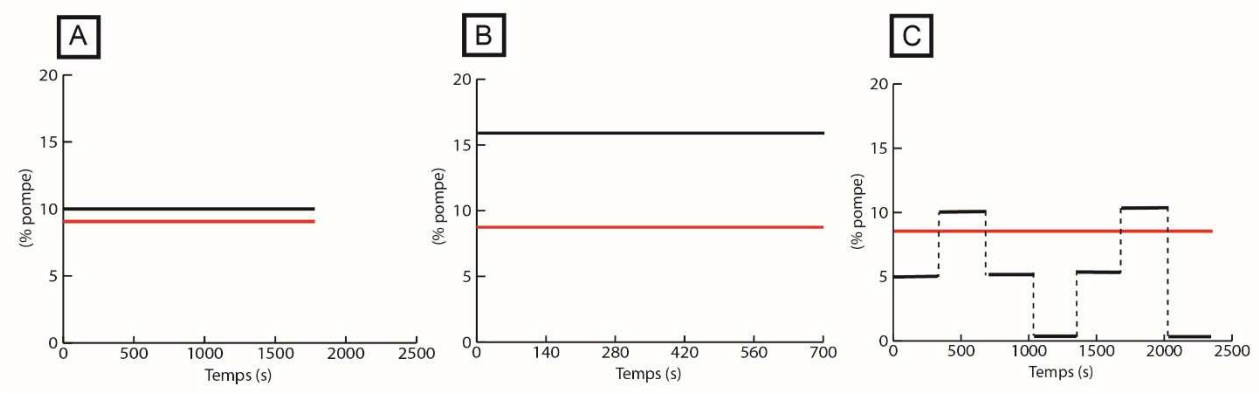


Figure 4.11. Différents scénarios d'injection utilisés dans les expériences (courbe rouge : débit théorique déterminé par calcule ; courbe noire : débit injecté). A. Débit d'injection légèrement supérieur au débit théorique. B. Débit d'injection nettement supérieur au débit théorique. C. Débit d'injection variable avec des périodes sans injection.

Les graphiques de la **figure 4.12B** présentent la répartition des deux types de vallées tunnels en fonction de la pression et du volume d'eau qui s'expriment dans les expériences par le rapport entre le débit d'injection et le débit théorique (**Figure 4.12B**). La **figure 4.12B** montre que les vallées tunnels de type I se forment indépendamment du débit d'injection même si la grande majorité ont été reproduites avec un débit d'injection proche du débit théorique (cf. 70% ; **Figure 4.12B**). Les vallées tunnels de type II semblent se former à la très grande majorité dans des conditions de débit proches du théorique (cf. 89% ; **Figure 4.12B**).

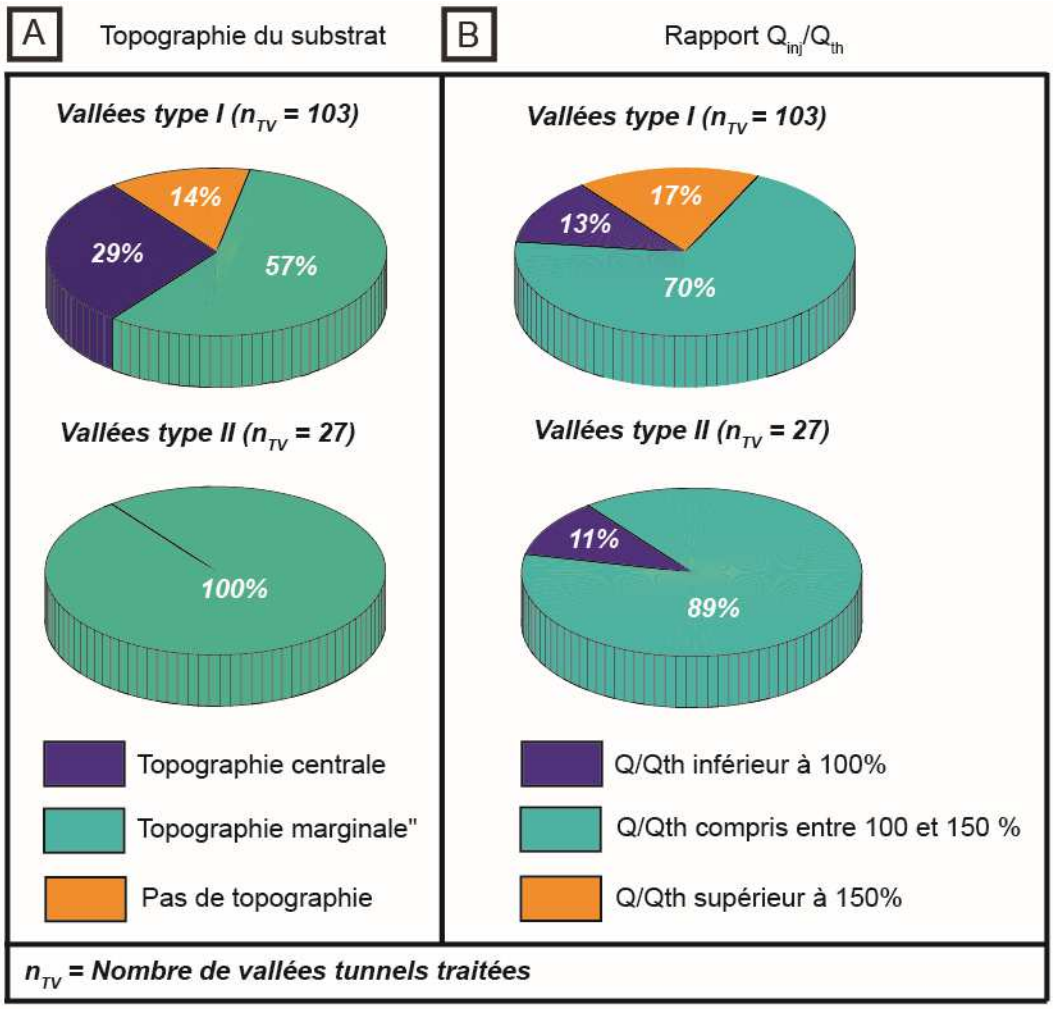


Figure 4.12. Graphiques représentant la répartition des vallées tunnels type I et II en fonction du type de dépôt (A) et du rapport entre le débit d'injection et le débit théorique exprimé en pourcentage (B).

- **Interprétation**

Les résultats précédents ne permettent pas de conclure sur les paramètres les plus propices à la formation des vallées tunnels de type I. En effet malgré le fait que la majorité des vallées tunnels de type I se forment avec une topographie marginale dans le substrat et un débit d'injection proche du théorique, cette configuration a été beaucoup plus testée. Il apparaît donc que les vallées tunnels de type I puissent se former, peu importe la topographie du substrat et la quantité d'eau à drainer.

En revanche les vallées tunnels de type II ne se forment qu'avec une topographie marginale. Ce dépôt est plus propice au stockage d'eau, la topographie étant localisée à la marge. En effet si l'on considère une chute de pression linéaire entre l'injection et le front de la silicone, la partie marginale est soumise à une circulation d'eau dont la pression est inférieure à la pression

d'injection. Les expériences menées avec une topographie plus interne ont démontré que la pression d'eau importante en sortie de l'injecteur détruit la topographie. Cette hypothèse confirme la seconde série de résultats montrant que les vallées de type II se forment dans des conditions de débit avoisinant le débit théorique. Cela peut s'expliquer par le fait qu'une injection d'eau nettement supérieure au débit théorique implique une pression d'eau plus importante. Une pression d'eau importante est ainsi moins propice au stockage derrière une ride, nécessaire à la formation des vallées type II, et plus enclin à l'érosion de cette ride.

Il apparaît donc que les vallées tunnels de type I, fortement représentées dans les expériences, sont indépendantes de la topographie sous-glaciaire et de la pression du fluide circulant à l'interface. À l'inverse la formation de vallées tunnels type II est conditionnée par la présence d'une topographie sous-glaciaire propice au stockage d'eau derrière un obstacle et des conditions de pression d'eau pas trop élevées afin d'éviter la destruction de cet obstacle lors de la circulation de l'eau à l'interface.

2.3 - Dimensions des vallées tunnels

2.3.1 - Longueur, largeur et profondeur

- **Longueur**

La **figure 4.13A** présentant la longueur des vallées tunnels en fonction du nombre de vallées tunnels montre une relation inverse entre le nombre de vallées tunnels et leur longueur. Plus le nombre de vallées tunnels est important plus la longueur des vallées composant le réseau est faible. En effet les graphiques montrent une fraction croissante (cf. 10%, 30%, 50% et 80% ; **Figure 4.13A**) des vallées tunnels possédant une longueur inférieure à 5 cm à mesure que le nombre de vallées dans le réseau augmente.

- **Largeur**

La **figure 4.13B** présentant la largeur des vallées tunnels en fonction du nombre de vallées tunnels montre une relation inverse entre le nombre de vallées tunnels et leur largeur. Plus le nombre de vallées tunnels est important plus la largeur des vallées composant le réseau est faible. En effet les graphiques montrent une fraction croissante (cf. 10%, 25%, 28% et 80% ; **Figure 4.13B**) des vallées tunnels possédant une largeur inférieure à 5 cm à mesure que le nombre de vallées dans le réseau augmente.

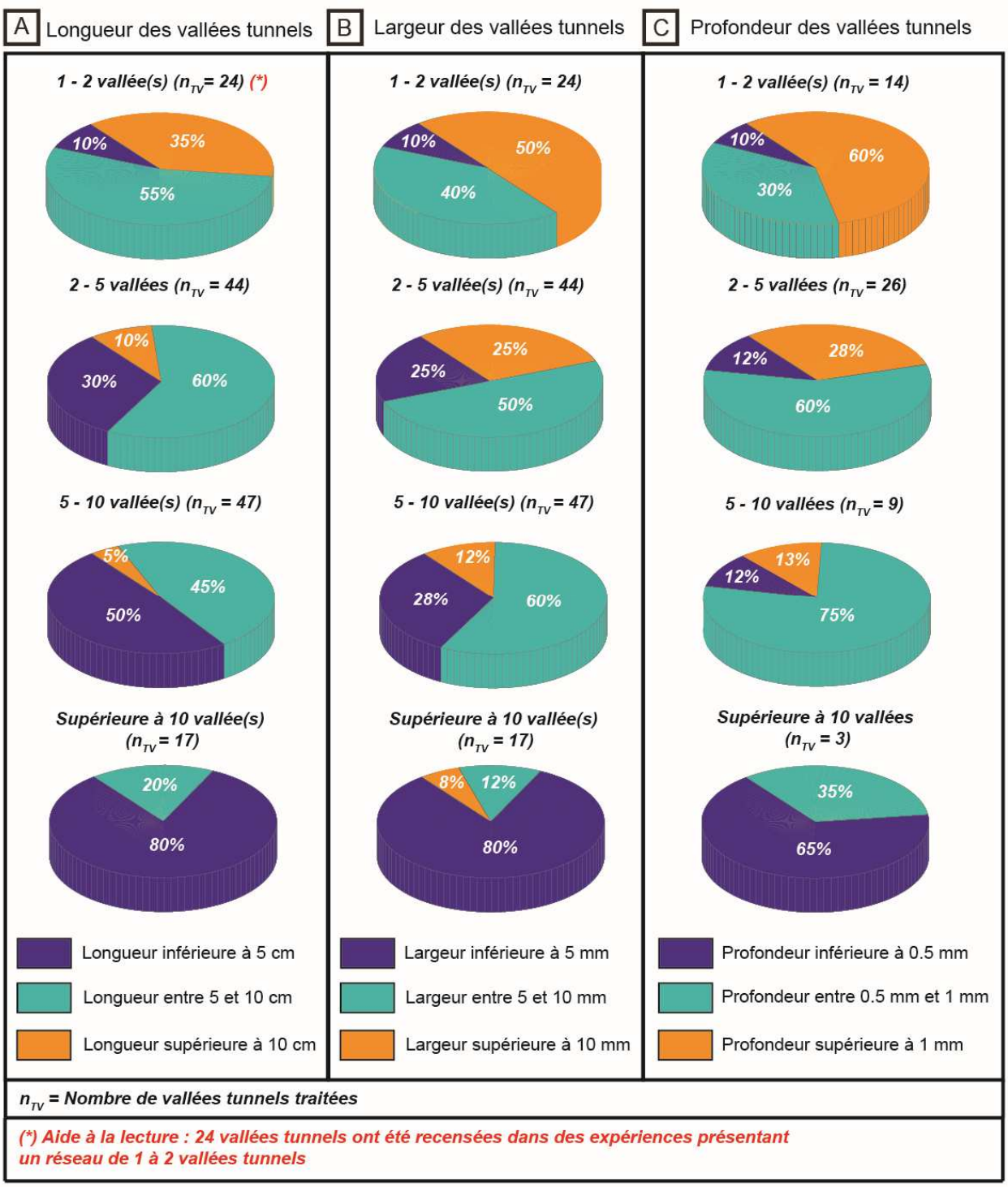


Figure 4.13. Graphiques représentant la longueur (A), la largeur (B) et la profondeur (C) des vallées tunnels en fonction du nombre de vallées tunnels. La différence de données entre la longueur/largeur et la profondeur provient de la nécessité d'utilisation d'un MNT pour la profondeur limitant le nombre de données exploitables.

- **Profondeur**

La **figure 4.13C** présentant la profondeur des vallées tunnels en fonction du nombre de vallées tunnels montre une relation inverse entre le nombre de vallées tunnels et leur profondeur. Plus le nombre de vallées tunnels est important plus la profondeur des vallées composant le réseau est faible. En effet les graphiques montrent une fraction croissante (cf. 10%, 12%, 12% et 65% ; **Figure 4.13C**) des vallées tunnels possédant une profondeur inférieure à 0.5 mm à mesure que le nombre de vallées dans le réseau augmente.

- **Interprétation**

Les résultats précédents montrent que les expériences présentant un grand nombre de vallées se composent généralement d'une série de segments de faible longueur, relativement étroits et peu profonds (**Figure 4.14B**). Cette corrélation négative entre le nombre de vallées tunnels et leurs dimensions pourrait provenir (i) de la simultanéité de formation des vallées impliquant donc une quantité d'eau réduite et/ou (ii) d'une érosion transitoire par une circulation d'eau oscillant d'une vallée à une autre. En effet, à débit équivalent, si une vallée se forme celle-ci fera circuler l'intégralité de l'eau tandis que si plusieurs vallées se forment simultanément la quantité d'eau sera répartie entre chaque unité de drainage, sous réserve d'une activité constante. De plus, une oscillation de l'activité des vallées diminue le temps alloué au phénomène d'érosion influant sur les dimensions finales.

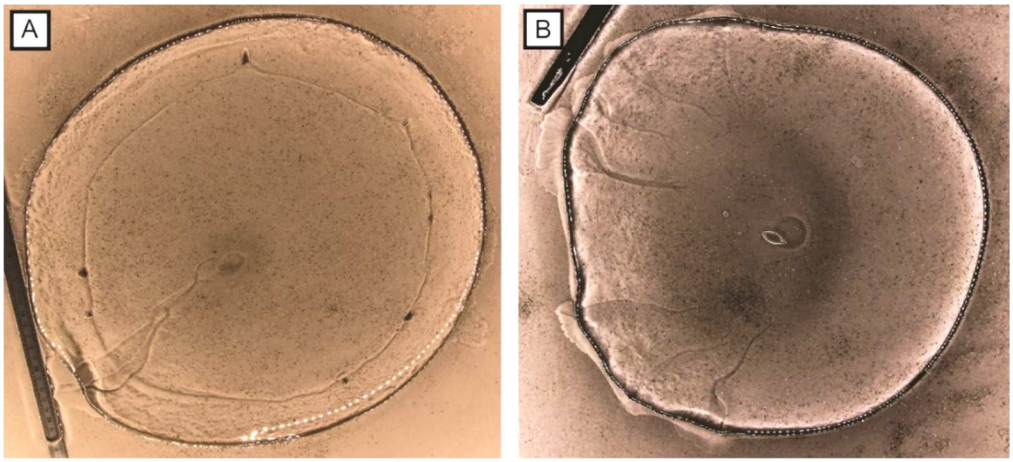


Figure 4.14. A. Système de vallées tunnels composé d'une vallée tunnel de bien développée. B. Système de vallées tunnels composé de plusieurs vallées tunnels moins développées.

Ainsi si l'on replace ces résultats dans le contexte naturel, la densité du réseau de vallées tunnels, leurs dimensions et éventuellement leurs morphologies permettent d'émettre des hypothèses sur le timing de formation (simultané vs multi-évènementiel) et sur le scénario de production d'eau de fonte.

2.3.1 - Évolution de la largeur des vallées tunnels sur leurs longueurs

L'une des caractéristiques principales des vallées tunnels est leur largeur qui demeurent relativement constante sur toute la longueur de la vallée. Néanmoins que ce soit dans la nature ou dans les expériences, certains exemples montrent une évolution de la largeur le long de la vallée.

La **figure 4.15** présente l'évolution de la largeur (constante vs. variable) le long des vallées tunnels en fonction de la topographie du substrat. Les vallées tunnels formées avec une topographie du substrat localisée dans la partie centrale, présentent en majorité (cf. 60% ; **Figure 4.15**) une largeur constante. Cette même constatation est valable pour les expériences menées avec une topographie marginale (cf. 55%; **Figure 4.15**). Néanmoins la majorité des vallées de largeur constante sont des vallées tunnels de type II. Enfin les vallées formées dans un contexte sans topographie dans le substrat ont majoritairement une largeur constante (cf. 60% ; **Figure 4.15**).

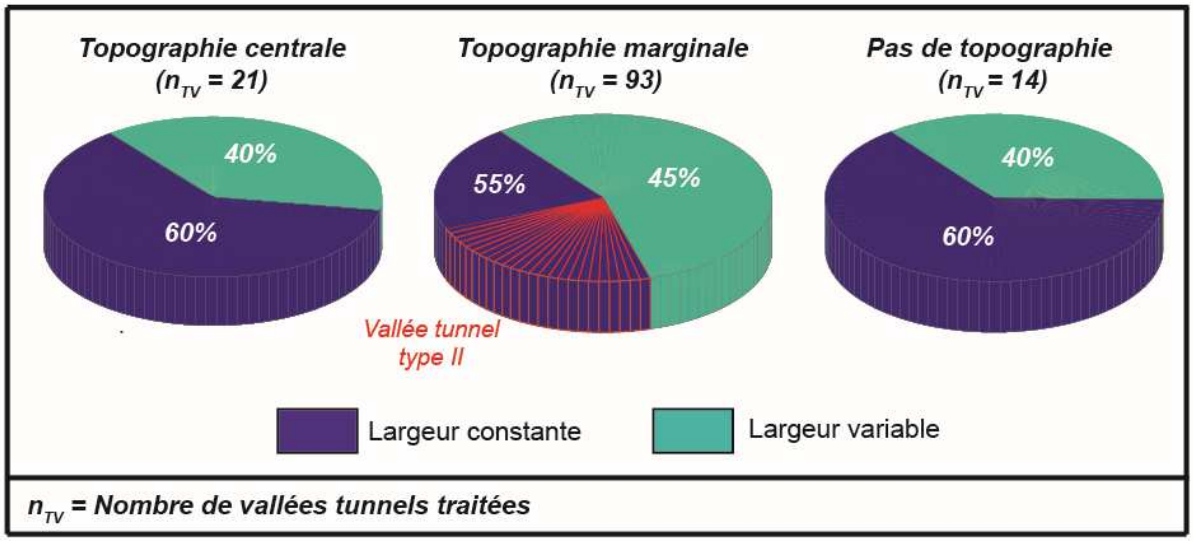


Figure 4.15. Graphiques représentant l'évolution de la largeur des vallées tunnels en fonction du type de dépôt.

La catégorie largeur variable de la **figure 4.15** contient les élargissements relatifs à de l'érosion latérale, à de l'érosion latérale marginale et aux élargissement ponctuels. Les vallées tunnels expérimentales se formant à partir d'un chenal actif de largeur constante (cf. Chapitre III Partie II), un élargissement provient soit de la déviation de ce chenal (e.g. érosion latérale) soit d'un phénomène ponctuel accentuant localement l'érosion. L'évolution de la largeur des vallées tunnels est en partie liée à la topographie sous-glaciaire. Malgré le fait que presque la moitié

des vallées tunnels formées sur un substrat avec une topographie marginale ont une largeur constante, plus de 50% de ces vallées sont de type II (**Figure 4.15**). Cette observation souligne le fait que les vallées tunnels reproduites avec une topographie marginale, à l'exception des vallées tunnels type II, ont tendance à avoir une largeur variable, au moins de manière ponctuelle. En effet, le franchissement de certains obstacles topographiques (négatifs ou positifs) peut dans certains cas, et probablement relié à la quantité d'eau circulant dans cette vallée, produire des élargissements ponctuels ou graduels vers la marge (**Figure 4.16**). Cependant la formation de vallées tunnels à largeur variable dans un contexte avec une topographie centrale (i.e. éloignée de la zone de formation des vallées) ou sans topographie dans le substrat suggèrent que la présence d'une topographie n'est pas une condition indispensable aux développements d'élargissements. En effet les phénomènes d'érosion latérale peuvent probablement être dus à une circulation d'eau variable dans la vallée, qu'elle soit induite par le débit d'injection ou inhérente au déroulement de l'expérience, ou, lorsqu'ils se produisent à la marge de la calotte, à une déviation du flux d'eau, par exemple, provoqué par le delta à l'embouchure de la vallée tunnel.

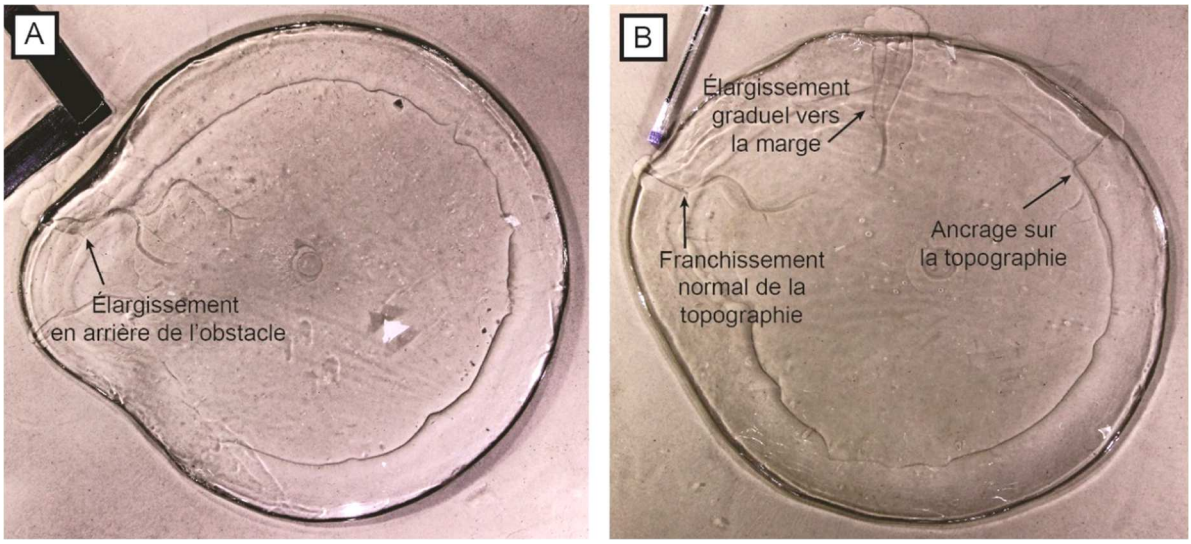


Figure 4.16. Différentes exemples d'évolution de la largeur des vallées tunnels relatifis à la présence d'une topographie dans le substrat. A. Élargissement ponctuel en arrière de l'obstacle B. Expérience montrant la coexistence d'une vallée à largeur constante, d'une vallée s'ancrant sur la topographie et d'une vallée présentant un élargissement graduel vers la marge par érosion latérale.

Si l'on replace ces résultats dans le contexte naturel, il apparaît qu'un substrat plat est plus en mesure d'entraîner la formation de vallées tunnels de largeur constante. Si celles-ci ont une largeur variable le long de la vallée alors il sera possible de faire l'hypothèse d'une formation multi-évènementiel ou d'une variation de la quantité d'eau disponible au cours du temps. À

l'inverse un substrat irrégulier sera probablement plus propice au développement de vallées tunnels avec une largeur variable. Certaines variations pourront alors être corrélées à des franchissements de la topographie du substrat.

2.3.2 - Évolution temporelle des dimensions

Au cours du temps, les dimensions des vallées tunnels expérimentales évoluent. Cependant selon la configuration de l'expérience (e.g débit, topographie, etc …), l'évolution des dimensions ne se fait pas de la même manière. Quatre configurations d'expériences ont été testées avec un suivi temporel des dimensions des vallées tunnels reproduites.

La **figure 4.17A** correspond à une configuration "classique" d'expérience c'est-à-dire la configuration d'expérience présentée dans le chapitre II (e.g. calotte de 15 cm de rayon et de 3 cm d'épaisseur avec une topographie marginale et un débit avoisinant le débit théorique). Le suivi temporel des dimensions montre que les vallées tunnels reproduites ont tendance à s'approfondir et/ou s'élargir au cours du temps en réponse au débit circulant à l'interface. Plus précisément on observe que dans les premiers stades de développement des vallées tunnels (cf. entre l'étape 1 et 2 ; **Figure 4.18A**) celles-ci deviennent plus étroites (TV1 : évolution de 10 mm à 8 mm de large ; TV2 : évolution de 10 mm à 7 mm de large). Leur développement subséquent consiste principalement en un approfondissement à l'exception de la vallée tunnel étiquetée TV2 qui, entre l'étape 3 et l'étape 4, subit à la fois un élargissement et un approfondissement conséquent (TV1 : évolution de 0.6 mm à 0.9 mm de profondeur ; TV2 : évolution de 8 mm à 17 mm de large et de 0.9 mm à 1.3 mm de profondeur). Il convient aussi de noter la formation d'une troisième vallée tunnel (i.e. TV3) au cours de l'expérience.

La **figure 4.17B** correspond à l'évolution d'une expérience menée avec un débit d'eau nettement supérieur au débit théorique, le reste de paramètres restant fixes par rapport à l'expérience précédente. Trois vallées tunnels se forment simultanément et présentent de fortes largeurs et de faibles profondeurs. Les premiers stades (i.e. de l'étape 1 à l'étape 2) voient l'élargissement et l'approfondissement de la vallée tunnel étiquetée TV1, une stagnation des dimensions de TV2 et un approfondissement de TV3 (TV1 : évolution de18 mm à 24 mm de large et de 0.4 mm à 0.6 mm de profondeur ; TV3 : évolution de 0.4 mm à 0.6 mm de profondeur). Par la suite, une quatrième vallée (i.e TV4) se forme, et les quatre vallées tunnels semblent devenir de plus en plus étroites tout en maintenant leur profondeur (TV1 : évolution de 18 mm à 16 mm de large ; TV2 : évolution de 8 mm à 7 mm de large ; TV3 : évolution de 12 mm à 10 mm de large ; TV4 : évolution de 8 mm à 6 mm de large).

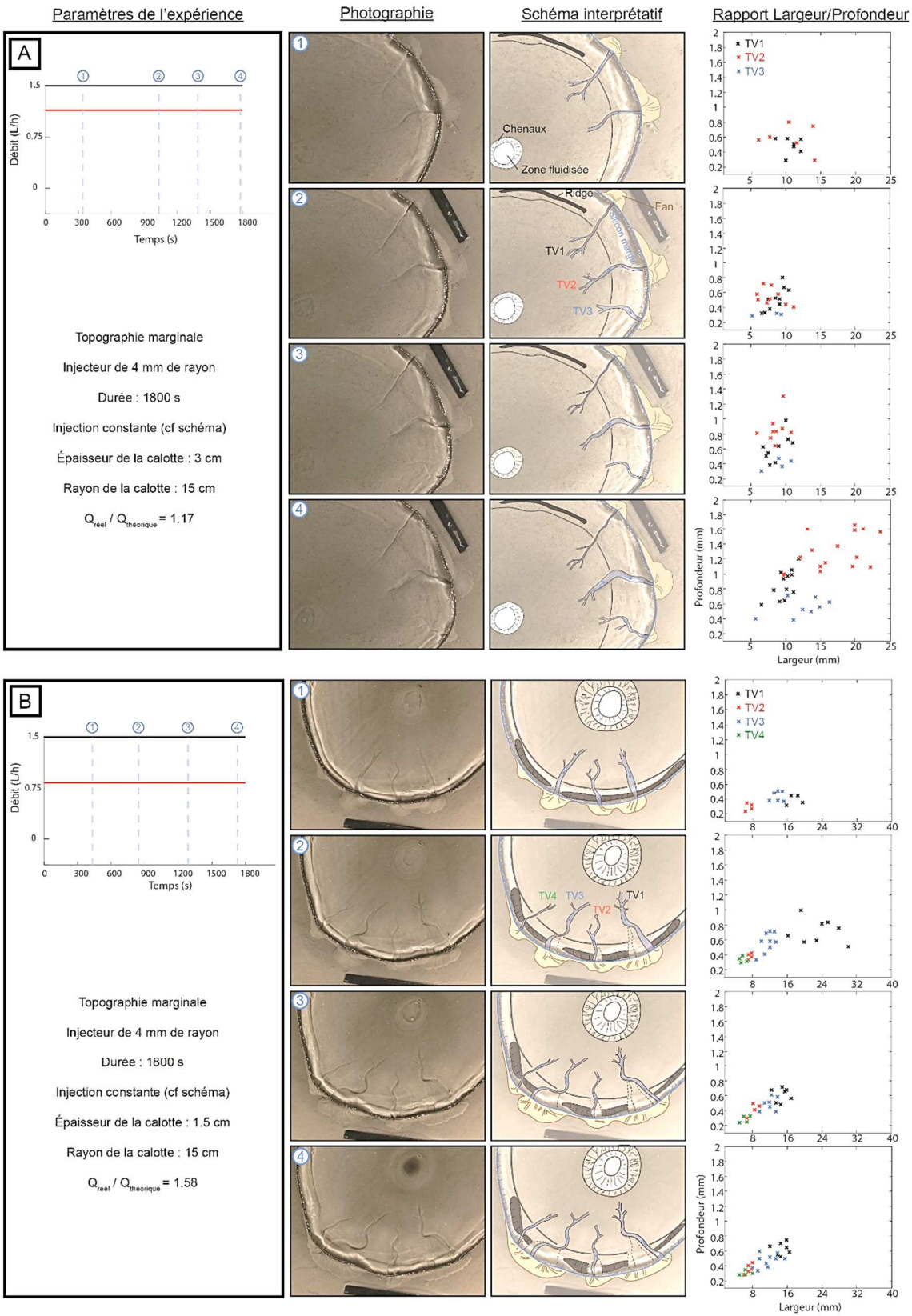


Figure 4.17. Évolution des dimensions des vallées tunnels formées lors d'une expérience "classique" sans modification de paramètres (A) et lors d'une expérience avec un débit d'injection supérieur au débit théorique (B). Les dimensions des vallées tunnels reportées sur le graphique largeur/profondeur proviennent de l'analyse de plusieurs sections transversales le long de la vallée.

La **figure 4.18A** correspond à une expérience menée avec un injecteur de 50 mm, le reste des paramètres restant fixes par rapport à l'expérience présentée sur la **figure 4.17A**. Deux vallées tunnels se forment simultanément, l'une d'entre elle (i.e. TV2) étant ancrée sur la dépression formée lors du dépôt (cf. Partie 1). Dans les premiers stades (i.e. entre l'étape 1 et l'étape 2), la vallée tunnel étiquetée TV1 diminue en largeur et s'approfondit légèrement (TV1 : évolution de 13 mm à 11 mm de large et de 0.6 mm à 0.5 mm de profondeur). Par la suite une série de vallées tunnels (e.g. TV3 et TV4) de faibles profondeurs et de faibles largeurs (7.5 mm de largeur et 0.45 mm de profondeur) se forme en lien avec la topographie du substrat qui semble migrer au cours du temps vers la marge de la silicone. L'intégralité du système de vallées tunnels à l'exception de TV2 subit une augmentation de largeur et de profondeur après la formation de TV3 et TV4 (TV1 : évolution de 11 mm à 12 mm de large et de 1 mm à 1.3 mm de profondeur ; TV3 : évolution de 0.55 mm à 0.9 mm de profondeur).

La **figure 4.18B** correspond à une expérience menée avec un débit d'injection variant au cours du temps, le reste des paramètres restant fixes par rapport à l'expérience présentée sur la **figure 4.17A**. Dans cette expérience, une seule vallée tunnel s'est formée. Entre l'étape 1 et l'étape 2, correspondant à une diminution de débit, celle-ci diminue en largeur (TV1 : évolution de 10 mm à 7 mm de large). Cette diminution est associée à une segmentation de la partie marginale de la vallée tunnel en deux chenaux. Entre l'étape 2 et l'étape 3, correspondant à une seconde diminution de débit, il est possible d'observer un léger rétrécissement et une diminution de la profondeur de la vallée tunnel (TV1 : évolution de 0.7 mm à 0.5 mm de profondeur). La géométrie de la vallée tunnel décrite précédemment subsiste. Enfin entre l'étape 3 et l'étape 4, correspondant à une augmentation de débit, la vallée tunnel s'élargit et s'approfondit nettement (TV1 : évolution de 9 mm à 11 mm de large et de 0.5 mm à 0.9 mm de profondeur). La vallée tunnel retrouve une géométrie avec un unique segment dans sa partie marginale.

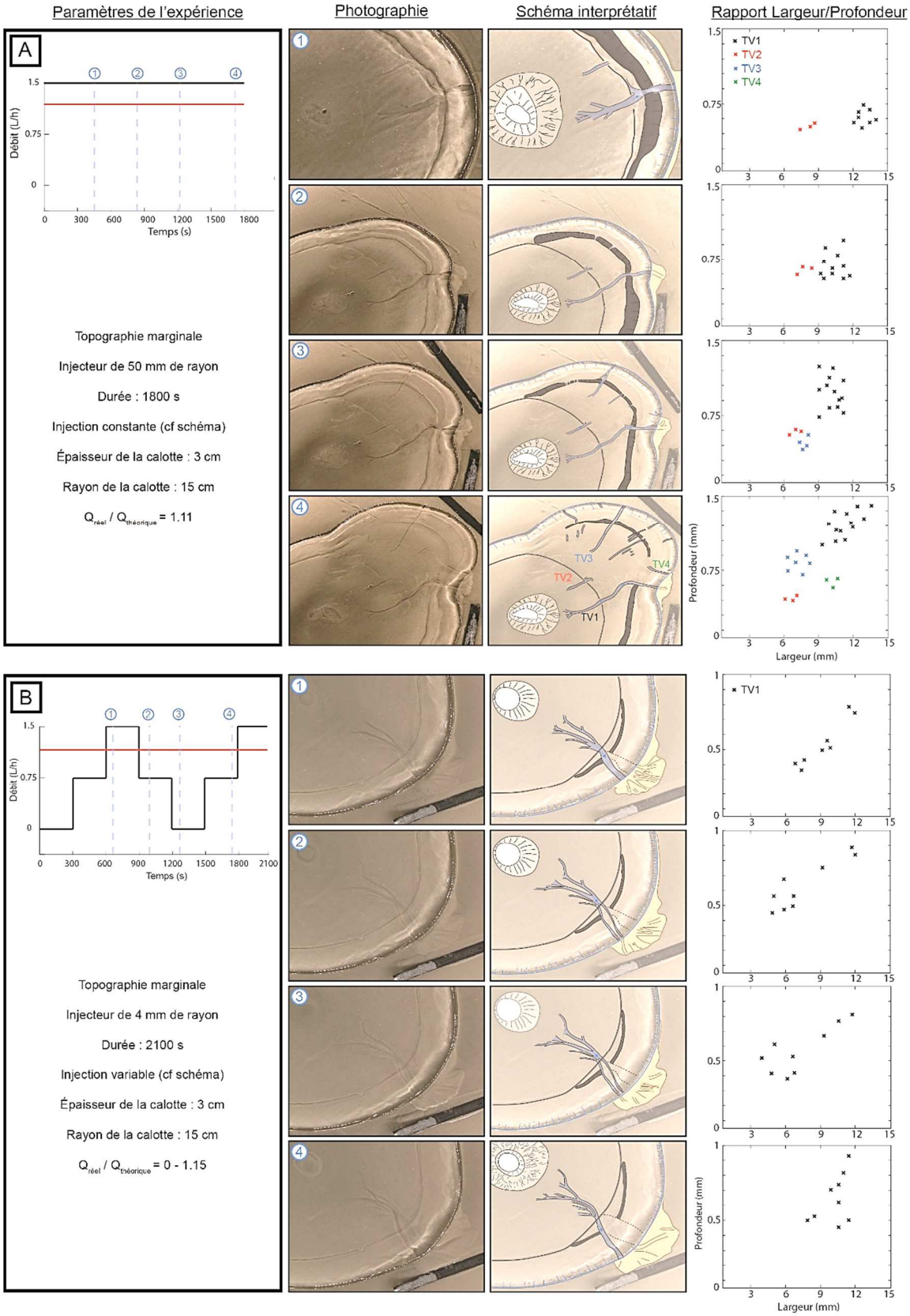


Figure 4.18. Évolution des dimensions des vallées tunnels formées lors d'une expérience avec un injecteur de 50 mm (A) et lors d'une expérience avec un débit d'injection variable (B). Les dimensions des vallées tunnels reportées sur le graphique largeur/profondeur proviennent de l'analyse de plusieurs sections transversales le long de la vallée.

Afin d'avoir une représentation visuelle de l'évolution des vallées tunnels au cours du temps, celles-ci ont été moyennées puis reportées sur un graphique (**Figure 4.19**). Les points sur ce graphique ont ensuite été reliées par une flèche dont le sens donne l'évolution dans le temps des dimensions. À l'instar des trajets pression-température des minéraux dans les roches métamorphiques cette courbe a été nommée "trajet géomorphologique". Elle permet une visualisation simple des stades par lesquelles passent les vallées tunnels expérimentales pour aboutir à leur morphologie finale.

- Expérience sans modifications de paramètres (**Figure 4.19A**) : Les trois vallées décrivent le trajet "rebroussement-développement" consistant en un rétrécissement initial puis une augmentation de la profondeur et de la largeur des vallées avec le temps. Néanmoins il est possible d'observer que la vallée tunnel étiquetée TV2 subit un important élargissement et approfondissemnt qui peut être dû à une focalisation de la circulation d'eau sur cette vallée provoquant une érosion plus intense. Le trajet "rebroussement-développement" correspond probablement (i) au phénomène de chenalisation, subséquente au drainage de la poche, qui centralise l'écoulement dans une vallée plus étroite que le premier chenal formé, puis (ii) au développement de la vallée tunnel.
- Expérience avec un débit d'injection supérieur au débit théorique (**Figure 4.19B**) : Les quatre vallées formées lors de cette expérience ont une évolution différente. TV1 montre un trajet "développement-rebroussement" correspondant au développement initial de la vallée suvi de la diminution des dimensions dans la seconde partie de l'expérience. TV2 montre un trajet "développement-rébroussement" correspondant à une augmentation des dimensions lors de la majorité de l'expérience et une diminution de la profondeur dans les ultimes stades de l'expérience. TV3 montre un trajet "rebroussement-développement-rétrécissement" correspondant au trajet "rebroussement-développement" qui se termine par un rétrécissement final. TV4 montre un trajet "développement" avec augmentation progressive de la largeur au cours du temps mais une légère diminution de la profondeur. Ces différents trajets sont compatibles avec une activité variable des vallées tunnels qui tantôt sont actives, et donc se développent par érosion, et tantôt sont désertées par l'écoulement provoquant probablement l'effondrement de la vallée et la diminution de ces dimensions. Selon la position de la période de désertion le trajet final prend une forme différente. Cette hypothèse d'une cyclicité de l'érosion des vallées est cohérente avec les conditions de l'expérience. En effet, un débit supérieur au débit théorique implique le drainage d'une quantité plus importante d'eau ce qui facilite le développement simultané

de plusieurs vallées tunnels. Si celles-ci se développent rapidement, la quantité d'eau circulant à l'interface devient probablement inférieure à la quantité qui leur est possible de drainer conduisant à une activité variable des différentes vallées tunnels.

- Expérience avec un injecteur de 50 mm (**Figure 4.19C**) : Les vallées tunnels formées dans cette expérience ont une évolution différente. TV1, présente un trajet "rebroussement-développement". TV3 présente un trajet "développement" avec une augmentation de la profondeur et une légère diminution de la largeur au cours du temps. Cette différence de trajet provient du fait que TV1 est classée en temps que vallée de type I et TV3 en temps que vallée de type II. L'évolution de TVI est comparable aux vallées décrites dans la **figure 4.19A** avec une première étape de "rebroussement" probablement relative au phénomène de chenalisation suivant le drainage de la poche. Du fait des faibles dimensions des vallées tunnels de type II (cf. Partie 1), seule une vallée de type II a pu être quantifiée au cours du temps. L'évolution des dimensions de TV3 provient plausiblement (i) du phénomène de focalisation du flux dans une zone plus étroite au fur et à mesure du rétrécissement de la ride et (ii) une diminution de l'apport en eau relative aux multiples formations de vallées type II (cf. Partie 1).
- Expérience avec un débit variable au cours du temps (**Figure 4.19D**) : L'unique vallée dans cette expérience montre un trajet "boucle". Cette forme est la conséquence des séries d'augmentation et de diminution de débit produisant successivement des phases d'agrandissement ou de rétrécissement en réponse au volume d'eau injecté. En effet une phase de diminution de débit sera propice à l'effondrement de la vallée et donc des dimensions tandis qu'une phase d'augmentation du débit sera propice au développement de la vallée et de ses dimensions.

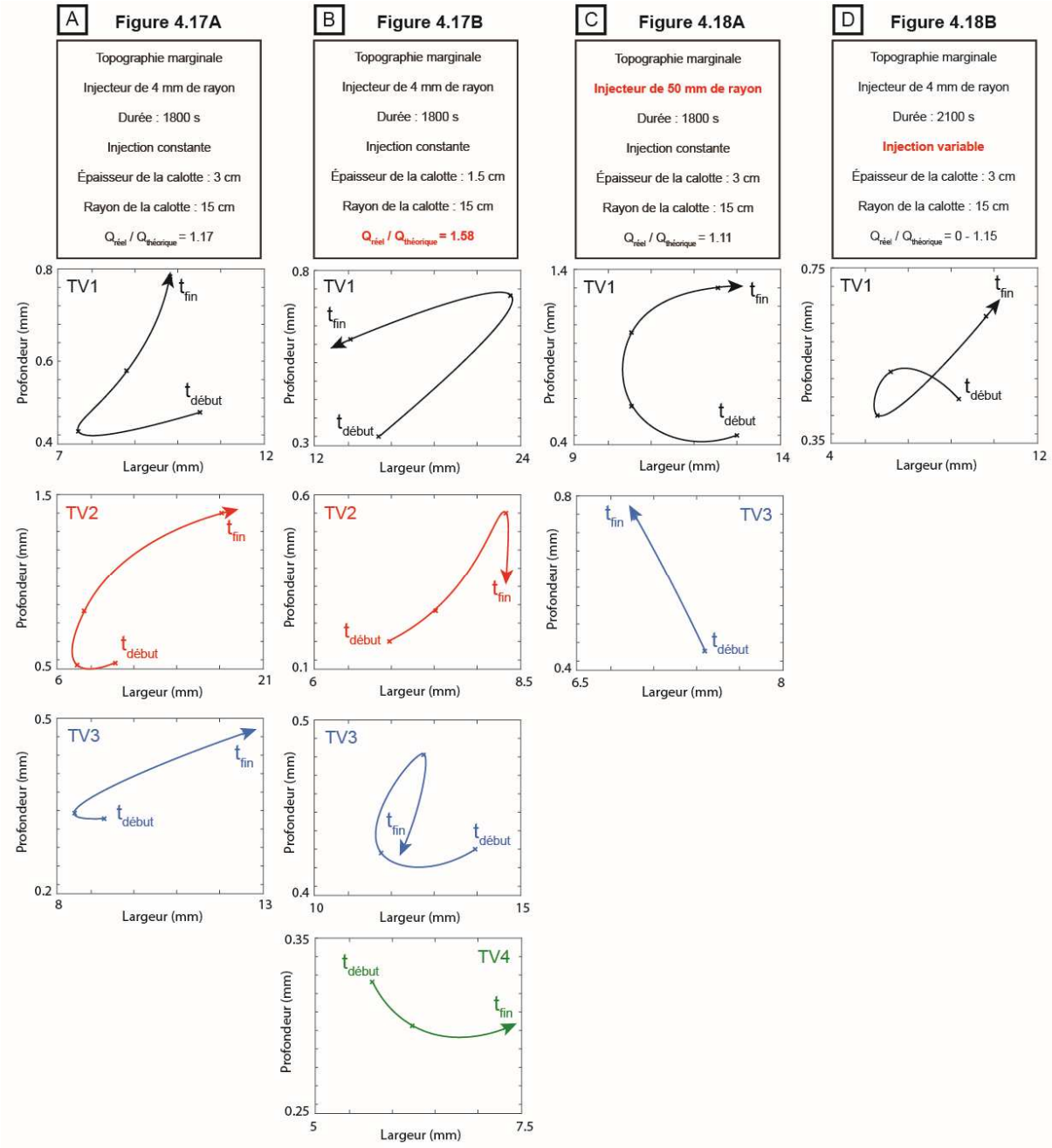


Figure 4.19. "Trajets géomorphologiques" des vallées tunnels formées dans les expériences présentées dans les figures 4.17 et 4.18. Les courbes fléchées correspondent à l'évolution dans le temps des dimensions moyennes des vallées. Chaque couleur correspond à une vallée identifiée dans les figures 4.17 et 4.18.

Si l'on place ces résultats dans le contexte naturel il apparaît que les vallées tunnels de type I se développent selon un trajet "rebroussement-développement" et les vallées tunnels de type II selon un trajet "développement". Les trajets plus complexes impliquant des alternances de développement et d'effondrement des vallées, proviennent alors de spécificités telles qu'une simultanéité de formation ou une variation temporelle de la production d'eau de fonte.

2.4 - Sections transversales et profils en long

2.4.1 - Sections transversales

Les vallées tunnels sont décrites comme des incisions glaciaires dont la section transversale à une forme en U typique de l'érosion glaciaire (**van der Vegt et al., 2012**). Néanmoins malgré l'omniprésence de cette forme transversale, certains exemples de vallées tunnels montrent une section transversale avec une forme en V typique d'une incision fluviatile (**Janszen, 2012**). Cette observation est valable pour les vallées tunnels reproduites expérimentalement (**Figure 4.21**).

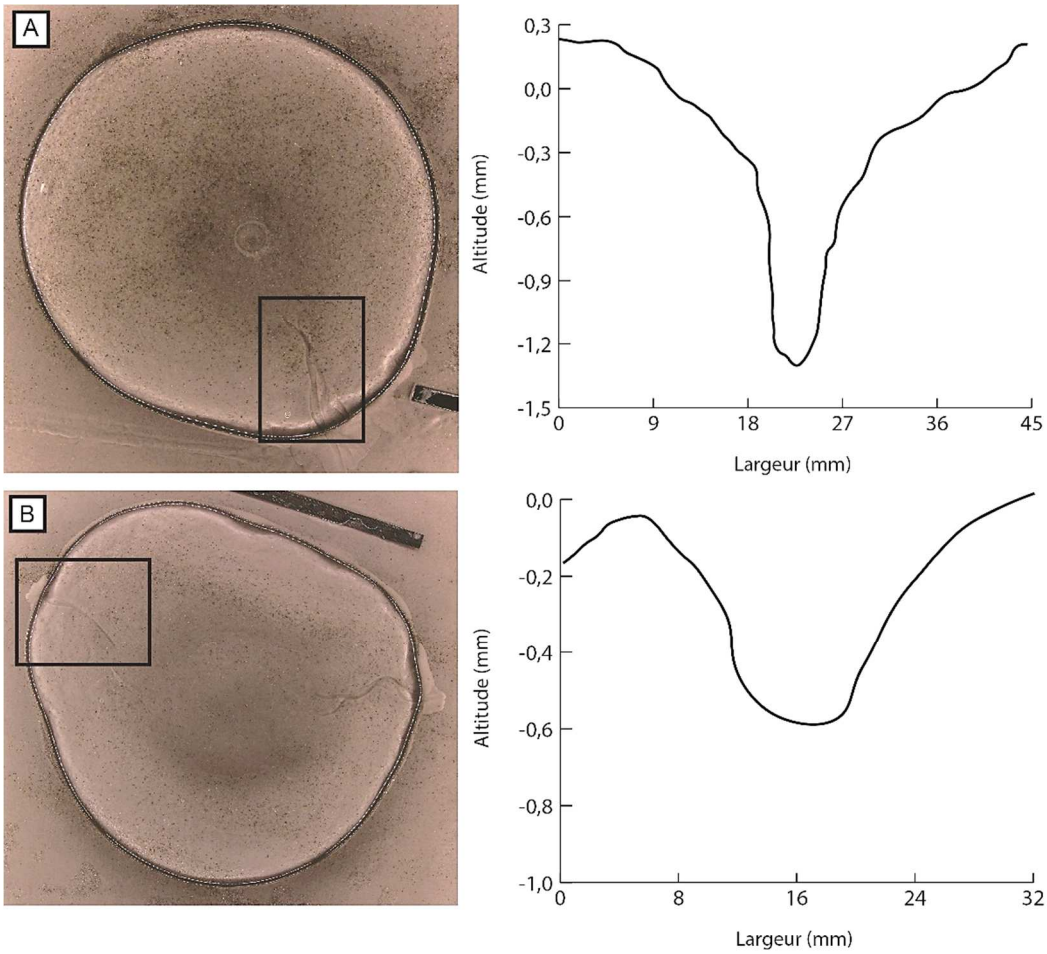


Figure 4.20. Exemples de deux vallées tunnels, l'une avec une section transversale en V (minoritaire) formée lors d'une expérience à injection variable (A) et l'autre avec une section transversale en U (majoritaire) formée lors d'une expérience à injection constante (B).

La **figure 4.21** présente la forme de la section transversale des vallées tunnels en fonction du scénario de débit de l'expérience (cf. **Figure 4.11**). Les expériences menées avec un débit constant au cours du temps permettent la formation tous les types de section transversale. Cependant les sections transversales en V sont sous-représentées (cf. 6% ; **Figure 4.21**). Les

expériences menées avec un débit croissant, condition sous-représentée, permettent la formation de vallées avec une section transversale en V ou en U à fond plat. Enfin les expériences menées avec un débit variable au cours du temps, condition également sous-représentée, permettent la formation de vallées avec une section transversale en V.

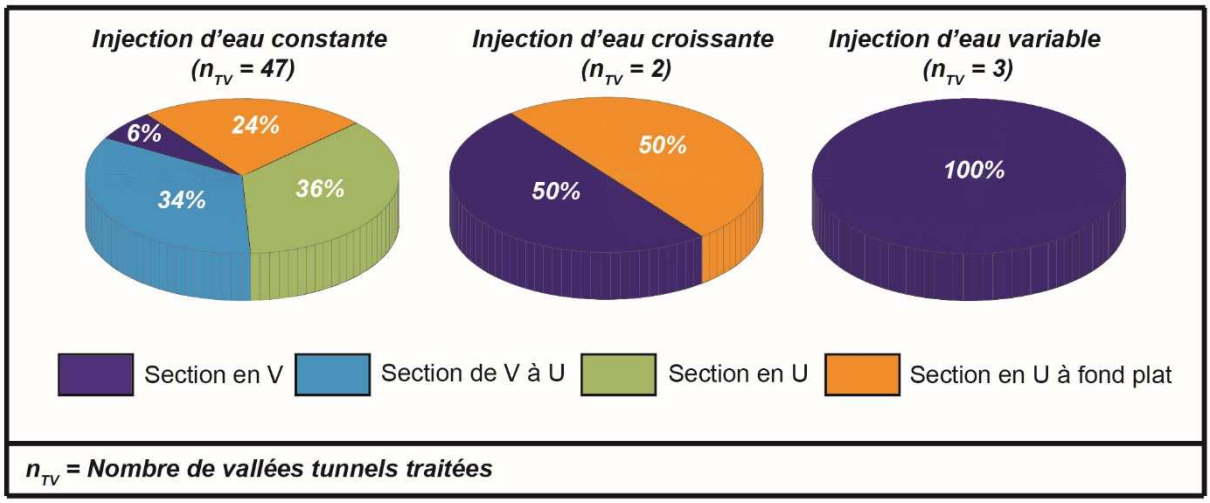


Figure 4.21. Graphiques représentant la forme de la section transversale des vallées tunnels en fonction du scénario d'injection.

Après analyse des paramètres initiaux dans les expériences menées avec une injection constante, les vallées avec une section transversale en V se forment uniquement dans le cas d'un débit nettement supérieur au débit théorique. En effet lorsque le débit est nettement supérieur au débit théorique la pression d'eau supplémentaire est propice au développement de sur-incisions et donc d'un rapprochement d'une section transversale en V. La forme en V des vallées formées dans un contexte de débit variable s'explique par le fait que les augmentations récurrentes de débit sont également propices au développement de sur-incisions tendant à faire passer la section transversale d'une forme U vers une forme V. Néanmoins la faible quantité de données ne permet pas de conclure de manière certaine.

Ces processus de sur-incisions et d'érosion latérale précédemment évoqués aboutissent régulièrement à des profils transversaux dissymétriques pouvant présenter des terrasses. Ces terrasses ne sont pas uniquement présentes sur les vallées en V mais localement au niveau des élargissements pouvant se produire le long de la vallée (**Figure 4.22**).

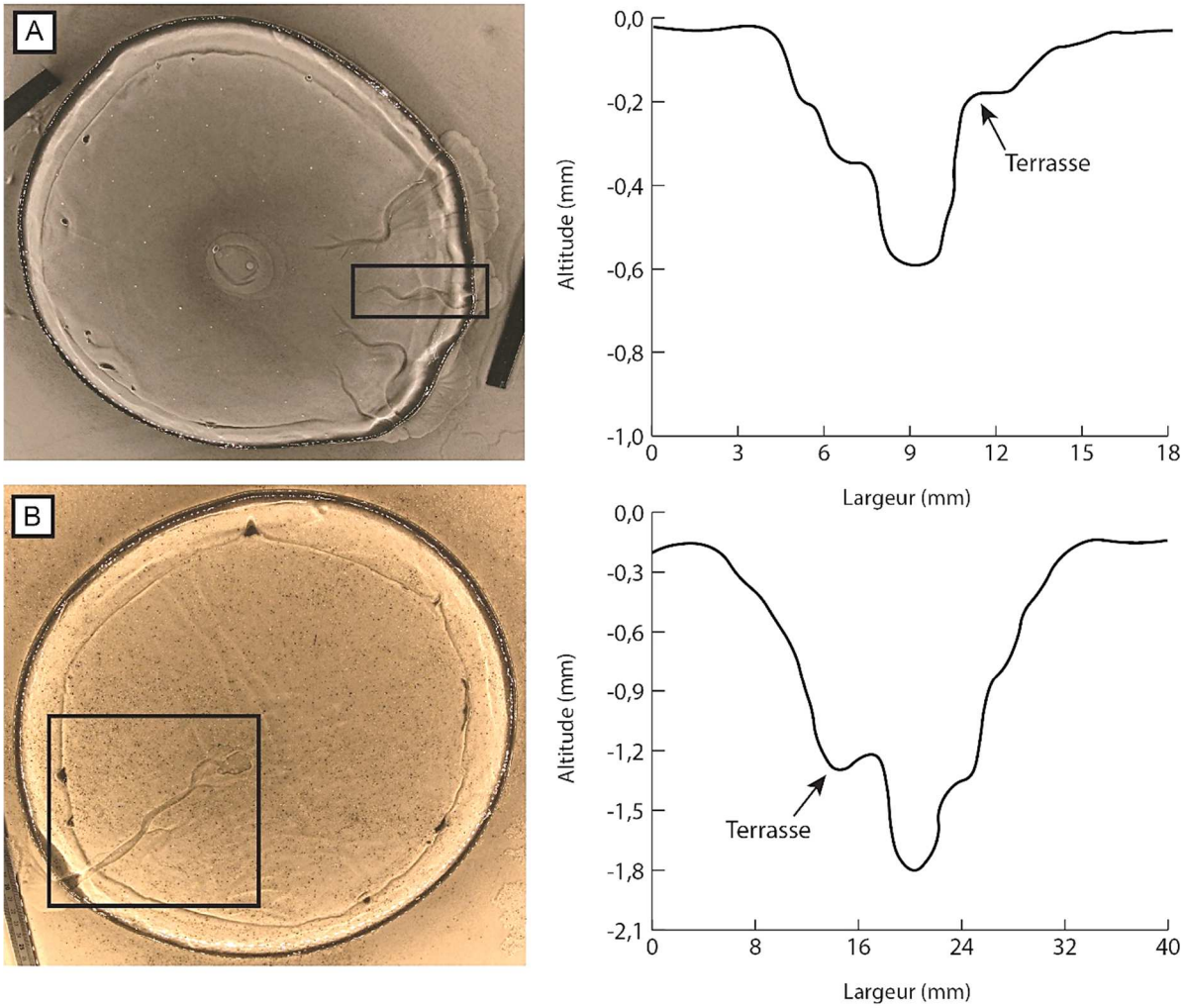


Figure 4.22. Exemples de deux profils transversaux montrant la présence de terrasses au sein des vallées tunnels. A. Vallée en U avec la présence d'une série de petites terrasses sur le flanc gauche et d'une terrasse importante sur le flanc droit. B. Vallée en V avec la présence d'une terrasse par sur-incision.

2.4.2 - Profils en long

Ce chapitre a permis de déterminer deux mécanismes de formation à l'origine des vallées tunnels et de s'apercevoir que les caractéristiques morphologiques des vallées tunnels varient selon les conditions initiales des expériences. L'une des caractéristiques demeurant inchangée, est le profil longitudinal ondulant de fond de vallée. Néanmoins, les raisons de la géométrie de ce profil en long restent mal comprises. Dans la littérature, il est suggéré que la topographie du substrat puisse influer sur la géométrie du profil en long (**Beaney, 2002 ; Sjogren et al., 2002**). Ainsi le rôle de la topographie du substrat, à l'aide du modèle expérimental a été investigué, en testant trois configurations : pas de topographie, topographie centrale et topographie marginale tout en maintenant les autres paramètres fixes.

La **figure 4.23** présente l'évolution du profil en long d'une vallée tunnel formée dans une configuration sans topographie dans le substrat. Néanmoins comme il est possible de l'observer, le dépôt permettant de ne pas former d'obstacle topographique n'échappe pas à la comapction du substrat conférant au profil topographique du substrat une forme de "dépression". Cette forme de "dépression" est répercutée et accentuée sur le profil en long de la vallée tunnel au cours du temps.

La **figure 4.24** présente l'évolution du profil en long d'une vallée tunnel formée dans une configuration avec une topographie centrale dans le substrat. Malgré le fait que le dépôt de la calotte se fasse sur la partie centrale, le profil topographique dans le substrat montre une topographie ondulante dans la partie marginale pouvant être due à un défaut lors de la mise en place de l'expérience. Le profil de la vallée tunnel suit la tendance du profil topographique tout en accuentant l'érosion au niveau des zones descendantes. Il en résulte un profil en long ondulant avec une série de contrepentes et de surcreusements.

La **figure 4.25** présente l'évolution du profil en long d'une vallée tunnel formée dans une configuration avec une topographie marginale. Comme il a pu l'être décrit précédemment, le profil en long de la vallée tunnel suit la tendance du profil topographique du substrat puis au cours du temps certaines zones, notamment les zones descendantes, sont plus fortement érodées aboutissant à un profil en long ondulant.

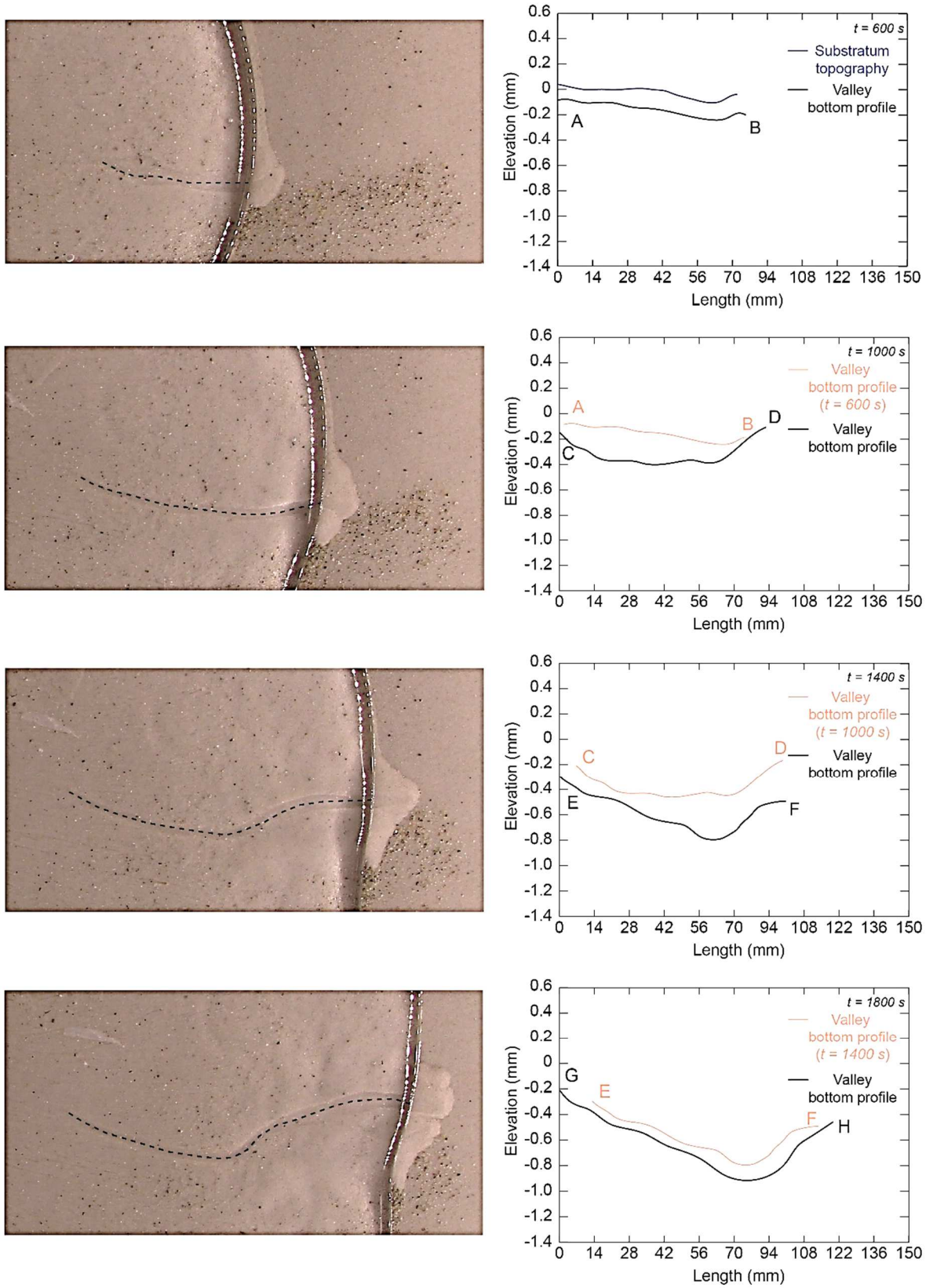


Figure 4.23. Évolution du profil en long d'une vallée tunnel au cours du temps sur un substrat en absence d'obstacle topographique.

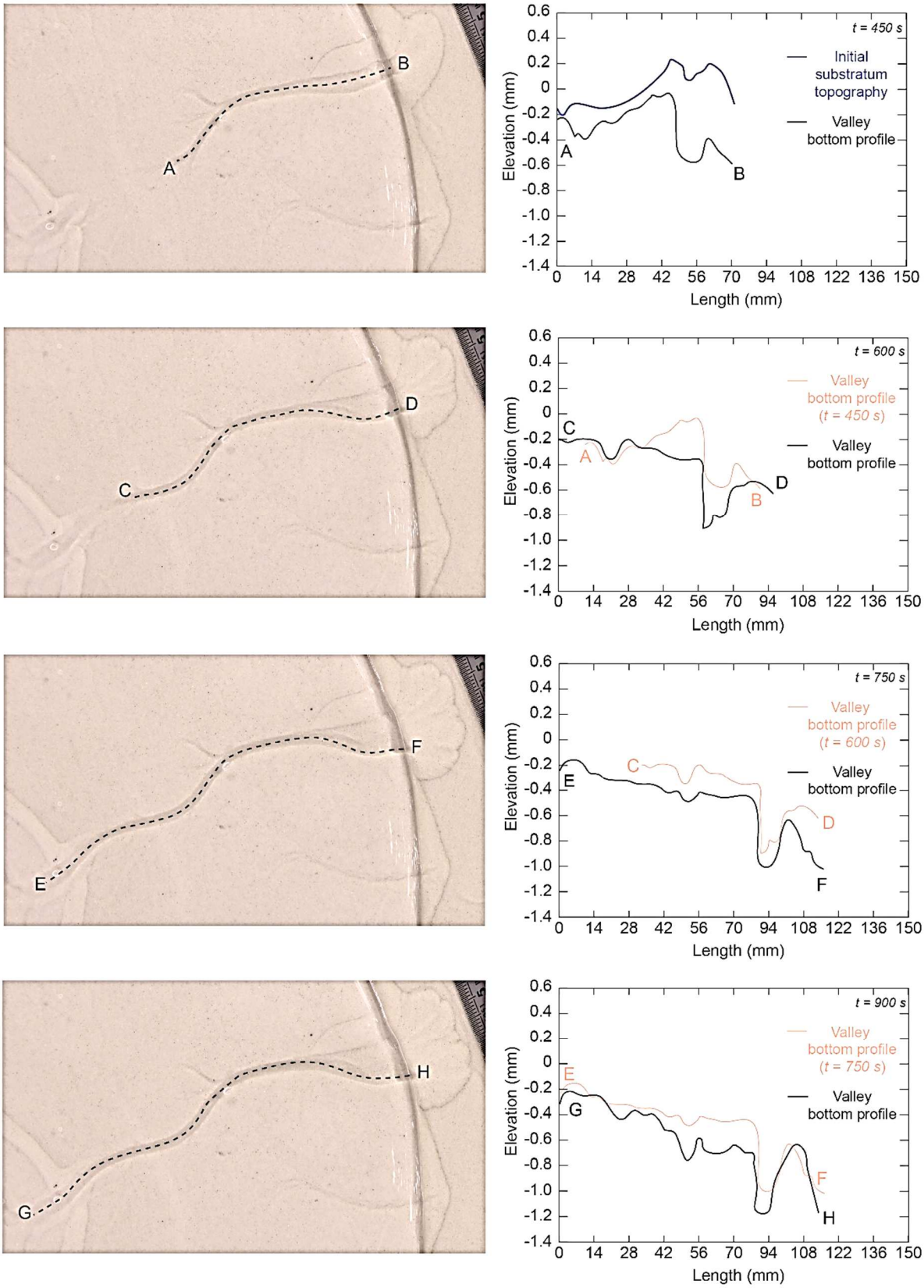


Figure 4.24. Évolution du profil en long d'une vallée tunnel au cours du temps sur un substrat avec une topographie ondulante.

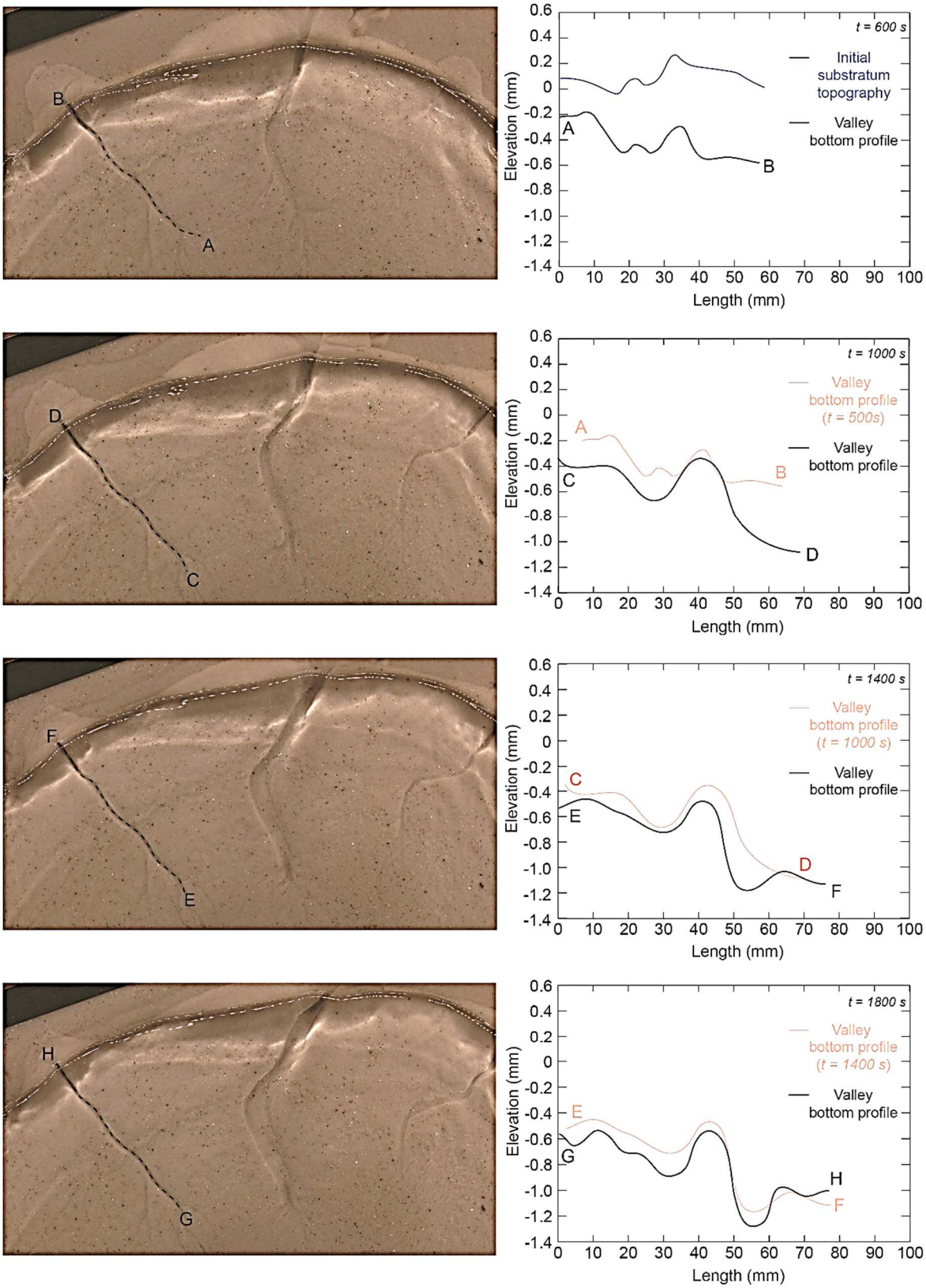


Figure 4.25. Évolution du profil en long d'une vallée tunnel au cours du temps sur un substrat avec des obstacles topographiques.

À partir d'exemples de vallées tunnels expérimentales, les résultats démontrent que (i) le caractère ondulant des vallées tunnels dépend de la topographie sous-glaciaire initiale et (ii) le profil en long des vallées tunnels préservent la tendance générale de la topographie sous-glaciaire. En effet, l'évolution des vallées tunnels qu'il est possible d'observer avec ce dispositif expérimental, démontre que le profil en long final des vallées n'est que l'évolution de la topographie initiale. Au stade initial le profil en long de la vallée est pratiquement la translation vers le bas du profil du substrat. Au cours du temps, les surcreusements initiaux dans le profil en long s'accentuent rendant les contrepentes qui y sont associées plus importantes (**Figures 4.24 et 4.25**). Ceci peut s'expliquer par le fait que dans ces régions, la vitesse de l'écoulement accélère augmentant de ce fait la capacité érosive de l'écoulement.

La correspondance intiale entre le profil en long et la topographie du substrat, indique une même quantité d'érosion verticale et donc par extension un gradient de pression constant. En effet, la capacité d'érosion d'un écoulement d'eau est reliée au gradient de pression. Une même quantité d'érosion verticale suppose donc un gradient de pression constant le long de la vallée. L'évolution ultérieure du profil en long est reliée au caractère ondulant de la topographie du substrat. Ainsi une portion descendante dans le profil en long est sujette à une augmentation de la vitesse du fluide et donc par extension à une augmentation de l'érosion verticale justifiant ainsi de l'exagération de la tendance globale de la topographie du substrat dans le profil en long de la vallée tunnel.

Ces résultats confirment les observations de terrains au niveau de vallées tunnels quaternaires montrant une correspondance nette entre les "points hauts" du profil en long et les "points hauts" dans la topographie du substrat (**Beaney, 2002 ; Sjogren et al., 2002**) justifiant ainsi du rôle primordial de la topographie du substrat sur la morphologie des vallées tunnels.

2.5 - Origine des tributaires et du degré de sinuosité

Compte tenu de la géométrie du front de de la calotte de silicone, le réseau de drainage dans les expériences se compose toujours d'une série de vallées radiales. Cependant selon les conditions de l'expérience les vallées tunnels reproduites vont avoir une morphologie différente perceptible visuellement. Ces différences vont surtout être reliées au développement de tributaires et de sinuosités. Il convient néanmoins de préciser que seules les vallées de type I peuvent montrer une morphologie variable relative au développement de tributaires et de sinuosités. En effet, les vallées de type II, comme présenté dans la partie précédénte, ont une morphologie fixe sans tributaires, avec une largeur constante et sans sinuosités.

Cette section s'intéresse donc à l'origine des tributaires et des sinuosités pouvant exister sur les vallées expérimentales.

- **Sinuosités**

Les sinuosités correspondent à un changement de direction de la vallée. Celle-ci est évaluée par l'indice de sinuosité qui correspond au rapport entre la longueur curviligne (longueur réelle de la vallée) et la longueur rectiligne (distance tête de vallée-exutoir). Les vallées de type I ont ainsi une sinuosité comprise entre 1.01 (rectiligne) et 1.38 (très sinueux) (**Tableau 4.2**) soulignant qu'il est possible avec le même mécanisme de formation d'aboutir à des vallées rectilignes rappelant les vallées de type II ou des vallées très sinueuses (**Figure 4.26**).

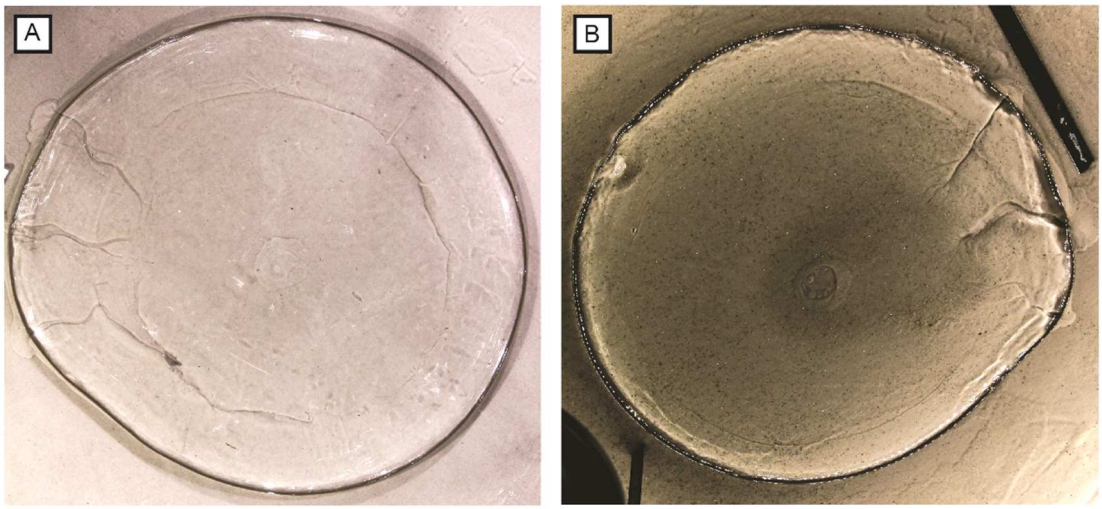


Figure 4.26. Exemples de deux systèmes de vallées tunnels. A. Système composé de 3 vallées présentant des sinuosités. B. Système composé de 3 vallées, l'une rectiligne, les deux autres présentant des sinuosités.

Cette sinuosité des vallées tunnels peut avoir plusieurs origines (**Figure 4.27**):

- Érosion latérale : Le phénomène d'érosion latérale, décrit précédemment, génère inévitablement des sinuosités. Celles-ci peuvent être ponctuelles et de faible ampleur notamment si ce phénomène se produit en amont. L'érosion latérale marginale, souvent reliée à l'obstruction de l'écoulement d'eau, produit des sinuosités généralement très importantes, responsables d'un indice de sinuosité élevé (**Figure 4.27A**).
- Topographie du substrat : Le franchissement d'obstacles topographiques peut éventuellement être associé au développement de sinuosités ponctuelles (**Figure 4.27B**). Enfin certaines sinuosités se développant indépendamment de tout autre processus sont

probablement reliées à des chemins de drainage préférentiels (pente, défaut d'adhésion silicone/sable …) à l'instar des systèmes aériens (**Figure 4.27C**).

- Volume et pression d'eau : Les expériences menées avec un débit d'injection nettement supérieur au débit théorique supposent donc une quantité et une pression d'eau plus importante. Ces expériences qui permettent la formation simultanée de plusieurs vallées tunnels sont également propices au phénomène d'érosion latérale, probablement à cause de l'excédent d'eau injecté qui favorise l'érosion sur une plus grande surface (**Figure 4.27D**).
- Scénario d'injection : Des variations dans le débit d'injection sont favorables à des sur-incisions, notamment les phases d'augmentations de débit. En effet lors d'une phase d'augmentation, l'eau réemprunte généralement le même chemin de drainage. Ainsi une vallée développée avec un débit inférieur au débit circulant à l'instant t, ne peut faire circuler l'intégralité de l'eau injectée, ce qui conduit régulièrement à de l'érosion latérale ou à des micro-segments se connectant sur la vallée principale. Ces deux phénomènes favorisent le développement de sinuosités (**Figure 4.27E**).

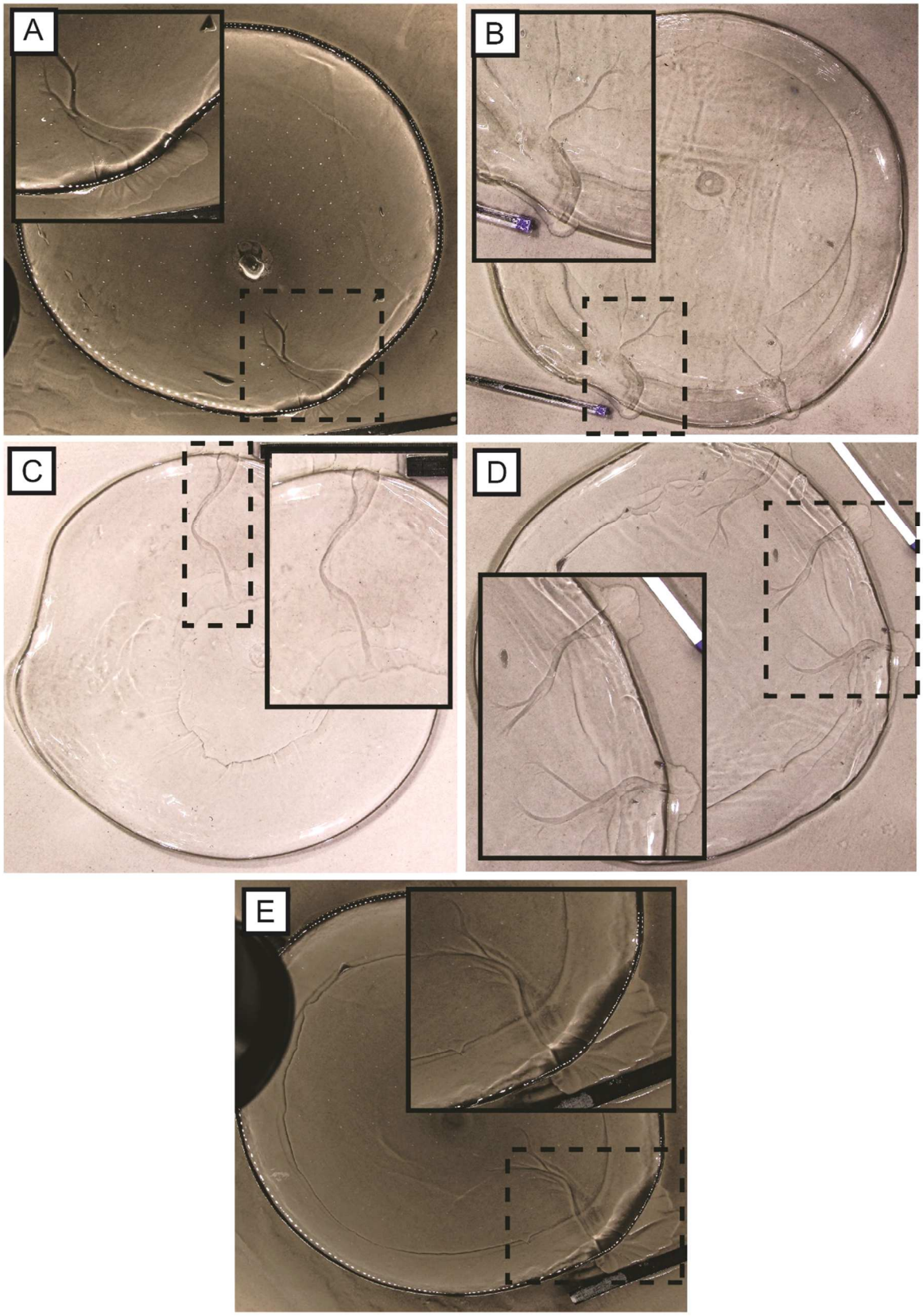


Figure 4.27. Différentes origines de la sinuosité. A. Sinuosité par érosion latérale marginale. B. Sinuosité par franchissement d'un obstacle topographique. C. Sinuosité par direction préférentielle d'écoulement. D. Sinuosité par volume et pression d'eau importante. E. Sinuosité par scénario d'injection variable.

- **Tributaires**

Un tributaire correspond à un cours d'eau se jettant dans un second cours d'eau de plus grande importance. Au point de confluence le débit est généralement accru. Dans les expériences les tributaires correspondent donc à des chenaux se connectant sur une artère principale, les vallées tunnels. Dans les expériences, la présence de tributaires sur certaines vallées tunnels peut venir de trois phénomènes (**Figure 4.28**) :

- Topographie du substrat : Le franchissement d'obstacles topographiques favorise l'augmentation de la vitesse de l'écoulement et donc par extension l'érosion. Ainsi il est possible d'observer la présence de tributaires se greffant sur la vallée au niveau des obstacles topographiques (**Figure 4.28A**).
- Volume et pression d'eau : Les expériences menées avec un débit nettement supérieur au débit théorique engendre la formation simultanée de plusieurs vallées lors du drainage de la poche celle-ci contenant un volume plus important. L'intense érosion qui est associée au drainage de la poche d'eau initiale aboutit au développement rapide de vallées tunnels le plus souvent avec des tributaires greffés sur le segment principal (**Figure 4.28B**).
- Scénario d'injection : Comme décrit précédemment un scénario d'injection variable avec des phases d'augmentation et de diminution du débit permet le développement d'élargissement de la vallée, de sur-incisions et de sinuosités mais également de tributaires. En effet lors des phases d'augmentation du débit, l'eau réemprunte la même direction de drainage, cependant si l'apport en eau est trop important ou si le chemin de drainage préférentiel est légèrement décalé par rapport au tracé de la vallée, des segments supplémentaires peuvent se former et par la suite se greffer sur la vallée principale (**Figure 4.28C**).

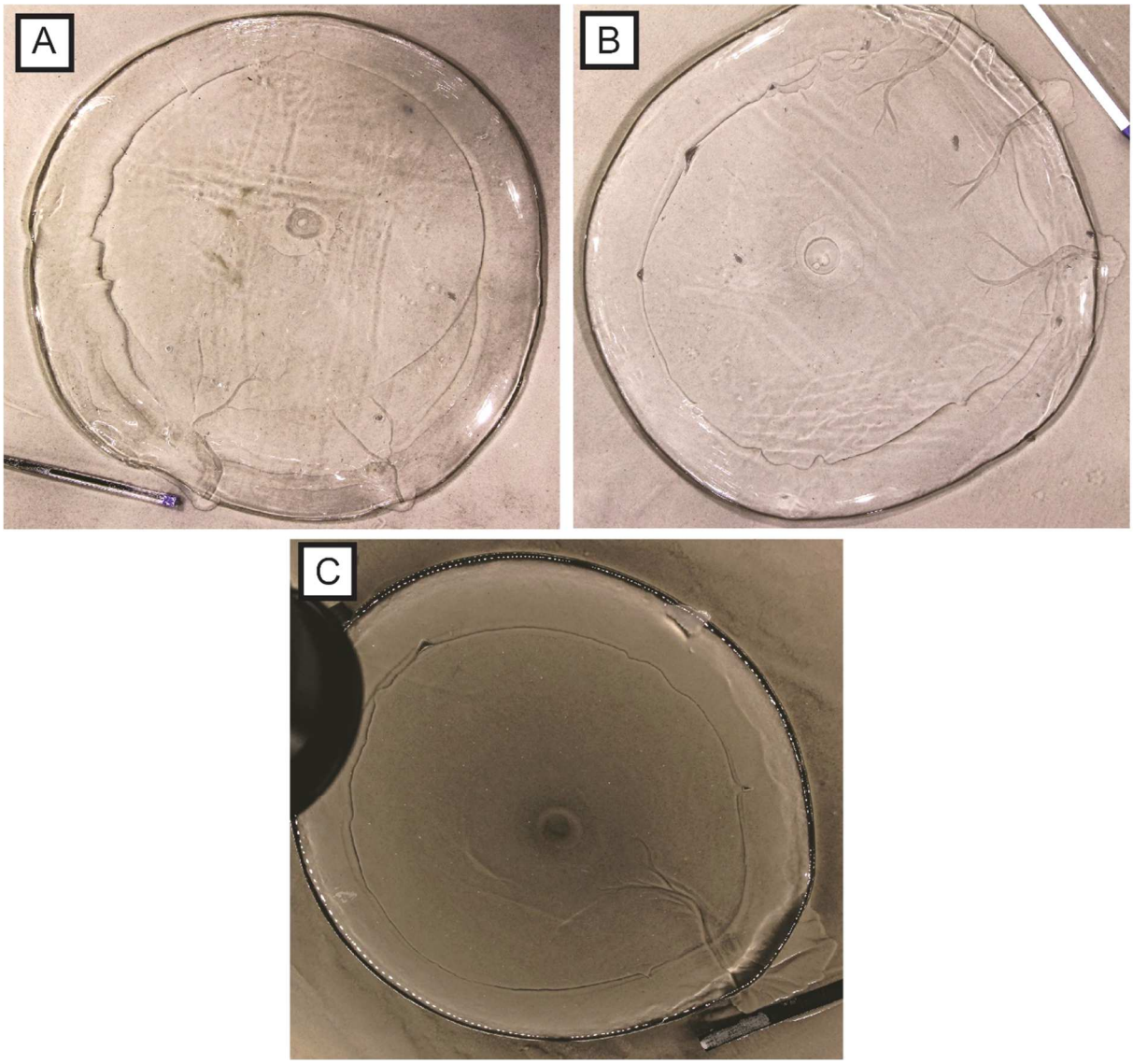


Figure 4.28. Génération de tributaires induite par la topographie du substrat (A), le débit d'injection (B) et le scénario d'injection (C).

Si l'on replace ces résultats dans le contexte naturel il apparaît que la topographie du substrat et la production d'eau de fonte jouent un rôle primordial sur la morphologie des vallées tunnels. La présence d'obstacles topographiques, par le biais d'augmentations locales de la vitesse de l'écoulement favorise le développement de tributaires ou de sinuosités modifiant la morphologie finale de la vallée tunnel. De la même manière l'évolution dans le temps de la production d'eau de fonte peut favoriser le développement de sur-incisions et d'élargissement pouvant être également reliés à des tributaires et des sinuosités.

2.6 - Principaux résultats, implications naturelles et conclusions

Ce chapitre a permis de déterminer l'influence des différents paramètres et de leurs interactions sur les mécanismes de formation et la variabilité morphologique de vallées tunnels reproduites expérimentalement. Il apparaît que les vallées tunnels expérimentales sont sensibles aux conditions initiales et à l'évolution de ces conditions au cours du temps. Néanmoins malgré les nombreuses relations entre la morphologie des vallées tunnels et les conditions expérimentales, deux paramètres semblent régir de manière directe et indirecte la formation et la morphologie des vallées tunnels. Il s'agit de la topographie du substrat et de la production d'eau.

L'eau est indispensable à la formation de vallées tunnels. Au-delà de ce résultat connu depuis plus d'un siècle, les diverses expériences ont montré que le volume d'eau, la pression de l'eau et l'évolution temporelle de ces deux paramètres agit sur la morphologie des vallées tunnels. Dans les expériences le rapport entre le débit injecté et le débit théorique détermine le volume d'eau et la pression d'eau. Celui-ci influe directement sur le nombre de vallées formées en conditionnant le volume d'eau de la poche initiale, l'intensité de son drainage et par extension la capacité d'érosion lors du drainage de la poche. Or comme il a pu l'être montré dans cette partie plus le nombre de vallées tunnels formées sur un seul évènement est important, moins celles-ci seront développées. À l'inverse une production d'eau variable avec des phases d'augmentation et de diminution de débit, est propice au développement d'un système composé d'une ou deux vallées tunnels qui sont sujettes à des sur-incisions, des élargissements et donc par extension sujettes au développement de sinuosités et de tributaires modifiant la morphologie finale des vallées.

La topographie du substrat semble également être un paramètre primordial sur à la fois le mécanisme de formation et la morphologie des vallées tunnels. Par exemple, la présence d'obstacles topographiques peut favoriser la formation de vallées tunnels de type II. Celles-ci ayant une morphologie fixe, la topographie par le biais du mode de formation, influe sur la morphologie des vallées tunnels. La topographie du substrat joue également un rôle direct sur la morphologie des vallées tunnels de type I en favorisant le développement, par exemple, de surincisions, d'élargissement ou le développement de tributaires et en conditionnant la forme du profil en long.

.

Ainsi l'aspect final des vallées tunnels sera l'expression de la combinaison entre la topographie du substrat, le volume d'eau disponible à la circulation et l'historique de la circulation de cette eau.

L'application de ces résultats au système naturel ne peut se faire de manière directe. En effet certains paramètres, comme la géométrie de la calotte, négligeables dans le cadre des expériences ont un rôle primordial dans la nature. Dans le modèle, la géométrie de la calotte est négligeable car le débit d'injection est calculé de manière à générer un écoulement à l'interface indépendamment de l'épaisseur ou du rayon de la calotte. La géométrie de la calotte joue donc un rôle indirect sur la pression et le débit d'eau dans l'expérience par le biais de son épaisseur (cf. **Eq. 2.9**). À l'inverse dans la nature, la direction d'écoulement et la pression d'eau sont gouvernées par l'épaisseur de glace et la pente de surface du glacier. Les résultats présentés dans ce chapitre ont mis en relief l'importance des mécanismes de stockage de l'eau de fonte sur la formation des deux types de vallées tunnels. Couplé à cela, il apparaît que la quantité d'eau de fonte drainée lors de la vidange de la poche d'eau et la pression de cette eau soient des paramètres importants sur la surface érodée et sur le nombre ultérieur de vallées tunnels. L'évolution du débit au cours du temps va ensuite déterminer la forme finale de la vallée tunnel. Les expériences menées avec un débit variable simulent une production d'eau de fonte plus réaliste avec l'alternance de périodes sans eau ou peu d'eau de fonte et des périodes plus propices à la production d'eau de fonte. Les vallées formées dans ces conditions montrent régulièrement la présence de sur-incisions et de terrasses, régulièrement observables sur des exemples naturels et associés à différentes phases d'érosion (**Jørgensen & Sandersen, 2006 ; Stewart et al., 2013**). Enfin, il convient de rappeler que les expériences ont été conduites avec le même substrat ne permettant pas d'évaluer l'importance des propriétés du substrat sous-glaciaire, qui comme le suggèrent de nombreuses de nombreuses études (e.g. **Janszen et al., 2012**), doivent jouer un rôle primordial.

Il apparaît que même avec l'utilisation d'un modèle expérimental supposé "simple" avec un substrat constant où il n'est possible de faire varier que quelques paramètres, les vallées tunnels reproduites puissent posséder une grande gamme de morphologie et plusieurs mécanismes de formation. Malgré le fait que ce chapitre a mis en relief le rôle des paramètres expérimentaux sur la morphologie des vallées tunnels, la reproductilibilité des expériences reste faible. Il est en effet possible d'estimer la tendance globale du déroulement de l'expérience (e.g. système d'une ou plusieurs vallées tunnels ; tendance à former des tributaires…) néanmoins il existe un caractère "imprévisible" au sein des expériences qui ne permet pas de "prédire" l'issue finale

d'une expérience. Ce caractère "chaotique" des expériences provient probablement de boucles d'interactions entre tous les composants du modèle expérimental (eau, silicone, sable). Ainsi à l'instar des conclusions tirées du système naturel, les expériences démontrent que la morphologie et la formation des vallées tunnels sont gouvernées par des interactions entre les paramètres locaux du substrat, de la calotte glaciaire et de la production d'eau de fonte et qu'il est donc pratiquement impossible de remonter exactement aux conditions de formation des vallées tunnels à partir de leurs morphologies finales.

« Si j'aime ceux qui se posent des questions, je me méfie de ceux qui trouvent. »

François Mitterrand

CHAPITRE V – RÔLE DE L'HYDROLOGIE SOUS-GLACIAIRE ET DE L'EFFICACITÉ DE DRAINAGE SUR LA DYNAMIQUE DES ICE STREAMS

1.1 - Introduction

Il est régulièrement suggéré qu'il existe un lien étroit entre la dynamique glaciaire et l'hydrologie sous-glaciaire notamment au niveau des ice streams (cf. Chapitre I Partie 2 Section 3.2). Ce constat se base sur (i) des mesures de pression d'eau à la base de certains ice streams suggérant l'existence d'un écoulement à l'interface glace/substrat (**Engelhardt & Kamb, 1998 ; Kamb, 2001**), (ii) l'existence de couches de till saturées à la base de certains ice streams (**Alley, 1989**) et (iii) l'identification de lacs sous-glaciaires sujets à des épisodes de recharge/vidange dans la zone d'enracinement de certains ice streams (**Gray et al., 2005 ; Fricker et al., 2007 ; Stearns et al., 2008**). Les vallées tunnels sont un des composants majeurs du système hydrologique sous-glaciaire. Cependant, mis à part l'identification de chenaux sous-glaciaires sous quelques ice streams actuels (e.g. **Le Brocq et al., 2013**), de plus sans suggérer qu'il s'agit de vallées tunnels, il n'existe aucun lien entre les vallées tunnels et les ice streams actuels. Toutefois, les nombreux exemples montrant la coexistence spatiale de vallées tunnels et de paléo-ice streams (cf. Chapitre I Partie 3 Section 3.3) indiquent qu'à un certain moment dans l'existence d'un ice stream, des vallées tunnels se développent (**Figure 1.43** ; **Patterson, 1997 ; Margold et al., 2015 ; Livingstone et al., 2016**). Cette coexistence spatiale suggère donc qu'il existe un lien, encore méconnu, entre le développement de vallées tunnels et la dynamique des ice streams.

Dans ce chapitre nous allons donc aborder l'impact de l'hydrologie sous-glaciaire sur la formation et l'évolution des ice streams avec une attention particulière portée sur le rôle des vallées tunnels. La première partie, par le biais d'un article, traitera du lien étroit et inédit entre ice streams et vallées tunnels observé dans les expériences. Le modèle expérimental permettant de tester des modifications des paramètres expérimentaux (cf. Chapitre IV), l'influence de ceux-ci sur la dynamique des ice streams et sur l'efficacité de drainage des vallées tunnels sera étudiée dans une seconde partie. Dans le même esprit que le chapitre IV, les interprétations issues de l'analyse des différentes configurations d'expérience testées sont des pistes à explorer et des suggestions pour tenter de relier plus précisément dynamique glaciaire et hydrologie sous-glaciaire.

1.2 - Article#4 publié à The Cryosphere

Le travail effectué dans cette partie a abouti à la rédaction d'un article scientifique intitulé " *Modelled subglacial floods and tunnel valleys control the life cycle of transitory ice streams* " publié dans la revue The Cryosphere.

1.2.1 - Résumé de l'article#4

Les ice streams sont des couloirs où règnent de fortes vitesses d'écoulements de la glace et qui contrôlent les transferts de masse depuis les calottes continentales jusqu'à l'océan. Au cours du temps, les "ice streams" peuvent accélérer et ralentir, être actifs ou inactifs et leur localisation peut varier. Nos expériences analogiques révèlent que la circulation d'eau de fonte sous-glaciaire et l'érosion du substrat gouvernent la dynamique d'ice streams transitoires. Les "ice streams" reproduits dans le modèle sont générés et atteignent leur vitesse maximale lors de la migration puis du drainage catastrophique de poches d'eau de fonte à l'interface silicone/substrat (phase de découplage). Par la suite, ils ralentissent lorsque le système hydrologique évolue spontanément en un système chenalisé par le biais de la formation de vallées tunnels (phase de recouplage partiel). Les "ice streams" sont alors maintenus à une vitesse constante ou sujets à de la migration latérale tant que les vallées tunnels demeurent inefficaces pour drainer l'intégralité de l'eau. Ultimement, le phénomène "d'ice streaming" s'interrompt lorsque les vallées tunnels sont suffisamment développées pour drainer efficacement l'intégralité de l'eau de fonte. Outre le fait de réconcilier des observations naturelles provenant "d'ice streams" anciens et actuels qui sont spatialement et temporellement déconnectées, la modélisation suggère que le développement de vallées tunnels peut être crucial dans la stabilisation des portions de calotte glaciaires durant des périodes de réchauffement climatique.

1.2.2 - Article#4

The Cryosphere, 12, 2759–2772, 2018
https://doi.org/10.5194/tc-12-2759-2018
© Author(s) 2018. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

The Cryosphere
Open Access
EGU

Modelled subglacial floods and tunnel valleys control the life cycle of transitory ice streams

Thomas Lelandais[1], **Édouard Ravier**[1], **Stéphane Pochat**[2], **Olivier Bourgeois**[2], **Christopher Clark**[3], **Régis Mourgues**[1], **and Pierre Strzerzynski**[1]

[1]Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, CNRS, Le Mans Université, Avenue Olivier Messiaen, 72085 Le Mans CEDEX 9, France
[2]Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, CNRS, Université de Nantes, 2 rue de la Houssinière, BP 92208, 44322 Nantes CEDEX 3, France
[3]Department of Geography, University of Sheffield, Sheffield, UK

Correspondence: Thomas Lelandais (thomas.lelandais@univ-lemans.fr)

Received: 5 April 2018 – Discussion started: 8 May 2018
Revised: 30 July 2018 – Accepted: 9 August 2018 – Published: 27 August 2018

Abstract. Ice streams are corridors of fast-flowing ice that control mass transfers from continental ice sheets to oceans. Their flow speeds are known to accelerate and decelerate, their activity can switch on and off, and even their locations can shift entirely. Our analogue physical experiments reveal that a life cycle incorporating evolving subglacial meltwater routing and bed erosion can govern this complex transitory behaviour. The modelled ice streams switch on and accelerate when subglacial water pockets drain as marginal outburst floods (basal decoupling). Then they decelerate when the lubricating water drainage system spontaneously organizes itself into channels that create tunnel valleys (partial basal recoupling). The ice streams surge or jump in location when these water drainage systems maintain low discharge but they ultimately switch off when tunnel valleys have expanded to develop efficient drainage systems. Beyond reconciling previously disconnected observations of modern and ancient ice streams into a single life cycle, the modelling suggests that tunnel valley development may be crucial in stabilizing portions of ice sheets during periods of climate change.

1 Introduction

Continental ice sheets currently store the equivalent of a 65 m thick global water layer and have been major contributors to the nearly 85 mm in global sea level rise measured between 1993 and 2017 (Vaughan et al., 2013; Beckley et al., 2015). The mass transfer from these ice sheets to the ocean is spatially heterogeneous: approximately 80 % of the ice discharge is focused in a finite number of ice streams, which act as preferential drainage pathways for meltwater (Bamber et al., 2000; Bennett, 2003).

Modern and ancient ice streams are typically hundreds of kilometres long and a few kilometres to tens of kilometres wide, with ice velocities of the order of 10^2 to 10^4 m yr^{-1}. Despite the fact that they occurred and occur in all former and modern ice sheets, their initiation and the controls on their dynamics and evolution remain debated. Numerical modelling suggests that ice flow might self-organize into regularly spaced ice streams as a consequence of thermomechanical feedbacks within ice (Payne and Dongelmans, 1997; Hindmarsh, 2009) or because of inherent instability of thin subglacial meltwater films (Kyrke-Smith et al., 2014). Numerous observations, however, have highlighted preferential location of ice streams at sites of specific bed properties such as in topographic troughs, over areas of soft sedimentary geology, zones of higher geothermal heat flux or in areas where subglacial meltwater is routed (Winsborrow et al., 2010; Kleiner and Humbert, 2014). These viewpoints might not be mutually exclusive if self-organization into regularly spaced streams is the primary control but it is strongly mediated by local bed templates (e.g. troughs) or events (meltwater drainage) that initiate or anchor streams in certain locations. Exploring this hypothesis using numerical modelling has not yet been achieved because of uncertainties in how to

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

formulate basal ice flow in relation to bed friction, and due to challenges of including all potentially relevant processes, especially for subglacial water flow (Flowers, 2015).

Observations of spatial and temporal variations in the activity of ice streams against fluctuations in their subglacial hydrology indicate that the style and flux of water drainage is a major component driving change. Examples include reorganization of subglacial drainage systems (Elsworth and Suckale, 2016), subglacial water piracy (Vaughan et al., 2008; Carter et al., 2013), and development and migration of transient subglacial water pockets (Gray et al., 2005; Peters et al., 2007; Siegfried et al., 2016). However, these variations have been observed or inferred independently, at different places and on yearly timescales, thus limiting our understanding of the true role of the subglacial hydrology as a primary or secondary driver of ice stream changes. In this paper, we circumvent the challenge of numerically modelling ice stream initiation and dynamics, including subglacial water drainage, by exploiting a physical laboratory approach that simultaneously combines silicon flow, water drainage and bed erosion.

Connections between ice stream activity and subglacial hydrology are supported by the occurrence of geomorphic markers of meltwater drainage on ancient ice stream beds (e.g. meltwater channels, tunnel valleys, eskers) (Patterson, 1997; Margold et al., 2015; Livingstone et al., 2016). Among these markers, tunnel valleys deserve specific attention because they have high discharge capacities and, as such, may be major contributors to the release of meltwater and sediment to the ocean and may promote ice sheet stability by reducing the lubricating effect of high basal water pressure. These valleys are elongated and overdeepened hollows, ranging from a few kilometres to hundreds of kilometres long, from hundreds of metres to several kilometres wide and from metres to hundreds of metres deep. Their initiation is generally attributed to subglacial meltwater erosion but their development processes (in time and space) and their relationship to ice streaming are still debated. Indeed, ice streams commonly operate because of high basal water pressure while the development of a tunnel valley system generally leads to enhanced drainage efficiency and basal water pressure reduction (Engelhardt et al., 1990; Marczinek and Piotrowski, 2006; Kyrke-Smith et al., 2014).

Several field studies have already suggested a connection between catastrophic glacial outburst floods at ice sheet margins and a suite of events involving ice streaming, tunnel valley development and stagnation of the ice margin (Jørgensen and Piotrowski, 2003; Alley et al., 2006; Hooke and Jennings, 2006; Bell et al., 2007). Such outburst floods can profoundly and rapidly alter the oceanic environment by transferring considerable amounts of ice, freshwater, and sediment from continents to oceans (Evatt et al., 2006). The suspected connection among ice streams, tunnel valleys, and outburst floods has never been observed or modelled however.

Here, we describe the results of a physical experiment performed with an innovative analogue modelling device that provides simultaneous constraints on ice flow, subglacial meltwater drainage, subglacial sediment transport and subglacial landform development (Lelandais et al., 2016; Fig. 1). We propose that the location and initiation of ice streams might arise from subglacial meltwater pocket migration and drainage pathways and that the evolution of ice stream dynamics is subsequently controlled by subglacial drainage reorganization and tunnel valley development. This study reconciles into a single story several detached inferences, derived from observations at different timescales and at different places on modern and ancient ice streams.

2 Experimental ice stream model

Ice stream dynamics are controlled by various processes that act at different spatial and temporal scales; they also involve several components with complex thermo-mechanical behaviours (ice, water, till, bedrock) (Paterson, 1994). Considering all these processes and components simultaneously, together with processes of subglacial erosion, is thus a challenge for numerical computational modelling (Fowler and Johnson, 1995; Marshall, 2005; Bingham et al., 2010). Some attempts in analogue modelling have been made to improve our knowledge on subglacial erosional processes by meltwater (Catania and Paola, 2001) or gravity current instabilities produced by lubrication (Kowal and Worster, 2015). To combine ice flow dynamics and erosional aspects in a single model, we designed an alternative experimental approach that allows simultaneous modelling of ice flow, subglacial hydrology and sedimentary–geomorphic processes. With all the precautions inherent in using analogue modelling, our experiments reproduce morphologies and dynamics that compare well with subglacial landforms and ice stream dynamics despite some differences in spatial and temporal scales and a number of active processes (e.g. Paola et al., 2009).

2.1 Experimental apparatus

The model is set in a glass box (70 cm long, 70 cm wide and 5 cm deep) (Fig. 1). A 5 cm thick, flat, horizontal, permeable and erodible substratum, made of sand ($d_{50} = 100\,\mu\text{m}$) saturated with pure water and compacted to ensure homogeneous values for its density ($\rho_{\text{bulk}} = 2000\,\text{kg}\,\text{m}^{-3}$), porosity ($\Phi = 41\,\%$) and permeability ($K = 10^{-4}\,\text{m}\,\text{s}^{-1}$), rests on the box floor. The ice sheet portion is modelled with a 3 cm thick layer of viscous ($\eta = 5 \times 10^4\,\text{Pa}\,\text{s}$) and transparent but refractive ($n = 1.47$) silicon putty placed on the substratum. The model is not designed to simulate an entire ice sheet. The silicon layer is circular in top view (radius = 15 cm) to avoid lateral boundary effects on silicon flow. Subglacial meltwater production is simulated by injection of water with a punctual injector, 4 mm in radius, placed at a depth of 1.8 cm in the

substratum and connected to a pump (Fig. 1). The injector is located below the centre of the silicon layer to be consistent with the circular geometry of the experiment. The water discharge is constant ($1.5\,dm^3\,h^{-1}$) over the duration of the experiment and generates water flow at the silicon–substratum interface and within the substratum. Water discharge is calculated beforehand so that water pressure exceeds the combined weight of the sand and silicon layers. The injection of water starts when the silicon layer reaches the dimensions we fixed for every experiment (15 cm radius and 3 cm thickness) and a perfect transparency. Once injected, water flow is divided into a Darcy flow within the substratum and a flow at the silicon–substratum interface. The water flowing at the silicon–substratum interface originates from a pipe forming at the injector once water pressure exceeds the cumulative pressure of the silicon and sand layers. The ratio between the Darcy flow and the flow at the silicon–substratum interface is inferred from computations of the water discharge flowing through the pipe based on the substratum properties and the input discharge. We estimate that 75 % of the input discharge in the substratum and 25 % of the input discharge along the silicon–substratum interface is transferred as Darcy flow.

2.2 Acquisition process and post-processing

In order to monitor the development of landforms on the substratum, we use six synchronized cameras equidistant from the experiment centre (Fig. 1) taking photographs of the experiment every 5 s. Two cameras (orange in Fig. 1) cover the whole extent of the experiment and four cameras (blue in Fig. 1) focus on specific regions to obtain higher-resolution images. These cameras take simultaneous pictures with differing positions and orientations. Digital elevation models of the silicon surface and of the substratum are derived from these images by photogrammetry. The ultimate stage of the experiment is to remove distortions due to light refraction through the silicon putty and apply corrections to the substratum topography. This treatment is achieved using a custom algorithm able to evaluate the gap between the measured altitude and the real altitude of each pixel of the DEM (see detailed post-treatment methods in Lelandais et al., 2016). Tests performed on previously known topographies show that the vertical precision of the retrieved digital elevation models is better than 10^{-1} mm.

The flow velocity of the silicon layer is monitored near its base (V_{base}), at mid-depth (V_{mid}) and at its surface ($V_{surface}$), with an additional camera placed over the centre of the experiment (green in Fig. 1). For that purpose, the camera records the position in pictures taken at regular time intervals in ultraviolet (UV) light of 180 UV paint drops (1 mm in radius) placed 1 mm above the base, at mid-depth and at the surface of the silicon layer (Figs. 1, S1 in the Supplement). The monitoring of every UV marker position through time was used to produce velocity and vertical displacement maps. Vertical displacement maps are interpolated from the subtraction of the DEM at time t with the DEM generated from the photographs taken a few seconds before the injection. Velocity maps are interpolated from the subtraction of the position of every marker at time t with the position of the same markers at the previous stage. These passive markers are transparent at visible wavelengths and do not alter pictures of the substratum taken through the silicon cap. They represent less than 0.5 % of the silicon layer in volume and tests have shown that they do not affect its overall rheological behaviour. Uncertainties in the measured position of markers on images are less than 1 pixel in size (i.e. less than 10^{-1} mm); thus uncertainties in the derived velocities are comprised between 5×10^{-4} and $2 \times 10^{-3}\,mm\,s^{-1}$, depending on the time interval between photographs.

2.3 Scaling and limitations

In this study, we focus our attention on the relations among subglacial water flow, subglacial erosion and ice flow using an experiment approach. Considering that in our model meltwater is simulated by an injection of water, the rules of a classical scaling in which the model is a perfect miniaturization of nature are not practical (Paola et al., 2009). In this perspective, we base the scaling of our model on the displacement of the natural ice and experimental silicon margins through time. We use a unit-free speed ratio between the silicon and ice margin velocity and the incision rate of experimental and natural tunnel valleys. In this way, the complexity of the relations among subglacial hydrology, subglacial erosion and ice flow, which is one of the main issues in numerical modelling, is included in the velocity values. The scaling attests that the value of the ratio between margin velocity and incision rate of tunnel valleys in the experiment falls within the field validity defined by the range of natural settings (full details in Lelandais et al., 2016). The main scaling limit regards the viscosity ratios among glacier ice, silicon putty and water. The size of the experimental ice stream, being partly controlled by the high silicon viscosity, may be underestimated compared to the size of modelled tunnel valleys.

Considering that our model is a simplification of nature, we cannot simulate the real complexity of the natural processes. In contrast to ice, the commercial silicon putty we use (Dow Corning, SGM36) is impermeable, Newtonian, isotropic, and its viscosity is nearly independent of temperatures between 10 and 30 °C. Therefore, rheological softening with strain rate, temperature, anisotropy, and meltwater content (e.g. Bingham et al., 2010) cannot be reproduced. The silicon putty cannot reproduce the ice–water phase transition either, requiring the use of punctual water injection in the experiment. This punctual injection does not simulate the mosaic of meltwater production regions existing beneath glaciers or the episodic input from supraglacial–englacial meltwater reservoirs. Experimental meltwater routing is predominantly controlled by the water discharge we inject in our system and therefore differs from parameters controlling

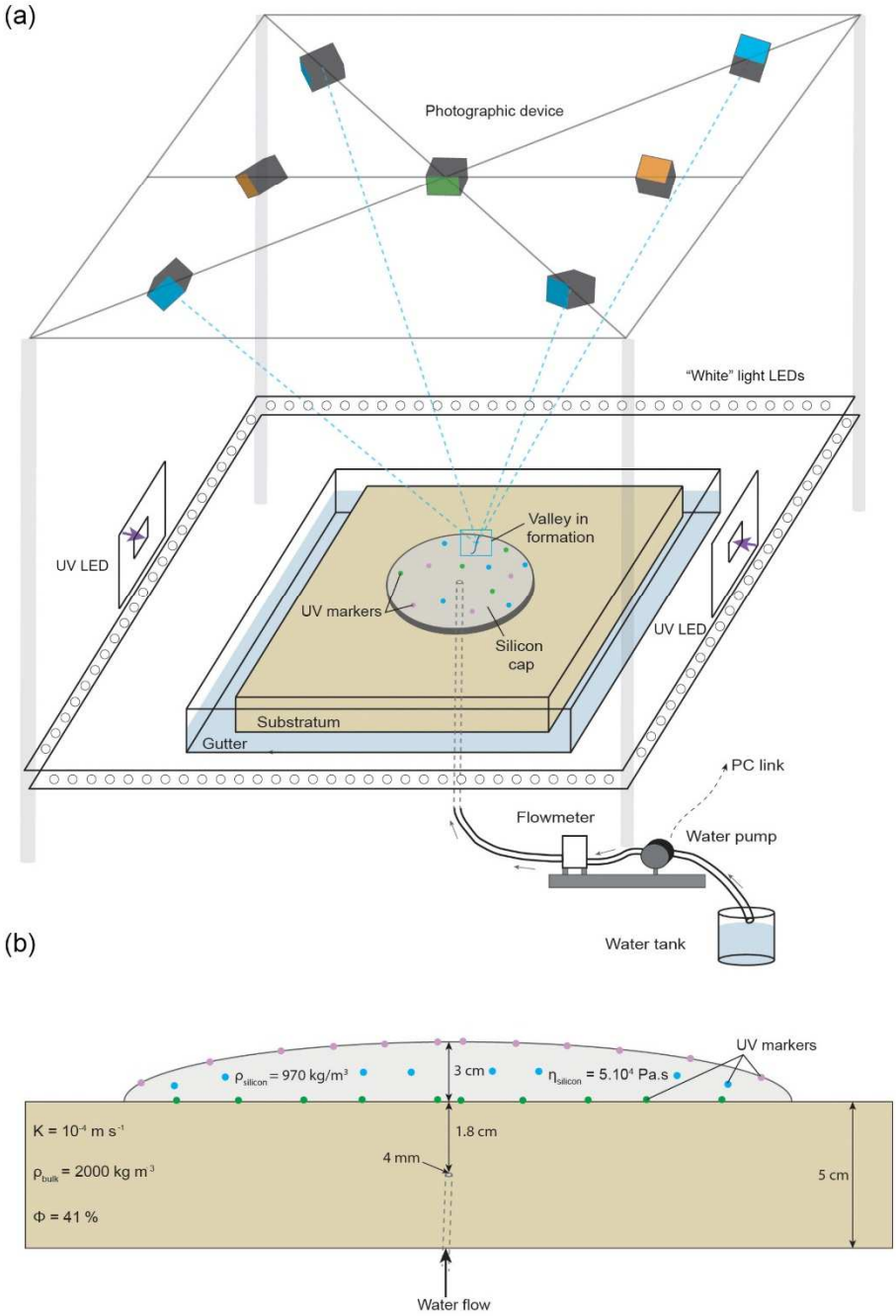


Figure 1. Description of the analogue device used in this study. **(a)** Overview of the analogue device. The analogue device consists in a 70 cm long, 70 cm wide, and 5 cm deep glass box filled with saturated and compacted sand simulating the substratum. The ice sheet portion is simulated by a circular layer of silicon putty containing three levels of UV markers. Meltwater production is simulated by a central and punctual injection of pure water within the substratum. Five synchronized cameras placed above the silicon putty (in blue) focus on the tunnel valley system and are used to produce digital elevation models by photogrammetry. Another camera (in orange) takes overview photographs of the analogue device to follow the progress of the whole experiment. A last camera (in green) is positioned at the vertical of the silicon layer centre and is configured to take high-resolution photographs of the UV markers in black light (illuminated with two lateral UV LED lights). **(b)** Cross-sectional profile of the analogue device displaying the position of the UV markers and the physical characteristics of both the substratum and the silicon layer.

hydrology in glacial systems. Subglacial meltwater routing is indeed controlled by the ice surface slope, the bed topography, and the glacier mass balance (Rothlisberger and Lang, 1987). The ice surface slope controls potentiometric surfaces, generally guiding subglacial water flow parallel to ice sheet surfaces (Glen, 1954; Shreve, 1972; Fountain and Walder, 1998). Finally, the substratum we use is homogeneous, flat and composed of a well-sorted mixture of sand-sized grains. This model, designed to decipher the interaction between subglacial hydrology and ice dynamics, hinders the influence of bed topography and geology (especially the influence of subglacial till) (Winsborrow et al., 2010). The deformation of the subglacial till and its complex rheological behaviour is known to promote ice streaming (Alley et al., 1987), modify the subglacial hydrology, and alter the size of tunnel valleys. The development of an analogue material scaled to reproduce subglacial till characteristics is extremely difficult so we did not try to include the equivalent of a till layer in the experiment. We thus assume that the velocity contrasts observed in the experiment are likely to be amplified in natural ice sheets by the complex rheological behaviour of ice and till. This may lead to the development of narrower ice streams with higher relative velocities and sharper lateral shear margins in natural ice sheets than in the experiment (Raymond, 1987; Perol and Rice, 2015).

3 Experimental results

3.1 Stage-by-stage experimental progress

This experiment was repeated 12 times with identical input parameters (a 30 mm thick silicon layer of 150 mm radius; constant water input of 1.5 $dm^3\,h^{-1}$ during 1800 s). After an initial identical state, a six-stage ice stream life cycle linking outburst flooding, transitory ice streaming, and tunnel valley development has been observed for all these simulations (Figs. 2, 3).

Initial state (Fig. S2). As long as no water is injected in the substratum, the silicon layer spreads under its own weight and displays the typical parabolic surface profile of an ice sheet. It increases in diameter and decreases in thickness with time, thus producing a radial pattern of horizontal velocities, which increase in magnitude from the centre ($V_{surface} < 3\times10^{-3}\,mm\,s^{-1}$) to the margin ($V_{surface} = 8\times10^{-3}\,mm\,s^{-1}$) (Fig. S2). V_{base} is close to 0 over the full extent of the silicon layer ($\frac{V_{base}}{V_{surface}} \sim 0\,\%$), indicating coupling with the substratum. The silicon flow pattern changes when meltwater production is simulated by injecting water at a constant discharge (1.5 $dm^3\,h^{-1}$), beneath the silicon layer.

Stage 1 (Figs. 2a, 3a). A water pocket grows below the centre of the silicon layer and raises its surface by 2 mm. Above the water pocket, the silicon accelerates ($V_{surface} \geq 35\times10^{-3}\,mm\,s^{-1}$) and is decoupled from the substratum ($\frac{V_{base}}{V_{surface}} = 75$ to $80\,\%$). Below the rest of the silicon layer, lower velocities ($V_{surface} = 8\times10^{-3}\,mm\,s^{-1}$, $\frac{V_{base}}{V_{surface}} = 40$ to $50\,\%$) indicate higher basal friction. These results are consistent with inferences that meltwater ponding can form pressurized subglacial water pockets associated with basal decoupling, surface uplift, and ice flow acceleration in natural ice sheets (e.g. Hanson et al., 1998; Elsworth and Suckale, 2016; Livingstone et al., 2016). In the experiment, however, these effects are restricted to an approximately circular region and are not sufficient to produce channelized ice streaming.

Stage 2 (Figs. 2b, 3b). The water pocket expands and migrates towards the margin of the silicon layer. The lack of channels incised in the substratum indicates that this displacement occurs as distributed water drainage without any basal erosion. In the silicon layer, the region of surface uplift, basal decoupling and acceleration ($V_{surface} = 18\times10^{-3}\,mm\,s^{-1}$, $\frac{V_{base}}{V_{surface}} = 75$ to $85\,\%$) expands and migrates downstream with the water pocket. Similar migrations of pressurized subglacial water pockets have been observed or inferred under modern and ancient ice sheets (Fricker et al., 2007; Carter et al., 2017), sometimes associated with migrations of regions of ice surface uplift and ice flow acceleration (Bell et al., 2007; Stearns et al., 2008; Siegfried et al., 2016). The experiment indicates that the migration of water pockets at the ice–bed interface can contribute to the emergence of ice streams.

Stage 3 (Figs. 2c, 3c). When the water pocket reaches the margin of the silicon layer, it drains suddenly as a sheet flow. This marginal outburst flood is still fed by distributed drainage and conveys sand particles eroded from the substratum towards a low-angle marginal sedimentary fan (up to 40 mm long, 30 mm wide and 0.3 mm thick; Fig. S3). Simultaneously, the silicon flow focuses in a stream (200 mm wide at the margin) that propagates upstream from the silicon margin to the water injection area. This stream immediately peaks in velocity ($V_{surface} = 80\times10^{-3}\,mm\,s^{-1}$, 16 times higher than the surrounding silicon) and is entirely decoupled from its substratum ($\frac{V_{base}}{V_{surface}} > 90\,\%$). Although similar relations between outburst floods and ice flow accelerations have been suspected in modern (Alley et al., 2006; Bell et al., 2007; Stearns et al., 2008) and former (Livingstone et al., 2016) ice sheets, they have been documented for valley glaciers only (e.g. Anderson et al., 2005). In these regions, they can produce sudden meltwater discharges that exceed the capacity of distributed subglacial meltwater drainages and promote basal decoupling and ice flow acceleration (e.g. Magnússon et al., 2007). The experiment confirms that outburst floods can promote basal decoupling and trigger ice streaming in ice sheets (Fowler and Johnson, 1995).

Stage 4 (Figs. 2d, 3d). The distributed subglacial drainage system starts to channelize: two valleys (TV1 and TV2) appear below the margin of the silicon layer and gradually expand by regressive erosion of the substratum. At this stage, TV1 is 30 mm long, 12 mm wide and 0.5 mm deep; TV2 is 80 mm long, 10 mm wide and 0.5 mm deep. These val-

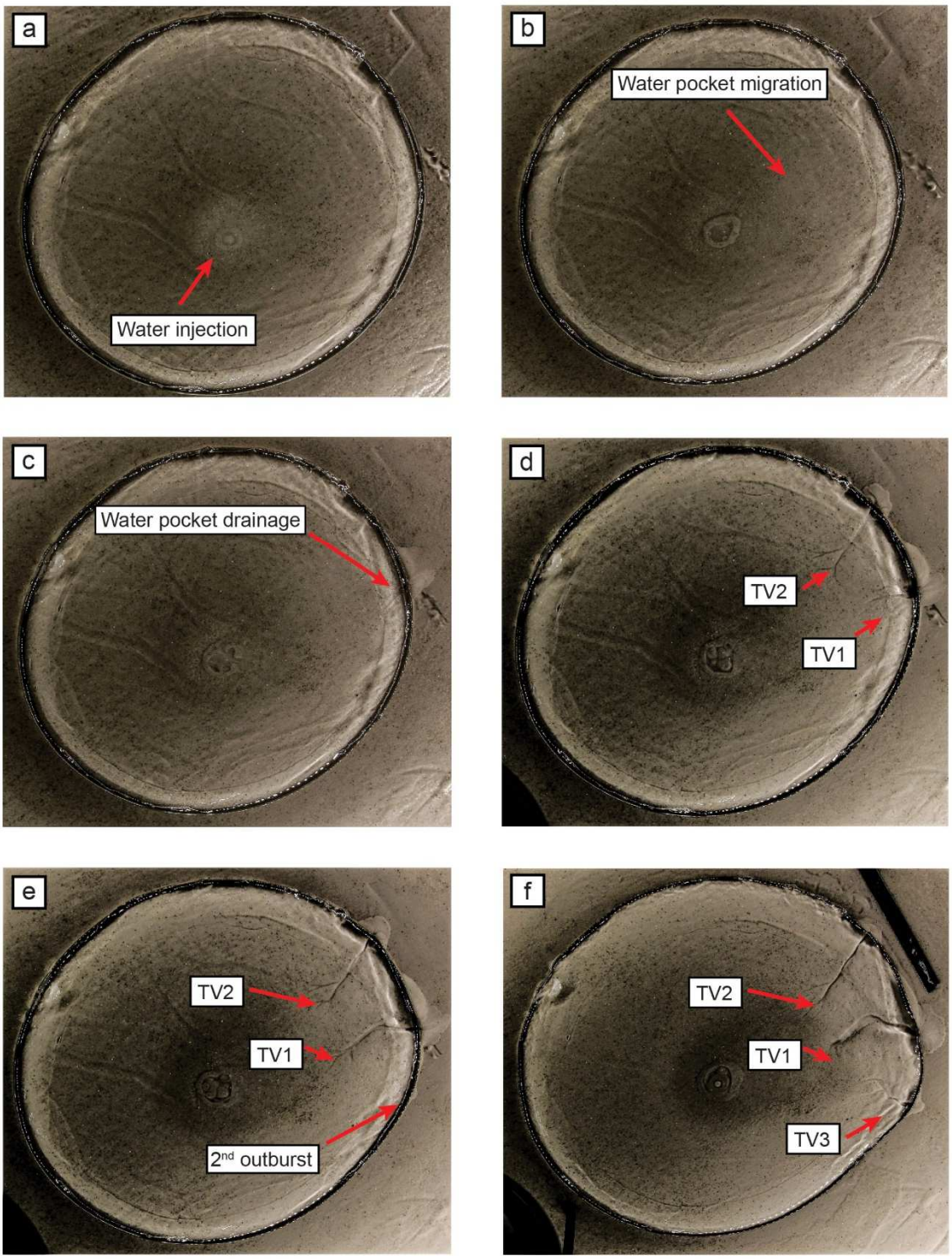


Figure 2. Temporal evolution of the experiment seen in raw photographs. **(a)** Formation of a water pocket. **(b)** Migration of the water pocket. **(c)** Marginal drainage of the water pocket and onset of the silicon stream. **(d)** Development of two tunnel valleys (TV1 and TV2). **(e)** Drainage of a second water pocket and silicon stream migration. **(f)** Development of a new generation of tunnel valleys (TV3) and silicon stream decay. Silicon flow velocity and silicon surface displacement maps corresponding to the six stages described here are presented in Fig. 3.

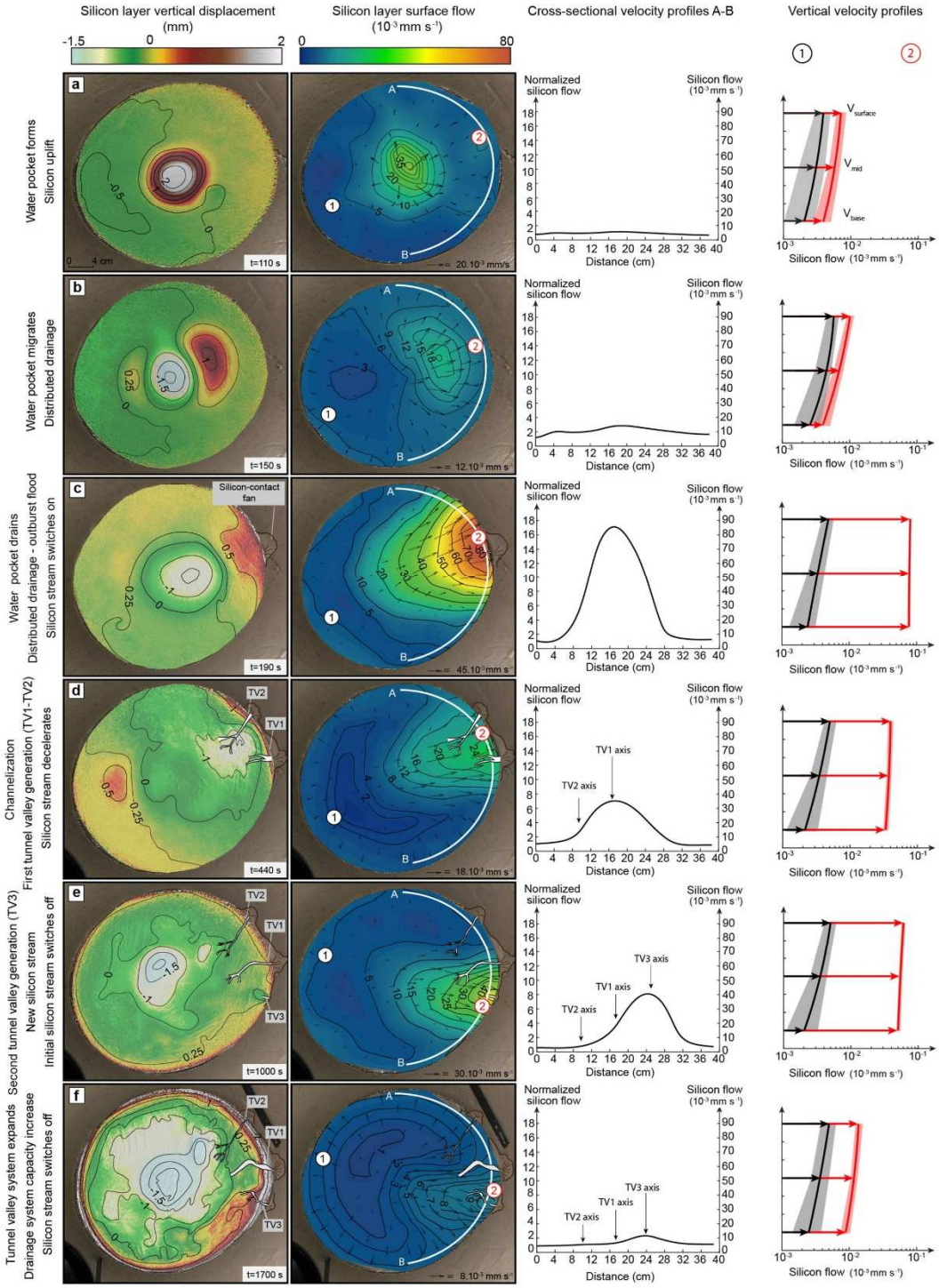


Figure 3. Temporal evolution of the experiment. **(a)** Formation of water pocket, uplift of silicon surface uplift, and acceleration. **(b)** Migration of water pocket and overlying region of uplift and accelerated flow. **(c)** Marginal drainage of water pocket and onset of silicon streaming. **(d)** Tunnel valley development and silicon stream deceleration. **(e)** Formation, migration, and marginal drainage of a new water pocket and development of a second silicon stream and of a new tunnel valley. **(f)** Decay of the second silicon stream. From left to right: (i) maps of vertical displacements of silicon layer surface, (ii) maps of horizontal velocity at silicon layer surface, (iii) cross-sectional velocity profiles (absolute velocity on the right axis; velocity normalized by background velocity on the left axis; profile locations indicated by white lines A–B on maps), (iv) vertical velocity profiles for the silicon stream (red profiles, locations labelled 2 on maps) and for the region opposed to the silicon stream (black profiles, locations labelled 1 on maps).

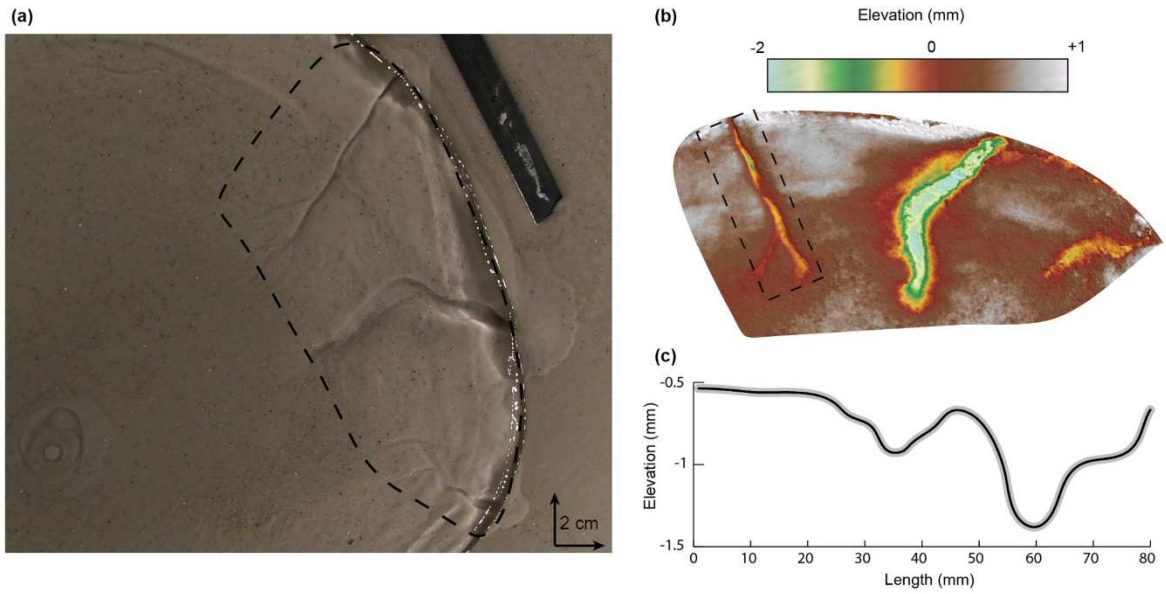


Figure 4. Digital elevation model (DEM) of an experimental tunnel valley and its associated longitudinal profile. **(a)** Snapshot of the tunnel valley system. **(b)** DEM of the tunnel valley corresponding to the one highlighted by a dashed box in **(a)**. **(c)** Undulating longitudinal profile of the tunnel valley bottom extracted from the DEM in the dashed box shown in **(b)**.

leys, with their constant widths, undulating long profiles and radial distribution, are analogue to natural tunnel valleys in their dimensions, shapes, and spatial organization (Lelandais et al., 2016; Fig. 4). They are fed by distributed water drainage. The sand eroded from the substratum transits through these valleys and accumulates in high-angle marginal sedimentary fans, higher in elevation than the valley floors (TV1 fan is up to 27 mm long, 30 mm wide and 0.5 mm thick; TV2 fan is up to 20 mm long, 24 mm wide and 1 mm thick; Fig. S3). In response to progressive channelization of the water drainage into the expanding valleys, the silicon stream narrows and slows down (120 mm wide at the margin; $V_{\text{surface}} = 24 \times 10^{-3}\ \text{mm s}^{-1}$). The silicon stream, still channelized, still flows 8 times faster than the rest of the silicon layer and is still decoupled from the substratum ($\frac{V_{\text{base}}}{V_{\text{surface}}} > 85\ \%$). These results are consistent with inferences that channelization of hitherto distributed subglacial water drainage systems can occur and reduce ice flow velocity after outburst floods (Kamb, 1987; Retzlaff and Bentley, 1993; Magnússon et al., 2007), and it can be responsible for narrowing and deceleration of ice streams (Raymond, 1987; Retzlaff and Bentley, 1993; Catania et al., 2006; Beem et al., 2014; Kim et al., 2016). At this stage of the experiment, this transition, which corresponds to the initiation of tunnel valleys, is not sufficient to stop ice streaming, however.

Stage 5 (Figs. 2e, 3e). A new transient water pocket grows below the silicon layer, migrates and drains as an outburst flood, thus forming a new low-angle marginal sedimentary fan with a lateral offset of 4 cm with respect to TV1. This induces the activation of a second stream ($V_{\text{surface}} = 40 \times 10^{-3}\ \text{mm s}^{-1}$) decoupled from its substratum ($\frac{V_{\text{base}}}{V_{\text{surface}}} = 80\ \%$) and the initiation of a new radial valley (TV3), in a hitherto slow-moving region of the silicon cap. Simultaneously, the first silicon stream switches off ($V_{\text{surface}} = 10 \times 10^{-3}\ \text{mm s}^{-1}$) and recouples to its substratum ($\frac{V_{\text{base}}}{V_{\text{surface}}} = 30\ \%$), but water and sand still flow through TV1 and TV2. At this stage, TV1 is 100 mm long, 8 mm wide, and 0.7 mm deep and its fan is up to 21 mm long, 40 mm wide, and 1.1 mm thick; TV2 is 80 mm long, 7.5 mm wide, and 0.6 mm deep and its fan is up to 20 mm long, 28 mm wide, and 1.6 mm thick. This result is consistent with inferences that natural ice streams can switch on and off, surge, and jump in location in response to changes in subglacial water drainage reorganization (Catania et al., 2012; Le Brocq et al., 2013; Beem et al., 2014; Hulbe et al., 2016). The experiment further indicates that this complex behaviour is controlled by the growth and migration, in various possible directions, of transient pressurized subglacial water pockets that form successively as long as the discharge capacity of tunnel valleys systems is not sufficient to efficiently drain the available meltwater.

Stage 6 (Figs. 2f, 3f). Since their initiation, TV1, TV2, and TV3 have progressively increased in width, depth and length. At this stage TV1 is 100 mm long, 17 mm wide, and 1.2 mm deep and its fan is 28 mm long, 4 mm wide, and 1.5 mm high at the maximum; TV2 is 80 mm long, 10 mm wide, and 0.8 mm deep and its fan is up to 16 mm long, 23 mm wide and 1.6 mm thick; TV3 is 60 mm long, 11 mm wide, and 0.55 mm deep and its fan is up to 14 mm long, 23 mm wide, and 0.7 mm thick. Their overall volume and discharge capacity have thus increased (Fig. 5). In response to

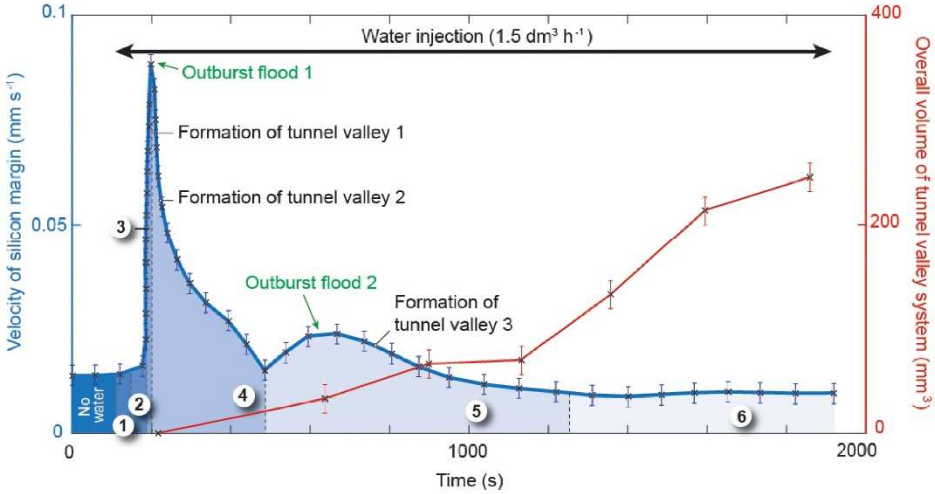


Figure 5. Progressive expansion of overall volume of tunnel valley system vs. velocity of silicon margin through the experiment. The circled numbers correspond to the six stages of the proposed ice stream life cycle.

this increased drainage efficiency, the second stream gradually decays ($V_{\text{surface}} = 5 \times 10^3\,\text{mm}\,\text{s}^{-1}$) and recouples to its substratum ($\frac{V_{\text{base}}}{V_{\text{surface}}} = 35\,\%$). The silicon layer ultimately recovers a radial flow pattern (Fig. 3f). This result is consistent with the inference that ice streams may decelerate and even switch off in response to reduction of subglacial water pressures when efficient subglacial water drainage systems develop (Retzlaff and Bentley, 1993; Beem et al., 2014; Livingstone et al., 2016; Kim et al., 2016). In the experiment, this development is governed by the expansion of tunnel valley networks. Large glaciotectonic thrust masses at the ice margin near tunnel valley fans are generally assumed to be field evidence of a fast ice flow stage prior to drainage through tunnel valleys (Hooke and Jennings, 2006).

3.2 Experimental reproducibility and variability

This experiment has been reproduced 12 times with identical input parameters. We always observe the same processes and events acting in a similar chronological order: (1) water pocket forms, (2) water pocket migrates, (3) water pocket drains (outburst flood) and silicon stream switches on, (4) tunnel valleys form in response to channelization, (5) silicon stream slows down, and (6) it finally switches off in response to the increase in drainage efficiency during tunnel valley development. However, despite this consistency in the progress of all simulations, some variability has been detected. We measured different migration rates for the water pocket ranging from 30 to 80 s that may result from small changes in subglacial topography and in the dynamics of silicon–bed decoupling. Considering a constant water discharge and the characteristics of the experiment, a longer period of migration implies a longer period of water storage and a bigger water volume released at the silicon margin during the pocket drainage. We therefore recorded peak velocities for water pocket drainage ranging from 6.10^{-3} to $12.10^{-3}\,\text{mm}\,\text{s}^{-1}$. In response to variations in the water volume drained at the margin and peak discharge, the maximum width of the silicon stream varies from 120 to 250 mm. The magnitude of the outburst flood triggered during water pocket drainage also influences the number of tunnel valleys that subsequently form during the channelization stage. A high-magnitude outburst flood generates a wider erosion beneath the silicon that will be suitable for the development of multiple tunnel valleys. Hence, the number of tunnel valleys at the end of the experiments ranged from one to five with one to three tunnel valleys formed simultaneously during the initiation of the channelization stage. These valleys range from 40 to 120 mm long, 3 to 18 mm wide, and 0.3 to 1.8 mm deep. During tunnel valley development, the evolution of drainage efficiency varies among the experiments. A relatively inefficient system of tunnel valleys induces upstream water pocket formation. As observed in Fig. 3e, the drainage of this belated water pocket may provoke water rerouting beneath the silicon layer and subsequent lateral migration of the silicon stream. We counted zero to two events of silicon stream migration for single experiments. Finally, the time required to reach the phase of ice stream decay highly depends on the number of tunnel valleys formed during the experiments and their progressive development. We observed a lifetime for the silicon stream ranging from 500 to 1700 s, correlated with the evolution of the drainage efficiency during tunnel valley development.

4 Proposed life cycle of transitory ice streams

The experiment demonstrates that, on flat and homogenous beds, ice streams may arise, progress, and decay in response

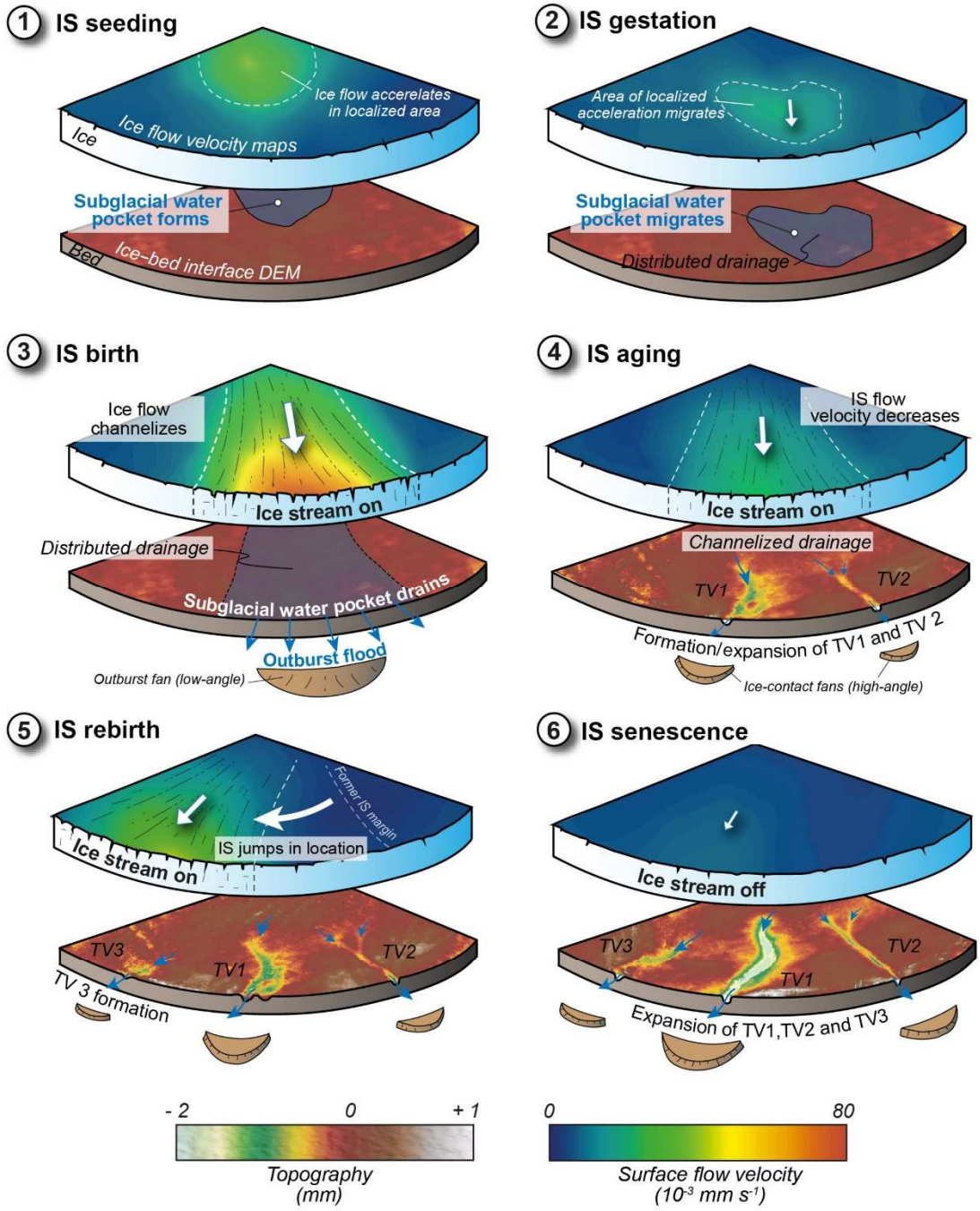


Figure 6. Chronological sequence with interpretative sketches illustrating the proposed ice stream life cycle and the relations with tunnel valley development. Basal topography and surface flow velocity maps are derived from the experiment.

to mechanical interactions among ice flow, subglacial water drainage, and bed erosion. On uneven or heterogeneous beds (not simulated in this model), these interactions may additionally be enhanced or disturbed by spatial variations in the subglacial topography, geology, and geothermal heat flux (e.g. Bentley, 1987; Blankenship et al., 1993; Anandakrishnan et al., 1998; Bourgeois et al., 2000; Winsborrow et al., 2010). The complex rheology of glacial ice and subglacial till (both generally soften with increasing strain rate, temperature, water content, and anisotropy) may also enhance these interactions by increasing velocity contrasts between ice streams and their slower-moving margins. This may lead to the development of narrower ice streams with higher velocities and sharper lateral shear margins in natural ice sheets

than in the experiment (Raymond, 1987; Perol and Rice, 2015).

Although the complexity of glacial systems cannot be fully modelled using the present experimental setup, our results highlight the critical connection between ice streams and tunnel valleys. As reviewed in Kehew et al. (2012) and suggested in Ravier et al. (2015) this relation was suspected from the occurrence of tunnel valleys on ancient ice stream beds. However, it raised a contradiction: subglacial meltwater pressures are generally supposed to be high below ice streams (Bennett, 2003) while tunnel valleys are generally assumed to operate at lower water pressures (Marczinek and Piotrowski, 2006). Although speculated from field evidence, our results demonstrate that ice streaming, tunnel valley formation, release of marginal outburst floods, and subglacial water drainage reorganization may be interdependent parts of a single ice stream life cycle that involves temporal changes in subglacial meltwater pressures (Fig. 6).

1. *Ice stream seeding*. A prerequisite to the activation of ice streams is the formation of pressurized subglacial pockets by meltwater ponding in ice sheet hinterlands. Approximately circular regions of surface uplift and accelerated ice flow develop above these transient water pockets.

2. *Ice stream gestation*. Pressurized water pockets migrate downstream by distributed water flow. Regions of surface uplift and accelerated ice flow migrate accordingly.

3. *Ice stream birth*. Once water pockets reach ice sheet margins, they drain as outburst floods. At that time, ice streams switch on, peak in velocity, and propagate towards ice sheet hinterlands as decoupled corridors of accelerated ice flow underlain by pressurized distributed water drainage.

4. *Ice stream ageing*. Subglacial water drainage then channelizes gradually: tunnel valleys fed by pressurized distributed drainage start to form at ice stream fronts. Subsequent expansion of tunnel valleys by regressive erosion progressively increases their overall discharge capacity, lowers subglacial water pressures, and provokes gradual ice stream recoupling and deceleration. The response of ice stream dynamics to drainage channelization and tunnel valley development might be underestimated due to the high erodibility of the subglacial bed used in the experiment.

5. *Ice stream rebirth (relocation or surge)*. As long as tunnel valley systems keep low drainage capacities, successive pressurized subglacial water pockets can form, migrate, and drain as marginal outburst floods. On even and homogeneous ice sheet beds, the subglacial water drainage is controlled by the surface topography of ice sheets: subtle temporal changes in this topography may thus be able to produce consecutive generations of ice streams and tunnel valleys at different locations and with different flow directions. These jumps in locations and directions may be responsible for the formation of independent, but sometimes intersecting, ice stream corridors and tunnel valley networks on some ancient ice sheet beds (Fowler and Johnson, 1995; Jørgensen and Piotrowski, 2003). By contrast, if subglacial water routes and ice flow are constrained by bed heterogeneities, migration of successive subglacial water pockets along predetermined paths may induce sequential ice stream surges (Fowler and Johnson, 1995; Hulbe et al., 2016) and participate in the gradual development of complex tunnel valley systems at fixed places, like the McMurdo Dry Valleys "labyrinth" in Antarctica (Lewis et al., 2006).

6. *Ice stream senescence*. Ice streams may ultimately switch off when drainage capacities of tunnel valley systems are sufficient to limit subglacial water overpressures. The progressive decay of an ice stream activity can be partially produced by the thinning of the ice layer and the subsequent reduction of the stress driving ice flow in ice stream corridors (Robel et al., 2013). Our experiments display negligible thinning prior to ice stream decay. With a constant water discharge being applied in experiments, we demonstrate that increased drainage efficiency during tunnel valley development can solely be responsible for ice stream slowdown. Tunnel valleys and ice streams are frequently found to coexist, as exemplified by the many examples reported from the southern margin of the Laurentide Ice Sheet (Patterson, 1997; Livingstone and Clark, 2016). In one case, development of tunnel valleys has been suggested to have led to stagnation of ice flow at an ice stream terminus (Patterson, 1997), a process that we have now demonstrated by modelling. This further indicates that tunnel valley development could secure ice sheet stability as hinted by Marczinek and Piotrowski (2006) by preventing ice stream destabilization. We apply a constant meltwater discharge to our model; however meltwater production and discharge in a subglacial system fluctuates at different timescales (day, year, decades). Fluctuating water production may have further implications on the size of ice streams, the size and number of tunnel valleys that develop through time, and the timescale involved in ice sheet destabilization and stabilization. The oscillation in water production could strengthen and multiply the life cycles of some transitory ice streams, already deciphered with a constant water discharge in this study.

In a global change context, phenomena of ice stream stabilization would require that pre-existing and newly forming tunnel valley systems expand sufficiently fast to accommodate increased meltwater production. Investigating the processes and rates of tunnel valley development is warranted

more than ever to better assess ancient and present-day ice sheet behaviour.

5 Conclusions

The transitory and mobile nature of ice streams may be understood in the framework of a model life cycle that involves temporal changes in subglacial meltwater pressures and arises from interactions among ice flow, subglacial water drainage, and bed erosion. In this model life cycle transitory ice streams arise, progress and decay in response to subglacial flooding, changes in type and efficiency of subglacial drainage, and development of tunnel valleys. These results are consistent with (and reconcile) a variety of otherwise detached observations performed at different timescales and at different places, on modern and ancient natural ice streams. One of the most novel outcomes of this study is that subglacial tunnel valley development may be crucial in controlling ice stream vanishing and perhaps, as a consequence, in preventing catastrophic ice sheet collapses during periods of climate change (Hulbe, 2017). The processes and rates of tunnel valley development are thus major issues for predicting the forthcoming behaviour of present-day ice sheets and for assessing their contribution to the release of ice and freshwater to the ocean. The innovative experimental approach used here opens new perspectives on the understanding of subglacial processes controlling ice sheet dynamics and destabilization.

Data availability. All datasets used in this paper are available from the corresponding author on request.

The Supplement related to this article is available online at https://doi.org/10.5194/tc-12-2759-2018-supplement.

Author contributions. OB, RM, ER, and SP conceived this research and gathered funding. TL designed and conducted the experiments (setup, monitoring, and post-treatment), with contributions by RM and PS. TL, ER, OB, CDC, SP, and RM contributed to the interpretation of the results and of their natural implications. TL wrote the first draft of the paper; ER, OB, SP, and CDC contributed substantially to its present version.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. This study is part of the DEFORm project (Deformation and Erosion by Fluid Overpressure) funded by "Région Pays de la Loire". Additional financial support was provided by the French "Agence Nationale de la Recherche" through grant ANR-12-BS06-0014 "SEQSTRAT-ICE" and the "Institut National des Sciences de l'Univers" (INSU) through the "Programme National de Planétologie" (PNP) and "Système Terre: Processus et Couplages (SYSTER)" programmes.

Edited by: Arjen Stroeven
Reviewed by: Carrie Jennings and one anonymous referee

References

Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T., and Bentley, C. R.: Till beneath ice stream B: 4. A coupled ice-till flow model, J. Geophys. Res.-Sol. Ea., 92, 8931–8940, https://doi.org/10.1029/JB092iB09p08931, 1987.

Alley, R. B., Dupont, T. K., Parizek, B. R., Anandakrishnan, S., Lawson, D. E., Larson, G. J., and Evenson, E. B.: Outburst flooding and the initiation of ice-stream surges in response to climatic cooling: A hypothesis, Geomorphology, 75, 76–89, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.01.011, 2006.

Anandakrishnan, S., Blankenship, D. D., Alley, R. B., and Stoffa, P. L.: Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations, Nature, 394, 62–65, https://doi.org/10.1038/27889, 1998.

Anderson, R. S., Walder, J. S., Anderson, S. P., Trabant, D. C., and Fountain, A. G.: The dynamic response of Kennicott Glacier, Alaska, USA, to the Hidden Creek Lake outburst flood, Ann. Glaciol., 40, 237–242, https://doi.org/10.3189/172756405781813438, 2005.

Bamber, J. L., Vaughan, D. G., and Joughin, I.: Widespread Complex Flow in the Interior of the Antarctic Ice Sheet, Science, 287, 1248–1250, https://doi.org/10.1126/science.287.5456.1248, 2000.

Beckley, B., Zelensky, N. P., Holmes, S. A., Lemoine, F. G., Ray, R. D., Mitchum, G. T., Desai, S., and Brown, S. T.: Global Mean Sea Level Trend from Integrated Multi-Mission Ocean Altimeters TOPEX/Poseidon Jason-1 and OSTM/Jason-2 Version 3. Ver. 3. PO.DAAC, CA, USA, Dataset, https://doi.org/10.5067/GMSLM-TJ123, 2015.

Beem, L. H., Tulaczyk, S. M., King, M. A., Bougamont, M., Fricker, H. A., and Christoffersen, P.: Variable deceleration of Whillans Ice Stream, West Antarctica, J. Geophys. Res.-Earth, 119, 212–224, https://doi.org/10.1002/2013JF002958, 2014.

Bell, R. E., Studinger, M., Shuman, C. A., Fahnestock, M. A., and Joughin, I.: Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams, Nature, 445, 904–907, https://doi.org/10.1038/nature05554, 2007.

Bennett, M. R.: Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance, Earth-Sci. Rev., 61, 309–339, https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00130-7, 2003.

Bentley, C. R.: Antarctic ice streams: a review, J. Geophys. Res.-Sol. Ea., 92, 8843–8858, https://doi.org/10.1029/JB092iB09p08843, 1987.

Bingham, R. G., King, E. C., Smith, A. M., and Pritchard, H. D.: Glacial geomorphology: towards a convergence of glaciology and geomorphology, Prog. Phys. Geog., 34, 327–355, https://doi.org/10.1177/0309133309360631, 2010.

Blankenship, D. D., Bell, R. E., Hodge, S. M., Brozena, J. M., Behrendt, J. C., and Finn, C. A.: Active volcanism beneath the West Antarctic ice sheet and implications for ice-sheet stability, Nature, 361, 526–529, https://doi.org/10.1038/361526a0, 1993.

Bourgeois, O., Dauteuil, O., and Van Vliet-Lanoe, B.: Geothermal control on flow patterns in the Last Glacial Maximum ice sheet of Iceland, Earth Surf. Proc. Land., 25, 59–76, https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(200001)25:1<59::AID-ESP48>3.0.CO;2-T, 2000.

Carter, S. P., Fricker, H. A., and Siegfried, M. R.: Evidence of rapid subglacial water piracy under Whillans Ice Stream, West Antarctica, J. Glaciol., 59, 1147–1162, https://doi.org/10.3189/2013JoG13J085, 2013.

Carter, S. P., Fricker, H. A., and Siegfried, M. R.: Antarctic subglacial lakes drain through sediment-floored canals: theory and model testing on real and idealized domains, The Cryosphere, 11, 381–405, https://doi.org/10.5194/tc-11-381-2017, 2017.

Catania, G. and Paola, C.: Braiding under glass, Geology, 29, 259–262, https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0259:BUG>2.0.CO;2, 2001.

Catania, G., Hulbe, C., Conway, H., Scambos, T. A., and Raymond, C. F.: Variability in the mass flux of the Ross ice streams, West Antarctica, over the last millennium, J. Glaciol., 58, 741–752, https://doi.org/10.3189/2012JoG11J219, 2012.

Catania, G. A., Scambos, T. A., Conway, H., and Raymond, C. F.: Sequential stagnation of Kamb ice stream, West Antarctica, Geophys. Res. Lett., 33, L14502 https://doi.org/10.1029/2006GL026430, 2006.

Elsworth, C. W. and Suckale, J.: Rapid ice flow rearrangement induced by subglacial drainage in West Antarctica, Geophys. Res. Lett., 43, 697–707, https://doi.org/10.1002/2016GL070430, 2016.

Engelhardt, H., Humphrey, N., Kamb, B., and Fahnestock, M.: Physical conditions at the base of a fast moving antarctic ice stream, Science, 248, 57–59, https://doi.org/10.1126/science.248.4951.57, 1990.

Evatt, G. W., Fowler, A. C., Clark, C. D., and Hulton, N. R. J.: Subglacial floods beneath ice sheets, Philos. T. R. Soc. A, 364, 1769–1794, https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1798, 2006.

Flowers, G. E.: Modelling water flow under glaciers and ice sheets, P. Roy. Soc. A-Math. Phy., 471, 20140907, https://doi.org/10.1098/rspa.2014.0907, 2015.

Fountain, A. G. and Walder, J. S.: Water flow through temperate glaciers, Rev. Geophys., 36, 299–328, https://doi.org/10.1029/97RG03579, 1998.

Fowler, A. C. and Johnson, C.: Hydraulic run-away: a mechanism for thermally regulated surges of ice sheets, J. Glaciol., 41, 454–461, https://doi.org/10.3189/S002214300003478X, 1995.

Fricker, H. A., Scambos, T., Bindschadler, R., and Padman, L.: An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space, Science, 315, 1544–1548, https://doi.org/10.1126/science.1136897, 2007.

Glen, J. W.: The stability of ice-dammed lakes and other water-filled holes in glaciers, J. Glaciol., 2, 316–318, https://doi.org/10.3189/S0022143000025132, 1954.

Gray, L., Joughin, I., Tulaczyk, S., Spikes, V. B., Bindschadler, R., and Jezek, K.: Evidence for subglacial water transport in the West Antarctic Ice Sheet through three-dimensional satellite radar interferometry, Geophys. Res. Lett., 32, L03501, https://doi.org/10.1029/2004GL021387, 2005.

Hanson, B., Hooke, R. L., and Grace, E. M.: Short-term velocity and water-pressure variations down-glacier from a riegel, Storglaciären, Sweden, J. Glaciol., 44, 359–367, https://doi.org/10.3189/S0022143000002689, 1998.

Hindmarsh, R. C. A.: Consistent generation of ice-streams via thermo-viscous instabilities modulated by membrane stresses, Geophys. Res. Lett., 36, L06502, https://doi.org/10.1029/2008GL036877, 2009.

Hooke, R. L. and Jennings, C. E.: On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet, Quaternary Sci. Rev., 25, 1364–1372, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.018, 2006.

Hulbe, C.: Is ice sheet collapse in West Antarctica unstoppable?, Science, 356, 910–911, https://doi.org/10.1126/science.aam9728, 2017.

Hulbe, C. L., Scambos, T. A., Klinger, M., and Fahnestock, M. A.: Flow variability and ongoing margin shifts on Bindschadler and MacAyeal Ice Streams, West Antarctica, J. Geophys. Res.-Earth, 121, 283–293, https://doi.org/10.1002/2015JF003670, 2016.

Jørgensen, F. and Piotrowski, J. A.: Signature of the Baltic ice stream on Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation, Boreas, 32, 242–255, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01440.x, 2003.

Kamb, B.: Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system, J. Geophys. Res.-Sol. Ea., 92, 9083–9100, https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09083, 1987.

Kehew, A. E., Piotrowski, J. A., and Jørgensen, F.: Tunnel valleys: Concepts and controversies. A review, Earth-Sci. Rev., 113, 33–58, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.002, 2012.

Kim, B.-H., Lee, C.-K., Seo, K.-W., Lee, W. S., and Scambos, T.: Active subglacial lakes and channelized water flow beneath the Kamb Ice Stream, The Cryosphere, 10, 2971–2980, https://doi.org/10.5194/tc-10-2971-2016, 2016.

Kleiner, T. and Humbert, A.: Numerical simulations of major ice streams in western Dronning Maud Land, Antarctica, under wet and dry basal conditions, J. Glaciol., 60, 215–232, https://doi.org/10.3189/2014JoG13J006, 2014.

Kowal, K. N. and Worster, M. G.: Lubricated viscous gravity currents, J. Fluid Mech., 766, 626–655, https://doi.org/10.1017/jfm.2015.30, 2015.

Kyrke-Smith, T. M., Katz, R. F., and Fowler, A. C.: Subglacial hydrology and the formation of ice streams, P. Roy Soc. A-Math. Phy., 470, 20130494, https://doi.org/10.1098/rspa.2013.0494, 2014.

Le Brocq, A. M., Ross, N., Griggs, J. A., Bingham, R. G., Corr, H. F. J., Ferraccioli, F., Jenkins, A., Jordan, T. A., Payne, A. J., Rippin, D. M., and Siegert, M. J.: Evidence from ice shelves for channelized meltwater flow beneath the Antarctic Ice Sheet, Nat. Geosci., 6, 945–948, https://doi.org/10.1038/ngeo1977, 2013.

Lelandais, T., Mourgues, R., Ravier, É., Pochat, S., Strzerzynski, P., and Bourgeois, O.: Experimental modeling of pressurized subglacial water flow: Implications for tunnel valley formation, J. Geophys. Res.-Earth, 121, 2022–2041, https://doi.org/10.1002/2016JF003957, 2016.

Lewis, A. R., Marchant, D. R., Kowalewski, D. E., Baldwin, S. L., and Webb, L. E.: The age and origin of the

Labyrinth, western Dry Valleys, Antarctica: Evidence for extensive middle Miocene subglacial floods and freshwater discharge to the Southern Ocean, Geology, 34, 513–516, https://doi.org/10.1130/G22145.1, 2006.

Livingstone, S. J. and Clark, C. D.: Morphological properties of tunnel valleys of the southern sector of the Laurentide Ice Sheet and implications for their formation, Earth Surf. Dynam., 4, 567–589, https://doi.org/10.5194/esurf-4-567-2016, 2016.

Livingstone, S. J., Utting, D. J., Ruffell, A., Clark, C. D., Pawley, S., Atkinson, N., and Fowler, A. C.: Discovery of relict subglacial lakes and their geometry and mechanism of drainage, Nat. Commun., 7, 11767, https://doi.org/10.1038/ncomms11767, 2016.

Magnússon, E., Rott, H., Björnsson, H., and Pálsson, F.: The impact of jökulhlaups on basal sliding observed by SAR interferometry on Vatnajökull, Iceland, J. Glaciol., 53, 232–240, https://doi.org/10.3189/172756507782202810, 2007.

Marczinek, S. and Piotrowski, J. A.: Groundwater flow under the margin of the last Scandinavian ice Sheet Around the EckernföRde Bay, Northwest Germany, in: Glacier Science and Environmental Change, edited by: Knight, P. G., 60–62, https://doi.org/10.1002/9780470750636.ch10, 2006.

Margold, M., Stokes, C. R., Clark, C. D., and Kleman, J.: Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: a new mapping inventory, J. Maps., 11, 380–395, https://doi.org/10.1080/17445647.2014.912036, 2015.

Marshall, S. J.: Recent advances in understanding ice sheet dynamics, Earth Planet. Sc. Lett., 240, 191–204, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.016, 2005.

Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., and Reinhardt, L.: The unreasonable effectiveness of stratigraphic and geomorphic experiments, Earth-Sci. Rev., 97, 1–43, https://doi.org/10.1080/17445647.2014.912036, 2009.

Paterson, W. S. B.: Pergamon Kidlington, The Physics of Glaciers, Elsevier Science Ltd, Great Britain, 480 pp., 1994.

Patterson, C. J.: Southern Laurentide ice lobes were created by ice streams: Des Moines Lobe in Minnesota, USA, Sediment. Geol., 111, 249–261, https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00018-3, 1997.

Payne, A. J. and Dongelmans, P. W.: Self-organization in the thermomechanical flow of ice sheets, J. Geophys. Res.-Sol. Ea., 102, 12219–12233, https://doi.org/10.1029/97JB00513, 1997.

Perol, T. and Rice, J. R.: Shear heating and weakening of the margins of West Antarctic ice streams, Geophys. Res. Lett., 42, 3406–3413, https://doi.org/10.1002/2015GL063638, 2015.

Peters, L. E., Anandakrishnan, S., Alley, R. B., and Smith, A. M.: Extensive storage of basal meltwater in the onset region of a major West Antarctic ice stream, Geology, 35, 251–254, https://doi.org/10.1130/G23222A.1, 2007.

Ravier, E., Buoncristiani, J. F., Menzies, J., Guiraud, M., Clerc, S., and Portier, E.: Does porewater or meltwater control tunnel valley genesis? Case studies from the Hirnantian of Morocco, Palaeogeogr. Palaeocl., 418, 359–376, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.12.003, 2015.

Raymond, C. F.: How do glaciers surge? A review, J. Geophys. Res.-Sol. Ea., 92, 9121–9134, https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09121, 1987.

Retzlaff, R. and Bentley, C. R.: Timing of stagnation of Ice Stream C, West Antarctica, from short-pulse radar studies of buried surface crevasses, J. Glaciol., 39, 553–561, https://doi.org/10.3189/S0022143000016440, 1993.

Robel, A. A., Degiuli, E., Schoof, C., and Tziperman, E.: Dynamics of ice stream temporal variability?: Modes, scales, and hysteresis, J. Geophys. Res.-Earth, 118, 925–936, https://doi.org/10.1002/jgrf.20072, 2013.

Rothlisberger, H. and Lang, H.: Glacial hydrology. Glacio-Fluvial Sediment Transfer: An Alpine Perspective, Gurnell and Clark, John Wiley and Sons, New York New York, 207–284, 1987.

Shreve, R. L.: Movement of water in glaciers, J. Glaciol., 11, 205–214, https://doi.org/10.3189/S002214300002219X, 1972.

Siegfried, M. R., Fricker, H. A., Carter, S. P., and Tulaczyk, S.: Episodic ice velocity fluctuations triggered by a subglacial flood in West Antarctica, Geophys. Res. Lett., 43, 2640–2648, https://doi.org/10.1002/2016GL067758, 2016.

Stearns, L. A., Smith, B. E., and Hamilton, G. S.: Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods, Nat. Geosci., 1, 827–831, https://doi.org/10.1038/ngeo356, 2008.

Vaughan, D. G., Corr, H. F. J., Smith, A. M., Pritchard, H. D., and Shepherd, A.: Flow-switching and water piracy between Rutford Ice Stream and Carlson Inlet, West Antarctica, J. Glaciol., 54, 41–48, https://doi.org/10.3189/002214308784409125, 2008.

Vaughan, D. G., Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., and Zhang, T.: Observations: Cryosphere, in: Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.

Winsborrow, M. C. M., Clark, C. D., and Stokes, C. R.: What controls the location of ice streams?, Earth-Sci. Rev., 103, 45–59, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.003, 2010.

1.2.3 - Principaux résultats et conclusions

- La formation, la migration puis la vidange catastrophique d'eau de fonte contenue dans un réservoir sous-glaciaire accélère la vitesse d'écoulement de la silicone dans un couloir.
- La comparaison des profils de vitesse verticaux entre le couloir à fort écoulement et le reste de la calotte démontre du découplage dans le couloir qui peut donc être assimilé à un ice stream.
- Le comportement de l'ice stream dans les expériences peut se décomposer en 6 étapes qui forment un cycle de vie ("lifecycle") :
    - Germination : L'un des pré-requis pour la formation des ice streams expérimentaux est la formation d'une poche d'eau pressurisée à l'interface glace/substrat qui provoque le soulèvement de la calotte et une accélération ponctuelle de la vitesse au-dessus de la poche.
    - Gestation : La poche d'eau pressurisée migre vers la marge de la calotte via un écoulement distribué de type pelliculaire. La zone de soulèvement et d'accélération de la calotte se déplace conjointement à la poche.
    - Naissance : Lorsque la poche d'eau se vidange à la marge de la calotte, "l'ice stream" se met en place à sa vitesse maximale et se propage vers l'amont en formant un couloir à grande vitesse soumis à un écoulement basal distribué.
    - Maturation : L'écoulement distribué évolue spontanément en un écoulement chenalisé par la formation de vallées tunnels depuis la marge de la calotte. Le développement progressif des vallées tunnels par érosion régressive augmente leur capacité de drainage, ce qui diminue conjointement la pression d'eau basale. La proportion de l'écoulement en nappe diminuant, la calotte se recouple progressivement au substrat, ce qui diminue la taille et la vitesse de l'ice stream.
    - Renaissance (facultative) : Initialement le système de vallées tunnels est incapable de drainer l'intégralité de l'eau de fonte. Dans cette configuration des poches successives peuvent se former, migrer et être drainées à la marge ce qui entraîne la migration de l'ice stream au-dessus de la zone de vidange et la formation de nouvelles vallées tunnels. Cette étape est facultative et dépend de la vitesse de développement des vallées tunnels.
    - Sénescence : Lorsque le système de vallées tunnels devient suffisamment efficace pour drainer l'intégralité de l'eau, l'ice stream s'interrompt, conséquence du recouplage de la calotte avec le substrat.

- Les résultats des expériences reliant ice stream, drainage catastrophique d'eau de fonte, formation des vallées tunnels et réorganisation de l'hydrologie sous-glaciaire, confirment certaines observations naturelles qui demeuraient spatialement et temporellement déconnectées.
- L'une des nouveautés émanant de ces travaux est l'idée que le développement de vallées tunnels puissent contrôler la dynamique de l'ice stream. Il apparaît ainsi que les vallés tunnels s'opposent aux développements de fortes vitesses d'écoulement de la glace contribuant ainsi à la stabilisation des calottes glaciaires.

Les résultats des travaux présentés dans cet article démontrent qu'avec un modèle simple il est possible de reproduire la formation d'un ice stream et de connecter à la fois son initiation et son arrêt à des réorganisations de l'hydrologie sous-glaciaire et à l'efficacité de drainage des vallées tunnels. Néanmoins il convient d'émettre quelques réserves sur ces résultats. En effet le modèle, s'attachant initialement à modéliser la circulation d'eau sous-glaciaire, ne tient pas compte de paramètres primordiaux à l'existence de certains ice streams, tels que la possibilité d'une concentration du flux topographique ou encore la possibilité de déformation du substrat (**Engelhardt & Kamb, 1998; Kjaer et al., 2006**). Ces résultats n'occultent donc pas la capacité des calottes glaciaires à produire spontanément des ice streams par des réactions thermo-mécaniques (**Payne & Dongelmans, 1997; Hindmarsh, 2009**) ou la prédominance de paramètres autre que l'hydrologie sous-glaciaire dans l'existence de certains ice streams. Il apparaît néanmoins que l'hydrologie sous-glaciaire seule, par le biais des mécanismes de recharge/vidange de réservoirs sous-glaciaires puis par le développement de vallées tunnels peut générer et gouverner l'évolution d'ice streams transitoires ou éventuellement influer la dynamique d'ice streams préexistants.

Cette étude montre qu'au-delà de la formation d'un ice stream par le drainage catastrophique d'eau de fonte, si celui-ci est gouverné par des lois de lubrification basale, ce qui est le cas de nombreux exemples naturels, le passage à un écoulement chenalisé et l'efficacité de ce système chenalisé est le moteur de l'évolution de l'ice stream. Néanmoins, devant la constance des paramètres expérimentaux utilisés dans cette étude, il est raisonnable de se demander si la modification d'un ou plusieurs de ces paramètres, symbolisant un changement du contexte naturel, permet d'obtenir la même succession d'évènements aboutissant à l'arrêt de l'ice stream lorsque les vallées tunnels atteignent les dimensions suffisantes. Cette approche utilisée dans la section suivante permettra ainsi de déterminer si l'hypothèse d'un rôle primordial de l'efficacité de drainage sur la dynamique des ice streams est valable quel que soit le contexte de formation.

1.3 - Influence des conditions expérimentales

Les expériences présentées dans la partie précédente ont été conduites avec des paramètres constants afin de s'assurer de la reproductibilité du phénomène "d'ice streaming". Cependant dans la nature, chaque région d'une calotte glaciaire est soumise à des conditions qui lui sont propres et qui influencent directement sa dynamique. Dans le même esprit que la section précédente, cette partie s'intéresse au couple dynamique de la calotte glaciaire-efficacité de drainage sur différentes configurations d'expérience. Pour ce faire dans cette partie nous aborderons successivement l'influence de quatre paramètres expérimentaux étayée, à l'instar de l'article précédent, par (i) le suivi temporel et spatial de la dynamique de la calotte et (ii) la quantification au cours du temps de l'efficacité de drainage des vallées tunnels.

1.3.1 - Quantification de l'efficacité de drainage

L'article précédent abordait l'efficacité de drainage sous la forme d'un graphique présentant à la fois la vitesse de la marge de la calotte et le volume du système de vallées tunnels. Dans un souci de précision, le suivi de l'efficacité de drainage présenté dans cette section sera fait de manière quantitative (**Eq. 2.17**) en comparant le débit d'eau potentiel que peut faire circuler le système de vallées tunnels avec le débit circulant à l'interface. Si le débit potentiel du système de vallées tunnels est inférieur au débit de circulation d'eau à l'interface alors le système de drainage sera considéré comme inefficace. À l'inverse, si le débit potentiel du système de vallées tunnels égale ou excède le débit à l'interface, l'intégralité de l'eau est en mesure de circuler via les vallées tunnels donc le système sera considéré comme efficace. Ce calcul néglige donc la contribution de l'écoulement poral depuis l'aquifère vers la vallée.

Le calcul du débit potentiel nécessite de connaître la chute de pression s'opérant dans la vallée (**Eq. 2.17**). La forme de la courbe de pression (**Figure 3.4**) montre qu'à l'exception du début de l'expérience relative à la formation et à la croissance de la cheminée de fluidisation la pression mesurée à l'injecteur est relativement constante. Si l'on considère que la chute de pression dans la cheminée de fluidisation est négligeable (cheminée de faible hauteur et débit faible) la pression de stabilisation ou pression de palier peut être utilisée comme la pression d'eau entrant en tête de vallée. Une chute de pression linéaire sera utilisée dans les calculs d'efficacité de drainage en raison de la faible contribution de la topographie (substrat plat) et de la pente de surface de la silicone à l'exception de la zone marginale. En utilisant une chute de pression linéaire entre la tête de vallée supposée à la pression de palier et la marge supposée à pression hydrostatique soit 150 à 180 Pa, si l'on considère le point de mesure au niveau de

l'injecteur, il est possible de calculer le débit potentiel pouvant traverser une vallée (**Eq. 2.17**). Cette valeur comparée au débit passant à travers la cheminée de fluidisation permet d'estimer le degré d'efficacité d'une vallée individuellement mais également du réseau de vallées tunnels au complet.

1.3.2 - Conditions normales

Afin d'analyser l'influence de différentes configurations expérimentales sur la dynamique de la calotte, la première étape est d'effectuer une expérience avec une série de paramètres expérimentaux ("conditions normales") que l'on fera varier les uns après les autres dans les sections suivantes. Cette configuration, correspondant à celle utilisée dans l'article précédent, consiste en une couche de silicone de 15 cm de rayon, 3 cm d'épaisseur déposée avec le type de dépôt "Demi-ellipsoïde". L'injection d'eau s'effectue via un injecteur de 4 mm de rayon avec un débit constant durant 1800 secondes, conditions dans lesquelles la pression d'eau injectée est légèrement supérieure à la somme des pressions lithostatique (i.e. poids de la colonne de sable) et glaciostatique (i.e. poids de la colonne de silicone). La dynamique de la calotte dans ce type d'expérience, décrite de manière exhaustive dans la partie précédente, s'explique intégralement par le développement d'un système de vallées tunnels devenant de plus en plus efficace au cours du temps (**Figure 5.1**).

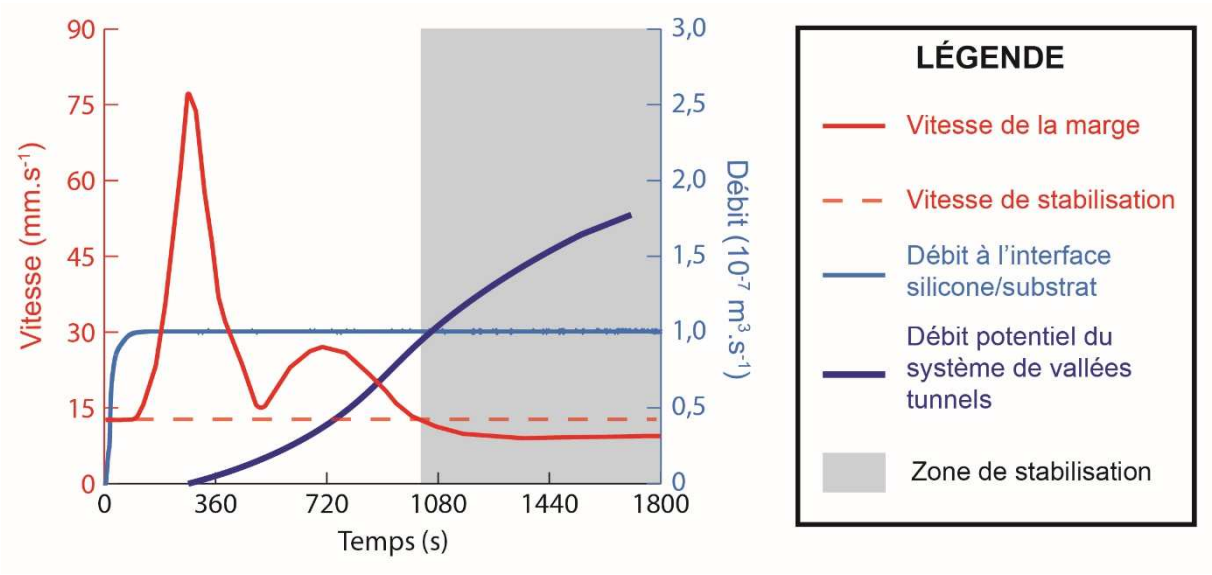


Figure 5.1. Évolution conjointe de la vitesse à la marge de la calotte et de l'efficacité de drainage des vallées tunnels dans l'expérience présentée dans l'article précédent. Le processus de stabilisation (vitesse de la marge inférieure ou égale à la vitesse de stabilisation) se produit au même moment où le débit potentiel des vallées tunnels égale le débit à l'interface silicone/substrat.

1.3.3 - Influence du débit d'injection

Une modification du débit d'injection dans les expériences symbolise un changement de la production d'eau de fonte et donc de l'eau disponible à la formation des vallées tunnels dans le système naturel. Il existe deux manières d'étudier l'influence du débit d'injection dans les expériences. Soit en injectant un débit supérieur au débit "dimensionné" pour la calotte de silicone en conditions "normales", soit en effectuant une expérience avec une calotte de silicone plus fine mais en maintenant le débit "dimensionné" pour des conditions expérimentales "normales". L'expérience présentée dans la **figure 5.2** a été effectuée avec une calotte de silicone deux fois plus fines (1.5 cm), en conservant les autres paramètres fixes (cf. tableau de données ; **Figure 5.2**).

Dans cette d'expérience, le drainage de la poche génère un ice stream dont le pic de vitesse est de plus grande intensité (cf. **Figure 5.3** pic à 100.10^{-3} $mm.s^{-1}$). Le drainage de la poche s'effectue sur une plus grande surface permettant la formation simultanée de plusieurs vallées (cf. 3 vallées ; **Figure 5.2**). La vitesse au sein de l'ice stream diminue rapidement après la formation des premières vallées tunnels qui évoluent par érosion régressive. Malgré cette diminution drastique de la vitesse, une quatrième vallée tunnel apparaît (**Figure 5.2**). Dans cette expérience le maximum de vitesse, (environ 15.10^{-3} $mm.s^{-1}$) se déplace au cours du temps au-dessus des différentes vallées tunnels (**Figure 5.2**)

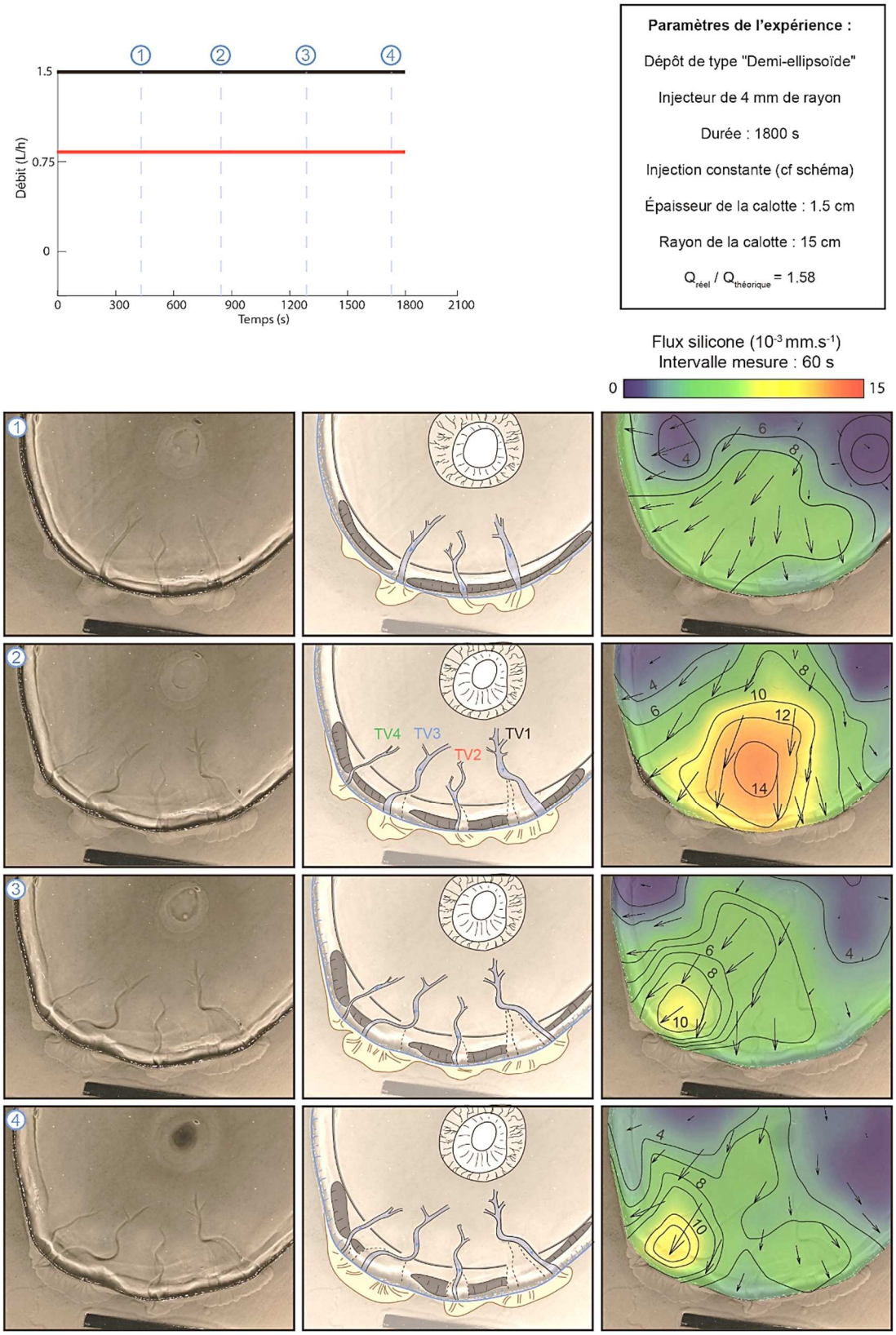


Figure 5.2. Évolution de la dynamique de la calotte dans l'expérience testant l'influence du débit d'injection. Les 4 stades d'évolution sont localisés dans le temps sur le graphique présentant le débit d'injection et le débit théorique au cours du temps.

Dans cette expérience, il apparaît que l'application d'un débit "sur-dimensionné" par rapport à la taille de la calotte entraîne la formation d'une poche d'eau dont le volume est plus important. Ainsi son drainage à la marge de la calotte produit une érosion plus importante permettant la formation simultanée de plusieurs vallées tunnels. La pluralité des vallées tunnels permet une augmentation drastique de l'efficacité de drainage et ainsi d'atteindre rapidement la stabilisation entraînant l'arrêt de l'ice stream (**Figure 5.3**). La formation de la quatrième vallée provient probablement d'une activité variable des vallées tunnels. En effet, la formation de la quatrième vallée tunnel se produit alors que la stabilisation de la calotte s'est déjà produite (**Figures 5.2 et 5.3**). Une activité variable (e.g. centralisation du flux d'eau sur une seule vallée) permettrait d'abaisser temporairement l'efficacité de drainage, entraînant la formation d'une vallée tunnel supplémentaire. La formation d'une vallée supplémentaire est aussi compatible avec des modifications régulières de la direction de l'écoulement d'eau en relation avec la présence d'un élément faisant obstacle à l'écoulement (e.g. delta trop épais). L'observation de l'oscillation du maximum de vitesse, aussi faible soit-il, au-dessus des différentes vallées (**Figure 5.2**) rend cette hypothèse envisageable.

Si l'on replace ces résultats dans le contexte naturel il apparaît que le drainage d'une quantité d'eau plus importante lors de la première vidange catastrophique provoque la formation d'un ice stream de plus grande intensité mais qui décroît rapidement car ce même évènement de drainage est propice aux développements de multiples vallées tunnels dont la croissance permet d'atteindre rapidement l'efficacité de drainage et donc de stabiliser la calotte glaciaire.

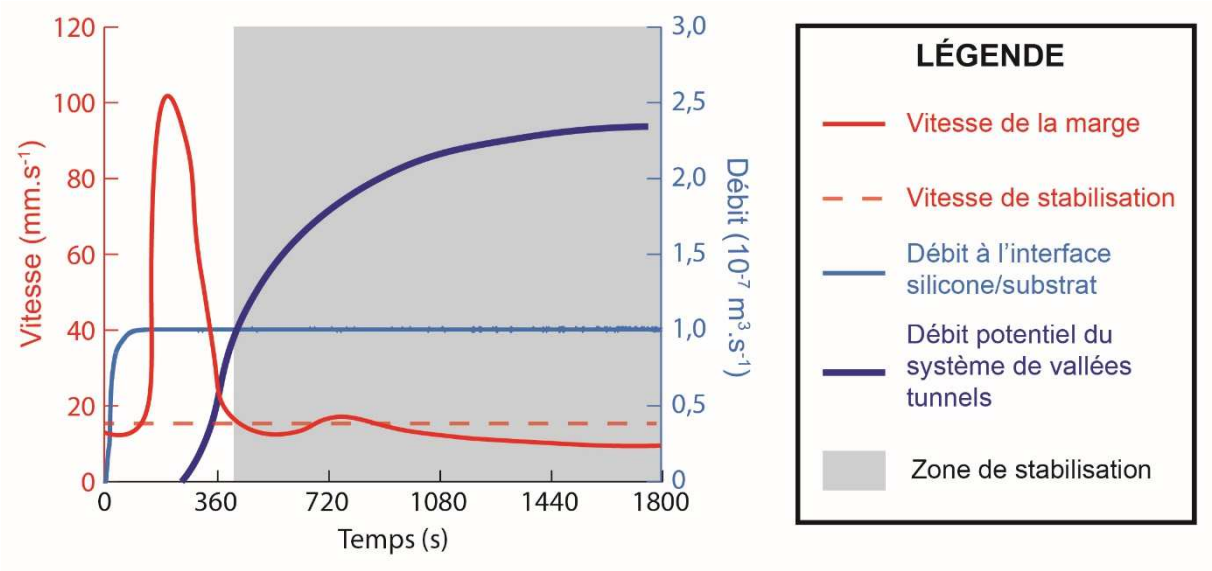


Figure 5.3. Évolution conjointe de la vitesse à la marge de la calotte et de l'efficacité de drainage des vallées tunnels dans l'expérience testant l'influence de la pression et du volume d'eau. À noter le pic de vitesse important lors du drainage de la poche d'eau, le développement rapide des vallées tunnels et la stabilisation rapide de la calotte de silicone.

1.3.4 - Influence de la taille de l'injection

L'expérience présentée dans la **figure 5.4** a été menée avec un injecteur de 50 mm de rayon au lieu de 4 mm, tout en conservant les autres paramètres fixes (cf. tableau de donnés ; **Figure 5.4**). Une telle configuration permet d'avoir une plus grande surface d'injection et ainsi de favoriser un écoulement plus radial.

Dans cette expérience, le drainage initial de la poche d'eau permet la formation d'un ice stream et l'initiation d'une vallée tunnel. Par la suite, cet ice stream migre latéralement conjointement à la formation de vallées tunnels rectilignes sans connexion avec la marge. Parallèlement à la formation de ces multiples vallées tunnels, l'ice stream enregistre un ralentissement progressif au cours du temps (**Figure 5.4**). Cependant ce ralentissement est de faible amplitude permettant le maintien de fortes vitesses d'écoulement aboutissant au développement d'un lobe glaciaire expérimental. Les vallées tunnels se développant dans cette région s'organisent en un réseau de vallées rectilignes radiales (**Figure 5.4**)

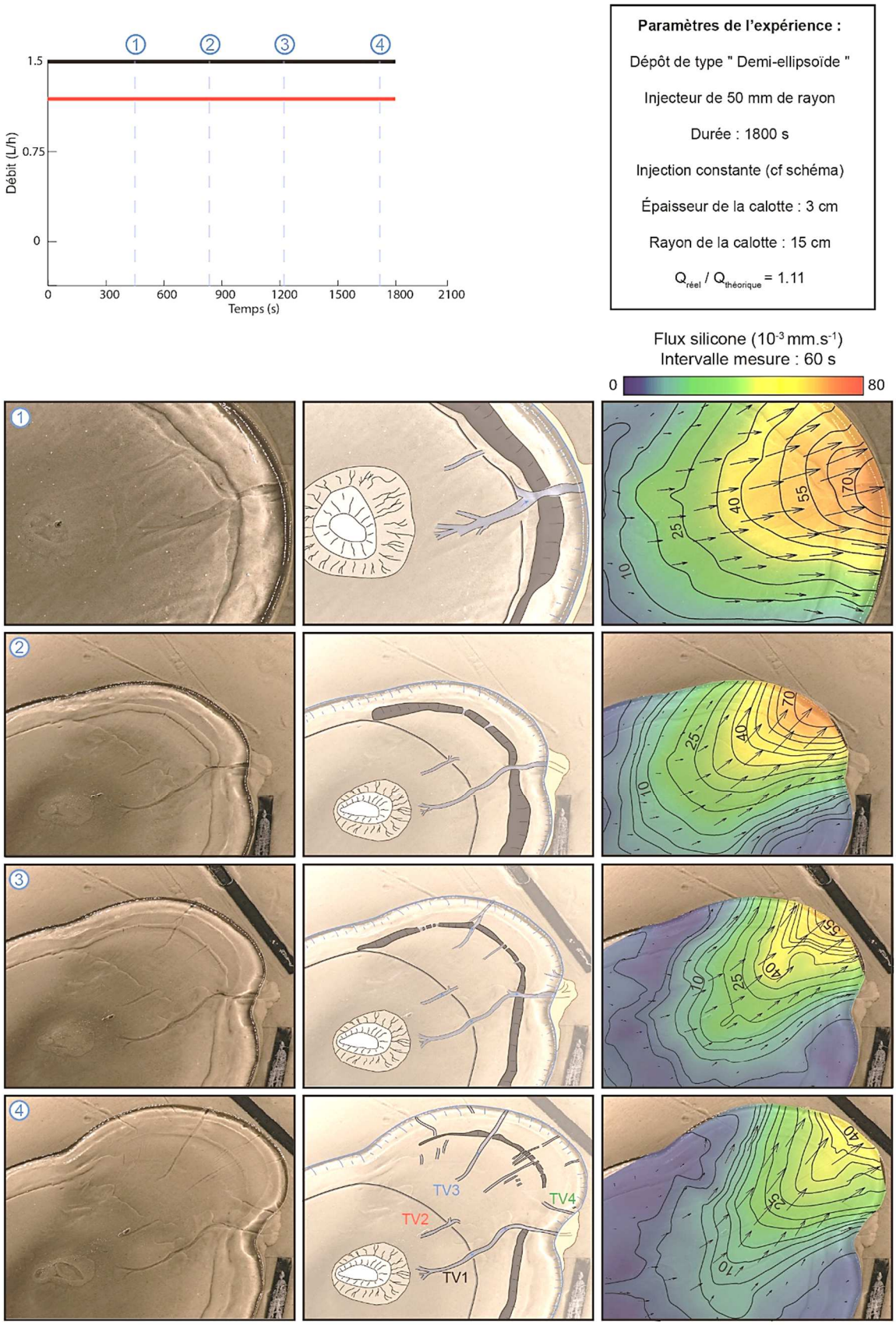


Figure 5.4. Évolution de la dynamique de la calotte dans l'expérience testant l'influence de la taille d'injection. À noter la persistance des fortes vitesses d'écoulement aboutissant au développement d'un lobe glaciaire expérimental.

Ce type d'expérience, présenté dans le chapitre IV est responsable de la formation de vallées tunnels classées en tant que type II. Une injection de plus grande taille favorise le stockage d'eau derrière un obstacle topographique. Son drainage, favorise la formation de vallées tunnels de type II associée à la migration puis à la persistance de "l'ice stream". Les faibles dimensions des vallées tunnels de type II et leur position plus interne sans connexion avec la marge n'agit pas en faveur d'un ralentissement du flux glaciaire. Au contraire, elles favorisent la lubrification basale et ainsi le maintien de fortes vitesses d'écoulement aboutissant à la formation d'un lobe glaciaire, et ce même si la **figure 5.5** montre que l'efficacité de drainage est théoriquement atteinte.

Si l'on replace ces résultats dans le contexte naturel il apparaît qu'une mosaïque de régions productrices d'eau de fonte peut, en présence d'obstacles topographiques, favoriser la formation de vallées tunnels sans connexion avec la marge (type II). Celles-ci contrairement au type I décrit dans l'article précédent sont vecteurs de la lubrification basale et donc de l'initiation et du maintien de fortes vitesses d'écoulement. Ainsi selon leur morphologie et leur mode de formation (cf. Chapitre IV Partie 1) les vallées tunnels agissent comme moteurs ou opposants de fortes vitesses d'écoulement. Leur identification peut donc permettre de remonter à la dynamique des paléo-calottes glaciaires.

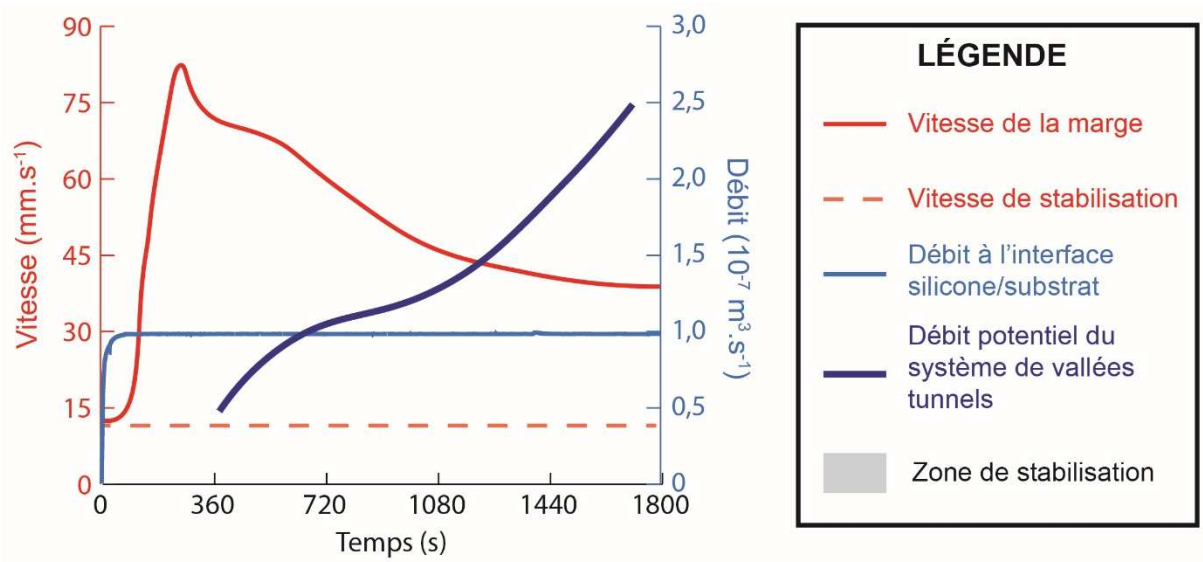
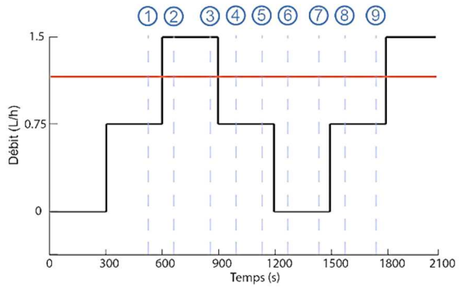


Figure 5.5. Évolution conjointe de la vitesse à la marge de la calotte et de l'efficacité de drainage des vallées tunnels dans l'expérience testant la taille de l'injecteur. À noter l'absence de stabilisation malgré le fait que les vallées tunnels atteignent rapidement l'efficacité de drainage.

1.3.5 - Influence de la production d'eau

L'expérience présentée dans la **figure 5.6** a été menée avec une injection non plus constante mais évoluant au cours du temps (par palier cf. **Figure 5.6**) tout en maintenant les autres paramètres constants (cf. tableau de données ; **Figure 5.6**). Une telle configuration permet d'évaluer l'influence d'une production d'eau de fonte réaliste avec l'alternance de périodes "chaudes" propices à la production d'eau de fonte avec des périodes plus "froides".

Dans cette expérience, la dynamique de la calotte démarre de manière semblable aux autres expériences avec la formation d'un ice stream lors du drainage de la poche d'eau (Q=0.75 L/h ; **Figure 5.6**). Les paliers d'injection étant assez courts (300 s) et le développement puis le drainage de la poche d'eau étant assez long à un débit réduit, le laps de temps de ce palier ne permet pas la formation d'une vallée. Ainsi le passage au palier suivant avec un débit doublé (Q=1.5 L/h) ré-accélère le flux glaciaire avec le drainage d'une seconde poche d'eau qui initie la formation d'une vallée tunnel (**Figure 5.6**). À l'issue de ce palier la calotte glaciaire s'est stabilisée. Lors du palier suivant diminuant le débit d'injection (Q=0.75 L/h) la calotte demeure stable. On observe cependant la division de la partie marginale de la vallée en deux chenaux distincts dont un seul est actif (**Figure 5.6**). Le passage au palier suivant consiste en l'arrêt de l'injection d'eau dans le modèle (Q=0 L/h). On observe alors des vitesses quasi nulles autour de la vallée formant un "couloir de stabilisation" (**Figure 5.6**). Visuellement on observe un "effacement" progressif de la topographie. Enfin la ré-augmentation du débit d'injection (Q=0.75 L/h) engendre la formation et le drainage d'une poche d'eau toujours associés à l'accélération du flux glaciaire qui est néanmoins temporaire étant donné que la calotte est stabilisée à la fin du palier (**Figure 5.6**).



Paramètres de l'expérience :

Dépôt de type "Demi-ellipsoïde"

Injecteur de 4 mm de rayon

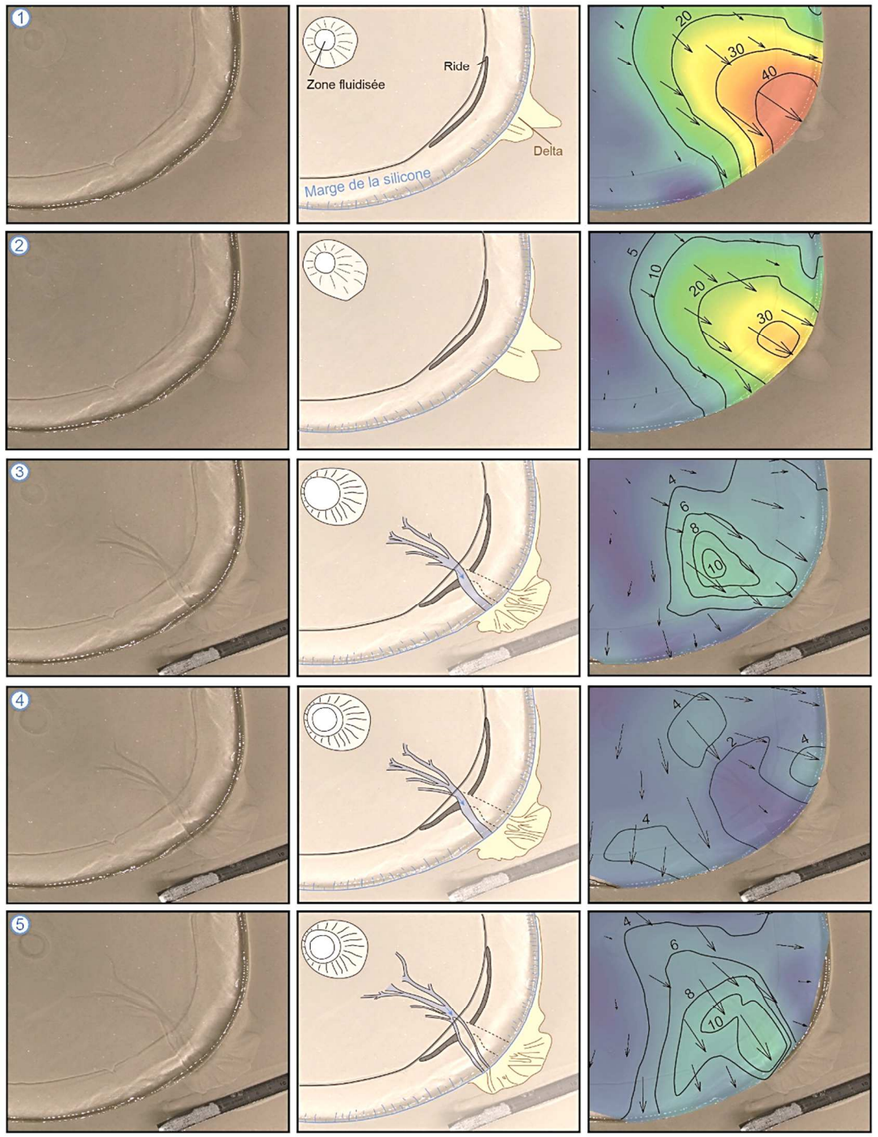
Durée : 2100 s

Injection variable (cf schéma)

Épaisseur de la calotte : 3 cm

Rayon de la calotte : 15 cm

$Q_{réel} / Q_{théorique} = 0 - 1.15$



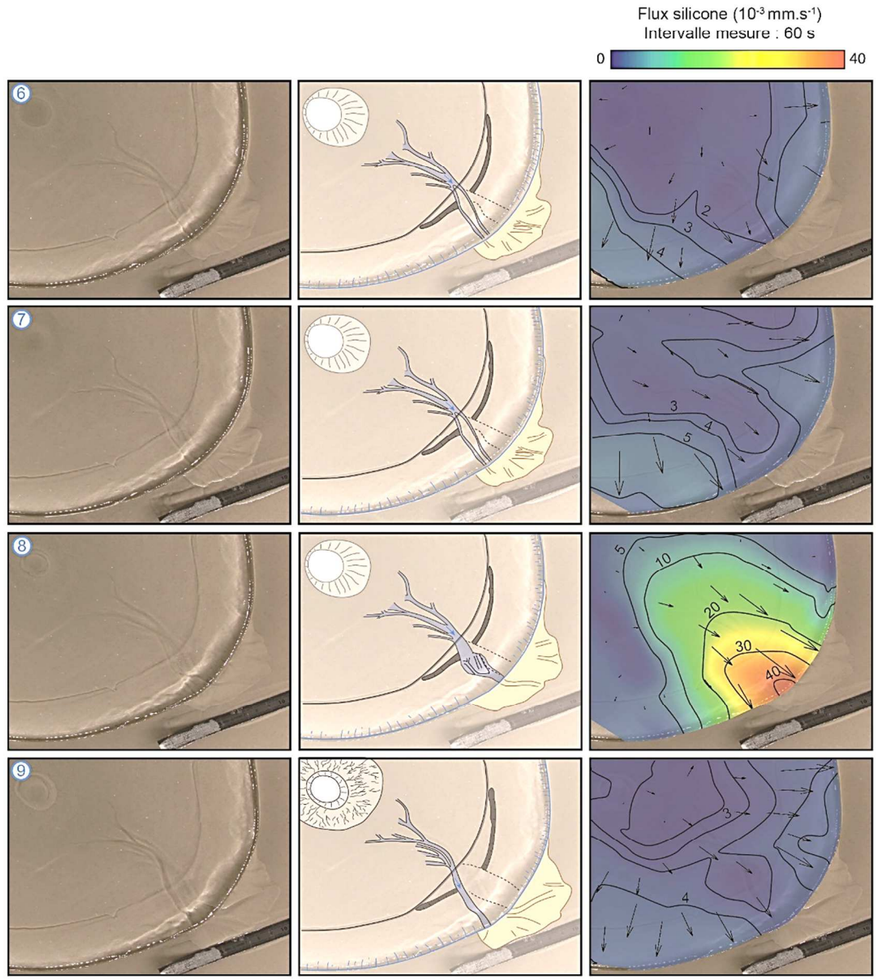


Figure 5.6. Évolution de la dynamique de la calotte dans l'expérience testant l'influence d'une variation de la production d'eau.

Les résultats de cette expérience confirment le rôle primordial de l'efficacité de drainage sur la dynamique de la calotte et démontrent qu'une évolution progressive de la production d'eau de fonte est plus propice à la stabilisation de la calotte. En effet le suivi de la dynamique de la calotte montre une stabilisation de la calotte à l'issue de chaque palier. Dans le cas des paliers croissants cela s'explique par le fait que le système de vallées tunnels se développe afin d'être en mesure d'évacuer l'excédent d'eau injecté. Ainsi dans le cas des paliers croissants on observe une accélération du flux lorsque le palier est franchi, correspondant à la période où les vallées tunnels sont inefficaces, et une stabilisation du flux à l'issue du palier lorsque le système de vallées tunnels s'est développé. À l'inverse la calotte demeure stable lors du passage à un palier de débit inférieur, ce qui s'explique par le fait que le système de vallées est à cet instant, "sur-dimensionné" par rapport à la quantité d'eau à évacuer. Ainsi il n'est pas rare d'observer une centralisation du flux d'eau uniquement sur une portion de la vallée et la formation d'un "couloir de stabilisation" au-dessus de la vallée probablement dû au fait que la calotte, de par sa viscosité, comble progressivement la vallée tunnel qui n'est pas entièrement remplie d'eau. Cette hypothèse est confirmée par le phénomène visuel "d'effacement" progressif de la topographie qui est probablement dû à l'effondrement des flancs de la vallée provoquée par le remplissage de la vallée par la calotte.

Si l'on replace ces résultats dans le contexte naturel il apparaît que les vallées tunnels s'adaptent au changement de débit de circulation à l'interface. Ainsi une évolution progressive du débit favorisera une évolution graduelle des vallées tunnels limitant la fraction d'eau circulant sous forme de drainage distribué et par extension le développement de fortes vitesses d'écoulement de glace.

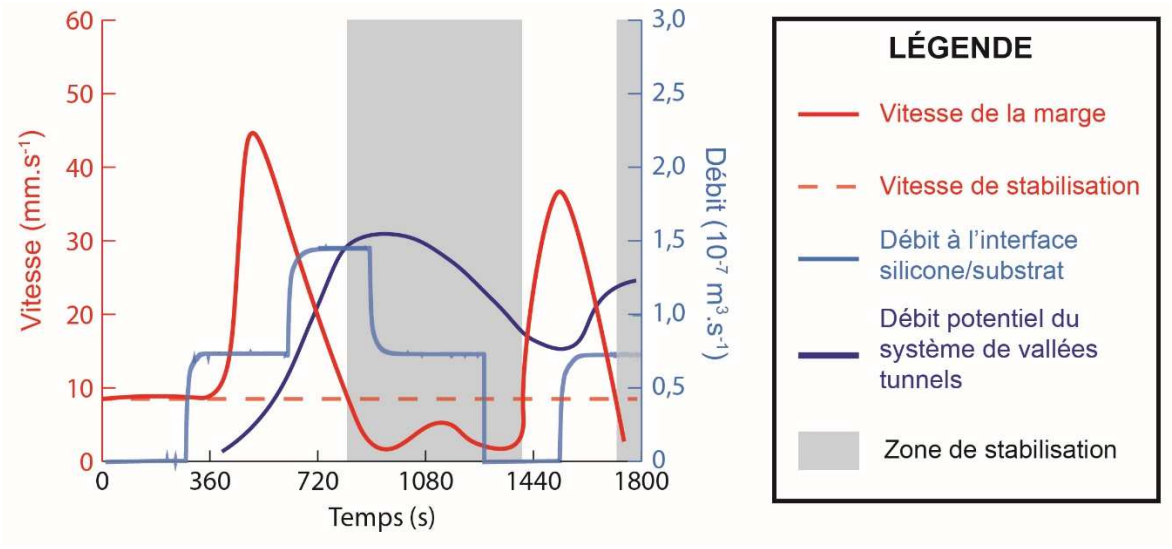


Figure 5.7. Évolution conjointe de la vitesse à la marge de la calotte et de l'efficacité de drainage des vallées tunnels dans l'expérience testant une production d'eau variable.

1.3.6 - Influence de la topographie sous-glaciaire

Le mode de dépôt de la couche de silicone (cf. Chapitre II Partie 2 Section 2.2) conditionne la présence et l'intensité de la topographie sous-glaciaire. Cependant dans le chapitre précédent traitant de la morphologie des vallées tunnels, il a été conclu que c'est l'interaction entre la topographie sous-glaciaire et d'autres paramètres (pression d'eau, volume d'eau, production d'eau...) qui permet à certains mécanismes de formation de se mettre en place et à certaines morphologies d'apparaître. Ainsi dans cette section, l'influence de la topographie sous-glaciaire sera étudiée en présentant le résultat des expériences faisant varier les paramètres précédemment étudiés avec chaque mode de dépôt ("Cylindre", "Demi-ellipsoïde" et "Sphère").

De par la méthode de prise de photographie (zoom sur les vallées), le nombre d'expériences permettant un suivi quantitatif de l'efficacité de drainage de toutes les vallées formées est limité (15 expériences valides). Parmi celles remplissant les conditions, seulement une fraction d'entre elles correspondent à des expériences conduites avec un dispositif ultraviolet (6 expériences valides). Afin de pouvoir utiliser les expériences sans dispositif UV, le suivi de la vitesse a donc été fait à la marge de la calotte sur un arc de cercle contenant l'intégralité des vallées formées à l'aide d'un algorithme permettant de détecter la bordure de la calotte de silicone. Les résultats des différentes expériences ont été organisés et synthétisés sur la **figure 5.8** dans un tableau listant les paramètres de l'expérience. Un code couleur vert/rouge autour des graphiques présentant la vitesse de la marge et la quantification de l'efficacité de drainage symbolise respectivement que la calotte s'est stabilisée, c'est-à-dire que sa vitesse est repassée en dessous de la vitesse d'écoulement gravitaire, ou qu'au contraire que la calotte maintient une vitesse importante.

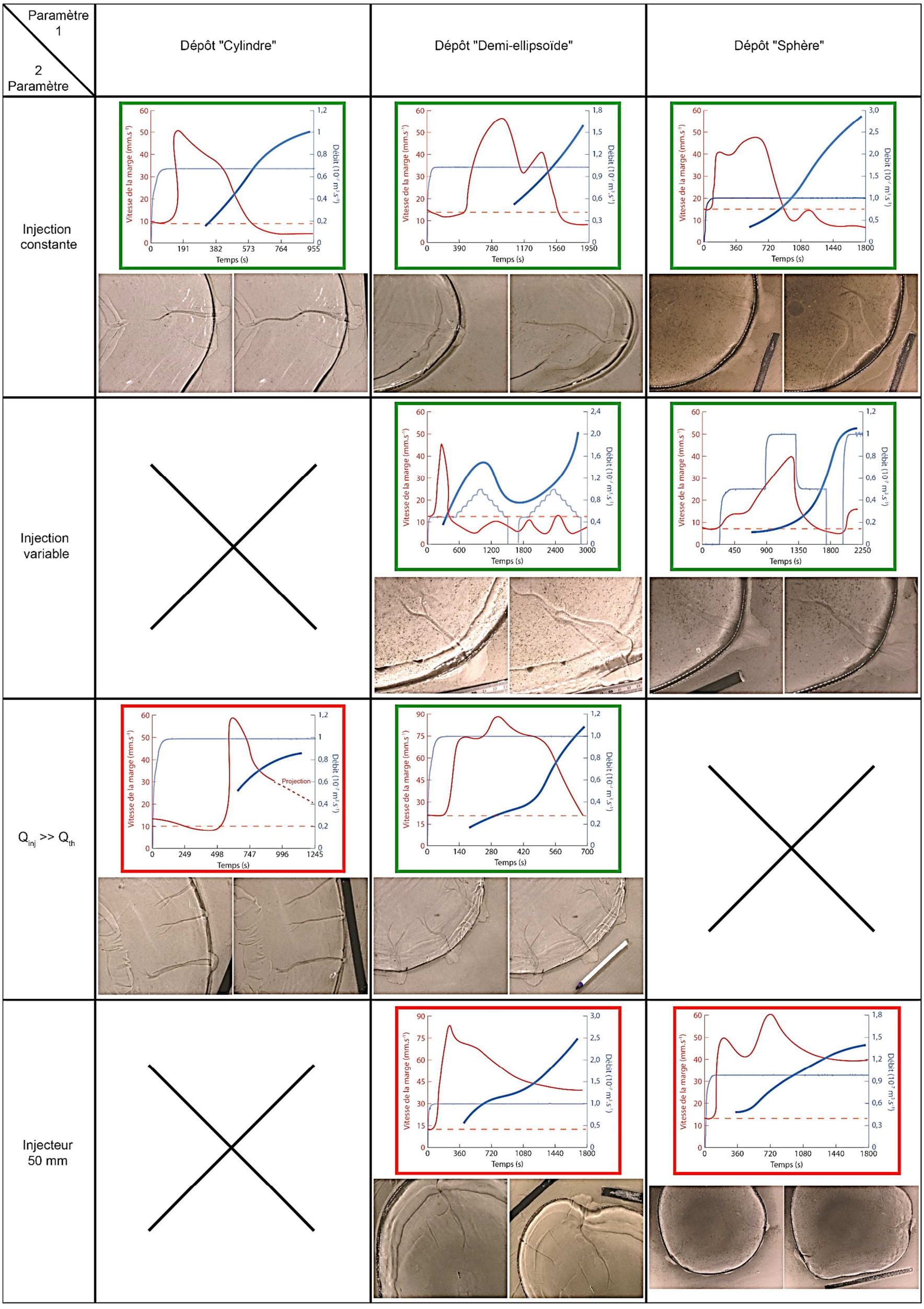


Figure 5.8. Tableau présentant l'efficacité de drainage et la vitesse de la marge de la calotte de plusieurs expériences. La première colonne correspond au paramètre testé et la première ligne au mode de dépôt utilisé dans l'expérience. Les photographies montrent l'évolution du système de vallées tunnels pour chaque expérience. Sur chaque graphique est présent la vitesse de la marge (rouge), la vitesse de stabilisation (rouge pointillé), le débit circulant à l'interface (bleu clair) et le débit maximal du système de vallées tunnels (bleu foncé). Chaque expérience est encadrée en vert si la calotte s'est stabilisée et en rouge si celle-ci demeure à une vitesse supérieure à la vitesse de stabilisation.

Le rôle de la topographie sous-glaciaire peut se résumer aux expériences de la dernière ligne du tableau de la **figure 5.8**. En effet, les expériences de la première ligne du tableau, effectuées avec une injection constante, telle que celle détaillée dans l'article précédent, présentent toutes la même succession d'évènements aboutissant à l'arrêt de l'ice stream et à stabilisation de la calotte lorsque l'efficacité de drainage des vallées tunnels excède le débit de circulation à l'interface (**Figure 5.8**). Les expériences de la deuxième ligne du tableau, effectuées avec une injection variable, montrent la même évolution au cours du temps avec le système de vallées tunnels évoluant graduellement en réponse à l'apport en eau (**Figure 5.8**). Dans cette configuration, la topographie ne joue qu'un rôle mineur pouvant occasionnellement favoriser le développement de tributaires ou de sinuosités (cf. Chapitre IV Partie 2). Les expériences de la troisième ligne du tableau, effectuées avec un débit d'injection "sur-dimensionné" par rapport à l'épaisseur de la calotte, montrent dans les deux cas un système de drainage avec de multiples vallées tunnels (cf. section précédente). Le développement du système de vallées tunnels permet d'atteindre rapidement l'efficacité de drainage et ainsi de stabiliser la calotte (**Figure 5.8**). L'influence de la topographie se ressent sur la morphologie des vallées tunnels comme en atteste les photographies des deux expériences et les conclusions du chapitre précédent. Ainsi l'expérience effectuée avec une topographie sous-glaciaire marginale (i.e. dépôt de type "Demi-ellipsoïde") modifie la morphologie des vallées tunnels avec le développement entre autres de tributaires leur conférant une portée et une efficacité plus importante (**Figure 5.8**). Cette hypothèse est validée par l'absence de stabilisation de l'expérience effectuée avec une topographie sous-glaciaire centrale (i.e. dépôt "Cylindre") dont la position n'influe pas sur le développement de vallées tunnels. Les vallées développées dans cette configuration présentent moins de ramifications et sont donc probablement moins efficaces. Néanmoins, l'allure de la courbe d'efficacité de drainage suppose qu'une stabilisation se serait produite peu de temps après l'arrêt de l'expérience (**Figure 5.8**). Ainsi la topographie sous-glaciaire via la morphologie des vallées tunnels peut influer sur la durée de temps nécessaire à la stabilisation. Dans les cas où la calotte de silicone s'est stabilisée grâce à un système de vallées tunnels efficace, celles-ci continuent à se développer. En effet les courbes de débit potentiel augmentent dans certains cas bien au-delà du seuil d'efficacité (**Figure 5.8**). L'hypothèse est que l'eau, qui demeure pressurisée malgré l'efficacité, poursuit l'érosion de la vallée. Cependant celle-ci ayant déjà les dimensions permettant de drainer efficacement l'intégralité de l'eau, la vallée n'est pas comblée d'eau et l'espace créé est rempli par le fluage de la silicone (i.e. observation directe en fin d'expérience). Dans cette configuration la vallée est quantitativement

surdimensionnée par rapport au débit à l'interface mais celle-ci draine probablement une quantité d'eau moindre que ce que suggère la valeur du débit potentiel.

Les deux expériences effectuées avec un injecteur de 50 mm de rayon montrent une persistance de l'ice stream avec de fortes vitesses à la marge de la calotte (**Figure 5.8**). Dans le premier cas (i.e. expérience effectuée avec un dépôt "Demi-ellipsoïde") le maintien de la vitesse est dû à la formation de vallées tunnels type II. Comme décrit dans le chapitre précédent la topographie sous-glaciaire, par l'intermédiaire d'un obstacle topographique, est une condition indispensable à la formation des vallées tunnels de type II qui à l'inverse des vallées de type I sont vecteurs de fortes vitesses d'écoulement. L'absence de topographie dans l'expérience effectuée avec un dépôt de type "Sphère" favorise la formation de vallées tunnels diamétralement opposées. L'absence de stabilisation provient probablement du fait que les vallées semblent être actives à tour de rôle. Cette cyclicité de l'activité des vallées, pouvant provenir d'une compétition entre les gradients de pression au niveau des deux vallées tunnels, fait que la stabilisation n'est possible que si les deux vallées atteignent le débit potentiel requis (**Figure 5.8**).

Si l'on replace ces résultats dans le contexte naturel il apparaît que la topographie du substrat sous-glaciaire agisse sur la dynamique de la calotte sus-jacente de manière indirecte. En effet la topographie du substrat va influer sur le type de vallées formées (type I ou type II) ou sur leur connectivité (croissance de tributaires) pouvant augmenter ou ralentir le développement de l'efficacité de drainage.

1.4 - Dynamique glaciaire vs morphologie des vallées tunnels

Ce chapitre est consacré à l'étude du rôle des vallées tunnels et de leur efficacité sur la dynamique glaciaire notamment au niveau des ice streams. Cette étude s'est fait jusqu'à présent indépendamment de leur morphologie. Le chapitre IV reliant les paramètres expérimentaux à différentes morphologies des vallées tunnels et ce chapitre reliant ces mêmes paramètres expérimentaux à différentes dynamiques de la calotte, il est raisonnable de se demander si l'identification de la morphologie des vallées tunnels permettrait de remonter à la dynamique de la calotte sus-jacente. Pour ce faire il convient de s'intéresser à la raison de l'évolution d'un système de vallées tunnels : la recherche de l'efficacité de drainage.

L'efficacité d'une vallée est tributaire de trois paramètres (**Eq. 2.17**) : sa longueur, son rayon hydraulique et le gradient de pression depuis sa tête jusqu'à l'exutoire. Le rayon hydraulique correspond au rapport entre l'aire et le périmètre de la section transversale (cf. Chapitre II Partie

3 Section 3.6). Ainsi deux vallées présentant le même périmètre peuvent conduire à une efficacité différente. Il apparaît que les vallées de faible largeur mais très profonde, typiquement celles présentant des sur-incisions sont de moins bons vecteurs que des vallées plus larges et de profondeur modérée. En effet ce type de vallée tend à avoir une section transversale dont le périmètre est important mais dont l'aire est faible, impliquant donc un faible rayon hydraulique et par extension un potentiel de capacité de drainage faible.

À la lumière du rôle de la géométrie de la section transversale des vallées tunnels sur l'efficacité de drainage une nouvelle lecture de certaines expériences peut être faite. En effet les expériences avec une injection d'eau variable ont pour la plupart répondu aux différentes phases d'augmentation du débit avec un approfondissement de la vallée (cf Chapitre IV) qui augmente légèrement l'aire et le périmètre de la section transversale et donc par extension le rayon hydraulique et la capacité de drainage. Cette légère augmentation est suffisante pour évacuer l'excédent d'eau injecté. D'autres expériences notamment celles conduites avec un débit supérieur au débit théorique (i.e. débit "sur-dimensionné"), montrent des vallées présentant une forte largeur et une profondeur modérée conférant au rayon hydraulique une valeur élevée et donc une capacité de drainage de la vallée plus importante pour faire face à la quantité d'eau à drainer. Enfin, cette approche de la dynamique des expériences est compatible avec les élargissements de vallées récurrents qu'il est possible d'observer, et qui serait la conséquence d'une adaptation de la vallée tunnel à un afflux d'eau supplémentaire. En effet, augmenter sensiblement la largeur de la vallée, augmente de manière très importante l'aire plus que le périmètre de la section transversale en raison de la pente des flancs. Ainsi, un élargissement de la vallée augmente considérablement son efficacité.

Ainsi en couplant les données issues de l'étude morphologique des vallées tunnels et de l'étude de la dynamique de la calotte il est possible à partir du réseau de drainage final d'émettre une hypothèse sur les conditions de formation des vallées tunnels.

1.5 - Principaux résultats et conclusions

Ce chapitre, visant à explorer le lien entre hydrologie sous-glaciaire, vallées tunnels et dynamique des ice streams, a mis en relief plusieurs grands résultats :

- La vidange catastrophique d'eau de fonte contenue dans un réservoir sous-glaciaire peut entraîner la formation d'un ice stream. Son intensité sera fonction de la magnitude du drainage elle-même tributaire de la quantité d'eau à drainer.

- La vidange catastrophique du réservoir sous-glaciaire marque le passage d'un écoulement distribué à un écoulement chenalisé avec l'initiation de vallées tunnels.
- Le développement de vallées tunnels s'oppose à la propagation de l'ice stream. L'interruption de l'ice stream intervient lorsque le système de vallées tunnels est en mesure de drainer l'intégralité de l'eau de fonte circulant à l'interface (i.e. efficacité de drainage).

Les tests de plusieurs configurations expérimentales ont également permis de mettre en relief une série de résultats majeurs :

- Il existe une relation paradoxale entre l'intensité d'un ice stream, le volume d'eau du réservoir et la pérennité de l'ice stream. Plus le volume d'eau dans le réservoir est important plus le drainage sera violent et plus l'ice stream aura une forte vitesse. Néanmoins l'augmentation de la violence du drainage du réservoir favorise le développement d'un système de vallées tunnels plus important facilitant par la suite la stabilisation de la calotte.
- L'alternance de périodes "chaudes" propices à la production d'eau de fonte et de période "froides" peu propices à la production d'eau de fonte facilite l'atteinte de l'efficacité de drainage et limite les forts écoulements de glace.
- La présence d'une topographie sous-glaciaire favorable au développement de vallées tunnels de type II entraîne le développement de fortes vitesses d'écoulement de la glace qui perdure au cours du temps. Ainsi selon le type de formation, les vallées tunnels peuvent s'opposer aux forts écoulements de glace (type I) ou au contraire les favoriser (type II).
- En partant du principe que le développement des vallées tunnels s'effectue toujours dans la recherche de l'efficacité de drainage, la morphologie des vallées tunnels (largeur, profondeur, forme de la section transversale…) peut éventuellement permettre de remonter aux conditions de formation.

Les conclusions du chapitre IV ont mis l'accent sur l'aspect imprévisible des expériences empêchant la "prédiction" de l'issue finale d'une expérience en se basant sur les conditions expérimentales. Or il a été démontré que la dynamique de la calotte est liée étroitement à la capacité de drainage des vallées tunnels. Ainsi dans les expériences la dynamique de la calotte peut être prédite dans sa globalité cependant il existe également un caractère chaotique probablement dû aux boucles d'interactions entre les différents composants du modèle analogique. La dynamique va ainsi dépendre fortement du type et de l'efficacité de drainage sous-glaciaire mais également de spécificités locales dans le substrat, la géométrie de la calotte et la production d'eau de fonte pouvant impacter l'écoulement de la glace de manière directe ou de manière indirecte en influant sur le développement des vallées tunnels.

« Je peux accepter l'échec mais je ne peux pas accepter de ne pas essayer. »

Michael Jordan

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Synthèse des principaux résultats

L'étude du milieu sous-glaciaire est grandement complexifiée par son inaccessibilité, ainsi les principales données sur cet environnement sont issues de forages (mesures de pression, température), d'imagerie radar et sismique et de simulations numériques. Le principal objectif de ce travail de recherche était d'explorer le potentiel d'une approche expérimentale largement inexplorée dans les sciences cryosphériques : la modélisation analogique. Ce travail s'est orienté vers l'étude des processus et implications relatifs à la circulation d'eau de fonte dans le milieu sous-glaciaire. Afin de répondre aux différentes problématiques posées dans l'introduction, une série d'expériences visant à caractériser la relation entre l'organisation de la circulation d'eau basale, le développement de vallées tunnels et la dynamique d'une calotte de glace sus-jacente ont été conduites. Les principaux résultats ont été divisés en trois axes faisant chacun l'objet d'un chapitre à part entière (**Figure 1**).

- **Mécanismes de formation et évolution morphologique des vallées tunnels**
    - **Mécanismes de formation**

Les premières expériences conduites avec le modèle analogique ont permis de classifier les vallées reproduites comme étant des vallées tunnels, celles-ci partageant les mêmes caractéristiques géométriques et morphologiques que celles décrites pour les vallées tunnels naturelles (**Figure 1**). Le suivi temporel des expériences a permis de mettre en relief deux mécanismes de formation distincts, tous deux initiés par le drainage d'un réservoir d'eau sous-glaciaire.

Les vallées tunnels de type I sont formées par érosion régressive depuis la marge de la calotte par chenalisation de l'écoulement d'eau sous-glaciaire. Cette chenalisation est reliée à l'évolution d'un système de drainage distribué, initié pendant le drainage d'une poche d'eau sous-glaciaire, en système chenalisé peu après sa vidange à la marge du glacier.

Les vallées tunnels de type II se forment au niveau de poches d'eau sous-glaciaires plus internes dont le stockage est favorisé par la présence d'obstacles topographiques. L'initiation d'une "brèche" dans cet obstacle permet la vidange du réservoir, responsable de l'augmentation de la vitesse de l'écoulement de la glace par lubrification de l'interface glace/substrat. L'obstacle s'érode au niveau de la brèche par la focalisation du flux d'eau, formant ainsi la proto-vallée tunnel. La friction entre la crête de l'obstacle et la glace contribue au déplacement de l'obstacle

vers l'aval tout en maintenant une érosion localisée sur la brèche. Ces processus de migration/érosion permettant la formation progressive d'une vallée rectiligne se développant d'amont en aval.

Ainsi malgré la simplicité du modèle analogique, deux mécanismes de formation distincts ont pu être identifiés conduisant à deux morphologies de vallées différentes. Ceci allant dans le sens que la formation et la morphologie des vallées tunnels répondent aux caractéristiques locales de la calotte, de la production d'eau de fonte et des propriétés du substrat (**Figure 1**).

- **Morphologie des vallées tunnels**

La modélisation analogique permet de contrôler l'intégralité des paramètres expérimentaux d'entrée. La modification de ces paramètres permet donc de modéliser différentes configurations observées dans les systèmes naturels. Une certaine variabilité morphologique des vallées tunnels a été observée lorsque les paramètres expérimentaux ont été modifiés (**Figure 1**). Cette variabilité morphologique n'affecte que les vallées tunnels de type I, omniprésentes sur toutes les expériences. En effet, les vallées tunnels de type II ont une morphologie constante, néanmoins leur présence est conditionnée par la présence d'une topographie dans le substrat et d'une pression d'eau propice au stockage d'eau. Les multiples expériences menées ont démontré que la topographie du substrat sous-glaciaire joue un rôle primordial sur la morphologie des vallées tunnels (**Figure 1**). Celle-ci influe sur le mécanisme de formation et donc le type de vallée formée, leur quantité et leur géométrie. La corrélation entre les profils en long des vallées tunnels et la topographie du substrat est le résultat majeur permettant de mettre en évidence l'importance majeure de la topographie sous-glaciaire sur la morphologie des vallées tunnels. À cela s'ajoute les modalités de la production d'eau de fonte qui influent sur la morphologie des vallées tunnels. Dans les expériences le débit d'injection et l'évolution de ce débit conditionnent le nombre de vallées formées ainsi que leurs dimensions (**Figure 1**). Les expériences conduites avec un injection d'eau variable démontrent l'adaptation des dimensions et du nombre de vallées aux variations du volume d'eau de fonte à drainer.

- **L'hydrologie sous-glaciaire et les "ice streams"**

Les différentes expériences conduites ont permis de mettre en évidence l'importance du type de drainage d'eau de fonte (distribué, chenalisé, catastrophique, constant) sur la dynamique de la calotte glaciaire (**Figure 1**). Le drainage de poches d'eau sous-glaciaires reproduites expérimentalement s'effectue par le biais d'un écoulement distribué, lubrifiant l'interface glace/substrat augmentant ainsi la vitesse de l'écoulement de la glace. Cette accélération

produite à l'intérieur d'un couloir étroit est assimilable à un "ice stream". Ces premiers résultats proposent donc que le drainage d'eau de fonte stockée dans le milieu sous-glaciaire puisse initier la formation "d'ice streams", hypothèse régulièrement suggérée dans la littérature. En effet, les résultats de ce travail vont de pair avec les données du monitoring de surface des calottes glaciaires qui ont permis l'identification en Antarctique de : (i) lacs sous-glaciaires soumis à des mécanismes de recharge/vidange dans la zone d'enracinement "d'ice streams" et de (ii) mouvements d'eau à la base "d'ice streams". Ces mêmes résultats démontrent qu'un changement radical du type de drainage sous-glaciaire (i.e. transition écoulement distribué/chenalisé) influe sur la vitesse, la géométrie et la localisation des "ice streams". Les résultats de ce travail de recherche corroborent les hypothèses de nombreuses études en Antarctique qui proposent que le ralentissement et la stagnation de certains "ice streams" soient reliés au passage à un écoulement chenalisé sans faire référence aux vallées tunnels.

- **Les vallées tunnels et les "ice streams"**

L'un des principaux résultats de ce travail de recherche est l'identification du lien entre les vallées tunnels et les "ice streams". La transition d'un écoulement distribué à un écoulement chenalisé, évoquée précédemment correspond à la formation de vallées tunnels dans les expériences. Celles-ci contribuent au ralentissement et rétrécissement progressif de "l'ice stream" lorsqu'elles augmentent leur capacité de drainage au cours de leur développement. Cette augmentation de la capacité de drainage diminue la fraction de l'eau circulant en nappe, moteur de la lubrification et de l'intense flux glaciaire dans les "ice streams". Les résultats mettent en avant que le comportement d'un "ice stream", une fois les vallées tunnels formées, semblerait relié à leurs capacités de drainage. Ainsi dans les expériences, si le système de vallées tunnels mis en place n'est pas suffisamment efficace, un nouvel processus stockage/drainage se produit initiant la formation latérale d'une ou plusieurs vallée(s) tunnel(s) qui ont pour conséquence de dévier la trajectoire initiale de "l'ice stream". Des phénomènes similaires de relocalisation des "ice streams" sont observés dans la nature et généralement corrélés à une modification de la direction du chemin préférentiel d'écoulement basal d'eau de fonte. Les résultats suggèrent que cette redirection de l'écoulement soit la conséquence d'un système de drainage chenalisé inefficace. Enfin le dernier résultat majeur issu de ce travail de recherche est que le développement de vallées tunnels s'oppose à la pérennité de fortes vitesses d'écoulement de la glace en diminuant progressivement la portion de l'eau de fonte circulant via un système de drainage distribué. Néanmoins le mécanisme de formation identifié dans les expériences responsables de la formation de vallées tunnels de type II démontre que selon le

mode de formation, les vallées tunnels peuvent agir en tant que vecteur ou en tant qu'opposant à des fortes vitesses d'écoulement de la glace.

L'organigramme de la **figure 1**, résumant graphiquement les résultats des trois principaux axes de ce travail, montrent des relations intriquées entre les mécanismes de formation des vallées tunnels, leurs morphologies et la dynamique de la calotte sus-jacente. Ainsi si l'on souhaite étudier et comprendre le fonctionnement des environnements sous-glaciaires il convient d'étudier simultanément l'hydrologie, l'érosion et la dynamique glaciaire.

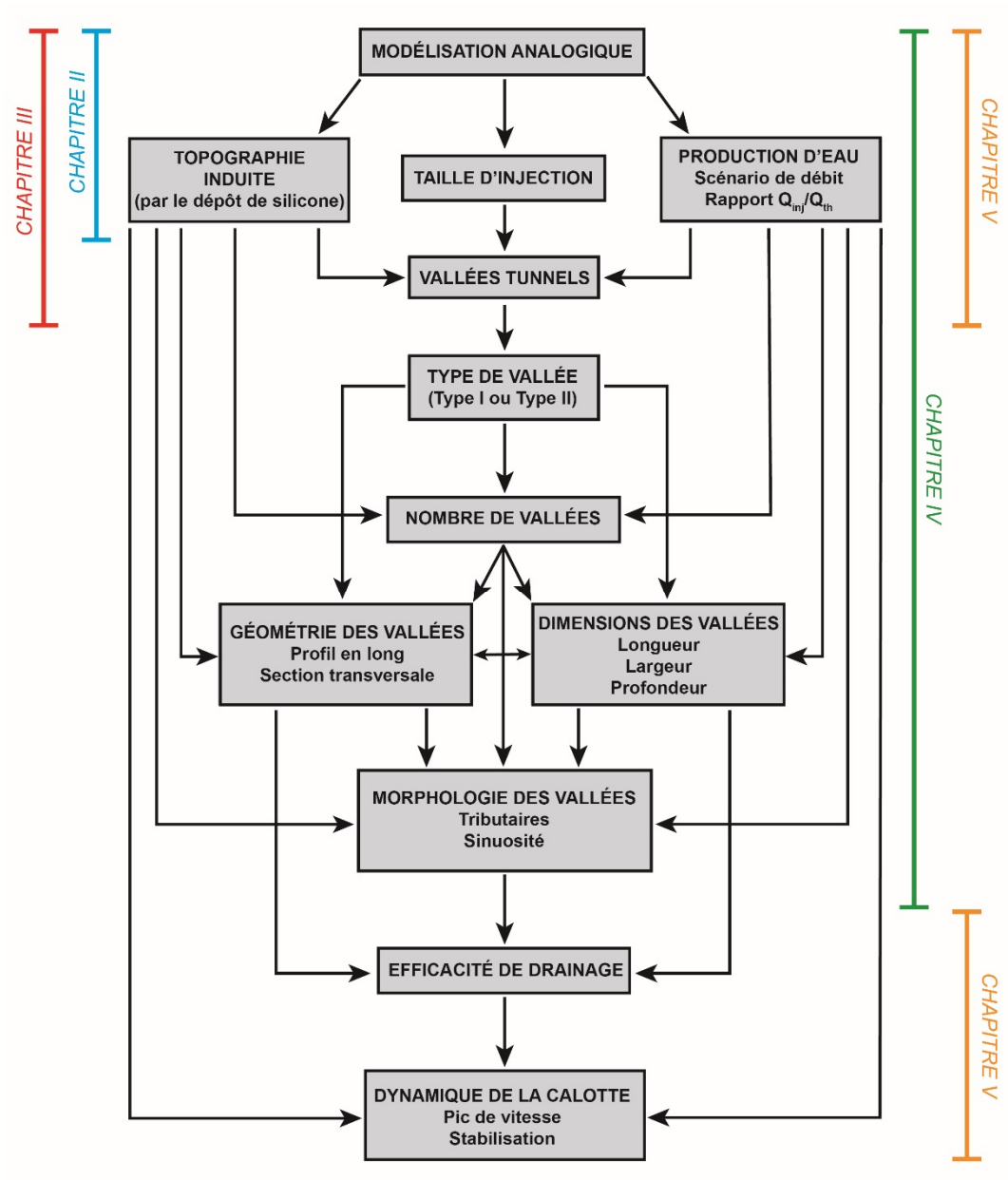


Figure 1. Organigramme présentant les principales relations entre les vallées tunnels, leurs morphologies, leurs modes de formation et la dynamique glaciaire mises en évidence dans le cadre des expériences conduites avec le dispositif expérimental.

- **Perspectives**

Les résultats de ce mémoire de thèse permettent de dresser quelques perspectives ouvertes par ce travail :

- Rendre la modélisation analogique utilisée dans cette étude encore plus proche des systèmes naturels ; par exemple en utilisant un substrat hétérogène (e.g. composition et topographie) ou encore de multiples injections d'eau multiple simulant une mosaïque de production d'eau de fonte sous-glaciaire.

- Utiliser le modèle expérimental afin d'établir une hiérarchie des paramètres qui contrôlent la formation et la morphologie des vallées tunnels. L'établissement d'une telle hiérarchie en multipliant les configurations expérimentales pourrait permettre de "prédire" au niveau des calottes glaciaires actuelles les régions les plus propices à la formation de vallées tunnels.

- Établir un lien précis (e.g., lois semi-empiriques) entre la morphologie des vallées tunnels et la dynamique glaciaire associée afin d'utiliser les vallées tunnels comme proxy de la paléo-dynamique glaciaire. Une étude statistique comparative entre la dynamique de la calotte dans le modèle analogique et la morphologie des vallées tunnels pourrait permettre de relier un ou plusieurs morphotypes de vallées tunnels à des dynamiques glaciaires spécifiques (e.g. "ice streaming", "surge").

- Déterminer les modalités du transfert d'eau de fonte depuis les réservoirs sous-glaciaires à partir du monitoring de surface des calottes glaciaires. Le suivi des mouvements verticaux de surface peut permettre de quantifier au cours du temps la quantité d'eau circulant à l'interface glace/substrat et ainsi la quantité d'eau évacuée au cours du temps dans l'aquifère sous-jacent. Une telle quantification pourrait permettre de déterminer la quantité d'eau disponible à la lubrification basale c'est-à-dire la quantité d'eau favorisant le développement de fortes vitesses d'écoulement (e.g. ice stream). Un suivi régulier pourra ainsi permettre de prédire la réponse locale de la calotte glaciaire à la circulation d'eau basale.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Agati. P., Mattera. N. (1996) Mécanique appliquée

Al Hseinat, M., and C. Hübscher (2014), Ice-load induced tectonics controlled tunnel valley evolution – instances from the southwestern Baltic Sea, *Quat. Sci. Rev.*, *97*, 121–135, doi:10.1016/j.quascirev.2014.05.011.

Atkinson, N., Andriashek, L. D., & Slattery, S. R. (2013). Morphological analysis and evolution of buried tunnel valleys in northeast Alberta, Canada. *Quaternary Science Reviews*, *65*, 53–72. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.031

Attig, J. W., Mickelson, D. M., & Clayton, L. (1989). Late Wisconsin landform distribution and glacier-bed conditions in Wisconsin. *Sedimentary Geology*, *62*(2-4), 399-405.

Alley, R. B. (1989). Water-pressure coupling of sliding and bed deformation: I. Water system. *Journal of Glaciology*, *35*(119), 108–118. https://doi.org/10.3189/002214389793701527

Alley, R. B. (1996). Towards a hydrological model for computerized ice-sheet simulations. *Hydrological Processes*, *10*(June 1994), 649–660. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199604)10:4<649::AID-HYP397>3.3.CO;2-T

Alley, R. B. and Bindschadler, R. A. (2001) The West Antarctic ice sheet and sea-level change. In: Alley, R. B. and Bindschadler, R.A. (eds) (2001) The West Antarctic Ice Sheet: Behaviour and Environment. American Geophysical Union, Antarctic Research Series. 7: 1-11.

Alley, R. B., Blankenship, D. D., Bentley, C. R., & Rooney, S. T. (1986). Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica. *Nature*, *322*(6074), 57–59. https://doi.org/10.1038/322057a0

Alley, R. B., Blankenship, D. D., Bentley, C. R., & Rooney, S. T. (1987). Till beneath ice stream B: 3. Till deformation: evidence and implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *92*(B9), 8921-8929.

Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T., & Bentley, C. R. (1987). Till beneath ice stream B: 4. A coupled ice-till flow model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *92*(B9), 8931-8940.

Alley, R. B., D. E. Lawson, E. B. Evenson, J. C. Strasser, and G. J. Larson (1998), Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice: II. Theory, *J. Glaciol.*, *44*(148), 563–569.

Alley, R. B., Dupont, T. K., Parizek, B. R., Anandakrishnan, S., Lawson, D. E., Larson, G. J., & Evenson, E. B. (2006). Outburst flooding and the initiation of ice-stream surges in response to climatic cooling: A hypothesis. *Geomorphology*, *75*(1–2 SPEC. ISS.), 76–89. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.01.011

Anandakrishnan, S., & Alley, R. B. (1997). Stagnation of ice stream C, West Antarctica by water piracy. *Geophysical Research Letters*, *24*(3), 265–268. https://doi.org/10.1029/96GL04016

Anandakrishnan, S., Blankenship, D. D., Alley, R. B., & Stoffa, P. L. (1998). Influence of subglacial geology on the position of a West antarctic ice stream from seismic observations. *Nature*, *394*(6688), 62–65. https://doi.org/10.1038/27889

Anderson, J. B., & Fretwell, L. O. (2008). Geomorphology of the onset area of a paleo-ice stream, Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, *33*(4), 503-512

Anderson, R. S., Walder, J. S., Anderson, S. P., Trabant, D. C., & Fountain, A. G. (2005). The dynamic response of Kennicott Glacier, Alaska, USA, to the Hidden Creek Lake outburst flood. *Annals of Glaciology*, *40*, 237-242.

Andrews, L. C., Catania, G. A., Hoffman, M. J., Gulley, J. D., Lüthi, M. P., Ryser, C., … Neumann, T. A. (2014). Direct observations of evolving subglacial drainage beneath the Greenland Ice Sheet. *Nature*, *514*(7520), 80–83. https://doi.org/10.1038/nature13796

Arnold, N., & Sharp, M. (1992). Influence of glacier hydrology on the dynamics of a large Quaternary ice sheet. *Journal of Quaternary Science*, *7*(2), 109–124. https://doi.org/10.1002/jqs.3390070204

Atkinson, N., L. D. Andriashek, and S. R. Slattery (2013), Morphological analysis and evolution of buried tunnel valleys in northeast Alberta, Canada, *Quat. Sci. Rev.*, *65*, 53–72, doi:10.1016/j.quascirev.2012.11.031.

Bamber, J. L., Vaughan, D.G., & Joughin, I. (2000). Widespread complex flow in the interior of the Antartic ice sheet. *Science*, *287*(February), 1248–1250. http://dx.doi.org/10.1126/science.287.5456.1248

Bamber, J. L. (2000). Widespread complex flow in the interior of the Antartic ice sheet. *Science*, *287*(February), 1248–1250. Retrieved from http://www.sciencemag.org/content/287/5456/1248%0Apapers2://publication/doi/10.1126/science.287.5456.1248

Banham, P. H. (1977). Glacitectonites in till stratigraphy. *Boreas*, *6*(2), 101–105. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1977.tb00339.x

Barker, R., Dixon, L., & Hooke, J. (1997). Use of terrestrial photogrammetry for monitoring and measuring bank erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, *22*(13), 1217–1227. https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199724)22:13<1217::AID-ESP819>3.0.CO;2-U

Bartholomew, I., Nienow, P., Mair, D., Hubbard, A., King, M. A., & Sole, A. (2010). Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a Greenland outlet glacier. *Nature Geoscience*, *3*(6), 408–411. https://doi.org/10.1038/ngeo863

Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J., & Lancelot, Y. (1994). The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, *126*(1–3), 91–108. https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90244-5

Beaney, C. L. (2002). Tunnel channels in southeast Alberta, Canada: *Quaternary International*, *90*(1), 67–74. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00093-3

Beaney, C. L., & Hicks, F. E. (2000). Hydraulic modelling of subglacial tunnel channels, south-east Alberta, Canada. *Hydrological Processes*, *14*(14), 2545–2557. https://doi.org/10.1002/1099-1085(20001015)14:14<2545::AID-HYP113>3.0.CO;2-U

Beaud, F. (2017). *Numerical investigations of subglacial hydrology as a direct and indirect driver of glacial erosion* (Doctoral dissertation, Science: Department of Earth Sciences).

Beckley, B.; Zelensky, N.P.; Holmes, S.A.;Lemoine, F.G.; Ray, R.D.; Mitchum, G.T.; Desai, S.; Brown, S.T.. 2015. Global Mean Sea Level Trend from Integrated Multi-Mission Ocean Altimeters TOPEX/Poseidon Jason-1 and OSTM/Jason-2 Version 3. Ver. 3. PO.DAAC, CA, USA. Dataset accessed at http://dx.doi.org/10.5067/GMSLM-TJ123

Beem, L. H., Tulaczyk, S. M., King, M. A., Bougamont, M., Fricker, H. A., & Christoffersen, P. (2014). Variable deceleration of Whillans Ice Stream, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *119*(2), 212-224.

Bell, R. E. (2008). The role of subglacial water in ice-sheet mass balance. *Nature Geoscience*, *1*(5), 297–304. https://doi.org/10.1038/ngeo186

Bell, R. E., Blankenship, D. D., Finn, C. A., Morse, D. L., Scambos, T. A., Brozena, J. M., & Hodge, S. M. (1998). Influence of subglacial geology on the onset of a West antarctic ice stream from aerogeophysical observations. *Nature*, *394*(6688), 58–62. https://doi.org/10.1038/27883

Bell, R. E., Studinger, M., Shuman, C. A., Fahnestock, M. A., & Joughin, I. (2007). Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams. *Nature*, *445*(7130), 904–907. https://doi.org/10.1038/nature05554

Benediktsson, Í. Ö., Ingolfsson, O., Schomacker, A., & Kjaer, K. H. (2009). Formation of submarginal and proglacial end moraines: implications of ice-flow mechanism during the 1963–64 surge of Brúarjökull, Iceland. *Boreas*, *38*(3), 440-457.

Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). Glacier & Glaciation.

Bennett, M. R. (2003). Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*, *61*(3–4), 309–339. https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00130-7

Bense, V. F., & M. A. Person (2008), Transient hydrodynamics within intercratonic sedimentary basins during glacial cycles, *J. Geophys. Res.*, *113*(F4), F04005, doi:10.1029/2007JF000969.

Bentley, C. R. (1987). Antarctic ice streams: a review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *92*(B9), 8843-8858.

Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Gariel, O., Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara – Sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton. Collection « Science et technique du pétrole », Volume 18, Publications de l'I.F.P., Paris, 464p.

Berendt, G. (1863). Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgegend von Potsdam: nebst einer geognostischen Karte der Potsdamer Gegend. Mittler.

Bingham, R. G., & Siegert, M. J. (2007). Radar-derived bed roughness characterization of Institute and Möller ice streams, West Antarctica, and comparison with Siple Coast ice streams. *Geophysical Research Letters*, *34*(21), 1–5. https://doi.org/10.1029/2007GL031483

Bingham, R. G., King, E. C., Smith, A. M., & Pritchard, H. D. (2010). Glacial geomorphology: towards a convergence of glaciology and geomorphology. *Progress in Physical Geography*, *34*(3), 327-355.

Bindschadler, R. T., BLAl, D., Ca Mbo S, T. S., & jACOBEL, R. (1996). Surface velocity and Illass balance of Ice Streallls D and E, West Antarctica. *J Oumal OJ Glaciology*, *42*(142).

Bjarnadóttir, L. R., Winsborrow, M. C. M., & Andreassen, K. (2017). Large subglacial meltwater features in the central Barents Sea. *Geology*, *45*(2), 159–162. https://doi.org/10.1130/G38195.1

Björnsson, H. (1996). 300 m deep trench created beneath Breiðamerkurjökull during the Little Ice Age. *Annals of Glaciology*, *111*(22), 141–146.

Björnsson, H. (1998). Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. *Nature*, *395*(6704), 771–774. https://doi.org/10.1038/27384

Björnsson, H. (2003). Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*, *35*(3–4), 255–271. https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00130-3

Blanckaert, K. (2010). Topographic steering, flow recirculation, velocity redistribution, and bed topography in sharp meander bends. *Water Resources Research*, *46*(9), 1–23. https://doi.org/10.1029/2009WR008303

Blankenship, D. D., Bentley, C. R., Rooney, S. T., & Alley, R. B. (1986). Seismic measurements reveal a saturated porous layer beneath an active Antarctic ice stream. *Nature*, *322*(6074), 54–57. https://doi.org/10.1038/322054a0

Blankenship, D. D., Bentley, C. R., Rooney, S. T., & Alley, R. B. (1987). Till beneath Ice Stream B: 1. Properties derived from seismic travel times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *92*(B9), 8903-8911.

Blankenship, D. D., Bell, R. E., Hodge, S. M., Brozena, J. M., Behrendt, J. C., & Finn, C. A. (1993). Active volcanism beneath the West Antarctic ice sheet and implications for ice-sheet stability. *Nature*, *361*(6412), 526.

Blatter, H., & Hutter, K. (1991). Polythermal condition in Arctic Glaciers. *Journal of Glaciology*, *37*(126), 261–269.

Bonnet, S. (1997). *Tectonique et dynamique du relief: le socle armoricain au Pléistocène* (Doctoral dissertation, Université Rennes 1).

Bougamont, M., Tulaczyk, S., & Joughin, I. (2003). Response of subglacial sediments to basal freeze-on 2. Application in numerical modeling of the recent stoppage of Ice Stream C, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B4). https://doi.org/10.1029/2002JB001936

Bougamont, M., Christoffersen, P., Hubbard, A. L., Fitzpatrick, A. A., Doyle, S. H., & Carter, S. P. (2014). Sensitive response of the Greenland Ice Sheet to surface melt drainage over a soft bed. *Nature Communications*, *5*. https://doi.org/10.1038/ncomms6052

Boulton, G. S. (1972). Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Journal of the Geological Society of London*, *128*, 361–393. https://doi.org/10.1144/gsjgs.128.4.0361

Boulton, G. S., & Jones, A. S. (1979). Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. *Journal of Glaciology*, *24*(90), 29–43. https://doi.org/10.1017/S0022143000014623

Boulton, G. S., & Hindmarsh, R. C. A. (1987). Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research*, *92*(B9), 9059–9082. https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09059

Boulton, G. S., & Dobbie, K. E. (1993). Consolidation Of Sediments By Glaciers - Relations Between Sediment Geotechnics, Soft-Bed Glacier Dynamics And Subglacial Groundwater-Flow. *Journal Of Glaciology*, *39*(131), 26–44.

Boulton, G. S., T. Slot, K. Blessing, P. Glasbergen, T. Leijnse, and K. van Gijssel (1993), Deep circulation of groundwater in overpressured subglacial aquifers and its geological consequences, *Quat. Sci. Rev.*, *12*(9), 739–745, doi:10.1016/0277-3791(93)90014-D.

Boulton, G. S., Caban, P. E., & Van Gijssel, K. (1995). Groundwater Flow Beneath Ice Sheets : Part I - Patterns. *Quaterny Science Reviews*, *14*(1990), 545–562. https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00039-r

Boulton, G. S., Van der Meer, J. J. M., Hart, J., Beets, D., Ruegg, G. H. J., Van der Wateren, F. M., & Jarvis, J. (1996). Till and moraine emplacement in a deforming bed surge—an example from a marine environment. *Quaternary Science Reviews*, *15*(10), 961-987.

Boulton, G. S., Zatsepin, S., & Maillot, B. (2001). *Analysis of groundwater flow beneath ice sheets* (No. SKB-TR--01-06). Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co..

Boulton, G. S., Hagdorn, M., & Hulton, N. R. J. (2003). Streaming flow in an ice sheet through a glacial cycle. *Annals of Glaciology*, *36*(1985), 117–128. https://doi.org/10.3189/172756403781816293

Boulton, G. S., Lunn, R., Vidstrand, P., & Zatsepin, S. (2007). Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part 1—glaciological observations. *Quaternary Science Reviews*, *26*(7–8), 1067–1090. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.007

Boulton, G. S., Lunn, R., Vidstrand, P., & Zatsepin, S. (2007). Subglacial drainage by groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems: part II—theory and simulation of a modern system. *Quaternary Science Reviews*, *26*(7–8), 1091–1105. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.006

Boulton, G. S., Hagdorn, M., Maillot, P. B., & Zatsepin, S. (2009). Drainage beneath ice sheets: groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets.

Quaternary Science Reviews, *28*(7–8), 621–638. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.05.009

Bourgeois, O., Dauteuil, O., & Vliet-Lanoë, B. V. (2000). Geothermal control on flow patterns in the Last Glacial Maximum ice sheet of Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, *25*(1), 59-76.

Box, J. E., & Ski, K. (2007). Remote sounding of Greenland supraglacial melt lakes: Implications for subglacial hydraulics. *Journal of Glaciology*, *53*(181), 257–265. https://doi.org/10.3189/172756507782202883

Boyd, R., Scott, D. B., & Douma, M. (1988). Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian shelf.

Breemer, C. W., Clark, P. U., & Haggerty, R. (2002). Modeling the subglacial hydrology of the late Pleistocene Lake Michigan Lobe, Laurentide Ice Sheet. *Geological Society of America Bulletin*, *114*(6), 665–674. https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<0665:MTSHOT>2.0.CO;2

Brennand, T. A., & Shaw, J. (1994). Tunnel channels and associated landforms, south-central Ontario: their implications for ice-sheet hydrology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *31*(3), 505-522.

Brodzikowski, K., & Van Loon, A. J. (1991). Review of glacigenic sediments. Development in Sedimentology, 49(5).

Budd, W. F., & Jenssen, D. (1987). Numerical modelling of the large-scale basal water flux under the West Antarctic Ice Sheet. In Dynamics of the West Antarctic ice sheet (pp. 293-320). Springer, Dordrecht.

Butler, J., Lane, S., Chandler, J., & Porfiri, E. (2002). Through-water close range digital photogrammetry in flume and field environments. *Photogrammetric Record*, *17*(99), 419–439. https://doi.org/10.1111/0031-868X.00196

Cameron, T. D. J., Crosby, A., Balson, P. S., Jeffery, D. H., Lott, G. K., Bulat, J., & Harrison, D. J. (1992). The geology of the southern North Sea. United Kingdom offshore regional report. British Geological Survey.

Canals, M., Urgeles, R., & Calafat, A. M. (2000). Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology*, *28*(1), 31-34.

Carter, S. P., Fricker, H. A., Blankenship, D. D., Johnson, J. V., Lipscomb, W. H., Price, S. F., & Young, D. A. (2011). Modeling 5 years of subglacial lake activity in the MacAyeal Ice Stream (Antarctica) catchment through assimilation of ICESat laser altimetry. *Journal of Glaciology*, *57*(206), 1098–1112. https://doi.org/10.3189/002214311798843421

Carter, S. P., Fricker, H. A., & Siegfried, M. R. (2013). Evidence of rapid subglacial water piracy under Whillans Ice Stream, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, *59*(218), 1147–1162. https://doi.org/10.3189/2013JoG13J085

Carter, S. P., Fricker, H. A., & Siegfried, M. R. (2017). Antarctic subglacial lakes drain through sediment-floored canals : theory and model testing on real and idealized domains, 381–405. https://doi.org/10.5194/tc-11-381-2017

Catania, G., & Paola, C. (2001). Braiding under glass. *Geology*, *29*(3), 259–262. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0259:BUG>2.0.CO;2

Catania, G. A., Scambos, T. A., Conway, H., & Raymond, C. F. (2006). Sequential stagnation of Kamb Ice Stream, West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *33*(14), 2–5. https://doi.org/10.1029/2006GL026430

Cattle, H., & Crossley, J. (1995). Modelling Arctic climate change. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, *352*(1699), 201-213.

Chandler, J. (1998). Effective application of automated digital photogrammetry for geomorphological research. *Earth Surface Processes and Landforms*, *24*(1), 51–63. https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199901)24:1<51::AID-ESP948>3.0.CO;2-H

Chandler, D. M., Wadham, J. L., Lis, G. P., Cowton, T., Sole, A., Bartholomew, I., … Hubbard, A. (2013). Evolution of the subglacial drainage system beneath the Greenland Ice Sheet revealed by tracers. *Nature Geoscience*, *6*(3), 195–198. https://doi.org/10.1038/ngeo1737

Christensen, Jens Hesselbjerg, et al. "Regional climate projections." Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, University Press, Cambridge, Chapter 11. 2007. 847-940.

Christoffersen, P., Bougamont, M., Carter, S. P., Fricker, H. A., & Tulaczyk, S. (2014). Significant groundwater contribution to Antarctic ice streams hydrologic budget. *Geophysical Research Letters*, *41*(6), 2003-2010.

Clark, P. U., & Walder, J. S. (1994). Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, *106*(2), 304–314. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0304:SDEADB>2.3.CO;2

Clarke, G. K. C., Cross, G. M., & Benson, C. S. (1989). Radar imaging of glaciovolcanic stratigraphy, Mount Wrangell caldera, Alaska: interpretation model and results. *Journal of Geophysical Research*, *94*(B6), 7237–7249. https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07237

Clarke, G. K. C., Leverington, D. W., Teller, J. T., Dyke, A. S., & Marshall, S. J. (2005). Fresh arguments against the Shaw megaflood hypothesis. A reply to comments by David Sharpe on "Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event." *Quaternary Science Reviews*, *24*(12–13), 1533–1541. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.003

Clayton, L., Attig, J. W., & Mickelson, D. M. (1999). Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciation. Special Papers-Geological Society of America, 69-82.

Clerc, S., J.-F. Buoncristiani, M. Guiraud, E. Vennin, G. Desaubliaux, & E. Portier (2013), Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *370*, 127–144, doi:10.1016/j.palaeo.2012.12.002.

Cobbold, P. R., & Jackson, M. P. A. (1992). Gum rosin (colophony): A suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics*, *210*(3–4), 255–271. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90325-Z

Cofaigh, C. Ó. (1996). Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography*, *20*(1), 1–19. https://doi.org/10.1177/030913339602000101

Conway, H., Catania, G., Raymond, C. F., Gades, A. M., Scambos, T. A., & Engelhardt, H. (2002). Switch of flow direction in an Antarctic ice stream. *Nature*, *419*(6906), 465.

Cowton, T., Nienow, P., Sole, A., Bartholomew, I., & Mair, D. (2016). Variability in ice motion at a land-terminating Greenlandic outlet glacier: The role of channelized and distributed drainage systems. *Journal of Glaciology*, *62*(233), 451–466. https://doi.org/10.1017/jog.2016.36

Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers*. Academic Press.

Cutler, P. M., Colgan, P. M., & Mickelson, D. M. (2002). Sedimentologic evidence for outburst floods from the Laurentide ice sheet margin in Wisconsin, USA : implications for tunnel-channel formation.

Creyts, T. T., & Schoof, C. G. (2009). Drainage through subglacial water sheets. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *114*(4), 1–18. https://doi.org/10.1029/2008JF001215

Davy, P., & Cobbold, P. R. (1991). Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, *188*(1–2), 1–25. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90311-F

De Angelis, H., & Kleman, J. (2005). Palaeo-ice streams in the northern Keewatin sectors of the Laurentide Ice Sheet. *Annals of Glaciology*, *42*, 135–144.

De Marsily, G. (2004). Cours d'hydrogéologie.
Doake, C. S. M., Corr, H. F. J., Jenkins, A., Makinson, K., Nicholls, K. W., Nath, C., ... & Vaughan, D. G. (2001). Rutford ice stream, Antarctica. *The West Antarctic ice sheet: behavior and environment*, *77*, 221-235.
Dobracki, R., & Krzyszkowski, D. (1997). Sedimentation and erosion at the Weichselian ice-marginal zone near Golczewo, northwestern Poland. *Quaternary Science Reviews*, *16*(7), 721-740.
Domack, E. W. (1990). Laminated terrigenous sediments from the Antarctic Peninsula: the role of subglacial and marine processes. *Geological Society, London, Special Publications*, *53*(1), 91–103. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.053.01.05
Domack, E., Amblàs, D., Gilbert, R., Brachfeld, S., Camerlenghi, A., Rebesco, M., … Urgeles, R. (2006). Subglacial morphology and glacial evolution of the Palmer deep outlet system, Antarctic Peninsula. *Geomorphology*, *75*(1–2), 125–142. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.06.013
Donovan, D. T. (1972). The geology and origin of the Silver Pit and other closed basins in the North Sea. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, *39*(2), 267-293.
Douillet, G., J.-F. Ghienne, Y. Géraud, A. Abueladas, M. Diraison, and A. Al-Zoubi (2012), Late Ordovician tunnel valleys in southern Jordan, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *368*(1), 275–292, doi:10.1144/SP368.4.
Dowdeswell, J. A., Ó Cofaigh, C., & Pudsey, C. J. (2004). Continental slope morphology and sedimentary processes at the mouth of an Antarctic palaeo-ice stream. *Marine Geology*, *204*(1–2), 203–214. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00338-4
Dowdeswell, J. A., & Ottesen, D. (2016). Current-modified recessional-moraine ridges on the NW Spitsbergen shelf. *Geological Society Memoir*, *46*(1), 96–98. https://doi.org/10.1144/M46.68
Dyke, A. S., & Morris, T. F. (1988). Drumlin fields, dispersal trains, and ice streams in Arctic Canada. *Canadian Geographer/Le Géographe canadien*, *32*(1), 86-90.
Dyke, A. S., & Evans, D. J. (2003). Ice-marginal terrestrial landsystems: northern Laurentide and Innuitian ice sheet margins. *Glacial landsystems*, 143-165.
Ehlers, J., & Linke, G. (1989). The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany. *Journal of Quaternary Science*, *4*(3), 255–265. https://doi.org/10.1002/jqs.3390040306
Ehlers, J., Meyer, K. D., & Stephan, H. J. (1984). The pre-weichselian glaciations of North-West Europe. *Quaternary Science Reviews*, *3*(1). https://doi.org/10.1016/0277-3791(84)90003-9
Elsworth, C. W., & Suckale, J. (2016). Rapid ice flow rearrangement induced by subglacial drainage in West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *43*(22), 11,697-11,707. https://doi.org/10.1002/2016GL070430
Engelhardt, H.,& Kamb. B. (1998). Basal sliding of Ice Stream B, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, *44*(147), 223–230. https://doi.org/10.3189/S0022143000002562
Engelhardt, H., Humphrey, N., Kamb, B., & Fahnestock, M. (1990). Physical Conditions at the Base of a Fast Moving Antarctic Ice Stream. *Science*, *248*(4951), 57–59. https://doi.org/10.1126/science.248.4951.57
Eschard, R., Abdallah, H., Braik, F., & Desaubliaux, G. (2005). The Lower Paleozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. First Break, 23(10).
Evans, D. J., Clark, C. D., & Rea, B. R. (2008). Landform and sediment imprints of fast glacier flow in the southwest Laurentide Ice Sheet. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, *23*(3), 249-272.

Evans, D. J. A., Hiemstra, J. F., Boston, C. M., Leighton, I., Cofaigh, C. Ó., & Rea, B. R. (2012). Till stratigraphy and sedimentology at the margins of terrestrially terminating ice streams: Case study of the western Canadian prairies and high plains. *Quaternary Science Reviews*, *46*, 80–125. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.028

Evatt, G. W., Fowler, A. C., Clark, C. D., & Hulton, N. R. J. (2006). Subglacial floods beneath ice sheets. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *364*(1844), 1769–1794. https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1798

Eyles, N. (2006). The role of meltwater in glacial processes. *Sedimentary Geology*, *190*(1–4), 257–268. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.05.018

Eyles, N., & Mc Cabe, A. M. (1989). Glaciomarine facies within subglacial tunnel valleys: the sedimentary record of glacioisostatic downwarping in the Irish Sea Basin. *Sedimentology*, *36*(3), 431–448. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb00618.x

Eyles, N., & de Broekert, P. (2001). Glacial tunnel valleys in the Eastern Goldfields of Western Australia cut below the Late Paleozoic Pilbara ice sheet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *171*(1–2), 29–40. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00265-6

Fahnestock, M. a, Joughin, I., Scambos, T. a, Kwok, R., & Krabill, W. B. (2001). Ice-stream-related patterns of ice flow in the interior of S . Gogineni Although the Greenland ice sheet is drained by a number of from the early phase of scientific exploration in the College, *106*, 35–45.

Feurer, D. (2008). *Géométrie 3D des lits de rivière par stéréophotogrammetrie à travers l'eau* (Doctoral dissertation, AgroParisTech; Université Laval).

Feurer, D., J.-S. Bailly, C. Puech, Y. Le Coarer, and A. A. Viau (2008), Very-high-resolution mapping of river-immersed topography by remote sensing, *Prog. Phys. Geogr.*, *32*(4), 403–419, doi:10.1177/0309133308096030.

Fischer, U. H., & Clarke, G. K. C. (2001). Review of subglacial hydro-mechanical coupling: Trapridge Glacier, Yukon Territory, Canada. *Quaternary International*, *86*(1), 29–43. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00049-0

Fisher, T. G., Jol, H. M., & Boudreau, A. M. (2005). Saginaw Lobe tunnel channels (Laurentide Ice Sheet) and their significance in south-central Michigan, USA. *Quaternary Science Reviews*, *24*(22), 2375–2391. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.11.019

Flowers, G. E., Björnsson, H., Pálsson, F., & Clarke, G. K. C. (2004). A coupled sheet-conduit mechanism for jökulhlaup propagation. *Geophysical Research Letters*, *31*(5), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2003GL019088

Flowers, G. E. (2008). Subglacial modulation of the hydrograph from glacierized basins. *Hydrological Processes*, *22*(19), 3903-3918.

Flowers, G. E. (2015). Modelling water flow under glaciers and ice sheets. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Science*, *471*(2176).

Flowers, G. E., & Clarke, G. K. C. (2002). A multicomponent coupled model of glacier hydrology 1. Theory and synthetic examples. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B11), ECV 9-1-ECV 9-17. https://doi.org/10.1029/2001JB001122

Flowers, G. E., Björnsson, H., & Pálsson, F. (2003). New insights into the subglacial and periglacial hydrology of Vatnajökull, Iceland, from a distributed physical model. *Journal of Glaciology*, *49*(165), 257–270. https://doi.org/10.3189/172756503781830827

Forbes JD. 1843 Fourth letter on Glaciers. Edinburgh New Philos. J. 34, 1-10

Fountain, A. G. (1993). Geometry and flow conditions of subglacial water at South Cascade Glacier, Washington State, USA; an analysis of tracer injections. *Journal of Glaciology*, *39*(131), 143–156. https://doi.org/10.1017/S0022143000015793

Fountain, A. G., & Walder, J. S. (1998). Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, *36*(3), 299–328. https://doi.org/10.1029/97RG03579

Fowler, A. C. (1984). *On the Transport of Moisture in Polythermal Glaciers*. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics* (Vol. 28). https://doi.org/10.1080/03091928408222846

Fowler, B. A. C. (1986). Sub Temperate Basal Sliding, *32*(110), 9–11.

Fowler, A. C. (1987). Sliding with cavity formation. *Journal of Glaciology*, *33*(115), 255–267. https://doi.org/10.1002/chin.200533194

Fowler, A. C., & Johnson, C. (1995). Hydraulic run-away: a mechanism for thermally regulated surges of ice sheets. *Journal of Glaciology*, *41*(139), 554-561.

Fricker, H. A., Scambos, T., Bindschadler, R., & Padman, L. (2007). An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space. *Science*, *315*(5818), 1544–1548. https://doi.org/10.1126/science.1136897

Gabriel, G., R. Kirsch, B. Siemon, and H. Wiederhold (2003), Geophysical investigation of buried Pleistocene subglacial valleys in Northern Germany, *J. Appl. Geophys.*, *53*(4), 159–180, doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.005.

Galofre, A., Mark Jellinek, A., Osinski, G. R., Zanetti, M., & Kukko, A. (2018). Subglacial drainage patterns of Devon Island, Canada: Detailed comparison of rivers and subglacial meltwater channels. *Cryosphere*, *12*(4), 1461–1478. https://doi.org/10.5194/tc-12-1461-2018

Galon, R. (1965). Some new problems concerning subglacial channels. Geographia Polonica, 6, 19-28.

Ghienne, J. F., & Deynoux, M. (1998). Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. *Sedimentary Geology*, *119*(1–2), 141–159. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00045-1

Gibling, M. R. (2006). Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *Journal of Sedimentary Research*, *76*(5), 731–770. https://doi.org/10.2110/jsr.2006.060

Gilbert, G. K. (1899). Ripple-marks and cross-bedding. Bulletin of the Geological Society of America, 10(1), 135-140.

Glasser, N. F., & G. H. S. Smith (1999), Glacial meltwater erosion of the Mid-Cheshire Ridge: implications for ice dynamics during the Late Devensian glaciation of northwest England, *J. Quat. Sci.*, *14*(7), 703–710, doi:10.1002/(SICI)1099-1417(199912)14:7<703::AID-JQS465>3.0.CO;2-9.

Glasser, N. F., & Bennett, M. R. (2004). Glacial erosional landforms: Origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography*, *28*(1), 43–75. https://doi.org/10.1191/0309133304pp401ra

Glen, J. W. (1954). The stability of ice-dammed lakes and other water-filled holes in glaciers. *Journal of Glaciology*, *2*(15), 316-318.

Golledge, N., & Stoker, M. (2006). A palaeo-ice stream of the British Ice Sheet in eastern Scotland. *Boreas*, *35*(2), 231–243. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01153.x

Gordon, S., Sharp, M., Hubbard, B., Smart, C., Ketterling, B., & Willis, I. (1998). Seasonal reorganization of subglacial drainage inferred from measurements in boreholes. *Hydrological Processes*, *12*(1), 105–133. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199801)12:13.3.CO;2-R

Gottsche, C. 1897. Die tiefsten glacialablagerungen der gegend von Hamburg. Vorläufige Mittheilung.Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg 13, 131-140.

Graveleau, F., & S. Dominguez (2008), Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts, *Comptes Rendus Geosci.*, *340*(5), 324–333, doi:10.1016/j.crte.2008.01.005.

Graveleau, F., Malavieille, J., & Dominguez, S. (2012). Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics*, *538–540*, 1–66. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.027

Gray, L., Joughin, I., Tulaczyk, S., Spikes, V. B., Bindschadler, R., & Jezek, K. (2005). Evidence for subglacial water transport in the West Antarctic Ice Sheet through three-dimensional satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, *32*(3), 1–4. https://doi.org/10.1029/2004GL021387

Greenwood, S. L., & Kleman, J. (2010). Glacial landforms of extreme size in the Keewatin sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, *29*(15-16), 1894-1910.

Gripp, K. (1964). Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Wachholtz.

Grube, F. (1983), Tunnel valleys, in *Glacial deposits in north-west Europe*, pp. 257–258, Balkema Rotterdam.

Guidat, T., S. Pochat, O. Bourgeois, & O. Souček (2015), Landform assemblage in Isidis Planitia, Mars: Evidence for a 3 Ga old polythermal ice sheet, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *411*, 253–267, doi:10.1016/j.epsl.2014.12.002.

Hallet, B. (1979). Subglacial regelation water film. *Journal of Glaciology*, *23*(89), 321–334. https://doi.org/10.1017/S0022143000029932

Hambrey, M. J., and N. F. Glasser. (2005). Sedimentary Processes Glaciers. 663-678.

Hanson, B., Hooke, R. L., & Grace, E. M. (1998). Short-term velocity and water-pressure variations down-glacier from a riegel, Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, *44*(147), 359-367.

Head, J. W., & S. Pratt (2001), Extensive Hesperian-aged south polar ice sheet on Mars: Evidence for massive melting and retreat, and lateral flow and ponding of meltwater, *J. Geophys. Res. Planets*, *106*(E6), 12275–12299, doi:10.1029/2000JE001359.

Hepp, D. A., D. Hebbeln, S. Kreiter, H. Keil, C. Bathmann, J. Ehlers, & T. Mörz (2012), An east–west-trending Quaternary tunnel valley in the south-eastern North Sea and its seismic–sedimentological interpretation, *J. Quat. Sci.*, *27*(8), 844–853, doi:10.1002/jqs.2599.

Hewitt, I. J. (2011). Modelling distributed and channelized subglacial drainage: The spacing of channels. *Journal of Glaciology*, *57*(202), 302–314. https://doi.org/10.3189/002214311796405951

Hewitt, I. J. (2013). Seasonal changes in ice sheet motion due to melt water lubrication. *Earth and Planetary Science Letters*, *371–372*, 16–25. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.022

Hewitt, I. J., & Fowler, A. C. (2008). Seasonal waves on glaciers. *Hydrological processes*, *22*(19), 3919-3930.

Hicock, S. R., & Dreimanis, A. (1989). Sunnybrook drift indicates a grounded early Wisconsin glacier in the Lake Ontario basin. *Geology*, *17*(2), 169–172. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0169:SDIAGE>2.3.CO;2*

Hindmarsh, R. C. A. (2009). Consistent generation of ice-streams via thermo-viscous instabilities modulated by membrane stresses. *Geophysical Research Letters*, *36*(6), 1–6. https://doi.org/10.1029/2008GL036877

Hirst, J. P. P., Benbakir, A., Payne, D. F., & Westlake, I. R. (2002). Tunnel valleys and density flow processes in the upper ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria : Influence on reservoir quality.

Hock, R., & Hooke, R. L. (1993). Evolution of the internal drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaci? aren, Sweden. *Geological Society of America Bulletin*, *105*(4), 537-546.

Hoffman, P. F., & Macdonald, F. A. (2010). Sheet-crack cements and early regression in Marinoan (635Ma) cap dolostones: Regional benchmarks of vanishing ice-sheets? *Earth and Planetary Science Letters*, *300*(3–4), 374–384. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.027

Holtz, R. D., & Kovacs, W. D. (1991). Introduction à la géotechnique. Presses inter Polytechnique.

Hooke, R. L. (1989). Englacial and Subglacial Hydrology: A Qualitative Review. *Arctic and Alpine Research*, *21*(3), 221. https://doi.org/10.2307/1551561

Hooke, R. L., & Jennings, C. E. (2006). On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, *25*(11–12), 1364–1372. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.018

Hooke, R. L., Laumann, T., & Kohler, J. (1990). Subglacial water pressures and the shape of subglacial conduits. *Journal of Glaciology*, *36*(122), 67-71.

Hopkins, O. B. (1923). Some structural features of the plains area of Alberta caused by Pleistocene glaciation. Bulletin of the Geological Society of America, 34(3), 419-430.

Høyer, A.-S., F. Jørgensen, N. Foged, X. He, & A. V. Christiansen (2015), Three-dimensional geological modelling of AEM resistivity data — A comparison of three methods, *J. Appl. Geophys.*, *115*, 65–78, doi:10.1016/j.jappgeo.2015.02.005.

Hubbard, B., & Sharp, M. (1993). Weertman regelation , multiple refreezing events and the isotopic evolution of the basal ice layer, *39*(132).

Hubbard, B., & Nienow, P. (1997). Alpine subglacial hydrology. *Quaternary Science Reviews*, *16*(9), 939–955. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00031-0

Hubbert, M. K. (1937). Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America*, *48*(10), 1459-1520.

Hughes, T. (1977). West {A}ntarctic ice streams. *Rev. Geophys. Space Phys.*, *15*, 1–46.

Hulbe, C. L., & Fahnestock, M. A. (2004). West Antarctic ice stream discharge variability: mechanism, controls, and pattern of grounding line retreat. *Journal of Glaciology*, *50*(171), 471–484. https://doi.org/10.3189/172756504781829738

Hulbe, C. L., Scambos, T. A., Klinger, M., & Fahnestock, M. A. (2016). Flow variability and ongoing margin shifts on Bindschadler and MacAyeal Ice Streams, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *121*(2), 283–293. https://doi.org/10.1002/2015JF003670

Hulbe, C. (2017). Is ice sheet collapse in West Antarctica unstoppable?. *Science*, *356*(6341), 910-911.

Huuse, M., & Lykke-Andersen, H. (2000). Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea : morphology and origin.

Iken, A. (1981). The effect of the subglacial water pressure on the sliding velocity of a glacier in an idealized numerical model. *Journal of Glaciology*, *27*(97), 407–421. https://doi.org/10.1017/S0022143000011448

Iken, A., & Bindschadler, R. A. (1986). Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: conclusions about drainage system and sliding mechanism. *Journal of Glaciology*, *32*(110), 101–119. https://doi.org/10.3189/S0022143000006936

Irvine-Fynn, T. D. L., Hodson, A. J., Moorman, B. J., Vatne, G., & Hubbard, A. L. (2011). Polythermal Glacier Hydrology: A Review. *Rev. Geophys.*, *49*(2010), 1–37. https://doi.org/10.1029/2010RG000350

Jansson, P., Hock, R., & Schneider, T. (2003). The concept of glacier storage: A review. *Journal of Hydrology*, *282*(1–4), 116–129. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00258-0

Janszen, A. (2012). Tunnel valleys: genetic models, sedimentary infill and 3D architecture.

Janszen, A., Spaak, M., & Moscariello, A. (2012). Effects of the substratum on the formation of glacial tunnel valleys: an example from the Middle Pleistocene of the southern North Sea Basin. *Boreas*, *41*(4), 629–643. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00260.x

Jennings, C. E. (2006). Terrestrial ice streams-a view from the lobe. *Geomorphology*, *75*(1–2 SPEC. ISS.), 100–124. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.05.016

Jentzsch, A. (1884). Über die Bildung der preussischen Seeen. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 699-702.

Johannesson, T. (2002). Propagation of a subglacial flood wave during the initiation of a jökulhlaup. *Hydrological Sciences Journal*, *47*(3), 417-434.

Jørgensen, F., & Piotrowski, J. A. (2003). Signature of the Baltic ice stream on Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation. *Boreas*, *32*(1), 242-255.

Jørgensen, F., & Sandersen, P. B. E. (2006). Buried and open tunnel valleys in Denmark—erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, *25*(11–12), 1339–1363. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.11.006

Jørgensen, F., Lykke-Andersen, H., Sandersen, P. B. E., Auken, E., & Nørmark, E. (2003). Geophysical investigations of buried Quaternary valleys in Denmark: an integrated application of transient electromagnetic soundings, reflection seismic surveys and exploratory drillings. *Journal of Applied Geophysics*, *53*(4), 215–228. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.017

Jørgensen, F., Sandersen, P. B. E., & Auken, E. (2003). Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method. *Journal of Applied Geophysics*, *53*(4), 199–213. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.016

Joughin, I., Fahnestock, M. A., MacAyeal, D. R., Bamber, J. L., & Gogineni, S. (2001). Observation and analysis of ice flow in the largest Greenland ice stream. *Journal of Geophysical Research*, *106*(D24), 34021–34034.

Joughin, I., Tulaczyk, S., MacAyeal, D. R., & Engelhardt, H. (2004). Melting and freezing beneath the Ross ice streams, Antarctica. *Journal of Glaciology*, *50*(168), 96–108. https://doi.org/10.3189/172756504781830295

Kamb, B. (1987). Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research*, *92*(B9), 9083–9100. https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09083

Kamb, B. (2001). Basal zone of the West Antarctic Ice Sheet and its role in lubrication of their rapid motion. *The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment*, *77*, 157–199. https://doi.org/10.1029/AR077p0157

Kargel, J. ~S., & R. ~G. Strom (1992), Ancient glaciation on Mars, *Geology*, *20*, 3, doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0003:AGOM>2.3.CO;2.

Kehew, A. E., & Kozlowski, A. L. (2007). Tunnel channels of the Saginaw lobe, Michigan, USA. *Applied Quaternary research in the central part of glaciated terrain. Geological Survey of Finland, Special Paper*, *46*, 69-78.

Kehew, A. E., Nicks, L. P., & Straw, W. T. (1999). Palimpsest tunnel valleys: evidence for relative timing of advances in an interlobate area of the Laurentide ice sheet. *Annals of Glaciology*, *28*, 47-52.

Kehew, A. E., Piotrowski, J. A., & Jørgensen, F. (2012). Tunnel valleys: Concepts and controversies — A review. *Earth-Science Reviews*, *113*(1–2), 33–58. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.002

Kehew, A. E., Ewald, S. K., Esch, J. M., & Kozlowski, A. L. (2013). On the origin of tunnel valleys of the Saginaw Lobe of the Laurentide Ice Sheet; Michigan, USA. *Boreas*, *42*(2), 442–462. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00295.x

Keller, M., Hinderer, M., Al-Ajmi, H., & Rausch, R. (2011). Palaeozoic glacial depositional environments of SW Saudi Arabia: process and product. *Geological Society, London, Special Publications*, *354*(1), 129–152. https://doi.org/10.1144/SP354.8

Kessler, M. A., & Anderson, R. S. (2004). Testing a numerical glacial hydrological model using spring speed-up events and outburst floods. *Geophysical Research Letters*, *31*(18), 1–5. https://doi.org/10.1029/2004GL020622

Kim, B.-H., Lee, C.-K., Seo, K.-W., Lee, W. S., & Scambos, T. (2016). Active subglaical lakes beneath the stagnant trunk of Kamb Ice Stream: evidence of channelized subglacial flow. *The Cryosphere Discussions*, (April), 1–15. https://doi.org/10.5194/tc-2016-96

Kingslake, J., & Ng, F. (2013). Modelling the coupling of flood discharge with glacier flow during jökulhlaups. *Annals of Glaciology*, *54*(63), 25–31. https://doi.org/10.3189/2013AoG63A331

Kjær, K. H., Larsen, E., van der Meer, J., Ingólfsson, Ó., Krüger, J., Benediktsson, Í. Ö., … Schomacker, A. (2006). Subglacial decoupling at the sediment/bedrock interface: a new mechanism for rapid flowing ice.

Krohn, C. F., N. K. Larsen, C. Kronborg, O. B. Nielsen, and K. L. Knudsen (2009), Litho- and chronostratigraphy of the Late Weichselian in Vendsyssel, northern Denmark, with special emphasis on tunnel-valley infill in relation to a receding ice margin, , doi:10.1111/j.1502-3885.2009.00104.xr2009.

Kleiner, T., & Humbert, A. (2014). Numerical simulations of major ice streams in western Dronning Maud Land, Antarctica, under wet and dry basal conditions. *Journal of Glaciology*, *60*(220), 215–232. https://doi.org/10.3189/2014JoG13J006

Kleman, J., & N. Glasser (2007), The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets, *Quat. Sci. Rev.*, *26*(5-6), 585–597, doi:10.1016/j.quascirev.2006.12.010.

Kluiving, S. J., J. . Aleid Bosch, J. H. . Ebbing, C. S. Mesdag, & R. S. Westerhoff (2003), Onshore and offshore seismic and lithostratigraphic analysis of a deeply incised Quaternary buried valley system in the Northern Netherlands, *J. Appl. Geophys.*, *53*(4), 249–271, doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.002.

Knight, J., & McCabe, A. M. (1997). Identification and significance of ice-flow-transverse subglacial ridges (Rogen moraines) in northern central Ireland. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, *12*(6), 519-524.

Knight, J., Mccarron, S. G., & Mccabe, A. M. (1999). Landform modification by palaeo-ice streams in east-central Ireland. *Annals of Glaciology*, *28*, 161–167. https://doi.org/10.3189/172756499781821616

Konrad, H., Shepherd, A., Gilbert, L., Hogg, A. E., McMillan, M., Muir, A., & Slater, T. (2018). Net retreat of Antarctic glacier grounding lines. *Nature Geoscience*, *11*(4), 258–262. https://doi.org/10.1038/s41561-018-0082-z

Kowal, K. N., & Worster, M. G. (2015). Lubricated viscous gravity currents. *Journal of Fluid Mechanics*, *766*, 626-655.

Kozlowski, A. L., Kehew, A. E., & Bird, B. C. (2005). Outburst flood origin of the Central Kalamazoo River Valley, Michigan, USA. *Quaternary Science Reviews*, *24*(22), 2354–2374. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.016*

Kristensen, T. B., & M. Huuse (2012), Multistage erosion and infill of buried Pleistocene tunnel valleys and associated seismic velocity effects, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *368*(1), 159–172, doi:10.1144/SP368.15.

Kristensen, T. B., Huuse, M., Piotrowski, J. a, & Clausen, O. R. (2007). A morphometric analysis of tunnel valleys in the eastern North Sea based on 3D seismic data. *Journal of Quaternary Science*, *22*(8), 801–815. https://doi.org/10.1002/jqs

Kristensen, T. B., Piotrowski, J. A., Huuse, M., Clausen, O. R., & Hamberg, L. (2008). Time-transgressive tunnel valley formation indicated by infill sediment structure, North Sea – the role of glaciohydraulic supercooling. *Earth Surface Processes and Landforms*, *33*(4), 546–559. https://doi.org/10.1002/esp.1668

Kyrke-Smith, T. M., Katz, R. F., & Fowler, A. C. (2013). Subglacial hydrology and the formation of ice streams. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *470*(2161). https://doi.org/10.1098/rspa.2013.0494

Lamb, M. P., Dietrich, W. E., & Sklar, L. S. (2008). A model for fluvial bedrock incision by impacting suspended and bed load sediment. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *113*(3), 1–18. https://doi.org/10.1029/2007JF000915

Lappegard, G., Kohler, J., Jackson, M., & Hagen, J. O. (2006). Characteristics of subglacial drainage systems deduced from load-cell measurements. *Journal of Glaciology*, *52*(176), 137–148. https://doi.org/10.3189/172756506781828908

Latrubesse, E. M. (2015). Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential "who's who" in the geological record. *Earth-Science Reviews*, *146*, 1–30. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.004

Lelandais, T., Mourgues, R., Ravier, Édouard, Pochat, S., Strzerzynski, P., & Bourgeois, O. (2016). Experimental modeling of pressurized subglacial water flow: Implications for tunnel valley formation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *121*(11), 2022–2041. https://doi.org/10.1002/2016JF003957

Lelandais, T., Ravier, É., Pochat, S., Bourgeois, O., Clark, C., Mourgues, R., & Strzerzynski, P. (2018). Modelled subglacial floods and tunnel valleys control the life cycle of transitory ice streams. *Cryosphere*, *12*(8), 2759-2772.

Le Brocq, A. M., Payne, A. J., Siegert, M. J., & Alley, R. B. (2009). A subglacial water flow model for West Antarctica. *J. Glaciol.*, *55*(193), 879–888. https://doi.org/10.3189/002214309790152564

Le Brocq, A. M., Ross, N., Griggs, J. A., Bingham, R. G., Corr, H. F. J., Ferraccioli, F., … Siegert, M. J. (2013). Evidence from ice shelves for channelized meltwater flow beneath the Antarctic Ice Sheet. *Nature Geoscience*, *6*(11), 945–948. https://doi.org/10.1038/ngeo1977

Le Heron, D. P. (2007), Late Ordovician glacial record of the Anti-Atlas, Morocco, *Sediment. Geol.*, *201*(1-2), 93–110, doi:10.1016/j.sedgeo.2007.05.004.

Le Heron., D. P., & Craig, J. (2008). First order reconstruction of a late Ordovician Saharan ice sheet. *Journal of the Geological Society, London*, *165*, 19–29. https://doi.org/10.1144/0016-76492007-002

Le Heron, D., Sutcliffe, O., Bourgig, K., Craig, J., Visentin, C., & Whittington, R. (2004). Sedimentary architecture of Upper Ordovician tunnel valleys, Gargaf Arch, Libya: Implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. *GeoArabia*, *9*(2), 137–160.

Lemieux, J.-M., Sudicky, E. A., Peltier, W. R., & Tarasov, L. (2008). Simulating the impact of glaciations on continental groundwater flow systems: 1. Relevant processes and model formulation. *Journal of Geophysical Research*, *113*(F3), F03017. https://doi.org/10.1029/2007JF000928

Lemke, P., Ren, J., Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., … Zhang, T. (2007). Observations: Changes in snow, ice and frozen ground. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 337–383. https://doi.org/10.1016/j.jmb.2004.10.032

Lewis, A. R., Marchant, D. R., Kowalewski, D. E., Baldwin, S. L., & Webb, L. E. (2006). The age and origin of the Labyrinth, western Dry Valleys, Antarctica: Evidence for extensive middle Miocene subglacial floods and freshwater discharge to the Southern Ocean. *Geology*, *34*(7), 513–516. https://doi.org/10.1130/G22145.1

Lingle, C. S., & Brown, T. J. (1987). A subglacial aquifer bed model and water pressure dependent basal sliding relationship for a West Antarctic ice stream. In Dynamics of the West Antarctic ice sheet (pp. 249-285). Springer, Dordrecht.

Linhoff, B. S., Charette, M. A., Nienow, P. W., Wadham, J. L., Tedstone, A. J., & Cowton, T. (2017). Utility of222Rn as a passive tracer of subglacial distributed system drainage. *Earth and Planetary Science Letters*, *462*, 180–188. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.039

Livingstone, S. J., & Clark, C. D. (2016, July 26). Morphological properties of tunnel valleys of the southern sector of the Laurentide Ice Sheet and implications for their formation. *Earth Surface Dynamics*. European Geosciences Union (EGU).

Livingstone, S. J., Utting, D. J., Ruffell, A., Clark, C. D., Pawley, S., Atkinson, N., & Fowler, A. C. (2016). Discovery of relict subglacial lakes and their geometry and mechanism of drainage. *Nature Communications*, *7*, 1–9. https://doi.org/10.1038/ncomms11767

Lliboutry, L. (1968). General Theory of Subglacial Cavitation and Sliding of Temperate Glaciers. *Journal of Glaciology*, *7*(49), 21–58. https://doi.org/10.1017/S0022143000020396

Lliboutry, L. (1993). Internal melting and ice accretion at the bottom of temperate glaciers

Loncarevic, B. D., Piper, D. J., & Fader, G. B. (1992). Application of high-quality bathymetry to geological interpretation on the Scotian Shelf. *Geoscience Canada*, *19*(1).

Lonergan, L., Maidment, S. C. R., & Collier, J. S. (2006). Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution. *Journal of Quaternary Science*, *21*(8), 891–903. https://doi.org/10.1002/jqs.1015

Lowe, A. L., & Anderson, J. B. (2003). Evidence for abundant subglacial meltwater beneath the paleo-ice sheet in Pine Island Bay, Antarctica. *Journal of Glaciology*, *49*(164), 125–138. https://doi.org/10.3189/172756503781830971

Maclachlan, J. C., & Eyles, C. H. (2011). Subglacial deforming bed conditions recorded by late Quaternary sediments exposed in Vineland Quarry, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology*, *238*(3–4), 277–287. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.04.016

MacRae, R. A., A. R. Christians, & K. Gajewski (2013), A reexamination of Pleistocene tunnel valley distribution on the central Scotian Shelf, *Can. J. Earth Sci.*, *50*(5), 535–544.

Madsen, V.,1921. Terrænformerne på Skobjerg Bakkeø. Danmarks Geologiske Undersøgelse 63, 478.

Magnusson, E., Rott, H., Bjornsson, H., & Palsson, F. (2007). The impact of jokulhlaups on basal sliding observed by SAR interferometry on Vatnajokull, Iceland. *Journal of Glaciology*, *53*(181), 232–240. https://doi.org/10.3189/172756507782202810

Mäkinen, J., Kajuutti, K., Palmu, J. P., Ojala, A., & Ahokangas, E. (2017). Triangular-shaped landforms reveal subglacial drainage routes in SW Finland. *Quaternary Science Reviews*, *164*, 37–53. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.024

Marczinek, S., & Piotrowski, J. A. (2006). Groundwater Flow Under the Margin of the Last Scandinavian Ice Sheet Around the EckernföRde Bay, Northwest Germany. In *Glacier Science and Environmental Change* (pp. 60–62). Blackwell Publishing. https://doi.org/10.1002/9780470750636.ch10

Margold, M., Stokes, C. R., Clark, C. D., & Kleman, J. (2014). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: a new mapping inventory. *Journal of Maps*, *11*(3), 380-395.

Margold, M., Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2015). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*, *143*(3), 117–146. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.011

Marra, W. A., Hauber, E., McLelland, S. J., Murphy, B. J., Parsons, D. R., Conway, S. J., … Kleinhans, M. G. (2014). Pressurized groundwater outflow experiments and numerical modeling for outflow channels on Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, *119*(12), 2668–2693. https://doi.org/10.1002/2014JE004701

Marshall, S. J., & Clarke, G. K. (1997). A continuum mixture model of ice stream thermomechanics in the Laurentide Ice Sheet 2. Application to the Hudson Strait Ice Stream. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B9), 20615-20637.

Marshall, S. J. (2005). Recent advances in understanding ice sheet dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, *240*(2), 191-204.

Maule, C. F., Purucker, M. E., Olsen, N., & Mosegaard, K. (2005). Geophysics: Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data. *Science*, *309*(5733), 464–467. https://doi.org/10.1126/science.1106888

McCabe, A. M., & ÓCofaigh, C. (1994). Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland. *Sedimentary Geology*, *91*(1–4), 57–95. https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90123-6

Meier, M. F. (1962). Proposed definitions for glacier mass budget terms. *Journal of Glaciology*, *4*(33), 252-263.

Meyer, C. R., Fernandes, M. C., Creyts, T. T., & Rice, J. R. (2016). Effects of ice deformation on Röthlisberger channels and implications for transitions in subglacial hydrology. *Journal of Glaciology*, *62*(234), 750–762. https://doi.org/10.1017/jog.2016.65

Moeller, C. A., Mickelson, D. M., Anderson, M. P., & Winguth, C. (2007). Groundwater flow beneath Late Weichselian glacier ice in Nordfjord, Norway. *Journal of Glaciology*, *53*(180), 84–90.

Mooers, H. D. (1989). On the formation of the tunnel valleys of the Superior lobe, central Minnesota. *Quaternary Research*, *32*(1), 24–35. https://doi.org/10.1016/0033-5894(89)90029-X

Moreau, J., Huuse, M., Janszen, A., & van der Vegt, P. (2012). The glaciogenic unconformity of the southern North Sea School of Earth , Atmospheric and Environmental Sciences , The University. *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*, 99–110. https://doi.org/10.1144/SP368.5

Mourgues, R. (2004). Surpressions de fluide et décollements . Modélisations analogique et numérique To cite this version : HAL Id : tel-00007479.

Murray, T., Corr, H., Forieri, A., & Smith, A. M. (2008). Contrasts in hydrology between regions of basal deformation and sliding beneath Rutford Ice Stream, West Antarctica, mapped using radar and seismic data. *Geophysical Research Letters*, *35*(12), 1–5. https://doi.org/10.1029/2008GL033681

Ng, F., & Hallet, B. (2002). Patterning mechanisms in subglacial carbonate dissolution and deposition. *Journal of Glaciology*, *48*(162), 386–400. https://doi.org/10.3189/172756502781831214

Ngoma, J. (2015). *Etude numérique et expérimentale de la déstabilisation des milieux granulaires immergés par fluidisation* (Doctoral dissertation, Aix Marseille Université).

Nienow, P., Sharp, M., & Willis, I. (1998). Seasonal changes in the morphology of the subglacial drainage system, Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, *23*(9), 825–843. https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199809)23:9<825::AID-ESP893>3.0.CO;2-2

Nye, J. F. (1959). The motion of ice sheets and glaciers. *Journal Of Glaciology*, *3*(26), 493–507.

Nye, J. F. (1970). Glacier sliding without cavitation in a linear viscous approximation. *Proc. R. Soc. Lond. A*, *315*(1522), 381-403.

Nye, J., & Frank, F. (1973). Hydrology of the Intergranular Veins in a Temperate Glacier. *Symposium on the Hydrology of Glaciers*, *0*(1), 157–161.

Nye, J. F. (1976). Water Flow in Glaciers: Jökulhlaups, Tunnels and Veins. *Journal of Glaciology*, *17*(76), 181–207. https://doi.org/10.1017/S002214300001354X

Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., & Reinhardt, L. (2009). The "unreasonable effectiveness" of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews*, *97*(1–4), 1–43. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.05.003

Parsons, D. R., Best, J. L., Lane, S. N., Kostaschuk, R. A., Hardy, R. J., Orfeo, O., … Szupiany, R. N. (2008). Large river channel confluences. *River Confluences, Tributaries and the Fluvial Network*, 17–32.

Parizek, B. R., Alley, R. B., Anandakrishnan, S., & Conway, H. (2002). Sub-catchment melt and long-term stability of ice stream D, West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *29*(8), 55-1-55–4. https://doi.org/10.1029/2001GL014326

Patterson, C. J. (1994), Tunnel-valley fans of the St. Croix moraine, east-central Minnesota, USA, *Form. Deform. glacial Depos.*, 69–87.

Patterson, C. J. (1997). Southern Laurentide ice lobes were created by ice streams: Des Moines Lobe in Minnesota, USA. *Sedimentary Geology*, *111*(1–4), 249–261. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00018-3

Pattyn, F. (2010). Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model. *Earth and Planetary Science Letters*, *295*(3–4), 451–461. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.025

Payne, A. J., & Dongelmans, P. W. (1997). Self-organization in the thermomechanical flow of ice sheets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B6), 12219–12233. https://doi.org/10.1029/97JB00513

Perol, T., & Rice, J. R. (2015). Shear heating and weakening of the margins of West Antarctic ice streams. *Geophysical Research Letters*, *42*(9), 3406-3413.

Person, M., V. Bense, D. Cohen, and A. Banerjee (2012), Models of ice-sheet hydrogeologic interactions: a review, *Geofluids*, *12*(1), 58–78, doi:10.1111/j.1468-8123.2011.00360.x.

Peters, L. E., Anandakrishnan, S., Alley, R. B., Winberry, J. P., Voigt, D. E., Smith, A. M., & Morse, D. L. (2006). Subglacial sediments as a control on the onset and location of two Siple Coast ice streams, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *111*(1), 1–14. https://doi.org/10.1029/2005JB003766

Peters, L. E., Anandakrishnan, S., Alley, R. B., & Smith, A. M. (2007). Extensive storage of basal meltwater in the onset region of a major West Antarctic ice stream. *Geology*, *35*(3), 251–254. https://doi.org/10.1130/G23222A.1

Peterson, G., Johnson, M. D., & Smith, C. A. (2017). Glacial geomorphology of the south Swedish uplands – focus on the spatial distribution of hummock tracts. *Journal of Maps*, *13*(2), 534–544. https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1336121

Piotrowski, J. A. (1994). Tunnel-valley formation in northwest Germany—geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology*, *89*(1–2), 107–141. https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90086-8

Piotrowski, J. A. (1997). Subglacial hydrology in north-western germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. *Quaternary Science Reviews*, *16*(2), 169–185. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(96)00046-7

Piotrowski, J. A., & Tulaczyk, S. (1999). Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany : ice-bed separation and enhanced basal sliding ?

Piotrowski, J. A., Larsen, N. K., & Junge, F. W. (2004). Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. *Quaternary Science Reviews*, *23*(9–10), 993–1000. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.01.006

Piotrowski, J. A., P. Hermanowski, and A. M. Piechota (2009), Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation, *Earth Surf. Process. Landforms*, *34*(4), 481–492, doi:10.1002/esp.1728.

Praeg, D. (1996). Morphology, stratigraphy and genesis of buried Mid-Pleistocene tunnel-valleys in the Southern North Sea Basin, *1*, 207.

Praeg, D. (2003). Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin—high resolution from low frequencies. *Journal of Applied Geophysics*, *53*(4), 273–298. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.001

Pritchard, H. D., S. R. M. Ligtenberg, H. A. Fricker, D. G. Vaughan, M. R. van den Broeke, and L. Padman (2012), Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, *Nature*, *484*(7395), 502–505, doi:10.1038/nature10968.

Pryzbylski, B. (2008). Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas*, *37*(2), 286–296. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00023.x

Putkinen, N., Eyles, N., Putkinen, S., Ojala, A. E. K., Palmu, J. P., Sarala, P., … Tervo, T. (2017). High-resolution LiDAR mapping of glacial landforms and ice stream lobes in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, *89*(2), 64–81. https://doi.org/10.17741/bgsf/89.2.001

Rains, R. B., Shaw, J., Sjogren, D. B., Munro-Stasiuk, M. J., Robert Skoye, K., Young, R. R., & Thompson, R. T. (2002). Subglacial tunnel channels, Porcupine Hills, Southwest Alberta, Canada. *Quaternary International*, *90*(2002), 57–65. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00092-1

Ravier, E., & Buoncristiani, J. F. (2017). Glaciohydrogeology. In *Past Glacial Environments (Second Edition)* (pp. 431-466).

Ravier, E., Buoncristiani, J. F., Guiraud, M., Menzies, J., Clerc, S., Goupy, B., & Portier, E. (2014). Porewater pressure control on subglacial soft sediment remobilization and tunnel valley formation: A case study from the Alnif tunnel valley (Morocco). *Sedimentary Geology*, *304*, 71–95. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.02.005

Ravier, E., Buoncristiani, J.-F., Menzies, J., Guiraud, M., Clerc, S., & Portier, E. (2015). Does porewater or meltwater control tunnel valley genesis? Case studies from the Hirnantian of Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *418*, 359–376. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.12.003

Raymond, C. F. (1987). How do glaciers surge? A review. *Journal of Geophysical Research*, *92*(B9), 9121–9134. https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09121

Reid, C. (1882). The Geology of the Country Around Cromer:(Explanation of Sheet 68 E.) (Vol. 68). HM Stationery Office.

Retzlaff, R., & Bentley, C. R. (1993). Timing of stagnation of ice stream C, West Antarctica, from short- pulse radar studies of buried surface crevasses. *Journal of Glaciology*, *39*(133), 553–561. https://doi.org/10.1017/S0022143000016440

Rieu, R., Allen, P. A., Etienne, J. L., Cozzi, A., & Wiechert, U. (2006). A Neoproterozoic glacially influenced basin margin succession and "atypical" cap carbonate associated with bedrock palaeovalleys, Mirbat area, southern Oman. *Basin Research*, *18*(4), 471–496. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2006.00304.x

Robel, A. A., DeGiuli, E., Schoof, C., & Tziperman, E. (2013). Dynamics of ice stream temporal variability: Modes, scales, and hysteresis. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *118*(2), 925-936.

Rose, K. E. (1979). Characteristics of ice flow in Marie Byrd Land, Antarctica. *Journal of Glaciology*, *24*(90), 63-75.

Röthlisberger, H. (1972). Water Pressure in Intra- and Subglacial Channels. *Journal of Glaciology*, *11*(62), 177–203. https://doi.org/10.1017/S0022143000022188

Rothlisberger, H. (1987). Glacial hydrology. *Glacio-fluvial sediment transfer.*

Russell, H. A. J., Arnott, R. W. C., & Sharpe, D. R. (2003). Evidence for rapid sedimentation in a tunnel channel, Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. *Sedimentary Geology*, *160*(1–3), 33–55. https://doi.org/10.1016/s0037-0738(02)00335-4

Salcher, B. C., R. Hinsch, and M. Wagreich (2010), High-resolution mapping of glacial landforms in the North Alpine Foreland, Austria, *Geomorphology*, *122*(3-4), 283–293, doi:10.1016/j.geomorph.2009.09.037.

Salomonsen, I. (1995). Origin of a deep buried valley system in Pleistocene deposits of the eastern central North Sea. In Proceedings of the 2nd Symposium on: Marine Geology–Geology of the North Sea and Skagerrak (pp. 7-19).

Sandersen, P. B. E., & Jørgensen, F. (2012). Substratum control on tunnel valley formation in Denmark, (2000), 145–157. https://doi.org/10.1144/SP368.12#The

Sandersen, P. B. E., Jørgensen, F., Larsen, N. K., Westergaard, J. H., & Auken, E. (2009). Rapid tunnel-valley formation beneath the receding Late Weichselian ice sheet in Vendsyssel, Denmark. *Boreas*, *38*(4), 834–851. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00105.x

Saussure, H. B. D. (1779). Voyages dans les Alpes, prec£ des d'un Essai sur l'Histoire naturelle des environs de Geneve. Tome Premier, Neuchatel.

Schoof, C. (2010). Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability. *Nature*, *468*(7325), 803.

Schoof, C., Rada, C. A., Wilson, N. J., Flowers, G. E., & Haseloff, M. (2014). Oscillatory subglacial drainage in the absence of surface melt. *Cryosphere*, *8*(3), 959–976. https://doi.org/10.5194/tc-8-959-2014

Schroeder, D. M., Blankenship, D. D., & Young, D. A. (2013). Evidence for a water system transition beneath Thwaites Glacier, West Antarctica. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *110*(30), 12225–12228. https://doi.org/10.1073/pnas.1302828110

Sergienko, O. V., & Hindmarsh, R. C. (2013). Regular patterns in frictional resistance of ice-stream beds seen by surface data inversion. *Science*, *342*(6162), 1086-1089.

Sergienko, O. V., Creyts, T. T., & Hindmarsh, R. C. A. (2014). Similarity of organized patterns in driving and basal stresses of Antarctic and Greenland ice sheets beneath extensive areas of basal sliding. *Geophysical Research Letters*, *41*(11), 3925-3932.

Shabtaie, S., & Bentley, C. R. (1987). West Antarctic ice streams draining into the Ross Ice Shelf: configuration and mass balance. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *92*(B2), 1311-1336.

Sharp, M., Gemmell, J. C., & Tison, J. L. (1989). Structure and stability of the former subglacial drainage system of the Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, *14*(2), 119-134.

Sharp, M., Tison, J.-L., & Fierens, G. (1990). Geochemistry of subglacial calcites: Implications for the hydrology of the basal water film. *Arctic and Alpine Research*, *22*(2), 141–152.

Sharpe, D. R., Dyke, L. D., Hinton, M. J., Pullan, S. E., Russell, H. a J., Brennand, T. a, … Pugin, A. (1996). Groundwater prospects in the Oak Ridges Moraine area, southern Ontario: application of regional geological models. *Current Research 1996-E*, (613), 181–190.

Shaw, J. (1979). Genesis of the Sveg tills and Rogen moraines of central Sweden: a model of basal melt out. *Boreas*, *8*(4), 409-426.

Shaw, J. (1983). Drumlin formation related to inverted melt-water erosional marks. *Journal of Glaciology*, *29*(103), 461–479. https://doi.org/10.1017/S0022143000030367

Shaw, J. (1989). Drumlins, subglacial meltwater floods, and ocean responses. *Geology*, *17*(9), 853–856. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0853:DSMFAO>2.3.CO;2

Shaw, J. (2002). The meltwater hypothesis for subglacial bedforms. *Quaternary International*, *90*(1), 5–22. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00089-1

Shaw, J. (2010), In defence of the meltwater (megaflood) hypothesis for the formation of subglacial bedform fields, *J. Quat. Sci.*, *25*(3), 249–260, doi:10.1002/jqs.1264.

Shaw, J., & Gorrell, G. (1991). Subglacially Formed Dunes with Bimodal and Graded Gravel in the Trenton Drumlin Field, Ontario. *Géographie Physique et Quaternaire*, *45*(1), 21. https://doi.org/10.7202/032842ar

Shepherd, A., Hubbard, A., Nienow, P., King, M., McMillan, M., & Joughin, I. (2009). Greenland ice sheet motion coupled with daily melting in late summer. *Geophysical Research Letters*, *36*(1), 2–5. https://doi.org/10.1029/2008GL035758

Shoemaker, B. E. M. (1986). Sub Glacial Hydrology for an Ice Sheet, *32*(1).

Shreve, R. L. (1972). Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology*, *11*(62), 205–214. https://doi.org/10.1086/330839

Siegert, M. J., & Bamber, J. L. (2000). Subglacial water at the heads of Antarctic ice-stream tributaries. *Journal of Glaciology*, *46*(155), 702–703. https://doi.org/10.3189/172756500781832783

Siegert, M. J., Taylor, J., Payne, A. J., & Hubbard, B. (2004). Macro-scale bed roughness of the Siple Coast ice streams in west Antartica. *Earth Surface Processes and Landforms*, *29*(13), 1591–1596. https://doi.org/10.1002/esp.1100

Siegert, M. J., Carter, S., Tabacco, I., Popov, S., & Blankenship, D. D. (2005). A revised inventory of Antarctic subglacial lakes. *Antarctic Science*, *17*(3), 453–460. https://doi.org/10.1017/S0954102005002889

Siegfried, M. R., Fricker, H. A., Carter, S. P., & Tulaczyk, S. (2016). Episodic ice velocity fluctuations triggered by a subglacial flood in West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *43*(6), 2640-2648.

Sjogren, D. B., & Rains, R. B. (1995). Glaciofluvial erosional morphology and sediments of the Coronation Spondin Scabland, east-central Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *578*, 565–578. https://doi.org/10.1139/e95-048

Sjogren, D. B., Fisher, T. G., Taylor, L. D., Jol, H. M., & Munro-Stasiuk, M. J. (2002). Incipient tunnel channels. *Quaternary International*, *90*(1), 41–56. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00091-X

Sklar, L. S., & Dietrich, W. E. (2004). A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *Water Resources Research*, *40*(6), 1–22. https://doi.org/10.1029/2003WR002496

Smed, P. (1998). Die Entstehung der dänischen und norddeutschen Rinnentäler (Tunneltäler) - Glaziologische Gesichtspunkte. *Eiszeitalter Und Gegenwart*, *48*, 0–18.

Smith, A. M. (1997). Basal conditions on Rutford ice stream, West Antarctica, from seismic observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B1), 543-552.

Smith, J. A., C.-D. Hillenbrand, R. D. Larter, A. G. C. Graham, and G. Kuhn (2009), The sediment infill of subglacial meltwater channels on the West Antarctic continental shelf, *Quat. Res.*, *71*(2), 190–200, doi:10.1016/j.yqres.2008.11.005.

Sole, A. J., Mair, D. W. F., Nienow, P. W., Bartholomew, I. D., King, M. A., Burke, M. J., & Joughin, I. (2011). Seasonal speedup of a Greenland marine-terminating outlet glacier forced by surface melt-induced changes in subglacial hydrology. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *116*(3), 1–11. https://doi.org/10.1029/2010JF001948

Solomina, O. N., Bradley, R. S., Jomelli, V., Geirsdottir, A., Kaufman, D. S., Koch, J., … Yang, B. (2016). Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, *149*, 61–90. https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.008

Souček, O., O. Bourgeois, S. Pochat, and T. Guidat (2015), A 3 Ga old polythermal ice sheet in Isidis Planitia, Mars: Dynamics and thermal regime inferred from numerical modeling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *426*, 176–190, doi:10.1016/j.epsl.2015.06.038.

Stackebrandt, W. (2009). Subglacial channels of Northern Germany – a brief review
[Die subglazialen Rinnen Norddeutschlands – ein kurzer Überblick].

Zeitschrift Der Deutschen Gesellschaft Für Geowissenschaften, *160*(3), 203–210. https://doi.org/10.1127/1860-1804/2009/0160-0203

Stearns, L. A., Smith, B. E., & Hamilton, G. S. (2008). Increased flow speed on a large east antarctic outlet glacier caused by subglacial floods. *Nature Geoscience*, *1*(12), 827–831. https://doi.org/10.1038/ngeo356

Stewart, M. A., & Lonergan, L. (2011). Seven glacial cycles in the middle-late Pleistocene of northwest Europe: Geomorphic evidence from buried tunnel valleys. *Geology*, *39*(3), 283–286. https://doi.org/10.1130/G31631.1

Stewart, M. A., Lonergan, L., & Hampson, G. (2013). 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the central North Sea: morphology, cross-cutting generations and glacial history. *Quaternary Science Reviews*, *72*, 1–17. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.03.016

Stokes, C. R., & Clark, C. D. (1999). Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology*, *28*(4), 67–74. https://doi.org/10.3189/172756499781821625

Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2003). Laurentide ice streaming on the Canadian Shield: A conflict with the soft-bedded ice stream paradigm? *Geology*, *31*(4), 347–350. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0347:LISOTC>2.0.CO;2

Stokes, C. R., Clark, C. D., Darby, D. A., & Hodgson, D. A. (2005). Late Pleistocene ice export events into the Arctic Ocean from the M'Clure Strait ice stream, Canadian Arctic Archipelago. *Global and Planetary Change*, *49*(3-4), 139-162.

Stokes, C. R., Clark, C. D., Lian, O. B., & Tulaczyk, S. (2007). Ice stream sticky spots: A review of their identification and influence beneath contemporary and palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews*, *81*(3–4), 217–249. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.01.002

Stokes, C. R., Margold, M., Clark, C. D., & Tarasov, L. (2016). Ice stream activity scaled to ice sheet volume during Laurentide Ice Sheet deglaciation. *Nature*, *530*(7590), 322–326. https://doi.org/10.1038/nature16947

Stokes, C. R., Margold, M., & Creyts, T. T. (2016). Ribbed bedforms on palaeo-ice stream beds resemble regular patterns of basal shear stress ('traction ribs') inferred from modern ice streams. *Journal of Glaciology*, *62*(234), 696–713. https://doi.org/10.1017/jog.2016.63

Studinger, M., Bell, R. E., Blankenship, D. D., Carol, A., Arko, R. A., Morse, D. L., & Joughin, I. (2001). Subglacial Sediments: A Regional Geological Template for Ice Flow in West Antarctica, *28*(18), 3493–3496.

Sturm, M., Holmgren, J., Koenig, M., & Morris, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, *43*(143), 26–41.

Sundal, A. V., Shepherd, A., Nienow, P., Hanna, E., Palmer, S., & Huybrechts, P. (2011). Melt-induced speed-up of Greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage. *Nature*, *469*(7331), 521–524. https://doi.org/10.1038/nature09740

Swithinbank, C. W. M. (1954). "Ice streams" 2. *Polar record*, *7*(48), 185-186.

Tedstone, A. J., Nienow, P. W., Sole, A. J., Mair, D. W. F., Cowton, T. R., Bartholomew, I. D., & King, M. A. (2013). Greenland ice sheet motion insensitive to exceptional meltwater forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *110*(49), 19719–19724. https://doi.org/10.1073/pnas.1315843110

Tournier, F., M. Pagel, E. Portier, I. Wazir, and N. Fiet (2010), Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria), *J. Sediment. Res.*, *80*(12), 1068–1084, doi:10.2110/jsr.2010.094.

Torell, O. (1873). Undersökningar öfver istiden. II. Skandinaviska inlandsisens utsträckning under isperioden. Öfversigt af Kungliga Vetenskaps-akademiens förhandlingar, 30(1), 47-64.

Tulaczyk, S., Kamb, B., Scherer, R. P., & Engelhardt, H. F. (1998). Sedimentary processes at the base of a West Antarctic ice stream; constraints from textural and compositional properties of subglacial debris. *Journal of Sedimentary Research*, *68*(3), 487–496. https://doi.org/10.2110/jsr.68.487

Tulaczyk, S., Kamb, W. B., & Engelhardt, H. F. (2000). Basal mechanics of Ice Stream B, west Antarctica: 2. Undrained plastic bed model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B1), 483-494.

Truffer, M., & Echelmeyer, K. A. (2003). Of isbr ae and ice streams. *Annals of Glaciology, Vol 36*, *36*(1996), 66–72. https://doi.org/10.3189/172756403781816347

Ussing, N. V. 1903: Om Jyllands hedesletter og teorien for deres dannelse. Oversigt kgl. danske Vidensk. Selsk. Forhandl. 2: 99-164.

Van der Veen, C. J., & Payne, A. J. (2004). Modelling land-ice dynamics. Mass Balance of the Cryosphere Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes, 169-219.

Van der Vegt, P., Janszen, A., & Moscariello, A. (2012). Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. *Geological Society, London, Special Publications*, *368*(1), 75–97. https://doi.org/10.1144/SP368.13

Van Der Wel, N., Christoffersen, P., & Bougamont, M. (2013). The influence of subglacial hydrology on the flow of Kamb Ice Stream, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *118*(1), 97–110. https://doi.org/10.1029/2012JF002570

Van Dijke, J. J., & Veldkamp, A. (1996). Climate-controlled glacial erosion in the unconsolidated sediments of Northwestern Europe, based on a genetic model for tunnel valley formation. *Earth Surface Processes and Landforms*, *21*(4), 327–340. https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199604)21:4<327::AID-ESP540>3.0.CO;2-P

Vaslet, D. (1990). Upper Ordovician glacial deposits in Saudi-Arabia. Episodes, 13(3), 147-161.

Vaughan, D. G., Smith, A. M., Nath, P. C., & Le Meur, E. (2003). Acoustic impedence and basal shear stress beneath four Antarctic ice streams. *Annals of Glaciology*, *36*, 225–232. https://doi.org/10.3189/172756403781816437

Vaughan, D. G., Corr, H. F. J., Smith, A. M., Pritchard, H. D., & Shepherd, A. (2008). Flow-switching and water piracy between Rutford ice stream and Carlson inlet, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, *54*(184), 41–48. https://doi.org/10.3189/002214308784409125

Vaughan, D. G. J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T.Murray, F. Paul, J. Ren E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang, 2013: Observations: Cryosphere. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

Visser, J. N. J. (1988). A Permo-Carboniferous tunnel valley system east of Barkly West, northern Cape Province. *South African Journal of Geology*, *91*(3), 350-357.

Vivian, M. R. (2018). Hydrologie et érosion sous-glaciaires, 241–264.

Walder, J. S. (1982). Stability of sheet flow of water beneath temperate glaciers and implications for glacier surging. *Journal of Glaciology*, *28*(99), 273-293.

Walder, J. S. (1986). Hydraulics of Subglacial Cavities. *Journal of Glaciology*, *32*(112), 439–445. https://doi.org/10.3189/S0022143000012156

Walder, J., & Hallet, B. (1979). Geometry of former subglacial water channels and cavities. *Journal of Glaciology*, *23*(89), 335-346.

Walder, J. S., & Fowler, A. (1994). Channelized subglacial drainage over a deformable bed J. *Journal of Glaciology*, *40*(134), 3–15. https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004

Waller, R. I. (2001). The influence of basal processes on the dynamic behaviour of cold-based glaciers. *Quaternary International*, *86*(1), 117–128. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00054-4

Weber, J. E. (2000). Non-temperate glacier flow over wavy sloping ground. *Journal of Glaciology*, *46*(154), 453–458. https://doi.org/10.3189/172756500781833179

Weertman, J. (1957). On the Sliding of Glaciers. *Journal of Glaciology*, *3*(21), 33–38. https://doi.org/10.3189/S0022143000024709

Weertman, J. (1962). Catastrophic glacier advances. *Symposium of Obergurgl, IAHS Publication*.

Weertman, J. (1970). A method for setting a lower limit on the water layer thickness at the bottom of an ice sheet from the time required for upwelling of water into a borehole. *International Association of Scientific Hydrology, Publication*, *86*, 69–73.

Weertman, J. (1972). General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet. *Reviews of Geophysics Ans Space Physics*, *10*(1), 287–333.

Weertman, J., & Birchfield, G. E. (1982). Subglacial Water Flow under Ice Streams and West Antarctic Ice Sheet Stability. *Annals of Glaciology*, *3*, 316–320.

Wellner, J. S., Lowe, A. L., Shipp, S. S., & Anderson, J. B. (2001). Distribution of glacial geomorphic features on the Antarctic continental shelf and correlation with substrate: Implications for ice behavior. *Journal of Glaciology*, *47*(158), 397–411. https://doi.org/10.3189/172756501781832043

Werder, M. A., Hewitt, I. J., Schoof, C. G., & Flowers, G. E. (2013). Modeling channelized and distributed subglacial drainage in two dimensions. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *118*(4), 2140–2158. https://doi.org/10.1002/jgrf.20146

Westaway, R. M., Lane, S. N., & Hicks, D. M. (2000). The development of an automated correction procedure for digital photogrammetry for the study of wide, shallow, gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, *25*(2), 209–226. https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(200002)25:2<209::AID-ESP84>3.0.CO;2-Z

Wingfield, R. (1990). The origin of major incisions within the Pleistocene deposits of the North Sea. *Marine Geology*, *91*(1–2), 31–52. https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90131-3

Wingham, D. J., Siegert, M. J., Shepherd, A., & Muir, A. S. (2006). Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes. *Nature*, *440*(7087), 1033–1036. https://doi.org/10.1038/nature04660

Winsborrow, M. C. M., Clark, C. D., & Stokes, C. R. (2004). Ice Streams of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie Physique et Quaternaire*, *58*(2–3), 269. https://doi.org/10.7202/013142ar

Winsborrow, M. C. M., Clark, C. D., & Stokes, C. R. (2010). What controls the location of ice streams? *Earth-Science Reviews*, *103*(1–2), 45–59. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.003

Woldstedt, P. (1952). Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten. *Eiszeitalter Und Gegenwart*, *2*(1903), 146–153.

Wolff, W. (1907). Der geologische bau der Bremer Gegend. *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen*, *19*, 207-216.

Woodland, A. W. (1970). The buried tunnel-valleys of East Anglia. In *Proceedings of the Yorkshire Geological and Polytechnic Society* (Vol. 37, pp. 521–578). https://doi.org/10.1144/pygs.37.4.521

Worni, R., Stoffel, M., Huggel, C., Volz, C., Casteller, A., & Luckman, B. (2012). Analysis and dynamic modeling of a moraine failure and glacier lake outburst flood at Ventisquero Negro, Patagonian Andes (Argentina). *Journal of Hydrology*, *444*, 134-145.

Worni, R., Huggel, C., Clague, J. J., Schaub, Y., & Stoffel, M. (2014). Coupling glacial lake impact, dam breach, and flood processes: A modeling perspective. *Geomorphology*, *224*, 161-176.

Wright, H. E. (1973). Tunnel valleys, glacial surges, and subglacial hydrology of the Superior Lobe, Minnesota. *Geological Society of America Memoirs*, *136*, 251–276. https://doi.org/10.1130/MEM136-p251

Wright, A., & Siegert, M. (2012). A fourth inventory of Antarctic subglacial lakes. *Antarctic Science*, *24*(6), 659–664. https://doi.org/10.1017/S095410201200048X

Zwally, H. J. (2002). Surface Melt-Induced Acceleration of Greenland Ice-Sheet Flow. *Science*, *297*(5579), 218–222. https://doi.org/10.1126/science.1072708

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE / ECOLOGIE GEOSCIENCES AGRONOMIE ALIMENTATION

Le Mans Université

université angers

Titre : Modélisation analogique des écoulements d'eau sous-glaciaires : implications sur les relations entre vallées tunnels et dynamique glaciaire

Mots clés : modélisation analogique / environnement sous-glaciaire / vallées tunnels / ice streams

Résumé : De par leur taille, les vallées tunnels sont les structures de drainage d'eau de fonte les plus imposantes de l'environnement sous-glaciaire. L'inaccessibilité des milieux sous-glaciaires actuels limitent cependant nos connaissances des mécanismes impliqués dans leurs formations, des paramètres contrôlant leur morphologie et de leurs influences sur la dynamique de la calotte sus-jacente. Ce travail présente une nouvelle approche expérimentale visant à mieux contraindre la formation et le fonctionnement des systèmes de vallées tunnels. Cette approche repose sur le développement d'un tout nouveau dispositif expérimental simulant la glace. Les résultats des expériences menées avec ce dispositif ont permis de déterminer des relations étroites entre les paramètres du substrat et les modalités de l'écoulement d'eau de fonte sur la formation et la morphologie des vallées tunnels. Les résultats issus des expériences démontrent que ce dispositif analogique permet de recréer des systèmes de vallées tunnels glaciaires. L'étude de ces vallées expérimentales suggèrent que la topographie du substrat et la production d'eau de fonte joue un rôle primordial sur la genèse des vallées tunnels et sur leurs morphologies. Deux morphotypes de vallées tunnels ont pu être identifiés avec des morphologies et des mécanismes de formation indépendants. L'analyse de la dynamique de la calotte sus-jacente a permis de mettre en évidence un lien étroit entre le développement des systèmes de vallées tunnels et la dynamique des "ice streams". L'évolution de la capacité de drainage des vallées tunnels semble contrôler la dynamique des calottes glaciaires en régulant le flux de glace transitant dans les "ice streams".

Title : Analog modelling of subglacial water flow : implications on the relations between tunnel valleys and glacial dynamics.

Keywords : analog modelling / subglacial environment / tunnel valleys / ice streams

Abstract : Tunnel valleys are major components of the subglacial meltwater drainage system. The inaccessibility of modern subglacial environments reduces our knowledge on the mechanisms involved in tunnel valleys formation, the parameters controlling their morphology and their influence on ice-sheet dynamics. This work presents a new experimental approach aiming to better assess the processes of tunnel valleys development. This approach relies on the development of a new experimental device simulating a pressurized water flow within a porous and permeable substratum underneath a viscous layer simulating the ice-sheet. The main results of the experiments conducted with this device have demonstrated the influence of both substratum properties and meltwater drainage on tunnel valleys formation and morphology. Using the device, we first manage to reproduce tunnel valley systems experimentally. Analyses conducted on these valleys experimental valleys suggest that the substratum topography and meltwater production play a key role on tunnel valleys genesis and morphology. Two tunnel valleys morphotypes have been identified, each one being charaterized by a unique morphology and mechanism of formation. Monitoring of the experimental ice sheet during tunnel valley formation shows close relationship between tunnel valleys development and "ice streams" dynamics. The evolution of tunnel valley drainage capacity seems to have a strong influence on ice sheet stability by regulating ice flux withn "ice stream corridors".