



HAL
open science

Analyse des vitesses d'émergence et des bilans de masse de surface en zone d'ablation du glacier d'Argentière

Diego Cusicanqui

► **To cite this version:**

Diego Cusicanqui. Analyse des vitesses d'émergence et des bilans de masse de surface en zone d'ablation du glacier d'Argentière. Géographie. 2018. dumas-01880556

HAL Id: dumas-01880556

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-01880556v1>

Submitted on 25 Sep 2018

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.



STAGE M2R

ANALYSE DES VITESSES D'EMERGENCE ET DES BILANS DE MASSE DE SURFACE EN ZONE D'ABLATION DU GLACIER D'ARGENTIERE

Diego CUSICANQUI

Encadrant :

Christian VINCENT

Co-encadrants :

Alvaro SORUCO, Delphine SIX, Antoine RABATEL

Enseignant référent IUGA :

Sarah DUCHÉ

M2 GEOIDES

UGA – IGE

Mars – Juin 2018

REMERCIEMENTS

Je remercie énormément Christian Vincent pour sa gentillesse, sa patience, sa très grande disponibilité et surtout pour m'avoir transmis sa passion pour la science et la glaciologie. Je remercie bien sûr mes co-encadrants Delphine Six, Antoine Rabatel et Alvaro Soruco, lesquels ont suivi mon parcours depuis mes débuts à l'université en Bolivie ; merci pour le soutien et les encouragements pendant ce travail de stage. Je remercie également Silvain Bigot et Sara Duché pour leur gentillesse et l'appui pendant cette année de Master 2. De même, je remercie aussi Marie Vincent et Pierre Vincent pour leur appui et la foi qu'ils ont eu en moi. Finalement, je remercie ma famille qui, malgré la distance, a toujours été « proche » de moi. Ils sont la motivation essentielle qui m'a poussé à m'engager dans ce Master.

RESUME

Les bilans de masse de surface, résultats de l'accumulation et de l'ablation, sont des indicateurs directs du climat. Cependant, leurs observations exigent un travail de terrain très exigeant. Notre étude tente de reconstruire les bilans de masse de surface dans la zone d'ablation du Glacier d'Argentière (massif du Mont-Blanc) à partir du calcul des vitesses d'émergence de la glace.

Ce travail a été réalisé à partir d'un ensemble de données comprenant des mesures DGPS d'un réseau de 19 balises déployé spécifiquement en septembre 2016 autour du « Profil 4 » aux alentours de 2400 m d'altitude (zone d'ablation du Glacier d'Argentière), un levé topographique au LiDAR terrestre de septembre 2017, des mesures photogrammétriques et des données LiDAR aéroportées.

Dans la première partie de mon travail, j'ai calculé et analysé les variations spatiales de chacune des variables contrôlant les vitesses d'émergence (vitesses verticales, horizontales, pentes, etc...) à l'échelle annuelle et saisonnière. Nos résultats montrent que les vitesses d'émergence sont très influencées par les vitesses verticales qui ont une grande variabilité spatiale et temporelle.

Dans la deuxième partie de mon travail, j'ai traité des données LiDAR terrestre acquises à la fin de l'été 2017 dans cette région du glacier. Pour cette acquisition LiDAR, nous avons mis en place et mesurés par GPS différentiel, 8 cibles afin de traiter précisément les nuages de points issus de la mesure LiDAR. Nous avons ainsi pu construire un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de 10 cm de résolution permettant de déterminer la variation d'épaisseur du glacier pour l'année 2016-2017.

Nous avons également mesurés par GPS différentiel les altitudes d'un grand nombre de points sur les lignes de déplacement des 19 balises afin de calculer précisément les pentes de surface et de valider le MNT généré par l'acquisition LiDAR.

Avec notre méthode dite de la vitesse d'émergence, nous avons reconstitué les bilans de surface de 2002/2003, 2007/2008 et 2015/2016 et nous les avons comparés aux bilans observés. Nos résultats montrent que cette méthode est adaptée pour calculer les bilans de masse de surface à partir des seules mesures géométriques de vitesses et de pentes, à condition d'avoir mesuré les vitesses verticales sur des balises pour une année au moins. Nos résultats demandent néanmoins à être validés par des observations supplémentaires. Ils semblent très prometteurs et pourraient conduire à limiter considérablement les observations de terrain pour quantifier les bilans de masse de surface glaciologiques.

TABLE DES MATIERES

I. INTRODUCTION.....	1
1.1. Le contexte de l'évolution des glaciers	1
1.2. Comment décrire l'évolution d'un glacier ?.....	1
1.3. Etat de l'art	2
1.4. Objectifs de l'étude et plan du travail.....	3
II. SITE D'ETUDE ET METHODOLOGIE.....	4
2.1. Zone d'étude	4
2.2. Bilans de masse de surface	5
2.3. Vitesses verticales et vitesses d'émergences (V_e)	6
III. DONNEES UTILISEES	8
3.1. Vitesses et bilans de masse de surface à partir de données DGPS	8
3.2. MNT par LiDAR terrestre acquis en 2017	9
3.2.1. Opérations de terrain	9
3.2.2. Traitement des données LiDAR terrestre acquises en 2017	10
3.3. Modèles numériques de terrain antérieurs.....	12
3.3.1. Acquisitions aéro-photogrammétriques de 2003 et 2008.....	12
3.3.2. Acquisition LiDAR aéroporté 2015	12
IV. ANALYSE DES RESULTATS	13
4.1. Vitesses d'émergence des balises de 2016/2017	13
4.2. Comparaison des vitesses d'émergence pour les années 2015, 2008 et 2003	15
4.3. Fluctuations saisonnières des vitesses horizontales et verticales	18
4.4. Bilans de masse de surface mesurés et calculés	19
4.5. Analyse d'erreur	21
V. CONCLUSIONS	23
VI. PERSPECTIVES	23
VII. BIBLIOGRAPHIE	24
ANNEXES	

LISTE DES FIGURES

Figure 1. 1. A) : fluctuations de longueur (en m) de quatre glaciers des Alpes depuis 1570 (Mer de glace (Fr.), Argentière (Fr.), Bossons (Fr.) et Grindelwald (Ch.)) (adapté de [Mougin, 1933]). B) : bilans de masse cumulés (en m w.e.) de quelques glaciers des Alpes autrichienne, suisse et française au cours des 50 dernières années (adapté de [Vincent et al., 2017]).	1
Figure 2. 1. Glacier d'Argentière (massif du Mont-Blanc). A) : Carte complète du glacier. Localisation des profils transversaux (en vert), des balises d'accumulation (en bleu) et balises d'ablation (en rouge). B) : Plan de situation du Profil 4, les balises implantées en 2016 et retrouvées en 2017 (en bleu). Les nouvelles balises implantées en 2017 sont reportées en rouge. Les croix noires montrent les profils DGPS mesurés en octobre 2017 utilisés pour le calcul des pentes.	5
Figure 2. 2. Schéma du bilan de masse d'un glacier. Le schéma montre le processus d'accumulation de masse solide dans les parties hautes du glacier (zone d'accumulation), ainsi que le flux de glace jusque dans la zone d'ablation [Amstrong, 2010].	6
Figure 2. 3. A) et B) Schéma des vitesses de submergence (en zone d'accumulation) et d'émergence (en zone d'ablation) respectivement. w_s est la vitesse verticale, u_s la vitesse horizontale, α la pente.	7
Figure 3. 1. Schéma d'acquisition par LiDAR Terrestre. Localisation des cibles (en rouge), les premières fenêtres acquises (en rose) et l'acquisition sur les cibles, à plus haute résolution (en vert).	9
Figure 3. 2. A) : Schéma d'acquisition LiDAR sur le glacier d'Argentière, angle de champ de vision (en rose) et angle d'inclinaison de l'instrument (en vert). B) : Mesures DGPS des cibles sur le terrain. C) : Identification des cibles sur les nuages de points pour le processus d'alignement. Photos acquises par Cusicanqui, 2017.	10
Figure 3. 3. Schéma des valeurs d'imprécision en mètres, sur l'ensemble de l'acquisition LiDAR terrestre du 5 octobre 2017.	11
Figure 4. 1. (Continuation) A), B), C), D) : Calcul de chacune des variables pour la vitesse d'émergence (Eq. 3) ; et E), F) : les bilans de masse calculés en employant notre méthode (Eq. 4) pour l'ensemble des 19 balises. En bleu, sont reportées les positions des balises en 2016 et 2017 ; en rouge, sont reportées les positions moyennes de ces balises avec leurs valeurs calculées.	14
Figure 4. 2. Exemples de l'analyse par balise. L'altitude de la surface mesurée par DGPS à la balise pour chaque campagne de mesures (en noir) ; l'altitude du pied de la balise (en bleu) ; le profil DGPS (en vert) et le profil LiDAR 2017 (en gris).	15
Figure 4. 3. Evolution des altitudes de la surface et du pied de la « balise 3 » au fil de temps, par rapport à un point fixe (à l'amont du site d ; implantation de la balise). Sont reportées ici les mesures des années A) 2002/2003, B) 2007/2008 et C) 2015/2016 comparées à l'année de référence 2016/2017. La surface du glacier (en noir), l'altitude du pied de la balise (en bleu) et la pente (en vert) (les symboles ont été changés pour distinguer les mesures d'une année à l'autre).	16
Figure 4. 4 (continuation). Comparaison des valeurs ponctuelles des variables $u_s * \tan \alpha$, w_s et V_e en chaque année d'étude A) 2002/2003, B) 2007/2008 et C) 2015/2016, par rapport à la période de référence (2016/2017). Les barres d'incertitude correspondent aux résultats des calculs d'erreur (voir Tableau 4.2) (barres horizontales pour l'année 2016/2017) et barres verticales (pour chaque année en question).	18
Figure 4.5. Exemples des variations saisonnières de la vitesse verticale (en bleu) et de la vitesse horizontale (en noir), de deux balises voisines pour l'année 2016/2017.	19

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 4.1. Bilans de masse de surface mesurés (cf. 3.1), valeurs calculées (Eq. 4) et différences entre eux, respectivement pour chaque année d'étude et pour les balises 1 à 5 du profil 4.	20
Tableau 4.2. Comparaison des bilans de masse de surface calculés pour les années 2002/2003, 2007/2008 et 2015/2016. « b_s » en employant la vitesse d'émergence propre de cette année ; « b_s^* » en employant la vitesse de émergence de l'années de référence 2016/2017.....	21
Tableau 4.3. Valeurs d'incertitudes calculées pour l'ensemble de variables dans la vitesse d'émergence. Les valeurs de déplacement horizontales (u_s) et la pente ($\tan \alpha$) ont été calculées à partir de la moyenne de toutes les balises correspondante à chaque période. Incertitudes établies et utilisées dans les calculs d'erreurs.....	22

ACRONYMES

DGPS : Differential Global Positioning System

EDF : Electricité de France

ELA : Equilibrium-Line Altitude.

EUFAR : European Facility For Airbone Research

IGE : Institut des Géosciences de l'Environnement.

IGN : Institut Géographique National

ILRIS-LR : ILRIS Terrestrial Laser Scanner Long Range

IRSTEA : Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture.

LGGE : Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement.

LiDAR : Light Detection and Ranging.

m eq. eau, m w.e. : mètres équivalent en eau.

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NERC : Natural Environment Research Council

SINTEGRA : Sintegra géomètres-experts. Entreprise spécialisée en topographie et cartographie aérienne.

TELEDYNE Optech Everywherelook : Entreprise canadienne spécialisée en Laser et systèmes de surveillance.

I. INTRODUCTION

1.1. Le contexte de l'évolution des glaciers

75% de l'eau douce de la planète sont stockés dans la cryosphère, et la plus grande partie de cette glace est située dans les calottes polaires [IPCC, 2013]. Les glaciers de montagne ne représentent qu'une petite partie de la cryosphère mais ils constituent des indicateurs du climat remarquables et réagissent fortement au changement climatique [Kundzewicz et al., 2007].

Des manifestations très visibles de leurs évolutions (fluctuations de la position des fronts, variations d'épaisseur de la langue, ...) sont particulièrement marquantes dans l'opinion du grand public. Dans certaines régions du monde, les fluctuations des glaciers présentent des enjeux importants en termes de ressources en eau ou de risques naturels d'origine glaciaire.

Les reconstitutions historiques [Mougin, 1925, 1933] de l'évolution des glaciers dans les Alpes indiquent des variations de longueur assez modérées entre la fin du 16ème siècle et le milieu du 19ème siècle. Depuis 1850 (fin du Petit Age de Glace), on note une nette rupture à partir de laquelle les glaciers sont en forte régression (Figure 1.1, A).

L'ensemble des observations recueillies depuis de nombreuses années sur les glaciers (et notamment sur les glaciers alpins) permettent ainsi de documenter le changement climatique à haute altitude dans des régions où les observations météorologiques conventionnelles n'existent pas.

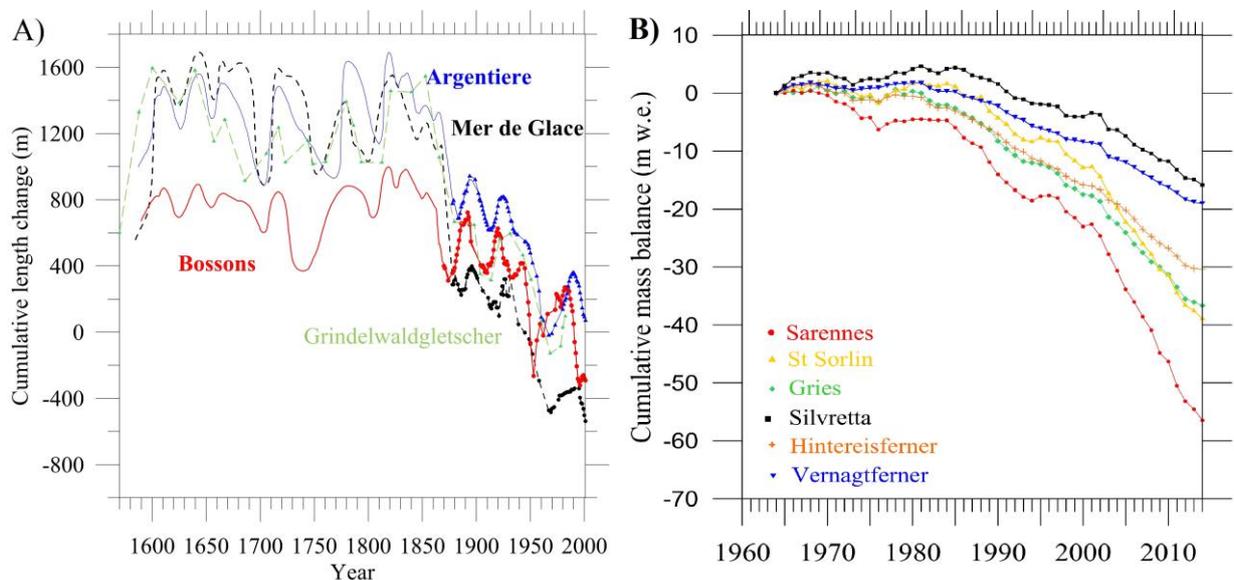


Figure 1.1. A) : fluctuations de longueur (en m) de quatre glaciers des Alpes depuis 1570 (Mer de glace (Fr.), Argentière (Fr.), Bossons (Fr.) et Grindelwald (Ch.)) (adapté de [Mougin, 1933]). **B) :** bilans de masse cumulés (en m w.e.) de quelques glaciers des Alpes autrichienne, suisse et française au cours des 50 dernières années (adapté de [Vincent et al., 2017]).

1.2. Comment décrire l'évolution d'un glacier ?

Dans les Alpes, les mesures *in-situ* sur les glaciers permettant de quantifier directement leurs évolutions débutent à la fin du 19ème siècle pour les mesures de la position du front, les variations d'épaisseur de glace et les vitesses en surface. S'ajoutent ensuite vers le milieu du

20ème siècle les observations du bilan de masse de surface (qui représente à la fois les processus d'accumulation et d'ablation à la surface du glacier).

Les bilans de masse de surface constituent la variable la plus pertinente de l'évolution du climat car ils sont directement liés aux variations de masse et d'énergie en surface et sont non influencés par la dynamique d'écoulement du glacier (à la différence des observations de position de front et de variations d'épaisseur de glace) (voir Section 2.2). Mais l'acquisition de ces bilans de masse de surface nécessite un travail de terrain considérable chaque année (implantation de balises et carottages). Ces observations sont parfois incomplètes spatialement et temporellement tant leurs acquisitions nécessitent un fort engagement pour le travail de terrain de long terme et des budgets conséquents pour les réaliser.

En complément de ces observations au sol, des restitutions de Modèles Numériques de Terrain (MNT) par photogrammétrie aérienne voient le jour vers les années 1940, notamment sur le massif du Mont-Blanc, permettant de documenter les variations d'épaisseur des glaciers. Les glaciers du massif Mont-Blanc subissent un fort recul depuis les années 90 avec des pertes d'épaisseurs très marquées sur les parties basses et qui se mesurent relativement facilement à partir de moyens aériens ou satellitaires.

La complexité de l'évolution des glaciers réside dans le fait que les bilans de masse et les variations d'épaisseur de glace en surface des glaciers, mesurés tous deux en général annuellement, ne sont pas directement liés. En effet, la perte d'épaisseur des langues glaciaires n'est pas uniquement liée à l'augmentation de la fonte estivale mais dépend aussi des changements de la dynamique de ces glaciers (changement des flux de glace).

Pouvoir déterminer les bilans de masse à partir des variations d'épaisseur constitue un défi encore aujourd'hui pour la communauté car nous devons tenir compte du flux de glace *via* la notion de vitesse d'émergence (voir section 2.3 pour le détail des concepts physiques). L'étude des vitesses d'émergence d'un glacier et du lien entre bilans de masse et variations d'épaisseur de glace constitue l'objectif principal de ce travail.

1.3. Etat de l'art

La vitesse d'émergence est une variable rarement étudiée ni utilisée dans les études portant sur la dynamique des glaciers. Les premières recherches ont été réalisées par [Holmlund, 1988]. Dans cette étude, l'auteur a tenté de comparer les bilans de masse nets, contre les bilans de vitesses, à l'aide du réseau d'observations du glacier Storglaciaren en Suède.

A la différence de notre cas d'étude présenté dans ce rapport pour un glacier des Alpes françaises, le comportement du Storglaciaren était alors proche d'un état d'équilibre (bilans de masse proches de zéro) sur la période d'étude. D'autres études comme [Reeh et al., 2003] portent sur l'analyse de la vitesse d'émergence en utilisant l'influence de l'épaisseur de la glace.

Enfin, [Kaab & Funk, 1999] (en Suisse) et [Berthier & Vincent, 2012] en France ont utilisé la vitesse d'émergence pour déduire les flux de la glace et les comparer avec des bilans de masse. Ces deux études montrent que cette variable de vitesse d'émergence est fortement influencée par la vitesse verticale, elle-même fortement variable spatialement.

1.4. Objectifs de l'étude et plan du travail

L'objectif général de cette étude est de reconstruire les bilans de masse de surface d'un glacier à partir des mesures géométriques, de variations d'épaisseur et de vitesses de glace. Cette étude concerne une partie de la zone d'ablation du Glacier d'Argentière (massif du Mont-Blanc), située aux alentours de 2400 m d'altitude.

Pour cette étude, un réseau spécifique de 19 balises d'ablation (jalons en bois insérés dans le glacier et dont il est possible de suivre régulièrement l'émergence et le déplacement au cours des différentes visites) a été installé à la fin de l'été de l'année 2016 (la superficie couverte par ce réseau est de 0.3 km²) afin d'analyser les variations temporelles et spatiales des vitesses horizontales de glace, des vitesses verticales, des variations d'épaisseur et finalement des vitesses d'émergence.

En déterminant les variables précitées, notre étude, permet d'analyser en détail les relations entre les bilans de masse de surface, les variations d'épaisseur de glace et les flux de glace. Nous nous basons à la fois sur des relevés de position des balises par mesures DGPS au cours de l'année 2016-2017, sur des acquisitions LiDAR terrestre, sur des mesures de bilans de masse aux balises, et sur des modèles numériques de terrain antérieurs acquis à partir de photogrammétrie aérienne.

Nous avons d'abord calculé les vitesses horizontales et verticales par DGPS sur le secteur du « profil 4 » du Glacier d'Argentière (2400 m d'altitude) à partir du suivi de balises d'ablation (section 3.1). Nous avons ensuite calculé les variations d'épaisseur à partir de mesures LiDAR et DGPS (section 3.2) et enfin nous avons calculé les vitesses d'émergence à chacune des balises (section 4.1).

Finalement, nous avons déterminé les bilans de surface que nous avons comparés aux bilans mesurés directement à partir de l'émergence des balises (section 4.4). Pour évaluer les incertitudes liées à nos calculs, nous avons procédé à un calcul d'erreur (section 4.5).

Cette étude a été réalisée dans le cadre des observations de l'IGE (ex-LGGE) au travers du Service National d'observation GLACIOCLIM avec le soutien de la société hydroélectrique Emosson S.A. qui capte les eaux sous le glacier.

L'objectif de notre travail est donc de trouver une méthode qui permettrait de reconstruire les bilans de masse de surface à l'aide de mesures géométriques (topographie de surface et vitesses) obtenues par mesures DGPS, photographies aériennes ou images satellitaires et de s'affranchir, au moins en partie, du très lourd travail *in situ*. Ainsi, cette méthode pourrait être appliquée pour documenter des zones et des périodes non couvertes par les mesures directes de bilans de masse, ces mesures étant encore très largement peu documentées sur les glaciers du monde entier.

II. SITE D'ETUDE ET METHODOLOGIE

2.1. Zone d'étude

Le domaine d'étude se situe dans les Alpes françaises, dans le massif du Mont-Blanc (45°55' N, 6°57' E), sur le Glacier d'Argentière (Figure 2.1 A). La surface du Glacier d'Argentière est de 12,4 km² (estimée par photogrammétrie en 2003). Le glacier s'étend d'environ 3400 m à 1600 m d'altitude au niveau du front du glacier, avec une longueur d'environ 10 km. L'orientation générale du glacier est nord-ouest, sauf pour les affluents [Vincent et al., 2009].

Avec une altitude de la ligne d'équilibre (ELA) proche de 2800 m en moyenne pour les 20 dernières années, le bilan de masse annuel est environ 2 m d'eau dans la zone d'accumulation et de -10 m d'eau dans la zone d'ablation (bilan de masse moyen du glacier sur 1976-2017 de -0.66 m d'eau). Le Glacier d'Argentière est intégré au Service National d'Observation GLACIOCLIM (<https://glacioclim.osug.fr>) assurant les observations de long terme sur ce glacier.

Sur le Glacier d'Argentière, des mesures topographiques ont été réalisées dès le début du 20^{ème} siècle. L'altitude de la surface du glacier a été mesurée le long de quelques profils transversaux par les Eaux et Forêts, EDF « *Electricité Emosson SA* » et le LGGE (IGE aujourd'hui). Les bilans de masse de surface de ce glacier sont mesurés depuis 1975-1976 par l'IGE.

En 1975, les mesures de bilans de masse ont débuté sur 4 profils transversaux. Ces profils sont des lignes « fictives » transverses au sens de l'écoulement du glacier et au niveau desquelles, chaque année, les mesures sont répétées en routine. Sur le Glacier d'Argentière, ces profils sont situés aux altitudes : 1800 m environ (Profil 2 dit P2), 2400 m environ (P4), 2500 m environ (P5) et 2700 m (P7) (voir Figure 2.1 A).

Sur chacun des profils, les bilans de masse hivernaux, estivaux et annuels sont mesurés à partir de 5 points de mesure (au moins). En chaque point, des carottages de neige et la lecture d'émergence de balises d'ablation (jalons en bois insérés dans la glace dont il est facile de suivre la fonte lorsque le jalon émerge de la glace au fur et à mesure de l'été) permettent de déterminer les différents termes du bilan de masse (c'est la méthode dite « glaciologique »).

Les vitesses d'écoulement sont également mesurées à partir de ces balises (mesures topographiques une fois par an, *a minima*, du déplacement de la balise avec l'écoulement du glacier par mesures DGPS).

Les altitudes moyennes annuelles des profils transversaux sont également mesurées *in-situ* avec des moyens topographiques (DGPS) pour déterminer les variations d'épaisseur du glacier sur ces profils (une fois par an). Ces altitudes (ou variations d'altitude d'année en année) sur chaque profil sont obtenues par un grand nombre de points de mesure d'altitude sur la ligne du profil, puis par un calcul pour obtenir l'altitude moyenne annuelle du profil.

En septembre 2016, dans le cadre d'une étude visant à une meilleure connaissance de l'écoulement du Glacier d'Argentière, 19 balises ont été implantées dans la glace, dans la région du profil 4 (P4) aux environs de 2400 m d'altitude (Figure 2.1 B). Ce réseau de balises a été renouvelé en septembre 2017 sur les mêmes sites. C'est sur cette région du glacier très documentée que porte notre étude de la relation entre bilans de masse de surface et mesures topographiques.

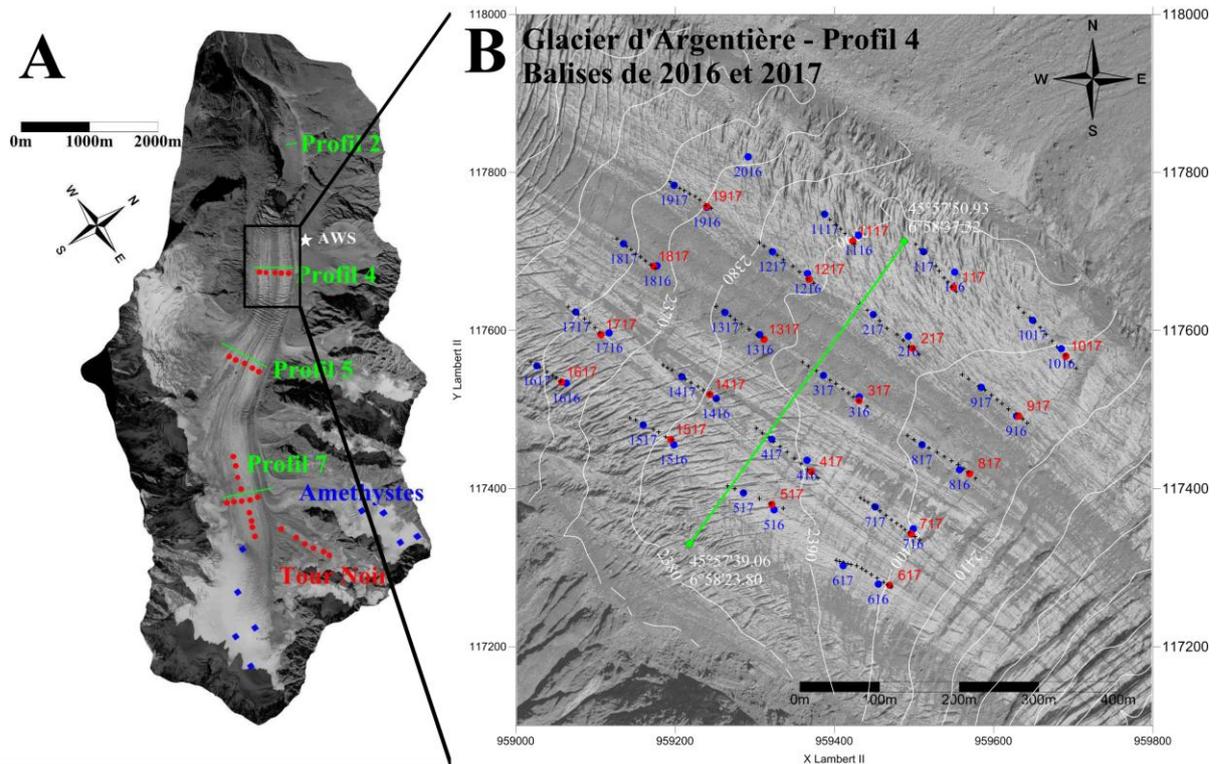


Figure 2. 1. Glacier d'Argentière (massif du Mont-Blanc). A) : Carte complète du glacier. Localisation des profils transversaux (en vert), des balises d'accumulation (en bleu) et balises d'ablation (en rouge). B) : Plan de situation du Profil 4, les balises implantées en 2016 et retrouvées en 2017 (en bleu). Les nouvelles balises implantées en 2017 sont reportées en rouge. Les croix noires montrent les profils DGPS mesurés en octobre 2017 utilisés pour le calcul des pentes.

2.2. Bilans de masse de surface

Le bilan de masse de surface en tout point du glacier est le résultat de deux processus : l'accumulation, provenant des précipitations solides (\dot{a}_s), du cumul de neige ou des avalanches (\dot{a}_a), du regel dans le névé de l'eau de fonte de surface (\dot{a}_r) et de la redistribution de la neige par le vent (\dot{a}_w) ; et l'ablation ou perte de masse par fonte (\dot{m}_s), évaporation ou sublimation (parfois insignifiante) (\dot{s}) [Cogley et al., 2011; Cuffey & Paterson, 2010].

$$b_s = \dot{a}_s + \dot{a}_a - \dot{m}_s + \dot{a}_r - \dot{s} + \dot{a}_w \quad (1)$$

En fin d'année hydrologique (dans les Alpes, l'année hydrologique se traduit par l'enchaînement des saisons d'accumulation puis d'ablation ; la fin d'année hydrologique est donc située fin septembre, début octobre en général), le bilan de masse, qui s'exprime en « m d'eau » (ou m éq. ou m w.e.), correspond à la lame d'eau équivalente gagnée ou perdue sur une période de temps spécifique.

Le glacier est alors divisé en deux zones par une ligne théorique où toutes ces composantes se compensent : « la ligne d'équilibre » (ELA) où le bilan de masse est nul. Dans les zones hautes du glacier, le bilan de masse de surface est positif, on parle de zone d'accumulation. Dans la partie basse, le bilan de masse de surface est négatif, on parle de zone d'ablation.

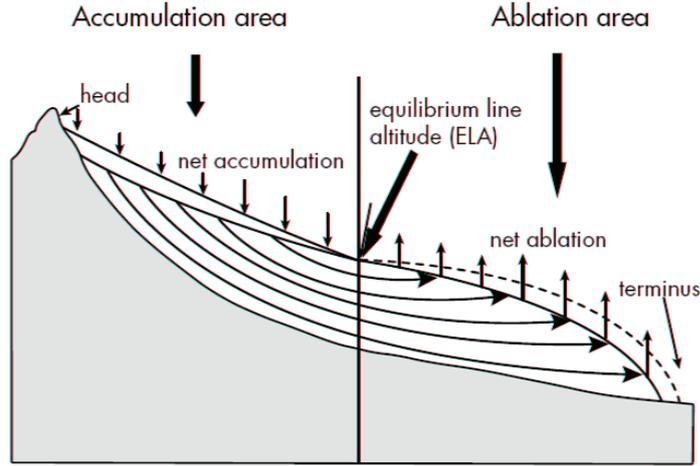


Figure 2. 2. Schéma du bilan de masse d'un glacier. Le schéma montre le processus d'accumulation de masse solide dans les parties hautes du glacier (zone d'accumulation), ainsi que le flux de glace jusque dans la zone d'ablation [Amstrong, 2010].

Pour l'ensemble d'un glacier, si le bilan de masse de surface à la fin de l'année hydrologique est positif, le glacier gagne du volume. A l'inverse, si le bilan de masse est négatif, le glacier perd du volume.

2.3. Vitesses verticales et vitesses d'émergences (V_e)

La méthode proposée dans notre étude est basée sur la notion de vitesse d'émergence que nous allons décrire ici. L'expression de la vitesse d'émergence provient de la conservation de la masse (équation de continuité) (Eq. 2). La variation d'épaisseur S d'un glacier peut s'exprimer en fonction du bilan de masse de surface (b_s), et du flux de glace à travers une section du glacier [Cuffey et Paterson, 2010, p. 332:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{b_s}{\rho_s} + w_s - u_s \frac{\partial S}{\partial x} - v_s \frac{\partial S}{\partial y} \quad (\text{Eq. 2})$$

u_s étant la vitesse horizontale (m/an), w_s la vitesse verticale (m/an), $\frac{\partial S}{\partial x}$ la pente de surface suivant la direction de l'écoulement, $\frac{\partial S}{\partial y}$ la pente de surface suivant la direction perpendiculaire à l'écoulement. Les deux derniers termes de cette équation sont les termes d'advection liés à la topographie. Dans cette équation b_s est le bilan de masse de surface (m eq. glace), ρ_s est la densité de la glace (km/m^3).

La vitesse verticale w_s est simplement définie comme le mouvement vertical d'une particule de glace à l'intérieur du glacier, suivant une ligne d'écoulement du glacier. La vitesse verticale peut être positive ou négative.

La « vitesse d'émergence » (nommée V_e ci-dessous) est le mouvement vertical lié à l'écoulement par rapport à la surface en zone d'ablation (Figure 2.3 B). Dans la zone d'accumulation, elle est nommée vitesse de submergence puisque les lignes d'écoulement s'enfoncent relativement à la surface (Figure 2.3 A).

La vitesse d'émergence V_e s'exprime de la façon suivante :

$$V_e = w_s - u_s \tan \alpha \quad (\text{Eq. 3})$$

Où $\alpha = \left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)$ est la pente localement.

Dans le cas d'un glacier dit « à l'état d'équilibre ou stationnaire » (c'est-à-dire qu'il n'y a pas de variation d'épaisseur de glace dans le temps), cette vitesse d'émergence (ou de submergence) correspond au bilan de masse de surface. Autrement dit, le bilan de masse de surface compense exactement le flux de glace, pour que le glacier reste dans un état stationnaire.

Dans la réalité, les glaciers ne sont jamais à l'état d'équilibre, leur variation d'épaisseur n'est pas nulle et le bilan de masse de surface peut alors être calculé à partir de la somme de la vitesse d'émergence et la variation d'épaisseur d'une année à l'autre (Eq. 4) :

$$bs_{\text{calculé}} = V_e + \frac{\partial S}{\partial t} \quad (\text{Eq. 4})$$

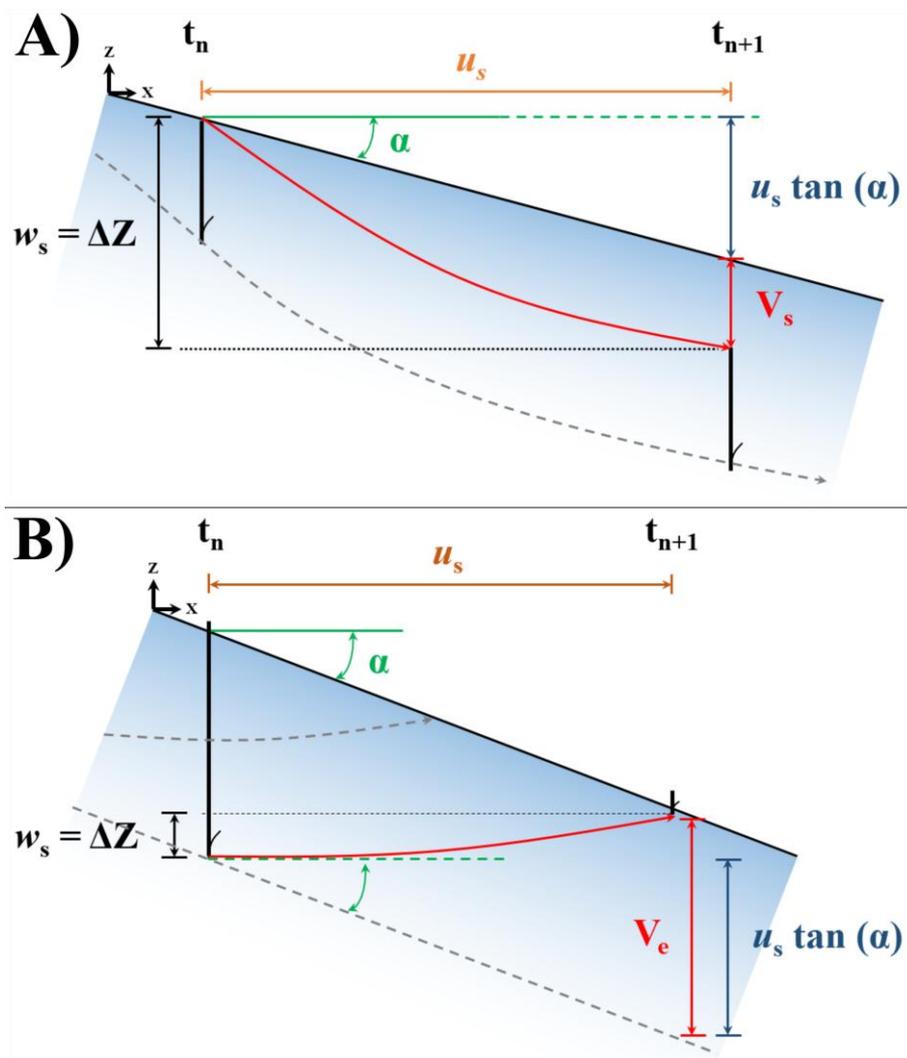


Figure 2. 3. A) et B) Schéma des vitesses de submergence (en zone d'accumulation) et d'émergence (en zone d'ablation) respectivement. w_s est la vitesse verticale, u_s la vitesse horizontale, α la pente.

III. DONNEES UTILISEES

3.1. Vitesses et bilans de masse de surface à partir de données DGPS

Les déplacements horizontaux et verticaux sont mesurés à partir de la détermination précise de la position de chacune des balises installées dans la glace en zone d'ablation à P4. Les mesures DGPS permettent de calculer la position des balises avec une précision centimétrique (GPS double fréquence).

Pour ces observations, l'IGE possède des instruments Leica GPS1200. Un récepteur fixe est installé sur un point géodésique de coordonnées connues et l'autre récepteur mobile est transporté sur chacune des balises à mesurer. Rappelons qu'au profil 4, cible de notre étude, 19 balises ont été installées dans la glace en septembre 2016 et renouvelées en septembre 2017. Ces balises sont implantées à 10 m de profondeur et elles émergent progressivement avec la fonte.

Les vitesses horizontales (u_s) sont obtenues par la distance euclidienne 2D (Eq. 5) divisée par le temps entre deux mesures. La vitesse verticale (w_s) est calculée à partir de la différence d'altitude du pied de la balise (Figure 2.3 B dans notre cas) divisée par le temps séparant les mesures. Cette valeur est déterminée à partir de l'altitude de la surface et de la mesure d'émergence de la balise. La profondeur de la balise est appelée « hauteur enfouie » (h_{enf}) (Eq. 6). Ces déplacements ont été mesurés plusieurs fois au cours de l'année hydrologique 2016/2017 par les équipes de l'IGE.

$$u_s = \frac{\sqrt{(X_2 - X_1)^2 + (Y_2 - Y_1)^2}}{t} \quad (\text{Eq. 5})$$

$$w_s = \frac{(Z_2 - h_{enf\ 2}) - (Z_1 - h_{enf\ 1})}{t} \quad (\text{Eq. 6})$$

En mesurant l'émergence de la balise, on peut obtenir la hauteur enfouie (h_{enf}) autrement dit, la profondeur de la partie de la balise encore enfouie dans la glace. Avec la différence de la hauteur enfouie d'une année à l'autre, on détermine directement le bilan de masse de surface ponctuel. Les variations d'épaisseur sont obtenues à partir de la différence des MNT.

La détermination de la vitesse d'émergence nécessite de connaître la pente dans la région de la balise mesurée. Pour calculer d'une manière précise cette pente, nous avons effectué des profils DGPS sur la surface du glacier le 4 octobre 2017 (campagne de terrain à laquelle j'ai participé) à l'emplacement de chaque balise afin de calculer la pente dans le sens de l'écoulement. Cette mesure a été réalisée pour les 19 balises implantées en 2016 (Figure 2.1 et 3.1) avec une moyenne de 9 points par balise et une distance moyenne entre les points de 10 m.

Chaque valeur de pente a été calculée en utilisant la différence d'altitude entre deux points divisée par la distance entre eux (Eq. 7). Le calcul de la pente a été fait en utilisant une régression linéaire (Eq. 8) en utilisant tous les points des mesures GPS (pour l'axe Y) et la distance cumulée (l'axe X) entre les deux extrémités du profil longitudinal (lieu de l'implantation de la balise et site de la balise à la fin de l'année hydrologique). La pente est le terme coefficient directeur « a » de la droite (Figure 4.2).

3.2. MNT par LiDAR terrestre acquis en 2017

3.2.1. Opérations de terrain

Pour mesurer la variation d'épaisseur à proximité de chacune des balises entre 2016 et 2017, et pour mesurer la pente du glacier, une acquisition LiDAR terrestre a été effectuée le 5 octobre 2017 par Christian Vincent et moi-même de l'IGE, ainsi que Michael Deschatres de l'IRSTEA. Cette acquisition a été réalisée à la fin de l'été en l'absence de neige en surface du glacier.

Le principe de la mesure LiDAR est une méthode de télédétection active. L'instrument LiDAR permet de déterminer la distance à partir d'une émission laser sur une surface en utilisant un laser d'une fréquence constante. La distance à l'objectif est déterminée en mesurant le temps de retour entre l'émission du pulse laser et sa réflexion sur l'objet visé [NOAA, 2004].

L'acquisition LiDAR a été effectuée en utilisant l'instrument « *ILRIS-LR Terrestrial Laser Scan* » fabriqué par *Teledyne-Optech*®, un instrument portable avec une portée possible jusqu'à 3000 m de distance et une résolution ou densité des points maximum de 2 cm à 1000 m de distance. Avec une fréquence de 10 kHz, l'instrument permet de mesurer une surface de neige ou de glace avec une précision de 7 mm sur 100 m [TELEDYNE-Optech, 2018].

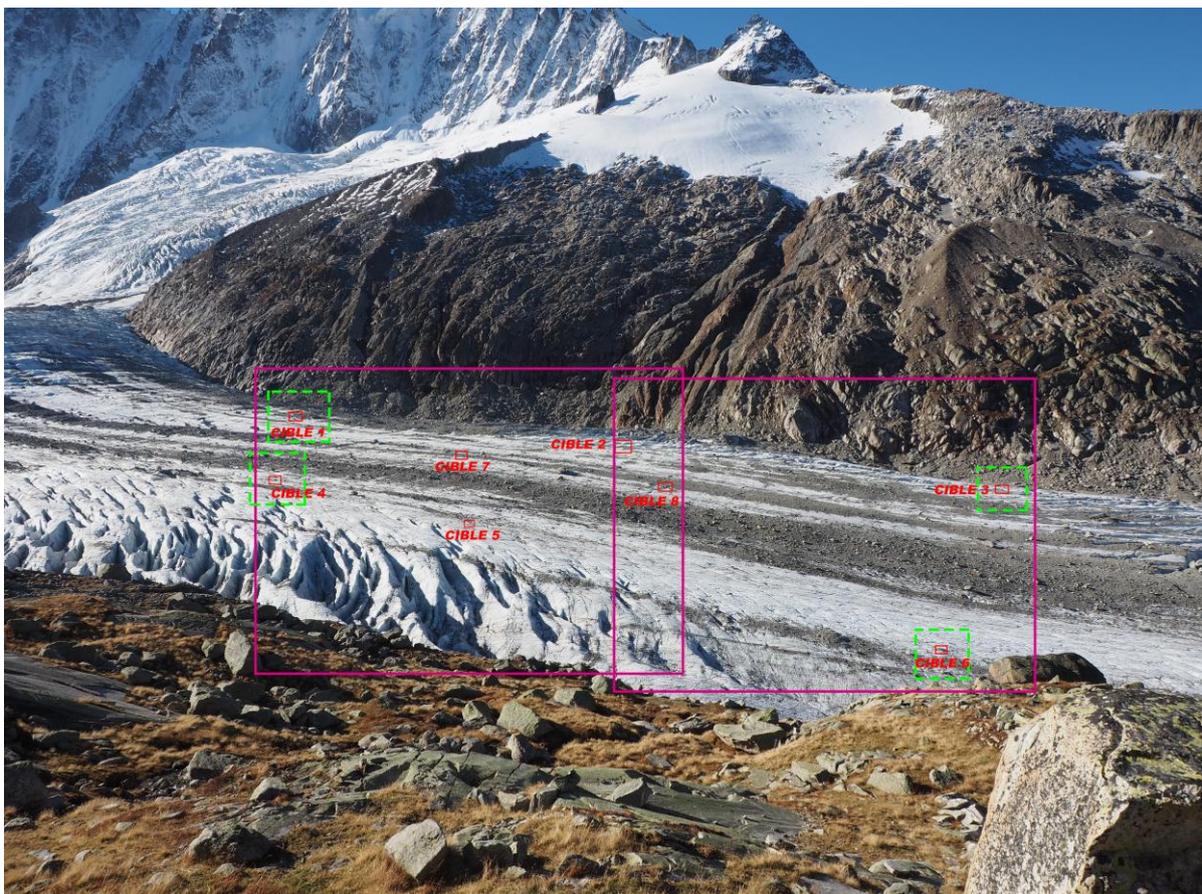


Figure 3. 1. Schéma d'acquisition par LiDAR Terrestre. Localisation des cibles (en rouge), les premières fenêtres acquises (en rose) et l'acquisition sur les cibles, à plus haute résolution (en vert).

Pour cette opération, 8 cibles ont été installées (Figure 3.1) à la surface du glacier et mesurées précisément par DGPS dans le système de référence *Lambert II étendu ellipsoïde NTF (Paris)*

de l'IGN. Ces cibles sont distribuées spatialement sur l'ensemble de l'image de manière homogène. La mesure LiDAR a été effectuée en deux temps : tout d'abord, deux acquisitions de l'ensemble de la zone d'étude ont été faites avec une résolution de 10 cm, et ensuite, nous avons réalisé 4 acquisitions très précises avec une résolution de 5 cm autour de 4 cibles (Figure 3.2).

3.2.2. Traitement des données LiDAR terrestre acquises en 2017

Le processus d'ajustement de ces données a été réalisé avec le logiciel Polyworks V.12 ©. Le processus d'ajustement ou *recalage* des nuages de point a été fait en utilisant un système de coordonnées polaires pour chaque point (r, θ, φ) en employant seulement le point de prise de vue de l'instrument. Les coordonnées X, Y et Z sont calculées pour tous les points (environ 152 millions de points ont été acquis). J'ai réalisé ce traitement en collaboration avec Michael Deschatres.

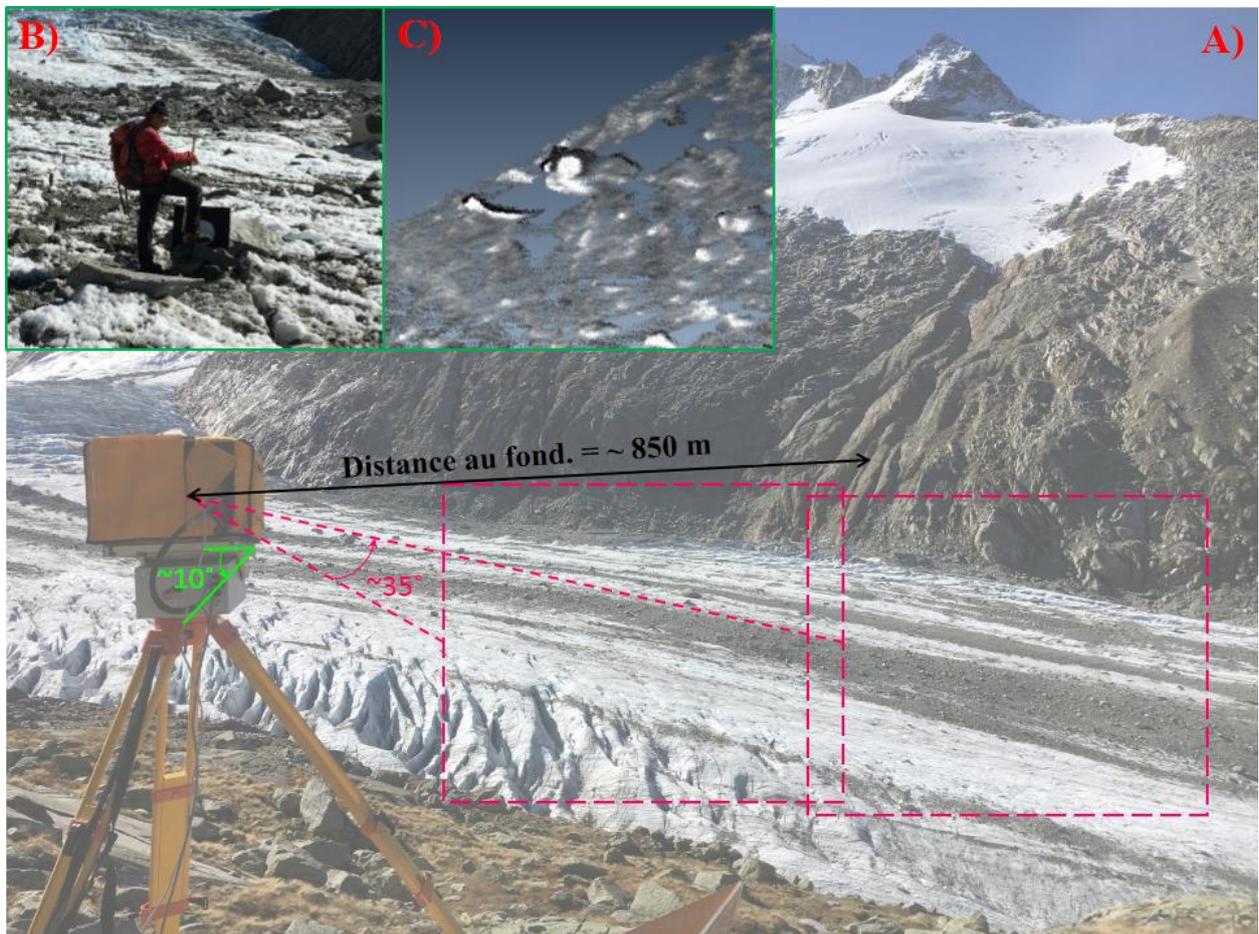


Figure 3. 2. A) : Schéma d'acquisition LiDAR sur le glacier d'Argentière, angle de champ de vision (en rose) et angle d'inclinaison de l'instrument (en vert). B) : Mesures DGPS des cibles sur le terrain. C) : Identification des cibles sur les nuages de points pour le processus d'alignement. Photos acquises par Cusicanqui, 2017.

Pour chaque acquisition, l'angle d'acquisition, la distance moyenne d'acquisition, la quantité de points et la résolution sont enregistrés par l'instrument (Figure 3.3). Ces données doivent être introduites dans le logiciel au moment du traitement des données.

Le processus d'alignement du nuage de points implique une transformation entre des coordonnées polaires et des coordonnées cartésiennes à partir de l'identification des cibles. Pour cela, 4 cibles ont été identifiées et les 4 autres sont utilisées pour la validation et l'évaluation de la qualité du MNT final.

Ainsi, l'alignement est un processus itératif dans lequel les nuages de points plus denses (rectangles en vert sur la Figure 3.1, résolution 5 cm) doivent se superposer à ceux des acquisitions plus globales (rectangles en rose sur la Figure 3.2, résolution 10 cm).

Cette phase du processus nous permet de faire une première validation en obtenant les écarts-types moyens sur l'ensemble de l'acquisition. La précision moyenne du bloc est d'environ ± 5 cm (Figure 3.4). Les sites avec les plus fortes incertitudes (± 10 cm) sont situés vers les zones de plus forte rugosité avec la présence de rochers en surface ainsi que pour les zones plus éloignées.

Grâce à la présence du versant rocheux au fond de l'image, nous avons une validation supplémentaire. Nous avons obtenu une précision de ± 2 cm sur cette zone. Finalement, un MNT avec une résolution de 10 cm a été généré dans la région du profil 4 du glacier d'Argentière.

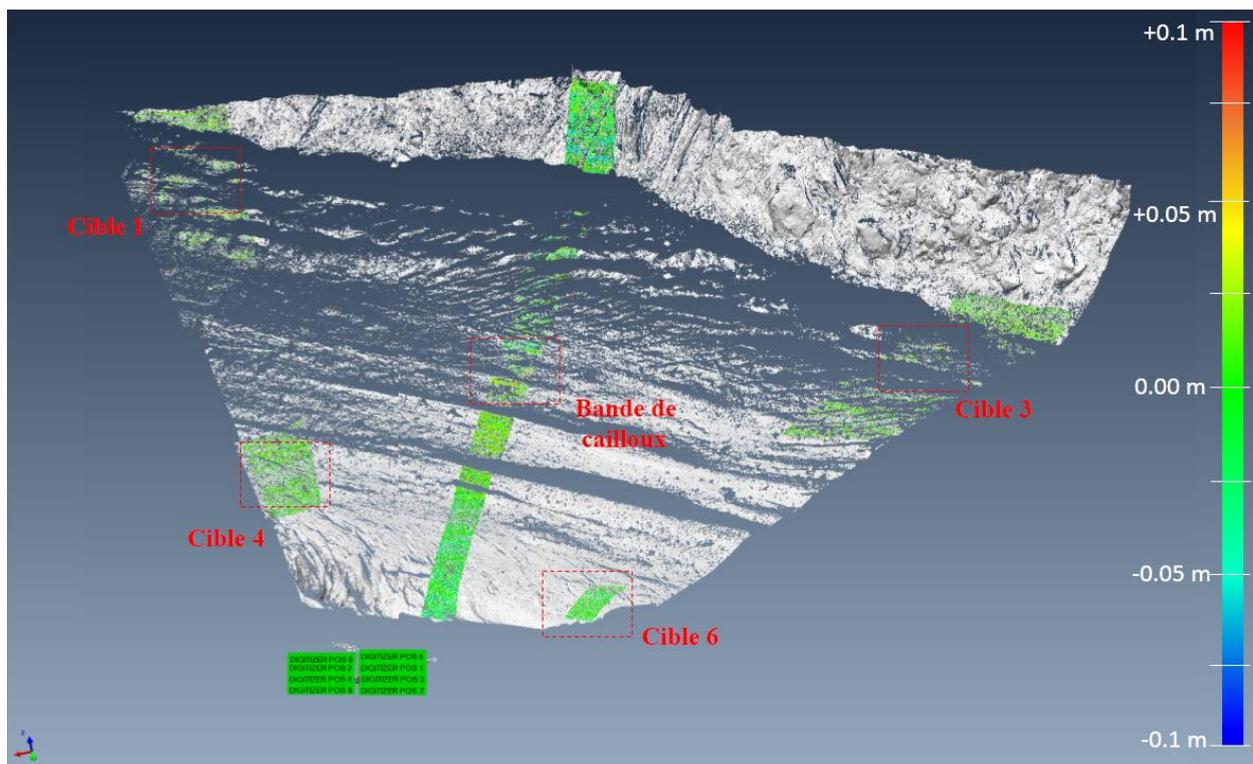


Figure 3. 3. Schéma des valeurs d'imprécision en mètres, sur l'ensemble de l'acquisition LiDAR terrestre du 5 octobre 2017.

Une troisième validation a été faite en utilisant 11 profils DGPS mesurés un jour avant l'acquisition LiDAR (4 octobre 2017). Nous avons comparé les altitudes mesurées par LiDAR et celles obtenues par DGPS. La différence moyenne est de +0.2 m entre les deux jeux de données (Figure 4.2). Cette différence est similaire à celle que l'on peut mesurer à deux jours d'intervalle au cours de la saison d'ablation. Elle est donc insignifiante.

3.3. Modèles numériques de terrain antérieurs

3.3.1. Acquisitions aéro-photogrammétriques de 2003 et 2008

Pour valider notre méthode à partir de données du passé, nous avons utilisé des MNT issus de restitutions photogrammétriques réalisées en 2003 et 2008.

Pour l'année 2003, un vol photogrammétrique a été réalisé le 20 septembre 2003 par la société SINTEGRA en collaboration avec le LGGE [Vincent et al., 2009] en employant une caméra Wild15/4 d'une distance focale de 153.42 mm. Pour la restitution de ces clichés, 7 photographies aériennes ont été traitées et un MNT de 20 m de résolution a été obtenu avec une précision de quelques décimètres.

Pour l'année 2008, un vol photogrammétrique a été fait le 10 août 2008 la société SINTEGRA avec une caméra numérique DMC de format gsd=18 cm. Pour cette année 2008, un MNT de 10 m de résolution a été obtenu pour l'ensemble du glacier.

3.3.2. Acquisition LiDAR aéroporté 2015

Le 9 septembre 2015, un vol LiDAR a été réalisé sur l'ensemble du Glacier d'Argentière. Cette acquisition a été effectuée dans le cadre du projet « EUFAR » en collaboration avec le NERC de l'Angleterre (opération coordonnée par Antoine Rabatel en France). Cette acquisition a été effectuée en employant un instrument Leica ALS50-II LiDAR conçu pour acquérir des données très haute résolution avec une station IMU incorporée, et une caméra digitale XGA-résolution (1280 x 1024 pixels) pour l'acquisition des données photogrammétriques en même temps que les données LiDAR [LEICA, 2018].

IV. ANALYSE DES RESULTATS

4.1. Vitesses d'émergence des balises de 2016/2017

Suivant l'équation 3, nous avons calculé chacun des termes pour estimer la vitesse d'émergence pour l'ensemble de 19 balises (Figure 4.1 A, B, C et D). La période de mesures s'étend du 8 septembre 2016 au 29 septembre 2017 (386 jours). De la même façon, les profils GPS ont été mesurés le 5 octobre 2017 (à partir desquels la variation d'épaisseur a été obtenue), ce qui correspond à un intervalle de 392 jours (8 septembre 2016 - 5 octobre 2017). Pour comparer les différents résultats nous avons ramené toutes les valeurs de vitesses obtenues à une période de 365 jours (vitesse annuelle).

Sur cette figure 4, deux zones très différentes se distinguent. La région des balises 1 à 10 pour laquelle les pentes sont faibles et la région des balises 11 à 19 aux pentes plus fortes (Figure 4.1 D). D'autre part, les vitesses horizontales (Figure 4.1 A) indiquent un ralentissement en allant vers l'aval et sur les bords du glacier.

Cette région est donc en compression. Les vitesses verticales (Figure 4.1 C) indiquent une distribution complexe. Elles sont positives dans la partie haute de la région mesurée (mise à part l'extrémité de la rive gauche) et négatives dans la région à l'aval. Elles semblent suivre une distribution analogue à celles des pentes.

Les variations d'épaisseur montrent une très forte hétérogénéité (Figure 4.1 E). Elles varient entre -0.29 et -3.67 m/an sur la période de mesures 2016/2017. Néanmoins, si l'on ne prend pas en compte la ligne de balises la plus à l'aval, ces variations d'épaisseur varient de -2.5 à -3.67 m/an. Les vitesses d'émergence varient également fortement dans cette petite région, elles sont beaucoup plus négatives en rive droite qu'en rive gauche (Figure 4.1 D).

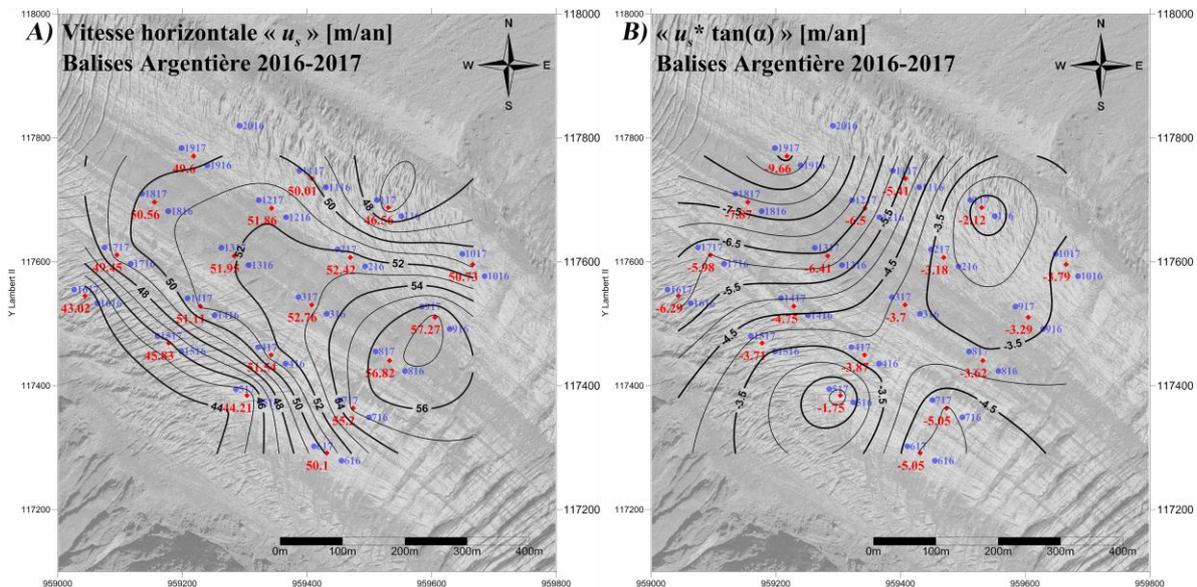


Figure 4. 1. (Continuation) A), B), C), D) : Calcul de chacune des variables pour la vitesse d'émergence (Eq. 3) ; et E), F) : les bilans de masse calculés en employant notre méthode (Eq. 4) pour l'ensemble des 19 balises. En bleu, sont reportées les positions des balises en 2016 et 2017 ; en rouge, sont reportées les positions moyennes de ces balises avec leurs valeurs calculées.

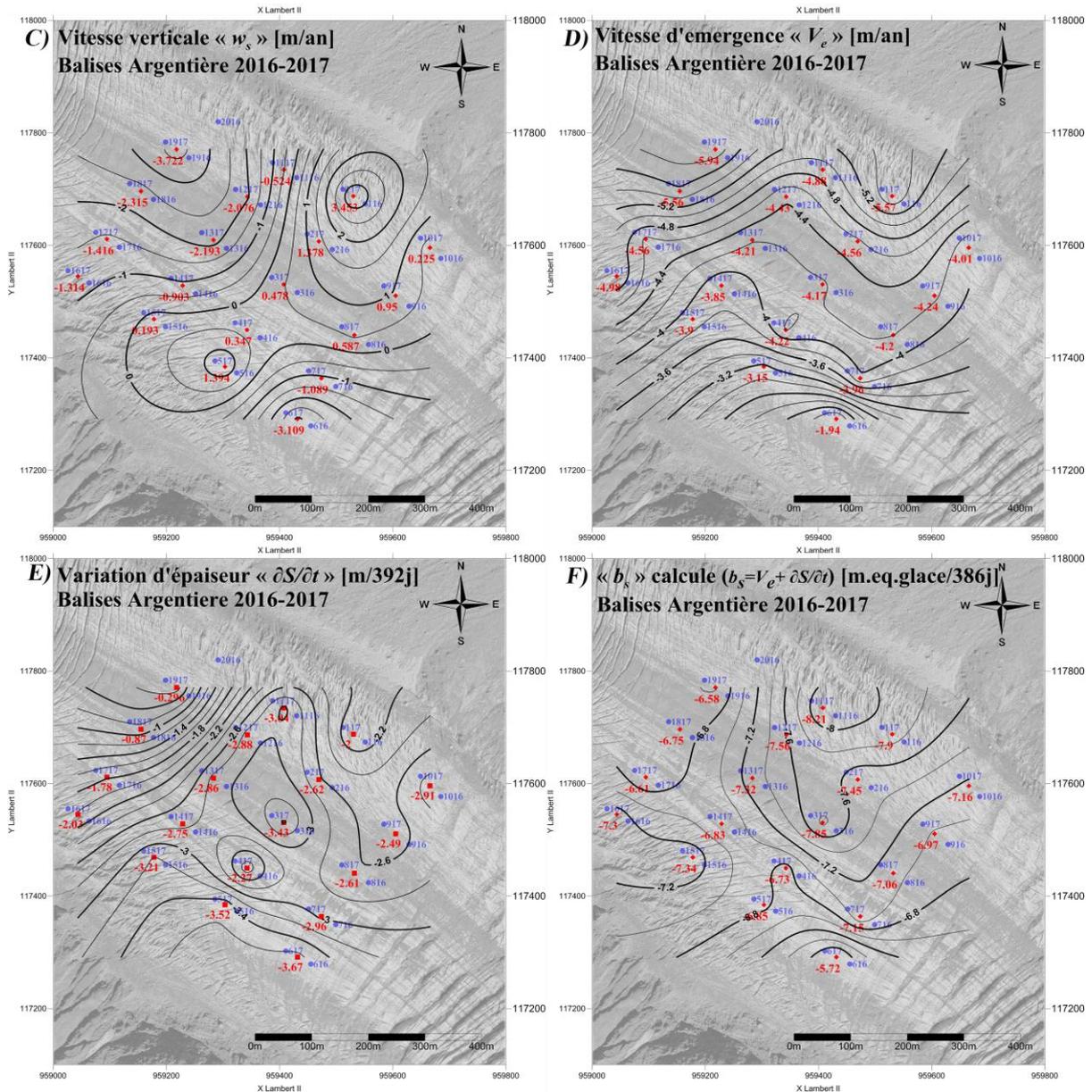


Figure 4. 1. (Continuation) A), B), C), D) : Calcul de chacune des variables pour la vitesse d'émergence (Eq. 3) ; et E), F) : les bilans de masse calculés en employant notre méthode (Eq. 4) pour l'ensemble des 19 balises. En bleu, sont reportées les positions des balises en 2016 et 2017 ; en rouge, sont reportées les positions moyennes de ces balises avec leurs valeurs calculées.

Nous avons réalisé une analyse indépendante par balise pour mieux comprendre l'influence de chacune des composantes de la vitesse d'émergence. Deux exemples sont reportés sur la Figure 4.2. Les résultats des autres balises sont reportés en annexe. Suivant cette analyse, nous pouvons conclure que la vitesse d'émergence est fortement influencée par la pente et par la vitesse verticale. Contrairement au schéma habituellement présenté dans la littérature [Cuffey & Paterson, 2010; Hooke, 2005], les vitesses verticales sont, pour beaucoup de ces balises d'ablation, négatives.

En outre, la variabilité spatiale est très importante. Par exemple, la balise 3 (Figure 4.2 A) indique une vitesse verticale positive et la balise 13 une vitesse verticale négative (Figure 4.2

B) alors que ces balises sont situées à moins de 150 m l'une de l'autre. Ces différences indiquent qu'il faudra être très vigilant sur l'interpolation ou l'extrapolation de la vitesse verticale dans la méthode que nous proposons.

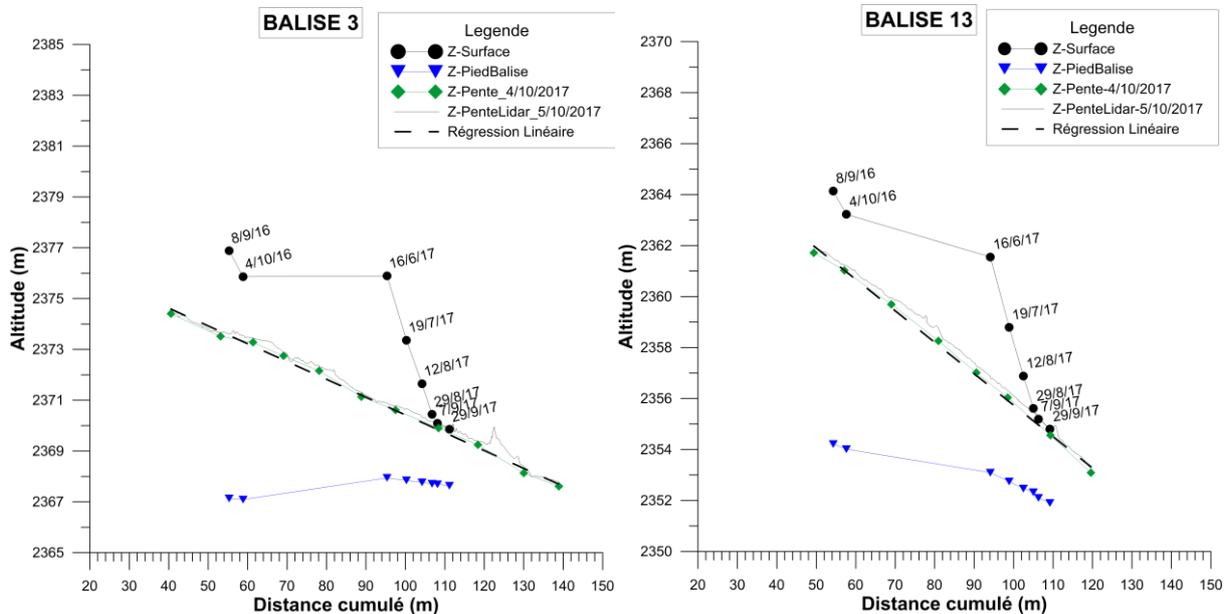


Figure 4. 2. Exemples de l'analyse par balise. L'altitude de la surface mesurée par DGPS à la balise pour chaque campagne de mesures (en noir) ; l'altitude du pied de la balise (en bleu) ; le profil DGPS (en vert) et le profil LiDAR 2017 (en gris).

4.2. Comparaison des vitesses d'émergence pour les années 2015, 2008 et 2003

En supposant un comportement de la vitesse verticale (w_s) linéaire dans le temps, il est possible de reconstruire ou calculer les bilans de masse pour des années antérieures. Pour tester notre méthode, nous avons pris les données de balises aux années pour lesquelles nous disposons d'un MNT. Nous cherchons ainsi à évaluer l'influence de la pente et analyser le comportement de chacune des variables qui contrôlent la vitesse d'émergence.

Nous avons adopté le même traitement que celui de 2016/2017 et nous avons comparé ces résultats avec ceux obtenus sur notre période de référence (2016/2017). La Figure 4.3 montre un exemple (celui de la balise 3) des changements de vitesses verticales et de pente entre 2003 et 2015.

Notons que la balise 3 a été implantée, sur le même site (à quelques mètres près) pour ces années. Suivant la Figure 4.3 A et B, nos résultats montrent que la vitesse verticale peut changer considérablement sur une période de 15 ans (triangles bleus). En revanche, la vitesse verticale semble avoir peu évolué durant les deux dernières années : 2015-16 vs. 2016-17 (Figure 4.3 C).

Ces résultats montrent que la vitesse d'émergence varie principalement à cause de la vitesse verticale. Les changements de topographie et de pente peuvent aussi fortement influencer la vitesse d'émergence

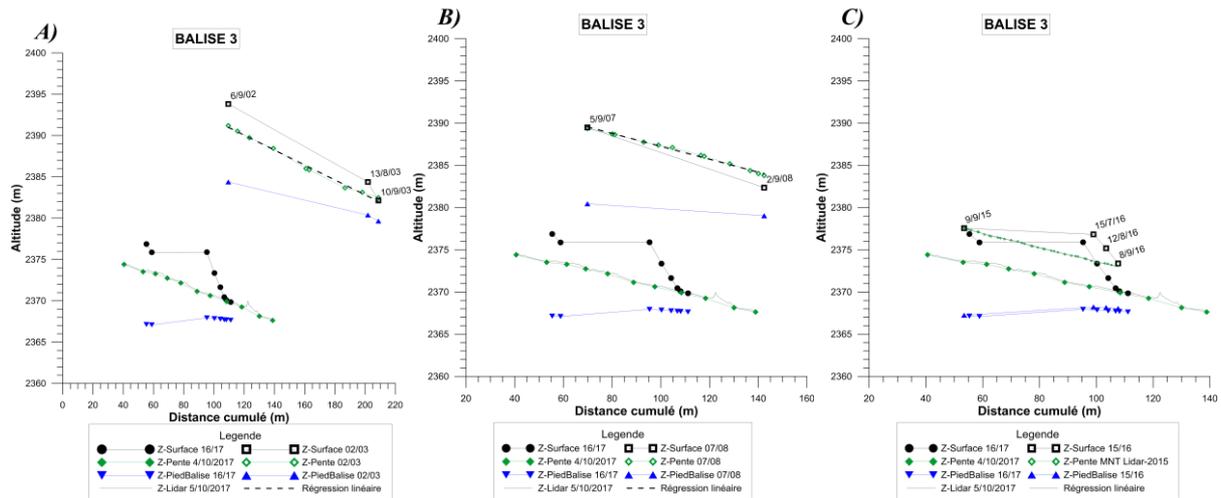


Figure 4. 3. Evolution des altitudes de la surface et du pied de la « balise 3 » au fil de temps, par rapport à un point fixe (à l'amont du site d ; implantation de la balise). Sont reportées ici les mesures des années A) 2002/2003, B) 2007/2008 et C) 2015/2016 comparées à l'année de référence 2016/2017. La surface du glacier (en noir), l'altitude du pied de la balise (en bleu) et la pente (en vert) (les symboles ont été changés pour distinguer les mesures d'une année à l'autre).

La Figure 4.3 montre le mouvement des balises au fil du temps. Sont reportés l'altitude du pied de la balise (w_s), la pente de surface et le déplacement horizontal ($u_s * \tan \alpha$) pour différentes années. Notons que la balise 3 a toujours été implantée sur le même site, dans un rayon de 20 m, d'une année sur l'autre (Figures 4.3 A et B). Pour cette raison, les résultats ne sont pas directement comparables.

Pour rendre ces résultats directement comparables, nous avons interpolé les mesures de 2016-2017 en utilisant la méthode de krigeage (ces résultats sont reportés dans l'Annexe D). La Figure 4.4 montre cette comparaison. Les données de référence résultent de l'interpolation des balises en 2016-2017 et permettent de comparer exactement aux mêmes sites les valeurs des années 2002/2003, 2007/2008 et 2015/2016.

Nous pouvons remarquer que les valeurs de vitesses verticales et de la composante $u_s * \tan \alpha$ pour l'année 2015/2016 (Figure 4.4 C) sont proches de celles de 2016/2017 (sauf pour la balise 5 qui indique un comportement singulier). De même, les vitesses d'émergence de 2015/2016 sont similaires à celles de 2016/2017 compte-tenu des incertitudes (Figure 4.4 C). Les barres d'erreur ont été déterminées à partir du calcul d'erreur explicite en section 4.5.

Au contraire, les valeurs de vitesses verticales de l'année 2007/2008 révèlent des différences importantes par rapport aux valeurs de 2016/2017 (Figure 4.4 B) (différences supérieures à 1 m/an). Malgré ça, les vitesses d'émergence de 2007/2008 sont presque identiques à celles de 2016/2017, compte-tenu des incertitudes.

Nous notons des valeurs de vitesses verticales en 2002/2003 très éloignées de celles de notre année de référence 2016/2017 (Figure 4.4 A) (à jusqu'à 3 m/an pour la balise 3). De même, on note de fortes différences sur la composante $u_s * \tan \alpha$, à la fois liées aux changements de pente et à la diminution des vitesses horizontales. Néanmoins, on remarque que les vitesses d'émergence sont similaires puisque les différences sont inférieures aux incertitudes.

Pour les deux années antérieures (2002/2003 et 2007/2008), il semble que les différences liées aux vitesses verticales ou à la pente se compensent. Les vitesses d'émergence sont ainsi très similaires.

Néanmoins, cette comparaison pose deux problèmes : d'une part, notre comparaison porte sur 5 balises seulement (4 pour l'année 2002/2003) du fait que pour les années antérieures à 2016, le réseau ne comportait que 5 balises. D'autre part, étant donné que les balises ne sont pas implantées rigoureusement sur les mêmes sites et que la variabilité spatiale (vitesses verticales, pente...) est importante, les données de référence 2016/2017 résultent d'une interpolation qui comporte des incertitudes.

Ces résultats montrent que les vitesses verticales et les valeurs de « $u_s * \tan(\alpha)$ » ne sont pas constantes sur de longues périodes de temps. En revanche, elles semblent très similaires d'une année sur l'autre. Malgré cela, ces différences se compensent et les valeurs de vitesses d'émergence résultantes se conservent avec le temps. Nous pouvons conclure que, même pour des longues périodes, la méthode de reconstruction des bilans de masse à partir des vitesses d'émergence et de variation d'épaisseur, est valide.

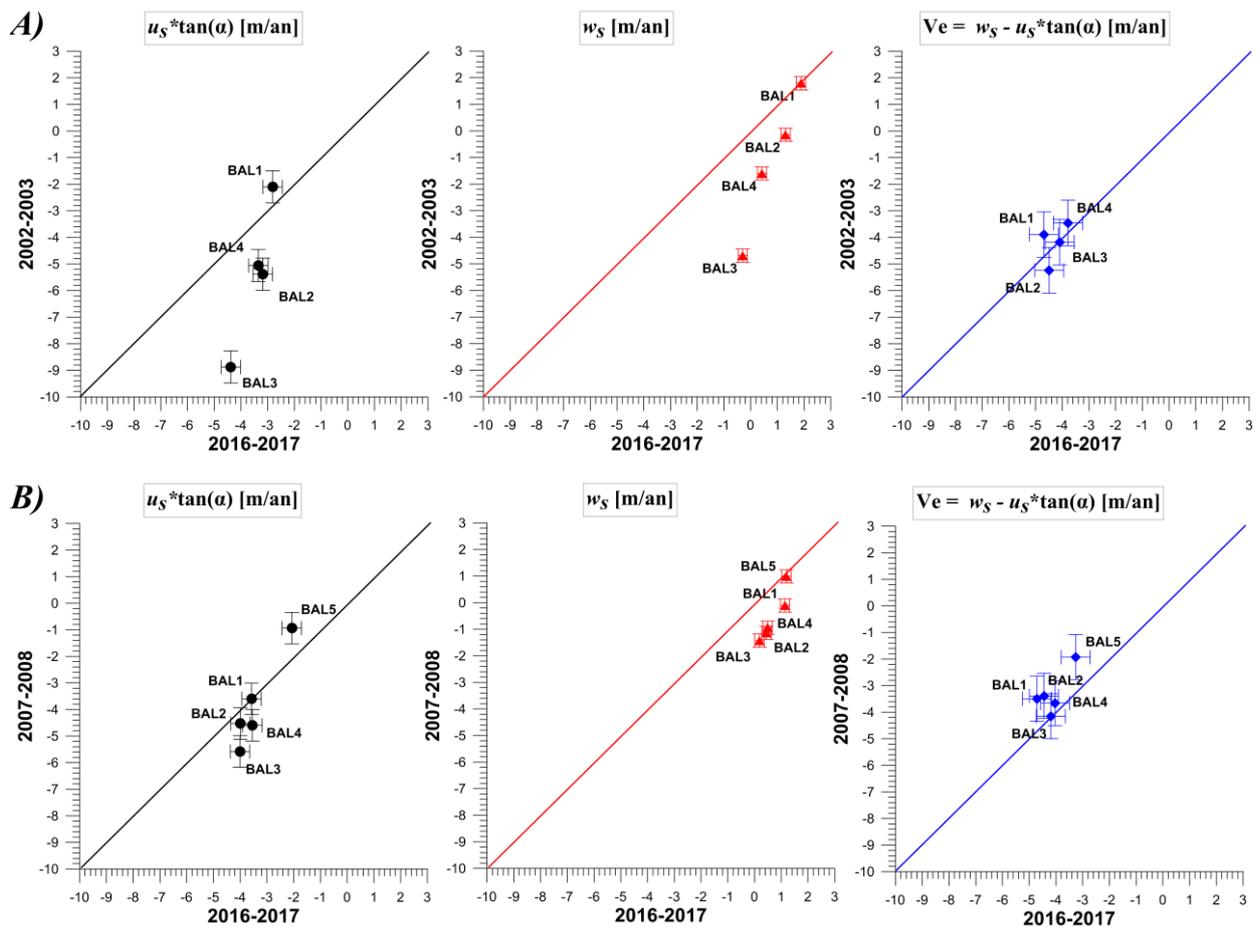


Figure 4. 4 (continuation). Comparaison des valeurs ponctuelles des variables $u_s * \tan \alpha$, w_s et Ve en chaque année d'étude A) 2002/2003, B) 2007/2008 et C) 2015/2016, par rapport à la période de référence (2016/2017). Les barres d'incertitude correspondent aux résultats des calculs d'erreur (voir Tableau 4.2) (barres horizontales pour l'année 2016/2017) et barres verticales (pour chaque année en question).

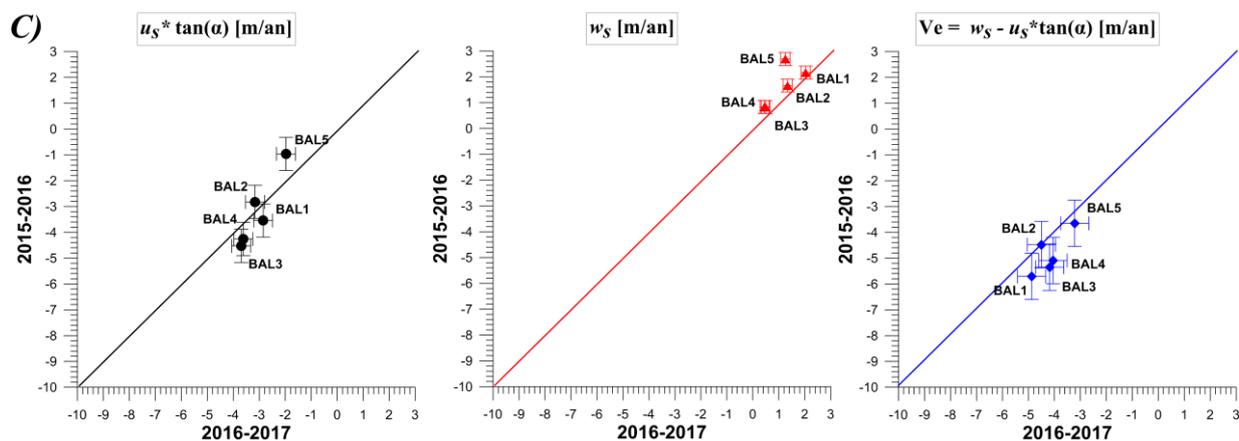


Figure 4. 4 (continuation). Comparaison des valeurs ponctuelles des variables $u_s * \tan \alpha$, w_s et Ve en chaque année d'étude A) 2002/2003, B) 2007/2008 et C) 2015/2016, par rapport à la période de référence (2016/2017). Les barres d'incertitude correspondent aux résultats des calculs d'erreur (voir Tableau 4.2) (barres horizontales pour l'année 2016/2017) et barres verticales (pour chaque année en question).

4.3. Fluctuations saisonnières des vitesses horizontales et verticales

Nous avons également analysé les fluctuations saisonnières des vitesses horizontales et verticales de l'année 2016/2017. Ces variations de vitesses sont essentiellement liées aux conditions hydrauliques sous-glaciaires qui influencent le glissement basal du glacier. La Figure 4.5 montre une forte accélération des vitesses horizontales en début d'été. Au contraire, les vitesses verticales diminuent au cours de la saison estivale. L'analyse détaillée de ces variations n'est pas l'objet de notre étude. Néanmoins, ces observations indiquent que les vitesses verticales, comme les vitesses horizontales, varient fortement au cours de l'année.

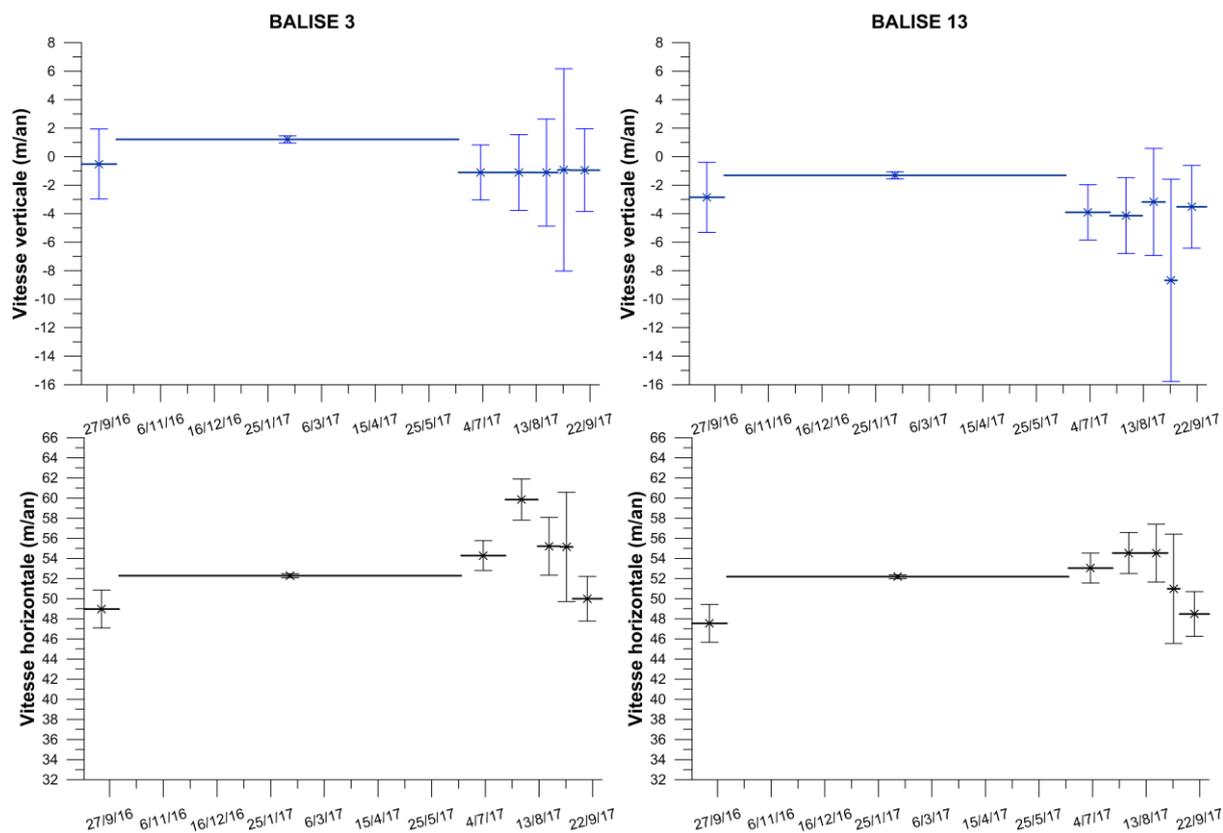


Figure 4.5. Exemples des variations saisonnières de la vitesse verticale (en bleu) et de la vitesse horizontale (en noir), de deux balises voisines pour l'année 2016/2017.

4.4. Bilans de masse de surface mesurés et calculés

Grâce aux résultats des vitesses d'émergence présentés ci-dessus, nous pouvons enfin calculer le bilan de masse de surface (Eq. 4) et le comparer aux mesures de terrain. Comme le montre le Tableau 4.1, les résultats de bilans calculés par ce modèle sont assez similaires aux bilans mesurés sur chaque période (différence moyenne de ~ 0.01 m de glace pour la période 2016/2017 jusqu'à ~ 0.3 m de glace pour la période 2002/2003).

Seule la balise 1 de l'année 2015/2016 montre une forte discordance (-1.05 m de glace). Sur ce site, nous avons calculé une variation d'épaisseur positive, qui est fortement improbable. Cet écart est très probablement dû à la topographie très chahutée (zone de crevasses) dans cette région.

Pour obtenir les bilans de masse de surface calculés par la méthode de la vitesse d'émergence, il est nécessaire de tenir compte de la variation d'épaisseur pour l'année considérée. La principale source d'écart entre modèle et observation est surtout liée aux incertitudes des MNT.

2016-2017			2015-2016			
ID	bs_{Mesure}	$bs_{Calcule}$	bs_{Mesure} vs $bs_{Calcule}$	bs_{Mesure}	$bs_{Calcule}$	bs_{Mesure} vs $bs_{Calcule}$
	m de glace/386 jours			m de glace/365 jours		
BAL1	-8.12	-8.11	-0.01	-5.71	-4.66	-1.05
BAL2	-7.49	-7.49	-0.00	-5.15	-5.28	0.13
BAL3	-7.53	-7.54	0.01	-5.00	-5.05	0.05
BAL4	-6.74	-6.73	-0.01	-5.02	-5.44	0.42
BAL5	-6.77	-6.76	-0.02	-4.62	-4.54	-0.09

2007-2008			2002-2003			
ID	bs_{Mesure}	$bs_{Calcule}$	bs_{Mesure} vs $bs_{Calcule}$	bs_{Mesure}	$bs_{Calcule}$	bs_{Mesure} vs $bs_{Calcule}$
	m de glace/363 jours			m de glace/369 jours		
BAL1	-5.32	-5.22	-0.11	-6.81	-6.23	-0.59
BAL2	-5.50	-5.51	0.01	-7.64	-8.07	0.43
BAL3	-5.71	-5.70	-0.01	-6.95	-7.20	0.25
BAL4	-5.24	-5.38	0.14	-7.25	-7.03	-0.22
BAL5	-4.91	-4.58	-0.33			

Tableau 4.1. Bilans de masse de surface mesurés (cf. 3.1), valeurs calculées (Eq. 4) et différences entre eux, respectivement pour chaque année d'étude et pour les balises 1 à 5 du profil 4.

En supposant le comportement de la vitesse d'émergence constant au cours des années (Figure 4.4), normalement nous pourrions reconstituer les bilans de masse pour les années précédentes. Avec l'objectif de valider complètement notre méthode, nous avons calculé les bilans de masse de surface pour les années 2002/2003, 2007/2008 et 2015/2016 avec les résultats de la vitesse d'émergence obtenus pour l'année 2016/2017 (pour les balises 1 – 5) (voir Annexe E).

Comme montré dans le Tableau 4.2, la méthode fonctionne très bien pour le période 2002/2003 avec un précision moyenne de ~ 0.5 m.eq.glace. En revanche, pour nous avons constaté des comportements singuliers. D'un côté pour la période 2007/2008 il y a un comportement singulier pour les balises 1, 2 et 5, pour lesquelles les imprécisions augment jusqu'à -1 m.eq.glace. De l'autre côté, pour la période 2015/2016, nous pouvons trouver le même comportement mais dans les balises 2 et 3.

Ces contradictions peuvent être comprises comme des incertitudes sur les mesures terrains ou d'incertitudes qui viennent de la mesure de la variation d'épaisseur que nous avons obtenue par la soustraction des MNTs ; lesquelles n'ont pas encore été vérifiés.

ID	2002/2003			2007/2008			2015/2016		
	b_s	b_s^*	Diff $b_s^*-b_s$	b_s	b_s^*	Diff $b_s^*-b_s$	b_s	b_s^*	Diff $b_s^*-b_s$
	(m de glace/an)			(m de glace/an)			(m de glace/an)		
BAL1	-6.16	-6.95	-0.79	-5.24	-6.46	-1.22	-6.75	-5.92	0.83
BAL2	-7.98	-7.23	0.75	-5.54	-6.60	-1.06	-3.69	-3.70	-0.02
BAL3	-7.13	-7.04	0.09	-5.73	-5.77	-0.04	-5.65	-4.49	1.17
BAL4	-6.96	-7.28	-0.32	-5.40	-5.78	-0.38	-4.74	-3.70	1.04
BAL5				-4.61	-5.94	-1.33	-2.77	-2.34	0.43

Tableau 4.2. Comparaison des bilans de masse de surface calculés pour les années 2002/2003, 2007/2008 et 2015/2016. « b_s » en employant la vitesse d'émergence propre de cette année ; « b_s^* » en employant la vitesse de émergence de l'années de référence 2016/2017.

4.5. Analyse d'erreur

L'erreur commise sur une inconnue X est la différentielle totale de son expression par rapport aux mesures A, B, C.

$$\text{Si } X = f(A, B, C)$$

$$d_x = \frac{\partial f}{\partial A} d_A + \frac{\partial f}{\partial B} d_B + \frac{\partial f}{\partial C} d_C \quad (\text{Eq. 7})$$

Ainsi, l'erreur moyenne quadratique d'une fonction $f(x,y,z)$, en supposant que les erreurs ε_x , ε_y , ε_z , sont aléatoires, s'écrit :

$$\varepsilon_f^2 = \left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 \varepsilon_x^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 \varepsilon_y^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2 \varepsilon_z^2 + \dots + \quad (\text{Eq. 8})$$

En dérivant l'Equation 3, nous pouvons exprimer l'erreur sur la vitesse d'émergence à partir des erreurs commises sur chacune des variables (vitesses horizontale et verticale, pente) (Eq. 10).

Pour l'obtention des valeurs ε_{u_s} , $\varepsilon_{\tan \alpha}$ et ε_{u_s} , il est nécessaire de dériver les équations 5 et 6 relatives aux incertitudes des instruments GPS et celles des mesures d'émergence de balises. En dérivant ces équations, nous obtenons l'équation 12 qui permet de calculer l'incertitude sur la vitesse d'émergence.

La pente a été calculée en employant une régression linéaire. L'incertitude sur la pente a été calculée en utilisant la variance du coefficient directeur de la droite, c'est-à-dire le rapport de la variance des résidus de la régression (σ_e) par la variance des résidus des distances du profil (par rapport au milieu du profil) (Eq. 10). Le calcul de l'incertitude des vitesses horizontales (ε_{u_s}) est exprimé par l'Equation 11, x étant la distance dans la direction de l'écoulement :

$$\varepsilon_{W_s}^2 = \varepsilon_{Z_2}^2 + \varepsilon_{h_{enf_2}}^2 + \varepsilon_{Z_1}^2 + \varepsilon_{h_{enf_1}}^2 \quad (\text{Eq. 9})$$

$$\varepsilon_{\tan \alpha}^2 = \frac{\sigma_e^2}{\sigma_x^2} \quad (\text{Eq. 10})$$

$$\varepsilon_{u_s}^2 = 2\varepsilon_x^2 \quad (\text{Eq. 11})$$

$$\varepsilon_{V_e}^2 = \varepsilon_{w_s}^2 + \tan^2 \alpha \varepsilon_{u_s}^2 + \varepsilon_{\tan \alpha}^2 (1 + \tan^2 \alpha)^2 u_s^2 \quad (\text{Eq. 12})$$

Ces valeurs ont été établies plus précisément pour la période 2016/2017. Pour les années antérieures, ces incertitudes sont plus importantes (environ le double) car, pour chacune des balises, la mesure GPS n'a pas été faite exactement sur le point de surface utilisé pour la mesure d'émergence.

Autrement dit, nous avons une incertitude plus importante sur l'altitude du pied de la balise. Concernant les valeurs $\tan \alpha$ et u_s , des valeurs moyennes pour chaque année ont été calculées (Tableau 4.3). De cette façon, les erreurs des vitesses d'émergence ont été calculées pour l'ensemble des balises pour toutes les années d'étude.

Incertitude	2002/2003	2007/2008	2015/2016	2016/2017
Nombre balises	4	5	5	19
tan (α) moyenne	-0.055	-0.055	-0.063	-0.102
u_s moyenne (m/an)	97.5	69.641	52.095	52.029
$\varepsilon z1 = \varepsilon z2$ (m)	0.1			
εh_{enf-1} (m)	0.2		0.1	
εh_{enf-2} (m)	0.1		0.05	
$\varepsilon \Delta h$ (m)	0.5		0.2	
εu_s (m/an)	0.2		0.1	
εw_s (m/an)	0.249	0.251	0.25	0.175
$\varepsilon \tan(\alpha)$	0.0118	0.0118	0.0128	0.0069
εv_e (m/an)	0.856	0.849	0.899	0.543
ε_{bs} calcule (m/an)	1.356	1.349	1.399	0.743

Tableau 4. 3. Valeurs d'incertitudes calculées pour l'ensemble de variables dans la vitesse d'émergence. Les valeurs de déplacement horizontales (u_s) et la pente ($\tan \alpha$) ont été calculées à partir de la moyenne de toutes les balises correspondante à chaque période. Incertitudes établies et utilisées dans les calculs d'erreurs.

V. CONCLUSIONS

Cette étude apporte des résultats nouveaux.

Les résultats obtenus par la méthode des vitesses d'émergence sont très encourageants. Ils indiquent que l'on peut obtenir des bilans de surface avec une précision de ± 0.7 m, avec des données de vitesses horizontales précises (± 0.5 m/an) et des MNT précis (± 0.2 m), en utilisant les vitesses d'émergence obtenues au cours des années antérieures.

Nos résultats montrent que la méthode semble valide à l'échelle de 15 ans, mais étant donné notre faible échantillon, ces résultats nécessitent d'être validés avec des observations plus nombreuses. Nous avons montré que le champ des vitesses verticales est conservé d'une année sur l'autre. En revanche, à l'échelle de 9 ans ou 14 ans, les vitesses verticales déterminées sur les mêmes sites sont totalement différentes.

De même, les valeurs de « $u_s * \tan(\alpha)$ » ne sont pas constantes sur de longues périodes de temps. Malgré cela, ces différences se compensent et les valeurs de vitesses d'émergence résultantes se conservent avec le temps. Nous pouvons conclure que, même pour de longues périodes, la méthode de reconstruction des bilans de masse de surface à partir des vitesses d'émergence et des variations d'épaisseur est valide.

Notre étude montre qu'il est possible de reconstituer les bilans de masse de surface à partir des mesures géométriques uniquement (pente, vitesses et variation d'épaisseur), à condition d'avoir mesuré les vitesses verticales pour une année au moins au cours des 10 ou 15 dernières années. Notre méthode est basée sur l'hypothèse d'une vitesse d'émergence qui varie très peu au cours du temps.

En conclusion, il serait très utile de tester notre méthode à une échelle de temps de quelques années sur un réseau de balises plus important. Par ailleurs, notre étude montre de fortes fluctuations saisonnières de la vitesse verticale et de la vitesse horizontale. Par manque de données (des variations d'épaisseur) nous n'avons pas pu tester notre méthode de calcul de vitesse d'émergence et de bilan de surface à l'échelle saisonnière.

VI. PERSPECTIVES

Mon stage au sein de l'IGE va se prolonger jusqu'à fin juillet 2018 ; je vais continuer l'analyse des résultats de cette méthode et des estimations des bilans de masse de surface à l'échelle saisonnière. Le réseau des 19 balises autour du profil 4 du Glacier d'Argentier a été renouvelé en 2017 (mission à laquelle j'ai participé). Avec une année supplémentaire sur ce réseau dense, nous pourrions valider la méthode précisément sur deux ans.

En outre, j'ai participé à une étude [Vincent et al., 2018, souspress] dans laquelle on cherche à reconstituer un signal climatique à partir des bilans de masse mesurés sur quatre glaciers de montagne dans quatre régions du monde. La méthode mise en place dans la présente étude pourrait également être testée sur ces quatre glaciers étudiés dans cet article, notamment au Glacier du Zongo en Bolivie, afin d'étudier la possibilité de reconstituer les bilans de masse de surface.

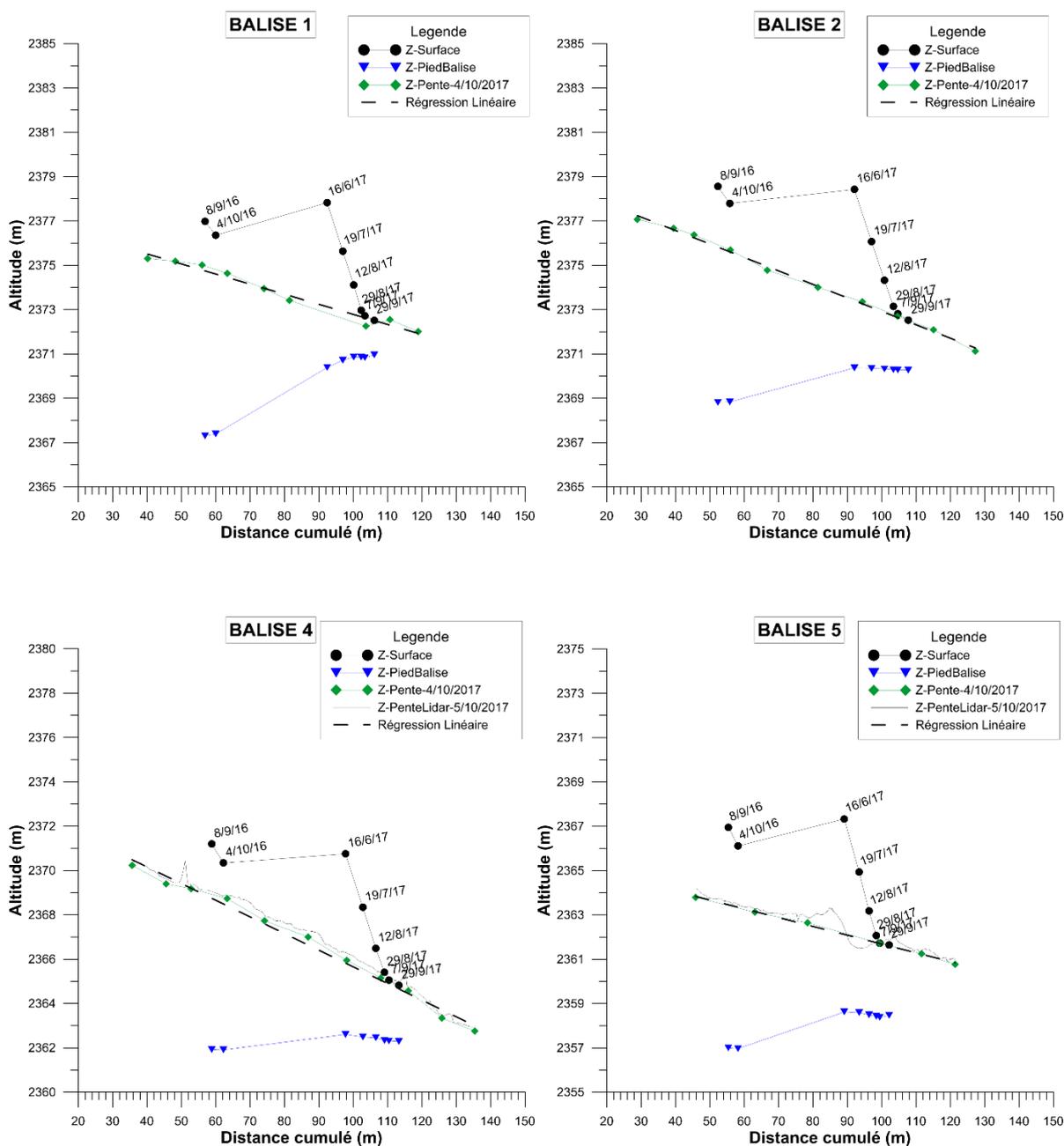
VII. BIBLIOGRAPHIE

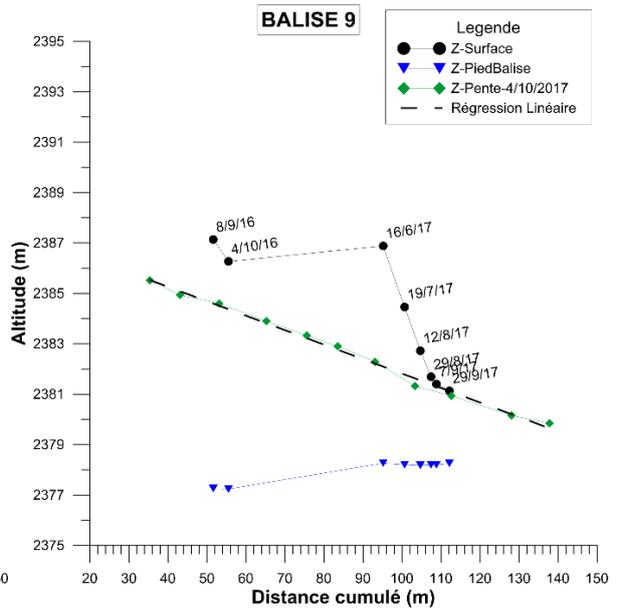
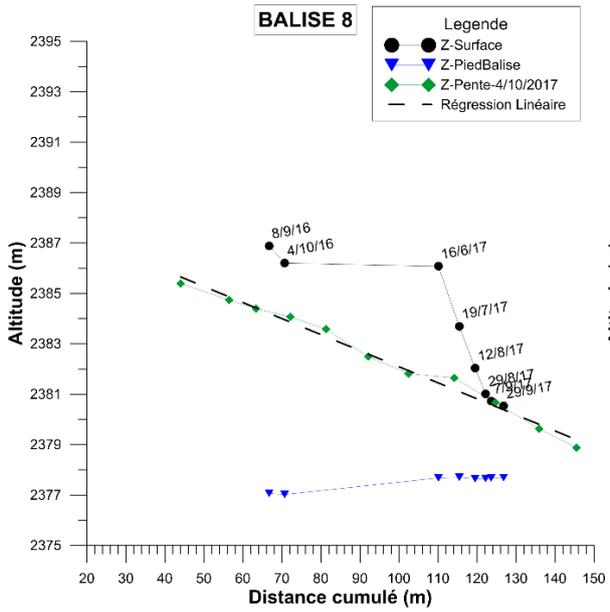
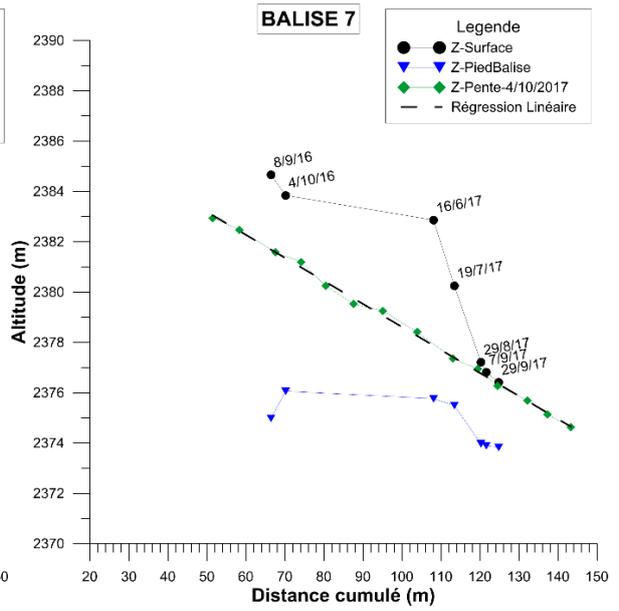
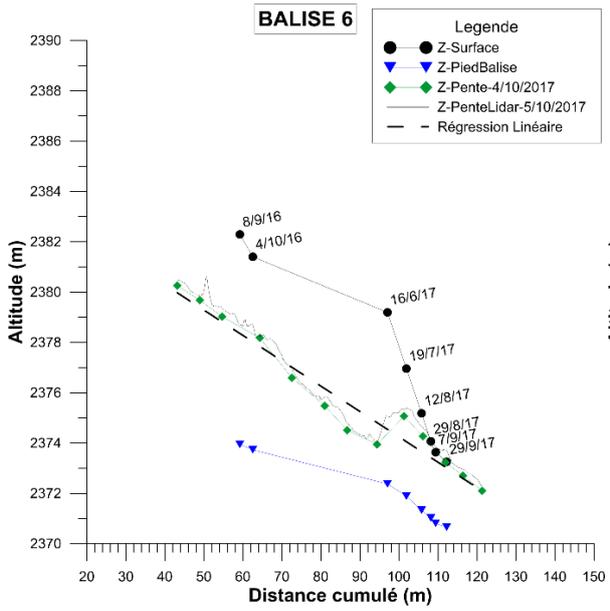
- Armstrong, R. L. (2010). *The Glaciers of the Hindu-Kush-Himalayan Region: A Summary of the Science Regarding Glacier Melt/Retreat in the Himalayan, Hindu Kush, Karakoram, Pamir, and Tien Shan Mountain Ranges*. Retrieved from Kathmandu Nepal: International Centre for Integrated Mountain Development:
- Berthier, E., & Vincent, C. (2012). Relative contribution of surface mass-balance and ice-flux changes to the accelerated thinning of Mer de Glace, French Alps, over 1979–2008. *Journal of Glaciology*, 58(209), 501-512. doi:doi: 10.3189/2012JoG11J083
- Cogley, J. G., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arendt, A. A., Bauder, A., Braithwaite, R. J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., & Zemp, M. (2011). *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. Retrieved from Paris, France:
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The Physics of Glaciers (4th ed.)*.
- Holmlund, P. (1988). Is the longitudinal profile of Storglaciaren, northern Sweden, in balance with the present climate? *Journal of Glaciology*, 34q(118), 269-273.
- Hooke, R. L. (2005). *Principles of Glacier Mechanics (2nd ed.)*. United States of America.
- IPCC. (2013). IPCC Fifth Assessment Report : CLimate Change 2013, The Physical Science Basis. Chapter 4.
- Kaab, A., & Funk, M. (1999). Modelling mass balance using photogrammetric and geophysical data: a pilot study at Griesgletscher, Swiss Alps. *Journal of Glaciology*, 45(151), 575-584.
- Kundzewicz, Z. W., Mata, L. J., Arnell, N. W., Doll, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K. A., Oki, T., Sen, Z., & Shiklomanov, I. A. (2007). *Freshwater resources and their management. Climate change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability Contribution of WorkingGroup II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., Van der Linden, P.J. and Hanson, C.E..* . Retrieved from Cambridge:
- LEICA. (2018). Leica ALS50-II Airborne Laser Scanner Product Specifications. 12.
- Mougin, P. (1925). Etudes glaciologiques, . [Ministère de l'Agriculture, Imprimerie Nationale Paris]. *Tome V*.
- Mougin, P. (1933). Etudes glaciologiques. [Ministère de l'Agriculture, Imprimerie Nationale Paris]. *Tome VII*.
- NOAA. (2004). Digital Imagery Acquisition Requirements - Scope of work for shoreline mapping. (19 February 2004). v4, 18.
- Reeh, N., Mohr, J. J., Madsen, S. N., Oerter, H., & Gundestrup, N. S. (2003). Three-dimensional surface velocities of Storstrømmen glacier, Greenland, derived from radar interferometry and ice-sounding radar measurements. *Journal of Glaciology*, 49(165), 2001-2009.
- TELEDYNE-Optech. (2018). ILRIS-LR Terrestrial Laser Scanner Specification Sheet. (<http://www.teledyneoptech.com/index.php/product/optech-ilris/>).
- Vincent, C., Fischer, A., Mayer, C., Bauder, A., Galos, S. P., Funk, M., Thibert, E., Six, D., Braun, L., & Huss, M. (2017). Common climatic signal from glaciers in the European Alps over the last 50 years. *Geophysical Research Letters*, 44. doi:doi:10.1002/2016GL072094
- Vincent, C., Soruco, A., Azam, F., Basantes-Serrano, R., Jackson, M., Kjølmoen, B., Thibert, E., Wagnon, P., Six, D., Rabatel, A., Ramanathan, A., Berthier, E., Cusicanqui, D., & Vincent, P. (2018, souspress). Spatio-temporal mass balances variability of four glaciers in different climate regimes. *EGU*.

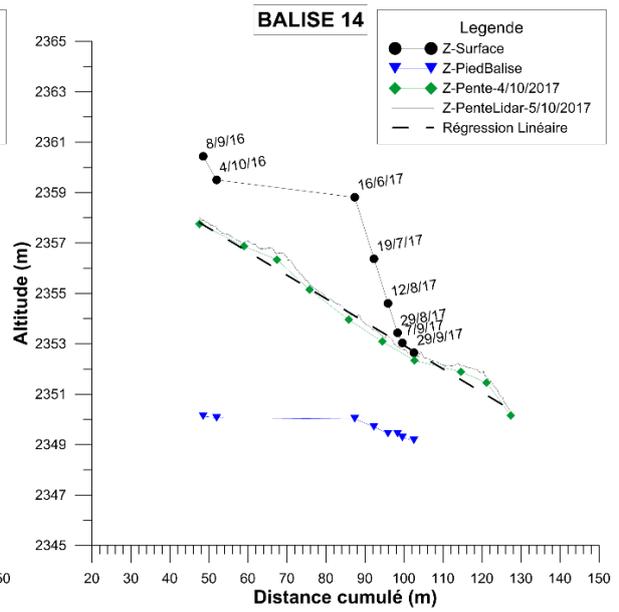
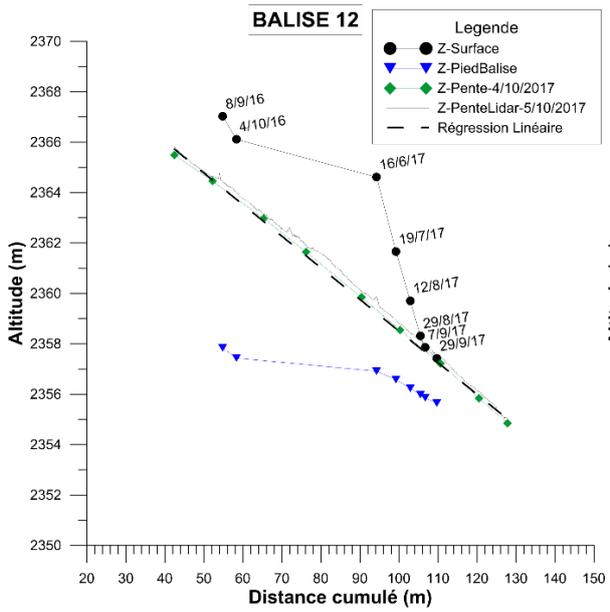
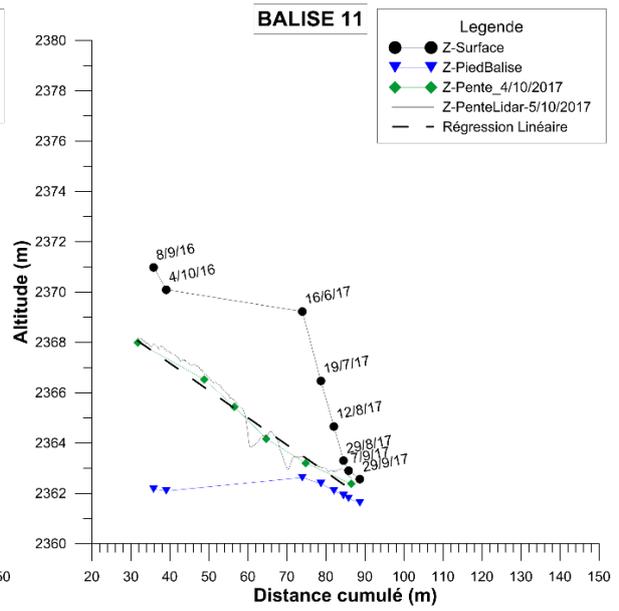
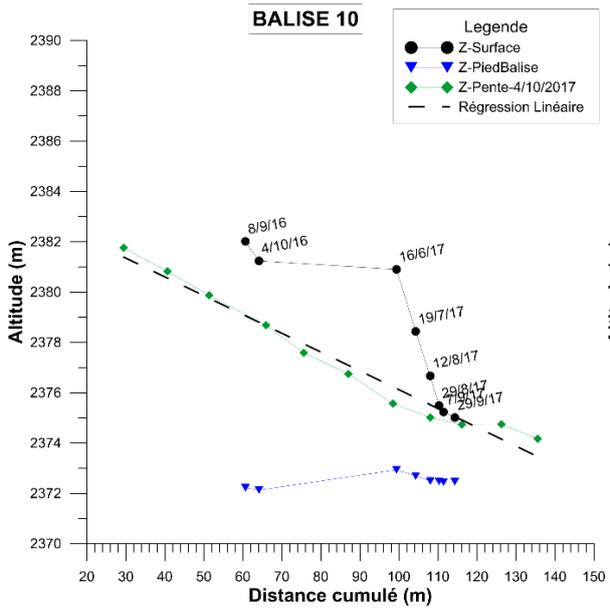
Vincent, C., Soruco, A., Six, D., & Le Meur, E. (2009). Glacier thickening and decay analysis from fifty years of glaciological observations performed on Argentière glacier ,Mont-Blanc area, France. *Annals of Glaciology*, 50, 73-79.

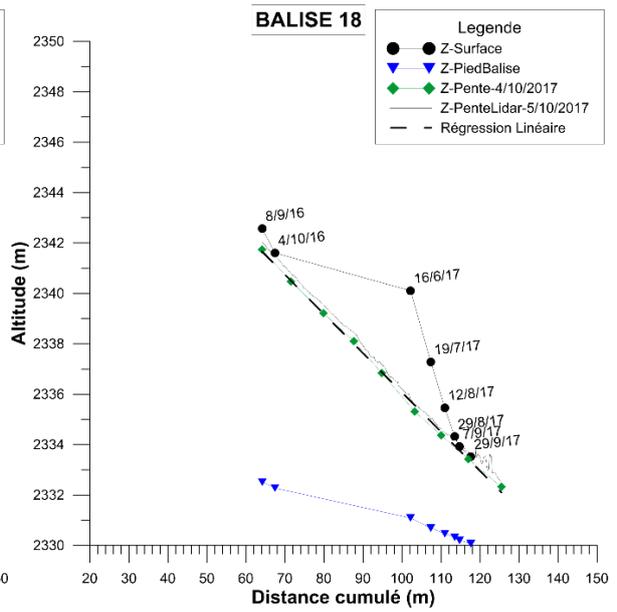
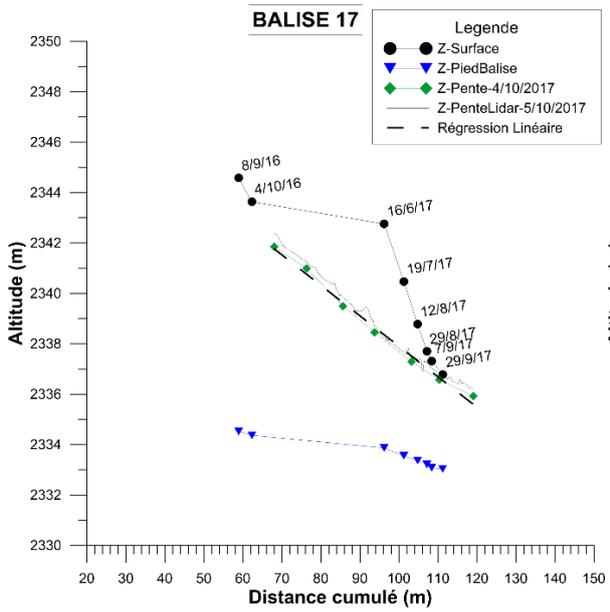
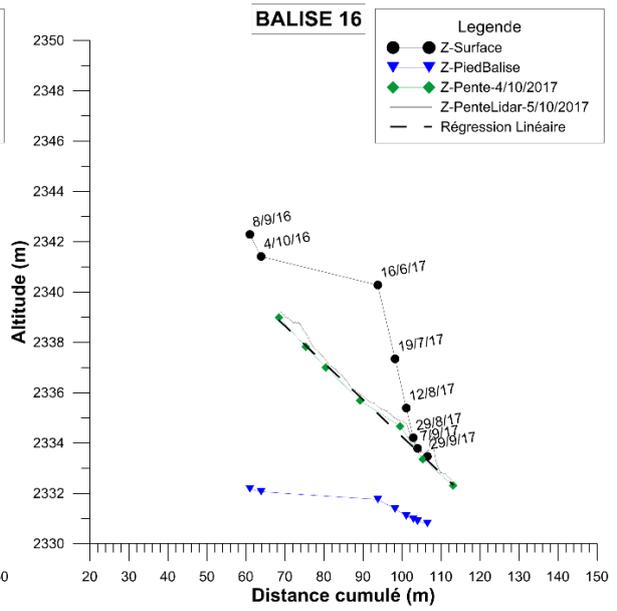
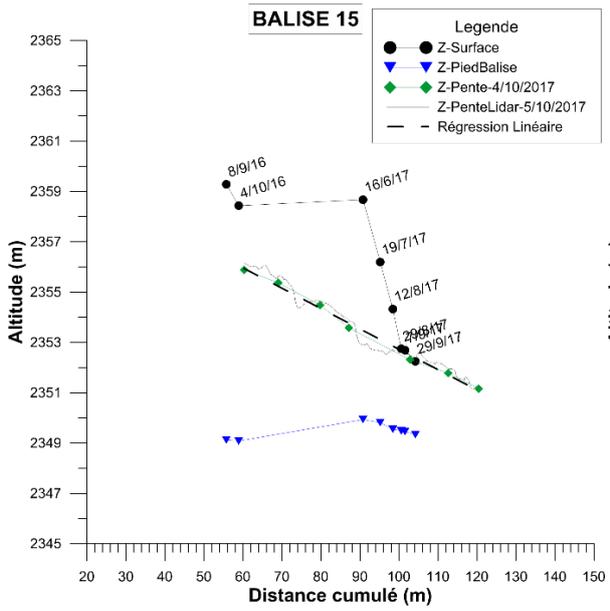
ANNEXES

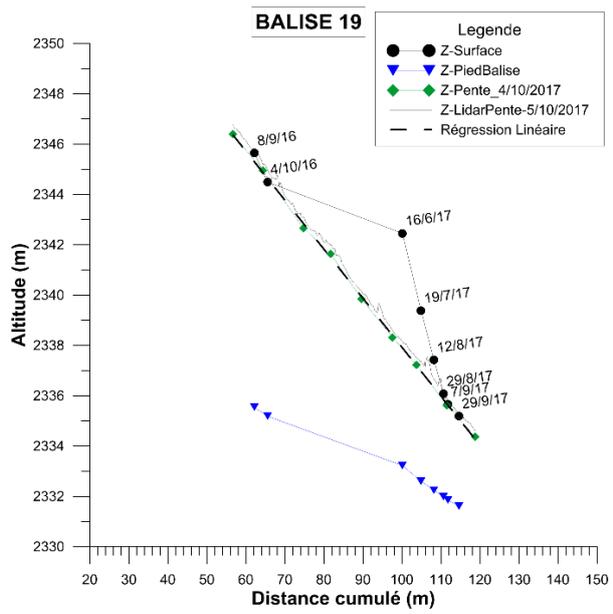
ANNEXES A) : Schémas de comparaison pour chacune des 19 balises des mesures GPS et données Lidar (sauf balises 3 et 13 illustrées dans le document principal). Les échelles verticale et horizontale sont constantes pour tous les graphiques 20 m et 130 m, respectivement.





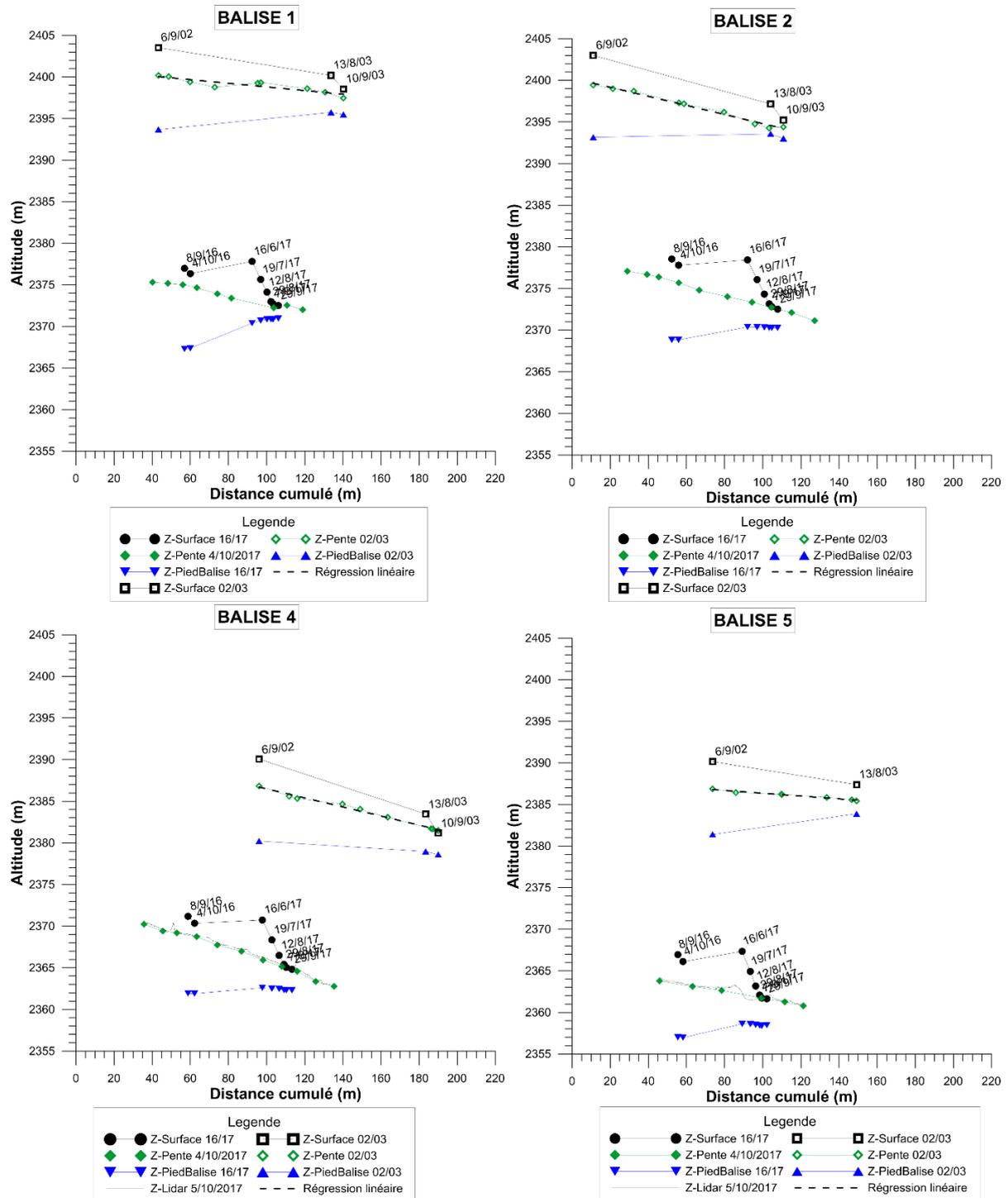




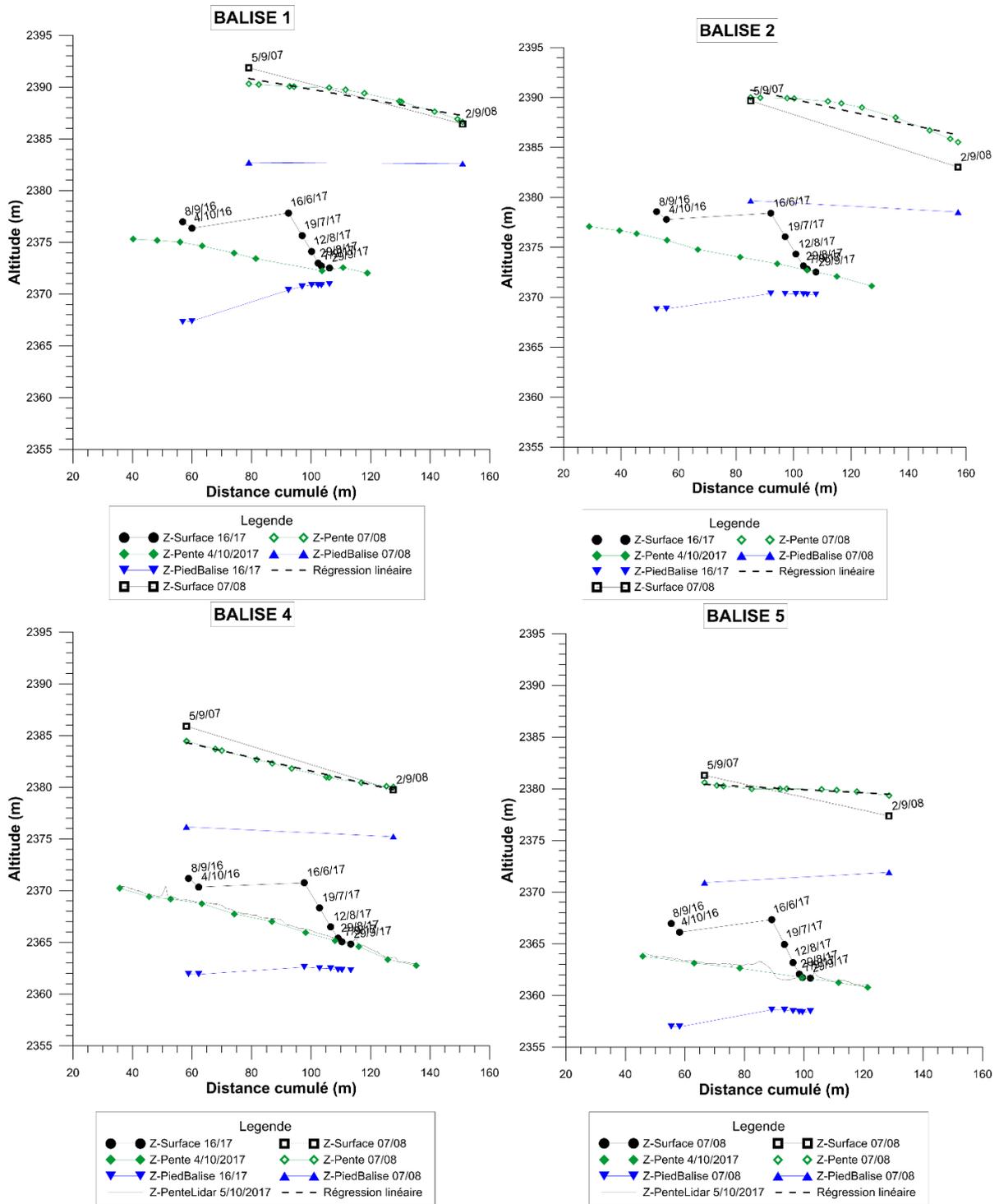


ANNEXE B) : Schémas de comparaison pour l'ensemble des balises pour les années 2002-2003, 2007-2008 et 2015-2016, par rapport à l'année de référence 2016-2017 (sauf balise 3).

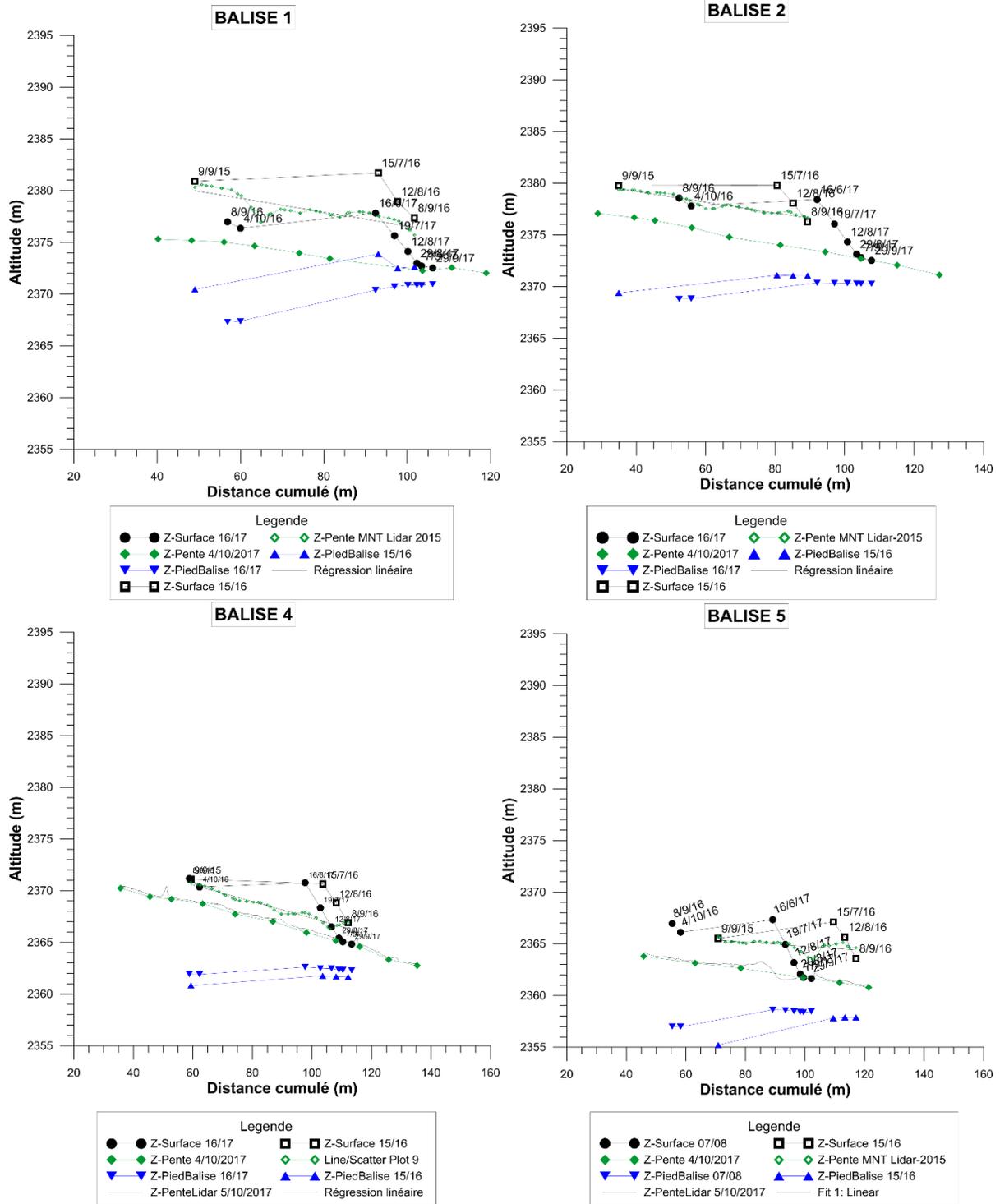
Année 2002 – 2003



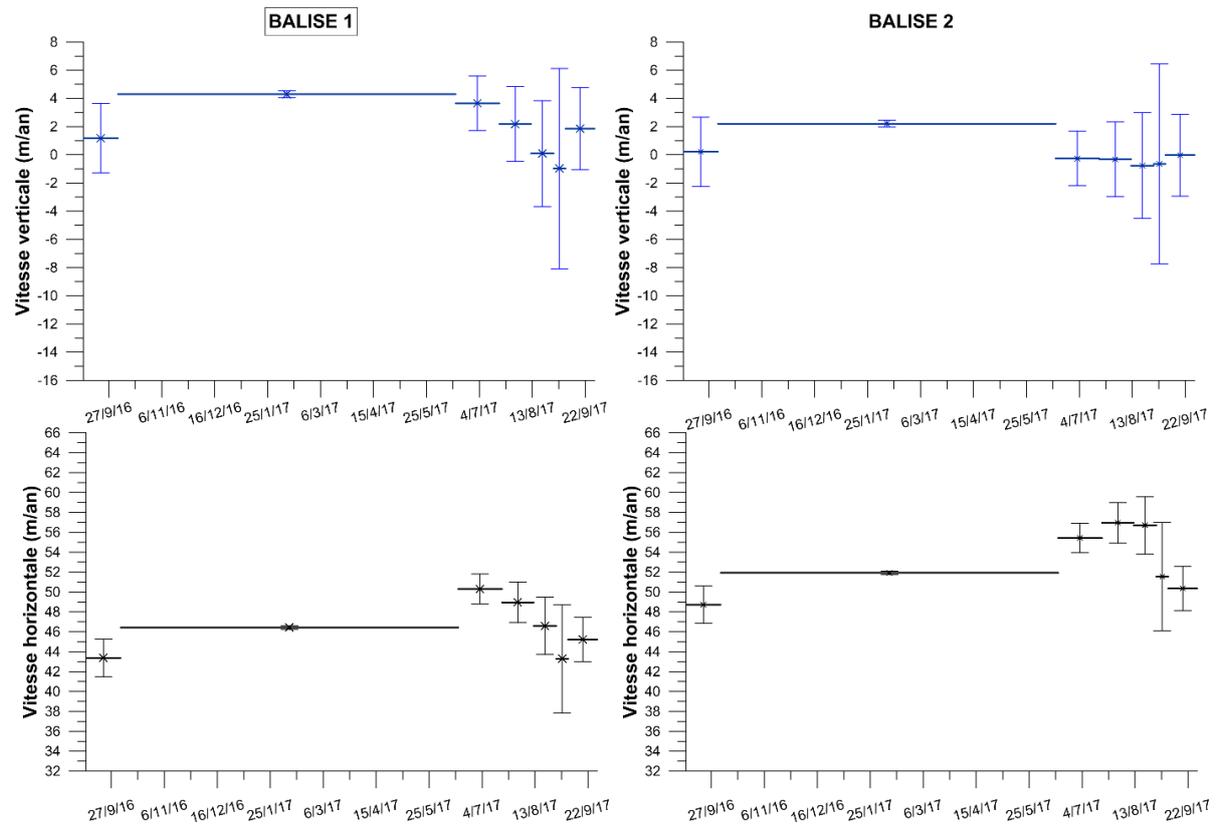
Année 2007 – 2008

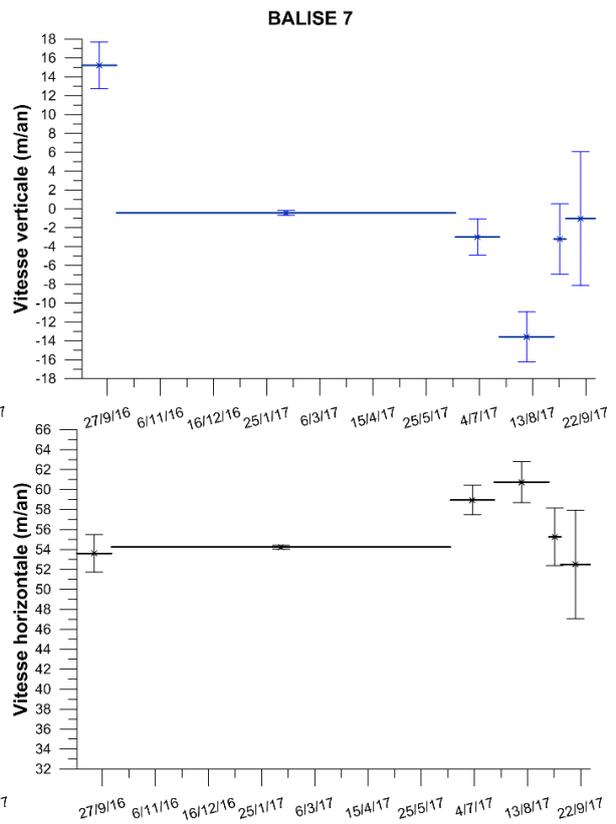
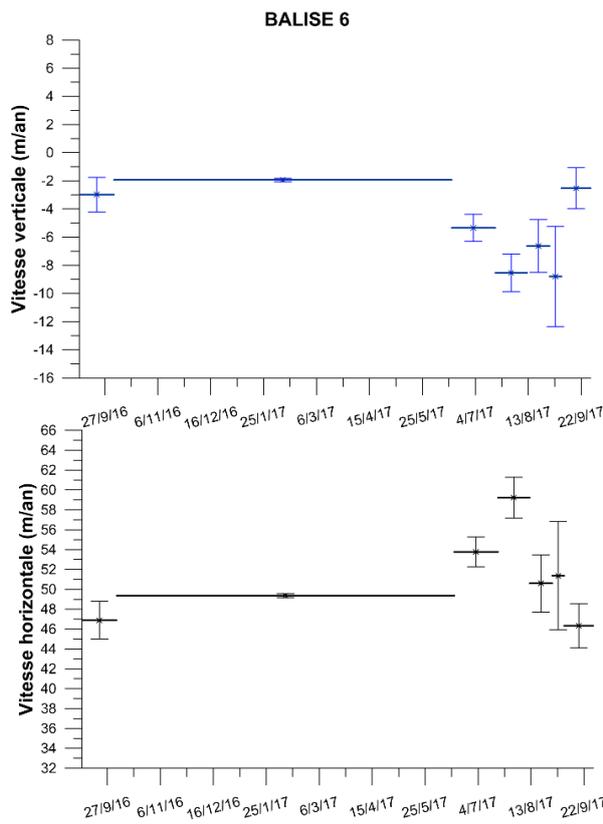
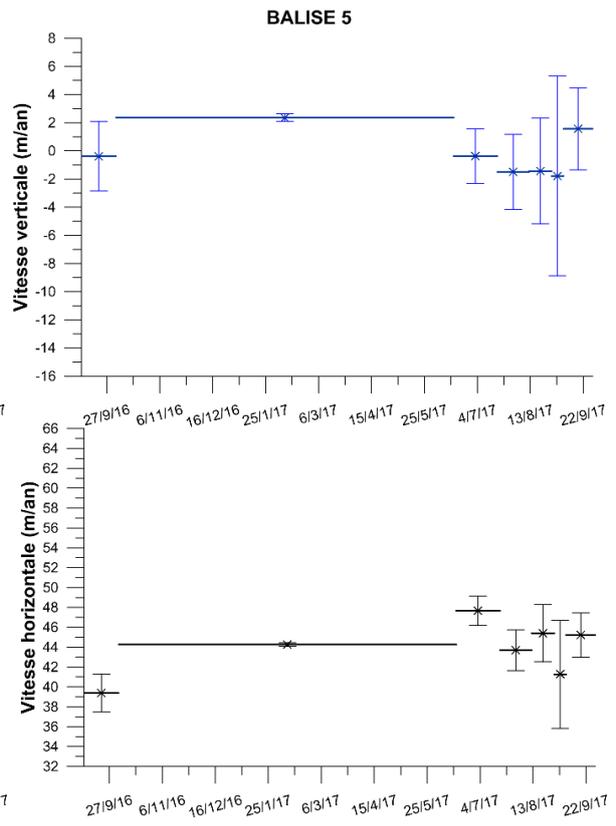
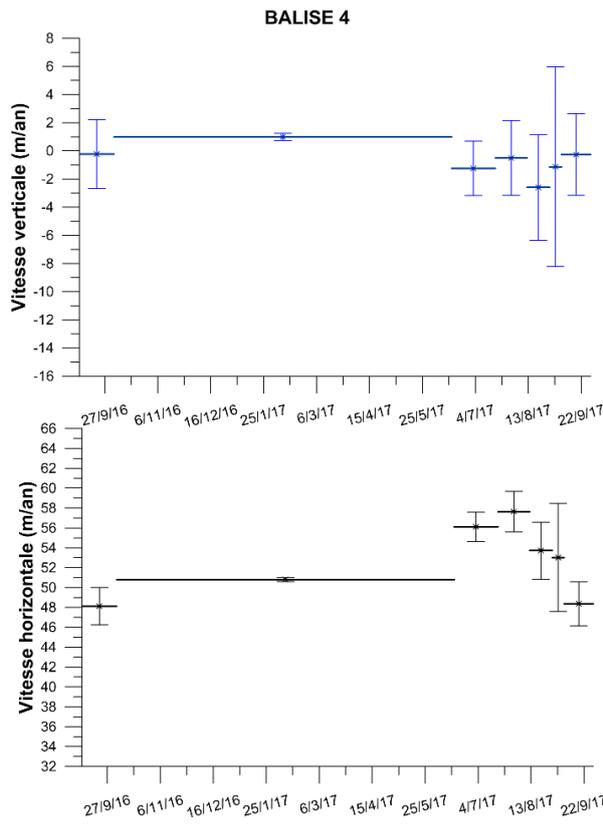


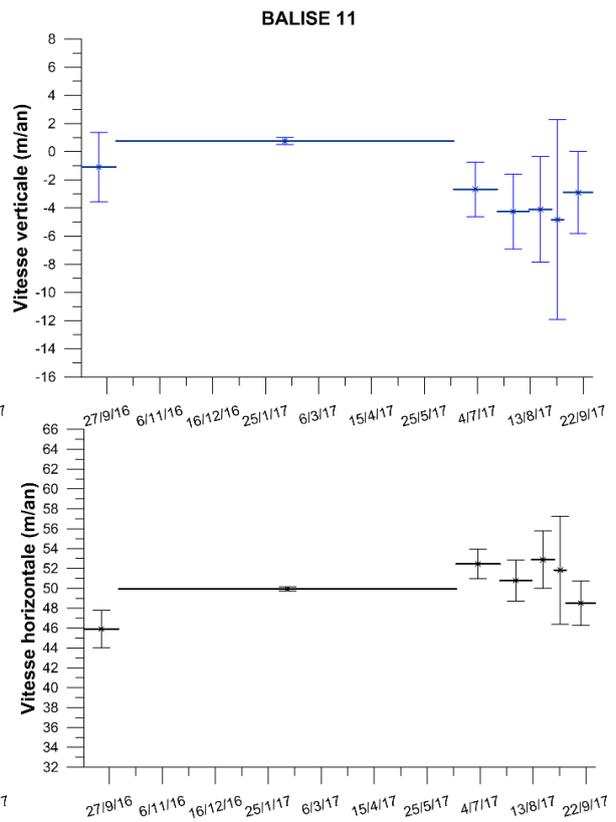
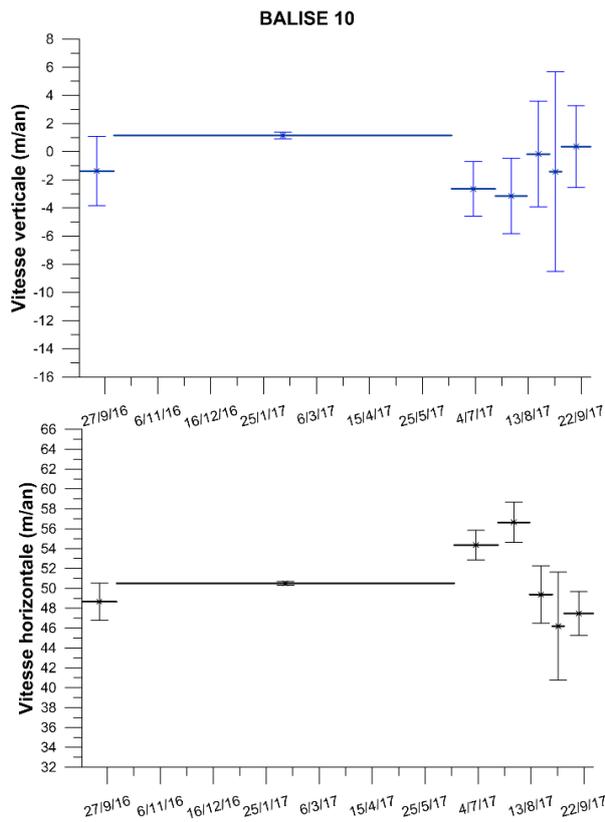
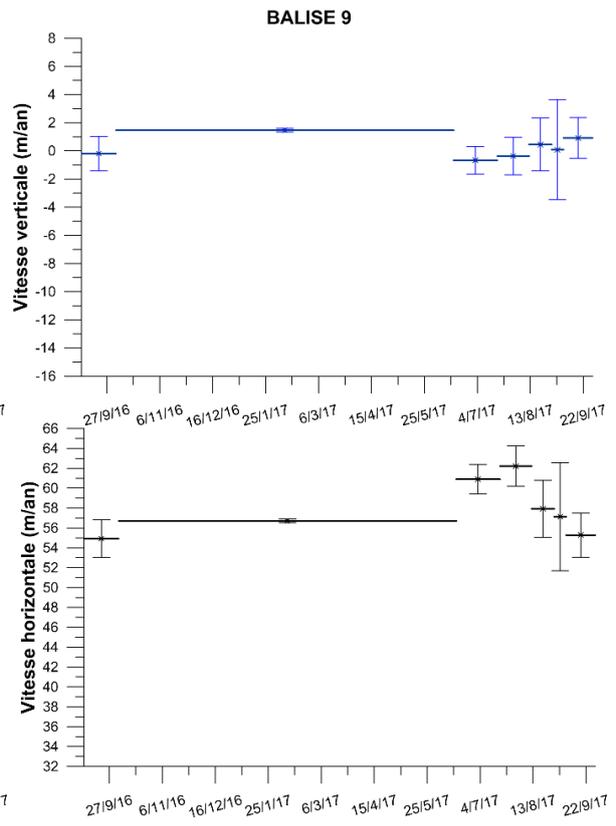
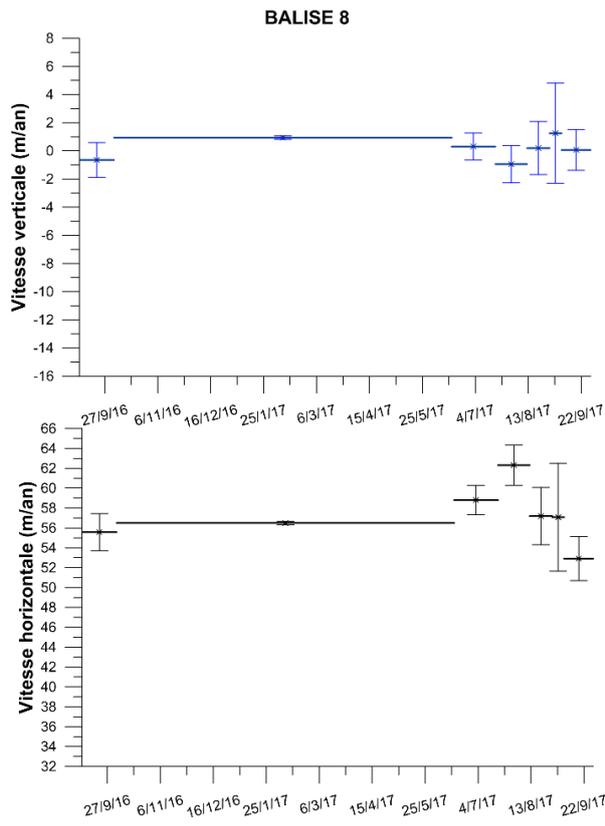
Année 2015 – 2016

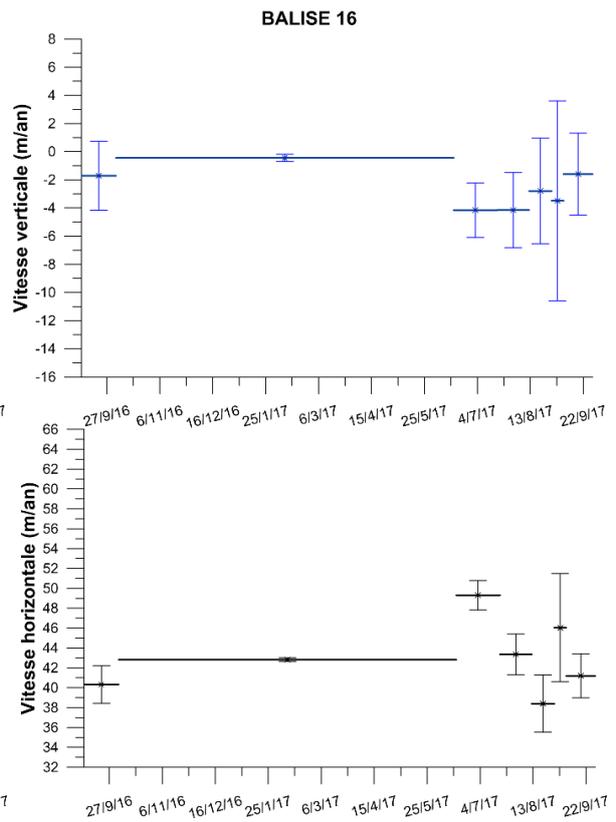
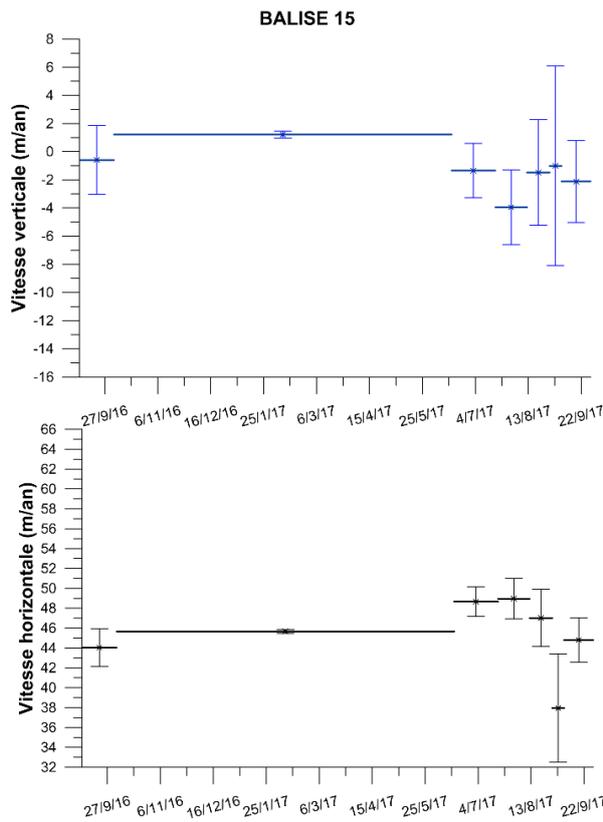
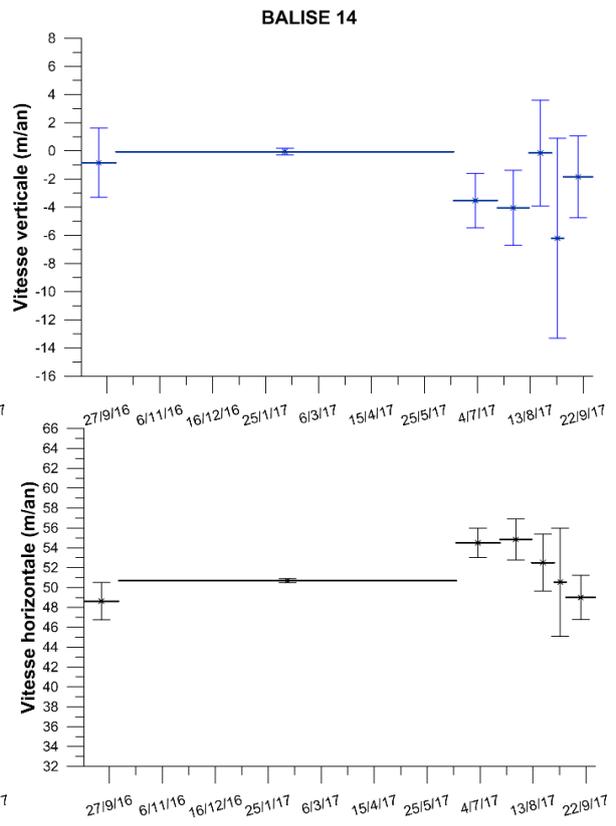
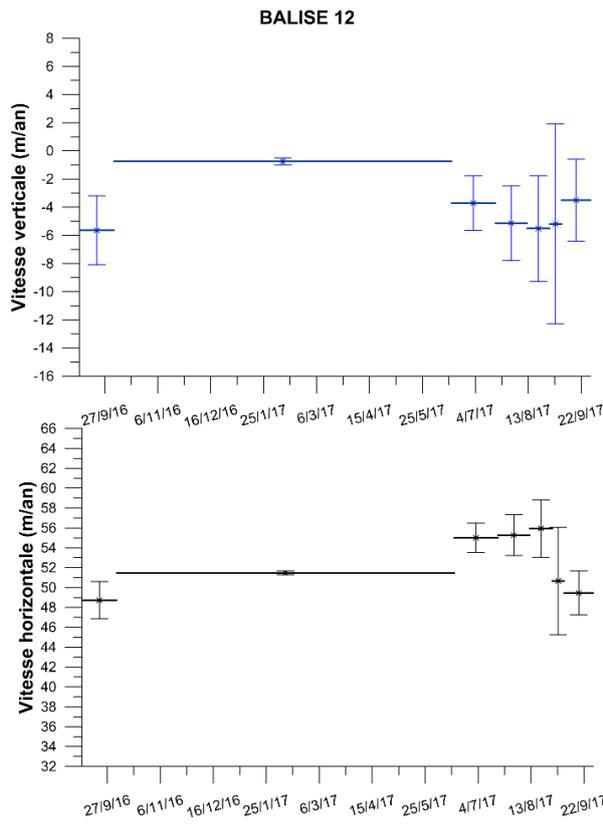


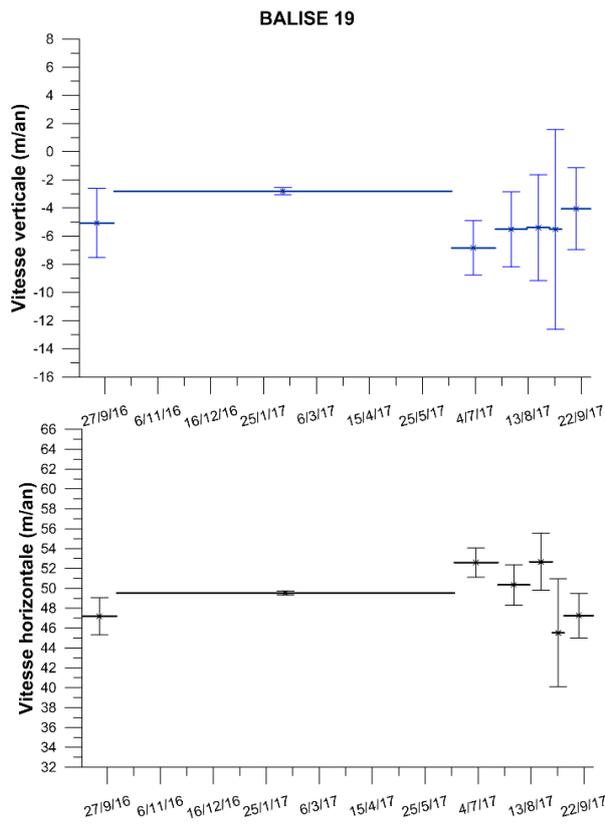
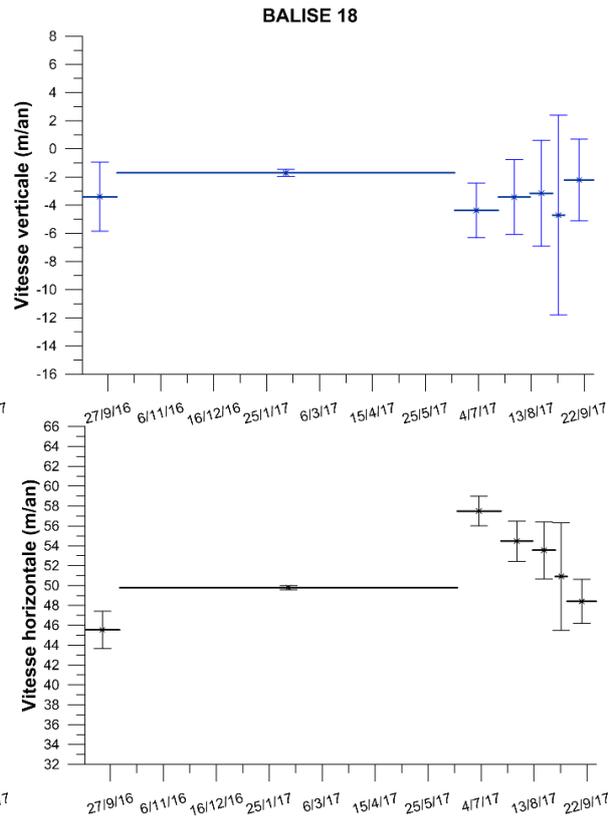
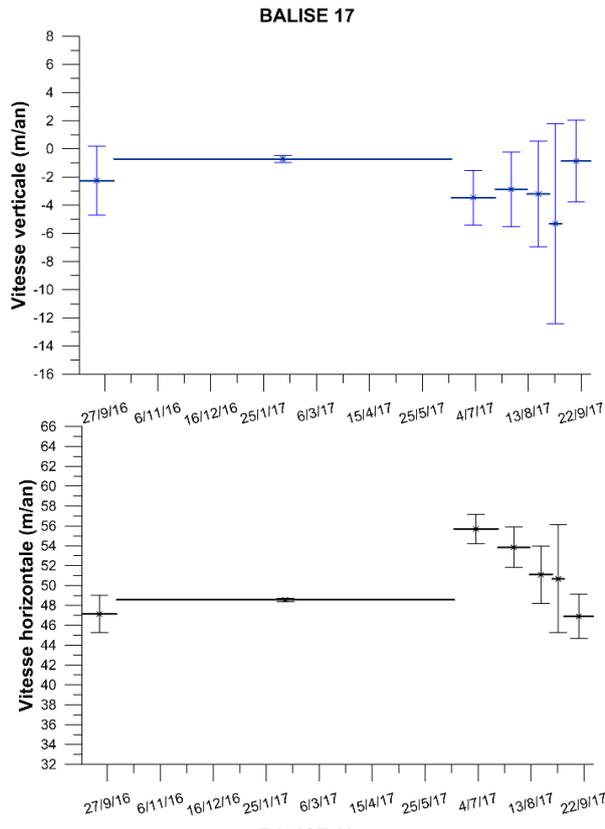
ANNEXE C) : Variations saisonnières des vitesses horizontales et verticales pour l'ensemble des balises.



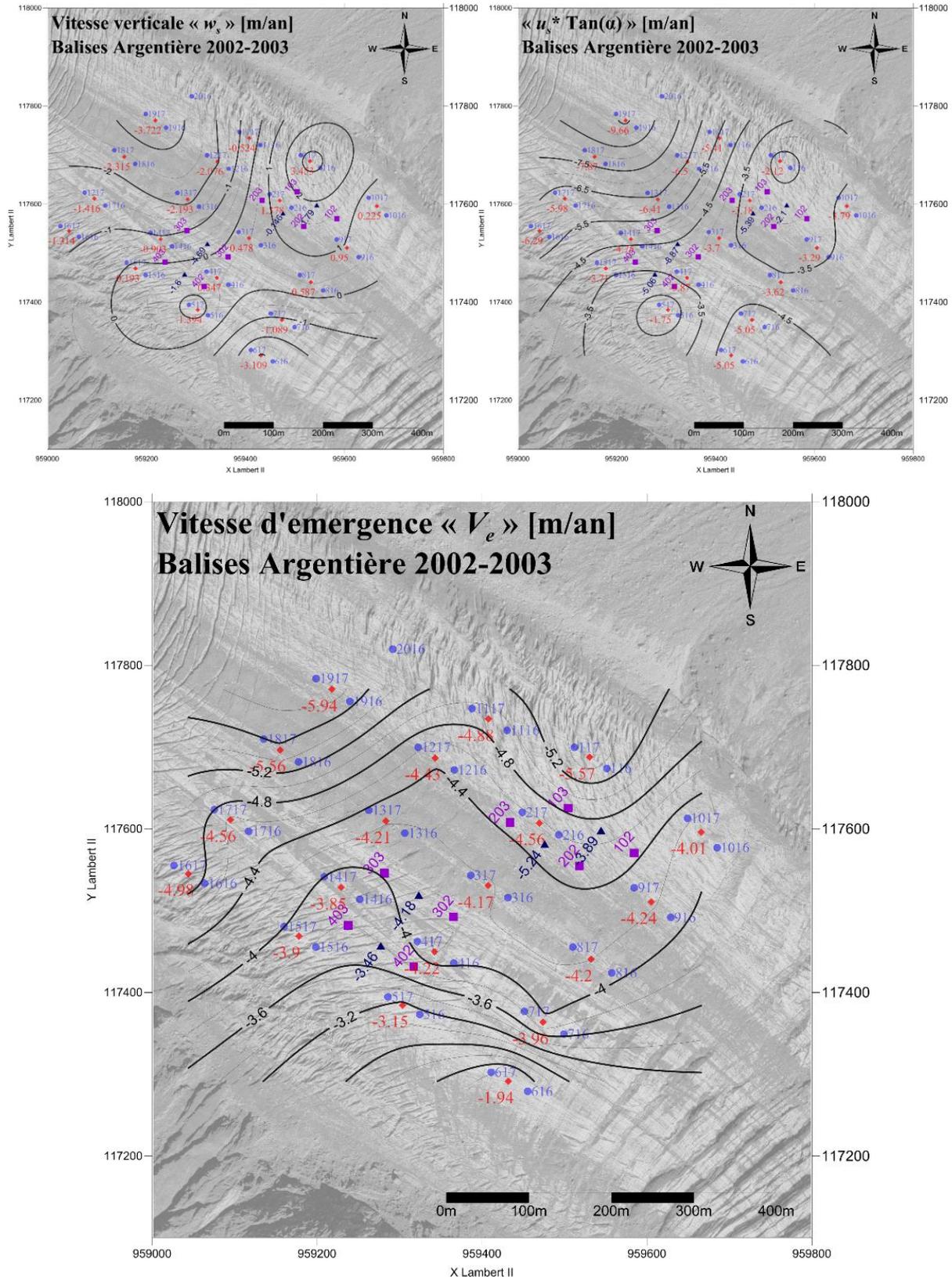


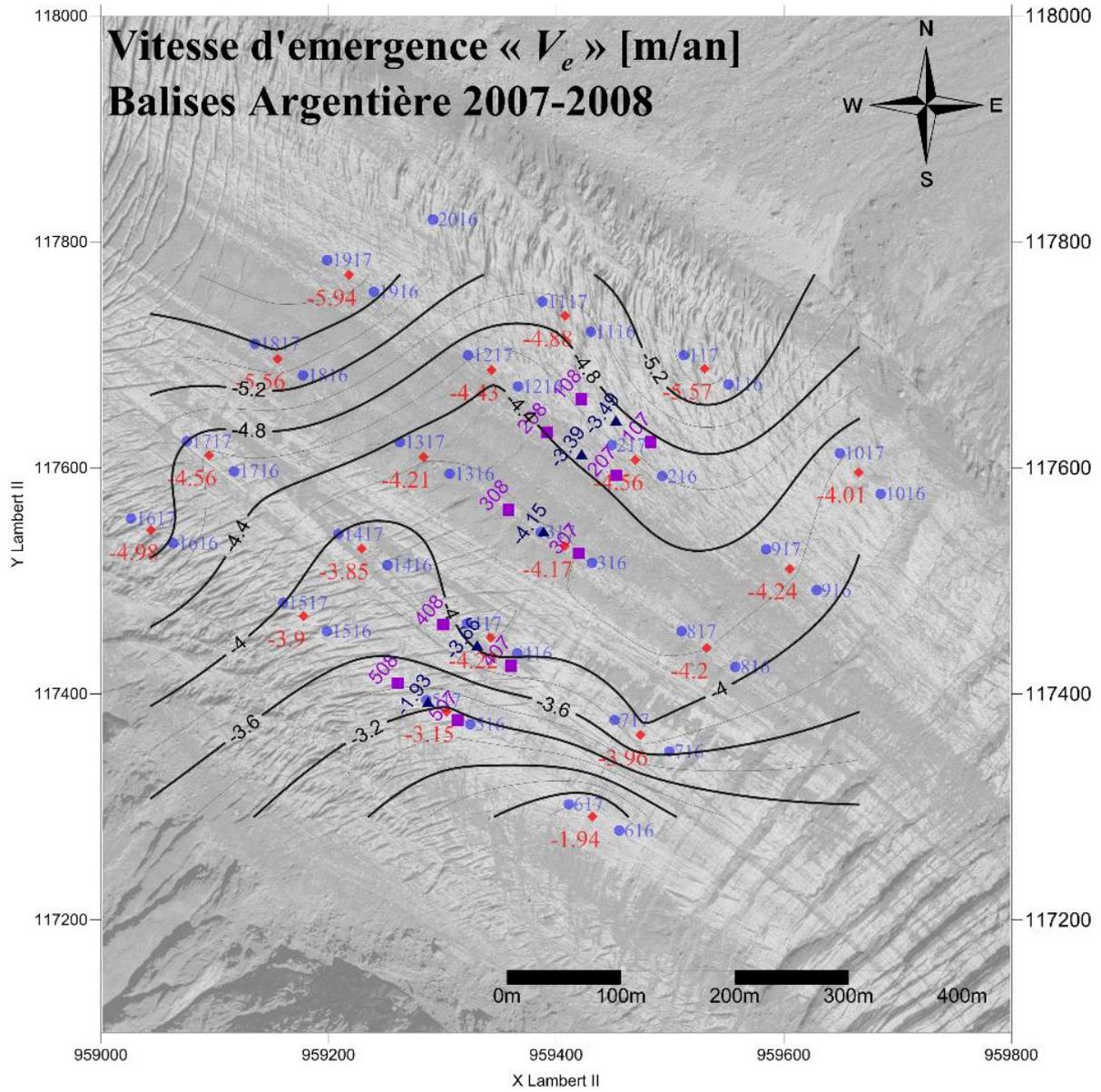
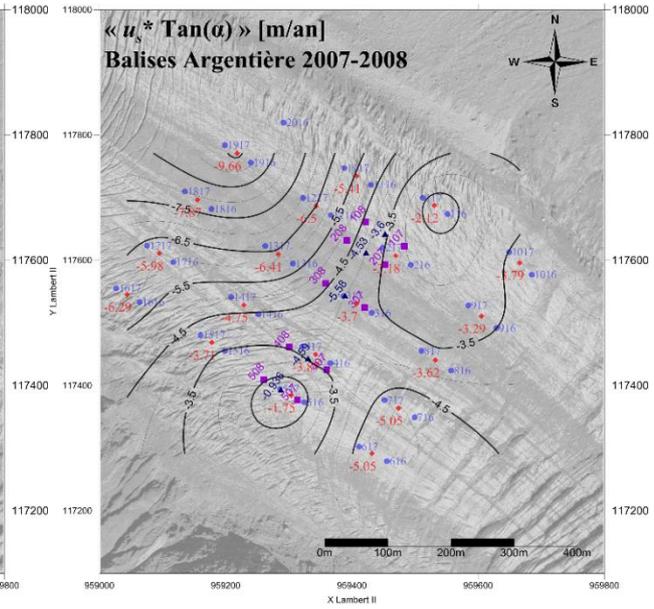
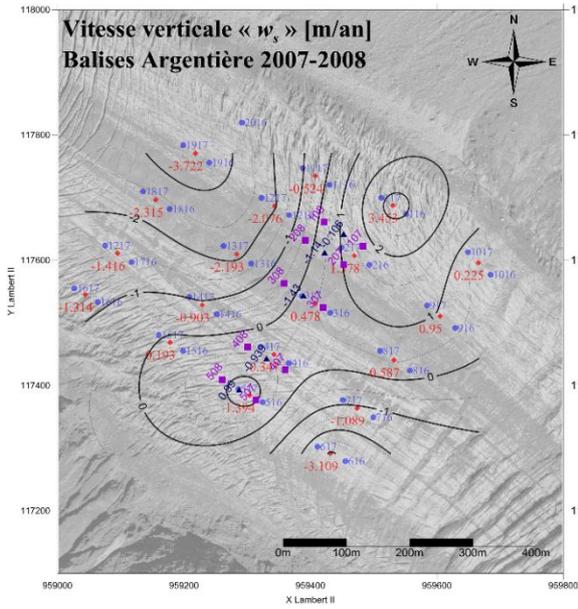


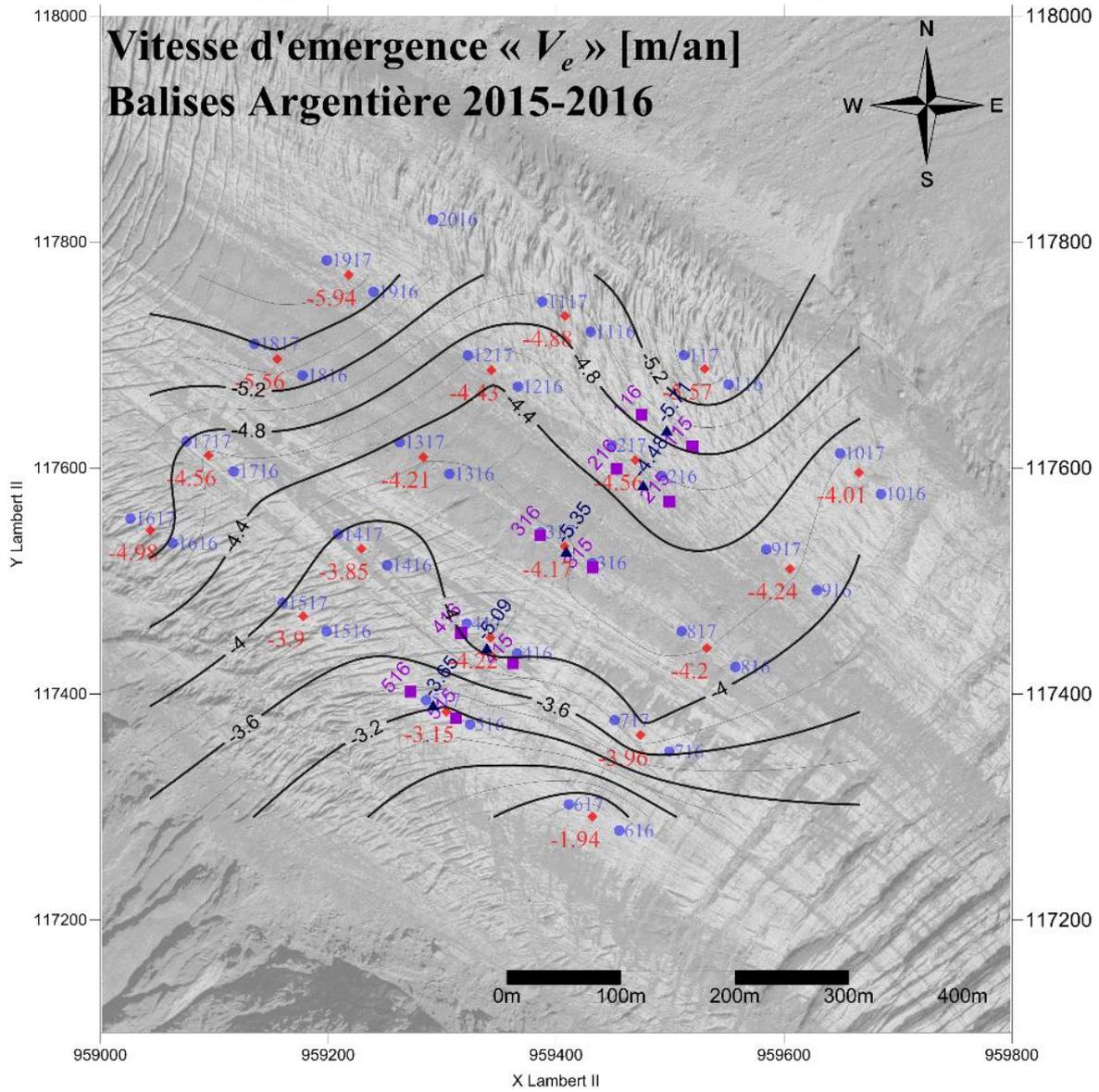
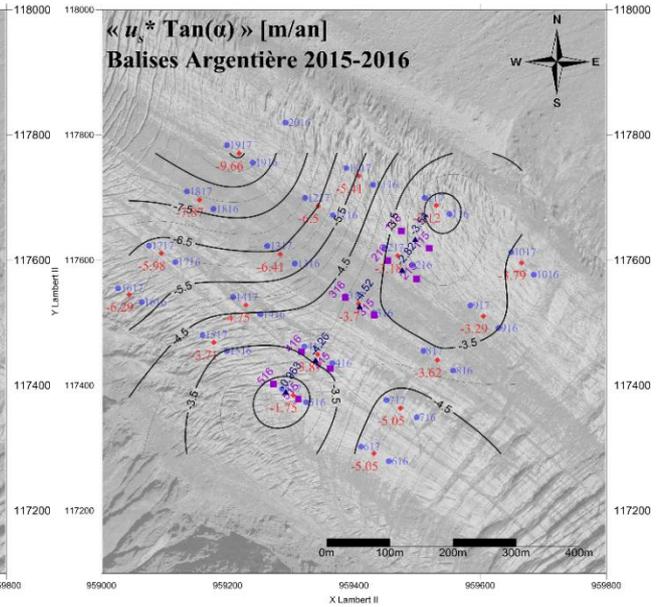
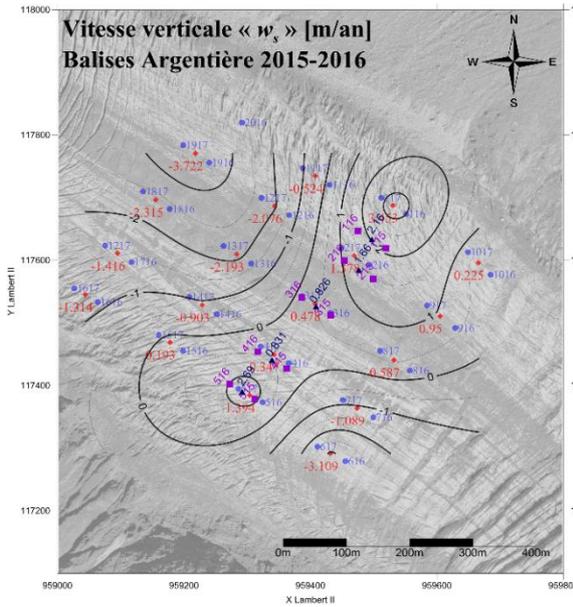




ANNEXE D) : Représentation des calculs de la vitesse horizontale (u_s), vitesse verticale (w_s) et vitesse d'émergence (V_e) pour les années 2002 – 2003, 2007 – 2008, 2015 – 2016, respectivement (en violet est reportée la position de la balise et en noir les valeurs calculées pour la période d'étude) et les calculs pour l'année de référence 2016 – 2017 (en bleu est reportée la position des balises, en rouge la valeur calculée pour la période 2016-2017).







ANNEXE E : tableau comparatif des calculs de vitesses d'émergence pour les années 2002/2003, 2007/2008, 2015/2016 et 2016/2017 pour les balises 1 – 5.

2002-2003							
ID	u_s (m/an)	w_s (m/an)	Pente tan (α)	$u_s*\tan(\alpha)$ (m/an)	Ve (m/an)	bSmesuré (m.de glace)	bScalculé (m.de glace)
BAL1	96.02	1.79	-0.02	-2.10	-3.89	-6.74	-6.16
BAL2	98.66	-0.15	-0.05	-5.39	-5.24	-7.56	-7.98
BAL3	98.14	-4.69	-0.09	-8.87	-4.18	-6.87	-7.13
BAL4	92.95	-1.60	-0.05	-5.06	-3.46	-7.17	-6.35
2007-2008							
ID	u_s (m/an)	w_s (m/an)	Pente tan (α)	$u_s*\tan(\alpha)$ (m/an)	Ve (m/an)	bSmesuré (m.de glace)	bScalculé (m.de glace)
BAL1	72.23	-0.11	-0.05	-3.60	-3.49	-5.35	-5.24
BAL2	72.55	-1.14	-0.06	-4.53	-3.39	-5.53	-5.54
BAL3	72.97	-1.43	-0.08	-5.58	-4.15	-5.74	-5.73
BAL4	69.99	-0.94	-0.07	-4.59	-3.66	-5.27	-5.40
BAL5	62.38	0.99	-0.02	-0.94	-1.93	-4.94	-4.61
2015-2016							
ID	u_s (m/an)	w_s (m/an)	Pente tan (α)	$u_s*\tan(\alpha)$ (m/an)	Ve (m/an)	bSmesuré (m.de glace)	bScalculé (m.de glace)
BAL1	52.731	2.164	-0.067	-3.542	-5.706	-5.710	-6.754
BAL2	54.431	1.658	-0.052	-2.823	-4.481	-5.150	-3.685
BAL3	54.165	0.826	-0.084	-4.523	-5.349	-5.000	-5.652
BAL4	52.856	0.831	-0.081	-4.258	-5.089	-5.020	-4.739
BAL5	46.290	2.688	-0.021	-0.963	-3.651	-4.620	-2.767
2016-2017							
ID	u_s (m/an)	w_s (m/an)	Pente tan (α)	$u_s*\tan(\alpha)$ (m/an)	Ve (m/an)	bSmesuré (m.de glace)	bScalculé (m.de glace)
BAL1	46.56	3.45	-0.05	-2.46	-5.92	-7.68	-7.67
BAL2	52.42	1.38	-0.06	-3.24	-4.61	-7.08	-7.08
BAL3	52.76	0.48	-0.07	-3.52	-4.00	-7.12	-7.13
BAL4	51.54	0.35	-0.08	-3.93	-4.28	-6.37	-6.36
BAL5	44.21	1.39	-0.04	-1.69	-3.09	-6.40	-6.39

