Télédétection satellitaire des surfaces enneigées et englacées

Antoine Rabatel, Etienne Berthier, Yves Arnaud, Jean-Pierre Dedieu, Marie Dumont, Simon Gascoin, Michel Gay, Kévin Guerreiro, Fatima Karbou, Alexei Kouraev, et al.

▶ **To cite this version:**

Antoine Rabatel, Etienne Berthier, Yves Arnaud, Jean-Pierre Dedieu, Marie Dumont, et al.. Télédétection satellitaire des surfaces enneigées et englacées. La Météorologie, 2017, Observation satellitaire, 97, pp.78-85. 10.4267/2042/62170 . hal-02018928

HAL Id: hal-02018928
https://hal.science/hal-02018928

Submitted on 4 Mar 2019

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

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

Télédétection satellitaire des surfaces enneigées et englacées

Satellite remote sensing of snow and ice-covered surfaces

Rabatel Antoine[1], Berthier Etienne[2], Arnaud Yves[1], Dedieu Jean-Pierre[1], Dumont Marie[3], Gascoin Simon[4], Gay Michel[5], Guerreiro Kévin[2], Karbou Fatima[3], Kouraev Alexei[2,6,7], Picard Ghislain[1], Rémy Frédérique[2], Sirguey Pascal[8], Trouvé Emmanuel[9], Zakharova Eléna[2,6]

[1] Institut des géosciences de l'environnement (IGE), Univ. Grenoble Alpes / CNRS / IRD, Grenoble

[2] Laboratoire d'études en géophysiques et océanographie spatiales (LEGOS), Univ. Toulouse / CNES / CNRS / IRD, Toulouse

[3] Centre national de recherches météorologiques / Centre d'études de la neige (CNRM/CEN), Météo-France / CNRS, Grenoble

[4] Centre d'études spatiales de la biosphère (CESBIO), Univ. Toulouse / CNES / CNRS / IRD, Toulouse

[5] GIPSA-Lab, Univ. Grenoble Alpes / CNRS, Grenoble

[6] State Oceanography Institute, St. Petersburg Branch, St. Petersburg, Russia

[7] Tomsk State University, Tomsk, Russia

[8] School of Surveying, Univ. Otago, Dunedin, New Zealand

[9] Laboratoire d'informatique, systèmes, traitement de l'information et de la connaissance (LISTIC), Univ. Savoie Mont-Blanc, Annecy-le-Vieux

Correspondance :

Antoine Rabatel

LGGE

54, rue Molière

Domaine Universitaire

38400 Saint Martin d'Hères

antoine.rabatel@univ-grenoble-alpes.fr

Résumé

Cet article présente une vue d'ensemble des avancées récentes en télédétection spatiale appliquée à l'étude des surfaces enneigées et englacées auxquelles la communauté française à participer. Qu'il s'agisse de données satellites optique, radar, lidar ou gravimétrique, ces travaux sur la couverture nivale saisonnière ou pérenne, les glaciers de montagne, les calottes polaires, la glace de mer ou de lac et de rivière ont pour objectifs de documenter aussi bien les caractéristiques physiques de ces objets à l'échelle locale comme leur variabilité spatio-temporelle à l'échelle régionale ou globale.

Abstract

This article presents an overview of recent advances in remote sensing applied to the study of snow and glacierized areas, in which the French community has been involved. Whatever the type of satellite data; e.g. optical, radar, lidar or gravimetric, these works on seasonal or perennial snow cover, mountain glaciers, ice caps, sea ice, and lake or river ice, are aimed at documenting both the physical characteristics of these objects at local scale as their spatial and temporal variability on a regional or global scale.

Encart mission satellite

Les satellites Pléiades 1A et 1B

Illustration possible : vue d'artiste d'un des deux satellites (comme ici, https://pleiades.cnes.fr/fr/PLEIADES/Fr/photos_sat.htm)

Ces deux satellites jumeaux ont été lancés en décembre 2011 et décembre 2012 et sont les premiers satellites civils européens de résolution sub-métrique (0.7 m). La fauchée de *Pléiades* étant de 20 km, ces satellites sont donc parfaitement adaptés au suivi de bassins versants enneigés et de glaciers d'extension pluri-kilométrique.

Satellites conçus par le CNES, leurs images sont commercialisées par Airbus Defense and Space. Les images d'archive ou obtenues lors de nouvelles programmations sont aujourd'hui accessibles à tarif préférentiel (1 € / km²) *via* le programme *Isis* du CNES pour les institutionnels français.

Les images *Pléiades* constituent une véritable révolution pour les nivologues et les glaciologues. Grâce à un codage de la radiométrie sur 12 bits (soit 4096 niveaux de gris), il n'y a quasiment pas de saturation et il n'est plus nécessaire de définir avec minutie les gains du capteur pour s'adapter à des objets d'étude (la neige et la glace) à très forte réflectance dans le visible. Un corollaire est que désormais toutes les images du catalogue sont exploitables pour l'étude de la cryosphère alors qu'avec leurs prédécesseurs de la famille *Spot* (de *Spot-1* à *-5*) seules les images acquises avec des gains faibles étaient utiles. Ces dernières sont rares dans les archives puisque la plupart des autres applications privilégient des gains forts, plus pertinents pour les zones sans neige ni glace. En outre, la très haute résolution permet d'augmenter le niveau de détail visible dans les images. Le suivi des structures fines et persistantes en surfaces des glaciers permet de construire des champs de vitesse à la fois précis et résolus spatialement. La haute résolution s'accompagne également d'un gain en précision dans les modèles numériques de terrain construits à partir des couples stéréoscopiques *Pléiades*. Une précision verticale de l'ordre de 50 cm est atteinte ce qui permet l'estimation des pertes de masse des glaciers ou des volumes de neige présents dans les bassins versants.

1. INTRODUCTION

La cryosphère *sensu lato* regroupe l'ensemble des composantes du système Terre où l'eau est présente à l'état solide. On la trouve dans l'atmosphère, à la surface des continents (neige, glaciers, calottes, glace de rivière et de lac) et des océans (banquise), et dans les sols (pergélisol).

La cryosphère occupe une place importante dans les débats scientifiques actuels, d'une part pour ce qui concerne son rôle d'indicateur et d'acteur des changements climatiques à l'échelle globale et, d'autre part, en tant que composante majeure du cycle hydrologique de nombreux bassins versants. Les enjeux sociétaux consistent en une meilleure quantification des ressources en eau associées à la cryosphère, de la contribution de la fonte des glaciers et calottes à l'élévation du niveau marin actuelle et future, ou encore en une meilleure compréhension des risques naturels (avalanches, chutes de séracs, …). Pour répondre à ces enjeux, la télédétection spatiale joue un rôle fondamental, complémentaire aux observations *in-situ*. En effet, depuis le lancement des premiers satellites d'observation de la Terre dans les années 1960-70, les moyens d'observation se sont diversifiés : optique, puis radar, radiométrie, lidar, et plus récemment la gravimétrie. Les performances des capteurs, en termes de résolutions spatiales, temporelles et spectrales, n'ont cessé de croître ce qui permet l'observation de la cryosphère sous de multiples facettes, de l'échelle locale à globale.

Cet article ne se veut pas une synthèse exhaustive sur l'observation de la cryosphère continentale et maritime par télédétection spatiale. Nous nous focalisons plutôt sur quelques avancées scientifiques auxquelles a contribué la communauté française afin d'illustrer comment les données satellitaires permettent d'étudier le manteau neigeux, les glaciers et les calottes, la glace de mer et de lac et leurs évolutions au cours des 40 dernières années.

2. SUIVI DU COUVERT NIVAL

2.1 Variabilité spatio-temporelle de l'étendue du manteau neigeux

Chaque année la neige recouvre près du tiers des terres émergées du globe. Les variations de la superficie enneigée constituent un excellent indicateur de la variabilité et du réchauffement climatiques. En outre, la présence d'un manteau neigeux à la surface des continents modifie les conditions aux limites de l'atmosphère car la neige possède des propriétés réfléchissantes et isolantes uniques. Ainsi, la surface enneigée engendre des rétroactions climatiques ; par exemple la fonte de la

neige de plus en plus précoce en Europe de l'Est a pour effet d'avancer le début de l'été en Europe de l'Ouest [Cassou et Cattiaux, 2016], ou encore la rétroaction température – fonte – albédo qui est à l'origine d'un réchauffement plus marqué aux pôles [Bony et Dufresne, 2007].

La première carte satellite de l'étendue du manteau neigeux fut réalisée en 1966 par la NOAA[1]. Dès lors, la NOAA a produit une carte hebdomadaire de la surface enneigée de l'hémisphère Nord, constituant ainsi le jeu de données environnementales le plus long jamais obtenu par satellite (Figure 1). La détection de la neige dans le domaine optique repose sur sa signature spectrale particulière : la neige est très réfléchissante dans le visible et peu réfléchissante dans le moyen infrarouge. Ce contraste de réflectance permet de la distinguer de la majorité des nuages dont la réflectance est généralement plus élevée dans le moyen infrarouge.

Modis[2] est un des capteurs les plus utilisés pour les applications hydro-climatiques. Il permet de disposer de cartes de l'enneigement à une résolution de 500 m à l'échelle globale tous les jours où les nuages sont absents à l'heure de l'acquisition (10h et 14h environ). Cette résolution spatio-temporelle est bien adaptée au suivi du manteau neigeux depuis l'échelle continentale jusqu'à celle des massifs montagneux [*e.g.* Gascoin *et al.*, 2015].

Dans le domaine des micro-ondes actives, les images radar à synthèse d'ouverture (SAR en anglais) en bande L (1,2 GHz), C (5,3 GHz), X (9,6 GHz) et Ku (13,6 GHz) sont utilisées pour cartographier les étendues neigeuses « humides ». En effet, à ces fréquences, le signal radar ne pénètre pas le manteau neigeux en présence d'eau liquide à l'interface air/neige.

2.2. Hauteur de neige, équivalent en eau et teneur en eau liquide

La hauteur de neige est une variable clé pour le suivi du manteau neigeux en climatologie, en hydrologie et en glaciologie car elle permet d'estimer son équivalent en eau qui est le produit de la densité moyenne du couvert nival par sa hauteur. Diverses techniques ont émergé pour établir des cartes de hauteur de neige très précises par stéréoscopie ou par lidar, depuis un drone, un hélicoptère ou un avion. Les capteurs satellites optiques à très haute résolution spatiale laissent entrevoir la possibilité de déterminer la hauteur de neige depuis l'espace par stéréoscopie. Marti *et al.* [2016] ont réalisé un premier test avec les satellites *Pléiades* dans un bassin versant pyrénéen et ont cartographié

[1] NOAA : *National Oceanic and Atmospheric Administration* des USA
[2] Moderate-eesolution imaging spectroradiometer, instrument embarqué à bord de satellite *Terra* et *Aqua* de la NASA.

la hauteur de neige à 2 m de résolution spatiale avec une erreur aléatoire d'environ 50 cm en chaque pixel.

Les radars permettent d'estimer les épaisseurs de neige non humide par différence du signal de phase en bande X [Leinss *et al.*, 2014] ou par décomposition polarimétrique en bande C [Dedieu *et al.*, 2014]. La fréquence la plus adaptée pour pénétrer la neige et restituer son équivalent en eau est la bande Ku [Rott *et al.*, 2014] mais aucun capteur satellite SAR ne la possède actuellement. Dans le cas de la banquise, les propriétés isolantes de la neige ralentissent la croissance de la glace en l'isolant de l'air froid. A l'inverse, son fort albédo retarde la fonte de la glace en réfléchissant une grande partie du rayonnement solaire. L'épaisseur de neige à la surface de la banquise (Figure 2) peut être estimée en combinant des données altimétriques [Guerreiro *et al.*, 2016]. En effet, le signal altimétrique en bande Ku pénètre la neige à l'inverse du signal en bande Ka (37 GHz) bloqué à la surface, ce qui par différence permet d'obtenir des cartes de neige sur tout l'Arctique. Une méthode similaire a été développée au lac Baïkal pour estimer l'épaisseur de la couverture neigeuse sur la glace à partir des observations micro-ondes passives des altimètres et du radiomètre spatial SSM/I [Kouraev *et al.*, 2008].

La quantité d'eau liquide présente dans un couvert neigeux affecte non seulement les mécanismes de métamorphisme, mais aussi ses propriétés diélectriques qui influent sur le signal radar. La teneur en eau liquide (TEL) est généralement exprimée sous forme d'un pourcentage massique ou volumique. Une méthode a été proposée en bande C par Niang *et al.* [2007] afin de restituer la TEL de surface pour des couverts neigeux humides dans les Alpes françaises par inversion du signal radar. L'application a été améliorée par Longépé *et al.* [2009] et couplée avec le modèle physique de métamorphisme de la neige SURFEX-Crocus développé par Météo-France.

2.3. Propriétés physiques de la neige

2.3.1. Albédo

Les réflectances mesurées par satellite (fraction de rayonnement réfléchi dans l'angle solide d'observation du satellite) nous renseignent sur les caractéristiques physico-chimiques de la neige, notamment l'albédo (fraction de rayonnement réfléchi sur l'intégralité de l'hémisphère, intégré sur l'ensemble du spectre solaire). Il existe deux méthodes principales pour quantifier l'albédo à partir d'images multispectrales. La plus simple calcule une régression entre les valeurs de réflectance par

bande spectrale et des valeurs d'albédo mesurées *in-situ*. Cette méthode ne permet pas de considérer de manière précise les variations spectrales des propriétés optiques de la neige avec les caractéristiques physico-chimiques de celle-ci. La seconde méthode consiste à estimer les caractéristiques physico-chimiques de la neige de surface à partir des données de réflectance spectrale et à extrapoler ces valeurs au spectre complet à partir d'un modèle de transfert radiatif du manteau neigeux [Dumont *et al.*, 2012a]. Cette méthode est utilisée pour le calcul de l'albédo de la neige dans les produits MOD10 à partir des observations Modis [Klein et Stroeve, 2002]. Enfin, certains produits, comme le MCD43 issu du même capteur, utilisent plusieurs images acquises sous différents angles solaire et de visée afin de prendre en compte les variations angulaires de la réflectance dans le calcul de l'albédo [Schaaf *et al.*, 2011].

2.3.2. Taille de grain

La microstructure de la neige détermine en grande partie sa réflectance dans le proche et moyen infrarouge et dans les micro-ondes. Les réflectances optiques satellites permettent donc de suivre l'évolution de la surface spécifique de la neige, une variable en lien avec la taille des grains de neige. Les algorithmes d'estimation sont souvent basés sur l'utilisation d'une bande infrarouge qui est sensible à la surface spécifique et d'une ou plusieurs bandes du visible qui permettent de s'affranchir de l'influence de l'atmosphère. Les algorithmes se différencient par la relation entre la surface spécifique et la réflectance qui découle des approximations du transfert radiatif utilisées [Mary *et al.*, 2013].

2.3.3. Température de surface

L'observation dans le domaine de l'infrarouge thermique permet d'estimer la température de surface. La neige est un très bon absorbeur dans ce domaine ce qui en fait un excellent corps noir, avec une émissivité proche de 0,98 et variant en fonction de la taille de grain et de la TEL. Dans ces conditions, il est possible d'atteindre une précision de mesure de l'ordre de 2 K à condition de corriger la contribution atmosphérique. Le caractère absorbant implique aussi que l'énergie émise par la neige provient d'une couche superficielle de quelques micromètres, appelée « peau ». La température ainsi mesurée correspond exactement à celle qui apparaît dans les équations du bilan d'énergie de surface des modèles de prévision numérique du temps, ce qui est un atout important. En revanche, la faible inertie thermique de cette « peau » conduit à de fortes variations de la température au gré de la

turbulence ou des nuages, si bien que l'observation satellite n'est représentative que de l'instant précis de l'acquisition. La revisite des satellites est insuffisante pour échantillonner ces variations, ce qui rend imprécises les statistiques journalières. De plus, le signal ne provient de la surface qu'en condition de ciel clair, ce qui biaise les climatologies mensuelles. Toutefois, dans une étude récente en Antarctique, la haute répétitivité des observations due à la convergence des orbites quasi polaires et à la faible présence nuageuse a permis d'obtenir des séries quasi horaires. Ces travaux ont montré l'importance de modéliser les couches atmosphériques stables pour prédire la température de surface [Fréville *et al.*, 2014].

2.4. Télédétection des dépôts d'avalanches par micro-ondes

La localisation des dépôts d'avalanches et l'estimation de leur volume sont importantes pour étudier la stabilité du manteau neigeux. Ces informations permettent également d'identifier les zones et les périodes à risque avalancheux. De plus, la cartographie satellite des dépôts avalancheux complète les bases de données existantes issues d'observations visuelles. Les satellites *Sentinel-1*, avec les SAR embarqués, permettent de suivre l'évolution du manteau neigeux avec une résolution spatio-temporelle (20 m, 6 jrs) compatible mais encore insuffisante avec la télédétection des dépôts avalancheux. La détection des dépôts avalancheux est basée sur l'examen des différences de coefficients de rétrodiffusion avant et après l'épisode avalancheux qui révèle les forts changements des propriétés de la neige à l'endroit de l'avalanche (hauteur, densité, rugosité, …), le voisinage autour de l'avalanche restant généralement inchangé. Une méthode automatique de détection des dépôts est en cours d'évaluation au Centre d'Etude de la Neige.

3. SUIVI DES GLACIERS DE MONTAGNE ET DES CALOTTES

Depuis les années 1970, de nombreuses méthodes ont été développées pour suivre les glaciers et les calottes depuis l'espace. Avec l'amélioration de la résolution spatiale des images et, depuis 2002, l'arrivée de l'altimétrie laser, les données satellites sont aujourd'hui utilisées pour : (1) réaliser des inventaires à l'échelle globale ; (2) suivre les variations annuelles à saisonnières de masse ; (3) quantifier les pertes de volume glaciaire à l'échelle de massifs entiers et leur contribution à l'élévation du niveau marin ; ou encore (4) quantifier les vitesses d'écoulement en surface. Pour chacune des applications, les données satellites ont l'avantage sur les mesures ponctuelles *in-situ* de permettre des

mesures sur l'ensemble de la surface d'un glacier, et d'observer simultanément l'ensemble des glaciers d'un massif.

3.1. Caractéristiques des états de surface : neige/glace, couverture détritique, albédo

En fonction de leur type et de leur morphologie, la surface des glaciers est recouverte de différents matériaux. La neige persistante dans la zone d'accumulation laisse la place à la glace nue à plus basse altitude. De plus, la surface des glaciers est exposée au dépôt et à l'accumulation de matériels allant de débris d'éboulements rocheux de grosse taille jusqu'aux impuretés microscopiques (poussières, suies, …). Les fortes différences de réflectance de ces matériaux font de la télédétection optique un outil de choix pour quantifier l'étendue des différentes surfaces composant un glacier. L'utilisation de ratios comme le *Normalized Difference Snow Index* (NDSI) peut aider à mettre en évidence la neige et la glace et à les différencier des nuages. Les zones couvertes de débris peuvent être cartographiées à partir d'images acquises dans l'infrarouge thermique.

L'état de surface (en neige ou glace) a un impact direct sur le bilan énergétique du glacier *via* l'albédo. La variabilité spatiale d'albédo mesurée par des capteurs opérant dans le visible et l'infrarouge moyen est liée en premier lieu à la présence de glace ou de neige. Les variations plus fines de réflectance et d'albédo sont indicatives de la présence d'impuretés qui peuvent être quantifiées par la télédétection [Dozier *et al.*, 2009].

3.2. Surfaces, volumes et vitesses d'écoulement glaciaire

3.2.1. Inventaires glaciologiques

L'établissement d'un inventaire global exhaustif des glaciers est un enjeu majeur. Les limites actuelles de l'exercice résident dans la capacité à identifier et cartographier le contour des glaciers lorsque leur surface est couverte de débris rocheux ou dans des zones à l'ombre. Aussi, l'automatisation complète de ce travail reste problématique, et une vérification visuelle est souvent nécessaire pour corriger les erreurs. En outre, et compte tenu du retrait rapide des glaciers sur tout le globe, une actualisation régulière est nécessaire. Aussi, c'est seulement depuis le 5ème rapport du Giec[3] publié en 2013, qu'un inventaire quasi complet des glaciers de notre planète est disponible, le Randolph Glacier Inventory [Pfeffer *et al.*, 2014]. Cet inventaire « mono-date » vient compléter la base de données de l'initiative

[3] Giec : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

internationale Glims[4]. Cette base de données n'est pas exhaustive mais a été construite pour stocker des données multi-temporelles afin d'étudier les changements de surface des glaciers. Ainsi, quatre dates sont disponibles concernant les Alpes françaises et montrent une diminution de 25% de leur surface englacée entre les années 1970 et 2000 [Gardent *et al.*, 2014].

3.2.2. Changements d'altitude de la surface et bilan de masse

Le bilan de masse de quelques dizaines de glaciers à l'échelle globale est suivi *in-situ*. C'est peu au regard des 200 000 glaciers recensés sur Terre. La télédétection permet aujourd'hui de compléter cet échantillonnage. Une des méthodes, dite géodésique, est basée sur la soustraction de modèles numériques de terrain (MNT) obtenus à partir d'images satellites [*e.g.* Gardelle *et al.*, 2012]. Les MNT, acquis typiquement tous les 5 à 10 ans, doivent être suffisamment précis pour mesurer des changements d'altitude des glaciers de l'ordre de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres par an (Figure 3). Pour aboutir au bilan de masse des glaciers la variation d'épaisseur est convertie en variation de masse, *via* une hypothèse sur la densité des matériaux (neige, névé, glace).

Plusieurs techniques permettent de construire des MNT par télédétection spatiale : la stéréoscopie d'images optiques (*Aster*, *Spot*, *Alos*, *Pléiades*…) et l'interférométrie radar (InSAR) à partir de couples d'images acquises simultanément (SRTM, *TanDEM-X*) ou par des passages proches sur une même orbite (*ERS-1*/*ERS-2*, *Cosmo-SkyMed*). A ces techniques s'ajoutent les mesures altimétriques laser (*ICESat-1*) ou radar (par exemple *Cryosat-2*) qui fournissent des données ponctuelles et discontinues le long de la trace des satellites. Ces altimètres excellent pour le suivi des calottes glaciaires (par exemple dans l'Arctique canadien) mais ne sont pas applicables à l'échelle d'un glacier ou même pour des régions faiblement englacées. Quoi qu'il en soit, la résolution, la précision, le nombre et la disponibilité des MNT ne cessent de croître, ce qui en fait un outil de plus en plus pertinent pour le suivi des variations de volume et du bilan de masse des glaciers.

3.2.3. Bilan de masse annuel à partir de la ligne de neige et/ou de l'albédo

La mesure de l'altitude de la limite de la neige sur glacier en fin d'été, manuellement ou par classification automatique d'images optiques, permet de quantifier le bilan de masse de surface annuel d'un glacier [Rabatel *et al.*, 2005]. Cette limite est alors un indicateur de la ligne d'équilibre qui délimite la zone d'ablation (où le glacier perd de la masse) de la zone d'accumulation (où le glacier

[4] Glims : *Global Land Ice Measurements from Space*

gagne de la masse). La télédétection apporte des observations permettant d'étendre les estimations de bilan annuel à un grand nombre de glaciers d'un massif [Rabatel *et al.*, 2016].

Une autre approche consiste à relier le bilan de masse de surface annuel à l'albédo de surface du glacier. Dumont *et al.* [2012b] ont montré une forte corrélation entre le bilan annuel du glacier de Saint-Sorlin (Alpes françaises) et le minimum annuel de son albédo moyen déterminé à partir des données Modis. Sirguey *et al.* [2016] ont montré que l'évolution de l'albédo de surface du glacier permet également de quantifier les bilans saisonniers (estival et hivernal). La multiplication des capteurs à très haute résolution devrait permettre un suivi plus fin de l'albédo des glaciers dans le temps et l'espace. Une limitation majeure de cette approche vient de l'étalonnage nécessaire de la relation albédo/bilan par l'intermédiaire de mesures *in-situ* pour obtenir des estimations absolues du bilan. Sans cela, les variations interannuelles d'albédo contiennent tout de même un signal relatif aux variations de bilan.

3.2.4. Vitesses d'écoulement des glaciers en surface

Selon le type de données satellites, on peut calculer des champs de vitesses au pas de temps journalier, saisonnier ou annuel. L'utilisation d'images optiques est limitée par la présence de nuages, l'évolution de l'éclairement selon l'époque de l'année et la saturation ou la perte de texture liée à la forte réflectivité de la neige. Malgré ces difficultés, cette technique a été appliquée avec succès dès le début des années 1990 aux rapides glaciers des calottes polaires puis aux glaciers de montagne, notamment ceux du massif du Mont-Blanc [Berthier *et al.*, 2005]. Plus récemment, l'exploitation automatisée de l'archive *Landsat* (en libre accès) a permis de cartographier les vitesses des glaciers tout le long de l'arc himalayen [Dehecq *et al.*, 2015].

L'utilisation d'images radar permet d'exploiter soit leur amplitude pour obtenir des champs de déplacement 2D par des techniques proches de l'imagerie optique, soit leur phase pour mesurer le déplacement 1D dans la ligne de visée par interférométrie différentielle (D-InSAR). La combinaison de résultats issus d'orbites ascendantes et descendantes permet de reconstruire des champs de déplacement 3D (Est, Nord, Vertical). Les performances de la corrélation d'amplitude dépendent de la taille des pixels, de la présence de texture ou de la cohérence du chatoiement (speckle) entre les acquisitions [Ponton *et al.*, 2014]. L'interférométrie différentielle permet de mesurer des déplacements centimétriques, voire millimétriques, mais nécessite une grande stabilité de la rétrodiffusion ce qui

peut s'avérer problématique sur des glaciers où l'état de surface évolue rapidement (fonte, précipitations…). Des champs de déplacement ont néanmoins été obtenus par interférométrie sur des glaciers du massif du Mont-Blanc avec des couples acquis à un jour d'intervalle par les satellites *ERS-1* et *ERS-2* [Trouvé *et al.*, 2007].

Les champs de vitesse issus de la télédétection montrent que la majorité des glaciers de montagne voient leur vitesse d'écoulement se réduire. Les missions satellites récentes (*Sentinel-1* et *-2* notamment) avec des temps de revisite courts (5 à 10 j.) permettent d'étudier la dynamique des écoulements glaciaires à courtes échelles de temps et de construire des séries temporelles continues. Ces informations sont importantes pour évaluer les modèles d'écoulement des glaciers et des calottes polaires et ainsi prévoir leur réponse aux évolutions futures du climat.

3.2.5. Cas des calottes polaires

De nombreux capteurs ont été utilisés pour décrire la dynamique et mesurer le bilan de masse des calottes polaires. L'altimétrie, d'abord radar (*ERS-1* et *-2*, *Envisat*) puis laser (*ICESat-1*), a permis d'établir les premières topographies des calottes puis de suivre leurs variations temporelles. L'altimètre permet aussi de visualiser avec une très bonne résolution spatio-temporelle les changements d'élévation dus à des phénomènes locaux, comme les vidanges de lacs sous-glaciaires, ou à des changements dus au climat [Flament et Rémy, 2012]. Combinée à l'altimétrie, la gravimétrie (données des deux satellites *Grace*) permet également d'estimer le bilan de masse des calottes antarctique et groenlandaise [Mémin *et al.*, 2014]. On distingue alors nettement l'effet topographique de l'accélération de certains glaciers émissaires ou des variations locales de taux d'accumulation de neige. Sur les zones pentues, près du bord des calottes, les variations de hauteur ne peuvent être mesurées par altimétrie radar avec une précision et une résolution spatiale adéquates. Aussi, sur ces zones marginales, les topographies déduites des couples stéréoscopiques (*e.g. Spot*) constituent une alternative pertinente [Korona *et al.*, 2009].

Le bilan de masse des calottes polaires est également contrôlé par le vêlage d'icebergs dans l'océan. Il a été montré que les icebergs sont détectables dans les images SAR [Power *et al.*, 2001]. Cependant, les études soulignent que la détection de ces cibles est encore un défi parce que le bruit de chatoiement dans les images SAR varie avec l'intensité et l'hétérogénéité de la rétrodiffusion de l'océan.

4. SUIVI DE LA BANQUISE ET DE LA GLACE DE LAC

4.1. Etendue spatiale

Plusieurs lacs et mers intérieures ont une couverture saisonnière de glace affectant les processus hydro-physiques et hydro-biologiques, ainsi que l'activité humaine (navigation, transport *etc.*). Avec la baisse des observations *in-situ*, les données satellites représentent une source d'information importante. Une méthode utilise une synergie de données en micro-ondes actifs et passifs simultanées, de la même plate-forme et en visée verticale des satellites altimétriques (*Topex/Poséidon*, *Jason-1* et *-2*, *Geosat Follow-On*, *Envisat* et *Saral/AltiKa*) en combinaison avec les données radiométriques pour les études de la couverture de glace. Cette méthodologie a été appliquée et évaluée sur les mers Caspienne et Aral et les lacs Baïkal, Onega et Ladoga et pour le fleuve Ob en Sibérie pour estimer les dates de formation et de fonte de glace [Kouraev *et al.*, 2015].

L'utilisation en synergie des données satellites optique, infrarouge proche et thermique, et micro-onde conjointement aux mesures de terrain a également permis de mieux comprendre le phénomène de formation des anneaux géants (5-7 km de diamètre) sur la glace des lacs Baïkal et Hovsgol (Figure 4). Ces anneaux sombres (glace plus fine) apparaissent de façon imprévisible, à des endroits différents et pas forcément tous les ans. Avec les archives d'images satellites (Modis, *Landsat*, AVHRR, ISS), 45 anneaux sur le lac Baïkal ont été recensés (13 étaient connus jusque-là), et, pour la première fois, 4 sur le lac Hovsgol. Associés aux données *in-situ*, les résultats obtenus ont permis de développer une nouvelle hypothèse sur la formation des anneaux, liée à la présence sous la glace, au niveau des anneaux, de tourbillons anticycloniques d'eau chaude en forme de lentille [Kouraev *et al.*, 2016]. Mieux comprendre la formation des anneaux est primordial pour la sécurité des personnes qui, en hiver, traversent les lacs en passant sur la glace. Comme la glace dans les anneaux est fine et qu'il est très difficile de les identifier à l'œil nu sur le terrain, les accidents sont fréquents.

4.2. Fracturation de la banquise

Les observations *in-situ* faites pendant la période 1978-2007 ont montré l'augmentation de la vitesse du mouvement de la banquise arctique et de sa déformation [Rampal *et al.*, 2009]. La déformation de la banquise engendre l'apparition de rides de pression et des fractures. A son tour, l'augmentation de la rugosité de la surface et de la sub-surface due aux rides augmente la prise au vent et favorise le

354 déplacement des champs de glace. Les fractures dans la banquise sont connues comme une source de
355 l'humidité dans l'atmosphère ; elles contribuent également à l'acidification de l'océan par modification
356 des échanges de gaz avec l'atmosphère. Pour détecter des fractures dans la banquise deux capteurs
357 passifs sont utilisés : le radiomètre AMSR-E et le capteur infrarouge thermique de Modis. Récemment,
358 ds études ont montré le fort potentiel des missions altimétriques comme *Saral/AltiKa* et *CryoSat-2*
359 [*e.g.* Zakharova *et al.*, 2015] pour détecter les fractures et suivre la dynamique de déformation de la
360 banquise.

361 ## 5. EXEMPLES D'ASSIMILATION DES DONNEES SATELLITES

362 L'assimilation de données satellitaires dans les modèles permet de s'affranchir des inconvénients de la
363 modélisation (incertitudes liées aux variables de forçage, à la connaissance des processus physiques) et
364 de ceux de l'imagerie satellitaire (données disponibles qu'une partie du temps, nombre limité
365 d'observables).

366 ### 5.1. Assimilation des données satellites dans des modèles de neige

367 Un algorithme de traitement des images SAR pour contraindre le modèle physique de métamorphisme
368 de la neige SURFEX/Crocus a été par exemple développé récemment [Phan *et al.*, 2014]. Le modèle
369 génère des états du manteau neigeux (hauteur des couches, densité, taille de grain…) variables
370 spatialement qui sont ensuite utilisés pour simuler la rétrodiffusion radar. Dans un second temps, grâce
371 à un schéma d'assimilation, les profils de neige Crocus sont modifiés pour minimiser l'écart entre les
372 rétrodiffusions simulées et observées par le radar. Ces profils modifiés sont ensuite pris en compte
373 dans l'évolution temporelle de la modélisation physique réalisée par Crocus. Des travaux
374 d'assimilation utilisant des données satellites optiques ont aussi démontré l'utilité de ce type de
375 données pour mieux contraindre les simulations du manteau neigeux [Charrois *et al.*, 2016].

376 ### 5.2. Assimilation de données micro-ondes pour la modélisation de la banquise

377 Dans le domaine des micro-ondes, les interactions entre le rayonnement électromagnétique et la
378 banquise sont multiples et complexes à modéliser. En effet, plusieurs interactions se produisent suivant
379 la nature du milieu et la fréquence du signal comme les phénomènes d'émission/absorption par l'eau
380 liquide, la neige ou la glace, ou encore les phénomènes de diffusion en présence de bulles d'air et de
381 grains de neige, les effets de la salinité et les phénomènes de réflexion aux interfaces entre les couches

de neige/glace. Ces interactions rendent difficile la modélisation de la couche superficielle de la banquise, indispensable pour un bon usage des observations de télédétection spatiale dans les modèles de prévision numérique du temps. Le modèle global de Météo-France ARPEGE a été le premier à assimiler les observations micro-ondes de banquise grâce à l'introduction d'une paramétrisation de l'émissivité de surface [Karbou *et al.*, 2014]. Outre l'obtention de meilleurs champs de température et d'humidité atmosphériques au-dessus de la banquise, les autres effets bénéfiques d'une telle assimilation ont été l'amélioration des prévisions à 3 jours d'échéance sur l'Europe et le renforcement de l'inversion thermique arctique, qui régule plusieurs processus atmosphériques incluant la formation de nuages, la dissipation de polluants et la destruction de l'ozone. Cette inversion est, en général, sous-estimée dans les modèles de prévision du temps et les modèles de climat. Par ailleurs, la modélisation de l'émissivité de la banquise a été directement exploitée pour caractériser son étendue et son âge [Hermozo *et al.*, 2015].

6. CONCLUSION

Les domaines et méthodes d'application de la télédétection spatiale sont multiples tant la diversité des capteurs et des objets de la cryosphère terrestre et maritime est importante. En conclusion de cet article présentant une synthèse non exhaustive des avancées récentes en télédétection spatiale auxquelles la communauté française a participé, il nous a semblé opportun de présenter quelques-uns des grands défis scientifiques auxquels nous devons aujourd'hui faire face :

- L'approche multi-capteurs pour tirer profits des caractéristiques différentes et complémentaires des différents satellites tout en atténuant l'impact de leurs limites respectives. A cet égard, l'essor de la télédétection pour le suivi de la cryosphère devrait encore s'accélérer grâce au déploiement des missions *Sentinel-1*, *-2* et *-3* dans le cadre du programme Copernicus de l'Union Européenne.
- L'archivage et la parallélisation des codes pour l'optimisation du temps de traitement de ces "big data" que sont les données satellitaires. Il n'est pas rare aujourd'hui de traiter simultanément des archives de plusieurs dizaines voire centaines de milliers d'images. Le libre accès à ces archives (images *Landsat*, *Aster*, *Spot World Heritage*, *Sentinel-1*, *-2* et *-3*) a permis et permettra de nombreuses avancées scientifiques.

- L'assimilation des données satellites dans les modèles de surface et de climat.
- La définition de missions satellitaires futures les plus pertinentes possibles pour le suivi des différentes composantes de la cryosphère.

Remerciements

Aux agences spatiales, notamment CNES, ESA, NASA pour la mise à disposition des données gratuitement ou à coût réduit. Aux structures fédératives, notamment l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) et l'Observatoire Midi-Pyrénées (OMP) qui facilitent les interactions entre laboratoires. Aux relecteurs de l'article : O. Boucher (Editeur en Chef), D. Renaut et X. Fettweis pour leurs commentaires ayant permis d'en améliorer la qualité.

Références bibliographiques

1. Berthier E., Vadon H., Baratoux D., Arnaud Y., Vincent C., Feigl K.L., Remy F., Legresy, B., 2005. Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Rem. Sens. Environ.*, 95(1), 14-28.
2. Bony S., Dufresne J.L., 2007. Processus régissant la sensibilité climatique. *La Météorologie*, 56, 29-32.
3. Brown R.D., Robinson D.A., 2011. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty. *Cryosphere*, 5, 219-229, doi: 10.5194/tc-5-219-2011.
4. Cassou C., Cattiaux J., 2016. Disruption of the European climate seasonal clock in a warming world. *Nature Clim. Change*, doi: 10.1038/nclimate2969.
5. Charrois L., Cosme E., Dumont M., Lafaysse M., Morin S., Libois Q., Picard G., 2016. On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model. *Cryosphere*, 10, 1021-1038, doi: 10.5194/tc-10-1021-2016.
6. Dedieu J.P., Besic N., Vasile G., Mathieu J., Durand Y., Gottardi F., 2014. Dry snow analysis in alpine regions using Radarsat-2 full polarimetric data, comparison with in-situ measurements. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 5, 3658- 661, doi: 10.1109/IGARSS.2014.6947276.
7. Dehecq A., Gourmelen N., Trouve E., 2015. Deriving large-scale glacier velocities from a complete satellite archive: Application to the Pamir–Karakoram–Himalaya. *Rem. Sens. Environ.*, 162, 55-66, doi: 10.1016/j.rse.2015.01.031
8. Dozier J., Green R.O., Nolin A.W., Painter T.H., 2009. Interpretation of snow properties from imaging spectrometry. *Rem. Sens. Environ.*, 113, S25-S37.
9. Dumont M., Durand Y., Arnaud Y., Six D., 2012a. Variational assimilation of albedo in a snowpack model and reconstruction of the spatial mass-balance distribution of an alpine glacier. *J. Glaciol.*, 58 (207), 151-164, doi: 10.3189/2012JoG11J163
10. Dumont M., Gardelle J., Sirguey P., Guillot A., Six D., Rabatel A., Arnaud Y., 2012b. Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data. *Cryosphere*, 6, 1527-1539, doi: 10.5194/tc-6-1527-2012.
11. Flament T., Rémy F., 2012. Dynamics thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry. *J. Glaciol.*, 58 (211), 830-840, doi: 10.3189/2012JoG11J118
12. Fréville H., Brun E., Picard G., Tatarinova N., Arnaud L., Lanconelli C., Reijmer C., van den Broeke M., 2014. Using MODIS land surface temperatures and the Crocus snow model to understand the warm bias of ERA-Interim reanalyses at the surface in Antarctica. *Cryosphere*, 8, 1361-1373, doi: 10.5194/tc-8-1361-2014

13. Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y., 2012. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. *Nature Geosci.*, 5(5), 322-325.
14. Gardent M., Rabatel A., Dedieu J.P., Deline P., 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Glob. Planet. Change*, 120, 24-37, doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.05.004.
15. Gascoin S., Hagolle O., Huc M., Jarlan L., Dejoux J.-F., Szczypta C., Marti R., Sánchez R., 2015. A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2337-2351, doi: 10.5194/hess-19-2337-2015.
16. Guerreiro K., Fleury S., Zakharova E., Rémy F., Kouraev A., 2016. Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions. *Rem. Sens. Environ.*, 186, 339-349.
17. Hermozo L., Eymard L., Karbou F., 2015. Modelling surface emissivity at microwave frequencies: impact of the surface assumptions. In *ESA Special Publication*, 734, 10.
18. Karbou F., Rabier F., Prigent C., 2014. The assimilation of observations from the Advanced Microwave Sounding Unit over sea ice in the French global Numerical Weather Prediction system. *Month. Weather Rev.*, 142, 1, 125-140.
19. Klein A.G., Stroeve J., 2002. Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument. *Ann. Glaciol.*, 34(1), 45-52.
20. Korona J., Berthier E., Bernard M., Rémy F., Thouvenot E., 2009. SPIRIT-SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice: Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007-2009). *J. Photogram. Rem. Sens.*, 64, 204-212, doi: 10.1016/j.isprsjprs.2008.10.005
21. Kouraev A.V., Shimaraev M.N., Buharizin P.I., Naumenko M.A., Crétaux J-F, Mognard N.M., Legrésy B., Rémy F., 2008. Ice and snow cover of continental water bodies from simultaneous radar altimetry and radiometry observations. *Surv. Geophys.*, 29, 271-295, doi: 10.1007/s10712-008-9042-2
22. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Rémy F., Suknev A.Y., 2015. Study of Lake Baikal ice cover from radar altimetry and in situ observations. *Marine Geodesy*, 38, 477-486, doi: 10.1080/01490419.2015.1008155
23. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Rémy F., Kostianoy A.G., Shimaraev M.N., Hall N.M.J., Suknev A.Ya., 2016. Giant ice rings on Lakes Baikal and Hovsgol: inventory, associated water structure and potential formation mechanism. *Limnol. Oceanog.*, 61, 1001-1014, doi: 10.1002/lno.10268
24. Leinss S., Parrella G., Hajnsek I., 2014. Snow Height Determination by Polarimetric Phase Differences in X-Band SAR Data. *IEEE J. Select. Topics Applied Earth Obs. Rem. Sens.*, 7, 3794-3810.

25. Longépé N., Allain S., Ferro-Famil L., Pottier E., Durand Y., 2009. Snowpack characterization in mountainous regions using C-Band SAR data and a meteorological model. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.,* 47, 2, 406-408, doi:10.1109/tgrs.2008.2006048

26. Marti R., Gascoin S., Berthier E., de Pinel M., Houet T., Laffly D., 2016. Mapping snow depth in open alpine terrain from stereo satellite imagery. *Cryosphere*, 10, 1361-1380, doi: 10.5194/tc-10-1361-2016.

27. Mary A., Dumont M., Dedieu J.P., Durand Y., Sirguey P., Milhem H., Morin S., 2013. Intercomparison of retrieval algorithms for the specific surface area of snow from near-infrared satellite data in mountainous terrain, and comparison with the output of a semi-distributed snowpack model. *Cryosphere*, 7, 741-761.

28. Mémin, A, Flament T., Remy F., Llubes M., 2014. Snow and height changes in Antarctica from satellite gravimetry and altimetry data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 404, 344-353.

29. Niang M., Dedieu J.P., Durand Y., Mérindol L., Bernier M., Dumont M., 2007. New inversion method for snow density and snow liquid water content retrieval using C-band data from ENVISAT/ASAR alternating polarization in alpine environment. ESA Symposiums & Publications, SP- 636/4D2-459889de, 636-642.

30. Phan X.V., Ferro-Famil L., Gay M., Durand Y., Dumont M., Morin S., Allain S., D'Urso G., Girard A., 2014. 1D-Var multilayer assimilation of X-band SAR data into a detailed snowpack model. *Cryosphere*, 8, 1975-1987, doi: 10.5194/tc-8-1975-2014.

31. Pfeffer W.T., Arendt A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A., Hagen J.O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B., Rich J., Sharp M., 2014. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *J. Glaciol.*, 60(221), 537-552, doi: 10.3189/2014JoG13J176

32. Ponton F., Trouvé E., Gay M., Walpersdorf A., Fallourd R., Nicolas J.-M., Vernier F., Mugnier J.-L., 2014. Observation of the Argentière Glacier flow variability from 2009 to 2011 by TerraSAR-X and GPS Displacement Measurement. *IEEE J. Select. Topics Applied Earth Obs. Rem. Sens.*, 7, 3274-3284.

33. Power D., Youden J., Lane K., Randell C., Flett D., 2001. Iceberg detection capabilities of RADARSAT Synthetic Aperture Radar. *Canadian J. Rem. Sens.*, 27 (5), 476-486.

34. Rabatel A., Dedieu J.P., Vincent C., 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994-2002. *J. Glaciol.*, 51 (175), 539-546. doi: 10.3189/172756505781829106.

35. Rabatel A., Dedieu J.P., Vincent C., 2016. Spatio-temporal changes in glacier-wide mass balance quantified by optical remote-sensing on 30 glaciers in the French Alps for the period 1983-2014. *J. Glaciol.*, sous presse, doi: 10.1017/jog.2016.113

36. Rampal P., Weiss J., Marsan D., 2009. Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea ice, 1979-2007. *J. Geophys. Res.*, 114, C05013, doi: 10.1029/2008JC005066.

37. Rott H., Nagler T., Ripper E., Voglmeier K., Prinz R., Fromm R., Coccia A., Meta A., Di Leo D., Schuttemeyer D., 2014. Ku- and X-Band backscatter analysis and SWE retrieval for alpine snow. *IEEE Internat. Geosci. Rem. Sens. Symp*., doi: 10.1109/IGARSS.2014.6946957

38. Schaaf C.B., Wang Z., Strahler A.H., 2011. Commentary on Wang and Zender -MODIS snow albedo bias at high solar zenith angles relative to theory and to in situ observations in Greenland. *Rem. Sens. Environ.*, 115, 1293-1300, doi: 10.1016/j.rse.2011.01.002.

39. Sirguey P., Still H., Cullen N.J., Dumont M., Arnaud Y., Conway, J.P., 2016. Reconstructing the mass balance of Brewster Glacier, New Zealand, using MODIS-derived glacier-wide albedo. *Cryosphere Discuss.*, doi: 10.5194/tc-2016-98.

40. Trouvé E., Vasile G., Gay M., Bombrun L., Grussenmeyer P., Landes T., Nicolas J.-M., Bolon P., Petillot I., Julea A., Valet L., Chanussot J., Koehl M., 2007. Combining airborne photographs and spaceborne SAR data to monitor temperate glaciers. Potentials and limits. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 45, 4, 905-924.

41. Zakharova E.A., Fleury S., Guerreiro K., Willmes S., Rémy R., Kouraev A., Heinemann G., 2015. Sea ice leads detection using SARAL/AltiKa altimeter. *Marine Geodesy*, 38(S1), 522-533.

Figures

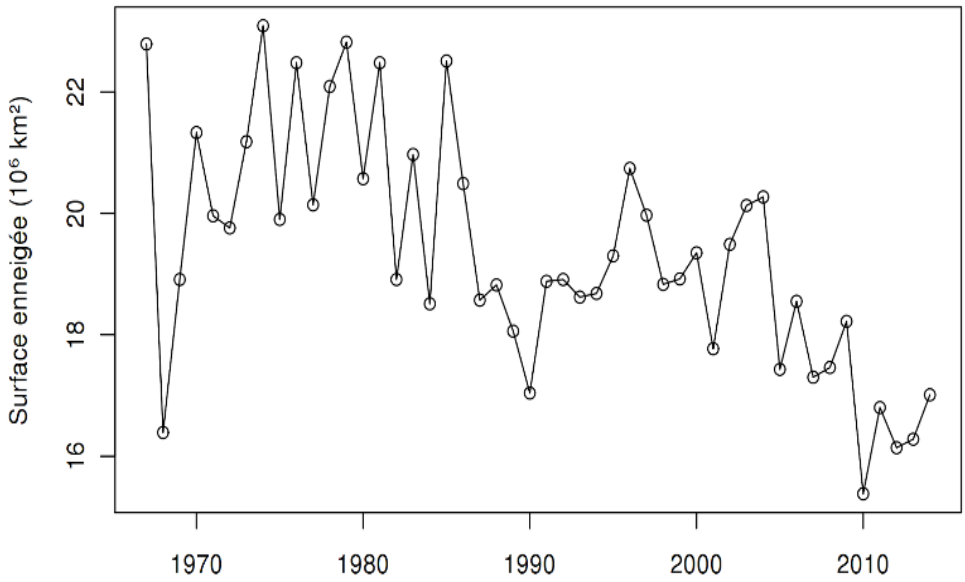
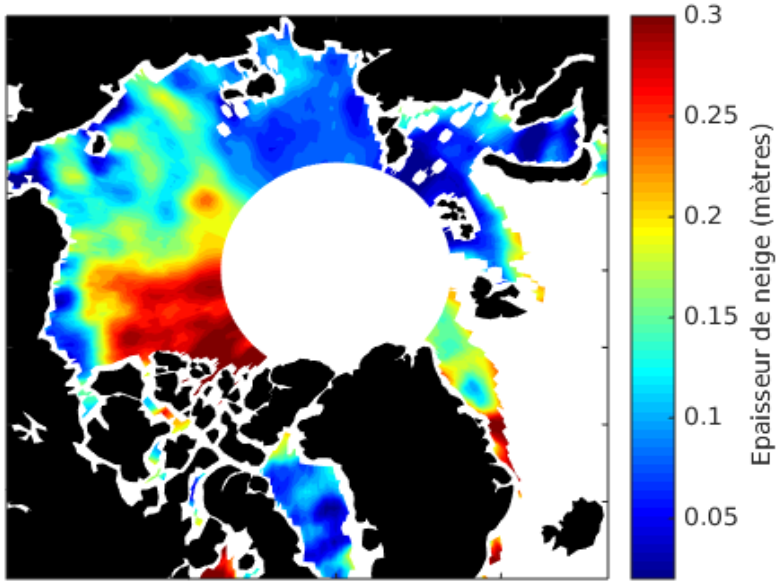


Figure 1 : Évolution de la surface enneigée moyenne (en millions de km²) au mois de mai dans l'hémisphère Nord (1967-2014) établie à partir des cartes d'enneigement de la NOAA (mise à jour de Brown et Robinson, 2011).

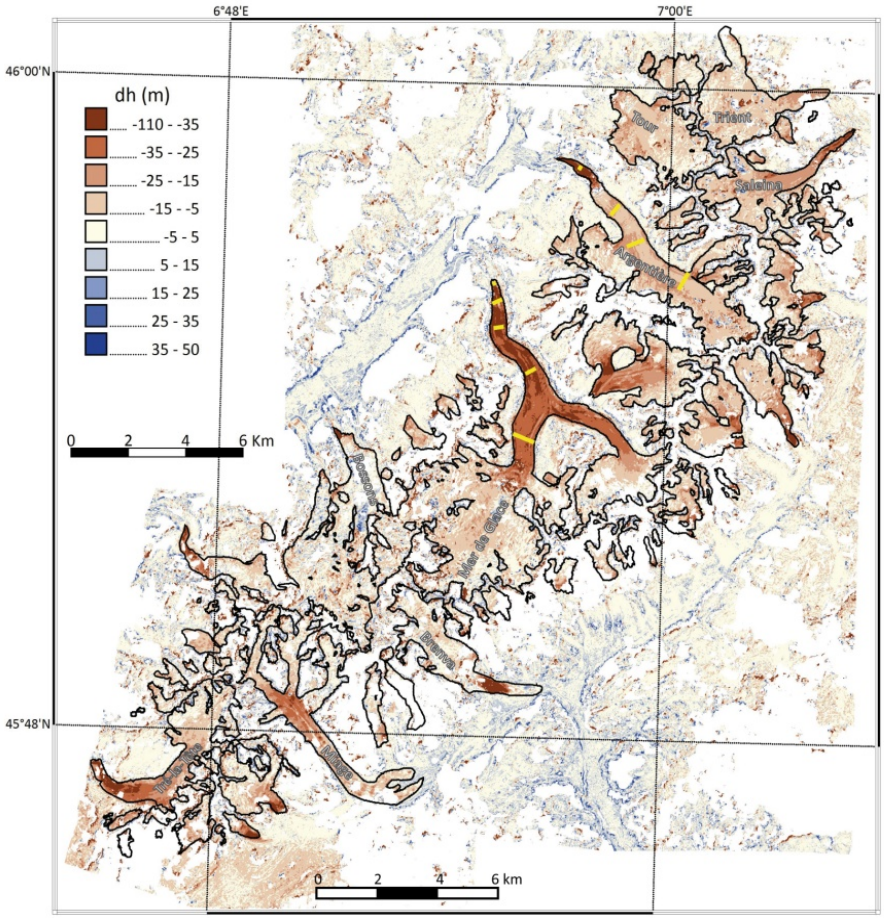


537

538 **Figure 2 :** Carte d'épaisseur de neige (en m.) sur la banquise pour janvier 2014 estimée à partir des missions

539 altimétriques *CryoSat-2* et *Saral/AltiKa*.

540

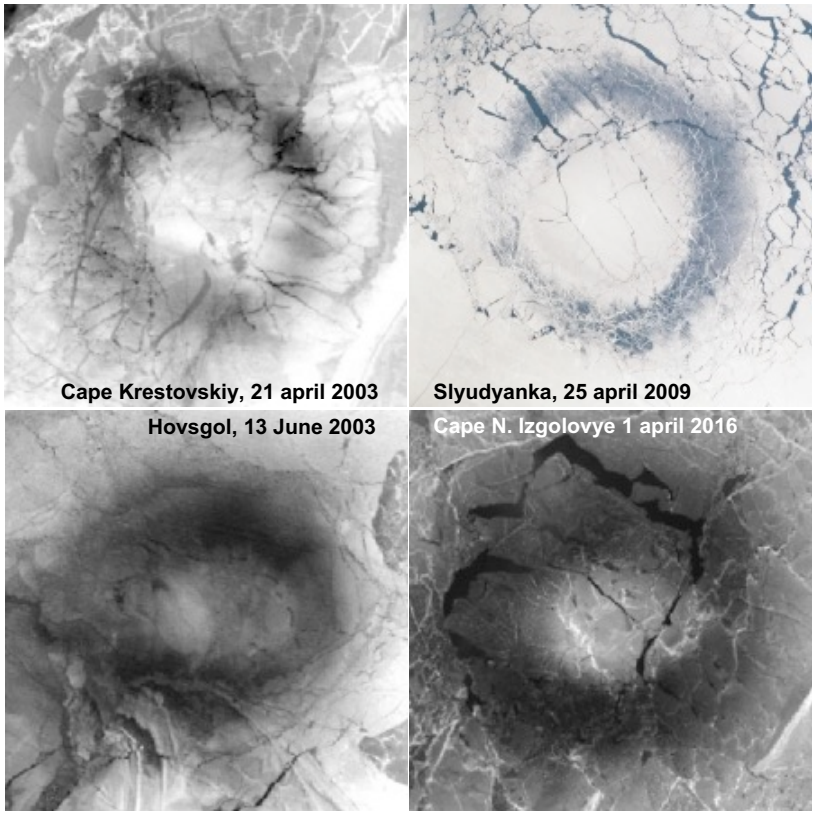


541

542 **Figure 3 :** Carte des variations d'altitude (en m.) des glaciers du massif du Mont-Blanc obtenue par comparaison

543 des deux MNTs déduits d'images satellite *Spot-5* (août 2003) et *Pléiades* (août 2012).

544



545

546 **Figure 4** : Exemples d'anneaux de glace sur les lacs Baïkal et Hovsgol (images *Landsat* et ISS pour

547 Slyudyanka).