

APPORTS DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE POUR L'ETUDE DU CLIMAT ET DE L'ENNEIGEMENT DU MASSIF DU VERCORS

Sylvain BIGOT et Sandra ROME

Résumé

L'utilisation de la télédétection satellitale permet d'étudier la variabilité spatiale et temporelle de l'enneigement. Après un rappel des concepts fondamentaux, grâce aux données SPOT-Vegetation (1998-2008) à un pas de temps décadaire, et par le biais d'un indice analytique de type Normalized Difference Snow Ice Index (NDSII), ce travail propose d'analyser la couverture nivale dans la région du Vercors (Préalpes françaises). Les résultats indiquent, d'une part, une forte variabilité interannuelle de l'enneigement et, d'autre part, sa sensibilité importante à des écarts thermiques moyens relativement faibles, souvent proches de 1°C. C'est notamment le cas en début et en fin de saison hivernale. L'évolution régionale des superficies enneigées est aussi influencée à la fois par des écarts thermiques majeurs (exemples de 2000 et 2006), mais aussi par une tendance régionale générale à la hausse des températures atmosphériques observée depuis la fin des années 1980.

Mots-clés

Télédétection, enneigement, Vercors, France, SPOT-Vegetation

Abstract

The spatio-temporal variability of snow cover can be studied by the satellite remote sensing. After recalling the basic concepts, this work analyses ten day syntheses of SPOT-Vegetation data (1998-2008), through an analytical index called Normalized Difference Snow Ice Index (NDSII) computed for the region of Vercors (French Prealps). The results indicate a high variability of snow cover and, secondly, its important sensitivity to relatively low variations of temperatures, often close to 1°C. This is particularly the case at the beginning and end of winter. The evolution of regional snow cover is also influenced by both major thermal positive anomalies (e.g. 2000 and 2006), but also by a general regional trend to rising atmospheric temperatures since the late 1980s.

Keywords

Teledetection, snow cover, Vercors, France, SPOT-Vegetation

INTRODUCTION

La neige explique une part significative de la variabilité du système climatique planétaire (Vavrus, 2007). La connaissance de la dynamique spatio-temporelle de la couverture neigeuse (accumulation, fonte et disparition) a donc facilité des implications notoires en modélisation climatique, mais aussi évidemment hydrologiques et écologiques (Liston, 1999). À l'échelle planétaire, l'albédo élevé de la neige détermine une grande partie des rétroactions du bilan radiatif, et les caractéristiques saisonnières de l'enneigement (répartition, phase annuelle, quantité, ...) sont autant de facteurs déterminants pour l'activité phénologique de la végétation, aussi bien la fraction hypogée que celle épigée. La couverture neigeuse va notamment significativement influencer l'intensité saisonnière des échanges de CO₂ entre les

écosystèmes forestiers et l'atmosphère (Goulden *et al.*, 1998 ; Black *et al.*, 2000). Même s'il demeure encore difficile de prédire actuellement l'évolution des hauteurs de neige dans la perspective d'un réchauffement global moyen, tous les modèles s'accordent sur la forte corrélation entre enneigement et changement climatique (Moore & Mc Kendry, 1996). Les variations saisonnières et géographiques importantes enregistrées par l'enneigement pourraient alors avoir des conséquences majeures sur le climat et les ressources en eau (Pielke *et al.*, 2000 ; Groisman & Davies, 2001). Le couvert nival affecte en effet tout l'équilibre énergétique et hydrique, avec des interactions intervenant aussi bien aux échelles régionales que globales. La répartition et la quantité de la neige tombée en hiver influencent aussi directement la prévision opérationnelle des conditions d'approvisionnement en eau durant le printemps et l'été de nom-

breuses régions tempérées dans le monde, en particulier les espaces qui enregistrent une forte infiltration et qui subissent des étés secs.

Suivre les variations temporelles et spatiales de l'enneigement devient donc un enjeu majeur pour les scientifiques et pour les sociétés, que ce soit pour se servir de ce marqueur comme d'un indicateur régional du changement climatique, que, plus pratiquement, pour établir une prévision fiable des ressources en eau et de leur répartition. Dans cette perspective de suivi saisonnier et/ou interannuel, parce que le couvert nival peut facilement être identifié dans les longueurs d'onde du visible et du proche-infrarouge, et à cause de sa forte réflectance, des études se sont alors appuyées sur la télédétection satellitale. Plus récemment, les techniques utilisant les micro-ondes ont permis de renforcer le suivi de paramètres nivaux plus complexes (épaisseur, équivalent en eau, qualité de la neige). Très étudiées grâce à tous ces moyens techniques, les Alpes européennes sont certainement l'espace montagnard qui a reçu le plus d'attention et généré le plus grand nombre de campagnes de mesures et d'études sur les processus physiques et les implications climatologiques liés à la neige et à l'enneigement. Le Centre d'Études de la Neige (CEN) de Grenoble étudie notamment les effets du réchauffement climatique sur l'enneigement en France, essentiellement grâce à des mesures *in situ*, et

surtout en se basant sur les résultats obtenus à la station expérimentale de Météo France située au Col de Porte (1 360 m), dans le massif de la Chartreuse. Ces sites témoins indiquent une augmentation de 1 à 3°C dans les Alpes françaises depuis 1958, corrélée à une variabilité interannuelle de l'enneigement élevée, avec une diminution progressive du manteau neigeux au cours des quatre dernières décennies (Météo France, 2007). Cependant, même si ces résultats sont ensuite régionalisés par le biais de modèles numériques, ils demeurent encore peu fiables sur l'ensemble des espaces alpins, en particulier ceux périphériques de moyenne altitude qui subissent des influences climatiques diverses.

Cet article s'intéresse ainsi au suivi de la variabilité spatio-temporelle de l'enneigement dans la région du Vercors, située dans les Préalpes françaises du Nord, ce réservoir hydrologique saisonnier lié à la neige représentant un enjeu régional majeur en termes de ressources en eau pour les écosystèmes, l'agriculture et les espaces urbanisés de ce massif karstique. L'étude répond aussi à une demande des gestionnaires des territoires, en l'occurrence le Parc Naturel Régional du Vercors (PNRV) et la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors (RNHPV), qui ont besoin d'indicateurs environnementaux précis (Figure 1). Après avoir rappelé dans une courte synthèse le rôle et l'importance de l'enneigement en région de montagne ainsi que la complexité métho-

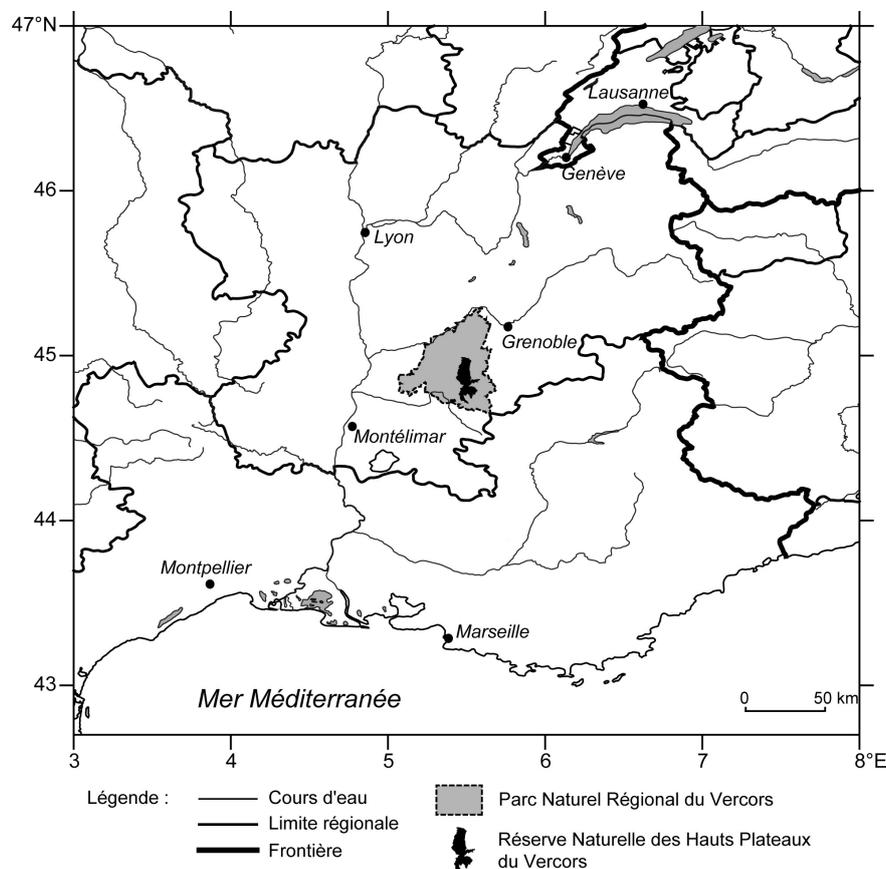


Figure 1. Carte de localisation de la zone d'étude : la situation du Parc Naturel Régional du Vercors (en grisé) et de la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux (en noir)

dologique de son étude, l'objectif est surtout de montrer comment, à travers l'exemple du Vercors, en s'appuyant sur la télédétection, il est possible d'améliorer le suivi interannuel et intra-saisonnier de l'enneigement.

I. LE SUIVI DE L'ENNEIGEMENT EN RÉGION DE MONTAGNE

A. Un indicateur déterminant pour l'étude du changement climatique

Les études à partir des réseaux d'observations confirment l'impact de certaines variations interannuelles de l'enneigement sur des changements climatiques d'échelle continentale, via des modifications du bilan radiatif dans la basse atmosphère (Cohen & Entekhabi 2001 ; Saito & Cohen, 2003 ; Saunders *et al.*, 2003). Le recours à la modélisation numérique permet en retour de comprendre les principaux changements enregistrés par le couvert nival en réponse à certaines variations climatiques idéalisées (Beniston *et al.*, 2003). Mais ces modèles climatiques, même ceux développés à l'échelle régionale, possèdent encore des mailles trop larges pour refléter fidèlement toute cette complexité dynamique, surtout lorsqu'on cherche à y intégrer les interactions avec le couvert végétal. Le mélange neige-végétation, évolutif au cours de l'année, complique en effet sérieusement sa cartographie, son évolution physico-chimique et ses interactions avec le sol et l'atmosphère, particulièrement lors de la fusion nivale (Neumann & Marsh, 1998 ; Liston, 1999). Cette difficulté est davantage vérifiée pour les espaces de montagne où un modèle ayant 30 à 50 km de résolution ne permet absolument pas de restituer la complexité topographique ni d'aboutir à des prévisions fiables. La représentation cartographique binaire de la neige est certes toujours une limite importante dans notre compréhension générale des interactions nivoclimatiques, l'idéal étant d'aboutir à une définition plus complexe du manteau neigeux (hauteur, densité, qualité chimico-physique) pour calculer certains paramètres hydrologiques tels que l'Équivalent en Eau de la Neige (EEN). Pourtant, la « simple cartographie » actualisée de l'enneigement constitue aussi une attente essentielle de la part des modélisateurs du climat, notamment pour les développements en cours aux échelles régionale et inférieure. Ces visions régionalisées doivent intégrer une représentation réaliste de la couverture neigeuse saisonnière afin de reproduire la diversité des caractéristiques biogéophysiques qui l'influencent et qui conditionnent sa variabilité spatiale élevée.

B. Un paramètre incontournable pour une étude éco-climatique régionale

Beaucoup d'études menées sur les changements environnementaux d'échelle globale indiquent que le rôle du changement climatique sur les écosystèmes se fait essentiellement de manière indirecte, plutôt que par un

impact direct des températures ou des précipitations (Vitousek, 1994 ; Walker *et al.*, 1999). L'évolution du manteau neigeux compte parmi les forçages écosystémiques majeurs. Une diminution du manteau neigeux peut avoir des conséquences pédologiques très nettes, puisque son effet isolant au niveau du sol a alors tendance à baisser au cours de l'année, augmentant donc en conséquence le nombre de jours avec un sol gelé. Ce changement d'état conditionne automatiquement la plupart des processus physiologiques et phénologiques souterrains (activités racinaires et microbiennes, stock de graines, cycle des nutriments, émissions gazeuses, drainage, ...) et épigées (germination, évapotranspiration, albédo, ...).

En milieu de moyenne montagne, la distribution spatiale de la neige et de la végétation est souvent fortement imbriquée à la topographie (en particulier la pente et l'orientation), avec une grande variété de micro-habitats. Cela conditionne l'existence d'autant de conditions microclimatiques, souvent sur de courtes distances, qui affectent en retour la phénologie végétale (Guisan *et al.*, 1998 ; Körner, 1999 ; Horsch, 2003). La période de fusion nivale représente par exemple l'un des forçages écologiques essentiels du cycle végétatif des espèces de montagne, notamment pour la détermination du début de leur période de croissance et de leur distribution géographique (Okland & Bendiksen, 1985 ; Stanton *et al.*, 1994 ; Walker *et al.*, 2001). Ces travaux, essentiellement réalisés dans l'hémisphère nord, montrent que la plupart des plantes de montagne sont surtout sensibles aux conditions d'enneigement à la fin du printemps et au début de l'été (Heegaard, 2002). Mais l'étude des rétroactions plante-neige demeure difficile du fait de la grande variabilité interannuelle et intra-saisonnière de la hauteur neigeuse d'un même site, compliquée par ailleurs par les nombreux paramètres environnementaux qui interagissent sur la neige et sur la physiologie végétale.

La canopée forestière a un rôle évident dans l'accumulation neigeuse au sol, mais aussi dans les mécanismes intervenant ensuite sur sa fusion. Une canopée relativement dense peut par exemple réduire d'au moins 50% la couverture nivale au sol par rapport à un espace ouvert (Pomeroy *et al.*, 2002 ; Winkler & Moore, 2006). Étant donné les prévisions climatiques des prochaines décennies pour l'espace alpin, avec des hivers plus chauds et humides, accompagnés d'un réchauffement printanier (Beniston, 2005), le domaine forestier préalpin peut potentiellement s'étendre, notamment celui du Vercors qui compte actuellement 100 000 ha dans les limites du Parc Naturel Régional (dont 6 000 ha de forêt situés dans la réserve naturelle des hauts plateaux). Seules les activités agro-pastorales peuvent venir contrarier cette tendance naturelle de l'augmentation des ligneux, ainsi que de la remontée de la limite altitudinale de la végétation arborescente. Les études empiriques menées dans le Vercors et fondées sur des observations biogéographiques prévoient d'ailleurs, dans un contexte de réchauffement climatique, une forte diminution de la zone écologique dite « de combat » (espace de transition entre étage alpin

et sub-alpin) et sa quasi disparition d'ici un siècle si la température venait à augmenter de 4°C en 2100 (Figure 2). Ces changements d'état de surface arborée vont donc significativement influencer le manteau neigeux, aussi bien sa densité que sa qualité physico-chimique. Ils auront donc aussi des conséquences sur l'équivalent en eau de la neige et sur sa teneur en eau liquide, paramètres clés dans tous les bilans climatiques calculés aux échelles régionale et globale. L'évolution attendue du couvert forestier complique aussi très sérieusement la surveillance du manteau neigeux à partir de la télédétection satellitaire. En effet, même avec les meilleures résolutions spatiales de certains capteurs optiques (*i.e.* décamétriques), le mélange forêt-végétation aboutit cependant à des simplifications dont il faut ensuite tenir compte dans les interprétations.

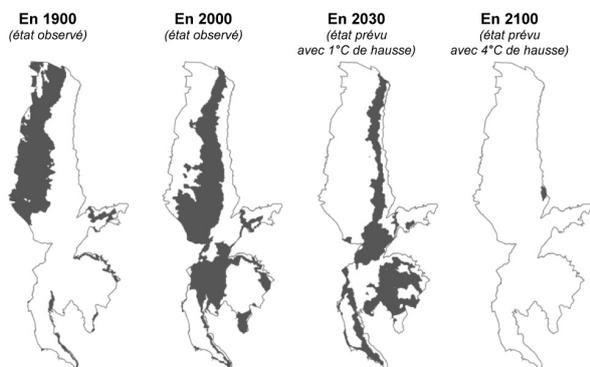


Figure 2. Évolution géo-historique de la zone écologique dite « de combat » (*i.e.* limite entre les étages subalpin et alpin) à l'échelle de la réserve naturelle des hauts plateaux du Vercors, à quatre dates : 1900 et 2000 (situations observées), ainsi que 2030 et 2100 (situations potentielles en fonction d'un réchauffement climatique respectivement de 1°C et 4°C) ; adaptée d'après des documents fournis par la Réserve des Hauts Plateaux du Vercors (com. pers., P.-E. Biron, 2007)

II. LE SUIVI DE LA COUVERTURE NEIGEUSE GRÂCE À LA TÉLÉDÉTECTION

A. Le choix de l'indice synthétique NDSII

Beaucoup de climatologies de l'enneigement reposent encore sur des observations stationnelles de la hauteur de neige, avec les défauts inhérents à l'approche sérielle (représentativité spatiale des résultats, complexité de la gestion des réseaux d'altitude et de la métrologie liée à la neige, lacunes des chroniques). Mais, depuis les décennies 1980 et surtout 1990, la télédétection satellitaire a permis de renouveler complètement notre potentiel de suivi de l'enneigement. Mais la cartographie radiométrique de la rétrodiffusion d'un sol recouvert de neige subit l'influence de très nombreux paramètres physico-chimiques, parmi lesquels on peut citer la fréquence et la polarisation de l'onde incidente, l'angle d'incidence local, la hauteur du couvert neigeux, sa densité, sa teneur en eau liquide, sa température, sa constante diélectrique, la taille et la forme des particules (Martini, 2005). En

outre, comme la neige peut être « sèche » (*i.e.* lorsque la teneur en eau liquide est nulle) ou « humide » (*i.e.* lorsque de l'eau liquide se forme), cette proportion influence considérablement l'évolution du manteau neigeux, ses propriétés diélectriques et donc, la qualité de sa télédétection. Seules les études de polarimétrie polyvalente permettent alors d'estimer le potentiel hydrologique de la neige en fonction de la teneur en eau liquide, en tenant également compte des propriétés polarimétriques sous-jacentes des états de surface et des sols.

La télédétection du manteau neigeux repose en fait sur trois types de capteurs embarqués (Tait *et al.*, 2000) :

- 1) les capteurs optiques (par exemple les produits AVHRR - Advanced Very High Resolution Radiometer) ;
- 2) les capteurs micro-ondes (par exemple SSM/I - Special Sensor Microwave/Imager) ;
- 3) les radars à synthèse d'ouverture (par exemple ERSS - European Remote Sensing Satellite).

Indépendantes de l'éclairement solaire, les mesures dans la gamme des micro-ondes ont l'avantage d'être possibles jour et nuit, tout en étant peu sensibles à la nébulosité et en permettant l'estimation de la hauteur de neige, donc de l'équivalent en eau de la neige (Cordisco, 2005). Des produits de ce type sont par exemple proposés à l'échelle planétaire par le National Snow and Ice Data Center (NSIDC) des États-Unis. Mais Cordisco (2005) observe aussi la faible résolution spatiale et la complexité de l'interprétation des produits basés sur les micro-ondes dans des régions hétérogènes comme les espaces montagneux. Pour une application climatologique moins complexe, recherchant surtout l'estimation cartographique de l'enneigement ainsi que l'étude de sa phase saisonnière, la couverture nivale peut alors être identifiée grâce à sa forte réflectance dans les bandes visible et proche infrarouge, favorisant la discrimination entre neige, sol nu et végétation. Quoique performantes, ces techniques demeurent évidemment sujettes à certaines limitations physiques, notamment la sensibilité de la réflectance aux mélanges qui peuvent affecter la neige, avec la présence de plantes, de débris végétaux et le dépôt d'aérosols (Zhou *et al.*, 2003 ; Cordisco, 2005). Les biais d'origine atmosphérique existent également, mais l'apport de la gamme du moyen infrarouge (environ 1,6 μm) permet d'améliorer la distinction entre nébulosité et couverture nivale. Les nuages ont plutôt une haute réflectance dans le visible et le proche infrarouge, alors que la réflectance de la neige diminue dans les courtes longueurs d'onde infrarouge (Hall *et al.*, 1998).

Des algorithmes associant plusieurs canaux radiométriques se sont alors développés soit pour la cartographie des surfaces enneigées et/ou englacées, soit pour l'étude de la température de surface de la glace. Les développements les plus connus sont ceux qui se fondent sur les données du Earth Observation System (EOS) Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), la plupart du temps avec une résolution spatiale de 500 à 1 000 m, et à un pas de temps quotidien ou hebdomadaire (Hall

et al., 1995). Les algorithmes peuvent alors proposer une procédure opérationnelle, comme celle développée avec l'outil Snowmap, utilisant une méthode multicritère de seuillages à partir d'un indice de base appelé NDSI (Normalized Difference Snow Index), et proposant une cartographie actualisée de l'enneigement à l'échelle planétaire (Hall *et al.*, 2002). À l'origine développé à partir de l'imagerie NOAA-AVHRR, cet indice se base sur le fait que la neige et la glace réfléchissent beaucoup plus dans le spectre du visible que dans les courtes longueurs d'onde de l'infrarouge, la plupart des nuages possédant par ailleurs une réflectance élevée dans cette dernière gamme radiométrique. Le NDSI a aussi l'avantage de réduire considérablement les effets radiométriques dus à la topographie, en s'adaptant à différentes conditions d'illumination.

Créé à partir des données MODIS, le NDSI est utilisable avec tous les radiomètres calibrés dans le visible et le moyen infrarouge. Xiao *et al.* (2001) l'adaptent ainsi à l'imagerie SPOT-Vegetation (SPOT4) en le renommant indice NDSII, pour Normalized Difference Snow and Ice Index. Pour ce capteur spécifique, il peut donc se résumer à la formulation analytique multicanaux suivante :

$$NDSII = \frac{R_{\text{Rouge}} - R_{\text{Moyen Infrarouge}}}{R_{\text{Rouge}} + R_{\text{Moyen Infrarouge}}}$$
 où le Rouge correspond à la bande spectrale 0,61-0,68 μm et le Moyen Infrarouge à 1,58-1,75 μm .

C'est cet indice qui est retenu pour l'étude sur l'enneigement du Vercors. Celui-ci étant associé à un seuillage radiométrique empirique et expérimental (Hall *et al.*, 1998 ; Klein *et al.*, 1998 ; Xiao *et al.*, 2000), les surfaces enneigées sont repérées lorsque les valeurs du NDSII sont supérieures ou égales à 0,4 avec par ailleurs une réflectance dans le proche infrarouge supérieure à 0,11.

Ce seuillage permet d'identifier les pixels recouverts par au moins 50% de neige, tout en distinguant les surfaces enneigées des plans d'eau qui enregistrent également des valeurs élevées de NDSII (Figure 3).

B. Le calcul du NDSII régional à partir de l'imagerie SPOT-Vegetation

Disponibles depuis avril 1998, les données radiométriques issues des capteurs SPOT-Vegetation fournissent des images quotidiennes à l'échelle quasi planétaire dans quatre bandes spectrales (2 dans le visible et 2 dans l'infrarouge), avec une résolution spatiale de 1 km. Afin de minimiser la taille des fichiers de données à manipuler et aussi parce que le travail porte en priorité sur l'étude interannuelle de l'enneigement, seules les synthèses décennales (produits de type S10), à une résolution spatiale de 8 km sont utilisées dans ce travail sur les Préalpes. L'ensemble des données, à la fois les valeurs radiométriques ainsi que toutes les métadonnées nécessaires aux corrections, est obtenu librement auprès du Joint Research Centre, sur le site Internet du Flemish Institute for Technological Research (VITO) à l'adresse <http://free.vgt.vito.be>. La base analysée dans ce travail correspond finalement à dix ans de données (fin 1998 à début 2008, soit 360 décades).

Dans un premier temps, afin de mieux cerner le potentiel analytique du NDSII, une comparaison est effectuée avec les résultats obtenus à partir de l'ancienne méthode de seuillage radiométrique encore utilisée récemment par SPOT-Vegetation pour détecter les surfaces enneigées. Cette approche s'appuie sur des valeurs de réflectance considérées comme des références issues de quatre espaces de plaines. Le seuillage des valeurs numériques

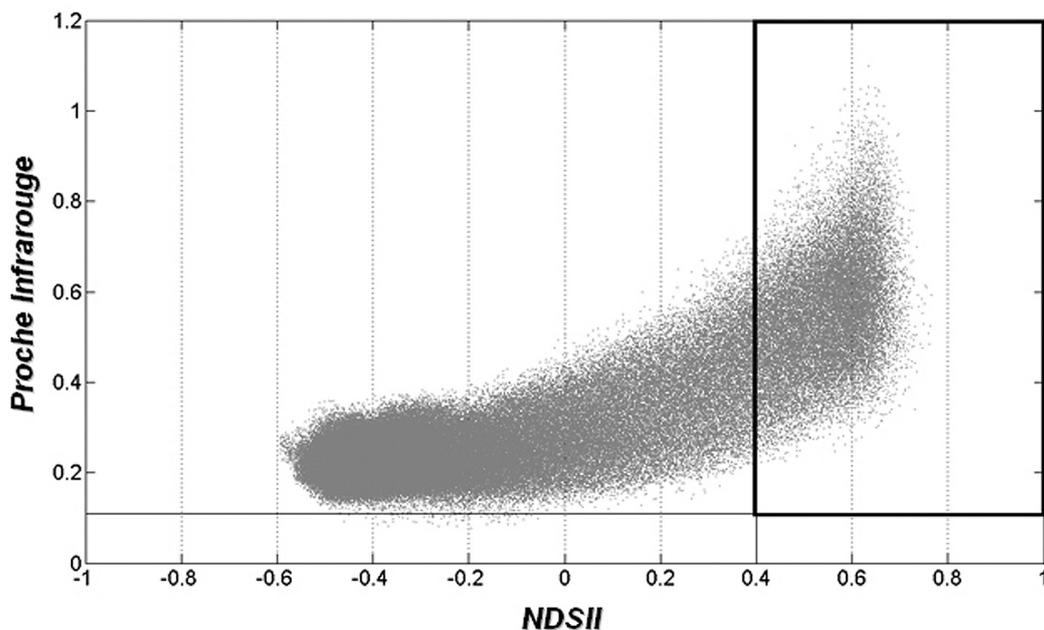


Figure 3. Relation bivariable entre le NDSII et les réflectances dans le Proche Infrarouge (PIR) pour les valeurs décennales moyennes calculées sur la période 1998-2008 et pour une fenêtre géographique centrée sur le Vercors (le cadre en gras repère le seuillage qui identifie les valeurs correspondant aux pixels enneigés, soit $NDSII \geq 0,40$ et $PIR > 0,11$)

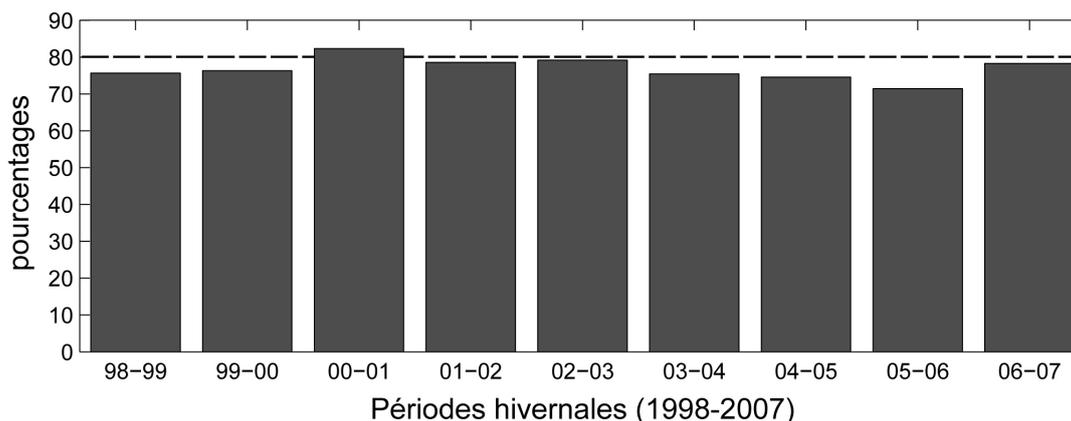


Figure 4. Pourcentage de l'espace enneigé dans une fenêtre géographique centrée sur le Vercors pour neuf périodes hivernales (octobre-mai 1998 à 2007) selon l'indice NDSII par rapport à l'ancien seuillage radiométrique utilisé par SPOT-Vegetation (l'indice NDSII enregistre systématiquement 20 à 25% de pixels enneigés en moins)

obtenues dans les quatre canaux étudiés (Bleu, Rouge, Proche Infrarouge, Moyen Infrarouge) permet alors d'établir que tout pixel est enneigé si $B \geq 674$, $R \geq 549$, $PIR \geq 521$ et $MIR \leq 328$. La comparaison entre le nombre de pixels enneigés détectés par cette méthode et ceux repérés par le NDSII, pour les neuf périodes hivernales 1988-2007 montrent que l'ancienne méthode de seuillage avait tendance à surestimer la couverture nivale de 20 à 30% (Figure 4).

C. La construction de l'atlas d'enneigement pour la zone d'étude du Vercors

Le calcul du NDSII à partir des synthèses décennales (mai 1998 - mai 2008) permet de définir un atlas régional de la couverture neigeuse, en particulier à l'échelle du Parc Naturel du Vercors qui constitue le domaine d'étude privilégié. Il est ensuite possible d'établir le régime saisonnier moyen de l'enneigement pour cette fenêtre géographique spécifique (Figure 5).

Le maximum de la superficie totale enneigée intervient entre fin janvier et fin février (environ 45 à 50% de l'espace étudié), mais c'est début janvier que sont enregistrés

les coefficients de variation interannuels les plus élevés (plus de 300%). Plus généralement, ces valeurs indiquent une grande variabilité interannuelle de la couverture nivale, caractéristique typique de ce paramètre climatique directement dépendant des variations pluviométriques et thermiques interannuelles, et de leurs interactions complexes au cours de la saison hivernale (accumulation, fusion, cycles gel-dégel, tassement, ...).

Sur les dix hivers étudiés, les mois de décembre 2000 et 2006 indiquent une quasi absence régionale de surface enneigée (Figure 6). Sur la période de référence 1900-2007, Météo France (2008a) classe d'ailleurs ces deux hivers parmi les plus chauds, avec respectivement le rang 2 pour 2000-01 (écart à la moyenne nationale de $+1,7^\circ\text{C}$) et le rang 3 pour 2006-07 ($+1,8^\circ\text{C}$). Les autres années révèlent une répartition géographique de la couverture neigeuse plus ou moins complexe à interpréter en décembre, quelquefois fortement dépendante du relief (1998, 2001) ou bien correspondant plutôt à un enneigement régional généralisé (typiquement 2003, 2004 et 2005).

L'hiver le plus froid recensé dans la classification de Météo France sur notre période d'étude, celui de 2005-06

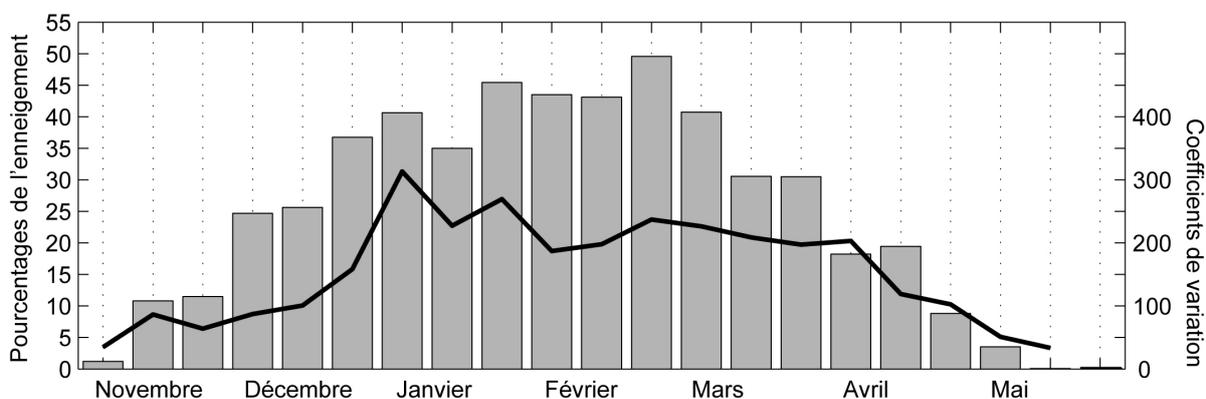


Figure 5. Histogramme du régime hivernal moyen (NDJFMAM 1998-2008, à partir de données décennales) de l'enneigement dans le Vercors (*i.e.* le pourcentage de superficie enneigée pour une fenêtre géographique centrée sur le Parc Naturel Régional du Vercors ; les coefficients de variation décennales sont indiqués en pourcentages par le trait gras)

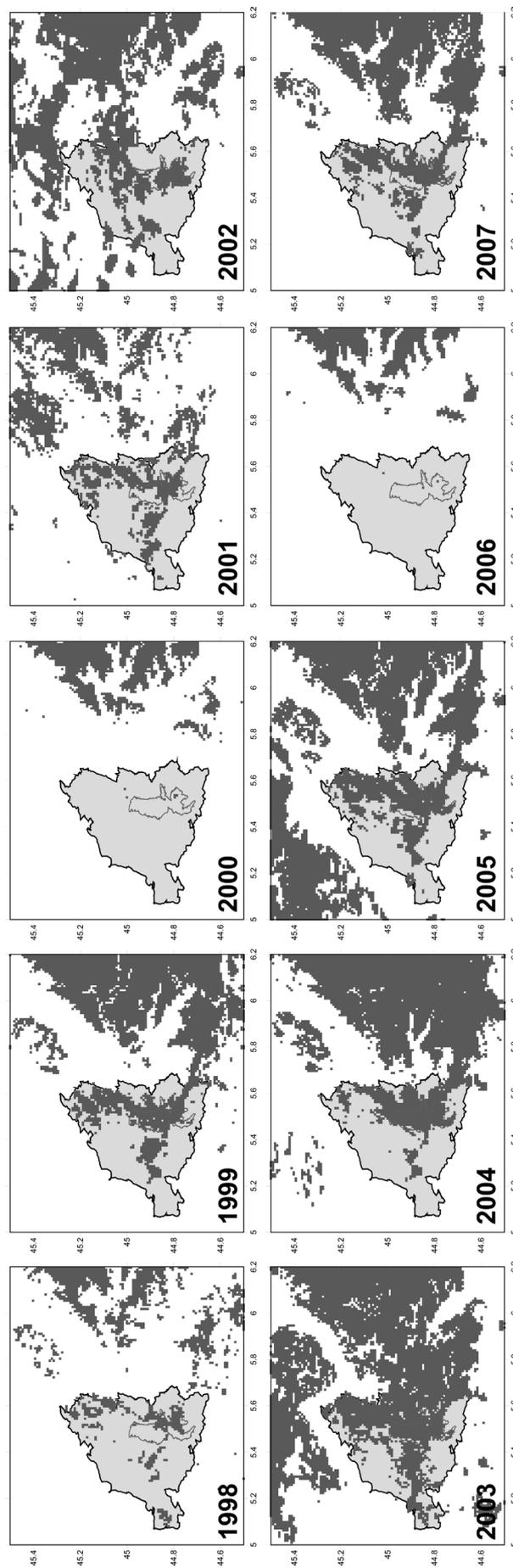


Figure 6. Carte de l'enneigement (en gris foncé) à la fin du mois de décembre pour les années 1998 à 2007 et pour une fenêtre géographique intégrant le Parc Naturel Régional du Vercors (indiqué en gris clair) ; la couverture neigeuse est déterminée à partir d'un indice radiométrique de type NDSII calculé avec les images décennales SPOT-Vegetation

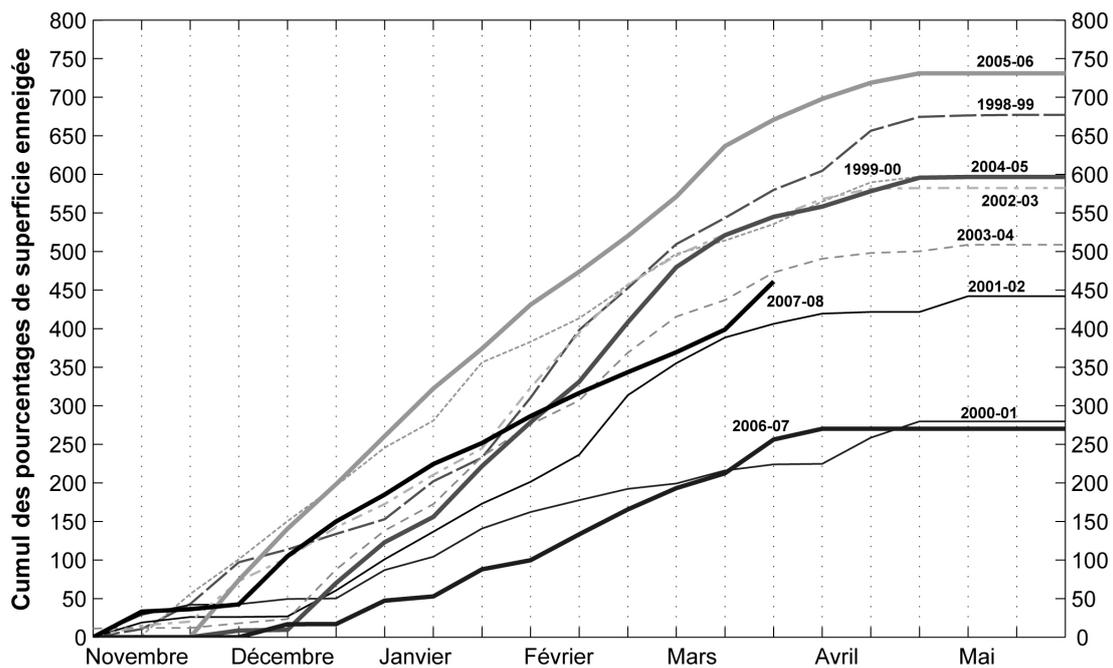


Figure 7. Courbes des pourcentages cumulés croissants de la superficie enneigée pour une fenêtre géographique centrée sur le Vercors pendant dix saisons hivernales (1998-99 à 2006-07)

(20^e rang, avec un écart à la moyenne de $-1,6^{\circ}\text{C}$), ne correspond cependant pas à la plus forte couverture nivale en décembre (Figure 6), mais il coïncide bien à l'enneigement cumulé le plus élevé sur toute la période hivernale (Figure 7). En revanche, l'hiver 1998-99, également considéré comme fortement enneigé à l'échelle du Vercors, n'est pourtant pas observé dans la liste des 20 hivers les plus rigoureux selon Météo France, ce qui démontre la prédominance des caractéristiques régionales.

Sur l'ensemble de la période potentiellement enneigée (novembre à mai), les deux hivers les plus chauds (2000-01 et 2006-07) enregistrent finalement environ trois fois moins de surfaces enneigées cumulées, ce qui aura évidemment des conséquences à la fois sur les processus thermodynamiques et météorologiques régionaux, mais aussi sur les mécanismes écosystémiques dépendant de la présence nivale. L'enneigement observé en hiver varie en fait considérablement selon la chronologie des événements neigeux (Météo France, 2007). Ainsi, un hiver peut être considéré comme enneigé, alors que la hauteur accumulée est faible. Inversement, si un enneigement important intervient en début de saison froide (lié à quelques événements), il peut perdurer tout l'hiver si les températures demeurent essentiellement négatives, en relation directe avec les variations thermiques atmosphériques mais également avec la physique interne de la neige influencée par les cycles gel-dégel. L'occurrence de redoux peut notamment favoriser la formation de couches de glace supra-, intra- ou infra-nivales, ainsi que le compactage ou la disparition du couvert de neige au sol (Fortin *et al.*, 2007). Ces variations modifient à la

fois le rôle écologique de la neige ainsi que les échanges énergétiques, gazeux et hydrologiques entre le sol, la neige et l'atmosphère (Jones *et al.*, 2001 ; Dominé *et al.*, 2007).

La variabilité spatio-temporelle des surfaces enneigées est donc très élevée, mais les comparaisons interannuelles sont facilitées grâce à la télédétection. L'analyse des dix phases annuelles de l'enneigement étudiées ici grâce au NDSII révèle la diversité et la complexité des chronologies saisonnières (Figure 8). La prévision de la distribution spatio-temporelle de l'enneigement est cruciale dans tous les modèles hydrologiques utilisés pour la gestion des ressources en eau (Kane *et al.*, 1991 ; Hartman *et al.*, 1999).

En dehors des deux périodes charnières, c'est-à-dire celle de l'apparition de la neige (novembre-décembre) et celle au cœur de la saison nivale (janvier à mars), le calendrier précis de la disparition de la couverture nivale est déterminant pour des implications opérationnelles, que ce soit la gestion et la prévision des ressources en eau régionales, la détermination de paramètres agronomiques liés aux espaces pâturés et forestiers, ou encore, la programmation de pratiques et d'usages touristiques. L'étude de l'enneigement en fin de phase hivernale (fin mars - début avril) est alors particulièrement décisive pour la programmation d'activités socio-économiques importantes pour cette région de moyenne montagne. L'atlas régional réalisé avec le NSII indique que le haut Vercors, c'est-à-dire approximativement l'espace délimité par la Réserve Naturelle (hauts plateaux et lignes de crêtes), constitue le seul domaine encore potentiellement enneigé à cette période de l'année (Figure 9).

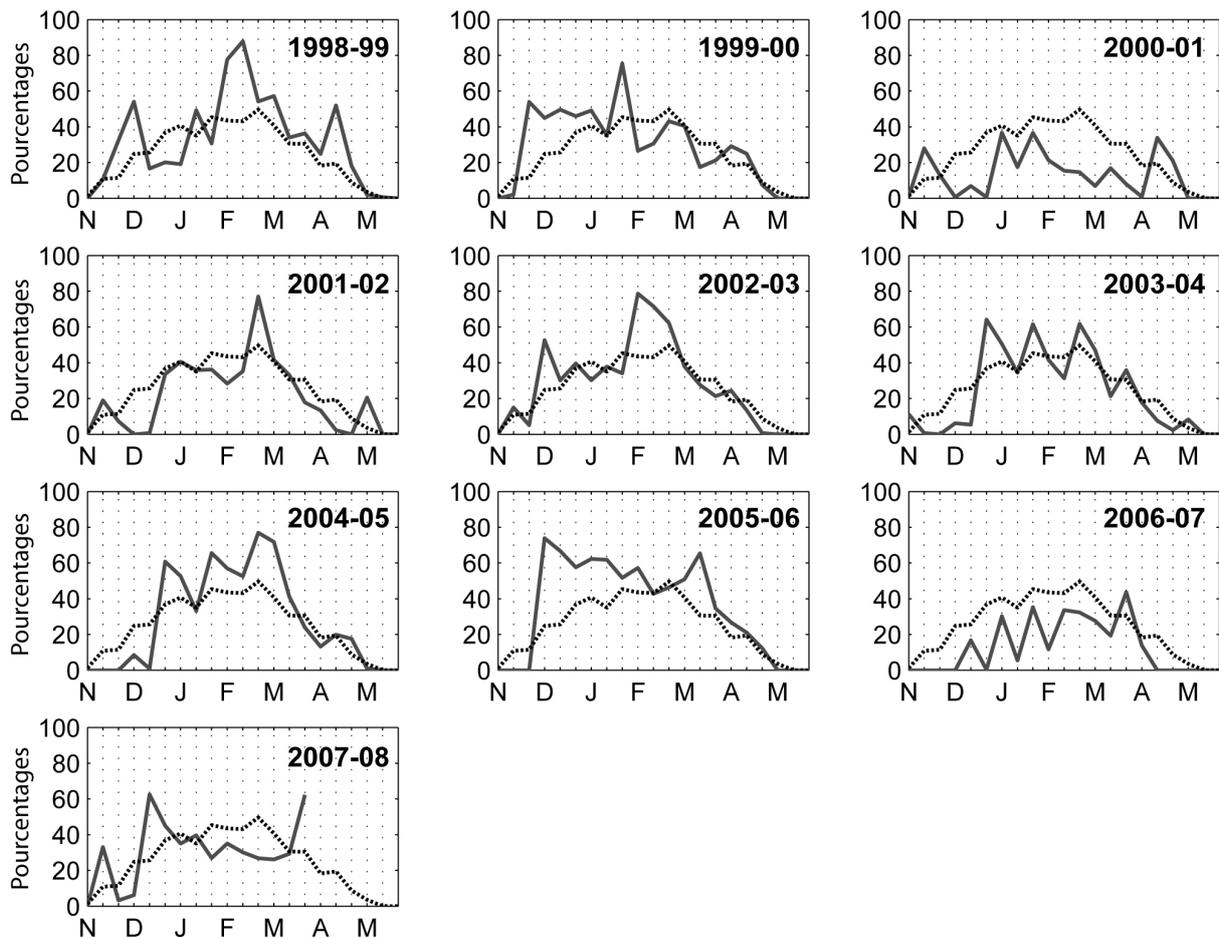


Figure 8. Comparaison de dix régimes hivernaux moyens (1998 à 2008, calculés à partir de données décadaires) de l'enneigement dans le Vercors (i.e. le pourcentage de superficie enneigée sur la période allant de novembre à mai) ; le régime moyen est indiqué en pointillés

Les différences peuvent cependant être notables entre les années totalement dépourvues de neige (2002, 2003 et 2007) et celles qui enregistrent encore une couverture quasi continue sur les hauts plateaux (1998, 1999, 2001, 2005 et 2006). Par ailleurs, une année cumulant globalement un faible enneigement dans le Vercors, par exemple 2000-01, peut en revanche s'avérer déterminante lorsqu'on tient uniquement compte de la couverture nivale en fin de saison hivernale, un épisode neigeux très important intervenant fin mars-début avril (Figure 8). Cela a des implications directes sur les diagnostics de fin de saison hivernale faisant intervenir la fusion nivale, l'alimentation en eau et le calendrier agricole, ainsi que sur les activités touristiques liées à la neige présente sur les hauts plateaux.

III. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

Le suivi des surfaces enneigées grâce au NDSII facilite donc le diagnostic de la variabilité spatio-temporelle des ressources nivales régionales. C'est un outil essentiel pour déterminer l'évolution des modes de répartition de la neige en moyenne montagne. Même si cet indice ne peut, pour le moment, fournir que 10 années d'ana-

lyse, il complète cependant avantageusement les études fondées uniquement sur une approche stationnelle ou expérimentale au sol. De plus, quoiqu'il n'apporte pas de réponse sur la hauteur nivale qui demeure le paramètre déterminant en termes d'estimation des ressources hydrologiques (Équivalent en Eau de la Neige), le NDSII nous renseigne sur l'évolution saisonnière et interannuelle des facteurs géographiques liés à l'enneigement, notamment les limites altitudinales. Lorsqu'on étudie l'enneigement sur quelques décades ou quelques mois, l'étude des surfaces enneigées grâce à la télédétection indique que la répartition de la couverture nivale du Vercors est particulièrement sensible aux évolutions thermiques hivernales observées à l'échelle nationale. Ainsi, avec une température hivernale moyenne de 5,5°C et de 6,8°C, les années 2000-01 et 2006-07 enregistrent donc des écarts positifs de 1°C et 2,3°C par rapport à la moyenne décennale de la période étudiée qui est de 4,5°C (Figure 10). La diminution de la couverture nivale du Vercors observée par le NDSII est alors flagrante, n'atteignant plus que 13% du domaine géographique sur la période moyenne étudiée (novembre à avril), contre plus de 25% lors d'hivers moins chauds (1998-99, 1999-2000, 2002-03, 2004-05, 2005-06).

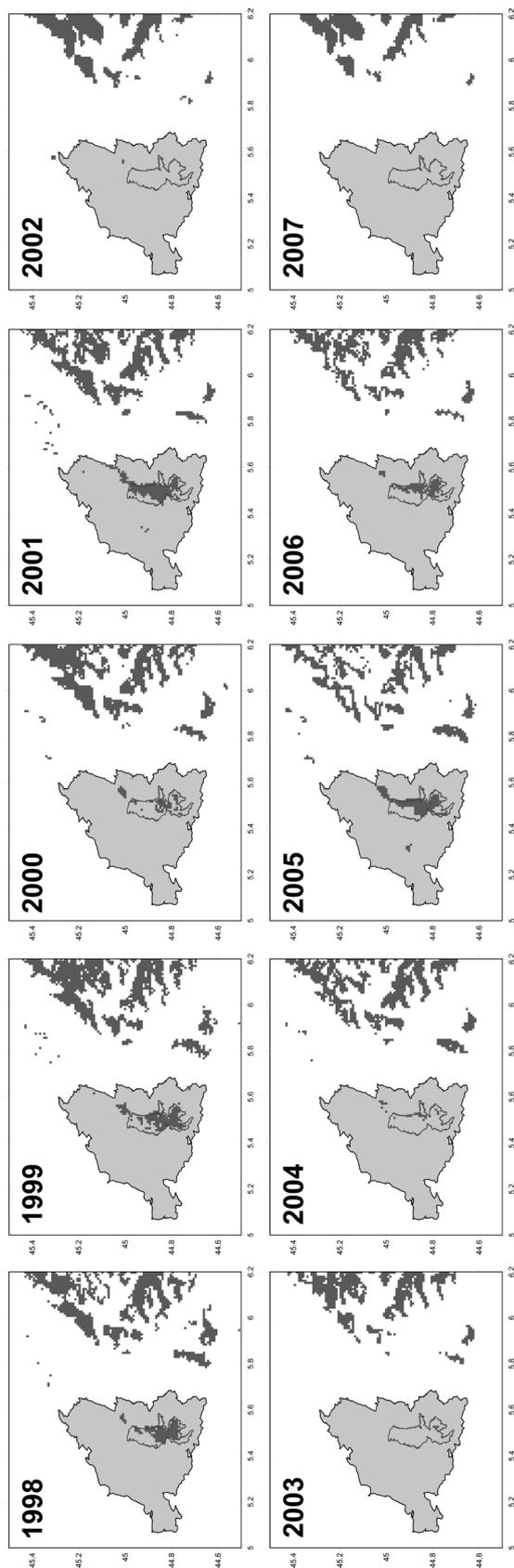


Figure 9. Idem que la figure 6, mais pour la fin du mois d'avril

Ces exemples indiquent qu'il suffit seulement d'une hausse moyenne de 1°C de la température régionale de l'air pour diminuer les surfaces enneigées hivernales moyennes de 50%. Afin d'estimer l'impact du réchauffement atmosphérique sur l'enneigement dans les Alpes (mais aussi sur le massif des Pyrénées), le Centre d'Etude de la Neige (Météo France) a utilisé la modélisation du manteau neigeux. Il a notamment simulé une augmentation thermique de $1,8^{\circ}\text{C}$ (ce qui correspondrait par exemple à un événement intermédiaire entre les hivers « chauds » de 2000-01 et 2006-07 décrits ci-dessus pour le Vercors). Les résultats indiquent que les conséquences sont peu significatives au-dessus de 2 500 mètres d'altitude où la période froide hivernale est longue, en limitant ainsi la fusion nivale (Martin *et al.*, 1994 ; Martin & Etchevers, 2002). En revanche, dès 1 500 m, une diminution significative d'un mois est enregistrée pour le nombre de jours avec un sol enneigé (passant de 5 à 4 mois par an dans les Alpes du Nord, et de 4 à 3 mois par an dans les Pyrénées). La modélisation climatique signale aussi une diminution conséquente importante du manteau neigeux, respectivement de 40 et de 20 cm dans les Alpes du Nord et du Sud (alors que la hauteur moyenne est respectivement de 1 m et 20 cm).

L'évolution à long terme de la hauteur de la couverture neigeuse dépend de nombreux paramètres géophysiques interagissant entre eux, tels que la circulation atmosphérique, la température de l'air, les précipitations, le bilan radiatif, l'état du substratum, ... Les variations de certains de ces paramètres au cours même de l'hiver expliquent largement la pérennité saisonnière de la couverture nivale. Ainsi, la fraction de précipitations solides et la part accumulée au sol sans avoir fondu vont largement déterminer la chronologie du manteau neigeux. De même, les alternances possibles entre gel et dégel, particulièrement entre les périodes nocturnes et diurnes, conditionnent aussi la résistance thermodynamique de la neige (rapport neige sèche / neige mouillée). Les deux principaux éléments climatiques influençant l'enneigement, aussi bien en hauteur qu'en durée, sont donc bien les températures et les précipitations (Beniston *et al.*, 2003). Un radoucissement hivernal, même faible, a d'ailleurs des conséquences visibles sur la répartition de l'enneigement en moyenne montagne. De nombreux résultats sont d'ailleurs parus récemment sur cette relation quasi linéaire qui existe entre le réchauffement atmosphérique et l'élévation de la limite altitudinale de l'enneigement. Par exemple, Haeberli et Beniston (1998) estiment qu'une augmentation de 1°C correspond à un gain de 150 m pour cette limite nivale en région de montagne. Baumgartner et Apfl (1994) ont également prévu une diminution d'au moins 25% de l'enneigement des Alpes suisses si la température augmente d'environ 3°C d'ici 2050.

À l'échelle du Vercors, un indice thermique régional construit sur la période 1948-2008, intégrant à la fois une dizaine de séries climatiques choisies comme référence (postes Météo France) ainsi que les réanalyses

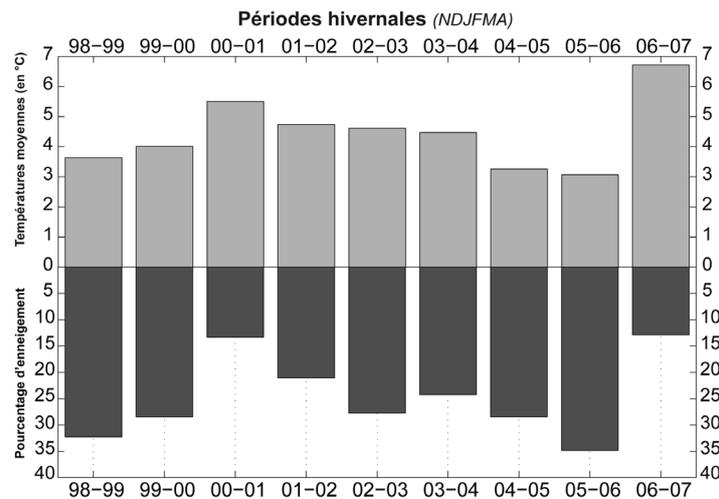


Figure 10. Comparaison entre les variations thermiques moyennes de l'air (diagramme du haut) et le pourcentage de l'espace enneigé (diagramme du bas) dans une fenêtre géographique centrée sur le Vercors au cours de neuf périodes hivernales (NDJFMA 1998 à 2007) ; la température est calculée à partir d'un indice régional intégrant des données en points de grille des réanalyses NCEP et des stations météorologiques de référence ; l'enneigement est déterminé à partir du NDSII

atmosphériques du NCEP (National Center for Environmental Prediction, États-Unis), permet d'observer les principales tendances thermiques (Figure 11). La principale observation sur la période hivernale (NDJFM) est une augmentation significative des températures moyennes de 0,5°C depuis 1987, les valeurs passant de 3,3°C à 3,8°C.

Outre cette variation à long terme, on repère également très bien les différents événements extrêmes de la couverture neigeuse mis en exergue précédemment grâce au NDSII (épisode froid de 2005-06 ; radoucissement hivernal en 2000-01 et 2006-07). Par ailleurs, cet indice thermique régional indique que des variations annuelles d'une telle intensité étaient moins fréquentes au cours des décennies 1960 et 1970 (en dehors de l'hiver très froid de 1962-63). Cela confirme les résultats obtenus par Météo France (2007) sur les Alpes du Nord à partir d'observations au sol, concluant à un enneigement moyen constant jusqu'à la fin des années 80, suivi d'une diminution très nette. Météo France précise qu'à l'échelle des Alpes françaises, le réchauffement est surtout significatif en milieu et en fin de période hiver-

nale (séquence déterminante pour le comportement du manteau neigeux), mais qu'il existe aussi des contrastes géographiques nord-sud importants entre les massifs. Des conclusions très proches sont également obtenues pour les massifs pyrénéens (Lopez-Moreno, 2005). Une analyse plus précise des variations intra-saisonniers montre que la diminution des surfaces enneigées au sol est surtout liée à la longueur de la période d'enneigement qui diminue régulièrement depuis les années 1970 dans les Alpes (Beniston *et al.*, 2003). D'autres travaux sur la moyenne montagne ajoutent que c'est la nivosté totale qui a changé, en lien direct avec le réchauffement planétaire observé (Parry, 2000).

Finalement, si l'on tient compte de ces observations et conclusions généralement obtenues à l'échelle des massifs alpins (mais sans intégrer les Préalpes), on s'aperçoit que la moyenne montagne du Vercors est celle qui subit actuellement, de la manière la plus visible, ces modifications de seuils thermiques et nivométriques, ainsi que de la répartition du manteau neigeux en fonction de l'altitude. À l'altitude moyenne des hauts plateaux (environ 1 500 m), une augmentation ponctuelle ou bien, plus certainement, à plus long terme, de quelques

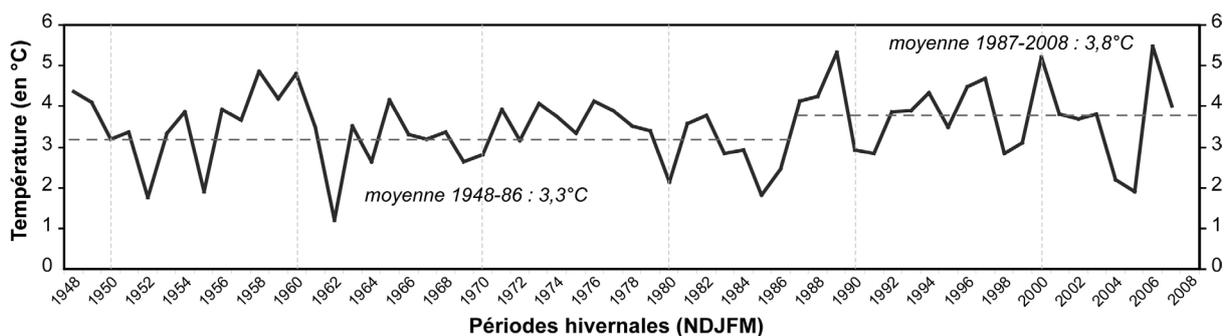


Figure 11. Températures hivernales (NDJFM) moyennes dans la région du Vercors calculées sur la période 1948-2008, à partir d'un indice intégrant les données des réanalyses NCEP et des stations de référence au sol (les moyennes thermiques 1948-86 et 1987-2008 sont indiquées par des traits horizontaux pointillés)

dizièmes de degrés Celcius, aura des répercussions immédiates et très importantes sur la qualité du manteau de neige et la superficie des surfaces enneigées, surtout au milieu et en fin de période hivernale. L'étude des gradients thermiques altitudinaux à l'échelle régionale (Drôme et Isère) en 2007 peut alors servir d'exemple représentatif d'une situation annoncée de radoucissement général (Figure 12).

Avec une température moyenne supérieure de $0,8^{\circ}\text{C}$ à la normale métropolitaine, l'année 2007 est classée par Météo France au neuvième rang des années les plus chaudes depuis 1900 (à égalité avec l'année 1989). Le début d'année (JFM) enregistre une série de perturbations, apportant des précipitations conformes aux normales, mais également une douceur atmosphérique qui repousse la limite pluie-neige au-dessus de 2 000 m, expliquant l'absence totale de manteau neigeux dans le Vercors en avril (Figure 9). Ce mois d'avril est d'ailleurs le plus chaud depuis 1900, avec des écarts à la normale de plus de 4°C sur la quasi-totalité du territoire, et même des valeurs supérieures à 5°C dans les Alpes (Météo France, 2008b). Les gradients thermiques altitudinaux des températures minimales (T_n) et maximales (T_x) des montagnes du Vercors ne permettent donc plus à la couverture neigeuse de se former, voire éventuellement de résister à une fonte diurne puisque les températures sont trop douces la journée, au cour de l'hiver (T_x d'environ 5°C en janvier) ou entièrement positives en avril ($T_n = 1^{\circ}\text{C}$ et $T_x = 13^{\circ}\text{C}$). À cette période de l'année, ces seuils thermiques sont plutôt observés en moyenne 400 à 500 m plus bas en altitude.

En dehors de la cause théorique générale que l'on peut associer à un réchauffement global, plusieurs facteurs déterminants sont avancés dans ces modifications nivothermiques en fonction de l'altitude. Le rôle de l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) est souvent cité (Beniston, 2007), même s'il n'est pas toujours le facteur le plus pertinent en terme de variance climatique régionale (Bigot *et al.*, 2007). Durant les phases positives les plus marquées de l'ONA, le renforcement des hautes pres-

sions stationnaires sur les Alpes qui perdurent jusqu'en hiver s'accompagne de faibles précipitations et, surtout, d'anomalies thermiques positives, l'ensemble de ces facteurs étant très défavorable à la couverture nivale. En retour, la réduction, ou même la disparition du manteau neigeux diminuent le forçage des pressions atmosphériques des basses couches, augmentant potentiellement l'instabilité et le potentiel pluviométrique (Walland & Simmonds, 1997). Meehl *et al.* (2007) complètent cette hypothèse en précisant, grâce à des simulations numériques induisant un forçage climatique des gaz à effet de serre dans l'hémisphère nord, que la fraction nivale saisonnière des moyennes latitudes dépend finalement d'un équilibre complexe entre l'augmentation potentielle des précipitations (facteur favorable) et celle des températures (facteur défavorable). Lemke *et al.* (2007), également par modélisation, concluent que la réduction de la saison enneigée en Europe et, par conséquent, la diminution de l'équivalent en eau, seront surtout significatives au cours des prochaines décennies dans toutes les moyennes montagnes européennes.

CONCLUSION

L'analyse de la couverture neigeuse est donc indéniablement facilitée grâce à l'utilisation d'un indice radiométrique tel que le Normalized Difference Snow Ice Index. Malgré les défauts intrinsèques de l'imagerie SPOT-Vegetation (avec, au mieux, une résolution spatiale kilométrique, et un pas de temps journalier), ces données permettent l'élaboration d'un atlas actualisé des surfaces enneigées depuis l'hiver 1998. À l'échelle du Vercors, les résultats décennaires utilisés ici indiquent qu'un très faible radoucissement hivernal semble suffisant pour faire disparaître l'essentiel de la couverture nivale, en particulier lors de la période charnière des mois de mars-avril. Ces mois sont également ceux qui enregistrent le plus sensiblement les effets d'anomalies thermiques interannuelles. L'espace correspondant à la Réserve Naturelle, en particulier les hauts plateaux, enregistre une variabilité importante de l'enneigement

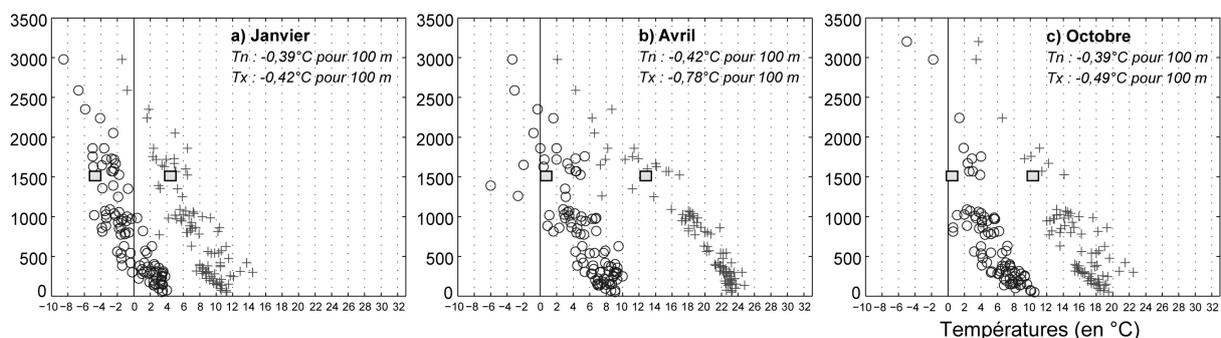


Figure 12. Relations bivariées entre la température mensuelle moyenne de l'air (température minimale indiquée par des cercles et température maximale représentée par des croix) et l'altitude pour 138 stations situées en Drôme et Isère durant trois mois de l'année 2007 : a) en janvier, b) en avril et c) en octobre (une station de référence située à 1 510 m sur les hauts plateaux du Vercors est indiquée par un carré grisé ; le gradient thermique altitudinal moyen déterminé par régression linéaire est indiqué pour chaque mois et pour les deux types de température ; les données de base sont fournies par Météo France)

d'une année à l'autre, même si les anomalies observées sur la décennie étudiée semblent correspondre à celles du massif alpin.

D'autres travaux menés à l'échelle régionale doivent maintenant conforter ces premiers résultats. Ils s'appuieront en particulier sur des données satellitaires différentes, comme l'imagerie radar. Ces techniques permettront alors de conjuguer le suivi géographique du manteau neigeux ainsi que l'estimation de l'équivalent en eau de la neige, paramètre déterminant pour la surveillance et la gestion des ressources en eau, ainsi que l'étude et la préservation écosystémique. Les causes météorologiques et/ou climatiques de la variabilité spatio-temporelle du manteau neigeux devront aussi être mieux discriminées. Ces travaux s'effectueront dans le cadre de la Zone Atelier « Alpes » du CNRS qui a débuté en 2008, avec une approche associant notamment des climatologues, des télédéTECTEURS et des écologues.

Remerciements

Les auteurs remercient Pierre-Eymard Biron, Conservateur de la Réserve des Hauts-Plateaux du Vercors, pour son aide et le soutien financier accordé ; les données SPOT-4 ont été gracieusement fournies par le centre VITO (Belgique) dans le cadre du programme SPOT-Vegetation ; certaines données météorologiques régionales ont été obtenues gratuitement dans le cadre d'une convention avec Météo France.

BIBLIOGRAPHIE

- BAUMGARTNER M.F. & APFL G. 1994. *Monitoring snow cover variations in the Alps using the Alpine Snow Cover Analysis System (ASCAS)*, in Mountain Environments in Changing Climates, M. Beniston (Ed.), London and New York : Routledge Publishing Company, pp. 108-120.
- BENISTON M., KELLER F. & GOYETTE S. 2003. **Snow pack** in the Swiss Alps under changing climatic conditions : and empirical approach for climate impacts studies. *Theoretical and Applied Climatology*, 74, pp. 19-31.
- BENISTON M. 2005. Mountain climates and climatic change : An overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162, pp. 1587-1606.
- BENISTON M. 2007. Linking extreme climate events and economic impacts : Examples from the Swiss Alps. *Energy Policy*, 35, pp. 5384-5392.
- BIGOT S., ROME S., PLANCHON O. & LEBEL T. 2007. Variations climatiques et circulation atmosphérique européenne dans le massif du Vercors (1921-2006). *Actes du XX^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Tunis, pp. 111-116.
- BIGOT S. & ROME S. 2008. Élaboration d'un atlas de l'enneigement à l'échelle du Vercors grâce à l'imagerie SPOT-VGT (1998-2007). *XXI^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Montpellier, pp. 139-144.
- BLACK T.A., CHEN W.J., BARR A.G., CHEN Z., ARAIN M.A., NESIC Z., HOGG E.H., NEUMANN H.H. & YANG P.C. 2000. **Increased carbon sequestration by a boreal deciduous forest in years with a warm spring**. *Geophys. Res. Letters*, 29(9), pp. 1471-1274.
- COHEN J. & ENTEKHABI D. 1998. **Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability**. *Geophysical Research Letters*, 26(3), pp. 345-348.
- CORDISCO E. 2005. *Étude de la synergie des observations satellites pour la caractérisation du manteau neigeux*. Thèse de doctorat de l'Université Paris 6, 214 p.
- DOMINÉ F., TAILLANDIER A.-S., HOUDIER S., PARRENIN F., SIMPSON W.R. & DOUGLAS T.A. 2007. **Interactions between snow metamorphism and climate : Physical and chemical aspects**. *Physics and Chemistry of Ice* (dir. W.F. Kuhs), Royal Society of Chemistry, Cambridge (UK), pp. 27-46.
- FORTIN G., VAN BOCHOVE E., JONES H.G., THÉRIAULT G. & BERNIER M. 2007. **The simultaneous determination of air permeability and gas diffusion through ice layers in the field**. *Nordic Hydrology*, 38(3), pp. 203-210.
- GOULDEN M.L., WOFSY S.C., HARDEN J.W., TRUMBORE S.E., CRILL P.M., GOWER S.T., FRIES T., DAUBE B.C., FAN S.-M., SUTTON D.J., BAZZAZ A. & MUNGER J.W. 1998. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science*, 279, pp. 214-217.
- GROISMAN P.Y. & DAVIES T.D., 2001. *Snow cover and the climate system*, in Snow Ecology, H.G. Jones, J.W. Pomeroy, D.A. Walker & R.W. Hoham (Eds.), Cambridge University Press, pp. 1-44.
- GUISAN A., THEURILLAT J.-P. & KIENAST F. 1998. **Predicting the potential distribution of plant species in an Alpine environment**. *J. Veg. Sci.*, 9, pp. 65-74.
- HAEBERLI W. & BENISTON, M. 1998. **Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps**. *Ambio*, 27, pp. 258-265.
- HALL D.K., RIGGS G.A. & SALOMONSON V.V. 1995. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) data. *Remote Sensing of Environment*, 54, pp. 127-140.
- HALL D.K., FOSTER J.L., VERBYLA D.L., KLEIN A.G. & BENSONT C.S., 1998. Assessment of snow-Cover mapping accuracy in a variety of vegetation-cover densities in Central Alaska. *Remote Sensing of Environment*, 66, pp. 129-137.
- HALL D.K., RIGGS G.A., SALOMONSON V.V., DIGIROLAMO N.E. & BAYR K.J. 2002. MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, 83, pp. 181-194.
- HARTMAN M.D., BARON J., LAMMERS R.B., CLINE D., BAND L.E., LISTON G.L. & TAGUE C. 1999. Simulations of snow distribution and hydrology in a mountain basin. *Water Resources Research*, 35, pp. 1587-1603.
- HEEGAARD E. 2002. A model of alpine species distribution

- in relation to snowmelt time and altitude. *Journal of Vegetation Science*, 13, pp. 493-504.
- HÖRSCH B. 2003. Modelling the spatial distribution of montane and subalpine forests in the central Alps using digital elevation models. *Ecol. Modell.*, 168(3), pp. 267-282.
- KÖRNER C. 1999. *Alpine plant life : functional plant ecology of high mountain ecosystems*. Springer, Berlin, 338 p.
- JONES H.G., POMEROY J. & WALKER D.A. 2001. *Snow Ecology : An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*. Londres : Cambridge University Press, 378 p.
- KANE D.L., HINZMAN L.D., BENSON C.S. & LISTON G.E. 1991. Snow hydrology of a headwater arctic basin, physical measurements and process studies. *Water Resources Research*, 27, pp. 1099-1109.
- KLEIN A.G., HALL D.K. & RIGGS G.A. 1998. Improving snow-cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model. *Hydrological Processes*, 12, pp. 1723-1744.
- LEMKE P., REN J., ALLEY R.B., ALLISON I., CARRASCO J., FLATO, G., FUJII Y., KASER G., MOTE P., THOMAS R.H. & ZHANG T. 2007. *Observations : Changes in Snow, Ice and Frozen Ground*, in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. & Miller H.L. (Eds.), New York : Cambridge University Press.
- LISTON G.E. 1999. Interrelationships among snow distribution, snowmelt, and snow cover depletion : implications for atmospheric, hydrologic, and ecologic modeling. *J. Appl. Met.*, 38, pp. 1474-1487.
- LOPEZ-MORENO J.I. 2005. Recent variations of snowpack depth in the central Spanish Pyrenees. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37, 2, pp. 253-260.
- MARTIN E., BRUN E. & DURAND Y. 1994. Sensitivity of the French Alps snow cover to the variation of climatic variables. *Annales Geophysicae*, 12, pp. 469-477.
- MARTIN E. & ETCHEVERS P. 2002. Impact des variations climatiques sur le manteau neigeux, incidence sur l'hydrologie nivale, les avalanches. *La houille blanche*, 8, pp. 84-88.
- MARTINI A. 2005. *Télédétection d'un couvert neigeux en milieux alpins à partir de données SAR polarimétriques multifréquentielles et multi-temporelles*. Thèse de l'Université de Rennes 1, 186 p.
- MEEHL G.A., STOCKER T.F., COLLINS W.D., FRIEDLINGSTEIN P., GAYE A.T., GREGORY J.M., KITOH A., KNUTTI R., MURPHY J.M., NODA A. et al. 2007. *Global Climate Projections*, in *Climate change 2007 : the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Millers H.L. (Eds.), Cambridge University Press (UK), pp. 747-845.
- MÉTÉO FRANCE. 2007. *La neige*. Document en ligne sur <http://www.cnrm.meteo.fr/>.
- MÉTÉO FRANCE. 2008a. *Les hivers remarquables de la période 1900-2007*. Document en ligne sur <http://france.meteofrance.com/>.
- MÉTÉO FRANCE. 2008b. *Les bilans climatiques annuels et saisonniers : l'année 2007*. Document en ligne sur <http://france.meteofrance.com/>.
- MOORE R.D. & MCKENDRY I.G. 1996. Spring snowpack anomaly patterns and winter climatic variability, British Columbia, Canada. *Water Resources Research*, 32, pp. 623-632.
- NEUMANN N. & MARSH P. 1998. Local advection of sensible heat in the snowmelt landscape of Arctic tundra. *Hydrol. Process.*, 12(10-11), pp. 1547-1560.
- ØKLAND R.H. & BENDIKSEN E. 1985. The vegetation of the forest-alpine transition in the Grunningsdalen area, Telemark, S. Norway. *Sommerfeltia*, 2, pp. 1-224.
- PARRY M.L. 2000. *Assessment of the potential effects and adaptations for climate change in Europe : the Europe ACACIA Project*. Jackson Environment Institute, University of East Anglia, Norwich (UK), 320 p.
- PIELKE R.A., LISTON G.E. & ROBOCK A., 2000. Insolation-weighted assessment of Northern Hemisphere snow-cover and sea-ice variability. *J. Geophysical Research Letters*, 27, pp. 3061-3064.
- POMEROY J.W., GRAY D.M., HEDSTROM N.R. & JANOWICZ J.R. 2002. Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests. *Hydrological Processes*, 16, pp. 3543-3558.
- SAITO K. & COHEN J. 2003. The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode. *J. Geophys. Res. Lett.*, 30(6), p. 1302.
- SAUNDERS M.A., QIAN B. & LLOYD-HUGHES B. 2003. Summer snow extent heralding of the winter North Atlantic Oscillation. *J. Geophys. Res. Lett.*, 30(7), p. 1378.
- STANTON M.L., REJMANEK M. & GALEN C. 1994. Changes in vegetation and soil fertility along a predictable snowmelt gradient in the Colorado Park Range. *Arctic and Alpine Research*, 26, pp. 364-374.
- TAIT A.B., HALL D.K., FOSTER J.L. & ARMSTRONG R.L. 2000. Utilizing multiple datasets for snow-cover mapping. *Remote Sensing of the Environment*, 72(1), pp. 111-126.
- VAVRUS S. 2007. The role of terrestrial snow cover in the climate system. *Climate Dynamics*, 29(1), pp. 73-88.
- VITOUSEK P.M. 1994. Beyond Global Warming : Ecology and Global Change. *Ecology*, 75(7), pp. 1861-1876.
- WALLAND D.J. & SIMMONDS I. 1997. Modeled atmospheric response to changes in Northern hemisphere snow cover. *Climate Dyn.*, 13, pp. 25-34.
- WALKER D.A., BILLINGS W.D. & DE MOLENAAR J.G. 2001. *Snow vegetation interactions in tundra environments*,

- in Snow Ecology, H.G. Jones, J.W. Pomeroy, D.A. Walker & R.W. Hoham (eds), Cambridge (UK) : Cambridge University Press, 398 p.
- WALKER B.H., STEFFEN W.L. & LANGRIDGE J. 1999. *Interactive and integrated effects of global change on terrestrial ecosystems*, in The Terrestrial Biosphere and Global Change : Implications for Natural and Managed Ecosystems, B. Walker, W. Steffan, J. Canadell, & J. Ingram (Eds.), Cambridge (UK) : Cambridge University Press, pp. 329-374.
- WINKLER R.D. & MOORE R.D. 2006. **Variability in snow accumulation patterns within forest stands on the interior plateau of British Columbia, Canada.** *Hydrological Processes*, 20(17), pp. 3683-3695.
- XIAO J., BINTANJA R., DÉRY S.J., MANN G.W. & TAYLOR P.A. 2000. An intercomparison among four models of blowing snow in the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 97, pp. 109-135.
- XIAO X., SHEN Z. & QIN X. 2001. **Assessing the potential of vegetation sensor data for mapping snow and ice cover : a Normalised Difference Snow and Ice Index.** *International Journal of Remote Sensing*, 22, pp. 2479-2487.
- ZHOU L., DICKINSON R.E., TIAN Y., ZENG X., DAI Y., YANG Z.L., SCHAAF C.B., GAO F., JIN Y., STRAHLER A., MYNENI R.B., YU H., WU W. & SHAIKHS M. 2003. Comparison of seasonal and spatial variations of albedos from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and Common Land Model. *J. Geophys. Res.*, 108(D15), pp. 1-20.

Adresses des auteurs :

Sylvain BIGOT
 Laboratoire LTHE (CNRS-IRD-INPG, UMR 5564)
 1025, rue de la Piscine - Domaine Universitaire
 F-38400 Saint Martin d'Hères
 Institut de Géographie Alpine (UJF),
 14 bis, Avenue Marie Reynoard,
 F-38100 Grenoble
 sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr

Sandra ROME
 Institut de Géographie Alpine (UJF),
 14 bis, Avenue Marie Reynoard,
 F-38100 Grenoble
 Laboratoire PACTE-Territoires (CNRS, UMR 5194)
 14 bis, Avenue Marie Reynoard,
 F-38100 Grenoble

