HAL open science

Apport de la photogrammétrie satellite pour la modélisation du manteau neigeux

César Deschamps-Berger

To cite this version:

César Deschamps-Berger. Apport de la photogrammétrie satellite pour la modélisation du manteau neigeux. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2021. Français. NNT : 2021TOU30044 . tel-03334086

HAL Id: tel-03334086

https://theses.hal.science/tel-03334086v1

Submitted on 3 Sep 2021

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.

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Présentée et soutenue par

César DESCHAMPS-BERGER

le 8 février 2021

Apport de la photogrammétrie satellite pour la modélisation du manteau neigeux

---

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Surfaces et interfaces continentales, Hydrologie**

Unité de recherche :
CESBIO - Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère

Thèse dirigée par
Marie DUMONT et Simon GASCOIN

Jury
M. Jean-Philippe GASTELLU-ETCHEGORRY, Président du jury
Mme Gabrielle DE LANNOY, Rapporteure
M. Pascal SIRGUEY, Rapporteur
M. Aaron BOONE, Examinateur
M. Jean-Marc DELVIT, Examinateur
Mme Marie DUMONT, Directrice de thèse
M. Simon GASCOIN, Co-directeur de thèse

Remerciements

Merci aux membres du jury, Gabrielle De Lannoy, Pascal Sirguey, Aaron Boone, Jean-Marc Delvit et Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry d'avoir évalué mes travaux de thèse. Un merci particulier à Gabrielle De Lannoy pour avoir accepté de sortir de sa langue quotidienne et à Pascal Sirguey pour avoir assisté à cette soutenance bien loin des horaires de bureau. Merci à Laurent Polidori et Guillaume Thirel pour leurs conseils constructifs au sein du comité de suivi de la thèse.

J'ai d'abord été attiré par la thématique et la localisation de cette thèse, toutes deux proches des montagnes. Mais j'ai surtout été convaincu par son équipe encadrante. J'ai eu la chance de pouvoir compter sur trois encadrants exceptionnels, bien conscient que c'est trois fois plus que le cas courant. Aucun désaccord n'a véritablement gêné ces trois années. Ah si, peut-être le choix de l'acronyme pour la «hauteur de neige», HS, SD, HTN...concept central mais problème heureusement surmonté. J'ai beaucoup appris en travaillant avec vous trois et toujours en me sentant encouragé et écouté, un luxe bien apprécié.

Simon, j'ai été très heureux de notre relation et de nos interactions. Tu m'as laissé de l'autonomie tout en étant disponible pour mettre les mains dans le code, réfléchir ensemble ou m'apprendre moult choses, entre autre en hydrologie. Tu m'as aussi si généreusement intégré dans tes projets, un bon moyen de me donner confiance et de m'ouvrir les yeux sur les multiples rôles que peuvent jouer un chercheur. Et tout ça, avec un calme et une bonne humeur des plus rassurants. Merci pour ces trois belles années !

Marie, je me souviens de notre première rencontre où, avec Samuel, vous m'expliquiez que le CEN était un laboratoire jeune et dynamique. Je m'étais laissé tromper par l'aspect extérieur du bâtiment mais j'ai compris depuis, combien vous aviez raison. Une bonne part du dynamisme du labo vient de ce que tu lui insuffles, un mélange de science de pointe et de rock'n roll (!) qui donne rapidement envie d'embarquer dans l'aventure. Tu as toujours su trouver le temps là où il n'y en avait clairement pas beaucoup. Alors merci, entre autres, de m'avoir accueilli, intégré et protégé des maraudes de JLD contre les visiteurs qui laissent des bureaux

vides.

Etienne, merci de m'avoir guidé dans les moments clés, du nord au sud de la Norvège, jusqu'à Toulouse où tu m'as aidé à atterrir. Non seulement tu m'as fait faire mes premiers pas avec des images Pléiades mais tu vas jusqu'à accrocher les plus belles sur les murs de ma chambre ! En plus de la science passionnante, tu sais créer et partager les moments conviviaux de la vie et même, une traversée patiente de l'Europe en train.

Mon temps a été partagé entre le CESBIO à Toulouse et le Centre d'Etude de la Neige (CEN) à Grenoble. J'ai bénéficié dans ces deux laboratoires de très bonnes conditions de travail. Un grand merci à Delphine (Toulouse), Laurence, Laura et Delphine (Grenoble) pour leur support administratif efficace. Merci aux équipes informatique du CESBIO et du CEN d'avoir pip install et résolu les tickets GLPI.

Ma thèse aurait été bien différente sans deux compagnons qui m'ont patiemment appris de leurs vastes savoirs. Arthur, Bertrand, ces travaux auraient été compliqués et bien moins agréables sans votre aide. Merci à vous deux pour le travail. Merci pour tout le reste.

Merci à l'équipe tantôt internationale, tantôt locale de cryosphéristes qui ont nourri ces travaux par des discussions, des mails et des déambulations viennoises. Joaquín, Inés, Romain, Fanny, Amaury, Wassim, Thom', merci !

Merci aux visiteurs du bureau 003, Vincent, Sylvain, Benjamin, Alaa et Joe Barré pour avoir entretenu le zen studieux requis pour travailler juste ce qu'il faut.

Que tous les membres du Centre d'Étude de la Neige soient remerciés, du rez-de-chaussée à la salle de sieste en passant par la Cafète. Trop nombreux et nombreuses pour être nommés, vous donnez une âme particulière à cette boite de béton et vous donnez envie de croire au travail d'équipe. Parmi ce bâtiment si bien habité, un merci appuyé à Matthieu, Rafife, Marion et Anne pour leur collaboration experte, patiente et amicale. Également, une mention spéciale au CORECAMA dont le sérieux et la rigueur sont des phares dans ces périodes chahutées.

Les colocs de la Toulouzen et Duboul m'ont beaucoup apporté. En souvenirs, en rencontres et en tests Covid. Dépêchez-vous d'emménager en coloc si vous vous ennuyez !

Merci à celles et ceux qui construisent des pistes de danse, y jouent de la musique et surtout, y dansent avec un bounce Lindy Hopesque !

Merci aux amis, qui rigolent encore à mes blagues et assurent le soutien et l'inspiration.
Merci à ma famille, toujours prête à m'accueillir comme un nouveau coloc. Avant de les admirer depuis l'espace, c'est à vos côtés que j'ai aimé les montagnes. Toute cette aventure, c'est beaucoup grâce à vous et encore un peu pour vous.
Et enfin, merci à Flavie avec qui on peut tout imaginer, tout réaliser et ce, dans un immense éclat de rire.

Comme le disent (presque), Big Flo et Oli (2016), cette thèse c'est un peu de moi et beaucoup des autres quand j'y pense. L'année écoulée a illustré comme ces autres sont le sel de bien des choses. Avoir pu compter sur vous toutes et tous, de près ou de loin, est un plaisir et une chance immense. Merci !

Table des matières

Table des sigles et acronymes **xiii**

Introduction générale **1**

1 Utilisation de la photogrammétrie satellite pour mesurer les changements de topographie à la surface de la Terre **13**

1.1 Calcul de cartes de changement d'élévation 14

1.2 Historique du calcul de MNE par photogrammétrie spatiale 17

1.3 L'avenir de la stéréo satellite 20

1.4 Applications à l'étude de la Terre Solide 21

1.5 Applications à la cryosphère 23

1.6 Conclusion 24

2 Cartographie de la hauteur de neige avec des images Pléiades **27**

2.1 Chaîne de production de cartes de hauteur de neige (SMASH) 30

2.2 Évaluation d'une carte de hauteur de neige Pléiades avec une carte de lidar aéroporté 37

2.3 Conclusion 81

3 Cartographie pluriannuelle de la hauteur de neige dans les Pyrénées **85**

3.1 Zone d'étude 87

3.2 Données 87

3.3 Méthode 89

3.4 Résultats 92

3.5 Conclusion 106

4 Assimilation de cartes de hauteur de neige dans un modèle spatialisé du manteau neigeux 109

4.1 Méthodes et données 112

4.2 Résultats 131

4.3 Discussion 154

4.4 Conclusion 163

Conclusion 165

Résumé 169

Abstract 171

A Annexes 191

A.1 Options du traitement photogrammétrique d'Ames Stereo Pipeline 191

A.2 Impact du filtre à 2 Ecart-Type et [-1 m ; +30 m] 192

A.3 Évaluation des MNE Pléiades à l'intersection de deux acquisitions 194

A.4 Formules statistiques pour l'étude des résidus 197

A.5 Utilisation de cartes de hauteur de neige Pléiades 198

A.6 Traitement des zones enneigées à l'ombre sur Bassiès 212

A.7 Distribution du résidu terrain stable sur Bassiès 214

A.8 Interpretation du CRPS 215

A.9 Impact de l'assimilation sur la multi-physique de Crocus 216

A.10 Sites présélectionnés pour un suivi par CO3D, future mission stéréo du CNES 218

A.11 Mesure de la HTN avec du lidar ICESat-2 219

B Glossaire **223**

Bibliographie **250**

Table des sigles et acronymes

ASO	*Airborne Snow Observatory*
ASP	*Ames Stereo Pipeline*
B/H	*ratio Base sur Hauteur*
CNES	*Centre National d'Études Spatiales*
CRPS	*Continuous Ranked Probability Score*
EEN	*Equivalent en Eau de la Neige*
ESA	*European Space Agency*
HTN	*Hauteur Totale de Neige*
MNE	*Modèle Numérique d'Élevation*
MNS	*Modèle Numérique de Surface*
MNT	*Modèle Numérique de Terrain*
NASA	*National Aeronautics and Space Administration*
NMAD	*Normalized Median Absolute Deviation*
SGM	*Semi-Global Matching*
SMASH	*Stereo MApping of Snow Height*
SMOD	*Snow Melt-Out Date*
RMSE	*Root-Mean-Square Error*
RPC	*Rational Polynomial Coefficient*

Introduction générale

Au cœur de l'hiver dans l'hémisphère nord, le manteau neigeux saisonnier couvre un tiers des surfaces émergées (hors calottes) (Figure 1). Cette vaste surface est un puissant réflecteur du rayonnement solaire et contribue ainsi au bilan énergétique de la Terre (Cohen et Rind, 1991 ; Armstrong et Brun, 2008). Les plaines d'Eurasie et d'Amérique du Nord constituent la plus grande partie des surfaces enneigées. Mais c'est dans les zones de montagnes que sont observées les plus longues durées d'enneigement annuelles causées par les fortes précipitations et les basses températures sur les reliefs (Figure 1). Dans ces zones, le manteau neigeux est un élément clef du cycle hydrologique : il régule les variations saisonnières du débit des cours d'eau. Le débit y est minimal en hiver car les précipitations sont solides et immobilisées dans le manteau neigeux. Il est maximal en fin de printemps, lorsque la fonte du manteau neigeux s'ajoute aux précipitations liquides. Ainsi, le débit des rivières et fleuves est sous influence nivale notamment dans les Pyrénées centrales (López-Moreno et García-Ruiz, 2009), les Alpes (Figure 2) (Bard et al., 2015) et l'Himalaya (Armstrong et al., 2019). Ce phénomène diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne des montagnes et que les précipitations liquides deviennent prépondérantes. L'influence nivale pourrait être amenée à décroître sous l'effet du changement climatique (Middelkoop et al., 2001 ; López-Moreno et al., 2020).

Actuellement, environ deux milliards d'êtres humains habitent des régions alimentées par la fonte du manteau neigeux (Mankin et al., 2015 ; Viviroli et al., 2020). La fonte est bénéfique pour l'exploitation hydroélectrique, l'irrigation des cultures et l'approvisionnement en eau des populations. Avant de fondre, la neige est une ressource dans les régions tournées vers le tourisme hivernal. En France, plus de 120 000 emplois dépendent de l'ouverture des domaines skiables en 2019 (Domaines skiables de France, 2019). La neige est aussi une source d'aléas lorsque la rupture brutale du manteau provoque une avalanche. Depuis 1971, une trentaine de décès dus aux avalanches est déplorée chaque année en France (Jarry, 2011). Les avalanches sont également responsables de dégâts sur les infrastructures et de perturbations sur les réseaux routiers (Leone et al., 2019). La fonte rapide du manteau neigeux sous

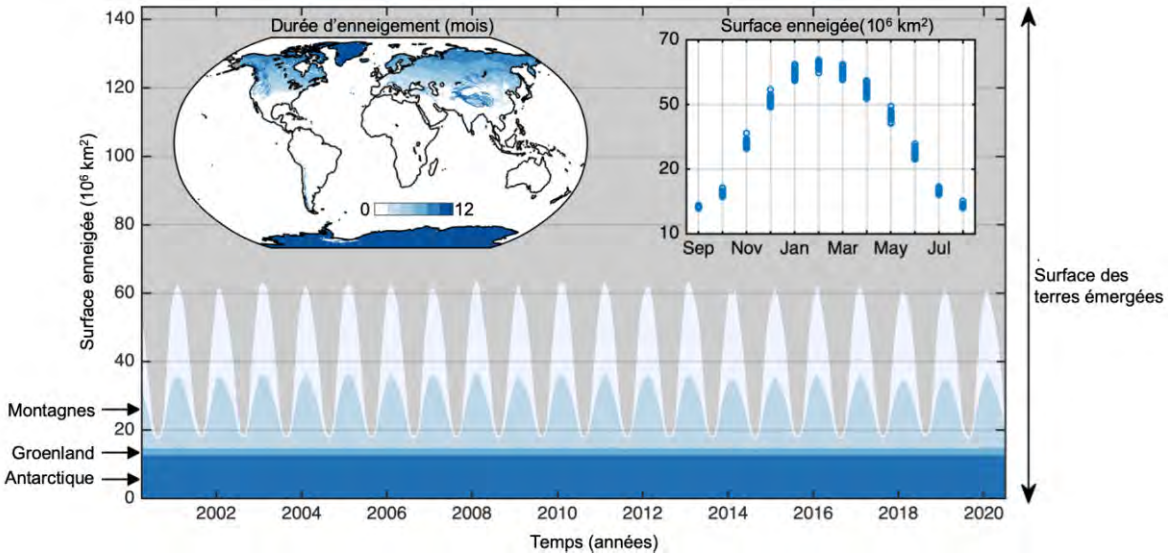

Figure 1 – Surface enneigée mondiale de 2000 à 2020. Figure réalisée par S. Gascoin à partir des données de fraction enneigée MODIS/Terra à 0.05° (produit MOD10C1). Le masque de montagne est tiré de (Viviroli et al., 2020). Les données manquantes à cause de la nuit polaire ou de nuages persistants ont été bouchées par interpolation linéaire dans la dimension temporelle.

l'effet de pluies intenses est aussi la cause d'écoulements torrentiels et d'inondations (McCabe et al., 2007 ; Berghuijs et al., 2014). En Europe, ces évènements peuvent se produire jusque tard dans l'été en raison de la persistance de neige à haute altitude comme dans les Alpes ou les Pyrénées (Blöschl et al., 2017). Enfin, les écosystèmes de montagne sont adaptés à la présence de neige. Le manteau neigeux limite la disponibilité d'eau liquide mais isole le sol, la faune et la flore de l'atmosphère froide hivernale. Par son contrôle de la disponibilité de l'eau de fonte et ses propriétés isolantes, le manteau neigeux a un impact sur le poids et la reproduction de la faune de montagne (Tafani et al., 2013 ; Bichet et al., 2016), la distribution et la productivité des espèces végétales (Inouye, 2008 ; Choler, 2015 ; Dedieu et al., 2016), la composition chimique et microbienne des sols de montagne (Edwards et al., 2007 ; Zinger et al., 2009 ; Baptist et al., 2010) mais aussi la température des sols (Freppaz et al., 2008 ; Choler, 2018) et des cours d'eau (Luce et al., 2014).

Figure 2 – Montagne enneigée et ruisseau en aval dans le massif de la Vanoise (Alpes). Le manteau neigeux contrôle les variations saisonnières du débit des cours d'eau en montagne (photo A. Rodriguez).

La masse de neige au sol est la variable qui quantifie l'eau disponible pour la fonte. Elle est aussi appelée Équivalent en Eau de la Neige (EEN) [1]. En un point, l'EEN peut se décomposer en la hauteur de neige (HTN) et la densité moyenne du manteau (ρ) :

$$\text{EEN} = \text{HTN} \times \rho \tag{1}$$

La HTN est la distance entre la base du manteau neigeux et sa surface, mesurée le long de la verticale. La densité d'un matériau est le ratio entre sa masse et son volume. La distribution spatiale de l'EEN, de la HTN et de la densité est cruciale pour estimer la ressource en eau, les propriétés thermiques du manteau et le risque avalanche (Scheizer et al., 2003 ; Lundquist et Dettinger, 2005). L'EEN et la HTN ont une forte variabilité spatiale caractérisée par une longueur de corrélation de l'ordre de la dizaine de mètres (Figure 3) (Fassnacht et Deems, 2006). La densité est moins variable spatialement que la HTN et que l'EEN (Elder et al., 1998 ; López-Moreno et al., 2013). La variabilité spatiale du manteau neigeux est contrôlée par l'interaction des processus d'accumulation (précipitations, transport par le vent, avalanche) et d'ablation (fonte par transfert thermique ou radiatif, sublimation, érosion par le vent) avec la topographie complexe et le couvert végétal varié des milieux de montagne (Deems et al., 2006 ; Lehning et al., 2008 ; Freudiger et al., 2017). Aucune méthode ne permet directement la mesure spatialisée, c'est-à-dire la cartographie, de l'EEN en montagne. Cette limite technique est l'un des défis actuels majeurs dans le champ de l'hydrologie (Dozier et al., 2016). L'EEN est mesuré ponctuellement à l'aide de carottages manuels (Clyde, 1932) ou de capteurs de pression au sol (Beaumont, 1965). Les premières cartes d'EEN en montagne ont été calculées par modélisation statistique de mesures ponctuelles (i.e. interpolation) contraintes par des variables descriptives du terrain (altitude, orientation, pente, végétation) (Hosang et Dettwiler, 1991 ; Elder et al., 1991 ; Erxleben et al., 2002). Cette approche se heurte cependant à la difficulté d'échantillonner la variabilité spatiale du manteau neigeux. L'utilisation de modèles physiques sur un domaine grillé (i.e. modèles spatialisés) qui simulent le manteau neigeux au cours du temps permet de représenter explicitement les phénomènes

1. en anglais : *Snow Water Equivalent (SWE).*

Figure 3 – Montagne enneigée dans le massif de la Chartreuse (Alpes). La hauteur de neige varie à l'échelle de quelques mètres au premier plan et à l'échelle de plusieurs dizaines de mètres sur la montagne au fond (photo A. Rodriguez).

qui modifient l'EEN (Brun et al., 1989 ; Marks et al., 1999 ; Bartelt et Lehning, 2002). Il est cependant difficile d'obtenir des forçages météorologiques spatialisés précis, pourtant nécessaires au modèle. Les méthodes de spatialisation des forçages (e.g. température de l'air, précipitations, rayonnement, vent) peinent à reproduire la variabilité complexe de ces phénomènes, encore une fois à cause de l'interaction de ces processus avec la topographie complexe du terrain. À ce jour, la méthode opérationnelle de cartographie de l'EEN en montagne la plus aboutie repose sur la combinaison de HTN mesurée par lidar (*light detection and ranging*) aéroporté et la simulation de la densité du manteau (Painter et al., 2016). La campagne de l'Airborne Snow Observatory (ASO) de la NASA produit ainsi des cartes d'EEN à une résolution de 50 m sur plusieurs centaines de kilomètres carrés deux fois par mois pendant la période de fonte. Cependant, cela nécessite de disposer de cartes de HTN précises, une donnée difficile à obtenir.

La HTN est mesurée historiquement de manière ponctuelle à l'aide d'un bâton gradué planté dans le manteau neigeux jusqu'au sol (Wilm et Collet, 1940 ; Miller, 1950 ; Helms et al., 2008). Il s'agissait de la méthode de référence pour les stations de Météo-France jusqu'en 2009 avant qu'elle ne soit remplacée par des sondes acoustiques et laser dans le cadre de l'automatisation du réseau de mesure. Les mesures manuelles sont encore utilisées lors de campagnes de terrain durant lesquelles un opérateur se déplace dans la zone d'intérêt (Elder et al., 1991 ; López-Moreno et al., 2011 ; Ayala et al., 2014). Dans des conditions idéales, la précision verticale du relevé de HTN par cette méthode est centimétrique. Mais la fréquente pénétration de la sonde dans le sol est source d'erreurs (Sturm et Holmgren, 2018). C'est pourquoi la mesure ponctuelle de la sonde d'une emprise de 1 cm est souvent renforcée par l'agrégation de plusieurs mesures proches. Ces mesures sont réalisées à pied ou à ski, le plus souvent le long d'un transect et sont rarement suffisamment denses pour produire une carte continue de HTN sans interpolation.

La cartographie de la HTN par télédétection offre l'avantage de devoir peu ou pas du tout se déplacer sur le terrain et permet de couvrir des domaines plus grands, parfois difficilement accessibles. De plus, les méthodes par télédétection ne sont pas destructives pour le manteau neigeux ce qui permet de renouveler les mesures. Les méthodes de cartographie de la HTN en montagne par télédétection reposent soit sur la mesure de la topographie avec et sans neige (lidar, photogrammétrie), soit sur la corrélation d'un signal physique avec la HTN (radar) (Tableau 1). L'utilisation du radar satellite est récente et basée sur une relation linéaire empirique entre la HTN et le ratio de deux coefficients de rétro-diffusion mesurés par Sentinel-1 (Lievens et al., 2019). Les images à la résolution initiale de 10 m sont agrégées à la résolution de 1 km. L'orbite de Sentinel-1 garantit une couverture mondiale et une revisite tous les douze jours. La résolution de 1 km ne permet pas de mesurer la variabilité spatiale typique des manteaux neigeux. De plus, l'incertitude de la mesure est plus grande en cas de neige humide, typique des conditions printanières, qu'en cas de neige sèche. Enfin, cette approche empirique n'explique pas la nature du signal observé. Les méthodes basées sur le lidar et la photogrammétrie se déclinent en fonction de la plateforme utilisée pour mesurer la

topographie. L'appareil de mesure lidar peut être installé sur un pied au sol (Prokop et al., 2008 ; Revuelto et al., 2016), sur un drone (Harder et al., 2020 ; Jacobs et al., 2020), sur un avion (Deems et al., 2013) ou sur un satellite (Treichler et Kääb, 2017). Les mesures lidar depuis le sol (scan lidar terrestre [2]) et par drone ont une précision de l'ordre de 0,1 m et une couverture de quelques kilomètres carrés. La surface couverte est étendue à plusieurs centaines de kilomètres carrés lors de mesures par lidar aéroporté. L'avantage du lidar par drone ou avion est sa capacité à mesurer la HTN sous forêt grâce à la pénétration du laser à travers la canopée. Treichler et Kääb (2017) ont utilisé les données de l'altimètre laser du satellite ICESat et un modèle numérique d'élévation sans neige externe pour mesurer la HTN sur les montagnes norvégiennes. L'acquisition le long de traces par le satellite ne permet pas d'obtenir des cartes continues de hauteurs de neige. Les mesures sont donc agrégées par bande d'élévation et ont une erreur quadratique moyenne [3] (RMSE) de 0,5 m par comparaison avec des mesures par lidar aéroporté. La photogrammétrie est la restitution de la topographie à partir de plusieurs images de la surface. Dans la méthode du *time-lapse*, plusieurs caméras sont montées sur des pieds fixes et orientées vers la même portion de terrain. Des cartes d'une résolution de 0,1 m à 0,5 m et d'une précision de 0,5 m sont obtenues sur des petites surfaces (<1 km^2) (Chakra et al., 2019 ; Filhol et al., 2019). La méthode de la *structure from motion* permet de traiter de nombreuses images acquises par des caméras mobiles (e.g. à bord d'un drone, avion, ballon). Comme le lidar, l'avion permet de couvrir les plus grandes surfaces (100 km ^{2}) avec une précision cependant moindre (∼0,25 m, Bühler et al., 2015) que le drone (∼0,1 m, Vander Jagt et al., 2015 ; Bühler et al., 2016 ; Lendzioch et al., 2019). Ces méthodes nécessitent de s'approcher de la zone d'étude pour collecter des points de contrôle, installer le matériel (lidar et caméras terrestres), piloter le drone ou l'avion. Cela complique leur utilisation dans les zones difficiles d'accès.

Récemment, la photogrammétrie satellite a été adaptée pour cartographier la HTN en montagne. Au cours de la thèse de Renaud Marti au CESBIO, une carte de HTN à une résolution horizontale de 2 m a été produite par photogrammétrie spatiale à partir d'images

2. en anglais : *terrestrial laser scanning*
3. *Root-Mean-Square Error*

stéréographiques du satellite Pléiades (Marti et al., 2016). La méthode a été étendue depuis à d'autres bassins (Shaw et al., 2019 ; Shaw et al., 2020a) et à d'autres satellites (McGrath et al., 2019). Malgré la longue histoire de la photogrammétrie à partir d'autres sources d'images, le succès de l'utilisation d'images satellites pour la cartographie de la HTN était loin d'être évident. Tout d'abord, un manteau neigeux de quelques mètres d'épaisseur est proche de la limite de la détectabilité compte-tenu de la résolution des images actuelles. L'utilisation de la photogrammétrie satellite pour des phénomènes de cette amplitude a émergé ces dernières années seulement, grâce aux satellites à très haute résolution (e.g. 0,5 m pour Pléiades, Figure 4, 0,3 m pour WorldView). De plus, la surface parfois homogène et réfléchissante de la neige peut apparaître complètement saturée ou sans contraste sur une image optique. Ces difficultés imposent le plus grand soin lors du traitement des données mais n'invalident pas la pertinence de la photogrammétrie satellite pour l'étude du manteau neigeux en montagne. Les travaux de cette thèse explorent le potentiel de la photogrammétrie satellite pour l'observation et la modélisation de la variabilité du manteau neigeux en montagne. Cette problématique a été abordée à travers deux questions principales :

1. Quels types d'erreurs entachent les mesures de hauteur de neige par photogrammétrie satellite ?
2. Connaissant ces erreurs, quelles applications en nivologie peuvent bénéficier de ces mesures ?

La présentation des travaux est divisée en quatre chapitres. Le premier chapitre présente une revue de l'utilisation de la photogrammétrie satellite en géosciences. L'utilisation de cette méthode dans plusieurs disciplines fournit de nombreuses pistes pour l'adaptation de la méthode aux spécificités du manteau neigeux. Dans le deuxième chapitre, une chaîne de traitement d'images stéréographiques Pléiades, inspirée des travaux de thèse de Renaud Marti, est détaillée. Une carte de HTN produite avec la chaîne est évaluée par comparaison avec une carte de HTN synchrone mesurée par lidar aéroporté sur un site d'étude en Californie. Cette comparaison permet de caractériser les origines et les propriétés de l'erreur d'une carte de HTN. Dans les chapitres suivants, l'intérêt des cartes de HTN est illustré à travers plusieurs applications. Dans le troisième chapitre, une série temporelle de sept cartes de HTN sur six hivers sur

un site d'étude dans les Pyrénées est présentée. Cette série d'une rare profondeur temporelle permet de mesurer le stock de neige et sa variabilité spatiale et interannuelle. Dans le quatrième et dernier chapitre, cette même série de cartes est assimilée par un filtre particulaire dans le modèle de Météo-France Crocus en géométrie distribuée. Cela constitue une méthode complète d'estimation spatialisée de l'EEN combinant mesure satellite et modélisation.

Tableau 1 – Comparaison des différentes méthodes de télédétection pour la mesure de cartes de hauteur de neige en montagne.

Méthode		Intervention terrain	Résolution	Couverture	Précision verticale	Remarques	Etudes
Lidar	au sol	X	0,1 m	<1,0 km^2	STD : 0,01-0,10 m		Prokop et al. (2008) Fey et al. (2019)...
	drone	X	0,1 m	5 km^2	RMSE : 0,1-0,2 m		Harder et al. (2020), Jacobs et al. (2020)
	avion	X	1 m	1000 km^2	RMSE : 0,1 m	Appliqué opérationnellement	Deems et al. (2006) Painter et al. (2016)...
	satellite		-	-	RMSE : 0,1 m	Etude unique Pentes <10°	Treichler et Kääb (2017)
Photogr.	au sol	X	0,1-0,5 m	0,1 km^2	STD : 0,50 m		Filhol et al. (2019), Chakra et al. (2019)
	drone	X	0,1 m	1 km^2	RMSE : 0,1 m		Vander Jagt et al. (2015) Bühler et al. (2016) Lendzioch et al. (2019)...
	ballon	X	0,1 m	2 km^2	RMSE : 0,08 m	Etude unique	(Li et al., 2019)
	avion	X	0,25 m	100 km^2	RMSE : 0,3-0,5 m		Bühler et al. (2015)
	satellite		1 m- 4 m	100 km^2	RMSE : 0,5 m–1 m		Marti et al. (2016) McGrath et al. (2019) Shaw et al. (2019) Deschamps-Berger et al. (2020)
Radar	Satellite		1 km	Mondiale	MAE : 0,31 m	Etude unique	Lievens et al. (2019)

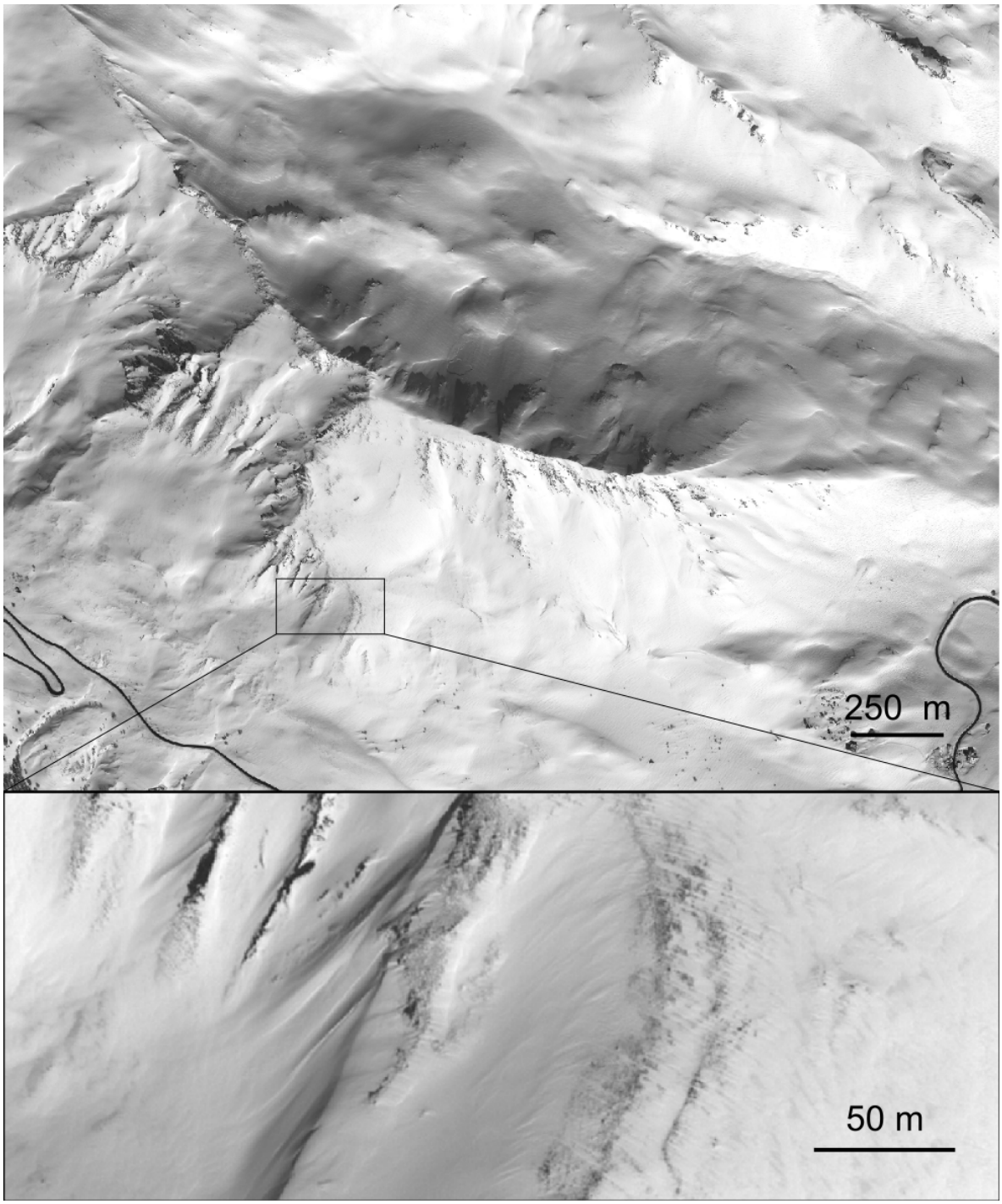

Figure 4 – Image panchromatique Pléiades à la résolution de 0,5 m au col du Lautaret (Alpes) issue d'un triplet du 16 mars 2018. En bas, crête érodée par le vent.

Chapitre 1

Utilisation de la photogrammétrie satellite pour mesurer les changements de topographie à la surface de la Terre

De nombreux processus naturels modifient régulièrement la topographie terrestre, parmi lesquels le dépôt et la fonte du manteau neigeux, les glissements de terrains, le jeu des failles tectoniques, l'écoulement glaciaire, l'érosion côtière et les éruptions volcaniques. La compréhension de ces phénomènes passe notamment par une mesure précise du changement topographique qu'ils induisent. Les satellites imageurs dotés de la capacité d'acquérir des couples d'images stéréoscopiques [1] permettent le calcul de représentations en trois dimensions de la surface de la Terre. L'accumulation au cours du temps de séries de Modèles Numériques d'Élévation (MNE) offre la possibilité d'ajouter une dimension temporelle à ces observations, ouvrant ainsi la voie à de multiples applications dans le domaine des géosciences. L'utilisation commune de la photogrammétrie spatiale dans toutes ces études permet une comparaison des traitements des images, des estimations de l'erreur et de la précision des produits malgré la diversité des phénomènes observés. Ce chapitre présente les principes de la méthode, un historique de son émergence et une revue de son utilisation en géosciences. Il a

1. Un glossaire rassemble les termes fréquemment utilisés, voir B

fait l'objet d'une publication dans la Revue Française de Photogrammétrie et Télédétection (Deschamps-Berger et al., 2019).

1.1 Calcul de cartes de changement d'élévation

1.1.1 Calcul de modèle numérique d'élévation

Les termes Modèles Numériques d'Élévation (MNE), de Terrain (MNT) et de Surface (MNS) désignent la représentation de l'élévation d'une surface sur une grille régulièrement espacée. Il s'agit d'images géoréférencées dont la valeur des pixels est l'élévation de la surface. La définition de ces termes diffère selon la nature de la surface imagée. Un MNS représente la surface incluant tous les objets présents sur le sol (végétation et bâtiments) tandis qu'un MNT représente la surface du sol nu, sans la végétation ni les bâtiments. Le terme MNE est plus général et ne précise pas quelle surface est imagée. Le terme MNE sera privilégié pour les élévations produites à partir d'images Pléiades du fait de la représentation variable de l'élévation dans les zones de forêt. Les MNE calculés par photogrammétrie satellites représentent la surface de la canopée (MNS) ou le sol (MNT) selon la présence de feuille et de neige au sol (Montesano et al., 2019).

La figure 1.1 illustre schématiquement la méthode de calcul d'un MNE grillée à partir d'images stéréoscopiques. Un n-uplet d'images stéréoscopiques (stéréo dans la suite du texte), souvent une paire ou un triplet, est constitué de n images de la même portion de terrain prises depuis des angles de vue différents. Le relief, la position du satellite, les angles de prises de vue différents, la courbure de la terre, les mouvements de la caméra génèrent une distorsion entre les images. Cette distorsion, ou parallaxe, dépend au premier ordre de la distance entre la caméra et la surface ainsi que de l'angle d'intersection des images. La parallaxe est mesurée par la mise en correspondance de sous-portions des images. Ce traitement est effectué par des logiciels de traitement d'images stéréo commerciaux (PCI Geomatica, ERDAS, SOCET SET) ou libres développés par des institutions publiques parmi lesquels Ames Stereo Pipeline

de la NASA, MicMac de l'IGN, SETSM de l'Ohio State University, S2P de l'ENS Cachan et CARS du CNES.

Le calcul des MNE peut être adapté aux spécificités du terrain (contraste, pente, rugosité) lors du choix des traitements radiométriques des images, de la détermination de leur position, du processus de corrélation et du filtrage des produits intermédiaires (voir 2.1.1). Un des paramètres important des paires d'images stéréo est le ratio base sur hauteur [2] (B/H) (Figure 1.1). La base est la distance parcourue par le satellite entre deux acquisitions et la hauteur est son altitude au-dessus du sol. Un B/H fort produit une distorsion forte des images et diminue la précision et les chances de succès lors de la corrélation des images. Cependant, il augmente la précision lors de la triangulation en diminuant l'impact des erreurs dans le traçage du rai. Avec une orbite à 690 km, les B/H de paires d'images Pléiades varient entre 0,1 et 0,4.

Il est possible de produire un MNE géolocalisé par spatio-triangulation de tous les couples d'images à l'aide de points de contrôle. Sans points de contrôles, le MNE sera localisé uniquement à partir des informations de position et d'orientation du capteur lors de l'acquisition des images, ce qui peut conduire à une précision de l'ordre de plusieurs mètres.

1.1.2 Traitement des séries de modèles numériques d'élévation

Les séries de MNE sont utilisées par simple différenciation (MNE différentiels) lorsque le jeu de données ne comporte que quelques MNE (e.g. Berthier et al., 2014) ou par analyse statistique de la tendance de chaque pixel lorsque la série est assez dense (Willis et al., 2012a). Cette dernière méthode permet d'interpoler dans le temps les changements d'élévation et donc d'agréger spatialement des cartes de changement d'élévation issues de MNE asynchrones. Ces méthodes peuvent être utilisées indépendamment de la résolution des images qui ne conditionne que la précision et donc la nature des phénomènes observés.

2. anglais : *base-to-height*

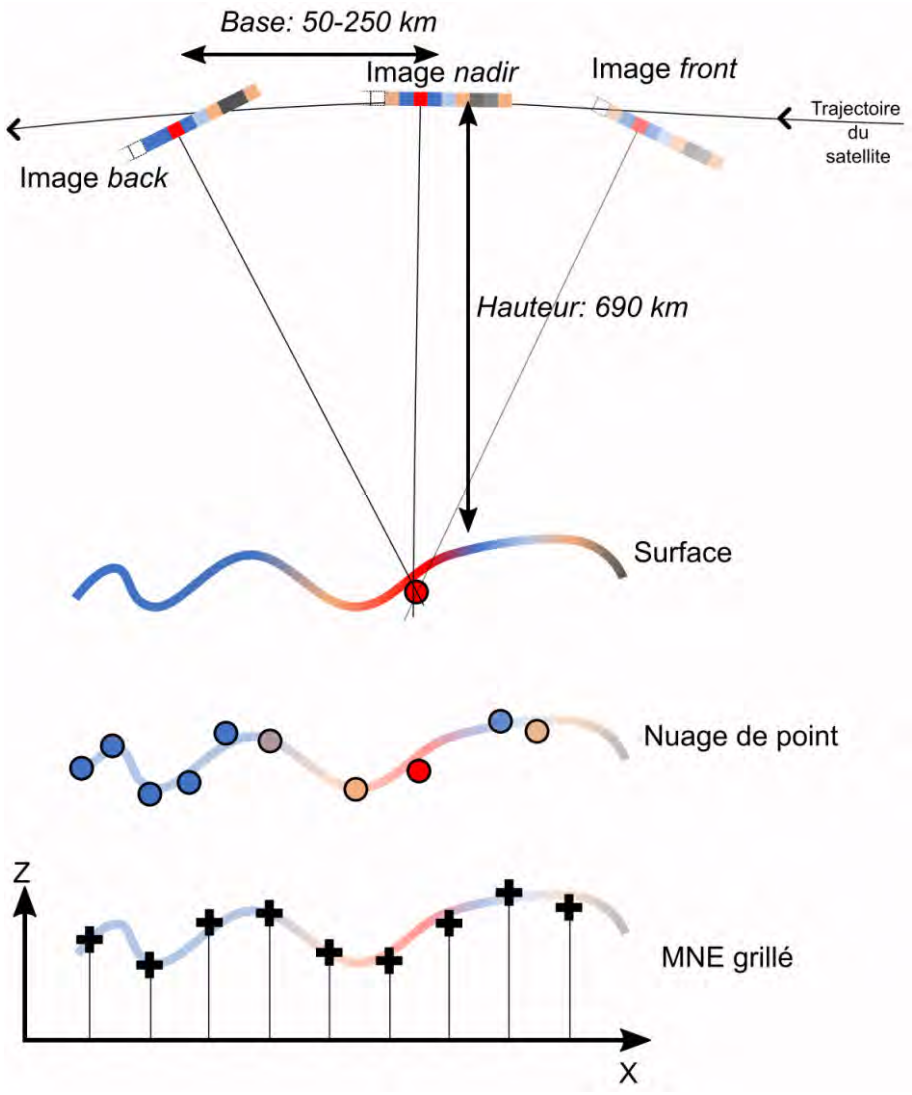

Figure 1.1 – Schéma de la méthode de calcul d'un MNE à partir d'images stéréo satellites.

Les MNE sont imparfaitement localisés à la surface de la Terre à partir des informations de position et d'orientation du capteur lors de l'acquisition des images. Il est généralement nécessaire de relocaliser de manière cohérente les MNE d'une série par une correction planimétrique avant de les différencier. La correction consiste en un recalage des MNE sur des données d'élévation de références, absolues ou relatives. La transformation utilisée est souvent une translation dans le plan horizontal suivie d'une translation verticale afin de réduire le biais résiduel. Le vecteur de recalage est déterminé sur le terrain stable, c'est-à-dire les zones où aucun changement d'élévation n'est attendu. Il peut être déterminé, entre autres, par mini-

misation de l'écart-type des différences d'élévation (Berthier et al., 2007) ou par analyse de la relation entre la différence d'élévation et l'aspect du terrain (Nuth et Kääb, 2011). La translation est ensuite appliquée à l'ensemble du MNE à recaler. Dans certaines régions, la faible disponibilité de terrain stable peut être un facteur limitant, comme en Antarctique où les surfaces non-englacées sont rares.

La correction d'erreur non-planimétrique due à des imperfections du capteur, de la connaissance de la géométrie de l'image ou de l'orbite du satellite, est parfois jugée nécessaire (Girod et al., 2017). Des erreurs corrélées à l'élévation (Berthier et al., 2007 ; Nuth et Kääb, 2011) ou des basculements (Belart et al., 2017) peuvent être corrigés si cela paraît pertinent.

1.2 Historique du calcul de MNE par photogrammétrie spatiale

1.2.1 Les débuts militaires, des données secret-défense

La naissance de la photogrammétrie satellite a bénéficié du transfert des connaissances et méthodes développées dans la photogrammétrie à partir d'images aériennes. Le développement des satellites et capteurs multispectraux a été motivé par les besoins de renseignements stratégiques américains et soviétiques. Soucieux d'estimer la capacité de frappe de leur ennemi respectif, ils s'engagent dans la voie des satellites espions imageurs dès la fin des années 1950. En février 1962, le premier satellite capable d'acquérir des couples d'images stéréo est lancé dans le cadre de la mission secrète américaine Corona (McDonald, 1995) deux ans après la première mise en orbite d'un satellite espion imageur monoscopique. D'une durée de vie de quelques jours, une centaine de satellites sont lancés jusqu'en 1972. Les films sont éjectés du satellite et captés dans leur descente en parachute par un avion affrété pour l'occasion. Une moyenne de 18 millions de km^2 par an a été imagée à une résolution de 12 m au cours des dix ans de la mission Corona (Tableau 1.1). Une fraction indéterminée de cette surface était des couples d'images stéréo. Dans la lignée de ces succès, les missions Gambit (1963-1984)

et Hexagon (1971-1986) viennent compléter les capacités d'observation de la mission Corona. Gambit permet l'acquisition d'images à une résolution inférieure à 0,5 m sur une empreinte plus réduite que Corona (Oder et al., 2012a). Les images Hexagon disposent à la fois d'une couverture plus grande, supérieure à 5 000 km^2, dépassant les capacités de couvertures de Corona (Tableau 1.1) et d'une résolution à 0,8 m meilleure que Corona (Oder et al., 2012b). Le secret n'étant pas levé sur l'utilisation précise de ces données, il est impossible de déterminer si des différences de MNE ont été calculées à l'époque. Le programme équivalent soviétique aurait rencontré ses premiers succès avec la mise en orbite du satellite imageur Zenit-2, deux ans après les débuts de Corona. Beaucoup moins d'informations sur les propriétés des images produites par ce satellite sont cependant disponibles.

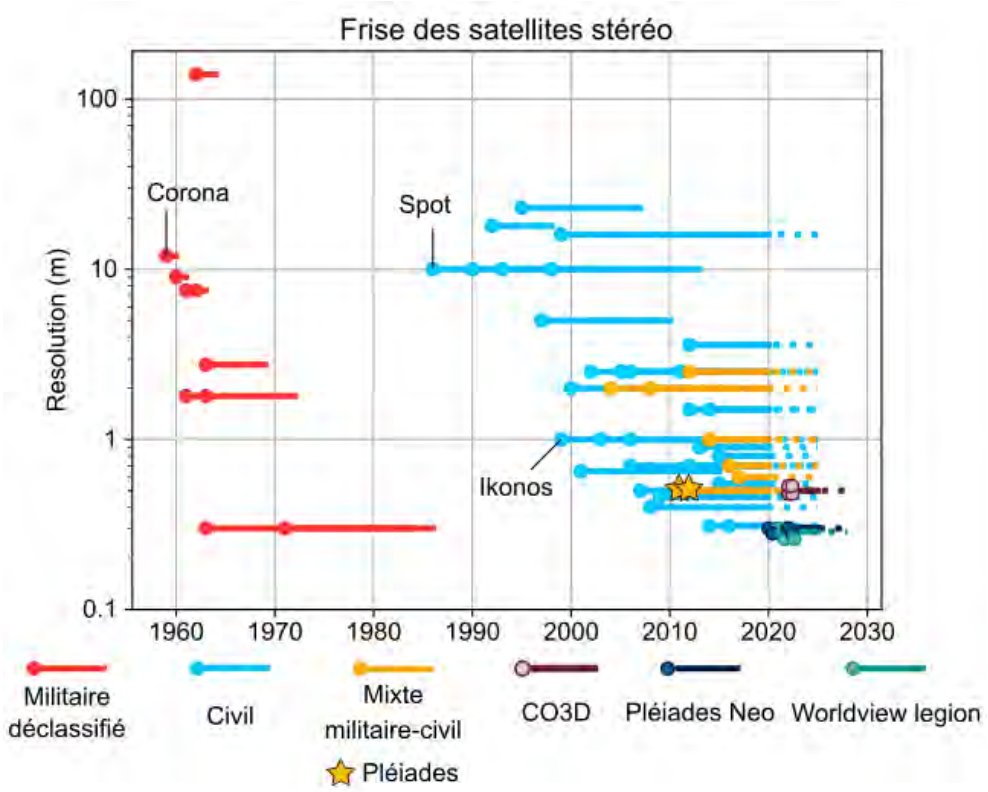

Figure 1.2 – Frise des satellites stéréo depuis la mission Corona dans les années 1960 aux missions projetées dans les années à venir.

1.2.2 Les débuts dans le civil et le foisonnement d'images actuel

Les débuts de la photogrammétrie spatiale civile seront plus lents avec les premières images stéréo exploitables prises en 1974 par la Earth Terrain Camera à bord de la station SkyLab. La NASA calculera les premiers modèles numériques d'élévation à partir de ces images l'année suivante. Les imperfections du capteur et la nouveauté du traitement de ces images aboutissent à des produits d'élévation avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) de plus de 100 m par rapport à l'élévation de points cartographiés par les méthodes conventionnelles de l'époque. Le potentiel pour les zones éloignées et difficiles d'accès est néanmoins déjà souligné (Mott et al., 1975).

La série des satellites SPOT par le CNES, lancés depuis 1986, initie véritablement l'utilisation d'images stéréo dans le civil (Vincent et al., 1987). Les images d'une même paire stéréo sont acquises sur des orbites successives par dépointage du satellite, dit « agile », perpendiculairement à l'orbite (*across-track*). Des changements de l'état de surface (déplacement de la surface par exemple lié à un glacier, changement de végétation, d'éclairement) entre les deux acquisitions séparées parfois de plusieurs jours diminuent la ressemblance entre les images et limitent leur utilisation pour la production de MNE. Les images du satellite Ikonos en 1999 permettent une amélioration de la résolution du pixel à 1 m, contre 10 m précédemment pour la série SPOT. Capable de dépointer dans toutes les directions, Ikonos fournit des paires stéréo acquises le long de la même orbite (*along-track*), à quelques dizaines de secondes d'écart, conditions plus favorables pour le calcul de MNE. Depuis 2000, le capteur ASTER à bord de TERRA a construit une archive planétaire de couples stéréo avec une résolution de 15 m grâce à deux télescopes fixes qui pointent au nadir et vers l'arrière de la trajectoire avec un angle d'intersection de 28°. Il s'agit actuellement de la seule mission dont l'acquisition d'images ne se fait pas à la demande. Entre 2002 et 2015, SPOT5-HRS a également acquis une archive globale de couples stéréo avec une résolution meilleure qu'ASTER (pixel rectangulaire de 5 m x 10 m) et une fauchée de 120 km, deux fois plus large que celle d'ASTER. L'amélioration de la résolution amène aujourd'hui quelques satellites à une résolution sub-métrique (EROS, WorldView, KOMPSAT, GeoEye, Pléiades, TripleSat). La résolution n'est cependant pas le

seul critère optimisé puisque les missions SPOT6-7, lancées en 2012 et 2014, font le choix d'une résolution moindre, 1,5 m, au bénéfice d'une fauchée assez large de 60 km contre 10-20 km pour les satellites à résolution sub-métriques. La capacité d'acquisition des satellites agiles a aussi augmenté, passant de 88 millions de km^2 par an pour le satellite IKONOS en 1999 à 450 millions de km^2 par an pour WorldView 1 en 2007 (Tableau 1.1). L'assemblage de satellites en constellations démultiplie la capacité d'acquisition par opérateur (Maxar anciennement DigitalGlobe, Airbus). Au début de 2019 plus de 25 satellites imageurs à capacité stéréo étaient en activité, dont 16 civils, 9 partagés entre militaires et civils (type Pléiades) et un nombre inconnu de satellites purement militaires (Figure 1.2). L'acquisition le long de la même orbite est désormais systématiquement privilégiée.

Tableau 1.1 – Capacité de couverture de quelques missions satellites. Pour la mission Corona (*), la couverture annuelle moyenne est calculée à partir de l'ensemble des acquisitions de la mission (McDonald, 1995) incluant un nombre non-déterminable d'images monoscopiques. Idem pour la mission Hexagon (**) pour laquelle seule la couverture des six premières années de missions, de 1971 à 1976 est disponible (Araki et Treat, 2012).

Satellite	Résolution	Période d'exploitation	Capacité de couverture en 10^6 km^2 an^{-1} Par satellite	Par constellation
Corona*	2-12 m	1962-1972	18	
Hexagon **	0,8 m	1971-1986	>150	
Ikonos	1 m	1999-2015	88	
WorldView 1	0,5 m	2007-	475	
WorldView 2	0,4 m	2009-	350	
WorldView 3	0,3 m	2014-	250	1575
WorldView 4	0,3 m	2016-2018	250	
GeoEye 1	0,4 m	2008-	250	
Pléiades 1A	0,5 m	2011-	127	254
Pléiades 1B	0,5 m	2012-	127	

1.3 L'avenir de la stéréo satellite

L'intérêt pour les satellites à capacité stéréoscopique semble se maintenir ou même s'accroître en France. La Défense française a initié le renouvellement de ses capacités d'observations satellites avec le lancement de CSO-1 en décembre 2018 qui sera suivie dans les années à venir des satellites CSO-2 et 3. Placés à différentes orbites, les satellites de cette constellation

devraient acquérir des images dans l'optique et infrarouge à « extrêmement haute résolution » (Dossier de presse « Lancement du satellite CSO-1 », 2018). Dans le civil, Airbus va compléter sa flotte avec le lancement en 2020 de quatre satellites nommés Pléiades-Neo avec une résolution de 30 cm. La compagnie Maxar, anciennement Digital Globe, prépare la relève des satellites Worldview avec la Worldview Legion, une flotte d'au moins 6 satellites avec une résolution de 30 cm. Le CNES initie quant à lui la réalisation d'une cartographie globale et à haute résolution avec le lancement d'une constellation de minisatellites CO3D à vocation à la fois civile et militaire d'ici 2022. CO3D devrait aussi permettre des acquisitions stéréo régulières sur des sites à fort intérêt scientifique.

L'augmentation et l'amélioration de l'offre d'images satellites stéréo devraient fournir dans un futur proche des séries temporelles de MNE mieux résolues temporellement et spatialement pour l'étude des phénomènes naturels à la surface de la terre. Les fournisseurs d'images (CNES, Airbus) envisagent de s'appuyer sur des services délocalisés (*cloud*) de traitement de données automatisés pour tirer parti de cette profusion de données. Pour les applications scientifiques, l'accès libre et gratuit à la donnée brute (imagerie de niveau 1A ou capteur) est fondamental pour permettre de tirer parti des progrès constants dans les méthodes de traitement des données.

1.4 Applications à l'étude de la Terre Solide

Les séries de MNE sont utilisées pour la caractérisation et le suivi temporel d'une large variété de phénomènes naturels : mouvements de terrain, failles tectoniques, volcans. Les mouvements de terrain surviennent lorsqu'une rupture mécanique au sein du sol et de son substrat provoque son écoulement qui peut être lent (quelques mètres par an) ou rapide (quelques mètres par seconde). La caractérisation de ces mouvements (volume, extension, vitesse, géologie, topographie) permet d'étudier les risques gravitaires, leurs facteurs de déclenchement ou bien encore leur contribution à la formation du relief. Les variations de topographie mesurées par MNE différentiels permettent de caractériser les volumes déplacés par des glissements

de terrain rapides (Tsutsui et al., 2007 ; Martha et al., 2010 ; Lacroix, 2016 ; Bessette-Kirton et al., 2018). L'amélioration radiométrique et de la résolution des images optiques a permis d'étudier des mouvements de terrain de plus en plus petits, de quelques centaines de milliers de m^3 en utilisant des images SPOT5 (Tsutsui et al., 2007) à quelques centaines de m^3 avec des images SPOT6/7 (Lacroix, 2016). Les volumes des glissements de terrain lents peuvent également être estimés en combinant des mesures de variation 3D de la surface et des hypothèses sur les lois de conservation des masses dans l'écoulement. Ces méthodes ont notamment été appliquées à partir de paires stéréo aériennes (Booth et al., 2013) mais seraient possibles avec des paires satellites étant donnée la résolution métrique des images utilisées dans cette étude.

Les MNE différentiels se sont également avérés très appropriés pour l'étude des édifices volcaniques, prompts à des changements rapides de forme de la surface que ce soit par écoulement de lave, dépôt de cendres ou formation d'une caldeira [3]. La disponibilité des données très haute résolution des satellites Pléiades et WorldView semble relancer l'intérêt pour la photogrammétrie spatiale (Castro et al., 2016 ; Dai et Howat, 2017) en complément de la méthode D-InSAR qui permet des calculs de déformation de la surface de l'ordre du centimètre. Les MNE différentiels ont permis de caractériser le volume des écoulements de lave (Bagnardi et al., 2016), des effondrements de caldeira (Kerle, 2002 ; Urai et al., 2007), ou d'étudier les relations entre éruptions volcaniques et intrusions du magma dans l'édifice volcanique (Castro et al., 2016). Une série de 16 MNE sur trois années réalisés à partir d'images WorldView et Pléiades a permis de suivre l'érosion rapide d'une île volcanique temporaire apparue en 2015 dans l'océan Pacifique (Garvin et Slayback, 2018).

La très haute résolution permet par ailleurs d'obtenir des images de la rupture co-sismique en 3D grâce à la réalisation de MNE avant et après un séisme. La méthode a été validée par comparaison avec des MNE lidar plus précis (Zhou et al., 2015) et utilisée ensuite pour l'étude d'un séisme de 1978 par comparaison avec un MNE aérien (Zhou et al., 2016).

3. dépression circulaire causée par l'effondrement de la chambre magmatique.

1.5 Applications à la cryosphère

Les séries de MNE sont utilisées pour mesurer les changements de formes de glaciers, couvrant de quelques de km^2 à plusieurs milliers de km^2, produits par leur écoulement ou leurs changements de masse. Le changement de volume est converti en changement de masse en supposant que la densité du matériel est connue (neige, névé ou glace) gagné ou perdu par le glacier (Bamber et Rivera, 2007 ; Huss, 2013). Les précieuses images déclassifiées des missions Corona et Hexagon ont par exemple permis le calcul des changement d'épaisseurs des glaciers himalayens depuis les années 1960 (Bolch et al., 2008 ; Bolch et al., 2011 ; Pieczonka et al., 2011 ; Pieczonka et al., 2013 ; Shangguan et al., 2015 ; Ragettli et al., 2016 ; Lamsal et al., 2017). Les séries de MNE permettent également l'observation de phénomènes transitoires de quelques km^2 d'empreinte seulement, comme la vidange et la recharge des lacs sous-glaciaires (Scambos et al., 2011 ; Flament et al., 2014 ; Howat et al., 2015 ; Willis et al., 2015), le phénomène de surge [4] (Sund et al., 2014 ; Lovell et al., 2018) ou l'effondrement de deux glaciers de montagne (Kääb et al., 2018). Les premières études ont permis de déterminer la tendance de changement de volume des parties basses des glaciers sur des périodes de plusieurs années (Berthier et al., 2004). Le foisonnement de données permet maintenant de traiter des séries pluriannuelles de MNE ce qui renforce la robustesse statistique des tendances observées (Willis et al., 2012a ; Wang et Kääb, 2015 ; Brun et al., 2017 ; Kääb et al., 2018). La forte répétitivité en région polaire, du fait de l'orbite héliosynchrone, assure des séries d'images denses dans les régions arctiques qui rassemblent 58 % des glaciers sur Terre (Pfeffer et al., 2014). Le projet ArcticDEM (*https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/*) a par exemple réussi à rassembler une bibliothèque de MNE multi-temporels calculés à partir des images des satellites Worldview (∼0,5 m) couvrant l'ensemble des terres émergées au nord de 60° N. Le potentiel de ce jeu de données est immense pour mesurer et comprendre les évolutions des glaciers et environnements périglaciaires arctiques. Depuis septembre 2018, une série de MNE aux caractéristiques similaires est également disponible sur l'ensemble du continent Antarctique (*https://www.pgc.umn.edu/data/rema/*). Depuis

4. Période d'accélération rapide et soudaine d'un glacier qui alterne avec des phases de quiescence durant lesquelles l'écoulement est normal.

l'été 2016, le CNES finance dans le cadre du Pléiades Glacier Observatory des campagnes d'acquisitions de couples stéréo Pléiades sur des glaciers références (∼20 à 40 glaciers chaque année) avec l'objectif de renouveler les acquisitions tous les six ans. Récemment, la précision verticale sub-métrique des MNE Pléiades a été utilisée pour mesurer la hauteur du manteau neigeux dans les Pyrénées (Marti et al., 2016), les Andes (Shaw et al., 2019) et sur une calotte glaciaire en Islande (Belart et al., 2017). La mesure de la hauteur de neige a également été réalisée de la même manière à partir d'images à 0,3 m de résolution Worldview-3 (McGrath et al., 2019). Cette nouvelle application est permise par l'amélioration de la résolution et de la qualité des images stéréo. La profondeur radiométrique accrue des capteurs récents (images codées sur 11 ou 12 bits contre 8 bits auparavant) et le contrôle du gain lors de l'acquisition des images permettent de palier le fort albédo et le manque de contrastes des zones enneigées.

1.6 Conclusion

Les produits d'élévation issus de la photogrammétrie spatiale permettent de mesurer précisément l'impact des phénomènes modifiant la topographie de la surface terrestre. Les principales disciplines des sciences de la Terre qui ont bénéficié de cette méthode sont la glaciologie, la volcanologie, la sismologie et la géomorphologie. La méthode s'est révélée particulièrement pertinente pour l'étude des changements de masse des glaciers. L'amélioration de la précision et de la résolution des MNE d'une part, et leur abondance d'autre part, rendent possible l'observation de phénomènes toujours plus localisés et d'amplitude toujours plus faible. Dans cette tendance, le calcul de cartes de hauteur de neige est une des applications les plus récentes de la photogrammétrie satellite. Cette approche complète les méthodes de télédétection existantes avec une résolution spatiale satisfaisant les besoins courants (∼2 m), une couverture large (∼10^2 km^2) mais une précision moindre (>0,5 m). Les spécificités du manteau neigeux demandent d'adapter les méthodes utilisées pour d'autres objets d'études. Le faible signal mesuré oblige à réduire au minimum les erreurs lors du calcul et traitement des MNE. De plus, la variabilité temporelle du manteau et la capacité d'acquisition des satellites actuels

empêchent de répéter les mesures pour les agréger temporellement et diminuer l'erreur de mesure. Enfin, la grande proportion de terrain parfois occupée par la neige complique le recalage des séries de MNE. Le chapitre suivant va permettre d'évaluer l'impact de ces limitations sur la cartographie de la hauteur de neige par photogrammétrie satellite.

Chapitre 2

Cartographie de la hauteur de neige avec des images Pléiades

De nombreux logiciels permettent le calcul de MNE à partir d'images stéréo (e.g. Ames Stereo Pipeline, MicMac, SETSM, CARS...) mais aucun outil n'est aujourd'hui disponible pour post-traiter directement les MNE et calculer une carte de hauteur de neige (HTN). Le post-traitement des MNE doit notamment assurer la bonne localisation des MNE et identifier les pixels enneigés. Chaque équipe de recherche a développé sa propre chaîne de traitement adaptée à la zone d'étude et aux données disponibles. Au cours de cette thèse, la chaîne de traitement SMASH (**S**tereo **Ma**pping of **S**now **H**eight) a été développée afin de produire des cartes de HTN à partir d'images stéréo satellites Pléiades (Figure 2.2). L'ensemble de la chaîne est basé sur des outils gratuits et open-source (*https://www.orfeo-toolbox.org/*, *https://gdal.org/*, *https://ti.arc.nasa.gov/tech/asr/groups/intelligent-robotics/ngt/stereo/*). Le principe est de comparer un MNE avec neige et un MNE sans neige tous deux calculés à partir d'image Pléiades. L'analyse et le traitement des MNE sont facilités par le calcul d'une carte d'occupation du sol à partir d'une image multispectrales Pléiades. Les produits finaux de la chaîne sont une carte de différence d'élévation et une carte d'occupation du sol qui sont combinées pour obtenir une carte de HTN.

Au début de cette thèse en 2017, seul le travail réalisé par Marti et al. (2016) proposait une évaluation de carte de hauteur de neige Pléiades par comparaison avec 442 sondages manuels et une carte par photogrammétrie par drone de 3,15 km^2. Les données de validation

ne permettaient pas d'évaluer toute la variabilité topographique d'un terrain de montagne. La taille de la sonde limite la mesure de la hauteur de neige maximale à 3 m. Cela rend impossible l'échantillonnage des fortes hauteurs de neige. Les pentes fortes n'ont pas pu être échantillonnées par mesure de sécurité pour les opérateurs. La surface imagée par le drone (3,15 km^2) est faible comparée à l'ensemble de la zone d'étude (110 km^2). Depuis, la méthode ont été évaluées sur 0,74 km^2 par lidar au sol (Shaw et al., 2019) ou sur 2107 points par ground-penetrating radar tracté par une motoneige (McGrath et al., 2019). La validation par Shaw et al. (2019) souffre des mêmes limitations que celle par drone de Marti et al. (2016). McGrath et al. (2019) ont comparé les hauteurs de neige WorldView dans des terrains accessibles en motoneige peu accidentés et sans donner de détails sur la méthode de traitement des images WorldView. Dans cette thèse, une carte de HTN calculée à partir d'images Pléiades et la chaîne SMASH a été évaluée grâce à une carte de HTN de référence mesurée par lidar aéroporté dans la Sierra Nevada, Californie, aux Etats-Unis. Quatre triplets d'images Pléiades fournissent une carte de HTN d'environ 200 km^2 un jour avant l'acquisition lidar du 2 mai 2017. L'acquisition lidar fait partie du programme Airborne Snow Observatory de la NASA (Painter et al., 2016). Cette mission a débuté en 2013 et fournit une carte de hauteur de neige chaque année environ tous les quinze jours à partir du pic d'accumulation ($\sim$1^{er} avril en Californie) sur plusieurs zones d'intérêt. Pour l'hiver 2019-2020, cinq bassins en Californie et dans le Colorado ont été couverts. Ils représentent une surface totale de plus de 5000 km^2. La précision verticale des mesures par lidar aéroporté est de l'ordre de 0,1 m (Painter et al., 2016), meilleure que la précision attendue avec Pléiades ($\sim$ 0,5 m) (Marti et al., 2016). La précision des mesures de HTN Pléiades est évaluée en supposant en premier lieu que les écarts observés proviennent uniquement d'erreurs dans les cartes Pléiades. Ce jeu de données d'évaluation exceptionnel permet également de tester l'impact de la géométrie d'acquisition des images et du traitement photogrammétrique des images sur les cartes Pléiades. Une meilleure connaissance de l'impact de ces paramètres permettrait de guider les futures acquisitions d'images stéréo et leur traitement. Les questions explorées dans ce chapitre sont :

1. Quel est l'impact de l'utilisation d'une paire ou d'un triplet d'images stéréo sur l'erreur d'une carte de HTN ?

   Une paire d'images stéréo est nécessaire pour restituer la topographie mais un plus grand nombre d'images de la même scène avec des angles de vues différentes peut également être utilisé. Le foisonnement d'images devrait améliorer la précision des MNE et augmenter leur complétude. Cependant l'ajout d'images augmente les coûts d'acquisitions pour l'utilisateur et augmente le temps de calcul des MNE. Lors de la commande d'images stéréo Pléiades, il est possible de demander une paire ou un triplet d'images stéréo.

2. Quel est l'impact du B/H (voir 1.1.1) sur l'erreur des cartes HTN ?

   Pour les satellites agiles (e.g. WorldView, Pléiades, Spot), le B/H peut être choisi par l'utilisateur parmi une gamme possible. Par défaut, les paires d'images Pléiades sont acquises avec un B/H proche de 0,2 mais peuvent être acquises avec un B/H de ∼0,1 ou ∼0,4 sur demande. Un B/H fort produit une distorsion forte des images et diminue les chances de succès de corrélation. Cependant il augmente la précision lors de la triangulation en diminuant l'impact des erreurs dans le traçage du rai (Delvit et Michel, 2016). Il n'est donc pas trivial de déterminer le B/H optimal et parait plus simple d'estimer empiriquement l'impact du B/H sur le calcul des MNE.

3. Quel est l'impact du traitement photogrammétrique sur l'erreur des cartes de HTN ?

   De nombreux algorithmes et options de traitement photogrammétrique existent et se distinguent dans leur capacité à restituer différents types de surfaces (e.g. urbain, forêt, neige). Les surfaces enneigées peuvent être difficiles à corréler car leur faible texture radiométrique fournit peu de motifs distinguables. On peut espérer améliorer la précision des MNE en sélectionnant les options adaptées aux surfaces enneigées. En particulier, l'algorithme de corrélation *Semi-Global Matching* (SGM Hirschmuller, 2005) a été implémenté récemment dans Ames Stereo Pipeline (ASP) et devrait fournir de meilleurs résultats dans les zones de faible texture (Beyer et al., 2018).

4. Comment évolue l'erreur de la HTN moyennée sur différentes aires ?

   L'erreur des cartes de HTN est souvent discutée à la plus haute résolution spatiale

permise par les données ou à des résolutions proches (Nolan et al., 2015 ; Bühler et al., 2015 ; Marti et al., 2016 ; McGrath et al., 2019). Les pixels de ces études ont un espacement compris entre 1 m et 8 m, c'est à dire une aire comprise entre 1 m^2 et 56 m^2. En pratique, les cartes de HTN sont susceptibles d'être rééchantillonnées à plus basse résolution pour être assimilées dans un modèle ou pour être comparées à d'autres cartes ou sorties de modèle (Painter et al., 2016 ; Margulis et al., 2019 ; Shaw et al., 2019). L'aire des pixels rééchantillonnés (ou super-pixels) est typiquement de l'ordre de $\sim 10^3$ m^2 et même 6,5 10^4 m^2 (espacement de 250 m) dans le chapitre 4. Lorsque la HTN est moyennée sur un bassin versant, l'aire de moyennage est encore plus grande, de l'ordre de 10^7 m^2 (10 km par 10 km). Cette problématique a été traitée en glaciologie mais jamais à notre connaissance pour des cartes de HTN.

Les sections suivantes comportent une présentation détaillée de la chaîne de traitement SMASH et de l'évaluation de la méthode par les données de lidar aéroporté en Californie. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans le journal *The Cryosphere* (Deschamps-Berger et al., 2020). SMASH a également été utilisée pour le calcul d'une série de sept cartes de HTN dans les Pyrénées (voir chapitre suivant), ainsi que de cartes dans l'archipel du Svalbard (en Annexe A.5.1), les Andes (bassin versant du Yeso, en Annexe A.5.2), les Alpes (en Annexe A.5.3) (Figure 2.1). Ces produits ont été utilisés pour calibrer la fonction qui permet d'estimer la fraction de surface enneigée dans des images Sentinel-2 (Pyrénées, Gascoin et al., 2020), pour évaluer une paramétrisation de surface enneigée en fonction de la hauteur de neige (Pyrénées et Californie, Helbig et al., 2020) et pour caractériser la distribution spatiale de la neige dans le bassin versant du Yeso (Shaw et al., 2020b).

2.1 Chaîne de production de cartes de hauteur de neige (SMASH)

2.1.1 Calcul de MNE à partir d'images stéréo Pléiades

Le calcul des MNE est effectué à l'aide du logiciel Ames Stereo Pipeline version 2.6.2 (Shean et al., 2016 ; Beyer et al., 2018), une librairie d'utilitaires pour le traitement d'images

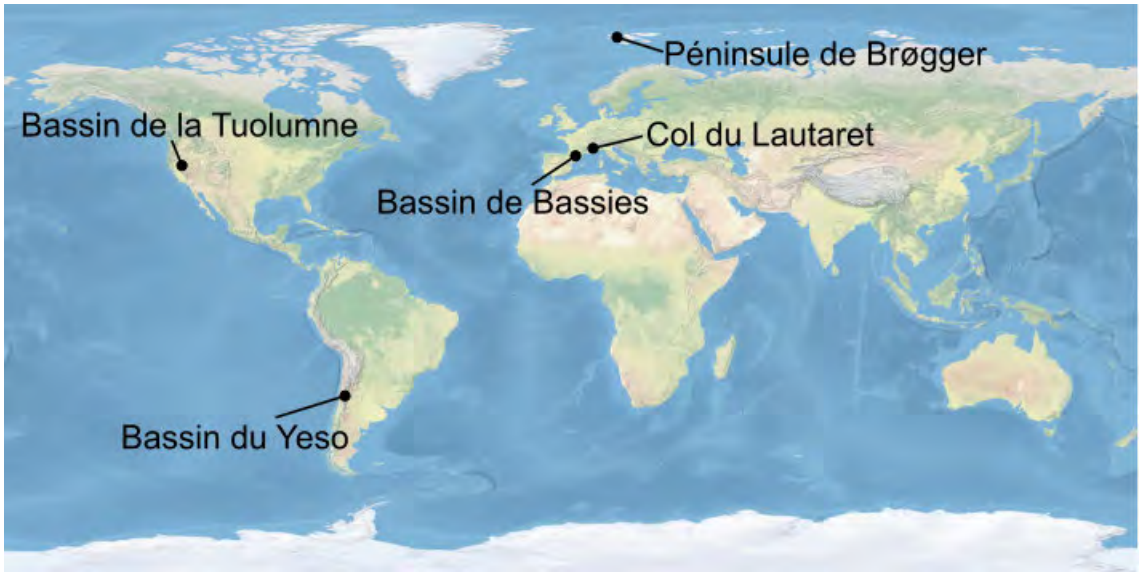

Figure 2.1 – Position des sites d'études sur lesquels des cartes de HTN ont été calculées à partir d'images stéréo Pléiades traitées avec la chaîne SMASH. Toutes les cartes du manuscrit sont orientées de sorte à avoir le nord vers le haut.

stéréo. Dans le cas d'une paire d'images stéréo, une des images de la paire est choisie comme référence. La position à la surface de la Terre (X,Y,Z) de chaque pixel de l'image de référence est calculée, générant un nuage de points. L'obtention de la position d'un pixel à la surface est possible d'une part grâce à l'identification du pixel homologue dans l'autre image de la paire et d'autre part grâce à la connaissance de la position et de la direction de visée du capteur lors de l'acquisition de chaque image (Figure 1.1). ASP réalise ces calculs en plusieurs étapes. Tout d'abord, l'orientation des images est ajustée à l'aide de l'identification automatique de points d'attachements dans les deux images (affineepipolar). Un ajustement des images par *bundle adjust* pourrait précéder cette étape. Le *bundle adjust* est conseillé par ASP et est de plus en plus utilisé pour le calcul de séries temporelles de MNE (Shean et al., 2020 ; Eberhard et al., 2021 ; Bhushan et al., 2021). Il permet d'assurer une meilleure cohérence entre les images d'une série, de rendre interprétable l'erreur d'intersection et d'éviter la co-registration pour une série de MNE ajustés ensemble. Le *bundle adjust* n'a pas été utilisé ici par simplicité et car une étape de co-registration est nécessaire en cas d'utilisation de MNE non photogrammétrique dans la série, comme dans ce cas le MNE lidar de l'ASO. La localisation initiale des images est connue grâce aux fichiers *Rational Polynomial Coefficient*

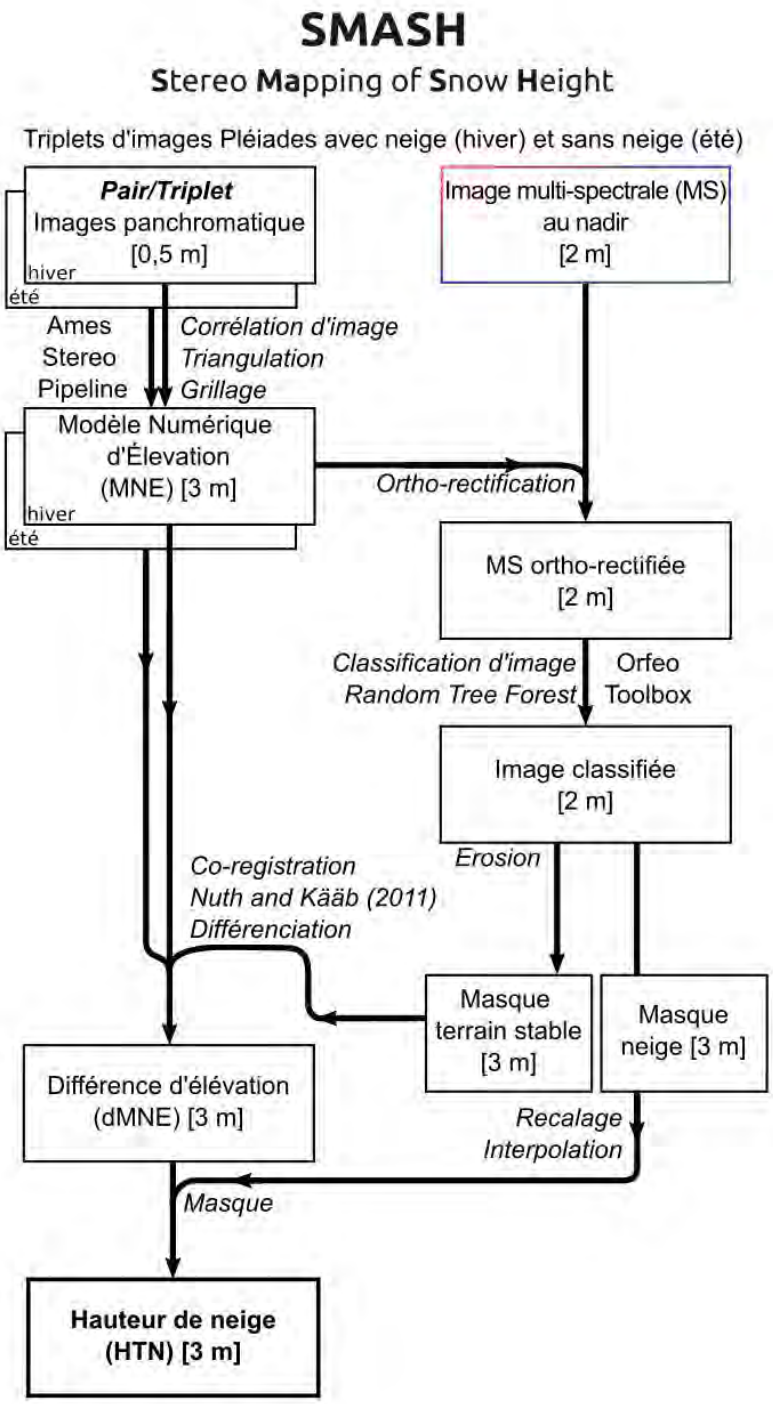

Figure 2.2 – La chaîne de production de cartes de hauteur de neige à partir d'images stéréo Pléiades (SMASH).

(RPC) fournis avec les images. Les RPC sont les coefficients d'une fonction polynomiale qui relie les coordonnées images d'un pixel (i,j) avec ses coordonnées sur la surface de la terre (latitude,longitude, élévation). A cause de la distorsion des images par le relief, un même point de la surface correspond à un pixel différent dans chaque image de la paire. Les paires de pixels homologues (i.e. représentant la même portion de terrain) sont déterminées par de la corrélation d'image. Au cours de cette étape, des sous-portions des deux images sont comparées à l'aide d'une fonction de coût qui mesure leur similitude. Cela produit une carte de disparité dont la valeur indique la distance en pixels entre un pixel dans l'image de référence et son homologue dans l'autre image. Le nuage de points est calculé par triangulation des droites passant par les deux pixels homologues. Le nuage de points est converti en un MNE sur une grille régulière par un moyennage des points contenus dans chaque pixel de la grille. Les images panchromatique et multispectrale sont projetées sur ce MNE. Le calcul du MNE à la résolution finale est réalisé en deux itérations. La première itération produit un MNE grossier à 50 m à partir des images panchromatiques en géométrie capteur parfait. La deuxième itération produit un MNE fin à 3 m à partir des images panchromatiques projetées sur le MNE grossier. Ces itérations réduisent les artefacts (Shean et al., 2016 ; Beyer et al., 2018). ASP permet également de traiter des triplets d'images en réalisant une triangulation conjointe de deux cartes de disparité calculées à partir de deux paires du triplet. L'ordre des images du triplet importe puisque la première sera utilisée pour le calcul des deux cartes de disparité. Pour plus de détails sur le processus de restitution du relief, le lecteur pourra consulter le chapitre consacré dans Delvit et Michel (2016).

De nombreuses options sont disponibles dans ASP pour adapter les calculs à la radiométrie des images (fort contraste ou non) et à la géométrie du terrain (forêt, environnement urbain, champ de neige). Seules celles utilisées dans la suite des travaux sont présentées ici. L'étape de corrélation des images qui met en relation les pixels homologues de la paire d'images est centrale et a deux variantes principales : les méthodes locales ou globales. Le corrélateur d'ASP par défaut utilise une méthode locale (*local-search*). Avec cette technique, la disparité est déterminée indépendamment pour chaque pixel. La disparité est mesurée

en optimisant la fonction de coût par une exploration systématique du voisinage du pixel (*block-matching*). Plusieurs méthodes globales basées sur la méthode du Semi-Global Matching (SGM Hirschmuller, 2005) sont implémentées dans ASP. SGM minimise l'énergie de la carte de disparité en tenant compte de la valeur de la disparité des pixels voisins (Delvit et Michel, 2016) et en pénalisant les discontinuités. SGM est censé fournir de meilleurs résultats que le *block-matching* dans les zones de l'image à faible texture radiométrique (ASP user guide, https ://stereopipeline.readthedocs.io/en/latest/, dernière consultation le 1er septembre 2020). Il est également possible de résoudre des détails plus fins avec SGM que le *local-search* du fait de la plus petite taille des fenêtres de corrélation. Plusieurs fonctions de coût peuvent être utilisées. La fonction de coût utilisée par défault avec la méthode locale est la corrélation croisée normalisée (*normalized cross correlation*). Cette fonction est plus robuste aux changements de contraste entre les images de la paire que la somme des différences absolues ou que la somme au carré (Delvit et Michel, 2016). Pour les méthodes globales, les fonctions de coût dites « non-paramétriques » qui comparent les valeurs relatives des pixels sont conseillées (Zabih et Woodfill, 1994). ASP dispose pour cela des fonctions *binary census transform* et *ternary census transform*. Ces fonctions calculent un nombre binaire pour chaque pixel par comparaison de sa valeur avec la valeur des pixels de son voisinage. La comparaison avec les 8 pixels voisins produit un nombre à huit chiffres. Pour la *binary census transform* les chiffres valent 1 si la valeur du pixel voisin est supérieure à celle du pixel central, 0 sinon. Pour la *ternary census transform*, les digits peuvent prendre la valeur 00, 01, 11, selon que leur valeur est inférieure, comprise dans ou supérieure à un intervalle centré sur la valeur du pixel central. Les valeurs binaires des pixels des images de la paire sont ensuite comparées en comptant le nombre de digits différents (distance de Hamming) (Zabih et Woodfill, 1994).

2.1.2 Calcul de carte d'occupation du sol à partir des images multispectrales

Les images multispectrales projetées sur le MNE à 3 m sont utilisées pour calculer des cartes d'occupation du sol à l'aide de la librairie Orfeo Toolbox (Grizonnet et al., 2017). L'algorithme de *random tree forest* est utilisé pour classer chaque pixel dans les catégories : neige, forêt, terrain stable ou eau. Les zones de forêt comprennent tout ce qui est interprété comme de la végétation haute. Le terrain stable correspond aux zones dans lesquelles la topographie est stable au cours du temps. Cela inclut les zones de terrains nus (roche, sol), de végétation basse (prairie) et les routes. Le jeu de données d'apprentissage est créé manuellement par interprétation de l'image panchromatique et de l'image multispectrale (Rouge, Vert, Bleu, PRoche Infrarouge) augmentées d'une bande NDVI ($\frac{PRI-R}{PRI+R}$). Le jeu de données d'apprentissage est un ensemble de polygones répartis sur l'image à partir duquel un classifieur (un modèle statistique) va apprendre à classer les pixels de l'image multispectrale (+NDVI). Le classifieur est ensuite appliqué à l'ensemble de l'image. Un classifieur est calculé pour chaque date d'acquisition. Le calcul d'un unique classifieur pour l'ensemble de la série temporelle ne fonctionnerait probablement à cause de l'absence de correction atmosphérique, des différences d'illuminations et des différences de développement de la végétation. En l'absence de données de validation indépendantes les cartes d'occupation du sol sont simplement inspectées visuellement.

Les cartes d'occupation du sol sont utilisées pour calculer des masques de neige et de terrain stable. Ces masques subissent une érosion morphologique pour éliminer les bordures des zones. Les bordures sont possiblement moins précisément classées du fait de la nature mixte des pixels dans ces zones. Pour la même raison, les îlots de moins de 30 pixels sont éliminés des masques. Ce choix est guidé par l'objectif d'obtenir un terrain stable de bonne qualité quitte à réduire sa surface.

2.1.3 Calcul des cartes de hauteur de neige à partir des MNE

Les MNE Pléiades sont géo-localisés grâce à la connaissance de l'orbite et de la direction de visée du satellite au moment de l'acquisition renseignée dans des fichiers RPC. Cette géo-localisation a une précision de quelques mètres (Lebègue et al., 2012) et est susceptible de générer des différences d'élévations entre les MNE indépendantes des changements d'élévation réels. Il est donc nécessaire d'améliorer par un recalage la localisation relative des MNE hiver et été avant de les différencier. La méthode proposée par Nuth et Kääb (2011) a été implémentée dans une fonction python qui produit un MNE recalé à partir d'un MNE mobile considéré comme mal localisé et d'un MNE de référence (immobile). Le MNE été est choisi comme référence. Il n'est pas modifié lors de l'étape de recalage et le MNE hiver est recalé et interpolé sur sa grille (fonction python scipy.interpolate.RectBivariateSpline). Le vecteur de recalage est calculé par optimisation de la relation entre la différence d'élévation, l'orientation et la composante horizontale du vecteur de recalage (Nuth et Kääb, 2011). Le calcul est effectué sur les zones de terrain stable identifiées grâce à la carte d'occupation du sol Pléiades. Les pentes inférieures à 4° sont exclues pour le calcul du vecteur horizontal car le calcul de l'orientation est entaché d'erreurs sur les faibles pentes. Le calcul du vecteur de recalage est itératif et s'arrête lorsque la dispersion de la différence d'élévation n'est plus améliorée (i.e. réduite) ou lorsque le vecteur n'est pas modifié par plus de 0.1 m. La composante verticale du vecteur est calculée comme la moyenne de la différence d'élévation résiduelle après filtrage à 3 *Normalized Median Absolute Deviation* (NMAD) du résidu. La NMAD est une mesure robuste de la dispersion d'une population, X, marquée par la présence de valeurs aberrantes et est de ce fait adaptée aux résidus de différence d'élévation (Höhle et Höhle, 2009) :

$$NMAD(X) = 1,4826 \times mediane(|X - mediane(X)|) \tag{2.1}$$

2.1.4 Ressource informatique

Les ressources informatiques requises pour le calcul d'une carte de HTN dépendent de la taille de la zone, de l'utilisation d'une paire ou d'un triplet d'images et des options de traitement. L'étape la plus longue est le calcul des MNE par ASP (fonctions ASP *stereo* et *point2dem*). Les calculs des MNE ont été effectués sur le supercalculateur HAL du CNES en utilisant 18 CPU. L'option SGM dans sa configuration optimale nécessite plus de mémoire (∼17 Go) que l'option Local-search (∼9 Go). Le temps de calcul est relativement proche pour les deux méthodes et dépend surtout de la taille de la zone (4h pour 90 km^2, 9h pour 220 km^2) et de l'utilisation d'une paire d'image (6h) ou d'un triplet (9h). Le reste de la chaîne (recalage des MNE, calcul des cartes d'occupation du sol) prend environ 2h pour l'ensemble de la zone (∼ 300 km^2). Des gains de temps seraient obtenus en tirant un meilleur parti des possibilités de parallélisation offertes par ASP et l'Orfeo Toolbox (OTB). Le code source de la chaîne est disponible sur *https://framagit.org/cesardb/SMASH*.

2.2 Évaluation d'une carte de hauteur de neige Pléiades avec une carte de lidar aéroporté

2.2.1 Site d'étude et données

2.2.1.1 Site d'étude

Le site d'étude est une portion du bassin de la Tuolumne dans la Sierra Nevada, Californie (USA) (Figure 2.3). La rivière Tuolumne irrigue une partie de la plaine agricole californienne où sont produits les deux tiers des fruits secs et un tiers des légumes consommés aux Etats-Unis (Li et al., 2017). Elle alimente également le barrage de Hetch Hetchy, principale source d'alimentation en eau de l'agglomération de San-Fransisco et ses 7 millions d'habitants. La contribution de la fonte de la neige aux écoulements de surface est estimée à 53% du total des écoulements dans l'ensemble de l'ouest américain et à 70% dans les zones montagneuses

(Li et al., 2017). La Californie a connu une période critique de sécheresse de 2014 à fin 2016 caractérisée notamment par des faibles accumulations de neige. En revanche, l'hiver 2016-2017 a battu des records d'accumulation, ce qui lui a valu le surnom de « *snow-pocalypse* »(Painter et al., 2017).

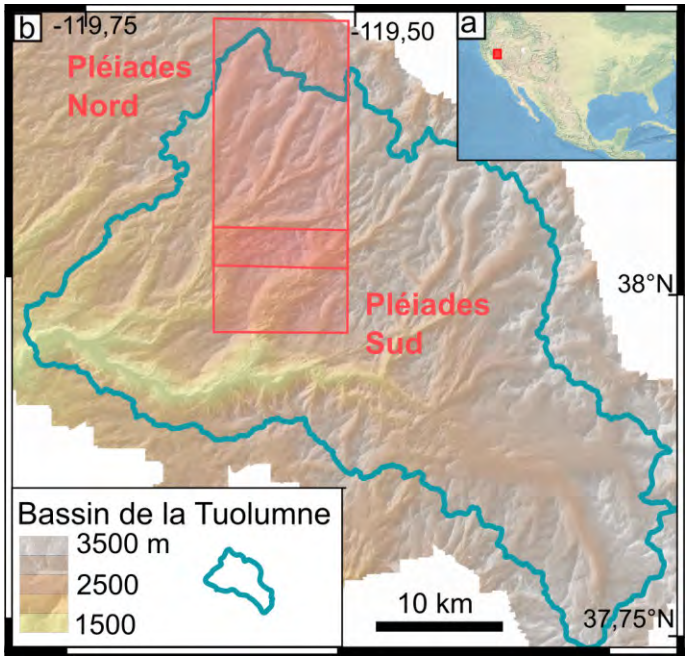

Figure 2.3 – (a) Position du bassin de la Tuolumne aux Etats-Unis. (b) Des mesures de HTN sont acquises chaque hiver pendant la période de fonte sur le bassin de la Tuolumne dans le cadre du programme de l'ASO (ligne verte). Des acquisitions Pléiades (rectangle rouge) couvrent 200 km^2 de cette région.

2.2.1.2 Données de lidar aéroporté

Le bassin de la Tuolumne est suivi dans le cadre de la campagne *Airborne Snow Observatory* (ASO) menée par la NASA (Figure 2.3). Une carte de hauteur de neige est mesurée par lidar aéroporté environ deux fois par mois pendant la période de fonte (Figure 2.4). Le lidar produit en premier lieu un nuage de points issus de la réflexion du rayon laser sur la surface (sol libre, neige) ou la végétation. La densité du nuage de points varie en fonction de l'angle d'intersection avec le sol et l'altitude entre 2 pnt.m^{-2} et plus de 10 pnt.m^{-2} (Jeff Deems, communication personnelle). Le nuage de points est filtré pour éliminer les réflexions sur la végétation et ainsi obtenir un MNT. Le MNT avec neige est comparé à un MNT sans

neige acquis le 13 octobre 2015. La carte de HTN a une résolution horizontale de 3 m pour le produit distribué gratuitement en ligne. Les 1100 km^2 du bassin de la Tuolumne sont couverts à chaque vol. Le vol de l'ASO avec neige a eu lieu le 2 mai 2017. La précision verticale des HTN de l'ASO a été estimée à partir de 80 mesures par sondage manuel lors d'une campagne effectuée avant 2016 (Painter et al., 2016). Aucun biais n'a été alors détecté et la RMSE est 0,08 m (Painter et al., 2016). Une carte de hauteur de la végétation mesurée par lidar aéroporté le 13 octobre 2015 est utilisée en discussion. Le MNS hiver n'a pas pu être obtenu auprès de l'équipe qui produit les données de l'ASO malgré plusieurs demandes. En le reconstruisant à partir du MNT été et de la carte de HTN, on suppose qu'aucun post-traitement n'est appliqué à la carte de HTN de l'ASO après différenciation des MNT.

Figure 2.4 – Vue du bassin de la Tuolumne depuis l'avion de l'ASO. La zone d'étude se situe à 30 km à l'ouest de l'image. Crédits : NASA/JPL-Caltech.

Tableau 2.1 – Détail de la série d'images Pléiades de la zone de la Tuolumne (38,02°N ; 119,53°E) .

Date	Saison	Front-nadir	Nadir-back	Front-back
2017-05-01 (nord)	hiver	0,12	0,12	0,23
2017-05-01 (sud)	hiver	0,12	0,12	0,23
2017-08-13 (nord)	été	0,11	0,11	0,22
2017-08-08 (sud)	été	0,12	0,08	0,20

2.2.1.3 Données Pléiades

Une portion du bassin de la Tuolumne de 280 km^2 a été sélectionnée pour couvrir une large gamme d'altitudes (1800 m à 3500 m) tout en augmentant les chances d'obtenir la zone en peu d'acquisitions. Un triplet d'images Pléiades avec neige a été acquis le 1er mai 2017 un jour avant un vol de l'ASO (Figure 2.5, Tableau 2.1). Le triplet a été séparé en deux par le fournisseur à cause de la forme de la zone d'acquisition. Les deux triplets ainsi produits, nord et sud, se chevauchent sur une bande de 2 km en été et 3 km en hiver. Des changements de hauteur de neige de l'ordre du centimètre sont attendus par fonte dans ce délai d'une journée, ce qui permet une comparaison directe des données ASO et Pléiades. Les triplets d'images sans neige ont été acquis le 8 août 2017 (sud) et le 13 août 2017 (nord). Chaque triplet comprend trois images panchromatiques 12 bit à 0,50 m de résolution et trois images multispectracles (rouge, vert, bleu, proche-infrarouge) à 2 m de résolution.

2.2.2 Méthodes

2.2.2.1 Calcul de carte de hauteur de neige Pléiades

Une carte de HTN est composée de quatre MNE (nord été, sud été, nord hiver, sud hiver) calculés avec la chaîne de traitement SMASH. Les MNE été sont recalés sur le MNT ASO été puis les MNE hiver sont recalés sur les MNE été recalés. Ainsi, les cartes de HTN Pléiades et ASO sont localisées de manière cohérente et la carte Pléiades est interpolée dans la grille de l'ASO. Les cartes de hauteur de neige sont calculées séparément pour la zone nord et sud puis sont mosaïquées en préservant les valeurs de la carte nord dans la zone d'intersection.

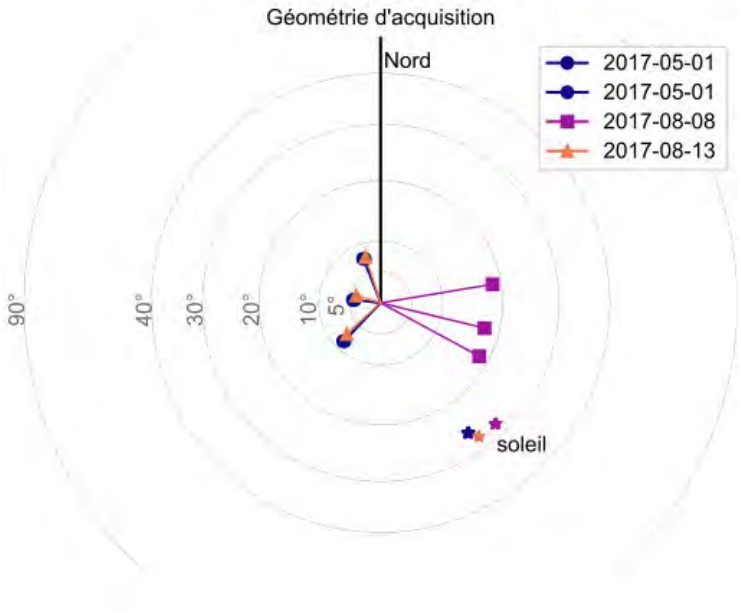

Figure 2.5 – Géométrie d'acquisition des triplets d'images sur le bassin de la Tuolumne. La scène est située au centre du graphique. La position du satellite est calculée à partir des angles *along-track* et *across-track* fournis avec les images. Les deux triplets nord et sud du 1er mai 2017 sont issus d'une unique acquisition dont les images ont été divisées en deux par le fournisseur.

Une zone de 25 km^2 au nord-est de la zone imagée par Pléiades est hors du bassin versant de la Tuolumne. Cette zone présente des discontinuités singulières dans la carte de l'ASO et est par conséquent masquée pour la comparaison. Il reste quelques zones enneigées dans les images été où la HTN ne peut pas être mesurée. Ces zones sont également masquées dans les cartes. Les valeurs de HTN Pléiades inférieures à -1 m et supérieures à 30 m sont masquées. Le minimum est fixé en sachant que la valeur minimale réelle de HTN est 0 m mais que la précision de Pléiades de l'ordre de 0,5 m peut produire des hauteurs de neige négatives. Un seuil à 0 m introduirait un biais positif sur la hauteur moyenne de neige de la zone. Le maximum est une valeur très conservative de la hauteur de neige maximale attendue dans ce genre de montagne.

2.2.2.2 Évaluation de l'impact des images stéréo et du traitement photogrammétrique

Quinze cartes de HTN sont calculées par combinaison de trois jeux d'options ASP et de cinq combinaisons d'images sélectionnées parmi les triplets. Les trois jeux d'options ASP sont sélectionnés pour évaluer l'impact du corrélateur et des fonctions de coût sur les HTN (voir 2.1.1). Le jeu d'options Local-search est celui utilisé par Marti et al. (2016). Il utilise le *block-matching* avec la fonction de coût de corrélation croisée normalisée sur des blocs de 25 pixels par 25 pixels. Les cartes de disparité sont affinées à l'aide d'une méthode affine. Les jeux d'options SGM-binary et SGM-ternary font tous deux appel au corrélateur SGM avec soit la fonction de coût *binary census transform* soit *ternary census transform*. L'étape de raffinement lors de la corrélation des images est faite avec l'option *Poly4*. La liste complète des options est disponible dans le Tableau A.1. Les images d'un triplet sont nommées *front*, *nadir* et *back* selon la direction de visée du satellite au moment de l'acquisition (Figure 1.1). A partir d'un triplet, trois paires d'images sont constituées (front-back, front-nadir, nadir-back). Le B/H des paires front-nadir et nadir-back est proche de 0,1 tandis que celui de la paire front-back avoisine 0,2 (Tableau 2.1). Deux triplets sont constitués en changeant l'ordre des images (front-nadir-back, nadir-front-back). Dans le cas front-nadir-back, deux cartes de disparités sont calculées, l'une à partir de la paire front-nadir (B/H ∼0,1) et l'autre à partir de la paire front-back (B/H ∼0,2). Dans le cas nadir-front-back, les cartes de disparité sont calculées à partir de la paire nadir-front (B/H ∼0,1) et nadir-back (B/H ∼0,1). Le dernier triplet possible (back-nadir-front) n'est pas utilisé car il traiterait des B/H similaires au cas front-nadir-back.

2.2.2.3 Évaluation des cartes

Plusieurs résidus sont calculés pour évaluer la précision de la mesure de la HTN et essayer d'identifier les sources d'erreurs. Les résidus sont soit la différence entre deux MNE (dMNE, e.g. été moins hiver, Pléiades moins ASO), soit la différence entre deux HTN (Pléiades moins

ASO). Dans tous les cas, si les deux mesures s'accordaient parfaitement, les résidus seraient nuls. Toute l'erreur mesurée est attribuée dans un premier temps aux données Pléiades. Les statistiques des résidus sont calculées séparément sur les zones enneigées et le terrain stable. Les zones sont déterminées avec la carte d'occupation du sol Pléiades en hiver.

Le résidu sur les zones enneigées (résidu HTN) est la différence entre les hauteurs de neige Pléiades et ASO (Pléiades moins ASO) (Figure 2.6). Sur la carte HTN de l'ASO, les zones sans neige ont la valeur zéro. La précision des mesures lidar ne peut donc pas être évaluée sur ces zones. Aussi le résidu sur le terrain stable est la différence entre les MNE Pléiades hiver et été. Ce résidu serait nul si la mesure de l'élévation par Pléiades était robuste et si le terrain stable était bien identifié. Pour le cas général d'utilisation de la photogrammétrie satellite dans une autre région, seul le résidu sur terrain stable est disponible pour évaluer la précision de la HTN. Il est donc particulièrement intéressant de pouvoir comparer ici le résidu sur terrain stable et le résidu HTN.

Afin de partitionner l'erreur entre le MNE été et hiver, les MNE sont également comparés individuellement aux MNT ASO. Le résidu d'élévation été est le MNE Pléiades été moins le MNT ASO été. Le résidu d'élévation hiver est le MNE Pléiades hiver moins un pseudo MNS hiver ASO. Le MNS hiver ASO réel n'est pas disponible et est approché en additionnant le MNT été et la carte de hauteur de neige ASO. Les résidus d'élévation hiver et été sont évalués sur deux zones distinctes : la zone enneigées (i.e. la même zone que le résidu HTN) et le terrain stable (i.e. la même zone que le résidu terrain stable).

La reproductibilité des mesures Pléiades est mesurée dans la zone d'intersection des MNE. Les acquisitions des images nord et sud sont séparées de quelques secondes en hiver et cinq jours en été. La différence dans la zone d'intersection des MNE Pléiades (résidu à l'intersection été ou hiver) est calculée comme la différence du MNE nord moins le MNE sud. Ce résidu permet d'évaluer la reproductibilité des mesures Pléiades. Ces résultats sont présentés en annexe pour alléger la présentation de ces travaux (Annexe A.3).

Les résidus présentés jusqu'ici sont calculés après le traitement complet par SMASH. Lorsque les différents jeux d'options ASP ou géométries d'images sont comparés, les erreurs peuvent résulter de différences dans le traitement photogrammétrique (ASP) ou de différences dans la suite de la chaîne (recalage, interpolation, masquage). En discussion, les MNE Pléiades sont comparés entre eux directement en sortie d'ASP, sans recalage, pour isoler l'effet du traitement photogrammétrique. Sans recalage, les MNE ne peuvent pas être comparés à l'ASO. Le MNE Pléiades SGM-binary+front-nadir-back est choisi comme référence.

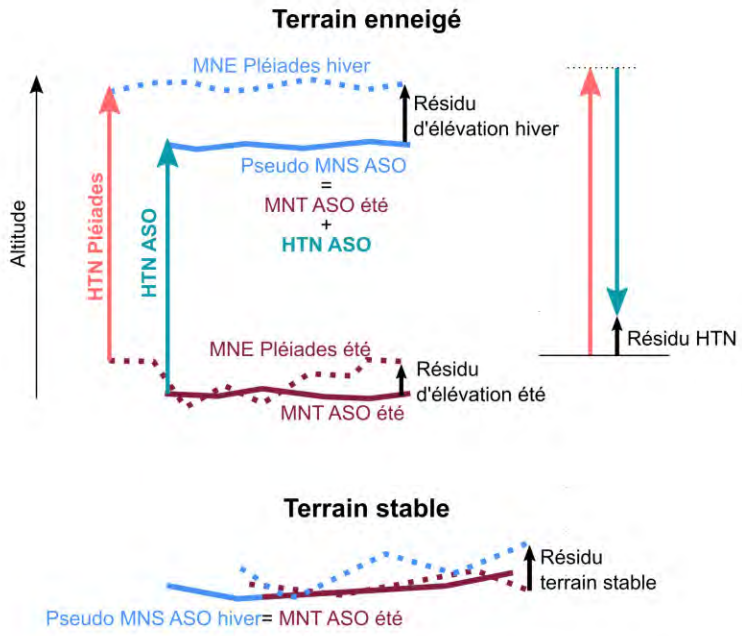

Figure 2.6 – Schéma des différents résidus utilisés pour l'évaluation des cartes de HTN. Le pseudo MNT ASO est calculé comme le MNT ASO été plus la HTN ASO. Les trois résidus sont calculés après le recalage des MNE sur le terrain stable.

La description des résidus est effectuée à l'aide de mesures statistiques calculées sur l'ensemble des points, sur les points agrégés par tranche d'altitude, de pente ou d'orientation, mais aussi sur des cartes rééchantillonnées à plus basse résolution (voir section 2.2.2.4). Sur l'ensemble des points, la RMSE est calculée pour estimer la précision de la mesure, la moyenne et la médiane pour le biais, l'écart-type et la NMAD pour la dispersion. Les mêmes mesures sont également calculées pour le résidu HTN après filtrage à 3 NMAD autour de la médiane. Ce filtre ou des variantes similaires sont parfois utilisés pour éliminer les valeurs aberrantes

(3 RMSE dans Bühler et al. (2015), 2 Ecart-type dans Eberhard et al. (2020)). La distribution statistique du résidu HTN et terrain stable est également déterminée. La distribution du résidu de dMNE est parfois supposée normale (Lacroix et al., 2015 ; Bagnardi et al., 2016 ; Shaw et al., 2019), une hypothèse pourtant fréquemment invalidée (Höhle et Höhle, 2009 ; Nolan et al., 2015 ; Marti et al., 2016 ; Redpath et al., 2018).

2.2.2.4 Évaluation d'un modèle d'erreur

Un modèle d'erreur permet de prédire l'erreur de la HTN moyennée (ou agrégée) sur une aire, A, à partir d'une carte de HTN initiale à haute résolution avec des pixels d'aire A_0. L'erreur est souvent décomposée en une part systématique et une part aléatoire spatialement corrélée, traitées séparément dans cette étude (Etzelmuller, 2000 ; Anderson, 2019).

L'erreur systématique ne dépend pas de l'aire d'agrégation, elle est uniforme dans l'espace. Elle correspond à la moyenne d'un résidu. Elle est difficile à estimer à partir du résidu sur terrain stable car celui-ci a une moyenne nulle par construction (étape de coregistration). Ici, elle peut être estimée à partir de la moyenne du résidu HTN sur l'ensemble de la zone enneigée. Elle est retranchée au résidu pour l'étude de l'erreur aléatoire.

L'erreur aléatoire est estimée par un indicateur de la dispersion d'une distribution (écart-type, NMAD). Il est difficile de prédire l'évolution de l'erreur aléatoire en fonction de l'aire d'agrégation car elle dépend de la structuration spatiale de l'erreur dans la carte d'origine, une donnée difficilement mesurable sans donnée de référence spatialisée. La corrélation spatiale de l'erreur aléatoire signifie que la similarité de l'erreur de deux pixels dépend de la distance qui les sépare. La probabilité est plus forte que deux pixels proches aient une erreur similaire que deux pixels éloignés. Si la corrélation spatiale est nulle, l'erreur est purement aléatoire. L'erreur standard aléatoire, σ_A pour une aire A est alors (Etzelmuller, 2000) :

$$\sigma_A = \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \tag{2.2}$$

où N est le nombre de pixels contenus dans l'aire A ($N = \frac{A}{A_0}$) et σ est l'erreur d'un pixel à la résolution initiale. Pour tenir compte de la corrélation spatiale de l'erreur, n est souvent réduit au nombre de pixels indépendants dans A (Nuth et al., 2007 ; Nuth et Kääb, 2011). Le nombre de pixels indépendants est déterminé en considérant l'erreur comme complètement corrélée sur une distance l_{cor} (i.e. une aire A_{cor} de typiquement 10^4-10^6 m^2 selon le site et la résolution des cartes initiales (Nuth et Kääb, 2011)). L'erreur standard aléatoire devient :

$$\sigma_A = \frac{\sigma}{\sqrt{\frac{A}{A_{cor}}}} \tag{2.3}$$

Cependant cela repose sur une hypothèse simplificatrice de la structuration spatiale de l'erreur. C'est pourquoi Rolstad et al. (2009) ont utilisé un semi-variogramme d'une carte d'erreur décrit par un modèle sphérique pour mesurer l_{cor} et déduire une fonction explicite de l'erreur aléatoire. En intégrant le semi-variogramme, ils déduisent que l'erreur aléatoire peut être calculée à partir de l_{cor} :

$$\sigma_A^2 = \begin{cases} \sigma^2 \left(1 - \frac{L}{l_{cor}} + \frac{L^3}{5\, l_{cor}^3}\right) \text{si } L \leq l_{cor} \\ \frac{\sigma^2 l_{cor}^2}{5\, L^2} \text{si } L > l_{cor} \end{cases} \tag{2.4}$$

où l_{cor} est la longueur de corrélation mesurée sur le semi-variogramme et L est la longueur d'intégration (demi-coté d'un pixel). A est l'aire d'intégration et est reliée à L ($A = 4 * L^2$). Ce résultat repose sur l'hypothèse que l'erreur est statistiquement homogène (i.e. stationnaire). L'équation 2.4 a été utilisée pour calculer l'erreur du changement de volume de glaciers ($L >> l_{cor}$) (Willis et al., 2012b ; Brun et al., 2017). Dans le cas le plus courant, l_{cor} et σ sont mesurés sur le terrain stable et supposés identiques sur les surfaces enneigées.

La carte de résidu HTN (ou carte d'erreur HTN) permet de calculer l'erreur de la HTN pour différentes aires d'agrégation (Miles et al., 2018). L'agrégation est réalisée selon deux méthodes. Dans la première méthode, dite *zombie*, le résidu HTN est moyenné dans un super-pixel uniquement s'il ne contient pas de pixels sans donnée (Figure 2.7). Les pixels sans donnée sont considérés comme des zombies qui contaminent le super pixel, le transformant en sans

donnée. Cette méthode ne permet pas de calculer des aires supérieures à $\sim 10^5$ m^2 car tous les super-pixels de taille supérieure contiennent au moins un pixel sans données. Dans la seconde méthode, *no-zombie*, le résidu est moyenné dans un super-pixel même s'il contient des pixels sans donnée. L'aire d'agrégation n'est pas égale à l'aire du super-pixel mais à l'aire couverte par les pixels valides dans le super pixel. Cela permet d'obtenir de grandes aires d'agrégation ($A > 10^5\ m^2$). Ces deux méthodes produisent deux ensembles de points qualifiés par l'aire d'agrégation et la moyenne du résidu sur cette aire. L'erreur standard pour chaque aire est mesurée par le 16e et 84e percentile. Cela correspond à un intervalle d'un écart-type autour de la moyenne pour une distribution normale. Au delà de 10^7 m^2 trop peu de points sont disponibles pour calculer ces percentiles. Pour chaque aire, l'erreur mesurée est comparée à l'erreur du modèle de Rolstad et al. (2009) (Équation 2.4). L'erreur modélisée est paramétrée par l_{cor} et σ, estimés soit à partir du résidu HTN, soit à partir du résidu terrain stable à la résolution de 3 m dans les deux cas. l_{cor} est la longueur de corrélation du semi-variogramme des résidus et σ est la NMAD des résidus. L'erreur est aussi calculée pour le cas où elle est complètement aléatoire (Équation 2.2) ou complètement systématique ($\sigma_A^2 = \sigma^2$). Cette comparaison permet de vérifier si i) le modèle d'erreur de Rolstad et al. (2009) est applicable dans ce cas et ii) si les paramètres du modèle (σ, l_{cor}) peuvent être estimés sur terrain stable en l'absence de résidu HTN.

2.2.3 Résultats

2.2.3.1 Carte d'occupation du sol

Les cartes d'occupation du sol Pléiades produisent un résultat satisfaisant d'après une simple inspection visuelle (Figure 2.8 et 2.11). Les surfaces enneigées semblent particulièrement bien délimitées. Les arbres isolés sont bien identifiés et classés en forêts malgré leur faible surface. Il y a cependant des confusions pour des pixels enneigés à l'ombre qui sont parfois classés en terrain stable ou lac (Figure 2.8). Ces confusions occupent une faible surface (ombre des arbres et des sommets) et impactent peu le traitement et l'évaluation des MNE grâce à

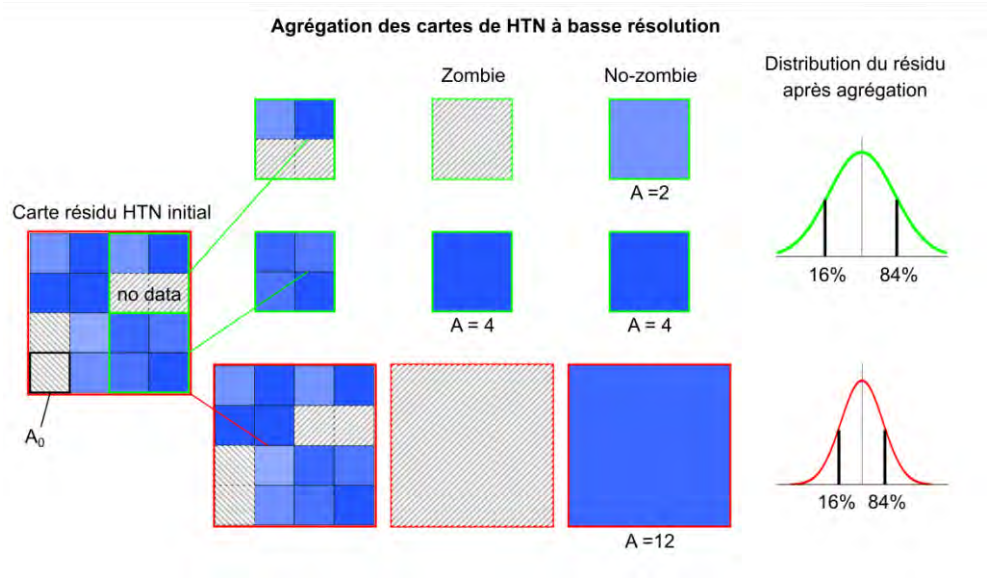

Figure 2.7 – Schéma des méthodes d'agrégation du résidu HTN pour le calcul de l'erreur.

l'érosion du masque de terrain stable. La surface des forêts est très variable et est multipliée d'un facteur deux entre l'hiver (17 km^2) et l'été (40 km^2) (Figure 2.9). Cela semble s'expliquer par la présence de buissons qui sont recouverts de neige en hiver ou bien d'arbres classés en terrain stable en hiver car l'absence de feuillage laisse mieux voir le sol qu'en été. Une partie de l'écart de surface de forêt vient également de l'angle *across-track* plus grand pour l'image été sud (Figure 2.5) qui donne une plus grande surface à chaque arbre au détriment du sol. La surface enneigée est de 206 km^2 en hiver et 11 km^2 en été. Après érosion morphologique de la surface enneigée et retrait d'une portion hors du bassin couvert par l'ASO, 138 km^2 sont disponibles pour l'évaluation des HTN. Le terrain stable en hiver couvre 27 km^2 (5 km^2 après érosion).

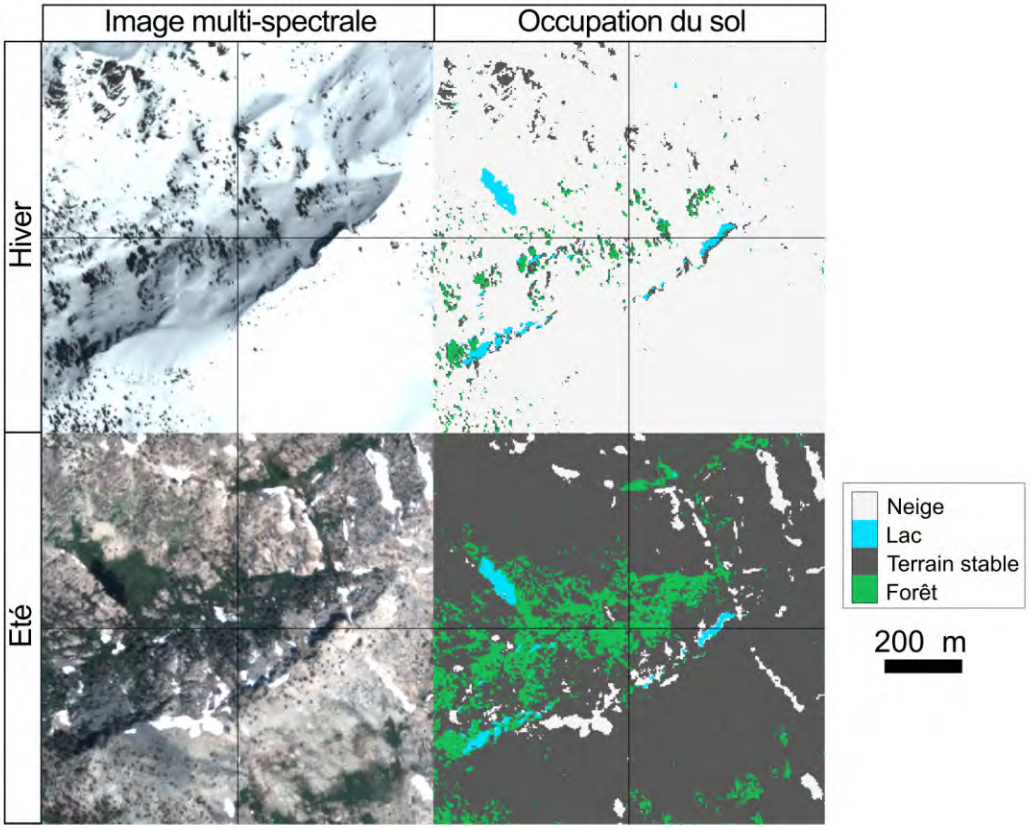

Figure 2.8 – Détail des images multispectrales (gauche) et cartes d'occupation du sol (droite) hiver (haut) et été (bas).

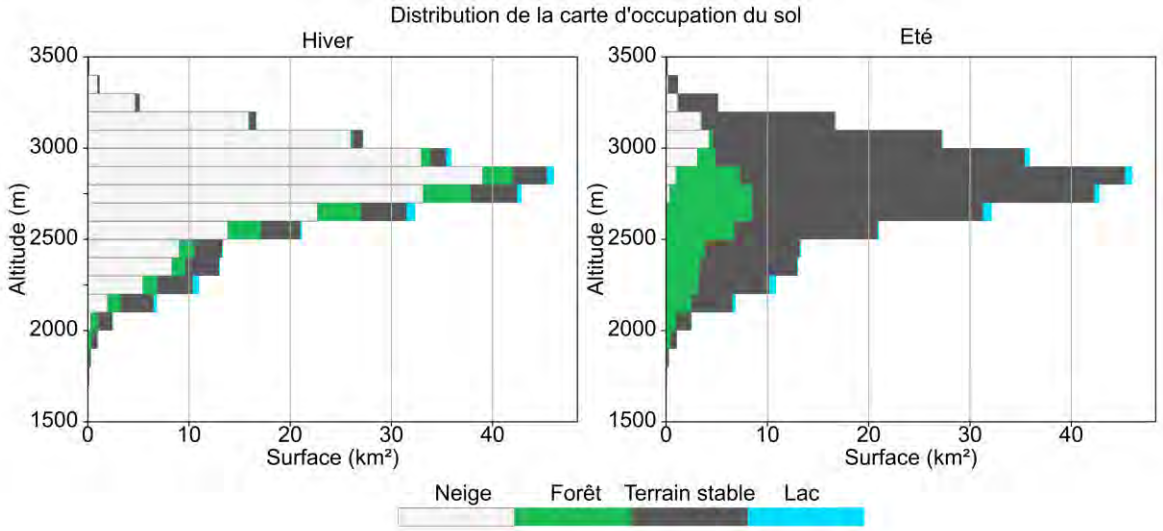

Figure 2.9 – Surface occupée par la neige (blanc), les forêts (vert), le terrain stable (gris) et les lacs (bleu) dans les cartes d'occupation du sol hiver (gauche) et été (droite).

2.2.3.2 Évaluation de la mesure de hauteur de neige, résidu HTN et terrain stable

Les résultats sont présentés pour la carte calculée à partir du triplet front-nadir-back, le jeu d'options ASP SGM-binary. La sensibilité des résultats à ces options est présentée dans les parties suivantes.

La carte de HTN Pléiades présente un aspect visuel semblable à la carte de HTN de l'ASO (Figure 2.10 et 2.11). La variabilité spatiale du manteau à l'échelle de la dizaine de mètres est mesurée, visible par des accumulations locales résultant d'avalanches ou de transport par le vent (Figure 2.12). Aucune HTN n'est supérieure à 30 m mais 0,25 km^2 sont exclus car inférieur à -1 m. Cela correspond à des zones couvertes d'arbres épars sans feuillage en hiver. La surface enneigée commune à Pléiades et l'ASO après érosion du masque de neige couvre 138 km^2. La hauteur de neige Pléiades moyenne (médiane) est 4,05 m (4,13 m) contre 3,96 m (4,02 m) pour l'ASO. Les distributions des HTN Pléiades et ASO en fonction de l'altitude sont montrées en figure 2.13. Les distributions des résidus HTN et terrain stable en fonction de l'altitude, la pente et l'aspect du terrain sont montrées en figure 2.14. Les HTN Pléiades et ASO montrent le même gradient avec l'altitude à l'exception des tranches d'altitudes 1900 m – 2100 m et 3500 m – 3700 m où la différence est plus grande que 0,25 m. Cela correspond cependant à des tranches d'altitudes qui couvrent moins de 0,05 km^2 chacune. Sur l'ensemble du résidu HTN, le biais moyen est de +0,08 m avec une NMAD de 0,69 m, inférieure à l'écart-type (0,79 m) ou la RMSE (0,80 m) (Tableau 2.2). La distribution du résidu HTN a une dispersion semblable pour toutes les orientations mais un biais positif (∼0,20 m) plus large pour les pentes au sud (90°-270°). La distribution du résidu HTN est similaire entre 0° et 50°. Sa dispersion augmente pour les pentes plus fortes qui couvrent une faible portion de la zone (2,13 km^2). La carte du résidu HTN est marquée par une ondulation d'une amplitude d'environ 0,30 m et une longueur d'onde d'environ 4 km (Figure 2.15). Ces ondulations ont un axe de direction est-ouest. Elles ont été observées dans d'autres produits Pléiades, ASTER (Girod et al., 2017) et WorldView (Figure 10 dans Shean et al. (2016), Figure 6

dans Bessette-Kirton et al. (2018)). Ces ondulations sont attribuées à des oscillations de l'attitude du satellite le long de l'orbite (*jitter*).

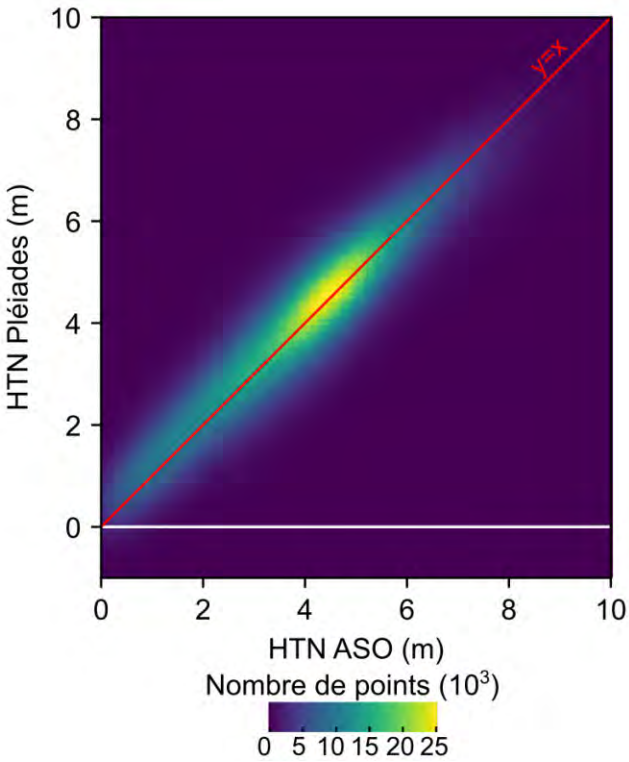

Figure 2.10 – HTN Pléiades en fonction des HTN ASO. La ligne rouge est la droite (y=x)

La NMAD du résidu de terrain stable (4,07 km^2) est 0,40 m, inférieur à la NMAD de 0,69 m pour le résidu HTN. La distribution du résidu sur terrain stable est similaire pour la plupart des classes d'orientation sauf pour les pentes orientées au nord qui couvrent la faible surface de 0,26 km^2 (Figure 2.14). Cela semble correspondre à des zones à l'ombre des sommets. Comme pour le résidu HTN, le résidu terrain stable est similaire entre 0° pour les pentes supérieures à 70° avant de voir sa dispersion augmenter.

Le semi-variogramme du résidu augmente de 0,2 à 0,8 linéairement pour les distances entre 3 et 20 m (Figure 2.16). Une ondulation de faible amplitude est visible dans le semi-variogramme pour les distances entre 2000 m et 8000 m. Celle-ci est attribuée aux ondulations basses fréquences identifiées dans la carte de résidu HTN causées par le *jitter* du satellite. Le semi-variogramme du résidu sur terrain stable est similaire à celui du résidu HTN. La distance

de corrélation est estimée grâce à la rupture de pente des semi-variogrammes à environ 20 m pour le terrain stable et les HTN. La figure 2.17 montre les distributions des résidu HTN et terrain stable ainsi que les distributions normales et *Student* associées. Les distributions des résidus HTN et terrain stable ne suivent pas une loi normale calculée à partir de l'écart-type

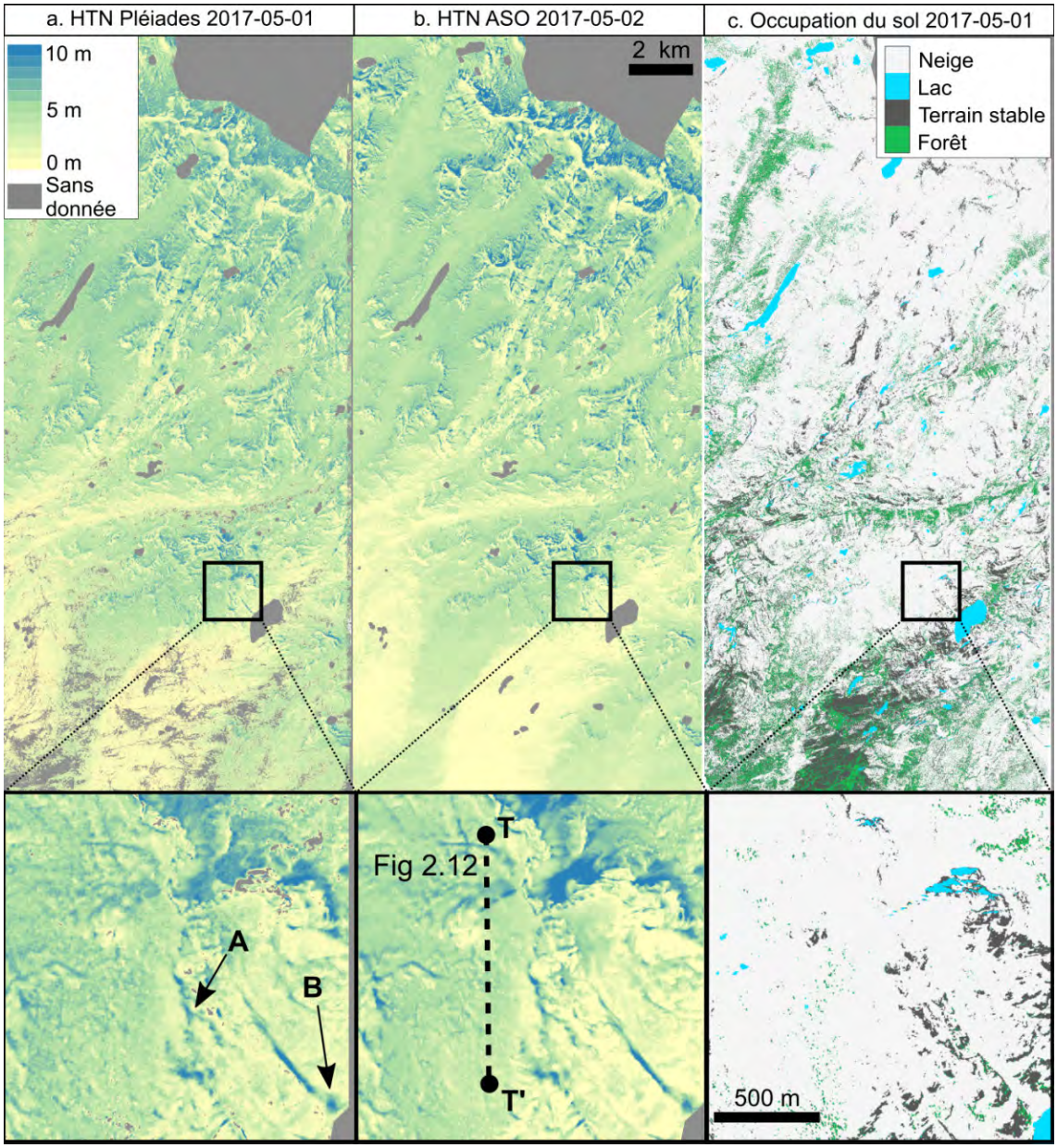

Figure 2.11 – Carte de HTN Pléiades (a) et ASO (b) et carte d'occupation du sol hiver Pléiades (c). Une corniche (A) et un dépôt d'avalanche (B) sont marqués par une accumulation locale de neige. Le transect T-T' est visible sur la Figure 2.12.

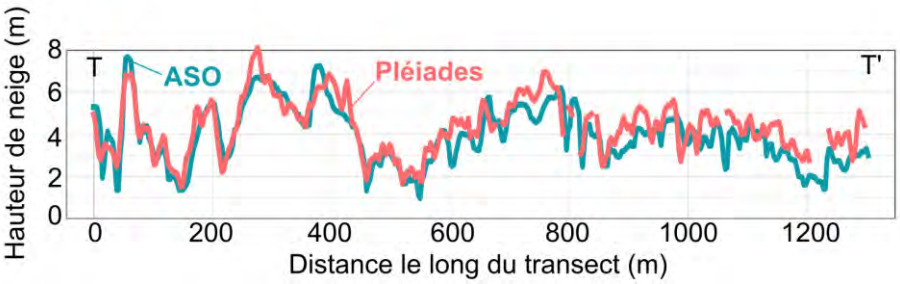

Figure 2.12 – Transect de HTN Pléiades (rose) et ASO (bleu). La position du transect est visible sur la Figure 2.11.

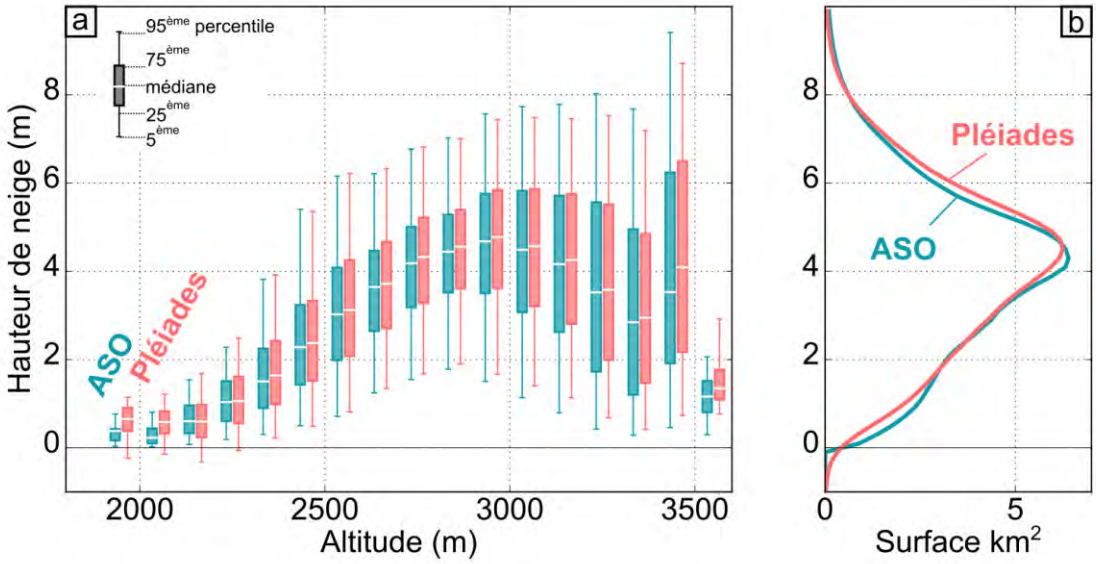

Figure 2.13 – Distribution des HTN Pléiades (bleu) et ASO (bleu) par tranche d'altitude (a) et distribution totale (b).

des résidus. Toutefois, les distributions sont en bon accord avec une loi normale calculée à partir de la NMAD des résidus (voir 2.2.4.7).

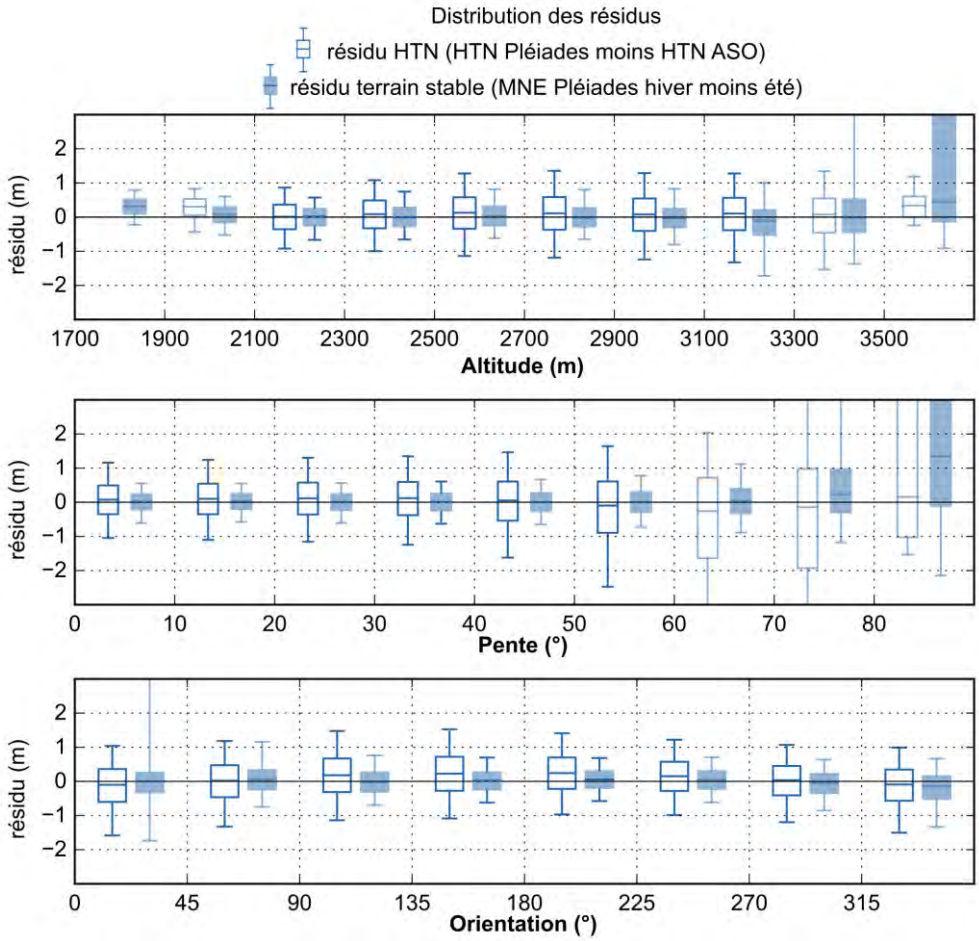

Figure 2.14 – Distribution des résidus HTN (Pléiades moins ASO ; blanc) et terrain stable (Pléiades hiver moins Pléiades été ; bleu) en fonction de l'altitude (haut), la pente (milieu) et l'orientation (bas). Les tranches topographiques couvrant moins de 1 km^2 sont légèrement transparentes.

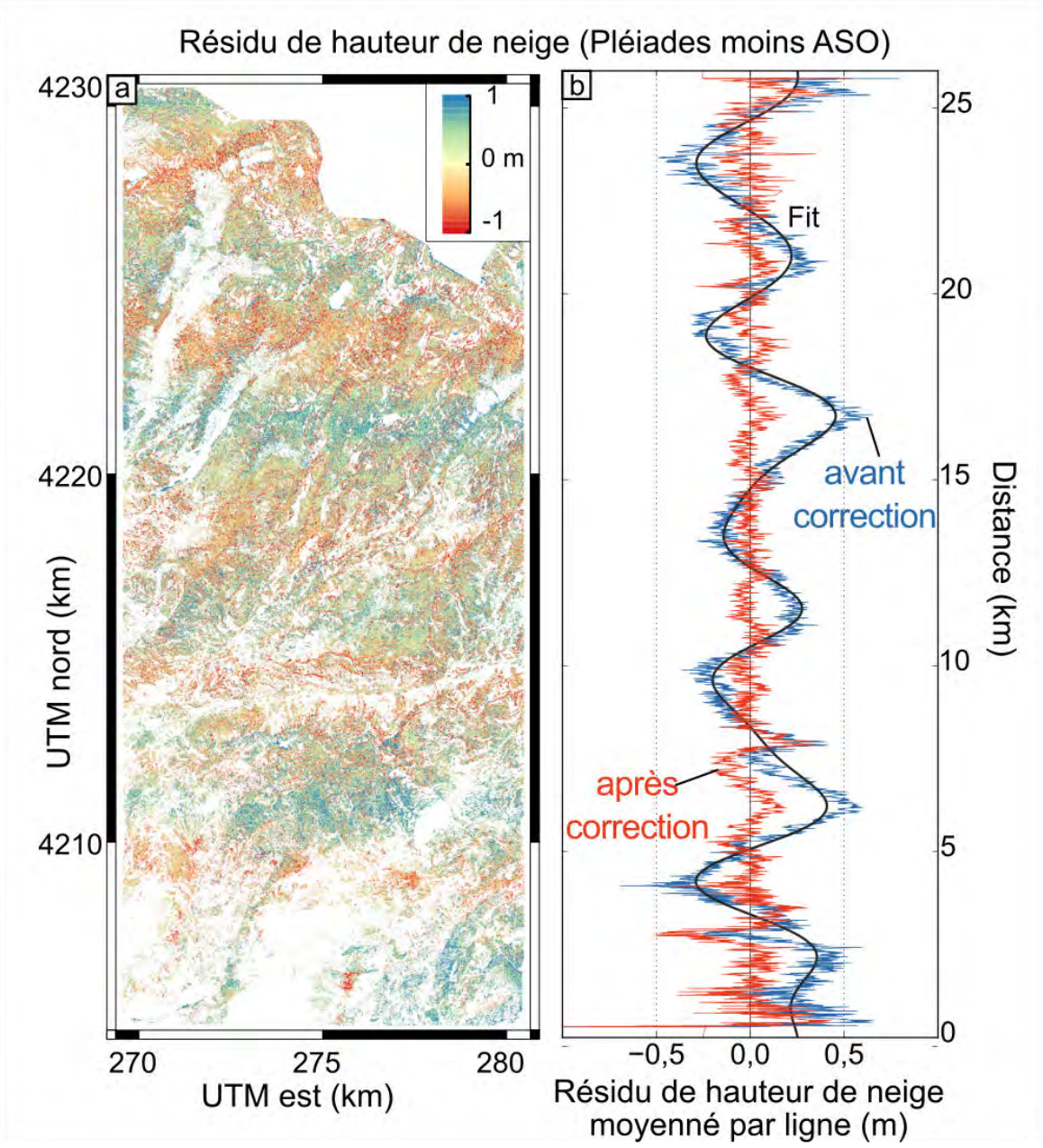

Figure 2.15 – Carte du résidu HTN, Pléiades moins ASO (a). Résidu moyen par ligne avant correction du *jitter* (bleu) et après correction du *jitter* (rouge) (b).

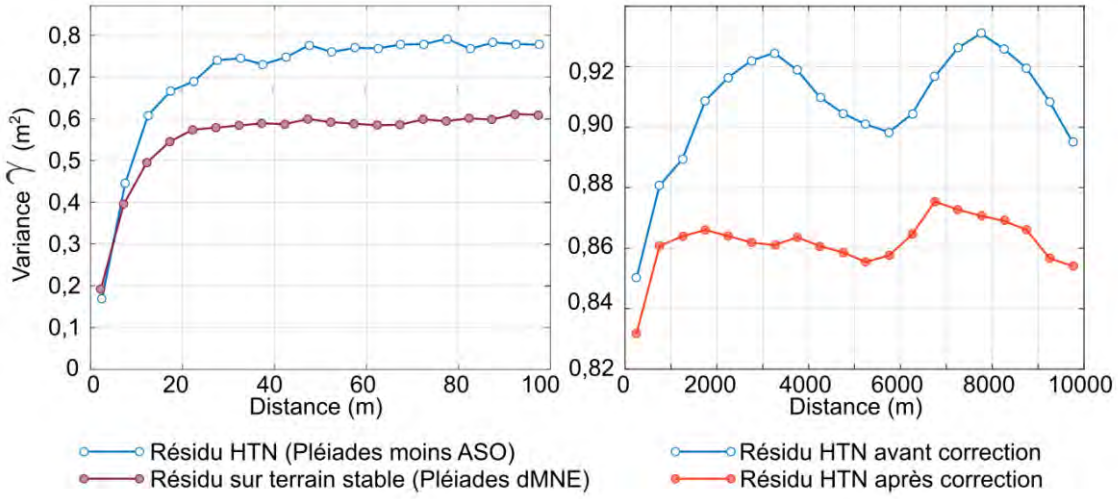

Figure 2.16 – (a) Semi-variogramme des résidus HTN (ronds blancs) et terrain stable (ronds rouges) à courte distance. (b) Semi-variogramme des résidus HTN avant correction du *jitter* (bleu) et après correction du *jitter* (rouge) à grande distance (b).

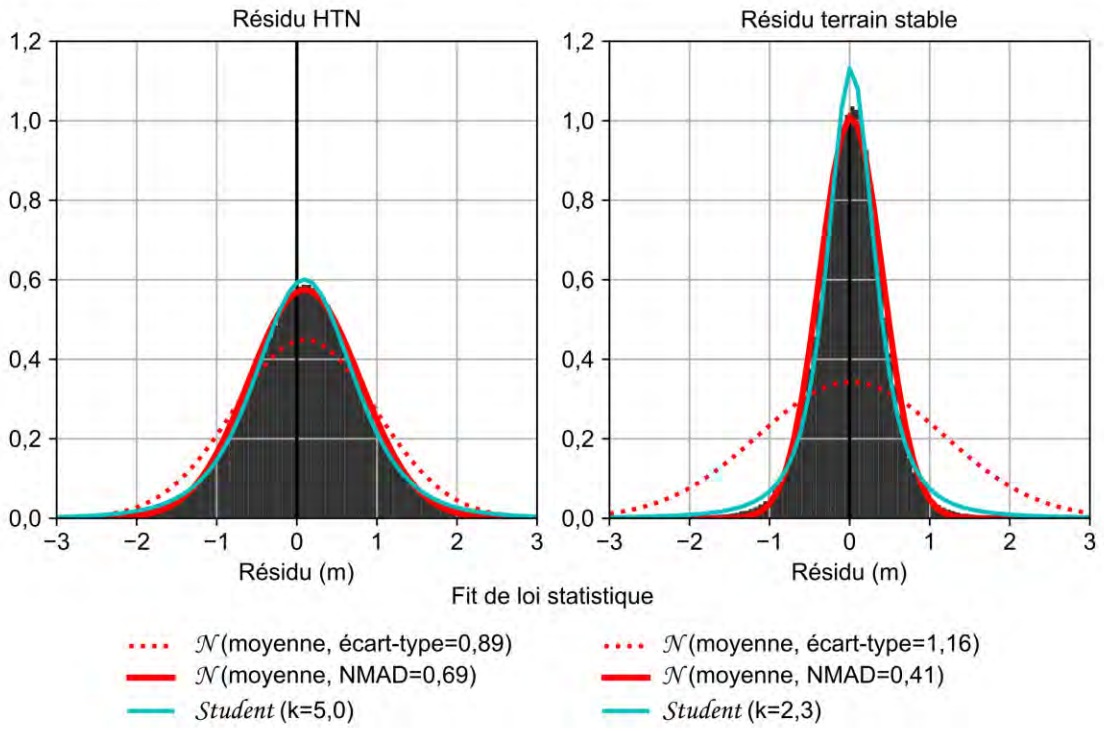

Figure 2.17 – Distribution du résidu HTN (gauche en noir) et résidu terrain stable (droite en noir). Pour chaque résidu, les lois de distribution normale (rouge) et t-student (bleu) sont paramétrées sur la distribution du résidu. La loi normale est calculée à partir de la moyenne et l'écart-type (trait pointillé) ou de la moyenne et la NMAD (trait plein) d'après les travaux de Höhle et Höhle (2009).

2.2.3.3 Sensibilité à la géométrie d'acquisition

La NMAD du résidu HTN pour les paires à faible B/H est plus grande (1,13 m pour front-nadir et 1,07 pour nadir-back) que pour les paires avec un B/H plus fort (0,68 m pour front-back). Les mêmes variations en fonction du B/H sont observées pour la NMAD sur terrain stable et la RMSE sur terrains enneigées même si elles sont respectivement plus petites et plus grandes que la NMAD sur terrain enneigé. A l'inverse, la RMSE sur terrain stable est plus faible pour les B/H autour de 0,12 (front-nadir, nadir-back) que pour le B/H à 0,20 (front-back). Cela pourrait être relié à la présence de valeurs aberrantes qui impactent plus la RMSE que la NMAD. Conformément à l'objectif de la coregistration des MNE, le biais moyen ou médian sur le terrain stable est inférieur en valeur absolue dans les trois cas à 0,03 m. Le biais moyen sur les HTN varie de 0,01 m (front-nadir) à 0,16 m (front-back) sans interprétation pertinente pour l'expliquer.

Tableau 2.2 – Statistiques du résidu HTN et terrain stable pour les différentes combinaisons de paires ou de triplets d'images. Toutes les variables sont exprimées en mètres à l'exception du B/H qui est un ratio de distances sans dimension. La ligne en gras est commune avec le Tableau 2.3.

	B/H moyen	Aire (km^2)		Moyenne		Médiane		NMAD		RMSE		Écart-type	
		neige	stable	neige	stable	neige	stable	neige	stable	neige	stable	neige	stable
front-back	0.22	138,11	5,2	0,16	-0,03	0,18	0,01	0,68	0,39	0,80	1,35	0,79	1,35
front-nadir	0.12	138,13	5,28	0,01	-0,01	0,03	0,02	1,13	0,70	1,21	1,15	1,21	1,15
nadir-back	0.10	137,25	5,25	0,08	-0,02	0,10	0,02	1,07	0,71	1,18	1,17	1,18	1,17
front-nadir-back		**138,02**	**5,3**	**0,08**	**-0,01**	**0,10**	**0,02**	**0,69**	**0,40**	**0,80**	**1,16**	**0,79**	**1,16**
nadir-front-back		137,51	5,29	0,13	-0,06	0,15	0,00	0,78	0,44	0,90	1,06	0,89	1,06

2.2.3.4 Sensibilité à l'utilisation d'une paire ou d'un triplet d'images

La NMAD du résidu neige de la configuration front-nadir-back est plus faible (0,69 m) que pour la configuration nadir-front-back (0,78 m). Cela est également vrai pour la RMSE du résidu neige, le biais moyen du résidu neige et la NMAD du résidu terrain stable. La RMSE du résidu terrain stable est plus grande (1,16 m) pour la configuration front-nadir-back que pour la configuration nadir-front-back (1,06 m) indiquant des probables valeurs aberrantes. La carte de HTN de la configuration front-nadir-back est très similaire sur des larges zones à la carte

de la configuration front-back. Les statistiques du résidu HTN de ces deux géométries sont sensiblement identiques à l'exception des biais plus grands pour la configuration front-back. Cela suggère que le traitement d'ASP d'un triplet d'images revient par endroits à utiliser la meilleure paire du triplet. La combinaison front-nadir-back est sélectionnée pour la suite des comparaisons car elle présente la dispersion de résidu la plus faible, à égalité avec front-back, et les biais les plus faibles.

2.2.3.5 Sensibilité au traitement photogrammétrique des images

Les cartes de HTN (front-nadir-back) calculées avec trois jeux d'options ASP différents sont comparées (voir 2.1.1). Les jeux d'options SGM produisent des MNE sans données manquantes tandis que le jeu d'options Local-search fournit un MNE hiver avec 2 km^2 de données manquantes réparties sur l'ensemble de la zone. L'examen des MNE hiver fait apparaître de grandes différences entre les MNE dans les champs de neige et les forêts. Les MNE produits avec les options SGM-ternary présentent des artefacts linéaires sur des zones de neige. Ces mêmes régions ont une apparence bruitée avec les options SGM-binary. Les HTN calculées avec le jeu d'options Local-search présentent des zones d'environ 20 m par 20 m autour d'arbres isolés avec des HTN anormalement élevées (HTN >10 m) par comparaison avec les HTN ASO (HTN$\sim$3 m). Ces artefacts sont absents dans les cartes calculées avec les options SGM. Ils résultent probablement du phénomène d'adhérence qui élargit l'empreinte d'objets dans les MNE et dépend de la taille de la fenêtre de corrélation (Delvit et Michel, 2016).

La figure 2.18 présente les statistiques (moyenne, médiane, NMAD et RMSE) des résidus terrain stable et HTN calculés avec les différents jeux d'options ASP. Le résidu HTN moyen va de +0,08 m (SGM-binary) à +0,49 m (Local-search) (Tableau 2.3). Il est plus grand pour SGM-ternary (+0,24 m) que pour SGM-binary. La NMAD du résidu est plus petite pour SGM-binary (0,68 m) que pour Local-search (0,80 m) et SGM-ternary (0,85 m). En valeurs absolues, la moyenne et médiane du résidu sur terrain stable sont inférieures à 0,03 m à l'exception du jeu d'options Local-search avec une moyenne de -0,32 m. La moyenne du

Tableau 2.3 – Statistiques du résidu HTN et terrain stable pour les cartes calculées avec différents jeux d'options ASP. Toutes les variables sont en mètres. La ligne en gras est commune avec le Tableau 2.2.

	Aire (km^2)		Moyenne		Médiane		NMAD		RMSE		Écart-type	
	neige	stable	neige	stable	neige	stable	neige	stable	neige	stable	neige	stable
SGM-binary	**138,02**	**5,3**	**0,08**	**-0,01**	**0,10**	**0,02**	**0,69**	**0,40**	**0,80**	**1,16**	**0,79**	**1,16**
SGM-ternary	138,14	5,21	0,24	-0,03	0,25	0,03	0,85	0,44	1,11	1,30	1,09	1,3
Local-search	135,96	5,32	0,49	-0,32	0,39	0,00	0,80	0,51	1,41	1,94	1,32	1,92

résidu décroît à -0,03 m si un filtre à 3 NMAD est préalablement appliqué. Cela est attendu puisque ce filtre est utilisé lors de l'étape de recalage pour éliminer des valeurs aberrantes.

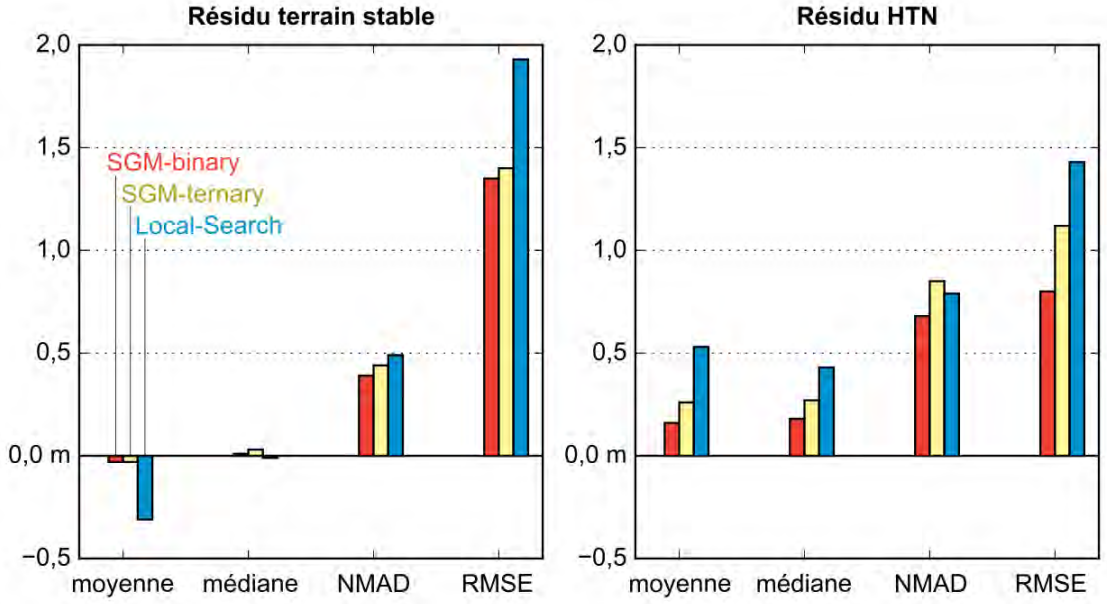

Figure 2.18 – Statistiques des résidus terrain stable à gauche (Pléiades hiver moins été) et des résidus HTN à droite (Pléiades moins ASO). Les cartes de HTN sont calculées avec les options de traitement photogrammétrique SGM-binary (rouge, colonnes de gauche), SGM-ternary (jaune, colonnes du milieu) et Local-search (bleu, colonnes de droite).

2.2.3.6 Résidu d'élévation été et hiver

Le résidu HTN (HTN Pléiades moins ASO) peut être décomposé comme le résidu des MNE été (Pléiades moins ASO) et le résidu des MNE hiver (Pléiades moins ASO) (Figure 2.6). La NMAD du résidu d'élévation été (0,80 m) et hiver (0,93 m) sont plus grandes que la NMAD du résidu de HTN (0,69 m). La figure 2.19 montre les distributions des résidus des MNE été,

hiver et HTN en fonction de l'altitude, la pente et l'aspect du terrain. Le biais moyen et la dispersion des résidus augmentent avec la pente (Tableau 2.4). Les résidus moyens de +0,13 m (été) et +0,21 m (hiver) montrent des biais positifs des MNE Pléiades qui se compensent lors du calcul de HTN (+0,08 m).

Tableau 2.4 – Statistiques du résidu HTN (HTN_Pléiades moins HTN_ASO), résidu été (MNE_Pléiades_été moins MNT_ASO_été) et hiver (MNE_Pléiades_hiver moins MNT_ASO_hiver).

	Aire (km^2)	Moyenne	Médiane	NMAD	RMSE	Ecart-type
Résidu HTN	138,02	+0,08	+0,10	0,69	0,80	0,79
Résidu été	138,02	+0,13	+0,01	0,80	0,96	0,95
Résidu hiver	138,02	+0,21	+0,13	0,93	1,09	1,07

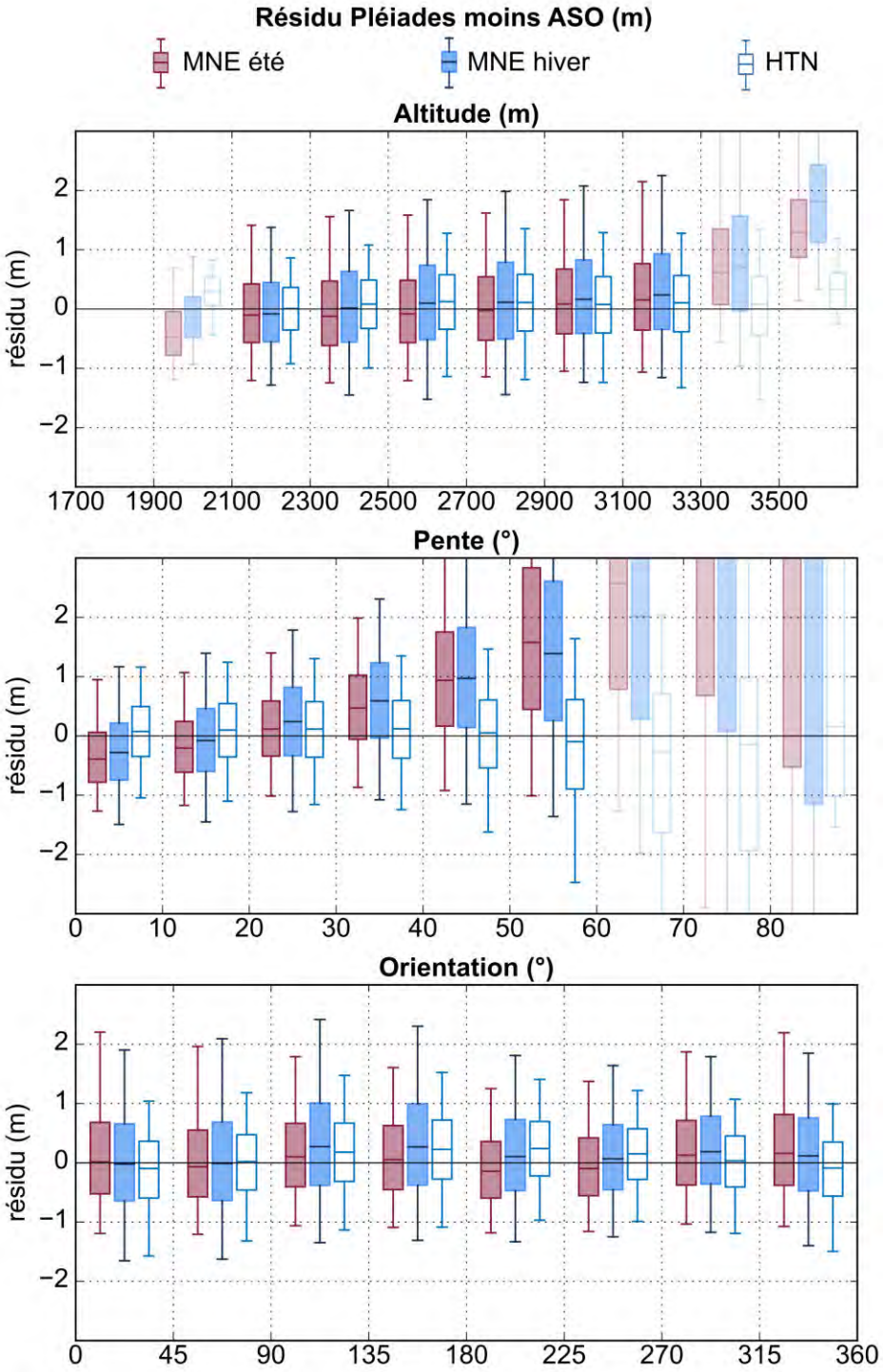

Figure 2.19 – Distribution des résidus des MNE individuels été (rouge), hiver (bleu) et des résidus HTN (blanc) en fonction de l'altitude (haut), la pente (milieu) et l'orientation (bas). Les tranches topographiques couvrant moins de 1 km^2 sont légèrement transparentes.

2.2.3.7 Évolution de l'erreur en fonction de la résolution du rééchantillonnage

La figure 2.20 montre l'évolution du 16e et 84e percentile du résidu HTN en fonction de l'aire de rééchantillonnage de la carte de résidu (ronds bleus). Ces percentiles correspondent à l'intervalle à plus ou moins un écart-type autour de la moyenne pour une distribution normale. Les courbes sont l'erreur modélisée en supposant une erreur sans corrélation spatiale (aléatoire pure), une erreur uniforme dans l'espace (erreur systématique) ou le cas intermédiaire d'une erreur corrélée spatialement décrite par Rolstad et al. (2009). L'erreur aléatoire mesurée de la carte de HTN décroît quand l'aire de rééchantillonnage augmente. La décroissance est rapide jusqu'aux aires de 10^3 m^2 puis plus lente aux aires supérieures. L'erreur du résiduel HTN est réduite d'un facteur deux en rééchantillonnant de la résolution initiale de 3 m ([16% ; 84%] = [-0,70 ; 0,72]) à une résolution de 36 m ([16% ; 84%] = [-0,38 ; 0,38])). La décroissance des erreurs positives et négatives sont symétriques. Les erreurs mesurées avec les méthodes *zombie* et *no-zombie* sont similaires sur la gamme d'aire commune (10^3 m^2 à 10^5 m^2). Pour les aires supérieures à 10^7 m^2 (=10 km^2), les quelques points mesurés ont une erreur standard de l'ordre de 0,1 m. L'erreur des résidus HTN correspond bien avec le modèle d'erreur de l'équation 2.4 pour les aires de rééchantillonnage inférieures à 10^3 m^2 lorsque (l_{cor}, σ) sont calculés sur le résidu HTN (l_{cor}=20 m, σ=0,69 m). Cependant l'erreur mesurée ne correspond pas aux erreurs modélisées pour des aires supérieures à 10^3 m. Cette différence est attribuée aux ondulations observées dans la carte du résidu HTN (Figure 2.15). Lorsque le modèle d'erreur est paramétrisé sur le résidu terrain stable (l_{cor}=20 m, σ=0,40 m), l'erreur modélisée est systématiquement inférieure à l'erreur mesurée. L'erreur systématique de la HTN (i.e. moyenne du résidu HTN) est de 0,08 m.

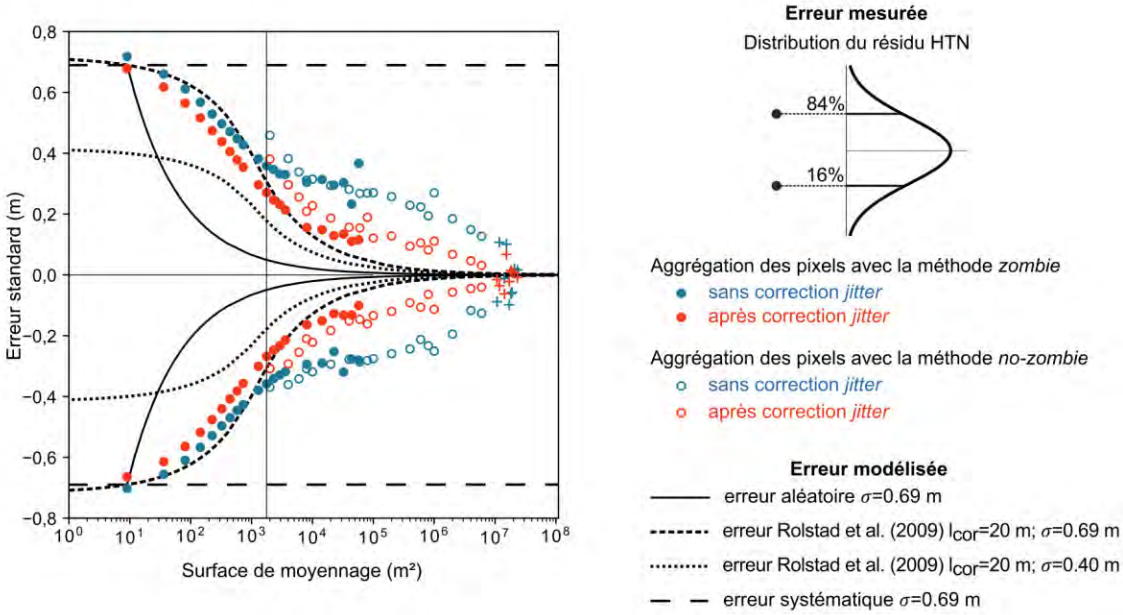

Figure 2.20 – 15e et 84e percentile du résidu HTN (Pléiades moins ASO) en fonction de la surface de rééchantillonnage avant correction du *jitter* (ronds bleus) et après (ronds rouges). Les ronds pleins sont les cartes de résidus échantillonnées avec la méthode *zombie*, les ronds vides avec la méthode *no-zombie* (voir 2.2.2.4). Les croix représentent des populations trop peu nombreuses (N<10) pour être analysées en percentiles. Les lignes pointillées représentent l'erreur standard d'après l'équation 2.4 (Rolstad et al., 2009) paramétrisées d'après les statistiques du résidu terrain stable (ligne en points carrés) ou du résidu HTN (ligne en tirets).

2.2.4 Discussion

2.2.4.1 Sensibilité à la géométrie des images

La NMAD des HTN Pléiades est améliorée de 36% lorsque des images avec un B/H de 0,22 sont utilisées au lieu d'un B/H de 0,11 (Tableau 2.3). Marti et al. (2016) ont utilisé les paires front-nadir et nadir-back (B/H=0,2) car la paire front-back (B/H=0,4) produisait un MNE avec trop de données manquantes. La méthode de calcul des MNE en une seule itération de stereo et avec le jeu d'options Local-search dans les travaux de Marti et al. (2016) pourrait avoir contribué à augmenter la quantité de données manquantes. De ces deux études, il semblerait tout de même qu'un B/H autour de 0,2 soit un bon compromis pour les images consécutives d'un triplet. Cela devrait fournir une faible quantité de données manquantes, une bonne précision des MNE et est en accord avec les valeurs conseillées pour des images Pléiades (Astrium, 2012).

L'utilisation d'un triplet d'images n'a pas amélioré sensiblement la précision des HTN Pléiades. Il semble que le traitement d'un triplet d'images stéréo par la fonction *stereo* d'ASP fournisse un résultat équivalent au traitement de la meilleure paire du triplet, la front-back dans ce cas. En cas d'occlusion par des terrains pentus, les triplets d'images devraient produire une couverture plus complète du terrain. Plusieurs études ont évalué les bénéfices de l'utilisation de triplets d'images au lieu d'une paire d'images (Berthier et al., 2014 ; Zhou et al., 2015 ; Bagnardi et al., 2016 ; Marti et al., 2016). Cependant ces études ont eu recours à différents logiciels de traitement photogrammétrique (Agisoft, ASP) qui n'utilisent pas le triplet d'image de la même manière. Par exemple, à partir d'un triplet d'images il est possible de calculer soit plusieurs cartes de disparité, soit plusieurs nuages de points, soit plusieurs MNE. Ces produits multiples sont ensuite fusionnés pour la suite du traitement pour obtenir un unique MNE. L'utilisation d'un triplet d'images a augmenté la densité du nuage de points (Zhou et al., 2015 ; Bagnardi et al., 2016) et réduit les zones de données manquantes (Berthier et al., 2014 ; Zhou et al., 2015). La précision des produits d'élévation

était légèrement modifiée, de quelques pourcents, lors de l'utilisation de triplet d'images par comparaison avec une paire d'images dans Berthier et al. (2014) et Marti et al. (2016).

Des changements d'élévation de la surface n'ont jamais été calculés à partir d'un grand nombre d'images stéréo haute résolution satellites (n>3) mais une étude suggère que ce genre de foisonnement d'images peut améliorer la précision du MNE. Rupnik et al. (2018) fusionnent les cartes de disparité pour calculer un unique MNE à partir d'un grand nombre d'image sur une zone industrielle. Le MNE calculé à partir de 16 images Worldview-3 a une NMAD de 20% inférieur au MNE calculé à partir de 6 images par comparaison avec MNE par lidar aéroporté. Vu le grand nombre d'images nécessaire pour améliorer la NMAD, l'intérêt principal de l'utilisation de triplets d'images n'est peut-être pas d'améliorer la précision des MNE mais plutôt de garantir une couverture complète des terrains complexes et l'obtention d'une image au nadir peu déformée pour le calcul d'ortho-images et de cartes d'occupation du sol. Il n'a pas été évalué dans quelle mesure le choix de l'image multispectrale (front, nadir ou back) impacterait le calcul de la carte d'occupation du sol.

La comparaison des MNE en sortie d'ASP sans recalage permet d'isoler l'impact de la géométrie des images sur le traitement photogrammétrique (Figure 2.21). Des différences très faibles de l'ordre de 0,1 m sont observées entre les MNE hiver front-nadir-back, nadir-front-back et front-back. La différence entre les MNE front-nadir, nadir-back et front-nadir-back montre des écarts plus marqués pouvant atteindre quelques mètres localement. Le *jitter* du satellite apparaît toujours sous forme d'une ondulation dont l'amplitude et la phase varie avec le MNE comparé. Les différences semblent également en partie aléatoires sur l'ensemble des surfaces et plus fortes à proximité des crètes et fonds de vallée (Figure 2.21).

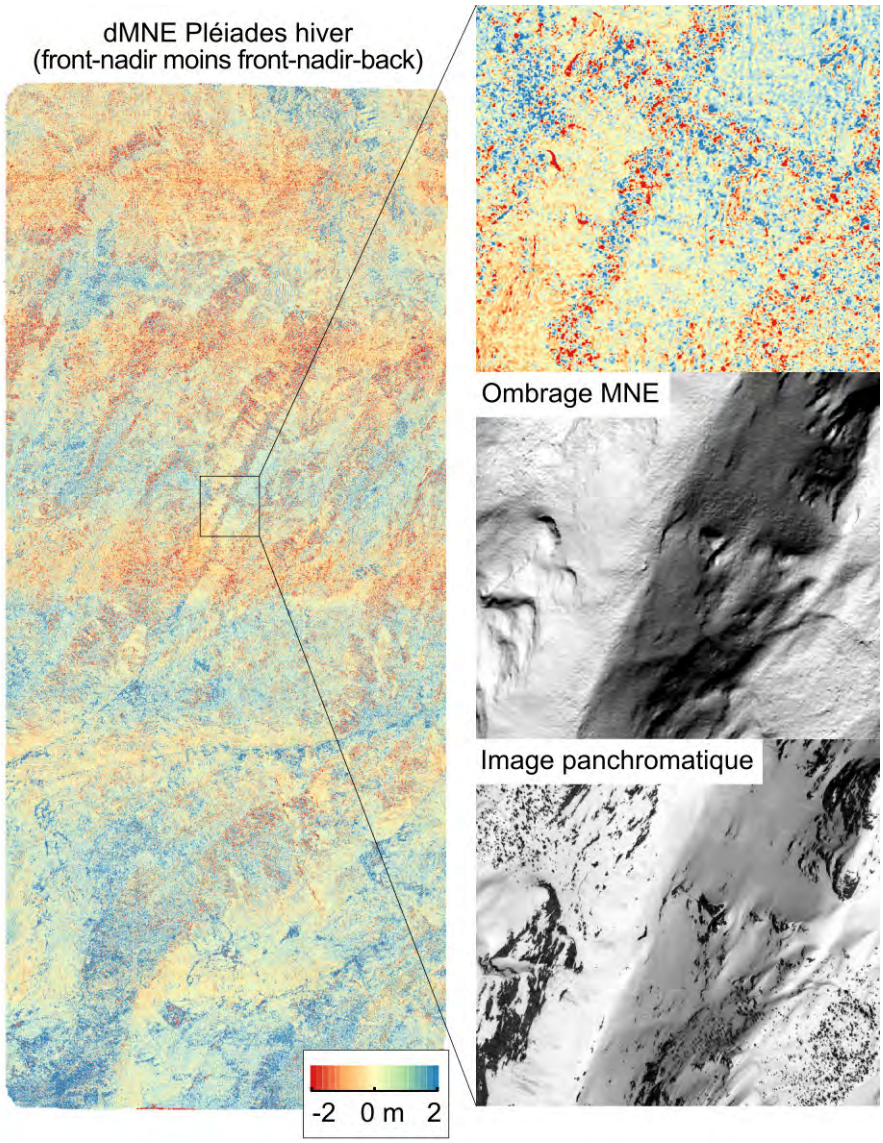

Figure 2.21 – Différence de MNE Pléiades hiver (MNE front-nadir moins MNE front-nadir-back).

2.2.4.2 Sensibilité au traitement photogrammétrique

Le choix du jeu d'options ASP a un impact sur la précision des HTN et des différences d'élévation sur terrain stable. La NMAD des résidus HTN est améliorée de 0,16 m en modifiant la fonction coût associée au corrélateur SGM (*binary census-transform* au lieu de ternary census-transform) et de 0,10 m entre l'algorithme de corrélation *local-search* (jeu d'options Local-search) et SGM (jeu d'options SGM-binary). Cependant ce genre d'amélioration aura peu d'impact sur les HTN moyennées sur une surface suffisamment grande au vu de la décroissance de l'erreur aléatoire (voir 2.2.4.7). La comparaison des MNE en sortie d'ASP sans recalage montre que la variabilité de l'élévation est plus forte dans les portions homogènes de l'image (Figure 2.22 et 2.23). Le dépôt de l'avalanche bien contrasté a une élévation cohérente dans les trois MNE tandis que la neige autour du dépôt, homogène, a une élévation variable. Sur l'ensemble de la zone la NMAD est plus grande sur les terrains enneigés que sur le terrain stable pour la différence SGM-ternary moins SGM-binary mais semblable sur les deux terrains pour Local-search moins SGM-binary.

Le biais plus large sur les HTN calculées avec les options SGM-ternary (0,24 m) et Local-search (0,49 m) qu'avec les options SGM-binary (0,08 m) est plus problématique pour la mesure de la HTN moyenne d'une zone. Ce biais semble résulter de difficultés à corréler les zones de l'image homogènes pour les trois jeux d'options et aux arbres isolés pour le Local-search. La comparaison des MNE hiver sans recalage montre que les MNE SGM-ternary et Local-search sont positivement biaisés sur les terrains enneigés par rapport à SGM-binary (Figure 2.24).

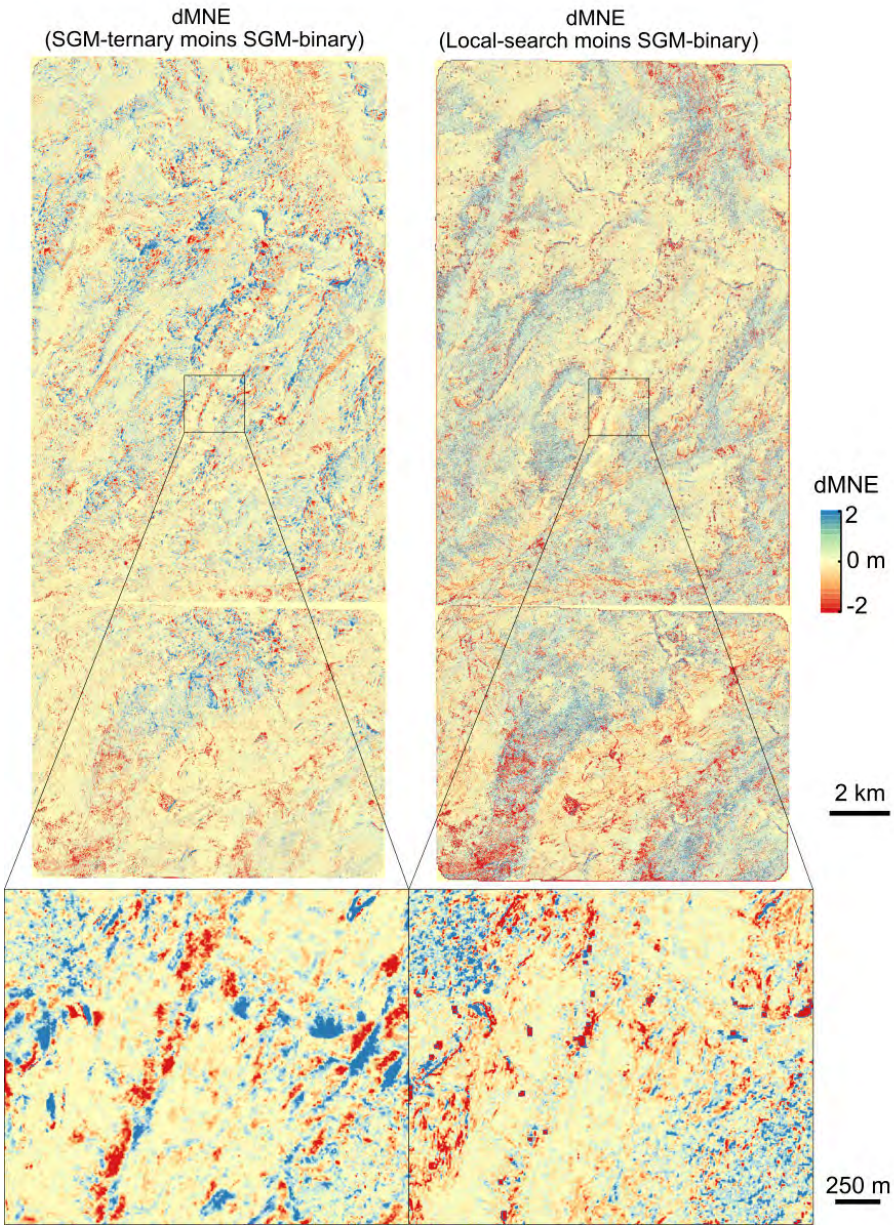

Figure 2.22 – Différence de MNE Pléiades hiver (SGM-ternary moins SGM-binary à gauche et Local-search moins SGM-binary à droite).

.

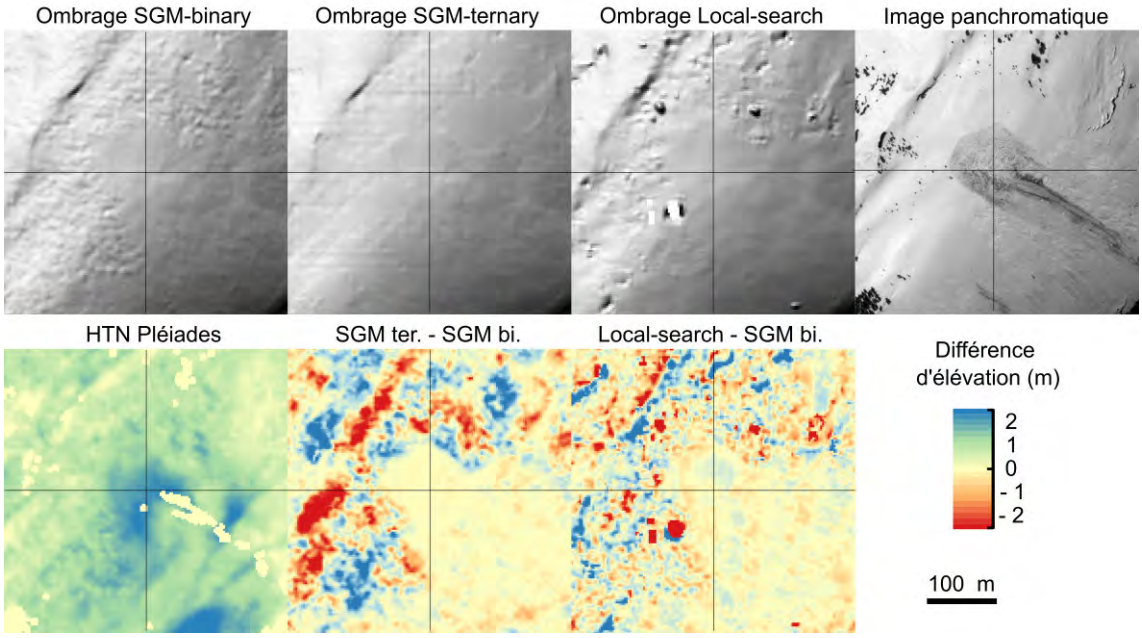

Figure 2.23 – Différence de MNE Pléiades hiver sur une zone de dépôt d'avalanche (SGM-ternary moins SGM-binary, Local-search moins SGM-binary).

.

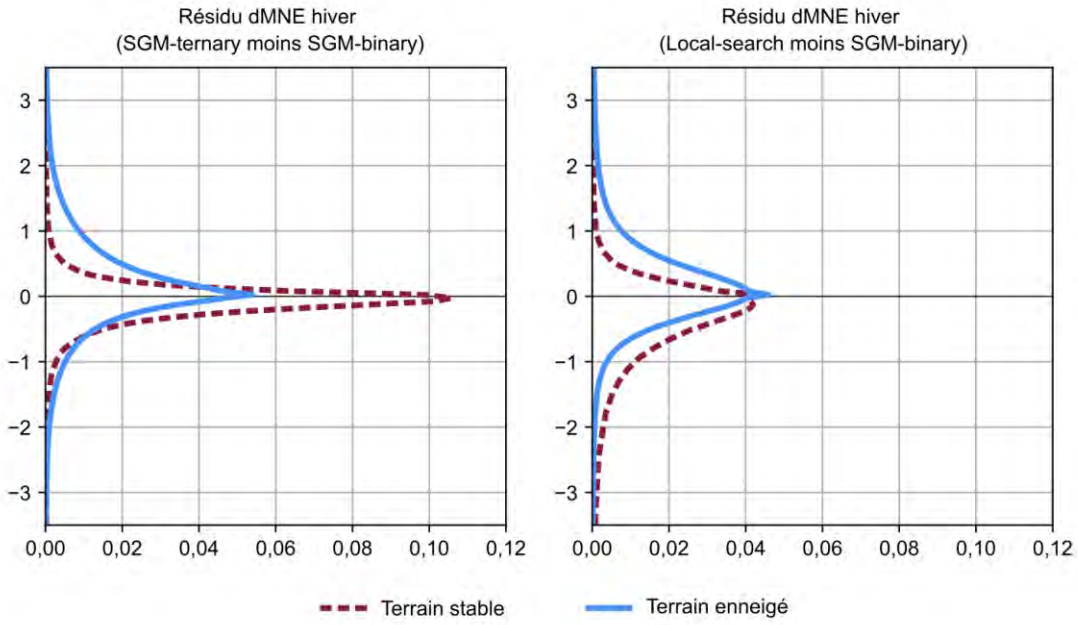

Figure 2.24 – Distribution du résidu des dMNE hivers calculés avec différents jeux d'options ASP. A gauche, la différence entre les options SGM-ternary et SGM-binary et à droite entre Local-search et SGM-binary. Le résidu sur terrain enneigé en ligne pleine et le résidu sur terrain stable est en tiret.

2.2.4.3 Effet de la végétation

Il y a des risques que l'élévation de la surface de la végétation basse ne soit pas mesurée de la même manière par la photogrammétrie et par le lidar aéroporté. Le lidar génère un nuage de points qui permet de distinguer les points les plus bas appartenant au sol de ceux appartenant à la végétation. Cela semble fonctionner en forêt pour distinguer les arbres du sol. Dans les zones de végétation basse (buisson, herbe), le lidar renvoie une seule surface supposée être le sol (Painter et al., 2016). Le MNE été ASO est donc un MNT. La photogrammétrie est basée sur des images visibles qui représentent la première surface réfléchissant le rayonnement solaire, probablement proche de la canopée. Le MNE été Pléiades est donc un MNS. Cette différence devrait conduire à une sous-estimation des HTN Pléiades (e.g. résidu HTN négatif) dans les zones de végétation entièrement couvertes de neige. Ce biais négatif devrait augmenter en valeur absolue avec la hauteur de la végétation. Pourtant le résidu HTN est positif quelle que soit la hauteur de végétation considérée et croît avec la hauteur de la végétation (Figure 2.25). Cela invalide la description des surfaces faite plus haut. Des profils d'élévation montrent que la surface du pseudo MNT ASO hiver (ASO été + HTN ASO) est marquée par des discontinuités d'amplitude semblable à la hauteur de la végétation sous-jacente (Profil 1, 2 et 4 dans Figure 2.26 et 2.27). Cela laisse penser que le signal lidar ou le post-traitement de l'ASO n'extrait pas l'élévation du sol sous la végétation basse mais plutôt la canopée. Cela rend plus cohérent la comparaison des HTN Pléiades et ASO. La dispersion du résidu HTN augmente avec la hauteur de la végétation (Figure 2.25) probablement en raison d'un rendu plus variable de la surface par Pléiades et l'ASO.

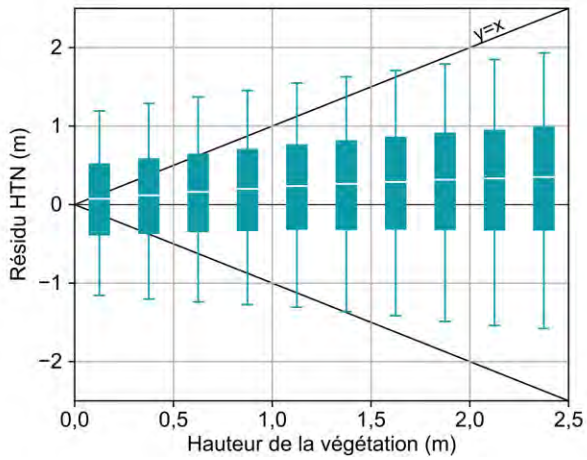

Figure 2.25 – Distribution du résidu HTN en fonction de la hauteur de la végétation.

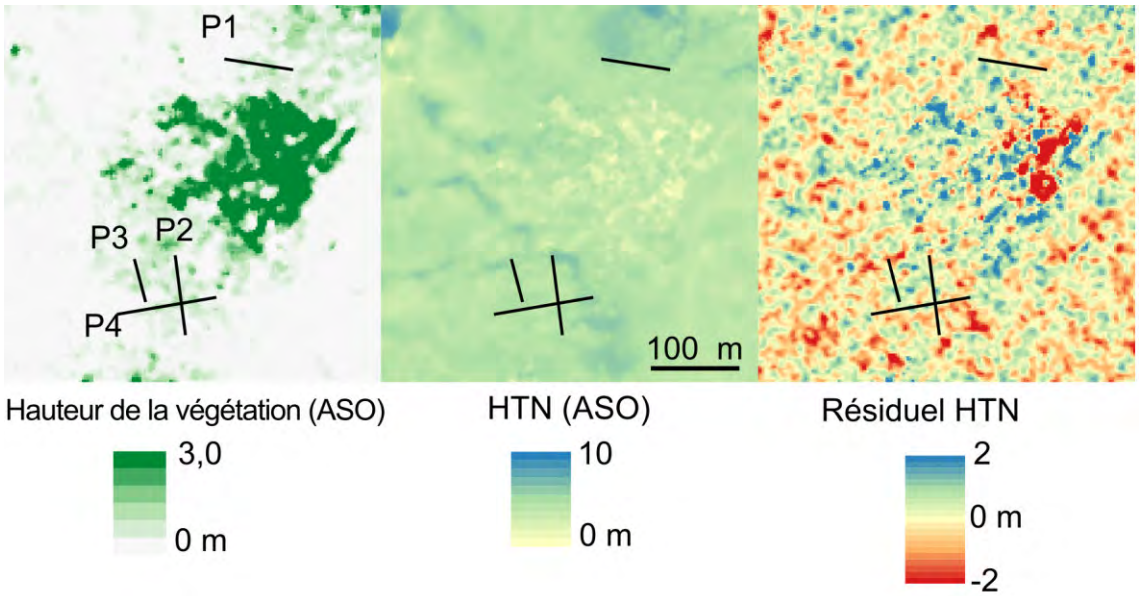

Figure 2.26 – Carte de hauteur de la végétation mesurée par l'ASO (gauche), de HTN ASO (milieu) et du résidu HTN (ASO moins Pléiades, droite). Les transects P1 à P4 sont montrés sur la Figure 2.27.

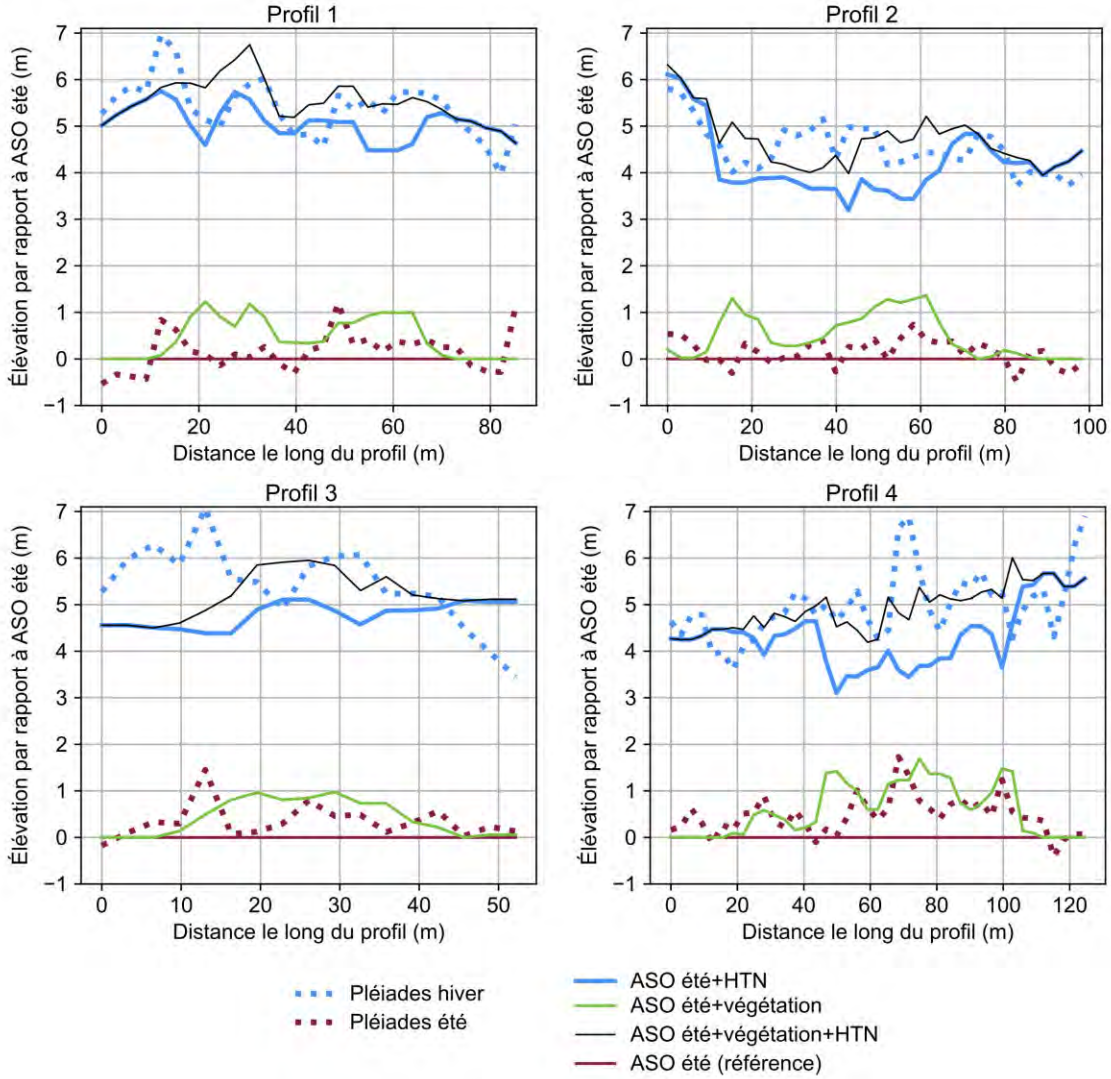

Figure 2.27 – Élévation relative des MNE Pléiades hiver (bleu pointillé), été (rouge pointillé), et du MNT ASO additionné à la HTN ASO (bleu plein) ou à la hauteur de la végétation ASO (vert plein). Le MNT ASO est pris comme référence et apparaît donc plat à zéro mètre. La position des profils est visible sur la Figure 2.26.

2.2.4.4 Interprétation des résidus et attribution des erreurs

La NMAD des résidus est une mesure de leur dispersion et donc de l'erreur standard de la mesure en l'absence de biais. La NMAD du résidu HTN (0,69 m) est plus grande que la NMAD du résidu terrain stable (0,40 m). Plusieurs hypothèses, traitées ci-dessous, pourraient expliquer cette différence :

1. La HTN du lidar aéroporté a une erreur plus grande que supposée.
2. Les MNE par photogrammétrie spatiale sont plus précis sur le terrain stable que sur les terrains enneigées.

1. Les HTN mesurées par l'ASO ont été supposées parfaites car la RMSE de 0,08 m est bien inférieure à l'erreur standard de Pléiades. Toutefois, cette RMSE a été mesurée manuellement dans quatre secteurs de 15 m par 15 m. Ces mesures n'ont été effectuées que sur des portions de terrain plat et sur une faible gamme de HTN (0,40 m à 0,70 m, Figure 15 dans Painter et al. (2016)). La date de ces mesures n'est pas précisée mais est antérieure à 2016, date de publication des travaux. Rien n'indique que ces mesures ont été répétées. Currier et al. (2019) et Mazzotti et Currier (2019) ont utilisé des cartes de HTN mesurées dans le Colorado par l'ASO et en Suisse avec la même chaine de traitement. Les HTN sont comparées à six cartes par lidar terrestre de 100 m par 100 m (Currier et al., 2019) et à plusieurs milliers de mesures par sondage (Mazzotti et Currier, 2019). Dans les deux études, la RMSE varie entre 0,05 m et 0,15 m ce qui est cohérent avec les valeurs de Painter et al. (2016). Cependant les zones étudiées sont plates et peu accidentées. Il est probable que cette erreur standard est plus grande dans les zones pentues. Des erreurs de 0,50 m ont par exemple été reportées dans des pentes à 45° sur d'autres MNE par lidar aéroporté (Deems et al., 2013). Enfin, les rapports édités pour chaque vol de l'ASO montre que l'amélioration de la calibration du lidar a produit des changements de ±0,2 m sur le bassin de la Tuolumne en avril 2020 (https ://www.airbornesnowobservatories.com/data-uscate, ASO_Tuolumne_Cherry_2020Apr13-14_Reports_Only.zip, dernière consultation le 1er octobre 2020). Il est donc concevable que l'erreur des HTN ASO sur l'ensemble de la zone d'étude soit supérieure au 0,08 m annoncé par Painter et al. (2016) et soit au maximum de

l'ordre de 0,15 m - 0,20 m. En supposant que le résidu HTN (NMAD=0,69 m) ne provient pas uniquement de l'erreur des HTN Pléiades mais aussi de l'erreur de l'ASO (supposée à 0,20 m), l'erreur de la HTN Pléiades serait tout de même de 0,66 m ($\sqrt{0,69^2 - 0,20^2}$). Cela ne change pas le fait que l'erreur Pléiades est plus grande sur les zones enneigées (NMAD>0,6 m) que sur le terrain stable (NMAD=0,44 m).

2. La comparaison des MNE hiver calculés avec les différents jeux d'options ASP montre que le rendu de la topographie est plus variable sur les zones enneigées que sur le terrain stable (Figure 2.22). Cela pourrait être la conséquence des différences radiométriques et topographique du terrain stable et des terrains enneigés. La topographie du terrain stable semble plus variable que la neige, à l'échelle de plusieurs mètres et même à l'échelle sous-pixellaire. Les rochers, la végétation et la forme de la surface sont souvent plus accidentés que la surface de la neige lisse. Les quelques contre-exemple notables (sastrugis, dépôts d'avalanche) couvrent rarement de grande surfaces. Une topographie lisse (i.e. enneigée) pourrait sembler plus facile à échantillonner et restituer mais cela ne semble pas être l'effet dominant. D'un point de vue radiométrique, le terrain stable a souvent plus de texture que les zones enneigées. Cela pourrait faciliter la corrélation des images. Cette idée est renforcée par la bonne cohérence des MNE sur les zones enneigées contrastées (dépôt d'avalanche dans Figure 2.23).

En conclusion, il semble que l'erreur d'un MNE Pléiades soit plus grande sur terrain enneigé que sur terrain stable, probablement à cause de la difficulté à corréler les images dans les zones de faible contraste. Dans cette étude, cela signifie une erreur environ 1,5 fois plus grande sur terrain enneigé que sur terrain stable.

2.2.4.5 Comparaison avec d'autres études utilisant de la photogrammétrie satellite

En comparant les HTN Pléiades avec les HTN de l'ASO, le résidu a une NMAD de 0,69 m dans la meilleure configuration (e.g. meilleurs géométrie des images et jeu d'options ASP), ce qui est légèrement supérieur mais proche d'évaluations précédentes (Tableau 2.5). Seul Marti

et al. (2016) ont mesuré une NMAD plus grande (0,78 m) par comparaison avec des HTN calculées par photogrammétrie par drone sur 3,15 km^2. Les différences de précision entre les différentes études de le Tableau 2.5 peuvent provenir i) de différences dans les images satellites (i.e. géométrie d'acquisition, résolution des images), ii) des caractéristiques du site d'étude et iii) des caractéristiques/de la représentativité des données de validation. Les comparaisons avec sondages manuels fournissent une NMAD environ un tiers plus faible que ces résultats à 0,45 m (N=442, Marti et al., 2016) et à 0,47 m (N=36, Eberhard et al., 2020)) mais couvrent des portions limitées et peu pentues des sites d'étude. Le B/H des images utilisées par Marti et al. (2016) s'étale entre 0,21 et 0,25 pour toutes les paires consécutives (front-nadir, nadir-back) tandis que celles de cette étude sont comprises entre 0,08 et 0,12. Cela est cohérent avec la théorie de la photogrammétrie qui stipule que la précision de MNE augmente avec le B/H jusqu'à un certain point (voir 1.1.1). La NMAD du résidu HTN est similaire à Eberhard et al. (2020) qui ont calculé une carte de HTN à partir d'un MNE Pléiades hiver et d'un MNE été par SfM aéroporté et l'ont comparé à une carte de HTN par SfM aéroporté (NMAD=0,65 m). Enfin, McGrath et al. (2019) ont calculé une NMAD de 0,24 m pour une carte de HTN à partir d'images satellites WorldView-3 comparée à 2107 points de mesure par radar pénétrant sur une surface d'environ 50 km^2. Cette NMAD plus basse peut résulter de la combinaison de la plus haute résolution des images WorldView-3 (0,30 m), de la plus basse résolution des cartes de HTN (8 m) et de la faible pente du terrain échantillonné. Puisque l'ASO fournit un jeu de données de référence plus grand et couvrant un terrain complexe, la comparaison menée ici devrait être une évaluation plus robuste de la précision des cartes HTN Pléiades en montagne. Même si les données de l'ASO peuvent contribuer au résiduel, leur précision est toujours sensiblement meilleure que celle de Pléiades. Dans toutes ces études, la valeur absolue du biais calculé sur la totalité des résidus va de 0,01 m (McGrath et al., 2019) à 0,35 m (Eberhard et al., 2020).

Tableau 2.5 – Comparaison des études ayant calculé une carte de hauteur de neige à partir d'images stéréo satellites.

	Satellite (résolution)	Résolution carte HTN	Données de validation	Moy.	Méd.	NMAD	RMSE
Cette étude	Pléiades (0,5 m)	3 m	lidar aéroporté (138 km^2)	0,08	0,10	0,69	0,80
(Marti et al., 2016)	Pléiades (0,5 m)	2 m	sonde manuelle (442)	-	-0,16	0,45	-
			SfM drone (3,15 km^2)	-0,06	-0,14	0,78	-
(McGrath et al., 2019)	Worldview-3 (0,3 m)	8 m	Radar pénétrant (2107)	+0,01	+0,03	0,24	-
(Shaw et al., 2019)	Pléiades (0,5 m)	4 m	laser 3D terrestre (0,74 km^2)	-0,10	-0,22	0,36	0,52
(Eberhard et al., 2020)	Pléiades (0,5 m)	2 m	sonde manuelle (36)	-0,35	-0,36	0,47	0,52
			SfM drone (4 km^2)	-0,18	-0,18	0,38	0,44
			SfM aéroporté (75 km^2)	-0,02	-0,18	0,65	0,92

2.2.4.6 Effet du filtrage des résidus

L'effet du filtrage des résidus à 3 NMAD est mesuré sur les statistiques de toutes les cartes HTN calculées (Figure 2.28). Le filtrage réduit fortement l'écart-type et peu la NMAD, confirmant leur sensibilité relative aux valeurs aberrantes. L'écart-type et la NMAD ont des valeurs proches après filtrage et les mêmes valeurs relatives entre les différents jeux d'options ASP. La réduction de la moyenne du résidu sur terrain stable est particulièrement visible pour les cartes Local-search où un biais négatif d'environ 0,20 m est réduit à moins de 0,05 m. La médiane est peu impactée par le filtrage, comme attendu, et devrait donc être privilégiée sur la moyenne lors du calcul du recalage vertical. L'interprétation de la qualité relative des cartes de HTN n'est pas modifiée par l'application du filtre car il modifie seulement le classement des différentes HTN en fonction de l'écart-type et non en fonction de la NMAD. Le filtrage semble modérément utile pour réduire le biais sur les HTN et équivalent à l'utilisation de la NMAD comme indicateur de la dispersion des résidus. Le filtrage peut être utile pour éliminer les valeurs aberrantes sur terrain stable et garantir un bon recalage. Les conclusions sont similaires pour le filtrage à 2xSTD utilisé dans Eberhard et al. (2020) (Figure A.1). Cependant il est impossible d'utiliser un filtre sur le résidu de HTN dans la plupart des cas puisque le résidu HTN ne peut pas être calculé sans donnée de référence, ici le lidar aéroporté.

Le filtrage à [-1 m ; +30 m] pourrait biaiser la HTN puisque la borne inférieure de l'intervalle est mieux connue que la borne supérieure, introduisant une dissymétrie dans l'élimination des valeurs aberrantes. Cela ne semble pas le cas puisque la médiane et le moyenne du résidu HTN sont peu impactées par le filtrage (Figure A.2). Le filtrage modifie toutefois la RMSE et l'écart-type, en particulier pour le jeu d'options Local-search. Il nous semble toutefois avantageux de tirer parti des connaissances préalables du manteau neigeux en appliquant ce filtre pour produire la HTN la plus précise possible. Il aboutit ici à éliminer de petites surfaces (<1% de la surface enneigée) qui serait plus grandes si l'érosion-dilatation du masque de neige n'était pas appliquée.

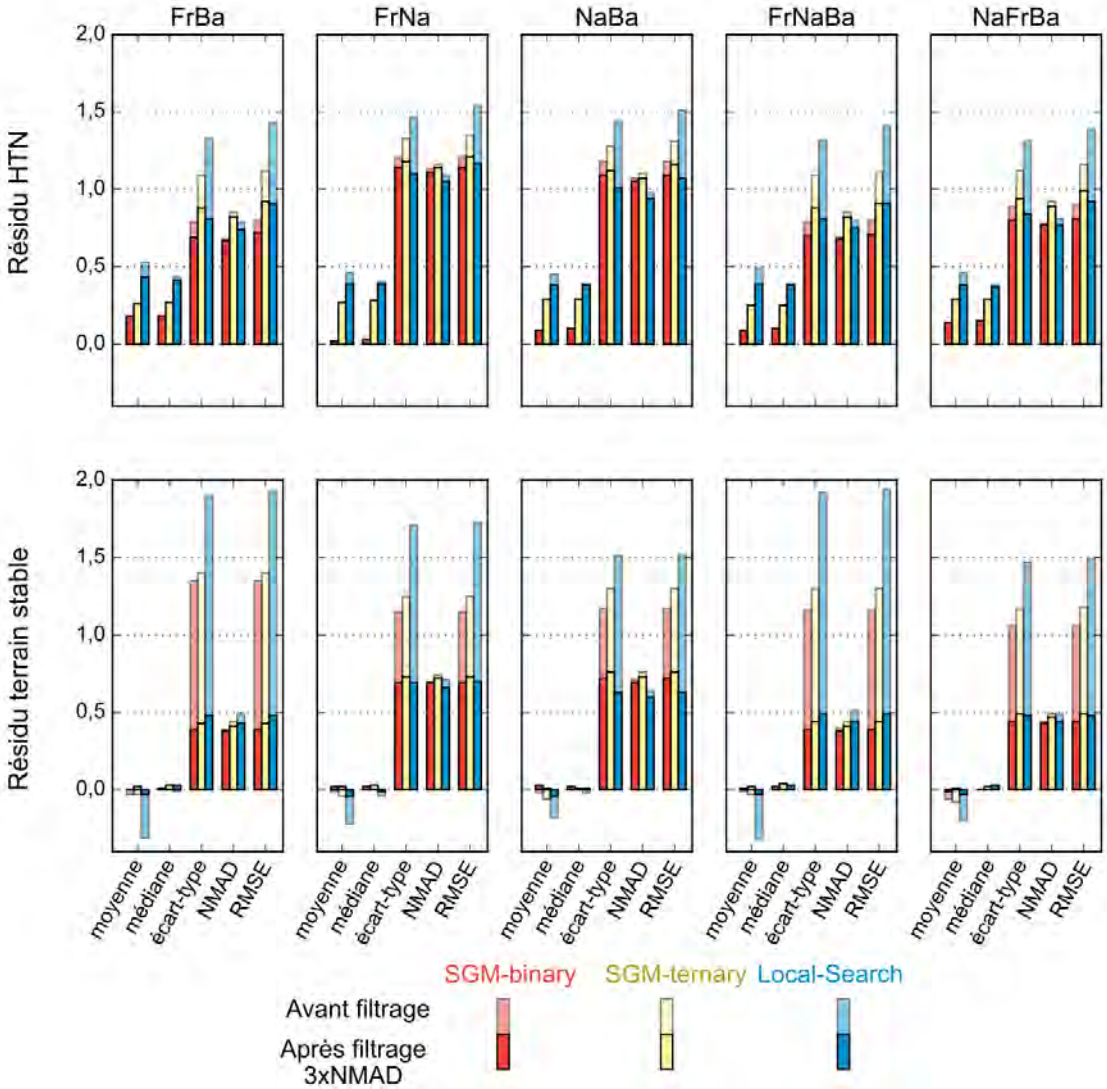

Figure 2.28 – Statistiques des résidus HTN (haut) et terrain stable (bas) pour toutes les géométries d'acquisitions (de gauche à droite) et tous les jeux d'options ASP (SGM-binary : rouge, SGM-ternary : jaune, Local-search : bleu). Les données ne sont pas filtrées (barres transparentes) ou filtrées par un filtre à 3 NMAD autour de la médiane (barres pleines).

2.2.4.7 Évaluation de l'erreur d'une carte de HTN

L'erreur aléatoire de la HTN est bien reproduite par l'équation 2.4 de la résolution initiale jusqu'à une aire d'agrégation de $\sim 10^3$ m^2 (Figure 2.20). Cependant il faut pour cela estimer les paramètres (σ, l_{cor}) souvent inconnus en l'absence de carte de HTN de référence. l_{cor}

est identique sur le résidu terrain stable et sur le résidu HTN, indiquant qu'il peut être mesuré sur le terrain stable et appliqué sur les HTN. En revanche, la NMAD (σ) du résidu terrain stable (0,4 m) est inférieure de 40% à la NMAD du résidu HTN (0,69 m). Utiliser la NMAD du terrain stable conduirait ainsi à sous-estimer l'erreur de la HTN dans ce cas d'étude. Cela est à prendre en compte même s'il n'est pas certain que la différence de 40% soit similaire dans d'autres régions. Utiliser l'écart-type des résidus conduirait à surestimer l'erreur probablement due à la distribution non normale des résidus. L'écart-type après filtrage des résidus se rapproche de la NMAD des résidus et devrait donc être un bon estimateur de la dispersion des résidus. Pour des aires d'agrégation supérieures à $\sim 10^3$ m^2 le modèle d'erreur de l'équation 2.4 ne semble pas pertinent et conduit à sous-estimer l'erreur. L'erreur aléatoire du modèle est quasiment nulle alors que l'erreur mesurée est proche de 0,2 m. La contribution du *jitter* du satellite à cette erreur est discutée dans la section suivante.

L'erreur systématique de la HTN, mesurée comme la moyenne du résidu HTN, est de 0,08 m. L'erreur systématique ne peut pas être estimée sur le terrain stable car, par construction, le résidu moyen est ramené à zéro lors du recalage. Cependant une erreur systématique de 0,1 m à 0,2 m semble plausible vu l'erreur sur les larges surfaces agrégées (les croix sur la Figure 2.20) et les erreurs moyennes des cartes HTN d'études similaires (Tableau 2.5). Dans d'autres études utilisant des dMNE, ce biais est estimé en comparant la moyenne et la médiane des résidus sur terrain stable (Gardelle et al., 2013) ou en calculant le résidu de plusieurs vecteurs de coregistrations si plus de deux MNE sont disponibles (Nuth et Kääb, 2011).

2.2.4.8 Impact du *jitter* sur l'erreur

L'erreur prédite avec l'équation 2.4 n'est pas en accord avec l'erreur mesurée sur des pixels d'aires supérieures à 10^3 m^2 (Figure 2.20). Cela est probablement du au fait que l'équation 2.4 suppose une erreur distribuée aléatoirement au-delà d'une courte distance de corrélation (20 m dans ce cas), tandis que les ondulations introduites par le *jitter* du satellite (Figure 2.15) introduisent une corrélation spatiale à plus grande échelle dans la carte de résidus. Pour vérifier

cette hypothèse, les ondulations dues au *jitter* sont identifiées et corrigées empiriquement. La carte de résidus est moyennée par ligne dans la direction *across-track* et les fréquences de l'ondulation sont mesurées par une transformation de Fourrier (adapté de Girod et al., 2017). Ensuite, l'ondulation est identifiée en sélectionnant les fréquences plus basses que 10^{-4} m^{-1} (i.e. longueurs d'ondes plus grandes que 2,5 km) et retranchées à la carte des résidus.

Cette correction aplatit le semi-variogramme des résidus pour les distances entre 2000 m et 8000 m (Figure 2.16). La correction du *jitter* modifie peu la NMAD du résidu HTN à 3 m (0,65 m avec correction, 0,69 m sans correction). Par contre, l'erreur modélisée (σ, l_{cor}) est en meilleur accord avec la NMAD du résidu corrigé et rééchantillonné à différentes résolutions (Figure 2.20). Cette amélioration est plus marquée à basse résolution de rééchantillonnage. Par exemple, la NMAD du résidu HTN est réduite de 50 % à une résolution de 180 m mais de seulement 10 % à la résolution de 20 m. Ceci est attendu puisque la correction de l'ondulation concerne un signal basse fréquence. Malgré la correction du *jitter*, le modèle de l'équation 2.4 sous-estime l'erreur pour des aires supérieures à 10^4 m^2 laissant penser qu'une autre source de structuration de l'erreur n'est toujours pas corrigée.

2.3 Conclusion

La carte de HTN produite à partir d'images Pléiades et la chaîne SMASH sur la Californie reproduit fidèlement la distribution du manteau neigeux dans une zone montagneuse par comparaison avec une carte de référence par lidar aéroporté. Le jeu de données de référence spatialisé et synchrone de l'acquisition Pléiades a également permis de répondre aux questions soulevées en introduction de ce chapitre.

1. Quel est l'impact de l'utilisation d'une paire ou d'un triplet d'images stéréo sur l'erreur d'une carte de HTN ?

   L'utilisation d'un triplet ou d'une paire d'images stéréo n'a pas apporté de modifications significatives aux cartes de HTN. Les cartes étaient complètes dans tous les cas et le triplet front-nadir-back a produit une carte très similaire à la paire front-back. Cette

conclusion ne peut probablement pas être généralisée car une seule méthode de calcul de MNE à partir d'un triplet a été utilisée et car l'occlusion de portions de terrain dans certaines zones doit physiquement être réduite par l'utilisation d'un triplet.

2. Quel est l'impact du B/H sur l'erreur des cartes HTN ?

   La dispersion des résidus HTN et terrain stable et l'erreur moyenne des HTN sont sensiblement meilleures pour les paires d'images avec un B/H de 0,20 que celles avec un B/H de 0,10. Cela n'échantillonne que partiellement la gamme de B/H disponible avec Pléiades (0,1 à 0,5). L'utilisation de triplets avec d'autres valeurs de B/H devrait permettre de déterminer le B/H optimal, s'il existe.

3. Quel est l'impact du traitement photogrammétrique sur l'erreur des cartes de HTN ?

   La qualité des cartes de HTN semble sensible au traitement photogrammétrique. Le choix de l'algorithme de corrélation et de la fonction de coût entraîne des variations de l'erreur moyenne et aléatoire de ∼0,20 m. La combinaison de l'algorithme de corrélation *Semi-Global Matching* avec la fonction de coût *binary census transform* a fourni les meilleurs résultats mais il faut rappeler qu'un grand nombre d'options ASP n'a pas été testé.

4. Comment évolue l'erreur de la HTN moyennée sur différentes aires ?

   À la plus haute résolution disponible (3 m), l'erreur moyenne systématique sur les 138 km^2 de surface enneigée est de 0,08 m. Cette erreur peut très probablement être plus grande, de l'ordre de 0,20 m, sur d'autres sites. L'erreur aléatoire à l'échelle d'un pixel est bien représentée par la NMAD du résidu (0,69 m) qui permet de décrire sa distribution avec une loi normale. L'erreur aléatoire est structurée spatialement induisant une forte corrélation de l'erreur à des distances inférieures à 20 m. L'erreur aléatoire décroît lorsque la HTN est agrégée sur une zone d'intérêt que ce soit un super-pixel ou une portion de la zone d'étude. L'erreur aléatoire décroît environ d'un facteur deux lorsque la carte à 3 m est rééchantillonnée à 36 m. La décroissance de l'erreur est bien décrite par le modèle d'erreur de Rolstad et al. (2009) jusqu'à une surface de ∼10^3 m^2 et sous-estimée par le modèle au-delà en partie à cause du *jitter*

du satellite. À défaut de pouvoir modéliser précisément l'erreur en fonction de l'aire d'agrégation, l'erreur peut être inférée à partir de la Figure 2.20.

Plusieurs ajouts permettraient de faciliter la production et l'utilisation des cartes de HTN produites par SMASH. Tout d'abord, la chaîne SMASH bénéficierait à être complètement automatisée entre la réception des images et la production de la carte de HTN. L'étape limitant l'automatisation est la création d'un jeu de données d'apprentissage pour la classification des images multispectrales en une carte d'occupation du sol. Le jeu de données d'apprentissage pourrait par exemple être extrait de cartes d'occupation du sol mondial et d'une classification non-supervisée des surfaces enneigées. Lever cette limite faciliterait l'utilisation opérationnelle de la méthode (e.g. prévision du risque avalanche) et le traitement des archives satellites Pléiades et Worldview.

Pour dépasser la difficulté à modéliser l'erreur de la HTN, l'idéal serait d'avoir une méthode de calcul d'une carte d'erreur pour chaque MNE, assignant une erreur à chaque pixel. Cela permettrait de calculer ensuite une carte d'erreur pour chaque dMNE. L'erreur d'un MNE pourrait être corrélée et peut-être calculée à partir des variables topographiques du terrain (e.g. pente, courbure), des propriétés des images (texture, contraste local), ou à partir de produits intermédiaires du traitement photogrammétrique (valeur de la fonction de coût lors de la corrélation, carte de l'erreur d'intersection). Parmi ces variables, la pente s'est montrée pertinente pour décrire l'erreur de la HTN au-dessus de 50° et une correspondance relative a été observée entre erreur et texture de l'image. Aucune relation n'a été observée avec l'erreur d'intersection (non montré ici). La formule de l'erreur d'un MNE reste donc à trouver.

Enfin, l'erreur des dMNE pourrait être sensiblement réduite en corrigeant les effets du *jitter*. La méthode de correction utilisée ici n'est pas transférable sur un cas d'étude sans carte de HTN de référence. Des méthodes de correction du *jitter* sont en cours d'étude au CNES basées sur l'utilisation d'un MNE externe de référence disponible sur toute la Terre (SRTM) ou de l'analyse du résidu sur terrain stable uniquement (développement dans CARS et stage de Victor Quet encadré par Bruno Vidal). En l'état, de nombreuses utilisations

des cartes de HTN Pléiades sont envisageables. Plusieurs sont détaillées dans les chapitres suivants.

Chapitre 3

Cartographie pluriannuelle de la hauteur de neige dans les Pyrénées

---

Les cartes de HTN par photogrammétrie satellite sont particulièrement adaptées pour l'étude des bassins de petite taille, contenus dans une image ($\sim$ 20 km par 20 km dans le cas de Pléiades). Cependant, la constitution d'une série temporelle de cartes demande de la planification car l'acquisition d'images se fait à la demande, plusieurs semaines à l'avance. Une série temporelle de sept cartes de hauteur de neige a été acquise par le CESBIO entre 2015 et 2020 sur la zone de Bassiès dans les Pyrénées. Ce cas d'étude unique en son genre permet le suivi pluriannuel du volume de neige de la zone et l'étude de la variabilité spatiale et temporelle du manteau neigeux.

Le calcul du volume de neige est une première étape dans l'estimation de la masse de neige (EEN), qui est la variable hydrologique pertinente pour la gestion de l'eau. Le bassin de Bassiès, au centre de la zone d'étude, a un intérêt hydrologique particulier car une centrale hydroélectrique est présente à son exutoire. Cette centrale est opérée par Électricité de France (EDF), le principal producteur d'énergie en France. EDF dispose de son propre réseau de stations de mesure de l'EEN pour estimer la ressource en eau en amont des barrages mais n'utilise pas, à notre connaissance, de méthode de télédétection satellite ou aéroportée pour mesurer la HTN de manière opérationnelle. En Californie, les cartes d'EEN distribuées par l'ASO ont bénéficié aux utilisateurs avals, gestionnaires de barrage et agriculteurs dépendants de l'irrigation (Painter et al., 2016).

La variabilité interannuelle du stock de neige en montagne est forte et peut être marquée par des périodes de « sécheresse nivale » [1] comme en Californie (Hatchett et Mcevoy, 2018) ou dans les Andes (Garreaud et al., 2017). Dans les Pyrénées, la variabilité interannuelle de la hauteur de neige dépend des types de temps à l'échelle synoptique et de la quantité de précipitations associée (Buisan et al., 2016). D'une année à l'autre, la hauteur moyenne de neige entre décembre et avril peut varier d'un facteur deux ou trois par rapport à la moyenne de la période 1958-2017 (López-Moreno et al., 2020).

La variabilité spatiale de la HTN est le résultat de la variabilité de l'accumulation et l'ablation (Pomeroy et al., 1998 ; Freudiger et al., 2017). La variabilité spatiale de la HTN est souvent décrite en fonction de variables topographiques comme l'altitude, l'orientation et l'exposition du terrain. La relation entre ces variables et la HTN est approchée par des arbres de décisions (Elder et al., 1998) ou des régressions linéaires à plusieurs variables (Grünewald et al., 2013). Cependant, ces modèles statistiques supposent une corrélation entre la topographie et la distribution du manteau neigeux. Ils ne permettraient pas de mesurer la variabilité d'un manteau neigeux modelé par le vent sur une topographie homogène. Ce type de variabilité peut être représenté par la longueur de corrélation de la HTN, mesurée à l'aide de semi-variogrammes (Blöschl, 1999 ; Deems et al., 2006) ou d'analyse en transformée de Fourrier (Trujillo et al., 2007). Ces études ont jusqu'à présent utilisé des cartes de HTN mesurées par lidar aéroporté (Deems et al., 2006 ; Trujillo et al., 2007 ; Deems et al., 2008) ou lidar terrestre (Schirmer et al., 2011 ; Mendoza et al., 2020). La résolution de 3 m et la bonne précision des cartes de HTN produites par SMASH fournissent une nouvelle source de données pour les reproduire sur d'autres sites et à plus grande échelle.

Ce chapitre présente la série temporelle de cartes de HTN de la zone de Bassiès. Les cartes sont utilisées pour calculer une série du volume total de neige dans la zone et caractériser la variabilité spatiale et temporelle du manteau neigeux. Les triplets d'images permettent également de vérifier l'impact de la géométrie d'acquisition des images déjà discuté dans le chapitre précédent (voir 2.2.4.1).

1. en anglais : *snow-drought*

3.1 Zone d'étude

Le bassin de Bassiès se situe dans les Pyrénées françaises, entre 1000 et 2676 m d'altitude (Figure 3.1). Le bassin de Bassiès est au centre des 120 km^2 de la zone d'étude dont il couvre environ 10%. La zone est peu anthropisée à l'exception de la ville d'Auzat (0,5 km^2) à l'est et de routes de montagnes. La végétation se compose de forêts subalpines (pins, hêtre) en dessous de 1800 m et d'alpages et de roches nues au-dessus (Figure 3.2). Plusieurs étangs et deux retenues d'eau artificielles (∼0,3 km^2) se situent au centre de la zone, accompagnées de tourbières. La neige s'installe et s'accumule typiquement à partir de novembre-décembre et fond complètement aux alentours du mois de juin. Le bassin versant de Bassiès est un sous-bassin versant de la Garonne.

Figure 3.1 – Vue générale de la zone d'étude avec une image multispectrale du 26 octobre 2014 (gauche) et le relief du MNT du même jour (droite).

Figure 3.2 – Vue de l'étang principal de Bassiès au centre de la zone d'étude depuis le col de la Serrette le 26 octobre 2014 (gauche) et le 11 mars 2015 (droite). (Photo S. Gascoin)

3.2 Données

3.2.1 Série d'images Pléiades

La série d'images Pléiades de Bassiès est constituée de sept triplets acquis en hiver et un triplet acquis en été sur une zone de 90 km^2 (Tableau 3.1). Les images ont été acquises entre

Tableau 3.1 – Détail de la série d'images Pléiades de la zone de Bassiès (42,76°N ; 1,42°E).

Date	Saison	Front-nadir	Nadir-back	Front-back
2014-10-26	été	0,22	0,22	0,44
2015-03-11	hiver	0,21	0,26	0,47
2016-04-11	hiver	0,26	0,14	0,40
2017-03-15	hiver	0,29	0,09	0,38
2018-02-15	hiver	0,34	0,15	0,49
2018-05-11	hiver	0,09	0,25	0,34
2019-03-26	hiver	0,11	0,09	0,20
2020-04-05	hiver	0,22	0,20	0,42

l'hiver 2014-2015 et 2019-2020 (6 hivers) autour de la date du pic d'accumulation estimée entre le 15 mars et le 15 avril. Les deux triplets de l'hiver 2017-2018, acquis en février et mai sont exceptionnellement décentrées du pic d'accumulation. Les paires d'images consécutives (front-nadir, nadir-back) ont un B/H compris entre 0,09 et 0,34. Le B/H des paires front-back varie entre 0,20 et 0,49 (Tableau 3.1 et Figure 3.3). Les images de l'été 2014 et de l'hiver 2014-2015 ont été utilisées par Marti et al. (2016).

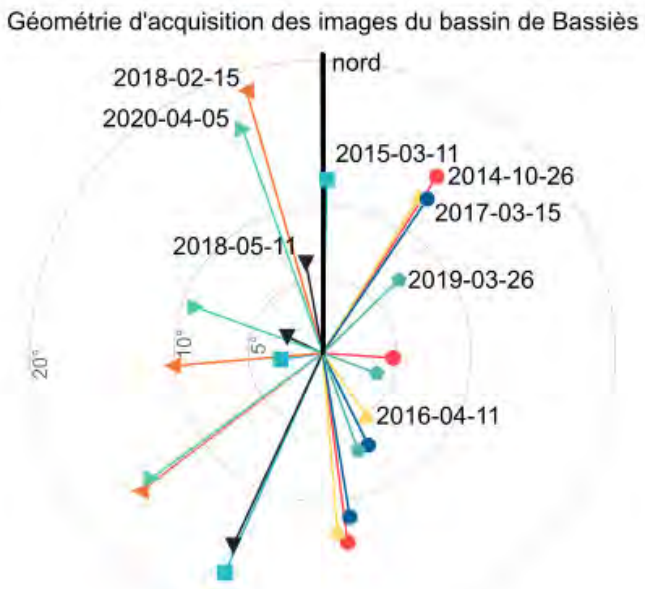

Figure 3.3 – Géométrie d'acquisition des triplets d'images sur la zone de Bassiès. La scène est située au centre du graphique. La position du satellite est calculée à partir des angles *along-track* et *across-track* fournis avec les images.

3.2.2 Stations de mesures automatiques de Bernadouze

Le CESBIO maintient deux stations météorologiques automatiques dans la zone d'étude auprès de la tourbière de Bernadouze à 1420 m d'altitude (42,80°N ; 1,42°E, Figure 3.1). La première station météorologique est située dans une clairière et la seconde est située en forêt. Dans la suite du manuscrit on n'utilise que les données de la station située dans la clairière (Figure 3.4). Cette station fournit une série demi-horaire de HTN ponctuelle mesurée par une sonde acoustique d'une précision centimétrique (Gascoin et Fanise, 2004). Elle comporte également des capteurs de température et humidité de l'air, vitesse et direction du vent, humidité du sol, précipitations, rayonnement solaire incident et réfléchi, rayonnement de grande longueur d'onde descendant et ascendant.

Figure 3.4 – Opérations de maintenance de la station de Bernadouze dans la clairière, opérée par le CESBIO (photos S. Gascoin et P. Fanise).

3.3 Méthode

3.3.1 Production de la série de cartes

La chaîne SMASH est utilisée pour calculer des cartes de HTN à 3 m de résolution (voir 2.1). Le jeu d'options SGM-binary, défini au chapitre précédent, est utilisé pour le traitement photogrammétrique par ASP. Pour chaque acquisition, quatre MNE sont calculés à partir des triplets (front-nadir-back, front-back, front-nadir et nadir-back) dans le but de vérifier

l'impact de la géométrie d'acquisition sur la précision des HTN. Il a été conclu au chapitre précédent que la précision est meilleure pour un B/H de 0,2 qu'un B/H de 0,1. Les cartes sont toutes calculées sur la grille du MNE été. Les cartes d'occupation du sol sont adaptées à la présence d'ombre sur les images en ajoutant des classes « neige à l'ombre », « terrain stable à l'ombre » et « forêt à l'ombre ». Dans chaque carte d'occupation du sol, les zones de forêt sont complétées en classant un pixel en forêt s'il l'est dans au moins trois des sept cartes d'occupation du sol. Le terrain stable ensoleillé est utilisé pour recaler les MNE. Pour chaque acquisition d'hiver, une carte de HTN, une carte de résidu sur le terrain stable et une carte d'occupation du sol sont obtenues. Les masques de neige (surface enneigée, SCA) et de terrain stable sont tirés de la carte d'occupation du sol Pléiades sans être érodés. Les HTN inférieures à -1 m et supérieures à 30 m sont classées comme sans donnée. Les cartes de HTN à 3 m sont rééchantillonées à 30 m pour être comparées aux mesures de la station de Bernadouze de façon à réduire l'erreur de la mesure suivant la conclusion du chapitre précédent.

3.3.2 Calcul du volume de neige total

Les zones de forêt ne sont pas inclues dans les surfaces enneigées ce qui signifie que seul le volume de neige en terrain ouvert est calculé. Le volume de neige, V, est d'abord calculé par tranche d'altitude de 100 m comme le produit de la surface enneigée (SCA_i) et de la HTN moyenne à cette tranche d'altitude ($\overline{\mathrm{HTN}}_i$). Cela revient à assigner aux pixels enneigés sans donnée la HTN moyenne de leur tranche d'altitude. Les pixels de neige à l'ombre sont considérés comme sans donnée car souvent entachés d'erreurs. Le MNE été est utilisé pour déterminer l'hypsométrie de la zone. Le volume total est obtenu par sommation du volume de toutes les tranches d'altitude indexées de 0 à N :

$$V = \sum_{i=0}^{N} \mathrm{SCA}_i \times \overline{\mathrm{HTN}}_i \tag{3.1}$$

L'erreur du volume total de neige est calculée via une version simplifiée de l'équation 3.1 dans laquelle le volume de neige est calculé à partir de la HTN moyenne de la zone et la SCA

de la zone :

$$V = \mathrm{SCA} \times \overline{\mathrm{HTN}} \tag{3.2}$$

En supposant que l'erreur sur la surface enneigée et la hauteur de neige sont indépendantes, l'erreur sur le volume, e_V, est (Belart et al., 2017) :

$$e_V = V\sqrt{\left(\frac{e_{\overline{\mathrm{HTN}}}}{\overline{\mathrm{HTN}}}\right)^2 + \left(\frac{e_{\mathrm{SCA}}}{\mathrm{SCA}}\right)^2} \tag{3.3}$$

Une erreur de 10% est assignée à la surface enneigée et une erreur de 0.2 m est assignée à la HTN suivant les conclusions du chapitre précédent (voir 2.2.4.7).

3.3.3 Mesure de la variabilité spatiale

La variabilité spatiale est mesurée à l'aide de semi-variogrammes calculés sur les cartes de HTN. Un semi-variogramme décrit la variance des données (γ) en fonction de la distance (h) qui les sépare. Il est défini par (Matheron, 1963) :

$$\gamma\,(h) = \frac{1}{2\,n(h)} \sum_{|x-y|=h} (Z(x) - Z(y))^2 \tag{3.4}$$

Où h est la distance entre les paires de pixels, $n(h)$ est le nombre de paires et Z est la valeur du pixel, ici la HTN ou le dMNE sur terrain stable. Appliqué à une image, il représente la structuration spatiale de l'information. Une faible valeur de $\gamma(h)$ indique une forte corrélation de la valeur des pixels à la distance h. Les semi-variogrammes sont interprétés grâce à la longueur de corrélation et la variance seuil. La longueur de corrélation est la distance à laquelle la pente de la variance devient nulle (i.e. la variance maximale est atteinte). Au delà de cette distance, les données sont considérées comme décorrélées. La variance seuil est la variance maximale, atteinte pour les grandes distances.

3.3.4 Mesure de la variabilité temporelle

La comparaison des HTN, des surfaces enneigées, des semi-variogrammes sur les six années d'acquisitions permet de mesurer la variabilité temporelle à l'échelle interannuelle. L'origine de la variabilité du volume de neige est estimée par comparaison du coefficient de variation (ratio de l'écart-type et la moyenne de la série) de la surface enneigée et de la HTN moyenne. La variabilité temporelle interannuelle est également mesurée à l'aide de la moyenne et de l'écart-type calculés pour chaque pixel de la pile des sept cartes dans la dimension temporelle. La moyenne permet de distinguer des motifs récurrents dans les cartes de HTN et d'estimer la distribution d'un manteau neigeux typique de la zone. L'écart-type renseigne sur la variabilité interannuelle de la HTN en un point. Enfin, les deux acquisitions de l'hiver 2017-2018 donnent un échantillon de variabilité intra-saisonnière.

3.4 Résultats

3.4.1 Série temporelle de cartes de HTN

La figure 3.5 montre la série de sept cartes de HTN (front-nadir-back). La figure 3.6 montre la HTN moyenne, la SCA et le volume total de neige sur la zone tandis que la figure 3.7 représente la HTN, la SCA et le volume par tranche d'altitude. La HTN sur la zone a une variabilité annuelle marquée avec des HTN minimales en moyenne en mars 2017 et maximales en mai 2018 (Tableau 3.2). Pour une année typique, la HTN moyenne est de 1,50 m et peut atteindre 5 m près des sommets. Toutes les cartes ont entre 0,1 km^2 et 12 km^2 de données manquantes dans les zones enneigées. Ces zones sont des portions de l'image été à l'ombre (<1 km^2), des portions saturées dans les images hiver (∼5-10 km^2 en 2015, 2016 et 2019) ou des nuages isolés (5 km^2 en février 2018). Les images été du 26 octobre 2014 ont une forte proportion d'ombres dues à la faible hauteur solaire à cette date. De plus, quelques nuages isolés au sud de la zone occultent le sol et projettent une ombre sur la surface. La plus grande source de pixels sans donnée reste la saturation des images qui couvre jusqu'à 31%

Tableau 3.2 – Volume de neige, surface enneigée (SCA) et hauteur de neige moyenne (HTN) sur la zone de Bassiès. Les données manquantes dans les zones enneigées sont soit causées par des portions d'images saturées (TDI=13, Gain>11) soit causées par des nuages (2018-02-15).

	Volume de neige (km^3)	SCA (km^2)	HTN moyenne (m)	SCA sans donnée (%)	SCA à l'ombre (%)	TDI	Gain
2015-03-11	0,10 ±0,01	52,94 ±5,29	1,96 ±0,2	14	< 1	13	11,65
2016-04-11	0,09 ±0,01	46,46 ±4,65	1,91 ±0,2	31	3	13	11,64
2017-03-15	0,05 ±0,01	35,33 ±3,53	1,47 ±0,2	<1	6	10	8,85
2018-02-15	0,11 ±0,02	56,41 ±5,64	1,90 ±0,2	12	14	10	9,37
2018-05-11	0,07 ±0,01	27,54 ±2,75	2,68 ±0,2	<1	<1	10	9,37
2019-03-26	0,06 ±0,01	39,04 ±3,90	1,64 ±0,2	15	4	13	11,84
2020-04-05	0,04 ±0,01	21,62 ±2,16	1,69 ±0,2	<1	3	10	9,07

de la surface enneigée en 2016 (Tableau 3.2). La saturation des images se produit lorsque le nombre d'étages TDI (semblable au temps d'exposition pour un appareil photo classique) est programmé à 11 au lieu d'être abaissé à 10. Les cartes d'occupation du sol sont complètes car les pixels saturés sont classés en neige, permettant une mesure de toute la surface enneigée. Cette confusion pourrait être gênante si les nuages occupaient une plus grande surface ou couvraient des zones sans neige. Une faible proportion des surfaces de terrain stable est sans donnée (∼3% du terrain stable), essentiellement concentrée dans la zone nuageuse et à l'ombre de l'image été.

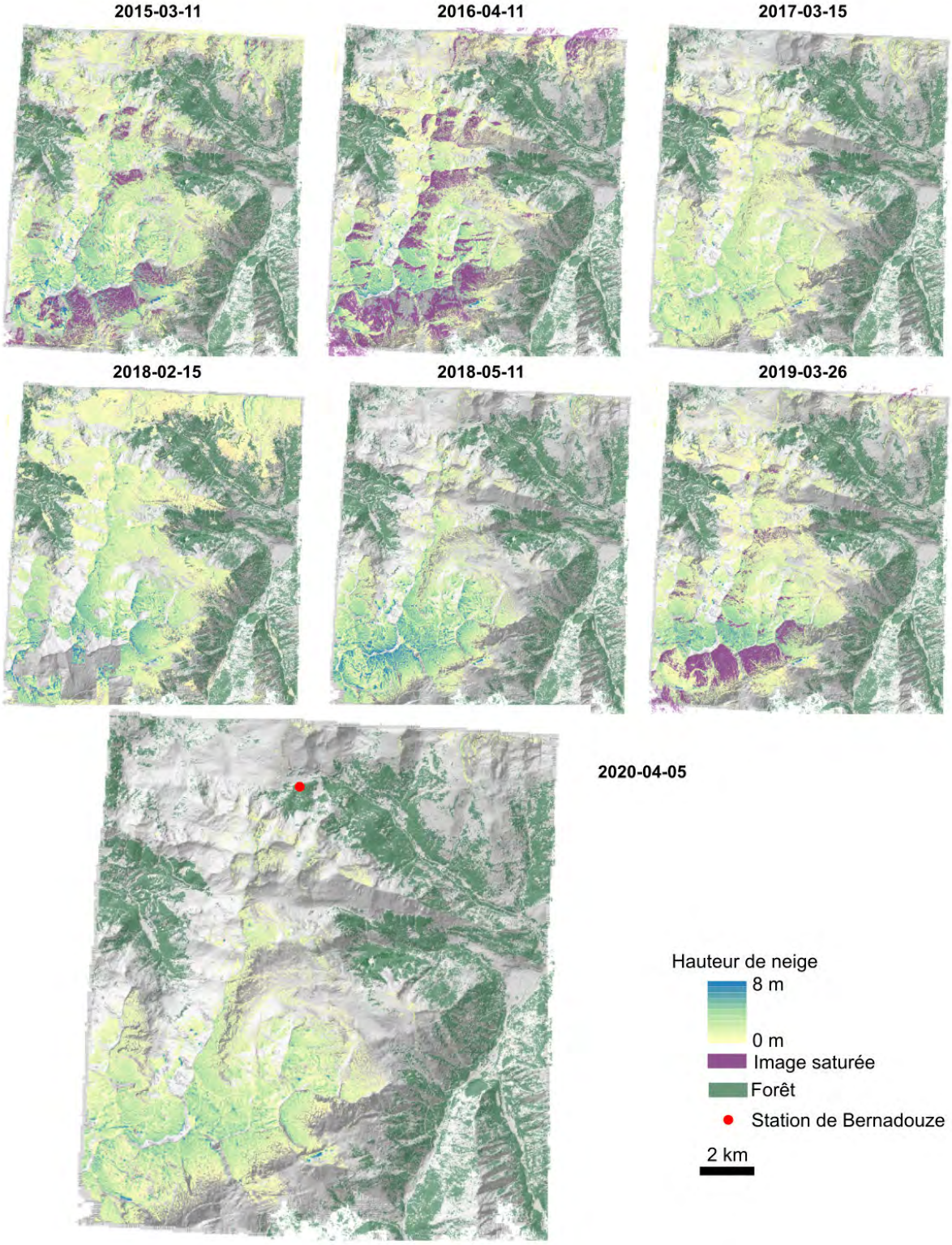

Figure 3.5 – Série temporelle de cartes HTN sur la zone de Bassiès. Les zones saturées des images panchromatiques sont sans donnée dans les cartes (violet). Les zones de forêt sont déterminées avec les cartes d'occupation du sol (vert). Un ombrage du relief est visible en arrière-plan.

3.4.2 Comparaison avec la station automatique de Bernadouze

Les HTN Pléiades sont extraites du pixel le plus proche de la station. Les HTN Pléiades à 3 m sont supérieures aux mesures à la station de Bernadouze avec un écart entre 0,02 m et 0,59 m (Tableau 3.3). En mai 2018 et avril 2020, la HTN Pléiades est nulle et en accord avec les mesures de la station car le pixel dans la carte d'occupation du sol est identifié en terrain stable. Pour les cinq dates avec neige, la moyenne des résidus (Pléiades moins station) est de 0,02 m et l'écart-type du résidu est de 0,33 m. Cette valeur est inférieure en absolu à la précision des HTN sur le bassin de la Tuolumne (voir chapitre précédent 2.2.4.4). La série de points n'est cependant pas suffisamment longue (N=7) pour être statistiquement significative. La carte de HTN à 30 m devrait présenter une erreur aléatoire environ deux fois plus faible que la carte à 3 m (voir 2.2.4.7). Pourtant le résidu n'est pas sensiblement amélioré pour la carte à 30 m. La moyenne et l'écart-type du résidu sont même légèrement plus grands que pour la carte à 3 m. Cela peut s'expliquer par le fait que la mesure de la station est ponctuelle et peu représentative de la valeur moyenne de la hauteur de neige sur les 30 m alentours. La variabilité spatiale du manteau neigeux autour de la station est probablement augmentée par la lisière de la forêt et un bâtiment à environ 20 m de la station.

Tableau 3.3 – HTN à la station automatique de Bernadouze comparé à la valeur du pixel le plus proche dans les cartes Pléiades à la résolution 3 m et 30 m. La moyenne, médiane et l'écart-type sont calculés sur les valeurs non-nulles.

	2015-03-11	2016-04-11	2017-03-15	2018-02-15	2018-05-11	2019-03-26	2020-04-05	moy.	méd.	écart-type
Station automatique	1,87	0	0,3	0,82	0	0,18	0			
Pléiades 3 m	1,28	0,12	0,32	0,98	0	0,58	0			
Résidu	-0,59	0,12	0,02	0,16	0	0,4	0	0,02	0,12	0,33
Pléiades 30 m	1,06	-0,04	0,11	0,73	0	0,39	0			
Résidu	-0,81	-0,04	-0,19	-0,09	0	0,21	0	-0,18	-0,09	0,34

3.4.3 Mesure du volume de neige dans une zone de montagne

Le volume de neige total hors forêt dans la zone d'étude varie entre 0,04 ±0,01 km^3 et 0,11 ±0,02 km^3. La surface enneigée sur la zone varie entre 21 ± 2 km^2 en avril 2020 et

56 ±6 km^2 en février 2018. La HTN moyenne varie entre 1,47 ± 0,2 m en mars 2017 et 2,68 ±0,2 m en mai 2018. Le volume maximal est mesuré en février 2018 par combinaison de la surface enneigée maximale (56 ±6 km^2) avec une HTN moyenne (1,90 ±0,2 m) comparable aux autres dates. La variabilité interannuelle est dominée par la variabilité de la surface enneigée avec un coefficient de variation de 0,3 contre 0,2 pour la HTN moyenne (Figure 3.6). Les mesures de 2018 se distinguent des autres par une forte surface enneigée en février et une forte HTN moyenne en mai, dues aux dates respectivement précoce et tardive d'acquisition par rapport au reste de la série. Si ces deux dates sont exclues, le coefficient de variation est inchangé pour la surface enneigée mais est encore plus faible pour la HTN moyenne (0,1). Cela renforce le résultat que la variabilité du volume de neige est dominée par la variabilité de la surface enneigée. La HTN moyenne est élevée en mai 2018, à la date la plus avancée dans la saison de la série, car la fonte de la neige avec une faible HTN à basse altitude est bien entamée.

La HTN des surfaces à l'ombre n'est pas utilisée lors du calcul du volume de neige et est remplacée par la HTN moyenne des surfaces ensoleillées à l'altitude correspondante. Il est pourtant probable que la HTN soit plus grande à l'ombre qu'au soleil à cause du rayonnement courte longueur d'onde plus faible. Les surfaces enneigées à l'ombre représente moins de 6% des surfaces enneigées totales pour toutes les dates sauf en février 2018 où 14% des surfaces enneigées sont à l'ombre (Tableau 3.2 et Figure A.18). Des écarts de HTN de 2 m sont observés à certaines altitudes entre zones à l'ombre et au soleil (Figure A.18). La HTN à l'ombre tend à être supérieure à la HTN au soleil en-dessous de 2200 m et semblable au-dessus. Malgré ces écarts et dû aux faibles surfaces concernées, le calcul du volume de neige en incluant la HTN des surfaces à l'ombre modifie peu le volume de neige de l'ensemble de la zone et reste dans l'incertitude estimée du volume (Figure A.19). Même si le traitement des zones à l'ombre influe peu le résultat ici, il serait souhaitable de tenir compte de l'incertitude accrue introduite par la présence de surfaces enneigées à l'ombre.

Le stock de neige a une répartition variable en fonction de l'altitude selon les dates (Figure 3.7). En mars 2015, avril 2016 et février 2018, la répartition est équilibrée entre les basses

altitudes (1500 m à 2100 m) et les hautes altitudes (> 2100 m). Pour les autres dates, le stock est surtout concentré sur les hautes altitudes. Les deux dates en hiver 2017-2018 montrent comment le volume total a décru entre février et mai. La fonte de la neige à basse altitude a réduit la SCA et réduit la proportion de HTN faibles alors que le stock à haute altitude constitué de fortes HTN a été bien conservé. Cela produit une anti-corrélation entre la SCA et la HTN moyenne à ces dates. La HTN croît avec l'altitude pour toutes les années et semble atteindre un maximum autour de 2500 m (Figure 3.7). La variabilité interannuelle de la HTN semble plus forte au dessus de 2000 m tandis que la surface enneigée est variable en dessous de 2200 m et constante au-dessus, marquant la couverture neigeuse complète des haute-altitudes au pic d'accumulation. La combinaison de la variabilité de la HTN et de la surface enneigée produit une variabilité du stock de neige à toutes les altitudes.

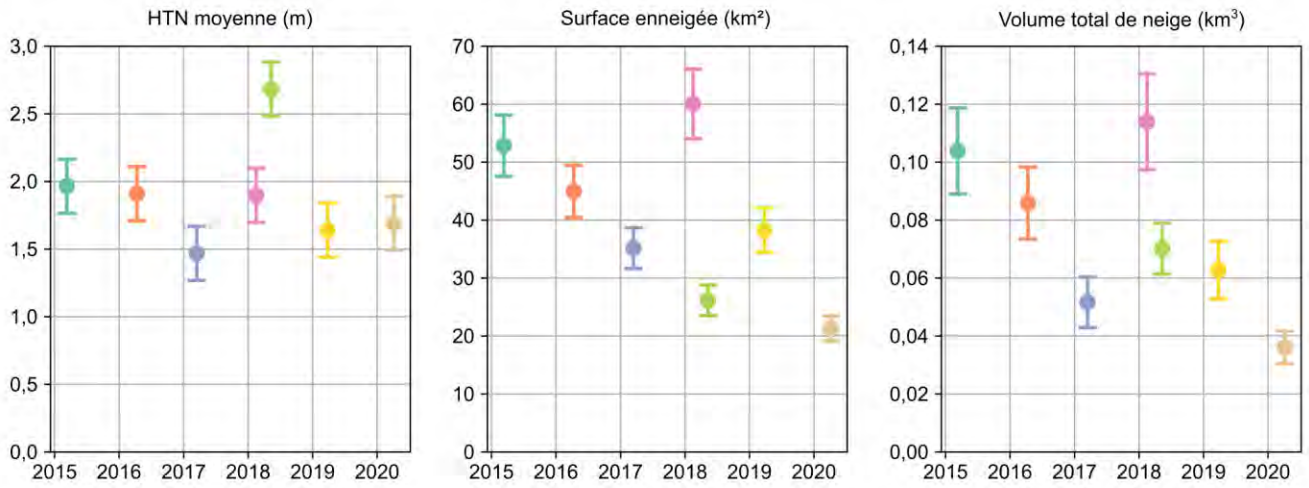

Figure 3.6 – HTN moyenne (gauche), surface enneigée (milieu) et volume total de neige (droite) de la zone, hors forêt. Les barres d'erreurs supposent une erreur moyenne de 0,2 m sur les HTN et 10% sur la surface enneigée. Les données sont issues de la carte de HTN calculée à partir du triplet d'images front-nadir-back. Le volume total de neige est la somme du volume à chaque altitude (Figure 3.7 en bas).

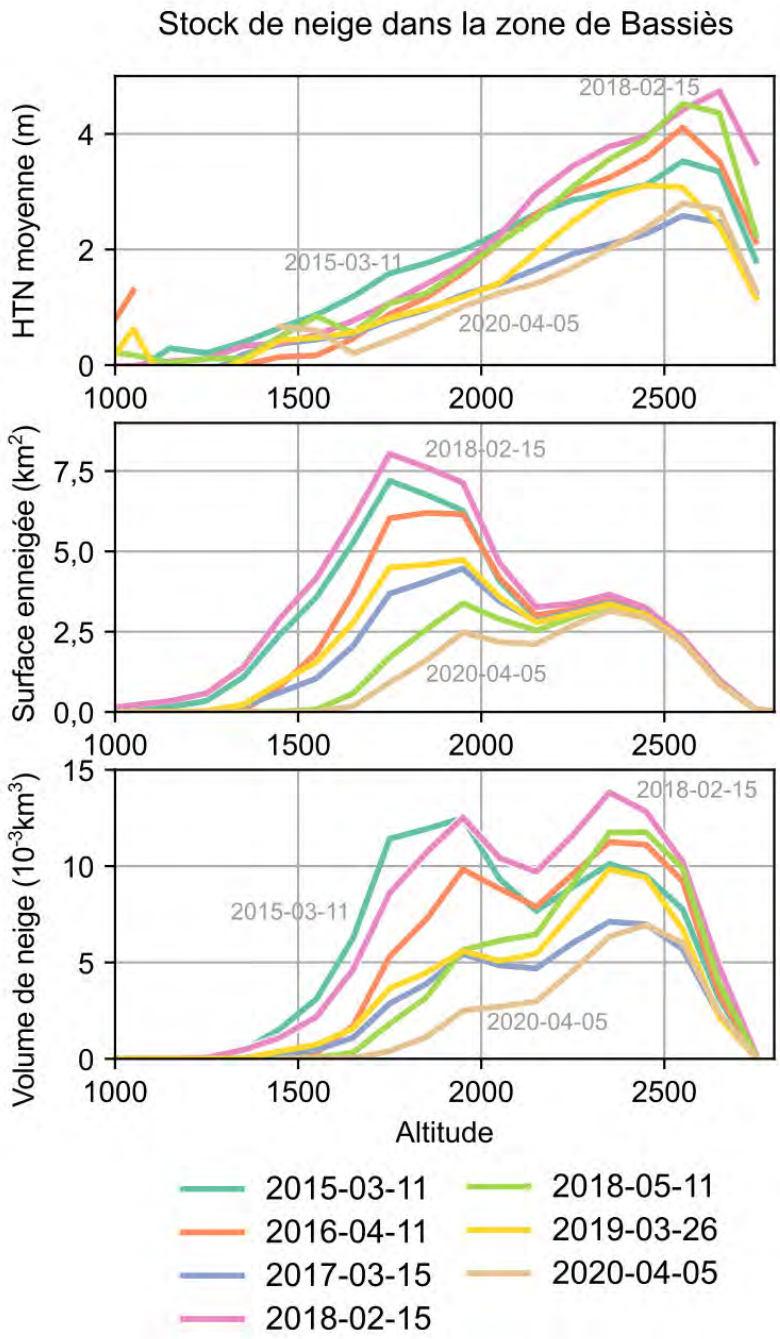

Figure 3.7 – Série de HTN agrégées par altitude (haut), série de surface enneigée agrégée par altitude (milieu) et volume de neige par altitude calculé comme la HTN multipliée par la surface enneigée (bas). Les données sont issues de la carte de HTN calculée à partir du triplet d'images front-nadir-back.

3.4.4 Variabilité spatiale et temporelle de la HTN

Les semi-variogrammes ont une forme similaire pour toutes les cartes de HTN (Figure 3.11). La longueur de corrélation, estimée visuellement, se situe aux alentours de 20-40 m. La variance seuil varie fortement entre les cartes avec près de 3,5 m pour mai 2018 et toutes les autres variances entre 1,5 et 2,5 m. La longueur de corrélation est très similaire à celle mesurée sur des cartes obtenues par lidar aéroporté (Deems et al., 2006), scan lidar terrestre (Schirmer et al., 2011), photogrammétrie drone (Redpath et al., 2018) et radar pénétrant (McGrath et al., 2019). Ces études font en effet état de longueurs de corrélation entre 10 m et 40 m. La longueur de corrélation varie d'un site à un autre et semble dépendre de la végétation (Deems et al., 2008 ; Trujillo et al., 2007) et de l'exposition au vent du terrain (Schirmer et al., 2011). Ainsi, les zones les plus exposées au vent ont une longueur de corrélation plus grande que celles faiblement exposées. La faible variabilité interannuelle des semi-variogrammes de la HTN a également été observée par Deems et al. (2006) et Mendoza et al. (2020). La forte variance seuil de mai 2018 pourrait être attribuée à des variations intra-saisonnières de la variance de la HTN. Cela n'est cependant pas corroboré par les nombreux semi-variogrammes calculés par Mendoza et al. (2020, Figure 5) également dans les Pyrénées à 150 km à l'est du site de Bassiès sur une zone de 0,5 km^2.

La carte moyenne des HTN (Figure 3.8) permet d'identifier des motifs d'enneigement typiques de la zone. Les accumulations locales dans les creux topographiques sont particulièrement marquées. Les zones sans neige, probablement érodées par le vent sont également visibles. Le gradient moyen avec l'altitude est également visible. La HTN moyenne augmente d'environ 0,20 m par 100 m d'altitude (Figure 3.10). La forme du gradient, positif sauf dans les dernières bandes d'altitudes, est en accord avec le gradient le plus fréquemment identifié par Grünewald et al. (2014) par l'analyse de sept cartes de HTN mesurées dans les Alpes et les Pyrénées par lidar ou photogrammétrie aéroportée. La variabilité temporelle, mesurée avec l'écart-type de la série est plus marquée dans les zones de forte accumulation mais semble relativement plus homogène spatialement que la moyenne (en bas à droite dans la Figure 3.8). Cet écart-type couvre une gamme plus réduite de valeurs que la moyenne et ne

croît que de 0,07 m par 100 m avec l'altitude. La variabilité temporelle croît avec la HTN moyenne (Figure 3.9) et atteint un plateau à ∼1 m lorsque la HTN moyenne est supérieure à 1 m. De plus, la variabilité est supérieure à la HTN moyenne quand la HTN est inférieure à 0,5 m. Ces résultats incluent des pixels statistiquement peu significatifs car peu de données HTN sont disponibles (n=2-3). La même analyse est répétée en sélectionnant uniquement les pixels avec le maximum de HTN disponibles (n=7). La croissance de la variabilité temporelle avec la HTN moyenne est similaire quand sept HTN sont disponibles même si la variabilité est alors toujours inférieure à la HTN moyenne et que le plateau au-dessus de 1 m de HTN moyenne n'est pas marqué (Figure 3.10). Enfin, la date d'acquisition est variable dans l'hiver, entre le mois de février et mai. La variabilité temporelle mesurée ne peut donc pas complètement être attribuée à de la variabilité inter-annuelle mais contient également de la variabilité intra-annuelle.

Figure 3.8 – Moyenne temporelle et écart-type des sept cartes de HTN de la Figure 3.5.

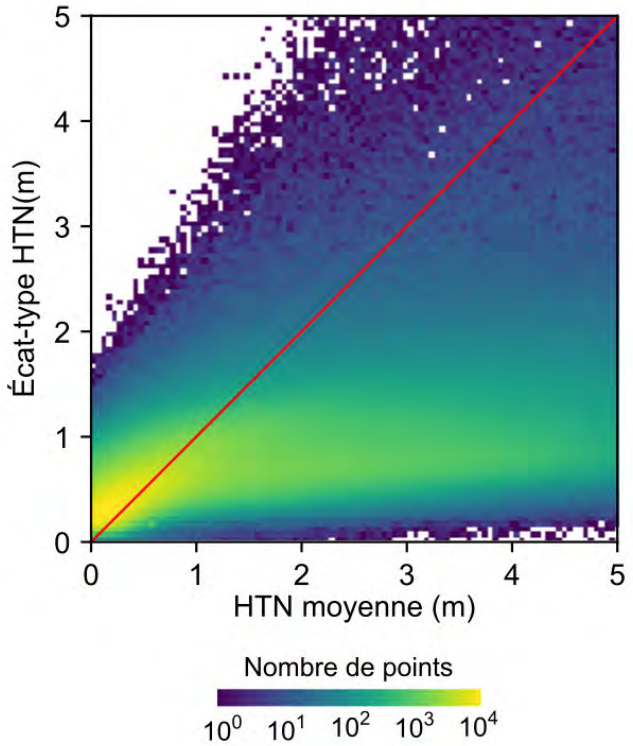

Figure 3.9 – Carte de chaleur de l'écart-type des HTN en fonction de la moyenne des HTN. L'échelle de couleur est logarithmique avec le plus de points dans les zones jaunes.

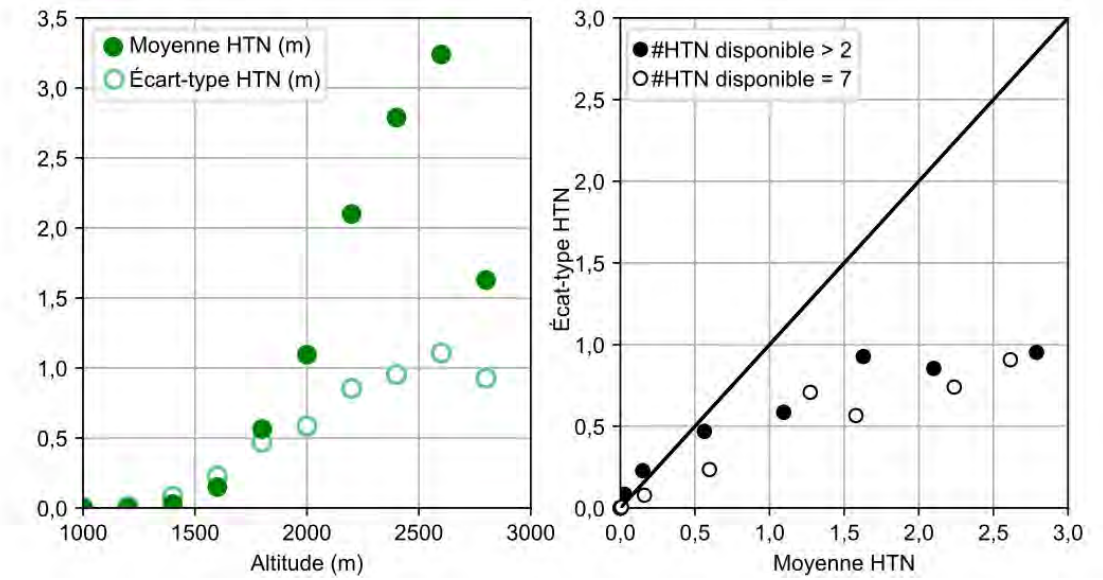

Figure 3.10 – Moyenne temporelle et écart-type moyennés par tranche d'altitude (gauche), en scatter plot (droite).

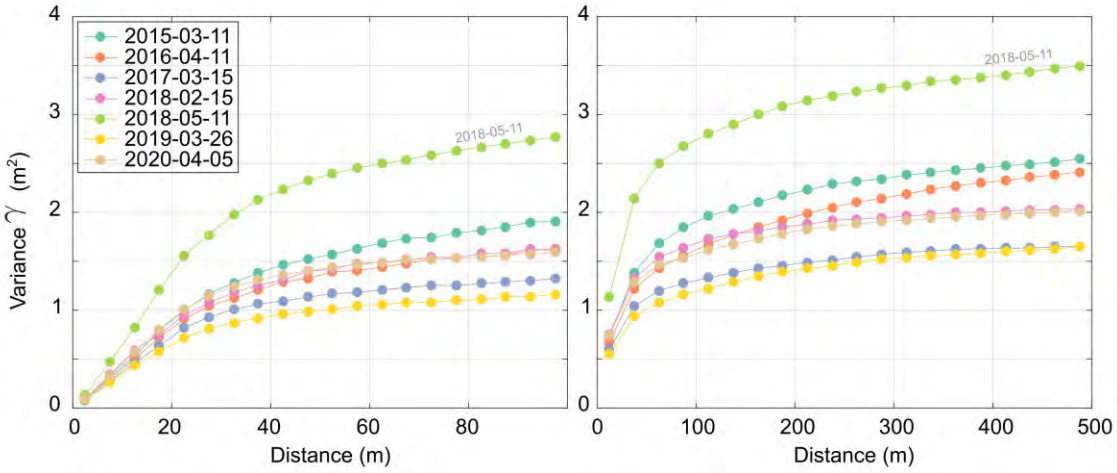

Figure 3.11 – Semi-variogramme des HTN jusqu'à la distance de 100 m (gauche) et 500 m (droite).

3.4.5 Impact de la géométrie d'acquisition

L'utilisation d'une paire d'images produit des variations du volume total de neige typiquement inférieures à 15% par rapport à la front-nadir-back. Cela est en accord avec l'erreur standard estimée avec l'équation 3.1 (Figure 3.12 et 3.13). Les écarts les plus importants sont observés pour des B/H faibles, inférieurs à 0,1 (e.g. nadir-back en mars 2017). L'étape de recalage n'a pas fonctionné pour ces MNE, possiblement car les effets du *jitter* étaient trop forts. Le recalage qui semble également moins précis en février 2018, est peut-être dû à la faible surface de terrain stable disponible.

L'utilisation d'une paire d'images au lieu du triplet augmente légèrement la quantité de pixels sans donnée de ∼5 % sur le terrain stable et entre 0% et 10% sur les terrains enneigés (Figure 3.15). Il n'y a pas de dépendance claire entre la quantité de données manquantes et le B/H pour les terrains enneigés. Il semble y avoir légèrement moins de données manquantes pour le terrain stable quand le B/H croît, sans explication valable de cette tendance pour le moment. Enfin, le traitement photogrammétrique par ASP a également échoué dans plusieurs larges portions de forêt ombragées lors du traitement de paires d'images.

La NMAD du résidu terrain stable semble dépendre du B/H de la paire d'images (Figure 3.14). Pour les années avec des surfaces de terrains stables similaires (∼30 km^2), la NMAD est proche de 1 m pour un B/H de 0,1 tandis qu'elle n'est que de 0,5 m pour un B/H de 0,4. Cela est en accord avec les résultats sur le bassin de la Tuolumne (voir chapitre précédent, 2.2.4.1) où la NMAD du terrain stable est de 1,1 m pour un B/H de 0,1 et de 0,7 m pour un B/H de 0,2. Dans toutes ces variables, la paire front-back est la plus proche de la front-nadir-back, confirmant la similitude observée au chapitre précédent entre les deux géométries.

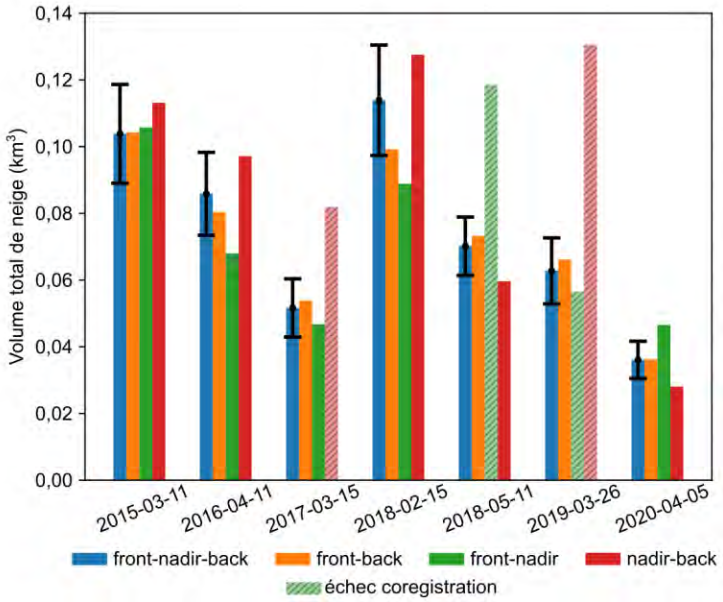

Figure 3.12 – Volume total de neige de la zone pour toutes les cartes de HTN (front-nadir-back en bleu, front-back en jaune, front-nadir en vert et nadir-back rouge). L'erreur est indiquée pour les données front-nadir-back (bleu) considérées comme référence. Elles sont également visibles dans la Figure 3.6. Les barres hachurées sont celles pour lesquelles l'étape de coregistration a échoué (voir en Annexe, Figure A.20).

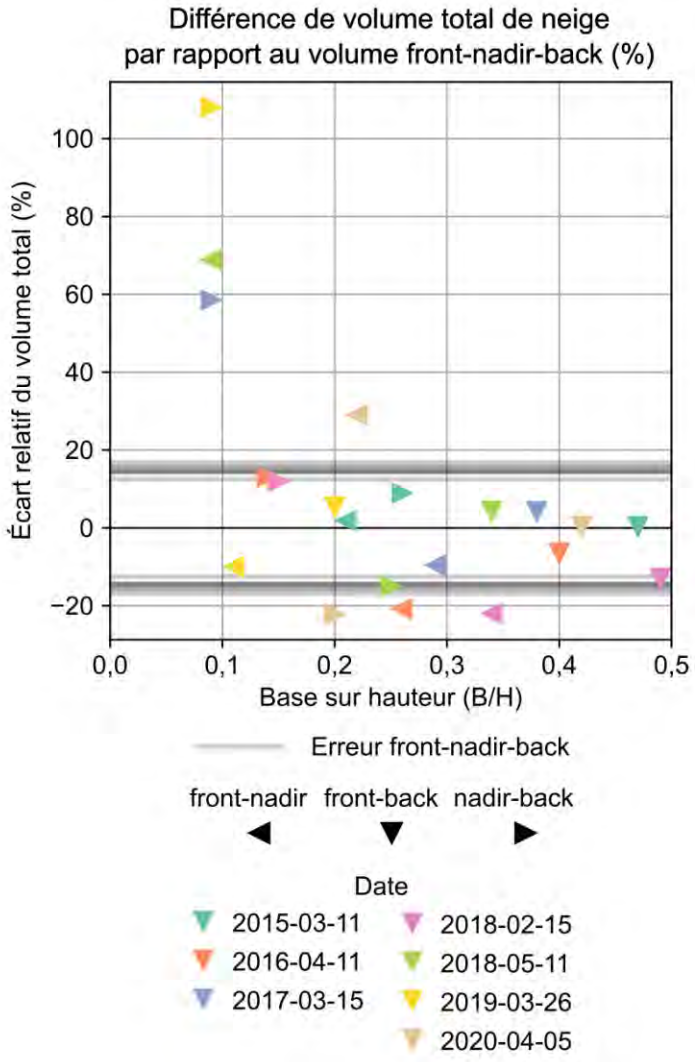

Figure 3.13 – Différence de volume total de neige pour les HTN issues d'une paire d'images et les HTN front-nadir-back prises pour référence. Les lignes grises montrent l'erreur standard estimée pour la HTN front-nadir-back (une ligne par date).

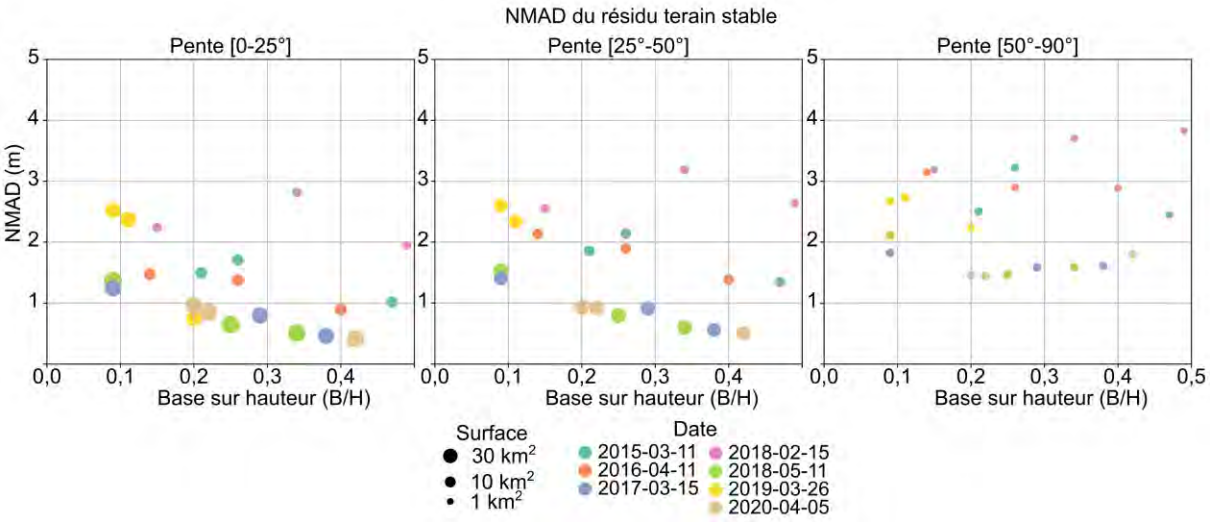

Figure 3.14 – NMAD du résidu terrain stable en fonction du B/H de la paire d'images utilisée (front-back, front-nadir, nadir-back). La surface de terrain stable est représentée par la taille des ronds et varie selon les années avec l'enneigement. La NMAD est calculée pour différentes classes de pente : 0°-25° (gauche), 25°-50° (milieu), 50°-90° (droite).

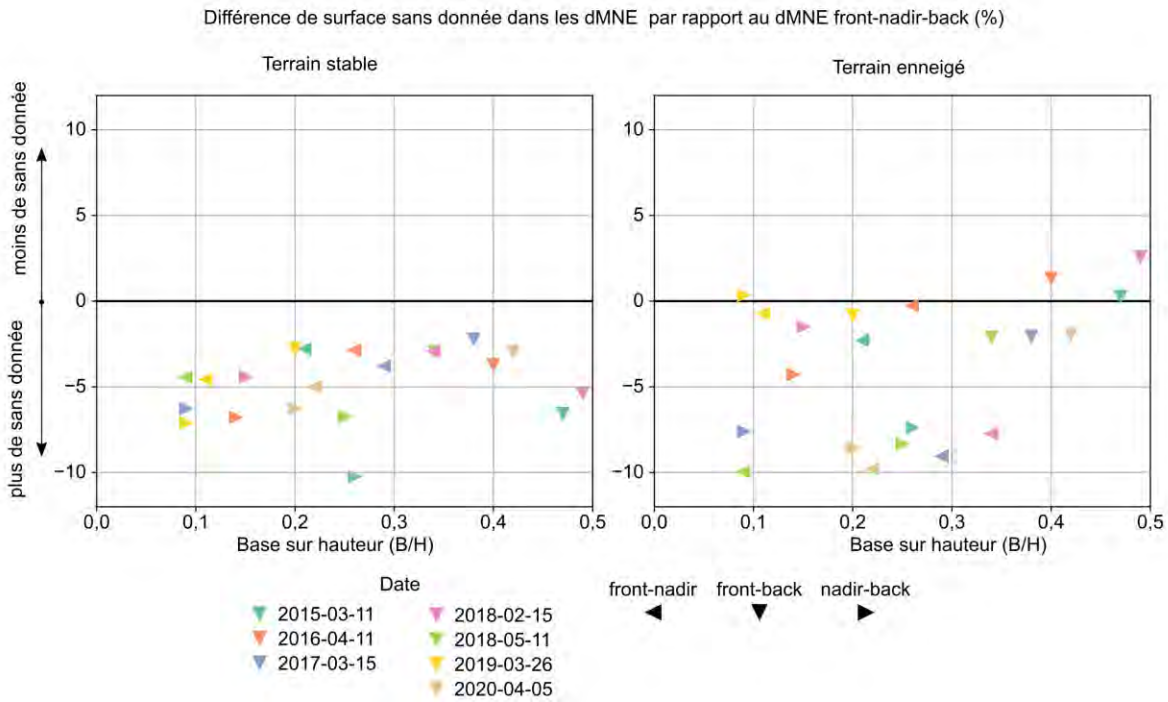

Figure 3.15 – Différence de surface sans donnée entre les dMNE issus d'une paire d'images et le dMNE front-nadir-back pris pour référence, sur le terrain stable (gauche) et enneigé (droite). Des valeurs négatives indiquent qu'il y a plus de pixels sans donnée dans le dMNE issu de la paire d'images.

3.5 Conclusion

Une série de sept cartes HTN Pléiades sur six hivers a été acquise à des dates proches du pic d'accumulation. Le volume moyen de neige sur cette série est de 0,07 ± 0,01 km^3 avec des variations de l'ordre de 30% d'une date à une autre. La variabilité du volume de neige est contrôlée par la variabilité de la surface enneigée, la HTN moyenne étant remarquablement stable d'une année à l'autre. Le stock de neige est le plus souvent constitué à haute altitude (>2000 m) et parfois à plus basse altitude. La longueur de corrélation de la hauteur de neige, mesurée par des semi-variogrammes, varie entre 20 et 40 m. Cette valeur est stable sur la série et identique à celle mesurée sur d'autres sites à partir de donnée de lidar terrestre ou aéroporté (Deems et al., 2006 ; Mendoza et al., 2020). Les deux acquisitions séparées de 85 jours pendant l'hiver 2018 permettent le suivi intra-saisonnier du manteau neigeux. Ces deux dates semblent se distinguer des autres acquisitions en termes de surface enneigée en février, de HTN moyenne et de corrélation spatiale en mai. Cela montre la possibilité de mesurer la variabilité intra-saisonnière du manteau par photogrammétrie satellite. Une stratégie d'acquisitions répétées au cours de la saison permettrait un suivi particulièrement intéressant des processus d'accumulation et d'ablation.

Le volume de neige en terrain ouvert n'est qu'une portion du stock de neige de la zone. Il serait en effet intéressant de compléter ces résultats par une estimation du volume de neige sous forêt, probablement non-négligeable vu la surface enneigée (∼30 km^2 au-dessus de 1000 m). La photogrammétrie satellite est limitée pour cette application car les arbres à feuilles persistantes obstruent la vue de la neige en hiver et les arbres à feuilles caduques empêchent la vue du sol en été. La mesure du stock de neige sous forêt reste techniquement difficile et est au cœur de nombreuses études, basées sur des mesures par lidar qui traversent la canopée (Mazzotti et Currier, 2019 ; Harder et al., 2020).

Le traitement de cette série d'images a également permis de préciser certains résultats du chapitre précédent. Ici, l'utilisation d'un triplet d'images a permis de réduire de ∼5% les données manquantes sur les terrains enneigés et le terrain stable. La principale source de

données manquantes est tout de même la saturation des images sur la neige lorsque le TDI n'est pas abaissé lors de l'acquisition. La forte similitude entre les HTN issues du triplet front-nadir-back et front-back est confirmée. L'impact du B/H est précisément mis en évidence avec une décroissance significative de la NMAD sur le terrain stable lorsque le B/H croît de 0,1 à 0,5. En plus d'afficher une NMAD plus grande, les B/H faibles (0,1) semblent produire des cartes plus marquées par le *jitter* du satellite ce qui empêche parfois le recalage des MNE. Ainsi, il vaut mieux utiliser un B/H supérieur à 0,2 par sécurité. Aucun écueil n'est mis en avant pour l'utilisation de B/H relativement fort (0,5) dans ces résultats. Un B/H fort pourrait s'avérer gênant sur d'autres reliefs plus abrupts, davantage sujets à de l'occlusion par le terrain.

Cette zone d'étude illustre aussi des problèmes fréquemment rencontrés avec des images satellites stéréo comme l'obstruction par des nuages et les trous ou données aberrantes mesurées dans les zones d'ombres. Ces problèmes ont également été rencontrés sur les autres sites d'études malgré des spécificités régionales (voir Annexe A.5). Ainsi, l'impact des ombres est plus grand dans l'étude d'un site arctique (péninsule de Brøgger) ou d'un site à moyenne latitude au coeur de l'hiver (28 janvier 2018 au col du Lautaret, 15 février 2018 à Bassiès) à cause de la faible élévation du soleil. La HTN des manteaux neigeux peu épais est difficile à mesurer car le signal dû au *jitter* devient dominant relativement à la hauteur mesurée. C'est le cas du manteau issu d'un unique évènement de précipitation dans les Andes le 25 avril 2019, d'un manteau de fin de saison au col du Lautaret ou d'un manteau fortement modelé par le vent dans l'Arctique. Le traitement du *jitter* apparaît nécessaire pour affiner l'étude spatialisée de ces manteaux neigeux mais la mesure de la HTN moyenne sur l'image semble donner des résultats plausibles. Des difficultés émergent également pour aligner verticalement les MNE lorsque peu de terrain stable est disponible. L'image de la péninsule de Brøgger, en partie couverte par des glaciers et l'océan n'avait, par exemple, que peu de terrain stable. Il reste alors parfois suffisamment de zones sans neige érodées par le vent mais il peut être opportun d'utiliser des terrains stables spécifiques comme les routes déneigées du col du Lautaret. Malgré ces écueils, il a été possible de mesurer la variabilité interannuelle de la HTN

entre deux hivers contrastés sur le bassin du Yeso et de mesurer le volume d'une avalanche au col du Lautaret avec une précision suffisante pour apporter des informations utiles autrement inaccessibles. Ces résultats montrent la pertinence de la photogrammétrie satellite pour l'étude de la distribution du manteau neigeux en montagne. Le volume de neige, le gradient de la hauteur de neige avec l'altitude et le semi-variogramme peuvent être calculés à partir d'une carte de HTN. Les conclusions sont cohérentes avec celles obtenues sur d'autres sites par lidar aéroporté, lidar terrestre ou photogrammétrie aéroporté. L'estimation du volume de neige n'est cependant que partiellement satisfaisant d'un point de vue hydrologique. Il manque une estimation de la densité du manteau pour calculer le stock de neige disponible pour la fonte. Dans le chapitre suivant, la densité et l'EEN du manteau sur la zone sont simulés par le modèle Crocus.

Chapitre 4

Assimilation de cartes de hauteur de neige dans un modèle spatialisé du manteau neigeux

---

L'assimilation de données spatialisées est de plus en plus utilisée pour la modélisation du manteau neigeux. Elle permet de tirer parti du foisonnement de données, notamment satellite, et d'améliorer la modélisation du manteau neigeux sans augmenter la complexité des modèles. L'assimilation de cartes de surfaces enneigées (*snow covered area, SCA*) a fréquemment été utilisée et permet d'améliorer la simulation de la fonte du manteau (Rodell et Houser, 2004 ; Andreadis et Lettenmaier, 2006 ; Thirel et al., 2011 ; Baba et al., 2018). Dans de plus rares cas, des cartes d'équivalent en eau de la neige (EEN) à partir d'image micro-onde passive (Andreadis et Lettenmaier, 2006) ou des cartes de réflectance (Dumont et al., 2012) ont été assimilées. Pour une revue détaillée des études utilisant l'assimilation de données dans des modèles de neige, se référer à Largeron et al. (2020) et Girotto et al. (2020).

Récemment, l'émergence de nouvelles techniques de cartographie de la hauteur de neige (HTN) a ouvert de nouvelles opportunités d'assimilation de cette variable clé du manteau neigeux. En particulier, les campagnes de lidar aéroporté de l'ASO (voir 2.2.1.2) ont permis les premières expérimentations d'assimilation de carte de hauteur de neige en montagne. À l'origine, l'ASO calcule l'équivalent en eau de la neige (EEN) par multiplication de la HTN

mesurée par lidar aéroporté avec la densité simulée par le modèle iSnobal (Painter et al., 2016). Ce n'est pas de l'assimilation de données au sens strict car l'état de la simulation n'est pas modifié par les données mesurées. Depuis, Hedrick et al. (2018) ont expérimenté l'assimilation de ces données par insertion directe dans le même modèle ce qui a permis une implémentation opérationnelle dans le programme de l'ASO. Chaque saison, une dizaine de cartes de HTN est ainsi assimilée à partir du pic d'accumulation ($\sim 1^{er}$ avril). Par comparaison avec la carte suivant l'assimilation, l'insertion directe améliore la distribution spatiale du manteau neigeux. La première carte assimilée a le plus fort impact et tend à augmenter l'EEN, compensant ainsi la sous-estimation des précipitations. L'insertion des cartes suivantes réduit la hauteur de neige et l'EEN, compensant la difficulté du modèle à simuler dans l'espace la fonte d'un manteau discontinu. La méthode de l'insertion directe est limitée car elle suppose que l'observation est parfaite. La simulation est déterministe et ne permet pas d'estimer l'incertitude de la simulation. De plus, l'insertion directe peut transformer le manteau de manière irréaliste selon la méthode utilisée pour mettre à jour les variables non-assimilées. Hedrick et al. (2018) ajustent uniquement la hauteur de neige et laissent les autres variables inchangées (e.g. densité, température). La cohérence physique entre les variables d'états du modèle n'est donc pas assurée après assimilation. Enfin, les points où le modèle ne simule pas de neige alors que l'observation en voit ne sont pas triviaux à résoudre. Pour ces points-là, Hedrick et al. (2018) choisissent d'interpoler les variables non-assimilées depuis 10 points environnants couverts de neige. Cela suppose une homogénéité du manteau neigeux peu probable si les points sont éloignés. Des résultats similaires ont été obtenus sur une zone plus réduite par insertion directe de cartes mesurées par lidar terrestre dans Crocus (Revuelto et al., 2016). La méthode du *Particle Batch Smoother* résout ces limitations grâce à une simulation ensembliste du manteau. Chaque membre de l'ensemble se voit attribué un poids selon sa distance à l'observation. Les poids servent à calculer des statistiques pondérées de l'ensemble. Ainsi avec les même données et la méthode du *Particle Batch Smoother*, Margulis et al. (2019) ont réussi a réduire le biais, la RMSE et améliorer la corrélation spatiale de la HTN pendant environ 75 jours après la date d'assimilation. Ces études prometteuses montrent que même une unique carte de HTN suffit à améliorer durablement la modélisation du manteau neigeux

en améliorant la variabilité spatiale et en corrigeant des biais fréquemment produits par les forçages météorologiques. Cependant, ces expériences s'appuient sur des mesures précises de HTN. Hedrick et al. (2018) les supposent carrément parfaites et Margulis et al. (2019) assignent une erreur de 0,05 m aux HTN de lidar aéroporté, agrégées à une résolution de 60 m. Une telle précision est atteinte par des méthodes aéroportées ou des drones qui nécessitent un déploiement sur le terrain conséquent. La cartographie de la HTN par photogrammétrie satellite permet l'acquisition de données sans contraintes logistiques pour l'utilisateur final. Il reste à déterminer dans quelle mesure la précision moindre de la mesure affecte l'assimilation. Le filtre particulaire est une méthode d'assimilation séquentielle utilisée pour des simulations ponctuelles du manteau neigeux (Magnusson et al., 2016 ; Smyth et al., 2019) mais jamais à ce jour pour des simulations spatialisées. L'approche séquentielle permet d'utiliser le filtre particulaire pour des prévisions de l'état du manteau neigeux à partir de la date d'observation. Cette utilisation de l'assimilation pour la prévision est impossible avec le *Particle Batch Smoother* qui fournit une analyse à posteriori.

Dans ce chapitre, les premiers résultats d'assimilation de cartes HTN satellites haute-résolution dans un modèle détaillé sont présentés. Chaque saison, une carte de HTN calculée par photogrammétrie à partir d'images du satellite Pléiades est assimilée dans le modèle détaillé Crocus à l'aide d'un filtre particulaire. L'impact de l'assimilation sur le manteau neigeux est quantifié à l'aide de produits satellites (Sentinel-2, Landsat 8, MODIS, Pléiades) et de la station de mesure automatique de Bernadouze. Cette expérience vise à répondre à plusieurs questions :

— est-ce que les mesures de HTN Pléiades sont assez précises pour améliorer des simulations de manteau neigeux ? Il a été montré dans le chapitre 2 que les HTN Pléiades ont une erreur standard de 0,6-0,8 m pour une résolution horizontale de 3 m. Cette erreur décroît à 0,3-0,5 m à des résolutions de 30 m ou plus. Cela reste un ordre de grandeur plus grand que l'erreur associée aux mesures de lidar aéroporté qui ont prouvé leur apport par assimilation (Hedrick et al., 2018 ; Margulis et al., 2019).

— quel est l'impact de l'assimilation de la HTN sur les variables non assimilées (densité, EEN) ? Dans la physique des modèles de neige, le manteau est qualifié par sa masse de neige et sa densité. Ces deux variables sont ensuite modifiées selon les processus en jeu. La hauteur de neige est le produit de ces deux variables mais n'est pas explicitement modifiée dans le modèle. L'assimilation de hauteur de neige pourrait modifier la densité du manteau, la masse ou les deux.

Le chapitre est structuré comme un article, présentant la méthode, les résultats et une discussion. Ce travail a été soumis au journal *Water Resources Research*.

4.1 Méthodes et données

4.1.1 Principe général de l'expérience d'assimilation

Le manteau neigeux est simulé sur 5 hivers (2014-2015 à 2018-2019) sur une grille régulière à 250 m de 10 km par 10 km dans les Pyrénées dans le secteur de Bassiès (Figure 4.2). Un ensemble de 120 simulations est obtenu par la perturbation stochastique de forçages de la réanalyse SAFRAN et l'utilisation de différentes paramétrisations physiques du modèle Crocus (ESCROC, Lafaysse et al., 2017) (Figure 4.1). Trois expériences différentes sont menées à partir de trois ensembles de forçages. Ces ensembles diffèrent par une correction des précipitations par un facteur multiplicatif (*Precipitation Scaling Factor, PSF*). Les précipitations sont soit divisées par deux (PSF-0.5), soit inchangées (PSF-1.0), soit multipliées par deux (PSF-2.0). Cela permet d'imiter les biais typiques dans les modèles ou les réanalyses climatiques globales (Beck et al., 2019). Une fois par an, une carte de HTN Pléiades est assimilée à l'aide du filtre particulaire CrocO (Cluzet et al., 2020). L'impact de l'assimilation est quantifié sur les variables hauteur de neige (HTN), équivalent en eau de la neige (EEN), densité moyenne du manteau neigeux et la fonte par comparaison avec les simulations open-loop (sans assimilation). L'impact de l'assimilation est quantifié par comparaison des simulations avec :

— une carte de HTN Pléiades non-assimilée en mai 2018,

— une série temporelle de HTN de la station automatique de Bernadouze,

— une série temporelle de surface enneigée calculée à partir d'image MODIS,

— une carte de date de disparition de la neige à la résolution native de 20 m calculée à partir d'images Sentinel-2 et Landsat 8.

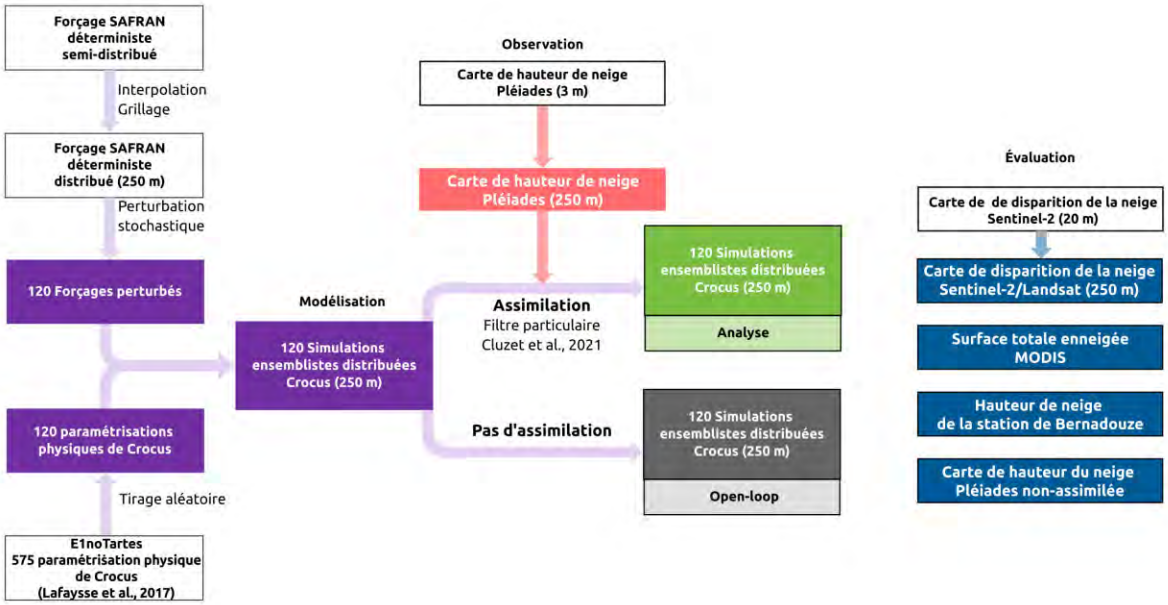

Figure 4.1 – Schéma général de l'expérience d'assimilation de cartes de HTN Pléiades dans le modèle Crocus.

4.1.2 Domaine d'étude

Le domaine d'étude est situé à Bassiès dans les Pyrénées françaises et décrit en détail dans le chapitre précédent (voir 3.1). Le domaine est modélisé par une grille de 10 km par 10 km comprenant 1600 points régulièrement espacés de 250 m. L'élévation des points de la grille est tirée du MNE Pléiades d'octobre 2014 rééchantillonné à 250 m (Figure 4.2). La station de mesure automatique de Bernadouze entretenue par le CESBIO se situe dans le nord du domaine à 1420 m d'altitude.

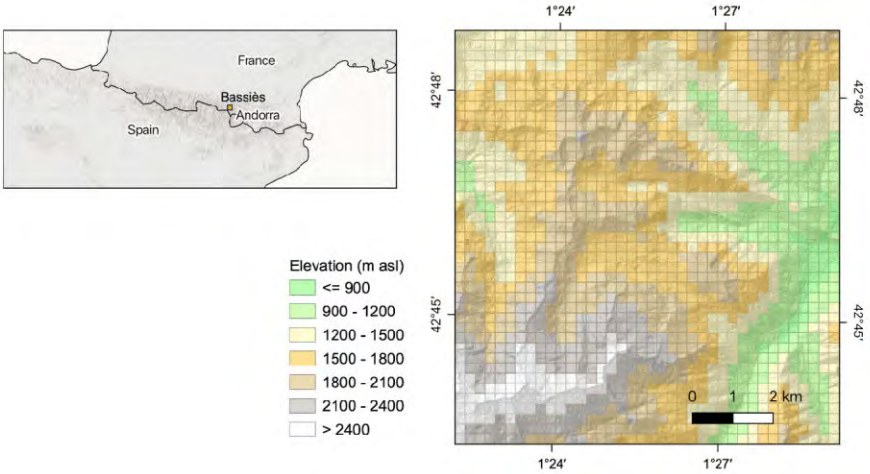

Figure 4.2 – Le bassin de Bassiès se situe dans les Pyrénées françaises (gauche). Grille de simulation à 250 m (droite). La couleur de la grille indique l'altitude des points et non la nature de la surface.

4.1.3 Outils de modélisation

4.1.3.1 Crocus, modèle détaillé multi-physique de manteau neigeux

Le modèle Crocus a été développé au Centre d'Étude de la Neige pour améliorer la prévision du risque avalanche (Brun et al., 1989). Il a depuis également été utilisé pour des analyses climatiques de l'évolution du manteau neigeux à l'échelle de massif (López-Moreno et al., 2020) ou du continent eurasiatique (Brun et al., 2013). Il s'agit d'un modèle détaillé qui simule le manteau comme un ensemble de couches de neige qui échangent masse et énergie à

leurs interfaces. Le modèle est utilisé en géométrie distribuée où les points de simulation sont régulièrement espacés sur une grille. Il n'y a pas d'échanges d'un point à un autre. Cela signifie que le transport de neige par le vent, l'écoulement horizontal d'eau liquide ou les transferts de chaleur latéraux ne sont pas modélisés. En revanche, la topographie est prise en compte dans le rayonnement qui est corrigé de l'effet des sommets environnants et de la pente du point. Le modèle est utilisé en version multi-physiques. Cela signifie que plusieurs implémentations des processus décrivant l'évolution du manteau sont disponibles (Lafaysse et al., 2017). Il existe ainsi des variantes pour le calcul de la densité de la neige fraîche, de la compaction du manteau sous son propre poids, du métamorphisme des cristaux, de la sublimation de la neige par le vent, de l'évolution de l'albedo de la surface, de la conductivité thermique du manteau, de la capacité de rétention d'eau du manteau. Le manteau est représenté par entre trois et 50 couches. Le pas de temps des simulations est de 15 minutes mais les produits ne sont exportés que toutes les heures par économie de mémoire de stockage. Le modèle est nourri en entrée par un forçage météorologique qui comporte la température de l'air, l'intensité du vent, les précipitations liquides et solides, le rayonnement courte longueur d'onde direct et diffus, grande longueur d'onde et l'humidité relative.

Dans le modèle, la densité et l'EEN de chaque couche du manteau sont explicitement calculées et modifiées par les processus physiques. La HTN est déduite pour chaque couche et sommée sur toutes les couches pour obtenir la hauteur totale de neige. Assimiler des hauteurs de neige peut aboutir à modifier l'EEN du manteau simulé, sa densité ou les deux. A chaque pas de temps, la carte de HTN est convertie en une carte de surface enneigée (SCA) à l'aide d'un seuil déterminant la présence ou l'absence de neige. La sensibilité des résultats au seuil est estimée en utilisant plusieurs seuils entre 0,02 m et 0,5 m. La date de disparition de la neige (*Snow Melt-Out Date*, SMOD) est définie comme la date de fin de la période d'enneigement continue la plus longue de l'année hydrologique. Elle est calculée pour chaque point de grille à partir de la série de SCA.

4.1.3.2 Le filtre particulaire CrocO

Un filtre particulaire a été développé dans le cadre de la thèse de Bertrand Cluzet (CEN) pour assimiler des réflectances de surfaces (Cluzet et al., 2020) et des hauteurs de neige dans les simulations Crocus. Le filtre est appliqué indépendamment à chaque point de grille. Le filtre sélectionne et duplique des membres de l'ensemble (ou particule) à la date de l'observation (Figure 4.3). L'ensemble est appelé ébauche avant la date d'assimilation et analyse après. Un poids est attribué à chaque particule de l'ébauche. Le poids de chaque particule est proportionnel à la vraisemblance que l'observation soit égale à la particule. La vraisemblance de la particule est calculée en supposant que l'observation est considérée comme une variable aléatoire ayant une distribution normale, centrée sur la valeur de l'observation et d'écart-type prescrit correspondant à l'estimation de l'erreur d'observation. Les particules avec un poids fort (proche de l'observation) sont dupliquées tandis que les particules avec un poids faible (loin de l'observation) sont peu dupliquées voir éliminées de l'analyse. L'analyse est un ensemble comprenant le même nombre de membres que l'ébauche. Chaque membre est ensuite associé à un forçage météo et une paramétrisation physique de Crocus pour la suite de la simulation. Pour chaque année une simulation ensembliste de référence est réalisée sans assimilation (open-loop). L'ensemble de l'ébauche peut rester inchangé dans l'analyse si la distribution de probabilité de l'observation et l'ébauche sont distincts. L'assimilation est alors sans effet.

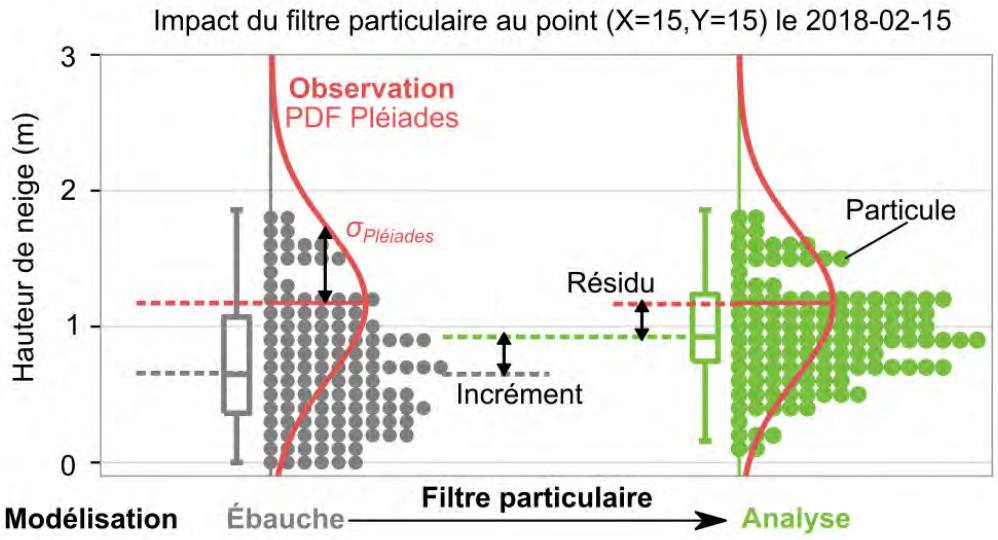

Figure 4.3 – Impact du filtre particulaire au point (X=15, Y=15) le 15 février 2018. L'ensemble avant assimilation (ébauche) est transformé par la sélection et duplication de particules en l'analyse. La distribution de probabilité de l'observation Pléiades est obtenue à partir de l'observation unique et l'erreur associée ($\sigma_{Pléiades}$).

4.1.3.3 Ressources informatiques

Les simulations ont été calculées sur le super calculateur de Météo-France Beaufix, archivées sur le serveur Hendrix et analysées sur le serveur SXCEN. Les calculs sur Beaufix sont parallélisés grâce à l'utilitaire de Météo-France Vortex. Chaque simulation (120 membres, 1600 points, 365 jours au pas de temps horaire) sur Beaufix a utilisé 40 cœurs pendant une heure. Toutes les simulations étant indépendantes, leurs calculs peuvent être initiés en parallèle sur Beaufix. Chacune des simulations produit environ 36 Go de données. La visualisation des résultats (lecture, formatage, traitement) sur SXCEN est au final plus long ($\sim$ 10 h) que les simulations.

4.1.4 Création de l'ensemble de simulations

4.1.4.1 Principe général

Les trois ensembles de simulations (PSF-0.5, PSF-1.0, PSF-2.0) sont constitués chacun de 120 membres. Les 120 membres résultent de la combinaison de 120 paramétrisations physiques de Crocus avec 120 forçages perturbés stochastiquement. Une paramétrisation est attribuée aléatoirement à chaque forçage. Les 120 paramétrisations physiques sont tirées au sort une fois parmi l'ensemble ESCROC E1noTartes (Lafaysse et al., 2017) et réutilisées pour toutes les simulations. L'ensemble de 120 forçages est obtenu à partir d'un forçage de référence SAFRAN perturbé stochastiquement. La taille des ensembles (N=120) est choisie en accord avec des études similaires et l'optimisation des calculs. Magnusson et al. (2016) ont assimilé ponctuellement des hauteurs de neige avec un filtre particulaire et ont conclu que les résultats d'assimilation variaient peu pour un ensemble de taille entre 20 et 2000 membres. De plus, le supercalculateur de Météo-France Beaufix fonctionne de manière optimale avec un nombre de membres multiple de 20.

La dispersion des HTN de l'ensemble avant assimilation est un paramètre clé de l'expérience d'assimilation. L'ensemble doit avoir une dispersion suffisante pour que certains membres représentent l'état réel du manteau sans être sur-dispersif. Si l'ensemble est sur-dispersif, le filtre risque de sélectionner un trop faible nombre de membres pour l'analyse. Composée de quelques membres, l'expérience perd les bénéfices d'une simulation ensembliste et se rapproche d'une simulation déterministe. A l'inverse, si l'ensemble est sous-dispersif, les membres sont peu différents les uns des autres. Le filtre particulaire aura du mal à les discriminer et à en sélectionner seulement une partie pour l'analyse. Une dispersion similaire à l'erreur typique de la simulation de référence devrait fournir des membres proches de l'état réel du manteau sans être sur-dispersif. Les erreurs de simulation résultent d'erreurs dans le modèle et d'erreurs dans les forçages météorologiques. L'erreur introduite par Crocus est couverte par l'utilisation de versions multi-physiques du modèle. L'ensemble de versions multi-physiques de Crocus E1noTartes a été optimisé pour représenter au moins 50 % des erreurs de Crocus observées

sur le site expérimental du col de Porte dans les Alpes (Lafaysse et al., 2017). L'impact des versions multi-physiques sur la dispersion des HTN modélisées n'est pas contrôlé lors de cette expérience. Seuls les paramètres de perturbations des forçages météorologiques sont modifiés pour ajuster la dispersion des HTN de l'ensemble. Le choix des paramètres de perturbations est guidé par une estimation de l'erreur des forçages météorologiques. Les sections suivantes décrivent le forçage météorologique de référence (section 4.1.4.2), la méthode de perturbation (section 4.1.4.3) et le choix de la paramétrisation (section 4.1.4.4).

4.1.4.2 La réanalyse SAFRAN

Les forçages météorologiques sont générés spécifiquement pour ces travaux à partir de forçages SAFRAN à l'aide d'une étape d'interpolation sur une grille régulière et d'une étape de perturbation stochastique. Les forçages SAFRAN sont issus de la réanalyse de simulations atmosphériques basses résolutions du modèle ARPEGE. Les données assimilées dans la réanalyse comportent des données météorologiques de stations automatiques (température, vent, humidité, pression, précipitations), des mesures et observations in-situ (temps présent, nébulosité, hauteur de neige fraîche) et des observations satellites de nébulosité. Les forçages SAFRAN sont nativement agrégés selon des massifs géographiques découpés selon l'homogénéité attendue des conditions météorologiques. Au sein d'un massif, les forçages sont distribués sur 170 points qualifiés par leur altitude (300 m à 3000 m par pas de 300 m d'altitude), leur pente (0°, 20°, 40°) et leur orientation (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW). Les forçages sont au pas de temps horaire et interpolés linéairement au pas de temps de la simulation (15 minutes). Les forçages du massif, dit, du Couserans (identifiant 69) sont extraits pour un terrain plat (pente à 0°) à toutes les altitudes. Les effets de pente et topographie sont calculés directement dans Crocus. Pour chaque point de la grille les variables météorologiques sont interpolées linéairement à l'altitude exacte du point. Cela produit un forçage déterministe sur une grille (X,Y) de points espacés régulièrement de 250 m. Le forçage est dupliqué et perturbé stochastiquement pour produire un ensemble de 120 forçages suivant la méthode présentée dans la section suivante.

4.1.4.3 Méthode de perturbation stochastique des forçages

Les perturbations stochastiques sont adaptées de l'approche proposée par Charrois et al. (2016). Le forçage déterministe est modifié à l'aide de perturbations additives (Équation 4.1) ou multiplicatives (Équation 4.2) selon la variable. Les précipitations ($Snowf$, $Rainf$), le rayonnement courte longueur d'onde direct ($SWdown$) et l'intensité du vent ($Wind$) subissent une perturbation multiplicative. La température de l'air ($Tair$) et le rayonnement grande longueur d'onde direct ($LWdown$) subissent une perturbation additive.

$$X_{perturbé} = X_{initial} + V_{perturbation} \tag{4.1}$$

$$X_{perturbé} = X_{initial} \times V_{perturbation} \tag{4.2}$$

Dans les deux cas, additif ou multiplicatif, il faut générer un vecteur de perturbation $V_{perturbation}$. Les perturbations sont variables temporellement mais identiques sur tous les points de la grille. Elles comportent une part systématique, V_{sys}, et une part aléatoire corrélée dans le temps, $V_{aleatoire}$

$$V_{perturbation} = V_{sys} + V_{aleatoire} \tag{4.3}$$

V_{sys} est utilisé pour perturber les précipitations et est autrement nul (perturbations additives) ou égal à un (perturbations multiplicatives). Trois valeurs sont utilisées pour la composante systématique des précipitations permettant de générer trois ensembles de forçages : PSF-0.5 ($V_{sys} = 0.5$), PSF-1.0 ($V_{sys} = 1.0$), PSF-2.0 ($V_{sys} = 2.0$). Cela revient à faire un changement d'échelle des précipitations. La composante aléatoire est un vecteur de la taille de la dimension temporelle du forçage. Elle est crée à partir d'une distribution normale définie par sa dispersion (σ) et la corrélation temporelle (τ). On utilise un processus de Markov à l'ordre un, ou processus autorégressif d'ordre un, pour assurer la corrélation temporelle du vecteur. A un pas de temps t :

$$V_{aleatoire}(t) = \phi \times V_{aleatoire}(t - dt) + \epsilon(t) \tag{4.4}$$

Où $\phi = e^{\frac{-dt}{\tau}}$, dt est le pas de temps du forçage (15 minutes) et τ la corrélation temporelle. Le vecteur ϵ est aléatoire et suit une loi normale centrée d'écart-type σ_{eff} avec :

$$\sigma_{eff}^2 = \sigma^2 \times (1 - \phi^2) \tag{4.5}$$

σ doit être homogène avec la variable perturbée pour une perturbation additive et sans unité pour une perturbation multiplicative.

Perturber séparément la température de l'air et les précipitations peut créer des forçages physiquement incohérents. Par exemple un forçage indiquant de la pluie à des températures très négatives. Pour éviter ce problème, on perturbe l'ensemble des précipitations ($Precip = Rainf + Snowf$) que l'on partitionne ensuite à l'aide de la fraction de précipitations solide (fs) déterminée par la température de l'air perturbée.

$$Snowf_{perturbé} = Precip_{perturbé} \times fs \tag{4.6}$$

$$Rainf_{perturbé} = Precip_{perturbé} \times (1 - fs) \tag{4.7}$$

On définit la fraction de précipitations solide à l'aide de deux températures T_{min} (=272.65 K) et T_{max} (=274.05 K) :

$$fs = \begin{cases} 1 & \text{si } Tair_{perturbé} < T_{min} \\ 0 & \text{si } Tair_{perturbé} > T_{max} \\ \frac{(T_{air} - T_{min})}{(T_{max} - T_{min})} & \text{sinon} \end{cases} \tag{4.8}$$

4.1.4.4 Paramétrisation de la perturbation des forçages

Des paramètres de perturbation (σ, τ) ont été calculés pour chaque variable météorologique par Charrois (2017) grâce au résidu entre une réanalyse SAFRAN et les observations des stations de mesures du col de Porte à 1300 m dans les Alpes du Nord. Ces paramètres

sont repris dans notre expérience à la différence du temps de corrélation des précipitations (τ) qui est augmenté de 15h à 1500 h dans l'idée d'augmenter la variabilité entre les membres. Un temps de corrélation trop faible conduit à avoir un impact moyen nul sur les variables, ce qui réduit les différences entre les membres. L'impact du temps de corrélation est mesuré empiriquement en calculant 100 $V_{aléatoire}$ avec (σ =0,5 ; f_{sys}=0) et τ prenant les différentes valeurs 15 h, 150 h ou 1500 h. L'augmentation du temps de corrélation réduit la dispersion de chaque $V_{aléatoire}$ (0,4 en moyenne pour τ=1500) par rapport au σ prescrit (0,5). La variabilité entre les membres augmente également comme attendu avec des différences moyennes de ±20% (τ =1500) autrement beaucoup plus faible (<1% pour τ=15, <5% pour τ=150). Ces deux observations sont cohérentes avec le fait qu'un grand temps de corrélation éloigne le vecteur aléatoire d'une distribution normale centrée sur 0 et d'écart-type σ.

La pertinence de la paramétrisation des précipitations (σ = 0.5, τ = 1500 h) est vérifiée par une comparaison avec les mesures des stations automatiques de mesures du massif du Couserans. La variabilité spatiale entre ces stations est peu représentée dans SAFRAN car elles correspondent à seulement deux points dans la géométrie SAFRAN (massif = 69, altitude = [500 m-800 m,800 m-2100 m], pente=0°). Cette variabilité doit être réintroduite par la perturbation des forçages pour espérer couvrir la variabilité entre les points de la grille de simulation. Il est donc attendu que la dispersion entre les membres de l'ensemble doit être au moins aussi grande que la variabilité entre les stations. La comparaison est menée sur les précipitations hivernales cumulées des stations et des forçages perturbés.

La variabilité des forçages perturbés est mesurée pour tous les points de grille des 5 hivers (2014-2015 à 2018-2019) et des trois expériences de perturbation (PSF-0.5, PSF-1.0, PSF-2.0). La variabilité est mesurée par l'écart-type le long des 120 forçages (voir 4.1.5). Pour les données des stations du Couserans, les précipitations cumulées sont calculées pour chaque hiver (1er octobre - 30 avril) entre 2000 et 2019 (19 hivers) (Figure 4.4). Les stations sont éliminées si elles ont une altitude inférieure à 500 m ou si les données sont disponibles pour moins de 25 jours pour un mois de l'hiver. Les précipitations sont ajustées au nombre de jours de mesures (e.g. correction de x1,2 pour 25 jours de mesures sur un mois de 30 jours).

La dizaine de stations gardées pour l'analyse sont à une altitude entre 500 m et 1000 m du fait de nombreux mois incomplets pour les stations à plus haute altitude. Pour chaque hiver l'écart-type et la moyenne des précipitations cumulées de l'ensemble des stations sélectionnées sont calculés (Tableau 4.1).

La figure 4.5 montre la variabilité de cumul annuel de précipitations entre les forçages perturbés (points de couleurs) des différentes expériences PSF-0.5, PSF-1.0 et PSF-2.0 ainsi que la variabilité entre les stations du massif du Couserans pour 20 années entre 2000 et 2019 (points noirs). La variabilité entre les stations est de l'ordre de 100 kg m^{-2} pour des précipitations cumulées de 900 kg m^{-2}. La variabilité croît linéairement avec les précipitations à un taux de 0,14. La variabilité entre les membres de l'ensemble est environ systématiquement deux fois plus grande (Figure 4.5). Le taux de croissance de la variabilité des forçages avec les précipitations moyennes croît différemment pour chaque PSF. La construction du vecteur de perturbation (Équation 4.3) fait que les précipitations moyennes croissent linéairement avec le PSF tandis que la dispersion des précipitations dépend essentiellement du paramètre sigma. La seule influence du PSF sur la dispersion est le nombre de facteurs de perturbations négatifs forcés à zéro quand $V_{perturbation} < 0$ (i.e. $V_{sys} < V_{aleatoire}$ dans l'équation 4.3). Ce nombre est plus grand pour PSF-0.5 que PSF-2.0 ce qui diminue légèrement la dispersion de PSF-0.5. Pour PSF-1.0, le ratio de la dispersion par rapport à la moyenne (∼0,3) est inférieur au sigma (0,5) utilisé pour générer le $V_{perturbation}$ multiplicatif. La dispersion de l'ensemble est tout de même supérieure à la variabilité entre les stations et devrait être suffisante pour reproduire la variabilité spatiale effacée par le calcul de SAFRAN.

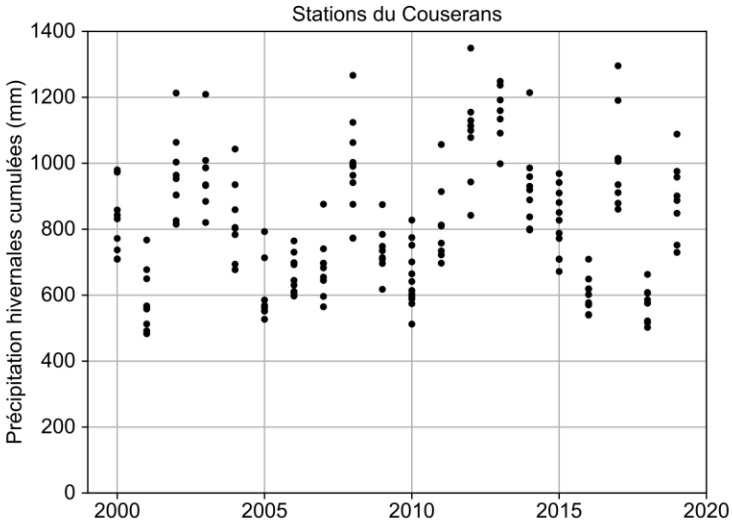

Figure 4.4 – Précipitations cumulées des stations du Couserans (Z>500 m) entre 2000 et 2019. Chaque point représente une station avec des mesures en continu entre octobre et avril de l'année considérée. La moyenne et l'écart-type sont calculés pour chaque hiver à partir de cette série de précipitations (Tableau 4.1 et points noirs dans Figure 4.5)

Tableau 4.1 – Moyenne et écart-type des précipitations cumulées sur les stations du Couserans. Cela correspond aux moyenne, écart-type pour les nuages de points de la Figure 4.4

	Précipitations cumulées (kg m^{-2})		
Hiver	Moyenne	Ecart-type	Nombre de stations
2000	837,82	98,21	9
2001	584,0	89,64	10
2002	971,31	118,74	10
2003	990,23	109,01	9
2004	834,76	114,55	8
2005	618,94	89,86	10
2006	668,09	56,87	10
2007	695,22	85,06	9
2008	977,14	152,86	13
2009	743,5	70,24	11
2010	648,37	99,17	13
2011	822,94	113,39	8
2012	1096,5	140,43	9
2013	1222,46	140,27	9
2014	922,77	120,89	10
2015	822,7	97,58	11
2016	601,17	53,25	12
2017	1008,02	143,09	10
2018	580,14	52,62	9
2019	899,78	112,18	8

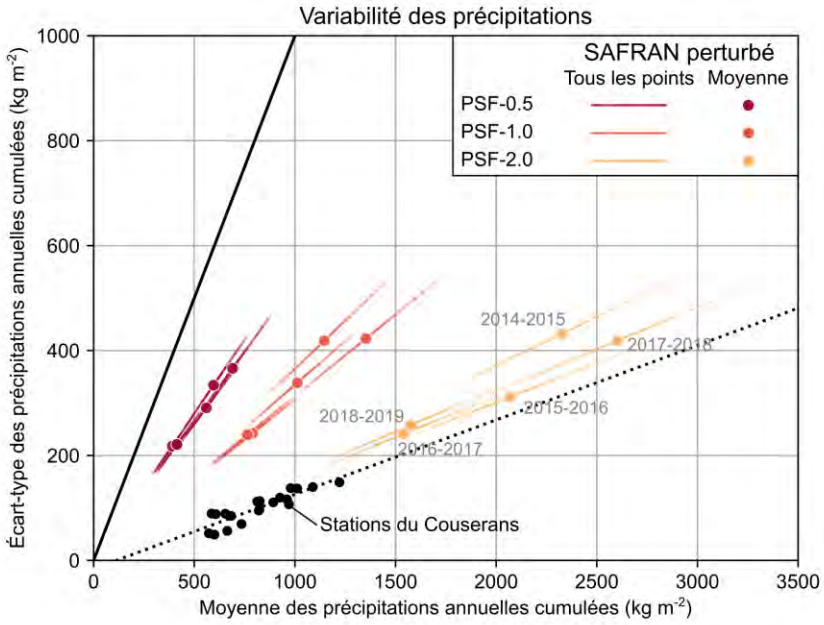

Figure 4.5 – La dispersion des précipitations annuelles cumulées SAFRAN perturbées par point de grille (petits points) ou moyennées sur la grille (gros points) par hiver (2014-2015 à 2018-2019). Les points noirs sont l'écart-type des précipitations annuelles cumulées mesurées par les stations du Couserans (Tableau 4.1, Figure 4.4). La ligne pointillée est un fit linéaire des données des stations (y=0,14x-0,1). La ligne pleine est la droite (y=x).

4.1.5 Métriques d'évaluation

Différentes métriques sont utilisées pour qualifier les ensembles de simulation ou les comparer aux données de référence (carte de HTN Pléiades, carte de SMOD Sentinel-2/Landsat 8, série temporelle de SCA, série temporelle de HTN Bernadouze). Pour une variable X (HTN, EEN, densité, eau de fonte) un ensemble est qualifié par sa valeur moyenne, ses quartiles et sa dispersion. Ces valeurs sont calculées à un pas de temps (t) et chaque point de la grille (i,j). Les pas de temps d'intérêt sont les dates d'assimilations (une par hiver) et la date d'évaluation du 5 mai 2018. La moyenne est :

$$\bar{X}(i,j,t) = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} X(i,j,t,n) \tag{4.9}$$

Où N est le nombre de membres de l'ensemble (120). La dispersion de l'ensemble, $Disp$ est l'écart-type dans la direction des membres de l'ensemble :

$$Disp(i,j,t) = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\Big(\, X(i,j,t,n) - \bar{X}(i,j,t)\,\Big)^2}. \tag{4.10}$$

Pour comparer un ensemble avec une carte de référence (HTN, date de disparition de la neige), la moyenne de l'ensemble peut être utilisée pour faire une comparaison point par point. Cela n'est pas toujours informatif car deux ensembles pourraient avoir une moyenne identique et une distribution des membres différente. Le *Continuous Ranked Probability Score* (CRPS) est utilisé (Hersbach, 2000) pour tenir compte de l'ensemble de la distribution des membres. Le CRPS est l'intégrale de la différence entre la distribution cumulative des membres de l'ensemble et la distribution cumulative de l'observation :

$$CRPS(i,j,t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \left([F(i,j,t,x) - F_{obs}(i,j,t,x)]\right)^2 dx \tag{4.11}$$

Pour chaque point de grille, la fonction de distribution de l'observation est une fonction en escalier :

$$F_{obs}(i,j,t,x) = \begin{cases} 1 & \text{si } x > X_{obs}(i,j,t) \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \tag{4.12}$$

Le CRPS peut être vu comme un proxy de la distance de l'ensemble à l'observation tenant compte du biais moyen et de la dispersion de l'ensemble. En faisant l'hypothèse que les différences entre l'ensemble et l'observation sont distribuées normalement, le CRPS est proportionnel à la moyenne de la distribution et dans une moindre mesure à l'écart-type de la distribution (voir A.8). L'incrément est défini comme la moyenne de l'analyse moins la moyenne de l'open-loop :

$$Inc(i,j,t) = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} X_O(i,j,t,n) - \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} X_A(i,j,t,n) \tag{4.13}$$

Le résidu est défini comme la moyenne de l'analyse moins l'observation :

$$Res(i,j,t) = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} X_A(i,j,t,n) - X_{obs}(i,j,t) \tag{4.14}$$

Le terme biais moyen absolu est également utilisé pour désigner la valeur absolue du résidu. Si aucune précision n'est apportée, le terme « en moyenne » désigne la moyenne temporelle des moyennes spatiales par carte. La lettre "O" ("A") est utilisée pour faire référence aux métriques de l'open-loop (l'analyse).

4.1.6 Données d'assimilation et d'évaluation

4.1.6.1 Traitement des cartes de HTN Pléiades

Les cartes de HTN Pléiades sont agrégées de leur résolution initiale (3 m) à la résolution de la grille de simulation (250 m) en prenant la moyenne des pixels dont le centre est situé dans la région de 250 m par 250 m (Figure 4.6). Les zones de terrain stable sont libres de neige et sont inclues dans les cartes de HTN avec la valeur zéro. Les pixels avec une HTN

inférieure à -0,5 m sont considérés comme sans données. Les pixels à 250 m sont éliminés si plus de 90% des pixels à 3 m étaient sans données. Les zones sans données sont des portions d'images Pléiades saturées, couvertes de nuages et les zones de forêt.

L'erreur d'observation doit être prescrite pour utiliser le filtre particulaire. Cette erreur recouvre l'incertitude de la mesure et la différence de représentativité entre la mesure et la simulation ponctuelle. Les résultats de la section 2.2 montrent qu'une erreur aléatoire standard de 0,3 m est attendue pour une carte de HTN Pléiades agrégée à 250 m (Figure 2.20) et qu'une erreur moyenne systématique de l'ordre de 0,2 m est souvent mesurée. En supposant ces deux erreurs indépendantes, leur combinaison par une somme quadratique donnerait une erreur standard de 0,36 m. Une erreur standard conservative de 0,5 m est assignée aux mesures HTN Pléiades à 250 m pour prendre en compte i) la différence de représentativité entre les mesures Pléiades et les simulations et ii) le fait que l'erreur a été estimée sur un autre site d'étude. Dès lors que la HTN est moyennée sur plusieurs points (e.g. par bande d'altitude), l'erreur est fixée à 0,2 m, considérant qu'il s'agit d'une erreur moyenne systématique.

Les HTN Pléiades sont disponibles pour entre 55% des points de la zone (883 points en 2015-2016) et 71% (1139 points en 2014-2015). Les différences interannuelles dépendent des absences de données dans les portions couvertes de nuages, les portions saturées des images au sud de la zone et de la classification en terrain stable ou forêt de zones à basses altitudes. En moyenne, les points se répartissent entre 90% de HTN positives, 7% de HTN nulles (terrain stables) et 3% de HTN légèrement négatives. Cela correspond à des HTN réelles faibles mesurées négativement par Pléiades. Les valeurs moyennes de HTN varient entre 0,82 m (2016-2017) et 1,61 m (2014-2015) (Tableau 4.2).

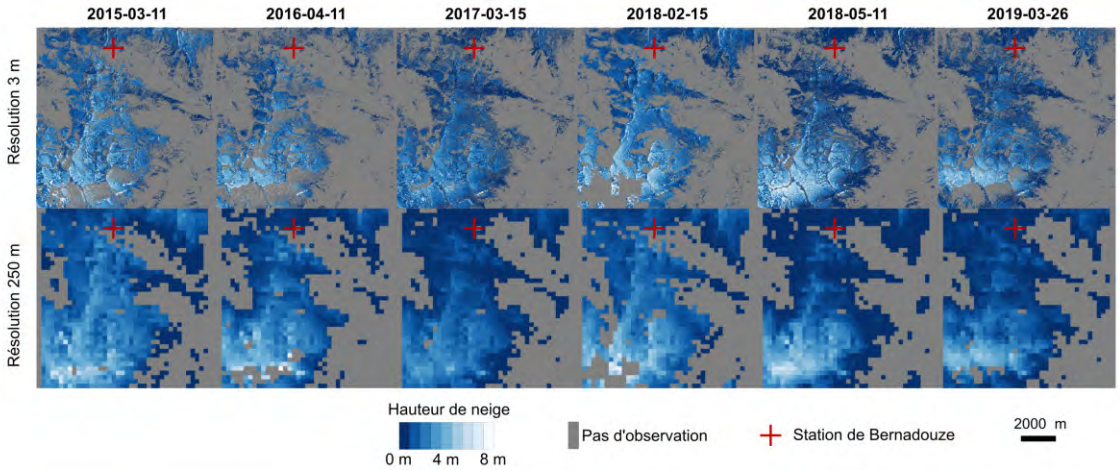

Figure 4.6 – Carte de HTN Pléiades à toutes les dates utilisées. Les cartes sont agrégées de leur résolution native (3 m, en haut) à la résolution de la grille de simulation (250 m, en bas). Les zones de forêts et saturées dans les images Pléiades sont sans données.

4.1.6.2 Carte de disparition de la neige Sentinel-2-Landsat-8

Des séries temporelles continues de surfaces enneigées sont calculées à partir des images Landsat-8 et Sentinel-2 depuis juillet 2016 (Gascoin et al., 2019). Les deux satellites de la constellation Sentinel-2 acquièrent des images optiques multispectrales dans le visible et proche-infrarouge. Lancés en 2015 et 2017, ils fournissent des images avec une revisite de cinq jours maximum. Grâce à la superposition de deux traces adjacentes, le temps de revisite est même proche de trois jours seulement dans cette portion des Pyrénées. Chaque image est corrigée des effets atmosphériques et de la pente et est convertie en carte de surfaces enneigées par un algorithme comprenant entre autre un seuillage du NDSI (Gascoin et al., 2019). La série d'images est interpolée spatialement et temporellement pour obtenir une série temporelle journalière continue de cartes de surfaces enneigés.
La date de disparition de la neige (SMOD) est calculée pour chaque pixel à la résolution initiale de 20 m. Les cartes de SMOD sont agrégées à 250 m en prenant la moyenne des pixels dont le centre est situé dans la région de 250 m par 250 m (Figure 4.7). Les pixels à 250 m sont éliminés si plus de 50% des pixels à 3 m étaient couverts de forêt dans les cartes d'occupation du sol Pléiades.

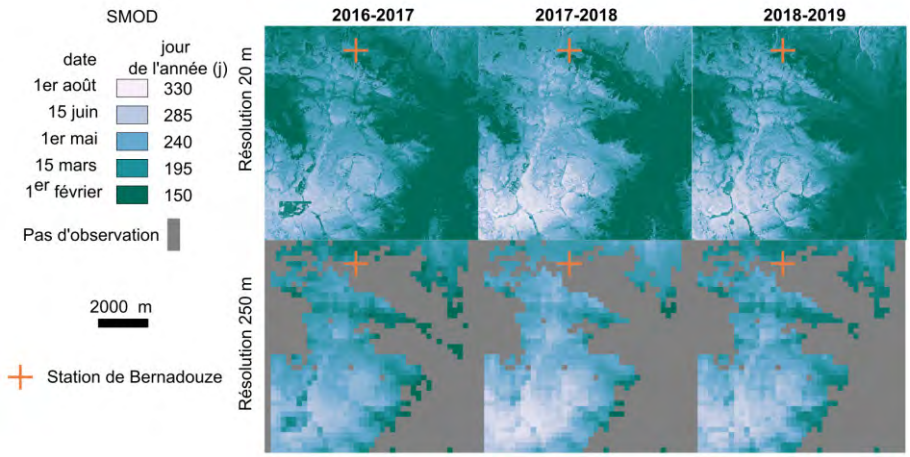

Figure 4.7 – Carte de SMOD Sentinel-2/Landsat 8 pour les hivers 2016-2017,2017-2018 et 2018-2019. Les cartes sont agrégées de leur résolution native à (20 m, en haut) à la résolution de la grille de simulation (250 m, en bas). Les zones de forêts sont considérées sans données.

4.1.6.3 Mesure de la HTN à la station automatique de Bernadouze

La station de mesure automatique de Bernadouze est située dans une clairière à 1420 m d'altitude (42,80°N ; 1,42°E). Elle est opérée par le CESBIO (Gascoin et Fanise, 2004) et fournit une série demi-horaire de mesures de HTN grâce à une sonde acoustique d'une précision de quelques centimètres. La station est présentée plus en détail dans le chapitre précédent (voir 3.2.2).

4.1.6.4 Carte de SCA MODIS

Les produits MODIS issus de la collection 6 Terra (MOD10A1.006) sont utilisés pour calculer la SCA de la zone. La fraction enneigée (snow cover fraction, SCF) de chaque pixel MODIS (∼500 m) est dérivée du champ « Snow cover NDSI » grâce à la formule de (Salomonson et Appel, 2004). Avant ce calcul, les données manquantes dues au couvert nuageux (environ 50% des données) sont interpolées linéairement dans la dimension temporelle pour produire une séries temporelles journalière continue. Ainsi, une série journalière continue de SCA est obtenue en sommant les SCF de la zone pondérée par l'aire d'un pixel.

4.2 Résultats

4.2.1 Impact de l'assimilation sur la HTN

La figure 4.8 montre les cartes de HTN moyenne de l'open-loop (colonne de gauche), de l'analyse (colonne de droite) et la carte de HTN Pléiades (colonne du milieu) pour chaque date d'assimilation. La figure 4.9 représente les statistiques de la HTN modélisée avec assimilation (base de la flèche) ou sans assimilation (pointe de la flèche). Le graphique de gauche montre la dispersion moyennée sur la zone et de l'erreur moyenne absolue tandis que le graphique de droite montre le CRPS moyenné sur la zone et la corrélation de Pearson de la HTN mo-

Tableau 4.2 – Données d'observations Pléiades et résultats d'assimilation. Pour les statistiques à la date d'assimilation, les valeurs ont été moyennées sur l'ensemble de la grille. Les lignes montrent soit les valeurs de l'open-loop (O, sans assimilation) soit de l'analyse (A). La colonne moyenne est la moyenne sur les cinq dates.

			2015-03-11	2016-04-11	2017-03-15	2018-02-15	2019-03-26	moyenne
Pléiades	% points avec données		71	55	64	60	63	63
	dont % HTN>0		89	90	87	97	87	90
	% HTN=0		8	7	10	1	7	7
	HTN (m)		1,61	1,37	0,82	1,58	0,91	1,26
PSF-0.5	moyenne (m)	O	0,60	0,38	0,22	0,53	0,20	0,39
		A	1,15	0,89	0,44	1,04	0,50	0,80
	dispersion (m)	O	0,55	0,36	0,24	0,44	0,25	0,37
		A	0,33	0,29	0,21	0,31	0,21	0,27
	biais moyen abs. (m)	O	1,06	0,99	0,61	1,09	0,73	0,90
		A	0,49	0,48	0,38	0,56	0,42	0,47
	CRPS (m)	O	0,84	0,97	0,70	0,89	0,79	0,84
		A	0,38	0,43	0,39	0,44	0,42	0,41
PSF-1.0	moyenne (m)	O	1,28	0,88	0,57	1,20	0,48	0,88
		A	1,50	1,13	0,66	1,40	0,65	1,07
	dispersion (m)	O	0,71	0,54	0,35	0,60	0,32	0,50
		A	0,41	0,34	0,26	0,38	0,24	0,33
	biais moyen abs. (m)	O	0,64	0,57	0,36	0,61	0,55	0,55
		A	0,22	0,26	0,22	0,27	0,32	0,26
	CRPS (m)	O	0,46	0,46	0,28	0,45	0,50	0,43
		A	0,16	0,21	0,17	0,19	0,29	0,20
PSF-2.0	moyenne (m)	O	1,33	2,85	2,19	1,42	2,49	2,06
		A	1,12	1,99	1,65	1,11	1,89	1,55
	dispersion (m)	O	0,48	0,85	0,70	0,48	0,71	0,64
		A	0,31	0,42	0,36	0,32	0,39	0,36
	biais moyen abs. (m)	O	0,60	1,31	0,91	0,63	0,97	0,88
		A	0,30	0,41	0,32	0,31	0,34	0,34
	CRPS (m)	O	0,43	0,92	0,63	0,44	0,68	0,62
		A	0,22	0,27	0,23	0,21	0,24	0,23

délisée avec la HTN Pléiades. L'assimilation des cartes de HTN Pléiades conduit en général à réduire l'écart moyen, augmenter la corrélation spatiale entre l'ensemble et l'observation. L'assimilation réduit la dispersion de l'ensemble, augmentant sa précision. Les disparités spatiales et entre les expériences sont détaillées ci-dessous. La figure 4.10 montre la distribution du CRPS par tranche d'altitude avec et sans assimilation à la date d'assimilation en 2015 et 2019. La figure 4.11 montre les cartes de HTN sans assimilation, avec assimilation et Pléiades tandis que la figure 4.12 montre les même HTN agrégées par tranche d'altitude. La figure 4.13 montre la HTN moyenne de chaque point de la grille avec assimilation en fonction de la HTN sans assimilation. La couleur des points indique leur altitude.

PSF-1.0 L'ensemble Crocus est modifié par l'assimilation pour au moins 95% des points. Les points qui ne sont pas modifiés ont l'ensemble de leurs membres sans neige avant assimilation. Les HTN sont augmentées par l'assimilation chaque année avec un incrément moyen de +0,18 m passant de 0,88 m à 1,07 m en moyenne. Le résidu après assimilation reste négatif et est en moyenne de -0,19 m. Les distributions des incréments et résidus est asymétrique avec un skew respectivement négatif et positif. L'assimilation réduit l'écart moyen absolu entre l'ensemble et l'observation qui passe en moyenne de 0,55 m (O) à 0,26 m (A). La dispersion de l'ensemble est également réduite et passe en moyenne de 0,50 m à 0,33 m. Le CRPS de la HTN est réduit par l'assimilation de 0,43 m (O) à 0,20 m (A) en moyenne.
Les écarts entre l'open-loop et Pléiades, et l'impact de l'assimilation sont spatialement hétérogènes. Les différences sont plus grandes à haute altitude. Des zones de fortes sous-estimations de la HTN par l'open-loop sont aussi observées dans le sud de la zone (2014-2015, 2018-2019) indépendamment de l'altitude. La variabilité spatiale semble plus forte après assimilation. La corrélation avec la carte de HTN Pléiades est augmentée et passe de 0,84 (O) à 0,98 (A) en moyenne. L'année 2018-2019 se démarque par une sous-estimation forte de la HTN à haute altitude dans l'open-loop. La réduction du CRPS est également plus modérée.

PSF-0.5 L'ensemble Crocus est modifié par l'assimilation pour 86% des points en moyenne, soit 10% de moins que PSF-1.0. Cela est dû à une baisse du nombre de points modifiés à basse altitude durant les années 2015-2016, 2016-2017 et 2018-2019 (voir 4.3.5). L'incrément moyen (+0,42 m) conduit à une augmentation deux fois plus grande que PSF-1.0. La HTN moyenne avant assimilation est de 0,39 m et de 0,80 m après. Le résidu après assimilation reste négatif en moyenne (-0,45 m). L'écart moyen absolu entre l'ensemble et l'observation est réduit de 0,90 m en moyenne (O) à 0,47 m (A). La dispersion de l'ensemble est également réduite et passe en moyenne de 0,37 m (O) à 0,27 m (A). Le CRPS de la HTN décroît de 0,84 m (O) à 0,41 m (A) en moyenne. Le coefficient de corrélation de Pearson augmente de 0,83 (O) à 0,96 (A) dans des proportions similaires à PSF-1.0 (O : 0,84, A : 0,98) (Figure 4.11).

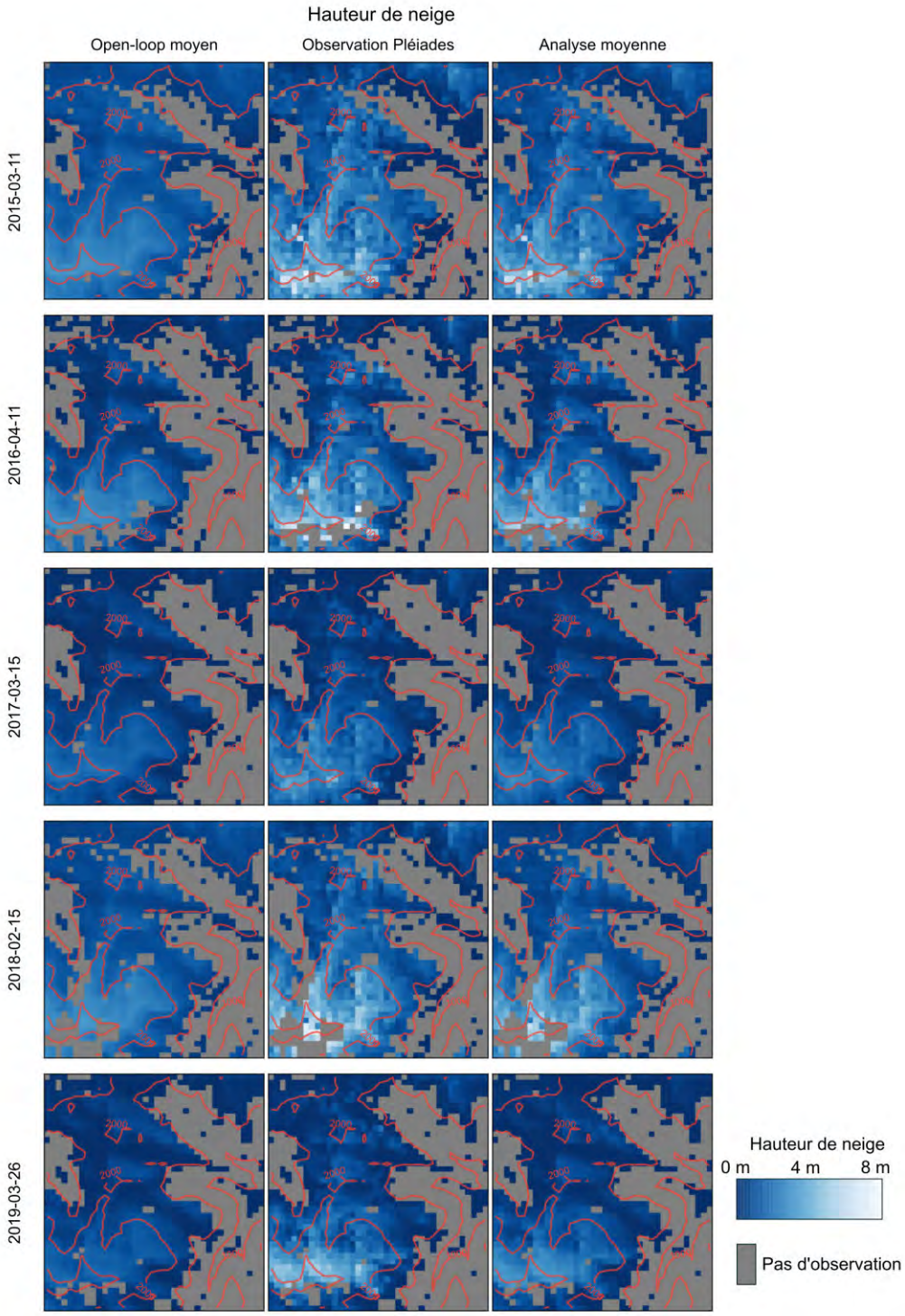

Figure 4.8 – Cartes de HTN open-loop à gauche (moyenne des 120 membres), Pléiades au milieu et de l'analyse à droite (moyenne des 120 membres). Les cinq dates d'assimilation sont présentées par ordre croissant de haut (2015) en bas (2019). Les lignes rouges sont les courbes de niveaux tous les 500 m.

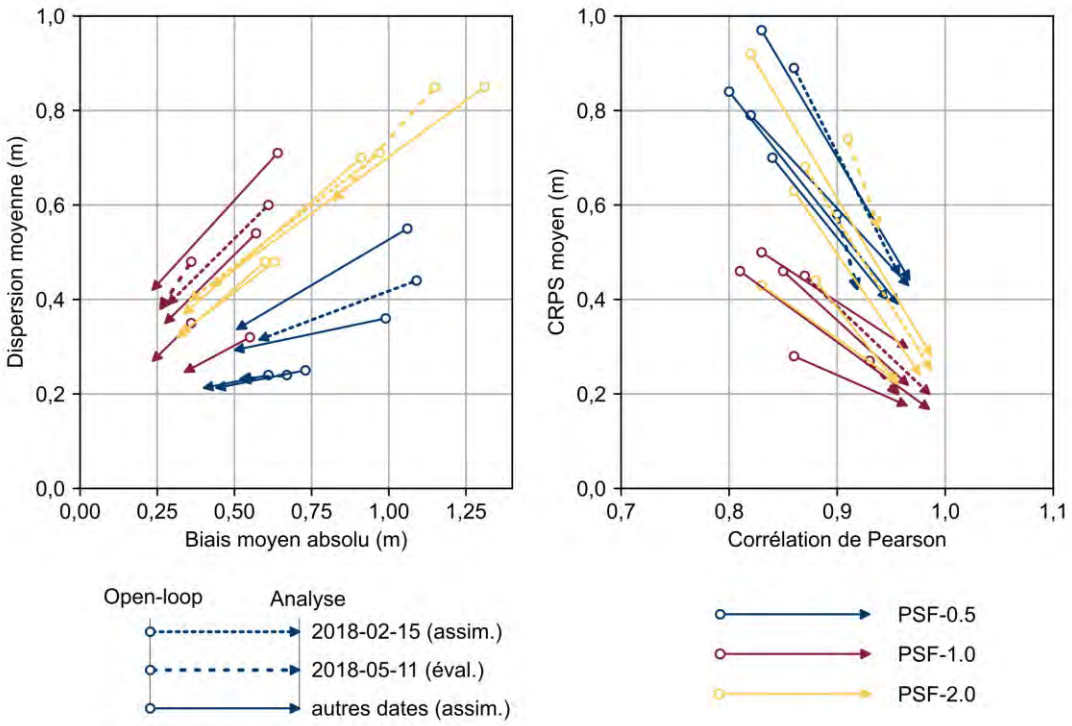

Figure 4.9 – Modification de la dispersion, de l'erreur absolue, du CRPS et de la corrélation de Pearson par l'assimilation. La dispersion, l'erreur absolue et le CRPS sont calculés à la date de l'assimilation ou de l'évaluation et moyennés spatialement. La corrélation de Pearson est calculée à partir de la HTN modélisée et observée à la même date. L'origine de la flèche (rond) est la valeur dans l'open-loop, la pointe de la flèche est la valeur dans l'analyse. Les lignes pointillées représentent l'année 2017-2018 pour laquelle une carte de HTN est assimilée le 15 février et une carte est utilisée pour l'évaluation le 11 mai.

PSF-2.0 La quasi-totalité des points sont modifiés par l'assimilation (99%). C'est la seule expérience durant laquelle les HTN sont diminuées par l'assimilation chaque année avec un incrément moyen de -0,51 m passant d'une HTN moyenne de 2,06 m (O) à 1,55 m (A). Le résidu après assimilation est positif (+0,29 m). L'assimilation réduit l'écart moyen absolu entre l'ensemble et l'observation qui passe en moyenne de 0,88 m (O) à 0,34 m (A). La dispersion de l'ensemble est également réduite et passe en moyenne de 0,64 m (O) à 0,36 m (A). Le CRPS de la HTN décroît de 0,62 m (O) à 0,23 m (A) en moyenne. Le coefficient de corrélation de Pearson augmente dans des proportions similaires à PSF-1.0 (O : 0,85, A : 0,98) (Figure 4.11).

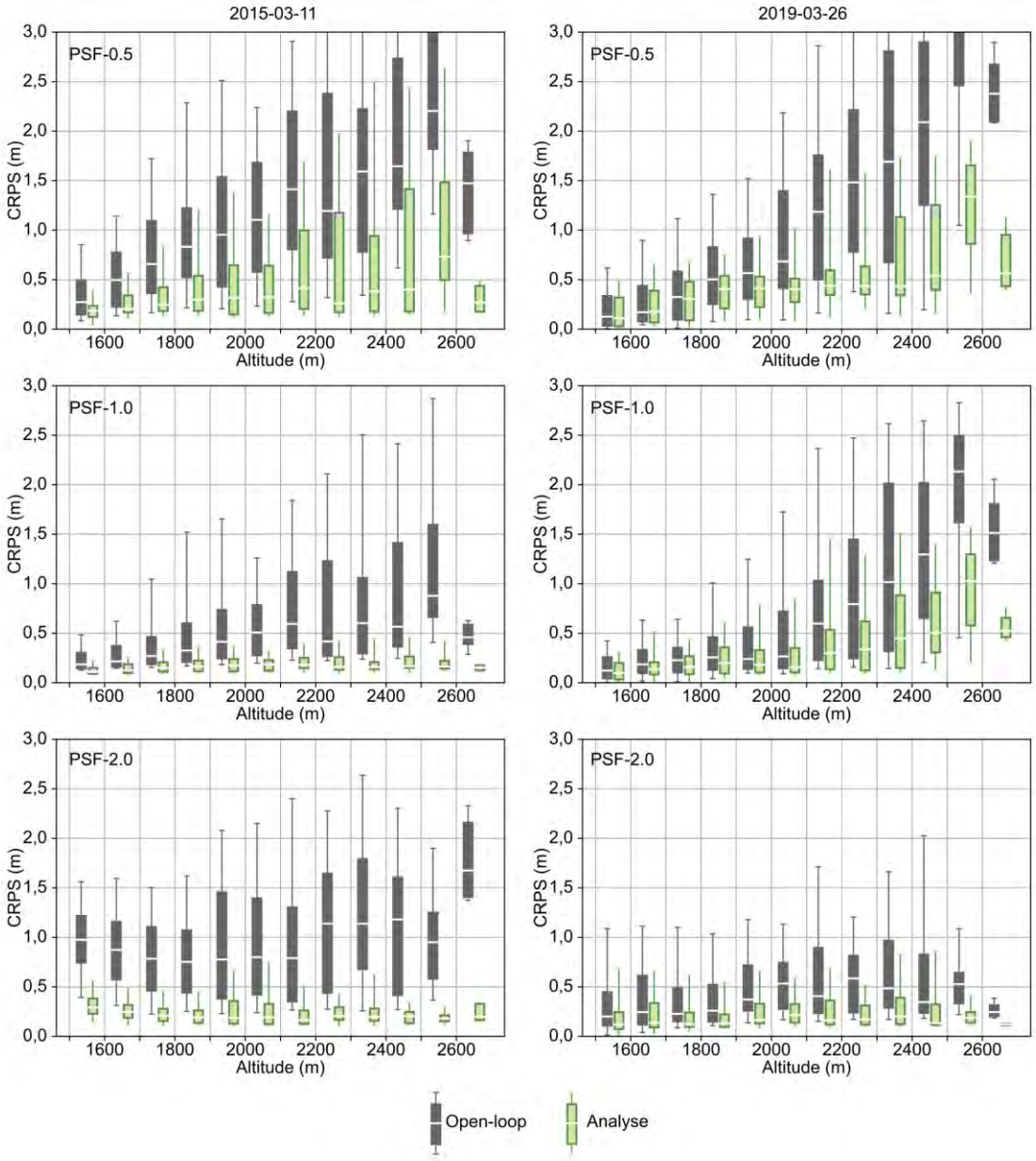

Figure 4.10 – Distribution du CRPS de la HTN de l'open-loop (gris) et de l'analyse (vert) en fonction de l'altitude pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) le 11 mars 2015 (gauche) et le 26 mars 2019 (droite).

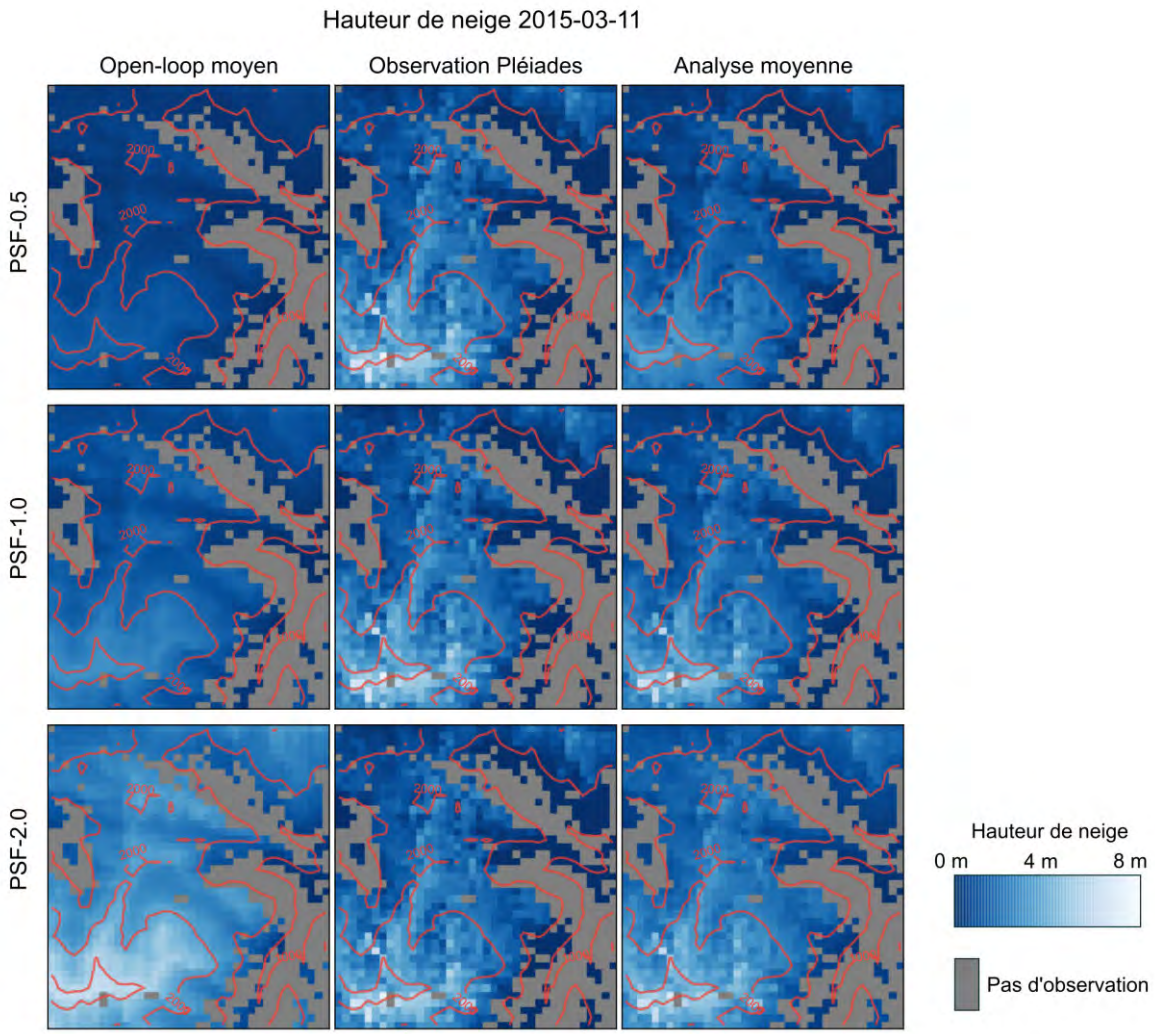

Figure 4.11 – Cartes de HTN open-loop à gauche (moyenne des 120 membres), Pléiades au milieu et de l'analyse à droite (moyenne des 120 membres) pour la date du 15 mars 2015. Les expériences PSF-0.5, PSF-1.0 et PSF-2.0 sont présentées de haut en bas.

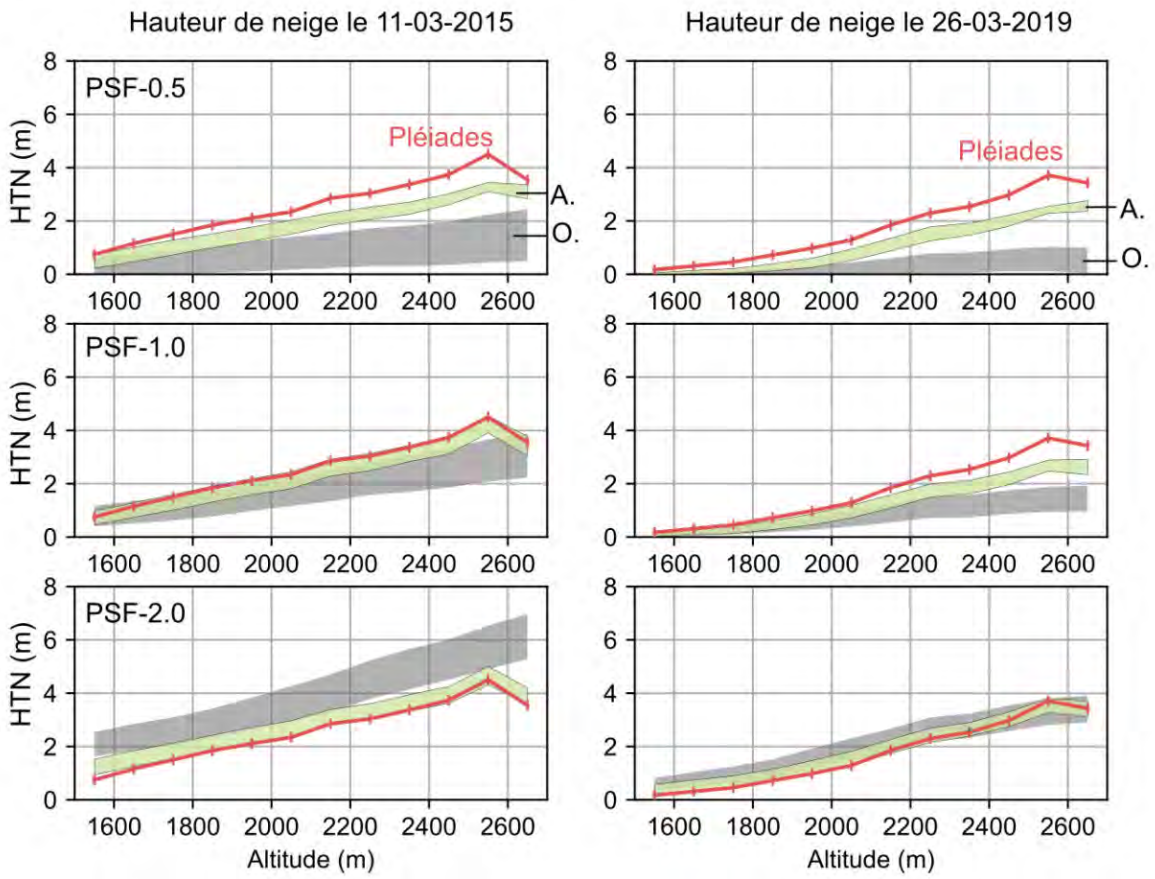

Figure 4.12 – HTN en fonction de l'altitude. L'enveloppe de l'open-loop (gris) et l'analyse (vert) montrent l'espace entre le 1er et 3ème quartiles. La HTN Pléiades (rouge) est la moyenne de la tranche d'altitude. Les barres représentent l'erreur assignée (voir 4.1.6.1).

4.2.2 Impact de l'assimilation sur l'EEN et la densité

L'EEN moyen varie de manière similaire à la HTN sous l'effet de l'assimilation (Figure 4.14). La tendance moyenne est une augmentation de l'EEN pour PSF-0.5 et PSF-1.0 et une diminution pour PSF-2.0. La dispersion de l'EEN est également réduite par l'assimilation de 176 kg m^2 à 136 kg m^2 (PSF-1.0), de 115 kg m^2 à 101 kg m^2 (PSF-0.5) et de 227 kg m^2 à 161 kg m^2 (PSF-2.0). L'effet de l'assimilation sur la densité est plus variable (Figure 4.15). La densité est réduite en moyenne pour PSF-0.5 et PSF-1.0 et de jusqu'à 30% sur certains points le 15 mars 2017 pour PSF-0.5. L'impact est faible pour PSF-2.0 malgré une légère augmentation en 2017 et 2019. L'assimilation du 2 février 2018 est marquée par une faible variabilité spatiale de la densité (∼250-300 kg m^3) et une modification plus faible par l'assimilation qu'aux autres dates.

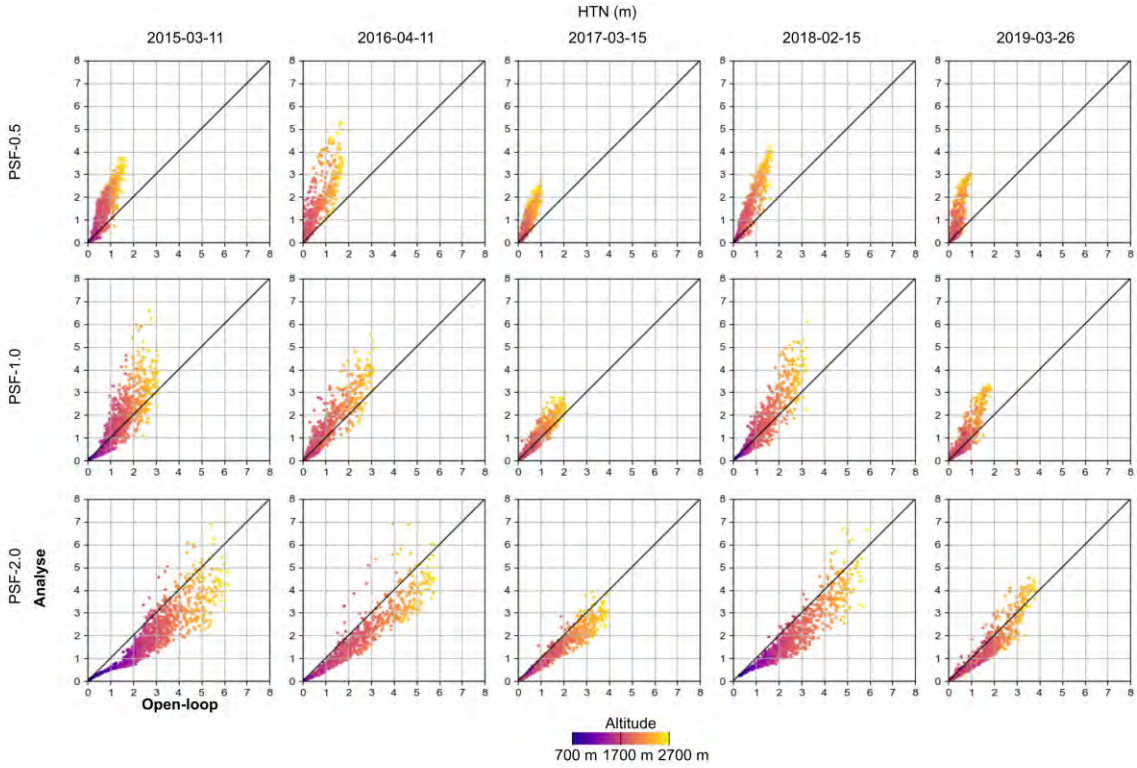

Figure 4.13 – HTN moyenne de l'analyse en fonction de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La couleur des points indique leur altitude.

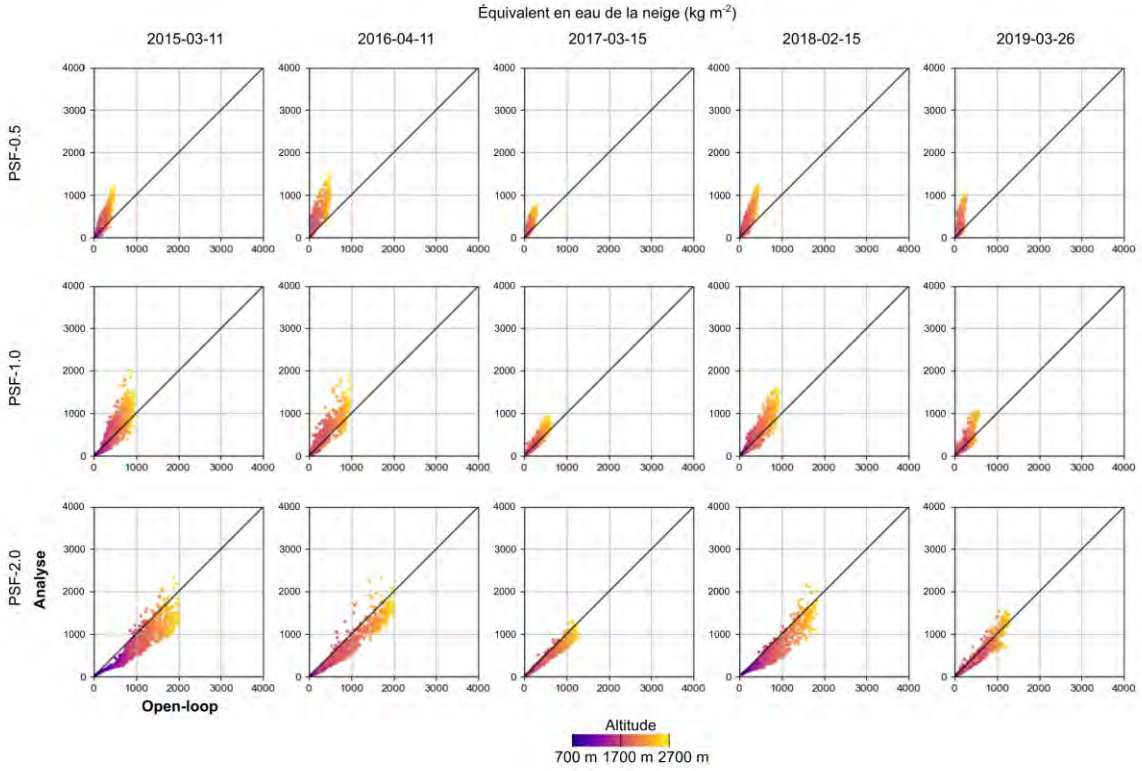

Figure 4.14 – EEN moyen de l'analyse en fonction de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La couleur des points indique leur altitude.

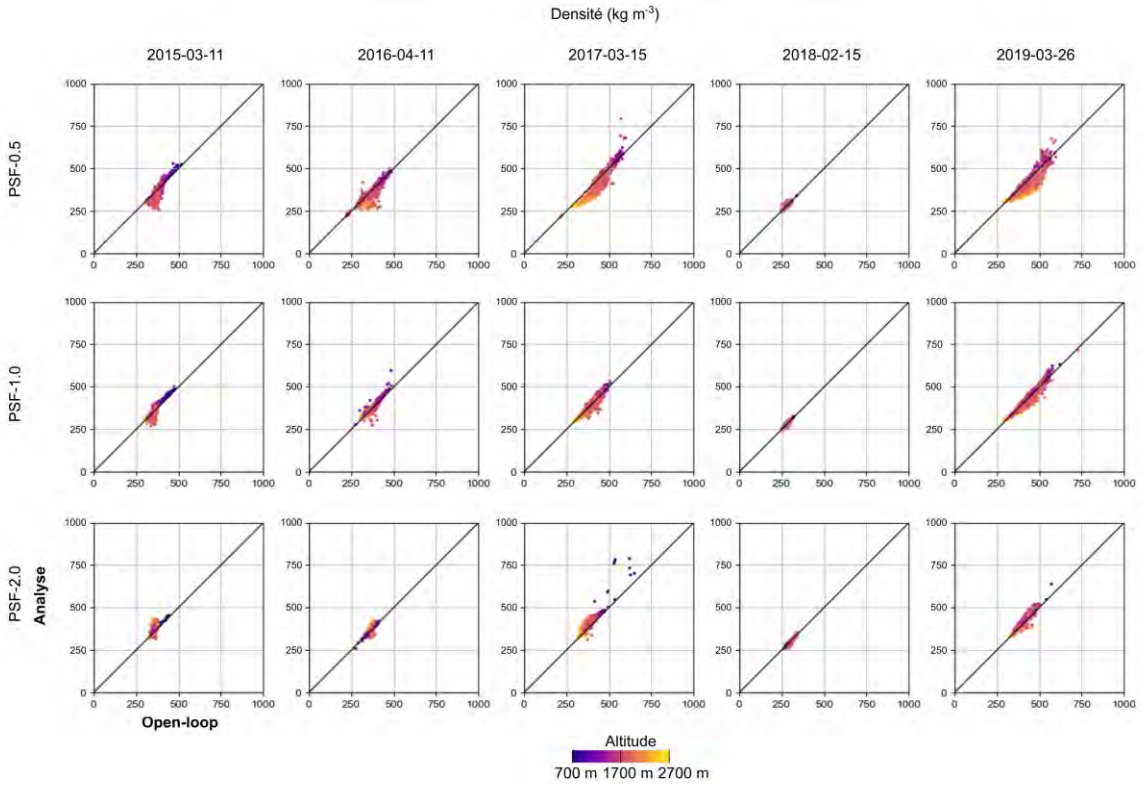

Figure 4.15 – Densité moyenne du manteau neigeux de l'analyse en fonction de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La couleur des points indique leur altitude.

4.2.3 Impact de l'assimilation sur la fonte du manteau

La quantité d'eau de fonte est impactée au moment de la disparition du manteau soit typiquement 30 jours après l'assimilation (Figure 4.16). Le volume cumulé d'eau de fonte suit la même tendance que l'EEN et est augmenté par l'assimilation pour PSF-0.5, PSF-1.0 et diminué pour PSF-2.0. La période de fonte est parfois rallongée par l'assimilation pour PSF-0.5 d'environ 15 jours (2015-2016, 2018-2019). La durée de la période de fonte est peu impactée par l'assimilation pour PSF-2.0. Cela est probablement du au fait que la fonte n'est pas limitée par la quantité de neige à cette période pour PSF-1.0 et PSF-2.0.

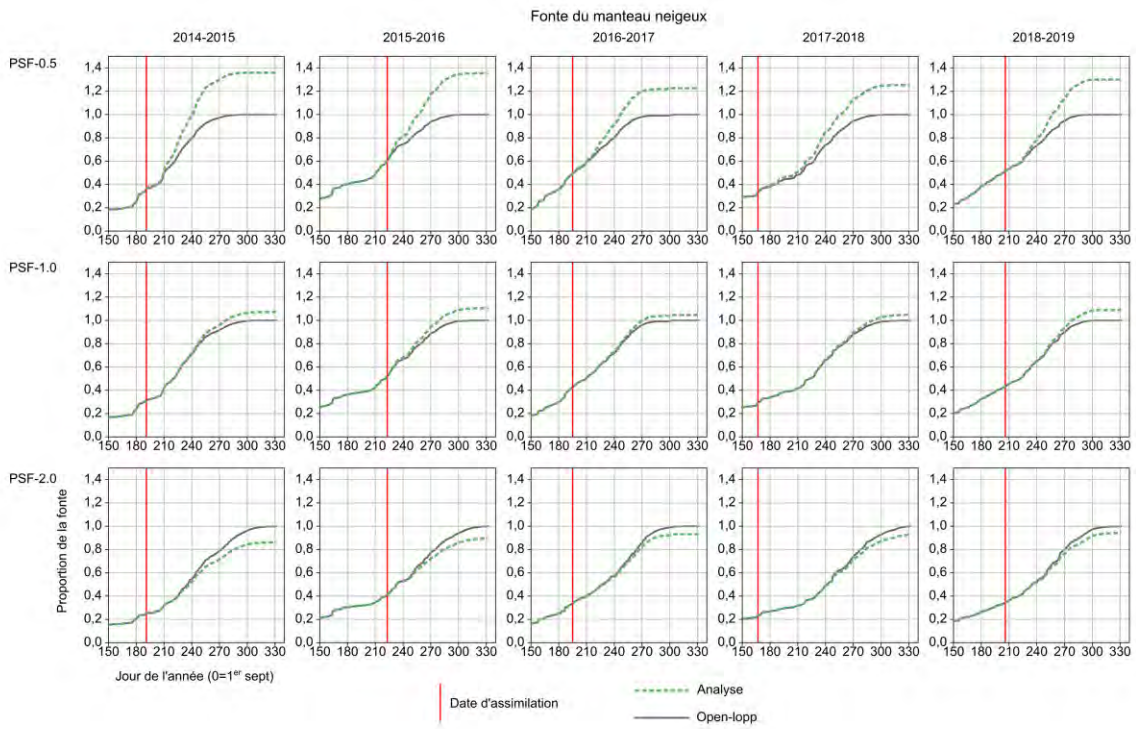

Figure 4.16 – Fonte du manteau neigeux cumulative relative à la fonte totale de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La ligne rouge indique la date d'assimilation.

4.2.4 Évaluation indépendante de l'assimilation

4.2.4.1 HTN Pléiades 2018

L'année 2017-2018 offre une occasion unique d'évaluer l'impact de l'assimilation grâce au triplet d'images du 11 mai qui fournit une carte de HTN 85 jours après la carte assimilée du 15 février. L'impact de l'assimilation sur les HTN est encore sensible le 11 mai 2018 dans les trois expériences (Figure 4.17 et 4.18). La HTN moyenne diffère entre l'open-loop et l'analyse dans le même sens qu'à la date d'assimilation mais d'une amplitude plus faible (Tableau 4.3). L'analyse est en meilleur accord avec les HTN Pléiades comme le montre la réduction du CRPS moyen sur la grille pour PSF-0.5 (O : 0.58, A : 0.41), PSF-1.0 (O : 0.27, A : 0.19) et PSF-2.0 (O : 0.74, A : 0.54) (Figure 4.18). L'impact de l'assimilation est plus faible pour PSF-0.5 car une plus grande quantité de points est libre au 11 mai que pour PSF-1.0 et PSF-2.0.

Tableau 4.3 – Impact de l'assimilation pour l'année 2017-2018 où une carte HTN est calculée le 11 mai 2018, 85 jours après l'assimilation d'une carte HTN.

			2018-02-15 (assimilation)	2018-05-11 (évaluation)
Pléiades	moyenne (m)		1,58	1,01
PSF-0.5	moyenne (m)	O	0,53	0,19
		A	1,04	0,36
	dispersion (m)	O	0,44	0,24
		A	0,31	0,23
	biais moyen abs. (m)	O	1,09	0,67
		A	0,56	0,50
	CRPS (m)	O	0,89	0,58
		A	0,44	0,41
PSF-1.0	moyenne (m)	O	1,20	0,60
		A	1,40	0,70
	dispersion (m)	O	0,60	0,48
		A	0,38	0,37
	biais moyen abs. (m)	O	0,61	0,36
		A	0,27	0,25
	CRPS (m)	O	0,45	0,27
		A	0,19	0,19
PSF-2.0	moyenne (m)	O	2,49	2,00
		A	1,89	1,66
	dispersion (m)	O	0,71	0,85
		A	0,39	0,60
	biais moyen abs. (m)	O	0,97	1,15
		A	0,34	0,81
	CRPS (m)	O	0,68	0,74
		A	0,24	0,54

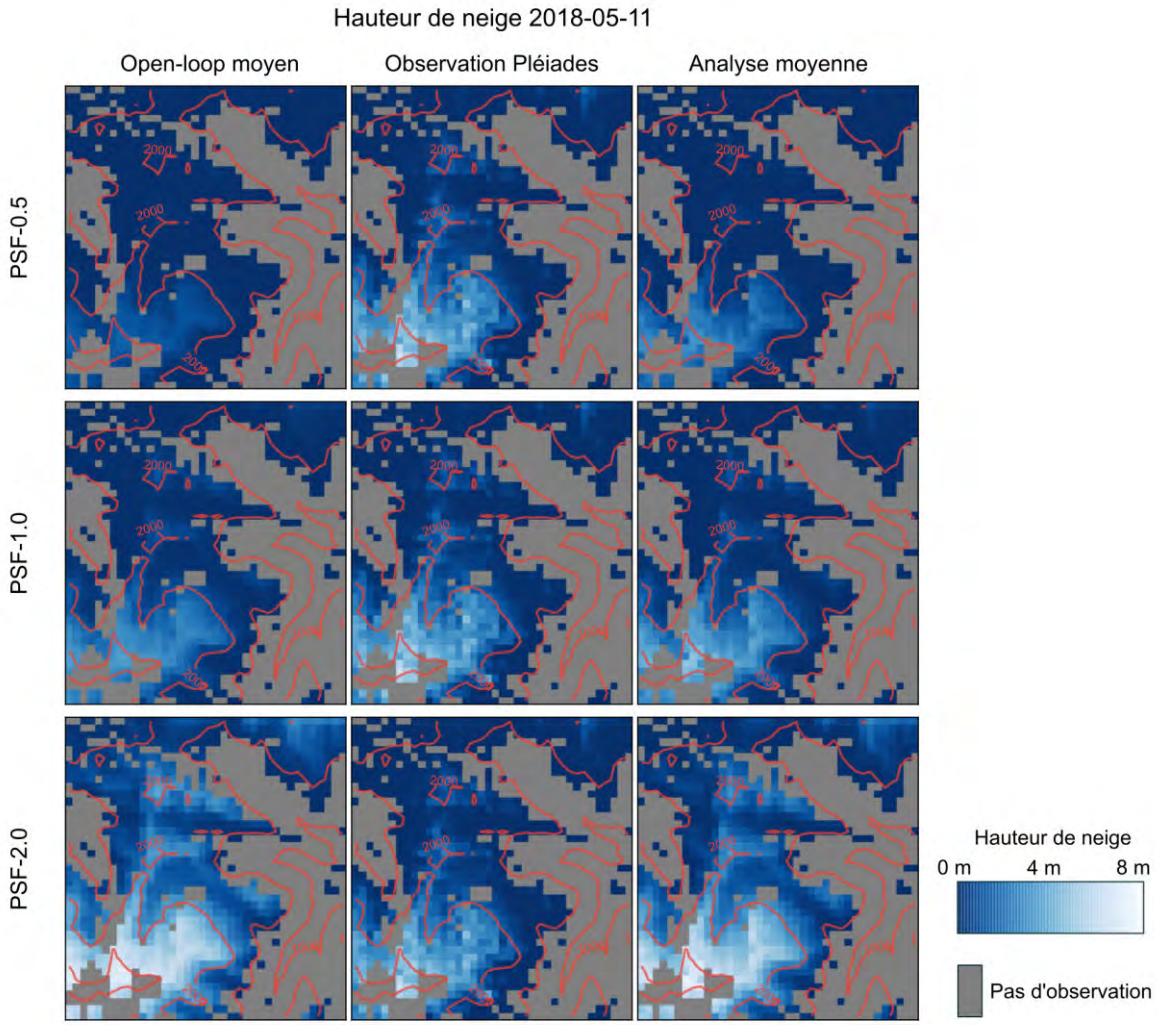

Figure 4.17 – Cartes de HTN open-loop à gauche (moyenne des 120 membres), Pléiades au milieu et de l'analyse à droite (moyenne des 120 membres) pour la date du 11 mai 2018. Les expériences PSF-0.5, PSF-1.0 et PSF-2.0 sont présentées de haut en bas.

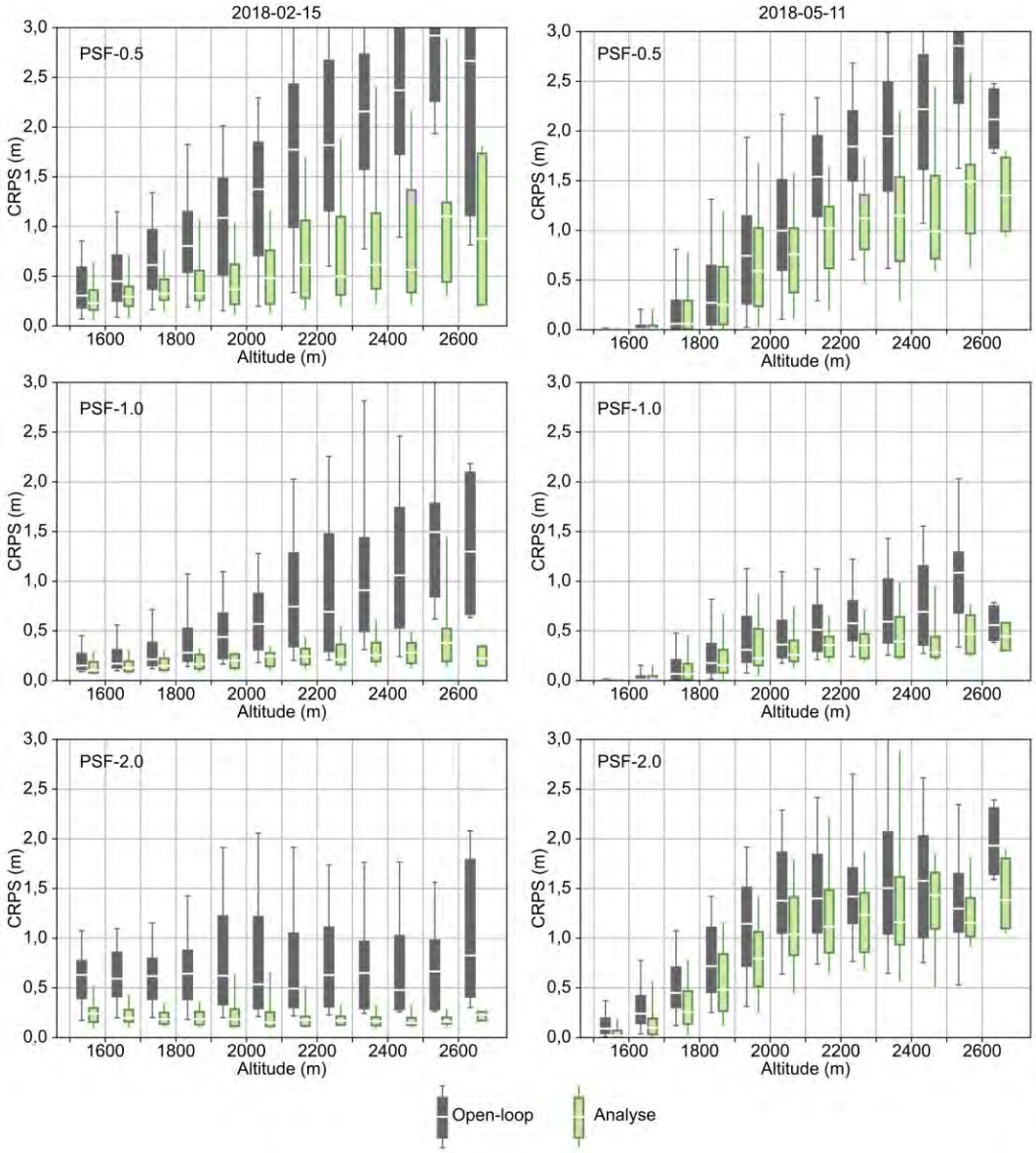

Figure 4.18 – Distribution du CRPS de la HTN de l'open-loop (gris) et de l'analyse (vert) en fonction de l'altitude pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) le 15 février 2018 (date d'assimilation) et le 11 mai 2018 (validation).

4.2.4.2 HTN Bernadouze

Les HTN Crocus de l'expérience PSF-1.0 sont toujours inférieures aux mesures de la station automatique (Figure 4.19). L'impact de l'assimilation est peu marqué pour l'expérience PSF-1.0 au point de grille le plus proche de la station de Bernadouze. La date d'assimilation tombe pendant la période finale de fonte pour les hivers 2015-2016, 2016-2017 et 2018-2019. Il reste au maximum 0,3 m sous la station de mesure qui fondent dans les jours qui suivent. L'assimilation au mois de février 2018 et mars 2015 est plus proche du pic d'accumulation à Bernadouze mais l'ensemble open-loop et l'observation Pléiades concordent bien produisant une modification minime de l'ensemble par l'assimilation.

Les conclusions sont similaires pour l'expérience PSF-0.5. L'assimilation améliore légèrement la concordance entre les HTN Bernadouze et Crocus avec un gain faible de 2 cm de RMSE en 2014-2015 et 2017-2018. Seule l'expérience PSF-2.0 connait une amélioration sensible de la concordance entre les HTN Crocus et Bernadouze avec une amélioration entre 0,08 m (2018-2019) et 0,45 m (2014-2015) de la RMSE (Figure 4.19). Cela semble résulter d'un écart plus grand entre l'open-loop et l'observation Pléiades et d'une bonne dispersion de l'ensemble.

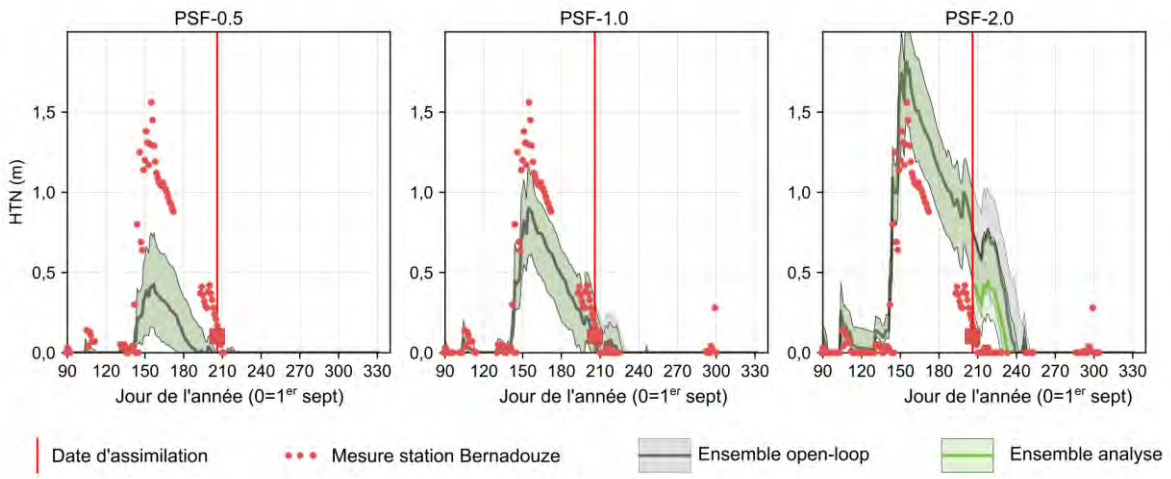

Figure 4.19 – Hauteurs de neige à la station de mesure automatique de Bernadouze (ronds) et au point de grille le plus proche de l'open-loop (gris) et de l'assimilation (vert) pour les trois expériences PSF-0.5 (gauche), PSF-1.0 (milieu) et PSF-2.0 (droite) de l'année 2018-2019. L'open-loop est déjà sans neige dans PSF-0.5 et très proche de zéro dans PSF-1.0 à la date d'assimilation.

4.2.4.3 SMOD Sentinel-2/Landsat 8

L'écart entre le SMOD simulé par Crocus et observé par Sentinel-2/Landsat 8 dépend en premier lieu du seuil de HTN utilisé pour le calcul des SMOD Crocus et dans une moindre mesure de l'assimilation des HTN Pléiades (Figure 4.20). Le seuil optimal est choisi en fonction de la moyenne et l'écart-type du résidu SMOD de l'ensemble des points de la grille (Crocus moins Sentinel-2/Landsat 8). Le résidu moyen est toujours décroissant à mesure que le seuil HTN augmente. Il est très faible (quasi-nul) pour les seuils inférieurs à 0,1 m dans l'expérience PSF-0.5 et les seuils 0,2 m-0,3 m dans l'expérience PSF-1.0. Il est constamment positif dans l'expérience PSF-2.0. L'écart-type du résidu croît avec le seuil HTN. Il reste stable pour les seuils inférieurs ou égaux à 0,2 m dans l'expérience PSF-2.0. Par la suite, seuls les résultats obtenus avec le seuil 0,2 m sont commentés car ils combinent un biais moyen et un écart-type du résidu faible dans l'expérience PSF-1.0.

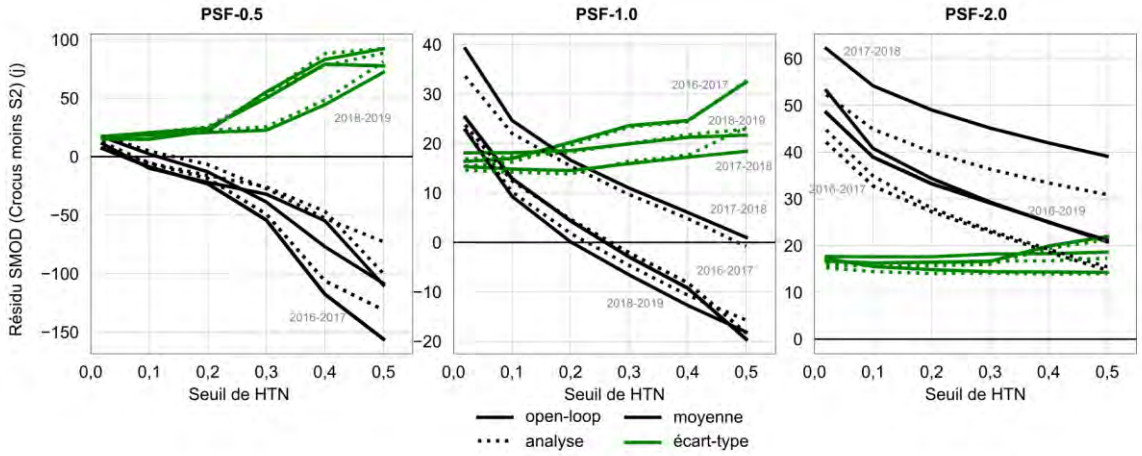

Figure 4.20 – Moyenne spatiale (noir) et écart-type (vert) en jours du résidu SMOD (Crocus moins Sentinel-2/Landsat 8) en fonction du seuil HTN utilisé pour le calcul des surfaces enneigées Crocus. Le résidu de l'open-loop (ligne continue) et de l'analyse (ligne pointillée) sont montrés.

PSF-1.0 Le SMOD est retardé pour les points de la grille en altitude et inchangé pour les points à basse altitude (Figure 4.21). L'amélioration de la concordance entre le SMOD Crocus et Sentinel-2/Landsat 8 est proche de zéro en moyenne sur la grille pour les trois

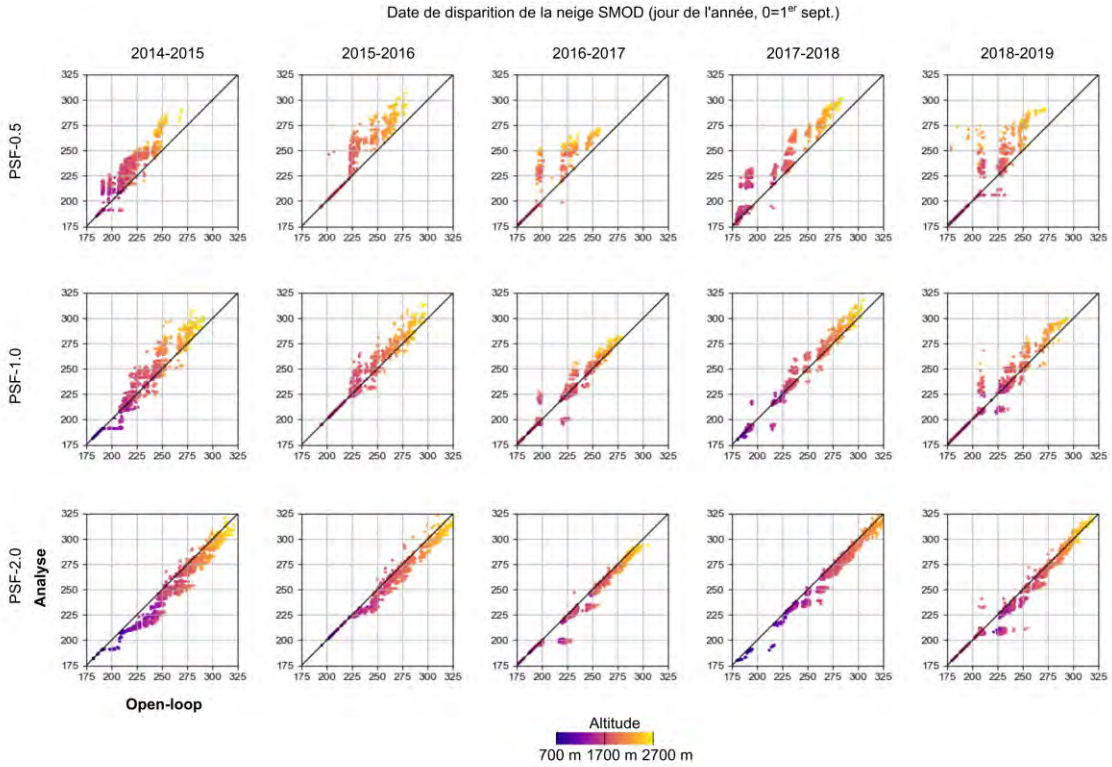

Figure 4.21 – SMOD de l'analyse en fonction du SMOD de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La couleur des points indique leur altitude.

hivers (Figure 4.22). L'assimilation tend à retarder le SMOD en altitude ce qui l'éloigne en moyenne des observation Sentinel-2/Landsat 8. La seule amélioration cohérente spatialement se produit sur les pentes au nord l'année 2017-2018.

PSF-0.5 Le SMOD est retardé d'environ 5 jours en moyenne par l'assimilation. Les points en altitude sont retardés de typiquement 15 jours (Figure 4.21). Le SMOD est amélioré d'entre 10 (2017-2018) et 20 jours (2018-2019) en moyenne sur la grille avec des améliorations ponctuelles pouvant aller jusqu'à 40 jours. Le SMOD est modifié à haute altitude, où la HTN a été modifiée par l'assimilation.

PSF-2.0 Le SMOD est avancé par l'assimilation d'environ 5 jours en moyenne et est amélioré d'autant (Figure 4.21). L'amélioration est rarement plus grande que 20 jours. L'impact de l'assimilation est mitigé sur les sommets au sud de la zone. Il n'y a quasiment pas d'amélioration dans cette zone en 2016-2017 et 2017-2018 et même une dégradation en 2018-2019 (Figure 4.23).

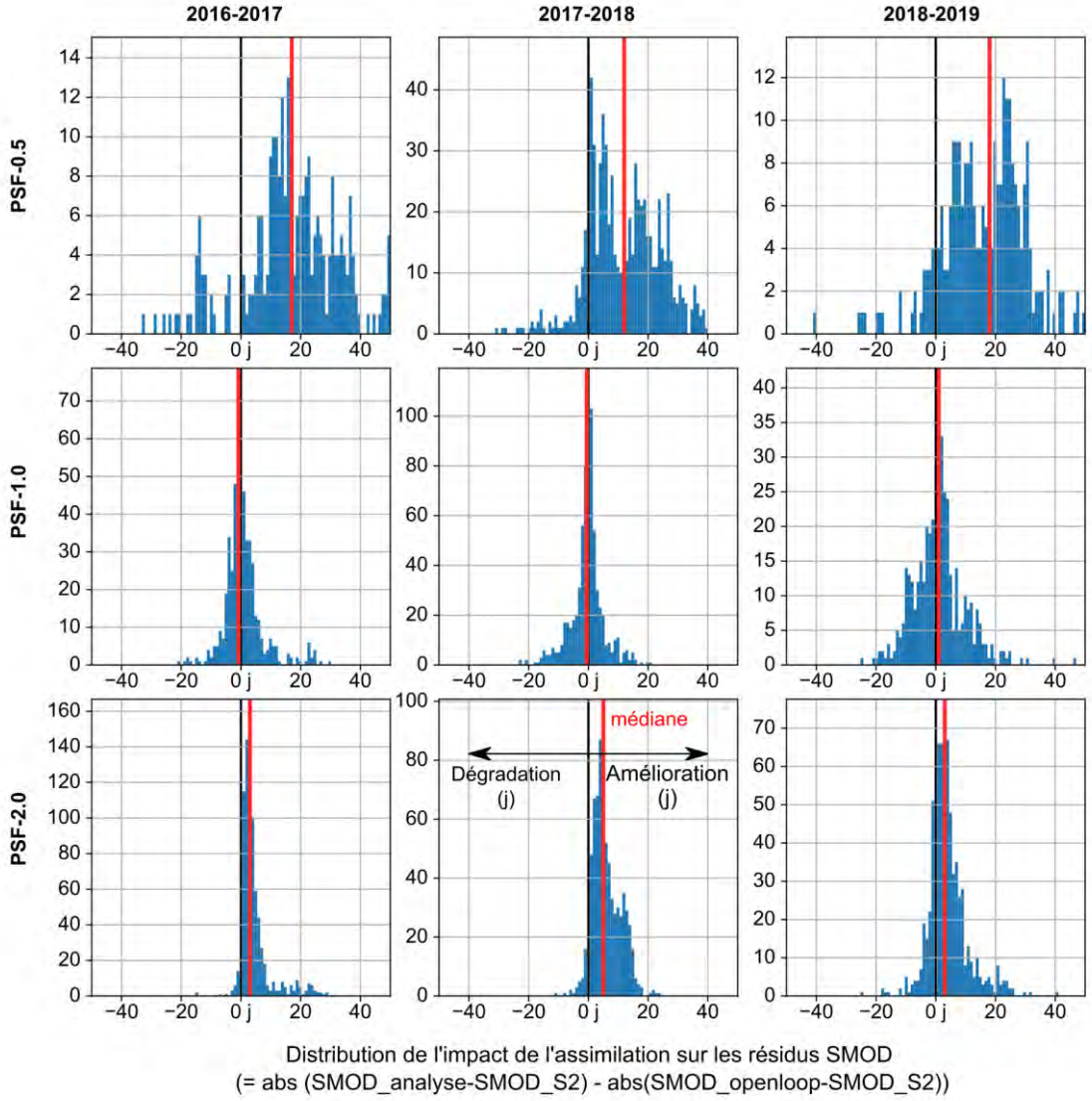

Figure 4.22 – Distribution de l'impact de l'assimilation sur le résidu du SMOD (Crocus moins Sentinel-2/Landsat 8). Le SMOD Crocus est dégradé dans les valeurs négatives et amélioré dans les valeurs positives.

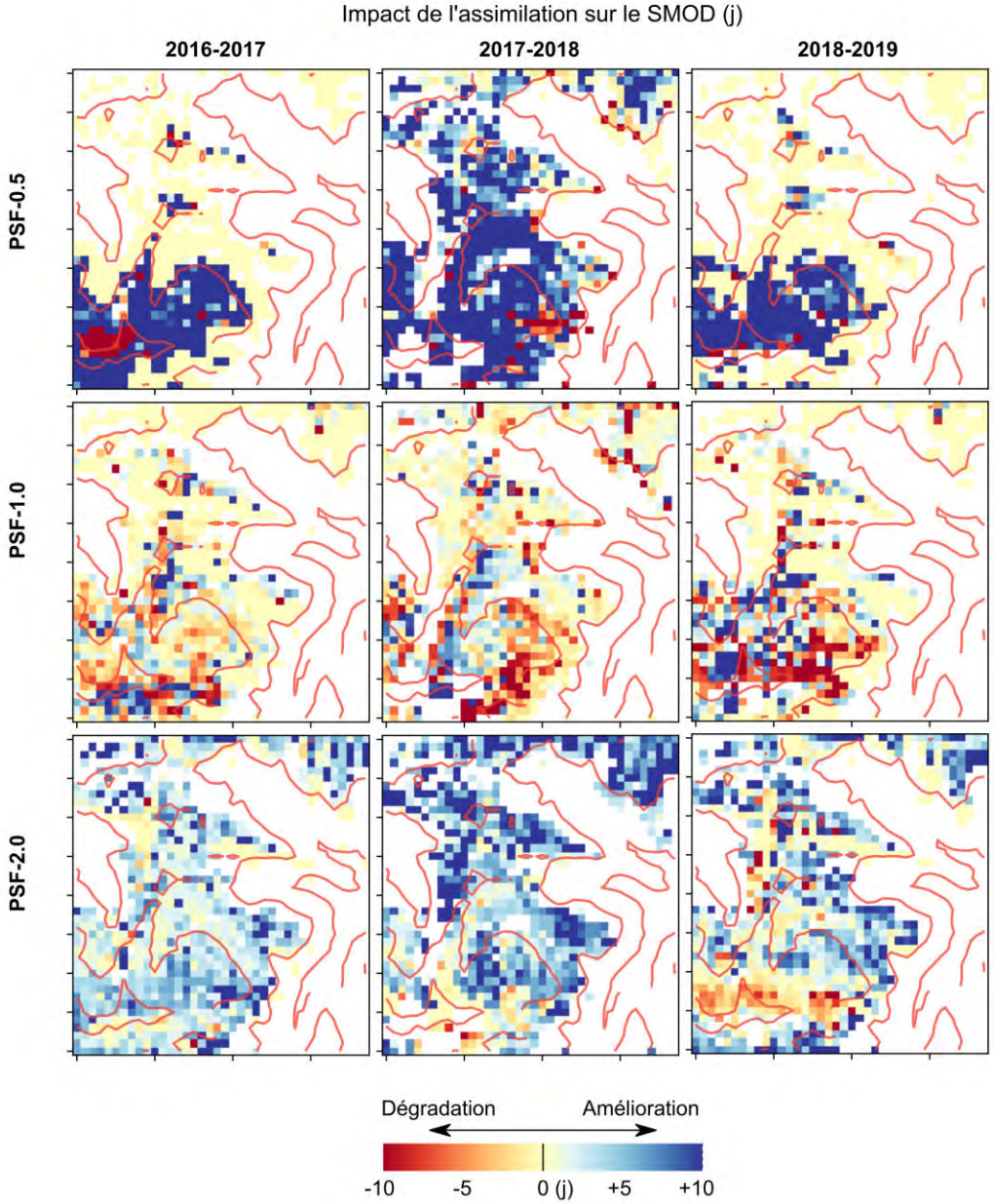

Figure 4.23 – Carte de l'impact de l'assimilation sur le résidu du SMOD (Crocus moins Sentinel-2/Landsat 8). Le SMOD Crocus est dégradé dans les zones rouges, amélioré dans les zones bleues, inchangé dans les zones jaunes.

4.2.4.4 SCA MODIS

La SCA simulée par Crocus dans l'expérience PSF-1.0 est systématiquement inférieure à la SCA MODIS quelque soit le seuil de HTN utilisé. L'écart est réduit avec les seuils plus grands et est minimal pour un seuil de 0,02 m. Ce seuil n'est cependant certainement pas adapté puisque la résolution de 500 m des images MODIS devrait conduire à un seuil plus élevé que celui utilisé pour les images Sentinel-2/Landsat 8 à 20 m (0,2 m). Quelque soit le seuil, l'assimilation a peu d'impact sur la SCA à l'exception de l'hiver 2014-2015 où l'augmentation de la SCA par l'assimilation compense la fonte trop rapide du manteau (Figure 4.24). La SCA apparait largement sous-estimée dans l'expérience PSF-0.5 et n'arrive pas à raccrocher la SCA MODIS malgré parfois un doublement de la SCA en période de fonte après assimilation. La SCA dans l'expérience PSF-2.0 est surestimée à la date d'assimilation par Crocus. Cependant, la date de disparition est relativement bien prédite grâce à la réduction plus rapide de la SCA Crocus en période de fonte.

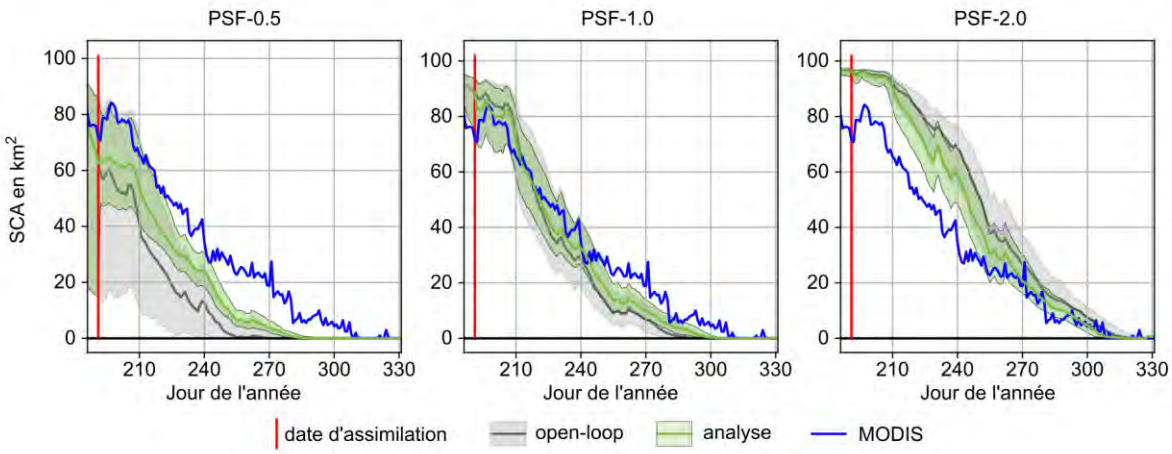

Figure 4.24 – Surface enneigée sur le bassin pour l'hiver 2014-2015 et les trois expériences PSF-0.5, 1.0 et 2.0. La surface enneigée MODIS (bleu) est comparée à l'open-loop (gris) et l'analyse (vert).

4.3 Discussion

4.3.1 Signification physique de l'expérience d'assimilation

Les ensembles sont générés par perturbation des forçages météorologiques et l'utilisation de différentes versions physiques de Crocus (voir 4.1.4). La sélection d'un membre par le filtre particulaire peut signifier que soit son forçage météorologique, soit sa version physique de Crocus a produit un manteau plus réaliste ou bien une combinaison des deux. Dans le premier cas, cela revient à corriger les erreurs du forçage météorologique de référence et dans le deuxième cas à corriger les erreurs du modèle. La partition entre ces deux cas est discutée dans les sections suivantes.

4.3.1.1 Sélection des forçages météorologiques par l'assimilation

Dans l'expérience PSF-1.0, les précipitations ne sont pas dégradées, ce qui permet une évaluation du couplage SAFRAN-Crocus. Les HTN ont tendance à être sous-estimées dans l'open-loop, particulièrement aux altitudes supérieures à 2000 m (Figure 4.12). L'écart est typiquement de 10-20 % et atteint de manière extrême 200% le 26 mars 2019. Dans Quéno et al. (2016) et Vernay (2020), la comparaison de simulations SAFRAN-Crocus avec les mesures des stations automatiques dans cette région des Pyrénées montre une sous-estimation de la HTN entre -0,10 m et -0,30 m inférieure à celle observée ici. Les stations où ce biais est mesuré sont situées à une altitude inférieure à la zone de simulation. Dans le massif du Couserans, seule la station de mesure Nivose du Port d'Aula, à 30 km à l'ouest de Bassiès, est située à une altitude supérieure à 1500 m, ce qui peut être insuffisant pour bien mesurer le gradient de précipitations avec l'altitude. Un biais plus grand est donc attendu dans cette zone de simulation. Ce biais est partiellement corrigé par l'assimilation. Cette correction est en grande partie expliquée par la sélection de membres avec une plus grande EEN (Figure 4.14). Cela suggère que les membres sont sélectionnés principalement par le filtre sur la

base des forçages météorologiques et de la version multi-physique de Crocus. Cette hypothèse est vérifiée en calculant les précipitations moyennes de l'open-loop et de l'analyse avant la date d'assimilation (Figure 4.25). Les particules avec plus de précipitations sont sélectionnées, modifiant le gradient de précipitations. Le gradient de précipitations est également modifié dans les expériences PSF-0.5 et PSF-2.0 dans lesquelles les précipitations ont été artificiellement biaisées. Cela montre le potentiel de l'assimilation d'une carte de HTN pour corriger un gradient de précipitations incertain. Un gradient de précipitations précis est souvent difficile à établir à cause de l'absence de stations en haute montagne et à cause de la sous-estimation de la mesure par les gauges (Rasmussen et al., 2012). Vögeli et al. (2016) et Brauchli et al. (2017) ont utilisé une carte de HTN pour spatialiser les précipitations solides dans un bassin de montagne en Suisse. Un forçage initial est interpolé sur une grille à partir de mesures de stations puis corrigé en fonction de la HTN. Un facteur unique est déduit pour chaque point et est appliqué à l'ensemble de la saison. Leur solution est plus simple à implémenter qu'un filtre particulaire et améliore la distribution spatiale des HTN. Ils font cependant l'hypothèse que la HTN est proportionnelle aux précipitations. Ceci n'est pas le cas s'il y a déjà eu de la fonte sur une partie de la zone. La sélection appliquée par le filtre particulaire sur chaque point de grille ne fait aucune hypothèse sur l'état du manteau neigeux. De plus, l'approche ensembliste permet d'estimer en permanence l'incertitude du modèle.

Le gradient des autres variables météorologiques n'est pas modifié par l'assimilation (température de l'air, rayonnement). Les autres variables sont moins affectées par l'assimilation du fait du faible temps de corrélation introduit par la perturbation stochastique (τ<100 h). Le temps de corrélation de ces variables n'introduit probablement pas assez de variabilité entre les membres pour les rendre distinguables. Une hausse du temps de corrélation de la perturbation de la température pourrait avoir un impact plus fort en contrôlant la limite pluie-neige lors des évènements de précipitation. Smyth et al. (2019) ont mené des expériences synthétiques d'assimilation de cartes de HTN en Californie à partir d'ensembles où soit les précipitations, soit les précipitations et le rayonnement ont été perturbés. L'amélioration apportée par l'as-

similation est sensiblement identique dans les deux cas, ce qui confirme que l'incertitude principale dans les simulations distribuées du manteau neigeux est la précipitation.

4.3.1.2 Sélection des versions physiques de Crocus

La densité est modifiée par l'assimilation dans une moindre proportion que l'EEN (Figure 4.15 et 4.14). Cela pourrait être la conséquence du changement de gradient de précipitations décrit dans la section précédente. Le filtre sélectionne des membres en fonction de leurs précipitations. Si l'analyse a sélectionné des précipitations plus fortes, le manteau sera plus dense après tassement à sa base que dans l'open-loop et donc plus dense en moyenne. L'inverse se produirait si l'analyse avait sélectionné des précipitations plus faibles, produisant un manteau moins dense. Pourtant, c'est l'inverse qui est observé. La densité a tendance à être diminuée par l'assimilation pour PSF-0.5 alors même que l'EEN a été augmenté. L'inverse est observé pour PSF-2.0. Cela suggère que l'assimilation a pu sélectionner des versions physiques du modèle favorisant une densité plus faible dans un cas, plus forte dans l'autre. Cette hypothèse est vérifiée en observant les proportions de versions du modèle avant et après assimilation pour les processus impactant la densité. Cela concerne le calcul de la densité de la neige fraîche, le calcul de la compaction du manteau sous son propre poids et dans une moindre mesure le métamorphisme de la neige. Pour chacun de ces processus, trois variantes sont utilisées. Les changements de proportion de variantes sont faibles dans tous les cas. Cela signifie qu'aucune de celles-ci ne produit des manteaux clairement irréalistes. Pour le phénomène de compaction, la variante proposée par Anderson (1976) est plus souvent sélectionnée par l'assimilation au détriment de la variante Teufelsbauer (2011) dans l'expériences PSF-0.5 (Figure 4.26). Cela est cohérent avec le fait que la variante Teufelsbauer (2011) compacte plus le manteau que Anderson (1976). Un changement de proportions au profit de Teufelsbauer (2011) se produit dans l'expérience PSF-2.0 confirmant qu'une partie de la réduction de HTN est obtenue par une plus forte compaction. Smyth et al. (2019) a observé le même phénomène de modification de la compaction par assimilation synthétique

et ponctuelle de hauteur de neige dans le modèle à deux couches Snobal. Les changements de variantes pour le calcul de la densité de la neige fraîche et le métamorphisme ne semblent pas significatifs (voir A.9).

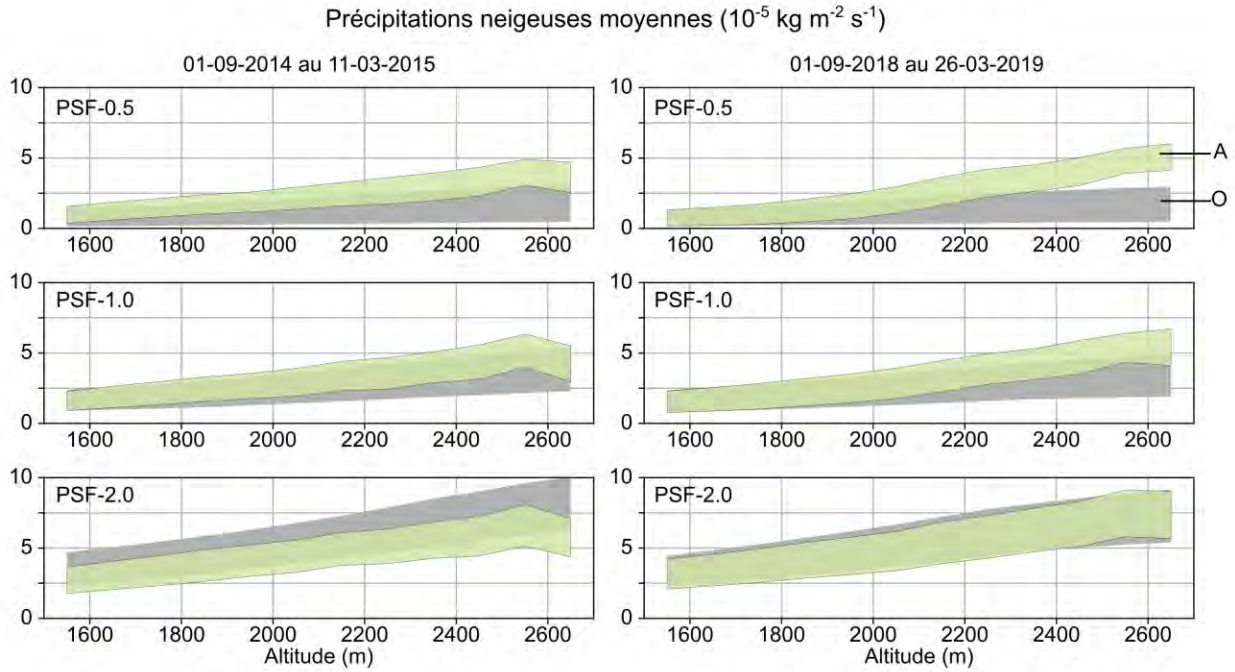

Figure 4.25 – Précipitations neigeuses moyennes du 1er septembre jusqu'à la date d'assimilation en fonction de l'altitude. Le gradient de l'open-loop (vert)

4.3.1.3 Compensation des phénomènes non modélisés

Plusieurs phénomènes affectant le manteau neigeux ne sont pas explicitement modélisés dans cette expérience. Les principaux processus négligés sont l'effet des impuretés et l'effet du vent.

L'accumulation d'impuretés (e.g. carbone suie, poussières) à la surface du manteau diminue son albédo et augmente l'absorption des rayonnements, favorisant la fonte (Skiles et al., 2018). Dans la version de Crocus utilisée ici, l'albédo de la surface suit une loi de décroissance avec le temps paramétrisée sur des mesures de stations qui incluent implicitement l'effet des impuretés. Cela ne permet pas de représenter la variabilité spatiale ou interannuelle de l'effet

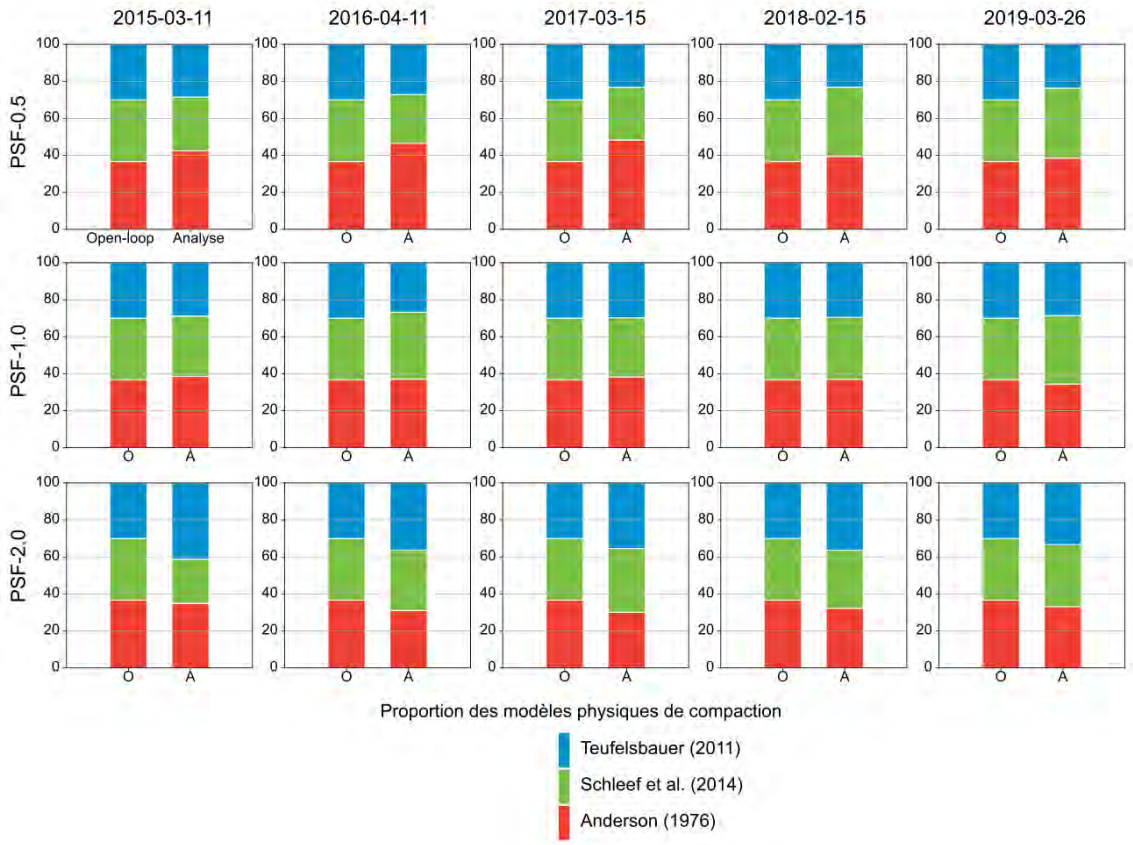

Figure 4.26 – Proportion des différentes variantes du processus de compaction dans l'ensemble sans assimilation (Open-loop) et avec assimilation (A).

des impuretés. Le module TARTES dans Crocus propose une représentation explicite des impuretés (Tuzet et al., 2017). Ce module n'a pas été utilisé pour ne pas complexifier l'interprétation des résultats et pour alléger la charge de calcul. Lors de simulations ponctuelles sur le site du Col de Porte dans les Alpes, Tuzet et al. (2017) ont mesuré un avancement de 6-9 jours de la date de disparition de la neige lorsque les impuretés sont explicitement modélisées (TARTES) et non implicitement (cette expérience). Cela pourrait expliquer une partie de l'écart entre la date de disparition de la neige Crocus et Sentinel-2/Landsat 8 observé sur les sommets au sud de la zone (voir 4.3.3).

Le vent modifie la distribution du manteau neigeux en prélevant de la neige dans les parties convexes et en la déposant dans les parties concaves. A plus grande échelle, la neige est prélevée sur le versant au vent et déposée sur le versant sous le vent. Ce phénomène affecte plutôt la neige sèche, plus facilement mobilisable. Ainsi une partie de ces phénomènes est mesuré dans les observations (Pléiades, Sentinel-2/Landsat 8) mais n'est pas explicitement pris en compte dans Crocus.

4.3.2 Représentativité spatiale des données et de l'espacement de la grille de simulation

L'espacement des points de la grille de simulation (250 m) est bien plus grand que la résolution des produits Pléiades (3 m) ou Sentinel-2 (20 m). Quand les produits satellites haute résolution sont moyennés à 250 m, cela intègre de la variabilité spatiale infra-maille. Les points de la simulation ne sont qualifiés que par leur position. Ils représentent l'état du manteau neigeux à un point précis et non pas l'état moyen du manteau neigeux dans les 250 m alentour. Une partie de l'écart entre les observations et les simulations peut résulter de cette différence de représentativité spatiale. Il pourrait être tentant de réduire la résolution de la simulation pour se rapprocher de la résolution des produits satellites utilisés. Cela ne serait pas nécessairement bénéfique car l'erreur des mesures Pléiades serait plus grande, la

précision des forçages grillés réduites et l'absence de modélisation des impuretés et du vent plus dommageable. L'assimilation reviendrait de plus en plus à compenser des erreurs qui peuvent être corrigées par une meilleure prise en compte de la topographie lors du grillage des forçages et la modélisation explicite des processus manquants (voir 4.3.1.3). Cela ne semble pas forcément le plus pertinent dans la mesure où le transport par le vent peut être implémenté dans un modèle de neige. De plus, la résolution de 250 m a été choisie dans l'idée de permettre un jour l'assimilation d'autres données satellites (réflectance MODIS à 250 m, Dumont et al., 2012)). Enfin, la perspective d'un déploiement opérationnel de cette méthode d'assimilation impose de limiter les besoins informatiques, contrôlés en premier lieu par la résolution de la simulation.

4.3.3 Méthode d'évaluation de l'assimilation

Plusieurs sources de données ont été utilisées pour évaluer l'impact de l'assimilation. La date de disparition de la neige calculée à partir d'images Sentinel-2/Landsat 8 présente l'avantage d'être disponible sur toute la Terre. De plus, la date de disparition est reliée à l'EEN au pic d'accumulation (Liston, 1999). Le SMOD Sentinel-2/Landsat 8 permet de détecter un impact de l'assimilation uniquement si la modification du SMOD simulé est supérieure à l'erreur estimée à ±6 jours du fait du temps de revisite des satellites et de la présence possible de nuages. Vu le faible incrément en HTN dans l'expérience PSF-1.0, l'amélioration de la date de disparition de la neige par l'assimilation n'est sensible que pour les expériences PSF-0.5 et PSF-2.0 où les précipitations ont été fortement dégradées. Un autre élément peut limiter la pertinence du SMOD comme variable d'évaluation. Le SMOD est souvent moins amélioré ou même dégradé à haute altitude dans le sud de la zone que dans le reste de la zone (e.g. PSF-1.0, PSF-2.0 en 2017-2018,2018-2019, Figure 4.23). Dans cette zone, l'assimilation a augmenté la HTN alors que le SMOD Crocus sans assimilation est plus grand que le SMOD Sentinel-2/Landsat 8. Cela pourrait indiquer que la fonte à haute altitude est moins bien simulée par le modèle. Dans le massif du Couserans, la modélisation explicite des impuretés dans le modèle

aboutit à avancer le SMOD de 6 jours en moyenne sur les hivers 2015-2016,2016-2017 et 2018, au dessus de 1800 m d'altitude (M. Réveillet communication personnelle). Cet effet a une forte variabilité interannuelle mais semble plus fort, en absolu, à haute altitude où la fonte a lieu tard dans la saison sous un rayonnement solaire intense (Réveillet et al., in prep).

La comparaison avec les données de la station de Bernadouze n'a pas permis de mettre en avant un impact clair de l'assimilation. La HTN y est souvent très faible laissant peu de place à une amélioration par l'assimilation. Seul l'hiver 2014-2015 se distingue avec une HTN de 1,80 m à la date d'assimilation. L'ensemble open-loop et l'observation Pléiades sont en excellent accord à cette date (HTN$\sim$0,7 m) produisant un incrément très faible. L'écart entre la HTN Crocus et la mesure de la station est un bon exemple du problème de représentativité des mesures. Le point de simulation Crocus a les variables topographiques (altitude, pente et orientation) moyennes d'une zone de 250 m tandis que la station de Bernadouze mesure la HTN ponctuellement dans cette zone de 250 m. L'écart entre les deux représente aussi la variabilité sous-maille non simulée par Crocus. Une bonne partie de cette zone est, par exemple, couverte de forêts qui ne sont pas prises en compte dans la simulation.

4.3.4 Date de l'assimilation

Le choix de la date d'assimilation conditionne l'état probable du manteau neigeux et est en partie contrôlé lors de la commande des images. Les commandes de ces images ont été prescrites entre le 15 mars (jour de l'année :195) et le 15 avril (jour de l'année :226) pour être proche de la date d'accumulation maximale de la zone en termes de l'EEN. L'opérateur du satellite tente d'acquérir des images au sein de cette période tout en étant contraint par les conditions météo et la prise en compte de l'ensemble des commandes d'images. Il est possible qu'aucune image ne soit acquise si les conditions nuageuses ne laisse pas voir le sol ou parce que des commandes prioritaires ont été privilégiées. Ainsi, il n'est jamais garanti d'obtenir l'acquisition souhaitée et il est en tout cas impossible de prévoir précisément sa

date. De plus, il est difficile de définir la notion de pic d'accumulation au vu de la variabilité interannuelle du manteau (Figure 4.27). Le pic d'accumulation peut être défini comme une date ponctuelle à laquelle la masse d'eau cumulée du bassin est maximale. Vu la précision des mesures, il semble pertinent d'élargir cette définition à la période durant laquelle la masse d'eau varie relativement peu. La masse d'eau de l'open-loop PSF-1.0 est utilisée pour estimer visuellement cette période de pic d'accumulation. Les hivers 2014-2015 et 2015-2016 sont faciles à interpréter grâce à une période stable, d'environ 30 jours, au maximum de masse de neige respectivement entre les jours 180 et 210 et les jours 190 et 220. Il est plus difficile de définir le pic d'accumulation pour l'hiver 2018-2019. Durant cet hiver le pic ponctuel est atteint tôt dans la saison (jour 155) mais la masse de neige décroît continûment dans les semaines qui suivent. Malgré les difficultés à prévoir la période réelle du pic d'accumulation et l'impossibilité de définir la date exacte d'acquisition des images Pléiades, il semble que l'impact de l'assimilation observé dans ces expériences est peu sensible à la proximité du pic d'accumulation. La programmation des acquisitions multiples de l'hiver 2017-2018 a conduit à obtenir une acquisition le 15 février (jour 167), environ 40 jours avant le pic d'accumulation. Environ un tiers de la masse de neige au moment du pic (jour 210) s'est accumulé entre la date d'acquisition et le pic d'accumulation. Malgré ce timing a priori défavorable, l'amélioration du SMOD par l'assimilation a été similaire pour cet hiver et les hivers précédents.

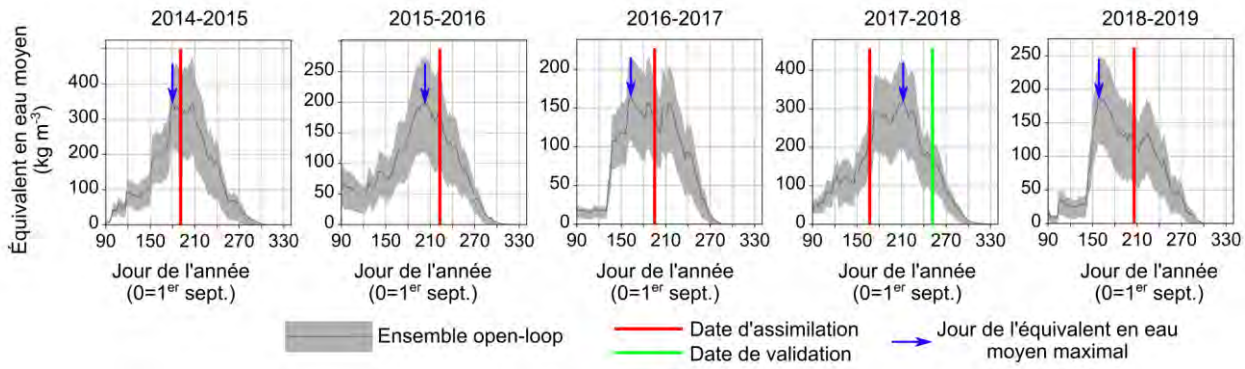

Figure 4.27 – EEN moyen de la zone de simulation au cours du temps pour les simulations open-loop. La date d'assimilation (trait rouge) est comparée à la date réelle de pic d'accumulation sur le bassin (flèche bleue).

4.3.5 Succès de l'assimilation

L'assimilation est considérée comme performante dans les expériences de cette étude car elle a généralement sélectionné un nombre (subjectif) raisonnable de membres. Cela suggère que la dispersion de l'ensemble avant assimilation, l'écart avec l'observation et l'erreur de l'observation étaient cohérents. Cependant, l'assimilation semble avoir été sous-optimale dans certaines zones et expériences.

Les points à basse altitude de l'expérience PSF-0.5 ont peu ou pas du tout été impactés par l'assimilation (e.g. altitude <1700 m le 26 mars 2019, Figure 4.10). Ceci est causé par le fait que tous les membres de l'ensemble ont une HTN nulle sur ces points-là et sont donc indifférenciables (Figure 4.13). Il est plus difficile de conserver une dispersion suffisante dans les zones de faible HTN du fait de la borne inférieure naturelle des HTN (0 m). Dans ce cas, une parade serait d'appliquer des perturbations spatialisées aux précipitations et d'augmenter la dispersion des perturbations à basse altitude.

Le 26 mars 2019, la mise à l'échelle des précipitations par un facteur 2 (PSF-2.0) a fournit l'ébauche la plus cohérente avec les HTN Pléiades à haute altitude (>2300 m). Dans le cas de référence (PSF-1.0), l'ensemble open-loop est bien inférieur aux HTN Pléiades et l'analyse corrige seulement ce biais de façon partielle. Cela pourrait indiquer que l'ensemble PSF-1.0 est sous-dispersif. Cela est discutable puisque l'assimilation à haute altitude dans PSF-1.0 et PSF-2.0 a eu un effet négatif sur le SMOD, effet encore plus marqué pour PSF-2.0 que PSF-1.0. Il semble alors prudent, mais adapté, de garder en tête que l'assimilation ne vise pas à coller aux observations mais bien à faire une synthèse des simulations et observations.

4.4 Conclusion

L'assimilation de cartes de HTN Pléiades dans des simulations ensemblistes du manteau neigeux par un filtre particulaire a permis d'améliorer la variabilité spatiale du manteau

neigeux, de réduire la dispersion de l'ensemble et de corriger des biais de HTN. De plus, l'assimilation d'une unique carte de HTN par hiver à 250 m de résolution modifie l'EEN, la densité du manteau, la date de disparition de la neige et la temporalité de la fonte. L'assimilation fonctionne également si les précipitations sont sous-estimées et surestimées d'un facteur deux. Lorsque l'assimilation augmente la HTN au sol, cela se produit essentiellement en sélectionnant des membres avec des précipitations plus fortes. Toutefois, une partie de l'augmentation de HTN est due à la sélection de versions physiques de Crocus favorisant une densification plus lente du manteau. L'inverse est vrai lorsque l'assimilation réduit la HTN. Cet effet n'est pas forcément souhaité et pourrait produire un impact négatif sur certaines variables malgré une amélioration de la variable assimilée.

La capacité d'obtenir des données n'importe où, plusieurs fois par hiver sont des vrais avantages dans la perspective d'une application opérationnelle de cette méthode. En outre, le filtre particulaire est parfaitement adapté à des prévisions puisqu'il s'applique ponctuellement dans une simulation qui pourrait reprendre avec des prévisions météorologiques pour la suite de la simulation. Toutefois, plusieurs questions persistent avant de pouvoir envisager une application opérationnelle à la prévision avalanche. La meilleure simulation de la HTN devrait suffire à améliorer la prévision du risque puisque c'est une des variables contrôlant le risque avalanche (Castebrunet et al., 2012). Mais un des atouts de Crocus est la simulation de nombreuses couches dans le manteau, permettant la représentation de couches fragiles favorables au déclenchement d'une avalanche. L'impact de l'assimilation sur la stratigraphie du manteau et la présence de couches fragiles devrait être évalué pour estimer les bénéfices à attendre pour la prévision avalanche.

Conclusion et perspectives

Les travaux de cette thèse ont permis d'explorer le potentiel de la photogrammétrie satellite pour l'étude du manteau neigeux en montagne. Des cartes de hauteur de neige à 3 m de résolution spatiale ont été calculées à partir d'images Pléiades sur cinq sites d'études aux conditions d'enneigement variées. L'évaluation d'une carte de hauteur de neige avec une carte synchrone mesurée par lidar aéroporté, permet d'estimer l'erreur standard par pixel à ∼0,70 m. L'erreur de la hauteur de neige moyenne d'une zone d'intérêt de quelques kilomètres carrés est inférieure, de l'ordre de ∼0,30 m (Question 1 de l'Introduction). Cette incertitude est certes moins bonne que les performances des méthodes alternatives de télédétection (e.g. lidar ou photogrammétrie par drone ou avion) mais elle reste suffisamment précise pour observer une large gamme de phénomènes affectant le manteau neigeux en montagne, depuis le gradient de précipitations avec l'altitude jusqu'à l'érosion et dépôt par le vent et les avalanches (Question 2 de l'Introduction). Mais surtout, la photogrammétrie satellite et la chaîne de traitement SMASH développée dans ces travaux ne reposent sur aucune donnée de terrain et permettent de répéter cette étude dans n'importe quelle montagne du monde pourvu que du terrain stable soit présent dans la série de MNE. Cette possibilité est précieuse pour étudier des bassins où peu, voire aucune, mesure de terrain n'est disponible et où la fonte alimente de grands foyers de population (e.g. Andes, Himalaya). Dans cette perspective, l'assimilation des cartes de hauteur de neige Pléiades par un filtre particulaire est une méthode prometteuse. Dans les expériences menées dans cette thèse, l'assimilation d'une carte par saison de hauteur de neige Pléiades agrégée à 250 m a permis d'améliorer le réalisme de la variabilité spatiale du manteau neigeux simulé, de corriger des biais dans les précipitations et d'améliorer la prévision de la date de disparition de la neige (Question 2 de l'Introduction). Le filtre particulaire s'est montré robuste malgré de larges biais dans les précipitations, sans besoin d'adaptations particulières. Ce genre d'approche pourrait bénéficier à l'étude des processus impactés par la variabilité spatiale du manteau neigeux comme la cartographie du risque avalanche, de la

disponibilité en eau de fonte, de la température du sol... Pour certaines de ces applications, un meilleur parti pourrait être tiré de la haute résolution des cartes de hauteur de neige Pléiades en utilisant une grille de simulation plus fine.

Le frein technique principal à l'assimilation de données de photogrammétrie satellite est l'emprise limitée des images satellites stéréo haute résolution. L'empreinte des images est typiquement de $\sim$500 km^2 et ne permet pas d'imager en une fois un massif montagneux. L'acquisition d'un jeu d'images couvrant de larges zones (>1000 km^2) se fait aujourd'hui au détriment de la cohérence temporelle, par l'agrégation d'images sur plusieurs années (e.g. ArcticDEM). De tels jeux de données ne permettent pas l'étude de phénomènes saisonniers comme l'enneigement. Une alternative serait d'utiliser des images satellites moins résolues mais de plus grande empreinte, comme les images des satellites SPOT6-7 ($\sim$3600 km^2). Il n'est toutefois pas certain que la précision des produits d'élévation SPOT6-7, issus d'images à 1,5 m de résolution, soit suffisante pour mesurer la hauteur de neige. Des travaux préliminaires à partir d'images SPOT6-7 et la chaîne SMASH n'ont pas fourni de résultats satisfaisants pour l'instant. La zone d'étude pourrait également être élargie en utilisant des cartes haute résolution de faibles empreintes (i.e. Pléiades) en synergie avec d'autres mesures par télédétection. Par exemple, le satellite d'altimétrie laser ICESat-2, lancé en 2018, affiche une précision théoriquement suffisante pour mesurer des hauteurs de neige en montagne ponctuellement ou le long de traces. Ces mesures discontinues mais répétitives pourraient servir à extrapoler temporellement ou spatialement des cartes haute résolution Pléiades (Pflug et Lundquist, 2020). Le stage d'Ambroise Guillot, co-encadré dans le cadre de cette thèse avec Simon Gascoin, a mis en évidence la bonne précision des données ICESat-2 mais aussi la difficulté à faire une carte dense de mesures sans utiliser de données externes (voir Annexe A.11). Une véritable rupture dans le paysage de la photogrammétrie satellite serait le lancement d'une mission d'acquisitions systématiques d'images stéréoscopiques dans la veine des missions Landsat (NASA) ou Sentinel (ESA). Ces missions sont des piliers de l'observation satellite en fournissant en continu et gratuitement des images de la surface terrestre. L'ac-

cès gratuit aux données permettrait leur exploitation par une large base d'utilisateurs tandis que la répétition des mesures serait utile pour l'étude de phénomènes saisonniers comme le manteau neigeux. Le projet de satellite Sentinel-HR en phase 0 au CNES pourrait répondre à ces attentes (Michel, 2020). L'intérêt d'une telle mission pour des applications neiges similaires aux travaux de cette thèse reste spéculatif tant que la résolution des images, le B/H et le temps de revisite sont inconnus. Dans la continuité des produits très haute résolution Pléiades, la flotte de satellites stéréo du programme CO3D du CNES devrait permettre le suivi pluri-annuel de la hauteur de neige sur une vingtaine de sites potentiels (voir Tableau A.2). Ces acquisitions ciblées mais réparties dans les principales chaînes de montagnes du monde devraient fournir des séries temporelles de hauteur de neige, un support précieux pour l'étude du manteau neigeux.

Les apports de la photogrammétrie satellite à l'état de l'art de la cartographie de la hauteur de neige en montagne ainsi que les limites de la méthode sont désormais bien cernés. Les développements méthodologiques présentés dans cette thèse et les futures missions satellites devraient favoriser l'émergence de nouvelles applications expérimentales et opérationnelles pour l'étude de la ressource en eau en montagne et des risques associés au manteau neigeux. La photogrammétrie satellite s'avère un outil précieux pour étendre l'observation du manteau neigeux aux montagnes inaccessibles. Cette perspective est immense, quand tant de montagnes restent à explorer.

Résumé

Le manteau neigeux en montagne est une ressource importante pour les écosystèmes et les activités humaines comme l'irrigation, l'approvisionnement en eau des populations, la production hydroélectrique et l'économie touristique. Il représente aussi un risque dans les zones exposées aux avalanches. L'étude et le suivi du manteau neigeux en montagne s'appuie souvent sur des réseaux de mesure, des observations par télédétection et de la modélisation. Les avancées récentes en photogrammétrie satellite offrent de nouvelles perspectives pour compléter les réseaux de mesures qui sont souvent insuffisants vis-à-vis de la forte variabilité spatiale du manteau neigeux. Une méthode de cartographie de la hauteur de neige à partir d'images stéréoscopiques Pléiades est présentée et appliquée sur plusieurs sites. La comparaison avec une carte de référence par lidar aéroporté fournit une estimation de l'erreur des produits de photogrammétrie satellite sur un bassin versant de Californie (États-Unis). A l'échelle d'un pixel de 3 m, l'erreur standard est de 0,7 m. L'erreur décroît à ∼0,3 m lorsque les mesures sont moyennées sur des surfaces supérieures à 10^3 m^2. Avec cette précision, les cartes de hauteur de neige par photogrammétrie satellite permettent d'observer les processus modelant le manteau neigeux en montagne (transport par le vent, avalanche), de mesurer le volume de neige sur des zones de plus 100 km^2 et de décrire la variabilité spatiale du manteau. Une série de cartes de hauteur de neige est assimilée dans la chaine de modélisation SAFRAN-Crocus afin d'évaluer le potentiel de ces données pour améliorer la représentation spatiale des propriétés physiques du manteau neigeux. Un filtre particulaire est utilisé pour assimiler une carte de hauteur de neige par hiver pendant cinq hivers sur un bassin versant des Pyrénées. L'assimilation corrige des biais dans les précipitations initialement sous-estimées à haute altitude et introduit une variabilité spatiale autrement absente des forçages et des processus modélisés. Cette combinaison innovante de produits de télédétection satellite et d'un modèle complexe spatialisé offre de nouvelles perspectives pour l'estimation de la ressource en eau en montagne et du risque avalanche.

Mots clés : Neige, Télédétection, Modélisation, Assimilation, Satellite

Abstract

Mountain snowpack is a major resource for ecosystems and human activities. It supplies water for crop irrigation, human consumption, hydropower industries and the tourism sector. It is also a cause of damage in avalanche prone areas. The monitoring and study of mountain snowpack usually rely on field measurement networks, close range remote sensing and modeling. Recent improvements in satellite photogrammetry provide an alternative to measure the high spatial variability of the snowpack, which cannot be sampled by automatic networks. The results presented here, contribute to improve the mapping of snow-depth in mountains with satellite photogrammetry, a key variable for hydrology and risk assessment. Snow-depth maps from pairs and triplets of stereo images of the Pléiades satellite are calculated at several sites. The comparison with a reference snow-depth map measured with airborne lidar in California (USA), provides a robust estimation of the satellite products error. At the 3 m pixel scale, the standard error is about 0.7 m. The error decreases to 0.3 m when the snow-depth maps are averaged over areas greater than 10^3 m^2. With this accuracy, Pléiades snow-depth maps allow the observation of the processes modeling mountain snowpack (wind transport, avalanche), the measurement of the snow volume over a 100 km^2 area and the description of the spatial variability of the snowpack. The assimilation of such satellite snow-depth maps in the SAFRAN-Crocus snowpack model, resulted in promising outcomes for a mountainous catchment in the Pyrenees. A particle filter is used on a regular grid with 250 m spacing over five winters with one assimilation date per winter, near peak accumulation. The assimilation corrects an underestimation of the precipitation in the meteorological forcings. It also introduces spatial variability otherwise lacking in the forcings and the processes modeled. This innovative use of satellite products and complex spatial modeling, could help address the challenge of estimating snow distribution in the world's mountains.

Keywords : Snow, spaceborne photogrammetry, snowpack modeling.

Table des figures

1 Surface enneigée mondiale de 2000 à 2020. Figure réalisée par S. Gascoin à partir des données de fraction enneigée MODIS/Terra à 0.05° (produit MOD10C1). Le masque de montagne est tiré de (Viviroli et al., 2020). Les données manquantes à cause de la nuit polaire ou de nuages persistants ont été bouchées par interpolation linéaire dans la dimension temporelle. 2

2 Montagne enneigée et ruisseau en aval dans le massif de la Vanoise (Alpes). Le manteau neigeux contrôle les variations saisonnières du débit des cours d'eau en montagne (photo A. Rodriguez). 3

3 Montagne enneigée dans le massif de la Chartreuse (Alpes). La hauteur de neige varie à l'échelle de quelques mètres au premier plan et à l'échelle de plusieurs dizaines de mètres sur la montagne au fond (photo A. Rodriguez). 5

4 Image panchromatique Pléiades à la résolution de 0,5 m au col du Lautaret (Alpes) issue d'un triplet du 16 mars 2018. En bas, crête érodée par le vent. 11

1.1 Schéma de la méthode de calcul d'un MNE à partir d'images stéréo satellites. 16

1.2 Frise des satellites stéréo depuis la mission Corona dans les années 1960 aux missions projetées dans les années à venir. 18

2.1 Position des sites d'études sur lesquels des cartes de HTN ont été calculées à partir d'images stéréo Pléiades traitées avec la chaîne SMASH. Toutes les cartes du manuscrit sont orientées de sorte à avoir le nord vers le haut. 31

2.2 La chaîne de production de cartes de hauteur de neige à partir d'images stéréo Pléiades (SMASH). 32

2.3 (a) Position du bassin de la Tuolumne aux Etats-Unis. (b) Des mesures de HTN sont acquises chaque hiver pendant la période de fonte sur le bassin de la Tuolumne dans le cadre du programme de l'ASO (ligne verte). Des acquisitions Pléiades (rectangle rouge) couvrent 200 km^2 de cette région. 38

2.4 Vue du bassin de la Tuolumne depuis l'avion de l'ASO. La zone d'étude se situe à 30 km à l'ouest de l'image. Crédits : NASA/JPL-Caltech. 39

2.5 Géométrie d'acquisition des triplets d'images sur le bassin de la Tuolumne. La scène est située au centre du graphique. La position du satellite est calculée à partir des angles *along-track* et *across-track* fournis avec les images. Les deux triplets nord et sud du 1er mai 2017 sont issus d'une unique acquisition dont les images ont été divisées en deux par le fournisseur. 41

2.6 Schéma des différents résidus utilisés pour l'évaluation des cartes de HTN. Le pseudo MNT ASO est calculé comme le MNT ASO été plus la HTN ASO. Les trois résidus sont calculés après le recalage des MNE sur le terrain stable. . . 44

2.7 Schéma des méthodes d'agrégation du résidu HTN pour le calcul de l'erreur. 48

2.8 Détail des images multispectrales (gauche) et cartes d'occupation du sol (droite) hiver (haut) et été (bas). 49

2.9 Surface occupée par la neige (blanc), les forêts (vert), le terrain stable (gris) et les lacs (bleu) dans les cartes d'occupation du sol hiver (gauche) et été (droite). 50

2.10 HTN Pléiades en fonction des HTN ASO. La ligne rouge est la droite (y=x) . 52

2.11 Carte de HTN Pléiades (a) et ASO (b) et carte d'occupation du sol hiver Pléiades (c). Une corniche (A) et un dépôt d'avalanche (B) sont marqués par une accumulation locale de neige. Le transect T-T' est visible sur la Figure 2.12. 53

2.12 Transect de HTN Pléiades (rose) et ASO (bleu). La position du transect est visible sur la Figure 2.11. 54

2.13 Distribution des HTN Pléiades (bleu) et ASO (bleu) par tranche d'altitude (a) et distribution totale (b). 54

2.14 Distribution des résidus HTN (Pléiades moins ASO ; blanc) et terrain stable (Pléiades hiver moins Pléiades été ; bleu) en fonction de l'altitude (haut), la pente (milieu) et l'orientation (bas). Les tranches topographiques couvrant moins de 1 km^2 sont légèrement transparentes. 55

2.15 Carte du résidu HTN, Pléiades moins ASO (a). Résidu moyen par ligne avant correction du *jitter* (bleu) et après correction du *jitter* (rouge) (b). 56

2.16 (a) Semi-variogramme des résidus HTN (ronds blancs) et terrain stable (ronds rouges) à courte distance. (b) Semi-variogramme des résidus HTN avant correction du *jitter* (bleu) et après correction du *jitter* (rouge) à grande distance (b). 57

2.17 Distribution du résidu HTN (gauche en noir) et résidu terrain stable (droite en noir). Pour chaque résidu, les lois de distribution normale (rouge) et t-student (bleu) sont paramétrées sur la distribution du résidu. La loi normale est calculée à partir de la moyenne et l'écart-type (trait pointillé) ou de la moyenne et la NMAD (trait plein) d'après les travaux de Höhle et Höhle (2009). 57

2.18 Statistiques des résidus terrain stable à gauche (Pléiades hiver moins été) et des résidus HTN à droite (Pléiades moins ASO). Les cartes de HTN sont calculées avec les options de traitement photogrammétrique SGM-binary (rouge, colonnes de gauche), SGM-ternary (jaune, colonnes du milieu) et Local-search (bleu, colonnes de droite). 60

2.19 Distribution des résidus des MNE individuels été (rouge), hiver (bleu) et des résidus HTN (blanc) en fonction de l'altitude (haut), la pente (milieu) et l'orientation (bas). Les tranches topographiques couvrant moins de 1 km^2 sont légèrement transparentes. 62

2.20 15e et 84e percentile du résidu HTN (Pléiades moins ASO) en fonction de la surface de rééchantillonnage avant correction du *jitter* (ronds bleus) et après (ronds rouges). Les ronds pleins sont les cartes de résidus échantillonnées avec la méthode *zombie*, les ronds vides avec la méthode *no-zombie* (voir 2.2.2.4). Les croix représentent des populations trop peu nombreuses (N<10) pour être analysées en percentiles. Les lignes pointillées représentent l'erreur standard d'après l'équation 2.4 (Rolstad et al., 2009) paramétrisées d'après les statistiques du résidu terrain stable (ligne en points carrés) ou du résidu HTN (ligne en tirets). 64

2.21 Différence de MNE Pléiades hiver (MNE front-nadir moins MNE front-nadir-back). 67

2.22 Différence de MNE Pléiades hiver (SGM-ternary moins SGM-binary à gauche et Local-search moins SGM-binary à droite). 69

2.23 Différence de MNE Pléiades hiver sur une zone de dépôt d'avalanche (SGM-ternary moins SGM-binary, Local-search moins SGM-binary). 70

2.24 Distribution du résidu des dMNE hivers calculés avec différents jeux d'options ASP. A gauche, la différence entre les options SGM-ternary et SGM-binary et à droite entre Local-search et SGM-binary. Le résidu sur terrain enneigé en ligne pleine et le résidu sur terrain stable est en tiret. 70

2.25 Distribution du résidu HTN en fonction de la hauteur de la végétation. . . . 72

2.26 Carte de hauteur de la végétation mesurée par l'ASO (gauche), de HTN ASO (milieu) et du résidu HTN (ASO moins Pléiades, droite). Les transects P1 à P4 sont montrés sur la Figure 2.27. 72

2.27 Élévation relative des MNE Pléiades hiver (bleu pointillé), été (rouge pointillé), et du MNT ASO additionné à la HTN ASO (bleu plein) ou à la hauteur de la végétation ASO (vert plein). Le MNT ASO est pris comme référence et apparaît donc plat à zéro mètre. La position des profils est visible sur la Figure 2.26. . 73

2.28 Statistiques des résidus HTN (haut) et terrain stable (bas) pour toutes les géométries d'acquisitions (de gauche à droite) et tous les jeux d'options ASP (SGM-binary : rouge, SGM-ternary : jaune, Local-search : bleu). Les données ne sont pas filtrées (barres transparentes) ou filtrées par un filtre à 3 NMAD autour de la médiane (barres pleines). 79

3.1 Vue générale de la zone d'étude avec une image multispectrale du 26 octobre 2014 (gauche) et le relief du MNT du même jour (droite). 87

3.2 Vue de l'étang principal de Bassiès au centre de la zone d'étude depuis le col de la Serrette le 26 octobre 2014 (gauche) et le 11 mars 2015 (droite). (Photo S. Gascoin) 87

3.3 Géométrie d'acquisition des triplets d'images sur la zone de Bassiès. La scène est située au centre du graphique. La position du satellite est calculée à partir des angles *along-track* et *across-track* fournis avec les images. 88

3.4 Opérations de maintenance de la station de Bernadouze dans la clairière, opérée par le CESBIO (photos S. Gascoin et P. Fanise). 89

3.5 Série temporelle de cartes HTN sur la zone de Bassiès. Les zones saturées des images panchromatiques sont sans donnée dans les cartes (violet). Les zones de forêt sont déterminées avec les cartes d'occupation du sol (vert). Un ombrage du relief est visible en arrière-plan. 94

3.6 HTN moyenne (gauche), surface enneigée (milieu) et volume total de neige (droite) de la zone, hors forêt. Les barres d'erreurs supposent une erreur moyenne de 0,2 m sur les HTN et 10% sur la surface enneigée. Les données sont issues de la carte de HTN calculée à partir du triplet d'images front-nadir-back. Le volume total de neige est la somme du volume à chaque altitude (Figure 3.7 en bas). 97

3.7 Série de HTN agrégées par altitude (haut), série de surface enneigée agrégée par altitude (milieu) et volume de neige par altitude calculé comme la HTN multipliée par la surface enneigée (bas). Les données sont issues de la carte de HTN calculée à partir du triplet d'images front-nadir-back. 98

3.8 Moyenne temporelle et écart-type des sept cartes de HTN de la Figure 3.5. . 100

3.9 Carte de chaleur de l'écart-type des HTN en fonction de la moyenne des HTN. L'échelle de couleur est logarithmique avec le plus de points dans les zones jaunes. 100

3.10 Moyenne temporelle et écart-type moyennés par tranche d'altitude (gauche), en scatter plot (droite). 101

3.11 Semi-variogramme des HTN jusqu'à la distance de 100 m (gauche) et 500 m (droite). 101

3.12 Volume total de neige de la zone pour toutes les cartes de HTN (front-nadir-back en bleu, front-back en jaune, front-nadir en vert et nadir-back rouge). L'erreur est indiquée pour les données front-nadir-back (bleu) considérées comme référence. Elles sont également visibles dans la Figure 3.6. Les barres hachurées sont celles pour lesquelles l'étape de coregistration a échoué (voir en Annexe, Figure A.20). 103

3.13 Différence de volume total de neige pour les HTN issues d'une paire d'images et les HTN front-nadir-back prises pour référence. Les lignes grises montrent l'erreur standard estimée pour la HTN front-nadir-back (une ligne par date). 104

3.14 NMAD du résidu terrain stable en fonction du B/H de la paire d'images utilisée (front-back, front-nadir, nadir-back). La surface de terrain stable est représentée par la taille des ronds et varie selon les années avec l'enneigement. La NMAD est calculée pour différentes classes de pente : 0°-25° (gauche), 25°-50° (milieu), 50°-90° (droite). 105

3.15 Différence de surface sans donnée entre les dMNE issus d'une paire d'images et le dMNE front-nadir-back pris pour référence, sur le terrain stable (gauche) et enneigé (droite). Des valeurs négatives indiquent qu'il y a plus de pixels sans donnée dans le dMNE issu de la paire d'images. 105

4.1 Schéma général de l'expérience d'assimilation de cartes de HTN Pléiades dans le modèle Crocus. 113

4.2 Le bassin de Bassiès se situe dans les Pyrénées françaises (gauche). Grille de simulation à 250 m (droite). La couleur de la grille indique l'altitude des points et non la nature de la surface. 114

4.3 Impact du filtre particulaire au point (X=15, Y=15) le 15 février 2018. L'ensemble avant assimilation (ébauche) est transformé par la sélection et duplication de particules en l'analyse. La distribution de probabilité de l'observation Pléiades est obtenue à partir de l'observation unique et l'erreur associée ($\sigma_{Pléiades}$). 117

4.4 Précipitations cumulées des stations du Couserans (Z>500 m) entre 2000 et 2019. Chaque point représente une station avec des mesures en continu entre octobre et avril de l'année considérée. La moyenne et l'écart-type sont calculés pour chaque hiver à partir de cette série de précipitations (Tableau 4.1 et points noirs dans Figure 4.5) 124

4.5 La dispersion des précipitations annuelles cumulées SAFRAN perturbées par point de grille (petits points) ou moyennées sur la grille (gros points) par hiver (2014-2015 à 2018-2019). Les points noirs sont l'écart-type des précipitations annuelles cumulées mesurées par les stations du Couserans (Tableau 4.1, Figure 4.4). La ligne pointillée est un fit linéaire des données des stations (y=0,14x-0,1). La ligne pleine est la droite (y=x). 125

4.6 Carte de HTN Pléiades à toutes les dates utilisées. Les cartes sont agrégées de leur résolution native (3 m, en haut) à la résolution de la grille de simulation (250 m, en bas). Les zones de forêts et saturées dans les images Pléiades sont sans données. 129

4.7 Carte de SMOD Sentinel-2/Landsat 8 pour les hivers 2016-2017,2017-2018 et 2018-2019. Les cartes sont agrégées de leur résolution native à (20 m, en haut) à la résolution de la grille de simulation (250 m, en bas). Les zones de forêts sont considérées sans données. 130

4.8 Cartes de HTN open-loop à gauche (moyenne des 120 membres), Pléiades au milieu et de l'analyse à droite (moyenne des 120 membres). Les cinq dates d'assimilation sont présentées par ordre croissant de haut (2015) en bas (2019). Les lignes rouges sont les courbes de niveaux tous les 500 m. 134

4.9 Modification de la dispersion, de l'erreur absolue, du CRPS et de la corrélation de Pearson par l'assimilation. La dispersion, l'erreur absolue et le CRPS sont calculés à la date de l'assimilation ou de l'évaluation et moyennés spatialement. La corrélation de Pearson est calculée à partir de la HTN modélisée et observée à la même date. L'origine de la flèche (rond) est la valeur dans l'open-loop, la pointe de la flèche est la valeur dans l'analyse. Les lignes pointillées représentent l'année 2017-2018 pour laquelle une carte de HTN est assimilée le 15 février et une carte est utilisée pour l'évaluation le 11 mai. 135

4.10 Distribution du CRPS de la HTN de l'open-loop (gris) et de l'analyse (vert) en fonction de l'altitude pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) le 11 mars 2015 (gauche) et le 26 mars 2019 (droite). 136

4.11 Cartes de HTN open-loop à gauche (moyenne des 120 membres), Pléiades au milieu et de l'analyse à droite (moyenne des 120 membres) pour la date du 15 mars 2015. Les expériences PSF-0.5, PSF-1.0 et PSF-2.0 sont présentées de haut en bas. 137

4.12 HTN en fonction de l'altitude. L'enveloppe de l'open-loop (gris) et l'analyse (vert) montrent l'espace entre le 1er et 3ème quartiles. La HTN Pléiades (rouge) est la moyenne de la tranche d'altitude. Les barres représentent l'erreur assignée (voir 4.1.6.1). 138

4.13 HTN moyenne de l'analyse en fonction de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La couleur des points indique leur altitude. 139

4.14 EEN moyen de l'analyse en fonction de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La couleur des points indique leur altitude. 140

4.15 Densité moyenne du manteau neigeux de l'analyse en fonction de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La couleur des points indique leur altitude. 141

4.16 Fonte du manteau neigeux cumulative relative à la fonte totale de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La ligne rouge indique la date d'assimilation. 142

4.17 Cartes de HTN open-loop à gauche (moyenne des 120 membres), Pléiades au milieu et de l'analyse à droite (moyenne des 120 membres) pour la date du 11 mai 2018. Les expériences PSF-0.5, PSF-1.0 et PSF-2.0 sont présentées de haut en bas. 145

4.18 Distribution du CRPS de la HTN de l'open-loop (gris) et de l'analyse (vert) en fonction de l'altitude pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) le 15 février 2018 (date d'assimilation) et le 11 mai 2018 (validation). 146

4.19 Hauteurs de neige à la station de mesure automatique de Bernadouze (ronds) et au point de grille le plus proche de l'open-loop (gris) et de l'assimilation (vert) pour les trois expériences PSF-0.5 (gauche), PSF-1.0 (milieu) et PSF-2.0 (droite) de l'année 2018-2019. L'open-loop est déjà sans neige dans PSF-0.5 et très proche de zéro dans PSF-1.0 à la date d'assimilation. 147

4.20 Moyenne spatiale (noir) et écart-type (vert) en jours du résidu SMOD (Crocus moins Sentinel-2/Landsat 8) en fonction du seuil HTN utilisé pour le calcul des surfaces enneigées Crocus. Le résidu de l'open-loop (ligne continue) et de l'analyse (ligne pointillée) sont montrés. 148

4.21 SMOD de l'analyse en fonction du SMOD de l'open-loop pour les expériences PSF-0.5 (haut), PSF-1.0 (milieu), PSF-2.0 (bas) et toutes les dates d'assimilation par ordre chronologique de gauche à droite. La couleur des points indique leur altitude. 149

4.22 Distribution de l'impact de l'assimilation sur le résidu du SMOD (Crocus moins Sentinel-2/Landsat 8). Le SMOD Crocus est dégradé dans les valeurs négatives et amélioré dans les valeurs positives. 151

4.23 Carte de l'impact de l'assimilation sur le résidu du SMOD (Crocus moins Sentinel-2/Landsat 8). Le SMOD Crocus est dégradé dans les zones rouges, amélioré dans les zones bleues, inchangé dans les zones jaunes. 152

4.24 Surface enneigée sur le bassin pour l'hiver 2014-2015 et les trois expériences PSF-0.5, 1.0 et 2.0. La surface enneigée MODIS (bleu) est comparée à l'open-loop (gris) et l'analyse (vert). 153

4.25 Précipitations neigeuses moyennes du 1er septembre jusqu'à la date d'assimilation en fonction de l'altitude. Le gradient de l'open-loop (vert) 157

4.26 Proportion des différentes variantes du processus de compaction dans l'ensemble sans assimilation (Open-loop) et avec assimilation (A). 158

4.27 EEN moyen de la zone de simulation au cours du temps pour les simulations open-loop. La date d'assimilation (trait rouge) est comparée à la date réelle de pic d'accumulation sur le bassin (flèche bleue). 162

A.1 Statistiques des résidus HTN (haut) et terrain stable (bas) pour toutes les géométries d'acquisitions (de gauche à droite) et les options de traitement photogrammétrique (SGM-binary : rouge, SGM-ternary : jaune, Local-search : bleu). Les données ne sont pas filtrées (barres transparentes) ou filtrées par un filtre à 2 écart-type autour de la médiane (barres pleines) (Eberhard et al., 2020). 192

A.2 Statistiques des résidus HTN pour toutes les géométries d'acquisitions (de gauche à droite) et les options de traitement photogrammétrique (SGM-binary : rouge, SGM-ternary : jaune, Local-search : bleu). Les données ne sont pas filtrées (barres transparentes) ou filtrées dans l'intervalle [-1 m ; +30 m] (barres pleines). 193

A.3 Distribution des résidus à l'intersection sur le terrain enneigé en hiver (gauche) et le terrain stable (droite). Résidu des MNE hiver (pointillé), été (tiret) et HTN (plein). 195

A.4 Différences de produits Pléiades dans la zone d'intersection (nord moins sud) : différence de dMNE (haut), de MNE été (milieu) et de MNE hiver (bas). . . 196

A.5 Image panchromatique de la péninsule de Brøgger (Svalbard, 79°N) avec neige (7 avril 2013). Les zones en noir sont l'océan Arctique. Les lignes rouges marquent les profils de la figure A.7. 199

A.6 Carte de différence d'élévation sur la péninsule de Brøgger (7 avril 2013 moins 30 août 2013). Les lignes rouges marquent les profils de la figure A.7. 200

A.7 Profil de différence d'élévation (7 avril 2013 moins 30 août 2013). 200

A.8 Distribution de la HTN et du résidu terrain stable de la carte de différence d'élévation de la figure A.6. 201

A.9 Vue générale du bassin versant du Yeso (Chili). L'image couvre le bassin plus une zone tampon d'environ un kilomètre sur le pourtour. 203

A.10 Géométrie d'acquisition des images sur le bassin du Yeso. 203

A.11 Série de carte de HTN sur le bassin du Yeso. Les zones enneigées à l'ombre, les portions d'images saturées et les glaciers sont masqués en gris. 204

A.12 Série de carte de HTN sur le bassin du Yeso agrégées par altitude (haut), série de surface enneigée agrégée par altitude (milieu) et volume de neige par altitude calculé comme la HTN multipliée par la surface enneigée (bas). 205

A.13 Vue générale de la zone du col du Lautaret, au centre de l'image. 207

A.14 Géométrie d'acquisition des images sur la zone du col du Lautaret. Les images nord et sud du 16 mars 2018 dans un intervalle de temps très court. 208

A.15 Série de carte de HTN au col du Lautaret. Les zones enneigées à l'ombre, les portions d'images saturées et les glaciers sont masqués en gris. 209

A.16 Dépôt d'avalanche près du glacier d'Arsine (Figure A.13) observée sur les images et la carte de HTN du 16 mars 2018. Pour le calcul du volume de l'avalanche, la zone de départ (trait rouge plein) et de dépôt (trait bleu plein) de l'avalanche sont délimités. La HTN avant l'avalanche est estimée grâce aux zones laissées intactes (traits pointillés). 210

A.17 Estimation du volume de neige déplacé par l'avalanche au départ (rouge) et au moment du dépôt (bleu). 211

A.18 Ecart entre la HTN moyenne à l'ombre et au soleil en fontion de l'altitde (haut) et proportion de surface enneigée à l'ombre sur la surface enneigée totale (bas). La surface enneigée totale est très faible en dessous de 1200 m, expliquant les fortes proportions dans ce graphique (Figure 3.7). 212

A.19 Volume de neige total calculé en incluant les HTN des zones à l'ombre en fonction du volume de neige total calculé en extrapolant les HTN au soleil sur les zones à l'ombre (Equation 3.1 et Figure 3.6). 213

A.20 Distribution du résidu terrain stable pour toutes les dates et géométries d'acquisition des images (front-nadir-back en bleu, front-back en jaune, front-nadir en vert et nadir-back en rouge). A noter que l'échelle de l'axe des abscisses varie d'un ordre de grandeur entre certains graphiques. Les histogrammes avec une forte dispersion en mars 2017 (nadir-back), mai 2018 (front-nadir) et mars 2019 (front-nadir, nadir-back) montrent l'échec de la coregistration pour les paires d'images avec un faible B/H. 214

A.21 CRPS en fonction de μ l'écart moyen entre l'ensemble et l'observation et σ la dispersion de l'ensemble en supposant une distribution normale de l'ensemble. 215

A.22 Proportion des différentes variantes du processus de métamorphisme des cristaux dans l'ensemble sans assimilation (Open-loop) et avec assimilation (Analyse). 216

A.23 Proportion des différentes variantes du processus de calcul de densité de la neige fraiche dans l'ensemble sans assimilation (Open-loop) et avec assimilation (Analyse). 217

A.24 Mesure de HTN par différenciation de mesures ICESat-2 hiver et été. Les données sont extraites sur la bassin de la Tuolumne (voir chapitre 2) et sur l'ensemble des traces ICESat-2 disponibles (octobre 2018, juin 2020). 219

A.25 Mesure de HTN par différenciation de mesures ICESat-2 hiver avec le MNT ASO du bassin de Kings Canyon. 220

A.26 Gradient de HTN (ICESat-2 moins MNT ASO) en fonction de l'altitude pour une unique trace ICESat-2 le 11 avril 2019. 221

Liste des tableaux

1 Comparaison des différentes méthodes de télédétection pour la mesure de cartes de hauteur de neige en montagne. 10

1.1 Capacité de couverture de quelques missions satellites. Pour la mission Corona (*), la couverture annuelle moyenne est calculée à partir de l'ensemble des acquisitions de la mission (McDonald, 1995) incluant un nombre non-déterminable d'images monoscopiques. Idem pour la mission Hexagon (**) pour laquelle seule la couverture des six premières années de missions, de 1971 à 1976 est disponible (Araki et Treat, 2012). 20

2.1 Détail de la série d'images Pléiades de la zone de la Tuolumne (38,02°N ; 119,53°E) 40

2.2 Statistiques du résidu HTN et terrain stable pour les différentes combinaisons de paires ou de triplets d'images. Toutes les variables sont exprimées en mètres à l'exception du B/H qui est un ratio de distances sans dimension. La ligne en gras est commune avec le Tableau 2.3. 58

2.3 Statistiques du résidu HTN et terrain stable pour les cartes calculées avec différents jeux d'options ASP. Toutes les variables sont en mètres. La ligne en gras est commune avec le Tableau 2.2. 60

2.4 Statistiques du résidu HTN (HTN_Pléiades moins HTN_ASO), résidu été (MNE_Pléiades_été moins MNT_ASO_été) et hiver (MNE_Pléiades_hiver moins MNT_ASO_hiver). 61

2.5 Comparaison des études ayant calculé une carte de hauteur de neige à partir d'images stéréo satellites. 77

3.1 Détail de la série d'images Pléiades de la zone de Bassiès (42,76°N ; 1,42°E). . 88

3.2 Volume de neige, surface enneigée (SCA) et hauteur de neige moyenne (HTN) sur la zone de Bassiès. Les données manquantes dans les zones enneigées sont soit causées par des portions d'images saturées (TDI=13, Gain>11) soit causées par des nuages (2018-02-15). 93

3.3 HTN à la station automatique de Bernadouze comparé à la valeur du pixel le plus proche dans les cartes Pléiades à la résolution 3 m et 30 m. La moyenne, médiane et l'écart-type sont calculés sur les valeurs non-nulles. 95

4.1 Moyenne et écart-type des précipitations cumulées sur les stations du Couserans. Cela correspond aux moyenne, écart-type pour les nuages de points de la Figure 4.4 124

4.2 Données d'observations Pléiades et résultats d'assimilation. Pour les statistiques à la date d'assimilation, les valeurs ont été moyennées sur l'ensemble de la grille. Les lignes montrent soit les valeurs de l'open-loop (O, sans assimilation) soit de l'analyse (A). La colonne moyenne est la moyenne sur les cinq dates. 132

4.3 Impact de l'assimilation pour l'année 2017-2018 où une carte HTN est calculée le 11 mai 2018, 85 jours après l'assimilation d'une carte HTN. 144

A.1 Options de la fonction *stereo* ASO utilisées pour le calcul des MNE. 191

A.2 Sites d'études à thématique neige envisagés pour une acquisition annuelle d'images stéréo dans le cadre de la future mission CO3D du CNES. 218

Annexe A

Annexes

A.1 Options du traitement photogrammétrique d'Ames Stereo Pipeline

Tableau A.1 – Options de la fonction *stereo* ASO utilisées pour le calcul des MNE.

Nom de l'option dans ASP	Local-search	SGM-binary	SGM-ternary
Prefilter-mode	2	0 (None)	0 (None)
Prefilter-kernel-width	1.4	-	-
Corr-seed-mode	1	1	1
Corr-max-levels	3	2	2
Cost-mode	2	3	4
Corr-kernel	25 25	7 7	7 7
Subpixel-mode	2	9	9
Subpixel-kernel	35 35	-	-
Stereo-algorithm	0	1	1
Filter-mode	1	0 (None)	0 (None)
Rm-half-kernel	5 5	-	-
Max-mean-diff	3	-	-
Rm-min-matches	60	-	-
Rm-threshold	3	-	-
Rm-cleanup-passes	1	-	-

A.2 Impact du filtre à 2 Ecart-Type et [-1 m ; +30 m]

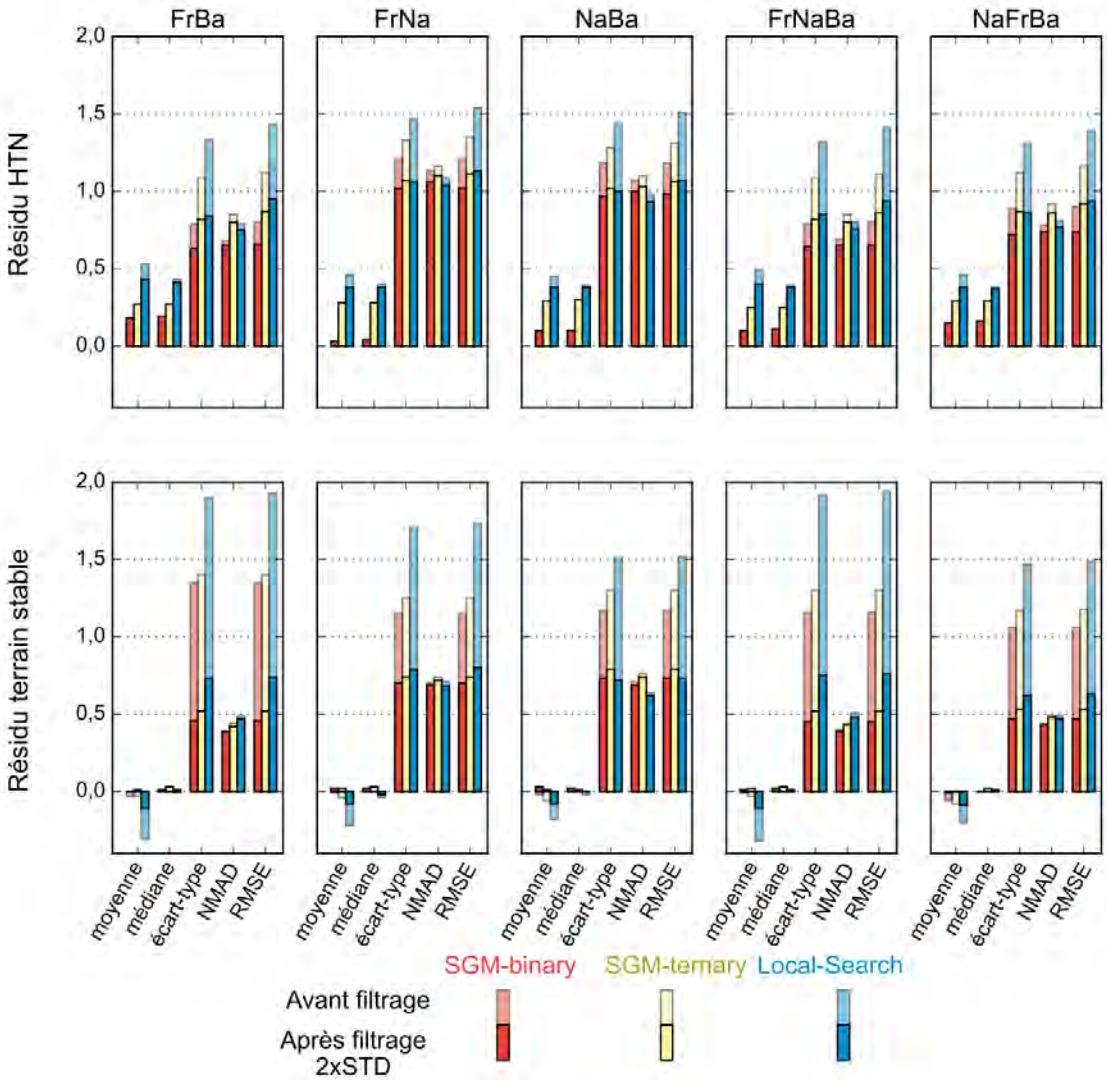

Figure A.1 – Statistiques des résidus HTN (haut) et terrain stable (bas) pour toutes les géométries d'acquisitions (de gauche à droite) et les options de traitement photogrammétrique (SGM-binary : rouge, SGM-ternary : jaune, Local-search : bleu). Les données ne sont pas filtrées (barres transparentes) ou filtrées par un filtre à 2 écart-type autour de la médiane (barres pleines) (Eberhard et al., 2020).

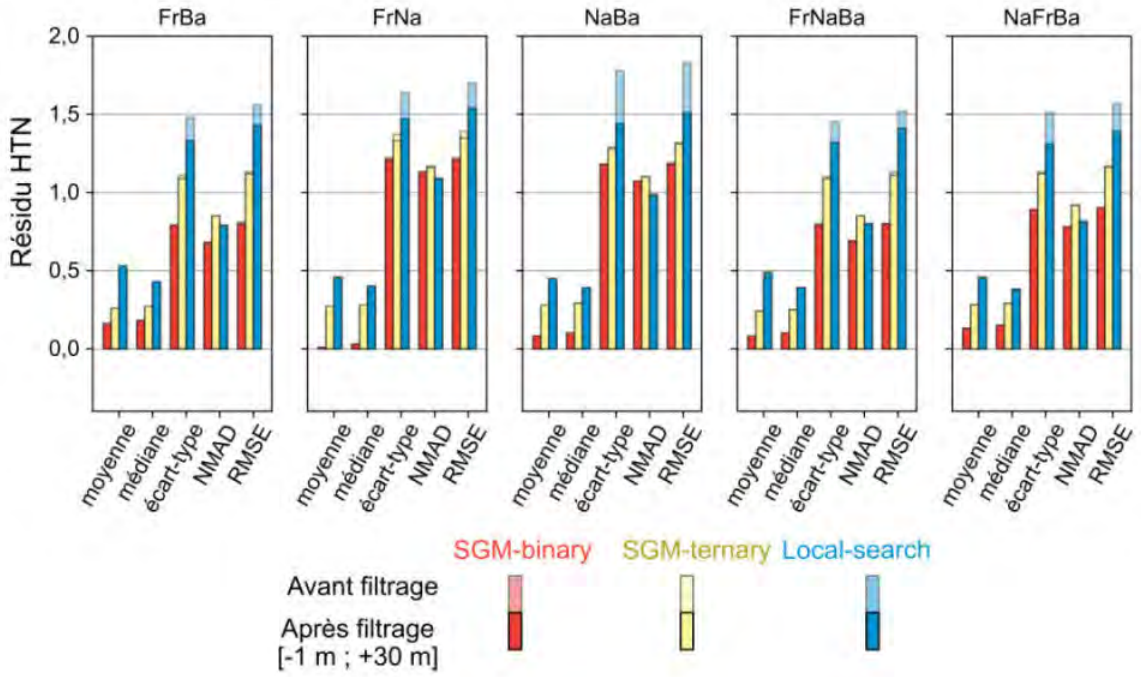

Figure A.2 – Statistiques des résidus HTN pour toutes les géométries d'acquisitions (de gauche à droite) et les options de traitement photogrammétrique (SGM-binary : rouge, SGM-ternary : jaune, Local-search : bleu). Les données ne sont pas filtrées (barres transparentes) ou filtrées dans l'intervalle [-1 m ; +30 m] (barres pleines).

A.3 Évaluation des MNE Pléiades à l'intersection de deux acquisitions

Les MNE Pléiades sur le bassin de la Tuolumne s'intersectent sur une bande de 2 km en été et 3 km en hiver (Figure 2.3). Les MNE (front-nadir-back, SGM-binary) sont comparés après recalage. La moyenne des résidus à l'intersection (∼1 m) montre que le MNE nord est plus bas que le MNE sud en été et en hiver d'environ 0,8 m (Figure A.3 et A.4). Cet écart se compense lors du calcul des HTN (MNE hiver moins MNE été) dont le résidu n'est pas biaisé. Sur le terrain enneigé en hiver, la NMAD est 0,26 m pour le résidu d'intersection d'hiver, plus petite que la NMAD du résidu d'intersection été (0,53 m). Sur le terrain stable, la NMAD est également plus petite pour le résidu d'intersection d'hiver (0,25 m) que le résidu d'intersection d'été (0,47 m). La cohérence des MNE hiver nord et sud est meilleure que celle des MNE été car les MNE hiver sont issus d'une même image divisée en deux après l'acquisition. Cette comparaison illustre la sensibilité de la production des MNE à des légères différences radiométrique et géométrique dues aux traitements des images par le fournisseur. Les MNE d'été sont issus de deux triplets d'images indépendants, acquis avec 5 jours d'écart et avec un angle *across-track* différent (-5° pour les images sud et +20° pour les images nord, Figure 2.5). Leur comparaison illustre mieux la précision d'un MNE Pléiades calculé avec cette chaîne de traitement. Le biais systématique dans les MNE à l'intersection pourrait résulter de l'écart croissant entre les MNE Pléiades été et le MNT ASO en avec la pente (Figure 2.19) couplé à des différences de la distribution des pentes dans le terrain stable entre la zone nord et sud. Cet écart lié à la pente n'est pas présent entre deux MNE Pléiades assurant ainsi le bon recalage relatif des MNE Pléiades hiver et été.

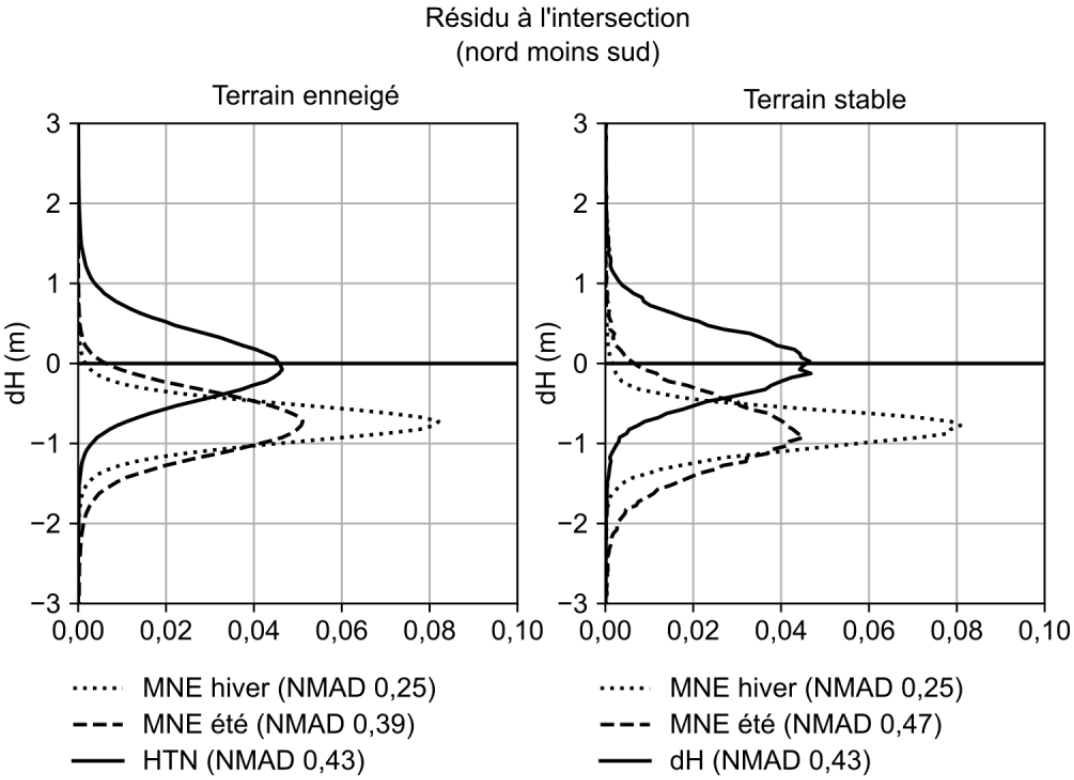

Figure A.3 – Distribution des résidus à l'intersection sur le terrain enneigé en hiver (gauche) et le terrain stable (droite). Résidu des MNE hiver (pointillé), été (tiret) et HTN (plein).

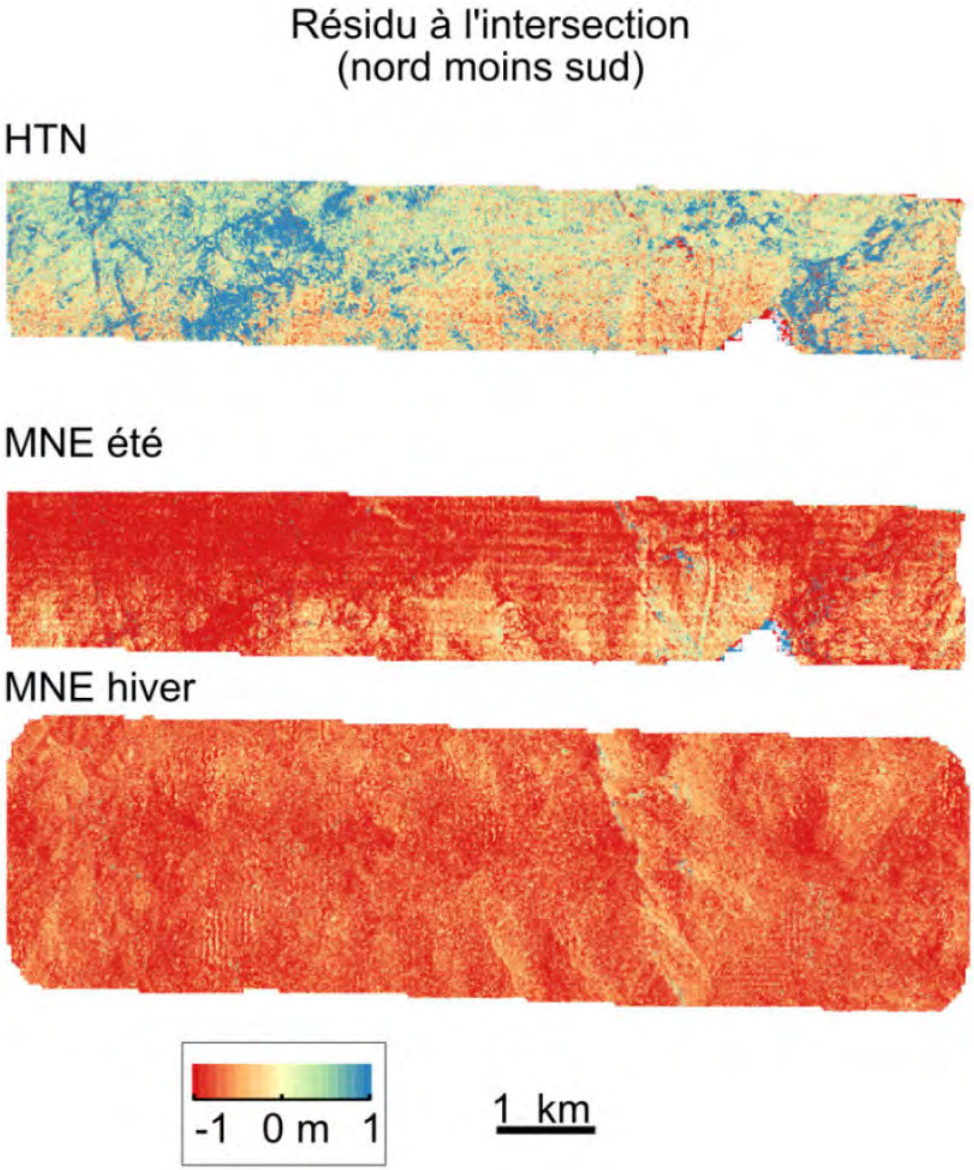

Figure A.4 – Différences de produits Pléiades dans la zone d'intersection (nord moins sud) : différence de dMNE (haut), de MNE été (milieu) et de MNE hiver (bas).

A.4 Formules statistiques pour l'étude des résidus

La liste ci-dessous donne les formules statistiques utilisées pour l'étude d'un résidu X_{res} issu d'une mesure X et d'une référence X_{ref}, tel que $X_{res} = X - X_{ref}$ (e.g. résidu de HS) :

$$RMSE(X) = \sqrt{\overline{(X - X_{ref})^2}}$$

$$NMAD(X_{res}) = 1.4826 \times mediane(|X_{res} - mediane(X_{res})|)$$

$$EcartType(X_{res}) = \sqrt{\overline{|X_{res} - \overline{X_{res}}|^2}}$$

Parfois, un filtre est appliqué avant les calcul sur la mesure ou le résidu. Seuillage des hauteurs de neige :

$$X_{filtre} = \{x \in X | x \in [-1; 30]\}$$

Filtre à deux écart-types :

$$X_{resfiltre} = \{x \in X_{res} |\ |x - mediane(X_{res})| < 2 \times EcartType(X_{res})\}$$

Filtre à trois écart-types :

$$X_{resfiltre} = \{x \in X_{res} |\ |x - mediane(X_{res})| < 3 \times NMAD(X_{res})\}$$

A.5 Utilisation de cartes de hauteur de neige Pléiades

La chaîne de traitement SMASH a été appliquée sur trois autres sites d'études dans les Alpes (col du Lautaret), les Andes (massif du Yeso) et l'archipel du Svalbard (péninsule de Brøgger). Les cartes obtenues et les difficultés rencontrées sont détaillées pour chaque régions. Quelques applications sont présentées démontrant l'utilité des cartes pour l'étude de la variabilité spatiale et temporelle du manteau neigeux, pour l'estimation du stock de neige et pour l'estimation du volume de dépôt d'une avalanche.

A.5.1 Étude d'un manteau neigeux arctique dans l'archipel du Svalbard

Une paire et un triplet d'images ont été acquis lors de la recette thématique du satellite Pléiades en avril et août 2013 sur la péninsule de Brøgger dans l'archipel du Svalbard (Figure A.5). Le Svalbard se situe dans l'arctique à 79°N et est couvert à 80% de glaciers. Le but initial de ces acquisitions était le calcul du bilan de masse des glaciers de la péninsule. Il est toutefois possible de calculer la HTN hors des glaciers de manière opportuniste. Des cartographies de la HTN dans la région présenteraient un intérêt notamment pour l'étude de la dynamique de la population de rennes de la péninsule (J. Kohler communication personnelle). La neige et la glace limitent l'accès des rennes à la nourriture pendant l'hiver et diminuent les chances de survie des animaux (Kohler et Aanes, 2004).

Le manteau neigeux mesuré par Pléiades est peu épais (0,47 m en moyenne) avec des accumulations locales dans les creux pouvant atteindre 3 m (Figure A.6 et A.7). Ceci est typique d'un manteau neigeux arctique résultant de précipitations modérées et modelé par le vent. Les surfaces enneigées sont très bien identifiées grâce à la classification de l'occupation du sol. La HTN de la plupart de la zone est à la limite de détectabilité de la méthode. Certaines larges zones au nord de la péninsule sont même négatives, ce qui signifie une HTN

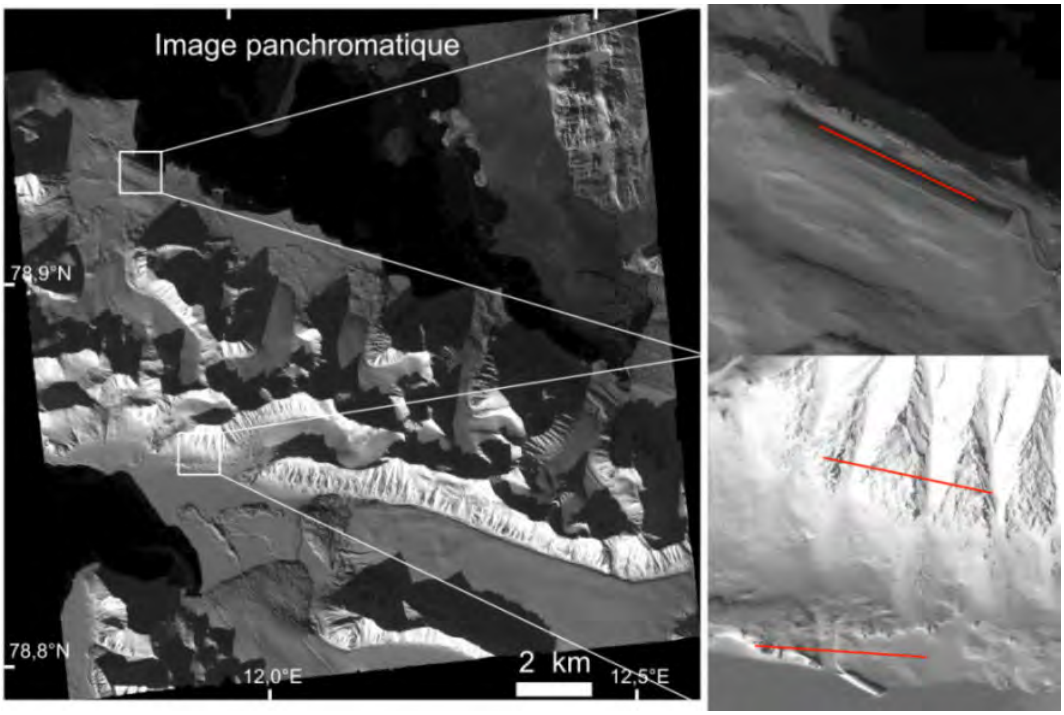

Figure A.5 – Image panchromatique de la péninsule de Brøgger (Svalbard, 79°N) avec neige (7 avril 2013). Les zones en noir sont l'océan Arctique. Les lignes rouges marquent les profils de la figure A.7.

proche de zéro en réalité. La carte est marquée par un *jitter* qui rend difficile la mesure de la variabilité spatiale. C'est le cas du contraste entre les HTN proches de zéro au nord de la péninsule et les HTN d'environ 1 m au sud qui pourraient bien être des creux et des bosses de l'oscillation du *jitter*. Les sur-accumulations dans les ravins semblent toutefois bien visibles par contraste avec les zones érodées par le vent (Figure A.7) Un artefact dû à une déformation du capteur est visible à l'ouest de la zone (flèche rouge dans figure A.6). Ces déformations sont régulièrement corrigées par des calibrations du plan focal. Cet artefact est rencontré dans les images du début de l'exploitation du satellite et a été corrigé depuis. L'océan, les glaciers et la neige ne laissent apparaître que 12 km^2 de terrain stable commun aux deux dates, limitant la possibilité de corriger le *jitter* a posteriori comme dans le bassin de la Tuolumne. Enfin, le corrélateur a échoué à restituer l'élévation dans les nombreuses zones d'ombres du terrain.

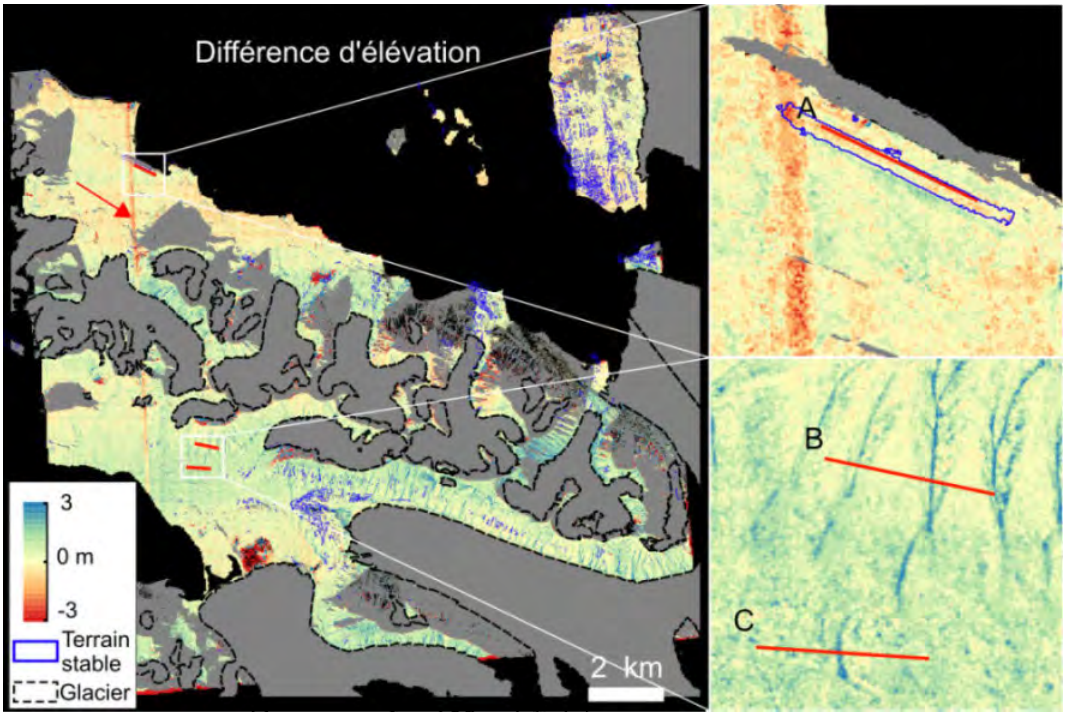

Figure A.6 – Carte de différence d'élévation sur la péninsule de Brøgger (7 avril 2013 moins 30 août 2013). Les lignes rouges marquent les profils de la figure A.7.

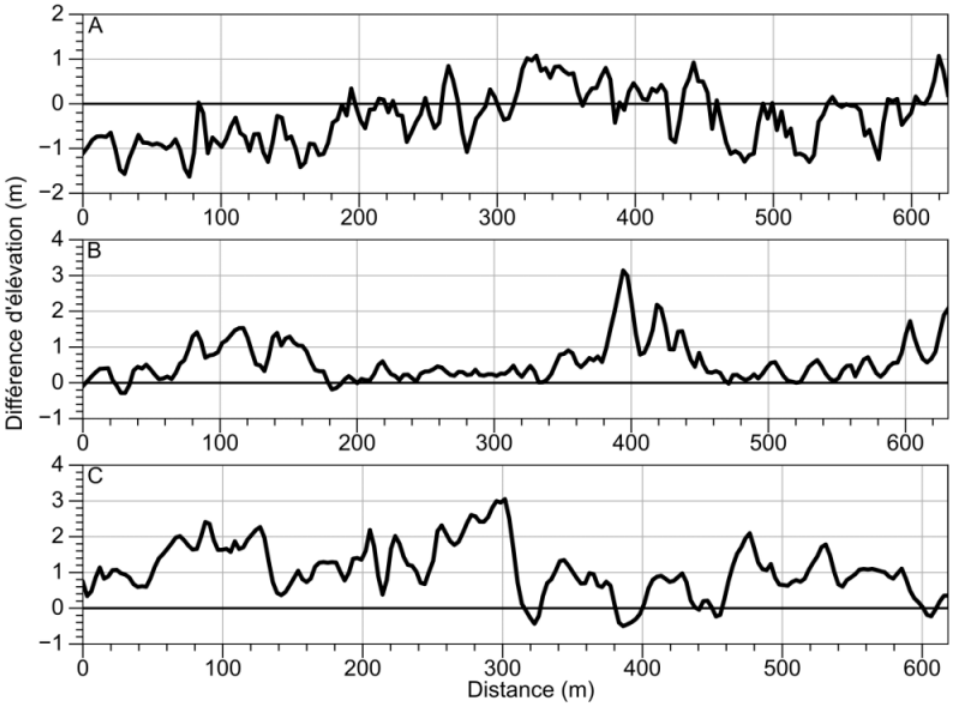

Figure A.7 – Profil de différence d'élévation (7 avril 2013 moins 30 août 2013).

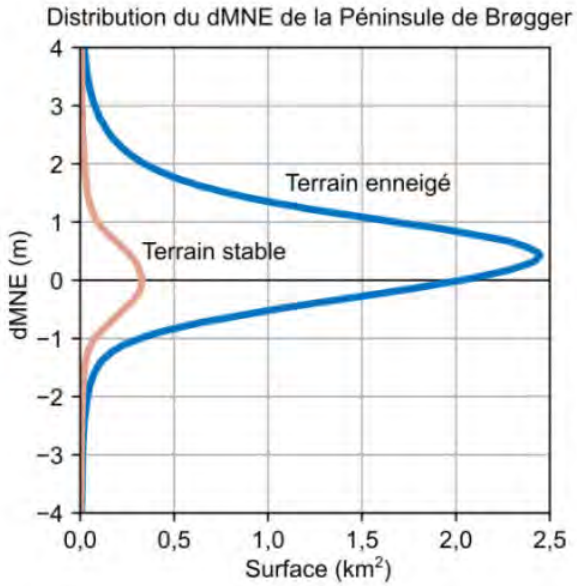

Figure A.8 – Distribution de la HTN et du résidu terrain stable de la carte de différence d'élévation de la figure A.6.

A.5.2 Suivi du manteau neigeux en période de sécheresse dans les Andes

Une série d'images Pléiades a été acquise sur le bassin du Yeso (Chili) dans les Andes dans le cadre d'une collaboration entre le CESBIO et l'Université du Chili. Cette région est particulièrement dépendante de la fonte du manteau neigeux car les plaines habitées ne couvrent qu'une faible proportion de la surface et plus de 75% des précipitations annuelles ont lieu en hiver et au printemps (Garreaud et al., 2017). Cette situation est excacerbée depuis 2010 par une sécheresse exceptionnelle marqué par un déficit pluviométrique entre 25% et 45% (Garreaud et al., 2017). Les images ont été acquises le 6 janvier 2018 (été) et le 25 avril 2019 (hiver), le 2 septembre 2019 (hiver, pic d'accumulation) le 4 septembre 2017 (hiver, pic d'accumulation). Le B/H des paires d'images successives est de 0,1 (front-nadir, nadir-back) à l'exception des images de janvier 2018 qui sont marquées par une géométrie disymétrique (front-nadir : 0,24 ; nadir-back : 0,09). Les images sont masquées hors du bassin versant, délimité par un polygone lors de la commande des images (Figure A.9).

Les cartes de HTN de septembre 2017 et septembre 2019 ont été utilisées par Shaw et al. (2020b) pour identifier les zones d'accumulations préférentielles. Le volume de neige est environ deux fois plus grand en 2017 que 2019. La différence de volume résulte d'une différence de HTN moyenne, surtout aux altitudes entre 3500 m et 4500 m (Figure A.12). La surface enneigée est similaire aux deux dates, seulement 10% inférieure en 2019 à 2017. Cela contraste avec les observations sur la zone de Bassiès où les variations de volume de neige sont contrôlées par la surface enneigée (voir 3.1). La carte d'avril 2019 est singulière car le manteau neigeux à cette date est le résultat d'un unique évènement de précipitations survenu quelques jours avant l'acquisition. Ainsi la faible épaisseur du manteau neigeux ne ressort pas sur la carte de HTN, marquée par les ondulations du *jitter* du satellite (Figure A.11). Cependant, un gradient positif de HTN avec l'altitude est mesuré de manière cohérente avec un gradient de précipitations.

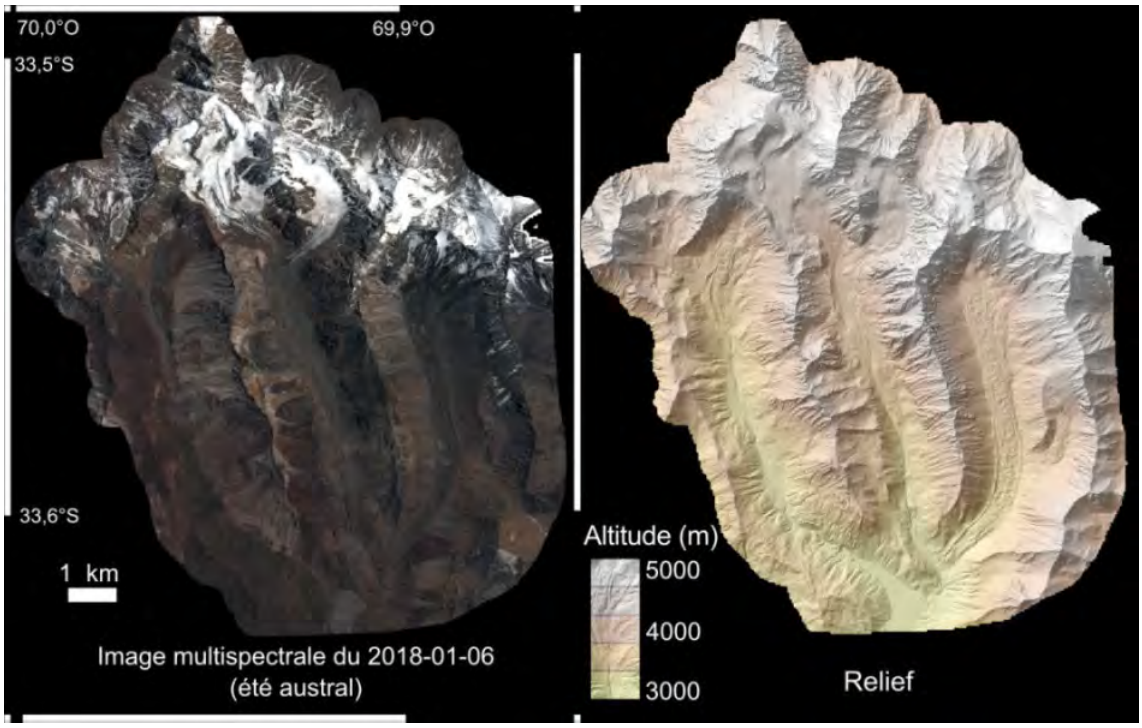

Figure A.9 – Vue générale du bassin versant du Yeso (Chili). L'image couvre le bassin plus une zone tampon d'environ un kilomètre sur le pourtour.

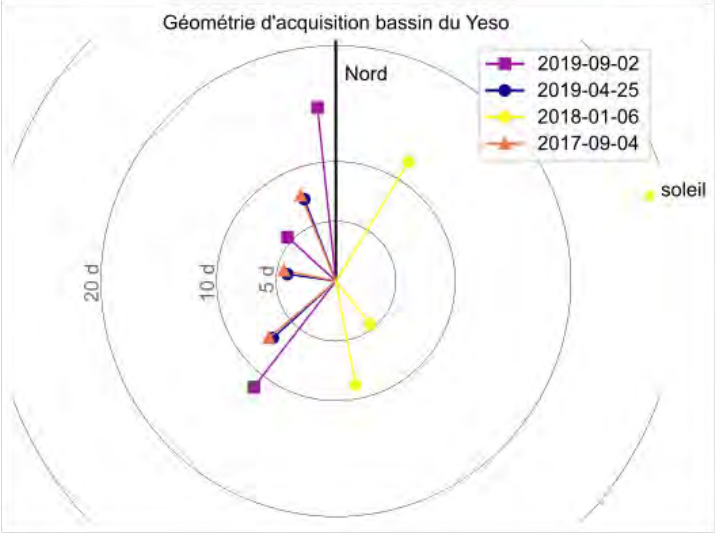

Figure A.10 – Géométrie d'acquisition des images sur le bassin du Yeso.

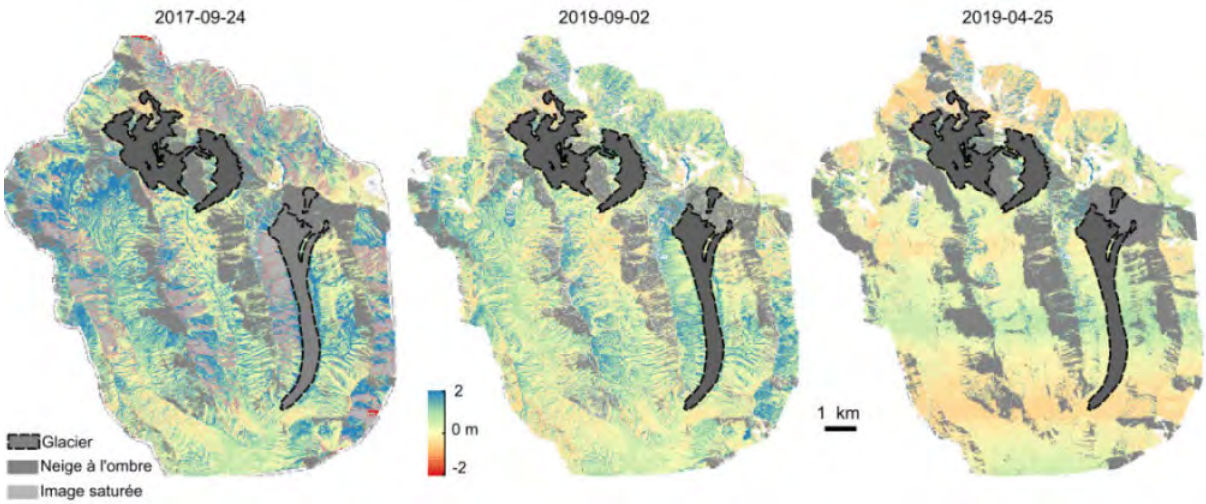

Figure A.11 – Série de carte de HTN sur le bassin du Yeso. Les zones enneigées à l'ombre, les portions d'images saturées et les glaciers sont masqués en gris.

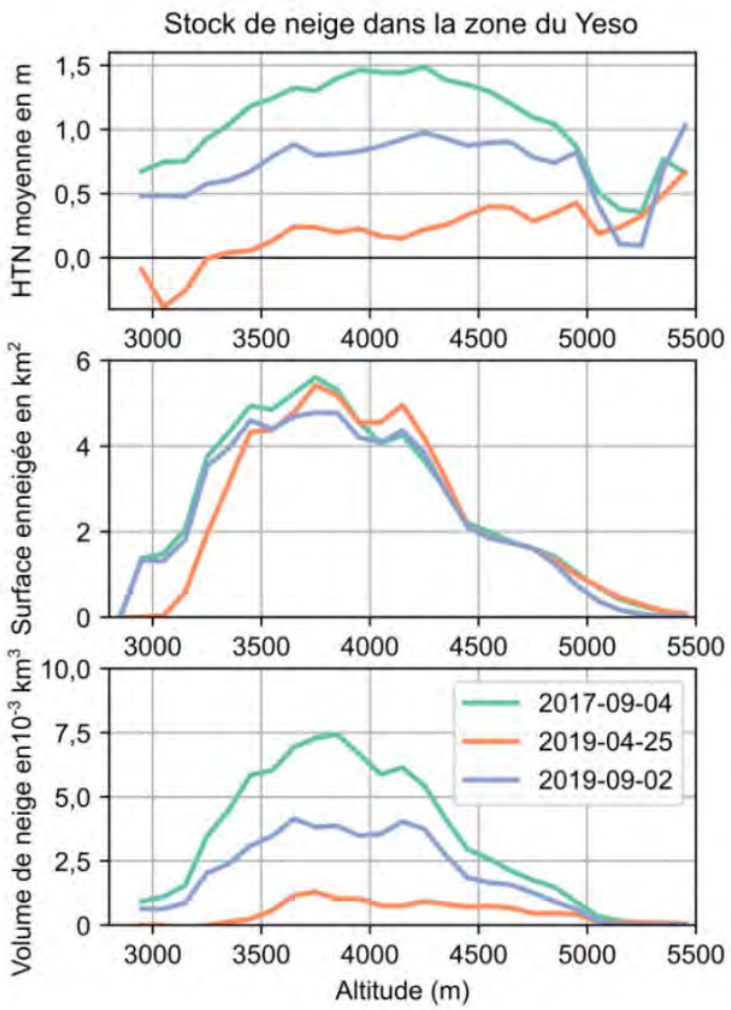

Figure A.12 – Série de carte de HTN sur le bassin du Yeso agrégées par altitude (haut), série de surface enneigée agrégée par altitude (milieu) et volume de neige par altitude calculé comme la HTN multipliée par la surface enneigée (bas).

A.5.3 Etude d'une avalanche au col du Lautaret

Le col du Lautaret est une route déneigée en hiver qui situe à plus de 2000 m d'altitude au pied des glaciers des Écrins dans les Alpes françaises. Un site instrumenté de Météo-France au col permet un suivi automatique du manteau neigeux dans ce contexte de haute montagne (Tuzet et al., 2020). Une série d'images Pléiades a été acquise sur le col du Lautaret dans le cadre de Kalidéos, un programme de promotion de la donnée spatiale du CNES (Figure A.13). La série est constituée d'une paire d'images le 28 septembre 2016 (images été), d'un triplet le 23 janvier 2018, d'un triplet le 16 mars 2018 et d'une paire d'image le 28 juin 2018 (Figure A.14). L'acquisition de mars 2018 est séparée en deux images nord et sud qui se chevauchent sur une bande de 3,5 km. Les deux paires d'images ont un B/H d'environ 0,3. Les paires des triplets ont un B/H de 0,2-0,3 entre deux images successives et un B/H de 0,6 pour la paire front-back.

La coregistration des MNE a échoué lorsque le recalage vertical était calculé sur le terrain stable pour les MNE de janvier et mars 2018. À ces dates, le fort enneigement laisse peu de terrain stable, qui plus est mal réparti et dans des terrains accidentés au sud. Une parade a été trouvée en calculant le recalage vertical sur des portions de routes délimitées manuellement (0,01 km^2). La bonne correspondance des cartes de HTN dans leur zone de recouvrement en mars 2018 indique le succès de cette méthode. De plus, une bascule d'environ 1,5 m par rapport à l'axe est-ouest a été identifiée et corrigée dans le MNE de juin 2018. Les cartes de HTN comportent de nombreuses zones sans donnée dues à l'échec d'ASP sur plusieurs tuiles dans le MNE été, des nuages en mars 2018 et d'une manière générale des pixels sans donnée dans les reliefs accidentés à l'ombre. Enfin, les zones enneigées à l'ombre présentent des valeurs aberrantes et sont inutilisables. Malgré ces limitations, les motifs typiques de distribution de la neige en montagne sont visibles (Figure A.15). La carte de juin 2018, tard dans la saison de fonte, montre le manteau neigeux résiduel en altitude et dans les creux.

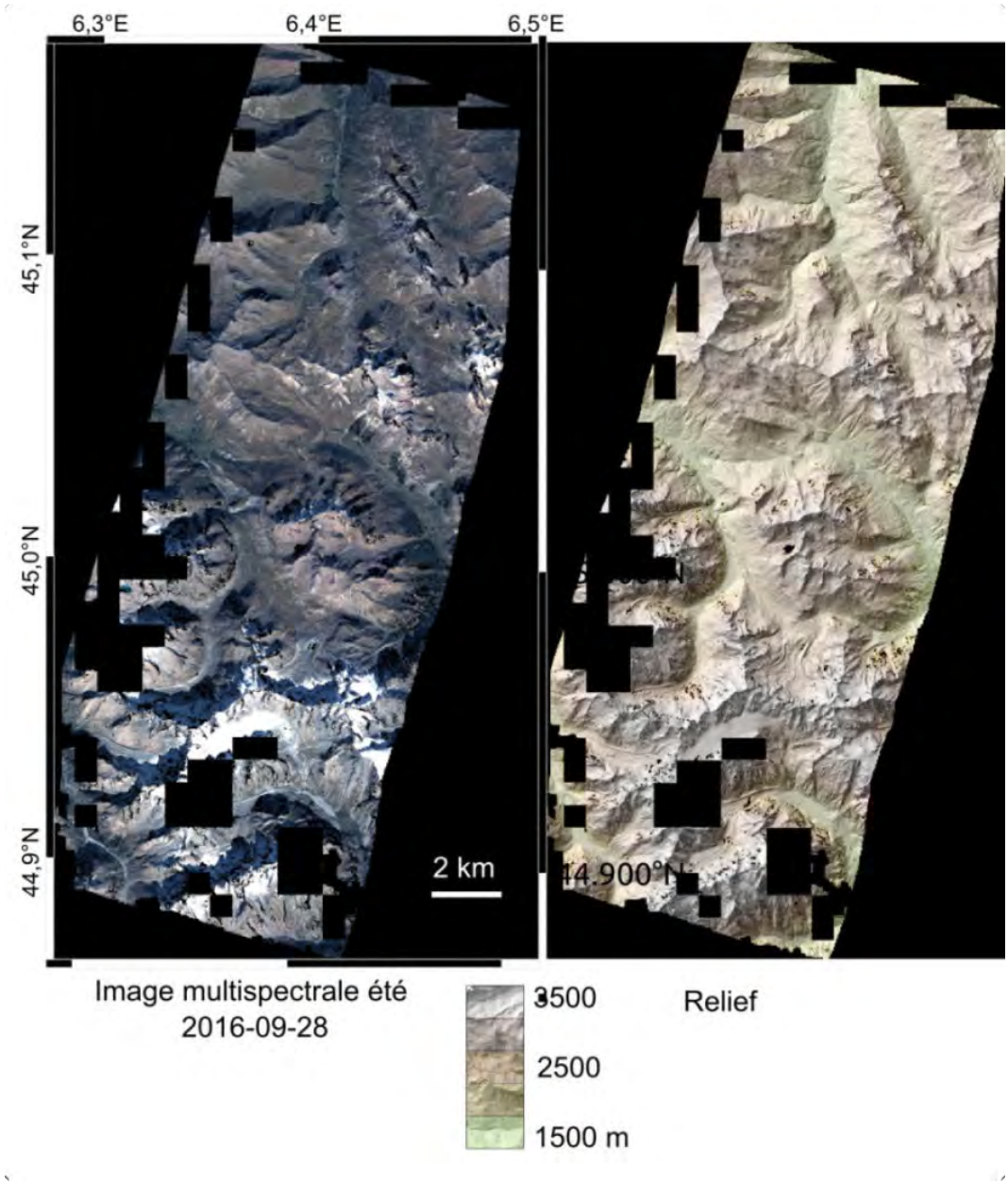

Figure A.13 – Vue générale de la zone du col du Lautaret, au centre de l'image.

Une avalanche a été identifiée dans la carte de mars 2018 à proximité du glacier d'Arsine. Les images montrent une zone de départ de 0,08 km^2 bien délimitée, dans une pente de 30° en moyenne (Figure A.16). L'avalanche s'est déposée au pied de cette pente sur une surface plus petite d'environ 0,04 km^2. Exceptionnellement, le contour de l'avalanche est également visible dans la carte de HTN. Cela permet d'estimer le volume de neige contenu dans la zone

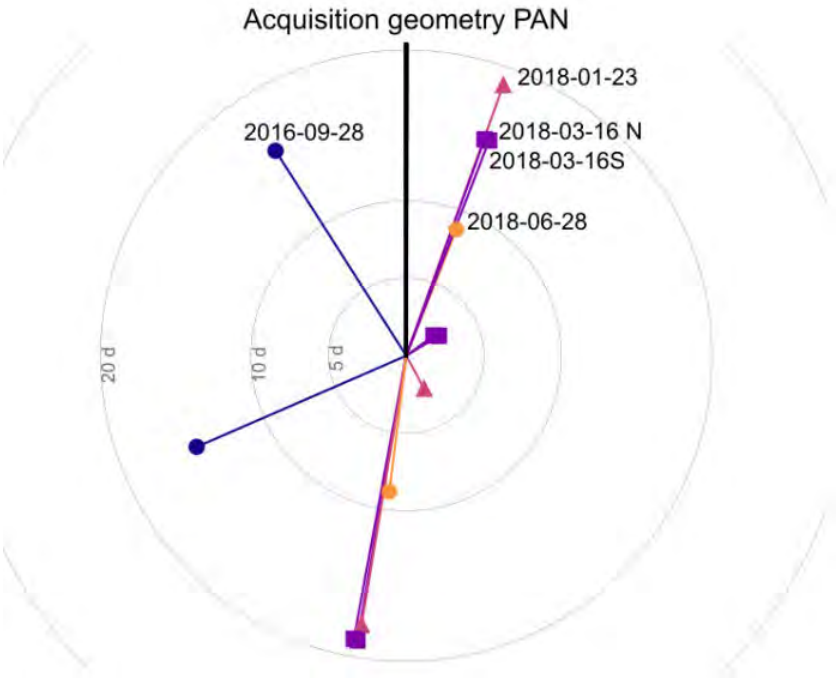

Figure A.14 – Géométrie d'acquisition des images sur la zone du col du Lautaret. Les images nord et sud du 16 mars 2018 dans un intervalle de temps très court.

de départ avant l'avalanche et le volume du dépôt. Deux zones de références sont délimitées autour de l'avalanche sans l'inclure, une pour la zone de départ et une pour la zone de dépôt, et sont considérées comme représentative de l'état du manteau neigeux avant l'avalanche. Ainsi le volume de neige du départ de l'avalanche (V_{depart}) est :

$$V_{depart} = A_{depart} \times (HTN_{ref} - HTN_{depart}) \tag{A.1}$$

où A_{depart} est l'aire de la zone de départ, HTN_{ref} est la HTN moyenne dans la zone de référence et HTN_{depart} est la HTN de la neige restant dans la zone de départ après l'avalanche. De la même manière, le volume du dépôt de neige est estimé :

$$V_{depot} = A_{depot} \times (HTN_{depot} - HTN_{ref}) \tag{A.2}$$

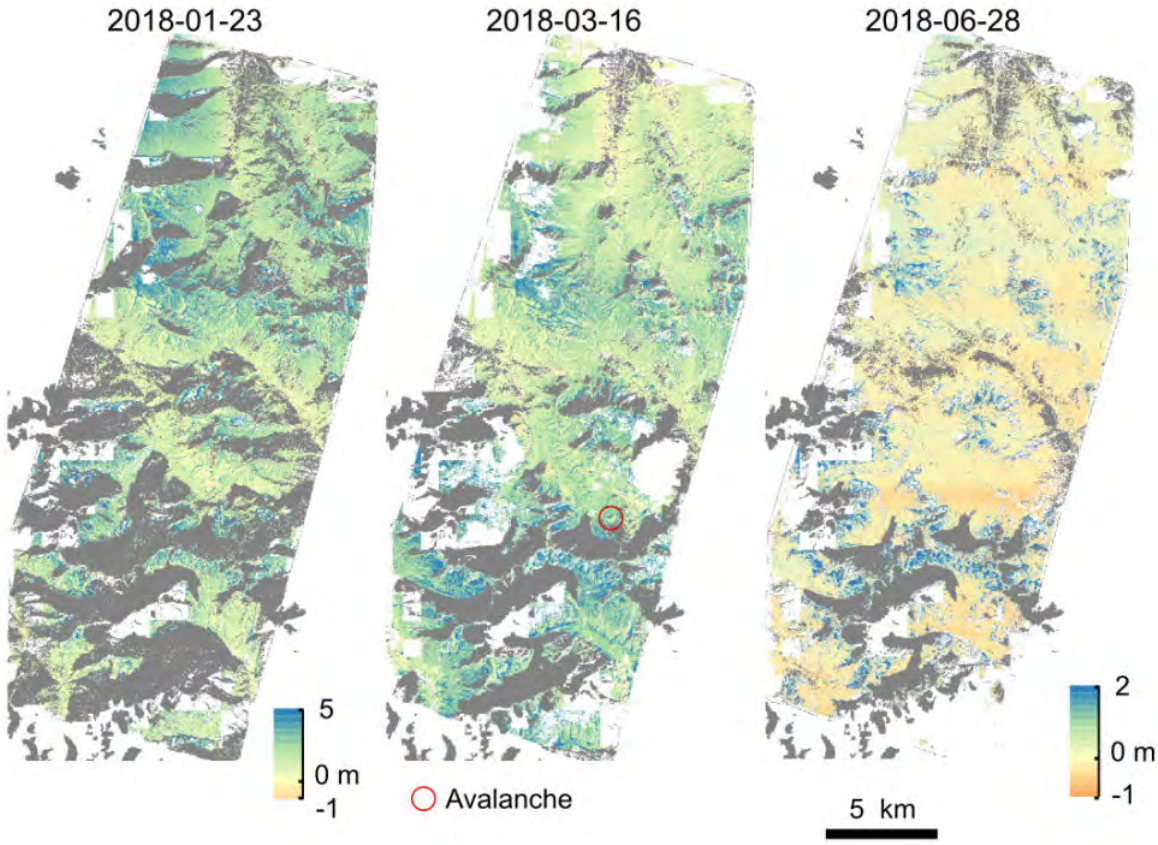

Figure A.15 – Série de carte de HTN au col du Lautaret. Les zones enneigées à l'ombre, les portions d'images saturées et les glaciers sont masqués en gris.

Vu les surfaces considérées, l'erreur de mesure aléatoire de la HTN est estimée à 0,4 m d'après la figure 2.20. Elle est combinée à une erreur systématique estimée à 0,2 m pour fournir une erreur sur la HTN de 0,44 m ($\sqrt{0,4^2 + 0,2^2}$). Les aires de départ et dépôt sont supposées parfaites. Le volume de départ est ainsi estimé 130 ± 35 10^3 m^3 et le volume de dépôt à 91 ± 20 10^3 m^3 (Figure A.17). Si on suppose la masse du dépôt égale à celle du départ, cela signifie que la neige s'est densifiée d'environ 30%. Cette approche repose sur les hyphothèses simplificatrices et discutables que la HTN n'a pas été modifiée depuis l'avalanche et que la HTN des zones de références est représentative des zones de départ et dépôt. Il faut rappeler que de nombreuses avalanches sont visibles dans les images Pléiades et qu'une suraccumulation

est souvent observée dans la zone de dépôt. Cependant, il s'agit du seul cas où la zone de départ est également visible dans une de nos cartes de HTN.

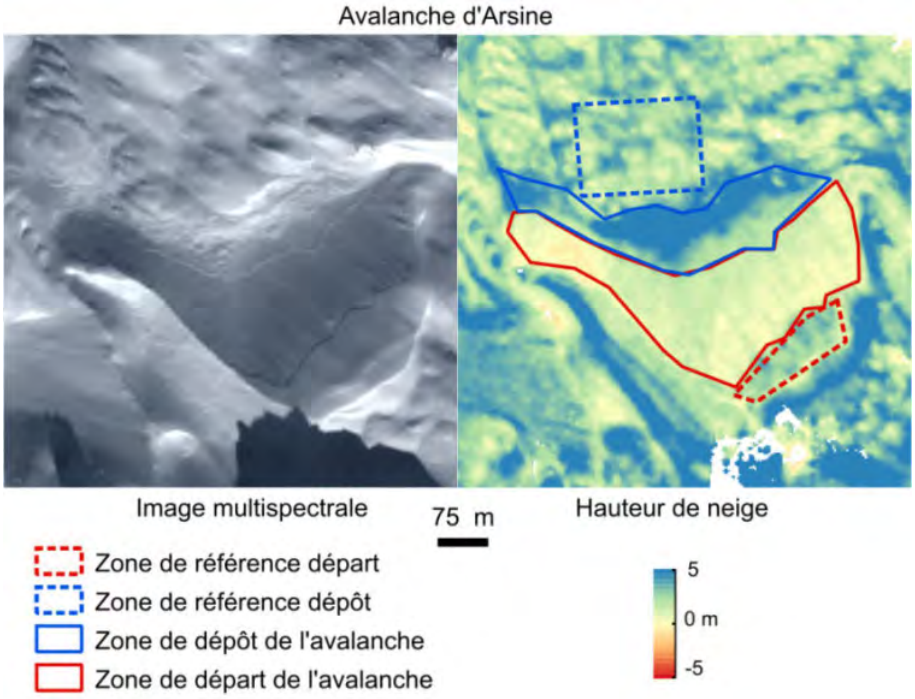

Figure A.16 – Dépôt d'avalanche près du glacier d'Arsine (Figure A.13) observée sur les images et la carte de HTN du 16 mars 2018. Pour le calcul du volume de l'avalanche, la zone de départ (trait rouge plein) et de dépôt (trait bleu plein) de l'avalanche sont délimités. La HTN avant l'avalanche est estimée grâce aux zones laissées intactes (traits pointillés).

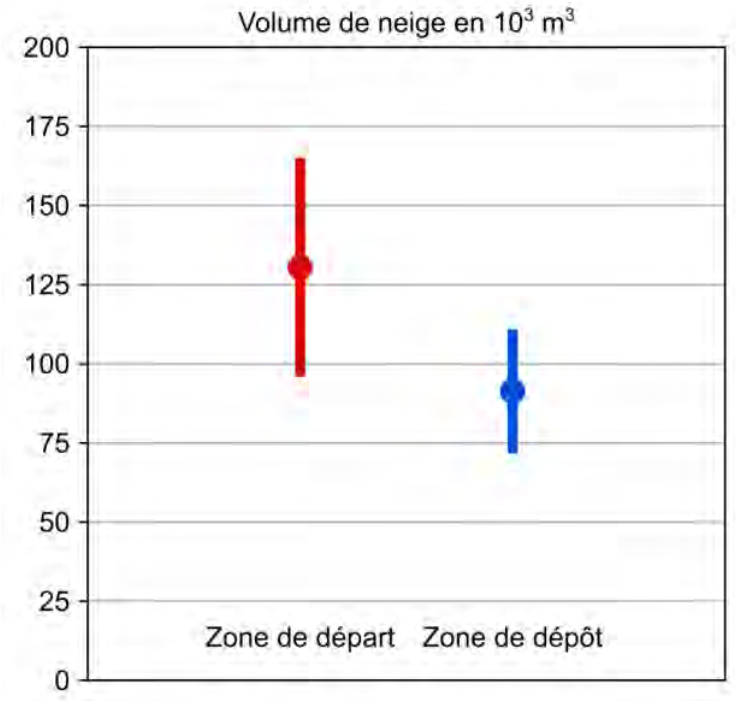

Figure A.17 – Estimation du volume de neige déplacé par l'avalanche au départ (rouge) et au moment du dépôt (bleu).

A.6 Traitement des zones enneigées à l'ombre sur Bassiès

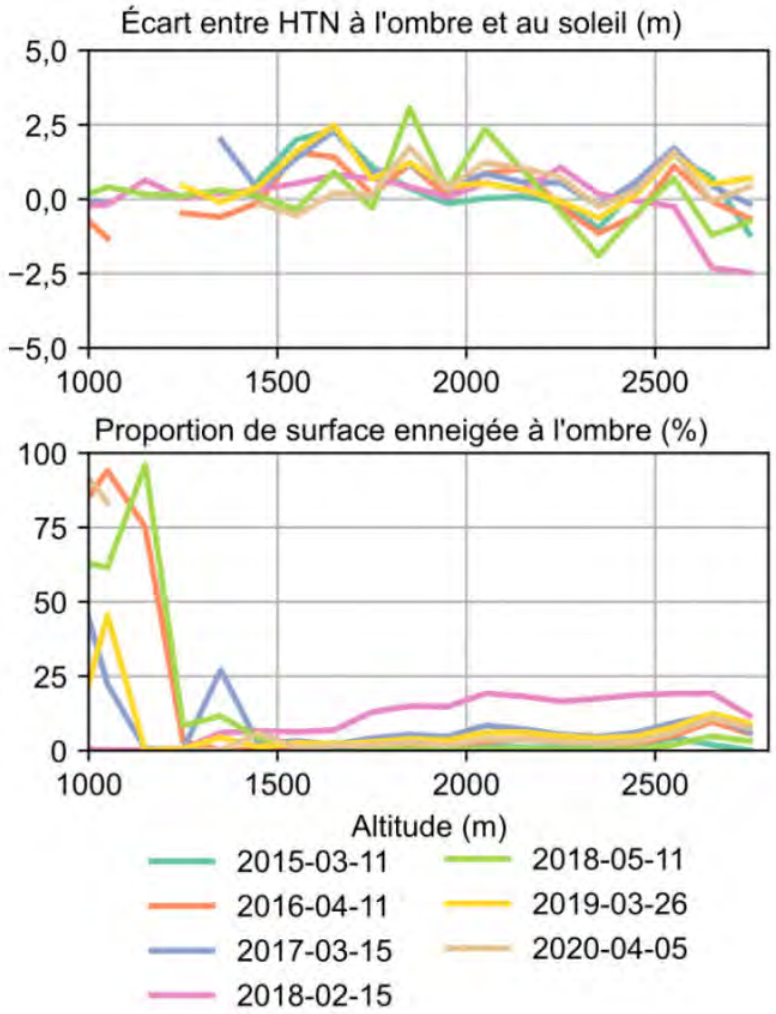

Figure A.18 – Ecart entre la HTN moyenne à l'ombre et au soleil en fontion de l'altitde (haut) et proportion de surface enneigée à l'ombre sur la surface enneigée totale (bas). La surface enneigée totale est très faible en dessous de 1200 m, expliquant les fortes proportions dans ce graphique (Figure 3.7).

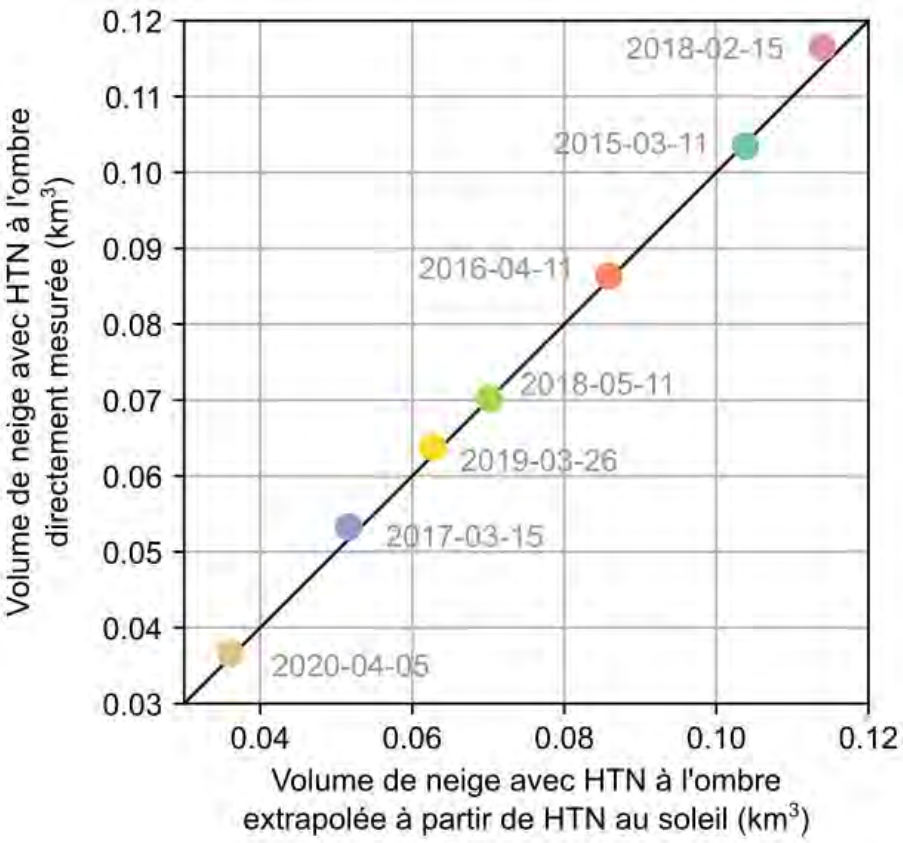

Figure A.19 – Volume de neige total calculé en incluant les HTN des zones à l'ombre en fonction du volume de neige total calculé en extrapolant les HTN au soleil sur les zones à l'ombre (Equation 3.1 et Figure 3.6).

A.7 Distribution du résidu terrain stable sur Bassiès

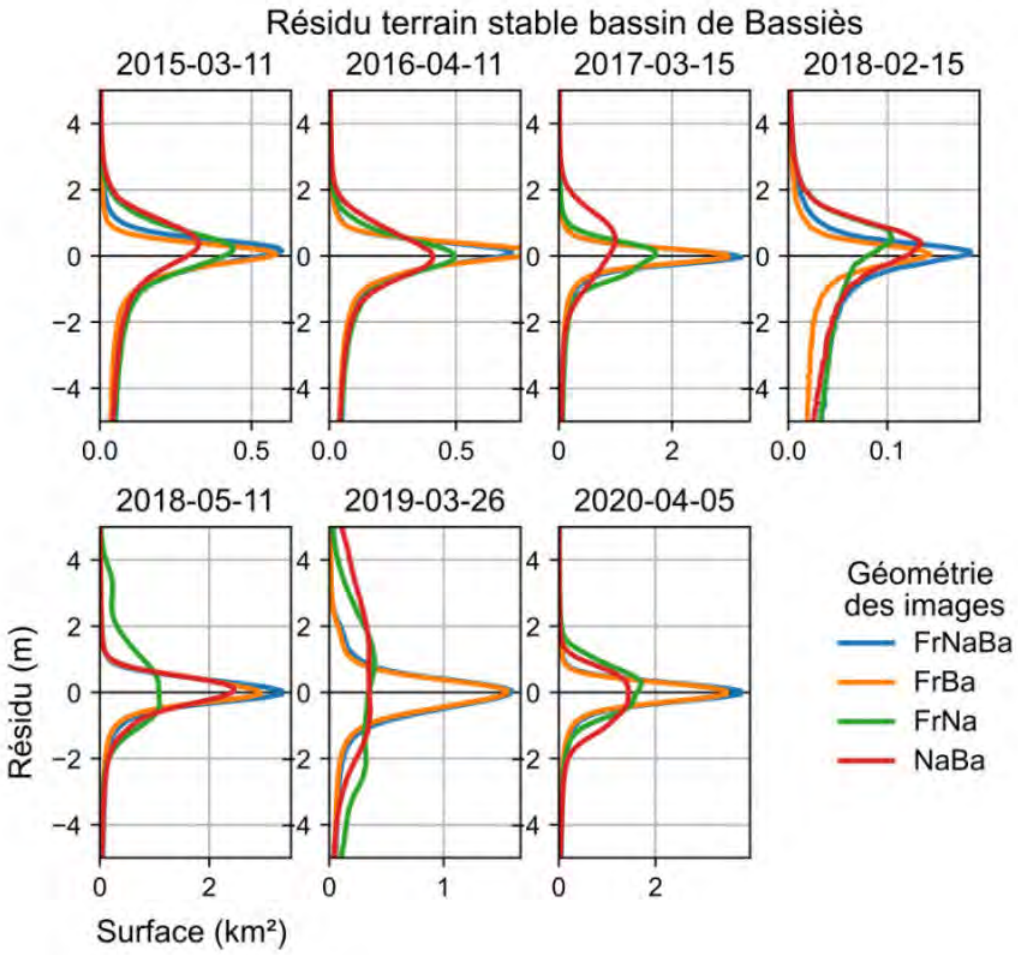

Figure A.20 – Distribution du résidu terrain stable pour toutes les dates et géométries d'acquisition des images (front-nadir-back en bleu, front-back en jaune, front-nadir en vert et nadir-back en rouge). A noter que l'échelle de l'axe des abscisses varie d'un ordre de grandeur entre certains graphiques. Les histogrammes avec une forte dispersion en mars 2017 (nadir-back), mai 2018 (front-nadir) et mars 2019 (front-nadir, nadir-back) montrent l'échec de la coregistration pour les paires d'images avec un faible B/H.

A.8 Interpretation du CRPS

Au vu de la formule du CRPS (Équation 4.11), il est attendu qu'il dépend de i) l'écart moyen (μ) entre l'ensemble et l'observation et ii) la dispersion de l'ensemble (σ). Cependant, il n'est pas évident de savoir dans quelle mesure il dépend de l'un et de l'autre. Le CRPS est calculé en supposant une distribution normale (μ,σ) des différences entre un ensemble et une observation (Figure A.21). Pour μ et σ du même ordre de grandeur, le CRPS varie plus fortement avec μ qu'avec σ.

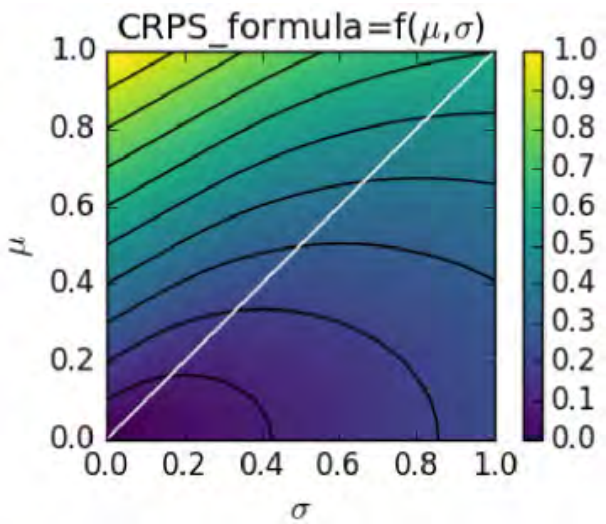

Figure A.21 – CRPS en fonction de μ l'écart moyen entre l'ensemble et l'observation et σ la dispersion de l'ensemble en supposant une distribution normale de l'ensemble.

A.9 Impact de l'assimilation sur la multi-physique de Crocus

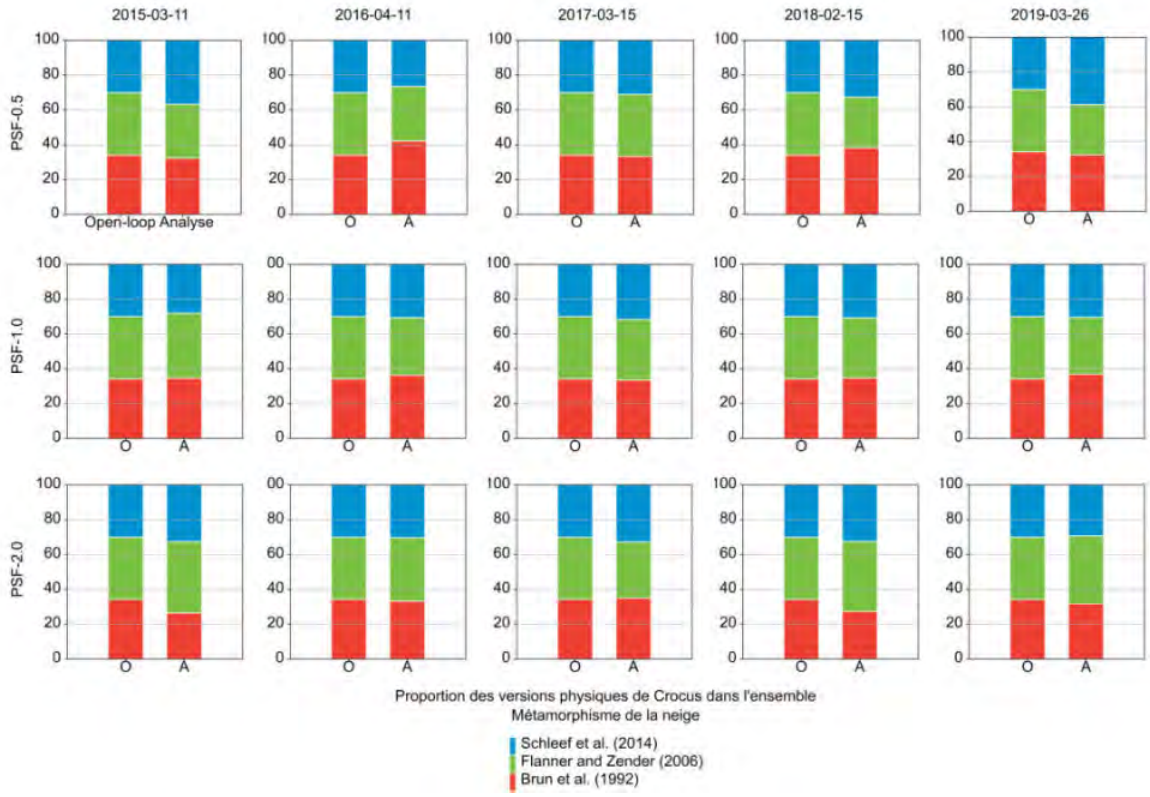

Figure A.22 – Proportion des différentes variantes du processus de métamorphisme des cristaux dans l'ensemble sans assimilation (Open-loop) et avec assimilation (Analyse).

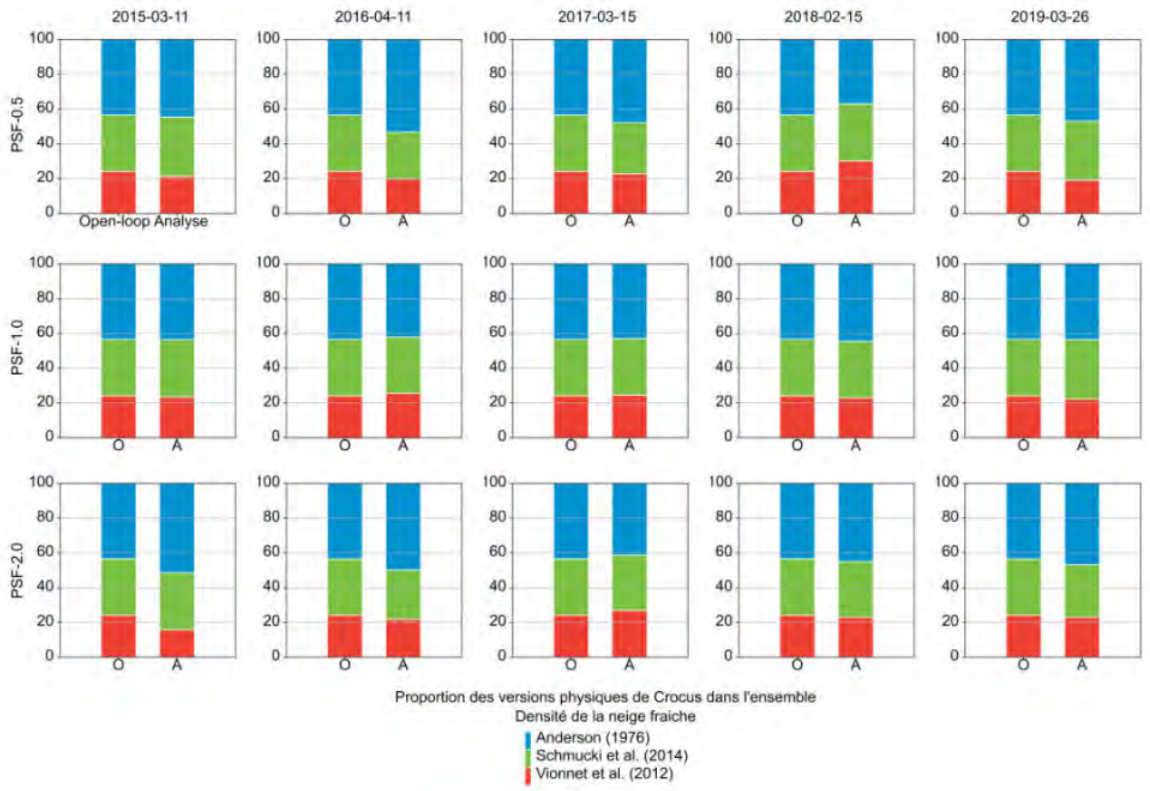

Figure A.23 – Proportion des différentes variantes du processus de calcul de densité de la neige fraiche dans l'ensemble sans assimilation (Open-loop) et avec assimilation (Analyse).

A.10 Sites présélectionnés pour un suivi par CO3D, future mission stéréo du CNES

Tableau A.2 – Sites d'études à thématique neige envisagés pour une acquisition annuelle d'images stéréo dans le cadre de la future mission CO3D du CNES.

Site	Pays	Pic d'accumulation	Institution
SierraNevada	Espagne	1er avril	Université de Cordoba
Mzaar	Liban	1er avril	CESBIO
Rheraya	Maroc	1er mars	CESBIO
Davos	Suisse	1er avril	WSL
Lautaret	France	1er avril	Meteo-France
Bassiès	France	1er avril	CESBIO
Yeso	Chili	1er septembre	Universidad de Chile
La Laguna	Chili	1er septembre	CEAZA
Thompson Pass	USA	1er mai	Alaska Division of Geological Geophysical Surveys
Trail Valley Creek	Canada	1er mai	Wilfrid Laurier University
Feshie	GB	1er avril	University of Dundee and the Centre for Ecology and Hydrology
Valpelline East	Italie	1er avril	CIMA, ARPA
Eklutna	USA	1er mai	Alaska Pacific University
NyAlesund	Svalbard, Norvège	1er mai	Norwegian Polar Institute
Hraun	Islande	1er mai	The National Power Company in Iceland
Wattener Lizum	Autriche	1er avril	Austrian Research Centre for Forests (BFW)
Greiner	Canada	1er mai	Université de Sherbrooke
Jamtal	Autriche	1er avril	UIBK
Turnagain Pass	USA	1er mai	Alaska Division of Geological Geophysical Surveys
Halji	Nepal	1er avril	Humboldt-Universität zu Berlin
Valgrisenche	Italie	1er avril	CIMA, ARPA
Rofental	Allemagne	1er avril	University of Innsbruck
Zackenberg	Groënland, Danemark		Greenland survey
Pamir	Tajikistan		WSL

A.11 Mesure de la HTN avec du lidar ICESat-2

La possibilité de mesurer la HTN avec des données du satellite ICESat-2 a été explorée par Ambroise Guillot au cours d'un stage de fin d'étude au CESBIO, que j'ai co-encadré avec Simon Gascoin.

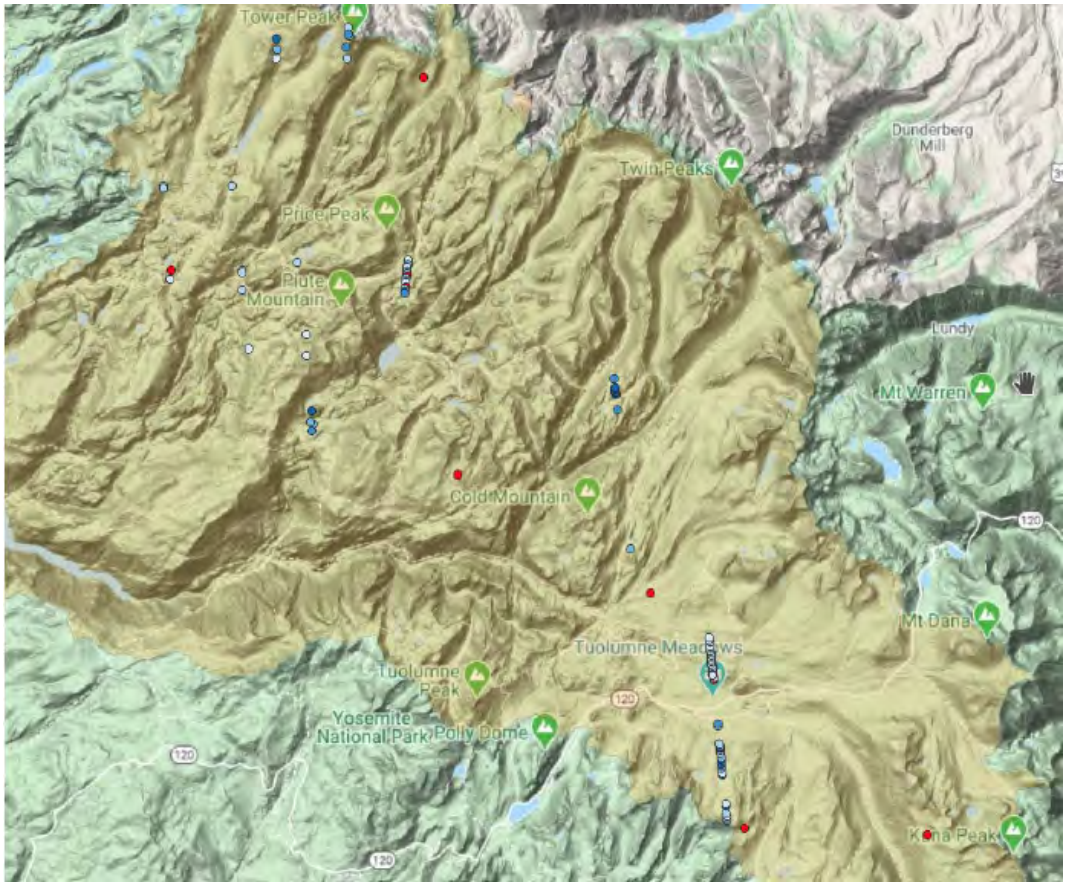

Figure A.24 – Mesure de HTN par différenciation de mesures ICESat-2 hiver et été. Les données sont extraites sur la bassin de la Tuolumne (voir chapitre 2) et sur l'ensemble des traces ICESat-2 disponibles (octobre 2018, juin 2020).

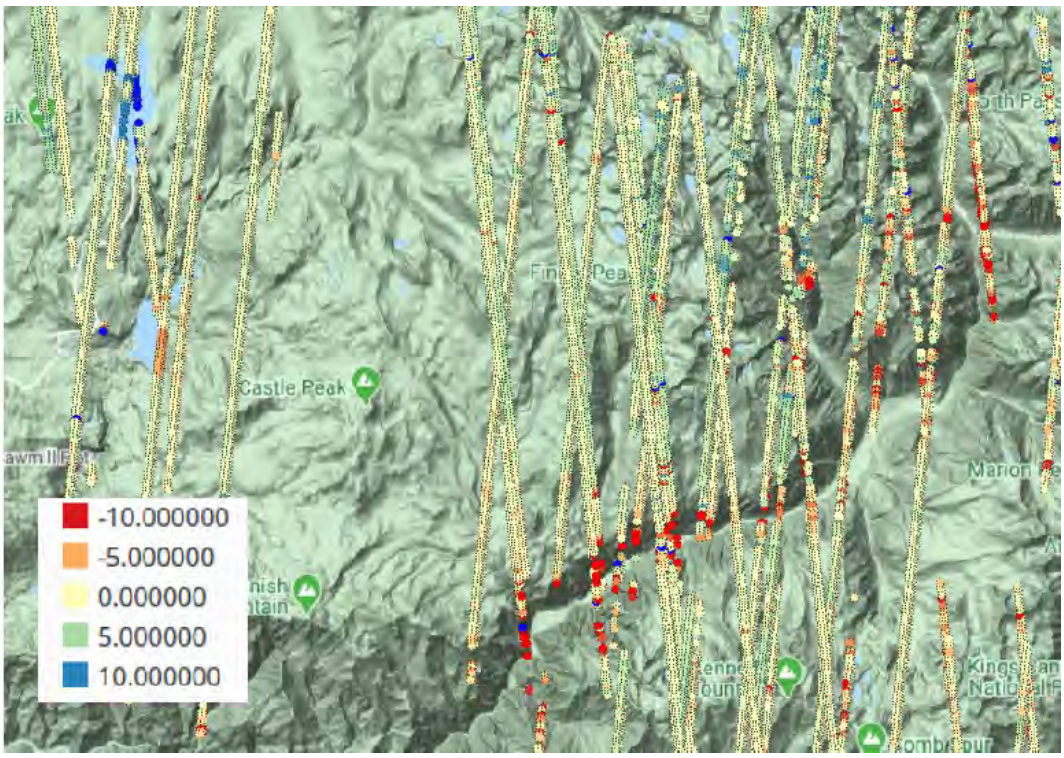

Figure A.25 – Mesure de HTN par différenciation de mesures ICESat-2 hiver avec le MNT ASO du bassin de Kings Canyon.

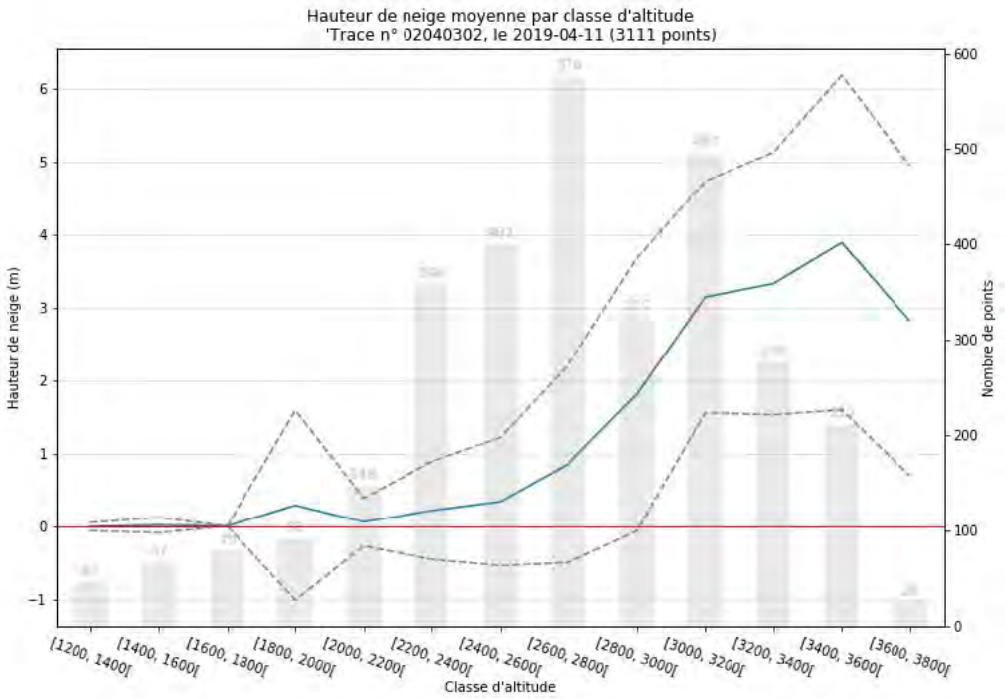

Figure A.26 – Gradient de HTN (ICESat-2 moins MNT ASO) en fonction de l'altitude pour une unique trace ICESat-2 le 11 avril 2019.

Annexe B

Glossaire

Across-track. Direction perpendiculaire à la trajectoire du satellite.

Along-track. Direction parallèle à la trajectoire du satellite.

Analyse. En assimilation de données, simulations modifiées par l'assimilation.

Crocus. Modèle du manteau neigeux à plusieurs couches et à bilan d'énergie. Crocus a été développé par Météo-France pour aider à la prévision du risque avalanche.

dMNE. Différence de deux MNE, sans indication sur la nature du terrain.

Ébauche. En assimilation de données, simulation à la date d'assimilation avant assimilation.

Équivalent en eau de la neige (EEN). Masse de neige exprimée en unité de masse ou ponctuellement en hauteur d'eau équivalent à la masse.

ESCROC. Ensemble de jeux de paramétrisations du modèle Crocus permettant de faire des simulations ensemblistes multi-physiques.

Hauteur de neige (HTN). Distance entre la surface de la neige et le sol mesurée le long de la verticale du sol.

Images stéréoscopiques. Ensemble d'images d'une même portion de terrain acquises avec des angles d'incidence différents.

Incrément. Valeur par laquelle une variable est modifiée par assimilation. Cela correspond à l'analyse moins l'ébauche.

Jitter. Terme anglais désignant une erreur de mesure de l'angle de visée d'un satellite dans la direction de la trajectoire du satellite. Le jitter déforme les images et produit des oscillations dans les MNE.

Modèle numérique d'élévation (MNE). Carte de l'élévation de la surface sans précision sur la surface représentée (i.e. surface sans végétation et bâtiment ou avec). En anglais : *Digital Elevation Model, DEM.*

Modèle numérique de surface (MNS). Carte de l'élévation de la surface avec les éléments au dessus du sol (végétation et bâtiments). En anglais : *Digital Surface Model, DSM.*

Modèle numérique de terrain (MNT). Carte de l'élévation de la surface sans les éléments au dessus du sol (végétation et bâtiments). En anglais : *Digital Terrain Model, DTM.*

Open-loop. En assimilation de données, simulations sans assimilation.

Résidu. En assimilation de données, écart entre l'analyse et l'observation.

Résidu HTN. Différence entre deux HTN. Il peut s'agir des HTN Pléiades et HTN ASO ou de deux HTN Pléiades dans la zone d'intersection des HTN nord et sud.

Résidu sur terrain stable. Différence entre deux MNE sur les zones de terrain stable.

Résidu d'élévation été Pléiades. Dans la zone d'intersection : $Pléiades_{\text{été nord}} - Pléiades_{\text{été sud}}$. Ce résidu est évalué séparément sur les zones enneigées et le terrain stable.

Résidu à l'intersection hiver Pléiades. Dans la zone d'intersection : $Pléiades_{hiver\ nord} - Pléiades_{hiver\ sud}$. Ce résidu est évalué séparément sur les zones enneigées et le terrain stable.

Résidu d'élévation été. $Pleiades_{ete} - ASO_{ete}$. Ce résidu est évalué séparément sur les zones enneigées en hiver et le terrain stable.

Résidu d'élévation hiver. $Pleiades_{hiver} - ASO_{hiver}$. Ce résidu est évalué séparément sur les zones enneigées en hiver et le terrain stable.

SAFRAN. Outil de Météo-France qui fournit une réanalyse de données météorologiques sur les massifs montagneux français. La réanalyse assimile des mesures de stations automatiques et manuelles, des sondages atmosphériques et des observations satellites (nébulosité) à partir d'une ébauche ARPEGE, un modèle basse résolution Météo-France.

Terrain stable. Le terrain stable désigne les portions de terrain dont la topographie est identique lors des différentes acquisitions satellites. Il inclut les zones de roche ou de sol nu et de végétation basse (e.g. prairie). Il exclut les zones enneigées à au moins une des acquisitions et les forêts. Les zones de forêts ne sont pas restituées de manière robuste au cours du temps à cause du changement de feuillage des arbres caduques ou de la forme accidentée de la canopée.

Bibliographie

Anderson, E. A. (1976). *A point energy and mass balance model of a snow cover*. Rapp. tech. Office of Hydrology – National Weather Service.

Anderson, S. (2019). « Uncertainty in quantitative analyses of topographic change : error propagation and the role of thresholding ». In : *Earth Surface Processes and Landforms* 1033.February, p. 1015-1033. doi : *10.1002/esp.4551*.

Andreadis, K. M. et D. Lettenmaier (2006). « Assimilating remotely sensed snow observations into a macroscale hydrology model ». In : *Advances in Water Resources* 29, p. 872-886. doi : *10.1016/j.advwatres.2005.08.004*.

Araki, S. et S. Treat (2012). « Hexagon — “ No Single Failure Shall Abort the Mission ” — Managing System Integration for the NRO's Wide-Area Search Satellite from the Lockheed Missile and Space Company's Perspective ». In : *National Reconnaissance Journal of the discipline and practice*, p. 85-102.

Armstrong, R. et E. Brun (2008). *Snow and climate : physical processes, surface energy exchange and modeling*. Cambridge University Press.

Armstrong, R., K. Rittger, M. Brodzik, A. Racoviteanu, A. Barrett, S. Khalsa, B. Raup, A. Hill, A. Khan, A. Wilson, R. Kayastha, F. Fetterer et B. Armstrong (2019). « Runoff from glacier ice and seasonal snow in High Asia : separating melt water sources in river flow ». In : *Regional Environmental Change*, p. 1249-1261.

Astrium (2012). « Pléiades Imagery User Guide ». In : 2, p. 118.

Ayala, A., J. Mcphee et X. Vargas (2014). « Altitudinal gradients, midwinter melt, and wind effects on snow accumulation in semiarid midlatitude Andes under La Niña conditions ». In : *Water Resources Research* 50, p. 3589-3594. doi : *10.1002/2013WR014960. Received*.

Baba, W., S. Gascoin et L. Hanich (2018). « Assimilation of Sentinel-2 Data into a Snowpack Model in the High Atlas of Morocco ». In : *Remote Sensing*, p. 1-23. doi : *10.3390/rs10121982*.

Bagnardi, M., P. González et A. Hooper (2016). « High-resolution digital elevation model from tri-stereo Pleiades-1 satellite imagery for lava flow volume estimates at Fogo Volcano ». In : *Geophysical Research Letters* 43.12, p. 6267-6275. issn : 19448007. doi : *10.1002/2016GL069457*.

Bamber, J. et A. Rivera (2007). « A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination ». In : *Global and Planetary Change* 59.1-4, p. 138-148. issn : 09218181. doi : *10.1016/j.gloplacha.2006.11.031*.

Baptist, F., N. Yoccoz et P. Choler (2010). « Direct and indirect control by snow cover over decomposition in alpine tundra along a snowmelt gradient ». In : *Plant Soil*, p. 397-410. doi : *10.1007/s11104-009-0119-6*.

Bard, A., B. Renard, M. Lang, I. Giuntoli, J. Korck, D. Volken, G. Koboltschnig et M. Janz (2015). « Trends in the hydrologic regime of Alpine rivers ». In : *Journal of Hydrology* 529, p. 1823-1837. doi : *10.1016/j.jhydrol.2015.07.052*.

Bartelt, P. et M. Lehning (2002). « A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part I : numerical model ». In : *Cold Regions Science and Technology* 35, p. 123-145.

Beaumont, R. (1965). « Mt. Hood Pressure Pillow Snow Gage ». In : *Journal of Applied Meteorology* 4.

Beck, H., M. Pan, T. Roy, G. Weedon, F. Pappenberger, A. Van Dijk, G. Huffman, R. Adler et E. Wood (2019). « Daily evaluation of 26 precipitation datasets using Stage-IV gauge-radar data for the CONUS ». In : p. 207-224.

Belart, J., E. Berthier, E. Magnússon, L. Anderson, F. Pálsson, T. Thorsteinsson, I. Howat, G. Aoalgeirsdóttir, T. Jóhannesson et A. Jarosch (2017). « Winter mass balance of Drangajokull ice cap (NW Iceland) derived from satellite sub-meter stereo

images ». In : *The Cryosphere* 11.3, p. 1501-1517. ISSN : 19940424. DOI : *10.5194/tc-11-1501-2017*.

BERGHUIJS, W., R. WOODS et M. HRACHOWITZ (2014). « A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow ». In : *Nature Climate Change* 4.7, p. 583-586. ISSN : 17586798. DOI : *10.1038/nclimate2246*.

BERTHIER, E., Y. ARNAUD, D. BARATOUX, C. VINCENT et F. RÉMY (2004). « Recent rapid thinning of the "Mer de Glace" glacier derived from satellite optical images ». In : *Geophysical Research Letters* 31.17, p. 2-5. ISSN : 00948276. DOI : *10.1029/2004GL020706*.

BERTHIER, E., Y. ARNAUD, R. KUMAR, S. AHMAD, P. WAGNON et P CHEVALLIER (2007). « Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India) ». In : *Remote Sensing of Environment* 108.3, p. 327-338. ISSN : 00344257. DOI : *10.1016/j.rse.2006.11.017*.

BERTHIER, E., C. VINCENT, E. MAGNUSSON, P. GUNNLAUGSSON, P. PITTE, E. LE MEUR, M. MASIOKAS, L. RUIZ, F. PÁLSSON, J. M C BELART et P. WAGNON (2014). « Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images ». In : *The Cryosphere* 8.6, p. 2275-2291. ISSN : 19940424. DOI : *10.5194/tc-8-2275-2014*.

BESSETTE-KIRTON, E., J. COE et W. ZHOU (2018). « Using Stereo Satellite Imagery to Account for Ablation, Entrainment, and Compaction in Volume Calculations for Rock Avalanches on Glaciers : Application to the 2016 Lamplugh Rock Avalanche in Glacier Bay National Park, Alaska ». In : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, p. 1-20. ISSN : 21699011. DOI : *10.1002/2017JF004512*.

BEYER, R., O. ALEXANDROV et S. MCMICHAEL (2018). « The Ames Stereo Pipeline : NASA's Open Source Software for Deriving and Processing Terrain Data Special ». In : *Earth and Space Science* 5, p. 537-548. DOI : *10.1029/2018EA000409*.

BHUSHAN, S., D. SHEAN, O. ALEXANDROV et S. HENDERSON (2021). « Automated digital elevation model (DEM) generation from very-high-resolution Planet SkySat triplet stereo and video imagery ». In : *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 173.December 2020, p. 151-165. ISSN : 0924-2716. DOI : *10.1016/j.isprsjprs.2020.12.012*.

Bichet, C., D. Allainé, S. Sauzet et A. Cohas (2016). « Faithful or not : direct and indirect effects of climate on extra-pair paternities in a population of Alpine marmots ». In : *Royal Society Publishing* 283, p. 1-7.

Blöschl, G. (1999). « Scaling issues in snow hydrology ». In : *Hydrological Processes* 13.January, p. 2149-2175.

Blöschl, Günter, J. Hall, J. Parajka, R. Perdigão, B. Merz, B. Arheimer, G. Aronica, A. Bilibashi, O. Bonacci, M. Borga, Č. Ivan, A. Castellarin et G. Chirico (2017). « Changing climate shifts timing of European floods ». In : *Science* 590.August, p. 588-590.

Bolch, T., M. Buchroithner et Tino Pieczonka (2008). « Planimetric and Volumetric Glacier Changes in the Khumbu Himalaya since 1962 Using Corona, Landsat TM and ASTER Data ». In : *Journal of Glaciology* 4.187, p. 1-13. doi : *10.3189/002214308786570782*.

Bolch, T., T. Pieczonka et D. I. Benn (2011). « Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery ». In : *The Cryosphere* c, p. 349-358. doi : *10.5194/tc-5-349-2011*.

Booth, A., M. Lamb, J. P. Avouac et C. Delacourt (2013). « Landslide velocity, thickness, and rheology from remote sensing : La Clapière landslide, France ». In : *Geophysical Research Letters* 40.16, p. 4299-4304. issn : 00948276. doi : *10.1002/grl.50828*.

Brauchli, T., E. Trujillo, H. Huwald et M. Lehning (2017). « Influence of Slope-Scale Snowmelt on Catchment Response Simulated With the Alpine3D Model ». In : *Water Resources Research*, p. 1-17. issn : 00431397. doi : *10.1002/2017WR021278*. arXiv : *2014WR016527* [10.1002].

Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre et C. Coleou (1989). « An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting ». In : *Journal of Glaciology* 35.12, p. 1.

Brun, E., V. Vionnet, A. Boone, B. Decharme, Y. Peings, R. Valette, F. Karbou et S. Morin (2013). « Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth , Mass , and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses ». In : *American Meteorological Society*, p. 203-219. doi : *10.1175/JHM-D-12-012.1*.

Brun, F., E. Berthier, P. Wagnon, A. Kääb et D. Treichler (2017). « A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016 ». In : *Nature Geoscience* August. doi : *10.1038/NGEO2999*.

Bühler, Y., M. Adams, R. Bosch et A. Stoffel (2016). « Mapping snow depth in alpine terrain with unmanned aerial systems (UASs) : Potential and limitations ». In : *The Cryosphere* 10.3, p. 1075-1088. issn : 19940424. doi : *10.5194/tc-10-1075-2016*.

Bühler, Y., M. Marty, L. Egli, J. Veitinger, T. Jonas, P. Thee et C. Ginzler (2015). « Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry ». In : *The Cryosphere* 9.1, p. 229-243. issn : 19940424. doi : *10.5194/tc-9-229-2015*.

Buisan, S., J. López-Moreno, M. Saz et J. Kochendorfer (2016). « Impact of weather type variability on winter precipitation , temperature and annual snowpack in the Spanish Pyrenees ». In : *Climate Research* 69, p. 79-92. doi : *10.3354/cr01391*.

Castebrunet, H., N. Eckert et G. Giraud (2012). « of the Past Snow and weather climatic control on snow avalanche occurrence fluctuations over 50 yr in the French Alps ». In : *Climate of the Past* 8, p. 855-875. doi : *10.5194/cp-8-855-2012*.

Castro, J., B. Cordonnier, C. Schipper, H. Tuffen, T. Baumann et Y. Feisel (2016). « Rapid laccolith intrusion driven by explosive volcanic eruption ». In : *Nature Publishing Group* 7, p. 1-7. doi : *10.1038/ncomms13585*.

Chakra, C., S. Gascoin, J. Somma, P. Fanise et L. Drapeau (2019). « Monitoring the Snowpack Volume in a Sinkhole on Mount Lebanon using Time Lapse Photogrammetry ». In : *Sensors* 19.

Charrois, L. (2017). « Assimilation de réflectances satellitaires du domaine visible et proche infrarouge dans un modèle détaillé de manteau neigeux ». Thèse de doct. University Grenoble Alpes.

Charrois, L., E. Cosme, M. Dumont, M. Lafaysse, S. Morin et Q. Libois (2016). « On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model ». In : *The Cryosphere*, p. 1021-1038. doi : *10.5194/tc-10-1021-2016*.

Choler, P. (2015). « Growth response of temperate mountain grasslands to inter-annual variations in snow cover duration ». In : *Biogeosciences* 12, p. 3885-3897. doi : *10.5194/bg-12-3885-2015*.

— (2018). « Perspectives in Plant Ecology , Evolution and Systematics Winter soil temperature dependence of alpine plant distribution : Implications for anticipating vegetation changes under a warming climate ». In : *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics* 30.October 2017, p. 6-15. issn : 1433-8319. doi : *10.1016/j.ppees.2017.11.002*.

Cluzet, B., M. Lafaysse, E. Cosme, C. Albergel, L.-F. Meunier et M. Dumont (2020). « CrocO _ v1 . 0 : a Particle Filter to assimilate snowpack observations in a spatialised framework ». In : *Geoscientific Model Development Discussions* July.

Clyde, G. (1932). « Utah Snow Sampler and Scales for Measuring Water Content of Snow ». In : *Circular*.

Cohen, J. et D. Rind (1991). « The effect of snow cover on the climate ». In : *Journal of Climate*.

Currier, R., J. Pflug, G. Mazzotti, T. Jonas, J. Deems, K. Bormann, T. Painter et C. Hiemstra (2019). « Comparing Aerial Lidar Observations With Terrestrial Lidar and Snow - Probe Transects From NASA's 2017 SnowEx Campaign Water Resources Research ». In : *Water Resources Research*, p. 6285-6294. doi : *10.1029/2018WR024533*.

Dai, C. et I. Howat (2017). « Measuring Lava Flows with ArcticDEM : Application to the 2012-2013 Eruption of Tolbachik, Kamchatka ». In : *Geophysical Research Letters* 2014, p. 1-8. issn : 00948276. doi : *10.1002/2017GL075920*.

Dedieu, J.-P., B. Carlson, S. Bigot et P. Sirguey (2016). « On the Importance of High-Resolution Time Series of Optical Imagery for Quantifying the Effects of Snow Cover Duration on Alpine Plant Habitat ». In : *Remote Sensing* 8. doi : *10.3390/rs8060481*.

Deems, J., S. Fassnacht et K. Elder (2006). « Fractal Distribution of Snow Depth from Lidar Data ». In : *Journal of Hydrometeorology* 7.2, p. 285-297. issn : 1525-755X. doi : *10.1175/JHM487.1*.

— (2008). « Interannual Consistency in Fractal Snow Depth Patterns at Two Colorado Mountain Sites ». In : *Journal of Hydrometeorology* 9.5, p. 977-988. ISSN : 1525-755X. DOI : *10.1175/2008JHM901.1*.

DEEMS, J., T. PAINTER et D. FINNEGAN (2013). « Lidar measurement of snow depth : a review ». In : *Journal of Glaciology* 59.215, p. 467-479. DOI : *10.3189/2013JoG12J154*.

DELVIT, J.-M. et J. MICHEL (2016). « Modèles Numériques de Terrain à partir d'images optiques ». In : *Observation des Surfaces Continentales par Télédétection optique : Techniques et méthodes*, p. 366.

DESCHAMPS-BERGER, C., S. GASCOIN, E. BERTHIER, J. DEEMS, E. GUTMANN, A. DEHECQ, D. SHEAN et M. DUMONT (2020). « Snow depth mapping from stereo satellite imagery in mountainous terrain : evaluation using airborne lidar data ». In : *The Cryosphere* February, p. 1-28.

DESCHAMPS-BERGER, C., C. NUTH, W. VAN PELT, E. BERTHIER, J. KOHLER et B. ALTENA (2019). « Closing the mass budget of a tidewater glacier : the example of Kronebreen , Svalbard ». In : 65, p. 136-148. DOI : *10.1017/jog.2018.98*.

DOMAINES SKIABLES DE FRANCE (2019). « Indicateurs et analyses ». In :

DOZIER, J., E. H. BAIR et R. DAVIS (2016). « Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in the world's mountains ». In : *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water* 3.3, p. 461-474. ISSN : 20491948. DOI : *10.1002/wat2.1140*.

DUMONT, M., Y. DURAND, Y. ARNAUD et D. SIX (2012). « Variational assimilation of albedo in a snowpack model and reconstruction of the spatial mass-balance distribution of an alpine glacier ». In : *Journal of Glaciology* 58.207, p. 151-164. DOI : *10.3189/2012JoG11J163*.

EBERHARD, L., P. SIRGUEY, A. MILLER, M. MARTY, K. SCHINDLER et Y. BÜHLER (2020). « Intercomparison of photogrammetric platforms for spatially continuous snow depth mapping ». In : *The Cryosphere Discussions* April, p. 1-40.

Eberhard, L., P. Sirguey, A. Miller, M. Marty, K. Schindler et A. Stoffel (2021). « Intercomparison of photogrammetric platforms for spatially continuous snow depth mapping ». In : *The Cryosphere* 15, p. 69-94.

Edwards, A., R. Scalenghe et M. Freppaz (2007). « Changes in the seasonal snow cover of alpine regions and its effect on soil processes : A review ». In : *Quaternary International* 163, p. 172-181. doi : *10.1016/j.quaint.2006.10.027*.

Elder, K., J. Dozier et J. Michaelsen (1991). « Snow Accumulation and Distribution in an Alpine Watershed ». In : *Water Resources Research* 27.7, p. 1541-1552.

Elder, K., W. Rosenthal et R. Davis (1998). « Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in a montane watershed ». In : *Hydrological Processes* 12.March, p. 1793-1808. doi : *10.1002/wat2.1140*.

Erxleben, J., K. Elder et R. Davis (2002). « Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in the Colorado Rocky Mountains ». In : *Hydrological Processes* 3649.August, p. 3627-3649. doi : *10.1002/hyp.1239*.

Etzelmuller, B. (2000). « On the Quantification of Surface Changes using Grid-based Digital Elevation Models (DEMs) ». In : *Transactions in GIS* 4.2, p. 129-143. issn : 1361-1682. doi : *10.1111/1467-9671.00043*.

Fassnacht, S. et J. Deems (2006). « Measurement sampling and scaling for deep montane snow depth data ». In : *Hydrological Processes* 838.October 2005, p. 829-838. doi : *10.1002/hyp.6119*.

Fey, C., P. Schattan, K. Helfricht et J. Schober (2019). « A compilation of multitemporal TLS snow depth distribution maps at the Weisssee snow research site (Kaunertal, Austria) Water Resources Research ». In : *Water Resources Research* May. doi : *10.1029/2019WR024788*.

Filhol, S., A. Perret, L. Girod, G. Sutter, T. Schuler et J. F. Burkhart (2019). « Time-Lapse Photogrammetry of Distributed Snow Depth During Snowmelt ». In : *Water Resources Research* 55. doi : *10.1029/2018WR024530*.

Flament, T., E. Berthier et F. Rémy (2014). « Cascading water underneath Wilkes Land, East Antarctic ice sheet, observed using altimetry and digital elevation models ». In : *The Cryosphere* 8.2, p. 673-687. issn : 19940424. doi : *10.5194/tc-8-673-2014*.

Flanner, M. et C. Zender (2006). « Linking snowpack microphysics and albedo evolution ». In : *Journal of Geophysical Research* 111, p. 1-12. doi : *10.1029/2005JD006834*.

Freppaz, M., L. Celi, M. Marchelli et E. Zanini (2008). « Snow removal and its influence on temperature and N dynamics in alpine soils (Vallée d'Aoste, northwest Italy) § ». In : *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 1996, p. 672-680. doi : *10.1002/jpln.200700278*.

Freudiger, D., I. Kohn, J. Seibert, K. Stahl et M. Weiler (2017). « Snow redistribution for the hydrological modeling of alpine catchments ». In : *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*, p. 1-16. doi : *10.1002/wat2.1232*.

Gardelle, J., E. Berthier, Y. Arnaud et A. Kääb (2013). « Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011 ». In : *The Cryosphere* 7.4, p. 1263-1286. issn : 1994-0424. doi : *10.5194/tc-7-1263-2013*.

Garreaud, R., C. Alvarez-Garreton, J. Barichivich, J. Boisier, M. Galleguillos, C. Lequesne, J. Mcphee et M. Zambrano-Bigiarini (2017). « The 2010-2015 mega drought in Central Chile : Impacts on regional hydroclimate and vegetation ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* April, p. 1-37. doi : *10.5194/hess-2017-191*.

Garvin, J. et D. Slayback (2018). « Monitoring and Modeling the Rapid Evolution of Earth's Newest Volcanic Island : Hunga Tonga Hunga Ha'apai (Tonga) Using High Spatial Resolution Satellite Observations ». In : *Geophysical Research Letters*, p. 3445-3452. doi : *10.1002/2017GL076621*.

Gascoin, S., Z. Dumont, C. Deschamps-Berger, F. Marti, G. Salgues, J. Lopez-Moreno, J. Revuelto, T. Michon, P. Schattan et O. Hagolle (2020). « Estimating Fractional Snow Cover in Open Terrain from Sentinel-2 Using the Normalized Difference Snow Index ». In : *Remote Sensing* 12.

Gascoin, S. et P Fanise (2004). « Bernadouze meteorological data ». In : *Dataset*. doi : *10.6096/DV/UQITZ4*.

Gascoin, S., M. Grizonnet, M. Bouchet, G. Salgues et O. Hagolle (2019). « Theia Snow collection : high-resolution operational snow cover maps from Sentinel-2 and Landsat-8 data ». In : p. 493-514.

Girod, L., C. Nuth, A. Kaab, R. Mcnabb et O. Galland (2017). « MMASTER : Improved ASTER DEMs for Elevation Change Monitoring ». In : *Remote Sensing*. doi : *10.3390/rs9070704*.

Girotto, M., K. Musselman et R. Essery (2020). « Data Assimilation Improves Estimates of Climate-Sensitive Seasonal Snow ». In : *Current Climate Change Reports* 6, p. 81-94.

Grizonnet, M., J. Michel, V. Poughon, J. Inglada, Mickael Savinaud et R. Cresson (2017). « Orfeo ToolBox : open source processing of remote sensing images ». In : *Open Geospatial Data, Software and Standards* 2.1, p. 0-7. doi : *10.1186/s40965-017-0031-6*.

Grünewald, T., Y. Bühler et M. Lehning (2014). « Elevation dependency of mountain snow depth ». In : *The Cryosphere* 2013, p. 2381-2394. doi : *10.5194/tc-8-2381-2014*.

Grünewald, T., J. Stötter, J. W. Pomeroy, R. Dadic, I. Moreno Baños, J. Marturia, M. Spross, C. Hopkinson, P. Burlando et M. Lehning (2013). « Statistical modelling of the snow depth distribution in open alpine terrain ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 17, p. 3005-3021. doi : *10.5194/hess-17-3005-2013*.

Harder, P., J. Pomeroy et W. Helgason (2020). « Improving sub-canopy snow depth mapping with unmanned aerial vehicles : lidar versus structure-from-motion techniques ». In : *The Cryosphere*, p. 1919-1935.

Hatchett, B. et D. Mcevoy (2018). « Exploring the Origins of Snow Drought in the Northern Sierra Nevada , California ». In : *Earth Interaction* 22.2. doi : *10.1175/EI-D-17-0027.1*.

Hedrick, A., D. Marks, S. Havens, M. Robertson, M. Johnson, M. Sandusky, H.-P. Marshall, P. Kormos, K. Bormann et T. Painter (2018). « Direct Insertion of NASA Airborne Snow Observatory-Derived Snow Depth Time Series Into the iSnobal

Energy Balance Snow Model ». In : *Water Resources Research* 54, p. 8045-8063. DOI : *10.1029/2018WR023190*.

HELBIG, N., Y. BÜHLER, L. EBERHARD, C. DESCHAMPS-BERGER, S. GASCOIN, J. REVUELTO, J. DEEMS et T. JONAS (2020). « Fractional snow-covered area : Scale-independent peak of winter parameterization ». In : *The Cryosphere Discussions* August, p. 1-28.

HELMS, D., S. PHILLIPS et P. REICH (2008). *The history of snow survey and water supply forecasting : interviews with U.S. Department of Agriculture.*

HERSBACH, H. (2000). « Decomposition of the Continuous Ranked Probability Score for Ensemble Prediction Systems ». In : *Weather and Forecastin*, p. 559-570.

HIRSCHMULLER, H. (2005). « Accurate and Efficient Stereo Processing by Semi-Global Matching and Mutual Information ». In : *IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR).*

HÖHLE, Joachim et M. HÖHLE (2009). « Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods ». In : *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 64.4, p. 398-406. ISSN : 09242716. DOI : *10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003*.

HOSANG, J. et K. DETTWILER (1991). « Evaluation of a water equivalent of snow cover map in a small catchment area using a geostatistical approach ». In : *Hydrological Processes* 5, p. 283-290.

HOWAT, I. M., C. PORTER, M. J. NOH, B. E. SMITH et S. JEONG (2015). « Brief communication : Sudden drainage of a subglacial lake beneath the Greenland Ice Sheet ». In : *The Cryosphere* 9.1, p. 103-108. ISSN : 19940424. DOI : *10.5194/tc-9-103-2015*.

HUSS, M. (2013). « Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change ». In : *The Cryosphere* 7.3, p. 877-887. ISSN : 1994-0424. DOI : *10.5194/tc-7-877-2013*.

INOUYE, D. W. (2008). « Effects of climate change on phenology, frost damage, and floral abundance of montane wildflowers ». In : *Ecology* 89.2, p. 353-362.

Jacobs, J., A. Hunsaker, F. Sullivan, M. Palace, A. Elizabeth, C. Herrick et E. Cho (2020). « Shallow snow depth mapping with unmanned aerial systems lidar observations : A case study in Durham , New Hampshire , United States ». In : February, p. 1-20.

Jarry, F. (2011). « 40 ans d'accidents d'avalanche...40 ans de prévention ». In : *Neige et Avalanche*, p. 18-22.

Kääb, A., S. Leinss, A. Gilbert, Y. Bühler, S. Gascoin, S. Evans, P. Bartelt, E. Berthier, F. Brun et W. Chao (2018). « Massive collapse of two glaciers in western Tibet in 2016 after surge-like instability ». In : *Nature Geoscience*, p. 1-10. doi : *10.1038/s41561-017-0039-7*.

Kerle, N. (2002). « Volume estimation of the 1998 flank collapse at Casita volcano, Nicaragua : A comparison of photogrammetric and conventional techniques ». In : *Earth Surface Processes and Landforms* 27.7, p. 759-772. issn : 01979337. doi : *10.1002/esp.351*.

Kohler, J. et R. Aanes (2004). « Effect of Winter Snow and Ground-Icing on a Svalbard Reindeer Population : Results of a Simple Snowpack Model Effect of Winter Snow and Ground-Icing on a Svalbard Reindeer Population : Results of a Simple Snowpack Model ». In : *Artic, Antarctic, and Alpine Research* 36.3.

Lacroix, P. (2016). « Landslides triggered by the Gorkha earthquake in the Langtang valley, volumes and initiation processes ». In : *Earth, Planets and Space* 68.1, p. 46. issn : 1880-5981. doi : *10.1186/s40623-016-0423-3*.

Lacroix, P., E. Berthier et E. Maquerhua (2015). « Earthquake-driven acceleration of slow-moving landslides in the Colca valley, Peru, detected from Pléiades images ». In : *Remote Sensing of Environment* 165, p. 148-158. issn : 00344257. doi : *10.1016/j.rse.2015.05.010*.

Lafaysse, M., B. Cluzet, M. Dumont, Y. Lejeune, V. Vionnet et S. Morin (2017). « A multiphysical ensemble system of numerical snow modelling ». In : *The Cryosphere* 11.3, p. 1173-1198. issn : 19940424. doi : *10.5194/tc-11-1173-2017*.

Lamsal, D., K. Fujita et A. Sakai (2017). « Surface lowering of the debris-covered area of Kanchenjunga Glacier in the eastern Nepal Himalaya since 1975 , as revealed by Hexagon KH-9 and ALOS satellite observations ». In : *The Cryosphere* 2013, p. 2815-2827.

Largeron, C., M. Dumont, S. Morin, A. Boone, M. Lafaysse, S. Metref, E. Cosme, T. Jonas, A. Winstral, S. Margulis et M. Raleigh (2020). « Toward Snow Cover Estimation in Mountainous Areas Using Modern Data Assimilation Methods : A Review ». In : *Frontiers in Earth Science* 8.September. doi : *10.3389/feart.2020.00325*.

Lebègue, L., D. Greslou, S. Fourest, G. Blanchet, C. Latry, S. Lachérade, J.-M. Delvit, P. Kubik, C. Déchoz, V. Amberg et F. Porez-nadal (2012). « PLEIADES-HR IMAGE QUALITY COMMISSIONING ». In : *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing* XXXIX.September, p. 561-566.

Lehning, M., H. Löwe, M. Ryser et N. Raderschall (2008). « Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain ». In : *Water Resources Research* 44, p. 1-19. doi : *10.1029/2007WR006545*.

Lendzioch, T., J. Langhammer et M. Jenicek (2019). « Estimating Snow Depth and Leaf Area Index Based on UAV Digital Photogrammetry ». In : *Sensors* 19. doi : *10.3390/s19051027*.

Leone, F., A. Colas, Y. Garcin, N. Eckert et M. Gherardi (2019). « Le risque avalanche sur le réseau routier alpin français ». In : *Revue de Geographie Alpine*, p. 0-18.

Li, D., O. Wigmore, M. Durand, B. Vander-jagt, S. Margulis, N. Molotoch et R. Bales (2019). « Potential of balloon photogrammetry for spatially continuous snow depth measurements ». In : *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. doi : *10.1109/lgrs.2019.2953481*.

Li, D., M. Wrzesien, M. Durand, J. Adam et D. Lettenmaier (2017). « How much runoff originates as snow in the western United States, and how will that change in the future ? » In : *Geophysical Research Letters*, p. 6163-6172. doi : *10.1002/2017GL073551*.

Lievens, H., M. Demuzere, H.-P. Marshall, R. Reichle, L. Brucker, I. Brangers, P. De Rosnay, M. Dumont, M. Girotto, W. Immerzeel, T. Jonas, E. Kim, I. Koch,

C. Marty, T. Saloranta, Johannes Schöber et G. De Lannoy (2019). « Snow depth variability in the Northern Hemisphere mountains observed from space ». In : *Nature Communications*, p. 1-12. issn : 2041-1723. doi : *10.1038/s41467-019-12566-y*.

Liston, G. (1999). « Interrelationships among Snow Distribution, Snowmelt, and Snow Cover Depletion : Implications for Atmospheric, Hydrologic, and Ecologic Modeling ». In : *Journal of Applied Meteorology* 38.10, p. 1474-1487. issn : 0894-8763. doi : *10.1175/1520-0450(1999)038<1474:IASDSA>2.0.CO;2*.

López-Moreno, J., S. Fassnacht, S. Begueria et J. Latron (2011). « Variability of snow depth at the plot scale : implications for mean depth estimation and sampling strategies ». In : *The Cryosphere*, p. 617-629. doi : *10.5194/tc-5-617-2011*.

López-Moreno, J., S. Fassnacht, J. Heath, K. Musselman, J. Revuelto, J. Latron, E. Morán-tejeda et T. Jonas (2013). « Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain : Implications for estimating snow water equivalent ». In : *Advances in Water Resources* 55, p. 40-52. doi : *10.1016/j.advwatres.2012.08.010*.

López-Moreno, J. et J. García-Ruiz (2009). « Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees / Influence de l'accumulation et de la fonte de la neige sur les écoulements dans les Pyrénées centrales espagnoles Influence of snow accumulation and snowmelt on ». In : *Hydrological Sciences Journal* 6667. doi : *10.1623/hysj.49.5.787.55135*.

López-Moreno, J., J.-M. Soubeyroux, S. Gascoin, E. Alonso-Gonzalez, N. Durán-gómez, M. Lafaysse, C. Carmagnola et S. Morin (2020). « Long-term trends (1958 – 2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees ». In : *International Journal of Climatology* March, p. 1-15. doi : *10.1002/joc.6571*.

Lovell, A., R. Carr et C. Stokes (2018). « Topographic controls on the surging behaviour of Sabche Glacier , Nepal (1967 to 2017) ». In : *Remote Sensing of Environment* 210.September 2017, p. 434-443. issn : 0034-4257. doi : *10.1016/j.rse.2018.03.036*.

Luce, C., B. Staab, M. Kramer, S. Wenger, D. Isaak et C. McConnel (2014). « Sensitivity of summer stream temperatures to climate variability in the Pacific Northwest ». In : *Water Resources Research* 50, p. 1-16. doi : *10.1002/2013WR014329.Received*.

Lundquist, J. et M. Dettinger (2005). « How snowpack heterogeneity affects diurnal streamflow timing ». In : *Water Resources Research* 41, p. 1-14. doi : *10.1029/2004WR003649*.

Magnusson, J., A. Winstral, A. Stordal, R. Essery et T. Jones (2016). « Improving physically based snow simulations by assimilating snow depths using the particle filter ». In : *Water Resources* 53, p. 1125-1143. doi : *10.1002/2016WR019092.Received*.

Mankin, J., D. Viviroli, M. Mesfin, D. Rastogi et P. Mendoza (2015). « The potential for snow to supply human water demand in the present and future The potential for snow to supply human water demand in the present and future ». In : *Environmental Research Letters*.

Margulis, S., Y. Fang, D. Li, D. Lettenmaier et K. Andreadis (2019). « The utility of infrequent snow depth images for deriving continuous space-time estimates of seasonal snow water equivalent ». In : *Geophysical Research Letters* 46.2015, 2019GL082507. issn : 0094-8276. doi : *10.1029/2019GL082507*.

Marks, D., J. Domingo, D. Susong, T. Link et D. Garen (1999). « A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins ». In : *Hydrological Processes* 1959.February.

Martha, Tapas R., Norman Kerle, Victor Jetten, Cees J. Van Westen et K. Vinod Kumar (2010). « Landslide volumetric analysis using cartosat-1-derived DEMs ». In : *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 7.3, p. 582-586. issn : 1545598X. doi : *10.1109/LGRS.2010.2041895*.

Marti, R., S. Gascoin, E. Berthier, M. De Pinel, T. Houet et D. Laffly (2016). « Mapping snow depth in open alpine terrain from stereo satellite imagery ». In : *The Cryosphere* 10.4, p. 1361-1380. issn : 19940424. doi : *10.5194/tc-10-1361-2016*.

Matheron, G. (1963). « Principles of geostatistics ». In : *Economic Geology* 58, p. 1246-1266.

Mazzotti, G. et R. Currier (2019). « Revisiting Snow Cover Variability and Canopy Structure Within Forest Stands : Insights From Airborne Lidar Data Water Resources Research ». In : p. 6198-6216. doi : *10.1029/2019WR024898*.

McCabe, G., M. Clark et L. Hay (2007). « Rain-on-snow events in the western united states ». In : *American Meteorological Society*.

McDonald, R. (1995). « CORONA : Success for Space Reconnaissance, A Look into the Cold War, and a Revolution for Intelligence ». In : *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*.

McGrath, D., R. Webb, D. Shean, R. Bonnell et H.-P. Marshall (2019). « Spatially Extensive Ground - Penetrating Radar Snow Depth Observations During NASA's 2017 SnowEx Campaign : Comparison With In Situ , Airborne , and Satellite Observations Water Resources Research ». In : *Water Resources Research* 10. doi : *10.1029/2019WR024907*.

Mendoza, P., K. Musselman, J. Revuelto, J. Deems, J. López-Moreno et J. McPhee (2020). « Interannual and Seasonal Variability of Snow Depth Scaling Behavior in a Subalpine Catchment ». In : *Water Resources Research* 55, p. 1-17. doi : *10.1029/2020WR027343*.

Michel, J. (2020). « Une étude de phase 0 pour Sentinel-HR ». In : *Blog CESBIO multitemp*. Dernière visite : 2020-10-30. url : *https://labo.obs-mip.fr/multitemp/phase-0-sentinel-hr-fr/*.

Middelkoop, H., K. Daamen, D. Gellens, W. Grabs, J. Kwadijk, H. Lang, B. Parmet, J. Schulla et K. Wilke (2001). « Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin ». In : *Climatic Change* 49, p. 105-128.

Miles, E., S. Watson, F. Brun, E. Berthier, M. Esteves, D. Quincey, K. Miles, B. Hubbard et P. Wagnon (2018). « Glacial and geomorphic effects of a supraglacial lake drainage and outburst event, Everest region, Nepal Himalaya ». In : *The Cryosphere*, p. 3891-3905.

Miller, S. (1950). « Some snow-melt runoff characteristics ». In : *Transactions, American Geophysical Union* 31.5, p. 741-749.

Montesano, P., B. Cook, C. Neigh, W. Wagner et M. Wooten (2019). « Remote Sensing of Environment Boreal canopy surfaces from spaceborne stereogrammetry ». In : *Remote Sensing of Environment* 225.March, p. 148-159. issn : 0034-4257. doi : *10.1016/j.rse.2019.02.012*.

Mott, P., H. Fullard, M. Bartholomew, J. Leatherdale, H. Chismon et H. Hall (1975). *Cartographic research in E.R.E.P program for small scale mapping*. Rapp. tech., p. 38.

Nolan, M., C. Larsen et M. Sturm (2015). « Mapping snow depth from manned aircraft on landscape scales at centimeter resolution using structure-from-motion photogrammetry ». In : *The Cryosphere*, p. 1445-1463. doi : *10.5194/tc-9-1445-2015*.

Nuth, C. et A. Kääb (2011). « Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change ». In : *The Cryosphere* 5.1, p. 271-290. issn : 19940416. doi : *10.5194/tc-5-271-2011*.

Nuth, C., J. Kohler, H. Aas, O. Brandt et J.-O. Hagen (2007). « Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936–90) : a baseline dataset ». In : *Annals of Glaciology* 46, p. 106-116.

Oder, F., J. Fitzpatrick et P. Worthman (2012a). *The Gambit story*. National Reconnaissance Office Center for the Study of National Reconnaissance.

Oder, F., J. Fitzpatrick et P. E. Worthman (2012b). *The Hexagon story*. Center for the study of national reconnaissance.

Painter, T., D. Berisford, J. Boardman, K. Bormann, J. Deems, F. Gehrke, A. Hedrick, M. Joyce, R. Laidlaw, D. Marks, C. Mattmann, B. McGurk, P. Ramirez, M. Richardson, M. Skiles, F. Seidel et A. Winstral (2016). « The Airborne Snow Observatory : Fusion of scanning lidar, imaging spectrometer, and physically-based modeling for mapping snow water equivalent and snow albedo ». In : *Remote Sensing of Environment* 184, p. 139-152. issn : 00344257. doi : *10.1016/j.rse.2016.06.018*.

Painter, T., K. Bormann, J. Deems, A. Hedrick, D. Marks, M. Skiles et G. Stock (2017). « Through the Looking Glass : Droughtorama to Snowpocalypse in the Sierra

Nevada as studied with the NASA Airborne Snow Observatory ». In : *AGU Fall Meeting Abstracts*. T. 2017, p. C12C-08.

Pfeffer, T., A. . Arendt, A. Bliss, T. Bolch, G. Cogley, A. Gardner, J.-O. Hagen, R. Hock, G. Kaser, C. Kienholz, E. Miles, G. Moholdt, P. Rastner, B. Raup, F. Paul, V. Radic, N. Molg, J. Rich, M. Sharp et The Randolph Consortium (2014). « The Randolph Glacier Inventory : a globally complete inventory of glaciers ». In : 60.221, p. 537-552. doi : *10.3189/2014JoG13J176*.

Pflug, J. et J. Lundquist (2020). « Inferring Distributed Snow Depth by Leveraging Snow Pattern Repeatability : Investigation Using 47 Lidar Observations in the Tuolumne Watershed , Sierra Nevada , California ». In : *Water Resources Research* 56. doi : *10.1029/2020WR027243*.

Pieczonka, T., T. Bolch et M. Buchroithner (2011). « Generation and evaluation of multitemporal digital terrain models of the Mt. Everest area from different optical sensors ». In : *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 66.6, p. 927-940. issn : 09242716. doi : *10.1016/j.isprsjprs.2011.07.003*.

Pieczonka, T., T. Bolch, W. Junfeng et L. Shiyin (2013). « Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery ». In : *Remote Sensing of Environment* 130, p. 233-244. issn : 00344257. doi : *10.1016/j.rse.2012.11.020*.

Pomeroy, J W, D M Gray, K R. Shook, B Toth, R L H Essery, A Pietroniro et N Hedstrom (1998). « An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling ». In : *Hydrological Processes* 12.September, p. 2339-2367.

Prokop, A., M. Schirmer, M. Rub, M. Lehning et M. Stocker (2008). « A comparison of measurement methods : terrestrial laser scanning , tachymetry and snow probing for the determination of the spatial snow-depth distribution on slopes ». In : *Annals of Glaciology* 49, p. 210-216.

Quéno, L., V. Vionnet, I. Dombrowski-Etchevers, M. Lafaysse et M. Dumont (2016). « Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric- resolution meteorological forecasts ». In : *The Cryosphere*, p. 1571-1589. doi : *10.5194/tc-10-1571-2016*.

Ragettli, S., T. Bolch et F. Pellicciotti (2016). « Heterogeneous glacier thinning patterns over the last 40 years in Langtang Himal, Nepal ». In : *The Cryosphere*, p. 2075-2097. doi : *10.5194/tc-10-2075-2016*.

Rasmussen, R., B. Baker, J. Kochendorfer, T. Meyers, S. Landolt, A. P. Fischer, Jenny Black, Julie M. Thériault, P. Kucera, D. Gochis, Craig Smith, Rodica Nitu, M. Hall, Kyoko Ikeda et Ethan Gutmann (2012). « How well are we measuring snow ? The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed ». In : *American Meteorological Society* June, p. 811-830. doi : *10.1175/BAMS-D-11-00052.1*.

Redpath, T., P. Sirguey et N. Cullen (2018). « Repeat mapping of snow depth across an alpine catchment with RPAS photogrammetry ». In : *The Cryosphere*, p. 3477-3497.

Revuelto, J., V. Vionnet, J. López-Moreno, M. Lafaysse et S. Morin (2016). « Combining snowpack modeling and terrestrial laser scanner observations improves the simulation of small scale snow dynamics ». In : *Journal of Hydrology* 533, p. 291-307. issn : 00221694. doi : *10.1016/j.jhydrol.2015.12.015*.

Rodell, M. et P. Houser (2004). « Updating a Land Surface Model with MODIS-Derived Snow Cover ». In : *Journal of Hydrometeorology* 5, p. 1064-1075.

Rolstad, C., T. Haug et B. Denby (2009). « Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis : Application to the western Svartisen ice cap, Norway ». In : *Journal of Glaciology* 55.192, p. 666-680. issn : 00221430. doi : *10.3189/002214309789470950*.

Rupnik, E., M. Pierrot-Deseilligny et A. Delorme (2018). « 3D reconstruction from multi-view VHR-satellite images in MicMac ». In : *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 139, p. 201-211. issn : 09242716. doi : *10.1016/j.isprsjprs.2018.03.016*.

Salomonson, V. et I. Appel (2004). « Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index ». In : *Remote Sensing of Environment* 89, p. 351-360. doi : *10.1016/j.rse.2003.10.016*.

Scambos, T., E. Berthier et C. Shuman (2011). « The triggering of sub-glacial lake drainage during the rapid glacier drawdown : Crane Glacier , Antarctic Peninsula ». In : *Annals of Glaciology*, p. 74-82.

Scheizer, J., B. Jamieson et M. Schneebeli (2003). « Snow avalanche formation ». In : *Reviews of Geophysics* 41. doi : *10.1029/2002RG000123*.

Schirmer, M., V. Wirz, A. Clifton et M. Lehning (2011). « Persistence in intra-annual snow depth distribution : 1 . Measurements and topographic control ». In : *Water Resources Research* 47.September, p. 1-16. doi : *10.1029/2010WR009426*.

Schleef, S., H Löwe et M Schneebeli (2014). « Influence of stress , temperature and crystal morphology on isothermal densification and specific surface area decrease of new snow ». In : *The Cryosphere* 8, p. 1825-1838. doi : *10.5194/tc-8-1825-2014*.

Schmucki, E., C. Marty, C. Fierz et M. Lehning (2014). « Evaluation of modelled snow depth and snow water equivalent at three contrasting sites in Switzerland using SNOWPACK simulations driven by different meteorological data input ». In : *Cold Regions Science and Technology* 99, p. 27-37. issn : 0165-232X. doi : *10.1016/j.coldregions.2013.12.004*.

Shangguan, D., T. Bolch, Y. Ding, M. Kröhnert, T. Pieczonka, H. Wetzel et S. Liu (2015). « Mass changes of Southern and Northern Inylchek Glacier , Central Tian Shan , Kyrgyzstan , during 1975 and 2007 derived from remote sensing data ». In : *The Cryosphere* 2009, p. 703-717. doi : *10.5194/tc-9-703-2015*.

Shaw, T., A. Caro, P. Mendoza, A. Ayala, F. Pellicciotti, S. Gascoin et J. McPhee (2020a). « The utility of optical satellite winter snow depths for initializing a glacio-hydrological model of a high elevation , Andean catchment ». In : *Water Resources Research*, p. 0-3. doi : *10.1029/2020WR027188*.

Shaw, T., C. Deschamps-Berger, S. Gascoin et J. McPhee (2020b). « Monitoring spatial and temporal differences in Andean snow depth derived from satellite tri-stereo photogrammetry ». In : *Frontiers*.

Shaw, T., S. Gascoin, P. Mendoza, F. Pellicciotti et J. McPhee (2019). « Snow depth patterns in a high mountain Andean catchment from satellite optical tri- stereoscopic remote sensing ». In : *Water Resources Research* di. doi : *10.1029/2019WR024880*.

Shean, D., O. Alexandrov, Z. Moratto, B. Smith, I. Joughin, C. Porter et P. Morin (2016). « An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery ». In : *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 116, p. 101-117. doi : *10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012*.

Shean, D., S. Bhushan, P. Montesano, D. Rounce, A. Arendt et B. Osmanoglu (2020). « A Systematic , Regional Assessment of High Mountain Asia Glacier Mass Balance ». In : *Frontiers in Earth Science* 7.January, p. 1-19. doi : *10.3389/feart.2019.00363*.

Skiles, M., M. Flanner, J. Cook, M. Dumont et T. Painter (2018). « Radiative forcing by light-absorbing particles in snow ». In : *Nature Climate Change*. issn : 1758-6798. doi : *10.1038/s41558-018-0296-5*.

Smyth, E., M. Raleigh et E. Small (2019). « Particle Filter Data Assimilation of Monthly Snow Depth Observations Improves Estimation of Snow Density and SWE Water Resources Research ». In : *Water Resources Research* 4, p. 1296-1311. doi : *10.1029/2018WR023400*.

Sturm, M. et J. Holmgren (2018). « An Automatic Snow Depth Probe for Field Validation Campaigns ». In : *Water Resources Research* 54, p. 9695-9701. doi : *10.1029/2018WR023559*.

Sund, M., T. R. Lauknes et T. Eiken (2014). « Surge dynamics in the nathorstbreen glacier system, Svalbard ». In : *The Cryosphere* 8.2, p. 623-638. issn : 19940424. doi : *10.5194/tc-8-623-2014*.

Tafani, M., A. Cohas, C. Bonenfant, J. M. Gaillard et D. Allainé (2013). « Decreasing litter size of marmots over time : a life history response to climate change ? » In : *Ecological Society of America* 94.3, p. 580-586.

Teufelsbauer, H. (2011). « A two-dimensional snow creep model for alpine terrain ». In : *Natural Hazards*, p. 481-497. doi : *10.1007/s11069-010-9515-8*.

Thirel, G., P. Salamon, P. Burek et M. Kalas (2011). « Assimilation of MODIS snow cover area data in a distributed hydrological model ». In : *Hydrology and Earth System Sciences*, p. 1329-1364. doi : *10.5194/hessd-8-1329-2011*.

Treichler, D. et A. Kääb (2017). « Snow depth from ICESat laser altimetry — A test study in southern Norway ». In : *Remote Sensing of Environment* 191, p. 389-401. issn : 00344257. doi : *10.1016/j.rse.2017.01.022*.

Trujillo, E., J. Rami et K. Elder (2007). « Topographic , meteorologic , and canopy controls on the scaling characteristics of the spatial distribution of snow depth fields ». In : *Water Resources Research* 43. doi : *10.1029/2006WR005317*.

Tsutsui, K., S. Rokugawa, H. Nakagawa, S. Miyazaki, C. Cheng, T. Shiraishi et S. Yang (2007). « Detection and volume estimation of large-scale landslides based on elevation-change analysis using DEMs extracted from high-resolution satellite stereo imagery ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45.6, p. 1681-1696. issn : 01962892. doi : *10.1109/TGRS.2007.895209*.

Tuzet, F., M. Dumont, M. Lafaysse, G. Picard, L. Arnaud, D. Voisin, Y. Lejeune, L. Charrois, P. Nabat et S. Morin (2017). « A multilayer physically based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow ». In : *The Cryosphere* 11, p. 2633-2653.

Tuzet, F., M. Dumont, G. Picard, M. Lamare, D. Voisin, P. Nabat, M. Lafaysse, F. Larue, J. Revuelto et L. Arnaud (2020). « Quantification of the radiative impact of light-absorbing particles during two contrasted snow seasons at Col du Lautaret (2058 m a . s . l ., French Alps) ». In : *The Cryosphere* January, p. 1-38.

Urai, M., N. Geshi et T. Staudacher (2007). « Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery ». In : *Geophysical Research Letters* 34.April, p. 1-7. doi : *10.1029/2007GL031551*.

Vander Jagt, B., A. Lucieer, L. Wallace, D. TUrner et M. Durand (2015). « Snow Depth Retrieval with UAS Using Photogrammetric Techniques ». In : *Geosciences*, p. 264-285. doi : *10.3390/geosciences5030264*.

Vernay, M. (2020). « A 61-years meteorological and snow conditions re-analysis over the-French mountainous areas (1958 - 2019) ». In : *In prep.*

Vincent, K., M. True et P. Pleitner (1987). *Spot 1, image utilization, assessment, results.* Sous la dir. de CEPADUES-Editions Toulouse (France).

Vionnet, V., E. Brun, S. Morin, A. Boone, S. Faroux, P. Le Moigne, E. Martin et J. M. Willemet (2012). « The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2 ». In : *Geoscientific Model Development* 5.3, p. 773-791. issn : 1991959X. doi : *10.5194/gmd-5-773-2012*.

Viviroli, D., M. Kummu, M. Meybeck, M. Kallio et Y. Wada (2020). « Increasing dependence of lowland populations on mountain water resources ». In : *Nature Sustainability.* issn : 2398-9629. doi : *10.1038/s41893-020-0559-9*.

Vögeli, C., M. Lehning, N. Wever et M. Bavay (2016). « Scaling Precipitation Input to Spatially Distributed Hydrological Models by Measured Snow Distribution ». In : *Frontiers in Earth Science* 4.December, p. 1-15. issn : 2296-6463. doi : *10.3389/feart.2016.00108*.

Wang, D. et A. Kääb (2015). « Modeling Glacier Elevation Change from DEM Time Series ». In : *Remote Sensing* 7.8, p. 10117-10142. issn : 2072-4292. doi : *10.3390/rs70810117*.

Willis, M., B. Herried, M. Bevis et R. Bell (2015). « Recharge of a subglacial lake by surface meltwater in northeast Greenland ». In : *Nature* 518.7538, p. 223-227. issn : 0028-0836. doi : *10.1038/nature14116*.

Willis, M., A. Melkonian, M. Pritchard et J. Ramage (2012a). « Ice loss rates at the Northern Patagonian Icefield derived using a decade of satellite remote sensing ». In :

Remote Sensing of Environment 117, p. 184-198. ISSN : 00344257. DOI : *10.1016/j.rse.2011.09.017*.

WILLIS, M., A. MELKONIAN, M. PRITCHARD et A. RIVERA (2012b). « Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012 ». In : *Geophysical Research Letters* 39.17, p. 1-6. ISSN : 00948276. DOI : *10.1029/2012GL053136*.

WILM, H. et M. COLLET (1940). « The influence of a logdgepole-pine forest on storage and melting of snow ». In : *Transactions, American Geophysical Union*, p. 505-508.

ZABIH, R. et J. WOODFILL (1994). « Non-parametric Local Transforms for Computing Visual Correspondence ». In : *European conference on computer vision*, p. 151-158.

ZHOU, Y., B. PARSONS, J. ELLIOTT, I. BARISIN et R. WALKER (2015). « Assessing the ability of Pleiades stereo imagery to determine height changes in earthquakes : A case study for the El Mayor-Cucapah epicentral area ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 120.12, p. 8793-8808. ISSN : 21699356. DOI : *10.1002/2015JB012358*.

ZHOU, Y., R. WALKER, J. HOLLINGSWORTH, M. TALEBIAN, X. SONG et B. PARSONS (2016). « Coseismic and postseismic displacements from the 1978 Mw7.3 Tabas-e-Golshan earthquake in eastern Iran ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 452, p. 185-196. ISSN : 0012821X. DOI : *10.1016/j.epsl.2016.07.038*.

ZINGER, L., B. SHAHNAVAZ, F. BAPTIST, R. GEREMIA et P. CHOLER (2009). « Microbial diversity in alpine tundra soils correlates with snow cover dynamics ». In : *The International Society for Microbial Ecology Journal*, p. 850-859. ISSN : 1751-7362. DOI : *10.1038/ismej.2009.20*.